

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 1, May, 1966

三陸沖の日本海溝および日本海の大和堆
付近の海上地磁気異常について

松 崎 卓 一

Magnetic Anomalies over and around the Japan Trench
off Sanriku and the Yamato Bank in the Japan Sea

Takuichi Matsuzaki

Received January 10, 1966

Abstract

Shipborne magnetic surveys were carried out along the Japan Trench off Sanriku Coast and over and around the Yamato Bank in the Japan Sea using a towed proton precession magnetometer. The spacing was about 5 miles. Total magnetic intensity was observed to the absolute accuracy of $\pm 10\gamma$. The positions of observation points were measured by means of Loran system.

A magnetic total force distribution chart for the sea was obtained. Subtracting the regional trend from the data, an anomaly chart was also drawn.

From the observation results, it was found that there was a series of magnetic anomaly of about 500γ along the Japan Trench in the Pacific Ocean. This means that the magnetic anomaly is related to the structure of the Japan Trench. It also was found that there were positive and negative magnetic anomalies of about 500γ over and around the Yamato Bank. In this case, the pattern of the anomaly distribution is complicated due to the existence of the sea mounts, including the Yamato Bank and the North Yamato Bank. It seems that the magnetic material causing the anomalies must be embedded quite near the surface of the bank.

1 まえがき

最近、地球物理学の進歩は目ざましく、海底と陸部ではその内部構造が著しく異なることが解明されつつある。従来は、観測船、測定計器等の困難のために海底の地球物理学的調査が進まなかったが、最近の電子工学等の新

しい技術の導入により、精密音響測深儀 (P. D. R.)・海上重力計・船舶用プロトン磁力計・海上地震探査測定機 (Seismic Profiler)・heat flow 測定機等が開発されたので、海底の地殻内部構造がしだいに解明されつつある。そして、大陸・大洋の成因・マン托ルの構造・造山運動・地震・火山等の諸問題に新しい知識を与えつつある。

海上地磁気測定も最近各国ともに実施するようになった。これは、海底下の基盤岩石を探知し、地殻構造の解明に役立つ。現在、各国で使用されている海上磁力計は Flux-gate 型および Proton Precession 型の2種があり、Flux-gate 型は米国の Project Magnet Plan として全世界の航空磁気測量に使用され、また、ソ連の非磁性船 Zaria に装備されていて、ともに地磁気三成分の測定に用いられている。わが国でも海上保安庁水路部がピーチクラフト機に Flux-gate 型磁力計を取り付けて日本近海の航空磁気測量を実施している。Proton Precession 型の磁力計は磁場の強さの絶対値が測定されることが特徴で、最近各国で海上用に使われるようになった。米国では U. S. 沿岸測地局・水路部・Lamont の Geological Observatory・Scripps Institution of Oceanography 等が船舶用 Proton 磁力計 (1959) (1961) を用いて大西洋・太平洋の海上磁気測量 (1953) (1959) を行なっている。わが国でも海上保安庁水路部・気象庁・東大海洋研究所の測量船・観測船が日本近海の Proton 磁力計による海上磁気測量を行なっている。また、IGY, 南極観測では宗谷により日本・南極間の磁気測量が行なわれた。

以上の海上磁気測量の結果、今まで知られていなかった海底の地磁気異常が徐々に発見されてきた。海底山脈・海山・大陸棚の境界等である。特に火山島や海山では大きな磁気異常を示している。これは、これらが磁性の強い玄武岩質から成ることを示している。

海溝の地球物理学的研究には Vening Meinesz (1948) の重力調査、松山教授 (1936) の日本海溝の重力測定の結果があり、海溝に強い negative のブーゲー異常が存在することが明らかになった。

海溝の地磁気測定には、トンガ・千島・カムチャツカ・アリューシャン (1954)・日本海溝の結果があるが、海溝地形と直接結びついた大きな地磁気異常の報告はない。特に日本海溝の海上磁気測量は、前記上田誠也氏 (1962) 等による結果のみで、かつ、この場合の測量は緯度 38° N. の線に沿った2コースのみであるが、Lat. 38° N., Long. 146° E. に大きな磁気異常のあることを発見し、これは海山に伴うものであると報告している。

また、加藤教授等 (1958) (1959) は fluxgate を non-magnetic case に入れて地球磁場の vertical component を測定する ship-borne magnetometer を開発した。1960年1月、加藤教授等 (1960) はこの ship-borne magnetometer を用いて水路部測量船「拓洋」により、伊豆半島伊東沖の大きな磁気異常および房総半島の沖にある浅瀬「沖ノ山」の磁気測量を行ない、伊東沖の大きな磁気異常は伊東沖地震と関係を持ち、かつ、大きな磁気異常を伴う伊豆火山列島の一部と考えられることを指摘した。

本論文では、三陸沖の日本海溝および日本海のほぼ中央部に存在する大きな Bank「大和堆」の地磁気異常を正確に知るために、水路部測量船「拓洋」により、船舶用プロトン磁力計を用いて地磁気全磁力の測量を実施したので、その結果を報告する。

2 測定計器

測定計器として船舶用のプロトン磁力計を用いた。

プロトン磁力計では、水のプロトンの歳差運動の周波数を測定することにより、地球磁場の全磁力の強さを知ることができる。

全磁力を F , プロトンの歳差運動の周波数を f とすると

$$F = 23.4865 f \text{ ガンマ}$$

なる式が成立するので、 f を測定することにより地球磁場の全磁力の強さを知ることができる。今回用いたプロトン磁力計の特色はプロトンの歳差運動の周波数を水晶発振器による標準の周波数で計数し、これを計数化し、表示管により直読可能とし、さらに電子計算機 HIPAC 103 により計算処理し得るようにパンチャーに接続してある。

一方、周波数のデジタル量をアナログレコーダーに導入して地球磁場の全磁力の変化の状況がただちにわかるように記録紙上に記録される。

性能を次表に示す。

プロトン磁力計性能表

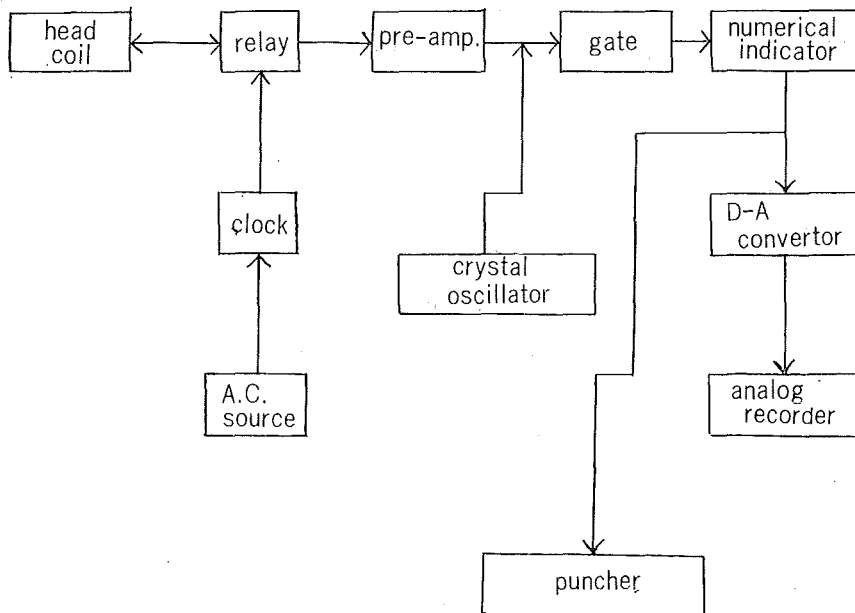
(1) 測定範囲	38,000 γ ~ 52,000 γ
(2) 分解能	$\pm 2.5 \gamma$, $\pm 5 \gamma$, $\pm 10 \gamma$ (3 Range 切替え可能)
(3) 測定精度	最高 $\pm 2.5 \gamma$
(4) 測定時間間隔	10 秒または 1 分ごと
(5) 10 進表示部	5 けた
(6) 2 進計数部	8 ビット式テープにパンチ
(7) アナログ量記録器	フルスケール 1,000 γ および 2,000 γ
(8) 水晶発振器	周波数 50 c/s および 3487.9 c/s 安定度 $\pm 1 \times 10^{-5} / 100 \text{V}$ $0^\circ \sim 40^\circ \text{C}$ にて 確度 $\pm 1 \times 10^{-5}$
(9) 時計用電力増幅器出力	5 W 連続 (50 c/s)
(10) 時計面	3 針
(11) ピックアップコイル直流励磁時間	5 sec
(12) タイムマーク	テープパンチャー 10 分ごとに 1 回 アナログレコーダー 10 分ごとに 10 秒間のマーク 1 時間ごとに 1 分幅のマーク
(13) 電源入力	AC 100 V $\pm 10 \text{V}$, 50 c/s, 60 c/s

測定器は次の 9 個から成り立っている。

- (1) ピックアップコイル部
- (2) 発振器, 増幅器, counter 表示管
- (3) 電源部
- (4) リモートコントロール部
- (5) テープパンチャー
- (6) 同上自動巻取器
- (7) アナログ記録器
- (8) 同上巻取器
- (9) ピックアップコイル用ケーブル 200m

ピックアップコイル部は蒸溜水のはいたアクリル製の円筒状筒の上にコイルが巻かれており、コイルは二つ直角に配置され、磁場の方向による影響をなくすように造られている。そしてさらにこのコイルはアクリル製の耐水容器に収められ海水の浸入を防止している。

プロトン磁力計の Block Diagram



また、コイルのはいった Detector は船尾からケーブルを用いて 200 m 離してえい航し、船体磁気の影響を 1% 以下に減少せしめて測定した。

Bathymetric data は精密音響測深儀 (Precision Depth Recorder) を用いた。測定精度は 1/5,000 である。

船位はロランA受信機を用いた。測定精度は ± 1 mile である。

3 地磁気測定および水深測量

海上保安庁水路部では国際地球内部開発計画の一環として、日本近海の海底地形・地磁気・海上重力・海底地質の調査研究を昭和 39 年度から 3 箇年にわたって実施する計画を立て、昭和 39 年 8 月に三陸沖日本海溝付近の調査を、昭和 40 年 4 月・5 月に日本海中央部の大和堆付近の調査を水路部測量船「拓洋」で実施した。

国際地球内部開発計画はマントル層の上部、すなわち地表から 1,000 km までの部分を最近発達した海上重力計・船舶用プロトン磁力計・PDR 等の新鋭手段を用いて調査するものである。したがって水路部では上記測器を用いて昭和 39 年 8 月 5 日から 8 月 20 日までの 16 日間、宮城県塩釜港を基地として三陸沖の日本海溝のうち、緯度 39° N. の線を中心として幅 100 km、三陸海岸から経度 145° E. にわたる範囲を測線間隔 5 海里ごとに測定した。測線数は東西方向で 9 本である。その間、水深・地磁気・重力ともに連続観測が行なわれ、特に地磁気は毎分測定し、柿岡地磁気観測所の資料を用いて外部変化磁場の補正を行なった。船位はロランAにより 1 時間ごとに測定が行なわれた。

また、昭和 40 年 4 月 19 日から 5 月 18 日まで、舞鶴を基地として大和堆付近の測定が行なわれた。測定範囲は舞鶴沖で大和堆を含む海上で Long. 133° 00' E. から 136° 30' E. まで、Lat. 36° 00' N. から 40° 20' N. までで、測線は南北 24 本で、大和堆付近は 5 海里間隔、舞鶴海岸から大和堆までは約 12 海里間隔である。

地磁気は船舶用プロトン磁力計による地磁気全磁力の強さを毎分測定し、鹿屋地磁気観測所の資料を用いて外部変化磁場の補正を行なった。

水深は PDR による連続測定, 海上重力は 0.2 秒ごとの連続測定をコース上で行ない, 採泥による地質調査を大和堆の 3 箇所において実施した. 船位はロラン A により 1 時間ごとに測定された.

4 三陸沖の日本海溝の測定結果

プロトン磁力計による地磁気全磁力の測定値は第 1 図のとおりである. 図中の数字は記録紙上 10 分ごとの値を 10 r 単位で表示したもので, コンターは 100 r ごとに描かれてある.

水深測量から得られた等深線図は第 2 図のとおりである.

なお, 第 3 図には上記 2 枚の図を比較検討しやすいために重ねて図示した.

また, 各測定線の topographic profiles と, それに伴う magnetic profile との図を第 4 図に示す.

以上の測定結果から次のような事実がいわれる.

- 1) 一般的に見て, 全磁力の分布は南東から北西に増加し, $145^{\circ} 00' E.$, $38^{\circ} 40' N.$ の $46,000 r$ が $142^{\circ} 10' E.$, $39^{\circ} 00' N.$ では $47,400 r$ 以上となる. そして等全磁力線の方向は南西から北東に向かう.
- 2) 三陸海岸から沖合 10 海里までは陸部から続いた地磁気異常がある. その大きさは最大約 $400 r$ である.
- 3) さらに 10 海里沖合に南北の線に沿って地磁気異常がある. これは海底地形が三陸海岸から水深 1,000 m の大陸棚外縁までは徐々に深くなって行き, 水深 1,000 m 付近で第 1 の不連続があるが, これとほぼ一致する.
- 4) 水深 3,000 m 付近, すなわち $143^{\circ} 30' E.$ までは一様に深さを増すが, この間にはほとんど地磁気異常は認められず, 全磁力の地球上の一般分布の模様を示している.
- 5) 水深 3,000 m から急激に深くなり, 日本海溝の西側斜面となる. この付近から地磁気異常が現われ, 最深部 (水深 7,000 m 以上) からそれを越えた $144^{\circ} 40' E.$ にわたって最大約 $500 r$ の正負の地磁気異常がある. この異常の範囲は広く直径は約 30 海里に及ぶ.
- 6) 日本海溝の東側斜面は西側斜面のように急でなく徐々に浅くなって $145^{\circ} 20' E.$ 付近は水深 5,500 m であるが, ここにも大きな地磁気異常が現われている (第 4 図第 1 コース参照).

以上の結果から, 日本海溝に伴って約 $500 r$ の地磁気異常が存在し, この異常に引き続いて日本海溝を越えた Ocean Basin にも地磁気異常が存在する.

5 大和堆付近の測定結果

プロトン磁力計による地磁気全磁力の測定値は第 7 図のとおりである. 図中の数字は記録紙上 10 分毎の値を 10 r 単位で表示したものである. 第 8 図はその等全磁力線図を表わし, コンターは 100 r ごとに描かれてある.

水深測量の結果から得られた等深線図は第 9 図のとおりである.

地磁気の測定結果から次のことがいわれる.

- 1) 概観的にいって全磁力の分布は北に行くほど値が大きくなり, Lat. $36^{\circ} N.$ で約 $47,500 r$ が Lat. $40^{\circ} N.$ で約 $50,000 r$ となる. そして等全磁力線の方向は南西から北東に向かい, 新潟沖の場合と同様である.
- 2) Lat. $39^{\circ} 2' N.$, Long. $135^{\circ} E.$ を中心として直径 130 km, 幅 20 km, 深さ 300 m 内外の大和堆の東部 (No. 5)・西部ならびに中央部に $400\sim 600 r$ の正負の非常に local な地磁気異常が数多く発見された. pattern の大きさはだいたい 3~5 km ぐらいのもので, その形は $+-+\dots$ と非常に複雑である. この代表的なものの mag. profile を第 10 図の (A)~(B), (K)~(L) で示す. また, それぞれに対応する topographic profile も同図に示されている. 以下同様.

この図を見てもわかるように変化は大きく, かつ, 急で波長も短い. このことから, これらの地磁気異常を生ずる source はごく表面の magnetic な rock (たとえば Basalt or Andesite) によるものと推定

される。

これらの顕著な地磁気異常はだいたい水深が 300 m 内外の所であることが特徴である。

- 3) 大和堆の北西方に北大和堆が存在している(最小水深は Lat. $39^{\circ} 50' N.$, Long. $133^{\circ} 50' E.$ の 394 m). この北大和堆にも 400 m 内外の浅瀬が数多く存在するが, これらの浅瀬に伴って顕著な地磁気異常が測定された. その代表的な例を第 10 図の (E)~(F), (C)~(D), (G)~(H) で示す. 特に (G)~(H), (C)~(D) 線に見られる地磁気異常は dipole field のものと非常によく似ている. これは北大和堆の北端にある小さな Bank (水深 676 m) に伴うもので, この Bank は volcanic rock からできていて, かつ uniform に magnetize していると推定される.
- 4) 大和堆の南側斜面の ($39^{\circ} 00' N.$, $135^{\circ} 40' E.$) 付近 (No. 3) に 50 km にわたり $+200 r$, $-100 r$ の pair をなした地磁気異常がある. 更にその南西方の ($38^{\circ} 20' N.$, $134^{\circ} 20' E.$) (No. 2) に $+300 r$, $-100 r$ の pair をなしたかなり広範囲な地磁気異常が存在し, この pattern から, この source は約 8 km の深いところにあると推定される.

大和堆と北大和堆との中間の $39^{\circ} 40' N.$, $134^{\circ} 10' E.$ 付近 (No. 4) および北大和堆の北方 $40^{\circ} 20' N.$, $133^{\circ} 20' E.$ に, とともに $+200 \sim 300 r$, $-100 \sim 200 r$ の pair をなした地磁気異常が発見された. これらは水深 1,000~2,000 m の深い海域に存在する. 後者は, その anomaly の範囲も広く 30~50 km あり, したがってその source も相当深いことを示している. これらの anomaly の特徴としては, 南側が+, 北側が-の sign を有し, 現在の earth's magnetic field により magnetize された dipole field と同型である. 一例として第 10 図 (I)~(J) にその profile を示す.

- 5) 大和堆の南方 120 km の $38^{\circ} 00' N.$, $134^{\circ} 20' E.$ に水深 443 m の浅瀬があるが, これに伴って $+300 r$, $-200 r$ の pair をなした地磁気異常がある. ただし, これはきわめて local なもので, その範囲は 5 km の小さいものである.
- 6) 大和堆の北方約 60 km の $40^{\circ} 00' N.$, $135^{\circ} 10' E.$ に水深 496 m の Bank があるが, この付近を特に放射状に測定したが, 地磁気異常は発見できなかった. したがってこの Bank は Basalt や Andesite のように magnetite を多く含んだ rock からできているのではなく, むしろ non-magnetic な sedimentary rock で形成されていると推定される.
- 7) 舞鶴沖の $37^{\circ} 00' N.$, $134^{\circ} 30' E.$ 付近に最小水深 337 m の大きな Bank があり, 隠岐堆と称しているが, この付近一帯には地磁気異常は発見されなかった. かえって隠岐堆と大陸棚との中間の水深 1,000 m 以上の深いところの $36^{\circ} 30' N.$, $135^{\circ} 00' E.$ (No. 1) に直径 50 km の円形の $+300 r$, $-100 r$ の pair をなした地磁気異常がある. さらにその南方の $35^{\circ} 50' N.$, $134^{\circ} 50' E.$ に $+700 r$ の地磁気異常があるが, その範囲は小さい.

要約すると, 水深の深い所 (1,000 m 以上) の地磁気異常は, 範囲は概して広く, 強さは $+200 \sim +300 r$, $-100 \sim -200 r$ で, 南方が+, 北方が-の sign を有していること, Bank に伴う地磁気異常は範囲は小さく, 特に大和堆東部は複雑である. また, 6), 7) のところで述べたごとく, 地磁気異常を認めない Bank もあることは注目すべき事実である.

6 考 察

1) 日本海溝および大和堆付近の Regional な地磁気分布

日本海溝および大和堆付近の Regional な分布を知るために, 地磁気の分布が二次式で表わされているとして, 最小自乗法により, 分布式を求めた.

地磁気分布式は、日本海溝の場合は

$$F = 46489.6 \gamma + 8.69587 \Delta \varphi - 5.5389 \Delta \lambda + 0.051513 \Delta \varphi^2 + 0.0089782 \Delta \lambda^2 - 0.0044132 \Delta \varphi \Delta \lambda$$

$$\begin{cases} \varphi_0 = 39^\circ 00' \text{ N.} \\ \lambda_0 = 144^\circ 00' \text{ E.} \end{cases} \quad \begin{matrix} \text{測点数 } n=151 \\ P=42.0 \gamma \end{matrix}$$

となり、分布図は第5図で、Residual map は第6図のとおりである。

また、大和堆の場合は

$$F = 48602.9 \gamma + 9.40689 \Delta \varphi - 4.92626 \Delta \lambda + 0.003154 \Delta \varphi^2 - 0.00316713 \Delta \lambda^2 - 0.0017877 \Delta \varphi \Delta \lambda$$

$$\begin{cases} \varphi_0 = 38^\circ 00' \text{ N.} \\ \lambda_0 = 135^\circ 00' \text{ E.} \end{cases} \quad \begin{matrix} n=299 \\ P=40.5 \gamma \end{matrix}$$

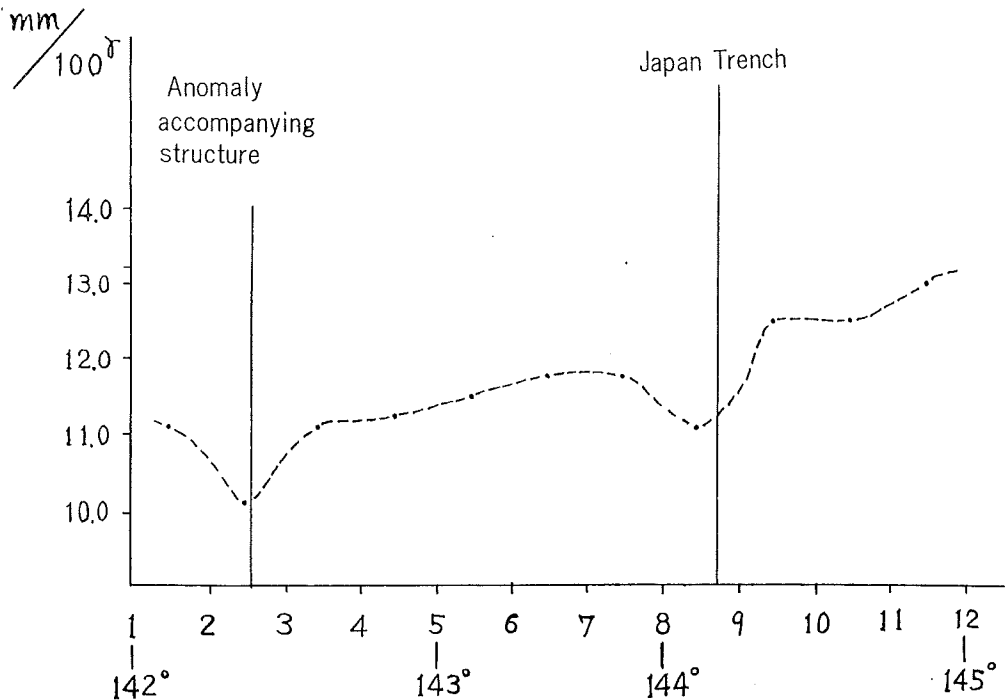
となり、分布図は第11図で、その residual map は第12図のとおりである。

日本海溝および大和堆の regional な分布図すなわち第5図および第11図から等磁力線の間隔をグラフにすると、次図のような結果を得る。

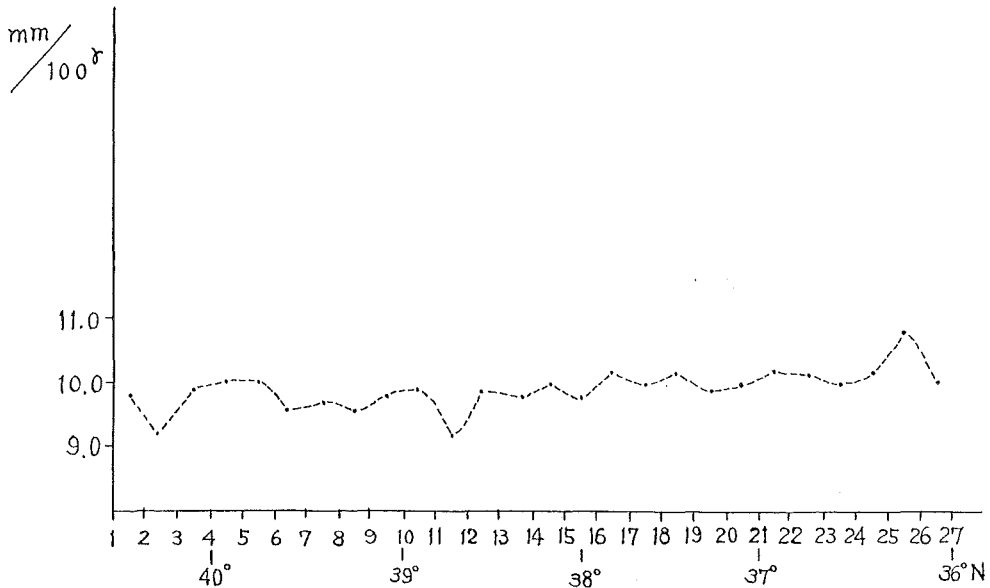
これを見てわかることは、大和堆の場合はその interval がほとんど一様であるが、日本海溝の場合は interval が一様でなく、二つの group に分かれる。

すなわち、Japan Trench まではほぼ一様であるが、Japan Trench を越えるとその interval は長くなる。いかえれば等磁力線の gradient が小さくなる。すなわち地磁気的全磁力の分布は Japan Trench の東側と西側とで異なっている。

日本海溝の場合



大和堆の場合



2) 日本海溝および大和堆付近の Local Magnetic Anomaly について

全磁力の等磁力線図を用いて日本海溝および大和堆について, local magnetic anomaly を magnetic dipole と仮定して磁気能率および dipole の深さ等を計算した結果, 次の表のとおりである.

MAGNETIZATION OF MAGNETIC ANOMALY AND IT'S DEPTH AROUND
YAMATO BANK AND JAPAN TRENCH

Name	Position		Magnetic Moment emu	N. R. M. Jn emu/cc	Depth from Bottom km
	Lat. N.	Long. E.			
Magnetic Anomaly around Japan Trench	38° 40'	144° 40'	4×10^{16}	4×10^{-3}	13
No. 1 around Yamato	36° 30'	135° 00'	8×10^{16}	1×10^{-3}	24
No. 2 "	38° 20'	134° 20'	6×10^{15}	4×10^{-3}	8
No. 3 "	39° 00'	135° 40'	2×10^{15}	6×10^{-3}	4.4
No. 4 "	39° 40'	134° 10'	6×10^{14}	4×10^{-3}	3.5
No. 5 "	39° 30'	135° 20'	4×10^{14}	2×10^{-3}	2.0

(第8図 参照)

3) 日本海溝について

従来日本海溝に伴って大きな地磁気異常が存在することは報告されておられないし, また, 典型的な trench での海上磁気測量も行なわれておられない. したがって今回水路部が実施した船舶用プロトン磁力計による日本海溝周辺の海上磁気測量の結果は, 日本海溝の地殻の内部構造を調べるのに有力な材料を与えることとなるらう.

たとえば日本海溝に伴って約 500 γ の地磁気異常が存在し, さらに日本海溝を越えた Ocean Basin に

も地磁気異常が存在すること、また、前者の source の深さは約 13 km であること、さらにまた、regional distribution の gradient が若干小さいこと等はその材料の一端である。

これらの事実から海底の地殻構造が日本海溝を越えると著しく異なると考えることができる。これは従来考えられている海底で、モホロビッチ層が浅くなっているということと密接な関係があるものと思われる。

4) 大和堆付近について

測量の結果から大和堆付近の地磁気異常の特性が明らかにされ、地質・岩石学的に推定しがたい海底地下内部の構造について新しい知識が得られた。特徴として次のとおりである。

- i) 舞鶴沖から大和堆までの間および大和堆・北大和堆の周辺に、その source の深い大きな地磁気異常が存在する。これは地殻内の Magma だまりから派生してできた火山岩の Mass と考えられる。
- ii) 隠岐堆に顕著な地磁気異常が見られないのは、隠岐堆を形成している rock が magnetic な物質を含んでいなく、その基盤が magnetite の少ない granite からできていると考えられる。
- iii) 大和堆・北大和堆の傾斜面に大きな scale の地磁気異常が存在する。これは大和堆や北大和堆を形成した火山岩類の噴出とだいたい同時期に内部から火山岩の貫入があり、これが表面に噴出せず蓄積したものと考えられる。
- iv) 大和堆・北大和堆の形は長軸が南西～北東を向き、佐渡や粟島付近の Bank と同様に日本海側の構造線南西～北東と一致しており、これら大和堆・北大和堆に伴う地磁気異常も南西～北東を向いている。このことから舞鶴沖の地質構造線も新潟沖と同様に南西～北東であると推定される。
- v) 大和堆には非常に local な、かつ、intensity の大きな地磁気異常が東側端・西側端および中央部に存在する。これらは大島・三宅島のように山全体が一様に磁化したものではない。すなわち magnetite を多く含んだ rock が大和堆の東側端・西側端および中央部に Dyke のような形で表面まで貫入していると考えられる。

また、地質岩石の調査から、大和堆は Basalt, Andesite のような火山岩のほか、凝灰岩・砂岩・頁岩等の sedimentary rock も発見されている。したがって Basalt, Andesite のような火山岩と砂岩・頁岩のような sedimentary rock の混合により形成されており、大和堆生成機構の説明に役だつ。すなわち、後期中生代のある時期に日本海が陸化して表面に sedimentary rock がおおっていたが、その後の火山活動に伴い、火山岩類が各所に噴出したものと考えられる。したがってこのような Bank は太平洋側、特に伊豆諸島付近日本海溝の東方の Ocean Basin に存在する Bank とは性質が著しく異なる。

7 結 論

最近、世界各国でプロトン磁力計による海上磁気測量が始められ、太平洋・大西洋・インド洋等で地磁気全磁力の測定が行なわれ、興味ある結果が徐々に得られつつある。しかし、広大な海域の測定は作業の困難性から見てかなりの月日を要するものと考えられる。特に測定間隔の密な精密測量はあまり実施されていない。

本論文では日本近海で地殻構造上興味のある日本海溝と、大和堆での精密測量が行なわれ、新しい事実を見出した。すなわち日本海溝の場合には海底の地殻構造を、また大和堆では海山の構造に新しい解釈を与えている。このような海上の精密測量が日本近海および太平洋にわたってさらに拡大実施され、日本近海の島嶼・海底・海山・海溝等に伴う地磁気異常の現況を明らかにすることは、地球物理学・地質学等に新しい知識を導入せしめるばかりでなく、地震予知や海底資源の開発にも、さらに航行船舶の運航を安全ならしめるためにも役だつものと確信する。

本論文の作成にあたり、ご指導をいただいた東北大学教授加藤博士に謝意をささげたい。

またプロトン磁力計の製作設計ならびに測定にあたり、多大の御援助をいただいた東京大学海洋研究所友田好文博士ならびに瀬川爾朗氏に感謝の意を表す。

本研究の実施に協力された歌代、徳弘両測量班長ならびに班員の方々および測量船「拓洋」乗組員に感謝の意を表す。また整理および編修に協力された海上保安庁水路部歌代、岩淵、青、大島、堀井(良)、関川、伊藤(四)、百瀬、大津、小山田の諸氏の労を謝したい。

参 考 文 献

- Ewing, M., Hirshman, J. and Heezen, B. C. 1959, "Magnetic Anomalies of the Mid-Oceanic Rift" *Intl. Oceanogr. Congress, Amer. Assos. Advance. of Science*, p. 24.
- Heezen, B. C., Ewing, M. and Miller, E. T. 1953, "Trans-Atlantic Profile of Total Magnetic Intensity and Topography, Daker to Barbados" *Deep-Sea Res.*, 1, 25.
- Hill, M. N. 1959, "A Ship-Borne Nuclearspin Magnetometer" *Deep-Sea Res.*, 5, 309.
- Keller, F. Jr., Mueschke, J. L. and Alldredge, L. R. 1954, "Aeromagnetic Surveys in the Aleutian, Marshall and Bermuda Islands" *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 35, 552.
- 加藤愛雄, 松尾正之, 桜井彰, 川村文三郎, 杉浦邦朗 1958, "航空磁気測量について(序報)" 水路要報 57号, 15.
- 加藤愛雄, 松尾正之, 桜井彰, 高木章雄, 川村文三郎, 杉浦邦郎 1959, "航空磁気測量について(第2報)" 水路要報 60号, 7.
- Kato, Y., Utsiro, S., Matuo, M., Takagi, A., Terajima, M. and Ito, M. 1960, "Geomagnetic Surveys on Sea by Aircraft and Ship" *The Contribution from the Marine Research Laboratory, Hydrographic Office of Japan*, 2, No. 1, 1.
- Matsuyama, M. 1936, "Distribution of Gravity over the Nippon Trench and Related Area" *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 12, 93.
- Uyeda, S., Yasui, M., Horai, K. and Yabui, T. 1962, "Report on Geomagnetic Survey during JEDS-4 Cruise" *Oceanogr. Mag.*, 13, 167.
- Vening Meinesz, F. A. 1948, "Gravity Expedition at Sea" *Netherlands Geodetic Commission, Waltman, Delft*, No. 4, 1.
- Warren, R. E. and Vacquier, V. 1961, "A Ship-towed Proton Magnetometer" *Marine Phys. Lab. Technical Memorandum*, No. 120, 1.

