
Tome 8

Février 1970

Numéro 1

う み

La mer

昭和 45 年 2 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

日 仏 海 洋 学 会

編 集 委 員 会

委員長 今村 豊 (東京水産大学)
委員 星野通平 (東海大学) 井上 実 (東京水産大学) 川原田 裕 (気象庁) 西村 実 (東海大学) 大柴五八郎 (理化学研究所) 杉浦吉雄 (気象研究所) 高木和徳 (東京水産大学) 高野健三 (東京大学) 富永政英 (埼玉大学) 宇野 寛 (東京水産大学) 渡辺精一 (理化学研究所)

投 稿 規 定

1. 報文の投稿者は原則として本会会員に限る。
2. 原稿は簡潔にわかりやすく書き、図表を含めて印刷ページで12ページ以内を原則とする。原稿は、東京都千代田区神田駿河台 2-3 日仏会館内 日仏海洋学会編集委員会宛に送ること。
3. 編集委員会は、事情により原稿の字句の加除訂正を行なうことがある。
4. 論文には必ず約 500 字の和文の要約をつけること。
5. 図および表は必要なものみに限る。図はそのまま版下になるように縮尺を考慮して鮮明に黒インクで書き、論文の図および表には必ず英文 (または仏文) の説明をつけること。
6. 初校は原則として著者が行なう。
7. 報文には 1 編につき 50 部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては、実費 (送料を含む) を徴収する。

Rédacteur en chef
Comité de rédaction

Yutaka IMAMURA (Tokyo University of Fisheries)
Michihei HOSHINO (Tokai University) Makoto INOUE (Tokyo University of Fisheries) Yutaka KAWARADA (Meteorological Agency) Minoru NISHIMURA (Tokai University) Gohachiro OSHIBA (Institute of Physical and Chemical Research) Yoshio SUGIURA (Meteorological Research Institute) Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries) Kenzo TAKANO (University of Tokyo) Masahide TOMINAGA (Saitama University) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Seiichi WATANABE (Institute of Physical and Chemical Research)

RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

1. Les auteurs doivent être, en principe, des Membres de la Société franco-japonaise d'océanographie. Néanmoins, les notes des savants étrangers à la Société seront acceptées, si elles sont présentées par un Membre.
2. Les notes ne peuvent dépasser douze pages. Les manuscrits, dactylographiés sur papier fort, doivent être envoyés au Comité de rédaction de la Société franco-japonaise d'océanographie, c/o Maison franco-japonaise, 2-3 Kanda, Surugadai, Chiyoda-ku, Tokyo.
3. Le Comité de rédaction se réserve le droit d'apporter, le cas échéant, des modifications mineuses aux manuscrits ainsi que de demander aux auteurs de les corriger.
4. Des résumés en langue japonaise ou langue française sont obligatoires.
5. Les figures au trait seront tracées à l'encre de Chine noire sur papier blanc ou sur calque. Les légendes des figures et des tableaux sont indispensables.
6. Les premières épreuves seront corrigées, en principe, par les auteurs.
7. Un tirage à part des articles en cinquante exemplaires est offert gratuitement aux auteurs. Ceux qui en désirent un plus grand nombre peuvent les faire établir à leurs frais.

Examination of Inorganic Suspended Matter in Sea Water by means of X-ray Diffraction*

Noburu TAKEMATSU**, Noboru OKAMI** and Tadayoshi SASAKI***

Abstract: A mineralogical examination of suspended matter in sea water was carried out by means of X-ray diffraction. Samples are surface sea waters off the Fuji and the Kuji rivers and surface and deep sea waters off the coast of Japan, fifteen samples in all. Kaolinite and illite were dominant in suspended matter in sea water off the coast of Japan and chlorite and montmorillonite were detected in suspended matter from coastal waters. Talc, kaolinite and quartz were common in the Kuroshio Current.

1. Introduction

Studies on suspended matter in sea water are important in connection with the distribution of minor elements in sea water, their precipitation mechanisms, optical properties of sea water and so forth. ATKINS *et al.* (1954) observed under microscope suspended matter from English Channel and found clay, quartz, cordierite, kaolinite, sponge spicules, mica (sericite), feldspar (orthoclase) and tourmaline.

GUNNERSON and EMERY (1962) found feldspar, quartz, biotite and small amounts of hornblende, muscovite and opaque minerals in sea water from the San Pedro Basin, California. Recently, by means of X-ray diffraction, ISHII and ISHIKAWA (1964) detected feldspar, quartz, calcite, clayey chlorite and kaolinite in suspended matter in sea water off the east coast of Japan and in the East China Sea.

The authors carried out a mineralogical examination of suspended matter in sea water by means of X-ray diffraction.

Samples are surface sea waters off the Fuji and the Kuji rivers and surface and deep sea waters off the coast of Japan.

2. Methods

120~600 l of sea water were filtered through 142 mm diameter HA-Millipore filter. The re-

* Received January 20, 1970

** The Institute of Physical and Chemical Research
*** Tokyo University of Fisheries, The Institute of Physical and Chemical Research

sidue on the filter was washed several times with distilled water to remove dissolved sea salts and gathered into a beaker containing ca. 100 ml distilled water with a nylon teeth brush. The suspension was filtered again through 25 mm diameter HA-Millipore filter. The residue on the filter was applied to a sample plate for X-ray diffraction and dried in the air. To distinguish among clay minerals following treatments were carried out.

Glycerol treatment: Sample is kneaded into paste with glycerol and applied to a sample plate.

By this treatment, a reflection ca. 15 Å of montmorillonite shifts to ca. 18 Å.

Hydrochloric acid treatment: A test tube containing sample and 6N hydrochloric acid is placed in boiling water for an hour. Then the sample is filtered, washed with distilled water and applied to a sample plate.

By this treatment, chlorite is decomposed but kaolinite is not and we can distinguish between chlorite and kaolinite.

3. Results and discussion

1. Off the Fuji river

The location of sampling stations is shown in Fig. 1. For reference, the suspended matter in the Fuji river water was also examined. The results of X-ray diffraction of samples from Stns. A, B and C (the Fuji river water) were shown in Figs. 2, 3 and 4 respectively.

1) Suspended matter in sea water collected at Stn. A

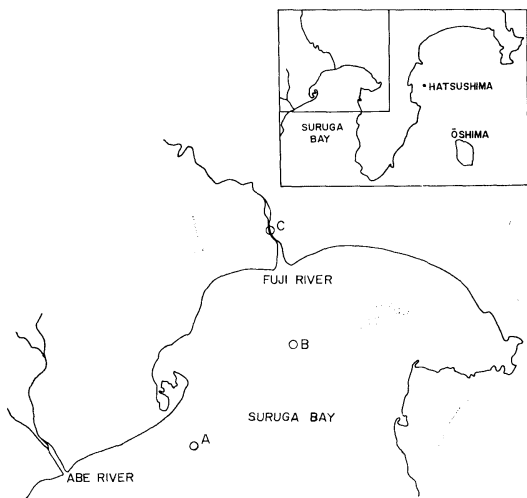


Fig. 1. The location of sampling stations off the Fuji river.

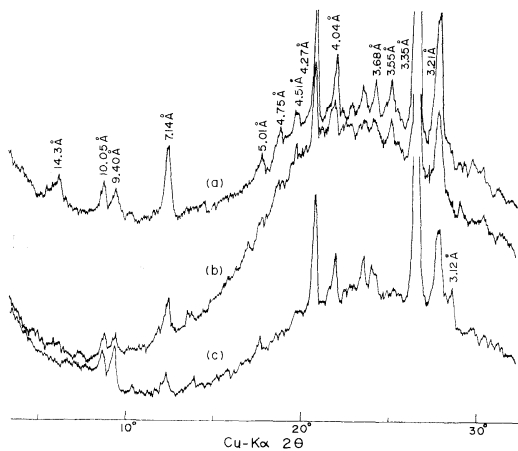


Fig. 2. X-ray diffraction patterns of suspended matter in sea water from Stn. A.

(a) untreated (b) after treatment with glycerol (c) after treatment with hydrochloric acid

The X-ray diffraction pattern of suspended matter treated with hydrochloric acid (Fig. 2, c) shows that quartz (4.27 Å, 3.35 Å, 1.82 Å), feldspars (4.04–3.68 Å, 3.21 Å) and illite and/or micas (10.05 Å, 5.01 Å, 4.51 Å) are present. Reflections of 9.40 Å and 3.12 Å are assigned to talc. In the X-ray diffraction pattern of untreated suspended matter (Fig. 2, a), diffraction peaks of 14.3 Å, 10.05 Å, 7.14 Å, 5.01 Å, 4.75 Å and 3.55 Å show the presence of clay minerals. As a reflection of 14.3 Å does not shift after glycerol treatment (Fig.

2, b), chlorite is present but montmorillonite is absent. A reflection of 7.14 Å after the treatment of hydrochloric acid shows the presence of kaolinite. From the above results, quartz, feldspars, talc, illite and/or micas, chlorite and kaolinite were identified in surface sea water from Stn. A.

2) Suspended matter in sea water collected at Stn. B

From the X-ray diffraction pattern after treatment with hydrochloric acid (Fig. 3, c), the presence of quartz (4.27 Å, 3.36 Å, 1.82 Å), feldspars (6.42 Å, 4.06–3.68 Å, 3.21 Å), and illite and/or micas (10.05 Å, 5.01 Å, 4.51 Å) is confirmed. Reflections of 15.5 Å, 10.05 Å, 7.14 Å, 5.01 Å, 4.75 Å and 3.55 Å in the untreated diffraction pattern (Fig. 3, a) show the presence of clay minerals. A diffraction peak that shifts to 18.4 Å after glycerol treatment (Fig. 3, b) is assigned to montmorillonite. A reflection of 14.5 Å after glycerol treatment shows the presence of chlorite. As a reflection of 7.14 Å vanishes after hydrochloric acid treatment, kaolinite is absent in the sample. From the above results, quartz, feldspars, illite and/or micas, montmorillonite and chlorite were found in suspended matter in sea water from Stn. B.

3) Suspended matter in the Fuji river water collected at Stn. C

The minerals identified were the same as

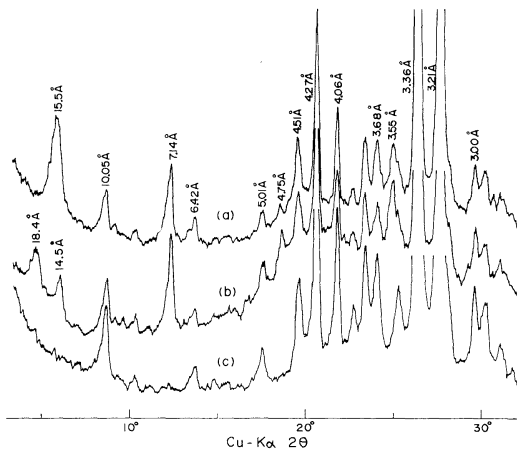


Fig. 3. X-ray diffraction patterns of suspended matter in sea water from Stn. B.

(a) untreated (b) after treatment with glycerol (c) after treatment with hydrochloric acid

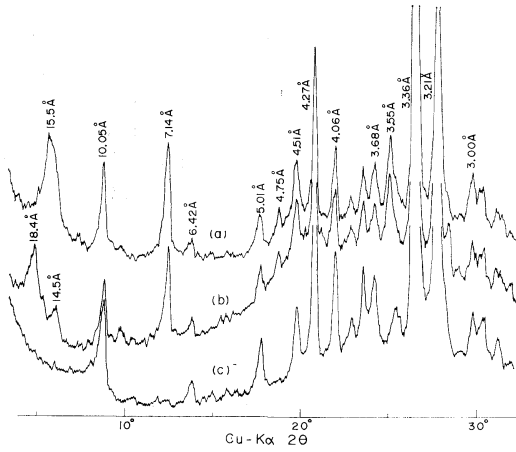


Fig. 4. X-ray diffraction patterns of suspended matter in the Fuji river water from Stn. C. (a) untreated (b) after treatment with glycerol (c) after treatment with hydrochloric acid

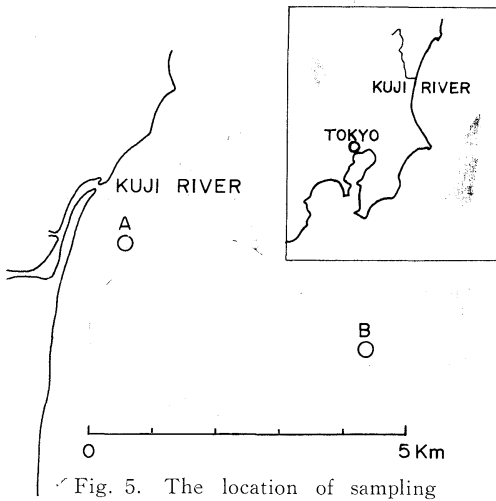


Fig. 5. The location of sampling stations off the Kuji river.

those in sea water from Stn. B. (Fig. 4)
 2. Off the Kuji river

The location of sampling stations is shown in Fig. 5. For reference, the suspension portion of sediment from Stn. B was also analyzed. The results of X-ray diffraction are shown in Fig. 6. In Fig. 6 (b), the X-ray diffraction of suspended matter from Stn. B shows a high base line on account of organic suspended matter but the X-ray diffraction patterns of samples from Stns. A, B and the suspension sediment are similar to each other. Therefore, the area investigated is largely influenced by the Kuji river. For

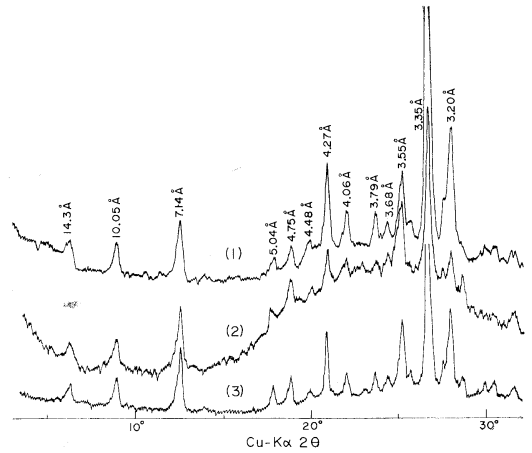


Fig. 6. X-ray diffraction patterns of suspended matter in sea waters and suspension sediment. (1) Stn. A (2) Stn. B (3) suspension sediment of Stn. B

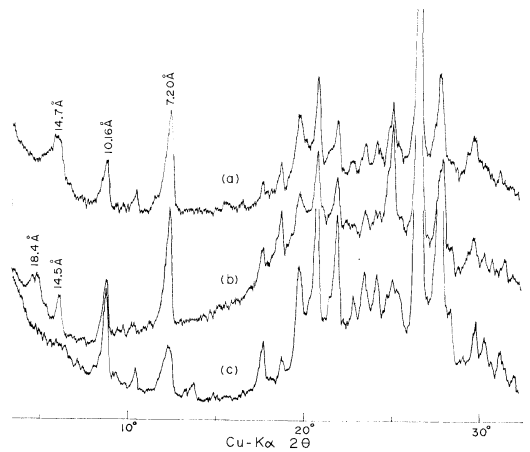


Fig. 7. X-ray diffraction patterns of suspended matter from Stn. A. (a) untreated (b) after treatment with glycerol (c) after treatment with hydrochloric acid

example, the X-ray diffraction patterns from Stn. A after various treatments are shown in Fig. 7.

From the above results, the presence of quartz, feldspars, illite and/or micas, montmorillonite, chlorite and kaolinite was ascertained.

3. Off the coast of Japan

Fig. 8 shows sampling stations off the coast of Japan. Sample No. 5 is a composite sample composed of each 150 l sea water from the depths of 100 m and 500 m and sample No. 6 is a

composite sample composed of each 150 l sea water from the depths of 1,000 m and 1,500 m. Others are surface sea waters. The results are

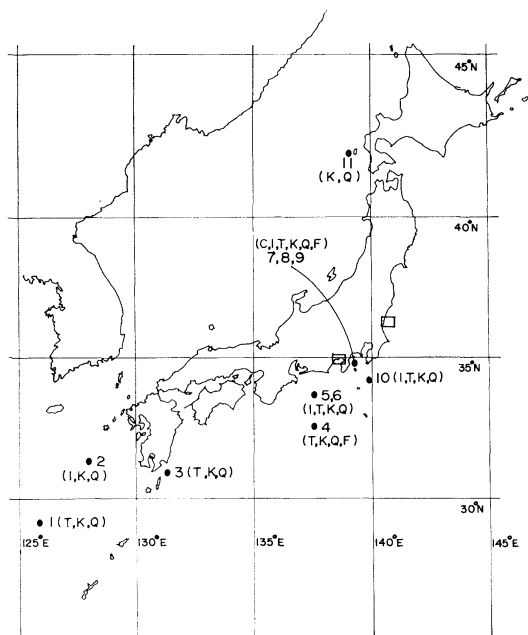


Fig. 8. The location of sampling stations off the coast of Japan.

shown in Fig. 9 and Table 1.

Kaolinite was found in all the samples, illite in 7 samples and chlorite in 2 samples of 11 samples in all. Generally speaking, in suspended matter in sea water off the coast of Japan, kaolinite and illite were dominant. Except for coastal sea waters off the Fuji and the Kuji rivers, montmorillonite is not found in suspended matter in sea water. The authors do not know

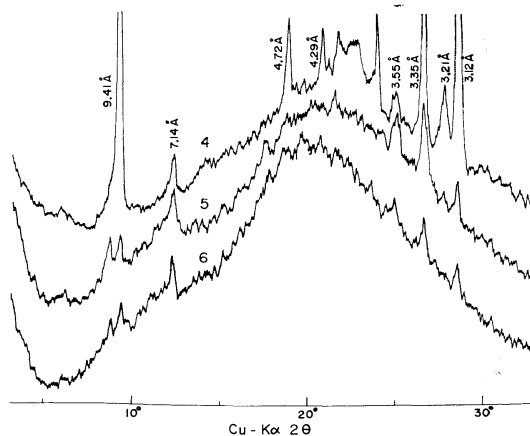


Fig. 9. X-ray diffraction patterns of suspended matter in sea waters of sample Nos. 4, 5 and 6.

Table 1. Minerals identified in suspended matter in sea waters off the coast of Japan.

Sample number	Location	Date	Depth (m)	Volume (l)	Material identified
1	{ 29°08' N 126°01' E	29/ 7/1967	surface	400	T, K, Q
2	{ 31°37' N 128°21' E	6/ 4/1967	surface	120	J, K, Q
3	{ 31°04' N 131°15' E	23/ 7/1967	surface	600	T, K, Q
4	{ 32°29' N 137°30' E	19/ 5/1967	surface	600	T, K, Q, F
5	{ 34°05' N 137°32' E	26/ 5/1967	100 500	150 150	I, T, K, Q
6	{ 34°05' N 137°32' E	26/ 5/1967	1000 1500	150 150	I, T, K, Q
7	Off Hatsushima in Sagami Bay	13/10/1967	surface	600	I, T, K, Q, G, Cal.
8	Off Hatsushima in Sagami Bay	28/ 6/1968	surface	200	C, I, T, K, Q, F
9	{ 34°55' N 139°18' E	20/ 4/1969	surface	200	C, I, T, K, Q, F
10	{ 34°27' N 139°57' E	11/ 3/1968	surface	200	I, T, K, Q
11	{ 42°13' N 139°15' E	16/ 8/1968	surface	200	K, Q

C: chlorite,
Q: quartz,

I: illite,
F: feldspar,

T: talc,
G: gypsum,

K: kaolinite,
Cal: calcite.

whether the reasons why montmorillonite is not detected are due to masking by large amounts of organic substance, low degree of crystallinity or its smaller quantities in comparison with other clay minerals. As far as minerals other than clay minerals are concerned, quartz was found in all the samples and feldspars in 3 samples. The presence of talc was confirmed in 9 samples.

As large quantities of talc are used for the filler of agricultural medicines and others, this is one of artificial contaminations (Prof. Y. MIYAKE, private communication). Calcite and gypsum were detected in sample No. 7. There is some possibility of their air borne dust origin but it is more feasible that they were derived from dissolved sea salts during the preparation of the sample. The results of the samples Nos. 5 and 6 show that there is little variation in the mineral composition vertically. From the distribution of minerals identified (Fig. 8), it seems that talc, kaolinite and quartz are common in the Kuroshio Current and illite and chlorite are added to sea waters receiving the influence of coastal waters.

Acknowledgements

The authors wish to express their hearty

thanks to Prof. Y. MIYAKE of Tokyo Kyoiku University for his encouragement. We are grateful to Captain H. SHIMAMUNE, the other officers and crew of R/V Tansei-maru, Ocean Research Institute, University of Tokyo, to Captain K. OZAWA, the officers and crew of R/V Umitaka-maru, Tokyo University of Fisheries and to the members of JEDS-11, especially Mr. H. AKAMATSU and crew on board the R/V Ryofu-maru, the Japan Meteorological Agency for collecting samples. We thank Mr. Y. IIMURA of Crystal Physics Laboratory, The Institute of Physical and Chemical Research for X-ray diffraction measurements.

References

- ATKINS, W. R. G., PAMERA G. JENKINS and F. J. WARREN (1954): The suspended matter in sea water and its seasonal changes as affecting the visual range of Secchi disc. *Jour. Mar. biol. Ass. U. K.*, **33**, 497-509.
- GUNNERSON, C. G. and K. O. EMERY (1962): Suspended sediment and plankton over San Pedro Basin, California. *Limnol. Oceanogr.*, **7**, 14-20.
- ISHII, J. and T. ISHIKAWA (1964): Detection of mineral components of suspended matter in sea water by X-ray diffractometer. *Studies on Oceanography (Hidaka commemorative volume)*, 288-295.

X線回折による海水中の無機懸濁物の研究

竹松 伸 岡見 登 佐々木忠義

要旨: 海水中の懸濁物の研究は、海水中の微量元素の分布、それらの沈殿機構、海水の光学的性質などに関連して重要である。本研究では、海水を、HA-ミリポア・フィルターでろ過し、ろ過残渣を薬品処理した後、X線回折を行ない、海水中の鉱物類を同定した。

試料は富士川と久慈川沖の表面水および日本沿岸沖の深層水と表面水、計15個である。日本沿岸沖の海水中には、粘土鉱物としては、カオリナイトとイライトが顕著であり、緑泥石とモンモリロナイトは、沿岸水にのみ検出された。滑石、カオリナイトおよび石英は、黒潮海域に共通なものとして同定された。

海底での極微小地震観測*

島村英紀** 浅田 敏** 高野健三***

Mesure d'ultra-microséismes au fond océanique

Hideki SHIMAMURA, Toshi ASADA et Kenzo TAKANO

Résumé: Un des moyens les plus importants pour vérifier l'hypothèse de l'expansion du fond océanique et la tectonique globale est la mesure sismique au fond océanique. Nous avons donc construit un sismographe, utilisable jusqu'à 8.000 m de profondeur, de faibles dimensions, à 60 kg de poids et à 20 l de volume, qui permet d'enregistrer, d'une manière analogique, sur le ruban magnétique, les séismes de 5 sec à 100 Hz pendant 7 jours et demi, ou les séismes de 20 sec à 25 Hz pendant un mois.

Une mesure faite à la Mer du Japon en été de 1969 a donné des indications intéressantes, dont une est l'enregistrement de secousses considérées comme ultra-microséismes tout près de leurs sources sismiques. Le dépouillement suggère que le «stress drop» des séismes au fond océanique est beaucoup plus faible que celui des séismes au continent.

1. 海底微小地震観測の目的

われわれが海底地震計の開発と観測とをはじめたのは、たんに、陸上での地震の観測の延長としてとか、大地震の震源が海にあるから、ではなく、海底下で起こる地震の研究にいくつかの根本的な学問上の興味があったからである。

その一つは、海洋底拡大説 (Sea Floor Spreading) と関連している。島弧の構造や、日本の巨大地震を説明する可能性のある海洋底拡大説は、今後の固体地球物理学の一つの焦点になるべき問題である。

そして、海底下で起こる地震が、lithosphere のもぐりこみやわき出しについて、もっとも直接で重要な情報を提供してくれるはずである、と考えられる。つまり、海溝付近や海嶺付近での微小地震の震源分布、地震の大きさと発生頻度の分布、地震の発震機構 (主圧力の方向) をその近傍での

観測によって調べることによって、lithosphere の形態やメカニズムについて、ほかの地球物理学的な方法では得られない知識を獲得することができる。

第2に、海溝や海嶺以外の地域でも、海底下で起こった地震を海底でとらえることは、地震の発生、あるいは震源の問題を解く一つのカギとしての興味が大きいことがある。

陸の地震は、震源がある深さ (場所によるが、たとえば 2~3 km) 以深にかぎられている。また、陸地の地殻の浅い部分は地震波の減衰が大きい。これらの理由から、陸上で地震の観測をしても、100 Hz 以上といった高い周波数の地震波がたとえ震源で発生されていても、それを地震計でとらえることは多くの場合不可能である。

ところが海では、深さ数 km の海底では confining pressure としてすでに数百気圧以上になっており、陸では km の単位より深いところに対応している。このことは、海底地震計は、陸上では観測できないような高周波の波をも含めて、広い周波数帯域の地震波を震源の近くでとらえ、震源で起こる事象の微細な構造まで、検出できる可能性がある

* 1970年2月28日受理

** 東京大学理学部 Faculty of Science, University of Tokyo

*** 東京大学海洋研究所, 理化学研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo. The Institute of Physical and Chemical Research.

ることを示唆している。

そして、海底でこういった微小、あるいは極微小地震観測を行なうときの障害となるノイズについては、次のように考えられた。すなわち、従来の海底地震計での観測の報告によると、海底でのノイズは、人工的雑音や気象による雑音がないにもかかわらず、陸上に比べて、決して小さくはなかった。しかし従来の海底地震計はその目的が遠隔地の核爆発探知や、比較的大きな地震の観測であり、したがって観測できる周波数の上限は10 Hz以下であった。周知のように、海洋底は脈動の発生源であり、脈動の帯域、およびその前後にわたってのノイズは高いのが当然である。遠震のP初動の検出にあたって必要である1 Hz付近でも、陸上よりもノイズレベルが高いといわれている。

ところが、10~20 Hz以上という極微小地震の観測に適した帯域では、この事情は一変するのではないかと考えられる。従来、この周波数帯域で海底地震計による観測が行なわれた例はほとんどないが、10~100 Hzといった帯域では、地震計にとってのノイズは、非常に小さいはずだ、と予想されている。(MONAKHOV [私信])

2. 測 器

海底地震計は現在にいたるまで、数百 kg の重量があっても当然である、と考えられてきた。そして、その設置・回収のためには、かなり大型の船を必要とすることが、常識的なことであった。

しかし、海底地震計が軽量で小さな容積にまとめられれば、たとえば海況の悪いときでも、また小型の船でもあつかえるようになり、観測のチャンスは大幅にふえることになる。このため、機器をできるだけ軽量で小型にすることが、今回の目標の一つであった。

もう一つの目標は、前に述べたように、記録できる周波数帯域を広くとることで、その上限は、陸上での微小地震観測の結果から考えて、少なくとも50 Hz以上、できれば80 Hzが望まれた。

これらの条件をみたすために、記録方式としては、磁気テープをつかった直接アナログ録音方式(DAR)が採用された。なお、陸上での地震観

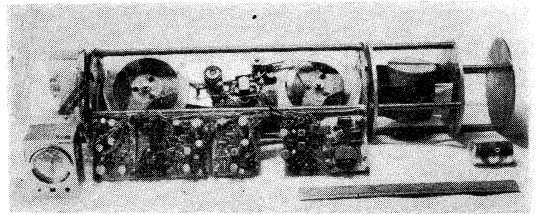


Fig. 1. Tapetransport, sensor and crystal clock of the ocean bottom seismograph. Amplifiers and other electronics are also shown in this figure. The frequency band of this seismograph is from 0.2 to 100 Hz. The tapetransport runs for seven and a half days.

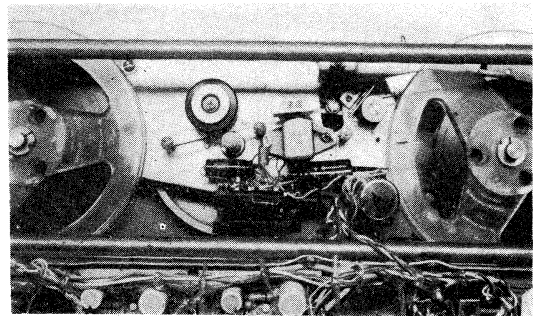


Fig. 2. Capstan and head of the tapetransport. Tape speed is 1 mm/sec. The capstan is driven by a servocontrolled micromotor.

測では、DIBBLE, SACKS, そして著者らによって、DAR方式はすでに実用化されている。

Fig. 1は地震計の全景であり、左から順に水晶時計、データレコーダーおよび記録増幅器、センサー、電池がそれぞれ組みつけられている。全体は円筒形で、直径14.3 cm、長さ70 cm、重さは10 kgである。

DAR方式のデータレコーダーは、市販の1/4インチ幅、1,800フィートの18 μ 厚ポリエステルベースの磁気テープをつかって、0.2 Hzから100 Hzの周波数帯域を7日半(180時間)記録することができる。現在、テープ速度は1 mm/secであるが、周波数帯域を20 Hzまでとしたときには、0.2 mm/secにおとすことができ、記録時間は37.5日間にのびる。記録チャンネルは4チャンネルで、うち1チャンネルを刻時用に当てている。

テープ・トランスポートの駆動用には、周波数サーボのマイクロモーターを用いて、テープの走行を安定化しており、ワウ・フラッタは1% p-p

以下におさえられている。

テープ・トランスポートは、特別な工作精度を要しないような設計がなされた。これはもちろん、製作費のコストダウンにもつながっている。

レコーダー部分は直径 14.3 cm、長さ 38 cm の円筒形であり、Fig. 1 にみられるように、その内部には、テープ・トランスポートのメカニズムだけではなく録音用バイアス発振器、刻時回路、各種の電圧安定回路、90 dB のゲインをもつ地震計用の信号増幅器 3 台が組みこまれている。

地震計のセンサーは、固有周期 4.5 Hz、感度は 1 V/cm/sec で、Geo Space 社製のものより約 4 倍高感度であり、この感度のために極微小地震観測が可能になった。

海底での三成分地震観測（上下動 1、たがいには直交する水平動 2）の有効性については目下の段階においては疑問があるため、この海底地震計では上下動一成分とし、信号増幅器を 3 通りのゲインに設定して、総合ダイナミックレンジを 80 dB 以上にとった。海底地震計はどんな姿勢でも働くように計画されたため、センサーはジンバル機構で吊られ、（ただし油中に置く必要はなかった）、つねに鉛直方向を向くようになっている。

刻時は、日差 0.05 秒以内の精度をもつ水晶時計によっている。

また電池は、容積と価格あたりの電気容量が大きく、低温にも強いアルカリ・マンガン乾電池をつかっている。



Fig. 3. Pressure vessels. Their dimensions are 18 cm in diameter and 81 cm in length. The third vessel is made of FRP.

Fig. 3 は海底地震計のための耐圧ケースである。円筒形耐圧ケースの肉厚はケースの内径が小さいほど小さくてすむので、将来海溝部で観測するために 8,000 m までの水圧に耐えるこのケースは、軟鋼製であるにもかかわらず、重量は 73 kg におさえられた。Fig. 8 で手前から三番目にみえるのは、胴部分を FRP 樹脂で製作した試作ケースで、3,000 m 耐深、重量は FRP 部分が 13 kg、軟鋼製の蓋ともで 40 kg である。

海底での地震計の姿勢を知るために、傾斜計が組みこまれた。これは、透明なプラスチック球の中に固化の遅い接着剤と鉛の球型の錘り（魚釣り用）を封じこめたものである。

3. 観測の結果

1969 年の夏、舞鶴海洋気象台と同清風丸の好意を得て、鳥取沖 80 km、水深 1,140 m の地点で海底地震観測をする機会を得た。Fig. 4 は地震計の設置点と、その付近の過去の大地震の震源とを示している。最近の大地震や微小地震の震源分布をみても、設置点付近はサイスミシティの低いところである。

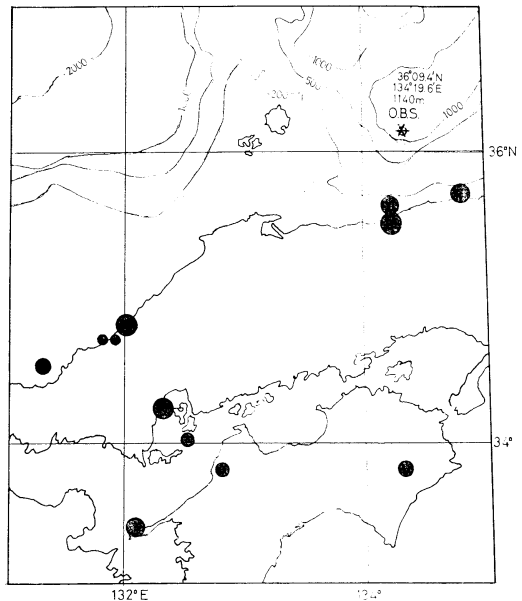


Fig. 4. Site of the ocean bottom seismograph and the epicenters of the large earthquakes during 1850 and 1970.

観測期間は航海の都合により、7月27日から30日まで、3日半(約80時間)であった。地震計の設置には、アンカード・ブイ方式を用い、Geodyne社製の流速計とともに、16mmナイロンロープで水面から繫留した。ロープや流速計が地震計にノイズを与えないように、25mの長さの鎖と錘りを、地震計とロープとの間に接続した。

記録された磁気テープの再生は、時間軸を50, 100, 200倍に圧縮して行なった。直接録音方式を使って広い周波数帯域にわたる現象を解析するには、システムにあった等化回路が不可欠である。われわれの場合には、50, 100, 200倍再生用のそれぞれの等化回路を必要に応じて切り替えて使用した。

3日半の観測期間は、夏期としては海況が悪かった。とくに、その後半は風速20m/s、波高5mといった荒天であった。

しかし、海底地震計に記録されたノイズは、3日半にわたってほぼ定常的で、そのレベルは非常に低かった。センサーの感度が1V/cm/sec、増幅器のゲインが90dBという高感度の観測であったのに、記録されたノイズが解析できないほどレベルが低かったことは、海底でのノイズに関しての

予想が適中したことを示唆している。なお、10Hz以上の帯域でのノイズは、陸上の観測点でもっとも静かだと考えられている気象庁松代地震観測所の濠(旧大本宮跡)内のノイズに匹敵するものである。

観測された地震のうち、遠い地震の例は Fig. 5

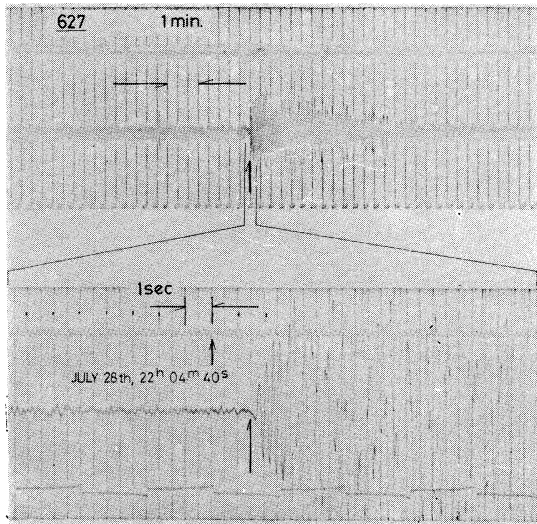


Fig. 5. Seismogram of the earthquake occurred off East-south Kyushu. ($30^{\circ}32'N$, $132^{\circ}35'E$, $H=80$ km, 1970 July 28, 22^h03^m15^s.9)

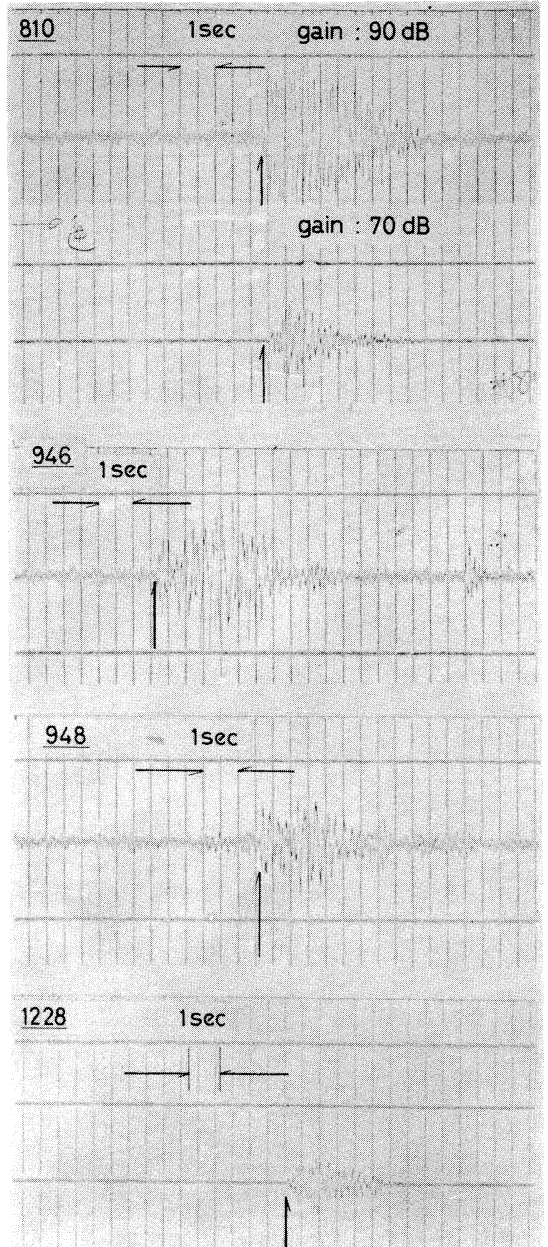


Fig. 6. Seismograms of the microearthquakes. The gain of the amplifier is shown in the figure.

