
Tome 10

Février

1972

Numéro 1

う み

La mer

昭和 47 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) 森田良美 (東京水産大学) 永田 正 (東京水産大学) 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 (理化学研究所) 冨永政英 (台湾大学) 宇野 寛 (東京水産大学) 渡辺精一 (理化学研究所)

投 稿 規 程

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 (欧文, 和文とも) には必ず約 200 語の英文 (または仏文) の Abstract (Résumé) をつけること。欧文論文には英文 (または仏文) の Abstract (Résumé) のほかに必ず約 500 字の和文の要旨をつけること。
5. 図および表は必要なもののみに限る。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 Yutaka IMAMURA (Tokyo University of Fisheries)
Comité de rédaction Michihei HOSHINO (Tokai University) Makoto INOUE (Tokyo University of Fisheries) Yutaka KAWARADA (Meteorological Agency) Yoshimi MORITA (Tokyo University of Fisheries) Tadashi NAGATA (Tokyo University of Fisheries) 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 (Institute of Physical and Chemical Research) Masahide TOMINAGA (Taiwan University) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Seichi 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.

Method and Apparatus for Measuring the Mineralization of Labelled Compounds in Seawater*

Humitake SEKI**

Abstract: A method with new apparatus convenient for the trapping of $^{14}\text{CO}_2$ from mineralization of labelled compounds by microorganisms in seawater was devised for oceanographic purpose on board.

1. Introduction

The use of radioactive compounds is definitely requisite for the studies on the kinetics of heterotrophic activities. The measurement of net assimilation of dissolved organic matter by microorganisms in seawater with the use of radioactive substrates was originally undertaken by PARSONS and STRICKLAND (1962) and developed later by others (e.g., WRIGHT and HOBIE, 1966).

On the other hand, the measurement of mineralization of dissolved organic matter by microorganisms is also necessary in order to study microbial gross assimilation in seawater (e.g., HOBIE and CRAWFORD, 1969). Although some apparatuses for the trapping of $^{14}\text{CO}_2$ from mineralization have been devised and used successfully in laboratories ashore (KADOTA *et al.*, 1966; HOBIE and CRAWFORD, 1969; HARRISON *et al.*, 1971), no convenient apparatus has been used for the oceanographic purpose on board where the laboratory rolls and pitches and the space for RI experiments is usually very limited.

An apparatus for the measurement of microbial mineralization in seawater was devised and successfully used aboard the research vessel Hakuho-maru of the University of Tokyo during Leg KH-71-3 Expedition in 1971 organized by Professor A. HATTORI (SEKI *et al.*, 1972).

2. Method and Apparatus

After 200 ml of each seawater sample with

the addition of $4\ \mu\text{Ci}$ radioactive substrate has been incubated microbiologically in a 250 ml wide mouth bottle with a glass stopper, microbial activity of the sample is stopped by the addition of mercury chloride with final concentration of 10^{-4} mole. The glass stopper of the incubation bottle is then replaced by the rubber stopper (A in Fig. 1), which is a part of the apparatus for trapping $^{14}\text{CO}_2$. The seawater sample (B in Fig. 1) is allowed to acidify by the addition of 10 ml of 9 N H_2SO_4 from a

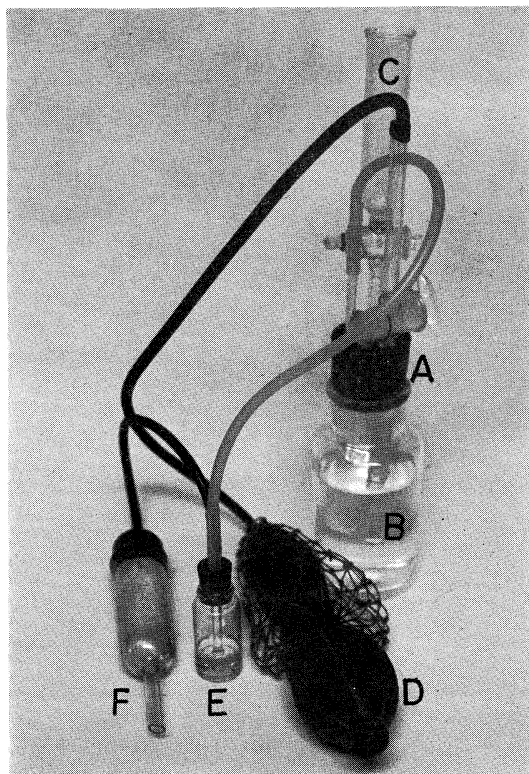


Fig. 1. A unit of the apparatus.

* Received January 10, 1972

** Ocean Research Institute, University of Tokyo,
Minami-dai 1-15-1, Nakano-ku, Tokyo, Japan

column (C in Fig. 1). The $^{14}\text{CO}_2$ evolved by acidifying the sample is forced to bubble out by squeezing a rubber bulb (D in Fig. 1), in order to be transferred through bubbling into 5 ml of the solution of 1:2 mixture of ethanalamine : ethylene glycol monomethyl ether in a vial for liquid scintillation counting (E in Fig. 1). The vial is connected with a soda lime tube (F in Fig. 1) for monitoring the untrapped $^{14}\text{CO}_2$, although more than 99% of the total $^{14}\text{CO}_2$ in each seawater sample have been shown to be trapped into only one vial. Continuous bubbling for 5 minutes has been shown to be sufficient for transferring $^{14}\text{CO}_2$ completely from the seawater sample to the solution for scintillation counting. The vial is sealed with a screw cap immediately after the bubbling, and then taken back to RI laboratory ashore. Four units of the apparatus could be efficiently used in parallel at the same time during the expedi-

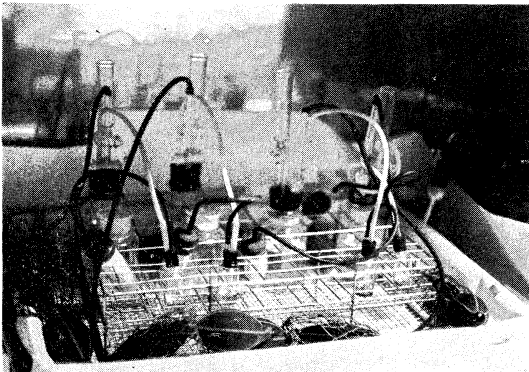


Fig. 2. A set of the apparatus.

tion (Fig. 2).

Into each vial is added 15 ml of the scintillation solvent having a 1:2 mixture of ethylene glycol monoethyl ether in toluene, containing 6 g/liter PPO (Nuclear Chicago, 1966). Then the radioactivity in each vial can be counted by a liquid scintillation counter (Beckman Model LS-100 etc.).

References

- HARRISON, M. J., WRIGHT, R. T. and R. Y. MORITA (1971): Method for measuring mineralization in lake sediments. *Appl. Microbiol.*, **21**, 698-702.
- HOBBIE, J. E. and C. C. CRAWFORD (1969): Respiration corrections for bacterial uptake of dissolved organic compounds in natural waters. *Limnol. Oceanogr.*, **14**, 528-532.
- KADOTA, H., Y. HATA and H. MIYOSHI (1966): A new method for estimating the mineralization activity of lake water and sediment. *Mem. Res. Inst. Food Sci. Kyoto Univ.*, **27**, 28-30.
- Nuclear Chicago (1966): Liquid scintillation counting. Second edition, Nuclear-Chicago Corp. 32 pp.
- PARSONS, T. R. and J. D. H. STRICKLAND (1962): On the production of particulate organic carbon by heterotrophic processes in sea water. *Deep-Sea Res.*, **8**, 211-222.
- SEKI, H., T. NAKAI and H. OTOBE (1972): Regional differences on turnover rate of dissolved materials in the Pacific Ocean at summer of 1971. *Arch. Hydrobiol.* (in press).
- WRIGHT, R. T. and J. E. HOBBIE (1966): Use of glucose and acetate by bacteria and algae in aquatic ecosystems. *Ecology*, **47**, 447-464.

研究船内における海水中の有機物無機化速度測定装置 およびその使用法

関 文 威

要旨: 海水中の微生物による有機物無機化速度が, 研究船の RI 実験室においても正確に測定することができる装置を考案した。また, 実際の海洋調査において本装置の簡単かつ迅速な使用が可能であったので (SEKI *et al.*, 1972), その使用法を紹介する。

Contribution of Sorption Process to the Precipitation Mechanism of Metal Elements in Sea Water (II)*

Noburu TAKEMATSU**

Abstract: Sorption experiments of Zn, Mn, Fe and Co for clays, pelagic sediments, manganese nodules, manganese dioxide and hydrated ferric oxide were carried out to evaluate the contribution of sorption process to the precipitation mechanism of metal elements in sea water.

Distribution coefficients for pelagic sediments are larger than those for clays, being about two orders of magnitude larger in manganese and cobalt.

To investigate the cause of this difference, another series of experiments were carried out for sediments treated with H_2O_2 and EDTA. Distribution coefficients for the sediments treated with these reagents were nearly equal to those for clays. Therefore, the large distribution coefficients for pelagic sediments may be attributed to solid phases which are decomposed by hydrogen peroxide and EDTA treatments.

To ascertain this assumption, distribution coefficients for manganese nodules, commercial manganese dioxide and hydrated ferric oxide were measured. As these particulate materials are different in particle size from clays, it is a question to compare the absolute values, but the distribution coefficients of manganese and cobalt were three or four figures larger than those for clays. And when zinc is taken as reference, manganese nodule sorbs more manganese and cobalt than hydrated ferric oxide.

From the above results, it may be concluded that the sorption of those elements on deep sea sediment is controlled by the readily soluble phases with H_2O_2 and EDTA treatments rather than by silicate minerals, and that the concentration of these elements in sea water is regulated by manganese nodule and iron compounds.

1. Introduction

It has been said that sea water is undersaturated with respect to most of minor metal elements, while these elements are concentrated in deep sea sediments comparing with igneous rocks.

KRAUSKOPF (1956) measured the solubility of thirteen minor elements in sea water by laboratory experiments, and showed that sea water was greatly undersaturated with respect to all of these elements investigated. He also carried out sorption experiments of these elements on various particulate materials, and reported that the concentration of minor elements in sea water is controlled by their sorption on particulate matters in sea water.

Based on Krauskopf's data, GOLDBERG (1965) stated that there was a reasonable correlation

between the residence time and the ratio of the saturated concentration of minor elements to the observed concentration in sea water. If the concentration of minor elements is regulated by sorption process, there may be a better correlation between the residence time and the reciprocal of distribution coefficient.

On the other hand, SILLÉN (1963, 1967a and 1967b) discussed the present composition of sea water on the assumption that sea water would be in equilibrium with sediments. According to his estimation, the equilibrium concentrations of Fe and Mn are respectively a few and several orders of magnitude lower than those observed in sea water. The equilibrium concentrations of Co and Pb, however, are comparable to those observed in sea water, when their solid solutions such as $(Fe, Co)OOH$ and $(Mn, Pb)O_2$ are taken into consideration.

In any case, the first step of reactions occurring in the ocean will be the sorption of elements

* Received January 12, 1972

** The Institute of Physical and Chemical Research

on particulate materials.

Recently, distribution coefficients of radioactive elements for sediments have been reported in relation to the behavior of radioactive elements discharged into the coastal sea (TEMPLETON and PRESTON, 1966; JEFFERIES, 1968). GANGULY *et al.* (1970) performed sorption experiments of Zn, Mn and Co on an air dried and fresh sediment, and reported that distribution coefficients of Mn and Co for the fresh sediment are one or two figures larger than those for the air dried sediment. KOSHY *et al.* (1969) obtained distribution coefficients of Mn, Co, Zn, Y and Cu for humic acid extracted from a near-shore sediment. TAKEMATSU and SASAKI (1970) measured distribution coefficients of Zn and Sr for clays, and stated that a considerable part of Zn in marine sediment is attributed to the sorption process.

In this study, distribution coefficients of Zn, Mn, Fe and Co for clays, deep sea sediments, manganese nodules, manganese dioxide and hydrated ferric oxide were measured to evaluate the contribution of sorption process to the precipitation mechanism of metal elements in sea water.

2. Method of experiment

One milliliter of a radioactive isotope solution containing a suitable amount of carrier is added to 100 ml of filtered sea water (1,000 ml in cases of manganese nodule and manganese dioxide).

Half-life, chemical form and carrier content of isotope used are shown in Table 1. The concentration of carrier is equivalent to that in sea water.

After pH adjustment with 0.1 N NaOH solu-

tion, the solution is allowed to stand for two days with intermittent shaking. 5 ml of the solution is pipeted out to measure counts in the initial solution. Thereafter, a suitable amount of a sorbent is added to the solution, and intermittent shaking and pH adjustment are repeated until an equilibrium state is reached (for more than a month). As manganese nodule and manganese dioxide adhere to the wall of a polyethylene flask, the suspension is stirred with a nylon brush. The effect of the nylon brush was negligible. After the supernatant activity of the suspension becomes constant, 50 ml of the suspension is centrifuged at 5,000 rpm and 5.0 ml of the supernatant is withdrawn. Activities of the supernatant and the initial sea water are measured at the same time on a scintillation counter and distribution coefficient is calculated from both of these. To check the sorption on the wall of apparatus used and the precipitation with the formation of colloid, blank tests were made with the same procedure except that sorbents had not been added. Sorption experiments were carried out at pH 7.8 or 8.0. Sorbents used are kaolinite, montmorillonite, two deep sea sediments, two manganese nodules, commercial manganese dioxide (hexagonal) and hydrated ferric oxide.

Table 1. Half-lives, chemical forms and carrier contents of isotopes used in sorption experiments.

Isotope	Half-life	Chemical form	Total carrier ($\mu\text{g}/\text{L}$)
^{65}Zn	245d	ZnCl_2	10
^{54}Mn	291d	MnCl_2	2
^{59}Fe	45d	FeCl_3	10
^{60}Co	5.27y	CoCl_2	0.1

Table 2. Description of deep sea sediments and manganese nodules used in sorption experiments.

Sample	Location	Depth	Date of collection	Notes on sample
Sed-1	33°09.9'N 169°53.8'W	5,800 m	1970-4-28	dark brown clay
Sed-2	17°07.5'N 146°10.5'W	5,200 m	1970-5-11	dark brown clay
MN-1	44°30'N 170°25'E	1,300 m	—	flat nodule without core, equal to K-1 in OKADA and SHIMA (1970)
MN-2	09°16.7'N 179°19.6'W	5,900 m	1968-1-12	clay core, equal to N-2 in OKADA and SHIMA (1970)

Sed: sediment, MN: manganese nodule

A description of deep sea sediments and manganese nodules is given in Table 2.

Clay minerals were purified by levigation and converted into sodium form by passing through a sodium form Dowex 50 W-X8 column (SLA-BAUGH, 1954).

Deep sea sediments were washed several times with deionized water and dried at 110°C. A part of each sediment was treated with H₂O₂ in the presence of 0.05 N HCl to remove organic matter (GANAPATHY *et al.*, 1968). As deep sea sediments contain manganese dioxide which is a decomposition catalyser of hydrogen peroxide, it could not be known whether the removal of organic matter was complete or not, but the losses in weight of Sed-1 and Sed-2 were found to be 9.6% and 17.8%, respectively. Also, a part of each sediment was treated with EDTA to remove the readily soluble phases such as manganese oxide and apatite completely, leaving the rest of the minerals as intact as possible (GOLDBERG and ARRHENIUS, 1958). The sediments treated with EDTA were washed several times with 0.1 N NH₄OH to remove EDTA. The losses in weight of Sed-1 and Sed-2 were 2.0% and 7.8%, respectively.

Manganese nodules and manganese dioxide were powdered in an agate mortar so that the particle size may be uniform as much as possible, and dried at 110°C.

Hydrated ferric oxide was prepared by adding a suitable amount of ferric chloride solution to filtered sea water containing a radioactive isotope and adjusting the pH of the solution.

The amount of sorbents is determined by a preliminary experiment so that the activity in the supernatant after attaining an equilibrium state is one half of the total one in the initial sea water as possible to measure the sorbed amount of element precisely without changing the activity in the supernatant extremely. In cases of manganese nodules and manganese dioxide, however, some of the activities in the supernatants in the equilibrium states were lower than one tenth of the total ones in the suspension, since at least 0.01 g/l of the sorbent was needed to measure the distribution coefficient without a wide scattering.

3. Results and discussion

The ratio of the activity in the supernatant after attaining the equilibrium state to the one in the initial solution in blank tests is shown in Table 3. The ratio for iron is excessively small, and this may be attributed to the formation of colloid in sea water. Therefore, the distribution coefficient of iron is not for a sorption process but for an aggregation process, and varies with the concentration of carrier.

Distribution coefficients for clays and deep sea sediments are shown in Table 4. The range of scattering of the distribution coefficient is different in each element and sorbent. That for clays is within a factor 2. On the other hand, that for deep sea sediments is wider and as wide as a factor 5 in case of cobalt which shows the greatest scattering. The values shown in Table 4 are the averages of five sorption experiments.

Making a comparison between clays, the distribution coefficients for montmorillonite are several times larger than those for kaolinite in zinc, manganese and cobalt. This is attributed to the difference in their ion-exchange capacities rather than that in their particle sizes. The distribution coefficients decrease in the order of Zn > Co > Mn, and this may be ascribed to the difference of chemical forms of the elements in

Table 3. Ratio of counts in the supernatant after reaching an equilibrium state to those in the initial solution in blank tests (in per cent).

	pH 7.8	pH 8.0
Zn	95 %	93 %
Mn	94 %	90 %
Fe	43 %	32 %
Co	97 %	95 %

Table 4. Distribution coefficients for clays and deep sea sediments (pH 8.0).

	Zn	Mn	Fe	Co
Clays				
Kaolinite	1 × 10 ³	3 × 10 ¹	1 × 10 ⁴	2 × 10 ²
Montmorillonite	7 × 10 ³	2 × 10 ²	2 × 10 ⁴	1 × 10 ³
Deep sea sediments				
Sed-1	6 × 10 ³	4 × 10 ³	7 × 10 ⁴	1 × 10 ⁵
Sed-2	9 × 10 ³	1 × 10 ⁴	2 × 10 ⁵	2 × 10 ⁵

Table 5. Distribution coefficients for the sediments treated with H₂O₂ and EDTA (pH 7.8).

	Zn	Mn	Fe	Co
Sed-1	4,800	2,000	69,000	40,000
Sed-1 H ₂ O ₂	1,800	34	23,000	170
Sed-1 EDTA	2,500	92	18,000	30
Sed-2	10,000	12,000	130,000	170,000
Sed-2 H ₂ O ₂	6,000	260	20,000	480
Sed-2 EDTA	2,700	100	17,000	26
Kaolinite	940	13	14,000	300
Montmorillonite	5,500	250	15,000	1,000

Sed-1 H₂O₂: Sed-1 treated with H₂O₂,

Sed-1 EDTA: Sed-1 treated with EDTA.

sea water (CHESTER, 1965; SILLÉN, 1963).

It is clearly recognized in Table 4 that the distribution coefficients for deep sea sediments are much larger than those for clays. In case of Sed-2, for example, distribution coefficients are larger than those for montmorillonite fifty times in manganese, ten times in iron and two hundred times in cobalt.

To investigate the cause of this difference, another sorption experiments were carried out for the sediments treated with H₂O₂ and EDTA.

The results are shown in Table 5. The sediment treated with H₂O₂ has very small distribution coefficients, and a marked tendency is seen in manganese and cobalt. GANAPATHY *et al.* (1968) measured distribution coefficients of Zn, Mn and Co for a coastal sediment air-dried and treated with H₂O₂, and stated that the distribution coefficients for the sediment treated with H₂O₂ were much smaller than those for the air-dried sediment, and that this difference could be attributed to organic matters in the sediment. In case of deep sea sediments, however, the distribution coefficients of Zn, Mn and Co only for organic matters in sediments are not more than 150, because the organic matter content in deep sea sediments is less than 1% and the distribution coefficients of Zn, Mn and Co for humic acid extracted from a marine sediment are 13,000, 11,000 and 12,000, respectively, according to KOSHY *et al.* (1969). Considering from the above estimation and losses in weight of sediments treated with H₂O₂, the difference in distribution coefficient between treated and untreated sediments may be largely

Table 6. Distribution coefficients for manganese dioxide, manganese nodule and hydrated ferric oxide.

	Zn	Mn	Fe	Co
MnO ₂	5×10 ⁴	1×10 ⁶	1×10 ⁵	2×10 ⁵
MN-1	2×10 ⁵	7×10 ⁵	2×10 ⁵	1×10 ⁶
MN-2	1×10 ⁵	2×10 ⁵	1×10 ⁵	4×10 ⁵
Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O				
pH 7.8	4×10 ⁵	8×10 ³	3×10 ⁵	7×10 ⁴
pH 8.0	6×10 ⁵	2×10 ⁴	5×10 ⁵	1×10 ⁵

attributed to phases which are decomposed by a hydrogen peroxide treatment.

Distribution coefficients of respective elements for Sed-1 and Sed-2 treated with EDTA are almost the same and are between the values for kaolinite and montmorillonite, except cobalt. The difference in the distribution coefficient between treated and untreated sediments may be chiefly due to micro-manganese nodule in sediments.

To ascertain this assumption, distribution coefficients were measured for commercial manganese dioxide, two manganese nodules and hydrated ferric oxide.

The averages of distribution coefficients in five sorption experiments are shown in Table 6.

In cases of manganese nodules and manganese dioxide, the scattering of distribution coefficients is considerably large and reaches a factor 10 in manganese. As for the factors of scattering, changes of specific activity with dissolution of manganese nodules, differences in particle size and effects of micro-organisms are considered, but more detailed experiments especially on the effects of micro-organisms are necessary to be made. GANGULY *et al.* (1970) reported that distribution coefficients of Mn and Co for a fresh sediment are one or two figures larger than those for the air-dried sediment, and in the author's another sorption experiments for a fresh coastal sediment with and without chloroform as a preservative, the distribution coefficients of Mn and Co in the absence of a preservative are one or two orders of magnitude larger than those in the presence of a preservative. Although there are many factors to be considered, it is evident that manganese nodule and manganese dioxide sorb minor elements

Table 7. Estimated concentration of elements sorbed on the deep sea sediment.

