

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 13, March, 1978

山 陰 沖 の 海 底 地 質

登崎隆志*・加藤 茂**・北原祥二***

SUBMARINE GEOLOGY OFF SAN-IN

Takashi Tozaki*, Shigeru Kato**, and Shoji Kitahara***

Received 1977 October 12

Abstract

Since 1967 the Hydrographic Department of Japan has been conducting a surveying project for the preparation of *the Basic Map of the Sea on the Continental Shelves* (scale 1:200,000), covering topography, geology, magnetism and gravity. The present paper describes the results on submarine topography and geology in the area off San-in being based on the surveying data in 1975 and 1976.

Three cruises were made for the survey (Fig. 4): by the *Shoyo* (1900 gr. tons) in October/November, 1975 for 4400 miles (designated SI), and by the *Meiyo* (450 gr. tons) in May/June, 1975 for 4000 miles (designated YA) and in May/June, 1976 for 2600 miles (designated Si). Ships' positions were fixed mainly by Loran C, Decca and NNSS. Soundings were made by medium-deep water type echo-sounder (type NS-16) and shallow water type echo-sounders (types NS-39 and -77). Submarine geological structure was probed by air-gun seismic profiling system with acoustic frequency of 60 to 300 Hz.

Main topographical features in the surveyed area are a remarkably wide continental shelf in the western part (YA-region) and a marginal plateau (Oki Spur) in the eastern part (Si-region). The continental shelf in YA-region have a width of about 120km and is divided

* 測量課 Surveying Division ** 環境庁 (前測量課) Environmental Agency (formerly Surveying Division) *** 国際協力室 (前測量課) International Co-operation Division (formerly Surveying Division)

into two flats by a group of shoals locating northward from Mi Sima. Another flat is developed between the mainland (Honsyu) and the Oki Is. The Oki Spur extends northward lingulately from the Oki Is. for about 140km with width of about 60-70km. (Figs. 2 and 5, Tab. 1)

The acoustic stratigraphy in the surveyed area can be divided into E-, D-, C-, B- and A-layers in ascending order from the basement. A-layer is found on the sedimentary basins and distributes almost wholly over the marginal plateau, excepting west of Dozen of the Oki Is. and offing of Ota. B- and C-layers also distribute widely, but the former is lacked at the continental shelf between Honsyu and the Oki Is. Although D-layer is found under the Oki Spur, its extension is narrower than those of the other layers. In the other regions, D-layer may be contained in the lower part of C-layer. E-layer, being adopted as the acoustic basement, appears as opaque around the Oki Is., the Oki Spur and around Mi Sima, while it appears as transparent along the coast of Si-region and offing of YA-region.

The trends of geological structure are NE-SW and ENE-WSW directions parallel to the coast of Honsyu and the Oki Is., and NNE-SSW and E-W directions parallel to Tusima. On the continental shelf in the surveyed area, two sedimentary basins are found: one off Nagato with NNE-SSW direction and the other off Hamada with NE-SW direction. Burried platform of acoustic basement and dome-like seabottoms are seen on the Oki Spur (Fig. 3). Strata warp downward, causing slumping widely, on the lower parts of continental slopes (Fig. 6).

The process of geological development can be summarized as follows:

- 1) After the deposition of E-layer, the basement platforms existing on the Oki Spur, around the Oki Is. and north of Mi Sima were formed.
- 2) Tectonic movement began after the formation of the basement, so that the lineation with NNW-SSE direction was formed at the western edge of Mi Sima, while undulation might be larger on the Oki Spur, forming small depressions where D-layer deposited. The succeeding movement became more active in the Oki Spur and caused large undulations of the basement. Depressions thus formed as well as the basement platforms were covered by C-layer. Off Hamada, on the contrary, the undulation was rather mild along the coast, producing several basins on which C-layer deposited.
- 3) Diastrophism became gradually quiet and continuous sedimentation developed B-layer especially on the basins and depressions which had been formed in the preceeding age.
- 4) Quiet age still continued after the deposition of B-layer. Gentle uplifting in N-S direction took place broadly over the Oki Spur.
- 5) Continental shelf eroded repeatedly due to the alternation of lowering of the sea level through the glacial ages. The marginal plateau extending westward from the Oki Is. was carved and then submarged below the sea level. Finally through the erosion and sedimentation in the last glacial age, the continental shelf was developed to form the present topograhpy.

1. はじめに

水路部では昭和50年5～6月・10～11月・昭和51年5～6月にわたり、大陸棚の海の基本図整備のために、山口沖から島根沖に至る海域の海底地形・地質構造・地磁気・重力の調査を、測量船昭洋および明洋で実施した。この報告では、海底地形および地質構造について記述し、地質構造発達史について推論を試みる。

2. 調査海域および方法

日本海南西部にあたる調査海域を Fig. 1 に示す。この海域における陸岸付近の調査限界は、距岸 2～3 海里水深 30～100m であり、航跡を Fig. 4 に示す。

調査測線の方向は、地形および地質構造を考慮に入れて定め、ほぼ東経 132°10′ を境に、西では北西—南東方向・東では東西方向であり、これらの方向は 2 海里間隔の主測線とこれに交わる補助測線により構成されている。測線の全測線距離は約 11,000 海里に達する。

測位には、デッカ（北九州チェーン、昭和 50 年 5～6 月・昭和 51 年 5～6 月の調査に使用）・ロラン C（北太平洋チェーン）・NNSS（昭和 50 年 10～11 月の調査に使用）および補助的にロラン A を使用し、10 分ごとに行った。デッカの系統的誤差は、陸測（三点両角法）との比較により検出し補正を行った。ロラン C による測位は、NNSS と比較し、随時補正した。

測深には中深海型（NS16）・浅海型（NS39・NS77）音響測深機を使用した。水深の読取りは 100m 以浅で 1 m、1,000m 以深は 10m 単位で行い、読取値は音速改正により補正をしてある。音速改正に用いた資料は、海洋資料センター保管の MARSDEN SQUARE 131-60 の 6 月（昭和 50 年 5～6 月・昭和 51 年 5～6 月の調査時）、131-73 の 11 月（昭和 50 年 10～11 月の調査時）を用い、補正値は桑原方式により算出した。

音波探査には、エアガン方式の深海用連続音波探査装置を使用した。記録周波数帯域は約 60～300Hz である。

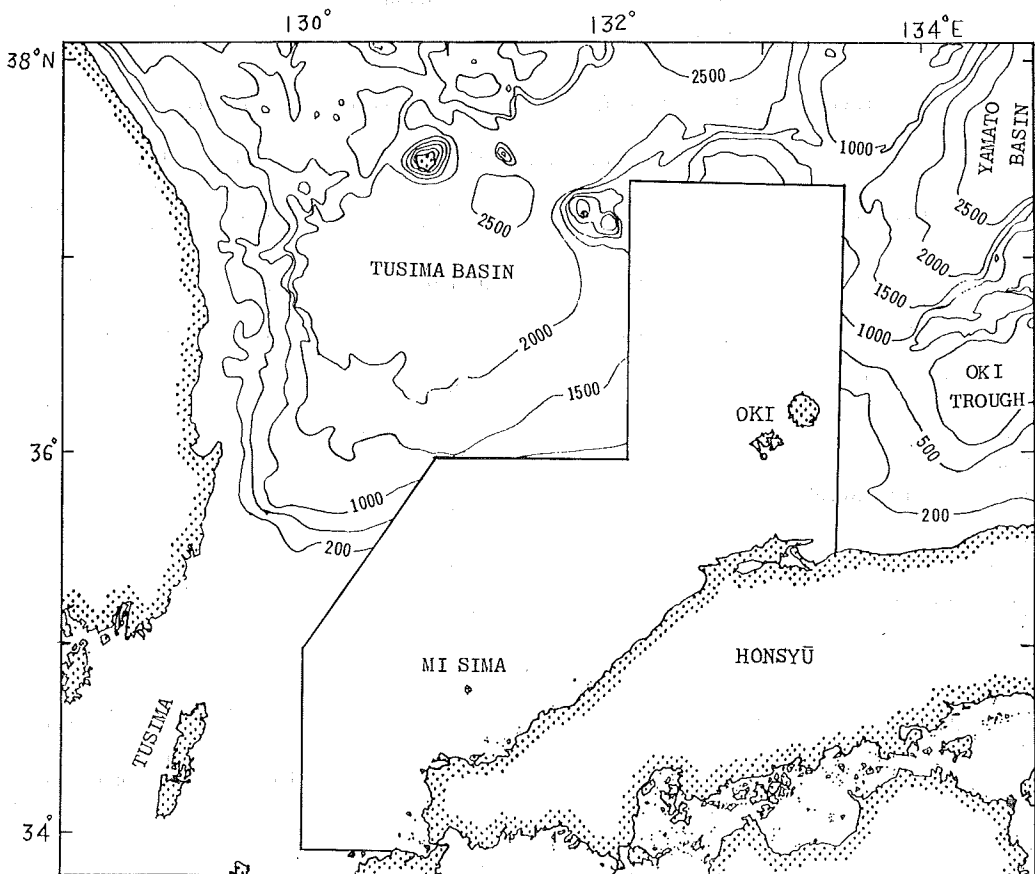


Figure 1 Surveyed area off San-in

3. 海底地形 (Fig. 5)

日本海南西部に位置する調査海域の周辺には、海盆や堆が分布している。北西側には対馬海盆があり、東側には大和海盆・隠岐堆・隠岐舟状海盆が北東～南西方向に配列している。

今回測量した海域の特徴は、山口沖から浜田沖にかけて発達する広い大陸棚と、隠岐諸島から北へ半島状に延び、縁辺台地と呼ばれている棚上の地形である（以下「隠岐海脚」とする）。ここでは広い大陸棚を有する山口沖から浜田沖までを「山口区」とし、浜田沖より東側を「島根区」とする。Fig. 2 に地形区分を示す、Table 1 には、大陸棚および縁辺台地の幅と外縁水深を、大陸斜面については平均こう配を示してある。

(1) 大陸棚

山口区

日本周辺の大陸棚は、平均約20kmの幅をもつと言われている。この区域の大陸棚の幅は120kmに達し、ここには顕著な二つの平坦面が認められる。

長門沖のものは水深120～140mの面で、この面のほぼ中央部には卯持ノ瀬*（水路通報，昭和52年31号798項参照，以下*を付けた地名についてはおなじ）と呼ばれる南北方向の高まりがある。そしてこれの両側には浅い凹地が湾入している。平坦面の北東縁から千里ヶ瀬*の西には、前記の湾入とは別の浅い谷が見られ、大陸棚外縁に開口している。

浜田沖のものは水深130～160mの面で、ここには根滝グリ*や130mの等深線で囲まれる北東～南西方向の高まりがあり、この南側には浅い凹地が湾入している。

Table 1 Continental shelf, marginal plateau and continental slope

location	continental shelf		marginal plateau	
	width (km)	depth at outer margin (m)	width (km)	depth at outer margin (m)
NW. of Hagi 萩北西方	120	140—150	25	300
NW. of Hamada 浜田北西方	120	155	20	300
NE. of Mi Sima 見島北東方	—	160	—	—
NW. of Ota 大田北西方	20	145	60	400
Dōzen to Hi-no Misaki 島前一日御碕	—	140—150	—	—
W. of Dōzen 島前西方	7	140	20	300
SE. of Dōzen 島前南東方	—	120	—	—
N. of Dōgo 島後北方	7	150	—	—
N. of Oki Is. 隠岐諸島北方	—	—	EW-direction: 60—70 NS-direction: 140	W-side: 300—400 E-side: 400—500

location	continental slope	
	depth range (m)	mean gradient
NW. of Hagi 萩北西方	300—1100	2° 25'
NW. of Hamada 浜田北西方	400—1300	4 17
NW. of Ota 大田北西方	400— 900	2 02
NW. of Dōgo 島後北西方	400—1200	3 17
N. of Dōgo 島後北方	300—1100	2 52

以上のべた二つの平坦面は、見島から北に延びる高まりにより分けられている。この高まりは八里ヶ瀬*や千里ヶ瀬*などの北東～南西を向く浅瀬によって構成されている。この山口区における大陸棚の外縁水深は140～160mである。

島根区

島根半島から隠岐諸島にかけて70～90mの顕著な平坦面が広がり、この面を切って浅い陸棚谷が認められ、110m付近で開口している。大陸棚の外縁水深は120～150mで、隠岐諸島周辺では島後北方で深く、島前南東方で浅くなっている。

(2) 縁辺台地

縁辺台地とは、大陸棚よりも一段低い所に発達する棚状の地形である（岩淵, 1968）。

山口区

大陸棚とは傾斜変換部で接し、幅約20kmの平滑な緩斜面であり、対馬海盆部に向かってこう配を増し、外縁部の水深は約300mである。この台地上の平均こう配は約20'であり、この区域の大陸棚の平均こう配が4'程度であるのに対し大きな値を示している。また大陸斜面の平均こう配は3°である。

島根区

隠岐諸島の北方には、半島状に北へ延びる起伏の少ない単調な地形面が発達し、稜線を境にして東西にゆるく傾いている。東縁には三番瀬と呼ばれる堆があり、東に突出している。外縁部の水深は、西側で300～400m・東側で300～500mであり、北へ行くほど深くなっている。幅は南北に約140km・東西に60～70kmである。

隠岐諸島の西方から大田沖にかけては、幅約30～60kmの緩斜面があり、沖に向かってゆるく傾いている。

(3) 大陸斜面

対馬海盆部に向かって下る斜面には、広範囲にわたって海底崖が形成され、縁辺台地外縁部から水深1000～1200m付近までは、起伏に富んだ地形となっている。ただ大田沖では他の所に比べて滑らかで、しかも緩やかになっている。

島後の北西方約120kmの斜面麓には、ドーム状の地形をした俊鷹堆*があり、堆頂水深は137mであり、水深170～180m・220～230mに小規模な平坦面が認められる。

4. 地 質

(1) 地層区分

音波探査記録上から地層は、下位層よりE, D, C, B, A層の5層に区分した。

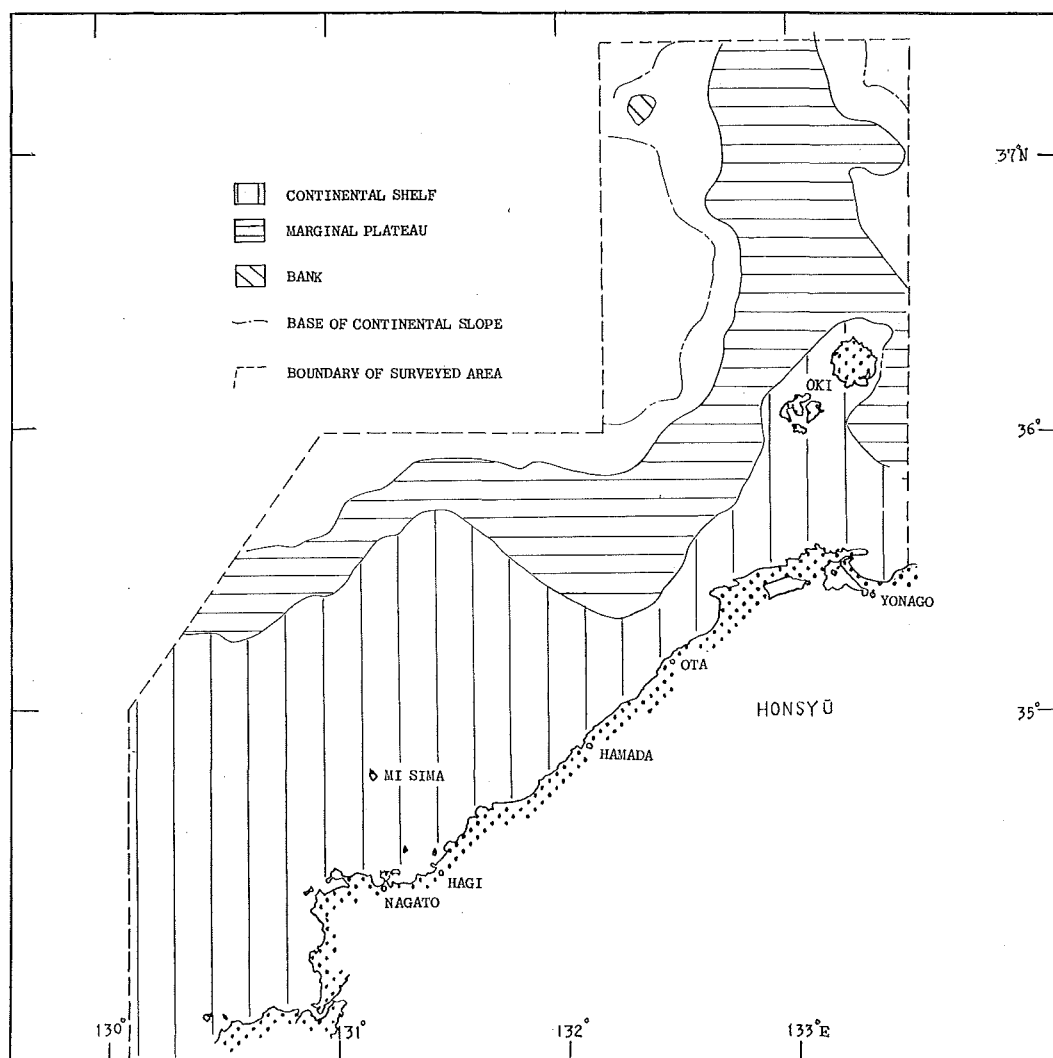


Figure 2 Morphological divisions off San-in

〔E層〕 この海域の最下位層で音響的基盤とした。隠岐諸島周辺や隠岐海脚域および見島付近では、不透明な反射層として現れる。島根沿岸や山口沖では、透明な反射層として現れ、わずかに層理が認められる。浜田の沿岸部から山口の沿岸部では他の層との区分が困難である。

〔D層〕 層理の連続性が悪く、隠岐海脚域でE層の凹地を埋めて堆積している。層相は、わずかにしま模様が認められる。

〔C層〕 層相はしま模様を呈し、堆積盆の深部では、さほど明瞭なしま模様を示さない。下位層をほぼ全般にわたって覆っている。島後堆ではE層またはD層にアバットしている。

〔B層〕 はっきりとしたしま模様を呈している。大田沖から山口沖にかけては、沿岸部に向かって薄くなるように堆積している。

〔A層〕 堆積盆ではB層の凹地を埋めて堆積し、縁辺台地では外縁部に向かって厚さを増している。

大陸斜面の堆積層

大陸斜面では地層が不明瞭であり、地層区分が困難である。このために地層は、大陸棚および縁辺台地で区分した地層と対比が困難である。そのため地質構造図上では、模様を入れず白ぬきにしてある。

(2) 地層分布

A層は大陸棚で堆積盆を中心にして堆積し、縁辺台地では島前西方や大田沖を除けば、ほぼ全面に分布する。B・C層も広範囲に分布しているが、B層は隠岐諸島—島根半島の間の大陸棚では欠層している。D層は隠岐海脚域で認められるが、他の層に比べて分布範囲は狭くなっている。隠岐海脚域以外でD層はC層下部に含められている可能性がある。

(3) 地質構造 (Fig. 6)

この海域の主な構造方向は、山陰沿岸や隠岐諸島と平行するような北東—南西・東北東—西南西方向、対馬と同方向の北北東—南南西方向および東—西方向である。

(i) 大陸棚

山口区

長門沖および浜田沖には堆積盆が形成されている。長門沖のものは中央に背斜部があり、その両側には北北東—南南西方向の向斜部があり、そこに堆積盆が形成されている。堆積盆でのA—C層の厚さは約400mである。

浜田沖では、堆積盆が北東—南西方向の向斜部に形成され、A—C層の厚さは500m以上である。これら二つの堆積盆の間には、北東—南西方向に雁行する背斜部があり、そこでは基盤が露出している。

以上のように広い大陸棚は、二つの堆積盆と雁行する背斜部によって構成され、広い二つの平坦面は堆積盆を中心に、また八里ヶ瀬・千里ヶ瀬等の浅所は、削はくし残された基盤から成っている。

島根区

島根半島から隠岐諸島の間では、C層より下位層が褶曲構造を示して海底を構成し、A・B層は認められない。西側の大陸棚外縁付近には、A層に埋積された谷があり、北に延びている。隠岐諸島周辺は基盤が侵食され、大陸棚と大陸棚斜面を構成している。

(ii) 縁辺台地

山口区

大陸棚の西部では、北北東—南南西方向の褶曲構造を示すのに対し、これに接する縁辺台地ではおおむね東—西方向である。ここにはA—C層が堆積し、B・C層は大陸棚の堆積層に比べて、断層・褶曲により変位・変形を受けている。A層は全般にわたって上面を覆っているが、大陸棚と接する所ではB・C層が露出している。

東部は単純な構造で、堆積物が対馬海盆に向かって傾いている。

島根区

隠岐海脚域では、ほぼ全面を堆積物が覆い、外縁部に向かって厚さを増している。この堆積物の下には、基盤の平坦面やドーム状基盤がかくされている (Fig. 3)。基盤の平坦面は、その上面を300~500mのA—C層に覆われている。ドーム状基盤は、島後および後鷹堆をふくめて北西へ直線的に配列している。平坦面やドーム状基盤の間は向斜部となり、厚い堆積物により埋積されている。三番瀬を形成する基盤の平坦面は北西に傾動している。

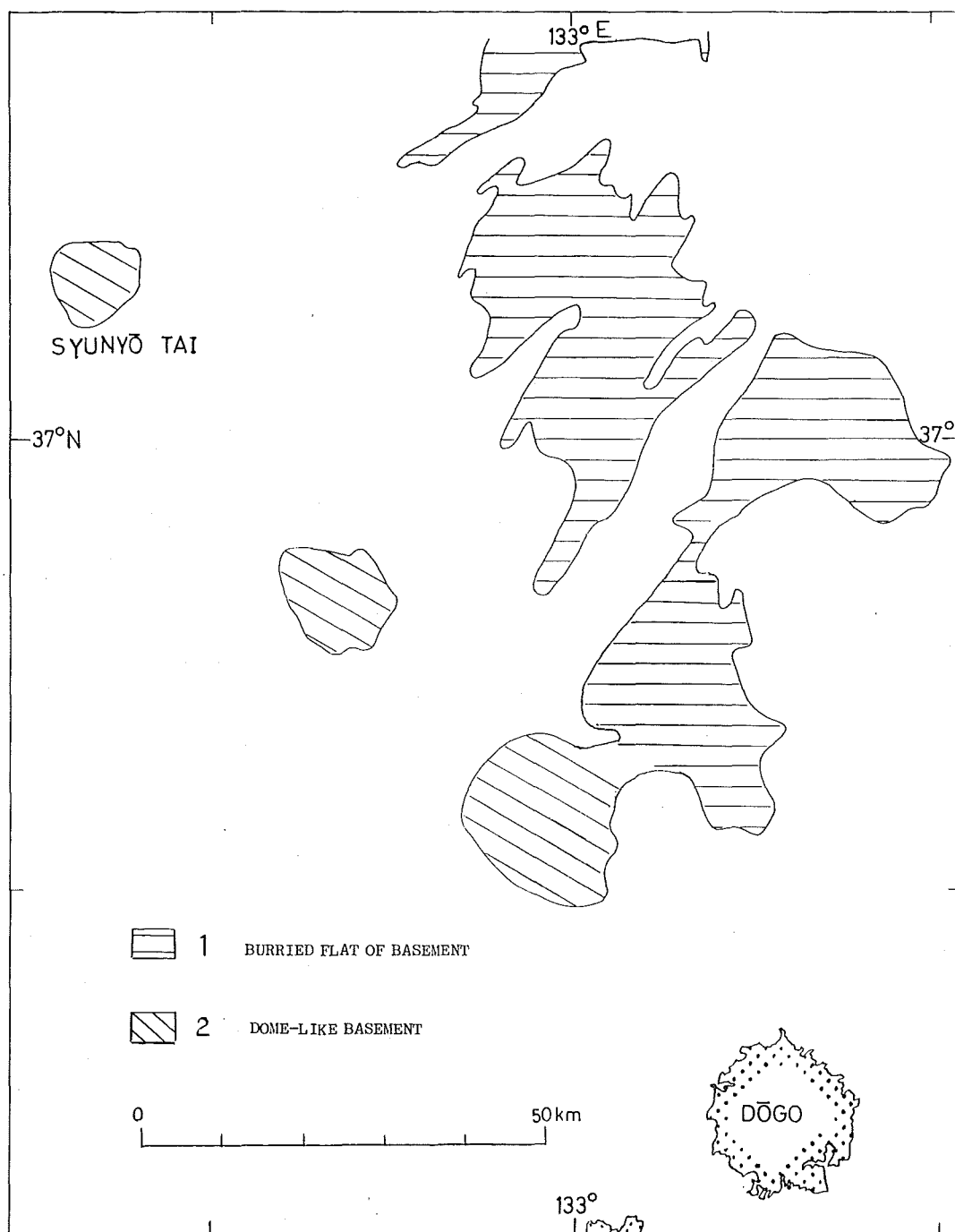


Figure 3 Classification of basement topography

隠岐諸島の北には、東北東—西南西方向の深い溝があり、厚い堆積物により埋積されている (Fig. 6 断面 G—H)。ここには北落ちの断層が推定される。

隠岐諸島西方から大田沖にかけては、堆積層が外縁部に向かって傾きながら厚さを増している。この台地の傾いた地層 B・C 層は、層理面に対して斜めに切頭され、この前面に A 層が堆積している (Fig. 5 断面

M-N).

隠岐諸島西方には、平坦化され北西に傾いた基盤があり、C層は基盤にはほぼ平行的に堆積し、B層はC層をオーバーラップし、沿岸部に向かって薄く堆積している。またここではA層により埋積された南北方向の谷があり、B層が侵食されている。大田沖には島根半島より続くような基盤の高まりが見られる。

(iii) 大陸斜面

大陸棚や縁辺台地に比べ層理が不明瞭になり、各々の層区分が困難になっている。地層は下方撓曲し、広範囲にわたってスランピングを起こしている。

島後北西方の斜面麓の俊鷹堆は、E層により形成され、その頂部は侵食を受けている。俊鷹堆の東側斜面麓の堆積物は著しく変形している。なお堆積層の厚さは、堆積層中の音速を2,000m/sとして計算した。

(4) 地質構造発達史

第1期 (E層形成後)

隠岐海脚域や隠岐諸島近辺では、基盤の平坦面が認められる。この時期に、これらの地域は比較的安定した陸域になっていたと考えられる。基盤の平坦面形成期である。

基盤の平坦面形成後、地殻変動が起きたものと考えられる。見島西縁には北北西—南南東方向に延びる構造線（以下「見島構造線」とする）が形成された。この見島構造線は、山陰地区の第三系より見た地質区区分で考えられているところの山陰区と西海区との境（西南日本新生代研究グループ、1960）とも考えられる。

第2期 (D・C層形成期)

見島構造線を境にして地殻変動の主軸は、西側で北北東—南南西であり、東側で北東—南西・東北東—西南西である。これらの方向を主軸として地殻変動が始まった。隠岐海脚域では、基盤の起伏が大きく堆積層も厚いことから、特に変動が大きかったものと思われる。隠岐海脚域では、変動の初期に小さな基盤の凹地が形成され、そこにはD層が堆積した。その後変動が活発になり、基盤には大きな起伏が形成され、基盤の凹地には堆積物が厚く堆積し、かつ基盤の平坦面をも堆積物が覆った。

これに対し島根沖から山口沖にかけては、隠岐海脚域に比べて穏やかな変動であった。そこでは盆地が形成され、そこには堆積物が堆積した。この時期の堆積層がC層である。

第3期 (B層形成期)

地殻変動も比較的穏やかになり、前期に形成された凹地を埋めながら広い範囲に堆積物が供給された。この時期の堆積物がB層である。

第4期

B層は上位層ほど変形が少なく、最上部はほとんど変形を受けていない。このことからB層堆積後は、平穏期を迎えたものと考えられる。隠岐海脚を含む縁辺台地では、外縁部に向かってA層が厚くなっていることから、この時期に入っても対馬海盆は沈降していたと考えられる。しかし隠岐海脚では北—南を主軸とし、変動単位としては大きく、ゆるやかな隆起があったと思われる。これは周囲の海底地形から見ると、隠岐海脚は高所であり、しかも変動期に形成された凹地以外にも300~500mの堆積物が存在している。これは現在の地形から考えて不自然である。

第5期

大陸棚の形成期となる。大陸棚上の浅い谷や平坦面が、繰り返す氷期の海面低下により形成された。

隠岐諸島西方から山口沖にかけての縁辺台地は、海面低下により侵食を受けたが、その後沈降し現在の位置にあるものと考えられる。そしてその後最終氷期がおとずれ大陸棚が完成した。

俊鷹堆は島後北西方に位置しているが、この堆の東側斜面麓の堆積物であるA層以下の層が、かなり変形していることから、この時期に形成されたものと思われる。

(5) 対 比

三番瀬において岩盤が採取され、これが濃飛流絞岩に類似するとされている(星野・本間, 1966)。もしこれが濃飛流絞岩と同時期のものとすれば、隠岐海脚で見られる平坦面を構成するE層は、白亜系—第三系と言うことになる。またそのほかの地域のE層は周辺の陸上地質から類推して先新第三系と考える。

A層は対馬海盆で得られたコア資料を研究されたものより(氏家・市倉, 1977)更新統とし、D・C・B層は、日本の日本海沿岸陸域における地質的記録から言われている事件(紮野, 1971)より類推して、上部中新統から鮮新統に対比させた。

5. おわりに

この原稿を読んで頂き有益なご教示、助言を頂いた水路部測量課長茂木昭夫氏、水路部測量課補佐官内野孝雄氏、同主任水路測量官中嶋逞氏、同水路測量官永野真男氏に深く感謝します。また困難な船上作業に多大の協力を頂いた測量船「昭洋」、「明洋」の船長ほか乗組員各位、測量に参加された第五、第六、第七管区海上保安本部水路部の皆様、図の作成に全面的に協力をいただいた測量課の清水良夫氏に厚くお礼申し上げます。

写真記録の説明

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。ただし紙面の都合上、全記録を掲載していない。

1. 原記録を写真で複写縮小してある。
2. 測線番号は写真の左肩に記してある。YAは山口沖、SIは島根沖I、Siは島根沖IIの調査によるものである。

Annexed plates are some specimens of the seismic profiler records. They have been reduced to about 1/10 of the original size. Location at which each record was taken can be identified with the surveying track in Fig. 4 through the track code (e.g. YA 28). Although they are not always clearly seen, vertical lines in the plates are time markers at every hours to which the nicks on the tracks in Fig. 4 correspond.

参 考 文 献

- 岩淵義郎, 1968: 東北大地質古生物研報, No. 66, p. 1.
- 氏家 宏, 市倉賢樹, 1977: 第四紀における日本海の変遷, 海洋科学, 9巻, p. 29.
- 紮野義夫, 1971: 日本の日本海沿岸における新生代地史と日本海の発達, 島弧と縁海, 東海大学出版会, p. 2.
- 西南日本新生代研究グループ, 1960: 西南日本の新生代地史, 地球科学, 14巻5, 6号, p. 56.
- 星野通平, 本間弘次, 1966: 日本海の礁堆の地質について, 地球科学, 20巻1号, p. 10.
- 大陸棚の海の基本図の測量成果による地形・地質の研究に関しては、既に次のように発表されている。
- 佐藤任弘ほか, 1973: 北海道西方大陸棚縁辺地域の海底地質, 水路部研究報告, 8号, p. 1.
- 永野真男ほか, 1974: 北海道東岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 9号, p. 1.
- 桜井 操ほか, 1975: 北海道南岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 10号, p. 1.
- 永野真男ほか, 1976: 九州西岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 11号, p. 1.
- 永野真男ほか, 1977: 遠州灘の海底地質, 水路部研究報告, 12号, p. 1.

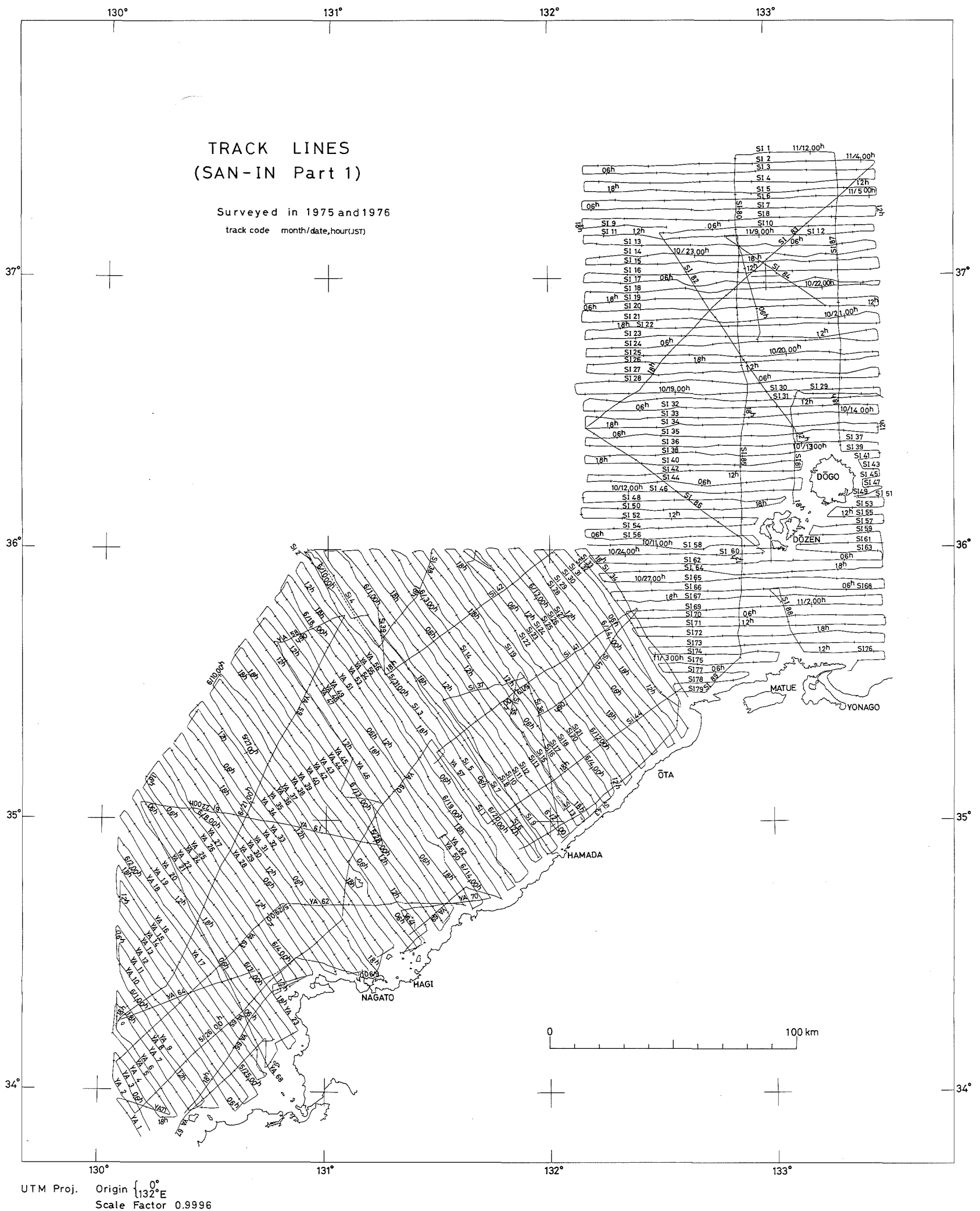


Figure 4 Tracks of survey off San-in

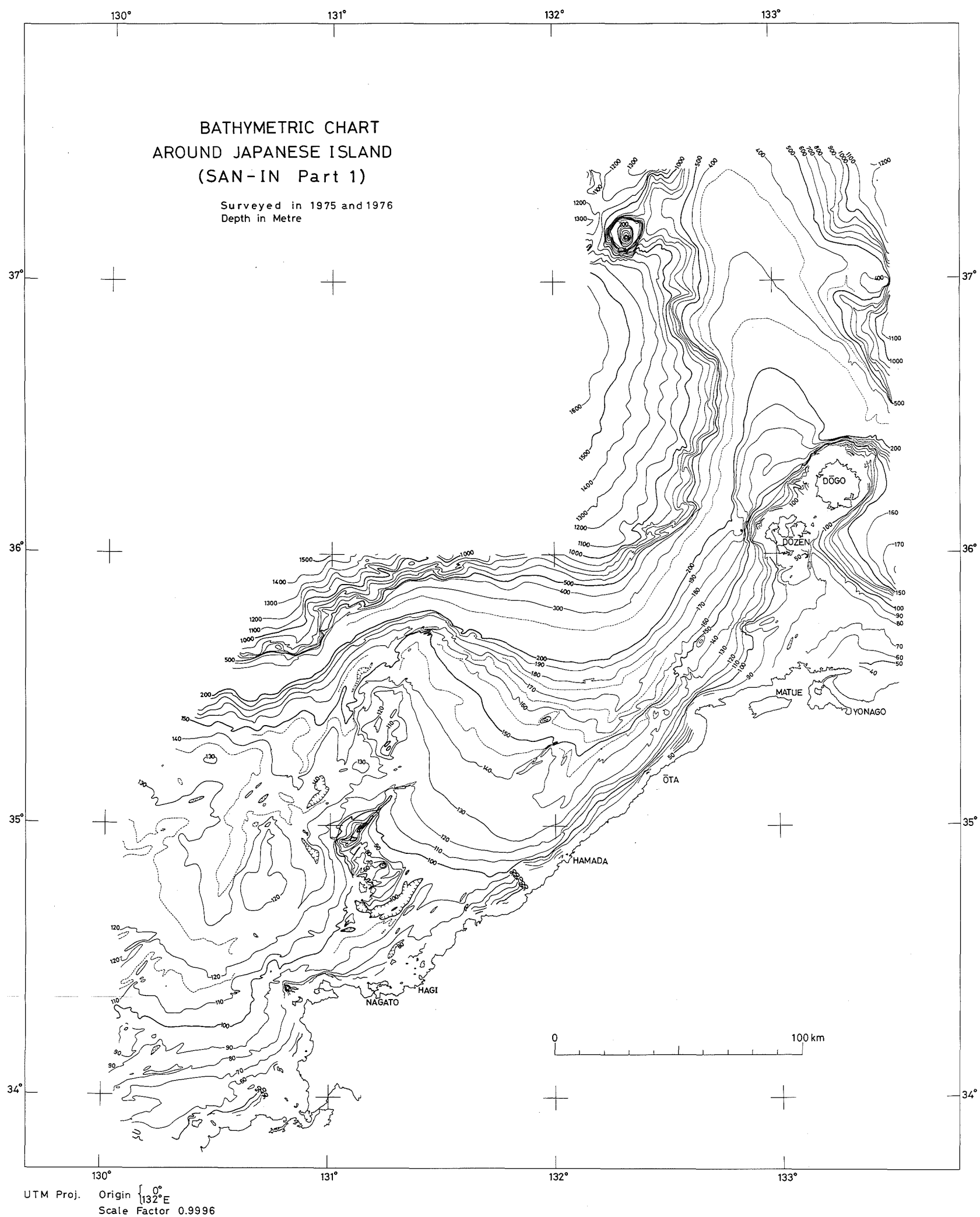


Figure 5 Bathymetric chart off San-in

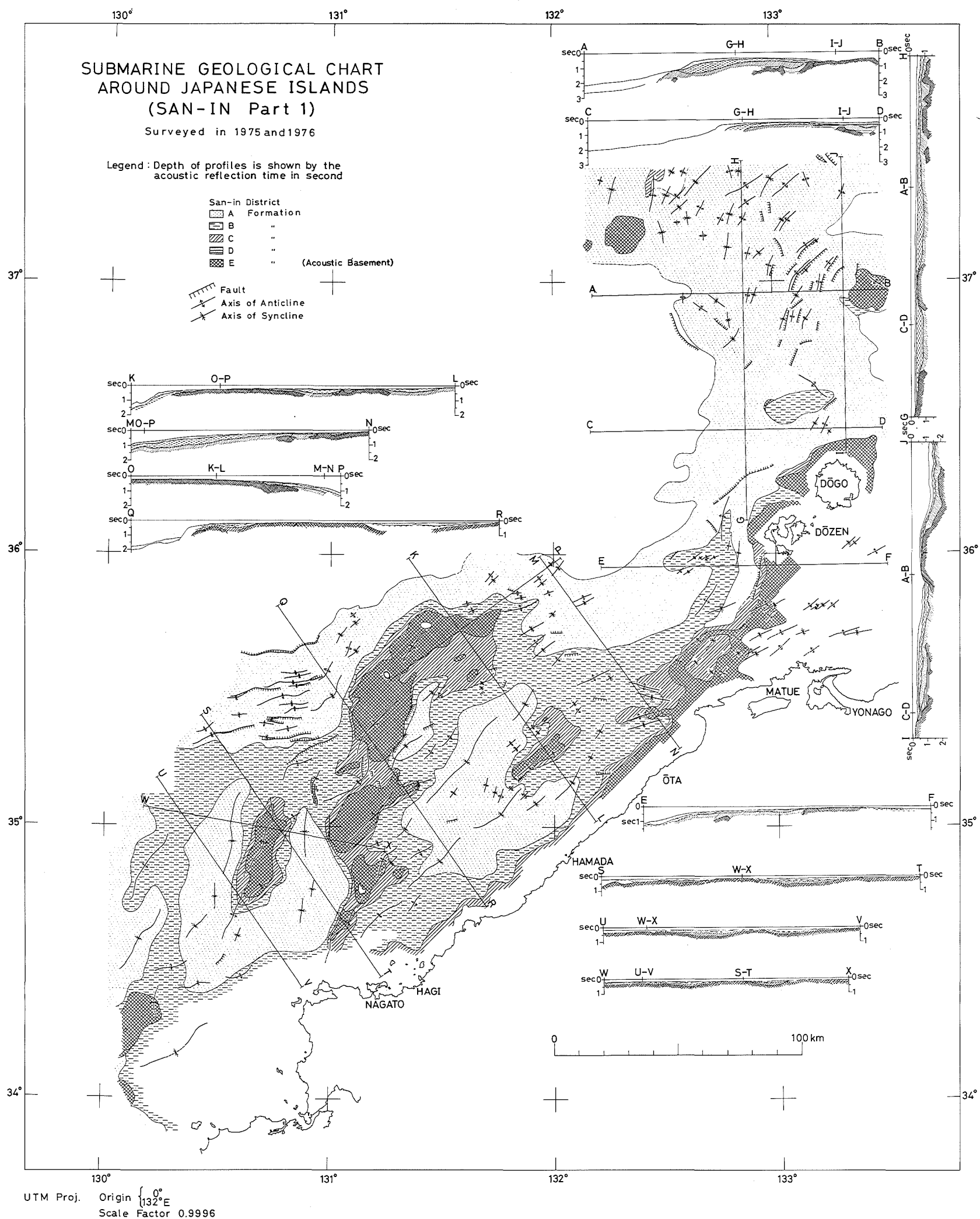
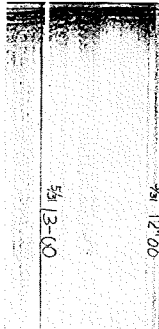


Figure 6 Submarine geological map off San-in

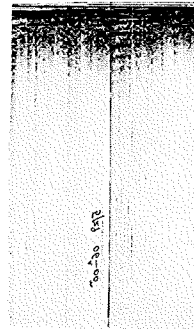
YA 1



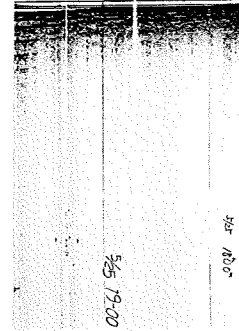
YA 2



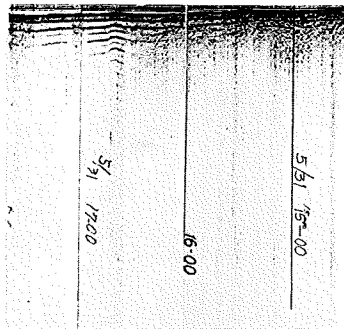
YA 3



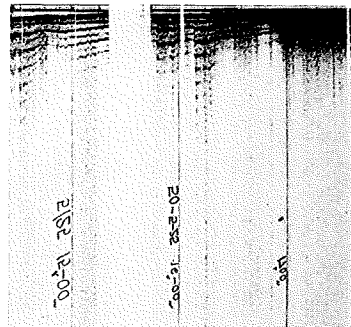
YA 4



YA 5

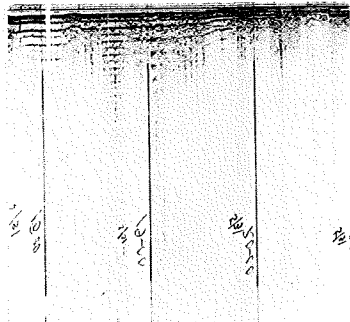


YA 6

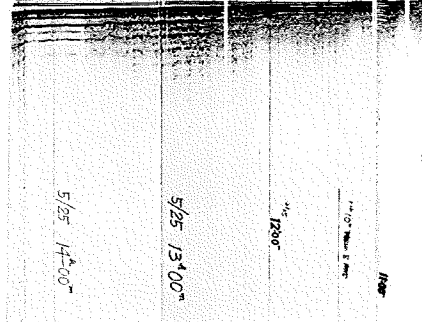


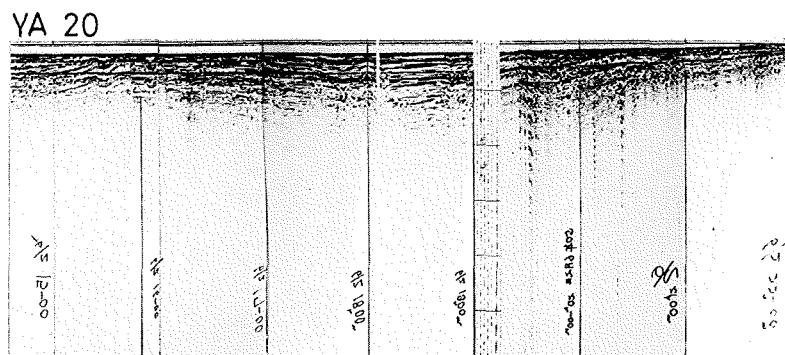
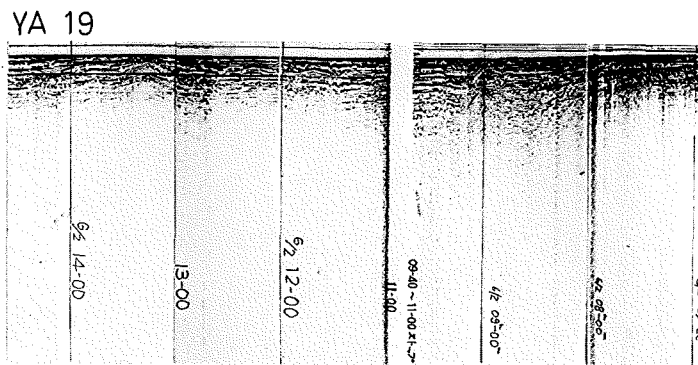
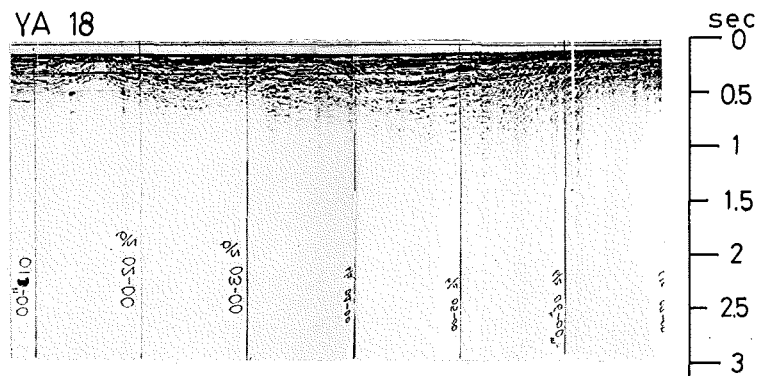
sec
0
0.5
1
1.5
2
2.5
3

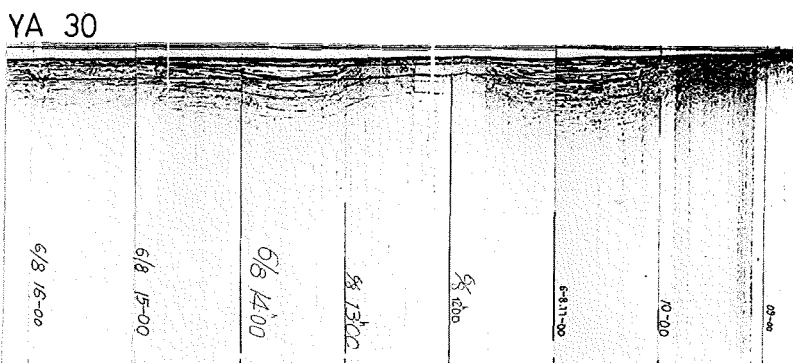
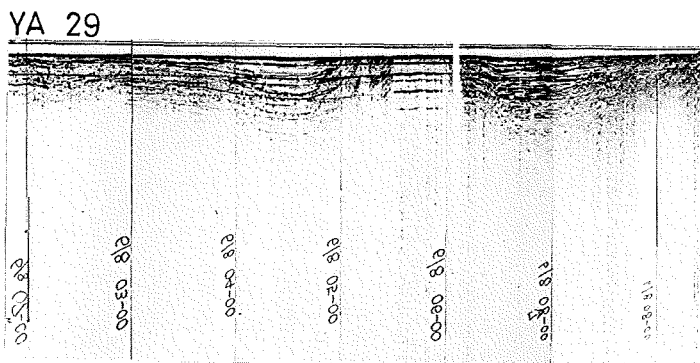
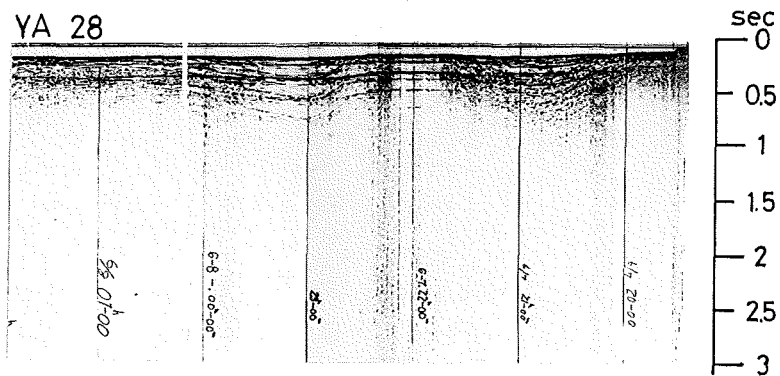
YA 7



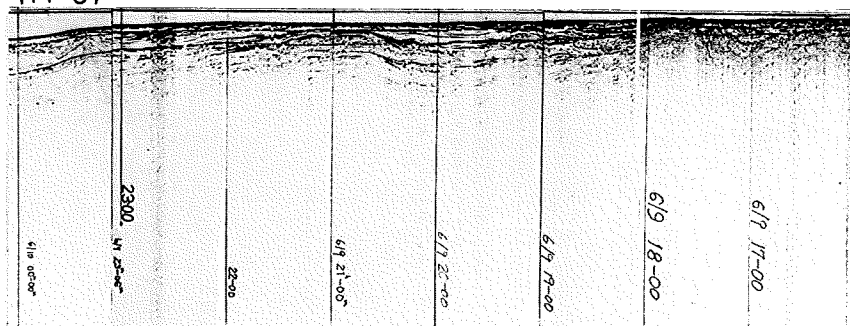
YA 8



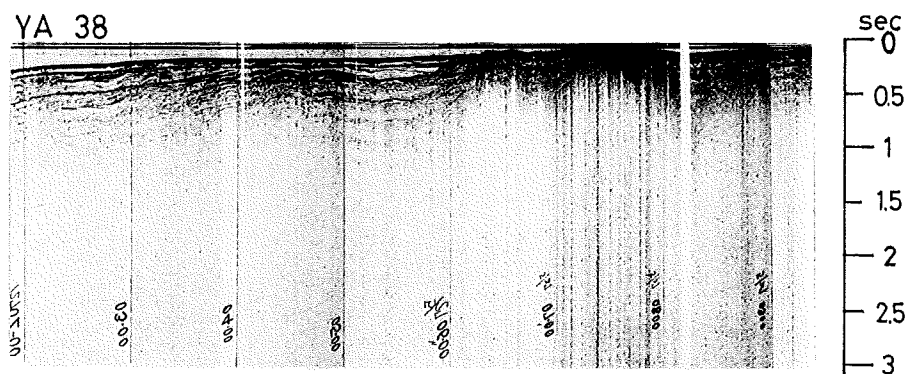




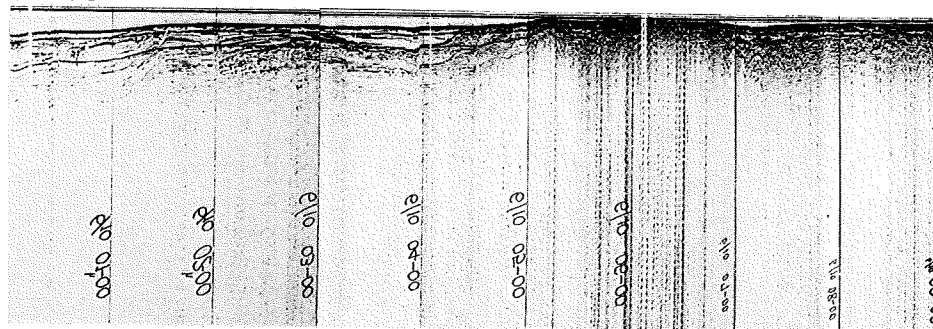
YA 37



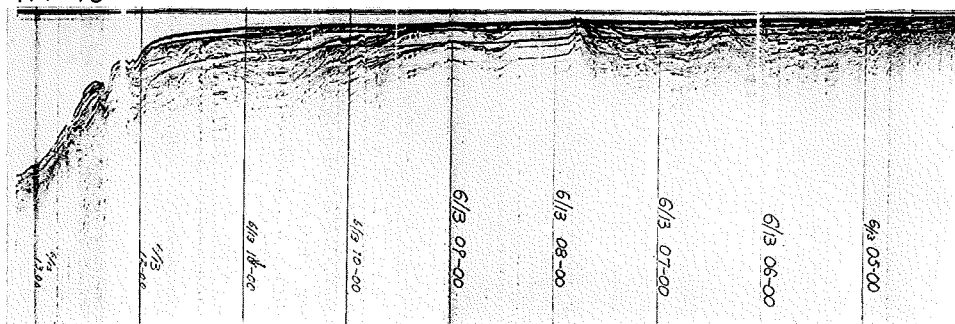
YA 38



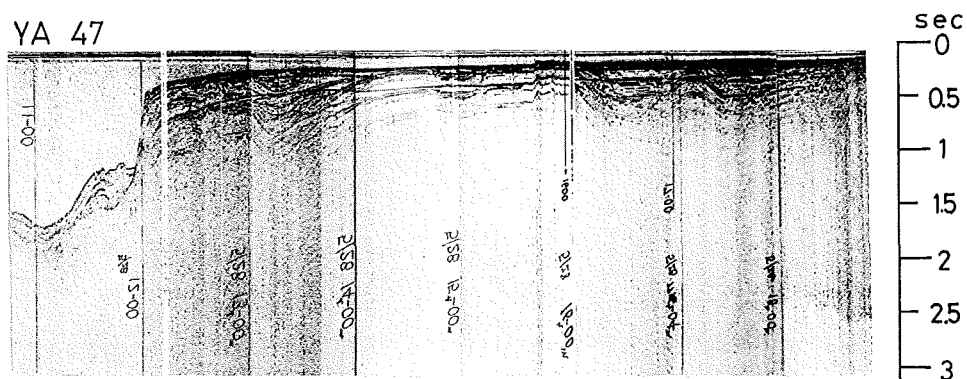
YA 39



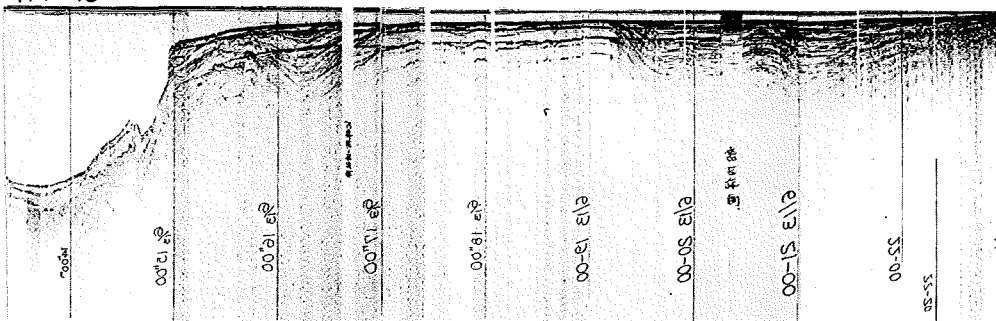
YA 46



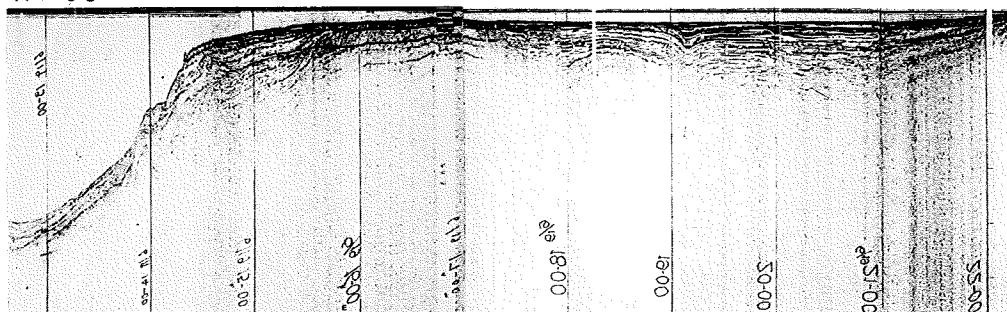
YA 47



YA 48



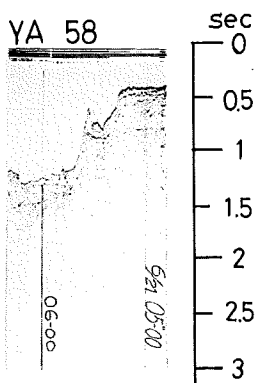
YA 56



YA 57



YA 58



sec

0

0.5

1

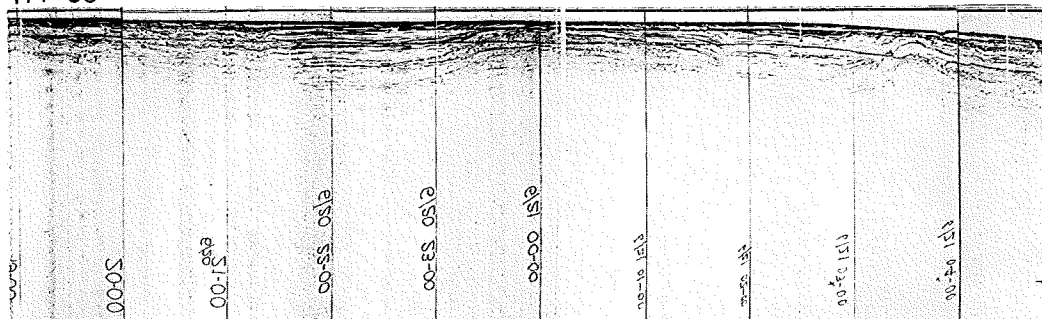
1.5

2

2.5

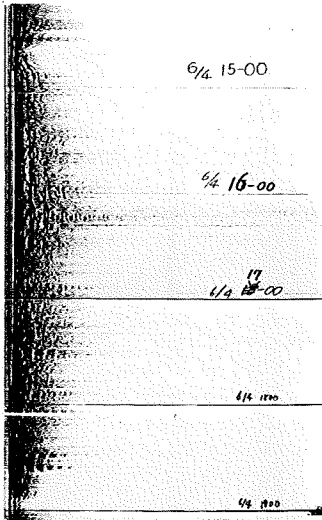
3

YA 59

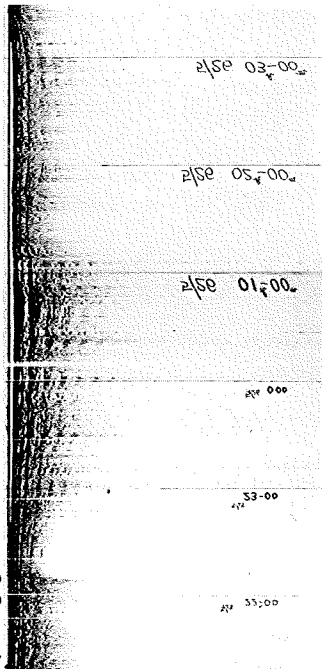


sec
0
0.5
1
1.5
2
2.5
3

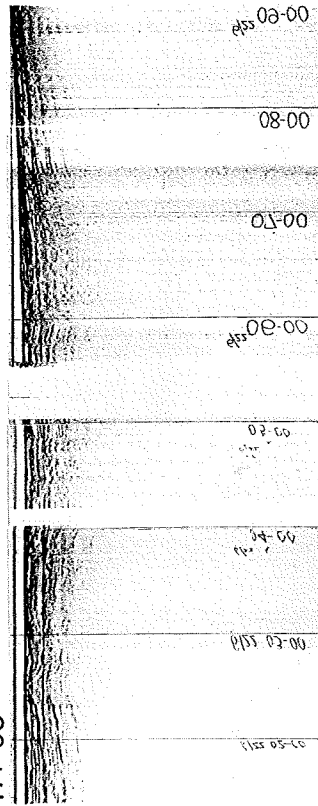
YA 66



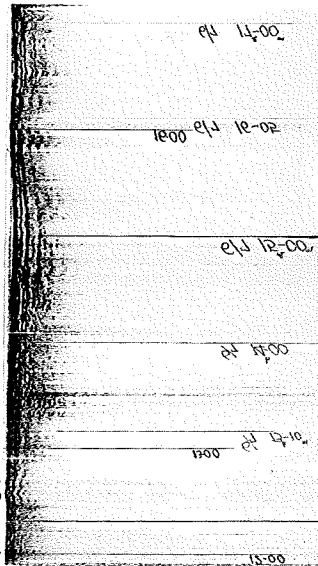
YA 65

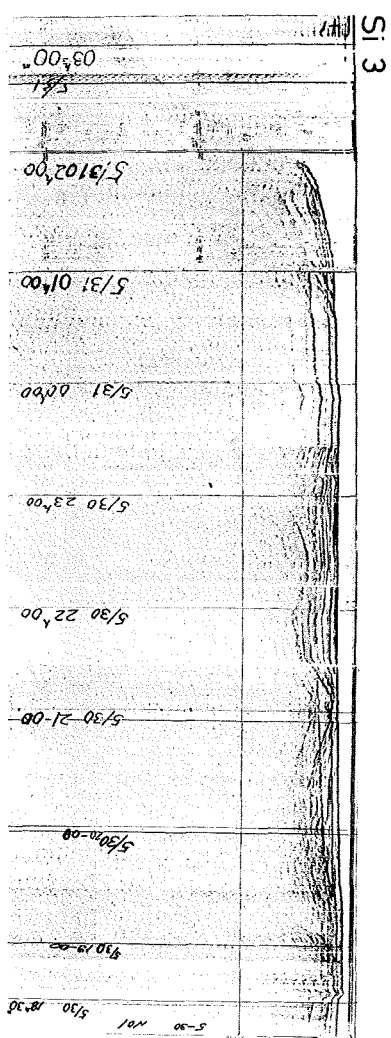
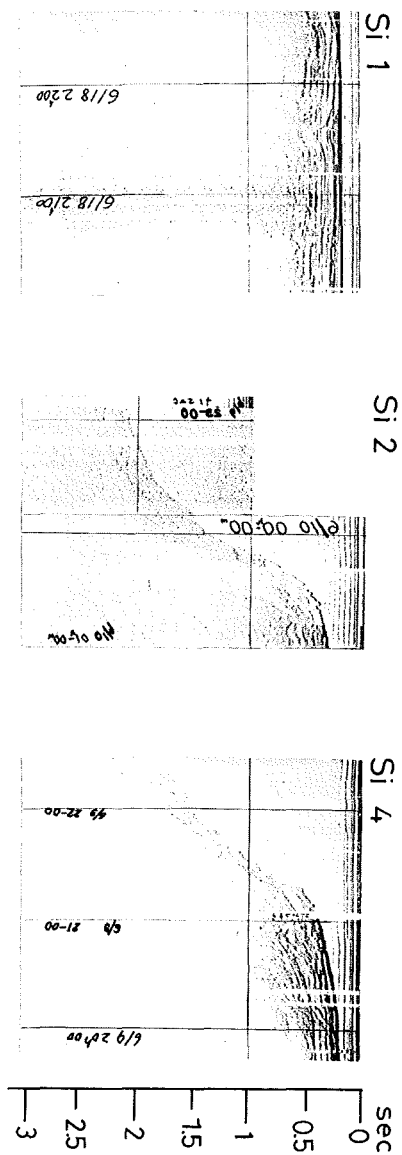


YA 68



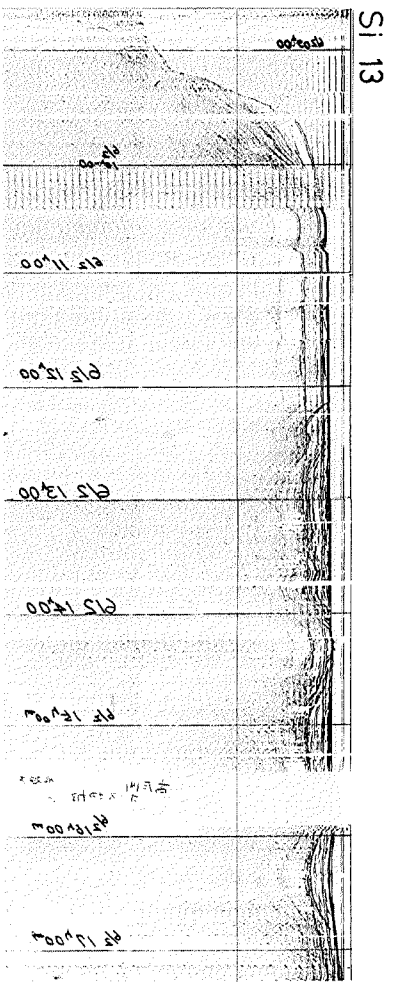
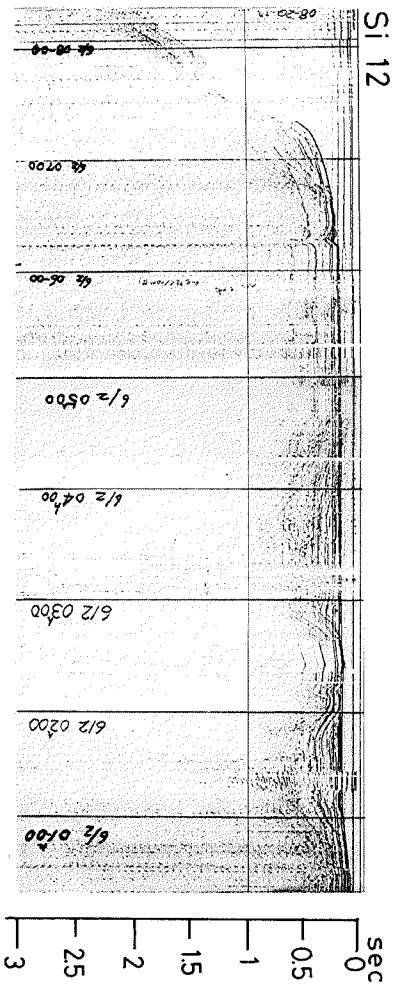
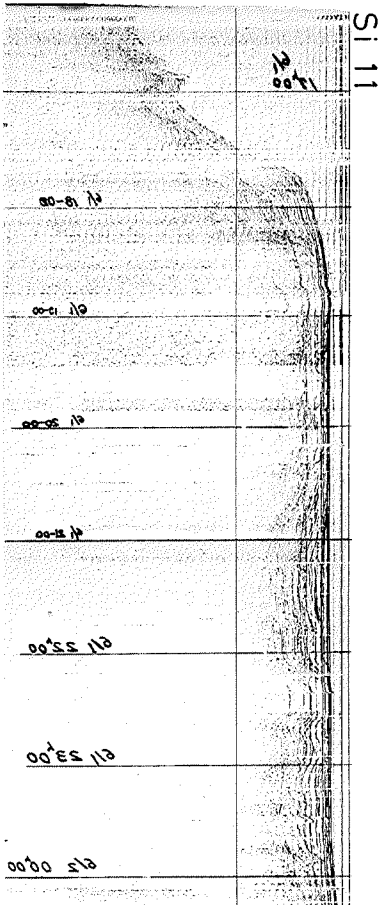
YA 67



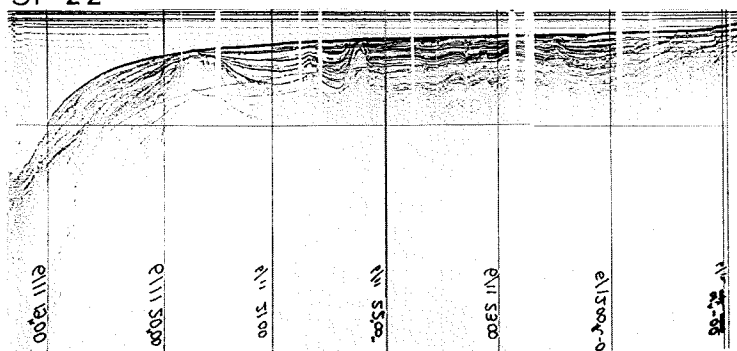


SUBMARINE GEOLOGY OFF SAN-JIN

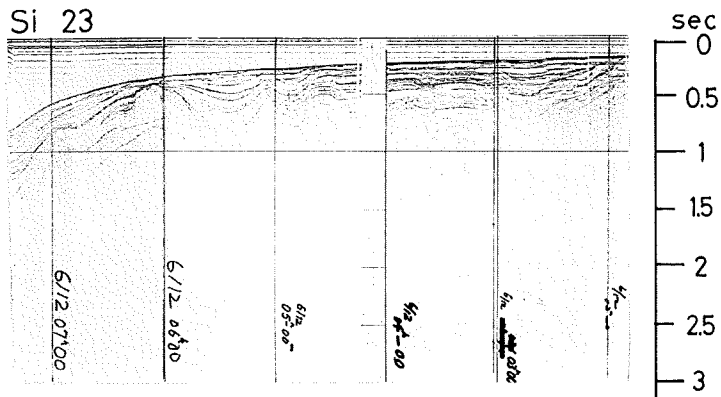
25



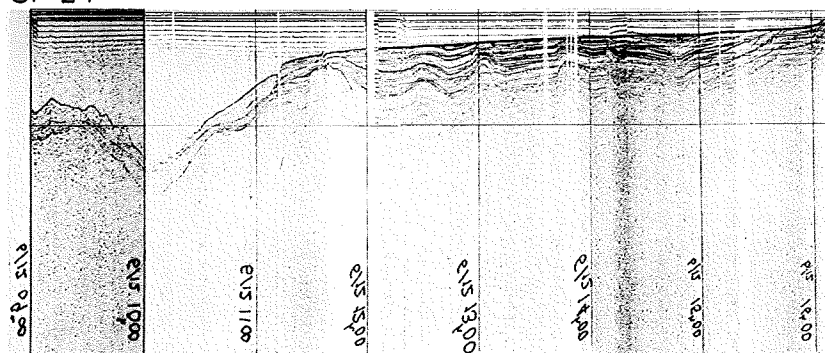
Si 22



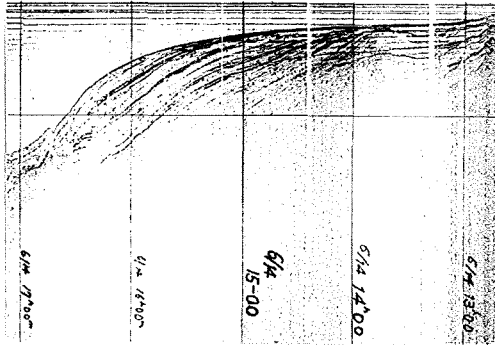
Si 23



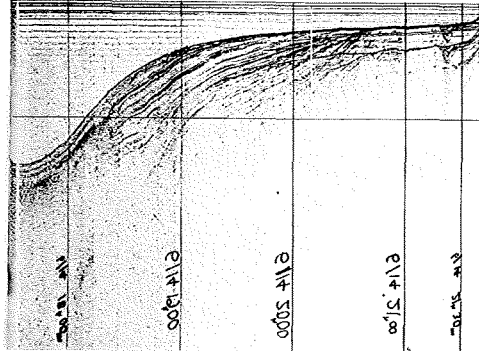
Si 24



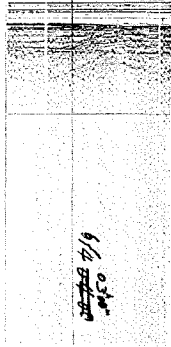
Si 33



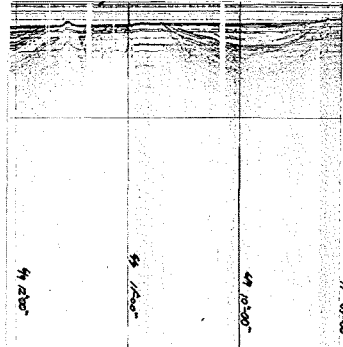
Si 34



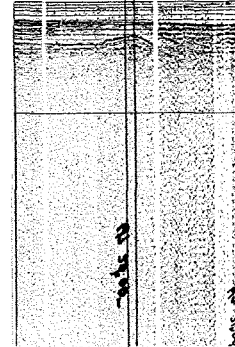
Si 35



Si 36

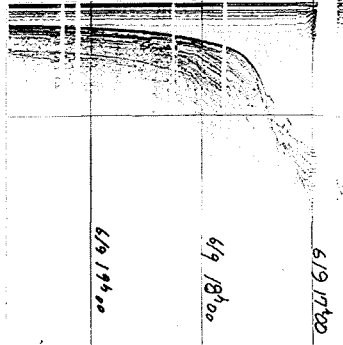


Si 37

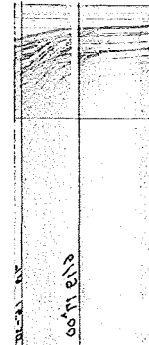


sec
0
0.5
1
1.5
2
2.5
3

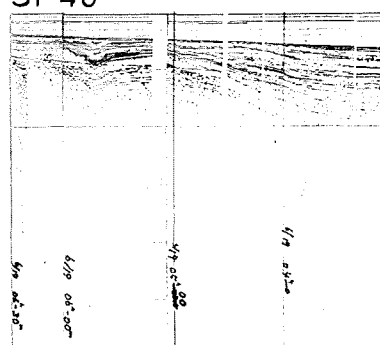
Si 38

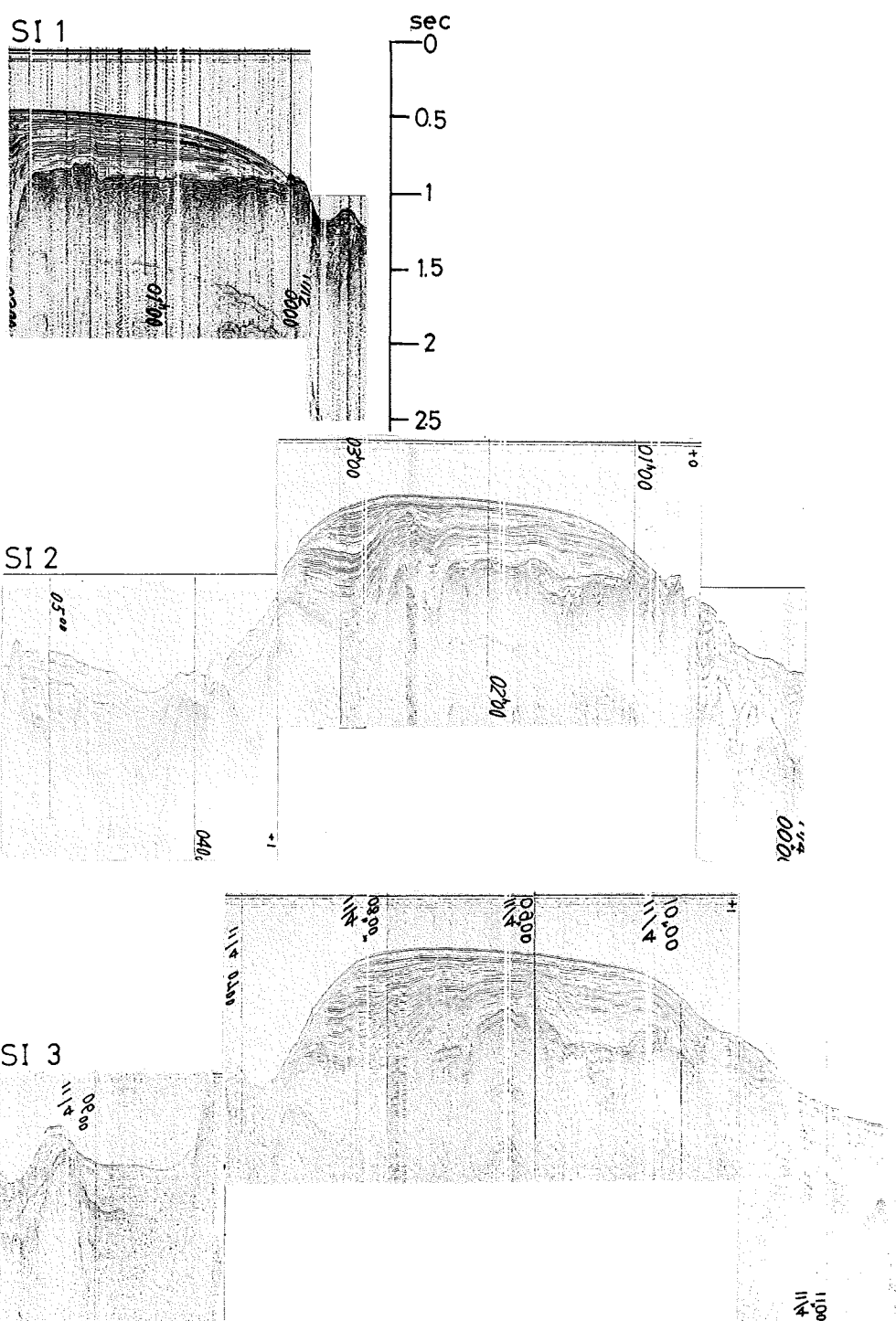


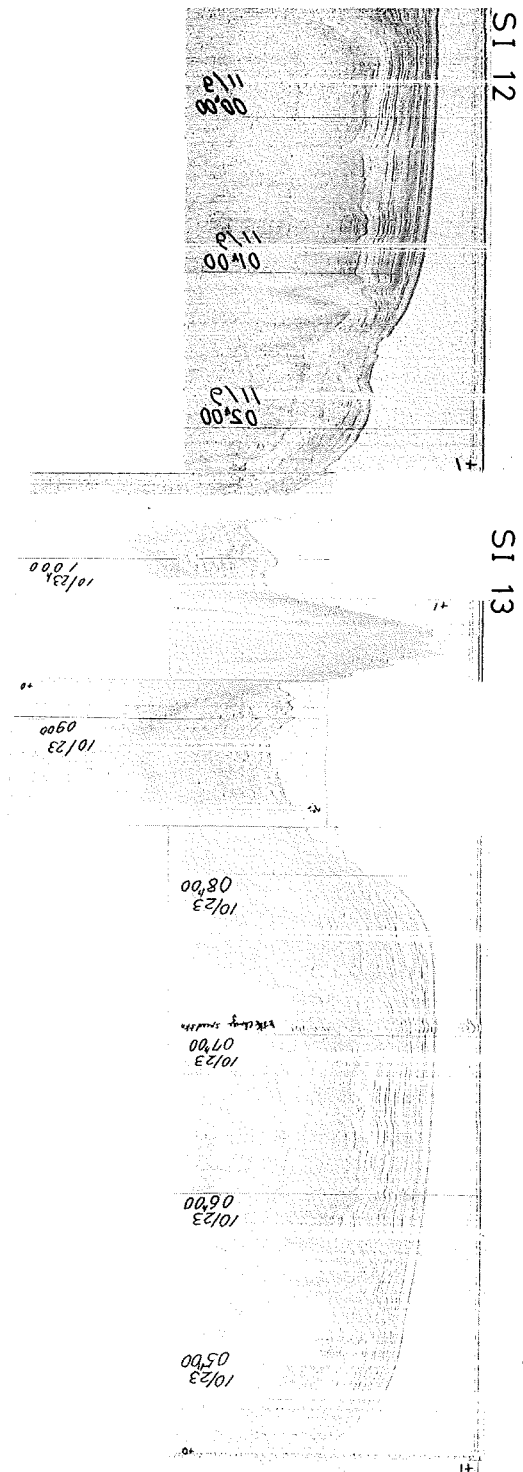
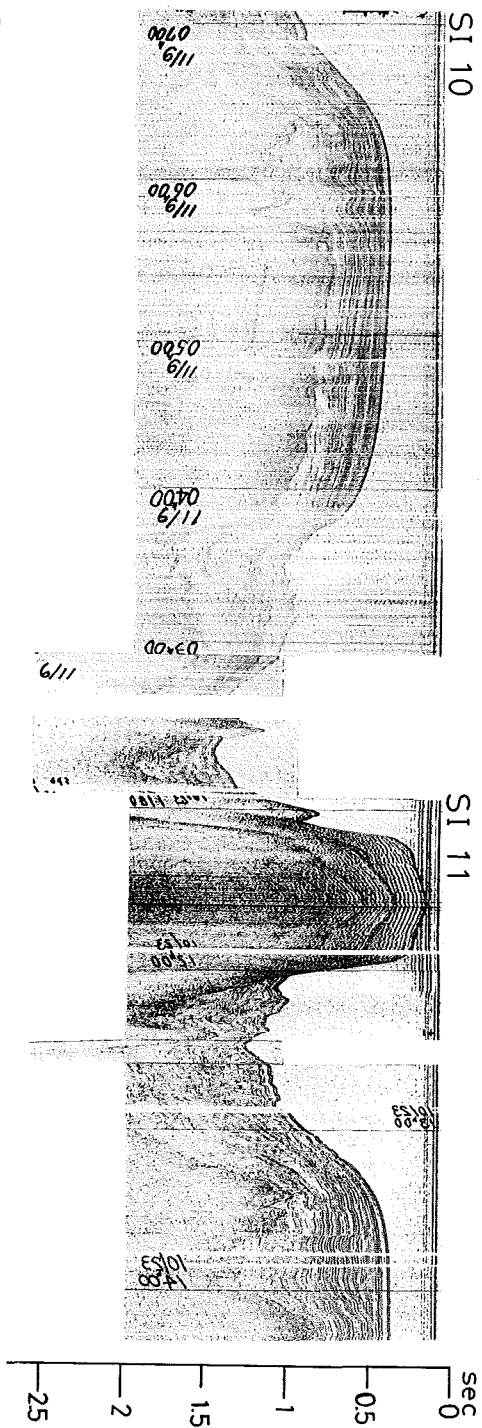
Si 39

