

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 10, March, 1975

北海道南岸沖の海底地質

桜井 操*・永野真男*・長井俊夫*
桂 忠彦*・戸沢 実**・池田 清***

SUBMARINE GEOLOGY OFF THE SOUTH COAST OF
HOKKAIDŌ

Misao Sakurai, Manao Nagano, Toshio Nagai,
Tadahiko Katsura, Minoru Tozawa and Kiyoshi Ikeda

Received 23 Oct 1974

Abstract

The investigated area includes the continental shelf and continental slope off the coast from Kuji to the Nemuro Peninsula. The survey was carried out by continuous seismic profiler and echo sounder, spacing normally two nautical miles.

The acoustical strata are divided into the As, Bs, Cs, Ds, and Es Formations in descending order off the northern part of Sanriku District and southern coast of Hokkaido; each formation shows relationship of disconformity to lower formation. On the other hand, the A_K, B_K, C_K, D_K, Upper E_K and Lower E_K Formations are recognized off Tokachi, Kushiro and Nemuro Districts. Each formation superposes lower formation with disconformity.

The disconformities between the Upper and Lower E_K Formation, and the C_K and D_K Formations are remarkable.

The ages of acoustical strata were estimated as follows;

Sanriku-Hidaka Districts		Kushiro District
As...Quaternary	}	A _K ...
Bs...Pliocene and late Miocene		B _K ...
		Quaternary

* 測量課 ** 海象課 *** 第一管区海上保安本部水路部

Cs...late Miocene	C _K ...	} Pliocene
Ds...middle Miocene	D _K ...	
Es...early Miocene and pre-Neogene	E _K ...	Miocene
	E _K (lower)...	pre-Neogene

General strike of the geological structures in the area is divided into three groups, namely N-S (NNE-SSW to NNW-SSE), NW-SE (WNW-ESE), NE-SW (ENE-WSW). The first predominates on the continental shelf and the marginal plateau off the northern part of Sanriku and Oshima Districts. The second predominates on the area of the continental shelf in the environs of the southern part of Hidaka Range and the deep sea terrace including Hiroo spur. The third predominates on the continental shelf and slope area off Kushiro and Nemuro bordered by the Kushiro submarine Canyon.

The authors assumed the process of development of geological structures as follows; In the continental shelf area off the northern part of Sanriku District, there occurred a crustal movement accompanied with uplifting after the deposition of the Ds Formation and a movement occurred after the deposition of Cs Formation again. A crustal movement of folding accompanied with uplifting after the deposition of the Cs and lower part of Bs Formations an effect on the area of the outer edge of marginal plateau along the Oshima Peninsula.

In the area off Hidaka District along the west side of Hidaka Range, there was a crustal movement of uplift accompanied with folding after the deposition of the Cs Formation. Consequently, the Hidaka Trough area became a synclinal sedimentary basin where the Bs and As Formations successively deposited.

On the other hand, in the area located eastward of the Hidaka Range, there was a conspicuous crustal movement after the deposition of the Lower E_K Formation, then the Hiroo spur off Tokachi District and the folding of the continental shelf area of Kushiro and Nemuro Districts were originally formed. After the deposition of the D_K Formation in the area between them, the crustal movement occurred again to form the original shape of the Kushiro Submarine Canyon and the deep sea terraces.

The C_K, B_K, and A_K Formations successively deposited in the area of the deep sea terraces accompanying with some crustal movement.

I. はじめに

昭和42年海上保安庁水路部によって日本周辺の大陸棚を対象とする海底調査が手がけられ、秋田山形沖、新潟富山沖、宗谷網走沖と進められて来たが、昭和47年5～11月には北海道南岸沖が調査された。この海底調査は海の基本図としての海底地形図、地質構造図、地磁気全磁力図、重力異常図を作成し、海洋の科学的基礎資料を提供しようとするものである。また釧路沖では地震予知計画にもとづく調査も行なわれた。

ここでは北海道南岸沖の海底地形、地質構造の概要について記述し予察的な地質構造発達史を推論した。その一部はすでに海上保安庁水路部(1974)、桂(1973)、桜井ほか(1974a)、桜井ほか(1974b)によって報告されている。この調査は測量船昭洋(船長古別府盛吉)の初調査として実施された。調査に加わったのは桜井操・田口広・池田清・長井俊夫・桂忠彦・土出昌一・内田摩利夫・野田直樹・戸沢実・鈴木譲・金川真一である。

II. 調査方法

調査は大陸棚を対象としながらも大陸棚の理解に欠くことのできない大陸斜面の一部を含んでいる。また地震予知計画にもとづく釧路沖海域は海溝にいたる大陸斜面を包含している。調査測線の間隔は2海里を原則とし、

測線方向は主な地質構造をできるだけ直角に近い角度で切る方向を選んだ。しかしながら適当な測位精度が得られなかった根室半島の沖合海域は測線間隔が4～6海里となった。

測位は主として北海道デッカチェーンを用いた。しかし三陸北部海域はロランA、根室半島沿岸ではレーダ、同沖合では一部推測位置などを含んでいる。デッカ、ロランAについては陸上物標を用いた三点両角法により系統的な誤差を検出し補正を行なった。測位は原則として2海里弱の間隔で行なった。

測深には浅海型音響測深機(NS-77)、深海型音響測深機(NS-16A)が用いられた。測深値の最小単位は1000mまでは1m、1000m以深は10mとした。測深値は傾斜変換点、独立浅深所水深、等深線水深などについて読みとり、襟裳岬以東の音響補正は気象庁海洋観測資料 No. 41, St. OK-96, 45° 29' N, 144° 00' E, 1967, Jul., 襟裳岬以西はCSK, 42° 50' N, 145° 00' E, 1968, Oct. により桑原方式で処理した。また水深200m以浅については潮高補正を行っており、襟裳岬以東は釧路港平均水面下0.87m、襟裳岬以西は苫小牧港平均水面下0.88mを基準面としている。

音波探査はエアガン方式のサイズミックプロファイラ(深海用連続音波探査装置)を使用した。主として2 sec レンジで行なっているが襟裳岬以東では3 sec レンジを併用している。

Ⅲ. 成果概要

調査された北海道南岸沖海域は日本海溝および千島・カムチャッカ海溝の接合する陸側海域にあたり、北海道南岸および三陸北部に沿う大陸棚、久慈沖・十勝沖・釧路根室沖・日高舟状海盆海域の各深海平坦面を包含している(Fig. 1)。

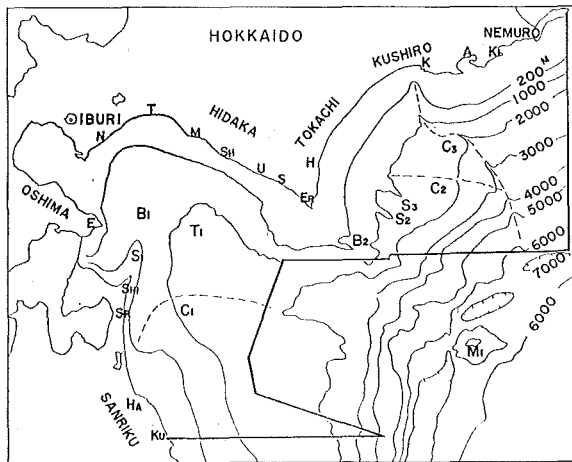


Fig. 1 Geographical Names of Submarine Topography off South Coast of Hokkaido

B ₁ : 恵山海丘	K _u : 久慈	S : 様似
B ₂ : 襟裳堆	H _a : 八戸	E _r : 襟裳岬
T ₁ : 日高舟状海盆	S _r : 白糠	H : 広尾
C ₁ : 小川原海底谷	S _{III} : 尻屋埼	K : 釧路
C ₂ : 広尾 "	E : 恵山岬	A : 厚岸
C ₃ : 釧路 "	N : 登別	K : 霧多布
S ₁ : 尻屋海脚	T : 苫小牧	
S ₂ : 南広尾海脚	M : 門別	
S ₃ : 広尾 "	S _H : 静内	
M ₁ : 襟裳海山	U : 浦河	

1. 海底地形

1) 大陸棚

i) 三陸北部沖 比較的に広い大陸棚が三陸南部から北に向って幅を広げ八戸の北で再び狭くなっている。そして下北半島東岸の小川原湖沖から尻屋埼沖にかけては発達が悪い。外縁水深は久慈～八戸沖間では150～170mと比較的に深く、下北半島沿岸では100～110mと浅くなっている。

ii) 渡島・胆振・日高沖・噴火湾口・鶴川沖・襟裳岬沖 ここで大陸棚は局部的に著しく狭くなる所もあるが帯状に発達している。噴火湾は中央に96mの最深所を有する浅い海盆状をなす。襟裳岬付近の大陸棚は比較的に広く東西方向の直線的な外縁で大陸斜面と接している。大陸棚外縁水深は恵山岬付近で140mであるが、白老沖

では120mと浅くなる。このあと日高沿岸を南東に向って再び深くなり襟裳岬南方では160~170mに達している。

iii) 十勝・釧路・根室沖 襟裳岬から北北東にのびる十勝沿岸の大陸棚は日高沿岸に比べて幾分幅広い発達が見られる。釧路海底谷の谷頭付近で一旦狭くなったあと厚岸・根室沿岸において再び広がっている。大陸棚外縁水深は十勝沿岸から釧路沖まで140~130mと浅くなり厚岸沖では210mと深くなるが根室半島沖では再び130mとなる。

TABLE 1 CONTINENTAL SHELF AND CONTINENTAL SLOPE

場 所	距 岸 距 離	外 縁 水 深	大 陸 斜 面	傾 斜
久 慈 沖	26km	170m	200~600m	1° 50'
八 戸 沖	34	150	"	1° 40'
白 糠 沖	3	100	200~500	9° 30'
尻 屋 埼 東 方	8	110	"	16° 50'
尻 屋 海 脚	30	120		
鹿 部 沖	30	140	400~700	1° 45'
白 老 沖	16	120	200~300	2° 50'
鵠 川 沖	18	130	200~700	2° 40'
三 石 沖	12	130	200~900	2° 50'
襟 裳 岬 南 西 方	36	150	200~700	3° 45'
襟 裳 岬 南 方	32	170	600~1000	6° 20'
襟 裳 岬 東 方	28	160		
広 尾 沖	26	140	200~600	2° 45'
釧路沖(釧路海 底谷々頭)	13	70~80	200~5000	3° 45'
厚 岸 沖	28	210	200~180	3° 50'
落 石 沖	24	140	200~1600	6° 20'

2) 大陸斜面

i) 三陸北部沖 調査海域は大陸棚外縁から深海平坦面内縁までの上部大陸斜面と久慈沖の深海平坦面および日高舟状海盆の一部を包含している。久慈沖の深海平坦面は調査海域外なので全貌を把握するには不十分であるが三陸南部沖から久慈沖に連続する。深海平坦面の外縁は1300~1500mにあって海溝に面する斜面に移行しており、上部大陸斜面に接する内縁水深は1200~1300mである。下北半島沖には内縁を500~800mとする日高舟状海盆の一部が見られる。小川原湖沖には小川原海底谷が上部大陸斜面と日高舟状海盆底を下刻しており海盆底には深海扇状地が見られる。

ii) 渡島・胆振・日高沖 この海域の大陸斜面は縁辺台地、上部大陸斜面、深海平坦面を包含している。縁辺台地は400m付近を外縁とし、津軽海峡東口から恵山岬沖にかけて発達しており、尻屋海脚の北方には恵山海丘246mがある。津軽海峡東口に当たる尻屋埼と恵山岬の間には海底谷状の狭い舟状海盆が存在しており、尻屋海脚と恵山海丘間の鞍部をへて日高舟状海盆に連なっている。白老沖から浦河沖にかけての日高沿岸の上部大陸斜面の傾斜は渡島半島沿岸に比べて急である。大陸棚外縁および舟状海盆底が海岸に向って接近あるいは湾入する

登別沖には海底崖があり南東方向へ半円状に開いている。これを登別海底崖と呼んでおく。また三石・浦河間にも崩落を伴ったと見られる海底崖があり上部大陸斜面基部に起伏に富んだ地形を形成している。門別沖には南南東の走向を有する海脚がある。浦河・様似付近には大陸棚外縁に沿う海底谷状の地形があり、襟裳岬の南方の大陸斜面には海底谷群が発達している。日高舟状海盆底の西縁は 800~900m であり、下北半島の白糠および白老沖では局地的に 500m 付近まで湾入している。東縁は日高側上部大陸斜面の基部付近にある。ここには海底地すべりと考えられる地形がある。海盆底はほぼ南南東に緩く傾いており襟裳岬・八戸を結ぶ線上はほぼ水深 1500m 付近を南縁としている。南縁付近では小川原海底谷と海盆底の浅い海底谷状凹地が合流する。日高舟状海盆底の深所を連ねる軸方向は NNW—SSE をとりながらジグザグな形をとる。

iii) 十勝・釧路・根室沖 この海域の大陸斜面は深海平坦面の分布によって特徴づけられ釧路海底谷によって東西に二分される。西海域の深海平坦面は 700~2100m, 4700~5400m 面が認められ、東海域では 2000~2300m, 3100~3300m, 3600~3800m, 4500~5900m 面などに区分できる。襟裳岬の南東には隣接する大陸棚とほぼ同一水深の堆頂面を有する襟裳堆があり大陸棚外縁からほぼ南東にのびる海脚上になっている。また広尾沖には南東にのびる 2 つの顕著な広尾、南広尾両海脚があり、先端付近では比高 300~400m を有する。釧路海底谷は大陸棚外縁を切る谷頭を有し上部大陸斜面を南下したあと釧路・根室沖の上部大陸斜面基部に沿って東ないし東北東に向きを変え、その後はほぼ南東に大陸斜面を下刻している。広尾沖には広尾海底谷があり広尾海脚の基部に谷頭を有し深海平坦面上をほぼ東南東に下刻している。深海平坦面の外縁付近で釧路海底谷に収れんしているが連続性については明瞭でない。広尾海脚の基部を東北東に切っている広尾海底谷頭部付近には広尾海脚の走向方向に平行する 2・3 条の支谷が存在する。深海平坦面上にはこのほかにも小起伏がみられ、釧路・広尾両海底谷の南縁に沿う高まりや釧路・根室沖の深海平坦面を形成する高まりが存在する。釧路・広尾両海底谷にはさまれる海域には NW—SE 方向の小海底谷群があり、深海平坦面上の緩い斜面を刻み平坦部で消失している。十勝沖の 2100~4700m 間は海底崖となっておりベンチ状の地形を伴っている。

2. 海底地質

1) 地層区分

音波探査記録の上で音響的層相あるいは地層が受けている変位・変形などをよりどころにして地層区分を行なった。連続性を欠くため全海域の一元的な地層区分が困難だったので、襟裳岬を境として三陸北部・渡島・胆振・日高沖海域と十勝・釧路・根室沖海域とに二分した。

i) 三陸北部・渡島・胆振・日高沖 この海域の層序は上位から $A_s \cdot B_s \cdot C_s \cdot D_s \cdot E_s$ の 5 層に区分することができる。地域的に多少差があるが各層は大体つぎのような特徴を持っている。 E_s 層は区分できる最下位の層で、変形が進んでいるためか一般に層理がはっきりしない不透明層である。しかし八戸北東方の上部大陸斜面にみられる断層を伴った互層状の層も E_s 層に含めた。 D_s 層は層理の比較的明瞭な層で、三陸北部や日高沿岸の大陸棚海域に変形が進んだ褶曲を形成している。 C_s 層は連続する成層構造がかなり明瞭な層である。 B_s 層は C_s 層に比べやや不透明な成層をなす層で A_s 層もほぼ同じと言える。各層とも下位にたいして非整合*関係にある。

ii) 十勝・釧路・根室沖 上位から下位に向って $A_k \cdot B_k \cdot C_k \cdot D_k \cdot E_k$ の 5 層に区分することができる。 E_k 層は最下位に区分できる層でありこの海域に広く分布している。しかし広尾・南広尾両海脚や釧路・根室沖大陸棚は E_k 層の中でも下位層の露頭となっている。このため E_k 層は上部 E_k 層・下部 E_k 層に分けて記載する。下部 E_k 層は層理がやや不明瞭であり大きな変位・変形を受けている。この海域の基幹となる褶曲構造を形

* 不整合のうち堆積の中断期間中に陸上侵食を受けたものを“不整合”とし、単なる堆積の中断があっただけで陸上侵食を受けてないものを“非整合”として説明する。

成しているのはこの層である。上部 E_K 層は下部 E_K 層にたいし尖滅あるいはアバットなどの非整合を示す層で成層構造は不明瞭である。 D_K 層は上部 E_K 層あるいは下部 E_K 層に直接のってくる層である。褶曲・断層などの変位・変形が明瞭なので上位層とは比較的容易に区分される。しかし下位層との境界は明瞭でなく混乱している可能性がある。 $C_K \cdot B_K$ 層は両層とも連続する成層構造が明瞭であり、下位層の凹地を埋積する形で堆積している。 B_K 層は C_K 層にたいし整合的に堆積しているが堆積盆地の周辺では尖滅あるいはアバットしている。 A_K 層は最上位層であり B_K あるいは C_K 層の形成する凹地を埋積している。

2) 地層の分布と構造

この海域の地質構造は3つの構造方向により支配されている。すなわち三陸北部から渡島半島沖にかけては東北地方の走向と同じ $N-S$ (または $NE-SW$, $NNW-SSE$)、日高山脈を中心とする日高および十勝沖は日高山脈南部の走向と同じ $NW-SE$ (または $WNW-ESE$)、釧路海底谷を境とする釧路・根室沖は千島列島の走向と同じ $NE-SW$ (または $ENE-WSW$) が卓越している。

i) 三陸北部 ①久慈～八戸沖 久慈から八戸沖にかけてほぼ同一の地質構造がみられる。 D_s 層は大陸棚に $N-S$ または $NNW-SSE$ の褶曲を形成しており大陸棚の面で切頭されている。上部大陸斜面の上縁は D_s 層の背斜翼部が形成している。 C_s 層は上部大陸斜面から久慈沖の深海平坦面にかけての海域を堆積区としており陸側では D_s 層にアバットないし尖滅している。この層には $N-S$ または $NNW-SSE$ の顕著な褶曲構造がみられ、下位層はブロック褶曲 (Belousov, 1958) 状の変形が進んでいる。 B_s 層は深海平坦面海域を堆積盆地とし、 C_s 層を非整合に覆ったあと久慈沖の深海平坦面では西側に傾動し外縁側が高まる形の構造運動をうけている。 A_s 層は B_s 層の凹地を埋める形で上部大陸斜面、深海平坦面海域を覆っている。

②下北半島沖 久慈～八戸沖の大陸棚が幅を狭める八戸沖の外縁付近では $C_s \cdot D_s \cdot E_s$ 層の形成する $N-S$ または $NNW-SSE$ の背斜軸が海底に傾斜しながら北に向って消滅し、下北半島との間に向斜構造を形成している。この中 E_s 層は地塊単位の変位をうけている。小川原海底谷はこの海域に発達しており、平行する海底谷群の一部は明らかに下北半島の上部大陸斜面基部にそう $NE-SW$ の断層線に沿って下刻している。下北半島に沿う幅の狭い大陸棚海域は層の区分が困難であるが、大陸斜面は撓曲構造を示し、白糠沖から尻屋崎にかけて撓曲面が一部 $NE-SW$ の断層に移化しているとみられる。尻屋崎の先端にのびる尻屋海脚は $C_s \cdot D_s \cdot E_s$ 層の背斜部であり切頭された大陸棚面を有している。白糠沿岸に湾入する深海平坦面は厚い $A_s \cdot B_s$ 層に覆われており、八戸北東方沖の上部大陸斜面の基部では C_s 層にたいしアバットしている。小川原海底谷にそった深海平坦面の内縁部には海底谷群とはほぼ同一方向の埋積谷群がみられ、小川原海底谷の向きが東に変る海域には深海扇状地が発達していて5層の音響的不透明層が区分できる (桜井ほか, 1974. b)。

ii) 渡島・胆振・日高沖 ①恵山岬～白老沖 尻屋海脚の北側には北北西ないし北方向にのびる $B_s \cdot C_s$ あるいは D_s 層までを褶曲する背斜があり、縁辺台地・大陸棚海域と日高舟状海盆を分けている。この背斜を尻屋・白老背斜と呼んでおく。この背斜の南端付近には E_s 層が海底まで上昇しており恵山海丘を形成している。尻屋・白老背斜と恵山岬に挟まれる大陸棚および縁辺台地は $A_s \sim D_s$ 層の向斜部で軸部は西に偏っている。恵山岬沖より北側の海域には $C_s \cdot D_s$ 層のブロック褶曲群が顕著な発達をみせる。噴火湾は C_s 層以下のほぼ $N-S$ 方向の向斜部とみられ、 $B_s \cdot A_s$ 層が堆積している可能性が高い。湾口の室蘭沖には E_s または D_s 層とみられる $N-S$ 方向の高まりがみられる。

②白老～襟裳岬沖 苫小牧から静内にいたる大陸棚は $D_s \cdot C_s$ または B_s 層を含む褶曲構造によって形成され、各層の露頭がみられる。しかし層の区分は明瞭でない。門別沖の海脚は $NNW-SSE$ の $D_s \cdot C_s$ 層の背斜または北東方向に傾く傾動地塊とみられる。静内～襟裳岬沖の大陸棚および上部大陸斜面は $NW-SE$ の $D_s \cdot C_s$ あ

るいはBs層を含む褶曲群が発達している。静内～襟裳岬沖の上部大陸斜面に見られるNW—SEの褶曲軸は静内沖より北でややNNW—SSEに方向を変えている。白老沖の大陸棚にはほぼN—S方向の埋積された向斜状構造がみられ、東側肩部にはNW—SEの埋積された段丘面が認められる。

③日高舟状海盆 CsあるいはDs層以下の層が形成する広い向斜部でここにAs・Bs層を堆積している。As・Bs層にはほぼ全域にわたり海底地すべりによるとみられる堆積層が発達している。

iii) 十勝・釧路・根室沖 ①襟裳堆・広尾海脚・広尾・南広尾海脚、襟裳堆を含む海域である。下部Es層がNW—SEの褶曲を形成しており、断層を伴う背斜部が露頭となって広尾・南広尾海脚および襟裳堆を形成し、十勝沖の深海平坦面の外縁付近に達している。これを広尾沖褶曲帯と呼んでおく。広尾沖褶曲帯の向斜部には上位層を堆積しているがその層厚は薄く浅い向斜部では上部Ek層、Dk層などを欠いている可能性が高い。広尾海脚の付根付近はほぼE—Wの向斜部となっており、付近を谷頭とする広尾海底谷がE—WおよびWNW—ESEに分岐しながら横切っている。

②十勝沖深海平坦面(700～2000m) 広尾沖褶曲帯と釧路・根室沖の大陸棚を構成する釧路沖褶曲帯(後述)に挟まれた向斜部にあっており、東側は釧路海底谷によって限られる。釧路海底谷に沿う深海平坦面の北縁および広尾海底谷で境される南部深海平坦面の中央にNW—SEまたはWNW—ESEの隆起軸があり、これと交差する形でNE—SWの隆起軸があつて700～1100m面および1400～2000m面の外縁を規定するようにみえる。そして広尾海底谷はこれらの隆起帯を南北に分ける形で存在している。堆積層は上部Ek層堆積後広くDk層が堆積しておりNW—SEからWNW—ESEよりの褶曲構造を形成している。Dk層上にあるCk層の堆積盆地は縮小して1500m以浅の海域に分布し、Bk層の堆積範囲は再び拡大して2000m以浅に分布する。Ak層は900～1000m付近を境とする浅海域に分布している。十勝沖の深海平坦面の外縁にはDk層の露頭があり、広尾海底谷を中心とする海域にNW—SEまたはWNW—ESEの断層、海溝側に面する海底崖にはNE—SWあるいはENE—WSWの断層が発達している。釧路海底谷と広尾海底谷にはさまれる海域にはNW—SEの直線状の小海底谷が発達しており、Dk層に発達する褶曲構造の向斜部や地塊の不連続線上を選択しながらAkあるいはBk層を下刻している。これら小海底谷の一部は深海平坦面上の平坦部で埋積されているが斜面部では明瞭な谷形を示す。

③釧路・根室沖大陸棚 襟裳堆・広尾海脚海域とともに釧路沖海域の主構造を形成する海域で、下部Ek層が千島方向を主方向とする褶曲を形成し露頭となっている。これを釧路沖褶曲帯と呼んでおく。背斜軸の走向は大陸棚外縁に沿って釧路沖から根室半島に向いWNW—ESE, E—W, ENE—WSW, NE—SW, ENE—WSWと変化している。大陸棚外縁水深が急激な沈下を示す厚岸沖で軸方向の大きな変化がみられる。沿岸部の構造は音波探査記録が不明瞭でよく判らない。

④釧路・根室沖深海平坦面 釧路海底谷の東側にあってENE—WSWまたはNE—SWの千島方向の構造が卓越する海域である。南南東側に背面を、北北西側に前面を有する傾動地塊もしくは背斜の高まりが2000～2300m, 3100～3300m, 3600～3800mの各平坦面の外縁付近にあり、それぞれ北北西側に断層角盆地状の地形を形成し上位層を堆積して深海平坦面を形成している。傾動地塊もしくは背斜を形成する最上位の地層はDk層もしくは上部Ek層とみられるが明瞭ではない*。大陸棚外縁にそう上部大陸斜面には地塊の階段状変位や海底地すべりによって生じたとみられる褶曲状構造が発達しており、霧多布から根室半島にかけての沖合では著しい。

⑤釧路海底谷 NW—SE, WNW—ESE構造の卓越する襟裳堆・広尾海脚海域および十勝沖の深海平坦面

* 地質図の上では背斜部の露頭をEk層(上部)とし、向斜部の堆積物をDk層としている。しかしこのDk層とした堆積物はCk層より上位層の可能性もある。

海域と、NE—SW, ENE—WSW構造の卓越する釧路・根室沖大陸棚および深海平坦面の顕著な境界を形成する不連続線である。谷線は東西両海域の構造方向に支配されている。とくに釧路・厚岸沖のENE—WSW区間の谷線は広尾沖褶曲帯の方向の構造を切っているため、両者の構造にしたがって細かく変化している。

3) 地質構造発達史

地層の分布、変位、変形などから推察される地質構造発達史は次のようになる。

i) 三陸北部・渡島・胆振・日高沖 ①Es・Ds層堆積時代 Es層時代の堆積区は明らかでないが、三陸北部の大陸棚海域や尻屋海脚海域はEs層堆積後の運動によって高まりとなっていた可能性が高い。ついで、Ds層の堆積盆地は現在の海岸線付近を含む三陸北部の大陸棚、上部大陸斜面、深海平坦面や日高舟状海盆一帯に広がった。Ds層堆積後、三陸北部では陸部の上昇があり大陸棚海域にN—S, NNW—SSEの走向を有する褶曲を形成した。また日高山地にそう大陸棚海域もNW—SEの褶曲を形成しながら上昇した。

②Cs層堆積時代 Ds層堆積後の運動によりCs層の堆積区は縮小に向った。三陸沖の堆積区は東方へ移動し深海平坦面海域を堆積盆地とした。また日高沿岸および渡島半島東側の大陸棚、上部大陸斜面、日高舟状海盆海域なども堆積区の中にあつた。三陸北部の日本海溝にそう深海平坦面海域ではCs層を堆積しながら間接的な地塊断層運動が起りNS—またはNNW—SSEのブロック褶曲を発達させた。またCs層堆積後、日高舟状海盆周縁海域でも構造運動が起り、尻屋・白老背斜や日高沿岸の大陸棚・上部大陸斜面のNW—SEの褶曲構造を形成した。尻屋・白老背斜の白老寄りには基盤の地塊運動を反映したブロック褶曲を形成した。

③Bs層堆積時代 Bs層はCs層堆積後の構造運動によって形成された凹地を堆積区とした。すなわち久慈沖の深海平坦面、日高舟状海盆、渡島半島にそう縁辺台地海域などを中心に堆積した。Bs層堆積後、構造運動は再び活発となり、久慈沖の深海平坦面では外縁部を相対的に上昇させるブロック運動、下北半島東岸では上部大陸斜面にそう断層、尻屋・白老背斜の上昇、日高舟状海盆の沈降・傾動などが生じた。

④As層堆積時代 Bs層堆積時代の後半からAs層堆積時代にかけての日高舟状海盆は、主として日高沿岸および登別方面からの海底地すべりによる堆積物を夾みながら堆積して行った。とくに登別沖では海底崖が形成され崖錐堆積物は海盆底に滑動して堆積した。静内沖では上部大陸斜面の崩落を生じ海盆底周縁の地形を複雑にしたし、静内・浦河沖には布状の滑動堆積物が形成された。小川原海底谷の流域には乱泥流あるいは海底地すべりによる複成深海扇状地を形成した。三陸北部の上部大陸斜面や深海平坦面でも凹地を埋積してAs層が堆積した。この間、氷期の海水準変動により大陸棚が形成された。

ii) 十勝・釧路・根室沖 ①上部Ek・Dk層堆積時代前 下部Ek層の堆積後、襟裳堆・広尾海脚海域および釧路・根室沖大陸棚海域が上昇し、広尾沖褶曲帯・釧路沖褶曲帯の原形ができた。この運動により十勝沖および釧路・根室沖の深海平坦面海域は沈降域となった。

②上部Ek・Dk層堆積時代 沈降域には上部Ek層およびDk層が相ついで堆積しその範囲は大陸斜面全域にわたったと見られる。このあと著しい構造運動が起り、Dk層を切って釧路海底谷の原形が誕生した。釧路海底谷は広尾沖褶曲帯・釧路沖褶曲帯を形成する地塊の相対的な運動の結果によるものと推定され、この運動は十勝沖の深海平坦面の構造方向を規定した。また釧路・根室沖の深海平坦面の地塊も千島方向を構造軸として、十勝沖・釧路沖の深海平坦面の海溝側に面する海底崖もこの時期に形成された可能性が高い。その後十勝沖の深海平坦面海域では主構造方向を広尾沖褶曲帯の方向としながらも、分化された地塊群の方向を少し西よりのWNW—ESEとする運動があったと見られ、傾動地塊・褶曲などを発達させて遂には大構造線としての広尾海底谷を形成した。

③Ck・Bk層堆積時代 千島方向を軸方向とする構造運動は十勝沖の深海平坦面海域にCk層の堆積盆地を形

成し、その後堆積盆地を拡大して B_K 層を堆積した。分化した地塊群を WNW—E S E とした構造運動も下火となり再び広尾沖褶曲帯方向の構造運動に支配されるようになった。

④ A_K 層堆積時代 構造運動は相変わらず続いており、A_K 層の堆積盆地が大陸棚の周縁部や深海平坦面上の凹地に堆積した。その後十勝沿岸部の上昇があり第四紀の海水準変動をうけて大陸棚が形成された。大陸棚形成後も構造運動は継続し襟裳岬を中心とする海域はほぼ千島方向を軸として南南東に向って傾動し厚岸沖の大陸棚を沈降させた。

4) 地層の対比

この調査で昭洋は三陸北部大陸棚外縁付近 (Hi-3, 40° 37.8' N, 141° 55.6' E, -117 m) から凝灰質の砂岩数片を採取した。大阪大学小泉格氏の珪藻鑑定による年代決定によれば中期中新世の門ノ沢層に相当することが判った。この採泥点は D_s 層の露頭と見られる。また釧路南方の釧路海底谷北壁の肩付近の2点 (Ku-3, 42° 35.8' N, 144° 23.4' E, -1040~-1130m; Ku-9, 42° 32.1' N, 144° 28.2' E, -1420~-1510m) から珪藻質泥岩が採取された。小泉格氏の珪藻による予察的な検鏡の結果、鮮新世とくに後期鮮新世の可能性が高いことが判った。採泥点はともに D_K または C_K 層とみられる。

筆者らはこれらの採泥結果および局地的に陸上地質との対比を試みた襟裳岬付近 (桂, 1973), 三陸北部沖 (桜井ほか, 1974. b) などの結果にもとづいて、海底地質と陸上地質の予察的な対比をつぎのように考えている。

三陸北部～日高沖海域

A_s 層…… 第四系
B_s 層…… 鮮新統・後期中新統
C_s 層…… 後期中新統
D_s 層…… 中期中新統
E_s 層…… 初期中新統・先新第三系

十勝～釧路沖海域

A _K 層……	} 第四系
B _K 層……	
C _K 層……	} 鮮新統
D _K 層……	
上部 E _K 層……	中新統
下部 E _K 層……	先新第三系

IV. おわりに

大陸棚の海の基本図を作るための海底調査は多くの人々の協力の下に遂行されている。稿を終えるにあたり、これらの方々にたいし深甚の謝意を表したい。とくに調査に加わった測量課の同僚、また進水後最初の行動としてこの調査を行ない鋭意作業を進められた測量船昭洋乗組員の方々、採取した岩石・地質構造などについてご教示頂いた佐々保雄先生、珪藻により地質時代のご鑑定を頂いた大阪大学小泉格氏、岩石を中心に種々ご教示頂いた岩手大学井上雅夫氏、原稿を読んで頂き有益なご意見を下さった茂木昭夫・佐藤任弘・岩瀨義郎各氏にたいし厚く御礼申し上げたい。

記録写真について

本記録写真は、この調査の基礎となった音波探査の記録集である。

1. 原記録を写真で複写縮小してある。
2. 写真の配列については、東西系列は北から南におおむね測線順にかかげ、右側を東にしてある。それ以外の南北又は斜め系列はおおむね西から配列し北を左にしてある。
3. 測線番号は写真の左肩に記してある。Hi は日高胆振沖、Ku は釧路沖の調査によるものである。