Fig. 1 Magnetic Map around the Japan Trench

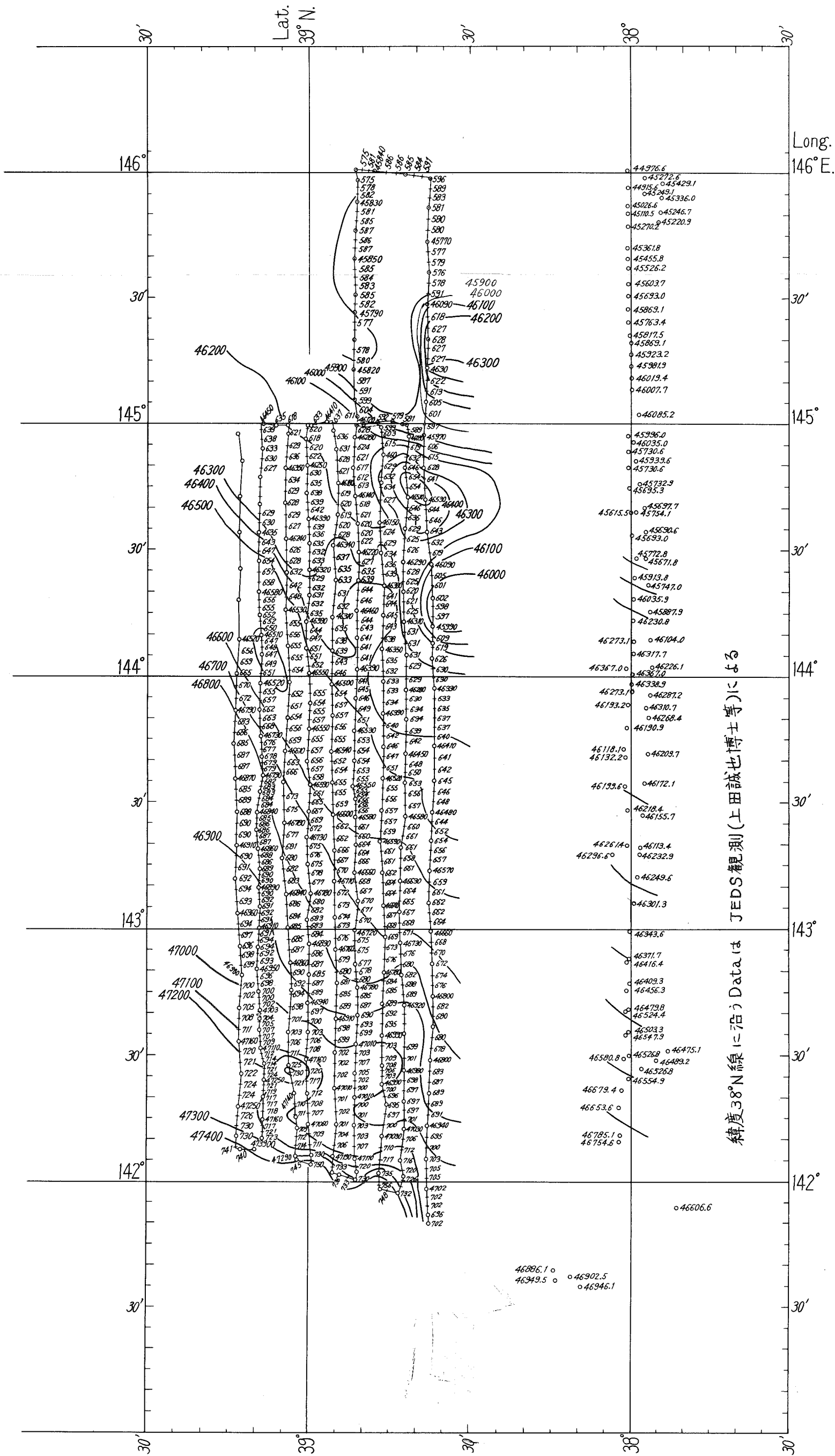


Fig. 2 Bathymetric Chart around the Japan Trench

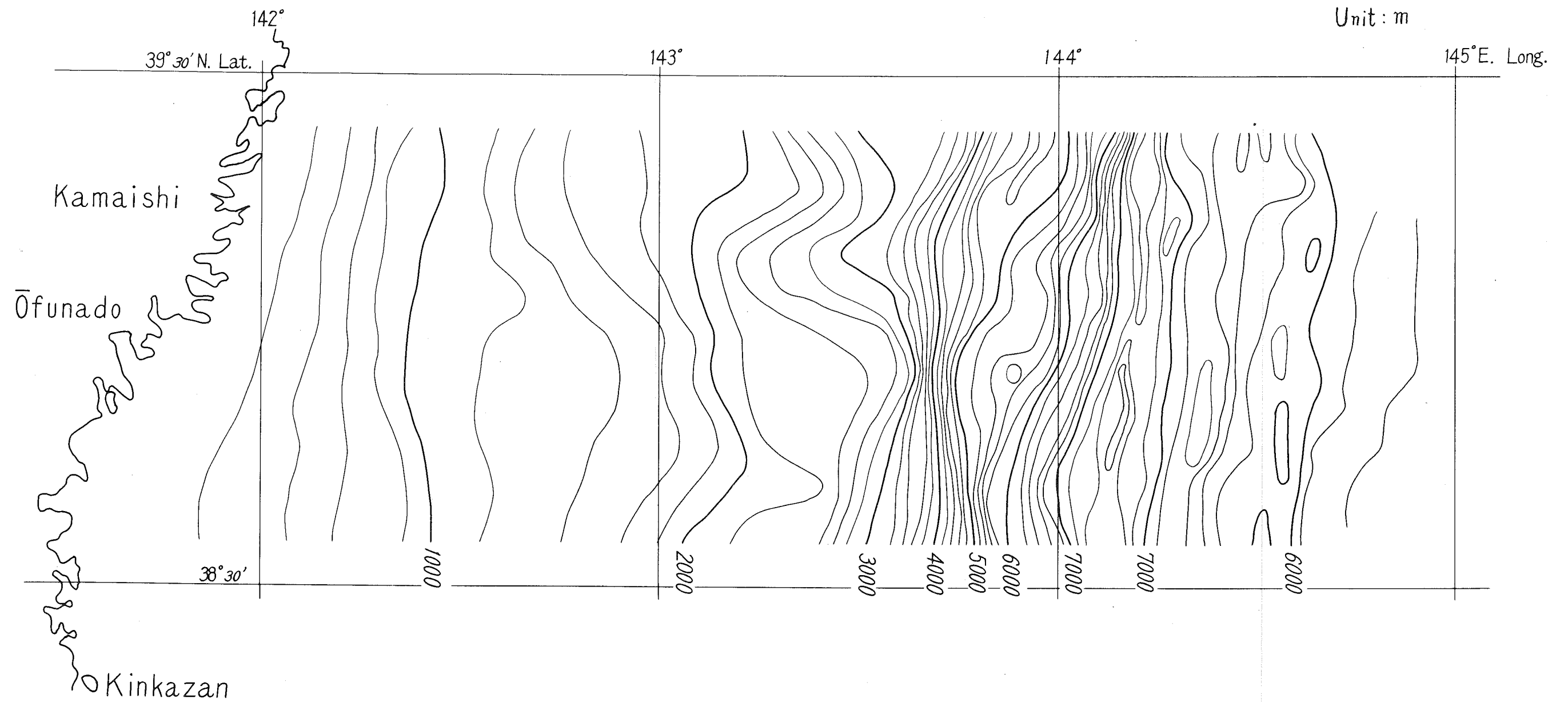


Fig. 3 Bathymetric and Magnetic Contour around the Japan Trench

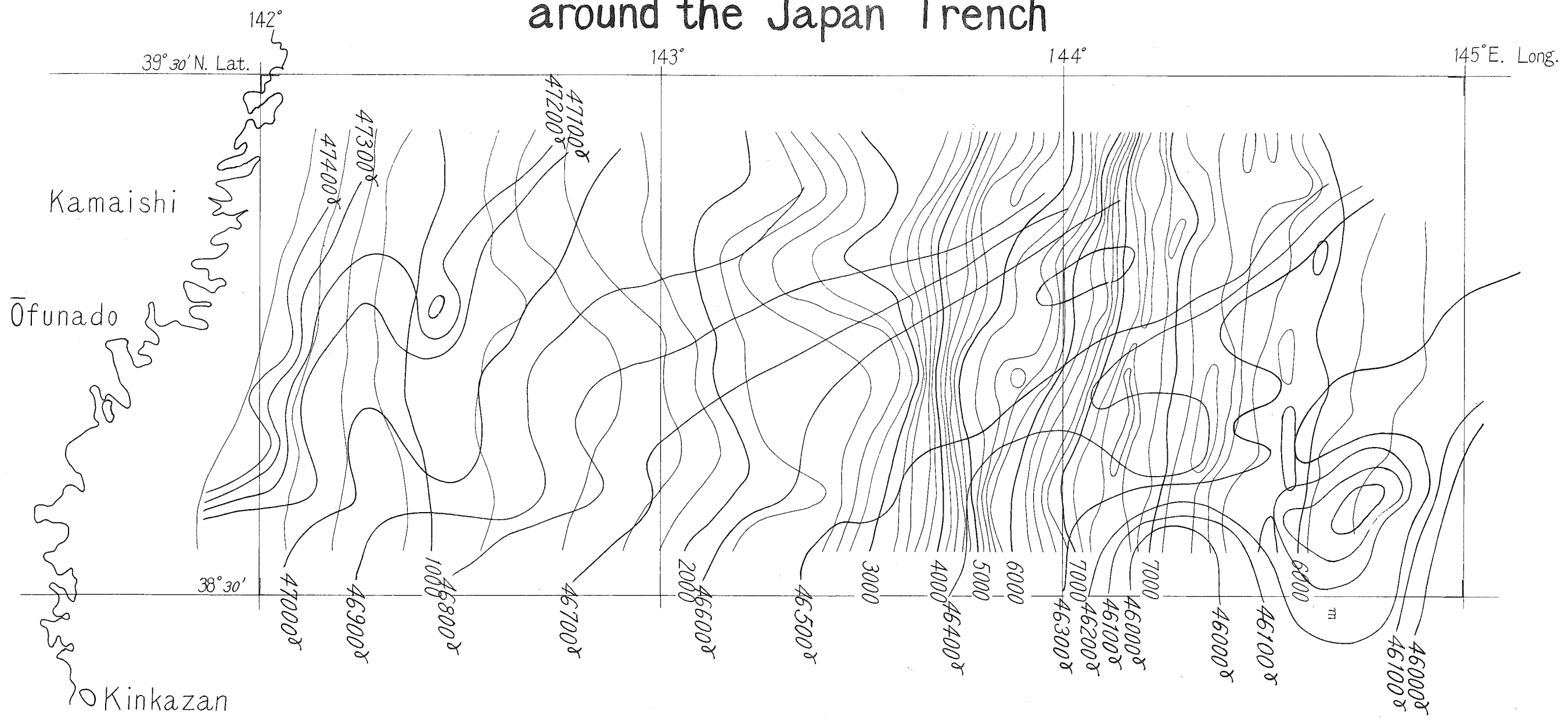
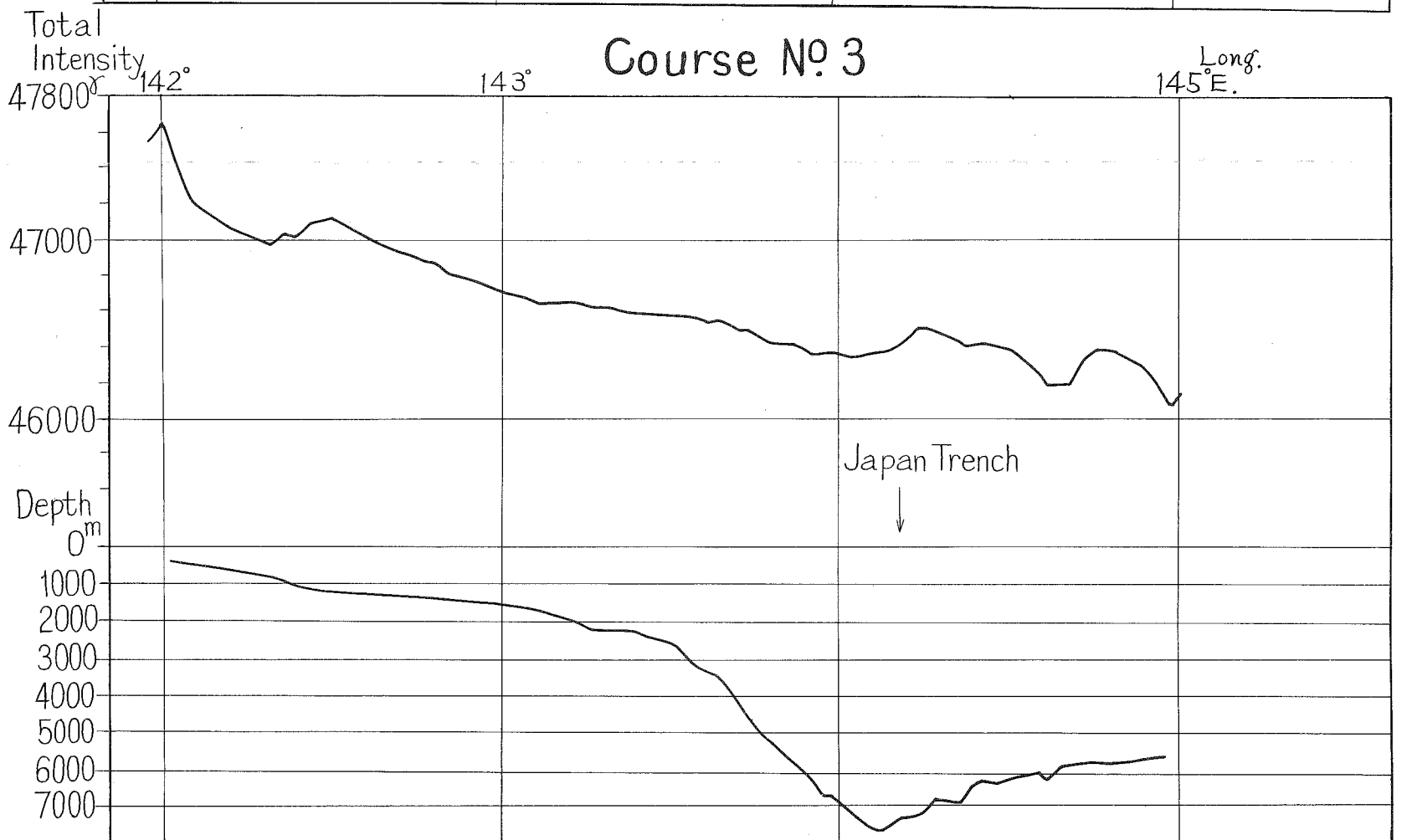
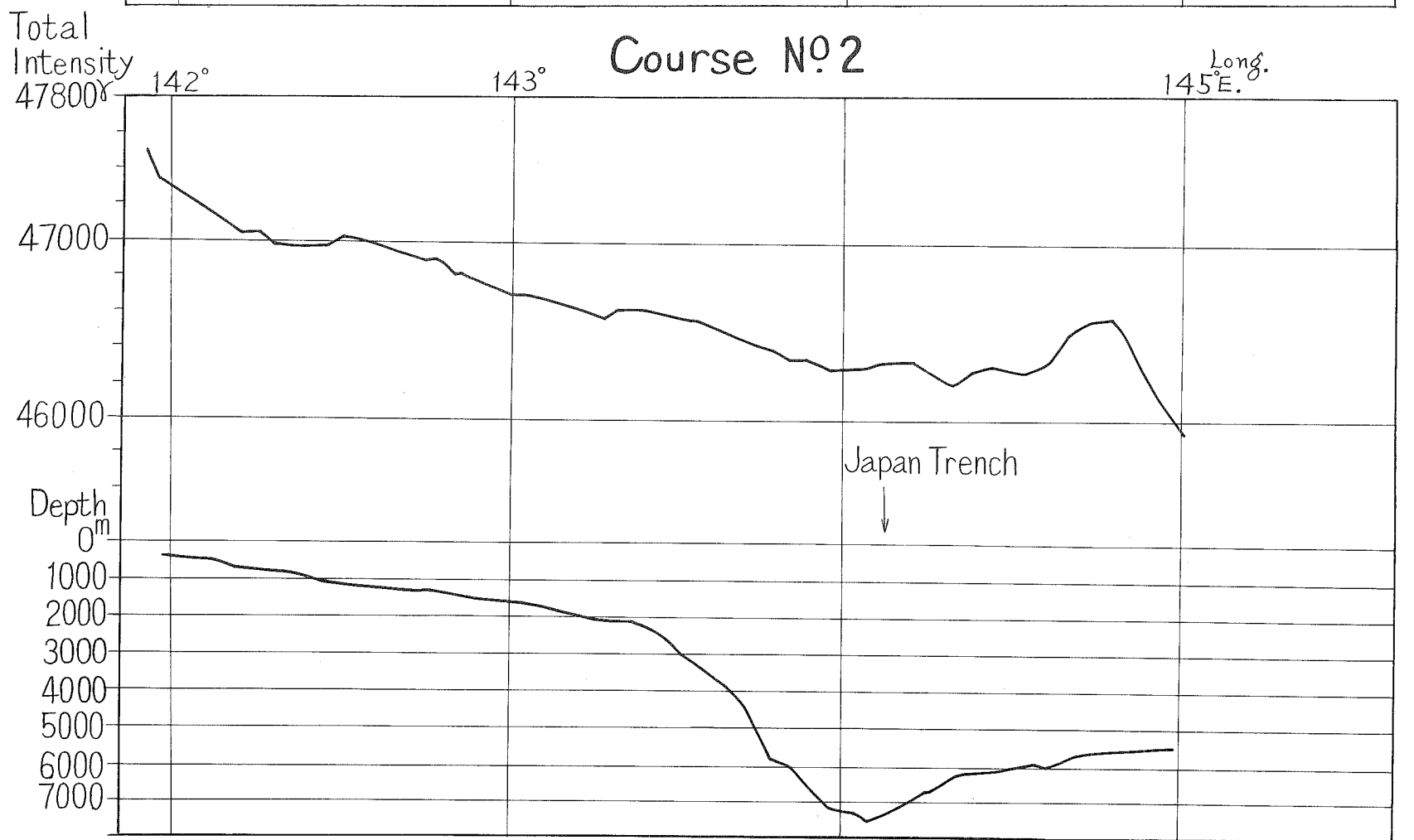
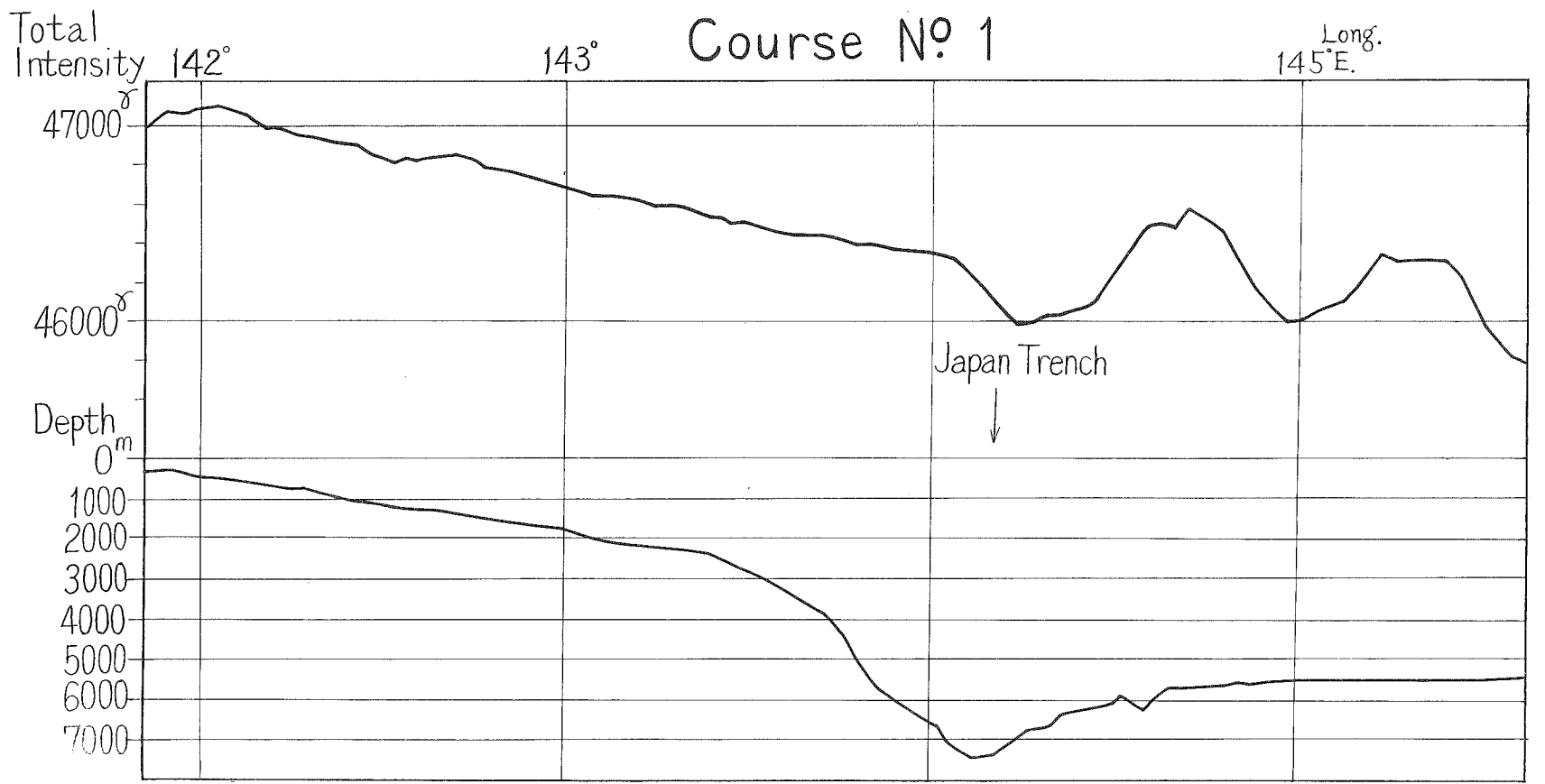
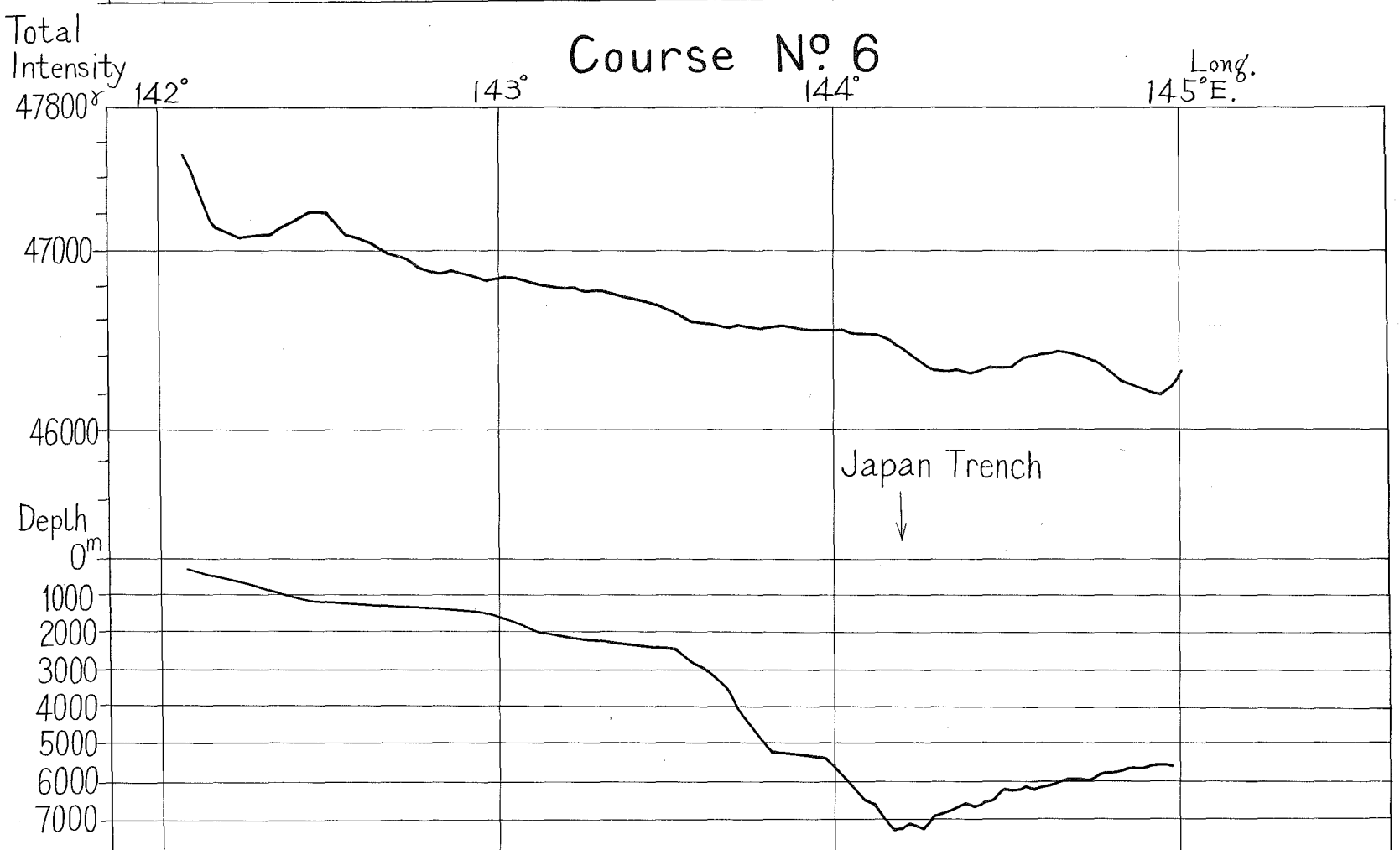
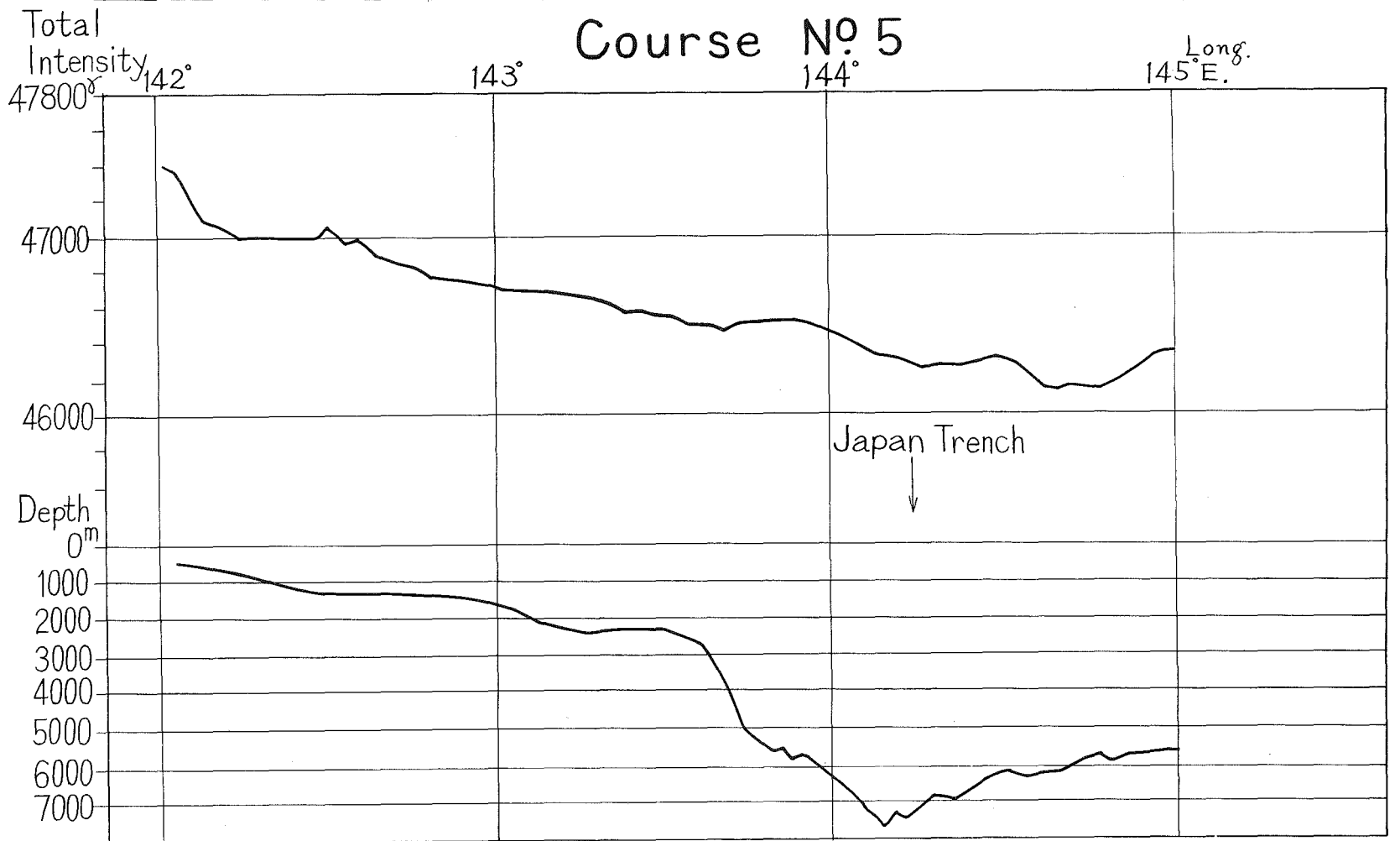
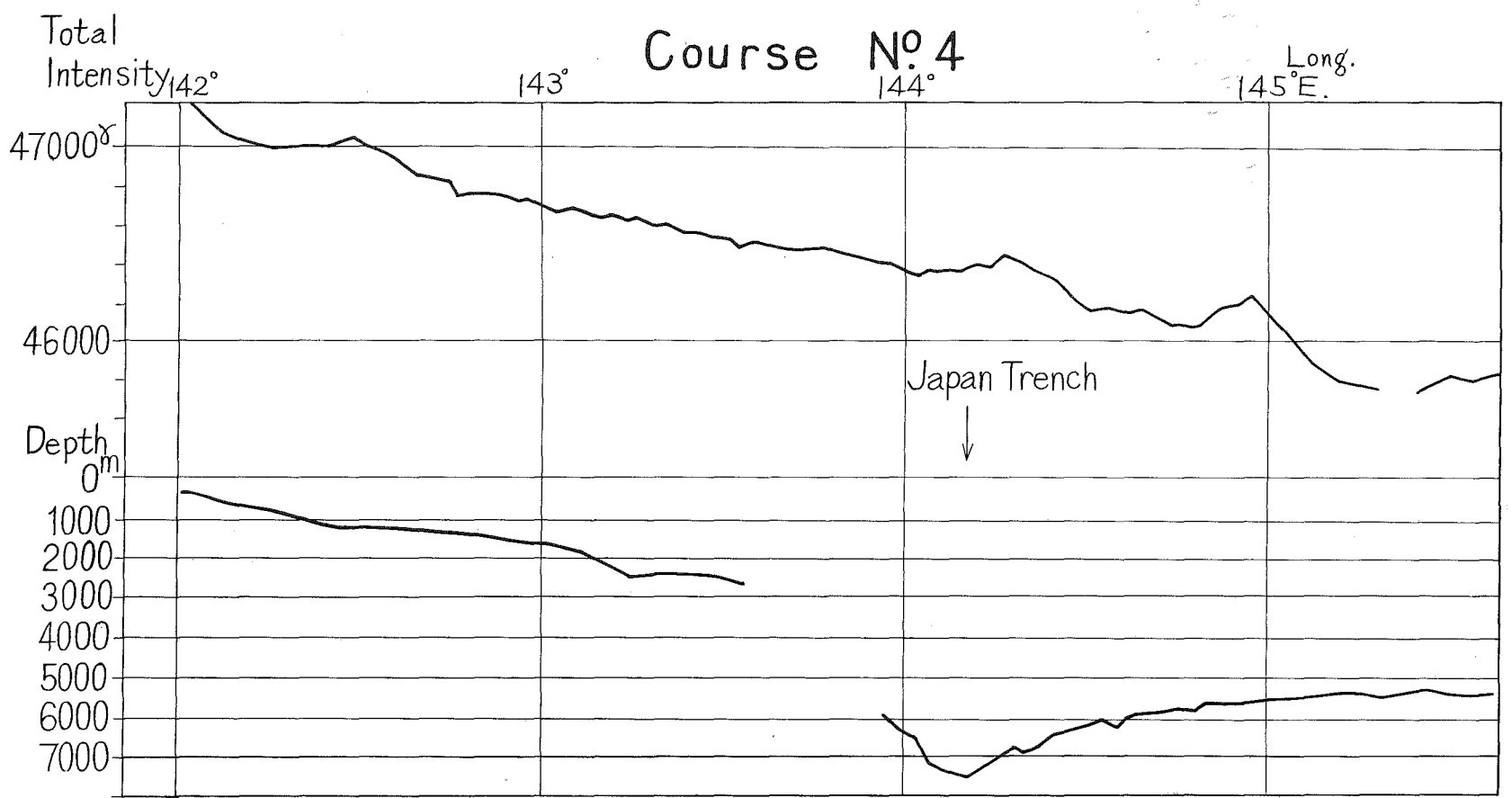


Fig. 4 Magnetic and Topographic Profiles





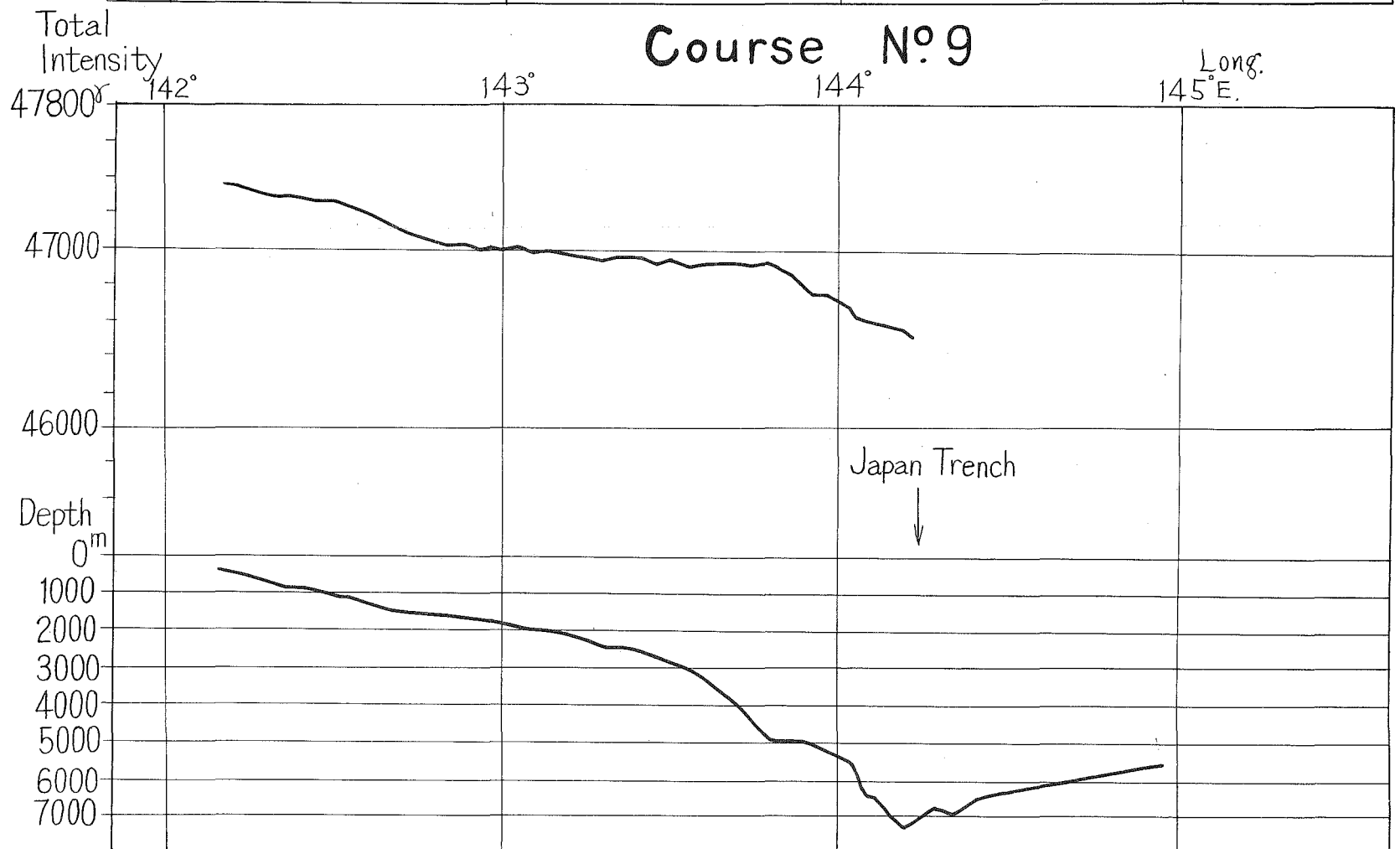
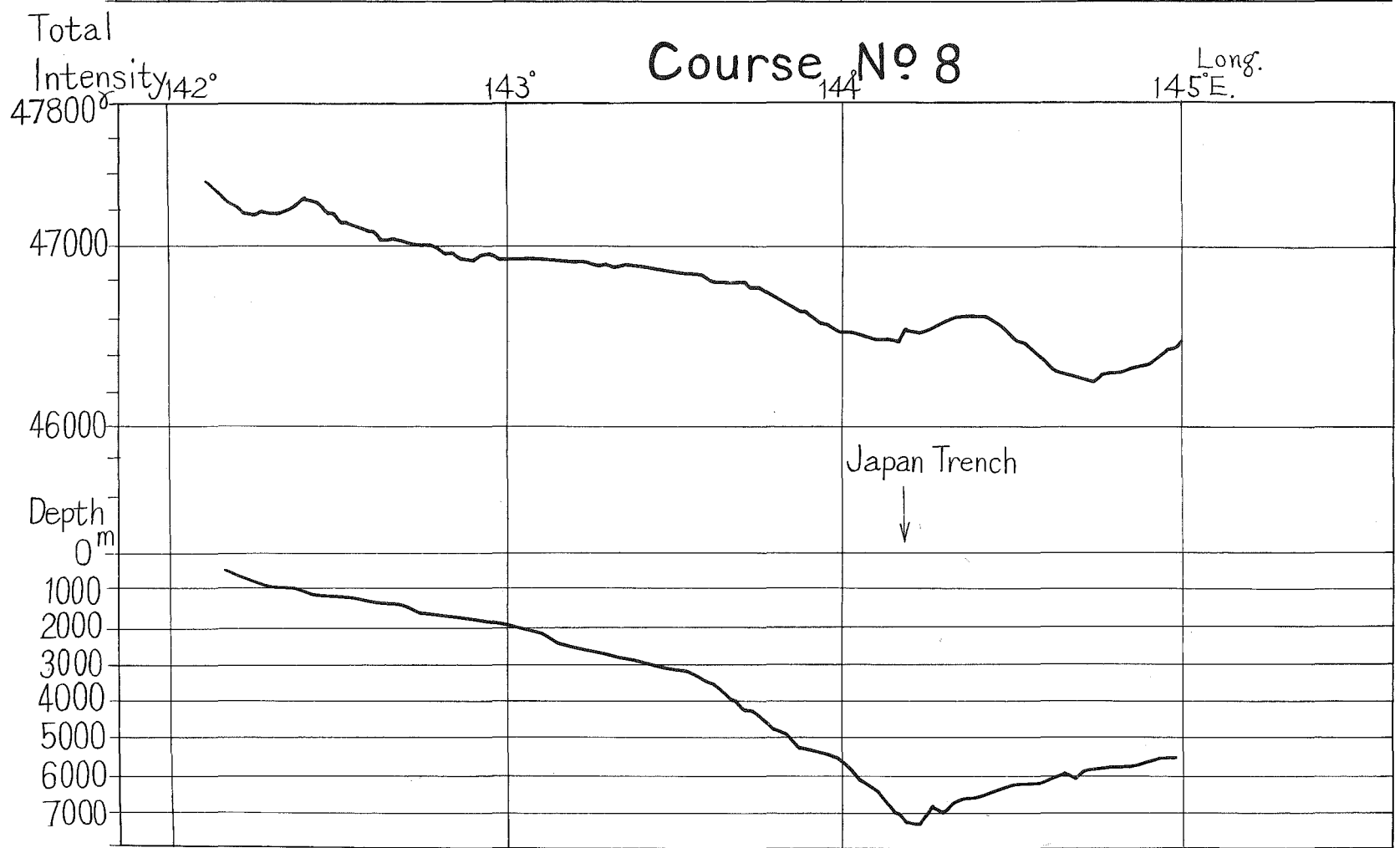
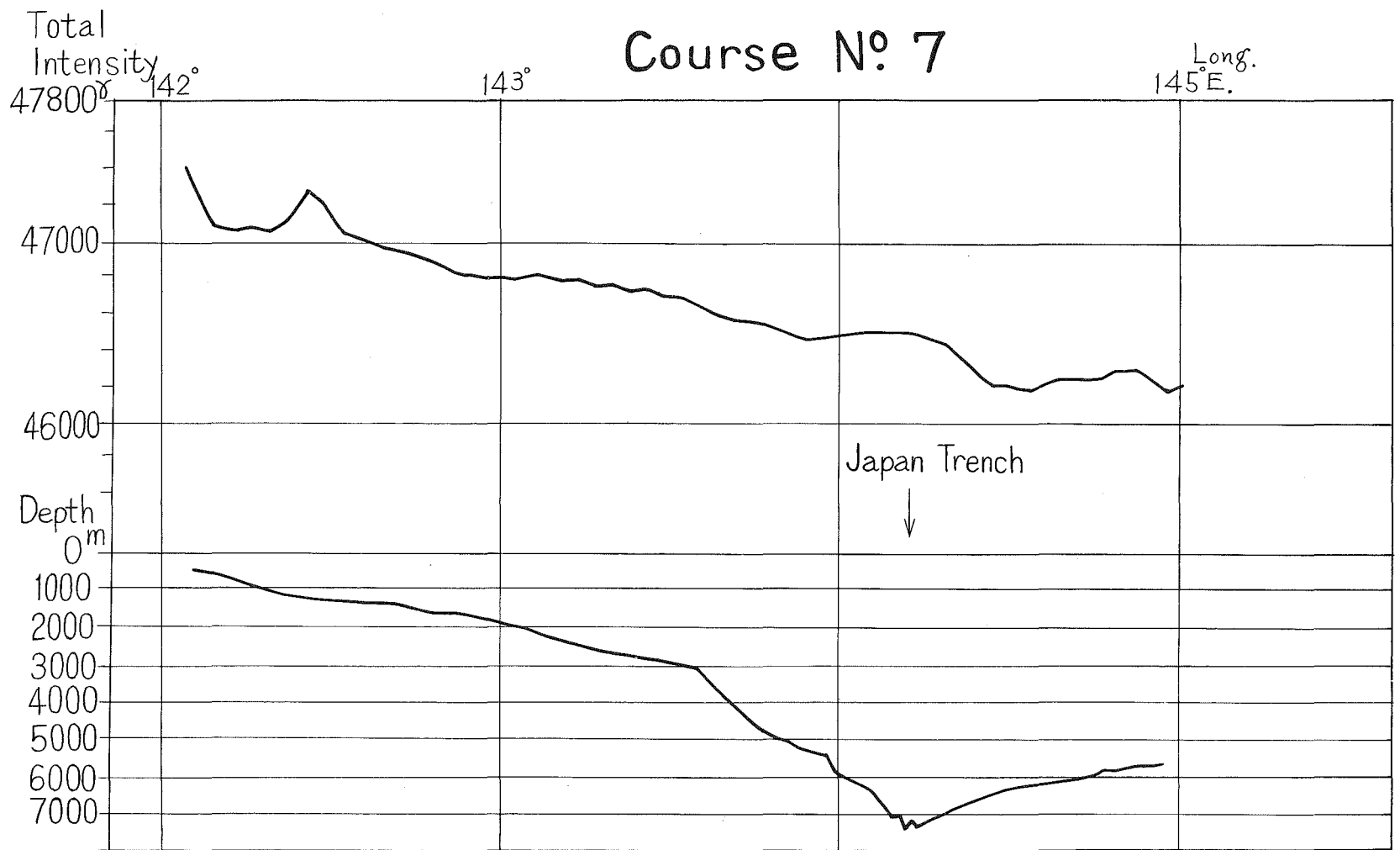


Fig. 5 Comparison between observed and calculated magnetic contour around the Japan Trench