	Zn	Mn	Fe	Co
Distribution coefficient	8,000	7,000	100,000	100,000
Concentration in sea water ($\mu\text{g}/\text{l}$) ^(a)	10	2	10	0.1
Calculated concentration sorbed on the sediment (ppm)	80	14	1,000	10
Concentration in the deep sediment (ppm)	130 ^(b)	4,800 ^(c)	50,000 ^(c)	100 ^(c)

(a) GOLDBERG (1965); (b) WEDEPOHL (1960);
(c) CRONAN (1969)

exceedingly.

In case of hydrated ferric oxide, sorption experiments were carried out at pH 7.8 and 8.0, and for three concentrations of ferric ion, namely 0.5 mg Fe³⁺/100 mL, 1 mg Fe³⁺/100 mL and 5 mg Fe³⁺/100 mL. Sorption (coprecipitation) of elements was a little more at pH 8.0 than at 7.8 and the effect of the amount of hydrated ferric oxide was negligible within the limits of scattering.

Considering the difference of particle size among manganese dioxide, manganese nodule and hydrated ferric oxide, it is questionable to compare their absolute values. But it will be permitted, at least, to conclude that manganese dioxide and manganese nodule sorb Mn and Co preferably, and hydrated ferric oxide does not.

From the above results, the sorption of these elements on deep sea sediment is controlled by the readily soluble phases with EDTA and H₂O₂ treatments rather than by silicate minerals, and the concentration of these elements in sea water may be regulated by manganese nodule and iron compounds.

The concentrations of elements sorbed on the pelagic sediment were calculated from the mean values of their distribution coefficients for Sed-1 and Sed-2, and their concentrations in sea water cited from Goldberg's paper (1965). The results are shown in Table 7.

A considerable part of zinc in the pelagic sediment is attributed to the sorption process as compared with only 1/300 of manganese,

1/50 of iron and 1/10 of cobalt. However, this estimation is based on the assumption that the deep sea sediment undergoes no diagenesis, and this is not the case actually. Therefore, these results may be reasonable in elements such as manganese, iron and cobalt which are closely connected with the manganese nodule.

Acknowledgments

I would like to thank Dr. S. UNOKI of The Institute of Physical and Chemical Research for a critical reading of the manuscript. I am also grateful to Mr. A. OKADA of The Institute of Physical and Chemical Research for giving me valuable manganese nodules.

References

- CHESTER, R. (1965): Adsorption of zinc and cobalt on illite in sea-water. *Nature*, **206**, 884-886.
- CRONAN, D. S. (1969): Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific pelagic clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 1562-1565.
- GANAPATHY, S., K. C. PILLAI and A. K. GANGULY (1968): Adsorption of trace elements by near shore sea bed sediments. *B.A.R.C.-376*.
- GANGULY, A. K., T. N. V. PILLAI, M. V. M. DESAI, Elizabeth MATHEW and S. GANAPATHY (1970): Organic materials in the marine environment and the associated metallic elements. Preprint from "The Ocean World", Proc. Joint Oceanogr. Assembly (held in Tokyo, 13-25 September, 1970).
- GOLDBERG, E. D. (1965): Minor elements in sea water, in "Chemical Oceanography". editors J. P. RILEY and G. SKIRROW, Academic Press, London and New York, **1**, 163-196.
- GOLDBERG, E. D. and G. O. S. ARRHENIUS (1958): Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **13**, 153-212.
- JEFFERIES, Douglas F. (1968): Fission-product radionuclides in sediments from the north-east Irish Sea. *Helgoländer wiss. Meeresunters.*, **17**, 280-290.
- KOSHY, Elizabeth, M. V. M. DESAI and A. K. GANGULY (1969): Studies on organo-metallic interactions in the marine environment. *Curr. Sci.*, **38**, 555-558.
- KRAUSKOPF, Konrad B. (1956): Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **9**, 1-32B.
- OKADA, A. and M. SHIMA (1970): Study on the

- manganese nodule. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **26**, 151-158 (in Japanese with English abstract).
- SILLÉN, L. G. (1963): How has sea water got its present composition? *Sevensk Kem. Tidskr.*, **75**, 161-177.
- SILLÉN, L. G. (1967a): The ocean as a chemical system. *Science*, **156**, 1189-1197.
- SILLÉN, L. G. (1967b): Gibbs phase rule and marine sediments, in "Equilibrium concepts in natural water systems", Amer. Chem. Soc., Washington, D. C., Adv. Chem. Series, **67**, 57-69.
- SLABAUGH, W. H. (1954): Cation exchange properties of bentonite. *J. Phys. Chem.*, **58**, 162-165.
- TAKEMATSU, N. and T. SASAKI (1970): Contribution of sorption process to the precipitation mechanism of metal elements in sea water (I). *La mer*, **8**, 143-148.
- TEMPLETON, W. L. and A. PRESTON (1966): Transport and distribution of radioactive effluents in coastal and estuarine waters of the United Kingdom. Proc. Symp., "Disposal of Radioactive Wastes into Seas, Oceans and Surface Waters", 267. I.A.E.A., Vienna.
- WEDEPOHL, K. H. (1960): Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik-Ein Beitrag zur Deutung der geochemischen Sonderstellung von pelagischen Tonen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **18**, 200-231.

海水中の元素の沈殿機構に対する収着過程の寄与 (II)

竹 松 伸

要旨: 海水中の金属元素の沈殿機構に対する収着過程の寄与を明らかにするため、粘土鉱物、深海堆積物、マンガン瘤、二酸化マンガンおよび水酸化第二鉄への亜鉛、マンガン、鉄およびコバルトの収着実験を行ない、分配係数を求めた。

深海堆積物に対する分配係数は、粘土鉱物に対するそれに比べて大きく、特にマンガンをコバルトにおいては約2桁大きな値を示した。

この原因を明らかにするため、有機物を分解するための過酸化水素処理および微細なマンガン瘤などを除くためのEDTA処理を施した深海堆積物に対しても収着実験を行なった。処理を行なった深海堆積物に対する分配係数は、粘土鉱物のそれにほぼ等しい。したがって、深海堆積物に対する大きな分配係数は、堆積物中の過酸化水素処理やEDTA処理などによって除かれる固相に起因するものと考えられる。

このことを確かめるため、マンガン瘤、市販の二酸化マンガンおよび水酸化第二鉄に対する分配係数を求めた。粘土鉱物や深海堆積物と粒径が異なるので、絶対値を比較することは困難であるが、マンガンをコバルトの分配係数は、粘土鉱物のそれより3桁から4桁大きな値を示した。また、亜鉛を基準として、マンガン瘤は、水酸化第二鉄よりマンガンをコバルトを選択的に収着する。

以上の結果から、これらの元素の海底堆積物への収着は、EDTA処理や過酸化水素処理によって分解され易い固相によって支配されており、海水中のこれらの元素の濃度は、マンガン瘤や鉄の化合物によって制御されているものと思われる。

Application of Horogram Method to the Analysis of the Directional Spectrum of the Surface Wave*

Yasuhiro SUGIMORI**

Abstract: Honogram method is used to obtain a two-dimensional spectrum from the pattern of light and darkness on film with an optical system. This method is useful for the analysis of the power spectrum of the surface waves and is relatively simple compared with other methods based on stereo-photographs or water-pressure gauges.

The instrumental error of spectrum power introduced in the analysis of the film of vertical photograph is about 13% and the resolving power of the photograph film is limited to about 30 lines per 1 mm interval due to the photographing swing.

The spectrum contour obtained by this method is well suited to that obtained from wave-heights analysis by COTE *et al.* in the S.W.O.P. (1960).

This method is the most useful tool for the analysis of the surface waves in deep water at present time.

1. Introduction

Measurement of the directional spectrum of wind generated waves is important not only for the analysis of the generating process of the surface wave, but also for the forecasting of the wind generated waves. It is also necessary for the coastal engineering in relation to the movement of bottom sand due to the coastal current and to the harbor construction against the incident surface waves.

COTE *et al.* (1960) measured the directional spectrum in the North Atlantic Ocean in the Stereo Wave Observation Project in co-operation with the Office of Naval Research. Two synchronous cameras took the vertical photographs of the surface waves from two air-crafts at 900 m height. They obtained the two-dimensional wave heights from which the directional frequency spectrum was calculated. However, it took for them a very long time to analyze the data of wave heights even with an electronic computer. Moreover it was difficult to take simultaneous photographs on air-craft.

A measurement of the directional spectrum using an optical instrument was first made by BARBER (1954). In those days, his method

did not make it possible to obtain clear Fraunhofer image or Fourier spectrum.

STILWELL (1969) used the same method but with the laser beam for the analysis of the surface waves. He used the photograph looking askance at the surface wave taken from bridges or hill and theoretically explained the power spectrum analyzed with this method. His method caused, however, a directional distortion of power spectrum, and moreover the calibration of wave-number can not accurately be made.

In this paper, for the purposes of making up for above defects and observing the open ocean waves from air-craft a vertical photograph of the surface wave is used. And an analysis of the spectrum power is made for one of photographs of S. W. O. P. by this method. The results are compared with that of COTE *et al.* (1960).

2. Principle of the horogram method

A light wave is a vector field in the electromagnetic field governed by the Maxwell Wave-Equation. In a case of optical systems in which the beam is concentrated around the optical center line and the diffraction angle is not large, we may deal only one of its components.

In a closed space excluding the light source,

* Received January 17, 1972

** Ocean Research Institute, University of Tokyo

but with an aperture, the light wave $\phi(\mathbf{r}, t)$ satisfies the following wave-equation

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (1)$$

Expanding $\phi(\mathbf{r}, t)$ of Eq. (1) as

$$\phi(\mathbf{r}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} u_{\omega}(\mathbf{r}) \exp -i\omega t \, d\omega \quad (2)$$

we obtain the Helmholtz-Equation for the expanding coefficient u_{ω} .

$$\begin{aligned} \nabla^2 u_{\omega} + k^2 u_{\omega} &= 0 \\ k &= \frac{\omega}{c} = \frac{2\pi}{\lambda}; \text{ wave number} \\ \omega &; \text{ angular frequency} \\ \lambda &; \text{ wavelength} \end{aligned} \quad (3)$$

We solve Eq. (3) as follows. First we introduce the Green-Function which satisfies Eq. (4)

$$\begin{aligned} \nabla^2 G + k^2 G &= -4\pi \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_1) \\ \delta &; \text{ Delta-function} \\ \mathbf{r}_1 &; \text{ Required point in a closed space,} \end{aligned} \quad (4)$$

then the Green-Integral-Equation is

$$\begin{aligned} \iiint (G \nabla^2 u - u \nabla^2 G) \, d\tau \\ = \iint_S \left(G \frac{\partial u}{\partial n} - u \frac{\partial G}{\partial n} \right) \, ds \end{aligned} \quad (5)$$

Substituting Eq. (3) into Eq. (5) and integrating Eq. (5) with the relation $\int u(\mathbf{r}) \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_1) \, d\tau = u(\mathbf{r}_1)$, we obtain

$$u(\mathbf{r}_1) = \frac{1}{4\pi} \iint_S \left(G \frac{\partial u}{\partial n} - u \frac{\partial G}{\partial n} \right) \, ds. \quad (6)$$

Now we consider the closed space with an aperture, but excluding the source point $P_0(r_0)$ and including observation point $P_1(r_1)$.

The three Kirchhoff assumptions are:

(1) at any point behind the occulter

$$\frac{\partial u}{\partial n} = 0$$

(2) the functions u and $\frac{\partial u}{\partial n}$ in the aperture are equal to those of the space faced to

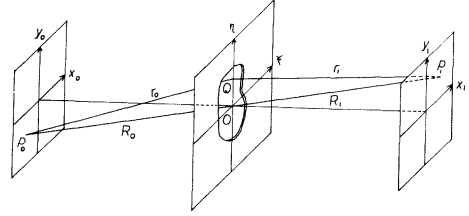


Fig. 1. Optical system of Fraunhofer diffraction. P_0 is a light source and P_1 is a image. Q is a arbitrary point located in the aperture.

the light source.

(3) at the aperture

$$\begin{aligned} u(\mathbf{r}) &= \frac{A \exp ik|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|} \\ \frac{\partial u}{\partial n} &= \frac{A \exp ik|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|} \left(ik - \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|} \right) \\ &\quad \times \cos(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0, \mathbf{n}) \end{aligned} \quad (7)$$

$|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|$; Distance from light source point $P_0(\mathbf{r}_0)$ to the arbitrary point in aperture.

On these assumptions, we have a solution of Eq. (4)

$$G(\mathbf{r}) = \frac{\exp ik|\mathbf{r} - \mathbf{r}_1|}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_1|}. \quad (8)$$

We change the notation r_0 for $|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0|$, and r_1 for $|\mathbf{r} - \mathbf{r}_1|$ which are distances from an arbitrary point on the aperture to the source and to the observation point. Differentiation of Eq. (8) with respect to the normal component gives

$$\frac{\partial G}{\partial n} = \frac{\exp ikr_1}{r_1} \left(ik - \frac{1}{r_1} \right) \cos(n_1, r - r_1). \quad (9)$$

Since r_1 and r_0 are much larger than the wavelength of the beam, we have:

$$k \gg \frac{1}{r_1}, \quad k \gg \frac{1}{r_0}.$$

Substituting Eqs. (7), (8), (9) into Eq. (6), and considering the conditions of Kirchhoff (1), (2), we have

$$\begin{aligned} u(\mathbf{r}_1) &= \frac{-iAk}{4\pi} \iint_S \frac{\exp ik(r_1 + r_0)}{r_1 r_0} \\ &\quad \times \{ \cos(n, r_1) - \cos(n, r_0) \}. \end{aligned} \quad (10)$$

In the case where P_1 and P_0 are located near

the optical center line far from the aperture, it can easily be shown

$$\cos(n, r_1) = -\cos(n, r_0) = \cos \delta.$$

Therefore

$$u(r_1) = \frac{-iAk}{2\pi} \frac{\cos \delta}{r_1 r_0} \iint_S \exp[ik(r_1 + r_0)] ds. \quad (11)$$

Now the (ξ, ζ) co-ordinate system is taken in the aperture as shown in Fig. 1.

Then r_0 and r_1 become

$$\left. \begin{aligned} r_0 &= \{(x_0 - \xi)^2 + (y_0 - \eta)^2 + z_0^2\}^{\frac{1}{2}} \\ &\simeq R_0 - \frac{x_0 \xi + y_0 \eta}{R_0} + \frac{\xi^2 + \eta^2}{2R_0} - \frac{(x_0 \xi + y_0 \eta)^2}{2R_0^3} + \dots \\ r_1 &= \{(x_1 - \xi)^2 + (y_1 - \eta)^2 + z_1^2\}^{\frac{1}{2}} \\ &\simeq R_1 - \frac{x_1 \xi + y_1 \eta}{R_1} + \frac{\xi^2 + \eta^2}{2R_1} - \frac{(x_1 \xi + y_1 \eta)^2}{2R_1^3} + \dots \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

where $R_0 = (x_0^2 + y_0^2 + z_0^2)^{\frac{1}{2}}$ and $R_1 = (x_1^2 + y_1^2 + z_1^2)^{\frac{1}{2}}$. Substituting r_0 and r_1 of Eq. (12) into Eq.

$$(11), \text{ and using } \alpha_0 = -\frac{x_0}{R_0}, \beta_0 = -\frac{y_0}{R_0}, \alpha_1 = \frac{x_1}{R_1}, \beta_1 = \frac{y_1}{R_1} \text{ we obtain}$$

$$u(r_1) = \frac{-iA}{\lambda} \frac{e^{ik(R_1 + R_0)} \cos \delta}{R_1 R_0} \iint_S e^{ik\phi(\xi, \eta)} d\xi d\eta, \quad (13)$$

where

$$\begin{aligned} \phi(\xi, \eta) &= \xi(\alpha_0 - \alpha_1) + \eta(\beta_0 - \beta_1) \\ &+ \frac{1}{2} \left[\left(\frac{1}{R_0} + \frac{1}{R_1} \right) (\xi^2 + \eta^2) \right. \\ &\left. - \frac{(\alpha_0 \xi + \beta_0 \eta)^2}{R_0} - \frac{(\alpha_1 \xi + \beta_1 \eta)^2}{R_1} + \dots \right]. \end{aligned}$$

If the diffraction image is focussed at the infinite distance from the aperture, it becomes the Fraunhofer image, and since the term higher than the second order in $\phi(\xi, \eta)$ can be neglected, Eq. (13) becomes

$$u(r_1) = \sigma \int F(\xi, \eta) \exp[ik\{\xi(\alpha_0 - \alpha_1) + \eta(\beta_0 - \beta_1)\}] d\xi d\eta, \quad (14)$$

where $F(\xi, \eta)$ is a function equal to unity in

the aperture and zero in the occulter.

When we set a film at the aperture, $F(\xi, \eta)$ is a function of amplitude transmittance distribution. Eq. (14) represents a Fourier Transform of amplitude distribution in the aperture.

In case where the Fraunhofer diffraction, can be applied, is in condions $\frac{1}{R_0} + \frac{1}{R_1} = 0$ and $\frac{1}{\lambda} \frac{(d_0 \xi + \beta_0 \eta)^2}{R_0} \sim \frac{1}{\lambda} \frac{(\alpha_1 \xi + \beta_1 \eta)^2}{R_0} \ll 1$,

it can be considered that a light beam incident into the aperture is a convergent spherical surface wave. When a lense is set at the place of right side of the aperture in this optical system, the spherical surface wave can focus on the screen at the finite distance from the light source.

This focussed image is the Fraunhofer pattern which is the Fourier Transform of amplitude transmittance distribution in the aperture.

3. Application to the analysis of directional spectrum of the surface wave

A sun light reflected from the sea surface gives us information of the surface waves, because the sun light falls down parallel to the sea surface. For the air-photograph of the surface waves, the camera illumination is largely due to the light reflected from the surface.

The reflectivity Γ of the water surface is dependent upon the polarization of the incident angle θ (Fig. 2). The surface normal angle φ

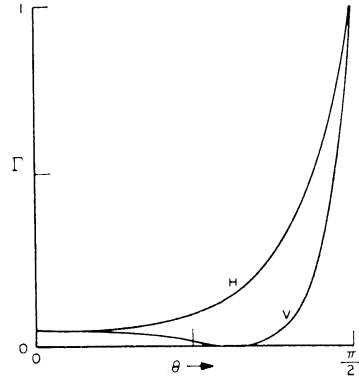


Fig. 2. Water reflectivity. In the visible region, water reflectivity is related to the angle from the normal by the above curve. V is a vertically polarized component and H is a horizontally polarized component.

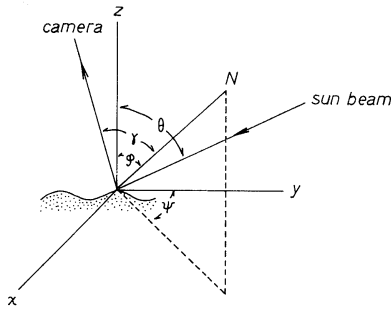


Fig. 3. Reflection from a two-dimensional surface element. This is an illustration of the geometry and angle conventions. A normal angle and a incident angle are given by φ and θ .

could be visualized as altering θ as shown in Fig. 3. Therefore the camera illumination is primarily a function of the local normal angle. For a sinusoidal modulation of the angle normal to the wave surface, the resultant reflectivity variation of vertical incidence to camera is maximum at the wave crest and the wave trough when the sun is at the zenith, or its vicinity.

For the observation result as shown in Fig. 17, one of the intermediate region which is faced to the sun is brightened and the opposite region is shadowed by the peaks of the waves. And their intensity is proportional to the differentiation of the light intensity with respect to the surface normal angle.

Now we illustrate the geometry and angle conventions of beam, camera direction and angle normal to the z -axis in Fig. 3. The camera illumination is expressed as $I(\varphi)$, then

$$I(\varphi) = K \cdot L(\theta) \cdot \Gamma(\gamma), \tag{15}$$

where $L(\theta)$ is the total intensity of the sun light for the incident angle θ , $\Gamma(\gamma)$ is the intensity reflected from the sea surface at the angle γ and K is a constant. The differentiation of the intensity of light incident into the camera with respect to the normal angle is

$$\begin{aligned} \frac{dI(\varphi)}{d\varphi} &= K \cdot \frac{dL(\theta)}{d\theta} \cdot \Gamma(\gamma) \cdot \frac{d\theta}{d\varphi} \\ &+ K \cdot L(\theta) \cdot \frac{d\Gamma(\gamma)}{d\gamma} \cdot \frac{d\gamma}{d\varphi}. \end{aligned} \tag{16}$$

On the assumption that the normal angle is

enough small, the reflective angle γ is approximated to be equal to the incident angle θ of the sun beam.

Since $\gamma \simeq \theta$, we have:

$$\begin{aligned} \frac{dI(\varphi)}{d\varphi} &\simeq \left(K \cdot \frac{dL(\theta)}{d\theta} \cdot \Gamma(\gamma) \right. \\ &\left. + K \cdot L(\theta) \cdot \frac{d\Gamma(\gamma)}{d\gamma} \right) \frac{d\gamma}{d\varphi}. \end{aligned} \tag{17}$$

We obtain approximately in the polar co-ordinate

$$\frac{d\gamma}{d\varphi} \simeq \cos \psi. \tag{18}$$

When we take a vertical photograph of the surface wave, the normal angle is $\varphi \simeq \gamma$ and $\frac{d\gamma}{d\varphi}$ becomes

$$\frac{d\gamma}{d\varphi} \simeq 1 \simeq \cos \psi. \tag{19}$$

Therefore Eq. (17) becomes

$$\frac{dI(\varphi)}{d\varphi} \simeq K \cdot \frac{dL(\theta)}{d\theta} \cdot \Gamma(\gamma) + K \cdot L(\theta) \cdot \frac{d\Gamma(\gamma)}{d\gamma}. \tag{20}$$

At a given time, the altitude of the sun is a constant everywhere, hence we have:

$$\frac{dI(\varphi)}{d\varphi} \simeq I'(\varphi) + K \cdot L(\theta) \cdot \frac{d\Gamma(\gamma)}{d\gamma}. \tag{21}$$

It must take notice that the variation of the camera intensity due to the normal angle variation is only a function of the intensity reflected from the surface wave.