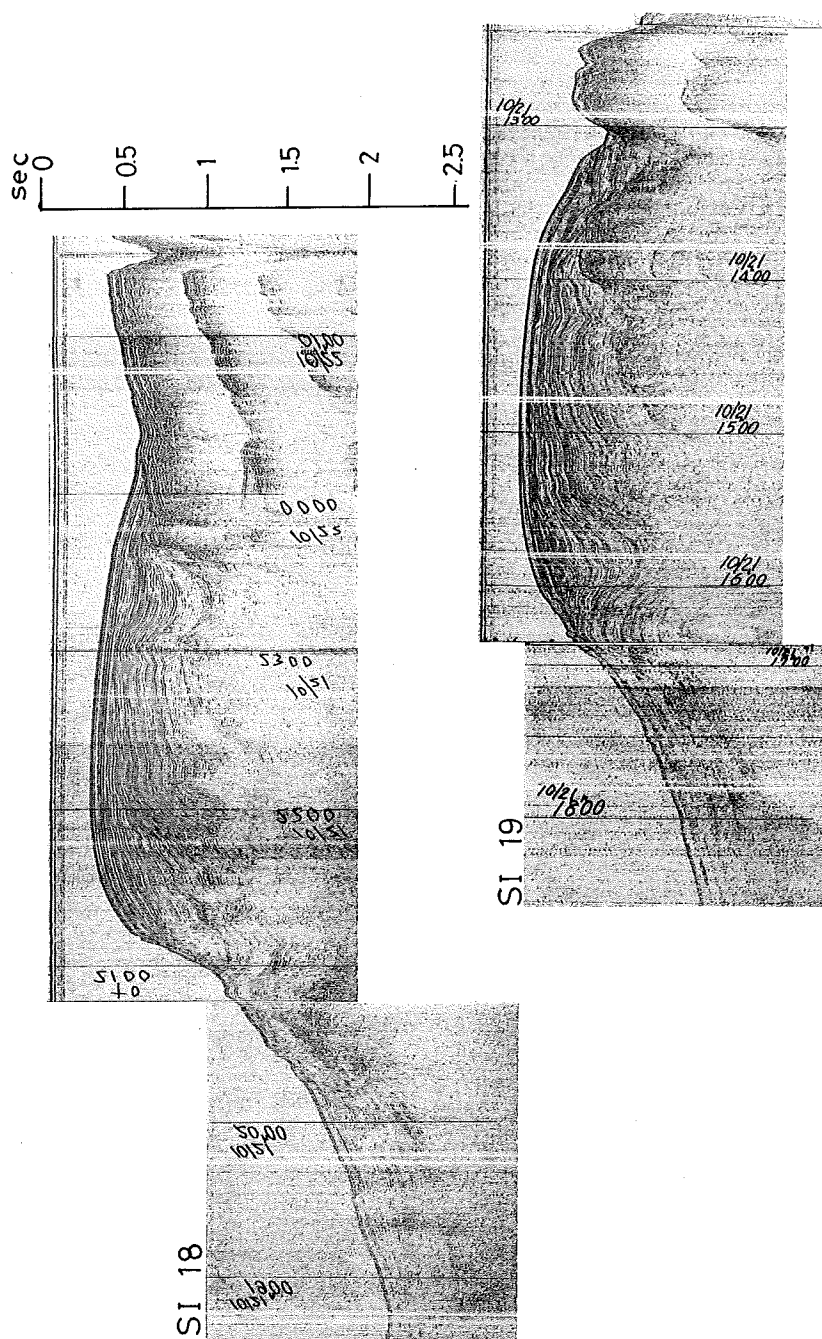


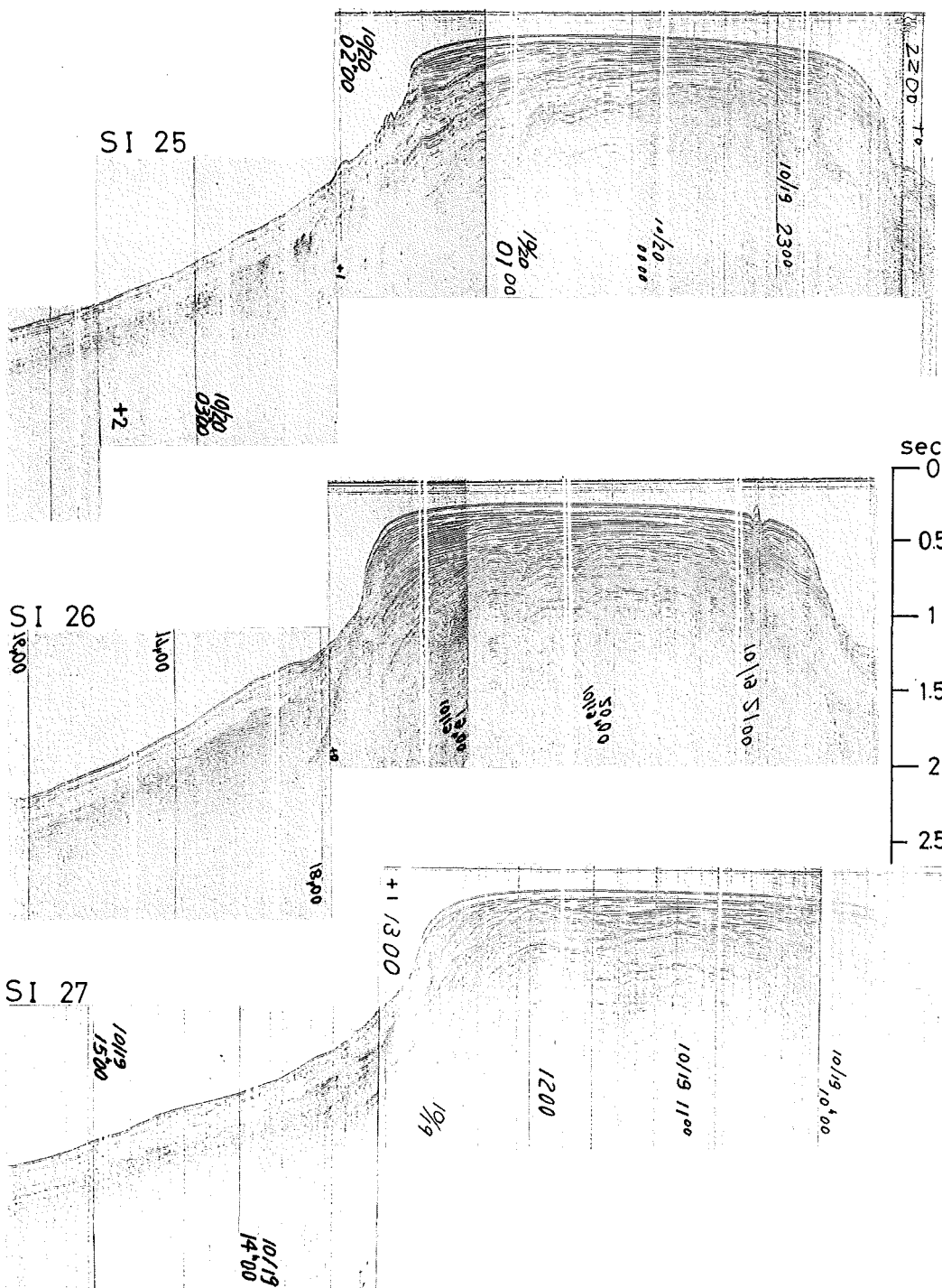
Si 40

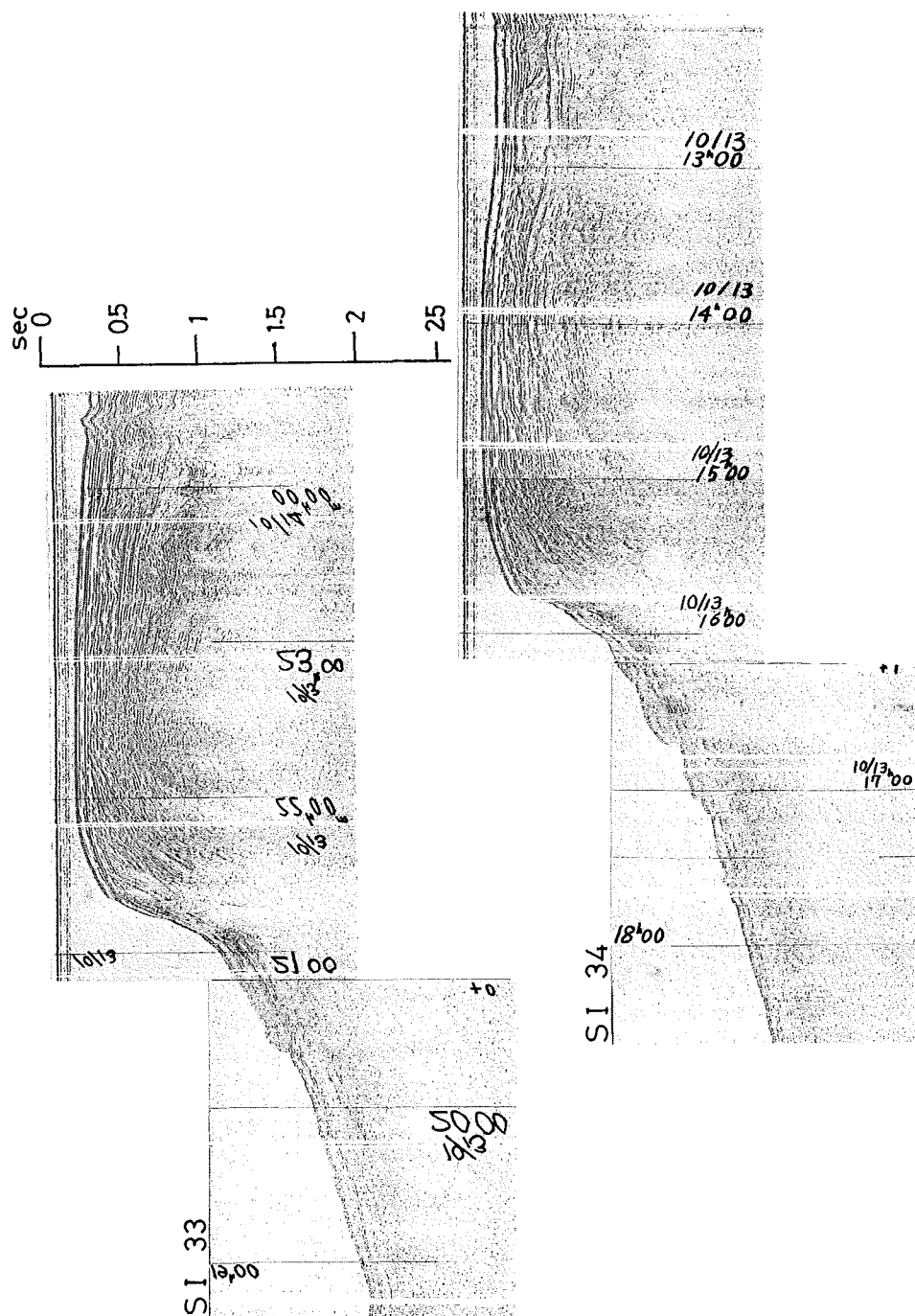


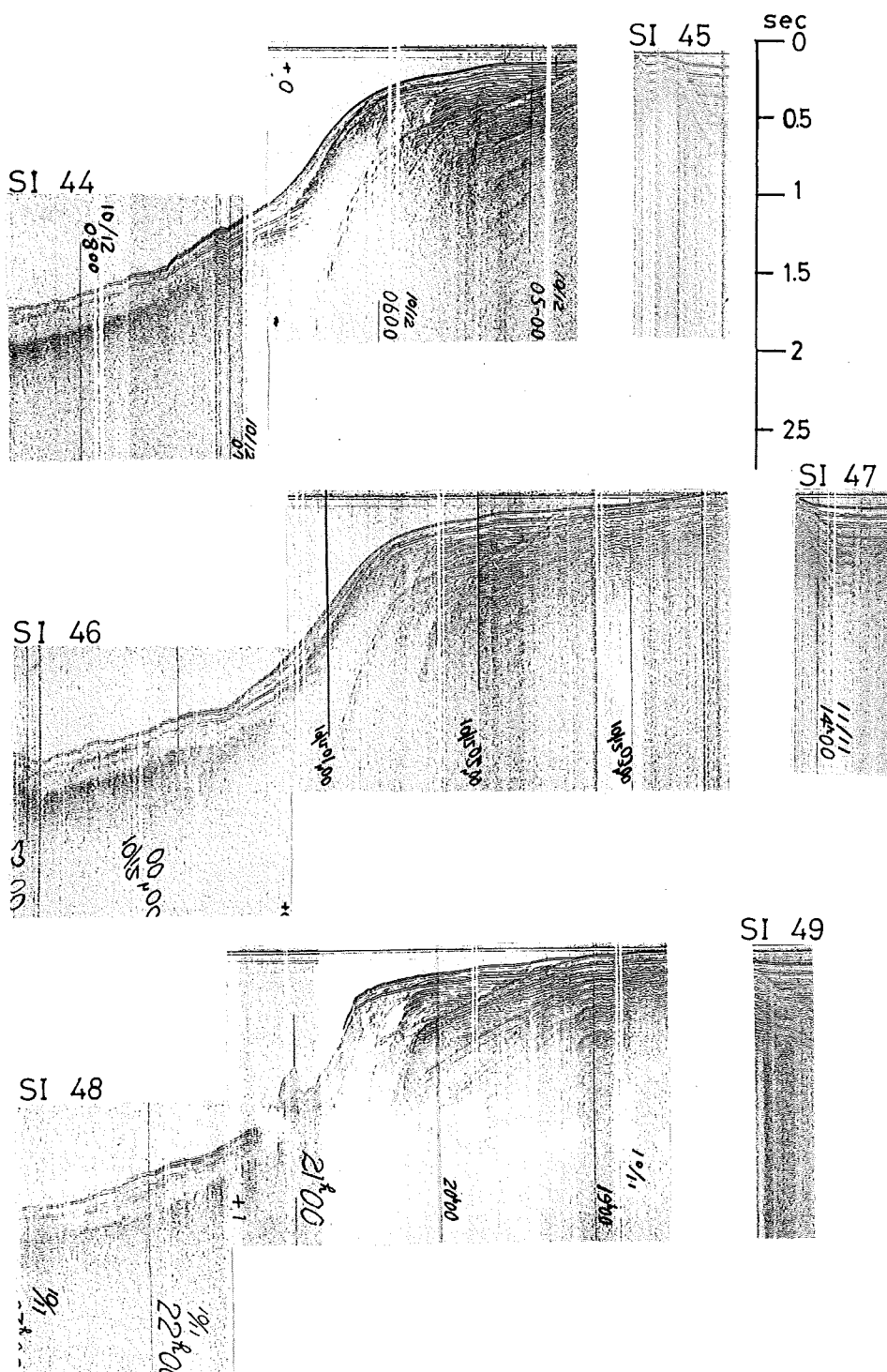


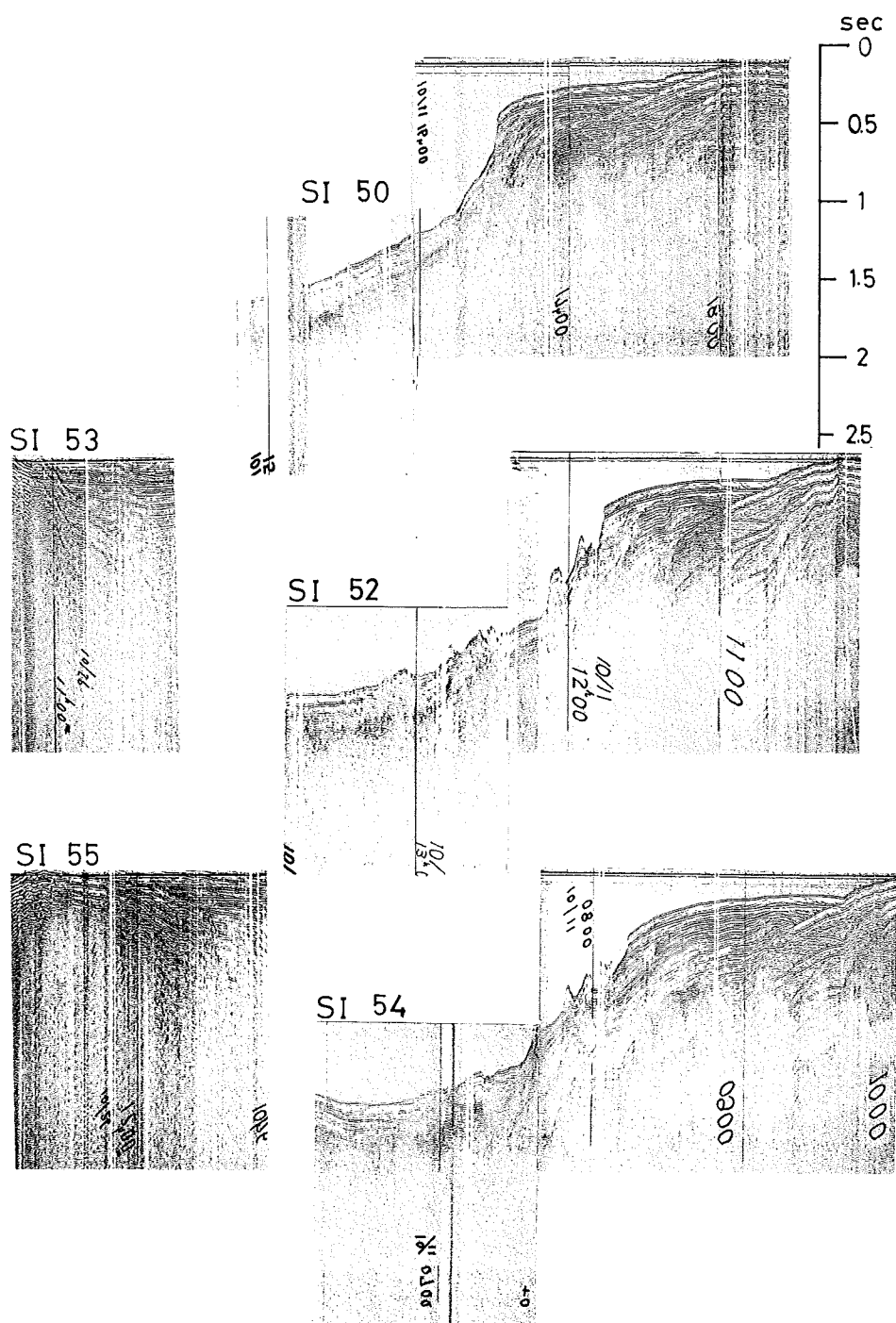








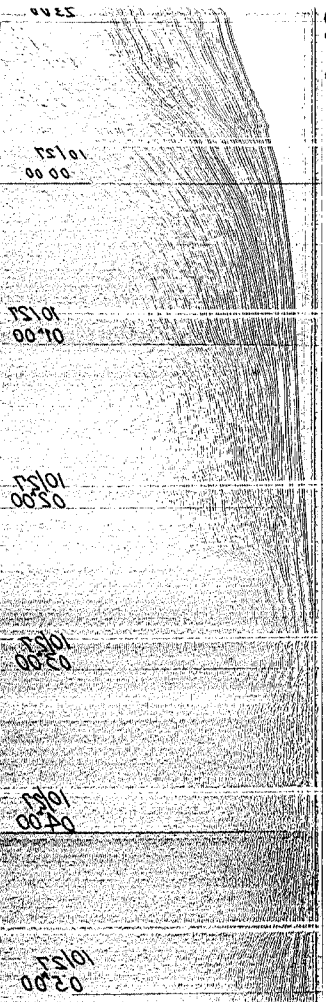




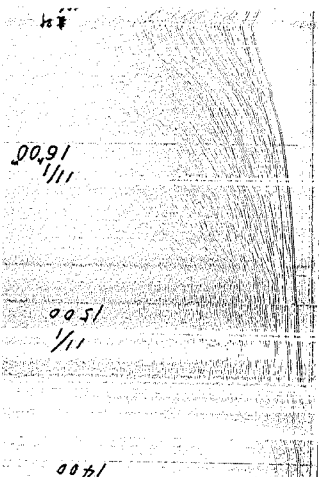
SUBMARINE GEOLOGY OFF SAN-IN

35

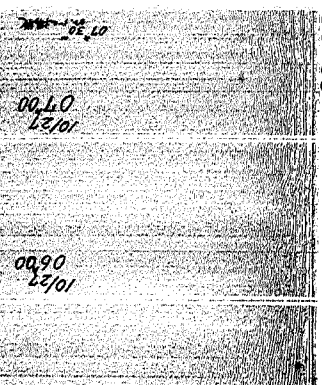
SI 65



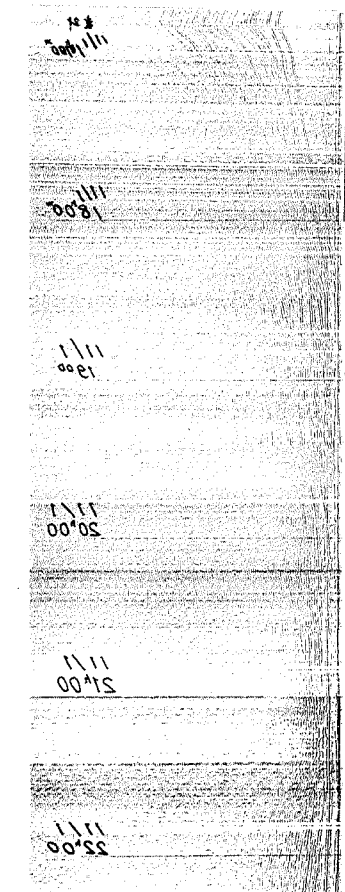
SI 66



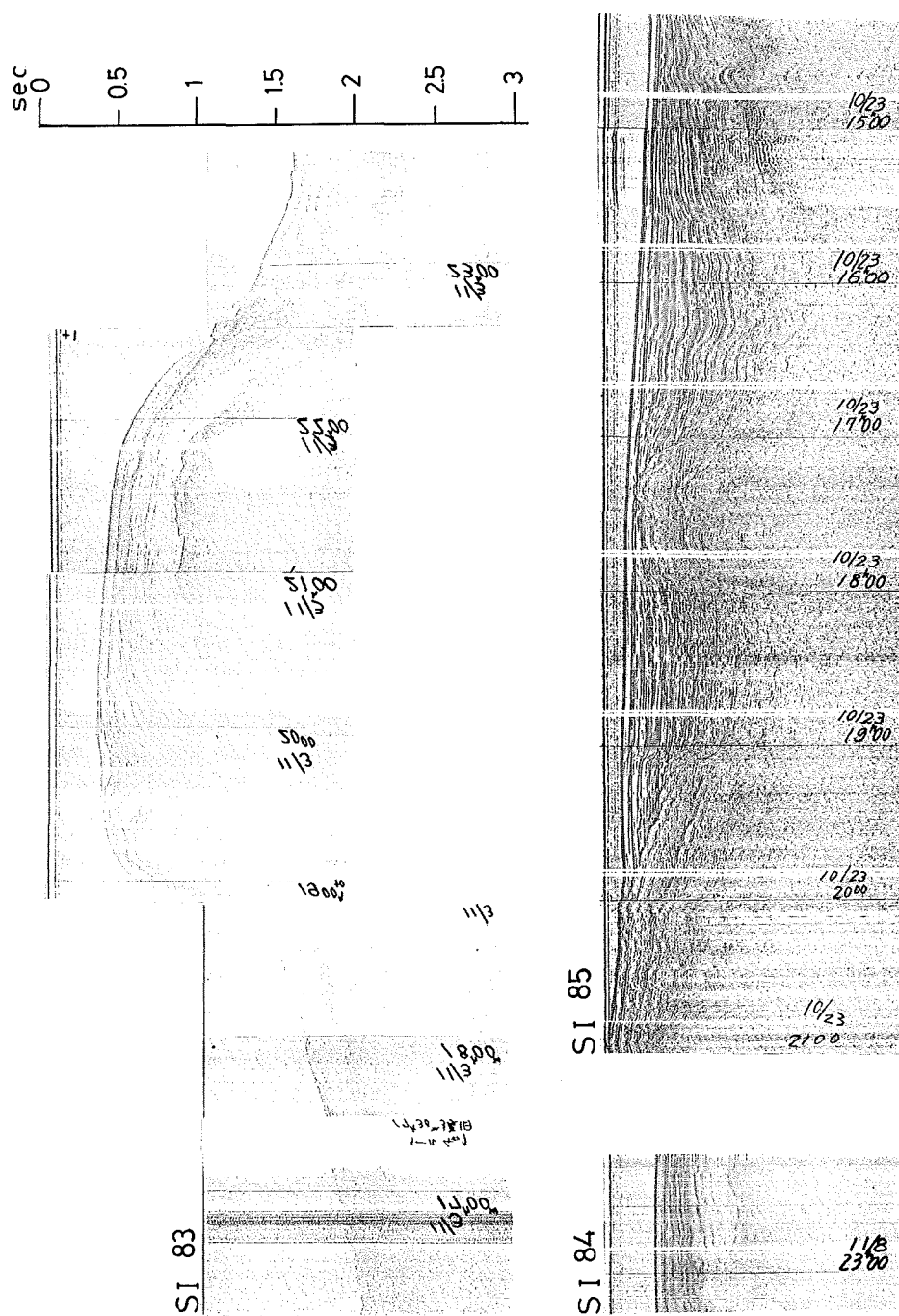
SI 68



SI 67



sec
0
0.5
1
1.5
2



秋季東シナ海大陸棚における水塊特性について

西田英男*・岩永義幸*

ON THE WATER MASS CHARACTERISTICS IN AUTUMN ON THE CONTINENTAL SHELF OF EAST CHINA SEA

Hideo Nishida* and Yoshiyuki Iwanaga*

Received 1977 October 12

Abstract

The water mass characteristics in autumn on the continental shelf of East China Sea have been described based on the data taken during the cruises of R/V Takuyo of Hydrographic Department in 1973, 1974 and 1975.

The XBT records contain very sharp seasonal thermoclines, and the vertical temperature profiles can be classified into four types, one-layer type, two-layer type, three-layer type and continuous type. The distribution of these temperature types has a good correspondence with the bottom topography.

From the temperature and salinity distributions, the bottom waters found below the thermocline on the continental shelf can be well interpreted as the one which were formed in the previous winter and has remained on the spot with no influence from surrounding water.

Some records having temperature inversions and many-layer structures have been also analyzed with the salinity and oxygen profiles, and these structures can be attributed to mixing process between coastal water and off-shore water.

1. 序 文

東シナ海の大部分は、水深 200 m 以浅の非常に浅い大陸棚によって占められており、その海況は、基本的には、浅海性、沿岸性の海洋特性を有している。すなわち、季節変動は容易に底まで到達し、水温・塩分等の年較差は極めて大きい。そのため、大陸棚上には、通常我々が使う意味での水塊は存在しない。しかし、広大な大陸棚上においては、周期的な季節変動を繰り返す大陸棚固有水とも呼ぶべき水が存在する。また、東シナ海南東部には、水深 2,000 m に達する沖縄舟状海盆が走り、そこには、南の石垣島、宮古島付近から黒潮が流れ込む。この黒潮は、ほぼ大陸棚斜面に沿って北上し、30°N 付近で斜面より離れ東へ向きを変え、吐噶喇海峡を越えて、四国海盆に出る。黒潮の一部は、東シナ海において分岐し、対馬暖流となって大陸より来る沿岸性の水と混合し、変質しながら対馬海峡を抜けて日本海に出る。そのため、東シナ海は次のような海洋学的に興味のある問題を提供している。すなわち、大陸棚上では、中国大陸から流れ出てくる河川水と、外洋性の水との混合の過程、それ

* 海象課 Oceanographic Division

と関連した季節変動の問題、黒潮水と沿岸水の混合の問題、対馬暖流分岐の場所、原因、そのメカニズム等である。

東シナ海の海洋調査は、戦前、一斉調査が数度行われており(1, 2)、また戦後は、長崎海洋気象台、西海区水産研究所等の手で定期的な観測が積み重ねられてきており、成果も幾つか発表されている(3, 4, 5, 6, 7)。また、近年では沖縄返還に伴い、東シナ海における水路部の黒潮観測の量も増え、海流像の実態もだんだん明らかになりつつある。

東シナ海の大陸棚上では、その水温特性は、季節的な、極めて周期的な変動をすることが知られている。すなわち、冬季には季節風および表面からの冷却効果のため、鉛直混合は海底まで達し、水深が大体150 mより浅い海域では、鉛直方向には完全な一様水が形成される。春から夏にかけての昇温期には、表面のみが温められ、極めて鋭い躍層ができる。秋から冬にかけては、表面混合層の厚さがだんだんと増加して行くため、水深の浅い部分からこの躍層は消滅して行き、2~3月にかけて完全な一様水が形成される。春から秋にかけての躍層下には、前の冬に形成された水がほとんどそのままの形で保持され底冷水を形成する。黄海にこのような水のあることは、宇田によってかなり以前に報告されており(1, 2)、東シナ海についても同種の水のあることが、最近深瀬(4)によって報告されている。

本研究では、水路部の「拓洋」によって1973年から1975年にかけての3年間に行われた東シナ海の観測結果をもとにして、大陸棚上水塊の特性、特に鉛直混合と水塊との関連について研究した結果を報告する。測線図を第1図に示す。調査時期はいずれも秋季であり、季節躍層は消滅して行く時期であった。XBTによる水温、塩分、溶存酸素量の解析から、秋季における海況、特に鉛直混合過程の様子を明らかにする。

東シナ海の家況は、比較的分り易い周期的な変化をするため、半経験的な数値モデルを作るのに適した海であり、そのためには、混合過程の細部が明らかになることは非常に意味がある。現在までの観測資料は夏と冬に得られたものが多く、秋季の観測資料が極めて少ないため、秋季の家況を明らかにすることは大きな意味があると思われる。

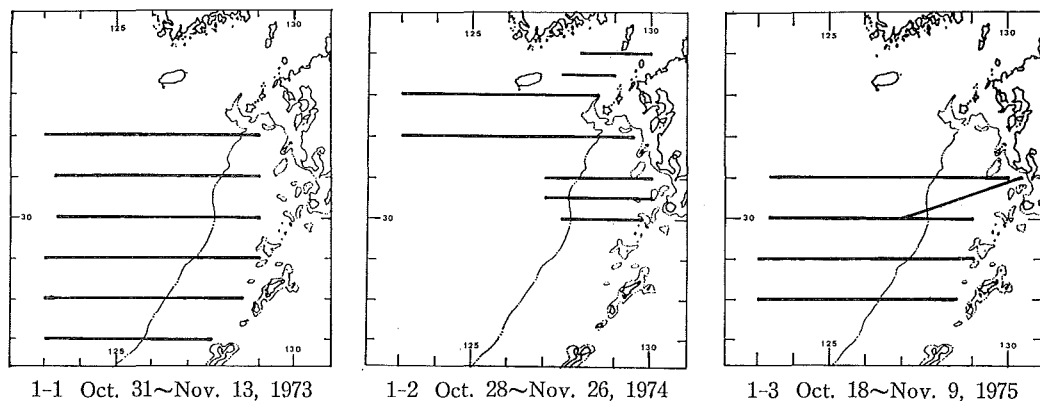
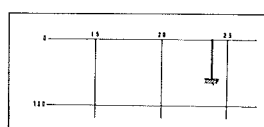


Figure 1 Observation lines

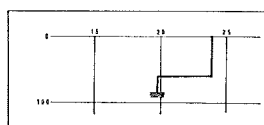
2. XBT による水温鉛直分布

調査時期は10月から11月にかけてであり、表面からの対流混合は大体40~70 m位まで達していた。そのため、大陸棚上の一部の浅い地域では、鉛直混合は海底まで達していた。それ以外の場所では季節躍層が見られたが、この躍層の様子は極めて特徴のある構造を持っていた。すなわち、水深が50~100 m位の海域では、躍層の厚さ

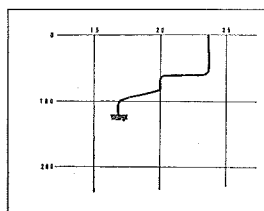
は、数メートル以上にならず、水は表面混合層と底層一様層の二つに完全に分かれている。水深が100mから150m位の海域には、躍層を二つ持つ明瞭な三層構造がしばしば見られた。また、それ以上深い海域では、表面混合層を除いては、連続的な階段成層をなしていた。いずれの場合も、水温で見られる均一層の中では、他の成分も、鉛直方向には完全に一様であった。それぞれのXBTの記録の例を第2図に示す。また、このそれぞれのタイプを持つデータの得られた海域分布図を第3図に示す。これは1973年および1974年の調査結果により作成した(1975年については後で述べる)。これを見ると、タイプ別の分布は水深の分布と良い一致をしていることが見られる。水深が60mより浅い海域では完全に底まで混合した一層構造のタイプのみが見られ、水深が60m~100mの海域では、完全な二層構造のタイプのみが見られる。これは、この海域では鉛直混合が海況に対する支配的なメカニズムであることを示しているものと考えられる。これに対し、 $31^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$ の北部の海域では、かなり三層構造のタイプが見られるのに対し、南の方の同様の水深の海域では、三層構造のタイプははっきりしない少数例を除いては、見つけることはできなかった。この原因の説明としては、鉛直混合以外の何か他のメカニズムを考える必要があるが、これについては後の章で、塩分、溶存酸素量と一緒に考察する。連続的な階段成層は、水深の深い部分で見られ、東シナ海においては、この水深の深い部分は、黒潮域と対馬暖流域にあたる。この海域では、水平方向の流れが卓越しており、このために、大陸棚上のような一様な底層水が形成されないと考えて説明がつく。



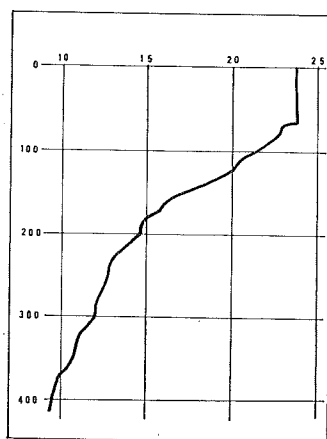
2-1 One-layer structure



2-2 Two-layer structure



2-3 Three-layer structure



2-4 Continuous structure

Figure 2 Examples of XBT records

(vertical axis — depth in meter,
horizontal axis — temperature in $^{\circ}\text{C}$)

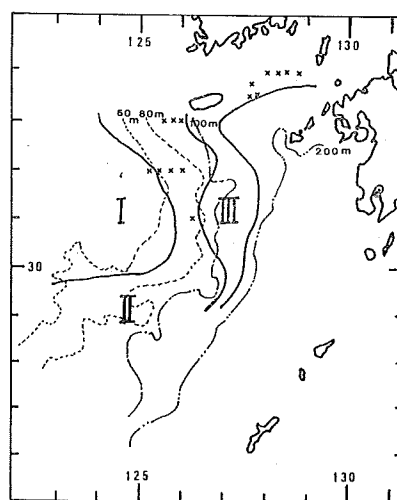


Figure 3 Distribution of vertical temperature types

1975年の調査は、前2年に比べてやや時期が早かったためと、この年は冬の到来が遅かったため、躍層の深さは前2年の結果よりやや浅く、30~50m程度の深さにあった。このため、1975年は、一層構造のタイプの見られたのは、大陸寄りの極く一部の地域に限られており、大陸棚上ほとんどの海域において、二層構造のタイプが見られた。また三層構造のタイプは、1973年の結果と同様に、ほとんど見られなかった。

第4図に、得られた水温断面のうちいくつかを示す。表面混合層、大陸棚上の底層均一層を細線で図中に表わしてある。大陸棚上の水深のやや深い部分にある底層均一層の様子が良く表われている。大陸棚上の二層構造をしている部分の躍層は、深さ方向に10~20m位、水平方向には40~50マイル位のオーダーで波うっているのが見られる。これは内部波の存在を示すものと考えられるが、内部波については、別の論文で東シナ海の潮流を論じる時に扱いたいと思う。

対馬海峡西水道から、済州島南方の海域では、XBT記録に水温逆転層がしばしば見られた。第3図中に、水温逆転の見つかった場所を×印で記入してある。この例のいくつかを第5図に示してある。特に対馬海峡西水道において得られた例では、数メートル程度の厚さの層が何層もくさび状に入り組んでいるのが見られる（第5図—1、第5図—2）。水温逆転の見られた海域は、後で塩分分布を扱う時にわかるように、対馬暖流系と考えられる高塩分水と、黄海方面もしくは朝鮮半島沿岸から来る低塩分水とのフロントができている海域であり、これらの多層構造は、このフロント面における水の混合の一過程であると思われる。次に水平方向の広がりの方のオーダーについて考えてみると、いずれの例もかなり複雑な構造を持っており、内部波による鉛直方向の振動も考慮に入れなければならないため、隣接する2測点の記録に対応が見られるかどうか、もしくは対応がないかどうかについては、はっきりしたことが言えないが、33°N線上における二つの記録（第5図—3、第5図—4）の50m付近の躍層の構造は明らかに対応しており、その水平距離は約12マイルである。つまり、厚さにして数メートル程度の極めて薄いシート状の層が数十マイル程度の広がりできし状に入り組んでできた構造であると考えることができる。以上のように、これらの水温逆転層は水塊の混合における一過程としてとらえることができるが、この現象の持続時間は、海洋の他の諸現象の時間的オーダーから見ると、ほとんど瞬間的とも言え、こう言う現象を組織的に追求するには、観測の方法論、測器等を変えて行かねば満足な結果は得られないと考える。

3. 水温水平分布

第6図に表面水温分布、第7図に底層水温分布を示す。底層水温分布は、水深の浅い所は底の水温であり、水深の深い所では150m層の水温を採用して画いた。この後、しばしば底層分布を用いるが、いずれも同様の方法で画いたものである。表面水温の例としては、1973年における結果を示してあるが、夏季における昇温効果の影響はまだ残っており、表面水温は水塊の特徴を良くは表わしていない。

底層分布はそれに対し興味のある分布をしている。底まで完全に混合のおこなわれている一層構造の海域を図中に網線で示してある。大陸棚上で水温の高い部分はいずれもこの海域である。これに対し水深50~100m位の海域は、二層ないし三層構造のうち底層均一層における水温分布を示している。この海域では水温は低く、躍層下の水は前年の冬に形成された水がそのまま停滞するという考えを一応支持するが、水温値そのものは、深瀬(4)の言う中部底層水（水温12~15°C、30°N~32°Nに停滞）、南部底層水（水温17°C前後、27°N~30°Nに停滞）よりもやや高く北部で（深瀬の言う中部）15~17°C位（第7図—1、第7図—2）、南部で17~19°C（第7図—1、第7図—3）である。この原因については良く分からない。

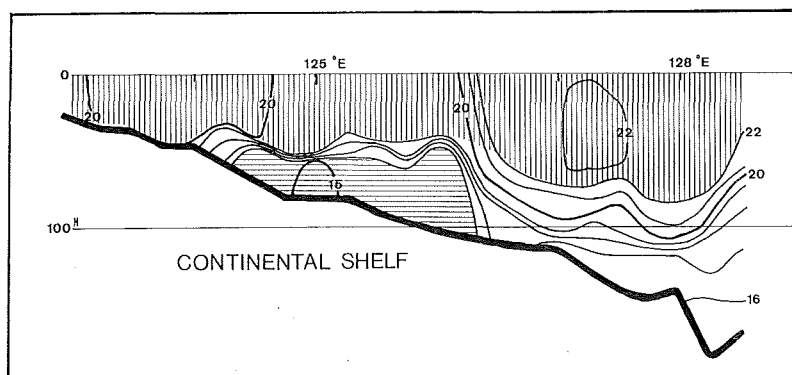
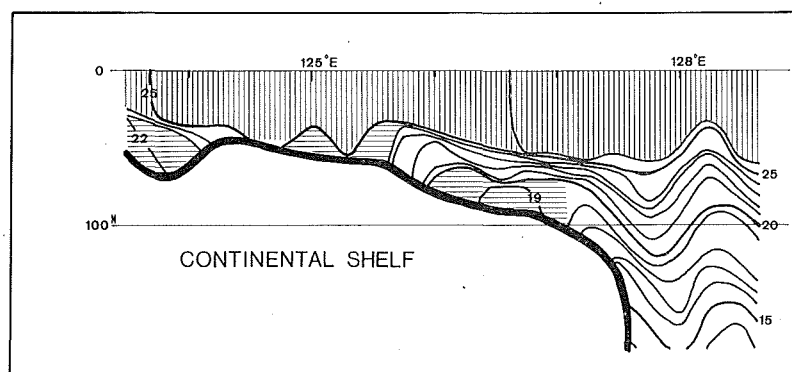
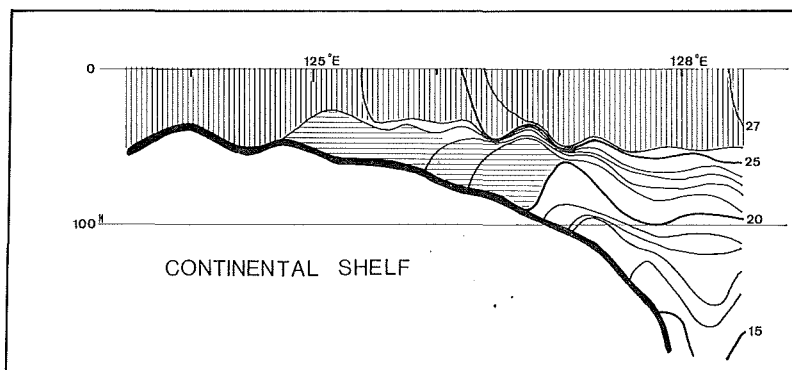


Figure 4
Temperature
sections (°C)

4-1
32°N, 1974



4-2
28°N, 1975



4-3
29°N, 1975

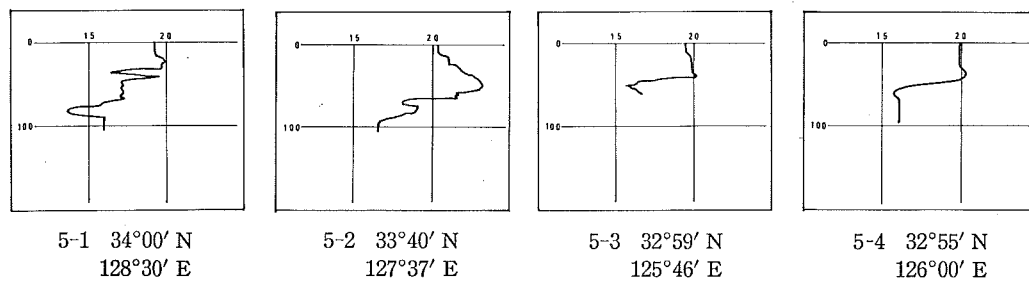
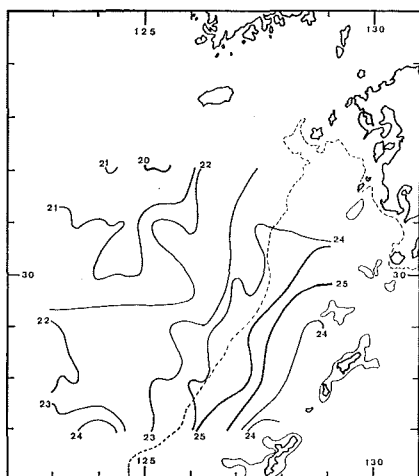
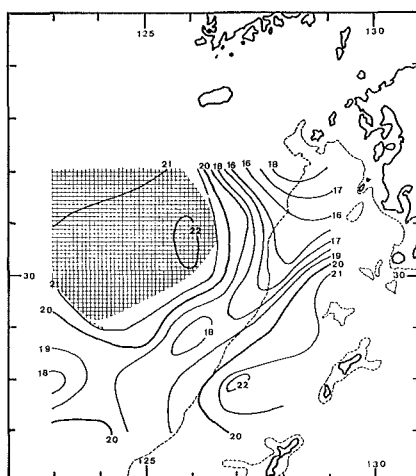
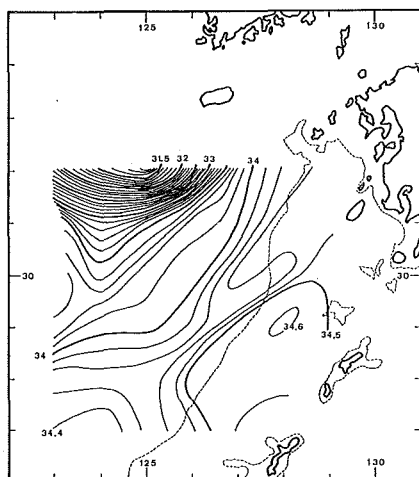
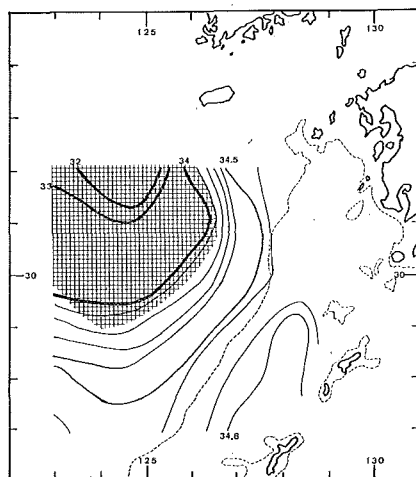
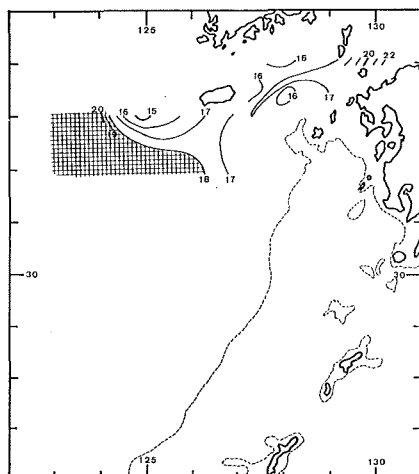
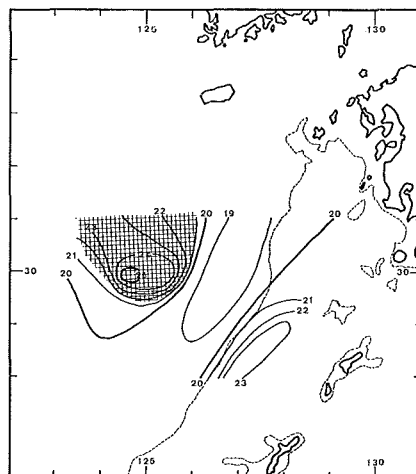


Figure 5 Examples of temperature inversions on XBT records (1974)

Figure 6 Sea surface temperature in 1973 ($^{\circ}\text{C}$)Figure 7-1 Bottom temperature in 1973 ($^{\circ}\text{C}$)Figure 7-2 Bottom temperature in 1974 ($^{\circ}\text{C}$)Figure 7-3 Bottom temperature in 1975 ($^{\circ}\text{C}$)Figure 8 Surface salinity in 1973 (‰)Figure 9-1 Bottom salinity in 1973 (‰)

4. 塩分分布

第8図に表面塩分分布, 第9図に底層塩分分布を示す. 表面塩分分布を見ると, 済州島西方に31‰代の極めて低い塩分を持つ水が見られる(第8図). 他の著者の報告を見ても(3, 4), この海域には常に低塩分水が見られ, 特に夏季には, 30‰を割る低塩分水が黄海方面より表面に薄く広がってくる. また時おり, 黄海方面とは別に揚子江起源と思われる水が大陸側より広がっている分布が得られることもあるようであるが, 我々が調査した3年間では, 特にそのような形跡は見られなかった. 黒潮域では塩分値は上り, 34.6‰まで上る. 済州島南方には, 極めて鋭い塩分フロントが見られる(第8図). このフロントの東側の34.0‰を越える水が対馬暖流を形成するものと考えられる. 大陸棚上には, 32‰~34‰の値を持つ水が分布しているが, 一般に大陸に近い方が塩分値が低く, 大陸からの河川水の影響が及んでいることを示している. これに対し28°Nより南では, 34.5‰程度に達し, 黒潮水の影響が強いことを示している.

次に底層塩分分布について見てみる. 画き方は底層水温分布と同様の方法で画いた. また同様に, 底まで完全に混合の行われている海域を網線で引いて示してある. この部分の分布は, 混合が底まで行われているため, 表面分布と完全に同じである. XBTで, 二層ないし三層構造タイプの得られた場所の分布は, 大陸棚上の底層均一層の分布を示すことになる. この分布図を見ると, 3ヵ年とも比較的良く似た分布をしているのが見られる. 塩分値は, 表面に比べて比較的高く, おおむね34‰~34.5‰の間に分布している. 低塩分の水は済州島南西の比較的狭い海域で見られるだけである(第9図—1, 2). この分布を土田(5)の冬の塩分分布と比較してみると極めて良く似ていることが見られる. このことは, 大陸棚上の底層水は, すべて前年の冬に形成された水が春から夏へかけて躍層下に維持, 停滞していたと考ええると良くつじつまが合う.

塩分の断面図を3例示した(第10図). 水温断面図と比較してみると表面混合層, 底層均一層の構造は完全に一致していることが見てとれる. また33°Nの塩分断面には(第10図—1), 先程XBTによる水温鉛直分布の項で述べた, 塩分フロント付近の複雑な構造が見える.

5. 冬季の推定塩分分布

大陸棚上の底層水の成因に関連して, 次のようなことを考えてみた. 今, 大陸棚上における海況変動のメカニズムが, 春から夏へかけての季節躍層の生成と, 秋から冬へかけての躍層の消滅だけであるとする. そうすると, 塩分は, 現場で生産も消費もされることがない保存量であるため, 次の様な推定が可能である. 冬季には150 mまで完全に混合が行われるとして, 冬季の推定塩分分布を画くことができる. これを第11図に示す. この結果を見ると, 1973年, 1974年の結果は(第11図—1, 2), 値も, パターンも良く似ている. また1975年の結果はパターンは似ているが値そのものはやや小さい. これを土田(5)の冬の分布図と比較してみると, やはり, パターンは似ているが冬の分布図の方が値が高い. つまり, 冬季になるとパターンはそのまま, 全体の塩分値が高くなる. これは, 1975年の結果の塩分がやや低い(時期がやや早い)という事実と矛盾しない. この原因としては, 大陸棚の全体の塩分値を上げる水平移流による塩分補給か, また秋から冬へかけての水分の蒸発のどちらか, またその両方であると考えられる. パターンが同じで全体的な塩分値のみが違うという事実からは蒸発説をとりたいが, これ以上の議論は裏づけとなるデータがないためできない.

6. 溶存酸素分布

表面の溶存酸素分布を第12図に示す. 表面の酸素分布は, 表面からの補給, 生物による消費のいずれも大きく空間的・時間的な変動が大きく, 水塊の有効な指標とはなり得ないが, いずれの分布も4.5~5 ml/l程度の値を持っている.

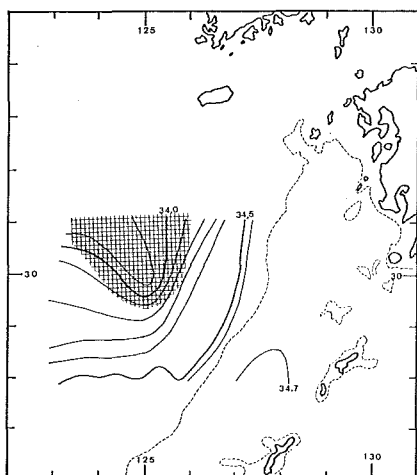


Figure 9-2 Bottom salinity in 1974 (‰)

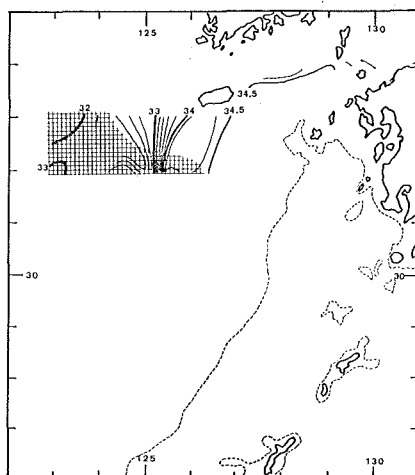
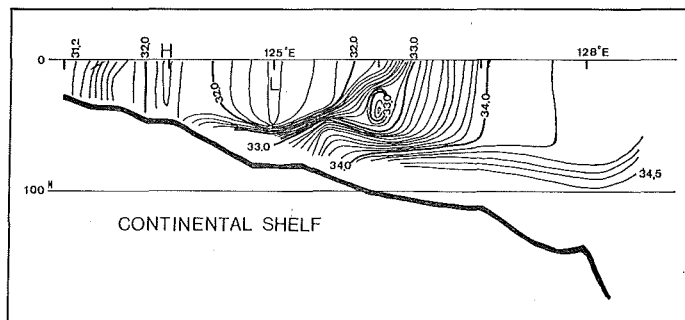
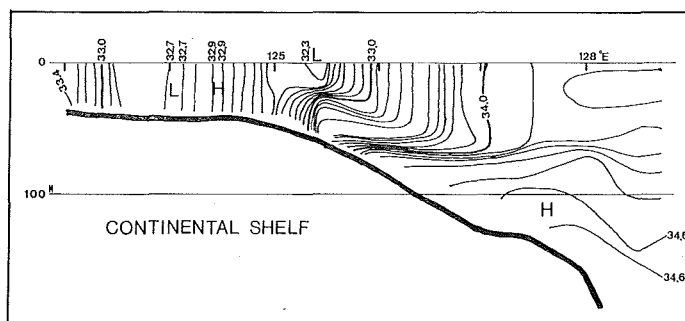
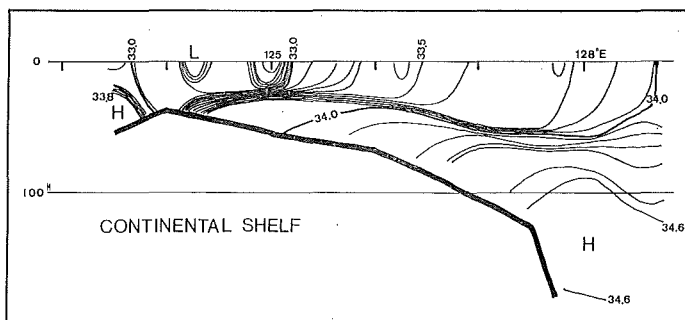


Figure 9-3 Bottom salinity in 1975 (‰)

Figure 10-1
Salinity section along
33°N in 1974 (‰)Figure 10-2
Salinity section along
32°N in 1974 (‰)Figure 10-3
Salinity section along
31°N in 1975 (‰)

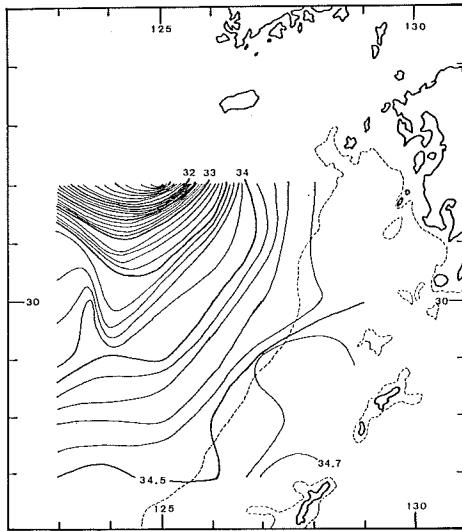


Figure 11-1 Salinity distribution inferred on the winter of 1973 (‰)

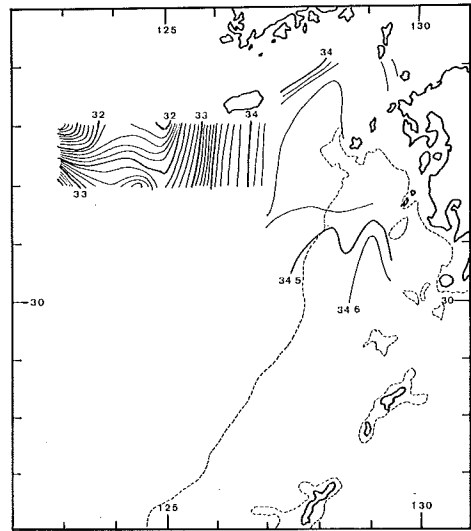


Figure 11-2 Salinity distribution inferred on the winter of 1974 (‰)

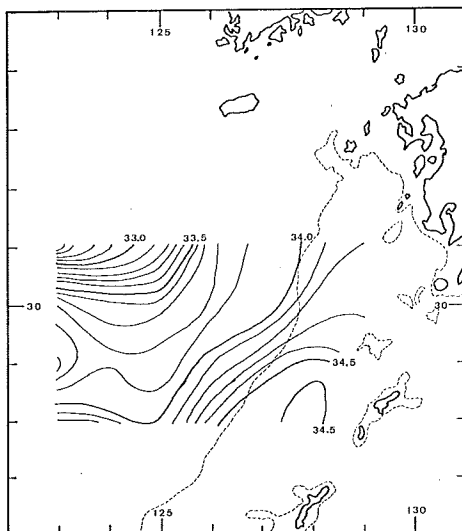


Figure 11-3 Salinity distribution inferred on the winter of 1975 (‰)

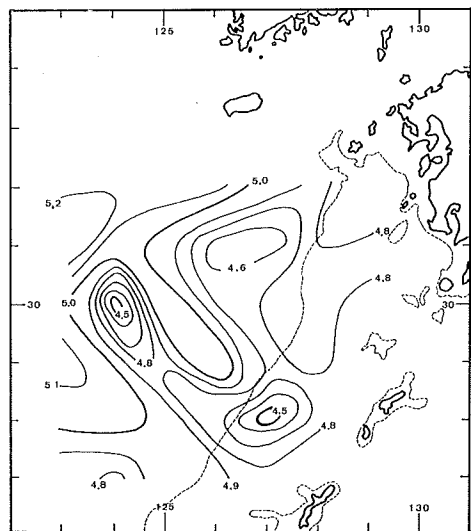


Figure 12 Surface oxygen content in 1973 (ml/l)

次に底層の溶存酸素分布を第13図に示す。底層分布は表面に比較して興味ある分布をしている。鉛直混合が底まで到達している海域（図中に網線を入れて示してある）では、いずれも、溶存酸素値は高く、表面からの酸素補給が底まで届いていることを示している。これに対し、大陸棚上の二層、三層構造をしている海域の底層水では極めて低酸素の水が見つかった。1973年、1974年の結果では、水深が60～80mの海域一帯に2 ml/l代の水が存在し、1975年は、31°N、123°30'E付近に2 ml/lを下回る水が見つかった。

鉛直断面図の例を数例第14図として示す。これを見ると、酸素分布も塩分の鉛直断面と同様に、XBTによる水温構造と完全に一致している。また大陸棚上50～100 mの所にある底層水の酸素分布は、周辺から独立した存在であることが良くあらわれている。

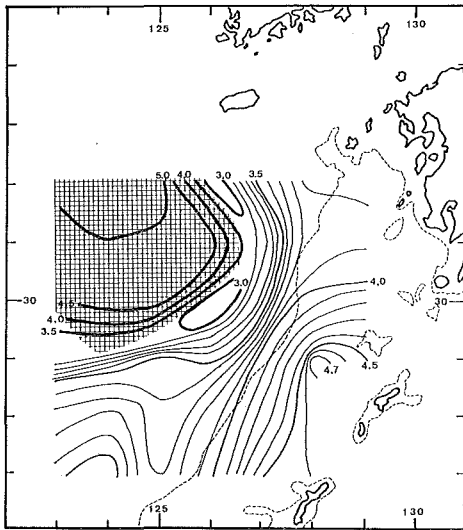


Figure 13-1 Bottom oxygen content in 1973 (ml/l)

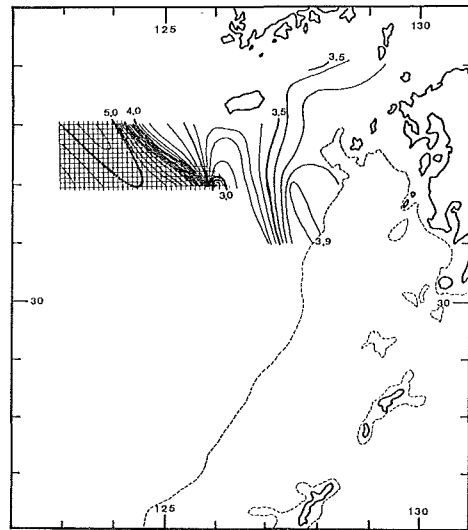


Figure 13-2 Bottom oxygen content in 1974 (ml/l)

従来、大陸棚の底層にある水は、しばしば、黒潮系の水の湧昇の結果であると解釈されたようであるが、この低酸素水の起源を黒潮系の水に求めようとすると、水深400~500mの所から上ってこなければならず、この底層水の塩分値が、黒潮水の200~300m位の水に相当することを考えると少し矛盾する。むしろ、塩分分布を考えた時と同様に、前年の冬に形成された水が底層水として停滞したと考える方が自然であろう。その場合には、この低酸素の原因を消費に求めなければならない。冬季、溶存酸素量の値は、5~6 ml/lに達する(5)。春から夏にかけての時期に、季節躍層下で底層水として残った場合、補給のない酸素消費にさらされて、このような低酸素量になったものと考えられる。しかし、定量的な議論をするには、生物量を考慮に入れて考えなければならず、今後に残された問題である。

底層の酸素量分布は、大陸棚上においても、中部・西部では低いが、南部ではやや高く、同じ底層水といっても分布は様ではない。塩分について考察した時に、底層水の塩分分布の不均一は、冬季大陸棚上において一様水が形成される時の塩分分布によって説明されることを述べたが、溶存酸素については同様の議論はできない。すなわち、冬季においては、表面からの酸素補給は非常に大きく、至る所、飽和量に近くなる。そのため、底層水の溶存酸素量の不均一は、消費量の差か、水平移流、もしくは拡散の効果として説明されねばならない。ここでは、このどちらとも判断がつかないが、南部の方では黒潮系の水からの何らかの酸素補給のメカニズムを考えるべきかも知れない。

7. 水温逆転、三層構造の解析例

対馬海峡西水道から、済州島南方にかけて、しばしば水温逆転が見つかり、また済州島南方の海域では、広範囲にわたって、明瞭な三層構造が見られたことは、水温の項で既に述べたが、これらはすべて、XBT観測で見出されたもので、全部の観測点において採水による塩分等のデータがあるわけではない。また、XBTの記録にあらわれる鉛直方向の細かい構造は、ナンゼン採水観測では必ずしもとらえられないが、見つかった例について、でき得る限りの解析を試みた。水温逆転層の例を第15図に、三層構造の例を第16図に掲げる。第15図を見るとわ

かるように、水深30~70 m程度の所にあらわれる高温の水は、いずれも塩分が高い。また水深70~100mの所にある低温水は（第15図—1, 4）、低酸素、高塩分という特徴を持っている。この水は他の場所で見られる大陸棚の底層水と同じ特徴を有している。つまり、これらの水温逆転層は、大陸棚上に広く存在する季節躍層の上に、大陸より出て来た低温・低塩分の比較的軽い水が、対馬暖流系の高温・高塩分の水と接した所に生じた構造であると考えられる。

次に三層構造の例を見てみる。第16図では年度の違う例を2例あげてあるが、いずれも良く似ている。塩分は下層になるにつれて増加するのに対し、溶存酸素量は第2層が値が一番低い。このことより浅い方の躍層は、他の場所でも出てくる通常の躍層であると考えられるが、最下層にある水はその起源がはっきりしない。高塩分であることから、対馬暖流系の水がもぐり込んで来たとも考えられるが、水温が低いことは矛盾する。ここでは前年にできた躍層が底層近くにそのまま保持されたと考えてみたい。

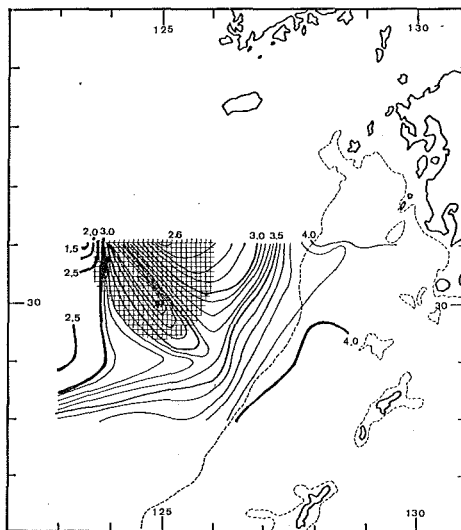


Figure 13-3 Bottom oxygen content in 1975 (ml/l)

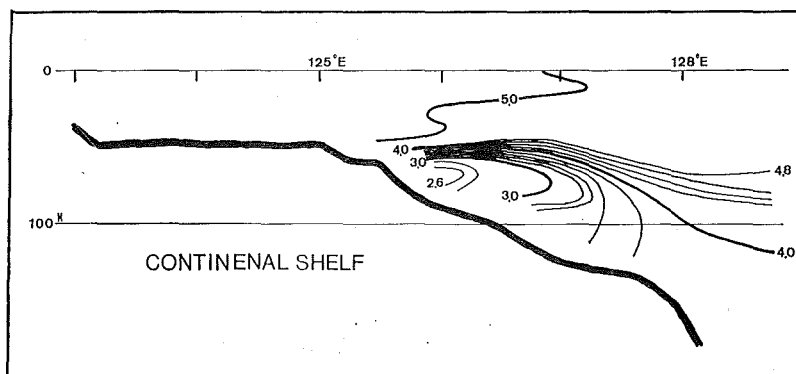


Figure 14-1 Oxygen content section along 32°N in 1973 (ml/l)

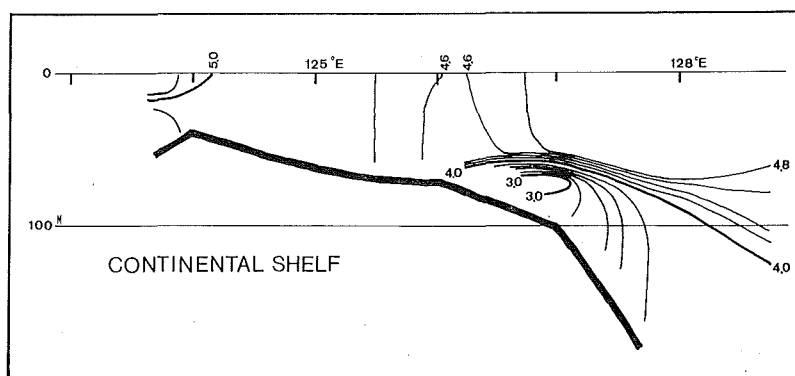


Figure 14-2
Oxygen content
section along
31°N in 1973 (ml/l)

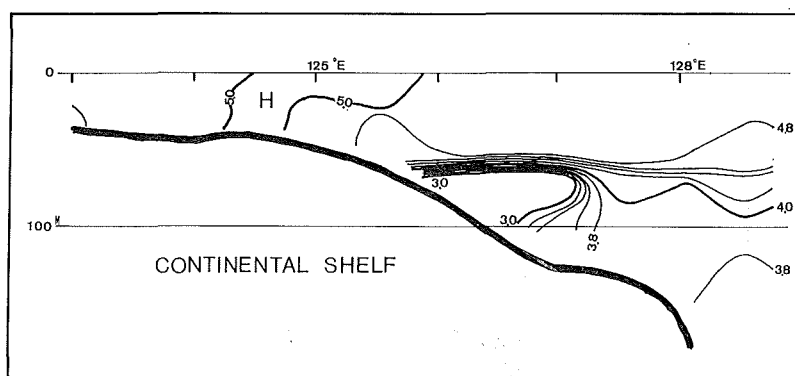


Figure 14-3
Oxygen content
section along
32°N in 1974 (ml/l)

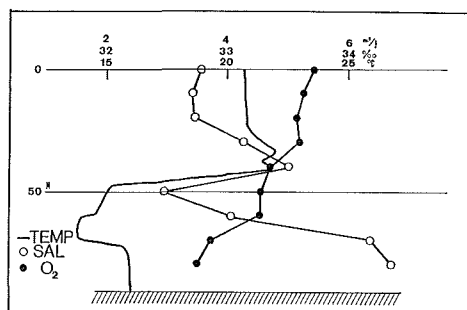


Figure 15-1 Temperature inversion at
34°00' N 128°00' E in 1974

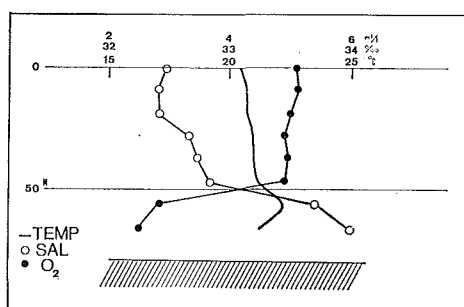


Figure 15-2 Temperature inversion at
32°00' N 126°00' E in 1973

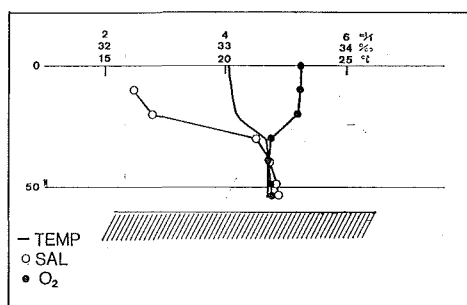


Figure 15-3 Temperature inversion at
32°00' N 125°30' E in 1974

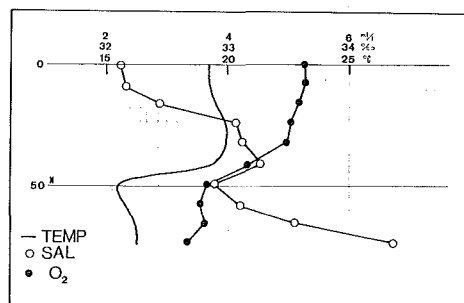


Figure 15-4 Temperature inversion at
33°00' N 126°00' E in 1974

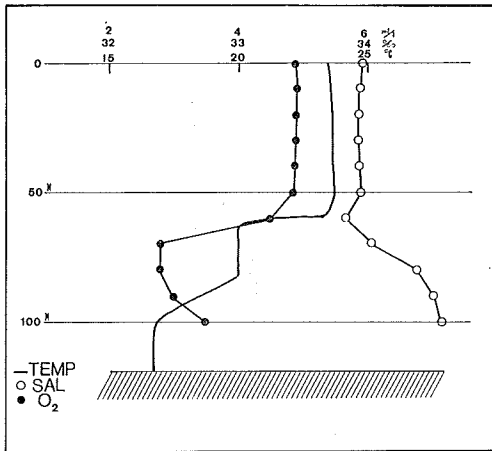


Figure 16-1 Three-layer structure at
32°00' N 127°50' E in 1974

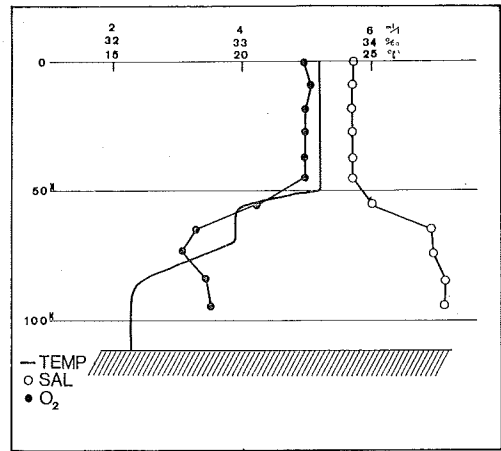


Figure 16-2 Three-layer structure at
32°00' N 127°00' E in 1973

8. 結 論

東シナ海大陸棚上においては、秋季、季節躍層は40~70m位の深さにあり、一部地域では混合が完全に底まで達している。やや深い所では、ほぼ完全な二層および三層構造が見られる。二層、三層構造の下の部分の底層水は特徴のある分布をしており、前年の冬に形成された水が、そのまま残ったと考えられる。一部の北部の海域では、季節躍層の他に、対馬暖流系の水と大陸より出て来たと思われる低温・低塩分の水が接して複雑な層構造をしており、これは異水系の水の混合過程の一部であると解釈できる。

なお、本研究は「東シナ海に関する総合研究」として、科学技術庁特別研究促進調整費により、昭和48年から50年までの3ヵ年間実施されたものであるが、この観測調査に当たった 測量船「拓洋」 乗組員一同ならびに観測員各位に深く謝意を表します。

参 考 文 献

- 1 宇田道隆： 日本海・黄海・オホーツク海の平年各月海況（水産試験場報告 第5号 1934）
- 2 宇田道隆： 昭和14年6，7月における支那海方面の海況（水産試験場報告，第11号，1941）
- 3 長崎海洋气象台： 海洋速報
- 4 深瀬茂： 東シナ海大陸棚上の底層水（海洋科学，1975，第1号）
- 5 土田武雄： 東シナ海における水温・塩分・溶在酸素量の平年値（海洋科学，1975，第1号）
- 6 小泉政美： 東シナ海の表面水温の標準偏差について
- 7 井上尚文： 対馬暖流の海洋構造（対馬暖流，恒星社厚生閣，1974）

COMPENSATION OF ATMOSPHERIC EFFECTS WITH A DUAL-CHANNEL AIRBORNE INFRARED RADIOMETER

Akira Yamazaki*

Received 1977 October 12

Abstract

The principle of compensation of atmospheric effect with a dual-channel airborne infrared radiometer is described analytically. By adopting this dual-channel method, it is investigated to what extent the atmospheric effect can be compensated without the aid of meteorological data. The results show that we can expect an accuracy of $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ in estimation of sea surface temperature, so far as the measurements are not made at very high altitude.

