

う み

La mer

昭和 43 年 2 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

日 仏 海 洋 学 会

編 集 委 員 会

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

投 稿 規 定

1. 報文の投稿者は原則として本会会員に限る。
2. 原稿は簡潔にわかりやすく書き、図表を含めて印刷ページで12ページ以内を原則とする。原稿は、東京都千代田区神田駿河台2-3 日仏会館内 日仏海洋学会編集委員会宛に送ること。
3. 編集委員会は、事情により原稿の字句の加除訂正を行なうことがある。
4. 論文には必ず約500字の和文の要約をつけること。
5. 図および表は必要なものだけに限る。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) Minoru NISHIMURA (Tokai University) Gohachiro OSHIBA (Institute of Physical and Chemical Research) Yoshio SUGIURA (Meteorological Research Institute) Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries) Kenzo TAKANO (University of Tokyo) Masahide TOMINAGA (Tokyo Gakugei University) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Seiichi WATANABE (Institute of Physical and Chemical Research)

RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

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

An Attempt to Determine the Coefficients of Vertical and Horizontal Eddy Viscosity in the Eastern Equatorial Pacific*

Koji HIDAKA**

Abstract: Result of direct measurements of ocean currents made with an improved Roberts meter in the Swan Song Expedition in 1961 was used to compute both the horizontal and vertical velocities, and their gradients at a number of stations in the Eastern Equatorial Pacific. From these velocity data, together with the mass distribution and wind forces on the sea surface, coefficients of vertical and horizontal eddy viscosity were computed numerically. The result is not necessarily consistent enough, inasmuch as there appears a lot of negative values for these coefficients. Discussion was given for the possible explanation of this result.

1. Introduction

The numerical values of the coefficients of eddy viscosity have been computed by a number of active oceanographers. However, these attempts were mostly based on the outcomes of the theories of oceanic currents worked out under a number of assumptions, some of which are not reasonable but only made for solving the equations. V. W. EKMAN defined his depth of frictional influence as practical measure for the magnitude of vertical eddy viscosity. (EKMAN, 1905) H. U. SVERDRUP (SVERDRUP, 1929) and J. E. FJELDSTAD (FJELDSTAD, 1929) used the result of current measurements made on the North Siberian Shelf during the Norwegian North Polar Expedition 1924 and deduced a vertical distribution of the coefficient of eddy viscosity in shallow water. They employed the simplified equations of ocean currents, disregarding a number of terms in the hydrodynamical equations. K. SUDA (SUDA, 1936), J. P. JACOBSEN (JACOBSEN, 1927), HIDAKA and K. KUSUNOKI (HIDAKA and KUSUNOKI, 1951) HIDAKA and T. MOMOI (HIDAKA and MOMOI, 1961) also tried to find out this quantity mostly by the use of hydrodynamical equations.

The present attempt is based not only on the hydrodynamical equations but material of direct measurements of horizontal ocean currents made

at several stations in the Eastern Equatorial Pacific aboard the R. V. Argo during the Swan Song Expedition in the fall of 1961.

2. Method of computation

Let the x -, y - and z -axes be taken positive eastward, northward and downward respectively at a latitude φ , and u , v and w be the components of velocity in these directions. Let ω be the angular velocity of the Earth and D the geopotential distance counted upward from a sufficiently deep layer. Then $\frac{\partial D}{\partial x}$ and $\frac{\partial D}{\partial y}$ can be approximately assumed to be the slopes of isobaric surfaces including the sea surface. Moreover, the equation of continuity will give w the vertical component of velocity. (HIDAKA, 1967)

Then the coefficients of both vertical and horizontal eddy viscosity, or μ and A can be evaluated by substituting the numerical values of

$$u, v, \frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x}, \frac{\partial u}{\partial y}, \frac{\partial v}{\partial y}, \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial D}{\partial x} \text{ and } \frac{\partial D}{\partial y}$$

in the last five terms of the following two steady-state hydrodynamical equations:

$$\begin{aligned} \bar{A} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) - u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} \\ - w \frac{\partial u}{\partial z} + 2\omega \sin \varphi v - \frac{\partial D}{\partial x} = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

* Received September 1, 1967

** National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, U.S.A.

and

$$\bar{A} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right) - u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - 2\omega \sin \varphi u - \frac{\partial D}{\partial y} = 0, \quad (2)$$

where μ is the coefficient of vertical eddy viscosity, and \bar{A} is the average value of coefficient of horizontal eddy viscosity A over the interval $\left(y - \frac{1}{2} \Delta y < y < y + \frac{1}{2} \Delta y \right)$.

If we put

$$F_1(y, z) = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} + 2\omega \sin \varphi v - \frac{\partial D}{\partial x} \quad (3)$$

and

$$F_2(y, z) = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - 2\omega \sin \varphi u - \frac{\partial D}{\partial y} \quad (4)$$

the equations (1) and (2) will be given by

$$\left. \begin{aligned} \bar{A} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_1(y, z) &= 0; \\ \bar{A} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_2(y, z) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

in which $F_1(y, z)$ and $F_2(y, z)$ can be evaluated from observational data.

If $\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$ and $\frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right)$ are transformed into finite difference forms, we shall have

$$\left(\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)_{i,j} = \frac{u_{i+1,j} + u_{i-1,j} - 2u_{i,j}}{(\Delta y)^2} \quad (6)$$

and

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{i,j} = \frac{1}{2\Delta z} \left\{ \mu_{i,j+1} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{i,j+1} - \mu_{i,j-1} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{i,j-1} \right\}. \quad (7)$$

Substituting these two expressions in the first equation of (5), we have, after some modifications,

$$\frac{\bar{A}_i}{(\Delta y)^2} (u_{i+1} + u_{i-1} - 2u_i) + \frac{1}{2\Delta z} \left\{ \mu_{j+1} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{j+1} - \mu_{j-1} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{j-1} \right\} + F_1(y_i, z_j) = 0. \quad (8)$$

In a similar manner, we have

$$\frac{A_i}{(\Delta y)^2} (v_{i+1} + v_{i-1} - 2v_i) + \frac{1}{2\Delta z} \left\{ \mu_{j+1} \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{j+1} - \mu_{j-1} \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{j-1} \right\} + F_2(y_i, z_j) = 0. \quad (9)$$

In the equations (8) and (9), $u_{i+1} + u_{i-1} - 2u_i$, $v_{i+1} + v_{i-1} - 2v_i$, $\frac{\partial u}{\partial z}$ and $\frac{\partial v}{\partial z}$ can be computed from observations.

The relationships between the velocity shears and wind stresses on the sea surface are given by

$$\left(-\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right)_0 = \tau_x; \quad \left(-\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right)_0 = \tau_y, \quad (10)$$

where the suffix 0 means the surface values.

Take $y = 1.112 \times 10^7$ cm, the length of 1° of meridional arc and $\Delta z = 25$ m = 2.5×10^3 cm. Then we have

$$2\Delta z = 5 \times 10^3 \text{ cm}, \quad \frac{2\Delta z}{(\Delta y)^2} = \frac{1}{2.473 \times 10^{10}}.$$

If we put $j=1$, we shall have

$$\frac{\bar{A}_{i,25}}{2.473 \times 10^{10}} (u_{i+1} + u_{i-1} - 2u_i) + \mu_{50} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{50} + \tau_x + 5 \times 10^3 F_1(y_i, 25 \text{ m}) = 0, \quad (11)$$

where the suffices 0, 25, 50, m specify the depths of the levels concerned. In a similar manner, it follows:

$$(v_{i+1} + v_{i-1} - 2v_i) \cdot \frac{\bar{A}_{i,25}}{2.473 \times 10^{10}} + \mu_{50} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{50} + \tau_y + 5 \times 10^8 F_2(y_i, 25 \text{ m}) = 0 \quad (12)$$

Solving (11) and (12) as simultaneous, $\bar{A}_{i,25}$ and μ_{50} can be evaluated.

The next step will be to evaluate \bar{A}_{75} and μ_{100} from the equations:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\bar{A}_{75}}{2.473 \times 10^{10}} (u_{i+1} + u_{i-1} - 2u_i)|_{75} + \mu_{100} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{100} - \mu_{50} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{50} + 5 \times 10^8 F_1(y_i, 75 \text{ m}) &= 0; \\ \frac{\bar{A}_{75}}{2.473 \times 10^{10}} (v_{i+1} + v_{i-1} - 2v_i)|_{75} + \mu_{100} \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{100} - \mu_{50} \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{50} + 5 \times 10^8 F_2(y_i, 75 \text{ m}) &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

by substituting the value for μ_{50} already obtained, and so on.

3. Numerical computations

In the Swan Song Expedition direct current measurements by Roberts meters were made at the stations occupied at the Equator, 1°N and S, 2°N and S on the meridians of 140°W, 118°W and some others. The measurements extended to as down as 400 m below the surface at very small spacings. These current measure-

ments were carried out in conjunction with hydrographic observations, although the latter were not taken simultaneously with the current measurements.

From these direct current measurements were computed the horizontal components of current velocity and their derivatives in three directions. An approximate evaluation of vertical flows was also made from these components by the use of the equation of continuity (HIDAKA, 1967). They are compiled in Tables 1 and 2 below.

Table 1. Vertical distribution of horizontal components u and v (cm/sec) of ocean currents based on data of direct measurements of the Swan Song Expedition 1961.

(1) Along the meridian of 118°W

Depth (m)	2°N		1°N		0°		1°S		2°S	
	u	v	u	v	u	v	u	v	u	v
0	-111	-5	-68	-37	-26	-61	-16	-25	-24	-16
25	-95	-22	-44	-48	11	-60	8	-23	11	-6
50	-44	-40	-12	-43	74	-56	34	-7	23	10
75	-12	-39	-15	-37	110	-14	78	20	11	4
100	-16	-16	-21	-12	69	23	62	10	10	2
125	-5	-17	-22	-7	39	-6	51	12	-1	0
150	1	-15	-21	-2	13	12	44	3	-12	-1
175	2	-10	-16	-4	17	9	27	8	0	12
200	1	-10	-11	2	19	-8	22	-5	5	11
225	2	-7	-10	3	6	-10	25	-10	9	9
250	0	-9	-5	7	3	-17	16	-4	6	5
275	0	-5	-8	12	-9	-11	0	-9	2	6
300	4	4	-11	5	-16	-12	1	-17	3	13
325	11	3	-12	7	-12	-17	-7	-14	7	7
350	13	8	-4	15	-9	-10	-6	-12	-2	-10
375			-14	1	-17	-13	5	-13	14	-9
400			-15	-12			-6	-14		

Table 1. continued.
(2) Along the Meridian of 140°W

Depth (m)	2°N		1°N		0°		1°S		2°S	
	<i>u</i>	<i>v</i>	<i>u</i>	<i>v</i>	<i>u</i>	<i>v</i>	<i>u</i>	<i>v</i>	<i>u</i>	<i>v</i>
0	-68	-12	-98	-6	-56	-21	-60	-25	-55	-21
25	-61	-35	-90	-11	-45	-21	-54	-28	-54	-47
50	-55	-37	-46	-29	-25	-40	-48	-24	-60	-32
75	-39	-52	9	-27	58	-32	-35	-22	-58	-5
100	-12	-72	29	-14	103	3	39	-13	-51	-3
125	12	-49	58	-6	107	8	40	38	-7	9
150	28	33	57	5	87	11	36	42	37	20
175	30	29	15	-13	64	15	23	38	17	36
200	21	33	27	-19	36	-25	46	24	14	30
225	20	34	-11	25	-5	-28	27	34	14	27
250	36	23	-3	5	-15	-22	10	30	19	32
275	39	16	-1	-28	-7	-21	10	30	43	15
300	38	15	15	-7	-15	-13	-11	33	22	21
325	45	16	11	-3	-19	-11	-16	16	23	14
350	28	20	24	1	-8	-12	4	27	24	17

Table 2. Vertical component *w* in 10⁻³ cm/sec, as corrected for the possible excess errors in the ship's drift, giving upwelling (-signs) and sinking (+signs).

Depth (m)	118°W			140°W		
	1°N	0°	1°S	1°N	0°	1°S
0	0	0	0	0	0	0
25	-5	2	5	1	-4	-3
50	-8	4	11	3	-7	-6
75	-8	10	13	5	-9	-6
100	-4	13	11	11	-11	-7
125	-2	15	8	18	-11	-10
150	-1	17	5	20	-8	-11
175	2	17	3	23	-5	-11
200	4	17	2	22	-3	-10
225	5	16	1	17	-2	-5
250	5	14	1	12	-3	-2
275	4	12	2	7	0	1
300	3	9	2	3	3	3
325	1	7	3	0	4	3
350	0	4	2	-2	4	4
375	0	1	2	-1	0	
400	0	0	0	0	0	

Table 3.

Wind stress	118°W			140°W		
	1°N	0°	1°S	1°N	0°	1°S
$\tau_x =$	-0.81	-1.44	-0.39	-1.82	-1.95	-1.97
$\tau_y =$	+0.68	+0.36	-0.14	+1.05	+0.71	+0.72

The wind stress components on the sea surface were also computed from wind velocity observed simultaneously, use being made of Gerhard Neumann's formula (NEUMANN, 1948) and compiled in Table 3 (c.g.s.).

Inserting these material in the equations (11), (12) and (13), were computed the values of μ for the levels 50 m, 100 m, 150 m, ..., 300 m, ... and those of \bar{A} for the levels 25 m, 75 m, 125 m, ..., 275 m, They are compiled in Tables 5 and 6.

The eastward and northward pressure gradients were also computed from the material of the Swan Song Expedition, over 1000 db surface and compiled in Table 4. These derivatives were

computed according to the formulas:

$$\frac{\partial D}{\partial x} = \frac{D_{118} - D_{140}}{\text{length of } 22^\circ \text{ of arc along the equator}}$$

where D_{118} and D_{140} are the values of D at 118°W and 140°W respectively, while

$$\left. \frac{\partial D}{\partial y} \right|_i = \frac{D_{i+1} - D_{i-1}}{2\Delta y}, \quad (15)$$

where D_{i+1} and D_{i-1} are the values of D at $i+1$ th and $i-1$ th degrees of latitude on a meridian. $\frac{\partial D}{\partial x}$ was used common to both meridians because D decreases slowly and nearly uniformly to the eastward.

Table 4. Pressure gradients in x - and y -directions (unit: 10^{-5} c.g.s.).

Depth (m)	$\partial D / \partial x$			$\partial D / \partial y$					
	118°, 140°W			118°W			140°W		
	1°N	0°	1°S	1°N	0°	1°S	1°N	0°	1°S
0	-6.48	-7.34	-7.11	48.7	-15.4	-15.8	95.2	- 8.0	-34.0
25	-6.47	-6.55	-6.20	27.9	-24.5	-17.3	86.1	- 8.9	-31.5
50	-6.14	-5.63	-5.17	16.7	-31.4	-31.9	79.2	- 9.2	-28.0
75	-5.17	-4.60	-3.99	8.6	-28.9	-25.9	76.3	- 8.6	-24.0
100	-1.68	-2.91	-2.67	4.2	-25.6	- 9.4	76.6	- 9.8	-14.7
125	-2.05	-1.89	-1.73	4.8	-25.0	0.9	67.1	-15.0	- 7.9
150	-1.03	-1.32	-1.37	4.2	-24.4	7.1	49.8	-19.4	- 9.0
200	-0.57	-0.78	-1.16	0.8	-22.7	- 2.3	34.7	-20.2	-11.5
250	-0.94	-0.65	-1.11	-1.5	-21.7	- 2.7	33.4	-17.5	-13.5
300	-0.41	-0.55	-1.03	-3.9	-17.7	- 2.4	31.4	-14.8	-14.3
400	0.05	-0.32	-0.81	-7.4	- 7.5	1.0	19.9	-10.3	-11.0
500	0.21	-0.10	-0.53	-6.7	- 4.4	2.7	8.9	- 9.0	- 5.1
600	0.09	-0.04	-0.25	-7.1	- 5.9	2.3	2.9	- 4.7	- 3.3
700	-0.04	-0.12	-0.06	-7.0	- 7.7	3.0	0	- 0.3	- 3.5
800	-0.10	-0.01	0	-4.9	- 6.7	2.2	- 0.4	1.8	- 5.1
900	-0.07	-0.02	0	-2.2	- 3.2	0.6	0.6	3.6	- 6.0
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Table 5. Coefficients of vertical eddy viscosity μ , in the Eastern Equatorial Pacific, computed from direct current measurements (c.g.s.).

Depth (m)	118°W			140°W		
	1°N	0°	1°S	1°N	0°	1°S
50	+248	+ 17.9	+ 12.1	+ 676	+ 980	- 71.8
100	+ 86	- 724	-407	+1427	- 112	- 98.7
150	+969	+ 475	-313	-1767	- 9371	+ 942
200	+445	- 483	-132	- 897	+ 2374	+13238
250	+493	- 245	-131	- 80.5	+38975	- 6343
300	+165	-7246	-259	+1884	+12715	- 3774
350	+303	-	+ 84	-	-	-

Table 6. Coefficients of average horizontal eddy viscosity \bar{A} in the Eastern Equatorial Pacific, computed from direct current measurement (c.g.s.).

Depth (m)	118°W			140°W		
	1°N	0°	1°S	1°N	0°	1°S
25	-4.1×10^8	-7.1×10^8	$+5.8 \times 10^8$	-39×10^8	$+85 \times 10^8$	$+48 \times 10^8$
75	+4.7 "	+25 "	+8.4 "	+34 "	- 35 "	- 7.0 "
125	-4.0 "	-58 "	-2.3 "	-63 "	+172 "	+ 9.3 "
175	+3.0 "	+35 "	-9.1 "	+38 "	-312 "	-99 "
225	+2.9 "	+ 9.6 "	+4.7 "	+29 "	-160 "	+60 "
275	-5.6 "	-95 "	-7.7 "	-35 "	+161 "	+24 "
325	+0.15 "	-	+3.7 "	-	-	-

4. Discussion of the result

In Tables 5 and 6 are compiled the result of numerical computation by the method given in the preceding chapter.

These figures were computed to 7 digits, but rounded to appropriate numbers of digits after the simultaneous equations had been completely solved.

Both vertical and horizontal coefficients show marked inconsistencies. First of all, both μ and \bar{A} should not be negative by nature, whereas there appears a lot of negative values for them, *i.e.* 17 (47%) and 15 figures (42%) out of 38 have negative signs for μ and \bar{A} respectively.

The author has no definite idea for explaining the appearance of negative values in this computation. This may be due to the errors arising from the inadequateness in deriving the velocity components, particularly the vertical flows. In addition, there enters a lot of quantities derived

by numerical differentiation which always make the result unreliable.

Bigger fluctuations both in signs and magnitudes are noticed in deeper levels, possibly due to the errors accumulated in a course of step-by-step integration of the equations (5). Therefore, the result for deeper layers are less reliable.

On the other hand, the result for shallower layers are considered to be freer from the inconsistencies resulting from the numerical process. In this respect, the fact that 5 of 6 surface values of μ are positive may support this view rather strongly if it were not for 3 negative values for \bar{A} at 25 m level.

The abundance of negative values at the shallower layers in equatorial region may be due to the strong stability at these depths or around the thermocline, also disturbed by the computational errors arising from the numerical techniques.

Comparatively consistent result is seen at the station 1°N on the meridian of 118°W, where

the vertical coefficient is positive from 50 m down to 350 m, while the horizontal coefficients are also positive except for the 25 m and 125 m levels. The vertical coefficient is of an order of 70-850 c.g.s., while the horizontal coefficient approximately amounts to from 2×10^8 to 23×10^8 c.g.s.

Another explanation for an appearance of negative values in these coefficients may be that there is no perceptible mixing, vertical or horizontal, in the region having negative coefficients. The weak mixing, combined with the inaccuracy arising from numerical technique, will be presumably able to give negative coefficients.

So far the author mentioned several factors which may influence the result, giving negative values to the coefficients of eddy viscosity. However, it will be by no means easy to find out satisfactory explanations at present. More intensive and extensive study from more accurate data will be necessary to obtain more consistent results in the future.

Acknowledgements

The author hereby expresses his sincere thanks to Dr. Akira KASAHARA, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, who kindly made the facilities of the computation available to the author, and to Professor Kenzo TAKANO, Ocean Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, who gave him an important suggestion on the numerical computation.

References

- EKMAN, V. W. (1905): On the influence of Earth's rotation on ocean currents. *Arkiv for Matematik, Astronomi och Fysik* **2** (11), 1-52.
- FJELDSTAD, J. E. (1929): Ein Beitrag zur Theorie der winderzeugten Meeresströmungen. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **23**, 237.
- HIDAKA, Koji and K. KUSUNOKI (1951): On the mixing coefficient and the meridional component of velocity in the Equatorial Countercurrent. *Geophysical Notes, University of Tokyo*, **4**, 1-6.
- HIDAKA, K. and T. MOMOI (1961): Determination of the vertical eddy viscosity in sea water from wind stresses and surface current velocities. *Records of Oceanogr. Works in Japan*, **6** (1), 1-10.
- HIDAKA, K. (1967): Equatorial upwelling and sinking as derived from direct current measurements. *La mer* (Bulletin de la Société franco-Japonaise d'océanographie), **5** (2), 117-126.
- JACOBSEN, J. P. (1927): Eine graphische Methode zur Bestimmung der Vermischungskoeffizienten in Meere. *Gerl. Beitr. zur Geophysik*, **16**, 404.
- NEUMANN, Gerhard (1948): Über den Tangentialdruck des Windes und die Rauigkeit der Meeresoberfläche. *Zeitschrift für Meteorologie*, **2**, 193-203.
- SUDA, K. (1936): On the dissipation of energy in the density current (2nd paper). *Geophys. Mag.*, **10**, 131-243.
- SVERDRUP, H. U. (1929): The waters on the North Siberian Shelf. *Norwegian North Polar Exped. "Maud" 1918-25 Sc. Res.*, **4** (2), 131-175.

海洋上層の渦動粘性の計算

日 高 孝 次

要 旨: 定常海流運動の微分方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial u}{\partial y} \right) - u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} + 2\omega \sin \varphi v - \frac{\partial D}{\partial x} &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial v}{\partial y} \right) - u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - 2\omega \sin \varphi u - \frac{\partial D}{\partial y} & \quad (\text{記号は本文参照}) \end{aligned}$$

の三項以下をそれぞれ $F_1(y, z)$, $F_2(y, z)$ で表しかつ \bar{A} を A の一種の平均値と見做せば, 上式は

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \bar{A} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + F_1(y, z) = 0,$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \bar{A} \frac{\partial v}{\partial y^2} + F_2(y, z) = 0$$

となる。速度の実測値が充分にあつて $\frac{\partial u}{\partial x}$, $\frac{\partial u}{\partial y}$, $\frac{\partial u}{\partial z}$, $\frac{\partial v}{\partial x}$, $\frac{\partial v}{\partial y}$, $\frac{\partial v}{\partial z}$ 等が知り得られれば $F_1(y, z)$, $F_2(y, z)$ が計算できるから上の二式を定差式に直して逐次深層まで μ, A を計算できる。海流速度の測定は一般にかなりの誤差を含むから \bar{A} と μ との計算値は相当の誤差を含むとみえて時にこれらが負数になることもある。測流は一般に普通の海洋観測ほど正確にゆかないが、できるだけその精度を高めることが要望される。

日本近海における表面水の AOU の分布とその意義*

— 大気・海洋間における気体交換の遅れ —

杉 浦 吉 雄**

Distribution de l'AOU en eau de surface aux environs du Japon

— Retard de l'échange du gaz entre l'air et l'eau —

Yoshio SUGIURA

Résumé: L'AOU est définie par la teneur en oxygène saturée pour la température et la salinité *in situ* moins la teneur mesurée. Alors que l'on a considéré que sa valeur ne dépend que de l'oxydation des matières organiques et de la photosynthèse, des observations le long du Kuroshio aux environs du Japon indiquent qu'elle a un sens physique important: l'échange du gaz entre l'air et l'eau est moins rapide que l'échange de la chaleur entre l'air et l'eau, ce qui est montré aussi par sa variation saisonnière à un point fixe dans le Kuroshio. Ainsi pourrait-on évaluer quantitativement l'échange du gaz entre l'air et l'eau.

1. はしがき

著者は、さきに、日本近海における海水の pH の分布を研究し、pH が、主として海水の溶存炭酸[†]によって決まることを明らかにした。海水を水温・塩素量の等しい水の群れに分け、おのおのについて、pH を AOU^{††}に対してプロットすると、直線に近いある曲線の上に、点が配列することがわかった。その曲線は、BUCH の理論 (HARVEY, 1955) によって計算できる。しかし、この計算に当って、炭酸ガスが海水の現場の水温・塩素量で溶解平衡にあったとすると、黒潮水では異状に低い炭酸ガス分圧 (2.3×10^{-4} atm) を、また、親潮水では異状に高い分圧 (3.6×10^{-4} atm) を得る結果となった。著者は、これをもって直ちに理論の誤りとはせず、次のような考え方に基づいて BUCH

* 1967年11月7日受理

** 気象研究所 Meteorological Research Institute

† 少しやかましく言うと、水温、塩素量の他に、溶存炭酸と carbonate alkalinity によって決まる、となる。

†† AOU は、Apparent oxygen utilization の略。海水の現場水温・塩素量における酸素の飽和量から観測値をさし引いた量である。本報の飽和量は Fox の式より得たものである。

の理論を考え直し、再計算の結果、次のように合理的な結論に到達することができた。

海水が、現場の水温・塩素量で大気と溶解平衡に達するには、かなりの時間を要する。このため、黒潮のように、水の流れとともに水温が低下する場合には、より高温で溶けた気体の溶存量が水温の低下にもかかわらず、維持されるものと考えることができる。そこで計算に当っては、炭酸ガスの溶解度には現場の水温より幾分高い水温での値を用いる一方、炭酸の解離平衡は現場の水温で成立するとして、現場水温における平衡定数を用いた。さて、pH-AOU 図における AOU としては、純粋に生化学的要因 (光合成、酸化分解) による分のみを取り出して、これに当てるべきである。しかしながら、実際において、酸素の海・気間交換の遅れに基づく変量が、その中に含まれているとすれば、この分は取り除く必要がある。そのため、ここでは次のように考えてこの補正を行なった。AOU の値は、水温の低下とともに見かけの上では大きくなってゆくから、現場水温より高いある水温で溶解平衡が成立したと仮定して、現場水温での飽和量から前記の水温での飽和量をさし引いた値だけ、AOU の値を下げて用いること

とした。このようにして再計算をすると、黒潮水についても親潮水についても、計算された炭酸ガスの分圧の値は、前よりもはるかに平常値 (3.0×10^{-4} atm) に近いものとなった (杉浦, 1967)。

以上のことから、著者は、次のような考えをもつに至った。海水が現場の水温・塩素量で隣接する大気と溶解平衡に達するまでには、かなりの時間を要する。したがって、黒潮や親潮のように流れと共に水温が次第に変わる場合には、気体の溶解が水温変化より遅れて起きる。この場合、実際の溶存量と現場水温での平衡量との間のズレは、海・気間における気体交換の速さいかによっては、流れと共に増大するかもしれない。とにかく、そのズレが、先の研究では海水の pH について検出されたのである。それならば、AOU についても検出されるはずである。AOU のかかる見地からの追究によって、海・気間における気体交換の問題にメスを入れることができるかもしれない。そう考えて、この研究を始めたのである。

2. 黒潮主流域における AOU の分布

Fig. 1 は、日本近海を流れる黒潮主流部について、流れの源に近い海域と遠い海域からの採水点

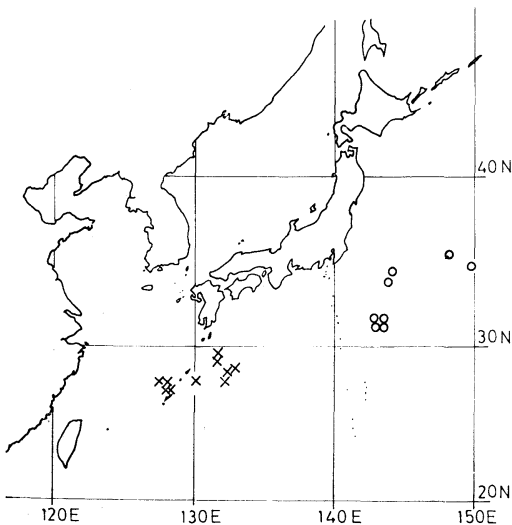


Fig. 1. Location of water-sampling sites, upstream and downstream along the axis of the Kuroshio current.

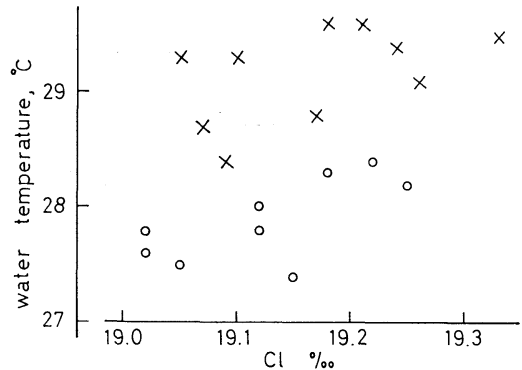


Fig. 2. Temperature and chlorinity of surface waters collected at upstream and downstream sampling sites in the Kuroshio.

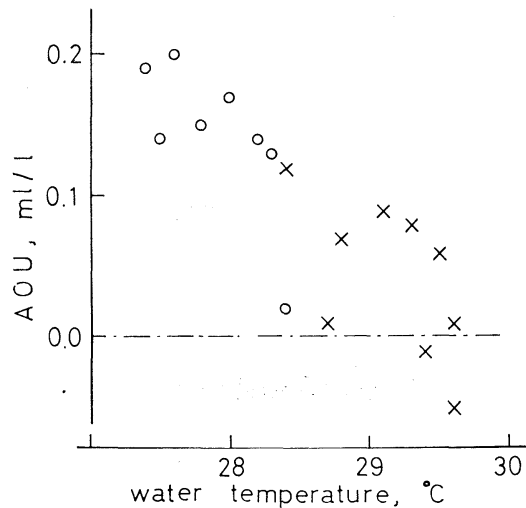


Fig. 3. An AOU vs. temperature plot for the Kuroshio surface waters.

を示す*。Fig. 2 は、兩種の水の表面水の水温・塩素量図である。これによると、塩素量では兩種の水について大差はないが、水温で約 1°C 違うことがわかる。これは、水温差が、主として混合ではなしに、海面からの放熱によることを暗示するものと思う。Fig. 3 は、表面水の水温に対して、AOU をプロットしたものである。水温の低い、流れの末端付近では、源に近い方の値より AOU が、およそ 0.1 ml/l ほど大きいことがわかる。この場合、AOU の大小が、光合成や酸化分解という生化学的因子のみに依存するものでないことは、

* 1964年7~8月の凌風丸と高風丸の観測資料に基づく。

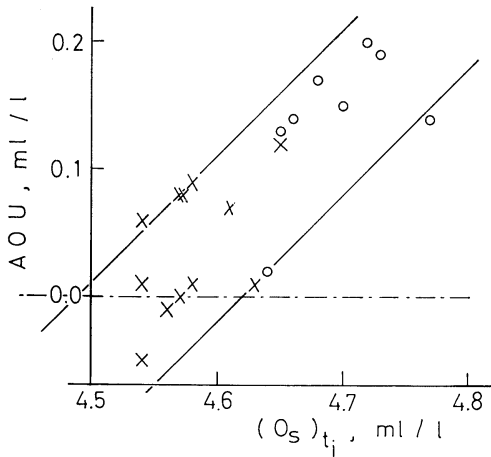


Fig. 4. An AOU vs. oxygen saturation amount at the *in situ* temperature and chlorinity for the Kuroshio surface waters.

後述の日本海の例でも明らかである。Fig. 3 の AOU=0 における水温は、溶解平衡が成立したときの水温と大体考えてよい。Fig. 3 によると、その値は 29~30°C である。

Fig. 4 は、横軸に現場水温における飽和量を、縦軸に AOU をとったものである。この図をみるに当たって、まず次のことを考えておこう。

$$\begin{aligned} \text{AOU} &= O_s(t_i) - O \\ &= O_s(t_h) - O - O_s(t_h) + O_s(t_i) \end{aligned}$$

ここで、 O : 酸素濃度の観測値, ml/l

$O_s(t_i)$: 現場水温 (t_i) での飽和量, ml/l

$O_s(t_h)$: t_i より高いある水温 (t_h) での飽和量, ml/l

一方、 $O = O_d - O_o + O_p$

ここで、 O_d : 溶解平衡時の飽和量, ml/l

O_o : 溶解平衡の終結時から観測時までの全期間を通じて、酸化分解による正味の減量, ml/l

O_p : 溶解平衡の終結時から観測時までの全期間を通じて、光合成による正味の増量, ml/l

いま、 t_h において溶解平衡が成立し、その後、水温が t_i になっても酸素は新たに溶けこまないとすれば、

$$O_d = O_s(t_h)$$

であるから、

$$\text{AOU} = O_s(t_i) - \{O_s(t_h) + (O_p - O_o)\}$$

となる。この式は $\{\text{AOU} - O_s(t_i)\}$ プロットが勾配 1 の直線を与え、また、AOU=0 における $O_s(t_i)$ の値が $\{O_s(t_h) + (O_p - O_o)\}$ に等しいことを示している。 $\{O_s(t_h) + (O_p - O_o)\}$ の値は、光合成が酸化分解に優越する場合には大きく、酸化分解が光合成に優越する場合には小さい。以上の考察に基づいて、Fig. 4 を眺めることにしよう。点の大部分は、AOU=0 において、それぞれ 4.49, 4.62 ml/l なる $O_s(t_i)$ の値を与える勾配 1 の、二つの直線に囲まれている。Fig. 4 において、右端の直線に近い点は、光合成が酸化分解に優越する場合に相当するとみることができよう。左端はその逆を考えればよい。いずれにしても、光合成と酸化分解が均衡してネットの効果が零となるところでは、 $O_s(t_i) = O_s(t_h)$ であり、そういう点が途中のどこかにはあらずである。故に、

$$4.49 < O_s(t_h) < 4.62$$

と置くことができる。Cl 19.2‰ の水を考えると、

$$30.2^\circ\text{C} > t_h > 28.7^\circ\text{C}$$

となる。つまり、29 ないし 30°C で酸素について溶解平衡にあった水が、北上して水温が 1°C ほど低下しても、酸素は大気中からほとんど溶けこまず、そのために、流れの末端で AOU の値が 0.1 ml/l ほど上昇したものと解せられる。

3. 親潮主流域における AOU の分布

親潮は、アラスカ海流が、一度ベーリング海に入り、低温で大気と接する機会を十分に与えられたのち、カムチャッカ半島の東岸沖を経て、北海道・本州東方沖に流れてくるものである (DODI-MEAD, FAVORITE and HIRANO, 1963)。そこで、流れの末端として北海道・本州東方沖の水を、流れの源に近いところとして、ベーリング海を選んだ。これらの海域の表面水の AOU- t_i , AOU- $O_s(t_i)$ 図を Figs. 5, 6 に示す*。前述の手法にのっとり、

* 北海道、本州東方沖の資料は、1958 年 7~8 月の凌風丸の、ベーリング海の資料は、1956 年 7~8 月のおしよる丸の観測による。

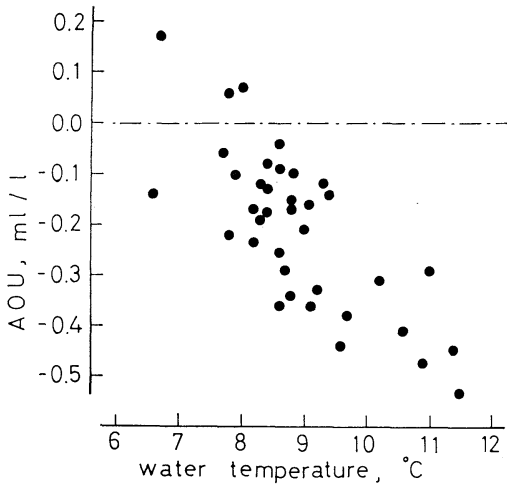


Fig. 5. An AOU vs. temperature plot for the Oyashio surface waters.

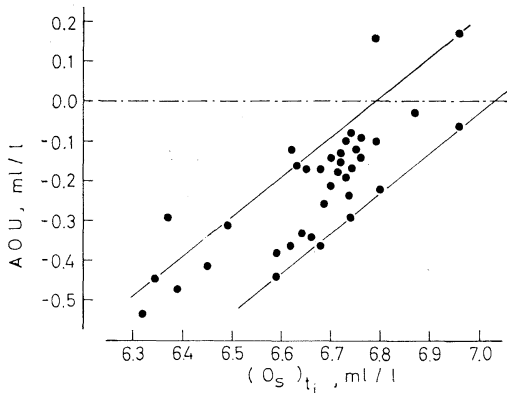


Fig. 6. An AOU vs. oxygen saturation amount at the *in situ* temperature and chlorinity for the Oyashio surface waters.

$$6.79 \text{ ml/l} < O_s(t_i) < 7.03 \text{ ml/l}$$

ここに、 $O_s(t_i)$: 現場水温、 t_i より低いある水温、 t_i における酸素の飽和量。

従って、18.0‰の水についていえば、

$$8.05^\circ\text{C} > t_i > 6.4^\circ\text{C}$$

となる。

4. 黒潮および親潮水系における AOU の分布

本州の東方海域は、黒潮と親潮の末端同志がぶれ合うところである。いまそのあたりの7~8月における黒潮末端水および親潮末端水の代表値として、 27.0°C , 19.2‰ , 4.55 ml/l ; 10.0°C , 18.1‰ ,

6.80 ml/l をそれぞれ、水温、塩素量および酸素量としよう。両種の水が混合域では種々の割合で混合する一方、黒潮、親潮の主流域では、それぞれ、 4.55 , 6.80 ml/l の酸素の値が、溶解平衡時以来一定に保たれたとしよう。すると、 $\text{AOU}-t_i$, $\text{AOU}-O_s(t_i)$ の曲線は、それぞれ Figs. 7, 8 のようになる。これに対して、観測結果を Figs. 9, 10 に示す。観測結果には、測定誤差および生化学的因子に基づく点のパラッキはあるが、大勢は

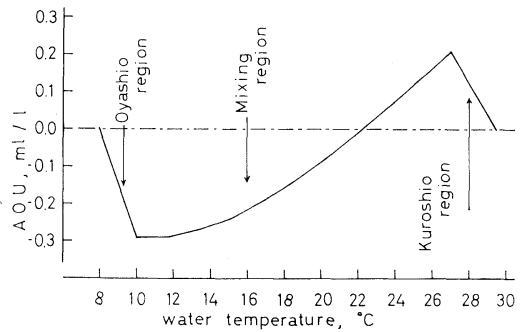


Fig. 7. Simplified, theoretical curve expressing the relationship between AOU and water temperature in the regions of the Kuroshio and the Oyashio.

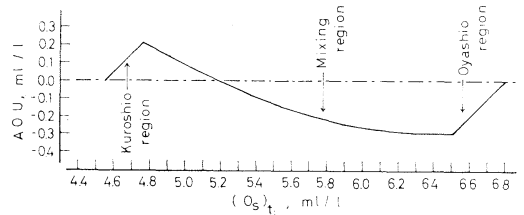


Fig. 8. Simplified, theoretical curve expressing the relationship between AOU and oxygen saturation amount at the *in situ* water temperature and chlorinity in the regions of the Kuroshio and the Oyashio.

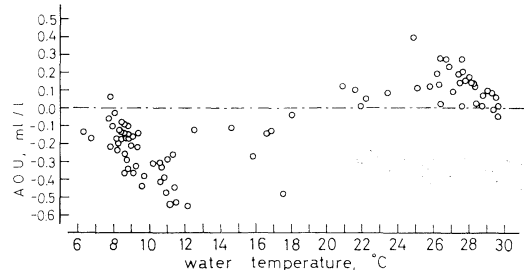


Fig. 9. Observed results expressing the relationship between AOU and water temperature in the regions of the Kuroshio and the Oyashio.

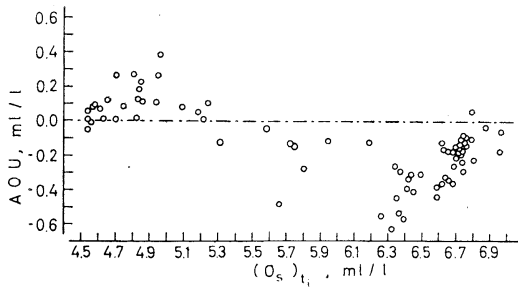


Fig. 10. Observed results expressing the relationship between AOU and oxygen saturation amount at the *in situ* water temperature and chlorinity in the regions of the Kuroshio and the Oyashio.

Figs. 7, 8 の単純化された、理論曲線とよく一致することがわかる。

5. 日本海における AOU の分布

日本海の表層部が、単純に対馬暖流だけで構成されるとすれば、黒潮主流域においてみられたのと同様に、流れの末端に行くほど、つまり、南側から入って北側に流れ、日本海を環流するような形をとるとするならば、日本海の南側より北側において、高温側より低温側において、AOU は正で大きな値をとることが予想される。しかし、実際はこれと異なり、AOU は水温の低下とともに、わ

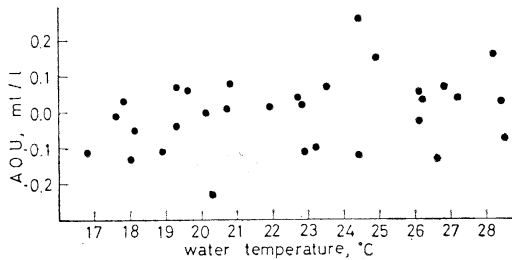


Fig. 11. Relationship between AOU and temperature of waters in the Japan Sea.

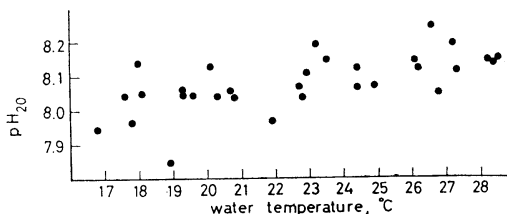


Fig. 12. Relationship between pH at 20°C and temperature of waters in the Japan Sea.

ずかではあるが減じている (Fig. 11)。Fig. 12 は、日本海の海水の水温と pH (20°C の値にすべて換算してある) の関係を示す。水温が低いところでは pH も低い。もし、低水温域における AOU の低下が光合成に基づくとすれば、pH は逆に高くなければならぬ*。それにもかかわらず、事実において pH が水温と共に低下することは、この現象の主因が光合成ではなく、次のような性質をもつ水との混合にあることを物語っている。その水は、水温が低く、AOU の値は負で絶対値は大きく、かつ、pH が低く (炭酸ガスを多く含んだ) 水である。これは、親潮系水の特徴に外ならない。Fig. 11 の結果が、さきに示した Fig. 7 あるいは Fig. 9 の混合域の分布に近いことは、日本海の表層部が黒潮系水と親潮系水の混合域に当たっていることを示している。

6. AOUの季節変化

黒潮の源である 15°N 付近の海面水温が、夏には約 29°C 冬は約 25°C であるのに反し、北上して 35°N 付近に来ると、夏は約 25°C 冬は約 13°C となる。従って、35°N 付近と 15°N 付近における水温差は、夏は約 4°C 冬は約 12°C となる。高温域で溶解した酸素が、流れと共に北上しても、そのままの濃度に保たれるとすると、AOU の値は、夏よりも冬において大となることが予想される。これを実測値についてみると、正に、その通りになっていることがわかる。

Fig. 13 は、33°30'~36°30'N; 140°~146°E の間

* これは、carbonate alkalinity が不変としてのこと。低水温域が対馬暖流の末端で単に放熱のために低温になったのであれば、carbonate alkalinity は不変。しかし、実際には、親潮水との混合が起きているらしい。親潮水の carbonate alkalinity は黒潮水のそれより高目であるから、親潮の影響を受けた混合水は、受けない対馬暖流水より carbonate alkalinity は多少とも高い公算が大。然らば、炭酸ガスの等濃度において、混合水は対馬暖流水より pH は、それだけでもむしろ高くなる。その上、光合成が併起することになれば、pH はさらに高くなるはずである。それなのに事実において、pH が低いというのは、以上の効果を消去して余りあるほど炭酸ガス含量の高い水 (親潮水) の混入を物語るものといわねばならぬ。

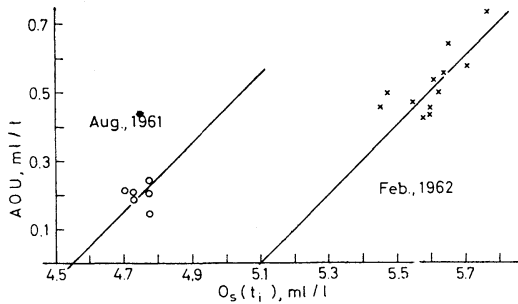


Fig. 13. Relationship between AOU and oxygen saturation amount at the *in situ* temperature and chlorinity for the Kuroshio waters in summer and winter.

にはさまる海域において、1961年8月と1962年2月に凌風丸が観測した資料に基づく*。これをみると、2月のAOUは、8月のそれより約0.3 ml/lほど大きいことがわかる。

図上、8月の点分布のほぼ中央を通り傾斜1の直線がAOU=0の軸と交わる点が与える $O_s(t_i)$ の値は、約4.55 ml/lである。これは $O_s(t_h)$ にほぼ等しいと考えると、塩素量を19.2‰として、 t_h の値は29.5°Cとなる。これに対して、2月の点分布のほぼ中央を通る傾斜1の直線が、AOU=0の軸と交わる点が与える $O_s(t_i)$ の値は、約5.10 ml/lである。これから、19.2‰の水を考えると、 t_h の値は約23.0°Cとなる。ここに得た t_h の夏、冬の値は、南方海域における夏、冬の表面海水温にかなり近いものであることは、注目に値する。

7. 海・気間気体交換による黒潮水への酸素の補給量

前節において、冬の t_h の値として23.0°Cを得たが、これは、黒潮水の源泉域に当る南方海域の冬の表面海水温に比べると、2~3°C低い値であって厳密には等しいと言えない。この差の意味を次に考えてみよう。

水が溶解平衡にあった海域を離れて、次第に非平衡の状態を強化してゆく場合、非平衡の程度が進行するにつれて、酸素の海・気間交換量の増大が一方では考えられる。そこで、さきに掲げた $O=$

* 水温、塩素量の値から明らかに黒潮水とみられるもののみを抽出してある。

$O_a - O_o + O_p$ の式において、溶解平衡時の飽和量(O_a)の上に、その後、新たに溶解していった酸素量を ΔO_a とすれば、

$$O = O_a + \Delta O_a - O_o + O_p$$

とすべきである。これを用いると、

$$AOU = O_s(t_i) - \{(O_s(t_h) + \Delta O_a) + (O_p - O_o)\}$$

となる。従って、AOU=0においては、

$$O_s(t_i) = O_s(t_h) + \Delta O_a + (O_p - O_o)$$

となる。

前節の5.10 ml/lというのは、ここでいう $\{O_s(t_h) + \Delta O_a\}$ のことである。 $O_s(t_h)$ としては、かりに t_h として25°Cをとると、4.93 ml/lとなる。そこで、

$$\Delta O_a = 5.10 - 4.93 = 0.17 \text{ ml/l}$$

となる。

つまり、黒潮の源泉海域の一部とみなされる130°E、15°N付近において、19.2‰ 25°Cの条件下で飽和していた酸素は、黒潮の北上につれて水が35°N、143°E付近に達するまでに、水1 lについて0.17 ml/lを新たに大気中から補給されることになる。Fig. 13によると、それでもなおかつ、水1 lについて0.5 ml/l程度の酸素が、さらに、溶けこめるだけの余裕を残しているということになる。

酸素が大気中から実際にどれほど黒潮水に補給されるかは、観測船を黒潮の流れに委ねて流してやり、その間に、表面海水の酸素を測ってゆけばわかることである。しかし、以上に述べたように、表面海水中の酸素の季節変動を利用して、ある程度の見当はつけられる。

すなわち、季節変動から酸素の交換量(黒潮の場合は、大気から海洋へ酸素が溶けこみ、親潮の場合は、逆に、海洋から大気へ酸素が出てゆく)を求めるには、

1. 黒潮の末端に近いところで表面海水の酸素の季節変動を調べる。
2. 黒潮の源泉域で同様のことをする。
3. 黒潮の平均流速を見積る。
4. その流速のもとに、2.の点から1.の点に、水が到達するに要する時間を評価する。

5. 1. の点における酸素の季節変化から, 1. におけるある時期の酸素濃度を知る。
6. 4. で得た時間だけ, 前記の時期より早い時期における地点 2. における酸素濃度の値を求め。これを前記の酸素濃度からさし引く。

上記の計算に当っては, 観測精度に基づく値の不確かさ, 生化学的因子に基づく値の変動の影響を軽減させる意味で, それぞれについて多数の観測値を必要とする。また, 水塊を確認する意味で, 水温・塩素量を知ることも必要である。

8. あとがき

表面海水中の AOU の分布は, pH の分布と併せ考えると, 大気中の成分気体の大気・海洋間における交換の速さが, 熱交換の速さに比べて, きわめて遅いことを示唆するものである。著者は本報およびさきの pH の研究により, 海流が流れと共に温度を変える場合には, 溶存気体の量が水温変動に必ずしも忠実に随伴しない事実を明らかにした。このことは, ひとり pH, AOU にとどまらず, 海水およびこれに接する大気中の炭酸ガスの分圧の測定 (TAKAHASHI, 1961; KEELING, 1965; 三宅・杉村, 1967) や重水の測定 (CRAIG, HORIBE, 1963) の結果にも現われている。

表面海水における炭酸ガス分圧の分布について言えば, たとえば, 暖流が亜寒帯海域に進入すると (黒潮, アグラス海流) 分圧が低くなることは, とくに注目すべき点で, これは, 黒潮主流部において, 流れと共に AOU が増大することに対応するものである。炭酸ガス分圧の分布が, このように, 光合成, 酸化分解, 湧昇流の効果の外に, 水の流れに伴う海・気間交換の遅れの現われとして, 水の履歴に影響されることは, 注目してよいことである。

重水に関する最近の知見は, 海上における水蒸気の重水濃度が海水のそれと同位体平衡にはなく, 軽い同位体を比較的に多く含んでいることを教えてくれる。水分子が, 海面でなんらかの原因により, 自由な通過を阻止されるとすれば, このようなことが起きてても不思議ではない。最近, 水面の蒸発を防ぐために高分子の表面活性有機物が

実用に供されている, と聞く。また, 別の研究 (JARVIS, GARRETT, SCHEIMAN and TIMMONS, 1967; GARRETT, 1967) によると, 海の表面を長鎖の脂肪酸あるいはそのエステルがフィルム状におおい, 海面の性質を特色づけているという。これらが, 天然の蒸発防止剤として役立っているとしたら, どうであろう。そのような, 海面上の薄膜が分子篩の役割を演じ, 水分子の自由な通過を阻止するとしたら, 水分子と同程度の大きさをもつ酸素分子や炭酸ガス分子にとつても, 同様に障壁となっても不思議ではない。こう考えてくると, 海・気間における物質交換の問題にとって, 海面の物理・化学的性質は無関係ではあり得ないことになる。しかし, 海面上の有機単分子膜の普遍的存在については, まだ確立されたわけではない。このような現時点においては, この方向の研究が海・気間気体交換の問題にとつても, 一応留意されてよい, といった程度にしておくべきかもしれない。

有機単分子膜の有無にかかわらず, 海面に立ち並ぶ分子をみると, 水の分子 10^5 個に対して, 酸素の分子はわずかに 1 個の程度であるから, 水が海面を離れる困難さにも増して, 酸素は, はるかに離れにくい, と言えるかもしれない。

三宅泰雄東京教育大学教授および猿橋, 杉村両博士はじめ気象研究所地球化学研究部の同僚諸氏の討論に対し, 厚く感謝の意を捧げます。

参考文献

- CRAIG, H., L. I. GORDON and HORIBE (1963): Isotopic exchange effects in the evaporation of water. *J. Geophys. Rev.*, **68**, 5079.
- H. CRAIG and L. I. GORDON: Isotopic Oceanography. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In "Marine Geochemistry". Occasional publ. no. 3. Narragansett Marine Laboratory, Univ. of Rhode Is. (1965) 374 pp.
- DODIMEAD, A. J., F. FAVORITE and T. HIRANO (1963): Review of Oceanography of the Subarctic Pacific Region. *Bull. 13, Int. North Pac. Fish. Comm.*, 195 pp.
- HARVEY, H. W. (1955): "The chemistry and ferti-

- lity of sea waters". Univ. Press, Cambridge, 224 pp.
- GARRETT, W. D. (1967): The organic chemical composition of the ocean surface. *Deep-Sea Res.*, **14**, 221-227.
- JARVIS, N. L., W. D. GARRETT, M. A. SCHEIMAN and C. O. TIMMONS (1967): Surface chemical characterization of surface-active material in seawater. *Limno. and Oceanogr.*, **12**, 88-96.
- KEELING, C. D., N. W. RAKESTRAW and L. S. WATERMAN (1965): Carbon dioxide in surface waters of the Pacific Ocean, 1. Measurements of the distribution. *J. Geophys. Res.*, **70**, 6087-6097.
- 三宅泰雄, 杉村行勇 (1967): 北太平洋西部, インド洋および南極海表面水の炭酸ガスについて。日本気象学会にて講演 (気象大学校)。1967年11月10日。
- 杉浦吉雄 (1967): 海洋における pH の分布とそれを支配する要因。地球化学会にて講演 (名古屋大学)。1967年10月15日。
- TAKAHASHI, T. (1961): Carbon dioxide in the atmosphere and in Atlantic ocean water. *J. Geophys. Res.*, **66**, 477-494.