Eq. (21) becomes

$$\begin{aligned} I(\varphi) &= I_0(\varphi) + \left. \frac{dI(\varphi)}{d\varphi} \right|_{\varphi=0} \varphi \cos \psi \\ &\simeq I_0(\varphi) + \left. K \cdot L(\theta) \cdot \frac{d\Gamma(\gamma)}{d\gamma} \right|_{\varphi=0} \varphi \cos \psi. \end{aligned} \tag{22}$$

Since $\cos \psi \simeq 1$, we have

$$I(\varphi) \simeq I_0(\varphi) + \left. K \cdot L(\theta) \cdot \frac{d\Gamma(\gamma)}{d\gamma} \right|_{\varphi=0}. \tag{23}$$

The light intensity entering into the camera is, therefore, obtained by the differentiation of the reflective intensity with respect to the normal angle, even if each of the frequency components

of the surface waves is propagated in any direction.

Now if we denote the intensity exposed on a film of camera by $i(\varphi)$, then $(i\varphi)$ becomes

$$i(\varphi) = I(\varphi) \cdot 10^{-D}, \quad (24)$$

where D is the optical density on a film and $I(\varphi)$ is the intensity entering into camera. The optical density D on the linear part of specific exposure curve of film is

$$D = \alpha \log C \cdot I(\theta) \cdot \tau, \quad (25)$$

where α is the gradient of linear part on exposure curve. C is a constant, independent of the exposure of a film. τ is the exposed time.

For the operation of Fourier Transform, we replace the light intensity by its amplitude to obtain the power spectrum of the surface waves and consider the rectangular co-ordinate (x', y') on the film.

Then the amplitude on the film is

$$a(x', y') = a_0 10^{-D(x', y')/2}. \quad (26)$$

By Eq. (25), Eq. (26) becomes

$$\begin{aligned} a(x', y') &= a_0 10^{-\alpha/2 \log C \cdot I(\varphi) \cdot \tau} \\ &= a_0 10^{\log(C \cdot I(\varphi) \cdot \tau) - \alpha/2} \\ &= a_0 (C \cdot I(\varphi) \cdot \tau)^{-\alpha/2}. \end{aligned} \quad (27)$$

Substituting Eq. (23) into Eq. (25), we obtain

$$\begin{aligned} a(x', y') &= a_0 \left[C \left\{ I_0(\varphi) + \left[K \cdot L(\theta) \cdot \frac{d\Gamma(\gamma)}{d\varphi} \right]_{\varphi=0} \varphi \right\} \tau \right]^{-\alpha/2} \\ &= a_0 \left[C \cdot I(\varphi) \cdot \tau \left(1 + \frac{I(\varphi)}{I_0(\varphi)} \varphi \right) \right]^{-\alpha/2} \\ &= a_0 [C \cdot I(\varphi) \cdot \tau]^{-\alpha/2} \left[1 + \frac{I(\varphi)}{I_0(\varphi)} \varphi \right]^{-\alpha/2}. \end{aligned} \quad (28)$$

After the Fourier Transform of amplitude on the film in the two-dimension is performed by hogram method, we obtain the power spectrum from Eq. (14)

$$\begin{aligned} u(x_1, y_1) &= \sigma_1 \iint a(x', y') \\ &\times \exp \left[-i \frac{k}{F} (x_1 \xi + y_1 \eta) \right] d\xi d\eta, \end{aligned} \quad (29)$$

F : Focal distance of lens.

where $a(x', y')$ is a function of the exposure time τ , the normal angle φ , and the gradient α in the linear part on exposure curve.

4. Instrumentation

The instrument of the hogram method consists of two systems. One is a hogram system. After processing of information of the surface wave by the operation of this system, the two-dimensional power spectrum, Fraunhofer image, is obtained. The other is a microphotodensitometer which can read out the power of the spectrum equal to the optical density exposed on the film.

The former of the optical system is shown in graphic form in Fig. 4. Its light source is a He-Ne laser of wavelength 6328 Å and the recording on the screen plane is done by exposing the Fraunhofer image on a film of camera. The laser beam of diameter 1.5 mm is expanded to one of diameter 40 mm by the lens $L_{1,2}$. The photograph film which is exposed by information of surface wave $a(x', y')$ of Eq. (27) is set in plane P_1 . The diffracted pattern behind plane P_1 is focussed on the screen of plane P_2 by lens L_3 , which can be exchanged with 750 mm or 1,500 mm focal distance.

If the width of slits on film placed at P_1 is d and the focal distance of lens L_3 is F , then the distance of diffraction image from the optical center line, p , is expressed as follows:

$$p = F \cdot \frac{\lambda}{d} \quad (30)$$

λ : Wavelength of laser beam.

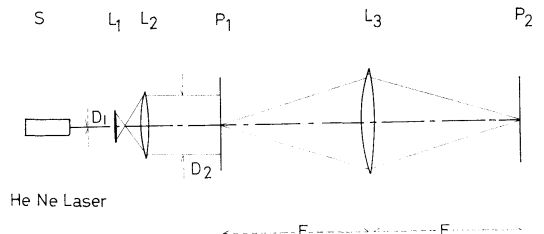


Fig. 4. Optical transform computer. S is a light source He-Ne laser 6328 Å. L_1, L_2 are a expanding lenses. P_1 is a signal plane (aperture). L_3 is a focussing lens of focal distance F (750 mm or 3,000 mm). P_2 is a screen plane. D_1 is a laser beam diameter 1.5 mm and D_2 is a expanded beam diameter 40 mm.

We assume the rectangular waves in Fig. 5 as the directional surface wave on the film of the P_1 plane. As a result of the optical treatment, the Fraunhofer images are obtained in the cases of both focal distances as shown in Figs. 6 and 7. Fourier Transformation of each rectangular wave must produce the power spectrum at the

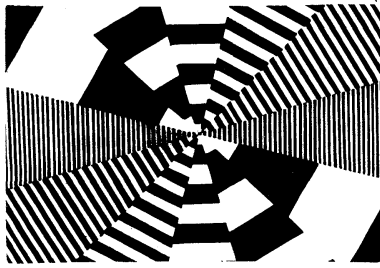


Fig. 5. Test pattern slit of light and darkness equal to the electric rectangular pulse signal.

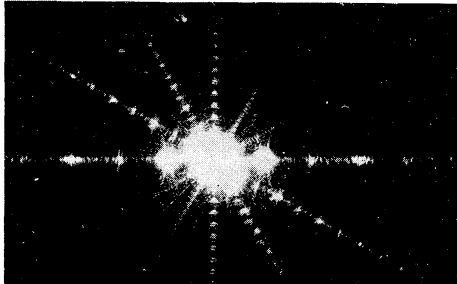


Fig. 6. Fraunhofer image of the test pattern slit focussed by 150 mm focal distance lens.

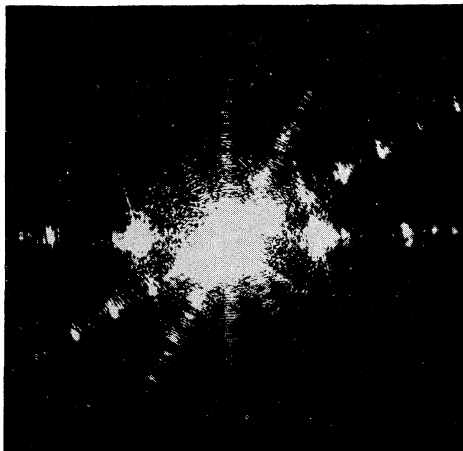


Fig. 7. Fraunhofer image of the test pattern slit focussed by 3,000 mm focal distance lens.

position of each own frequency in any direction, because the intervals of the rectangular waves are a constant. But both results represent that the higher order diffraction images are existent in every direction and these powers of spectrum cause an error for this analysis. In a case of rectangular aperture, the power of each order of spectrum, y , will be produced as following equation.

$$y = \left(\frac{\sin x}{x} \right)^2 \quad (31)$$

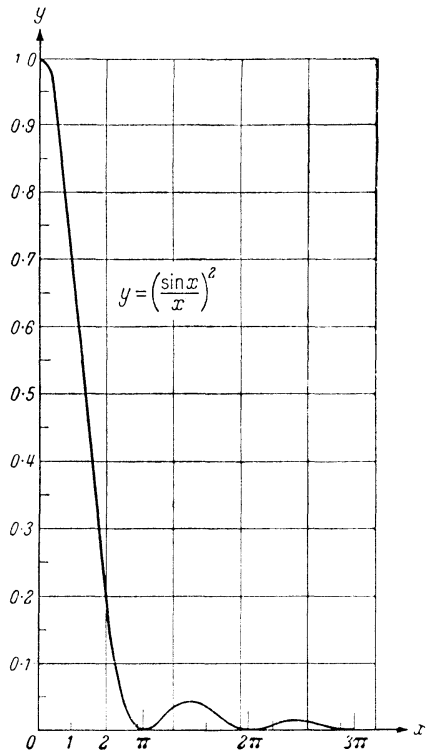


Fig. 8. Fraunhofer diffraction at a rectangular aperture. The function $y = \left(\frac{\sin x}{x} \right)^2$.

x	$y = \left(\frac{\sin x}{x} \right)^2$
0	1
$1.430 \pi = 4.493$	0.04718
$2.459 \pi = 7.725$	0.01694
$3.470 \pi = 10.90$	0.00834
$4.479 \pi = 14.07$	0.00503

Table 1. The first five maxima of the function $y = \left(\frac{\sin x}{x} \right)^2$.



Fig. 9. Image at the optical center line on screen plane, delta-function.

Above function is given in Fig. 8 and Table 1. When the powers of higher order spectra are piled up on the other powers, the maximum error of the power becomes about 8%.

On the other way, another error associated with the power of spectrum is due to the instability of laser generated power. Its maximum fluctuation is about 5%. Therefore the total error associated with the power becomes about 13%, provided that no aberration of camera lenses or lens L_3 exists in the treatments and no variation of emulsion also exists.

Fig. 9 shows the image at the optical center line, which is focussed by the beams penetrated from the spaces of slits in plane P_1 . This is a Fresnell pattern and called delta-function, which is equal to the component of electric direct current. The pow of low frequencies is sometimes piled on the image of delta-function and can not be distinguished from that. But from Eq. (30), the distance p from the imaged position to the optical center on the screen plane becomes larger as the lens of longer focal distance is used. In other words, the position of the power spectrum parts from the image of delta-function with the use of longer focal distance lens as in Fig. 7. In a case of 750 mm focal distance lens, the diameter of focussed image of delta-function is 2mm, and hence d in Eq. (30) is obtained as 0.2mm for p equal to the length of half diameter, 1mm. It should be noticed that the power spectrum of slit intervals longer than 0.2mm on film of P_1 plane is never focussed outside of the delta-function by the use of 750 mm focal distance lens. On the other hand, for 300 mm focal

distance lens d is about 0.8mm slit interval. If the lower frequency spectrum of the surface wave needs to be analyzed with this optical system, it is necessary to use a longer focal distance lens or to shorten the wavelength of surface wave on the film by taking the photograph with a higher altitude flight.

Next we have to consider the resolving power of this horogram method. There are two parts with respect to the resolving power. One is the resolving power of air-photograph and another is the resolving power of the treatment with this optical system. The former depends upon the resolving power of the camera lens, the sensitization of film and the camera swing by the shocking of air-craft. It is generally considered that a variable combination lens can separate, at the maximum, 50 lines per 1 mm interval.

The sensibility of film is inversely proportional to the resolving power as shown in Fig. 10. It is usually better to employ the film of higher resolving power, but the sensibility can not be neglected for the measurement by photography. The least resolving power is due to the camera swing by the air-craft shock and is technically

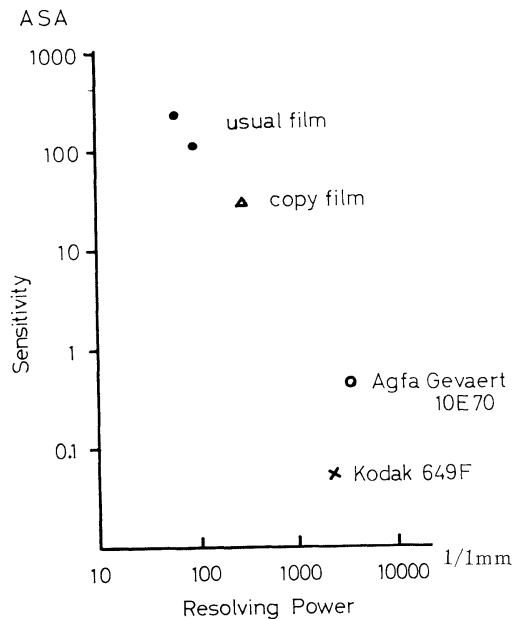


Fig. 10. Sensitivity of film in relation to resolving power. Resolving power unit is lines per 1 mm interval.

about 30 lines per 1 mm interval. Therefore the maximum resolving power is limited by one of the camera swing. As a conclusion, we may use the general commercial film of sensibility higher than 100 ASA.

5. Calibration and measurement

After the analysis with this optical system, we must settle the wave number or wavelength for the two-dimensional Fraunhofer image on the film of the screen. In this step, we need to know the field scale on the film of plane P_1 before we calculate p from Eq. (30). The interval d is equal to the wavelength on the film obtained from the air-photograph. Fig. 11 is a sample of the air-photograph taken from 450 m altitude off Inubozaki in Japan. With the conversion, the field scale on the film becomes $205\text{ m} \times 295\text{ m}$ from this photograph. We are able to analyze a region of short gravity waves from this photograph because in a case of 2 mm diameter of delta-function, the maximum wavelength d which is not piled upon this image becomes about 20 m wavelength with 3,000 mm focal distance lens.

Fig. 12 is a photograph of the surface wave which was taken at 900 m height with a stereo camera in S.W.O.P. operation. Fraunhofer image obtained by this horogram method is read out with a microphotodensitometer. One of the samples in one-dimension for Fraunhofer image of Fig. 12 is given in Fig. 13. The image density Q of Fraunhofer pattern focussed on the screen plane is given by the equation:

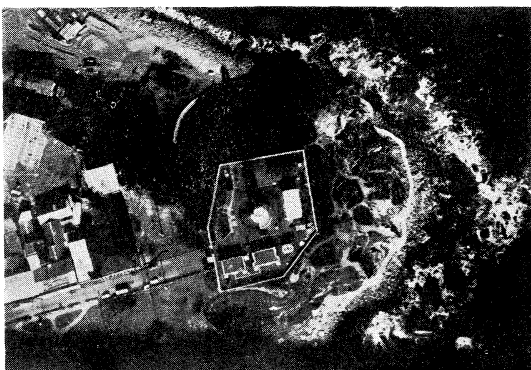


Fig. 11. Vertical air-photograph taken at 450 m altitude at Inubozaki in Japan.

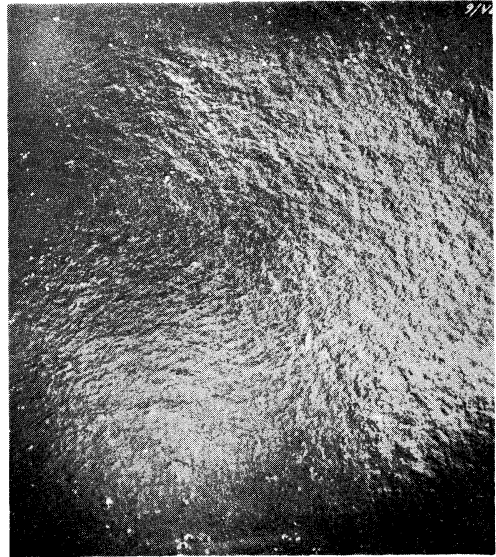


Fig. 12. Vertical photograph of the surface wave taken at 900 m altitude with the stereo camera on S.W.O.P. operation.

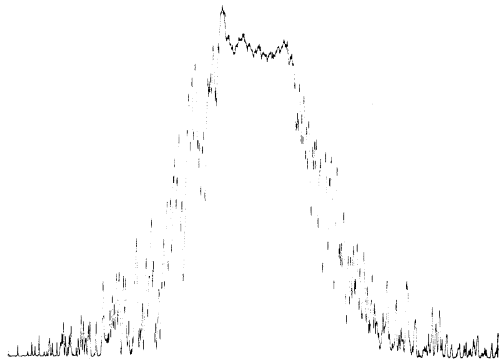


Fig. 13. Example of the power spectrum in one dimension read out by the microphotodensitometer.

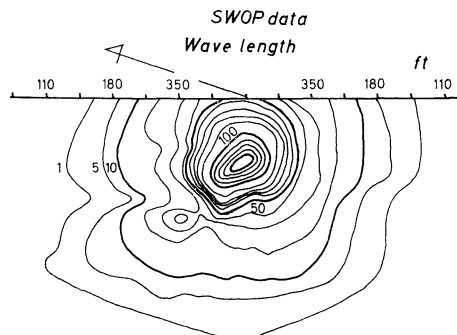


Fig. 14. The directional power spectrum obtained from S.W.O.P. photograph by the horogram method.

$$Q = \log_{10} \frac{1}{T}, \quad (32)$$

where T is the intensity transmittance rate of laser beam through the film. The scale of ordinate in Fig. 13 is the relative intensity of logarithm. After this analog data are plotted in two-dimensions, the contour of the directional power spectrum is obtained as in Fig. 14. As above mentioned, COTE *et al.* obtained the same directional spectrum with the analysis of wave heights as in Fig. 15. In comparison with the both directional spectra, the two peaks of these spectra are in good agreement in direction and wavelength. The shape of both contours is suited in an outline. The height of contour given by the horogram method is a relative value. The range of power spectrum of COTE is one order higher than ours.

STILWELL measured the power spectrum of

the surface wave with the horogram method and compared with that given by the spar buoy elevation in a case of one-dimension as in Fig. 16. It indicates that in a low frequency region, the power deviation by the spar buoy is larger than that by the horogram method.

It is one of the basic factors for this method how the exposed shadow or slick on a film have an effect on the accuracy. Figs. 17 and 18 show the photographs of surface waves in the same area of the sea surface. The latter figure is partly covered with the clouds. The images of these power spectra are given in Figs. 19 and 20 respectively. The shape of the power spectrum analyzed from the film covered with clouds becomes roughly the same as that of the another. The local shadow on the original film is not affected so significantly so far as the shape of directional spectrum power is concerned, however it is better to avoid to use air-photo-

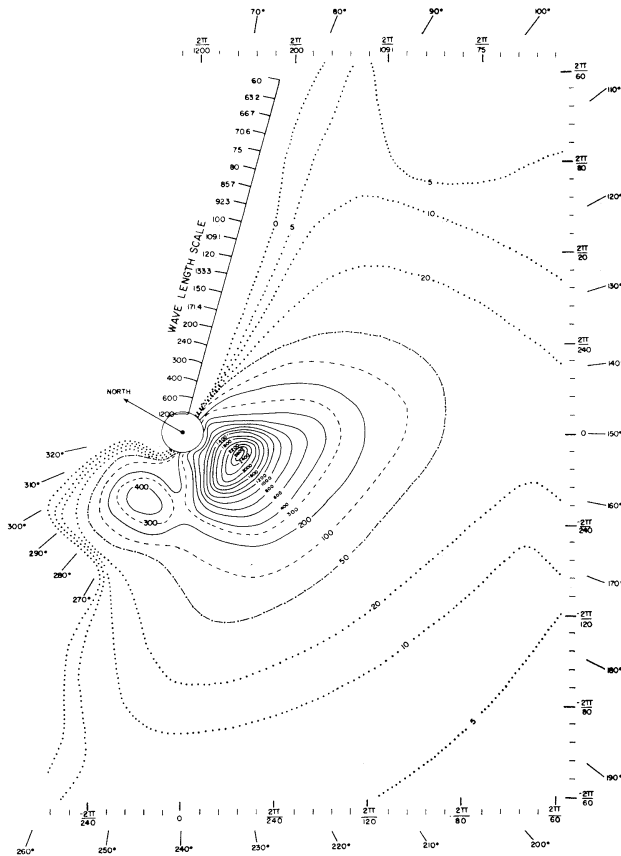


Fig. 15. The directional power spectrum obtained from wave heights by COTE *et al.* (1960).

graph with shadow or slick.

A flight was carried out to take the air-photograph at the height 450 m or 900 m in August in 1971 and made a survey over the

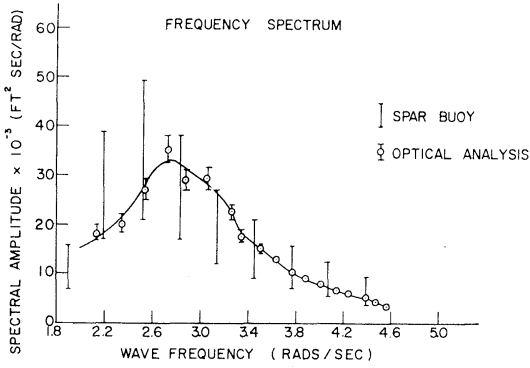


Fig. 16. Deviation of power spectra obtained from the spar buoy elevation and the horogram method by STILWELL. (1969).

region of the Kuroshio Current. The original photographs inside and outside of the current are given in Figs. 21 and 22. The Fraunhofer images, focussed symmetrically for the optical



Fig. 19. Fraunhofer image analyzed with the vertical photograph of the surface wave in clear sky by the horogram method.