参 考 文 献

Belousov 1958, “構造地質学” vol. 1, 築地書館

海上保安庁水路部 1974, “釧路沖の海底地形・地質構造・地磁気全磁力” 地震予知連絡会々報, vol. 11, P. 24

桂 忠彦 1973, “北海道襟裳岬沖の海底地形と地質構造” 海洋科学, vol. 5, no. 12, P. 26

桜井 操・長井俊夫・戸沢 実・池田 清 1974a, “釧路沖の地質構造と地殻変動” 1973年根室半島沖地震調査報告, P. 10

桜井 操・佐藤任弘・池田 清・永野真男 1974b, “下北半島沖の深海扇状地について” 地質雑, vol. 80, no. 9, P. 411

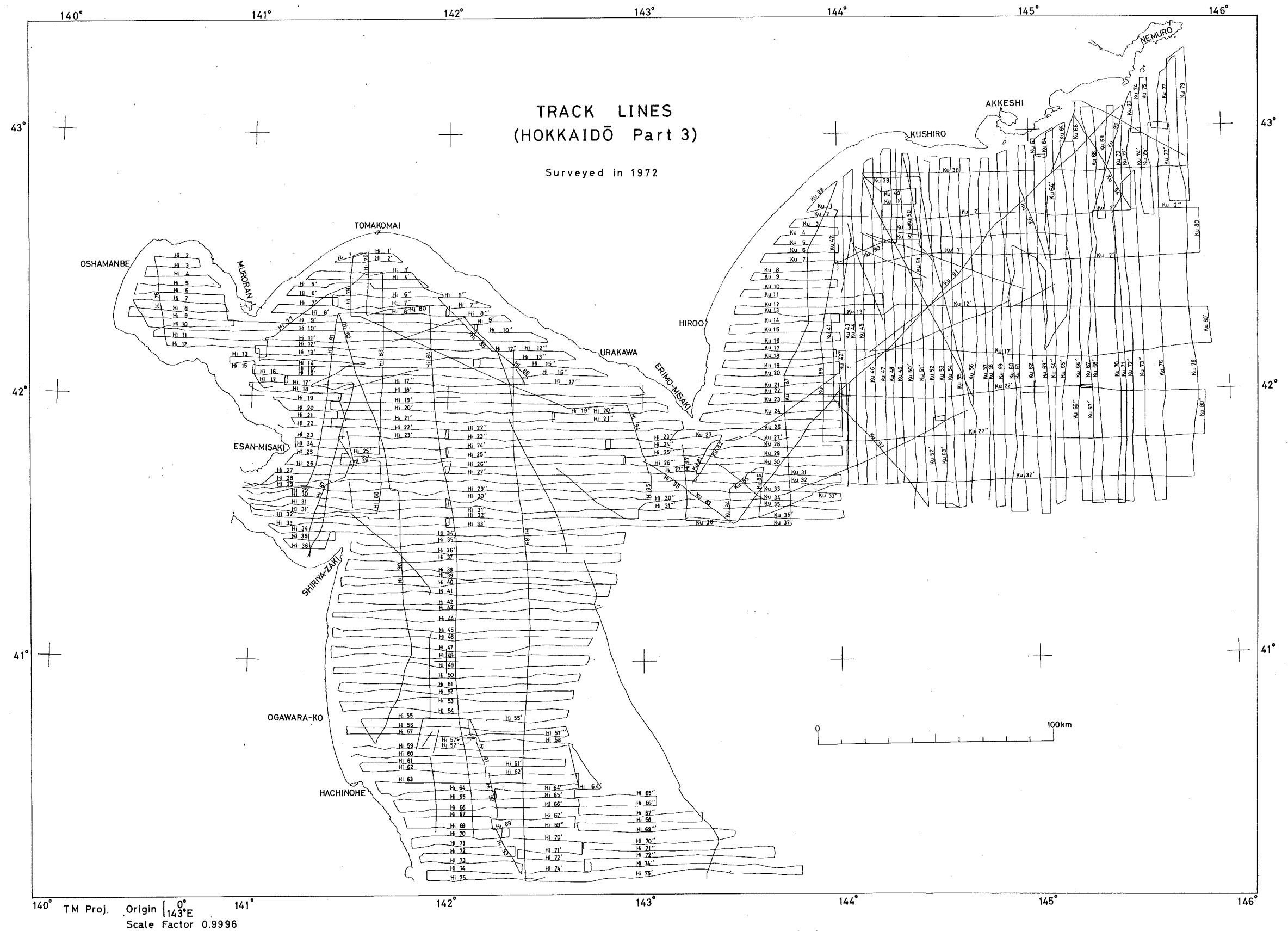


Fig. 2 Tracks of Survey off south coast of Hokkaidō district

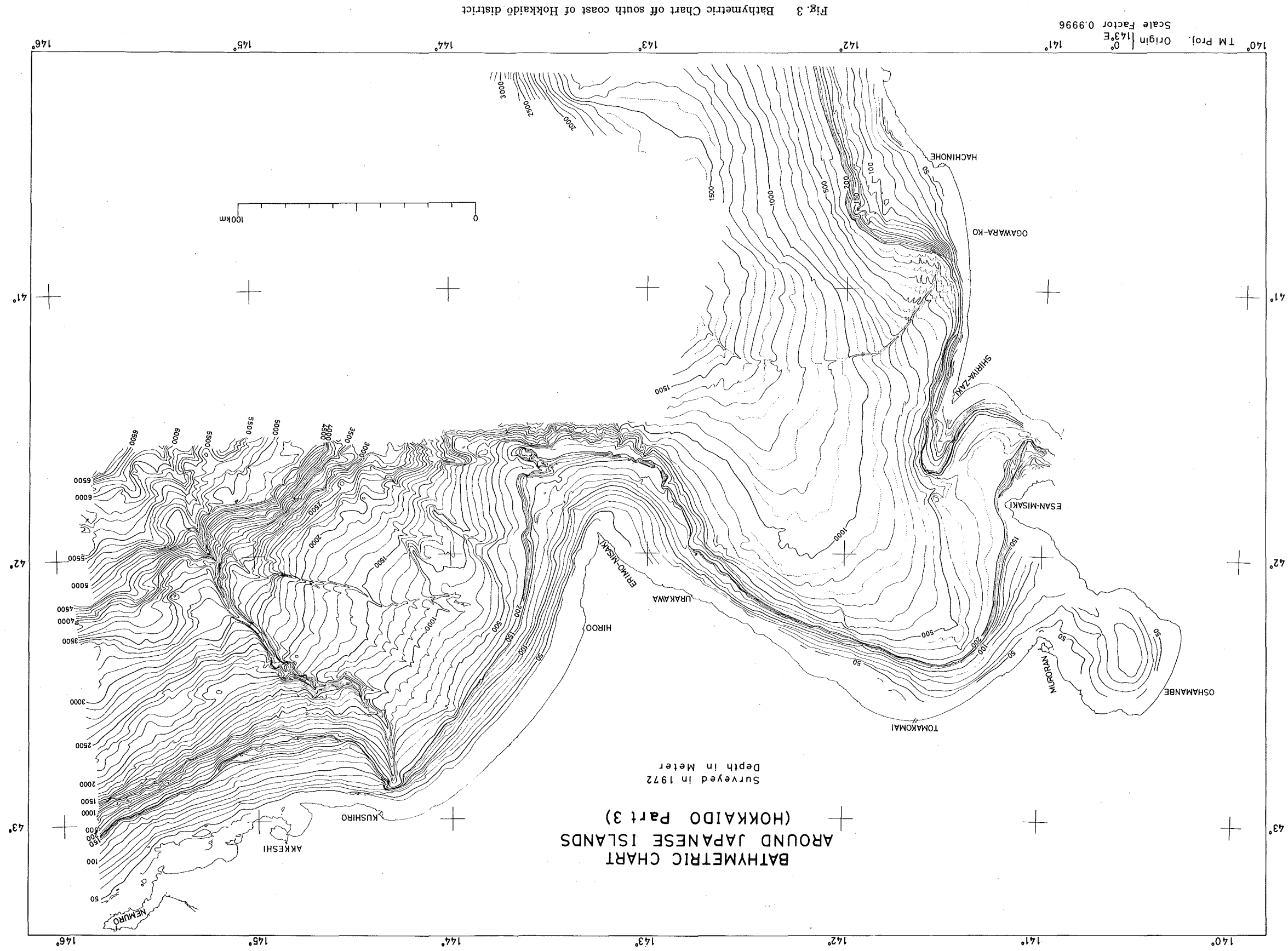


Fig. 3 Bathymetric Chart off south coast of Hokkaido district

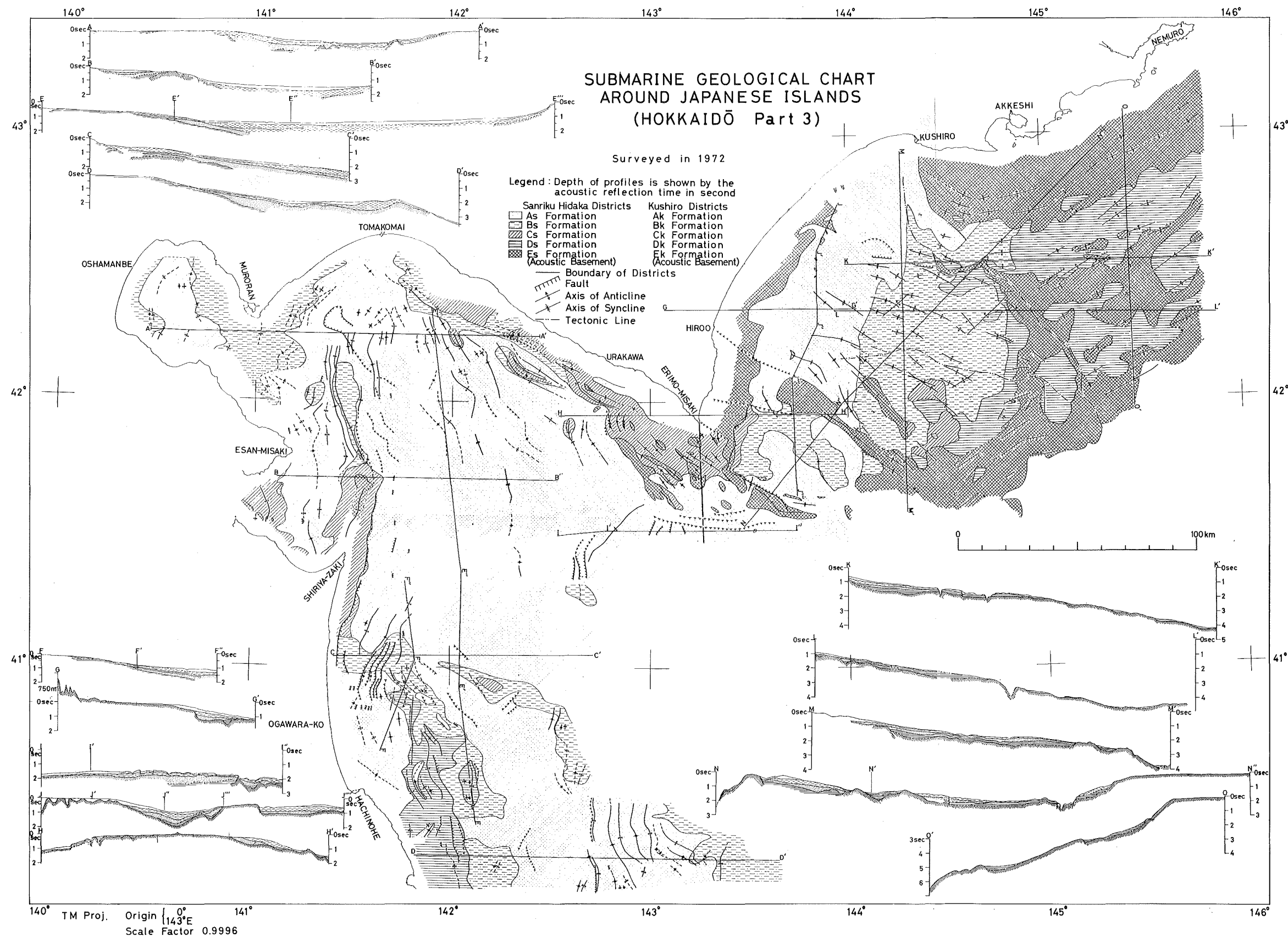
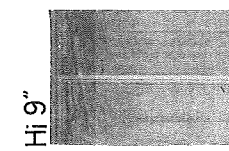
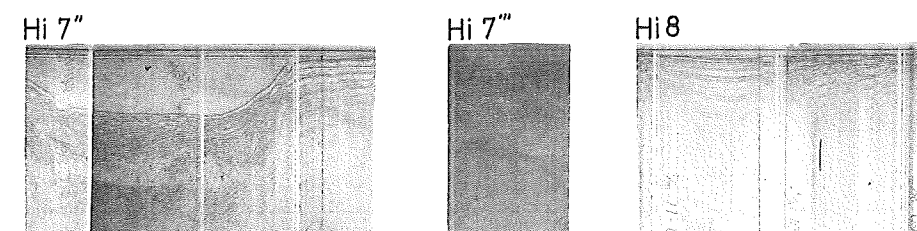
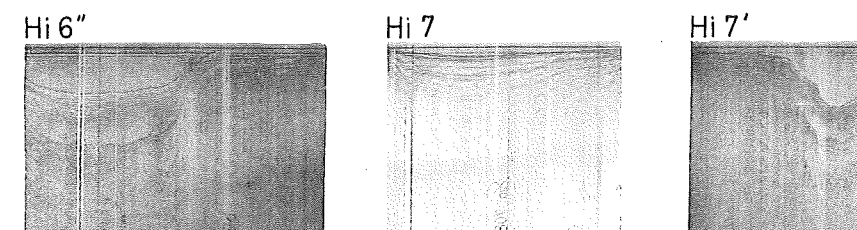
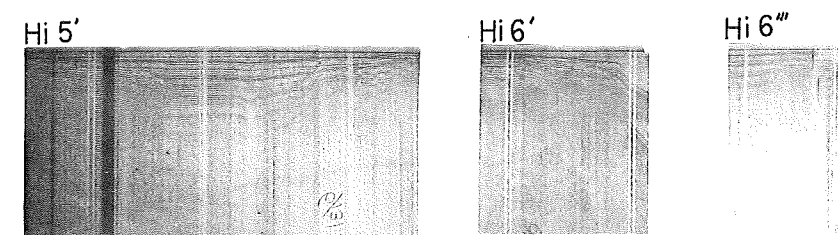
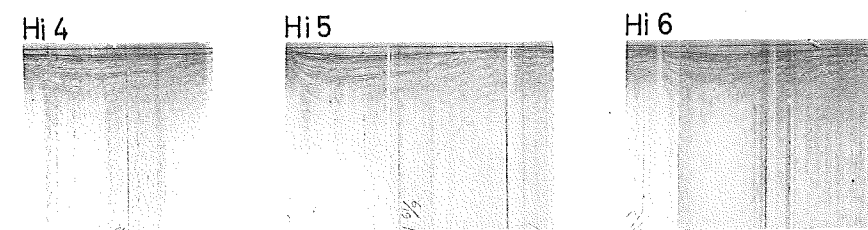
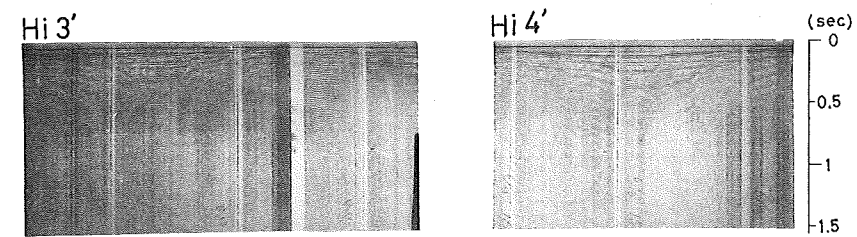
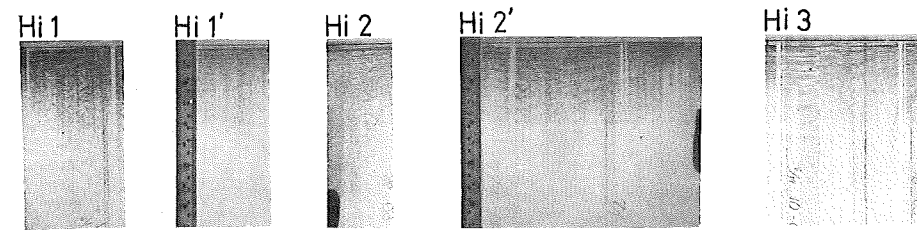
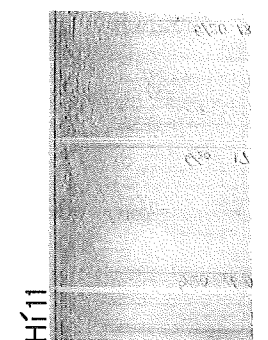
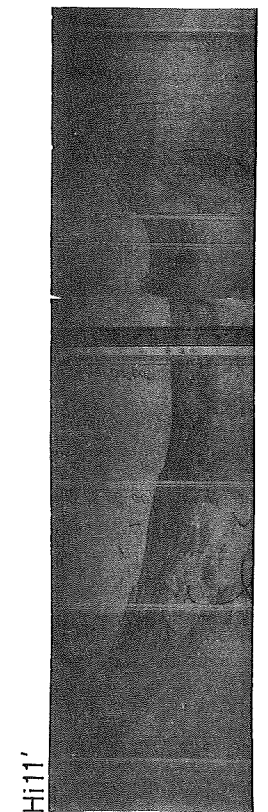
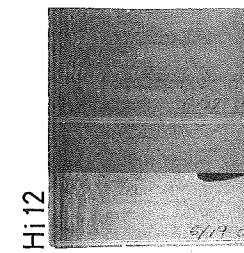
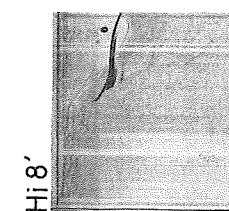
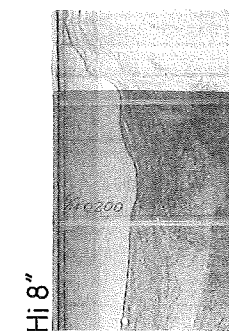
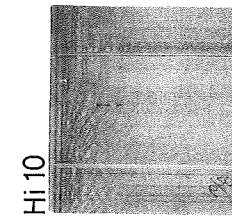
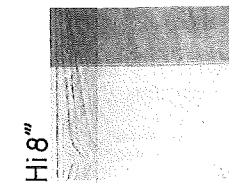
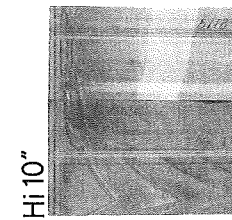
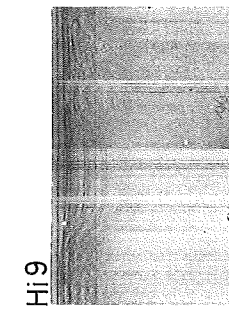
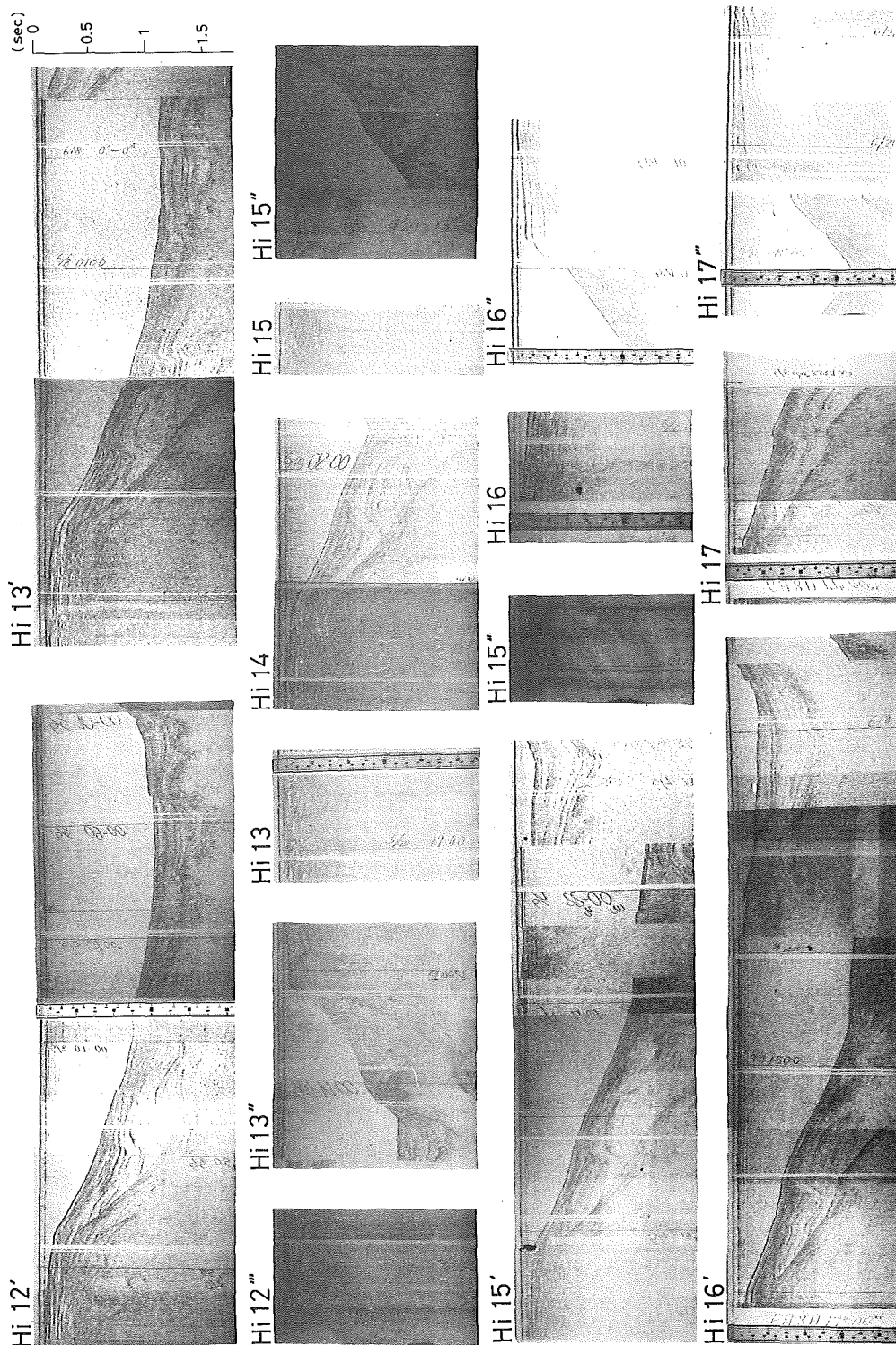


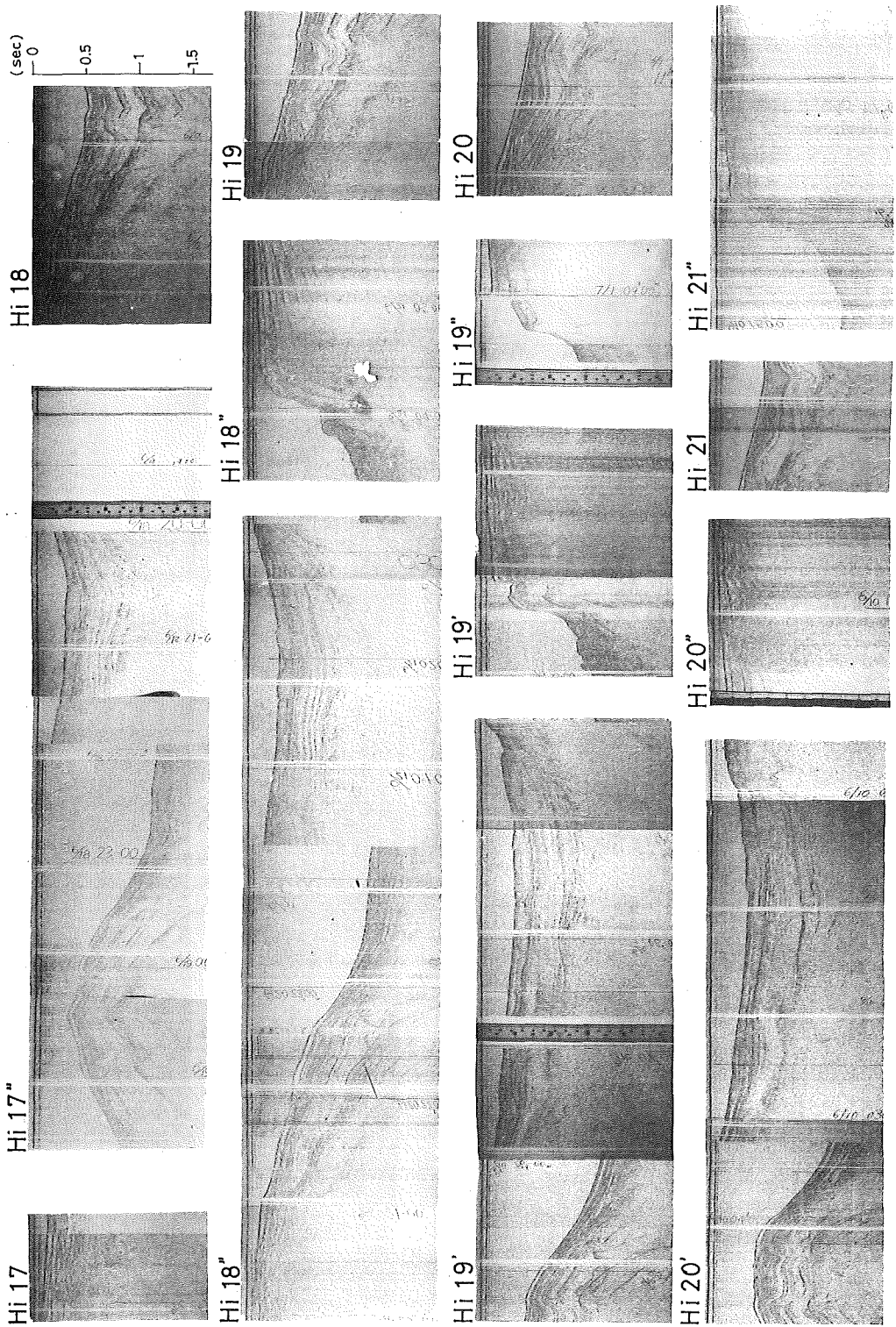
Fig. 4 Submarine Geological map off south of Hokkaidō district

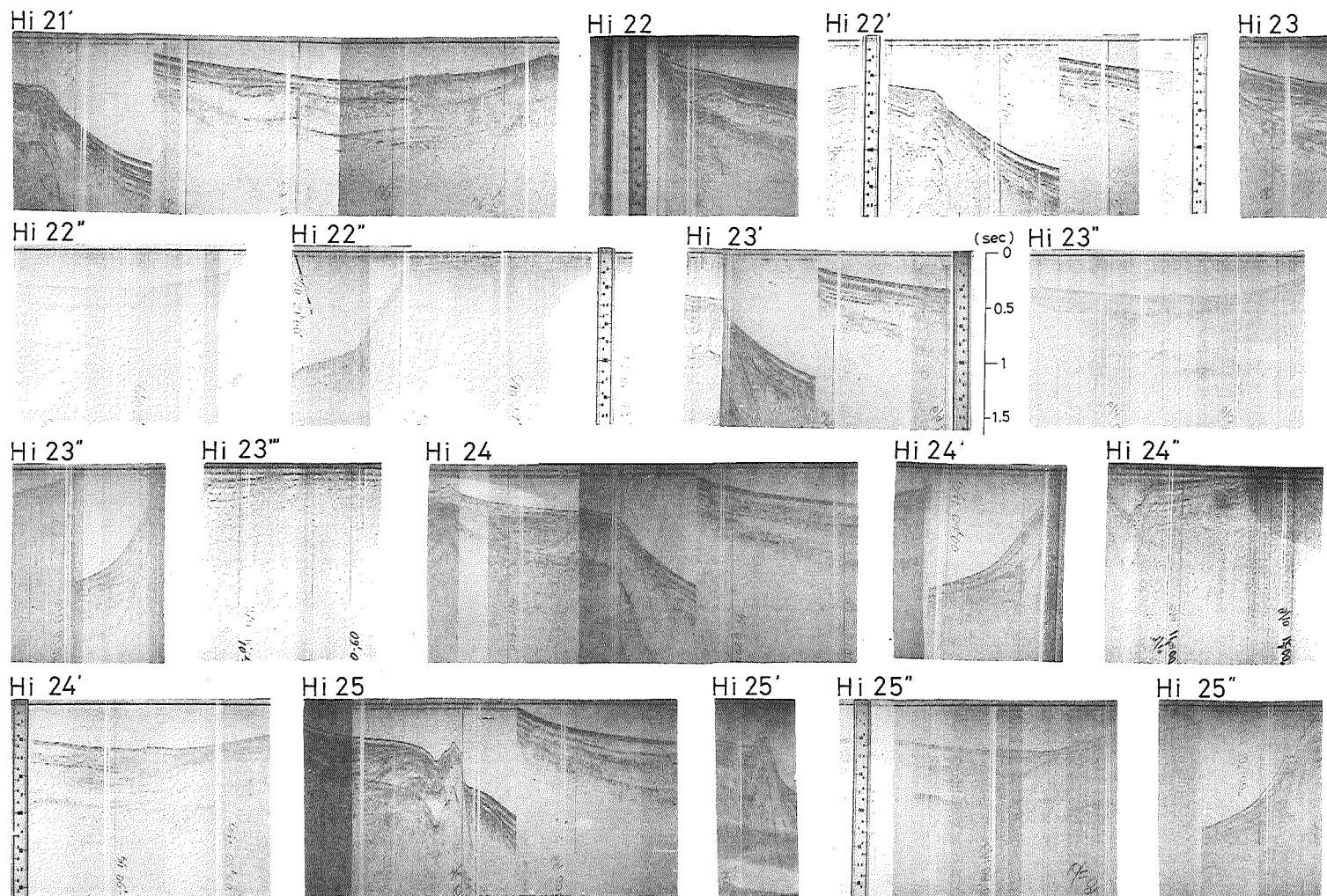


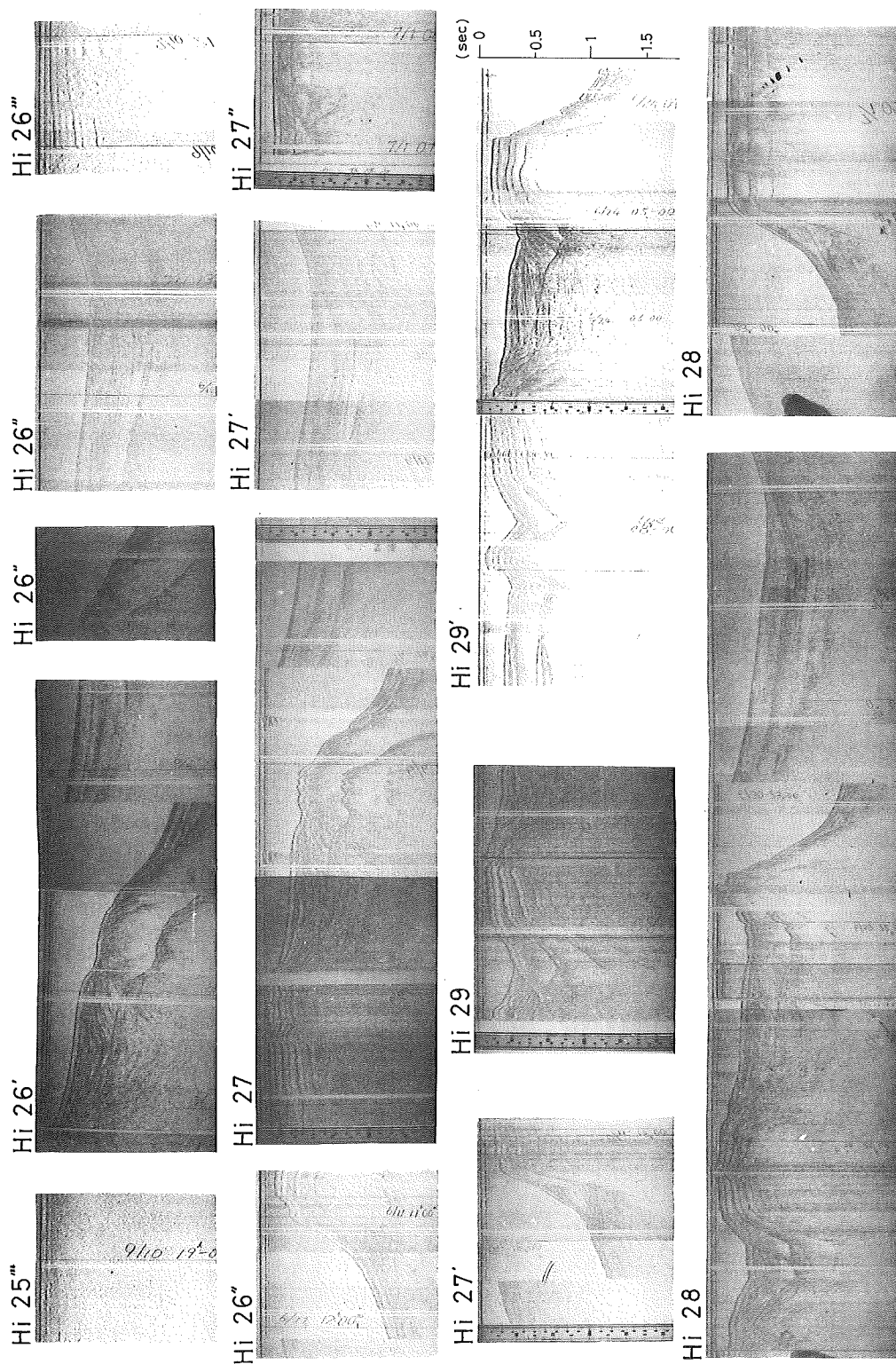
(sec) 0 0.5 1 1.5

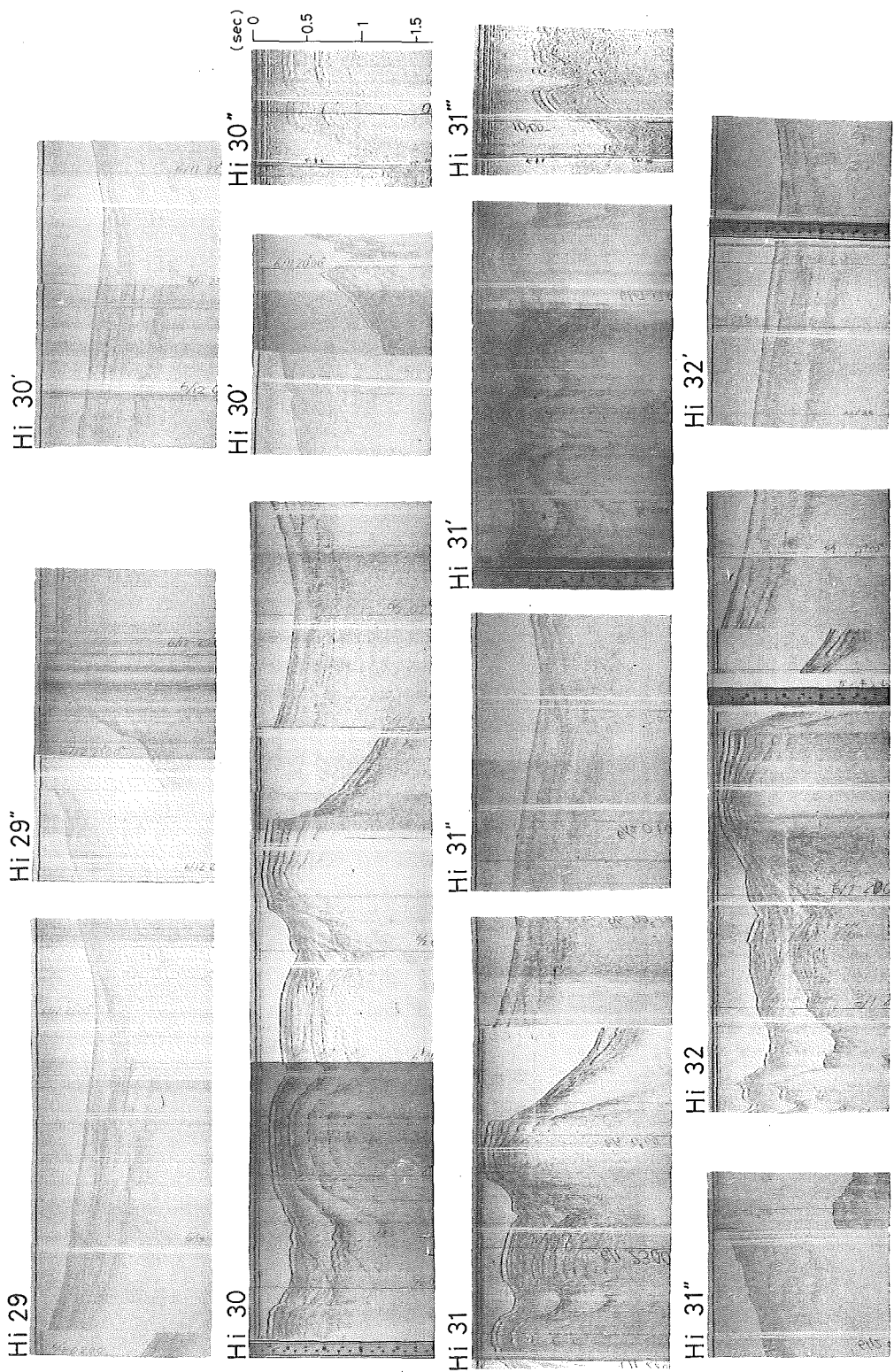


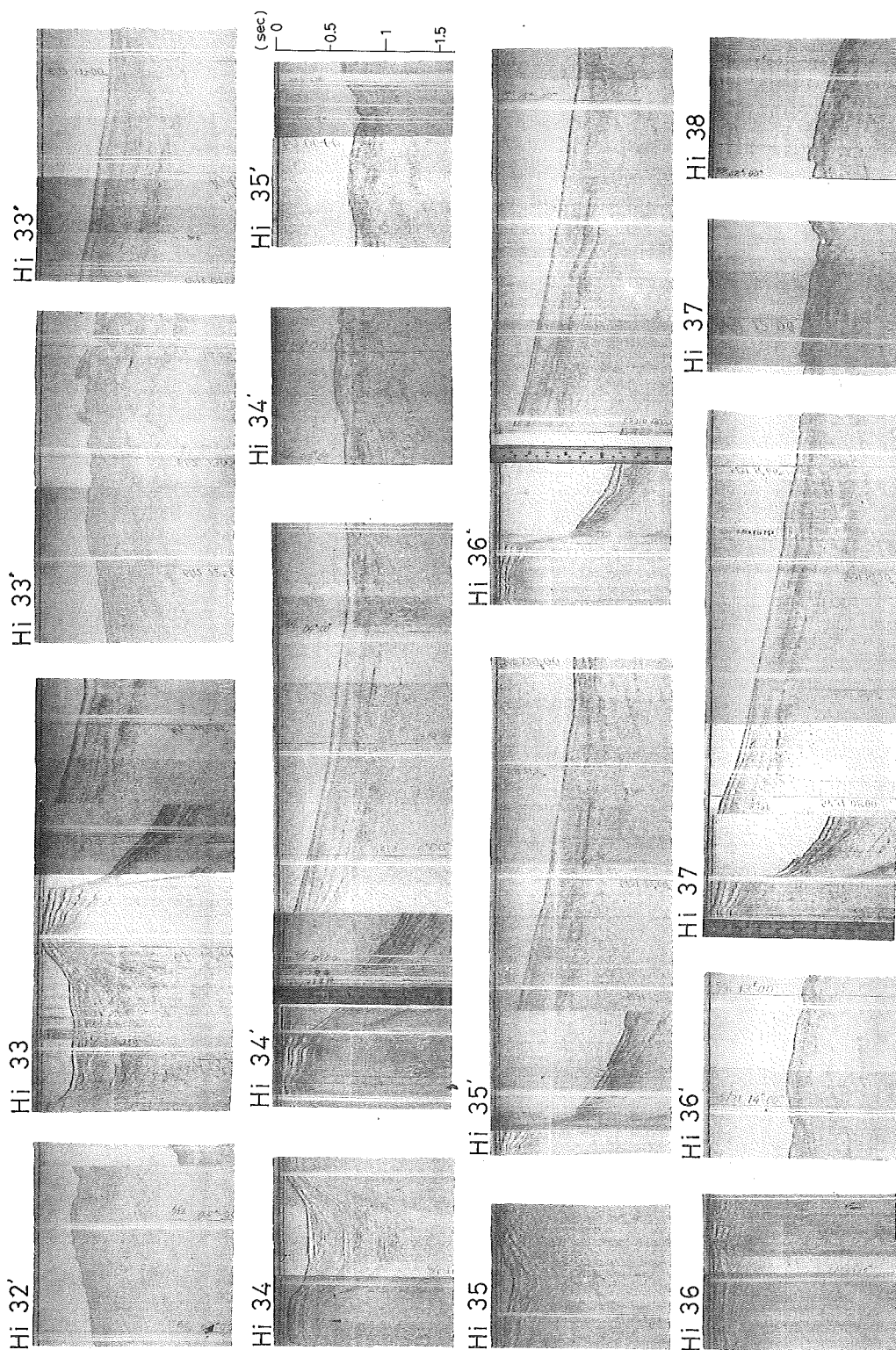


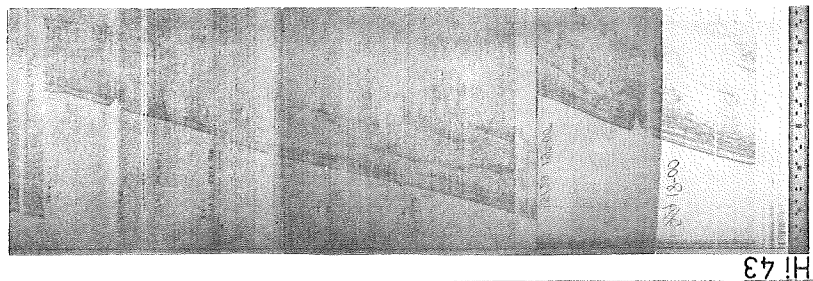
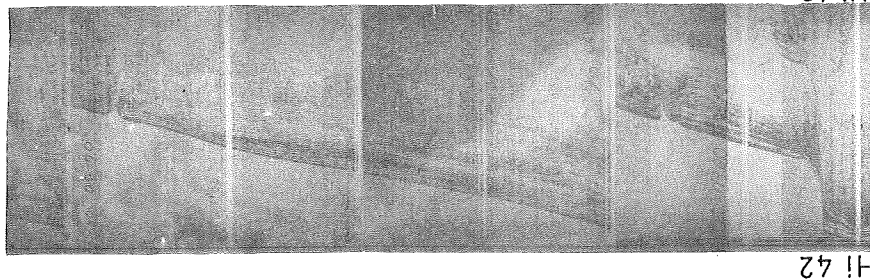
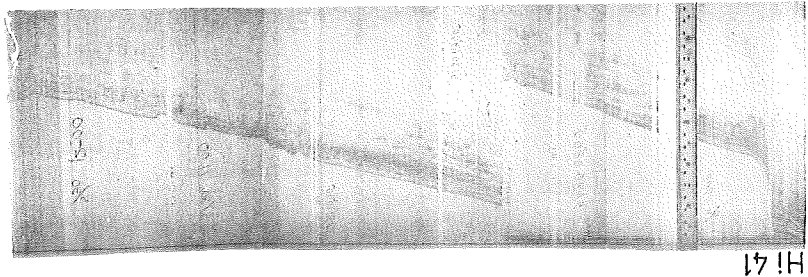
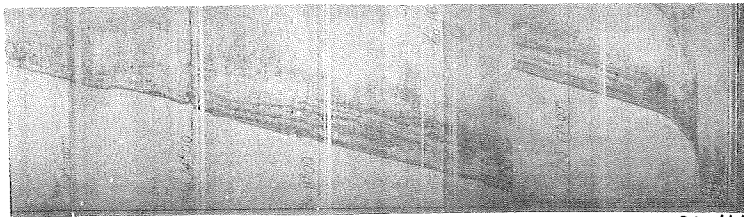
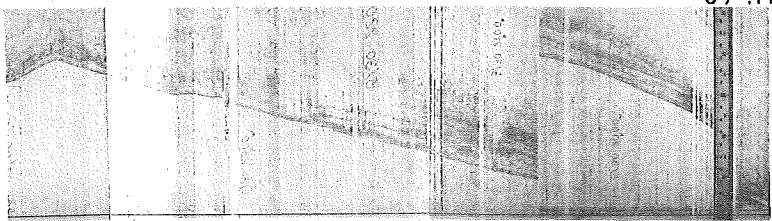
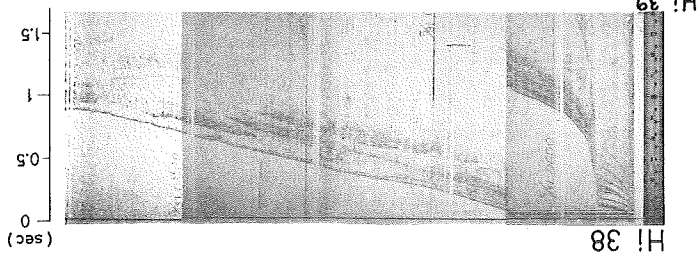