に示されている。これは九州東南方沖で起った深さ 80 km の地震で、走時は約 85 秒である。このほか、三宅島付近、新潟沖、福島県南西部でそれぞれ起った地震も記録された。

海底地震計から半径 40 km 以上はなれた点で起った地震は、観測時間中に約 20 個、とらえられた。しかし、ここではこれらのやや遠い地震について、詳しくは述べない。

この観測でもっとも特徴的であったことは、非常に近い場所で起った極微小地震のような現象が、多数記録されたことであった。その例のいくつかを Fig. 6 に示す。

総継続時間が約 5 秒以下であるような短い“現象”は、全観測時間中に 200 個ほど観測された。そして、これらの現象は、三種類に分類できそうであることがわかった。

その一つは、seismic event ではない、とほぼ断定できるもので、その例を Fig. 7, Fig. 8 に示す。この現象の特徴は、記録された波群のみかけ周期

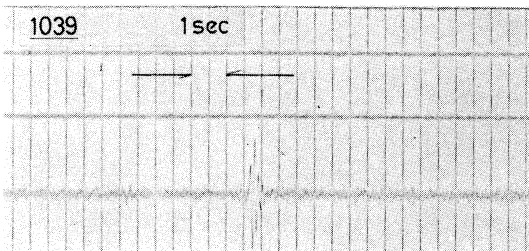


Fig. 7. Record of the noise generated in the buoy rope system.

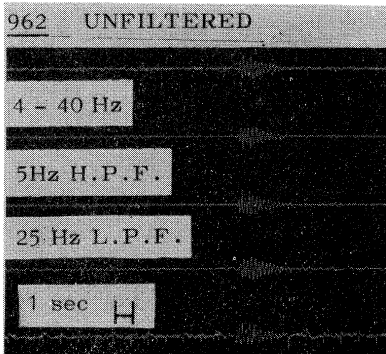


Fig. 8. Record of the noise generated in the buoy rope system. Signal is also recorded on the channel for time mark.

がそろっていることである。

この現象の起因として考えられるのは、海底地震計を繫留しているロープの振動である。ロープが海底地震計にノイズをあたえるのではないか、という懸念はかねてから行なわれてきた。しかし、この種のノイズは、相対的に数が少なかったし、また地震計の周波数帯域が広ければ、その波型をみることによって他の現象と区別することが可能であることから、ノイズに関するかぎり、地震計のアンカード・ブイ・ロープ・システムには、それほど気をつかう必要はないようである。

第二番めの一群は、海底下で起ったらしい、やや遠い地震に特有と思われるもので、やはり 5 秒以下の短い継続時間をもつ。この現象はかならず地震に付随しているのが特徴であり、かなり多くの地震についてみられた。この相についての議論は将来にゆずるが、これは、いわゆる T 相とはちがう。あるいはこれは、海水中をトラップされて伝わってきた水中音波で、しかも、震源そのものの動きを伝えているのかもしれない。

そして、三番めのグループが、さきに述べたような、極微小地震的な現象である。さらにそのいくつかの例を、Fig. 9, Fig. 10 に示す。いずれも、他の二つのグループの現象とは、はっきりと区別することができる。

この種の現象を、われわれは現在、数 km 以内の近距離で起った極微小地震である、と考えている。ただし、われわれを躊躇させた唯一の理由は、これらの現象は、この程度の振幅と継続時間をもつ極微小地震が陸上で観測された例とくらべると、短周期の成分が相対的に少ないことである。

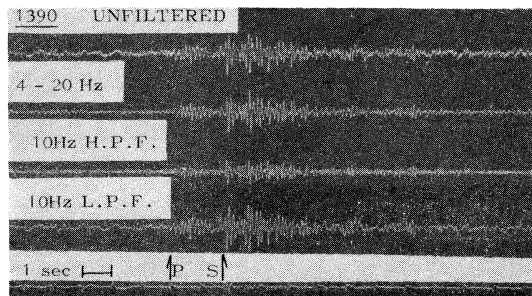


Fig. 9. Nearby microearthquake with S-P 1.8 sec.

このことを説明する一つの可能性は次のようなものである。つまり、コロラド州デンバーで深井戸に水を圧入して起った“人工地震”の例にみられるように、水の存在が、地震の発生、つまりある限界をこえた歪の解放に潤滑剤としての重要な

寄与をしているとしたら、海底面、あるいは海底に近い海底下で起こる地震のストレス・ドロップは、水の無いところで起こる地震のストレス・ドロップよりも低い、という可能性が考えられる。

そして、もし海底付近の地震のストレス・ドロップが低ければ、地震の周波数には相対的に短周期の成分が少なく、一見、みかけ周期が長くみえることは説明がつくことになる。

地震学にとっては余談であるが、われわれの海底地震計は、正確なタイマーをそなえた加速度計でもある。したがって、Buoy Technology のためにも、使い方によっては役立つことになる。Fig. 11 はその例であり、今回の海底地震計の着底時の加速度記録である。地震計を先頭に、チェーン、スイブル、そしてポリプロピレンのロープを船から吊りさげておろしていったときの着底のありさまがよくよみとれる。

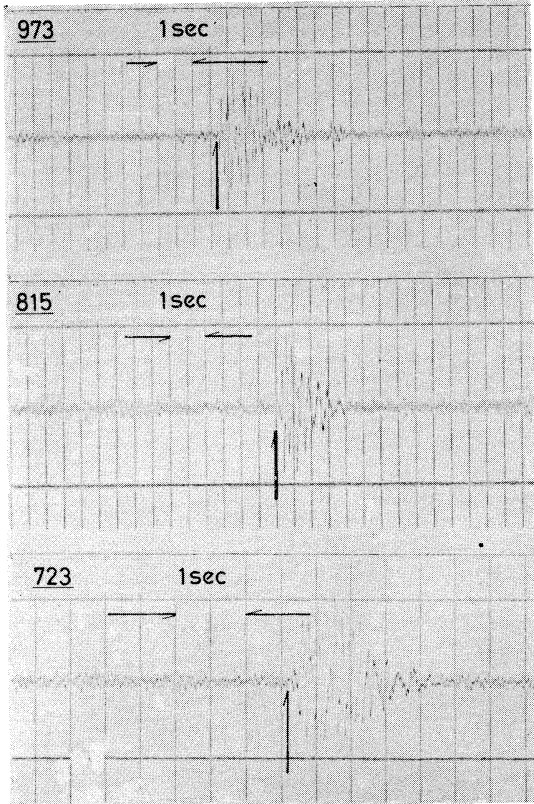


Fig. 10. Seismograms of microearthquakes whose S-P are shorter than those in the figure 6.

4. 結 語

海底での地震観測は、微小、極微小地震の観測にこそ適している。それは一つには、ノイズが小さく、また天候に影響されないことであり、もう一つには、限られた観測時間内に数多くの地震をとらえることが可能であるから、である。

海底での地震観測を何回も、しかも簡単に迅速に行なうためには、海底地震計は極力、軽く、また小さくなくてはならない。このため、水中重量 60 kg、体積 20 l (内容積は 11 l) の海底地震計が

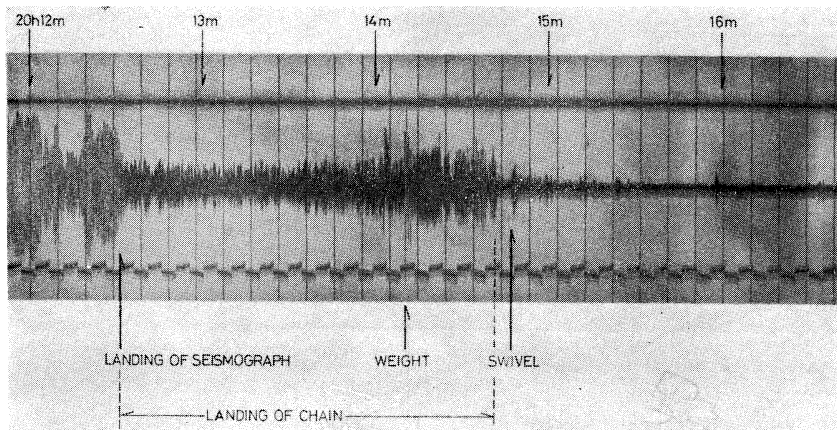


Fig. 11. Record of the landing of seismograph, chain, weight and swivel.

開発され、小型の船でもあつかえるようになった。これは、5秒から100 Hzの帯域を7日半記録することができ、また小改造によって20秒から25 Hzまでの帯域を30日間記録することも可能である。

鳥取沖での観測結果によれば、海底でのサイスミシティは地震学上の興味が非常に大きそうである。

その興味の一つは、従来地震活動がないと思われていた地域で、非常に近い極微小地震と考えられる“現象”が、3日半の観測期間中に50個以上も記録されたことであり、もう一つは、たぶん海水の中を伝わってくる遠来の地震波とみられる特別な phase がみつかったことである。これらは地震学にとって、将来、興味深い情報をもたらすものであろう。

いずれにせよ、これらの小さな現象をとらえ、あるいはロープによるノイズと区別したり、解析したりするためには、海底地震計の周波数帯域は、

少なくとも20~30 Hz以上にのばす必要がある。Fig. 12はその例であり、10 Hzまでの記録では、これらの現象は、ほとんどノイズにかくれて見ることはできない。

また同時に、この10 Hzまでの低い周波数帯域はそれ以上の帯域にくらべて、ノイズが大きいこともみてとれる。

今後、これらの興味深い現象をさらに詳しく調べるためにもっとも有効なのは多点観測によって、現象の伝播速度、方向、あるいは発生した位置などを知ることである。

こうして、われわれは自作の海底地震計をふやす作業をはじめた。1969年の夏に1組であった装置は、同年秋には3台をそろえるにいたった。また現在は、直径11 cmのさらに小型化されたアンカード・ブイ方式用の装置と、直径9 cmの自己沈下—浮上式の装置とが組み立てられている。

謝 辞

海底地震計の観測のために乗船の機会を与えてくださり、また、設置、回収の作業を行なっていた舞鶴海洋気象台の方々、安田仁船長以下清風丸の方々に深く感謝する。また、理化学研究所の火柴五八郎氏には、耐圧容器の圧力試験に便宜をはかっていただき、海洋研究所の杉森康宏、長谷美達雄氏には、船上で数々の指導をしていただき、地震研究所の茅野一郎、津村建四朗氏には西日本の過去の地震活動について資料を提供していただいた。

文 献

- 南雲昭三郎 (1967): 海底地震計. 地震, **20** (4), 104-107.
 NAGUMO, S., H. KOBAYASHI and S. KORESAWA (1968): Improvements of Ocean-Bottom Seismograph—Construction of a Long-Life Magnetic Tape Recorder. Bull. Earthq. Res. Inst., **46**, 861-875.
 RYKUNOV, L. N. and V. V. SEDOV (1967): An Ocean-Bottom Seismograph. IZVESTIYA, Physics of the Solid Earth, **8**, (English Transl.) 537-541.

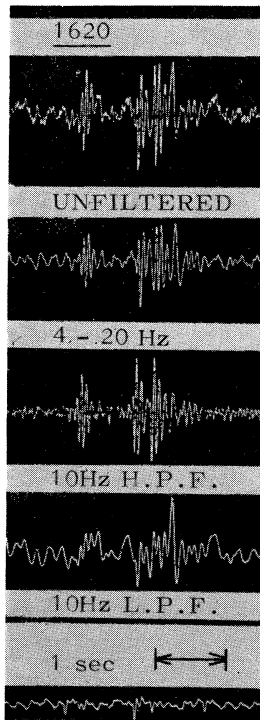


Fig. 12. Example of filtered seismogram. The fourth trace shows that the band width up to 10 Hz is quite inadequate for recording microearthquakes.

寄稿

簡易張力計*

窪内洋子** 島村英紀*** 高野健三****

A Simple Tensiometer

Yoko KUBOUCHI, Hideki SHIMAMURA and Kenzo TAKANO

1. まえがき

海洋物理学、地震学、その他の方面において、計測器を長時間にわたって、海中あるいは海底に沈めて連続測定を行なう必要が数多くある。海中や海底での計測器の繫留法には、いくつかの方式があるが、その中でも、いかりつきブイ方式は最も多く用いられており、筆者らも、流速計、海底地震計、採水器などの繫留にはこの方式をとってきた。

いかりつきブイ方式は表面うきと計測器と錨とをロープで結びつける方式であり、その特徴は計測器の回収が確実にこなえることであると考えられてきた。しかし、この方式で、確実に測定を行ない、確実に回収するためには、未解決の問題点が多く残されている。たとえば、ブイの流失、ロープの切断といった事故があつた断たなかったり、また逆に、安全を重んずるあまり、不必要に太いロープを使い、そのために海流による抵抗がふえ、それに抗するために、ブイと錨が大きくなり、ひいては、さらにロープを太くするという無駄も多い。繫留装置についての経験はむろん必要であろう。しかし、科学的に解ける問題は、測器の開発によって解決されるべきである。筆者らは、このような考えから、繫留装置について最も基礎的な量であるロープの張力を測定する張力計を製作した。

装置は凝ればいくらでも凝ることが出来る。たとえば、筆者らが開発している海洋用汎用小型磁気データレコーダ(90φ×230 mm)とストレインゲージを組み合わせ

せることによって、20日間にわたる精密な張力記録を得ることは簡単である。また、外国には、インク描きによる簡易型張力計で数時間の記録を得た例がある。しかし、筆者らの目的の場合には、荒いとり扱いに耐えること、張力変動の極大値を知れば十分なこと、同時に多点で測定したいことなどの条件から、簡素で低価格の自記記録式の張力計を3台作り、海中で使用して一応の成果を得た。

2. 張力計

張力計は、回転部、記録部、枠部の3部分で構成されている。Fig. 1は張力計の外形、Fig. 2は回転部および記録部を示す。

測定できる最大張力は約1トンを目標とし、将来、もっと大きな張力を測定したい時には、バネを替えれば3トン程度まで測れるようになる。測定の原理は、コイルバネが張力によって圧縮される時の縮み量を、記録する方式である。バネとしては、特性の均一さ、繰り返し荷重に対する安定性、耐衝撃性、耐水性、低価格などの点から、自動車の緩衝用バネ(スバルサンバー)を用いた。また、記録部は、透明なアクリル円筒に針で傷をつける方法をとった。これは、記録の解像力が良いこと(20ミクロン以下)、感光紙、またはフィルムを外側に巻いて記録の複製がとれることを考えた結果である。ラチェットによるドラム送りの機構は、張力の最大値だけでなく、張力変動も記録するために作られた。

回転部 数枚の弾力性のある羽根Wをつけた柱Pが、バネの伸縮によって上下に動く円板Bの上に直立している。その羽根によって、ラチェットRはバネが伸びる度ごとに回り、バネの運動を傘歯車Gに伝える。傘歯車はその運動を記録部の円筒Sに伝える。したがって、記録用円筒はバネが伸びる時(張力が減じた時)にのみ回る。

記録部 アクリル製の円筒Sの外壁をリン青銅製の針Nが傷をつける。針は円板Bに固定されている。

* 1970年2月28日受理

** 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo

*** 東京大学理学部地球物理学教室 Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo

**** 東京大学海洋研究所, 理化学研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo, The Institute of Physical and Chemical Research

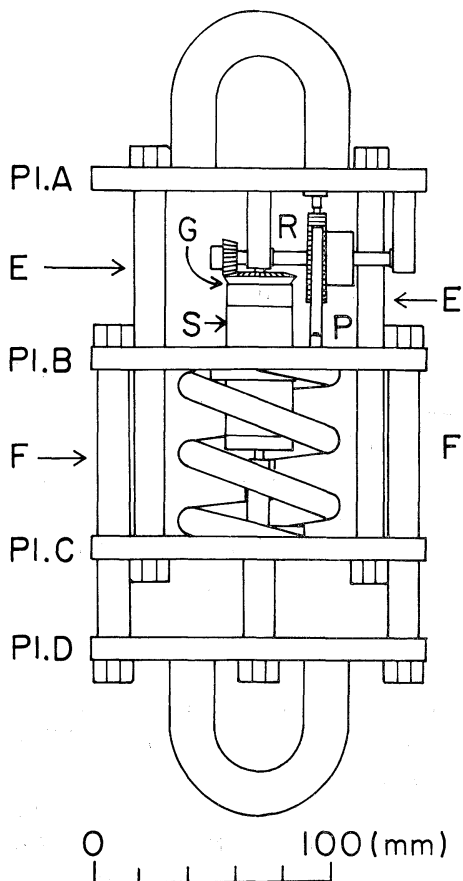


Fig. 1. Sketch of the tensiometer.

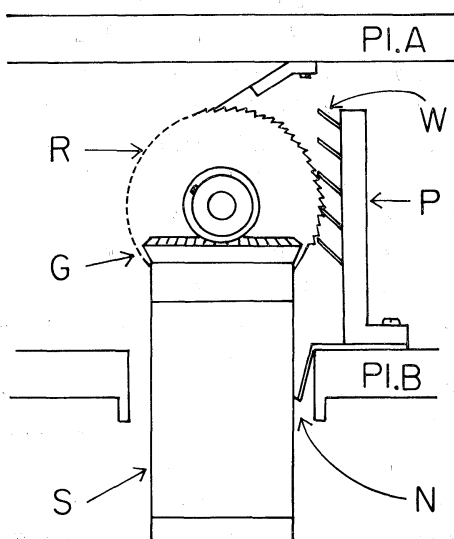


Fig. 2. Transmission and recording cylinder.

枠部 4本の柱Eが固定されている円板A、Cと4本の柱Fが固定されている円板B、Dの間にバネが組みこまれている。柱Eは円板Bにあげられた四つの穴を、柱Fは円板Cにあげられた四つの穴を、それぞれ通り抜けている。枠全体は鋼鉄製で許容荷重は3トンである。

張力計の特性は東京大学原子力工学科のアムスラー試験機により調べた。静荷重を加える場合、張力計のバネの伸びは加える力にほぼ比例し、その割合は1 mm/40kgである。

3. 特性の計算例

張力の増減にしたがって円板やバネが動く際に、これらの各部に働く海水の抵抗は、柱と円板の穴とのすべり摩擦に較べて十分に小さいから省略する。そこで、すべり摩擦のみを考えると、 x をバネの伸び、 k をバネの強さを表わす定数、 F を外力、 R を摩擦力、 m を張力計の全質量の半分とすれば、伸びについての運動方程式は次のようになる。

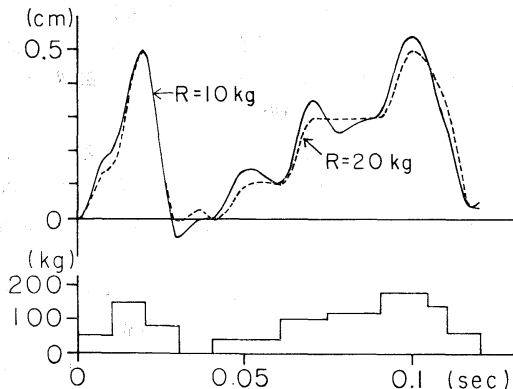
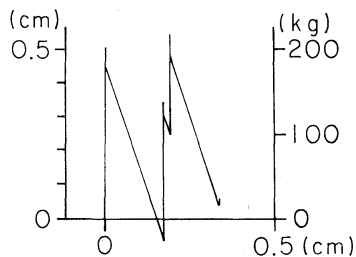


Fig. 3. An example of the computed response of the spring to external forces which are variable with time but constant in an interval much shorter than the proper period of the spring (0.02 sec).
Upper: Tension recorded on cylinder.
Middle: Variation of the stretch of the spring with time.
Lower: Variation of external forces with time.

$$m\ddot{x} = -k^2x + F \pm R$$

m を全質量の半分とした理由は、バネの運動に関与するのは円板B、Dからなる枠組の質量だけだからである。 R については、縮む時には負の記号を、伸びる時には正の記号をとる。

この運動方程式を $t=0$ で $F=F_0$, $x=0$ という初期条件で解く。 $F_0=50$ kg とし、バネの固有周期 0.02 sec に対して外力の変動が速い場合と遅い場合の計算例を Fig. 3 と Fig. 4 に示す。下段は外力の時間変化、中段はバネの伸びの時間変化、上段はアクリル円筒上の実際の記録を平面に引きのばしたものである。 R は 10 kg と仮定した。Fig. 3 には、 $R=20$ kg に対するバネの伸びも示した。

4. 海中での測定

張力の測定は、新島東方の Stn. 1 から Stn. 4 の 4ヶ所で行なわれた。それぞれの繋留方法は、Fig. 5 (a)~(d) に示す。Stn. 1~3 では流速計、地震計、錘、錨などから下してゆく作業方式。Stn. 4 では表面うきを最初に海に放ち、次に繋留ロープを、最後に地震計、錘、鎖を放り出す作業方式を取った。この方式は外国では普通に使われているが、日本では初めてかと思われる。作業は淡青丸によって行なわれた。主繋留ロープのスコープ(ロープの長さを水深で割った値)は Stn. 1 が 1.5, Stn. 2 が 1.6, Stn. 3 が 1.3, Stn. 4 が 1.1 である。各測点の位置、水深、測定期間、波高を順に、() 内に示す。

Stn. 1 (35°14'N, 139°20'E, 880 m, 6日 14:00~15:20), Stn. 2 (34°23'N, 139°35'E, 820 m, 7日 10:00~8日 14:00, 0.5~1 m), Stn. 3 (34°20'N, 139°40'E, 980 m, 7日 11:00~8日 12:00, 1 m), Stn. 4 (34°52'N, 139°37'E, 820 m, 10日 8:50~10:20, 3 m)。測定はいずれも、1969年 11月 6日から 10日の 5日間に行なわれた。

四つの測点のうち、T3 (Fig. 5 (b) 参照) の記録は針が破損したために得られなかった。T1 から T6 の記録は、T3 を除いて順に Fig. 6 の (I) から (V) に示す。記録の正しい解釈は容易ではないが、繋留作業の状況や海況などを参考にした解釈を図中の文字(たとえば A, B, ……)に従って以下に述べる。

Fig. 6 (I) A: 繋留作業が始まる。B: やぐらが宙に浮く(やぐらと錘の重量の和は 100 kg)。C: やぐらが着底する。D: やぐらが離底する。E: やぐらが甲板上に引揚げられる。

Fig. 6 (II) A: 表面ブイを船体に結ぶ。B: 表面ブイを引寄せせる。C: 表面ブイを主繋留ロープに結び繋留作業が終る。

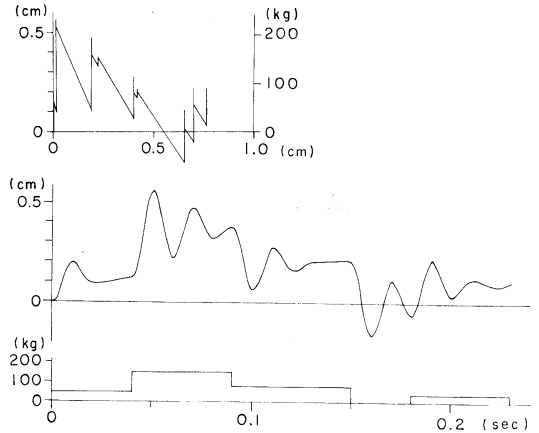


Fig. 4. An example of the computed response of the spring to external forces which are variable with time but constant in an interval much longer than the proper period of the spring (0.02 sec).

Upper: Tension recorded on cylinder,
Middle: Variation of the stretch of the spring with time,
Lower: Variation of external forces with time.

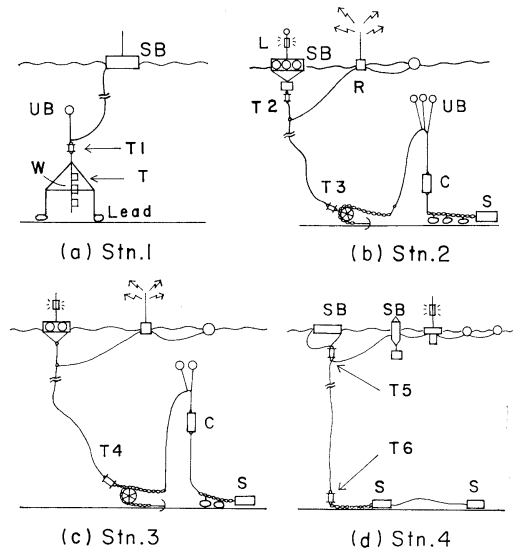


Fig. 5. Mooring system.

T1~T6: Tensiometer, C: Current meter, S: Seismometer, T: Tripod, W: Water bottle, L: Light, R: Radio buoy, SB: Surface buoy, UB: Underwater buoy.

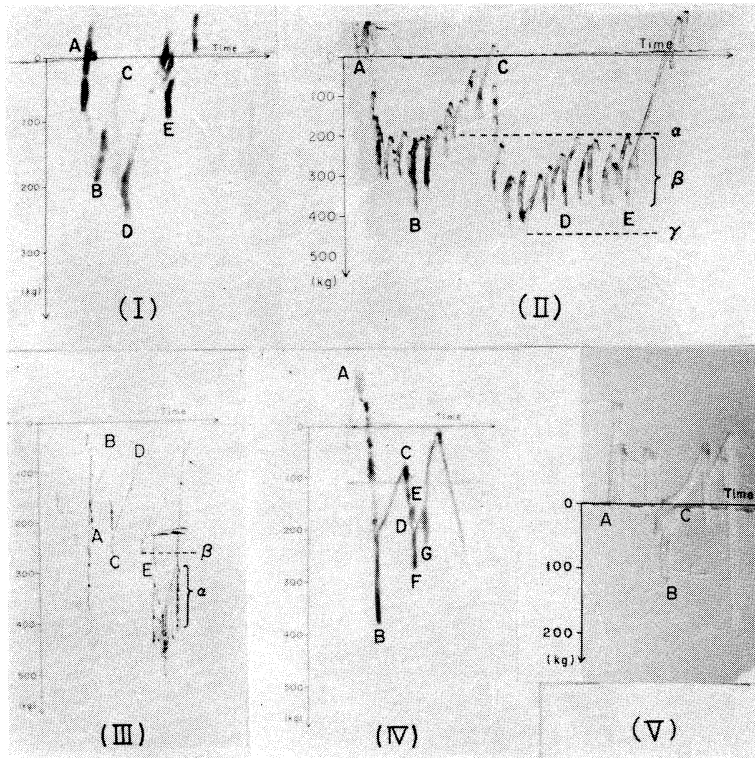


Fig. 6. Records at Stns. 1 to 4. The numbers I to V represent T1, T2, T4, T6 and T5, respectively.

D: 引揚時にロープを船体に結ぶ。E: 甲板への引揚を始める。 α : 表面ブイが流されることにより生ずるロープの張力。 β : 海面の上下動による張力の変動。 γ : 張力の最大値。

Fig. 6 (III) A: 流速計, 錨, 地震計, 鎖 (重量の和は 200 kg) 等が海中を落下している。B: 地震計 (重量 70 kg) が着底する。C: 錨が海中を落下している。(錨と鎖の重量の和は 120 kg)。D: 錨が着底する。E: 引揚が始まる。 α : 海面の上下動による張力変動。 β : 測定中の最大張力。

Fig. 6 (IV) A: 投込を開始する。B: 地震計 2 個とも水中を落下している。C: 地震計 2 個および鎖の一部が着底する。D: 引揚作業が始まり, 表面ブイが船体に結びつけられ, 鎖とそれに続く地震計に張力が働く。E: ロープの巻揚が始まる。F: 1 個目の地震計が離底する。G: 2 個目の地震計が離底する。

Fig. 6 (V) A: 投込みを始める。B: 鎖の重さ (150 kg) が表面ブイにかかる。C: 鎖, 地震計が着底する。

Fig. 6 (II), (III) が示すように, 100~150 kg の幅をもった張力の変動がある。これは, 表面ブイまたは船体が波の影響で上下することにより起こるものと解釈する。海底付近での張力変動は表面付近に比較して少な

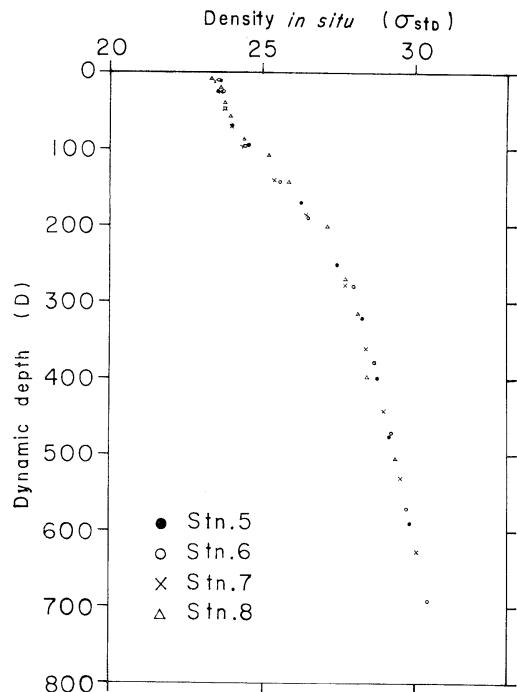


Fig. 7. Vertical distributions of density at Stns. 5 to 8.

い。繫留中の海底付近での張力は、主に、流れの大きさによって変化する。しかし、その変化は大きくない。また、海面の上下動が表面付近のロープの張力に大きな影響を与えているにもかかわらず、海底付近での張力変動が少ないということは、ロープが比較的張られた状態の場合でも、十分クッションの働きをして、表面の運動を海底まで伝えないためと思われる。(D) から (V) によると、引揚時には大きな力がかかる。また、スコープ 1.1 で、ブイを最初に船から海に放ち、錨、鎖、地震計などを最後に海中に投げ込む方式は、ロープに一時的な大負荷をかける。

力学計算により、流速の鉛直分布を求める目的で、張力測定点付近の 4 点、Stn. 5 ($34^{\circ}23.7'N$, $139^{\circ}37.4'E$), Stn. 6 ($34^{\circ}25'N$, $139^{\circ}36'E$), Stn. 7 ($34^{\circ}28'N$, $139^{\circ}37'E$), Stn. 8 ($34^{\circ}23.3'N$, $139^{\circ}36.6'E$) で採水、測温を行なった。4 点での σ_{stD} の鉛直分布は、Fig. 7 に示される。水平方向の差があまりにも小さいため力学計算によって信頼出来る流速値は得られなかった。

5. あとがき

この簡易張力計の長所は、水中で使用でき、しかも、張力の最大値だけではなく変動も記録出来ることである。したがって、一つの繫留において、どの程度の大きさの張力がどの様に働くかを知る上には有効である。張力計の精度は、記録部の針とアクリル筒との接触具合、または、棒の摩擦の大きさの違いなどで、だいたい 20 kg

である。小さな張力の変動をとらえるには不適當であるが、測定記録を見ても解るように、繫留時のロープの張力変動をとらえるにはこの精度で十分である。しかし、本体の形および重量が比較的大きく、($130\phi \times 300\text{ mm}$, 8 kg), 記録筒の出入が面倒なことが欠点である。記録によると、繫留時の大きな張力の値は、引揚の時の錨、もしくは、着底している計測器が海底を離れる時に見られる。今回の最大張力は、500 kg で、これは錨が離底する時の力である。他の測定においても、錨の離底の時に、同程度の力が見られることは、おもしろい。また、表面付近のロープには海面の上下動による繰返しの力が働く。このことからだけを考えれば、海面付近では繰返し荷重に強いロープを、海底付近では瞬間的な力に強いロープ、すなわち合成繊維のロープを使用することが望ましい。今回の測定はうねりが大きい海況の下で行なわれたが、それにもかかわらず、最大張力は 500 kg を示したにすぎない。したがって、あまり流れがない海域で同程度の繫留を行なう場合には、強度 1 トンのロープおよび金具を用いれば十分で、これに従えば、現行の繫留作業はかなり容易になる。この張力計を、他の目的で水中に張られるロープにも使用すれば、いろいろな有益な知識が得られるであろう。また、これを改良、小型化すれば、その用途は、さらに、多く見いだすことが出来る。

なお、東京大学原子力工学科の皆様の御好意には、ここで改めて感謝する。

シ ン ポ ジ ウ ム

第9回深海研究に関するシンポジウム

IX^e Symposium sur la mer profonde

日時: 昭和44年12月13日 9.30~17.00

場所: 日仏会館会議室

理化学研究所海洋物理研究室・日本海洋学会・
日仏海洋学会・東海大学海洋学部 共催

話 題	話 題 提 供 者	討 論 者
1. 太平洋深層水のリンの分布について 一特に深層水の循環に関連して……………	吉 村 広 三 (気 象 庁)	和 田 英 太 郎 (東大海洋研)
2. 深海の食物連鎖にはたす微生物の役割り……………	関 文 威 (東大海洋研)	根 本 敬 久 (東大海洋研)
3. 太平洋の重力異常……………	友 田 好 文 (東大海洋研)	田 島 稔 (国土地理院)
4. 深海底層流測定の新しい試み……………	渡 辺 精 一 (理 研) 佐 々 木 忠 義 (東水大, 理研) 岡 崎 守 良 (理 研)	前 田 明 夫 (東大海洋研)
5. 海洋化作用の若干の実例 一四国・フィリピン海盆の成因……………	青 木 斌 (東海大・海洋)	小 林 和 男 (東大海洋研)
6. 深海堆積物 一主として帯状分布について……………	井 上 雅 夫 (東大海洋研)	
7. 総 合 討 論		

1. 太平洋深層水のリンの分布について

—特に深層水の循環に関連して—

吉村 広三*

Distribution du phosphore dans les eaux profondes du Pacifique

—en relation avec la circulation profonde—

Hirozo YOSHIMURA

Résumé: L'auteur fait une revue de la recherche que l'on a portée ces dernières années sur la distribution du phosphore dans les eaux profondes du Pacifique. Voici quelques remarques: 1° Le phosphate préformé dans les eaux profondes du Pacifique est distribué uniformément selon le coefficient $\Delta P/\Delta O$ (Y. SUGIURA et H. YOSHIMURA, 1964).

2° La distribution des phosphores organiques dans les eaux profondes du Pacifique montre l'existence de deux maximums, l'un dans la région subantarctique et l'autre dans la région équatoriale du Nord. 3° Le résultat de la campagne du Hakuho-maru KH 68-4 suggère que les eaux profondes subantarctiques se plongent vers le Nord.