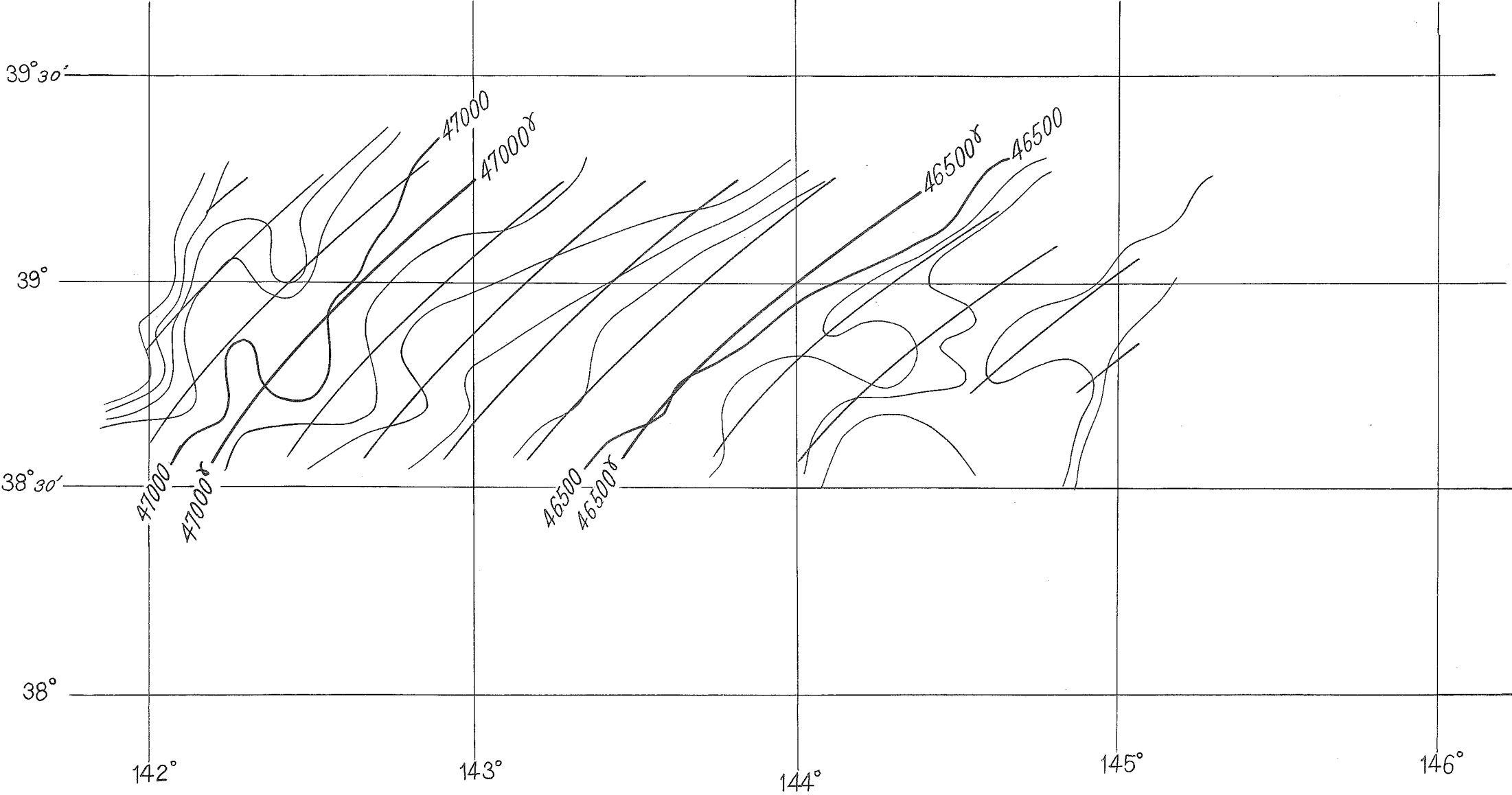


Fig. 6 Residual Map
around the Japan Trench

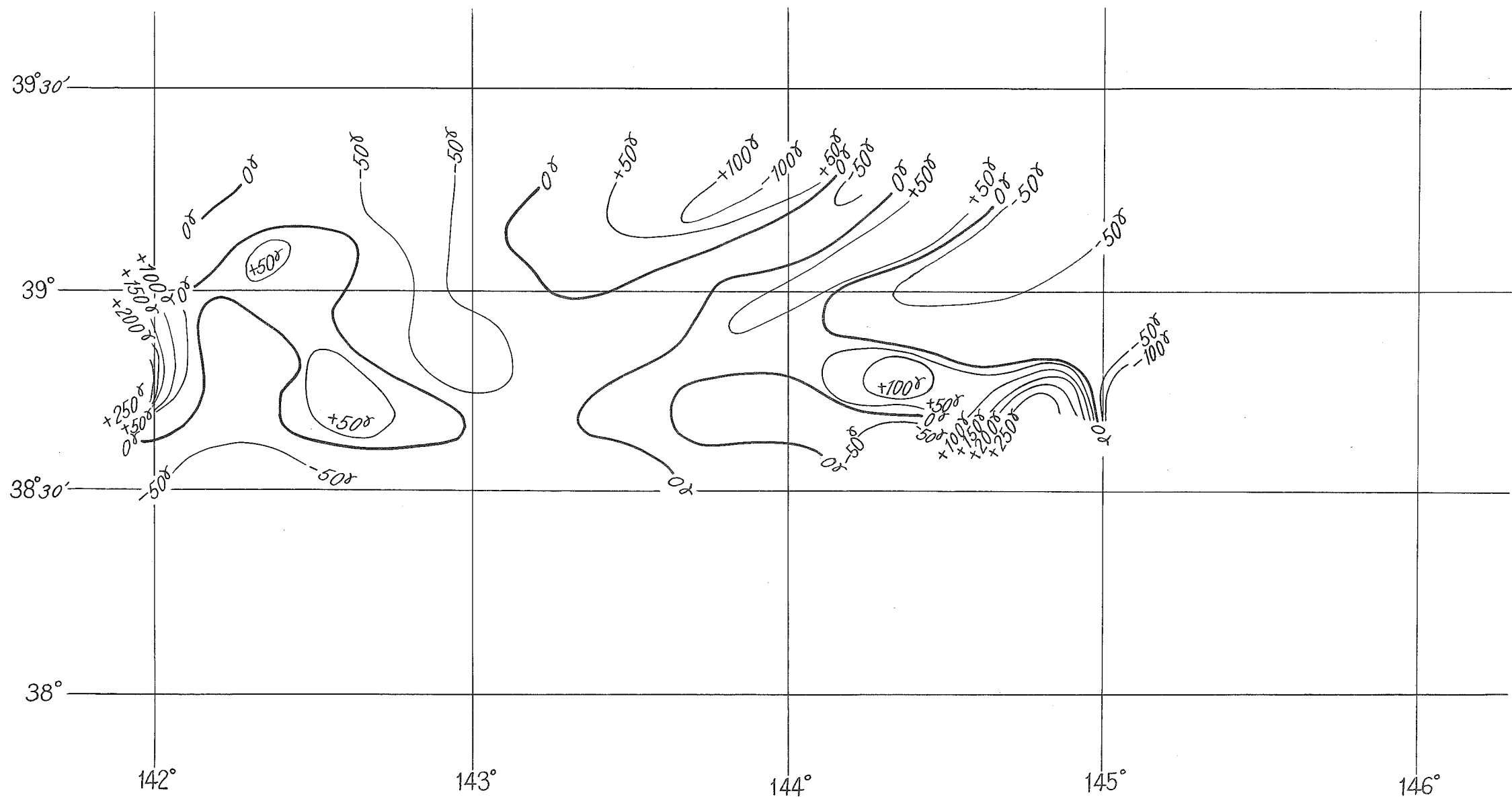


Fig. 7

Magnetic Data around the Yamato Bank

Unit Y

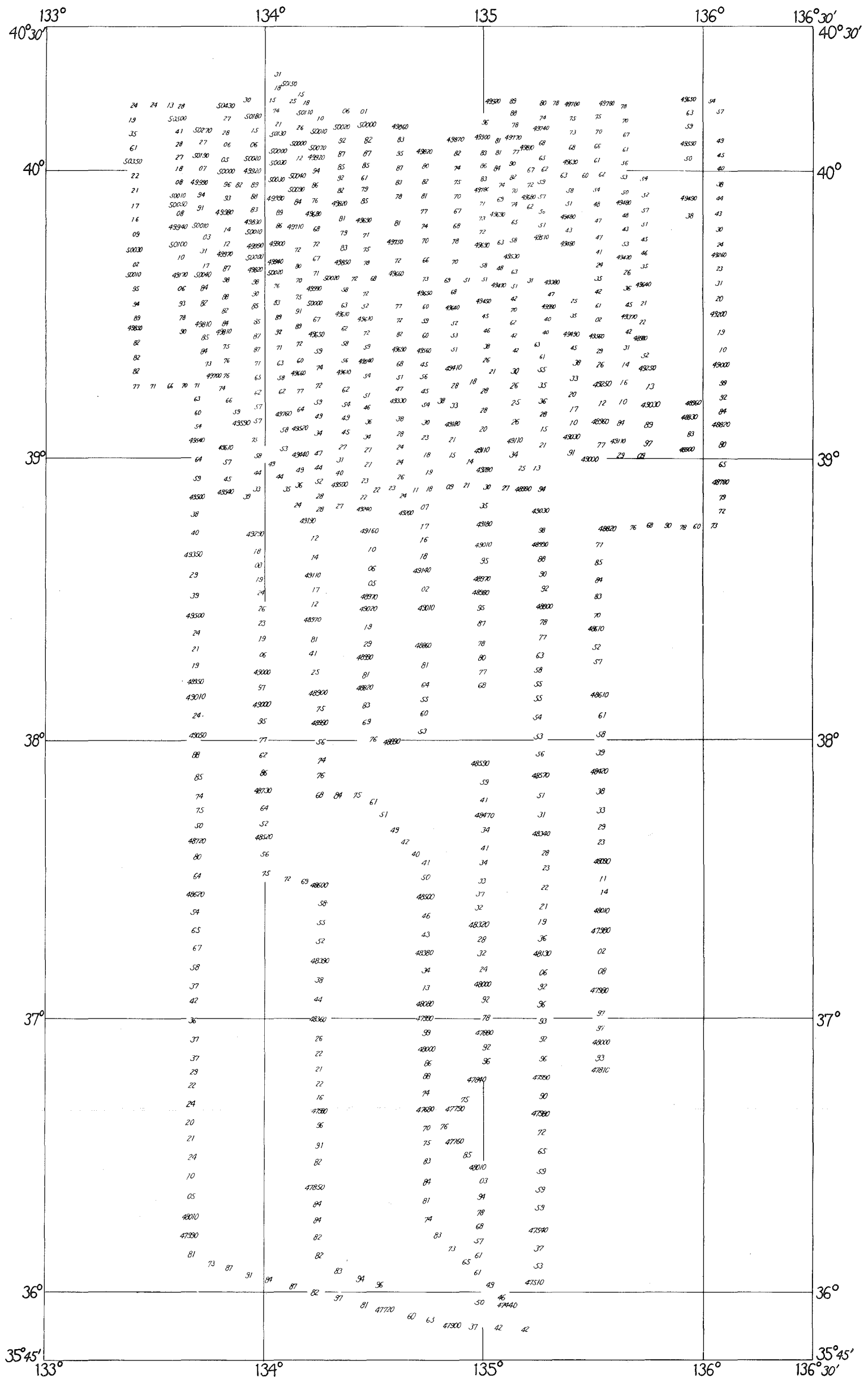


Fig. 8 Magnetic Map
around the Yamato Bank Unit γ

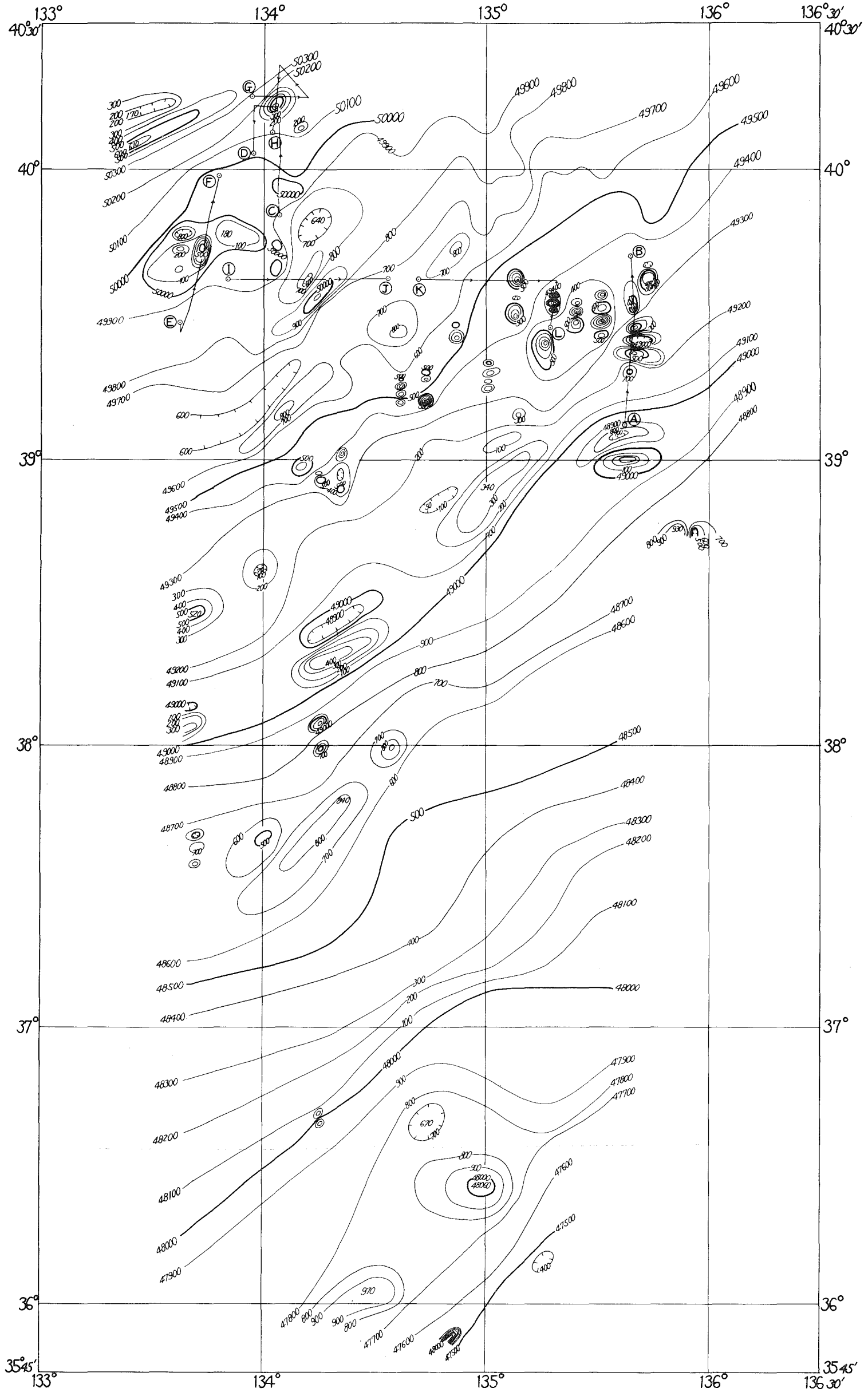


Fig. 9 Bathymetric Chart around the Yamato Bank

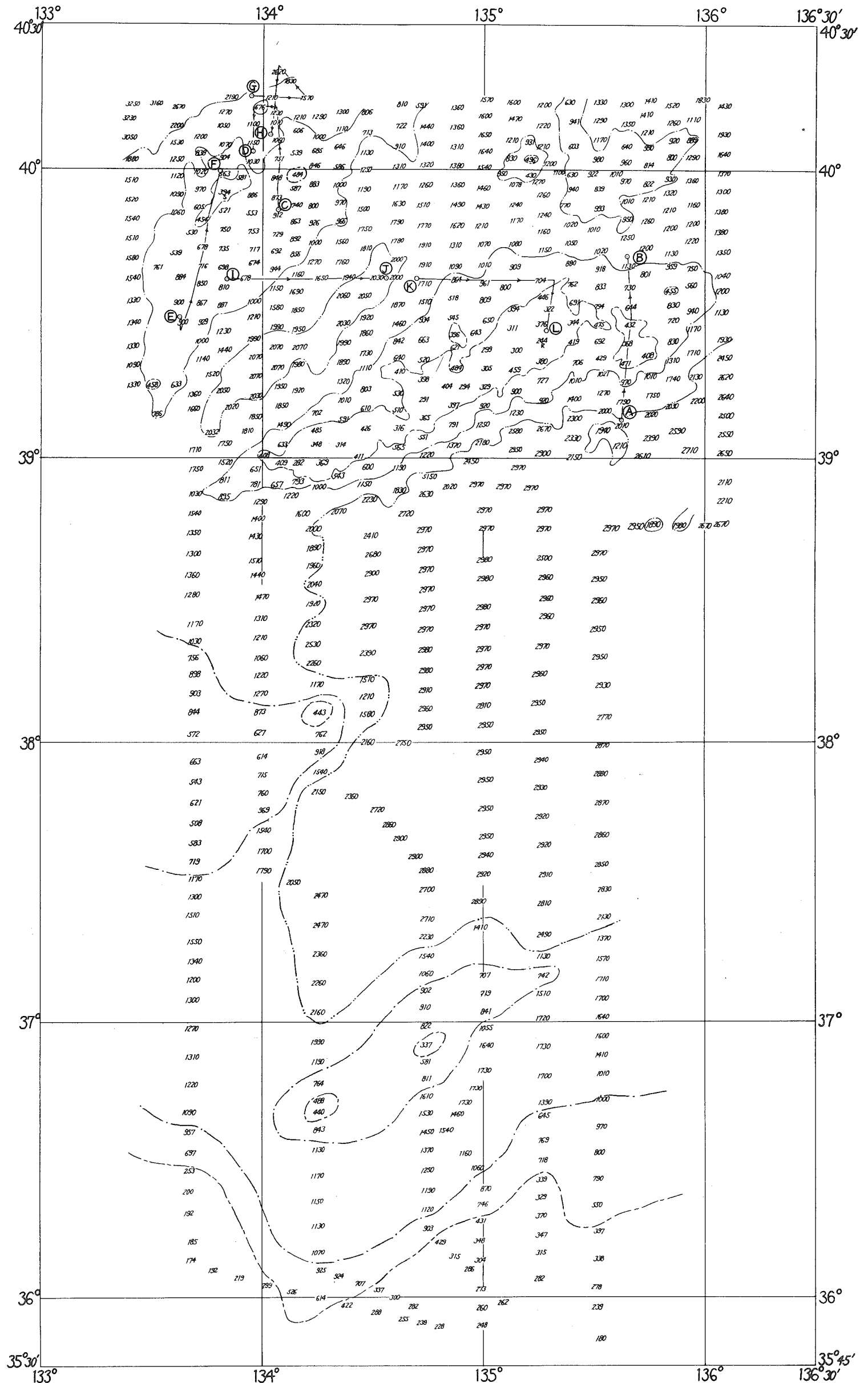
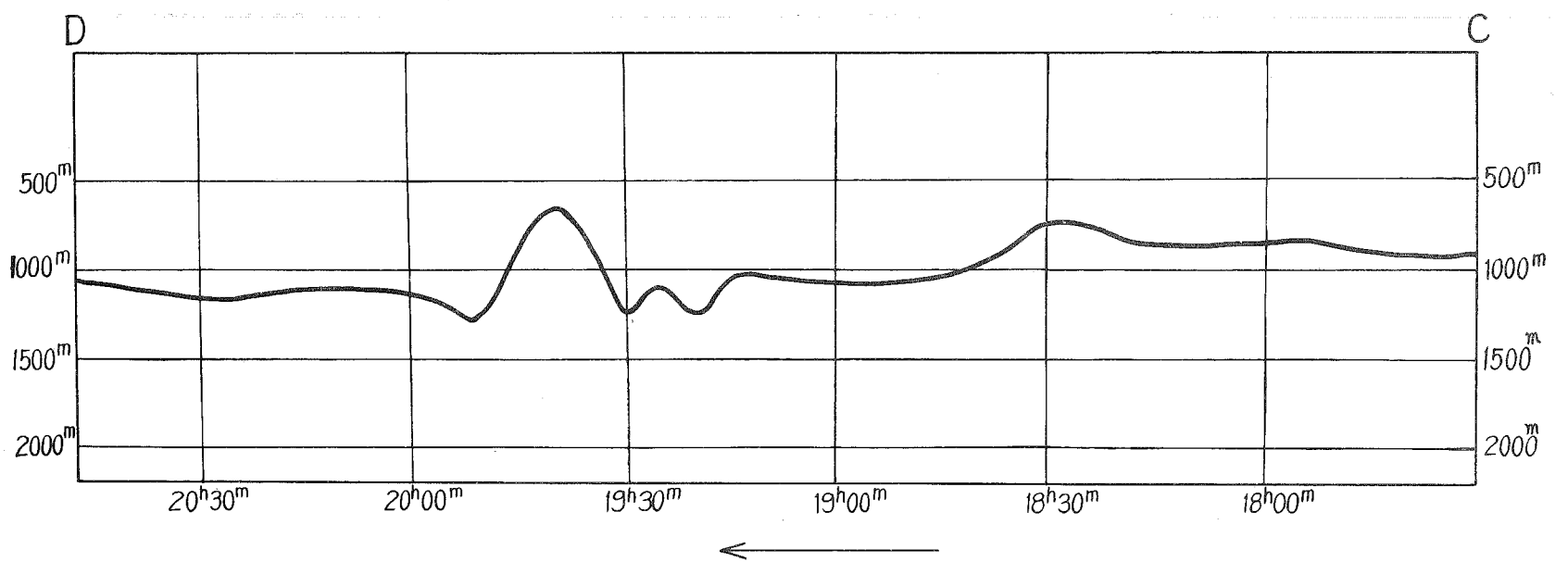
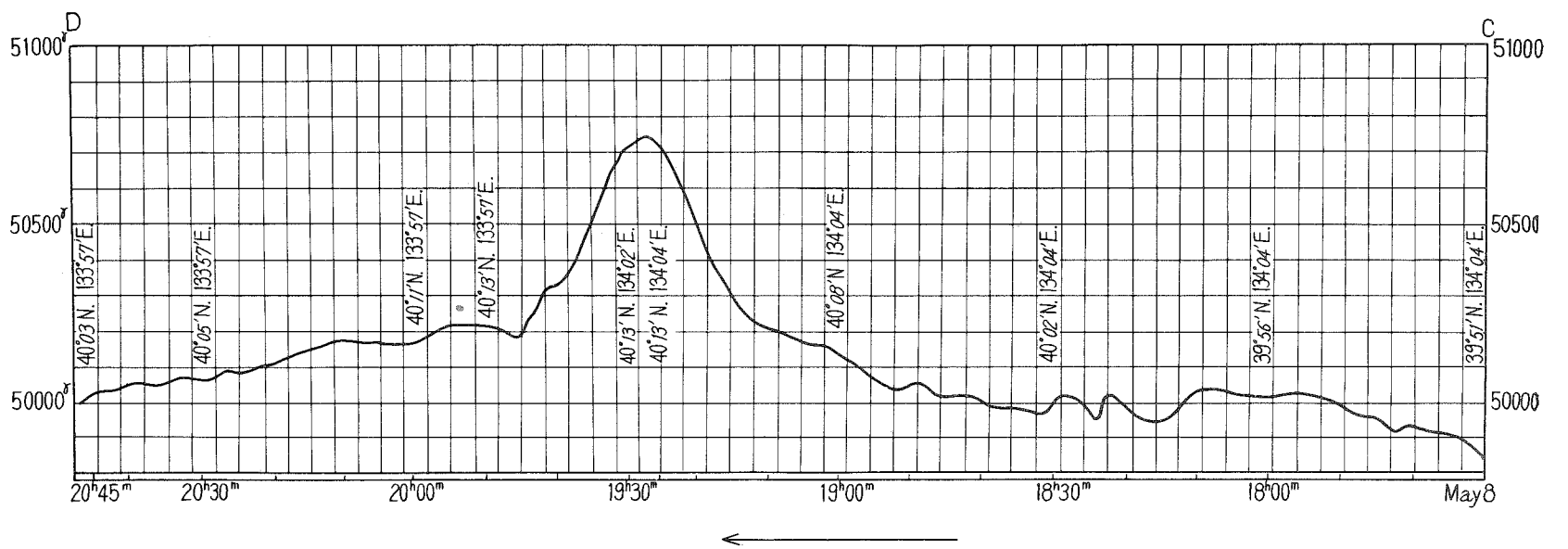
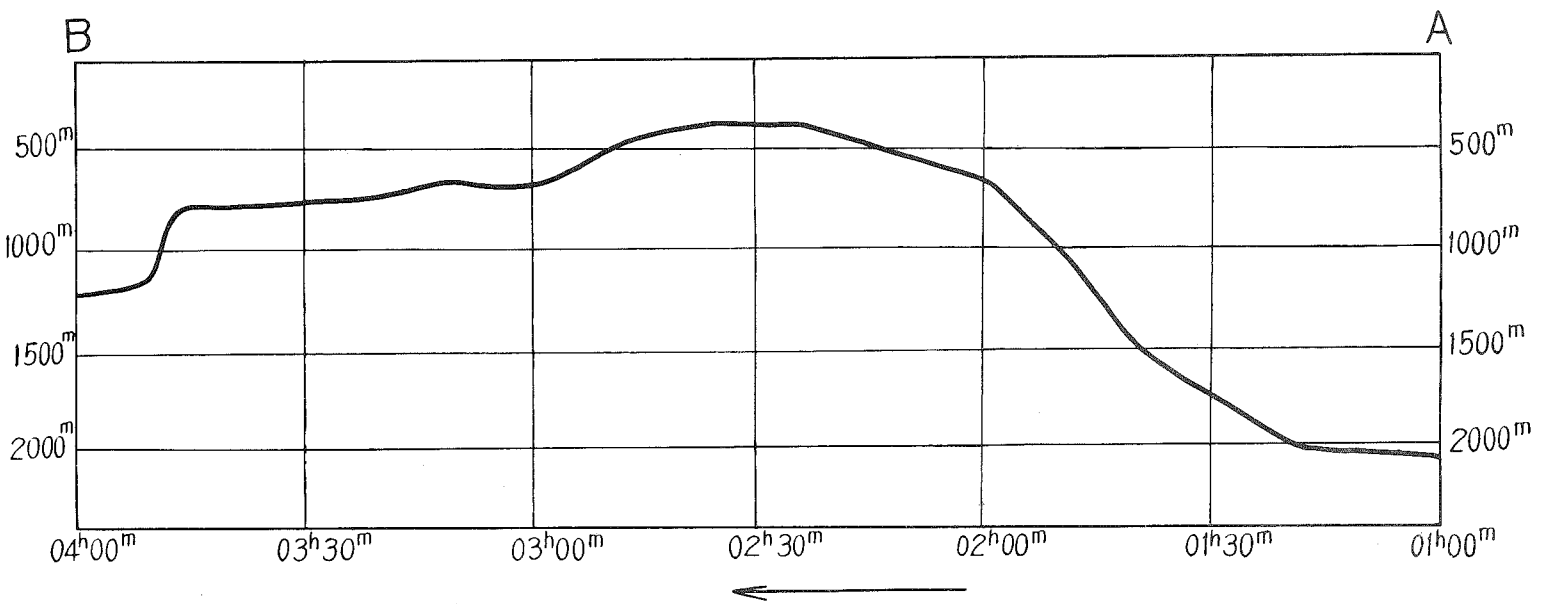
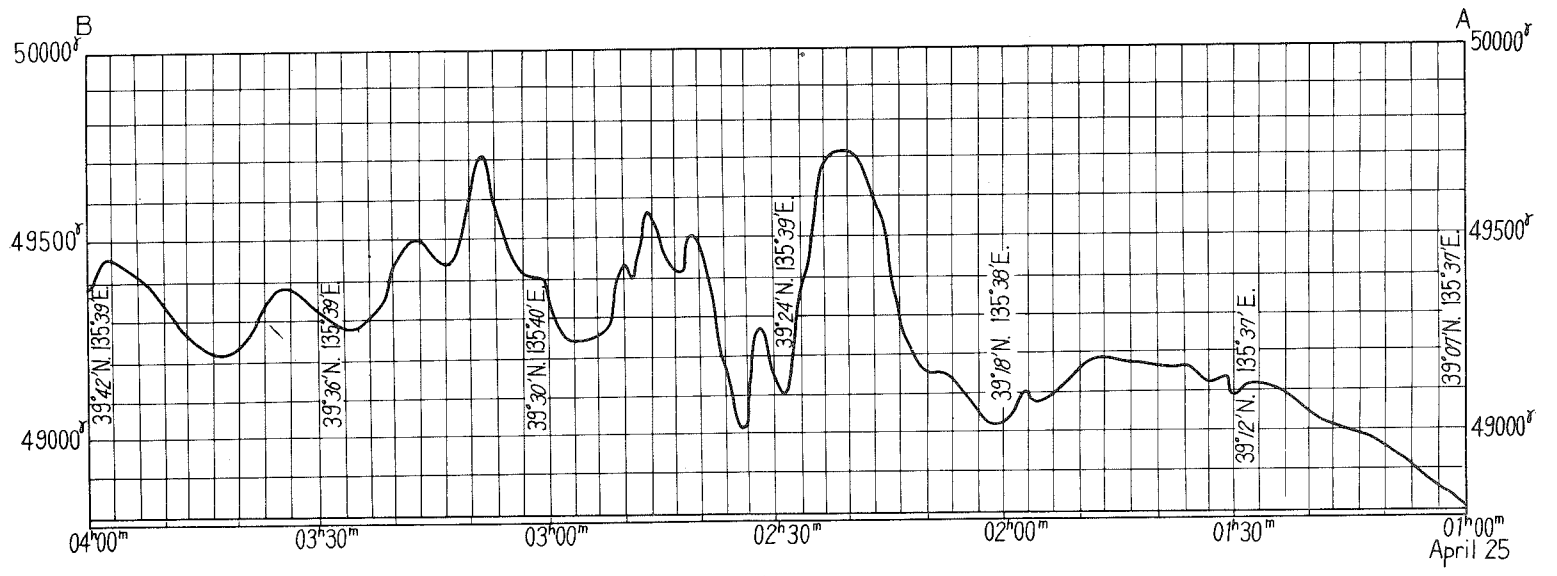
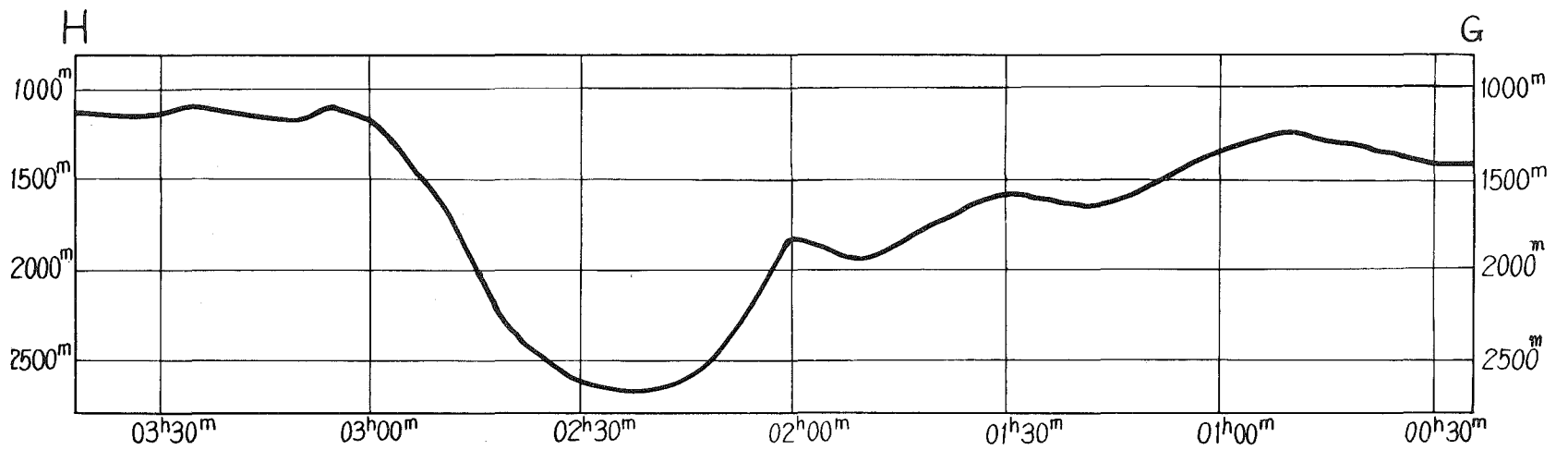
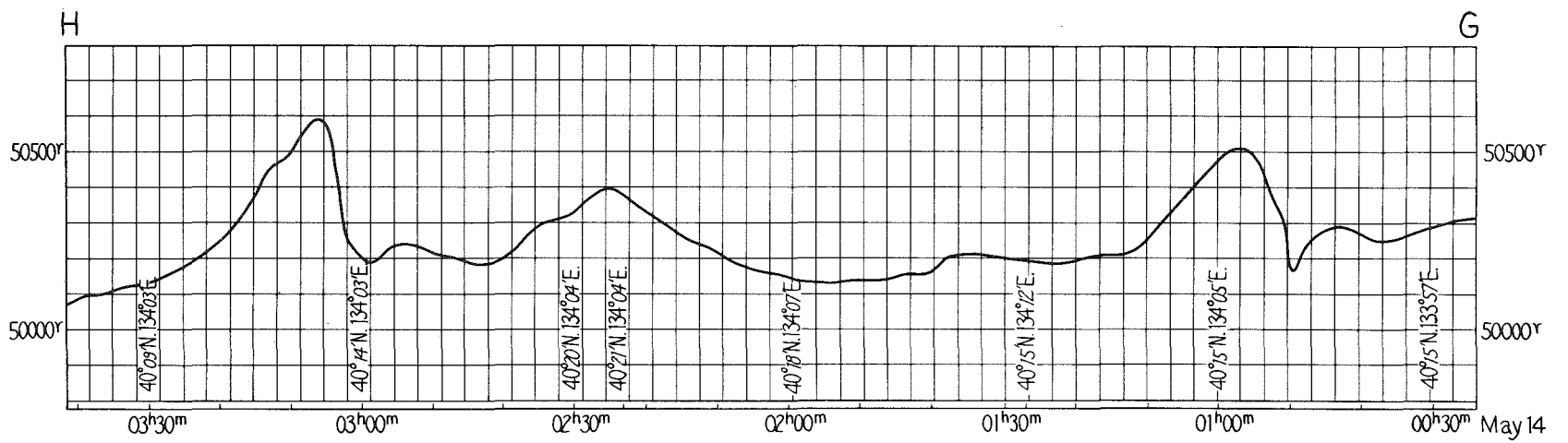
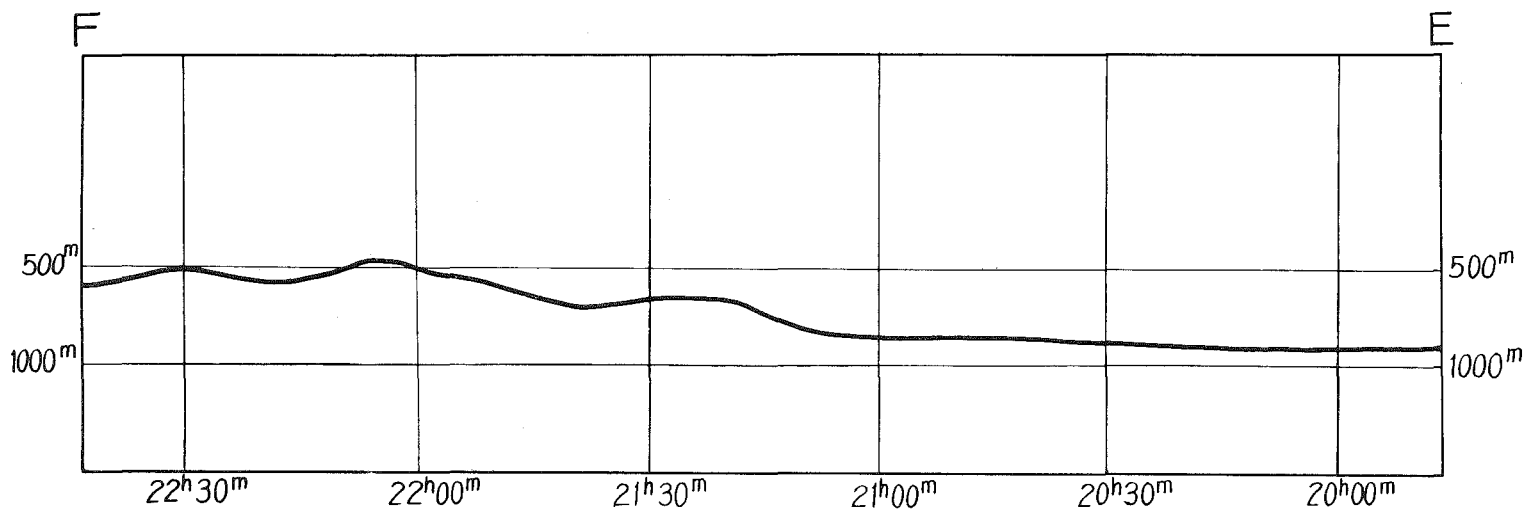
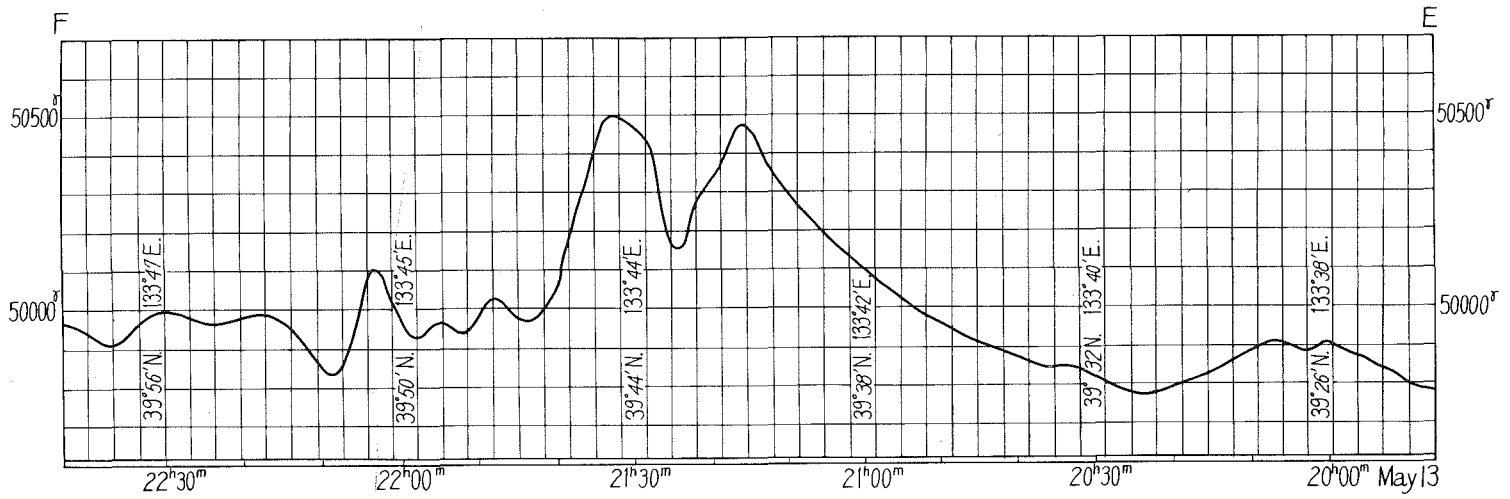


Fig. 10 Some Examples of Magnetic Profiles accompanying the Yamato Bank





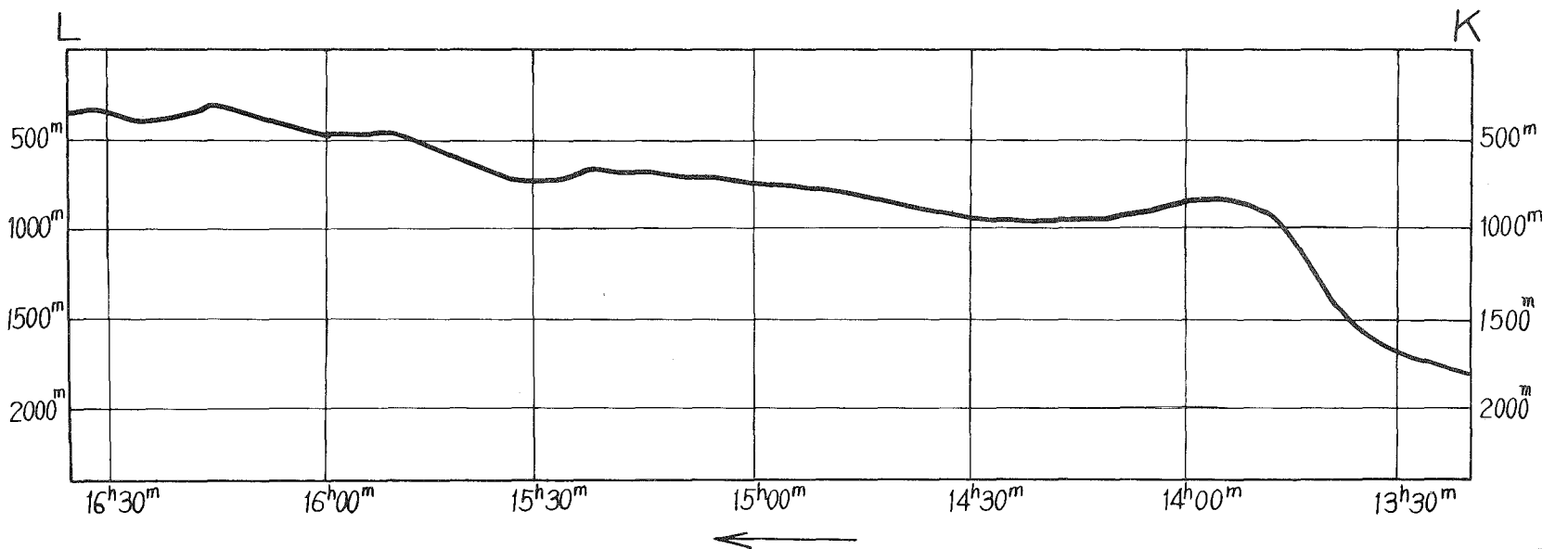
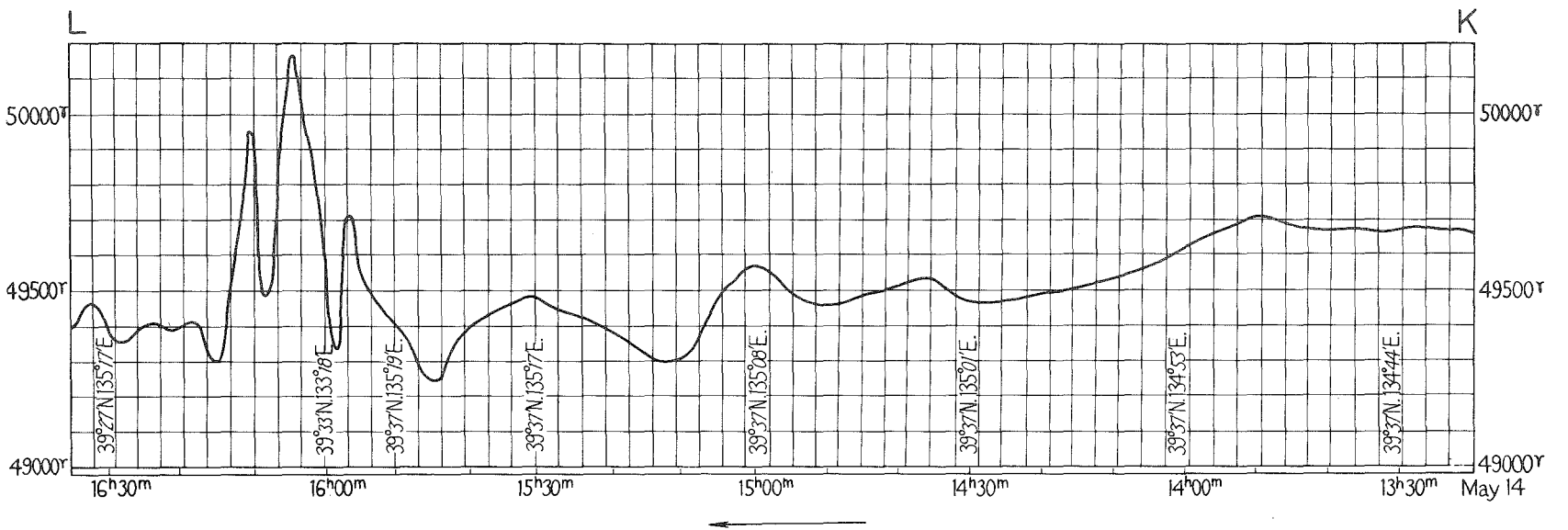
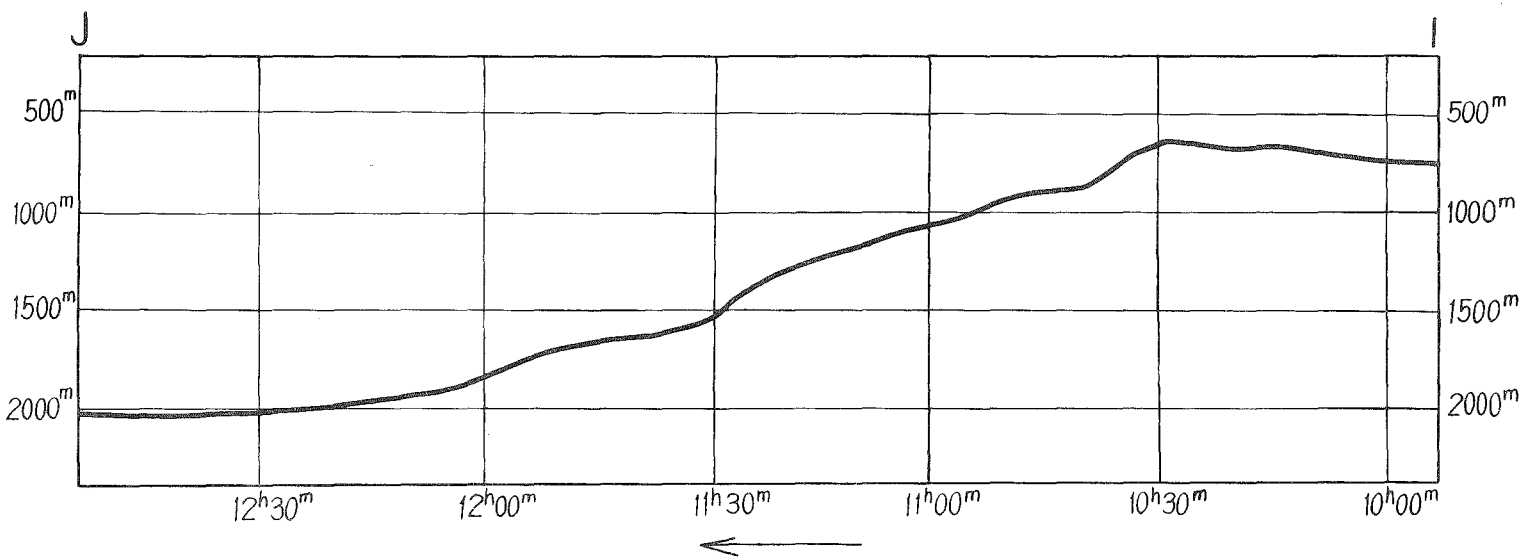
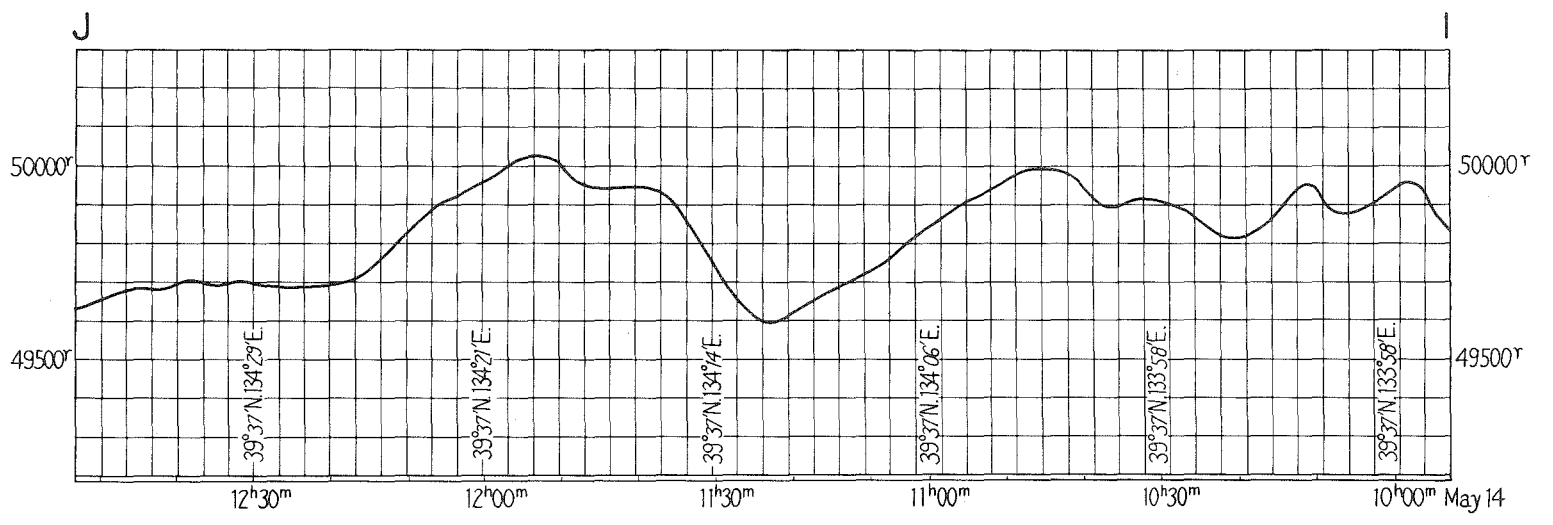


Fig. 11 Comparison between observed and Calculated magnetic contour around the Yamato Bank

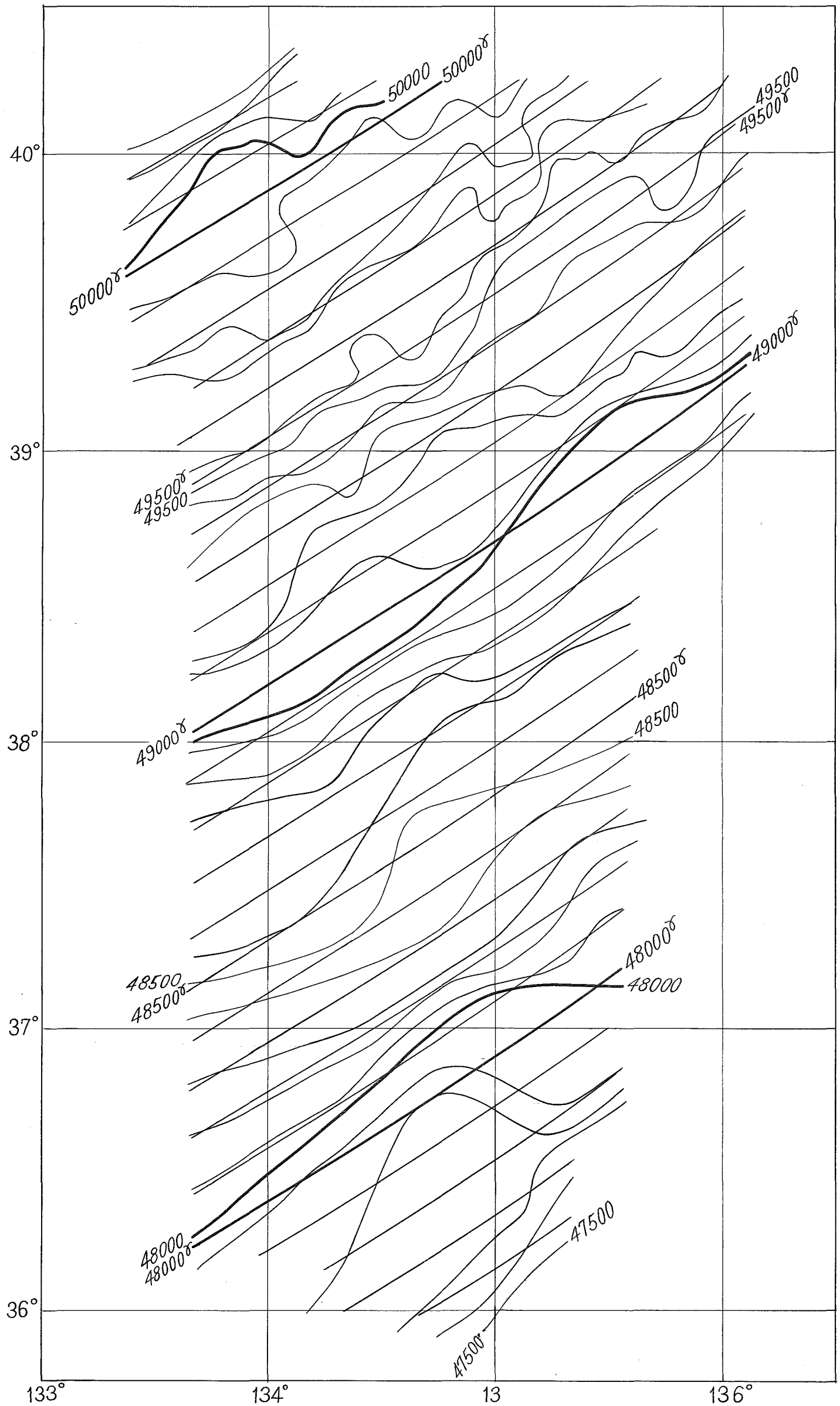
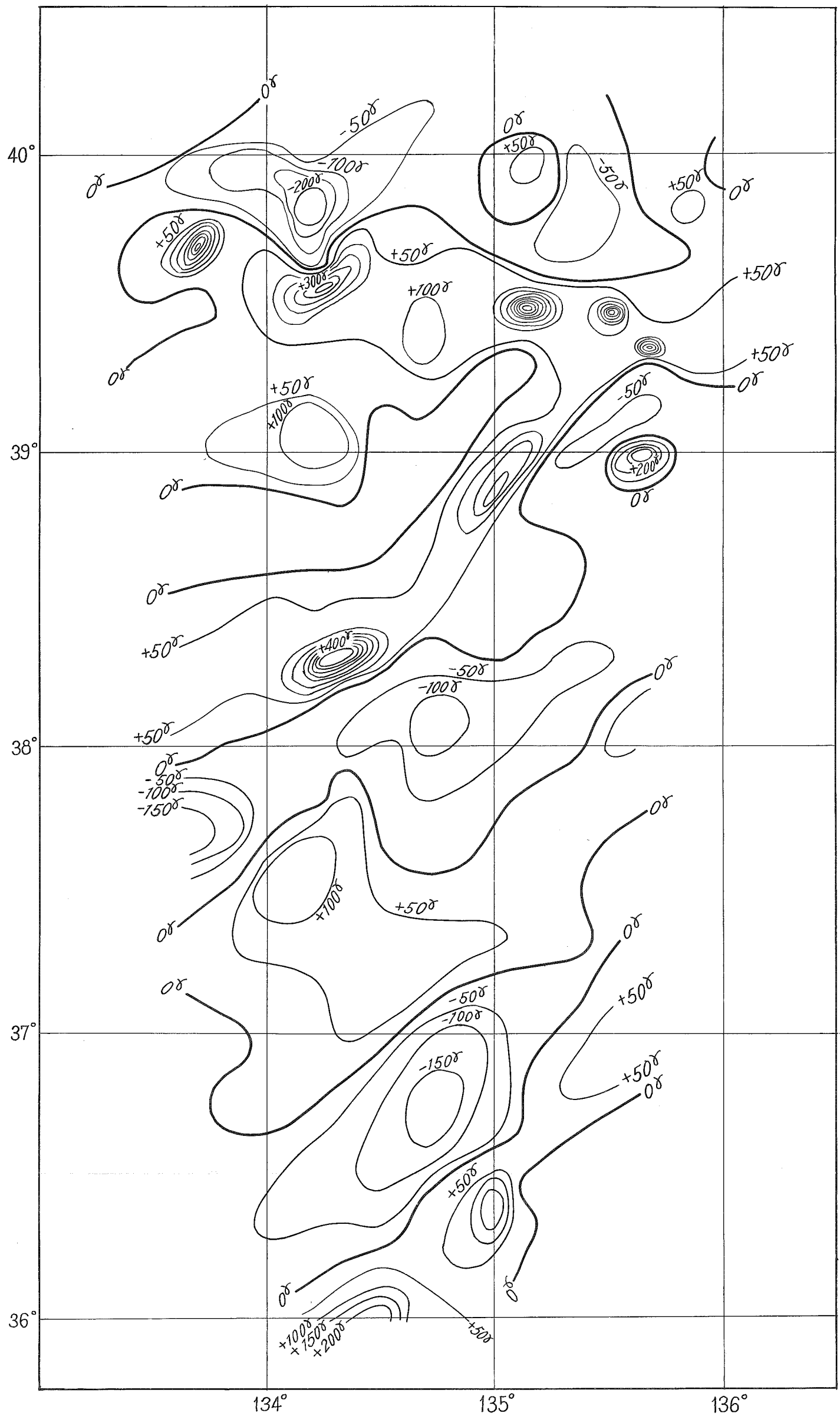


Fig. 12 Residual Map
around the Yamato Bank



新潟地震に伴う地磁気の変化について

松 崎 卓 一

On the Magnetic Change accompanying the Niigata Earthquake

Takuichi Matsuzaki

Received January 10, 1966

Abstract

Local changes in the earth's magnetic field accompanying the Niigata Earthquake were studied in this paper. Shipborne magnetic surveys were carried out respectively before and after the Niigata Earthquake on the sea area near Awashima Island off the coast of Niigata prefecture, including an epicenter of the earthquake in 1964. Total magnetic intensity was observed to the accuracy of ± 10 gammas using a towed proton precession magnetometer on board the survey ship "Takuyō" belonging to the Hydrographic office of Japan.

From the results of the surveys, it has been found that total intensity of the earth's magnetic field shows a distinct local change of about several tens of gammas caused by the Niigata Earthquake. This change may be explained by considering that at the time of the earthquake the change in the stress within the earth's crust produced the change in the earth's magnetism.

1 まえがき

昭和39年6月16日、粟島南方の海底に震源を有する Mag. 7.5の地震が発生した。この地震によって粟島が約1m前後隆起し、かつ西方に傾いた。また、海底地形測量の結果から、粟島と本土とのほぼ中央部を、北北東～南南西に走る軸を中心に粟島一帯が隆起し、鼠ヶ関～岩船の海岸に沿って沈降している。また、この地震によって多数の亀裂や断層・山崩等が粟島を始めとして新潟県の各地に生じた。このような大きな地震に伴って地磁気はどう変化したかを調べることは興味のあることである。

地震によって地磁気に影響が生じたかどうかという問題は、昔から多くの学者によって調査されてきた。最近、地震の頻発に伴って地震予知の問題が採り上げられ、日米科学協力・UMP計画・地震予知計画等として具体的に研究され、実施に移されつつある。

わが国における地震と地磁気との関係に関する研究は、古くは1891年田中館博士(1833)・長岡博士により、美濃・尾張地震に伴う地磁気の変化が報告されている。

その後、加藤博士(1938)(1950)(1953)によって1930年北伊豆地震、1933年三陸地震、1935年静岡地震、1949年栃木地震、1952年十勝沖地震等多くの地震に伴って変化した地磁気擾乱について報告されている。

また、加藤博士、歌代博士(1949)により1946年に起こった南海道大地震に伴って生じた地磁気の変化について報告がなされた。これは当時海上保安庁水路部が、潮岬の東方約30kmの地点にある勝浦町に地磁気観測所を設けて水路部型磁気儀により、地磁気の偏角の24時間観測を継続していた。この勝浦の偏角の日平均値をわが国の基準観測所の柿岡の偏角の日平均値と比較した結果、地震時に4.5'勝浦の値が急に減少し、その後6か月を

経て元の値に復帰した。この現象は地震に伴って生じた地球内部の歪の消滅により地磁気が変化したものと推定されている。

今回の新潟地震の際に、ちょうど海上保安庁水路部では、測量船「拓洋」により震源地付近の海上をプロトン磁力計を用いて磁気測量を実施していたので震源地付近の地震前後の地磁気の変化を測定することができた、その結果について述べる。

2 測定計器

測定計器として船舶用のプロトン磁力計を用いた。プロトン磁力計では水のプロトンの歳差運動の周波数を測定することにより、地球磁場の全磁力の強さを知ることができる。

全磁力を F 、プロトンの歳差運動の周波数を f とすると

$$F = 23.4865 f \text{ ガンマ}$$

なる式が成立するので、 f を測定することにより、地球磁場の全磁力の強さを測定することができる。今回用いたプロトン磁力計の特色は、プロトンの歳差運動の周波数を水晶発振器による標準の周波数で計数し、これを digital 化し、表示管により直読可能とし、さらに電子計算機 HIPAC 103 により計算処理し得るように puncher に接続してある。

一方、周波数の digital 量を analog レコーダーに導入して地球磁場の全磁力の変化の状況が、直ちにわかるように記録紙上にカーブとして記録される。

性能を次表に示す。

プロトン磁力計性能表

(1) 測定範囲	38,000~52,000 γ
(2) 分解能	$\pm 2.5 \gamma$, $\pm 5 \gamma$, $\pm 10 \gamma$ (3 Range 切替え可能)
(3) 測定精度	最高 $\pm 2.5 \gamma$
(4) 測定時間間隔	10 秒または 1 分ごと
(5) 10 進表示部	5 けた
(6) 2 進計数部	8 ビット式テープにパンチ
(7) アナログ量記録器	フルスケール 1,000 γ および 2,000 γ
(8) 水晶発振器	周波数 50 c/s および 3487.9 c/s 安定度 $\pm 1 \times 10^{-5}/100 \text{ V}$ $0^\circ \sim 40^\circ \text{ C}$ にて 精 度 $\pm 1 \times 10^{-5}$
(9) 時計用電力増幅器出力	5 W 連続 (50 c/s)
(10) 時計面	3 針
(11) ピックアップコイル直流励磁時間	5 sec
(12) タイムマーク	テープパンチャー 10 分ごとに 1 回 アナログレコーダー 10 分ごとに 10 秒間のマーク 1 時間ごとに 1 分幅のマーク
(13) 電源入力	AC 100 V $\pm 10 \text{ V}$, 50 c/s, 60 c/s

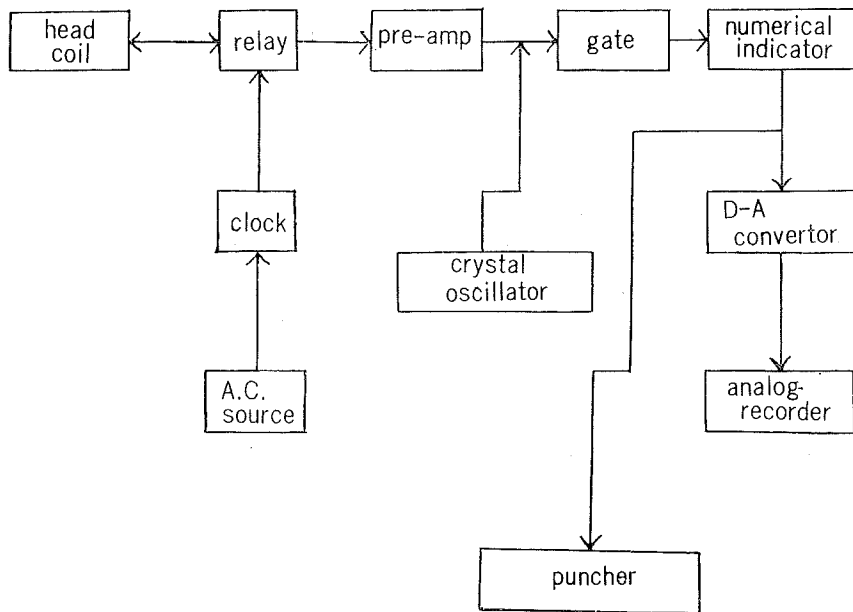
測定器は次の 9 個から成り立っている。

- (1) ピックアップコイル部
- (2) 発振器, 増幅器, counter, 表示管

- (3) 電源部
- (4) リモートコントロール部
- (5) テープパンチャー
- (6) 同上自動巻取器
- (7) アナログ記録器
- (8) 同上巻取器
- (9) ピックアップコイル用ケーブル 200 m

ピックアップコイル部は蒸溜水のはいったアクリル製の円筒状筒の上にコイルが巻かれており、コイルは二つ直角に配置され、磁場の方向による影響をなくすように造られている。そしてさらにこの coil はアクリル製の耐水容器に収められ、海水の浸入を防止している。

プロトン磁力計の Block Diagram



3 測定

水路部測量船「拓洋」は海洋測量の目的で地震直前の1964年6月6日から6月15日まで、佐波・粟島付近の測深・底質調査・地磁気測定を行っていた。地震が起こるや直ちに震源地付近の海底変動・地磁気変化を明らかにするために、粟島を中心とする海域の水深測量および地磁気測定を6月26日から7月7日まで実施した。

測定範囲は粟島南方の震源地を含み、酒田から新潟港の沖合海域である。測定間隔は約2海里で、測線上約300 mごとに測定を行なった。

地震前に測定した結果および等全磁力線図は第1図のとおりである。等全磁力線図を見ると、粟島の北西約20 kmの所に100~200 γ の地磁気異常が見られるが、その他の地域ではあまり大きな異常はなく、等全磁力線はだいたい北東~南西に向き、北へ行くほど全磁力の値は大きくなっている。

地震後は水深変化と地磁気の変化を調査する目的で、できるかぎり地震前の測線と同一の測線上を測定した。その結果は第2図のとおりである。

なお、これらの測定値には、国土地理院鹿野山観測所におけるプロトン磁力計による全磁力連続測定値を用いて地磁気日変化等の外部磁場による影響が除かれている。

4 地震前後の地磁気の変化

今回の新潟地震調査には、プロトン磁力計が用いられ、地震の約 10 日前と 10 日後の 2 回実施された。このような理想的な測定が地震前後に行なわれたことは、今までに例を見ないものである。

今回は同一測線上を繰返し測定したので、まず第 1 の方法として同一測線上に沿って同一地点の地震前後の値を比較検討した。すなわち第 3 図は地震前後 2 回にわたる測定結果の magnetic profile である。第 4 図は前後の等全磁力線の比較図である。さらに、その地磁気変化図を求めると第 5 図のようになる。

この変化図から見てわかることは、

- 1) 地磁気の変化を生じたと思われる場所は数か所に分かれており、これが主として北東から南西の方向に配列しており、ちょうどこの付近の構造線の方向とほぼ一致している。
- 2) 変化の大きさは、 $+4F$ の最大は約 70γ で、 $-4F$ の最大は約 30γ である。

次に、第 2 の方法として、前述のように local な変化のほかに震源付近一帯にわたる regional な変化を検出するために、地震前後の地磁気の分布が二次式で表わされているとして、最小自乗法により計算して両者を比較検討した。地震前後で同一点で測定が行なわれた値のみを用いて、地震前または後のおのおのについて最小自乗法により分布式を求めた。測点数はそれぞれ 98 点である。

地震前についての地磁気分布式は

$$F=47714.6\gamma+12.0898\Delta\varphi-5.79986\Delta\lambda+0.098689\Delta\varphi^2+0.188003\Delta\lambda^2-0.227325\Delta\varphi\Delta\lambda$$

$$\begin{cases} \varphi_0 = 38^\circ 30' \text{ N.} \\ \lambda_0 = 139^\circ 00' \text{ E.} \end{cases} \text{ を原点とする.} \quad P=17.2\gamma$$

となり、分布図は第 6 図のとおりである。

地震後については、

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

$$\begin{cases} \varphi_0 = 38^\circ 30' \text{ N.} \\ \lambda_0 = 139^\circ 00' \text{ E.} \end{cases} \text{ を原点とする.} \quad P=18.1\gamma$$

となり、分布図は第 7 図のとおりである。

また、地震前後の変化について求めると第 8 図のとおりである。

これから、地震による regional な変化は、粟島の西方一帯にわたり最大約 20γ 生じており、地震により地磁気全磁力の強さが増加していることを示している。

5 地形・地質

佐渡北方の海域には水深 700~1,000 m の海底から 600~700 m の比高をもつ多数の堆が存在する。すなわち佐渡の北北東延長上に月山礁・向瀬・鎌礁・最上堆が連なり、その西側には瓢箪礁があり、東側には Torimi Guri・粟島礁がある。採取された資料によると、頁岩の第三紀水成岩、および閃緑岩・安山岩・玄武岩・凝灰岩等の火山岩から成っている。

また、海底地形の特徴としては、一般的に東側に急斜面を示し、西方に傾いたような地塊運動をしている。

粟島付近も同じような構造を示している。すなわち粟島は幅 5 km、長さ 25 km の北北東~南南西の方向に細長く延びた浅瀬の一部が海面上に現われたものである。この粟島周辺の海域には 5 か所に断層と思われる急斜面がある。いずれも北北東~南南西の走向を有する。そして数メートルの落差の斜面が東側に向いている。

粟島付近の、海底地形は、水路部により数回にわたり測量が行なわれた。この付近一帯の地形図を第9図に示す。特に、地震直前、および直後の「拓洋」による水深測量および同年8月～9月に実施された測量船「海洋」による水深測量の結果は第10図のとおりである。茂木博士等(1965)は次のような説明をしている。

すなわち、新潟地震により粟島海峡および粟島堆を含む北北東～南南西の方向に沿う広い区域が隆起し、その東方の鼠ヶ関一岩船海岸に沿う海底および馬の背の東方の海盆が沈降した。また、隆起区域の中央部から粟島にわたる海底に3本の断層があることがわかった。第13図参照。

6 海底断層と地磁気異常

従来から断層に伴って地磁気に局部異常が存在することがしばしば報告されている。今回の測定の結果、地磁気の連続記録中、第11図のような急激な変化がときどき見られる。この変化を生じた場所を図上にplotすると第12図のように数個の曲線上にのっていることがわかった。図中、上の図は地震前、下の図は地震後である。

この2回の測定結果から、磁気異常はほぼ同一場所に起こり、しかも、この地磁気異常の起こった点を結んだ線の方向は北東～南西で、新潟佐渡付近の構造線とほぼ平行であることは興味のあることである(第13図参照)。

7 むすび

現在までに、地震に伴う地磁気の変化については多くの研究成果があるが、おもに地震の震央付近での地磁気の測定から地震前後の局所的変化が研究されてきた。たとえば、三陸地震・北伊豆地震・静岡地震・栃木地震・十勝沖地震では地震に伴って地磁気の伏角に変化を生じ、また、南海道地震では地磁気の偏角に変化を生じたことが観測された。

今回の新潟地震の場合は、特徴としては、normal distributionの方法による解析のところでも論じた如く、粟島の西方一帯が約15～20 γ 増加したこと、および震源周辺に数か所に分れて正負の異常地域が発生したことである。これは震源地付近の地下構造に非常に関係していると思われる。すなわち、磁気的物質を多く含んだ岩石(玄武岩・安山岩)の分布している地域に地震による影響が起こって、これらの地域に地磁気変化が生じたと考えられる。

本論文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博士に謝意を捧げたい。

本研究の実施に協力された川村・茂木両測量班長ならびに班員の方々および測量船「拓洋」、「海洋」の乗組員に感謝の意を表す。また整理に協力された海上保安庁水路部歌代・茂木・荻野・近藤・伊藤(四)・大津・小山田の諸氏の労を謝したい。

参 考 文 献

- 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 I, 27, No. 1, 1.
- 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 Univ., Geophysics*, 1, 40.
- Kato, Y., Utashiro, S. and Osaka, J. 1950, "On the Changes of the Terrestrial Magnetic Field accompanying the Tōchigi Earthquake of 26 Dec. 1949" *The Science Reports of the Tohoku Univ., Geophysics*, 2, No. 2, 1.
- Kato, Y., 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 Univ. Geophysics*, 4, No. 3, 1.