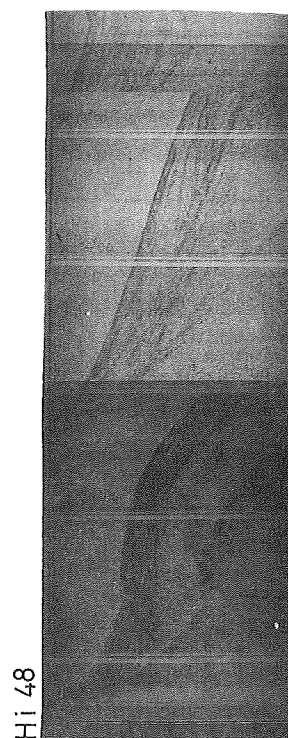
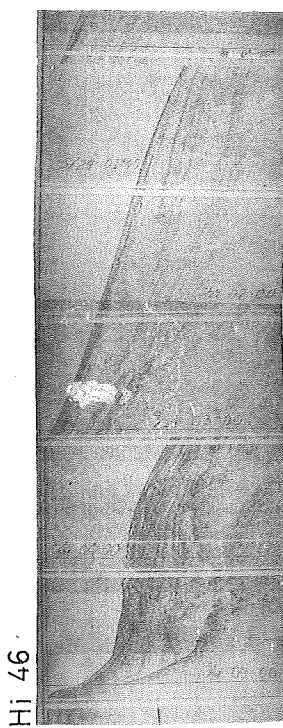
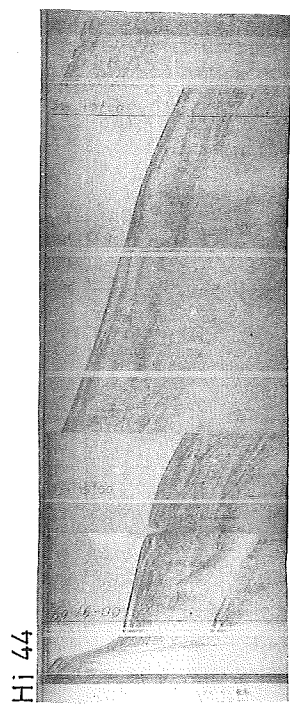
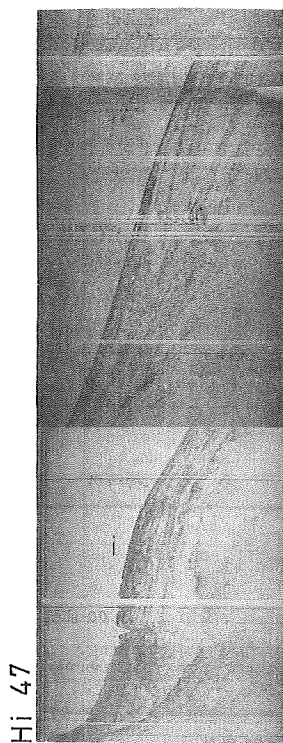
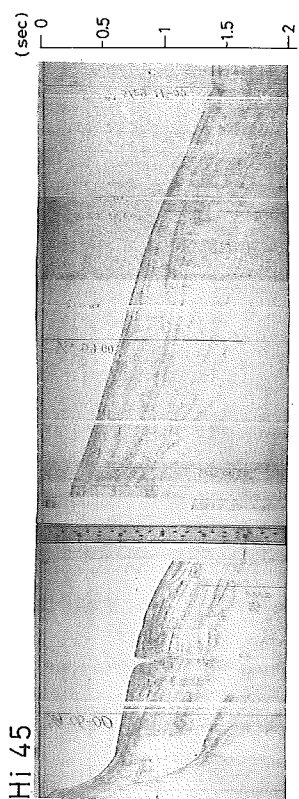


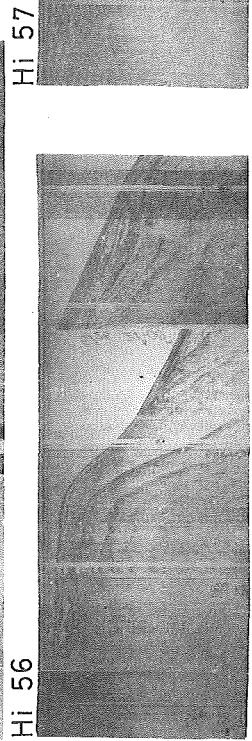
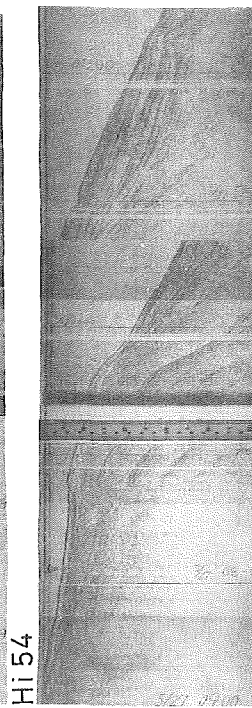
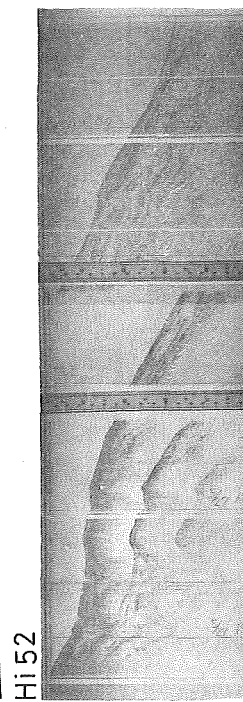
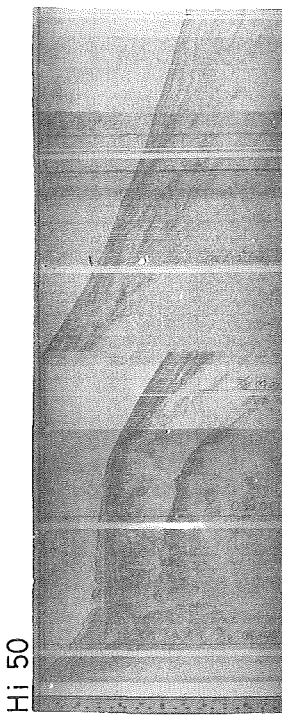
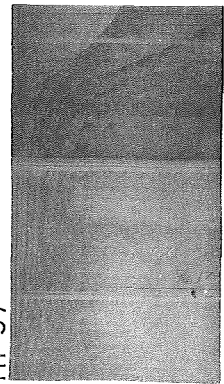
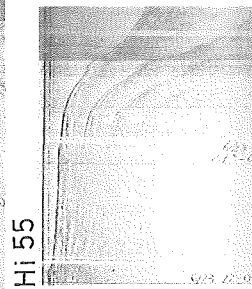
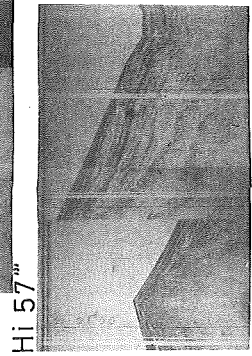
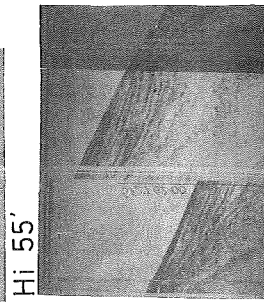
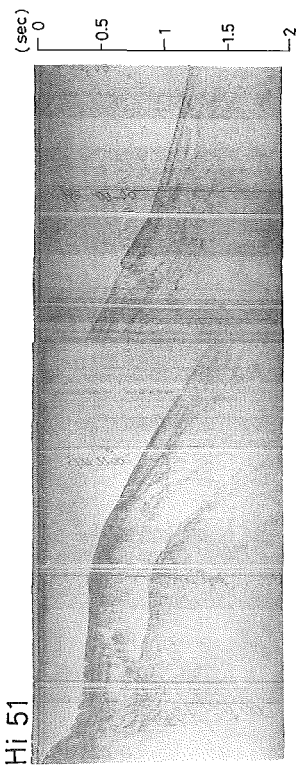


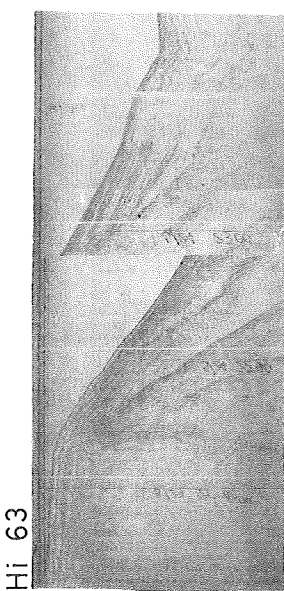
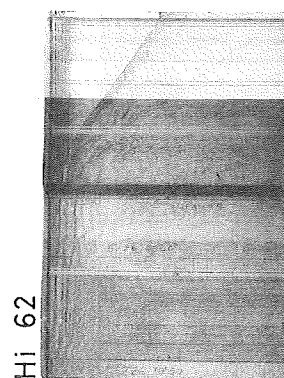
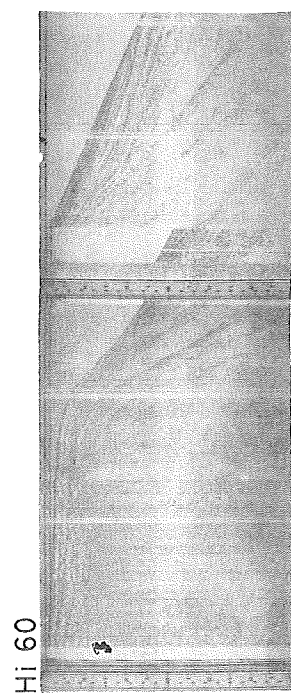
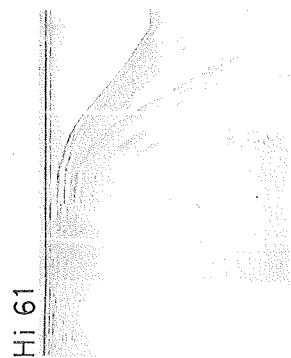
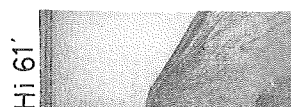
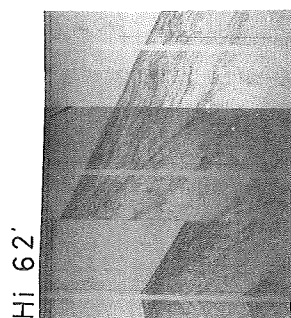
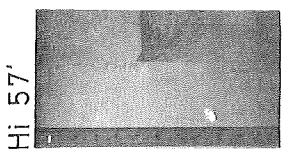
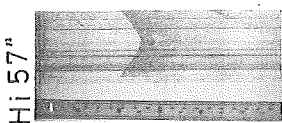
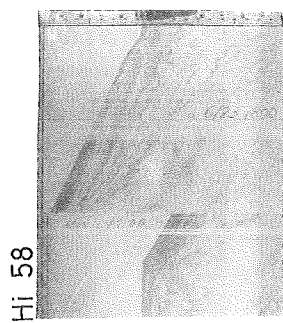
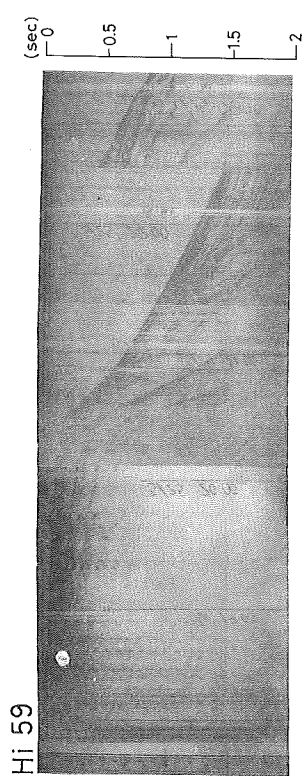


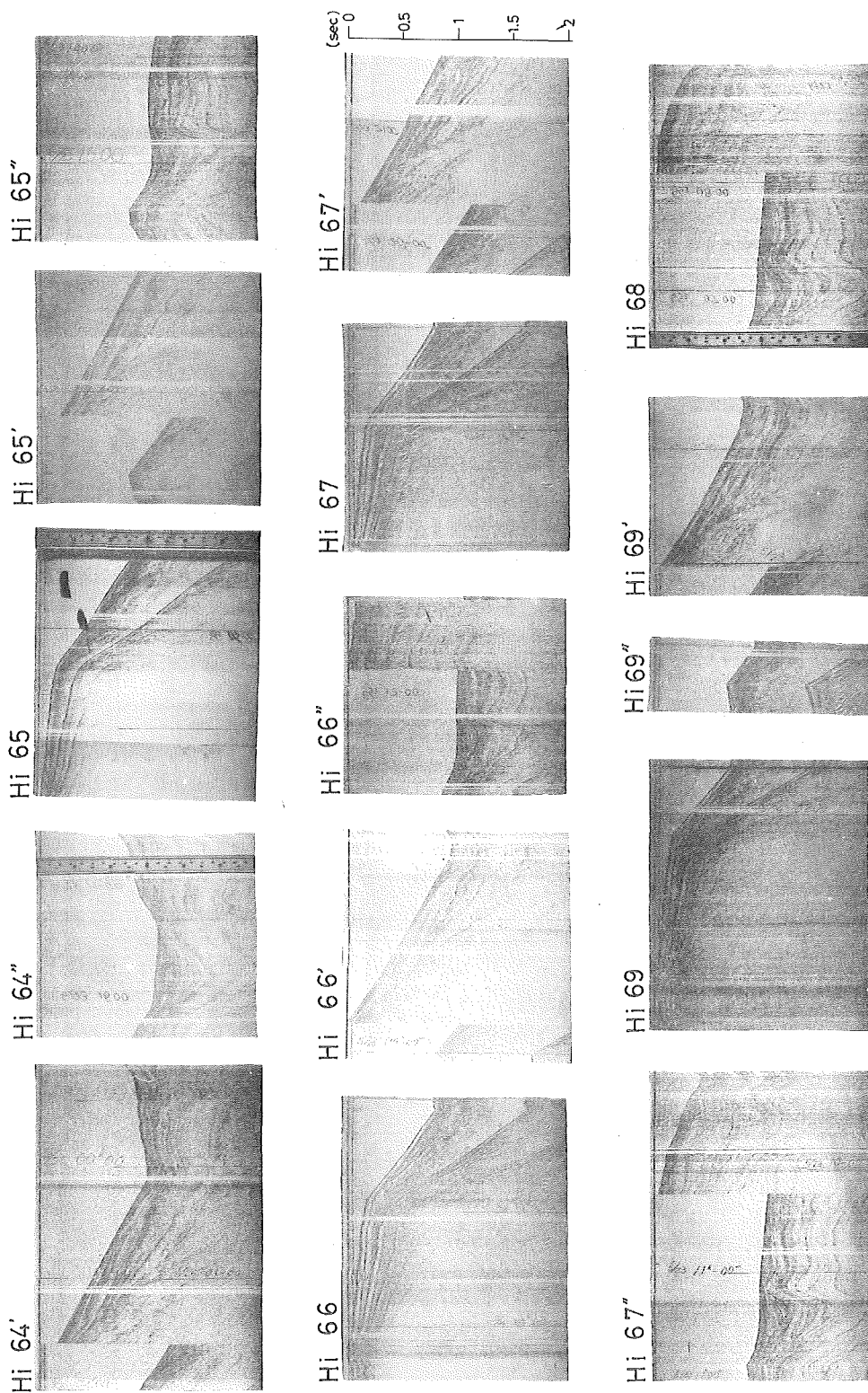


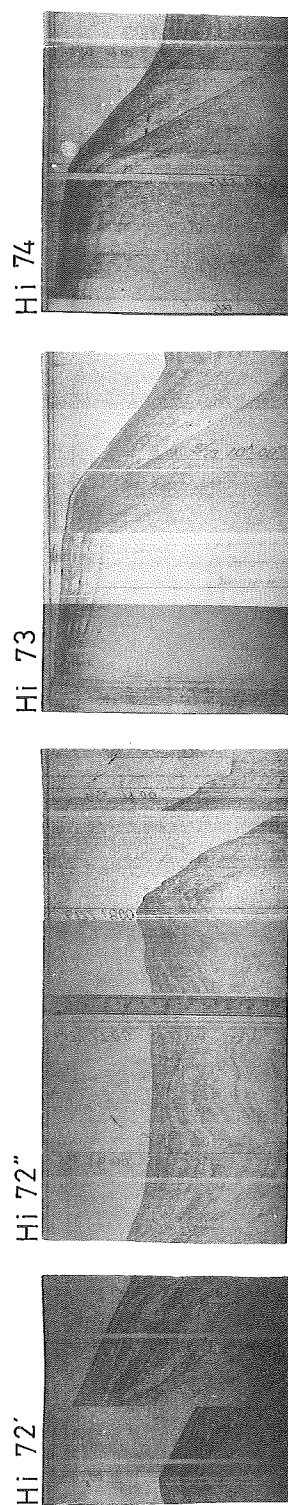
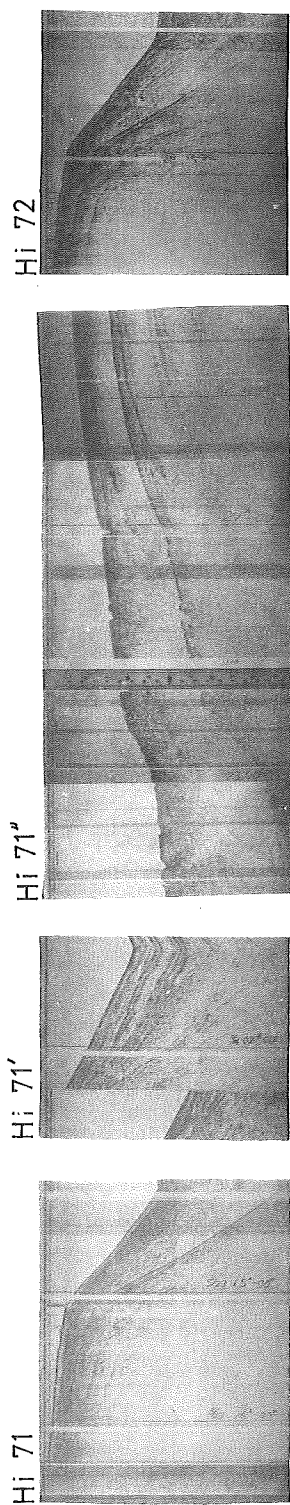
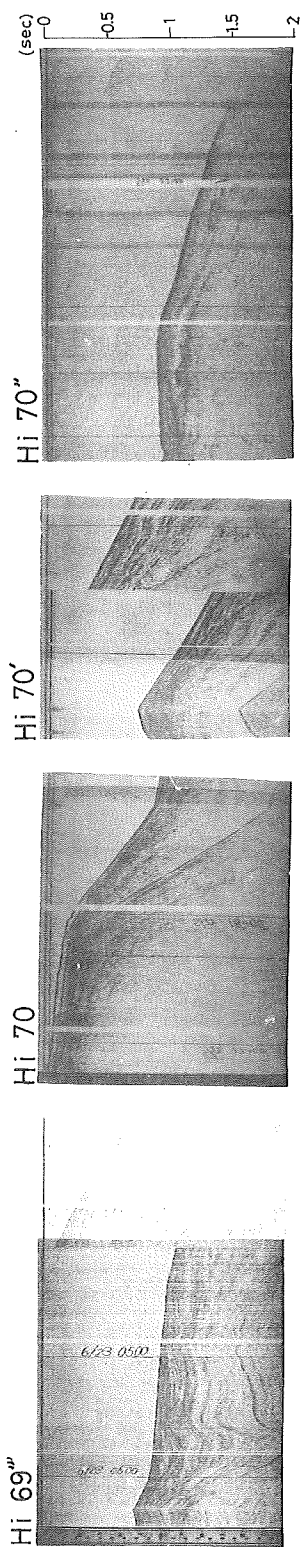


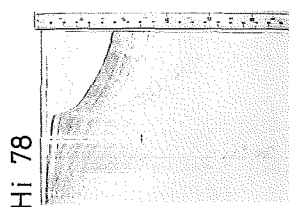
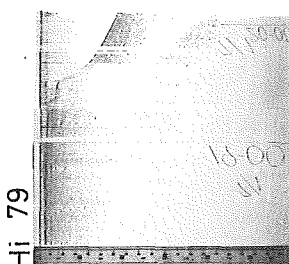
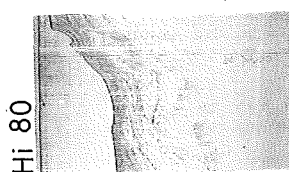
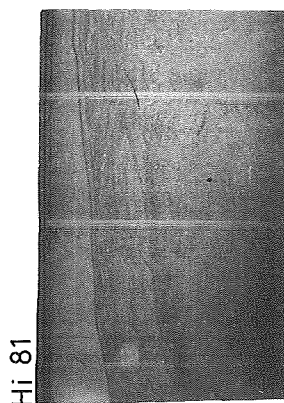
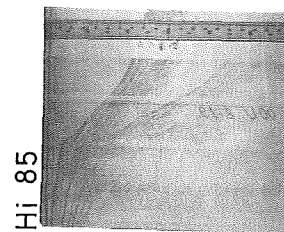
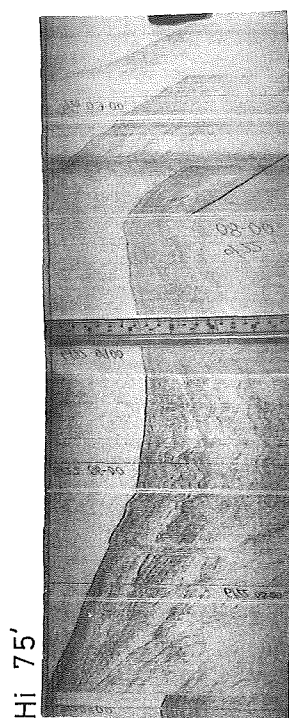
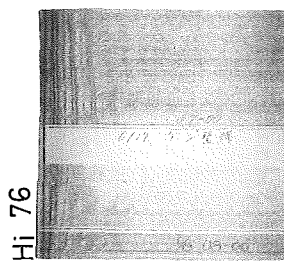
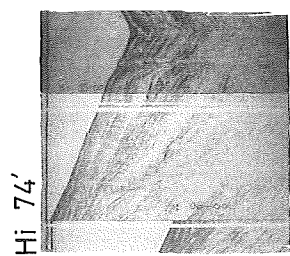
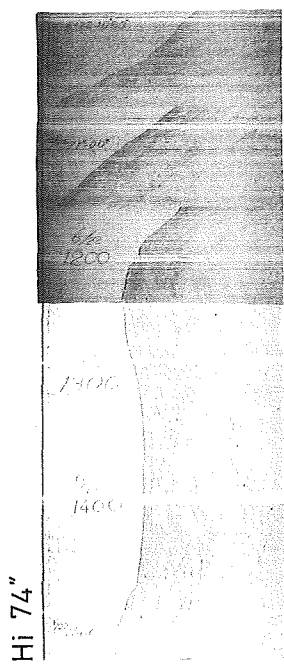
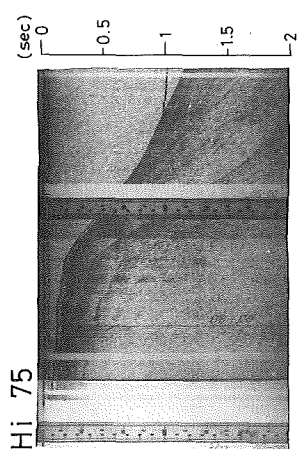




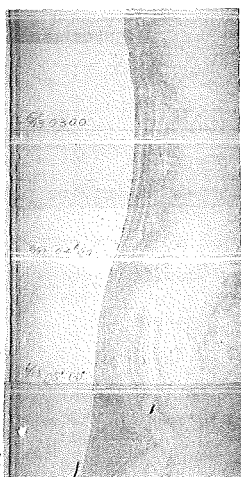








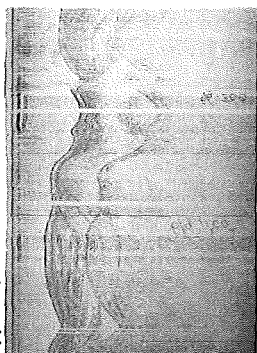
Hi 82



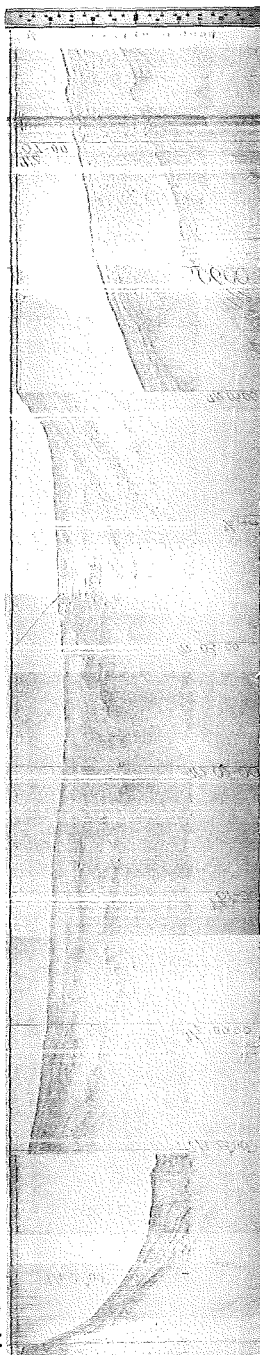
Hi 83



Hi 87



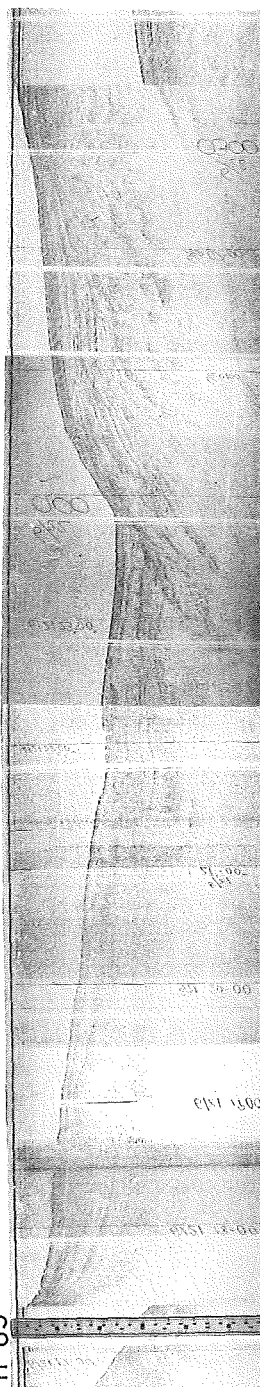
Hi 84

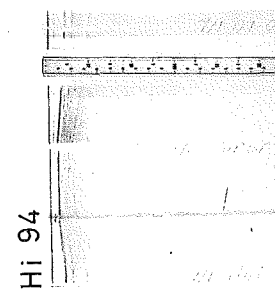
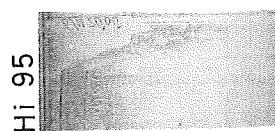
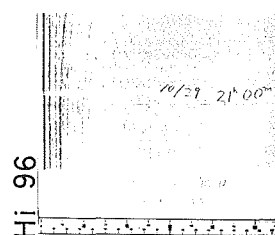
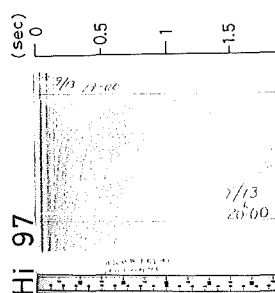
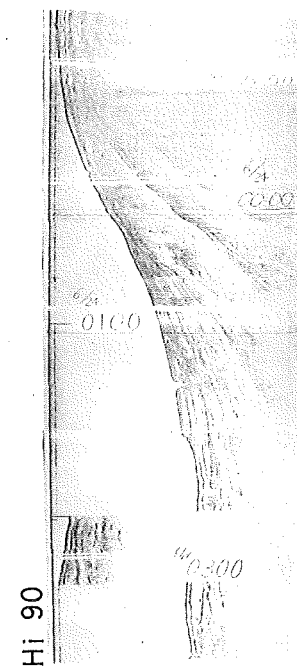
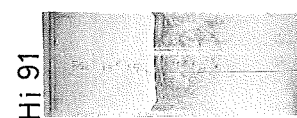
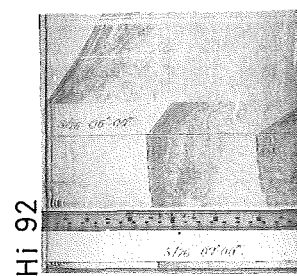
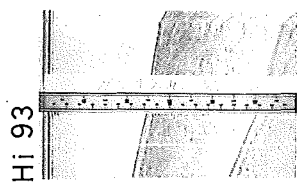


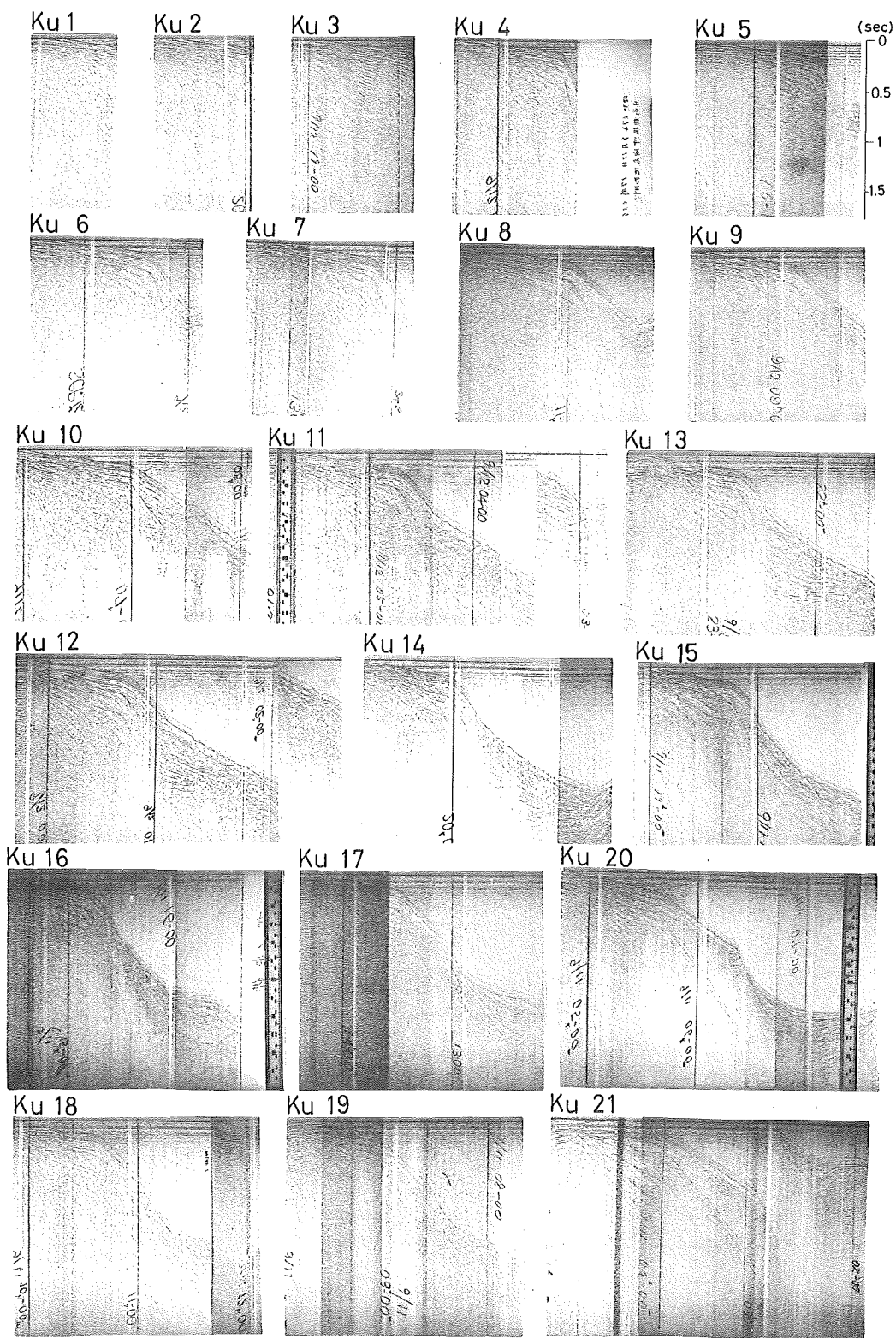
Hi 88

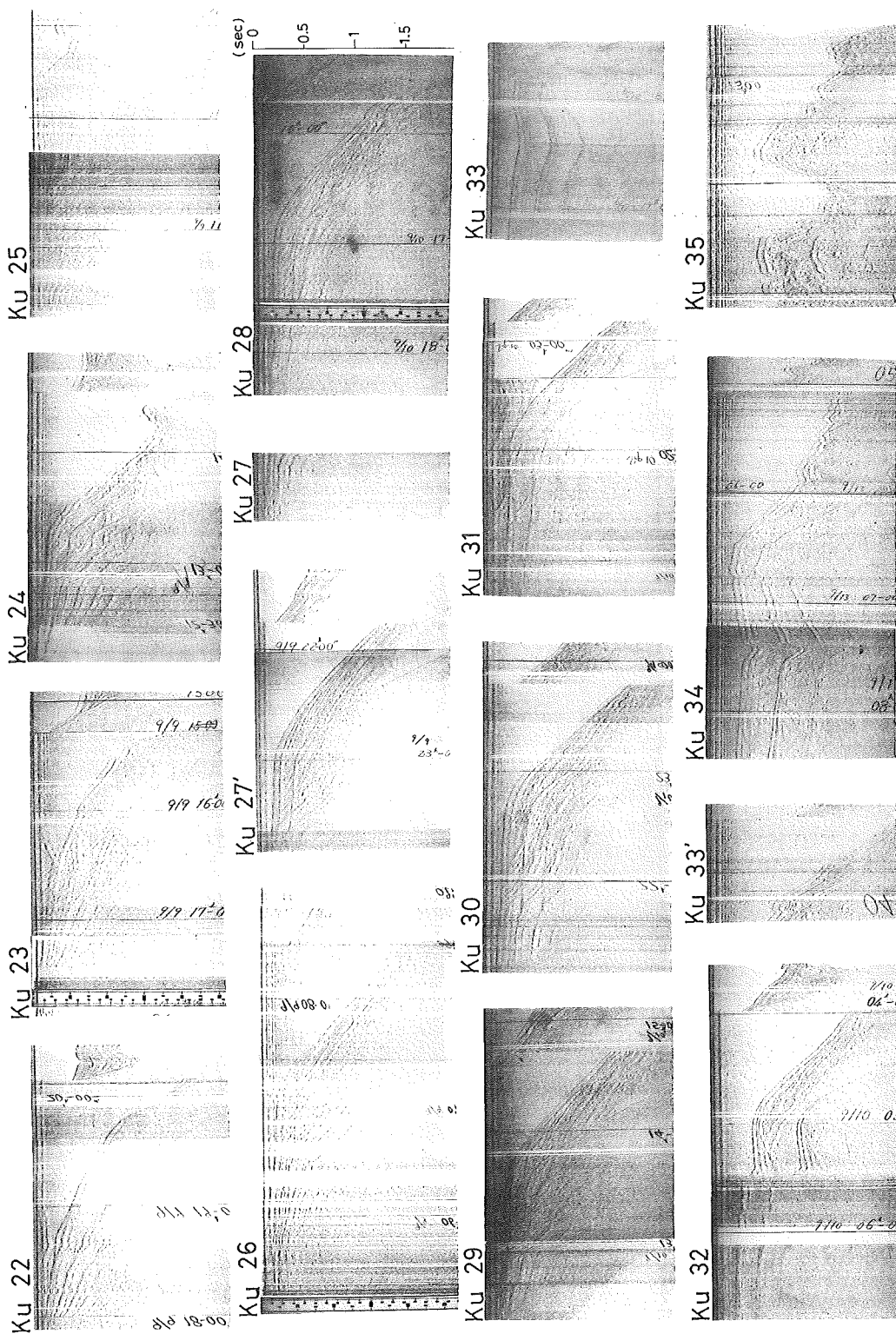


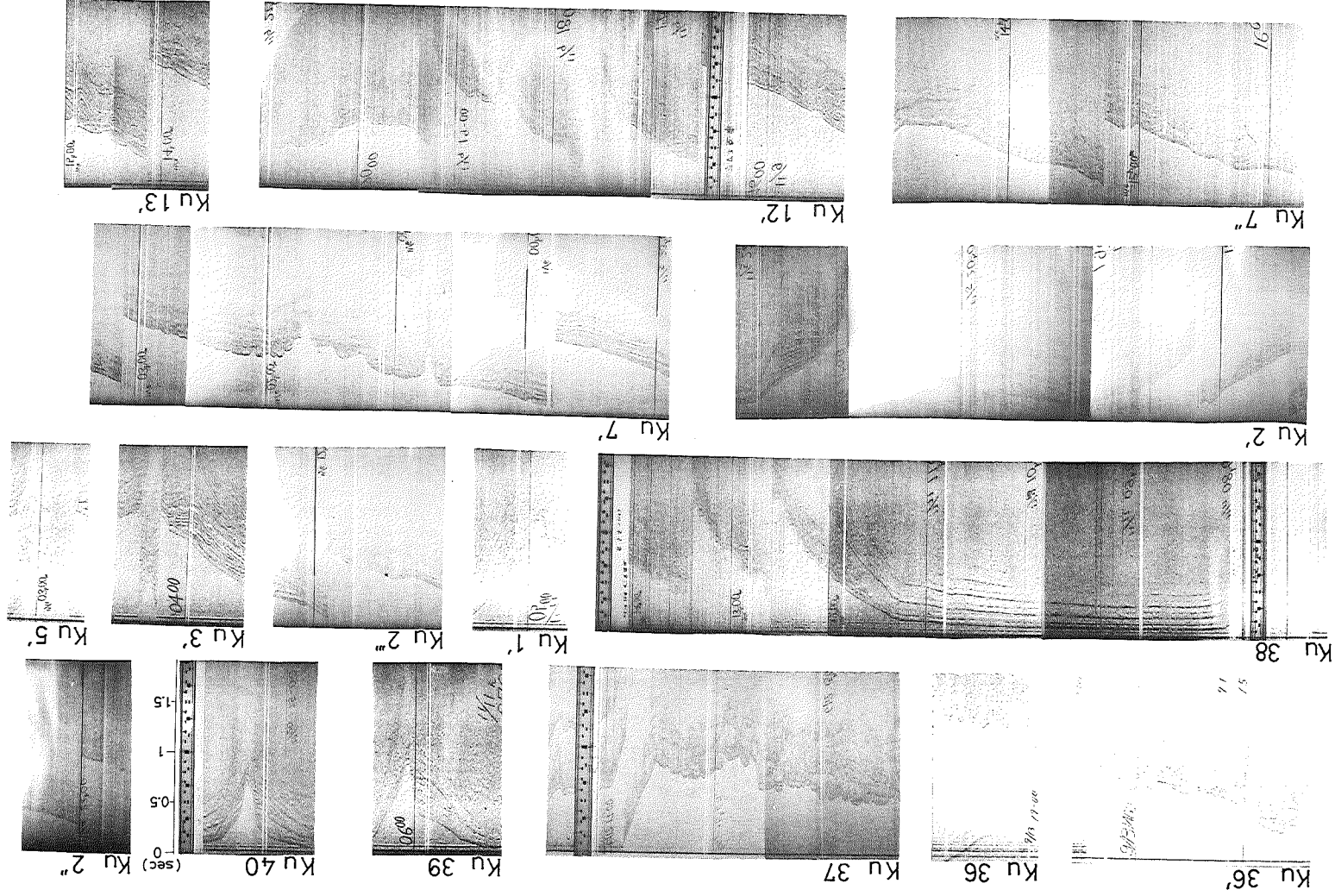
Hi 89

(sec)
0
0.5
1
1.5
2

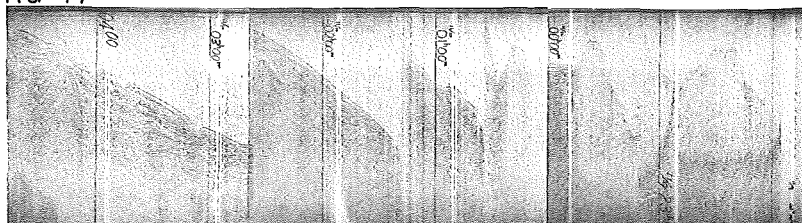




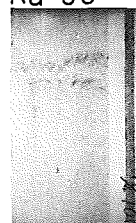




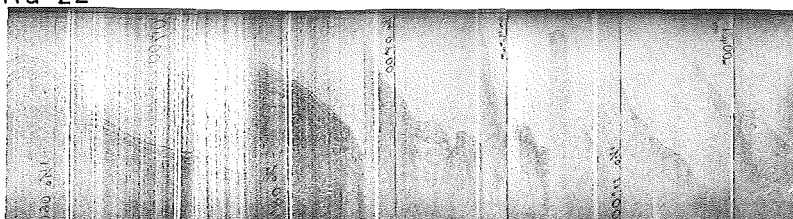
Ku 17'