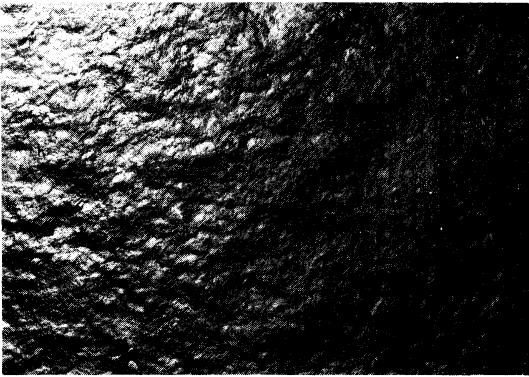


Fig. 17. Vertical photograph of the surface wave in clear sky.



Fig. 20. Fraunhofer image analyzed with the vertical photograph of the surface wave partly covered with clouds by the horogram method.

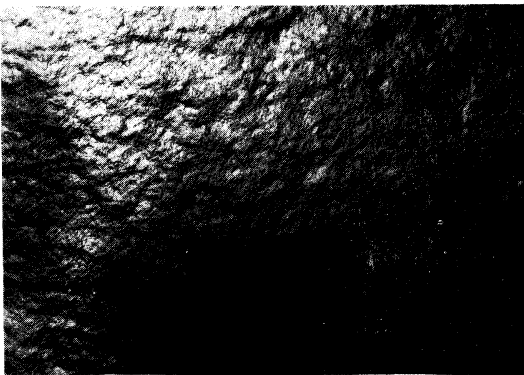


Fig. 18. Vertical photograph of the surface wave partly covered with clouds.

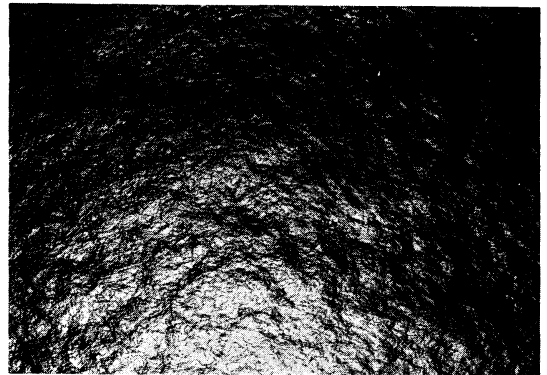


Fig. 21. Vertical photograph of the surface wave inside of the Kuroshio Current.

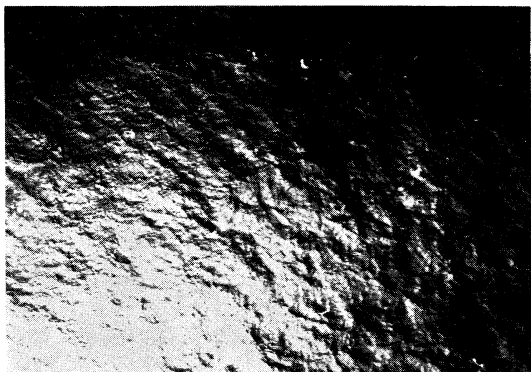


Fig. 22. Vertical photograph of the surface wave outside of the Kuroshio Current.

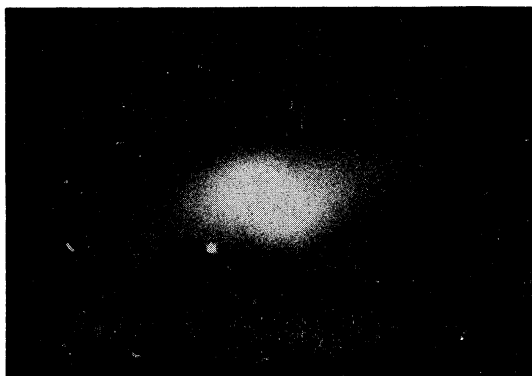


Fig. 23. Spectrum of the surface wave outside of the Kuroshio Current, of which power is a optical density of this image. The image is a symmetrical and the center of this image is a infinite wavelength.



Fig. 24. Power spectrum of the surface wave inside of the Kuroshio Current.

treatment, are shown in Figs. 23 and 24.

The symmetrical image can be separated into two parts and averaged for making the spectrum contour. The center of this image has an in-

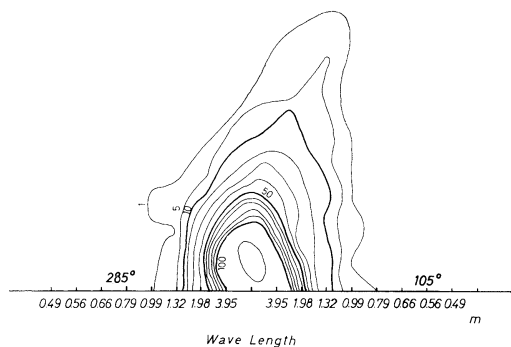


Fig. 25. Directional contour of the power spectrum of the surface wave outside of the Kuroshio Current.

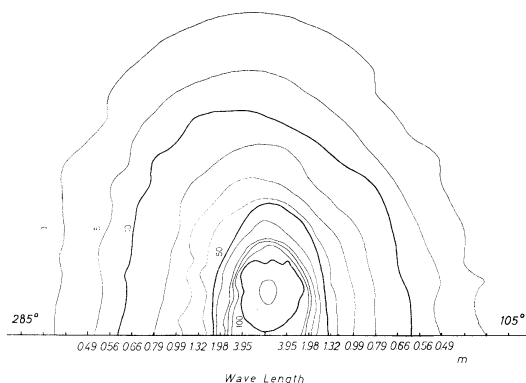


Fig. 26. Directional contour of the power spectrum of the surface wave inside of the Kuroshio Current.

finite wavelength, and the wavelength becomes smaller as the position of the spectrum parts from the center of this image in every directions.

The power spectrum of the surface wave outside of the Kuroshio Current shows that the spectrum component of the high frequency region corresponds to the direction of the local wind and that of the low frequency region longer than about 15 m wavelength is in the direction 90 degrees apart from the wind direction. Its contour is given in Fig. 25.

On the contrary, the power spectrum of the wave inside of the Kuroshio Current represents the directional dispersion of the power spectrum. This contour in Fig. 26 shows distinctly that the energy is uniformly dispersed in direction.

6. Conclusion

The horogram method for the analysis of the surface wave has advantage compared with usual methods by the water-pressure gauges or the current meters fixed to a coastal tower

or the sea bottom. This method is expedient for the analysis of the processes of wave generation, because the information of wave is recorded in a instant on film and the data can be readily stored. The air-photograph makes it possible to analyze the directional power spectrum of the surface wave in the open ocean.

It is inconvenient for the analysis of the processes of the generated waves that the flight time at a fixed area can not be taken so long because of the limitation of air-craft fuel. As mentioned above, the 13% power error of spectrum is too large in contrast to other observation methods. However, a more accurate spectrum is obtained by the horogram method together with the usual method.

It may be concluded that in deep water this horogram method with the air-photograph is most useful for the analysis of the surface wave at present time.

Acknowledgments

The author wish to express his thanks to Dr. Daitaro SHOJI, Maritime Safety Agency of Japan. Dr. Shunichi TANAKA, Department of Applied Physics, the University of Tokyo, who discussed the problems with him.

References

BARBER, N. F. (1954): Finding the direction of travel of sea wave. *Nature*, **154**, 1048-1049.

- BOUCHER, P. E. (1963): *Fundamentals of photography*. 4th ed., Van Nostrand, Princeton, N. J.
- COTE, L. J. *et al.* (1960): The directional spectrum of a wind generated sea as determined from data obtained by the stereo wave observation project. *Met. Pap. New York U. Coll. Eng.* 2, No. 6.
- COX, C., and W. H. MUNK (1954): Statistics of the sea surface derived from sun glitter. *J. Marine Res.*, **13**(2), 198-227.
- JAMES, R. W. (1948): The optical properties of the diffraction of X-ray, Bell.
- LONGUET-HIGGINS, M. S., D. E. CARTWRIGHT and N. D. SMITH (1961): Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. *Ocean Wave Spectra, U.S.A. Nat. Acad. Sci.*, 111-131.
- MUNK, W. H., G. E. MILLER, F. E. SNODGRASS and N. F. BARBER (1963): Directional recording of swell from distant storms. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series A*, No. 1062, 255, 505-584.
- PERRIN, F. H. (1965): The photographic emulsion. *Applied optics and optical engineering*, vol 3, edited by R. KINGSLAKE, Academic Press, New York.
- PHILLIPS, O. M. (1958): The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *J. Fluid Mech.*, **4**, 426-434.
- STILWELL, D. J. (1969): Directional energy spectra of the sea from photographs. *J.G.R.* **74**(8), 1974-1986.
- TAYLOR, C. A., and H. LIPSON (1964): *Optical transforms*. Cornell University Press, Ithaca, N.Y.

波の方向スペクトルの解析へのホログラム法の応用

杉 森 康 宏

要旨: ホログラム法とは光学系を用いて、フィルム上の明暗の縞から2次元のパワースペクトルを求めるものである。この方法は波の方向スペクトルの解析に有用であり、ステレオ写真より波高を求めて解析する方法や水圧の変動を測る方法に比べると比較的簡単である。

ホログラム法の場合、波面に対する垂直写真の解析から求められるスペクトルパワーの装置上の精度は約13%であり、また写真フィルムの分解能は1mm当り30本となり、これは写真撮影の際のぶれによるものである。

この方法によって求められたスペクトル・コンターは1960年アメリカのS.W.O.P.計画において、COTEらによって行なわれた波高を解析する方法より求められた結果によく一致する。

ホログラム法による波の方向スペクトルの解析は、現在では大洋における波浪の解析に最も有用な方法であろう。

シ ン ポ ジ ウ ム

海の光に関するシンポジウム

Symposium sur la lumière dans les océans

日 時： 昭和47年1月13, 14日

場 所： 東京大学海洋研究所

1 月 13 日

I. 海面境界層と光学特性

1. 大気伝播中における光の特性

田中 正之(東北大・理)

2. 海の光学特性に影響を及ぼす海面付近
の諸問題

鳥羽 良明(東北大・理)

II. 海中の光の物理特性

1. 海中における光の特性

川名吉一郎(北大・水産)

杉森 康宏(東大海洋研)

2. 大洋における海中の光のエネルギー分布

松生 治(東 水 大)

III. 海中懸濁物の物理的特性

1. 現場における懸濁物の分布

竹松 伸(理 研)

2. 懸濁粒子の拡散沈降速度の測定
—光学的測定法の問題点—

福田 雅明(原 研)

3. 懸濁粒子の拡散沈降速度の測定

—川口付近の懸濁粒子の沈降について—

坂本 亘(東大海洋研)

1 月 14 日

IV. 海水の物理的特性

1. 海水の光学的特性

寺本 俊彦(東大海洋研)

四籠 信行(")

2. 海底付近の諸問題

梶原 昌弘(北大・水産)

V. 基礎生産・生物生態と海洋の光

1. 光合成色素と生体蛍光

藤田 善彦(東大海洋研)

志村 宗司(")

2. 海の光と魚の眼のスペクトル感度

田村 保(名 大・農)

VI. IAPSO の Ocean Optics Working

Group について

佐々木忠義(東 水 大)

I. 海面境界層と光学特性

Couche limite de l'océan-atmosphère et propriétés de la lumière

1. 大気伝播中における光の特性

田中正之*

Propriétés de la lumière se propageant dans l'atmosphère

Masayuki TANAKA

大気中での太陽光の多重散乱過程の研究は、他の分野の研究と同様に、大型電子計算機の普及に伴って近年著しく活発に行なわれるようになった。研究の主題は混濁大気および雲層内の放射伝達とその熱的・光学的作用をより定量的に理解することにあり、そのため理論的とり扱いをより厳密にすること、大気モデルを極力現実的なものに行なわれるようになってきた。観測面では、従来から行なわれている地表面での天空光の観測に加えて、人工衛星による反射光の観測および航空機、気球等による大気内部の放射場の観測結果が蓄積されつつある。雲層内の放射伝達に関しても最近大いに成果があがっており、これにふれないのは片手落の感もあるが、ここでは混濁大気の問題に話題を限定して最近の状況を述べてみたい。

大気光学の一つの大きな課題は、天空光の強度および偏光状態と、それらの大気の混濁状況による変化を説明することであるが、大体において1950年代中頃まではエアロゾルを含まない、いわゆる Rayleigh 大気による多重散乱過程の厳密な評価と、それによって天空光の偏光状態がどこまで説明されるかが研究者の主な関心事であった。これに関して指導的な役割を果たしたのは SEKERA とその一門の人々である。SEKERA らは、CHANDRA-SEKHAR によって開発された放射伝達理論を Rayleigh 大気モデルに精力的に応用する一方、観測にも力を注いだ。その結果、今日では Rayleigh 大気に関しては極めて完備した数表 (COULSON *et al.*, 1960) も出版されており、またこの時期の研究によって天空光の特性は Rayleigh 大気モデルでは説明出来ず、大気中の浮遊微

粒子が重要であることが明らかになってきた。必然的に1950年代後半からはエアロゾルを含むより現実的な大気すなわち、混濁大気に研究者の関心が移っている。

混濁大気による太陽光の多重散乱をはじめ本格적으로とり扱ったものとして FEIGELSON ら (1960a, b) の研究があげられる。FEIGELSON らは大気の局所的な散乱特性を表わす phase function (或は scattering function) としては、polar nephelometer による実測値を用い、大気の光学的成層の不均質も近似的に考慮して、散乱反射・透過光を評価し、天空光の強度分布がこれによってよく再現出来ることを示した。ただしこの研究では、散乱に伴う放射場の偏光の効果が考慮されていないため、天空光の偏光状態については何らの情報も得られない点に恨みがある。偏光効果を考慮するためには、放射伝達方程式としては放射場の強度という単一のスカラー量に関する微積分方程式の代りに、Stokes parameters と呼ばれるそれぞれ強度の次元をもつ四つの量に関する連立微積分方程式を考えなければならず、そのとり扱いは著しく複雑なものになる。しかし、反射光、透過光の強度分布そのものも厳密には偏光効果を導入しなければ評価出来ないこと、また何よりも天空光の偏光状態の説明が大気光学の一番の関心事であることから、1960年代に入って混濁大気について偏光効果を考慮しようとする努力が数多く行なわれるようになった。DEIRMENDJIAN (1959), FRASERA (1964), KANO (1964), DE BARY (1964) らの研究をあげることが出来る。この時期の研究に共通しているのは、分子散乱は厳密に取り入れるがエアロゾルによる散乱は一次散乱だけを考慮していることである。このような近似は大気が非常に清澄でエアロゾルの影響が極く小さいという場合にのみ厳密解に対す

* 東北大学理学部地球物理学教室 Geophysical Institute, Faculty of Science, Tohoku University

るよい近似を与えるものであるが、実際には地球大気の光学的厚さは極く短波長域を除く太陽光の大部分の波長に対して、エアロゾルによって張られており、エアロゾルの影響を補正量と見做すことは出来ない。

最近になってエアロゾルの量、粒度分布、垂直分布等について極力現実的なモデルを考え、これによる多重散乱過程を偏光効果まで考慮して厳密に評価した研究が PLASS と KATTAWAR (1968a, b; 1970, 1971) および田中 (1971a, b, c) によって行なわれた。PLASS らの評価は Monte Carlo 法によるもので、雲層まで含む多様なモデル大気をとり扱っており極めて意欲的なものであるが、Monte Carlo 法がぼう大な計算時間を要するため、放射場の強度や偏光状態の角度分布の詳細は得られていない。また、PLASS らは偏光度としていわゆる Rubenson の偏光度を用いているが、この量は中性線上をのぞく天空のほとんどあらゆる方向から来る放射に対して真の偏光度を与え得ないものである。一方、田中は CHANDRASEKHAR の Principle of invariance の考え方から出発して反射行列、透過行列に対する厳密な積分方程式系の定式化とその数値解法を開発し、これを実際の混濁大気モデルに応用した。結果は天空光の強度、偏光度、偏光面の向き等の分布に関する従来の観測事実を定性的にはほとんど完全に再現している。しかし、定量的にはなお不十分な点があることもわかった。田中はエアロゾルの屈折率として 1.33 を用いているが、これが一般に考えられているようにもう少し大きく、仮に 1.50 程度とすれば定量的一致もかなり良くなる見通しである。

混濁大気の今後の問題は、大気自身のモデル化の問題にしぼられたということが出来る。特に重要なのはエアロゾルの屈折率の研究である。上では屈折率が 1.33 か 1.50 かといういい方をしたが、これは屈折率が実数であると仮定してのことに過ぎない。実際には複素屈折率で吸収性をもっているにちがいない。最近、山本と田中 (1972) は、ここで述べたのとは若干異なった観点から混濁大気による太陽光の伝達の問題にとりてエアロゾルの屈折率、特にその虚数部の値を知ることが第一義的な課題であることを指摘している。

文 献

- 1) COULSON, K. L., J. V. DAVE and Z. SEKERA (1960): Table relating to radiation emerging from a planetary atmosphere with Rayleigh scattering. Berkeley, Univ. of California Press. 548 pp.
- 2) DE BARY, E. (1964): Applied Optics, 3, 1203-1303.
- 3) DEIRMENDJIAN, D. (1959): Ann. Géophys., 15, 218-249.
- 4) FEIGELSON, E. M., M. S. MALKEVICH, S. Ya. KOGAN, T. D. KOYONATOVA, K. S. GLAZOVA, and M. A. KUZNETSOVA (1960a): Calculation of the brightness of light in the case of anisotropic scattering, I. Transactions (Trudy) of the Institute of Atmospheric Physics No. 1, Consultant Bureau, Inc., New York, 104 pp.
- 5) FEIGELSON, E. M., V. E. ATROSHENKO, K. S. GLAZOVA, and M. S. MALKEVICH (1960b): Calculation of the brightness of light in the case of anisotropic scattering, II. Transactions (Trudy) of the Institute of Atmospheric Physics. No. 3, Consultant Bureau, Inc., New York, 226 pp.
- 6) FRASER, S. R. (1964); J. Opt. Soc. Amer., 54, 157-168.
- 7) KANO, M., (1964): Effect of a turbid layer on radiation emerging from a planetary atmosphere. Dissertation, Univ. of Calif.
- 8) PLASS, G. N., and G. W. KATTAWAR (1968a): Applied Optics, 7, 415-419.
- 9) PLASS, G. N., and G. W. KATTAWAR (1968b): Applied Optics, 7, 1129-1135.
- 10) PLASS, G. N., and G. W. KATTAWAR (1970): Applied Optics, 9, 1122-1130.
- 11) PLASS, G. N., and G. W. KATTAWAR (1971): J. Atm. Sci., 28, 1187-1198.
- 12) TANAKA, M. (1971a): J. Meteor. Soc. Japan, 49, 296-312.
- 13) TANAKA, M. (1971b): J. Meteor. Soc. Japan, 49, 321-332.
- 14) TANAKA, M. (1971c): J. Meteor. Soc. Japan, 49, 332-342.
- 15) YAMAMOTO, G., and M. TANAKA (1972): J. Atm. Sci., 29, (in Press).