茂木昭夫, 川村文三郎, 岩淵義郎, 金田一夫 1965, "新潟地震による粟島付近海底の変動について"
海上保安庁水路部 新潟地震調査報告 昭和40年2月

Tanakadate, A. and Nagaoka, H. 1833, "The Isomagnetic Disturbance attending the Mino-Owari Earthquake of 1891" *The Journal of the College of Science, Imp. Univ. Tokyo, Japan*, 5, 10.

Fig. 1 Magnetic Map around Awasima
before Niigata Earthquake

Total Intensity 47,000 γ +...

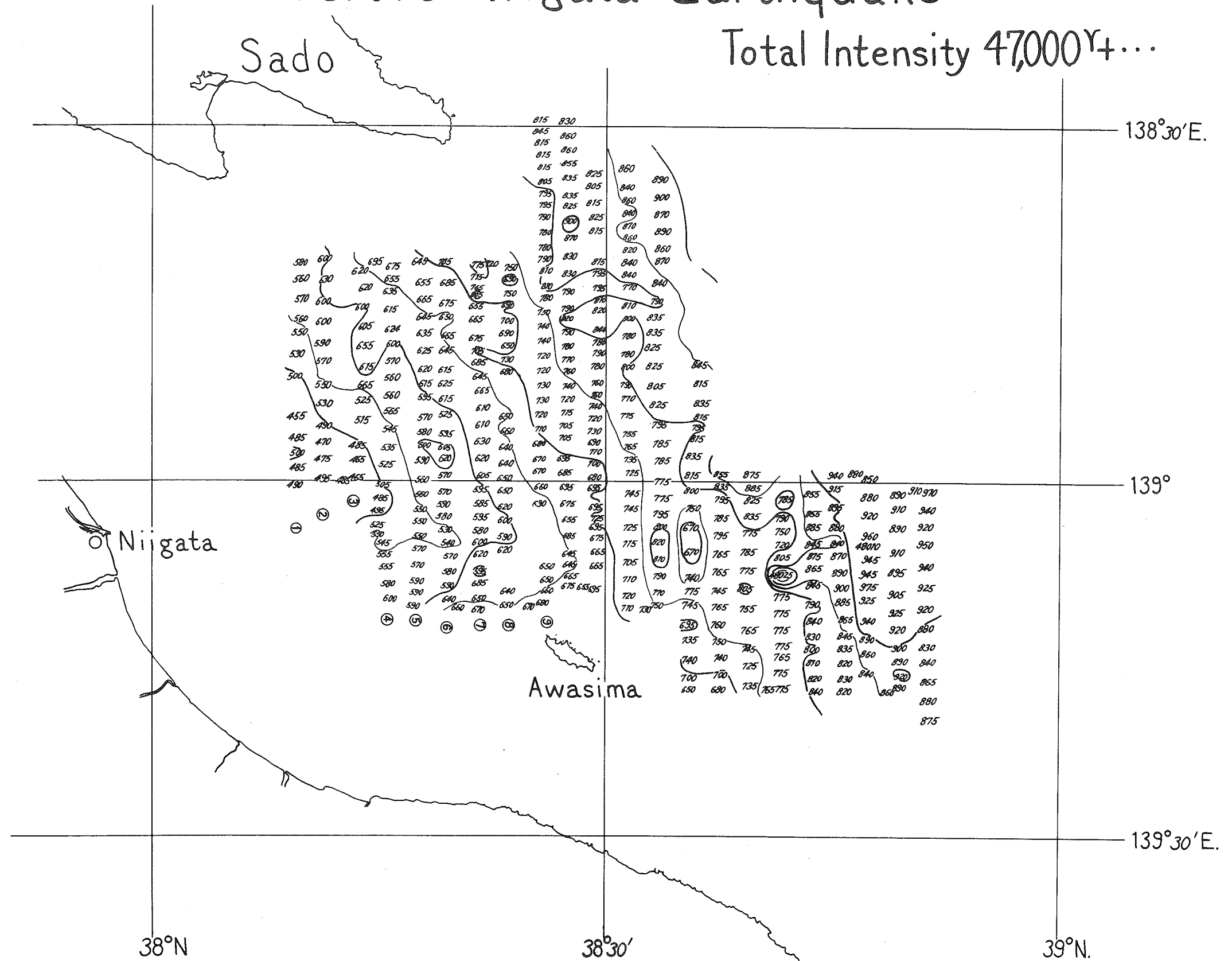


Fig. 2 Magnetic Map around Awasima after Niigata Earthquake

Total Intensity 47,000^r+...

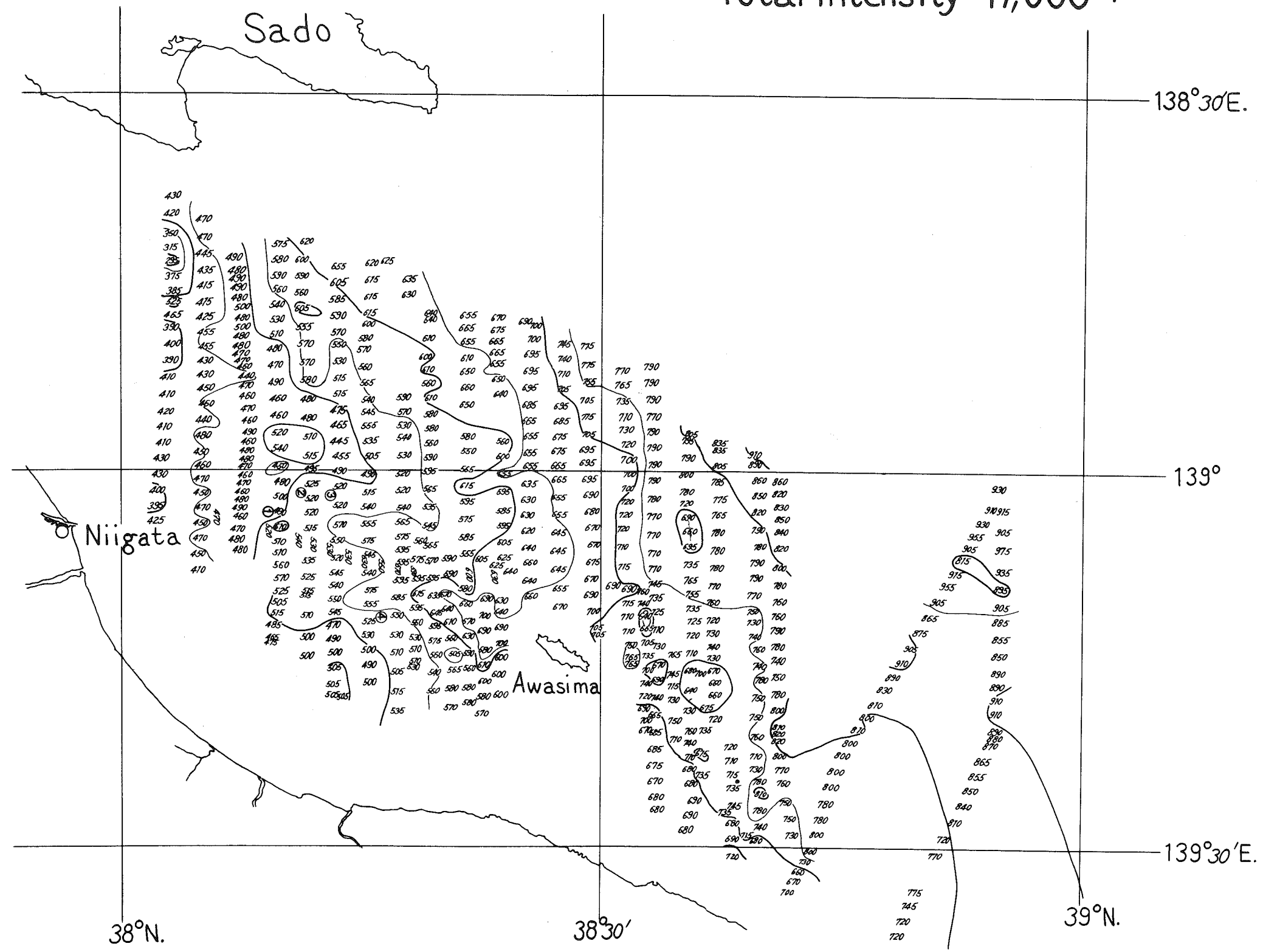


Fig. 3 Magnetic Profiles along each course before and after the Niigata Earthquake

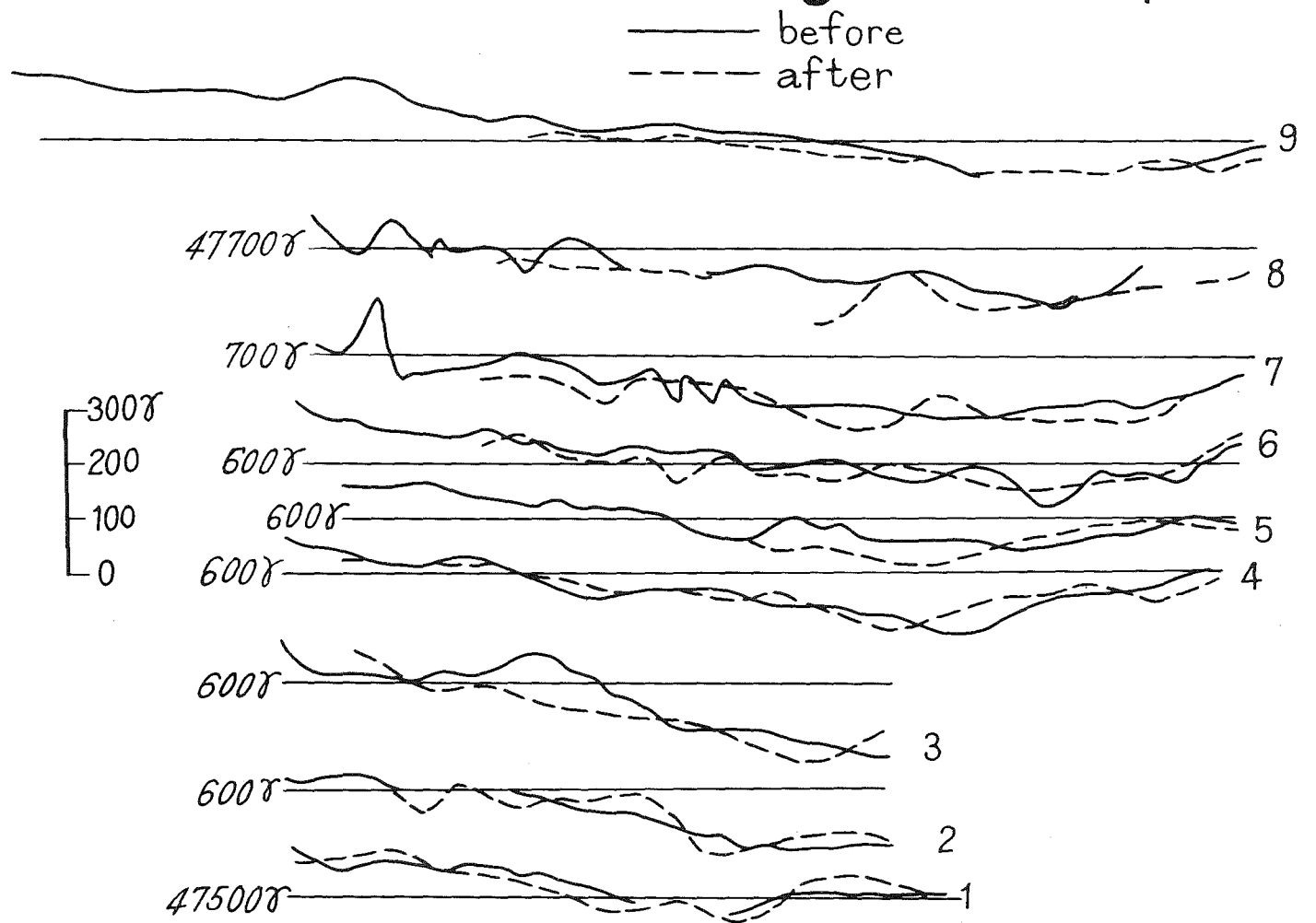


Fig. 4 Magnetic Contour before and after the Niigata Earthquake

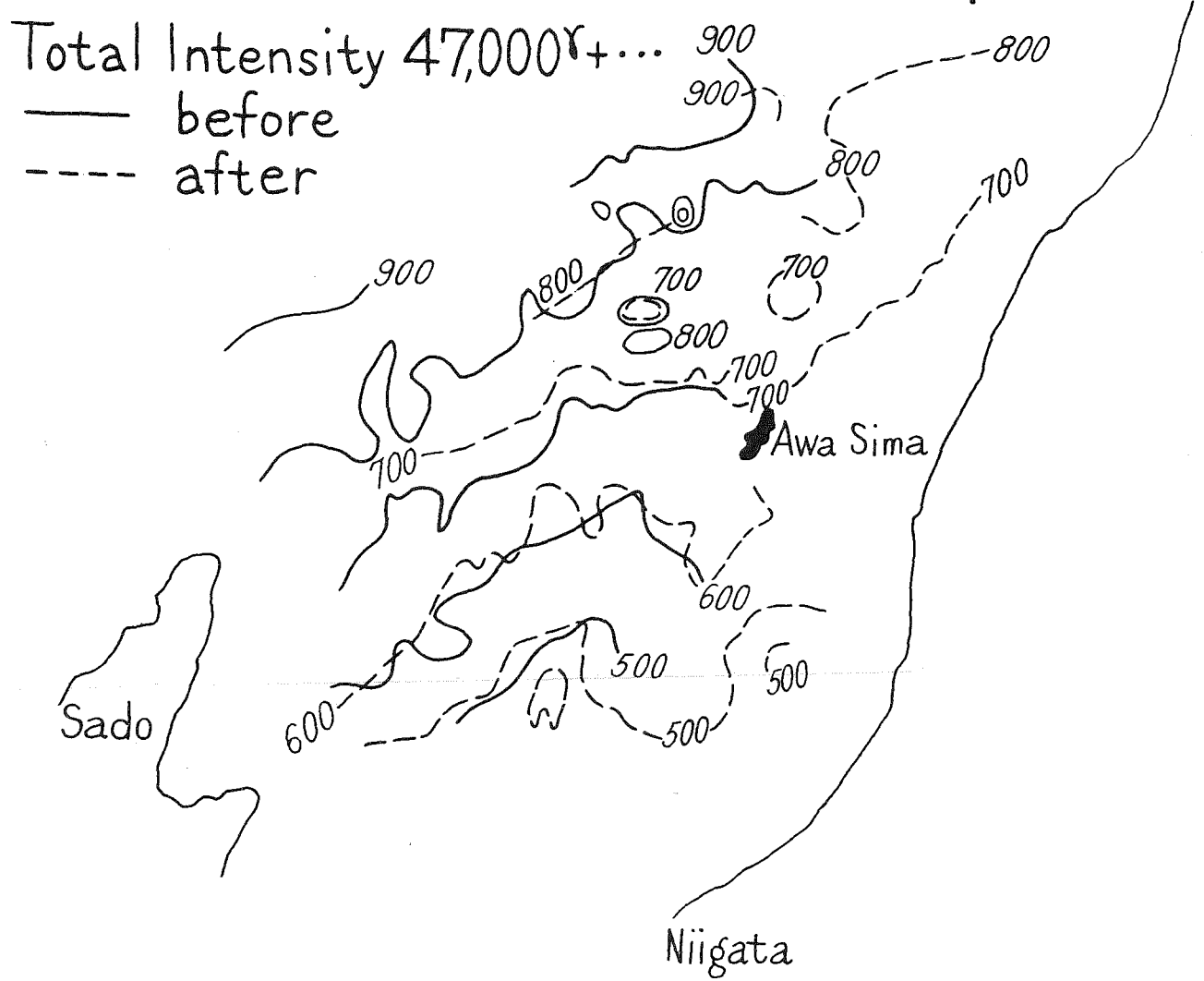


Fig. 5 Changes in the Total Intensity of the Earth's Magnetic Field accompanying Niigata Earthquake

UNIT : γ
 ○ : Positive area
 ⊗ : Negative area

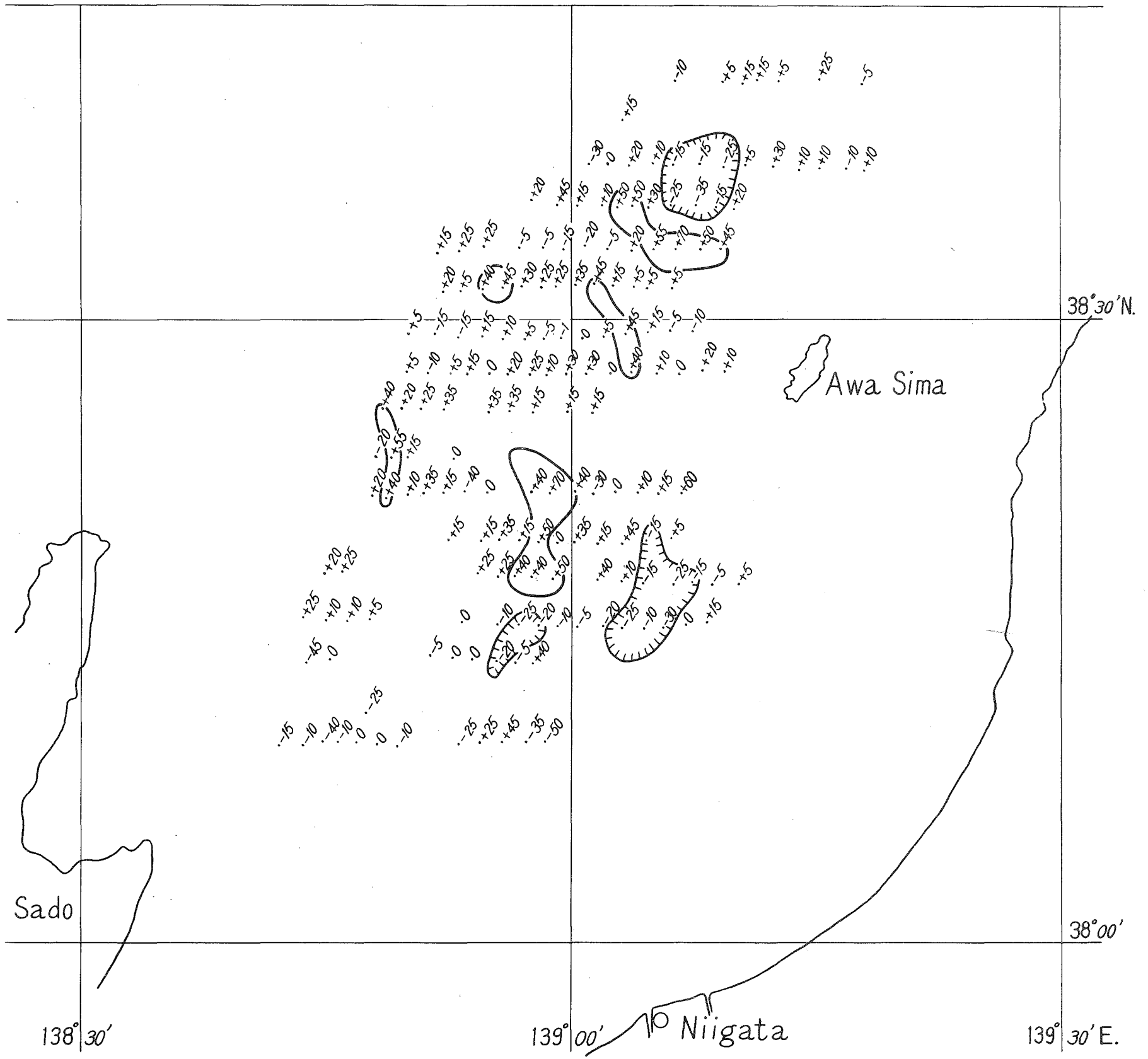


Fig. 6 Calculated Magnetic Map before Niigata Earthquake

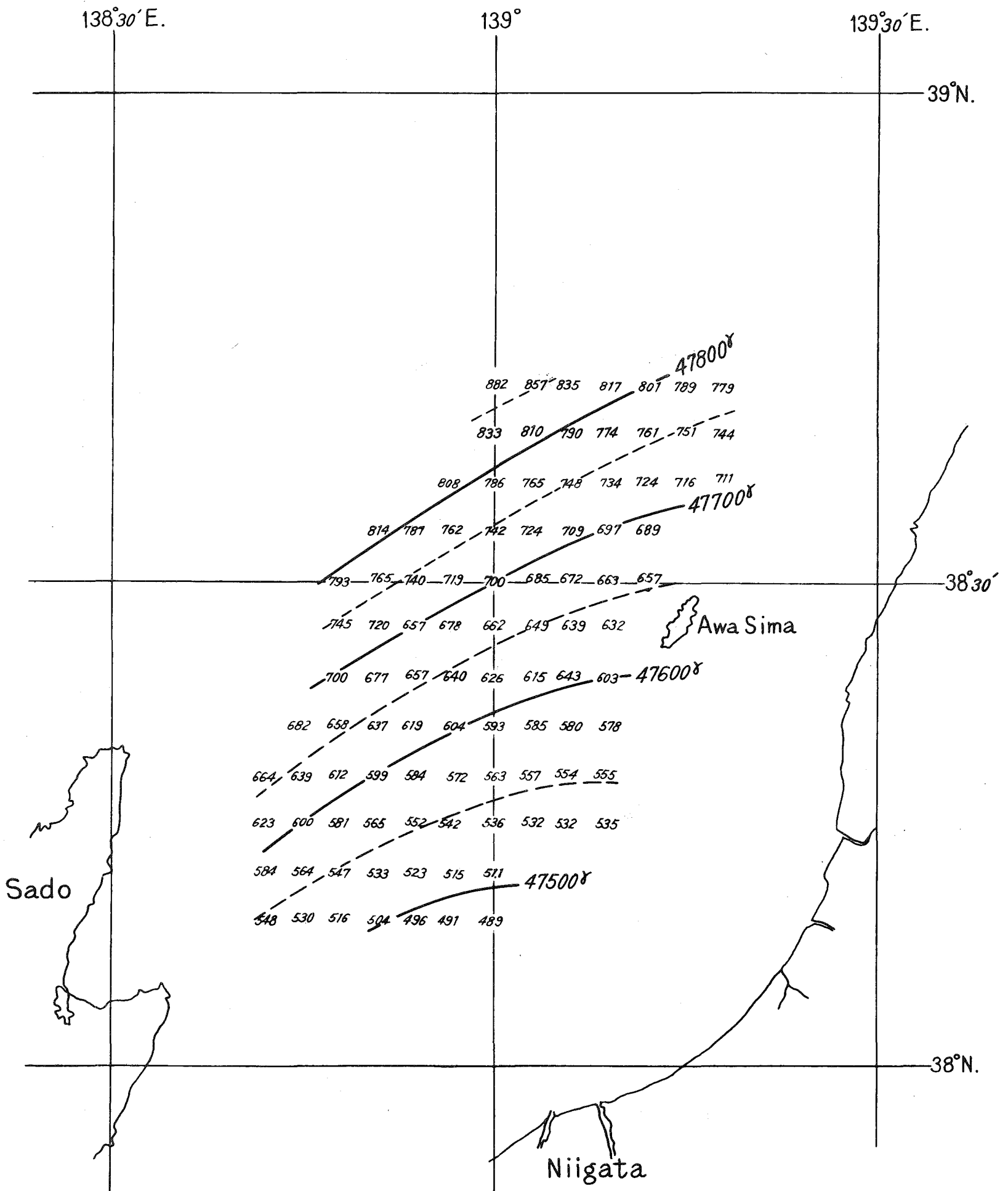


Fig. 7 Calculated Magnetic Map after Niigata Earthquake

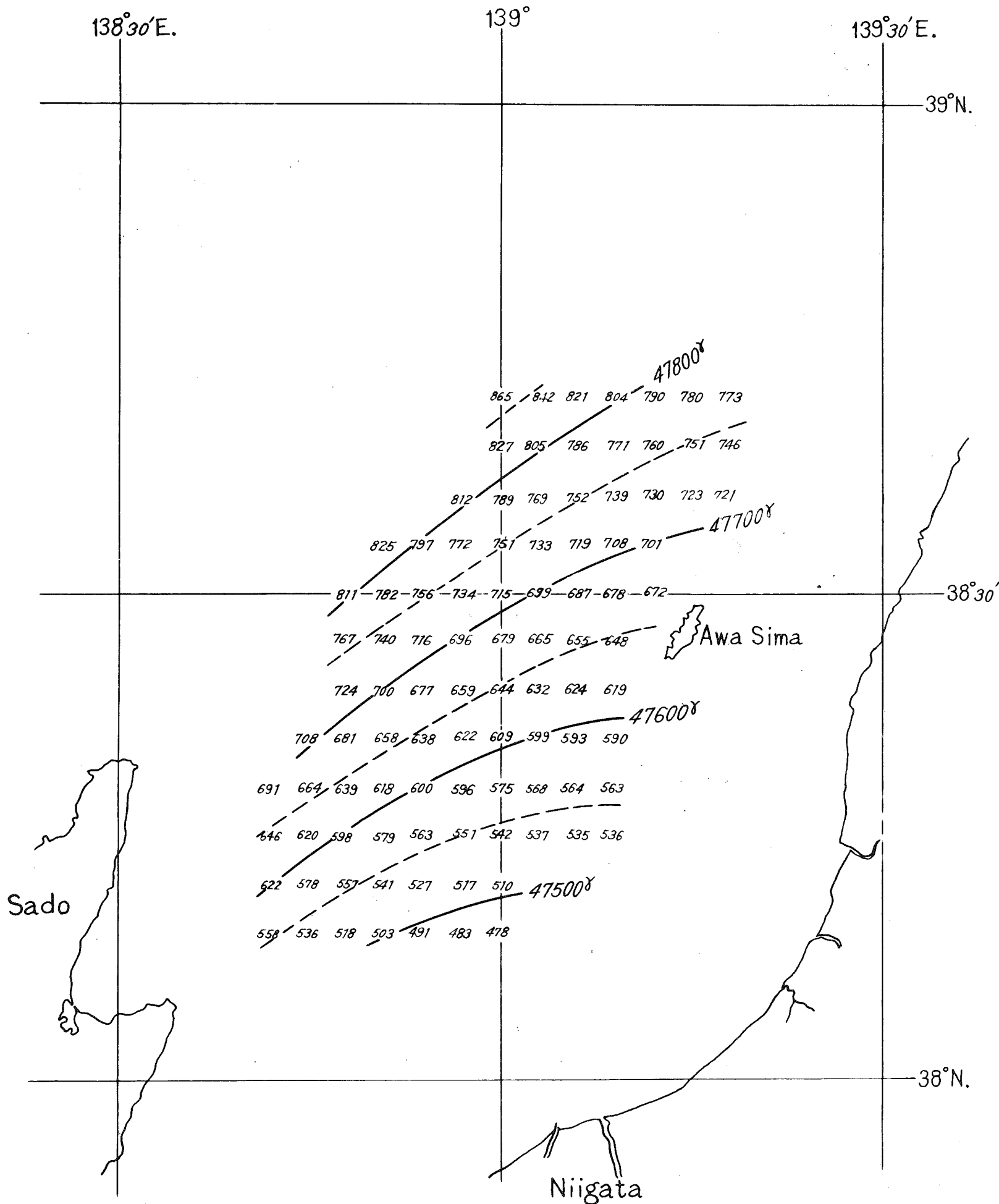


Fig. 8 Magnetic change accompanying Niigata Earthquake (after-before)

Unit--- γ

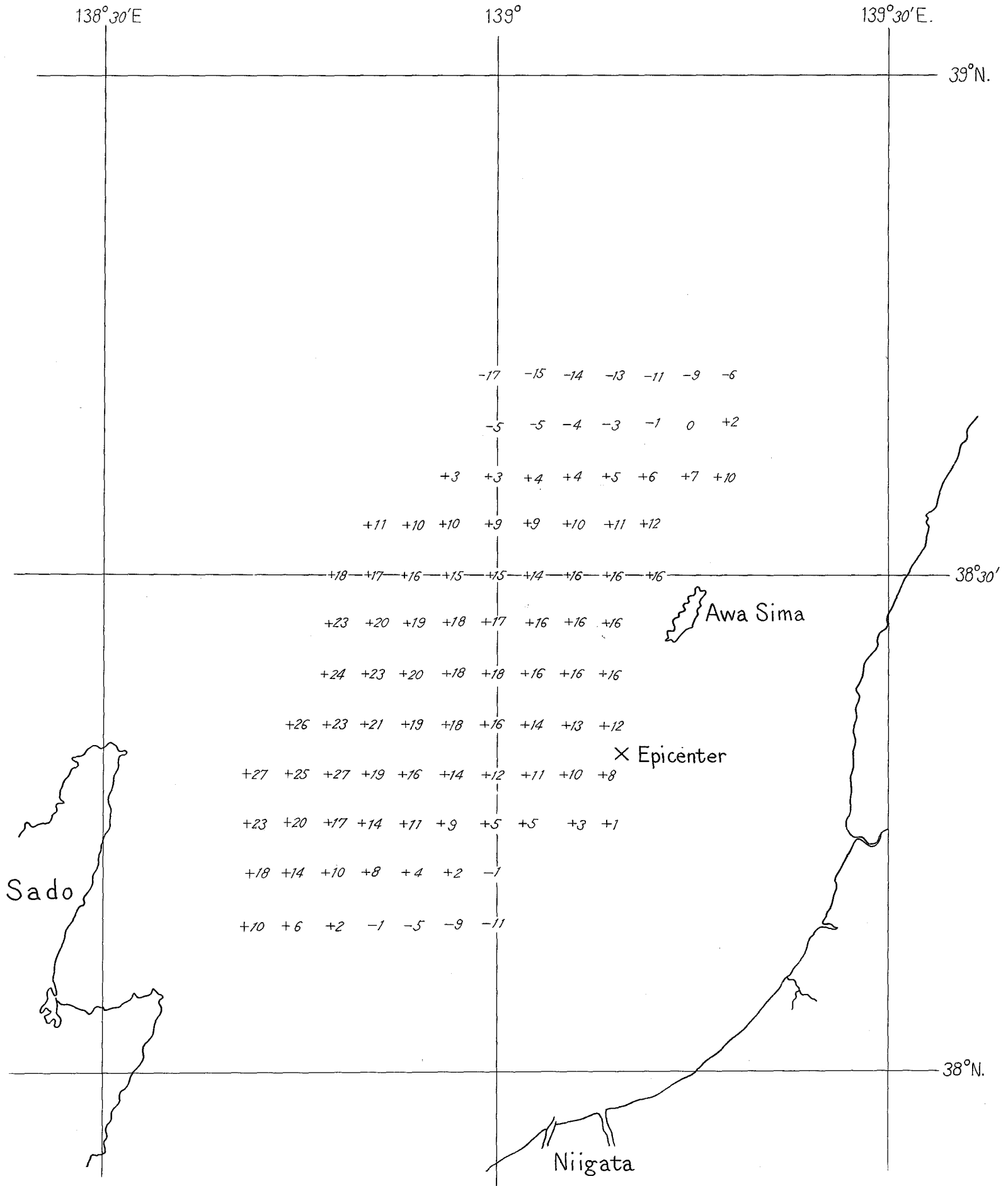


Fig. 9 Geomorphological Chart off the Northeastern Coast of Honsyū

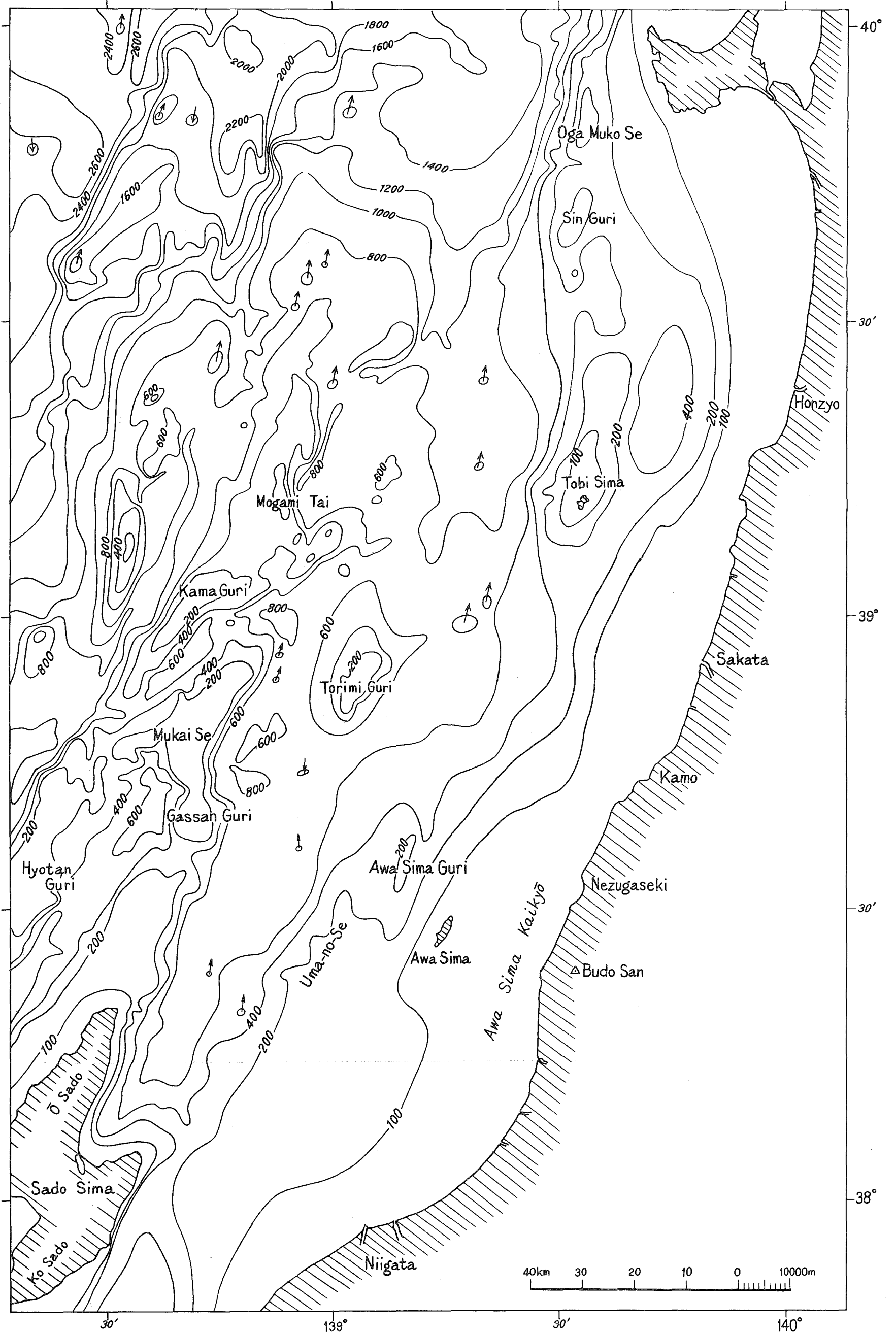


Fig. 10 Submarine Topography around Niigata Epicenter (Depth in Meters)

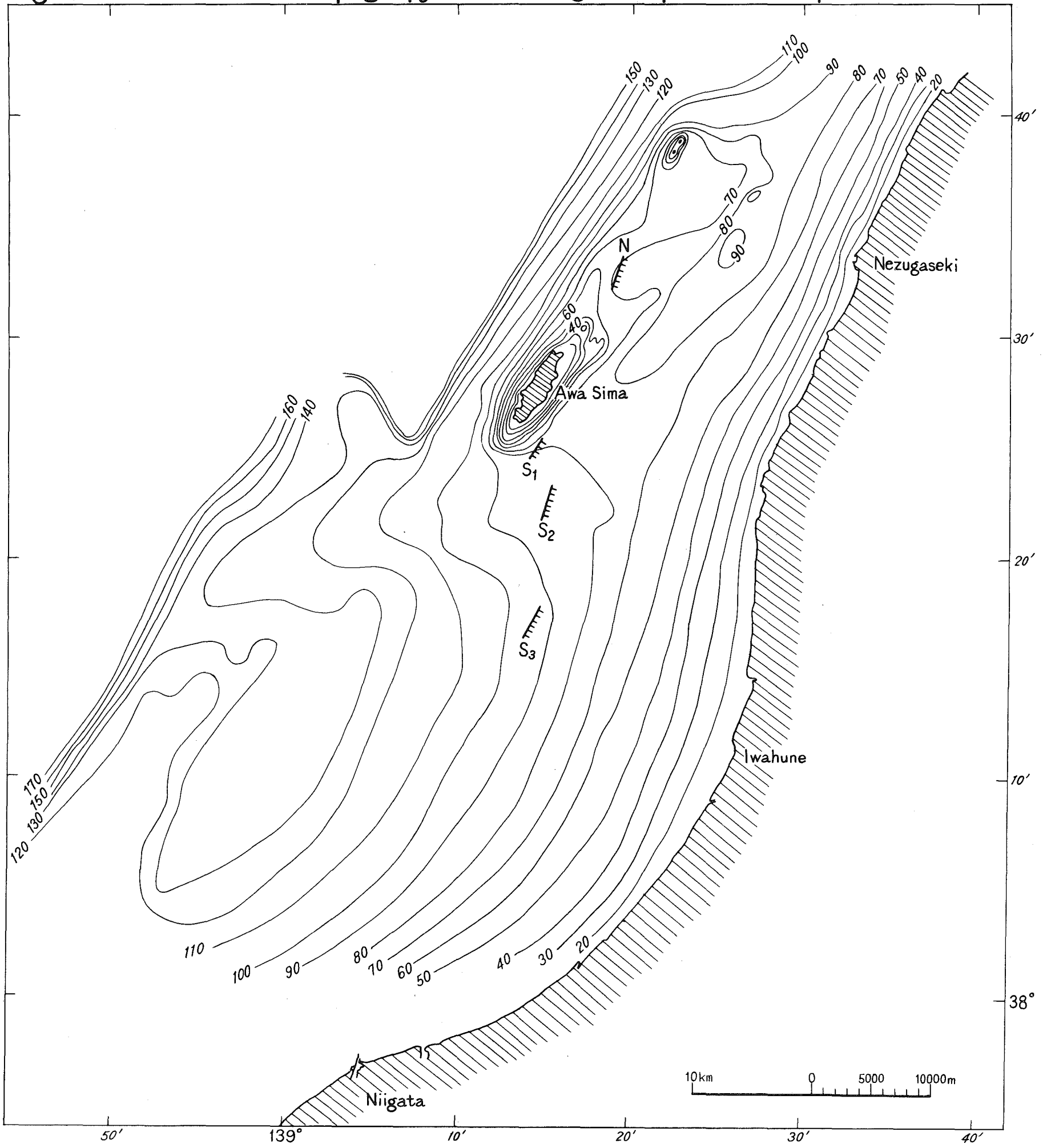


Fig. 11 Some Examples of the Magnetic Change accompanying the faults

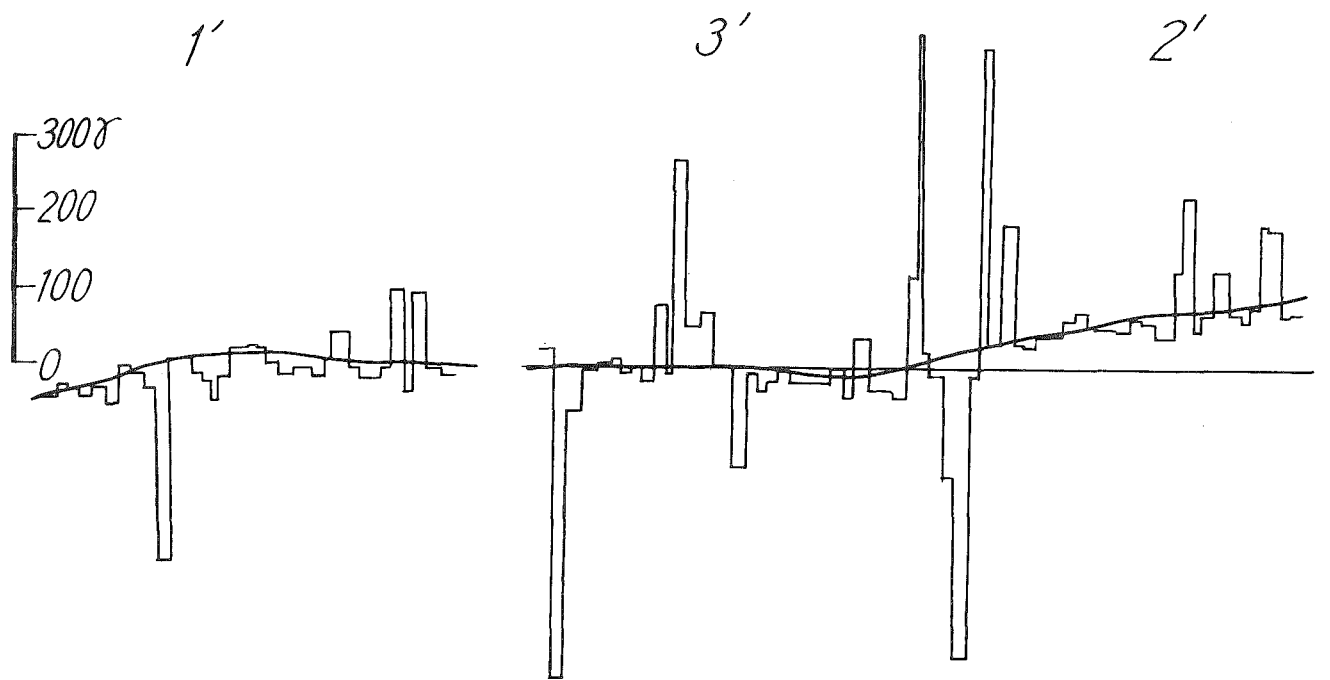


Fig. 12 Distribution of the Magnetic Change accompanying the faults

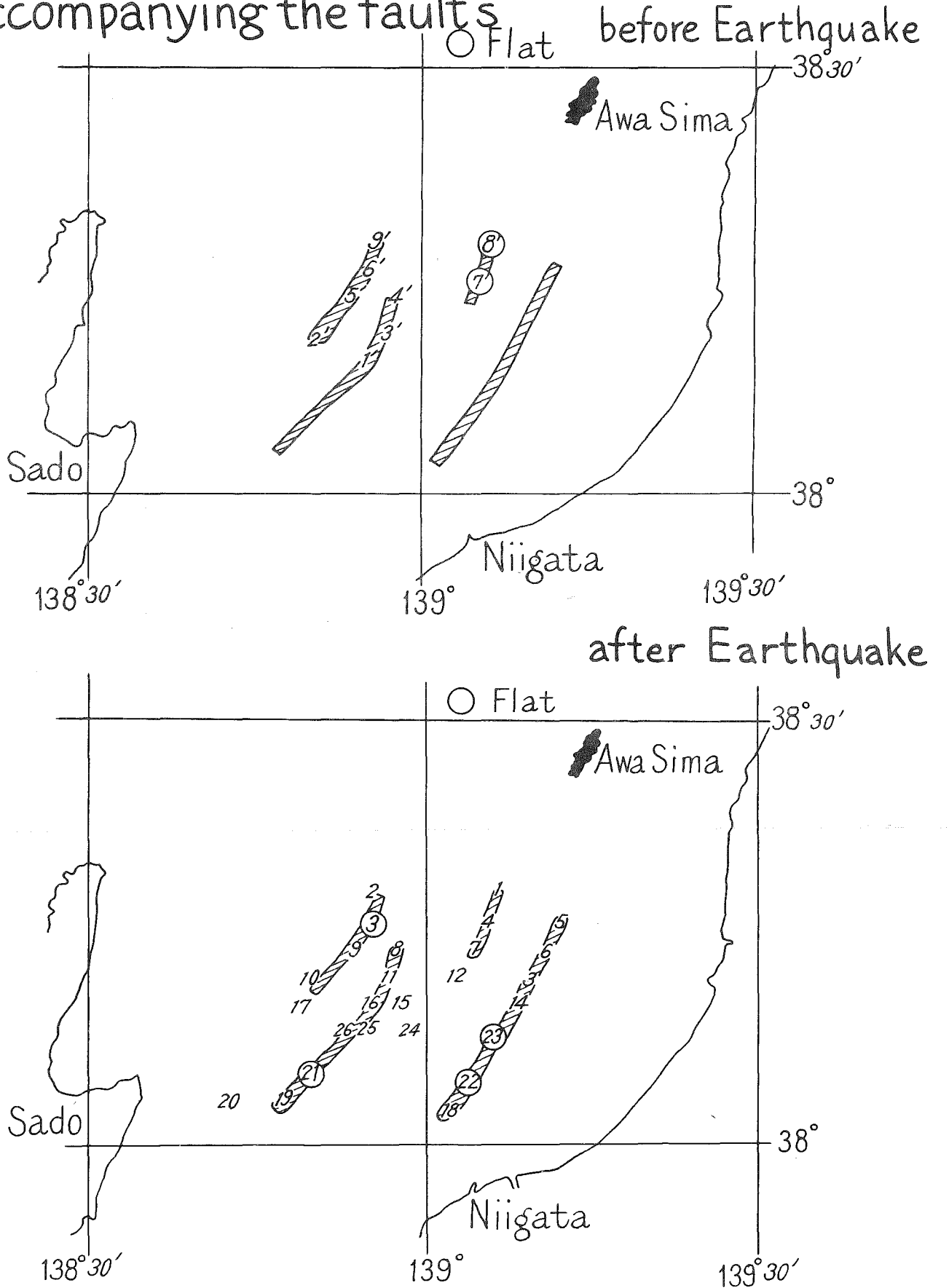
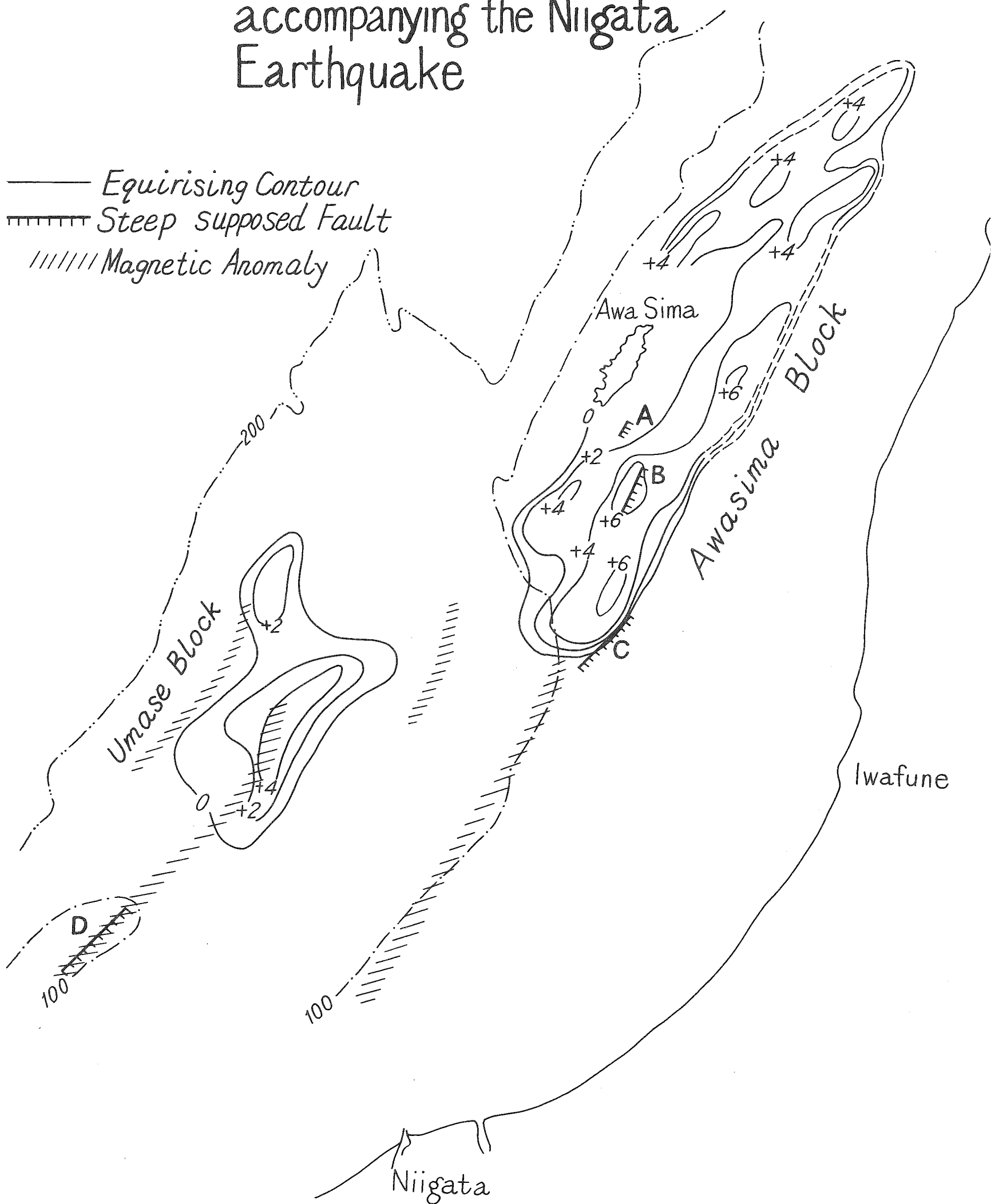