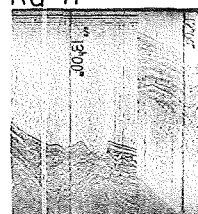
Ku 35'



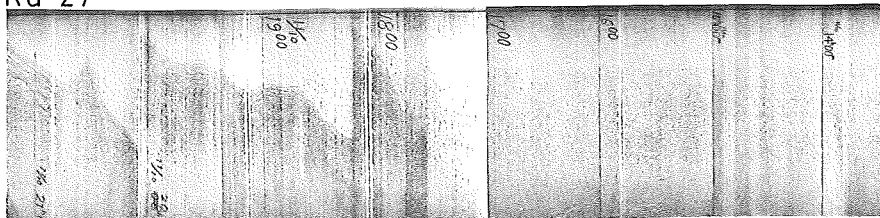
Ku 22'



Ku 41



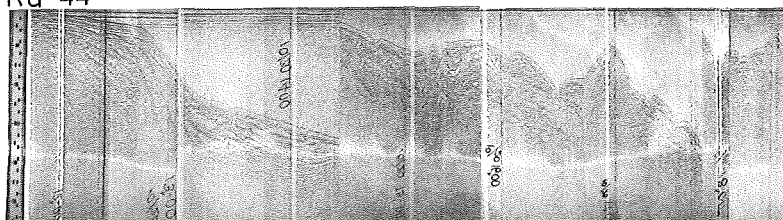
Ku 27"



Ku 42'



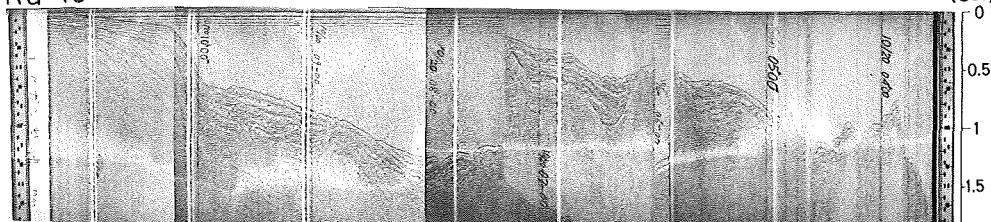
Ku 44



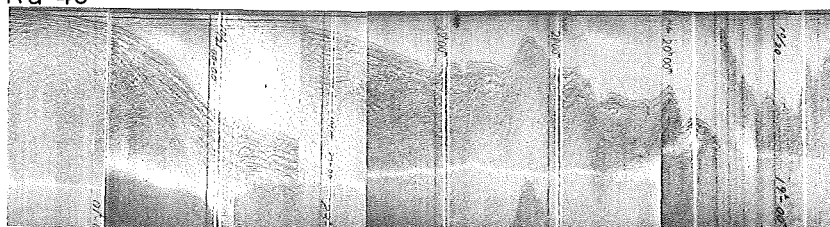
Ku 42

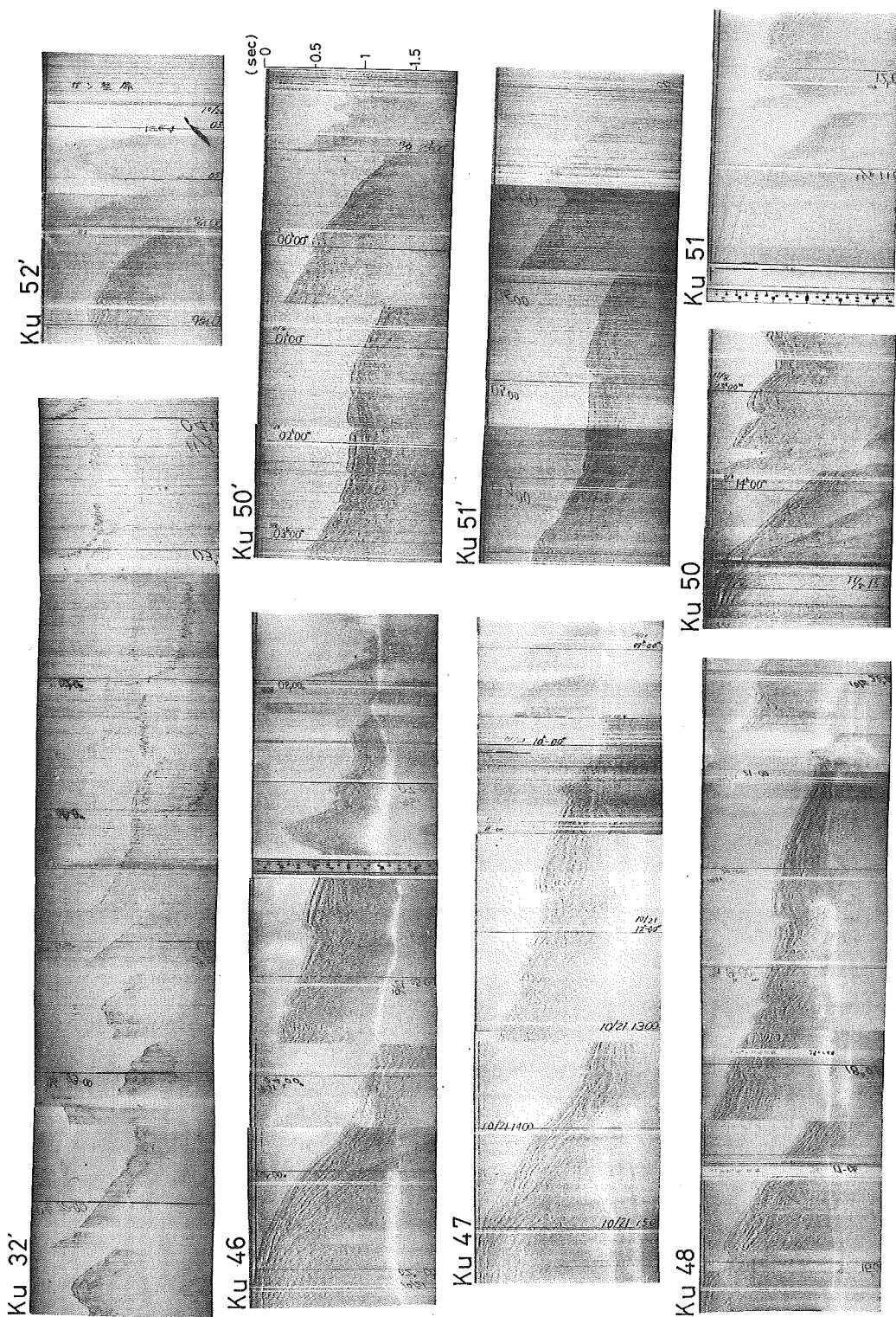


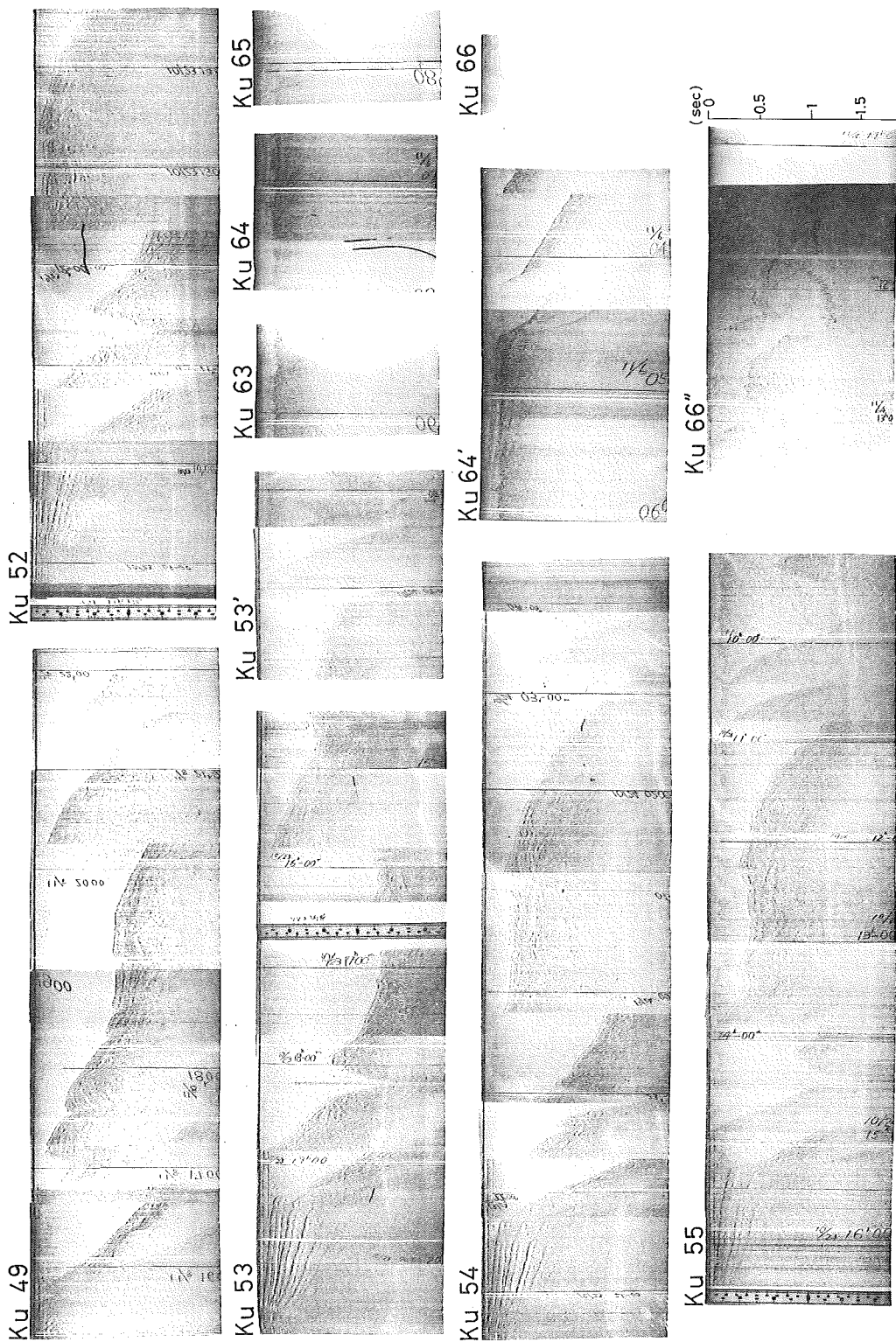
Ku 43

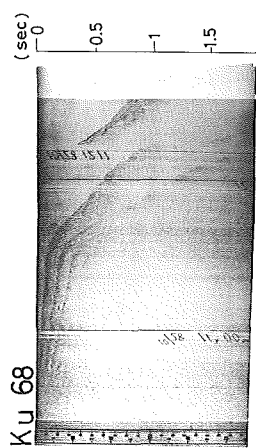


Ku 45

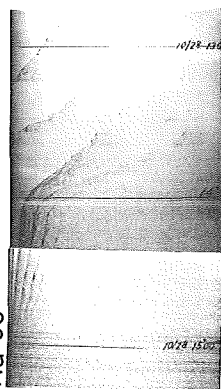






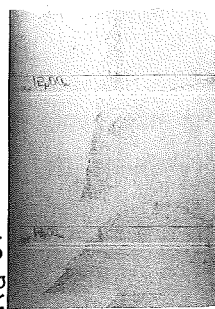


Ku 68

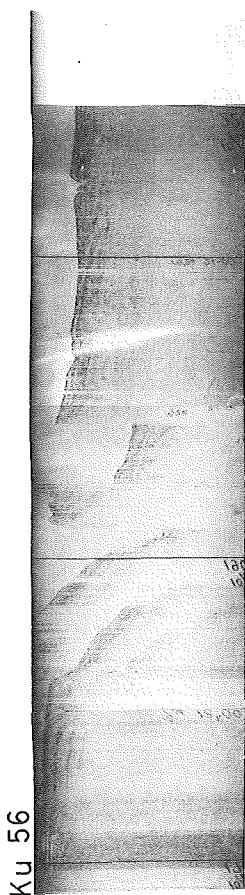
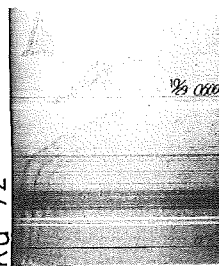


Ku 69

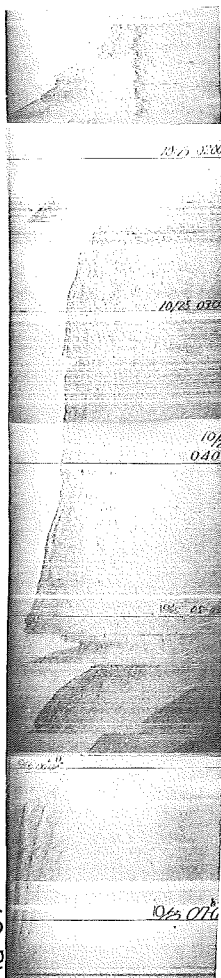
Ku 67'



Ku 72

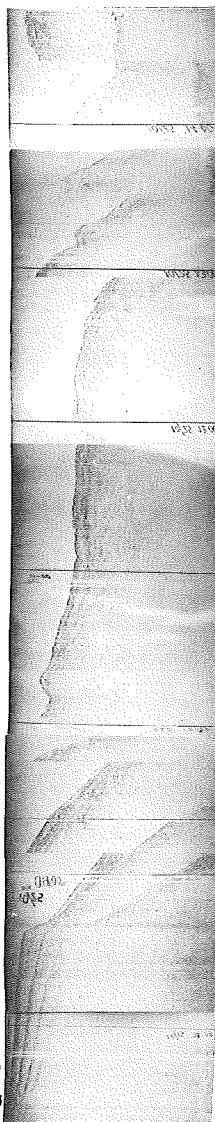


Ku 56

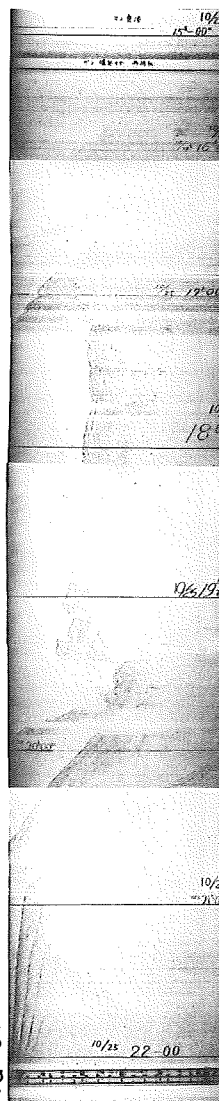


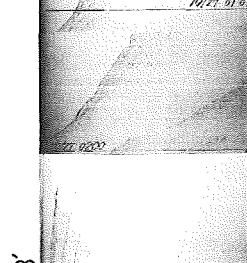
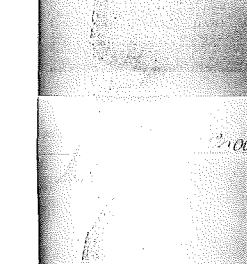
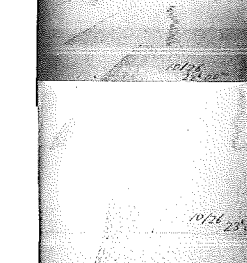
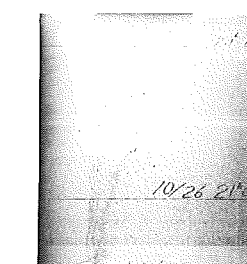
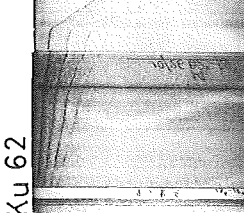
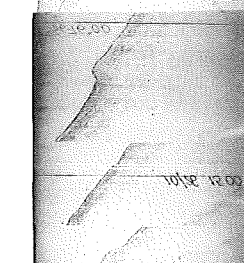
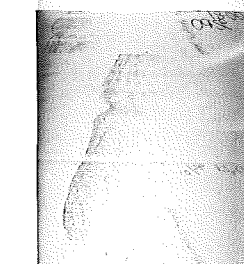
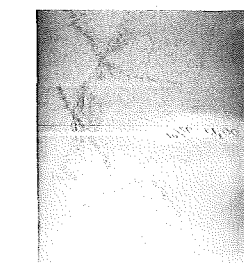
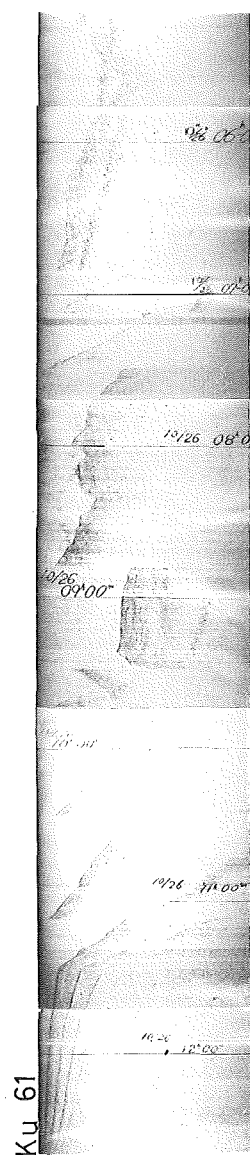
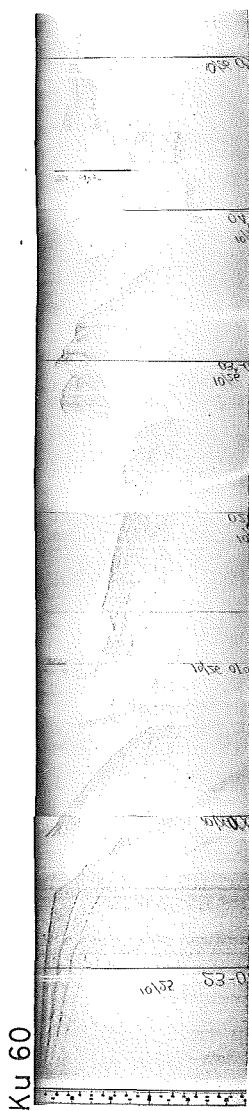
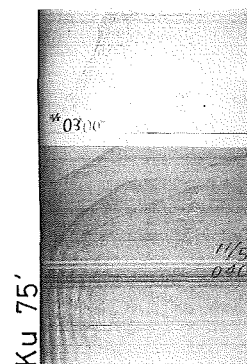
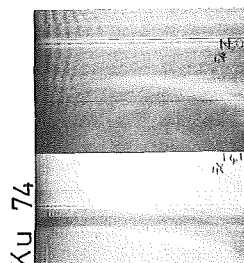
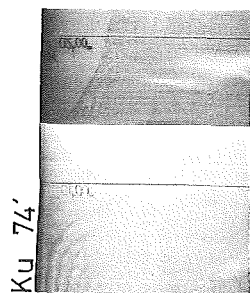
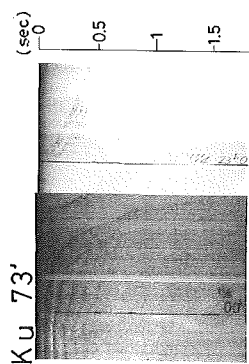
Ku 57

Ku 58

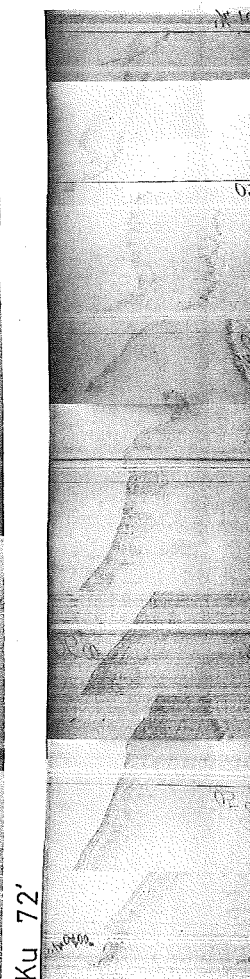
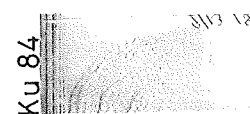
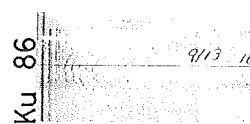
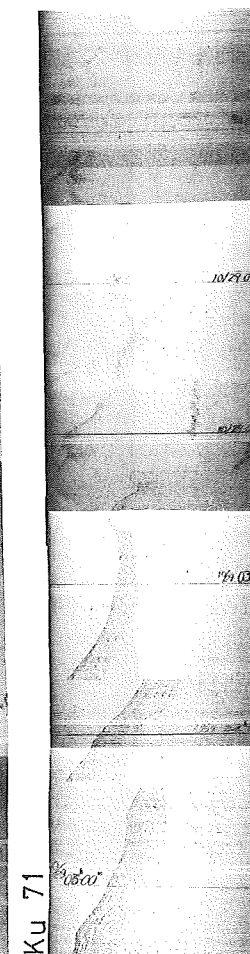
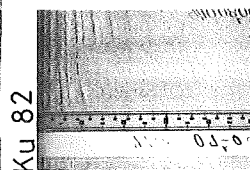
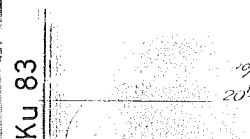
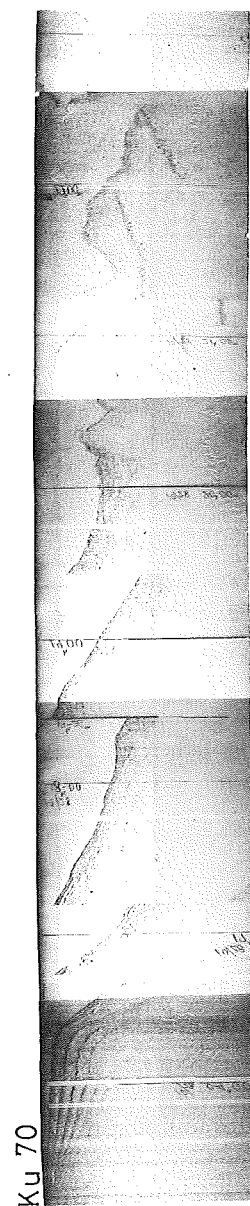
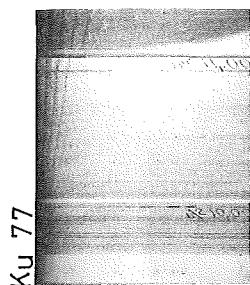
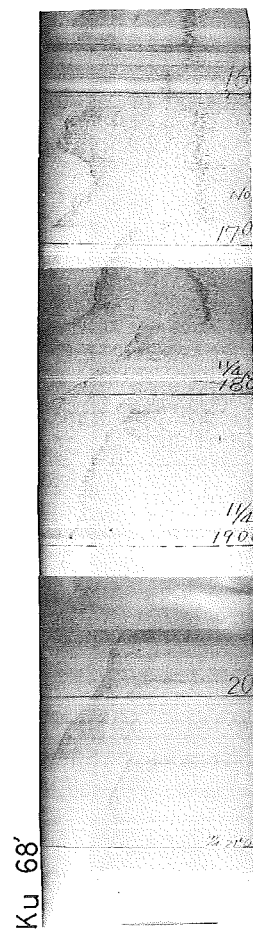
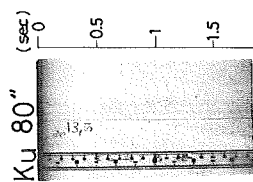


Ku 59

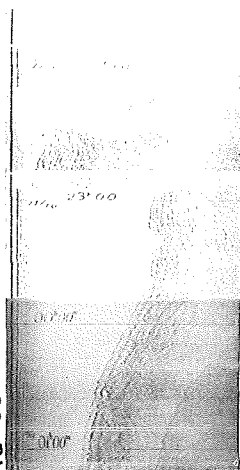




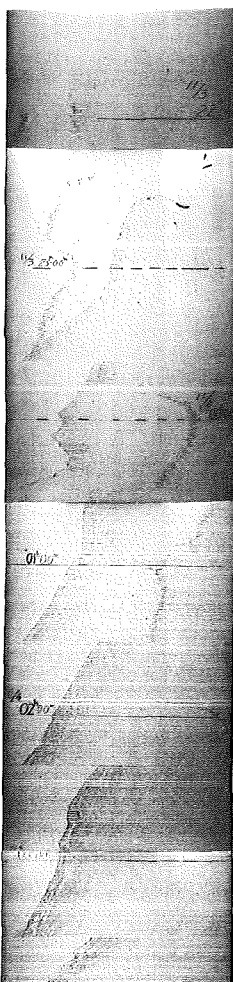




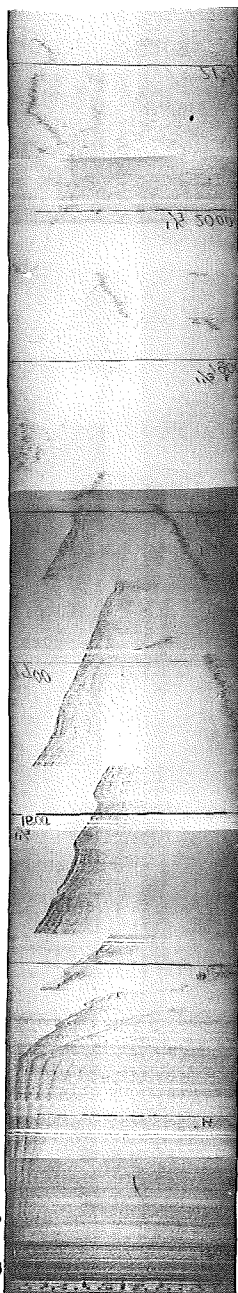
Ku 89



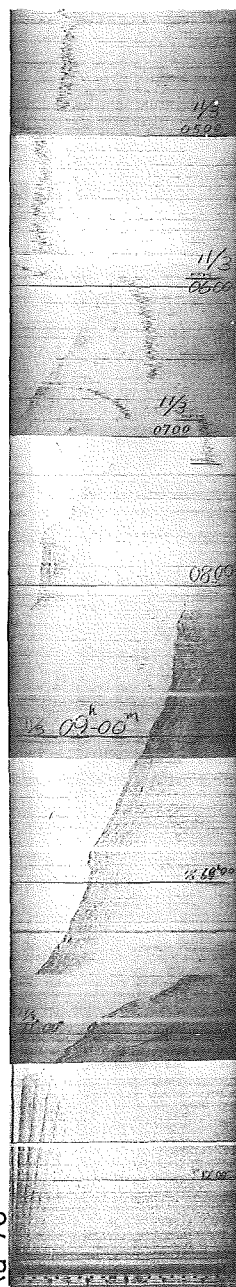
Ku 73"

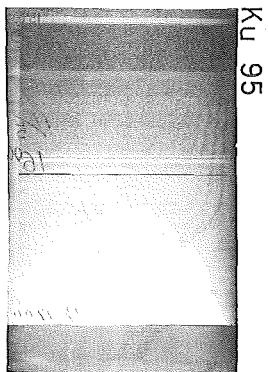
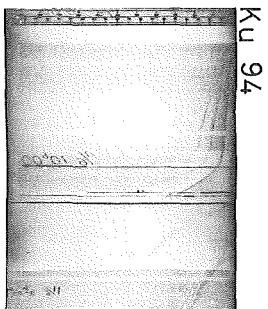
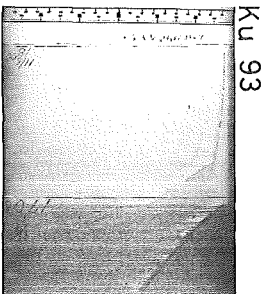
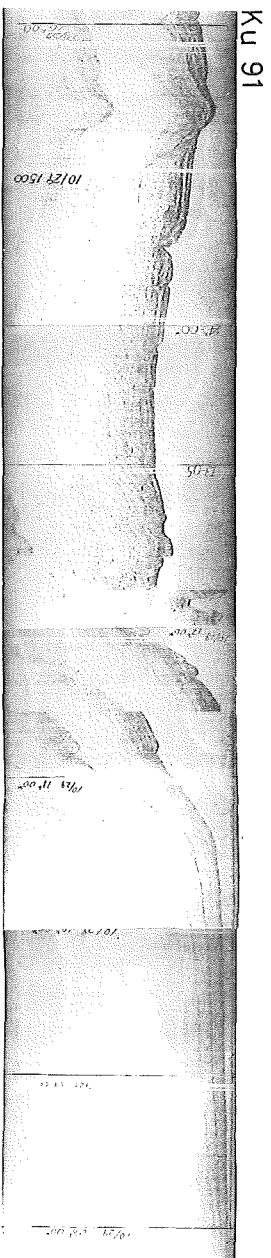
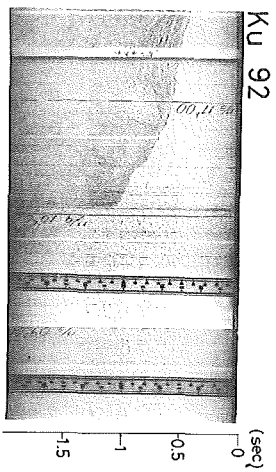
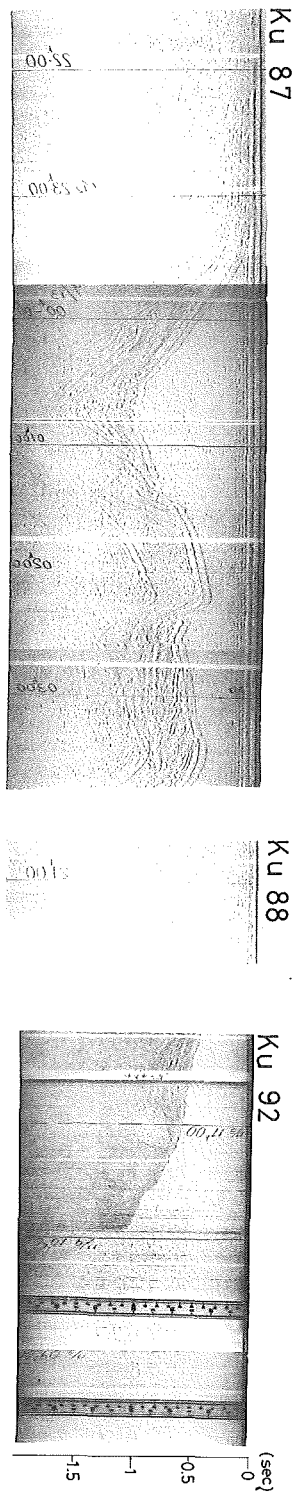
(sec)
0
-0.5
-1
-1.5

Ku 76



Ku 78





北海道及び東北地方周辺海域の地磁気異常

大島章一*・近藤 忠*・塚本 徹*・小野寺健英**

MAGNETIC ANOMALIES AT SEA AROUND THE NORTHERN
PART OF JAPANShoichi Oshima, Tadashi Kondo, Toru Tsukamoto
and Kenei Onodera*Received 23 October 1974*

Abstract

Detailed magnetic surveys were carried out at sea around the northern part of Japan as part of "The Basic Map of the Sea Project" by the Hydrographic Department of Japan from 1968 to 1972. Tracklines are spaced every two nautical miles in most part of the surveyed areas, where geomagnetic total intensity was measured by means of proton magnetometers.

Magnetic anomalies of the surveyed areas show four significant features as follows.

- i) Lineated patterns of magnetic anomalies found at the north-west Pacific basin have proved extending over the continental slope off the Tohoku District across Japan Trench.
- ii) Remarkable positive anomaly zones exist along the Pacific coast of Japan. They are parallel to the southern part of the Kuril-Kamchatka Trench and to the northern part of Japan Trench.
- iii) In the Japan Sea, anomaly patterns are extremely complicated, positive and negative anomalies being distributed like a patch works.
- iv) Continental shelf of the Okhotsk Sea is characterized by wide and smooth negative anomalies with locally very strong negative values found at limited areas.

The positive linear anomalies along the Pacific coast of Japan were examined by calculating numerically the magnetizations which are thought to cause the anomalies. From the results it is found that the one on the coast of the southeast Hokkaido can be explained by a normally magnetized horizontal layer, but that the other along the east coast of Tohoku District can be explained by a magnetized body having a westward component of magnetization. This facts have led us to a conclusion that the Tohoku District must have turned counter-clockwise after the layer causing positive anomalies had been formed. This conclusion coincides well with the palaeomagnetic results from rock samples on land obtained by Kawai, et. al. (1962).

1. 調査方法

調査海域と測線を第1図に示す。調査の大部分は海上保安庁水路部の「大陸棚の海の基本図」プロジェクトによって行われたもので、測線の間隔は2海里以下であるが、一部に地震予知計画による調査と、十勝沖地震震源域調査の結果を含み、それらの測線間隔は2~5海里である。

船位測定は、多くが北海道デッカチェーンとロランA、Cによったが、いずれの場合も沿岸部では可能なかぎり陸上の目標物による三点両角法でチェックし、系統的な測位誤差の補正につとめた。位置精度はすべての海域で1マイル以下である。

調査に従事した船は水路部の昭洋と明洋でいずれの場合もプロトン磁力計(測定精度 $\pm 1\gamma$)によって地磁気全磁力の測定がおこなわれた他、地形測量、エアガンによる地層探査、重力測定が同時に行われている。プロトン磁力計のセンサーは船尾から150m以上離して曳航された。地形及び地層探査結果に関しては、Sato et al.