1. Introduction

The measurements of sea surface temperature using an infrared radiometer installed on artificial satellite and/or aircraft suffer from the absorption and emission of the atmosphere and the non-blackness of the sea surface. Generally, detected temperatures of radiometer show rather lower values than the true temperatures of the sea surface. Recently, Saunders (1967) proposed a method to make corrections for both the non-blackness of the sea surface and the atmospheric effects basing on the double measurements made at a normal and a 60° inclined angle. On the other hand, Anding and Kauth (1970) suggested that these effects can be compensated by the observations through the two spectral bands selected in the infrared window region. On this point, Maul and Sidran (1972) gave a comment that Anding and Kauth's (1970) result depends strongly on the atmospheric transmissivity model employed. However, the situation is different for the observations made from a low-flying aircraft, because the optical depth of this case is so thin that it is little affected by the transmissivity model. Accordingly, it seems that the application of the dual-channel method to the airborne infrared radiometer would be very hopeful unlike the satellite observations.

In this paper, the temperature calibration graph which was found by Anding and Kauth (1970) is derived analytically, and the accuracy of temperature measurements using the dual-channel airborne infrared radiometer is investigated under various atmospheric state.

2. The Principle of Compensation of Atmospheric Effect

The infrared radiation in the window region measured from the aircraft can be described by the radiative transfer equation

*Astronomical Division

$$N_W(\theta) = \exp(-t^*) [\varepsilon(\theta)B(T_b) + r(\theta)N_s(\theta)] + \int_0^{t^*} B(T_a)\exp(-t)dt \quad (1)$$

where

N_W is the detected radiance,

N_s is the downward sky radiance just above the sea surface,

B is the Planck function,

T_a is the air temperature,

T_b is the true sea surface temperature,

t is the optical path from the sensor in the direction of the objective,

t^* is the total optical path between the sensor and the objective,

θ is the inclination of the sensor,

ε is the emissivity of the sea surface,

r is the reflectivity of the sea surface.

The first term in the bracket on the right-hand side of this equation describes the contribution of non-black sea surface, the second term describes one of the reflections of sky radiation at the sea surface, and the last term describes the thermal radiation of the air column between the sensor and the objective.

Let us define the effective mean air temperature T_e by the equation

$$\int_0^{t^*} B(T_a)\exp(-t)dt \equiv B(T_e) \int_0^{t^*} \exp(-t)dt = B(T_e)(1 - \exp(-t^*)) \quad (2)$$

Although T_e depends on wavelengths, the differences among them are so small as to be negligible, so far as we are concerned with thin atmosphere.

(1) can be also written,

$$N_W(\theta) = B(T_b) + r(\theta)(N_s(\theta) - B(T_b)) + (1 - \exp(-t^*))[(B(T_e) - B(T_b)) - r(\theta)(N_s(\theta) - B(T_b))] \quad (3)$$

with $\varepsilon(\theta) \approx 1 - r(\theta)$.

In order to express (3) in terms of temperatures, we expand the radiance in Taylor's series of temperature, and obtain

$$T_W(\theta) - T_b = r(\theta)(T_s(\theta) - T_b + \delta T_{sb}) + (1 - \exp(-t^*)) [T_e - T_b + \delta T_{eb} - r(\theta)(T_s(\theta) - T_b + \delta T_{sb})] \quad (4)$$

where T_W and T_s stand for the brightness temperatures corresponding to N_W and N_s , respectively, which are called the detected temperature and the sky temperature in the following.

In the above expansion, as the differences $(T_e - T_b)$ and $(T_s - T_b)$ are not small in general, so we introduce the corrections δT_{eb} , and δT_{sb} , derived from the following equation, which mean the contribution from the higher terms of the Taylor expansion

$$B(T_e) - B(T_b) = \frac{B(T_b)C_2 \exp(C_2/T_b)}{T_b^2 [\exp(C_2/T_b) - 1]} (T_e - T_b + \delta T_{eb}) \quad (5)$$

with $C_2 = hc/\lambda k$

where h , c , λ and k stand for Planck's constant, the velocity of light, the wavelength and Boltzman's constant respectively. Table 1 shows how the corrections varies with T_e and T_b between the wavelengths.

Rewriting (4), we get

$$T'_w(\theta) = T_b + (1 - \exp(-t^*))[(T_e - T_b + \delta T_{eb}) - r(\theta)(T_s(\theta) - T_b + \delta T_{sb})] \quad (6)$$

Table 1 Corrections for expanding radiance as a linear function of temperature

$T_b=30^\circ\text{C}$				$T_b=20^\circ\text{C}$			
$T-T_b$	T	$T-T_b+\delta T_b$		T	$T-T_b+\delta T_b$		
		$\lambda\ 8.7\mu$	$\lambda\ 11.0\mu$		$\lambda\ 8.7\mu$	$\lambda\ 11.0\mu$	
+ 5° C	+ 35° C	+ 5.15° C	+ 5.10° C	+ 25° C	+ 5.16° C	+ 5.11° C	
0	30	0	0	20	0	0	
- 5	25	- 4.86	- 4.90	15	- 4.85	- 4.89	
-10	20	- 9.42	- 9.60	10	- 9.38	- 9.56	
-15	15	-13.72	-14.07	+ 5	-13.62	-14.01	
-20	+ 10	-17.74	-18.39	0	-17.57	-18.25	
-30	0	-24.99	-26.38	- 10	-24.60	-26.07	
-40	- 10	-31.23	-33.57	- 20	-30.58	-33.03	
-50	- 20	-36.53	-39.97	- 30	-35.58	-39.16	
-60	- 30	-40.96	-45.61	- 40	-39.67	-44.49	
-70	- 40	-44.59	-50.51	- 50	-42.96	-49.04	
	-273	-55.28	-69.26	-273	-51.73	-64.88	

$T_b=10^\circ\text{C}$				$T_b=5^\circ\text{C}$			
$T-T_b$	T	$T-T_b+\delta T_b$		T	$T-T_b+\delta T_b$		
		$\lambda\ 8.7\mu$	$\lambda\ 11.0\mu$		$\lambda\ 8.7\mu$	$\lambda\ 11.0\mu$	
+ 5° C	+ 15° C	+ 5.17° C	+ 5.12° C	+ 10° C	+ 5.19° C	+ 5.13° C	
0	10	0	0	+ 5	0	0	
- 5	+ 5	- 4.83	- 4.88	0	- 4.82	- 4.88	
-10	0	- 9.33	- 9.53	- 5	- 9.30	- 9.50	
-15	- 5	-13.50	-13.93	- 10	-13.43	-13.87	
-20	- 10	-17.36	-18.09	- 15	-17.25	-18.01	
-30	- 20	-24.18	-25.73	- 25	-23.94	-25.54	
-40	- 30	-29.87	-32.45	- 35	-29.49	-32.13	
-50	- 40	-34.54	-38.28	- 45	-33.99	-37.81	
-60	- 50	-38.29	-43.27	- 55	-37.56	-42.62	
-70	- 60	-41.23	-47.46	- 65	-40.33	-46.62	
	-273	-48.29	-60.63	-273	-46.61	-58.56	

where

$$T'_w(\theta) = T_w(\theta) - r(\theta)(T_s(\theta) - T_b + \delta T_{sb}) \quad (7)$$

The second term on the right-hand sides of (7) means the non-blackness correction termed by Saunders (1970). Using a PRT5 (manufactured by the Barnes Engineering Company), Saunders (1970) obtained the non-blackness correction values for various weather conditions as shown in Table 2. In this table, we can see that the non-blackness corrections are small. As already stated, we are concerned with the dual-channel method in this paper. In this case the non-blackness correction appears as a difference between those for two channels, so that this effect will be more smaller than the case for single channel. For example, even if the estimation error of the sky temperature is about 10°C, it will not affect the result more than by about 0.1°C. In practice, therefore, it will be sufficient to use the corrections determined empirically for typical weather conditions. Then in the following, we shall continue the discussion on the assumption that the non-blackness corrections are

already known.

Table 2 Non-blackness Correction (1970, Saunders)

Cloud Type	Cloud Height, km	Range of Correction, °C
Clear	8	0.5 — 0.7
Dense cirrostratus overcast	8	0.4 — 0.55
Altoctu or altostratus overcast	6	0.25 — 0.4
Stratus or stratocumulus overcast	3	0.2
Stratus or stratocumulus overcast	2	0.1
Stratus or stratocumulus overcast	1	0.1

As the transfer equation (6) holds for each spectral band of the dual-channel, we shall distinguish between them with subscripts 1 and 2 as follows:

$$T'_{W1}(\theta) = T_b + (1 - \exp(-t^*))[(T_{e1} - T_b + \delta T_{e1b}) - r_1(\theta)(T_{s1}(\theta) - T_b + \delta T_{s1b})] \quad (8)$$

$$T'_{W2}(\theta) = T_b + (1 - \exp(-t^*))[(T_{e2} - T_b + \delta T_{e2b}) - r_2(\theta)(T_{s2}(\theta) - T_b + \delta T_{s2b})] \quad (9)$$

The next step is to eliminate the terms of atmospheric effect from these formulae. Performing an operation $(8) - (9) \times (t_2^*/t_1^*)$, we obtain

$$T'_{W2}(\theta) - (t_2^*/t_1^*)T'_{W1}(\theta) = (1 - t_2^*/t_1^*)T_b + \Delta, \quad (10)$$

where $\Delta \equiv (1 - \exp(-t_2^*))[(T_{e2} - T_b + \delta T_{e2b}) - r_2(T_{s2} - T_b - \delta T_{s2b})]$

$$- (t_2^*/t_1^*)(1 - \exp(-t_1^*))[(T_{e1} - T_b + \delta T_{e1b}) - r_1(T_{s1} - T_b + \delta T_{s1b})] \quad (11)$$

If Δ is negligible and t_2^*/t_1^* is constant, (10) shows that there is a linear relation between T'_{W1} and T'_{W2} . In other words, this means that when each pair of these temperatures is plotted as a function of atmospheric state, these points are distributed on a straight line which corresponds to each surface temperature T_b . Consequently, if once such linear relation can be established empirically or theoretically, we can easily find the true surface temperature from this relation independently to the atmospheric state. This also means that we can regard (10) as an analytical expression of the temperature calibration graph found by Anding and Kauth (1970, Fig. 6), and that Saunder's (1967) double angle measuring method corresponds to the case of $t_2^*/t_1^* = 1/2$ in (10).

In the above discussion we have assumed that Δ is negligible and t_2^*/t_1^* is constant. In the following, we shall evaluate the effects of Δ and t_2^*/t_1^* on the result.

3. Discussion

As is evident from (11), Δ depends on the absorption coefficient and amount of absorbing gases, and the temperatures of sea surface, air and sky. Assuming various values for these parameters and calculating Δ from (11), we can estimate the surface temperature errors ΔT_b arising from neglecting Δ term in (10). Fig. 1 shows the behaviour of ΔT_b verses t_2^*/t_1^* with t_1^* as a parameter.

Let us denote the amount of water vapour between the sensor and the sea surface by u^* (pr. cm unit), where we assume that the contributions of other absorbing gases can be neglected in the relevant spectral regions. As extreme

condition for the summer season in Japan, we assume $u^*=0.7$ pr. cm at the altitude of about 300 metres. From this value, t_1^* can be calculated using Davis and Viezee's (1964) infrared transmissivity model, which was used by Maul and Sidran (1972) in their comment on the results of Anding and Kauth (1970). The value of t_1^* for the wavelength interval $8.3\sim 9.1\mu$ becomes 0.1. In other seasons, it will become smaller in general. As is evident from Fig. 1, the curves $t_1^*<0.1$ are contained in the region $T_b<0.2^\circ\text{C}$. As a result, we can conclude that so far as the measurements are not made in the extreme high humidity and from very high altitude, the neglect of Δ will not affect the result more than by 0.2°C .

Next we shall consider the constancy of t_2^*/t_1^* . The spectral region $8\sim 13\mu$ is well known as the thermal infrared atmospheric window. However, this region contains many selective absorption lines of H_2O , CO_2 and O_3 , so that band absorption at this region does not obey the Lambert law. Accordingly, even though the atmospheric composition is constant, it is feared that the constancy of t_2^*/t_1^* will not be held. In order to see this fact, we calculate $T'_{W1}-T_b$ and $T'_{W2}-T_b$ as a function of atmospheric state from (8) and (9). The results are shown in Fig. 2, where it will be noted that the ratio $(T'_{W2}-T_b)/(T'_{W1}-T_b)$ nearly equals to t_2^*/t_1^* from (10). In this calculation, the pair of spectral bands $8.3\sim 9.1\mu$ and $10.5\sim 11.4\mu$ is selected after Anding and Kauth (1970), although our bands are not exactly the same band widths as theirs, and we refer the reflectivity of the sea surface $r_1=0.02$, $r_2=0.01$ after Buettener and Kern (1965). For computing the infrared transmission we employ the model developed by Davis and Viezee (1964) as before. The other necessary parameters are shown in the upper left-hand corner of this figure.

As is clearly seen in Fig. 2, the plotted points $(T'_{W2}-T_b)/(T'_{W1}-T_b)$, i. e., t_2^*/t_1^* show a slightly curved line in accordance with the change of water vapour amount. However, their deviations from the straight line shown with $\leftarrow T_b$, which are chosen to minimize the rms orthogonal error, are very small. For reference, the straight lines corresponding to $T_b+0.2^\circ\text{C}$ and $T_b-0.2^\circ\text{C}$ are shown in the same figure. The fact that the plotted points all fall between these straight lines implies that t_2^*/t_1^* can be regarded as a constant to the extent of the aimed accuracy of 0.2°C . Here it may be noted that if $t_2^*/t_1^*\approx 1$, all plotted points fall on the same straight line independent of surface temperature. In order to avoid this, therefore, we must choose such optimum spectral bands that the ratio of t_2^*/t_1^* is as small as possible.

Recently, Bignell (1970) suggested that the continuum absorptions of the window region would strongly depend on water vapour pressure, and their magnitudes are more than about three times as large as ones employed hitherto. However, his model is not employed in this paper, since his report deals with pure continuum absorptions apart from the selective absorption. However, it seems that even by Bignell's model the results would not be grossly different from the present ones, so far as we are concerned with a thin atmosphere.

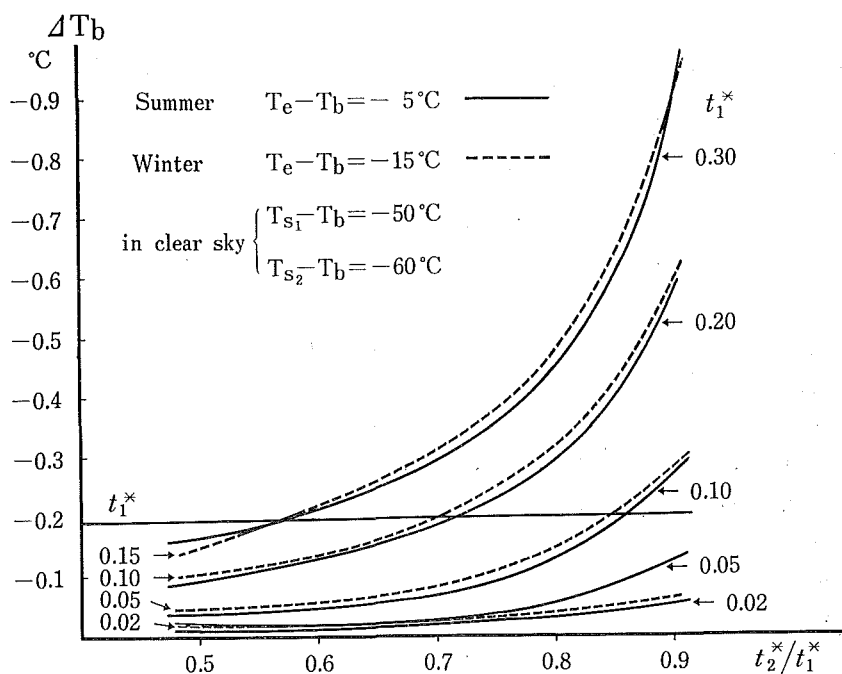


Figure 1 Errors arising from neglecting Δ term in the temperature calibration equation (10) as a function of the optical path ratio

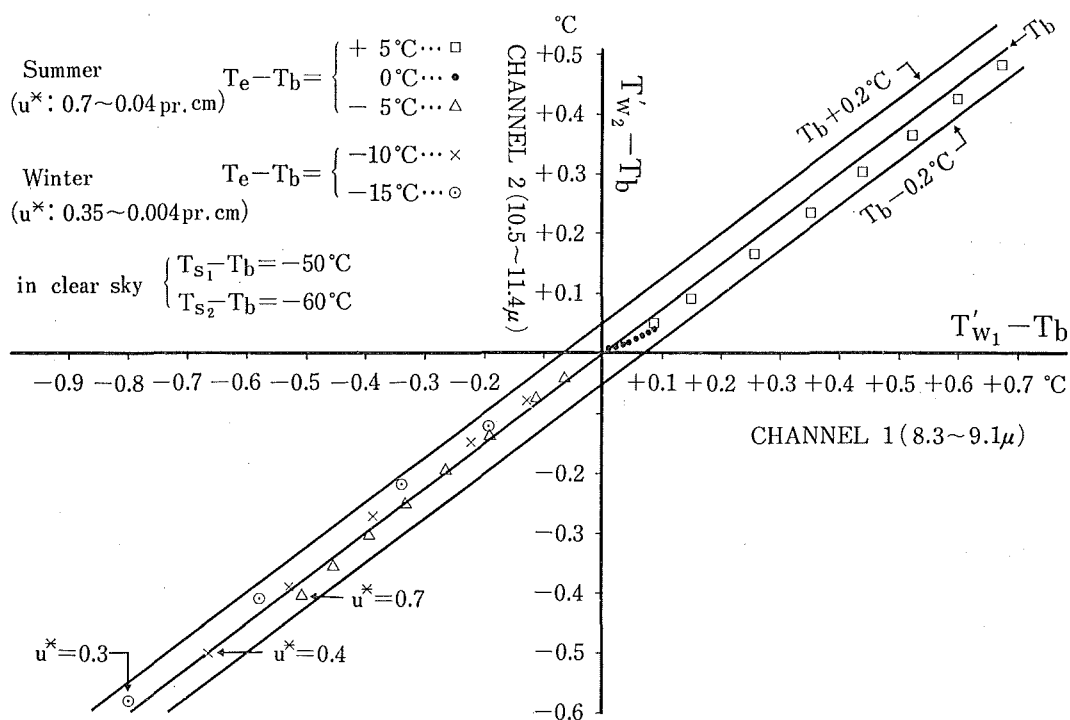


Figure 2 Detected temperature in channel 1 vs. that in channel 2 as a function of atmospheric state

4. Conclusions

As we have seen in the preceding section, it is expected that the dual-channel method is very useful for the determination of the true surface temperature using the airborne infrared radiometer. However, the atmospheric transmissivity model in the infrared window region has not been established yet. Consequently, it appears to be easier to determine t_2^*/t_1^* empirically from (8) in order to find the optimum pair of spectral bands. To do this, however, we must know in advance the values of T_b contrary to our purpose in this paper. Fortunately, the airborne radiometer observations make it possible to obtain data at various altitudes. From these data, the true surface temperatures are determined by the following procedures: 1) extrapolating to zero-altitude, and 2) applying the non-blackness correction mentioned in section 2. Once t_2^*/t_1^* is determined empirically, the true surface temperature can be simply obtained from the temperatures detected by the dual-channel infrared radiometer independent of the atmospheric state, the flight altitude and the inclination of the sensor.

References

- Anding D. and Kauth, R. 1970, *Remote Sensing of Environment*, 1, 217-220.
Bignell, K.J. 1970, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 96, 390-403.
Buettner, K.J.K. and Kern, C.D. 1965, *J. Geophys. Res.*, 70, 1329-1337.
Davis, P.A. and Viezee, W. 1964, *J. Geophys. Res.*, 69, 3785-3794.
Maul, G.A. and Sidran, M. 1972, *Remote Sensing of Environment*, 2, 165-169.
Saunders, P.M. 1967, *J. Geophys. Res.*, 72, 4109-4117.
Saunders, P.M. 1970, *J. Geophys. Res.*, 75, 7596-7601.

銭州沖海山の磁気異常解析結果 および
オホーツク海南部における負磁気異常について

植田義夫*

RESULT OF MAGNETIC ANALYSES ON SEAMOUNT ZENISU OKI AND
A CONSIDERATION ABOUT THE NEGATIVE MAGNETIC
ANOMALY IN THE SOUTHERN PART OF OKHOTSK SEA

Yoshio Ueda*

Received 1977 October 12

Abstract

Since 1967 the Hydrographic Department has been carrying out the marine magnetic surveys on the continental shelves around Japan as a part of the project of *the Basic Map of the Sea*. Some analyses using these data have been already published by Oshima et al. (1975) and Segawa et al. (1976). Among various interesting features found in the magnetic survey data, the present paper deals with analytical studies on the anomaly caused by Seamount Zenisu Oki, located in the northern part of the Izu-Bonin Island Arc, and on the remarkable negative anomalies in the southern part of Okhotsk Sea (Oshima et al., 1975).

Talwani's (1965) method of the arbitrary shaped model is applied to evaluate the magnetization vector $\mathbf{J}$ together with the regional bias $\mathbf{B}$. Test calculation for this method is made for Seamount Ryohu to yield satisfactory agreement with the result by Uyeda and Richard (1965), (Table 1). Then, analysis is made for Seamount Zenisu Oki, which is approximated by a polygon of five layers (Fig. 2), taking the depth of the seamount top to be 2200, 2700, ..., 5200m, successively (Table 2, Fig. 3). Tendency of G -value obtained from the analysis suggests that the anomaly source locates at the depth of 3300m, i.e. about 1000 m below the actual top of the seamount.

Comparing the inclination and declination derived from the most probable value of $\mathbf{J}$ with those at present, it may be considered that the seamount has drifted for about $15^\circ \sim 20^\circ$ northward from its birth place to the present location. However, it remains another possibility that the seamount was formed in the west, because the position of the paleo-magnetic pole derived from the value of $\mathbf{J}$ deviates considerably from that by Nagata (1961).

The negative anomaly in the southern part of Okhotsk Sea (Fig. 5) can be divided into regional and local properties. The regional anomaly is the one distributing from Japan Sea to Okhotsk Sea (Ueda, 1976). Model calculation is made to interpretate the local anomaly.

* 下里水路観測所 Simosato Hydrographic Observatory

It is found that a prism shaped body, having the magnetization vector of declination= 0° and inclination= -45° or -90° , shows similar feature to the actual local anomaly. This fact suggests that the basic rocks in this area were magnetized in a reversal epoch during Neogene Tertiary.

1. はじめに

1967年以来水路部では、海の基本図作成のための海洋測量を実施している。この測量には、プロトン磁力計による全磁力測量が含まれ、主に大陸棚および大陸斜面に関し、全磁力分布図が得られつつある。測線間隔は、約2海里と密なために地球物理的に興味ある磁気異常分布が発見されており、そのいくつかは、すでに報告されている。例えば、大島他 (1975)、瀬川他 (1976)。

この論文では、銭州沖海山の磁気異常解析結果およびオホーツク海南部の負磁気異常の原因についての考察の結果を報告する。

2. 銭州沖海山の磁気異常解析結果

(1) 測量成果

この海域の測量は、1974年に実施され、遠州灘沖測量と呼ばれている。地形、地質については、永野等 (1977) により報告されており、参考として、Fig. 1 に測量海域の概略の海底地形図を示す。銭州沖海山は、伊豆半島の南約40海里の銭州から南西方向にのびる、銭州海嶺の南東斜面に位置 ($33^\circ 25' N.$, $138^\circ 25' E.$) する。

磁気異常図作成に用いた標準磁場は、IGRF 1965.0であるが、経年変化量は、日本の観測所のデータを用いて補正した。また全磁力の外部磁場変化補正は、八丈島における全磁力連続観測記録により行なった。

銭州沖海山の磁気異常分布図、および海山を多角形近似したものを Fig. 2 に示す。

(2) 解析方法

海山の磁気異常解析に主として用いられる方法は、Vacquire (1962) が開発した海山を三次元角柱の積み重ねで近似し、その表面積分を用いる方法と、海山を多角柱近似し、鉛直方向の体積積分を数値計算で求める Talwani (1965) の方法とがある。上田誠也等 (1965) は、前者の方法を用いて、日本周辺の4個の海山を解析し、その磁化ベクトルを決定している。ここでは、データの作成が比較的容易な、Talwaniの方法を応用し、磁気異常値と海山の地形から、海山の磁化ベクトル $\mathbf{J}$ を決めた。その際、地域的な磁気異常の影響をとり除くためにバイアス値 B を新たに変数に加え、最小二乗法により、 J_x , J_y , J_z および B を求めた。

それを式で表わすと

$$\delta F_i = A_{1i} \cdot J_x + A_{2i} \cdot J_y + A_{3i} \cdot J_z + B \quad (1)$$

ここで、 δF_i : 地点 i における全磁力異常値

J_x , J_y , J_z : 海山の磁化ベクトルの成分

B : バイアス値

A_{1i} , A_{2i} , A_{3i} : 地点 i と標準磁場の伏角、偏角の関数で、海山の体積積分から求められる。

そして、 $\delta = \sum_i \{ \delta F_i - (A_{1i} J_x + A_{2i} J_y + A_{3i} J_z + B) \}^2$ を最小にするように、 J_x , J_y , J_z , B を決定すればよい。

正規方程式は

$$\left. \begin{aligned}
 \sum A_1 A_1 \cdot J_x + \sum A_1 A_2 \cdot J_y + \sum A_1 A_3 \cdot J_z + \sum A_1 \cdot B &= \sum A_1 \delta F \\
 \sum A_2 A_1 \cdot J_x + \sum A_2 A_2 \cdot J_y + \sum A_2 A_3 \cdot J_z + \sum A_2 \cdot B &= \sum A_2 \delta F \\
 \sum A_3 A_1 \cdot J_x + \sum A_3 A_2 \cdot J_y + \sum A_3 A_3 \cdot J_z + \sum A_3 \cdot B &= \sum A_3 \delta F \\
 \sum A_1 \cdot J_x + \sum A_2 \cdot J_y + \sum A_3 \cdot J_z + nB &= \sum \delta F
 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

ここで、和は i について求めるものとし、 $\sum_i 1 = n$ とする。

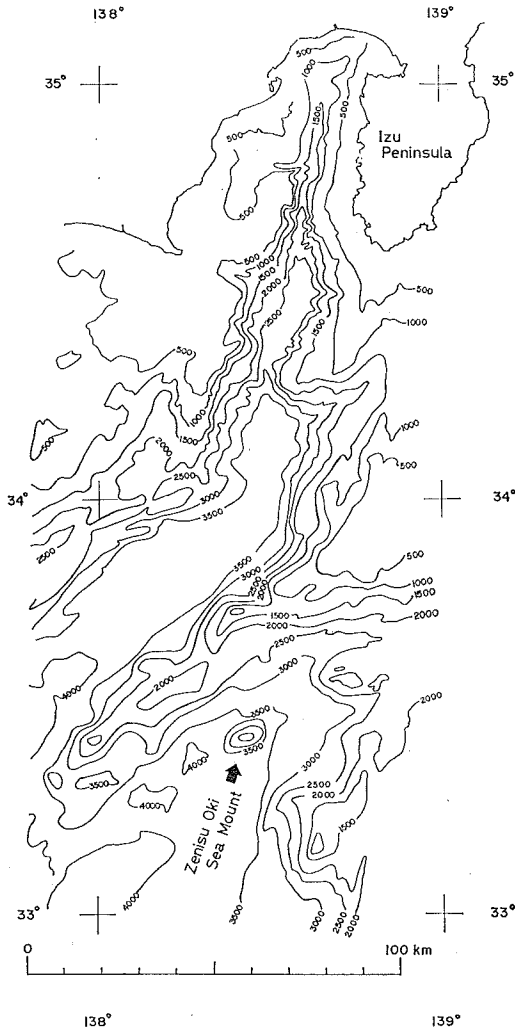


Figure 1 Bottom topography off Izu Peninsula.

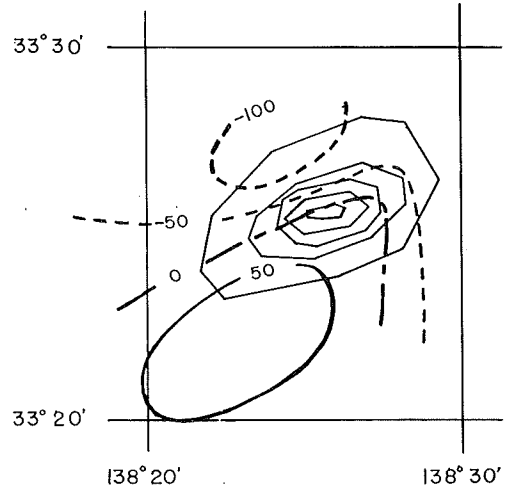


Figure 2 Observed total magnetic force anomaly (γ) of Seamount Zenisu Oki. Analysis is made using the data obtained at the circled points with seamount model whose depth curves are shown by polygons.

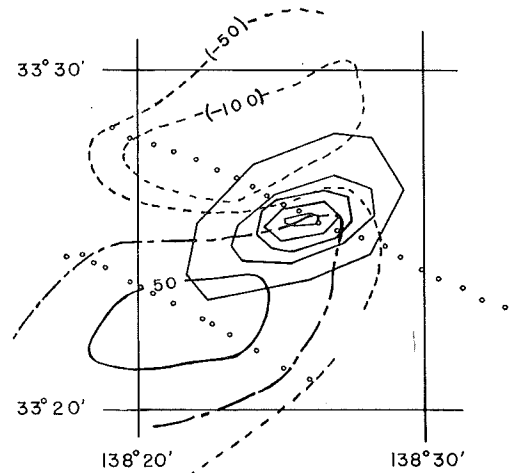


Figure 3 Calculated anomaly (γ) of Seamount Zenisu Oki, using model 3 in Tab. 2.

Figure 4 Goodness ratio (G)
against depth of
Seamount Zenisu
Oki models.

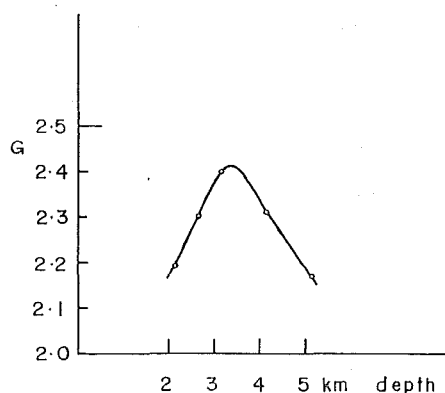


Table 1 Comparison test on Seamount Ryohu.

	Case	Declination (geographic)	Inclination	Intensity (emu)	Goodness ratio	Paleomagnetic pole position	
						Latitude	Longitude
Arbitrary shaped Model	1. Top 3 km Bottom 5 km	-16.2°	7.5°	0.79×10^{-2}	7.2	+49.9°	351.9°
	2. Top 4 km Bottom 6 km	-16.3°	5.4°	1.08 "	7.9	+50.8°	352.3°
	3. Top 5 km Bottom 7 km	-16.3°	3.5°	1.46 "	8.4	+51.7°	352.9°
	4. Top 6 km Bottom 8 km	-16.3°	1.8°	1.84 "	9.0	+52.6°	353.3°
Uyeda, Richard (1965)	1. Top 3 km Bottom 5.2 km	-16.1°	2.8°	0.60 "	2.4	+50.5°	351.9°
	2. Top half non magnetic	-16.8°	2.2°	0.94 "	3.4	+50.0°	352.7°

Table 2 Model calculation on Seamount Zenisu Oki

Case	Declination (geographic)	Inclination	Intensity (emu)	Goodness ratio	Paleomagnetic pole position	
					Latitude	Longitude
1. Top 2.2 km Bottom 3.5 km	+44.5°	16.2°	1.16×10^{-2}	2.20	+41.9°	249.6°
2. Top 2.7 km Bottom 4.0 km	+42.5°	17.6°	1.35 "	2.31	+44.0°	250.5°
3. Top 3.2 km Bottom 4.5 km	+40.9°	18.8°	1.56 "	2.40	+45.6°	251.1°
4. Top 4.2 km Bottom 5.5 km	+38.6°	20.7°	2.02 "	2.31	+48.0°	252.0°
5. Top 5.2 km Bottom 6.5 km	+37.3°	22.0°	2.57 "	2.17	+49.3°	252.4°

(2)式を解くことにより、海山の磁化ベクトル J 、および、バイアス値 B が得られる。

解析結果の精度を表わすには、普通 Goodness ratio (G) が用いられ、 $G = \sum_i |\delta F_i| / \sum_i |C_i|$ で定義される。ここで $C_i = \delta F_i$ - 計算値である。 J_x, J_y, J_z, B の信頼区間は正規方程式の逆行列を求めることにより、決定することができる。

上記の方法の解析精度を検討するために、陵風海山の磁化ベクトルを決定した。この海山は、すでに上田誠也等 (1965) によって磁化ベクトルが決定されているので、その結果と、今回求めた値とを Table 1 にまとめた。この表から判断する限り、得られた磁化ベクトルの伏角、偏角は、おおむねよく一致しており、 G 値も、かなり高い値が得られており、解析精度はかなり良いものと考えられる。

(3) 解析結果と考察

銭州沖海山の地形データを得るために、海山を 5 層の多角形で近似した。等深面の深度は、頂部から 2,200 m, 2,500 m, 2,700 m, 3,000 m, 3,500 m である。その磁気異常図と近似地形は、Fig 2 に示されている。解析に使用したデータは、測線上「。」印の付したものの 35 個を用いた。そして、海山の深度を、頂部水深 2.2 km から 5.2 km まで変えて解析を行なった。それらの結果を Table 2 に示す。

(i) 構成岩体とその深度について

Fig. 4 は、縦軸に G 、横軸には解析モデルの頂部深度をとり、Table 2 の結果を表示したものである。この図から、 G 値が解析精度を示す目安と考えれば、この海山の磁気異常原因物体は、海面下約 3.3 km すなわち海山の山頂部から 1 km の深さにあることになる。このことは、海山の表層部よりもかなり内部に、貫入岩体の存在を暗示するものではなかろうか。またこのような結果が得られた他の原因としては、水深 2,200 m という深さによって、短波長の磁気異常が海面における観測には現れなかったものとも考えられる。この海山の磁気異常原因物体は、得られた帯磁率から判断すると玄武岩ないし安山岩系統の塩基性岩石と思われる。

(ii) 海山の古地磁気

海山の磁化ベクトル J は、誘導磁化と残留磁化の合成されたものである。ところが、Cox and Doell (1962) や Ade-Hall (1964) 等の報告によれば、海底玄武岩の Q 値は、普通 10 以上であるという結果が得られている。このことは、残留磁化が、磁化ベクトルの大半を占めていることを意味する。今、これらの事が、銭州沖海山についても、あてはまるものと考えるなら、得られた磁化ベクトルは、海山生成時の地球磁場の方向を示すことになる。ここで、Table 2 に示した磁化ベクトルのうちで最も精度の良いもの、つまり G 値のもっとも高い場合 (case 3) の磁化ベクトルの成分 (emu) は、 $J_x = 0.011 \pm 0.004$ (p.e.), $J_y = 0.010 \pm 0.004$, $J_z = 0.005 \pm 0.002$ となる。この値を用いて全磁力異常値を求めた結果を、Fig. 3 に示してある。

さて、現在の銭州沖海山付近の地球磁場の伏角、偏角は、それぞれ、水平面下 47° 、および $6^\circ W$ であり、解析から得られた値 (Table 2) とはかなり異なっており、特に、伏角については、現在よりも 30° 近く浅い結果となっている。銭州沖海山生成時の標準磁場の方向が、現在とあまり変わらないものとするれば、上記の問題は、海山が、現在の位置よりも、約 $15^\circ \sim 20^\circ$ 南方で生成し、その後北方変位を行なったと考えることができる。他方、地球磁場を双極子磁場と仮定し、海山生成時の古地磁気値を求めると、Table 2 に示す値となり、これはロッキー山中に求められる。この位置は、永田 (1961) によりまとめられた白亜紀以降の極移動の軌跡とはかなりずれている。このことは、現在より西方で海山が生成した可能性を残している。今後、これらの問題に対して、より明確な答えを得るには、海山についての、もっと測線密度が高く、かつ高精度の測量が必要となろう。また、海底岩石の物性、特に Q 値についてのより正確な値が必要で、とりわけ海

底面下、数 km にある岩石についてそれが要求されている。

3. オホーツク海南部における負磁気異常の原因についての考察

オホーツク海南部には、広範囲にわたって負磁気異常が存在しており、逆転期に形成されたといわれている (大島, 1975). Fig. 5 にその海域の磁気異常図を示す. この図から、この海域の磁気異常パターンは、オホーツク海沿岸部付近、および大陸棚外縁部周辺で、顕著な短波長異常を示し、その中間部は、磁氣的平たん地域となっており、さらに、負磁気異常の領域が大部分を占めているだけでなく、所々に負のみからなる独立の磁気異常が存在していることに気がつく。

さて、このような磁気異常の原因について考察する場合、地域的な異常と局地的な異常とを分離してみるのが良い. 別の言葉でいうなら、磁気異常を数百~数千キロメートルの波長をもつ成分と、数キロメートル~数十キロメートルとの短波長成分とに区別して考えてみる方法である. 日本近海の全磁力の地域的異常分布は、1970年の航空磁気測量データにもとづき得られている (植田, 1976). それによると、日本海からオホーツク海にかけて、 $-100 \sim -150 \gamma$ のバイアスを加える必要がある. しかしながら、このような補正を行なっても、なおかつ負磁気が卓越しており、また負の独立な異常については、これだけでは説明できない。

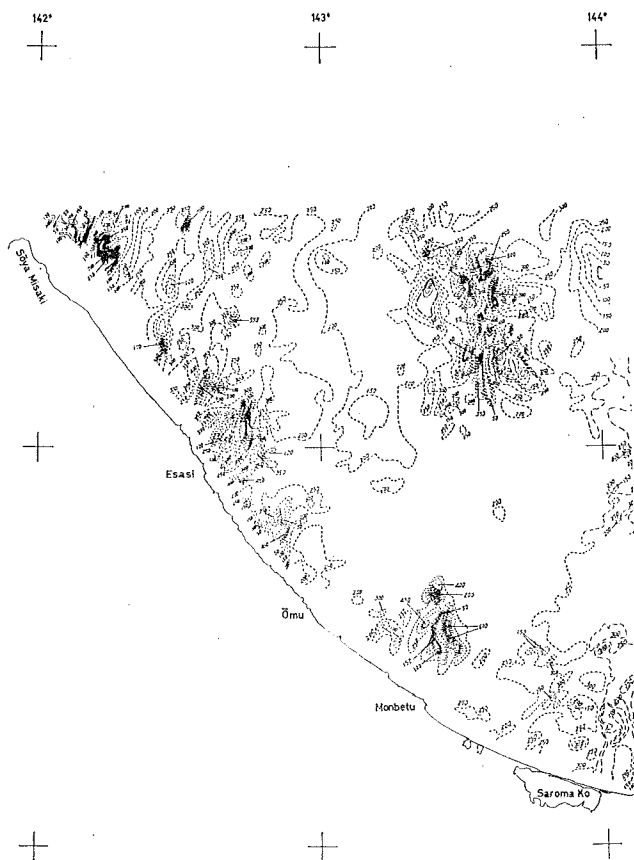
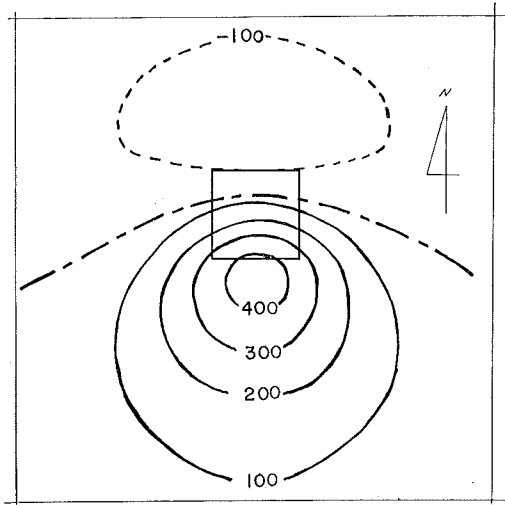
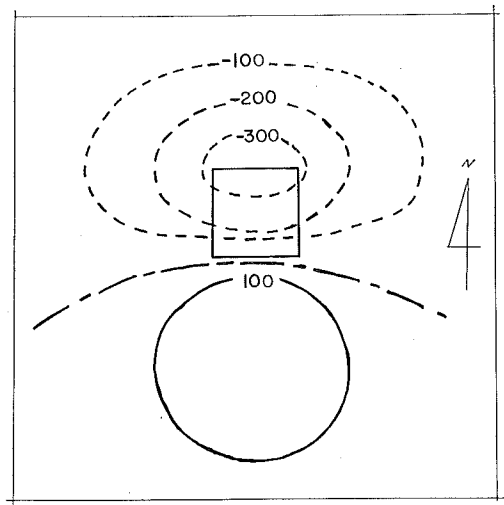


Figure 5 Geomagnetic total intensity anomalous Contour interval is 50γ . Solid lines start for positive values and dotted lines for negative values.

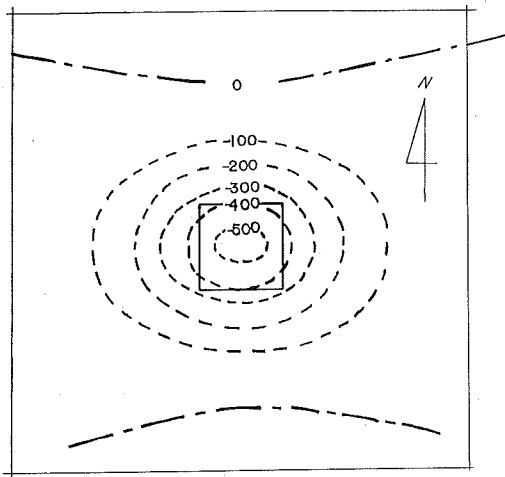
今このような局地的異常の原因を考えるにおいて、つぎのようなモデル実験を行なった。すなわち、三次元角柱が均一に帯磁していると仮定し、磁化ベクトルに種々の値を与えた場合に、磁気異常パターンがどのようなのかを求めたのである。Fig 6 (1)~(4) に、磁化ベクトルの偏角が 0° で、伏角を $+45^\circ$ から -90° まで変化した場合に生じる磁気異常パターンを示す。この計算結果のうち、磁化ベクトルの伏角が、 -45° 、 -90° のものが測量結果と似ており、オホーツク海南部の局地的異常の原因としては、磁化ベクトルが上向きであることが考えられる。これは、かつての地磁気極反転期に、オホーツク海南部の岩石が帯磁したことを示すものである。



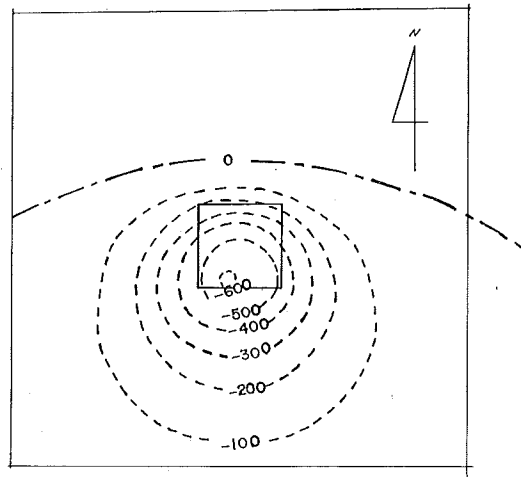
(1) Polarization vector:
dip = $+45^\circ$, dec. = 0° , $J = 0.01$ emu.



(2) Polarization vector:
dip = 0° , dec. = 0° , $J = 0.01$ emu.



(3) Polarization vector:
dip = -45° , dec. = 0° , $J = 0.01$ emu.



(4) Polarization vector:
dip = -90° , dec. = 0° , $J = 0.01$ emu.

Figure 6 Magnetic anomaly (γ) caused by a prism-shaped source, which locates at the depths of 5 km at its top and 20 km at its base. Its horizontal dimension is 5×5 km (shown by square). Ambient field vector (assumed): dip = $+45^\circ$, dec. = 0° .

この海域でのサイズミック記録によると、沿岸部と大陸棚外縁部には、基盤岩の隆起が認められ、それに対して、その中間部では、沈降を示している(永野, 1974)。このことと、Fig 5 に示した、地磁気異常パターンの対比は非常に調和的で、基盤岩の隆起部には、多数の貫入岩体によるとみられる複雑な異常分布がみられ、一方、沈降帯では、磁気異常は比較的平坦となっている。また北海道北東岸付近の陸上の地質図によると、枝幸から雄武にかけて、玄武岩、安山岩が多く、ところによっては斑れい岩も露出している。これらの生成年代については詳しくわからないが、主に新第三系のものが多いようである。新第三系には、有名な磁極反転期として、ギルバート期、松山期前期があり、この時期に、オホーツク海南部には、現在の大陸棚外縁にまでわたる広範囲の塩基性マグマの貫入、噴出が生じたと考えられる。そして、反転期に帯磁した岩体の多くは、その後の正期間のマグマの活動により、部分的にかき消され、その後マグマの活動も終息し、中央部の沈降が始まったと推測される。そのためにその地域では、短波長異常がおおわれ、海面における観測にはかからなかったと思われる。

この論文を取りまとめるにあたり、原稿を読んで頂き、多大のご教示、助言を頂いた水路部測量課の大島章一氏に心からお礼申し上げます。また北海道北東岸の地質について、お教え頂いた同測量課の永野真男氏に深く感謝いたします。最後に、調査にあたった測量船「明洋」船長 上田三郎氏ほか乗組員一同、および測量課の皆様

参 考 文 献

- Ade-Hall, J.M., 1964: "The magnetic properties of some oceanic lavas." *Geophys. J.*, 9, 85-92.
- Cox, A. and Doell, R.R., 1962: "Magnetic properties of the basalt in hole EM7, Mohole Project." *J. Geophys. Res.*, 67, 3997-4004.
- Nagata, T., 1961: *Rock Magnetism*, Maruzen, Tokyo, p. 350.
- Nagano, M., Sakurai, M., Uchida, M., Ikeda, K., Taguchi, H. and Omori, T., 1974: "Submarine geology off northeast coast of Hokkaido district." *Rep. Hydrogr. Res.* No. 9, pp. 1-31.
- Nagano, M., Ajiro, T. and Tozaki, T., 1977: "Submarine geology of Ensyu Nada, south of Honsyu." *Rep. Hydrogr. Res.* No. 12, pp. 1-33.
- Oshima, S., Kondo, T., Tsukamoto, T. and Onodera, K., 1975: "Magnetic anomalies at sea around the northern part of Japan." *Rep. Hydrogr. Res.* No. 10, pp. 39-44.
- Segawa, J., Oshima, S. and Furuta, T., 1976: "Continental magnetic anomaly lineations—their significance in island arcs." *Kagaku*, 46, pp. 83-90.
- Talwani, M., 1965: "Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape." *Geophysics*, 30, 797-817.
- Ueda, Y., 1976: "Study on approximation of geomagnetic field by the 3rd degree polynomials of latitude and longitude." *J. Geod. Soc. Japan*, 22, pp. 94-111.
- Uyeda, S. and Richard, M., 1965: "Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Island." *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 44, 179-213.
- Vacquier, V., 1962: "A machine method for computing the magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey." *Proc. Bendum Earth Mag. Symposium*, Pittsburgh, pp. 123-137.

重力異常のブロック平均値を求める統計的方法について

我如古康弘*

A STATISTICAL METHOD FOR ESTIMATION OF BLOCK GRAVITY MEANS

Yasuhiro Ganeko*

Received 1977 October 12

Abstract

The block gravity means are necessary for the computations of geoid, deflection of the vertical and other quantities gravimetrically. The block means can be estimated by a linear combination of point observations, e.g., gravities and topographical data. The coefficients of the linear combination are calculated by the least-squares method to minimize the estimation error. The topographical data are feasible only when a relation between gravity and topography is available. As gravity and topography are often correlated linearly (Fig. 1), it may be effective to utilize the topographical data in estimation of point gravities and block gravity means.

In order to apply the least-squares method, various covariance functions are needed, e.g., gravity-gravity, gravity-topography, topography-topography, and point-point, point-block, block-block covariances. When a covariance function of point gravity anomaly and a relation between gravity anomaly and topography are known, most of the covariance functions are calculated from the covariance function of point gravity anomaly (as shown in eqs. (12), (14), (16), (17) and (38)), adding the error covariance functions (N in eq. (12) and U in eq. (15)). Therefore, the covariance function of point gravity anomaly is basically important.

The estimation error of block mean of free-air anomaly is the sum of those of Bouguer anomaly and topographical height. As Bouguer anomaly is usually less scattered than free-air anomaly, the estimation error of block mean of Bouguer anomaly is expected to be smaller than that of free-air anomaly. Therefore, when accurate block means of topographical height are available, it is effective to estimate the block mean of free-air anomaly through Bouguer anomaly (eq. (24)). In this case, the estimation error of block mean of free-air anomaly becomes the same as that of Bouguer anomaly (eq. (25)).

The representation error is defined as the error of estimation of the block mean when a point value in the block is taken as the mean value of the block. Concerning the representation error, the situation of error quantities existing among the representation errors of free-air anomaly ($\overline{m_F^2}$), of Bouguer anomaly ($\overline{m_B^2}$) and of topographical height ($\overline{m_H^2}$) is the same as the case of the estimation error mentioned above (see eq. (32)). A

* 白浜水路観測所 Sirahama Hydrographic Observatory

covariance function of the local gravity anomaly in Japan (eq. (33)) obtained from the deflection of the vertical is used to estimate the representation error of free-air anomaly (by eq. (29)). The estimated representation errors for various block sizes are compared with the actual data obtained by Ono (1976) from gravity distribution in certain areas (Table 1: the 3rd row (estimation) and the 4th row (actual), and Fig. 3). The coincidence between the estimated and actual values are quite satisfactory for larger blocks of 10km square, but for smaller blocks, the opposite is true. The covariance function (eq. (33)) should be modified for the part near the origin because it has not a zero first-derivative at the origin. The zero first-derivative is a reasonable requirement from the physical characteristic of the anomaly field.

In the ocean areas, since the density of gravity measurements is small, the utilization of depth data may also be effective to estimate better block gravity means there. The depth data are converted to gravity anomalies through conversion function (such as Fig. 6 by McKenzie and Bowin, 1976). Although this kind of conversion function has not been tested widely, we may expect that the depth data can be used effectively in estimating the block gravity means in the ocean areas.

Key words: *block gravity mean.*

1. はじめに

重力異常からジオイドを計算するには、ストークス積分

$$N = -\frac{R}{4\pi G} \iint \Delta g S(\Psi) d\sigma \quad (1)$$

を利用する。\$R\$ および \$G\$ はそれぞれ地球の平均半径、地表の平均重力であり、\$\Delta g\$ はフリーエア重力異常、\$S\$ はストークス関数である。この場合、重力値は地球全表面上で連続的に与えなければならない。これは実際上不可能であるため、(1) を和の形で表わして、

$$N = -\frac{R}{4\pi G} \sum_i \overline{\Delta g_i} q_i \quad (2)$$

$$q_i = \iint_{\sigma_i} S(\Psi) d\sigma$$

を使って近似的に計算する。\$\overline{\Delta g_i}\$ はある広さの領域（ブロック）のフリーエア重力異常の平均値、\$\sigma_i\$ はそのブロックの面積である。また、\$\Psi\$ はジオイド高を計算しようとする点から、\$i\$ 番目のブロック内の面積素 \$d\sigma\$ までの地心角距離である。しかし、\$\overline{\Delta g}\$ を地球全表面上で与えることもまた現在のところ不可能であるので、ジオイド高を計算しようとする点からある距離以上離れている所 (\$\Psi > 10^\circ \sim 30^\circ\$) では、人工衛星の軌道解析や地表重力値などを組み合わせて得られた地球重力場の球面調和関数による展開係数を利用することが通常行われる。現在のところ、得られている展開係数の最高次数は、25~30である。重力ジオイドの具体的な計算方法については、Rapp and Rummel (1975) に計算の誤差源などと共に良くまとめられている。

重力の測定を面的、連続的に実施することは不可能であり、また、広大な大洋を高密度で重力測定を行うことも困難なことである。従って、ある広さのブロックでの平均値は、そのブロック中またはその付近に分布した点観測から何らかの方法で推定しなければならない。言い換えれば、ブロック平均値

$$\overline{\Delta g} = \frac{1}{S} \iint \Delta g d\sigma$$

\$S\$: ブロックの面積 (以下 \$S\$ がストークス関数を表わすことはない)

を求めるということは、ブロック内の任意の点における値を補間することと同等の問題である。重力値の補間法については既に多く議論されてきているが、ここでは、最小2乗推定法をもとにしてブロック平均値を得る方法を少し詳しく論じてみることにしたい。

2. 最小2乗推定法によるブロック平均値の推定

陸上における重力データによれば、重力値と地形高度とはかなり良い直線相関を示している（例えば、Yokoyama and Tajima, 1957; Rikitake et al., 1965), (Fig. 1参照). この直線相関から、高度 h (メートル) の地点における重力値は近似的に

$$g_h = \gamma_0 - 0.3086h + 2\pi k^2 \rho h \quad (3)$$

γ_0 : 基準楕円体面上の標準重力値

ρ : 地殻の平均密度

k^2 : 重力定数

と表わされる。これからフリーエ重力異常と地形高度も直線相関関係にあり、直線の傾きは $2\pi k^2 \rho$ である。このことは、ブーゲ異常 $\Delta g'' = \Delta g - th$ ($t = 2\pi k^2 \rho$) が、フリーエ異常よりもなめらかな変化を示すことを意味している。

結局、ある地点のフリーエ異常は、その周囲のフリーエ異常と地形によってある程度推定できると考えても良いであろう。

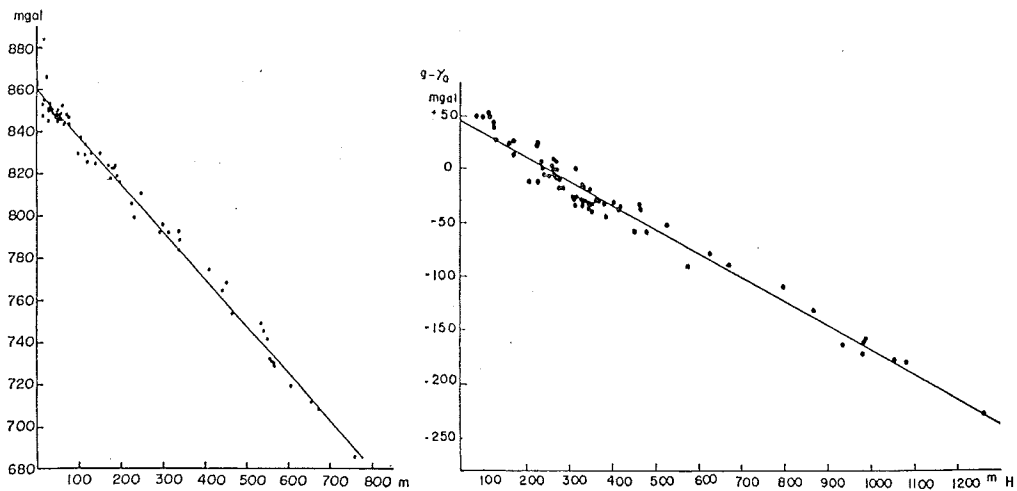


Figure 1 Relation between observed gravity and height,
(a) for Volcano Mihara (after Yokoyama and Tajima, 1957)
(b) for Onikobe area, Miyagi Prefecture (after Rikitake et al., 1965)

そこで、フリーエ異常のブロック平均値 $\overline{\Delta g}$ が、そのブロック内またはブロックの周辺に分布するフリーエ異常値と地形高度の線型結合によって推定されるとする。

$$\overline{\Delta g} = \sum_{i=1}^N \alpha_i \Delta g_i + \sum_{l=1}^K \beta_l h_l \quad (4)$$

Δg_i , h_l はそれぞれ誤差を含む点重力値と地形高度、 $\overline{\Delta g}$ はブロック平均値の推定値である。真のブロック平均値 $\overline{\Delta g}^0$ と (4) との差が推定誤差を与える。その推定誤差の平均2乗値は、平均をとる操作を記号 $M\{ \}$ によって

表わすとして,

$$\begin{aligned}
 m^2 &= M\{(\overline{\Delta g}^\circ - \widetilde{\Delta g})^2\} \\
 &= M\{\overline{\Delta g}^{\circ 2}\} - 2\sum_{i=1}^N \alpha_i M\{\overline{\Delta g}^\circ \Delta g_i\} - 2\sum_{l=1}^K \beta_l M\{\overline{\Delta g}^\circ h_l\} + 2\sum_{i=1}^N \sum_{l=1}^K \alpha_i \beta_l M\{\Delta g_i h_l\} \\
 &\quad + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \alpha_i \alpha_j M\{\Delta g_i \Delta g_j\} + \sum_{l=1}^K \sum_{m=1}^K \beta_l \beta_m M\{h_l h_m\} \\
 &= \overline{\overline{C}}^{00} - 2\sum_i \alpha_i \overline{C}_i^\circ - 2\sum_l \beta_l \overline{B}_l^\circ + 2\sum_i \sum_l \alpha_i \beta_l B_{il} + \sum_i \sum_j \alpha_i \alpha_j C_{ij} + \sum_l \sum_m \beta_l \beta_m H_{lm} \quad (5)
 \end{aligned}$$

と書くことができる。ここで、 C, H はそれぞれ重力異常と地形高度の自己相関関数、 $\overline{C}, \overline{B}$ は重力異常ブロック平均値と点重力異常、点地形高度との相互相関関数である。 $\overline{\overline{C}}$ は重力異常のブロック平均値の平均 2 乗値 (variance) であり、肩のゼロは真の値に対するものであることを意味する。(5) を最小にする $\alpha_i (i=1 \sim N)$, $\beta_l (l=1 \sim K)$ は,

$$\frac{\partial m^2}{\partial \alpha_i} = 0, \quad i=1 \sim N; \quad \frac{\partial m^2}{\partial \beta_l} = 0, \quad l=1 \sim K$$

から

$$\begin{aligned}
 -\overline{C}_i^\circ + \sum_j \alpha_j C_{ij} + \sum_l \beta_l B_{il} &= 0, \quad i=1 \sim N \\
 -\overline{B}_l^\circ + \sum_i \alpha_i \beta_{il} + \sum_m \beta_m H_{lm} &= 0, \quad l=1 \sim K
 \end{aligned} \quad (6)$$

という未知数 $N+K$ 個の連立一次方程式から得られる。(6) を行列表示で書くために

$$\begin{aligned}
 C_{gg} &= \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & \cdots & C_{1N} \\ C_{21} & C_{22} & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ C_{N1} & \cdots & \cdots & C_{NN} \end{pmatrix}, \quad H_{hh} = \begin{pmatrix} H_{11} & H_{12} & \cdots & H_{1K} \\ H_{21} & H_{22} & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ H_{K1} & \cdots & \cdots & H_{KK} \end{pmatrix}, \quad B_{gh} = \begin{pmatrix} B_{11} & B_{12} & \cdots & B_{1K} \\ B_{21} & B_{22} & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ B_{N1} & \cdots & \cdots & B_{NK} \end{pmatrix} = B_{hg}^T \\
 \overline{C}_g^\circ &= \begin{pmatrix} \overline{C}_1^\circ \\ \overline{C}_2^\circ \\ \vdots \\ \overline{C}_N^\circ \end{pmatrix}, \quad \overline{B}_h^\circ = \begin{pmatrix} \overline{B}_1^\circ \\ \overline{B}_2^\circ \\ \vdots \\ \overline{B}_K^\circ \end{pmatrix}, \quad \alpha = \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \vdots \\ \alpha_N \end{pmatrix}, \quad \beta = \begin{pmatrix} \beta_1 \\ \beta_2 \\ \vdots \\ \beta_K \end{pmatrix}
 \end{aligned}$$

と置けば、(6) は

$$\begin{pmatrix} C_{gg} & B_{gh} \\ B_{hg} & H_{hh} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha \\ \beta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{C}_g^\circ \\ \overline{B}_h^\circ \end{pmatrix} \quad (7)$$

$\begin{matrix} \text{A} & \text{X} & \text{R} \end{matrix}$

と書ける。 $A, X, \overline{R}$ を使って

$$AX = \overline{R}, \quad X = A^{-1} \overline{R} \quad (8)$$

で α, β が得られる。このときのブロック平均値の推定誤差の平均 2 乗値は

$$m^2 = \overline{\overline{C}}^{00} - \overline{R}^T A^{-1} \overline{R} \quad (9)$$

で与えられる。地形高度を利用しない場合には、(7), (8), (9) はそれぞれ

$$C_{gg} \alpha = \overline{C}_g^\circ, \quad \alpha = C_{gg}^{-1} \overline{C}_g^\circ, \quad m^2 = \overline{\overline{C}}^{00} - \overline{C}_g^{\circ T} C_{gg}^{-1} \overline{C}_g^\circ \quad (10)$$

となる。

先に述べたように、重力異常と地形高度の相関を考慮すれば、地形高度 h は

$$h = a\Delta g + b + n$$

と表現できる、ここで、 a, b は定数、 n は Δg とは無関係な変数で、その平均値は 0 である。 Δg と h の原点を適当に選んで共に平均値が 0 となるようにすれば、 $b=0$ となり

$$h = a\Delta g + n \quad (11)$$

となる。この関係を用いれば、 Δg と n とは独立であるから（地形高度を与える点は添字を右上に付ける）

$$\begin{aligned} \overline{B_i^0} &= M\{\overline{\Delta g^0} h_i\} = aM\{\overline{\Delta g^0} \Delta g^i\} + M\{\overline{\Delta g^0} n^i\} = a\overline{C_i^0} \\ B_{il} &= M\{\Delta g_i h_l\} = aC_{il} \end{aligned} \quad (12)$$

$$H_{lm} = M\{h_l h_m\} = a^2 C^{lm} + N^{lm}, \quad N^{lm} = M\{n_l n_m\} : n \text{ の自己相関関数}$$

を得る。(12)を(7)の行列表現に入れて

$$\begin{pmatrix} C_{gg} & aC_{gh} \\ aC_{hg} & a^2 C_{hh} + N_{hh} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha \\ \beta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{C_g^0} \\ a\overline{C_h^0} \end{pmatrix}$$

と書ける。 aC_{gh} は B_{gh} の要素を aC_{il} で置き換えたもの、 N_{hh} は要素が N^{lm} である行列等、行列の内容は明らかであろう。 $\beta' = a\beta$ と書き換えれば

$$\begin{pmatrix} C_{gg} & C_{gh} \\ C_{hg} & C_{hh} + \frac{1}{a^2} N_{hh} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha \\ \beta' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{C_g^0} \\ \overline{C_h^0} \end{pmatrix} \quad (13)$$

となる。

3. $\overline{C}$ と $\overline{\overline{C}}$

第2節で述べた方法を重力異常のブロック平均値の推定に利用するためには各種の自己または相互相関関数が必要となる。 $\overline{C}$ と $\overline{\overline{C}}$ は次のように、重力異常の自己相関関数 C から求められる (Heiskanen and Moritz, 1967)。今、ブロック Σ の面積を S として、 $\overline{C}$ の定義から

$$\begin{aligned} \overline{C_p^{00}} &= M\{\overline{\Delta g^0} \Delta g_p^0\} = M\left\{\frac{1}{S} \iint_{\Sigma} \Delta g^0(X) d\sigma \Delta g^0(X_p)\right\} \\ &= \frac{1}{S} \iint_{\Sigma} M\{\Delta g^0(X) \Delta g^0(X_p)\} d\sigma = \frac{1}{S} \iint_{\Sigma} C^{00}(X, X_p) d\sigma \end{aligned} \quad (14)$$

となる。 $C^{00}(X, X_p)$ は、ブロック Σ 内の面積素 $d\sigma$ の位置 (X) と点 $P(X_p)$ との間の、真の重力異常値の相関関数であり、距離 $|X - X_p|$ のみの関数である（最近の研究では方位の関数でもあった方がよいという結果も得られているようであるが、ここではこの異方性は無視することとする）。実際には真の重力異常は不明であるので、観測値を使って相関関数を計算することになる。そこで、観測値が、

$$\Delta g = \Delta g^0 + u$$

というように、真の値と、重力値とは独立なランダムな誤差 u とから成りたっているとすれば、観測値から得られる重力異常の自己相関関数は

$$C_{ij} = M\{\Delta g_i \Delta g_j\} = M\{\Delta g_i^0 \Delta g_j^0\} + M\{u_i u_j\}$$

$$=C_{ij}^{00}+U_{ij} \quad (15)$$

となり、真の自己相関関数に誤差の自己相関関数が加わった形となる。(15)を使って

$$\begin{aligned} \overline{C_p}^0 &= M\{\overline{\Delta g}^0 \Delta g_p\} = \frac{1}{S} \iint_{\Sigma} M\{\Delta g^0(X)(\Delta g^0(X_p) + u(X_p))\} d\sigma \\ &= \frac{1}{S} \iint_{\Sigma} C^{00}(X, X_p) d\sigma = \frac{1}{S} \iint_{\Sigma} C(X, X_p) d\sigma - \frac{1}{S} \iint_{\Sigma} U(X, X_p) d\sigma \\ &= \overline{C_p} - \overline{U_p} \end{aligned} \quad (16)$$

を得る。同様にして

$$\begin{aligned} \overline{\overline{C}} &= M\left\{\frac{1}{S} \iint_{\Sigma} \Delta g(X) d\sigma - \frac{1}{S} \iint_{\Sigma} \Delta g(X') d\sigma'\right\} = \frac{1}{S^2} \iint_{\Sigma} \iint_{\Sigma} M\{\Delta g(X) \Delta g(X')\} d\sigma d\sigma' \\ &= \frac{1}{S^2} \iint_{\Sigma} \iint_{\Sigma} C(X, X') d\sigma d\sigma' = \frac{1}{S^2} \iint_{\Sigma} \iint_{\Sigma} C^{00}(X, X') d\sigma d\sigma' + \frac{1}{S^2} \iint_{\Sigma} \iint_{\Sigma} U(X, X') d\sigma d\sigma' \\ &= \overline{\overline{C}^{00}} + \overline{\overline{U}} \end{aligned} \quad (17)$$

となる。(5)等の第2節の各式に現れる $\overline{\overline{C}^{00}}$ 、 $\overline{\overline{C}^0}$ は、(16)、(17)のように観測値から得られる自己相関関数 C から求められる $\overline{\overline{C}}$ 、 $\overline{\overline{C}}$ で置き換える($\overline{\overline{C}^0} \rightarrow \overline{\overline{C}} - \overline{\overline{U}}$ 、 $\overline{\overline{C}^{00}} \rightarrow \overline{\overline{C}} - \overline{\overline{U}}$)必要がある。しかし、誤差の自己相関関数を得ることは実際上かなり困難なことであるので、近似として

$$\begin{aligned} U_{ij} &= u^2 & i=j \\ &= 0 & i \neq j \\ \overline{\overline{U}} &= \overline{u^2} & , \quad \overline{\overline{U}} = 0 \end{aligned}$$

等、経験的に与えることも考えられる。

4. ブーゲ異常を介してのフリーエアブロック平均値の推定

まず(4)で高度を重力異常と同一地点のみで与えるとすれば、(13)の C_{gh} 、 C_{hg} 、 C_{hh} はすべて C_{gg} に等しくなり、 $\rho' = 0$ を得ることになる。すなわち、(11)の関係がある場合には地形高度を与える必要はないことになる。重力異常の相関関数が知られている限り、他の不確定な要素を含む情報は持ち込まない方が良いことは明らかであろう。しかし、重力異常の相関関数に不確かさがある場合、比較的变化の小さいブーゲ異常を介して重力値を補間する方が精度が良いこともあると考えられる。

ブーゲ異常を

$$\Delta g'' = \Delta g - th \quad (18)$$

で定義する。 Δg 、 h は(11)と同様、共に平均値が0となるように原点を移動したものとし、 t はブーゲ異常と地形高度との相関を0にする値とする。(18)から、ブーゲ異常と地形高度との相関は

$$M\{\Delta g'' h_i\} = M\{\Delta g_i h_i\} - t M\{h_i h_i\} = B_{ii} - t H_{ii} = 0$$

から

$$t = \frac{B_{ii}}{H_{ii}} \quad (19)$$

また、(11)と逆の関係

$$\Delta g = \frac{1}{a} h + k \quad (20)$$

k : h とは独立な変数

が成立するので, (20)から

$$\begin{aligned} M\{h_i dg_i\} &= \frac{1}{a} M\{h_i h_i\} + M\{h_i k_i\} \\ B_{ii} &= \frac{1}{a} H_{ii} \end{aligned} \quad (21)$$

(19)と(21)から

$$t = \frac{1}{a}$$

となる. よって(18)と(20)から, ブーゲ異常は $dg'' = dg - th = k$ となり変数 k と等しくなる.

ブーゲ異常のブロック平均値を点ブーゲ異常の線型結合

$$\widetilde{dg''} = \sum_{i=1}^N \alpha_i dg_i'' = \sum_{i=1}^N \alpha_i k_i \quad (22)$$

で推定するとする. この推定値と, 真のブロック平均値 $\overline{dg''} = \overline{dg} - t\bar{h} = \bar{k}$ との差の平均 2 乗値

$$\begin{aligned} m_B^2 &= M\{\overline{dg''} - \widetilde{dg''}\}^2 = M\{(\bar{k} - \sum_i \alpha_i k_i)^2\} \\ &= M\{\bar{k}^2\} - 2\sum_i \alpha_i M\{\bar{k} k_i\} + \sum_i \sum_j \alpha_i \alpha_j M\{k_i k_j\} \\ &= \bar{\bar{K}} - 2\sum_i \alpha_i \bar{K}_i + \sum_i \sum_j \alpha_i \alpha_j K_{ij} \end{aligned}$$

を最小にする係数 α を求める.

$$\alpha = \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \vdots \\ \alpha_N \end{pmatrix}, \quad \bar{K} = \begin{pmatrix} \bar{K}_1 \\ \bar{K}_2 \\ \vdots \\ \bar{K}_N \end{pmatrix}, \quad K = \begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & \cdots & K_{1N} \\ K_{21} & K_{22} & \cdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ K_{N1} & \cdots & \cdots & K_{NN} \end{pmatrix}$$

と置けば, α は

$$\alpha = K^{-1} \bar{K}$$

この α を用いたときのブーゲ異常のブロック平均値の推定誤差は

$$m_B^2 = \bar{\bar{K}} - \bar{K}^T K^{-1} \bar{K} \quad (23)$$

である. (22)で与えられるブーゲ異常のブロック平均値から, フリーエア異常のブロック平均値を

$$\widetilde{dg} = \widetilde{dg''} + t\bar{h} \quad (24)$$

によって求めるときの誤差は, $\bar{h}$ が正確に知っている場合には

$$\begin{aligned} m_F^2 &= M\{(\overline{dg} - \widetilde{dg})^2\} = M\{((\overline{dg} - t\bar{h}) - \widetilde{dg''})^2\} = M\{(\overline{dg''} - \widetilde{dg''})^2\} \\ &= m_B^2 \end{aligned} \quad (25)$$

となり, ブーゲ異常の場合の推定誤差に等しい. このときには, この節の始めに得た結果 ($\beta' = 0$, フリーエア異常観測値のみからフリーエアのブロック平均値を求める) の推定誤差

$$m^2 = \bar{\bar{C}} - \bar{C}^T C^{-1} \bar{C} \quad (26)$$

よりも, 一般に小さくなることに変数 k の分布から期待される. しかし, $\bar{h}$ が正確に知れなくて, 何らかの方法で $\bar{h}$ を推定する操作が必要である場合には, フリーエアのブロック平均値の推定は(24)のかわりに

$$\widetilde{dg} = \widetilde{dg''} + t\bar{h}$$

としなければならない. よって推定誤差は

$$m_F^2 = m_B^2 + t^2 m_H^2$$

となり, 地形高度のブロック平均値の推定誤差の分だけ(25)よりも大きくなる. この値は必ずしも(26)より小さ

いとは言えないので、 $\bar{h}$ を与える精度によってブーゲ異常を介するか、フリーエア異常から直接そのブロック平均を求めるかを選択しなければならない。

5. いくつかの特殊例と日本の重力異常場

- (1) ブロック内の1点における測定値からブロック平均値を推定する場合 (Heiskanen and Moritz, 1967, p.280)

この場合

$$\widetilde{\Delta g} = \alpha_1 \Delta g_1$$

から、(10)の特別な場合として

$$\alpha_1 = \frac{\bar{C}_1}{C_{11}} \equiv \frac{\bar{C}_1}{C_0} \quad C_0: \text{重力異常の平均2乗値 (variance)}$$

を得る。推定されたブロック平均値の誤差は

$$m^2 = \bar{C} - \frac{\bar{C}_1^2}{C_0}$$

である。 $\bar{C}$, $\bar{C}_1$ を C_0 で規格化したものを同じく $\bar{\bar{C}}$, $\bar{\bar{C}}_1$ と書くことにすれば

$$\alpha_1 = \bar{\bar{C}}_1, \quad m^2 = C_0(\bar{\bar{C}} - \bar{\bar{C}}_1^2) \quad (27)$$

と書ける。(27)の m^2 は観測点がブロックの中央にある場合最も小さくなり、中央から離れるに従って大きくなる。

- (2) ブロック内の1点の観測値をそのままブロック平均値とする場合 (Heiskanen and Moritz, 1967, p.278)

この場合、 $\widetilde{\Delta g} = \Delta g_1$ となるわけであるから、(5)で $\alpha_1 = 1$, $\beta = 0$ として

$$m^2 = C_0(\bar{\bar{C}} - 2\bar{\bar{C}}_1 + 1) \quad (28)$$

によって誤差が与えられる。測点がブロック内の任意の位置にあるとしたときの平均的な誤差は(28)をブロック内で平均して

$$\bar{m}^2 = C_0(1 - \bar{\bar{C}}) \quad (29)$$

となる。これは、大野 (1976) が日本の一部の重力分布から得た代表誤差に相当する。

ブロック内に n 個の測点があり、ブロック平均値をそれらの単純平均で推定するときには

$$\widetilde{\Delta g} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta g_i$$

であるから、(5)で $\alpha_i = \frac{1}{n}$ ($i=1 \sim n$), $\beta = 0$ として

$$m^2 = \bar{\bar{C}} - 2\frac{1}{n} \sum_i \bar{\bar{C}}_i + \frac{1}{n^2} \sum_i \sum_j C_{ij} \quad (30)$$

と書ける。(30)を測点分布について平均すると

$$\begin{aligned} \frac{1}{S} \iint_S \bar{C}(X_i) d\sigma_i &= \bar{\bar{C}} \\ \frac{1}{S^2} \iint_S \iint_S \sum_i \sum_j C(X_i, X_j) d\sigma_i d\sigma_j &= \frac{1}{S} \iint_S \sum_i \left\{ \frac{1}{S} \iint_S (\sum_j C(X_i, X_j) + C_0) d\sigma_j \right\} d\sigma_i \\ &= \frac{1}{S} \iint_S \sum_i ((n-1)\bar{\bar{C}}_i + C_0) d\sigma_i = n(n-1)\bar{\bar{C}} + nC_0 \end{aligned}$$

を使って

$$\overline{m}^2 = \frac{C_0}{n} (1 - \overline{C})$$

を得る. 推定誤差の2乗は観測値1個の場合の n 分の1になることがわかる.