漁業における火光の集魚効果とその操法の研究 (I)*

今 村 豊**

Etude de l'effet du feu dans la pêche et de son opération (I)

Yutaka IMAMURA

Résumé: L'étude du lamporo se divise en trois types: 1° étude optique de la lumière sous-marine, 2° étude écologique et morphologique du poisson pour le feu, 3° étude de l'allure du poisson pour le feu dans la pêcherie. Cette dernière constitue la principale partie du présent mémoire, qui se divise, à son tour, en deux parties, partie de l'expérience et partie de la pêche. Le présent fragment montre le résultat d'une expérience sur l'allure des poissons (*Cyprinus carpio*, *Scomber japonica*, *Trachurus japonicus*, *Engraulis japonicus*, *Decapterus muroadsi*, *Parapristipoma trilineatum*) pour des lampes incandescentes dans un bassin d'expérimentation. Ces poissons sauf *Engraulis japonicus* s'éloignent de la lumière avec le temps. Ils se groupent dans l'eau claire mais non dans l'eau obscure. Quand on libère *Engraulis japonicus*, *Decapterus muroadsi* et *Trachurus japonicus* préalablement éclairés, le premier reste toujours près de la lampe et les autres deux ne représentent aucune particularité. Si l'on emploie plusieurs lampes de clarté différente, *Cyprinus carpio* s'assemble près de la lampe la plus claire.

I. 緒 論

1. 集魚灯の概要

(1) 集魚灯の変遷

火光を用いて魚を集め漁を行なうことは古くから各国で実施されてきた。この漁業の歴史は日本でもきわめて古い。しかし、この詳しい記録はなく、詳細なことはよくわかっていない。わずかな記録から、火光利用漁業の変遷は次のごとく推測される。火光が漁に用いられたのは初め照明、すなわち作業灯としてであった。この作業用の“かがり火”にたまたま魚が集まることから、火光を集魚用として漁業者は用い始めた。したがって、集魚灯は長い間、作業灯の役を兼ねて用いられてきた。集魚灯が水中灯の型で用いられたのは光源が電化された後のことである。これ以後、火光は集魚灯とし用いられるようになった。一般に、集魚灯の歴史は光源の変遷史でもある。集魚用の光源は常に時代に応じて変りながら今日に至った。集魚灯の初期のものは“かがり火”と呼ば

れるもので、1910年ごろまで日本の沿海で広く、多く使用されていた。次いで、動植物の油を火器内で燃やし、その火光を光源として漁をするようになった。更に、鉱物性の油(おもに石油)、天然ガスなどを燃焼させ、この火光を集魚灯の光源とするものが現われた。最後に、電気が広く普及するにしたがい、集魚灯の電化が急速に進められた。この結果、光源の光力は自由に調節でき、また水中灯としてこれを用いることができるようになった。

日本の集魚灯の光源の変遷は次のようである。(a) 樹脂かがり火……この灯は古い時代から1900年ごろまで、数多く各地で使用されていた。今日ではこの灯火は、漁業用としてわずかに河川のウ飼などに名残りをとどめているにすぎない。この種の灯火は船の外側に張出しの台をつるし、これに火器を備えこの内で赤松、脂松のような樹脂に富んだ木片を燃やす趣向のものであった。普通、漁業用の火器1基の光度は100cdぐらいの明るさであった。(b) 石油集魚灯が広く漁に用いられたのは1900年ぐらいからである。始め、石油集魚灯は圧搾空気で石油を加熱した管内に吹き送り、

* 1967年12月11日受理

** 東京水産大学 Tokyo University of Fisheries

火口から噴射する石油の蒸気に点火する方式のものであった。石油集魚灯 1 基の光度は 1900 年ごろのもので 400 cd, 1915 年ごろのもので 500 cd, 1925 年ごろのものは 600 cd ぐらいであった。(c) アセチレンガスを用いて点灯した集魚灯が 1910 年ごろから漁に用いられ始めた。これは長崎県を中心に西日本一帯に広く使用された。この灯火は鉄のタンク内にカーバイトを詰め、これに清水をたらし、ガスを発生させ、これに点火して光源としたものである。この灯の光度は 10^{2-3} cd であった。(d) 集魚灯が日本で電化されたのは 1929 年以後である。当初のものは石油、ガソリンなどの小型のエンジンを用いて発電機を駆動する型のものであった。しかしこの種のものには故障、欠点が多く、一般に普及するまでには至らなかった。その後、二次電池を用いて点灯する様式が採り入れられた。二次電池方式の集魚灯は 6~12 V の蓄電池の各種の組み合わせによって 6~8~12~24 V の電球を点灯するもの、24~35~100 V の直流発電機を使用して点灯するものなどがあつた。更に、発電機と二次電池とを並列にし、6~8~12 V および 24 V の電圧で $5\sim 10^3$ W の電球を点灯するものなどがあつた。昨今では、交流の発電機が数多く漁にも用いられている。集魚灯の電球は加熱方式のもので、これらはある程度の過電圧の点灯にも耐え、耐水圧性もある。今日、使用されている集魚用の白熱電球の概要を Table 1 に示す。初期

Table 1. Outline of fish-luring lamp.*

Lamp		Lumen	Notes
Volt	Watt		
12~14	60	840	Daylight type Underwater lamp
12~14	100	1,700	
24~28	100	1,700	
24~28	200	3,600	
100	500	9,600	
100	500	550	
100	1,000	20,000	
100	1,000	19,500	
100	1,500	30,750	
100	2,000	41,000	

* Incandescent lamp (1958).

の電気集魚灯に対し、漁業者は光色が白色味を帯びているため、魚は光から逃避すると話し合っていた。集魚灯は今日まで白色灯が多く用いられてきたが、しだいに昼光色灯、高圧水銀灯、水銀螢光灯および各種波長の螢光灯が採用されるようになった。

(2) 火光利用の漁業

火光を用いて漁をした古い記録はほとんど見当たらない。古い記録としては 500 年前 (1450 年ごろ) 日本海側のイカつりに火光を用いたというのがある。網漁に火光を用いた記録は江戸時代の“四そう張網”“八田網”“ぬい切網”の漁でイワシを獲るのに“かがり火”が広く各地で用いられたなど沢山ある。アセチレンガス灯は最も広く各地でイカつり漁に、イワシ、アジ、サバの巻網、敷網漁などに集魚灯として用いられていた。1920 年ごろの長崎県下のイワシ漁の集魚灯は小型の発電機から点灯したものであった。電気集魚灯は長崎県下からしだいに西日本一帯に普及して行った。その後集魚灯の電化の気運は全国的にたかまり、1935 年ごろには、全国的に電気集魚灯は実用の段階に入った。集魚灯の本格的な電化は第 2 次大戦以後のことと考えてよいであろう。たとえば、東北太平洋のサンマ漁に火光が使用され始められたのは 1947 年からで、イワシ、アジ、サバの漁に本格的に強力な光度の集魚灯を用いるようになったのも 1945 年以後であった。今日の火光利用漁業はおおむね次のような地域分布を示している。

太平洋沿岸では全域にわたって各種の漁に火光が利用されている。日本海側ではおもに北陸以西、九州北西海区を経て東支那海に至る広い海域でサバ、イワシ、アジの漁に灯火を用いている。北海道近海のイカつりも盛大に火光を用いて行なわれている。

戦後の混乱から火光利用漁業が立ちなおったと考えられる昭和 33 年 (1958) 度の実績を農林統計から抽出して、その概要を次に示す。

(a) 火光を利用した“まき網”の統数は 10^3 余りで、この内、長崎県下のイワシまき網は 2×10^2 統以上、豊後水道を中心に操業したものは 6×10^2

統あまりであった。(b) イカ釣り漁のほとんどは火光を利用して行なわれる。この漁は特に、東北、北海道の沿岸水域で活況を示す。この他、静岡、愛媛、富山、島根の各県下においてもイカ釣り漁が盛んである。(c) 火光利用のサバのはねつり漁は戦後、急速に発展したもので、この漁法の漁獲効果は高く評価されている。この漁法は漁場の拡大に伴って全国に普及した。古くから小規模に火光を用いて行なう、サバの手づり方式のものは各地で行なわれてきた。

前述の火光利用のこれらの漁業はいずれも日本の沿岸漁業の主力をなすものである。すなわち、これらはその漁獲量において、その漁業者の数において、沿岸漁業の過半数を占めている実情である。したがって、集魚灯を効果的に利用することは直接、問題の多い沿岸漁業の動向に大きな関係を持つものと考えてよいであろう。今日、火光利用漁業に用いられている光源の概要を Table 2 に示す。

火光利用漁業のおもな対象魚は次の各魚種である。すなわち、サンマ、イワシ類、アジ類、サバ類、コノシロ、小ニシン、イカ類、イサキ、トビウオ類、イカナゴ類などである。他に時期、場所によってカツオ、ブリ、シラスなども集魚灯の対象になっている。最近、光源の発達に伴い火光

による集魚方式の漁業はしだいにその対象魚族の数を増す傾向にある。たとえば、九州沿海のマダイ、チダイの手づり漁業に火光を用いて効果を収めているなどがそれである。更に、火光利用の分野は漁業から各種魚族の飼育、管理の面にまでおよぼうとしている。したがって、火光利用の漁業では前記の地域的偏差はしだいに失なわれ、またこれまでの漁具別による集魚方式は魚種別の集魚方式に変化移行するであろう。これによって、今後の火光利用漁業は光源の選択、点灯の方式がより重要になり、その操業はますます複雑多岐になってゆくであろう。

今日の集魚灯の対象魚種の大部分のものはえさを用いて集めることができるものである。したがって、必ずしもこれらの魚種の漁法は火光を利用しなくても成立する。しかし、このえさによる漁法では次に示すように魚を集めるまでに消費される“まきえさ”の量と価格は予想以上に多く高くなっている。すなわち、伊豆諸島周辺のムロアジ、サバの棒受網漁業で、ある漁船の漁期中の出漁日数 55日、操業網数は延 471 回で、これらの間に消費した“まきえさ”の量はイワシ 19トン、小サバ 3.3トン、ムロアジ 0.1トン、計 22.4トンであった。この船のこの間の漁獲はアジ、サバを合せて 27.5トンであった。このように“まきえさ”

Table 2. Intensity of luring-lamp in every fishing (1958).

Name of fishing		Power of light, per one fishing	Power of light, per one lamp	Notes
(a) Angling	Squids	(watt) 60~1,500	(watt) 30~ 500	つり漁業
	Horse mackerel mackerel	} 150~2,000	30~ 500	イカ、アジ、サバ
(b) Purse-seine	Sardines			
(c) Liftnet	Sardines	109~4,000	30~2,000	しき網漁業 イワシ、アジ類
	Horse mackerel			
(d) Stickheld net	Saury	2,000~3,000	500~1,000	棒受網漁業 サンマ

Squids*Sepia esculenta*, *Doryteuthis kensaki*, *Dorytenthis bleekeri* and *Ominoastrephes sloanei*

Saury*Cololabis saira*

Mackerel*Pneumatophorus japonicus tapeinocephalus*, *Pneumatophorus japonicus japonicus*

Horse-mackerel ...*Trachurus japonicus*

Sardines*Engraulis japonicus*, *Sardinops lanomesticta*, *Stolephorus japonicus* and *Etrumeus micropus*.

による漁業は問題も多く非生産的な漁業ともいえる。これに比べ、火光利用の漁業は経営上からも、操業の点からも極めて有利な能率の高いものと言える。すなわち、生産性のすぐれたこの漁業は今後ますます推進に価するものであろう。

昭和33年度(1958)、日本の一般海面漁業の漁獲高は 49×10^4 トンであった。このうち、火光利

用の漁業で漁獲した量は全漁獲の2%程度と推定される。この年、火光を用いて営む漁業企業体数はおおむね 53×10^3 統であった。これらの年間操業延日数は、まき網は 46×10^3 日、ぬい切網は 27×10^3 日、各種の敷網類は 195×10^3 日、サンマ棒受網は 97×10^3 日であった。火光利用のつり漁業では、サバつりの年間操業延日数は 91×10^3 日、

Table 3. Outline of light-fishing (1958).

Name of fishing		Numbers of fishing boat	Catch of fish (ton)
Purse-seine	まき網	1,400	190,294
Lampara-net	ぬい切網	300	38,394
Stick-held net for sardines	棒受網	2,229	557,972
Life-net for Sadines	しき網	4,300	65,122
Angling for mackerel	さばつり	1,470	140,074
Angling for squid	いかつり	44,348	352,688

Table 4. Operation records of the light-fishing through one year (1958).

Name of fishing	*Numbers of sailing out, per one boat and one year (times)	*Operation days of sailing out, per one year and one boat (days)	*Total catch, per one year (tons)	Notes
Purse-seine	88	93	380	まき網
Lampara-net	88	88	124	ぬい切網
Stick-held net for saury	24	44	250	さんま棒受網
Lift-net for sardines	45	45	15	いわししき網
Angling for mackerel	39	62	95	さばつり
Anting for squids	43	43	8	いかつり

* Mean value per one working-team or one boat.

Table 5. Catch of purse-seines* (1958).

Name of fish	Total catch tons	Notes
<i>Sardinoops melanosticta</i>	26,058	マイワシ
<i>Etrumeus micropus</i>	20,410	ウルメイワシ
<i>Engraulis japonica</i>	18,496	カタクチイワシ
<i>Stolephorus japonicus</i>	105	シラス
<i>Trachurus japonicus</i>	4,533	マアジ
<i>Decapterus muroadsi</i>	9,661	ムロアジ
<i>Pneumatophorus japonicus</i>	5,000	サバ
<i>Ommastrephes sloanei pacificus</i>	203	スルメイカ
<i>Doryteuthis kensaki</i>	389	イカ

* Showing the catch by light-fishing.

Table 6. Catch of lift-nets* (1958).

Name of fish	Total catch	Notes
	tons	
<i>Sardinops melanosticta</i>	5,866	マ イ ワ シ
<i>Etrumeus micropus</i>	3,186	ウルメイワシ
<i>Engraulis japonica</i>	13,988	カタクチイワシ
<i>Stolephorus japonicus</i>	1,630	シ ラ ス
<i>Trachurus japonicus</i>	13,702	マ ア ジ
<i>Decapterus muroadsi</i>	20,860	ム ロ ア ジ
<i>Cololabis saira</i>	15,897	サ ン マ
<i>Katsuwonus pelamis</i>	2,495	カ ツ オ
<i>Prognichthys agoe</i>	2,865	ト ビ ウ オ
<i>Ammodytes personatus</i>	18,080	コ ウ ナ ゴ
<i>Ommastrephes sloanei pacificus</i>	382	ス ル メ イ カ
<i>Doryteuthis kensaki</i>	923	イ カ

* Showing the catch by light-fishing.

Table 7. Catch of saury stick-held net* (1958).

Name of fish	Total catch	Notes
	tons	
<i>Cololabis saira</i>	557,860	サ ン マ
<i>Engraulis japonica</i>	30	カタクチイワシ
<i>Ommastrephes sloanei pacificus</i>	38	ス ル メ イ カ

* Showing the catch by light-fishing.

Table 8. Catch of squid angling* (1958).

Name of fish	Total catch	Notes
	tons	
<i>Ommastrephes sloanei pacificus</i>	336,547	ス ル メ イ カ
<i>Sepia esculenta</i>	112	コ ウ イ カ
<i>Doryteuthis kensaki</i>	6,400	その他のイカ

* Showing the catch by light-fishing.

Table 9. Catch of mackerel angling* (1958).

Name of fish	Total catch with pole-fishing	Total catch with hand-fishing	Notes
	tons	tons	
<i>Scomber japonicus</i> , etc.	137,155	22,507	サ バ
<i>Trachurus japonicus</i>	1,230	1,562	マ ア ジ
<i>Decapterus muroadsi</i>	409	310	ム ロ ア ジ

* Showing the catch by light-fishing.

イカつり漁業は 19×10^5 日であった。この両方の合計はおよそ 24×10^5 日である。この年度の火光利用漁業の概約を Tables 3~9 に示す。

(3) 集魚灯に関する研究の概要

魚を漁し易いように、あらかじめ火光を用いて魚を集める研究は古くから行なわれてきた。この研究は大別して次の三つの分野に区分できる。すなわち、(i) 光学的に水中の明さを研究する分野。(ii) 光刺激に反応する魚の行動を漁場で漁法学の面から研究する分野。(iii) 生物学的に光に対する魚の生理、生態を研究する分野。これらの各分野は互に緊密に組み合わされていて、個々に分離して考えられる性質のものではない。

本論文は上記の3分野のうち、主として(ii)の項に当る漁法学的な研究を行なった。既往のこの分野の研究の概約を次に述べる。

田内、林¹⁾は大正14年8月~9月にわたって次の実験を行なった。長崎県五島沖で木村式石油集魚灯、白熱電球を水上に点灯し、透明度板でその可視距離を測った。次いで、点灯後しばらくしてマイワシ、ウルメイワシが光に集まったとき、さぐり糸を用いて魚の集まった範囲を調べた。その結果、同一型式の光源に対して集魚の形状はおおむね相似であること、光源直下の透明度板の可視距離を Z とすれば、 Z の値が大きいほど魚が十分に集まるまでの時間は短くなる。集魚の下限の深さを D 、漁獲量を V で示すと、 D と V 、 V と Z の間に次の関係があることを明らかにした。

$$D \propto V^2 \quad \text{および} \quad V \propto Z^{3.6}$$

このことは火光直下における集魚の下限の位置では照度は等しいことを推察させる。このことから、およそ定った上下の二つの層の間をゆるやかに動いている魚群はたまたまある程度の明るさに出会い初めて光源を認め火光に集まると想定している。

宮崎²⁾は昭和25年8月、淡路島の洲本沖合で水面下2mに集魚灯を点じ、灯火の直下で透明度板の可視距離 D を測り、更に火光に集まった魚をつりあげてみた。その結果、カタクチイワシ、アジが一緒に、同時に集まる場合はイワシの群の上辺

は灯火の位置と同じ深さであった。アジの群の上辺はイワシ群より2~4m深くなっていた。アジだけが集まる場合は魚群の上辺は灯火と同じ深さになる。カタクチイワシだけが集まる場合は、その漁獲量 V と可視距離 D との関係は次のように示される。

$$V \propto D^{1.5}$$

佐々木³⁾⁴⁾は定置網に集魚灯を利用することを研究した。この研究は淡路島、熱海の沖合で指向性の電球を箱網の奥にて網口に向けて点灯し、在来の垣網を省いたものである。すなわち、垣網の浮子網に沿って点灯した散光性の電球を陸側より順々に消灯しながら魚を箱網内に導く趣向のものである。この実験では、垣網による在来の漁法と垣網なしの漁法とを交互に行ない、その結果について次のように述べている。まず、朝網の漁獲を魚種ごとに計り、その資料を統計的に処理しながら両方の漁獲効果について調べた。火光を用いた、網なし漁法の漁獲は在来の垣網方式に比べ2倍以上になっていた。岩柳ら⁵⁾は浜名湖で、ます網の魚捕部の最奥の部に指光性の白熱灯を点じ、この網の漁獲量の変動を調べた。その結果、無灯の場合の漁獲量は点灯の場合に比べ著しく低く示された。特にサヨリ、エビ、コチ、カニなどは点灯時に著しく増加していた。佐々木らは前記、淡路島の実験においてアジ、イワシの群をねらって白色灯と色灯との集魚効果の比較を試みた。すなわち、船の右舷に白熱灯を、左舷に白熱灯、緑色灯(100W)を交互に点灯しながら、左舷に棒受網を入れて両者の漁獲量を調べた。その結果、色灯の効果は、アジの場合は高いが、イワシの場合は低く示されると述べている。川本⁶⁾は月明の海で緑色のフィルターを用いて集魚実験を行ない、その結果を次のように述べている。在来の火光利用漁業は月明時に操業していなかったが、この実験から光源を適切に選んで操業すればある程度の集魚は可能になるという。この実験は月令15の満月時、100Wの白熱灯に緑色フィルターを付けて行なった。イワシ、アジを対象に操業した場合、その漁獲量は暗夜に操業(光源は100W白熱灯)した場合のおおむね $1/2$ であったと述べている。

2. 火光利用漁業の問題と その解決について

(1) 火光利用漁業の問題点

火光を用いて魚を集め、漁業の能率を良くするには、まず、次のような点が条件となる。すなわち、(i) 漁の対象魚を広い範囲の水域から量的に沢山集めること。(ii) 火光に集まった魚はできうるかぎり、光源を中心とした小範囲内に密集させ、長い時間にわたってその状態を保たせておくこと。(iii) 火光に集まった魚の行動を光で自由に統御しながら漁獲し易いようにすること。

以上の3点は漁業者が火光に対する期待であり、要望である。漁業者は経験的に次のような点は常識として知っていた。すなわち、広い水域の魚を集めるには光源の光力を大きくすることで、ある程度可能である。しかし反面、魚の集まる空間は光力に比例して大きく示される。したがって、単位容積当りの集魚密度は小さくなる。集積密度を高めるには光源の光力をしばればある程度可能になる。この場合、既に灯火に集まっていた魚のある数は灯火から逃散する。ふるくから、この現象は“魚落ち”と呼び、漁業者はこれに対して非常に関心をもってきた。漁業者はこの現象をなくすために“まきえさ”の併用を経験的に知得していた。今日の火光利用漁業の規模は著しく質、量ともに変わりつつある。この結果、ある漁場では、各種の漁業の灯船の火光の有効範囲は互に交錯するようになっている。また各船の火光の効果は互に相殺するような現象がみられている。今後の火光利用漁業では常に漁場を互に有効に利用しながら火光を効果的に、すなわち、操業は物理学的に、生物学的におよび漁法学的条件に照応しながら効果的に実施することが肝要である。

火光利用の漁業は水産庁を始め、各都道府県および各漁業組合などの取締規定によって各種の制限、拘束を受けている。すなわち、火光の使用を全面的に禁止したもの、火光の光力を制限したものの、火光の使用期間を制限したもの、などのいろいろのきびしい規定でこの漁業はとり締られている。これらの規定は各地方においてまちまちに実

施されていて、この規定のうちにはその効果が疑わしいものも沢山ある。今日の火光利用の漁業は昔日に比べ面目を一新している。特に、光源および光学の面、生態の面からも、また漁法の点からもこの漁業の研究が強く進められるにしたがって、この漁業は新しい姿に変わってきた。今日、火光利用漁業は技術的にも格段の進歩が認められている。この段階において前述の各種のとり締り規定は詳しい再検討が必要である。

(2) 本研究の目的

川本⁷⁾は水槽実験から次のことを述べている。火光に集まった魚は一般に水中のある明るさに対して静かに安定するが、それより明るくても、また暗くても魚の行動は不安定になる。この場合、魚は光から逃避するような行動をする。この点から、川本はそれぞれの魚種には集魚の条件として適正な水中照度があることを述べている。たとえば、ボラの火光に集まる適正照度は 55 lux、トラフグは 15 lux であると言う。

ソ連のアカデミー研究所の研究報告で、1927年度に GRANIT, 1947年度に ADRIAN, MATHEUS の両名は魚類の色覚について次のように述べている。彼らは魚類の色覚を電気生理学的な実験法で調べた。この結果の要約は次のようである。魚類の可視光線の波長の範囲、および魚の視感する最高波長を魚種ごとに調べた結果として、ガンギエイの可視光線の範囲は 400~600 m μ で、その最高感性の波長は 510 m μ である。同じく、ボラは 430~700 m μ の範囲で最高感性は 510 m μ 、コイは 480~700 m μ で最高感性の波長は 510 m μ 、ナマズは 500~700 m μ 、メヌケは 400~700 m μ 、アブラツノザメは 400~620 m μ で、最高感性波長はいずれも 510 m μ 近くに示されている。ただチョウザメの可視波長の範囲は 420~720 m μ で最高感性の波長は 560 m μ である。

川本の色灯を用いた実験では最高感性波長をあらかじめ人間の 530 m μ から短波の側に 20 m μ 平行移動して用いていた。この値はソ連学者の実験値と合致していた。ソ連の前記の報告では魚類の可視スペクトルの波長の範囲、および最高感性の波長は魚種により多少の相異があり、同種の魚で

も幾らかの個体差があることを述べている。小林⁸⁾もソ連の学者の実験法に準じて研究を進め、ほぼ同じ結果を得たと報告している。

これまでのこの種の実験、研究の多くは魚の光に対する反応行動を追求することに主眼がおかれていた。そのため、光の刺激が長時間にわたって魚に連続的に加えられた場合の魚の疲労については今までの研究では全くふれられていなかった。しかし、実際の操業では集魚灯を点じ、魚が集まって来るまでの時間、集まった魚を獲るまでの時間はおおむね一時間以上の長い時間を必要としている。この時間内で火光に集まった魚は当然、あるものは光に慣れると共に光源の輝度などによる疲労の現象が考えられる。火光利用の漁業の研究はこれらを見無視して進めることはできない。魚類の火光に対する生態的研究の多くは魚個体の行動に関するものが多く、漁業の対象となる群の行動についての研究はきわめてまれであった。魚の個体と群体ではその行動も自然に異なってくるであろう。

本研究では、まず火光利用漁業の主たる魚種、アジ (*Trachurus japonicus*)、サバ (*Scomber tapeinocephalus*)、カタクチイワシ (*Engraulis japonica*)、ムロアジ (*Decapterus muroadsi*) およびイサキ (*Parapristipoma trilineatum*) を試魚として、これらの火光に対する行動を水槽内で実験的に調べた。本実験で考慮した点は、魚の火光に対する反応行動を時間の要素を加味しながら群体として調べることであった。すなわち、魚の火光に対する時間的慣れ、および照明下の活動による魚の疲労の要素を加味した行動を調べることであった。これらの実験は前記の魚種を用いて火光に対する魚の行動を1時間、連続して調べた。既往のこれらの実験は5~15分ぐらいの短かい時間で行なわれ、実験魚は特定の魚種に限られていたものが多くあった。火光利用漁業の対象は例外なく群体である。したがって、本研究の実験においては群体としての魚の行動を主として調べることにした。これら水槽実験で得られた資料はこの実験の性質上ある程度の疑点もたれる。一般にこの種の実験からの資料には多少の不自然性はま

ぬかれないようである。そこで、本研究は水槽実験と野外実験とを併せ行なうことにした。次いで、両実験の結果を照応比較しながら、これらの資料が漁業の面にどのように適用できうるかも調べた。これと併せて、火光利用の漁業であるサバ、イサキ、タイなどのつり漁業、およびイワシ、サンマの網漁業の火光による漁獲の機構について調べた。すなわち、(a) これらの漁業に用いられている灯火の概要。(b) 漁場の透明度、水深、海況と光源の明るさとの関係。(c) 火光の使用法と漁法との関係。(d) 火光に対する集魚範囲と漁具との関係以上の点について調べた。

火光を用いて魚を集めるには次の点が解明されないと十分な漁獲を期待することはできない。すなわち、(イ) 魚を灯火に集めるための水中の明るさはどのくらいが適当であるか？ (ロ) 光源の光度、波長はどのように決めたらよいか？ (ハ) 火光に対する魚の運動、および灯火に集まる魚の占位空間の型、範囲はどのように示されるか？

本研究は上記の諸事項を解明する目的で行なった。本研究の第I、II報は火光利用漁業の基本的なもの、第III、IV報はその応用をとり扱った。

この研究を通して著者は、火光利用漁業の合理的な灯業法はどのようにしたらよいか？ また、火光を経済的にしかも能率的に使用するための条件などについて追求した。

II. 実 験

1. 火光に対する魚の行動 (1)

1) コイの避ける明るさ

今までに火光利用漁業の対象になっていない魚種、すなわち、反すう光性の魚といわれるコイ (*Cyprinus carpio*) を用いて次の実験を行なった。

(1) 実験の概要

i) 実験は Fig. 1 のようなコンクリート水槽を用い、水槽の底に白糸を張って内部を24区に等分して行なった。水槽の照明はリフレクターランプ (白色電球で光束に指向性をもたせたもの) 100 V 300 W 1灯を水上灯、または水中灯として点灯した。水上灯の場合は電球は水面に45度、水

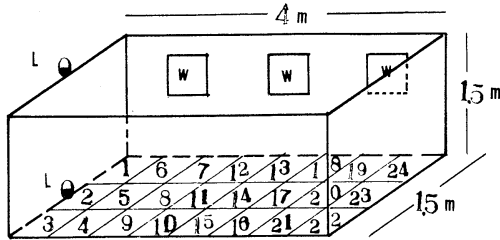


Fig. 1. Section of the experimental tank.

W: Window. L: Lamp.
Water depth: 80 cm.

中灯は水底に平行に設定した。光源の光度は変圧器で自由に調節できるようにした。実験は水槽内に自由に放されたコイが水槽内に構成された配光に対し、どのような型に占位するかを1時間単位で調べた。

ii) 実験水槽の水温は 18°C, 水槽内の照度は水底各区の中心で水平照度を計測した。実験中、水槽内にはコイのえさ、その他コイの行動を誘発するような要因はすべて除いていた。実験中の水は止水にしていた。

iii) 実験の方法 コイは平均体長 4.8 cm の当才魚であった。実験前にコイ 300 尾を用意しておき、このうちから n 尾 (50 尾) を水槽内の 14 区につり降したセルロイド円筒に入れ、15 分間、暗順応させた。次いで、水上または水中灯を点灯すると同時に円筒をつり上げ、コイを自由に放す。点灯時より 5 分毎に 4 人の観測者は各区毎のコイの占位尾数を計測した。すなわち、1 回の実験でコイの計測は 12 回、延尾数は $n \times 12$ である。実験は同一光度に対して魚と水を取替えて 4 回ずつ行なった。したがって、魚の計測総延尾数は同一光源の実験で、 $(n \times 12) \times 4$ 尾になる。

この実験のように不自然にいろいろと拘束された環境では魚の行動はある程度実験方法による影響を免れることはできない。実験中水槽内の明るさがどこでも同じであれば魚の行動は光以外の因子に支配され、誘発されると考えてよい。すなわち、水槽の大小、形状、側壁、壁の色および水深などによる影響が魚の行動に含まれると考えられる。そのため、予備実験として水槽内の明るさを

	00	00	00	00	00	00	00
L	00	0	00	0	0	0	0
	00	0	0	0	0	0	0

Fig. 2. Fish-distribution in the dark tank.

0...50~99. 00...100~149.
000...150 and more.

Numbers of the observed fish $(n \times 12) \times 4$. * $n=50$

均一にした場合 (水槽内の各区を 0 lux) の魚の分布を調べた。この場合の計測は 5 分ごとに室内灯を点じて行なった (点灯時間は 1 回当たり 8 秒)。予備実験のコイの分布は Fig. 2 に示す。この実験で、魚は多く水槽の側壁に沿って占位する傾向が認められた。この実験の結果と照明実験結果とを比べるため次の実験を順次行なった。

(2) 水上灯に対するコイの行動

リフレクターランプで照射した場合のコイの行動を水槽の明るさに応じて調べた。

i) 水槽各区の照度が Table 10 で与えられた場合の水槽各区毎の計測尾数と照度との関係を Fig. 3 に示す。照度範囲は 4100~18 lux。

ii) 水槽各区の照度が Table 11 で示された場合の水槽各区ごとの計測尾数と照度との関係を Fig. 4 に示す。照度範囲は 950~2.5 lux。

iii) 水槽各区の照度が Table 12 で与えられた場合の水槽各区ごとの計測尾数と照度との関係を Fig. 5 に示す。照度範囲は 110~0.2 lux。

(3) 実験の結果

前項の実験で、水槽内のコイはおおむね明るさに関係なく静かに水底に沿って行動していた。実験中、魚は群れて光源に向かってしばしば行動していた。しかし、各実験を通してみた魚の行動は明らかに光源を避ける傾向があった。水槽全域が 0 lux の場合、魚は水槽全域にわたって行動していた。また魚はばらばらで行動していた。しかし、水槽内が明るく照明された場合、魚は常に群状で行動していた。魚の行動水域は光源の反対側の比較的暗い水域に偏在していた。この現象はコイが光源の影響で火光を逃避したものと判断され

Table 10. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	900
2	1,500
3	1,000
4	950
5	4,100
6	1,300
7	500
8	500
9	380
10	49
11	227
12	215
13	53
14	58
15	46
16	26
17	47
18	40
19	25
20	22
21	21
22	19
23	18
24	18

Light...Incandescent lamp.

Table 11. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	370
2	450
3	350
4	370
5	950
6	500
7	228
8	265
9	110
10	32
11	64
12	58
13	20
14	11
15	14
16	4.5
17	7.5
18	8
19	3
20	4.5
21	4.5
22	2.5
23	2.5
24	2.5

Light...Incandescent lamp.

Table 12. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	40
2	50
3	45
4	20
5	110
6	40
7	5
8	4.5
9	1.2
10	0.5
11	1.0
12	1.2
13	0.3
14	0.3
15	0.3
16	0.2
17	0.2
18	0.2
19	0.1
20	0.2
21	0.1
22	0.2
23	0.2
24	0.2

Light...Incandescent lamp.

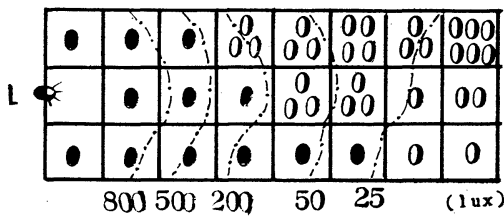


Fig. 3. Fish-distribution in the lighted tank.

●...50 and less. 0...51~99.
 00...100~149. 000...150~199.
 0000...200~400. 0000...600 and more.

Numbers of the observed fish ($n \times 12$) $\times 4$. * $n=50$.

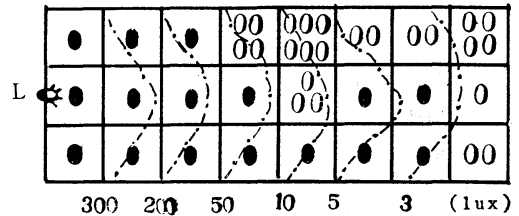


Fig. 4. Fish-distribution in the lighted tank.

●...50 and less. 0... 51~ 99.
 00...100~149. 000...150~199.
 0000...200~300. 00000...500~600.
 000000...600~700.

Numbers of the observed fish ($n \times 12$) $\times 4$. * $n=50$.

る。4100~18 lux の範囲の実験中、コイの占位した最高照度は 500 lux, これ以下の所ではコイは明るさに関係なく平均した密度で分布していた。

水槽内の照度が 950~2.5 lux の実験中、コイの行動水域はおおむね 200 lux 以下の暗い側であった。この実験中、魚は光源近くの明るい水域に向

Table 13. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1'	25
1	80
2	200
3'	20
3	60
4	150
5	340
6	110
7	135
8	170
9	170
10	55
11	90
12	70
13	35
14	35
15	35
16	21
17	25
18	25
19	14.5
20	14.5
21	13.5
22	12
23	13.5
24	12

Light...Incandescent lamp.

Table 14. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1'	5.5
1	142
2	230
3'	4.5
3	55
4	45
5	90
6	45
7	65
8	75
9	62
10	16.5
11	16
12	19.5
13	9.5
14	12
15	9.5
16	4.5
17	6
18	5.5
19	3
20	4
21	3.5
22	2.5
23	3
24	2.5

Light...Incandescent lamp.

Table 15. Illumination in every section.

Section	Lighness (lux)
1'	0.2
1	1
2	13.5
3'	0.2
3	1
4	3.5
5	7
6	1
7	2
8	3
9	2
10	0.5
11	0.5
12	0.5
13	0.2
14	0.3
15	0.2
16	0.2
17	0.2
18	0.1
19	0.1
20	0.1
21	0.1
22	0.1
23	0.1
24	0.1

Light...Incandescent lamp.

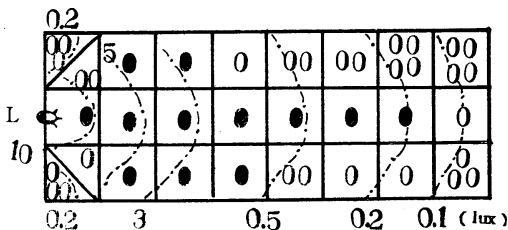


Fig. 9. Fish-distribution in the lighted tank.

●...50 and less. ◐... 51~ 99.
 ◑...100~149. ◒...150~199.
 ◓...200 and more.

Numbers of the observed fish. (n×12)×4. *n=50.

である。水中灯に対してコイは光束の中心部を避け、その外側のうす暗い部分に多く占位していた。

1200~12 lux の明るさで、コイの集まる水域の明るさは 100 lux 以下の暗い水域であった。100 lux 以上の明るい水域にはほとんど魚は出なかった。100 lux 以下の水域ではコイは明るさに関係なく泳いでいた。230~2.5 lux の実験ではコイのおもな行動水域は 50 lux 以下の暗い側であった。コイ群は光束の中心を逃がれて行動し、50 lux 以上の明るい光源近くには全く出現しなかった。13.5~0.1 lux の明るさの場合、水槽内は前の実験に比べ非常に暗くなっていた。しかしこの場合で

Table 16. Favourable illumination for the carp. (*Cyprinus carpio*)

Kind of lamp	Maximum lux in aquarium (a)	Maximum lux in fish-gathering section (b)	$\frac{b}{a}$
Normal light	4,100	500	$\frac{1}{8}$
	950	200	$\frac{1}{4}$
	110	50	$\frac{1}{2}$
Under-water light	1,200	100	$\frac{1}{10}$
	230	50	$\frac{1}{5}$
	13.5	5	$\frac{1}{3}$

も魚が安定して多く集まる水域の明るさは 5 lux 以下の暗い方であった。実験中、魚は 5 lux 以上の明るい水域、および光束の中心部に泳ぐことはほとんどなかった。いずれの実験においても水槽内に更に暗い所があれば魚は容易にその方へ移るであろうと推定される。

(5) 実験結果の考察

i) 水上灯の実験資料で、水槽内が 4100~18 lux, 950~2.5 lux, 110~0.2 lux の範囲の明るさで、コイの多く集まる最高照度は各々 500, 200, 50 lux 以下の暗い水域である。

ii) 水中灯の実験資料で、水槽内の照度が 1200~2.5 lux, 13.5~0.1 lux の範囲でコイの集まる最高照度は各々 100, 50, 5 lux 以下である。

これらの点から、コイの集まる最高照度を b, 水槽内の最高照度を a とすれば、 $\frac{b}{a}$ を各実験について計算すると Table 16 のように示される。この表から、コイの火光に対する行動はおおむね次のように言える。

a) コイは火光を概して避けて行動する。コイは明るい水域より暗い水域により多く集まる。しかし、コイが避ける火光の最高照度 b の値は不定で常に与えられた照度の最高値 a によって変化する。これはコイの集まる照度はいつも同じ値でないことを示す。

b) 照射されたコイの行動は水上灯より水中灯のほうが活発である。火光で照射されたコイは水

上灯、水中灯の別なく光力に比例して活発に行動する。コイは光源の明るい光束の中心を可及的に避けて行動する。

c) コイは灯火によっての長時間 (1 時間以上) の連続照射の場合は、例外なく火光を避けて、うす暗い水域にて静止するようになる。水中灯の実験中、注目されたことは光源の灯具の陰影部 (1'~3') に魚の集中が多く認められることである。

2) サバの火光に対する行動

火光を用いて行なうサバ (*Scomber japonicus* and *Scomber tapeincephalus*) の漁法は古くから各地にあった。この漁法はサバの灯付の良否によって大きく漁果が左右される。そこで、火光に対するサバの反応行動を実験的に調べた。

(1) 実験の概要

実験は前節のコイの実験と同じ方法で実施した。Fig. 10 のようなコンクリート水槽を用い、水底は図のように糸で 27 区に区分した光源は図のようにリフレクター白熱電球を水面に 45 度の角度で照射した。光源は 300 W で、光度は変

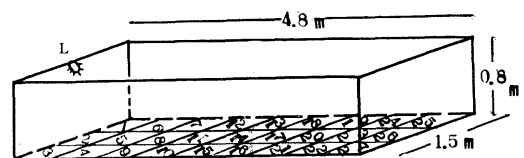


Fig. 10. Section of the experimental tank.

L: lamp.

Table 17. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	32
2	39.5
3	33
4	28
5	35.5
6	24.5
7	2.8
8	2.9
9	2.9
10	5.1
11	5.5
12	4.8
13	2.8
14	3.0
15	2.9
16	2.5
17	2.8
18	2.5
19	2.5
20	2.5
21	2.5
22	2.5
23	2.5
24	2.5
25	2.5
26	2.5
27	2.4

Light...Incandescent lamp.

Table 18. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	2.2
2	4.3
3	1.6
4	1.9
5	4.0
6	2.1
7	0.71
8	0.21
9	0.24
10	0.19
11	0.24
12	0.21
13	0.06
14	0.07
15	0.06
16	0.09
17	0.09
18	0.09
19	0.08
20	0.07
21	0.02
22	0.02
23	0.02
24	0.01
25	0.05
26	0.04
27	0.03

Light...Incandescent lamp.

Table 19. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	82
2	39.5
3	33
4	28
5	35.5
6	24.5
7	2.8
8	2.9
9	2.9
10	5.09
11	5.45
12	4.75
13	2.8
14	3.0
15	2.85
16	2.5
17	2.75
18	2.5
19	2.5
20	2.5
21	2.5
22	2.5
23	2.5
24	2.5
25	2.3
26	2.5
27	2.5

Light...Incandescent lamp.

d) 実験2の場合、サバは初めから暗い水域にいたこの現象は魚が光を避けたものとみることでもできる。この実験中、魚を誘うと考えられる明るさは光源の近くの明るい水域と光源の反対側の壁面の反射にてわずかに明るくなった水域である。実験2の場合、サバは水槽の角の反射光の合成でわずかに明るい水域に誘われたものとみるのが正しいかもわからない。

本実験のように、わずか2回の実験においてさえ全く相反する結果が示されることはサバの火光に対する生態の複雑性を示すものであろう。

火光に対するサバの行動は高照度の水域におい

て活発に低照度の水域において静かになる。

3) 火光に対するアジの行動

この魚族は火光利用漁業の重要な対象魚である。本実験は前述のコイ、サバの実験法に準じて、アジ (*Trachurus japonicus*) の火光に対する行動を調べた。

(1) 実験の概要

実験は Fig. 13 の水槽を用い、試魚のアジは館山湾の定置に入網した魚を生簀で3日以上飼育したものである。アジの平均体長は 14.1 cm, 平均体重は 31.4 g であった。実験尾数の *n* は 20 尾とし、実験時間は1時間、計測は5分ごとに行なっ

た。同じ実験を魚を取り替えて2回ずつ実験したから、計測総延尾数は $12n \times 2$ である。実験時の水温は 17°C 、水は止水とした。水槽の水は実験ごとに新しくした。

i) コイ、サバの場合と同じ趣旨から、水槽内を暗くした予備実験を行なった。各区ごとにアジの5分ごとの分布を Fig. 13 に図す。

ii) 水底の照度が $4.3 \sim 0.02 \text{ lux}$ の暗い値で与えられた場合、魚の区ごとの分布を Table 18 に示す。この分布と照度との関係を Fig. 13 に示す。この実験では水中が暗く魚の計数がむずかしいので副灯として 10 W の白熱灯を主灯と対称の位置に点灯した。

iii) 水底の明るさが $39.5 \sim 2.3 \text{ lux}$ で与えられた場合、各区の水平照度を Table 19 に示す。魚の分布と照度との関係を Fig. 15 に示す。

iv) 水底照度が $1200 \sim 2 \text{ lux}$ で与えられた場合、各区ごとの水平照度を Table 20 に示す。魚の分布と照度との関係を Fig. 16 に示す。

(2) 実験の結果

a) 水槽全域が暗い 0 lux の場合、アジは水槽の全域にわたって広く分散していた。魚の行動

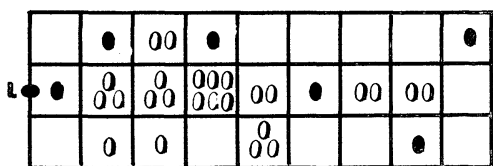


Fig. 13. Fish-distribution in the dark tank.

●... 1~ 5. 0... 6~ 20. 00... 21~50.
 00...51~80. 00...81~100. 000...100 and more.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=20$.

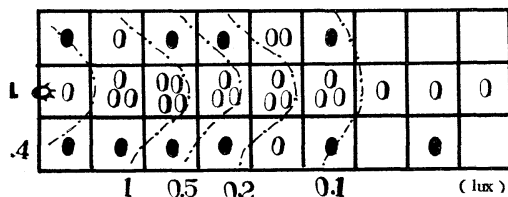


Fig. 14. Fish-distribution in the lighted tank.

●...5 and less. 0... 6~20.
 00...21~50. 0...51~80. 00...81~100.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=20$.

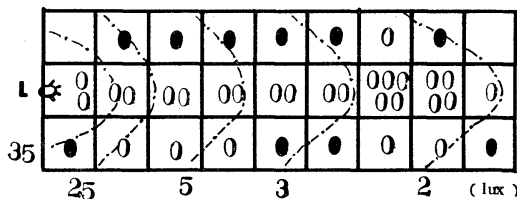


Fig. 15. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 5 and less. 0... 51~ 80.
 0... 6~20. 00... 81~100.
 00...21~50. 000...100 and more.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=20$.

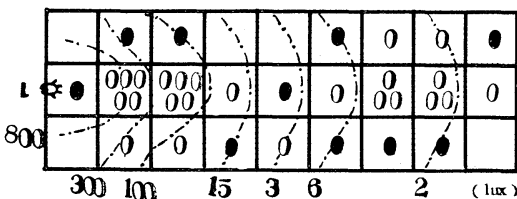


Fig. 16. Fish-distribution into the lighted tank.

●...5 and less. 0... 6~20.
 000...51~80. 00...100 and more.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=20$.