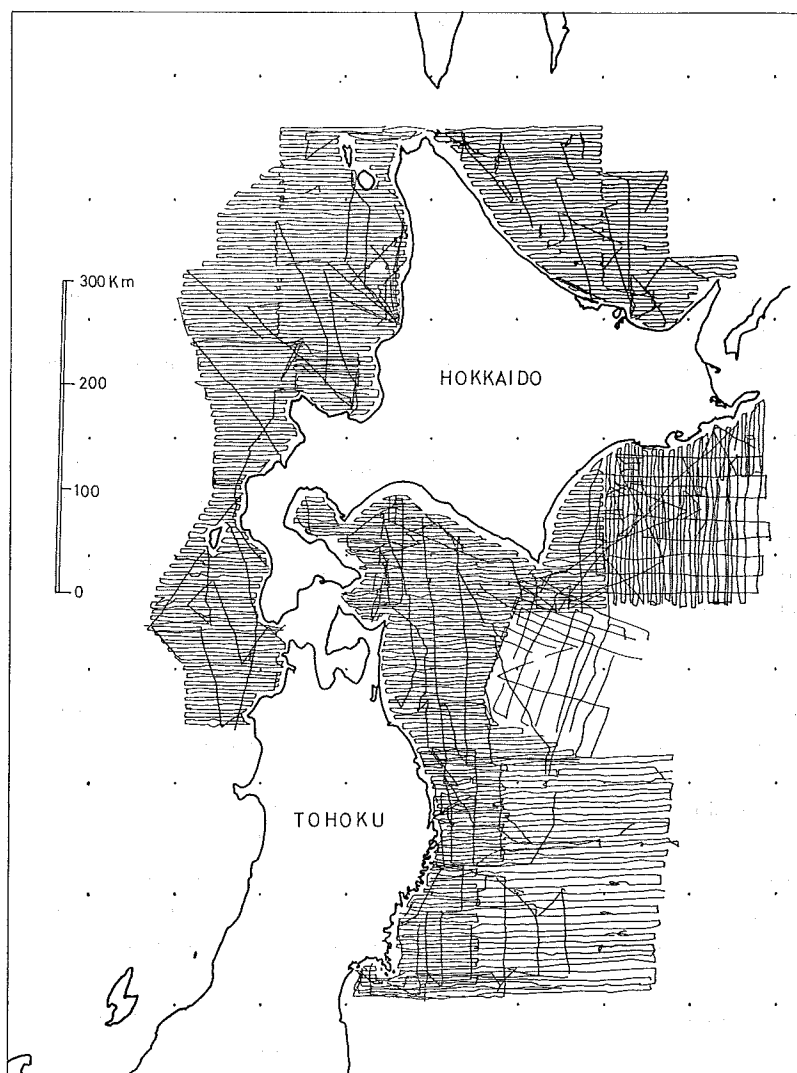


Fig. 1 Tracklines of geological and geophysical survey by "Shoyo" and "Meiyo" conducted by the Japanese Hydrographic Office from 1968 to 1972.

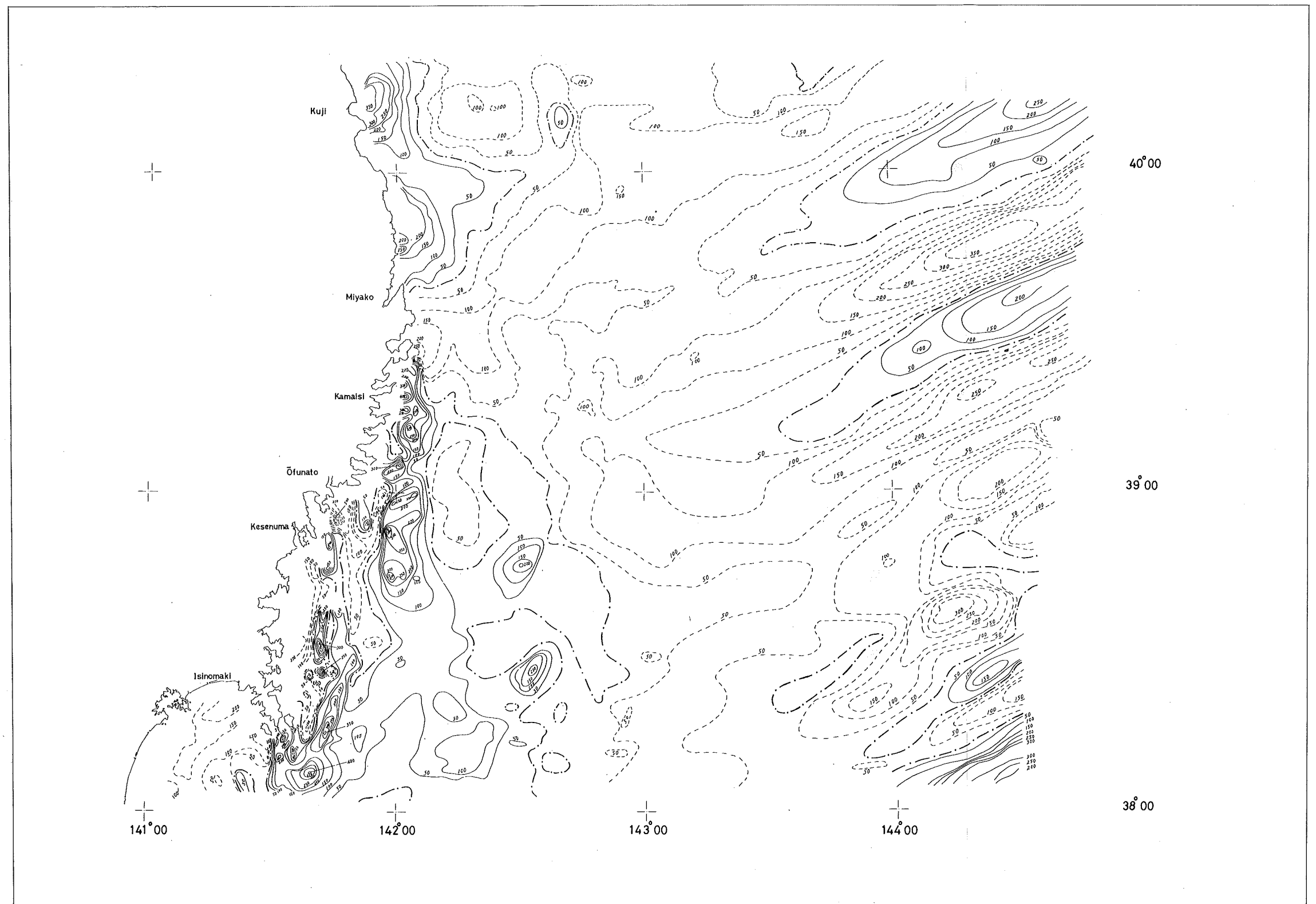


Fig. 2 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50γ. Solid lines are positive values and dotted lines are negative values.

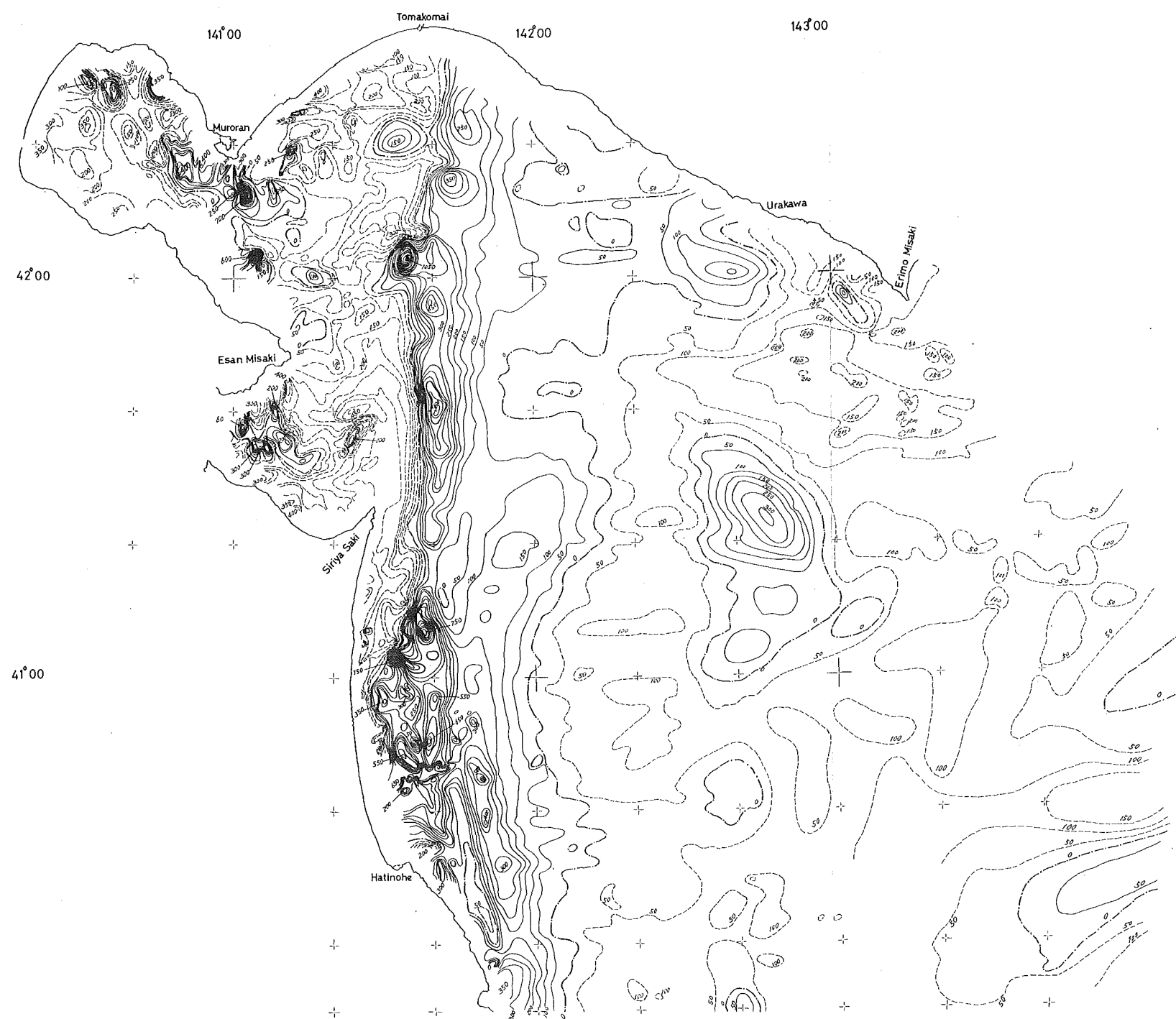


Fig. 3 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 γ . Solid lines are positive values and dotted lines are negative values.

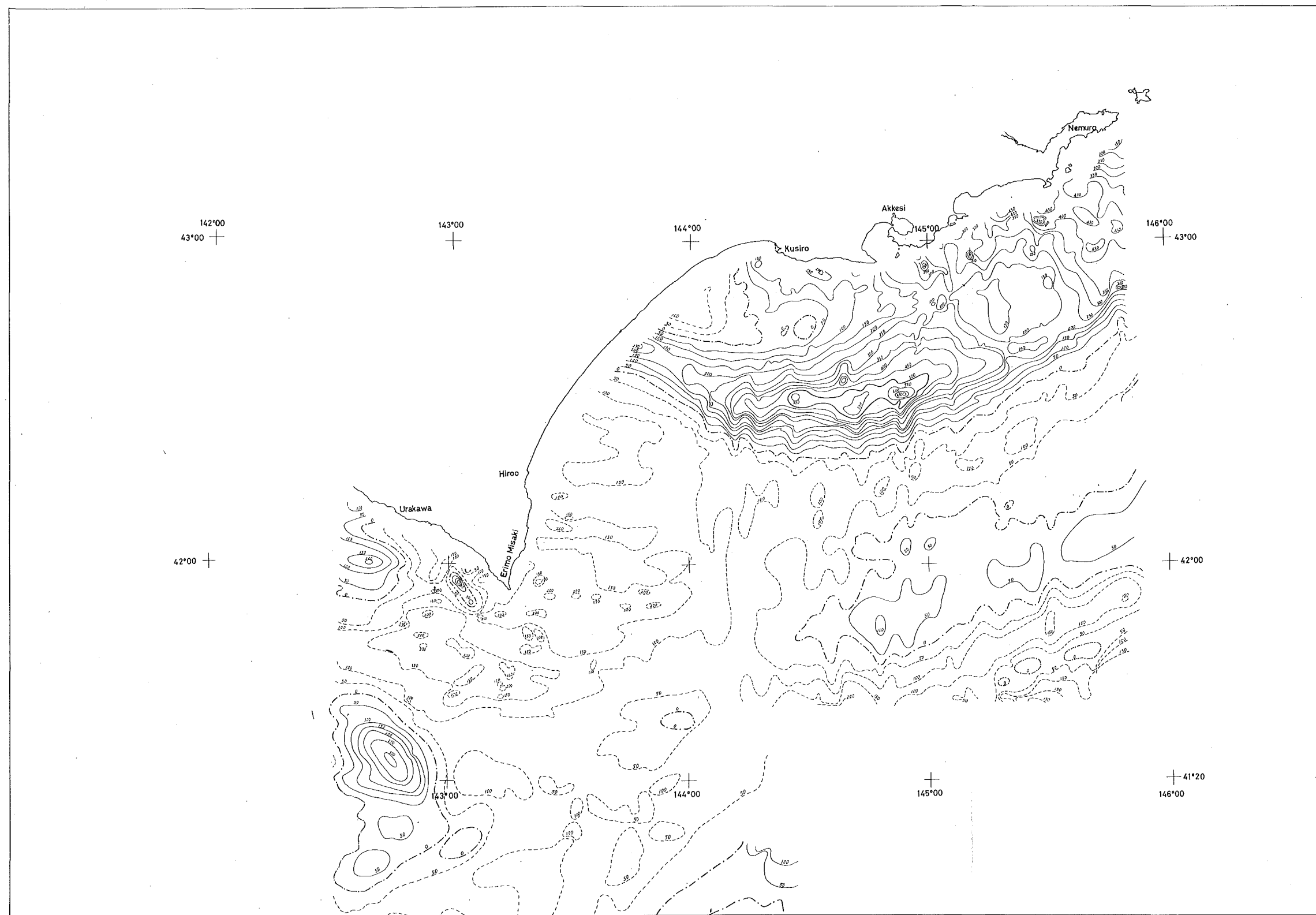
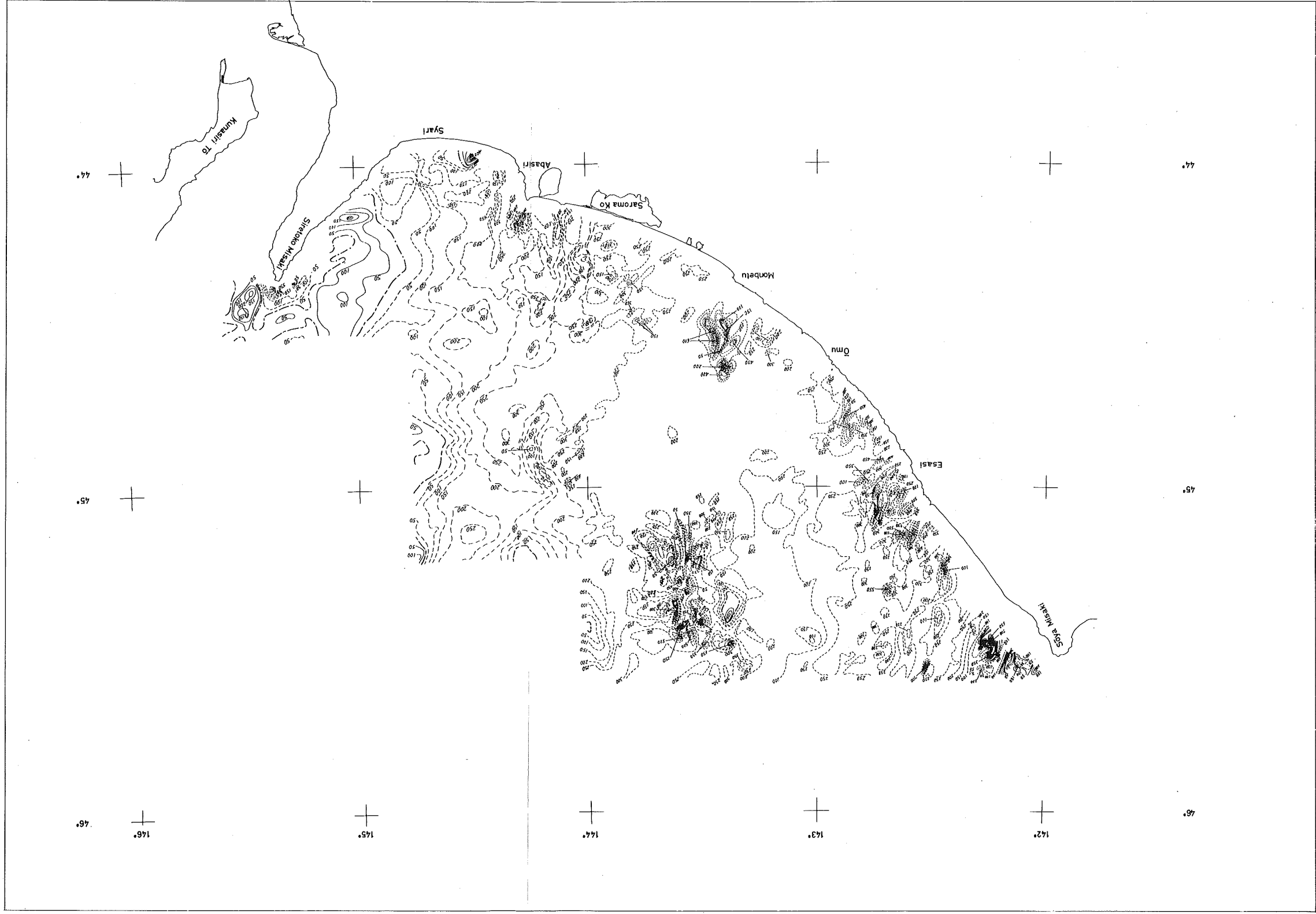


Fig. 4 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 γ . Solid lines are positive values and dotted lines are negative values.

Fig. 5 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50γ. Solid lines are positive values and dotted lines are negative values.



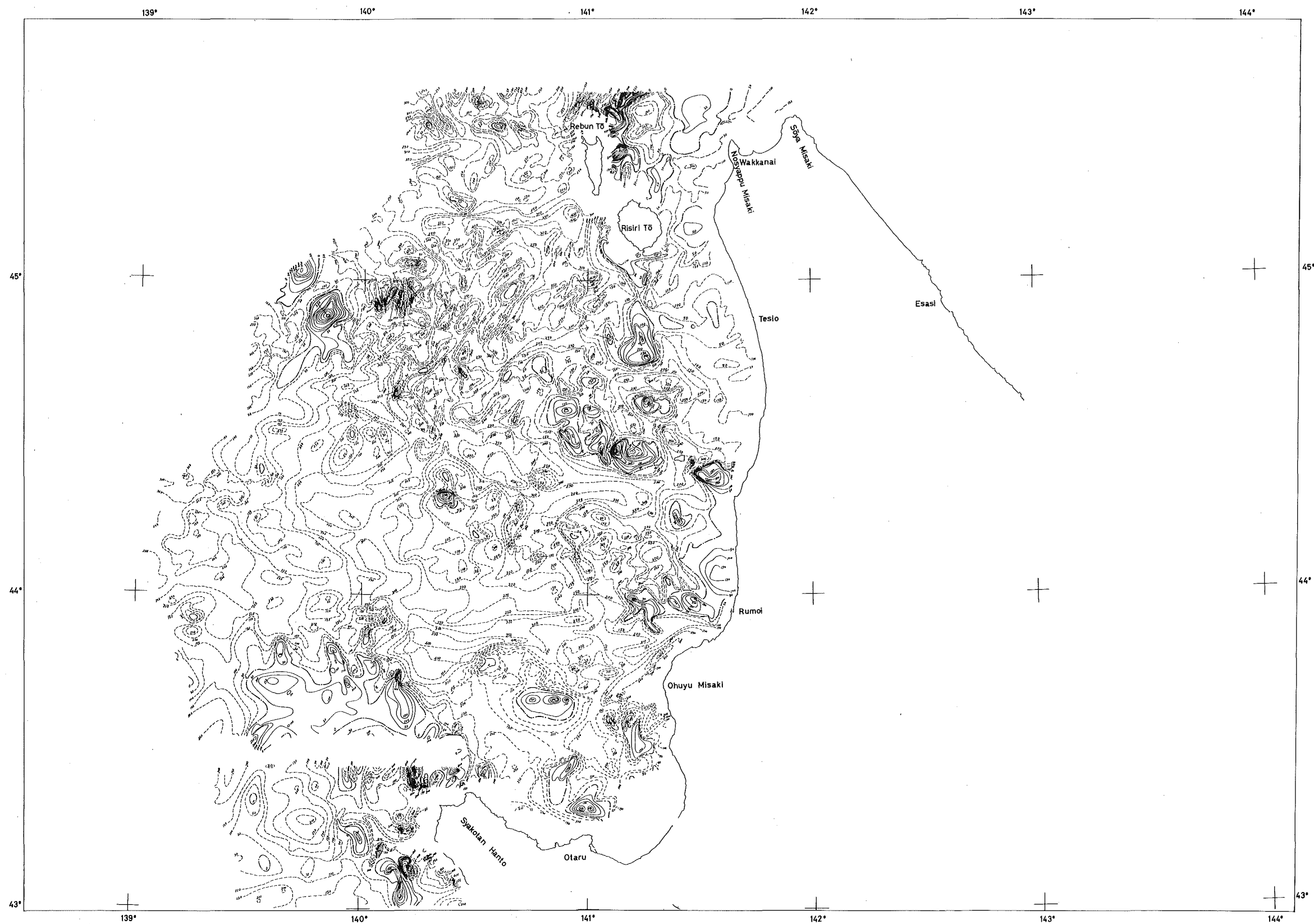


Fig. 6 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 γ . Solid lines are positive values and dotted lines are negative values.

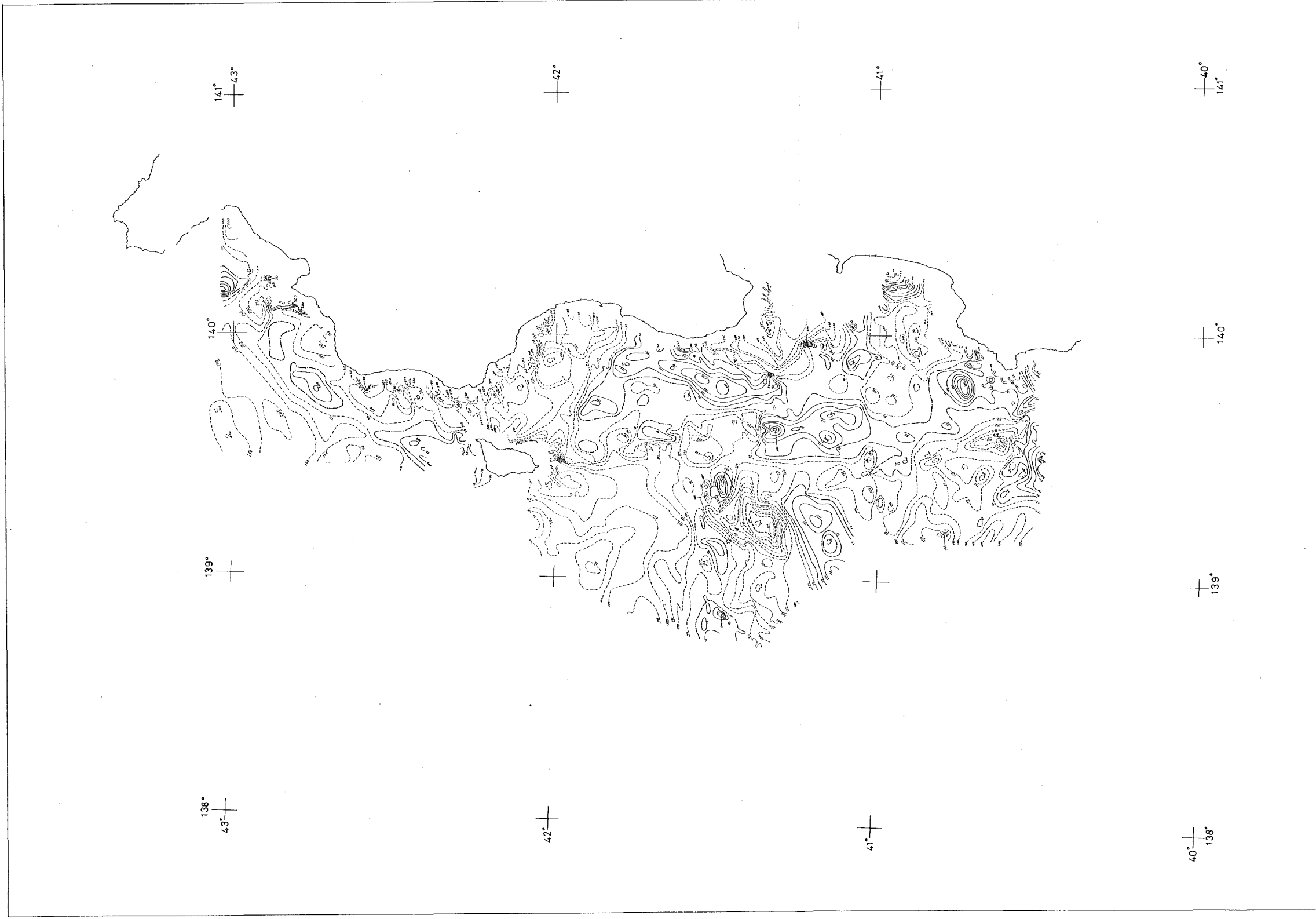


Fig. 7 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50γ. Solid lines are positive values and dotted lines are negative values.

(1972) 及び Nagano et al. (1974) に報告されている。

2. 測定海域の地形の概要

ほとんどが大陸棚であるが、太平洋側では千島海溝南部の陸側斜面と日本海溝北部及びその外側の大洋底のごく一部を含む。オホーツク海側では知床半島に近い南側で、海盆部に続く1500mより深い部分が一部に見られる他は、北側の2/3以上の測定海域はすべて200m以浅の大陸棚である。日本海側は大陸棚と大陸斜面で、水深3000mより浅い海域である。

3. 地磁気異常図の作成方法

地磁気異常の値は、個々の測定値から標準値を減じて得られるが、標準値は IGRF 1965.0 に水路部観測報告全国磁気測量編第2号による経年変化量を加味したものを用いた。先ず 1/20万 の縮尺の異常図を作成した後、それらをもとに 1/50万 の地磁気異常図をコンパイルした。第2～7図はそれらの縮図である。等値線の間隔はすべて 50γ とした。

4. 地磁気異常の分布

太平洋側では、大きく3つの海域に分けられる。それらは最も沖側の海盆部に特徴的な縞状異常を示す部分と、沿岸部の海岸沿いの長大な正異常域（北海道南東岸沖では2条認められ、東北地方東岸でも不鮮明ながら2条あるように見える。）およびこれら2つの間にあるスムーズな部分で、日高南方からまっすぐ南に向かって分布している。海盆部の縞状異常は Uyeda et al. (1967) の結果とよく合っており、今回の調査でその西端がきわめて明瞭に見出された。西端は海溝軸を越えて大陸棚側へ100km程、振幅を弱めながら続いている事から、大洋底の地殻がその付近まで深度を増しながら続いている事を示すものであろう。

沿岸部の2条の地磁気正異常帯は、千島及び日本海溝にそれぞれ平行で日高南方では認められない。北海道南東岸のものは第8図のように、現磁場の方向に帯磁した水平層で説明可能である。この部分はコンターの様子から、また Soloviyev et al. (1963) の結果からも、長い正異常域として千島弧の南に沿って延長されるものと考えられる。東北地方の東岸沿いのものは、第9図のとおり、西向きに磁化成分を持つ層によって説明可能である。地磁気異常の値を東西断面上に画くと、この領域では正異常の最大値を示す所から西側が急減し、東側では傾きがゆるやかとなる。これを説明するモデルとしては 45° 以上西に向いた磁化方向を持つ岩石が測定値に良く合うようで、この事は、東北地方東岸の基盤は形成されて以来、反時計まわりに 45° ないしそれ以上回転したと考える他はない。これは Kawai et al. (1962) の古地磁気学的結果と一致する。

大陸棚から大陸斜面上の長大な地磁気正異常帯は Zietz (1970), Keen (1970) の報告にも見られる。これらは古地磁気学的な結果と考えあわせる事によって、大陸棚の形成過程を解く鍵となるものであろう。

日本海側では、これらが前者と同じく 50γ 毎のコンターで画かれている事を考えあわせれば、きわめて複雑な地磁気分布をしている。日本海における未発表の水路部のデータでも、大陸棚上の地磁気分布はすべて複雑な様子をしており、一般的に縁辺海の大陸棚を特徴づけるものなのかもしれない。

オホーツク海側では、サロマ湖沖から西へ知床半島にかけて、千島弧に伴う正異常域が見られるが、東側の広い大陸棚上では、200m以浅であるにもかかわらず、磁氣的に平坦な海域が大部分で、その値が -200γ 以下である事が大きい特徴である。沿岸部と紋別北方沖合いには、 $-600\gamma \sim +300\gamma$ の複雑な異常が集まっている。これらの海域では、音響学的基盤の突出が見られる。全体に負異常がよく卓越している事は、この付近の基盤は

Fig. 8

Profiles of observed and computed anomalies along $144^{\circ} 33' \text{ E}$ meridian. Model is a two-dimensional horizontal slab having uniform magnetization in the direction parallel to the recent geomagnetic field.

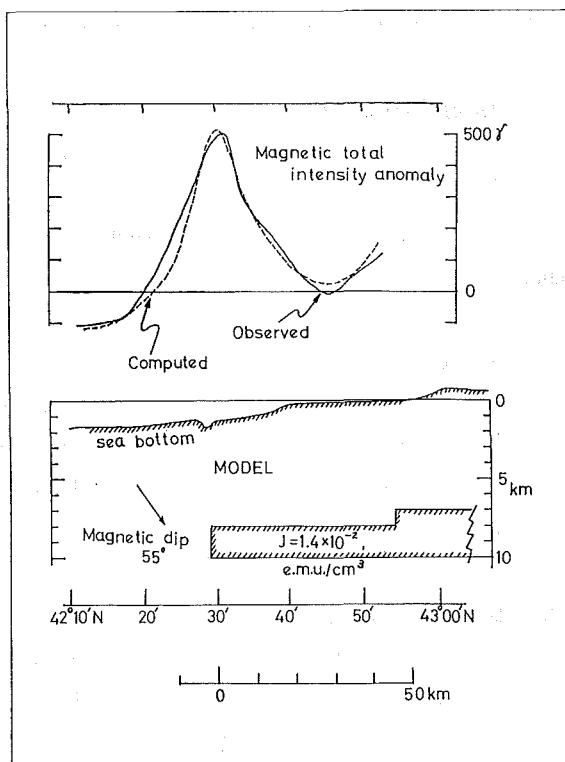
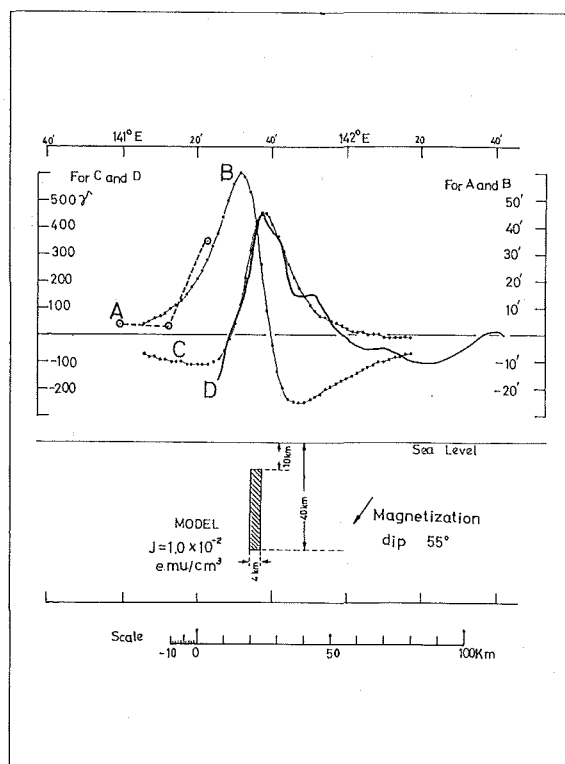


Fig. 9

Profiles of observed and computed anomalies along a parallel of 41° N .

- A; Observed anomaly of declination on land. (After 2nd order magnetic survey by Geographical Institute of Japan)
- B; Computed anomaly of declination from the model.
- C; Computed anomaly of total intensity from the model.
- D; Observed anomaly of total intensity.

Model is uniformly magnetized vertical dike. Direction of magnetization is west in the horizontal plane and dip is 55° in the vertical plane.



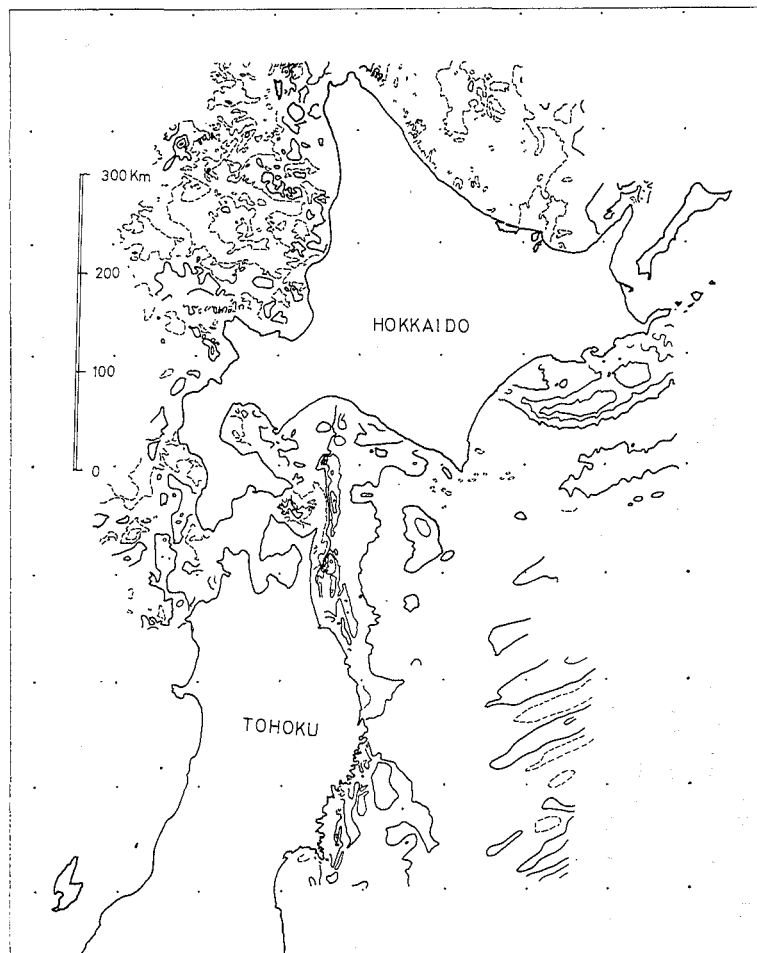


Fig. 10 Observed geomagnetic total intensity anomaly. Contour interval is 200 γ .

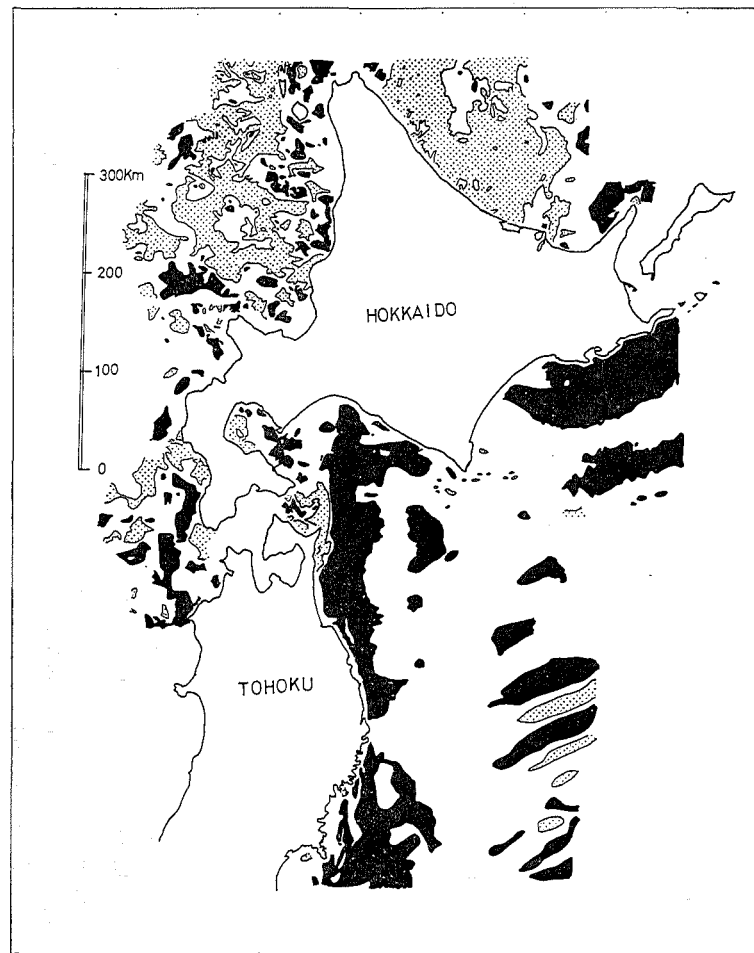


Fig. 11 Distribution of geomagnetic total intensity anomaly. Shaded areas are positive above zero gamma. Dotted area represents neagative below -200 gammas.

地磁気の逆転期に形成された事を示すものと思う。

5. ま と め

以上の結果を 200 γ 毎の等値線で示したのが第10図, 正負の異常をわかりやすく示したのが第11図である。これらの図は, 各海域の特徴を良くあらわしていると思うが, 陸上, 海盆部などでの詳しい調査結果と合わせて, テクトニックな意味をさらに考察する必要がある。

6. お わ り に

本論文は, 測量船昭洋・明洋の船長以下乗組員全員及び各測量班員の多大の努力のたまものであり, その熱意に著者一同敬意を表します。また熱心にデータ処理に当たった植竹和子氏に厚くお礼申し上げます。

最後に暖いはげましと, 有益な御助言を下された東京大学海洋研究所の瀬川爾郎博士に心からお礼申し上げます。

参 考 文 献

- Kawai, Ito, H., and Kum, S. 1962, *Geophys. J. R. astr. Soc.* vol. 6 pp 124-130
- Keen, M. J., Loncagevic, B. D. and Ewing G. N. 1970, *The Sea* vol. 4 part 2 p 251, John Willey & Sons.
- Nagano, M., Sakurai, M., Uchida, M., Ikeda, K., Taguchi, H. and Omori, T. 1974, Report of Hydrographic Researches No. 9
- Sato, T., Sakurai, M., Taguchi, H., Nagano, M., Uchida, M. and Omori, T. 1973, Report of Hydrographic Researches No. 8.
- Soloviyev, O. N., and Gaimanor, A. G. 1963, *Sov. Geol.*, pp 113-123
- Uyeda, S et. al. 1967, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* vol. 45 Part 3. pp 799-814
- Zietz, I. 1970, *The Sea* vol. 4 part 2. p 293, John Willey & Sons.

底質の油汚染と粒度組成に関する考察

日向野良治*・田口 広**・陶 正史*

CONSIDERATION ON OIL POLLUTION TO
PARTICLE SIZE OF BOTTOM SEDIMENTS

Ryoji Higano, Hiroshi Taguchi and Masashi Sue

Received 23 October 1974

Abstract

The extent of oil pollution of bottom sediments depends greatly on their particle size. Generally oil concentration in muddy sediment tends to be higher than that in sandy sediment. As the result of experiments, it is found that most of oil in bottom sediment is absorbed in the fraction of silt and clay. Then we proposed the following value to correct the influence of particle size;

$$\text{The corrected value} = \frac{\text{Analyzed value}}{\text{Mud content}} \times 100$$

From the distribution of the corrected value of bottom sediments of Tokyo Bay, it is clear that excessive oil pollution over 1000 ppm extends to the open sea along the Trough.