2. 海の光学特性に影響を及ぼす海面付近の諸問題

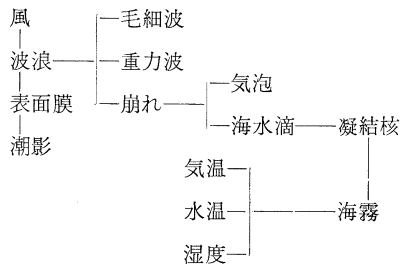
鳥羽良明*

Problèmes de la couche limite relatifs aux caractéristiques optiques de la mer

Yoshiaki TOBA

大気を通して海面付近に到達した光は、海中に入る前に、海面付近でいろいろと変化を受ける。海面は、実験室内の気体と液体の界面のような単純な境界ではなくて、そこには海面独特の境界過程が生起している。特に海面自体の変形である波浪が大きく関与し、また、諸物理量の鉛直勾配が、そこで非常に大きいことも大いにかかわりがある。また、放射過程と海面境界の諸過程との相互作用も考えられる。たとえば、放射による温度変化を通じて、海面近くの安定性が変わるようなものである。

いま、海面付近の放射過程に影響する主要要素を列記すれば、次のようになるであろう。



線のつなぎ具合は厳密ではない。

多少注釈を加えるならば、たとえば、風波が崩れるとその場所の水面が気泡でおおわれて白くなり、海面に到達した光の反射・散乱によって水中へ入る光が変化する。しかし、風波の崩れには、遠くから白波として見えるような大規模のものから、水面近くでよく見ないとわからないような小規模の気泡捕捉まで、いろいろなスケ

ールのもがある。いろいろな規模で崩れている場所が、海面上に分散して存在し、定量的には、統計的な取り扱いが必要となる。崩れに伴って生ずる気泡・海水滴も、光の吸収・散乱に大きな役割を持つ。したがって、この一連の問題だけを取っても、次のような課題が生ずる。すなわち、

- 1) 波の崩れ、気泡、水滴等の個々の現象の放射に対する効果を明らかにすること（マイクロな問題）
- 2) 個々の現象と、その近傍の海域の全体的な場との関係を明らかにすること（統計的な取り扱いによる平均的構造の問題）
- 3) 現象とその影響のパラメタ化の問題

などである。

水中の気泡についていまだ少し補足すると、風洞水槽実験 (TOBA, 1961) によると、大きい気泡でも平均波高の3倍程度の深さまで存在し、水面からの深さとともに指数関数的に減少している。また、磯波中での BLANCHARD と WOODCOCK (1957) の測定では、気泡が小さいほど数が多く、直径 100μ 程度のものが 1cc 中に数十個あると述べている。これは波の崩れ方や、規模によって大いに異なるであろうが、小さい気泡が多数あれば、海面近くで光に影響するところが極めて大きいであろう。

海塩粒子は、相対湿度が75%付近で結晶から溶液滴となり、湿度が90~95%を越すと急に成長して、現象的には視程が悪くなる。これも重要な要素となるであろう。

* 東北大学理学部地球物理学教室 Geophysical Institute, Faculty of Science, Tohoku University

II. 海中の光の物理的特性

Propriétés physiques de la lumière sous-marine

1. 海中における光の特性

川名 吉一郎* 杉森 康宏**

Propriétés de la lumière dans la mer

Kichiichiro KAWANA et Yasuhiro SUGIMORI

海中照度の散乱理論について一つのモデルを設定し、それが現場の測定結果をどの程度説明し得るか比較検討した。

海中の表層におけるスペクトル分布は、一般的に asymmetry であり約 480~500 nm に maximum が見られる。海面からの深さの増加に伴い短波長の光は急激に減少し、maximum は長波長の方へ僅かに移動するが、やがては symmetrical な分布に近いものとなる。又、この様な波長による透過率の違いは海水の濁りによっても見られ、特に外洋と沿岸ではその違いが明瞭である。JERLOV は海中照度のスペクトル分布を光学的特性の異なる多数の海域で測定し、その透過率の違いを光学的な water-type として大きく二つに分類している。すなわち、Oceanic type 及び Coastal type である。Oceanic type は透過率の違いによってさらに 3 type に、又 Coastal type については 9 type にまで分類している。

JERLOV の指摘からも明らかなように、水塊の光学的特性やまた気象条件による光の変化が複雑なため、海中照度の測定は出来るだけ短時間にかつ波長については波長幅を狭く分割した照度計の使用が要求される。そこで、受光部には光電子増倍管を用い、440~660 nm の可視域で約 30~40 nm 間隔ごとに 7 枚の干渉フィルターを使用して分光させる照度計を用いて照度の測定を行なった。この干渉フィルターの波長幅はほぼ 5~10 nm である。ここでは、北海道の噴火湾で測定した下向きの照度を例にあげて見る。この測点は海岸線より数マイルしか離れていない様な沿岸であり、水深も浅く約 200 m 前後である。したがって、スペクトル分布は典型的な Coastal

type のパターンを示し、ごく表層では 500 nm 付近にピークが見られるが、比較的深い層にまで透過している光は 550 nm である。650 nm 以上の長波長の光は海面近くの極く表層で吸収されてしまっている。JERLOV が分類した water type と比較して見ると、Coastal type の 7~9 type のあたりに相当するものと思われる。

この様に複雑な海中照度を説明する散乱理論は、これまでに多数の人々によって試みられている。古くは海中の光として太陽光による等方性散乱を考えた LE GRAND の理論であり、次に二、三の人々によって用いられている Rayleigh 散乱による簡単なモデルを考えて説明しようとした試みである。(LAUSCHER, TAKENOUTI, ら) その後、PREISENDORFER や JERLOV は放射伝播理論から説明しようとした。これらの理論の中で比較的とり扱いが簡単であり、また計算しやすいのは、集光性の放射伝播として指向性のある 1 次散乱光を扱っている JERLOV の理論であろう。この理論を 3 次散乱にまで拡張し、体積散乱関数については噴火湾の照度測定の際、同時に実測した値を、また消散係数については波長特性が異なる濁度計の測定結果から推定した値を用いて下向きの照度を計算し、実測値との比較を試みた。下向きの照度の計算値と測定値との間には、表層においてもあまりよい一致が見られなかった。これは理論計算では測定海域の海水の光学的特性が海面より底まで均質であると仮定していることや空光の変動を考慮していないことなどにも原因しているが、海中での散乱状態がかなり複雑であることを考慮すれば前記の原因よりもむしろ、より高次の散乱光による影響ではなかろうか。しかし、高次散乱の計算は複雑でしかも時間も非常にかかる。そこで、今後は 1 次、2 次、3 次の理論結果を何らかの方法によって高次散乱に拡張して行かなければならないと考えている。

* 北海道大学水産学部 Faculty of Fisheries, Hokkaido University

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

2. 大洋における海中の光のエネルギー分布

松生 洽*

Répartition de l'énergie de la lumière dans les océans

Kanau MATSUIKE

北太平洋, 東部インド洋及び南極洋において行なった光学的観測に基づいて, (1) Blue, Green 及び Amber 光の照度の面からみた各海域の海中光学構造ならびに特徴, (2) 海面日射量及び可能日射量, (3) 海中太陽エネルギー分布について調べた。

各海域での観測は, filter と Selenium 光電池を組み合わせ, 且表面の collector は cosine curve に近似したものをを用いた水中照度計によって, 表層から 140 m 深までの Blue, Green 及び Amber 光の上向照度及び下向照度を測定することによってなされた。一方, 全航海期間にわたって Eplley 日射計による海面日射量の連続観測と WMO の規約にのっとった毎時の雲量雲型及び太陽正面の雲の観測が行なわれた。水中照度計の海中での重心移動は黒潮の場合を例にとって算出すると, (1m: 479 nm, 10 m: 475 nm, 100 m: 464 nm), Green (542, 537, 514) 及び Amber (606, 588, 565) である。

海中の光学構造及び特徴に関しては, 各海域の連続した測点における filter 別相対照度, 放射照度比, 消滅係数 [ただし太陽が天頂にある時の値に換算] JERLOV, (1969)], 及び波長間強度比の垂直断面分布及び各海域の平均値の面から考察した。その結果, 東部インド洋においては光学的に均一な性質を有する水塊と各海流域とはほとんど合致すること, 海中光の減衰極大層とクロロフィル *a* 極大層とは合致性が存在すること, 北太平洋においては黒潮南方の湧昇流域で特に Blue 光の放射照度比の著しい増大現象が存在すること, 潮境や湧昇流域等は光学的面からも特異な現象を示していること, 南極洋においては亜南極海域, 南極海域及び南極収斂線海域は特に顕著に光学的性質の相異が存在すること等が見出された。更に, 大きく大洋ごとを一括して各大洋の一般的性質の差が論じられ, 各大洋は filter 別光特性, 放射照度比,

及び波長間強度比の各面からそれぞれ異なった光学的性質を持っていることが判明した。

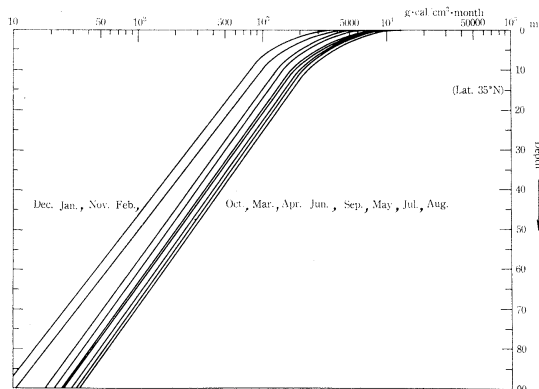
これ等の海域別の差が生ずる原因は, Particle に依る散乱及び吸収と溶存有機物に依る吸収の面から考えねばならないが, JERLOV (1964) が大洋中における Particle や溶存有機物の分布は力学的過程で制御され, 海域内では急激な変化をするものではなく, それぞれの海域又は水塊の特性とみることが出来る, と述べていることから判断して, 海域又は水塊内の光学的性質も或程度定常的なものと考えられる。

一方, 海面日射量の観測結果はこれまで主に陸上の観測値に基づいて提出されている日射量の算出式による結果とは一致性に乏しい。著者は新たに光の大気透過率の太陽高度による変化を考慮して可能日射量を計算し, 更に観測値に基づいて求めた雲量と日射量減衰比との関係を用いて海面日射量の計算を行なった。可能日射量の値は UKRAINTSEV (1939) の値より各緯度とも約 10% 小さく, BUDYKO (1956) の指摘を考えると, より reasonable であると考えられる。又, 海面日射量の値は ASHBURN (1963) 及び Soviet Antarctic expedition (1966) の資料とよく一致している。

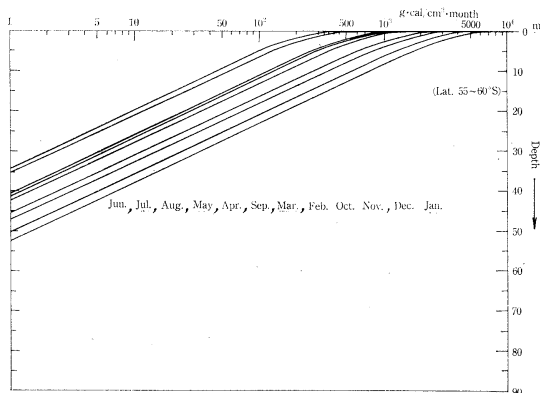
最後に, これらの結果を用いて海中太陽エネルギー分布について, 各海域の各月ごとの分布状況と年間総量の分布とを COX and MUNK (1955) による海面反射量ならびに JERLOV (1964) による海水の光学的分類を考慮して計算した。黒潮海域及び南極海域における各月ごとの分布状況は第 1 図, 第 2 図のように示される。更に, 各海域における年間総量の分布は第 1 表のようになる。

又, 生産力範囲を 5 g.cal/cm².day と仮定すると年間総計の大洋の生産力範囲の比は海面の単位面積について, インド洋赤道海域, 北太平洋黒潮海域, 亜南極海域及び南極収斂線以南の海域で約 100 : 75 : 50 : 20 であると言える。

* 東京水産大学 Tokyo University of Fisheries



第1図 黒潮流域における各月ごとの海中太陽エネルギーの分布。



第2図 南極海域における各月ごとの海中太陽エネルギーの分布。

第1表 年間海中太陽エネルギー分布。

Area	Indian Ocean		Kuroshio	Sub-Ant. Ocean	Ant. Ocean	
	Total	Lat. 0°			Lat. 55~60° S.	Convergence
Depth			Lat. 35° N	Lat. 45° S	Ant.	
Meter	Kg·cal/cm ² ·year	Ratio	Ratio	Ratio	Ratio	Ratio
0	160.7	100 %	67 %	65 %	46 %	46 %
1	70.9	100	65	62	38	35
5	46.6	100	59	52	23	15
10	33.4	100	54	44	13	6
25	17.8	100	46	25	3	0.5
50	5.3	100	36	14	0.3	
100	0.45	100	24	5		

III. 海中懸濁物の物理的特性

Caractéristiques physiques de la matière en suspension dans la mer

竹松 伸*

1. 現場における懸濁物の分布

Distribution de la turbidité *in situ*

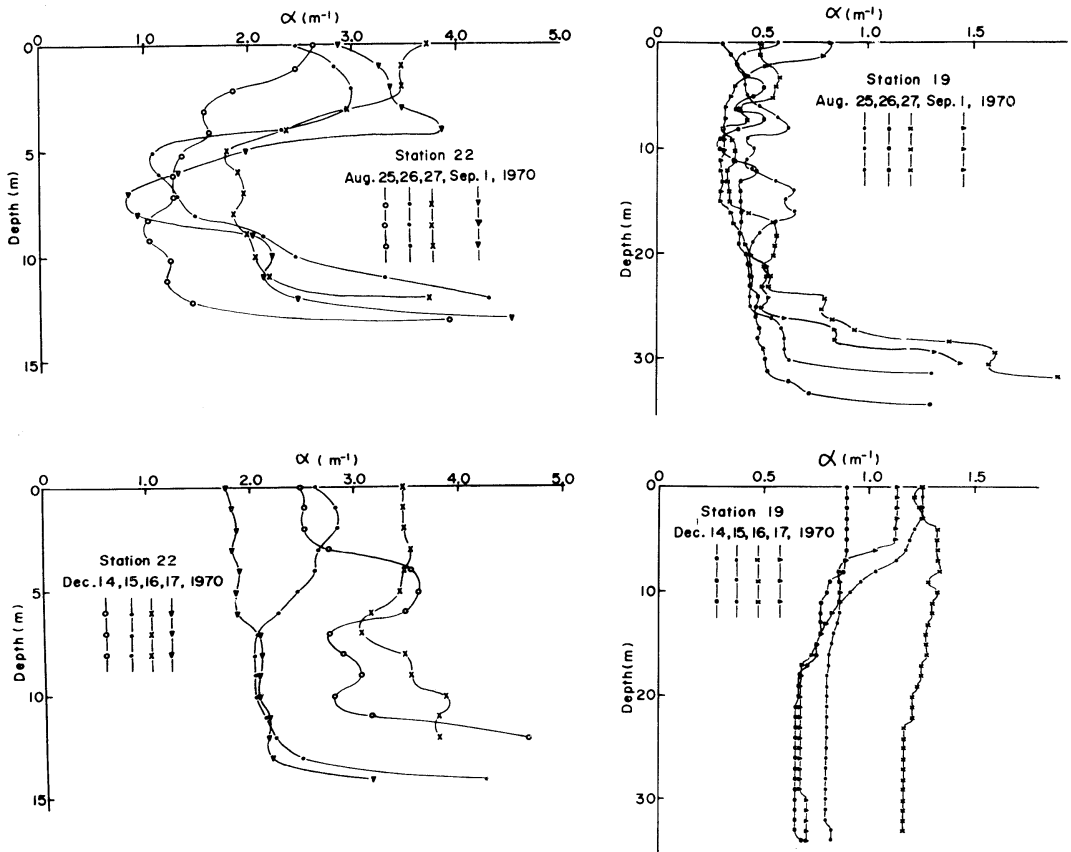
Noburu TAKEMATSU

沿岸海洋に放出される放射性核種の海水中の懸濁物に伴う挙動に関連して、原研沖の海水中の懸濁物の性質

(無機懸濁物の種類、有機懸濁物の全懸濁物に対する割合、粒径)や分布を、1968年7月から1970年12月までの3年間に4回調査研究したので報告する。

無機懸濁物の種類の同定はX線回折によって行なったが、主要な鉱物としては、モンモリロナイト、緑泥石、

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



第1図 1970年、夏期および冬期における St. 22 と St. 19 の消散係数の鉛直分布。

イライト、カオリナイト、石英および長石の存在が確認された。

有機および無機懸濁物の定量は HA-ミリポア・フィルターを用いる重量法で行なった。全懸濁物量は沖合にゆくに従って減少するが、有機物の割合は、沖合にゆくに従って増加し、5 km 沖合では約 60% であった。

懸濁物の粒径は BART (1957) に従って推定したが、球形の石英を基準として 2~3 μ であった。

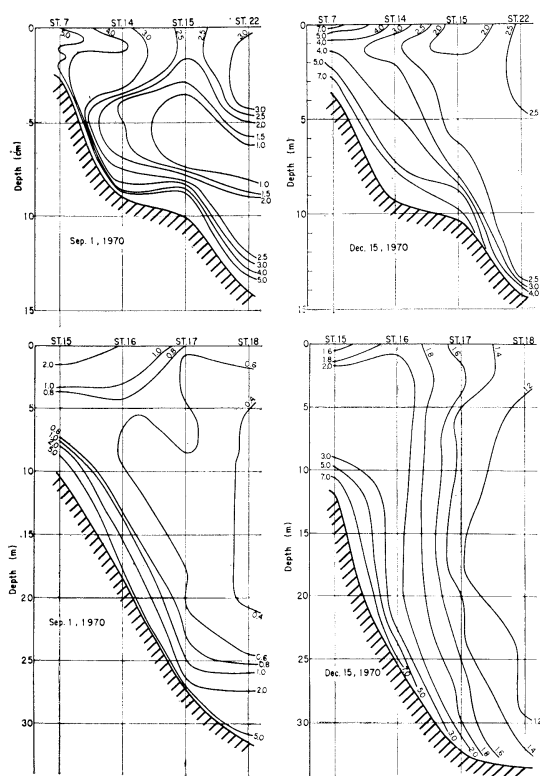
海水中の懸濁物の分布の調査は 50 cm の光路長をもつ濁度計を用いて行なった。濁度計を用いると、簡便かつ迅速に分布を測定できる上、その微細構造を知ることにも可能である。ただし、濁度計で測定される消散係数 α (m^{-1}) と懸濁物の濃度 W (mg/l) との関係は測定海域ごとに求める必要がある。原研沖では、この両者の間には直線関係があり、 $\alpha = 0.57W + 0.54$ であった。

第1図に、1970年の夏期および冬期における、海岸側 (St. 22) および 5 km 沖合 (St. 19) での消散係数の鉛

直分布を示す。分布には日によりかなりの変動がみられるが、St. 22の夏期の場合には、表層および底層で消散係数が大きく、中層で極小となる分布をしている。表層の大きな消散係数は久慈川の影響と考えられ、底層のそれは流れによる底質の巻き上がりと考えられる。冬期の場合には、一般的に、消散係数が夏期より大きく、中層における極小が顕著でない。これは冬期における鉛直混合が夏期より激しいことを示している。

一方、St. 19の夏期の場合には、消散係数は鉛直方向に変動はしているが、表層から底層上部まではほぼ一定で底層下部に底質の巻き上がりが見られる。冬期の場合には、夏期に比べて消散係数が大きく、中層から底層まで全く同じ値を示し、しかも底質の巻き上がりは少ない。このことは、冬期においては鉛直方向の混合が激しいために、すでに流れにより懸濁可能な底質のほとんどが巻き上げられていることを示しているものと思われる。

第2図に、1970年夏期および冬期における南北断面



第2図 1970年、夏期および冬期における St. 7 から St. 22 および St. 15 から St. 18 を通る断面の消散係数の分布。

(St. 7~St. 22) および東西断面 (St. 15~St. 18) の消散係数の分布を示す。この図から、冬期の方が夏期より、分布が単純であること、消散係数が大きいこと、5 km 沖 (St. 18) における巻き上がりが非常に少ないことなどが明らかである。

河川からの懸濁物の供給は、夏期の方が冬期より多いにもかかわらず、消散係数は夏期より冬期の方が大きい。もう一つの懸濁物の供給源としては海底が考えられる。したがって、海況の穏やかな時に沈積した海底堆積物が混合の激しい冬期に巻き上げられているものと考えられる。

海洋光学の応用として、濁度計を用いる海洋現象の追求は、かなり有用であることが明らかになったが、底質の巻き上がり機構に関しては、流速、乱れの大きさ、巻き上げられる底質の粒径分布などを考慮してさらに研究する必要がある。

2. 懸濁粒子の拡散沈降速度の測定

—光学的測定法の問題点—

福田 雅明*

Mesure de la vitesse de chute des particules en suspension

—Problèmes des méthodes optiques—

Masaaki FUKUDA

海中懸濁物の種類・大きさ・量を測定することは、海洋力学・海底地質学・海洋生物学および海洋化学との関連に関して非常に重要な意義をもつ。しかし、この測定

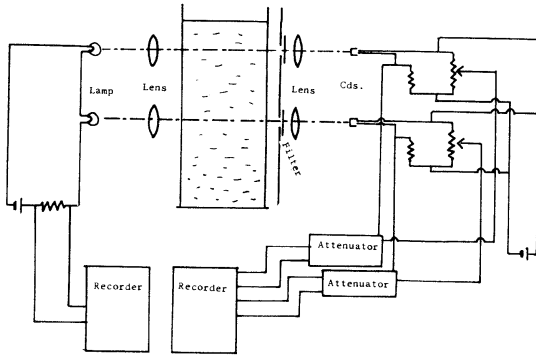
はむずかしく、現在の所、決め手をもたない。特に、現場での測定となると、いくつかの要素の組み合わせが同時に測定できなければならず、今のところ、測定法が全く開発されていない。

現場での測定が可能になるには、種類を別にすれば、

* 日本原子力研究所 Japan Atomic Energy Research Institute

粒子の大きさと、その量との組み合わせが測定量にきいて来る。今回の測定は、実験室において、水中懸濁粒子の沈降速度を光を用いて測定したこと、および光束中において、粒子が光を遮る量が、計算値と一致するかどうかを確かめたいことである。

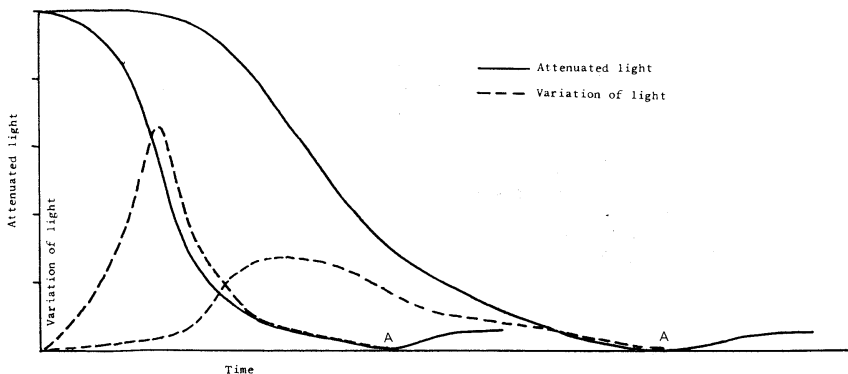
測定試料には、ガラスを粉にして、標準的分析篩で粒子の大きさを揃えたものを用いた。



第1図 系のブロック図。

測定装置は第1図に示す。10×10×50 cm³の大きさのアクリル製の水槽に懸濁物を定量し、蒸溜水中に懸濁させて入れる。光源として豆ランプを水槽の上部と中部の2ヶ所に設置し、凸レンズを置き平行光線にして水槽に入れる。水槽を透過した光はスリットと単色ガラスフィルターを通り、レンズで集光され、約3×3 mm²の大きさの受光器の面上に像を結ぶ。電気出力は、バランス回路から減衰器を通して電子平衡記録計に記録させる。

測定は細かい穴を沢山あけた攪拌板を上下させ、懸濁粒子が一様に混った頃に攪拌板を引き揚げ、放置して測る。光束が2ヶ所、上下にあり、それぞれの光の強さを一つの記録紙に同時に記録する。その例をモデル化して、第2図に示す。