Fig. 13 Movements of the Crust accompanying the Niigata Earthquake

- Equirising Contour
- ▄▄▄▄▄ Steep supposed Fault
- //// Magnetic Anomaly



洞爺湖周辺の地磁気異常について

松崎 卓一・歌代 慎吉

On the Magnetic Anomalies over Toya Lake and Its Vicinity

Takuichi Matsuzaki and Shinkichi Utashiro

Received January 10, 1966

Abstract

The aeromagnetic surveys were carried out over and around Toya Lake in July 1964, using a proton magnetometer suspended from the helicopter belonging to the Maritime Safety Agency of Japan. The magnetometer used is of a simple type, with a magnetizing and detecting head coil weighing about 10kg. It was hung down from the helicopter at a distance of 10 meters. The accuracy of the proton magnetometer is about $\pm 5\gamma$ for the total intensity of the earth's magnetic field. The flight path of the helicopter was photographically determined by taking a series of terrain pictures with the automatic 35mm camera. The spacing was about 2km. The flight was carried out at the heights of 1,100m and 1,600m, respectively. From the results obtained, it has been found that there is a remarkable magnetic anomaly of about 400γ at the central part of Toya Lake in the case of the flight altitude of 1,100m, and also, there is an anomalous magnetic anomaly of about $1,000\gamma$ over Mt. Usu at the lower altitude. Thus, we have reached the conclusion that the magnetic anomalies can well be revealed by observing the magnetic field characterized by the volcanic rock containing a large amount of magnetite in the region.

1 まえがき

火山に伴う地磁気異常に関する研究は、古くから多くの研究者によってなされてきた。すなわち、中村左エ門太郎博士(1941)は Ad. Schmidt の鉛直磁力偏差計を使用して、仙台平野および米沢盆地の Vertical Component の magnetic survey を行なった。また、加藤愛雄教授(1938)は水路部型磁気儀によって三宅島における地磁気要素の変動を測定し、噴火に伴って著しい変動のあったことを明らかにした。その他、蔵王・駒岳・有珠山等に伴う地磁気異常を測定し、その原因について考察した。また、水上武博士(1941)は三宅島の磁気測量を伏角計により行ない、三宅島は直径 8 km に満たない小地域であるにもかかわらず、磁気異常がきわめて著しいことが判明した。すなわち、測定した伏角の最大値は $58^{\circ} 18.75'$ 、最小値は $44^{\circ} 42.71'$ で、その差は $13^{\circ} 30'$ にも及んだ。また、原田美道博士(1957)は Schmidt type 鉛直磁力計を用いて北海道洞爺湖周辺の magnetic anomaly を測定した。そしてこの地域の magnetic anomaly は現在の地球磁場の方向に帯磁しているとする説明できることを述べ、帯磁率の大きさは 10^{-3} であるという結果を得た。

また、力武・横山両博士(1957)は、大島等の火山についての磁気測量を行なって、火山に伴う magnetic anomaly の distribution を求め、かつ、その原因が火山による magnetic dipole field であると仮定して magnetic moment を求めた。

火山に伴う magnetic anomaly は、わが国においても非常に多くの研究者により調査されてきた。

最近、Electronics の発達に伴って、earth's magnetic field を測定する計器も急速に進歩し、Flux-gate

type の magnetometer と Proton Precession magnetometer が発明され、航空機・船舶等の動揺体上で地磁気測定が可能となり、従来 ground magnetic survey により火山の magnetic anomaly の測定が行なわれたものが最近では航空機・船舶で magnetic survey が行なわれるようになり、同一 Level 上での magnetic field の値が得られるようになった。外国では、航空磁気測量が戦後急速に実施され、U. S. Geological Survey では DC-3 に Flux-gate type の magnetometer を取り付けて米国国内 (1946) はもとより、ハワイ・南方諸島の環礁 (1949) での aeromagnetic survey を行なった。

これらの測量は、鉱物資源・石油等の調査ばかりでなく、地質構造研究の一手段として非常に有力であるからである。

わが国においては、aeromagnetic survey は東北大学の加藤愛雄教授によって初めて実施された。すなわち、1955年より加藤教授の下で Flux-gate 型の magnetometer が試作研究され、1958年海上保安庁水路部の協力により、この magnetometer をビーチクラフト機に取り付けて関東南部および伊豆大島・三宅島の aeromagnetic survey を実施 (1958) して良好な成果を得た。この survey では地磁気の Vertical Component が測定された。その後、数回にわたり南関東での aeromagnetic survey が実施された。

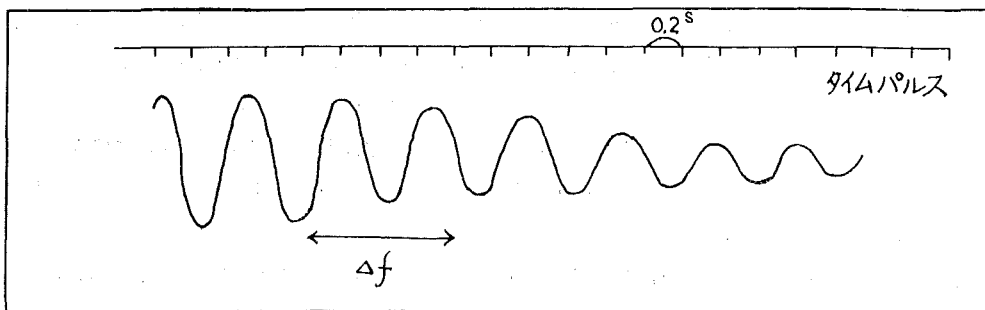
最近、海上保安庁水路部においても、東北大学加藤教授の指導の下に地磁気三成分用の Flux-gate type の magnetometer が製作され、世界磁気測量計画の一部として日本周辺の海上の航空磁気測量が4か年にわたって実施され、数多くの未知の海上における magnetic anomaly が発見された。

その後、水路部では helicopter に搭載して earth's magnetic field の total intensity を測定する Proton magnetometer を製作したので、これを用いて日本の港・湖・火山島等の aeromagnetic survey を実施した。

本論では helicopter と Proton magnetometer による洞爺カルデラの aeromagnetic survey の結果について述べる。なお、東北大学加藤教授も十和田・鬼首・箱根・大島について helicopter と Proton magnetometer により航空磁気測量を行なった。

2 測定計器

測定計器としては、Beat type の Proton magnetometer を用いた。原理は船舶用のプロトン磁力計と同一であるが、異なるところは、船舶用プロトン磁力計のように基準の水晶発振器を用いて測定されるべきシグナルを自動的に計数し、これを digital で表示したり、また analogue recorder に変化の状況を記録せしめるのではなく、測定計器内に内蔵された標準水晶発振器による波と、Detector から得られたシグナルを組み合わせ、Beat 方式により記録をペンオシログラフに描かしめ、これから frequency を読み取って total intensity の値を求めるのである。



すなわち、全磁力を F 、プロトンの歳差運動の周波数を f とすると

$$F = 23,4865 f \text{ ガンマ}$$

であるから、この式から F を求めることができるが、この計器の場合には Beat をとっているので、ペンオシログラフ上の frequency は $4f$ となり、 $4f = f_0 \pm f$ ただし f_0 は標準水晶発振器の周波数
ペンオシログラフによる Beat 記録の一部は上図のとおりである。

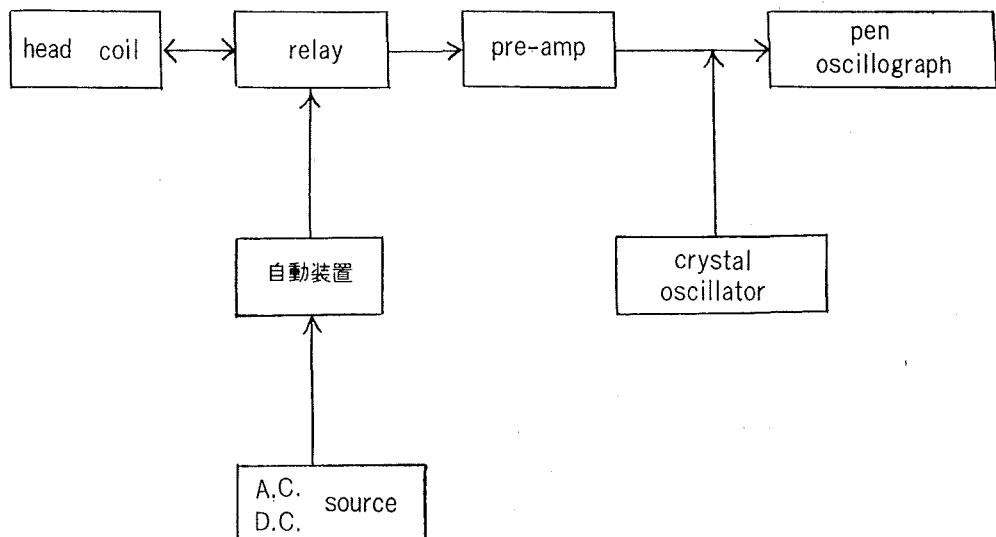
プロトン磁力計性能表

(1) 測定範囲	43,000~52,000 γ
(2) 分解能	$\pm 1 \gamma$
(3) 測定精度	$\pm 1 \gamma$
(4) 測定時間間隔	6 sec
(5) 水晶発振器	周波数 1900, 1950, 2000, 2050, 2100, 2150 c/s 安定度 $\pm 1 \times 10^{-5} / 100V$ $0^\circ \sim 40^\circ C$ にて 精度 $\pm 1 \times 10^{-5}$
(6) pick-up 直流励磁時間	5 sec
(7) 電源入力	AC 100V $\pm 10V$ 50 c/s, 60 c/s および DC 26V

測定器は次のように構成されている。

- | | |
|--------------------|------------------------|
| (1) pick-up coil 部 | coil 1 個内蔵, ケーブル線 10 m |
| (2) pre-amplifier | |
| (3) 電源部 | |
| (4) 自動測定タイマー | |
| (5) ペンオシログラフ | |
| (6) Battery | 16 volt |

プロトン磁力計の Block Diagram



- (7) インバーター 入力 24 volt DC
出力 100 volt AC

Pick-up coil 部は蒸溜水のはいったアクリル製の円壘状筒の上に coil が巻かれており, coil は1個である.

3 測定

昭和39年7月14日から7月26日にわたり, 北海道幌別を基地としてヘリコプター55にプロトン磁力計および地上撮影用カメラを搭載して洞爺湖周辺の航空磁気測量を実施した. 測定高度は1,100 m および1,600 m の2高度である. 低高度1,100 m の場合は測定コース間隔約2 km で, 測定は毎10秒に行ない, 同時に地上カメラ(35 mm 自動ニコンカメラ付き長尺マガジン)を用いて測定点の地上写真を撮影し, これと航空写真とを比較して測定点を決定した.

Proton magnetometer の detector は helicopter から10 m 下げてあるので, 機体磁気の影響は1 r 以下であり, Proton magnetometer は約5 r の精度で測定が行なわれた. 測定結果は, 女満別観測所の値を用いて外部磁場の補正を行なった.

1,100 m (3,200 ft) 高度の場合の測点および測定値は第1図のとおりである. また, 等全磁力線図は第2図のとおりである.

この magnetic chart から次の事実がわかった.

- 1) 有珠火山に伴って最大較差900 r の大きな magnetic anomaly が存在する. この magnetic anomaly の pattern は, 有珠火山の top から南側にわたり + の anomaly area があり, 北側に - の anomaly area がある.
これは有珠火山が現在の earth's magnetic field の方向に magnetize していると考えられ, 大島・桜島・三宅島・浅間山等と同様に典型的な dipole field と考えられる. ただし, 有珠山の top 付近では max. anomaly は二つの peak を有している. 一つは大有珠の上で, 他は小有珠の上である. したがって二つの magnetic peak は大有珠・小有珠の山体の magnetic rock による影響と考えられる.
- 2) 洞爺湖の中心部の中島付近に +400 r の anomaly がある. これは中島火山による影響と考えられるが, この anomaly の pattern は大きく, 中島の地形により生じたものではなく, むしろ深くその source を有していて, 洞爺湖がカルデラ湖であるために洞爺カルデラの内部構造から生じたものと考えられる.
- 3) 有珠山の東方に昭和新山があるが, この火山による magnetic anomaly は, 測量の結果 detect することができない.
- 4) 洞爺湖北方の貫別山付近に -500 r の magnetic anomaly が見出された. これは positive anomaly と pair をなしておらないで単独に存在するものである. これは地磁気学の立場から非常に興味あるものである.
- 5) 洞爺湖東方に magnetic anomaly が local にたくさんあるが, この地域は山地であるので, 山による地形の影響で生じたものと考えられる.

次に, 高高度の1,600 m (4,800 ft) の測定結果については, 測線および測定値は第3図のとおりである. また, 等全磁力線図は第4図に示されている.

高高度の1,600 m の測定結果から次の事実が判明した.

- 1) 有珠火山に伴う大きな magnetic anomaly は低高度の場合と同様に +, - の vortex を示しているが, この場合は低高度1,100 m で見られた大有珠と小有珠による二つの vortex が見当たらず, 一つの vortex のみである. すなわち, 高度が高くなることにより, 大有珠・小有珠による二つの山の地形の影響

はなくなつて、二つの山の source をなしている内部の magnetic substance, たとえば dipole または Dyke による magnetic field のみが見られる。そして magnetic anomaly の max. および min. は、低高度の場合よりは小さくなつてゐる。また、positive anomaly の pattern も広範囲となつてゐる。これは、dipole または Dyke による magnetic field が、高度が高くなると amp. が小さく、かつ pattern が広がるいわゆる umbrella effect を示していると考えられる。

- 2) 洞爺湖の中心部にある positive anomaly は高高度の場合にも同様に positive anomaly を示しているが、その intensity は低高度に比べてあまり変わらない。

これは、この magnetic anomaly の source が深いためと考えられる。これについては次の章で検討する。

- 3) 洞爺湖北方の貫別山付近の negative anomaly は高高度 (1,600 m) の場合と同様な negative anomaly を示すが、その amp. はあまり変わらない。これもその source が深いと考えられる。
- 4) 洞爺湖東方にある local magnetic anomaly は、高高度の場合にはほとんど detect できない。これは、これらの magnetic anomaly の source が山地の表面の Rock による magnetic field であるから、高度が高くなると umbrella effect により detect できなくなると考えられる。

4 考 察

火山に伴う magnetic anomaly は、すでに述べたように、多くの研究者により調査研究された。そして次のように考えられる。

すなわち、火山に伴う magnetic anomaly は、回転楕円体、あるいは円堆体と仮定された山体の一樣磁化によって表わされる。回転楕円体でよく説明できるものに浅間火山・桜島および富士山があり、円堆体の一樣磁化で説明できるものに大島三原山がある。ただ、この場合、内部の effective な mass と表面のものが sum されていると考えられる。そして dipole field とすべての場合を仮定して計算したものに I. Yokoyama (1957) の報告がある。

すなわち、座標を dipole の中心にとり、dipole の深さを d , magnetic moment of dipole を M (M_x , M_y , M_z) とすると、地表面の magnetic field は each component について次のような式で表わされる。

$$\Delta H = -\frac{M_x}{r^5} \left(d^2 - 2x^2 - y^2 - 3xd \frac{Z_0}{H_0} \right) \quad (1)$$

$$\Delta Z = -\frac{M_z}{r^5} \left(x^2 - 2d^2 - y^2 - 3xd \frac{H_0}{Z_0} \right) \quad (2)$$

$$\tan \Delta \delta = 3M_x \frac{y}{r^5} \left(\frac{x}{Z_0} - \frac{d}{H_0} \right) \quad (3)$$

この式と magnetic survey による map と比較して計算の結果、大島の三原山火山の場合には magnetic dipole の深さ約 2.7 km, magnetic moment $M=7.1 \times 10^{16}$ emu, また magnetization の effective intensity $J=0.01$ emu/cc を得ている。ただし、magnetization の方向は、現在の earth's magnetic field と一致するものと仮定している。

本論の洞爺湖周辺の magnetic survey から得られた結果から、大有珠・小有珠の magnetic anomaly の場合には大島三原山と同様に考えることができる。すなわち、二つの magnetic dipole が近接して存在するとして計算するとよく理論式で magnetic anomaly pattern が説明できる。

しかし、magnetic anomaly を示さない昭和新山および洞爺カルデラを形成している洞爺湖中心の positive magnetic anomaly の場合には、有珠や伊豆大島・三宅島等の場合とは異なる。すなわち、昭和新山の場合には、形成している岩石が有珠山と全く同一の andesite であるにもかかわらず、顕著な magnetic anomaly を示さないのは、山体内部の温度が高く curie point を越えていると考えられる。また、洞爺湖の中心にある

magnetic anomaly は Toya Caldera の中心の中島が Caldera の centre をなし、火口に相当し、内部に andesite の dyke が存在することを示している。

全磁力の磁気図から中島・有珠山に伴う magnetic dipole の大きさおよび深さを計算すると次表のとおりである。

地名	磁気能率, M	磁化の強さ, J_n	Dipole の深さ
中島	5×10^{14} emu	3×10^{-3} emu/cc	1.2 km
有珠山	1×10^{15}	7×10^{-3}	1.7

なお、洞爺湖付近の地質図は第5図のとおりである。地磁気図と地質図を比較すると、中島・有珠山・貫別山は磁性の強い andesite で形成されているので、これらの山に伴って大きな magnetic anomaly が生じていることは当然考えられることである。ただ、中島・有珠山の磁化の方向は現在の地磁気の方角と一致するが、貫別山が逆帯磁していることは貫別山の火山形成時代の地磁気の方角が現在の方角と逆になっていたと推定される。

本論文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博士に感謝を捧げたい。

本研究の実施に協力された測量班ならびに第一管区海上保安本部函館航空基地所属ヘリコプター55十川機長および乗員の方々に感謝の意を表す。また整理に協力された海上保安庁水路部近藤、堀井(良)、堀井(孝)、伊藤(四)、百瀬、大津、小山田の諸氏の労を謝す。なお本研究は日本学術振興会により計画された「日米科学協力」の内「カルデラの航空磁気、重力測量」に関する研究の一環として実施されたものである。

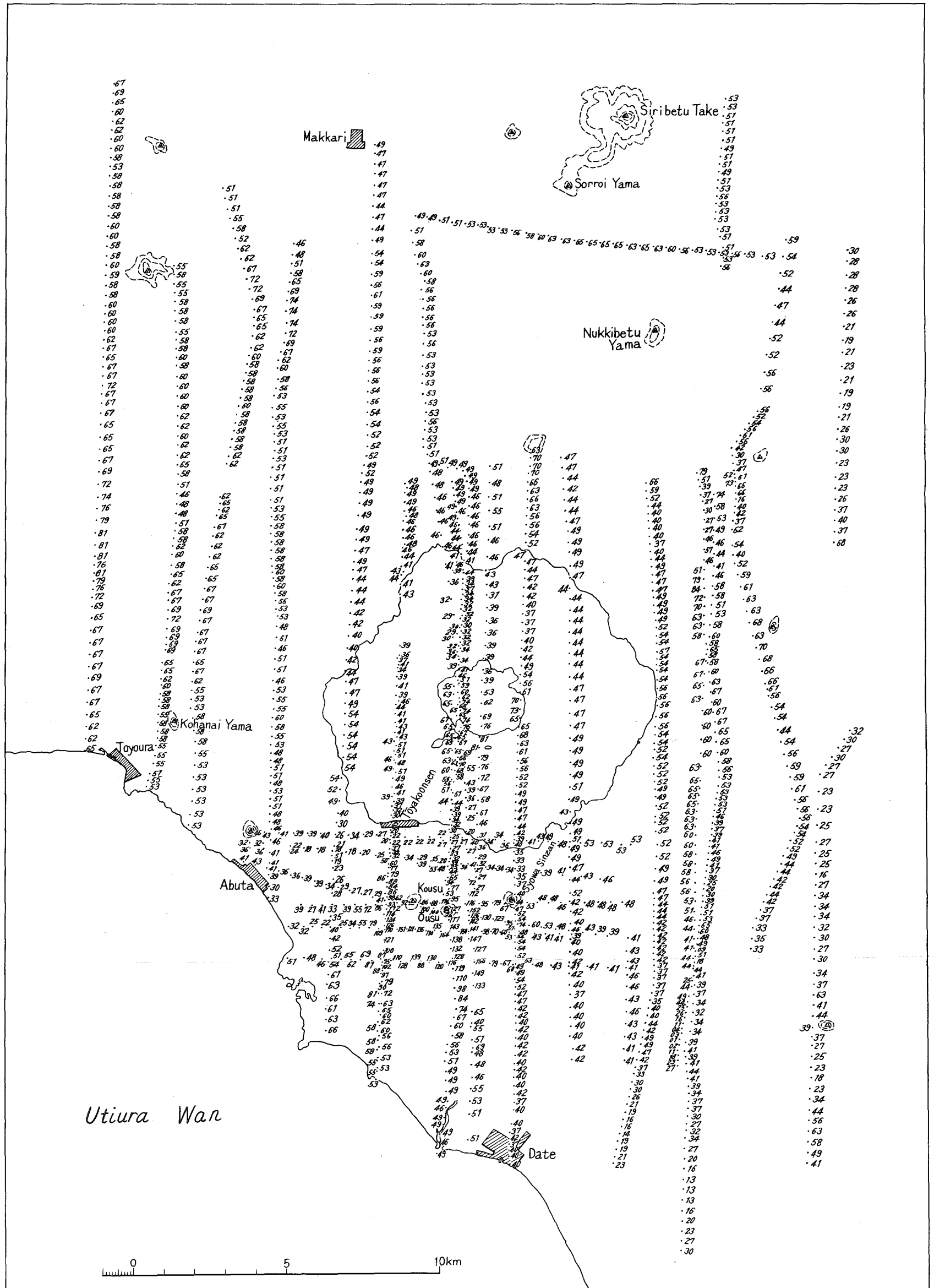
参 考 文 献

- Allredge, L. R. and Dichtel, W. J. 1949, "Interpretation of Bikini Magnetic Data" *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, No. 6, 831.
- Balshey, J. R. 1946, "The Airborne Magnetometer" *Geophys. Invest.*, Rept. 3, 8.
- 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 I, 27, No. 1, 1.
- Kato, Y. et al. 1958, "Aeromagnetic Surveys" *Hydro. Bull.*, No. 57, 15.
- Minakami, T. 1941, "A Magnetic Dip Survey of Miyake-Sima Island" *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 19, 612.
- 中村左エ門太郎 1941, "仙台平野と米沢盆地における地磁気偏差の測定" 東北大学矢部教授還暦記念論文集, 昭和16年, p. 1117.
- Yokoyama, I. 1957, "Geomagnetic Anomaly on Volcanoes with Relation to their Subterranean Structure" *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 35, Part 2, 327.

Aeromagnetic Data over Tōya-Ko

Fig. 1

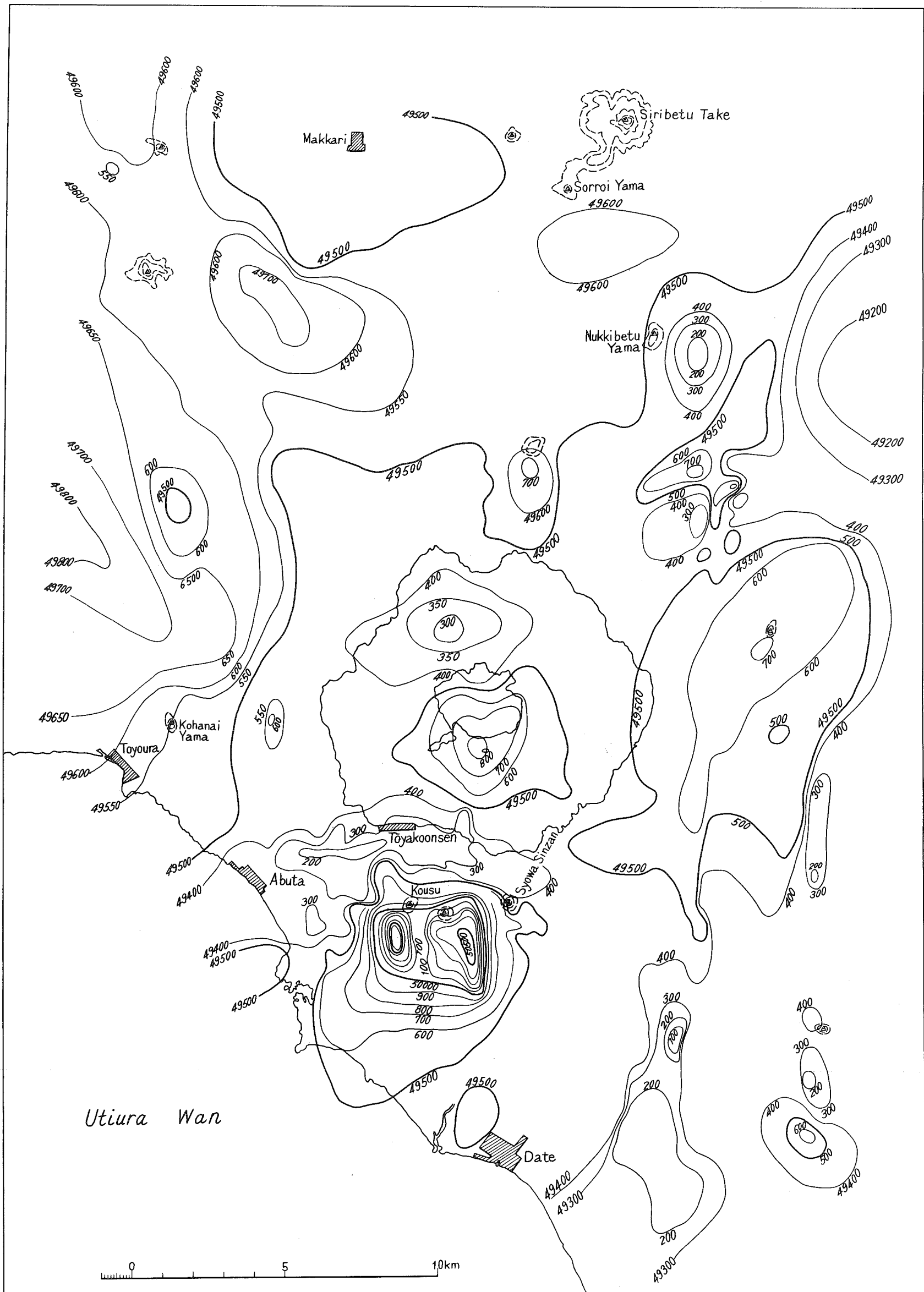
Unit : 10γ
Height : 3200ft.



Aeromagnetic Map over Tōya-Ko

Fig. 2

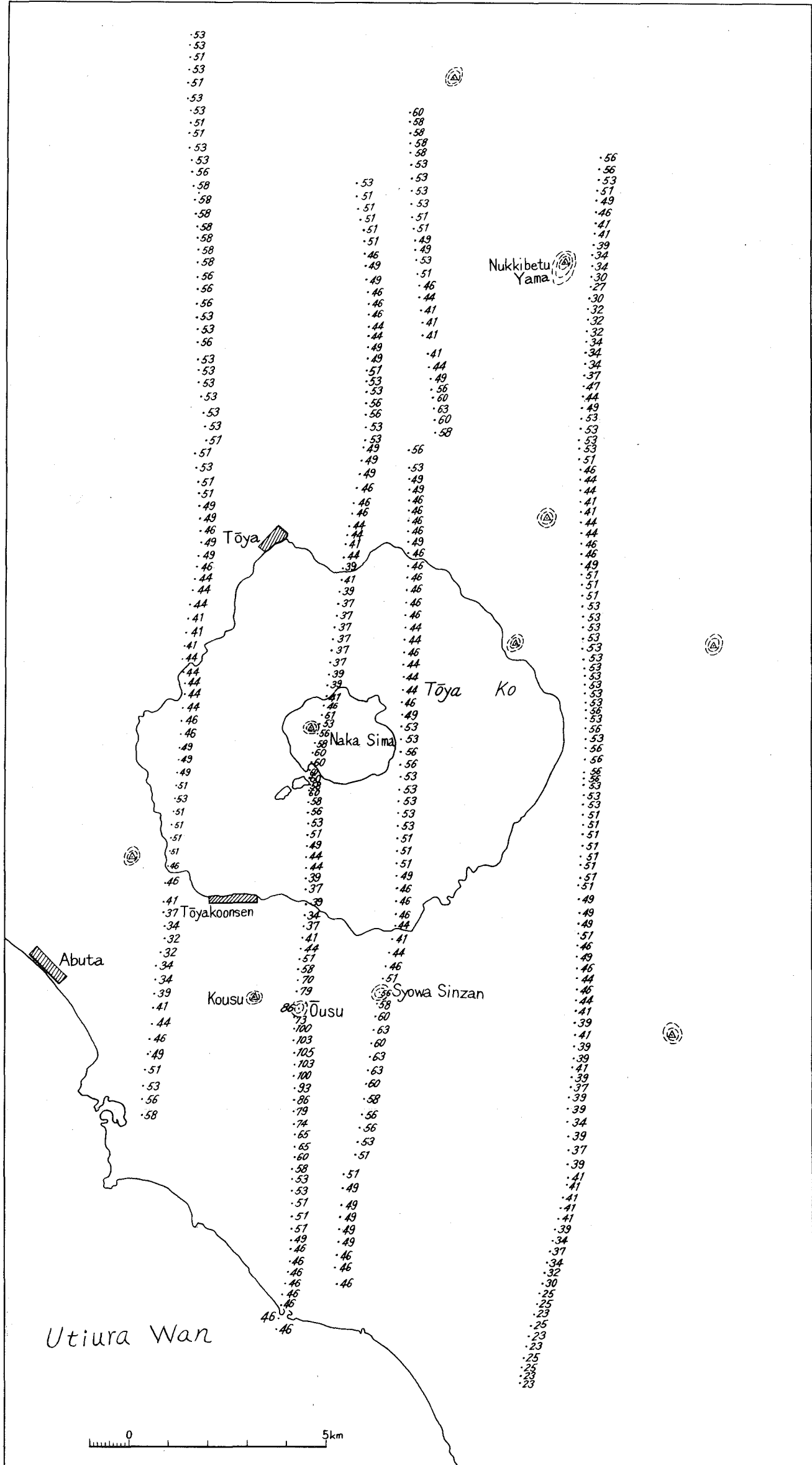
Unit : γ
Interval : 100γ
Height : 3200ft



Aeromagnetic Data over Tōya-Ko

Fig. 3

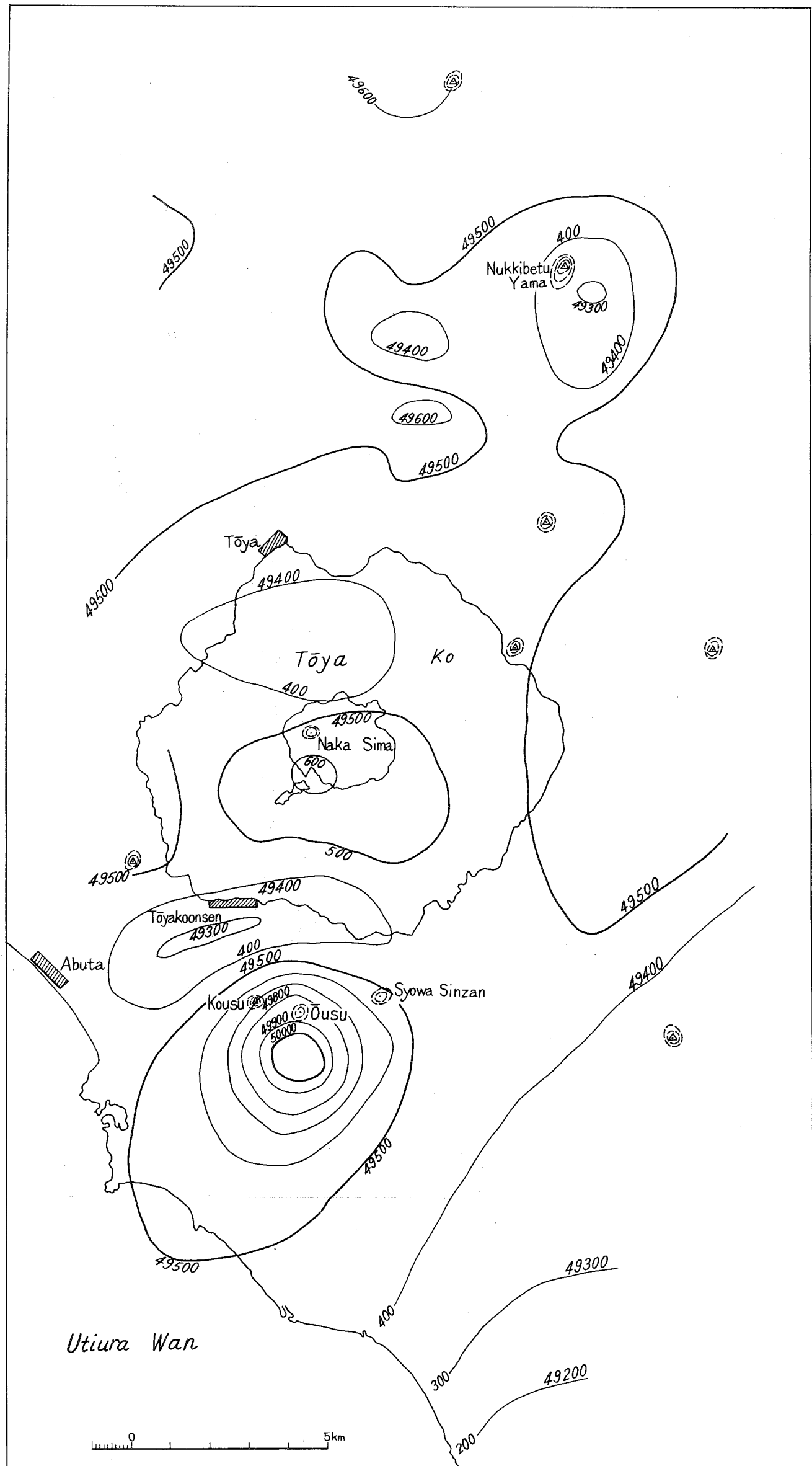
Unit : 10γ
Height : 4800ft



Aeromagnetic Chart over Tōya-Ko

Fig. 4

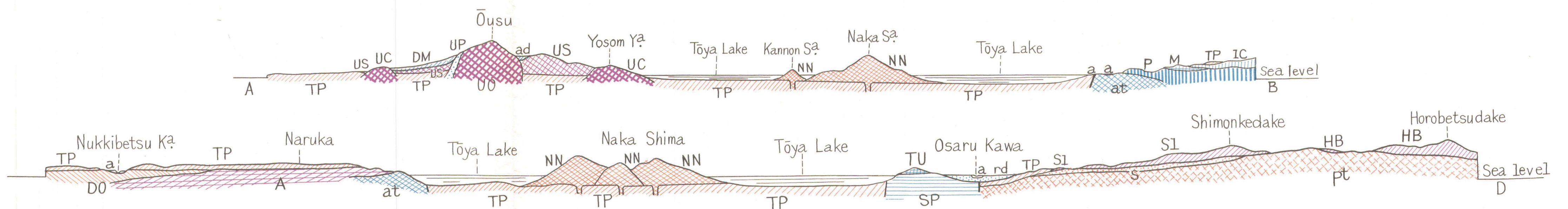
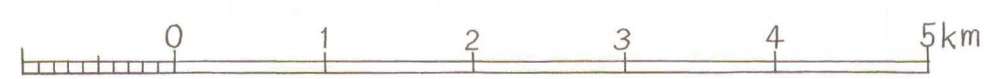
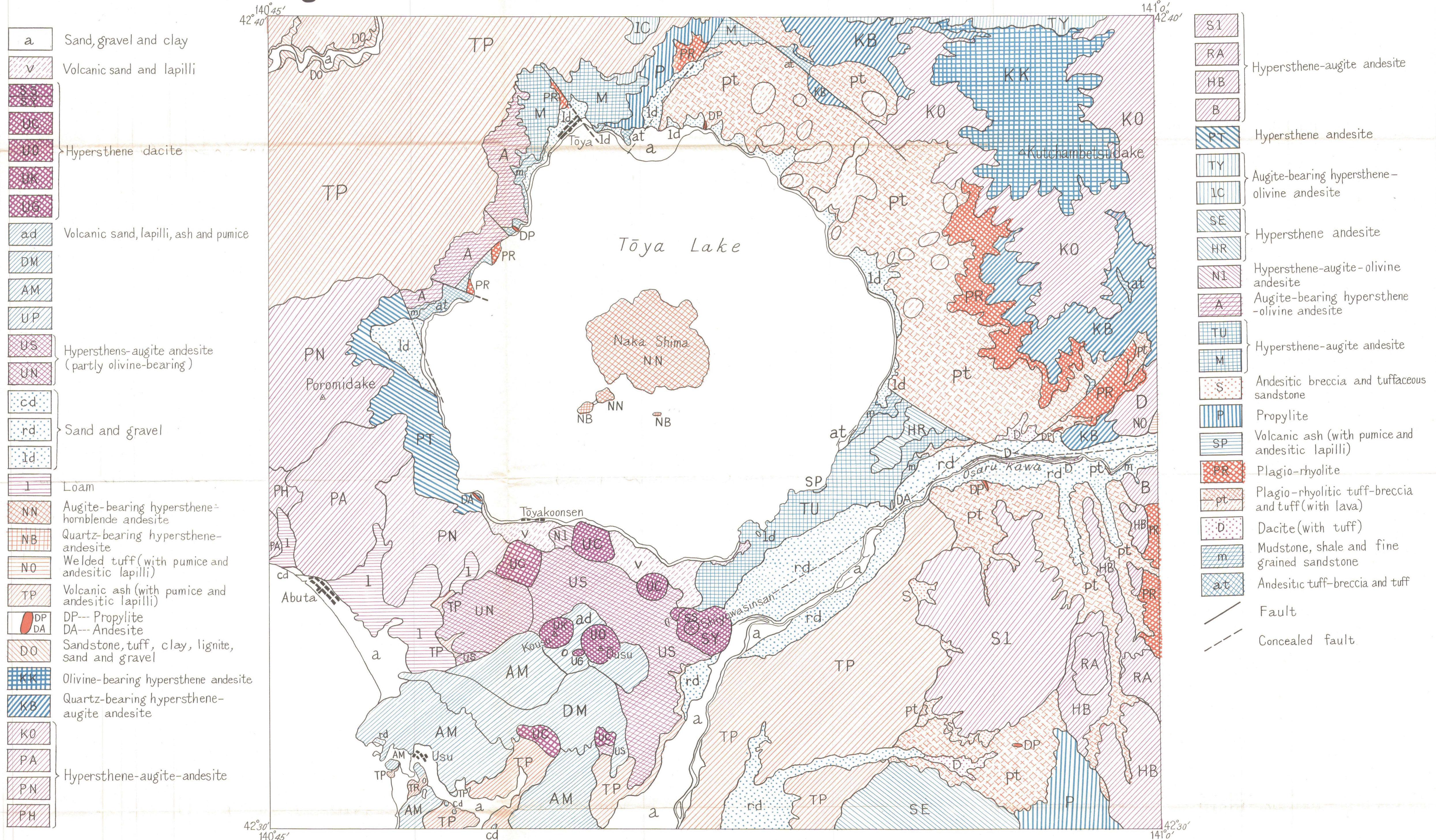
Unit : γ
Interval: 100 γ
Height: 4800ft



Geological Map around Tōya-Ko

Fig. 5

ABUTA



本図は地質調査所地質図による

鹿児島湾周辺の地磁気異常について

松崎 卓一・歌代 慎吉

On the Aeromagnetic Surveys in the Kagoshima Bay and Its Vicinity

Takuichi Matsuzaki and Shinkichi Utashiro

Received January 10, 1966

Abstract

The aeromagnetic surveys were carried out in the Kagoshima Bay and its vicinity in November 1964. The total coverage of the surveys was 60km × 70km including Sakurajima, an active volcano, and the Kagoshima Bay. The average spacing between the track lines was about 2km. The flight altitude was about 2,000m. Geomagnetic total force was measured with a proton magnetometer suspended from the helicopter in the same way as in the aeromagnetic surveys over and around Toya Lake. The results of the surveys are summarized as follows :

- (1) Mt. Sakurajima has a remarkable magnetic anomaly of about 400 γ . It is assumed that this anomaly is caused by a magnetic dipole magnetized in the present earth's magnetic field.
- (2) There is a remarkable magnetic anomaly of about 150 γ around the mouth of the River Beppu.
- (3) There is an anomalous magnetic anomaly of 170 γ over the area about 15km east of Kushikino.
- (4) There is a big magnetic anomaly of about 400 γ accompanying Mt. Kaimondake. Studying the correlation between these magnetic anomalies and the geological structure in the Kagoshima Bay and its vicinity, it has been found that there is no magnetic anomaly around the area extending from Kagoshima City to Ikeda Lake and there is no magnetic rock containing any amount of magnetite in this area.

1 まえがき

鹿児島湾には有名な活火山桜島があって、多量の熔岩を流出しているが この桜島に伴って大きな magnetic anomaly が存在する。湯村哲男氏は 1944 年桜島火山の地磁気測量を 3 成分について行なった。

また、水上博士は桜島の magnetic survey を行ない、ellipsoid と仮定して magnetization の intensity $J=1.8 \times 10^{-3}$ emu/cc を得ている。そして Si O₂ が 62% の andesite でできていることを指摘している。

また、桜島を含む鹿児島湾一帯は Aira, Ata Caldera といわれ一種のカルデラ火山を形成しているので、内部構造の決定に aeromagnetic survey の方法は非常に有力である。

また、Prof. I. Yokoyama (1963) は、桜島は Aira Caldera の周辺に生じた火山であると推定している。

Caldera 火山の aeromagnetic survey の研究のうちの一つとして、Aleutian 列島中にある Okmok Volcano は有名である。この Caldera 火山の aeromagnetic survey は F. M. Byer (1959) によって精密に行なわれた。

Okmok Volcano は Umnak Island にあり, diameter 6 miles の circular cone で, max. depth 1,500 feet である. この Okmok Volcano Caldera を含む Umnak Island の aeromagnetic survey が行なわれた高度は 6,500 feet である. 測定の結果 Okmok Caldera の中心部に Positive anomaly が存在し, その周辺の Tulik 火山等の Volcano に伴って大きな magnetic anomaly があることがわかった.