は水底に沿いばらばらにみられていた。b) 水槽内が薄暗い ($4.3 \sim 2.4 \text{ lux}$) 場合、魚は光源近くの光束内に占位していた。魚は光源近くの明るい水域で濃く、暗い水域で薄くなっていた。c) $39.5 \sim 2.4 \text{ lux}$ の明るさの場合、魚の行動はb)の場合に比べ著しく活発になった。実験中、光源付近の魚は次第に水底をはなれ中層に浮上した。しかもこれらの行動圏は光源近くの光束内に限られていた。実験中の魚の行動は全体的には光源を離れた薄暗い方に限られていた。

d) 水槽内が明るい場合、 $1200 \sim 2.1 \text{ lux}$ の範囲で与えられているとき、魚は光束の中心に沿って行動していた。魚の分布の中心は光源近くの明るい水域と光源を離れた水槽の端のわずかに明るくなった水域の2か所にあった。魚は光源近くで活発に、光源をはなれるにしたがい静かに行動していた。明るい水域の群と薄暗い水域の群との間で個々の魚は互に交流していた。

Table 20. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	440
2	1,200
3	420
4	390
5	865
6	360
7	100
8	150
9	100
10	18
11	28
12	16
13	4
14	4
15	3.5
16	5.5
17	6
18	6.5
19	3
20	4
21	2
22	2
23	2.5
24	2
25	2.5
26	2.6
27	2.6

Light...Incandescent lamp.

(3) 実験の考察

a) 明るい水域の魚は活発に、薄暗い水域の魚は静かに行動する。したがって、明るい水域の魚の酸素の消費量は暗い水域の魚に比べ多くなる。サバの実験に用いた試魚の魚体重は 480g×18 であったのに対し、この実験に用いた試魚の魚体重は 31g×20 にすぎない。魚の活動が水中の明るさに比例し、酸素の消費量は活動に比例して増加する。この場合酸素の消費は魚体重に左右される。アジの実験中、39.5~2.3 lux の明るさで約 10 時間、1200~2.1 lux の明るさで 1.5 時間は水槽内の酸素は充分である。したがって、この実験では

溶在酸素量の欠乏は無視して考えてよい。このことは各実験を通して、魚の行動が初めから終りまで変らなかったことがわかる。b) 水槽内がすべて暗い場合、アジはばらばらに行動して成群しない。しかし、水槽内の明るさが互に他を認めうる程度になれば魚は常に成群する。c) 水槽内の明るさの最高値が低い場合、魚は実験の初めから光源に集まる。光源の光度が高い場合、魚はほとんど光源に接近しない。とき折、接近する魚があっても直に反転して光源から離れる。d) 魚は光源近くの明るい水域と暗い水域との間にある周期で巡遊する。1200~2.1 lux の実験において、魚が光源近くの明るい水域と光源を離れた暗い水域にとどまっていた時間比はおおむね 1:4 の割合であった。

4) 火光に対するイワシの行動

アジ、サバの実験に準じ、カタクチイワシ (*Engraulis japonica*) の火光に対する行動を調べた。試魚の平均体重は 8.5g, 平均体長は 10.1cm であった。魚は 500 尾を生簀で 3 日以上飼育し、 n 尾を実験単位として用いた。 $(n=27$ 尾) 水槽は Fig. 13 に示したものをを用いた。光源は 300 W のリフレクターランプを図のように設定し、光度は変圧器で変えた。実験中の水温は 18°C, 水槽の水は止水にし、実験ごとに新しくした。同じ実験は魚を替えて 2 回実施した。したがって、魚の計数は $12n \times 2$ であった。実験時間は 1 時間、計数は 5 分ごとに 12 回行なった。

(1) 実験の概要

- i) 水槽内の明るさが 0 lux で均一な場合、魚の各区ごとの分布の概要を Fig. 17 に示す。
- ii) 水槽内が 8.5~0.03 lux の明るさの場合、各区の水底の照度を Table 21 に示す。魚の分布と照度との関係の概要を Fig. 18 に示す。
- iii) 水槽内が 39~0.15 lux の明るさの場合、各区の照度を Table 22 に示す。魚の分布と照度との関係を Fig. 19 に示す。2 回の実験の前半

注：実験中、魚は常に動いて静止することはなかった。したがって、区ごとの計測数はおおむね平均的なものである。水底の照度はアジのように中層を泳ぐ場合は一応の参考としてとり扱った。

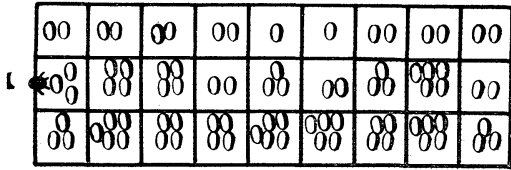


Fig. 17. Fish-distribution in the dark tank.

0...10 and less. 00...11~20.
 0...21~30. 00...31~40.
 00...41~50.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

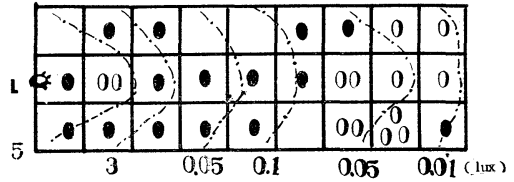


Fig. 18. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 1~ 20. 0... 21~50.
 00...51~100. 00...101 and more.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

Table 21. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	3.5
2	8.5
3	3.9
4	3.5
5	6.6
6	3.4
7	1.05
8	1.65
9	1.25
10	0.5
11	0.5
12	0.5
13	0.1
14	0.1
15	0.1
16	0.05
17	0.1
18	0.1
19	0.04
20	0.07
21	0.03
22	0.05
23	0.1
24	0.05
25	0.1
26	0.3
27	0.1

Light...Incandescent lamp.

Table 22. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	26.5
2	38.5
3	35
4	23.5
5	39
6	21.3
7	10.5
8	17.6
9	10.1
10	2.6
11	3.5
12	2.6
13	0.3
14	0.3
15	0.3
16	0.4
17	0.4
18	0.4
19	0.2
20	0.3
21	0.3
22	0.2
23	0.2
24	0.15
25	0.15
26	0.19
27	0.2

Light...Incandescent lamp.

Table 23. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	350
2	965
3	396
4	284
5	580
6	280
7	81
8	108
9	95
10	27.5
11	36
12	22.5
13	4.2
14	3.8
15	3.8
16	5.4
17	5.5
18	5.2
19	3.3
20	3.7
21	3.4
22	2.5
23	2.6
24	2.3
25	2.3
26	2.8
27	2.6

Light...Incandescent lamp.

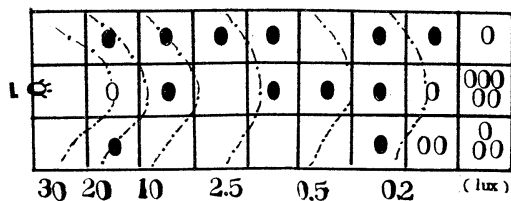


Fig. 19. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 1~20. 0...21~50.
 ○...51~100. 0...101~150.
 ○○...201 and more.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

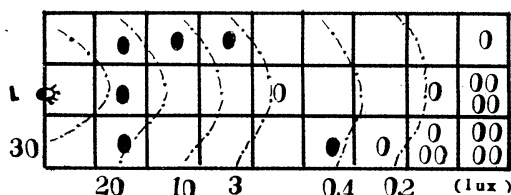


Fig. 20. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 1~ 10. 0...11~25.
 ○...26~ 50. 0...51~75.
 ○○...76~100.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

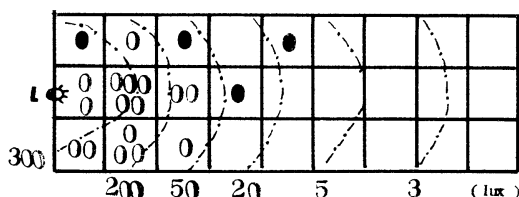


Fig. 21. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 1~ 20. 0... 21~ 50.
 ○... 51~100. 0...101~150.
 ○○...151~200. ○○○...201 and more.

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

(0~30分)の魚の分布の概要を Fig. 20 に示す。この計測延尾数は $6n \times 2$ であった。

iv) 965~2.3 lux 水槽がの明るさの場合、各区の照度を Table 23 に示す。魚の分布と照度との関係を Fig. 21 に示す。

(2) 実験の結果

a) 水槽が暗い場合、魚は個々に水槽全域に分散していた。魚はアジ、サバに比べ遊泳層は浅く

実験中、表層を初めから終りまで行動していた。b) 8.5~0.03 lux の明るさで、魚は実験の初めの内、光源近くに集まるが時間の経過にしたがい反対側の薄暗い水域に定位して群状で静かに行動していた。

c) 39~0.15 lux の明るさで、魚の主群は光源の反対側の薄明るい角にいた。魚の分布は実験の前半と後半との間にほとんど変りなかった。d) 965~2.3 lux の明るさで、魚は実験の初めから終りまで光源近くの明るい水域で群を成し活発に行動していた。実験中、魚は全く水槽の暗い方には移らなかった。実験中の魚の遊泳層は先のいずれの実験よりも浅く表層近くにみられた。

(3) 実験の考察

魚が浅く表層を泳いでいた点から一応水槽内の溶在酸素量が問題になる。この実験の魚体重量は $8.5g \times 27$ でアジ、サバに比べはるかに小さくなっている。魚の遊泳層はいずれの実験でも初めから浅くなっていた。すなわち、魚の浮上は水中の酸素量に関係なく生態的なものであろう。魚の火光に対する行動は光源の明るさにしたがって直接、変化していた。(a) 光源がはるかに明るい場合、魚は最も明るい光源近くの水域に集まって活発に行動する。(II, 1, 4) (b) 光源が弱い場合、魚は光源の反対側の薄暗い水槽の角で、反射光によってかすかに明るい水域に静かに定位する。(II, 1, 3) (c) 照明下の魚の行動、および光源への接近度は光度に比例する。成群性は暗くない限り、明るさに関係なくおおむね変化しない。(d) イワシの対光行動はアジ、サバに比べ複雑のようである。すなわち、965~2.3 lux の実験終了後、電圧を次第に低下して槽内を暗くしてゆくと、今まで光源近くの明るい水域にいた魚群は除々に光源を離れ反対側の隅に移る。薄暗い水槽の隅に移行した魚群に対して再び光源を明るくしてゆくと、この魚群は光源近くの旧位置に復位する。これをくり返しても同じように魚は行動する。このことからカタクチイワシの行動は光源の光度の調節である程度自由に管制できるであろう。(e) 強い光で照射された魚は時間の経過にしたがい、当然ある程度の疲労が考えられる。しかし、高照度(965

ux)の実験中、魚は光源近くの明るい水域内に1時間の間とどまっていて暗い方へ移ることはなかった。したがって、この程度の明るさで、このくらいの時間では魚の疲労の点は無視してもよいであろう。

5) 火光に対するイサキの行動

火光利用のサバ、アジ、イワシ、イカなどの漁業は魚を水面近く浮上させて行なわれる。イサキ (*Pararistipoma trilineatum*) は底魚でありあまり浮上しない魚類である。しかし、夜間この魚のつり漁に火光を用いることは東京湾を始め各地で行なわれている。このことから、イサキの火光に対する行動を実験的に調べた。

(1) 実験の概要

実験装置 方法はサバ、アジ、イワシの場合と全く同じにした。イサキの平均体長は7cm、体重は8.7gの幼魚を試魚として用いた。魚は180尾を生簀で2日以上飼育し、実験用として $n=27$ 尾を使用した。同じ条件で実験は2回づつ行なった。実験中の水温は16.5°Cで水槽の水は止水とした。実験中の計測総延尾数は $12n \times 2$ である。

a) 水槽内が0 luxで暗い場合、魚の区ごとの分布を Fig. 22 に示す。b) 水槽内が700~2.5 luxの明るさの場合、各区の照度を Table 24 に示す。魚の分布と照度との関係の大約を Fig. 23 に示す。c) 水槽内の明るさが65~0.3 luxで支えられているとき、区ごとの照度を Table 25 に示す。魚の分布と照度との関係を Fig. 24 に示す。d) 水槽内の照度が5.8~0.1 luxの場合、各区の照度を Table 26 に示す。魚の分布と照度との関係を Fig. 25 に示す。

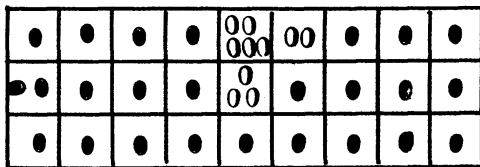


Fig. 22. Fish-distribution in the dark tank.

●...50 and less. 0... 51~100.
 00...101~150. 00...151~200.
 000...201~300. 00

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

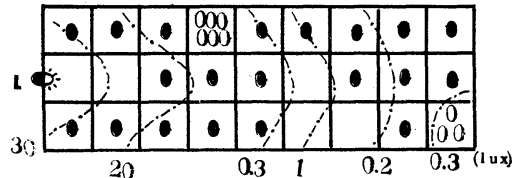


Fig. 23. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 50 and less. 0...51~100.
 000...300 and more. 000

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

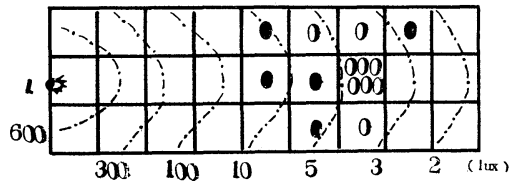


Fig. 24. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 50 and less. 0...151~200.
 000...300~330. 000

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

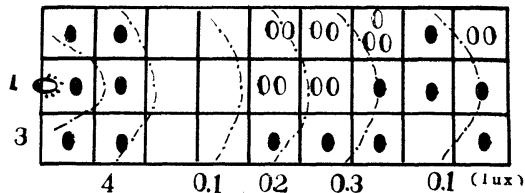


Fig. 25. Fish-distribution in the lighted tank.

●... 50 and less. 00...51~100.
 0...101~150. 00

Numbers of the observed fish. $(n \times 12) \times 2$. * $n=27$.

(2) 実験の結果

a) 水槽全域が暗い場合、実験中、魚は全く初めから動くことはなく放魚時の水域に静止していた。1~2尾の特定の魚が全域にわたって回遊していた。b) 700~2.5 luxの実験中、魚は判然と光を避けていた。すなわち魚は水底に沿って静かに光源の反対側に移り静止していた。また、10 lux以上の明るい水域に出た魚は1尾もなかった。c) 65~0.3 luxの実験中、魚の最も多くいた水域は0.5~0.3 luxの所であった。魚は明るい光源に向うものはなかった。d) 5.8~0.1 luxの実験中、

Table 24. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	160
2	612
3	234
4	450
5	700
6	300
7	183
8	240
9	200
10	4
11	3.3
12	4.2
13	15.2
14	13
15	13
16	7
17	5
18	4.8
19	3
20	3.2
21	3
22	3.3
23	3.8
24	3.5
25	3.3
26	3.3
27	2.5

Light...Incandescent lamp.

Table 25. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	19
2	36.5
3	23.5
4	34
5	65
6	24.5
7	17
8	23
9	16
10	0.5
11	0.21
12	0.3
13	1.28
14	1.1
15	1.4
16	0.5
17	0.5
18	0.45
19	0.25
20	0.2
21	0.2
22	0.3
23	0.32
24	0.3
25	0.3
26	0.35
27	0.6

Light...Incandescent lamp.

Table 26. Illumination in every section.

Section	Lightness (lux)
1	1.3
2	3.1
3	2
4	5
5	5.8
6	4.6
7	1.5
8	2.7
9	2
10	0.1
11	0.1
12	0.1
13	0.2
14	0.3
15	0.2
16	0.14
17	0.15
18	0.13
19	0.1
20	0.1
21	0.1
22	0.1
23	0.1
24	0.1
25	0.1
26	0.1
27	0.1

Light...Incandescent lamp.

魚は成群することなく広く分散していた。以上の結果はアジ、サバなどと異なって、むしろコイの火光に対する行動に近似している。

(3) 実験の考察

イサキは瀬に付く魚で、季節的に回遊する場合以外は大きく移動しない。この魚はえさの多い魚礁などに付いて集団をなす性質がある。a) 魚は積極的に火光に向う特性はない。逆に光から逃れようとする傾向が認められる。魚のすう光性は成魚より幼魚の方が強いのが普通である。しかし、この幼魚でさえも反すう光性のような行動を示すことはイサキの火光に対する消極性を示すもので

あろう。b) イサキ釣り漁の火光はイサキを直接に誘うものではなく、間接的に誘う手段に用いられるものであろう。この魚の釣り漁で釣り糸の長さを海底にとどくように決めていることから、火光によって魚を浮上させることが目的でなく、えさなどを集めて、イサキの二次的な集魚を目的に火光が用いられるのであろう。

6) 魚の対光行動

(1) 白色光に対する魚の運動

1) から 5) までの実験結果はすべて白色光に対する魚の行動を水槽内で調べたものである。この実験結果、すなわち魚の分布を水中の明るさで律

しようとするに当ってあらかじめ次の点を考慮した。

a) このような実験では魚の行動は環境の各種の条件によっていろいろと拘束、制限される。その結果、魚の示す行動はこれらの影響が含まれ易い。b) 水槽内で魚の行動は魚種によっていろいろと変化している。したがって、魚の対光行動の検討は各々異なるとり扱いが必要であろう。

実験中に得られたコイ、サバ、アジ、イワシ、イサキの資料について検討する。コイ、イサキは水底に沿って行動するがアジ、サバは中層を、カタクチイワシは水面近く浮上して行動する。このように習性の異なる魚種の対火光行動を水底の照度だけで一律にとり扱うことは不自然であろう。また、止水状態の水槽内で多くの魚を用いて長時間にわたる実験を行なう場合、水槽内の溶在酸素の量の問題などもあらかじめ考えねばならない。また、照射による魚の疲労による行動の変化なども考えられる。

i) サバの実験 第1回の実験では、魚は光源に誘われ、第2回の実験では光源の反対側の薄明るい水域に群集していた。光源に誘われた魚は狭い限られた明るい水域内に密集して活発に行動する。したがって、この水域に限り魚群の消費する酸素の量は水面から溶け込む量より多いとみてよいであろう。したがって、他から酸素の補給をしない限り、魚は酸素の不足した明るい水域を去って他に移るようになるであろう。このような魚の行動は火光に対するものとして混同され易い。本実験に当って特にこの点は注意した。実験中、光源に誘われた魚は実験の初めから終りまでその位置、深さを変えていない。

ii) コイ、イサキの実験 これらの魚種は水底に沿って行動し、その行動は概して静かである。この場合、魚の行動は水底の照度で律することができる。また、溶在酸素の問題もないとみてよい。実験結果から、コイは反すう光性の魚種と認めてよいであろう。または積極的に光源に集まる性質はないといえる。イサキはコイに比べ、更に反すう光性の魚といえる。

iii) イワシ、アジおよびサバの実験で、これら

の魚は水槽の中層から表層を常に静止することなく運動していた。このような場合、水底の照度を基準に魚の行動を論ずることは危険である。したがって、これらの実験中、魚の占位は計数単位時間内の魚の行動の軌跡の中心で示され、また計数位置の照度は水底の照度を参考に明るい、暗いの相対比較で示すのがよいであろう。

iv) 照明下の魚の行動は各魚種とも成群して行なう。この場合、魚群の行動は先導魚の運動に大きく左右される。実験ではこの影響を分離することは不可能であった。以上に述べた点を考慮して、これらの魚種の白色光に対する行動は次のように要約される。

a) サバは火光に対して積極的に集まる場合と、火光を避けるように光源からはなれて消極的に集まる二つの型がある。漁業者のいう、火付の良否の因はこの現象であろう。火光に対する反応行動はある絶対照度値で説明できるものではない。b) アジは光源が小さい場合光源の近くまで良く集まる。光源が大きくなるにしたがい光源からはなれる傾向がみられる。光源に対してアジの安定し易い水域は光源の影響下の薄暗い水域である。c) カタクチイワシは明るさに関係なく表層を泳ぐ。光源の光度が小さい場合、魚が光源近くの明るい水域にとどまる時間は短かく光源の光度が大きくなるにしたがって長くなる。d) イサキは火光を全く避けて行動することが判然としていた。

e) コイ、イサキのように反すう光性のものでも、アジ、イワシ、サバと同じように水中の明るさを成群の手段として効果的に利用している。これらの魚は暗い水域で成群することは困難なようである。実験中の各魚種の白色光に対する行動を要約すると、Tables 27~29 のように示すことができる。

(2) 実験結果と漁業との関係

これまでの実験結果を漁業の面から検討すると次のようになる。一般に火光利用の漁業では魚をできうる限り光源の近くで、明るい水域内に沢山集めるところが肝要である。漁業者は光源近くに集まる魚群を灯付のよい魚、そうでないものを灯付不良の魚と呼んでいる。サバの実験において、こ

Table 27. Favourable illumination for the fish, in lighted aquarium.

Name of fish	Range of illumination (A~A')	Maximum lux in fish-gathering section (B)	Minimum lux in fish-gathering section (B')	$\frac{B}{A}$	$\frac{B'}{A'}$
Mackerel	lux 39.5~2.4	lux 39.5	lux 2.4	1	1
	4.3~0.03	4.3	0.1	1	$\frac{10}{3}$
Horse-mackerel	39.5~2.4	39.5	2.4	1	1
	1,000 ~2.5	800	2.5	$\frac{2}{3}$	1

Mackerel.....*Pneumatophorus japonicus*

Horse-mackerel.....*Trachurus japonicus*

Table 28. Favourable illumination for the anchovy in lighted aquarium.

Name of fish	Range of illumination (A~A')	Maximum lux in fish-gathering section (B)	Minimum lux in fish-gathering section (B')	$\frac{B}{A}$	$\frac{B'}{A'}$
Anchovy	lux 8.5~0.03	lux 6	lux 0.03	$\frac{3}{4}$	1
<i>(Engraulis japonica)</i>	39 ~0.2	30	0.2	$\frac{3}{4}$	1
	965 ~2.3	965	4.2	1	$\div 2$

Table 29. Favourable illumination for the fish in lighted aquarium.

Name of fishes	Range of illumination (A~A')	Maximum lux in fish-gathering section (B)	Minimum lux in fish-gathering section (B')	$\frac{B}{A}$	$\frac{B'}{A'}$
Isaki	lux 700~2.5	lux 10	lux 3	$\frac{1}{70}$	$\frac{6}{5}$
	65~0.3	0.5	0.3	$\frac{1}{130}$	1
<i>(Parapristipoma trilineatum)</i>	58~0.1	0.2	0.1	$\frac{1}{29}$	1

の現象らしいものが認められている。しかし、漁業者が灯付不良と呼んでいるものには光源からはなれた薄暗い水域内に集まっている魚群も含まれている。漁業者はこの魚群を見落しているようである。漁業の課題は光源から遠くはなれて集まる魚をどうしたら光源の近くに集めることができるかということである。実験中、イサキを除いて、いずれの魚種も数回は光源近くの明るい水域に出現する。漁業者は明るい水域に出現した魚をできる限り長い時間、その水域にとどめておくための条件を知ることである。イワシ、アジの実験か

らわかるように光源近くの明るい水域内にとどまる魚の時間は光源の光度を調整することによってある程度可能である。火光で魚を効果的に集めるためには(白熱灯の場合)光源の光度を状況に応じて吟味、調整することが大切である。イサキのように反すう光性の魚種に対して用いられる火光の効用は他の点にあるとみてよい。イサキを直接に誘うためではなく、間接的に魚の索じ意欲を刺激する目的で火光が使用されると考えてよい。(a)漁業の対象魚を高密度で長い時間、光源近くにとどめておくための集魚灯の条件とその用法。(b)

灯火に集まった魚の行動に適応した漁法、漁具の条件。

以上の2点は火光利用漁業の当面する課題である。

2. 火光に対する魚の行動 (2)

1) 照射時間と魚の運動

魚が連続して長時間にわたり火光で照射された場合、魚は次第に光に馴れ、また火光の光力が大きくなるにしたがい疲労の現象が魚の行動に含まれると考えられる。これらの点を調べるため次の実験を行なった。

(1) 実験の概要

実験は Fig. 26 に示す木製の水槽を用いた。水槽の内側は灰色で、図のように I ~ IV 区に水槽内は糸で等分した。I 区は更にベニヤ板で I' と I 区に等分した。光源を I' と I 区の境界、水槽の上辺に設定し、光源の光束は I' 区内の A 点に指向するようにしていた。実験はベニヤ板で区切られた I' 区に試魚 1 尾を放ち、ある時間、ある強さの光で魚を強制的に照射する。次に I' と I の間のベニヤ板を除いて魚を自由にし、魚の運動を 20 分間にわたり調べた。実験は魚がこの時間の内、I'+I 区内にとどまっていた時間の計を求めて行なった。水槽内の各区の照度は Table 30 に示す。光源は 100 V 300 W の指向性の白熱灯であった。光度は変圧器で変えた。実験魚はカタクチイワシ (平均体長 10 cm)。ムロアジ (*Decapterus muroadsi*) (平均体長 16.5 cm)、マアジ (平均体長 17 cm)、サバ (平均体長 26 cm) を用いた。実験はいずれも光の条件を同じにして、魚を取り替えて各魚種について 3 回づつ行なった。水槽の水は止水で、水温は 16°C であった。実験結果の資料は 3 回の実験の平均で示した。

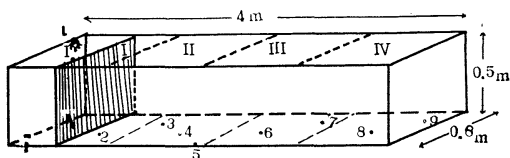


Fig. 26. Dimension of the experimental tank.
Water depth: 30 cm.

Table 30. Illumination values at every point of the tank.

Measuring point	Illumination		
	Exp. No. 1	Exp. No. 2	Exp. No. 3
	lux	lux	lux
A	60	105	775
1	33.5	40.5	295
2	2.1	29	62
3	0.15	1.8	11.5
4	0.1	0.8	4.5
5	0.1	0.6	2.9
6	0.1	0.5	2.6
7	0.1	0.4	2.0
8	0.05	0.4	2.0
9	0.05	0.3	1.8

(2) 実験の結果

i) カタクチイワシは光源の光度の強弱に関係なく、また照射時間にも関係なく明るい I'+I 区内にほとんどとどまっていた。(Table 31 参照)

ii) ムロアジは照射光度に関係なく、照射時間が 1 時間のときだけおおむね I'+I 区内にとどまっていた。照射時間が 30 分、0 分の場合は照射光度の大小に関係なく I'+I 区内にとどまる時間はおおむね減少していた。(Table 31 参照)

iii) アジは照射光度、照射時間に関係なく I'+I 区内にとどまっていた時間はまちまちであってなんらの傾向も見出されなかった。(Table 32 参照)

iv) サバの場合、アジと同じくこの程度の照射光度、時間ではなんらの関係も見いだされなかった。(Table 32 参照)

(3) 実験結果の考察

この実験で、II ~ IV 区は I'+I 区の照度に比べて非常に暗くなっている。I'+I 区は非常に明るく II ~ IV 区に比べて狭くなっている。II ~ IV 区は I'+I 区に比べて暗く広い水域である。このような条件で、あらかじめ強い光で 30 ~ 60 分にわたって照射された魚は結果的にこの明るさに馴れてしまい、行動が自由になってもそのままそこにとどまることもあるであろう。反対に、強い光で長い時間にわたり照射された魚は疲れ、行動の自

Table 31. Remained time of the fish in the (I+I') section during 20 minutes after fish released.

Lux in the I+I' section	<i>Decapterus muroadsi</i> (ムロアジ)			<i>Engraulis japonica</i> (カタクチイワシ)		
	60 min	30 min	0 min	60 min	30 min	0 min
286	m s 20—0	m s 15—35	m s 17—05	m s 15—30	m s 20—00	m s 16—07
44	19—39	9—10	11—01	20—00	20—00	20—00
23	18—18	11—01	8—38	19—20	20—00	20—00
Mean	m s 15—37		m s 12—15	m s 19—06		m s 18—42

Table 32. Remained time of the fish in the (I+I') section during 20 minutes after fish released.

Lux in the I+I' section	<i>Trachurus japonicus</i> (アジ)			<i>Pneumatophorus japonicus</i> (サバ)		
	60 min	30 min	0 min	60 min	30 min	0 min
286	m s 4—47	m s 18—40	m s 3—15	m s 3—57	m s 7—07	m s 2—59
44	18—28	20—00	11—00	20—00	7—50	9—34
23	3—32	7—20	8—41	0—40	15—30	11—44
Mean	m s 12—08		m s 7—35	m s 9—11		m s 8—06

由が与えられるとこの明るい水域を捨てて暗い方に移ることもあるであろう。この実験に用いた光源の光度、照射時間ぐらいではこの傾向は明確ではなかった。普通、I'+I 区内の明るさを魚が好む程度に応じて、I'+I 区内に魚が止まる時間は長くなると考えられる。しかし、本実験の照射光度、時間ではいずれも魚はこれを避ける様子は認められなかった。したがって、光に対する魚の馴れ、疲労に関する知見は、この実験からは得られなかった。そこで、I'+I 区の明るさ、魚の照射時間を無視して、魚が I'+I 区にとどまった時間の延時間を計り、その平均について検討すると次のように言える。

a) 魚にある光度の光である時間照射を加えると、魚の I'+I 区にとどまる時間は照射を加えない場合に比べおおむね長くなる。b) I'+I 区内にとどまる時間はカタクチイワシが最大で、次いでムロアジ、アジ、サバの順になっている。このことは、ある程度各魚種のすう光性の程度を示すも

のとみてよい。c) I'+I 区にとどまっていた魚の時間は魚種によって差がある。これは魚種による光に対する馴れ、運動、および疲労の度合の相違によるものであろう。

2) 2灯に対する魚の運動

漁場では限られた水域に多くの灯船が集まり点灯している。このとき、各船の灯火は交り合っ互いに干渉することになる。各船の灯火は他船の集魚に対し互いに妨害光として作用するようになっている。そこで、二つ以上の灯火が接近して点灯された場合の魚の行動を知るために次の実験を行なった。

(1) 実験の概要

実験水槽は Fig. 27 に示す木製のもので、内面は白色とした。水槽の両端の中央に各々水中灯を設定し、灯火の前面にベニヤ板の仕切りを設定した。ベニヤ板の中央に径 5 cm の穴を作り、これを各々 A, B 孔とした。この開口部から光が水槽内を互いに照射する仕組みにした。両仕切り板の

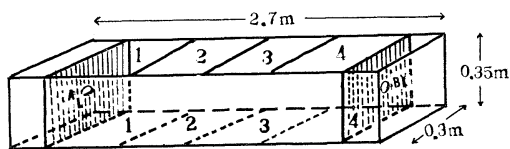


Fig. 27. Experimental apparatus for the tank.

Water depth: 20 cm.

AL and BL: Light path.

間を糸で I ~ IV 区に等分した。試魚はコイ (平均体長 8 cm) 10 尾を水槽中央のセルロイド円筒内

に封じ, 5 分間暗順応させた。点灯と同時に魚を自由に放ち, 20 秒ごとに各区ごとに魚を計数した。計数は 10 分間, 30 回行った。実験中の水温は 18°C であった。A, B の灯火の種類, 各区内の明るさおよび魚の計数尾数の比を Tables 33 ~ 35 に示す*。

(2) 実験の結果と考察

Table 33 において, 各区の平均の明るさが I 区と IV 区, II 区と III 区があまり異なっていない場合, それぞれの区内の魚の計数の合計と照度とを

Table 33. Gathering ratio of the fish in every section, lighted two lamps.

Lamp	W W 10 : 10		W W 10 : 20		W W 10 : 60		W W 20 : 90		W W 60 : 60		
	Notes	Numbers of fish	Mean lux	Numbers of fish	Mean lux	Numbers of fish	Mean lux	Numbers of fish	Mean lux	Numbers of fish	Mean lux
Section		%		%		%		%		%	
1		36	67	23	75	29	83	15	153	16	895
2		20	10	14	14	10	25	24	35	38	129
3		19	7	19	24	25	69	30	89	22	130
4		25	62	44	183	36	599	31	599	24	883

Testing fish.....*Cyprinus carpio* (コイ)

Table 34. Gathering ratio of fish, when was lighten the same intensity lamps.

Section	W W 10 : 10		W W 20 : 20		W W 60 : 60				
	Gathering ratio	Mean lux	Gathering ratio	Mean lux	Gathering ratio	Mean lux			
1+4	%	61	65	%	67	138	%	40	889
2+3		39	9		33	30		60	130

Testing fish.....*Cyprinu carpio*.

Table 35. Gathering ratio of fish, when was lighten various intensity lamps.

Section	W W 10 : 20		W W 10 : 60		W W 20 : 60				
	Gathering ratio	Mean lux	Gathering ratio	Mean lux	Gathering ratio	Mean lux			
1+2	%	37	45	%	39	54	%	39	94
3+4		63	63		61	334		61	344

Testing fish.....*Cyprinus carpio*.

* 魚の総計数を 100 として示した。

対称すると Table 34 に示したようになる。この表から、特に明るい場合を除くと水槽の両端の明るい I + IV 区が II + III 区より魚の分布は高くなっている。この分布比は 4:3 で示される。I 区より IV 区、II 区より III 区の方が明るい場合、I 区と II 区、III + IV 区との魚の分布比は 2:1 で示される。分布比と照度との関係は Table 35 に示す。

以上の点から、水中の照度が 800 lux を越える明るさの場合を別にして、400 lux 以下の明るさで魚は暗い水域より明るい水域に多く集まる。水槽の区ごとの平均照度の対比が 1:2~6 で示される場合、区ごとの魚の分布は 2:3 の割合で示される。このことは、コイがある程度光に誘われたとみるのが正しいであろう。しかし、これは前に述べた実験結果に反する。この点は、本実験は点灯後 10 分間、先の実験は点灯後 60 分と実験時間の差によるものであろう。また、この結果の差は、コイは光刺激に対し初めの内は正の反応を示すが、時間の経過にしたがい光からはなれる性質があるために現われたものであろう。

文 献

- 1) 田内森三郎, 林 寿 (1926): 灯火に集まる魚群について. 水講報告, **21** (4), 121-130.
- 2) 宮崎千博 (1950): 灯火に集まる魚群について. 日水誌, **16** (6), 15-18.
- 3) 佐々木忠義, 渡辺精一 (1948): 指向性集魚燈に関する実験, 第 6 報, 科学, **18** (2), 76-77, 同第 7 報, **18** (6), 270-272.
- 4) 佐々木忠義 (1949): 集魚灯列を使用する漁撈装置. 日本機械学会誌, **52** (372), 443-449.
- 5) 岩柳茂夫, 大柴五八郎, 佐々木忠義, 柴田圭一, 菅義夫, 田口柳三郎, 渡辺精一 (1946, '47): 指向性集魚燈に関する実験, 第 1 報. 科学, **16** (8), 216-217, 同第 2 報. **17** (1), 2-29, 同第 3 報. **17** (2), 53-54, 同第 4 報. **17** (7), 206-208.
- 6) 川本信之ら (1951~3): 集魚方法の基礎的研究. 水産研究会報, (第 I~III 報).
- 7) 川本信之・竹田正彦 (1950): 魚類の趨光性に関する研究 (第 I 報). 魚類学雑誌, **1** (2), 101-115.
- 8) 小林 弘 (1957): A comparative study on electroretinogram in fishes, with special reference to ecological aspect. 水講研究報告, **11** (3), 144-146.

Effet de la différence de la vitesse de courant entre deux couches dans la mer sur des ondes internes à la période de marée, engendrés dans le détroit de Gibraltar*

Masahide TOMINAGA**

Résumé : Compte tenu de l'accélération de Coriolis, l'instabilité de Kelvin-Helmholz pourrait développer des mouvements d'ondes internes de période de marée. L'allure de la stabilité d'ondes à l'interface de deux couches superposées à densité légèrement différente dépend surtout du rapport des épaisseurs de deux couches, des vitesses de courant à deux couches et du rapport de la période d'ondes à celle de pendulaire : pour une moyenne valeur du rapport des épaisseurs, l'instabilité se produit plus facilement aux basses latitudes qu'aux hautes latitudes : si l'immersion du thermocline n'est pas profonde dans la mer abyssale, cette instabilité ne se produit que dans le cas où le courant dans la couche inférieure est incroyablement violent.

1. Introduction

Nous démontrons ici s'il y aurait lieu l'instabilité d'ondes internes de période de marée, surtout cell de demi-diurne, dans un milieu à deux couches à densité légèrement différente et animées de vitesses moyennes dans une même direction ou une direction opposée mais inégales en grandeur. Cette instabilité n'est autre chose que celle de Kelvin-Helmholz dans le cas où l'on tient compte de l'accélération de Coriolis.

D'après l'analyse hydrographique par LACOMBE et RICHEZ (1961), les phénomènes des ondes internes de période demi-diurne se montrent dans toute la partie du détroit de Gibraltar: l'amplitude est plus grande à l'est qu'à l'ouest du détroit: l'isohalynes de 37‰ se mit à monter quelques heures avant la pleine mer en Tarifa et continue à se déplacer jusqu'à demi-heure après. Il semble que pendant du flot, l'instabilité ait pour origine la différence de la vitesse moyenne de courant entre deux couches.

Toutefois, on peut aussi imaginer que la topographie au fond de la mer (SANDSTRÖM, H., 1966), par exemple l'existence d'un seuil dans le présent cas, augmente l'amplitude d'ondes comme en cas d'onde solitaire atmosphérique engendrée à l'aval par le vent dépassant une montagne.

En réalité, on doit aussi considérer le problème

d'ondes internes dans un milieu hétérogène à gradient vertical de courant: l'auteur se préparera de le traiter dans un prochaine travail.

2. Equations fondamentales et leur solution

On suppose deux couches de densité ρ_1, ρ_2^\dagger et d'épaisseur h_1, h_2 où les nombres 1 et 2 réfèrent aux couches supérieure et inférieure respectivement. Les axes Ox et Oy perpendiculaires l'un à l'autre s'étendent horizontalement sur la surface de mer et Oz est orienté vers le haut. On suppose que les eaux dans les deux couches s'écoulent à la vitesse de U_1 et U_2 respectivement le long de l'axe de x .

Les équations linéarisées régissant le mouvement ondulatoire dans les couches s'écrivent pour un liquide parfait et incompressible:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + U_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} - \lambda v_1 = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + U_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} + \lambda u_1 = 0, \quad (2)$$

pour la couche supérieure et

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} + U_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} - \lambda v_2 = -g \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - g \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}\right) \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} \quad (3)$$

† La différence des densité deux couches est assez légère pour que $\frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} = \frac{\Delta \rho}{\rho_2} = \alpha$ soit en ordre de 10^{-3} .

* Manuscrit reçu le 18 Janvier 1968

** Tokyo Gakugei University

$$\frac{\partial v_2}{\partial t} + U_2 \frac{\partial v_2}{\partial x} + \lambda u_2 = 0, \quad (4)$$

pour la couche inférieure où $\lambda = 2\omega \sin \phi$, ω et ϕ désignant la rotation et la latitude de la terre, ζ_1 et ζ_2 sont les dénivellations de la surface et de la frontière des deux couches respectivement.

Les équations de continuité sont

$$h_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} = \frac{D_1 \zeta_2}{D_1 t} - \frac{D_1 \zeta_1}{D_1 t} \quad (5)$$

$$h_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} = -\frac{D_2 \zeta_2}{D_2 t}, \quad (6)$$

pour les couches supérieure et inférieure respec-

tivement, où on désigne:

$$\frac{D_1}{D_1 t} = \frac{\partial}{\partial t} + U_1 \frac{\partial}{\partial x} \quad \text{et} \quad \frac{D_2}{D_2 t} = \frac{\partial}{\partial t} + U_2 \frac{\partial}{\partial x}.$$

En éliminant v_1 et v_2 entre les équations de (1) à (4), on a:

$$\frac{D_1^2 u_1}{D_1 t^2} + \lambda^2 u_1 = -g \frac{D_1}{D_1 t} \cdot \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} \quad (7)$$

$$\frac{D_2^2 u_2}{D_2 t^2} + \lambda^2 u_2 = -g \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{D_2}{D_2 t} \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - g \alpha \frac{D_2}{D_2 t} \frac{\partial \zeta_2}{\partial x}, \quad (8)$$

où α est $\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$.

En dérivant (7) et (8) par rapport à x et à l'aide des équations (5) et (6) on obtient:

$$\frac{D_1^3 \zeta_2}{D_1 t^3} - \frac{D_1^3 \zeta_1}{D_1 t^3} + \lambda^2 \left(\frac{D_1 \zeta_2}{D_1 t} - \frac{D_1 \zeta_1}{D_1 t} \right) = -g h_1 \frac{D_1}{D_1 t} \frac{\partial^2 \zeta_1}{\partial x^2} \quad (9)$$

$$\frac{D_2^3 \zeta_2}{D_2 t^3} + \lambda^2 \frac{D_2 \zeta_2}{D_2 t} = g h_1 \alpha \frac{D_2}{D_2 t} \frac{\partial^2 \zeta_1}{\partial x^2} - g h_2 \alpha \frac{D_2}{D_2 t} \frac{\partial^2 \zeta_2}{\partial x^2} \quad (10)$$

On suppose que les solutions des équations (9) et (10) soient en forme suivante:

$$\left. \begin{aligned} \zeta_1 &= \zeta_{01} e^{ik(x-ct)} \\ \zeta_2 &= \zeta_{02} e^{ik(x-ct)} \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

où k est le nombre d'onde et c la célérité de phase d'onde. En remplaçant (11) dans les équations (9) et (10) et en éliminant ζ_{01} et ζ_{02} , on obtient:

$$\left| \begin{array}{cc} k^2 \{ (U_1 - c)^2 - g h_1 \} - \lambda^2 & k^2 (U_1 - c)^2 - \lambda^2 \\ g h_2 \frac{\rho_1}{\rho_2} k^2 & k^2 \{ (U_2 - c)^2 - g h_2 \alpha \} - \lambda^2 \end{array} \right| = 0. \quad (12)$$

En posant

$$U_1 = \sqrt{g h_1 \alpha} \mu_1, \quad U_2 = \sqrt{g h_1 \alpha} \mu_2, \quad c = \sqrt{g h_1 \alpha} c_1, \quad c_1 = \frac{c}{U_0},$$

$$\frac{h_2}{h_1} = \eta \quad \text{et} \quad \beta = \frac{\lambda}{k c} = \frac{T}{T_p},$$

où T est la période d'onde et T_p est celle de pendulaire $\left(T_p = \frac{\pi}{\omega \sin \phi} \right)$, il est commode de transformer l'équation (12) comme suit:

$$\left| \begin{array}{cc} \alpha \{ (\mu_1 - c_1)^2 - \beta^2 c_1^2 \} - 1 & (\mu_1 - c_1)^2 - \beta^2 c_1^2 \\ \eta \frac{\rho_1}{\rho_2} & (\mu_2 - c_1)^2 - \beta^2 c_1^2 - \eta \end{array} \right| = 0, \quad (13)$$

si l'on fait l'approximation $\rho_1 \approx \rho_2$.

Il en résulte que l'équation du quatrième degré (14) a des racines c_1 qui représentent la célérité de phase d'onde:

$$(1 - \beta^2)^2 \alpha c_1^4 - 2(1 - \beta^2)(\mu_1 + \mu_2) \alpha c_1^3 + [4\mu_1 \mu_2 \alpha + (1 - \beta^2)(\mu_1^2 + \mu_2^2 - \eta) \alpha + (1 - \beta^2)(1 + \eta)] c_1^2 + 2[(\mu_2 + \mu_1 \eta) - \mu_1 \alpha (\mu_2^2 + \mu_1 \mu_2 - \eta)] c_1 + \mu_1^2 (\mu_2^2 - \eta) \alpha - \mu_2^2 + (1 - \mu_1^2) \eta = 0. \quad (14)$$

Si les eaux dans les deux couches sont en repos, c'est-à-dire $U_1=U_2=0$ ou $\mu_1=\mu_2=0$, l'équation (14) se réduit à:

$$(1-\beta^2)^2 \alpha c_1^4 - (1-\beta^2)(1+\eta)c_1^2 + \eta = 0, \quad (15)$$

dont les racines sont données par:

$$c_1^2 = \frac{1+\eta \pm \sqrt{(1+\eta)^2 - 4\alpha\eta}}{2(1-\beta^2)\alpha}$$

ou approximativement:

$$c_1^2 = \frac{1+\eta}{(1-\beta^2)\alpha} + O(\alpha), \quad \frac{\eta}{(1-\beta^2)(1+\eta)} + O(\alpha).$$

Il en résulte que les vitesses d'ondes pour des ondes surface et internes s'écrivent:

$$\left. \begin{aligned} c^2 &= \sqrt{gh_1\alpha} c = \frac{g(h_1+h_2)}{1-\beta^2} + O(\alpha^2) \\ c^2 &= \sqrt{gh_1\alpha} c_1 = g\alpha \frac{h_1 h_2}{(h_1+h_2)(1-\beta^2)} + O(\alpha^2). \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

et

On peut supposer que les racines de l'équation (14) soient données par la série suivante:

$$c_1 = c_1^* + a_1\alpha + a_2\alpha^2 + \dots \quad (17)$$

où c_1^* est la racine de l'équation suivante concernant des ondes internes:

$$(1-\beta^2)(1+\eta)c_1^{*2} - 2(\mu_2 + \mu_1\eta)c_1^* + \mu_2^2 - (1-\mu_1^2)\eta = 0. \quad (18)$$

En remplaçant valeur c_1 dans l'équation (14) on peut déterminer les coefficients a_1, a_2, \dots successivement donnant toutes les valeurs imaginaires, si la valeur c_1 est imaginaire sous la condition suivante:

$$D \equiv (\mu_2 + \mu_1\eta)^2 - (1-\beta^2)(1+\eta) \{ \mu_2^2 + \eta(\mu_1^2 - 1) \} < 0. \quad (19)$$

On peut déterminer le premier coefficient a_1 comme suit en cas de $D \neq 0$:

$$a_1 = \frac{f_1(c_1^*)}{2(1-\beta^2)(1+\eta)c_1^{*2} - 2(\mu_1\eta + \mu_2)}, \quad (20)$$

où

$$\begin{aligned} f_1(c_1^*) &= (1-\beta^2)^2 c_1^{*4} - 2(1-\beta^2)(\mu_1 + \mu_2)c_1^{*3} \\ &+ \{ 4\mu_1\mu_2 + (1-\beta^2)(\mu_1^2 + \mu_2^2 - \eta) \} c_1^{*2} - 2\mu_1(\mu_2^2 + \mu_1\mu_2 - \eta)c_1^* + \mu_1^2(\mu_2^2 - \eta). \end{aligned} \quad (21)$$

On en conclut que dans le cas où μ_1 et μ_2 ne sont pas nuls, la célérité de phase d'onde interne c s'écrit:

$$c = \sqrt{gh_1\alpha} c_1 = \sqrt{gh_1\alpha} \{ c_1^* + a_1\alpha + O(\alpha^2) \}. \quad (22)$$

En revanche, en cas de $D=0$, c doit s'écrire:

$$c = \sqrt{gh_1\alpha} \left\{ c_{10}^* \pm \frac{f_1(c_{10}^*)}{(1-\beta^2)(1+\eta)} \alpha^{1/2} + O(\alpha^{3/2}) \right\}, \quad (23)$$

où

$$c_{10}^* = \frac{\mu_2 + \mu_1\eta}{(1-\beta^2)(1+\eta)} \quad (\text{réelle}).$$

Quand c est imaginaire, c'est-à-dire que $c = c_r + ic_i$ où c_r et c_i sont les parties réelle et imaginaire de c , la grandeur du mouvement des ondes est proportionnelle à

* Lorsque D est égal à zéro, la racine c_1 de l'équation (18) est donnée par $c_{10}^* = \frac{\mu_2 + \mu_1\eta}{(1-\beta^2)(1+\eta)}$ donnant la valeur de a_1 de l'infini.

$$e^{-kc_{it}} = e^{-\frac{c_i}{c_r}nt} \quad (24)$$

où n est la pulsation d'onde. Pour c_i négative, ce mouvement se développe infiniment tel que l'amplitude d'onde augmente au prorata de $e^{|c_i/c_r|nt}$. Cette condition est représentée par le domaine $D < 0$ entouré par l'hyperbole sur la $\mu_1\mu_2$ -surface (Fig. 3).

3. Quelques exemples

Dans le détroit de Gibraltar (situé à la latitude de $35^{\circ}52'N$ environ) on peut trouver souvent de fortes fluctuations d'immersion de l'isohalyne dont les déplacements verticaux atteignent parfois plus de 100 m de haut. Après les observations faites par des membres du Laboratoire d'Océanographie Physique (Muséum National d'Histoire Naturelle à Paris) pendant les années géophysiques internationales (LACOMBE et RICHEZ, 1961), les faibles fluctuations verticales d'isohalyne de 37‰ se rencontrent à l'issue du détroit (côté atlantique) mais de fortes fluctuation dépassants parfois 100 mètres de haut se trouvent de côté méditerranéen.

Par exemple, au point A_4 dans la figure 1 où la profondeur est 440 mètres, les fluctuations d'immersion de l'isohalyne de période de demi-

diurne sont assez faibles, mais au point C_5 au voisinage des côtes moins profonde (210 mètres de profondeur) où l'immersion moyenne de l'isohalyne de 37‰ est de 100 à 150 mètres, on peut observer les fluctuations assez remarquables atteignant plus de 100 mètres de haut, tandis qu'au point C_3 (870 mètres de profondeur) les fluctuations sont plus faibles. Les observations simultanées des courants de marée se montrent un fort gradient vertical de la vitesse comme on les voit dans la figure 2.

En utilisant la théorie obtenue dans le paragraphe précédent, on peut examiner l'instabilité des ondes dans le cas présent: les courbes d'hyperbole qui bordent le domaine d'instabilité se donnent par l'équation $D=0$. (Fig. 3).