第2図 減衰光の変化。

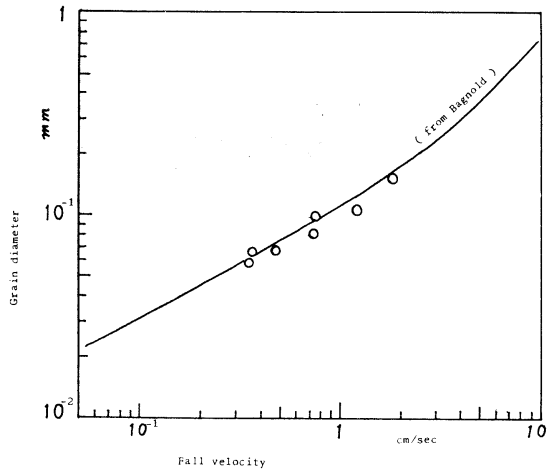
沈降している懸濁粒子の上限が光束を横切って沈下する時刻は光の変化量の最大の点をとれば良い。二つの光束におけるそれぞれの変化量の最大値が現れる時刻の間の時間を、懸濁物粒子の平均的沈降時間(t)とする。光束間の距離を(H)とすれば、沈降速度は $v(r)=H/t$ で計算される。

沈降速度の測定結果は、この方法では、R. A. BAGNOLD (The Sea III, 1963) が示す、

$$w = \sqrt{\left[\frac{(\rho_s - \rho)gD}{\rho Cd} \right]} \dots \dots \dots (1)$$

の式に良く一致する(第3図)。ここで、 ρ_s は粒子密度、 ρ は水の密度、 g は重力加速度、 D は粒子直径、 Cd は抵抗係数とする。

透過光の時間変化を見ると、第2図中のAで示される所に、光の極大値が現われる。この現象の原因は前方散乱の変化によると考えられる。前方散乱係数Bと消散係数Aが懸濁粒子の数に比例すると仮定すると、前



第3図 ガラス粒子の沈降速度。

方散乱による光の強さは、

$$I_{fs} = l \cdot B \cdot e^{-Al} \dots \dots \dots (2)$$

で示される。 $A = am$, $B = bn$ とし、散乱光の強さを粒子の数で微分すると、

$$\frac{dI_{fs}}{dn} = lb(1 - aln)e^{-al} \dots \dots \dots (3)$$

となる。ここで、 a , b はそれぞれ消散係数、散乱係数に関する定数。

(3)式から、(2)式は $n = 1/al$ で極大を持つ曲線であることがわかる。

いま、粒子の半径を r , 粒子の密度を ρ , 粒子1ヶの断面積を s , 投入した粒子の全量を W , 光束の半径を R , 光束の長さを l , 水の全容を V , 光束中にある粒子の数を n , 粒子により遮られた光を I (粒子断面積の和), I' (二重に重なった粒子の分を補正した値), 入射光を I_0 とすると、光束中の粒子の積算断面積は次式で表わされる。

$$S = \frac{3}{4} \frac{W}{V} \frac{\pi R^2 l}{\rho r} \dots \dots \dots (4)$$

ただし、粒子の形は球とする。

$$\frac{I}{I_0} = \frac{W}{V} \frac{l}{\rho} \frac{1}{r} \dots \dots \dots (5)$$

重なり合いの補正をした光束中の粒子の積算断面積は、

$$S' = \frac{s}{S_0} \cdot s \cdot n(n-1) = \frac{S^2}{\pi R} \dots \dots \dots (6)$$

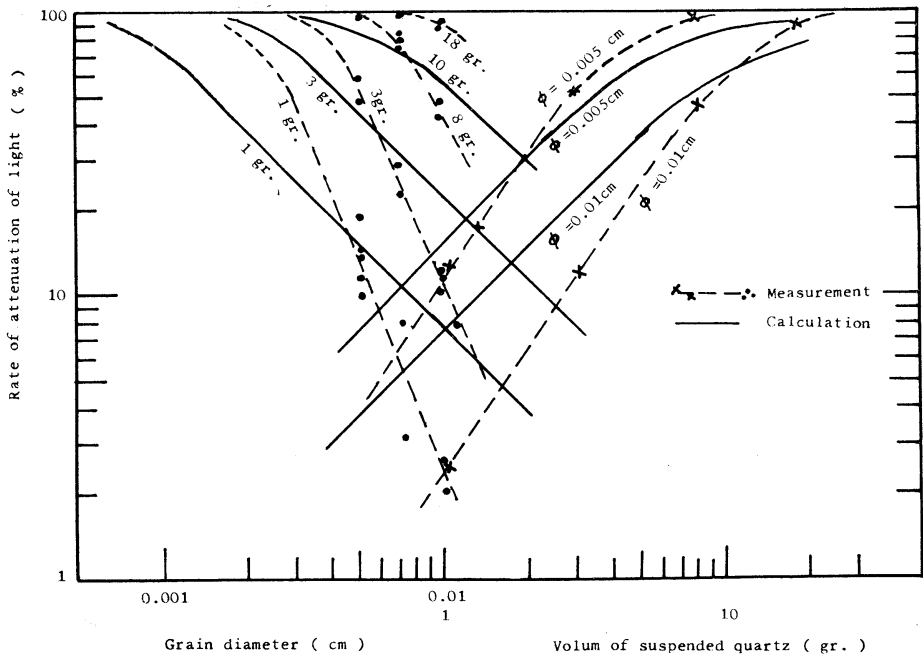
である。ここで、 S_0 を光束断面積とする。それで、粒子によって光が遮られる割合は、

$$\frac{I'}{I_0} = \frac{S - S'}{S_0} = \frac{S}{S_0} \left(1 - \frac{S}{\pi R} \right) \dots \dots \dots (7)$$

で計算される。

(7)式で計算された値と、測定された値とを第4図に示す。両者は非常に良くとは言えないが、傾向として何んとか一致すると考えられる。

一致しない理由として、試料の均一性が悪いとか、光束等の幾何学的な不正確さ、水の動きによる妨害、などの実験誤差と計算に用いた仮定の不正確さがあげられる。これだけ大きな誤差を含むと、現場において光により粒子の大きさと量を弁別するのは非常にむずかしいであろう。



第4図 ガラス懸濁粒子の光消散。

3. 懸濁粒子の拡散沈降速度の測定

—川口付近の懸濁粒子の沈降について—

坂本 亘*

Mesure de la vitesse de chute des particules en suspension

—Sur la chute des particules en suspension au voisinage de la bouche d'un fleuve—

Wataru SAKAMOTO

川口付近では淡水は海水の上を広く拡散して行く。その動きは流入初期には川水中に懸濁していた物質の移動を観察する事でも知る事ができる。これらの懸濁物は海水との接触にともなっていくつかなる変化を行なう。

一つは比重の相異により海水中に沈降できず、淡水と海水の境界層付近にたまることである。それは時には川水中の懸濁濃度の数倍に達することもある。

さらにもう一つの作用は、物質と海塩の相互作用による凝集である。

懸濁粒子は数ミクロン以下になるとコロイドの性質をもつため、海水中のイオンの作用を受け、たがいに付着しあい、大型の粒径を形成して行く。

以上二つの作用が粒子の沈降する過程で考えられる。前者については物理的考察が、又後者については物理化学的考察が必要となる。

(1) 淡塩水の境界層で懸濁物がたまる現象。淡水中を懸濁している物質は非常に多くの空隙を有し、その中は川水で満たされているため、懸濁している間の比重は小さく、ほとんど淡水と等しい動きを行なう。

したがって比重の大きい海水中は沈降できず、境界層付近に停止させられる。

この境界層付近に停っている間に海水が粒子の空隙に浸入するため比重が増し、再び沈降を始める。

懸濁している間の粒子の比重はあくまで見かけのものであり、海底に沈澱してからの物質からは測定することはできない。

懸濁粒子の密度は

$$C_{(s)} = \frac{W_w}{C_d} + \frac{W_w - W_o}{C_d}$$

ここで、 W_w は水を含んだ粒子の重さ、 W_d は水をのぞいた粒子の重さ、 C_o は水の密度 C_d は物質の真の比重、を示す。

見かけの密度は境界層付近では時間とともに増加するが沈降を再び行なう条件は

$$C_{(s)} \geq \frac{\frac{4}{3}(C_w \gamma^3 - C_d \gamma_1^3)}{V_2}$$

で示される。

ただし、 $C_{(s)}$ は時間 t 後の密度であり、 V_2 は空隙の体積、 γ は水を含んだ状態の半径であり、 γ_1 はそれをのぞいた時のものである。塩の浸透を考えると見かけの密度の増加を考えると次のようになる。

$$\alpha = (C_{w0} - C_o) V_2 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{K' t}{V_2}\right) \right\}$$

ただし、 α を粒子の中へ入る塩の量、 K' は浸透に関する係数とする。

実際の測定は上層に懸濁物をおき、下層に各種濃度の海水を入れた水槽を用いて行なった。

長時間の測定を必要としたので、懸濁粒子中を通過した光の変化を垂直に4箇所 $C_d S$ cell を用いて測定し、沈降速度の変化とした。時間は境界層で粒子が停滞していた時間を示す。

粒径(cm)	実験値(sec)	理論値(sec)
0.15	220	1000
0.05	200	150
0.02	288	10

(2) 凝集作用の粒子沈降に及ぼす影響

水中ではどのような物質も数ミクロン以下になると、表面に荷電帯を生じブラウン運動を行なう。

川から運ばれてくる鉱物物質も例外ではなく、一般に負に帯電し、そのため粒子表面は水中の正イオンがそれ

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

を補償するようにおおう。

したがって、川水中では粒子はたがいに衝突しても反撥しあって付着することはない。

粒子表面の電位勾配は

$$\frac{d^2\Phi}{dx^2} = 8\pi nVe \left/ \varepsilon \sinh(Ve\Phi/KT) \right.$$

で与えられる。

ただし、 x は粒子表面からの距離、 Φ は平均電位、 n は単位体積当りのイオン数、 T は絶対温度、 ε は媒質の誘電率、 e は電子の電荷、 K はボルツマン定数をそれぞれ示す。

電位の変化に影響を与える環境要因としては T 及び n であり、 n は塩分濃度 (ノルマリティー) \times アボガドロ数で与えられる。

粒子間の斥力は

$$f \propto \Phi(1)\Phi(2)$$

で示される。

粒子が凝集するためには斥力が Van der Waals の力より小さくなった時であり、この力は水の環境条件には無関係である。したがって、凝集作用は環境的には水中のイオン数、水温、及び単位体積当りの衝突確率だけで

決定される。

換言すれば、川口付近では粒子の沈降は淡水と海水の混合状態によって変化するとも言え、一般には波浪、潮汐の強い影響を受けて完全に混り合う強混合の方が、明りょうな2層を形成する弱混合状態よりも早く沈降を促進させることになる。

これらの境界層付近での粘土鉱物の凝集を知るため上層に淡水を下層に海水を入れ、3種の粘土鉱物(イライト、カオリナイト、モンモリロナイト)及び石英、滑石の粒子を沈降させた。

石英、滑石の沈降は凝集作用の影響を受けなかった。一方、イライト、カオリナイトでは下層水の塩分濃度に影響なく、約50~60ミクロンの凝集物を形成させ、モンモリロナイトでは塩分の濃いほど大きくなり最大数ミリメートルの粒径を得た。

凝集物の比重はカオリナイト、イライト、モンモリロナイトの順に小さくなっていった。したがって、川口付近での乱流による擾乱作用がなければ、カオリナイト、イライトの順に沈降し、モンモリロナイト及び微細粒子となった石英、長石等が最も遠方まで運ばれることになるであろう。

IV. 海水の物理的特性

Propriétés physiques de l'eau de mer

1. 海水の光学的特性

寺本俊彦* 四竈信行*

Propriétés optiques de l'eau de mer

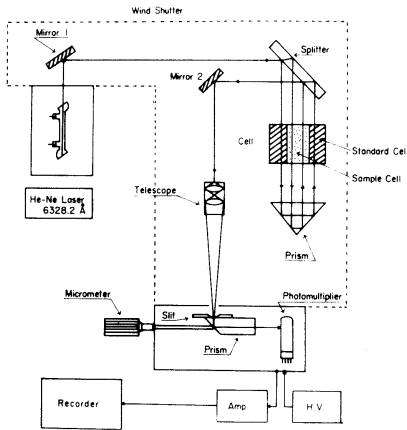
Toshihiko TERAMOTO et Nobuyuki SHIKAMA

海水の光学的特性にも種々あるが、特に光学的屈折率を取り上げたい。今世紀初頭から、面滴に代わる塩分測定法として屈折率を測る試みが何度かなされてきた。UTTERBACK *et al.* (1934) は絶対屈折率を塩素量と温度の函数として 3×10^{-5} の精度で求めたが、この精度では得られる塩素量の値が0.09%程度の精度になり滴定によるより劣る。そこで、更に精度を上げるために絶

対屈折率でなく、屈折率の差をより精度高く測れる干渉法が利用されるようになった。N. I. O. の RUSBY (1967) は Jamin 干渉計を用いて世界の表面海水と標準海水との屈折率の差を 4×10^{-7} の精度 (塩分の $2 \times 10^{-8}\%$ に相当) で求め、同時に電気伝導度で塩分を測定し、屈折率から塩分を求める表を作った。この表は the UNESCO International Oceanographic Tables の一部としても発行されている。以上のように、これまでの屈折率に関する研究の主力は塩分と屈折率の間の対応関係を作る事に

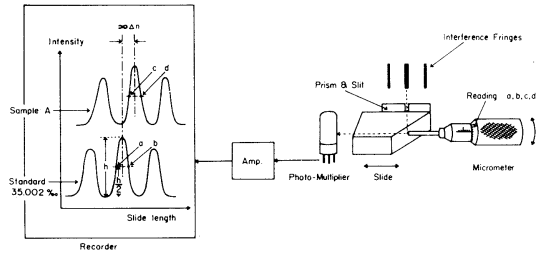
* 東京大学海洋研究所 The Ocean Research Institute University of Tokyo

注がれてきたと言えよう。われわれの屈折率に関する研究の目的は二つある。塩分と屈折率の間の対応関係が意義を持つのはあくまでも外洋水に対してであって沿岸水に対してではないだろう。なぜなら、沿岸水は陸からの諸物質の流入や生物生産等の影響を受けてその組成は大きく変質している事が考えられるからである。沿岸水について塩分と屈折率を測り、外洋水に対して作った両者の対応関係と比較して、その偏倚を指標にとれば沿岸水と外洋水との混合過程の研究に役立てられるのではなかろうか。これが一つの目的である。もう一つの目的は屈折率を用いる事で塩分測定精度を1桁上げたいという事である。深層での流動や拡散を知るには、浅層に比べてはるかに高い精度で特性量を測る必要があるが、現状では塩分測定精度は密度への寄与という点から考えると温度測定精度より1桁から2桁劣っている。屈折率を利用すればこの限界を打破する可能性が強い。以上二つの目的をもって室内用の非常に精度の高い海水の光学的屈折率測定システムを製作したのでここに報告する。



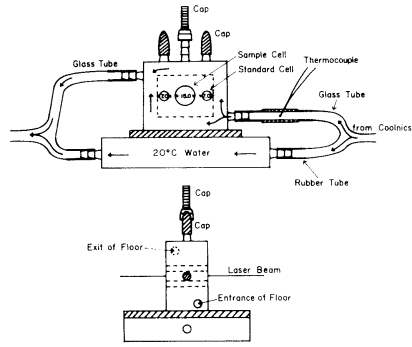
第 1 図

光学系を第1図に示す。その本体は土井式干渉計である。光源には干渉性がよくパワーの大きい事からレーザー(He-Ne ガスレーザー、波長 6328.2Å、出力1.0mW)を用いた。光源を出たビームはスプリッターで2分され各々サンプルセルとスタンダードセルを往復通過後、スプリッターに戻り、合成されて干渉縞を生ずる。干渉縞はテレスコープで拡大され、スリット付プリズムで反射された後、光電子増倍管に入り電気信号に変換されて記録される。縞の位置はスリット付プリズムをマイクロメーターで移動して求める(第2図)。干渉計で求められるのはサンプルと標準海水との屈折率の差 Δn であって



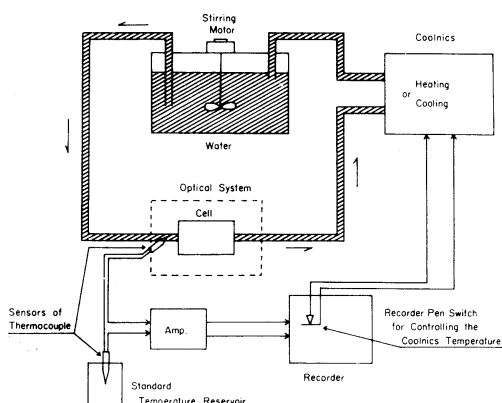
第 2 図

$$\Delta n = \frac{\lambda}{l} \cdot p$$
 の関係がある。 λ は光源の波長、 l はセルの長さ、 p は干渉縞の移動量(整数分及び端数分)であり、 p を測定して Δn を得る。ただし、単色光のため縞は互に区別できず p の整数分は、Hytech Salinometer で塩分を同時に測定し、標準海水と約0.15%異なるごとに縞が1本ずれる事で見当をつけ、端数分のみ干渉計で測定する。又、上式を $p = \frac{\Delta n}{\lambda} \cdot l$ と変形すれば、測定量 p は l に比例する、すなわちセルの長さを10倍にすれば測定感度を1桁上げられる事がわかる。セルは海水の容器で、第3図に示す様に厚さ1cmのステンレス板に3



第 3 図

個の穴をあけ両面に平行ガラス板をはりつけてある。中央の穴(容量約2cc)にサンプルを入れ、両側の穴には標準海水を入れたままにしておく。セルの周囲には金属の箱を取り付け 20°C に制御された水を回している。なぜなら、屈折率は塩分温度圧力の函数であり、室内で測定するので圧力はほぼ一定とみなされ、塩分との関連をみるには温度を一定に保たねばならないからである。温度制御系は第4図に示す様にクールニクスで加熱・冷却された水が36lの恒温槽に入りよく攪拌された後、セルの周囲を回ってクールニクスに戻る。温度測定には熱電対を用い、その接点の一方はセルの入口に、他方は20°Cの水を入れた魔法瓶の中に1/100°C目盛の基準温度計と共につけてある。温度制御方式の決定には最も苦心した



第 4 図

が、これに成功した事が今回の精度の高い屈折率測定を可能にしたと言ってよい。当初、クールニクス付属のマグコン・サーモレギュレーターを使っていたが、満足できる温度制御と干渉縞の安定を得られなかったので、ペンレコーダー方式に変えた。この測定システムでは干渉縞が安定しないと測定ができないのである。この方式はクールニクスの加熱冷却スイッチ操作をペンレコーダーのペンに行なわせるものである。すなわち、熱電対で検出した温度=電圧を増幅し、ペンレコーダーに入れると温度変化がペンの動きとなって現れるのでこのペンにスイッチの一方の接点を背負わせ、他方の接点をペンの傍に

固定する。この方式で温度巾を $2/1000^{\circ}\text{C}$ に保つ事ができ、干渉縞も安定したので測定が可能になった。次に測定法を記す。セルの洗浄にはドライウェルを純水で薄めて用いる。測定すべき海水は塩検瓶に入れて恒温槽につけておく。セルへの海水の注入はピペットの先に細いビニール管をはめて行なう。ビニール管ならセルの注入口に触れても光学系の設定を狂わす恐れがない。ゆすぎは測定すべき海水で4~5回、泡立てずに行なう。実際に測るのは干渉縞の位置であり、うち続く2回の読取値が縞間隔の $1/100$ 以内(塩分の $1.5/1000\%$ 以内に相当)で一致するまで続ける。通常、温度が安定すれば2回の読取値の違いは縞間隔の $1/200$ 程度である。1サンプルの屈折率を求めるには標準海水、サンプル、標準海水の順に入れ換えしながら縞の位置を読取り、標準海水どうしの読取値が縞間隔の $1/100$ 以内で一致する時、そのサンプルの測定終了とする。サンプルの後で標準海水について測定する理由は測定中の光学系の設定の狂いをチェックするためである。又、1サンプルの測定には1~1.5時間かかり、必要な海水の量はゆすぎを4回行なうとして約10ccである。ちなみにHytech Salinometerではゆすぎを1回にしても約100cc必要である。

(追記)本シンポジウムでの報告後、外洋水について若干の測定を行なった所、この測定システムの測定精度、再現性は共に 3×10^{-7} (塩分の $1.5/1000\%$ に相当)であった。その測定結果についてはおって発表する。

2. 海底付近の諸問題

梶原昌弘*

Divers problèmes au voisinage immédiat du fond de l'océan

Masahiro KAJIHARA

海底面に close された限定領域である海底付近で、鉛直的な微細変動を測定する一つの意義は、空間的に単純化され確定された場での変動をとらえることによって、さまざまなスケールの変動がからみ合い、且つ全く異なった変動とも有機的に結合している、いわば巨視的な意味での自然現象をとくはぐす手掛りを得る点にある。もし、現象を支配する個々の変動が明らかにされ、変動量

相互の関係が明確にされるならば、多くの未解決の現象の発生機構解明にも連がると予想されるからである。

測定は潜水艇“くろしおII号”と、この研究のために試作した採水器を用いて行なってきた。前者は水深30m~100m、後者は3m~30mの浅海域の海底面上ほぼ1m層内の鉛直分布を目的とした採水に使用している。この採水以外に同じく1m層内の流速、水温の鉛直分布の測定も行なっているが、ここではこれらの分布にはふれないことにする。

1. 溶存酸素及び二、三の化学成分の分布: 溶存酸素量

* 北海道大学水産学部 Faculty of Fisheries, Hokkaido University

の分布をその形から大別すると次の三つの形に分類することができる。

- 1) 酸素量の値に変化がなく、ほぼ一様の値を示す。
- 2) 海底からの距離を対数にとったとき、溶存酸素量が半対数分布となる。
- 3) 海底面上 20 cm~60 cm 層に anomalous layer が存在する。