1. はじめに

近年、石油使用量の増大にともなう、海洋における油汚染は非常に深刻な問題となっており、1年間に海洋に放出される石油の量は数百万トンという膨大な量であると見積られている (Hunt and Blumer 1970, Blumer a. b). このような油汚染のモニタリングにあたっては、現在、主として、ノルマルヘキサン抽出物質が、その汚染指標として用いられている。この方法は、ノルマルヘキサンで抽出された油分を重量法により定量するものである (JIS K-0102)。しかし、この方法では、油分の総量をとらえることはできるが、その油分の中には、鉱油以外の油脂、その他、動植物に由来する物質も含まれていて、石油による汚染を正確にとらえる方法とはいえない。そこで、汚染調査室では、ノルマルヘキサン抽出物質をさらにカラムクロマトグラフ法により分離して飽和炭化水素濃度として油分のモニタリングを行なっている。飽和炭化水素は、原油の主成分であり、原油の産地によって異なるが、通常、原油中に数十%含まれている。この飽和炭化水素の濃度を定量することにより、石油による汚染の程度を知ることができる。

本報告では、東京湾観音埼付近の底質の油汚染の調査結果について述べる。観音埼付近は、東京湾から湾外への汚染の拡散状態を検討するうえで非常に興味ある海域である。

* 海象課海洋汚染調査室 ** 国際航業株式会社 (前海象課海洋汚染調査室)

また、底質の汚染を把握するためには、底質の粒度組成が重要な因子であることが、これまで二、三指摘されている（真鍋1972, 平泉1973, 西村1974）。

そこで、上記の海域の底質の油汚染について、粒度組成の点から検討を加えて、油汚染の拡散状態について考察を行なった。

2. 試料及び分析方法

1) 試料

底質試料は、昭和48年1月から2月にかけて、円筒型採掘器により採取した（海上保安庁水路部 1973）。試料の採取点を Fig. 1 および Table 1 に示した。

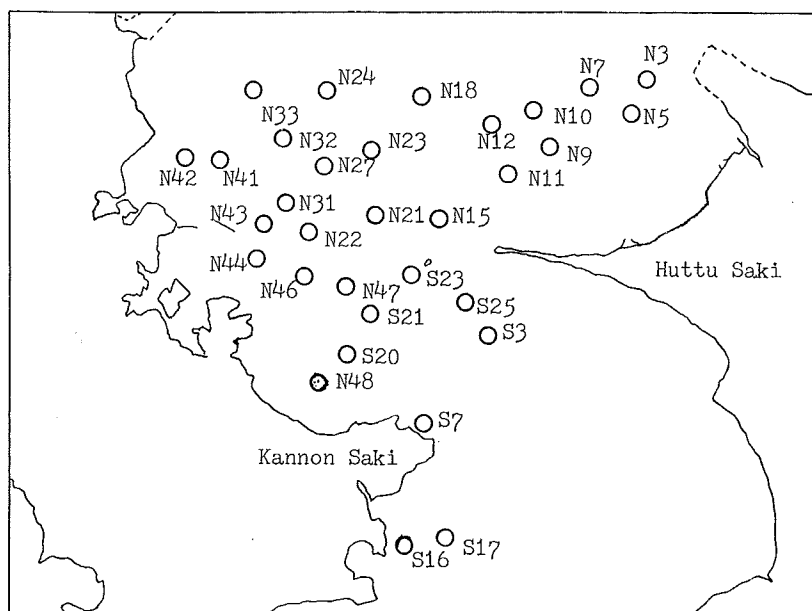


Fig. 1 Location of Sampling Stations

2) 分析方法

底質中の飽和炭化水素の分析は Fig. 2 に示したフローチャートにしたがって行なった。

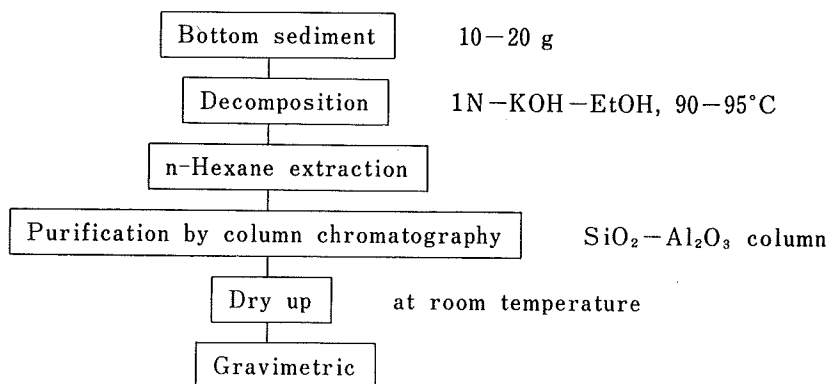


Fig. 2 Analytical Method of Saturated Hydrocarbons

3. 結果及び考察

Table 1 および Fig. 3 に飽和炭化水素の分析結果を示した。図から明らかなように、神奈川県側の海域は千葉県側の海域とくらべて著しく汚染されていることがわかる。また、東京湾外の飽和炭化水素の値が、およそ 50ppm であることと比較すれば、湾内の汚染の程度がいっそう明瞭となる。

ところで、海洋に流出した油による底質汚染の大部分は、油が海水中の微小懸濁物質、たとえば、岩屑、粘土鉱物などに吸着し、それが沈降してひきおこされるといわれている (Parker 1971)。この場合、懸濁物質が微小であるほど、単位重量当りの表面積も大きく、したがって、単位重量当りの油の吸着量も大きいことから、底質が砂と泥の場合では、当然泥のほうが高い油分値を示すことが考えられる。Fig. 3 には、飽和炭化水素濃度とあわせて底質分布を示したが、泥質のところは砂質のところよりも飽和炭化水素濃度が高い傾向がみられる。

Table 1 Description and Analytical Data of Bottom Sediments

Station No.	Location		Depth (m)	Saturated hydrocarbons (ppm)	Corrected value (ppm)	Mud content (%)
	Lat. N	Long. E				
N 3	35°21'56"	139°49'37"	13.1	198	485	40.8
N 5	35 21 07	139 49 19	11.5	134	318	42.1
N 7	35 21 47	139 48 32	12.1	41	148	27.7
N 9	35 20 39	139 47 37	15.1	212	422	44.9
N 10	35 21 21	139 47 12	12.6	160	667	24.0
N 11	35 20 03	139 46 44	14.4	184	616	29.9
N 12	35 20 59	139 46 13	17.9	228	417	54.7
N 15	35 19 13	139 45 07	18.1	65	197	33.0
N 18	35 21 38	139 44 53	20.5	140	444	31.5
N 21	35 19 07	139 43 42	49	38	437	8.7
N 22	35 19 00	139 42 25	49	388	935	41.5
N 23	35 20 29	139 43 38	33	144	322	35.5
N 24	35 21 44	139 42 53	41	260	356	73.0
N 27	35 20 17	139 42 43	44	465	595	78.1
N 31	35 19 36	139 41 42	46	314	915	34.3
N 32	35 20 48	139 41 38	50	678	700	96.8
N 33	35 21 46	139 41 00	31	1033	1096	94.3
N 41	35 20 22	139 40 07	21.1	803	891	90.1
N 42	35 20 18	139 39 42	18.0	980	1250	78.4
N 43	35 19 02	139 41 17	31	632	1032	62.2
N 44	35 18 36	139 41 04	25.8	429	926	46.3
N 46	35 18 10	139 42 07	47	138	1380	10.0
N 47	35 17 59	139 43 06	46	106	443	23.9
N 48	35 16 16	139 42 36	28.1	354	596	59.3
S 3	35 17 06	139 46 06	26.8	73	437	16.7
S 7	35 15 32	139 44 46	32	151	1360	11.1
S 16	35 13 08	139 44 23	34	400	826	48.4
S 17	35 13 25	139 45 19	44	179	1630	11.2
S 20	35 16 55	139 43 10	59	305	802	38.0
S 21	35 17 38	139 43 36	46	302	2420	12.5
S 23	35 18 10	139 44 27	56	74	822	9.0
S 25	35 17 53	139 45 46	18.7	183	633	28.9

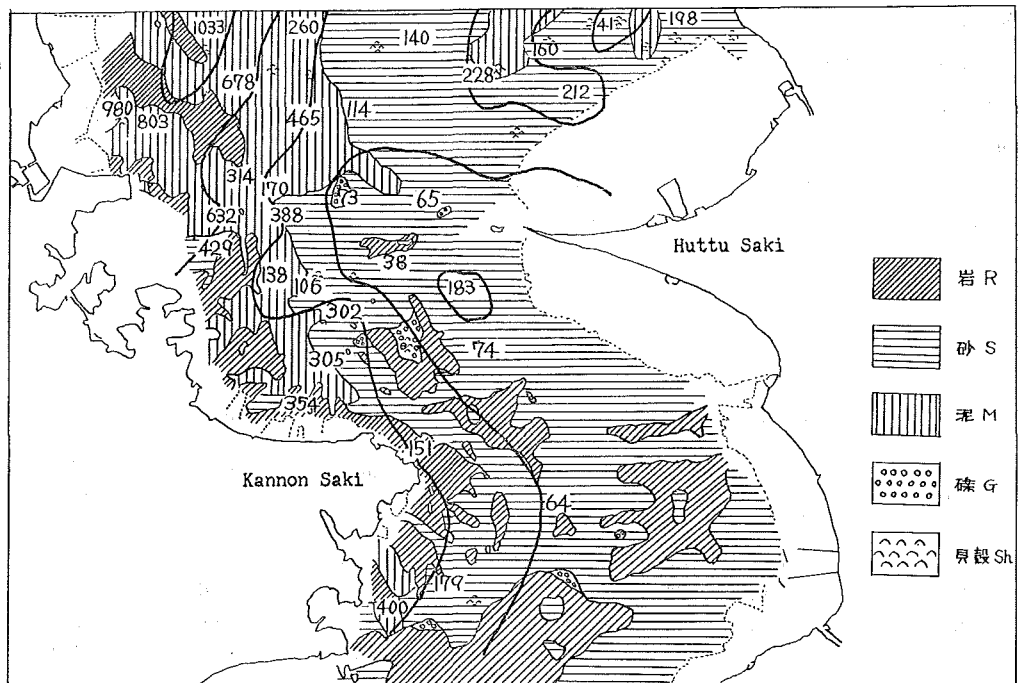


Fig. 3 Distribution of Saturated Hydrocarbons and Quality of Bottom

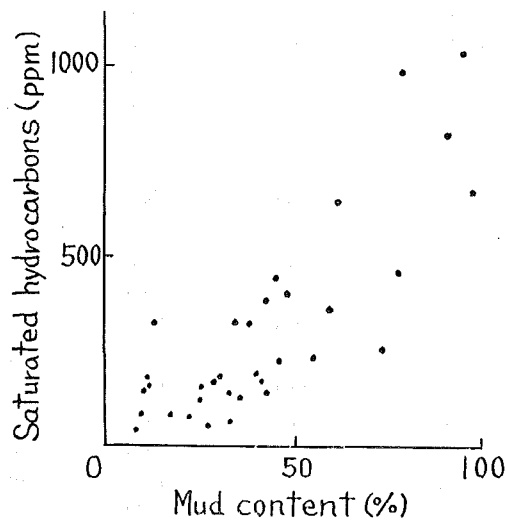


Fig. 4 Relation between Saturated Hydrocarbons and Mud Content.

油分値と底質分布の関係をさらに明らかにするために、底質中の粒径 62.5μ 以下のシルト・粘土部分の含有率（以下、含泥率と表わす）飽和炭化水素濃度との関係を示したものが Fig. 4 である。明らかに両者間には相関がみられる。

このように、底質の油汚染を検討するためには、底質の粒度組成を知る必要があることがわかる。

ここで、底質の油汚染に対する各粒度フラクションの寄与を知り、粒度組成の影響を定量化するために、次の実験を行なった。すなわち、底質試料を中粒砂 ($250 \sim 500 \mu$)、細粒砂 ($62.5 \sim 250 \mu$) およびシルト・粘土 (62.5μ 以下) の各粒度フラクションに篩分けし、これをエチルアルコール、エチルエーテルおよびノルマル

ヘキサンで充分洗浄し、油分を除去した後、海水に分散させ、原油を加えて振とうし、Fig. 2 に示したフローチャートにしたがって各粒度フラクションごとの飽和炭化水素の吸着量を求めた。その結果を Table 2 に示した。表から明らかなように、油の吸着量は、シルト・粘土フラクションで著しく大きく、2500ppm (吸着飽和量と考えられる) という値を示した。このことから、底質の油汚染では、シルト・粘土フラクションの寄与が非常に大きく、底質中の油は、ほとんど、シルト・粘土フラクションに吸着した油であると考えてもよい。実際の試料では、粘度組成が様々であるため、粒度組成によって油分値が著しく影響され、粒度組成を考慮していない分析値そのままでは、真の汚染状態をとらえることは難しい。

Table 2 Adsorption Quantity of Saturated Hydrocarbons for Sieved Bottom Sediment Sample

Sieved bottom sediment Sample 5 g ; Sea water 100 ml
Crude oil 82.4 mg (Saturated hydrocarbons content 31.5 mg)
Shaking time 3 hrs.

Sieved Sample	Adsorption quantity of saturated hydrocarbons (mg)	Concentration of Saturated hydrocarbons (ppm)
Mean sand (250—500 μ)	0.4	80
Fine sand (62.5—250 μ)	0.6	120
Silt. Clay (<62.5 μ)	12.6	2500

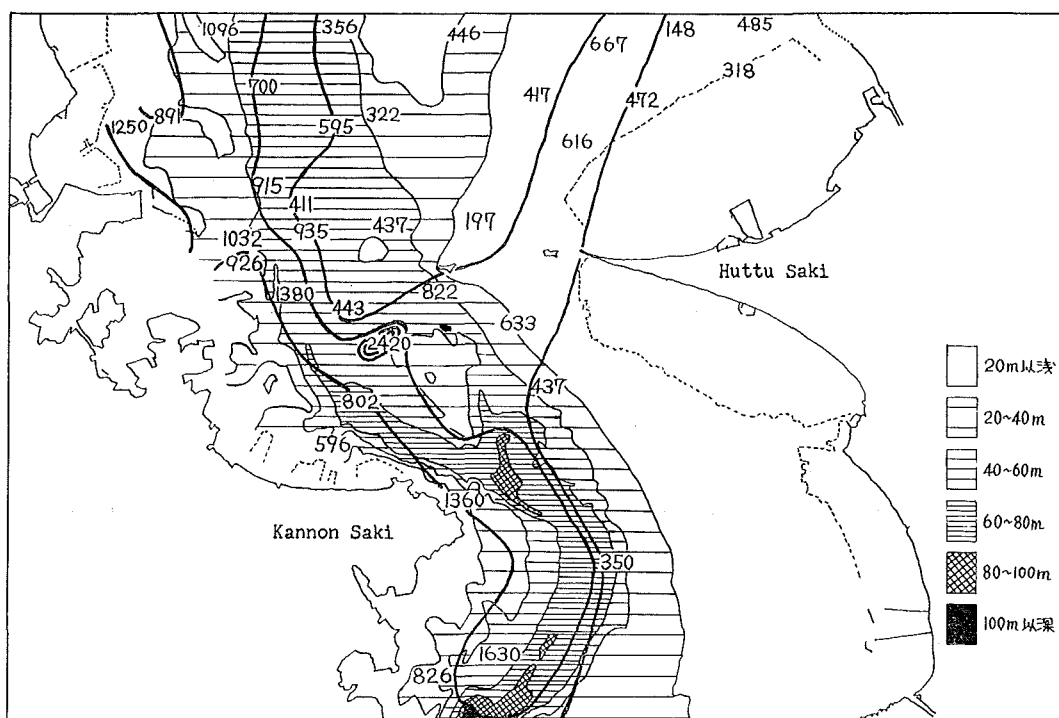


Fig. 5 Distribution of Corrected Values of Saturated Hydrocarbons and Bathymetric Chart

そこで、このような粒度組成の影響を補正するために、試料が 62.5μ 以下のシルト・粘土フラクション 100% であると考えたときの値で汚染状態を示すことを考えた。この値は次の式により求められる。

$$\text{粒度補正值} = \frac{\text{飽和炭化水素分析値}}{\text{含泥率}} \times 100$$

このようにして求められた値は、油分の絶対値ではないが、実際の汚染状態を知るうえでは、非常に有効な値であると考えられる。

Fig. 5 には、このようにして求めた飽和炭化水素の粒度補正值の分布を示した。神奈川県側が高濃度で千葉県側が低濃度という傾向は Fig. 3 の場合と同様である。しかし、1000 ppm 以上のきわめて高濃度の値は、剣埼沖付近にまで達し、湾内の汚染が湾外に拡散しつつあることが明らかである。浦賀水道付近は、砂質であるため、Fig. 3 では見かけ上低濃度になっているが、粒度補正を行なうとかなり高濃度に汚染されていることがわかる。

このように、粒度補正值で底質の汚染状態を表わすと、試料の粒度に関係なく汚染の実態を示すことができる。

また、この分布図から、油の分布と海底地形との間にかかなりの相関性があることがわかる。すなわち、1000 ppm 以上の高濃度の汚染は、横浜、横須賀沖付近から、海底谷に沿って南下して分布している。このことは、底層流あるいは小規模な乱泥流などによる底質の再移動の影響を示唆するものである。この点については、底層流の詳細なデータおよび底質の鉱物組成のデータの集積を待って、今後、さらに検討を行なう予定である。

4. おわりに

これまで述べてきたように、底質の油汚染を評価するためには、底質の粒度組成について検討する必要がある。特に、シルト・粘土フラクションのような粒度の細かい部分が大きな影響を示すことが明らかとなった。本報告では、粒度補正の一例として含泥率による補正方法について検討を加えたが、このほかにも、底質の表面積を尺度として補正する方法も有用であろう。

このような粒度による影響は油汚染だけではなく、カドミウムのような重金属汚染についてもあてはまり、この場合には、粘土部分、特に、イオン交換容量の大きいモンモリロナイト含有量が問題になってくるであろう。重金属汚染に及ぼす粒度組成、粘土含有量、モンモリロナイト含有量などの影響については今後詳細な検討を行なう予定である。

最後に、底質試料および海底地形図、地質図などの資料の提供をうけた測量課地質調査係の諸氏に感謝の意を表する。

参 考 文 献

- Blumer, M. 1970a, Conference on Pollution of the Sea by Oil Spills, NATO, Brussels.
- Blumer, M. 1970b, FAO Technical Conference on Marine Pollution and its Effects on Living Resources and Fishing, Roma.
- 海上保安庁水路部 1973, 東京湾観音崎付近海底地形地質調査報告
- 平泉 泰 1973, 化学工学協会年講演要旨集
- Hunt, J. M. and M. Blumer 1970, 15th General Assembly of the International Association of Physics and Science of the Ocean, Tokyo,
- 真鍋武彦 1972, 海洋学会秋季大会講演要旨集
- 西村 肇 1974, 海洋学会春季大会講演要旨集
- Parker, C. A. 1971, Water Pollution by Oil, 237.

南極深層水とリュッツホルム湾沖合の海洋構造との関係について

菱 田 昌 孝*

ON THE RELATIONS BETWEEN ANTARCTIC DEEP WATER
AND OCEANOGRAPHIC STRUCTURE OFF LÜTZOW-HOLM BAY

Masataka Hishida

Received 23 October 1974

Abstract

The oceanographic structures of the Antarctic Ocean off Lützow-Holm Bay during the austral summer are described, based primarily upon observations taken aboard the icebreaker Fuji of the 15th Japanese Antarctic Research Expedition from 1973 to 1974. The oceanographic features are revealed by analysis of temperature, salinity, dissolved oxygen and nutrients.

It is clarified that the westward-flowing current dominate near the coast side and the eastward-flowing current dominate over the broad area off the coast. The former area as well as the sea above the continental shelf slope has possibility of Antarctic Deep Water formation. The latter area are strongly affected by the Antarctic Circumpolar Current. Especially in the deep layer, the water shows low temperature, fairly high salinity concentration and high concentration of dissolved oxygen. The water may originate from the Weddell Sea.

Circumpolar Deep Water flows eastward and changes the characteristics with the mixing of North Atlantic Deep Water and Continental Shelf Slope Waters.

1. ま え が き

南極海域の海洋構造については、古くから多くの研究が集中しており、特に最近の各国の海洋観測にもとづく資料の蓄積は著しく増大し、これに伴う精力的な解析は目覚ましいものがある。南極海が研究の対象として各国海洋研究者達の強い関心を集めるのは、以下に述べるような海洋学上の多方面の重要な問題を含んでいるからである。

i) 世界の全海洋水の約30%に達するインド洋と太平洋の深層に存在する水温 $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$ 、塩分 34.6~34.8‰の深層普遍水 (MONTGOMERY, 1958) の構成水塊が南極深層水であること。ii) 大西洋、インド洋および太平洋の三大洋にわたる海水の混合あるいは海洋大循環が南極海域を通じて行なわれている。すなわち、ウェッデル海において形成された南極深層水は北から来る北大西洋深層水と合わさり、表層の南極周極流と共に、深層を西から東へと流れ、インド洋および太平洋の深層水となっていく深層大循環過程を STOMMEL (1958) が提唱した

* 海洋研究室

こと. iii) この南極周極流の規模は、その水塊移動量(流量)が $200 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ を越えると REID & NOWLIN (1971), CALLAHAN (1971) らは報告しており黒潮やメキシコ湾流の流量より大きく、世界の海洋循環に強い影響力を持つこと. iv) 深層水の形成すなわち水塊形成の基本的様式がウェッデル海のみならずロス海でも行なわれると JACOBS ら (1970) が述べ、さらにロス海およびアメリー氷海でも行なわれると GORDON (1972) が述べたこと. v) 表層と深層の温度差が小さいため水平移流ばかりでなく鉛直混合も盛んであり、顕著な収斂線を形成する一方、大規模な湧昇現象が見られること (DEACON, 1937). vi) 鉛直混合が盛んなため、表層付近の各種栄養塩類も比類なく多く、南極海域は世界でも最も大きな生産力を持つ海の一つ (EL-SAYED, 1971) であり、こうした化学成分などの三大洋における物質濃度を大きく規定する. vii) 深層水形成の機構についての FOFONOFF (1956), SEABROOKE ら (1971), GILL (1973) などの研究、南極周極流についての GORDON (1966), CALLAHAN (1972), DEVINE (1972) などの研究が進むにつれて、世界の海水交換すなわち全体の水収支およびそれに伴う物質収支などの算定が可能になること.

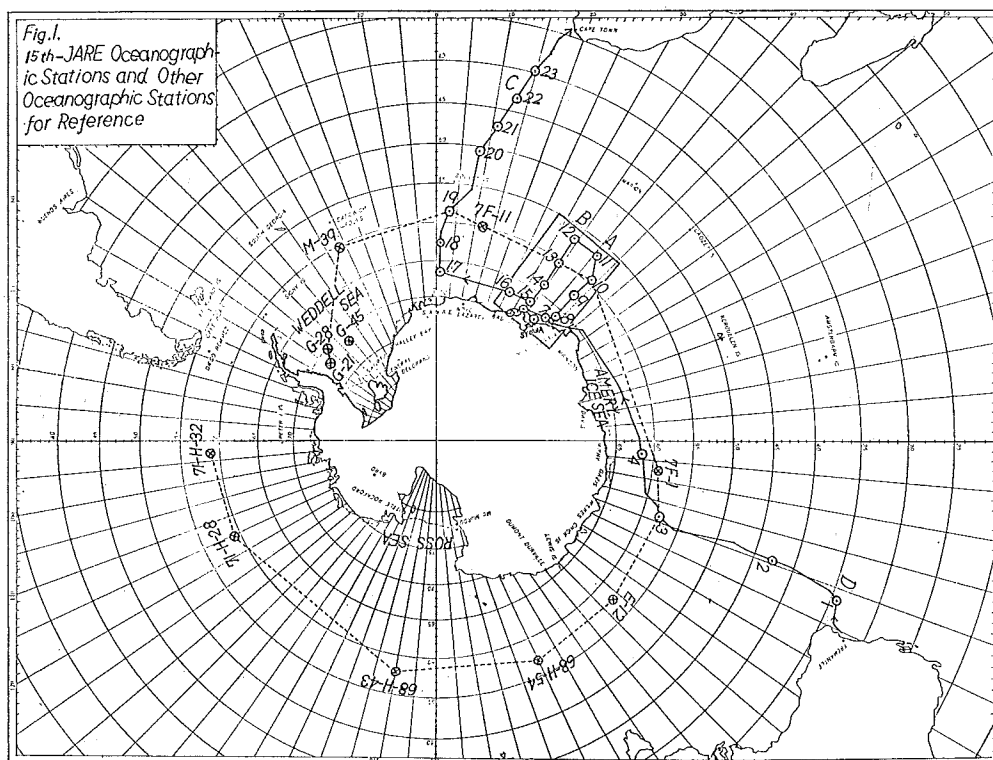
昭和基地の位置するリュッツホルム湾からその北部にかけての沖合海域および東経零度線付近を北上してケープタウンに至る海域は、上述ウェッデル海のすぐ東隣に当たる海域であり、南極深層水の形成と南極周極流の推移を追跡するのに好適な場所である.

水路部では毎年南極地域観測に参加しているが、15年にわたる長い南極観測のうちでも、今回初めてこのリュッツホルム湾沖の南極海について本格的な各層観測、STD, GEK, BT 等による海洋調査が実施できた. この第15次南極地域観測海洋部門の南極海域調査(1973年12月~1974年3月)結果にもとづき、資料の検討・解析を行なったところ、近年得られた各国の各層観測結果との比較も含めて、興味ある関係が見出されたのでここに報告する.

2. 測点及び測定法

第1図の矢印付きの実線は、フリーマントルから昭和基地を経てケープタウンに至る南極海航海を中心とした 15th-JARE (第15次南極観測) の観測船「ふじ」の航跡を示す. ◎印は各層観測点であり、脇につけた番号はその測点番号である. また A, B, C, D はそれぞれ南北に縦断する測点を結んだ断面である. このうち、A, B の断面は特に重要で、今回の観測の主眼となったリュッツホルム湾沖合を中心とした海域について詳しく議論するために四角い実線枠で囲んだ部分は第2図に拡大して示す. 一方、点線は南緯60度付近を中心として南極海の各国海洋観測の資料から、とくに南極周極流域にあると思われる測点を選び結んだ線である. ただし、ウェッデル海の測点はこの緯度幅の中にない. また ⊗印は、15次 JARE 以外の海洋観測の測点であり脇につけた付号や番号は観測船名の頭字と測点番号などを示す. 例えば 68-H-54 は1968年の東大海洋研白鳳丸による観測の54測点を示している. 15次 JARE では、GEK, BT, STD, 表面観測以外に第1図に示した1~23までの測点において各層観測を実施した.

解析データとして用いた各化学成分の分析法は次のとおりである. 塩分は AUTO-LAB サリノメーター、溶存酸素は WINKLER 法、リン酸塩はアスコルビン酸還元によるモリブデン青法、ケイ酸塩はケイ-モリブデン黄法、硝酸塩はカドミウムを使った MORRIS & RILEY 法、pH は電気化学計器デジタル pH メーターによってそれぞれ測定した. 比色分析は径40cmの円筒型セルに試水を入れ東京光電の光電比色計を用いた. なお水温は水銀転倒温度計により測定し、その他の測定項目として亜硝酸塩、アンモニアも分析した.



3. 結 果

1) T-S 曲 線

第3図は15次JAREのうち、代表的な測点のT-S図である。なお実線枠で囲んだ部分は第4図として拡大して示した。先の第1図と第3図を合わせて、水塊を区分する。また、より詳細な区分には第2図および第4図を利用する。i) ごく沿岸部のSt. 5, 6, 7, 8のうち定着氷縁内のSt. 5は約 -1.8°C とかなり結氷点に近い水温(T)を示し、塩分(S)は $34.0\sim 34.2\text{‰}$ と表層としては大きな値を示す。一方St. 6は半島沖の氷の少ない海域で $-1.0\sim -1.3^{\circ}\text{C}$ と前者に比べややTは高く、Sは $33.5\sim 34.1\text{‰}$ と低い。しかしこの両測点はTがほぼ一定で、Sのみが深度と共に増大するという共通の形を示す。St. 7, 8のごく表層はT, S共に大きな変動を示すが、50m付近よりも深い層はSt. 5と類似の形を示す。さらに深層は、深度600~700mでSは 34.70‰ となり、 σ_t が27.85に近づく。ii) St. 3, 9, 10, 11, 19はi)に比べてより北上した沖合の測点である。これらに共通なことは、横S字形のT-S分布を示すことである。すなわち、ごく表層でTは高いがSは低く、その下層で -1°C 以下のT極小層がある一方、Sは増加する。さらに深くなると逆に昇温して、Sも極大を示すが、最深部に向かってはT, S共に低下するといった変化である。St. 9, 10, 11の400~500mにおけるTは 1.5°C 以上でかなり高い。なおSt. 19はかなり変形した横S字形であり、中層部での変化は他の4測点と異なり低温、高塩分である。iii) St. 20, 22はいずれも南極収斂線以北の海域であり、横S字は大きく崩れ表層付近のTの立ち上がりは大きくなると同時にSも増加する。しかし最深部では σ_t が27.85に近づく。

結局、リュッツホルム湾沖合のA, B断面上にある測点については、約600mまでの中層水のT-S分布はSt. 7, 8とSt. 9, 10, 11が別の群を作っており、これは後述する沿岸の西向流の海域と沖合の東向流の海域とにそれぞれ対応している。しかし1000m以上の深層部では、両者とも σ_t が27.85付近の均一な水塊($T = -0.3 \sim +0.5$

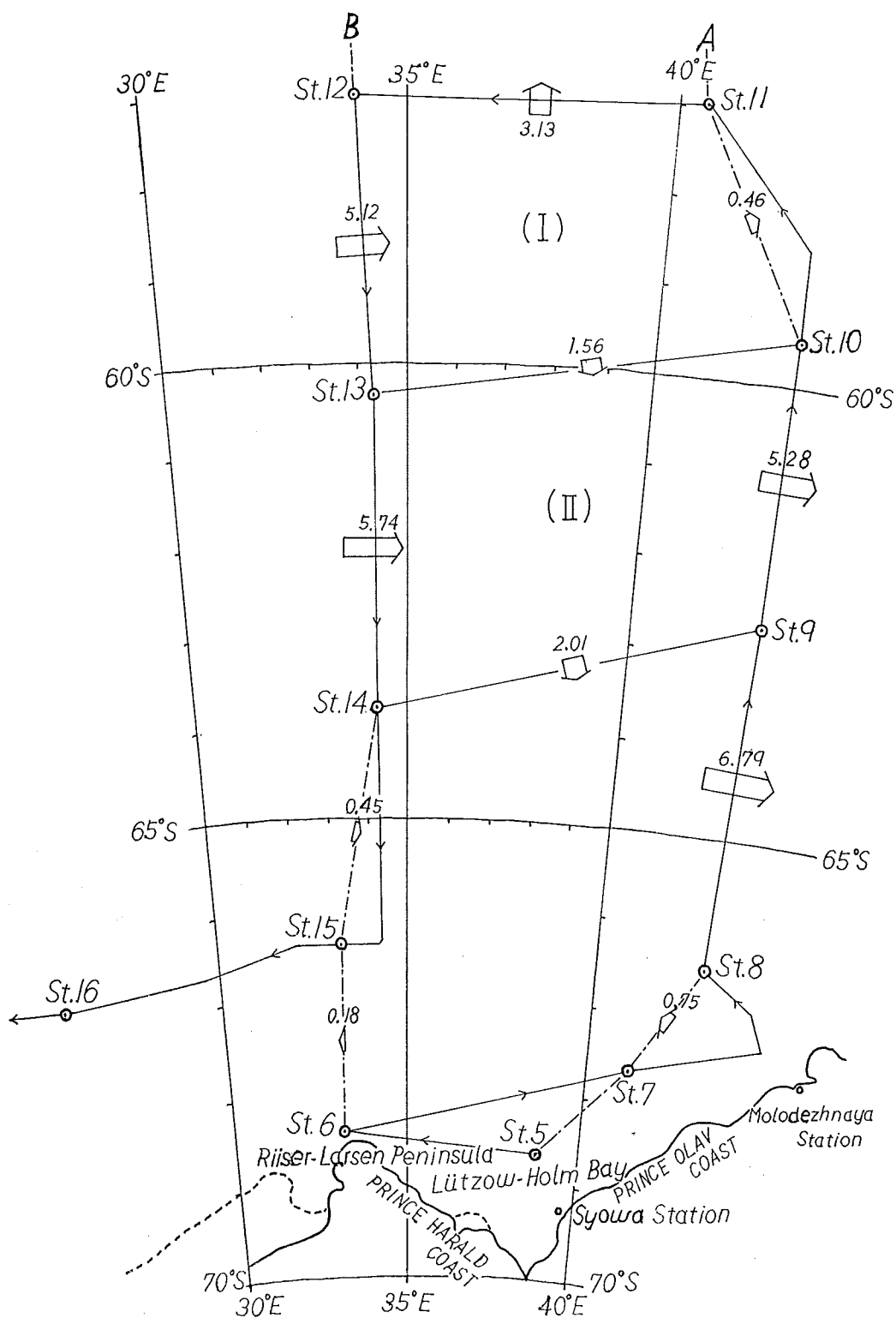


Fig. 2 Oceanographic Stations off Lützow-Holm Bay and Transport of Sea Water

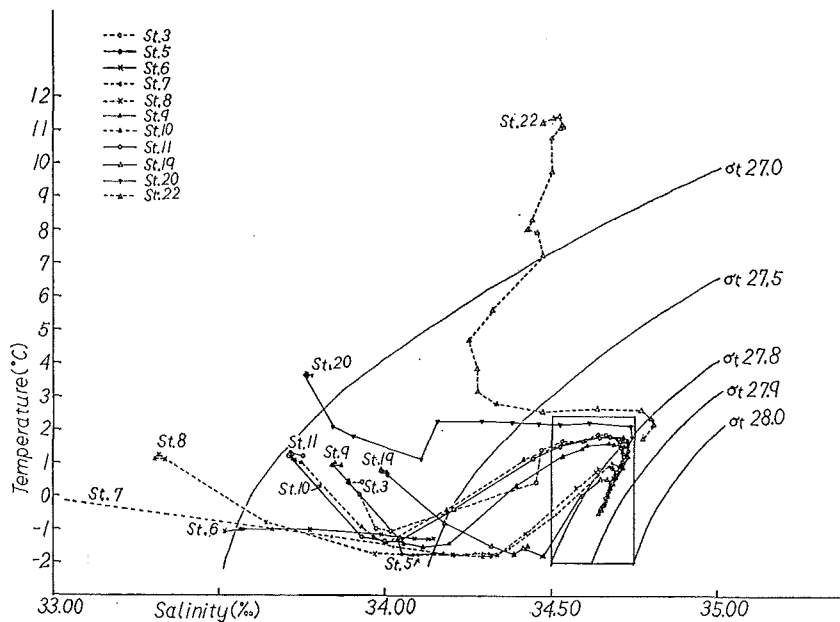


Fig. 3 T-S diagram of 15th-JARE Oceanographic Observation Stations

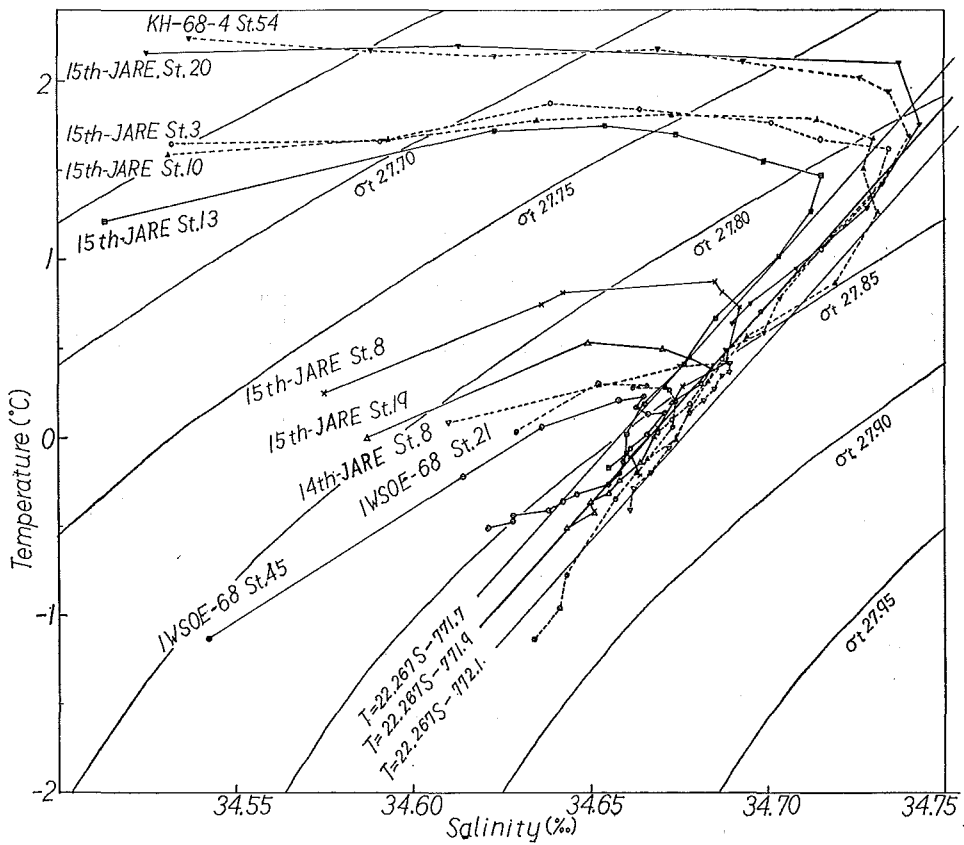


Fig. 4 T-S diagram of Antarctic Circumpolar Water

°C, $S=34.65\sim34.70\text{‰}$)に属する. この深層について更に詳しく第4図で検討する. 第4図は, 第3図の15次 JARE の資料中実線棒で囲んだ $T=-2.0\sim-2.4^{\circ}\text{C}$, $S=34.5\sim34.75\text{‰}$ の範囲を拡大図示するとともに, 第1図に示した各国資料の測点の同様な範囲にある $T-S$ 分布を加えて示してある. この図から 60°S を中心に, 南極周極流域をウェッデル海より順次西から東へかけて測点をたどると, 一定の傾向があることに気付く. すなわち, ウェッデル海 (IWSOE St. 21, 45) の分布は深度を増すにつれて $T-S$ ともに低い点から漸次増大し σ_t が 27.85 付近で極大に達しさらに深くなると逆に T, S の減少を示す. ところが東に向かうと, 分布の形は似ているが, 15次 JARE St. 19 ($03^{\circ}-28'\text{E}$), 14次 JARE St. 8 ($12^{\circ}-53'\text{E}$) の中層付近の T, S とも増大し, さらに15次 JARE St. 13 ($34^{\circ}-18'\text{E}$), St. 10 ($43^{\circ}-35'\text{E}$) では, 中層水の T, S 上昇は著しく, その影響が深層の T, S にも現われている. しかし, 遙かに東に位置する15次 JARE St. 3 ($108^{\circ}-25'\text{E}$) では St. 13, 10に比べて大きな変化はなく, KH-68-4 St. 54 ($155^{\circ}-02'\text{E}$) まで来ると再び T, S の上昇を示す. 結局, やや不規則ではあるが, 一般に西から東に行くにつれて中層水および深層水の T, S は上昇している. 次に南北方向の T, S 分布を見ると, 15次 JARE St. 8 ($66^{\circ}-28'\text{S}$, $42^{\circ}-50'\text{E}$) はリュッツホルム湾の沿岸海域の測点で, その沖合の15次 JARE St. 13, 10とはかなり異なる分布を示し, むしろ15次 JARE St. 19 ($58^{\circ}-35'\text{S}$, $03^{\circ}-28'\text{E}$) に近い形を示す. また15次 JARE St. 20 ($50^{\circ}-22'\text{S}$, $08^{\circ}-25'\text{E}$) については, 15次 JARE St. 19, 14次 JARE St. 8 の中間に経度があり, 緯度も $8\sim9^{\circ}$ 北上しているだけで, 後者に比べて位置的差異は小さいのに, これらの測点とは全く異なる $T-S$ 曲線を示し, 遙か東方に離れた KH-68-4 St. 54 ($57^{\circ}-05'\text{S}$, $155^{\circ}-02'\text{E}$) の $T-S$ 曲線と見かけ上その形が酷似している.