1. はしがき

海水中の化学成分のうち、塩素量を別にすればリンは溶在酸素に次いで数多くの測定がなされており、太平洋全水域にわたる分布も、REDFIELD (1961)¹⁾、BRUJEWICZ-SAPOZHNIKOV ら (Chemistry of the Pacific Ocean 1966)²⁾ などにより大要が明らかにされてきた。すなわち、日本、アメリカ、ソビエト、カナダ、フランスなどの観測船の得た資料は統計され、2,000 m の深度までの水平分布図と各大洋の平均値が求められた。リン酸塩の平均値について言えば太平洋は $2.5 \mu\text{g-atom/l}$ で、インド洋の $2.2 \mu\text{g-atom/l}$ 、大西洋の $1.8 \mu\text{g-atom/l}$ より高く、縁海、地中海の中でも黒海のみが太平洋より高い濃度を示している。

大洋中でのリン酸塩の水平面および鉛直方向の分布に関し、鉛直分布から述べると、中低緯度の大部分の海域の表層にみられるきわめて低い濃度も、中層以深で急速に増大し、溶在酸素の極少層にはほぼ一致する極大部より以深では高緯度海域に匹敵する濃度となる。また水平分布についてみると、表層と中深層は大変異なった分布を示し、表層は冬期に鉛直混合の発達する両極付近の海域、貿易風の結果湧昇の生じるカリフォルニア沖、ペルー沖などの東岸部に高濃度の源泉が現われ、亜熱帯の西側海

域が一番低い。また中深層は、大西洋の北極起源の深層水による影響を例外とすれば、各大洋とも北東で高く、南西で低い濃度を示している。

すなわち太平洋について言えば、リン酸塩の最高濃度はアリューシャン列島東南からアラスカ湾、カナダ沖の海域で、極大層の平均濃度は $3.4 \mu\text{g-atom/l}$ を超える。そして、高濃度の中深層水は太平洋全水量の 70% 以上を占めるため、リン酸塩の海域別分布を量的に支配している。

2. 海洋へのリンの供給と逸失

リンは陸地よりおもに河川水によって海中に運ばれ一時的に蓄積される。風化の結果リンを溶出する岩石のうち溶脱の著しいものは中性もしくは塩基性の火成岩とみられ、それらのもののリン含量は堆積岩の 2 倍に近い (VINOGRADOV, 1962)³⁾。風化のさい鉱物中のリンはリン酸アルカリ塩もしくは炭酸ガスや有機物の存在下でリン酸カルシウムの形で溶出するとされている。

河川水のリンの含量 (平均値 $0.34 \text{ PO}_4^{3-} \text{ mg/l}$) から見積ると、海への年間の流入量は 4.4×10^5 トン (P) となり、海水中の全量 (7.1×10^{10} トン, P) との関係からリンの海洋中での平均滞留年数 (Residence Time) は 16×10^4 年と計算されている (RONOV, KORZINA, 1960)⁴⁾。

一方、海洋中のリンは金属の水酸化化合物などと共沈し、海底に堆積する。堆積物中のリンの含有量は頁岩や砂岩

* 気象庁海洋課 Oceanographical Section, Meteorological Agency

中では 0.03~0.08% 程度だが、赤粘土にあつては 0.12% に達する。

また、海面より泡沫とともに大気中にリン酸塩の逸失する現象や、海鳥が魚類や海藻などを摂取して排泄することにより、リンをグアノ(guano)として陸岸に堆積させることが知られているが、地球化学的サイクルを考えるに当っては量的に軽視できよう。

3. 海水中のリンの分類

一般に海水中のリンはその存在状態で区分され、無機化合物と有機化合物とに大別される。また、別の観点から溶解している部分と浮遊懸濁物中の部分とに区分されることにより、無機リンおよび有機リンともに2分される。しかし、懸濁物中の無機リンは通常きわめて少ないため、溶在している無機リン、すなわちリン酸塩のほか、溶在有機リン、懸濁物中の有機リンの都合3者を考えれば事足りる。通常は分析の都合からリン酸塩と有機リンの全体が測定される場合が多く、有機リンの2者を分別した資料は少ない。

近時、多用されている過硫酸カリウムによる湿式の有機リン分解法では、操作の過程から海水中の3価のヒ素の値が加算されて来るが、この影響はリンに換算して $0.01 \mu\text{g-atom/l}$ 程度であり大幅に変動しないとみられる。

“Chemistry of the Pacific Ocean”によれば、大洋水全体のリンのうち約90%はリン酸塩すなわち溶在无機リンであり、残部の5~7%が溶在有機リン、3~5%が浮遊懸濁物中の有機リンである。しかし、これらの有機リンは表層海水中で含有率が高く、演者の測定した結果によれば、亜熱帯、熱帯の海域でリン全体の60%以上を占めていた。

リン酸塩の値を水理学的、もしくは生化学的な解析に役立たせるため、保存性リン酸塩と非保存性リン酸塩とに便宜的に2分される。

すなわち、保存性リン酸塩は溶在酸素の不飽和量(AOU または ΔO)に支配されない部分で Preformed-P (REDFIELD ら “The Sea, Vol. 2”)⁵⁾ と呼ばれ、水の物理化学的因子として水の挙動に伴い変化するものとして取り扱われる。しかし、リンの Residence Time の大きさより、リンの溶出、もしくは沈積の速度は海水の流動に比べてごく緩やかな作用と判断されるため、中深層のように AOU の物理化学的変化の生じないところでは水理学的要因をそのまま代弁すると考えよ。

また一方、非保存性のリンは有機物の酸化分解から生れたものであるため、生化学的な作用に関係する。中深

層では有機物の酸化分解のみが進行するから、沈降する水の新旧の判定などに役立たせられる。

4. 太平洋深層水のリン酸塩

前掲 REDFIELD (1961) の 2,000 m 深の分布図を引用する。REDFIELD はリン酸塩の分布を STOMMEL の深層水の循環の図と対比させ、図中矢印の方向にリン酸塩の濃度の増加を読み取り STOMMEL の考えを裏付けた。しかし、更に検討を進めるためには現象の一致では不十分であり、保存性、非保存性のリン酸塩の概念の導入が不可避になる。すなわち、上記の図のリン酸塩濃度の増加がもし Preformed-P に由来していたなら、その限りにおいてリン酸塩の増加は海水の年令とは無関係になり、水の流向を示さない。また REDFIELD (1961) の分布図は 2,000 m の深度であるため、より深部の状況は未知であり、資料の測定精度から今のところ分布図も求め難い。そのために太平洋の底層水に関してはポテンシャル温度や溶在酸素の分布から水の運動方向を推定する方法が用いられている。

“Hydrogy of the Pacific Ocean” (1968, 78 頁)⁶⁾ に掲載された底層水のポテンシャル温度の分布図によれば、 0.75°C 以下の底層水は西経 170°W に沿って北上し、赤道付近に達している。更にこの水は 1°C 程度に昇温して日本の南東海域に貫入したのち一部はフィリピン海盆に、他の大部分は東に旋回してアメリカ大陸沿いに南下し、太平洋の中央海嶺あたりにまで到達しているのが伺える。この事実は白鳳丸の南十字星航海で得られた 170°W 沿いのポテンシャル水温からも裏付けされる。すなわち、この経度に沿って海底の高い部分の底部のポテンシャル水温は北に接した海盆部の水温と一致し、低い水温の海水は海底の高い部分を越えられず常に南に溜

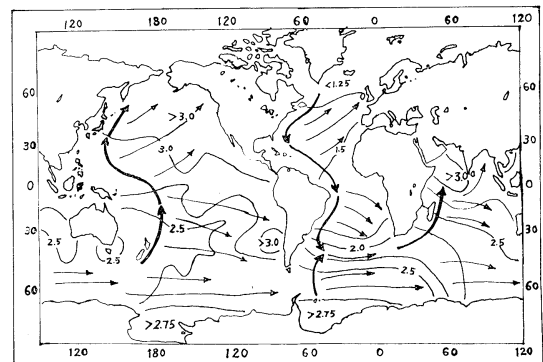


Fig. 1. Deep-water movements and phosphorus distribution at 2,000 m.—REDFIELD—
(unit; $\mu\text{g-atom/l}$)

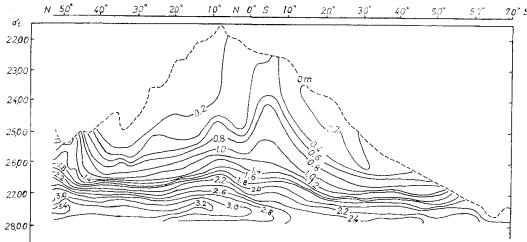


Fig. 2. Distribution of inorganic phosphate-phosphorus along 175°E longitude (unit; $\mu\text{g-atoms/l}$). —SAPOZHNIKOV—

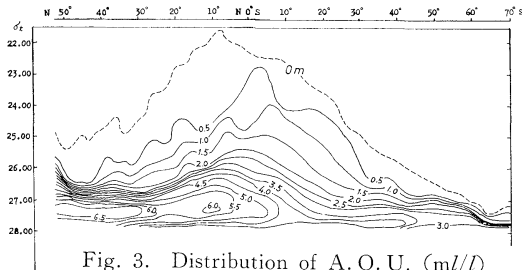


Fig. 3. Distribution of A. O. U. (ml/l) along 175°E longitude. —SAPOZHNIKOV—

り込んでいるさまが観察できた。したがって、170°W 付近におけるリン酸塩の南北断面分布を深部まで解析することにより、深層水の北上に伴うリン酸塩の挙動を解き明かせると考えた。

175°E に沿ったリン酸塩および AOU の分布図 (SAPOZHNIKOV, 1967)⁷⁾ または “Chemistry of the Pacific Ocean” 1966) を Fig. 2, Fig. 3 に示す。南十字星航海により得た断面も 30°N まで類似のものであり、多少の経度の差はこの場合ほとんど無視できる。海水の流動を主として観察するため、これらの図の縦軸を σ_t で目盛ったため量的な概念は薄れている。

太平洋の中深層水はすべて $\sigma_t > 27.0$ であるため $\sigma_t = 27.0 \sim 28.0$ の間を考察すれば、北上する水のリン酸塩の変化を見ることができる。ここで Fig. 2 および Fig. 3 からの一致した結果として、50°S 付近の南極収れん線の海水の沈降した部分と赤道のやや北の部分にリン酸塩および AOU の急激な増加があり、北上に伴うリン酸塩の増加は有機物の酸化で生じた非保存性のリン酸塩と関連の深いことが知れる。

上述のことを明確にする目的で SAPOZHNIKOV (1967) は SVERDRUP らの栄養元素に関する一般式を太平洋の中深層水のリン酸塩に適用し、結果として次の式を得た。

$$P_{\text{pref.}} = P_{\text{in situ}} - (R+S) \frac{x-x_0}{Vx}$$

ここで、 Vx は移流の速度、 $x-x_0$ は移動距離、 R は

リン酸塩の生化学的な変化を示す項、 S は海水の拡散および移流の項であるため、 $\frac{x-x_0}{Vx} = t$ とおき換えれば

$$P_{\text{pref.}} = P_{\text{in situ}} + Rt + St$$

となる。

この関係は溶在酸素についても成り立ち

$$O_{\text{pref.}} - O_{\text{in situ}} = R't + St$$

となる。なお、この場合 $O_{\text{pref.}}$ とは酸素飽和量を指し示す。

また、上式は $\Delta P = P_{\text{in situ}} - P_{\text{pref.}}$ 、 $\Delta O = O_{\text{pref.}} - O_{\text{in situ}}$ より、

$$\Delta P / \Delta O = R + S / R' + S = K$$

となり、 K の内容のうちに物理的な因子が含まれ、その結果 K は一定値を示さず、1,000~2,000 m では鉛直混合の大きい極付近で小さく、亜熱帯では大きくなって一定値になり難いと著者は結んでいる。

一方、SUGIURA, YOSHIMURA (1964)⁸⁾ は上述の混乱を無くするため、等 σ_t の面における $P_{\text{in situ}}$ を水塊別にマークして、 $\Delta P / \Delta O$ の一定値 (1/272) を導入することにより各水塊は一定の Preformed-P を持つことを発見した。また、 $\Delta P / \Delta O = 1/272$ は FLEMING (1941)⁹⁾ のプランクトンの化学分析より得た組成比、1/268 にほぼ一致することを知った。

したがって、生化学的因子として $\Delta P / \Delta O$ の値を近似的に規定すれば、逆に K の内容から S の影響が取り去られ、

$$P'_{\text{pref.}} = P_{\text{in situ}} + Rt = P_{\text{in situ}} + K \Delta O$$

すなわち、 $P'_{\text{pref.}} = P_{\text{pref.}} - St$ ということになり、この $P'_{\text{pref.}}$ は流動後のある時点での Preformed-P を表示する。

以上の結論より演者は REDFIELD (1942)¹⁰⁾、SAPOZ-

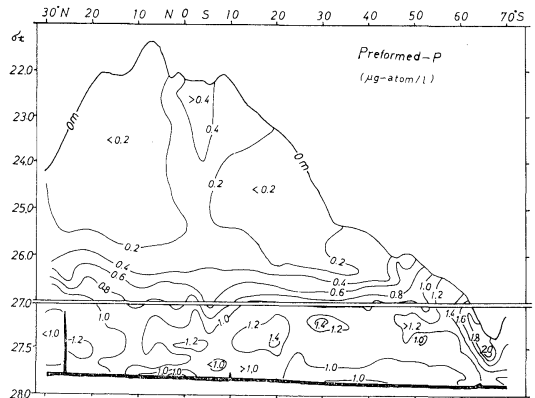


Fig. 4. Distribution of preformed-Phosphate along 170°W longitude. (unit; $\mu\text{g-atoms/l}$)

HNÍKOV (1967) の用いた $\Delta P/\Delta O=1/240$ (藻海で得たもの) に代えて $1/272$ を使用し, Fig. 4 を得た。図にみられるように $\sigma_t=27.4$ 以深の Preformed-P はほとんど一定で $1.0 \mu\text{g-atom/l}$ となり, 太平洋の深層水は南極周辺の沈降域および赤道以北で多少変質する莫大な単一水塊であることを知った。

5. 深層水中の有機リン

太平洋深層水中の有機リンは測定値が少ないため現在まではっきりした分布は得られていない, 酸素極少層以深では有機リンは測定誤差以下であるとする報告も多い。演者が白鳳丸の南十字星航海で行なった測定では, 深層水中でも有機リンの存在はかなり明瞭でリン全体の6%から13%程度, 南極海では20%を超す海域もみられた。

Fig. 5 は 170°W に沿った深層水中のリン酸および有機リンを T-S カーブで区分された海域別に平均し, その変動を追ったものである。図よりみられるように北に移動するにつれて有機リンがリン酸塩中に練り込まれているのが解る。ただし, 56°S 以南の南極海域は異なっており, 深層水の動向が複雑なことを予想させる。また, 亜南極海域と赤道北部で有機リンが多く, Fig. 2, Fig. 3 でみられた AOU の増加, リン酸塩の増加を裏付ける。ただし, Fig. 5 は平均値のためリン酸塩の増加は多少ずれている。SKOPINTSEV によれば, 深層にまで沈下する有機体は巨大なプランクトンのみで, ナノプランクトンにあっては高々 100m , ミクロプランクトンでも数 100m で完全に分解するとされている。しかし, 赤道付近でもペルー海流の影響を南赤道海流が受けてユーフェウジアなどを多量に採集できる場所があり (ROGER, 1967)¹¹⁾, 巨大な有機体の深層に達する沈降が予想される。以上の

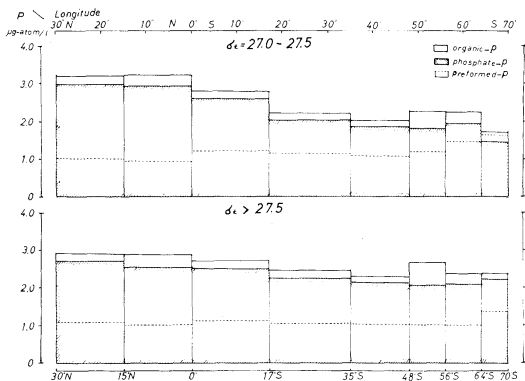


Fig. 5. Concentration of phosphorus in each σ_t in situ along 170°W .

ように非保存性のリンの増加は, 水の進行ばかりでなく, 表層でのプランクトンの繁殖やその沈降状況に左右される。

6. 結論

上述のことを要約し次の結論にまとめる。

- 1) 太平洋深層水の Preformed-P はほぼ一定で $1.0 \mu\text{g-at/l}$ 程度を示し, 単一な水塊であることを裏付ける。
- 2) 太平洋深層水の 170°W 付近のリン酸塩の北上による増加は有機物の酸化分解から生じる非保存性のリンの増加による。
- 3) リン酸塩の際立って増加する海域は南極取れん線付近および赤道のやや北の海域であり, 両海域とも有機リンが多く, 表層からの有機リンの補給も考え易い。最後に日頃御指導を頂いている三宅泰雄教授を始め気象研究所地球化学研究部のかたがたに厚く御礼申し上げる。また, 白鳳丸南十字星航海で多大のお世話を頂いた堀部純男教授に深く感謝を申し述べる。

南十字星航海のリン酸塩の分析のさいは京都教育大学の藤田哲雄氏に多大の御協力を頂いた。ポテンシャル温度の算出と Preformed-P の計算は気象庁海洋課由良武氏による。あわせて厚く感謝する。

文献

- 1) REDFIELD, A. C. (1960): The distribution of phosphorus in the deep ocean of the world. Collect. reprints of Woods Hole Oceanogr. Inst.
- 2) "The Pacific Ocean, Chemistry of the Pacific Ocean", 1966, Published "НАУКА" moscow, (in Russian).
- 3) VINOGRADOV, A. P. (1962): Average content of chemical element of igneous rocks of the crust of the Earth (in Russian). Геохимия, 555-571.
- 4) RONO, A. B. and G. A. KORZINA (1960): Phosphorus in sedimentary rocks (in Russian). Геохимия, 667-687.
- 5) "The Sea Vol. 2" Editor M. N. Hill, 1963, Interscience Publishers, New York.
- 6) "The Pacific Ocean, Hydrology of the Pacific Ocean", 1968. Published "НАУКА" (in Russian).
- 7) SAPOZHNIKOV, V. V. (1967): The application of the computation parameter «Preformed phosphate» to elucidating the basic regularities in the distribution of phosphate and oxygen along the meridional section in the Pacific and

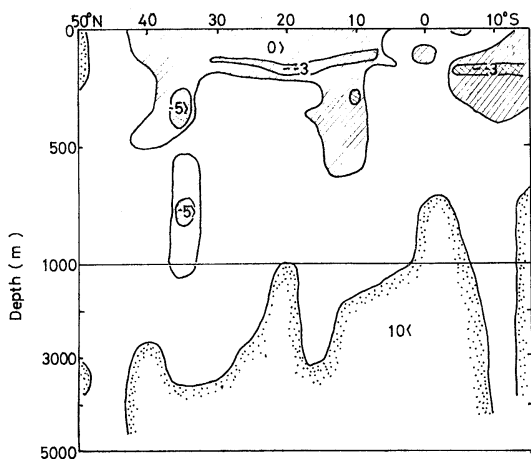


Fig. 1. Distribution of reserved nitrate along 155°W section.

データの蓄積と共にその係数の信頼性は高まってくるとも考えられる。以下にこの問題も含めて、北亜熱帯航海で得られたリン、硝酸について若干述べてみたいと思う。

航海は8月初旬から11月中旬にかけて、155°W線を50°Nから15°Sにかけて行なわれた。リン、硝酸の分布について $\sigma_t 27$ 以上の水で検討した結果、 $\Delta N:\Delta P:-\Delta O$ はほぼ 16:1:276 の近傍にあることがわかった。

保存性のリンに関しては、Salinity 34.6~34.7‰、温度 4°C 以下の水について 50°~25°N では 1.1~1.3、20°N~7.5°S では 1.2~1.5、10°S~15°S では 1.7~2.0 $\mu\text{g atoms/l}$ となり、生物的影響を大きく受ける成分の特長として、Salinity 等に比べて、海域による変化が顕著である。このことは保存性栄養塩を使って、水界を追跡する際の大きな特長の利点と考えられる。

保存性硝酸の分布を Fig. 1 に示す。図で値が負になってしまう海域(斜線)がある。まず、35°Nと10°Nの300m以深のこの水は、溶存酸素が0.5 ml/l以下であり、脱窒菌の存在が確認され、ここで酸素分圧の低下に伴う硝酸呼吸が起っている可能性が指摘できる。そして、Fig. 1の分布はSalinityや保存性のリンの分布等々に見られる亜寒帯中層水のパターンとは異なっている。次に、中緯度から低緯度にかけて150~250m層にも負の部分があり、保存性リンに関しても同様の傾向がある。この原因としては、無機化に際して、硝酸の生成は前段階としてアンモニアの生成を伴うこと、植物プランクトンの呼吸による酸素の消費等が考えられるが、私は大きな因子として、植物プランクトンの生育に対して窒素源が制限因子になっているため、有機体の平均化学組成が制限を受けない高緯度海域のものとは異なっている

と考える。換言すると、使用した係数に問題があったということである。このことは、一般にNないしPを不足状態にして植物の培養を行なうとCに対して相対的にN、Pが少なくなる方向に化学組成が変化することからも推察される。

外洋の中深層水の源が高緯度域であり、N、Pが生育の制限因子になっていないことを考慮すれば、海洋の大部分の所では、上記係数がほぼ等しくなることが期待されるし、今後各栄養塩の特長の因子を加味して、それらの分布と水の循環との興味ある関連を見出すことが予想される。

文 献

- FLEMING, R. H. (1940): The composition of plankton and units for reporting populations and production. Proc. 6th Pacific Sci. Congr. Pacific Sci. Ass. Vancouver, **3**, 535-540.
- HARRIS, E. and G. A. RILEY (1965): Oceanography of Long Islands Sound, 1952-1954. VIII. Chemical composition of the plankton. Bull. Bingham Oceanogr. Coll., **15**, 315-323.
- MIYAKE, Y. and Y. SUGIURA (1966): Chemical Oceanography in the General Report of the Participation of Japan in the International Indian Ocean Expedition. Rec. Oceanogr. Works Japan, **8**, 72-87.
- OMORI, M. (1969): Weight and chemical composition of some important oceanic zooplankton in the North Pacific Ocean. Marine Biology, **3**, 4-10.
- REDFIELD, A. C., B. H. KETCHUM and F. A. RICHARDS (1963): The influence of organisms on the composition of sea water. P. 26-77. In: M. N. Hill (ed.) The Sea, Vol. 2, Interscience Pub. London.
- RICHARDS, F. A. (1958): Dissolved silicate and related properties of some Western North Atlantic and Caribbean waters. Jour. Mar. Res., **17**, 449-465.
- STEFANSSON, U. (1968): Nitrate-phosphate relationships in the Irminger Sea. Jour. Cons. perm. int. Explor. Mer., **32**(2), 188-200.
- SUGIURA, Y. and H. YOSHIMURA (1964): Distribution and mutual relation of dissolved oxygen and phosphate in the Oyashio and the northern part of Kuroshio regions. Jour. Oceanogr. Soc. Japan, **20**, 14-23.
- SUGIURA, Y. and H. YOSHIMURA (1967): Total carbon dioxide and its bearing on the dissolved oxygen in the Oyashio and in the frontal region of the Kuroshio. Geochemical Journal, **1**, 125-130.

一般討論

座長 川原田 裕 (気象庁)

角皆 (北大・水産) 二つの点について質問したい。

第1は深層水ということでさきほどの化学量論的な関係でソ連で240を使って古村さんは270位を使われたということで、今和田さんがその辺の討論をされたけれども深層水ということだと少し話が違うのではないかと思います。というのは生物が摂取する時とか、あるいは分解するとき、大体270位の比で働くといいものには私も賛成するが、そのようにして分解されたものが下に落ちてきて、深層水で分解する。そうすると、分解されやすいものは先に出ているわけで、下での分解しているときの比というのは相当ずれるのではないかという気がする。実際にはリンは炭素などに比べれば早く分解するのではないかと、早く出てくるのではないかとされているから、270よりも比が大きいということになると思う。

もう一つは、私がこの間海洋学会で報告したが、深層水では硝酸の脱窒素が起っているらしい。そうするとその時の硝酸の酸素が有機物の分解にくわれる可能性があるわけである。そうするとその酸素が使われれば、他の溶けている酸素を使わなくていいわけであるから、それを計算すると大体270から240位に落ちる。それは減す方であるが、実際にその両方がプラス、マイナスして出した270位がいいのではないかというのが私の考えである。そういう深い所での比というのは相当考えてみなければいけないのではないかと思う。

それから、二つめとしては吉村さんは主として今までのストンメルとかそういった物理学者の考えていることと化学成分が大体合うからいいとされていると思うが、私はむしろ化学物質で出したら違いが出てもいいのではないかと思う。たとえば、周南極水で力学計算して動くと考えられる水の量と ^{14}C で考えられる量とは合わない。それから、赤道潜流あたりの非常にモザイク状になっている塩分の分布とかそういったものは同じ水が一樣に流れていたのでは説明がつかないと思う。そういう意味で、実際の物質の動きと海流とは違ってもいいのではないかと思う。これらについてはいろいろ討論したいと思うが、そのような立場で物を見るとリンより硝酸とか炭素でよく傾向が出ている。北緯20度付近で不連続があるように思うが、ようするに流れであれば南太平洋では南から北に向って一本の流れで同じものがずっと行く。そういったものが栄養塩にも保存性の成分に現われなければいけないが、それが現われなないということがあるの

ではないかと私は思う。そういう流れからはずれた、特に北緯10度から20度付近の深い所で、非常に栄養塩で異常が出ている。こういったことも単なる物理的な流れ以外ではみ出した何か化学成分の変質あるいは違いがあってそれから逆に流れの問題に化学成分が使えるのではないかと私は思うが、その点どう考えるか。

吉村 (気象庁) 後者の化学物質というものは、明らかに物理的なものと違った行動をして、それが逆に別の物理的な運動のもつとこまかいところの追求に何か使えるのではないかという点だと思うが、確かにそのとおりで私もそう思っている。さきほどの図にも出ていたが、北緯20度位のところで南からつっこんでいる中層水というのは明らかにぼやけていて、Preformed-Pの分布についてもその付近では下の水とわからなくなっているような形が現われている。それからちよっと北にリッジがあるが、そのリッジが北側では全く別の分布を示して、南から北に昇る水というのは、西経170度の断面の割合底層のポテンシャル温度の分布などから見ると、単純に南から北に入っているというわけではなくて、ただ南から北に向うコンポーネントが優越しているというふうにお考えいただきたい。

それから240か270かということだが、先ほどのサボジニコフの考えのデータのPreformed-Pという中には物理的な要因というのは完全に除去されているわけではなくて、いわゆる拡散とか移流というような影響が入っている。従って、そこで用いる値は276というものは使わないで、たとえばレッドフィールドが用いた240という現場の水について測った値を用いているというふうに彼の論文から読みとれる。私共が272というものを使ったというのも実はそういう意味で、三陸沖の現場のデータを使ってやった。ただ違う点は、 σ_t の同じ所の水が混合しやすいから、同じ σ_t 面の等塩分についてのデータをプロットしてそこから得た傾斜を利用したという点が240のとりかたと違っている点かと思う。それが272という形で276に非常に近いということはかなり広い海域に亘って拡散とか移流の影響というものが非常に少なく、かなり広い海域まで同じ σ_t 面である程度均質の水が進んで行くのではないかということが予想される。

秋山 (気象庁) 今の角階さんの話にも関連するが、私達はここ3年東経137度線を日本からニューギニアまでの断面について年々観測を行なっているが、その際に深層の水を採り有機リンの定量を毎回行なっている。そうすると無機リンでもそうであるが、15度と20度の間に割合ははっきりしたバウンダリーが出る。それと同時に有

機リンのデータを見るとやはり15度位まで2,000 m 以深の深層でかなり高い有機リンがあり、20度以北の非常に小さい値とはかなり大きな差があることがわかってきている。ただし、測定間隔が深層に関しては5度というあるいは間隔でしか測っていないので、それがどこまで来ているか正確にわからない。しかも、その有機リンの量として2,000 m 位で $1 \mu\text{g-at/l}$ あるいはそれを僅かに越えるというような量で、なお検討を要すると思ってまだ報告していないが、そういう事実を更に確かめたいと思っている。

小倉(都立大)今の話に関連するが、有機リンが南の深層水が沈んで北上するにつれてその割合が大きくなるということをスライドで拝見したが、特に10度付近で%から言えば大きくなっている。その理由というものは上からの供給を考えているのか。

吉村 簡単に結論を言うと上からの供給は考えている。ユーハウジアとか大形のプランクトンでないで分解したものは底層まで達しないであろうということがゾーベルやスコピンツエフというような人によって従来言われてきている。植物プランクトンとかミクロプランクトンは比較的表面で分解されてしまう。従って、深層に達するようなものはかなり大きい個体であるということであるが、幸にして秋山さんの話にもあったように南極の周辺の外に赤道の付近でもフランスの観測船などによってユーハウジアのたぐいがたくさんとれている。それは主にペルー海流とカリホルニア海流が非常にリン酸イオ

ンとか栄養物質の富んだ主に下からのわき上りによって供給された栄養塩に富んだ海流が太平洋の赤道付近の西向きの流れに乗っているの、そこに大きなプランクトンがたくさん繁殖して、それが一般の水の構造とは別に下に落ちて来ているというふうに考える。

先ほど角皆さんの質問にお答えしなくて失礼したが、海洋の上層と深層では有機物の組成が異なっている。ことにリンは0.1 Nの塩酸でも簡単に溶け出すものが多いわけで、当然その挙動が変わってきてもよいのではないかと考える。炭素とか窒素とかほかの元素についてはまだほとんどわかっていないので非常に雑ばくな答になると思うが、蛋白質みたいなのは表面に比べて深海では1/3程度に減っている。含水炭素については、それほど大きく減っていないというようなこともあり、深さによる有機物の分解に差があることは当然考えられるが、もう一つは和田さんに教えていただいたことだが、食物連鎖で上から落ちて来た有機物を下の大形の動物などが食べるというようなことを考え合わせると、下に棲んでいる生物体だけに限定すればそれほど変らなくてもよいのではないかと考えるも成立つかも知れない。溶けている成分の比率については深さによって明らかに変わっていると言うようなこともあり、今後は Preformed-P と言うものを考えるにしても、そういう点を厳密にあたっていかないとこれが水塊の指標としてどの位役立つか疑問の点があると思っている。

2. 深海の食物連鎖にはたす微生物の役割

関 文 威*

Rôle du micro-organismes dans la chaîne alimentaire de la mer profonde

Humitake SEKI

Résumé: Le micro-organisme est uniformément distribué dans les eaux profondes. Sa densité est de 0,05 à 10 $\mu\text{gC/l}$. La comparaison de celle-ci avec la densité de la matière organique en suspension (10~50 $\mu\text{gC/l}$) et la densité de la matière organique dissoute (200~800 $\mu\text{gC/l}$) dans les eaux profondes indique que le micro-organisme y joue un rôle quantitativement plus important dans la chaîne alimentaire que dans les eaux de surface. Nous parlons de divers éléments qui affectent la chaîne alimentaire dans les eaux profondes.

1. 深海における捕食者と被捕食者との関係

1962年, VINOGRADOV は深海動物プランクトンの食性に関する優れた総説を発表した。それによれば, 深海群集の動物相は主に肉食動物 (carnivorous animals; Coelenterata, Decapoda, Amphipoda, Chaetognatha, Mysidacea, Copepoda, Euphausia etc.) によって占められているが, 活発な鉛直移動を行ない表層水塊中の植物プランクトンを捕食するフィルターフィーダー (filter feeders; Pteropoda, Copepoda, Mysidacea etc.) も重要な部分を占めている。そして, 深海中には真のデトリタス捕食動物 (detritus eaters; Ostracoda etc.) は比較的少ない。この事実は, 深海の底生生物 (benthos) がほとんどデトリタス捕食動物であるのと対象的である。さらに, 深海の主要な食物源を海表面の有機物生産層に求め, 動物の活発な鉛直移動に伴う有機物輸送機構とを合わせて沖部群集の食物連鎖を説明しようとする仮説 "ladder of migrations" (Fig. 1) を提案した。この明解な理論に従えば, 海洋細菌および類似の微生物が深海でも捕食者 (prey) としての役割は, 単なる端役的な存在でしかない。

一方, DARNELL (1961 and 1964), JØRGENSEN (1962) 等の研究によれば, ほとんどの海洋動物はデトリタスを捕食しており, 肉食動物と考えられているものも生長段階や食物条件の変化によって, デトリタスを多量に摂取

している。すなわち, 深海における食物連鎖に果たす微生物の役割は, 慎重に再評価されるべきであると考えられる。

2. 深海微生物の種類

普通の場合, 海洋微生物 (marine microorganisms) とは広義のナノプランクトン (nanoplankton) のことである。DUSSART (1965) の分類によれば, 広義のナノプランクトンは 2μ 以下のウルトラナノプランクトン (ultranano plankton) と $2\sim 20\mu$ の狭義のナノプランクトンとに分けられる。

ZOBELL (1964), KRISS (1963), WOOD (1967) 等に述べられている如く, 深海のウルトラナノプランクトンのほとんどは海洋細菌であることに疑いはない。一方, 近年になって $2\sim 10\mu$ の大きさをもつ μ flagellates が海洋各所の深海で優位に検出されており (BERNARD, 1963; FOURNIER, 1966; POMEROY and JOHANNES, 1968), 今後真菌類 (殊に酵母) や他の原生動物等とともに深海生態系におけるその重要性が検討されなければならない。

3. 深海の微生物量

VINOGRADOV (1962) 等による微生物の被食者としての役割の軽視は, それ等の生物量密度がフィルターフィーダーの主要な餌とするにはあまりに低すぎることに起因している。

現在, 海洋の微生物量の測定には, 直接検鏡法 (KRISS, 1963), 化学的方法 (HOLM-HANSEN and

* 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo

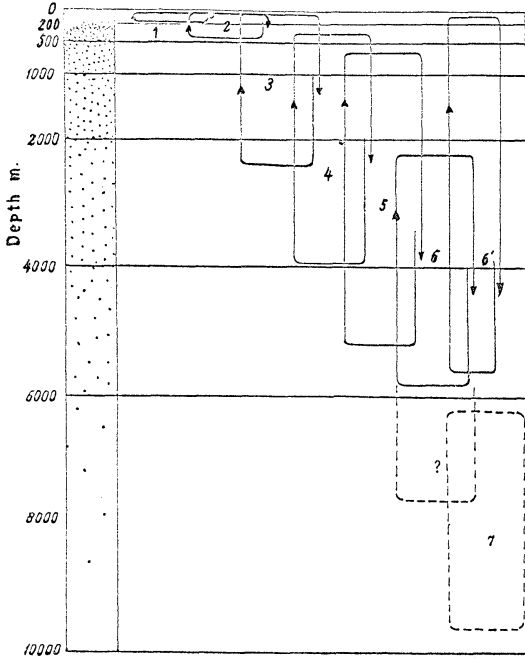


Fig. 1. Scheme of vertical migrations of the deep-sea plankton.

1. Migrations of the surface species.
2. Migrations extending over the surface and transition zone.
3. Migrations extending over the surface, transition and upper layers' deep-sea zones.
4. Migrations extending over transition and part of the deep-sea zone.
5. Migrations within the whole deep-sea zone.
6. Irregular migrations of some species extending through the whole water column.
7. Range of distribution of ultraabyssal animals.

To the left: variations of the plankton abundance with increasing depth (frequency of points in each layer is proportional to the biomass of the plankton). (VINOGRADOV, 1962)

BOOTH, 1966), 生理学的方法 (SEKI, 1969) が実際に用いられている。これ等の方法で測定された深海の微生物量は, Table 1 の通りである。海水中の DNA 量からの推定値以外のデータは, かなり一致した生物量を示している。採水時の減圧変化が微生物の活性を低下させる (SEKI and ROBINSON, 1969) ことを考慮すれば, 生理学的方法および ATP 法では, 現場より低い生物量を測定していることも考えられ, また, 海洋中の多くの微生物が大型懸濁物 (aggregate) 中に存在することを考慮 (JONES and JANNASCH, 1959) すれば, 直接検鏡法では全細胞数の算定が不能であるから, この方法で測定された生物量も過少評価されている憂がある。一方, DNA 法で測定された微生物量は, 同時に測定された懸濁態有機物量よりやや少ない生物量を与えているにすぎないので, 微生物量は過大評価されているものと考えられている。

将来, ハワイ大学微生物学科で開発中の, HIPS 深海用採水器 (Dr. K. GUNDERSEN, personal communication) のような装置を用いて生物量の測定値精度を上げることも必要であるが, Table 1 の結果から推察すれば, 深海の微生物量は世界の海洋で大体均一であり 10-0.05 $\mu\text{g C/l}$ の範囲内に落ちつくものと推測される。

一方, 海洋微生物はほとんど懸濁物に付着して生棲している。海洋中懸濁物に関しては, PARSONS (1963), 西沢 (1966) の詳細な総説がある。これによれば, 深海の懸濁態有機物の濃度は, 50 $\mu\text{g C/l}$ 以下である。また, MENZEL and GOERING (1966) の統計学的な研究によれば, 彼等の調査した海域では, 季節的, 場所的な変動は認められず, 懸濁態有機物濃度として 15-20 $\mu\text{g C/l}$ を得ている (Fig. 2)。これ等の結果から推察すれば, 海洋各所の深海懸濁態有機物濃度は 10-50 $\mu\text{g C/l}$ が普遍的な値と考えられる。すなわち, 深海の懸濁態有機物の 0.1-100% が微生物である。

Table 1. Microbial biomass in deep sea.

Microbial biomass ($\mu\text{gC/l}$)	Location	Depth (m)	Method	References
0.05-0.2	Northwestern Pacific Ocean	500-9,000	Direct microscopy	KRISS (1963)
0.01-0.2	Central Pacific Ocean	500-2,000	Direct microscopy	SOROKIN (1963)
0.1 -2	California Coast	500-1,000	ATP measurement	HOIM-HANSEN and BOOTH (1966)
8 -25	California Coast	500-3,000	DNA measurement	HOLM-HANSEN <i>et al.</i> (1968)
0.05-1	North Atlantic & Southeast Pacific Oceans	200-800	Respiration	POMEROY and JOHANNES (1968) & SEKI (1969)
0.04-4	North Pacific Ocean	500-3,000	Glucose uptake	SEKI (1967 unpublished) & SEKI and KENNEDY (1969)

Table 2. Dissolved organic matter in deep sea.

Dissolved organic carbon ($\mu\text{gC/l}$)	Location	Depth (m)	References
200-600	North Atlantic Ocean	200-4,000	DUURSMAN (1961)
400-600	California Coast	200-1,300	HOLM-HANSEN <i>et al.</i> (1966)
400-800	Tropical Atlantic & Pacific Oceans	200-4,000	MENZEL (1966)

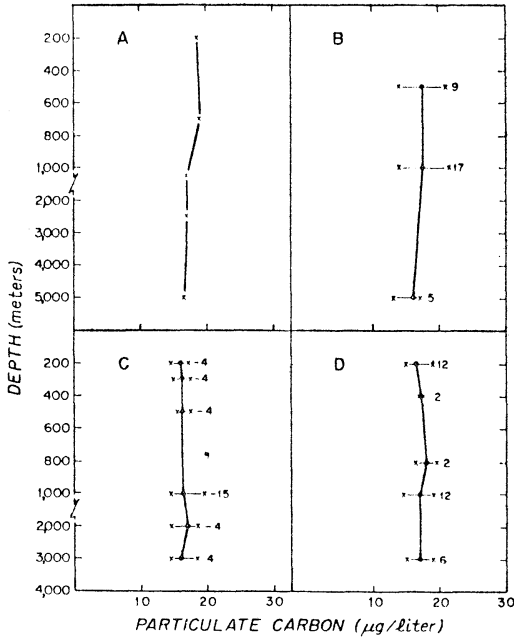


Fig. 2. The vertical distribution of particulate organic carbon in the central North Atlantic Ocean. Numbers at each depth indicate the number of samples (\times) and mean (\bullet) are based upon. A. Caribbean Sea. $13^{\circ}35'N$ lat, $67^{\circ}04'W$ long. *Atlantis II*, Cruise 14, November 1964. B. Tropical Atlantic Ocean. $5-20^{\circ}N$ lat, $50-60^{\circ}W$ long. *Atlantis II*, Cruise 14, October-November 1964. C. Subtropical Atlantic Ocean. $22-36^{\circ}N$ lat, $65^{\circ}W$ long. *RV Chain*, Cruise 24, April 1962. D. Tropical Atlantic Ocean. $5-20^{\circ}N$ lat, $50-60^{\circ}W$ long. *RV Chain*, Cruise 48, May-June 1965. (MENZEL and GOERING, 1966)

深海の溶存態有機物として $200\sim 800 \mu\text{g C/l}$ が通常測定される (Table 2)。現存する深海有機物のほとんどは海表面の光合成層で生産されたものが種々の経路を通して深層に運ばれたものに疑いはない。

VINOGRADOV (1962) の観測によれば、 $200\sim 6,000 \text{ m}$ の深海 1 平方メートル当たり 148 g の動物プランクトン量が存在する。すなわち、全深海層を平均して $1.0 \mu\text{g C/l}$ の

Table 3. Organic matter* in oceans.