この溶存酸素分布は有機堆積物のバクテリアによる分解、無機物質の酸化、底棲生物の呼吸、海藻や植物プランクトンの存在等によって変動するため、これらの分布の生因については十分な考慮を払わなければならない。しかし、第1の分布形は、日時を異にした同一場所での測定結果から考えて、鉛直混合が盛んであると同時に酸素の生産消費がほとんど行なわれていない場合と考えられる。第2の分布形は、海底で酸素が消費されている場合で、この分布は渦動拡散係数が海底からの距離の一次関数であると考えることによって理論的に説明される。第3の分布形は、前述の分布がいずれも浅海域における測定であるのに対し、“くろしおII号”による測定で認められたものである。この anomalous layer の生成機構を明らかにするために、硝酸、亜硝酸、アンモニア、pH、懸濁物質等の鉛直分布を測定したが、これらの分布にもほぼ一致して anomalous layer の出現が認められた。

2. 懸濁物: ここで測定している海底近くの懸濁物の組成は、プランクトン類の死骸、デトリタス、粘土鉱物等であり、一般に海洋で認められるものと組成的には何ら変わっていない。しかし、この懸濁物を無機物質、有機物質に分けてその重量濃度をみると、有機物質の分布がほぼ直線的に一様であるのに対し、無機物質の分布が大きく変化している。すなわち懸濁物の anomalous

layerの主因はこの無機物質の濃度にあることがわかる。従って、この無機物質が前記の化学成分と何らかの関係にあるものと考えざるを得ない。一方、この懸濁物を海中で観察してみると、直径2~3 mmのフロックや長さ数cmの糸状のもの等大小さまざまな形態を示しているが、肉眼で十分に感知できる大きさのものが無数に浮遊しているのが認められる。これら大型のものを含めた現場における懸濁粒子の粒子数濃度や粒径分布は未だ測定できないが、空隙率に関してはほぼ90%以上になるものと推定された。この懸濁粒子の pore water は懸濁物の組成から考えて、内包される有機物の分解過程で化学的に周囲の海水と異なった海水となっていることは容易に想像される。この懸濁粒子が海底に堆積されると、流れに伴う粒子相互の衝突や海底の摩擦応力によって破壊され、この破壊によって生成された微粒の懸濁物は前述の pore water とともに海底から二次的に上方へ乱流輸送されると考えられる。そこで懸濁物の anomalous layer の生成機構として海底潮流、すなわち周期的な流速変動が海底面直上の濃度である微粒の生成をもたらすものと考えることによって、理論的に anomalous layer の出現を説明した。この仮定は、その後連続的な流速変動と懸濁物の測定からはほぼ実証した。現在化学的な anomalous layer について、更に詳細な検討を加える予定である。

さて、この小文で述べてきたように、現場の海中における懸濁粒子は採水された海水中に懸濁する懸濁粒子とは異質なものと考えなければならない。このことは光学的にも、化学的にも微生物学的な立場からも重要な意義をもつものであり、今後一層検討してゆく必要があるのではなからうか。

V. 基礎生産・生物生態と海洋の光

Production primaire, écologie des vivants et lumière dans la mer

藤田 善彦* 志村 宗司*

1. 光合成色素と生体蛍光

Photosynthèse et fluorescence *in vivo*

Yoshihiko FUJITA et Sooji SHIMURA

FRNCH 及び YOUNG, あるいは, DUYSSENS によってはじめられたと言える生体内の光合成色素の示す蛍光の解析は, 今日まで, 多くの光合成色素系に関する知見をもたらした。これをまとめると, (1)光合成色素系内での色素間のエネルギー伝達—高量子収率でクロロフィル *a* へ転移すること, (2)生体内での色素の存在状態—クロロフィル *a* は少なくとも 3 種の異なった存在状態にあり, それぞれ, 684 nm, 695 nm, ~730 nm に蛍光を生ずること, 且, それぞれの機能が異なっていること, (3)光エネルギーにより駆動される化学反応に対応して蛍光収率に変化がおこること—従って, 生体蛍光を index として光合成反応の速度論的とり扱いが出来ること, などがあげられる。以上の知見は主としてクロロフィル *a-b* 色素系及びクロロフィル *a*—フィコピリン系の生物についてのものである。われわれは, 海洋植物プランクトンの主構成員の一つである珪藻について, 主として(2), (3)の点を検討し, 生体蛍光を index とする光合成系の解析法を確立しようとしている。これらの検討結果について若干の紹介を行なった。

珪藻 *Phaeodactylum tricornutum* 及び *Chaetoceros* sp. の生体蛍光の測定を行なった。前者は -196°C で 685 nm 及び 710 nm に蛍光極大を示し, 後者は 685 nm, 695 nm に極大を, ~750 nm に肩を示した。従って, 前述の他植物の場合とは著しく異なったクロロフィル *a* の存在状態が予想される。684 nm, 695 nm, 730 nm に蛍光極大を示す場合, 前 2 者は色素系 II に由来し, 730 nm は色素系 I に由来すると言われている。珪藻の場合について検討した所, いずれの蛍光極大も色素系 II に由来する結果をえた。750 nm 前後の蛍光スペクトル上の肩が色

素系 I に由来するものかもしれない。

室温での生体蛍光は照射光により特異的な強度変化を示す。暗所においた細胞, 又は, 色素系 I (クロロフィル *a*) が励起された細胞を色素系 II (フコキサンチン又はクロロフィル *c*) の励起光で照射すると, 蛍光強度ははじめ弱く, 照射と共に増加し, 一定値に達する。一方, 照射光をクロロフィル *a* 励起に切換えると, 蛍光強度はモノモレキュラー反応的に減少し, 一定値に達する。この変化は光合成反応の阻害剤で完全に消滅する。従って, この変化は他の生物の場合と同様に光化学的に駆動される光合成酸化還元反応を示すと言える。

一方, 珪藻の培養条件—光強度条件—を変えると, 蛍光スペクトルも, 蛍光強度変化も著しい影響をうける事がわかった。強光下では, *Phaeodactylum* の場合, 710 nm の蛍光が著しく減じ, 685 nm のそれが強くなる。又, クロロフィル励起での蛍光収率は変わらないが, フコキサンチン励起の蛍光収率は著しく減少する。これらは (i) 強光下ではクロロフィル *a*_{fl685} からクロロフィル *a*_{fl710} へのエネルギー転移収率が低下すること, (ii) フコキサンチン→クロロフィル *a* の転移効率も低下することなどを示す。波長の異なる照射光による蛍光強度変化は, 強光下生育の細胞では, その変化量が著しく小さくなる。

以上の結果より, われわれは, 海洋植物プランクトンについてこれら生体蛍光の測定を行なうことによって, 植物プランクトンの持つ光合成色素の状態及び酸化還元反応系の状態を知る事が出来るものと推定し, すでに, 相模湾の試料について, 二, 三の結果をえている。目下この蛍光測定を研究船上で実施するための装置を試作中である。

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

2. 海の光と魚の眼のスペクトル感度

田村 保*

Lumière dans la mer et sensibilité spectrale des yeux de poissons

Tamotsu TAMURA

魚の眼のスペクトル感度を調べるには三つの方法がある。この方法にしたがって述べることにする。

1. 行動実験による方法: これは古くより行なわれていた方法である。GRUNDFEST (1932 a, b) は魚の視運動反応 (Optomotor reaction) を用いて Sun-fish の分光感度を調べ明順応で約610 nm, 暗順応で約540 nmにその最大感度があることを示した。610 nm の光は Sun-fish の多くすむ濁った湖水で比較的多量にある光といわれている (HUTCHINSON, 1957)。

2. 感光色素の吸収曲線による方法: 桿体または錐体に光があたっておこる興奮は, その光を吸収するということを第1歩として始まる。この光を吸収するものが感光色素で, これの最大吸収波長 (λ_{\max}) は最大視感度と大体一致する。

ビタミンA₁ に由来する感光色素を Rhodopsin 系といい, 多くの海水魚に見られる。ビタミンA₂ に由来するものは Porphyropsin 系感光色素といい淡水魚に多い(例外もある)。

浅海にすむ海水魚の Rhodopsin の λ_{\max} は約500 nm であるが, 水深1, 150 mよりとれた3種のサメの Rhodopsin の λ_{\max} は472~484 nm で (DENTON and SHAW, 1963), また500~700 mの中層トロールでとれた6種の硬骨魚では λ_{\max} が478~490 nm と測定された (MUNZ, 1958a)。一方河口付近の濁った所にすむハゼの1種ではその Rhodopsin の λ_{\max} は512 nm (MUNZ, 1958 b) であった。

このように感光色素の λ_{\max} はその魚のすむ環境に最も多いと考えられる波長とよく一致するもので, これは光環境に対する適応であろう。

以上のことはいずれも桿体の感光色素についての結果である。錐体の感光色素についてのこのような研究はほとんどない。しかし, 桿体の Rhodopsin の λ_{\max} よりも錐体の感光色素 (Iodopsin, Cyanopsin というものが

研究されており, 前者はビタミンA₁ に由来するもので, 後者はA₂ に由来するものである) の λ_{\max} は長波長に30~40 nm ずれているという程度のこととは分っている。

上述のように Rhodopsin 系の感光色素の λ_{\max} はその魚のすむ所に比較的多くある波長 (これは海水の λ_{\min} ということができる) と一致するのであるが, LYTHGOE (1966) は地中海で調査し, たとえば海水の λ_{\min} が465 nm であるのにそこにすむ魚の多くの Rhodopsin の λ_{\max} は約500 nm であるというような Rhodopsin の λ_{\max} と海水の λ_{\min} とが一致しない場合があることを示した。LYTHGOE (1968) はこのような不一致は灰色の物を海水中で見ると, その灰色の物からくる光と背景からくる光との差すなわちその灰色の物を背景から, 見分けるのに都合がよいものらしいということを述べている。

3. 電気生理学的方法による: いろいろの魚の網膜より, ガラス微小電極を用いて, いわゆる S 電位を記録すると, ボラ, コイ, フナ等では色感覚に関する C 型の S 電位と明暗感覚に関する L 型の S 電位が記録される。また, クロダイ, チダイ, カツオ等では L 型のみで C 型は認められない (田村, 1970; TAMURA and NIWA, 1967)。それぞれの種の中で発見される頻度の最も多い L 型反応の λ_{\max} をみると, 淡水魚では約612 nm で海水魚のスズキ, クロダイ, ブリで約530 nm, チダイ, カツオで約500 nm ということになる。これらはいずれも錐体による視覚の最大感度と考えることができる。これらの魚の生態を考えると, その棲息環境に最も多くある波長の光を受容するのに適した眼をもっていると結論できる。

付記: 多くの魚では眼以外に, 上生体 (松果体ともいわれる) でも光を受容する。このスペクトル感度を電気生理学的方法で測定すると, 500~525 nm に λ_{\max} があるようである (HANYU *et al.*, 1969; DODT, 1963)。

* 名古屋大学農学部 Faculty of Agriculture, Nagoya University

文 献

- 1) DENTON, E. J. and T. I. SHAW (1963): The visual pigments of some deep-sea elasmobranchs. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, **43**, 65-70.
- 2) DODT, E. (1963): Photosensitivity of the pineal organ in the teleost, *Salmo irideus* (Gibbons) *Experientia*, **19**, 642.
- 3) GRUNDFEST, H. (1932a): The sensitivity of the sun-fish, *Lepomis*, to monochromatic radiation of low intensities. *J. gen. Physiol.*, **15**, 307-328.
- 4) GRUNDFEST, H. (1932b): The spectral sensitivity of the sun-fish as evidence for a double visual system. *J. gen. Physiol.*, **15**, 507-524.
- 5) HANYU, I., H. NIWA and T. TAMURA (1969): A slow potential from the epiphysis cerebri of fishes. *Vision Res.*, **9**, 621-623.
- 6) HUTCHINSON, G. (1957): *Treatise on Lim-*

nology, Vol. I. New York.

- 7) LYTHGOE, J. N. (1966): Light as an Ecological Factor (edited by R. BAINBRIDGE, G. C. EVANS and O. RACHHAM). Blackwell, Oxford.
- 8) LYTHGOE, J. N. (1968): Visual pigments and visual range underwater. *Vision Res.*, **8**, 997-1011.
- 9) MUNZ, F. W. (1958a): Photosensitive pigments from the retinae of certain deep-sea fishes. *J. Physiol.*, **140**, 220-235.
- 10) MUNZ, F. W. (1958b): The photosensitive retinal pigments of fishes from relatively turbid coastal waters. *J. gen. Physiol.*, **42**, 445-459.
- 11) TAMURA, T. and H. NIWA (1967): Spectral sensitivity and color vision of fish as indicated by S-potential. *Comp. Biochem. Physiol.*, **22**, 745-754.
- 12) 田村 保 (1970): 魚類生理 (川本信之編). 恒星社厚生閣, 423-451.

VI. IAPSO の Ocean Optics Working Group について

佐々木 忠 義*

A propos du Groupe de travail de l'IAPSO pour l'optique de la mer

Tadayoshi SASAKI

1971年8月(2日, 12日)に, モスクワで IAPSO の総会が開催された。この総会で, 海洋光学の作業グループ (Working Group on Ocean Optics) を設けることが採択された。海洋の光学的研究の重要性が認識されたためである。

グループのメンバーは, N. Jerlov 教授(デンマーク)を委員長とし, A. Ivanoff 教授(フランス), Yu. Ochakovsky 博士(ソ連), T. Sasaki 教授(日本), K. Shifrin 教授(ソ連), J. Tyler 氏(アメリカ)である。

作業内容については, 来る6月19日~23日にコペンハーゲンで行なわれる海洋光学の諸問題についてのシンポジウム (Symposium on Optical Aspects of Oceanography during 19-23 June 1972) の際にグループの委員が集って協議することになっている。

この作業グループは, 1975年の総会で「海洋光学委員会」に発展させることを了解して発足したものである。

私はこの総会の時期, ワシントンで開催された海洋工

学会 (MTS; Marine Technology Society) の第7回の年会に出席していた。殆んど毎回出席しているこの年会の後, 大学やウッズホール, スクリップスなどの海洋研究所を訪ねていた時, IAPSOのセクレタリー-La Fond 博士や, この作業グループの1人になっているスクリップス海洋研究所の J. Tyler 氏らから, この作業グループの発足についての概略を知らされた。

海洋の光学的研究については, 実は長い歴史がある。1960年にヘルシンキで第14回 IAPSO 国際会議が開催された時, 海洋放射エネルギー委員会 (Committee on Radiant Energy in the Sea) が発足した。メンバーは A. Ivanoff 教授(フランス), N. Jerlov 教授(当時スエーデン, Chairman) J. Joseph 教授(西ドイツ), 後になって追加された R. Preisendorfer 博士(アメリカ), T. Sasaki 教授(日本), J. Tyler 氏(アメリカ, Secretary) で, 委員会の協力者として H. Barnes 博士(スコットランド; Biochemistry), R. Currie 博士(イギリス; Primary Productivity), E. Möller 博士(西ドイツ; Meteorology), 後に委員になった R. Preisend-

* 東京水産大学 Tokyo University of Fisheries

orfer 博士 (アメリカ; Mathematics), T.H. Waterman (アメリカ; Marine Zoology) らが選出された。

この委員会は、海洋光学に関する基本的な用語、適切な計測法や計測機器の標準化などについて提案するのが主たる目的であった。その後、R. Preisendorfer から、用語、その概念、記号などの統一について詳細な内容を盛った勧告が提案された。1963年8月19日~31日、カリフォルニアのパークレイで IAPO 国際会議が開催された機会に、この R. Preisendorfer の提案の内容の一部修正案について検討したいという提案が、セクレタリーの J. Tyler から出された。⁽¹⁾⁽²⁾

これより以前、1961年8月21日~9月6日ハワイで第10回太平洋学術会議 (Tenth Pacific Science Congress from 21 August to 6 September, 1961) の時、海洋光学に関するシンポジウム (A Symposium-Physical Aspects of Light in the Sea) が開催された。世界各国から、この分野の研究者が一堂に会し活発な討論を行った。

1964年10月ユネスコの主催で、海洋生物と光、基礎生産などに関するシンポジウムがモスクワで開催された。わが国からは、名古屋大学教授西条八東博士が出席された。シンポジウムの開催に先立ち、海洋放射エネルギー委員会委員長の N. Jerlov 教授から、このシンポジウムの席上で披露するから何か意見があったら提出してほしいという連絡を受けた。そこで私は、海洋におけるいろいろな光学的現象すなわち、散乱、吸収、透明度、濁

度、偏光などが漁業上の基礎的な諸問題として今後大いに検討されなければならないことを指摘し、シンポジウムの席上でこの点を議論してほしいという申し出をした。合わせて、私たちが研究試作した $4-\pi$ 水中放射照度計にもふれ、こんご、海洋基礎生産などの研究には、この種の照度計の導入が必要なのではないかという提案をした。

以上の内容の私の提案文は、N. Jerlov 教授宛に直接発送すると共に、西条博士に托した。シンポジウムの席上で披露され、共感を得たことが後になって明らかになった。

現在、海洋における偏光現象と海洋生物の挙動との関連性についての研究が盛んになりつつあり、海洋光学の新しい分野として注目されている。

海洋放射エネルギー委員会は、発足当時の目的や任務を果たして、1967年9月ベルンでの IAPO 国際会議で解散した。

IAPSO の中に新発足した海洋光学作業グループは、新たな目的新たな任務に向かってこんごの海洋光学を発展させることであろう。その作業内容については、前に記したとおり来る6月の委員会で検討される。大きな期待をかけその成功を祈って止まない。

(1) 沿岸海洋研究ノート第2巻第1号, 1963, pp. 33

-36

(2) うみ (日仏海洋学会誌) 第5巻第4号, 1967, pp.

44-47

学 会 記 事

1. 昭和46年12月16日 東京水産大学において、第2回学会賞受賞候補者推薦委員会が開かれた。受賞候補者推薦依頼の結果を検討し、47年度の受賞候補者として宇野 寛氏（東京水産大学）を推すことにした。
2. 昭和46年12月21日 東京水産大学において編集委員会を開き、第9巻4号の編集を行なった。
3. 昭和47年1月1日 名誉会長がアレクシス・ドランデル氏からベルナル・フランク氏に交代した。

4. 下記の諸氏が入会された。

正会員

氏 名	所 属	紹介者
津田 良平	近畿大学農学部水産学科	森 永 勤
林 慎二	東京電力株式会社	
	技術開発研究所	佐々木忠義

5. 退 会

正会員： 野崎哲郎，木村健一，今島 実，長田幸雄
田中久一郎，田中於兔彦

死亡

評議員小沢敬次郎氏は昭和46年10月14日逝去された。謹んで御冥福を祈る。

6. 会員の住所，所属の変更

氏 名	新住所又は新所属
川原征一郎	長崎市花園町 10-14
高柳 洋吉	仙台市長町芦ノ口 6D-933

日仏海洋学会役員

顧 問	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 アレクシス・ドランデル
名誉会長	ベルナル・フランク
会 長	佐々木忠義
常任幹事	永田 正，大柴五八郎
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，神田献二 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，松生 治，松尾邦之助， 丸茂隆三，森田良美，山中鷹之助（50音順）
監 事	久保田 穰，岩崎秀人
評 議 員	赤松英雄，秋山 勉，阿部宗明，阿部友三郎，

7. 交換および寄贈刊行物

- 1) 研究実用化報告，20(12)，1971，21(1)，1972.
- 2) 海洋機器開発，3(12)，1971，4(1)，1972.（日本船舶機器開発協会）
- 3) 鯨研通信，244号，1971.
- 4) 国立科学博物館い報，4号，1971.
- 5) 国立科学博物館研究報告，14(4)，1971.
- 6) 海洋産業研究資料，2(12)，1971，3(1)，1972.
- 7) わが国で建造された海洋機器，1972.（日本船舶振興会）
- 8) 東海大学紀要，第6号，1972.
- 9) 海洋開発，4(5)，1971，5(1)，1972.（ジャパン・インダストリアル・パブリッシング）
- 10) CSK Newsletter, No. 35, 1971. (海洋資料センター)
- 11) CSK ATLAS, Vol. 5. April. 1965~Mar. 1968, 1971, (海洋資料センター)
- 12) JODC ニュース, No. 2, 1971. (海洋資料センター)
- 13) The Ocean World. (Japan Society for the Promotion of Science)
- 14) Ocean Age, 4(2,3) 1972. (オーシャンエージ社)
- 15) Revue des Travaux de l'Inst. des Pêches Maritimes, Tome XXXV Fasc 3, 1971.
- 16) Science et Pêche, N° 207, Octobre 1971.
- 17) Cahiers Océanogr., XXIII^e Année N° 9. Nov. 1971.
- 18) Bulletin de l'association de Géographes Français, N° 389-390 Mai-Juin 1971.