Fixant la valeur μ_1 , par exemple $\mu_1=1$, c'est-à-dire supposant que la vitesse moyenne de courant à la couche supérieure soit $\sqrt{gh_1\Delta\rho/\rho}\mu_1$, on peut trouver le domaine d'instabilité s'approchant vers l'axe μ_1 au fur et à mesure que le rapport $\eta=h_2/h_1$ se diminue: c'est-à-dire que des ondes instables se provoquent plus facilement au fur et à mesure que la grandeur moyenne de la vitesse de courant dans la couche inférieure se diminue. Dans le tableau 1 on donne les matière

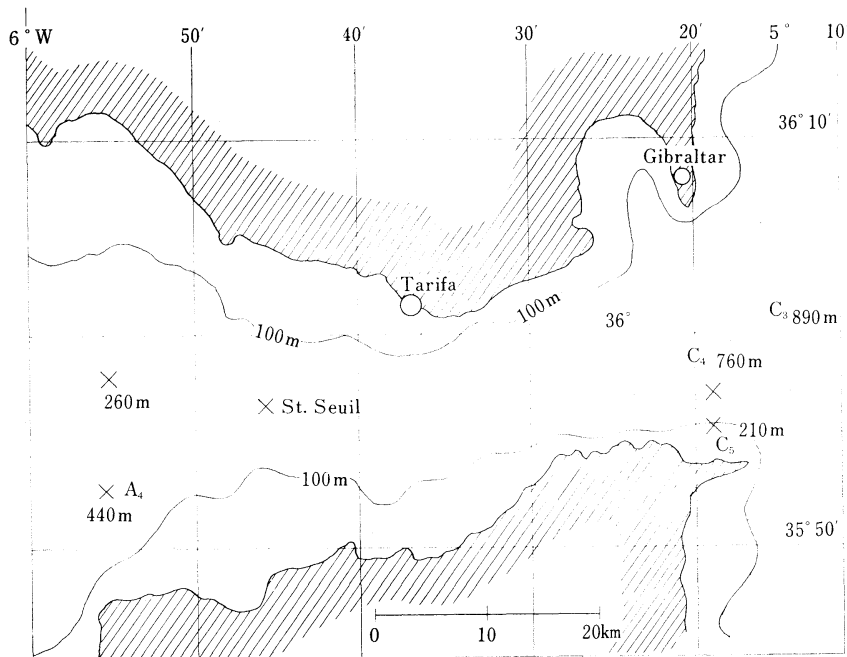


Fig. 1. Le détroit de Gibraltar, d'après LACOMBE et RICHEZ. Echelle de 1/450,000.

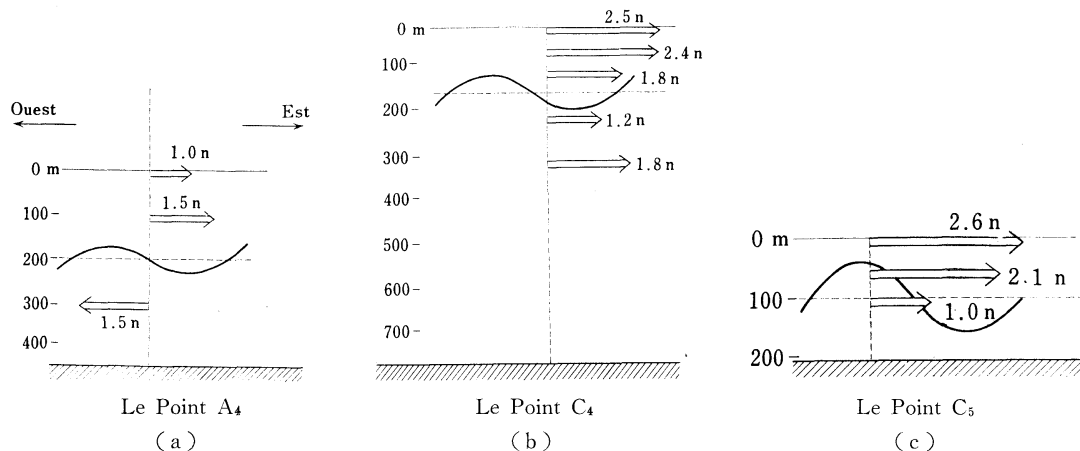


Fig. 2 (a), (b), (c). Courants de marée et les fluctuations du thermocline dans le détroit de Gibraltar, le 19 août 1958.

Tableau 1.

h_1, h_2 : les épaisseurs des couches supérieure et inférieure.
 U_1, U_2 : les vitesses de courant aux couches supérieure et inférieure.
 α étant supposé 0.001.

Point	h_1	h_2	$\eta = \frac{h_2}{h_1}$	$\sqrt{gh_1 \frac{\Delta\rho}{\rho}}$	U_1	U_2	μ_1	μ_2
A ₄	200m	240m	1,2	1,4	0,75	-0,75	0,54	-0,54
C ₄	150	610	4,0	1,2	1,0	-0,75	0,83	-0,62
C ₅	150	60	0,4	1,2	1,2	0,3	1,0	0,25

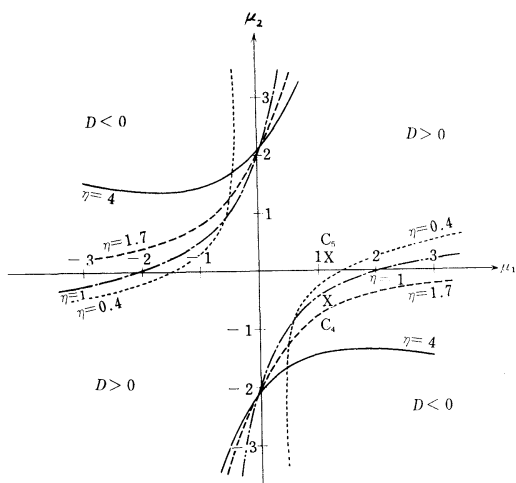


Fig. 3. Les lignes de démarcation divisent les domaines où D est positif ou négatif selon les valeurs de $\eta = h_2/h_1$.

nécessaires pour décider la stabilité d'onde au point A₄, C₄ et C₅:

On peut comprendre facilement dans la figure 3 que les points (μ_1, μ_2) correspondant au A₄ et C₄ se situent dans le domaine stable, mais C₅ se situe assez proche du domaine instable: c'est-à-dire qu'un peu plus grande valeur de la vitesse dans la couche supérieure (par exemple $\mu_1=1,4$) et un peu moins grande valeur de la vitesse dans la couche inférieure permettent de provoquer des ondes instables: par exemple, pour $\mu_1=1,4$ ($U_1=1,54$ m/s) et $\mu_2=0$ ($U_2=0$), les racines de l'équation (18) sont données par:

$$c_1^* = 0,614 \pm 0,208i$$

par laquelle on peut évaluer:

$$c = \sqrt{gh_1 \frac{\Delta\rho}{\rho}} c_1^* \doteq \sqrt{gh_1 \frac{\Delta\rho}{\rho}} \left\{ c_1^* + O\left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right) \right\},$$

$$= 1,2 \times (0,614 \pm 0,208i) \text{ m/s} = (0,74 \pm 0,25i) \text{ m/s.}$$

dont les parties réelles et imaginaires s'écrivent :

$$c_r = 0,74 \text{ m/s} \quad \text{et} \quad c_i = 0,25 \text{ m/s.}$$

Le taux d'augmentation de l'amplitude (ou la vitesse u et w à cause du mouvement des ondes) est donné par l'expression (24) :

$$e^{c_i/c_r n t}, \quad \text{où} \quad n = 2\pi/T = \pi/6 \text{ (heure}^{-1}\text{)}$$

pour la période demi-diurne.

Le tableau 2 donne ce taux d'augmentation de l'amplitude d'onde avec le temps en deux cas.

Tableau 2. Taux d'augmentation de l'amplitude d'onde, au point C_5 .

N° 1: $\mu_1 = 1,4$ ($U_1 = 3,1$ nœuds), $\mu_2 = 0$ ($U_2 = 0$)

N° 2: $\mu_1 = 1,3$ ($U_1 = 3,0$ nœuds),
 $\mu_2 = -0,25$ ($U_2 = -0,6$ nœuds)

t (heures)	$e^{c_i/c_r n t}$	
	N° 1	N° 2
1	1,19	2,58
2	1,42	6,62
3	1,68	17,1

Au point C_5 , donc, des courants de marée assez forts dans la couche supérieure se dirigeant vers l'est et des courants comparativement faibles se dirigeant vers l'ouest permettent de provoquer l'instabilité bien remarquables même dans un court intervalle. Aux hautes latitudes, cette instabilité est plus difficile à se rencontrer qu'aux basses latitudes comme on le voit dans la figure 4: les domaines d'instabilité entourés par les courbes $D=0$ sont plus étroites et se situent plus

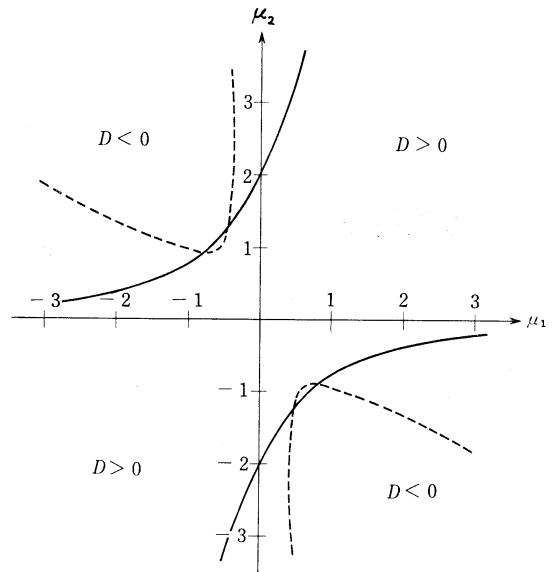


Fig. 4. Les domaines d'instabilité pour $\varphi = 35^\circ 52'$ et $\varphi = 60^\circ$, η étant égal à 1,7.

Trait plein: $\varphi = 35^\circ 52'$

Trait tireté: $\varphi = 60^\circ$

loin des axes μ_1 et μ_2 aux hautes latitudes qu'aux basses latitudes.

Bibliographie

- LACOMBE, H. et Mme C. RICHEL (1961): Contribution à l'étude du régime du détroit de Gibraltar. II. Étude hydrologique. Cahiers Océanographique, XIII^e Anné N° 5, 276-291.
- LACOMBE, A. (1965): Cours d'Océanographie Physique, Gauthier-Villars, Paris, 137-143.
- SANDSTRÖM, H. (1966): The importance of topography in generation and propagation of internal waves. Abstract of the Dissertation, University of California.

ジブラルタル海峡で観測された半日周期の内部波の発達に対する 二層モデルの流速差の効果について

富 永 政 英

要旨： LACOMBE 及び RICHEL (1961) の解析によると、ジブラルタル海峡の地中海側出口付近で 37‰ 等塩分線（この線の上下は塩分の傾度が非常に大きく、thermocline にほぼ一致する）の上下変動が大変著しく、その周期は約 12 時間、そして Tarifa における満潮時の前、数時間から変動の振幅が増大し始め 100 m ぐらいに達することがある。この海峡は狭い上に St. Seuil と称する深さ 200 m 以下の浅瀬があり、ここを内部波が大西洋側から地中海側に向かって通過するとき振幅が増大する。このような topography の変化による振幅の増大も考えられるが、この海峡に生ずる強い潮流の流向、流速が上層と下層で異なるため shear を生じ、波に不安定が起るものと考えてもよい。筆者はここで密度の僅か異なる二層モデルを考え上層、下層の流速及び厚さを $U_1, U_2; h_1; h_2$ として波の安定性を解析してみた。その結果は (13) 式の根 c_1 の虚実によってきまり、判別式 (19) の D が負ならば c_1 は虚根となって波は不安定である。中立の状態 $D=0$ は $U_1, U_2, h_1/h_2$ 及び T/T_p (T は半日周期ならば 12 時間、 T_p は緯度 φ なる地点の慣性周期即ち $\pi/\omega \sin \varphi$) による。Fig. 3 は安定、不安定の領域を示す図で、Table 2 はジブラルタル海峡の半日周期の内部波に対して不安定波の増幅率を計算した例である。たとえば、海峡の東側 C₃ なる点では上層（厚さ 150 m）の平均流速 3.0 ノット、下層（厚さ 60 m）の平均流速 -0.6 ノット（西向き）なる状態が数時間続くと半日周期の不安定波が発達し 2 時間で振幅は 6.6 倍に達する。

このような不安定は Fig. 4 から明らかなように低緯度の方が起り易い。この不安定はつまり Coriolis の影響を考えに入れた Kelvin-Helmholz の不安定にほかならない。

シンポジウム

第7回深海研究に関するシンポジウム

VII^e Symposium sur la mer profonde

日時： 昭和42年12月4日 13時～18時30分

場所： 日仏会館会議室

理化学研究所海洋物理研究室・日本海洋学会・日仏海洋学会・
日本学術振興会深海研究委員会・東海大学海洋学部 共催

開会の辞 三宅泰雄

話題および話題提供者

1. 海洋に関する重力、地磁気の測定……………田島 稔 (国土地理院)
2. 深海底における地震観測……………南雲昭三郎 (東大・地震研)
3. 深海水中の懸濁物について……………佐々木忠義 (東水大、理研)
岡見 登 (理 研)
4. 深海における微量元素の分布——特にヒ素およびホウ素に
ついて……………金森 悟 (名大・理)
坂本 武志 (")
5. 相模灘と伊豆諸島海域の深海多毛類……………今島 実 (科学博物館)

総合討論

閉会の辞 佐々木忠義

開会の辞 三宅泰雄

第7回深海研究に関するシンポジウムが開催されることを、皆様方と共に喜びたいと思う。

第2次大戦が終り、まず私たちをびっくりさせたことは、例のスエーデンの世界1周航海、いわゆる Swedish Deep Sea Expedition であった。これは1948年のことだと思うが、その時戦争中に考えていた例のクレンベリーのコアサンプラーを始めて使ったわけで、10m以上の長さにおよぶコアサンプルを始めてとる、と同時にたとえばヒートフローの測定を行なうというような、海洋学会に非常に大きいエポックメイキングな貢献をしたわけである。私たちがそのことを聞いて非常に感銘を受けました非常にびっくりもした。実際にそのような装置をもった船が日本に来たのは1954年のことであり、スクリップス海洋研究所のスペンサーベアード号が初めて日本を訪れて、テーパードワイヤーとその巻上げ機であるとか、コアサンプラーであるとか、その他の新しい

海洋研究のための装置を始めて私たちは見たわけで、当時は戦後のことでもあり、日本海洋学会としては少し沈滞さみであったし、日本海洋学会の伝統として、海洋の表面に近い所の海水の流動ということが研究の主要なテーマとなっていて、海洋全体を海洋の表面から海底の構造に至るまで、それを海洋学の研究の対象であるという認識がかなり薄かったのであるが、私たちはこれではいけない、なんとかして深海研究をここで促進しなければ世界の海洋学の仲間はずれになってしまうのではないかと考えた。

ちょうど1956年に私がスクリップス研究所に行ったがひまをもらってニューヨークのロックフェラー財団に行き、なんとか日本に深海研究の出来るようないろいろな施設を寄付してくれないかということをお願いだ。ご承知のようにロックフェラー財団という所は非常に大きい財団であるから、いろいろな人がお金をもらいに来ているわけである。財団のちょうど入口の所に女の人が座ってい

て、その人の役目は何かというと、お金をもらいに来た人を追い払う役目である。ところが幸に、どういふ風の吹き回しか私の場合には5分間くらい会ってもよい、ということで中に入り、結局は1時間半ばかり話をして、そういうお願いをしたわけである。それが端緒になってロックフェラー財団から13万ドル、日本のお金にして4,600万円くらいだが、それを出していただくことになった。それが気象庁の凌風丸に始めて、1万3千mのテーパードワイヤーとその巻上げ機とを作ることになったわけである。'57年に日本に帰ってから佐々木先生と相談してここで深海研究に対する研究者の熱意を向上させるようなことをやらなければいけないというので、たしか今から10年前に深海研究の懇談会といったような名前で最初に東大医学部の第1会議室でシンポジウムを開いた。その後'59年に実際に凌風丸に装置が完成して、日本學術振興会の中に深海研究委員会を作っていたが、たしか読売新聞社その他から100万円以上の寄付をいただき委員会がスタートした。そして気象庁の好意によって毎年1回深海のいわゆる JEDS 航海が行なわれ、これは気象庁ばかりではなくて、各大学、各官庁の研究

者もこれに参加することが許されて、そして深海研究が順調にスタートした。その後佐々木先生の方では、理化学研究所の主催で、深海研究シンポジウムを毎年定期的に開くことを企画され、今日で第7回になるわけで、現在から10年前では、日本で深海研究のできる船といえは凌風丸だけで、その後拓洋とか水産大学の練習船等にも、その設備ができつい最近では、白鳳丸のような立派な船もでき、又第2凌風丸等も深海研究の設備をえて、現在では世界中どこに行ってもはぶかしくないような設備ができたことは非常によろこばしいことである。それと同時に設備ばかりでなく研究においてもいろいろな国際的水準の深海研究、時に私が始めから念願していた地球物理的研究あるいは地質学的な研究等が非常に盛んになり、現在では海洋研究といえは、海の表面から海底の構造に至るまで、その中に存在するすべての化学物質、すべての生物を対象とした、非常に大がかりなものになったことを喜ばしく思う。今日は第7回であるが今後第8回、第9回と内容の充実したシンポジウムをお開きになり、日本の海洋学が世界的な発展をすることを念願する。

1. 海洋に関する重力、地磁気の測定

田 島 稔*

Gravimétrie et magnétométrie en mer

Minoru TAZIMA

Résumé: L'essentiel pour la géophysique est de connaître en détail la distribution de la pesanteur et du géomagnétisme en mer couvrant 70% de la superficie de la terre. Le magnétomètre à protons exploité après la Deuxième Guerre mondiale a facilité considérablement la magnétométrie en mer et donné occasion à la théorie «ocean floor spreading» proposée par F. J. VINE et d'autres. D'autre part, la gravimétrie en est toujours une des mesures les plus difficiles à cause du rapport signal-bruit défavorisé (un sur plusieurs milliers) par le mouvement du bateau. Le gravimètre se divise par son principe en deux types: type statique et type dynamique. L'avantage et le désavantage de chaque type sont expliqués. L'anomalie gravimétrique à travers des fosses est interprétée en termes géophysiques.

1. はじめに

海上における地磁気、重力の測定は海洋底地殻構造およびその成因の歴史を解明する上できわめて重要な役割

* 建設省国土地理院 Geographical Survey Institute

を果しつつある。特に第2次大戦後測定器械の発展と測量海域の急激な拡大により膨大なデータが集積され、その中から極めて興味ある新事実が次々と発見されつつある。後述するように VINE, MATTHEWES 等による Ocean Floor Spreading の雄大な仮説を生み、今や Marine Geophysics は地球物理におけるはなやかな焦点

の一つと見なされつつある。今回特に海洋における重力と地磁気の測定手段と現在までに明らかになった観測事実についてその概要を追って見よう。

2. 海洋における重力測定

1) 海上重力計の種類

海上における重力測定の目的は大別して、

(a) 測地学, 特に Physical Geodesy の主課題である, Spheroid 面からの Geoid undulation の計算および重力論的鉛直線偏倚 (Spheroid の法線を基準とした鉛直線の傾むき) を求めること,

(b) 地球物理学, 特に大洋底, 海溝, 海峯等の構造, 生因に関する研究。

に分けることができよう。上記の目的のうち a) については地表の $\frac{3}{4}$ の面積を占める海洋でのデータが決定的な役割をすることは言うまでもなく, 又海上重力測定の資料のみで問題が解決するわけであるが, 現在までのデータ蓄積では不十分で, 人工衛星観測から得られた Geoid undulation と比較研究するまでに至っていない。b) の項目についての海上重力測定の役割は他の海上磁気測量, 深海地震観測等の資料と相まって, 密度分布を明らかにする面から大きな貢献が期待される。

さて, 最初に海の重力の測定を試みたのは O. HECKER であり, 次いで W. G. DUFFIELD は barometric な原理による海上重力計を試作した。この種の原理の重力計は H. HAALCK が 1938 年極めて静かな条件のもとで有意義な精度で測定に成功したが, その後は広く使用されることはなくなった。一方, 陸上における重力測定には, 古くから振り型のものが一般に使用されていたが Vening MEINESZ は自国のオランダにおける地盤の不安定性のため, その影響を除去し得る 3 本の振子を使用する型を考案し, この方法により彼は動揺する海においても測定可能な振り型重力計を製作した。彼の最初の測定は 1923 年オランダ海軍の潜水艦 K II によって開始され, 1955 年まで行なわれたが, 初めて極めて信頼できる結果が得られた。海面下数 10 m の深さでは潜水艦の動揺による加速度は約 6 gal (地球の重力は約 980 gal) 程度であり, 振子の固有周期に近い動揺が極めて小さいときには数 m gal の精度で測定できる。Meinesz 型振り重力計と別に, 海の重力測定に成功したのは R. L. G. GILBERT の作った絃の振動周波数を測定する型 (Fig. 1) のものであった。彼は 1948 年, 潜水艦を使用し測定に成功したがその後は使用されていない。GILBERT とほとんど同じ原理の重力計は A. M. LOGINSKAYA によって

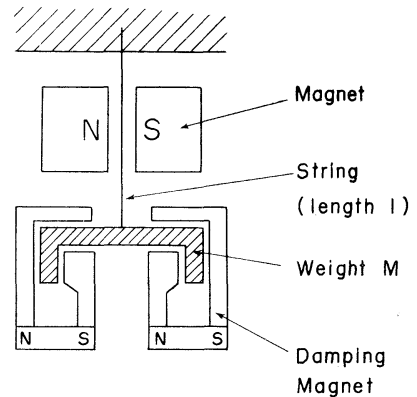


Fig. 1. Principle of Gilbert's Instrument.

作られ, 1957 年カスピ海で海上の船舶によりテストされた。一方この頃には, 陸上における測定は, 重力の絶対測定と重力検定線の設定以外の目的には, 振り型の代りにスプリング型の static type のものが大いに発達し, 測定が極めて容易に行なわれるようになっていた。L. J. B. LA COSTE と A. GRAF は各々独立してスプリング方式の海上重力計を開発していた。La Coste 型重力計は, 1955 年の航海で振り型重力計との比較観測を含むテスト観測が初めて行なわれた。一方, GRAF の重力計は 1955 年に Sternberg 湖上の船で初めてテストされ, その後 1957 年 11 月に初めて海上での測定が行なわれた。

一方, わが国では 1934 年, M. MATSUYAMA, N. KUMAGAI, M. HURUTANI が 'Ro-57' 潜水艦に Meinesz 型の振子を積込み, 日本海溝およびその周辺の重力測定を房総半島沖から北海道釧路沖まで 27 点行なっている。次いで 1935 年 10 月には日本海溝の南端より西は富士火山帯の海峯, 南は小笠原諸島付近まで 29 点の測定を行なった。又 C. TSUBOI は Meinesz 型のものに二, 三の改良を加えた振り型海上重力計を作り相模湾で試験を行なった。第 2 次大戦後, Y. TOMODA は自励式の 2 本吊り振り型海上重力計を試作した。この型は従来の振り (周期約 1 秒) に比し固有振動数の高い点の特長であり, 動揺する海上での測定に, より有利である。この器械は 1960 年 1 月「拓洋」(約 700 トン) にて相模灘でテストが行なわれ, その後三井船舶の船により, 太平洋横断の海上重力測定が行なわれた。しかしこの航海では, 船の動揺が常時 50 gal を超え満足できる精度は得られなかったようである。

一方, 1958 年の測地学会において, I. TSUBOKAWA は絃の振動を利用する方式で, 錘りを固定する種々の方法を発表, その内の一つである 3 本釣り方式の海上重力

計が国土地理院で製作され始めた。その間, Y. TOMODA, H. KANAMORI は 2 本吊り振子の方法を中止し, 絃の振動を利用する別の型の海上重力計を 1961 年製作した。すなわちわが国では, 先に GILBERT が着手した絃振動型海上重力計を改良した二つの型が発展して来たわけである。次にそれ等の原理と特長について述べたい。

2) 絃の振動を利用する種々の海上重力計

Fig. 1 に示すように質量 M なる錘を 1 本の金属絃にて釣ると絃に働く張力は Mg である。 g は求める重力加速度である。この絃にわずかのショックを与えると横振動を始めるが, その固有振動数 f は, 絃の長さを l , 線密度を σ とすると,

$$f = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{Mg}{\sigma}} (1 + \epsilon) \quad (1)$$

ϵ は絃が完全に flexible でないための elastic term で, 絃の断面が 15 ミクロン \times 170 ミクロンとすると約 5×10^{-3} 程度の大きさである。したがって振動数 f は重力加速度の平方根に比例するから, f を精確に測れば g の分布を求めることができる。絃の発振を永続させるために Fig. 1 に見られるように絃の振動する方向と直角に磁場を与えれば, 金属絃の両端に同じ周波数の交流電圧が発生する。これを増幅し, 一部をポジティブフィードバックすれば, 定常的な振動を保つことができる。海上では, 船の動揺により錘がゆれる。それを減少するため GILBERT は Fig. 1 のようなマグネットのダンパーを付けた。しかし絃と励振用磁石の極間の間隔は 0.5 mm 程度であるから, わずかの船の動揺によっても絃はマグネットにふれてしまい, 潜水艦によるきわめて静かな条件の下でしか測定できない。Y. TOMODA はこの難点を Fig. 2 に示す方法により解決した。すなわち錘を水平に平らなスプリング板で側面の壁に支えてしまうのである。このクロススプリングの調整を良く行なっておけば, スプリングの錘に対する上下方向の力を非常に小さくすることができる。したがって錘は GILBERT の場合と異なり, 水平方向の加速度に対しては重力計本体に対して位置を変化することなく静止している。この型の重力計は, 器械の鉛直軸方向の加速度成分を測ることになるから, 器械は常に水平に保持しなければならない。TSSG (Tokyo Surface Ship Gravimeter) では重力計本体を直接, 水平デヤイロスコープ上に設置しその鉛直性を保持している。

次に TSUBOKAWA の方法による国土地理院型 (GSI) 重力計の方法を述べる。1 個の錘を 3 本の各々に直交す

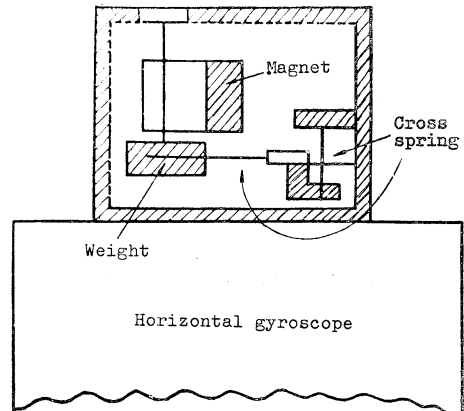


Fig. 2. Principle of TSSG. (After TOMODA)

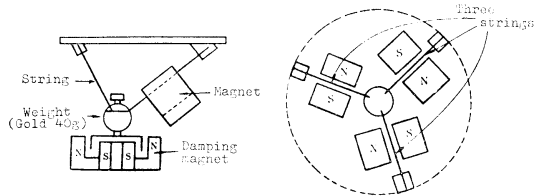


Fig. 3. Principle of GSI type surface ship gravimeter. (After TSUBOKAWA)

る絃で釣る。その様子は Fig. 3 に示した通りである。錘に働く力は重力による力 Mg と 3 本の絃による張力 T_1, T_2, T_3 とで釣合っている。すなわち

$$(Mg)^2 = T_1^2 + T_2^2 + T_3^2 \quad (2)$$

さて, 各々の張力 T_1, T_2, T_3 と各々の絃の振動数 f_1, f_2, f_3 との間には, $T_1 = a_1 f_1^2, T_2 = a_2 f_2^2, T_3 = a_3 f_3^2$ の関係がある。ただし a_1, a_2, a_3 は器械常数である。したがって,

$$g = \frac{1}{M} \sqrt{a_1^2 f_1^4 + a_2^2 f_2^4 + a_3^2 f_3^4} \quad (3)$$

(3) 式の特長は器械が鉛直に保持されていなくとも成立する点である。しかし (3) 式の g は地球の重力 g_0 以外に船の動揺による鉛直加速度 g_z , および水平加速度 g_h の影響を含んだ 'Resultant Gravity' であり

$$g = \sqrt{(g_0 + g_z)^2 + g_h^2} \quad (4)$$

(4) 式を時間について平均すると g_z の項は無くなり, $\frac{1}{2g_0} g_h^2$ なる補正項が残る。このような水平加速度の 2 次の補正項は Resultant Gravity を測定する型の重力計には, さげられないもので, 重力計本体を鉛直に保持する必要がない代りに, 独立に水平加速度を測定しなければならない。これは Meinesz 型振子について指摘され

た Brown correction と同等であり, Meinesz 型振子, ゼンバルに乗せた La Coste & Lomberg 型, GSI 型は皆この補正を必要とする。一方, TSSG や Askania-Graf 型は重力計本体を厳密に水平に保持する必要がある代りに Brown correction をさけることができる。このように成分測定用のものと合成重力測定用とは一長一短あり, 本質的に優劣をつけることはできない。

次にスプリングを使用する重力計の特長を簡単に述べよう。La Coste & Romberg や Askania-Graf はその代表的なものであるが, これ等は Hook の法則を利用するもので static type と呼ばれ, 振子や絃振動の型を総称して dynamic type と呼ぶ。static type の重力計は変化するかげの重力に対して, linear なレスポンスが得られる点が有利であるが, 変化する鉛直加速度の下で錘の位置は平均的な位置から変動し, そのため水平加速度のビームに直角な成分の影響 (cross coupling) を受ける。又, dynamic range は絃振動のものに比べてせまい。それ等のため一般に錘に強力なダンパーを加えている。Fig. 4 は Graf 型の重力計であるが, ビームをはさむダンピングマグネットが見られる。ソ連のピチャーヂ (Vityaz) 号にあるスプリング型海上重力計ではオイルダンパーを用いてある。一方, dynamic type の重力計はすべて, 測定されるレスポンスは重力の平方根に比例しているので, 一定時間中のレスポンスの平均がそのまま重力の平均値に比例することにならない不便さがある。

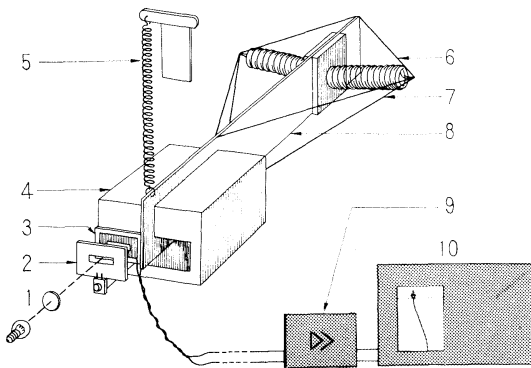


Fig. 4. Schematic diagram of the Graf Sea Gravimeter.

1. Photocell lamp and optics. 2. Diagram.
3. Photo-electric cell. 4. Damping magnet.
5. Measuring spring and scale. 6. Torsion spring.
7. Fibers for constraining weight beam motion. 8. Weight beam. 9. Amplifier.
10. Recoder.

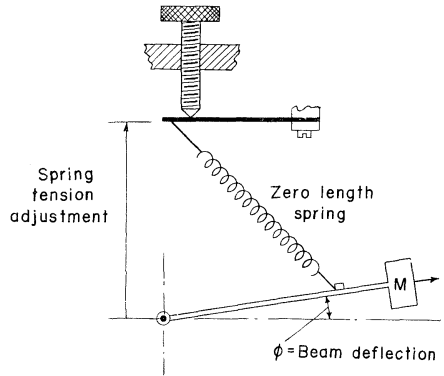


Fig. 5. La Coste-Romberg gravity-meter suspension.

る。すなわち周期的な鉛直加速度によって重力計の固有振動数は平均値の上下に変動する (すなわち F. M.)。したがって重力の時間平均値に対応するものは重力計の振動数の時間平均に, 上述した周波数変動の自乗の平均を加えねばならない。この点が dynamic type のやっかいな点であるが, この点について 1967 年スイスで開かれた IUGG 総会の測地分科会で, マサチューセッツ大学から次のごとき海上重力計の試作を行なっている報告があった。彼等の重力計は 2 本の絃をバネを中介して釣ったものと言う程度以上のことは現在のところ, 不明であるが, 想像するに Fig. 6 に示したごときものと思われる。2 本の絃が二つの錘とそれ等を結ぶバネによって結合した力学系を考える。2 本の絃の発振周波数 f_1 , f_2 に及ぼす周期的鉛直加速度は逆センスであるので, f_1 , f_2 の和および差をとれば第 1 近似として dynamic type の持つ重力レスポンスの non-linearity の不便をさける方法である。測地分科会の席では, これで絃振動型重力計は, TSSG の 1 本釣り, MIT の 2 本釣り, GSI の 3 本釣り, と, そろったと言う話であった。

以上, 種々の型の海上重力計について概略述べたが, 総じて言えることは, 海上における動揺の加速度は平常で数 10 gal であり, これに対して求める測定精度を $\pm 10 \text{ m gal}$ としても S/N 比は $1/5000$ 程度になり, 極めてやっかいな測定であることである。幸にして重力の地理的分布は比較的ゆるやかであるから, 10 分又は 15 分の測定時間で平均することによりノイズを減少することはできるが, それだけでは不十分で, 種々の low pass filter を考案する必要がある。スプリング方式の重力計では数百秒のタイムコンスタントを持つダンパーを直接錘にかけられるが, dynamic 方式ではそれはできない。

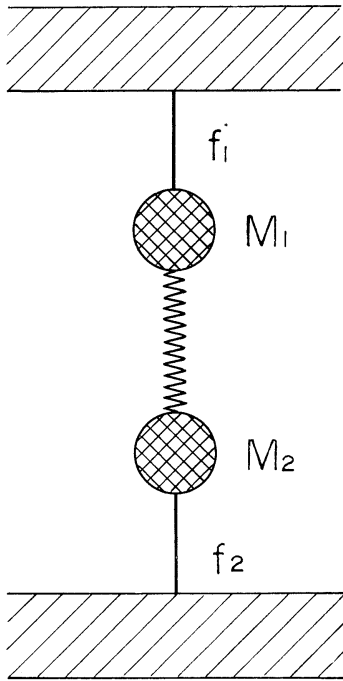


Fig. 6. Two strings gravimeter (MIT).

しかしレスポンスがデジタル量で得られるので数学的な low pass filter をほどこすことができる。TOMODA の重力計における low pass filter のプログラミングは優れたものである。

3) 海洋における重力異常

海洋での重力分布は、陸地と比較すれば極めて不十分にしか分っていないが、それでも最近の測定技術の進歩により急速にデータが蓄積されつつある。数年前までは、唯一の信頼できるデータは潜水艦による Meinesz 型振子により得られたものに限られていたのが、最近では surface ship gravimeter の開発により、潜水艦よりはるかに能率的に測定できる様になったからである。まず、海洋の重力分布は第1近似では標準重力と一致していると言える。すなわち free air anomaly は零であり、したがって Bouguer anomaly は +300~400 m gal (平均的深さを 5000 m として) になる。このことから逆に、重力論的には Bouguer 異常が +300~400 m gal であれば oceanic であり、Bouguer 異常が負であれば continental であるとも言える。次にやや細かく重力の regional な異常を見ると、人工衛星観測から明らかになった Geoid undulation より、たとえば、ニューギニアを中心とする西太平洋、マダガスカル島と南極大陸の中

間海城等は Geoid が spheroid 面より 40~50 m 持ち上っており、したがって free air 異常もプラス数 10 m gal になる。一方、インド半島南端を中心とする海域およびカリホルニヤ南方の東太平洋海域では Geoid undulation はマイナス 50 m 程度であり、当然 free air 異常も負になる。これ等の regional anomaly の原因はまだ明らかでないが、地球内部の相当深いところに原因を有するものであることは確かであろう。たとえば core の形状が完全な球又は spheroid でなく、部分的な凹凸があっても説明がつくが重力だけのデータでは原因の深さが決まらないから、別の種類の現象との相関を調べなければならぬ。深海底の構造と密接に関連するのは、より小さい範囲の重力異常である。Fig. 7 は GSI 型海上重力計が 1964 年初めて海上測定を行なった結果であるが、水路部観測船「拓洋」により三陸沖の日本海溝を 6 回東西に横断したときのものである。此の頃はまだ測定器械も満足できる状態ではなかったが、free air anomaly は大略海底地形と平行しておりマイナス 300 m gal に近い異常がほぼ最深部と一致している。海溝での重力異常は

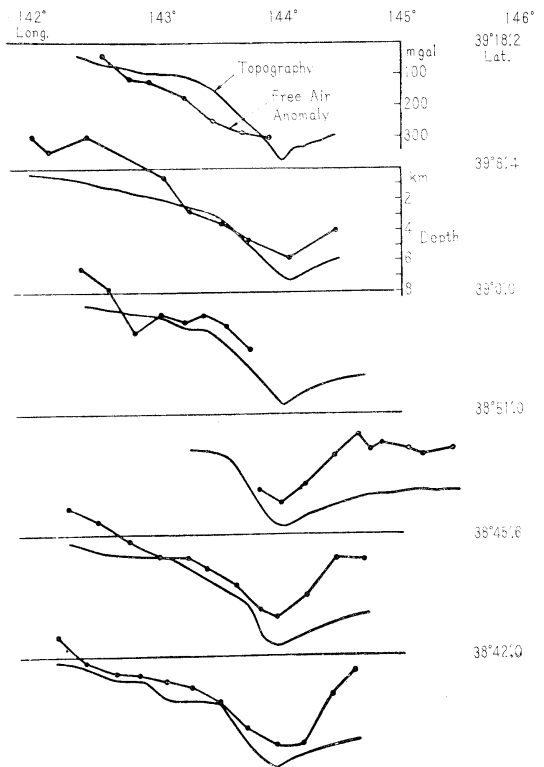


Fig. 7. Free air gravity anomalies over Japan Trench.

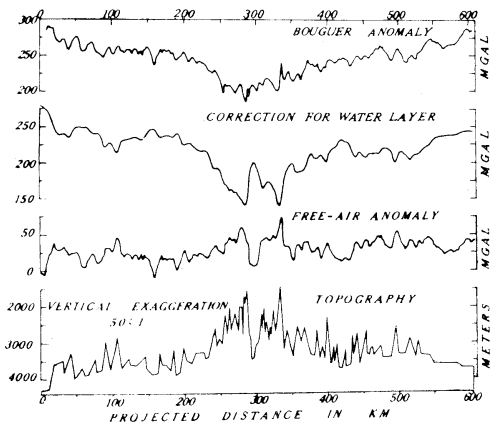


Fig. 8. Gravity and topographic sections across the Mid-Atlantic Ridge. (After TALWANI, HEEZEN and WORZEL, 1961)

1965年小笠原沖の海溝上でも同様のパターンであり、Lamont Geological Observatoryのグループによるトンガ海溝での異常パターンとも良く合っている。一方、海峯についての重力異常はWORZEL, TALWANI等によりFig. 8に示すMid-Atlantic Ridgeのプロファイルが得られている。ここではfree air異常はややプラスで0～+50 m gal以内であるが、不規則で海底地形の影響を反映している。一方、Bouguer異常はRidgeを中心に相対的に小さく、したがってRidge周辺ではoceanicでない性質を示している。此の点については再びふれよう。

3. 海洋における地磁気の測定

海洋における地磁気観測は重力測定と比較した場合、原理的にはより容易な問題と言える。その理由は重力測定が 10^{-5} 以上の精度を目標としているのに反し、地磁気の場合はその地理的異常分布を求めるには $\pm 10 \gamma$ の精度で現在のところ充分であるからである。地磁気全磁力は赤道付近で約30000 γ 、極地方で約60000 γ であるから 2×10^{-4} の程度の物理測定を考えればよく、又全磁力の測定については、プロトン磁力計又はルビジウム磁力計などの画期的な測定方法が戦後開発されたためでもある。ただ地磁気ベクトルの3成分全部を求めようとすると、当然のことながら水平面および真北方向が必要となり、そのための大規模な装置の場所が問題となる。通常の船舶は鉄製であるため船内では一般に数千 γ の人為的磁場により地球磁場が擾乱を受けることになる。以上の理由から海洋における地磁気測定のため特に非磁性の観

測船が建造された。たとえば米国のCarnegie号(1909～29)や戦後におけるソ連のZarya号などが有名である。わが国にはこれ等の様な非磁性の観測船はなく、したがって海洋における地磁気観測は現在までの所全磁力のみに限られて来たが、計測的興味から言えば全磁力測定は完成してしまい、今後は成分測定に努力が集中される様になるろう。

1) 種々の海上磁力計

先ずプロトン磁力計は最近あまりにもポピュラーになったが、全磁力の絶対測定用としては今後とも王座の位置を他にゆずることはないと思われる。その原理は、たとえば水の中の水素原子核の固有磁気モーメントを人工磁場で整列させ、次いで励磁を瞬間的に切断するとプロトンの磁気モーメントは地球磁場の方向を軸としてラーモア歳差運動をしながら以前の平衡状態にもどる。この歳差運動の周波数 f は、外部磁場 F に対し $2\pi f = \gamma_p F$ なる関係がある。 γ_p はプロトンのgyro-magnetic ratioで物理常数であるから、此の器械は動揺、温度変化に無関係で磁場の絶対測定ができ、海洋観測には最適である。ただし完全な意味での連続観測はできないが海洋観測には特殊の目的以外は問題ない。次にルビジウム磁力計の原理であるが、ガス状のRb原子に、外部磁場と平行に、右回りの円偏光をした7948 Å (D_1 線)を入射することにより、基底準位の $F=2$, $mF=+2$ の状態に多くの原子を集める(光ポンピング)。ただし F は原子の全角運動、 mF は F の外部磁場方向の成分を表す量子数である。次に $F=2$ で mF が+2と+1のエネルギー差に相当する周波数は外部磁場 H との間に

$$f = 699632H - 216H^2$$

の関係があり、上式の周波数を持つ高周波磁場を加えると $F=2$ で $mF=+2$ から+1の準位に磁気共鳴により誘導遷移し D_1 線の吸収は再び始まる。以上の原理を利用して地球磁場を0.01 γ の感度で連続的に測定できるのが此の磁力計の特長であり、わが国の第8次、第9次南極観測で始めて海上磁気測定が試みられた。特に第9次観測では良好な結果を得ているようである。地磁気各成分(水平分力、鉛直分力、偏角など)の測定にはプロトン磁力計に方向の既知な人工磁場を加えて行なうこともできるが、flux gate方式の磁力計の使用も便利である。

2) 海洋における地磁気異常

地磁気の局地異常は重力異常よりも、変動のrangeは大きく、また地下の地質構造をより反映すると一般に言

うことができよう。海洋における地磁気異常も平均して数百 γ の大きさを持ち、時に千数百 γ 以上のものも発見される。これ等は主として岩石特に火成岩中に含まれる titanomagnetite による場合が多いが、最近大洋において特異な縞模様の磁気異常分布が発見され、それを元にした VINE, MATTHEWS の Ocean Floor Spreading の仮説が話題を呼んでいる。Fig. 9, Fig. 10 はそれぞれ東西太平洋における全磁力の異常分布であるが、特にア



Fig. 9. Index anomaly map of the total magnetic field. The positive area of the anomalies is shown in black. (After RAFF and MASON)

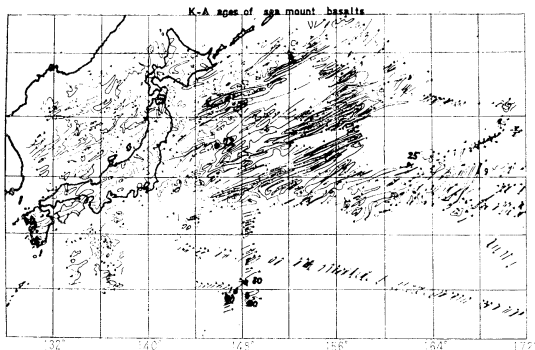


Fig. 10. Anomalies of total geomagnetic intensity. (After UYEDA *et al.*)

メリカ西方海上における約プラス、マイナス 500 γ の直線的な異常分布はきわめて興味あるものである。Fig. 11 はサンフランシスコ南西の海域における 50 γ ごとの anomaly contour であるが、図で明瞭な Murray fracture に沿う約 84 マイルの異常分布のずれが見られる。此の様な地磁気異常のずれは、海底の岩石が地球磁場によって帯磁した後に断層により東西にずれたとすれば容易に理解される。Fig. 11 でもまたプラス、マイナスの明瞭な縞模様が見られるがその原因は何であろうか。此の疑問に対して、有力な解答を与えるかに見える観測結果が Fig. 12 である。この図で明らかなことは、Mid-Atlantic Ridge の北端の Reykjanes Ridge を中心として磁気異常の縞模様が東西に極めて対称的であることである。このことから縞模様は Ridge に何らかの原因を有すると考えざるを得ない。VINE, MATTHEWS 等の仮説を簡単に述べると次の如くなる。Fig. 13 に示したように Mid Atlantic Ridge や East Pacific Rise の下ではマントルから物質が湧き出しているとする。それ等の岩石は地表

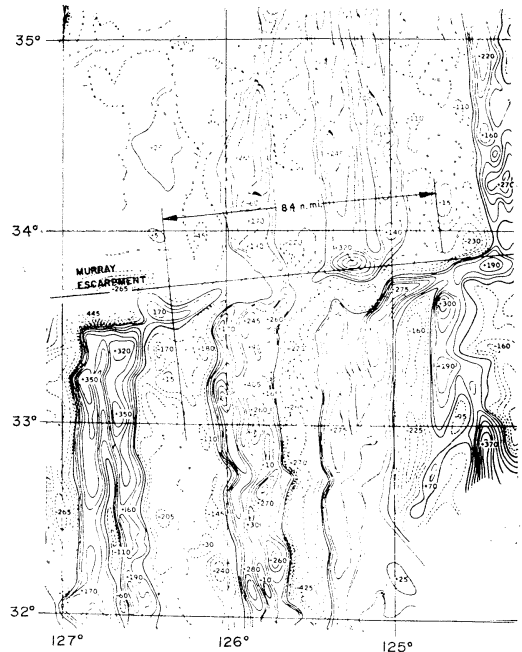


Fig. 11. Map showing the total magnetic intensity. The contour interval is 50 gammas (1 gamma equals 10^{-5} gauss). The north-south trending features are interpreted as being lava flows that fill the linear depressions of old topography. Note the horizontal shift along the Murray escarpment. (After MASON)

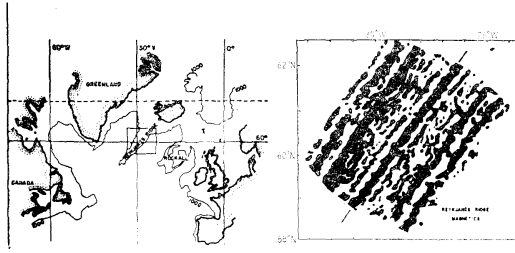


Fig. 12. The location of Reykjanes Ridge and magnetic anomalies over the ridge.

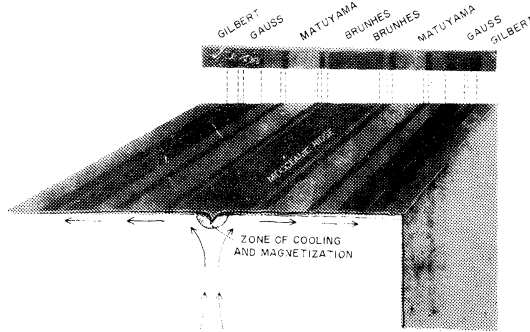


Fig. 13. Explanation of magnetic lineations by the Ocean Floor Spreading Hypothesis. (After COX, DALRYMPLE and DOELL)

近くに到達して Curie point 以下に冷え、その時の地球磁場の方向に帯磁する。その後は Ridge から左右の方向に押し流されて行くが、一方地球磁場は、最近の古地磁気学の観測事実として過去の地質時代に、数十万年に一度ぐらいの割合で地球磁場の方向が逆転していたことがほぼ確定的に明らかにされており、地球磁場の正、逆の年代表は図に見られるように、BRUNHES, MATSU-等と名前まで付けられている。そうとすれば、ある時代に湧き出して来たものは normal に帯磁するが別の時代に昇って来た岩石は逆向きに帯磁することになり、先に見た地磁気の縞模様が説明できる。またこれが事実とすれば ocean floor は Reykjakes Ridge では 1 cm/year, East Pacific Rise では 4.4 cm/year の速度で spreading していることになる。以上が VINE, MATTHEWS の仮説の概要であるが、現在のところ多くの事実は彼等の説と適合するよう見られるのである。すなわち Fig. 8 に示した Mid Atlantic Ridge を中心とした Bouguer 異常分布も、マントルから上昇して来た peridotite が上部に来ると共に serpentinization をおこし、密度が軽くなったとすればよく説明できる。また ridge 上で heat flow が大きいことも自然である。海洋底の磁気の縞模

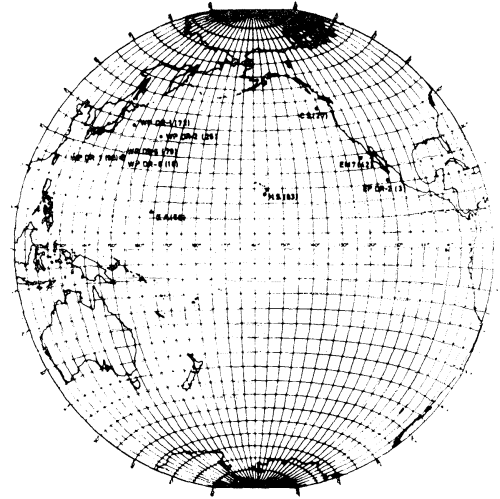


Fig. 14. Compilation of currently available K-Ar ages (m.y.) of submarine rocks. (After OZIMA, OZIMA and KANEOKA)

様を海底の basaltic layer の厚みの波状分布で説明しようと言う立場は、 $\pm 500 \gamma$ の異常をつくるに必要な厚さの変化が seismic refraction の精度、 $\pm 500 \text{ m}$ よりはるかに大きく観測にかかる量であるが、観測結果からはそのような undulation は発見されていない。VINE の仮説を直接証明する方法は、ocean floor の年代決定を行なえばよいわけであるが、sedimental layer 以深のものを取って来ることは容易でない。此の点について、小島稔夫妻等の興味ある研究がある。Fig. 14 は K-Ar 法による年代決定の結果であるが () 内の数は百万年を単位としたものである。Fig. 14 から明らかなように、East Pacific Rise 付近では約 3 百万年で比較的若く、西太平洋では数千万年で古くなっているが、VINE の説で期待される程古くなく、また東から西に向って次第に古くなるような傾向はない。しかし Fig. 14 の資料は、EM7 を除きすべて海山からドレッジしたものであるので、ocean floor 自身の年代を表わすものでなく、それより当然若いはずであるので、Fig. 14 が直接 VINE の仮説を否定するきめ手にはならない。小島等は海底から得られたサンプルの saturation magnetization I_s が陸地でのそれと異なり、一度熱せられた後、非可逆的に 3 倍以上に大きくなる性質があることを発見し、このことから、若し ridge 付近の直線的な割れ目から熱い水蒸気や溶岩が上昇したとすれば、地磁気異常の縞模様が説明できるのでないかと提案している。いずれにしても Reykjanes Ridge や East Pacific Rise 周辺に見られる見事な磁気異常分布は、それ等の生因と密接に関連するもの

であることは疑問の余地がないように思われる。一方、海溝に関しては、現在のところまだデータ不足であり、海溝がマントル内対流の吸い込み口なのか、または逆断層的な機構でできたものか早々に結論を出せる時でないように思う。最近、太平洋東岸の縞模様がどの様に西太平洋のものと接合するかが重要問題になりつつあり、北西太平洋の磁気測量を今後、より詳細に行なう必要が生じている。

終りに、東大理学部上田誠也、小島 稔、金森博雄助教授より多大な御助言を受けたことを感謝する。

参考文献

Gravity.