Fraction	Euphotic zone	Aphotic zone
Soluble organic matter**	100	50
Particulate detritus	10	2
Phytoplankton	2	—
Zooplankton	0.2	0.1
Fish	0.002	?
Bacteria and allied microorganisms	0.2	0.1

* Relative scale based on 100 for the amount of soluble organic matter in the euphotic zone.

** Average value of about $1,000 \text{ mgC/m}^3$.

密度をもち、深海中の懸濁態有機物の約 5% を占める。

以上の資料をもとにして、深海における有機物の形態組成を概算して、表層水塊における組成 (PARSONS, 1963; 関, 1969) と比較した結果を、Table 3 に示す。表層及び深層のどちらの場合も、海水中の全有機物量および捕食者 (predator) 量に対する微生物量の比率は、それぞれ、0.2 と 1 である。しかし、懸濁態有機物中を占める微生物量は、表層ではわずかに 2% 未満であるのに対して、深層では 5% をも占めている。すなわち、深海における微生物の被食者としての役割は、量的に重要性が増していることに疑いの余地はない。

4. 海洋微生物の栄養学的価値

海洋微生物が海洋動物の餌料源として用いられ得ることは、微生物の化学的組成及び実験室内飼育実験の研究結果疑いのないところとなった (ZOBELL, 1946; KUSNEZOW, 1959; RODINA, 1963; SEKI, 1964; NEWELL, 1965; 関, 1966; SEKI, SKELDING and PARSONS, 1968; HAMILTON and PRESLAN, 1969 a and b)。

BAIER (1935) は、細菌捕食動物を三つの籠ちゅうに分類している。すなわち、

- 1: 食物の質的な選択を行なうもの
ほとんどの細菌捕食動物
- 2: 食物を無選択に捕食して利用出来る部分のみを消化するもの
Rotifera, ciliates, flagellates, *Nematodes*, *Tubificidae*, *Chironomidae*
- 3: 固体に付着している細菌を捕食するもの

ostracodes, copepods, amoebae, snails

この分類法は、主に底生生物の食性研究に利用されるが、浮遊生物についても同様に利用される。

第一の範ちゅうに入る捕食者の海洋中分布を調査した LIGHTHART (1969) の意欲的な研究がある。北太平洋の表層から 1,520 m の深層まで、細菌捕食原生動物 (flagellates, ciliate, sarcodinoids) を培養法で計数している。HAMILTON and PRESLAN (1969 a and b) は、細菌捕食原生動物をカルフォルニア沖の 385 m の海中から分離し、捕食者と被食者の関係を物質環境制御装置を用いて研究している。表層水塊から分離した動物を用いて行なわれた同様の研究 (SEKI, 1966) と併せて検討した結果、この範ちゅうに入る動物を通ず食物連鎖は、懸濁物内部の半ば独立した生態系で主に行なわれているものと考えられる。事実、大抵の場合、数種類の微生物が一つの懸濁物中に共生して、半ば独立の生態系を形成している (RODINA, 1963; POMEROY and JOHANNES, 1968; 関, 1969)。

また、深海微生物は大型懸濁物の構成員として、懸濁物の非生物部分のデブリと共に第二第三の範ちゅうに入る動物に捕食される。この場合、微生物は有機栄養源として動物に用いられるばかりでなく、大型懸濁物の形成にも役立っている (SHELDON, EVELYN and PARSONS, 1967; PARSONS and SEKI, 1969)。一方、多数の研究によって、天然の懸濁態有機物の化学的組成よりも物理学的形状が海洋動物の栄養学上重要であることが示された (MULLIN, 1963; PARSONS, LeBRASSEUR and FULTON, 1967; PANFENHÖFER and STRICKLAND, 1969)。それ故、深海水が巨視的には希薄な懸濁態有機物濃度であっても大型懸濁物の形成作用は捕食動物の索餌効率を上昇させることができると結論できる。この要因が、動物が索餌のため用いるエネルギー量の方が餌から得ることのできるエネルギー量よりも応々にして大きいという実験的結果の矛盾 (CONOVER, 1968) を解く鍵となるかもしれない。その一例として、同化率 (assimilation efficiency) を 80% とした時の *Calanus* と餌濃度との関係を示す (Fig. 3)。

懸濁態有機物の基質であるデトリタスは、生化学的に安定なものが多く (MENZEL and GOERING, 1966)、懸濁物が動物に捕食されると微生物部分のみが主に消化されるという BAIER 説 (1935) がある。この説は、従来の検鏡法や動物の生長測定法による研究結果 (BAIER, 1935; ZOBELL and FELTHAM, 1938; WOOD, 1965) に加えて、化学的方法による研究結果 (NEWELL, 1965;

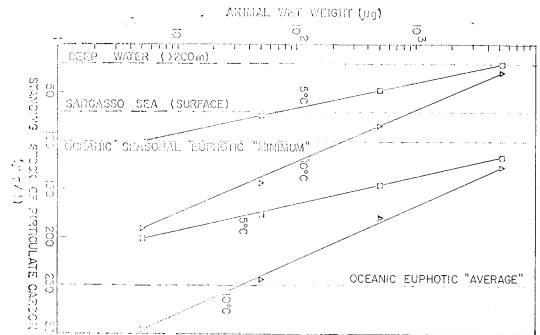


Fig. 3. Approximate standing stock of particulate carbon required by different sized zooplankton at 5 and 10°C and at growth rates of 0.7 and 7% per day. (PARSONS and SEKI, 1969)

SEKI, 1969) からも栄養学上現在ひろく支持されている。鮭の稚魚 (*Oncorhynchus keta*) でさえも、非光合成層から汲み上げた海水中の懸濁物を摂餌した場合、付着の海洋微生物を 80% 以上も消化するという例が観察されている (SEKI, 1969)。

5. 結 論

深海における海洋生物学の数少ないデータを用いて、一応食物連鎖を論じてみた。深海生態系において、最も特徴的なことは捕食者と被食者との量的なピラミッドが、表層水塊に比べてやや不安定なことであろう。この研究には、捕食者としての動物プランクトンの生活史も十分検討されなければならない。たとえば、*Calanus plumchrus* や *Calanus cristatus* が copepodite V で摂餌を止め、表層から 1,000~2,000 m の深海に下って放卵し死亡する深海へのエネルギー供給の過程と、孵化後これ等の幼生が索餌生長を行ないながら表層に戻るエネルギーの放出過程 (BRODSKY, 1938; BEKLEMISHEV, 1954; OMORI and TANAKA, 1967) とのバランスに関する研究などは、今後の重要な課題となる。この深海での放卵死亡過程は、プランクトンが表層から深層へ鉛直移動する際起る深海動物の捕食作用とともに、有機物が深海へ輸送される大きな過程である。

また、動物プランクトンによる海水中への有機物の分泌 (JOHANNES and WEBB, 1965) と、動物プランクトンによる溶存態有機物の直接的な摂取の過程 (STEPHENS, 1968) とは、食物連鎖を論ずる上では考慮しなければならない問題である。

最後に、深海の微生物が行なう炭酸暗固定による有機物生産 (SEKI and ZOBELL, 1967) も、食物連鎖を論ずる上から将来十分に調査研究して検討されなければなら

ない。

文 献

- BAIER, C. R. (1935): Studien zur Hydrobakteriologie stehender Binnengewässer. Arch. Hydrobiol., **29**, 183-264.
- BEKLEMISHEV, C. W. (1954): The feeding of some common copepods in the seas of the Far-East. Zool. J., **33**, 1210-1230. (in Russian)
- BERNARD, F. (1963): Density of flagellates and Myxophyceae in the heterotrophic layers related to environment. in Symp. Mar. Microbiol. (ed. C. H. OPPENHEIMER), 215-228.
- BRODSKY, K. A. (1938): Contribution to biology and systematic of copepoda (*Calanus cristatus* Kr.). Bull. Far East. Branch Acad. Sci. USSR, **29**(2), 147-171.
- DARNELL, R. M. (1961): Trophic spectrum of an estuarine community, based on studies of Lake Pontchartrain, Louisiana. Ecology, **42**, 553-568.
- DARNELL, R. M. (1964): Organic detritus in relation to secondary production in aquatic communities. Verh. Internat. Verein. Limnol. **15**, 462-470.
- CONOVER, R. J. (1968): Zooplankton-life in a nutritionally dilute environment. Am. Zool., **8**, 107-118.
- DUSSART, B. H. (1965): Les différentes catégories de plancton. Hydrobiol., **26**(1-2), 72-74.
- DUURSMAN, E. K. (1961): Dissolved organic carbon, nitrogen and phosphorus in the sea. Nether. J. Sea Res., **1**, 1-147.
- FOURNIER, R. O. (1966): North Atlantic Deep-Sea fertility. Science, **153**, 1250-1252.
- HAMILTON, R. D. and J. E. PRESLAN (1969a): Cultural characteristics of a pelagic marine hymenosome ciliate, *Uronema* sp. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., **4**, 90-99.
- HAMILTON, R. D. and J. E. PRESLAN (1969b): Observations on the continuous culture of a planktonic phagotrophic protozoan. Submitted to J. Ex. Mar. Biol. Ecol.
- HOLM-HANSEN, O. and C. R. BOOTH (1966): The measurement of adenosin triphosphate in the ocean and its ecological significance. Limnol. Oceanogr., **11**, 510-519.
- HOLM-HANSEN, O., J. D. H. STRICKLAND and P. M. WILLIAMS (1966): A detailed analysis of biologically important substances in a profile off southern California. Limnol. Oceanogr., **11**, 548-561.
- HOLM-HANSEN, O., W. H. SUTCLIFFE Jr. and J. SHARP (1968): Measurement of deoxyribonucleic acid in the ocean and its ecological significance. Limnol. Oceanogr., **13**, 507-514.
- JANNASCH, H. W. and G. E. JONES (1959): Bacterial populations in sea water as determined by different methods of enumeration. Limnol. Oceanogr., **4**, 128-139.
- JØRGENSEN, C. B. (1962): The food of filter feeding organisms. Rapp. Proc. Ver. Reu., **153**, 99-107.
- JOHANNES, R. E. and K. L. WEBB (1965): Release of dissolved amino acids by marine zooplankton. Science, **150**, 76-77.
- KRISS, A. E. (1963): Marine Microbiology. Oliver and Boyd, London.
- KUSNEZOW, S. I. (1959): Die Rolle der Mikroorganismen im Stoffkreislauf der Seen. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin.
- LIGHTHART, B. (1969): Planktonic and benthic bacterivorous protozoa at eleven stations in Puget Sound and adjacent Pacific Ocean. J. Fish Res. Bd Canada, **26**, 299-304.
- MCALLISTER, C. D. (1961): Zooplankton studies at Ocean Weather Station "P" in the northeast Pacific Ocean. J. Fish. Res. Bd Canada, **18**, 1-29.
- MENZEL, D. W. (1966): Particulate organic carbon in the deep sea. Deep-Sea Res., **14**, 229-238.
- MENZEL, D. W. and J. J. GOERING (1966): The distribution of organic detritus in the ocean. Limnol. Oceanogr., **11**, 333-337.
- MULLIN, M. M. (1963): Some factors affecting the feeding of marine copepods of the genus *Calanus*. Limnol. Oceanogr., **8**, 239-250.
- NEWELL, R. (1965): The role of detritus in the nutrition of two marine deposit feeder, the protozoan *Hydrobia ulvae* and the bivalve *Macoma balthica*. Proc. Zool. Soc. London, **144**, 24-45.
- 西沢 敏 (1966): 海中懸濁物, デトリタスから共棲小宇宙まで. (綜説). 日プ研会報, **13**, 1-33.
- OMORI, M. and O. TANAKA (1967): Distribution of some cold-water species of copepods in the Pacific Water off east-central Honshu, Japan. J. Oceanogr. Soc. Japan, **23**, 63-73.
- PANFFENHÖFER, G. A. and J. D. H. STRICKLAND (1969): A note on the feeding of *Calanus helgolandicus* on detritus. Mar. Biol. **5**(2), 97-99.
- PARSONS, T. R. (1963): Suspended organic matter in sea water. in Progress in Oceanography (ed. Sears, M.), **1**, 205-239.
- PARSONS, T. R., R. J. LEBRASSEUR and J. D. FULTON (1967): Some observations on the dependence of zooplankton grazing on the cell size and concentration of phytoplankton blooms. J. Oceanogr. Soc. Japan, **23**, 10-11.
- PARSONS, T. R. and H. SEKI (1969): Importance

討 論

討論者 根本敬久 (東大海洋研)

生物の食物連鎖における微生物の果たす役割については、海洋の中深層では、浅海あるいは沿岸域ほど明らかでない。浅海あるいは沿岸海域においては、バクテリアあるいは他の微生物の関与した粒状有機物 (detritus を含む) の生物餌料としての意義は、古くから多くの研究があり、近年における進展も注目すべきものがある。たとえば、1968年デンマークのオーフスで行なわれた「海洋の食物連鎖に関するシンポジウム」においても多くの成果が報告された。又、沿岸浅海域の魚貝類の餌料についても、バクテリアの関与した粒状有機物から懸濁物の寄与が明らかにされており、むしろ現在では、より精度が高く、定性定量する手法の開発、新しい手法による解析に観点が移っているときえ言い得るだろう。

外洋において、特に中深層の微生物、微生物の関与した懸濁物、又底質中の有機物質が、海洋生物の食物連鎖にどのような意味を持つかは次の諸点より検討されなければならない。

中深層に棲息する動物プランクトンの捕食機構が、果してこれらの微生物あるいはその関連する粒状物に対して有効かどうか、この点については既に VINOGRADOV, PARSONS らにより詳細な検討が加えられている。中深層に分布するおきあみ類、あみ類を例にとれば、必ずしも索餌機構がろ過捕食に適していると考えられないものが多く、又表層種以外のおきあみ類には、肉食性で raptorial feeding を行なうと考えられるものが多い。それにもかかわらず、ろ過捕食にやや適した形態を持つ *Bentheuphausia* や *Boreomysis*、又退化したろ過機構を持つ *Nematobrachion* 属のおきあみの胃中にも退行したクロロフィル系の色素が検出されている。filter feeder にとっても、摂餌しうる粒状物の大きさはかなり大きな下限があり、又選択して捕食するとの報告がある。上記2点を満たすためには、これら退行した植物色素が他の懸濁物とともに、動物プランクトンにとって十分に大きな粒状物をつくっている必要がある。そして、この様な性状を持つ粒状有機物、又プランクトンの胃中に発見される餌料は、一般的には採水、プランクトンネット、いずれによっても今まで十分に採集や研究がされていないものである。微生物がどの様に関与しているかすら解明されていないといえるだろう。

次に餌料としての微生物、バクテリアの量的、質的な価値である。中深層の水温からみると、バクテリアの現

- and general implications of organic matter in aquatic environments. Symp. Org. Matter Aqua. Environ. College, Alaska. (in press)
- POMEROY, L. R. and R. E. JOHANNES (1968): Occurrence and respiration of ultraplankton in the upper 500 meters of the ocean. *Deep-Sea Res.*, **15**, 381-391.
- RODINA, A. G. (1963): Microbiology of detritus of lakes. *Limnol. Oceanogr.*, **8**, 388-393.
- SEKI, H. (1964): Studies on microbial participation to food cycle in the sea—I. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **20**, 122-134.
- SEKI, H. (1966): Studies on microbial participation to food cycle in the sea—III. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **22**, 105-110.
- 関 文威 (1966): バクテリアのプランクトンに対する餌料価値 (綜説). *日ブ研会報*, **13**, 54-62.
- SEKI, H. (1969): Marine microorganisms associated with the food of young salmon. *Appl. Microbiol.*, **17**, 252-255.
- 関 文威 (1969): 海洋の有機物の分解, *海洋科学*, **1**, 338-343.
- SEKI, H. and C. E. ZOBELL (1967): Microbial assimilation of carbon dioxide in the Japan Trench. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **23**, 182-188.
- SEKI, H., J. SKELDING and T. R. PARSONS (1968): Observations on the decomposition of a marine sediment. *Limnol. Oceanogr.*, **13**, 440-447.
- SEKI, H. and D. G. ROBINSON (1969): Effect of decompression on activity of microorganisms in sea water. *Inter. Rev. Ges. Hydrobiol.*, **54**, 201-205.
- SEKI, H. and O. D. KENNEDY (1969): Marine bacteria and other heterotrophs as food for zooplankton in the Strait of Georgia during the winter. *J. Fish. Res. Bd Canada*, **26**, 3165-3173.
- SOROKIN, J. I. (1963): A quantitative study of the microflora in the central Pacific Ocean. *J. Conseil*, **29**, 25-40.
- STEPHENS, G. C. (1968): Dissolved organic matter as a potential source of nutrition for marine organisms. *Am. Zoologist*, **8**, 95-106.
- VINOGRADOV, M. E. (1962): Feeding of the deep-sea zooplankton. *Rapp. Pro. Ver. Reu.*, **153**, 114-120.
- WOOD, E. J. F. (1965): *Marine Microbial Ecology*. Chapman & Hall Ltd.
- WOOD, E. J. F. (1967): *Microbiology of Oceans and Estuaries*. Elsevier Publishing Co.
- ZOBELL, C. E. (1964): *Marine Microbiology*. Chronica Botanica Co.
- ZOBELL, C. E. and C. B. FELTHAM (1938): Bacteria as food for certain marine invertebrates. *J. Mar. Res.*, **1**, 312-327.

存量は、関博士によって指摘された様に相対的な価値は増加しているが、あまり大きくないと考えて良い。又、バクテリア以外の他の微生物についての現存量の研究は恐らく始められたばかりと言って良いだろう。この点は更に現場試料により検討される必要がある。既に若干の報告にみられる様に、Aggregateに付着した微生物の生物量の検証から始めなければならないだろう。従来の方法におけるろ過によるフィルター上の観察や、Pomeroy他の濃縮法による観察においても十分に解明されたとは言えない。又、バクテリアあるいは微生物と一緒に摂取されることにより餌料価値を高める例が報告されているが、現場においても然りかどうか。

微生物、特にバクテリアの共生的生活の基質として考えられる中深層の粒状物、又はアグリゲイトの生成の問題も重要である。この問題は既に多くの研究者により報告が行なわれているところであるが、中深層におけるこの基質の供給源についてふれた研究は少ない。北太平洋においては、地域的に甲殻類、特におきあみ類の脱殻、中深層において産卵後死亡する *Calanus cristatus*, *C. plumchrus* の個体等が重要であると考えられる。この様な形の基質の供給源が、他に量的にどれだけ見込まれ、これに対して微生物がどれだけ関与するかを検討することが重要である。

関博士の報告に基づいての今後の問題点として、特に次の諸点を指摘したい。

1) 中深層における生物の分布の不均一性

海洋の表層から中深層にかけての各生物群の分布は、近年益々明らかにされつつあるが、中層から深層にかけて特定の層にしばしば生物量の極大値が認められる例がある。粒状有機物についても深層に量のピークが認められる。既に知られている如く、有機栄養細菌分布の不均一性がこれとどの様に対応しているかが解明される必要があろう。

2) 現場において生物に捕食されている餌の解明とその消化速度

たとえば、プランクトン表層種のある種においては、既に捕食の日周期変化が明らかにされており、又表層への日周期移動が索餌効率を高めることが報告されている。深層種の filter feeder と考えられるおきあみ等の胃が充満している例が多い点からみて、現場の餌の量と索餌量のギャップをどう考えるか。又、表層において行なわれる様な過剰捕食現象はおそらく見られないと考えられるので、消化速度をどう考えたら良いか。

3) 海底上に堆積した detrital な物質の検討

たとえば動物プランクトン排泄物起源の物質を考えた場合、南極洋の一部 South Georgia 島の周辺にはおきあみ *Euphausia superba* の fecal pellet が底質中に多く見られるとのことである。相模湾・駿河湾においても浅所より深所に向けて底質中の 退行した chlorophyll が減少する例がある。微生物、特にバクテリアはこの底質中の物質をめぐる食物連鎖にどの様に関連しているだろうか。

4) 中深層におけるバクテリア捕食者の量の検討

先にも述べた様に、微生物中のバクテリア捕食者(たとえば *Ciliata*) の量については、近年研究が始められたにすぎない。これら大形の微生物はおそらく中深層生物の餌料として重要であると考えられるし、又事実 *Ciliata* はおきあみ類の胃中から多量に発見され、且つ蛋白質にとむ種類が検出されている。他の群を含めてこれら大形微生物の研究が行なわれる必要がある。

一般討論

座長 川原田 裕 (気象庁)

和田 (東大海洋研) 一つは、biomass の量に関してであるが、さきほど関さんより深層水において 10~0.05 $\mu\text{g C/l}$ 位の値であるとの話だが、今一つの水塊に着目してそういうものの中でのバクテリアの biomass の時間変化を考えた場合にさきほどの 0.05~10 位の間を周期的に変動しているということを考えてもよいかどうか。

もう一つは、実際的にわれわれが深い所の水をくんだ場合には、温度と圧力というものが非常に変わるわけであるが、バクテリアの活性に関して圧力の効果は必ず水をくみ上げることによってマイナスの方にはたらき、温度はプラスの方にはたらきというふうに考えてよいか。

関 (東大海洋研) 最初の点については、動物プランクトンの migration と関連して検討しなければならない。これはプロドスキーとか最近大森さんが報告されているカラヌス プルンクスとかカラヌス クリスタータスみたいなものが、ある程度でステージで表層水でのさく餌をやめて下の方へ降りて行くということで、大体 1,000~2,000 m の深層に到達した後に放卵して死亡するということである。放卵された卵がふ化後、さく餌を行ないながら表層に上って行くというような過程が存在することが明らかになっている。こういう過程が四六時中起っているのではなくて季節的変動ということがあるので、こういう点は今後検討すべき問題だと思う。一応、いろいろな時期いろいろな海域で行なったデータを比較検討し

た場合、あまり変動が大きくないということだと思ふ。詳細な検討は今後の調査・研究にまたなければならない。

二番目の質問は和田さんが指摘したとおりだと思ふ。いずれにしても現場のままの圧力で引き上げて、なるべく外部の温度変化もあまり影響しないような装置を更に開発して、現場の圧力と温度のまま実験を室内で継続して行なえるようにすることが非常に重要だと思ふ。

角皆 (北大・水産) 生物とか微生物がどの位いるかということよりも、それらがどの程度の働きをしているかということに興味がある。活動したためにエネルギーを消費する酸素の減りと栄養塩のふえ方と、さきほど吉村さんの講演にあったようなことを使って議論するが、それ以外に何か活動の大きさを現わすような尺度をもっているかどうか。たとえば、酸素で考えると南太平洋の深層であると赤道付近に来るまで変化しない。それが浮上

しはじめてから始めて酸素の減少が現われてくる。酸素に現われないが大きな activity があるのだと言えるかどうかということである。

関 質問をはっきり現解できないが、結局現場の水を培養したときにそれほど明らかな変化が起らないということか。

角皆 変化という能力をもっているというのではなくて、実際深層水でどの位の活動をしているかという量的なことを知りたい。

関 その点に関しては、現場の biomass と実験的に出した activity と比較検討して大体結論が言えると思ふ。しかし、いずれにしてもさきほど述べたように濃度として非常に少量の biomass しかないということで、実際には微々たる活動しかしていないということが言える。

3. 太平洋の重力異常

友田好文*

Pesanteur à l'océan Pacifique

Yoshibumi TOMODA

Résumé: La situation actuelle de la gravimétrie à l'océan Pacifique est décrite avec des cartes qui montrent les points mesurés par le pendule de V. Meinesz et les régions mesurées par des gravimètres de bord. Les anomalies particulières aux montagnes sous-marines et aux arches des îles sont mises en relief. La théorie de la convection dans le manteau est discutée par les résultats de la gravimétrie.

1. 海上重力測定の実況

重力を船上において走行中に測定できるようになってから、約10年を経過した。現在、海上の重力測定を実行しているのは Askania Gss, LaCoste Romberg Surface Ship Gravity meter, Tokyo Surface Ship Gravity meter 等数少い種類の重力計である。地球物理の目的で走る近代観測船の大部分は音響測深儀による地形測量、プロトン磁力計による全磁力の測定及び船上重力計による重力測定を同時に実行している。

過去約10年の船上重力計の足跡を示すと、第1図のようになる。これらの航跡をみると、かなり密な測定が行なわれているように見える。しかし、重力の場所による局地的な違いが陸地のそれと比べて少ないという理由もなく、事実その変化の様子は、海底地形の複雑さと同様である。正確な海底地形の測量のため費した過去の努力を考えると、重力の測定に今後費さねばならぬ仕事の大略の量を想像することができるだろう。

日本近海重力測量の実況：日本沿岸については、縮尺 1/200,000 の精密な重力測量が水路部において行なわれており、秋田沖 (40°10'N 138°05'E, 39°00'N 139°05'E, 39°00'N 140°00'E, 40°10'N 140°00'E) の重力図は既に完成している。一方、過去7年の資料をもととし、日本及びその近傍 (日本海溝, オホーツク海南部, 日本海, フィリピン海北部) の重力図は、70年内に完成する予定である。第2図にはその一部の一例を示した。日本及びその近海の重力のフリーエヤー異常の大勢を示せば、第

3図のようになる。東北日本をほぼ南北に走る正の異常が武蔵堆とつながり、又これと平行に二つの正の異常が北海道を南北に走り、宗谷海峡を通過して樺太の Nishinotoro, Naka siretoko 半島と連なって、南北方向の大きなフリーエヤー重力異常の lineation を形成している。又、北海道、浦河沖の大きな負の異常に相当する異常が、九州宮崎沖にも見られる。以上の2点は、日本近海における船上重力計の測定が発見した重力のフリーエヤー異常の大きな特徴であるといえよう。

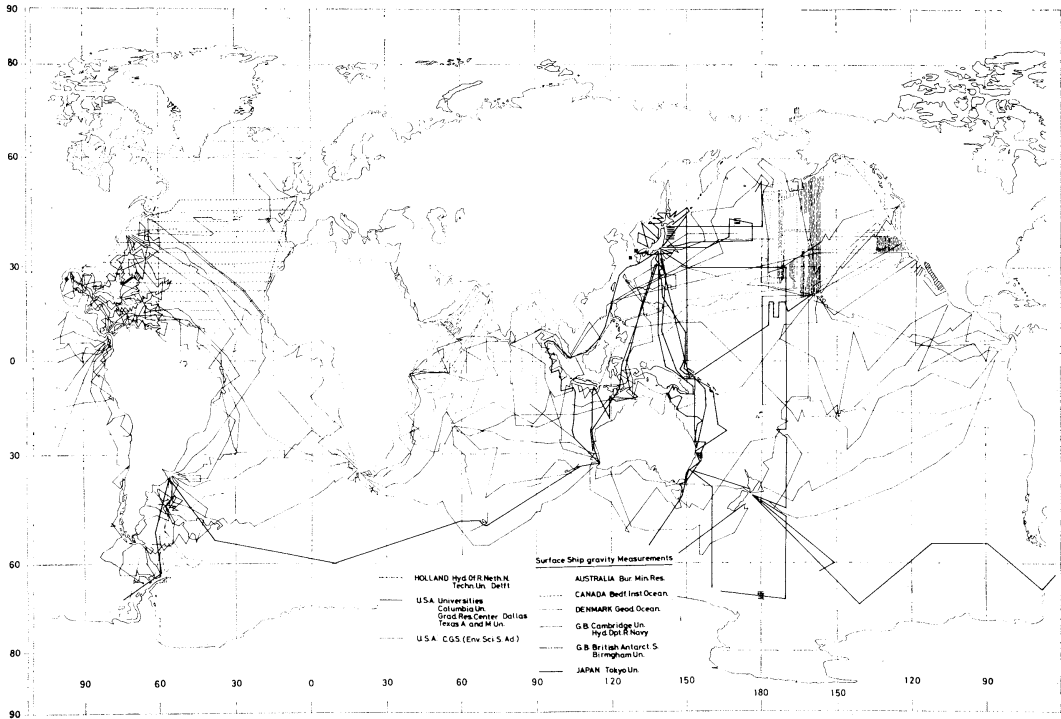
日本内陸の重力測量において、測定が3年で終了したことは、明治以来の陸地測量の結果に負うところが多い。すなわち、前もって既に位置及び高さがきめられている約 10,000 点の水準点が準備されていたことである。重力測定そのものは簡単になっても、未知の陸地の測定においては、常に同時に陸地測量を実行しなければならないという大きな制約がある。これに対し海上重力の測定は将にジオイド面上において行なわれるという大きな利点がある。このために、性能のよい船上重力計があれば測定は極めて能率よく行なわれる。東北日本沖の日本海溝における測定の密度は、現在既に内陸の測定密度を上回っている。

2. 太平洋のフリーエヤー異常

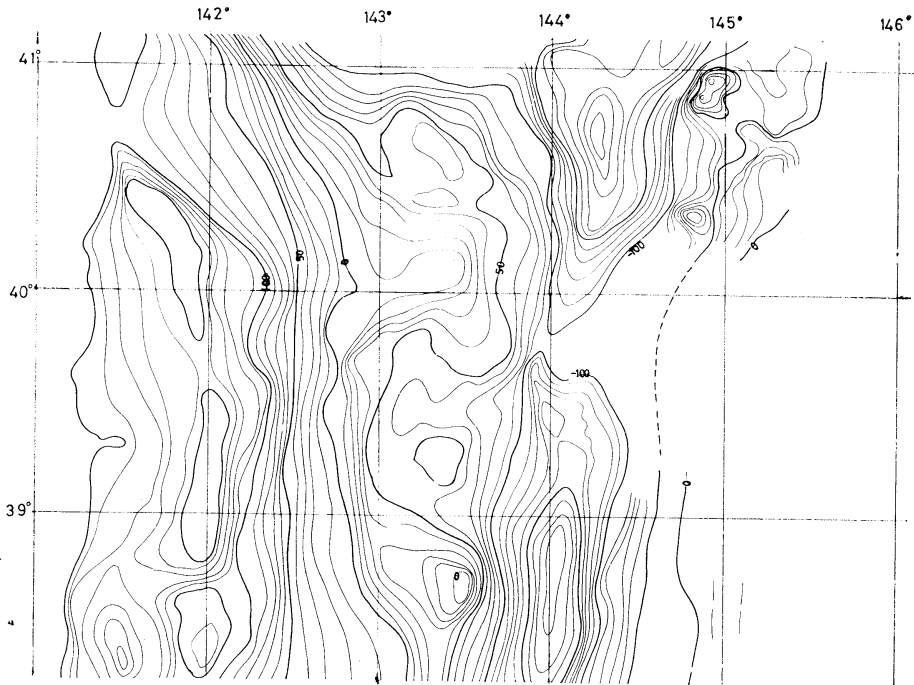
太平洋は、大西洋と比較して大変複雑である。後者が、Mid Oceanic Ridge とその特徴を述べることによって大勢をしることができのに対して、太平洋は、島弧、海溝、海山、断裂帯、海盆、海膨、海嶺等がそれぞれの同じような重みをもって太平洋の形成の役割りを果している。

* 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo

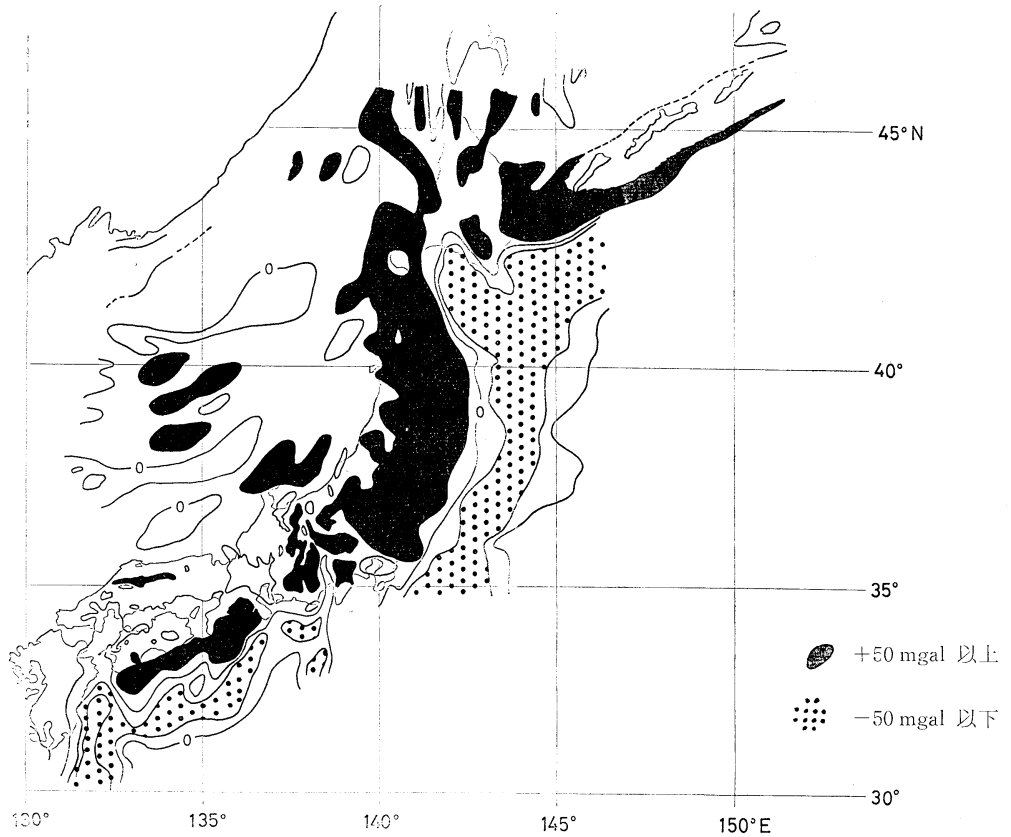
OPEN SEA GRAVITY MEASUREMENTS



第 1 図.



第 2 図.



第 3 図.