新崎盛敏，有賀祐勝，石野 誠，市村俊英，井上直一，井上 実，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，宇野 寛，大内正夫，大柴五八郎，大村秀雄，岡部史郎，梶浦欣二郎，金谷太郎，川合英夫，川上太左英，川口守一，川村輝良，川村文三郎，川原田 裕，神田献二，菊地真一，鬼頭正隆，木村喜之助，草下孝也，楠 宏，国司秀明，久保田 穰，黒木敏郎，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，多賀信夫，高木和徳，高野健三，高橋淳雄，田畑忠司，田村 保，千葉卓夫，土屋靖彦，辻田時美，寺本俊彦，富永政英，鳥居鉄也，中井甚二郎，

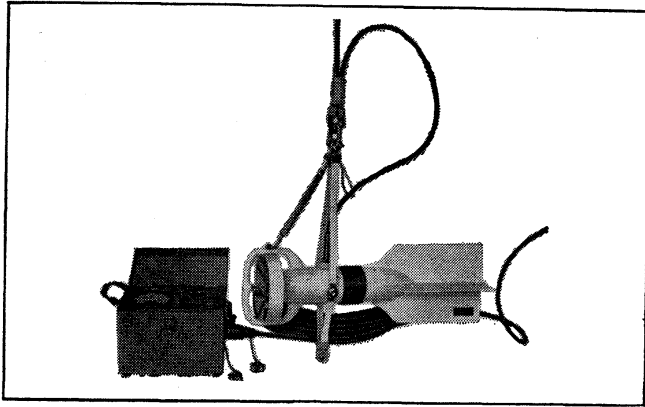
中野猿人, 永田 正, 永田 豊, 奈須敬二,
 奈須紀幸, 新野 弘, 西村 実, 新田忠雄,
 根本敬久, 野村 正, 花岡 資, 半沢正男,
 半谷高久, 菱田耕造, 日比谷 京, 桧山義夫,
 平野敏行, 深沢文雄, 福島久雄, 淵 秀隆,
 星野通平, 増沢譲太郎, 松井 魁, 松生 治,
 松尾邦之助, 松崎卓一, 松平康男, 丸茂隆三,

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 (50音順)
 マルセル・ジュクラリウス, ジャン・アング
 ティル, ロジェ・ペリカ

賛 助 会 員

井 出 利 明
 株式会社内田老鶴園新社 内田悟
 梅 林 弘 直
 小樽船用電機株式会社
 株式会社オルガノ
 海上電機株式会社
 協同低温工業株式会社
 協和商工株式会社
 栗山ゴム株式会社
 小松川化工機株式会社
 小山 康 三
 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
 大株式会社鶴見精機
 帝国酸素株式会社
 東京工材株式会社
 株式会社東京久栄
 東京製網織維ロープ株式会社
 東京レプ株式会社
 株式会社東邦電探
 中川防蝕工業株式会社
 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
 日本テトラポッド株式会社
 日本テレスコム株式会社
 社団法人日本能率協会
 日本無線株式会社
 船用電球株式会社
 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
 藤 田 潔 雄
 藤 田 峯 雄
 フランス物産株式会社
 古野電気株式会社
 三井海洋開発株式会社
 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
 東京都千代田区九段北 1-2-1
 東京都千代田区大手町 2-2-1 新大手町ビル7階 極東貿易株式会社
 小樽市色内町 1-20
 東京都文京区本郷 5-5-16
 東京都千代田区神田錦町 1-19
 東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル
 東京都新宿区下落合 1-513 第二正明ビル
 大阪市東淀川区西中島町 1-195
 東京都江戸川区松島 1-34-2
 東京都文京区本駒込 5-13 英和印刷社
 東京都千代田区内神田 1-16-8
 東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
 東京都港区芝罘平町 38 日本ガス協会ビル
 高松市福岡町 1-10-47
 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
 東京都中央区築地 4-2 築三ビル
 東京都中央区八重洲 3-3 八重洲口会館
 東京都中央区日本橋室町 2-8 古河ビル
 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
 東京都千代田区神田鍛冶町 2-1 東京建物ビル
 東京都港区西麻布 1-2-7
 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
 東京都港区新橋 2-1-13 新橋富士ビル9階
 東京都港区六本木 4-11-10 六本木富士ビル
 東京都港区芝公園 25号地 協立ビル
 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
 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小川町 3-20-2 増淵ビル
 東京都中央区八重洲 4-5 藤和ビル
 東京都千代田区霞ヶ関 3-2-5 霞ヶ関ビル 30階 3002号
 東京都千代田区丸の内 2-5-1
 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



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

7IL は無限の可能性に挑戦する

- ◆ 漁撈電子機器
- ◆ 航海計器
- ◆ 海洋開発機器
- ◆ 航空機用電子機器
- ◆ 各種制御機器
- ◆ コンピュータ端末機器
- ◆ 各種情報システム

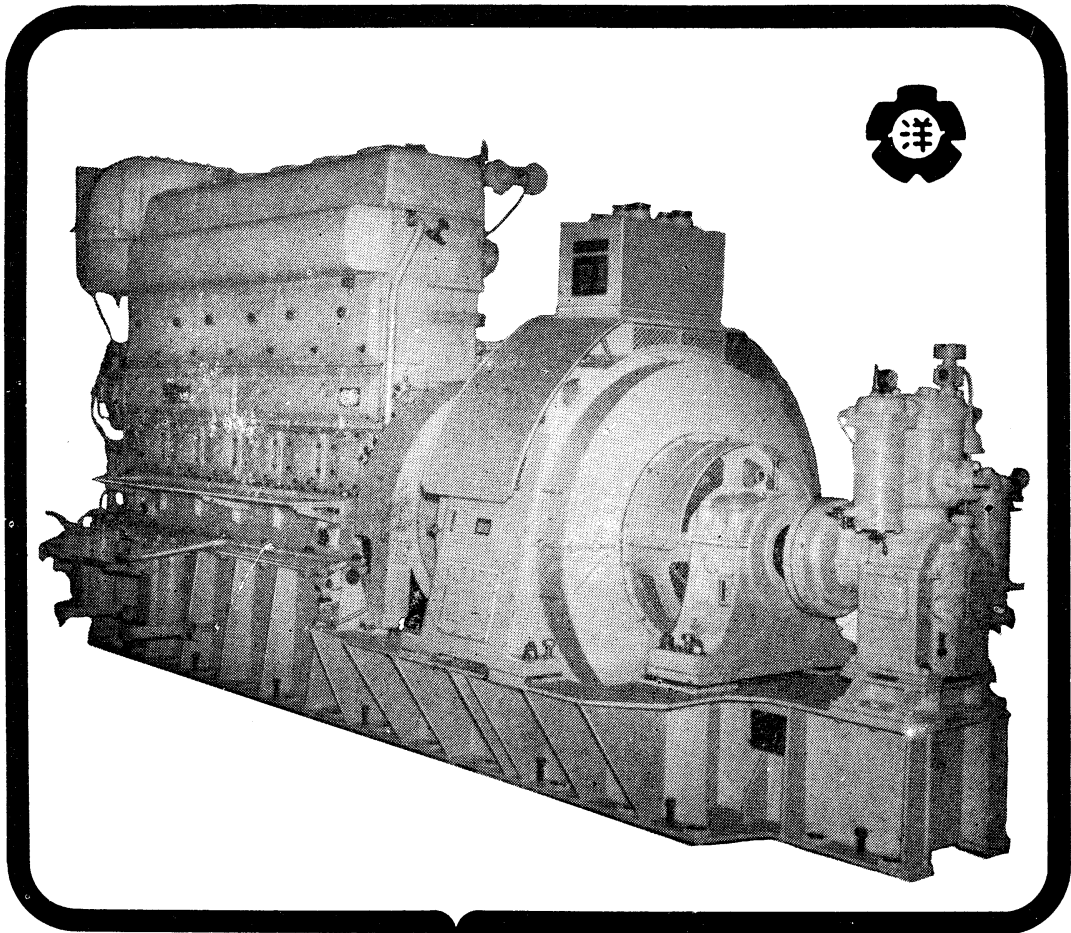
エレクトロニクスで創造する



古野電気株式会社

本社 / 西宮市芦原町9-52 ☎0798 (65) 2111 (大代) 支社 / 東京都中央区八重洲4-5 藤和ビル ☎03 (272) 8491 (代) ほか37ヶ所

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

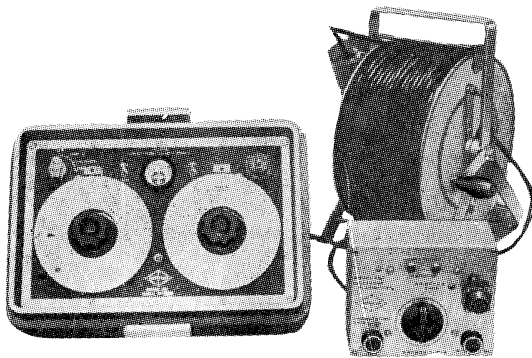
大洋電機株式会社

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 4 1 1 1 ~ 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

AUTO-LAB PORTABLE S-T BRIDGE

Model 602



オート・ラブ誘導起電式精密塩分計に引続いて、
開発された温度と塩分の現場測定用の可搬型海
洋測器です。温度、塩分ともダイヤルで直読出
来、簡便で堅牢しかも高精度なソリッドステ
ートのユニット結合構造の最新鋭計器です。

温度：0～35°C 1/2 精度 ±0.1°C

塩分：Scale 1. 0～32‰S 精度 ±0.1‰S
Scale 2. 32～42‰S 精度 ±0.03‰S

電源：電池 9V, 200時間使用可能

追加附属品

ステンレス製ケーブルリール
半自動式電極プラチナイザー

製造品目

転倒温度計各種
電気式水温計各種
採水器・海洋観測機器
気象用・理化学用温度計
サーモレンジャー
ミグスター 温度調節器

日本およびアジア総代理店

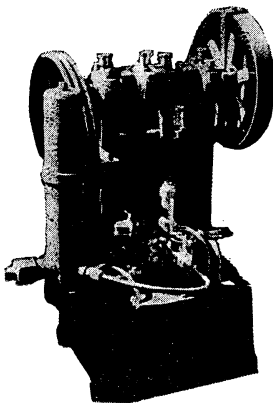


株式会社 渡部計器製作所

東京都文京区向丘1の7の17
TEL. (811) 0044 (代表) ☎ 113

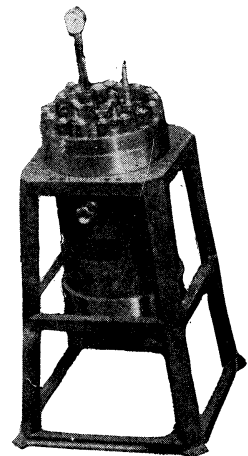
(カタログ御希望の方は誌名御記入の上御請求下さい)

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ため乾燥の必要がなく、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-潜水具

- 最新式アクアラング器具一式
- フーカ-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効率を示す潜水器具
- 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・スピロテックニク社 日本総代理店
米国・U.S. ダイバース社

日本アクアラング株式会社

九州営業所 福岡市鳥飼1の5の33
電話 福岡 (74) 8907
名古屋営業所 名古屋市中川区東出町3の1
電話 名古屋 (331) 5016

東京支社 東京都豊島区北大塚1丁目16の6
(国電大塚駅前大塚ビル一階)
電話 東京 (918)6526 (代表)

本社 神戸市兵庫区高松町22の1
神戸営業所 (帝國酸素株式会社内)
電話 神戸 (67) 5501 (大代表)

Murayama

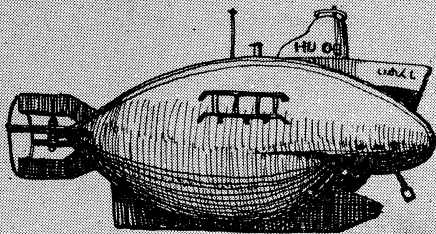
水中濁度計
水中照度計
電導度計



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”



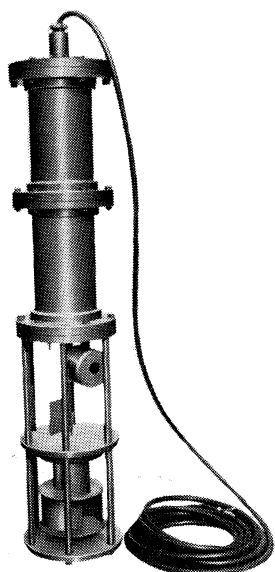
陸・海・空 世界に伸びる 本社 神戸市生田区中町通2-16-1
日生川崎ビル3~7階
東京支社 東京都港区芝浜松町3-5
世界貿易センタービル

Exploiting the Ocean by...

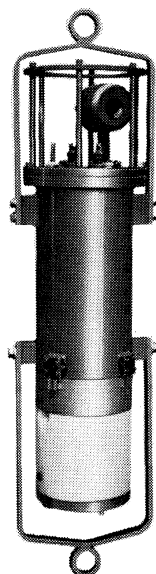
T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS

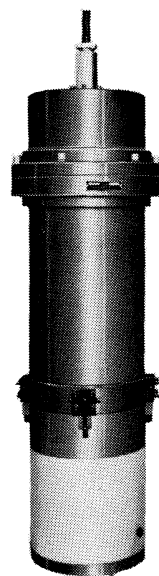
T.S—観測ブイシステム用センサー（テレメータ方式）



塩分，流向，流速計



溶存酸素，塩分，水温計



PH 濁度水温計

	測定範囲	精度	変換周波数	立上り時間	使用最大深度
塩分	10~35 ‰S	±0.1 ‰S	2200~2700 Hz	1 秒以内	1,000 m
水温	0~32°C	±0.1°C	2000~2640 Hz	1 秒以内	1,000 m
流速	0.03~2	0.5 m/sec 以下 ±0.03 m/sec 0.5 m/sec 以上 ±0.05 m/sec	2006~2400 Hz	1 秒以内	5,000 m
流向	0~360°	±6°	2000~2720 Hz	1 秒以内	5,000 m
PH	4~10	±0.3	2080~2200 Hz	2 分以内	80 m
DO	0~15 ppm	±5%	2000~2300 Hz	2 分以内	30 m
濁度	0~100 ppm	0 ppm にて ±2.5 ppm 100 ppm にて 12 ppm	2000~2200 Hz	2 分以内	300 m

THE TSURUMI SEIKI CO., LTD.

1506 Tsurumi-cho Tsurumi-ku, Yokohama, 230 Japan

TSK. USA.

CABLE ADDRESS
TSURUMISEIKI Yokohama

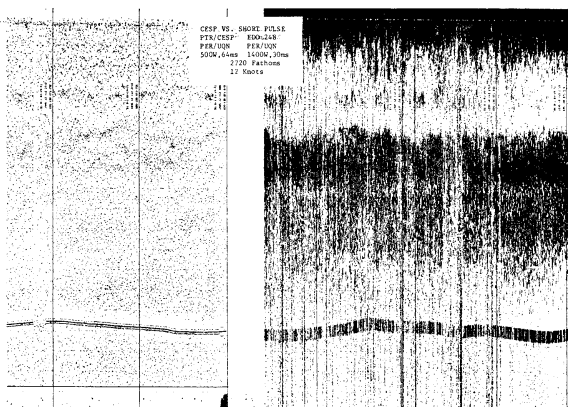
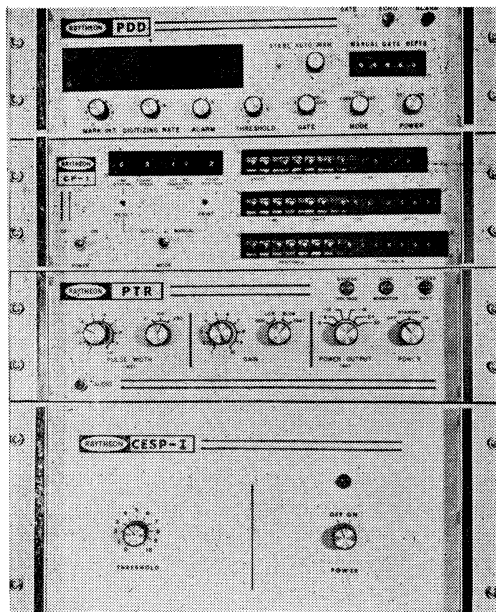
TELEPHONE
Yokohama 521-5252~5

3446 Kurtz St.,
San Diego, Calif. 92110, U.S.A

IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY

RAYTHEON

海洋探測及び制御システム



(レイセオン社システム)

(従来の音響探測器)

上右の記録を見比べて下さい!!

レイセオン社の音響測深及び地層探査システムにはノイズが入りません。

レイセオンは、石油開発、海洋測量に必要な探査機器を完全なシステムとしてもあるいは従来のシステムを改良するための単独機器としても販売しています。

- 水中深度測定システム
- 高分解能海底地層探査システム
- 自動デジタル深度トレース・システム
- 海中地震探査システム(エア・ガン使用)
- 海底石油、ガス生産遠隔制御システム
- 深海係留機器放除システム
- 各種精密エレクトロ・グラフィック・レコーダ

※ 本製品はリースでも御利用いただけます。

日本総代理店 技術と情報の



東陽通商

エレクトロニクス部 第1課

本社 東京都中央区日本橋本石町1-2(大東ビル)
〒103 東京 (03) 279-0771(大代表)

大阪 大阪市南区順慶町通2-38(鈴木ビル)
〒542 大阪 (06) 262-3471(代表)

水戸 茨城県勝田市東石川1305-68
〒312 勝田 (0292) 72-3085

SAVE YOUR MONEY

thru NAKAGAWA's Cathodic Protection
& ZAPCOAT (inorganic zinc rich paint)
for valuable marine equipments & offshore structures

For complete information, write or cable:

NAKAGAWA CORROSION PROTECTING CO., LTD.

2-1, Kanda-Kajicho, Chiyoda-ku, Tokyo

Phone: Tokyo 252-3171

Cable: NAKAGAWABOSHOKU TOKYO

水路測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業 務 深淺測量, 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

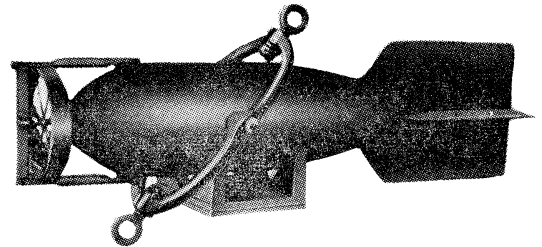
東京都港区新橋5丁目23番7号

電話 (432) 2971~4

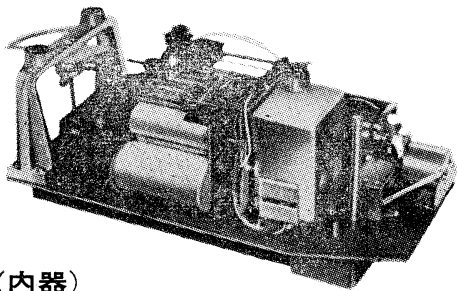
長期捲自記流速計

(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)

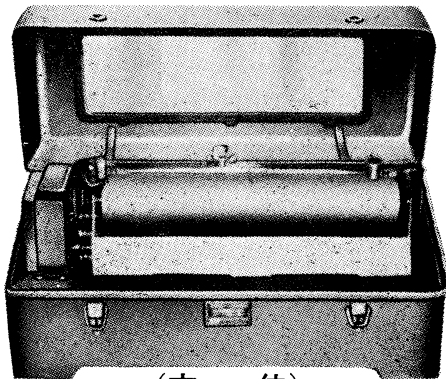
プロペラはA, B, C三枚一組になって居り

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

昭和 47 年 2 月 25 日 印刷
昭和 47 年 2 月 29 日 発行

う み 第 10 卷
第 1 号

定価 400 円

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 10 卷 第 1 号

目 次

原 著

研究船内における海水中の有機物無機化速度測定装置およびその使用法 (英文) ……関 文威	1
海水中の元素の沈殿機構に対する収着過程の寄与 (II) (英文) ……竹松 伸	3
波の方向スペクトルの解析へのホログラム法の応用 (英文) ……杉森康宏	9

シンポジウム

海の光に関するシンポジウム

I. 海面境界層と光学特性

1. 大気伝播中における光の特性 ……田中正之	22
2. 海の光学特性に影響を及ぼす海面付近の諸問題 ……鳥羽良明	24

II. 海中の光の物理的特性

1. 海中における光の特性 ……川名吉一郎・杉森康宏	25
2. 大洋における海中の光のエネルギー分布 ……松生 治	26

III. 海中懸濁物の物理的特性

1. 現場における懸濁物の分布 ……竹松 伸	27
2. 懸濁粒子の拡散沈降速度の測定—光学的測定法の問題点— ……福田雅明	29
3. 懸濁粒子の拡散沈降速度の測定—川口付近の懸濁粒子の沈降について— ……坂本 亘	32

IV. 海水の物理的特性

1. 海水の光学的特性 ……寺本俊彦・四竈信行	33
2. 海底付近の諸問題 ……梶原昌弘	35

V. 基礎生産・生物生態と海洋の光

1. 光合成色素と生体蛍光 ……藤田善彦・志村宗司	37
2. 海の光と魚の眼のスペクトル感度 ……田村 保	38

VI. IAPSO の Ocean Optics Working Group について

佐々木忠義	39
学会記事	41

Tome 10 N° 1 SOMMAIRE

Note originales

Method and Apparatus for Measuring the Mineralization of Labelled Compounds in Seawater ……Humitake SEKI	1
Contribution of Sorption Process to the Precipitation Mechanism of Metal Elements in Sea Water (II) ……Noburu TAKEMATSU	3
Application of Horogram Method to the Analysis of the Directional Spectrum of the Surface Wave ……Yasuhiro SUGIMORI	9

Symposium

Symposium sur la lumière dans les océans

I. Couche limite de l'océan-atmosphère et propriétés de la lumière	
1. Propriétés de la lumière se propageant dans l'atmosphère ……Masayuki TANAKA	22
2. Problèmes de la couche limite relatifs aux caractéristiques optiques de la mer ……Yoshiaki TOBA	24
II. Propriété physiques de la lumière sous-marine	
1. Propriétés de la lumière dans la mer ……Kichiichiro KAWANA et Yasuhiro SUGIMORI	25
2. Répartition de l'énergie de la lumière dans les océans ……Kanau MATSUIKE	26

III. Caractéristiques physiques de la matière en suspension dans la mer

1. Distribution de la turbidité <i>in situ</i> ……Noburu TAKEMATSU	27
2. Mesure de la vitesse de chute des particules en suspension—Problèmes des méthodes optiques— ……Masaaki FUKUDA	29
3. Mesure de la vitesse de chute des particules en suspension—Sur la chute des particules en suspension au voisinage de la bouche d'un fleuve—Wataru SAKAMOTO	32

IV. Propriété physiques de l'eau de mer

1. Propriétés optiques de l'eau de mer ……Toshihiko TERAMOTO et Nobuyuki SHIKAMA	33
2. Divers problèmes au voisinage immédiat du fond de l'océan—Masahiro KAJIHARA	35

V. Production primaire, écologie des vivants et lumière dans la mer

1. Photosynthèse et fluorescence <i>in vivo</i> ……Yoshihiko FUJITA et Sooji SHIMURA	37
2. Lumière dans la mer et sensibilité spectrale des yeux de poissons—Tamotsu TAMURA	38

VI. A propos du Groupe de travail de l'IAPSO pour l'optique de la mer

Tadayoshi SASAKI	39
------------------	----

Procès-Vergaux	41
----------------	----