また, 1963~1964年にわたって U. S. Geological Survey が日本の Aso, Kuttuyo Caldera の aeromagnetic survey を 1 km 間隔で 70 km × 70 km の範囲の精密測量を行なった. そして興味のある結果を得ている.

今回, 海上保安庁水路部では, 鹿児島湾周辺の地磁気測量をヘリコプターに Proton magnetometer を搭載して実施したので, その結果について述べる.

2 測定計器

測定計器としては洞爺湖周辺の aeromagnetic survey に使用したと同一の Beat type の Proton magnetometer を用いた. この Proton magnetometer の詳細については「洞爺湖周辺の地磁気異常について」においてすでに述べた. この場合にも測定精度は $\pm 5\gamma$ である.

3 測定

昭和 39 年 11 月 24 日から 12 月 1 日まで鹿児島を基地として Helicopter シュルスキー 58 型に Proton magnetometer を搭載し, aeromagnetic survey を行なった. 測定範囲は, 南は開聞岳から北は霧島岳まで, 西は日本海岸の串木野から東は鹿屋市までの 60 km × 70 km の範囲で, コース間隔は約 2 km, 37 コースを東西線に沿って測定を行なった. 飛行高度は 2,000 m (6,000 ft) である. 測定は 10 秒ごとに行ない, 同時に地上カメラを用いて測定点の地上写真を撮影し, これと航空写真と対比して測定点の位置を決定した.

測定値は地磁気観測所鹿屋出張所の地磁気常時観測の data を用いて外部磁場の補正を行ない, $\pm 5\gamma$ の精度で全磁力値図を第 1 図のように作成した. これをもととして 10 γ の contour の等全磁力線図を第 2 図のように得た.

この magnetic chart から次の事実がわかった.

- 1) 桜島に伴う magnetic anomaly は, 南側に最大 400 γ の大きな positive magnetic anomaly があり, その北西に 100 γ の negative anomaly がある. これは magnetic dipole による magnetic field と考ええるとよく説明できるような典型的な pattern を示している.
- 2) 北鹿児島湾北岸の別府川河口付近に 150 γ の positive anomaly がある.
- 3) 串木野と別府川の間山地に広範囲に正の magnetic anomaly がある. この最大値は +300 γ である. この一帯は標高 200 m ぐらいの小さい山が数多く存在し, 一つの magnetic anomaly を示すような大きな山はない. したがってこの magnetic anomaly は地下数十キロメートルに大きな magnetic substance が存在すると考えられ, これは桜島のように Aira Caldera の周辺に存在する火山の一部が地下にあると推定される.
- 4) 開聞岳には最大較差 400 γ の正負の magnetic anomaly があり, これは桜島と同様に dipole field の pattern を示している.

また, 山川の付近に +50 γ の大きさを持つ広範囲な magnetic anomaly が存在するが, これは山川湾が一つの Caldera を形成しているのに関連を有すると考えられる.

- 5) 池田湖の中心部に約 40 γ の negative anomaly が存在するがこれは地形との関係から生じたものと推定される.

6) 鹿児島市飛行場から池田湖の北部まで東西 25 km 南北 25 km の範囲にはほとんど magnetic anomaly がなく、等全磁力線は東西に平行である。

これは geological map (第3図) と対比の結果、この地域には magnetic substance を有する rock すなわち andesite, basalt 等がなく、中生代の sedimentary rock からできていることがわかったが、magnetic chart から anomaly がないことは、sedimentary rock の厚さが相当厚いことを示している。

4 考 察

わが国において、この鹿児島湾周辺の aeromagnetic survey のように 70 km×70 km という広範囲を 2 km 間隔で精密に測量を行なった例はこの場合が初めてで、地質調査では探知することができない地下内部構造を知るために、aeromagnetic survey は一つの有力な手段であることを立証している。

さて、全磁力の等磁力線図を用いて桜島・開聞岳について magnetic dipole と仮定して磁気能率および dipole の深さを計算した結果、次表のとおりである。

地 名	磁 気 能 率, M	磁 化 の 強 さ, J_n	Dipole の 深 さ
桜 島	7×10^{14} emu	4×10^{-3} emu/cc	2.3 km
開 聞 岳	4×10^{13}	2×10^{-2}	0.8

これらの結果から、桜島・開聞岳の岩石は andesite から構成されていると推定される。事実、桜島および開聞岳の表面の岩石は、地質図(第3図)によると andesite であることがわかっている。

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博士に感謝を捧げたい。

本研究の実施に協力された測量班ならびに第三管区海上保安本部羽田航空基地所属ヘリコプター 58 里野機長および乗員の方々に感謝の意を表す。また整理にあたり協力された海上保安庁水路部近藤、大島、上原、伊藤(四)、百瀬、大津、小山田の諸氏の労を謝したい。

なお本研究は日本学術振興会により計画された「日米科学協力」の内「カルデラの航空磁気・重力測量」に関する研究の一環として実施されたものである。

参 考 文 献

- Byers, F. M. 1959, "Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska" *Geological Survey Bulletin 1028-L*, United States Government Printing Office, Washington, p. 267.
- Yokoyama, I. 1963, "Structure of Caldera and Gravity Anomaly" *Bulletin Volcanologique, IUGG Meeting 1963*, p. 68.

Fig. 1 Aeromagnetic Data over Aira and Ata Calderas Unit : 10γ Height: 6000ft

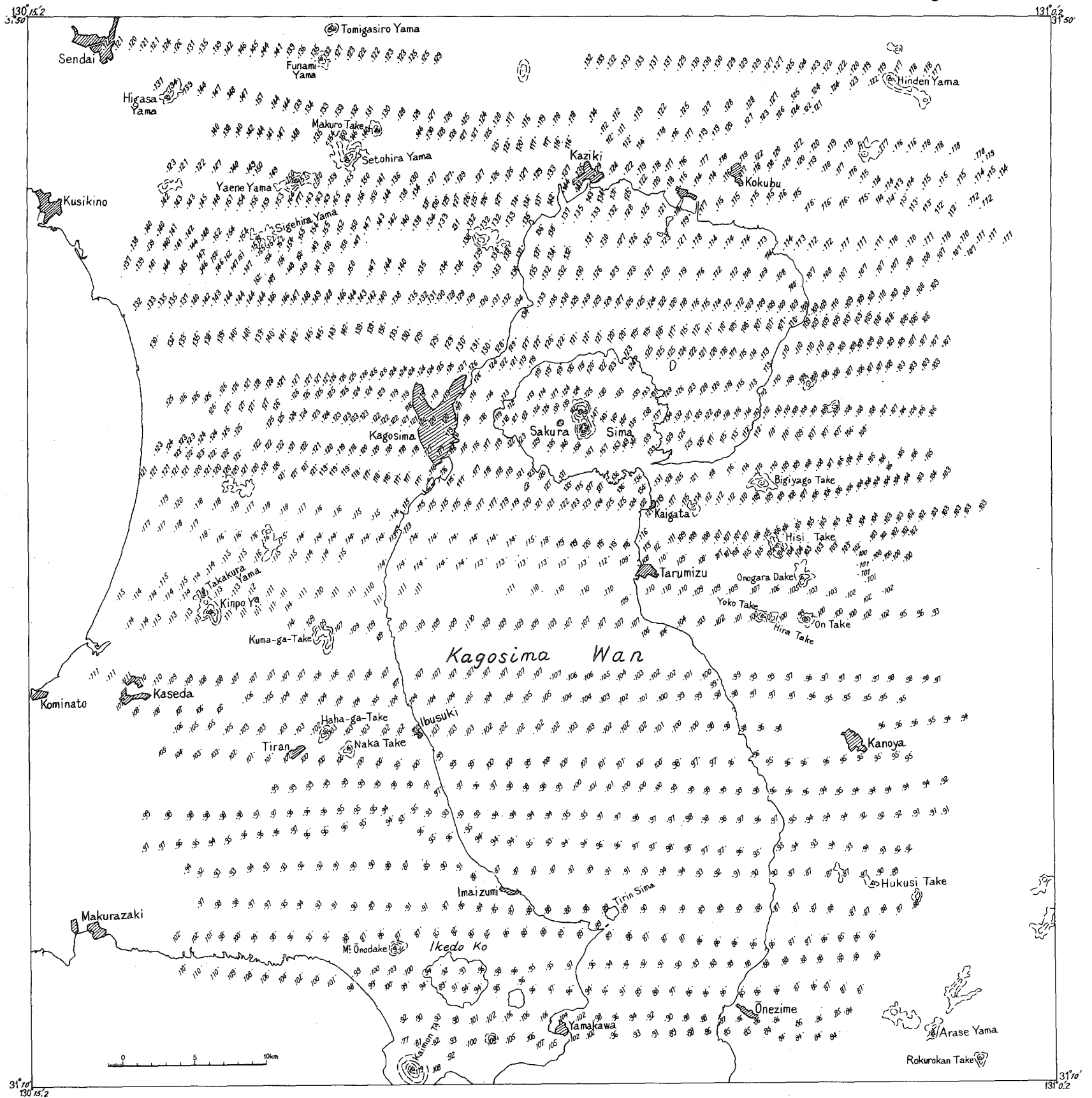


Fig. 2 Aeromagnetic Chart over Aira and Ata Calderas Unit: Y
 Interval: 10Y
 Height: 6000ft

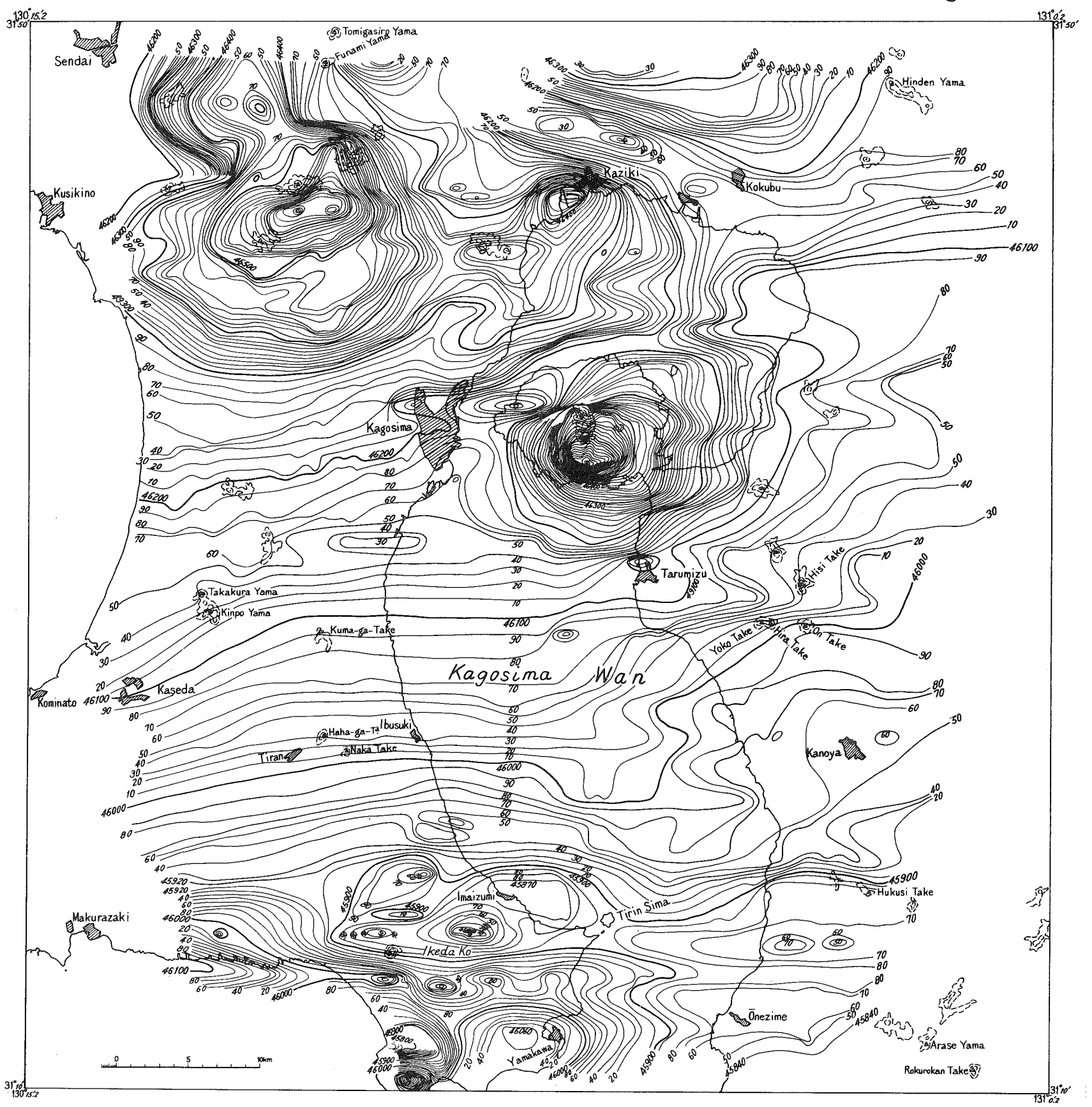
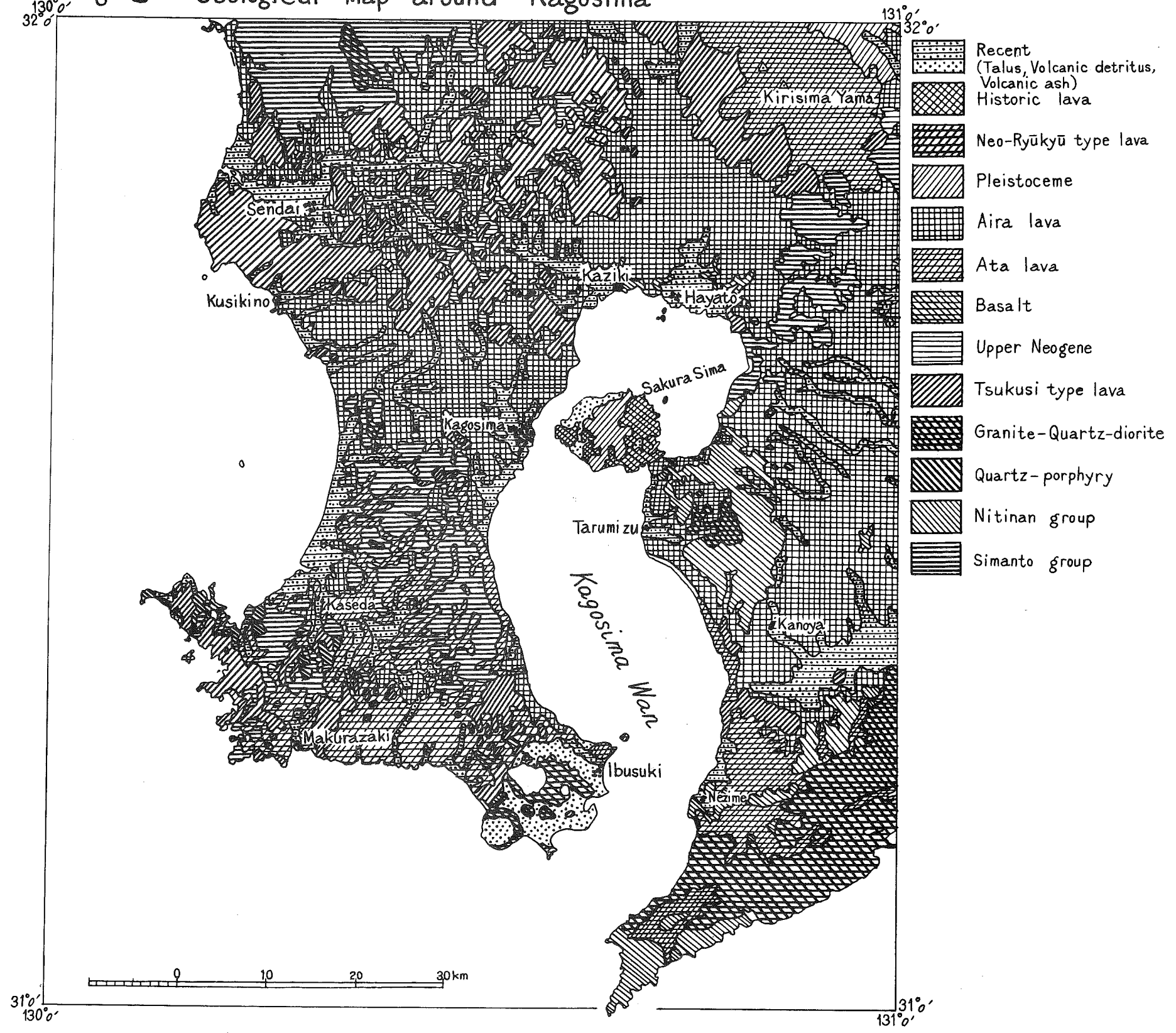


Fig. 3 Geological Map around Kagosima



最小自乗法による潮汐調和分解とその精度について

彦坂 繁雄・赤木 登・矢野 雄幸

Note on the Harmonic Analysis of Tides by means of Least Squares Method and the Accuracies of Tidal Harmonic Constants.

Shigeo Hikosaka, Noboru Akagi and Yūkō Yano

Received January 10, 1966

Abstract

The harmonic analysis of tides by means of least squares method from 719 hourly heights of sea level is studied and the accuracies of the 13 tidal harmonic constants are estimated. This method may be available even if some observations are missing.

1 まえがき

潮汐の調和分解には、昔から Darwin の方法、TI 法など、いろいろの方法が用いられている。しかしこれらはいずれも机上での計算に便利のように工夫されたものである。しかし近年電子計算機が潮汐の調和分解にも用いられるようになり、2, 3 の方法が発表されている。ここで述べるのは、最小自乗法を利用したもので約1か月の毎時の観測値を用いて調和常数を算出し、それらの常数の精度を見積もってみたものである。(1) またこの方法によれば、観測の途中で欠測があっても調和分解を行なうことが可能であろう。

2 最小自乗法の潮汐調和分解への応用

いま計算の便利のように、 $(2n+1)$ 個の毎時の観測値を用いることとする。毎時の潮高を $H(i)$ で表わすと

$$H(i) = a_0 + a_1 \cos i\sigma_1 + a_2 \cos i\sigma_2 + \cdots + a_s \cos i\sigma_s + b_1 \sin i\sigma_1 + b_2 \sin i\sigma_2 + \cdots + b_s \sin i\sigma_s \quad (1)$$

とおける。 a_0 は平均水面、 $\sigma_1, \sigma_2, \cdots, \sigma_s$ は各分潮の速度、 $a_1, b_1, a_2, b_2, \cdots, a_s, b_s$ は求めるべき分潮の常数で、各分潮の振幅を R 、遅角を K とすると

$$\begin{cases} a = R \cos K \\ b = R \sin K \end{cases} \quad (2)$$

である。いま観測値の中央時を $i=0$ にとって、毎時の潮高 $H(i)$ に $\cos i\sigma_m, \sin i\sigma_m$ を乗じて、 $i=-n$ から $i=n$ まで加え合わせると

$$\sum_{i=-n}^n H(i) \cos i\sigma_m = a_0(\alpha_{0,m} + \alpha'_{0,m}) + a_1(\alpha_{1,m} + \alpha'_{1,m}) + \cdots + a_m(\alpha_{m,m} + \alpha'_{m,m}) + \cdots + a_s(\alpha_{s,m} + \alpha'_{s,m}) \quad (3)$$

$$\sum_{i=-n}^n H(i) \sin i\sigma_m = b_1(\alpha_{1,m} - \alpha'_{1,m}) + b_2(\alpha_{2,m} - \alpha'_{2,m}) + \cdots + b_m(\alpha_{m,m} - \alpha'_{m,m}) + \cdots + b_s(\alpha_{s,m} - \alpha'_{s,m}) \quad (4)$$

なる式が得られる。ここに

(1) この小論文は昭和 39 年度日本海洋学会秋季大会で発表されたものであるが、W. Horn (1960) が約 1 年 (8,857 個) の毎時の観測値を用いて、2 で述べる第 1 表と同様な表を 64 分潮に対して与えてあることを知った。

$$\alpha_{s,m} = \frac{\sin(2n+1)\left(\frac{\sigma_s - \sigma_m}{2}\right)}{2 \sin\left(\frac{\sigma_s - \sigma_m}{2}\right)} \quad (5)$$

$$\alpha'_{s,m} = \frac{\sin(2n+1)\left(\frac{\sigma_s + \sigma_m}{2}\right)}{2 \sin\left(\frac{\sigma_s + \sigma_m}{2}\right)} \quad (6)$$

である。

したがって、(3), (4) 式における右辺の a, b の係数は (5), (6) 式によって、あらかじめ計算しておくことができる。また、(3), (4) 両式の左辺の値は、観測値を用いて計算することができる。したがって、(3), (4) の式の左辺の値を各分潮について計算することによって、多元一次連立方程式を解けばよいことになる。第1表には、約1か月(719個)の毎時の観測値を用いて13分潮の調和常数を求める場合の(3), (4) 式の右辺の $(\alpha_{s,m} + \alpha'_{s,m})$, $(\alpha_{s,m} - \alpha'_{s,m})$ を計算した結果を示してある。ただし、(5), (6) 式から明らかのように、 s と m を入れ替えても α, α' の値は変わらないから、対角線に対称な欄の数値は省略してある。また約1か年(8,641個)の毎時値を用いて同様な表を作成したが、前ページの脚注に述べたように、Horn が既に計算してあるのでここでは割愛する。

第1表からわかるように、普通1か月では分離できない分潮 K_1 と P_1 , S_2 と K_2 , N_2 と ν_2 との係数は非常に似通った係数が得られている。そこで、ここでは、 K_1 と P_1 , S_2 と K_2 , N_2 と ν_2 との各分潮間には平衡潮汐論からの関係式

$$\begin{cases} R_{p1} = \frac{1}{3} R_{k1}, & K_{p1} = K_{k1}, \\ R_{k2} = 0.272 R_{s2}, & K_{k2} = K_{s2}, \\ R_{\nu 2} = 0.194 R_{N2}, & K_{\nu 2} = K_{N2} \end{cases} \quad (7)$$

を仮定する。すなわち、まず P_1, K_2, ν_2 の各分潮を省略して最小自乗法で各分潮の調和常数を決定し、次に、 K_1, S_2, N_2 分潮は実際の K_1, S_2, N_2 の分潮のほかに、 P_1, K_2, ν_2 の分潮がそれぞれ含まれていると考えると次の方法をとる。

3 K_1 と P_1 , S_2 と K_2 , N_2 と ν_2 の分離

いま K_1 分潮と P_1 分潮とを考えると、前節において K_1 分潮と P_1 分潮の合成したものが得られたと考えると、

$$R \cos(i\sigma_k - K) = a \cos i\sigma_k + b \sin i\sigma_k$$

一方、 R_k, K_1 を求めるべき K_1 分潮の調和常数とし、 $i=0$ における K_1 分潮と P_1 分潮の天文引数を V_k, V_p とおき、(7) の関係を仮定すれば、

$$\begin{aligned} R \cos(i\sigma_k - K) &= R_k \cos(V_k + i\sigma_k - K_1) + p R_k \cos(V_p + i\sigma_p - K_1) \\ &= R_k [\cos(V_k - K_1) + p \cos\{V_p - K_1 + i(\sigma_p - \sigma_k)\}] \cos i\sigma_k \\ &\quad - R_k [\sin(V_k - K_1) + p \sin\{V_p - K_1 + i(\sigma_p - \sigma_k)\}] \sin i\sigma_k \end{aligned}$$

と書ける。ここに $p = \frac{1}{3}$ である。したがって、

$$\begin{aligned} a &= R_k [\cos(V_k - K_1) + p \cos\{V_p - K_1 + i(\sigma_p - \sigma_k)\}] \\ &= R_k \left[\cos(V_k - K_1) \left\{ 1 + 2 \frac{p \alpha_{p,k}}{(2n+1)} \cos(V_p - V_k) \right\} \right. \\ &\quad \left. - \sin(V_k - K_1) \cdot 2 \frac{p \alpha_{p,k}}{(2n+1)} \sin(V_p - V_k) \right] \end{aligned} \quad (8)$$

同様に

$$b = -R_k \left[\sin(V_k - K_1) \left\{ 1 + 2 \frac{p\alpha_{p,k}}{(2n+1)} \cos(V_p - V_k) \right\} + \cos(V_k - K_1) \cdot 2 \frac{p\alpha_{p,k}}{(2n+1)} \sin(V_p - V_k) \right] \quad (9)$$

となる。上の (8), (9) 式から求める K_1 分潮の調和常数 R_k, K_1 は

$$R_k^2 = \frac{a^2 + b^2}{\left\{ 1 + 2 \frac{p \cdot \alpha_{p,k}}{(2n+1)} \cos(V_p - V_k) \right\}^2 + \left\{ 2 \cdot \frac{p\alpha_{p,k}}{(2n+1)} \sin(V_p - V_k) \right\}^2},$$

$$\cos(V_k - K_1) = \frac{R_k}{a^2 + b^2} \left[a \left\{ 1 + 2 \frac{p \cdot \alpha_{p,k}}{(2n+1)} \cos(V_p - V_k) \right\} - b \frac{2p \cdot \alpha_{p,k}}{(2n+1)} \sin(V_p - V_k) \right]$$

$$\sin(V_k - K_1) = -\frac{R_k}{a^2 + b^2} \left[a \frac{2p\alpha_{p,k}}{(2n+1)} \sin(V_p - V_k) + b \left\{ 1 + 2 \frac{p\alpha_{p,k}}{(2n+1)} \cos(V_p - V_k) \right\} \right]$$

から求められる。ここに $\alpha_{p,k}$ は (5) 式と同様に

$$\alpha_{p,k} = \frac{\sin(2n+1) \left(\frac{\sigma_p - \sigma_k}{2} \right)}{2 \sin \left(\frac{\sigma_p - \sigma_k}{2} \right)}$$

である。

これらの式によって、1955年4月における浦神〔紀伊半島〕の1か月の毎時の験潮資料(719個)を用いて調和分解をして13分潮の調和常数を求めた結果を第2表に示した。また同表には(7)の關係式を用いずに直接13分潮の連立方程式を解いた場合の調和常数と、Darwinの方法による結果(実際には、当水路部で少し改正し

TABLE 2. COMPARISON OF HARMONIC CONSTANTS FROM DARWIN'S METHOD WITH THOSE FROM LEAST SQUARES METHOD.

分 潮	Darwin の法		最 小 自 乗 法 (平衡潮汐論を仮定)		最 小 自 乗 法 (直 接 法)	
	H	K	H	K	H	K
K_1	cm 20.85	183.24	cm 21.02	187.64	cm 21.28	188.97
O_1	16.79	166.10	16.47	166.65	15.99	166.86
P_1	6.95	183.24	7.15	187.64	7.69	188.39
Q_1	3.56	166.72	3.32	168.81	3.23	172.79
M_2	45.09	170.07	44.44	169.90	45.45	170.11
S_2	18.87	198.36	19.56	198.65	18.43	194.53
K_2	5.14	198.36	5.22	198.65	4.63	215.53
N_2	7.79	164.26	7.89	165.58	5.77	221.56
L_2	2.30	187.48	2.65	185.00	1.98	174.75
ν_2	1.51	164.26	1.53	165.58	6.04	48.75
μ_2	2.47	144.27	1.82	135.00	2.45	146.88
M_4	0.59	312.76	0.74	336.64	0.43	316.35
MS_4	0.23	174.00	0.15	54.69	0.12	97.96
S_0	144.58		144.51		144.55	

た方法であるが以下 Darwin の方法と呼んでおく。この場合には (7) の関係式を用いている) を掲げてある。

4 調和常数の精度

最小自乗法の理論によると、各未知量 a, b の標準偏差 σ は

$$\sigma^2 = \frac{[\varepsilon\varepsilon]}{n-m} [\lambda\lambda]$$

で表わされる。ここに ε は観測値と計算値との偏差、 n は観測回数 (この場合には $n=719$)、 m は未知量の数、 $[\lambda\lambda]$ は連立方程式の未知量の係数だけから決定される数値で、 a_m に対する $[\lambda\lambda]$ は $(\alpha_{m,m} + \alpha'_m)$ を含む行の右辺だけが1で、他の行の右辺は0であるとしたときの連立方程式の a_m の値である。第3表には3の方法によるものと、直接連立方程式を解いた場合の各分潮の a, b の $[\lambda\lambda]$ を計算して掲げてある。この表から、直接法によると分離不可能な分潮に対しては誤差が大きいことを明らかに示している。また a, b に対する $[\lambda\lambda]$ は第1表の対角線の数値の逆数にほとんど等しいから、 a, b の精度はほぼ観測値の個数の平方根に比例している。言い換えれば、観測期間の平方根に比例していると考えることができよう。

また、 $\sqrt{\frac{[\varepsilon\varepsilon]}{n-m}}$ は実測値と推算値との標準偏差に相当する量で、普通日本沿岸では10 cm 程度 (浦神のこの年月の場合には9.8 cm であった) である。また第3表から $[\lambda\lambda] \approx 3 \times 10^{-3}$ であるから

$$\sigma \approx 10 \times \sqrt{3 \times 10^{-3}} = 0.55 \text{ (cm)}$$

となる。すなわち1か月の毎時潮高を使用した場合には、各分潮の $R \cos K, R \sin K$ とともに0.5~0.6 cm程度の標準偏差の変動があると考えられる。

5 1か月の調和分解結果による調和常数の変動

前述と同年の1955年における浦神の各月の毎時潮高を用いて Darwin の方法で調和分解した結果によると

TABLE 3. ACCURACIES OF a, b FOR EACH TIDAL CONSTITUENT.

分 潮	平衡潮汐論を仮定		直 接 法	
	a	b	a	b
K_1	3.124×10^{-3}	3.140×10^{-3}	3.510×10^{-2}	3.552×10^{-2}
O_1	2.828×10^{-3}	2.807×10^{-3}	2.983×10^{-3}	2.941×10^{-3}
P_1			3.495×10^{-2}	3.500×10^{-2}
Q_1	2.827×10^{-3}	2.801×10^{-3}	2.868×10^{-3}	2.836×10^{-3}
M_2	2.818×10^{-3}	2.811×10^{-3}	8.763×10^{-3}	9.124×10^{-3}
S_2	2.404×10^{-3}	2.400×10^{-3}	9.911×10^{-2}	9.819×10^{-2}
K_2			9.289×10^{-2}	9.166×10^{-2}
N_2	2.671×10^{-3}	2.658×10^{-3}	2.169×10^{-1}	2.328×10^{-1}
L_2	2.826×10^{-3}	2.826×10^{-3}	7.273×10^{-3}	7.389×10^{-3}
ν_2			2.230×10^{-1}	2.391×10^{-1}
μ_2	2.804×10^{-3}	2.791×10^{-3}	6.716×10^{-3}	6.991×10^{-3}
M_4	2.787×10^{-3}	2.778×10^{-3}	2.788×10^{-3}	2.780×10^{-3}
MS_4	2.787×10^{-3}	2.778×10^{-3}	2.787×10^{-3}	2.780×10^{-3}
S_0	1.391×10^{-3}		1.393×10^{-3}	

TABLE 4. RESULTS OF HARMONIC ANALYSIS (DARWIN'S METHOD) FROM MONTHLY OBSERVATIONS IN 1955 AT URAGAMI.

分 潮	1 月		2 月		3 月		4 月		5 月		6 月		7 月		8 月		9 月		10 月		11 月		12 月		平 均	
	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$	$H(\text{cm})$	$K(^{\circ})$
K_1	21.86	187.71	22.25	191.31	20.14	201.18	20.85	183.24	21.01	183.75	21.08	187.22	19.92	187.64	20.64	184.77	21.42	183.87	21.40	184.63	20.66	191.78	19.81	188.92	21.00	187.97
O_1	17.76	170.51	17.22	164.44	15.80	158.22	16.79	166.10	17.00	169.27	16.92	168.40	16.10	167.17	16.64	166.39	16.15	167.84	16.63	166.54	15.42	175.42	14.57	166.39	16.40	167.32
P_1	7.29	187.71	7.42	191.31	6.71	201.18	6.95	183.24	7.00	183.75	7.03	187.22	6.64	187.64	6.88	184.77	7.14	183.87	7.13	184.63	6.89	191.78	6.60	188.92	6.97	188.30
Q_1	3.24	156.59	4.10	158.99	3.81	204.38	3.59	166.72	3.86	151.56	3.91	162.60	4.21	147.38	2.97	155.21	3.01	154.18	3.04	162.83	3.78	189.93	3.53	161.89	3.43	164.75
M_2	45.86	170.67	45.88	170.15	43.75	168.51	45.09	170.07	45.25	171.86	45.55	166.96	45.23	169.09	46.16	165.83	46.36	165.91	44.86	169.66	42.76	173.30	43.06	170.67	44.95	169.49
S_2	21.38	201.20	19.85	198.06	18.27	194.62	18.87	198.36	18.25	203.81	19.86	200.08	20.61	197.86	20.20	193.77	20.47	189.30	20.15	189.15	19.64	190.74	20.92	199.30	19.81	196.42
K_2	5.82	201.20	5.41	198.06	4.98	194.62	5.14	198.36	4.97	203.81	5.41	200.08	5.61	197.86	5.50	193.77	5.58	189.30	5.49	189.15	5.35	190.74	5.70	199.30	5.41	196.09
N_2	7.90	160.83	8.43	160.88	8.85	167.38	7.79	164.26	8.09	167.70	8.13	160.60	7.78	153.47	7.44	165.83	8.38	158.09	7.29	160.31	7.19	176.45	8.50	166.39	7.94	163.16
L_2	1.99	206.15	1.30	212.30	1.16	324.04	2.30	187.48	1.10	156.52	2.14	171.65	0.71	197.13	1.30	181.73	0.60	235.10	1.33	186.44	2.62	165.14	1.69	153.50	1.30	184.40
ν_2	1.53	160.83	1.64	160.88	1.72	167.38	1.51	164.26	1.57	167.70	1.58	160.60	1.51	153.47	1.44	165.83	1.63	158.09	1.41	160.31	1.39	176.45	1.65	166.39	1.55	165.07
μ_2	2.73	230.37	1.28	187.56	2.68	301.04	2.47	144.27	2.76	170.34	2.00	149.39	0.91	175.53	1.31	211.27	0.47	131.39	1.04	138.82	1.91	180.61	3.64	136.73	1.30	175.60
M_4	0.26	316.12	0.17	334.51	2.76	40.46	0.59	312.76	0.19	340.45	0.53	235.26	0.89	283.39	0.07	243.11	0.27	240.24	0.31	292.74	0.71	136.00	0.81	30.78	0.30	0.00
MS_4	0.43	347.72	0.37	22.25	2.73	113.05	0.23	174.00	0.62	36.52	0.10	190.16	0.75	284.65	0.72	322.87	0.23	350.47	0.31	5.58	1.45	200.46	1.16	303.03	0.035	45.00
S_0	145.00		146.17		147.33		144.58		153.87		149.50		153.21		160.67		156.79		154.33		148.33		148.46		150.69	

第4表のとおりである。この表からわかるように、振幅1cm以下のたとえば MS_4 のような分潮は非常に変動の大きいことを示している。したがって、このような分潮については調和常数を求めることは無意味になってくるのではないかと考えられる。またこの表から、 $a=R \cos K$ 、 $b=R \sin K$ を求め、これらの各分潮の平均値からの偏差がみな同じ分布をしていると仮定して標準偏差 σ を求めてみると、

$$\sigma = 0.79 \text{ cm}$$

が得られた。これは最小自乗法から得られた0.5~0.6cmとほとんど一致していると言える。

6 むすび

ここでは、最小自乗法による1か月の毎時の観測値を用いて調和分解した結果を述べたが、1年の観測値を用いれば当然精度が良くなると考えられる。またこの方法によれば、多少プログラムを変更し、計算時間はかかるが、途中欠測のある場合でも調和分解を実行できるはずである。なお1か月の観測値を用いた場合に、HIPAC 103の電子計算機を使用した場合の計算時間は約10分であった。

参 考 文 献

- Cartwright, D. E. 1961, "A Study of Currents in the Strait of Dover" *Jour. Inst. Navig.*,
14, No. 2, 130.
- Doodson, A. T. 1928, "The analysis of total observations" *Phil. Trans. Roy. Soc.*,
A 227, 223.
- Doodson, A. T. and Warburg, H. D. 1941, "Admiralty Manual of Tides" H. M. S. O.,
London, p. 103.
- Horn, W. 1960, "Some Recent Approaches to Tidal Problems" *Int. Hydrogr. Rev.*,
37, No. 2, 65.
- Miyazaki, M. 1958, "A Method for the Harmonic Analysis of Tides" *The Oceanogr.*
Mag., 10, No. 1, 65.
- 芝 亀吉 1943, "最小自乗法" 応用数学第9巻, 河出書房, 91.

RUTHENIUM-106 IN THE ADJACENT SEA OF JAPAN

Masaru Shiozaki*

Received January 10, 1966

Abstract

Ruthenium-106 was concentrated from large volume of sea water by co-precipitation with magnesium hydroxide, and then separated from other interfering nuclides by oxidation to Ru(VII) in alkali medium and by solvent extraction of RuO_4 to carbontetrachloride. The analyzed values of radioactivity were increased by oxidation-reduction pretreatment. This increase was discussed using Ru-106 tracer of several chemical forms. The mean value of Ru-106 in the Japan Sea is about three times as large as that in the Kuroshio region. The concentration of Ru-106 in surface water increased after the reopening of nuclear explosion tests, reached its maximum in 1963 and decreased exponentially thereafter. The half-lives of Ru-106 and Ce-144 in surface layer were calculated, and are compared each other.

1. Introduction

The determinations of radioactive nuclides in sea water have been conducted by many workers, and almost all of them were those of long lived nuclides, such as Sr-90 or Cs-137 (MIYAKE et al. 1958, 1960, 1961, HIGANO et al. 1960, 1962), but comparatively short lived nuclides have scarcely been determined except for Ce-144 (HIGANO et al. 1961).

Ru-106 is also one of the fission products and its proportion in fission products can not be neglected (IWASHIMA and WATARI 1963). However, the complicated chemical behavior and many oxidation states of ruthenium make the determination of Ru-106 difficult, therefore, only a few determinations of Ru-106 in marine environment have been reported.

TSURUGA (1962, 1963) determined the Ru-106 and concentration factors in seaweeds from Hiroshima Bay, and discussed on the mechanism of uptake of radoruthenium by seaweeds. YAMAGATA (1963) reported Ru-106 in coastal water, but the concentration of Ru-106 in the adjacent sea of Japan has never been reported.

Therefore, the measurements of Ru-106 were conducted to investigate the geochemical behavior of Ru-106 in the sea and to evaluate the contamination level in the adjacent sea of Japan.

2. Experimental

Sample 20~40 liters of sea water was used for each determination. Sea water was acidified by adding concentrated hydrochloric acid at the rate of 2 ml. per liter of sea water immediately after the sea water was collected.

Reagents Antiformin. Commercial antiformin which contains 6% of active chlorine was used without further purification. The blank test of the

* Oceanographic Section.

reagent proved the radioactivity to be negligible.

Ru-carrier. Commercial ruthenium trichloride was used as carrier.

All other reagents used in this experiments were guaranteed reagent quality.

Procedure (Table 1)

10mg. of yttrium, 10mg. of cerium, 10mg. of zirconium and 10mg. of ruthenium were added to the sample as carriers. After the sample was neutralized with 10M-NaOH soln., and excess NaOH soln. was added until a portion of magnesium was precipitated as hydroxide, 6% antiformin was added at the rate of 1.2 ml. per liter of sea water, and the sample was stood for 30 min. to make the oxidation of Ru (III) to Ru (VII) complete. The oxidized ruthenium was reduced by adding 4 g. of NaHSO_3 and 12 ml. of ethanol. After the sample was heated to about 70°C ., it was stood aside until almost all precipitates settled. Clear supernatant was filtered through a Buchner funnel. Residual precipitate and that on the filter paper were dissolved in minimum amount of hydrochloric acid (about 10 ml.). The solution was neutralized with 10M-NaOH soln. and 1 ml. was added in excess. 10 drops of 6% antiformin was added to re-oxidize Ru to Ru (VI) or (VII), and the mixture was centrifuged. The supernatant was transferred to other clean beaker. The precipitate was dissolved in minimum amount of hydrochloric acid, and then the oxidation and centrifugation were repeated. The precipitate was used for the analyses of Zr-95 and Ce-144. The supernatants were combined and 2 ml. of ethanol was added. After heating on a water bath until the supernatant become colorless, the precipitate of ruthenium mixed oxides was filtered and dissolved in hydrochloric acid. The solution was condensed to about 1 ml. on the water bath and then diluted to 10 ml. by distilled water. Further radiochemical purification of ruthenium was done by using solvent extraction method devised by MEADOWS et al. (1962) : Ruthenium was oxidized to tetroxide by antiformin, extracted by carbontetrachloride and back-extracted by 3M-NaOH soln. containing 3 drops of 1M- NaHSO_3 . Ruthenium was precipitated as mixed oxides of Ru (III) and (IV) by adding ethanol and by heating. The ruthenium mixed oxides was filtered on filter paper, washed by ethanol and ethyl ether and dried in vacuum desiccator.

Ru-106—Rh-106 was counted by 4 pi gas flow low-background counter. Counting efficiency was about 70%. The radioactivity was corrected for the decay since the date of collection. Chemical yield of ruthenium was determined by colorimetric method of Ru (IV) devised by WATERBURY et al. (1960). The chemical yield was 71.4% (mean).

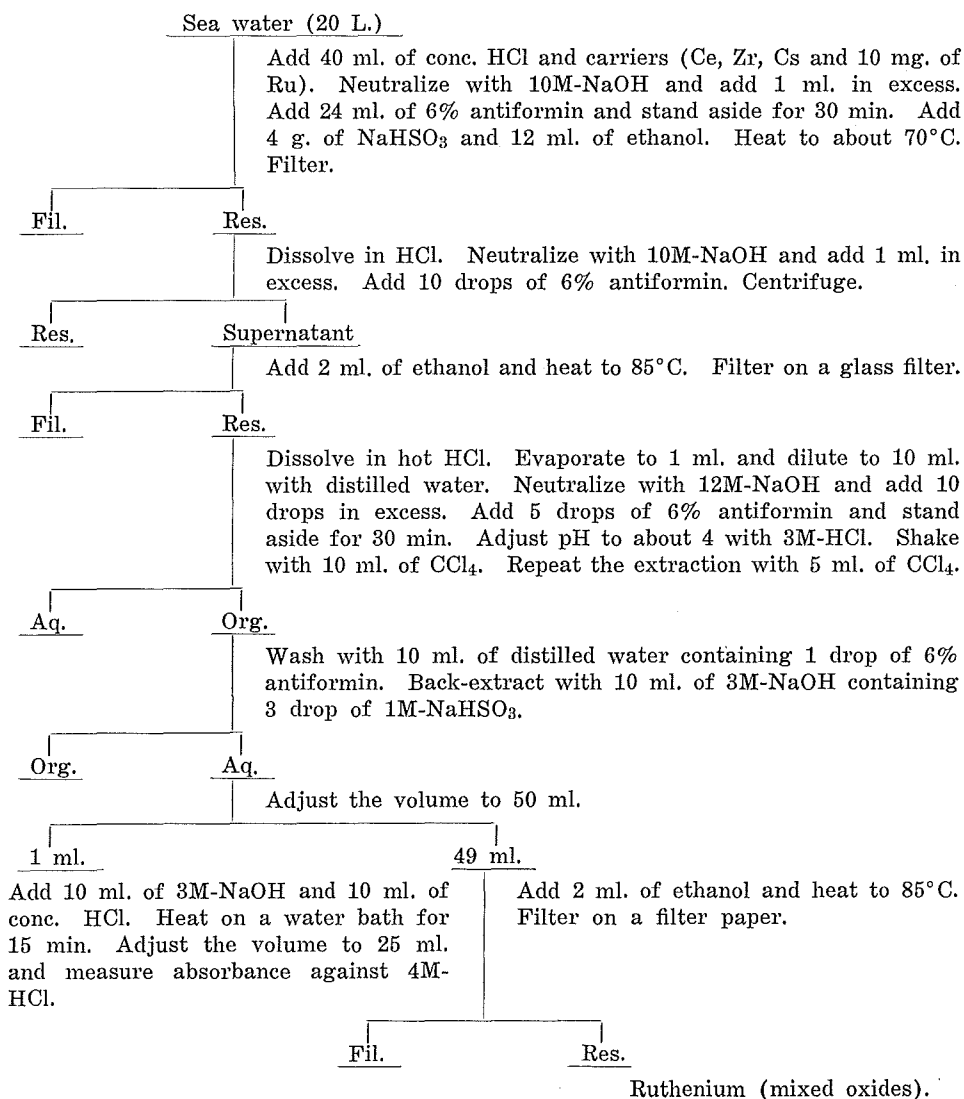
3. Horizontal Distribution

The analytical results of Ru-106 in surface sea water are shown in Table 2. The yearly mean values of Ru-106 and Ru-106/Sr-90 in the Kuroshio region and the Japan Sea are shown in Table 3. Though the increase of Sr-90 in surface sea water are not significant after the reopening of nuclear explosion

tests in 1961 (NAGAYA, 1964), Ru-106 in surface sea water increases abruptly like Ce-144 and reaches maximum in 1963 ($1.68 \mu\mu\text{c/L}$ in the Kuroshio region and $5.82 \mu\mu\text{c/L}$ in the Japan Sea). The radioactivity of Ru-106 in the northern part of the Japan Sea agrees well with that of the Oyashio region and they are three-fold of those of the Kuroshio region and the southern part of the Japan Sea. This result agrees with that obtained from the horizontal distributions of Sr-90 and Ce-144 (NAGAYA, 1964). These high values in the northern part of the Japan Sea and the Oyashio region are explained as follows.

In the Kuroshio region, the radioactivity in the surface layer is diluted with sea water coming from the south where the amount of fallout was very little compared with the area near Japan. On the contrary, in the

TABLE 1. ANALYTICAL SCHEME OF Ru-106 IN SEA WATER



northern part of the Japan Sea and the Oyasio region, the current are relatively stagnant and the surface sea water is supplied from the north where the amount of fallout is large.

The values of Ru-106/Sr-90 in the Kuroshio region and the Japan Sea in 1963 (3.1 and 5.2 respectively) and in 1964 (1.09 and 1.78 respectively) are very large when compared with values from Hunter Ballou taking into consideration the amount of Sr-90 that had been present already in sea water before the reopening of the nuclear explosion tests in 1961 ($0.3 \mu\mu\text{c/L}$, HIGANO et al. 1962). These results are explained as follows.

The fission yields of Sr-90 and Ru-106 are significantly influenced by the types of fission and these high values of Ru-106/Sr-90 are considered to be due to the fission processes other than U-235 (Table 4).

4. Secular Variations

The secular variations of Ru-106 and Ce-144 (NAGAYA, 1964) in the Kuroshio region and in the Japan Sea are shown in Fig. 1.

The radioactivity of Ru-106 increased rapidly from 1962 owing to the reopening of the nuclear explosion tests, reached maximum in 1963 and then gradually decreased owing to the absence of large scale nuclear explosion test in air thereafter.

The effects of the tests conducted by Red China in 1964 and 1965 on the radioactivity of the ocean water are too small to produce a significant contribution to the total activity in sea water.

Fig. 1 shows that the Ru-106 in surface layer decreases exponentially after the maxima in March 1963 in the Kuroshio and in July 1963 in the Japan Sea. The half-lives of Ru-106 and Ce-144 in the surface layer were calculated from Fig. 1 by least squares method and shown in Table 5.

The correction were made for radioactive decay since the maxima in 1963 to compensate the difference of the nuclear physical half-lives of Ru-106 (1 y.) and Ce-144 (285 d.) and resulted half-lives are also included in Table 5 (half-life corrected).

In the Kuroshio region, the half-life and corrected half-life of Ru-106 in surface layer are 0.70 y. and 1.8 y. respectively. On the other hand, in the Japan Sea, they are 0.44 and 0.77 y. respectively. There are difference between the half-lives of Ru-106 in the Japan Sea and those in the Kuroshio region, and the former is about twice of the latter. This result means that the mixing in the vertical direction is considerably more violent in the Japan Sea than in the Kuroshio region, and agrees well with the results which have been obtained by the oceanographical observations.