第 1 表

大島 元町	+150 mgal
八丈島	+166
鳥 島	+184
小笠原群島 父島二見	+357
サイパン 電信山	+261
グアム	+213
ヤップ マネル	+313
パラオ コロール	+266
トラック 夏島	+226
ボナペ コロニヤ	+331
ヤルト ジャポール	+235
ハワイ パールハーバー	+207
東サモア パゴパゴ	+306
西サモア アピア	+302
フィジー スバ	+ 76

島弧及び孤立した島：島弧あるいは離島は一般に大きな正の異常がある。とくに太平洋に点在する島々は、第1表に示すようににマンテルが直接つき出ていると考えてもよい位の大きな正の異常をもっている。

伊豆マリアナ島弧に沿ってみれば、この正の異常は大

島、八丈島と南にゆく程大きくなり、硫黄島近傍で最大となる。ハワイ諸島においては西へゆく程小さくなるようにみえる。このような傾向は天皇海山群においてもみられるものと思うが未だ明らかな資料は得られていない。

海溝：海溝において大きな負の重力異常があることはよく知られていることである。海溝における重力のフリーエヤー異常が最小なる場所は、水深が最大になる場所よりも大陸側によっているという事実も又よく知られていることである。しかし、海溝の両側が大洋的地下構造をもつと考えられるマリアナ海溝において、フリーエヤー最小の位置と水深最大の位置のちがいはほとんどなく、又、人工地震から求めた地下構造に基づき、同じ構造が海溝の両側にあるとすれば、海溝は水深最深の位置に対して対称な形となることがプエルトリコ海溝について示されている。日本海溝の場合、三陸沖においてフリーエヤー最小の位置と水深最大の位置との差は約 20 km で、房総沖でほとんどに 0 近くなる。このことはしばしば注目される事実であるが、海溝両側の地下構造と関係

第2表

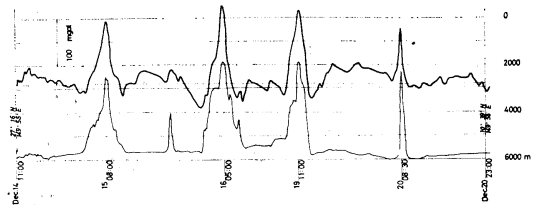
	フリーエヤー異常	水深
日本海溝	-311 mgal	8924 m
マリアナ海溝	-250 mgal	8300 m
トンガ海溝	-224 mgal	9189 m

するものであって海溝そのものの構造に直接的に関係する重要な問題ではないと考えられる。

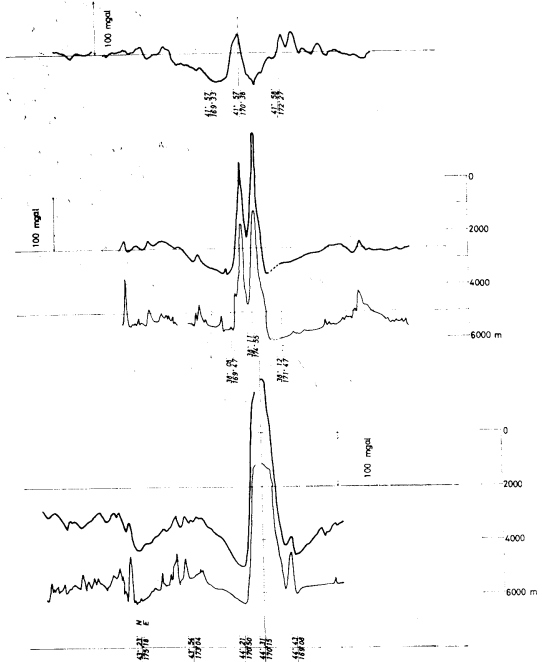
島弧中の所々に、又海山群の所々に高い山があるように、海溝といわれる深みの中に特に深い部分を所々にみることができる。このような海溝中の深みについて重力が測られている例の二、三を第2表に示した。注目すべきことは、これらの深みにおける重力の値は、その周辺の値と比較し、水深から予想される程小さくはないということである。このことは、20~30 km のひろがりをもった小さな規模の海山が地殻均衡的であると同様に、小規模のクボミも又ある程度の地殻均衡が成り立っていることを示すものである。

島弧、海山と海溝の関係:「地表に余剰物質があれば、その直下の地殻の下に負の質量があり、地表の余剰物質は負の質量の浮力によってささえられ、地殻の均衡が保たれ、そのとき、地表の正の質量と地殻下の負の質量との引力は打ち消し合う」のがエヤリー・ハイスカーネンの地殻均衡である。エヤリー・ハイスカーネンの地殻均衡は、したがって、軸が鉛直である質量双極子と考えることができる。島弧、あるいは、海溝において地殻均衡はなりたないものと考えられている。しかし、地殻均衡を質量双極子という意味で考えれば、島弧はその直横にある海溝を考えると軸が水平になった質量双極子と考えることができる。エヤリー・ハイスカーネンの地殻均衡における負の質量は、地殻とマンツルの密度差から生ずるものであるのに対して、海溝における負の地質は海水と地殻の密度差から生じる負の質量であるから、エヤリー・ハイスカーネンの地殻均衡を横にしたものとは質的に違ったものであるから、これらは全く別あつかいをしなければならない。しかし、重力の観測の事実としては、軸が水平か、あるいは鉛直かのいずれかの質量双極子で説明できるものばかりではなく、軸が傾いた双極子も数多く見出される。

第4図は150°Eに沿った海山群のフリーエヤー異常であって、海山の両側に負の重力的海溝をもっている。水平規模 20~50 km の構造がエヤリー・ハイスカーネンの地殻均衡を保っていることだけでも大変興味あることである。第5図は天皇海山の例であるが、海山の東で



第4図. ダーウィンライズにある海山群のフリーエヤー異常と海底地形。

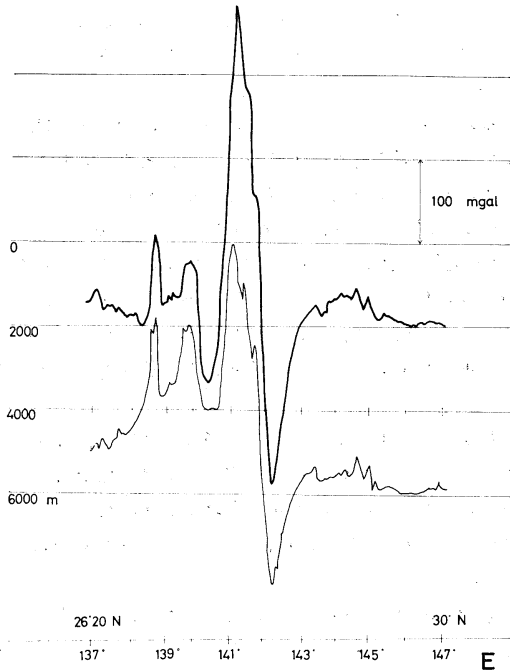


第5図. 天皇海山群における重力のフリーエヤー異常と海底地形。

の重力的海溝は西よりもやや大きく、又パラオ九州海嶺において、この傾向はより著しい(第6図)。すなわち軸が傾いた双極子である。日本海溝、東北日本、日本海の断面についてみれば、日本海側に負の異常はない。すなわち軸が完全に水平な双極子である。

以上のことを考えると、海山における地殻均衡が、海山の重みで、静水圧の平衡の状態になるということは考えにくいことで、双極子の軸の方向を定めるものは、これをつくるマンツル内対流の形によって定まるものであって、海山は対称なマンツル内対流の吸込み口に作られた場合であり、日本列島及び日本海溝は非対称なマンツル内対流によって作られると考える方が妥当であろう。

その大きさは違うけれども、海溝も、海山周辺の重力的海溝もその水平的規模は同じ程度である。すなわち、



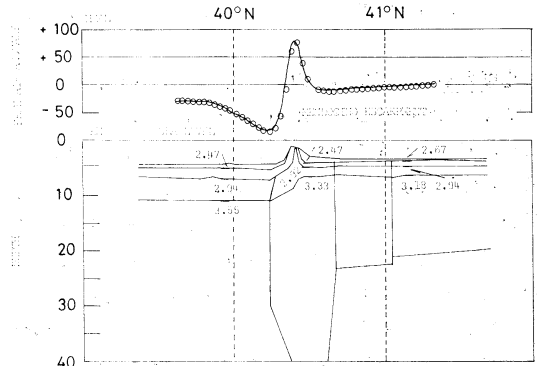
第 6 図.

水平的な規模がほぼ同じであるマントル対流のモードと対流速度だけで、島弧、海山、海溝を同じ原因として説明できるのではなからうか。

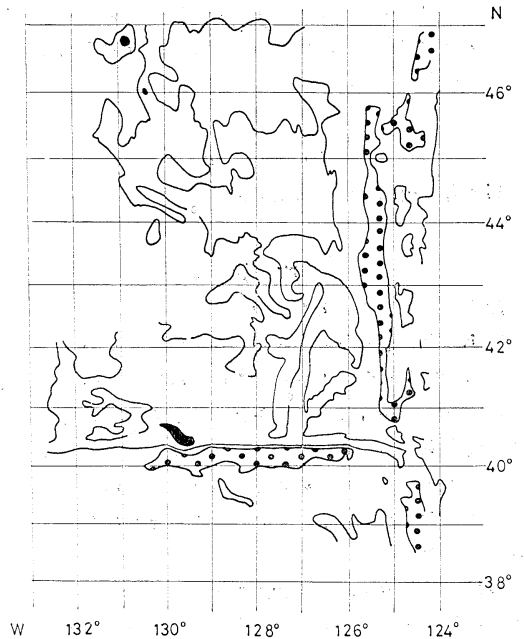
海膨: カロリン、ソロモン等の海膨においては、海底地形は比較的平坦であるにもかかわらず、波長数10km、振幅 50 mgal 程度のフリーエアー異常の変動がみられる。この付近においては、充分な資料が得られているわけではないが、重力異常の様子は、オランダ領印度支那周辺の様子と似ているのではないかと推測される。すなわち、重力の負地帯が、海溝のように帯状に存在するのではなくて、北海道の噴火湾あるいは石狩湾のようにみられる円形の落ち込みである。このような負地帯のほとんどはきわめて地殻均衡的でない。その原因についても又マントル内の下向きの流れを考える必要にせまられるかも知れない。

断裂: 西南太平洋 (170°W より西) を特長ずけるものが島弧、海溝、海山群であるとすれば、東太平洋を特長ずけるものは、幾つかのほぼ東西に走る断裂帯である。その代表的なものの一つはメンドシノ破碎帯である。U.S.C.G.S. によって船上重力計を用いて測定された結果は、東太平洋における重力測定の大きな成果の一つである。(第7図、第8図)

メンドシノ断層をはさんだ、南と北の地磁気の縞模様



第 7 図.



第 8 図. ● +50 mgal 以上

⋯ -50 mgal 以下

の様子から大洋拡大説が支持されたように、この断層における重力と地下構造は、大洋の成因について新しい学説が述べられるときは、いつでも引き合いに出される資料となるだろう。

波長の長い構造については、フリーエアー異常は、均衡異常をあらわすものと考えられる。メンドシノ断層を境とし、その北側は正、南側は負のフリーエアー異常をもっている。したがって、メンドシノ断層を境として南側の地殻の下に流れ込む流れを考えることができる。この流れの方向は、断層の北側における地磁気の縞模様か

ら考えられる大洋拡大の流れの方向とは直角の方向である。

北東太平洋: 天皇海山群より東, 北米大陸に至る北太平洋は, 海底の地磁気の縞模様という立場からは興味をもたれている海底である。しかしながら, 重力の測定結果からは特筆するような結果は得られていない。最近行なわれた U.S.C.G.S. のこの地域における測定結果が明らかになると, あるいは, 重力の結果からも, 地磁気の縞模様に相当するものが見出されるかもしれない。しかし, 南東南極海嶺の地磁気, 重力, 海底地形のいくつかの断面から知られていることは, 大洋底拡大説によって説明できるような海底は, 地磁気, 重力, 海底地形ともかなりの変化があるにもかかわらず, 海嶺の山頂のごく近傍をのぞき, 不思議なことに3者の間の相関関係がほとんどみられない。

討 論

討論者 田島 稔(国土地理院)

一 般 討 論

座長 永田 豊(東大・理)

南雲(東大地震研) 友田さんにお聞きしたいが, トレンチの所で下向の外力を考えなければいけない。そのためにマンテル対流の引き込みというものを考えられている。海山あるいは, カリホルニア沖にも同じようなマンテル対流があるとして解釈できると言う話があったが, その方が考え易いのか, そのへんの意見がなかったのでお聞きしたい。

友田(東大海洋研) 片側だけのマイナスのものと, 片側が非常にマイナスで片側が少しマイナスと, 両側がマ

イナスのものと, 連続的にあらゆるものが観測される。いわゆる海山そのものと陸地のマージンと別扱いは必要がないのではないか。

南雲 もう一つお聞きしたいが, 下向の力の説明としてマンテル対流を考えるほかに, 別の考え方としてその真下に何か重たいものを付けて沈めてやれば良いのではないかと思われるが, 具体的に言えば low velocity layer 地下 100 km 位のところに重たいものを考えて isostatic level というものを low velocity layer の下の方にもって行って, その辺で少し形を変えて trench の下を重くして引っぱってやるというような考え方はいかがか。

友田 マンテル対流として普通考えているような大規模なものは考えていない。原因としては, 熱対流も考える必要はない。密度の差ができれば対流は起り得る。重いものが下れば横向の力もある。そういう対流を考えている。

早川(地質調査所) 関連のことであるが, 大変すばらしいアノマリーを見せていただけてうれしい。ずいぶん苦労されたと思う。今の地下構造と力との問題に関連してフリーエアーのアノマリーからブーゲーのアノマリーもつくられているのか。

友田 ブーゲーのアノマリーを作り, アイソスタティックアノマリーをちゃんと作ってそれから力の問題をやらなければならないが, まずちゃんとしたデータをそろえることである。

早川 日本海の方も詳しく図面で測点が出ているが, 日本海の方もアノマリーの図を作られるのか。

友田 今回の夏の測定に続いて水路部の測定と二つあって, 測点としては日本海溝側とまったく同程度のマップが作られる。

4. 深海底層流測定の新しい試み

渡辺精一* 左々木忠義** 岡崎守良*

Nouvel essai de la mesure du courant marin

Seiichi WATANABE, Tadayoshi SASAKI et Moriyoshi OKAZAKI

Résumé: Nous avons construit un courantomètre pour étudier le courant tout près du fond. Le principe est d'obtenir la vitesse du courant à partir de la déviation de la position d'une balle poussée par le courant et prise en photo, comme nous en avons parlé à des colloques précédents. Des améliorations sont portées pour enregistrer les fluctuations de la vitesse à courtes périodes, allonger la période de mesure, faciliter le dépouillement des photos et installer l'appareil de photo vertical sur le fond en pente. La précision de mesure est discutée.

1. はじめに

われわれが深海底層流の測定に使用している流速計は、海水の流動によるピンポンボール振子の偏位を水中写真法によって記録し、フレの角度と実験式から流速を求める方式である。流速計の構造や測定結果について、過去数年間にわたってそのつど発表¹⁾²⁾して来たが、このシンポジウムにおいては、従来の流速計によって得られた測定値の解析と、それを検討した結果、測定記録から平均流を乱流から区別できるようにすることをおもな目的として、いくつかの改造を加えた新しい底層流測定用流速計の精度に関する検討について総合的に述べる。

2. 従来の装置とその測定例

1. 装置の概略の説明

底層流測定用流速計は、高さ2.3 m、脚部における一辺の長さ2.2 mの三脚棒の上部に記録用水中カメラが下向きに取り付けられ、耐圧容器のガラス窓の中心から下方に支点棒が伸びていて、その先に太さ0.1 mmのテグスとピンポンボールで作られた長さ71 cmの振子を取り付けられている。ピンポンボールの上部には小穴があいていて海水は自由に流入し、ボール内外の圧力を平均させると共に、小穴からフェーズの如き金属片を入れて、振子の水中重量を0.6~3 gに調節し、予想される流速に適

した重さの振子を用いる。振子は流速計が着底するとトリガーによって解放され、流動で偏位する。

水中カメラの作動は下部の視野内にあるタイマーにより1時間ごとに行なわれ、20秒間隔で3コマ記録して次の記録時刻を待つ。また、カメラの視野内には流向を指示するための磁石方位計、三脚棒の傾斜着底を指示する傾斜計がある。これら被写体の照明には入力100 WSのストロボを用いる。記録フィルムの1コマの大きさは24 mm×36 mm、マガジンの収納長さは約7.2 mで、毎時3コマ記録すると約60時間の測定が可能である。

繫留装置は8 mm ナイロンロープ、浮力約20 kgの灯油入りポリエチレン瓶製の間置き、浮力約20 kgの表面うきから成っている。表面うきにはレーザーレフレクター、夜間のみ点灯する点滅ストロボ標識灯が付けられている。おもり、錨などの海底固定具はなく、ロープは水中重量約80 kgの流速計の下部に付けられた3本の吊り手の結び目にスリブを介して取り付けられる。今までの経験では、この繫留装置により水深1,500 m、風速10~15 m/secの海域において約20時間、流速計がズレを生ずることなく安全に設置したことがある。

2. 相模湾における測定例

この装置による測定の一例として東大海洋研究所の淡青丸68年第3次航海の際に、Fig. 1に示す地点(35°0.5'N, 139°22.6'E, 水深1,340 m)において昭和43年3月9日12時より25時間の測定を行なった結果について述べる。なお、この測定の際には東大海洋研究所の高野健三がGeodyne流速計を本装置の一部に取り付けて、同時に測定を行なった³⁾。

* 理化学研究所 The Institute of Physical and Chemical Research

** 東京水産大学, 理化学研究所 Tokyo University of Fisheries, The Institute of Physical and Chemical Research

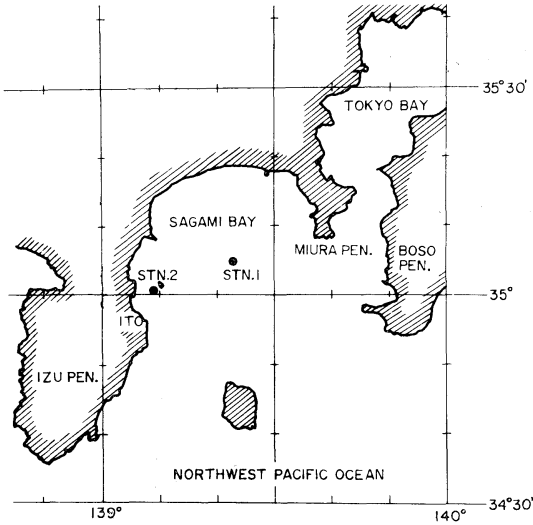


Fig. 1. Location of 25 hours observation, 35°05'N, 139°22'E, depth of 1,340 m.

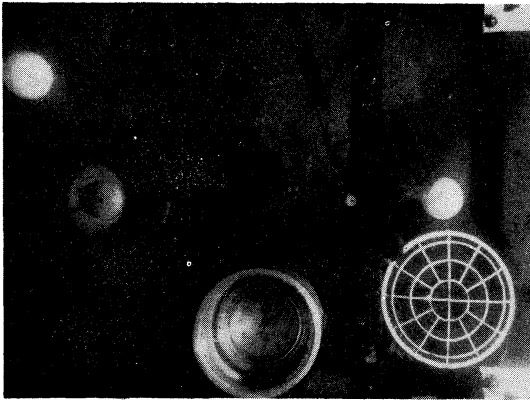


Fig. 2. An example of photographic records obtained during 25 hours observation.

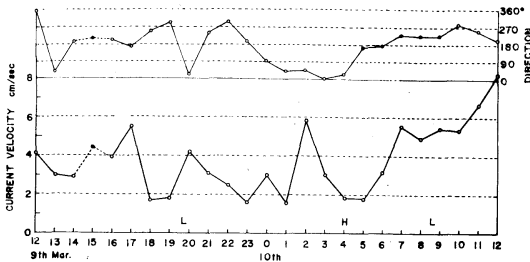


Fig. 3. Plot of variations of current velocity and direction with time elapsed.

Fig. 2 は得られた記録写真の 1 コマを示したものである。傾斜計は三脚棒が 210° 方向に 11 度傾斜して着底したことを示している。振子は水中重量 3.68 g と 0.22 g のもの 2 個が用いられ、この記録では流向が三脚棒の傾

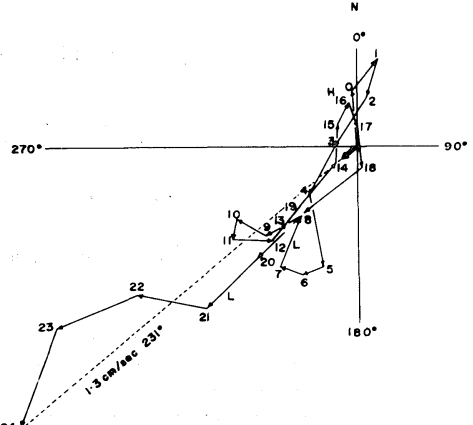


Fig. 4. A hodograph of observed values. Steady current: direction, 231°; velocity, 1.3 cm/sec.

斜方向と逆であるために軽い振子の偏位も記録することができたが、流向と傾斜方向が同じ場合には記録できない。

Fig. 3 は 9 日 12 時より 10 日 12 時まで、1 時間ごとの測定値をプロットしたものである。15 時の値は浮遊物のために、振子の正しい偏位を記録することができなかったの、後に示す流速の東西、南北両成分の円滑曲線から推定したものである。L, H の記号は測定地点の西方約 26 km の網代港の干満潮時を示す。流速は 1.6 cm/sec から 8.1 cm/sec までの変化があるが、流向変化と同様に潮汐には明らかな関連は見られない。Fig. 4 は各測得流のベクトルを順次加えたもので、点線の方向は恒流の流向を、点線上の太い矢印は流速を示し、その値は 231°, 1.3 cm/sec である。この図においても潮汐との明らかな関連性は見られないが、経過時間 1, 5~7, 8, 10~11, 16 において流向は大きく変化して細長いループを 2 回画いている。そして、流向が大きく変化するときの流速は小さい。

次にこの測定値を東西、南北両成分に別けて恒流および 1 日周より 1/12 日周まで解析した結果を Table 1 および Fig. 5, 6 に示す。また、日周および半日周の長円と両者を合成した潮流のホドグラフを Fig. 7 に示す。潮流長円は日周が左回り、半日周が右回りで、いずれも 1,340 m の深海底においてさえなお細長い形をしている。日周および半日周潮流以外にも解析値が示す如くかなり大きな振幅を持った短周期の振動の流れが存在するが、これは部分的な地形の影響による乱流や球形振子のカルマン渦による振動を含んでいるものと推定される。従って、底層流の複雑な実態を更に明らかにするためには、

Table 1.

Component current	u		v	
	Max. velocity	Time lag	Max. velocity	Time lag
Steady current	-0.858	—	-0.638	—
Diurnal	1.821	167	1.725	175
1/2	1.709	117	1.070	50
1/3	0.857	187	1.535	356
1/4	0.808	38	1.617	146
1/5	0.568	146	0.866	138
1/6	1.408	140	1.190	159
1/7	0.215	178	1.476	165
1/8	1.031	352	0.928	175
1/9	1.382	31	1.084	132
1/10	0.715	179	0.888	184
1/11	0.290	23	0.228	10.
1/12	0.475	—	0.254	—

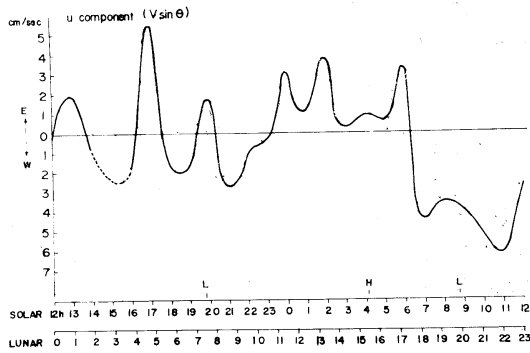


Fig. 5. East-westward component of current velocity.

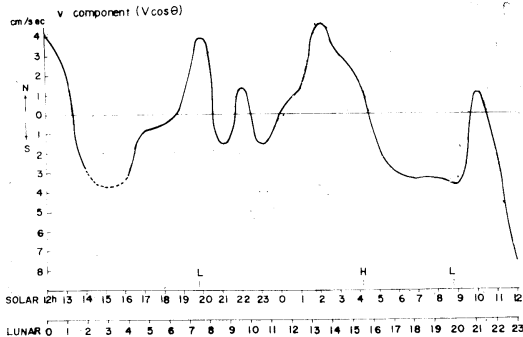


Fig. 6. North-southward component of current velocity.

乱流やカルマン渦による振動と平均流による振子の偏位を記録フィルム上で区別できると共に、当然のことなが

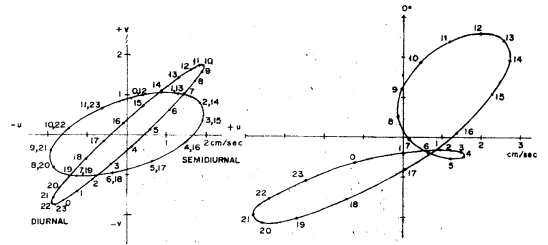


Fig. 7. Current ellipse and composed hodograph.

ら測定は更に長時間に亘って、短い時間間隔で行なわれることが必要である。

3. 装置の改造の概要

1. 記録用水中カメラをジンバルに載せたこと

既に述べた相模湾の測定例においては、三脚枠が11度傾斜して着底したが軽重2個の振子を用いたため記録を得ることができた。軽い振子1個を用いた場合には流向によっては記録できないこともあり得る。その後の測定においては、約30度も傾斜したために25時間設置の間まったく記録が得られなかった例もある。このような損失を防止するために、記録用水中カメラをジンバルに載せ、20度以内の傾斜では常にカメラは鉛直方向をとるようにした。設置に際して下降中にカメラの振動と球形振子の破損を防止するために止めがね装置を設け、着底時にトリガーによって自由になるようにした。Fig. 8, 9は改造後の装置を示す一般配置図と下降直前の写真である。

2. 1コマのフィルム上に毎秒1回、約60回の多重露出を可能にしたこと

約1分間継続して1秒間隔で、平均流、乱流、カルマン渦によるすべての振子の偏位を同一フィルム上に記録し、振子の像の分布から上記の3要素を判別できるようにした。この目的のためには、記録用カメラは照明用ス

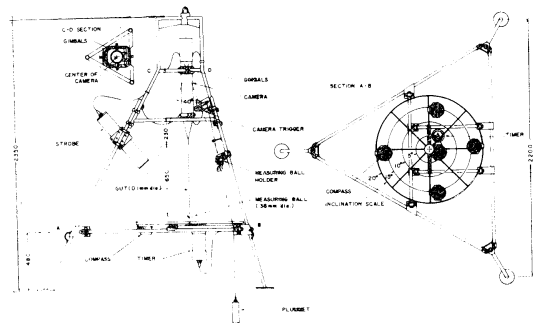


Fig. 8. Diagram of general arrangement of improved current meter.

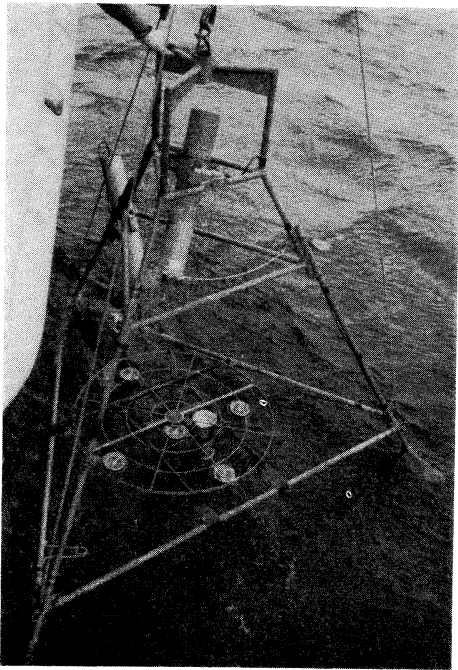


Fig. 9. The improved current meter before it is lowered.

トロボに 12 V の信号電流を 1 分間送り続け、1 分経過後、フィルムを 1 コマ送って次の記録時刻を待つような動作をする。

3. 多重露出用ストロボ回路を用いたこと

前項で説明したように、ストロボは 12 V の信号電流を約 1 分間カメラ側から供給されると、その間、自己発振により毎秒 1 回のフラッシュを続ける。ダイオード・トランジスターを含む発振回路によりトリガー変圧器に発振電圧を加え、キセノン管の両極に加えられた 270 V の電圧を放電せしめる。なお、60 回の多重露出により露出過度を生じないように、キセノン管への入力電力は約 10 WS となるようにコンデンサーの容量を選んでいる。

4. フィルム 1 コマの大きさを 24 mm × 24 mm にしたこと

従来のカメラのフィルム 1 コマの大きさは 36 mm × 24 mm で、約 200 コマの記録が可能であったが、パーチャーを 24 mm × 24 mm に改造し、コマ数を 300 に増加した。その結果、10 分間隔の測定で 50 時間、15 分間隔の測定が 75 時間継続できることになった。

5. Y 字形振子支点棒を付けたこと

カメラの水密容器ガラス窓の前方に 2 mm ステンレス鋼棒の三脚台とその交点より更に延びた直線棒の、全体

として 23 cm 高さの支点棒を取り付け、その先端より球形振子を吊り下げた。この三脚の交点は記録フィルムの中心に、ピントは合わないが明らかに Y 形の像を結び、その交点は流速ゼロの点（測定振子偏位の原点）となる。

6. 傾斜指示用同心目盛棒を設けたこと

測定振子のすぐ下方に位置して、2, 5, 10, 15, 20 度の着底傾斜度指示用の同心目盛棒を設けた。記録フィルム上の Y 点と目盛棒との関係位置で装置の着底の傾斜状態を知ることができる。20 度以内であれば、カメラはジンバルによって鉛直方向をとっていることが確認される。

同心目盛棒にはタイマーと方位計が、装置が 20 度以内の傾斜着底ならば、いずれの方向に傾斜してもカメラの視野内にあるように分散して取り付けられている。測定時刻はフィルムのコマ数から推定できるので、始めは、タイマーは中心近くに 1 個配置したのみであったが、やはり不便なのでその後、時刻表示のみを目的とする小型の電気時計を 4 個増設した。

7. カメラの水密容器の上部に傾斜補償管を付けたこと

ジンバルに載せたカメラの水密容器は、重心をなるべく下げるようにジンバルの支点から下方に長く延びている。そのため、強い流動の中においては支点より下方の容器に作用した力によって鉛直方向からずれる懸念がある。それで、重量の小さい塩化ビニール製の管を容器の上部に取り付けて、支点の上方にも力が加わるようにした。

4. 精度についての検討

1. 傾斜補償管の効果

3. 7. で述べたように、ジンバルに載っている水中カメラの容器が流動によって鉛直方向ずれることを防止する目的で、容器の上部に塩化ビニール製の管を取り付けた。それに先立って、水槽実験においては補償管を付けない場合と、長さ 18 cm と 41 cm の保償管を付けた場合の、流動による流れの方向への容器の傾斜と流れの方向と直角方向の容器の振動を測定した。

1 度の傾斜を生ずる流速はそれぞれ約 16 cm/sec, 18 cm/sec, 30 cm/sec 以上で、3 g か 5 g の比較的重い振子を用いて 16~18 cm/sec の流速を測定する場合においてさえも、容器が 1 度傾斜することによって生ずる誤差は 1 cm/sec 以下に過ぎない。従って 1.5 g 以下の軽い振子を用いる場合には、測定し得る最大流速は小さいので容器の傾斜も小さくなることと相俟って、18 cm 長さ

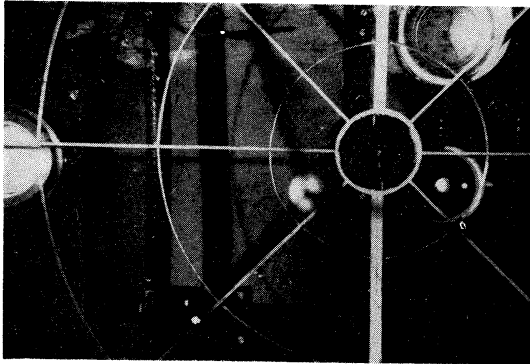


Fig. 10. An example of photographic records showing no current. Pendulum coincides with the Y-shape point and images of the timer, compass and concentric circles are not blurred.

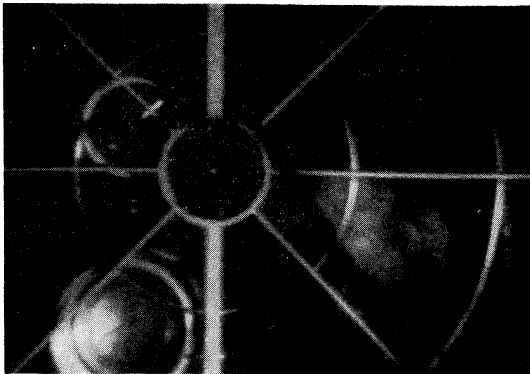


Fig. 11. An example of photographic records taken on the sea floor 115 m deep. Pendulum images are widely distributed owing to turbulent flow. Average current velocity is 10.3 ± 2.2 cm/sec, $83^\circ \pm 17^\circ$.

の保償管を付ければ充分であると考えられる。

流れの方向に直角方向の容器の振動は、41 cm 長さの保償管を付けた場合が大きく、18 cm の保償管を付けた場合は保償管のない場合と同様に、20 cm/sec 以下の流速においては問題にならないほど小さい。次に実際の測定においてカメラ容器が振動を生じた場合について検討してみよう。

Fig. 10 は振子の像がY型の原点と一致している、つまり流速ゼロの場合の記録写真の1コマである。同心目盛棒、タイマーなどの像がブレを生ぜずに鮮明であることは、カメラ容器が1分間振動していなかったことを示すものである。しかるに、Fig. 11 においては、振子の像は乱流のために広範囲にひろがっている。60回の多重露出像の約80%はおよそ限定された部分に集中しており、その中心をもって平均流による偏位とすれば流速

10.3 ± 2.2 cm/sec, 流向 $83^\circ \pm 17^\circ$ の値を得る。また同記録中の最大の偏位をとれば流速 16.3 cm/sec, 流向 87° となる。同心目盛棒や方位計の像はカメラ容器の振動によってブレを生じ鮮明ではない。このブレを生ずる方向、つまり振動の方向は振子が示す流向と必ずしも一致せず、最大の傾斜角は $9'$ であった。この傾斜が流速の値に与える誤差は 0.1 cm/sec という小さいものである。

2. 振子像の分布の中心を求める際に生ずる誤差

毎秒1回、60秒間の多重露出を行なう結果として、平均流、乱流、カルマン渦などによる振子の偏位像はそれらの程度の差によって様々な分布を呈する。およそ限定された部分に集中している分布像の形状や濃度から判別して求めた中心は平均流による偏位の位置とすることができる。しかし、中心点が原点からあまり離れていないような、つまり振子の重さに対して流速が小さい場合には偏位量の測定に誤差を生じ易いので、中心の求め方には細心の注意を要する。そして、集中分布の周辺に位置する振子の像が示す流速は平均流の流速に対して大きな割合を占めるので、Fig. 12 の例では、流速は 6.2 ± 3.5 cm/sec, 流向は $159^\circ \pm 19^\circ$ と、流速の偏差は50%以上に達する。従って、測流に際しては予測される流速に対して充分偏位の大きな、適当な水中重量を持つ測定振子を選ぶ必要がある。

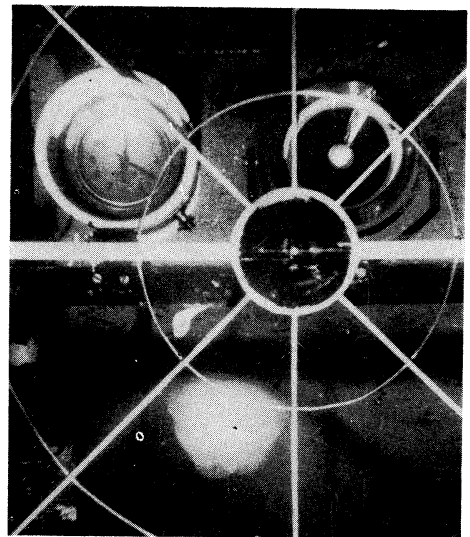


Fig. 12. An example of photographic records in case of the deflection of pendulum is small owing to weak current. The current velocity is 6.2 ± 3.5 cm/sec, the deviation of which exceeds 50%.

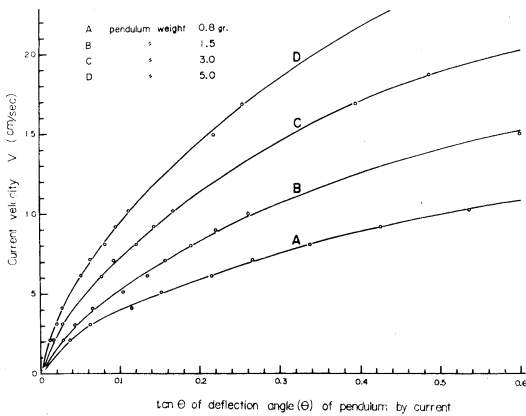


Fig. 13. Calibration curves showing the deflection of current velocity and $\tan \theta$ of deflection angle of pendulum.

3. 振子のフレ角と流速の校正曲線

幅 1.25 m, 深さ 1.2 m, 長さ 4.5 m の実験水槽上にカメラ, ストロボ, 球形振子を取り付けた台車を一定速度で走らせ, 13段階の各速度において約20回振子の偏位を測定し, その平均値からフレ角度と流速の関係を示す校正曲線 (Fig. 13) を作製した。なお, 振子の糸は 0.1 mmφ 長さ 650 mm のテグス, 直径 38 mm のピンポンボールを用いた振子の水中重量は 0.8, 1.5, 3.0, 5.0 g の4種類である。フィルム1コマの大きさが 24 mm×24 mm の場合, 焦点距離 35 mm のレンズを用いた水中カメラの画角は 26 度であるから, 高さ 230 mm の支点棒の先に付けられた長さ 650 mm の球形振子は, フレ角度約 20 度の範囲しか記録できない。従って, 4 種類の振子の 20 度のフレ (図の $\tan \theta$ の値は 0.364) に対する流

速は, それぞれ 8.2, 12.0, 16.2, 20.8 cm/sec である。

水槽実験では淡水を用いたが, 実際に流速計を使用する際は海水中であるから, 密度の差による差異がある筈である。しかし, その差は 1% 程度に過ぎないので, この校正曲線をそのまま用いることにしている。

5. 相模湾における予備実験

この装置を用いて相模湾の水深 900 m の地点において底層流の測定を行なったが, その記録の一部を Fig. 14 に示す。22 時から 23 時 20 分までの 20 分ごとに得られた流速, 流向の値を Table 2 に表記した。

Fig. 14 の (1) は 22 時における記録で, 流速計の三脚脚は 180 度方向に 4 度ばかり傾斜して着底したことを示している。流速は 17.2 cm/sec とかなり大きいにもかかわらず, 1 分間の測定中に 3, 4 回のわずかな乱流を記録したのみで測定振子像は集中しており, カメラの振動はほとんどない。しかるに, 22 時 40 分 (3), 23 時 (4) においては, 流速は 22 時のそれよりも小さいにもかかわらず流れの変動は大きく, 測定振子の像は細長く分布し, カメラ容器の振動による像のブレが見られる。このような短時間内においても, 平均流のみならず乱流も大きく

Table 2.

Time	Velocity (cm/sec)	Direction (degree)
22 h 0 m	17.2 ± 0.8	150 ± 3
20 m	12.6 ± 1.4	148 ± 2.5
40 m	16.3 ± 2.8	160 ± 2
23 h 0 m	13.5 ± 2.4	153 ± 1.5
20 m	9.1 ± 1.0	165 ± 6

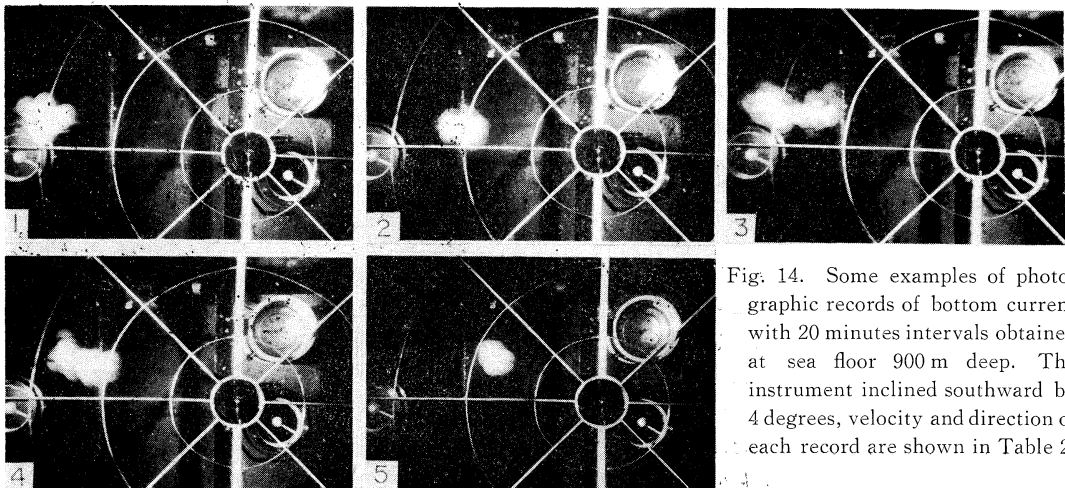


Fig. 14. Some examples of photographic records of bottom current with 20 minutes intervals obtained at sea floor 900 m deep. The instrument inclined southward by 4 degrees, velocity and direction of each record are shown in Table 2.