次に, プーゲ異常の代表誤差を求めてみることにする. プーゲ異常は前節の通り, $dg'' = dg - th = k$ で与えられるので, 代表誤差 $\overline{m_B}^2$ は

$$\begin{aligned} m_B^2 &= M\{\overline{dg}'' - dg_1''\}^2 = M\{(\overline{k} - k_1)\}^2 = K_0(\overline{K} - 2K_1 + 1) \\ \overline{m_B}^2 &= K_0(1 - \overline{K}) \end{aligned} \quad (31)$$

となる. $\overline{K}$, K_1 は $K_0 (= K_{11})$ で規格化してある. 一方, フリーエ異常 $dg = dg'' + th$ の代表誤差 $\overline{m_F}^2$ は

$$\begin{aligned} m_F^2 &= M\{(\overline{dg} - dg_1)\}^2 = M\{(\overline{dg}'' - dg_1'' + t(\overline{h} - h_1))\}^2 \\ \overline{m_F}^2 &= \overline{m_B}^2 + t^2 \overline{m_H}^2 \\ \overline{m_H}^2 &= H_0(1 - \overline{H}) \quad : \text{地形高度の代表誤差} \end{aligned} \quad (32)$$

を得る. すなわち, フリーエ異常の代表誤差は, プーゲ異常の代表誤差よりも地形高度の代表誤差に相当する分だけ大きい.

(3) 日本の陸地部の重力異常場

日本における鉛直線偏差の分布から, 我如古 (Ganeko, 1976) は日本の地域的重力異常の自己相関関数

$$\begin{aligned} C(r) &= C_0 \exp\left(-\frac{r}{D}\right) \\ C_0 &= (53 \text{mgal})^2 \\ D &= 55 \text{km} \end{aligned} \quad (33)$$

を得た. (33)を用いて, 1辺の大きさ B の正方形のブロックについて, 第4節で述べた各種の推定誤差に関する量, $\overline{C}$, $\sqrt{\overline{C} - C_1^2}$, $\sqrt{\overline{C} - 2C_1 + 1}$, $\sqrt{1 - \overline{C}}$ を計算したものを Fig. 2 に示す. C_1 は測点がブロックの中央にある場合の値, すべての量は C_0 で規格化してある. 横軸には D/B をとってある. 大野 (Ono, 1976) の得た代表誤差と(29), (33)から得られる代表誤差との比較を Table 1 に掲げる. Table 1 の第1行目はブロックの1辺の大きさ, 第2行目は(33)による重力異常のブロック平均値の r.m.s. 値 $\sqrt{C_0 \overline{C}}$, 第3行目は代表誤差(29),

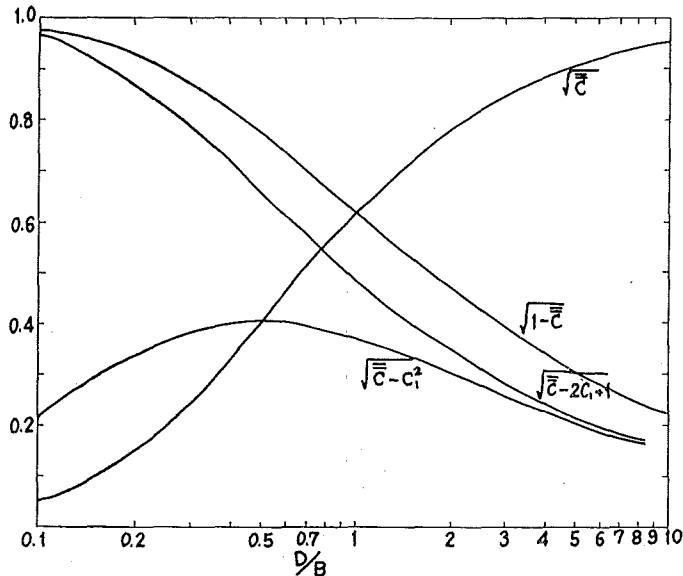


Figure 2 The values relating to various estimation errors of block gravity means (based on covariance function (33))

Table 1 Comparison of representative errors

Block size $B \times B$	$B=1\text{km}$	2	4	8	16	32	48	64	80	96
$\sqrt{C_0 \bar{C}}$	52.8 ^{mGal}	52.5	52.0	51.1	49.2	45.9	42.8	40.1	37.6	35.3
$\sqrt{C_0(1-\bar{C})}$	5.1	7.2	10.1	14.2	19.6	26.6	31.2	34.7	37.4	39.5
Ono $\sqrt{m_F^2}$	1.0	1.3	2.5	8.0	19.2	27.9	31.2	32.9	37.8	39.4
Ono $E_F=4.3\sqrt{B}$	4.3	6.1	8.6	12.2	17.2	24.3	29.8	34.4	38.5	42.1
Ono $\sqrt{m_B^2}$	0.9	1.4	2.6	5.6	9.0	14.5	20.1	25.8		
Ono $E_B=1.12B^{\frac{3}{4}}$	1.1	1.9	3.2	5.3	9.0	15.1	20.4	25.3	30.0	34.3
$\sqrt{H_0(1-\bar{H})}$	37.2 ^m	51.8	71.6	97.8	131.3	170.8	194.0	208.1		

第4行目が大野の代表誤差の結果である。1辺が16km以上のブロックに対する両者の代表誤差は非常に良く一致している。このことから、(33)の相関関数は日本の重力場の様子をかなり良く表わしていると言える。1辺が8km以下の小ブロックに対しては一致は良くない。これは、一つには、(33)の相関関数は原点での1次微係数が0でないことに起因すると考えられる。重力異常を表わす関数 $Ag(x)$ が、 x のいたるところで連続で、有限な微係数を持つことは物理的に妥当な仮定であり、この仮定の下では Ag の自己相関関数の1次微係数は原点で0となる。それゆえ、(33)は非常に短波長の重力異常の様子は表わしていないと言える。これは鉛直線偏差観測の分布密度を考えれば当然のことである。

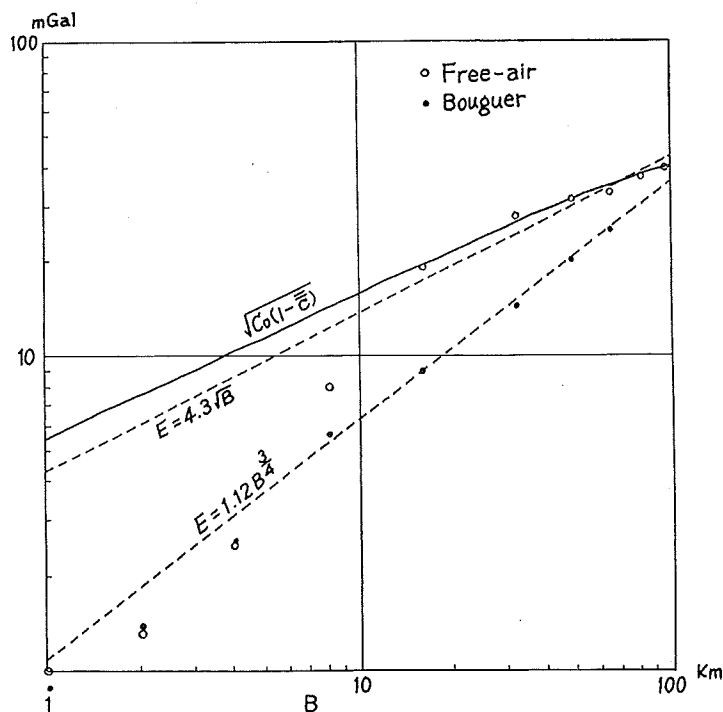


Figure 3 Representative errors by Ono (1976) and those calculated from covariance function (33)

さらに、大野は代表誤差を近似する実験式を得ており、フリーエア異常に対するもの $E_F = 4.3 \sqrt{B} (B: \text{km})$ mGal で見積られる代表誤差を Table 1 の 5 行目に、ブーゲ異常に対するもの $E_B = 1.12 B^{\frac{3}{4}}$ mGal で見積られるブーゲ異常の代表誤差を第 7 行目に掲げてある。第 6 行目は大野の得た実際のブーゲ異常の代表誤差である。

(32)によれば、フリーエア異常とブーゲ異常の代表誤差の差は、地形高度の代表誤差に相当すると考えられるので、地形高度の代表誤差を

$$E_H^2 = \frac{1}{t^2} (E_F^2 - E_B^2)$$

$$t = 0.112 \text{ mGal/m} \quad (\rho = 2.67)$$

で計算したものを Table 1 の最後の行に示した。これを実際の地形データから得る数値と比較してみることは興味深い問題である。Table 1 を図示したものが Fig. 3 である。1 辺 10km 以下のブロックに対する代表誤差が実際と理論値で大きくくいちがっている様子が注目される。

6. ブロック内に観測データがないときのブロック平均値の推定

(4) はブロック内に観測データがないときにも共通に利用できるわけであるが、この場合当然誤差も大きくなる。平均値が未知であるブロックの周辺で、ブロック平均値が知られている場合にはこれらのブロック平均値を利用して未知のブロック平均値を推定できる。すなわち、点 P を中心とするブロックの重力異常平均値を(4)と同様な、既知の重力異常ブロック平均値と地形高度のブロック平均値の線型結合で推定することを考える。

$$\widetilde{\Delta g_P} = \sum_{i=1}^N \alpha_i \overline{\Delta g_i} + \sum_{l=1}^N \beta_l \overline{h_l} \quad (34)$$

第 2 節と全く同様な形式でブロック平均値の推定値の平均 2 乗誤差が書け、

$$\begin{aligned} m^2 &= M[(\overline{\Delta g_P} - \widetilde{\Delta g_P})^2] \\ &= \overline{\overline{\Delta g_P}} - 2 \sum_i \alpha_i \overline{\overline{\Delta g_i}} - 2 \sum_l \beta_l \overline{\overline{h_l}} + 2 \sum_i \sum_l \alpha_i \beta_l \overline{\overline{h_l}} \\ &\quad + \sum_i \sum_j \alpha_i \alpha_j \overline{\overline{\Delta g_i \Delta g_j}} + \sum_l \sum_m \beta_l \beta_m \overline{\overline{h_l h_m}} \end{aligned} \quad (35)$$

を得る。ここで $\overline{\overline{\Delta g}}$, $\overline{\overline{h}}$ はそれぞれ重力異常のブロック平均値、地形高度のブロック平均値の自己相関関数、 $\overline{\overline{B}}$ は重力異常ブロック平均値と地形高度ブロック平均値との相互相関関数である。(35)を最小にする α , β は

$$\begin{pmatrix} \overline{\overline{\Delta g}} & \overline{\overline{B}}_{gh} \\ \overline{\overline{B}}_{hg} & \overline{\overline{h}}_{hh} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha \\ \beta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{\overline{\Delta g}} \\ \overline{\overline{B}}_{pg} \end{pmatrix} \quad (36)$$

で与えられる。(36)中の行列の内容は第 2 節の行列の構成法から明らかであろう。再び(11)を仮定すると

$$\begin{aligned} \overline{\overline{B}}_{il} &= a \overline{\overline{C}}_i^l \\ \overline{\overline{h}}_{lm} &= a^2 \overline{\overline{C}}_l^m + \overline{\overline{N}}_{lm} \end{aligned} \quad (37)$$

を得るので、(36)は

$$\begin{pmatrix} \overline{\overline{\Delta g}} & \overline{\overline{C}}_{gh} \\ \overline{\overline{B}}_{hg} & \overline{\overline{C}}_{hh} + \frac{1}{a^2} \overline{\overline{N}}_{hh} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha \\ \beta' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{\overline{\Delta g}} \\ \overline{\overline{C}}_{pg} \end{pmatrix}$$

$$\begin{matrix} \text{III} & & \text{III} \\ \overline{\overline{A}} & & \overline{\overline{X}} \end{matrix} \quad \begin{matrix} \text{III} \\ \overline{\overline{R}} \end{matrix}$$

と書け、 $\mathbf{X} = \bar{\mathbf{A}}^{-1} \bar{\mathbf{R}}$. この $\mathbf{X}$ を用いたときのブロック平均値の平均 2 乗誤差は

$$m^2 = \bar{\mathbf{C}}_{pp} - \bar{\mathbf{R}}^T \bar{\mathbf{A}}^{-1} \bar{\mathbf{R}}$$

である. ブロック平均値の自己相関関数は

$$\begin{aligned} \bar{C}_{ij} &= M \left\{ \frac{1}{S} \iint_{\Sigma_i} dg(X_i) d\sigma_i \frac{1}{S} \iint_{\Sigma_j} dg(X_j) d\sigma_j \right\} \\ &= \frac{1}{S^2} \iint_{\Sigma_i} \iint_{\Sigma_j} C(X_i, X_j) d\sigma_i d\sigma_j \end{aligned} \quad (38)$$

であるから, 重力異常の自己相関関数が知れていれば求められる. (33) を再び用いて (38) を計算してみるとする. Fig. 4 のように並ぶ 1 辺 B の正方形ブロックを考え, 第 0 番目と第 n 番目のブロックの相関は

$$\begin{aligned} \bar{C}_{0n}(nB) &= \frac{1}{B^4} \iint_{\Sigma_0} \iint_{\Sigma_n} C(|X_0 - X_n|) d\sigma_0 d\sigma_n \\ &= \frac{C_0}{B^4} \iint_{\Sigma_0} \iint_{\Sigma_n} \exp(-|X_0 - X_n|/D) d\sigma_0 d\sigma_n \end{aligned} \quad (39)$$

で計算される. (39) を C_0 で規格化し

$$\bar{C}(nB) = \bar{C}\left(nD \frac{B}{D}\right) = \bar{C}(nD \cdot L) = \bar{C}(nLD) = \bar{C}(\bar{X}D)$$

と変数を定義しなおしたものを Table 2 と Fig. 5 に示す. Fig. 5 の曲線上に記されている $n(L)$ という形の記号は, $L (= B/D)$ の値に相当するブロック平均値の相互相関関数上の距離 nB に対する値の位置を示している.

Fig. 5 に見る通り, ブロックの 1 辺の大きさが covariance distance D に比して大きくない ($B \leq D$) なら

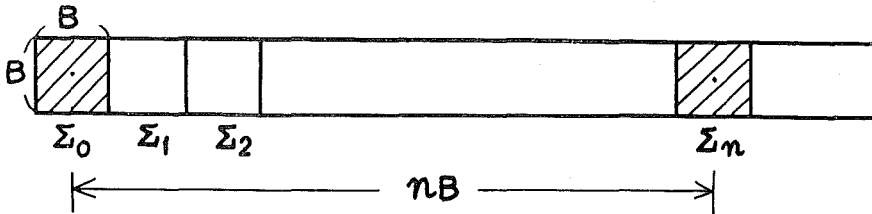


Figure 4 Block array for computation of a block covariance

Table 2 Block covariances

L	$n =$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16
0.5	$\bar{X} =$	0	2	4	6	8	10								
		0.406	0.151	0.023	0.03	0.004	0.001								
1	$\bar{X} =$	0	1	2	3	4	5	6							
		0.619	0.363	0.140	0.052	0.019	0.007	0.003							
2	$\bar{X} =$	0	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5			
		0.781	0.592	0.368	0.225	0.137	0.081	0.051	0.031	0.018	0.011	0.007			
4	$\bar{X} =$	0	0.25	0.5	0.75	1	1.25	1.5	1.75	2	2.25	2.5	3	3.5	4
		0.882	0.766	0.603	0.472	0.368	0.287	0.224	0.174	0.136	0.106	0.082	0.050	0.030	0.018

ば、距離 $r \geq B$ に対するブロック自己相関関数の形は点自己相関関数(33)とほぼ同じと見ても良い。結局

$$\bar{\bar{C}}(r) = C_0 \exp\left(-\frac{r}{D}\right) \quad r \geq B, B \leq D \quad (40)$$

である。 $\bar{\bar{C}}(r)$ は $r < B$ では、(40)の形から離れてゆき、原点 $r=0$ においてブロック平均値の平均2乗値 $\bar{\bar{C}}$ になる。これで、日本の陸部においては(40)を用いることにより重力異常のブロック平均値を推定できる。ここで注意する必要があるのは、(33)が通常の重力異常から global な重力異常 (SAO-SE3 (18×18) で与えられている地球重力ポテンシャルの展開係数で計算される重力異常) を引き去った残りの重力異常に対するものであること、従って、(33)から導かれる各式は重力異常のブロック平均値を計算する際、residual anomaly のブロック平均値を求めるという形で用いなければならない。また、residual anomaly の平均値を0にするために、重力異常の原点を移動することも必要となろう。

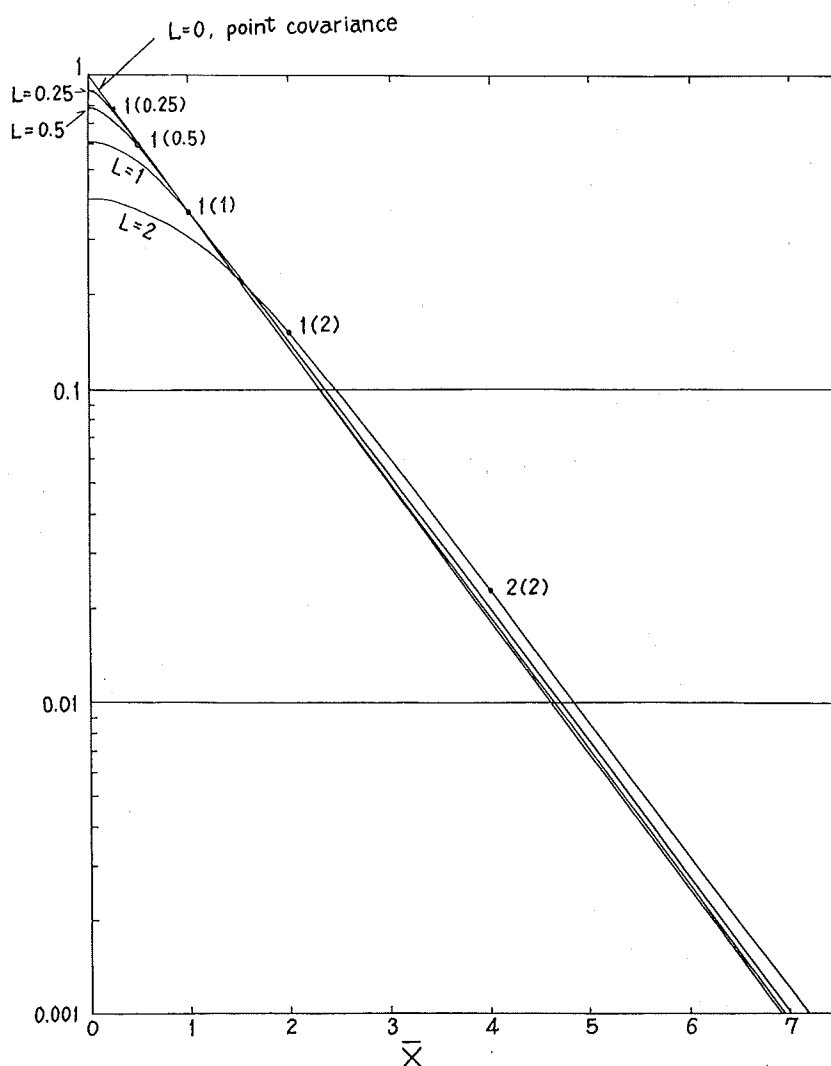


Figure 5 Block covariances for various conditions

7. 海洋における重力異常ブロック平均値の推定

海洋地域における重力異常の相関関数を求めた例は少ない。Gaposchkin et al. (1973) は $1^\circ \times 1^\circ$ ブロック平均値を使って block covariance を得ている。その結果によれば、陸地部と海洋部では相関関数の形が異なっているように見える。ブロック平均値を計算する方法としては前節までに述べた方法がそのまま海洋部においても利用できるが、ただ、陸地部における地形高度と重力異常の関係(11)はそのままでは利用できない。(11)で h のかわりに水深 d を用いて、観測点直下の水深と重力異常の関係を

$$d = a' \Delta g + (b') + n' \quad (41)$$

として利用できないとも言えないが、この関係の妥当性はまだ良く確かめられていない。そして、重力の観測面と海底が離れていることから、観測点直下ばかりでなくその周囲の水深も重力異常にかなり影響するであろう。最近の水深と重力との関係に関する研究 (McKenzie and Bowin, 1976) によれば、重力値を周囲の水深から 10 ~ 20 mGal の精度で推定できることが大西洋におけるデータから見出されている。すなわち、測線上の点 S における重力値は、その測線上に等間隔で分布した水深データから

$$\Delta g_s = \sum_{l=-m}^m f_l d_{s+l} + \varepsilon_s \quad (42)$$

によって推定される。 ε_s は水深とは独立な変数である。 f_l は海域または測線によってばらつきがあるが、ほぼ Fig. 6 (McKenzie and Bowin による) のような形をした関数である。 f は原点 (S 点) を中心としてほぼ対称な形を示し、原点ではっきりとしたピークを持っている。このことから、粗い近似としては(41)が利用できるであろう。(42)は 1 次元の関係であるが、2 次元としても同様な関係は認められるであろう。

(42)とは逆の関係

$$d_s = \sum_{l=-m}^m f'_l \Delta g_{s+l} + n_s \quad (43)$$

も成立すると考えられるので、 f' を距離のみの関数 (Δg と d の統計的異方性はないとする) として、(43)を2

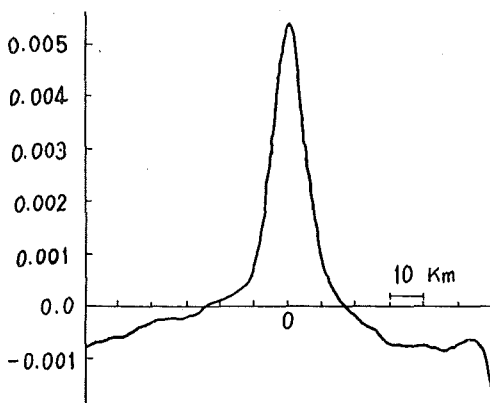


Figure 6 Conversion function of bathymetry to gravity (after McKenzie and Bowin, 1976)

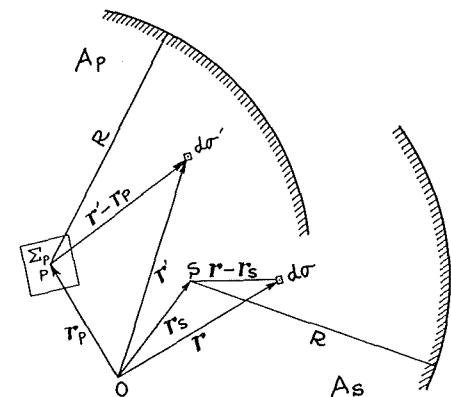


Figure 7

次元の積分の形

$$d(r_s) = \iint_{A_s} f'(|r-r_s|) \Delta g(r) d\sigma + n_s \quad (44)$$

で表わすこととする。\$A_s\$ は \$S\$ 点を中心とする半径 \$R\$ の領域である (Fig. 7 参照)。このとき重力異常と水深との相互相関は

$$B_{ps} \equiv B(r_p, r_s) = M \{ \Delta g(r_p) d(r_s) \} = \iint_{A_s} f'(|r-r_s|) C(r_p, r) d\sigma \quad (45)$$

と書け、重力異常の自己相関関数と結びつけられる。水深の自己相関関数もまた

$$D_{ps} \equiv D(r_p, r_s) = M \{ d(r_p) d(r_s) \} = \iint_{A_s} \iint_{A_p} f'(|r-r_s|) f'(|r'-r_p|) C(r, r') d\sigma d\sigma' + N_{ps} \quad (46)$$

と書ける。重力異常のブロック平均値と水深の相互相関関数も

$$\bar{B}_{ps} = M \{ \bar{\Delta g}_p d_s \} = \iint_{A_s} f'(|r-r_s|) M \{ \bar{\Delta g}_p \Delta g \} d\sigma = \iint_{A_s} f'(|r-r_s|) \bar{C}_p(r) d\sigma \quad (47)$$

である。(45), (46), (47)を第2節の相当する相関関数として用いることにより、海洋地域における重力異常のブロック平均値が推定できる。大洋では重力の観測密度が小さいことから、水深と重力値の関係をj知することは、重力異常のブロック平均値を計算するうえで大きな助けとなることは明らかである。

海洋地域では第6節の方法も重要となる。(44)から点\$S\$を中心とするブロック \$\Sigma_s\$ での水深の平均値は

$$\bar{d}_s = \iint_{A_s} F'_s(r) \Delta g(r) d\sigma + \bar{n}_s$$

$$F'_s(r) = \frac{1}{S} \iint_{\Sigma_s} f'(|r-r_s|) d\sigma_s$$

と書けるので、

$$\bar{\bar{B}}_{ps} = M \{ \bar{\Delta g}_p \bar{d}_s \} = \iint_{A_s} F'_s(r) \bar{C}_p(r) d\sigma$$

$$\bar{\bar{D}}_{ps} = \iint_{A_s} \iint_{A_p} F'_s(r) F'_p(r') C(r, r') d\sigma d\sigma' + \bar{\bar{N}}_{ps}$$

を(37)の代りに用いれば良いことになる。

8. おわりに

1975年に打ち上げられた Geos-C に搭載された高度計 (altimeter) によって、特に海面の形は相対的に 1 m 以内の精度で測定されつつあり、ジオイドと海面の topography との分離も現実の問題となっている。地表重力値を用いた高精度のジオイドの計算には、高精度の重力異常ブロック平均値が必要とされる。日本の陸地およびその周辺の海域における重力データの集積も進んでおり、日本周辺のジオイドを計算するためには、早急に信頼のおける重力異常ブロック平均値が望まれる。重力ジオイドの計算方法は、非常に細かい議論は別にして、ほぼ確立されたと言って良く、筆者によってもフリーエ異常図から読み取ったブロック平均値を使って、試験的に日本周辺のジオイド図が作成されている。フリーエ異常図から読み取ったブロック平均値は、その誤差の評価がむずかしく、それから計算されるジオイドの精度の評価も容易でない。従って、実際の重力測定値や水深データを基にして、ここで述べたような方法などでブロック平均値を得る方が後々の数学的取扱いに有利と考えられる。また、重力データの追加に即応してブロック平均値を計算しなおすことも容易である。

最小2乗推定法は統計的手法を基にしているため、重力異常や地形の統計的性質の安定性が悪いときには、この方法は適当と言えないが、日本の陸地部における結果 (Ganeko, 1976) および第5節に見られる通り、かなり統計的安定性も認められ、ここで述べた方法は十分実用化できると考えられる。

最小2乗推定法でフリーエア異常のブロック平均値 (または点異常値の補間) を計算する際には、地形のブロック平均値が精度良く与えられない限り、ブーゲ異常を介するメリットは少なく、むしろ、重力測定値がない場所で地形を活用することを考えることが効果的であろう。特に海洋地域では水深データの利用が望まれるが、このためには、まず水深と重力異常の関係を得なければならない。いずれにしても、重力値および地形・水深データファイルの早急な完成が望まれる。

参 考 文 献

- Ganeko, Y., 1976: "Astrogeodetic geoid of Japan", *Spec. Rep.* 372, Smithsonian Astrophys. Observ., Cambridge, Mass., pp. 34
- Gaposchkin, E.M. (Ed.), 1973: "1973 Smithsonian Standard Earth (3)", *Spec. Rep.* 353, Smithsonian Astrophys. Observ., Cambridge, Mass., pp. 388
- Heiskanen, W. and H. Moritz, 1967: *Physical Geodesy*, W. H. Freeman, San Francisco, Calif.
- McKenzie, D. and C. Bowin, 1976: "The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean", *J. Geophys. Res.*, 81, 1903
- 大野重保, 1976: "重力鉛直線偏差の精度と天文重力水準測量", 測地学会誌, 第22巻, p. 210
- Rapp, R.H. and R. Rummel, 1975: "Methods for the computation of detailed geoids and their accuracy", *Reps.* 233, *Dep. Geod. Sci.*, Ohio State Univ. Res. Found., Ohio State Univ., Columbus, pp. 36
- Rikitake, T., H. Tajima, S. Izutuya, Y. Hagiwara, K. Kawada and Y. Sasai, 1965: "Gravimetric and Geomagnetic Studies of Onikobe area", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 241
- Yokoyama, I. and H. Tajima, 1957: "A gravity survey in Volcano Mihara, Ooshima Island by means of a Worden gravimeter", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 23

重力データの基本ファイルについての考察

徳弘 敦*

A FEW COMMENTS ON THE BASIC DATA FILE OF THE MARINE GRAVITY

Atusi Tokuhiro*

Received 1977 October 12

Abstract

Since the opening the marine gravity measurment in the Hydrographic Department, the acquired data have been accumulated to tens of thousands. The tendensy of such data accumulation was accelerated when the new T.S.S.G. with a minicomputer designed for on-line real time data processing was installed aboard the *Shoyo* in 1972 and the *Meiyo* in 1974. The problems with which we are concerned for the huge data stock today are stated on the three subjects, 1) the data format basically works for the data exchange, and new techniques to retrieve the needed data out of the data stock must be developed for the data users, 2) the data sequence in the data files has a significant meaning from a view-point of data user, 3) COBOL must be useful in the scientific data handling.

Finally, as an example, mesh area data file drew from the on board data files are proposed as a basic data file from which user's file can be compiled.

1. まえがき

昭和42年の水路部観測報告「天文測地編」に当部による最初の海上重力測定の結果として報告された測点数は253点であったが昭和52年の同報告ではその数が9,256点に増大した。昭和52年度までの測得総数は報告されたものだけでも約5万点に及んでいる。このデータの大部分は水路部が昭和42年に開始して51年に終了した大陸棚の海の基本図のための測量によって取得したものであって、これに続く計画として考えられている大洋の海の基本図のための測量が実施されれば毎年1万点以上の割合で更に十年以上にわたってデータの蓄積が続くことになるであろう。このほか日本周辺海域での重力測定としては東京大学海洋研究所や通産省地質調査所でも実施されている。海上重力値の測定精度も着実に向上しており、海上重力測定を開始した当時では10ミリガルの精度を保つことも容易ではなかったが、現在では1ミリガルの測定精度の水準に達してきた。本来この程度の精度では海上の重力値そのものは時間的に不変であるが、古い観測海域をより向上した精度で再測する意義は十分にある。データは単に蓄積すればよいものではなく、膨大なデータがいかに良く管理されているかによってその価値が決定

* 海洋研究室 Marine Research Laboratory

づけられる。そのことは観測データの処理を電子計算機によって実施する場合決定的なものとなる。

2. 海上重力の場合

水路部で実施している海上重力測定業務はその発足当初から電子計算機の使用が前提となっていたから、現在のように小型で高性能の電子計算機が手軽に利用できなかった初期の数年間、航海後の素データの一括処理に要する手間と時間が大きな負担であった。今から十年前の時点で、一観測業務の遂行に電子計算機の利用を前提としたことによって、その後に起こるであろう諸問題を的確に見通すことは無理なことであったが、今から振り返ってわれわれは三つの大きな課題を抱えていたということができる。

一つは重力測定の効率的運用とデータ品質の向上のために電子計算機はいかに貢献し得るかということ、二つは観測の自動化をどういう形で具体化できるか、三番目として蓄積される一方のデータをデータの供給者としてデータの利用者にどのようにサービスすべきかということ、の三点である。1および2の課題は本稿の主題から外れるが第3の課題との関連を追って概括しておく。1について水路部で用いている海上重力計 T.S.S.G. (Tokyo Surface Ship Gravimeter)の大きな特徴は、センサー部は垂直加速度に感応する振子であり、その振動周波数を重力値へ変換し、重力値を適当な方式で出力するまでのかなり面倒な計算を含む一切のデータ処理を電子計算機のソフトウェアに任せていることである。ハードウェアとしての T.S.S.G. だけでは重力測定の装置として機能し得ないということは、測深機やプロント磁力計などと比べても大きな相違であった。海上重力測定業務を開始した後に、データの品質にかかわるような重要な改良や開発が、すべてソフトウェアだけの負担で処理されてきたということは特筆すべきことである。2についてはいわゆるミニ・コンピュータの出現が課題解決の突破口となった。この段階に至ってデータの扱い方が個々のデータとしてより、一航海分のデータのようなデータ・ファイルとして扱う考え方が定着し始めた。つまり、データをカード、紙テープ、磁気テープ等のどの記録媒体に乗せるのか、データをどのように出力させるか、測位データや測深データとの結合は実時間処理かそれともそれぞれのファイルを介しての結合か、一連の作業のどの部分は人手で処理されなければならないか、といった観点から全体的なデータ処理の流れの合理性が検討された。現在稼働中の T.S.S.G. はミニ・コンピュータを装備して、データの処理ならびに測定の進行を自動的に制御し、船上での出力はさん孔紙テープの上にエトベス補正を含まない測定されたままの重力値として得られる。

3番目の、蓄積される一方のデータ管理をどのような考え方で具体化させて行くかを考察するのが本稿の主題である。問題点は次のように整理される。

(1) データの時間的、空間的分布にはそれぞれ個々の意味がある。従ってこれらについて適当な順序づけがなされていることがデータ利用上の不可欠の条件である。しかし例えば時間的順序に並べたものが緯度の順序には並べないように一意的な順序づけは不可能である。これをどう処理するか？

(2) データをどのように保存するか？ データ処理はほとんど完全に電算化されているから出力すべきデータをカード、磁気テープなどのいずれにとり出すことも雑作のないことである。しかし数万点のデータ量になると単に磁気テープに乗っているということだけでは問題は完全には解決していない。

(3) 成果をどのように利用するか？ 重力異常図は成果利用のための端緒にすぎない。測地データの解析手法についての研究成果は少なくない。利用すべきデータ量の多さがいろいろな解析を試みる上での大きな障害になっている。

3. データ管理上の問題点

蓄積され続けるデータをどの様に管理すべきかについて、主要な問題点を考えてみる。

(1) データの順序づけ

水路部で測得した重力データの大部分は水路部観測報告（天文測地編）に掲げたような書式で磁気テープ・ファイルとして収納されている。一部のカード・ファイルについても近く統一された磁気テープ・ファイルとして編集される計画である。これらのファイルは観測行動単位のサブ・ファイルの集積であり時間順序に編成されているが、地域的にはサブ・ファイルごとに行動海域に限定されている。従ってサブ・ファイル単位で見れば時間順序に並び、位置的には航路に沿った順序で並んでいる。しかしこれらのサブ・ファイルの集合である重力のデータ・ファイル全体でながめると、時間的にも（「昭洋」と「明洋」が同時期に行動することもある）、位置的にも順序づけが乱れてくることは避けられない。従って最も極端で念の入ったデータ検索としては全ファイルを通して内容を見ることになってしまう。この手数はデータの蓄積に比例して増大する。目的によっては若干のデータの拾い落しは容認できる場合もあるだろうが、ある海域での浅所を調べるといった目的では一点のデータの見落としも許されなくなる。

経度、緯度あるいは時刻といったキーデータを指定して、それによってデータを順序づけることを論理的順序と呼ぶならば、磁気テープ上に並んだデータの順序は物理的に固定されているから、物理的順序と呼び分けるのが適当である。もしキーデータを一つ特定すれば、その論理的順序に物理的順序を揃えることは計算機の力を借りれば容易なことである。しかし磁気テープを別のキーデータでながめれば論理的順序づけはでたらめになる。磁気テープは大容量の記憶媒体としては際立って優れたものであるが、データの順序づけには甚だ硬直的である。

データ利用者から見れば、データ量が多ければ多い程順序づけられた秩序に従って処理する能力は重要である。大容量磁気ディスクはこの問題の解決に大きな役割を果たした。書物を例にとると検索のため一巻の本の最初のページから最後のページまで全部調べあげるのではなく、索引によって必要なページを知り、そのページの中だけを調べればよいという様な使い方ができる。現在水路部で使用している NEAC 2200/500 の磁気ディスクの容量は1台当たり約 8×10^6 字（水路要報の約4,300ページ分）であるが、近い将来更新されるであろう新機種では更に十倍位い容量が増大することが計画されている。この飛躍は従来に増して電子計算機の利用形態がデータ・ファイル主導形に変わりつつあることを物語っている。

(2) 記録の書式

データに対してどのような処理を行うのかということを記述する文書様式については項目を改めて述べるが、ここではデータをカードや磁気テープ上に書き並べたり、プリンターで処理結果を出力したりする場合の、1件分データ内における各項目の並べ方や、数字のけたの割当てについての仕様としての書式を取りあげる。

重力データであれば1件分のデータとは少なくとも日付、時刻、位置、水深、重力の値がセットになったものである。FORTRAN を用いてプログラムを記述する場合、このような1件分のデータの書式は FORMAT 文で与えられる。計算機はこの FORMAT 文を参照しながら、例えばカード上の重力値として与えられた数字を正しく抽出して、重力値として計算処理が進められる。従ってデータ・カード（あるいは磁気テープ）にとって大切なことは、データの並び方やけた数が FORMAT 文で規定するところと一致することであり、そのような事情は COBOL を用いても同じである。ここではこのことを“データはプログラムに従属する”と

言っておく。

データ量が増すに従って書式の不統一はデータ利用の障害となる。現実には重力に限って見ても世界中の各機関で保有するデータ量は膨大なものであり、国際的に標準化された書式はまだ出来上がっていない。もちろん書式の統一の努力はなされるべきであるが、当面の対応策として各データ・ファイルに書式を明示しておくことによって、書式が異なっていることがデータ処理上の大きな障害にはならないというのが最近の考え方のようである。

書式はデータ交換については不可欠のものとして今後も生き残るであろう。しかしデータ利用の立場から見れば、書式を介して一件一件の記録の中から必要な項目を探し出して行くという様な方法でなく、必要なデータの準備はデータ・ユーザーのプログラムから離れて、データを提供側のサービスとして工夫される必要がある。

(3) 電子計算機用語

FORTTRAN を技術用、COBOL を事務用と区別するのは正確でない。前者は計算式記述向きであり、後者は大量のデータ・ファイル処理向きというような特徴で使い分けられている。測地や地球物理のような大量のデータに依存する分野では COBOL の特徴がもっと活用されるべきである。実際、これらの計算ではそれに必要なデータを準備する段取りや手続きに要する手間がプログラム作成の中での主要な部分を占める。

FORTTRAN でも COBOL でもデータがプログラムに従属する点において本質的な違いはないが、後者ではデータをファイルの単位で処理しようという考え方が進んでいる。データ管理の思想は FORTRAN から全く感じられないが COBOL にはそれが認められる。

今一つ電子計算機用語に関して大切なことは、これが計算機に対してプログラムであると同時に、処理されるべき仕事内容の仕様の文書化の役目を果していることである。データが管理されるだけでなくデータがどのように利用されているかの現状は握のしやすさも同時に重要である。文書化は業務内容の厳密な記述であるとともに、読みやすさが要求される COBOL にはそのような配慮がなされている。PL/I のような新しい言語も使われ始めているが、ここでは単に FORTRAN と COBOL の比較で述べた。言語はプログラマーの選択に任されるものではなく業務の内容と進め方から選ばれるべきものであろう。

4. データ管理の進め方

海上重力観測成果が大陸棚海の基本図の中の「重力異常図」として刊行されている以外に、水路部 観測報告「天文測地編」によって全データが数値記録として公にされているのは、将来における様々なデータ利用の可能性を予想しているからである。データの持つ潜在的価値はデータ解析技術、他のデータとの組合せの相乗効果として現われてくるものであり、データの蓄積そのことにデータ収集業務の意義がひそんでいる。重力異常図は一つの成果であるが、電子計算機の利用が前提となっている現在のデータ利用者から見れば、機械可読 (machine readable) なデータは不可欠なものである。カードや磁気テープを用い、しかも利用者の都合に合わせた内容や書式で提供できるようにするのがデータ・サービスの目標である。

以下における説明の都合上各種ファイルに名前をつけておく。先ず観測航海の単位で作られるサブ・ファイルを観測別ファイル、これらを用いてメッシュ化された海域に分類し直したファイルをメッシュ化ファイル、データ・ユーザーのために用意されるファイルをユーザー向けファイルと呼び分けることにする。

(1) 航海別ファイルからメッシュ化ファイルへ

重力データは水深などと同じように点で分布している。この点の密度は一般的には大陸棚上でほぼ一様でそ

れより深海底に向かって急激に点の数が少なくなる。一方データを使う場合には海域を指定してその中のデータを全部抽出するとか、あるいはその海域での平均、最大値、最小値等を知りたいというのが通常の利用のしかたである。このような観点から、航海別ファイルは海域を経度、緯度の適当な間隔で規則正しく区分したメッシュに分類し直しておくのがよい。メッシュは東西および南北の二次元の広がりを持つがこれに一連の番号を付ける方法は、例えば Marsden Square No. と呼ばれる方法等で実用的に使われている。このような番号をここではメッシュの参照番号と呼ぶことにする。このメッシュはデータ・ファイル上のデータ集団に対応することになるが、このデータ集団を格納すべき領域をページと呼んでおく。そこでこのページ No. を参照番号に合わせておけばメッシュを指定すれば直ちに必要ページが開かれるという様な使い方が可能になる（このページ No. が書物のページのように自然数として並ぶことは電子計算機にとって重要ではない）。メッシュの切り方は点の密度に応じて細分することも可能である。しかも細分化の細かさは参照番号を見ただけで分かるようにできる。ページ内での順序づけは先着順に並べられて、あるキーデータに基づく論理的順序に並べる必要はないであろう。ページ内の余白は新しいデータを受け入れるために必要である。ページが一ぱいになった時には新しいページを挿入することもできる。ただしこのようなメッシュ化データ・ファイルは磁気ディスク上でないと働かない。メッシュを余り細かく分けるのはデータ管理上望ましくない。従ってファイル上のメッシュを更に細分化した小区域にデータを分類しそこでの平均値を求めるというような場合にはユーザ・プログラムの負担となる。

(2) メッシュ化ファイルからユーザー向けファイルへ

ユーザーが要求するファイルは多様である。メッシュ化ファイルをそのままユーザー向けファイルとして使うことは不可能ではない。しかしメッシュ化ファイルは膨大なものであり一つ一つのデータごとに検索するのは効率的ではない。計算に着手する前に自分に都合のよいユーザー向けファイルを用意するのが標準的な使い方になるはずである。そしてこの段階では COBOL を使うことになる。例えば日本周辺海域を経度、緯度の 30' ごとのメッシュに区分し、そこでの重力異常値あるいは水深の平均値を与えるようなユーザー向けファイルを作成するのがこの段階である。こうして作られたユーザー向けファイルは FORTRAN で処理できる。

5. むすび

最近の電子計算機利用の新しい動向として「オンライン処理を前提とした分散化処理」が目立ちはじめた。オンライン処理は言うまでもなくデータ通信の利用を前提としたものであり、ミニ・コンピュータの出現は観測システムの末端に位置するセンサーからのデータの入力、ならびに現場において必要なデータ処理の分散化に役割を果たした。この様な進め方はデータの生産量を飛躍的に増大させる反面、手作業を主力とした従来からの作業方式とは極めて整合性の悪いものとなってくる。

「オンライン処理を前提とした分散処理形態」では分散処理という言葉と裏腹に、データ・ファイルを核とした中央集中管理の考え方が前提となっている。このような核となるべきデータ・ファイルを基本ファイルと呼ぶならば、先に例示したメッシュ化ファイルはこの基本ファイルの考え方に近いものである。基本ファイルはデータの流通、処理という角度から見た水路業務の一つのモデルであり、業務の実態が忠実に反映されるべきものである。

基本ファイルは重力データ収集作業と重力異常図の作成作業を形式的にも実質的にも分離する。測量船の行動は「海の基本図」の刊行計画と直接的に結びつかず、水路業務に必要な基本ファイルの整備が行動の目的となる。

水路業務の成果として作られる図誌は観測行動と一対一に結びつく必要はなく、利用者の要望により、あるいは新しい解析技術の開発により生産されることになるであろう。

地形補正をていねいにほどしたブーゲー異常図，あるいは地殻均衡重力異常図のような成果は，今述べたような基本ファイルの整備を前提としなければ手がつけられないようなデータ依存性の高い作業であり，蓄積されたデータにはこのような密度の濃い計算を可能にするような潜在的価値がひそんでいる。

二百海里測地線の計算精度

進士 晃*

CALCULATION ACCURACY OF THE 200-MILE GEODESICS

Akira M. Sinzi*

Received 1977 October 12

Abstract

With the enforcement of the *Law on Provisional Measures relating to the Fishery Zone* on 1 July 1977, Hydrographic Department has been charged to prepare charts showing the outer boundary of the zone, which, in general, extends 200 miles (370.4km) from the coast of Japan, or to the median line with neighbouring country for the part of the 200-mile boundary lying beyond the median line. For this work, it was decided to employ Schreiber's method to calculate the positions of terminals of the 200-mile geodesics, because the method had been widely used in geodetic surveying on land and had been rewritten in a concise scheme by K. Harada. Although the accuracy of Schreiber's method, which is substantially to be applied for short length, decreases rapidly for longer length, the method may be regarded as applicable to the calculation of the 200-mile geodesics, because of the inferior accuracies of position fixing methods at sea comparing with those on land. Calculation was made at Astronomical Division of the department using the programme prepared by A. Senda of the division. He further calculated reversely the geodesic lengths by applying Gauss' median latitude method and obtained them to be 370.4000 km exactly in all cases for latitudes between $+20^{\circ}$ and 50° .

In the present paper, the accuracy of the Schreiber's method is evaluated through (a) investigation of error sources in the Schreiber, and (b) comparison of the calculation data concretely with those by two other methods which are based on entirely different principles with each other; they are Legendre's method for short distance and Helmert's method for long distance. It is remarked that the principle of the Legendre's method is quite simple without any assumption or approximation which may cause ambiguous calculation errors, although the methods has a defect of slow convergence which becomes serious for longer distance and higher latitude.

Main error sources of the Schreiber's method are (i) approximation by the spherical excess to calculate the Soldner's coordinates of the geodesic terminal, and (ii) omission of higher terms in applying the Legendre's expansions. Formulae for calculating the Soldner's coordinates on the spheroidal surface are presented (eqs. (16), (17), (18)), together with

* 水路部 Hydrographic Department.

formulae for estimating the Schreiber's error due to the spherical excess approximation, (eqs. (19), (20)). Correction formulae for the omitted higher terms are also derived (eqs. (21), (22), (23)) by making use of Tables 1 and 2. Then, the error of the Schreiber's method are estimated for the 200-mile geodesics (Figs. 2 and 3).

Maclaulin expansions [eqs. (8) to (13)] in the Legendre's method are extended to the 6th order completely and down to terms of h^2 in the 7th order both for latitude and longitude. (Symbols in the text are those commonly used in geodesy, except for the 2nd eccentricity for which, instead of e' , h is used in order to avoid confusion with e .) They are presented in Table 1, in which terms are arranged by functions of latitude φ , rather than by those of azimuth α as adopted in the textbook of Jordan-Eggert-Kneissl (e.g. 10th ed., 1959, abbreviated JEK), so that the character of the Legendre's method can be perceived clearer. Individual contributions of the respective terms in Table 1 to the evaluation of latitude and longitude of the geodesic terminal are illustrated by example in Table 2. The Helmert's formulae have been modified slightly for convenience of practical use.

Programmes of the Legendre's and the Helmert's methods were prepared by Y. Harada of Astronomical Division. In his programme of the Schreiber, Senda replaced the calculation scheme of the Soldner's coordinates by eqs. (16), (17), (18) and added the corrections given by eqs. (21), (22), (23). Thereupon Harada made calculation of the First Problem by the methods of Legendre, Schreiber, modified Schreiber and Helmert. At first the Standard Examples in JEK were tested to obtain reasonable results. Positions of terminals of the 200-mile geodesics have been calculated for the initial latitudes between $+10^\circ$ and 70° . Discrepancies among the calculation results are partly presented in Table 3. The Legendre and the Helmert agree well with each other except for higher latitudes. Whence discrepancies between the Schreiber and the Legendre agree well with those between the Schreiber and the Helmert except for higher latitudes. In Fig. 4 the former discrepancies are shown. The estimation method of the Schreiber's error through eqs. (19), (20), (21), (22), (23) is verified by the fact that the sums of the error in Figs. 2 and 3 are very close to the errors shown in Fig. 4. Even at $\varphi = +50^\circ$ the error in position by the Schreiber does not exceeds ± 20 cm. Since Japan lies between the latitudes of $+20^\circ 6'$ at Oki-no-Tori Sima (Parece Vela, Douglas Reef) and $+46^\circ 6'$ at the northern extreme of Etorohu Sima, the Schreiber's method can be safely applicable to the calculation of the 200-mile boundary with too much accuracy for practical use in Japan.

Contents

Section 1. Introduction.

2. Calculation schema.

- (1) Symbols,
- (2) Legendre's method,
- (3) Schreiber's method,
- (4) Helmert's method.

3. Comparison of calculation data.

- (1) Standard examples in JEK,
- (2) Boundary of the 200-mile zone.

Annex 1. Differential operation of $\frac{d^n \varphi}{ds^n}$ and $\frac{d^n \lambda}{ds^n}$

2. Relations between geodesic and loxodrome for 200 miles.
3. Median line on chart sheet disregarding the scale.

1. 序

地球上の任意の2点について、第1点の緯度・経度およびそこから第2点を見る方位、さらに2点間の距離を与えて、第2点の緯度・経度およびそこから第1点を見る方位を求めることを、測地学の第一課題と言い、両点の緯度・経度を与えて、2点間の距離および相互の方位を求めることを、測地学の第二課題という。この両課題の解法については、ルジャンドル・ベッセル以来、多くの数学者・測地学者によって詳しく追求されており、これらはヨルダン・エッゲルトの教科書「測量術教程」に解説・紹介されている。ここでは特にクナイスル(1959)によるその第10版をJEKと略記する。坪川・大森(1969)による「測地学序説」(以下、「序説」と略記)の179—195ページ、および日本測地学会編(1974)の「測地学の概観」(以下、「概観」と略記)15—19ページにある測地線の計算に関する記述は、おおむねJEKに基いている。以下の記述では、結果に重点をおき、中間の過程を省略することが多いから、不分明のことがあれば、JEKまたは序説、概観を参照されたい。

本年7月、わが国では漁業水域に関する暫定措置法、いわゆる二百海里法が施行されたが、これに伴い、当然200海里水域の外縁の位置を知っておく必要がある。これを計算することは測地学の第一課題にほかならない。通常、陸上の三角測量に採られている測地線の計算法は近距離用であり、その精度は ± 0.002 以内であるが、距離が大きくなると精度は急激に悪くなる。しかし海上では位置の測定精度が陸上に比べて著しく劣るから、測地線の計算も、陸上の三角測量におけるような高い精度を要求しない。したがって200海里の計算にも、三角測量用の既存の諸公式が十分に適用できると考えられる。この近距離用の解法には、ルジャンドルの展開、シュライバーの公式、ガウスの中分緯度公式、ヨルダンの公式等、多数があり、その中でもシュライバーの方法は、わが国でも古くから用いられ、また原田健久氏を書き直した簡明な式があるので、これを200海里(370.4km)の計算に採用することとした。

この報告は、シュライバーの方法による200海里測地線の計算の精度についての検討を主な目的とする。まずシュライバーの式の誘導過程における誤差の要因を摘出し、これらを総合して最終結果、つまり緯度・経度の計算値の誤差を推定する。つぎに、この推定を確かめるために、他のより厳密な方法による計算値と比較する。この厳密な解法としては、全く別個の原理に基いた二つの方法を用いることとし、近距離用のルジャンドルの展開および遠距離用のヘルメルトの方法を使う。

2. 計算式

(1) 記号

原則として、測地計算に常用されている記号を用いる。

地球楕円体

a : 長半径,

b : 短半径,

$c = \frac{a^2}{b}$: 極における曲率半径,

$f = \frac{a-b}{a}$: 第1扁率,

$n = \frac{a-b}{a+b} = \frac{f}{2-f}$: 第3扁率,

e : 第一離心率, $e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2} = \frac{4n}{(1+n)^2}$

$$h: \text{第二離心率}, \quad h^2 = \frac{a^2 - b^2}{b^2}$$

(この第二離心率の記号には、通常 e' を用いるが、まぎらわしいので、敢えて h とする。)

測地線 (第1図)

起点 P_1 : 緯度 φ_1 , 経度 λ_1 , 方位角 α_1 ,

終点 P_2 : 緯度 φ_2 , 経度 λ_2 , 方位角 α_2 ,

測地線の長さ: $\widehat{P_1 P_2} = s$.

(2) ルジャンドルの方法

説明の都合から、まずルジャンドルの方法について述べる。

この方法は JEK 945—954 ページ, 序説 179—183 ページ,

概観 15—16 ページに記述してあるように, $\varphi_2 - \varphi_1$, $\lambda_2 - \lambda_1$, $\alpha_2 - \alpha_1$ を s の関数としてマクローリンの展開を施したものである。すなわち

$$\varphi_2 - \varphi_1 = \sum \frac{s^n}{n!} \left(\frac{d^n \varphi}{ds^n} \right)_{s=0} \quad (1)$$

$$\lambda_2 - \lambda_1 = \sum \frac{s^n}{n!} \left(\frac{d^n \lambda}{ds^n} \right)_{s=0} \quad (2)$$

$$\alpha_2 - \alpha_1 = \sum \frac{s^n}{n!} \left(\frac{d^n \alpha}{ds^n} \right)_{s=0} \quad (3)$$

ここで

$$V = \sqrt{1 + h^2 \cos^2 \varphi} \quad (4)$$

とおけば, φ , λ , α の s に関する 1 次の微係数は

$$\frac{d\varphi}{ds} = \frac{V^3}{c} \cos \alpha \quad (5)$$

$$\frac{d\lambda}{ds} = \frac{V}{c} \frac{\sin \alpha}{\cos \varphi} \quad (6)$$

$$\frac{d\alpha}{ds} = \frac{V}{c} \sin \alpha \tan \varphi \quad (7)$$

であり, これから高次の微係数が次々に計算できる。このようにルジャンドルの方法の原理はきわめて単純であり, 何等の仮定を用いてないので, 誤差の生ずる要因はなく, 所要の計算精度に応じて高次項まで採れば厳密な値が得られる。しかし, (5), (6), (7) の形から推定されるように, (1), (2), (3) の展開の第 n 次項は $(c/s)^n$ を含む。したがって s が c (約 6,400 km) に比べて充分小さくない限り, 級数の収束は悪く, 実用に適さない。

JEK には φ , λ , α の微係数を, 第 4 次項までは厳密に与え, 第 5 次項は h を含まない, つまり地球を球とした項 (以下, これを「主項」と呼ぶ) だけを掲げており, 序説も同様である。JEK の前身である JE の第 3 版 (1890) には, 5 次までのすべての項と 6 次の主項を掲げていたが, 通常の三角測量では JEK の与える項だけで充分である。

しかし $s = 200$ 海里 $= 370.4$ km としたときの計算精度を検討するには, さらに高次の項まで必要であるから, φ と λ について 6 次まではすべての項, 7 次では h^2 の項まで展開した。これを第 1 表に示す。この表の見かたは次のとおりである。

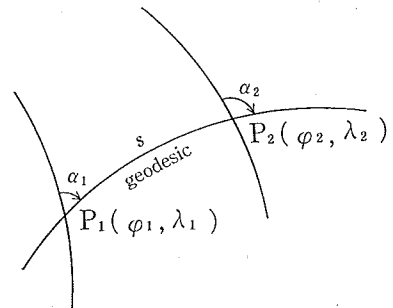


Figure 1

Table 1 Legendre's expansion for the First Problem

a. Latitude

No.	<i>n</i>	<i>2m</i>	<i>A</i> (α)			<i>B</i> (φ)	<i>Max</i> (α)
101	1	0	+ 1 cos φ			1	2.1E+5
201	2	0	- 1 sin ² α			tan φ	1.0E+5
221		2	- 3 cos ² α			sin φ cos φ	2.1 +5
301	3	0	- 3 sin ² α cos α			tan ² φ	4.0E+4
302		0	- 1			1	1.3 +4
321		2	+10	+ 6 cos ³ α		sin ² φ	1.4 +3
322		2	- 1	- 3		1	6.9 +2
341		4		+15		cos ² φ	2.3 +1
342		4		-18		cos ⁴ φ	2.8 +1
401	4	0	+ 3 sin ⁴ α	-12 sin ² α cos ² α		tan ³ φ	2.6E+4
402		0	+ 1	- 8		tan φ	1.5 +4
421		2	- 9	+18		tan φ	5.2 +2
422		2	+10	+ 8	+12 cos ⁴ α	sin φ cos φ	6.9 +2
441		4		-124	-114	sin ³ φ cos φ	4.4 +1
442		4		+ 34	+ 69	sin φ cos φ	2.7 +1
461		6			-162	sin ³ φ cos ³ φ	4.2 -1
462		6			+ 57	sin φ cos ³ φ	1.5 -1
501	5	0	+45 sin ⁴ α cos α	-60 sin ² α cos ³ α		tan ⁴ φ	1.7E+4
502		0	+30	-60		tan ² φ	1.4 +4
503		0	+ 1	- 8		1	2.4 +3
521		2	-90	+90		tan ² φ	2.4 +2
522		2	+16	-72	-24 cos ⁵ α	sin ² φ	2.8 +2
523		2	+ 2	+18	+12	1	1.4 +2
541		4	+328	+768	+552	sin ⁴ φ	4.3 +1
542		4	-104	-828	-588	sin ² φ	4.6 +1
543		4	+ 1	+ 60	+ 81	1	6.3 0
561		6		+1888	+2112	sin ⁴ φ cos ² φ	1.1 0
562		6		- 872	-1608	sin ² φ cos ² φ	8.4 -1
563		6		+ 34	+ 126	cos ² φ	6.6 -2
581		8			+1944	sin ⁴ φ cos ⁴ φ	6.8 -3
582		8			-1056	sin ² φ cos ⁴ φ	3.7 -3
583		8			+ 57	cos ⁴ φ	2.0 -4
601	6	0	-45 sin ⁶ α	+540 sin ⁴ α cos ² α	-360 sin ² α cos ⁴ α	tan ⁵ φ	1.3E+4
602		0	-30	+540	-480	tan ³ φ	1.3 +4
603		0	- 1	+ 88	-136	tan φ	4.3 +3
621		2	+90	-945	+540	tan ³ φ	1.7 +2
622		2	-18	+219	+ 12	tan φ	5.5 +1
623		2	+16	-360	- 64	sin φ cos φ	1.1 +2
641		4	-225	+1350	- 675	tan φ	2.9 0
642		4	+328	+2160	+4944	sin ³ φ cos φ	3.1 +1
643		4	+224	-1896	-1356	sin φ cos φ	1.7 +1
661		6		-9272	-26560	sin ⁵ φ cos φ	1.6 0
662		6		+4864	+27860	sin ³ φ cos φ	1.9 0
663		6		- 317	- 4450	sin φ cos φ	4.5 -1
681		8			-34264	sin ⁵ φ cos ³ φ	2.5 -2
682		8			+22424	sin ³ φ cos ³ φ	2.4 -2
683		8			+ 2335	sin φ cos ³ φ	3.9 -3
6X1		10				sin ⁵ φ cos ⁵ φ	1.1 -4
6X2		10				sin ³ φ cos ⁵ φ	8.4 -5
6X3		10				sin φ cos ⁵ φ	1.1 -5

Table 1 Legendre's expansion for the First Problem (continued)

a. Latitude (continued)

No.	n	$2m$	$A(\alpha)$	$B(\varphi)$	$Max(\alpha)$
701	7	0	$-1575 \sin^6 \alpha \cos \alpha + 6300 \sin^4 \alpha \cos^3 \alpha - 2520 \sin^2 \alpha \cos^5 \alpha$	$\tan^6 \varphi$	9.9E+3
702		0	$-1575 \quad + 8400 \quad - 4200$	$\tan^4 \varphi$	1.2 +4
703		0	$-273 \quad + 2604 \quad - 1848$	$\tan^2 \varphi$	5.8 +3
704		0	$-1 \quad + 88 \quad - 136$	1	5.4 +2
721		2	$+2835 \quad - 10395 \quad + 3780$	$\tan^4 \varphi$	1.2 +2
722		2	$-4272 \quad - 168 \quad + 1176$	$\tan^2 \varphi$	2.8 +2
723		2	$+4680 \quad - 1168 \quad + 624 \quad + 96 \cos^7 \alpha$	$\sin^2 \varphi$	3.0 +2
724		2	$-0 \quad - 53 \quad - 188 \quad - 48$	1	1.3 +1

b. Longitude

No.	n	$2m$	$A(\alpha)$	$\cos \varphi \cdot B(\varphi)$	$Max(\alpha)$
101	1	0	$+ 1 \sin \alpha$	1	2.1E+5
201	2	0	$+ 2 \sin \alpha \cos \alpha$	$\tan \varphi$	1.0E+5
301	3	0	$- 2 \sin^3 \alpha \quad + 6 \sin \alpha \cos^2 \alpha$	$\tan^2 \varphi$	6.9E+4
302		0	$\quad + 2$	1	2.6 +4
321		2	$\quad + 2$	$\cos^2 \varphi$	1.8 +2
401	4	0	$-24 \sin^3 \alpha \cos \alpha \quad + 24 \sin \alpha \cos^3 \alpha$	$\tan^3 \varphi$	5.2E+4
402		0	$-8 \quad + 16$	$\tan \varphi$	3.9 +4
421		2	$-8 \quad + 8$	$\sin \varphi \cos \varphi$	1.2 +2
441		4	-8	$\sin \varphi \cos^3 \varphi$	1.0 0
501	5	0	$+24 \sin^5 \alpha \quad - 240 \sin^3 \alpha \cos^2 \alpha + 120 \sin \alpha \cos^4 \alpha$	$\tan^4 \varphi$	4.1E+4
502		0	$+ 8 \quad - 160 \quad + 120$	$\tan^2 \varphi$	4.5 +4
503		0	$\quad - 8 \quad + 16$	1	7.0 +3
521		2	$+ 8 \quad - 88 \quad + 24$	$\sin^2 \varphi$	1.3 +2
522		2	$\quad - 16 \quad + 24$	1	6.8 +1
541		4	$\quad - 64 \quad + 24$	$\cos^4 \varphi$	7.3 -1
542		4	$\quad + 56 \quad - 24$	$\cos^2 \varphi$	6.2 -1
561		6	$\quad - 56$	$\cos^6 \varphi$	8.4 -3
562		6	$\quad + 48$	$\cos^4 \varphi$	7.2 -3
601	6	0	$+720 \sin^5 \alpha \cos \alpha - 2400 \sin^3 \alpha \cos^3 \alpha + 720 \sin \alpha \cos^5 \alpha$	$\tan^5 \varphi$	3.4E+4
602		0	$+480 \quad + 15120 \quad - 33600 \quad + 8400$	$\tan^3 \varphi$	5.0 +4
603		0	$+ 32 \quad - 416 \quad + 272$	$\tan \varphi$	1.6 +4
621		2	$+336 \quad - 1248 \quad + 336$	$\tan \varphi$	1.4 +2
622		2	$-272 \quad + 624 \quad - 64$	$\sin \varphi \cos \varphi$	9.6 +1
641		4	$-176 \quad + 624 \quad - 96$	$\sin^3 \varphi \cos \varphi$	5.8 -1
642		4	$+ 32 \quad - 96$	$\sin \varphi \cos \varphi$	3.2 -1
661		6	$\quad - 736 \quad - 32$	$\sin^3 \varphi \cos^3 \varphi$	8.4 -3
662		6	$\quad + 208 \quad + 80$	$\sin \varphi \cos^3 \varphi$	3.4 -3
681		8	$\quad - 560$	$\sin^3 \varphi \cos^5 \varphi$	8.5 -5
682		8	$\quad + 176$	$\sin \varphi \cos^5 \varphi$	2.7 -5
701	7	0	$-720 \sin^7 \alpha + 15120 \sin^5 \alpha \cos^2 \alpha - 25200 \sin^3 \alpha \cos^4 \alpha + 5040 \sin \alpha \cos^6 \alpha$	$\tan^6 \varphi$	2.9E+4
702		0	$-480 \quad + 15120 \quad - 33600 \quad + 8400$	$\tan^4 \varphi$	5.3 +4
703		0	$-32 \quad + 2912 \quad - 10640 \quad + 3696$	$\tan^2 \varphi$	2.5 +4
704		0	$\quad + 32 \quad - 416 \quad + 272$	1	2.1 +3
721		2	$-336 \quad + 8736 \quad - 15120 \quad + 2688$	$\tan^2 \varphi$	1.4 +2
722		2	$+272 \quad - 4320 \quad + 3648 \quad - 160$	$\sin^2 \varphi$	7.7 +1
723		2	$\quad + 96 \quad - 1040 \quad + 544$	1	2.8 +1

Explanation of Tables 1 and 2.

Given quantities: φ_1 , λ_1 , α_1 , s . Quantities to be obtained: φ_2 , λ_2 (See Fig. 1)

Maclaulin expansions by s at φ_1 , λ_1 are:

$$\varphi_2 - \varphi_1 = \sum \frac{1}{n!} \left(\frac{s}{c} \right)^n V^{n+2} F_n, \quad (i)$$

$$F_n = \sum h^{2m} A(\varphi) \cdot B(\varphi),$$

$$\lambda_2 - \lambda_1 = \sum \frac{1}{n!} \left(\frac{s}{c} \right)^n V^n G_n, \quad (ii)$$

$$G_n = \sum h^{2m} A(\alpha) \cdot B(\varphi)$$

where m is 0 or positive integers.

Table 1 presents each term of F_n and G_n . First figure of column 1 (term no.) stands for n , and the second figure for the power ($2m$) of h . 3rd to 5th columns are components of F_n or G_n . E.g., term no. 643 for latitude should be read as:

$$h^4(224 \sin^6 \alpha - 1896 \sin^4 \alpha \cos^2 \alpha - 1356 \sin^2 \alpha \cos^4 \alpha - 1308 \cos^6 \alpha) \sin \varphi \cos \varphi$$

The last column lists possible maximum values of A multiplied by $h^{2m}/n!$ in the unit of arc second. Individual contributions of respective terms to the evaluations of φ_2 and λ_2 can be estimated through $\left[\frac{h^{2m}}{n!} A_{max} \right] \left[\left(\frac{s}{c} \right)^n B \right]$.

Table 2 gives examples of this estimation. V^{n+2} for latitude and V^n for longitude have been multiplied to the above product respectively, although we may regard as $V \doteq 1$ practically for the present purpose. From the table, it is found that, for example, when we want to calculate φ_2 and λ_2 with an accuracy of $\pm 1''$ in a case of $s=200$ miles and $\varphi_1=+50^\circ$, we may take terms Nos. 101, 201, 221, 301, 302, 321, 401 and 402 for latitude and terms Nos. 101, 201, 301, 302, 401 and 402 for longitude. In a case of $s=1000$ km and $\varphi_1=+70^\circ$, we cannot expect accuracies of ± 0.1 in latitude and ± 0.1 in longitude, even if we take terms down to 7th order.

Table 2 Maximum values of each term in Legendre's expansions
(unit: second of arc)

		$s=370.4\text{km}$			$s=1000\text{km}$		
	No.	$\varphi : +20^\circ$	$+50^\circ$	$+70^\circ$	$\varphi : +20^\circ$	$+50^\circ$	$+70^\circ$
Latitude	101	1.2 E + 4	1.2 E + 4	1.2 E + 4	3.3 E + 4	3.2 E + 4	3.2 E + 4
	201	1.3 E + 2	4.1 E + 2	9.5 E + 2	9.3 E + 2	3.0 E + 3	6.9 E + 3
	221	2.3 0	3.4 0	2.2 0	1.7 + 1	2.5 + 1	1.6 + 1
	301	1.0 E 0	1.1 E + 1	5.8 E + 1	2.0 E + 1	2.2 E + 2	1.1 E + 3
	302	2.6 0	2.6 0	2.6 0	5.1 + 1	5.1 + 1	5.1 + 1
	321	3.2 - 2	1.6 - 1	2.4 - 1	6.4 - 1	3.2 0	4.7 0
	322	1.4 - 1	1.4 - 1	1.3 - 1	2.7 0	2.7 0	2.7 0
	341	4.0 - 3	1.9 - 3	5.3 - 4	8.0 - 2	3.7 - 2	1.0 - 2
	342	4.3 - 3	9.3 - 4	7.4 - 5	8.4 - 2	1.8 - 2	1.5 - 3
	401	1.4 E - 2	4.9 E - 1	6.0 E 0	7.5 E - 1	2.6 E + 1	3.2 E + 2
	402	6.4 - 2	2.1 - 1	4.7 - 1	3.4 0	1.1 + 1	2.5 + 1
	421	2.2 - 3	7.0 - 3	1.6 - 2	1.1 - 1	3.7 - 1	8.5 - 1
	422	2.5 - 3	3.9 - 3	2.5 - 3	1.4 - 1	2.1 - 1	1.3 - 1
	441	1.9 - 5	1.4 - 4	1.4 - 4	1.0 - 3	7.7 - 3	7.5 - 3
	442	9.8 - 5	1.5 - 4	9.7 - 5	5.2 - 3	7.9 - 3	5.1 - 3

Table 2 Maximum values of each term in Legendre's expansions. (continued)

		$s=370.4\text{km}$			$s=1000\text{km}$		
	No.	$\varphi : +20^\circ$	$+50^\circ$	$+70^\circ$	$\varphi : +20^\circ$	$+50^\circ$	$+70^\circ$
Latitude (continued)	501	2.0 E - 4	2.2 E - 2	6.3 E - 1	2.8 E - 2	3.2 E 0	9.0 E + 1
	502	1.3 - 3	1.3 - 2	7.0 - 2	1.8 - 1	1.9 0	1.0 + 1
	503	1.6 - 3	1.5 - 3	1.5 - 3	2.2 - 1	2.2 - 1	2.2 - 1
	521	2.1 - 5	2.3 - 4	1.2 - 3	3.0 - 3	3.2 - 2	1.7 - 1
	522	2.2 - 5	1.1 - 4	1.6 - 4	3.1 - 3	1.6 - 2	2.3 - 2
	523	9.2 - 5	9.1 - 5	9.0 - 5	1.3 - 2	1.3 - 2	1.3 - 2
	541	3.9 - 7	9.7 - 6	2.2 - 5	5.6 - 5	1.4 - 3	3.1 - 3
	542	3.5 - 6	1.8 - 5	2.6 - 5	5.1 - 4	2.5 - 3	3.8 - 3
	543	4.2 - 6	4.1 - 6	4.1 - 6	6.0 - 4	5.9 - 4	5.9 - 4
	601	3.2 E - 6	1.2 E - 3	7.6 E - 2	1.2 E - 3	4.6 E - 1	2.9 E + 1
	602	2.4 - 5	8.2 - 4	1.0 - 2	9.1 - 3	3.2 - 1	3.9 0
	603	6.0 - 5	2.0 - 4	4.5 - 4	2.3 - 2	7.6 - 2	1.7 - 1
	621	3.2 - 7	1.1 - 5	1.4 - 4	1.2 - 4	4.3 - 3	5.2 - 2
	622	7.8 - 7	2.5 - 6	5.7 - 6	3.0 - 4	9.7 - 4	2.2 - 3
	623	1.4 - 6	2.1 - 6	1.4 - 6	5.3 - 4	8.1 - 4	5.2 - 4
	641	4.1 - 8	1.3 - 7	3.0 - 7	1.6 - 5	5.1 - 5	1.2 - 4
	642	4.5 - 8	3.4 - 7	3.4 - 7	1.8 - 5	1.3 - 4	1.3 - 4
	643	2.1 - 7	3.2 - 7	2.1 - 7	8.1 - 5	1.2 - 4	7.9 - 5
	701	5.1 E - 8	6.2 E - 5	9.3 E - 3	5.4 E - 5	6.5 E - 2	9.7 E 0
	702	4.7 - 7	5.4 - 5	1.5 - 3	4.9 - 4	5.6 - 2	1.6 0
	703	1.7 - 6	1.8 - 5	9.5 - 5	1.8 - 3	1.9 - 2	1.0 - 1
	704	1.2 - 6	1.2 - 6	1.2 - 6	1.3 - 3	1.2 - 3	1.2 - 3
	721	4.8 - 9	5.4 - 7	1.5 - 5	5.0 - 6	5.7 - 4	1.6 - 2
	722	8.3 - 8	8.7 - 7	4.6 - 6	8.7 - 5	9.1 - 4	4.8 - 3
	723	7.7 - 8	3.8 - 7	5.7 - 7	8.1 - 5	4.0 - 4	6.0 - 4
	724	3.0 - 8	2.9 - 8	2.9 - 8	3.1 - 5	3.1 - 5	3.0 - 5
Longitude	101	1.3 E + 4	1.9 E + 4	3.5 E + 4	3.4 E + 4	5.0 E + 4	9.4 E + 4
	201	1.3 E + 2	6.4 E + 2	2.8 E + 3	9.8 E + 2	4.7 E + 3	2.0 E + 4
	301	1.9 E 0	3.0 E + 1	2.9 E + 2	3.7 E + 1	5.8 E + 2	5.8 E + 3
	302	5.5 0	8.0 0	1.5 + 1	1.1 + 2	1.6 + 2	3.0 + 2
	321	3.3 - 2	2.2 - 2	1.2 - 2	6.4 - 1	4.4 - 1	2.3 - 1
	401	3.0 E - 2	1.5 E 0	3.5 E + 1	1.6 E 0	8.1 E + 1	1.9 E + 3
	402	1.7 - 1	8.1 - 1	3.5 0	9.0 0	4.3 + 1	1.9 + 2
	421	4.5 - 4	1.0 - 3	1.2 - 3	2.4 - 2	5.3 - 2	6.5 - 2
	441	3.5 - 6	3.6 - 6	1.2 - 6	1.8 - 4	1.9 - 4	6.6 - 5
	501	5.1 E - 4	8.5 E - 2	4.5 E 0	7.3 E - 2	1.2 E + 1	6.4 E + 2
	502	4.2 - 3	6.6 - 2	6.5 - 1	6.1 - 1	9.4 0	9.3 + 1
	503	4.9 - 3	7.1 - 3	1.3 - 2	7.1 - 1	1.0 0	1.9 0
	521	1.1 - 5	7.7 - 5	2.2 - 4	1.5 - 3	1.1 - 2	3.1 - 2
	522	4.8 - 5	7.0 - 5	1.3 - 4	6.9 - 3	1.0 - 2	1.9 - 2
	541	4.0 - 7	1.3 - 7	1.9 - 8	5.8 - 5	1.8 - 5	2.7 - 6
	542	3.9 - 7	2.6 - 7	1.4 - 7	5.5 - 5	3.8 - 5	2.0 - 5
	601	8.9 E - 6	4.9 E - 3	5.9 E - 1	3.5 E - 3	1.9 E 0	2.3 E + 2
	602	9.8 - 5	5.0 - 3	1.1 - 1	3.8 - 2	1.9 0	4.4 + 1
	603	2.3 - 4	1.1 - 3	4.8 - 3	9.0 - 2	4.3 - 1	1.8 0
	621	2.1 - 6	9.7 - 6	4.2 - 5	8.0 - 4	3.8 - 3	1.6 - 2
	622	1.3 - 6	2.8 - 6	3.4 - 6	4.9 - 4	1.1 - 3	1.3 - 3
	701	1.6 E - 7	2.9 E - 4	8.1 E - 2	1.7 E - 4	3.0 E - 1	8.5 E + 1
	702	2.2 - 6	3.6 - 4	1.9 - 2	2.3 - 3	3.8 - 1	2.0 + 1
	703	7.9 - 6	1.2 - 4	1.2 - 3	8.3 - 3	1.3 - 1	1.3 0
	704	5.1 - 6	7.3 - 6	1.4 - 5	5.3 - 3	7.6 - 3	1.4 - 2
	721	4.3 - 8	6.6 - 7	6.6 - 6	4.5 - 5	6.9 - 4	6.9 - 3
	722	2.1 - 8	1.5 - 7	4.4 - 7	2.2 - 5	1.6 - 4	4.6 - 4
	723	6.5 - 8	9.4 - 8	1.8 - 7	6.8 - 5	9.8 - 5	1.8 - 4

まず緯度について

$$F_n = -\frac{c^n}{V^{n+2}} \left(\frac{d^n \varphi}{ds^n} \right) \quad (8)$$

とおけば(1)は

$$\varphi_2 - \varphi_1 = \sum \frac{1}{n!} \left(\frac{s}{c} \right)^n V^{n+2} F_n \quad (9)$$

となる. $\frac{d^n \varphi}{ds^n}$ を $n=1$ つまり(5)から出発して, 次々に微分してゆけば, (8)は

$$F_n = \sum h^{2m} A(\alpha) \cdot B(\varphi) \quad (10)$$

の形で表わされる. ここに m は 0 または正の整数, A は $\sin \alpha$, $\cos \alpha$ だけの関数, B は φ だけの関数である. 同様に経度についても

$$G_n = \left(\frac{c}{V} \right)^n \left(\frac{d^n \lambda}{ds^n} \right) \quad (11)$$

とおけば(2)は

$$\lambda_2 - \lambda_1 = \sec \varphi \sum \frac{1}{n!} \left(\frac{s}{c} \right)^n V^n \cos \varphi G_n \quad (12)$$

となり, $\frac{d^n \lambda}{ds^n}$ の計算を実行すれば(11)は

$$G_n = \sum h^{2m} A(\alpha) \cdot B(\varphi) \quad (13)$$

の形を採る. $\frac{d^n \varphi}{ds^n}$ および $\frac{d^n \lambda}{ds^n}$ の計算法については, 文末の付記 1 を参照されたい.