2) 力学計算

ここでは, 15次 JARE の T, S 測深, 位置のデータをもとに A, B, C, D それぞれの断面における力学計算を行ない, 地衡流の流向, 流速および流量を算出した結果を述べる. 計算は水路部の電子計算機を使用して, 流量は第1表, 流向, 流速は第5, 6図にそれぞれ示した.

Table 1 Geostrophic Volume Transport of Sea Water (Unit: $\times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$)

Sec. A		Sec. B		Sec. C		Sec. D		Sec. A-B	
St. No.	Volume	St. No.	Volume	St. No.	Volume	St. No.	Volume	St. No.	Volume
$Q_{8,9}$	$+6.79^a$	$Q_{12,13}$	-5.12^a	$Q_{18,19}$	$+0.12^a$	$Q_{1,2}$	$+0.51^b$	$Q_{11,12}$	$+3.13^a$
$Q_{9,10}$	$+5.28^a$	$Q_{13,14}$	-5.74^a	$Q_{19,20}$	$+42.45^a$	$Q_{2,3}$	-106.41^a	$Q_{10,13}$	-1.56^a
$Q_{10,11}$	$+0.46^a$	$Q_{14,15}$	-0.45^b	$Q_{20,21}$	$+33.27^a$			$Q_{9,14}$	-2.01^a
$Q_{7,8}$	-0.75^b	$Q_{6,15}$	-0.18^c	$Q_{21,22}$	$+19.77^a$			$Q_{8,15}$	$+0.08^b$
		$Q'_{12,13}$	-7.96^d	$Q_{22,23}$	$+1.58^a$				
		$Q'_{13,14}$	-8.64^d	$Q_{17,18}$	-1.82^a				
$Q_{8,11}$	$+12.53$	$Q_{12,15}$	-11.31	$Q_{18,23}$	$+97.19$	$Q_{1,3}$	-105.90		

Depth of assuming motionless layer $\left\{ \begin{array}{l} a: 2500 \text{ m} \\ b: 700 \text{ m} \\ c: 150 \text{ m} \\ d: 3500 \text{ m} \end{array} \right.$

第1表の $Q_{i,j}$ は測点から j に向かう断面に直角な流れの流量を示し, i から j 方向に右向きの流れを+, 左向きを一とした. また無流面の設定は原則として2測点間に共通する最大深度とした. この無流面の深度は数字

の右肩に付けた英文字で区別して示す。今回の計算で、この最大公約数的深度は2500mが多いので、これを無流面とした結果が多い。例えば $Q_{8,9} = +6.79^a$ の意味は8測点と9測点間の流量は2500mを無流面として計算すると、 $6.79 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ でその流向は8から9に向けて右向きということである。第1表について重要なことは次の通りである。i) A, B断面各々の南北幅約1100km間における深度2500mまでの全体的な水塊の運動方向は、主として西から東に向かっており、その流量は約 $12 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ($Q_{8,11} = 12.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$, $Q_{12,15} = 11.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$) である。ii) C, D断面の各々南北幅約2500km間における深度2500mまでの流向は、西から東に向かっており、その流量は約 $100 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ($Q_{18,23} = 97.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$, $Q_{1,3} = 105.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$) である。iii) ごく沿岸部の $Q_{7,8}$, $Q_{6,15}$ およびC断面の $Q_{17,18}$ については僅かながら東から西に向かう水の動きがある。iv) リュッツホルム湾沖合の海水交換の収支はA, BおよびA-B断面について第1表の力学計算の結果にもとづき太棒矢印で地衡流の流向・流量を示した第2図と合わせて判別できる。まず10, 11, 12, 13測点の囲む平面(I)内の2500mまでの水柱についての海水交換は流向から考えて $|Q_{12,13}| = |Q_{10,11}| + |Q_{11,12}| + |Q_{10,13}|$ が、次に9, 10, 13, 14の囲む平面(II)内のそれは $|Q_{13,14}| + |Q_{10,13}| = |Q_{9,10}| + |Q_{9,14}|$ が、それぞれ成立しなければならぬが、これは簡単な計算により確認できた。結局、58°S付近の海域において発散が起きており、ここを境として一方は沖合へ、他方は沖合(北)から沿岸(南)へ向かう海水の運動が確認された。

第5図はAからDの断面のうち特定の測点間についての流速の鉛直分布を示す。この図から、C(20, 21), D(2, 3)に見られる最大の流速でも、2500mを基準面としたとき、7~8 cm/sec と比較的小さいが、はるか深層まで一定方向の流れが部厚く存在しており、このため全体の流量が大きなものとなっていることがわかる。

第6-1~第6-4図はA~Dの断面における流速分布で(+)は紙面の上面に向かう流れ(西向流)で(-)は紙面の背後に向かう流れ(東向流)であるが、これからC, D断面については50°S付近を中心として、東向流が卓越し、A, B, C断面については、沿岸の西向流が表層付近で卓越していることがわかる。このことは流量の計算結果とも一致している。

3) 鉛直断面図

ここでは水温(T)、保存性リン酸塩(Pe)および溶存酸素(O_2)の鉛直分布より、A, B, Cそれぞれの断面について総観的な水塊の相互関係を見る。

i) C断面：第7-1図から第7-3図迄は、それぞれ15次JAREにおけるC断面のT, Pe, O_2 分布図である。この3図から総合して、52°S付近に南極収斂線があり、これより南の海域では大別して、3層に分けられる。第1は深度100~200mの南極表層水で、これはTが0°C以下(最低温度-1.83°C)、Peが $1.5 \mu\text{g-at/L}$ 以上(最高 $1.84 \mu\text{g-at/L}$)の高濃度、また O_2 は7 ml/Lを越える大きな値を含む水で代表される。第2はその直下の南極中層水である。これはTが0.5°C付近で高く、Peが $1.2 \sim 1.4 \mu\text{g-at/L}$ と極小、また O_2 も $4.2 \sim 4.7 \text{ ml/L}$ と極小を示す。第3は深度1000m以下の南極深層水である。Tは0.5°C以下で底に近づくにつれ低くなり、Peはやや変動幅が大きい $1.3 \mu\text{g-at/L}$ から深部に行くにつれ増えて $1.6 \mu\text{g-at/L}$ にも達する大きな値を示し、 O_2 は5.0 ml/Lからやはり深部に行くにつれ増大し5.8 ml/Lを越える値も見出される。

ii) B断面：第8-1図から第8-3図迄は、i)と同様に15次JAREにおけるB断面のT, Pe, O_2 分布図である。この3図から前記i)の表層、中層、深層の区分は、この断面についても概ね同様であるといえる。そこでC断面との比較において、その若干の差異を述べて特徴を示す。第8-1図のTの分布から、表層水の幅が狭められており、第8-1図で O_2 の8 ml/Lを越える高い値がごく浅い層に薄く広がっていることと一致し、中層水の勢力が増大し、その侵入は大きくなっている。第8-2図で中層のPeは、 $1.1 \sim 1.2 \mu\text{g-at/L}$ と一般に減少している。深層においては、Tについてみると、第7-1図のC断面では0°C線が1500mから2000m付近にあった

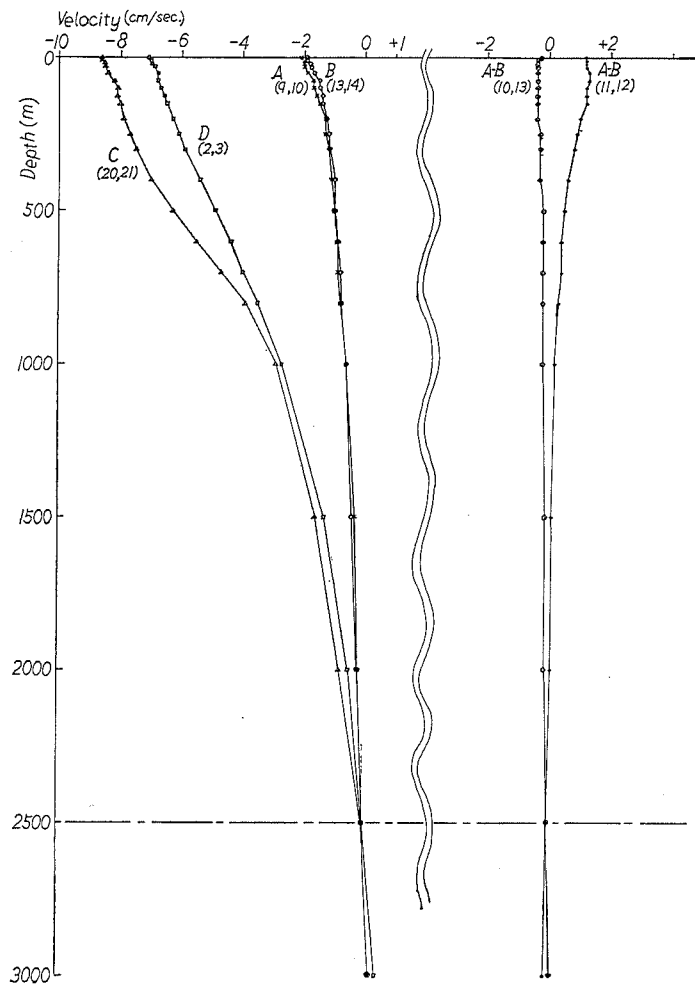


Fig. 5 Current Velocity of the Antarctic Ocean

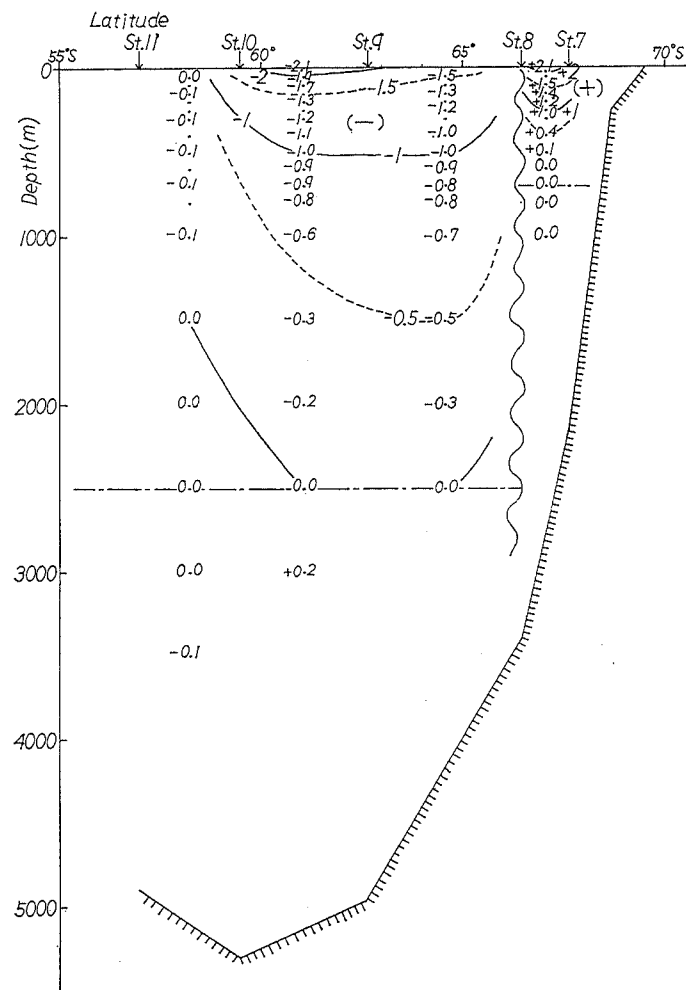


Fig. 6-1 Velocity of Geostrophic Current of Section A Units : cm/sec

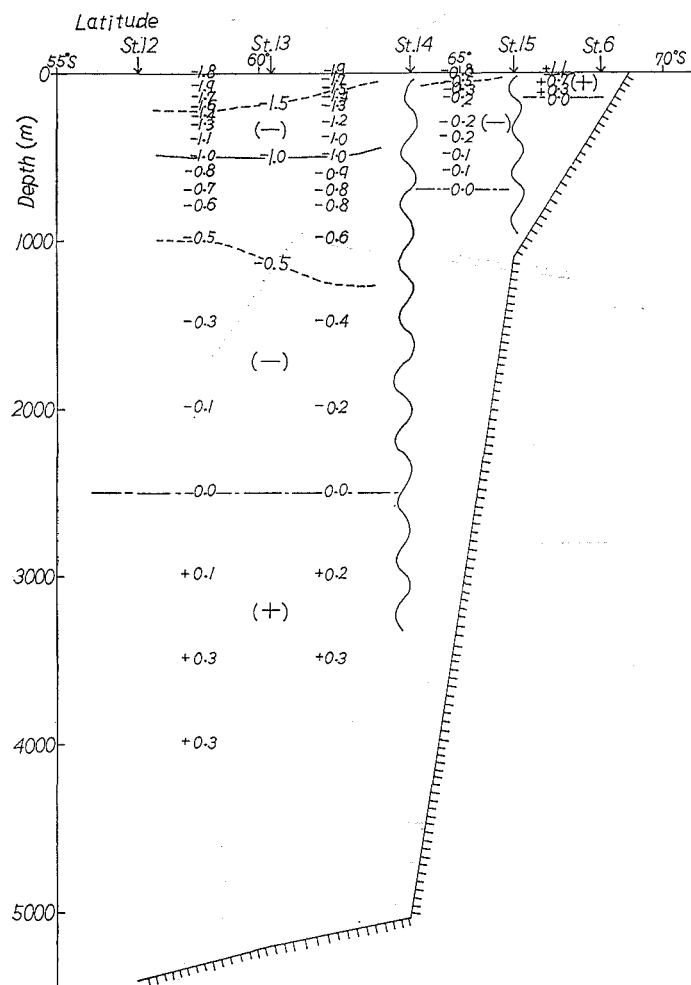


Fig. 6-2 Velocity of Geostrophic Current of Section B Units : cm/sec

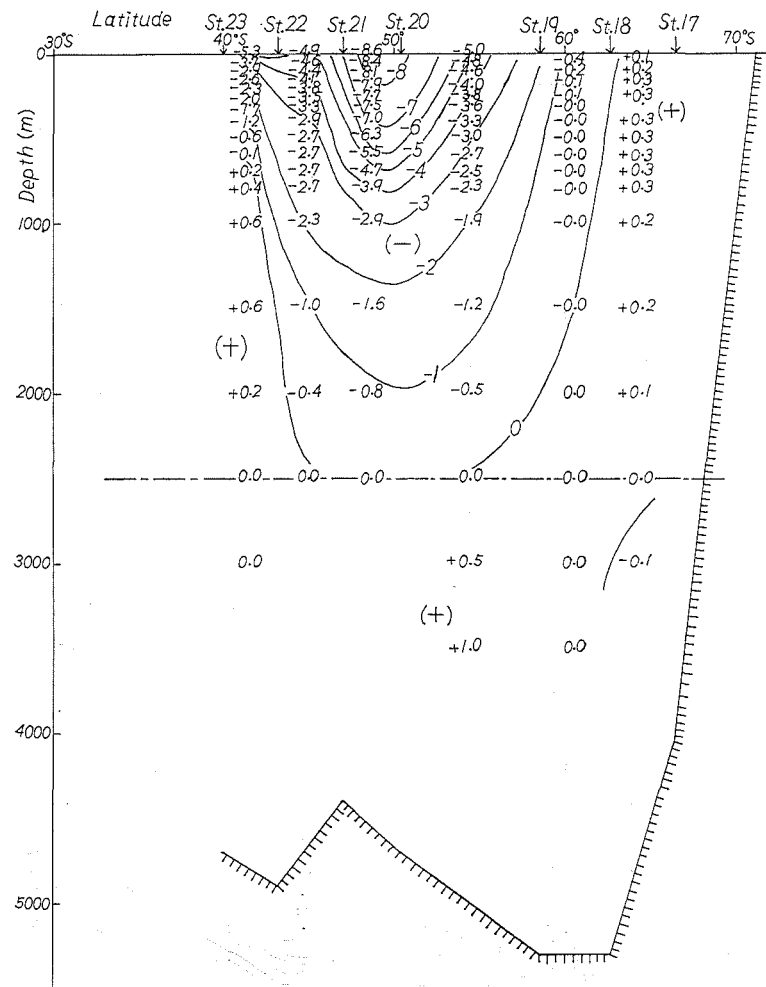


Fig. 6-3 Velocity of Geostrophic Current of Section C Units : cm/sec

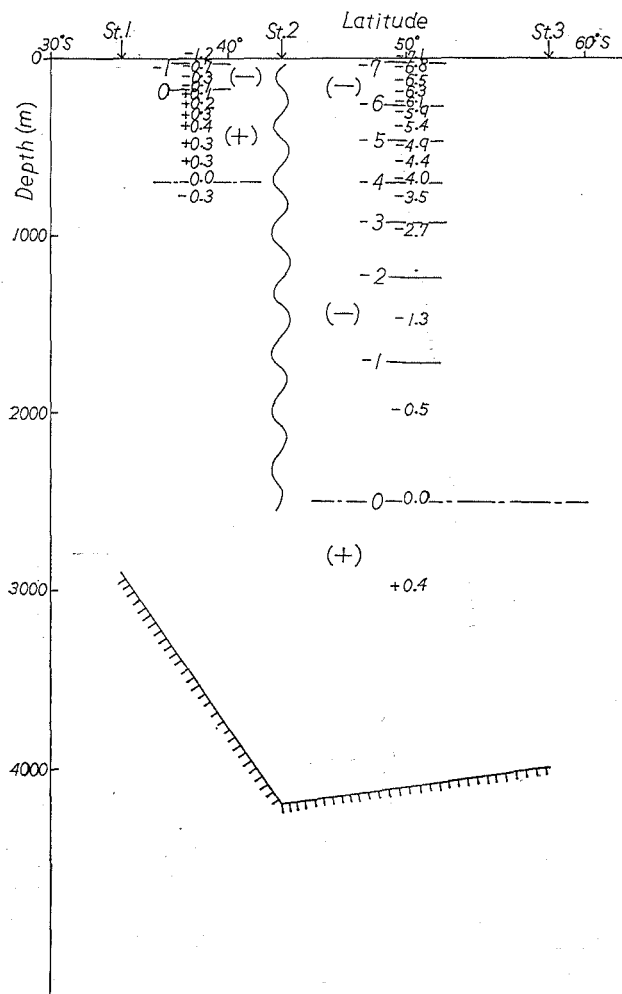


Fig. 6-4 Velocity of Geostrophic Current of Section D Units : cm/sec

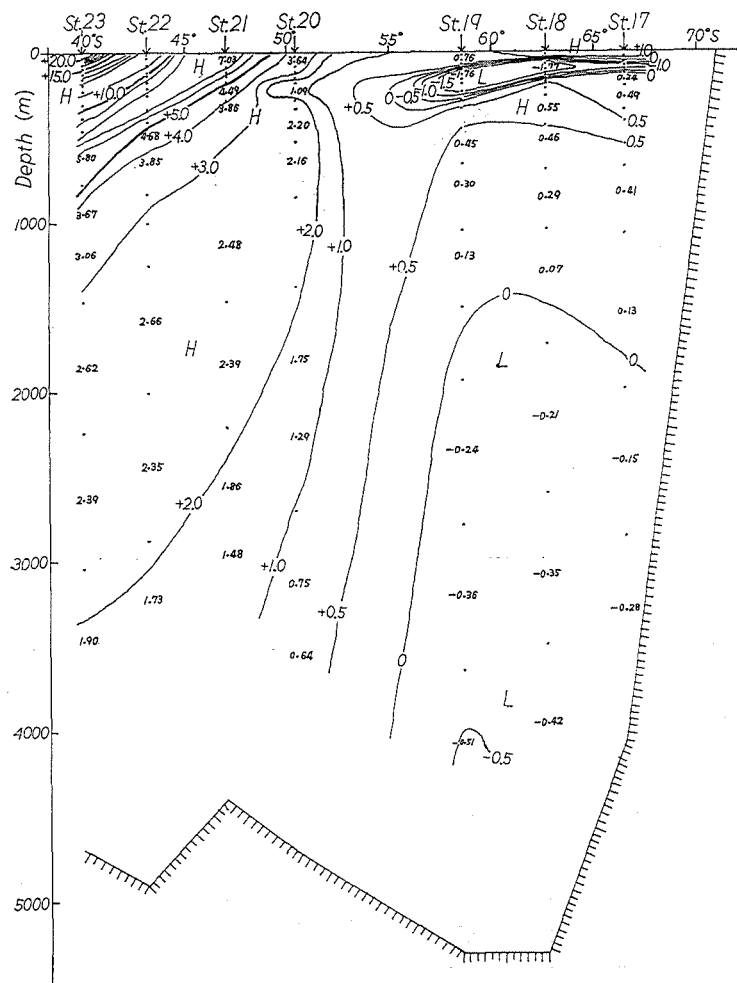


Fig. 7-1 Distribution of Temperature (°C) along the Section C

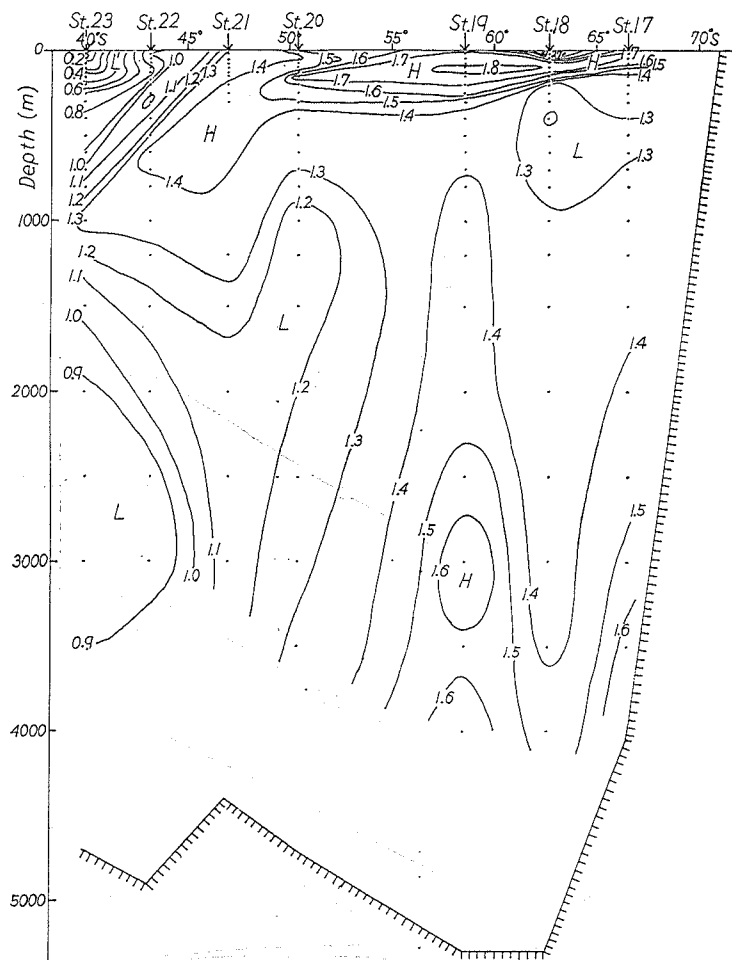


Fig. 7-2 Distribution of Conservative Phosphate ($\mu\text{g-at/L}$) along the Section C

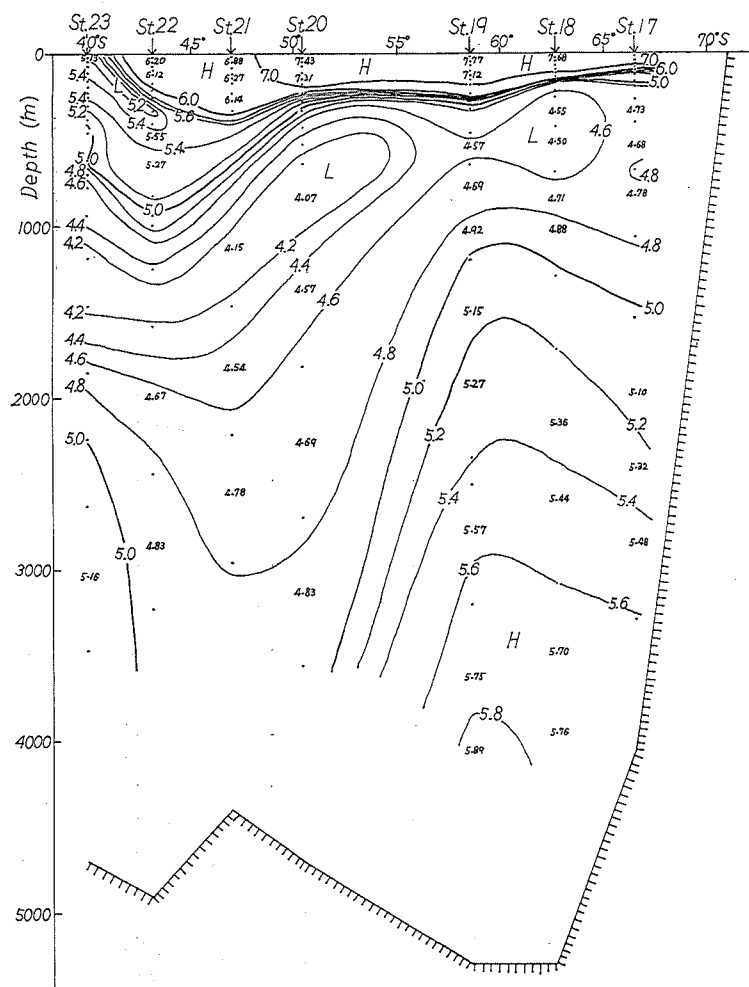


Fig. 7-3 Distribution of Dissolved Oxygen (ml/L) along the Section C

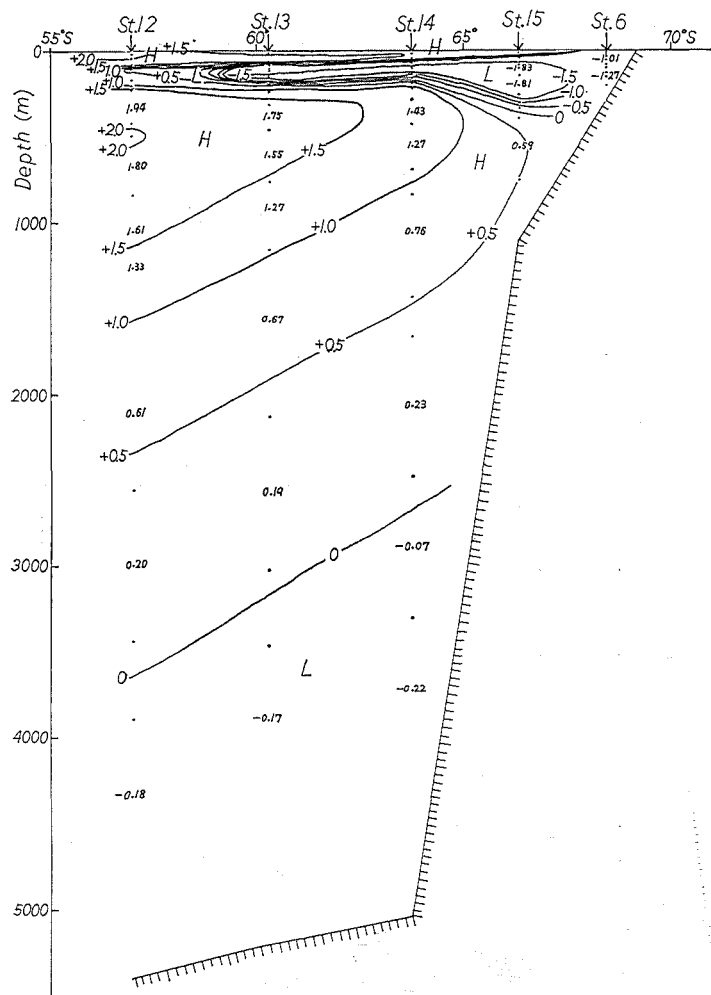


Fig. 8-1 Distribution of Temperature ($^{\circ}\text{C}$) along the Section B

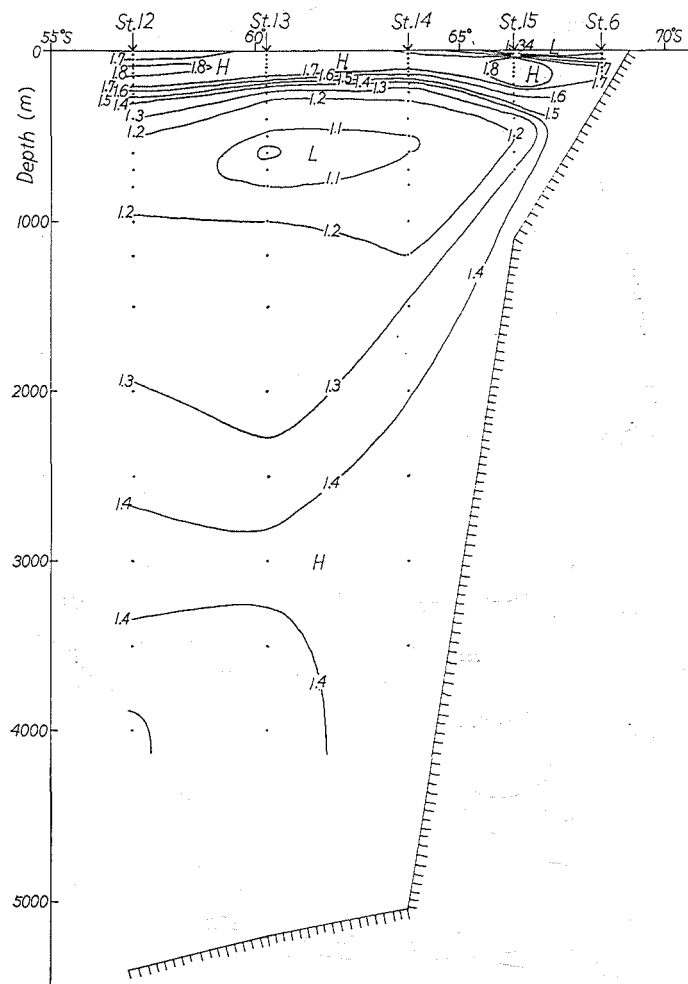


Fig. 8-2 Distribution of Conservative Phosphate ($\mu\text{g-at/L}$) along the Section B

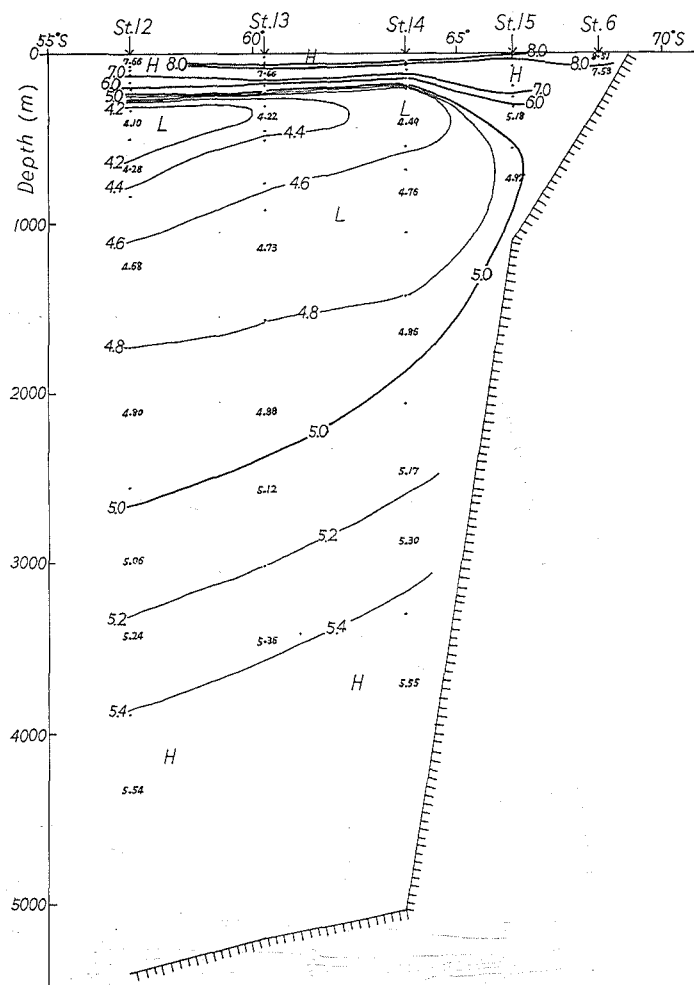


Fig. 8-3 Distribution of Dissolved Oxygen (ml/L) along the Section B

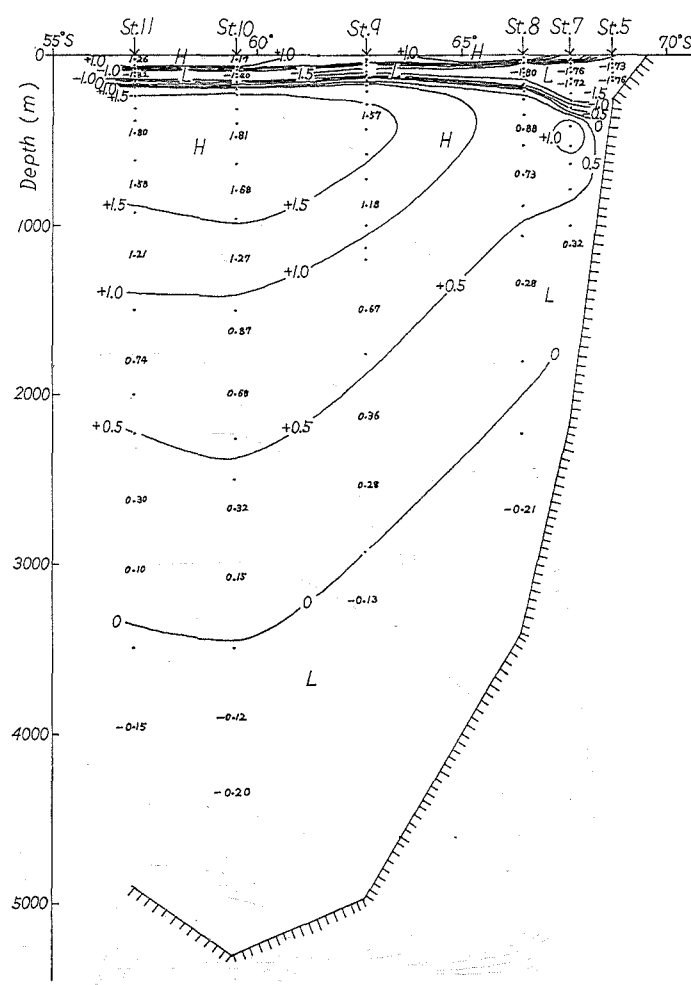


Fig. 9-1 Distribution of Temperature (°C) along the Section A

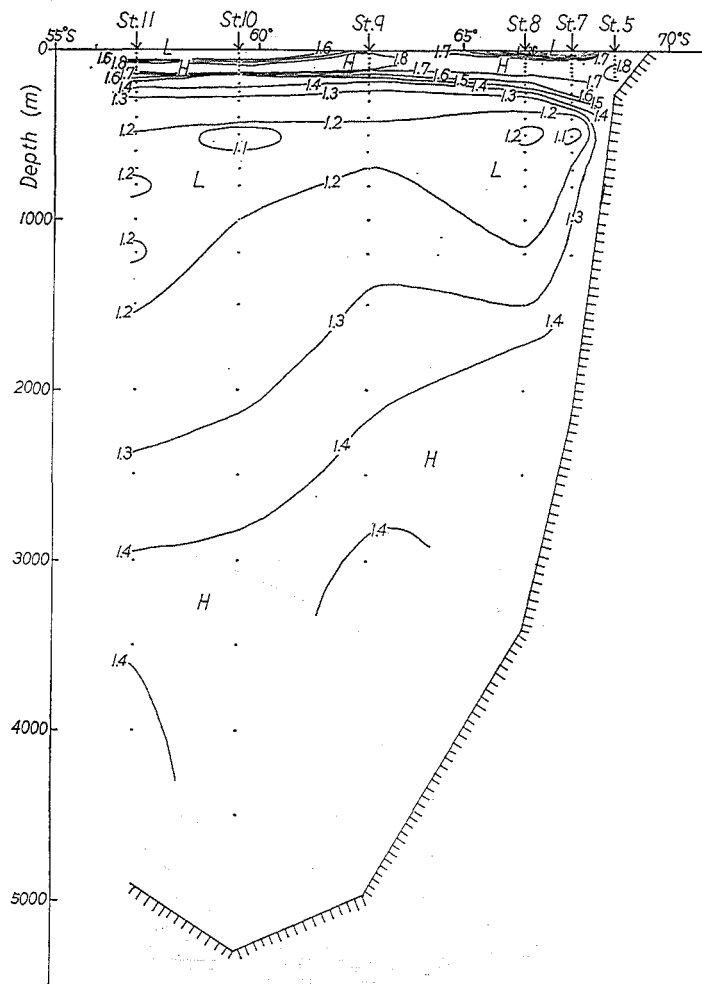


Fig. 9-2 Distribution of Conservative Phosphate ($\mu\text{g-at/L}$) along the Section A