- 1) GILBERT, R. L. G. (1949): A dynamic gravimeter of novel design. Proc. Phys. Soc. London.
- 2) LOGINSKAYA, A. M. (1949): Sea string gravimeter. Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Series of Geophys., **3**, 398.
- 3) GRAF, A. (1957): Über die bisherigen Erfahrungen und Messergebnisse mit dem See-gravimeter. Z. Geophys., **23**, 4-25.
- 4) TOMODA, Y. (1958): Self exciting short period bifilar gravity pendulum designed for the purpose of gravity measurement at sea. Jour. Geod. Soc. Japan, **4**, No. 4.
- 5) TSUBOKAWA, I., M. TAZIMA and T. SETO (1965): Dynamic sea gravimeter using three strings developed by the Geographical Survey Institute presented to the International Gravity Commission 1965. Paris.
- 6) TOMODA, Y. and H. KANAMORI (1961): Tokyo Surface Ship Gravity meter $\alpha-1$. Jour. Geod. Soc. Japan, **7**.
- 7) HILL, M. M. (1963): The Sea. Vol. 3, Interscience Publishers.
- 8) WORZEL, J. L. (1965): Pendulum Gravity Measurements at Sea 1936-1959. John Wiley & Sons.

Magnetism.

- 9) MASON, K. G. and A. D. RAFF (1961): Magnetic survey off the west coast of north America, 32°N latitude to 42°N latitude. Bull. Geol. Soc. Am., **72**.
- 10) UYEDA, S., T. SATO, M. YASUI, T. YABU, Y. WATANABE, K. KAWADA and Y. HAGIWARA (1964): Reports of geomagnetic survey in the north western Pacific during JEDS-VII and JEDS-VIII Cruises. Bull. Earthq. Res. Inst., **42**.
- 11) VINE, F. F. and D. H. MATTHEWS (1963): Magnetic anomalies over ocean ridges. Nature, **199**.

- 12) VINE, F. J. (1966): Spreading of the Ocean Floor. New Evidence. Science, **154**.
- 13) OZIMA, M. and I. KANEOKA (1967): K-Ar ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. Contribution of the Division of Geomagnetism and Planetary Physics, Geophysical Institute, Univ. of Tokyo, Series II, No. 246.

討 論

討論者 金森博雄 (東大・地震研)

本稿では田島稔氏の講演に対する討論として、最近の地球物理の話題を例にとって、海での重力がどのように解釈され得るかを述べる。

大西洋の中央部を南北に走る大西洋中央海嶺 (以後 MAR: Mid Atlantic Ridge と呼ぶ) は、単なる海底の盛り上がりではなく、その下部で大規模な造構活動が起りつつある所であることは、地震の震源の分布からも明らかである。このような場所で実際に何事が起っているかは地球物理的な探査によって確かめることができる。人工地震による探査、自然地震の観測、重力測定等はすべて有力な方法である。まず重力について述べる。

重力の異常は地下での質量の異常を表わす。重力異常にはフリーエア異常とブーゲー異常の二つがある。フリーエア異常は海面下の質量の異常を表わし、ブーゲー異常は平均海底面以深での質量の異常を表わす。

Fig. 1 はいろいろな種類の構造異常があるときのフリーエア異常とブーゲー異常のパターンを示す。(a) は正

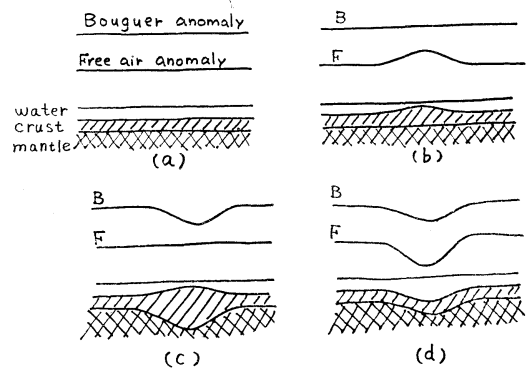


Fig. 1. Schematic figure illustrating relations between structural anomaly and gravity anomalies.

(a): normal, (b): ridge without compensation, (c): ridge with compensation, (d): trench

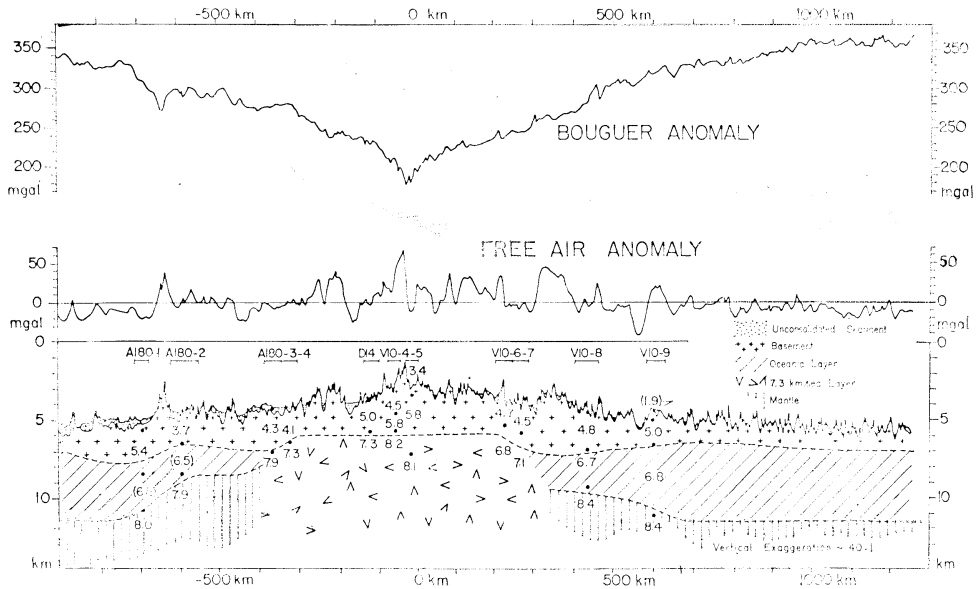


Fig. 2. Gravity anomalies and seismically determined structure across the north mid-Atlantic Ridge. Values of compressional wave velocities in km/sec are indicated. Numbers within parentheses denote assumed seismic velocities.

Reference: TALWANI, M., X LE PICHON, and M. EWING, Crustal structure of the mid-ocean ridges, 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, **70**, 341-352, 1965.

常な場所、(b)は海嶺が単なる海底の盛り上がりである場合、(c)は海嶺に“根”があるとき、(d)は海溝の場合で地殻がそのままの厚さでマントル深部へたわみこんでいる場合である。MARで重力異常が(b)であるか(c)であるかを調べればMARの構造に“根”があるかないかがわかる。実際の重力異常はFig. 2に示す通りである。重力異常のパターンはFig. 1の(c)型であり、MARに“根”があることを示す。人工地震の結果をも併用するとこの“根”はFig. 1(c)のような“根”とは少し異なるものであることがわかったが、いずれにしてもMARの下部には密度の小さいものが多量にあることになる。この密度の小さい物質は半溶融状態の玄武岩マグマのたまりと考えることもできる。最近地磁気の観測結果をもとにして、Ocean Floor Spreadingという考えがだされている。この考えによれば、海の地殻というのは、MARや他の海嶺で湧きだした玄武岩マグマが広がって出来たものである。上の重力異常のパターンは“海洋地殻のもと”がMARに実際にあることを示し、この考えを強く支持するものである。MAR等が地殻の湧き口であると

すればどこかに沈み口もあるはずである。沈み口として最も可能性が大きい所は海溝である。もし海溝が、実際に沈み口になっているとすると、そこでは地殻が沈みこんでいく流れにひきずりこまれてFig. 1の(d)のようにになっている可能性がある。本当にそうであるかどうかをみるにはそこでの重力をはかってみればよい。一つの例として南太平洋のトンガ海溝をよこぎる重力のフリーエア異常をFig. 3に示す。Fig. 3の上の図は人工地震できめた構造である。海溝のある所を中心にして、顕著なマイナスのフリーエア異常がみられる。すなわち、ここではFig. 1(d)のように地殻は下方へ引きこまれている。このようなパターンは、トンガ海溝に限らず日本海溝にも、プエルトリコ海溝にもみられる。引きこむ力を数値的に計算してみると、約 1 ton/cm^2 となる。

以上、海洋地殻(および上部マントル)がRidgeで発生し大洋中を移動し、海溝でしずみ込むという考えが重力異常からも合理的に説明し得ることを示したが、次にこの考えを支持する地震学的証拠を述べよう。

地震の震央の分布には、大きく二つに分けて、Ridge

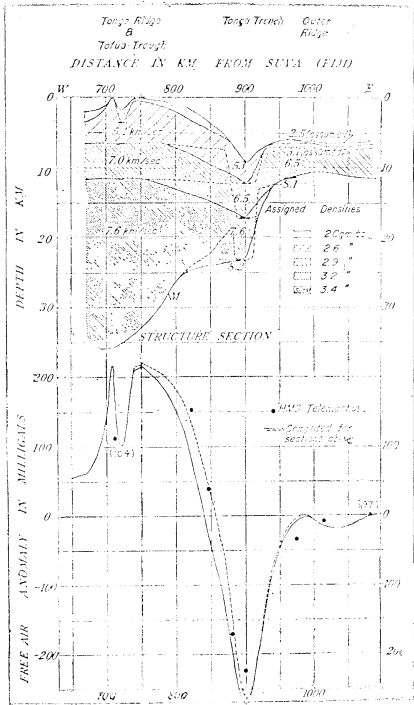


Fig. 3. Top: Structure section across the Tonga trench.
Bottom: Computed free-air anomaly for above section.
Dots are observed values.

Reference: TALWANI, M., J. L. WORZEL, and M. EWING: Gravity anomalies and crustal section across the Tonga trench. *J. Geophys. Res.*, **66**, 1265-1278, 1961.

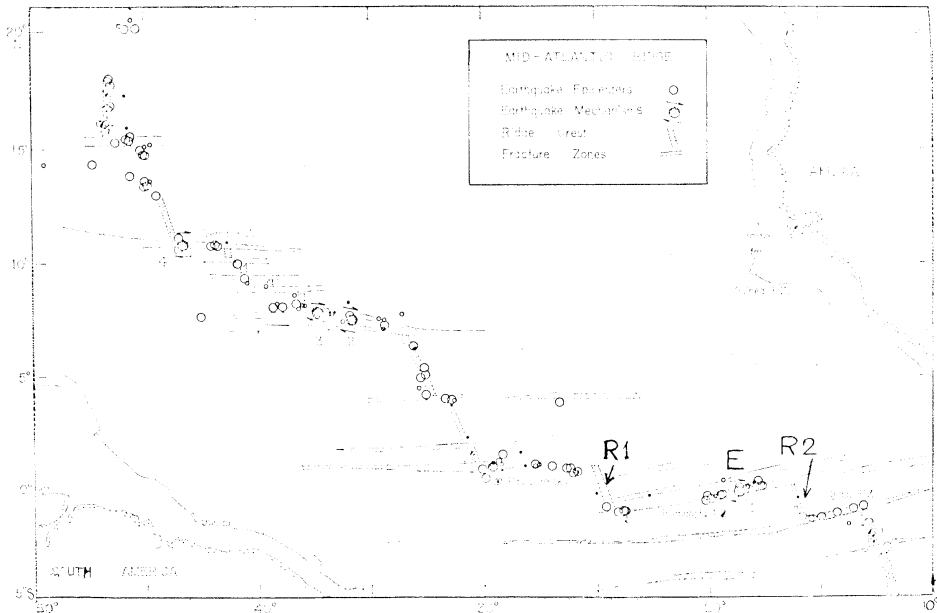


Fig. 4. Relocated epicenters of earthquakes (1955-1965) and mechanism solutions for four earthquakes along the equatorial portion of the mid-Atlantic Ridge. Sense of shear displacement and strike of inferred fault plane are indicated by the orientation of the set of arrows beside each mechanism. Large circles denote more precise epicentral determinations; smaller circles, poorer determinations.

Reference: SYKES, LYNN R.: Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic Ridges. *J. Geophys. Res.*, **72**, 2131-2153, 1967.

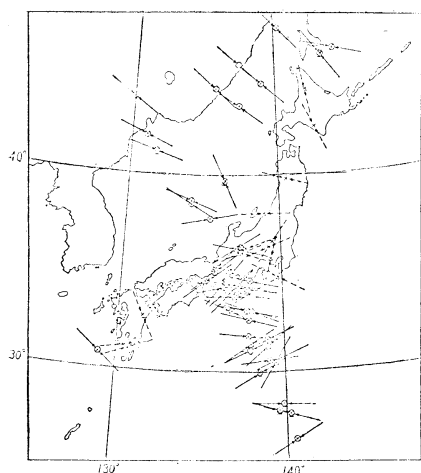


Fig. 5. The direction of the horizontal component of the maximum pressure in and near Japan.

Reference: HONDA, H.: Earthquake mechanism and seismic waves. *Journal of Physics of the Earth*, **10**, 1-97, 1962.

Ocean Floor Spreading の考えでは、図中の嶺 R1, R2 からそれぞれ東西方向に海洋地殻（あるいは上部マントルの一部も含めて）が湧き出てくる。R1 と R2 からの地殻の流れがすれ違う場所で E の地震が発生する。ここでの流れは南側で西向き、北側で東向きであるから地震の際の動きも南で西向き、北で東向きになる。

一方、沈みこむ所の地震として日本の地震の例を Fig. 5 に示す。図の矢印は日本付近の地震を起こしている力の向きを示す。平均して東西方向を向いている。このように力の向きが全体としてあるきまった方向をむいているということは、この力の原因がかなり大規模なものであることを示す。Ocean Floor Spreading の考えを用いれば、このような力は海側から押しよせてきた海洋地殻の大規模な流れによるものであるとすることができる。

以上、重力や地震発生のパターンが、Ocean Floor という仮説をいかに合理的に支持するかを示した。しかし、これだけが唯一の仮説ではなく、重力や地震の観測結果と矛盾しない他の仮説ももちろん可能であろう。現在の海での地球物理的データはまだ Ocean Floor Spreading 仮説を論争の余地がないほどに確定するには不十分である。将来の海での観測の進歩発展がのぞまれる。

一般討論

座長 星野通平（東海大・海洋）

佐々木（東水大、理研）：専門が違うので、私の質問がピンボケになるかと思うが、一般に地球物理学的に、トレンチというものは大陸とかあるいは列島にそって出来ているわけだが、ぞくに言われているように、こまかい点には、いろいろ問題があると思う。何か代表的なトレンチを徹底的に調査・研究すれば、その他のトレンチはだいたいそれにかよったトレンチとしての特長もっていると、こういうように私どもはうかがって概念的に理解している。そうすると日本海溝とかトンガトレンチなどいろいろなトレンチが代表的な、深い規模の大きいトレンチがあるわけであるが、たとえば日本海溝をかりに重力測定に問題を限定して考えた場合、日本海溝の重力の分布アノマリー—そういうものを徹底的に調査・研究すれば、だいたい他のトレンチも同じように類推してよいかどうかと言うことである。

それからもう一つは最近海底に重力計を持ち込んでいろいろな重力分布を調べることがかなり行なわれつつある。そうすると予測としては海上で非常に丹念に細かく調査した結果と将来更にいろいろな発展した装置、進歩した計器を使って海底でまったく同じ地点を測定した場合に船上で測定したものと、かなりのくいちがいが出てくるだろうか、ということをもどの程度予測していいかということである。

最後にこれもまったくおのりの考えであるが、たとえばバチスカーフ等に乗ってかりに 1 万 m の深海に到達すると、その場合深度を決定するのは御承知のように、全部ブルドン管タイプの深度計である。ところがブルドン管の目盛をつける場合には、これは普通の実験室か研究室で、真水を使って圧力を加えて目盛を付ける。従ってこのように目盛られたブルドン管深度計で 1 万 m の海底に到達して、深度計の目盛を見てすぐ海溝あるいは海の深さを決定するわけにはいかない。真水で目盛ったものを海水に換算し、室温で目盛ったものを実際測定した海水温度に換算しコレクトする。もう一つは地球表面で目盛ったものであるから 1 万 m の地球の中心に近い場合にはその地点の緯度、経度を勘案して重力の補正をしているがそういう場合に、重力のアノマリーがあるということになると結果的に何 m ぐらいの差になるか。深さにおいて、あるいは何 10 cm の差になるかわからないが、あらかじめ非常に厳密にその地点の重力がはかられているとすればそれを加えた補正をしなければならぬ。ただ深度補正だけでいいかどうか、今後の問題だと思う。そういった三つの点について、お教え願いたい。

田島 私自身の個人的な考えであるが、だいたい日本

海溝、トンガ、プエルトリコとか、トレンチの重力異常のパターンというのはまず第1近似としては同じであると考えてよいのではないかと思う。つまり一番深い所でフリーエアーアノマリーが一番小さくなる。あるいは最近では少し大陸側に若干 minimum になる点がずれるというようなことも出ているわけである。前に松山先生や熊谷先生が、戦前イ号潜水艦で計った時には、相当大陸側によっていたようであるが、最近計るとやはりトレンチの一番深い所にはほとんど一致するかどうか、その辺は海上重力計の精度の問題になるわけであるが、だいたいそういうパターンが出ている。だからまあ第1近似としてトレンチの重力パターンは同じと考えていいのではないかと思う。

それから第2の点は海底重力計のことであるが、もちろん海底重力計の方が測定精度は良いが、たとえばアメリカ等では、太平洋で海底重力のサーベイを行ない、その上を海上重力計で測定し、計算で同じになるかどうか、つまりキャリブレーションを行なうわけである。海上重力計の性能がよくなれば能率が非常に良いわけである。海底に比べて本質的な測定結果の差は考えられない。

第3番目の点についてはちょっと私には、非常に深い海の測深の精度というものがわからないが、重力の方で言うとフリーエアーアノマリーはつまり全然補正していない。海の深さがどうあろうとかまわらないわけである。ブーゲーアノマリーの計算をする場合にはそれが問題になってくるが、ブーゲーアノマリーだと1,000 mで約70 m gal くらいの補正である。であるから100 mで7 m gal となる。現在海上重力の精度 ± 10 m gal とすると、100 m 程度の誤差で測定精度以下という重力補正になるわけである。

佐々木 日本の場合だと地質調査所あたりで測定されている海上測定であるが、海底に持ち込むとケタ数が一つぐらい上り得るか、最後の mm gal あたりの所で。

田島 ニケタくらい上る。

佐々木 そうすると上ったニケタを問題にしないかぎり海上も海底もなんら差はないわけか。

田島 そうである。

佐々木 そのニケタが問題になるような議論というのは重力の範囲においてはいいのか、もしなければ苦労して海底に重力計をもって行く必要がないと思う。しかし最後のケタ数が問題になるということであれば、海底に持って行くことが意味があるのであって、そうでなければ非常にイージーな海上測定の方がはるかに能率がいいわけである。その点はいかがなものか。

田島 非常に大規模な地殻構造を決定する場合にももちろん重力測定の精度がよければいいほど、こまかい議論が出来るわけであるが、海底重力計の一番大きな問題というのは、海底の地質構造とか浅い所のジオロジーというか、そういうものに関連したものではないかと思う。将来海上重力計も10 m gal から1 m gal までゆく可能性があるというふうにいわれているわけであるが、いろいろな補正問題たとえば船のスピード、船の対地速度とかそういうものによる、エトベスコレクションというものがあるが、そういうふうなものが現在の段階ではまあ ± 10 m gal 程度であろう。更に人工衛星等を使って船の対地速度というものをもち精度を上げれば1 m gal まで到達することも不可能ではないと思う。現在のところ10 m gal ないし数 mm gal ということになっているわけである。従って私共の方もそういった精度の範囲内で議論をせざるを得ないわけである。たとえば、トレンチの重力異常と言うとフリーエアーでいつも200 m gal 以上の非常に大きな異常であるが、まだ現在のところ、数 m gal ないし1 m gal の異常という所を問題にするほどまだ理論自体が進んでないのではないかと思う。

佐々木 海底に持ち込んで更に詳細な検討をするという傾向としては、どういう傾向になるか、それほどしなくてもいいのではないかではなくて、まだ出来ないとか主としてアメリカだと思うが、それはいろいろな装置の進歩とか費用が充分かけうるといった問題があると思うが。

金森 (東大・地震研) いろいろな考え方があると思うが、今日は深海ということであったので深い所しかお話ししなかったが、だいたい海底重力計というのは今まで割合浅い所で、しばしば使われていて非常に深い所へはもぐらすことは出来なかった。もし海底重力計というようなものを非常に深い所において測ることが出来ると、一つははっきり言える利点は海上重力計のキャリブレーションポイントになるということである。それはどういうことかと言うと、非常にノイズの多い所で計るので精度そのものが、どのくらいあるかということ判定することが非常にむづかしいわけである。従って誰かがどこかで測ったとすると、その計られた結果そのものを信用する以外にはほとんど方法がない。同じ場所に2度行くことはほとんど不可能であるし、キャリブレーションポイントをいくつか作っておいて、海上重力計を検定するような意味合いが非常に重要だと思う。もう一つ言えることは、深海の場合に5,000 m の所で計ると水上、海上で計ると、どういう本質的な違いがあるかと言うと、

重力にしてもマグネにしてもそうであるが、実際にアノマリーを生ずる mass に近い所に行けば行くほど波長の短い変化を検出することが出来る。5,000 m はなれてしまうと非常にこまかい波長の変化がフィルターされてしまってほとんど出て来ない。従って、海上で計った重力を基にしてものを言う場合にはどうしてもラージスケールの構造のことしかいえない。もし海底でこまかく計ればかなり波長の短いいろいろなアノマリーとか、変わった構造のことを議論することが出来る。いろいろおもしろい問題もきつとわかるだろうと思う。現在の所はそういう深海での測定がないのでその可能性を非常にはっきり言うことは出来ない。

星野 田島さんにおろかがいしたい。深海のあのマグネのパターンというのは海溝を越して、大陸斜面の方までつながるものか。

田島 マグネですか。

星野 ええ、たとえば日本海溝の沖あたりで、ずっと北東—西南のパターンになっているプロトンの……

田島 あれは私よく知らないが、日本海溝の例だと日本海溝の東側には割合異常があり、西側の方でははっきりしないようで、たしかつながっていないように記憶している。

星野 海溝がバウンダリーになってむこうとこっち側では違うというような……

田島 ええ、はっきり記憶していない。

南雲 (東大・地震所) 金森さんにろかがいしたいが、先ほど、ミッドアトランティックリッジの下の構造を説明されたが、マントルからクラストへ上って来てマントルクラストのミクスチャーだというお話があったが、そうすると、ミッドアトランティックリッジの中央部のクラスト下部の構造とそれから、たとえば日本列島の下部のクラストの構造と爆破地震で得られた構造とだいたい似たような構造が出ており、その下の物質は全く違った状態と考えるのかどうかということを知りたい。

金森 クラストのかマントルのか。

南雲 日本列島の下とミッドアトランティックリッジの下で同じ状態なのか、全くちがう状態なのか。

金森 先ほど、お目につけたのは、重力の話で密度のことだけ言うと、もう一つ地震学的方法で速度の違いも明らかになっている。あの違いを説明するために考え方としては、三つある。その内の一つを申し上げた。まず三つをざっと申し上げると、一つはあそのものは同じであってもあそこだけ温度が特別に高いために軽くなって速度が遅くなるという考えがある。これはすぐリジェクトされる。これは温度変化を考える限りあれほど大きな違いは絶対出てこない。もう一つは物質は同じだが、化学反応によって性質が違った、物質が同じというのはおかしいが、たとえば具体的に言うと、いわゆるサーペンティナイゼーションであって、あの辺でペリドタイトがサーペンティナイトに変わったとする考え方である。これは可能性はあるので、あのくらい変えることは20~30%のサーペンティナイゼーションで説明できるわけである。私が言ったのは非常に深い所でバザルトが出来てバザルトがああの上に乗って来て、ペリドタイトのミクスチャーを作っているという考え方である。爆破から決められたたとえば、日本のクラスト以下の速度というのは、8 km ぐらいで、いわゆるノーマルのペリドタイトと比べてそれほど大差がない。それからミッドアトランティックリッジの場合、7.4とか5ぐらいであるから、断然遅い。結局一言にして言えば、まるで違うというわけである。

南雲 日本列島の下でクラストが厚くなっているが、その日本列島の下に厚くなっている所7.5とか7.6とかの速度が……

金森 最近だんだん精度が上がってくると共にノーマルマントルに近くなって7.9とか8ぐらいである。

南雲 それがミッドアトランティックリッジと違う。

金森 リッジは断然遅いわけである。

2. 深海底における地震観測

南 雲 昭 三 郎*

Seismométrie au grand fond océanique

Shozaburo NAGUMO

Résumé: La seismométrie au grand fond océanique a pour objet de mettre en lumière 1° le mécanisme de génération des séismes et celui des séismes à foyer profond, 2° le mécanisme de formation des fosses et des seuils, 3° le mouvement tectonique des océans et continents. Après avoir expliqué quatre méthodes de mesure fondamentales (bouée mouillée, installation et récupération automatiques, transmission par câble sous marin et transmission par ultrason), nous présentons le seismographe à bouée mouillée du Zisin Kenkyujo (Institut de Recherche sur les Tremblements de Terre) de l'Université de Tokyo, travaux de son installation et de sa récupération et quelques-uns des résultats obtenus.

1. 深海底地震観測の意義

本日は深海底における地震観測の意義と、観測の方式についてお話ししたいと思う。

深海底で地震を観測して何がわかるのか？ 地震は遠く陸まで歩いてきてくれるのに、なぜ深海底まで出かけて行って地震を測らねばならないのか？ というような質問を私は度々受けている。それは、深い海底がそこにあるからという、未知なものに対する人類の興味に根ざすものでもあるが、そればかりではなく、充分な科学的根拠・必要性に基づくものでもある。

深海底における地震観測の意義を求める前に、地震の観測とは一体何を目的とするものか、地震観測から何が得られるのかということを考えてみると、次のようになると思われる。すなわち、地震観測の目的は、大きく言うと、A) 地震の本性を解明すること、B) 地球の構成を解明すること、と言えると思う。地震の本性とは地震がどこに起こるのか、どのような起こり方をするのか、応力のかかり方はどのようにになっているのか等々の事柄に関することであり、地震活動の空間的分布、時間的分布、発震機構等の観測から求められる。また地球の構成とは、たとえば地球が地殻・マントル・核から成るというような地球内部の速度分布に関することや、海洋の地殻の厚さは大陸のそれよりも薄いというような地殻・マントルの構造に関すること等であるが、これらは地震観

測網による地震波の走時曲線から求められる。

これらの地震観測の目的に対し深海底地震観測は何を寄与し得るかという点、地震の本性に関するものとしては、1) 地震の発生過程の解明、地球の構成に関するものとしては、2) 海洋における地球造構造運動 (Geotectonics) の解明、両者に関するものとして、3) 深発地震の解明等が挙げられる。これらの問題に対して、深海底地震観測は非常に有力な武器であると共に又、是非とも必要なものである。それについて少し説明する。

1) 地震の発生過程

これは地震の予知に密接に関係する問題である。地震予知のためには地震の発生過程を知る必要がある。特に発生の時間的過程を知る必要がある。地震発生の時間的過程を明らかにするためには、大地震の起こる場所でその過程を直接に観測してやらなければならない。では、そのような場所がどこにあるか探してみると、それは海底に多く見出される。 $M > 6$ 或は $M \geq 5$ 以上の地震の大部分は海底で起こっており、特に日本海溝の西側海域に起きている。Fig. 1 は日本およびその付近において 1957 年～1962 年の 6 年間に起った $M > 6$, $6 > M > 5$ の地震の震央分布を示すもので、気象庁地震月報にまとめられているものであるが、そこに明らかにみられるように、三陸沖や茨城沖に非常に頻繁に地震が発生している。松代群発地震は、地震の発生過程を語る千載一遇の好機と言われたが、その規模は 1955 年 8 月から 1966 年 12 月末までの 1 年 5 か月の間に $5.5 > M > 5.0$ の地震が 13 個、 $M \geq 5.5$ のものは 0 という程度のものであ

* 東京大学地震研究所 Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

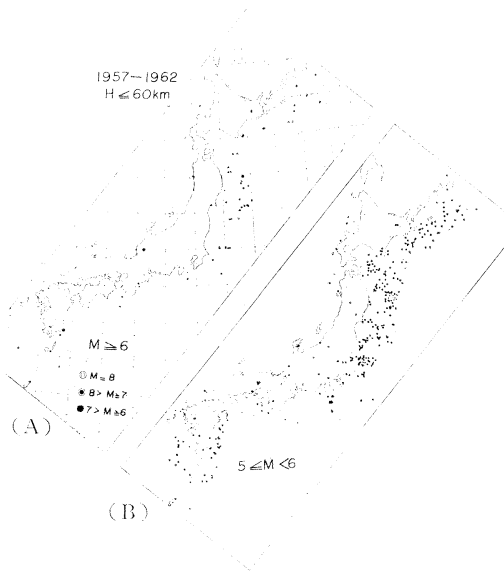


Fig. 1. Distribution of epicenters of main earthquakes, whose depths are shallower than 60 km, in and near Japan in 1957~1962. (A) $M \geq 6$, (B) $6 > M \geq 5$. (After Seismological Bulletin JMA)

た。これからみると松代地震群程度の地震活動は、日本海溝に沿ってあるいは絶えず起っているかも知れないということが考えられ、若しそうであればこの種の研究に誠に好都合な場所となる訳である。この意味からこの海域の微小地震活動の存在を明らかにすることは非常に大切なことである。

2) 海洋における地球造構造運動

海溝の成因、海洋中央部に存在する海嶺の成因、大陸と海洋との関係等々、地球造構造運動 (Geotectonics) の研究が現在地質・地球物理の分野で盛んであるが、地震活動 (Seismicity) はこれらの問題に対して、非常に有力なデータを供給し、ある種の問題に対しては、提起される仮説の当否を検証する決め手のデータとなるかも知れない。

造構造運動 (Tectonics) は物理的には動力学過程である。すなわち、地殻・マントルに変形や応力集中がどのように発生し、時間的にどのように進行してゆくかという問題である。地震が起こることとは、まさに、このような変形の進行に基づくものであり、殊に微小地震、極微小地震活動はこのような変形を極めて敏感に表わすものである。それ故、現在の地震活動は現在の造構造活動 (tectonic activity) の証拠に外ならない訳である。

Fig. 2 は 1966 年における全世界の震央分布図で、USCGS で作製されたものであるが、これは同時に造構造活動分布図ともみなされるものである。これを見ると、海洋における造構造活動についていろいろと興味あることがみられる。火の環 (Ring of fire) と呼ばれる環太平洋地震帯が最も活動的であることが非常に明瞭に現われているが、これは太平洋と大陸との境界に沿って変形、応力の集中が発生していることを示すもので、その境界が力学的にも一つの不連続的境界面となっていることを暗示している。ところが大西洋と南北アメリカ大陸、アフリカ大陸との境界にはこのような地震活動はみあたらず、造構造的に活動的ではなさそうである。同じく海洋と大陸との境界でありながら、一方の大洋においては造構造的に活動的であり、一方の大洋では非活動的であるということは非常に興味深いことに思われる。その代りとても言おうか、大西洋の真中には大西洋中央海嶺に沿って地震活動が盛んであり、この海嶺は現在においても造構造的に活動的である。この地震活動は北極海から赤道を越えて南へ続いているが、赤道を越えるとややまばらになっている。これは、その部分に地震活動が少ないためかも知れないが、あるいは観測網の精度が低いためかも知れない。観測網から遠く離れた海洋の真中では地震の大きさが少し小さくなると、もう観測網にからなくなる*。それ故、海嶺地域における地震活動、特に、微小地震活動を明らかにするためにはその真上、あるいはその近傍へ出かけて行って観測することが必要となる。

東太平洋海嶺においても地震活動は盛んであり、地震活動から海嶺の存在を追跡できる程であるが、南極海に入るとその地震活動はまばらになっている。これは前と同様に観測網の不備のためかも知れないし、実際に地震が少ないのかも知れない。

Fig. 2 では北太平洋中央部には地震が記されていない。天皇海山、マーカス・ネッカー海嶺等に本当に地震が起っていないのであろうか。カナダやアフリカ東部等に地震の起り方の極端に少い地域が知られているから、北太平洋中央部に地震が起っていないかも知れない。

* たとえば、日本海溝中央部の海域における地震は、気象庁の観測網をもってしても、現在の所 $M > 5$ 程度の大ききでない地震源が決められない (勝又, 1967)。また Fig. 2 において、ハワイ諸島に起った地震は 1 個だけしか記されていないが、ハワイ島の観測網では $M \geq 3$ の地震がハワイ島付近に年間約 100 個以上起っていることが報告されている (United States Earthquakes 1964, USCGS)。

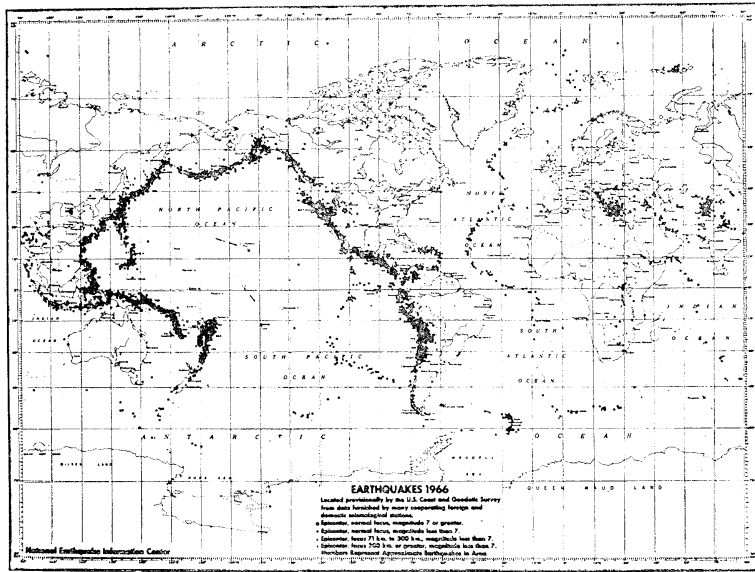


Fig. 2. Distribution of epicenters of main earthquakes in the world in 1966. (After USCGS)

しいことはないが、若し本当に小さな地震も起っていないという事実が確認されれば、それは地質・地球物理的に非常に重要なことになるかと思われる。昨今、海溝の成因、海嶺の成因等に関して、マントル内熱対流の仮説というものに盛んに議論されているが、もし北太平洋に地震活動が無いということになれば、それはマントル対流説にとって誠に都合の悪いことになる。というのは、マントル対流があれば、その上に乗っている地殻には剪断応力がかかり、地殻内部には歪エネルギーが集積されて地震が起り易い状態にあると考えられるからである。

大西洋中央海嶺や東太平洋海嶺等の成因に対してマントル対流の対称的湧出が想定されているが、このような仮説は微小地震の立体分布を調べることによってその当否が検証されるであろう。

3) 深発地震, その他

深発地震の研究は地震発生機構にとって非常に大事な事柄であり、その地震波スペクトルはマントルの物性や構造の研究にとっても大切な事柄である。深発地震は浅発地震とはその発生機構が全く異るとも言われており、たとえば余震が伴わないと言われている。しかし、本当に余震が無いのか、あるいは従来の観測網では精度が不足で観測されていないのか未だははっきりしていない。これらを確めるためには深発地震の真上において高感度地震観測を行なって調べてみなければならない。深発地震は Fig. 2 において◆印で表されているが、伊豆諸島か

らマリアナ諸島にわたる海域、トンガ・ケルマデック海溝西側海域がこの種の研究にとって最も適当な地域となっている。また深発地震の起る層の傾斜が、南に下ると共に次第に直立してくるという問題、震源分布の非対称

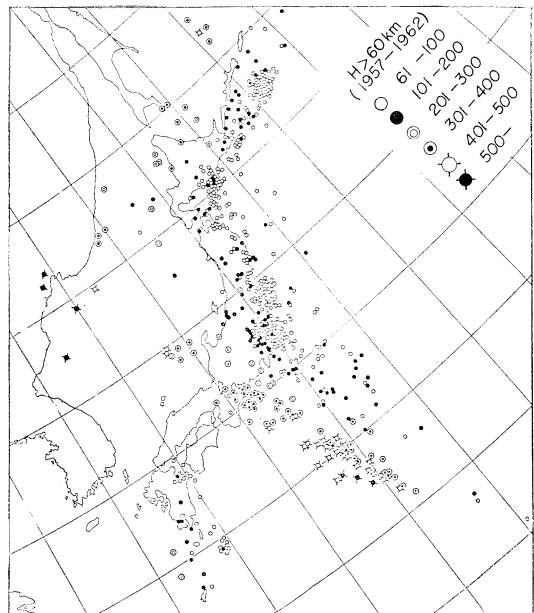


Fig. 3. Distribution of epicenters, whose depths are deeper than 60 km, in and near Japan in 1957~1962. (After JMA)

性が次第に対称的に移ってゆくという問題等もその発生機構に関して非常に興味深いものである (Fig. 3)。

その他、地殻の厚さの薄い海洋底における地震波のスペクトル観測等興味深い事柄があるが省略する。

2. 海底地震観測の方式

微小地震の観測は地面の震動を地震計と呼ばれる換震器で電気的信号に変換し、それを増幅し、磁気録音方式記録計に記録し、その記録を再生して電磁オシログラフやペンレコーダーによって可視記録をすることによって行なわれている。深海底地震観測装置は、従って、二つの主要な部分から構成されることになる。一つは上記の地震動記録装置の部分であり、もう一つは海底への敷設装置の部分である。前者は陸上で用いられている長期間自動記録装置と共通するものが多く、後者は海洋工学と共通するものが多い。

現在実用されている深海底地震観測の方式には大別すると次の四つの方式がある。すなわち、

- (1) 碇置浮標方式 (Anchored Buoy System)
- (2) 自由落下—自己浮上方式 (Free fall—Self floating System)
- (3) 海底電線方式 (Marine cable system)

(4) 水中音波通信方式 (Hydro-acoustic communication system)

各研究機関毎に夫々の経済力、船力に応じて独自の方式を考案、実用化を進めているのが特徴的である。次に各方式の概要と長所・短所を述べるが、詳しいことは文献を参照して頂きたいと思う。

碇置浮標方式—記録計器は耐圧容器内に収められ、完全自動記録が行なわれる。防水はリングシールで行なわれている。耐圧容器はワイヤロープ、ポリエチレンロープ等によって海底に降下・設置せしめられ、ロープはいったん錨をとってから海面の浮標へ連結される。所定の記録期間の後、ワイヤロープの巻上げによって揚取される。この方式は海底地震観測の初期から用いられている方式で、計器の回収が最も確実であるという利点がある。しかし耐圧容器に付けられたロープによる雑振動が時々起るという欠点がある。またこの方式は移動観測に

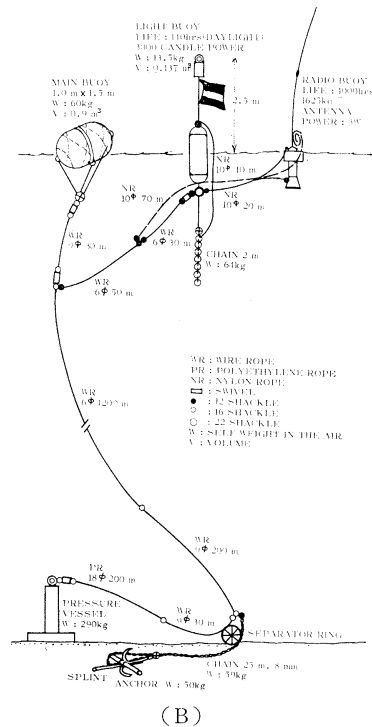
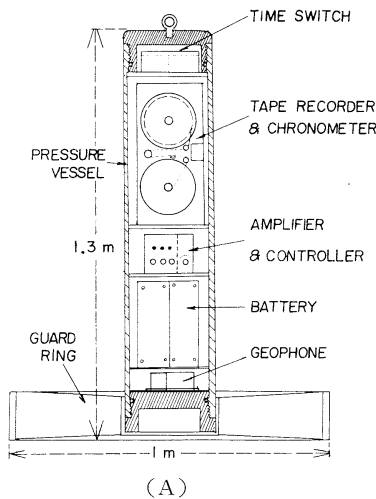


Fig. 4. A system of ocean-bottom seismograph at the Earthquake Research Institute, the University of Tokyo. (A) System of recording instruments in the pressure vessel. Pressure vessel: steel pipe, inside diameter 240 mm, outside diameter 270 mm, height 1300 mm, weight 200 kg, limiting pressure 200 kg/cm². Geophone: moving coil type, natural frequency 4.5 cps, vertical component 1, horizontal component 1. Amplifier: 3 channels, maximum gain 80 db. Battery: Ni-Cd-Al Cells, 12 V, 39 AH. Clock: Seiko crystal clock. Magnetic tape recorder: 4 channels, FM, tape speed 0.06 ips, tape width 1/4 in, 1800 ft, recording time 100 hrs, S-N ratio 30 db, frequency response 0.5~20 cps. (B) Anchored buoy system.

適し、換震器と海底との結合を重くすることが出来る。Fig. 4 は東京大学地震研究所が使用している錠置浮標方式で、海洋研究所淡青丸、海上保安庁水路部明洋の協力によって改良を加えて来たものである (Fig. 4)。深度約1,000 m の海底への敷設作業の所要時間は約1時間である。

自由落下自己浮上方式—記録計器は上述のものと同じく耐圧容器内に取められ、完全自動記録が行なわれる。耐圧容器は観測点において船から海中に投下され、自由落下によって海底に設置せしめられる。回収にはマグネシウムスイッチあるいは時計スイッチによって重錘を切離す方式、あるいは船からの超音波信号を受信・解読して重錘を切離し、容器の浮力によって浮上する方式が用いられている。この方式は深海底の観測が簡単に行なえるという長所があるが、回収が必ずしも100%保証されないこと、海底と地震計との結合に望ましくない共振が伴い易いこと等の短所がある。この方式はカリフォルニア大学サンディエゴの BRADNER *et al.* (1965)、テキサスインストルメント社 ARNETT *et al.* (1965) 等によって開発され、GUIDROZ らは1966年秋千島海溝海域において13個所の臨時海底地震観測点を展開し、約2か月間本格的な地震活動の観測を行なっている。Fig. 5はその折の観測点分布を示した図である。

海底電線方式—深海底に敷設された観測計器は海底電線によって陸上局に連結され、その海底電線を通して電力の供給、計器の調整・検定等の遠隔操作、観測データの伝送等が行なわれる。この方式は恒久的な地震観測所に適している。この方式はコロンビア大学ラモント地質観測所のグループによって開発されており、同グループは地震観測に加えて潮汐、海底面の傾斜、温度、海流等の観測も同時に行ない、深海底における総合的海洋地球物理観測所を目指している (SUTTON, 1965)。

水中音波通信方式は同じくラモントグループによって開発されたもので、海底に設置された地震計から水中音波を利用して真上付近に仮泊する船に観測データを伝送するという方式であるが、船を観測期間中地震計の近くに拘束すること、消費電力が大きい等の難点がある。

3. これからの課題

深海底地震観測は現在ともかく実用に供され得る方式、器械ができた段階に来た所であり、これらの方式によって所期の目的が達成されるか否か本格的観測に取り組む段階に来た所である。これに関して観測船の問題がある。地球物理的観測には重力や地磁気のようにポテンシャル場の値を地域的に広く測定する地域調査と、地震活動や地磁気の日変化のように定点における連続観測が

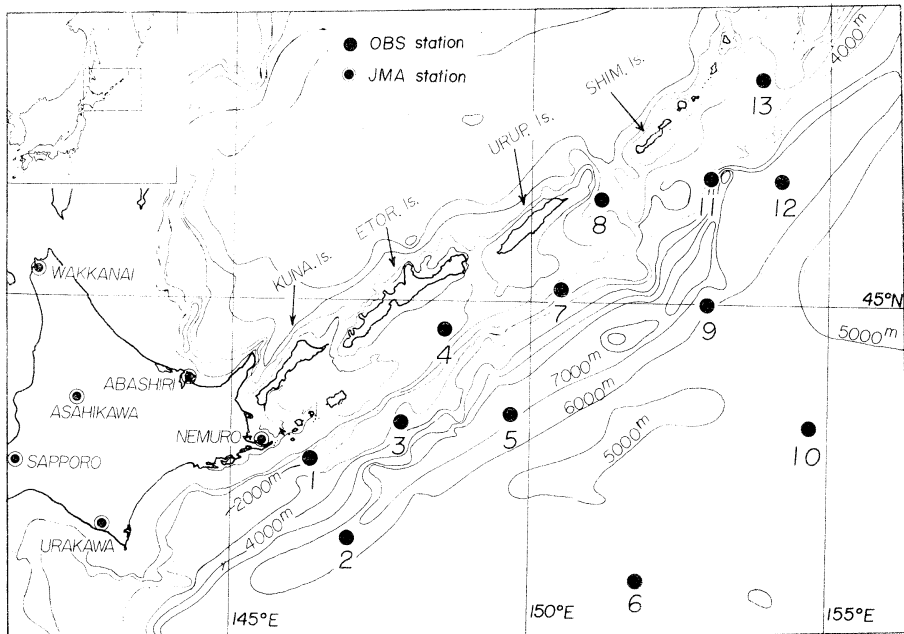


Fig. 5. Ocean-bottom seismograph network deployed in 1966 from October to December in and around Kurile trench.

必要な観測とがある。観測船は前者では同一地点を二度通る必要がなく、後者では所定の観測期間の後、再び同一地点に戻って来る必要がある。それ故観測船の運航に関する両者の調整には实际的に色々むずかしい問題が生じる。大型研究船はその性格上海洋を広く駆けめぐることが得意とするので、定点連続観測を本格的に実施するためには定点観測網を定期的に巡回する専用の観測船が必要になると思われる。

深海底地震観測の計器および方式は更に改良されねばならない。海底地震計は観測船と切り放しては設計することはできず、観測船の能力に応じて設計されるべきであろう。深海底地震観測の方式の将来の問題としては、海洋底群列方式の開発、海洋総合地球物理観測所等々がある。

文 献

- ARNETT, R. A. and T. W. NEWHOUSE (1965): Ocean-bottom seismograph. Proc. IEEE, **53**, 1899-1905.
- BRADNER, H. *et al.* (1965): Coherence measurement with time sampling ocean-bottom seismometer. Proc. IEEE, **53**, 1906-1908.
- 勝又 護 (1966-1967): 日本附近の地震の分布と活動。(I) 地震, **19**, 1-11; (II) 同上, **19**, 237-245; (III) 同上, **20**, 75-84.
- NAGUMO, S. *et al.* (1965): Construction of ocean bottom seismograph. Bull. Earth. Res. Inst., **43**, 671-683.
- SUTTON, G. H. *et al.* (1965): Ocean-bottom seismic observatories. Proc. IEEE, **53**, 1909-1921.