第 1 表は, (10)および(13)の各項, つまり $h^{2m} A(\alpha) \cdot B(\varphi)$ を掲げている. これらを(9), (12)に代入すればルジャンドルの展開が得られる. 表の最左欄は仮につけた各項の指定番号であって, 最初のけたは次数 n , 次のけたは h のべき, つまり $2m$ を示す (主項ではこれが 0 になる). 最右欄に掲げた数値は, A の最大値に $h^{2m}/n!$ および $\rho'' = 206\ 265''$ を乗じたものである.

JEK ではルジャンドルの展開式を $\sin^j \alpha \cdot \cos^{n-j} \alpha$ によってまとめている. つまり第 1 表を各 n ごとにたてに加え合わせた形で表示している. しかし第 1 表のように表示すれば, ルジャンドルの展開の性質がよくわかる. すなわち $A(\alpha)$ における $\sin^j \alpha \cdot \cos^{n-j} \alpha$ の各係数値は n が大きくなるに従って大きくなり, また主項は $\tan^{n-1} \varphi$ を含んでいる. 一方, 高次項の数値を確実に小さくする要因は $(s/c)^n/n!$ しかない. したがって長距離・高緯度になるほど級数の収束は急激に悪くなる.

φ と s の値を指定すれば, 第 1 表最右欄の数値から各項それぞれについて $(s/c)^n (h^{2m}/n!) A_{max} \cdot B$ の値が角度の秒単位で得られる. $V \div 1$ であるから, この数値はそれぞれの項の採り得る最大値と見なして良い. つまり φ_2 , λ_2 の所要精度に応じて, 採用すべき項を第 1 表から選び出すことができる. 例として $s=200$ 海里 = 370.4km および 1000km, $\varphi_1 = +20^\circ, 50^\circ, 70^\circ$ に対する $(s/c)^n (h^{2m}/n!) A_{max} \cdot B$ の値を第 2 表に示す. 表値の単位は角度の秒である. $s=200$ 海里, $\varphi_1 = +50^\circ$ の場合に φ_2 , λ_2 の値を $\pm 1''$ の精度で求めるのであれば, 緯度の計算には 4 次までの主項 (Nos. 101, 201, 301, 302, 401, 402) および Nos. 221, 321 だけを採り, 経度の計算には 4 次までの主項 (Nos. 101, 201, 301, 302, 401, 402) だけを採れば充分である. $s=1000$ km, $\varphi_1 = +70^\circ$ の場合には, 主項の大きさの推移から見て, 7 次項まで採っても, 緯度については ± 0.1 , 経度については ± 0.1 程度の精度しか期待できない.

(3) シュライバーの方法

この方法はルジャンドルの方法の変型である. 起点 P_1 を原点とするときの端点 P_2 のソルドネル直角座標を x, y とする. すなわち P_1 を通る子午線へ P_2 から垂線を下し, その足を $F(\lambda_F, \lambda_1)$ とすれば, $P_1 F$ の長さが x ,

P₂F の長さが y である。これらについてルジャンドルの展開を適用することによって、まず φ_F が得られ、これから φ_2 , λ_2 が計算できる。この方法では精度をそこなうことなしにルジャンドルの展開よりもはるかに少い項によって P₂ の位置が得られるのである。式の誘導法は JEK の 954—961 ページ、序説 183—188 ページ、概観 16—19 ページに記してあるが、誘導法と計算式が混在しており、実際の計算にはどの式を使うべきか困惑する。前節で触れたように、原田氏は計算の実行に必要な式だけを抜き出して、簡明な形にまとめている。これを序説 294 ページから写す（序説の他の箇所を参照しないですむように、表現を若干改めた）。

Schreiber's Solution for the First Problem

(rewritten by K. Harada)

$$N_1 = \frac{a}{(1 - e^2 \sin^2 \varphi_1)^{1/2}}$$

$$\eta_1^2 = h^2 \cos^2 \varphi_1, \quad V_1^2 = 1 + \eta_1^2, \quad t_1 = \tan \varphi_1$$

$$\varepsilon = \frac{V_1^4 (1 - e^2)}{2a^2} s^2 \sin \alpha_1 \cos \alpha_1$$

$$x = s \cos \alpha_1 + \frac{2}{3} \varepsilon s \sin \alpha_1, \quad y = s \sin \alpha_1 - \frac{1}{3} \varepsilon s \cos \alpha_1$$

$$\frac{\varphi_F - \varphi_1}{V_1^2} = \frac{x}{N_1} - \frac{3}{2} \frac{x^2}{N_1^3} \eta_1^2 t_1 - \frac{1}{2} \frac{x^3}{N_1^3} \eta_1^2 (1 - t_1^2) + \frac{1}{2} \frac{x^4}{N_1^3} \eta_1^2 t_1 \quad (\text{I})$$

$$N_F = \frac{a}{(1 - e^2 \sin^2 \varphi_F)^{1/2}}$$

$$\eta_F^2 = h^2 \cos^2 \varphi_F, \quad V_F^2 = 1 + \eta_F^2, \quad t_F = \tan \varphi_F$$

$$(\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi_F = \frac{y}{N_F} - \frac{1}{3} \frac{y^3}{N_F^3} t_F^2 + \frac{1}{15} \frac{y^5}{N_F^3} t_F^2 (1 + 3t_F^2) \quad (\text{II})$$

$$\frac{\varphi_2 - \varphi_F}{V_F^2} = -\frac{1}{2} \frac{y^2}{N_F^3} t_F + \frac{1}{24} \frac{y^4}{N_F^3} t_F (1 + 3t_F^2 + \eta_F^2 - 9\eta_F^2 t_F^2) \quad (\text{III})$$

$$\gamma = \frac{y}{N_F} t_F - \frac{1}{6} \frac{y^3}{N_F^3} t_F (1 + 2t_F^2 + \eta_F^2) + \frac{1}{120} \frac{y^5}{N_F^3} t_F (1 + 20t_F^2 + 24t_F^4)$$

$$\alpha_2 = \alpha_1 + 180^\circ + \gamma - \varepsilon$$

200 海里水域の境界線の計算には、この原田氏の式を用いることとして、水路部編暦課の仙田昭夫氏がプログラムを作り計算を実行した。さらに仙田氏は、この検算として、得られた P₂ の位置と起点 P₁ との間の距離 s を、ガウスの中分緯度法 (JEK 962—973 ページ、序説 189—195 ページ) によって計算した (測地学の第二課題)。 $\varphi_1 = +20^\circ \sim 50^\circ$, $\alpha = 0^\circ \sim 180^\circ$ について、すべて $s = 370.4000$ km であった。

ここでシュライバーの方法の精度について考える。最終結果としての φ_2 , λ_2 の値に含まれる誤差の要因としては、(i) ソルドネル座標 x , y の計算における誤差、および (ii) φ_F , λ_2 , φ_2 の計算における誤差がある。

(i) 上に掲げた x および y の計算式を導くには、まず楕円体面上の直角三角形 P₁P₂F を球面直角三角形によって近似し、この球面直角三角形に球面過剰に関するルジャンドルの定理を適用して平面三角形に改め、この平面三角形をテイラー展開によって解く、という三つの過程を経なければならない。これらの過程はいずれも三角形が地球の全表面に比べて十分に小さい場合にだけ適用できるのであり、 s が中距離になるとあふなくなる。

3 点 P₁, P₂, F における楕円体面の曲率を K_1 , K_2 , K_F とすれば、ソルドネル座標は

$$x = s \cos \alpha_1 + \frac{s^3}{3} \sin^2 \alpha_1 \cos \alpha_1 \frac{3K_1 + 2K_2 + 3K_F}{8} + \frac{K_1^2}{15} (2xy^4 - x^3y^2) + \dots \quad (14)$$

$$y = s \sin \alpha_1 - \frac{s^3}{6} \sin \alpha_1 \cos^2 \alpha_1 \frac{2K_1 + K_2 + K_F}{4} + \frac{K_1^2}{120} (x^4y - 8x^2y^3) + \dots \quad (15)$$

によって表わされる (JEK 899 ページ). 一般に $K = V^4/c^2$ である. 両式において, $s/c < 0.1$ の場合には

$$\varphi_f = \varphi_1 + \frac{s}{c} \cos \alpha_1 \quad (16)$$

をもって φ_F および φ_2 を近似し, かつ右辺の各第 3 項について $V \doteq 1$, $x \doteq s \cos \alpha_1$, $y \doteq s \sin \alpha_1$ と見なすことができる. その結果

$$x = s \cos \alpha + \frac{1}{24} \frac{s^3}{c^2} \sin^2 \alpha_1 \cos \alpha_1 (3V_1^4 + 5V_f^4) + \frac{1}{15} \frac{s^5}{c^4} (2 \sin^4 \alpha_1 \cos \alpha_1 - \sin^2 \alpha_1 \cos^3 \alpha_1) \quad (17)$$

$$y = s \sin \alpha - \frac{1}{12} \frac{s^3}{c^2} \sin \alpha_1 \cos^2 \alpha_1 (V_1^4 + V_f^4) + \frac{1}{120} \frac{s^5}{c^4} (\sin \alpha_1 \cos^4 \alpha_1 - 8 \sin^3 \alpha_1 \cos^2 \alpha_1) \quad (18)$$

この両式によって測地線の長さ x , y が計算できる.

シュライバーの原式による x , y と (17), (18) による x , y との差を Δx , Δy とし, この誤差によって生ずる φ_2 , λ_2 の誤差を $\Delta \varphi(\epsilon)$, $\Delta \lambda(\epsilon)$ と書く. $N = c/V$ であるから (I), (II) 式によって

$$\Delta \varphi(\epsilon) \doteq \Delta x/c, \quad \Delta \lambda(\epsilon) \cos \varphi \doteq \Delta y/c$$

と見なすことができる. Δx , Δy を実際に計算すれば

$$\Delta \varphi(\epsilon) = -\frac{5}{6} h^2 \left(\frac{s}{c} \right)^4 \sin^2 \alpha_1 \cos^2 \alpha_1 \sin \varphi_1 \cos \varphi_1 - \frac{1}{15} \left(\frac{s}{c} \right)^5 (2 \sin^4 \alpha_1 \cos \alpha_1 - \sin^2 \alpha_1 \cos^3 \alpha_1) \quad (19)$$

$$\Delta \lambda(\epsilon) \cos \varphi = -\frac{1}{3} h^2 \left(\frac{s}{c} \right)^4 \sin \alpha_1 \cos^3 \alpha_1 \sin \varphi_1 \cos \varphi_1 - \frac{1}{120} \left(\frac{s}{c} \right)^5 (\sin \alpha_1 \cos^4 \alpha_1 - 8 \sin^3 \alpha_1 \cos^2 \alpha_1) \quad (20)$$

$s = 370.4 \text{ km}$ の場合におけるこれらの誤差を第 2 図に示す.

(ii) 上に触れたように, シュライバーの方法はルジャンドルの展開において, $\alpha = 0^\circ$ として $\varphi_F - \varphi_1$ を求め, $\alpha = 90^\circ$ として $\lambda_2 - \lambda_1$ および $\varphi_2 - \varphi_F$ を計算する. ルジャンドルの展開の各項は $\sin^j \alpha \cos^{n-j} \alpha$ を含んでいるから, $i=0$ または $j=n$ でない限り消滅する.

すなわち第 1 表 a において, $s=x$, $\alpha=0^\circ$ とおけば, 4 次項までで生き残るのは Nos. 101, 202, 321, 322, 341*, 342*, 422, 441*, 442*, 461*, 462* の $\cos^n \alpha$ の項だけである. 記号を書き直すならば, これらの項のうち * を付けてない項によってシュライバーの (I) 式が成立っていることが容易にわかる. また 5 次の主項は $\cos^5 \alpha$ を含まない. したがって (I) 式は, 精度上からは 5 次までの主項と 4 次までの h^2 の項をすべて拾い上げていることになる. 第 2 表を見れば Nos. 441 以下の項の影響は微小であることがわかる. それで (I) 式が Nos. 341, 342 を欠くことによる φ_F の誤差を $\Delta \varphi(\text{I})$ とする. この誤差はそのまま φ_2 に現れる.

つぎに第 1 表 b において, $s=y$, $\alpha=90^\circ$ とおけば, 6 次項まで採っても Nos. 101, 301, 501, 502, 521* の $\sin^n \alpha$ の項だけが生き残る. シュライバーの (II) 式はこのうち初めの 4 項によって構成されている. しかし第 2 表を見れば, 高緯度の場合に 7 次の主項まで効いてくる可能性のあることがわかる. それで (II) 式が Nos. 521, 701, 702, 703 を欠くことによる λ_2 の誤差を $\Delta \lambda(\text{II})$ とする.

同様に第 1 表 a において, $s=y$, $\alpha=90^\circ$ とおけば, 5 次までで生き残る項は Nos. 201, 401, 402, 421, 422 の $\sin^n \alpha$ の項だけであり, (III) 式はこの 5 項によって構成されている. 第 2 表を見れば, 高緯度では 6 次の主項も効いてくる可能性がある. (III) 式が Nos. 601, 602, 603 を欠くことによる φ_2 の誤差を $\Delta \varphi(\text{III})$ とする.

Figure 2
Schreiber's error
for the 200-mile
geodesics due to
the spherical
excess
approximation in
the calculation
of the Soldner's
coordinates: eqs.
(19), (20).
(Curves for other
latitudes lie
between the drawn
two curves.)

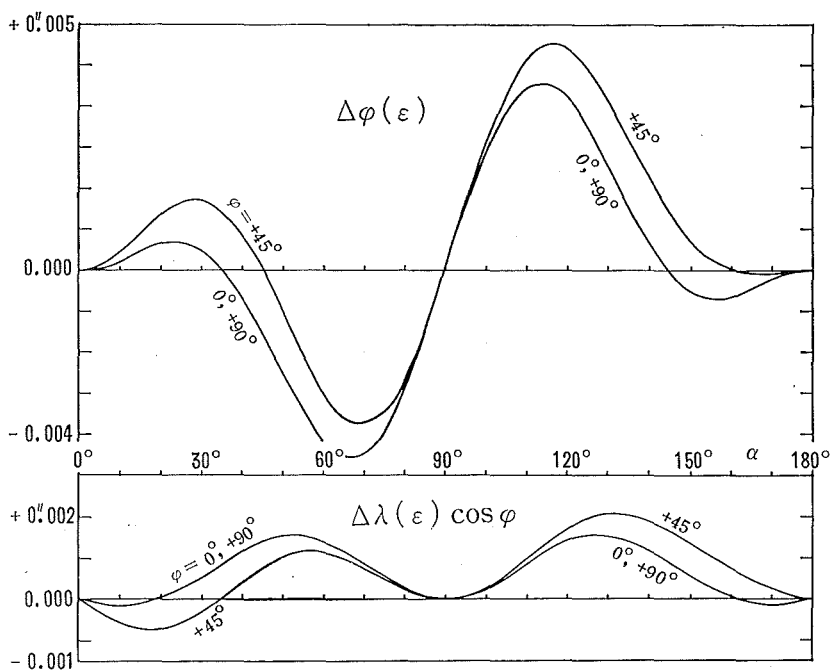
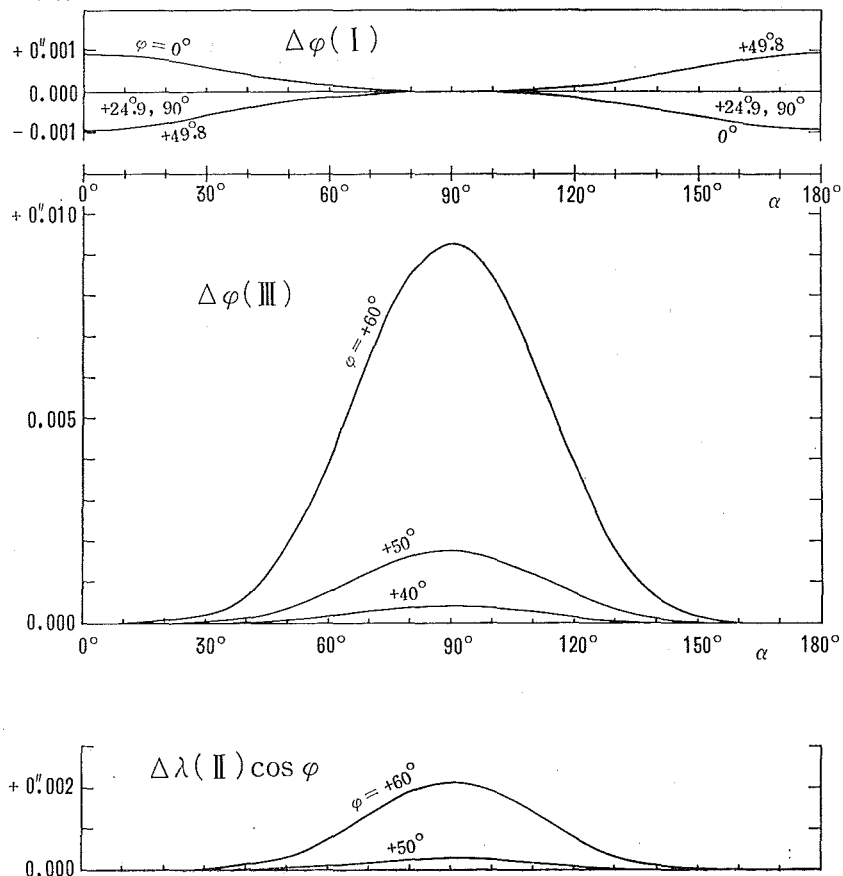


Figure 3
Schreiber's error
for the 200-mile
geodesics due to
the omission of
higher terms in
the Legendre's
expansions: eqs.
(21), (22), (23).
(Curves of $\Delta\phi(I)$
for other
latitudes lie
between the drawn
curves. Curves of
 $\Delta\phi(III)$ and
 $\Delta\lambda(II) \cos \phi$
for lower latitudes
lie below the
drawn curves.)



以上に挙げた項をシュライバーの記法に従って表わすならば

$$-\frac{d\varphi(\text{I})}{V_1^2} = -\frac{1}{2} \left(\frac{x}{N_1} \right)^3 \eta_1^4 (1-5t_1^2) \quad (21)$$

$$-d(\text{II}) \cos \varphi_F = -\frac{1}{15} \left(\frac{y}{N_F} \right)^5 \eta_F^2 t_F^2 - \frac{1}{21} \left(\frac{y}{N_F} \right)^7 t_F^2 (2+3t_F^2) \quad (22)$$

$$-\frac{d\varphi(\text{III})}{V_F^2} = -\frac{1}{48} \left(\frac{y}{N_F} \right)^6 t_F^3 (2+3t_F^2) \quad (23)$$

$s=370.4$ km の場合におけるこれらの値の付号を変じたものを第3図に示す。これと第2図を合せたものが、200海里測地線をシュライバーの方法で計算した場合の誤差である。

換言すれば、中距離・高緯度の場合にシュライバーの方法を使うには、(16), (17), (18) によって x , y を計算し、(I), (II), (III) 式にそれぞれ (21), (22), (23) を加える。このプログラムも仙田氏が作成した。

(4) ヘルメルトの方法

これは長距離用であって、JEK 988—1018 ページに詳しく説明してある。序説、概観には触れてない。JEK の示す最終の計算式は対数用であり、また式の誘導の過程において必要であった記号がそのまま用いられているので、計算の実行にはわずらわしい。それで記号を若干改め、また式も多少整理したものを下に示す。この計算式では角度を弧度で表わしているから、計算を角度の秒(または度)によって行うときには、 P_1 , P_2 , P_3 , P_4 , Q_1 , Q_2 , Q_3 , R_2 , R_3 に $\rho''=206\,264.806$ (または $\rho^\circ=57.295\,779\,5$) を乗じなければならない。JEK に用いてある記号との対照を計算式の後に示す。

Helmert's Solution for the First Problem

Given quantities: φ_1 , λ_1 , α_1 , s

Quantities to be obtained: φ_2 , λ_2 , α_2

(In the scheme, always calculate the quantity in the left-hand side from those in the right-hand side. Angles are expressed in the unit of radian. When angles are calculated in the unit of second (or degree) of arc, P_1 , P_2 , P_3 , P_4 , Q_1 , Q_2 , Q_3 , R_2 , R_3 should be multiplied by $\rho''=206\,264.806$ (or $\rho^\circ=57.295\,779\,5$)).

1. $\tan \phi_1 = \sqrt{1-e^2} \tan \varphi_1$ ϕ_1 takes same quadrant as φ_1
 2. $\cos \phi_m = \sin \alpha_1 \cos \phi_1$ $0 \leq \phi_m \leq \frac{\pi}{2}$
- | | | | | | |
|--|--|------|--|-----|---------------|
| $\tan \sigma_1 = -\frac{\cos \alpha_1}{\tan \phi_1}$ | $\frac{3}{2}\pi \leq \sigma_1 \leq 2\pi$ | when | $0 \leq \alpha_1 \leq \frac{\pi}{2}$ | and | $\phi \geq 0$ |
| | $\pi \leq \sigma_1 \leq \frac{3}{2}\pi$ | " | " | " | $\phi \leq 0$ |
| | $\frac{\pi}{2} \leq \sigma_1 \leq \pi$ | " | $\frac{\pi}{2} \leq \alpha_1 \leq \pi$ | " | $\phi \leq 0$ |
| | $0 \leq \sigma_1 \leq \frac{\pi}{2}$ | " | " | " | $\phi \geq 0$ |
3. $\cot L_1 = -\tan \alpha_1 \sin \phi_1$ L_1 takes same quadrant as σ_1
 - $\tan E = h \sin \phi_m$ $0 \leq E \leq \frac{\pi}{2}$

$$K = \tan^2 \left(\frac{E}{2} \right)$$

$$P_1 = \frac{1-K}{1+\frac{K^2}{4}}, \quad P_2 = \frac{K}{2} - \frac{3}{16} K^3, \quad P_3 = -\frac{K^2}{16}, \quad P_4 = \frac{K^3}{48}$$

$$Q_1 = -\frac{1}{2} \left(K - \frac{9}{16} K^3 \right), \quad Q_2 = \frac{5}{16} K^2, \quad Q_3 = -\frac{29}{96} K^3$$

$$t = \sigma_1 + P_1 \frac{s}{b} + P_2 \sin 2\sigma_1 + P_3 \sin 4\sigma_1 + P_4 \sin 6\sigma_1$$

$$\sigma_2 = t + Q_1 \sin 2t + Q_2 \sin 4t + Q_3 \sin 6t$$

$$4. \quad \tan L_2 = \frac{\tan \sigma_2}{\cos \phi_m}$$

L_2 takes same quadrant as σ_2

$$\sin \phi_2 = \cos \sigma_2 \sin \phi_m$$

$$-\frac{\pi}{2} \leq \phi_2 \leq \frac{\pi}{2}$$

$$\tan \varphi_2 = \frac{\tan \phi_2}{\sqrt{1-e^2}}$$

φ_2 takes same quadrant as ϕ_2

$$\cos \alpha_2 = -\tan \sigma_2 \tan \phi_2$$

$$0 \leq \alpha_2 \leq \frac{\pi}{2} \quad \text{when } \pi \leq \sigma_2 \leq 2\pi$$

$$\frac{\pi}{2} \leq \alpha_2 \leq \pi \quad \text{"} \quad 0 \leq \sigma_2 \leq \pi$$

$$5. \quad 2\sigma = \sigma_1 + \sigma_2, \quad \Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$$

$$R_1 = \frac{e^2}{2} \left(1 + n - \frac{K}{2} - \frac{K^2}{4} \right), \quad R_2 = \frac{e^2}{4} K, \quad R_3 = \frac{e^2}{16} K \quad n : 3\text{rd flattening}$$

$$\lambda_2 - \lambda_1 = L_2 - L_1 - \cos \phi_m (R_1 \Delta\sigma - R_2 \cos 2\sigma \sin \Delta\sigma + R_3 \cos 4\sigma \sin 2\Delta\sigma)$$

Identifications of the symbols above with those in JEK: (JEK $\rightarrow$ present)

$$l_1 \rightarrow \lambda_1, \quad l_2 \rightarrow \lambda_2, \quad \lambda_1 \rightarrow L_1, \quad \lambda_2 \rightarrow L_2, \quad \Delta s \rightarrow s, \quad e' \rightarrow h, \quad K_1 \rightarrow K$$

$$\frac{1}{P_1 \rho^\circ} \rightarrow P_1, \quad \frac{P_2'}{\rho^\circ} \rightarrow P_2, \quad \frac{P_3'}{\rho^\circ} \rightarrow P_3, \quad \frac{P_4'}{\rho^\circ} \rightarrow P_4,$$

$$\frac{Q_1}{2\rho^\circ} = \frac{Q_1'}{\rho^\circ} \rightarrow Q_1, \quad \frac{Q_2}{2\rho^\circ} = \frac{Q_2'}{\rho^\circ} \rightarrow Q_2, \quad \frac{Q_3}{2\rho^\circ} = \frac{Q_3'}{\rho^\circ} \rightarrow Q_3,$$

$$s_2' \rightarrow t, \quad \frac{R_2}{\rho^\circ} \rightarrow R_2, \quad \frac{R_3}{\rho^\circ} \rightarrow R_3.$$

3. 計算値の比較

(1) JEK の標準例題

JEK 950ページには、短距離と長距離について各1題づつの例題が掲げてあり、JEK 9版 III/2巻 69ページにはこの2題のほかに中距離の例題を掲げ、いずれも計算式の検算に広く使われている。この3題について、前節に記した解法を適用した結果は次のとおりである。ここでルジャンドルの方法には第1表のすべての項を採った。当然のことであるが、距離が大きくなるに従って、まずシュライバーに、つづいてルジャンドルに誤差が現われてくる。前節で説明したように、シュライバーは $\alpha=0^\circ$ または 90° として、少数の項によって実質的には多数の項の効果を含んでおり、したがって(16), (17), (18), (21), (22)によって修正したシュライバー(*印)は、高緯度・長距離では、第1表によるルジャンドルよりも精度が良くなる。

Standard Examples of JEK

Constants: Bessel, 1841.

$$a = 6\,377\,397.155\,00 \text{ m}, \quad e^2 = 0.006\,674\,372\,231\,315$$

$$b = 6\,356\,078.963\,25 \text{ m}, \quad h^2 = 0.006\,719\,218\,798\,677$$

$$c = 6\,398\,786.849\,39 \text{ m}, \quad n = 0.001\,674\,184\,8$$

I. Given: $\varphi_1 = +49^\circ 30' 00''$, $\alpha_1 = 32^\circ 25' 21''.5109$, $s = 132.315\ 375$ km.

	φ_2	$\lambda_2 - \lambda_1$
JEK	$+59^\circ 30' 00''$	$1^\circ 00' 00''$
Schreiber	29 59.9999	00.0000
modified Schreiber*	29 59.9999	00.0000
Legendre	29 59.9999	00.0000
Helmert	29 59.9998	0 59 59.9999

II. Given: $\varphi_1 = +52^\circ 30' 16''.7$, $\alpha_1 = 59^\circ 33' 00''.6892$, $s = 529.979\ 578$ km.

	φ_2	$\lambda_2 - \lambda_1$
JEK	$+54^\circ 42' 50''.6$	$7^\circ 06' 00''.0$
Schreiber	50.5921	00.0144
modified Schreiber*	50.5985	00.0001
Legendre	50.6001	05 59.9989
Helmert	50.5999	05 59.9999

III. Given: $\varphi_1 = +45^\circ 00' 00''$, $\alpha_1 = 29^\circ 03' 15''.4598$, $s = 1320.284\ 366$ km.

	φ_2	$\lambda_2 - \lambda_1$
JEK	$+55^\circ 00' 00''$	$10^\circ 00' 00''$
Schreiber	00.5597	00.4108
modified Scheiber*	54 59 59.9970	00.0009
Legendre	55 00 00.0247	00.3946
Helmert	54 59 59.9998	9 59 59.9999

* x and y are calculated by eqs. (16), (17), (18).

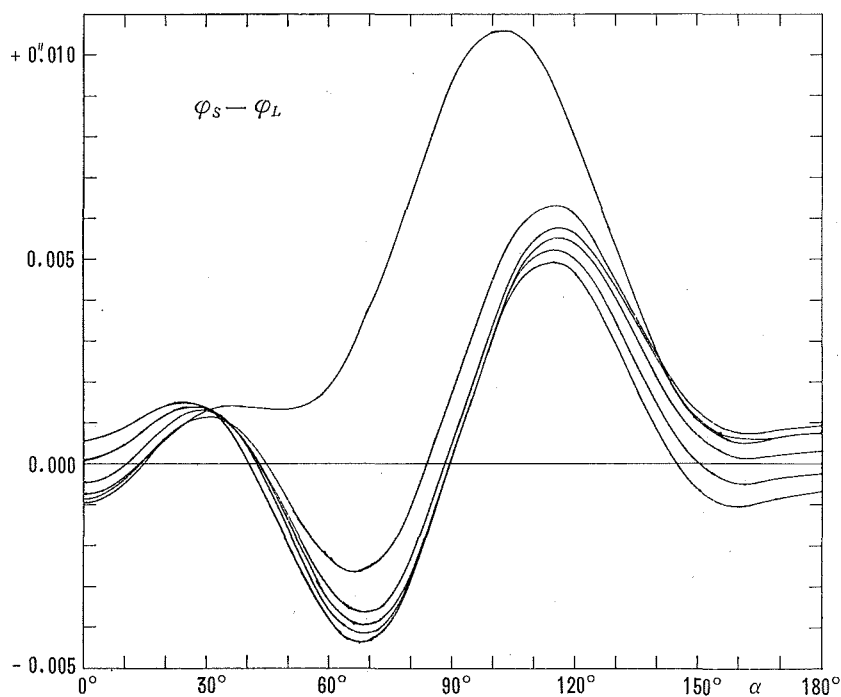
Corrections $-d\varphi$ (I), $-d\lambda$ (II), $-d\varphi$ (III) in eqs. (21), (22), (23)
are applied to eqs. (I), (II), (III), respectively.

(2) 200海里境界線

上の標準例題の結果によって、ルジャンドル、シュライバー、ヘルメルトの計算精度のあらましが推定できるが、これらは α_1 に特定の値を採った場合である。それで $s = 370.4$ km として、 $\varphi_1 = +10^\circ \sim 70^\circ$, $\alpha_1 = 0^\circ \sim 180^\circ$ について、この3種の方法および (16), (17), (18), (21), (22), (23) によって補正したシュライバーの方法を使って φ_2 , λ_2 を計算した。わが国の海図に適用するのであるから、楕円体にはやはりベッセル(1841)を使う。計算結果の一部を第3表に示す。この表値は、 10° または 5° ごとの緯度における差の最大値であって、同じ緯度であっても必ずしも同じ方位における値ではない。ルジャンドルとヘルメルトの差は緯度については緯度 $+60^\circ$ まで、経度 ($\cos \varphi$ を乗ずる) については緯度 50° までは事実上一致し(第2表からわかるように 50° より高緯度では、7次項まで採ってもルジャンドルでは $\pm 0''.0001$ の精度は得られない)、したがってシュライバー・ルジャンドル間の差とシュライバー・ヘルメルト間の差も事実上一致する。第4図にはシュライバー・ルジャンドル間の差を例示する。これが第2図と第3図を合せたものとほぼ一致することは、(19), (20), (21), (22), (23) によるシュライバーの誤差の評価が正しいことを示す。したがって補正したシュライバーがルジャンドル、ヘルメルトにきわめて近いのも当然のことである。

わが国の200海里境界線の場合には、 φ_1 は $+20^\circ \sim +50^\circ$ の範囲(沖の鳥島: $+20^\circ 4'$, 択捉島北端: $+46^\circ 6'$)にあるから、 φ_2 , λ_2 の値をシュライバーの原式によって計算しても、その最大誤差は緯度で $0''.006$, 経度方向

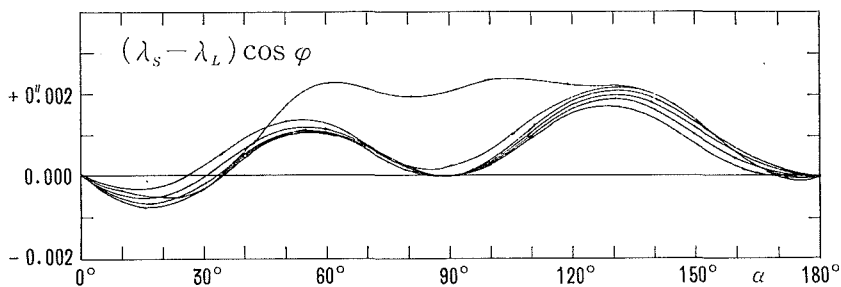
で $0''.002$ であり、両者を併せた位置のずれは $\pm 20\text{cm}$ 以内となる。シュライバーの計算法は、200海里境界線の計算には十分すぎる精度を持っているのであり、(16), (17), (18), (21), (22), (23)による補正の必要はない。なお第2節(2)項で触れたように、シュライバーによる第一課題とガウスの中分緯度法による第2課題の結果が $\pm 10\text{cm}$ 以内で一致することは、ガウスの方法の誤差がシュライバーの方法の誤差とほぼ同じ性質を持つことを示す。



a. Latitude

Curves for $\varphi_1 = +10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 40^\circ, 50^\circ$ from top downward at $\alpha_1 = 10^\circ$.

" $\varphi_1 = +60^\circ, 50^\circ, 40^\circ, 30^\circ, 20^\circ, 10^\circ$ " " at $\alpha_1 = 120^\circ$.



b. Longitude

Curves for $\varphi_1 = +60^\circ, 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 50^\circ, 40^\circ$ from top downward at $\alpha_1 = 10^\circ$.

" $\varphi_1 = +60^\circ, 50^\circ, 40^\circ, 30^\circ, 20^\circ, 10^\circ$ " " at $\alpha_1 = 120^\circ$.

Figure 4. Discrepancy between Schreiber and Legendre at the terminals of the 200-mile geodesic.

以上の計算には、水路部のNEAC 2200モデル500を使った。またプログラムはすべて単精度で組んであるから、計算値の11けた目は不確かになる。

Table 3 Maximum discrepancies* at the terminals of the 200-miles geodesics between Schreiber (S), modified Schreiber** (SS), Legendre (L) and Helmert (H)

φ_1	$\Delta\varphi_{max}$					$\Delta\lambda_{max} \cdot \cos\varphi$				
	S-L	SS-L	S-H	SS-H	L-H	S-L	SS-L	S-H	SS-H	L-H
+10°	0°0050	0°0002	0°0049	0°0002	0°0002	0°0017	0°0001	0°0018	0°0002	0°0002
20	53	3	52	2	1	19	1	20	2	2
30	55	3	55	3	1	19	1	20	2	1
40	58	4	58	4	1	22	0	22	2	1
50	63	4	63	4	2	22	0	22	2	1
55		4		3	2		1		1	2
60	106	4	106	3	2	24	3	25	1	4
65		7		4	4		11		1	12
70	0.0856	0.0027	0.0844	0.0017	0.0015	0.0301	0.0054	0.0327	0.0006	0.0058

* In most cases, maximum discrepancies occur at different azimuths with each other even for same latitudes.

** x and y are calculated by eqs. (16), (17), (18), Corrections $-\Delta\varphi(\text{I})$, $-\Delta\lambda(\text{II})$, $-\Delta\varphi(\text{III})$ in eqs. (21), (22), (23) are applied to eqs. (I), (II), (III), respectively.

付記 1 $\frac{d^n\varphi}{ds^n}$ および $\frac{d^n\lambda}{ds^n}$ の微分演算

第1表に見られるように、ルジャンドルの展開では次数 n が高くなるに従って項数が急増する。したがって $\frac{d^n\varphi}{ds^n}$, $\frac{d^n\lambda}{ds^n}$ を微分して $\frac{d^{n+1}\varphi}{ds^{n+1}}$, $\frac{d^{n+1}\lambda}{ds^{n+1}}$ を求めようとするとき、各項を個々に微分してゆけば、たちまち混乱し收拾がつかなくなる。これを次のように組織立てて行えば、誤りなく微分演算が実行できる。

簡単のために

$$u = \cos \alpha, \quad v = \sin \alpha, \quad x = \cos \varphi, \quad y = \sin \varphi, \quad t = \tan \varphi$$

とおく。(JEK では、ルジャンドルの方法には $u = (c/s) V \cos \alpha$, $v = (c/s) V \sin \alpha$, シュライバーの方法には $u = s \cos \alpha$, $v = s \sin \alpha$ とおき、序説、概観もこれに従っている。混同しないように注意を要する。) (8), (10) から

$$\begin{aligned} \frac{d^n\varphi}{ds^n} &= \frac{V^{n+2}}{c^n} F_n \\ &= \frac{V^{n+2}}{c^n} \sum h^{2m} A(\alpha) \cdot B(\varphi) \end{aligned}$$

これを s で微分すれば、

$$\frac{d^{n+1}\varphi}{ds^{n+1}} = \frac{1}{c^n} \left\{ (n+2) V^{n+1} \frac{dV}{ds} \sum h^{2m} AB + V^{n+2} \sum h^{2m} \left(\frac{dA}{d\alpha} \frac{d\alpha}{ds} B + \frac{dB}{d\varphi} \frac{d\varphi}{ds} A \right) \right\} \quad (24)$$

(4), (5) から

$$\frac{dV}{ds} = -h^2 \frac{V^2}{c} uxy \quad (25)$$

(5), (7), (25) を (24) に代入すれば (8) の記法に従って

$$F_{n+1} = \frac{c^{n+1}}{V^{n+3}} \frac{d^{n+1}\varphi}{ds^{n+1}}$$

$$\begin{aligned}
&= \Sigma \left\{ -h^{2m+2} (n+2) u A x y B \right\} + \Sigma h^{2m} v \frac{dA}{d\alpha} t B + \Sigma h^{2m} V^2 u A \frac{dB}{d\varphi} \\
&= \Sigma \left\{ -h^{2m+2} (n+2) u A x y B \right\} + \Sigma h^{2m} v \frac{dA}{d\alpha} t B + \Sigma h^{2m} u A \frac{dB}{d\varphi} + \Sigma h^{2m+2} u A x^2 \frac{dB}{d\varphi}
\end{aligned}$$

これを

$$F_{n+1} = \Sigma(I) + \Sigma(II) + \Sigma(III) + \Sigma(IV) \quad (26)$$

とおく、ここで $2m$, A , B , $2m+2$, $(n+2)uA$, xyB を横に排列し、たてに n 次の各項、例えば $n=4$ ならば 4001, 4002, 4021, …… , 4062 を排列すれば、 $\Sigma(I)$ は表の形式で一挙に計算される。 $\Sigma(II)$, $\Sigma(III)$, $\Sigma(IV)$ についても同様であるが、 $\Sigma(II)$ では n 次の A の各項 (第1表の各1段) は $\Sigma a_k u^{n-j} v^j$ の形を採るから、 $v \frac{dA}{d\alpha}$ は $\Sigma b_k u^{n-j} v^{j+1}$ の形となる。係数 b_k は A の係数 a_k の簡単な代数関数で表わされ、これを順に横に排列して計算する。 $\Sigma(IV)$ は $\Sigma(III)$ に $h^2 x^2$ を乗じたものに過ぎない。各 Σ を加えて (26) を作れば、再び (10) の形になる。

経度についても同様に (11), (13) による

$$\begin{aligned}
\frac{d^n \lambda}{ds^n} &= \left(\frac{V}{c} \right)^n G_n \\
&= \left(\frac{V}{c} \right)^n \Sigma h^{2m} A(\alpha) \cdot B(\varphi)
\end{aligned} \quad (27)$$

を s で微分し (6), (7), (25) を代入すれば

$$\begin{aligned}
G_{n+1} &= \left(\frac{c}{V} \right)^{n+1} \frac{d^{n+1} \lambda}{ds^{n+1}} \\
&= \Sigma (-h^{2m+2} n u A x y B) + \Sigma h^{2m} v \frac{dA}{d\alpha} t B + \Sigma h^{2m} u A \frac{dB}{d\varphi} + \Sigma h^{2m+2} u A x^2 \frac{dB}{d\varphi} \\
&= \Sigma(I) + \Sigma(II) + \Sigma(III) + \Sigma(IV)
\end{aligned} \quad (28)$$

この計算を表の形式で実行すれば、やはり (13) の形に落ちつく。

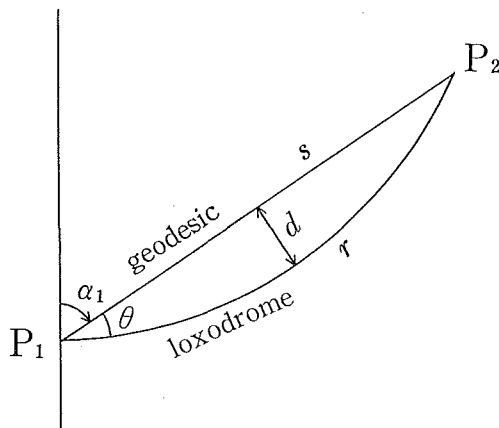


Figure 5

付記 2 200海里測地線と航程線の関係

地点 $P_1(\varphi_1, \lambda_1)$ と $P_2(\varphi_2, \lambda_2)$ を測地線 s と航程線 r で結ぶ (第5図). 両者の最大間隔は進士・久保 (1967) によれば次の式で近似できる.

$$\begin{aligned}
d &= \frac{s^2}{8a} \tan \varphi_1 \sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi_1} \sin \alpha_1 \\
&+ \frac{s^2}{16a^2(1 - e^2)} \left\{ \sec^2 \varphi_1 + e^2 (\cos^2 \varphi_1 - \sec^2 \varphi_1) \right\} \sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi_1} \sin \alpha_1 \cos \alpha_1 + \dots
\end{aligned} \quad (29)$$

$s=370.4\text{km}$ の場合の d の値を第 4 表 a に示す。当然のことであるが、この値は緯度が高くなるほど大きく、また両地点が東西に位置するとき最大となる。わが国周辺における最大値は約 3 km である。

P_1 において航程線と測地線のなす角は、やはり進士・久保 (1967) によれば

$$\theta = \left(-\frac{1}{2} \sigma_1 k_1 \right) s + \left(-\frac{1}{2} \sigma_1 k_1 k_1' + \frac{1}{6} \sigma_1' k_1^2 \right) s^2 + \dots \quad (30)$$

$$\sigma_1 = -\frac{1}{a} \sin \varphi_1 \sin \alpha_1, \quad \sigma_1' = -\frac{1}{a_2} \sin \alpha_1 \cos \alpha_1$$

$$k_1 = \sec \varphi_1, \quad k_1' = \frac{1}{a} \tan \varphi_1 \cos \alpha_1$$

ここに σ_1 は漸長図上で P_1 における測地線の曲率、 σ_1' はその s に関する 1 次微係数、 k_1 は P_1 における縮尺、 k_1' はその s に関する 1 次微係数である。 $s=370.4\text{km}$ の場合の θ の値を第 4 表 b に示す。 d と同様に、高緯度で大きく、かつ $\alpha_1=90^\circ$ のときに最大となる。わが国周辺における最大値は約 2° である。漸長図は正角等影であるから、真方位 α_1 の図上の方位は $\alpha_1+\theta$ である。

次に、測地線と航程線の距離差を求める。上の θ は微小角であるから航程線の方位を α_1 で近似する。 P_1P_2 間の航程線の長さは航法でいうトラバース距離のことである。すなわち航程線の微小片 dr を子午線に投影した長さを dl とすれば

$$dr = dl \sec \alpha_1$$

Table 4 Relations between geodesic and loxodrome for $s=200$ miles.

a. Maximum displacement (d) from geodesic to loxodrome

$\alpha_1 \backslash \varphi_1$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°
20°	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
25	0	185	363	527	672	793	886	948	979	978	948	891	809	706	585	451	306	155	0
30	0	234	459	668	852	1007	1126	1208	1250	1253	1218	1147	1044	913	759	585	398	201	0
35	0	287	564	821	1048	1240	1389	1491	1546	1551	1510	1424	1298	1137	946	731	497	252	0
40	0	347	681	991	1266	1498	1679	1805	1872	1881	1832	1730	1578	1384	1152	890	606	307	0
45	0	414	813	1184	1514	1792	2009	2160	2242	2253	2196	2075	1894	1661	1383	1069	728	369	0
50	0	493	968	1410	1803	2133	2393	2573	2671	2685	2617	2473	2257	1980	1649	1295	868	439	0
50	0	588	1155	1681	2149	2543	2852	3066	3182	3198	3118	2945	2688	2357	1963	1517	1033	523	0

b. Deviation (θ) in azimuth from geodesic to loxodrome

$\alpha_1 \backslash \varphi_1$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°
20°	0.00	0.11	0.22	0.32	0.41	0.49	0.54	0.58	0.60	0.61	0.59	0.55	0.51	0.44	0.37	0.28	0.19	0.10	0.00
25	.00	.14	.23	.41	.52	.62	.69	.74	.77	.78	.75	.71	.65	.57	.47	.37	.25	.13	.00
30	.00	.18	.35	.51	.65	.77	.86	.92	.95	.96	.93	.88	.81	.71	.59	.46	.31	.16	.00
35	.00	.22	.42	.61	.78	.93	1.04	1.12	1.16	1.16	1.13	1.07	.98	.86	.71	.55	.38	.19	.00
40	.00	.26	.51	.74	.94	1.11	1.25	1.34	1.39	1.39	1.36	1.28	1.17	1.03	.85	.66	.45	.23	.00
45	.00	.31	.66	.88	1.13	1.33	1.49	1.60	1.65	1.66	1.62	1.52	1.39	1.22	1.01	.78	.53	.27	.00
50	.00	.37	.73	1.06	1.35	1.59	1.78	1.91	1.99	1.98	1.92	1.81	1.65	1.45	1.20	.93	.63	.32	.00

c. Difference ($r-s$) between loxodromic and geodetic distances

$\alpha_1 \backslash \varphi_1$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°
20°	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
25	0	0	1	2	3	3	6	7	7	7	6	6	5	4	2	2	1	0	0
30	0	0	2	3	5	7	9	11	11	11	11	9	8	6	4	2	1	0	0
35	0	1	2	5	8	11	14	16	17	17	16	14	12	9	6	4	2	0	0
40	0	1	4	7	12	17	21	24	25	25	24	21	18	13	9	6	3	1	0
45	0	1	5	11	17	24	30	34	36	37	34	30	25	19	13	8	4	1	0
50	0	2	7	15	25	34	42	49	52	52	49	43	36	27	19	11	5	1	0
50	0	3	10	22	35	49	61	69	74	73	69	61	50	38	26	16	7	2	0

であるから、これを P_1 から P_2 まで積分すれば航程線の長さ r が得られる。すなわち

$$r = (l_2 - l_1) \sec \alpha_1 \quad (31)$$

ここに l_1, l_2 は赤道から子午線に沿ってそれぞれ φ_1, φ_2 まで測った距離である。測地学の第二課題を持ち出すこともなく、子午線弧長の距離は例えば

$$l_2 - l_1 = a(1 - e^2) \left\{ \left(1 + \frac{3}{4} e^2 \right) (\varphi_2 - \varphi_1) - \frac{3}{4} e^2 \sin(\varphi_2 - \varphi_1) \cos(\varphi_2 - \varphi_1) + \dots \right\}$$

これを(31)に使えば r が計算できる。 $s=370.4\text{km}$ の場合の $r-s$ の値を第4表cに示す。やはり高緯度で大きく、かつ $\alpha_1=90^\circ$ で最大となる。横浜・サンフランシスコ間では $s=4540$ 海里であって $(r-s)/r \doteq 0.05$ になるが、わが国辺では $s=200$ 海里に対して $(r-s)/r$ は 0.0002 に達しない。

領海幅すなわち $s=12$ 海里 $=22.224\text{km}$ の場合には、これらの値はきわめて微小となる。 $\varphi_1=+50^\circ, \alpha_1=90^\circ$ に対して、 $d=12\text{m}, \theta=0.2^\circ, r-s=1.6\text{cm}$ に過ぎない。

付記 3 縮尺を無視した場合の海図上の中間線

2地点間の中間線とは、両地点からの測地線距離が等しい点の軌跡であり、これは測地学の第2課題の応用例となる。しかし比較的狭い地域内で概略の中間線を知りたいときには、海図上で単純に2点間の垂直二等分線を作図し、これに代用することがある。同様に3地点からの等距離点も、2本の垂直二等分線の交点で代用する。このように縮尺を無視した場合の海図の紙面上の中線あるいはその交点の経緯度は、もちろん海図の四周の経緯度目盛りから読取ればすむのであるが、これには作図の誤差を伴い、ことに2線の交角が小さいときには交点の確定が容易でない。それで、これらの経緯度を計算で求める方法を記しておく、原理はきわめて幼稚である。

赤道における縮尺を $1/a$ とする漸長投影を考える。任意の地点 $P(\varphi, \lambda)$ の図上位置 Q の直角座標を x, y とすれば

$$x = \lambda \quad (32)$$

$$y = M = \log \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} \right) \left(\frac{1 - e \sin \varphi}{1 + e \sin \varphi} \right)^{e/2} \right] \quad (33)$$

2地点 $P_1(\varphi_1, \lambda_1), P_2(\varphi_2, \lambda_2)$ の図上位置を $Q_1(x_1, y_2), Q_2(x_2, y_2)$ とすれば、 Q_1Q_2 の垂直二等分線は Q_1Q_2 の中点

$$x_0 = \frac{x_1 + x_2}{2}, \quad y_0 = \frac{y_1 + y_2}{2}$$

を通り、かつ x 軸の正方向と $90^\circ + \tan^{-1} \left(\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \right)$ の角をなす、すなわち

$$k = \frac{x_1 - x_2}{y_2 - y_1}$$

とおけば、この垂直二等分線の方程式は

$$y - y_0 = k(x - x_0) \quad (34)$$

この式が与える x, y は (32), (33) によって φ, λ に変換できる。この場合、 φ については逐次近似を用いる。すなわち

$$E(\varphi) = \left(\frac{1 - e \sin \varphi}{1 + e \sin \varphi} \right)^{e/2} \quad (35)$$

とおけば (33) は

$$\varphi = 2 \tan^{-1} \left(\frac{e^y}{E} \right) - \frac{\pi}{2} \quad (36)$$

となる。e は自然対数の底である。ここで E の第 1 近似として $E(1)=1$ とおけば (36) によって φ の第 1 近似値 $\varphi(1)$ を得る。これを (35) に使えば第 2 近似値 $E(2)$ が得られ (36) によって第 2 近似値 $\varphi(2)$ を得る。以下これをくり返し $\varphi(n-1)=\varphi(n)$ ならしめれば、これが所要の φ である。あるいは $\varphi(1)=(\varphi_1+\varphi_2)/2$ から出発すれば収束は早くなる。

P_1, P_2 以外の地点 $P_1'(\varphi_1', \lambda_1'), P_2'(\varphi_2', \lambda_2')$ についても、その図上位置 $Q_1'(x_1', y_1'), Q_2'(x_2', y_2')$ の垂直二等分線は (34) と同様に

$$y - y_0' = k'(x - x_0') \quad (37)$$

となる。ここに

$$x_0' = \frac{x_1' + x_2'}{2}, \quad y_1' = \frac{y_1' + y_2'}{2}, \quad k' = \frac{x_1' - x_2'}{y_2' - y_1'}$$

である。それでこれら 2 本の垂直二等分線の交点 R' の座標は

$$x = \frac{y_0' - y_0 + kx_0 - k'x_0'}{k - k'}$$

$$y = y_0 + kx - kx_0 = y_0' + k'x - k'x_0'$$

R' に対応する地上位置 R の φ, λ は、この x, y から上に述べたのと同じ方法で計算できる。

(34) が与える紙上の二等分線と、地表上の実際の間線との差が最大となるのは、いうまでもなく 2 点 P_1, P_2 が南北方向に位置するときである。その量は漸長緯度表から求められるが、ここでは簡単のために地球を球 ($e=0$) とすれば、図上の 2 点の midpoint の緯度は (36) から

$$\varphi_0 \div 2 \tan^{-1} \left[\tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi_1}{2} \right) \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi_2}{2} \right) \right]^{1/2} - \frac{\pi}{2}$$

である。地上の midpoint の緯度は $(\varphi_1 + \varphi_2)/2$ であるから

$$\delta\varphi = \varphi_0 - \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2}$$

とおけば、例えば $\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1$ として 400 海里および 24 海里を採った場合の $\delta\varphi$ の値は次表のようになり、この量だけ図上の midpoint は地上の midpoint より高緯度にある。

φ_1		0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
$\delta\varphi$	$\Delta\varphi = 400'$	0'3	1'4	2'5	3'8	5'5	7'8	11'6	19'6
	$\Delta\varphi = 24'$	0"0	0"2	0"5	0"7	1"1	1"5	2"2	3"5

本文で触れたように、シュライバーの方法とその修正およびガウスの中分緯度法に関するプログラムは、編暦課の仙田昭夫氏が作成した。またルジャンドルの方法およびヘルメルトの方法のプログラムは編暦課の原田幸夫氏が作成した。これらのプログラムによるシュライバー、修正シュライバー、ルジャンドル、ヘルメルトの比較計算 (第 3 節) は原田氏が実行した。この間、仙田氏には種々の助言を頂くとともに、シュライバー・ガウスの比較 (第 2 節) および航程線長 (第 4 表 c) を計算して頂いた。両氏に厚く感謝する。

参 考 文 献

Kneissl, M., 1959 : Jordan-Eggert-Kneissl, Handbuch der Vermessungskunde, 10. Ausgabe, Bd. IV, 2.

Hälfte, Metzlersche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. (JEK と略記)

日本測地学会, 1974 : 測地学の概観, 日本測地学会, 東京. (概観と略記)

進士 晃・久保良雄, 1967 : 水路部研究報告, 第 2 号, p. 61.

坪川家恒・大森又吉, 1969 : 測地学序説, 山海堂, 東京. (序説と略記)

西之島火山に対する噴火予知研究 (第2報)

—予備の数値解析—

土出昌一*

STUDIES ON PREDICTION OF THE ERUPTION OF NISI-NO SIMA VOLCANO -II

—PRELIMINARY DIGITAL ANALYSIS OF MULTISPECTRAL IMAGES—

Masakazu Tsuchide*

Received 1977 October 12

Abstract

As a part of the national programme on the prediction of volcanic eruption, the Hydrographic Department is conducting the investigation on the remote sensing technique to be applied to the submarine volcanoes. Among various features relating submarine volcanoes, of particular interest is the correlation between the appearance of discoloured water on sea surface and the volcanic activity beneath it. Hence, by measuring the state of discoloured water, we may predict growth or decay of the volcanic activity.

Nisi-no Sima Sinto was born in 1973 with heavy discoloured water in the immediate southeast of Nisi-no Sima ($27^{\circ}15'N$, $139^{\circ}53'E$). Since the sea area around these islands can be regarded as one of the best sites for the experiment of remote sensing technique, surveillance has been made by using of the air-borne multiband camera, MK-1, manufactured by IPS Co. Ltd. and the thermal camera manufactured by Nikon Co. Ltd. The first report (Sugiura and Tsuchide, 1977) dealt with the analogue technique with imageries taken by the multiband camera. In the present paper the preliminary experiments on the digital processing is described.

Four sets of multiband (B, G, R, IR) imageries have been adopted as sample material. They were taken on 1974 October 29, 1975 August 13, 1976 August 9 and 1976 December 16 (Figs. 2a, 3a, 4a, 5a). Along the coasts of the islands, 25 points (Fig. 6) have been selected to be measured their imagery densities in four colours respectively by vidicon tube scanning. In order to correct the effect of roughness of the sea surface, measurements have been made at 49 ($=7 \times 7$) spots within ± 0.7 mm from each object point and averaged. The sunspot effect has been corrected through subtraction of density values of the imagery, which were taken on the open sea immediately before or after the exposure on the islands, from those on the object imagery (as is illustrated by example in Table 4). The density values thus corrected (Figs. 2b, 3b, 4b, 5b) indicate some conspicuous colour feature but are still insufficient to express the degree of

* 測量課 Surveying Division

colouring quantitatively.

Then, three kinds of digital experiment have been made by making use of the corrected density values.

(i) The frames taken on 1976 August 9 and December 16 have the overlapping of 80% with respective neighbouring frames. After the sunspot correction, density values at each object point are compared with those on the neighbouring frames. Most of the differences thus derived (Fig. 8) deviate from 0 more or less, suggesting the incompleteness of the sunspot correction.

(ii) Since the imagery on IR-band contains merely the information on physical state between the sea surface and the camera, like waves and clouds, the difference in density values between the imagery on IR-band and those on the other bands may indicate the existence of the discoloured water and its magnitude, excluding the effects due to the physical state as well as to the vignetting. However, the actual differences thus derived (Fig. 9) show larger scattering than the differences by (i) above. At least in the present case, the sunspot effect seems to be more significant than the other effects.

(iii) Procedures to derive the differences (i) and (ii) have been combined. Namely, density value differences between neighbouring frames on IR-band have been subtracted from those differences on the other bands. Differences thus obtained (Fig. 10) deviate from 0 systematically on the average.

Through further experimental investigation together with the preparation of appropriate softwares, it is intended to establish a standard procedure of digital processing for measuring the colouring of sea surface quantitatively under various conditions.

1. まえがき

昭和49年度を初年度とする火山噴火予知第1次5ヶ年計画も既に4年目に入っている。水路部は海底火山に対する調査技術の研究を行うとして本計画に参加しており、昭和49年度にはマルチバンドカメラと赤外線映像装置を導入して撮影方式と測定方式の研究に着手し、昭和50年度にはラジオメーターとカラー画像解析装置を導入して画像処理および画像解析の研究を行ない、昭和51年度には濃度計数装置を導入し昭和52年度に導入した写真合成装置と共に基礎的数値解析の研究を行った。本計画の最終年度である昭和53年度には演算処理装置の導入を予定し、これらの装置による総合的数値解析の研究をもって火山噴火予知第1次5ヶ年計画が完了する予定である。本報告は第1報（杉浦・土出, 1977）の継続としてマルチバンド画像の数値処理による調査結果の一部について述べる。

2. 観測機器および解析機器

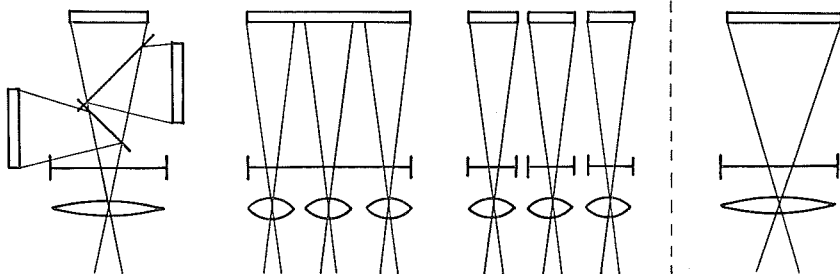
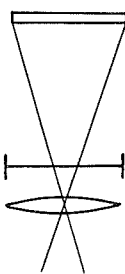
海底火山活動が活発化すれば噴気等火山性噴出物の量が増大する。火山性噴出物のうち海水より軽くて水に溶けないもの（例えば軽石）や海水と化学反応を起こして水色を変化させるもの（例えば鉄分）は海面にあらわれるため、航空機による写真観測が可能であるが、小坂ら（1977）は海水と火山性噴出物の化学反応による海水の呈色は海底火山の活動度に応じてその色が変わると推論した。この性質を利用すれば、海水色の変化を捕えることにより海底火山の火山活動の消長が推定できることになるが、一般に使用されるネガカラー写真は撮影条件および現像条件によって発色が大幅に変化し再現性に難点があり、リバーサルタイプは色の再現性は優れているが異なった天候条件で撮影された海水の呈色比較はそのままでは不適当である。これらの難点に比べてマルチバンドカメラは写真合成の操作性に富みバンド間の濃度定量も可能であり呈色比較には多くの利点を持っている。

(1) マルチバンドカメラ

マルチバンドカメラは1960年代の後半から発展してきたカメラであって、300～900nmの近紫外から近赤外までの波長領域を、バンドパスフィルターによって数個の波長領域に分割して別々の写真画像を得ることができる。マルチバンドカメラは i) シングルレンズ・マルチフィルム方式 ii) マルチレンズ・シングルフィルム方式 iii) マルチレンズ・マルチフィルム方式に大別することができる。各方式の特徴を第1表に示す。水路部で現用しているカメラはマルチレンズ・シングルフィルム方式に属する。

マルチバンド写真の解析はアナログ方式とデジタル方式に大別される。アナログ方式はプロジェクターを使用してバンドごとのフィルムを1枚の写真に合成したり、フィルムの重ね焼きをする方法であって、物質の分光反射特性を色や濃度によって強調することにより調査の対象物を識別し易くすることができる。〔西尾(1974)、江森(1976)、杉浦・土出(1977)〕

Table 1 Types of multiband camera.

	single-lens multi-film	multi-lens single-film	multi-lens multi-film	ordinary camera
lens	single	multi	multi	single
film	multi	single	multi	single
shutter	single	single	multi	single
lens interchange	possible	impossible	possible	possible
instrument	complex	simple	a little complex	simple
image parallax	very small	small	large	none
size	large	small	medium	small
structure				

□ film
 — mirror
 ┌─┴─┐ shutter
 ○ lens

デジタル方式はバンドごとの写真画像を画素に分割してその濃度を数値化し、それらの値に対する数値的演算を通して画像出力を得るものであり、電子計算機の整備とソフトウェアの整備が前提となる（飯坂(1974)）。アナログ方式では画像面積の大きさが画像処理に要する手数にそれ程影響を与えないが、デジタル方式では画素の一点一点を逐次処理するために1つのバンドについても数値化された画像データはばう大であり、バンド数が増すとそれに比例してデータ量が増大する。従って通常は一枚の写真画像の中から必要な部分だけを抽出して計算機処理が行われる。

水路部に導入したマルチバンドカメラ MK-1 はアメリカの IFS 社 (International Imaging Systems) のも

のであり、仕様は以下の通りである。

名 称：MK-1

シャッター：フォーカルプレーン式 1/150秒～1/350秒

レンズ：クセノタル、150mm, F2.8, 4本

画面サイズ：9インチ×9インチ内に3.5インチ×3.5インチ画面が4枚

画 角：対角線で半角22.5度

フィルター：コダックラッテンフィルター

#47B (青), #57A (緑), #25 (赤), #88A (赤外)

#47B, #57A, #25には赤外ブロッキングフィルター併用

撮影枚数：300シーン/250フィート

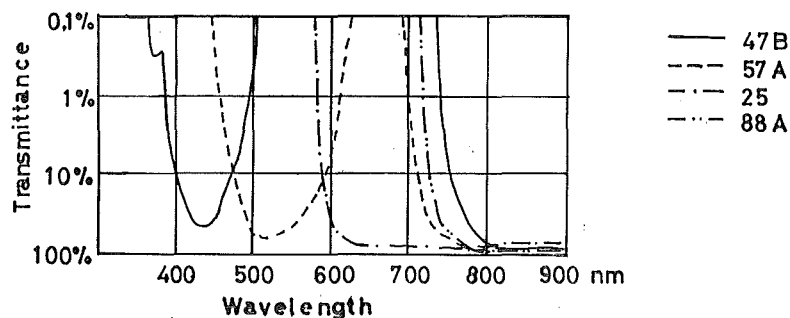


Figure 1 Filter characteristics used in MK-1 multiband camera (Kodak, 1973).

このマルチバンドカメラは4バンドであり、使用される4種のフィルターの特性は図1に示すとおりである。4つのバンドは短波長側から順に青バンド、緑バンド、赤バンド、赤外バンドと呼ばれており、これらのバンドの写真フィルム上での識別は各画面の隅に焼き込まれた1 (青), 2 (緑), 3 (赤), 4 (赤外) の数字によって行われる。フィルターはレンズ層の中間に挿入されていて、フィルターを交換した場合の焦点面の再調整は非常に面倒なため水路部ではフィルターの交換を行ったことはない。しかし対象とする物体の分光反射特性に応じて目的に合致したフィルターの選択は必要なことである。海底火山による変色水についてはこれまでの経験により緑と赤の中間領域、すなわち黄あるいは橙のバンドによる画像が有効と思われるのでフィルターの交換は今後の課題の一つである。

(2) 画像データ解析装置

マルチバンドカメラによって得られる海面情報は白黒フィルム上のアナログ量であるため、この画像を数値化して電子計算機に入力するにはアナログ・デジタル変換器が必要である。このための装置がいくつか開発されているが長尾 (1976) による代表的な機器の比較を表2に示す。

次に、電子計算機による画像処理後の出力としてはラインプリンタ、カラーブラウン管、写真フィルムがよく用いられる。それらの比較を表3に示す。

水路部において用いられている画像解析用のシステムは (導入予定のものも含めて) 次のとおりである。

Table 2 Characteristics of typical input devices

	scanning method	scanning speed	resolution	grey level	S/N ratio	cost
vidicon	sequence	high	500×350— 250×180 points	normal	medium	low
image dissector	random	medium	500×350— 250×180 points	normal	low	medium
flying spot scanner	random	high	4000×1000— 1000×1000 points	superior	high	high
drum scanner	sequence	slow	50-10 lines/mm	superior	high	medium

Table 3 Characteristics of typical output devices.

	density resolution	positioning resolution	speed	grey level	coloration	image distortion	cost
line printer	low	high	medium	inferior	no	inferior	low
monitor TV	medium	medium	high	normal	yes	medium	medium
film image	high	high	slow	superior	yes	superior	medium

1 スキャナー部

ビジコン管 1 インチ
 ビームスポット 20 μ m
 偏向精度 (歪) $\pm 0.5\%$ 以下
 出力特性 濃度範囲 2 Dにおいて
 直線性 ± 0.02 D
 走査方式 30フィールド/秒
 525本インターレース

2 コントローラー部

サンプリング方式 垂直順次方式 63.5 μ s/点
 1 画面約17秒
 サンプル数 水平方向512 垂直方向480
 245,760点/画面
 濃度分解能 8ビット (256段階)
 精度 $\pm \frac{1}{2}$ ビット
 濃度範囲 0.05 D $\sim$ 2.25 D

3 電子計算機 (ミニ・コンピューター)

記憶素子 磁気コア
 語長 16ビット/語
 サイクルタイム 1 μ s
 記憶容量 24kw

4 電子計算機周辺部

紙テープ・リーダー 400字/秒
 ラインプリンター 300行/分
 磁気ディスク 9.6Mバイト (4.8Mバイト
 固定, 4.8Mバイト可変)
 磁気テープ 9トラック, 800bpi

電子計算機のためのソフトウェアは現在のところ画面の拡大, 回転, 平均値, ヒストグラム等の基本的なものを除いては画像解析を担当するものが自分で作成しなければならない. これは経験と熟練を要する技術であり, この業務を発展させていく上で力を注がねばならない課題である. 現在はマルチバンド画像からバンドごとに変色水の領域を抽出したり, 抽出した領域での画像の違いを比較したりする基礎プログラムの開発段階にある.

3. 解析例

解析に用いた資料は下記の期日に撮影された4枚のマルチバンド写真である.