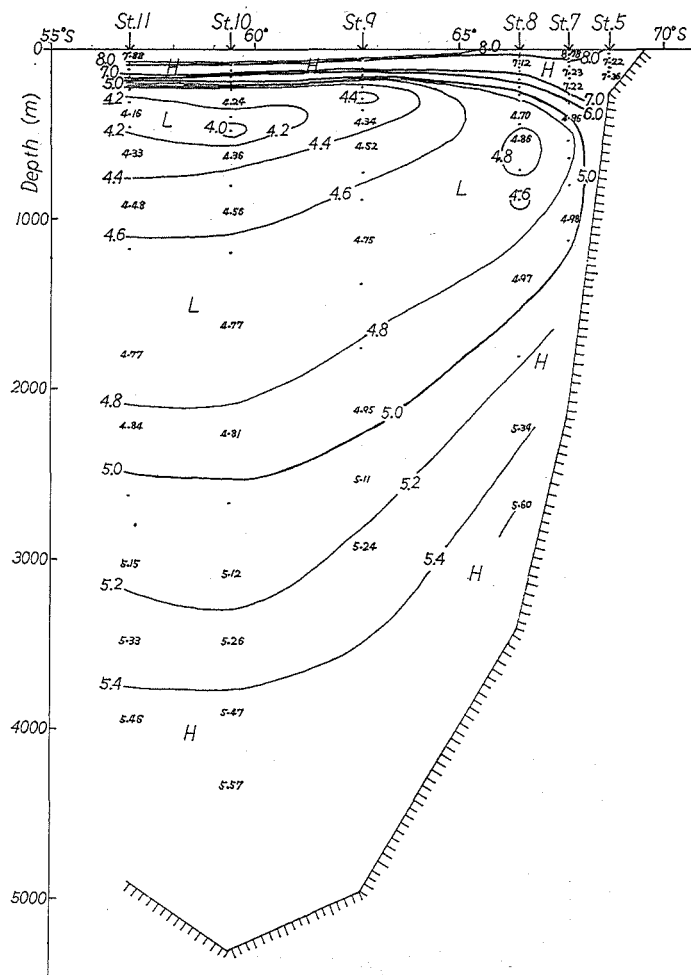


Fig. 9-3 Distribution of Dissolved Oxygen (ml/L) along the Section A

のに対し、第8-1図のB断面では3000m付近に低下して、全般にかなりの上昇を示している。P_oはC断面では、2000mの平均値約1.4 $\mu\text{g-at/L}$ が、B断面（第8-2図）では1.3 $\mu\text{g-at/L}$ となって、一般に減少し、O₂についても0.2~0.3 ml/Lの減少を示している。

iii) A断面：第9-1図から第9-3図迄は、前記と同様に15次JAREのA断面のT, P_o, O₂分布図である。A断面はB断面と位置的に大差ないので、B断面とC断面における差異と比べて、その変化は小さい。しかし、表層および中層付近での若干の変化はある。すなわち、表層については第8-1図でTが0°C以下の水は、58°S付近迄張り出していたが、第9-1図では-1°C以下の水が57°S付近迄張り出しており、その低下が激しい。表面近くのTも一般に低下している。O₂は表面近くで若干の増加を示す。中層での変化は沿岸域で著しい。67°~68°Sの沿岸部の深度200~1000mでは、T（第9-1図）は一般に高く、1°Cを越す値が現われており、P_o（第9-2図）は一般に低く1.0 $\mu\text{g-at/L}$ 近くの値が見られる。O₂は5.0 ml/Lの等濃度線が68°Sの付近まで接近している。

A, B断面における沿岸付近の鉛直分布はとくに重要である。その中層水について明確に見られるように、T=0.5°C, P_o=1.3および1.4 $\mu\text{g-at/L}$, O₂=5.0 ml/Lのそれぞれの等濃度線が大陸棚斜面に沿ってほぼ鉛直方向に走っている。表層における分布は、低くて均一なT, 高い濃度のP_o, 同じく高い濃度のO₂で特徴づけられる。

4. 考 察

1) 水塊区分

第3図およびその他の資料をもとにしてまとめた水塊区分が第10図であり、ここでの各水塊は主として次のように分類できる。

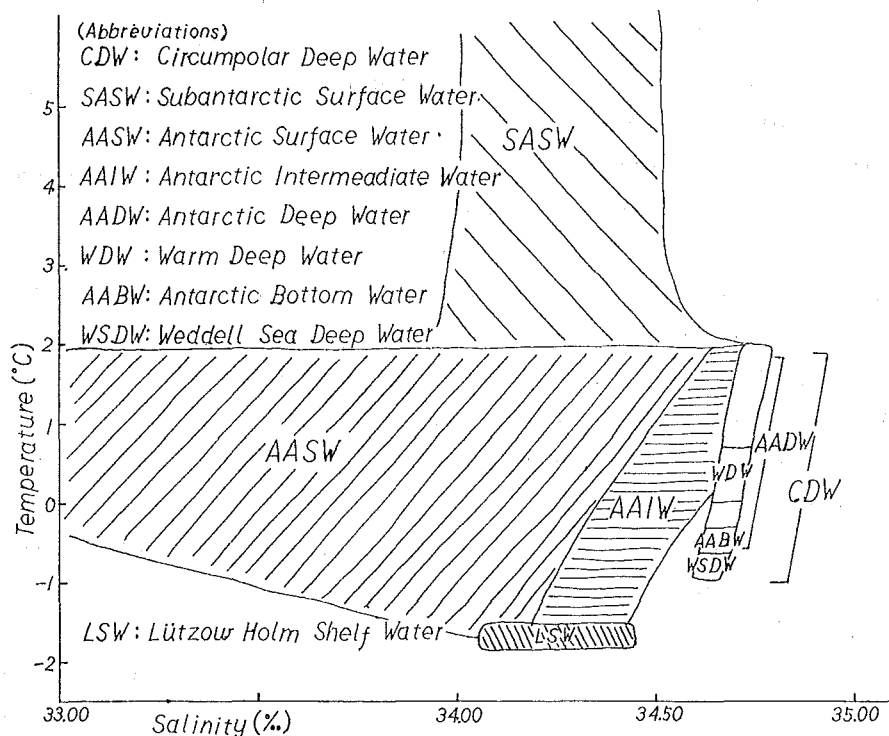


Fig. 10 T-S diagram for water mass classification

- i) 亜南極表層水 (SASW): 3—1—iii) に述べた南極収斂線以北の水で 3°C 以上の高温を示す。
- ii) 南極表層水 (AASW): 一般に 2°C 以下, 34.5‰ 以下の水でリュッツホルム湾沖の表層水もこの範囲に入る。
- iii) 南極中層水 (AAIW): 一般に 2°C 以下, 34.2~34.7‰ の水で, リュッツホルム湾沖では, 水深200~1000mの間にある。
- iv) 南極深層水 (AADW): -1°C ~ 2°C , 34.6~34.8‰ の水で, リュッツホルム湾沖では, -0.5°C ~ $+1.5^{\circ}\text{C}$, 34.65~34.75‰ の範囲にある約1000m以深の水が該当する。
- v) 大陸棚水 (LSW): -1.7°C ~ -1.8°C , 34.1‰ 以上の水で AASW, AAIW のいずれにも属さない, 大陸棚および大陸棚斜面上の表層に見られる特殊な水。

以上の水塊の中で, 1. に述べたとおり南極海全体の海洋構造と結びつけて特に重要と考えられるのは iv) AADW である。この AADW は, さらに暖温深層水 (WDW) と南極底層水 (AABW) とに細区分される。古くは FOFONOFF (1956) が 0.6°C , 34.70‰ と定義した WDW は南極周極水 (AACW) と少量の北大西洋深層水 (NADW) の混合で形成すると DEACON (1963) が述べたが, 最近 SEABROOKE ら (1971) により 0.0°C ~ $+0.7^{\circ}\text{C}$, 34.67~34.70‰ と新しく定義された。AABW についても, SVERDRUP ら (1942) に 0.4°C , 34.66‰ と定義されたが, IWSOE—68, 69 で得られた新資料にもとづき SEABROOKE ら (1971) が -0.35°C ~ -0.65°C , 34.65~34.67‰ と再定義した。

世界の深層水を構成するこの AADW の起源は, ウェッデル海に求められるが, リュッツホルム湾沖の AADW が, ウェッデル海深層水 (WSDW) とどのような関係にあるかを解析する。

2) 海水の運動

先ず 3—2) で述べた力学計算をもとにして, インド洋に面する南極海 (第1図参照) の海水運動を概観する。 40° ~ 60°S に及ぶ偏西風帯における南極周極流 (ACC) は表面の流速こそ小さいが, 流量は黒潮やメキシコ湾流のそれより大きく, 2500m を無流面としたときでさえ, $100 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{sec}$ に及ぶ莫大な量で, より深層を無流面に設定すれば, REID ら (1971), CALLAHAN (1971) などの結果と同程度の規模の流量となるであろう。

(第1表の $Q_{12, 13}$, $Q_{13, 14}$ の流量が3500m を基準にしたとき, 2500m を基準にしたときと比べて, 1.5倍の増加を示していることから容易に予想される。) ここで, C および D 断面は経度にして 100° ~ 110° 以上の大きな距離差があるが, その流量および流速分布が良く一致していることは注目に値する。この大西洋からインド洋を経由して太平洋に向う一様な東向流は, かなり沿岸まで接近していることが, 6—1図~6—4図で新しく明らかになった。これは第2図からもわかり, 65°S 付近まで深層に及ぶ東に向かう海水運動が存在し, 後述する第4図の T-S 関係と合わせて考えると, ウェッデル海で生成した AABW が ACC に乗り循環し, リュッツホルム湾沖の海洋構造を決めるのに大きな役割を果しているといえる。

一方, リュッツホルム湾により近い沿岸域の海水運動については, 第1表の $Q_{7, 8}$, $Q_{6, 15}$ および 6—1図, 6—2図の沿岸部の流速分布から判断して東から西に向かう流れ, すなわち ACC とは逆向きの沿岸流が確認できた。この流れは比較的表層付近に限られて存在するので全体の流量は小さい。また東経 0° 度線上の $Q_{17, 18}$ の流れも, 6—3図からわかるように, 海水運動として小規模であるが, 流向は東から西へとウェッデル海方面に向かってということが確認された。

結局, 偏西風帯における東向流および南極大陸沿岸海域における西向流が従来通り認められたが, その流速分布から前者 ACC の範囲が非常に幅広く, 大陸棚斜面近くまで影響を及ぼしている一方, 後者の沿岸流の範囲が幅狭く, 表層付近に勢力が集中していることが明らかになった。

3) AADWとウェッデル海

リュッツホルム湾沖 (St. 10, St. 13) のAADWは、深層に行くにつれて、ウェッデル海の IWSOE-68のSt. 45, St. 21 の深層水と似たT, Sを示す。例えば St. 13 の3459mは -0.09°C , 34.660‰であり、この水は IWSOE-68 St. 45の1607mの -0.06°C , 34.661‰とはほぼ一致する。P_e, O₂や流向の資料とも合わせて、このAADWはWSDWが変質してAABWとなり、東向流に乗ってこの位置を占めると考えられる。(第4図参照)

一般にWSDWは低温、低塩分であるが、AADWとなり東流するに従って高温、高塩分となる。 σ_t も次第に減少していくが、その変化は小さい。 σ_t の僅かな変化は、水塊が東西方向に同一系統であることを示している。

結局、ACCの主要構成水塊としてのAADWは、 $\sigma_t=27.85$ を中心として、 $\sigma_t=27.82\sim 27.87$ の範囲内にある第4図の直線群T=22.26S-b上に集約でき、その中央線T=22.267S-771.9はAADWの核となる水塊を表わし、直線上に乗る各測点における最浅の深度は、St. 21 が694m, St. 13 で921m, St. 10 で960m, St. 54で1409mと東へ行くほど深くなる。従って、AADWのT, Sは各測点で完全には保存されず、途中での他水塊と混合した影響を受けて変化するが、その幅は小さく本質的にウェッデル海の深層水を起源とした水である。この直線上に乗る水塊を南極周極深層水(CDW)と定義づけると、その深度(D)変化も含めて、拡散や移流の速度を計算できる基礎に使える可能性がある。これは、海水運動とそれに伴う物質濃度変化、海水の年齢、滞留時間の算定にも役立つ。そこでCDWの経度変化を他の観測資料も合わせて検討してみる。

4) CDW

第2表, 第3表は第1図の点線で結んだ 60°S 付近の各層観測資料, すなわちACC流域に該当する測点での資料から表面と3000mを抽出し、その測定値からT, S, σ_t , O₂, AOU, P, P_e, Si, N について内挿計算し、得られた値を示してある。また第11図は第3表にもとづき、3000m層における各要素の経度変化を示した。これらの図表より西 (IWSOE-68 St. 21) から東 (KH-71-5 St. 32) に向かう変化については次のことがいえる。

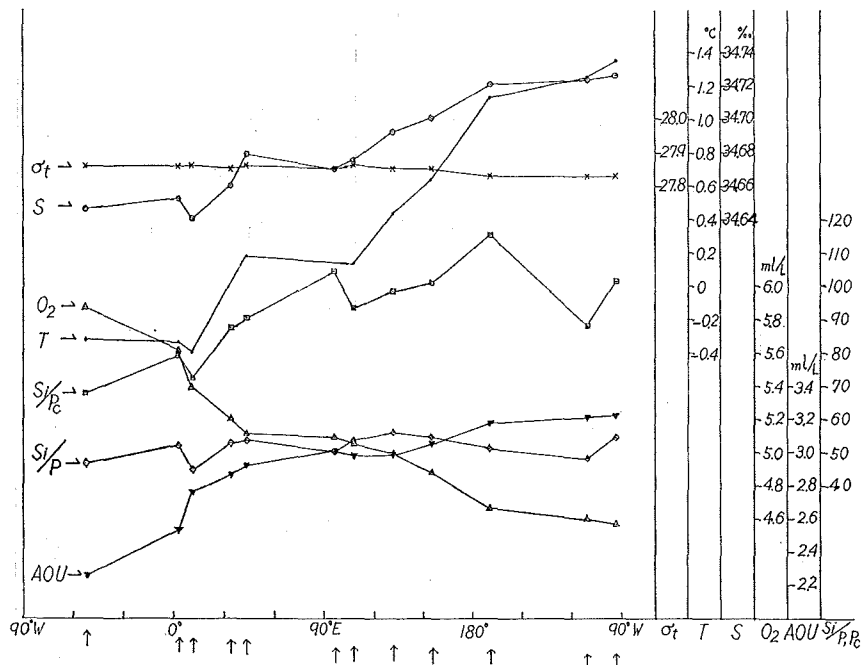


Fig. 11 Longitudinal Variation of ACC Oceanographic Data (3000m depth layer)

Obs. Point Data	IWSOE- 68 St. 21	IWSOE- 68 St. 28	GSM-62 St. 39	JARE-15 St. 19	JARE-7 St. 11	JARE-15 St. 13	JARE-15 St. 10	JARE-7 St. 1	JARE-15 St. 3	ELTANIN -41 St. 12	KH-68-4 St. 54	KH-68-4 St. 43	KH-71-5 St. 28	KH-71-5 St. 32
Latitude (S)	71°-32'	70°-14'	60°-13'	58°-35'	59°-56'	60°-17'	59°-28'	59°-16'	57°-52'	57°-31'	57°-05'	57°-55'	59°-01'	58°-57'
Longitude	52°-43'W	50°-10'W	27°-03'W	03°-28'E	12°-16'E	34°-18'E	43°-35'E	97°-19'E	108°-25'E	132°-00'E	155°-02'E	169°-58'W	111°-25'W	92°-44'W
Date of Observation	68-2-20	68-2-25	63-12-20	74-3-1	66-2-16	74-2-21	74-2-18	65-12-18	73-12-23	70-1-13	69-1-25	69-1-14	72-1-1	72-1-5
Temperature (°C)	-1.72	-1.80	-1.68	0.7	0.8	1.5	1.1	0.2	0.4	2.14	5.7	7.0	4.5	5.9
Salinity (‰)	34.079	34.194	33.82	34.008	33.88	33.644	33.749	34.03	33.931	33.884	33.866	33.893	34.202	34.184
σ_t	27.45	27.54	27.24	27.29	27.17	26.95	27.06	27.34	27.24	27.09	26.72	26.57	27.12	26.95
Dissolved- O ₂ (ml/L)	7.71	7.08	8.14	7.76	7.62	7.74	7.89	7.97	—	7.91	7.54	7.02	7.20	7.23
AOU (ml/L)	0.76	1.42	0.35	0.20	0.33	0.09	0.01	0.09	—	0.22	0.46	-0.14	0.06	-0.20
PO ₄ -P (μ g-at/L)	2.11	2.18	2.18	1.73	1.67	1.77	1.53	1.68	1.85	1.54	1.29	1.25	1.73	1.28
Conservative -PO ₄ (μ g-at/L)	1.86	1.71	2.06	1.66	1.56	1.74	1.53	1.65	—	1.47	1.14	1.30	1.71	1.35
SiO ₃ -Si (μ g-at/L)	69	85	88	65	45	52	23	33	25	6	11	4	10	18
NO ₃ -N (μ g-at/L)	21.6	21.4	20	26	20	30	25	22	27	26.3	18.3	13.0	22.2	19.1

Table. 2 Oceanographic Data of ACC Area of about 60°S (0m)

Obs. Point Data	IWSOE-68 St. 28	JARE-15 St. 19	JARE-7 St. 11	JARE-15 St. 13	JARE-15 St. 10	JARE-7 St. 1	JARE-15 St. 3	ELTANIN- 41 St. 12	KH-68-4 St. 54	KH-68-4 St. 43	KH-71-5 St. 28	KH-71-5 St. 32
Latitude (S)	70°-14'	58°-35'	59°-56'	60°-17'	59°-28'	59°-16'	57°-52'	57°-31'	57°-05'	57°-55'	59°-01'	58°-57'
Longitude	50°-10'W	03°-28'E	12°-16'E	34°-18'E	43°-35'E	97°-19'E	108°-25'E	132°-00'E	155°-02'E	169°-58'W	111°-25'W	92°-44'W
Date of Observation	68-2-25	74-3-1	66-2-16	74-2-21	74-2-18	65-12-18	73-12-23	70-1-13	69-1-25	69-1-14	72-1-1	72-1-5
Temperature (°C)	-0.32	-0.34	-0.40	0.03	0.18	0.14	0.13	0.43	0.63	1.13	1.25	1.35
Salinity (‰)	34.646	34.652	34.64	34.660	34.679	34.67	34.675	34.692	34.700	34.721	34.723	34.726
σ_t	27.86	27.86	27.86	27.85	27.86	27.85	27.86	27.85	27.85	27.83	27.83	27.83
Dissolved-O ₂ (ml/L)	5.87	5.61	5.39	5.20	5.11	5.09	5.05	4.99	4.88	4.66	4.60	4.57
AOU (ml/L)	2.26	2.53	2.76	2.86	2.92	3.00	2.98	2.98	3.05	3.18	3.21	3.22
PO ₄ -P (μ g-at/L)	2.40	2.46	2.39	2.38	2.41	1.92	2.32	2.29	2.23	1.91	2.38	2.31
Conservative PO ₄ (μ g-at/L)	1.65	1.62	1.47	1.43	1.44	0.92	1.33	1.30	1.21	0.85	1.31	1.24
SiO ₃ -Si (μ g-at/L)	112	128	106	125	130	96	124	128	122	98	115	126
NO ₃ -N (μ g-at/L)	21.5	37	35	35	35	27	36	32.3	33	31.2	31.9	31.5

Table. 3 Oceanographic Data of ACC Area of about 60°S (3000m)

i) Tは、東に行くにつれ、一般に上昇している。ウェッデル海北部と太平洋南部の水とは同程度の緯度に位置しながら水温が大きく異なるのは、水塊が異なることを意味している。深層(3000m)におけるTの変化が $10^{\circ}\text{E} \sim 45^{\circ}\text{E}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 170^{\circ}\text{W}$ の間で大きく上昇していることは注目する必要がある。

ii) Sは、表面においては不規則な変化を示すが、深層においては僅かながら増加を示す。この増加の様子はTの変化と類似している。

iii) σ_t は、ほとんど一定であるが東に行くとき若干の減少を示し、第4図における変化と一致する。

iv) O_2 は、表面では不規則な変化を示すが、深層では明らかに減少しており、この変化はT、Sと逆対称である。すなわち深層において O_2 の激しい減少が見られる経度は $10^{\circ}\text{E} \sim 45^{\circ}\text{E}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 170^{\circ}\text{W}$ の間である。

v) AOUについては表面で不規則だが、ウェッデル海北部においてやや高い値を示す。深層では O_2 とほとんど逆対称の変化を示し、一般に増加する。

vi) P_{O_4} は、表面では、例外的に高い値を除いて一般に減少する。深層では一、二の低い値を除いて一定である。 P_n は若干の例外を除いて一般に減少する。

vii) SiO_3 は、表面においては大幅な減少が見られる一方、深層では不規則で、その値は比較的大きい。

viii) NO_3 の系統的变化は見られないが一般に高い値であり、表層では深層より若干低い。

ix) Si/Pは約50の一定値を示すが、Si/ P_n は東へ行くと増加する傾向を示す。

以上の結果をまとめると一つの重要な特徴が現われてくる。つまり3000mの深層において、 $10^{\circ}\text{E} \sim 45^{\circ}\text{E}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 170^{\circ}\text{W}$ の間における比較的急激なT、S、AOUに共通する増加と急激な O_2 の減少、および $50^{\circ}\text{W} \sim 10^{\circ}\text{E}$, $45^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{E}$, $170^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$ におけるこれらの要素の緩慢な変化である。換言すると、この3000m層をCDWを代表する深層の一つと解釈すれば、CDWはウェッデル海を始点として東に向かって南極大陸の周囲を流れる途中、別の水塊と混合しつつT、S、AOUの増加と O_2 の減少を生じるが、その変化は一樣ではなく、複雑な混合過程を経て太平洋南部に到達するといえる。

次にCDWの東西方向と南北方向の海水運動を比較する。3-1)の終りに15次JARE St. 20とKH-68-4 St. 54のT-S曲線が見かけ上酷似していることに触れたが、これらがSt. 19におけるT-Sを基点にして移動したと仮定すると、 $L_A = \bar{u}_A \times t_A = 8330\text{km}$, $L_B = \bar{u}_B \times t_B = 960\text{km}$, $C_A = C_0 \times V_A \times t_A$, $C_B = C_0 \times V_B \times t_B$ が成立する。ただし、 L_A , L_B はSt. 19を基点としてSt. 54とSt. 20に至る距離、 $\bar{u}_A$, $\bar{u}_B$ は、その間のそれぞれの平均流速、 t_A , t_B は到達に要する時間である。また C_A , C_B , C_0 はSt. 54, 20, 19における物質濃度、 V_A , V_B は東西方向および南北方向の流量を表わす。ここで、深さによる濃度差を小さな影響しかないとして無視すると、 $C_A = C_B$ が成立し、 $V_A/V_B = t_A/t_B = n$ となり、 $\bar{u}_A/\bar{u}_B = (L_A/L_B) \times (t_B/t_A) = (L_A/L_B) \times n$ が導かれる。さて、3-2)で述べた力学計算の結果によれば、東西方向の例としてSt. 19とSt. 20の間の $\bar{u}_A$ 、南北方向の例としてSt. 11とSt. 12の間の $\bar{u}_B$ をそれぞれ採用すると $\bar{u}_A/\bar{u}_B = 5.3$ であるから、 $n = 5.3 \div 8.68 = 0.61$ となり、東西方向と南北方向の移動時間差は、距離差が8.7倍と大きいのに、39%しかなく小さい。結局、CDWの東西方向の海水運動は、南北方向のそれと比較して遥かに大きいことが推定された。

5) 化学成分の検討

REDFIELD (1934) らによれば、海洋における生物活動に基本的な元素の化学量論的比率は、 $\text{O} : \text{C} : \text{N} : \text{P} = 276 : 106 : 16 : 1$ とされ、GRILL & RICHARDS (1964) によれば、 $15 \sim 40 \mu\text{g-at/L SiO}_3\text{-Si}$ のレベルにおいて $\text{Si} : \text{P} = 23 : 1$ が成立するとされた。一般にN/P値がREDFIELDらの理論値に近いとき、有機物酸化はN、Pに関して十分に行なわれていると考えられ、REDFIELDら(1963)が提唱したPreformed-Pは保存性の強い要素として利用できるから、杉浦(1970)の述べたように保存性リン酸塩を P_0 とし、 $\text{P}_0 = \text{P} - \frac{1}{3}(\text{Osat.}$

—O₂)と定義すれば、酸素飽和量 Osat. は T, S から算定されるので、P_e が容易に求まる。こうして求めた P_e および Si/P, N/P 値を、第2図上に示したリュッツホルム湾沖7~16までの12ヶ所の測点について、1)の水塊区分にもとづき比較すると次の結果が得られる。但し、最後の WSDW*, AABW* の値は、HUFFORD ら (1970), SEABROOKE ら (1971) から引用して、P_e の値の計算法が若干異なるが、3%以下の差で、ここでの相互比較においては無視できる。この結果から次のことがいえる。

	P	:	N	:	Si	P _e (μg-at/L)
AASW	1	:	16.1	:	27.6	1.58±0.72
AAIW	1	:	15.9	:	40.0	1.25±0.45
AADW	1	:	15.6	:	53.1	1.32±0.32
LSW	1	:	15.1	:	31.4	1.76±0.14
WSDW*	1	:	14.4	:	55.1	1.31±0.12
AABW*						1.59±0.19

i) リュッツホルム湾沖の N-P 値は、いずれの水塊においても理論値の16に近く、活発な生物活動があり、盛んな酸化過程が進行していると考えられる。これは、全層にわたり、O₂の豊富なことと合わせて表層水と深層水の混合が比較的速やかなことを予想させる。

ii) 一方、Si/P 値が水塊毎に異なった値を示すのは、Si の分解速度の遅いことと関連し、Si/P=23 に近い値は、表層の一部に限られている。一般に深層へ行くほど増大し、AASW<AAIW<AADWの関係が成立するが、AADWの値はWSDWの値と近似しており、T, Sなどと合わせて、性質の類似した水であることを示唆している。

iii) P_eが保存性の指標として有効であることは、前述のとおりであるが、ここでもAADWとWSDWの類似が見られる。注意すべきは、AADWの起源がAABWにあるとすれば、前者のP_eは後者のP_eに比べてかなり小さいため、途中でP_eの低い水塊との混合が行なわれる必要があることである。一般に表層ほどP_eは大きく、中間層AAIWで極小を示し、深層では増大するという傾向が見られる。

次に、3—3)の結果および第3表の結果について検討する。3—3)の結果、深層と中層のP_eについては、東から西に向かうにつれて増加しており、ウェッデル海における深層と中層のP_eが最大であることを予想させたが、これは第3表の結果から確認された。従ってP_eは、ウェッデル海を起点として東向きに系統的に減少している。また、C断面とB断面の深部(3000~4000m)には、P_e=1.6 μg-at/Lを越える高い値が見られるが、これは先のAABWの平均値1.59に近く、ウェッデル海から移流を裏付ける一つの証拠となる。

最後に、リュッツホルム湾沖の他の要素についても検討する。まず Osat—O₂, つまり AOU は St. 6, 7, 8, 15等の表面で負の値を示す。この辺の位置は、大陸沿岸に最近接した所で、西向流が支配的なAASWの水であり、活発な生物活動が行なわれている。一方、LSWの水は、高い栄養塩濃度を示すが、AOUは正の値を示しAASWほどの活発な生物活動はないと思われる。NO₂については、有光層すなわち100~200mの表面近くで10μg-at/L以上の高い値を示し、NH₄も表層近くで、高い値の出現頻度が高い。なお深層では、AOUは一般に東へ行くほど増大し、有機物分解のために利用されたO₂量が大きく、水がより古くなっていることを示している。

6) AADWの形成

リュッツホルム湾は小規模ではあるが、夏期にも厚さ2m程の定着氷が海面を覆っている。この定着氷縁内に「ふじ」を停止させ、観測されたSt. 5の水塊はLSWと分類される。この測点の鉛直分布を見ると、T=-1.7~

-1.8°C とほぼ一定であるが、 $S=34.05\sim 34.22\text{‰}$ と深度と共に徐々に増加している。この塩分増加は、表面での結氷に伴ないもたらされると解釈すると、MUNK (1966) が述べたような深層水の形成に必要な重い水が生成している可能性がある。そこで、この海域における深層水形成が可能か否かを検討してみる。

まず、3-3)の終りで述べたリュッツホルム湾沿岸付近の T 、 O_2 については等濃度線が大陸棚斜面に沿って、ほぼ鉛直方向に表層から深層にかけて走っており、中層水の先端も陸棚斜面上で止まっているので、上下混合が起り易い場であることを示す。また、この分布は JACOBS ら (1970) の述べたロス海における大陸棚縁辺から斜面にかけての T 、 S 分布と類似し、 P_o の分布についても SEABROOKE ら (1971) が主張するウェッデル海における大陸棚斜面上の陸棚水沈降海域の分布と類似しており、鉛直混合が起っている可能性がある。

次に、第3図の T - S 図からわかるように、この海域の LSW について、 S は最高 34.35‰ 程度で FOFONOFF (1956) らが主張する $AA\text{BW}$ 形成に必要な 34.6‰ には至っていない。しかし、GILL (1973) が主張する低温での状態方程式が、熱力学的混合をより正確に説明すると考えれば、 S は 34.5‰ 程度で可能で、陸棚直上の S は、一層高い値を示すと思われるので、混合に必要な密度を獲得する可能性が大きい。

第3に、DEACON (1937) のいう南極大陸の沿岸流が深層水形成の混合過程に寄与する説とも一致して、今回、リュッツホルム湾沿岸で西向流が観測されたことは、混合に必要な条件が一つ与えられたことになる。

第4に、この湾はウェッデル海やロス海のように巨大な氷棚は存在しないが、幅十数kmに及ぶ大型の卓状氷山が年中浮遊しており、斜面下降風がこの昭和基地付近の海面に吹き流れ、GILL (1973) の主張する開水面での新たな結氷も起り易く、冷却と塩分増加にもとづく重い水の形成は十分考えられる。

古くは、BRENNECKE (1921)、MOSBY (1934)、DEACON (1937) らによって、南極での深層水形成はウェッデル海だけで起きていると考えられ、この考えは FOFONOFF (1956)、STOMMEL (1958) によって支持されてきた。しかし最近、氷海での資料が新たに数多く蓄積するのにもとない、その解析により JACOB ら (1973)、GORDON (1972) がロス海やアデリー氷棚でも深層水が形成する可能性を示した。また GILL (1973) が、ウェッデル海における深層水形成機構に関して、流水域の開水面での結氷により生成する重い水と、WDW が大陸棚縁辺部で混合し沈降するといった説を提唱している。

以上のことから結局、リュッツホルム湾では、ウェッデル海やロス海のように大規模ではないが、南極深層水 ($AA\text{DW}$) の形成、とくに南極大陸沿岸寄りの深層水の形成が、大陸棚縁辺から斜面にかけての比較的狭い範囲で起きている可能性があると考えられる。

7) CDWの循環過程

ACC の存在は、DEACON (1937) が報告したように三大洋にわたる大循環であるが、そのうち深層を構成する CDW の循環については STOMMEL (1958) によって理論化され、模式図化された。インド洋に面した今回の観測でも2)に述べたことから、南極海の深層に及ぶ東向流の存在が確認された。この CDW の循環に関して、従来の循環過程になかった新しい解釈が、今回の資料解析の結果、可能となったのでここに述べる。

4)に述べた CDW の水塊構成要素の東西方向についての変化から、 $10^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$ 、 $110^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ の間では T 、 S 、 AOU を増加させ、 O_2 を減少させるような水塊の混入が優勢で、 $50^{\circ}\text{W}\sim 10^{\circ}\text{E}$ 、 $45^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 、 $170^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ の間では T 、 S 、 AOU や O_2 の変化をあまり起こさない水塊の混入が優勢であることがうかがえる。ここで CDW に混入する水塊として考えられるのは、 $NADW$ と陸棚水を起源とする大陸棚斜面上の水 (SLW) である。まず、 $NADW$ は、水深2000m程度において、 $T=\sim 3.5^{\circ}\text{C}$ 、 $S=\sim 34.9\text{‰}$ 、 $O_2=\sim 6.5\text{ml/L}$ で、いずれも高い値を示している。一方、 SLW は $T=\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ 、 $S=34.9\sim 34.7\text{‰}$ 、 $O_2=\sim 5.0\text{ml/L}$ で CDW と比較してあまり変わらない値を示す。従って、 ACC の東向の途中、 $10^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$ 、 $110^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ の間では、 NA

DWの混入が盛んで、 $50^{\circ}\text{W}\sim 10^{\circ}\text{E}$ 、 $45^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 、 $170^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ では、沿岸のSLWの混入が盛んであると考え得る。但し、前者の混入は、 $10^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$ においては一次的混入でより強くNADWの影響があり、 $110^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ においては、二次的混入で若干周囲の水塊で薄められていると考える。

NADWの混入については、GORDON (1971) が塩分極大層の分布から、 70°E 付近まで行なわれていると主張している。しかし、大陸沿岸のSLWからの混入については、ウェッデル海とロス海の寄与だけを論じている。著者はここで、SLWからの混入は、6)で述べたようにウェッデル海、ロス海ばかりでなくリュッツホルム湾のような小湾や、その他の南極大陸沿岸部で、条件の整っている箇所において十分起こり得るとする立場をとる。この沿岸部で深層水形成にあずかる場所としては、CALLAHAN (1972) のポテンシャル比容偏差の50cl/t面における O_2 分布図(第5図)に示されている7.5ml/L以上の等濃度線で囲まれた海域が、良好な条件を備えていると推測される。この海域に入っている場所は、ウェッデル海南西部、リュッツホルム湾西部、アメリー氷棚海域、ルイス島沿岸海域、ロス海南西部である。この循環過程についての新しい解釈は、いくつかの仮定があって成立する。ために、ここでの結論は、南極周極深層水(CDW)が東向する途中、混入する水塊は2種以上あって、海域毎に特定の水塊が混入する様式がほぼ一定であるという程度の表現に止める。

全考察の結論としていえることは、南極底層水(AABW)の形成・循環に比較して、南極深層水(AADW)の形成・循環過程も重要であり、この両者は相互に密接な関連を有するが水塊運動を論じるときは区別して考えるべきで、現象としても前者の形成はウェッデル海で大部分、ロス海などで一部行なわれ、海域が限定されるが、後者はこうした大湾域の他にリュッツホルム湾のようなありふれた南極大陸沿岸域でも形成される可能性が大きいことである。

5. あとがき

紙数と時間の都合で、深層水生成量の試算、海水の移動速度および水収支、沈降してからの海水年齢の算定は記述できなかったが、現在検討中であり別の機会に報告したい。南極深層水の形成と循環は、冒頭にも述べたように海洋学研究上の最重要課題の一つで、米国国立科学アカデミーの小冊子に、この研究のための計画概要が記述されている。日本の南極観測も毎年実施されているが、こうした海洋構造を動的にとらえる立場からの積極的な海洋観測を実施することが望まれる。このため、リュッツホルム湾およびその沿岸部とくに西岸部から大陸棚斜面にかけての各層観測の実施が必要で、海底付近の観測も欠かせないし、気象条件としての風向、風速、気温のデータも必要である。

最後に、この報告を作成するにあたり有益な御指示を載いた水路部参事官庄司大太郎博士、力学計算に助力して載いた海象課西田英男、観測資料収集に活躍された同課徳江猪久二の各氏に感謝するとともに、極地の悪条件下で観測に御協力載いた第14次および15次の南極観測隊の皆様、「ふじ」乗組員の皆様に感謝して、この報告の終りとします。

References

- Brennecke, W. 1921, Arch. Deut. Seew., 39, 215pp.
- Callahan, J. E. 1971, J. Geophys. Res., 76 (24), 5859-5864.
- Callahan, J. E. 1972, Deep Sea Res., 19, 563-575.
- Deacon, G. E. R. 1937, Discovery Rep., Cambridge Univ. Press., 15, 124pp.
- Deacon, G. E. R. 1963, The Sea, Interscience, New York, 2, 281-296.
- Devine, M. 1972, J. Geophys. Res., 77 (30), 5987-5992.

- El-Sayed, S. Z. 1971, Research in the Antarctic., Am. Assoc. for Adv. of Sci., p73.
- Fofonoff, N. P. 1956, Deep-Sea Res., 4, 32-35.
- Gill, A. E. 1973, Deep-Sea Res., 20, 111-140.
- Gordon, A. L. 1966, Deep-Sea Res., 13, 1125-1138.
- Gordon, A. L. 1971, Research in the Antarctic., Am. Assoc. for Adv. of Sci., 609-629.
- Gordon, A. L. 1972, Am. Geophys. Antarctic research series, Columbia Univ., 19, 169-203.
- Grill, E. V. and F. A. Richards, 1964, J. Mar. Res., 22, 51-60.
- Hufford, G. L., and E. J. Tennyson, Jr. 1970, February-March 1968., February-March 1969.,
U. S. Coast Guard oceanogr. Rep., 33 (CG 373-33), 106pp.
- Jacobs, S. S., A. F. Amos and P. M. Bruchausen. 1970, Deep-Sea Res., 935-962.
- Montgomery, R. B. 1958, Deep-Sea Res., 5, 134-148.
- Mosby, H. 1934, Scient. Results Norw. Antarct. Exped., 1927-1928, 1, (11), 117pp.
- Munk, W. H. 1966, Deep-Sea Res., 13, 707-730.
- Redfield, A. C. 1934, James Johnstone Memorial Vol., Univ. Press, Liverpool, 172-192.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum and F. A. Richards. 1963, The Sea., Interscience, New York,
2, 26-49.
- Reid, J. L. and W. D. Nowlin, Jr. 1971, Deep-Sea Res., 18, 51-64.
- Seabrooke, J. M., G. L. Hufford and R. B. Elder. 1971 J. Geophys. Res., 76, 2164-2178.
- Stommel, H. 1958, Deep-Sea Res., 5, 80-82.
- 杉浦吉雄 1970, 海洋と化学, 海洋開発シリーズ 8, 118-134.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming, 1942, The Oceans., Prentice-Hall,
New York, 1087pp.