討 論

討論者 木村耕三 (気象庁)

気象庁の地震業務に課せられた使命は、防災上の要請から地震の震源に関する津波予報などの緊急情報の発表と、地震学、特に地震予知研究のために日本付近に発生する規模 3.0 以上の大中小地震の定常観測とである。

津波予報等のための地震観測業務の方は、現在のところ地震がおこって、20 分後までに発表という制限が課せられているが、それがギリギリ一杯のところ、実際の津波の方は三陸沖で発生するもののような場合を除くと、大部分は 10 分ぐらいで最も近い海岸に到達するのだから、防災という点では発表に 20 分もかかっては役に立たないわけである。

ところが、官庁というのは技術の進歩よりは判例とか前例とかが優先するところなので、津波予報を早く発表

するために地震計などを改造するというのでは、なかなか話が通らなかった。しかし、松代地震を契機に地震予知研究計画がクローズ・アップされたお蔭で、大中小地震観測という命題をはたす目的を兼ねて、津波予報等を敏速化できる地震観測装置を前年度から予算化することができた。

予算要求上は第 1 目的となっている地震予知研究計画のための大中小地震の観測について、観測という意味が単にどこか 1 点で規模 3.0 以上の地震を把えるということなら割合簡単だが、そうした地震の震源までを地殻構造を均質と仮定することによって生ずる範囲内の誤差の程度で決定するとすると、たとえば Fig. 1 は今後 5 年計画で展開しようと計画している上記の地震観測装置によって決定しようとする地震の規模の範囲を示すものであるが、このように、日本列島は細長いために、海洋底で発生する地震の震源決定精度は落ち、特に震源座標に震源時を入れて 4 次元だから、最小自乗法的には 5 個の観測値を必要とする。したがって、少くとも五つの観測点で記象をとらなくてはならないことになるので、小さい規模の地震の場合は震源を決め兼ねる場合が多くなる。

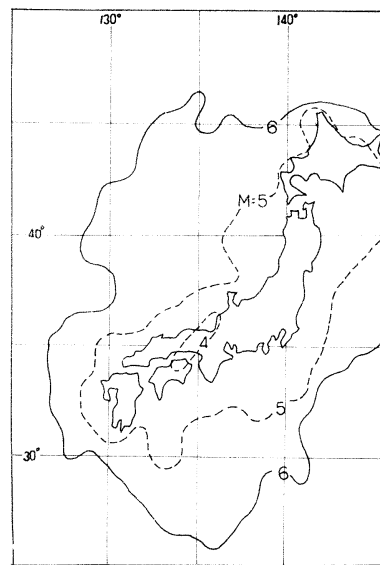


Fig. 1. Detection capability of J. M. A. seismological network under reconstruction for earthquakes having $M=4, 5$ and 6 . (M. ICHIKAWA) (Earthquakes occurring in areas indicated by contours can be determined with uncertainty that $\sigma_{\lambda} \cdot \sigma_{\phi}$ is within 10 min^2 , where σ_{λ} and σ_{ϕ} are the standard error of epicenter coordinates obtained.)

地震計の倍率をもっと上げればよいわけであるが、現在のところ気象庁の観測は市街地にある気象官署で行なうほかはないので、年々増加する人工雑微動等に妨害されて、郊外の地盤のよい土地でやるように倍率を高くするわけにはいかない。さらばとって深井戸の中へ変換器を入れて雑微動から逃れようとする、少なくとも現在までの知見では、地震動の振幅も小さくなって、いわゆる S/N が大きくなる。適当な深さと適当な変換器を使って S/N が最大になる方式の開発を今年から気象研究所で着手したが、大きな期待をかけることは無理なような気がするし、そうしたところで、一象限の観測値で対象象限の震源を決めるということになるのだから、誤差の大きくなることは避けられない。

ということになれば、観測点は少なくともよいから高感度の地震計を海洋底において、地震帯の向う側からも情報を求めるという方法をとらなければならない。そのためには海底地震計がぜひ必要である。

海底地震計にも色々な型式があるが、回収率の高いことや、海底ケーブルのような施設費に高額な経費を要するものは実現困難ということから、南雲の推進しているブイを使用するものが、もっとも日本的であろう。気象庁としても、現在のところ津波予報等のための緊急震源決定には、目下計画中の陸上の観測網で充分と考えているので、常時陸上まで隔測する必要は認めておらず、地

震予知研究のためのほか、たとえば三陸沖にある地震波の伝播速度の異常地帯のためか、千島付近の震源が南に片寄りすぎることの原因解明などのための調査を主体とする観測を必要としているから、ブイ式のもので充分である。

気象庁としても、以上のような必要理由で、昭和 46 年度から海底地震計による観測を予定している。

その場合、単に地震観測ばかりにブイを使用することは経済的でなく、深海流その他の海洋の固定観測にも共用されるものであるべきで、ブイの位置は海洋観測の都合によっても左右されるであろうが、地震観測の側からは、最小限下記の点に設置されることが望ましい。

N40° E146°, N34° E142°, N31° E136°

なお、南雲の開発している地震計に対して気象庁として要望したい点は、下記の通りである。

- イ) 少なくとも 1 か月以上の長期間記録し得る方式でなければならない。
- ロ) 回収率のいやが上にも高いものでなければならない。
- ハ) 絶対時刻が充分の精度で補正観測しうるものであってほしい (補正精度 ± 1.0 秒以下)。

ただし、上の条件を満たすために、変換器は 1 要素のみとし、発震時のみが観測できるものであってもよい。

3. 深海水中の懸濁物について

佐々木 忠義* 岡 見 登**

Matières en suspension dans les eaux profondes

Tadayoshi SASAKI et Noboru OKAMI

Résumé: Pour mesurer le diamètre et la concentration d'une particule en suspension, on peut employer des méthodes mécaniques telles que la filtration et la centrifugation, des méthodes chimiques, des méthodes optiques dont la méthode de diffusion. Cette dernière dont le principe consiste en mesure de la lumière diffusée et qui n'a besoin que d'une petite quantité d'eau est la méthode la plus convenable pour les eaux profondes. Nous avons effectué en plusieurs années cette méthode pour des eaux profondes environnant le Japon. Nous avons mesuré la distribution angulaire de la lumière diffusée par un échantillon et l'avons comparée avec la distribution angulaire théorique obtenue par la théorie Mie et enfin évalué le diamètre de la matière et le nombre de particules par un volume d'unité. La comparaison de la concentration que nous avons obtenue pour les eaux profondes levées à la campagne JEDS-11 au mois de mai avec la concentration de matières organiques en suspension évaluée à partir des mesures du carbone organique particulaire que MENZEL, RILEY et d'autres ont faites et la concentration de matières inorganiques en suspension qu'a mesuré ARMSTRONG montre que la diffusion mesurée par notre méthode est principalement due aux matières minérales en suspension.

海水中の懸濁粒子の粒径や濃度を測定する方法に過、遠心分離などの力学的方法、化学分析による方法などの外に光学的方法がある。光学的方法には顕微鏡等を用いて直接懸濁物を調べる方法もあるが、間接的な光学的方法として従来二通りの方法が用いられている。一つは試水の一定の長さを透過する平行光束の消滅を測定する方法であり、他の一つは試水に平行光束を投射したとき、散乱する散乱光の強さを測定する方法である。われわれは前者を透過法、後者を散乱法と呼んでいる。

深海水中の懸濁粒子を散乱法で調べたものに、JERLOV¹⁾の研究がある。JERLOVは1948年に実施したSwedish Deep Sea Expeditionにおいて、散乱光度計を用いて、各層から採取した海水が散乱する散乱角45°の散乱光の強さを測定して懸濁粒子による全散乱係数 $s \text{ km}^{-1}$ を求めた。そして深海においても s 値の垂直分布はしばしば著しい極大、極小を示し、海域や深さによって様々に変化することを確認した。JERLOVとKUL-

LENBERG²⁾は海水1l中に懸濁する粒子の重量を決定するために、粒径が均一の石英や長石からなる種々の濃度の鉱物質懸濁液を作り、散乱光度計の読みから求まる粒子による全散乱係数 $s (\text{km}^{-1})$ と濃度 (mg/l) との関係を実験的に求めた。Fig. 1に彼等の行った実験結果を示す。散乱係数と濃度との間には粒径をパラメーターとして直線的関係が存在することがわかる。KULLEN-

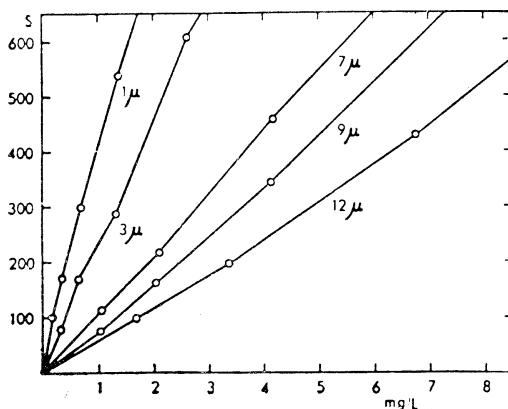


Fig. 1. The Tyndall effect of suspensions of quartz and felspar. (After N. G. JERLOV *et al.*, 1953)

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

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

BERG³⁾はこの実験結果と JERLOV の測定した深海の s 値の平均値 28 km^{-1} を用いて、深海水に懸濁する粒子の平均直径を 1μ とした場合には懸濁物の濃度は約 0.056 mg/l になると推定した。ここで平均直径を 1μ と考えたのは深海堆積物中の微細粒子の粒度分布をもとにして推定した値である。

深海水中の懸濁粒子を対象として粒径、濃度、散乱係数の関係を実験的に求める場合には懸濁粒子を採集するかあるいは作製して、これを dust free の海水中に既知量浮遊させることなど数多くの困難な問題に遭遇するであろう。特に 1μ 以下の粒子に対してこの方法を適用することは不可能に近いと思う。この問題を解決する理論的方法が BURT⁴⁾ によって行なわれている。1954 年 BURT は非常に小さい粒径から半径 6μ の粒径までの範囲について、均一粒径の球形粒子が 1 mg/l の濃度で分散している懸濁液による光散乱に Mie の散乱理論を適用し、粒径と懸濁粒子による散乱係数との関係が前記の JERLOV と KULLENBERG の行なった実験結果とかなりよく一致することを確かめた。引き続き、1955 年 BURT⁵⁾ は Chesapeake Bay で採取した海水の $400 \text{ m}\mu$ から $800 \text{ m}\mu$ までの各波長に対する吸光度 (Optical density) を測定し、測定結果と懸濁粒子による散乱に Mie theory を適用して理論的に求めた吸光度曲線とを対比して懸濁粒子の大きさと濃度を推定した。理論の適用に際しては、Chesapeake Bay の海水中に懸濁する粒子の海水に対する相対屈折率は 1.15 であるとし、粒子は吸収のない等方性の球形粒子でその粒径分布は対数正規分布であると仮定した。BURT はこの研究の結果として Chesapeake Bay の海水中の懸濁粒子の粒径分布曲線は 0.6μ より小さい値を持つ小粒の方に非常にかたむいた形をしており、その濃度は 1 ppm より小さい値から大体 60 ppm の範囲であると報告している。また、BURT⁶⁾ は Fig. 2 に示したように JONES と WILLS⁷⁾ が Plymouth 沖と Thames 川の河口で測定した海水の attenuation coefficient と採集して測定したその海水中の懸濁物の concentration との関係プロットした図に、懸濁物を粒径が均一な鉱物質粒子による光散乱に Mie theory を適用したとき理論的に求める粒径を parameter とする attenuation coefficient と concentration の関係を示す直線を挿入して Plymouth 沖の水と Thames 川の河口水中の懸濁粒子の平均直径は $3 \mu \sim 5 \mu$ であろうと報告している。しかし、BURT の方法は透過法であるから透明な深海水では光路を長くする必要があり、従って、かなり多量の試水が必要とするであろう。そこでわれわれは

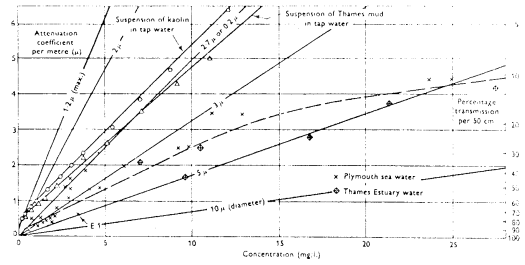


Fig. 2. Relation between attenuation coefficient per metre and concentration of suspended solid matter (from JONES & WILLS, 1956). The solid lines have been added to show theoretical attenuation due to scattering by small particles with diameters of 0.2, 1.2, 2, 2.7, 3, 5 and 10μ . E₁ refers to a hydrographic station south of the Eddystone. (After W. V. BURT, 1957)

深海水の懸濁粒子を光学的に調べるに当っては、散乱法を、粒径と濃度の推定には BURT と同様に理論的方法を用いた研究を行なっている。

海水中の懸濁粒子の光散乱に Mie の理論を適用するにはいくつかの問題がある。すなわち、粒子の屈折率と粒度分布を知ることである。前者は懸濁粒子の種類に関する問題であり、後者は懸濁粒子が異質の粒子の集合体の場合は粒度分布は同質の粒子のそれぞれについて知る必要がある。海水中の懸濁粒子はプランクトン、バクテリアなどの生物、その死骸と分解物、陸源の鉱物質、火山灰等広く異った有機物、無機物の集合する不均一分散系の粒子である。しかし、ある物質の粒子が他の物質の粒子に比べて非常に多く懸濁しており、その主体粒子の粒径分布の幅がシャープであるならば同質の均一分散粒子と仮定することができる。この仮定は海洋の上層の懸濁粒子に対しては適用することがむづかしいが、その種類も少ないと考えられる深海の懸濁粒子に対しては適用できるかも知れない。

われわれ⁸⁾は 1958 年フランス海軍のパチスカーフ F.N.R.S. 3 号が日本海溝を調査した際深さ $6,000 \text{ m}$ までの各層から採取した深海水について散乱光の角度分布を測定し、測定から得た角度分布曲線と海水中の懸濁粒子による散乱に Mie theory を適用して理論的に求められる角度分布曲線とを対比して懸濁粒子の平均直径と単位体積中の粒子数を推定した。理論の適用に際しては深海水中の懸濁粒子は単位体積の海水中に同質、同径の吸収の無い球形粒子が希薄に分散している不均一分散系の粒子であると仮定した。深海水中の懸濁粒子の主体粒子の海水に対する相対屈折率 m がわかっているならば、そ

の屈折率の粒子についてのみ理論計算を行なえばよいわけであるが、この屈折率がわからないので、理論曲線は $m=1.20$, $m=1.25$ および $m=1.33$ のそれぞれについて作製した。このようにして推定した日本海溝の深海水中の懸濁粒子は、いずれの深さについても平均直径は 1μ より小さく、 $1m$ 中の粒子数は $10^4 \sim 10^5$ 個のオーダーであることがわかった。また粒子の海水に対する相対屈折率は $m=1.25$ のものに対応するものが多く、このことから、われわれは懸濁粒子は鉱物質を主体とする微細粒子ではないかと考えた。これらの結果の一部は電子顕微鏡による観察によって裏付けられた。しかし、その後数多くの深海水について散乱光の角度分布を測定してみると、懸濁粒子を均一分散系の粒子と仮定したときの理論曲線とは対比できないものが数多くあらわれた。これらは均一分散の場合の角度分布曲線の特徴の一つであるピークを持たないスムーズな角度分布曲線である。そこで懸濁粒子による光散乱の理論的とり扱いの第2段階として、懸濁粒子はある粒径分布を持つ同質の不均一分散系の粒子と仮定してこれらの粒子による散乱光の角度分布を計算した。

海水中に懸濁する粒子の粒径分布に関する報告としては前記 KULLENBERG が海底堆積物中の微細粒子から推定したもの、JERLOV が Gullman Fjord の Bornö Station で採取した表面海水中の懸濁粒子を顕微鏡下で数えたもの、GOLDBERG ら⁹⁾ が membrane filter を使用した microfiltration method によって測定した粒度分布などがある。これらの報告から海水中の懸濁粒子の粒径は 1μ 以下のものが非常に多いことがわかる。BURT⁶⁾ は Mie theory の適用に際し、懸濁粒子の粒径分布は自然塵や煙の粒径分布と同じ対数正規分布であると考えた。

われわれは懸濁粒子の粒径分布として次の二通りのものを考えてみた。一つは STEVENSON ら¹⁰⁾ がエチールベンゼン-水系のエマルジョンの粒径分布として使用した次式で表わされる分布関数である。

$$f(r) = (r - r_0) e^{-\left(\frac{r - r_0}{b}\right)^3} \quad (1)$$

ここで r_0 は分散系の粒子の最小半径、 b は modulus parameter である。

他の一つは大気中のエアロゾルの粒径分布関数の一つとして気象光学の分野¹¹⁾ で用いられている次式で表わされる分布関数である。

$$f(r) = r^{-4} \quad (2)$$

この二通りの粒径分布関数についてそれぞれ理論計算

を行ない、得られた散乱分布曲線と深海水について実測した角度分布曲線とを対比してみた。その結果(1)式を用いて計算した理論曲線の方が実測した深海水の角度分布曲線と似たものが多いことがわかった。そこで、(1)式を深海水中の懸濁粒子の粒径分布関数として採用し、最小半径 r_0 と modulus parameter b の値を適当に変えて種々の最小直径 D_0 と modal diameter D_m についての散乱光の角度分布の理論計算を行なった。Fig. 3 は $D_0=0.13\mu$, $D_m=0.40\mu$ の場合の粒度分布曲線である。角度分布曲線は粒子の海水に対する相対屈折率 $m=1.15$, $m=1.20$, $m=1.25$ のそれぞれについて行なった。

Fig. 4 は $m=1.15$, $D_0=0.10\mu$, $D_m=0.32\mu$ の粒子が懸濁した海水に波長 $436m\mu$ の光を投射したとき生ずる散乱光の角度分布である。粒子総数 N が多くなると、前方散乱は次第に大きくなるが、後方散乱は逆に小さくなる。曲線の形は均一分散の場合と異なりでこぼこのないめらかな曲線である。

Fig. 5 は理論的に求めた懸濁粒子による散乱係数と濃度(但し懸濁粒子の比重は 2.0 と仮定した。)をそれぞれの場合の modal diameter D_m についてプロットしたものである。散乱係数と濃度との間には modal diameter を parameter として直線的関係が成立することがわかる。このことは Fig. 1 に示した JERLOV, KULLENBERG の行なった石英粒子による実験結果と全く同一である。

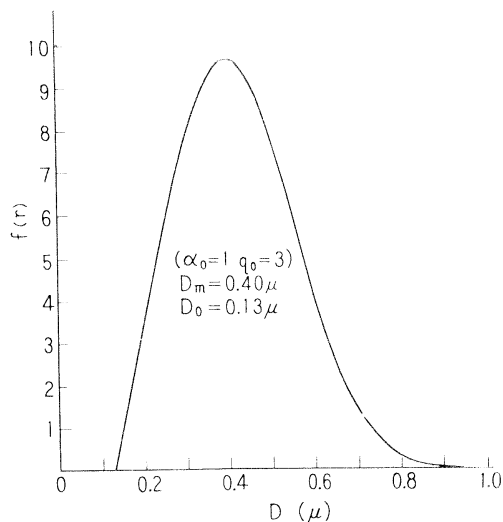


Fig. 3. Particle size distribution curve. $f(r) = (r - r_0) e^{-\left(\frac{r - r_0}{b}\right)^3}$, D_0 : minimum diameter, D_m : modal diameter.

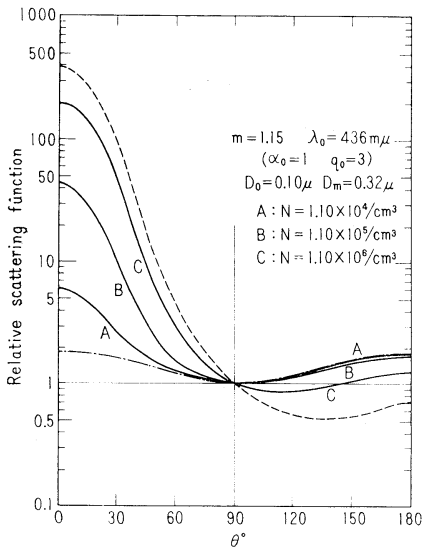


Fig. 4. Angular distribution of scattered light obtained by theoretical calculation. m : relative refractive index, λ_0 : wave length of incident light, D_0 : minimum diameter, D_m : modal diameter, N : total particles number.

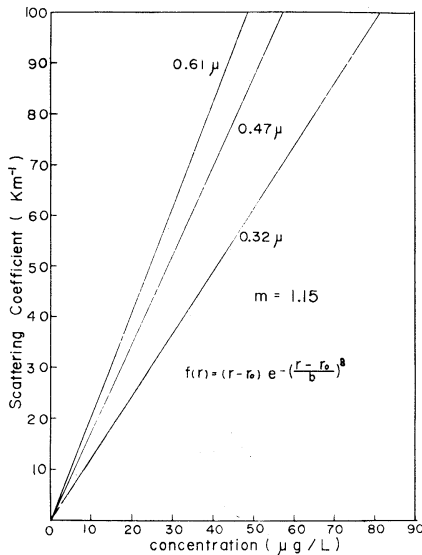


Fig. 5. Relation between scattering coefficient and concentration of suspended matter obtained by theoretical calculation.

しかし Fig. 5 では、同一濃度の場合、粒径が大きくなると散乱係数は大きくなるが、Fig. 1 の実験結果では逆に粒径が大きくなると散乱係数は小さくなっている。しかし、このことは前者は 1μ 以下の粒子に対してであり、

後者は 1μ 以上の粒子に対する関係であることに留意しなければならない。理論値においても粒径を更に大きくして行くと Fig. 1 と同じような傾向があらわれるのではないかと思う。(使用した angular scattering function の Table¹²⁾ では計算できる最大粒径は約 1μ までであった。) BURT の計算した均一分散の場合の結果を示す Fig. 2 にはこの傾向が示されている。

Fig. 6 の \circ 印は 1967 年に実施した JEDS-11 において Station 3 の深さ 4,000 m から採取した海水について測定した散乱光の角度分布で、実線は測定値に最もよく近似する理論曲線である。前方散乱はかなり良く理論曲線に一致するが後方散乱は散乱角 130° 付近から測定値が理論値よりも大きくなっている。このように、後方散乱の測定値が理論値より大きくなることは採取した深さによって程度の差はあるが、かなり多くの試水について認められた。後方散乱の理論値からのはずれを一応無視して、この試水については光散乱の主因である懸濁粒子の modal diameter と粒子総数はそれぞれ $D_m=0.39 \mu$, $N=1.93 \times 10^5/\text{cm}^3$ であると推定した。

Table 1 はこのようにして求めた JEDS-11 の Stations 2 と 3 の各層の懸濁粒子の相対屈折率, modal diameter, half-spread, 粒子総数と角度分布の理論値から計算したこの各層海水の散乱係数である。 m の値はいずれの深さについてもすべて 1.15 となっている。Station 3 は

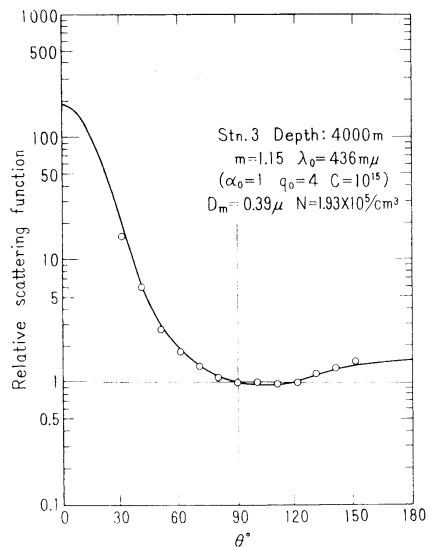


Fig. 6. Angular distribution of scattered light observed on the water sampled at the depth of 4,000 m and calculated on the assumption of $m=1.15$, $D_m=0.39 \mu$ and $N=1.93 \times 10^5/\text{m}^3$.

Table 1. The vertical distribution of relative refractive index, modal diameter, half-spread, total particle number, scattering coefficient and concentration of suspended particles at Stations 2 and 3 of JEDS-11.

Stn. 2, Lat. N: 31°02' Long. E: 139°26'

Depth (m)	m	D_m (μ)	$D_m - D_0$ (μ)	N (cm^{-3})	S (m^{-1})	W ($\mu\text{g/l}$)
500	1.15	0.32	0.22	1.10×10^5	0.0115	5.62
1,000	1.15	0.32	0.22	1.10×10^5	0.0115	5.62
1,500	1.15	0.39	0.29	1.93×10^5	0.0312	17.8
2,000	1.15	0.47	0.37	2.77×10^4	0.00986	3.34
3,000	1.15	0.46	0.15	4.89×10^4	0.0124	5.52
4,000	1.15	0.61	0.51	3.90×10^4	0.0147	6.14

Stn. 3, Lat. N: 32°29' Long. E: 137°36'

500	1.15	0.32	0.22	1.10×10^5	0.0115	5.62
1,000	1.15	0.39	0.29	1.93×10^5	0.0312	17.8
1,500	1.15	0.32	0.22	1.10×10^5	0.0115	5.62
2,000	1.15	0.39	0.22	1.93×10^5	0.0312	17.8
3,000	1.15	0.39	0.22	1.93×10^5	0.0312	17.8
4,000	1.15	0.39	0.29	1.93×10^5	0.0312	17.8

4,000 m の深さまで粒径, 分布幅, 粒子総数, 散乱係数はいずれもあまり大きな変動はないが, Station 2 は上層は下層に比べて粒径は小さいが, 粒子総数は上層は下層よりも1桁ほど大きくなっている。特に3,000 m の深さでは懸濁粒子の粒径分布の幅が他の深さに比べてかなり狭いことは興味があることである。また2,000 m では粒子総数が最も少なく, このために散乱係数がかなり小さい。これらの値から Station 2 では1,500 m の深さに, Station 3 では1,000 m の深さに懸濁物が集積していることがわかる。Table 1 の7行目の値は, 懸濁粒子は比重2.0の値を持つ物質であると仮定したときの, この深さの懸濁粒子の濃度である。いずれの深さの濃度も前記 KULLENBERG が JERLOV の測定した散乱係数から推定した濃度 $56 \mu\text{g/l}$ に比べるとやや小さい。

従来, 光学的方法で求めた海水中の懸濁物の値は無機懸濁物と有機懸濁物の和に対応するものと考えられている。そこで光散乱法から推定した懸濁物の量を, 既に実測されている無機と有機の懸濁物のそれぞれについて比較検討してみる。

深海の無機懸濁物の量を測定したものに ARMSTRONG¹³⁾ の報告がある。彼は membrane filter (0.1 μ A.P.D.) で集めた懸濁物中の無機物の量を測定した。Fig. 7 は Eastern Atlantic で測定した深さ5,880 m までの垂直分布で, 点線は無機物中の Si, Fe, Al の酸化物

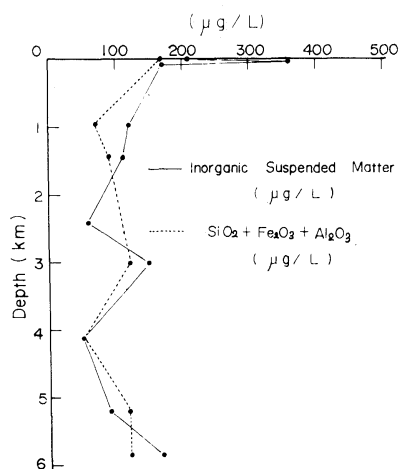
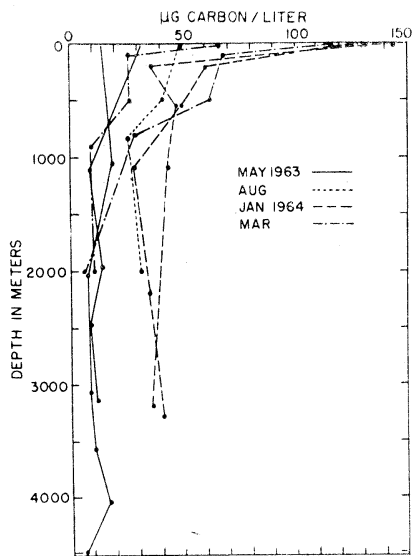


Fig. 7. Vertical distribution of inorganic fraction of suspended matter in sea water, Eastern Atlantic. (After, F.A.J. ARMSTRONG, 1958)

のみの総和を示す。1,000 m 以深では懸濁物の inorganic fraction は $50 \sim 170 \mu\text{g/l}$ の範囲で, その分布には深さによる増減が認められる。有機懸濁物の量は深海水中の particulate organic carbon の測定値から推定することができる。PARSONS と STRIKLAND¹⁶⁾ が Northeast Pacific Ocean の 500 m, 1,500 m, 3,000 m で測定した particulate organic carbon の値はそれぞれ $49 \mu\text{gC/l}$,



32 $\mu\text{gC/l}$, 44 $\mu\text{gC/l}$ であった。

Fig. 8 は RILEY¹⁵⁾ らが測定した Sargasso Sea の particulate organic carbon の垂直分布である。彼は 5,000 m 以深の organic carbon の平均値は $31 \pm 27 \mu\text{gC/l}$ で観測値の $2/3$ は 11 と 49 $\mu\text{gC/l}$ の間にあったと報告している。Table 2 は MENZEL¹⁶⁾ が Arabian Sea で測定した particulate organic carbon と dissolved organic carbon の垂直分布である。これらいずれの報告でも 500 m 以深では organic carbon の深さによる変動は小さい。organic carbon $\times 2$ の値を dry organic matter の量として考えると、これらのデータから深海の有機懸濁物の量として 100 $\mu\text{g/l}$ 以下の値が推定される。この値

Fig. 8. Vertical distribution of particulate organic carbon at individual stations in the Sargasso Sea, selected to show the general range of observed values. (After, RILEY *et al.*, 1965)

Table 2. The vertical distribution of particulate and dissolved organic carbon in the Arabian Sea (After D. W. MENZEL, 1964)

Station 196			Station 198		
Depth (m)	Part. C (g/m^3)	D.O.C. (g/m^3)	Depth (m)	Part. C (g/m^3)	D.O.C. (g/m^3)
1	0.157	1.00	1	0.057	1.48
6	0.166	1.10	13	0.068	—
12	0.155	0.92	20	0.073	—
19	0.204	0.96	26	0.076	—
29	0.114	1.04	30	0.064	0.90
39	0.086	0.74	40	0.084	0.76
50	0.040	0.74	50	0.048	1.04
75	0.025	0.84	75	0.040	0.72
100	0.026	0.76	100	0.041	0.72
150	0.016	0.82	150	0.043	—
200	0.018	0.78	200	0.026	—
250	0.035	0.50	397	0.021	0.22
300	0.027	0.46	596	0.022	0.46
400	0.017	0.64	795	0.030	0.54
500	0.043	—	916	0.051	0.54
600	0.054	0.60	1201	—	0.36
800	0.021	0.20	1492	0.040	0.20
1000	0.031	0.36	1802	0.031	0.48
1300	0.049	0.28	2291	—	0.30
1600	0.026	0.36	2690	0.032	0.36
2000	0.035	0.34	3090	—	0.36
2400	0.045	0.36	3390	0.037	—
2800	0.053	0.34			
3200	0.030	0.36			
Total (gC/m^2)	123	1275		118	1353

は前記 ARMSTRONG の測定した inorganic suspended matter の量と大差がない。

このようにして深海の有機、無機の懸濁物の量を推定してみると、われわれが光散乱法から推定した懸濁物の量は1桁ばかり値が小さい。この点について更に考察してみるとその理由として次の二つのことが考えられる。第1は散乱光度計で測定する散乱体積は、かなり小さいから小粒の粒子より更に希薄に分散していると思われる大粒の粒子は散乱体積内にはいる機会が少い。また、試水を測定セルに満した後に比重の大きい大形の粒子はセルの中で沈降し散乱体積中を次々に通過するので、これが指示計器のフラッキの原因となる。測定の時はこのフラッキがある程度おさまってから角度分布を測定する。従って、測定していない大形粒子がかなりある。これは光散乱法で求めた modal diameter と concentration の値が真の値より小さくなる原因の一つになる。第2は光散乱法で測定しているものは無機懸濁物の中でも主として鉱物質粒子を測定しているのではないかと考えられることである。われわれが得た結果は、理論の適用に際して懸濁粒子は吸収の無い透明な粒子を考えたものであり、また実測と対比できた理論曲線はほとんど海水に対する相対屈折率が 1.15~1.25 のもの、すなわち空気中で 1.53~1.66 の屈折率を持つ粒子であった。この屈折率は深海の堆積物中に見出される石英、長石、illite, kaolinite, montmorillonite などの鉱物質粒子の屈折率に適合するし、また鉱物質の微細粒子は透明体と考えてよい。また、ARMSTRONG の測定した SiO_2 の中には生物起源のものがかかなり多く含まれていることを考慮すれば、彼の測定値より小さいわれわれの得た値は主として深海中に懸濁する微細鉱物質粒子に対応すると考えた方がよいのではなかろうか？

1958年、われわれは日本海溝で採取した深海中の懸濁物を電子顕微鏡で調べ kaolinite と思われる六角形の粒子を観察した²⁰⁾。ISHII ら¹⁹⁾ (1964) は東支那海と西太平洋で採取した海水を pore size 0.5μ の membrane filter でろ過して filter に付着した懸濁物を集めて X 線回折と電子顕微鏡による観察を行なった。そして東支那海の 0~180 m の各層で採取した計 110 l の試水中の懸濁物から calcite, quartz, kaolinite を、西太平洋の表層水では長石, quartz, chlorite, kaolinite を同定している。われわれは 1967 年に JEDS-11 の際黒潮流域で採取した表層水と深海水を pore size 0.22μ の millipore filter でろ過して filter に付着した懸濁物をナイロン製の筆で集め、X 線回折を行なった。表面水 600 l からは

talca, kaolinite 及び quartz を深さ 100 m と 500 m からそれぞれ 150 l づつ採取した計 300 l の海水からは illite, talca, kaolinite, quartz をまた深さ 1,000 m と 1,500 m からそれぞれ 150 l づつ採取した計 300 l の深海水からは同じく illite, talca, kaolinite 及び quartz を同定した。

懸濁物の測定に光学的方法を用いた時に最も役立つのは海の横断面について懸濁物の集積している深さを容易に見出すことができることでもある。

JERLOV は Swedish deep sea Expedition の際に光散乱の測定から酸素極小層とこの層の近くに集積する懸濁物との相関を認めている。われわれも 1960 年に実施した JEDS-3 において同様な傾向を観測した²⁰⁾。しかし、RAKESTRAW²¹⁾ は particulate organic nitrogen の垂直分布の測定から酸素極小層に懸濁物が集積しているという考えは捨てなければならないと述べている。しかし、前述したように前方散乱を測定して得た結果は主として鉱物質懸濁粒子に対応するものとすれば、酸素極小層の成因に結び付かなくてもこの層近くに懸濁物が集積しているということは、RAKESTRAW の測定結果に矛盾はないと思う。

前記したように深海水について測定した散乱光の角度分布の中には懸濁物による散乱に Mie theory を適用して計算した理論値に比べてみると前方散乱はかなりよく一致するが、後方散乱は理論値より大きいものがかかなりある。これは懸濁物中に混入する透明体の大形粒子による効果ではない。FUKUDA²²⁾ は投射光の波長より大きい不定形の大形透明粒子による光散乱の理論を導き散乱光の角度分布を計算している。この結果によると散乱光の角度分布は、前方散乱は散乱角 40° 付近より急激に大きくなるが、後方散乱は散乱角によってほとんど変化していない。従って、後方散乱の角度分布が測定値のようになるためには透明体の角度分布とは逆に、後方散乱が前方散乱より大きい角度分布を持つ粒子が透明体の粒子に混入していることを考えなくてはならない。しかし、これらの粒子の数は透明体の粒子に比べてはるかに少いであろうということが、測定した角度分布から容易に推定できる。このような光散乱を行なう粒子は、その表面がでこぼこして光に対して拡散反射を起すような大形の不透明粒子である。光学的にはこのような粒子を White particle と呼んでいる (VAN DE HULST, 1957²³⁾)。また、このような大形の粒子が測定した散乱体積の中に懸濁していたとすれば、おそらくこの粒子の比重は海水の比重に似た値に違いない。Marine snow とか RILEY のいう

Organic aggregate は此の型の粒子に相当するかも知れない。

われわれはこのような不透明の大形粒子を今一つの不均一分散系の粒子で代表させ、前記透明粒子との二つの粒径分布を想定することによって深海水中の懸濁粒子による散乱理論を更に拡張し、理論計算より求まる角度分布と実測した角度分布との近似について検討しようと試みている。

もちろん、海水中の懸濁物は光学的方法によってすべてがわかるわけではない。また、懸濁粒子の光学的研究を進めて行くためには他の物理的、化学的方法による懸濁物の研究が必要である。われわれは理論と実験の両面から更に深海水中の懸濁物の研究を進展させて行かねばならないと考えている。

文 献

- 1) JERLOV, N. G. (1953): Particle distribution in the Ocean. Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition, Vol. III, Physics and Chemistry, No. 3.
- 2) JERLOV, N. G. and B. KULLENBERG (1953): The Tyndall effect of uniform minerogenic suspension. *Tellus*, **5**, 306-307.
- 3) KULLENBERG, B. (1953): Absolute chronology of Deep-Sea sediments and the deposition of clay on the Ocean floor. *Tellus*, **5**, 303-305.
- 4) BURT, W. V. (1954): Specific scattering by uniform minerogenic suspension. *Tellus*, **6**, 229-231.
- 5) BURT, W. V. (1955): Interpretation of spectrophotometer readings on Chesapeake Bay water. *Jour. Marine Res.*, **14**, 33-46.
- 6) BURT, W. V. (1957): On the attenuation of light in the sea. *Jour. Mar. Biol. Ass. U. K.*, **36**, 223-226.
- 7) JONES, D. and M. S. WILLS: The attenuation of light in sea and estuarine waters in relation to the concentration of suspended solid matter. *Jour. Mar. Biol. Ass. U. K.*, **35**, 431-444.
- 8) SASAKI, T., N. OKAMI, G. OSHIBA and S. WATANABE (1962): Studies on suspended particles in deep sea water. *Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res.*, **56**, 77-83.
- 9) GOLDBERG, E. D., M. BAKER and D. L. FOX (1952): Microfiltration in Oceanographic Research. I, Marine sampling with the molecular filter. *Jour. Marine Res.*, **11**, 194-204.
- 10) STEVENSON, A. F., W. HELLEN and M. L. WALLACH (1961): Theoretical investigations on the light scattering of colloidal spheres, IX. Determination of size distribution curves from spectra of the scattering ratio or from depolarization spectra. *Jour. Jour. Chem. Phys.*, **34**, 1789-1795.
- 11) DEIRMENDJIAN, D. (1964): Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared. *App. Opt.*, **3**, 187-196.
- 12) PANGONIS, W. J. and W. HELLER (1960): Angular scattering function for spherical particle. Wayne State Univ. Press.
- 13) ARMSTRONG, F. A. J. (1958): Inorganic suspended matter in sea water. *Jour. Marine Res.*, **17**, 23-24.
- 14) RILEY, G. A. (1963): Organic aggregates in sea water and the dynamics of their formation and utilization. *Limnol. Oceanogr.*, **8**, 372-381.
- 15) RILEY, G. A., P. J. WONGERSKY and D. VAN HEMERT (1964): Organic aggregates in tropical and subtropical surface water of the North Atlantic Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **9**, 546-550.
- 16) PARSONS, T. R. and J. D. A. STRICLAND (1962): Ocean detritus. *Science*, **36**, 313-314.
- 17) RILEY, G. A., D. VAN AEMERT and P. J. WANGERSKY (1965): Organic Aggregates in Surface and Deep Waters of the Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr.*, **10**, 354-363.
- 18) MENZEL, D. W. (1964): The distribution of dissolved organic carbon in the Western Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, **11**, 757-795.
- 19) ISHII, J. and T. ISHIKAWA (1964): Detection of mineral components of suspended matter in sea water by X-ray diffractometer. Studies on Oceanography, Dedicated to Prof. Hidaka in Commemoration of his Sixtieth Birthday, 287-295.
- 20) 佐々木忠義, 岡見 登(1964): 深海水懸濁粒子の光学的研究. *うみ*, **1** (2), 69-75.
- 21) RAKESTRAW, N. W. (1958): Particulate matter in the Oxygen-minimum layer. *Jour. Marine Res.*, **17**, 429-431.
- 22) FUKUDA, M. (1964): A calculation of the light scattering function for small polyhedric particles. Physical aspects of light in the sea. University of Hawaii Press, 61-64.
- 23) VAN DE HULST, H. C. (1957): Light scattering by small particles. John Wiley & Sons, Inc.,

討 論

討論者 杉浦吉雄 (気象研究所)

懸濁物とは、一口に言えば、バックグラウンドとして最大の多数の水の分子に比べて、はるかに少数のかつ水

の分子よりは大きな分子あるいは分子の集合体から成る集団である、と思う。

この集団の構成員を大きさの順に並べると、大きい方の端では、大きさを増すとともに数が減ると考えられるが、小さい方の端については疑問である。しかし、数と構成員1個1個のもつ光散乱能の双方が物を言っていて、その結果として、懸濁物というものの認識が確立するわけであろうから、懸濁物の大きさの実際上の下限は、光散乱能が水分子のそれと異なるある大きさのところに、また上限は、分布密度がある程度の大きさをもつある大きさのところに、着くことであろう。それにしても、その大きさの範囲は、とんでもなく大きなものであろうと想像される。

大きさと言うと、しばしば、球体の直径で置き換えて考えるが、現実の問題として、海の懸濁粒子は、さまざまな形、姿をとっているであろう。ここで、形といったのは、たとえば、石英の微粉のように固定したものを、姿といったのは、たとえば、生物の体の破片とか排出物などに由来する、変形しやすいゲル状物質の微粉のようなものを、指している。

海の懸濁物の場合、問題を複雑にしている事情は、以上のように、一般に大きさや形態のアイマイさばかりではない。各種各態の粒子や微片が、他と無関係に混在するばかりでなく、ある粒子は、他の粒子と合体して一つの懸濁物ユニットを作ることが、かなりあると思う。そのとき、バインダーの役目をつとめるものは、生物に由来する粘稠な有機物であろう。それは、ある条件では、いくつかの粒子をひとまとめにし、他の条件では、逆に、ひとまとめになったものが再び解きほぐれる原因になるであろう。海水をばげしく揺り動かしたとき、その前後で、あるいは、いったん沈降したものをゆさぶって元に戻そうとしたとき、その光学的特性を再現できないのは、このためであろう。

大きさのアイマイさは、また、懸濁物の形と姿に由来すると思う。また、それは、数の上にもアイマイさをもたらす原因になると思う。たとえば、細長い懸濁物ユニットの“ゆらぎ”は、光学的測定の上では、数の数え違いの原因になるかもしれない。

10年くらい前に、HOODとBADERは粘土鉱物の有機物吸着を調べていた。彼らは、粘土鉱物がアミノ酸や炭水化物をどれほど吸着するかを調べた。はじめは無機物でも、そこに海水中の有機物が吸着されれば、それ以後、生物との結び付きが加速度的に進むことが考えられる。

海の中で二次的に生成する鉱物、これも生物と全く無

関係と言えるだろうか、疑問である。

最近、ミリポアフィルターでろ過した海水を放置すると、時間と共に、“にごり”が増してゆくという報告がある。これも懸濁物の研究をやっかいなものにする要因となる。やはり生物的原因が考えられる。こうみてくると、海の“にごり”の問題をやっかいなものにしてているのは、大体のところ、“生物”に関係がありそうである。

ろ過法により大きさを限定しようとするとき、目ずまりの現象がアイマイさの原因となる。それではと、遠心分離をする。バインダー物質の塊りがあると、それと微小粒子との衝突は、微小粒子を道づれにして、大きさの判定を誤らせることになるであろう。

海の中で、以上のようなトラブルを巻き起こす有機物がなければ、懸濁物の問題もかなり扱いやすいものになるであろう。水面下数1,000mの深海は、近似的に、そのような場を与えてくれる、と考えられる。

懸濁物が堅い物質の粒子から成る集団であるとして、それらの粒子は、衝突しても融合も分裂もしないし、溶液もしくは非常に微細な分散系から新たに粒子を生ずることもないとする。これはもっとも単純な例だと思いが、それでも問題はいろいろあるであろう。

さまざまな形と大きさの粒子の共存下における総合的な効果としての光学的な“にごり”を、集団の構成単位といかにして、客観的に対応させるか、という問題も、その一つだと思ふ。佐々木、岡見両氏の研究は、この問題を解くための努力を示している。

この対応を正確にする一つの手段は、やはり、既知の集団が与える光学的特性の把握であると思う。プラスチックか何かで、同形同大の微粒子が沢山作れたとしよう。直径の違う n 種の球体をおのおの m_1, m_2, \dots, m_n 個ずつ取り出し、混ぜて“にごり”のない水の中に分散させる。この際、 n と m_i をいろいろに変えて、総合的な光学的効果を調べる。そうすると、同じ効果に対して、いく通りかの大きさと数、あるいは分布の形と総数の組み合わせが出てくるのではないだろうか。このような数や大きさの上での不確定さは、懸濁物の大きさ分布の範囲が広がるほど大きくなるものと考えられる。逆に、範囲をせばめれば、それだけ分布の形と総数に対する予言は、正確度を高めてゆく、と言えるであろう。それならば、適当な粒度分別法をあらかじめ適用して分布範囲をせばめた上で、散乱光の測定を行なってゆけば、より確かなものが期待されるのではないだろうか。

以上は同質の粒子についてであるが、異質の粒子につ

いてはどうか。たとえ同質でも、粒子の表面の状態が結果に影響を与えないか。粒子が細長い棒状のとき、あるいは、ヒラヒラとゆらぐ場合は、などなど。あれやこれや考えると、とても收拾のつかないことになりそうだが、その混沌の中から、各人各様に一つの trend をつかみ取ってゆけば、複雑な問題もやがて解明しつくされることであろう。佐々木、岡見両氏が散乱光の解析結果から、懸濁物の二山分布とおのおのの山を構成する粒子群の質の違いに言及したことは、たいへん興味深く拝聴した。それにつけても、その問題は一方で何か実験室的な検証ができると、更におもしろくなると思う。

一般討論

座長 星野通平

星野 懸濁物の問題は、地質の方でも最近ソ連で堆積物のオリジンという観点から研究が進められている。

杉村行勇(気象研) 私は海底堆積物の堆積速度の問題について研究しているが、海底の上の懸濁物質の問題は非常に興味がある。最近はっきりしてきたことは堆積物を構成している、たとえば、ダイアトムウーズが卓越している地域の上の水にはやはりダイアトムがたくさんいる。それが少ない所でクレイミネラルとかレッドクレイでできているような所ではやはりその上には、そういうものが懸濁している。従って、そういう水を扱う場合に海域別でアプライする考え方を変えないと散乱の式はあわなくなるのは当然ではないかと思う。ダイアトムのかけらがたくさんある所では粘土鉱物やクオルツを考えた式ではあわなくなってくる。その辺が非常にむずかしいと思うが研究を進めていただくと非常にありがたい。

星野 佐々木先生なにか?

佐々木 時間があまりないと思うので総合討論で述べる。

4. 深海における微量元素の分布

—特にヒ素およびホウ素について—

金 森 悟* 坂 本 武 志*

Distribution de composants mineurs en océan profond

— principalement du bore et de l'arsenic —

Satoru KANAMORI et Takeshi SAKAMOTO

Résumé: La concentration de l'arsenic en eau de surface au Pacifique du Nord-Ouest se trouve haute dans la région du Courant équatorial du Nord et la région du Kuroshio, ce qui est explicable par le fait que l'eau profonde, abondante en arsenic, s'y trouve plus proche de la surface que dans d'autres régions d'une part et le mélange vertical de l'eau est accéléré par les courants de surface d'autre part. Etant donné que chaque masse d'eaux est caractérisée par une concentration particulière et que la relation entre celle-ci et la salinité est ressemblante à la relation T-S, l'arsenic peut être utilisé pour l'analyse de la masse d'eaux. Sa concentration est d'autant plus variable que la profondeur augmente, puisqu'absorbé dans les êtres vivants ou adsorbé en minéraux argileux ou en hydrates, il peut exister en particule dans l'eau, qu'il peut être alimenté par l'activité volcanique sous-marine et qu'il peut se trouver des masses d'eaux de densité similaire mais d'origine différente. Quant au bore, son allure est presque pareille à celle de constituants majeurs. Cependant, le rapport B/Cl varie non seulement dans des couches superficielles mais encore dans des couches profondes.

* 名古屋大学理学部水質科学研究施設 Water Research Laboratory, Faculty of Science, Nagoya University

1. ヒ素の分布

この研究は天然水を中心とするヒ素の地球化学的研究の一部として行なったものであるが、海洋学的な観点から見てもヒ素の分布がうまく説明でき、同時にまた逆にヒ素の分布を通して海洋の持つある特別な面を効果的に書き出すことができればよいと考えて、その線に沿ってこれまでの研究をまとめたものである。深海におけるヒ素の分布を論ずるまえに先ず表層および中層における分布について述べる。

1) 表層および中層におけるヒ素の分布

これまでに西北太平洋、インド洋、南極海などにおけるヒ素の分布を明らかにしたが、各海洋は特徴的なヒ素の分布を示している。しかし論義が散漫になるのを避けるためにここでは最もよくわかっている西北太平洋におけるヒ素の分布について論じる。

Fig. 1 に示すのは西北太平洋における約 80 の観測点で測定したヒ素濃度に基づき、表面水におけるヒ素の分布の様子を示したものである。この図から明らかなように北赤道海流、黒潮の流れる海域ではヒ素濃度が最も高く平均 $0.021 \mu\text{g-at/l}$ であり、次に西北太平洋中央部の平均 $0.011 \mu\text{g-at/l}$ が続き、アリューシャンおよび千島列島に沿う寒流域では最もヒ素濃度が低く平均 $0.007 \mu\text{g-at/l}$ である。ヒ素がこのような特徴的な分布を示すのは実はもう少し深い層からの供給によるのであるが、それを説明するために次にヒ素の垂直分布について述べる。

Fig. 2 にこれまでに各層観測を行なった観測点の位置を示す。これらの中で寒流域における観測点以外で

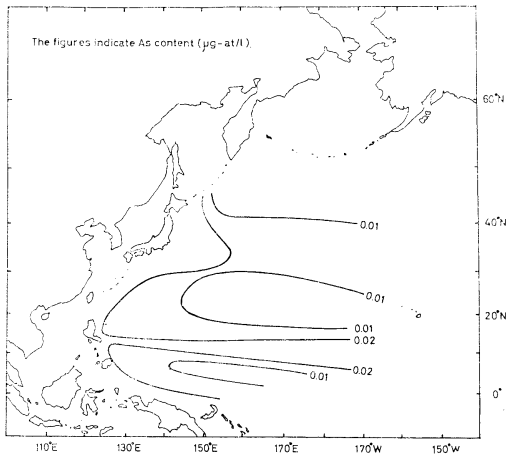


Fig. 1. Surface distribution of arsenic in the northwestern Pacific Ocean.