- 1) 1974年10月29日 図2a
- 2) 1975年8月13日 図3a

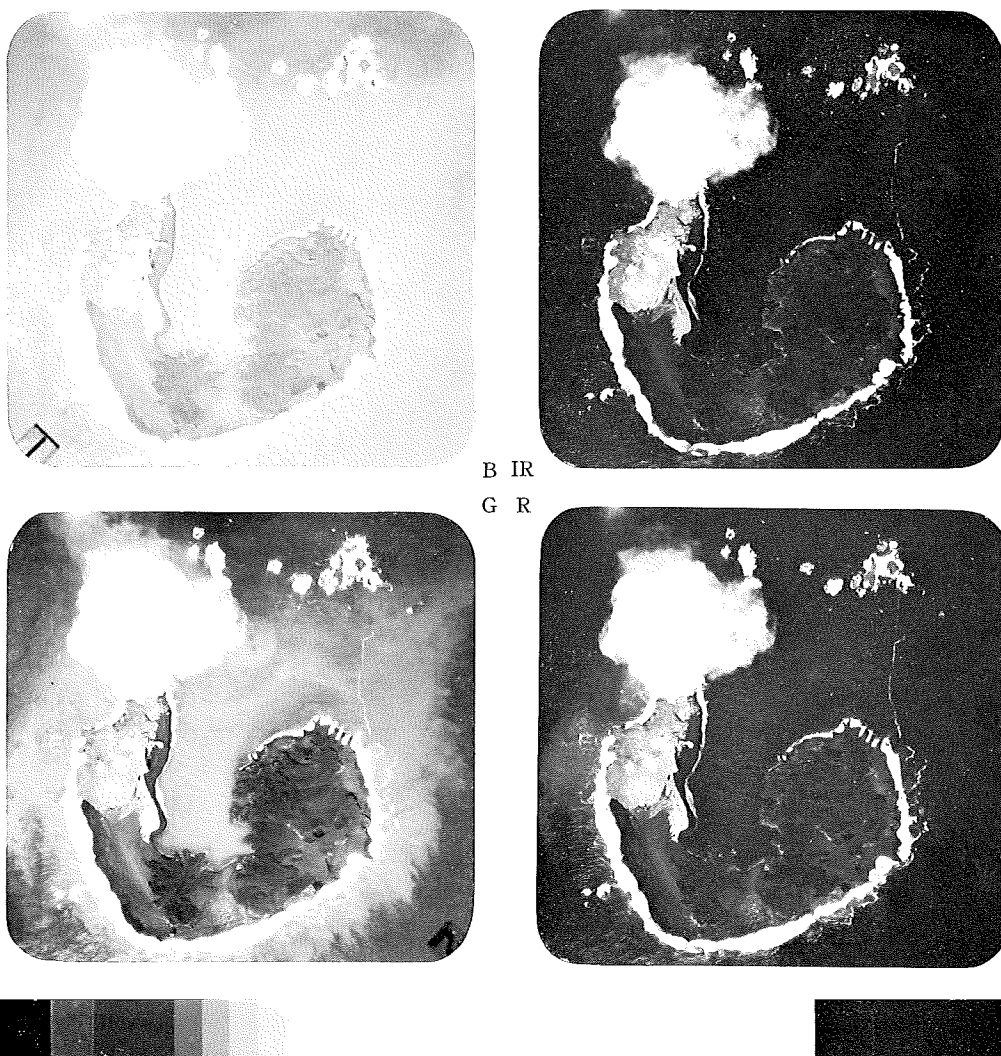


Figure 2a Multispectral image taken on 1974 October 29

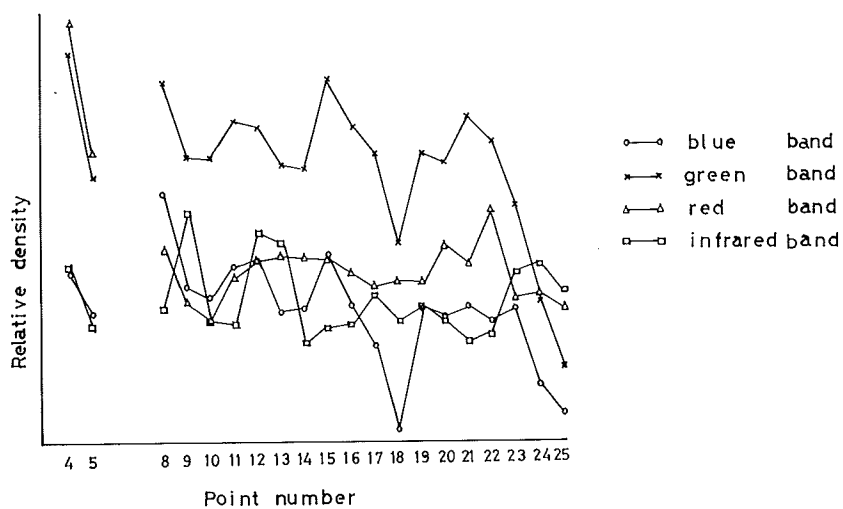


Figure 2b Density values of object points on Fig. 2a

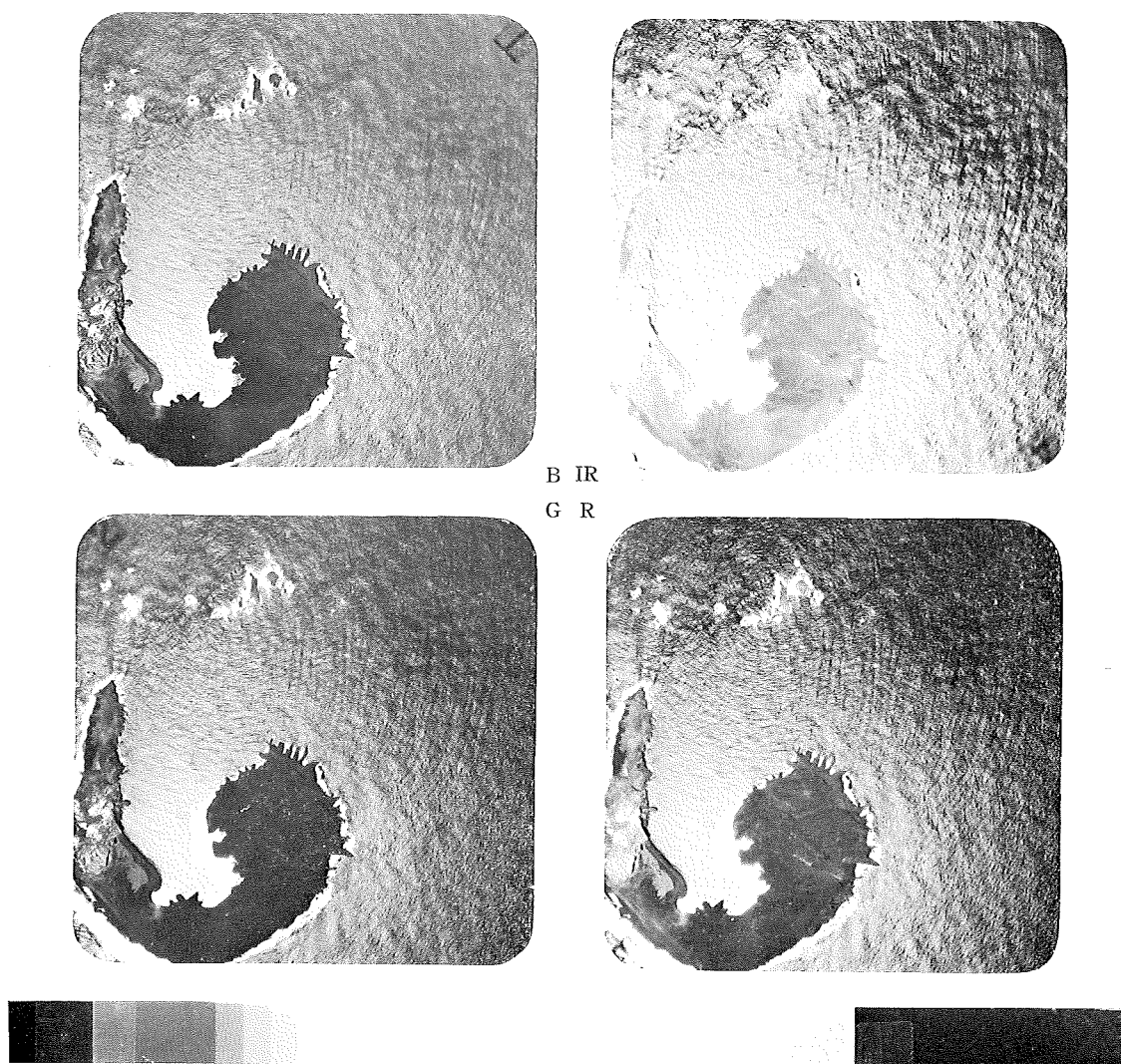


Figure 3a Multispectral image taken on 1975 August 13

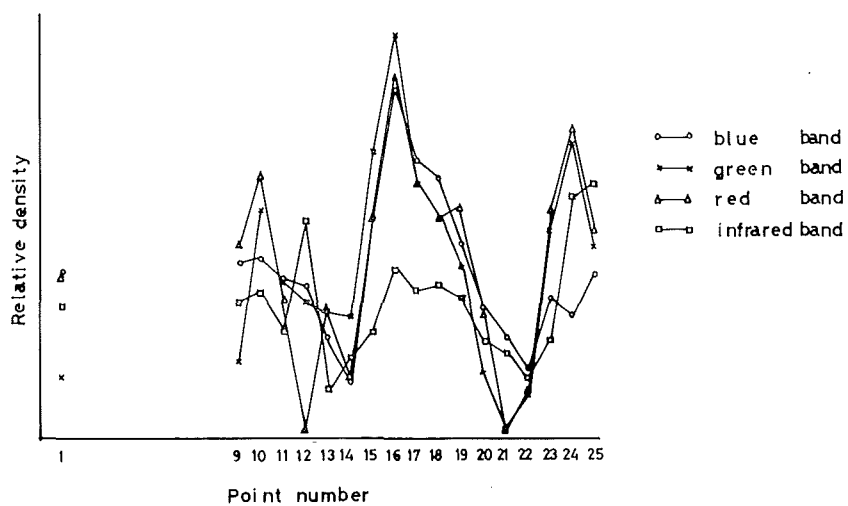


Figure 3b Density values of object points on Fig. 3a

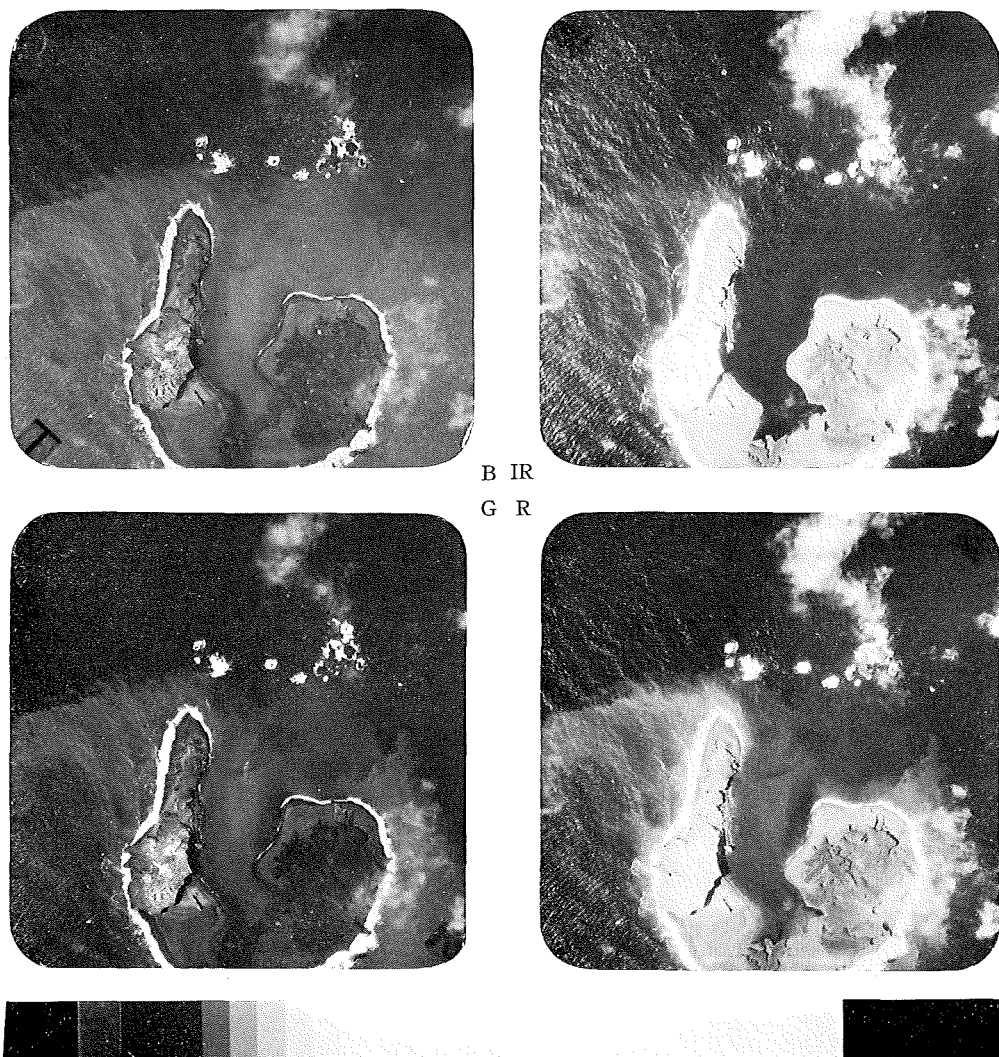


Figure 4a Multispectral image taken on 1976 August 9

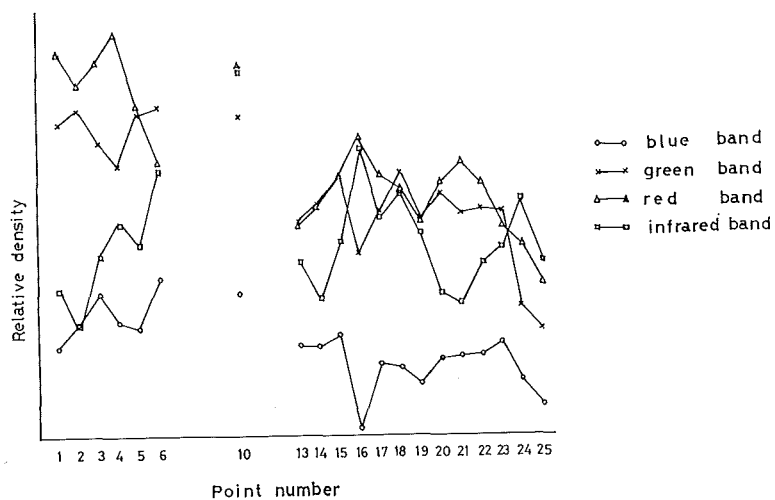


Figure 4b Density values of object points on Fig. 4a

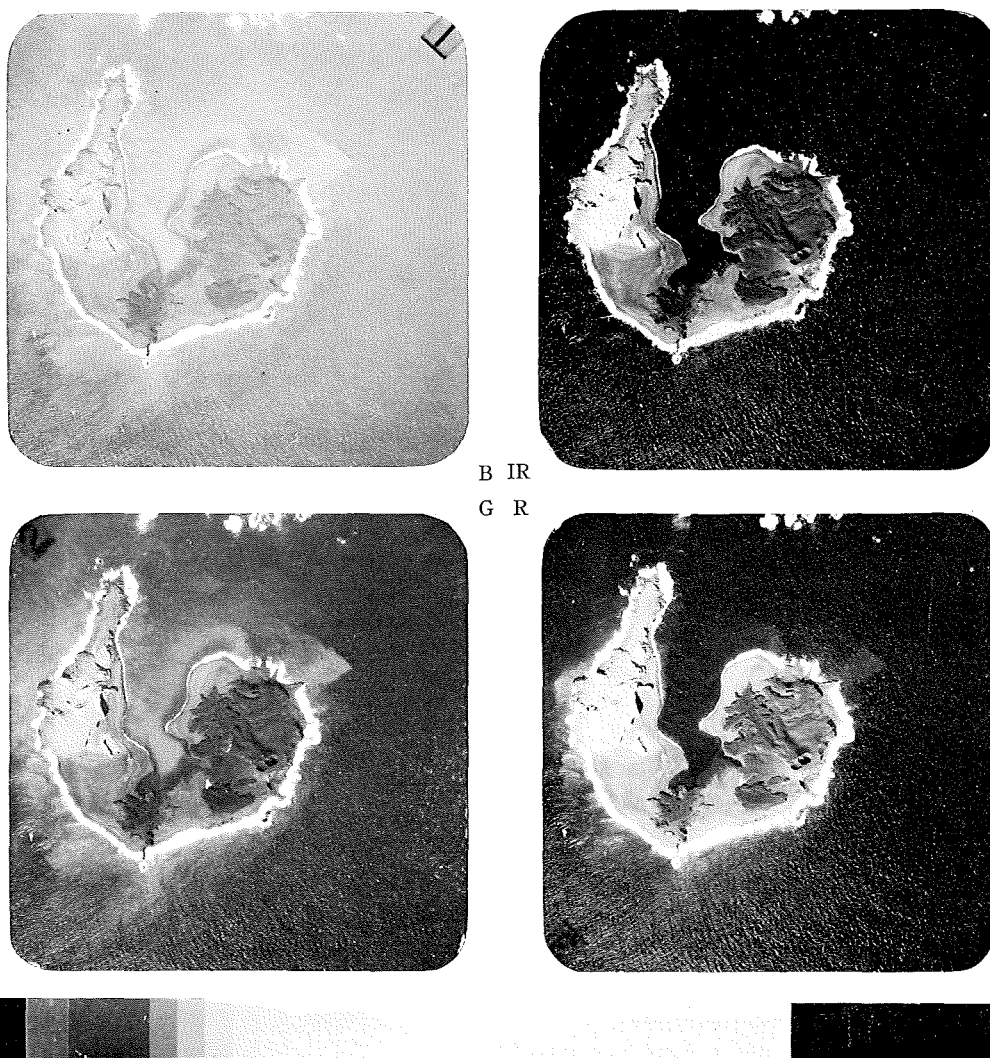


Figure 5a Multispectral image taken on 1976 December 16

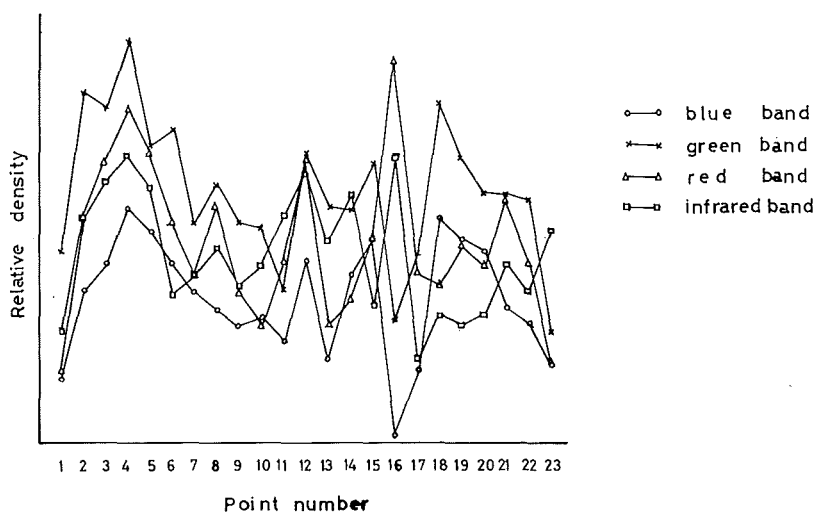
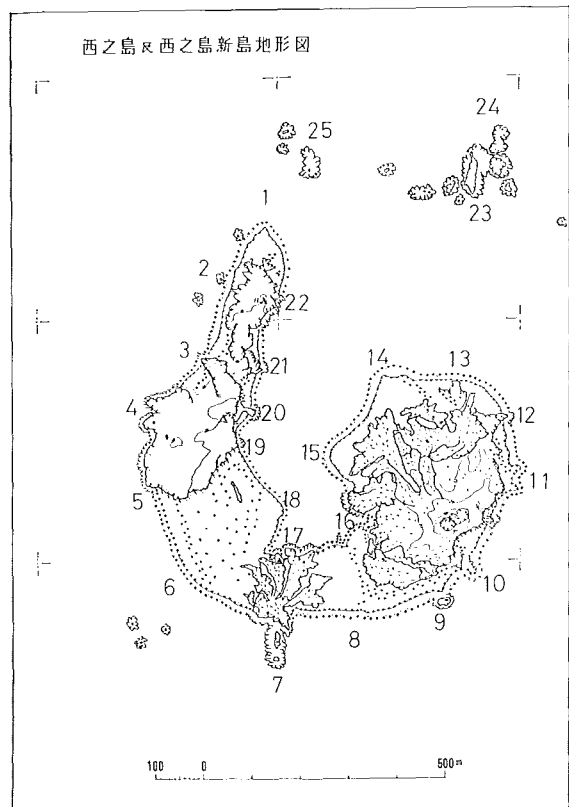


Figure 5b Density values of object points on Fig. 5a

Figure 6 Location of object points
 Nos. 1 to 5: Area of discoloured water
 Nos. 6 to 9: Area at which migrations of sand and gravel are conspicuous
 Nos. 9 to 13: Area of discoloured water
 Nos. 14 to 20: Area at which progradations of sand and gravel are conspicuous



3) 1976年8月9日 図4a

4) 1976年12月16日 図5a

各写真の下に写っているグレースケールは写真の焼き付け時に焼き込まれたものである。

フィルム画像上の測定点として西之島および西之島新島の周辺海面の25点を選んだ(図6)。点1～5は変色水の見られた場所、点6～9は砂礫の移動の激しい場所、点9～13は変色水が見られた場所、点14～20は風波の影響と思われる砂礫による埋立ての進展の著しい場所である。ビジコン管の読取りスポットの大きさは図に示した画像上で約0.2mmであるが、太陽光による波面の局所的な濃度差を平均するために縦、横に7点ずつの合計49点の濃度を平均した値(すなわち1.4mm四方の区域内の平均値)をもって各測定点の濃度値とした。

例示した写真が示すように、太陽光の反射が認められる画面上ではこの影響による局所的な変化が大きい。サン・スポットと呼ばれるこのような撮影は写真の画角の $\frac{1}{2}$ より太陽の天頂角が小さい場合には避けられないものであり、この限界の外にあってサン・スポットの周辺光の影響は無視できない。図7はその顕著な例である。この影響を除いて測定値の均質化を図るため次のような操作を行った。

サン・スポットの影響は、航空機による撮影位置が数km程度隔たった二つの撮影場所では、平均的な海面反射としては同じように現われると考えられる。従って西之島の写真と、それに隣接する海面だけの写真とを比較(減算)することによりサン・スポットの影響を相殺することができる。またこのような比較(減算)を行うことによりバンド間での露光の違い(即ち濃度の違い)をある程度平均化する効果も期待できる。図2b～図5b(図2a～図5aの下に示した)は図6に示されている各測定点の濃度値を図示したものである。測定値は指定された測定地点の濃度値から、サン・スポットの影響を除くための参照画面(図3aにあっては図7)上の対応

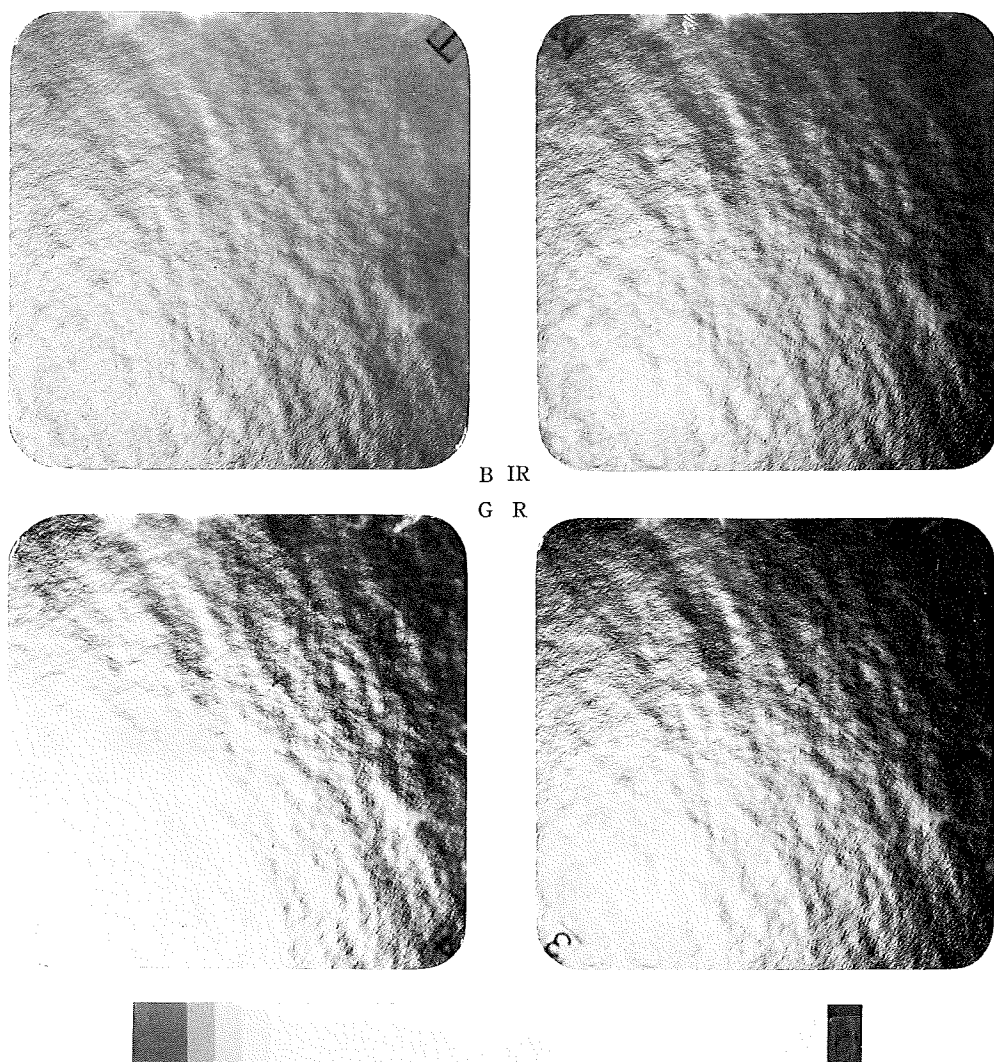


Figure 7 Sunspot on 1975 Agust 13, cf. Fig. 3a

地点の濃度を引き去り、更に双方の写真上のグレースケールを用いて両画面の濃度差を補正したものである。この過程の例を表4に示す。

図2bで最も顕著な事柄は緑バンドのグラフが全体的に高い値を示していることであり、これは図2aで変色水が緑バンドに強く示されていることに対応する。図2aでは青バンドも画面全体が明るい、これは変色水よりも撮影時の青バンドの露光に多く影響されたものであり、今回行った演算法により平均化されその濃度値は赤および赤外バンドと同程度になった。点18における青・緑両バンドの濃度値の減少は原因不明である。あるいは海面ではなく岸線付近の砂礫を計測したためかもしれない。

図3bでは点16と点24は値が大きく点21は値が小さいのが目立つ。点16はサン・スポットのほぼ中心点にあたるが、このサン・スポットは露光したネガフィルム上で既に濃度が飽和状態になる程強烈なものであったため今回行ったような単純な操作では対処しきれなかったものと考えられる。点24はサン・スポットの端部にあたるが図3aから明らかな通り画像はそれほど白いものではない。この付近は岩礁による波紋が見事に図3aに描かれ

Table 4 Example of data reduction

	1	BLUE					GREEN					RED					INFRARED					i
		G _N	G _S	A	G _D	B	G _N	G _S	A	G _D	B	G _N	G _S	A	G _D	B	G _N	G _S	A	G _D	B	
Gray scale	1	249.1	251.1	1.3	-2.0	0.0	250.3	251.8	2.3	-1.5	-0.7	249.5	250.5	1.3	-1.0	0.8	248.9	251.1	2.6	-2.2	-2.0	1
	2	247.7	249.8	4.6	-2.0	-0.7	248.7	249.5	3.3	-0.8	0.0	247.4	249.2	3.3	-1.8	-0.7	248.3	248.5	2.7	-0.2	1.0	2
	3	243.9	245.2	4.5	-1.3	1.5	245.4	246.2	5.0	-0.8	0.6	244.8	245.9	5.6	-1.1	-0.1	244.6	245.8	5.7	-1.2	0.8	3
	4	237.9	240.7	9.2	-2.8	-1.2	239.8	241.2	9.2	-1.4	0.4	239.3	240.3	9.5	-1.0	0.2	238.1	240.1	8.9	-2.0	-0.8	4
	5	229.9	231.5	15.5	-1.6	-0.6	230.2	232.0	15.3	-1.8	-0.3	229.6	230.8	15.5	-1.2	0.7	230.0	231.2	15.9	-1.2	-0.6	5
	6	215.0	216.0	22.0	-1.0	0.9	215.2	216.7	22.6	-1.5	-0.3	213.5	215.3	22.0	-1.9	0.5	214.6	215.3	22.0	-0.6	0.5	6
	7	192.1	194.0	31.1	-1.9	1.4	192.8	194.1	31.4	-1.2	0.5	190.9	193.3	31.4	-2.4	0.4	192.2	193.3	30.6	-1.1	1.9	7
	8	159.5	162.9	32.6	-3.3	4.6	161.0	162.7	33.0	-1.7	4.2	159.1	161.9	37.4	-2.8	0.0	159.7	162.7	34.6	-3.0	1.5	8
	9	122.4	130.3	43.6	-7.9	1.0	123.9	129.7	42.0	-5.9	5.3	121.7	124.5	42.3	-2.8	3.9	123.6	128.1	43.4	-4.5	2.9	9
	10	77.7	86.7	54.4	-8.9	6.7	76.5	87.7	47.8	-11.2	11.1	75.5	82.2	53.2	-6.7	8.7	77.3	84.7	53.8	-7.4	6.0	10
	11	16.7	32.3	32.2	-15.6	-15.5	17.6	39.9	39.8	-22.3	-22.2	13.6	29.0	29.0	-15.4	-15.4	17.5	30.9	30.9	-13.4	-13.4	11
	12	0.0	0.1	-0.1			0.0	0.1	-0.1			0.0	0.0		0.0		0.0	0.0		0.0		12
	1	T _N					T _S					T _S					T _S					i
		T _N	T _S	C	T _D	E	T _N	T _S	C	T _D	E	T _N	T _S	C	T _D	E	T _N	T _S	C	T _D	E	
Object points	1	118.9	111.7	-8.3	7.2	15.5	81.6	99.9	-9.8	-18.4	-8.6	93.1	84.6	-6.5	8.5	15.0	167.3	162.7	-3.0	4.6	7.6	1
	9	123.3	114.6	-8.3	8.7	17.0	117.2	128.7	-6.0	-11.4	-5.4	150.1	132.1	-2.8	18.0	20.8	201.3	194.3	-1.1	6.9	8.0	9
	10	125.6	115.8	-8.2	9.8	18.0	127.7	107.6	-8.8	20.1	28.9	155.0	120.9	-3.1	34.1	37.2	199.8	190.6	-1.3	9.1	10.4	10
	11	124.2	119.1	-8.2	5.1	13.3	117.9	113.5	-8.0	4.4	12.4	137.6	131.9	-2.8	5.7	8.5	189.2	189.1	-1.4	0.1	1.5	11
	12	131.9	128.3	-7.9	3.6	11.5	127.2	125.5	-6.4	1.7	8.1	133.9	157.2	-2.8	-23.3	-20.5	196.1	172.0	-2.4	24.2	26.6	12
	13	130.5	137.0	-6.9	-6.5	0.4	119.2	120.5	-7.1	-1.3	5.8	131.8	127.7	-2.8	4.1	6.9	186.3	198.7	-1.0	-12.4	-11.4	13
	14	123.0	139.5	-6.6	-16.4	-9.8	131.9	133.4	-5.5	-1.4	4.1	143.7	155.1	-2.8	-11.4	-8.6	201.3	206.3	-0.8	-5.0	-4.2	14
	15	174.0	151.9	-4.8	22.1	26.9	190.9	152.1	-3.1	38.8	41.9	200.4	176.7	-2.6	23.7	26.3	223.8	223.2	-0.9	0.5	1.4	15
	16	198.2	147.7	-5.4	50.6	56.0	213.8	148.7	-3.5	65.1	68.6	226.6	170.4	-2.7	56.2	58.9	233.4	218.7	-0.7	14.7	15.4	16
	17	181.9	147.4	-5.5	34.6	40.1	178.4	147.5	-3.7	30.8	34.5	204.5	172.3	-2.7	32.2	34.9	231.3	221.7	-0.8	9.6	10.4	17
	18	184.9	153.8	-4.6	31.1	35.7	177.1	152.5	-3.0	24.6	27.6	199.6	175.6	-2.6	24.0	26.6	233.2	222.0	-0.8	11.2	12.0	18
	19	164.6	148.4	-5.3	16.3	21.6	158.7	146.4	-3.8	12.3	16.1	189.9	163.2	-2.8	26.7	29.5	227.7	220.4	-0.8	7.3	8.1	19
	20	149.9	148.3	-5.3	1.6	6.9	135.5	147.0	-3.7	-11.6	-7.9	164.1	161.5	-2.8	2.5	5.3	220.1	221.3	-0.8	-1.2	-0.4	20
	21	139.9	145.8	-5.7	-5.9	-0.2	120.9	145.5	-3.9	-24.6	-20.7	135.8	159.8	-2.8	-23.9	-21.1	213.4	217.7	-0.7	-4.2	-3.5	21
	22	129.0	142.0	-6.2	-13.0	-6.8	108.9	127.8	-6.1	-19.0	-12.9	121.1	135.8	-2.8	-14.7	-11.9	198.1	207.7	-0.8	-9.6	-8.8	22
	23	120.5	120.0	-8.1	0.6	8.7	108.2	94.8	-10.4	13.4	23.8	97.0	75.9	-7.7	21.0	28.7	156.8	160.3	-3.1	-3.5	-0.4	23
	24	104.9	108.1	-8.4	-3.2	5.2	90.6	63.8	-16.7	26.8	43.5	74.3	40.9	-13.3	33.5	46.8	115.0	90.5	-7.0	24.5	31.5	24
	25	101.3	96.3	-8.7	5.0	13.7	68.4	64.6	-16.5	3.9	20.4	50.1	39.7	-13.5	10.5	24.0	100.8	74.9	-8.5	25.9	34.4	25

G_N: density values of the grey scale on Nisi-no Sima imagery (Fig. 3a)G_S: density values of the grey scale on the sea surface imagery (Fig. 7)

$$A(i) = G_S(i) - G_S(i+1), \quad i=1, 2, \dots, 11,$$

$$G_D = G_N - G_S,$$

$$B(i) = G_D(i) - G_D(i+1), \quad i=1, 2, \dots, 11,$$

T_N: density values of the object points on Nisi-no Sima imagery (Fig. 3a)T_S: density values of the sea surface imagery (Fig. 7) at the corresponding locations to those of the object points on Nisi-no Sima imagery,

$$C(i) = \frac{B(i)}{A(j)} [T_S(i) - G_S(j) + G_D(j)], \quad G_S(j+1) \leq T_S(i) \leq G_S(j),$$

$$T_D = T_N - T_S,$$

E(i): corrected density values of the object points on Nisi-no Sima imagery,

$$E(i) = T_D(i) - C(i), \quad i=1, 9, \dots, 25,$$

ているが比較に用いた海面だけの画像（図7）には波紋よりもずっと周期の長いうねりが撮影されており、図3 aで点24の位置に相当する図7の位置はうねりの谷にあたり、画像が暗い場所である。このため減じる値が小さくなり（用いた濃度計数装置は最明点が255になり最暗点が0となるよう調整されている）グラフ値が大きくなったものであろう。

図4 bでは青バンドのグラフの全体的な値の低さが目立つ。図4 aの青バンドは変色水が画像のほぼ全域にわたってみられグラフ値は高くなるものと考えられるが結果は逆である。比較に用いた海面の画像が青バンドだけに明るいこともなくこの原因については現在なお解析中である。

点16の青・緑両バンドに見られるグラフの落ち込み、および赤・赤外両バンドに見られるグラフのはねあがり（図5 bにも見られるものであって、濃度値の計測面積が広すぎたため浅海底（図4 aおよび図5 aにおいて青・緑両バンドでは周囲の海水より暗く、赤・赤外両バンドでは逆に明るく写っている）を含んだ領域を計測した結果によるものである。

図5 bでは前述の点16の挙動のほかに、点4の値がすべてのバンドで大きいのが目立つ。青・緑・赤の3バンドについては変色水が顕著な地点として解釈できるが、赤外バンドについては図5 aには変色水は全く認められず周囲の海水と同色である。点1～6は4バンドのグラフがほぼ同じような濃度変化の様子を示しているため、これは変色水を示すと解釈するよりも比較に用いた海面と図5 aとの濃度差の傾向（太陽光や波等の影響による）と解釈する方が自然であろう。比較に用いた海面だけの画像の4点に相当する位置には強い海面反射等の特別な濃度異常は見られず、点4がピークになった理由については現在検討中である。

以上4組の解析例からわかるとおり今回行った解析法は画像上の顕著な事象は捕えているものの、サン・スポット等の影響もかなり受けており、結果からただちに変色水の呈色比較を行うことは無理である。

そこで次に本解析法によってサン・スポットの影響の平滑化がどの程度達成されたかを確認することを試みた。すなわち連続して撮影された2枚のマルチバンド写真において図6で決定した25点の測定点の濃度値を個々に測定しその差を求めてみた。例としてサン・スポットが比較的弱い1976年8月9日および同年12月16日の写真を用いた。2枚の連続した写真のうちの1枚はそれぞれ図4 aおよび図5 aを使用し、図4 bおよび図5 bの値を濃度値とした。両日とも西之島のマルチバンド写真はオーバーラップが80%で撮影されているため連続した写真上で共通点をかなり取ることができる（8月9日で14点、12月16日で20点）。それらの共通点の濃度値の差をグラフに示したのが図8であり平滑化がうまく行われている点は0に一致する。

8月9日と12月16日の結果をくらべてみれば8月9日の方がばらつきが大きく、特に同日の赤バンドは0からの偏位が大きい。12月16日の結果は点16～18および点22の4点が0からの偏位が大きく両日とも画面全体にわたって平滑化がうまく行われたとはいえない。また偏位は少なくとも図8に関する限り、何ら系統的な傾向は示していないように見える。

場所によって画面に濃度差が生じる原因には前述したサン・スポットによるもののほかにレンズの周辺光量落ちの影響が大きい。レンズの周辺光量落ちは、一般に $\cos 4$ 乗則がよく知られているが、安田・江森（1976）によれば、水路部にあるマルチバンドカメラに使用されているレンズは絞りを5.6以下に開けた場合には、 $\cos 4$ 乗則によるものよりはるかに多くの光量落ちが認められ、絞り4の場合には画面の端の光量は中央部のその50%～60%しかない。またフィルムの露光条件、現像条件の違いや波、雲、雲の影等も無視できないものがあり、それらが総合された結果、今回行ったような単なる減算だけでは画面の場所による濃度差は処理しきれなかったものと思われる。

画面の濃度差の補正を図る別の方法に赤外バンドの画像を利用する方法がある。これは赤外バンドの波長域

Figure 8 Density differences between overlapping two frames

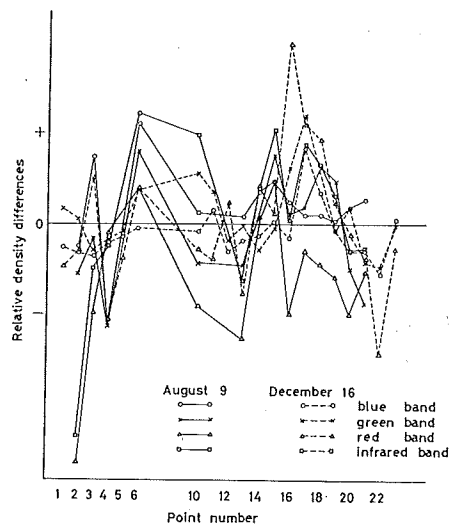


Figure 9 Density differences from IR-band

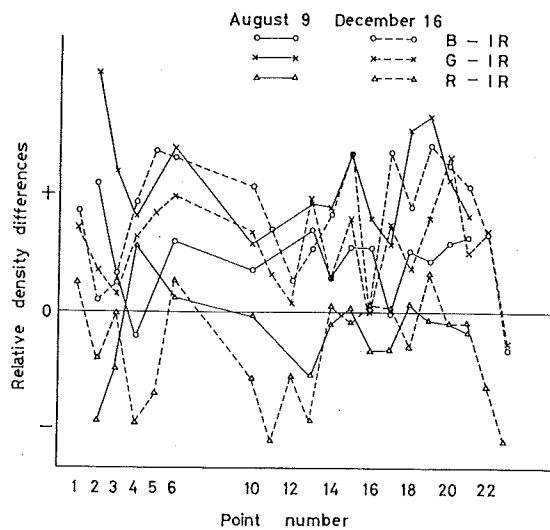
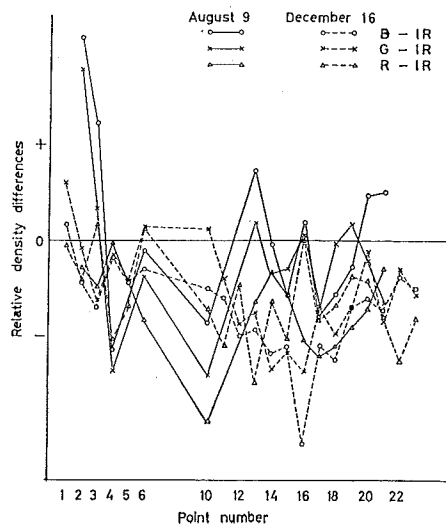


Figure 10 Density differences from IR-band between overlapping two frames



(700~900nm) では光は水をほとんど透過しないため、赤外バンドの画面は水の表面情報のみを伝えるという性質を利用するものである。すなわち、赤外バンドの画像は海水中情報たる変色水の情報をほとんど含まず、一方波、雲等の海面および海上情報は十分に含んでいると考えられるため、赤外バンドの濃度値を他バンドの対応点の濃度値から差し引くことにより、海面および海上情報は取り除かれ変色水の存在ならびにその色の程度が推定できる。

周辺光量落ちについては、赤外バンドと異なる絞りで撮影されたバンドではその程度が異なるために補正はできず、サン・スポットによる影響もバンドごとに異なっているため補正は難しい。しかし同じ画面の比較を行うため波や雲等の影響の補正については、撮影時点の異なる画像の比較を行う図8の方法よりも有効と考えられる。図8と同じ例を用いて、この方法による共通点の濃度値の差をグラフに示したものが図9であるが、値のばらつきは図8よりも大きく、少なくとも今回の例では波や雲等の影響よりもサン・スポットによる影響の方が画面の濃度に大きく関与していたものと推論される。

更に図8の方法と図9の方法を同時に行ったのが図10である。つまり西之島の画面を海面の画面によって補正し(図8の方法)得られた濃度値から赤外バンドの濃度値を差し引いたもの(図9の方法)が図10である。この場合、全体的に濃度値の差は負の傾向が強くなっているが、ばらつきは図9よりも少なく図8に近い。しかし0からの偏位は大きく画面が平滑化されたとはいえない。

マルチバンド写真のフィルム濃度は天候、海象条件やレンズの周辺光量落ち、露光条件等多くの要素により変化する。それらの補正は容易ではない。しかし撮影期日の異なった、あるいは撮影条件の異なったマルチバンド写真を比較して定量的に変色水の色の違い(フィルム濃度の違い)を議論するためにはこれらの補正法を確立することが必要である。

4. まとめ

本報告に用いた画像解析の技術は、入力側から攻める立場の写真測量関係の人達による主として分光学的な方法、解析機器側から攻める立場の電子工学関係の人達による主としてハードウェアおよびソフトウェア開発による方法、そして出力側からは種々の利用者による解析結果の専門分野への応用による方法と3者がある。それらはお互いに密接に結びついているのであるが、まだ解析手法が確立していない現在では入力側および解析機器側の人達が精力的にこの技術の開発にとり組んでいる。水路部は出力側の立場にあってそれなりの研究を行っている。

マルチバンド写真の撮影を行う場合、反射率が既知のグレースケールや時にはカラスケールを撮影の対象となっている現場に設置して、被写体として対象物と同時に撮影し、それを基準として後の解析作業を行うことが多いが、特に海底火山の撮影の場合グレースケールを現地に設置することは不可能であろう。従って撮影条件の異なる画像だけを用いて画像濃度の規格化を図らねばならないがこれは非常に厳しい条件であり、今回報告した解析法では画像濃度の規格化にはほど遠い。しかし、被写体たる西之島は最初のマルチバンド撮影がなされた1974年10月29日以来今日まで大きな変化はなく、その周囲の海水も西之島周辺のごく一部に見られる変色水を除いては変化は小さいであろう。従って海水および西之島を濃度の基準として用いることが許されるならば、今回の解析作業ならびに解析結果を踏まえて、更にはより最新の画像解析の技術および機器を用いて、海底火山の活動によって生じた変色水の数値化(標準化)を行うことは必ずしも無謀なことではないと考える。

ランドサット衛星のカメラによる地上分解能は±80mであり、西之島程度の大きさの物体あるいは変色水域ならば十分に検知できる。ランドサットによれば18日ごとに同一地点の映像が得られる。これは海底火山の監視に

はきわめて有力な武器であり、これによって海底火山の活動を巨視的に捕え、その情報に応じて航空機による詳細な観測を行うならば、人目に触れる機会の少ない海底火山の活動を非常に能率よく把握できる。水路部では、現在その準備を進めているが、航空機による変色水の量的測定技術の確立を経て、海底火山の噴火の消長の標準モデルを作成することは、その重要な基礎作業の一つである。

おわりに、この報告をまとめるに当って多くの有益な御助言を賜った水路部測量課の福島資介氏に深く感謝します。

参 考 文 献

- 飯坂譲二, 1974: “コンピューターによる画像処理”, リモートセンシング, キヤノン・イメージ編集室, pp. 347—364
- 江森康文, 1976: “光学的画像処理”, 和達, 土屋, 安田, 江森, 飯坂, 長尾編 リモートセンシング, 朝倉書店, pp. 233—256
- 小坂丈予・大平洋子・平林順一・森彰, 1977: “海中で生成したシリカーアルミナ含水低結晶物質と沈殿アロフエンとの比較”, 鉱物学雑誌, 第13巻, pp. 178—186
- コダック社, 1973: コダックフィルター, 長瀬産業
- 杉浦邦朗・土出昌一, 1977: “西之島火山に対する噴火予知研究 (第1報)—マルチスペクトル画像による解析”, 水路部研究報告, 第12巻, pp. 35—49
- 長尾 真, 1976: “イメージプロセッシング”, 和達, 土屋, 安田, 江森, 飯坂, 長尾編 リモートセンシング, 朝倉書店, pp. 165—193
- 西尾元充, 1974: “マルチスペクトル写真の開発と応用”, リモートセンシング, キヤノン・イメージ編集室, pp. 407—452
- 安田嘉純・江森康文, 1976: “リモートセンサ”, 和達, 土屋, 安田, 江森, 飯坂, 長尾編 リモートセンシング, 朝倉書店, pp. 30—83
- Reeves, R.G. ed., 1975: *Manual of Remote Sensing*, The American Society of Photogrammetry

NEAC 2200 (モデル 500)によるデジタル画像処理

上林孝史*

DIGITAL IMAGE PROCESSING WITH THE COMPUTER NEAC 2200-500

Takashi Kambayashi*

Received 1977 October 12

Abstract

Through the *LANDSAT Follow-On Project*, the Hydrographic Department of Japan has received the digital data, contained in the Computer Compatible Tapes (CCT), of Multi-Spectral-Scanner (MSS) from NASA. Some basic computer programs to process and to analyze the CCT data have been prepared for the computer NEAC 2200 model 500 in the department. They are as follows:

1. MSS digital image

Digital values of MSS image are substituted respectively by the selected character to represent such density as similar to photo imagery and are displayed as a digital picture. (Figs. 4, 5)

2. Density variation on a line

For any MSS band, sectionlike graphic representation of MSS image along the scanning line or the orbital track are depicted on printer sheet. (Fig. 6)

3. Correlation between two bands

For any two bands, mutual relations of digital values are visualized as frequency distribution on the X-Y coordinates on printer sheet. (Fig. 7)

4. Histogram of imagery values within the assigned area

For any band, numbers of occurrences of individual digital values (0 to 127) within the limited area are expressed as a histogram. (Fig. 8)

1. まえがき

ランドサット (LANDSAT)・フォローオン計画への参加を通して、水路部でも地球資源衛星 LANDSAT のマルチスペクトラルスキャナー (MSS と略称する) データを入手し、電子計算機を用いた MSS の画像処理をいくつか試みることができた。画像データを電子計算機を用いて解析することは、当部においては初めてのことであり、いわゆるキャラクタ系マシンと言われる NEAC 2200/500 を使って処理することに、全く不安がなかった訳ではないが、作業はほぼ順調にはかどり約 1 年を経過して、いくつかのプログラムも完成したので、その概要を報告する。

後での説明の都合上 LANDSAT およびそれにとりあされている機器について、簡単に紹介しておく。LA

* 海洋研究室 Marine Research Laboratory

NDSAT 1号 (1972年7月 打ち上げ) および同2号 (1975年1月 打ち上げ) は、地表上約900kmの高さを、図1に示すように子午線に対し約9度傾く程度の、赤道面とほぼ直角に交わるような円に近い軌道を持った人工衛星で、太陽同期と呼ばれる特別に選ばれた周期を与えられているため、地表に投影された軌道コースは経度30度の間隔に並び、LANDSAT は各軌道コース上を18日ごとに定時 (地方時09時30分ころ) に通過する。この衛星にはマルチ・スペクトラル・スキャナー (MSS) およびリターン・ビーム・ビジコン (RBV) と呼ばれる2台の装置がとうさいされていて、いずれも地表の写真的画像を撮ることを目的としている。MSSは4つのバンド (バンド4: $0.5 \sim 0.6 \mu\text{m}$, バンド5: $0.6 \sim 0.7 \mu\text{m}$, バンド6: $0.7 \sim 0.8 \mu\text{m}$, バンド7: $0.8 \sim 1.1 \mu\text{m}$) を持ち、これらの4つのバンドに、各々6本ずつの同型のセンサーが軌道方向に並んで鏡の回転によって軌道方向と直角に、地表を東西方向に約100マイルの幅で走査する。この1回の走査で地表を見る南北の幅は約500mで、従ってセンサー1本当たりの分解能はこの1/6の約80mである (図2)。MSSのデータは常時地表へ送信するとともに、指令によってテープレコーダーに記録され、直接受信できない地域の画像も得られるようになっている。地上へ送られた帯状の画像信号は、ほぼ100マイル平方の地表区画に分割され (25~35%重複させてある)、70mmあるいは240mmの写真または電子計算機による処理ができるようなデジタルデータに編集して、磁気テープ (Computer Compatible Tape と呼ばれ、CCT と略称する) の形でユーザーに公開されている。

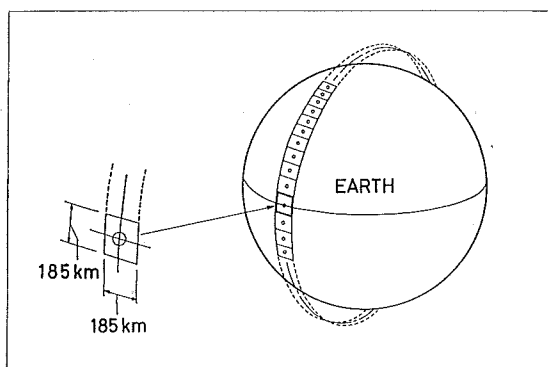


Figure 1 Orbit and one imagery scene of LANDSAT-MSS

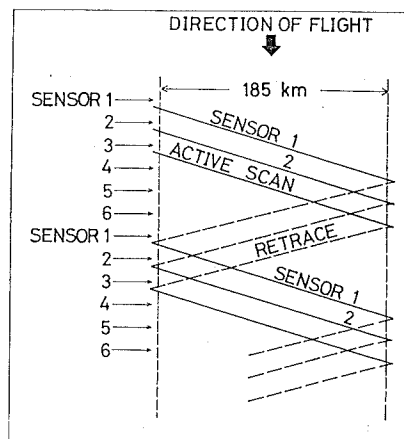


Figure 2 Grand scan pattern for a single MSS detector

2. CCT データ

MSS は鏡の回転で東西方向に走査しながら、南北方向 (軌道方向) に走査線を集めて画像を作り上げてゆく。データの単位は、地表で約80m平方の区域からの太陽の反射光の強さであり、それが4つのバンドに分割されているから、分光的な地表の反射特性が観測されるのがMSSの特徴である。地上へ送られてくるMSSデータを時間系列で見れば、走査線に沿った4つのバンドごとの6本の検知器への入射光量の測定値の流れであり、CCTも大体このデータの流れて従って磁気テープ上に記録、編集されている。MSSの動作としては、軌道に沿った地表100マイルの幅の帯状のデータが得られるが、ユーザーにはこれを約100マイル平方の区画 (以後シーンと呼ぶ) に分け、2巻の磁気テープ (水路部で入手したものは9トラック、800BPI) に編集し、提供されている。これをCCT (正確には、システム補正CCTと呼ぶべきだが、以下でこのことをことわらない) と呼んでいる。

次にCCTの内容について必要な事項を要約する。

1 シーンの区域は軌道方向に沿って4等分され、各々が磁気テープ上のファイルとして独立している。以前はこれらの $\frac{1}{4}$ シーンに対して磁気テープ1巻が使われていたが、最近では $\frac{2}{4}$ シーン分が1巻の磁気テープに収まっている。従ってこの場合1巻のテープに $\frac{1}{4}$ シーンのファイルが二つ独立に記録されている。ファイルは一つの Identification, 一つの Annotation および多くの Data の各レコードによって次のように構成されている。

(1) Identification Record; ファイルの先頭に位置するレコードで (ヘッダーラベルは付いていない) 40バイトからなり、2進コードで書かれている。データファイル識別用である。

(2) Annotation Record; Identification Record につづくレコードで、このシーンに関する注記事項が EBCDIC コードで書かれている。624バイトからなる。

(3) Data Record 群; 以上のレコードに続いて Data Record が2340レコード並び、この数が1シーン分の走査線数になる。一つの Data Record は $\frac{1}{4}$ シーン分の走査線に対応し、この中に8バイト画像データグループと呼ばれる単位で、405個分のデータとそのあとに56バイトの Calibration データが続いている。

n	n+1	n	n+1	n	n+1	n	n+1
Band 4		Band 5		Band 6		Band 7	

Figure 3 CCT 8 byte data group

(i) 8バイト画像データグループ

8バイト画像データグループは、CCTに編集されたMSSデータの最小の単位である。一つの8バイト画像データグループは、図3に示すように4つのバンドに対し各々2点(画素)分ずつの合計8個のデータから構成されている。またいずれのバンドでも1点分のデータは、数値の大きさの順で暗から明に対応する。各バンドの最大値、およびそれに対応する光量(放射輝度の単位で測る)を表1に示す。

Table 1 Maximum radiance at MSS

band	CCT digital value		radiance (mW/cm ² ·SR)
	minimum (dark)	maximum (bright)	
4	0	127	0 — 2.48
5	0	127	0 — 2.00
6	0	127	0 — 1.76
7	0	63	0 — 4.60

(ii) キャリブレーション・データ

一つのバンドに属する6個の検知器の特性は同じではない。従って測定された値をそのまま使って地表画像を作り上げると、横じまが目立つ画になるだろう。これを避けるためと個々の計測値から、放射輝度を求めることができるように、CCTに与えられた値には放射補正がほどこされている。キャリブレーション・データは、このような放射補正に用いた一次式の係数を記録したもので、データ利用上特に不可欠なものではない。このような補正が行われているから、例えばバンド4であれば、CCTの値127が $2.48\text{mW/cm}^2 \cdot \text{SR}$ に対応するように、CCTの数値と放射輝度が比例関係をもっている。

3. CCT 解析用プログラム

今回作成したCCT用のプログラムは、MSSによるリモート・センシング解析用としては初歩的なものではあるが、順序としてはこのようなプログラムの上に、高級なものを積み重ねて行かなければならない。CCTを解析した結果は、図によって出力するものが多いが、現在のところこれらの出力をすべてラインプリンターで代用している。

以下プログラムごとにその内容のあらましを説明する。

(1) デジタル画像

(i) 目的

CCT上のデータ値は地表物からの反射光量に対応する測定値であって、 $0.5\mu\text{m}$ から $1.1\mu\text{m}$ までのほぼ可視および近赤外が、4つのバンドに分けて測られている。従ってあるバンドに着目してCCT上の値を濃度に置き換えて出力すると、ポジ写真のような画像出力が得られる。フィルムと違って濃度値(CCT上の値)に対して任意の活字をあてはめて出力できるから、写真における γ -特性に相当するものが、全く自由に選べるのが特徴である。

(ii) 概要

このプログラムを使用する時点で定めるパラメーターは、バンド、描出する区域、濃度値にあてはめるべき活字の種類3項目である。これらは操作カードによって計算開始時に指定される。濃度値に対応する出力濃度に幅をもたせるために1行に2度打ちすることも可能である。写真と違ってラインプリンターで出力された活字を読んで濃度値がどの(範囲の)値かということもわかる。わずかの濃度の差の地上模様を画像として強調したりできることも、このデジタル画像の特色の一つである。このプログラムで画像寸法を縮小する方法は点を間引くことである。この間引き方で東西、南北の縮尺比は自由に変わる。一般的にこのような方法で出力した図形は幾何学的にはひずんでいるから、地図として利用するには、別にひずみ補正のプログラムを用意しなければならない。点を間引くにあたって、その周辺の値の平均値で置き換えることもできる。そのような方法はノイズの消去に有効である。

(iii) 実例

図4にLANDSAT 2号によるバンド4の伊勢湾のシーンの一部(全シーンの約 $1/20$ の面積)を出力したものを示す。バンド4は他のバンドに比べて海からの反射に良く感じる波長域である。この図は陸、反射の強い水域、反射の弱い水域の三つに大別して出力したもので、陸部の細かな模様はつぶれている。水域は2段階に分かれており、伊勢湾内では西の方ほど海は明るい。恐らく透明度が悪く水中懸濁物からの反射であろう。この図はMSSシーンの区域の抽出であり点(画素)は全部使っている。従って地図としてのひずみは別として地表分解能はこれが限度である。図は写真で縮めてあるが原寸法は縦 2.3m ×横 2.0m の大きさで

ある。この図ではわからないが、原図では伊勢湾奥の防潮堤や巨大船らしきものが判別できる。

また図5は、昭和50年9月11日に LANDSAT 2号が潮岬沖で写したMSSバンド4による海面模様である。渦状模様の短径は約20 kmで、沿岸水が黒潮に引かれて渦状に沖合へ流れ出たものと解釈されている。バンド4で見た海面の明るさは、CCTが示すカウント値で12~14の狭い範囲で、通常の出力では判別が容易ではない。この図は6本の検知器の指定の1本だけを使い、更に走査線上で5画素分を平均して1点に縮めて出力したものである。



Figure 4 Digital image (negative) of band 4 near the Ise-wan

(2) 一元グラフ

(i) 目的

濃度値の変化を縦(南北)方向あるいは横(東西)方向の断面として図示させる。同一図上に4つのバンドの濃度値変化が併せて示されるから、地表の分光的な反射特性を調べるのに役立つ。

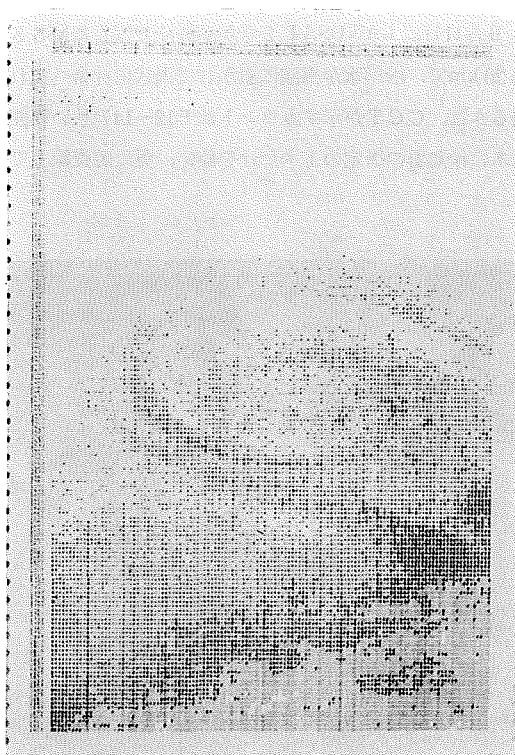


Figure 5 Band 4 digital image depicted from every 6th lines of CCT data

(ii) 概要

東西方向は1本の走査線のデータ・ブロックを見るだけでよいから、調べたい走査線のラインNo.と図示すべき東西両端を指定すればよい。これに対し南北方向は各データ・ブロック上の指定された横方向の座標を、逐次取り出して図示しなければならない。よって処理時間を早くするために、必要な地域のデータ・ブロックを磁気ディスクに格納してから画素を抽出する。

(iii) 実例

図6は3-(1)項の図4における右下の5本の実線の箇所を各々図示したものである。どのバンドにも共通して比較的濃度値が大きくかつ変化も大きいところが陸部すなわち半島の断面にあたる。

(3) 相関グラフ

(i) 目的

個々の画素のもつ濃度値の大小からみた地表の反射特性を、任意に選んだ二つのバンドからX-Y平面上の度数ひん度分布図として示す。これによってある抽出された地域について、分光的な反射特性を統計的に調べることができる。

(ii) 概要

二つのバンドの指定と地域の指定が、パラメータカードから与えられる。指定された二つのバンドにXおよびY座標が与えられ、各々の濃度値が座標値になる。1~9までの度数ひん度についてはそのまま数字で示される。値が10を越えたものについては、例えばAなら10から13までというように、英字に値(10~99の

範囲)を付与して印字する。

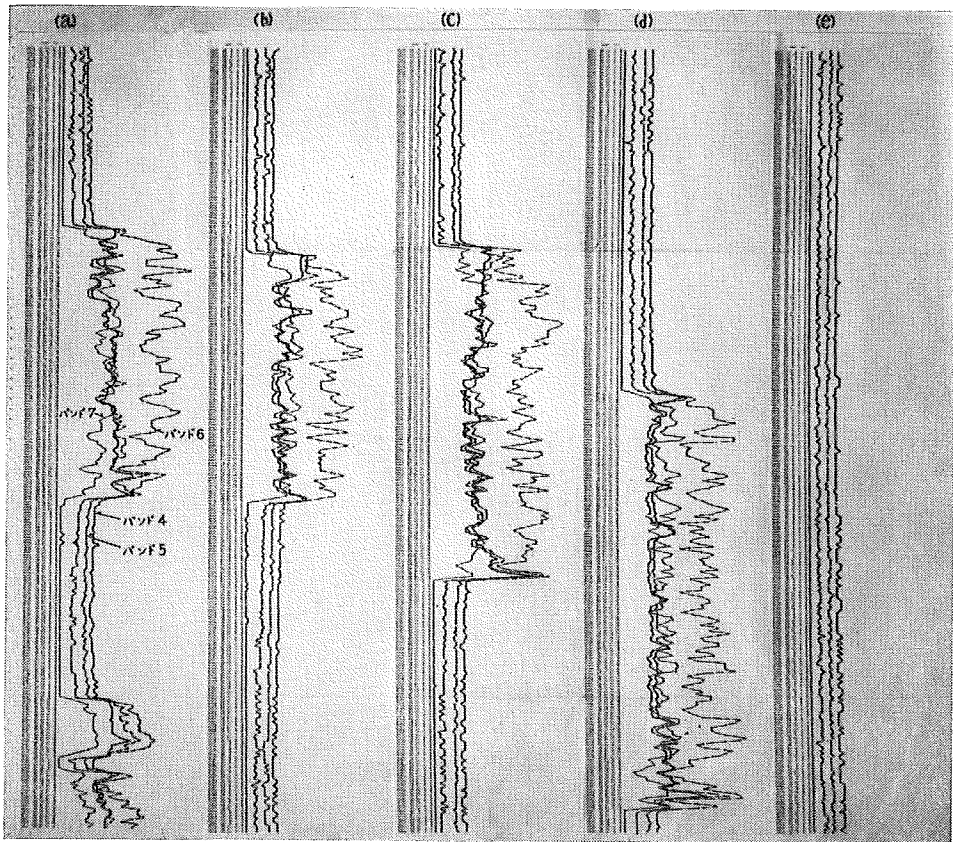


Figure 6 Density variation of MSS (band 4, 5, 6 and 7) across Tita-peninsula (west-east)

(iii) 実 例

図7は海面上に雲の見える部分のバンド4およびバンド6の相関グラフである。座標上原点に近い方が雲の薄い部分で、雲の厚い部分まで相関は直線的である。分布図左下方端は海面からの反射と一致している。バンド4では海面は $0.23\text{mW}/\text{cm}^2\cdot\text{SR}$ 、一方バンド7では海からの反射は0である。

(4) 地域内ヒストグラム

(i) 目 的

指定された一つのバンドについて、地域を指定してそこでのデータ値(濃度値)の度数分布図をつくる。これによって調べたいと思う地域での、バンドごとの濃度値の分布がわかる。反射率の違いから地表の特性を調べる場合、このヒストグラムからどの濃度値を強調すべきかの見当をつけてから、デジタル画像を作るというような利用の仕方ができる。

(ii) 概 要

パラメータは、バンドおよび区域の指定の2項目からなる。グラフは縦軸に濃度値を、横軸に度数を表わす。“*”1個がデータ(画素)数1個を示す。データ数が100を越えると次の行に印字する。

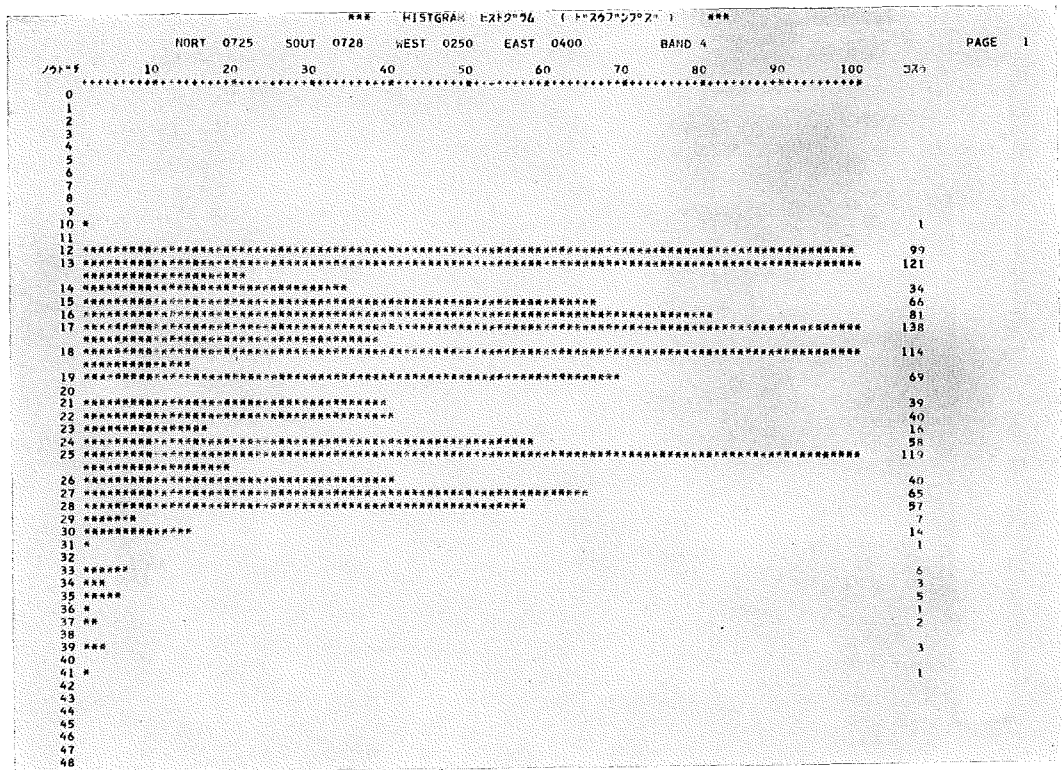


Figure 8 Histogram of imagery values across Tita-peninsula

4. おわりに

MS S画像の計算機処理はデータが膨大であり、処理する方法によってはたいへん困難であり、ディスクの効率よい使用もこれからの課題となっている。さきにも述べたように、画像処理を手がけて1年、まだまだ初歩的な段階ではあるが、ますます重要性をおびてくると考えられ、今後はより数値的な解析に着目して、調査を進めてゆきたいと考えている。

最後に、この報告を作成するにあたって、有益なご教示をいただいた海洋研究室長 徳弘敦氏 に深く感謝致します。またプログラムを作る上で、多大の協力をいただいた編暦課電子計算機室の諸氏に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- Goddard Space Flight Center, 1972: Earth Resources Technology Satellite Data Users Hand-book
 科学技術庁 資源調査所, 1976: リモートセンシング情報利用技術の開発に関する調査報告書
 丸安隆和・土屋 清・中島 厳・渡辺貫太郎, 1974: 日本の衛星写真, 朝倉書店, 東京

REPRESENTATIONS OF SUBMARINE TOPOGRAPHY IN OCEANIC CARTOGRAPHY MAINLY USED IN JAPAN*

J.C.A. Commission on Oceanic Cartography**

Received 1977 October 12

Abstract

The representations of submarine topography were studied and summarized, as a first paper of intended series of "Studies on the representations in oceanic cartography". The maps concerning submarine topography and geomorphology are classified as follows; sounding chart, contoured bathymetric chart, data reliability chart, topographic profile, geomorphological chart, submarine summit level map, shading contour chart, relief contour chart, block diagram and others. Besides, the elements of representation such as scales, projections, colors and symbols were briefly discussed.

1. Introduction

On the occasion of the Seventh International Conference on Cartography at Madrid in 1974, the meeting of Working Group on Oceanic Cartography was held under the chairmanship of Mr. A. J. Kerr. Discussions were made on the desirability of preparation of a reference book or series of reference papers describing the cartographic technique used for charting different oceanographic parameters.

Although any guideline for preparation of the reference papers or for definition of kinds of the parameters is not decided yet, T. Sato, one of the authors, has organized the Commission on Oceanic Cartography in Japan Cartographers Association (J.C.A.) to discuss this problem. The members of the Commission have agreed to the proposal to make a research on various representation methods of submarine topography mainly employed in Japanese marine charts. The present paper is a summary of the report written in Japanese with the same title and published in a recent issue of the Journal of the Japan Cartographers Association. This is also to serve as the first paper of the intended reference paper series.

If there were a definite classification of oceanic cartography, it would be very convenient for classifying oceanographic parameters. The preliminary classification of oceanic cartography conceivable is as follows:

Natural geography	{ Sea bottom Sea water Marine organisms Marine meteorology
-------------------	---

* Version in Japanese has been published in *Map* (Journal of the Japan Cartographers Association) 13 (1975), 30~41

** O. ATOBE, H. CHUJO, M. HORIKOSHI, M. HOSOI, K. IGARASHI, K. IMAI, B. IMAYOSHI, A. IRAHARA, K. IRIE, K. ISHII (Secretary), F. ITO, K. KANAZAWA, M. KOGA, A. NISHIDA, T. OYAMADA, T. SATO (Chairman), I. TAJIMA, S. YOSHIDA, and K. YUBATA

Human geography	History
	Industry
	Transportation
	Others

Each item in the right hand column is divisible further into small items. For example, the item of sea bottom may be divided into topography, geology, geophysics, etc.

There were two ideas how to prepare the reference paper; the first was the method adopted in the present paper, while the second was as follows: There are three major groups in the field of oceanic cartography, i. e. map, atlas and scientific article, which are different one another in purpose and restriction for representation in connection with the scale, color, etc. Therefore, researches should be made as to each group.

However, the first method was preferred for adoption because all of oceanographic parameters or techniques of representation are not always included in each group.

This paper was prepared primarily according to the parameters, supplemented by additional discussions on the scales, projections, colors, symbols, abbreviations etc.

2. Representation of submarine topography

(1) Plotting sheet (or sounding chart)

The most basic data in submarine topography is the plotting sheet including numerous soundings, which is ordinarily provided with scales, borders, graticules and coast lines. The soundings adopted are usually corrected for the elements such as the sound velocity in sea water, etc., but sometimes there are some plotting sheets on which uncorrected soundings are shown. Basic representation of a plotting sheet

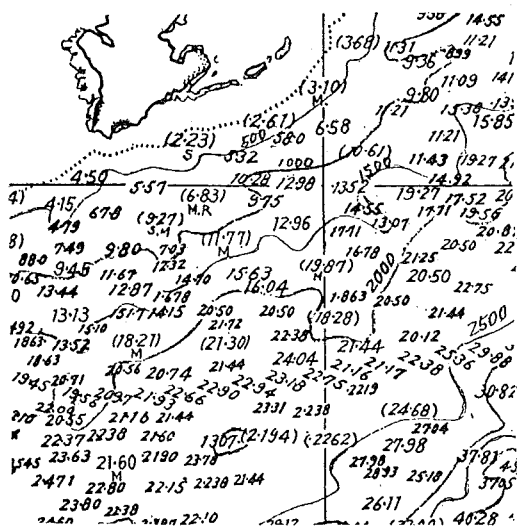


Figure 1 Example of plotting sheet, (a part of 1/1 mil. GEBCO Plotting sheet J.H.D. No. G 1305)

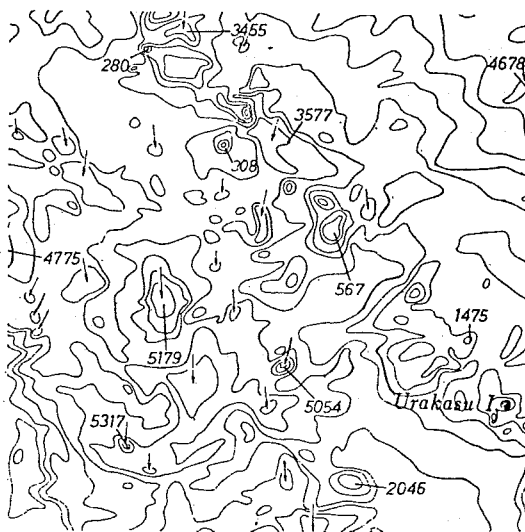


Figure 2 Contoured bathymetric with chart sounding figures at the deepest and shallowest points, and with arrow symbol indicating depression (a part of J.H.D. No. 6302)

should consist of the corrected soundings and isobaths (Fig. 1).

Some plotting sheets include the soundings of the same accuracy obtained by a survey or surveys with the same level of accuracy, but some others include soundings of different level of accuracy. Especially in the latter case, an index chart showing the data reliability is necessary.

In the conventional method, soundings on plotting sheets were taken at fixed time intervals. However, Japanese Hydrographic Department (J.H.D.) has recently adopted a new method where geomorphologically important soundings are used instead of those at fixed time intervals. Namely, the soundings to be adopted on the echogram are those which indicate the transition point of slope, the shallowest and deepest portion of bottom relieves as well as the point where a certain depth contour should pass when all correction values are taken into account (for example, adopt the point of 1,021 meters sounding, which will become 1,000 meters with correction value of -21 meters, thus the 1,000 meter depth contour is to pass through this point).

Sounding charts or plotting sheets are the data sheets and usually not published.

(2) Contoured bathymetric chart

In the bathymetric chart represented by isobaths, various kinds of methods are used for easier and clearer representation of relieves.

The sounding figures shown in contoured bathymetric chart should be limited to topographically significant ones. The 1/10 mil. GEBCO sheets of 4th edition were criticized on its numerous meaningless soundings adopted (Laughton et al. 1971). Usually, sounding figures are to be shown at the deepest and shallowest points in closed isolated isobaths (Fig. 2).

The method to indicate the depression in a closed isobath is to use an arrow (Fig. 3a) or a symbol as Fig. 3c. Besides, down slope symbol shown in Fig. 3b is used for indication of trough or valley (Natural Resource Chart, Canada).

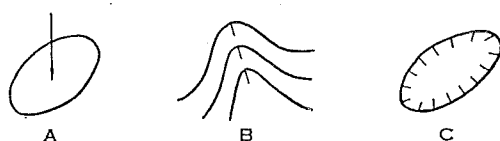


Figure 3 Several kinds of contour symbol (a; depression arrow, b; down slope symbol, c; depression hatchures)

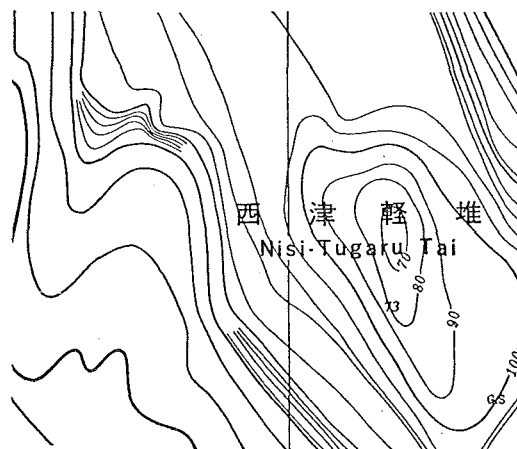


Figure 4 Omission of contours on steep slope (a part of 1/200,000 bathymetric chart, J.H.D. No. 6327)

The interval of isobaths is usually not fixed but flexible on a bathymetric chart. Namely, intervening contours are shown in flat bottom areas at a lighter line weight than basic contours and the basic contours are sometimes omitted in steep slope bottom areas (Fig. 4). This custom of irregularity in isobath intervals on a bathymetric chart is very unfamiliar to geographers of land topography. There are indeed a number of bathymetric charts on larger scales with fixed interval of isobaths (J.H.D. No. 6410⁶¹, No. 6420¹ and G.S.I. L.C. Map 1/25,000). However, it is difficult to draw isobaths at fixed intervals on the bathymetric charts on smaller scales. The irregularity of isobath intervals may be attributed not only to the scale or basic interval of isobaths, but also related to the character of submarine topography itself. Table 1 shows the standard intervals of isobaths with respect to scales on existing bathymetric charts other than those used in scientific articles.

Table 1 Intervals of isobath with respect to scales appeared in existing bathymetric charts in Japan

scale	fairly flat bottom	steep slope
1/10,000	0.5 — 1 m	1 — 10 m
1/50,000	5 — 10	50
1/200,000	10 — 20	100
1/500,000	20	200
1/1,000,000	50 — 100	500
1/10,000,000	500	1000

The isobaths shown on nautical charts have quite different character from those on bathymetric charts, because the former is defined as that "depth contours shall be drawn on charts in such a way that no sounding figure having exactly the same value as the contour line will appear on the deep-water side of the depth contour". The isobaths on nautical charts are not necessarily to be the topographic lines.

Concerning the interval of intervening isobaths, various intervals such as (1m, 2m, 2.5m, 5m,) $\times 10^n$ are used, but desirable intervals should be 1m, 10m, and 100m for the convenience of reducing larger scale chart to smaller scale one.

The isobath is usually drawn in a firm line, but there are isobaths of broken lines which are sometimes used as the intervening isobath or the deducing isobath in the area of scarce sounding.

(i) Layer-colored bathymetric chart

Layered colors on a bathymetric chart are based on blue shades. There are two different kinds of purposes in this representation; the first is using regular coloring intervals to compensate effectively the irregularity of isobath intervals, and the second aims to clarify topographic features by the appropriate interval of layered colors.

(ii) Symbolized bathymetric chart

As the use of colors is restricted, the contoured bathymetric charts in scientific articles are sometimes shown by various kinds of symbols (Fig. 5). These are

similar to layer-colored bathymetric chart of the second type representing topographic features.

(3) Data reliability chart

Soundings in old days were made by lead sounding and astronomical positioning, so that the results were shown in the form of spot soundings. Even in results of the latest surveys, echo sounding represents at most topographic profiles along tracks. The bathymetric chart is a representation of areal topographic features so that it must be drawn with the help of interpretation. Hence, a data reliability chart showing the quality, quantity and distribution of soundings is indispensable to the bathymetric chart. Furthermore, the data reliability chart is useful for replacing old soundings by new data as well as for finding out any necessity of survey in the area where data are scarce.

There are several kinds of representations for the data reliability chart. A sounding density chart shows the number of soundings for each unit area (Fig. 6). This is usually prepared as a small index chart. Track lines are also shown as an index chart or directly drawn on the bathymetric chart. Laughton et al. (1971) proposed a new method to show the area of detailed survey or the existence of precise bathymetric chart on larger scale. This is not adopted in Japanese bathymetric chart, but the areal representation of precise sounding has been adopted on nautical charts of J.H.D.

The source overlay of 1/1 mil. GEBCO plotting sheet prepared by J.H.D. includes track lines, names of surveying ships, date of survey, symbols for positioning methods, etc. (Fig. 7). Although it seems necessary, concerning this problem,

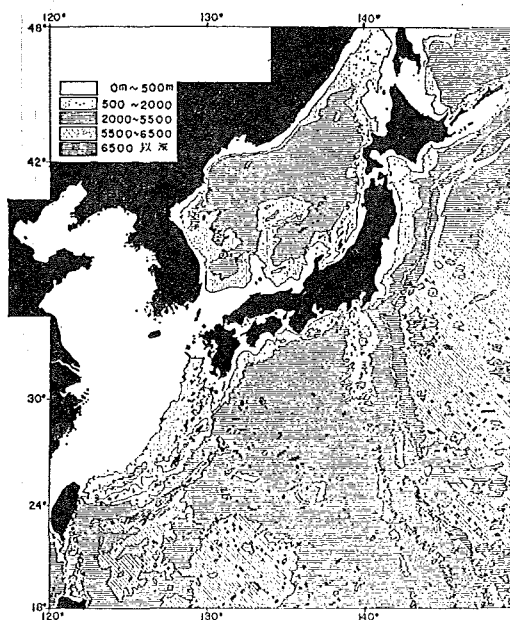


Figure 5 Symbolized bathymetric chart (Kawakami 1971)

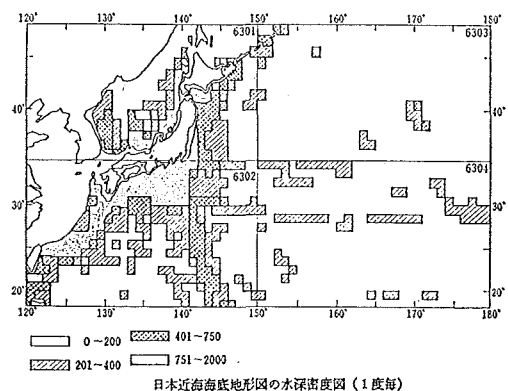


Figure 6 Sounding density chart (a part of J.H.D. No. 6303)

to clarify the ranks of oceanic sounding accuracy at present, there is no international agreement on the accuracy standardization of oceanic soundings.