変動し、しかも乱流は平均流の流速の大小に常に比例しているとは限らないことを示している。

6. むすび

以上述べたように、新しい測定法が採り入れられるように改造した球形振子流速計について、精度を主とした検討を加え、この流速計が更に詳細な底層流測定に有用であることを明らかにすることができたので、今後も機会あるごとに測定を続けてゆくつもりである。しかしながら、現在の水中カメラでは300コマの記録が限度で長期間の測定ができないという難点を含むが、たとえカメラを改造して更に長期間の測定を可能ならしめたとしても、記録フィルムを数値化するためには、1コマづつ人為的操作を必要とするので、大きな労力を払わなければならない。この点がこの方式の最大の問題点になるものと思われる。

文 献

- 1) 佐々木忠義, 渡辺精一 (1967): 深海底層流の連続測定について. うみ, 5(1), 67-75.
- 2) SASAKI, T., S. WATANABE, and G. OSHIBA (1967): Current measurements on the bottom in the deep waters in the western Pacific. Deep-Sea Res., 14, 159-167.
- 3) 原 尚子, 高野健三 (1969): 底層流の試験測定. うみ, 7(1), 27-28.

討 論

討論者 前田明夫 (東大海洋研)

このピンポン球流速計が試作され、初めて発表された頃(1962年)までは、日本近海では深海での測流があまり行なわれていなかったもので、深海で測流することは、たとえそれが短い時間行なわれたにしろ、意味を持っていた。この時より数年前に既に製作され測流を行っていたスワローフロート、及びその後製作されたリチャードソン流速計により、各所の深海で測流され、資料が累積された現在では、深海流の有様、すなわち恒常流、潮汐流、慣性運動、その他周期の明らかでない流れの変動等の存在、及びそれらの存在の有方等が解って来た。そこで今後は、測流目的をしばって、その目的に応じた観測方法をとるのが妥当であろう。先程の講演でピンポン球流速計による測流結果に基づき、恒常流あるいは潮汐流に注目した解析結果が発表されたのもその現れであると考えられる。この様な目的のためには、流速計の改良

新たな開発、測流方法等に十分努力を集中しなければならないのは当然であるが、測定時間及び測定時間間隔にも目的に応じた配慮が必要である。

測定の対象とする現象が周期Tを持つ場合には、 $1/4T$ 以下の時間間隔で、 $10T$ 以上の期間にわたって測定する必要があることは統計学の教えるところであり、もはや観測を行なう者の常識となっていて、このことが実際周期現象の観測計画を立てる上での基礎となっている。この要求に従って測定することによって、われわれはエネルギー、位相等、その現象の特徴を、ある程度の信頼性を持って知ることができるとされている。その周期変動の伝播速度を知るには、位相をかなり信頼のおける程度に測定する必要がある。海洋では、ある期間非常に明確な周期変動をしていた現象が、他の期間に全くその現象を認めることができないことがある。後者の期間に測定した場合にはその位相はほとんど信頼できないものとなる。海洋の場合には、その一つの例が慣性運動である。海洋での現象の立場から考えると、対象とする周期現象の起る頻度が測定時間を決めることになり、かなり長時間にわたって測定したいいくつかの例があれば、これに基づいて時間を決めることができるであろうし、この様な長時間にわたる測定を代表的測点で行なう必要がある。

ある期間測流した結果を平均した平均流が持つ意味及びそれと恒常流と考えられる流れとの関係についても、長時間測流することによって知ることができであろう。恒常流を測定するのに、海域によっては、数日から1週間の測流でも何回か繰り返しを行なうことによって、たとえ時間的に連続した測流を長時間にわたって行なわなくても、それをかなり信頼のできる程度に知ることができであろう。実際、長時間の連続測流及び短時間ではあるが明確な目的のもとに海域をしばって、何回も繰り返し行なった測流があり、かなりの成果をあげている。これらは米国によって大西洋で行なわれたものであり、今後われわれが日本近海で深海流を測定するのにどの様な努力をしたらよいかを示してくれる。

長時間にわたる連続測流の1例として、F. WEBSTERが1966年5月ローマにおけるScientific Committee on Oceanic Research (SCOR)の席上で報告し、Progress in Oceanography Vol. 5に掲載されたものがある。測流はリチャードソン流速計で行なわれ、測点は米国の大陸棚から約50 km、ガルフストリームの流軸から北に約150 km離れた $39^{\circ}20'N$, $70^{\circ}W$ で、そこでの水深は2,600 mである。この測点は時にはガルフストリー

ムが到達することもあり、非常に変動の激しい所である。この測点では数層で測流が行なわれており、各層で約50日前後の連続測流が行なわれ、現在でもなお繰り返されている模様である。この内、1965年6月24日から8月11日の間、深さ120m層と522m層の測流結果によると、半日周期の潮汐流をはっきり指摘できるのは50日間の内、10日間連続してあるだけである。又、522m層だけではあるが、慣性運動は約10日間記録されている。この様に、当然存在していると思われる半日周期の潮汐流でさえ、短期間の測定では明確に知ることができないことがある。又、ある数日間平均した平均流を見ると約27km/日で西に向かって流れていたものが、他の数日間ではわずか3.3km/日で、しかも南に向っていることを示している。これは多分、流れの変動が激しい場所での測流であったからであろう。ほかの海域であれば、この程度の測流期間で恒常流と考えてもよいような平均流を求めることができるかもしれない。

ガルフストリームがハッテラス岬から離岸して行く、その流軸に沿う海域で(60°W付近まで)1957年~1960年の間にスワロブイによって測流された結果がH. STOMMELの“The Gulf Stream”に掲載されている。これらの測流は1日から1週間ぐらいの期間測定したもので、その間で平均した流れが掲載されている。この図からわれわれはハッテラス岬の東沖、すなわちこの岬とガルフストリームの間では深海(1,000m~2,000m)で南に向う流れが存在し、又、ガルフストリームがかなり離岸した38°30'N, 64°30'W付近の深海(3,000m)では表層の流れとほぼ同じ方向に流れているであろうことが解る。現在でもこの海域での測流は根気強く続けられているとのことである。

上記の如く、かなり根気強い努力を続けて初めてわれわれは深海流の実体を知ることができるのであるが、日本でこれを行なうのは観測船の利用の仕方、経済的理由等で非常にむずかしいと考えられる。そこで日本のこれらの現状をふまえて、今後どの様な研究目的を持って測流を行なったらよいかを、これは測流に限ったことではないが、われわれはよく考えておく必要があると思われる。

一 般 討 論

座長 永田 豊(東大・理)

富永(埼玉大・理工) 渡辺さんにお聞きしたいが、ピンポン球はあらゆる方向に動くが、何らかの方法でその瞬間瞬間の時刻を計れないか。今後そういう方法を開發

することは可能か。

渡辺(理研) スライドでお見せしたムラムラとした一群のピンポン球の記録は約60回の多重露出で、現在のところどういう順番でこの球はスタートから何番目の露出であったかわからない。それがわかるためには、1秒1コマづつ1分間露出できるように次々に撮らなければならない。

富永 シャッターを切る時、時間間隔は一定か。

渡辺 約1秒で一定である。

富永 そういものがわかれば今前田さんの討論にあったが、もっと小さなスケールの乱流みたいなものに注意を集中して計ることができると思う。そうでなければ前田さんの言われたように非常に長い日時にわたって測定するのでないと意味がないようになる。

友田(東大海洋研) 三脚が傾斜するのは海底によるのか。平でも傾くのか。

渡辺 海底の傾斜により傾く。

友田 記録方式であるが、ピンポン球に乾電池と豆電球でランプを付けるのはむずかしいか。

渡辺 弱い流れを計るには球は軽くなければならない。この頃は釣りの浮きにも豆ランプが入っているがそういう方法もおもしろいと思う。現在のところ球は0.6gと非常に軽い球でないと計れないので考えていない。

友田 前田さんにお聞きしたい。vertical componentを考えているか。

前田 vertical はわからない。

友田 vertical を考えないでものごとを進めて大丈夫か。水平面内だけをいかほど精密にやっても不思議だという現象がわからないとすれば、なんとしても vertical を計らなければいけない。

岡崎(理研) 前田さんの言われたウェブスターの記録については、確かにあのような変動はあるが、最近クナウスが深層の反ガルフストリームを提唱しているし、また海底の地質的な証拠からガルフストリームが海底まで達しているとか言われている。少なくともあの測点ではガルフストリームや反流に基因するような流れの影響が大きくて、それらの流軸が測点からどれだけの距離にあるかということで測点の流れの様子は大きく変ると思う。その後ウェブスターが新たに測定の結果を発表しているが、彼は恒常流というものよりもある点における流れの変動の方に関心をもっているのではないかと思う。

それは別として測定期間は長いにこしたことはないが、測定海域の特性とも関係があるから、北太平洋では

北米東岸より短期間でもよいのではないかと思う。御意見の中で、たとえば、一週間以内の測定は意味がないとかきめつけるのは正論だとしても、理想的な観測ができるまでまつより、60%程度の観測でも多く続けつつ100%の理想に向かって進めてゆく方針をとりたい。太平洋の例ではカリフォルニア沖で4,000 m位の深海で底層流を46日間連続観測をしている。そこでは潮汐と底層流との関係を言っているが、パワースペクトルをとってみると、1日と半日周期にピークが出ると同時に、その46日間の測定の中で出ているピークは1日から14日までとんでいて間には見られない例である。ガルフストリームの例からも、まず最初は根気強く何回も短い期間であっても測定してあのようなデータが得られたと考える。

永田 いろいろ理由はあろうが、できれば1か月位に延ばしていただきたいと思う。いろいろ条件があろうが将来の目標としてはより長期間の測定の方が良いので努力していただきたい。

岡崎 富永さんの先程の話は今カメラを使っているが、ムービーを使えば確かにできると思う。

富永 ピンポン球を上下に二つか三つ付けて計った記録があると、はたして深い所で流れのシャープがあるかないかがわかると思う。フランスが地中海で測定した結果をみるとほとんどシャープがなかったという話もある。将来、余裕があれば二点か三点で測定したら大変おもしろいと思う。

5. 海洋化作用の若干の実例

—四国・フィリピン海盆の成因—

青 木 斌*

Quelques exemples de l'océanisation

—en relation avec l'origine du bassin de Shikoku et Philippine—

Hitoshi AOKI

Résumé: Le bassin de Shikoku et Philippine a été formé par le processus de l'océanisation. Quelques roches de l'ère tertiaire à l'arche d'Izu-Bonins-Mariannais sont des produits de ce processus encore avancé par la refonte, l'accumulation et l'action montante, alors que des roches de l'âge récente à cette arche sont en train de se lever vers le haut sans effet de l'océanisation de la croûte continentale.

1. はじめに

青木は、伊豆-小笠原-マリアナ弧の火山岩、および、四国・フィリピン海盆の地球物理学的研究の成果を検討し、次ぎの観点が基本的に重要であることを指摘した(青木, 1969)。すなわち、本地域の成因を、大陸地殻の発生段階としてとらえるか、あるいは、大陸地殻の消滅の段階としてとらえるか、という問題である。

本論文では、本地域の成因を、大陸地殻の消滅段階として、他のことばでいうと、大陸地殻の海洋化作用、および、その発展の一環として考察することにする。

2. 問題の提起

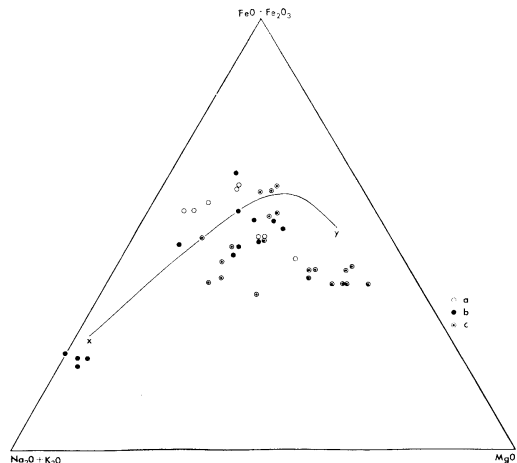
第1図は、小笠原諸島・サイパン島・グアム島で代表される、第三紀火山岩のソーレイトを、 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ の三角ダイアグラムに投影したものである。これらの火山岩が、カルクアルカリ岩で特徴づけられることは、あきらかである。

また、第2図には、利島・大島・三宅島・御蔵島・八丈島・青が島・明神礁・鳥島・硫黄島・ウラカス島・バーガン島で代表される、第四紀火山のソーレイトが投影されている。この図からあきらかなように、明神礁以外の火山岩は、ソーレイトの分化傾向をたどっている。第四紀火山は、明神礁をのぞいて、第三紀火山と異なっ

た進化傾向を示している。

参考までに、第3図には、カムチャッカ半島・千島列島・琉球列島の第四紀火山のソーレイト、および、天皇海山・ニューブリテン島海溝・ヴィチアーズ海淵・東太平洋海底山脈からドレッジされた、ソーレイトが示されている。

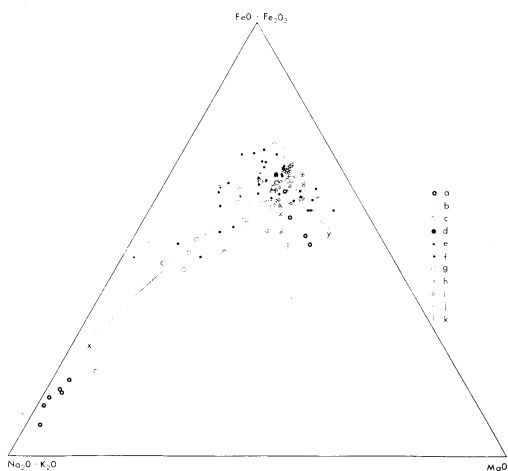
第1図と第3図を比較すると、伊豆-小笠原-マリアナ弧の第三紀火山は、カムチャッカ半島・千島列島・琉球列島・天皇海山のソーレイトと類似していることが明らかになる。



第1図. 第三紀火山.

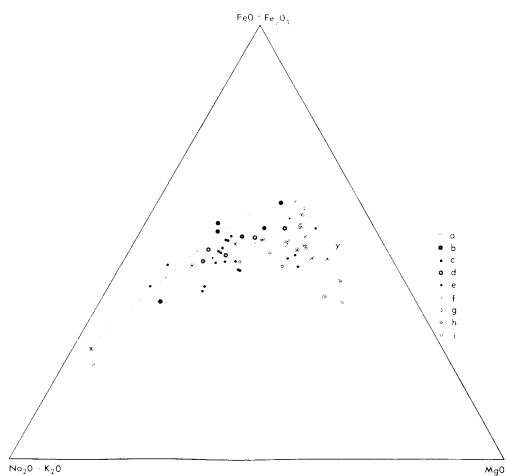
a: 小笠原諸島 b: サイパン島 c: グアム島

* 東海大学海洋学部 College of Marine Science and Technology, Tokai University



第2図. 第四紀火山.

a: 利島 b: 大島 c: 三宅島 d: 御蔵島
e: 八丈島 f: 青ガ島 g: 明神礁 h: 鳥島
i: 硫黄島 j: ウラカス島 k: パーガン島



第3図. 日本列島周辺地域および海底の岩石.

a: カムチャッカ半島 b: 北千島 c: 中千島
d: 南千島 e: 琉球列島 f: 天皇海山 g: ニューブリテン島海溝
h: ヴィチャージ海淵
i: 東太平洋海底山脈

3. 海洋化作用の諸段階

伊豆—小笠原—マリアナ弧の第三紀火山で代表されるカルクアルカリ岩は、第三紀以前に存在していた大陸地殻が、海洋化作用→再溶融→濃集→上昇、という経過をへて形成された火山岩である。しかしながら、伊豆—小笠原—マリアナ弧の第四紀火山のソーレライトは海洋化作用→再溶融→濃集→上昇、という経過をたどった第三紀火山と異なり、大陸地殻の影響のすくない、ソーレ

イトマグマが上昇したものである。もっとも、第四紀火山の一部には、明神礁のソーレライト質岩のように、海洋化作用→再溶融→濃集→上昇という段階にたっている火山岩もある。

四国、フィリピン海盆の地下には、海洋化作用のさまざまな段階にたっている岩石の存在する可能性がある。

4. 討 論

田山は、第三紀以前に、本地域がアジア大陸の一部であり、縁辺部をのこして沈下した地域であることを報告している(田山, 1952)。また、湊・牛来・舟橋は、日本列島地質構造発達史を総括する過程で、フィリピン海盆の基盤岩として、先カンブリア系の岩石が存在することを推定している(MINATO *et al.*, 1965)。ペロウソフは、大陸地殻の海洋地殻への転化(海洋化作用)という仮説を提唱し、太平洋周辺地域、および海底山脈は、海洋化作用が現在進行している地域と考えている(Белу-сов, 1967; 1968 など)。

筆者は岩石学的な観点から、上述の諸説の基本的な正しさを認めている。

5. む す び

伊豆—小笠原—マリアナ弧・四国海盆・フィリピン海盆は、海洋化作用の産物、ないしは、海洋化作用→再溶融→濃集→上昇、というより発展した段階の諸形態の反映である。

したがって、伊豆—小笠原—マリアナ弧の東側(太平洋)と西側(四国海盆—フィリピン海盆)の生成・発展史が異なるので、今後の地質学的、地球物理学的の研究によって、両者の差異が明らかになるであろう。

文 献

- АОКИ, Н. (1969): Some petrological problems on the seamounts and ridges in the Northwestern Pacific. *La mer*, 7(3), 206-212.
- Белуосов, В. В. (1967): Некоторые Вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. *Геотектоника*, Ио. 1, pp. 3-14.
- Белсов, В. В. (1968): Земля кора и верхняя мантия океанов. *Резул. исслев. Мехлу. Геофиз. проект.*, Изд. «НАУКА» Москва, pp. 1-253.
- MINATO, M., M. GORAI and M. FUNAHASHI (1965): The geologic development of the Japanese Islands. *Tsukiji shokan*, pp. 1-442.
- 田山利三郎 (1952): 南洋群島の珊瑚礁. *水路部報*, 11, 1~292.

討 論

討論者 小林和男 (東大海洋研)

1. はじめに

海底の構成を考えると、その基盤(堆積物の下)はすべて一様な玄武岩で、それが各所の海嶺から連綿として湧き出たものであるとする考えがもっぱら通用している。海嶺に平行に帯状に連なる磁気全磁力異常の縞模様も、このように一様な岩石の存在を仮定した上で、その中に残留磁化の形で地球磁界の正逆反転の歴史が、海嶺の頂から外へ向って時代順に記憶されているとして説明することができる。この仮定に立てば、磁気情報は強さ一定で、記号がプラス又はマイナスのどちらかであるから、取り扱いはいへん簡単になる。

このような単純化も、理論の最初の建設段階では不可欠で、しかも有効であろうが、いざ実際の海底に立ちもどって計算値と測定を細かく比較して結果を確かめようとすると、基盤の岩石の特性について、もう一步詳しい成因的考察が必要になる。磁気異常の正しい解釈のためには、海底から採集した岩石についての岩石学と岩石磁気学の両面からの検討がなされねばならないし、逆に言えば、磁気異常の測定値の注意深い分析から、海底岩石の性質について、ある程度の情報が得られるであろう。

2. 岩石磁化の多様性

磁気異常を生ずるものになるのは、岩石の残留磁化で

ある。この量は物理的にいわゆる構造敏感な量だから、その強さは岩石の化学成分ばかりでなく、その微視的構造にも関係し、特に強磁性鉱物の粒の大きさに強く依存する。また、岩石の熱的、化学的形成史にもよってくる。

第1表にいくつかの岩石を例にとり、その磁化の値を表に示す。大きな残留磁化をもつ一般的な条件としては、(1) 磁鉄鉱、チタン磁鉄鉱のような強磁性鉱物をかなりの量(約2%以上)含むこと、(2) 強磁性鉱物の粒の大きさが十分小さい(0.1 μ ないし1 μ 位)こと、(3) 岩石が高温から冷え固まって以来、化学変化(変質、再結晶など)や機械的な乱れ(破碎や再固結)をうけていないこと…である。この条件にあてはまらないものでも、別のタイプの残留磁化をもち、ごく稀にはきわめて大きくなることもあるが、一般にはその値は一桁以上小さい。

3. 磁気異常の種類と成因

海上磁気異常には大まかにわけて二つのパターンがある。一つは海山などの地形とはっきり対応するものであり、もう一つは地形に関係なく広がっている縞模様である。海山の場合は深さ5,000mの海底に高さ3,000mの山があると、海上では500~1,000 γ の異常が観測されるのがふつうである。この異常は山をつくっている岩体の磁化によるものとして説明することができる。磁気異常のパタンから岩体の磁化の方向を求める数値計算法は

第1表. 主な岩石の残留磁化の強さ.

岩 石	産 地	Jn (emu/cm ³)	Qn	測 定 者
玄武岩熔岩	伊豆大島三原山	1.5~5.0×10 ⁻²	100~135	NAGATA ¹⁾ (1953)
玄武岩凝灰岩	伊豆大島三原山	2.2×10 ⁻³		AOKI ²⁾ (1970)
玄武岩熔岩	ハワイ島マウナロア キラウエア火山	2.0~8.2×10 ⁻³		DOELL & COX ³⁾ (1963)
玄武岩熔岩	モーホル No.7 (東太平洋)	2.2~10.1×10 ⁻³	15~105	COX & DOELL ⁴⁾ (1962)
安山岩熔岩	箱根火山	1.9~9.4×10 ⁻³	4.9~6.9	NAGATA <i>et al.</i> ⁵⁾ (1957)
はんれい岩岩脈 (先カンブリア)	カナダ楯状地	0.4~1×10 ⁻³		KOBAYASHI ⁶⁾ (1968)
粗粒玄武岩岩床	愛知県設楽盆地	0.6~3.1×10 ⁻⁴	~1	AKIMOTO & KUSHIRO ⁷⁾ (1960)
花崗岩岩体	シーラ・ネバダ	1.0~5.6×10 ⁻⁴	0.2~0.3	GROMMÉ & MERRILL ⁸⁾ (1965)
蛇紋岩	大西洋中央海嶺	2.3×10 ⁻³	1.2	OPDYKE & HEKINIAN ⁹⁾ (1967)
鉄 鉱 石	山口県熊野鉱山	1.9×10 ⁻²	0.6	KOBAYASHI ¹⁰⁾ (1959)
Lodestone	マグネットコープ・ アーカンソー	2.5	94	KOBAYASHI ¹⁰⁾ (1959)
赤色砂岩	山口県硯石統	1.0~5.4×10 ⁻⁵		NAGATA <i>et al.</i> ¹¹⁾ (1959)
赤色粘土	赤道太平洋底	0.2~12.0×10 ⁻⁵		KOBAYASHI & KITAZAWA (to be published)
パラゴナイト	アイスランド	1.5×10 ⁻⁴		KOBAYASHI (preliminary data)

注) Qn 値: 自然残留磁化と地球磁界による誘導磁化との比を示す。この値が1以下であれば誘導磁化が磁気異常の因をなすが、1以上のものでは残留磁化の方向と強さが磁気異常のパタンを決定する。

VACQUIER¹²⁾によって考案されている。この仮定によると、異常の大きさを説明するためには、たとえ山全体が一様に磁化していたとしても、残留磁化の強さは $0.5 \sim 1.0 \times 10^{-2}$ emu/cc 程度は必要である。一般には山全体が一様に磁化していることは考えにくいので、予想される残留強化の値はさらに大きくなる。

縞模様の場合も、MASON の計算¹³⁾によると、300 γ 程度の振幅をもち、波長 60 km 位の縞異常が深さ 5,000 m の海の上で観測されるためには、海底下からモホまで厚さ 6 km、幅 20 km にわたって一様に磁化した岩体が存在するとしても、 10^{-3} emu/cc 以上の残留磁化をもつことが必要条件であった。もし、岩体の厚さを 2 km とすれば残留磁化は 7×10^{-3} emu/cc でなければならない。この場合にも、磁化の不均一性を考慮すると、磁化の値は 10^{-2} emu/cc 以上になるであろう。

そのように大きな、しかも安定な残留磁化をもつ岩といえは、まずすぐ頭に浮ぶのは玄武岩又は玄武岩質の貫入岩であろう。事実、北海道襟裳岬沖のえりも (Sisoev) 海山からドレッチされたものの大部分は玄武岩で、 1.7×10^{-2} emu/cc の残留磁化をもつものであった。その数値は異常から計算された値ともよく一致した。

このように海中へ噴出した玄武岩では、急冷効果によって強磁性鉱物を含む鉱物粒がきわめて小さくなるので、大きな残留磁化が期待されるのは当然である。しかし、このような成分のマグマが貫入体として地下深部で固まったときにも、磁鉄鉱中にはチタンを多く含むので、細かいイルメナイト又はウルボスピネルの析出物が生じることが多く、見かけの粒度は大きくなっても、強磁性体の粒度の実効値はきわめて小さく分断されているので、残留磁化はやはり大きくかつ安定である⁶⁾。

4. 磁気異常のない山、ない地域

大洋中の海山のほとんど大部分はそれに対応する磁気異常をもつ。大半は正の残留磁化によると解釈されるが、逆の磁化に対応するものもかなりある。どちらも磁気異常はかなり大きい。所が、このほかに地形上の山はあるのに、対応する磁気異常のパタンがないものがある。日本海溝の東側にもそのような非磁性海山が二つほど見付かっている¹⁴⁾。

山があるのに磁気異常がない原因には二つの事が考えられる。第1は山をつくっている岩石が残留磁化の小さいものであること、第2は岩は玄武岩のようなものだが、山体の半分近くが逆向きに磁化していて、正逆が丁度うまく消し合って磁気異常がなくなっている場合である。

第1の例としてイベリア沖に大部分 limestone から成ると思われる非磁性海山が知られている¹⁵⁾が、これは大陸縁辺部にあるので、深海底のものとは異なっている。

海山の火成活動は MENARD の推定¹⁶⁾によると千万年以上も続くときれているので、その間には短かい event も入れれば十数回の磁界反転をくり返している筈である。その反転の長短のパタンがうまく組み合わせれば、見かけの磁気異常が丁度消し合うことも起り得るであろう。しかし、割合小規模の海山が千万年もの歴史をもつものかどうか。また、たとえ幾重にも正逆磁化の層が重なっていたとしても、下部の層がどれだけ異常に寄与するものか、今後実際の海山や大洋島について詳しくしらべてみないとわからない。

筆者は非磁性海山の成因にもう一つの可能性を考えている。マグマはもともと玄武岩質のものであっても、何らかの理由で(おそらく分化のある段階において)通常より粘性が高まり、海底にあっても爆発的な噴出をすることがあるのではないか。その場合は BONATTI¹⁷⁾らが指摘するように、熱い熔岩と海水との物理的、化学的相互作用がはげしく、いわゆる hyaloclastites 又は palagonite をつくるであろう。その中では強磁性粒子は冷えてからでも方向を乱されるし、二次的変質もうける。従って、その残留磁化はきわめて弱いものになる。事実、アイスランドの palagonite について測定したところ、同じ地域の熔岩に比べて一桁以上小さい残留磁化をもっていた(第1表参照)。

海山の大部分がこのような物質からできているとすれば、その上では磁気異常はきわめて小さくなるのは当然である。この噴出形態といゆる Mn-ノデュールの生成との間に強い関係があるかどうかまだわからないが、白鳳丸 KH 69-2 航海でも、磁性のない山からは Mn-ノデュール (Mn-Fe 酸化物) がかなり採れている¹⁸⁾ことからみても、何かおもしろい問題が出てきそうに見える。このような海山はこれから数年間、あらゆる可能な方法で詳しく調べる必要がある。

海山に対応する磁気異常ばかりでなく、縞模様異常についても、地域によってはほとんど見られないところがある。たとえば西太平洋では、いわゆる Darwin Rise 海域やフィリピン海の大部分などについて、異常は山に対応するもの以外は 100 γ 以下である¹⁸⁾。縞模様分布図にぽっかりと穴があいているのは、測定がないからではなくて、縞模様をつくるような異常がないのである。

これまでの考察からわかるように、これらの無異常海域は、玄武岩的でない、むしろ陸的な岩石で蔽われてい

るのか、それとも palagonite 的なものが広く分布するのか、ともかく他と異なった構造をもつ可能性が強い。

縞模様がない地域の成因としては、さらに玄武岩質な岩が Permian の頃、地球磁界が長い間(数千万年)今と反対の方向を向いたままで逆転しなかった期間にできたものだと解釈もなり立つかもしれない。

これらの問題を解くには、米国によって現在進行中の深海掘削(JOIDES)の結果も役立つにちがいない。フィリピン海で見事な palagonite の基盤が採れたとの話もあるので、さらに期待して見守っている。

文 献

- 1) NAGATA, T. (1953): Rock Magnetism (1st ed.) Maruzen.
- 2) AOKI, Y. (1970): M. Sc. Thesis, Univ. of Tokyo.
- 3) DOELL, R. R. and A. COX (1963): The accuracy of the paleomagnetic method as evaluated from historic Hawaiian lava flows. *J. Geophys. Res.*, **68**, 1997-2009.
- 4) COX, A. and R. R. DOELL (1962): Magnetic properties of the basalt in Hole EM 7, Mohole Project. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3997-4004.
- 5) NAGATA, T., S. AKIMOTO, S. UYEDA, Y. SHIMIZU, M. OZIMA, K. KOBAYASHI and H. KUNO (1957): Paleomagnetic studies on a Quaternary volcanic region in Japan. *J. Geomag. Geoelect.*, **9**, 23-41.
- 6) KOBAYASHI, K. (1968): Paleomagnetic determination of the intensity of the geomagnetic field in the Precambrian period. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **1**, 387-395, 1968.
- 7) AKIMOTO, S. and I. KUSHIRO (1960): Natural occurrence of titanomagemite and its relevance to the unstable magnetization of rocks. *J. Geomag. Geoelect.*, **11**, 94-110.
- 8) GROMMÉ, C. S. and R. T. MERRILL (1965): Paleomagnetism of Late Cretaceous granitic plutons in the Sierra Nevada, California: Further results. *J. Geophys. Res.*, **70**, 3407-3420.
- 9) OPDYKE, N. and R. HEKINIAN (1967): Magnetic properties of some igneous rocks from the mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, **72**, 2257-2260.
- 10) KOBAYASHI, K. (1959): Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism. *J. Geomag. Geoelect.*, **10**, 99-117.
- 11) NAGATA, T., S. AKIMOTO, Y. SHIMIZU, K. KOBAYASHI and H. KUNO (1959): Paleomagnetic studies on Tertiary and Cretaceous rocks in Japan. *Proc. Jap. Acad.*, **35**, 378-383.
- 12) VACQUIER, V. (1962): A machine method for computing the magnitude and the direction of magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey. *Proc. Benedum Earth Mag. Symp.*, Pittsburgh.
- 13) MASON, R. G. (1958): A magnetic survey off the west coast of the United States between latitudes 32° and 36°N, longitudes 121° and 128°W. *Geophys. J.*, **1**, 320-329.
- 14) TOMODA, Y. and N. NASU, ed. (1970): Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH69-2, *Ocean Res. Inst.*
- 15) BLACK, M., M. N. HILL, A. S. LAUGHTON and D. H. MATTHEWS (1964): Three non-magnetic seamounts off the Iberian coast, *Quart. J. Geol. Soc. London*, **120**, 477-517.
- 16) MENARD, H. W. (1969): Growth of drifting volcanoes. *J. Geophys. Res.*, **74**, 4827-4837.
- 17) BONATTI, E. (1967): Mechanisms of deep-sea volcanism in the south Pacific. in "Res. in Geochem." P. H. ABELSON, ed., John Wiley & Sons, Inc., vol. 2.
- 18) TOMODA, Y. (1969): West Pacific Ocean viewed from the magnetic anomalies. *J. Seis. Soc. Japan (Disin)*, **2**, 12-19.

一 般 討 論

座長 加賀美英雄(東大海洋研)

青木(東海大・海洋) Ocean floor spreading という問題は前に言ったように私達の計画に結びついた時に解決されるというようなことを教室で話し合っている。日本とアメリカ、ある島とアメリカとの間に橋を作りそれが仮りに1年間に何 cm 移動したらこまるというような形の、非常にわれわれの生活に結びついた時に最終的な結論が出されると思う。どんどん島が移動すれば、橋は毎年橋をつぎたさなければならない。今、小林さんの話で感ずるのだが、磁性の問題、友田さんのやられている重力の問題、南雲さんのやられている地震の問題などに対してはほとんど知らない。ほんとに地震の立場、重力の立場からみて Ocean floor spreading を考えた方が良いのかお聞きしたい。

友田 質問ではないが、まず gravimetric に Ocean floor spreading に相反する大きなデータの一つは、大西洋における重力の異常であって、Ocean floor spreading の考えだとリッジの中央に質量の余分なものがあって、そこから物がでてこなければならぬ。従って、重力は大西洋のまん中いわゆる mid-Atlantic ridge に沿って非常に大きくあるべきにもかかわらず、最も重力の

大きい場所はイギリスである。ヨーロッパの大陸である。これは Ocean spreading がまちがっているという大きなデータの一つになる可能性がある。それから重力が regional に非常に小さい所は、いわゆる spreading した末端ではなくて、最もマイナスの大きいところはインドのデカン高原及びその沖合である。これは非常に大きいマイナスである。これも Ocean spreading の考えとはあわない。それから地磁気の立場からみると、まず中部太平洋に数ある海山が全部現在の地球磁界の方向に磁化している。地磁気の異常の成因が地球磁界の反転だとすると、たくさんの海山全部が現在の地球磁界の方向にたい磁しているのはおかしい。そうすると、地磁気の縞模様に対する原因もあぶなくなる。従って、そこから Ocean spreading の考えがくずれるかも知れない。

別の質問であるが、大陸の移動というものは始めは生物の分類その他から始まったことであるが、逆に海底の生物その他から大陸が動いたという証拠があるか。ある

いはそういうことは考えられないかということをご根本さんにお聞きしたい。

根本（東大海洋研）たとえば、古海洋学というか、海がどのようにして形成されたかということは確かにプランクトンの分布その他にも関係がある。現在、北半球と南半球に同じ種類でわかれて棲んでいるのがあって、それが完全に途中でできているのがある。こういうのは過去における地球の冷化とか暖化を考えないと説明がつかない。今、友田さんの言われた生物の証拠というのは、まず陸の方の生物である。それが海の生物にあるかと言われるとどうしてもベントスというか、海底にはりついて生活をしているもので、しかもあまり移動しないものを考えて、それが現在陸の生物で指摘されたような現象が両方の岸沿いにあるかないか。そういう問題に結び付けて考えなければいけないのではないかと考える。残念ながら私自身十分な知識をもっていない。

6. 深海堆積物

—主として帯状分布について—

井上雅夫*

Sédiment à de grandes profondeurs

—sa distribution zonée—

Masao INOUE

Résumé: Une des particularités du sédiment à de grandes profondeurs est sa distribution zonée, perpendiculaire à la méridienne. Par exemple, la distribution du sédiment silicieux paraît suggérer le mouvement général de l'eau et le climat au moment de la sédimentation. Celle de l'argile originaire de continents réfléchit la distribution zonée sur les continents. Les facteurs comme composition granulométrique, distance et profondeur du transport, courant marin, vent, etc. qui perturbent la distribution zonée sont énumérés.