は、どの観測点でも細かい点を除けばヒ素は皆類似した垂直分布を示すが、その例として JEDS-II-S における分布を Fig. 3 に示す。

Fig. 3 に示すようにヒ素濃度は表層および中層の上部では低いが、深層および底層では高く、両者の差は非常

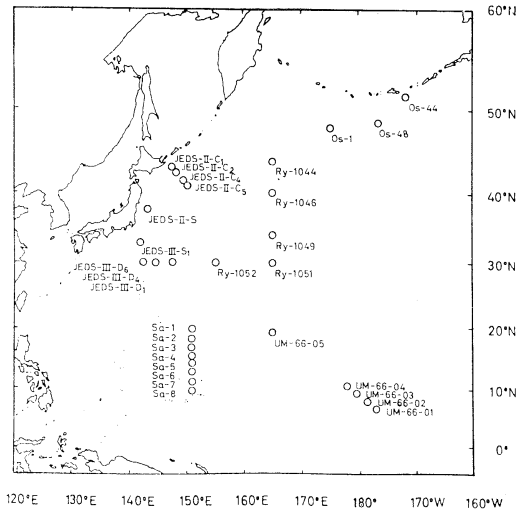


Fig. 2. Location of hydrographic stations for serial observation.

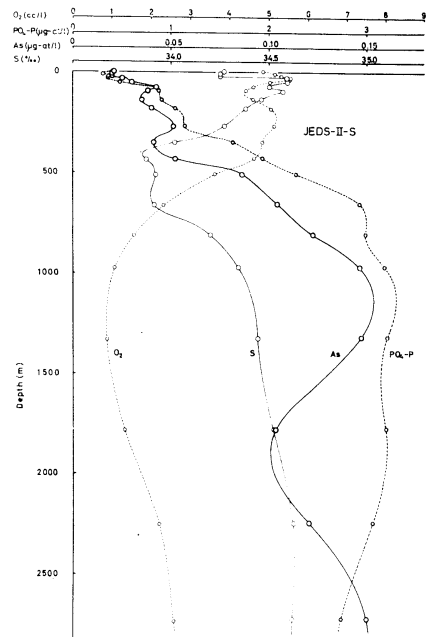


Fig. 3. Vertical distribution of arsenic, salinity, dissolved oxygen and phosphate-phosphorus at JEDS-II-S.

に大きい。これらの中に塩分の極小層が位置するが、この層ではヒ素濃度は $0.05 \mu\text{g-at/l}$ に近く、従って中層水の下部でヒ素は急激にその濃度を増す。

以上に対して寒流域では対照的にヒ素濃度が低く、その例として Fig. 4 に Os-1 における分布を示す。寒流域でヒ素濃度がこのように極端に低い理由は不明である。

次に西北太平洋全体としてヒ素がどのような垂直分布をしているかを示すために、すべての試料のヒ素濃度と深さとの関係を Fig. 5 に示す。この図から西北太平洋におけるヒ素の平均濃度を求めることができ、表層および中層における平均のヒ素濃度は $0.04 \mu\text{g-at/l}$ 、深層および底層では $0.17 \mu\text{g-at/l}$ であるから、西北太平洋全体では平均 $0.15 \mu\text{g-at/l}$ となる。この値は従来 GOLD-BERG²⁾ の用いた値 $0.04 \mu\text{g-at/l}$ ($3 \mu\text{g/l}$) に比べて約 6

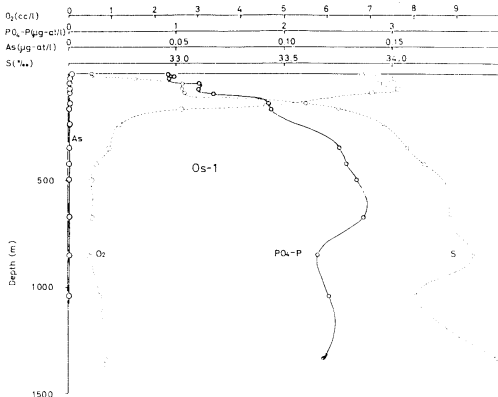


Fig. 4. Vertical distribution of arsenic, salinity, dissolved Oxygen and phosphate-phosphorus at Os-1.

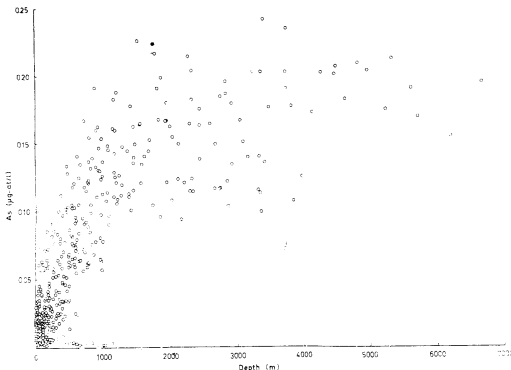


Fig. 5. Arsenic concentration as a function of depth.

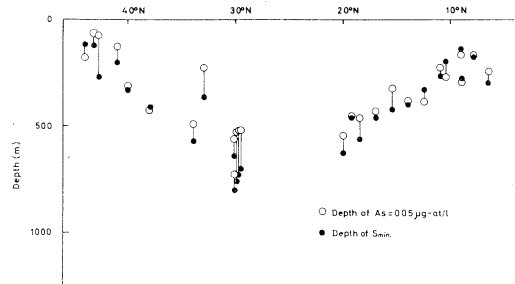


Fig. 6. The relation between the depth at which arsenic concentration is $0.05 \mu\text{g-at/l}$ and the depth of salinity-minimum.

倍大きな値である。

更に Fig. 5 から明らかなことは、ヒ素は深層および底層でその濃度が高くなると同時にその濃度の変動が烈しくなることである。この点については後に述べる。

先に述べたようにヒ素濃度は塩分極小層の付近で急増し、この層では $0.05 \mu\text{g-at/l}$ に近い値を示すが、これをさらに具体的に示すために Fig. 6 にヒ素濃度が $0.05 \mu\text{g-at/l}$ である深さと塩分極小層の深さの関係を示す。この図から明らかなように、これらの深さは西北太平洋全体にわたってほぼ一致し、 10°N 付近および 40°N 以北では浅くて $50\text{--}100\text{ m}$ であるが、それらの間で深くなり約 700 m に達する。

ここで注意すべき点はこれらの深さより浅い部分はヒ素濃度の低い表層および中層水が占め、深い部分はヒ素濃度の高い深層水が占めていることである。それ故、表面水中のヒ素が主として深層よりの運搬により保たれているとすれば、 10°N 付近および 40°N 以北で表面水中のヒ素濃度は高く、その間の海域で低くなる筈である。このような分布は正に Fig. 1 に示した表面水中のヒ素の分布の様子と一致するもので、更に北赤海流と黒潮が垂直混合を促進してこの傾向を助長しているものと思われる。更に両者を連絡するフィリピンおよび台湾に沿う海域でもヒ素濃度の高いことは、海底地形の影響による混合の促進や陸水の注入なども貢献していると思われるが、上記の両海流の連続性を示しているものと思われる。また黒潮が日本沿岸から離れた後、 160°E 以東でヒ素濃度の低下するのは、黒潮が続流となって勢力の弱まることおよびヒ素濃度の低い寒流系の水が北から南に張り出してくるためと思われる。

以上のように表面水中のヒ素の分布は深層からのヒ素の供給によって大勢を支配され、表面海流による水平および垂直混合に助けられ、異なる水塊との混合により変形

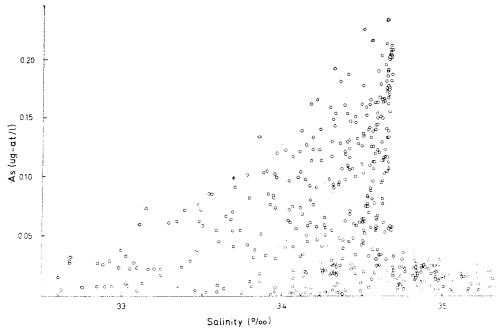


Fig. 7. Arsenic concentration as a function of salinity.

されて特徴的なパターンを示している。

海洋における微量元素の分布を研究する目的の一つとして、水塊分析に利用するためとということがよく言われるが、以下にヒ素の分布と水塊との関係について述べる。

Fig. 7 に示したのはヒ素濃度と塩分量との間の関係である。この図で特徴的なことは塩分量が大となるほどヒ素は高濃度をとり得るが、その濃度の変動は塩分量の増加と共に烈しくなることと、ほとんどすべての点がこの三角形の中に入ることである。この図に基づいて推定すればヒ素のとりうる最高の濃度は約 $0.24 \mu\text{g-at/l}$ ($18 \mu\text{g/l}$) である。これらの点の中から T-S ダイアグラムを用いて解析した結果中央水、赤道水、亜寒帯水、中層水、深層水、底層水などの 7 種の典型的な水塊に属する点だけを選び出し、同様な図を画けば Fig. 8 を得る。この図によれば各水塊に属する点は各々独自の領域を占めているが、これは各水塊の水は独自のヒ素濃度を持つことを示す。それ故このような図を利用すればヒ素濃度

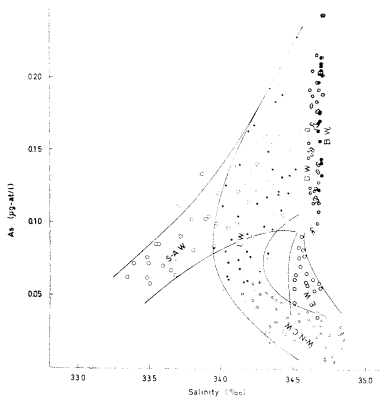


Fig. 8. The relation between arsenic concentration and water masses.

を一つのパラメーターとして水塊の分析に利用することが可能である。この図は T-S ダイアグラムと類似の様子を示しており、従って従来の水塊に関する知識と矛盾する点はない。しかし、T-S ダイアグラムでは表層から底層に向って温度も塩分量も極底層水の値に収斂するのに反して、As-S ダイアグラムでは底層水のヒ素含有量が大幅な変動を示すために深海ではむしろ発散する量が非常に違っている。

2) 深層および底層におけるヒ素の分布

先に示した Fig. 5 および Fig. 7 からわかるように深層および底層におけるヒ素の分布の特徴は、深海ではヒ素の濃度が高いことと同時にその変動が大きいことである。これらの図からは、一見深海におけるヒ素の分布は、主として海水の密度によって決定される海洋の物理学的構成と無関係であるかのように思われるが事実はそのようではない。

Fig. 9 にヒ素濃度と σ_t との関係を示すが、この図では先の Fig. 5 および Fig. 7 に比べて点のバラッキがはるかに小さくなっており、全体が一本の線の上に集合している。それ故ヒ素の分布は一見不規則のように見えるけれども、全体としては主として海水の密度によって決定される海洋の構成に大きく影響されている。従って海水中のヒ素はその大部分が溶解または溶解に近い状態にあり、水と共に行動していると言える。

以上のように海洋におけるヒ素の分布は全般的には密度差に基づく海水の移動、混合などに大きく左右されていることは確かであるが、しかし細かく見ればヒ素濃度の変動は依然として σ_t の大きいほど、すなわち一般に深いほど烈しい。それ故海域によってはヒ素の分布が温度、塩分量、 σ_t などの様子と非常に違うことも少くない。その例として以下に北海道の南の千島海溝を横断する観測線 (JEDS-II C₁-C₅) に沿う断面図を示す。この

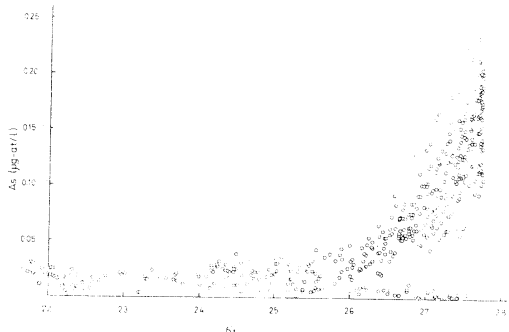


Fig. 9. Arsenic concentration as a function of σ_t .

断面における温度、塩素量、 σ_t および溶在酸素の分布は増沢ら³⁾により報告されているが、それらを Fig. 10 および Fig. 11 に示す。またヒ素の分布を Fig. 12 に示すが、これらと比較すればヒ素の分布だけは特に深海において他と違った様子を示していることがわかる。(Fig. 12 の C₃ におけるヒ素の測定値が欠けているので、その部分だけを点線で示した。)

以上に述べたようにヒ素の分布と他の主成分または塩分量の分布との差は特に深海において著しいが、このよ

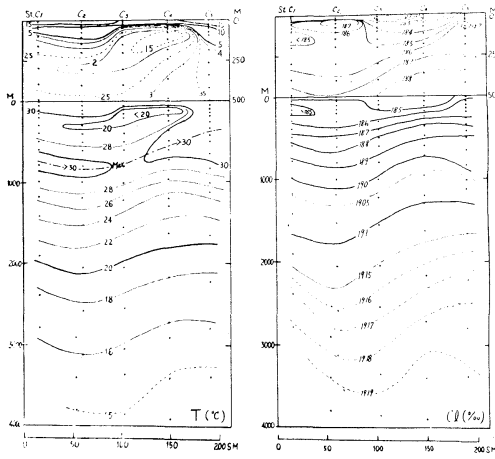


Fig. 2 (a). Section of temperature. (b). Section of chlorinity.

Fig. 10. Temperature and chlorinity profiles in a section across the Kurile Trench (JEDS-II C₁-C₅). [MASUZAWA *et al.* (1960)]

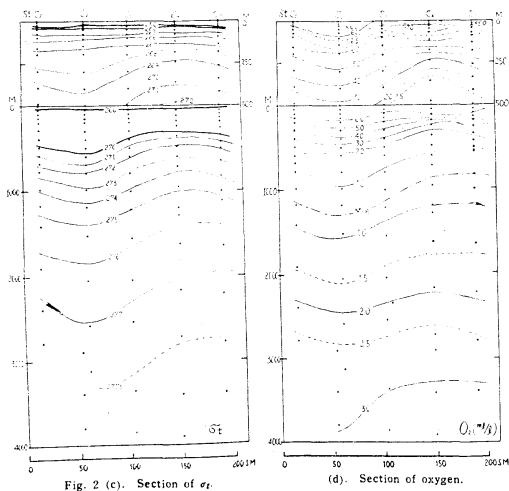


Fig. 2 (c). Section of σ_t . (d). Section of oxygen.

Fig. 11. σ_t and dissolved oxygen profiles in a section across the Kurile Trench (JEDS-II C₁-C₅). [MASUZAWA *et al.* (1960)]

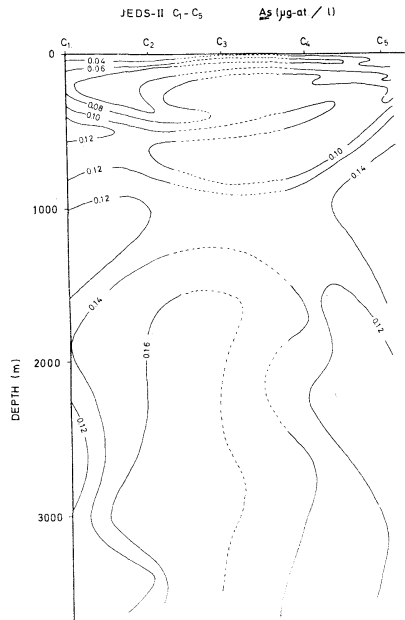


Fig. 12. Arsenic profile in a section across the Kurile Trench (JEDS-II C₁-C₅).

うな差がどのような原因により起りうるかについて以下に考察してみる。大きく分ければその原因として三つの場合が考えられる。

(1) ヒ素の一部が粒子状で存在する場合

海水中に溶存するヒ素はヒ酸 (H_3AsO_4) および亜ヒ酸 ($HAsO_2$) とそれらの解離したイオンとして存在するが、特にヒ酸は生物にとって必須なリン酸 (H_3PO_4) と化学的性質が極めてよく似ている。そして海棲の種々の生物がヒ素を含むこともよく知られている。それ故ヒ素がプランクトンなどの生物に取り込まれ、その生物が死んだ後その遺骸と共に沈降するなら、そして同時にそれが分解して徐々にヒ素を溶解状態にもどすならヒ素の一部は全く変わった分布をなし得る。

ヒ酸や亜ヒ酸はまた重金属の水酸化物と効率よく共同沈殿することが知られている。それ故ヒ素の一部は粘土鉱物や鉄、アルミニウム、マンガンなどの水和酸化物に吸着されて沈殿すると思われる。赤粘土が約 10 ppm ものヒ素を含む⁴⁾ こともこれを支持する。

以上に述べたように海水中でヒ素が粒子状で存在するのに二通りのやり方が考えられるが、これらの寄与の程度は次のように考えられる。

- i) プランクトンに固定されるヒ素の量の推定
種々の海棲生物のリンおよびヒ素含有量は Table 1 に

Table 1. Phosphorus and arsenic content of marine organisms (Dry matter).

Organism	P (ppm)	As (ppm)	As/P
Plankton	1,120	1.42	1.24×10^{-3}
<i>Spirontocaris pondaloides</i>	1,130	0.73	0.65×10^{-3}
<i>Tapes philippinarum</i>	823	2.74	3.3×10^{-3}
<i>Leligo japonica</i>	1,160	0.20	0.17×10^{-3}
<i>Sardinia melanositieta</i>	981	0.61	0.62×10^{-3}
<i>Nemacystus decipiens</i>	4,650	131	28.2×10^{-3}

示す通りである。これらの As/P 重量比は高いものもあるが平均して約 $1/1,000$ である。他方プランクトン中の P/C 重量比は $1/41$ ⁵⁾ と報告されているから、プランクトンの化学組成は

$$C : P : As = 41 : 1 : 0.001 \text{ (重量比)}$$

と考えてよい。

海洋における有機炭素の平均の生産量は約 $100 \text{ g-C/m}^2 \cdot \text{yr}$ であるから、リンおよびヒ素の年間固定量はそれぞれ $2.2 \text{ g-P/m}^2 \cdot \text{yr}$ および $2.2 \times 10^{-8} \text{ g-As/m}^2 \cdot \text{yr}$ と計算される。これらの量がそのまま、深海に運ばれると仮定し、しかも深海の水の平均滞留時間である約 200 年⁶⁾ が深さ 4,000 m の深海に貯えられるとすれば、リンおよびヒ素の濃度は $3.1 \mu\text{g-at-P/l}$ および $0.0015 \mu\text{g-at-As/l}$ となる。リンの値は深海における実際の濃度 $2 \sim 3 \mu\text{g-at-P/l}$ に近く、この計算に大きな誤りはないことを示しているが、ヒ素の値は実際の濃度 $0.15 \mu\text{g-at-As/l}$ の $1/100$ となり、仮に As/P を 10 倍大きい値⁷⁾ にしても全ヒ素量の $1/10$ にしか当たらない。それ故プランクトンに固定される量は深海におけるヒ素の分布に大きな影響を与えているとは考えられない。

ii) プランクトン以外のものに固定されるヒ素の量の推定

海洋を深さ 100 m の表層と深さ 4,000 m の深層に分け、両層間の収支を考えれば次式⁸⁾ が成立する。

$$K_1 C_1 W_1 - R + P_{\text{org.}} + P_{\text{inorg.}} = K_2 C_2 W_2$$

ここで K_1 および K_2 はそれぞれ表層から深層へおよび深層から表層への水の交換速度定数で、 $1/K_1$ および $1/K_2$ は表層および深層の水の平均滞留時間に等しく、それぞれ $1/3 \text{ yr}^{-1}$ および $1/200 \text{ yr}^{-1}$ とする。 C_1 および C_2 は表層および深層におけるヒ素濃度で、 0.04 および $0.15 \mu\text{g-at/l}$ 、 W_1 および W_2 は表層および深層の水の容積で

それぞれ 10^9 および $4 \times 10^6 \text{ l/m}^2$ である。R は降水および河川水により表層に加えらるヒ素の量で、降水および河川水のヒ素濃度を 0.008 および $0.023 \mu\text{g-at/l}$ 、 1 m^2 の海面に加えらる降水および河川水の量を 10^8 および $10^2 \text{ l/m}^2 \cdot \text{yr}$ とすれば R は $10^{-5} \text{ g-at-As/m}^2 \cdot \text{yr}$ となる。 $P_{\text{org.}}$ は生物体中に濃縮された後、深海に運ばれるヒ素の量で i) で計算した値 $2.2 \times 10^{-8} \text{ g-As/m}^2 \cdot \text{yr} = 3 \times 10^{-5} \text{ g-at-As/m}^2 \cdot \text{yr}$ を用いる。 $P_{\text{inorg.}}$ は無機化学的な沈澱に伴って深海に運ばるヒ素の量である。

以上の値を用いて $P_{\text{inorg.}}$ を計算すれば $2.1 \times 10^{-8} \text{ g-at-As/m}^2 \cdot \text{yr}$ となり、 $P_{\text{org.}}$ に比べてはるかに大きな値を得る。

上記 i) および ii) の計算は実は同じ計算を違った表現のしかたで示したに過ぎないとも言えるが、少なくともプランクトンで説明できる量よりはるかに多量のヒ素が表層から深層に運搬されていなければヒ素の分布を説明できないことは確かである。そしてその沈澱物の 200~300 年分が深海で溶解し、かつ場所により非常に変動に富む分布をした時に深海におけるヒ素の分布が説明できる。

(2) ヒ素が海底の火山活動その他により供給される場合

もし海底に局所的なヒ素の供給源があれば海水に溶解しているヒ素の濃度が大きな変動を示すことは最も簡単に説明できる。火山噴気中には多量のヒ素が含まれているが、その As/Cl 比は約 $1/10^9$ である。他方海水の As/Cl 比は約 $1/10^8$ であるから海底の火山活動が充分に活発ならその影響は大きい。しかし、その頻度や規模についての充分な知識がないので具体的に論ずることができない。しかし、火山に限らずもっと広い意味で海底における変化を考慮し、今後研究を進めるべきであろう。

(3) 深海の水がよく混合されていない場合

先に(1)で述べたように有機および無機の粒子による運搬によって深海におけるヒ素濃度が説明できたとしても、深海水の混合速度が非常に速ければヒ素濃度の大きな変動は説明できない。

海水中の主成分の比がすこぶる一定であって塩素量と温度を知れば海水の密度を計算できることについては非常に細かいことを問題にせぬ限り疑はない。しかし、逆に密度の等しい水がすべての点で全く同じ水であるとは限らない。

海水中の微量成分はそれらが微量であるが故に海水の密度にほとんど関係しないし、また同時に局所的に濃度の変動し易いものが多い。経歴が違う、あるいは微量成分濃度が違っても密度の等しい水が深海で隣合って

存在することはないであろうか。これは微量成分の濃度差と混合速度の両方によって決定されることであるが、もし混合速度が大きくない場合はこれが深海における微量成分の濃度の変動が大きいことの原因となり得る。ヒ素の分布からこれを論ずるには、それと主成分の分布との相異があまり大きくて論議が飛躍し過ぎる恐れがあるので、ヒ素よりは高濃度で、主成分よりは濃度の低いホウ素の分布からこの点に触れる。

2. ホウ素の分布

ホウ素は海水中ではホウ酸 (H_3BO_3) として存在するが、このホウ酸は海水中では化学的に非常に不活発で塩素イオンと類似した行動を示す。それ故ホウ素と塩素量との比 B/Cl は非常に一定でその比 (重量比 $\times 1000$) は 0.23 からほとんどはずれないことが認められている。従ってホウ素の分布は塩素量または塩分量の分布と類似した様子を示す。

しかし、ホウ素が示す特別な性質は海面から大気中へわずかに蒸発すること⁹⁾で、それが原因となって海水中の B/Cl 比は特に表面でわずかな変動を生じる。この蒸発は温度の高いほど烈しいので一般的には寒冷な海域で B/Cl 比が高く、温い海域で低い。また大気中に蒸発したホウ素は降水に捕えられて海に帰るが、降水の B/Cl 比は約 500 で非常に高く、降水や陸水の注入のはげしい海域では B/Cl 比が高くなる。それ故海水中の B/Cl 比の変動はほとんど表層で起ると考えてよく、従って B/Cl 比の変動の様子を調べれば海洋で表層の水が移動や混合を行ないながら深海に向かってどのように進んでゆくかを追跡できる。

最初に表層における観測の例として Fig. 13 に沖縄付近の黒潮の断面を示す。この図では等 B/Cl 線が黒潮の断面を見事に書き出しているのがわかるが、これは黒潮

が表面海水を巻き込みながら流れていることを示している。

つぎに東経 78° 線に沿うインド洋の断面における B/Cl 線を Fig. 14 に示す。この図ではインド洋南部の表層にある中央水および中層の亜寒帯水が北に向って張

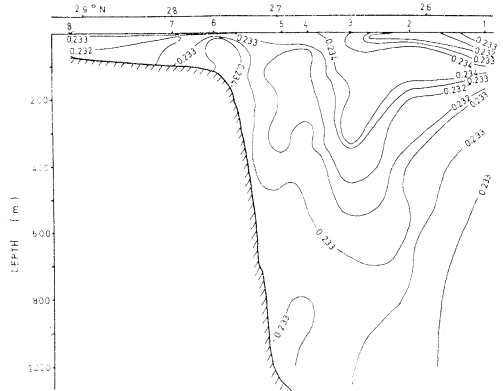


Fig. 13. B/Cl ratio profile across the Kuroshio Current off Is. Amamiōshima.

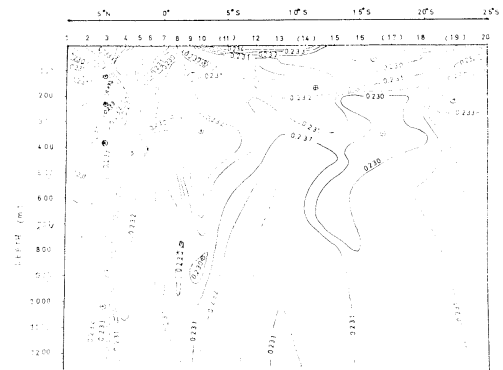


Fig. 14. B/Cl ratio profile in a section along 78°E meridian.

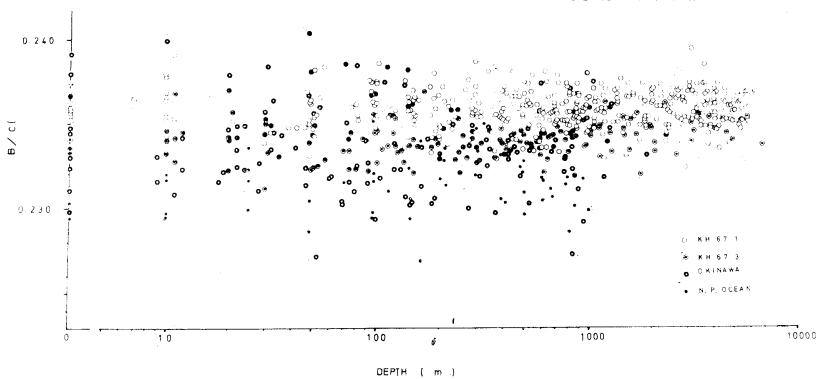


Fig. 15. B/Cl ratio as a function of depth.

り出しているのを示すと同時に赤道に近くなると東西方向の流れのあるのを示している。また赤道以北の赤道水の領域では特に東西方向の水の動きが優勢であることを示すと同時に、赤道水のほぼ中央部に等 B/Cl 線が表層から深層に達するまで垂直に立っているが、これは赤道水の中に不連続な面があるのを示すと思われる。そしてここでは表層と深層の間に直接の連絡があるのではないかとさえ思わせる。

その他アリューシャン列島の南や東経 142° 線に沿う北太平洋でも表層・中層だけでなく、深層・底層においても B/Cl 値にかなりの変動が認められるが、それを示すために西北太平洋のすべての試料の B/Cl 比と深さの関係を Fig. 15 に示す。この図から明らかなように B/Cl 値の変動は表層に比べて中層、深層、底層でも相当大きく、深海の水も非常によく混合されているとは言えないことを示している。

3. 結 論

ヒ素やホウ素の濃度は深海においても相当な変動を示すが、これは深海の水が非常によく混合された状態はないことを示す。

深海におけるヒ素の高濃度を説明するためにはプランクトンの死骸の沈降による以外にもっと効果的なヒ素の深海への運搬の機構がなければならない。

深海では温度、塩分量の変化がきわめて小さいので、これらを指標として深海についての詳細な議論は困難であるが、微量成分は深海においても変化の烈しい特徴的な分布を示すので、適当な成分を撰択すれば深海の研究のための有力な手段となり得る。

文 献

- 1) SUGAWARA, K., K. TERADA, S. KANAMORI, N. KANAMORI and S. OKABE (1962): On different distribution of calcium, strontium, iodine, arsenic and molybdenum in the northwestern Pacific, Indian and Antarctic Oceans. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **10**, 34-50.
- 2) GOLDBERG, E. D. (1957): *Eiogeochimistry of trace metals*. *Geol. Soc. Amer., Memoir 67, Vol. 1*, 345-358.
- 3) MASUZAWA, J., M. YASUI and H. AKAMATSU (1959): A hydrographic section across the southern part of Kurile Trench. *Oceanogr. Mag.*, **11**, 165-171.
- 4) ONISHI, H. and E. B. SANDELL (1955): *Geochemistry of arsenic*. *Geochim. et Cosmochim.*

Acta, **7**, 1-33.

- 5) FLEMING, R. H. (1940): The composition of plankton and units for reporting population and production. *Proc. Sixth Pacific Sci. Cong. Calif.*, 1939, **3**, 535-540.
- 6) MIYAKE, Y. and K. SARUHASHI (1966): On the radio-carbon age of the ocean waters. *Pap. Met. Geophys.*, **17**, 218-223.
- 7) NODDACK, I. and W. NODDACK (1939): Die Haufigkeiten der Schwermetalle in Meeres Tieren. *Arkiv. Zool.*, **32A**, 1-35.
- 8) See MIYAKE, Y. and K. SARUHASHI (1966): A study on the dissolved oxygen in the ocean. *Pap. Met. Geophys.*, **17**, 210-217.
- 9) GAST, J. A. (1959): Some factors influencing the boron-chlorinity ratio of sea water. Ph D Thesis, Univ. Washington.

討 論

討論者 高野健三(東大海洋研)

大洋の西の縁と表層数 100 m を除くと、海中の物質の濃度の鉛直分布は、定常状態では、海水の上向きの運動による輸送、鉛直方向の渦動拡散、海中での物質の崩壊、発生によって保たれていることが多い。

物質の崩壊、発生がなければ、深さに対する濃度曲線は、(イ) 濃度が深さと共に増す場合には、Fig. 1 A の実線のように上向きに凸であり、(ロ) 濃度が深さと共に減る場合には同図の破線のように下向きに凸となる。(イ) であっても、(ロ) であっても、曲線の曲がりぐあいは、速

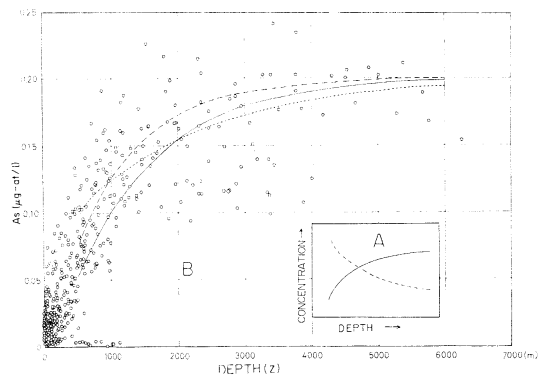


Fig. 1. A: Distribution sketched by a full line in case of the concentration increasing with the depth and by a broken line in case of the concentration decreasing with the depth. B: Full line showing $A_s = 0.2 - e^{-0.8z}$, broken line $A_s = 0.2 - 0.75 e^{-z}$ and dotted line $A_s = 0.2 - 0.75 e^{-0.5z}$ (z in km).

度の鉛直成分と渦動拡散係数 k の比でできる。Fig. 1 B によると、砒素の鉛直分布は、ばらつきが大きい、ほぼ(イ)の形をしている。 w や k は、深さが変われば変わる量であるが、今、一応、深さに無関係な常数であると仮定すると、図の実線、破線、点線が示すように $w/k = 0.5 \sim 1 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ くらいとなる。

水温や塩分など他の物質の分布や、海水の大循環の様子から w は 10^{-5} cm/sec くらい、 k は $1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ くらいと見られるので、 w/k は 10^{-5} cm^{-1} くらいとなり、砒素の分布から得た値とほぼ一致する。

砒素の濃度は深層で高いので、深層又は海底に源があるとも考えられる。

南極大陸のまわりと、北大西洋北部で沈降した海水の一部は、大西洋や印度洋の深層をみだし、他は、南極洋の深層を東に向って、結局は、太平洋の深層に流れこむとされている。したがって、太平洋の深層水は、大西洋の深層水よりも長い間深層に留っていることになるが、深層でのこのような大循環は、観測によってはまだ十分には確認されていない。

もし、砒素の源が海底堆積物中にあり、更に、堆積物からの溶け出し分、拡散の強さ、流速の鉛直成分の大きさが、太平洋と大西洋の深層であまり違わないならば、太平洋の深層により多くの砒素が見出されるであろう。大西洋の深層、及び両大洋下の堆積物中の砒素の測定が望まれる。

上の考えに基づいて、主に堆積物から供給されているラジウムについて計算を試みる。ラジウムの量は、太平洋深層では $1.3 \sim 1.5 \times 10^{-13} \text{ g/l}$ 、大西洋深層では $0.8 \sim 1.1 \times 10^{-13} \text{ g/l}$ で、約 $0.5 \times 10^{-13} \text{ g/l}$ だけ太平洋の方が高い。堆積物から供給されるラジウムの量は $3 \times 10^{-21} \text{ g}/(\text{cm}^2 \text{ sec})$ くらいと見積られる。表層から沈降した海水が、太平洋の深層に拡がるまでに、大西洋の深層水に比べて数千 km の距離を、海底に接しつつ、余分に動いたとし、その平均の速さを毎秒数 mm 程度とすれば、太平洋の深層水の方が、約 30 年間 (約 10^9 秒) 余分に海底に接していることになる。この 30 年間に海底の堆積物からとけ込んだラジウムが、厚さ 1,000 m の海水の層のラジウム濃度を高めたと考え、 $3 \times 10^{-21} \times 10^9 / 10^5 = 3 \times 10^{-17} \text{ g/cm}^3 = 0.3 \times 10^{-13} \text{ g/l}$ だけ、大西洋の濃度より高まる道理である。いろいろな仮定を設けたので、 0.3×10^{-13} という数字には大きな意味はないが、この値が、上に記した両大洋の深層での差 $0.5 \times 10^{-13} \text{ g/l}$ と同じ桁であることに注目したい。

同じ計算を水温について試みると、海底から海水への

熱流量は約 $1.5 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ だから、 $1.5 \times 10^{-6} \times 19^{\circ}/10^{\circ} = 0.015^{\circ}\text{C}$ しか高くならない筈であるが、実際には、両大洋の深層での水温差は 1°C 以上にも達する。これは、海底の熱源よりずっと大きな熱源が海面にあるため、深層の水は下から暖められているというよりは、むしろ上から強く暖められているからであろう。

砒素やラジウムや酸素など、生物に取りこまれたり、生物から生ずる物質の分布を正しく論ずるためには、生物 (又はその死骸) とこれらの物質の関係を、あらかじめ明らかにしておかなければならないのは当然である。

一般討論

座長 猿橋勝子 (気象研)

猿橋 金森さんから詳しいヒ素の分布、特に鉛直方向の分布について深さと共に濃度が増大するということが、高野さんからヒ素の源は海底堆積物の中にある、それが溶ける速さを考えて特に鉛直方向の拡散の速さ、海水の鉛直方向の速度成分を考えて十分説明がつく、というお話があったが金森さん何か?

金森 リン酸、ヒ酸と表層、中層、深層との境の所をバウンダリーにしてエディープューションのコンダクティビティーを連立方程式で解いてみる。雨から加わる量、生物の生産からプランクトンの運ぶ量、無機の沈殿物の落ちる量、堆積物における含量といったものから計算すると二つの方程式は連立しない。リンだけ使えば、だいたいエディープューシビリティが C.G.S. 単位で 5 とか 6 とかいう値になる。ヒ素だけだと 0.1 とか 0.2 とかになる。雨で落ちるものがヒ素の場合は大きく影響する。これで何かだそうと思ったがあきらめた。今、明解な話を聞き、底から出ると言っても私共化学者にとっては自信を持って言えない。その線に沿ってもう少し検討してみたい。

菅原 健 (相模中央研) 興味ある御意見だと思うが、一体海底にヒ素の源があるという考え、ラジウムのことにはふれたくないが、そういうふうに説明すれば、そのことがわかるということはその説明が事実を示すとは限らない。ヒ素の源、ヒ素には限らないが、一般の常識としては空から雨の形で運ばれる量もあるが、陸からたえずいろいろな物質が入り、それがいろいろ変化してある物は海中に蓄積し、ある物は海底に堆積する。そのバランスはいろいろな研究から過去数億年の間定常状態になってきている。ヒ素の場合は特別だとするならば別だが、ヒ素が今のように水に溶けているのか、粒になっているのか、私は金森さんに希望したいことだが、海底堆

積物中のヒ素のデータと他の元素に対するアバンダンスの関係のデータはまだ十分でないと思う。海底の堆積物から溶けるものだとするとその堆積物はほかから運ばれたものである。海底が露出して地殻からヒ素が溶け出しているなら今のような話はわからないでもないが、そうだとすると海底に接している温度その他から考えて、ヒ素以外の元素が海底の露出石から溶けるという点から考えると岩石成分のアバンダンスからいって、ヒ素とほかの元素との海中におけるアバンダンスを十分説明できる

ものでなくてはならない。

高野さんの議論では、陸から運び込まれる物質の量を考えているのか？ 陸からののはネグリジブルだとして議論しているのか？ ヒ素の場合はむずかしいと思うが、ある元素は海面からにげるということもあるが、海洋表面の方が少ないと言う原因は海底からの補給を考えたにしてもなぜ表面が少ないかという説明がなくてはならないと思う。

5. 相模灘と伊豆諸島海域の深海多毛類

今 島 実*

Polychètes dans les régions profondes à la mer de Sagami et à la mer des îles Izu

Minoru IMAJIMA

Résumé: Nous avons effectué une enquête de la phase biologique à bord du vaisseau de l'Université de Tokyo «Tansei-Maru» à la mer de Sagami en 1965 et 1966 et collecté de nombreux échantillons des polychètes de fond entre 90 et 1830 m de profondeur. La présente note a pour objet d'en donner une brève description de l'espèce et de la distribution. Parmi 32 espèces collectées à 11 points entre 1115 et 1830 m sont dominantes *Nothria iridescence* d'ONUPHIDAE, *Praxillella glacialis*, *Maldane sarci*, *Ampharete longipaleolata* d'AMPHARETIDAE, et *Amphicteis gunneri*. L'espèce est plus variée dans une région ouest de la fosse s'étendant de l'est de l'Oshima vers le golfe de Sagami.

1. ま え が き

多毛類という海産動物はよく釣りの餌に用いられているゴカイやイワムシの類で、底魚の重要な餌料源となっているものである。潮間帯の転石の下、岩の割れ目、泥や砂のなかなど、いたるところにそれぞれの種類が住んでおり、最近では千島・カムチャッカ海溝の7,300~9,950 mの超深海底からも採集されている。そして世界から約7,000種ほどが報告されている。

日本近海における深海の多毛類はイギリスの Challenger号(1875年)、アメリカの Albatros(1900年) やスウェーデンの探検船(1914~1916年)などによって相模湾、駿河湾や房総半島の南方で採集され、最近ではソ連の Vitiaz号が北海道近辺で採集している。日本ではこの

* 国立科学博物館動物研究部 Department of Zoology, National Science Museum, Tokyo

方面の調査・研究がおこなわれていたが、1959年にロックフェラー財団の寄付で気象庁観測船の凌風丸(1,200 t)に13,000 mのテーパードワイヤーが取り付けられたので、同年から化学、物理、生物、地質の各班で深海の調査が進められるようになり、1961年には6,700~7,340 mの深海底からドレッジで生物を採集することができた。一方、東京大学海洋研究所研究船淡青丸が1963年に建造されてから、各方面における深海の研究が急速に発展し、各種資料が多数得られるようになった。

相模湾や相模灘の深海生物が外国の調査船で採集されたといっても、わずか数地点にすぎず、この海域での多毛類の種類や分布はほとんど知られていない状態であった。幸い1965年と1966年に淡青丸に乗船して相模灘と伊豆諸島海域で多毛類を採集する機会を得た。本報告ではこの海域で調査した地点のうち1,000 m以深に生息する多毛類について述べてみたい。この広い海域にわずか

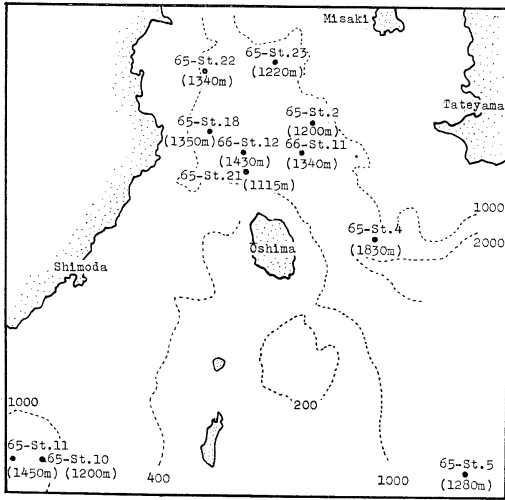


Fig. 1. Map of the Sagami-nada and Izu Islands, showing the stations.

の地点での調査であるから生息する多毛類の一部分しかうかがい知ることができないが、採集された種類のうち約 1/3 が日本新記録種であった。

稿を草するに当り、資料採集に労をとられた淡青丸乗組員に感謝の意を表す。

2. 採集地点

相模灘には大島の東側を通過して伊豆半島寄りに相模湾に向って延びている深さ 1,000 m 以上の海溝がある。しかし、この海溝は伊豆諸島による海底の隆起で西側とは隔離されている。一方、南方から延びてきている海溝が下田の南の沖で約 1,000 m の深さになっている。

Fig. 1 に示すように、1,000 m 以深からの採集地点は 1965 年に 9 地点 (1,115 m~1,830 m)、1966 年に 2 地点 (1,340 m~1,430 m) の計 11 地点である。

3. 調査結果

ドレッジで採集したため不完全な個体が多く、種名まで決定できなかったものが 10 種類あったが、これらを含めて 31 種が見出された。このうち *Aphrodita intermedia*, *Nephtys paradoxa*, *Aglaophamus malmgreni*, *Nothria iridescens*, *Spiophanes cirrata*, *Myriochele heeri*, *Praxillella gracilis*, *Rhodine bitorquata*?, *Clymenura columbiana*, *Melina cristata*, *Ampharete longipaleolata*, *Streblosoma* sp. の 10 種と 2 未確定種とは日本近海から初めて記録された。

各地点別に出現する種類をみると Table 1 のようにな

り、伊豆半島寄りの Sts. 18, 21, 22 の 3 地点ではそれぞれ全体の種類のほぼ半数近くを産する。

出現頻度の高い種類は ONUPHIDAE の *Nothria iridescens*, MALDANIDAE の *Praxillella gracilis*, *Maldane sarsi*, AMPHARETIDAE の *Ampharete longipaleolata*, *Amphicteis gunneri* などである。

以下簡単に各種類について、その特徴や分布について述べる。

APHRODITIDAE

* *Aphrodita intermedia* MCINTOSH, 1885

(Pl. 1, A)

体長 10~15 mm の楕円形で体は細かい毛でおおわれる。下部に一つの突起のある剛毛が特徴的である。アラビア海の 460 fms. から報告されていた。

Laetmonice producta benthaliana MCINTOSH, 1885

(Pl. 1, B)

体長 20~30 mm だろうすい 16 対の背鱗が背面をおおう。相模湾や駿河湾をはじめ世界に広く分布し、オーストラリアの 4,540 m からも報告されている。

POLYNOIDAE

Harmothoe sp.

体長 13 mm の標本が 1 個体得られたが、背鱗がすべておちていたので種を決定することができない。

SIGALIONIDAE

Sthenolepis areolata (MCINTOSH, 1885)

Challenger や Albatross が相模湾の 153~749 fms. で採集して以来報告がなかった。第 3 疣足の背側に 1 本の長い背触しゅうがあるのがこの種の特徴である。

NEPHTYIDAE

* *Nephtys paradoxa* MALM, 1874

(Pl. 1, C)

Aglaophamus malmgreni (THÉE, 1870)

両種とも北大西洋から最初報告され、のちグリーンランド、北極海、ベーリング海、オホーツク海などから採集されている北方種である。この類は特に体の筋肉質が発達して底魚の好餌料となる。

NEREIDAE

Nereis sp.

吻の顎片が不完全で種名を決定できなかった。

ONUPHIDAE

Nothria iridescens (JOHNSON, 1901)

(Pl. 1, D)

緑泥でつくられた管に入る。体長 80~100 mm の個体

* は日本新記録種

Table 1. List of species with their localities.

Species	Stations	65-St. 2 (1200m)	65-St. 4 (1830m)	65-St. 5 (1280m)	65-St. 10 (1200m)	65-St. 11 (1450m)	65-St. 18 (1350m)	65-St. 21 (1115m)	65-St. 22 (1340m)	65-St. 23 (1220m)	66-St. 11 (1340m)	66-St. 12 (1430m)
APHRODITIDAE												
<i>Aphrodita intermedia</i>												
<i>Laetmonice producta benthalitana</i>												
POLYNOIDAE				++								
<i>Harmothoe</i> sp.												
SIGALIONIDAE												
<i>Sthenolepis areolata</i>		+						+	+			
NEPHTYIDAE												
<i>Nephtys paradoxa</i>												
<i>Aglaophamus malmgreni</i>							+					
NEREIDAE												
<i>Nereis</i> sp.												
ONUPHIDAE												
<i>Nothria iridescens</i>												
<i>N. conchylega</i>		++					++	++	+			+
<i>Hyalinoecia</i> sp.												
LUMBRINERIDAE					+							
<i>Lumbrineris brevicirra</i>												
<i>Ninnoe palmata</i>												
ARABELLIDAE												
<i>Dilonereis</i> sp.			+									
SPIONIDAE												
<i>Spiophanes cirrata</i>												
CHAETOPTERIDAE												
<i>Phyllochaetopterus claparedii</i>		+					+	+	+	+		
CAPITELLIDAE												
<i>Notomastus latericeus</i>												
STERNASPIDAE												
<i>Sternaspis scutata</i>												
OWENIIDAE												
<i>Myriochele heeri</i>												
OPHELIIDAE												
<i>Travisia</i> sp.												
MALDANIDAE												
<i>Maldane sarsi</i>												
<i>Praxillella gracilis</i>												
<i>Rhodine bitorquata?</i>												
<i>Clymenura columbiana</i>												
<i>Nicomache</i> sp.												
<i>Asychis</i> sp.												
AMPHARETIDAE												
<i>Melinna cristata</i>												
<i>Ampharete longipaleolata</i>												
<i>Amage</i> sp.												
AMPHICTEIS												
<i>Amphicteis gunneri</i>												
TEREBELLIDAE												
<i>Terebellides stroemii</i>												
<i>Sireblosoma</i> sp.												

が多数得られた。現在までオホーツク海, ベーリング海, 北米太平洋岸から知られていた。

Nothria conchylega (SARS, 1835)

長さ 5~6 cm の木片に薄い膜の管をつける。日本では女川湾や伊豆半島から報告されているが, 北大西洋, 地中海, 北極海, インド洋など広く分布している。

Hyalinoecia sp.

1 個体得られたが小型なために種を決めかねる。

LNMBRINERIDAE

Lumbrineris brevicirra (SCHMARDA, 1861)

本種は浅海にも普通に産し, また世界各地に分布する。

Ninoe palmata MOORE, 1903

Albatross が仙台湾より 1 個体を採集して報告したが, 最近の調査で岩手県の宮古湾の泥中に豊富に生息していることがわかった。

ARABELLIDAE

Drilonereis sp.

1 個体が得られた。釧路沖 490 m 海底から採集された *Drilonereis falcata japonica* IMAJIMA, 1964 によく似るが, 足刺様剛毛が第 1 疣足より生ずるので種の同定はしばらく保留する。

SPIONIDAE

**Spiophanes cirrata* SARS, 1872

Spiophanes 属は鰓をもたないことを特徴とする。北大西洋, 北米太平洋岸より報告されている。

CHAETOPTERIDAE

Phyllochaetopterus claparedii MCINTOSH, 1885

透明なキチン質の管に入っている。1885 年に神戸沖の 8~50 fms. から初めて報告され, その後オホーツク海, ベーリング海などから知られている。

CAPITELLIDAE

Notomastus latericeus SARS, 1851

日本に広く分布し, また世界的にも分布が広い。

STERNASPIDAE

Sternaspis scutata (RANZANI, 1807)

(Pl. 1, E)

浅海にも普通に産するが, それらは一般に小型である。採集された 3 個体はいずれも体長 30~35 mm の大型なものであった。

OWENIIDAE

**Myriochele heeri* MALMGREN, 1867

細かい砂粒がかたまってできた管の中に入る。北大西洋, 北極海, オホーツク海, 北米太平洋岸, 南極海などから報告されている。

OPHELIIDAE

Travisia sp.