In the case of Ce-144, the nuclear physical half-life (285 d.) is short compared with that of Ru-106, therefore, the half-life in surface layer is also short, but the corrected half-life of Ce-144 in the Kuroshio region (1.6 y.) agrees well with that of Ru-106 (1.8 y.), but in the Japan Sea, a little difference was observed between Ru-106 and Ce-144. This may be due to the difference of adsorbability to the particulate matter of Ce-144 and Ru-106 owing to the

presence of Ce (IV) (SUGIHARA 1962, GOLDBERG 1963) in the Japan Sea where the suspensoid is rich. On the other hand, in the Kuroshio region, the decrease of the radioactivity in the surface layer are influenced by the

TABLE 2. ANALYTICAL RESULTS OF Ru-106 IN SURFACE SEA WATER.

Location	Sampling Date	Depth (m)	Ru-106 $\mu\text{c/L}$.	Ru-106/Sr-90
Kuroshio region.				
31° 59' N., 135° 43' E.	Jul. 17th, 62	0	1.02±0.18	2.6±0.6
32° 01' N., 138° 48' E.*	Mar. 22nd, 63	0	1.68±0.06	4.3±0.2
33° 28' N., 138° 35' E.*	Nov. 16th, 63	0	0.66±0.04	1.8±0.2
32° 55' N., 138° 52' E.*	Mar. 13th, 64	0	0.66±0.03	0.9±0.1
33° 32' N., 141° 02' E.	Mar. 19th, 64	0	0.28±0.02	1.0±0.1
33° 58' N., 140° 42' E.	Mar. 19th, 64	0	0.32±0.02	0.8±0.1
33° 05' N., 136° 05' E.*	Apr. 16th, 64	0	0.52±0.03	1.2±0.1
33° 30' N., 137° 00' E.	May 17th, 64	0	0.32±0.02	0.8±0.1
33° 01' N., 137° 03' E.*	May 17th, 64	0	0.34±0.02	0.9±0.1
32° 01' N., 137° 01' E.	May 17th, 64	0	0.53±0.02	1.3±0.1
34° 50' N., 142° 09' E.*	Jun. 30th, 64	0	0.56±0.04	1.5±0.2
32° 45' N., 135° 12' E.*	Jul. 13th, 64	0	0.36±0.02	1.3±0.1
33° 59' N., 138° 30' E.	Aug. 15th, 64	0	0.67±0.03	1.7±0.2
34° 10' N., 142° 06' E.	Sept. 8th, 64	0	0.42±0.02	1.2±0.1
32° 49' N., 140° 01' E.	Sept. 16th, 64	0	0.48±0.02	1.1±0.1
33° 01' N., 135° 46' E.*	Nov. 15th, 64	0	0.27±0.02	0.7±0.1
33° 29' N., 139° 12' E.*	Dec. 11th, 64	0	0.29±0.02	0.9±0.1
33° 10' N., 135° 54' E.*	Feb. 15th, 65	0	0.19±0.02	0.6±0.1
33° 27' N., 138° 43' E.*	Mar. 18th, 65	0	0.16±0.01	0.5±0.1
33° 24' N., 136° 09' E.*	Apr. 27th, 65	0	0.21±0.02	0.8±0.1
33° 28' N., 138° 28' E.*	May 20th, 65	0	0.18±0.01	0.7±0.1
* Samples collected in the Kuroshio current.				
Northern part of the Japan Sea.				
38° 43' N., 136° 35' E.	Nov. 8th, 61	0	0.55±0.07	1.7±0.2
44° 03' N., 150° 08' E.	May 10th, 62	0	2.78±0.11	9.5±1.1
45° 40' N., 150° 48' E.	May 10th, 62	0	2.09±0.08	7.5±0.9
38° 04' N., 133° 57' E.	May 1st, 63	0	2.64±0.10
39° 35' N., 135° 07' E.	Aug. 6th, 63	0	4.72±0.13	5.1±0.2
40° 30' N., 135° 53' E.	Aug. 6th, 63	0	5.82±0.11	5.3±0.2
45° 46' N., 139° 32' E.	May 19th, 64	0	0.80±0.03	1.3±0.1
45° 46' N., 138° 47' E.	May 19th, 64	0	0.90±0.04	1.7±0.1
43° 42' N., 136° 31' E.	May 21st, 64	0	1.24±0.04	2.2±0.1
41° 11' N., 137° 01' E.	May 27th, 64	0	1.20±0.04	2.0±0.1
40° 01' N., 132° 31' E.	May 29th, 64	0	1.81±0.05	2.6±0.1
40° 01' N., 137° 49' E.	May 30th, 64	0	1.22±0.04	2.1±0.1
41° 15' N., 139° 34' E.	Aug. 7th, 64	0	0.88±0.03	1.4±0.1
39° 27' N., 135° 17' E.	Aug. 9th, 64	0	1.15±0.03	1.8±0.1
37° 54' N., 137° 44' E.	Aug. 20th, 64	0	1.27±0.03	1.8±0.1
42° 00' N., 138° 20' E.	Nov. 9th, 64	0	0.92±0.03	1.4±0.1

TABLE 2. ANALYTICAL RESULTS OF Ru-106 IN SURFACE SEA WATER. (CONTINUED)

Location	Sampling date	Depth (m)	Ru-106 $\mu\mu\text{c/L}$.	Ru-106/Sr-90
40° 54' N., 139° 27' E.	Nov. 10th, 64	0	0.73±0.03	1.3±0.1
37° 30' N., 138° 10' E.	Mar. 18th, 65	0	0.47±0.02	0.9±0.1
39° 20' N., 136° 00' E.	Mar. 19th, 65	0	0.31±0.02	0.7±0.1
Southern part of the Japan Sea.				
35° 55' N., 132° 48' E.	Aug. 26th, 61	0	0.44±0.05	1.0±0.1
36° 39' N., 132° 00' E.	Nov. 8th, 61	0	0.61±0.06	1.9±0.2
36° 39' N., 132° 00' E.	Oct. 30th, 63	0	1.10±0.05	2.1±0.2
38° 42' N., 136° 36' E.	Mar. 24th, 64	0	0.44±0.02	0.8±0.1
36° 39' N., 132° 00' E.	May 10th, 64	0	0.56±0.02	1.1±0.1
36° 37' N., 132° 04' E.	Aug. 21st, 64	0	0.48±0.02	0.5±0.0
36° 39' N., 132° 00' E.	Oct. 31st, 64	0	0.34±0.02	0.7±0.1
36° 08' N., 132° 00' E.	Mar. 30th, 65	0	0.20±0.01	0.6±0.1
36° 19' N., 134° 58' E.	May 9th, 65	0	0.24±0.01	0.8±0.1
Oyasio region.				
39° 13' N., 144° 11' E.	Jul. 7th, 63	0	2.44±0.06	4.4±0.3
41° 47' N., 146° 15' E.	Jul. 16th, 63	0	3.56±0.07	6.1±0.3
40° 20' N., 143° 39' E.	Jul. 19th, 64	0	1.60±0.05	2.3±0.1
39° 00' N., 144° 31' E.	Jul. 20th, 64	0	0.80±0.03	1.7±0.1

TABLE 3. YEARLY MEAN VALUES OF Ru-106 AND Ru-106/Sr-90 IN SURFACE SEA WATER.

	Kuroshio		Oyasio	
	Ru-106 $\mu\mu\text{c/L}$.	Ru-106/Sr-90	Ru-106 $\mu\mu\text{c/L}$.	Ru-106/Sr-90
1962	1.02±0.09 (1)	2.6±0.6 (1)		
1963	1.26±0.04 (2)	3.1±0.1 (2)	3.00±0.05 (2)	5.3±0.2 (2)
1964	0.43±0.01 (14)	1.09±0.03 (14)	1.20±0.03 (2)	2.00±0.07 (2)
1965	0.19±0.01 (4)	0.65±0.05 (4)		
N. Japan Sea.		S. Japan Sea.		
1961	0.55±0.07 (1)	1.7±0.2 (1)	0.53±0.07 (2)	1.5±0.1 (2)
1962	2.44±0.07 (2)	8.5±0.7 (2)	0.63±0.13 (1)	
1963	4.39±0.02 (3)	5.2±0.1 (2)	1.10±0.05 (1)	2.1±0.2 (1)
1964	1.10±0.01 (11)	1.78±0.03 (11)	0.46±0.01 (4)	0.77±0.04 (4)
1965	0.39±0.01 (2)	0.80±0.07 (2)	0.22±0.01 (2)	0.70±0.07 (2)

TABLE 4. FISSION YIELDS OF SEVERAL SORTS OF FISSION REACTIONS.

Time after nuclear fission	Ru-106/Sr-90		
	1 year	2 year	3 year
Pu-239 (Thermal neutron)	34	18	9.1
U-238 (Fast neutron)	11	5.8	3.1
U-235 (Thermal neutron)	1.6	0.8	0.4

TABLE 5. HALF-LIVES OF Ru-106 AND Ce-144 IN SURFACE SEA WATER.

Current region	Ru-106		Ce-144	
	Half-life in surface layer (year)	Half-life corrected (year)	Half-life in surface layer (year)	Half-life corrected (year)
Kurosio	0.70±0.05	1.8±0.4	0.60±0.06	1.6±0.3
N. Japan Sea.	0.44±0.04	0.77±0.12	0.29±0.03	0.47±0.10

TABLE 6. ADSORPTION OF Ru-106 IN SITU. TO POLYETHYLENE CONTAINER.

Sample number	Rucarrier and HCl were added in situ.	Only HCl was added in situ.
1.	0.18±0.01 $\mu\mu\text{c/L}$.	0.17±0.01 $\mu\mu\text{c/L}$.
2.	0.32±0.02 $\mu\mu\text{c/L}$.	0.30±0.02 $\mu\mu\text{c/L}$.

TABLE 7. THE RESULTS OF THE METHODS WITH AND WITHOUT OX-RED PRETREATMENT.

Current region	Ox-Red method $\mu\mu\text{c/L}$.	Hydr. method $\mu\mu\text{c/L}$.
Kurosio	0.66±0.03	0.33±0.02
	0.17±0.01	0.14±0.01
Japan Sea	0.80±0.03	0.69±0.03
	1.20±0.04	0.96±0.04

TABLE 8. THE RESULTS OF TRACER EXPERIMENTS.

Sample number	Tracer (Ru-106) added	The analyzed values by this method
1.	83.4 d. p. m.	81.8±2.6 d. p. m.
2.		81.6±2.6
3.		85.3±2.5
4.		82.2±2.3
5.		80.6±2.3

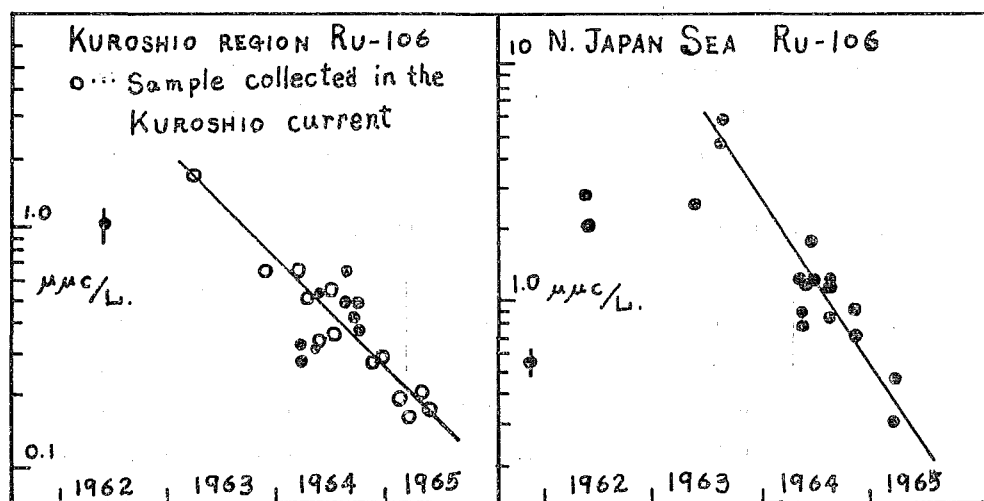


Fig. 1-a. Secular variation of Ru-106 in surface sea water.

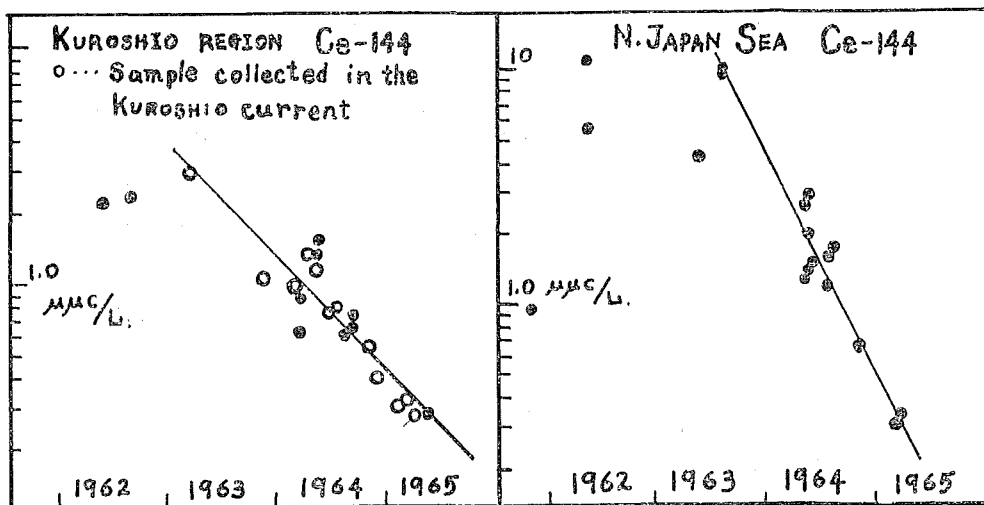


Fig. 1-b. Secular variation of Ce-144 in surface sea water.

horizontal mixing with the sea water of lower radioactivity coming from low latitude area rather than vertical mixing. Therefore, there are no difference between the corrected half-life of Ru-106 and that of Ce-144.

5. Discussion of the Analytical Method

Adsorption of Ru-106 to the container

The adsorption of Ru-106 to the polyethylene container was investigated by adding Ru-106 tracer to two 500 ml. portions of sea water that were contained in 500 ml. polyethylene bottles, and adjusting pH to 1.5 and 6 respectively. They were stood aside for 2 days. After carrier was added, Ru was precipitated as hydroxide, dissolved in hydrochloric acid, adjusted to 5 ml., and counted by a well type scintillation counter. When the sea water sample was acidified to pH 1.5 by adding 2 ml. of conc. HCl per liter of sea water, 95% of added Ru-106 was recovered, but when pH was adjusted to about 6, only 56% of Ru-106 was recovered.

As for Ru-106 in sea water in situ., Ru carrier and conc. HCl was added immediately after sampling. After standing aside for 10 days, Ru-106 was analyzed. Results are shown in Table 6. There are no difference in the results between the sample in which only HCl was added and that in which HCl and Ru carrier was added. These results indicate that the adsorption of Ru-106 to polyethylene was negligible when the sample was adjusted to pH 1.5 by adding HCl.

Oxidation and reduction pretreatments

The values of Ru-106 were increased by preliminary oxidation with antiformin and by reduction with sodium bisulphite and ethanol before the concentration of Ru from large volume of sea water. The results are shown in Table 7. This difference will be discussed later.

Radiochemical purification of Ru-106

To concentrate Ru-106 from large volume of sea water (20-40 L.), the co-precipitation method with magnesium hydroxide which has been used for concentration of yttrium was applied (SHIOZAKI, et al. 1964). For the purpose of separation of ruthenium from rare earth nuclides, zirconium and great amount of magnesium in sea water, ruthenium was oxidized to Ru (VII) and made into solution by adding antiformin in alkali media. In this step, ruthenium was purified considerably, however, for further purification, solvent extraction method was used which consists of the extraction of ruthenium tetroxide oxidized by antiformin to carbontetrachloride and back-extraction to aqueous layer by reducing tetroxide to Ru (VI) by sodium bisulphite. The absorption spectrum of Ru (IV) which was used for chemical yield determination is shown in Fig. 2. This spectrum agrees very well with that reported by WATERBURY et al (1960), and shows good reproducibilities. The beta ray energy absorption curves and decay curves of samples are shown in Figs. 3 and 4. These curves agree with those of standard Ru-106—Rh-106. In any decay curves of sample, the effects of Ru-103 are negligible. This may be due to marked lowness of beta energy of Ru-103 compared with that of Rh-106.

This analytical method was discussed quantitatively by adding Ru-106 tracer to the sea water which was preliminary scavenged by magnesium hydroxide and determining the Ru-106 by this method. The results are shown in Table 8. As shown in Table 8, the analytical method of Ru-106 reported in this paper was proved to be satisfactory.

6. Discussion of the Difference between the Results of Oxidation-Reduction Method and those of Hydroxide Method

It is necessary to conduct the oxidation and reduction cycle preliminarily because of the presence of many oxidation states of Ru (II, III, IV, VI, VII and VIII) and various stable complex compound (IWASHIMA, 1964). The difference between results of the analytical method with oxidation-reduction pretreatment (Ox-Red method) and without that (Hydr. method) is shown in Table 7.

The followings are considered as contributing factors to the difference.

1. Complex compound organic... chelate
inorganic... nitrosyl complex.
2. High oxidation state ruthenium.

As for the presence of chelate of Ru in sea water, nothing has been known, then it was not discussed in this paper.

Pottasium ruthenate and nitrosyl ruthenium chloride (FLETCHER, 1955) were prepared by use of Ru-106 and stable Ru (specific activity, $30 \mu\text{c/g}$ of Ru). These tracer solutions were added to two 1 liter portions of sea waters, and one sea water sample was treated by Ox-Red method and another was precipitated as hydroxide without Ox-Red pretreatment. Hydroxide was separated by centrifugation, dissolved in hydrochloric acid and condensed to 5 ml. Radioactivity was measured by a well-type scintillation counter. The

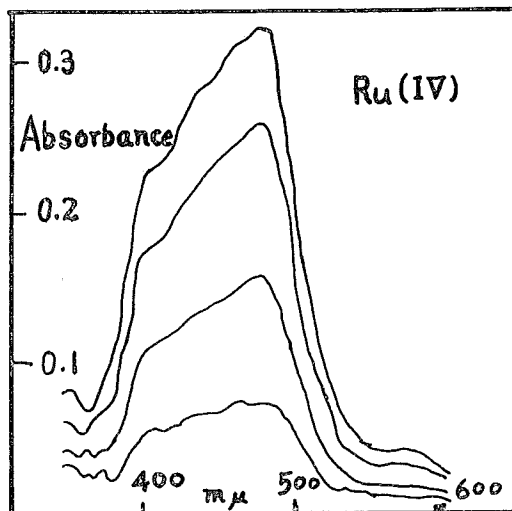


Fig. 2. Absorption spectrum of Ru (IV).

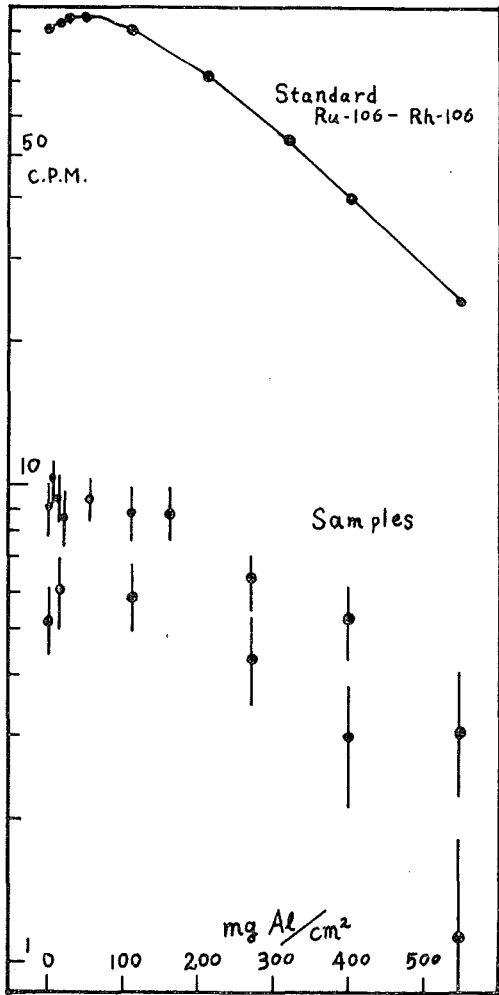


Fig. 3. Energy absorption curves of Ru-fraction of Samples.

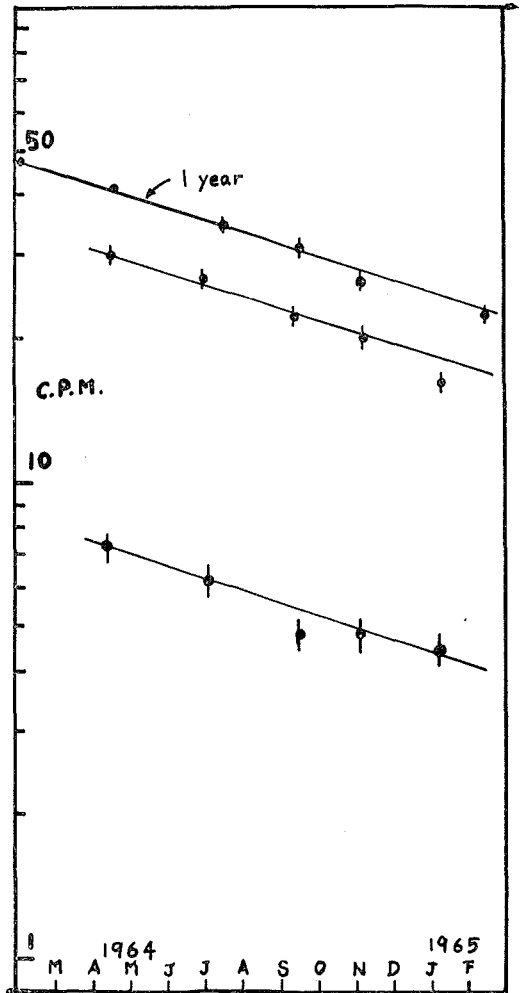


Fig. 4. Decay curves of Ru-fraction of samples.

results are shown in Table 9. When Ru (VI) is present in sea water as high oxidation state ruthenium, there is difference between the results of Ox-Red method and Hydr. method. However, Ru (VI) is oxidizing agent and very easily reduced to RuO_2 by organic matter, therefore, it is difficult to think that high oxidation state ruthenium is present stably in sea water. As the nitrosyl complex compound is considered to be the most important inorganic complex of ruthenium, the tracer of the chemical form of nitrosyl ruthenium chloride was added, but there was no difference between Ox-Red method and Hydr. method. As the chemical form other than nitrosyl ruthenium chloride, nitrosyl ruthenium nitrocomplex can be considered to be present in sea water. Nitro complex is formed by NO_2^- ion in sea water. To investigate the effect of NO_2^- on the formation of nitrosyl ruthenium nitro complex, Hydr. method was conducted using artificial sea water containing known amount of NO_2^- ion and Ru-106. Results are shown in Table 10. It is proved that the presence of $1 \mu\text{g-atom/L.}$ of NO_2^- in sea water produces the considerable difference between them. These results may indicate that nitrosyl ruthenium nitro complex may have been produced when the acidified sample was stood aside for several days from sampling to analysis.

TABLE 9. THE RESULTS OF TRACER EXPERIMENTS OF NITROSYL RUTHENIUM COMPLEX COMPOUND AND HIGH OXIDATION RUTHENIUM.

Chemical form of tracer	Non-radioactive Ru	Tracer added	Ox-Red	Hydr.
Nitrosyl ruthenium	40 $\mu\text{g./L.}$	764 c. p. m.	759 c. p. m.	746 c. p. m.
Pottasium ruthenate	80 $\mu\text{g./L.}$	1258 c. p. m.	1259 c. p. m.	989 c. p. m.

TABLE 10. THE EFFECT OF NO_2^- CONCENTRATION IN SEA WATER TO THE NITROSYL RUTHENIUM NITRO COMPLEX FORMATION.

NO_2^- concentration in sea water	Tracer added	Hydr.	Recovery
0 $\mu\text{g-atom./L.}$	1996 \pm 10	1964 \pm 10	98.5%
1 $\mu\text{g-atom./L.}$		1920 \pm 9	81.3%

Acknowledgements

The author wishes to express his hearty thanks to Mr. HORI for his constant encouragement and reading this manuscript. His thanks are also due to the members of chemical laboratory of Hydrographic Division.

References

- Fletcher, J. M., Jenkins, I. L., Lever, F. M., Martin, F. S., Powell, A. R. and Todd, R. 1955, "Nitrate and Nitro Complexes of Nitrosyl-ruthenium" *J. Inorg. Nucl. Chem.*, 1, 378.
- Goldberg, E. D., Koide, M., Schmitt, R. A. and Smith, R. H. 1963, "Rare-Earth

- Distributions in the Marine Environment" *J. Geophys. Res.*, 68, No. 14, 4209.
- Higano, R. and Shiozaki, M. 1960, "Radiochemical Analysis of Strontium 90 and Cesium 137 in Sea Water" *The Contributions from the Marine Research Laboratory, Hydrographic Office of Japan*, 1, No. 2, 137.
- Higano, R., Nagaya, Y., Shiozaki, M. and Seto, Y. 1962, "On the Artificial Radioactivity in Sea Water" *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 18, No. 4, 34.
- Iwashima, K. and Watari, K. 1963, "Separation and Determination of Radioruthenium in Natural-Water" *Chemistry and Chemical Industry*, 17, No. 7, 702.
- Meadows, J. W. T. and Matlack, G. M. 1962, "Radiochemical Determination of Ruthenium by Solvent Extraction and Preparation of Carrier-Free Ruthenium Activity" *Anal. Chem.*, 34, No. 1, 89.
- Miyake, Y. and Saruhashi, K. 1958, "Distribution of Man-made Radioactivity in the North Pacific through Summer 1955" *J. Mar. Res.*, 17, 383.
- Miyake, Y., Saruhashi, K. and Katsuragi, Y. 1960, "Strontium 90 in Western North Pacific Surface waters" *Pap. Meteorol. Geophys.*, 11, 188.
- Miyake, Y., Saruhashi, K., Katsuragi, Y. and Kanazawa, T. 1961, "Cesium 137 and Strontium 90 in Sea Water" *J. Rad. Res.*, 2, No. 1, 25.
- Nagaya, Y., Shiozaki, M. and Seto, Y. 1964, "Radiological Survey of Sea Water of Adjacent Sea of Japan in 1963" *Hydrographic Bulletin*, No. 78, 63.
- Shiozaki, M., Seto, Y. and Higano, R. 1964, "Simplified Analytical Method of Strontium 90 in Sea Water" *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20, No. 1, 7.
- Sugihara, T. T. and Bowen, V. T. 1962, "Radioactive Rare Earths from Fallout for Study of Particle Movement in the Sea" *Radioisotopes in the Physical Science and Industry*, I. A. E. A. Viena.
- Tsuruga, H. 1962, "Occurrence of Radioruthenium in the Laver, Porphyra Tenera and Other Seaweeds" *Jap. Soc. Sci. Fisheries*, 28, No. 3, 372.
- Tsuruga, H. 1962, "The Uptake of Radioruthenium by Several Kinds of Littoral Seaweed" *Jap. Soc. Sci. Fisheries*, 28, No. 12, 1149.
- Tsuruga, H. 1963, "The Uptake of Radioruthenium by the Laver Porphyra Tenera" *Jap. Soc. Sci. Fisheries*, 28, No. 4, 303.
- Waterbury, G. R. and Metz, C. F. 1960, "The Spectrophotometric Determination of Alloying and Fission Product Elements in Nonirradiated Plutonium Fissium Alloys" *Talanta*, 6, 237.
- Yamagata, N. and Iwashima, K. 1963, "Monitoring of Sea-water for Important Radioisotopes Released by Nuclear Reactors" *Nature*, 200, No. 4901, 52.

瀬戸内海における日平均潮位の地域偏差について

山 田 紀 男

Regional Anomaly of Daily Mean Sea Level in Seto Naikai

Toshio Yamada

Received January 10, 1966

Abstract

Comparing with daily mean sea levels in Seto Naikai [the inland sea of Seto], the difference of more than 10cm is sometimes found between those in the east part and in the west part. Seto Naikai is divided into four regions and the corrected daily mean sea levels by the assumption of the static effect of pressure in each region are computed. Their anomalies (in Seto Naikai) show the strong relations with the difference between daily mean sea levels in Kusimoto and in Aburatu which seems to be related to the variation of the Kuroshio. Based on these phenomena, a standard procedure for the mean sea level correction in a short-period hydrographic survey is presented.

1 まえがき

略測や検測等，短期間の水路測量では作業期間中の験潮資料を基準験潮所の同期間の観測資料と比較して測量地の平均水面を求めている。この計算は測量地と基準験潮所所在地との同期間の日平均潮位が，平均水面からの偏倚量は等しいと仮定しているものであるが，直接水準測量によって結ばれた験潮所の観測による日平均潮位について比較してみると，距離的に隣接している場合にも日平均潮位に数センチメートルの差が認められることがある。平均水面の比較計算は数日間以上1か月程度の観測資料を用いれば，偏差は実用上支障がない程度であろうと考えられていた。しかし日平均潮位が地域的に偏差を生じ，しかもその偏差が長期間にわたって継続すれば，計算結果に影響することも考えられよう。そこで瀬戸内海の日平均潮位を地域別に比較してみた。

2 日平均潮位の地域偏差

瀬戸内海を大阪湾・備讃瀬戸・備後灘・広島湾の4地域に分けて各地域ごとに1～2か所の験潮所を選んだ。験潮所と気象官署とを次に掲げる。

大阪湾	大阪験潮所 (大阪管区気象台所管)	備後灘	尾道験潮所 (松永測候所所管)
	神戸験潮所 (神戸海洋気象台所管)		新居浜験潮所 (新居浜市所管)
	神戸海洋気象台		松永測候所
備讃瀬戸	宇野験潮所 (岡山地方気象台所管)	広島湾	広島験潮所 (第六管区水路部所管)
	高松験潮所 (高松地方気象台所管)		呉測候所
	岡山地方気象台		

各験潮資料の毎時読取値により，昭和36年6月1日から9月30日に至る4か月間の，毎日0時から翌日0時に至る25時間の平均値を求め，観測期間の各地の平均潮位が，いずれも等しい高さであると仮定して，日平均値を期間平均潮位からの偏倚量におきかえ2か所の観測資料がある地域はその平均値を求めた。日平均潮位の各分潮の平均残値を h とすれば，

$$h = \frac{H}{m} \sum_{t=0}^{m-1} \cos(V - K + nt) = \frac{H}{m} \frac{\cos\left(V - K + \frac{m-1}{2}n\right) \sin \frac{mn}{2}}{\sin \frac{n}{2}}$$

ここに m は平均した時間数を, n は各分潮の角速度を表わす. 各地域の 25 時間平均潮位から平均残値 h を除去して日平均潮位を求め, 4 地域の日平均潮位を毎日について平均して内海日平均潮位を求めて, 各地域の日平均潮位を内海日平均潮位からの偏倚量におきかえた. 各地の潮汐調和常数と 25 時間平均による残値の最大値 h' を次表に示す.

分潮	$\sin \frac{mn}{2}$ $m \sin \frac{n}{2}$	大阪湾—大阪			備讃瀬戸—男木島			備後灘—糸崎			広島湾—呉		
		H	K	h'	H	K	h'	H	K	h'	H	K	h'
M_2	0.0064	^{mm} 307	[°] 223	^{mm} 20	^{mm} 593	[°] 331	^{mm} 38	^{mm} 1021	[°] 316	^{mm} 65	^{mm} 1026	[°] 279	^{mm} 66
S_2	0.0400	179	228	72	186	353	74	390	350	56	424	308	70
K_2	0.0426	46	222	20	60	353	26	103	348	44	110	305	47
N_2	-0.0126	61	205	-8	91	315	-12	178	298	-22	174	268	-22
K_1	-0.0427	261	227	-111	301	234	-129	317	234	-135	297	218	-127
O_1	0.0329	195	181	64	221	210	73	230	209	76	210	195	69
P_1	-0.0374	83	198	-31	87	239	-33	79	240	-30	86	230	-32

気圧観測値は 1 日 4 回の定時観測値の平均を日平均気圧とし, 潮位と同様に内海日平均気圧からの各地の偏倚量を求め, 気圧偏差 1 mbar について潮位偏差 1 cm を生ずるものとして潮位偏差に気圧修正を施した. 瀬戸内海の日平均潮位の偏差を [図 1] に示す.

3 潮位偏差の原因

内海における潮位偏差が発生する原因として, 外海沿岸の潮位偏差が考えられる. 本邦沿岸では海流の影響による潮位の地域偏差が生じている. 紀伊半島から九州東岸に至る沿岸では, 四国南岸の東部を境として黒潮の影響による潮位の地域偏差があることが知られている. このため紀伊水道と豊後水道とを通じて瀬戸内海にも潮位偏差が生ずるものと考えられる. 串本と土佐清水および油津の驗潮資料の毎時読取値を 24 時間平均して平均残値 h を除去した. 潮汐調和常数と, 24 時間平均による残値の最大値 h' とを次表に示す.

分潮	$\sin \frac{mn}{2}$ $m \sin \frac{n}{2}$	串 本			土 佐 清 水			油 津		
		H	K	h'	H	K	h'	H	K	h'
M_2	-0.0352	^{mm} 457	[°] 175	^{mm} -16	^{mm} 517	[°] 174	^{mm} -18	^{mm} 527	[°] 174	^{mm} -19
S_2	0.0000	205	198	0	220	200	0	236	199	0
K_2	0.0028	57	195	0	60	200	0	64	190	0
N_2	-0.0544	84	173	-5	100	160	-5	102	161	-6
K_1	-0.0028	219	188	-1	208	190	-1	219	192	-1
O_1	0.0754	167	167	13	168	169	13	175	168	13
P_1	0.0028	75	183	0	69	190	0	73	192	0

瀬戸内海の場合と同様に串本・土佐清水・油津について日平均潮位偏差を求めた。各地の日平均潮位偏差を串本 Δh_k 、油津 Δh_μ 、大阪湾 Δh_o 、備讃瀬戸 Δh_s 、備後灘 Δh_g 、広島湾 Δh_i とし、東西の日平均潮位偏差を H_o とすれば

$$H_o = \Delta h_k - \Delta h_\mu = a \Delta h_o + b \Delta h_s + c \Delta h_g + d \Delta h_i$$

最小自乗法によって係数 a, b, c, d を求めて次表に示す。

地 域	大 阪 湾	備 讃 瀬 戸	備 後 灘	広 島 湾
符 号	a	b	c	d
係 数	0.665	-0.817	-1.629	-0.901
最大実効値	5 cm	4 cm	12 cm	12 cm

この計算結果により外海と内海との日平均潮位偏差を比較して〔図2〕に示す。これにより外海と内海とはきわめて共通した傾向の潮位偏差を示していることが認められる。瀬戸内海の潮位偏差は外海の潮位偏差、すなわち黒潮変化に起因するものといえよう。

4 瀬戸内海における潮位偏差の傾向

- 1) 内海の東西の一端から他の端に向けて日平均潮位の傾斜がある場合、この傾向は 10~20 日間にわたって持続されることがあり、東西の差は 15 cm に及ぶことがある。その多くは備讃瀬戸付近を境にして大阪湾と広島湾とは相反した変化傾向を顕著に示す。また西部は東部よりも偏差量が大きい。
- 2) 内海の中央部から両端に向かって日平均潮位の傾斜がある場合、その持続期間は 5~10 日で、偏差量は前者に比較すると小さい。

5 同一地域内の日平均潮位差

同一地域内での日平均潮位差の状態は、精度の良い観測を続けている験潮所が少ないので明白にできないが、同一地域内の 2 か所の験潮資料を比較すると、備後灘と備讃瀬戸では正常な気象状態の日で ± 3 cm 程度、大阪湾では ± 5 cm 程度の差が認められる。

6 長周期潮の影響について

日平均潮位の地域的偏差が生ずる原因の一つに長周期潮が考えられる。長周期潮を次表に示す。

分 潮	周 期	神 戸		男 木 島		糸 崎		広 島	
		H	K	H	K	H	K	H	K
Mm	$\frac{\text{日}}{27.55}$	$\frac{\text{mm}}{12}$	349°	$\frac{\text{mm}}{19}$	121°	$\frac{\text{mm}}{10}$	186°	$\frac{\text{mm}}{18}$	239°
Mf	13.66	20	149	9	22	13	156	12	206
MSf	14.77	9	124	7	130	20	32	8	268

これらの値は、いずれも 1 年間の観測資料から求めたものであるが、計算期間が異なることと、長周期潮の不安定に原因する誤差が含まれている。この常数により瀬戸内海における長周期潮の影響による日平均潮位偏差を求めると、最大 3 cm 以内である。したがって長周期潮は潮位偏差のおもな原因ではないと考えられる。

7 比較験潮による平均水面の算出に及ぼす潮位偏差の影響について

短期間の験潮資料を用いて平均水面を求める場合、基準験潮所の選び方によっては潮位偏差による誤差は異なることがある。〔図1〕の潮位偏差から 7 日、15 日、30 日間ずつの移動平均値を各地域ごとに求めて比較してみ

た。平均水面の計算誤差を 5 cm 以内にとめるとすれば、次に述べるような選定基準が考えられる。

- 1) 30 日間の資料で比較計算を行なう場合は、内海のどの基準験潮所を選んでよい。
- 2) 15 日間の場合は同一海域内の基準験潮所を選ぶ。ただし 備讃瀬戸と備後灘とは同一海域とみなしてもよい。
- 3) 7 日間あるいは、これ以下の場合は、同一海域内の最も近い基準験潮所を選ぶ必要がある。

8 むすび

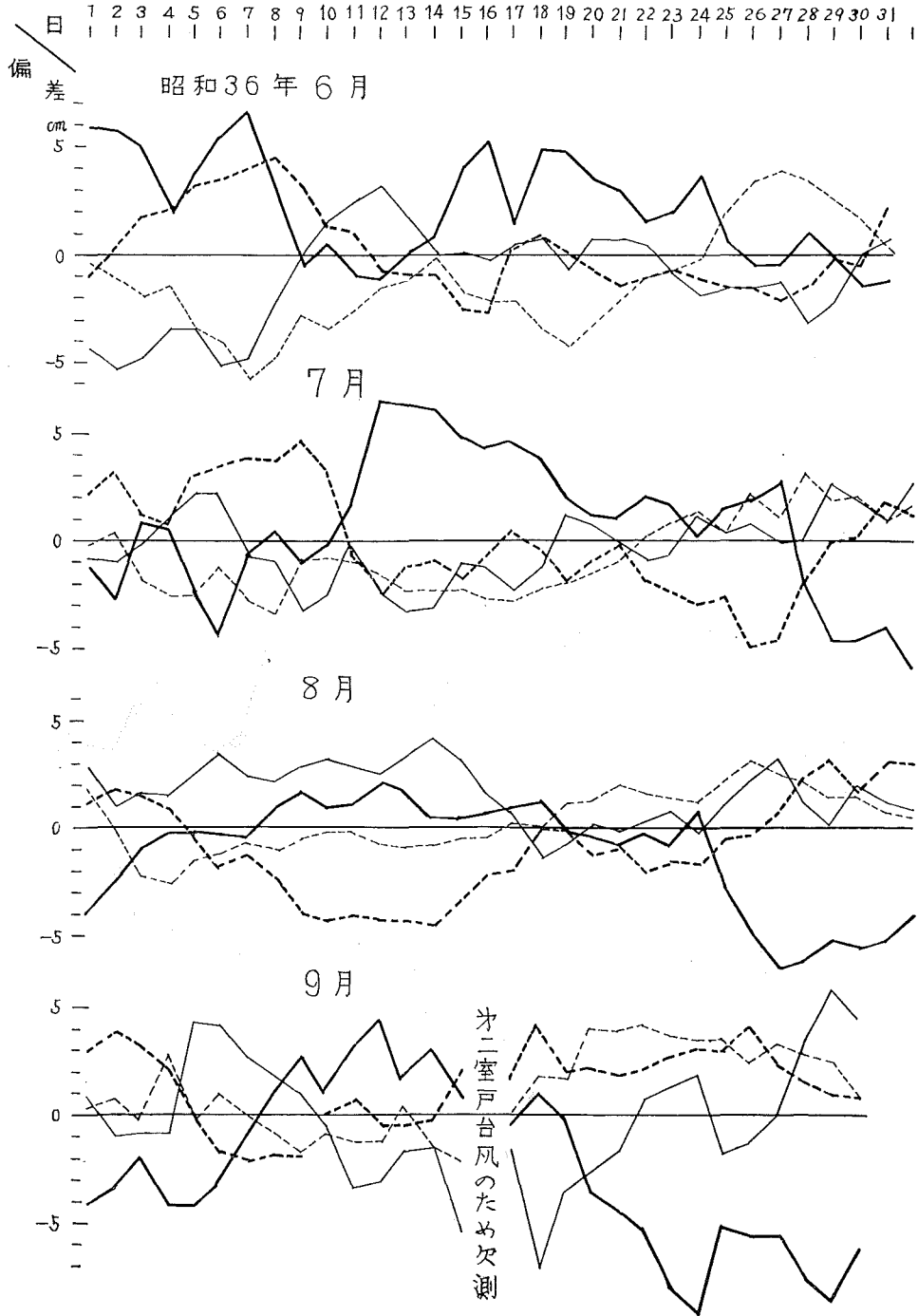
この調査は瀬戸内海を 4 海域に分けて行なったものであるが、播磨灘・伊予灘・周防灘等の海域は観測資料が入手できなかったので割愛せざるを得なかった。また同一海域内の偏差の状態も調査を行なう必要がある。おわりにこの調査に指導と協力を賜った第六管区海上保安本部水路部長 梅田次昌、水路部水路課 中能延行、同桑木野文章の諸氏に厚くお礼申し上げる。

参 考 文 献

- Ogura, S. 1925, "Effect of Atmospheric Pressure on Sea Level in the Western Part of the North Pacific Ocean" *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics*, 2, No. 4, 1.
- Shoji, D. 1961, "On the Variations of the Daily Mean Sea Levels along the Japanese Islands" *The Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 17, No. 3, 21.

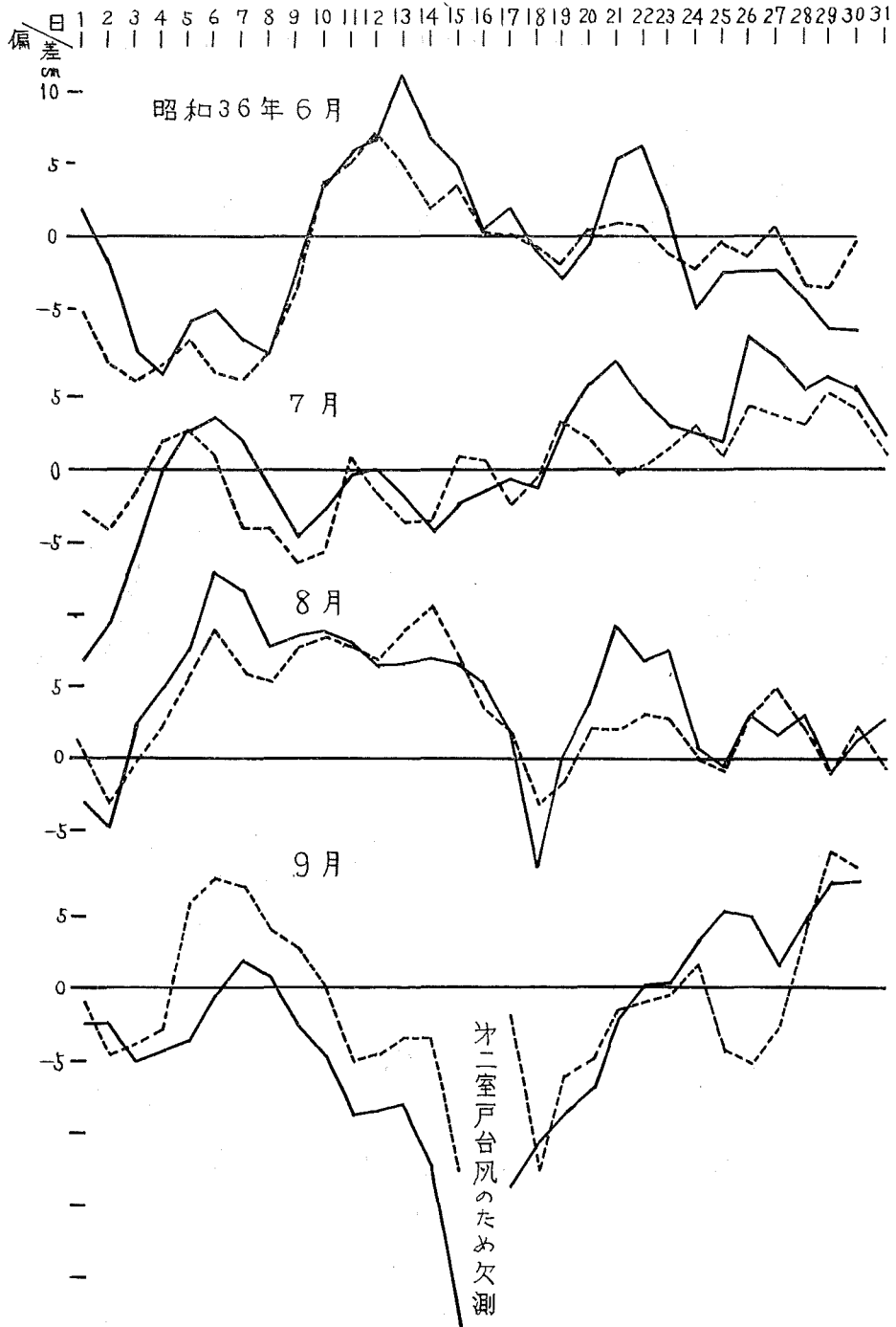
瀬戸内海の潮位偏差 [図1]

——大阪湾 -----備讃瀬戸 -----備後灘 ——広島湾



外海と内海との潮位偏差の比較〔図2〕

—— 外海(串本-油津), ----- 内海(計算値)



**PHOTOGRAMMETRIC INVESTIGATION ON THE UPHEAVAL OF
WATER SURFACE IN THE STRAIT, HAYATOMO SETO
(APPLICATION OF PHOTOGRAMMETRY TO HYDROGRAPHY 3)**

Kohei Ono, Toshio Kato and Kuniro Sugiura

Received January 10, 1966

Abstract

In order to determine the datum level in the narrow strait the upheaval of water surface must be investigated. The method of terrestrial photogrammetry was applied for this purpose, and the observation and reduction were made for Hayatomo Seto with two synchronized cameras and stereoplotter, Autograph A7.

It is found that the upheaval occurs in the northern coastal area and its maximum magnitude is about 90 centimeters high in the case of the westerly maximum current, and that the photogrammetry is definitely available to observe the figure of the water surface.

1. Introduction

It has become necessary to obtain the water depth in a harbor or a strait more precisely than before due to the increase of ship's draft, and thus the effect of the change of water surface cannot be ignored. It is, therefore, important to investigate the feature of upheaval or other change of the surface, as well as to study how to observe them efficiently.

For this purpose aerial photos might be applied to investigate the water surface in various parts of a stream, by means of stereoparallax measurement of floating objects, e. g., artificial floating targets or natural foams photographed on two overlapping frames. Generally, it is necessary to photograph synchronously with two cameras from planes in order to obtain the undulation of water surface. In the method of the aerial measurement, however, two air-crafts connected with some radio-system must be prepared for controlling synchronous photography, and it is obviously difficult to determine the height of upheaval with a desired accuracy even if the synchronous photography would be possible from two planes. Thus the authors applied the method of terrestrial photogrammetry which is considered to be more precise than the aerial surveying.

The survey was made in September 1964, in the Hayatomo Seto in Northern Kyusyu, where the predominant upheaval occurs accompanied by tidal currents. In the present paper we shall show the excellent applicability of terrestrial photogrammetry to the investigation of the figure of the water surface.