まえがき

世界の大洋における堆積物の分布図をみたときに気づくことは、その分布が東西に長い緯度に平行な帯状分布をすることである。しかも、ほぼ赤道をはきんで南北に同じような配列をすることが認められている。その主な原因は気候の差異および大洋水の動きではないかと考えられ、すでに多くの人によって述べられてきた。これからわれわれが研究してゆかなければならないのは、ばく然と気候の影響や大洋水の動きの影響を論ずるのではなく、実際に影響の過程とその影響を堆積物がどのようにとどめているかを知ることであろう。その過程をはっきりつかむには堆積物を構成する成分別に検討をしてゆく必要がある。

大別すれば堆積物を構成する成分は、陸源・生物源・火山源・宇宙起源・自生鉱物に分けられる。そのうち気候および大洋水の性質を敏感に反映ししかも堆積物質として大量に供給されるのは生物源物質である。

深海域においては陸源物質より生物源物質のほうがよりはっきりと特徴的な帯状分布を示す。太平洋においては一般的に三つの生物生産量の高い帯が存在する(北帯・赤道・南極大陸周辺)。北帯では有機性炭素の一次生産量は $2\sim 10\text{ mg}\cdot\text{m}^3/\text{日}$ 、赤道地域では $2\sim 5\text{ mg}\cdot\text{m}^3/\text{日}$ であるが、三つの高生産量地帯の間にはさまれた地帯では $2\text{ mg}\cdot\text{m}^3/\text{日}$ 以下である。外洋における一次生産量は主

に深層水の栄養塩類の表層への供給にコントロールされる。それゆえ比較的生産量の高い地帯は、大洋水の強い垂直循環の地域に結びついている。その第1は発散帯であり、もう一つは高緯度地方のように冬季に対流がおこるところである。赤道付近も温帯地方と同じく比較的強い垂直循環がある。それに対し乾燥帯では成層状態が弱い循環しかない。

生物源でも主なのは炭酸カルシウムの殻をもったプランクトンとシリカ殻をもったプランクトンである。前者を代表するものとして有孔虫、後者の代表としてはケイ藻および放射虫をあげることができる。浮遊性有孔虫はたしかに気候ないし大洋水の性質をよく反映するといえよう。ところが炭酸カルシウムの殻は周知のように深さ $4,000\sim 4,500\text{ m}$ をこえる大洋底では溶解して残らない。そのために大洋における堆積物中の炭酸カルシウム量の分布は、水中に懸濁ないし浮遊しているときの分布によるよりも水深の影響を大きくうけて帯状分布を明瞭には示さない。したがって、堆積過程を研究するためには炭酸カルシウム殻をもった生物は不適当といえる。一方、シリカのほうは容易には海水中で溶解しないため、堆積過程、堆積物中での分布を知るのによい材料である。

1. ケイ質堆積物³⁾⁴⁾⁵⁾⁶⁾

堆積物中における非晶質シリカ* 量の分布は明瞭な帯

* 非晶質シリカと結晶のシリカ(特に石英)とを区別しているのは、生物殻を構成しているシリカが非晶質であり、鉱物としての石英と区別される必要があるためである。

* 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo

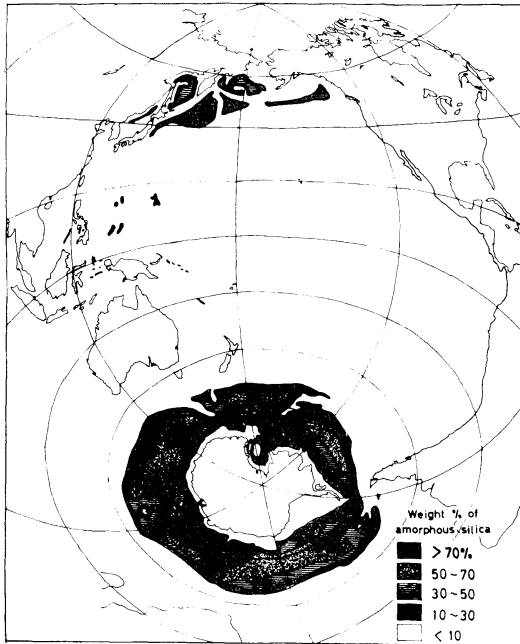


Fig. 1. Distribution of amorphous silica in surface layer of bottom sediments (in % of dried sediment). (LISITSIN, 1966a)

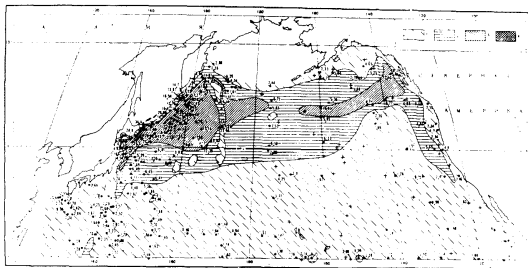


Fig. 2. Distribution of amorphous silica in sediments of northern part of the Pacific (in % of dried sediment). (LISITSIN, 1966a)
1:1 to 5; 2:5 to 10; 3:10 to 30; 4:30 to 40

状分布を示す (Fig. 1)。特に非晶質シリカが多いのは南極洋の堆積物であり、乾燥時の重量で 70% 以上に達するところもかなり広い。太平洋には北部にもケイ質堆積物 (シリカの多い堆積物という意味で用いる) の帯があり、赤道付近にもある。南帯 (南極洋) の特徴はきわめて幅が広いこととシリカ量が高いことで、全海洋で現世において堆積している非晶質シリカ量の 3/4 以上が南帯において堆積している。しかし、分布は南帯の中でも不均等で、海山上や大陸棚などには少なく、特徴的なケイ質堆積物は深海域にみられる。そのほとんどはケイ藻堆積物である (海綿骨針の多いケイ質堆積物は比較的浅

い場所にも分布する)。南帯の幅は 900~2,000 km で、北限は南極水が亜熱帯水の下にもぐりこむ取れん帯、氷山の平均分布限界および年平均気温 10°C の等温線と一致する。しかし、場所によっては地形 (海嶺) の影響を受けてかなり南にしりぞいている所もあり、北限線は必ずしも緯度に平行しない。

北帯は、極東の縁海 (ベーリング海・オホーツク海・日本海) をのぞくならば、北太平洋では非晶質シリカ量 10~20% で、狭い地域で 30% をこえるにすぎない。Fig. 2 に示されるように、シリカが多いのは 40°N より北であり、それより南では急激に 1~5% におちる。北帯の南限線をさだめるとすれば、ほぼ極前線と一致する。それより南の亜熱帯水では植物プランクトンの量は激減する。これは懸濁物質中の非晶質シリカ量にも堆積物中の非晶質シリカ量にも顕著にあらわれる。

赤道帯では、堆積物中のシリカ量は 10~30%、まれに 50% をこえることがある。北帯および南帯とちがい水深と分布との関係が深く、炭酸カルシウムの溶解する深い所 (すなわち 4,600~4,900 m 位以深) に分布する。しかし、深い所に必ずしもケイ質堆積物があるわけではなく、非晶質シリカ量 10% 以下の赤色粘土も広く分布する。しいて緯度によって赤道帯のケイ質堆積物分布を示すならば、南北 20 度の間にはさまれる幅約 4,500 km の帯をさすことになる。

20°S~45°S の間には大洋中どこにもケイ質堆積物は存在しない。この非ケイ質堆積物帯は南半球の乾燥帯と一致する。北半球でもやはり非ケイ質堆積物帯は存在し (20°N~40°N) これも乾燥帯と一致する。

堆積物中における非晶質シリカのこのような帯状分布が懸濁物質についてもみられるであろうか。表層水の懸濁物質の非晶質シリカは、顕微鏡による観察ではもっぱら生物源物質 (プランクトン) であり、なかでもケイ藻が圧倒的である。しかもケイ藻のもっとも多い海域は南極洋である。熱帯では、赤道帯の狭い部分をのぞいてはケイ藻が少ないが、表層水中の懸濁非晶質シリカ分布を決定するのは根本的にケイ藻分布である。放散虫は水深 100~500 m 位の間に多く、表層水の懸濁物質について考える際にはケイ藻と同等には扱えないし、ケイ藻に比べると量的に多くない。また、たいていは放散虫の多い所はケイ藻もともなっており、放散虫だけが単独に多い所は少ない。簡単にいえばケイ藻の分布は水塊と密接に結びついている。

懸濁物としての放散虫が多いのは赤道帯である。赤道帯の放散虫軟泥の特徴は放散虫殻の破片が多いことであ

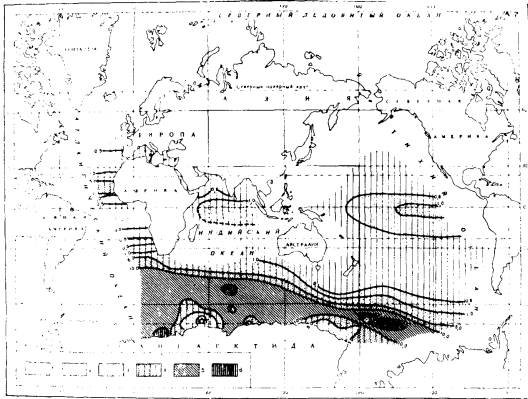


Fig. 3. Distribution of amorphous silica in suspension of surface water (0-5 m) (in % of dried matter). (LISITSIN and BOGDANOV, 1968) 1:0.5>; 2:0.5 to 1; 3:1 to 5; 4:5 to 10; 5:10 to 30; 6:30<

る。一方、寒帯の堆積物中の放散虫は完全な形のものが多い。かように量や種組成だけでなく保存状態が異なる。その原因は不明である。放散虫軟泥の非晶質シリカ量はケイ藻軟泥など多くなくインド洋の軟泥で5~15%である。

ともかく、懸濁物質中の非晶質シリカ量の分布 (Fig. 3) は、堆積物中の非晶質シリカ量分布ときわめてよく一致した帯状分布を示す。シリカ生産量の帯状分布は気候および水の動きによってきまる。シリカと栄養塩類との間には直接の関係は認められておらず、ケイ藻殻などの材料になる溶存シリカは主に陸から供給されてくる。懸濁している生物源シリカのはげしい溶解は、生物の活動の行なわれる層のすぐ下からはじまる。溶解速度は主に生物殻としてのシリカ量と有機保護膜の存在いかんによる。このような溶解があるが、表層水におけるシリカ量の帯状分布は海底にまで消失せずとどめられる。したがって生物源シリカの場合は表層水における分布が海底における分布を規定している。

一方、地質時代においても非晶質シリカの堆積は現在と同じように行なわれていたかが一つの興味ある問題である。そして、かつてやはり帯状分布があったのかどうか。この問題を扱うのに適当なのは南極洋を含む南半球の大洋である。少なくとも第四紀を通じて非晶質シリカ堆積の基本となったのは現世同様ケイ藻であった。また、やはり第四紀を通じて南極洋付近で非晶質シリカの堆積が多いことも柱状試料により認められている。ケイ藻の繁殖のはげしきひいては非晶質シリカ堆積の強さは、今日同様表層への栄養塩類の供給の強さ、すなわち

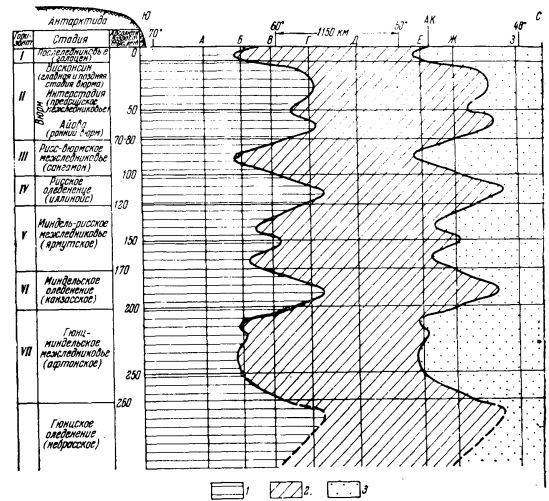


Fig. 4. Position of siliceous belt in South ocean (in Indian ocean) and climatic zonation of sediments in Quaternary Era. (LISITSIN, 1966b) 1: iceberg sediments; 2: diatomaceous sediments; 3: foraminifera sediments; AK: antarctic convergence; present position of zone

発散帯の存在によって決定されていたのであろう。多くのコアによる絶対年代決定と堆積物の相変化を組み合わせると、非晶質シリカの多い帯の北限は過去においてかなり南北に移動したことが認められる (Fig. 4)。その移動距離は 1,000~1,200 km におよぶ。この移動は大洋水の取れん帯の移動に関係があり、気候変化と同時である。

2. 粘土鉱物の分布⁹⁾

これまで述べてきたように、生物源物質は緯度に平行な帯状分布をする傾向が認められた。そしてそれは、気候および大洋水の性質と密接な関連をもっていた。次に陸源物質について述べてみたい。陸源物質でも、大洋底を広く占めているのはシルトから粘土にかけての非常に細粒の堆積物であり、砂のように粗い堆積物はきわめて小部分にしか認められない。したがって、陸源物質の分布をとりあげるならば、普遍的に広く分布する粘土鉱物の分布を取り上げるのがもっとも適当と思われる。結論から先に言えば、粘土鉱物の分布には次のような特徴がある。(1)明瞭な帯状分布を示し、しかもその帯は太平洋・インド洋・大西洋の三大洋を通じてほぼ同じ緯度のところをのびている。(2)赤道から南北にむかっの鉱物種ごとの増減がきわめて規則的である。(3)赤道をはきんで分布のようすは南北で同じ。すなわち、二極性である。(4)

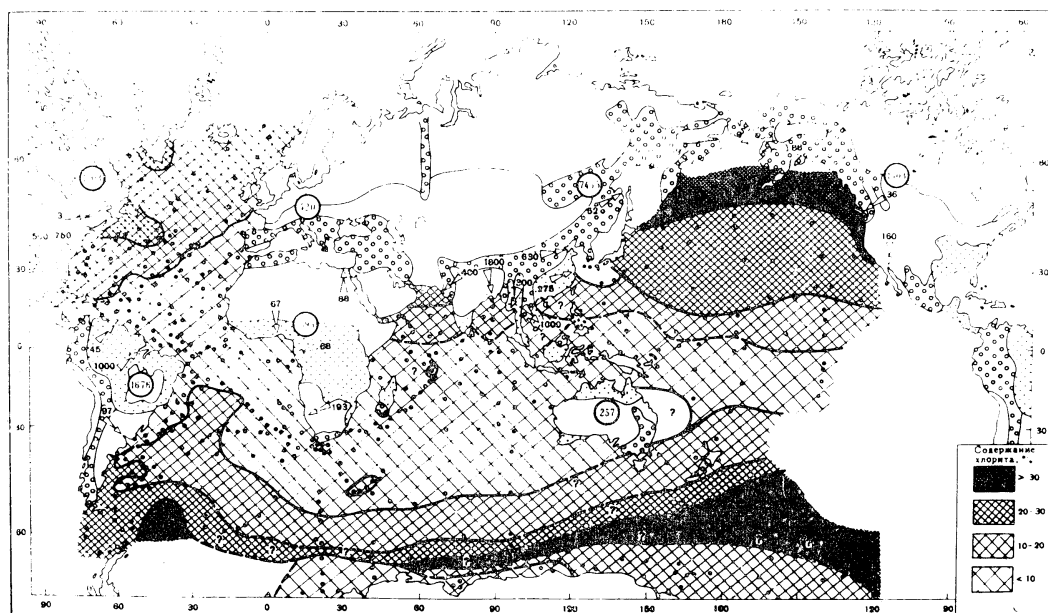


Fig. 5. Distribution of chlorite in fine pelitic fraction of bottom sediments (in %). (RATEEV etc., 1968)
 Figures in circles: sum of solid stock from continents (in million ton); arrows: direction and amount of solid stock supplied by large rivers

海底堆積物の地帯区分と陸上の土壌および風化殻の粘土鉱物による帯状区分とはよく一致し、しかも陸上より大洋における地帯区分の方が明瞭である。

海底堆積物中の粘土鉱物は、分布をみると、個々の場所では他の鉱物によるうすめ、集水盆の非対称性、細粒物質を供給する大河の有無、火山活動* などにより地域性はあるが、大別すれば二つのグループに分けることができる。一つは、カオリナイト・ギブサイト・モンモリロナイトのグループで、熱帯湿じゅん帯に集中、もう一つは、クロライト・イライトのグループで、乾燥帯・温帯・寒帯に関係する。

陸上の土壌中における粘土鉱物分布を要約するならば次のようである。極近くヤツundra帯（ほぼ 60°N 以北）ではイライトやクロライトが主成分である。亜寒帯のポドゾル土や山岳土になってくると（ $50\sim 60^{\circ}\text{N}$ ）イライトが卓越するが、クロライトは激減しモンモリロナイトが出現するようになる。 $30\sim 50^{\circ}\text{N}$ 付近の黄土や赤色土の地帯になるとイライトがやはり卓越するが、クロライトはほとんどなくなり、カオリナイトが本質的な成分として出現してくる。最後に、熱帯（赤道をはさんで南北 30 度まで）になると、イライトは激減しカオリナイト

* 特に火山活動はモンモリロナイトの分布に影響を与える。

が主要鉱物として出現する。大洋底堆積物においても類似の分布が認められるが、もっとも明白に気候帯を反映しているのは北半球の大洋である。これには、南半球においては陸地面積が北半球に比べずっと狭くなることに関係しているであろう。ここでは図を参照しながら太平洋の例を述べてみよう。

太平洋は非対称的な集水盆であり、南半球はほとんど陸がないといってもよい。ちなみに、オーストラリア大陸が太平洋に供給する堆積物質（257百万トン/年）は黄河のその1/2といわれる。南においては南極大陸の影響が主であるといえようが、氷にとざされた大陸からの堆積物供給は、非常に少ないと思われる。太平洋への堆積物供給がもっとも多いのは熱帯でも西側（中国・インドシナ・インドネシア）の沿岸である。

太平洋の堆積物中の粘土鉱物組成についてはいくつか研究があるが、いずれもクロライト・カオリナイト・イライトは主に陸源であり、モンモリロナイトが特に火山灰より変質した場合が多いことを示す。カオリナイトは熱帯地域に集中し、赤道から南北へ減少する。分布はインド洋とよく一致する。クロライトの分布はカオリナイトの分布と逆の傾向をもち、明瞭に南北の中緯度地域に二つの帯がある（Fig. 5）。北半球の帯は、陸上の土壌でもクロライトが多い地帯と一致する。南のクロライトが

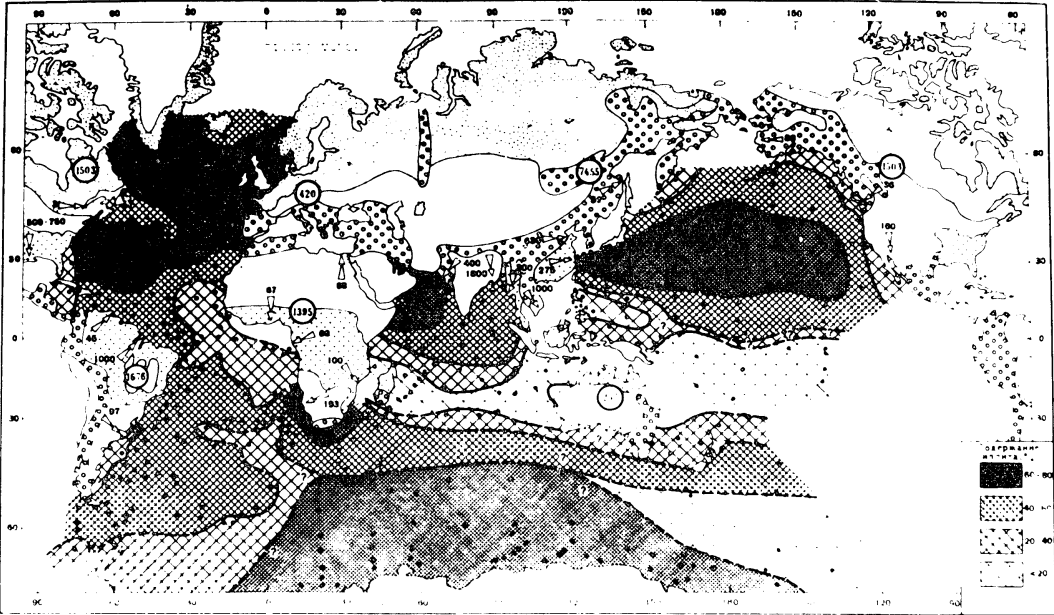


Fig. 6. Distribution of illite in fine pelitic fraction of bottom sediments (in %). (RATEEV etc., 1968) Marks are similar to Fig. 5.

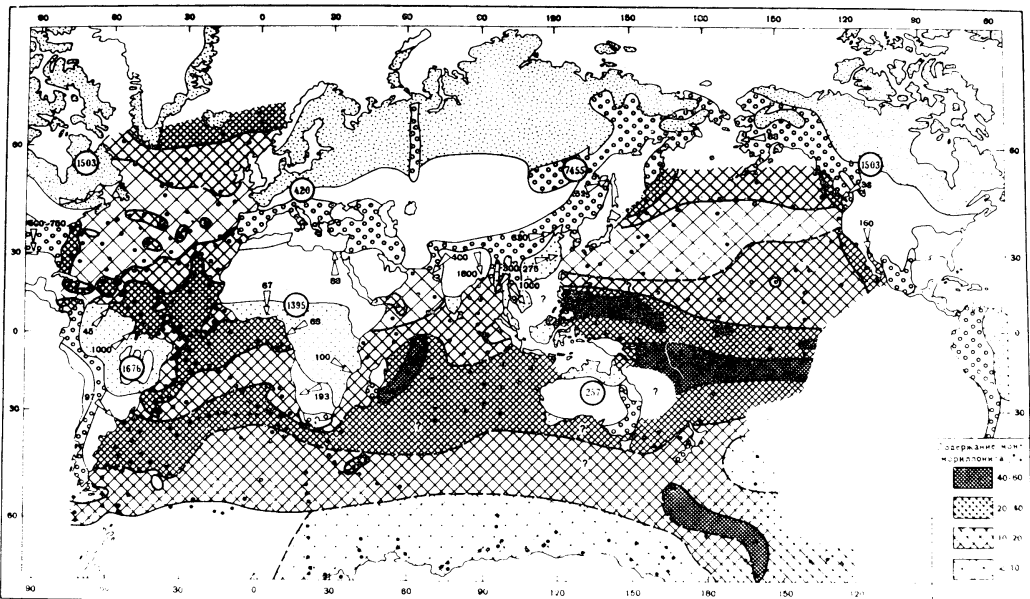


Fig. 7. Distribution of montmorillonite in fine pelitic fraction of bottom sediments (in %). (RATEEV etc., 1968) Marks are similar to Fig. 5.

多い帯は南極大陸に由来するものであろうが、このような分布を示すのは、特にイライトが多量に南極大陸より供給されるためクロライト量がうすめられるのであろう。熱帯地域にはクロライトはほとんどみられない。イ

ライトは太平洋においてはきわめて広く分布する (Fig. 6)。特に東シナ海は黄河・揚子江がイライトに富む黄土を通してきており、イライトが多く供給される。モンモリロナイトは量的には多くないが広く分布する (Fig. 7)。

一般に、カオリナイトの多いところとモンモリロナイトの多いところは一致する。帯状分布を示すと同時に、ところどころ斑状分布を示すところがある。特に特徴的なのは西南太平洋・ニュージーランド南方などであり、第四紀以降の火山活動（海底におけるものも含めて）の多い地域である。日本の付近では千島諸島付近およびベーリング海でもモンモリロナイト量が多い。これも現世の火山活動による。

陸源物質には粘土鉱物分布にみられるような気候帯による zonality を反映する面もあるが、もう一つ環大洋の zonality をも示す。これが明瞭に示されるのは有機物の場合であるが、まず最初に赤色粘土について検討してみたい。

3. 赤色粘土¹⁰⁾

遠洋性堆積物のうち、広い面積をいわゆる赤色粘土が占めている。しかし、その性質は一様ではなく相変化がみとめられる。すなわち、以下に述べるように陸源物質および生物源物質の供給の強さおよび堆積速度が深海性粘土の基本的な相変化をきめる。赤色粘土 (eupelagic 粘土) は、これらの物質の供給が少ない場合にみられる

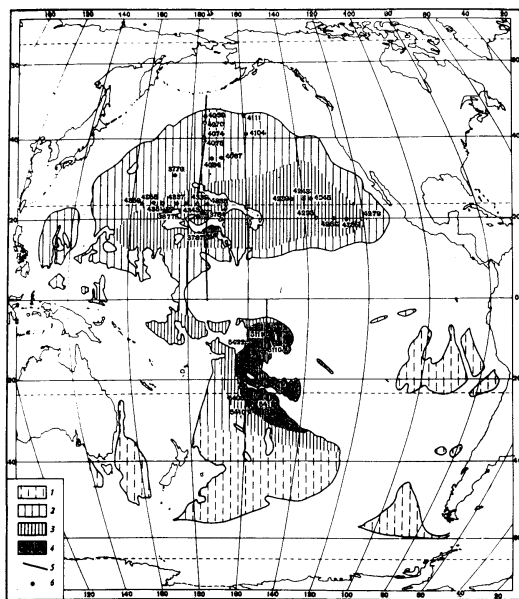


Fig. 8. Basic lithologic facies types of pelagic clay in the Pacific. (SKORNYAKOV and MURDMAA, 1968)

1: pelagic clay unclassified; 2: pelagic clay of transitional type; 3: eupelagic clay; 4: zeolitic clay

のであって、陸源物質や生物源物質の多い堆積物との間には漸移型の堆積物が存在する (Fig. 8)。

漸移型の粘土は pelitic 部分 (0.01 mm より細かい) が普通は 80% 以下だが、陸源物質や生物源物質の多い堆積物よりずっとうたが良く、細粒 (普通モードは 0.005~0.001 mm にある) である。eupelagic 粘土と異なる点は非晶質シリカ (5~10%) と有機性炭素 (0.25~0.5%) が比較的多いことで、鉄 (3.6~5.2%) マンガン (0.24~0.42%) は少ない。自生鉱物は少なくほとんど allothigenic 鉱物で、砂-シルト部分で卓越しているのはほとんど火山性物質 (斜長石・火山ガラス・火山灰・岩石片) であり石英も多量でないが存在する。鉄・マンガン・ジュールもいたるところにみられるが多くなく、鉄が比較的多いため Mn/Fe 値は小さい。

eupelagic 粘土はもっとも典型的な遠洋性深海粘土であり、いわゆる赤色粘土とよく一致する。太平洋の熱帯・亜熱帯地方でもっとも陸から離れたところで環大洋の海流の中央に発達している。ペライトが大部分 80% 以上で、なかでも 0.005 mm より細かい粒子が卓越する。また有機性炭素 (0.25% 以下) と非晶質シリカ (普通 1% 以下) がきわめて少なく鉄は多くなる (5% 以上) のが特徴である。鉱物組成をみても加水ウンモに比べて、モンモリロナイトが多いことおよび鉄・マンガンの水酸化物の多いことは漸移帯の粘土と異なる。しかし、根本的な相違は砂-シルト部分において自生鉱物 (フッ石・鉄・マンガン・ジュール) が急増し生物源成分 (特に放射虫・ケイ藻) が著しく減少する。しかし、魚の歯や骨は増大し重鉱物部分の 30~40% までなる。eupelagic 粘土の特徴の一つは鉄・マンガン結核の存在であり、面積で普通 20% 以上 60% 位までおおわれる。結核の化学組成も変化し Mn/Fe 比は増大しニッケル・銅が多くなる。

含フッ石粘土は、自生鉱物の多い eupelagic 粘土で eupelagic 粘土の地域内に分布する。もっとも広く分布するのは太平洋の南部海盆と中央海盆の南部であり、北半球では中央太平洋海嶺の近くに分布するだけである。粒度組成は eupelagic 粘土と同じようであるが、ときにはフッ石と微細結核によって砂部分にもモードがでることが注目される。非晶質シリカ (1% 以下) と有機性炭素 (0.25% 以下) が少なく、鉄とマンガンが多いのが特徴である (南部海盆で鉄普通 6% 以上マンガン 1% 以上)。自生モンモリロナイトとフッ石 (主にフィリップサイト) が卓越し、フッ石は堆積物中最高 70% にまで達することがある。砂-シルト部分は自生鉱物と火山源鉱物からなり、粗シルトの軽鉱物はほとんどフッ石とフッ

石一粘土凝集物からなる (50~85%)。特に、パラゴナイトおよびパラゴナイトぎょう灰岩とフッ石の共生が特徴であり、これらが海底火山活動の産物の変化したものであることを暗示している。遠洋性粘土の相変化を決定する一つの重要な因子は火山源物質の分布である。火山源物質はすべての遠洋性粘土に含まれるがその組成や性質は一樣でない。大洋周縁の安山岩線の存在からも考えられるように安山岩質の火山砕屑物質の量は大洋周縁から中央へかけて減少する傾向にある。しかし、eupelagic 粘土および特に含フッ石粘土においては、海底での玄武岩質火成活動の産物が、パラゴナイト化・ペライト化・フッ石化において本質的な役を演ずる。含フッ石粘土は堆積速度のおそい (普通 1 mm 以下/1,000 年) eupelagic 粘土の領域でのみ存在している。eupelagic 粘土地域において、含フッ石粘土から普通の eupelagic 粘土への移行は火山性物質の分布が一義的にきめていると思われる。

4. 有機物および酸化層¹⁾²⁾⁷⁾⁹⁾

表層水中の有機物が海底に達する機構はきわめて複雑である。深さ数千mの海底に達するには径 0.1 mm より大きな粒子位でなくては途中で溶解してしまい海底に達するのがまれである。きわめて安定なもの (圧倒的に bitumen) のみが海底に達し得る。懸濁している有機物の量の垂直分布は水の条件 (まず水温) による。北半球の中・高緯度や南極大陸沿岸などでは、表層で生産される有機物の 10% 以上が海底に達する。しかし、熱帯や南半球の中緯度地方では 5% 以下にすぎない。

太平洋の北東海盆では窒素量から有機性炭素量がだされたが、もっとも多いのは南カリフォルニア沿岸沿いである (平均 3.5% 有機性炭素)。

有機物と堆積物の粒度、海底地形、岸からの距離とは密接に関係している。

粒度でいえばシルト質粘土のところに平均して多く粘土中では若干減少する。これはやはり有機物粒子の大きさが pelitic 部分に入ってくることによる。陸から少し離れたところにもっとも有機性炭素量の多いところがあり、陸側へも外洋側へも減少するが特に外洋側への減少が著しく、赤色粘土地域ではきわめて少なくなる。有機物の源はプランクトンや底生生物の活動および陸からの供給であるが、北東太平洋では生物活動が主役を演ずる。プランクトンの生物量をもっとも多いのは沿岸沿いである。実際に堆積物中で有機物をもっとも多いところは生物量の多いところよりも少し外洋よりによっている。こ

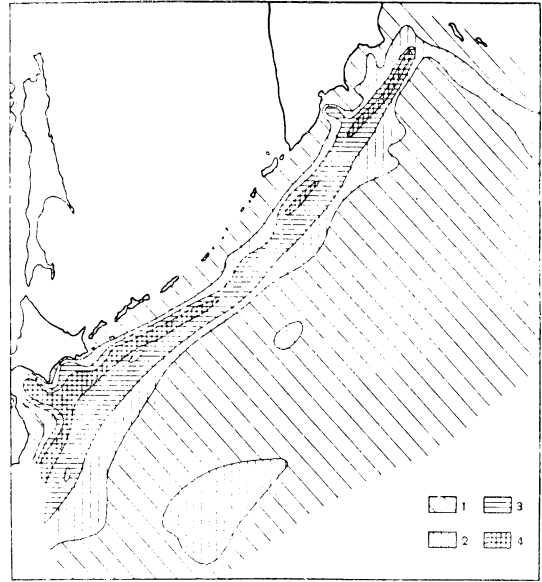


Fig. 9. Distribution of organic carbon (in %). (BEZRUKOV, 1960)

1:0.5>; 2:0.5 to 0.75; 3:0.75 to 1.0; 4:1.0<

れは水の動きにもよるであろうが、陸源物質によるうすめが沿岸近くほどはげしいことにもよるのであろう。

北東海盆が海岸に平行な海溝をもたないのに対し、北西海盆の方は海溝が存在し堆積物中の有機物はこの地形の明瞭な影響を受けているようにみえる。Fig. 9 に示されるように堆積物中でもっとも有機性炭素の多いのは大洋周縁であり植物性プランクトンの有機物生産ももっとも多いところでもある。大陸斜面下部および海溝底では有機性炭素が 1% をこえるのがまれでなく、北海道の南では 2.35% に達するところもある。海溝から離れるにしたがって堆積物中の有機性炭素量は減少する。これはプランクトンの生物量減少とも関係があるだろうし、有機物が運搬時に分解してゆくことも関係するであろう。それと同時に、酸化層の厚さの分布 (Fig. 10) と比較した時、有機性炭素の減少と平行して酸化層の厚さは増すことが認められる。還元層がどこからはじまるか (酸化層の厚さ) は Eh の測定によってもつかめるが、加水トロイライト ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) のように還元状態をあらわす自生鉱物の存在によっても知ることができる。酸化層の厚さが陸側から大洋側へ岸線と平行に近い変化を示すことは、やはり陸源物質 (陸源有機物を含む) の供給の影響によることを示しているであろう。海溝底において有機性炭素が多いのは酸素の欠乏のため分解がこりにくいいためであり、酸化層の厚さは 0 ないし数 cm

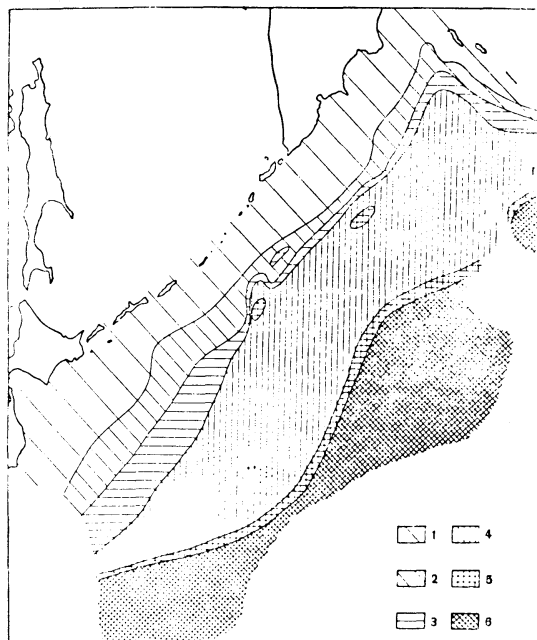


Fig. 10. Thickness of oxidized layer (in cm).
(BEZRUKOV, 1960)

1:0 to 5; 2:5 to 10; 3:10 to 20; 4:20 to 50;
50 to 100; 6:100<

にすぎず遊離した硫化水素の存在する層もある。実際には褐色粘土と還元状態にある灰色粘土が交互にあらわれることがある。これは、あるいは気候変化が植物性プランクトンの生産量変化をひきおこし有機物の供給が不等になったのかもしれない。

以上、堆積物の分布の規則性およびそれに変化を与える原因の諸例をとりあげた。しかし、石英の分布や地域的な現象など多くの重要な項目にまで書きおよんでないのでまとまりのないものになったかもしれない。

おわりに、深海研究シンポジウムにおいて話をする機会をつくってくださり本論の掲載にお骨折をいただいた理化学研究所の方がた、特に大柴五八郎博士に感謝の意を表したい。

文 献

- 1) BEZRUKOV, P. L. (1960): Sedimentation in the North-Western Pacific Ocean. *in* Marine Geology (Intern. Geol. Congress XXI session, Reports of Soviet Geologists, Problem 10) Academy of Sci. USSR, 45-58. (in Russian)
- 2) BOGDANOV, Ju. A. and A. P. LISITSIN (1968): Distribution and content of the suspended organic matter in the waters of the Pacific

Ocean. Oceanological Researches No. 18, 75-155. (in Russian)

- 3) LISITSIN, A. P. (1966a): Basic law of distribution of Recent siliceous sediments and their relation to climatic zonality. *in* Geochemistry of silica. Academy of Sci. USSR, 90-191. (in Russian)
- 4) LISITSIN, A. P. (1966b): Distribution of silica in Quaternary sediments in relation to climatic zonality of geologic age. *in* Geochemistry of silica. Academy of Sci. USSR, 321-369. (in Russian)
- 5) LISITSIN, A. P., Y. L. BELYAEV, Y. A. BOGDANOV, and A. N. BOGOYAVLENSKII (1966): Law of distribution and form of silica suspended in ocean water. *in* Geochemistry of silica. Academy of Sci. USSR, 37-89. (in Russian)
- 6) LISITSIN, A. P. and Ju. A. BOGDANOV (1968): Suspended amorphous silica in the waters of the Pacific Ocean. Oceanological Researches No. 18, 5-41. (in Russian)
- 7) OSTROUMOV, E. A. and I. I. VOLKOV (1967): Geochemical behavior of sulphur in the bottom sediments of the Pacific. Trans. Inst. Ocean. Academy of Sci. USSR 83, 68-82. (in Russian)
- 8) RATEEV, Z., N. GORBUNOVA, A. P. LISITSIN and G. I. NOSOV (1968): Climatic zonality of the argillaceous minerals distribution in the World Ocean sediments. Oceanological Researches No. 18, 283-311. (in Russian)
- 9) SKORNYAKOVA, N. S. (1961): Sedimentation of the North-East Pacific. Trans. Inst. Ocean. Academy of Sci. USSR, 22-64. (in Russian)
- 10) SKORNYAKOVA, N. S. and I. O. MURDMAA (1968): Lithologic-facies types of deep-sea pelagic (red) clay of the Pacific Ocean. *Litologiya i poleznye iskopaemye* No. 6 (1968), 17-37. (in Russian)

一 般 討 論

座長 加賀美英雄 (東大海洋研)

関 (東大海洋研) 海底の表面が酸化層でその下に還元層があることを説明されたが、酸化層と還元層の有機物の含量はどういうふうになっているか。

井上 (東大海洋研) 酸化層の厚さが厚くないところでは大きな差はないと思う。

関 ほとんど変化がないとすると、表層に酸化層ができて下に還元層ができるということは、どのように解釈するか。たまたま、下の方には有機物が微生物の作用によって分解されないで残っている状態であって、上の方は酸素の拡散によってバランスが保たれていると考える

のか。

井上 一つは、陸側から供給される有機物質が多いか少ないかで決まると思う。だんだんに大洋側に行くと酸化層が厚くなるということは、有機物質の供給量が少なくなることの方がきいてくると思う。

佐々木 (東水大, 理研) 今の関さんの質問に関連するが、私専門外であるが、何年か前ソ連の論文でトンガ海溝を調べた論文がある。これを見ると海底の酸化層と還元層の問題が出ている。この論文ではトンガ海溝で一番厚い酸化層は50cmと書いてある。それをすぎると還元層になっている。その説明は大洋の循環を論じているわけで、深海に行くとだんだん酸素が無くなるのではないかということ、あらゆる深さでサンプリングして溶在

酸素を調べ、更に海底の底質を調べ、深海の水にもゆたかな酸素が供給されていて、海底も50cm位までは完全な酸化層であり、薄い所は15cm位であると書いてある。お聞きしたいのは、いろいろ調べられた範囲で酸化層の一番厚いところはどの位かをお教え願いたい。

井上 さきほどの図の一番右側に書いてあるのは5.2mである。あれは図が書ききれないので、どんどん行けば多分コアの末端まで還元層が出てこない場合があると思う。赤粘土の定義をどうするかによって変わってくると思うが、どんな長いコアを採っても赤粘土しか出てこない例は幾つもある。赤粘土を酸化層と定義すれば還元層が出てこない例は赤粘土の region では多いのではないかと思う。

総合鑑論

座長 富永政英（埼玉大・理工）

富永 物理の方ではサーモクラインというのがあってそれを越えて下に行くと水圧などいろいろ物理的な環境の違いがあるが、プランクトンなどの移動と何か関係があるか。

関（東大海洋研）食物連鎖のことではないが、微生物の方ではサーモクラインの所はかなり懸濁物が集積してそこでかなりの酸素消費も行なわれるし、かなりの微生物の量が存在すると言われている。私の話題で提供した microflagellate なんかもそういう所に集積するという報告がずいぶんある。動物プランクトンの migration は私は詳しくないので、根本さんをお願いしたい。