(4) Topographic profiles

Topographic profiles are the basic data for submarine topography as well as plotting sheet itself. Whether the profile is a map or not is a little questionable, but we considered that cartographic representation should include graphic representation.

The most ordinary procedure to make a profile is plotting depths along track lines based on the sounding sheet. As the track line is usually not straight, a straight line is assumed along the track line. As is well known, emitted sound beam from transducer is not a line but a sound cone, echogram record does not always reveal real bottom profile, so that it is required to correct the slope effect. However, it is so difficult problem that sometimes tracing echogram records is prepared (Fig. 8).

On the occasion of systematic survey, track lines are parallel in many cases, and the profiles were lined up for giving three-dimensional images (Fig. 9a & 9b). Fig. 15 is an example of this method. In the profiles on a small scale showing large topographic features, the lower part beneath the sea bottom is sometimes expressed in black color (Fig. 10).

Concerning the vertical exaggeration of a profile, existing profiles were studied, the results of which is shown in Table 2. Generally, the exaggeration rate is larger in expressing small relieves and smaller in larger relieves. The vertical exaggeration of submarine topography is rather larger than that of land topography. It may be

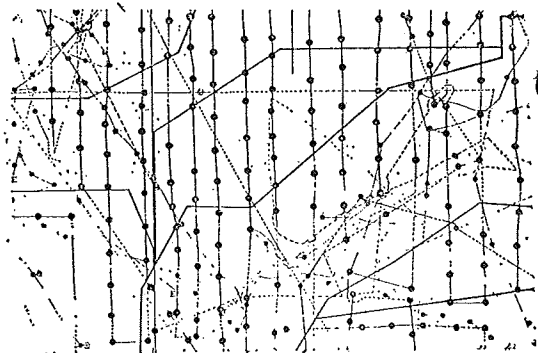


Figure 7 Example of source overlay (a part of 1/1 mil. GEBCO Source Overlay prepared by J.H.D.)

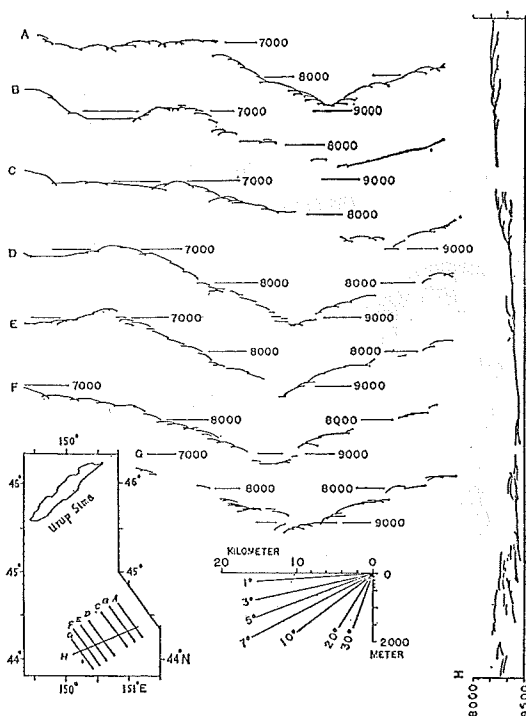


Figure 8 Submarine topographic profiles tracing echogram (Iwabuchi 1963)

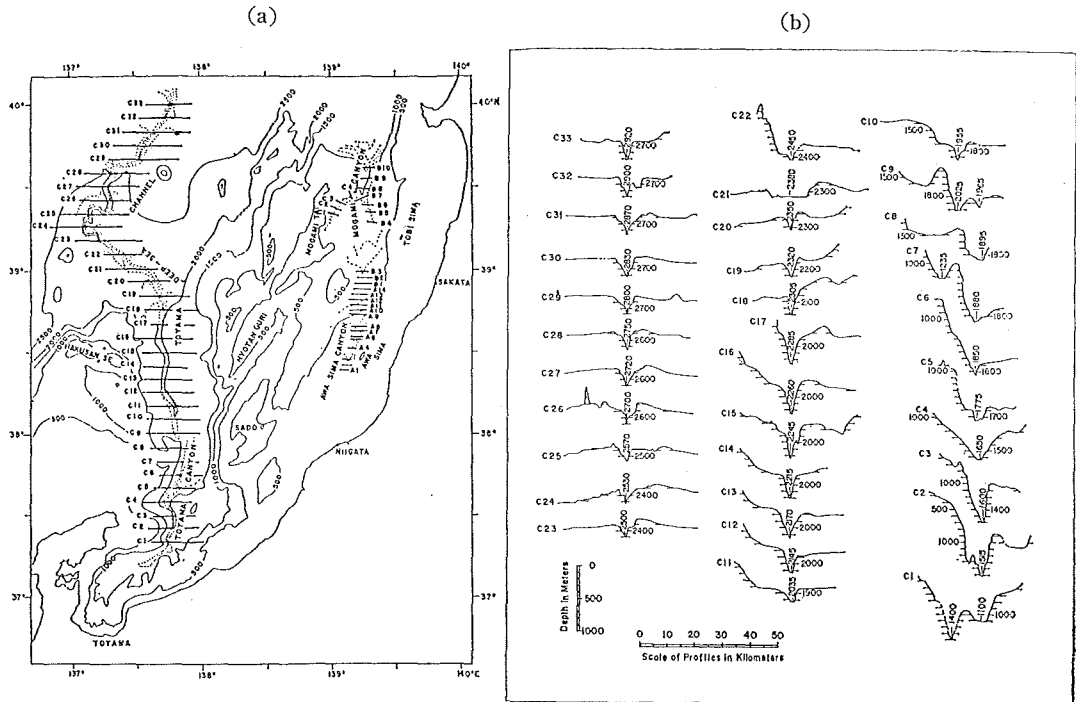
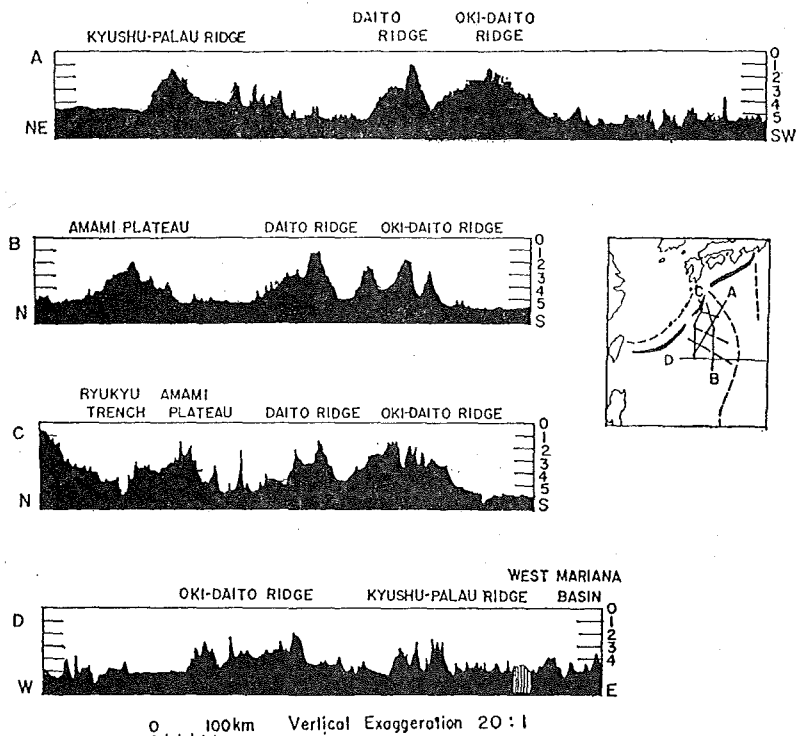


Figure 9 Expression by topographic profiles (a; Positions of profiles, b; Arranged profiles, Iwabuchi & Nakajima 1972)



related to the character of submarine topography; there is no erosional process on the sea bottom and initial relieves originated from tectonic movement are reserved for a

Table 2 Vertical exaggeration of profiles with respect to topography in existing submarine topographic profiles

morphological division		exaggeration
major	minor	
continental shelf	sand wave	25 — 50, 200
	caldron	10 — 20
	bank	10 — 40
	continental shelf	20 — 160
continental slope	submarine canyon	about 10
	continental slope	5 — 10
ocean floor	seamount	about 5
	oceanic ridge	10 — 20
	trench	10 — 20
	marginal sea	10 — 20
	oceanic basin	10 — 20

long duration. The structural topography is of large extension compared with the relief. If submarine topographic profiles were made in no vertical exaggeration, many features could not be recognized. Of course, it must be careful not to confuse the exaggerated profile as a real relief.

(5) Geomorphological chart

Although contoured bathymetric chart is an expression of topographical inter-

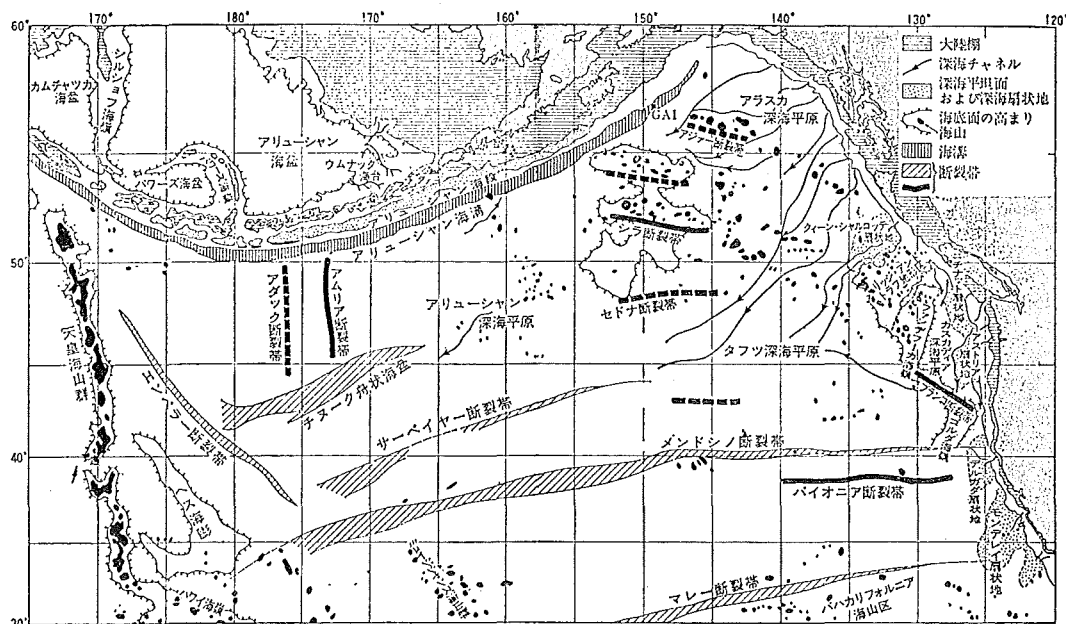


Figure 11 Geomorphological chart with geographical names (Sato 1974)

pretation, it has a descriptive character of sounding data. Geomorphological chart shows the classification of submarine topography based on the interpretation of contoured bathymetric chart (Fig. 11). For example, there may be several kinds of interpretation when a compiler establish a seamount chain for a group of isolated seamounts. Namely, a geomorphological chart is essentially based on the interpretation. Although there is no rule or custom to symbolize the classification of topographical features, geographical names are usually described on it.

(6) Three-dimensional expressions

For measuring gradient of slope or quantitative processing of relieves, the contoured bathymetric chart is very convenient for the specialists familiar to submarine topography, but it is difficult for other people so that many kinds of three-dimensional expressions have been invented also for the representation of minor relieves.

The shading method giving three-dimensional image by hatchures, dots or colors are often effectively employed on topographic maps on land, but these are not used on the bathymetric chart which has monotonous relieves and wide spacing of isobaths. If the intervals of isobaths would be closer, shading method would become more effective. In scientific articles, a large scale contoured bathymetric chart reduced to the limited size of a journal often gives unexpectedly good image of three-dimensional effect.

(i) Hatchured contour

Submarine topography is viewed obliquely and isobaths are shifted slightly towards the viewing direction according to their depths and shaded by hatchures (Fig. 12). This method is fairly effective in black color expression. Similar method was used in "Relief diagram of the continental margin" prepared by Canadian Hydrographic Service.



Figure 12 Example of hatchured-contour expression (Taguchi et al. 1973)

(ii) Shading

Shading is a popular representation in topography on land, but there is scarce example of shading method in submarine topography. "Submarine topography" sheet in the National Atlas in Japan is an example of adopting this method. On this sheet, layered colors and shading by blue tone are effectively used.

(iii) Relief contour method (Kitirō Method)

The method is based on the principle of shading by oblique illumination. The process of drawing may be explained with the aid of Fig. 13. The ground is first tinted grey, the contours in the light are then drawn in white, and those in the shade in black. The breadth of the contours varies with the cosine of the angle θ between the horizontal direction of the incident ray and the normal to the contour at the point under consideration. The maximum breadth of the contour is at the direction of light and minimum one is at the normal direction to light. The breadth of contour may be theoretically decided in terms of the brightness of the ground and of the contours, but actually the brightness was used to determined according to the results of several trial printings after the maximum breadth was decided.

The bathymetric chart prepared by J.H.D. is a good example adopting this method (Fig. 14).

(iv) Parallel arrangement of profiles

Arranging profiles of constant intervals with a slight shifting position gives a good illusion of relief. Although it has been rarely applied to submarine topography, it seems very effective for moderate relieves (Fig. 15), but too many profiles are ineffective.

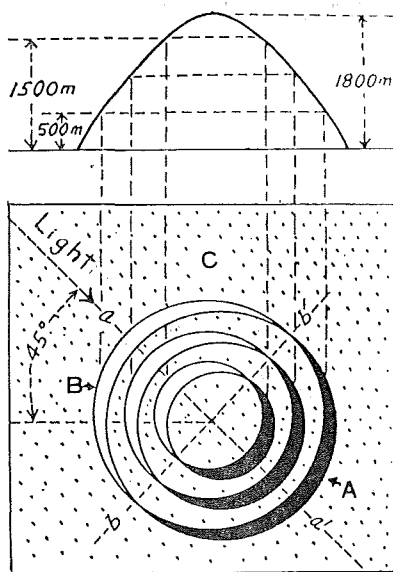


Figure 13 Principle of Relief Contour Method



Figure 14 Relief Contour Method or Kitirō Method (a part of J.H.D. No. 6901)

(v) Physiographic diagram

This is a bird's eye view of submarine topography, which is used by Heezen et al. (1959) in the North Atlantic and Menard (1964) in the Northeastern Pacific. These charts were prepared based on numerous soundings with minor relieves expressed by hatchures, which could not be represented by a contoured bathymetric chart. Namely, it uses a pictorial technique.

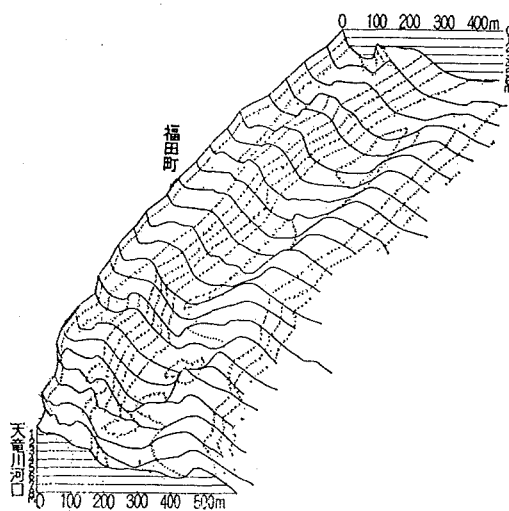


Figure 15 Parallel arrangement of profiles (Mogi 1963a)

The physiographic charts of the Pacific, Atlantic and Indian Oceans were prepared by American Geographical Society. These are very famous for effective use of colors and pictorial representations.

In Japan, Mogi (1973) has invented a simple and precise method to represent submarine topography in black color for easier understanding as well as to minimize cartographers individual difference. Contour lines in ordinary bathymetric chart are projected on a horizontal plane. In this method, on the other hand, they are projected on an inclined plane. As an actual process, isobaths are shifted towards viewing direction according to their depths. The contour lines on the front side slope are shifted backward and those on the backside slope are shifted forward. The amount of shifting is related to the inclination of plotting plane and the height of relief. Then strong shading or hatchuring is added on the crowded contours and weak one on the sparse contour area (Fig. 16).

(vi) Block diagram

The method included in this category are panoramic representation, perspective expression for an idealized relief model, etc. which are convenient for easier understanding of submarine topography (Fig. 17). Lately three-dimensional representations applied for land relieves have been researched by means of an automated cartographic system, which may be applied to submarine topography in the near future.

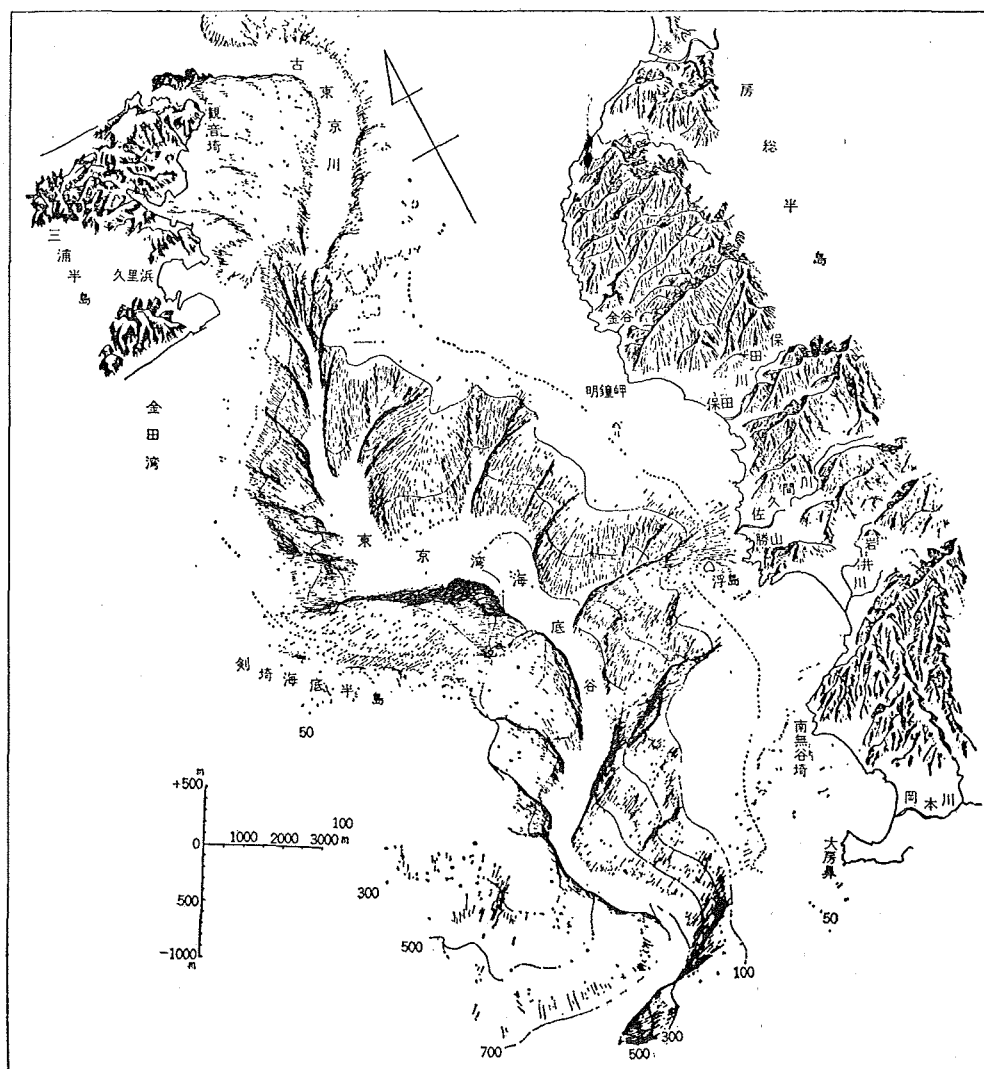


Figure 16 Physiographic diagram by Mogi's method (Mogi 1974)

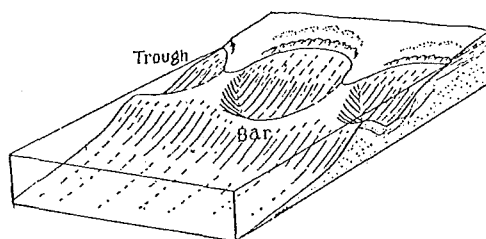


Figure 17 Block diagram of sea bottom (Mogi 1963b)

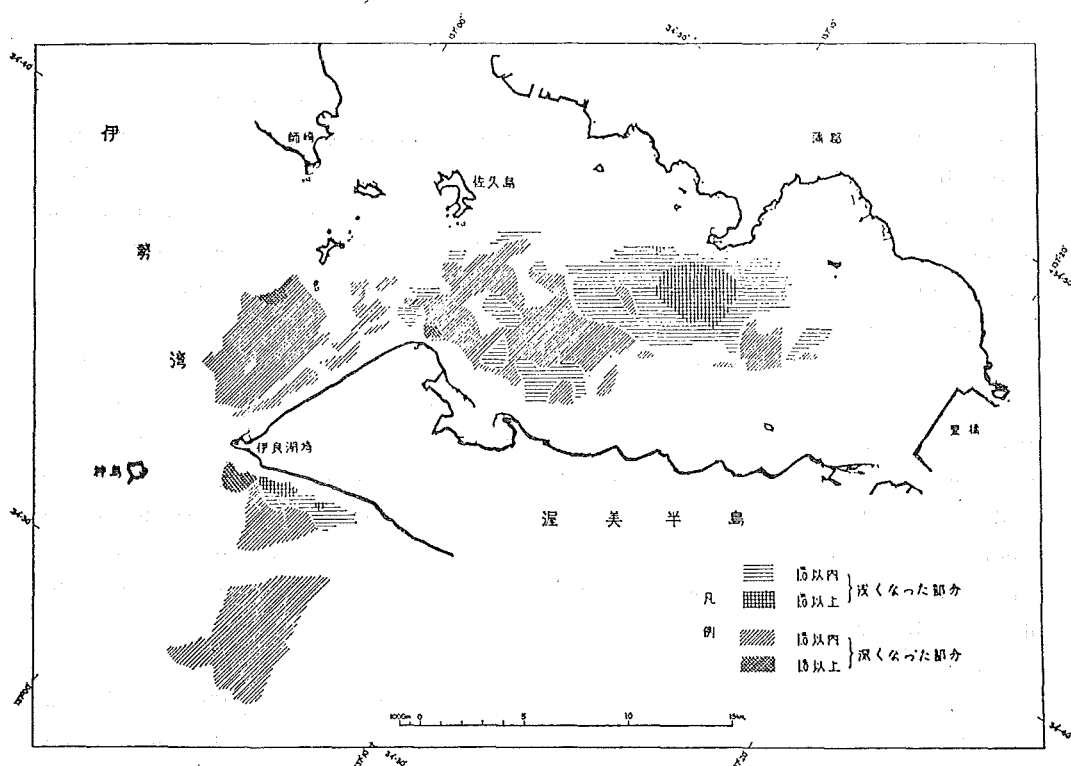


Figure 18 Chart showing depth change (J.H.D. 1968)

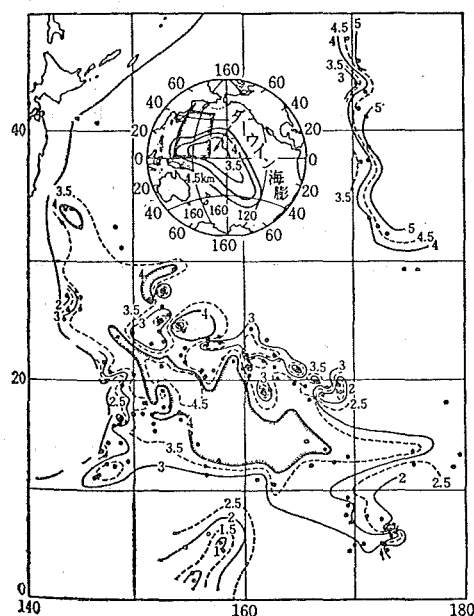


Figure 19 Paleobathymetric chart (Kobayashi et al. 1971)

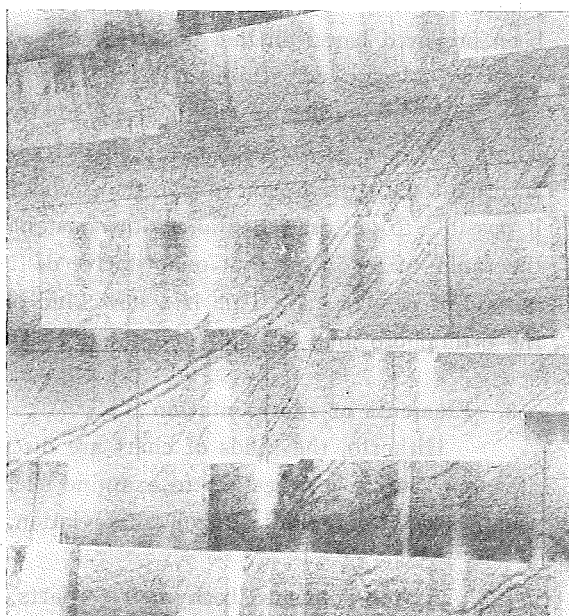


Figure 20 Mosaic side-scanning chart (unpublished data of Japanese Hydrographic Association)

(7) Others

(i) Mesh map

Summit level map and iso-relief map are usually applied for the analysis of land topography. These have been used for submarine topography; the former was applied by Tayama (1950) and the latter by Hoshino and Iwabuchi (1966). In these methods, a standard square mesh is assumed in which the shallowest depth in the former case and the difference between the shallowest and deepest depths in the latter case are measured, and the isopleth map is drawn according to the results.

(ii) Changing of submarine topography

Generally, the changing in depths is small in the sea, but there are many kinds of charts showing the changing of the sea bottom in shallow water as follows; coastal erosion, seasonal change of bar and trough, sea bottom and coastal change by typhoon, high tide and tsunami, migration of submarine sand waves, migration of sand bank in long duration, etc. Besides, the depth changes by earthquakes or submarine slides are researched in shallow and deep sea bottom. These charts are considered to be four dimensional cartographic representation. Fig. 18 is an example of depth change in long duration.

(iii) Paleo-bathymetric chart

Menard (1964) has restored the bathymetric chart before 100 m.y. in the Central Pacific Region according to the depths of guyots. Fig. 19 show paleo-bathymetry in the Western Pacific according to same procedure to the Menard's but using more detailed soundings, which did not reveal the Darwin Rise. Lately many charts showing the distribution of land and sea, or oceanic rises in old days have been prepared based on the global tectonics theory.

(iv) Mosaic side-scanning chart

Side-scanning or side-looking survey has been improved in the following points; variable paper speed accordant with ship's speed and variable sweep speed accordant with the height of transducer above sea bottom. These improvements make it possible to get an echogram with constant exaggeration to the distance covered and the range of record so that quantitative distribution of relieves can be shown by the mosaic of echograms. This is a new kind of bathymetric chart which is similar to the orthophoto map in aerophotographical survey (Fig. 20).

3. Elements of representation

Hitherto, the kinds of chart are discussed according to the purpose or theme of map. But it is necessary to examine such common elements of representation as scale, projection, color, symbol, abbreviation, etc.

(i) Scale

As for published bathymetric charts, excluding those accompanying articles or atlas, the relationship between the scale and the coverage is studied and the result is shown in Table 3.

(ii) Projection

The bathymetric chart covering global extent in a single sheet is used to be prepared in Mercator (U.S. DMAHC) or Winkel (Germany Atlas) projections. Serial charts covering global extent are generally prepared in Mercator and Polar Stereographic (GEBCO), Lambert Conformal Conic (the World Map), Oblique Secant Cylindrical (Germany Atlas) projections, etc.

Table 3 Scales of bathymetric chart with respect to coverage

coverage	scale
world	less than 1/39,000,000
three oceans	1/36,000,000—1/25,000,000
part of ocean	1/12,000,000—1/6,000,000
fundamental sheet in ocean	1/2,500,000—1/1,000,000
continental margin	1/500,000—1/4,000,000
continental shelf	1/250,000—1/200,000
coastal sea	1/125,000—1/50,000

The bathymetric charts for an ocean or a part of ocean are usually prepared in Mercator projection, but some of them are in Equal Area (USSR, Pacific), Normal Polyconic (J.H.D. No. 6901), Oblique Conformal Secant Conic (National Atlas, Japan) projections, etc.

For the series charts in continental margin, Transverse Mercator (U.S., Canada, Australia), Conformal Conic (Japan), Mercator (New Zealand) are in use. For coastal bathymetric chart, other projections than Mercator are usually in use, i.e. Conformal Conic (J.H.D.) and UTM (G.S.I. Japan) projections.

As bathymetric chart, the projections other than Mercator are generally favorable for less distortions of length or area. They are less in distortion of topography. However, Mercator projection has the merit for jointing of adjacent sheets.

(iii) Color

Almost all of bathymetric charts are printed in colors, but one color sheet is also necessary as the fundamental sheet. Layer coloring in blue tone is dominant in colored charts. The Relief Contour Method is the peculiar technique as for the use of blue color.

(iv) Symbols

There are not so many symbolizations of submarine topography in bathymetric chart, but examples shown in Fig. 21 are used other than the representations of isobaths before mentioned. Furthermore, symbols in nautical charts such as wreck or tidal elevation are often adopted in bathymetric charts.

Sand wave



Cliff



Artificial bottom



Fishery bank



Coral



Figure 21 Several kinds of submarine topographic symbols

(v) Abbreviations

The abbreviations of submarine topography are very rare, but it seems that more and more abbreviations will be in use in the future. These in Table 4 have been adopted in nautical charts and used in bathymetric charts. Then, the international standardization of symbols and abbreviations in bathymetric and other oceanographic charts may be very important problem at present.

Table 4 Abbreviations adopted in nautical and bathymetric charts

SMT	Seamont	Rf	Reef	Le	Ledge
Bk	Bank	Sh	Shoal		

REFERENCE CITED

- Heezen, B.C., Tharp, M. & Ewing, M., 1959: The floors of the oceans, *Geol. Soc. Am., Sp. Pap.* 65, 122-
- Hoshino, M. & Iwabuchi, Y., 1966: Topography of continental slope around the Japanese Islands. *Jour. Fac. Oceanogr. Tokai Univ.* 1. 37-49
- Iwabuchi, Y., 1963: The trench wall. *Jour. Mar. Geol. Jap.* 2, 1, 1-7
- Iwabuchi, Y. & Nakajima, T., 1972: Some topographies around the Japanese Islands, in *Researches in Hydrography and Oceanography in commemoration of the centenary of the Hydrographic Department of Japan*, Ed. Shoji D., Tokyo, pp. 5-35
- J.H.D. (Hydrographic Department of Japan), 1968: Report of submarine topographical and geological survey using sonoprobe in the environs of the mouth of Ise Bay, pp. 17-
- Kawakami, K., 1971: *Marine charts and submarine topography*, Kokin Shoin, Tokyo, pp. 168-
- Kobayashi, K., Sato, T. & Isezaki, N., 1971: Sea bottom of the Western Pacific, *Kagaku* 41, 209-220
- Laughton, A.S., Robert, D.G. & Graves, R., 1973: Deep ocean floor mapping for scientific purposes and the application of automatic cartography, *I.H. Rev.* 50, No. 1, pp. 125-148
- Menard, H.W., 1964: *Marine geology of the Pacific*, Mc-Graw Hill, pp. 271-
- Mogi, A., 1963a: On the shore types of the coasts of Japanese Islands, *Geogr. Rev. Jap.* 36, 245-266
- Mogi, A., 1963b: Rhythmic landforms seen in the beach areas and offshore sea bottom, *Tohoku Chiri* 15, 79-84
- Mogi, A., 1974: Travels on the sea floor, *Kaiyo Kagaku* 6, Nos. 1-9
- Sato, T., 1971: Sea bottom survey in westward of the northeast Japan, *Jour. Geogr. Soc. Jap.* 80, 285-301
- Sato, T., 1974: *Charts of sea bottom' Chuokoron Sha*, Tokyo, pp. 222-
- Taguchi, H., Nagano, M., Sato, T., Sakurai, M. & Uchida, M., 1973: Structural development of the area adjacent to Hakusan Se, Japan Sea, *Jour. Geol. Soc. Jap.* 79, 287-298
- Tanaka, K., 1932: The orthographical relief method of representing hill features on a topographical map, *Geogr. Jour.* (London) 79, 213-219
- Tanaka, K., 1939: The relief contour method of representing topography on maps, *Geogr. Rev. Jap.* 15, 655-671 & 784-797
- Tayama, R., 1950: Submarine topography, especially on the continental slope, *Hydrogr. Bull. Sp.* 7, pp. 54-82

SUBMARINE TOPOGRAPHIC CHARTS CITED

- GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), I.H.B. 1/10 mil. Mercator.
- GEBCO Plotting sheets, J.H.D. 1/1 mil. Mercator.
- The World, U.S. DMAHC 1/1.2 mil. Mercator.
- World Map, East European Nations, 1/2.5 mil. Equal-area Conic.
- Atlas zur Ozeanographie, Dietrich & Ulrich (1968) 1/25 mil., 1/8 mil. & 1/5 mil. Various projections.
- Pacific, Oceanology Inst. U.S.S.R. 1/10 mil. Equal-area.
- Pacific Ocean Floor, U.S. Geogr. Soc. 1/36.43 mil. Mercator.
- Bathymetry of North Pacific, U.S. DMAHC 1/6.5 mil. Mercator.
- New Zealand Coastal Chart Series, Oceanogr. Inst. New Zealand, 1/200,000 Mercator.
- CONSHELF Series, U.S. NOS, 1/250,000, TM.
- Natural Resource Chart, Canadian Hydrographic Service, 1/250,000, TM.
- Australian Shelf Series, National Mapping Div. Australia, 1/250,000, TM.

JAPANESE BATHYMETRIC CHARTS CITED

- J.H.D. No. 6901, Bathymetric chart of the adjacent seas of Japan (Relief Contour Method). 1/8 mil. Normal Polyconic.
- J.H.D. Nos. 6301-6304, Bathymetric charts of the adjacent seas of Japan. 1/3 mil. Mercator.
- J.H.D. G1305, GEBCO Plotting chart, 1/1 mil. Mercator.
- J.H.D. No. 6327, Basic map of the sea (continental shelf series), 1/200,000, Conformal Conic.
- J.H.D. Nos. 6410⁶¹, 6420¹, Basic map of the sea (Coastal series), 1/20,000, Conformal Conic.
- J.H.D. No. 6440¹, Basic map of the sea (Coastal series), 1/10,000 Conformal conic.
- J.H.D. Bathymetric chart (Oga Peninsula to Noto Peninsula), 1/500,000, Conformal Conic.
- G.S.I. National Atlas (Submarine topography), 1/8 mil. oblique Conformal Secant Conic.
- G.S.I. Land Conditional Map of Coastal Area, 1/25,000, UTM.

REPRESENTATIONS OF SUBMARINE GEOLOGY AND GEOPHYSICS IN OCEANIC CARTOGRAPHY*

J.C.A. Commission on Oceanic Cartography**

Received 1977 October 12

Abstract

The authors classified the maps on the sea bottom into three categories; submarine topography, geology and geophysics. In the present paper, the representations of geology and geophysics were studied and summerized as a second paper of intended reference paper series. The maps concerning submarine geology and geophysics are classified as follows.

Geology : sediments (sample station map, bottom sediment chart, mechanical analysis map, chemical analysis map, photograph and others)
geology (subbottom profile, isopack map, geological structure chart, submarine geological map and others)
sea bottom mineral resources
Geophysics: geomagnetism (total magnetic intensity chart, magnetic anomaly chart and others)
gravity anomaly (gravity anomaly chart and others)
crustal heat flow
seismology
submarine volcanoes

At first, characteristic representations of each item were discussed respectively and additional discussions on scales, projections, colors, symbols, abbreviations etc. were considered.

1. Introduction

As a part of intended reference paper series by I.C.A. Working Group on Oceanic Cartography, the J.C.A. Commission on Oceanic Cartography made a report by submitting the first paper on submarine topography in 1975 (MS). The present paper is the second one which summarizes and discusses cartographic representations of submarine geology and geophysics mainly used in Japan, concerning such parameters as sediments, geology, mineral resources, geomagnetism, gravity, crustal heat flow, seismicity, volcanoes, etc. It is supplemented by additional discussions on scales, projections, colors, symbols and abbreviations.

2. Sediments

Sea bottom sediments have been surveyed for navigational purpose, i.e.

* Version in Japanese has been published in *Map* (Journal of the Japan Cartographers Association) 14, No. 3, (1976), 15~20; 14, No. 4, (1976), 17~25

** O. ATOBE, H. CHUJO, A. HARADA, M. HORIKOSHI, S. HOSOI, K. IGARASHI, K. IMAI, B. IMAYOSHI, A. IRAHARA, K. IRIE, K. ISHII, F. ITO, K. KANAZAWA, M. KOGA, A. NISHIDA, K. NISHIZAWA, Y. OYAMADA, T. SATO (Chairman), I. TAJIMA, K. YASHIMA (Secretary), S. YOSHIDA, and K. YUBATA

indication of bottom characters on nautical charts. The meaning of bottom character includes both rocky basement and bottom sediments. In hydrographic survey, identification of bottom character has been qualitatively done by naked eyes. However, in scientific investigations, it is quantitatively determined according to the results of mechanical analysis and composition of sediments.

(1) Qualitative identification and sample station map

In former days, sounding was usually done by lead sounding so that abbreviations of bottom characters are different in various countries (Table 1) and they have been changed by age (Sato 1960).

Table 1 Examples of abbreviation of bottom character in Japan

sand	S	calcareous	ca	shell	Sh
mud	M	quartz	Qz	oyster	Oy
ooze	Oz	coral	Co	sponge	Sp
clay	Cy	volcanic	V	sea weed	Wd
granule	Gr	lava	Lv	foraminifera	Fr
gravel	G	pumice	Pm	globigerina	Gl
shingle	Sn	tuff	T	fine	f
pebble	P	scoria	Sc	soft	so
rock	R	mangan	Mn	white	w

In today's sounding, the opportunities to obtain information on bottom characters have become very rare because sounding method has been changed from lead to echo sounding. Nevertheless, bottom sampling is necessary for anchorages and station maps of bottom sampling are prepared by using such a style as shown in Fig. 1.

For the purpose of geological or sedimentological researches, sampling stations are sometimes shown on bathymetric charts (Fig. 2). Some detailed station maps

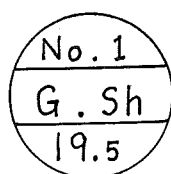


Figure 1
Representation
form of bottom
sampling
station

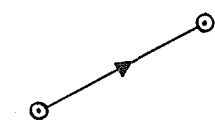


Figure 2
Bottom sampling
station map shown
on bathymetric chart
(Hoshino 1958)

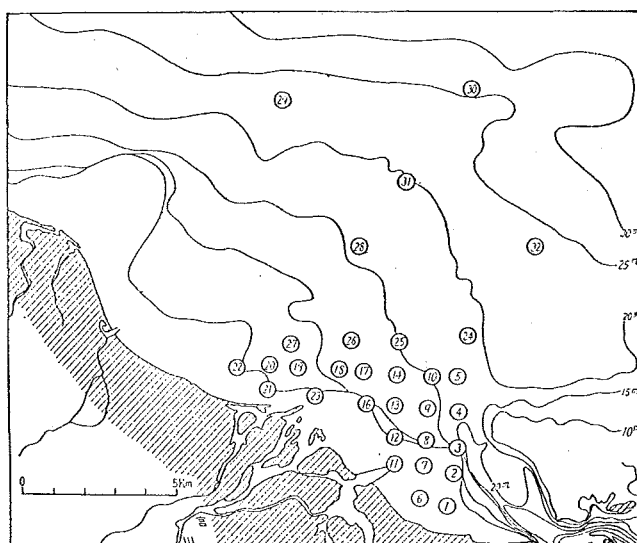


Figure 3 Dredge station map showing dredged distance

of dredge show lines of dredge by means of arrows from the position of bottom contact to that of hoisting dredge haul (Fig. 3).

(2) Bottom sediment chart

Bottom sediment chart (BS chart) is usually represented according to the results of qualitative identification of bottom character in the following styles: (1) map showing sampling stations with symbols of bottom characters, (b) areal representation with or without definite boundaries of distributions where bottom

Example of symbol and color representation of bottom character

Table 2	Basic map of the sea (Coastal series)	J.G.S.I. 1/25,000	Basic map of the sea (Coastal series)	J.H.D. Nos. 7002-7006	J.H.D. Nos. 7051-7053
Rock			Pink	Brown	Brown
Gravel			Purple	Red hatch	Orange
Sand & Gravel				Red hatch on Yellow	
Coarse Sand				Red dots on Yellow	
Sand			Yellow	Yellow	Yellow
Fine Sand				Yellow hatch	
Sand & Mud				Green hatch on Yellow	Yellow Green
Silt					
Mud			Light Blue	Light Blue	Blue
Blue Mud					Green
Red Clay					Red
Shell					
Sea Weed					

characters are shown by symbols or colors (Fig. 4 & Tables 2).

The boundaries of bottom sediment distributions are always drawn according to interpolation or interpretation. Therefore, these boundary lines should be decided considering submarine topography, the distributions of vertical and horizontal relationship among sediments and between base rock and sediments. BS chart is sometimes drawn on a bathymetric chart.

The map of soft mud showing the thickness of soft mud layer floating above the sea bottom in isopack style, is a special type of BS chart.

(3) Results of mechanical analysis

The fundamental method of quantitative classification of sediments is based on grain size analysis, the purpose of which is clarification of grain size distribution. The results are shown by frequency curves or cumulative curves showing the relationship between grain size and distribution frequency.

In this case, grain size is usually shown by a scale which is a logarithmic scale of grain diameter. Namely,

$$d = \frac{1}{2^\phi}$$

$$\phi = \log_2 d$$

where d is diameter of sediment grain in millimeter. Classification of gravel, sand and mud is shown in Table 3.

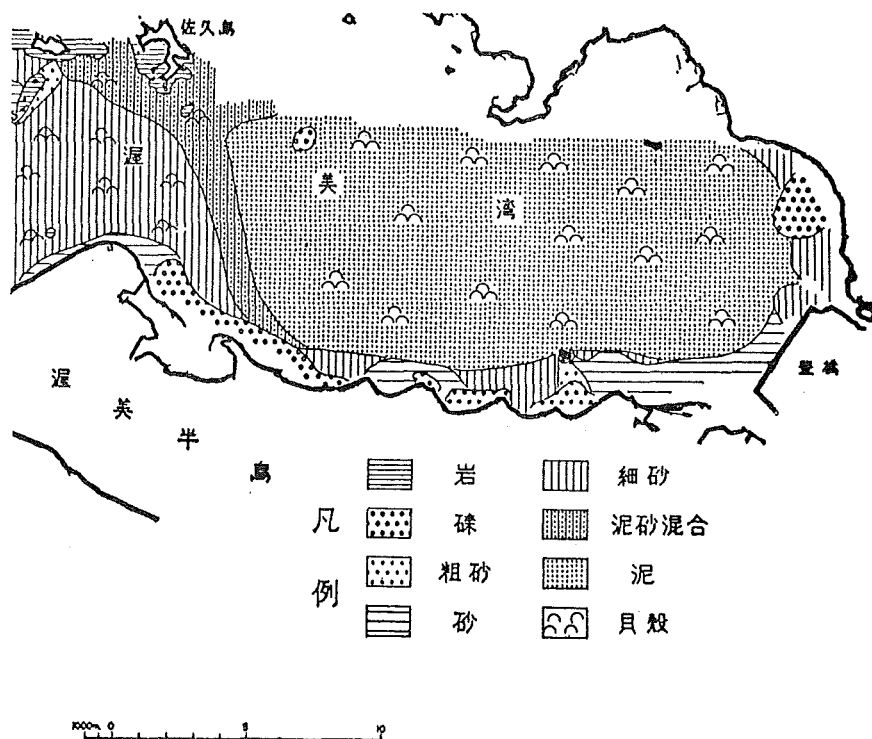


Figure 4 Bottom sediments chart shown by symbols (Japanese H.D. 1968)

Frequency curve is usually changed into cumulative curve and the shape of curve is quantitatively processed by the quartile-measure or ϕ -measure.

Areal distribution of sediments is usually represented by isopleths using median diameter, or coefficients of sorting, skewness or Kurtosis (Fig. 5).

In other cases, types of sediments are classified according to the combination of those coefficients. Fig. 6 is an example of the representation after sediment types.

When the number of sampling is scarce, the result is shown by histogram or

Table 3 Division of sediments and scale

ϕ		
-10		
9	boulder	gravel
8		
7	cobble	
6		
5	pebble	
4		
3		
2		
1	granule	sand
0	coarse sand	
1	medium sand	
2	fine sand	
3		
4		
5		
6	silt	mud
7		
8		
9	clay	
+10		

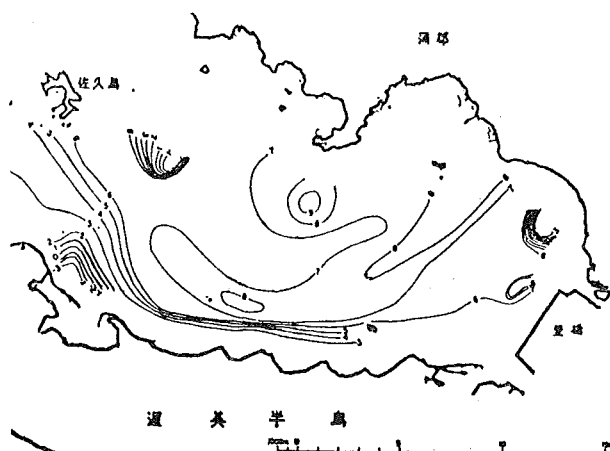


Figure 5 Isopleth map of median diameter (Japanese H.D. 1968)

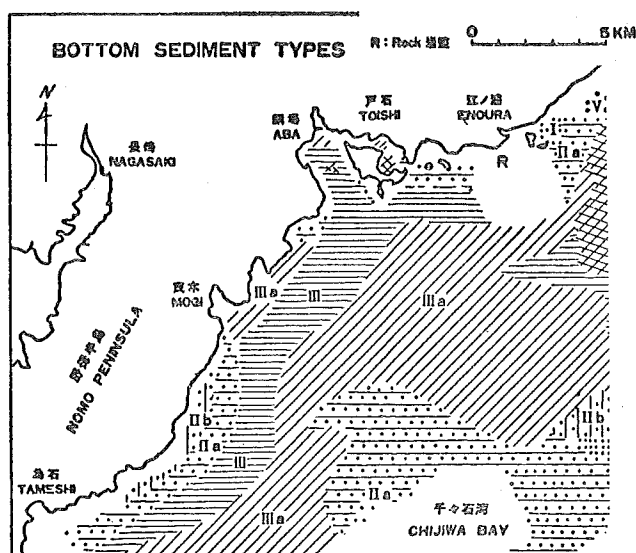


Figure 6 Bottom sediments chart shown by sediment types (Kamata et al 1973)

piegraph at sampling stations. On the other hand, isopleth or areal representation is used when sampling stations are many in number.

(4) Results of mineral composition analysis

The classification of bottom of sediments is based on grain size distribution in reference to such compositions as mineral, chemical or microfossil compositions, etc. The mineral composition analysis being made are ordinarily heavy or light mineral analysis for sand size grains and clay mineral analysis for clay size fraction, the results of which are shown by histogram or piegraph at sampling stations and rarely shown by isopleth (Fig. 7).

(5) Chemical analysis

The representations of chemical analysis results are also histogram and piegraph at sampling stations. As examples of inorganic chemical analysis, those of trace elements such as Mn, Co, Ni, Cr, etc. and radioactive elements such as U, and CaCO_3 contents are known.

Organic chemical analyses have been carried out from the view point of petroleum origin, sedimentary environment or pollution. Researches on the last item have been lately increased and following analyses are known A-Hg, PCB, ignition loss, COD, total sulfide, etc. The representations are usually shown by histogram or piegraph which are sometimes on bathymetric chart, but rarely shown by isopleth in nearshore area where there are a number of sampling stations (Fig. 8).

(6) Photograph

Although it is somewhat questionable whether photograph is a map or not, it gives us important information on the sea bottom condition. Namely, an aerophotograph taken over a shallow sea area makes it possible to delineate the rough outline of sunken reefs. An underwater photograph covers a very small area but it is useful

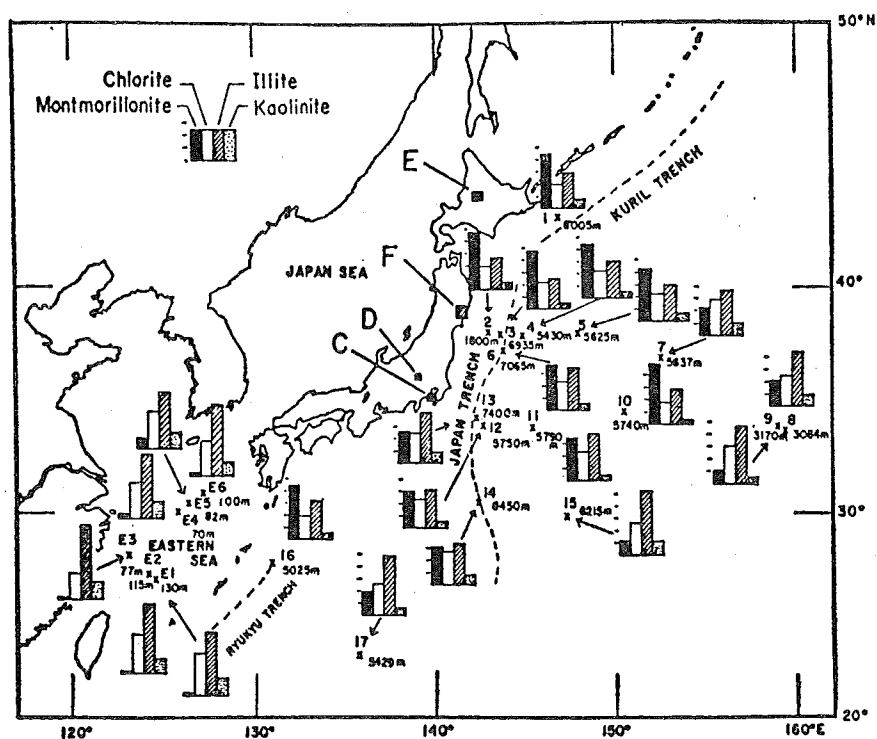


Figure 7 Mineral composition map shown by histogram (Oinuma & Kobayashi 1966)

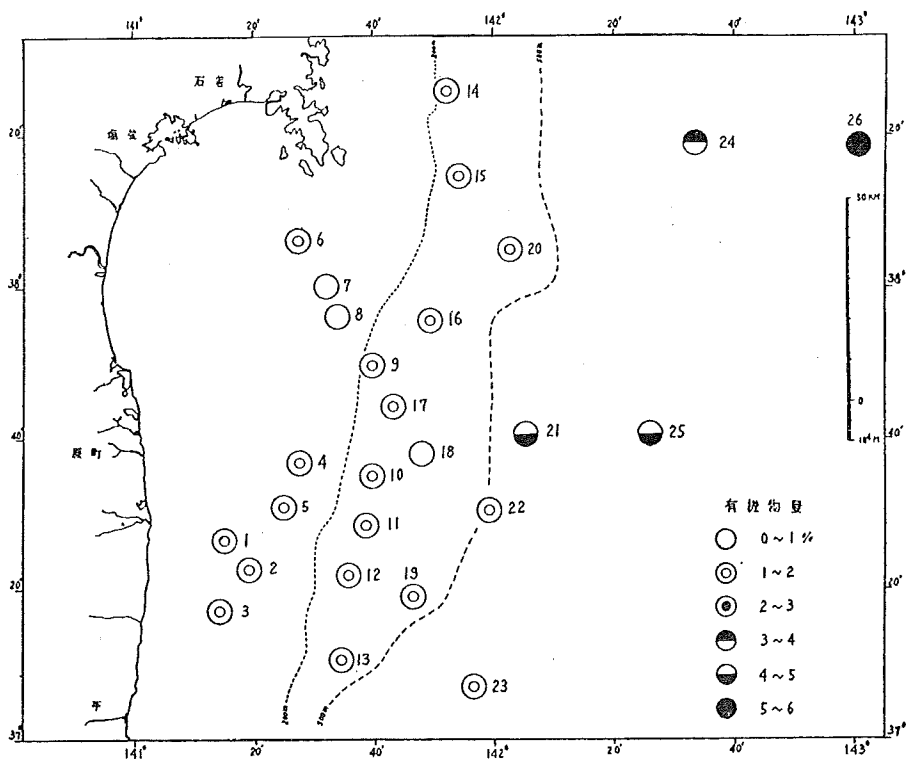


Figure 8 Map of inorganic chemical analysis shown by symbols (Iwabuchi 1962)

to make researches on sedimentary environment or to estimate the distribution of manganese nodules as mineral resources.

(7) Results of coring or drilling

Coring or drilling gives us good evidence for vertical variation of sediments such as lithology, microfossils (foraminifera, diatom, radiolaria, nannoplankton, etc.), ratio of oxygen isotope, paleo-magnetism, etc. The age determination of cored sample layers are carried out by radiometric analysis, but all samples are not necessarily analysed by this method. The age determination are practically done by the identification of microfossils and paleo-magnetism.

The representation of vertical variation of cored samples is shown by columnar section or profile compiled from columnar sections. DSDP (Deep Sea Drilling Project) has taken many drilling cores from deep sea floor more than several thousand meters depth all over the world. The profiles compiled from these drilling results reveal horizontal variation of lithofacies across climatic zones (Fig. 9). The drilling results are also valuable evidences indicating age of sea floor generation in situ, and the map representing ages of ocean floor are also prepared (Fisher et al 1970).

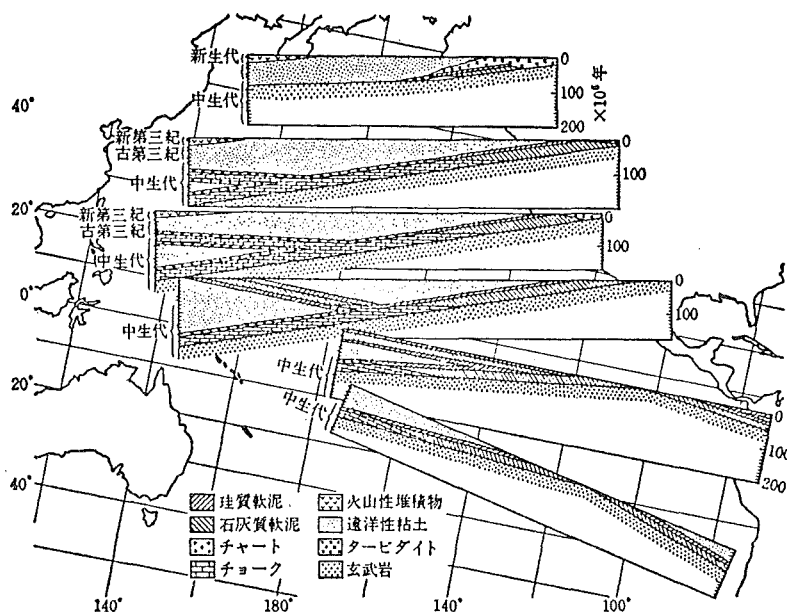


Figure 9 Horizontal variation of lithofacies on the profiles based on DSDP results (Okada & Kobayashi 1974)

3. Geology

Although submarine geological survey had long been carried out by sounding and dredge, continuous seismic profiling (CSP) survey changed its character. Namely, CSP records give us three dimensional structures beneath the sea bottom, which makes it possible to prepare submarine geological map.

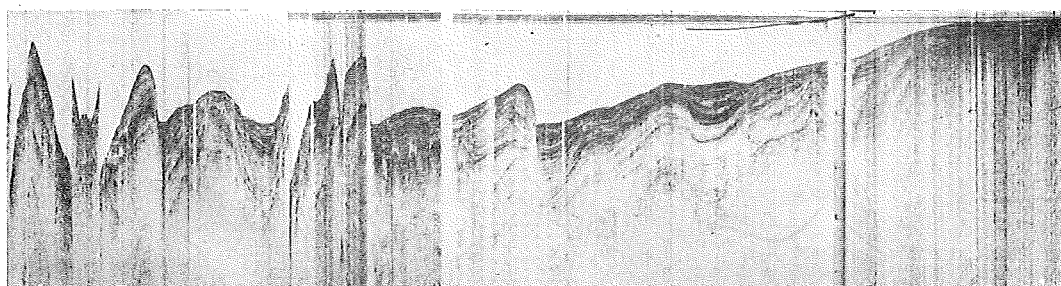


Figure 10 Photograph of continuous seismic profiling record (Sato 1972)

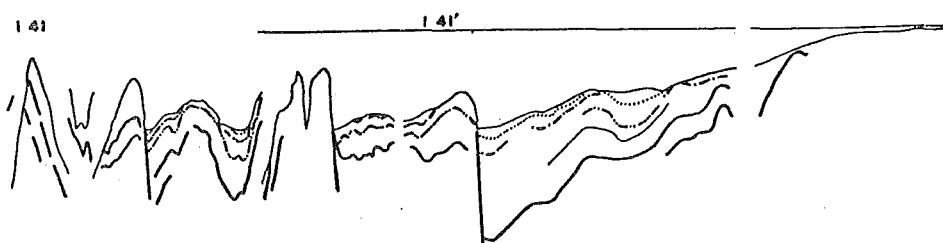


Figure 11 Interpreted subbottom profile (Sato 1972)

(1) Profile

Geological profiles beneath the sea bottom are shown by photograph of original CSP records, or interpreted profiles drawn by hand (Fig. 10 & 11). Vertical exaggeration of the former profile is about thirty times to horizontal distance. On the other hand, in the latter profile the exaggeration is less than that of the former.

(2) Isopack map and basement contour map

The basement configuration beneath Alluvium on land had been represented as a contour map by using boring data. CSP survey easily distinguishes the basal boundary of alluvial soft sediments in shallow sea bottom, accordingly basement relieves are also used to be shown by contour lines. These maps are very useful for undersea engineering.

In the case of deep sea CSP survey, isopack maps are used for the sake of petroleum exploration and basement contour maps for the research of geological structure. Both representations have the same meaning. They can be converted each other by the intervention of a bathymetric chart.

(3) Geological structure

Geological structure is the deformation or dislocation of surface rocks by the force originated from the earth's interior. The large structure includes even orogenic zone, geosyncline, etc. On the other hand, the small structure includes folding, fault and so on. Accordingly, the maps of geological structure are variable according to their purposes.

As a submarine geological structure map for large structure, the geomorphological map of the Pacific Ocean published by the USSR is a very good example; it shows anticline and syncline zones in orogenic zones or each geological age, seaward continuations of orogenic zones, oceanic plates, island arc rises, block rises,

mid-oceanic ridges, fracture zones, marginal swells, distribution of igneous rocks, trenches and various information including ages of sea bottom rocks, symmetrical axis of geomagnetic lineations, results of refraction survey, sea floor ages from DSDP, etc.

Fig. 12 is another example showing large geological structures in a black color.

As a submarine geological structure map for small structure, there is the Basic Map of the Sea of J.H.D. which represents the distribution of folding axes and faults on the contour map of acoustical basement relieves (Fig. 13).

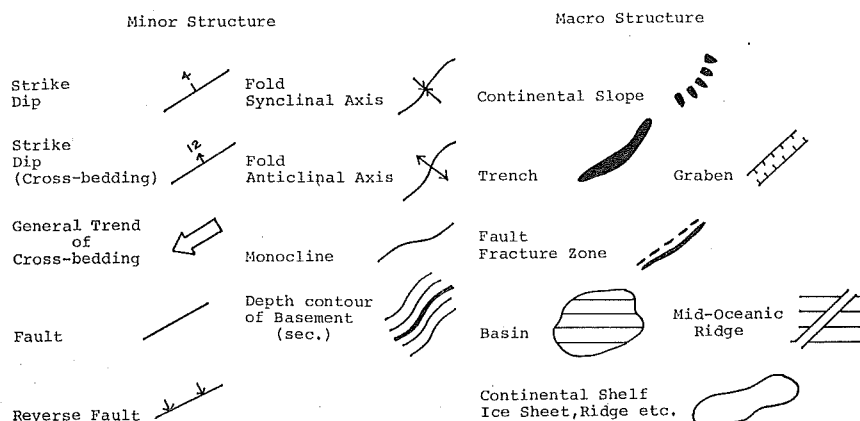


Figure 14 Various symbols in submarine geological maps

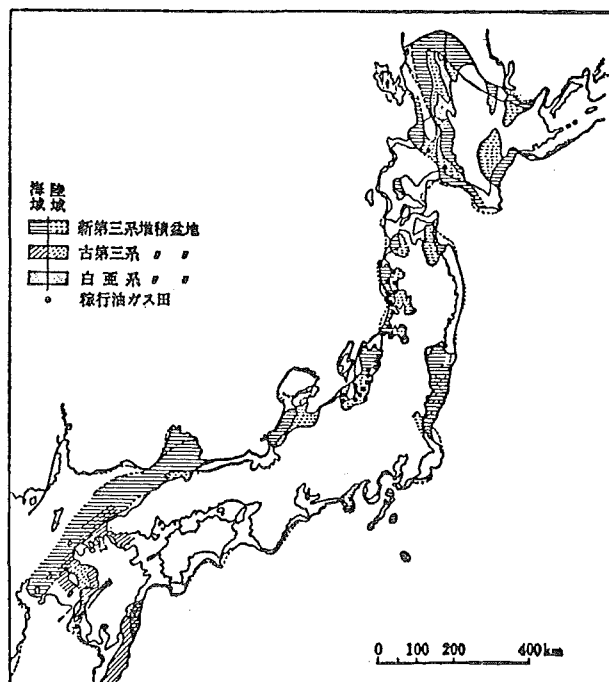


Figure 15 Distribution of sedimentary basins around Japan (Sato 1969)

(4) Submarine geological map

There are some difficulties in defining the difference between a geological map and a geological structure map. However, the authors consider that the former usually includes the latter. The geological map represents the distributions of exposed sedimentary, igneous and metamorphosed rocks, and geological structures. It should be drawn to that geological history can be read.

A submarine geological map is prepared from acoustical profiles and shows distribution of sediment layers, basement rocks and geological structures. In particular, the most important character is the representation of geological history. Fig. 14 shows various symbols ordinarily used on submarine geological maps.

4. Sea bottom mineral resources

Maps showing submarine resources related to the sea bottom are divisible into two categories; one is for the mineral resources in sediments and another is for those in layers. For the latter case, although oil and gas are under exploration or exploitation, no detailed maps have been published except those smaller scale ones showing the distribution of sedimentary basins (Fig. 15), because detailed data are kept secret by exploiting companies.

As for the former, resources to be shown are placer iron, placer cassiterite, diamond, quartzose sand and manganese nodule. No detailed maps are known to be prepared for those resources except the last one, although there are some maps on smaller scales only showing the distribution of production of those resources by using various symbols.

Manganese nodules are expected to be an important mineral resource in the near future and the following maps are prepared; maps showing distribution of

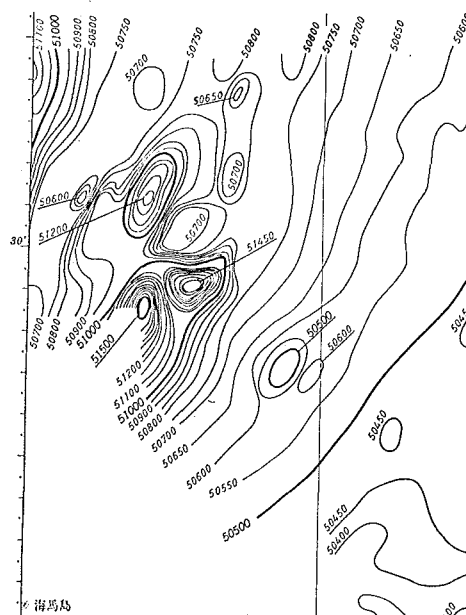


Figure 16 Total intensity map of geomagnetism (Japanese H.D. No. 6381^M)

nodules, each content of chemical components, and trace components such as Ni, Co, Cr, Cu, etc.

5. Geomagnetism

For the purpose of navigation, geomagnetism at sea has been represented on nautical or miscellaneous charts. Geomagnetism is a kind of vector and it can be shown by declination, inclination and horizontal component, each of which is represented by isopleth. Geomagnetism is gradually changing and its annual change is also shown by isopleth.

(1) Total intensity chart

Three elements of geomagnetism above-mentioned are measured by a magnetometer of flux-gate type at sea. However, the advent of a proton magnetometer has made it easy to measure total intensity of geomagnetism on moving vessels or aircraft. Measured data are corrected for annual variation and are converted to the value on a specific date, usually 1st January. The isopleths are drawn for the corrected data (Fig. 16).

(2) Magnetic anomaly chart

The total intensity of geomagnetism is gradually changing and the correction of annual variation is necessary for the comparison of surveys carried out in different years. For this reason, representation of magnetic intensity as not total intensity but anomaly with respect to some reference field is desirable. For the purpose of

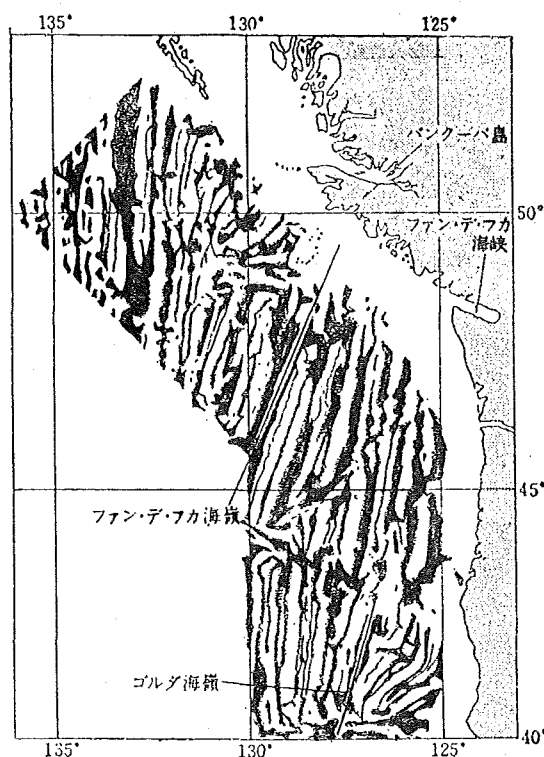


Figure 17 Lineation of geomagnetic anomalies (Mason & Raff 1961)

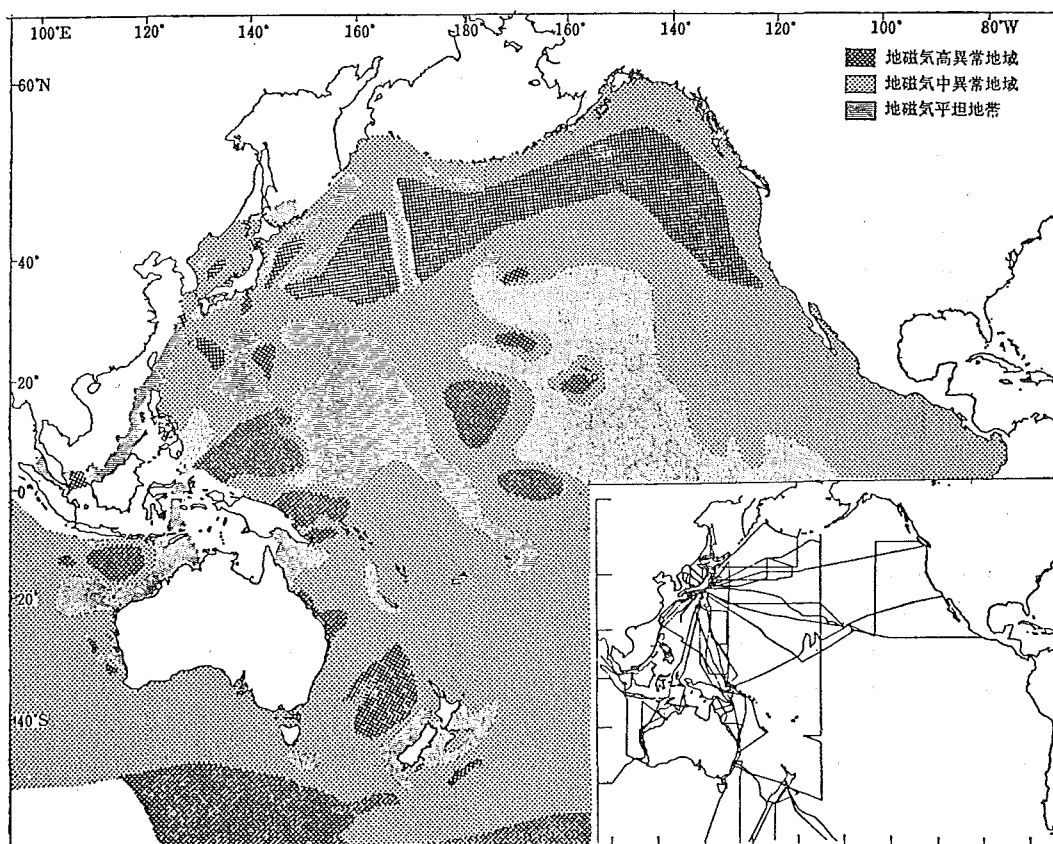


Figure 18 Map of geomagnetic anomalies shown by symbol (Kobayashi 1972)

studying geological structures, the anomaly chart is more convenient.

Total intensity measured is a compound force including regional anomaly of magnetic field and local anomaly caused by geological structures. The former is so regional that it is assumed as a flat plain in the order of in length 10^6 m. To determine this plain, measured data at the mesh of several square kilometers are processed by the least squares method. However, the average magnetic field obtained by this method cannot be applied in other areas. Therefore, the comparison of anomalies between two distant areas is difficult.

The best reference field may be IGRF (International Geomagnetic Reference Field) which was adopted in 1968 based on global data then available. This gives the standard for the distribution of total intensity and its secular variation.

As the representation of magnetic anomalies, following examples are known; profiles along track lines, isopleth and symbolizing or coloring (Fig. 17). If either of plus or minus area of anomalies is blackened, stripe pattern of anomalies clearly appears along both sides of mid-oceanic ridges (Fig. 18).

6. Gravity anomaly

Measurement of gravity at sea had been done by a gravity pendulum in a

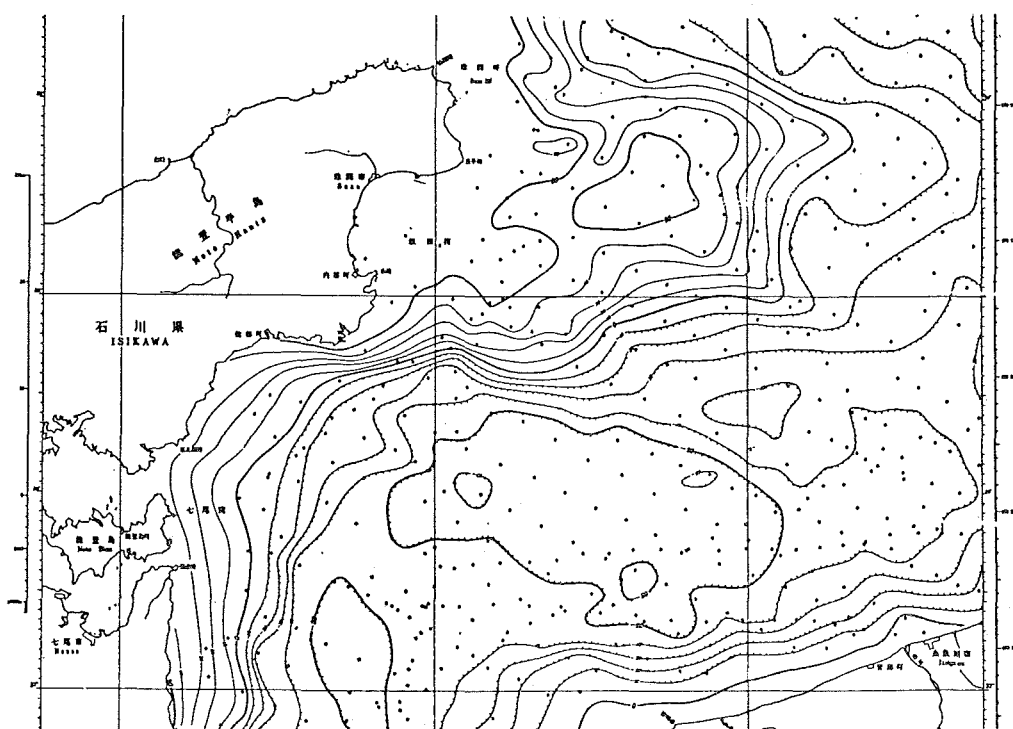


Figure 19 Map of Free-air anomalies (Japanese H.D. No. 6381a)

submarine, and negative gravity anomalies along trenches were discovered, which was described in many text books. A submersible seagravimeter on the shallow sea bottom has been developed for the exploration of oil field. It is controllable from a vessel through a cable. The results of the measurement by using this seagravimeter have not been published as they are kept secret by the oil companies concerned.

Recently, various types of sea surface gravimeter have been in use and a number of anomaly maps from large to small scales are published (Fig. 19).

To measure gravity value, the effect of height is corrected on land and the difference between the corrected value and the standard gravity is defined as free-air anomaly. On the other hand, a vessel is running at the sea surface, so that free-air correction is not necessary to the measured value. Namely, the difference between the measured gravity and the standard gravity is free-air anomaly itself.

Bouguer's correction on land is made for the effect of mass between the measured station and the geoid surface. The Bouguer's anomaly has two meanings; (a) gravity anomaly on geoid surface where there is no mass above the surface, and (b) parameter for mass distribution below the geoid surface. From the former viewpoint, free-air anomaly at the sea surface has the same character as that of Bouguer's anomaly on land. There is an example representing both anomalies on one map. However, from the latter viewpoint, it is desirable that gravity anomalies at the sea surface should be the parameter for mass distribution below the sea bottom. The Bouguer's correction in sea gravity is calculated by substituting sea water depth for

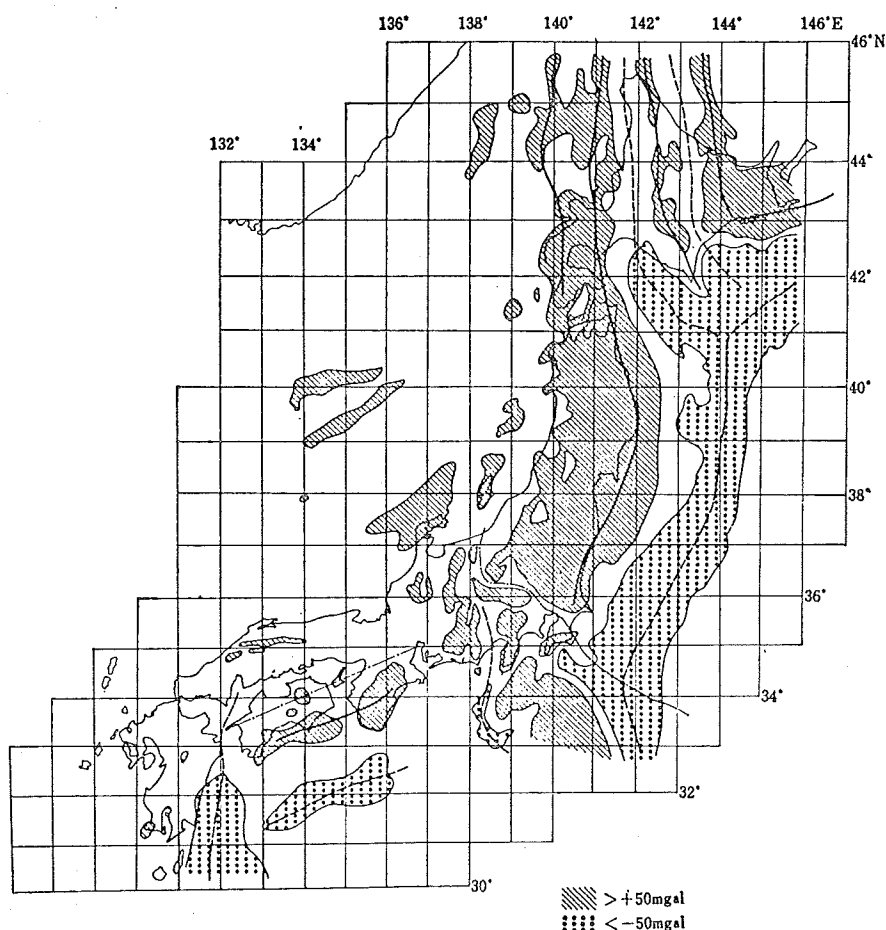


Figure 20 Free-air anomalies chart around Japan (Tomoda 1972b)

crustal materials with average density of 2.67 gr/cm^3 .