2. Setting of Photographing Station and Photography

Cameras employed were a pair of synchronized Wild P 30 Phototheodolites. The accuracy of synchronization of camera was adjusted before each exposure to be less than 10^{-2} second. By such a fore-adjustment the displacement of

a floating target in the investigated area during the mis-synchronous exposures by two cameras was controlled under 2 to 3 centimeters. The construction of the floating target is shown in Fig. 1, the size of its photographed image being about 0.1—1.0 millimeters. The size of target was so large that it could generally be seen even behind the crest or sprang. Distribution of the targets was carried out with the high speed patrol boat "Hatakaze" and the hydrographic surveying boat "Hesaki", and ten targets were distributed on the sea surface for each photographic chance.

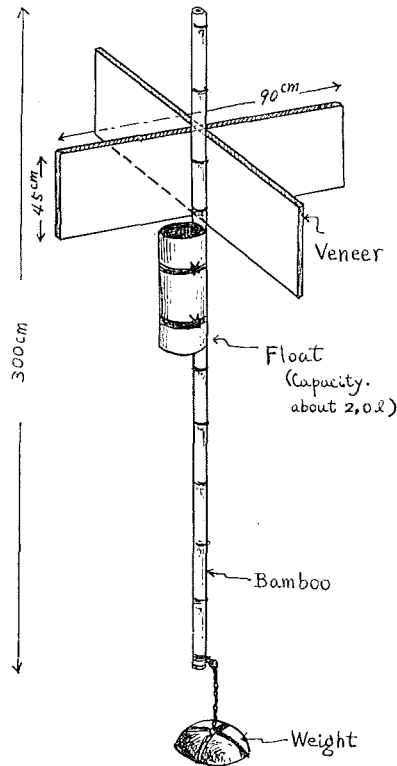


Fig. 1. Floating Target.

Camera stations were selected in the precinct of Mekari Shrine (in Kita-Kyusyu city) as shown in Fig. 2. The photographing base length was 44.58 meters, and the cameras were set in parallel swing photographing, i. e., each camera axis was 20° left to the base line and set in horizontal plane (see Table 1).

The time required for distributing and picking-up the targets was so long that it was impossible to extend the photographic area by another parallel averted method. Moreover, photographing at the time of maximum velocity of eastward tidal current was carried out under the counter-light. Consequently the measurement of the elevation of water surface was difficult because of the silhouetted pair pictures, and thus discussion on the case of eastward current will be omitted in this paper.

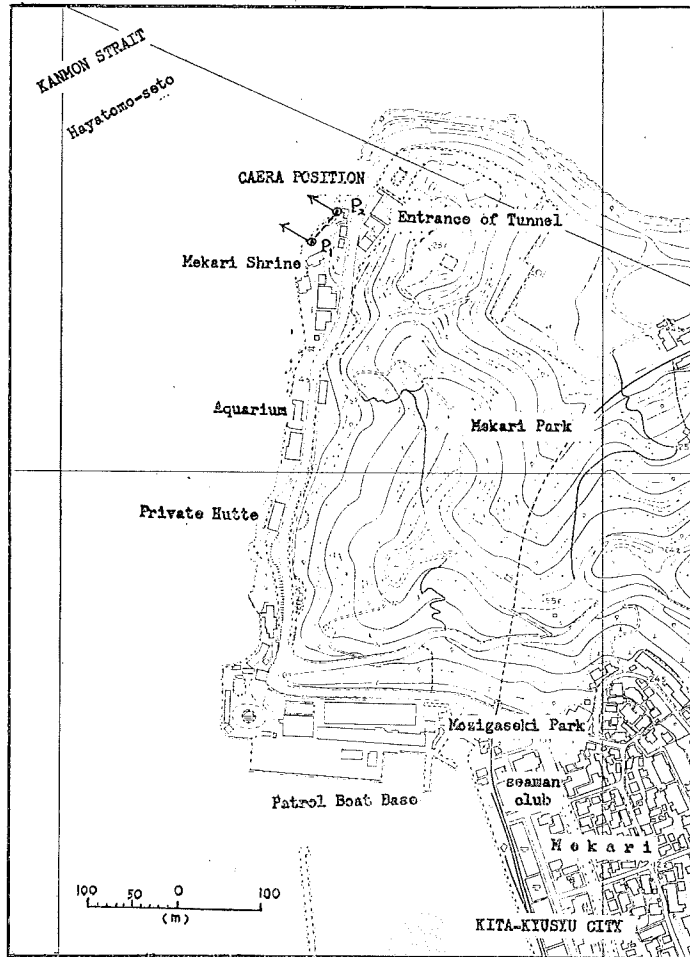


Fig. 2. Camera Station.

TABLE 1. PHOTOGRAPHIC DATA

Date	Time	Weather	Camera Position	Plate No.	Direction of Photography	Exposure	Remarks
Sept. 8 1964	10 35	clear up	P1	1	Horizontal 20° left	1/100 s.	Mwc: 10 21 10 targets
			P2	11	same	same	
	13 23	same	P1	5	same	same	Ttc: 13 14 10 targets
			P2	15	same	same	
	16 18	cloudy	P1	8	same	same	Mec: 16 31 10 targets
			P2	18	same	same	

- Notes: (1) Difference of two camera-heights is 8.5 cm.
 (2) Height of one camera is 122.0 cm.
 (3) Signals in above table means:
 Mwc: Maximum westerly current
 Ttc: Turn of tidal current
 Mec: Maximum easterly current

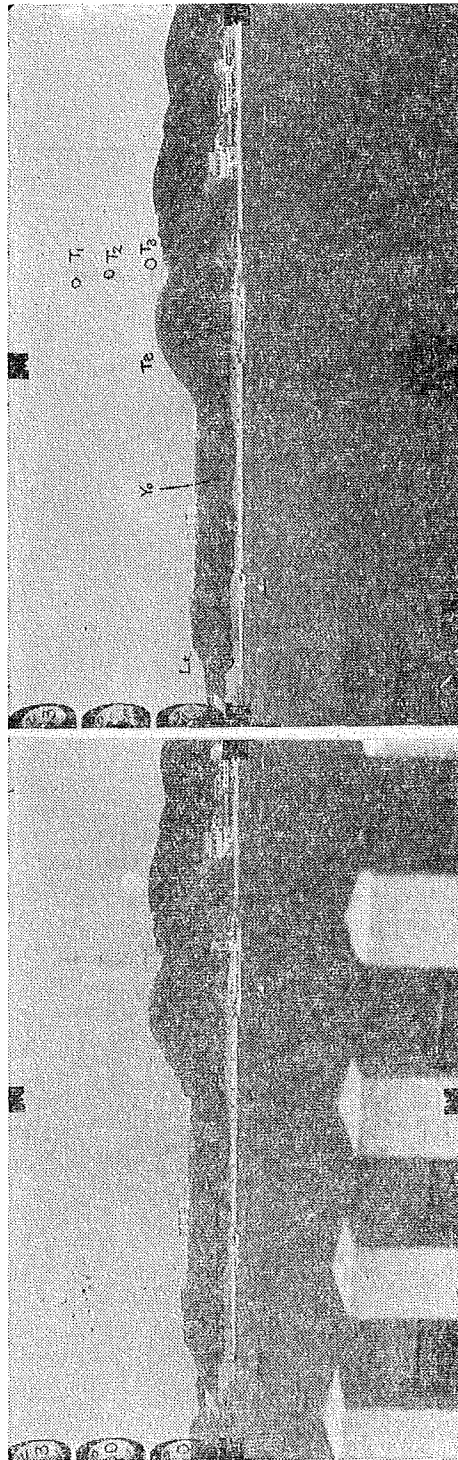


Fig. 3. Synchronous Photographs of Stream in Hayatomo-Seto.

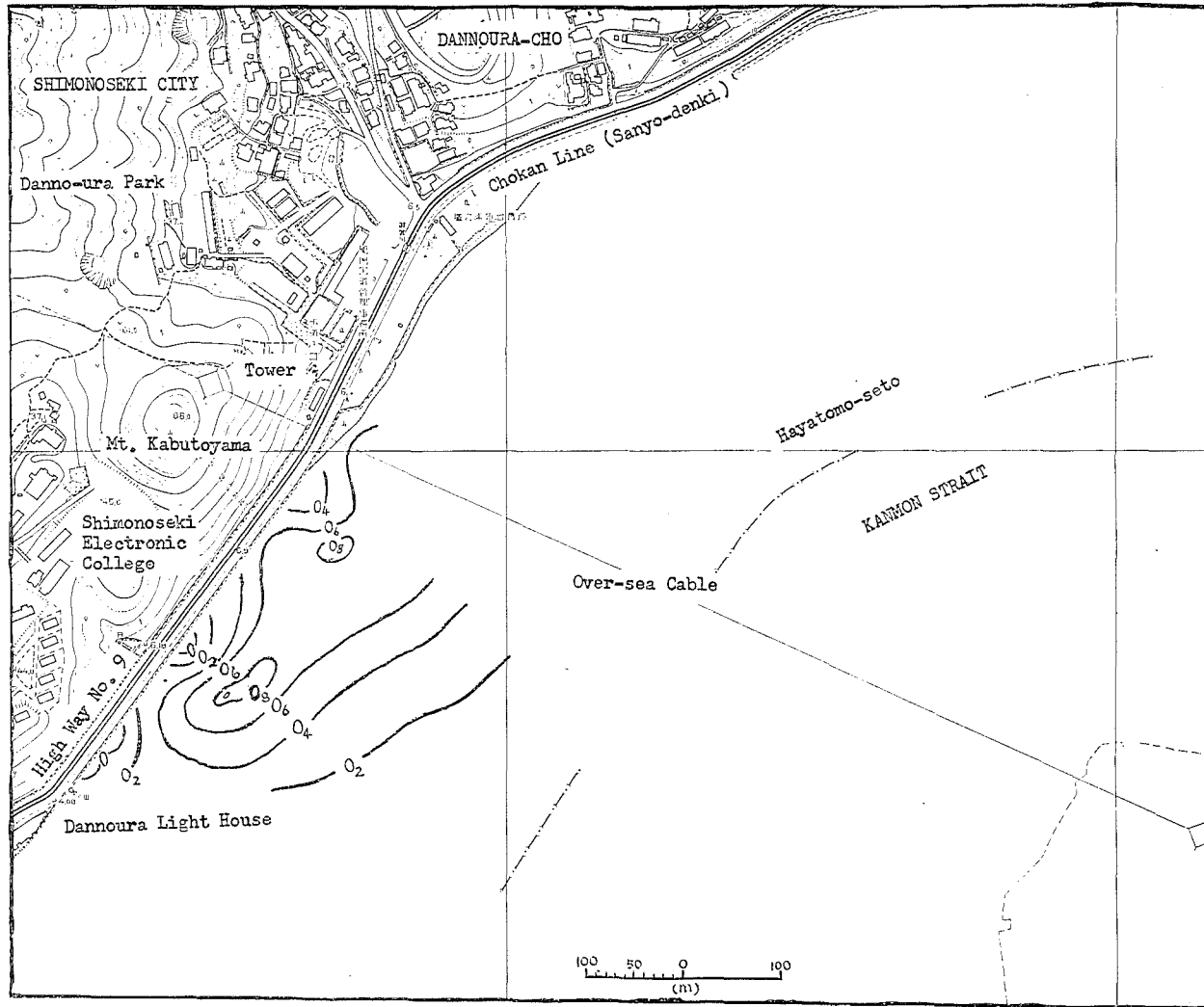


Fig. 4. Contour Map of Swelling at the Time of Maximum Westerly Current, 10h 35m (J.S.T.) on Sept. 8, 1964.

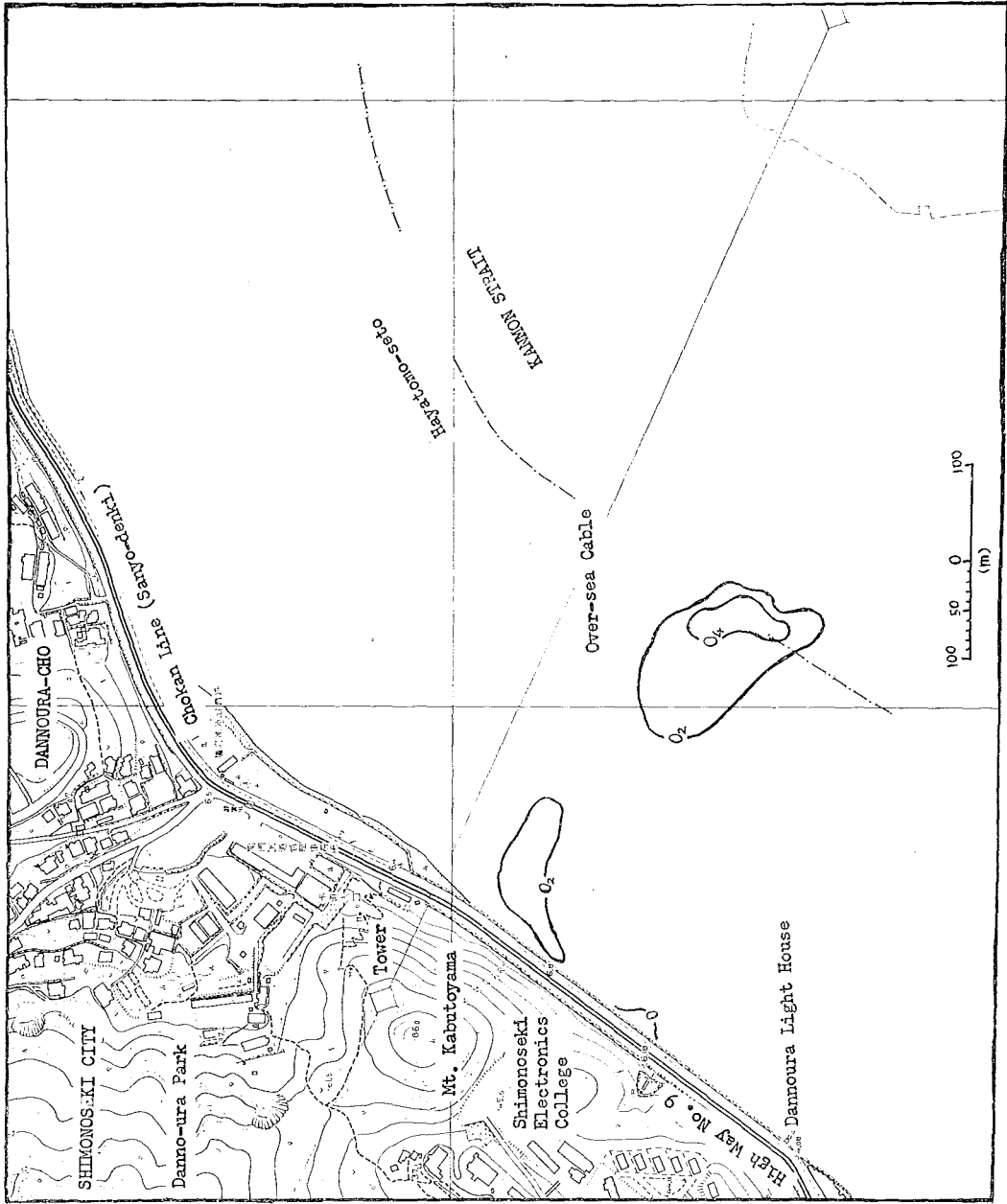


Fig. 5. Contour Map of Water Surface at Turn Time of Tidal Current, 13h 23m (J.S.T.) on Sept. 8, 1964.

For the control points of orientation six points on the opposite side to the cameras of the strait were selected; these were three junctions of the frames on a tower of oversea electric cables on Mt. Kabuto-Yama, top of the light-house of Dannoura, and two corner points of the notice letter boards for navigators "yo" and "te" on the wall of the coastal dike. These control points are marked on the photographs in Fig. 3, a pair of stereophotographs for the westerly stream. These points were surveyed with a TM 10 Sokkisha Theodolite.

3. Measurement of the Local Elevation of Water Surface

Plotting was made by means of the A7 Autograph with an instrumental scale 1 : 2,000 and a mapping scale 1 : 500. In order to measure the vertical height of the water surface the images of floating targets were utilized, and to increase the measuring points many natural foams were also utilized. By the resulted plotting the undulation of the stream surface in this strait at the times of maximum westerly current and of turning current were clarified as expected. Figs. 4 and 5 are the contour maps in 20 centimeters height difference of upheaval. The zero level of the contour lines in these figures are the sea level at a certain point below the light house in each instance of exposure.

4. Discussions

In order to obtain the accuracy of measuring the surface undulation, we have assumed that the surface was flat at the time of turn of current. Then the root mean square error was obtained from the observed height about 58 points on the surface except for a certain area where some systematic rise was found. The error thus estimated is ± 0.072 meters.

It seems rather peculiar that such area was found in the central portion even at the turning time. The height was 20 to 40 centimeters, while the water level along the opposite coast was almost constant. The constancy will be seen by curve (b) of Fig. 6 representing the undulation of the water surface in the close vicinity of the opposite coast at the turning time plotted against the horizontal distance along the coast. The numbers given in the abscissa denote the ones of marks attached the coast. The curve (a) of Fig. 6 represents also the undulation of the water surface in close vicinity of the opposite coast at the time of westerly maximum current. For these curves a point of 14.72 meters below the centre of the lens of the light house was adopted as the zero point of the height of the water surface, which was approximately coincides with the mean sea level and was not the same of the zero point of Fig. 4. The water level along the coast had the undulation of 50 to 70 centimeters in case of westerly maximum current as shown in Fig. 6, while as stated before it was almost constant in case of turning current. This peculiar rise might be explained by the fact that the water surface would be affected by the submarine topography and the shape of the coast (see Fig. 7).

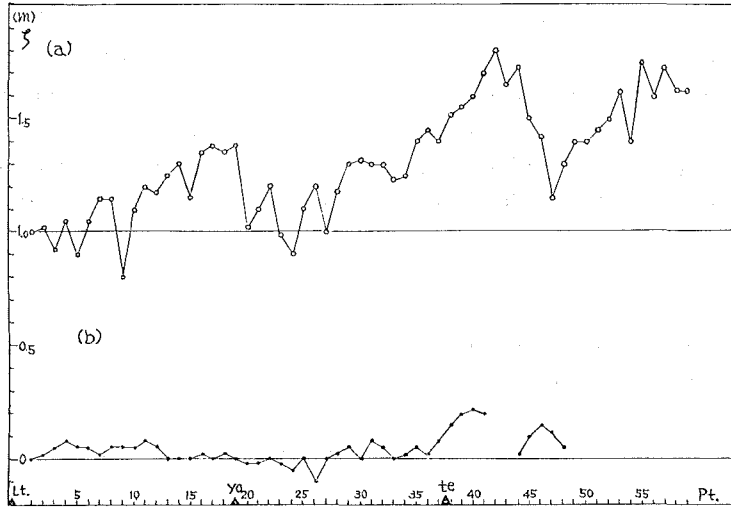


Fig. 6. Undulated Water Surface along the Coast in case of the Westerly Maximum, 10h 35m (a) and the Turn Time, 13h 23m (b).

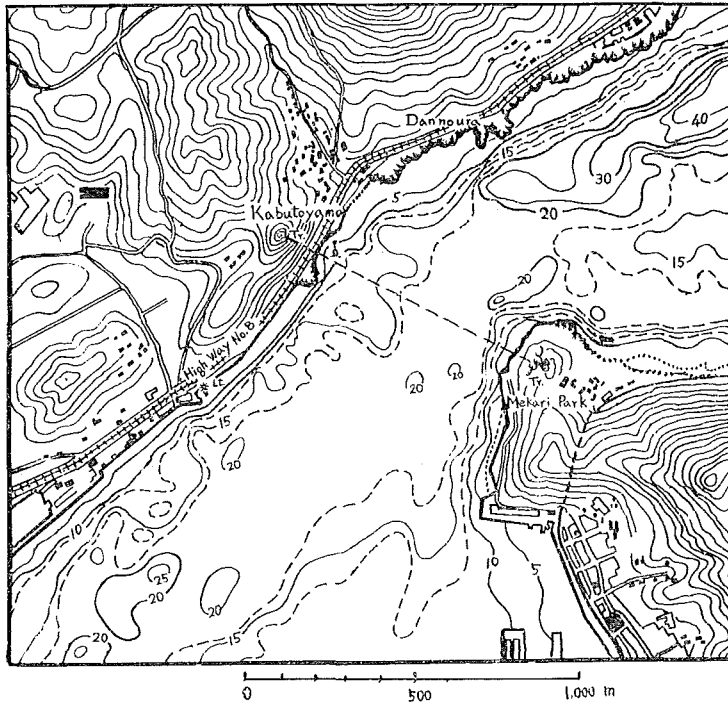


Fig. 7. Submarine Topographic Chart.

Fig. 4 shows the distribution of the local elevation of water surface. It is clearly seen that the upheaved area lies in the northward coastal part and does not exist in the central portion of the strait. The maximum magnitude of this upheaval is 90 centimeters in height. This phenomena will be considered to be also related to the submarine topography (see Fig. 7) in this strait, that is, caused by confluence of the two flows: the main flow with the velocity of about 7 to 8 knots in the upper layer and the ascending flow due to the conflict with the shallow of 10 meters depth. The upheaval in the alongshore area may be considered to be formed by the similar process.

5. Conclusions

The datum level for the water depth is generally obtained from the mean sea level with the correction Z_0 which is defined as a sum of four components M_2 , S_2 , K_1 and O_1 in tidal variation. However, in the case of the inclined sea surface like in the strait, we must determine Z_0 more precisely from the tidal records given at a large number of stations distributed along the coast. For example, the value of Z_0 lies in the range of 0.80 to 2.10 meters in the present water area which is 14 Kilometers long in the Kanmon Strait. Thus in actual hydrographic survey we have to adopt various values of Z_0 for each case. However, it has now become clear that a correction of upheaval must be taken into account for in order to obtain accurate water depth more than the tidal correction for Z_0 . It should be remarked here that the change of water surface by the current is of course a function of time. Precise experiments will be made for the broad area using photographs taken at the both sides of the strait in future.

The authors wish to express their thanks to Prof. Dr. T. Maruyasu for his helpful discussion and for utilization his instruments, P30 Phototheodolite and Autograph A7. To Mr. T. Oshima their thanks are also due for his help for this work. In preparing this paper they express their cordial thanks to Dr. N. Owaki, Director of Maritime Research Raboratory, H. O., for his kind revision.

A NEW TIMING DEVICE OF SATELLITE TRACKING CAMERA WITH GEODETIC PURPOSE

Fusakichi Ono

Received January 10, 1966

Abstract

For the photographic observations of an artificial satellite in geodesy, it generally needs to use cameras equipped with precise timing devices. Various timing devices being designed by some authors, they have not necessarily been satisfactory in handling facility, simplicity, high efficiency, and their price.

Thus, the new timing device has been designed in view of the use of a simple equatorial camera. This device, in brief, is based on the following principle.

A satellite trail is chopped by narrow metal slits passing by a photographic plate, while the serial position marks of the same slits are photographed by multiple flashing lights of a discharging flashlamp. The times when the satellite trail was chopped by the slits are determined through the relative positions between the chopped satellite images and the position marks of the slit plate corresponding to each flash time, while the flash times are read by a recording oscillograph with standard time signals. Using this device, the timing accuracy of 1 msec. will be expected.

In this paper, details of the timing device are described and its error estimations are discussed with preliminary experiment.

1. Introduction

Until recently the dimension and figure of the earth have been derived from triangulation and gravimetric observation made only on limited areas of the earth. For wider ranges, i. e., for geodetic connection of two continents or distant islands to a continent, Solar Eclips or star's occultations by the Moon, have been applied, of which observing chances are, considerably limited. However, by launching of artificial satellites, new possibility for the long range geodesy was opened.

In the use of the satellites for the geodesy, it is necessary to fix the motion of the satellites in the sky, since the satellites are regarded as triangulation stations floating in the sky. To attain this purpose following methods are thought out :

- 1) to use flash lights provided for the satellite,
- 2) to use synchronized cameras at different stations,
- 3) to use a precise timing device equipped for a camera.

With regard to the first method the geodetic satellites such as ANNA and GEOS are planned in practice, and are subjecting to the tests at present. In this case, however, it needs to use a powerful telescope for photographing these faint satellites. Accordingly, this method is not applied effectively for the observations at isolated islands, where the transportation of large instruments is difficult.

In the second method it is possible to use a relatively small camera

for the bright satellites such as Echo. Also the experiments of the camera shutter synchronization within at least 1 msec. at each station is in progress, using the very low frequency (VLF) time signals. However, this synchronizing demands very complicated electronic system, and the cost of the observing system perhaps will come quite expensive.

Comparing the above three, it seems that the third method is most effective, since, which the use of a simple cameras is possible.

In order to determine geodetic positions within the error ± 5 m, assuming that the altitude and the topocentric angular velocity of the satellite is 1000 km and 1000"/sec respectively, an accuracy of ± 1 msec. are required for the timing device. As satellite cameras having these timing accuracy, Baker Nunn Camera (Smithsonian in USA), BMK Camera (Zeiss Co.) and BC-4 Camera (Wild Co.) etc. are well known at present.

Among these cameras, B. N. Camera, developed by the Smithsonian Astrophysical Observatory for the precision optical satellite tracking net, was designed as a super Schmidt F/1 of 50 cm focal length in order to photograph satellites to the 12 th magnitude. In this camera, a barrel shutter rotating with a highly precise angular velocity breaks the trails of stars and satellites. Since the focal field is spherical, we must use a film instead of a glass plate. Therefore, the accuracies of measurement of the images compare unfavorably with that of glass plates. On the other hand, BMK and BC-4 Cameras have been developed with the object of the Ballistic Missile. Their timing devices are mounted portable cameras, and also based on mechanical shutters. To keep always the precise timing accuracy, the manufacturing the devices requires higher techniques and they are obliged to come expensive.

Instead of these mechanical shutters Tsubokawa (1963) has designed a photoelectric timing device consisting of a series of knife-edges, and proved its excellency, when it was mounted to a portable camera.

Thus several mechanics for the precise timing device has been developed hitherto. However, for the use of the bright satellites such as ECHO, we cannot pass the problem untouched, which arises from the differences of the brightness between a satellite and comparison stars causing a systematic error in measurements of position of the satellite trail on a plate. Only for reducing the brightness, it is possible by means of F-stopping or using lower sensitivity plates. In this case, however, a guiding error comes into question, especially by a simple equatorial camera. Accordingly, it is highly desirable that the camera for bright satellites has the function to reduce the brightness of the satellite to that of the comparison stars.

Based on the foregoing view a new timing device has been designed to meet the demands of convenience of handling, easiness of setting and reducing the brightness of the satellite.

2. The Principle of The Timing Device

In order to chop a satellite trail on the photographic plate, moving slits are used in the new timing device.

If a plate having several slits passes in front of the photographic plate when the satellite transits the camera field, the trail of satellites will be chopped as shown in Fig. 1. During the slit plate is moving, a series of flash lights is emitted onto the photographic plate through time mark slits bored in top and bottom of the slit plate. Thus the time marks which represent the positions of the moving slit plate corresponding to each flash time are photographed on the photographic plate with the breaks of satellite trail. The standard time signals and time of each flash are recorded in a suitable recording instrument as explained in the later paragraph. Accordingly, the time marks are connected to the standard times, and the times when the satellite trail is chopped by the slits are determined through this connection.

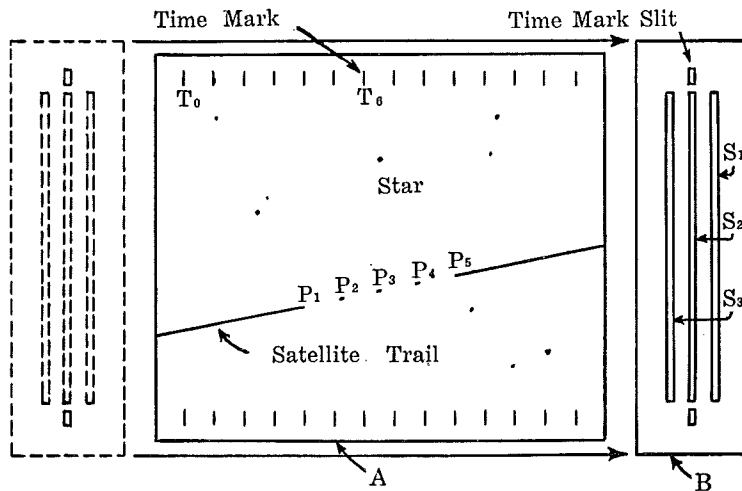


Fig. 1. Schematic diagram of new timing device

Now, In Fig. 1 A and B are the photographic plate, and the slit plate which have three slits and a pare of time mark slits, respectively. The image of satellite traverses on the photographic plate from left to right. At the start of trail, the slit plate is situated at the left side of the photographic plate, as shown by broken diagram. After a while, the slit plate will begin to moved towreds right when the satellite approaches to the optical center of camera, where the start time of the slit motion may easily be obtained through the finder. The motion of the slit plate has to be faster than the image of satellite. (As regards the speed of the slit plate, it will be discussed in the third paragraph). Subsequently, the right side edge of slit plate will catch up with the image of satellite at point P_1 , and cut off the light beam from the satellite. At point P_2 , similarly slits will catch up with the image, and the photographic plate will be exposed to the light beam again in a short time interval. If the width of slits S_1 is narrow, the chopped trail will be photographed as a point like image. Similarly, when the slit plate arrives at the right side of the photographic plate, three chopped image at P_2 , P_3 , and P_4 ,

have been printed by slits S_1 , S_2 , and S_3 respectively.

During motion of the slit plate, the time marks are printed to the photographic plate by a series of flash lights as the marks denoted by T_1 , T_2 , ..., T_n as shown in Fig. 1, while the times (t_1 , t_2 , ...) referred to these marks are determined in the preceding way. From these data any position of slit plate will be obtained as a function of the flashing times. Even if the motion of the slit plate is not linear, the nonlinearity will be eliminated by increasing a number of the flash. If the shape of slit plate is well known, the timing of (P_2 , P_3 , P_4 ...) can be interpolated from analyzed motion of the slit plate.

The practical process of the timing of (P_2 , P_3 , P_4 ...) is described below in more detail. (See Fig. 2.)

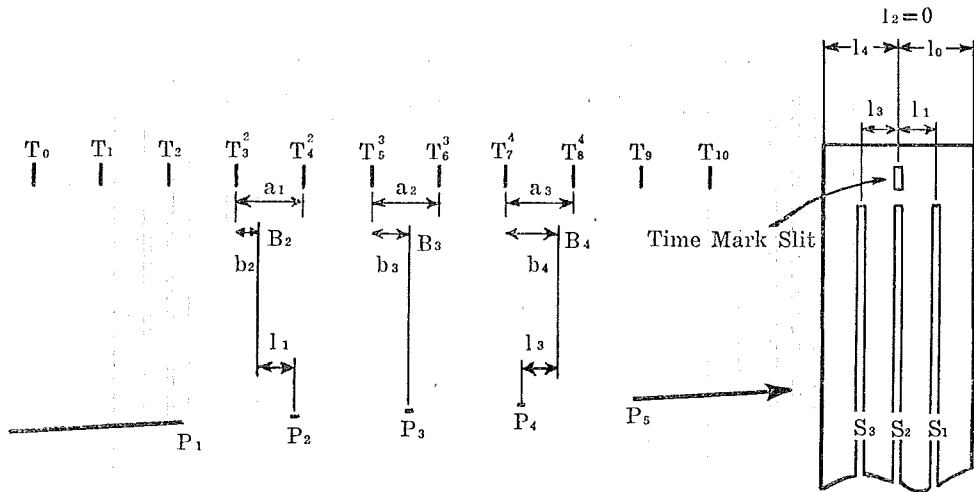


Fig. 2. Principle of time determination of the satellite images

In Fig. 2, provided that the shape of the slit plate is known, the positions B_2 , B_3 , B_4 ... of the time mark slits at the moment when the trail was chopped will be yielded as the positions situated at the distance of l_1 , l_2 , l_3 ... from P_2 , P_3 , P_4 ..., where l_1 , l_2 , l_3 ... are slit intervals as shown in Fig. 2.

Assuming that for the sake of brevity the movement of the slit plate is linear, we can determine the times (t_{p2} , t_{p3} , t_{p4} ...) when the trail are chopped at (P_2 , P_3 , P_4 ...), by the following formulae :

$$t_{p_j} = t_i^j + \frac{b_j}{a_{j-1}} \Delta t_i^j \quad (i=1, 2, 3, \dots, \quad j=2, 3, 4, \dots)$$

where, suffix i means the order of the time marks and is counted from zero point of the time marks, and j means the order of the chopped images of satellite trail and is counted from the first image ($j=2$). Also t_i^j represents the flash time corresponding to time mark T_i^j which is most closely situated to the left hand side of B_j , and a_{j-1} , b_j , and Δt_i^j are defined as :

a_{j-1} = the distance between T_{i+1}^j and T_i^j on the photographic plate,

b_j = the distance between B_j and T_i^j ,

$\Delta t_i^j = t_{i+1}^j - t_i^j$.

In the foregoing we have described the time determination process using the time marks on one side only of the photographic plate. Actual movement of the slit plate has naturally slight vibration in vertical component. Therefore, it may be necessary to consider two dimensional analysis of the position of time marks printed both in top and bottom on the photographic plate. However, in practice, by using time marks enough in a short time interval, it seems to be possible to eliminate the quadratic terms in the change of the driving speed of the slit plate.

3. Specification of The Device

1) Slit plate

The width of each slit is not so important for the timing accuracy concerned. By narrowing the slit, however, it becomes possible to reduce the exposure. Accordingly, the accuracy of image of the bright satellite such as ECHO will be improved. This is one of the advantages of the present device.

In general, the more number of the slits, the better the observational accuracy becomes the better. On the other hand, however, we must also take into account the strength and moving speed of the slit plate, and the velocity of the satellite image etc. Hence the number of the slits and slit intervals have to be determined by their balance.

To investigate the images, which are to be photographed by this device provides the following data :

topocentric angular velocity of the satellite	: $\omega=1000''/\text{sec}$,
focal length of camera	: $f=1000\text{mm}$
moving speed of slit plate	: $v=30\text{mm}/\text{sec}$,
slit width	: $d=0.1\text{mm}$,
slit interval	: $D=6.7\text{mm}$.

The relative-velocity between the focal image of the satellite and the slit plate varies with the direction of each movement, same or not. In our case the both velocities are 25 mm/sec and 35 mm/sec, respectively.

As regards chopped intervals of the satellite trail, we have,

$$\begin{aligned} D \times f_{\omega} / (f_{\omega} - v) &= 1.3 \text{ (mm)} && \text{for the rel. vel. of 25 mm/sec,} \\ D \times f_{\omega} / (f_{\omega} + v) &= 1.0 \text{ (mm)} && \text{for the rel. vel. of 35 mm/sec.} \end{aligned}$$

On the other hand, corresponding to each relative-velocities, we get the following exposures allowed for the satellite.

$$\begin{aligned} d / (f_{\omega} - v) &= 1/250 \text{ (sec)} && \text{for the rel. vel. of 25 mm/sec,} \\ d / (f_{\omega} + v) &= 1/350 \text{ (sec)} && \text{for the rel. vel. of 35 mm/sec.} \end{aligned}$$

Therefore, the sizes of photographic image of satellite on the focal plane are estimated as follows :

$$\begin{aligned} 40 + 5/250 &= 60 \text{ } (\mu), \\ 40 + 5/350 &= 54 \text{ } (\mu), \end{aligned}$$

that the size proper to the satellite image being supposed to be 40μ . In general, the sizes of satellite images photographed in practice will become smaller than the above ones for the short exposures than given above.

The circumstance described above can be explained in the Fig. 3.

In so far as only the measuring accuracy of time marks is concerned, it is possible to increase the accuracy over required one by increasing the speed of the moving slit plate. Provided that the measuring accuracy of the time marks is 10μ this corresponds to 0.33 msec. in the timing accuracy. Accordingly, if the equipment are designed by the data described above, it will

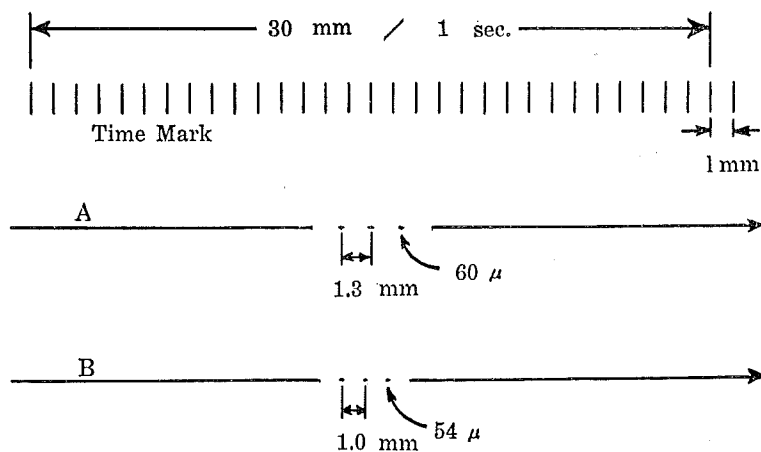


Fig. 3. An Schematic diagram of the photographic images taken with the new timing device.

- Case A) The direction of movement of the satellite is equal to that of the slit plate.
Case B) The direction of movement of the satellite is in opposite to that of the slit plate

be enough to obtain the timing accuracy of 1 msec. except the error caused by the ambiguity of photographic image of the satellite. As regards the latter, we can expect the same accuracy in time judging from the experimental results that the measuring accuracy of chopped satellite images in general was within $\pm 5 \mu$ on the plate (corresponds to $1''$ in second of arc in this case).

As the speed of the moving slit plate, 30 mm/sec. has been supposed in the preceding. In practice, the driving mechanism of the slit plate should be so designed that the speed is changeable in corresponding with topocentric angular velocities of the satellites, in order to keep always the uniformity of photographic images. In such case, the timing accuracy is affected by the velocities to a certain extent. However, this effect will be negligible in the concerned accuracy, except for the extremely lower velocities.

2) Flashing lamp

As described in the foregoing paragraph the timing accuracy depends partially on the accuracy of measurement of time marks by flashing lights. Accordingly, it is desirable to make short the duration of the flash lights as possible to produce sharp time marks. If the duration and speed of the slit plate are supposed to be 10μ sec and 30 mm/sec, respectively, then the slip of the time mark image becomes 0.3μ . Accordingly, for the timing

accuracy concerned above, it will be out of the question. Hitherto, the fluctuation of the speed of the slit has been disregarded. If the speed is perfectly equal, only the first time mark is needed. In practice, it is improbable, and is subject to some fluctuation. In such case, we have to take larger number of the flash in unit time in proportion to the fluctuation. The present flashing lamp has duration of its flash shorter than 10μ sec and lamps of over 30 flashes per second are already available. However, even if a considerable fluctuation is contained in the slit motion, it will be practically sufficient to take the number of flash to about 30/sec in order to keep timing accuracy of ± 1 msec.

3) Recording instrument

In order to record times of the flashing, we may use the strong pulses of electro-magnetic wave, which is generated around a lead-wire by a flash current in flashing tube. As the recording instrument employed, an electro-magnetic oscillograph will be suitable. Moreover, it will be possible to use a magnetic tape-recorder. In this case, recording will be made more simply, since the time signals can be directly recorded without amplifier.

4) Situation of slit plate

It is most desirable that the slit plate will be put on the focal plane of the camera. However, this place is occupied by a photographic plate. Accordingly, the location of the slit plate should be designed as closely as possible to the focal plane, so long as the motion of the slit is not disturbed.

In practice the interval between the glass plate and the slit plate can be taken at least within 0.3mm. Therefore, the unclearness of the photographic images of satellite and time marks caused by above interval will not come into question.

4. Block Diagram of Observing Equipments

The block diagram of observing equipments is shown in Fig. 4.

5. Results of Experiments

Based on the principle described in the foregoing paragraph, the first timing device has been constructed for trial. The experiments and tests of the device have been carried out in October 1965 at the Simosato Observatory belong to Hydrographic Office of Japan, located at the middle part of Japan. In these experiments a simple equatorial camera F/5 of 60 cm focal length, was used equipped with above device.

The general view of the timing device is shown in Fig. 5 a. Fig. 5 b shows a flashing light generator. In Fig. 5 a the mark A shows a Xenon multiple flash tube. The light from the flash tube is guided to two fixed small prisms B (size 3 mm \times 3mm) through a condenser lens attached to the top of the tube A. Then the light is sent to the two second prisms C (same size with B), which are attached to the upper and lower sides of the central one of the three slits E in the slit plate D. The slit plate D is moved parallel to the photographic plate by a driving motor F. The slits E have the size

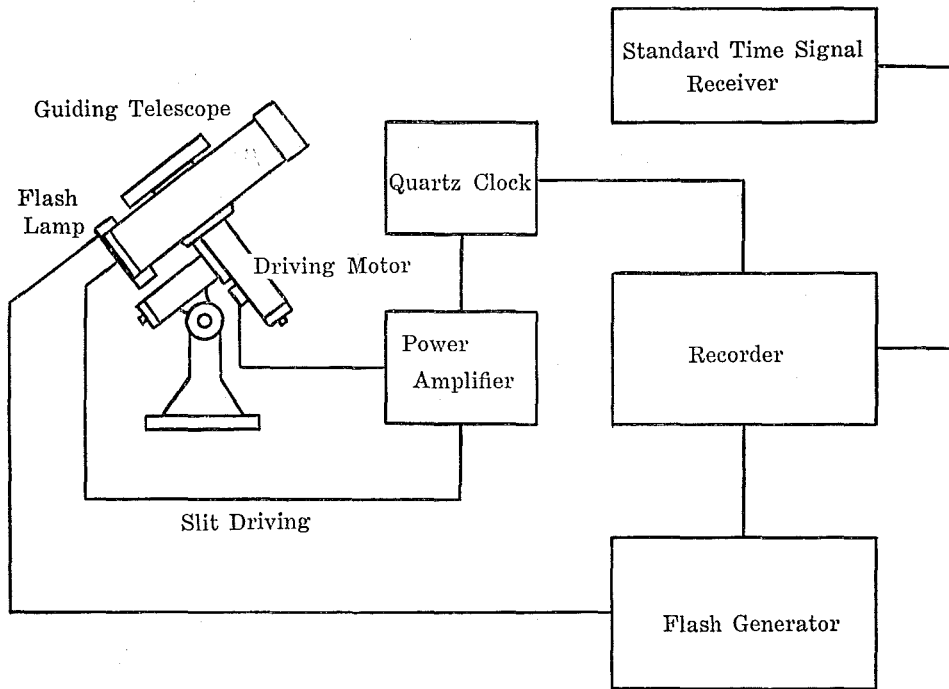


Fig. 4. Block diagram of observing equipments.

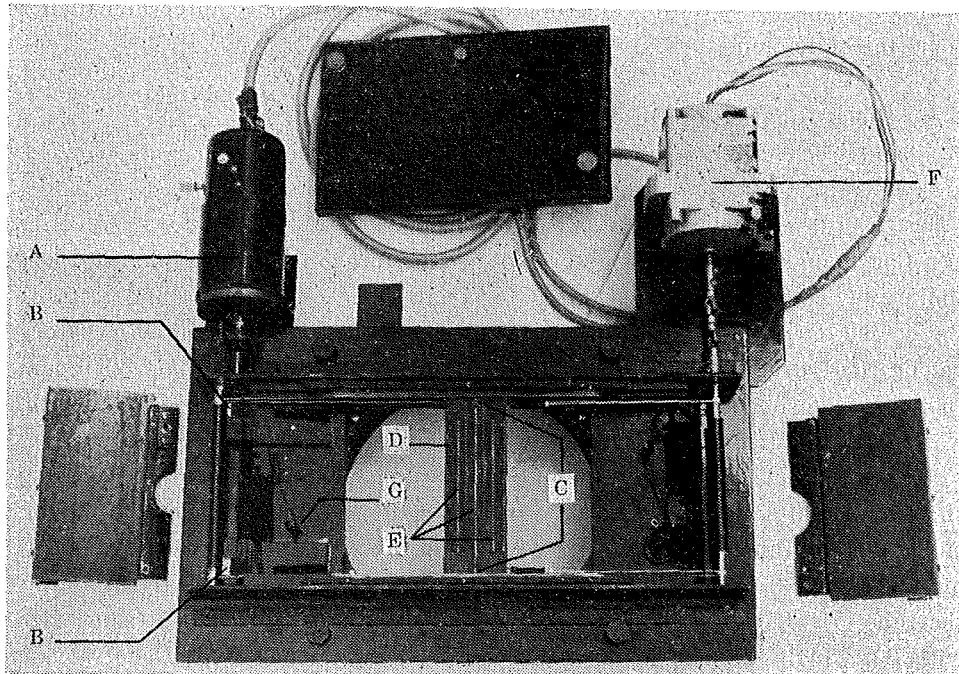


Fig. 5a. Timing device

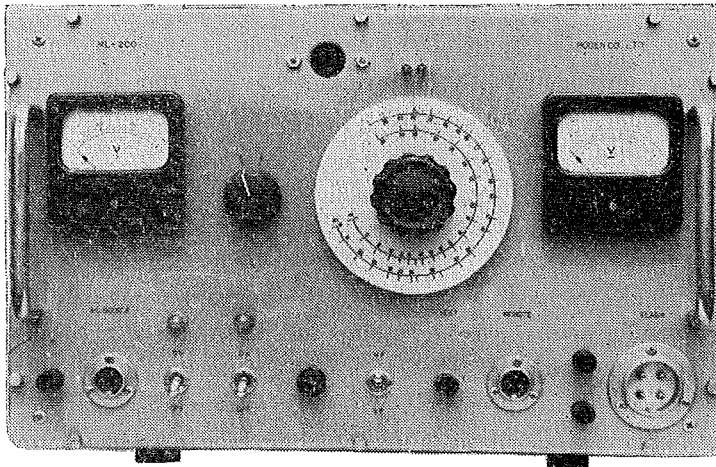


Fig. 5b. Flashing light generator

of $0.1 \text{ mm} \times 80 \text{ mm}$ and their mutual distances are 11 mm. After passing through the prisms C time marks are photographed by the flashing lights. The marks G show electric switches, by which the slit plate D is moved in advance of the operation of the flashing. This makes possible to determine the zero point of time marks. In these experiments, the driving speed of the slit plate was fixed to 40 mm/sec, and the sequence of the flash lights was preferred to 30 flashes/sec.

Although the details of the analysis on these experiment are in progress, their preliminary results are given in the following.

- 1) The timing may be accomplished in accuracies of $\pm 1 \text{ msec.}$ in spite of disregarding the quadratic term of the speed change of the slit plate.
- 2) The vibrations of the slit plate are negligible.
- 3) The sizes of the Echo Satellite images chopped by the moving slit plate are smaller about 40μ , and their photographic densities are comparable to 9 th magnitude (with the Oriental SS glass plates and the exposure in two minutes).
- 4) The measuring accuracies of the time marks are within $2\sim 3 \mu$.

6. Summary

The following items provide a summary of the relative advantages of this new timing device.

- 1) A stability of the timing is expected in a long period, because the driving mechanism of the slit plate is very simple.
- 2) It is possible to attach to a portable camera.
- 3) Vibration of the slit plate is very small, compared with the ones of a focal plane shutter and a lens shutter.
- 4) It is possible to bring the slit plate close to the photographic plate, and to improve the clearness of the satellite images in comparison with

the usual satellite cameras.

- 5) Since the satellite images obtained with this device are point-like, the measurement of the images is very easy and its accuracy is very good, compared with those of the break-like images photographed with the usual one.
- 6) It is possible to reduce the systematic measuring errors of the satellite positions on the photographic plate caused by the difference in the brightness between the satellite and comparison stars, because this device allows us to reduce only the brightness of satellite.
- 7) As a wide field is easily obtained for the long slit, the observations of satellites such as ECHO can be made easily, of which predictions are uncertain at present.
- 8) By using signals of flashing lights instead of a mechanical switch, it will be expected the higher precise timing accuracies.
- 9) This method does not require special expensive equipments.

Acknowledgements

The author expresses his sincere thanks to Dr. A. M. Sinzi, chief of the Astronomical Section Hydrographic Office of Japan, who planned the development of the present timing device and encouraged the author constantly. The author is also indebted to Mr. A. Yamazaki and Mr. K. Sugimoto for their kind discussion and proof reading of this manuscript. His hearty thanks are also due to Mr. E. Nisimura, who constructed the present equipment.

Finally the author would also acknowledge to the staff of Simosato Observatory, for their labour in the present experiments.