根本（東大海洋研）アグリゲートの様なものは確かに躍層の所に集中する。また、たとえばこの前東シナ海に行った時、粒子状物質をフィルターで取ってみた。800mとか1,500mとかいう中深層の所に時々ピークが出る例がある。バクテリアの方でもこういう例があると思うが、やはり横からの流れを考えてみる必要があるのではないか。もちろん上から落ちて来るものもあるが、そういう所に集積されているのではなくて粒状物の多い層がある。動物プランクトンのなかでも行動力の大きいオキアミとかハダカイワシ、エビの類は活動的であり、サーモクラインが必ずしも分布を規定することにならない場合がある。最近音響を使って海中の生物を調べることが発達してきたが、内部波などに沿って或種のプランクトンが非常に集積しているとか、あるいはクラゲの仲間が内部波に沿った形で集積されている例もあるので、内部波との関連は今後検討してみる必要がある。

もう一つは、温度の変化、塩分の変化などいろいろあるが、それが一つのことだけできいてくることもあると思うが、温度がどれだけ変化したら塩分がどれだけ変化するか、あるいは光の方の関係も入れてみると、光の強さと温度との関係とか、そういったことが複合的に非常に複雑な要因としてきいてくる例が多い。こういったことを今後究明していきたい。

富永 私は主として乱流とか内部波に興味をもっている1人であるが、海の中は生物がいたり、いろいろな化学物質が溶けていたりするのでその方面にも関心をもっている。

重力や海底の地形構造の問題だが、地球物理学的手法を地質など特に海底の方へ取り入れるというような考え

はないか。小林さんいかがですか。

小林（東大海洋研）一つは、地球物理的な測定に最近になって二通りあると思う。船の上とか飛行機の上とか離れた所から詳しい測定をして下を推定するという方法と、下のものをなんとかして取って船上なり実験室なりで調べる方法がある。これは海底に限らず、月の研究でも以前は望遠鏡で見ていたが、今度は人が月に行って物を取ってきて、それを測定するという二通りある。海の底でもこの二通りをやっていかないといけない。

もう一つ、いろいろな話でどこまでがほんとに信頼できるか、どこまでは推定かはっきりしないと、海底拡大説というような議論も話がちぐはぐになる。私の関係で詳しくタッチしたところでは、地球の磁界が反転を繰り返していく話はいろいろな実験事実から確立されつつあると感じている。ところが大陸が移動するという話に関しては、陸の石のいろいろな測定から、ことにイギリスの学者達が詳しく議論している。それに対して私自身はそれを打ちこしてやろうという意図で、いろいろ実験をしたが今のところ、どうしてもある程度は大陸を動かすということも考えなければ測定事実を説明できない段階である。そのへんを含めて海底拡大説を考える場合に考えていただきたい。

渡辺（理研）関さんにお聞きしたい。さきほど図の中であまり説明されなかったが、現場の深い所でのサンプラーがあったが、上に昇ってくるにつれて圧力が減少し、温度は上昇するがその点はどうなっているのか。圧力と温度の問題で、研究室で高圧タンクテストを行っていると、温度が数度変るとタンクの大きさにもよるが、圧力は数十気圧を越すような変化をする。それで、サンプラーを海面までもってくるのにどんな補償をしているのか。たとえば、温度に対して変化しないように防御しているとか、それを培養の時にそのままシミュレーターにも使うのか。こういう時に圧力、温度をどのように保っているのか。

関 あれは試作の段階で、本体はアルミニウムで作られている。完成した後はステンレススチールで作りたいと言っていた。一応、採水口には小さな球があって、サンプラーが上ってくる時に内圧でその球を外へ押すようにして内部の圧力は変化しないまま上ってくるようになっている。グンダーソン教授の調査によれば（私信、1969）、採水時の温度変化に伴う採水器内の圧力変化は

極めて小さく、採水された試料中の生物に影響を与える程大きくない。更にくわしい情報を知りたい方は、グンダーソン教授に直接聞いていただきたい。

(Address: Dr. K. Gundersen, Department of Microbiology, University of Hawaii Honolulu, Hawaii 96822, USA)

むすび 佐々木忠義 (東水大, 理研)

主催者として御挨拶申し上げます。私共、「深海研究に関するシンポジウム」というのを毎年忙しい月に行なっている。私のところでいろいろなことを行なうが、私個人が楽しみにしている大きな行事が二つある。その一つは、12月上旬に行なう「深海研究に関するシンポジウム」で、もう一つは年末にこの場所で行なう「海洋懇親会」という一種の忘年会である。12月の声を聞くと、いろいろな方から佐々木さん今年も深海研究シンポジウムがありますか、やります。しばらくすると今年もパーティーがありますか、やりますとお答えする。シンポジウムを

終り、パーティーを終ると、ようやく1年がこれで終わったというように多くの方々にイメージアップされている。私はこの二つの行事は非常に楽しい行事であると考えている。

今回は第9回であるが、実際はちょうど満10年になる。途中1回ぬけたので、従って来年は第10回になる。それで、来年のシンポジウムの後はこの場所を借りて記念としてささやかではあるが楽しいなごやかなパーティーを開きたいと思っている。

今、入口で記入をしていただいたリストを拝見すると80名の多くに及んでいる。所属は非常にバラエティーがあり、約20の機関に亘っている。

御多用中のところ多数御参加いただき、講演者の方々、討論者の方々、座長の方々、一般討論に参加して下さったの方々、最後まで御参加くださったの方々、係の方々に厚く御礼申し上げます。

このへんで第9回の「深海研究に関するシンポジウム」を終りたいと思う。

学 会 記 事

1. 昭和44年11月27日, 理化学研究所において第2回10周年記念事業委員会を開き, 学術研究発表会, 一般講演会などの実施について検討した。
2. 昭和44年12月4日, 第1回学会賞受賞候補者推薦委員会を開き, 出席委員の互選により今村委員が委員長に選ばれた。受賞候補者の決め方について検討の結果, 全評議員に推薦依頼状を出し受賞候補1件を選んでもらうことにした。
3. 昭和44年12月27日, 理化学研究所において第2回学会賞推薦委員会を開いた。受賞候補者推薦依頼の結果を検討した結果, 45年度の受賞候補者として杉浦吉雄氏(気象研究所)を推すことにした。
4. 学会賞規定第5条により推薦候補者につき評議員に対して賛否の投票を行なった結果, 有効投票全部賛成で杉浦吉雄氏が45年度の受賞者に決定した。
5. 昭和45年2月16日, 理化学研究所において編集委員会が開かれ, 第8巻第1号の編集を行なった。
6. 下記の諸氏が入, 退会された。
入会: 正会員松本輝彦, 紹介者佐々木忠義
退会: 平沢 豊, 桜井紀朗, 下門義克, 飯田紀子, 鶴岡三郎
7. 会員の住所, 所属の変更
氏 名 新住所又は新所属

広 瀬 秀 男 東京都杉並区下高井戸 4-9-6
関 川 正 福島県いわき市江名字中作 53
江名製作所
8. 死 亡
正会員山岡朝人氏は, 昭和44年7月29日交通事故のため逝去された。慎んでご冥福を祈る。
9. 交換および寄贈刊行物。
1) ウォーターレビュー (工業開発研), 2(28~31), 1970.
2) 港湾技研資料, No. 90~96, 1969.
3) 港湾技研研究報告, 8(4), 1969.
4) 研究実用化報告 (日本電々・電通研), 18(12), 1969, 19(1), 1970.
5) 科学博物館研究報告, 12(4), 1969.
6) 航海学会誌, 42号, 1969.
7) 淡水区水研研究報告, 19(1), 1969.
8) Preliminary Rep. Hakuho Maru Cruse, KH-68-3 (1968), KH-69-3 (GARP Cruse) (1969), 東大海洋研.
9) Cahiers Océanogr., XXI^e Année N^o 9, Suppl.

N^o 2, 1969.

- 10) Science et Pêche, N^o 185, 186, 1969.

日仏海洋学会役員

- 顧問 ルネ・カピタン ユベール・ブロッシェ ジャン・デルサルト ジャック・ロベール
- 名誉会長 アレクシス・ドランデル
- 会長 佐々木忠義
- 常任幹事 大柴五八郎, 永田 正
- 幹 事 阿部友三郎, 石野 誠, 井上 実, 今村 豊
岩下光男, 宇野 寛, 川原田 裕, 神田猷二
菊地真一, 鬼頭正隆, 草下孝也, 斎藤泰一,
佐々木幸康, 杉浦吉雄, 高木和徳, 高野健三
辻田時美, 富永政英, 奈須敬二, 西村 実,
根本敬久, 半沢正男, 松尾邦之助, 丸茂隆三
森田良美, 山中鷹之助 (50音順)
- 監 事 三宅泰雄 高山重嶺
- 評 議員 赤松英雄, 阿部友三郎, 阿部宗明, 新崎盛敏,
池松正人, 石野 誠, 市村俊英, 井上直一,
井上 実, 今井丈夫, 今村 豊, 入江春彦,
岩崎秀人, 岩下光男, 岩田憲幸, 上野福三,
宇田道隆, 内田清一郎, 宇野 寛, 江上不二
夫, 大内正夫, 大島泰雄, 大柴五八郎, 大村
秀雄, 岡部史郎, 小沢敬次郎, 梶浦欣二郎,
金谷太郎, 川合英夫, 川上太左英, 川村輝良
川村文三郎, 川口守一, 川原田 裕, 神田猷
二, 菊地真一, 鬼頭正隆, 木村喜之助, 草下
孝也, 楠 宏, 国司秀明, 黒木敏郎, 黒沼
勝造, 久保田 稔, 小林 博, 小牧勇蔵, 近
藤 仁, 西条八束, 斎藤泰一, 斎藤行正, 坂
本市太郎, 佐々木忠義, 佐々木幸康, 猿橋勝
子, 椎野秀雄, 柴田恵司, 下村敏正, 庄司大
太郎, 末広恭雄, 杉浦吉雄, 須藤英雄, 高野
健三, 高橋淳雄, 高山重嶺, 高木和徳, 田畑
忠司, 田村 保, 千葉卓夫, 辻田時美, 土屋
靖彦, 寺本俊彦, 富永政英, 鳥居鉄也, 中井
甚二郎, 中野猿人, 永田 正, 永田 豊, 永
野泰一, 奈須敬二, 奈須紀幸, 南日俊夫, 新
野 弘, 西村 実, 新田忠雄, 根本敬久, 野
村 正, 花岡 資, 速水頌一郎, 半沢正男,
半谷高久, 菱田耕造, 日比谷 京, 松山義夫
平野敏行, 深沢文雄, 福島久雄, 淵 秀隆,
藤田亀太郎, 星野通平, 増沢讓太郎, 松井 魁
松江吉行, 松尾邦之助, 松崎卓一, 松平近義

松平康男, 丸茂隆三, 溝口哲夫, 三宅泰雄,
宮崎千博, 宮崎正衛, 元田 茂, 森川光郎,
森田良美, 森安茂雄, 安井 正, 矢部 博,
山路 勇, 山中鷹之助, 山中 一, 依田啓二

渡辺貫太郎, 渡辺精一, 渡辺信雄 (50音順)

モーリス・アンコントル, マルセル・ジュク
ラリウス, イヴ・ド・ムクシー, ロジェ・ペ
リカ, コンスタンタン・エコノム

賛 助 会 員

井 出 利 明
伊 藤 精 機 株 式 会 社
株式会社内田老鶴園新社 内田至
梅 林 弘 直
小 樽 舶 用 電 機 株 式 会 社
海 上 電 機 株 式 会 社
皖 東 電 子 株 式 会 社
協 同 低 温 工 業 株 式 会 社
協 和 商 工 株 式 会 社
小 松 川 化 工 機 株 式 会 社
株 式 会 社 光 電 製 作 所
小 山 康 三
株 式 会 社 産 研
三 信 船 舶 電 具 株 式 会 社
三 洋 水 路 測 量 株 式 会 社
シュナイダー財団極東駐在事務所
昭 和 電 装 株 式 会 社
大 洋 電 機 株 式 会 社
株 式 会 社 鶴 見 精 機 工 作 所
帝 国 酸 素 株 式 会 社
東 京 海 上 火 災 保 險
株 式 会 社 東 京 営 業 第 2 部
東 京 工 材 株 式 会 社
東 京 レ プ 株 式 会 社
株 式 会 社 東 邦 電 探
株 式 会 社 ナ ッ ク
日 本 ア ク ア ラ ン グ 株 式 会 社
日 本 海 事 広 報 協 会 海 の 世 界 編 集 部
有 限 会 社 日 本 ダ イ ビ ン グ ス ポ ー ツ
日 本 テ ト ラ ポ ッ ド 株 式 会 社
日 本 無 線 株 式 会 社
舶 用 電 球 株 式 会 社
有 限 会 社 ハ ラ ダ 電 機 製 作 所
ヒ エ ン 電 工 株 式 会 社
深 田 多 満 男
福 永 時 男
藤 田 潔
藤 田 峯 雄
フ ラ ン ス 物 産 株 式 会 社
古 野 電 気 株 式 会 社
三 菱 重 工 業 株 式 会 社
株 式 会 社 吉 田 製 作 所
吉 野 計 器 製 作 所
株 式 会 社 離 合 社
株 式 会 社 渡 部 計 器 製 作 所

釧路市白金町 11
東京都千代田区神田神保町 1-65 共益ビル
東京都千代田区九段 1-2-1
東京都千代田区大手町 2-4 新大手町ビル7階 極東貿易株式会社
小樽市色内町 1-20
東京都千代田区神田錦町 1-19
東京都港区芝新橋 1-30 新幸ビル
東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル
東京都豊島区目白4丁目 24-1
東京都江戸川区西小松川 1-2645
東京都品川区上大崎 2-10-45
東京都文京区本駒込 5-13 英和印刷社
沼津市千本郷林 1907
東京都千代田区内神田 1-15
東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
東京都港区芝琴平町 38 日本ガス協会ビル
高松市福岡町 467
東京都千代田区神田錦町 3-16
横浜市鶴見区鶴見町 1506
神戸市兵庫区高松町 22-1
東京都千代田区丸ノ内 3-12

東京都中央区築地 4-2 築三ビル
東京都豊島区池袋 2-1120 ローズマンション 302号
東京都杉並区上高井戸 5-327
東京都中央区銀座 1-5-6
東京都豊島区北大塚 1-16-6 大塚ビル
東京都港区琴平町 35 船舶振興ビル
神戸市兵庫区神田町 3
東京都港区新橋 2-1-13 新橋富士ビル9階
東京都港区芝桜川町 25 第五森ビル
東京都目黒区下目黒 1-6-21
東京都豊島区池袋 8-3292
堺市松屋町 1-3
東京都港区芝虎ノ門8 虎ノ門実業会館 深田サルベージ株式会社
広島市観音町 9-1 福永書店
東京都中央区銀座西 7-6 株式会社ビデオプロモーション
東京都江東区南砂 1-3-25 株式会社 中村鉄工所
東京都千代田区神田錦町 1-6 教文館内
東京都中央区八重洲 4-5 藤和ビル
東京都千代田区丸の内 2-10
東京都台東区上野 3-13-9
東京都北区西ヶ原 1-14
東京都千代田区神田鍛冶町 1-2 丸石ビル
東京都文京区向丘 1-7-17

(50音順)

Murayama

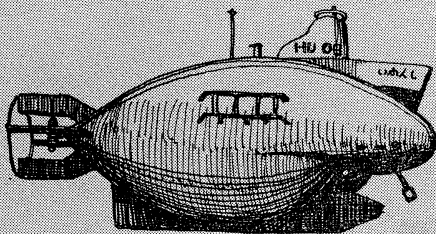
水中濁度計
水中照度計
電導度計



株式 村山電機製作所

本社 東京都目黒区五本木 2-13-1
出張所 名古屋・大阪・北九州

海底資源の開発に活躍—潜水調査船“しんかい”



陸・海・空 世界に伸びる 本 社

川崎重工

神戸市生田区中町通 2-16-1
日生川崎ビル 3~7 階
東京支社 東京都港区芝浜松町 3-5
世界貿易センタービル

Exploiting the Ocean by...

T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS.

This company, manufacturing under the TSK label has been developing and supplying oceanographic and limnological instrumentation since 1928. Recognized as a world leader in marine instrumentation, TSK strives to always furnish products of the highest quality and best workmanship.

T. S—OCEANOGRAPHIC WINCHES

T. S—CURRENT METERS

T. S—WATER BOTTLES

T. S—BOTTOM SAMPLERS

T. S—BIOLOGICAL APPARATUS

T. S—DEPTH METERS AND RECORDERS

T. S—TENSION METERS, CABLE-ANGLE-METERS

T. S—SALINOMETERS (E1, E2, E3).

T. S—S. T. D. MEASURING SYSTEM

T. S—BATHYTHERMOGRAPHS

T. S—X. B. T.

T. S—SHIP LOGS

T. S—TIDE GAUGES

T. S—VARIOUS EQUIPMENTS. (Bottom Finding Pinger),
(Submarine illuminance meter)

THE TSURUMI PRECISION INSTRUMENTS CO., LTD.

1506 Tsurumi-cho Tsurumi-ku, Yokohama, Japan

CABLE ADDRESS

TSURUMISEIKI Yokohama

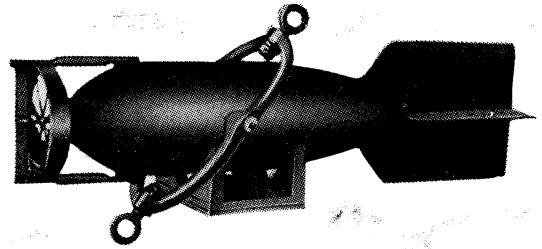
TELEPHONE

Yokohama 521-5252~5

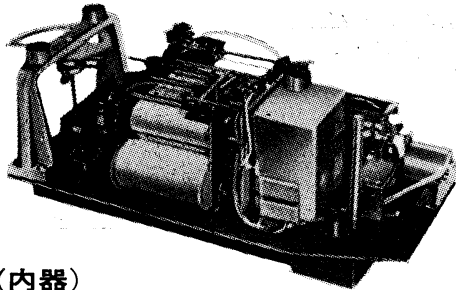
長期捲自記流速計

(NC-II)

本流速計は海中に設置し、内蔵した記録器に流速流向を同時に記録するプロペラ型の流速計で約20日間の記録を取る事が出来ます。但し流速は20分毎に3分間の平均流速を又流向は20分毎に一回、共に棒グラフ状に記録しますから読取が非常に簡単なのが特徴となっております。



(外器)



(内器)

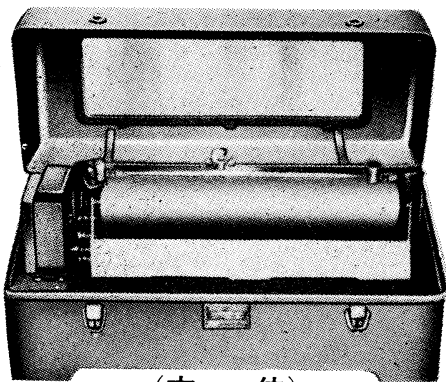
プロペラはA, B, C三枚一組になって居り

A(弱流用).....1m/sec	} 迄で一枚毎に検定 してあります。
B(中流用).....2m/sec	
C(強流用).....3m/sec	

弱流ペラーに依る最低速度は約4cm/secです。

フース型長期捲自記検潮器

(LFT-III)



(本体)

営業品目
 階段抵抗式波高計
 ケーブル式波高計
 フース型検潮器
 小野式自記流速計
 自記水位計
 港施型土圧計
 理研式水中カメラ
 その他海洋観測諸計器

協和商工株式会社

東京都豊島区目白4丁目24番地1号
 TEL (952) 1376代表 〒171

REVERSING THERMOMETER



Protected



Unprotected

Patented parallax-free back scale, opal glass
back sheath enable precise measurements.
Write for details

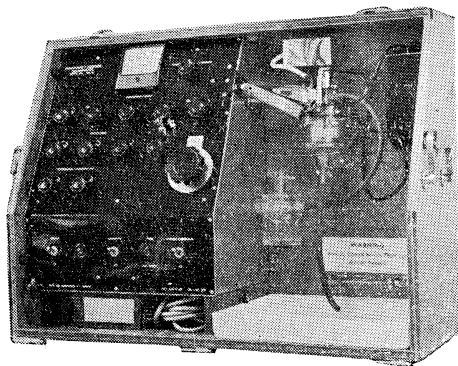


Yoshino Keiki Co.

1-14, NISHIGAHARA KITA-KU
TOKYO JAPAN

Standard Thermometer
Precise Thermometer
Mercury Barometer
Hydrometer

AUTO-LAB INDUCTIVE SALINOMETER



オーストラリア C.S.I.R.O. の BROWN 及び
HAMON 両氏によって開発された、ポータブル
で恒温槽不用の劃期的精密塩分計。

仕 様

測定範囲 : 標準品は 27.8~42‰ S
(御注文により 0~42‰ S 可能)
感 度 : 0.0004‰ S
確 度 : ±0.003‰ S
所要水量 : 55 cc
消費電力 : 最大 25 W
寸 法 : 30×68×50 cm
重 量 : 32 kg

製 造 品 目

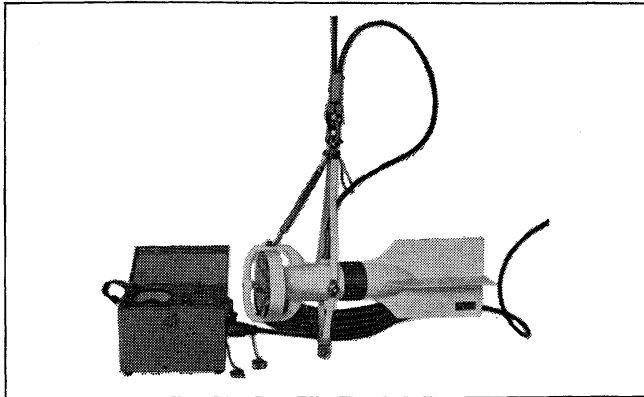
転倒温度計 各種
標準温度計 各種
水温計 各種
気象用・理化学用温度計

日本および アジア総代理店



株式会社 **渡部計器製作所**

東京都文京区向丘1の7の17
TEL (811) 5954, 0044 (812) 236



Direct-Reading Current &
Direction Meter

Model

CM-2

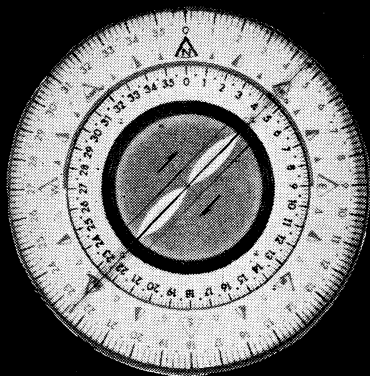
Catalogues are to be sent immediately upon receipt of your order products

Products

- KM-2: Direct Reading Knot-Meter for Trawl-Boats to Control Adequate Speed
- ET-5: Electric Meter of Water Temperature
- ECT-5: Electric Conduction and Temperature Meter for Chlorine

TOHO DENTAN CO., LTD.

Office: 1-8-9, Miyamae, Suginami-Ku, Tokyo. Tel. Tokyo (03) 334-3451~3



Bearing Indication of Radio Direction Finder

ENSURE Safety

with

Koden Radio Navigation Instruments

- Radio Direction Finder
- Loran Receiver
- Echo Sounder
- Fish Finder
- Facsimile Receiver
- Morse Teletype Converter
- Morse Code Selector



Koden Electronics Co., Ltd.

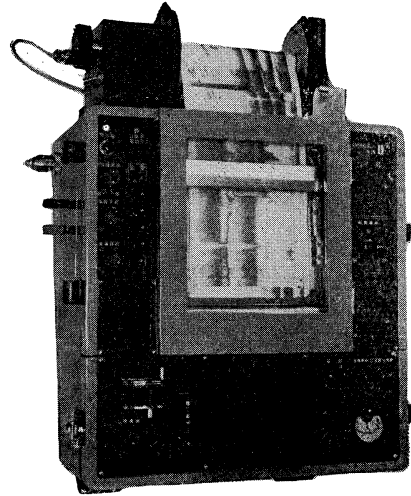
10-45, Kamiosaki 2-chome, Shinagawa-ku, Tokyo, Japan

Tel: Tokyo 441-1131

Cable Address: "KOELEC TOKYO"



自動追尾方式ロラン受信機
(日, 英, 仏, 加 特許)



ニュービデオグラフ
トランジスター式, 二周波魚群探知機

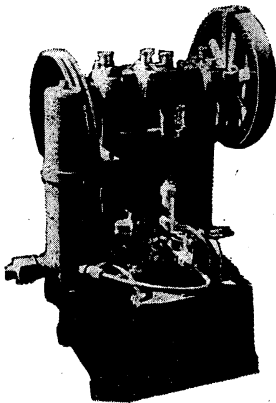


古野電気株式会社

西宮市芦原町85 電(3)1051

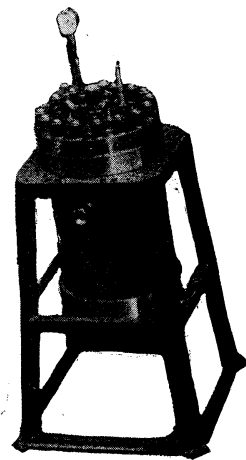
東部支社: 東京都品川区五反田1~423 Tel.(447)2311代表
西部支社: 長崎市大黒町2~1 Tel.(2)3261代表

ヨシダの海洋試験機



超高圧テストポンプ

水圧試験装置
高圧水圧ポンプ
流水実験装置
恒温水槽
回流水槽
衝撃試験機
抗張力試験機
摩耗試験機



高圧テスト容器

☆その他各種試験機装置設計製作



株式
会社

吉田製作所

東京都台東区上野3丁目13番9号 電話 (832) 4351~5

メルタック

熱溶融型接着剤ですから、溶剤や水を含まないのので乾燥の必要がなく、瞬間的に接着します。

ポリエチレン、アルミ箔等にも良く接着します。

ポリロック

含浸、注型、充填用として使用される接着性と作業性の良好なシーリング材です。

ポリワックス

ワックスを主成分とし、各種ポリマーをブレンドした防湿、密封用のシーリングワックスです。

東京工材株式会社

東京都中央区築地 4-7-1 TEL (542) 3361 (代)

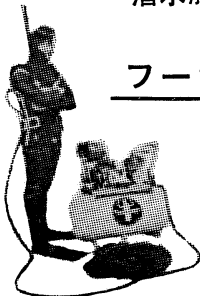
アクアラング

aqua-lung



◎ カタログ 進呈 ◎
潜水服採寸表

フーカー潜水具



- 最新式アクアラング器具一式
- フーカー潜水具
沿岸工事、水中調査、養魚、養殖、漁業、救難作業等の水中作業に画期的な高能率を示す潜水器具
- ナイロンジャージ付スポンジゴム潜水服
軽くて強く………保温性がよく………着心地快適
- アクアラング事業部併設
水中作業のご依頼に応じますのでご照会下さい
- アクアラング講習会常設
東京にアクアラング訓練用プールを設置

仏国・スピロテック社 日本総代理店
米国・U.S. ダイバーズ社

日本アクアラング株式会社

九州営業所	福岡市島飼1の5の33	東京支社	東京都豊島区北大塚1丁目16の6	本社	神戸市兵庫区高松町22の1
	電話 福岡(74)8907		(国電大塚駅前大塚ビル一階)	神戸営業所	(帝國酸素株式会社内)
名古屋営業所	名古屋市東川区東出町3の1		電話 東京(918)6526(代表)		電話 神戸(67)5501(大代表)
	電話 名古屋(331)5016				



潜水器具総合メーカー

日本ダイビングスポーツ

本社 神戸市兵庫区神田町3番地

TEL 神戸 078 (34) 7959
9451

水路測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業務 深浅測量, 底質土質調査, 国土保全測量調査, 海洋資源開発測量調査

防災工事測量調査, マイルポストの測量, 航海保安に必要な調査, 海底ケーブル沈設測量調査, 潮汐, 潮流, 海流, 波浪の観測

一般海洋観測調査, その他一般海事関係の観測調査および関係業務の技術, 科学的研究

特色 高性能の精密計測機の整備拡充

元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣

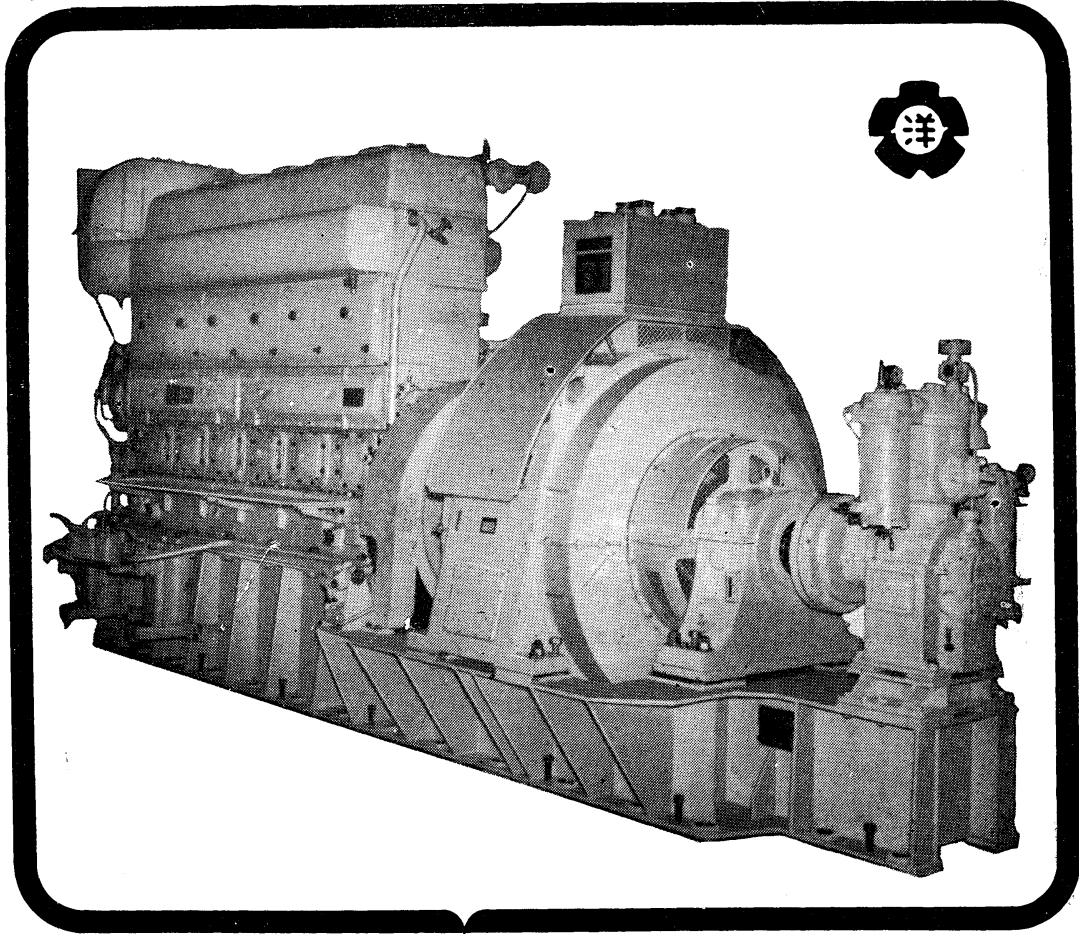
総代理店(連絡先)は全国的組織網を持つ三井物産 K. K の本, 支店出張所

三洋水路測量株式会社

東京都港区新橋5丁目23番7号

電話 (432) 2971~4

ながい経験と最新の技術を誇る！
大洋の船舶用電気機器



主要生産品目
 自励・他励交流発電機
 直流発電機
 各種電動機及制御装置
 船舶自動化装置
 配電盤

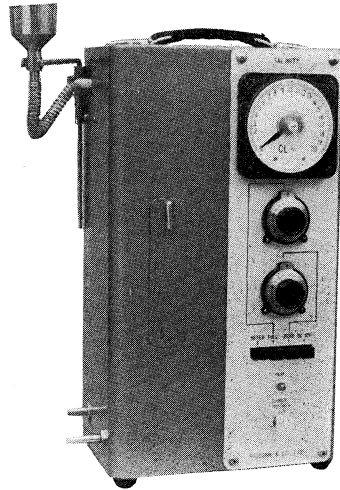
大洋電機株式会社

取締役社長 山田沢三

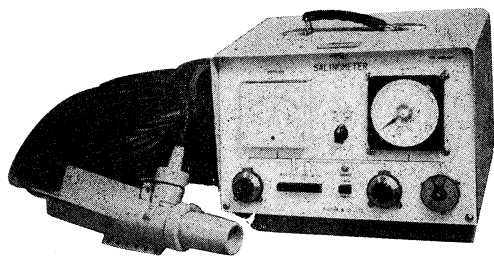
本社 東京都千代田区神田錦町3の16
 電話 東京 (293) 3061~8
 岐阜工場 岐阜県羽島郡笠松町如月町18
 電話 笠松 4111~5
 伊勢崎工場 群馬県伊勢崎市八斗島町726
 電話 伊勢崎 1815・1816・1835・816
 下関出張所 下関市竹崎町399
 電話 下関 (22) 2820・3704
 北海道出張所 札幌市北二条東二丁目 浜建ビル
 電話 札幌 (25) 6347(23)8061・8261

交直両用・オールトランジスタ
0~20‰ Cl直読リゴサリノメーター(塩分計)

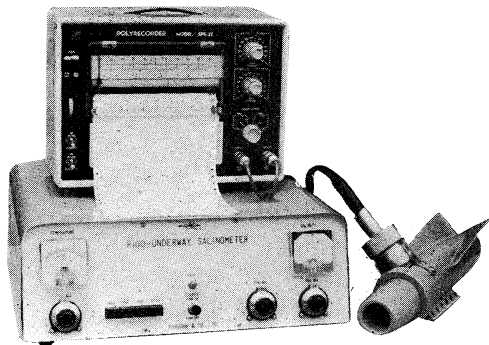
実験室 (AC100V): 携帯用 (DC12V) 兼用
 塩素量 0~20‰ Cl 直読
 温度補償回路付
 2704A RIGO-SALINOMETER



曳航式 ケーブル 50 m
 塩素量 0~20‰ Cl 水温-5~35°C
 現場用 (DC12V).
 2704B UNDERWAY-SALINOMETER



曳航式 ケーブル 50 m
 記録計 (2 ペン) 装備
 塩素量 0~20‰ Cl: 水温-5~35°C
 2704C UNDERWAY-SALINOMETER



RIGOSHA & CO., LTD.



2, KAJICHO 1-CHOME KANDA
 CHIYODAKU TOKYO JAPAN

本社
 東京都千代田区神田鍛冶町 1-2
 電話 東京 (03) 252-1511(代)
 郵便番号 101

株式会社

離 合 社

大阪営業所
 大阪市北区北同心町 1丁目15
 電話 大阪 (06) 351-7346・8019
 郵便番号 530

昭和45年2月15日印刷
昭和45年2月28日発行

う み 第8巻
第1号

定価 400

編集者 今村 豊
発行者 佐々木 忠義
発行所 日仏海洋学会
財団法人 日仏会館内
東京都千代田区神田駿河台2-3
郵便番号:101
電話 (291) 1141
振替番号:東京96503

印刷者 小山 康三
印刷所 英和印刷社
東京都文京区本駒込5-13
郵便番号:113
電話 (828) 3935

第 8 卷 第 1 号

目 次

原 著		2. 深海の食物連鎖にはたす微生物の役割り…	
X線回折による海水中の無機懸濁物の研究		……………関 文威	27
(英文)……竹松 伸・岡見 登・佐々木忠義	1	3. 太平洋の重力異常……………友田好文	35
海底での極微小地震観測……………		4. 深海底層流測定の新しい試み……………	
……………島村英紀・浅田 敏・高野健三	6	……………渡辺精一・佐々木忠義・岡崎守良	41
寄 稿		5. 海洋化作用の若干の実例—四国・フィリピン	
簡易張力計……………窪内洋子・島村英紀・高野健三	13	海盆の成因……………青木 斌	50
シンポジウム		6. 深海堆積物—主として帯状分布について—	
第9回深海研究に関するシンポジウム		……………井上雅夫	56
1. 太平洋深層水のリンの分布について—特に		学会記事……………	67
深層水の循環に関連して……………吉村広三	19		

Tome 8 N° 1

SOMMAIRE

Notes originales		profondes du Pacifique—en relation avec la	
Examination of Inorganic Suspended Matter		circulation profonde……………Hirozo YOSHIMURA	19
in Sea Water by means of X-ray Diffraction		2. Rôle du micro-organismes dans la chaîne	
…………… Noburu TAKEMATSU,		alimentaire de la mer profonde……………	
Noboru OKAMI and Tadayoshi SASAKI	1	……………Humitake SEKI	27
Mesure d'ultra-microséismes au found océani-		3. Pesanteur à l'océan Pacifique……………	
que (en japonais)……………Hideki SHIMAMURA,		……………Yoshibumi TOMODA	35
Toshi ASADA et Kenzo TAKANO	6	4. Nouvel essai de la mesure du courant	
Miscellanées		marin……………Seiichi WATANABE,	
A Simple Tensiometer (en japonais)……………		Tadayoshi SASAKI et Moriyoshi OKAZAKI	41
……………Yoko KUBOUCHI, Hideki		5. Quelques exemples de l'océanisation—en	
SHIMAMURA and Kenzo TAKANO	13	relation avec l'origine du bassin de Shikoku	
Symposium		et Philippine—……………Hitoshi AOKI	50
IX ^e Symposium sur la mer profonde		6. Sédiment à de grandes profondeurs—sa	
1. Distribution du phosphore dans les eaux		distribution zonée—……………Masao INOUE	56
		Procès-Verbaux ……………	67