For both anomalies at sea, the basic representation is isopleth with 10 to 20 mgal intervals together with the location of measured stations.

On smaller scale maps with random tracks, average value is calculated in an appropriate mesh such as $10' \times 10'$, from which an isopleth map is drawn.

The accuracy of sea gravity measurement ranges about 10 mgal. If data are processed within this accuracy, the relief of gravity anomalies will become so a gentle surface that automatic contouring may be possible.

Besides the isopleth, a gravity anomaly map is represented by layered coloring or symbols (Fig. 20). Special representation was developed by Tomoda (1972a) in which the strength of layered colors is proportional to the reflective indices of light, and it is possible to take a monochrome photograph or to make spectrum analysis on this map.

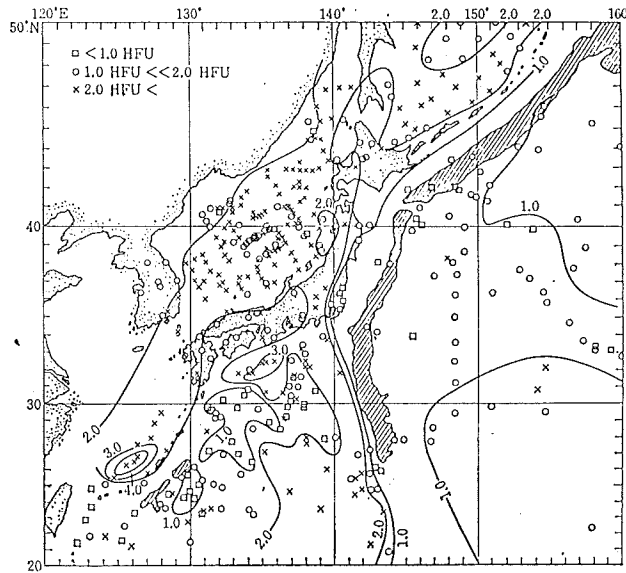


Figure 21 Map of crustal heat flow around Japan (Uyeda & Sugimura 1970)

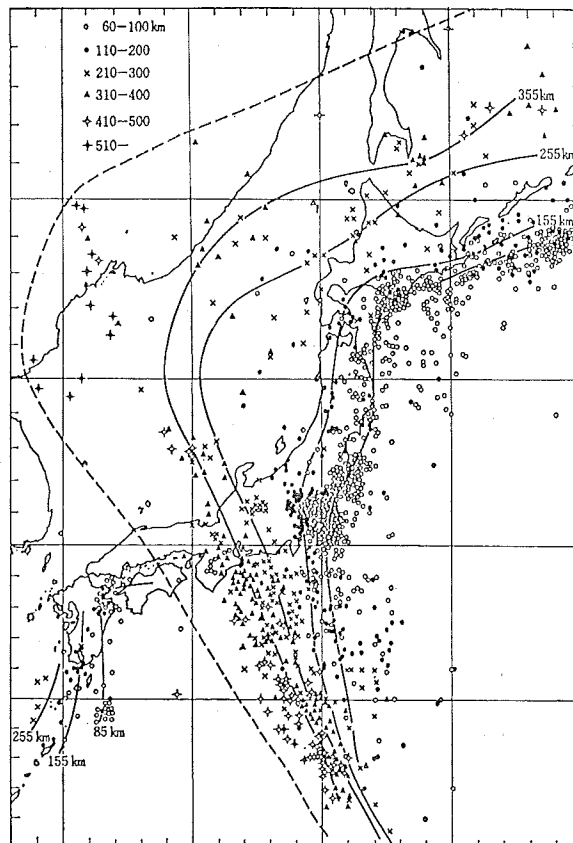


Figure 22 Distribution epicenters around Japan (Uyeda & Sugimura 1970)

7. Crustal heat flow

The crustal heat flow is the heat flow from the interior to the surface of the earth through its crust. Direct effects of thermal phenomena on the earth's surface are volcanoes, hot springs and so on. Indirect effects of them are earthquakes or tectonic movements. The physico-chemical phenomena in the earth's interior are controlled by thermal conditions and the energy caused from this physico-chemical changing is converted to heat. Thus, the measurements of crustal heat flow on the earth's surface are very important to know the structure in the earth's interior.

The heat flow measurement at the sea bottom started in 1948, which is the measurement of thermal gradient in sea bottom sediments and heat conductivity of the sediments. The crustal heat flow is obtained as the product of both values. Thus, the measurement is done on board a vessel stationed.

The results of heat flow measurements are usually shown by different symbols for various values at measured stations, over which isopleths are drawn (Fig. 21). For regional representation, averages in appropriate squares are calculated and contoured as is done in some gravity anomaly maps.

8. Seismology

Earthquakes are mostly observed at stations on land but rarely on the sea bottom. The seismological observations clarify the distribution, magnitude and character of earthquakes, and these are available for the research on mechanism of earthquakes. The results of observations are shown in such representations as the distribution of epicenters and their depths, magnitude, frequency, area of after shocks, time sequence of occurrence, direction of fault plane or displacement, etc.

(a) Distribution

The simple plotting of epicenters on a smaller scale map reveals earthquake zones. Plotting them in different symbols according to their depths on a larger scale map and contouring on it reveal three dimensional inclination of the seismic plane beneath the island arc and trench system (Fig. 22). It is also represented on vertical section perpendicular to the arc and trench for earthquake occurrences.

The accordance of submarine topography with epicenters is clearly shown along the median rift and transversing fracture zones on the crest of mid oceanic ridge.

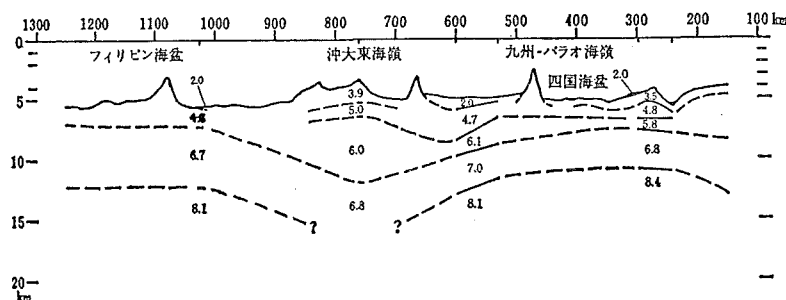


Figure 23 Profile of crustal structure in northern part of the Philippine Sea (Murauchi et al 1968)

(b) After-shock distribution

The distribution of after-shock epicenters for an earthquake with large magnitude reveals a relation between the extent of after-shocks and magnitude. The large earthquake off Nemuro was predicted according to the lack of after-shocks extending along the continental margin of island arc.

(c) Others

The distribution of initial motions is important to the analysis of earthquake mechanism. Concerning the submarine earthquakes, focal mechanism maps have been prepared on the basis of the nodal planes determined by the distribution of initial motion (Stauder 1968).

(2) Seismic refraction survey

As for reflection survey, a description was already given in Chapter 3. Refraction survey is carried out by using explosives or on the occasion of nuclear explosion, and it clarifies deep structures of the crust or mantle of the earth. The profiles of crust have been published last 10 year by Research Group of Explosion Seismologists in Japan (Fig. 23). Lately, the states of crust and lithosphere to the depth of several thousand kilometers have been made clear by the observation covering a long distance using high sensitive undersea seismographs. Moreover, the researches on dispersion of surface waves from earthquakes have shown the thickness of crust in and around Japanese Islands.

9. Submarine volcanoes

As for the representaion of volcanoes, the following factors are important;

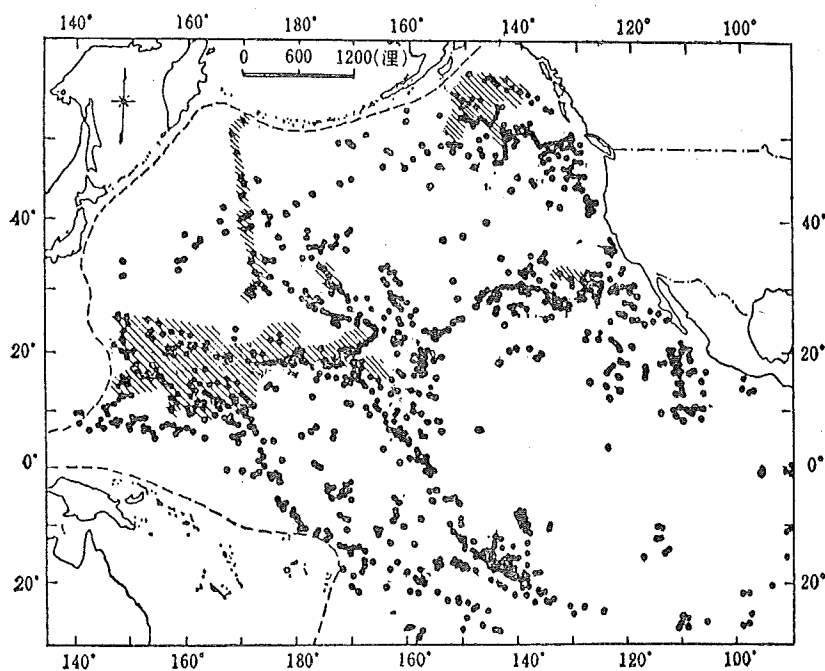


Figure 24 Distribution of seamounts and guyots (Menard 1959)

the position, age or history, extent of activity, character of eruptives, etc. In this chapter submarine volcanoes with present topographic features are included irrespective of their being active or inactive.

The distribution maps of active volcanoes in the world indicate that volcanoes are concentrated to island arcs. It has been revealed that the volcanoes are also located along median rift zones on mid oceanic ridges and on mantle plumes. The mode of volcanic activity in these deep sea volcanoes is assumed to be greatly different from land volcanoes. Former volcanology was constructed only from land volcanoes. The future volcanology should be considered from volcanoes over the world including these submarine volcanoes. In this sense, distribution maps of submarine volcanoes are interesting (Nakamura 1974).

Numerous seamounts on the ocean floor are probably extinct volcanoes because rock dredged from them are invariably volcanic and their topographic features are similar to volcanoes. Guyots are also truncated and submerged volcanoes. Seamounts and guyots are distributed mostly in groups (Fig. 24).

The order of generation in seamount chains is rarely made known because the age determinations of dredged rocks for radioactive elements are scarcely done. Seamounts along the Emperor Seamounts and Hawaiian Ridge are rare examples in which their ages were determined. The Seamounts become younger from north to south or southeast, which is considered an evidence of mantle plume hypothesis and lateral movement of the Pacific Plate (Jackson et al 1972).

The magnitude of volcanic activity is usually detected from eruptive materials. Although volcanic activity in deep sea bottom may be much different from that on land, the size of seamounts may represent the magnitude of activity. Fig. 25 shows the similarity of form and also size of seamounts.

The extent of volcanic ash layer is also an indication of volcanic activity. The tephra with vast distribution more than thousand kilometers in length on land is assumed to continue to the ocean floor, but they have not been correlated each other in spite of the existence of many ash layers in core samples from the ocean floor.

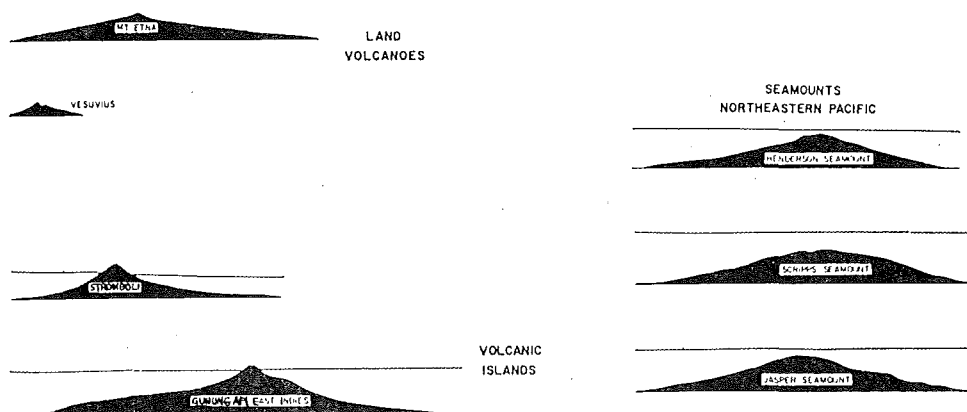


Figure 25 Topographic profiles of land volcano, volcanic island and seamounts (Menard 1964)

The characters of volcanoes are not so well known that no map representation is found. Submarine volcanic rocks are petrologically assumed to be slightly different one another according to their geographic locations. For example, the volcanic rocks in mid oceanic ridge are called as abyssal tholeiite which is different from basalts seamounts. But there are also differences of K_2O and Na_2O contents even in abyssal tholeiites according to places, which are considered to be related to the spreading rate of mid oceanic ridges (Miyashiro 1976).

10. Considerations on each element of representation

Samples of representation of submarine geology and geophysics studied in the present paper are mostly those illustrations appeared in scientific articles, while separate sheets or atlas are very scarce. As separate sheet, there are Basic Map of the Sea (J.H.D.), Natural Resource Chart (Canada), Conshelf Series (US NOS) and Geomorphological Map of the Pacific (USSR), etc.

As for the atlas, Geological and Geophysical Atlas of Indian Ocean (USSR & IOC) is the only example. Considerations are given to these illustrations and maps concerning each element of the representation.

(Scale) The scales of separate maps on submarine geology and sediments range from 1/10,000 to 1/50,000 in coastal area and from 1/200,000 to 1/500,000 in continental margin. Maps on geomagnetism and gravity range from about 1/200,000 in continental margin to less than 1/10 mil. in oceanic area. Generally, a separate map on submarine geology or geophysics is rarely published and existing maps are mostly appeared in scientific articles. The latter are various in scales.

(Projection) The projections of geological or geophysical maps are rather due to other projections than Mercator. For continental margin, Transverse Mercator (USA, Canada & Australia), Lambert's Conformal Conic (Japanese H.D.) and Mercator (NZ) Projections are adopted. For coastal area, Conformal Conic or UTM Projections are known.

As regards the illustrations in scientific articles, smaller scale maps are prepared by various projections as follows; Mercator, Lambert's Azimuthal Equal-area, External Perspective, Homolosine and Hammer's Projections.

(Color) Colors are used in separate maps. In bottom sediment charts, generally brownish colors are applied to rocks, yellowish colors to sandy sediments and bluish colors to muddy sediments. In geological maps, use of colors is not fixed for lithology, but dark colors are generally used to lower layers. As for geophysical maps, there are following examples of layered coloring; red to yellowish brown in geomagnetism map and purple to white or red to blue in gravity anomaly maps.

(Symbol) There are many symbols and abbreviations in submarine geological and geophysical maps as shown in Fig. 15, Table 1 and 2. However, no standardization of symbols and abbreviations have been made except those applied to nautical charts.

Acknowledgements

In preparing this manuscript, the authors express hearty thanks to Prof. Y.

Tomoda and Dr. J. Segawa who kindly read it and made useful suggestions to us.

References cited

- Fisher, A.G., Heezen, B.C., Burky, R.E., Douglas, D., Garrison, R.G., Kling, R.E., Krashennnikov, S.A., Lisitzen, V. & Pimm, A.C., 1970 : Geological history of the western North Pacific, *Science* **168**, 1210-1214
- Hoshino, M., 1958 : The shelf sediments in the adjacent seas of Japan, *Monogr. Assoc. Geol. Collab. Jap.* No. 7, pp. 41-
- Iwabuchi, Y., 1962 : The accumulation of organic matter in bottom sediments, *Jour. Geol. Soc. Jap.* **68**, (No. 805), 585-596
- Jackson, E.D., Sliber, E.A. & Darlymale, G.B., 1972 : Hawaiian-Emperor chain and its relation to Cenozoic circum Pacific tectonics, *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 601-617
- J.H.D. (Hydrographic Department of Japan), 1968 : Report of submarine topographical and geological survey using sonoprobe in the environs of the mouth of Ise Bay, pp. 45-
- Kamata, Y., Horiguchi, Y., Inoue, M. & Watanabe, H., 1973 : Bottom sediments of Chijiwa Bay with specific reference to the distribution of muddy sediments, *Rep. Nat. Sci. Fac. Educat. Nagasaki Univ.* No. 24, 61-79
- Katsui, Y., 1973 : Distribution of volcanoes in the world, in *Tectonic Zones in the World*, Iwanami Shoten, Tokyo, 381-387
- Kobayashi, K., 1972 : Magnetic anomalies in the western Pacific, in *Submarine Geophysics*, Ed. Tomoda, Y., Tokyo Univ. Press, 67-93
- Mason, R.G. & Raff, A.D., 1961 : A magnetic survey off the west coast of north America 32°N to 42°N, *Bull. Geol. Soc. Am.* **12**, 1259-1265
- Menard, H.W., 1959 : Geology of the Pacific sea floor, *Experimentia*, **XV-6**, 205-213
- Menard, H.W., 1964 : *Marine geology of the Pacific*, Mc-Graw Hill, 271-
- Miyashiro, A., 1976 : Rocks and tectonics in the mid ocean ridge system, in *Marine Geology*, Ed. Nasu, N., Tokyo Univ. Press, 183-194
- Murauchi, S., Der, N., Asano, S., Hotta, H., Yoshii, T., Asanuma, T., Hagiwara, K., Ishikawa, K., Sato, T., Ludwig, W.J., Ewing, J.I., Edgar, N.T. & Howtz, R.E., 1968 : Crustal structure of the Philippine Sea, *Jour. Geophys. Res.* **73**, 3143-3171
- Nakamura, K., 1974 : Plate tectonics and volcanology, in *Geophysics of the Earth* Ed. Jap. Phys. Soc., 223-259
- Oinuma, K. & Kobayashi K., 1966 : Quantitative study of clay minerals in some recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan, *Clays & clay minerals, Proc. 14th National Conf.*, Pergamon Press, 209-219
- Okada, H. & Kobayashi, K., 1974 : Paleo-environment of ocean floor detected from sediments, *Kagaku* **44**, 212-281
- Sato, S., 1969 : Expected resources of sea bottom, *Ocean Age* **1**, No. 5, 26-33
- Sato, T., 1960 : On the abbreviations of bottom sediments, *Shinseidai-no-kenkyu* **31**, 778-781
- Sato, T., 1972 : Submarine geology of the continental borderland west of Hokkaido, in *Researches in Hydrography and Oceanography in commemoration of the centenary of the Hydrographic Department of Japan*, Ed. D. Shoji, Tokyo, 37-56
- Stauder, W.S.J., 1968 : Tensional charactor of earthquake foci beneath the Aleutian Trench with relation to sea-floor spreading, *Jour. Geophys. Res.* **73**, 7693-7701
- Tomoda, Y., 1972a : Measurement of sea gravity and its interpretation, in *Physics of Sea Bottom*, **9 of Lectures on Marine Sciences, Tokai Univ. Press, 331-451**

- Tomoda, Y., 1972b : Gravity anomalies in the Pacific, in *Submarine Geophysics*, 4 of *Lectures on Oceanography*, Tokyo Univ. Press, 11-28
- Uyeda, S. & Sugimura, A., 1970 : *Island arc*, Iwanami Shoten, Tokyo, 156-

Submarine geology and geophysics maps cited

- New Zealand Coastal Chart Series, Oceanogr. Inst. New Zealand, 1/200,000, Mercator.
- CONSHELF Series, U.S. NOS, 1/250,000, TM.
- Natural Resource Chart, H.S. Canada, 1/250,000, TM.
- Surface Sediments and Topography of the North Pacific, Scripps Inst. of Oceanogr., approx. 1/3.63 mil., Mercator.
- Geological-Geophysical Atlas of the Indian Ocean, Academy of Sciences of the U.S.S.R., various scales, various projections.
- Maps of Free Air and Bouguer Anomalies in and around Japan, Tokyo Univ. Press, 1/3 mil., Mercator.
- No. 5011, Chart Symbols and Abbreviations, U.K.H.O.
- No. 1, Nautical Chart Symbols and Abbreviations, U.S. DMAHC.

Maps of Japanese Hydrographic Department.

- Nos. 7051-7053, Bottom Sediment Chart of the Adjacent Seas of Japan, 1/1.2 mil., Mercator.
- Nos. 7002-7006, Bottom Sediment Chart of Toyama Wan, etc. 1/200,000, Polyconic.
- No. 6410³-S, Basic Map of the Sea (Coastal Series), 1/10,000, Conformal Conic.
- No. 6327¹-S, *ibid*, (*ibid*), 1/50,000 Conformal Conic.
- Nos. 6334^S, 6334^M, 6334^G, Basic Map of the Sea (Continental Shelf Series), 1/200,000, Conformal Conic.
- No. 6011, Chart Symbols and Abbreviations.
- Submarine Geological Chart of the Adjacent Seas of Nippon (Noto Hanto—Oga Hanto), 1/500,000, Conformal Conic.
- Ocean Environmental Chart of the Adjacent Seas of Nippon (Irō Saki to Muroto Saki), 1/500,000, Conformal Conic.

Map of Japanese Geogr. Survey Inst.

- Land Conditional Map of Coastal Area, 1/25,000, UTM.

Map of Japanese Geol. Survey Inst.

- Marine Geological Map, 1/200,000, Conformal Conic.

極微量石油試料の赤外分光測定法について

尾花光雄*

A METHOD OF INFRARED SPECTROPHOTOMETRY FOR VERY SMALL QUANTITY OF FUEL OIL

Mitsuo Obana*

Received 1977 October 12

Abstract

Marine pollution, *inter alia* pollution by oil, now poses a great problem to us. Water pollution is caused by illegal throwing overboard of unnecessary oil, ballast water, tank cleaning water and the like from navigating vessels including tankers. To study this problem, it is an important investigation to identify the oil contained in the sample water in order to detect the source of such oil. This investigation is now carried out with a diffraction grating infrared spectrometer. In case where the quantity of a sample oil is very small, it is difficult to identify, with the regular method by means of measuring infrared spectrum, the oil from the result of decrease in the absorption spectrum. Therefore, the method of measurement requires more sophisticated contrivance.

Such being the case, the author has tested the minimum required quantity of sample oil by the regular method, and then has examined the following four different systems of measurement of smaller quantities. As the result he worked out a method to measure very small quantity of sample oil.

(A) To measure by the regular method, using six kinds of aluminum spacer (thickness 0.016mm) for mask which is perforated in various size (8×20mm, 8×10mm, 8×5mm, 4×20mm, 4×10mm, 4×5mm) in order to prevent diffusion of oil, contrary to the usual purpose of the use of a spacer to increase thickness of oil.

(B) To measure with a beam condenser Model B C-1, using 13mm ϕ NaCl cell (thickness about 3mm) into which is bored a hole with a diameter of 1.5mm and a depth of about 1.5mm.

(C) To measure by the beam condenser Model B C-1, using 5mm ϕ and 2mm ϕ KBr disk.

(D) To measure by a diffusive reflection attachment Model DR-1, using a tray (inner diameter 12mm, depth 1mm) in which KBr powder and sample oil are put.

From the measurement, the following results have been obtained.

(1) The best result by method (A) was as follows. In case of no enlargement with percent transmission $\times 1$, the masking aluminum spacer perforated into 8×10mm was good, when the minimum required quantity of sample oil was 0.5mg.

In case of enlargement of percent transmission $\times 5$, the adequate size of perforation

* 海洋研究室 Marine Research Laboratory

was 4×5mm and the minimum required quantity of sample oil was 0.1mg.

(2) The minimum required quantity of sample oil in the method (B) was 1.0mg in case of no enlargement. However, this method has a difficulty in putting a sample oil into the small hole of 13mmφ NaCl cell.

(3) Measured infrared spectrum by the method (C) was unsatisfactory possibly due to the diffused reflection caused by the KBr disk. This method cannot be used for any coloured or opaque sample substance such as fuel oil.

(4) The method (D) brought about the most satisfactory result from among those tests. The minimum required quantity of sample oil was 0.1mg in case of no enlargement with percent transmission×1. But, the minimum quantity of KBr powder required was 50mg by taking into account the base area of the tray.

1. はじめに

海洋汚染で油による汚染は非常に問題が大きい、航行船舶からのビルジや、タンカーからのバラスト水、タンククリーニング水の海上への不法投棄によって油汚染が発生し、廃油ボールが形成され、海岸に漂着したり、海底に沈んで油汚染をもたらす。このような油汚染をモニタリングするにあたって、採取した検体から油分を種々の方法によって抽出し、得られた油分からその総量をとらえるとともに、ガスクロマトグラフィによる分析や赤外分光による分析、あるいは V~Ni 量の分析、含有硫黄化合物量の分析などによって、油濁源の油種判別を行うことも大切な調査である。アメリカでは U.S. Environmental Protection Agency が、最近その方面の研究に着手しているようである¹⁾。そこで、油分の赤外分光による分析を行う場合、赤外分光光度計で測定して吸収スペクトルを得て解析を行うが、油分の量と測定方法との間に相関関係があって、油分の量が少量になるほど測定方法を工夫しなければ、油種判別ができる吸収スペクトルを得にくくなる。本研究では、その相関関係を調査し、試料の必要最小限界量を追求し、極微量試料の場合の測定方法について検討した。

2. 研究の方法

使用した赤外分光光度計は、日本分光工業K.K.製の IRA-2型（透過度拡大 最高5倍）であり、試料としては第1表に示される性質を持ったB重油を用いた。

TABLE 1 PROPERTIES OF FUEL OIL USED IN THE EXPERIMENT

Properties		
Specific gravity	15/4°C	0.926
Flash point	°C	110
Kinematic viscosity	50°C cSt	25.6
Pour point	°C	-12.5
Sulphur	%	1.58

分析試料が溶媒抽出などの手法によって得られ、溶媒を揮散させた後の油分が、外径 1.65φ±0.05mm、全長 75±1.0mm、肉厚 0.4mmのキャピラリーチューブで1滴（B重油で約 11.4mg）以上採取が可能な場合（容器内に付着している油分の量としては、約 25mg 以上存在しなければ、キャピラリーチューブに採り出せない）には、KBr 液体分解型セルを使用し（写真1参照）、いわゆるサンドウィッチ法で第1図および第2図に示されるような十分な赤外吸収スペクトルが得られる。

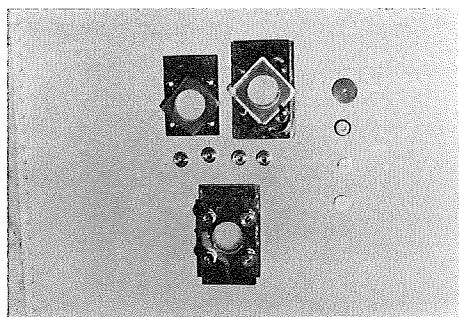


Plate 1 KBr Assembly Type Cell for Liquid and 13mm ϕ NaCl Cell

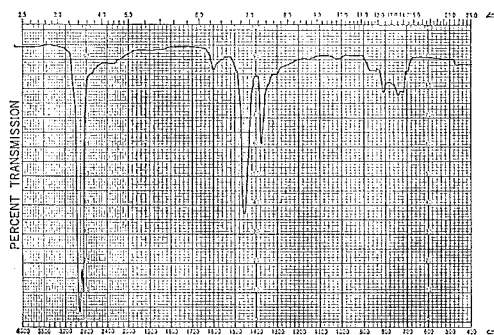


Figure 1 Infrared spectrum of about 11.4mg of fuel oil (a drop of capillary tube), measured by the regular method without spacer. [Enlargement of percent transmission $\times 1$]

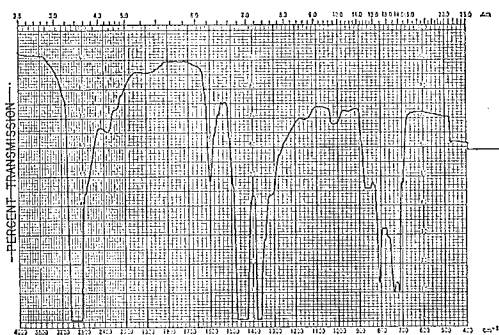


Figure 2 Infrared spectrum of about 11.4mg of fuel oil (a drop of capillary tube), measured by the regular method without spacer. [$\times 5$]

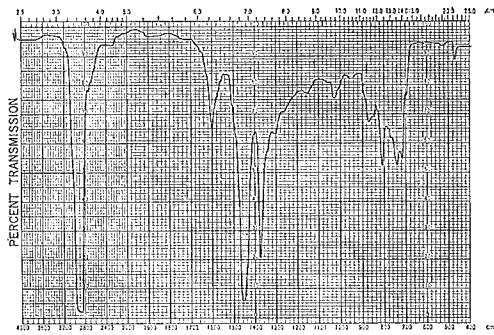


Figure 3 Infrared spectrum of about 50mg of fuel oil (four drops of capillary tube), measured by the regular method, using a spacer which is made of lead (thickness 0.025mm). [$\times 1$]

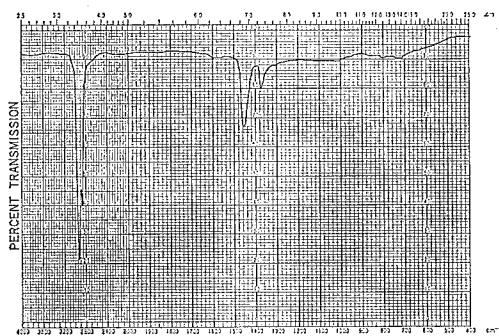


Figure 4 Infrared spectrum of about 3mg of fuel oil, measured by the regular method without spacer. [$\times 1$]

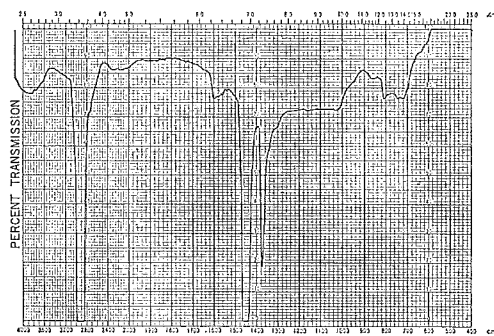


Figure 5 Infrared spectrum of about 3mg of fuel oil, measured by the regular method without spacer. [$\times 5$]

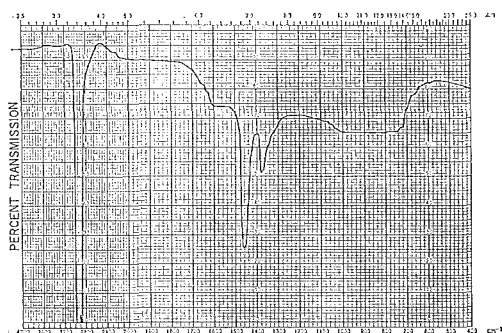


Figure 6 Infrared spectrum of about 2mg of fuel oil, measured by the regular method without spacer. [Enlargement of percent transmission $\times 5$]

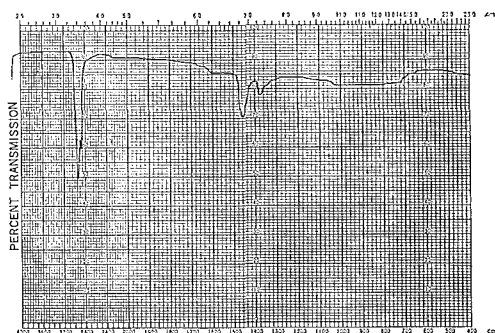


Figure 7 Infrared spectrum of about 2mg of fuel oil, measured by the regular method without spacer. [Enlargement of percent transmission $\times 1$]

すなわち、吸収スペクトルで波数 $3,000 \sim 2,800 \text{ cm}^{-1}$ に極めて強い吸収、 $1,470 \sim 1,430 \text{ cm}^{-1}$ と $1,380 \sim 1,360 \text{ cm}^{-1}$ に強い吸収、 $1,600 \text{ cm}^{-1}$ 、 810 cm^{-1} 、 $740 \sim 715 \text{ cm}^{-1}$ に明瞭な吸収が見られ、その他の波数域に特記すべき吸収がないことから、飽和、不飽和、分枝の各結合を有する鎖状炭化水素化合物を主とするもので、芳香族、脂環族の各炭化水素化合物の存在も検知される石油系炭化水素であることを示している。厚さ 0.025 mm の鉛製スペーサーを使用した場合は、このキャピラリーチューブで4滴（約 50 mg ）以上必要であるが、赤外吸収スペクトルは第3図で示されるように、第1図と比較して、より明瞭に各吸収バンドが現われ、さらに波数 $1,030 \text{ cm}^{-1}$ 、 870 cm^{-1} 、 470 cm^{-1} に弱い吸収も見られるようになる。ところで試料がキャピラリーチューブで1滴も得られない場合には、通常の測定方法では試料の量の減少と共に赤外吸収スペクトルの吸収バンドが減少し、油種の判定に困難なものとなる。例えば、キャピラリーチューブの1/4滴分の約 3 mg のB重油は、第4図および第5図に示されるような赤外吸収スペクトルとなり、透過度拡大なしでは波数 $3,000 \sim 2,800 \text{ cm}^{-1}$ 、 $1,470 \sim 1,430 \text{ cm}^{-1}$ 、 $1,380 \sim 1,360 \text{ cm}^{-1}$ の3本の吸収バンドのみしか認められなくなる。透過度を最高の5倍に拡大した第5図で、やっとB重油と認められる吸収スペクトルが得られる。しかし、約 2 mg のB重油になると、透過度を5倍に拡大しても第6図のような吸収スペクトルとなり、石油系炭化水素と認めるには難しいパターンとなる。その時の透過度拡大なしの吸収スペクトルは第7図のとおりである。

そこで、試料の量が少量になる時は測定方法を工夫し、赤外吸収スペクトルの吸収バンドの減少を極力抑えなければならない。赤外分光光度計の付属品に微量液体試料測定用セルとして、写真2で示されるような液体用微量セルがあるが、B重油やC重油のような粘性の高い液体や量の少ない場合には、セルに直接注入することは困難である。したがって、溶媒とともに注入させて溶媒を揮散させるか、光学櫛側に溶媒のみを入れて溶媒消去を試みなければならない。しかし、これらの方法はいろいろと問題があって、実際には使用しにくい。前者はセルの洗浄が容易でなく、セルが汚れた場合にはほとんど洗浄不能であり、後者は溶媒消去のマッチングが非常に難しい。

また、微量試料測定装置としてレンズ式微量試料測定装置、反射形ビームコンデンサー、赤外顕微鏡などがあるが、本研究では光束の縮小倍率 $1/5$ のレンズ式微量試料測定装置（BC-1型ビームコンデンサー）などを使用して、測定方法について次のような実験を行った。

- (1) 通常の測定方法に用いられる スペーサーを油膜の厚さを 得るためでなく、油の広がりを防止するマスク用に、スペーサーの窓の大きさをいろいろと変えて微量試料の吸収スペクトルを得る方法（マスク法と呼称

することにする).

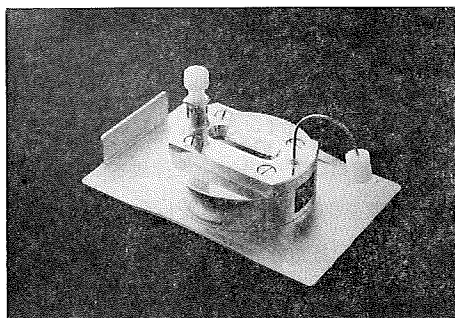


Plate 2 Micro-Cell for Liquid

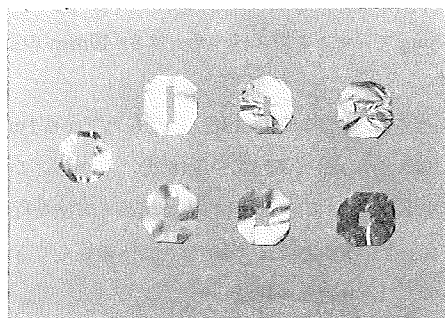


Plate 3 Spacer for Mask (thickness 0.016mm)

(2) 通常の測定方法に用いられる NaCl セル板 (1 辺 10mm の八角形で、厚さ 5 mm) を、直径 13 mm、厚さ約 3 mm の大きさに加工して、中心部に直径 1.5 mm、深さ約 1.5 mm の穴を開けて、その中へ試料を入れ、試料の面積を小さくし、試料の厚さを大きくして、BC-1 型ビームコンデンサーで測定する方法 (13mm ϕ セル板法と呼称することにする)。

(3) 直径 5 mm および直径 2 mm の KBr 錠剤の中に 試料を封入して、試料密度を高くし、BC-1 型ビームコンデンサーで測定する方法 (錠剤法と呼称することにする)。

(4) 内径 12mm、深さ 1 mm の試料皿に KBr 粉末を入れ、試料を混合して、やはり試料密度を高くし、DR-1 型粉体反射測定装置で測定する方法 (粉体法と呼称することにする)。

3. 研究の内容

通常の測定方法では、前述したように試料が容器内に約 3 mg 以上得られないと、透過度を最高の 5 倍に拡大しても、油種の判定のできる吸収スペクトルを記録させることができない。

そこで、それ以下の量の場合の測定方法について、上記に掲げた方法を用いて実験した。

(1) マスク法

通常の測定方法に用いられるスペーサーは、0.025mm~100mm までいろいろの厚さのものがあって、油膜の厚さをそれによって得るためのものであるが、今回の実験ではその本来の目的とは違って、液体分解型セルのサンドウィッチ法において、油が広がって油膜が薄くなるのをスペーサーによって防止し、出来るだけセルの中心部に油膜が残るようにすれば、吸収スペクトルはより良くなるものと思われた。使用したスペーサーは極力薄膜のもののほうがセル板間の密着が良いため、厚さ 0.016mm の市販品のアルミホイルを用い、いろいろの大きさの窓を作製した。セル受けの窓は 8×20mm の大きさであるので、8×20mm、8×10mm、8×5mm、4×20mm、4×10mm、4×5mm の 6 種類の窓を持つマスク用のスペーサーを用意した (写真 3 参照)。

測定法は、秤量した B 重油を n-ヘキサンで溶解し、温風である程度濃縮された状態になったら、それをキャピラリーチューブで KBr セル板の中心部に移す。この場合、キャピラリーチューブで少量ずつ移すが、1 回移したら n-ヘキサンを完全に揮散させ、それから次のキャピラリーチューブの試料をセル板に移すというような操作を繰返す。そして、出来るだけ試料が中心部から広がらないように努める、試料を移し終えたら、試料の入っていた容器を少量の n-ヘキサンで洗浄し、使用したキャピラリーチューブで、その n-ヘキサンでもって KBr セル板上の試料を中心部に寄せ集める。それから、n-ヘキサンを温風で揮散させ、残った試料の油滴の

大きさを縦、横測る。マスク用のスペーサーは、その油滴の大きさよりもやや大きい窓のものを使用し、サンドウィッチしてから測定に入る。このようにして測定できる試料の必要最小限界量は、透過度拡大なしでは0.5mgで、マスク用スペーサーは8×10mmの窓のものを使用するのが一番良好であった（第8図～第14図参照）。

透過度を最高の5倍に拡大したものでは0.1mgで、マスク用スペーサーは4×5mmの窓のものを使用するのが良かった（第15図～第18図）。しかし、この方法は手作業で、溶媒のn-ヘキサンを揮散させながら、試料をKBrセル板の中央部に寄せ集める方法を行うので、作業に熟練を要し、個人差も著しく、キャピラリーチューブの先端によるKBrセル板への傷もつきやすい。したがって、良好な測定方法とは言えない。

(2) 13mmφセル板法

通常の測定方法で使用しているNaClセル板を、直径13mm、厚さ約3mmの大きさに加工し、このセル板の中心部に直径1.5mm、深さ約1.5mmの穴を開けて、その穴の中へn-ヘキサンに溶解しているB重油を、できるだけ周囲に広がらないように入れる。それからn-ヘキサンを温風で完全に揮散させ、油分のみとなったセル板を5mmφの光束通過孔を持ったセルホルダーにはめ込み、BC-1型ビームコンデンサーで測定した（写真1および写真4参照）。

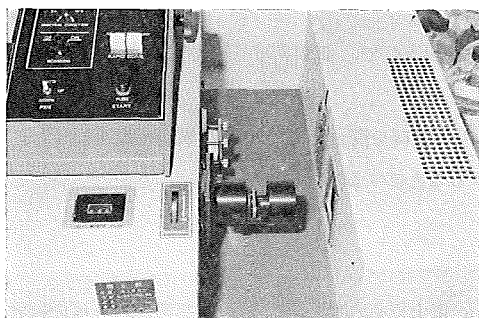


Plate 4 Beam Condenser Model BC-1

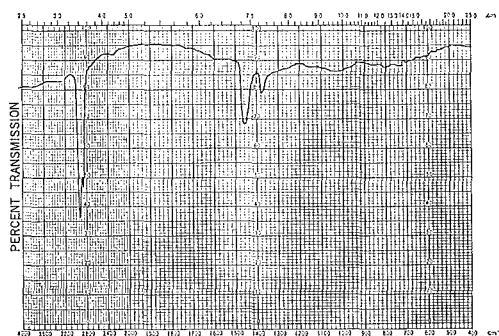


Figure 8 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by the regular method without spacer (size of the oil on the cell before it was sandwiched: about 5×5mm; after it was sandwiched: about 15×10mm). (Enlargement of percent transmission ×1)

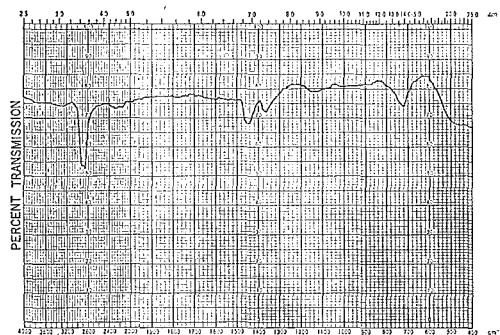


Figure 9 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 4×5mm, thickness 0.016mm). (×1)

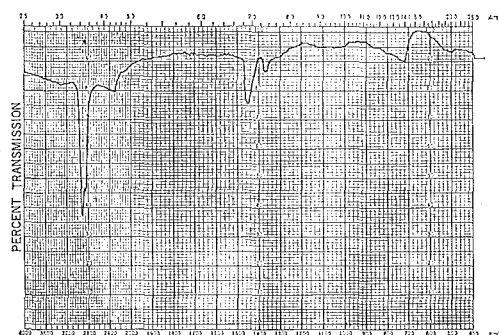


Figure 10 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 8×5mm, thickness 0.016mm). (×1)

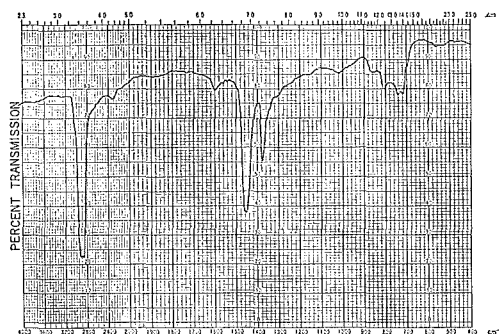


Figure 11 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 8×10 mm, thickness 0.016mm). [Enlargement of percent transmission $\times 1$]

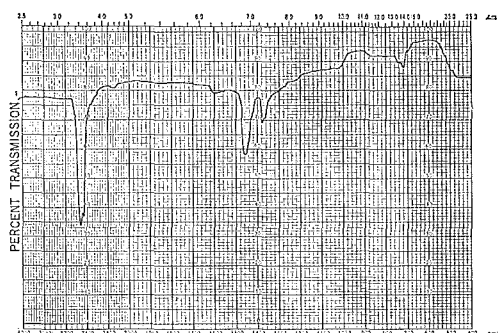


Figure 12 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 4×10 mm, thickness 0.016mm). [$\times 1$]

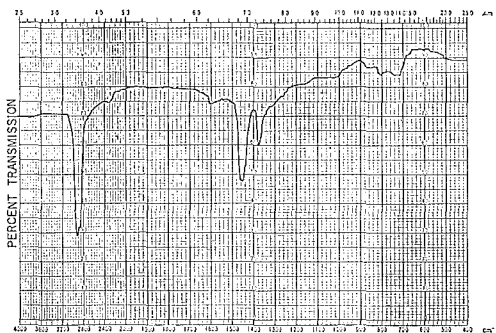


Figure 13 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 4×20 mm, thickness 0.016mm). [$\times 1$]

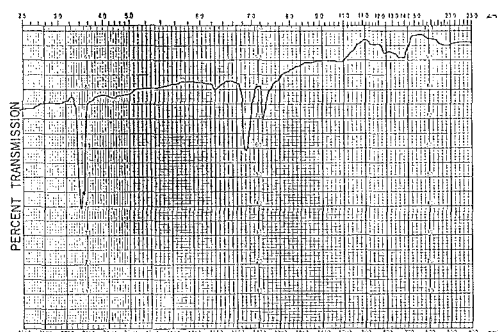


Figure 14 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 8×20 mm, thickness 0.016mm). [$\times 1$]

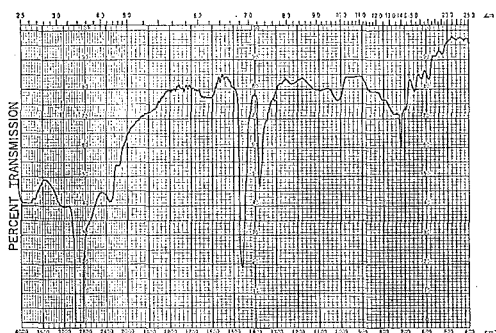


Figure 15 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by the regular method without spacer (size of the oil on the cell before it was sandwiched: about 2×2 mm; after it was sandwiched: about 8×7 mm). [$\times 5$]

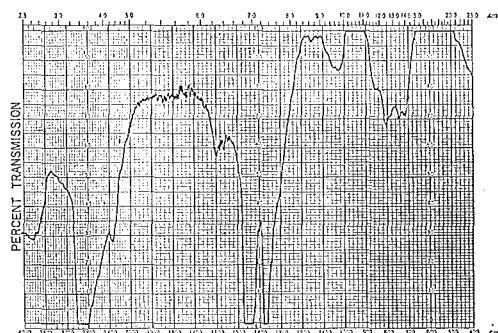


Figure 16 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 4×5 mm, thickness 0.016mm). [$\times 5$]

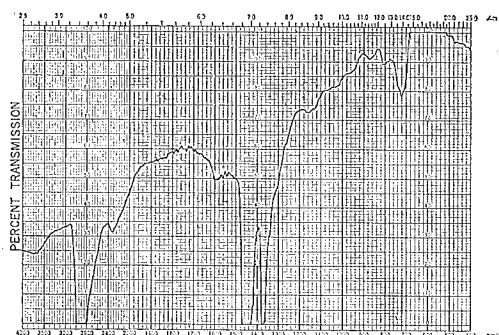


Figure 17 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 8×5mm, thickness 0.016mm). [Enlargement of percent transmission ×5]

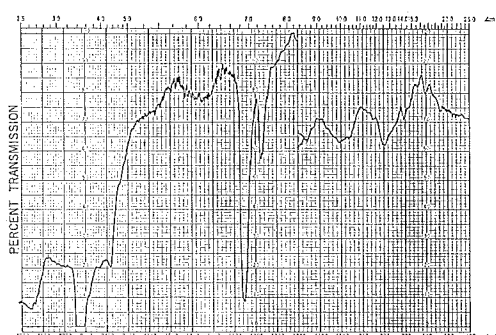


Figure 18 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by the regular method, using a spacer for mask (perforated size 4×10mm, thickness 0.016mm). [×5]

試料 0.5mg の透過度拡大なしにおける吸収スペクトルを見ると不十分な吸収バンドであるが (第19図参照), 試料が 1.0mg になると第 20 図のような許容できる吸収スペクトルとなって, 必要最小限界量と認められる. この測定方法は前述(1)のマスク法より試料面積は小さく, 試料の厚さも大きくすることができて, さらに BC-1 型ビームコンデンサーを使用して測光光束のエネルギーを 3 倍に増大しているのので, 理論的には微量測定が可能ではあるが, 良い結果が得られなかった. その原因は, セル板の中心部の穴に試料が容易に入らないからであり, 入っても試料が溶媒の n-ヘキサンのために穴からあふれて周囲に広がり易く, またせっかく穴に入ったものが, 試料の追加操作で穴の外へ出てしまうこともあって, 試料全量が穴に入ることはほとんど不可能のためと思料される. しかし, 穴のないセル板よりは良好であることから (第 21 図参照), 穴を開けたもののほうが試料の面積が縮小され, 試料の厚さが増して好結果をもたらしていることは立証している. したがって, この測定方法はセル板の穴に試料を入れる手段に良い方法があれば有望と言える.

(3) 錠剤法

固体試料の場合に用いられる KBr 錠剤法を応用させた方法である. この方法に着目した理由は, セル板を使用する場合は試料をセル板に採る時, n-ヘキサンに溶解させた B 重油がセル板上で必然的に広がってしまつて, B 重油がセル板の中心部に集まりにくいので, 操作に個人差が出易いが, n-ヘキサンに溶解した B 重油の中に KBr 粉末を入れてかき混ぜ, KBr 粉末の中に B 重油を n-ヘキサンとともに吸着させ, それから n-ヘキサンを揮散させて KBr 錠剤を作製する方法ならば, 操作上に個人差が比較的にくいのではないかと発想したのである. KBr 錠剤としては, 試料密度と BC-1 型ビームコンデンサーの使用を考慮して, 直径 5 mm φ と直径 2 mm φ の大きさのものを成形作製した.

手法としては, 容器に B 重油を採り, n-ヘキサンで溶解させる. その溶液中に直接 KBr 粉末を 5 mm φ の場合は 10~30mg, 2 mm φ の場合は 5 mg 入れ, スパーテルでよくかき混ぜた後, n-ヘキサンを温風で揮散させてから, それぞれ 5 mm φ と 2 mm φ のリングの中に入れ, 5 mm φ は約 1.5 ton, 2 mm φ は約 0.4 ton の圧力で 3 分間プレスして錠剤を作る (写真 5 参照). そして, 出来上った錠剤をセルホルダーにはめ込み, BC-1 型ビームコンデンサーで測定した. 結果は第 22 図~第 29 図のとおりで, 吸収スペクトルは良くない. これは, 錠剤が透明となるべきはずが, 試料が入ると不透明に仕上ってしまうため, 乱反射を起して吸収スペクトルが不明瞭になるものと思料される. すなわち, 5 mm φ および 2 mm φ の試料の入っていないブランクの錠

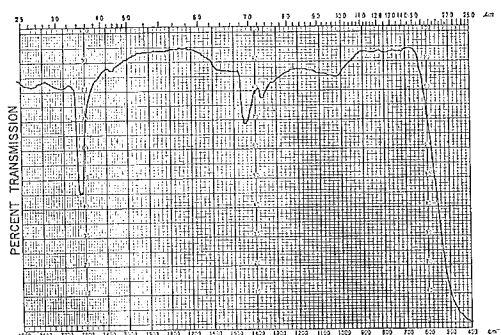


Figure 19 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 13mm ϕ NaCl cell into which is bored a hole in diameter 1.5mm and depth about 1.5 mm. [Enlargement of percent transmission $\times 1$]

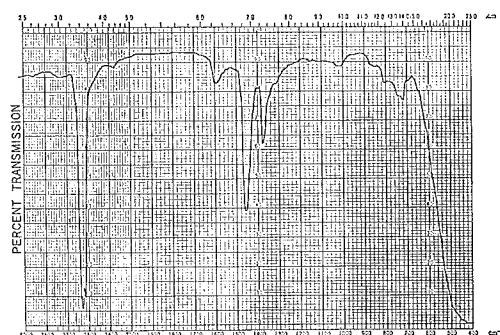


Figure 20 Infrared spectrum of about 1.0mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 13mm ϕ NaCl cell into which is bored a hole in diameter 1.5mm and depth about 1.5 mm. [$\times 1$]

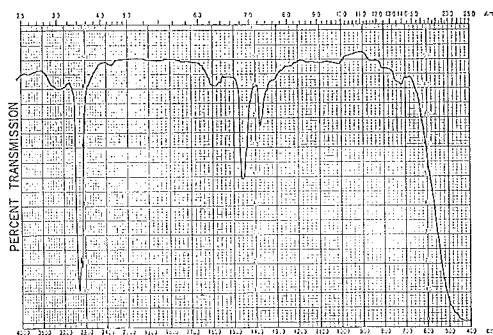


Figure 21 Infrared spectrum of about 1.0mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 13mm ϕ NaCl cell into which no hole is bored a hole. [$\times 1$]

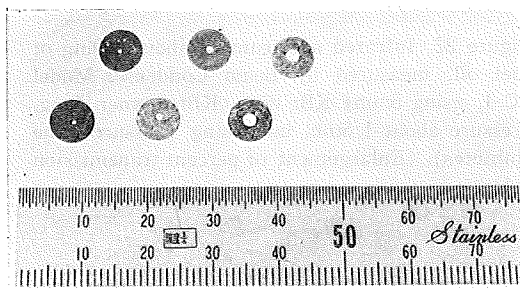


Plate 5 5mm ϕ and 2mm ϕ KBr Disks

剤は第 30 図～第 32 図で、錠剤が完全に透明であることを証明している。また、5 mm ϕ で KBr の量が 10mg から 30mg と増加すると吸収スペクトルは悪くなり、5 mm ϕ より 2 mm ϕ のほうが吸収スペクトルは良いことから、KBr の量は少ないほうが良く、KBr の量の増大によって透明性が悪くなっていることがわかる。いずれにしても、この錠剤法は B 重油のような試料の微量測定には不向きである。

(4) 粉体法

粉体法は、(3) の錠剤法と同様に KBr 粉末に試料の B 重油を吸着させて測定すれば、個人差が出にくいという観点から実験を試みた。粉体法は、粉体の表面に吸着した分子の赤外スペクトルが得られる拡散反射法で、微量で測定できるという特徴がある。

手法としては、容器に B 重油を採り、n-ヘキサンで溶解させ、その溶液中に直接 KBr 粉末を入れ、スパーテルでよくかき混ぜた後、n-ヘキサンを温風で揮散させる。そして、それを内径 12mm、深さ 1 mm の試料皿

に入れ、上から軽く試料セット棒を押えつけ、棒を左右に回しながら試料を固定する。これをDR-1型粉体放射測定装置の試料ホルダーにセットして測定する（写真6および写真7参照）。その結果は第33図～第39図のとおりで、透過度拡大なしで、試料0.1mgの吸収スペクトルが油種を判別するのに、ほぼ可能な吸収スペクトルを示している。KBr粉末は、試料皿の底面積の関係から最小量50mgを必要とする。この測定法は操作が極めて簡単であり、かつ微量な試料を測定できるので、有効な測定方法と言える。

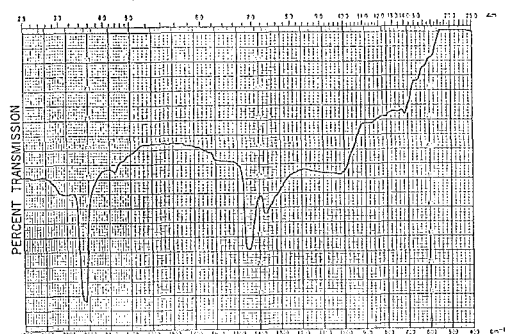


Figure 22 Infrared spectrum of about 1.0mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 5mmφ KBr disk (KBr powder 20mg, pressure about 1.5ton, increasing pressure time 3minutes). [Enlargement of percent transmission $\times 1$]

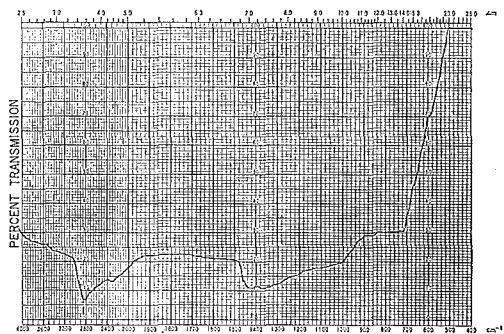


Figure 23 Infrared spectrum of about 1.0mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 5mmφ KBr disk (KBr powder 30mg, pressure about 1.5ton, increasing pressure time 3minutes). [$\times 1$]

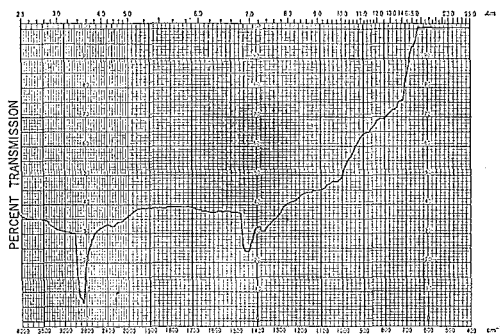


Figure 24 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 5mmφ KBr disk (KBr powder 20mg, pressure about 1.5ton, increasing pressure time 3minutes). [$\times 1$]

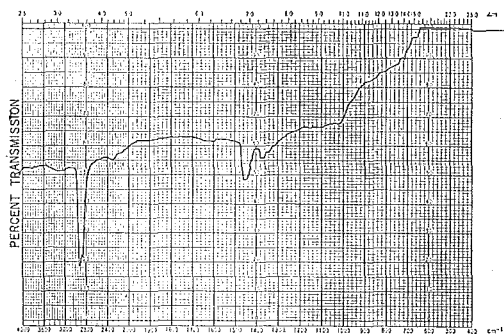


Figure 25 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 5mmφ KBr disk (KBr powder 10mg, pressure about 1.5ton, increasing pressure time 3minutes). [$\times 1$]

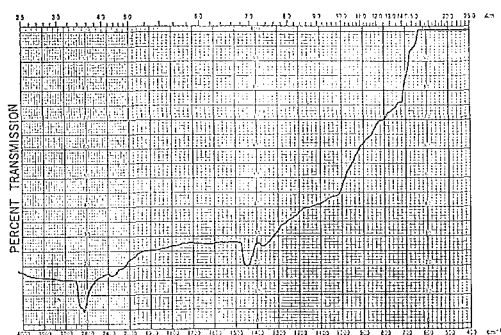


Figure 26 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 5mm ϕ KBr disk (KBr powder 20mg, pressure about 1.5ton, increasing pressure time 3minutes). (Enlargement of percent transmission $\times 1$)

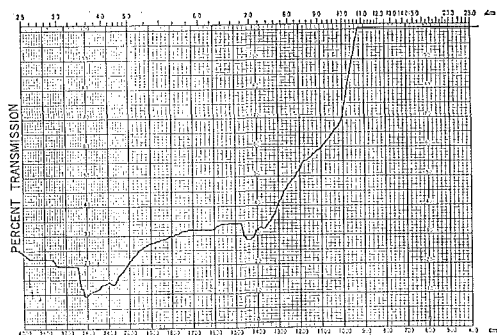


Figure 27 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 5mm ϕ KBr disk (KBr powder 30mg, pressure about 1.5ton, increasing pressure time 3minutes). ($\times 1$)

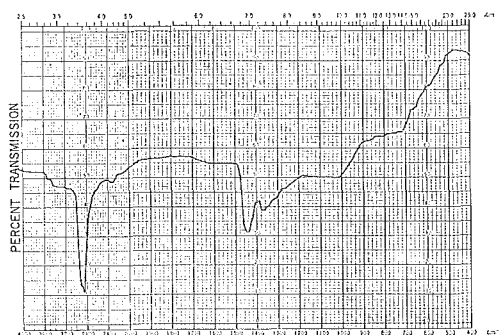


Figure 28 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 2mm ϕ KBr disk (KBr powder 5mg, pressure about 0.4ton, increasing pressure time 3minutes). ($\times 1$)

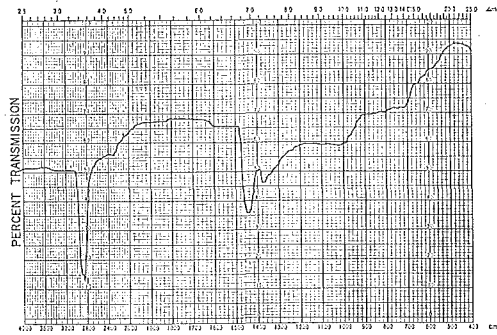


Figure 29 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, measured by Beam Condenser Model BC-1, using 2mm ϕ KBr disk (KBr powder 5mg, pressure about 0.4ton, increasing pressure time 3minutes). ($\times 1$)

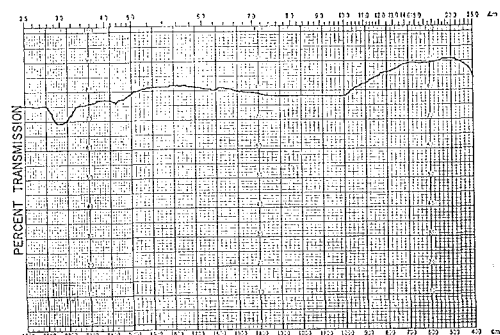


Figure 30 Infrared spectrum of blank of 5mm ϕ KBr disk (KBr powder 30mg, pressure about 1.5 ton, increasing pressure time 3minutes), measured by Beam Condenser Model BC-1. ($\times 1$)

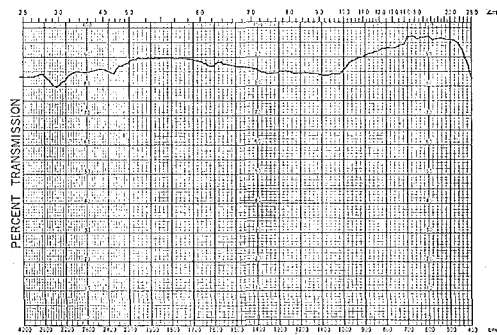


Figure 31 Infrared spectrum of blank of 5mm ϕ KBr disk (KBr powder 20mg, pressure about 1.5 ton, increasing pressure time 3minutes), measured by Beam Condenser Model BC-1. ($\times 1$)

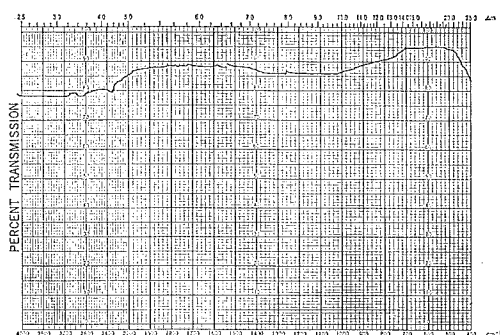


Figure 32 Infrared spectrum of blank of 2mm KBr disk (KBr powder 5mg, pressure about 0.4 ton, increasing pressure time 3minutes), measured by Beam Condenser Model BC-1. (Enlargement of percent transmission $\times 1$)

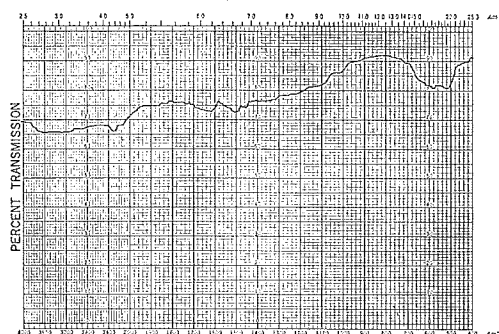


Figure 33 Infrared spectrum of blank of KBr powder 50mg, measured by Diffusive Reflection Attachment Model DR-1. ($\times 1$)

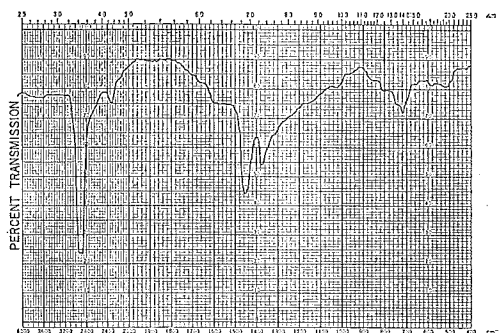


Figure 34 Infrared spectrum of about 1.0mg of fuel oil, using KBr powder 200mg, measured by Diffusive Reflection Attachment Model DR-1. ($\times 1$)

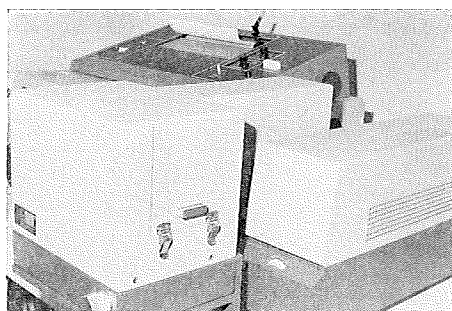


Plate 6 Diffusive Reflection Attachment Model DR-1

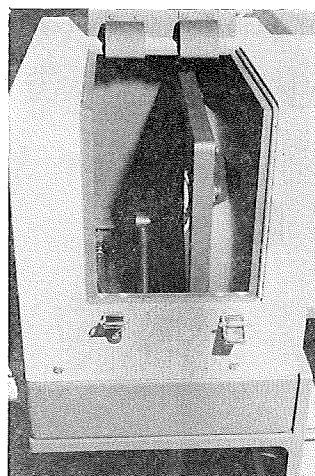


Plate 7 The interior of Diffusive Reflection Attachment Model DR-1

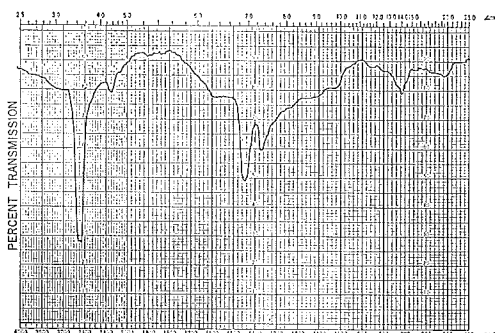


Figure 35 Infrared spectrum of about 1.0mg of fuel oil, using KBr powder 100mg, measured by Diffusive Reflection Attachment Model DR-1. ($\times 1$)

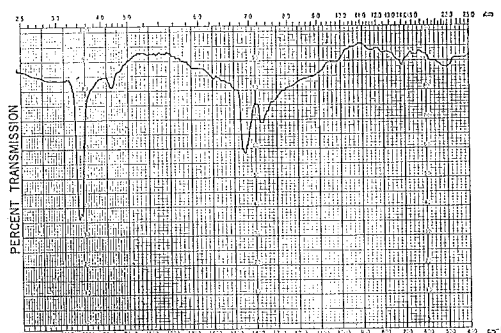


Figure 36 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, using KBr powder 100mg, measured by Diffusive Reflection Attachment Model DR-1. [Enlargement of percent transmission $\times 1$]

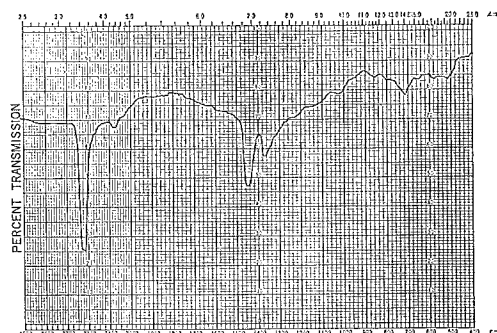


Figure 37 Infrared spectrum of about 0.5mg of fuel oil, using KBr powder 50mg, measured by Diffusive Reflection Attachment Model DR-1. [$\times 1$]

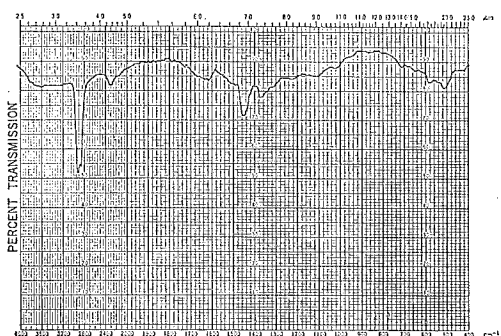


Figure 38 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, using KBr powder 100mg, measured by Diffusive Reflection Attachment Model DR-1. [$\times 1$]

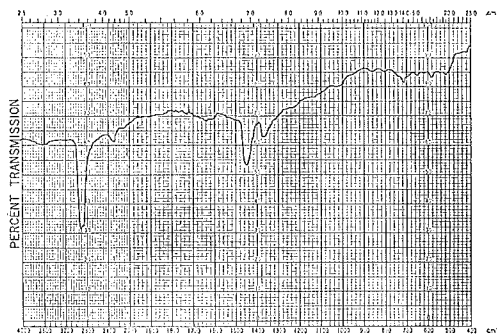


Figure 39 Infrared spectrum of about 0.1mg of fuel oil, using KBr powder 50mg, measured by Diffusive Reflection Attachment Model DR-1. [$\times 1$]

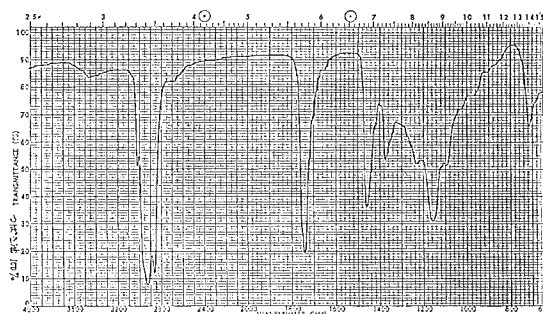


Figure 40 Infrared spectrum of Camellia oil (vegetable oil), measured by the regular method without spacer. [$\times 1$]

4. 考 察

赤外分光光度計を用いて油分を測定する方法として、日本工業規格 JIS K 0102—1974「工場排水試験方法」18. n-ヘキサン抽出物質の項に参考1として、四塩化炭素による抽出油分を波長 3.4 および 3.5 μ (波数 3,000~2,800 cm^{-1}) で測定することが決められており、また「廃棄物の処理および清掃に関する法律施行令第6条第3号に規定する海洋投入処分を行うことができる産業廃棄物に含まれる油分の検定方法(昭和51年2月27日環境庁告示第3号)」にも、やはりフロリジルカラムを通した四塩化炭素抽出油分を、波長 3.5 μ 付近の吸光度で測定することが決められている。これは炭化水素の C—H 結合にもとづく C—H 伸縮振動の吸収の強弱で定量している。そして通常の測定方法では四塩化炭素溶液として、0.5ppm までは定量可能と言われている²⁾。これを BC-1 型ビームコンデンサーを使用して測定すると、4~5 μg まで検出できるという報告がある³⁾。しかし、この測定方法は油種の判別ができず、鉱物油と動植物油の区別はつけられない。例えば、ツバキ油の赤外吸収スペクトルは第40図のとおりで、波数 3,000~2,800 cm^{-1} に石油類と同様に極めて強い吸収があり、この吸収バンドのみの測定では油種はわからない。ところが赤外吸収スペクトルを測定すると、ツバキ油のような植物油には、波数 1,740 cm^{-1} 付近に脂肪酸と脂肪酸アルコールのエステルの C=O の伸縮振動が顕著にあらわれるので、はっきりと区別がつく。また、鉱物油と動植物油が混り合っている油分の場合、すなわち n-ヘキサン抽出物質中に極性基を有する脂肪酸誘導体を含む油分には、これを分離するために活性アルミナに吸着させて、吸収されずに流出する非極性の炭化水素を、不揮発性炭化水素として鉱物油に該当させるが、この分離を確認するためには、活性アルミナに吸着させる前後の吸収スペクトルを測定して、波数 1,740 cm^{-1} の吸収バンドの喪失を見る。

このほか、吸収スペクトルは油分の酸化状態を見ることができる。すなわち、波数 1,710 cm^{-1} の脂肪酸カルボン酸の C=O 間の伸縮振動の強度の現れ方で、油分中の炭化水素化合物が酸化や重合等によってエステルカルボニルを形成していることがわかり、海洋汚染の場合は海上に浮遊している日数も、データを積み重ねることによって推定することも可能となる⁴⁾⁵⁾。

このように赤外吸収スペクトルを測定することは、いろいろな情報を提供してくれるので有効な分析手段である。ところで、従来は試料が微量になると測定が困難となっていたので、今回の実験で定量下限を調査したわけである。

実験(1)のマスク法は、測光光束のエネルギーは通常の測定方法と変わってなく、試料の拡散による油膜の希薄を防止した方法である。この方法でもかなりの微量の試料でも測定できることがわかったが、試料のセル板への移換に問題があり、操作の個人差が出易い欠点から良好な測定方法とは言えない。

実験(2)の 13mm ϕ セル板法は、測光光束のエネルギーを3倍に増大できる BC-1 型ビームコンデンサーを使用して、微小面積(<直径 5 mm ϕ) の試料を測定する方法であるが、その場合にセル板に穴加工して試料密度を高めて、より効率を上げようとした試みであった。しかし、実験(1)と同じように試料のセル板への移換方法に問題があり、セル板の穴へ試料が全量入り難い欠点から、着想は良かったが測定方法としては良くない。

実験(3)の錠剤法は、実験(1)と実験(2)の欠点であるセル板への試料の移換方法を、個人差の出にくいものにしたのであるが、KBr 粉末と試料との混合がうまくいかず、不透明となって期待の吸収スペクトルが得られない。B 重油のように着色していて不透明なものでなく、着色の度合が薄く透明な油分ならば恐らく好結果をもたらすものと思料される。

実験(4)の粉体法は、実験(3)と同様にセル板への試料の移換方法の改良を考えたもので、結果も良い有効な測定方法である。回転楕円鏡を用いた拡散反射測定法で、測光光束のエネルギーは通常測定法の2倍に増大されている。この粉体法で透過度拡大を用いれば、極微量の油分が測定可能となる。例えば、現状の IRA-2 型測定器は

透過度拡大が5倍で最高であるが、拡大なしで油分の定量下限量が0.1mgであることから、5倍拡大すると定量下限量は約0.02mg位となるはずである。これをA-3型およびDS-701G型測定器のような透過度拡大が10倍までできる赤外分光光度計を使用すれば、約0.01mgまで測定できることになる。したがって、採水1ℓにつき約10ppbの油分の赤外吸収スペクトルが得られることとなり、油種判定が低濃度の油分までできて、油汚染の油濁源究明に役立つものと思料される。

さらに微量な油分を測定する装置と思料されるものに、多重全反射測定装置がある。これは、試料界面を反射面として、約17回位多重反射を行わせて、スペクトル強度を増大し、KRS-6をATRプリズムとして使用すれば、有効な赤外吸収スペクトルが得られるものと思料される。

5. まとめ

微量な油分の赤外吸収スペクトルを得るには、油分を測光部へ移換する際の損失をできるだけ少なくし、集約して試料密度を高め、光束エネルギー効率の高い測定器で測定すれば良い。いろいろと思料された測定方法を実験したところ、今回の実験では粉体法がもっとも良好な結果を得た。この方法によって、約0.01mg位の油分の赤外吸収スペクトルも測定可能という見込みがついて、油汚染調査に有力な一助になるものと確信する。

最後に、本実験に関して、全面的に協力していただいた海洋汚染調査室長 杉本喜一郎氏 ほか室員各位に対し、厚く感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) U. S. Environmental Protection Agency: Oil Pollution source identification, Environmental Protection Technology, EPA-R2-73-102, P.1~P.175, 1973
- 2) 日本規格協会: 18.2 試験における問題点とその対策, 参考1. 四塩化炭素抽出—赤外線吸収法, JIS K 0102—1974「工場排水試験方法」解説, P.89, 1974
- 3) 日向野良治: 海上浮流油の採取と迅速分析法の研究, 海上保安庁研究成果報告, P.6~P.9, 昭和49年8月
- 4) 歌代慎吉: 海上に浮流する原油, 重油の経時変性について, 海上保安大学校研究報告, 第21巻第1号(第2部), P.13~P.29, 昭和50年11月
- 5) 歌代慎吉: 海上に浮流する原油, 重油の経時変性について(第二報), 海上保安大学校研究報告, 第22巻第1号(第2部), P.1~P.30, 昭和52年4月