1 個体採集されたが, 体の後部が破損しているため種の決定はできない。

MALDANIDAE

Maldane sarsi MALMGREN, 1865

(Pl. 1, F)

緑泥の管をつくりその中に住む。特に Sts. 21, 22 で多く採集された。日本の沿岸に普通で, また世界各地に広く分布している。

**Praxillella gracilis* (SARS, 1861)

(Pl. 1, G)

体長 100 mm 内外で太い緑泥の管をつくる。北大西洋, 北極海, 地中海, 北米太平洋岸から知られている。

**Rhodine bitorquata* MOORE, 1923?

尾部を失っているためその形態が不明であるが, 頭部は本種とよく一致するので一応本種に同定した。北米太平洋岸から知られている。

**Clymenura columbiana* (BERKELEY, 1929)

第 8 剛毛節の腹側に腺細胞に富んだ三角状の板がある。カナダの太平洋岸より知られる。

Nicomache sp.

頭部の頭頂板の周囲には辺縁がない。尾部は失われていた。

Asychis sp.

頭部の頭頂板の辺縁には長さが不等な指状突起がある。尾部は知られない。

**Melinna cristata* (SARS, 1851)

(Pl. 1, H)

緑泥の太い管に入る。頭部には長い 4 対の鰓がある。北大西洋, 北極海, オホーツク海, 北米太平洋岸から報告されている。

**Ampharete longipaleolata* USCHAKOV, 1950

(Pl. 1, I)

体長 30 mm 内外であるが, 緑泥からできている管は長く, 体長の約 6 倍に達する。オホーツク海と千島列島近辺から採集されている。

Amage sp.

普通に分布する *Amage auricula* に似るが胸部の腹足枝が 8 節に対して 5 節しかないことで区別される。種の決定は保留する。

Amphiteis gunneri (SARS, 1835)

日本近海に普通に産し, また世界的に分布する。

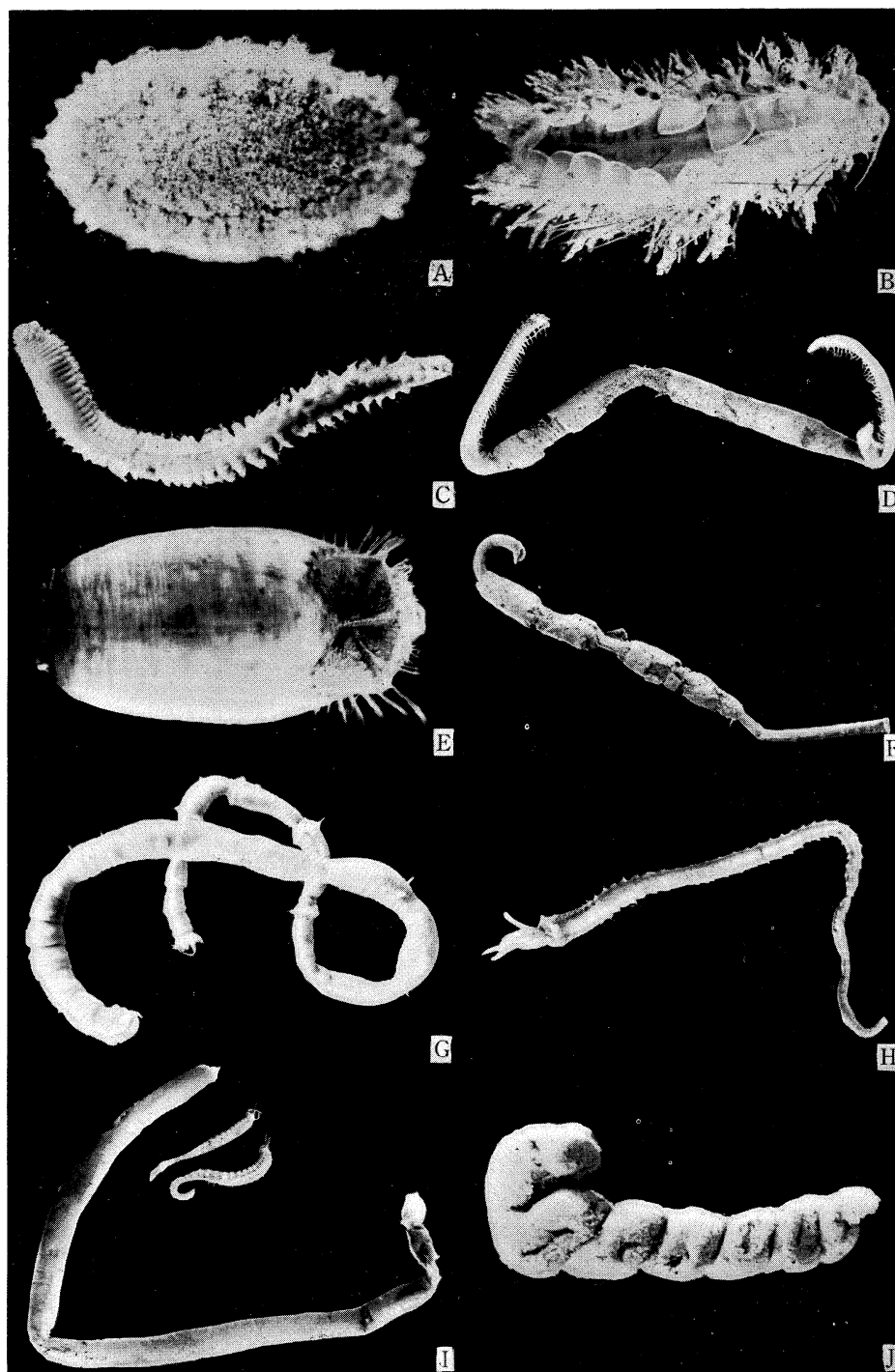


Plate 1. Some polychaetous annelids from Sagami-nada and its vicinity.

A, *Aphrodita intermedia*; B, *Laetmonice producta benthaliana*; C, *Nephtys paradoxa*; D, *Nothria iridescens*; E, *Sternaspis scutata*; F, *Maldane sarsi*; G, *Praxillella gracilis*; H, *Melinna cristata*; I, *Ampharete longipaleolata*; J, *Streblosoma* sp.

TEREBELLIDAE

Terebellides stroemii SARS, 1835

世界に広く分布し、日本でも浅海で普通に見出される。

**Streblosoma* sp.

(Pl. 1, J)

非常にもろくて螺旋状にねじられた管に入る。虫体が不完全であるため種まで決定できない。

以上各種についてみたが、大部分の種類は北方系で広範囲に分布しているものである。相模湾には親潮寒流が潜流となって入りこんでいることから当然、北極海やオホーツク海に分布している種類と共通するものが多いのはうなずけることである。また北米太平洋岸ともかなりの共通種がみられる。研究された種類のうち約 $\frac{1}{3}$ が日本新記録種であったが、これらはいずれも外国では昔から報告されているものであって、今まで日本でのこの種の調査・研究が足りなかったというほかはない。

討 論

討論者 原田英司 (京大・教養)

深海底の動物相についての知見は、その量を急速に増して来ている。そして非常によく研究された動物群も少なくない。ただ今お話のあった環形動物多毛類は、今島氏らの詳細な研究によって、よく明らかにされて来ている群の一つであり、また深海底において見出される重要な動物群である。

未知の場の生物調査がまず系統分類学の面から始められるのは至極当然のことであり、それは常に大きな重要性を与えられてよいものと思われる。種類の差異が生物の諸活動における差異をもたらしていることは、周知のことである。種をこえた取り扱いは、種による差異があることを前提として行なわれるべきものと考えられるからである。

深海底動物の系統分類学的研究は、現状の種類組成を識別することに留まらないものである。当然、そうした動物群の分布や由来の解明が取り上げられることになる。系統分類学的研究が、今島氏が行なわれたように、組織的に広汎な採集を必要とするのは、単に未知の種を見出すだけでなく、このような面にもあると考えられる。深海底動物相の成立について、こうして明確な見解が得られれば、生物学の面から深海底そのものの歴史についてなんらかの示唆が得られることも、期待されるわけである。

一方、陸上や浅海などでの生物調査研究は、生息する生物の定性的(種類組成的)解明だけでなく、それらの

量的分布や変動、更にその相互関係、環境との関係、などの解析に対して、多くの成果を積み重ねて来ている。生物生産の問題を考えるには、生物の定量的把握は不可欠である。深海研究においても、海水や底土中の物質について、生物生産の問題を考えるのに必要な資料は着々と集積されているが、底生動物についての定量的研究はあまり多く試みられていない。多くの困難は予想されるであろうが、たとえ最初は多少精度は劣るとしても、定量的採集がどしどし試みられてもいいのではないかと考えられる。そのような定量的資料が、種についての知識に貢献するものもまた少なくないはずである。

1965年以來、私は駿河湾の深部において底生動物の定量的採集を試みて来た。これは、櫛付トロール網に簡単な曳網距離計を取り付けて行なったものである。曳網距離計は十分精密に作動したとは言えなかったが、それでも従来の曳網時間からの推定方式よりは、はるかによい値を示していると考えられる資料を得た。その結果は予定した調査が完了してからまとめて報告したいが、現在までの資料によると、深度 1,000 m を超す湾央の入りこみ部では著しく底生動物の現存量は少なく、平均して 1 gr/m^2 (湿重量) 以下の値を示していた。これより浅くなると、次第に底生動物の現存量は増大する傾向がうかがわれる。

採集器械が十分開発されれば、こうした定量的採集は決して困難なことではない。おそらくは、その種類組成の研究に再び多くの努力が必要とされることになるであろう。特異な生活様式を示す種が、自然で特異な役割を果たすことも深海産端脚類の食性の研究などで明らかにされている。多面的な協力による深海底動物の研究が必要であると考えられるのである。

一般討論

座長 猿橋勝子

猿橋 今島さんから多毛類について詳しいお話をうかがい、引き続き原田さんから定量的サンプリングの重要性、それから駿河湾の深いところの底棲動物の量的分布、分類学と生態学との緊密な連絡をとる必要上、生態学のみならず地質学その他の海洋学的分野とも手を取っていかなければならないことが強調されたが、今島さんこれに関して何か御意見があるか？

今島 全くその通りで、私は実は種類だけ調べるのではなくて、同時に粒度組成もみたいと思っている。相模湾の多毛類ばかりでなく、いろいろな生物相が未知であ

ることから、まず、どんな生物がいるかということ調べる。これは博物館の事業として行なっている仕事で、定量よりは定性を行なおうということでわれわれは実行している。もちろん、定量的にも行なう必要があるから将来そういう方向に向う積りである。

一般討論（話題4および5）

杉浦吉雄（気象研） 深海で分布が均一になるということは、海底からの供給量に対して水のかきまぜの速さ大きい、と私は考えるのである。そこで、源が深海なら、鉛直拡散が大きいということにならないか？

高野 拡散係数が同じであれば、濃度の鉛直傾度が小さいところでは拡散で運ばれる量は少ない。深海では鉛直傾度が非常に小さいから、源が深海または海底にある場合、非常にわずかな供給量で、あのような鉛直分布が維持されると思う。

杉浦 鉛直傾度が大きい浅い層では、上方に運ばれる速さが、深層に比べて遅いのではないか？

高野 速い。今の場合、拡散だけを取り上げると上向きに運ばれる量は傾度が大きければ多く、小さければ少ない。傾度は深さと共に小さくなっているから、少し間をおいて上下に二つの水平面を仮に考えると、上の面を通して上に運ばれる量の方が、下の面を通して上に運ばれる量より多いので、二つの面に挟まれた部分の濃度は減ってしまう。しかし、もし、水の粒が上向きに動いているならば、濃度は下の方が高いので水と一緒に下の面を通して上へ運ばれる量は、上の面を通して上へ運ばれる量より多くなり、二つの面に挟まれた部分の濃度は増す。この二つの相反する作用がそれぞれ打ち消しあって、定常状態が保たれている。

杉浦 鉛直方向の拡散だけを問題にすれば、拡散は深いところでは遅く、浅いところでは速いといつてよいか？

高野 拡散で運ばれる量が、深いところでは少なく、浅いところでは多いという方がより適切かと思う。

杉浦 先程の図には海底のごく近くでの値は出ていないが、測定してみると、海底上数10mの層では鉛直傾度が再び非常に大きくなる。今の説明とこの事実とは、どのように結びつくか？

高野 傾度が大きいところでは運ばれる量が多いから、……

杉浦 底質から溶け出しているか？

高野 海底堆積物から多量に溶け出していれば、海底にごく近い層では鉛直傾度が大きくなるだろう。その上

の鉛直傾度が小さい層と結びついて定常状態を保つためには、二つの層で、海水の鉛直速度や拡散係数が違った値を持っていなければならない。この二つの値は、一般には、鉛直方向でも水平方向でもかなり変化していると思う。

杉浦 ラジウムのような特殊な物質は別として、一般に海底の物質は上の方から供給されている。海底に供給される前に海水中に溶けこみ、残りが海底に堆積する。したがって、その物質が上から下へ落ちる間、海水中にとどまっている時間と海水への溶け易さによっては、落下中に溶け出す量の方が、落下後に海底から溶け出す量より多いかも知れない、ということを考えなければいけない。

高野 そう思う。指摘された量がわからないので、一応無視して計算してみたところ、もっともらしい結果が出て意外であった。

猿橋 ラジウムのように親元素がある場合とヒ素のようにそのものしかない場合とではかなり違うと思うが、杉村さんの御意見は？

杉村行勇（気象研） 海洋におけるヒ素のレジデンスタイムを考えなければいけないと思う。どのくらいになるか？

金森 10万年。

杉村 10万年ならば、タンノーパーティムの100倍くらいになるから、ヒ素に対しては海水は非常によくかきまわされているわけで、本来は均一な分布を期待しなければならない。それが、このように分布することを説明するには、生物の問題と、その海域への陸の影響を考えなければいけないと思う。単に海底からの溶出ということでは説明がつかない。

三宅泰雄（東教育大） 底質の中でヒ素がどのような形を取るかという問題がある。常識的には、リン酸カルシウムと一緒にリン酸塩の形になっているのではないかと考えられる。その他、クレイミネラルの中で、シリケートのどこかに入っているかも知れない。いずれにしても一度そういうものの中に入ってしまうと溶け出しにくい。それで、さき程高野さんが言われたように、何かの有機物の中に入っていて再溶出することも考えられるが、実際には深海底質中の有機物の量は非常に少ないので、よほど濃縮されていない限り、その可能性はあまりないのではないかと。それで、あのような鉛直分布の型で最も重要なのは、バイオロジカルエフェクトかと思う。いろいろな水産生物中のヒ素の量と、ヒ素の濃縮係数がどのくらいか金森さんにうかがいたい。

ラジウムの話がちょっと出たが、ラジウムは、ほとんど全部、海底から供給されているのではないかという証拠がいろいろある。しかし、親のイオニウムも海水中に残っているので、イオニウムから生ずるラジウムも併せて考えなければ、海水中のラジウムの分布の問題は解決しないと思う。

金森 フォスフェイトの D とヒ素との関係を見ると(スライド使用)、浅いところでは大体リニアな関係がある。実際に各観測点での鉛直分布の変動の型は、リン酸塩と非常に良く似たところもあるので、生物体に取り込まれる可能性が非常に強いという見方もできるが、こ

の凶では、深さが増すとヒ素が増えるが、リンは頭打ちで、減ることもあり、深海では、ヒ素とリンとヒ酸とリン酸の間関係が非常に複雑である。プランクトンをこし取り、あるいは海水をミリポアフィルターでこして分析すると、プランクトン中よりはるかに多くのヒ素が検出される。また、表面水に、リン酸よりヒ酸の方が多く溶けている場合すらある。こうしてみると、一面では生物と深い関係があるようにも思えるが、他方では否定する事実もあり、今のところ、はっきりした事を申しあげられない。

総 合 討 論

座長 石野 誠 (東水大)

佐々木 さきほど杉浦さんの大変結構なお考えと杉村さんの御意見をうかがった。海水中の懸濁物である前方散乱だけについて議論すると実測値と理論値が全く良く合う。そこで後方散乱のことは別にして、前方散乱だけをマークすると、前方散乱のああいふ散乱の仕方のものは深海水でどういふ深さでどうだということが言えるわけである。しかし、その結果は決して深海水中の懸濁物の実体を言っているわけではない。実体は種々雑多でいろいろなものが入っている。しかし、あのような理論をたててあのような測定をすると、前方散乱については良く合う。そこで、そういうものだけを集めるとあの考え方からさきほどのヒ素の話にもあったが、深海水の追跡とか水塊の分析ということの役には立つわけである。しかし、深海水中の懸濁物そのものについて言っているわけではない。深海になると無機物が圧倒的に多いらしい。その無機物はどんなものか? X線や電子顕微鏡で調べているが、電子顕微鏡で調べた結果は既に6,7年前にペーパーで報告しているが、しかし深海水の懸濁物はこおゆうものだと決して言えないと思う。

前方散乱が良く合うのに後方散乱が合わないのはどういふことか? これについては少し考え方を改めてゆけば理論計算に近づくのではなからうかという話をした。

しかし、決してこういうことで深海水の懸濁物の実体を調べることはできない。

さきほど杉浦さんが御指摘になったように採水の途中でこわれたり、逆にコアグュレートするかも知れない。

しかし、こおゆう研究を始める前に十分討議されてい

るが、わからない実体を相手にする場合とにかく手を付けなければならない。手を付けているうちに段々に理論を手なおしながら研究を進めて行くと前方散乱については実によく合う。それで、前方散乱だけで深層水の追跡あるいは水塊分析がこれらのデータからできるかも知れないという考え方である。

杉浦 私の言ったことは少し具体性をかいた点もあるが、前方散乱であるが、つまり粒子の分布系が山をもつか、さもなければ小さいものほど粒子の数が多いか、極端に言うると二つの分布系が考えられると思う。その場合、たとえば小さいものほど無限に多くなるといったような分布系の場合でも、たとえば r^{-4} というような一つの型をもってきたら合わないが、 r^{-N} という型にしたら合うというようなことはないか? 山のあるものに良く合うと言われたが、山のない分布でも適当に r の型を変えたときに合うものが出てこないだろうかということである。

佐々木 2,3年前の型よりあおゆう型の分布関数を与えると、はるかに良く合うが100%とはいかない。それで更に分布関数の型を検討する必要があると思う。

高野 ある物質の濃度が深さと共に増す場合、大ざっぱに次の二つの理由が考えられる。一つは、本来は、一様に分布する筈だったが、海面から吸い出されたため濃度は海面近くでは薄くなり、海底に向って濃くなる形を取る、つまり供給源が海中にほぼ一様に分布するとも考えられる場合。もう一つは深海での物質の発生、または堆積物中、あるいは、たとえば、ある特定の海域で大規模な沈降を起す時に、既に高い濃度を持っていた水の塊

りが深海に広がった場合などを含めて深海に供給源がある場合、つまり、供給源が深い方にかたよっている場合である。もし、第1の場合で、陸水や降水、蒸発などの過程の影響が大きいとすれば、浅いところの鉛直分布はもっとばらついて良いような気がする。しかし、これらの過程について全く知識がないので、鉛直分布の型そのものの維持は別として、その供給源については、ただ、そういう気がするというだけのことである。

菅原 雨を除いて考えると、陸からは絶えず入ってきているので、そのままでは濃度は増して行く。実際に濃度が増さないのは、蒸発で逃げて行くからでもあるが、大部分は何らかの形で海水から分かれて水中を落ちて行くからである。そのため表層の濃度が下がることは考えられる。落下中にもう一度溶けてくることは考えられないわけではないし、沈澱物からの供給もあろう。それがどのくらい大きくなるか、今、私は申しあげられないが、さっき三宅さんが言われたようにラジウムの場合とは明らかに違うのだと考えなくてはならない。

私がマイナーエレメントに非常に興味を持つ点は、その分布がもし物理面からきれいに説明できるのであれば、これまでの物理知識を修正したり、新たに加えるところがない。そうなってしまえば、化学はたとえば混合とか拡散の問題にも寄与しない。しかし、化学の観測結果が今までの物理知識では説明できない場合には、物理解釈を改めなくてはならないことも生ずる。それが、化学が海洋学の進歩に貢献する道だと私は思う。相互に矛盾する、説明し難い要素をはぶいて行くというところに意味があると私は思う。化学成分の分布が物理で完全に解釈されることももちろんあるべきだが、解釈出来るということは必ずしも真実とは言えない場合もある。

竹松 伸 (理研) 最近、airborne dust の海底堆積物への寄与は千年に 0.6 mm ぐらいであるという論文が出た。深海底での堆積速度は平均千年に 1 mm と推定されているから airborne dust はかなりの部分を占めることになる。表層でヒ素の濃度が低く、深層で高いとすることを説明するのに airborne dust からヒ素が溶け出すのが遅いと仮定すると具合が良いと思う。そうすると、源を上を考えると、表層でヒ素の濃度が低く、深層で高くてもおかしくないように思う。金森さんの分析法がケイ酸塩中のヒ素も分析しているかどうかかわらないといけないが……

金森 そういうことでは説明できないほど大きな変動である。宇宙じんなどいろいろ考慮に入れたが説明できない。

杉村 田島さんと金森(博)さんにフリーエアアノマリーについてお聞きしたいが、海溝とフリーエアアノマリーとが良く合っているデータを見せていただいたが、場所によって陸側のフリーエアアノマリーが地形と良く合わない例があると思う。フリーエアアノマリーと海底地形とが良く対応している海溝はどのように考えたらいいか？ 新しい活動的な海溝とある程度活動を停止して海溝というふうに考えているのか？

田島 杉村さんの質問の意味が良くわからないが、海溝でフリーエアアノマリーがきわだって - になるのは、ほとんどの海溝について言えると思う。海溝の両側特に大陸側でフリーエアアノマリーが普通 + になると思われる。たとえば、大陸で言うところの山の頂上ではフリーエアアノマリーは + になり、山のふもとでは - になる。それはどういう意味かと言うと、大きい山はそれ自体がアイススタティックでつりあっているが、小さい断面を考えてみると一つ一つの断面についてローカルにアイススタシーが成り立っていないで、一つの山全体がリジョナルにアイススタティックにつりあっていると考えると当然山の上では、アイススタティックアノマリーはまだ + として残り、ふもとでは - になる。海溝だと私共はやはり一つのベンディングと考えると、海溝の真上では相当大きな - になるが、そのふもとと言うかそういうところでは逆に + になっても当然のように思う。

閉会の辞 佐々木忠義

主催者として御挨拶申し上げます。本日の深海研究に関するシンポジウムは第7回目であるが、日本でなんとか深海研究が組織的に強力に行なわれるようになりたいものだと開会の御挨拶で三宅先生も話されたように第1回は懇談会という形で発足した。懇談会の後を受けて立ったわけではないが、私共理化学研究所の海洋物理研究室でもかねがね深海の問題には深い興味を持っていたので、なんとか深海研究に関するシンポジウムといったようなものを年々開き、活発に議論されるようになることを望んで、今から7年前に第1回を開催したわけである。その間、多い時は百数十名少なくとも40数名の方々がお集り下さって活発な討論をしていただいたわけである。今回の講演者、討論者、座長あるいは一般討論者をおして長時間にわたり終始活発なお話し合いを願ったことは主催者として真に喜びにたえない。私の考えでは、前回もお話し申し上げたと思うができれば年に2回、少なくとも年に1回は今後更に長くこうゆうシンポジウ

ムを続けて行きたいと思う。

振り返って見ると年と共に一つ一つの問題が深くなってきており、こうゆう集りを持つことが確かに意味があるのだと自分自身で考え、少なくとも来年のこの時期に

はまた御案内を申し上げることになると思う。その節は皆様の御支援をお願いしたい。今日は年末で御多用のところ多数御出席下され真にありがたく厚く御礼申し上げます。

録 事

1. 昭和43年1月18日、理化学研究所において編集委員会が開かれ、第巻6第1号の編集を行なった。

2. 昭和43年2月23日、日仏会館会議室において例会が開かれた。講演題名および講演者は次の通りである。

コンピナー：高木和徳（東水大）

座長：井上 実（東水大）

1. 関東近海におけるサバ釣漁業 小倉通男（東水大）
2. フランス海洋生物学の現状 佐伯和昭（東水大）
3. 総合討論

3. 下記の諸氏が入会された。

正会員

氏名	所属	紹介者
沢本 彰三	東海大・海洋	佐々木忠義
青山 恒雄	西海区水研	下村 敏正
南雲昭三郎	東大・地震研	大柴五八郎
穴自 原樹	日本出版貿易 KK	〃
佐々木信男	水大校	松井 魁
今 島 実	国立科学博物館	佐々木忠義
藤 本 実	東海区水研	平野 敏行
中村 保昭	東水大	石野 誠
木原 興平	〃	吉永 勝秀
Ayodhyoy	ボゴール農大	佐々木忠義
小林 信雄	東海大・湘南校	大柴五八郎
増田 辰良	東水大	高木 和徳
石山 礼蔵	〃	佐々木忠義
工藤 勝宏	大分水試	〃

賛助会員

氏名	所属	紹介者
東京レブ KK	豊島区池袋 2-1120 ローズマンション 302号	佐々木忠義
藤 田 潔	中央区銀座西 7-6 KK ビデオプロモーション	〃

4. 下記の諸氏が退会された。

氏名	所属
菅原 兼男	千葉県内湾水試
北野 清光	北海道水研

下記の賛助会員が退会された。

理研ビニール工業株式会社

5. 会員の住所、所属の変更。

氏名 新住所または新所属

渡部 宏一	江戸川学園女子高校
マルセル・ ジュクラリウス	東京都大田区山王 1-30-9
堀口 孝男	第2港湾建設局横浜調査設計事務所
菊地 誠治	名古屋市千種区星ヶ丘 1-26
辻田 時美	北海道大学水産学部
国司 秀明	Department of Oceanography, University of Liverpool, Liver- pool, UK
神吉 孝信	船橋市習志野台 6-13
高山 重嶺	東京都国分寺市光町 1-330
佐伯 和昭	東京水産大学（帰国）
前地 道義	和歌山県西牟婁郡串本町潮岬（帰国）
KK 村山電 機製作所	東京都目黒区五本木 2-13-1

6. 死 亡

本学会評議員向井正幸氏は昭和43年1月10日、急逝された。慎しんで御めい福を祈る。

7. 交換および寄贈図書。

- 1) 港湾技研報告, 6 (7, 8).
- 2) 日本航海学会誌, 38号.
- 3) 港湾技研資料, No. 39~42.
- 4) 日仏会館報, 4 (4).
- 5) 舞鶴海気要報, No. 10.
- 6) 海洋観測資料, 1964年.
- 7) 魚類学雑誌, 14 (4/6).
- 8) 鯨の資源, N. A. マッキントウシュ著, 大村秀雄訳
- 9) 港湾技研報告(欧文), No. 14, 15.
- 10) 日仏文化, No. 21.
- 11) Science et Pêche, Nos 164, 165, 1967.
- 12) Cahiers Océanogr, XIX^e, N^o, 10, Supplément N^o 1, 1967.
- 13) Rep. Port and Harbour Res. Inst., Rep. No. 13.
- 14) Bulletin (Israel), No. 42, 45, 47.
- 15) Israel South Red Sea Exped., Reports (13-17), (18-21), (22-26), 27.
- 16) Israel Sea Fish. Res. Station Bull., 44.

日仏海洋学会役員

顧問 ルネ・カピタン ユベール・プロツシェ ジ
ヤン・デルサルト

名誉会長 ジャック・ロベール

会長 佐々木忠義

常任幹事 大柴五八郎, 永田 正, 村上 脩

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, 齋藤泰一,
佐々木幸康, 杉浦吉雄, 高木和徳, 高野健三,
辻田時美, 富永政英, 奈須敬二, 西村 実,
根本敬久, 半沢正男, 松尾邦之助, 丸茂隆三,
森田良美, 山中鷹之助 (50 音順)

監事 高山重嶺, 三宅泰雄

評議員 赤松英雄 阿部友三郎 阿部宗明 新崎盛敏
池松正人 石野 誠 市村俊英 井上直一
井上 実 今井丈夫 今村 豊 入江春彦
岩崎秀人 岩下光男 岩田憲幸 上野福三
宇田道隆 内田清一郎 宇野 寛 江上不二
夫 大内正夫 大久保 勲 大島泰雄 大柴
五八郎 大村秀雄 岡部史郎 小沢敬次郎
小野弘平 梶浦欣二郎 金谷太郎 川合英夫
川上太左英 川村輝良 川村文三郎 川口守
一 川原田 裕 神田献二 菊地真一 鬼頭
正隆 木村喜之助 草下孝也 楠 宏 国
司秀明 黒木敏郎 黒沼勝造 久保伊津男

小林 博 小牧勇藏 近藤 仁 西条八東
齋藤泰一 齋藤行正 坂本市太郎 佐々木忠
義 佐々木幸康 猿橋勝子 椎野秀雄 柴田
恵司 下村敏正 庄司大太郎 末広恭雄 杉
浦吉雄 須藤英雄 高野健三 高橋淳雄 高
山重嶺 高木和徳 田畑忠司 田村 保 千
葉卓夫 辻田時美 土屋靖彦 寺本俊彦 富
永政英 鳥居鉄也 中井甚二郎 中野猿人
永田 正 永田 豊 永野泰一 奈須敬二
奈須紀幸 南日俊夫 新野 弘 西村 実
新田忠雄 根本敬久 野村 正 花岡 資
速水頌一郎 半沢正男 半谷高久 菱田耕造
日比谷 京 松山義夫 平野敏行 深沢文雄
福島久雄 淵 秀隆 藤田亀太郎 星野通平
増沢讀太郎 松江吉行 松尾邦之助 松崎卓
一 松平近義, 松平康男 丸茂隆三 溝口哲
夫 三宅泰雄 宮崎千博 宮崎正衛 向井正
幸 村上 脩 元田 茂 森川光郎 森田良
美 森安茂雄 安井 正 矢部 博 山路
勇 山中鷹之助 山中 一 依田啓二 渡辺
貫太郎 渡辺精一 渡辺信雄 (50 音順)

モーリス・アンコントル アンドレ・エービ
ー マルセル・ジュクラリウス イヴ・ド・
ムクシー ロジェ・ベリカ コンスタンタン
・エコノム

投稿に際してのお願い

1. 論文は和文または欧文（原則として英語または仏語）のいずれでも良い。
2. 論文が和文の場合は和文と仏文（英文）の要旨，英文の場合は英文と和文の要旨，仏文の場合は仏文と和文の要旨を必ず付けること。
3. 挿図はそのまま凸版原図になるように，黒インクまたは墨汁で純白上質紙またはトレーシングペーパーに，線の太さ，記号など印刷仕上りを考慮して作製すること。
4. 原図の縮尺率は $\frac{2}{3}$ ないし $\frac{1}{2}$ とすると良い効果が得られる。簡単なグラフなどの場合は $\frac{1}{3}$ に縮小することも考慮されたい。
5. 同じ報文中の挿図群の間で，図中に使われている文字の型が不統一であったり，文字の大きさが必要以上極端に不揃いになるのは好ましくない。
6. 写真原図は中間調以上の光沢紙に焼付けたものが良い。軟調ぎみの印面を原図とするのは望ましくない。
7. 原図がそのまま凸版原図にならない場合は作り直すことがある。その場合は著者に実費を申し受ける。

お 知 ら せ

このたび，各位のご要望にこたえて「英仏和，海洋・水産学用語集」（B5判45ページ）ができました。ご要望の方は下記へ「ハガキ」にてお申し込み下さい。

頒布価格 350 円（送料共）

記

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

賛 助 会 員 (50 音順)

井 出 利 明	釧路市白金町 11
伊 藤 精 機 株 式 会 社	東京都千代田区神田神保町 1-65 共益ビル
内 田 悟	東京都千代田区九段北 1-2-1 株式会社内田老鶴園新社
梅 林 弘 直	東京都千代田区大手町 2-4 新大手町ビル7階 極東貿易株式会社 第2産業機械部
永 和 株 式 会 社	東京都千代田区神田小川町 1-11 平岡ビル
小 樽 船 用 電 機 株 式 会 社	小樽市色内町 1-20
海 上 電 機 株 式 会 社	東京都千代田区神田錦町 1-19
神 野 潜 水 工 業 株 式 会 社	大阪府泉南郡岬町深日
暁 東 電 子 株 式 会 社	東京都港区芝新橋 1-30 新幸ビル
協 同 低 温 工 業 株 式 会 社	東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル
協 和 商 工 株 式 会 社	東京都豊島区目白4丁目 24-1
小 松 川 化 工 機 株 式 会 社	東京都江戸川区西小松川 1-2645
株 式 会 社 光 電 製 作 所	東京都品川区大崎 2-10-45
小 山 康 三	東京都文京区本駒込 5-13 英和印刷社
株 式 会 社 産 研	沼津市千本郷林 1907
三 信 船 舶 電 具 株 式 会 社	東京都千代田区神田司町 1-23
三 洋 水 路 測 量 株 式 会 社	東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
シュナイダー財団極東駐在事務所	東京都港区琴平町 38 日本ガス協会ビル
昭 和 電 装 株 式 会 社	高松市福岡町 467
大 洋 電 機 株 式 会 社	東京都千代田区神田錦町 3-16
株 式 会 社 泰 和 電 器	東京都港区芝茸手町 7
株 式 会 社 鶴 見 精 機 工 作 所	横浜市鶴見区鶴見町 1506
東 京 工 材 株 式 会 社	東京都中央区築地 4-2 築三ビル
帝 国 酸 素 株 式 会 社	神戸市兵庫区高松町 22 の 1
東 京 海 上 火 災 保 險 株 式 会 社 部	東京都千代田区丸ノ内 3-12
東 京 営 業 第 2	東京都豊島区池袋 5-225
株 式 会 社 東 京 本 山 商 会	東京都豊島区池袋 2-1120 ローズマンション 302 号
東 京 レ プ 株 式 会 社	沼津市大岡 2068-3
東 芝 機 械 株 式 会 社 研 究 所	東京都杉並区上高井戸 5-327
株 式 会 社 東 邦 電 探	東京都豊島区巢鴨 6-1344 大塚ビル
日 本 ア ク ア ラ ン グ 株 式 会 社	東京都港区琴平町 35 船舶振興ビル
日 本 海 事 広 報 協 会 海 の 世 界 編 集 部	神戸市兵庫区神田町 3
有 限 会 社 日 本 グ イ ー ン グ ス ポ ー ツ	東京都港区新橋 2-1-3 新橋富士ビル
日 本 テ ー ト ラ ボ ッ ド 株 式 会 社	東京都港区芝桜川町 25 第五森ビル
日 本 無 線 株 式 会 社	東京都目黒区下目黒 1-105
船 用 電 球 株 式 会 社	東京都豊島区池袋 8-3292
有 限 会 社 ハ ラ グ 電 機 製 作 所	堺市松屋町 1-3
ヒ エ ン 電 工 株 式 会 社	広島市観音町 9-1 福永書店
福 永 時 男	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
藤 田 峯 雄	東京都江東区南砂 1-3-25 株式会社中村鉄工所
フ ラ ン ス 物 産 株 式 会 社	東京都千代田区神田錦町 1-6 教文館内
古 野 電 気 株 式 会 社	西宮市葺原町 85
株 式 会 社 吉 田 製 作 所	東京都台東区上野 3-13-9
吉 野 計 器 製 作 所	東京都北区西ヶ原 1-14
株 式 会 社 離 合 社	東京都千代田区神田鍛冶町 1-2 丸石ビル
株 式 会 社 渡 部 計 器 製 作 所	東京都文京区向丘 1-7-17



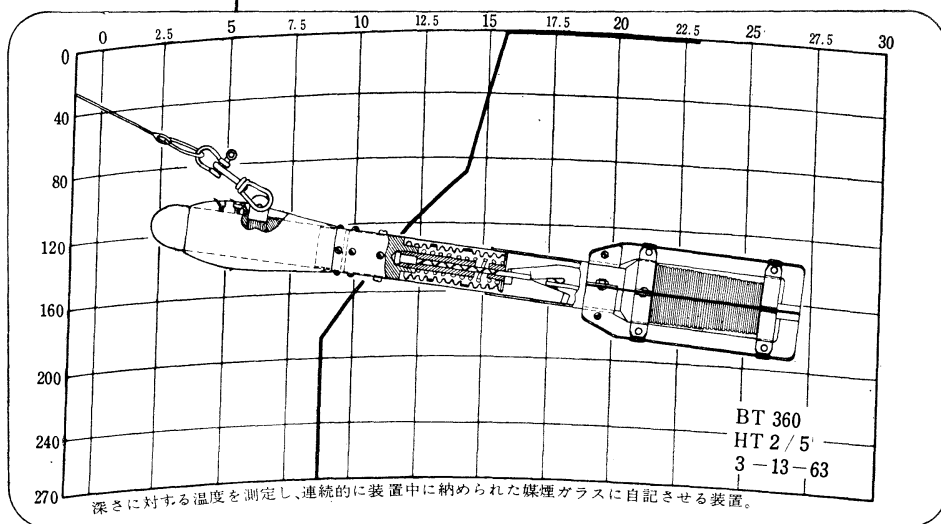
BT
BATHY THERMOGRAPH

NO.2045 **バソサーモグラフ**

(THERMARINE RECORDER)

WALLACE & TIERNAN INC.

NEW JERSEY, U.S.A.



Model

FA-190012

FA-190022

FA-190032

Depth Range

0 ~ 60 m.
(0 ~ 200ft.)

0 ~ 135 m.
(0 ~ 450ft.)

0 ~ 270 m.
(0 ~ 900ft.)

Temp. Range

- 1 ~ + 30°C (28 ~ 90°F)

海洋観測器械

日本代理店

株式会社 **離 合 社**

本社 東京都千代田区神田鍛冶町1の2 丸石ビル
 電話 東京 (252) 1 5 1 1 (代表)
 大阪営業所 大阪市北区北同心町1の15 電話大阪 (351) 7346-8019
 工場 東京・浦和

R.L.S.

ストレングージ型波向計

(SGWD)

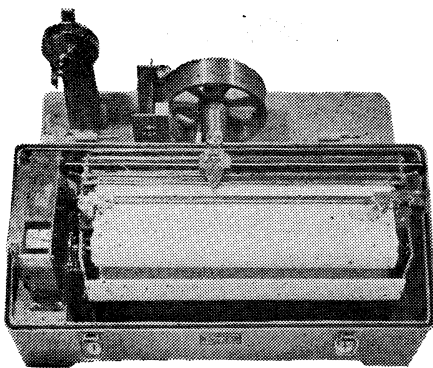


(受感部)

(記録器)

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

TEIKOKU SAN SO K.K.

(Filiale de L'AIR LIQUIDE, Paris)

Ses 23 Usines, 23 Agences et Bureaux de vente, 22 filiales,
100 distributeurs produisent et distribuent :

Gaz Industriels : Oxygène, Azote, Acétylène dissous, Argon,
Néon, Hélium, Xénon, Krypton, Propane, Butane.

Matériels et produits pour la soudure

**Installations de séparation et de purification de gaz à basse
température**

Son Département Développement représente au Japon les procédés
de nombreuses sociétés, entre autres,

L'AIR LIQUIDE

Société Chimique de la GRANDE PAROISSE

Société d'Electro-chimie, d'Electro-métallurgie et des Aciéries
électriques d'UGINE

Compagnie de Filage des Métaux et des Joints Curty (CEFILAC)

Compagnie PECHINEY-SAINT-GOBAIN

Compagnie de Produits Chimiques et Electro-métallurgiques PECHINEY

Société KLEBER-COLOMBES

Le Méthane Liquide

Société des Très Basses Températures

Société PRAT-DANIEL

Institut Français du Pétrole

Compagnie Générale de Télégraphie Sans Fil

Compagnie des Compteurs

Société POCLAIN

Société HISPANO-SUIZA

Société NADELLA

Société GURY

Société HYDRO-MECA

Société de Forgeage de Rive de Gier

ete. etc....

22/1 Takamatsu-cho, Hyogo-ku, Kobe, Japan

P. O. BOX No. 522, KOBE PORT JAPAN

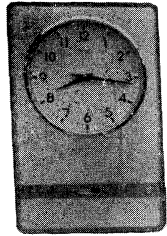
(Siège Légal : Nihon Gas Kyokai Bldg. 38, Kotohira-cho. Shiba,
Minato-ku, Tokyo, Japan)

Exploiting the Ocean by...

T.S.K. T.S.K.

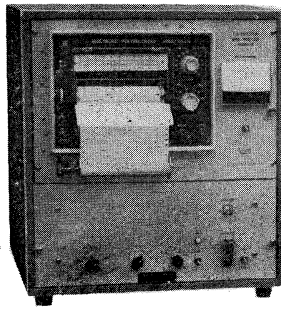
T.S - W 2 バイプロトン波浪計

T.S. - W2-VIBROTRON WAVE ANALYZER

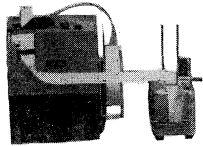
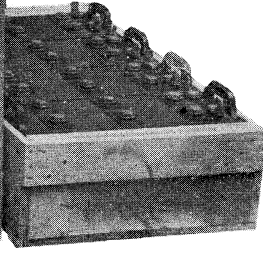
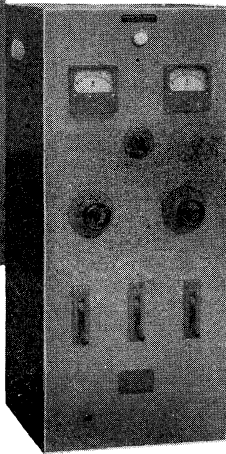


◀ 水晶時計

変換記録部



無休止給電装置



テープパンチャー部

構 成

1. 水中発信部



水中発信部

蓄電池

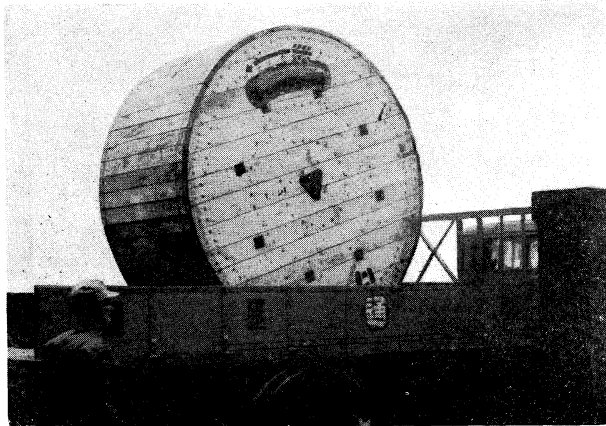
バイプロトンを内蔵し、水圧変化をゴムタイヤ，ベロー等を介する事なく直接周波数に変換する。

2. 変換記録部

水中発信部からの周波数の変化値をデジタル計数回路により純2進8単位標準データテープとしてパンチされる。

同時に監視用又は記録用として記録計にアナログ記録もされる。

尚測定範囲及びサンプリングタイムは、別表の様に切換えられる。



海底電線 (外径 53 mm)

(潮位同時記録計も製作)

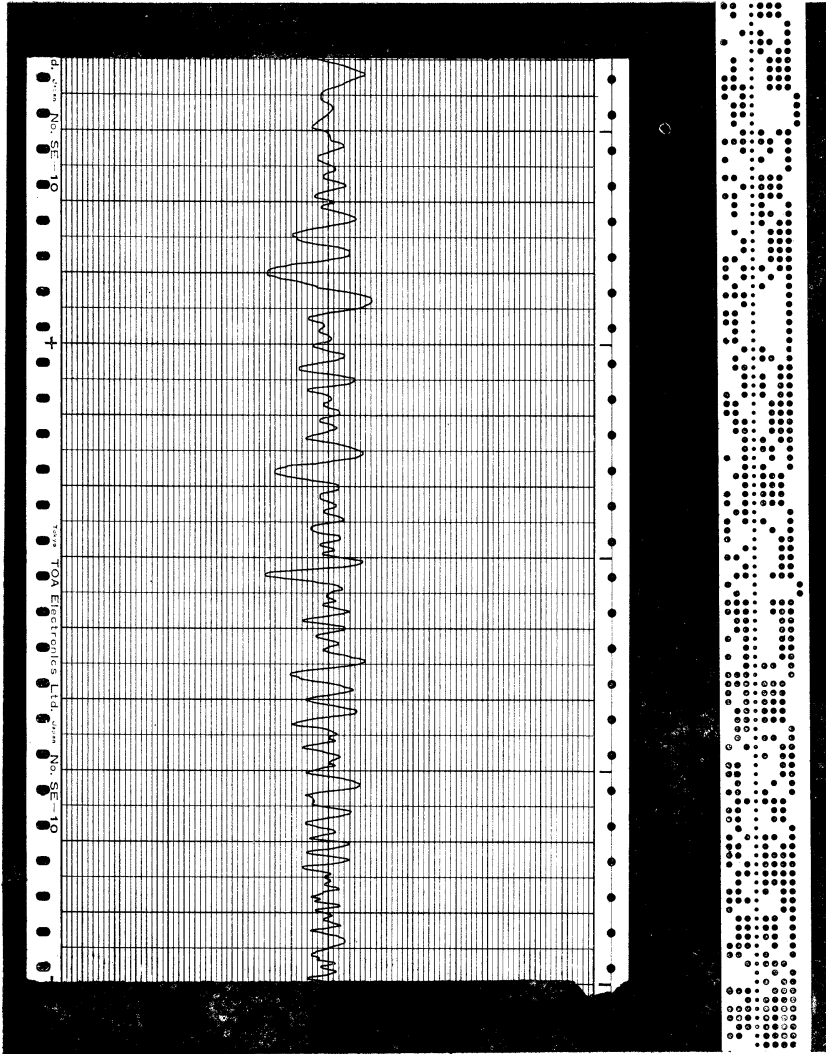
株式会社 鶴見精機工作所

電話 横浜 045-(521) 5252 (代表) - 5

OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

THE TSURUMI SEIKI KOSAKUSHO CO., LTD.

No. 1506 TSURUMIMACHI, TSURUMI-KU, YOKOHAMA, JAPAN



3. 無休止給電装置

台風時等の停電による欠測をさけるため、停電時には自動的にリレーが働いてバッテリーによる動作に切替える。

4. 水晶時計

2 時間毎に 10 分間の間けつ動作をさせるためのタイマーが週差 3 秒以内の高精度で動作する。

5. 海底ケーブル

4.5% 及び 8% の垂鉛メッキ鉄線で二重に外装されて居り、外径 53% 切断荷重は約 25ton である。

測定範囲	サンプリング タイム
20 m	0.125 秒
10 m	0.25 秒
5 m	0.5 秒
	1.0 秒
2.5 m	1.5 秒
	2.0 秒

記 録 パンチテープ

(SIZE 1/2)

Sales Representative in the U. S. A.

CM² INC.

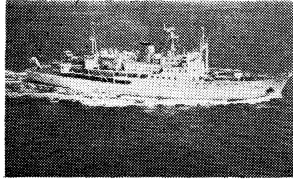
139 Constiution Drive

Menlo Park, California 94025 U. S. A.

岩宮測器研究所

所長 岩宮政雄

活躍する新鋭観測船



12,000メートルの深海をはかる

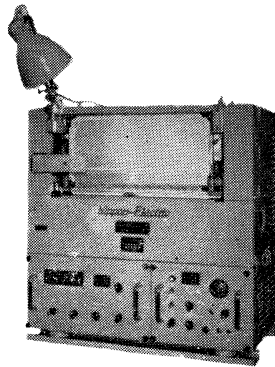
極深海精密音響測深機(P. D. R.)

PRECISION ECHO SOUNDER

FOR DEEP SEA RESEARCH

12,000 meters below the sea surface can be sounded with a good accuracy.

海洋観測船等に装備して12,000mまでの深海を精密に、かつ連続測深・記録する装置です。測深のほか各種の観測データの記録器としても使用できる設計です。特にソナー・ピンガー用の記録器としての使用に便利な構造を有し、連続測深ができます。



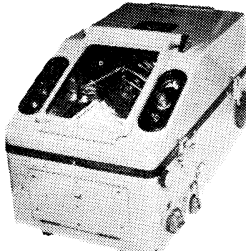
This equipment is for sounding sea bottom as deep as 12,000 meters from a marine research ship with very high accuracy. It has various ranges of scale; however, the scale range is automatically shifted from one to another with the sudden change of depth. The recorder is so designed that it can co-work with other equipments for recording various kinds of data, especially with sonar pinger.

特長 Feature

- ① 特殊送信方式・拡大測深レンジのため記録上の読みとりで真の深さを測定できる。
- ② 内蔵の水晶時計による制御で記録精度は抜群。
- ③ 0~1,000、0~6,000、0~12,000mのフルレンジで深度変化がひと目でわかる。
- ④ 副記録器は何台でも同期運転ができる。
- ⑤ 読みとりの容易な486mmの乾式記録紙を採用。
- ⑥ 送受信記録器はコンソール・タイプにも、また別々に設置することもできる。

- 1) The special transmitting system and the magnification of range scale enable the operator to take direct reading from the record.
- 2) The self contained crystal watch improves the accuracy of recording.
- 3) The recording device has three ranges, 0 to 1,000 meters, 0 to 6,000 meters, and 0 to 12,000 meters. Their full range scales make reading of the change of depth easy.
- 4) Multiple number of recorders can be operated in parallel.
- 5) 486 mm width dry type recording paper is adopted, which makes reading easy.
- 6) The transmitter and the receiver can be installed in consol or in separated areas as desired.

極浅海精密音響測深機



浅海・湖沼・河川・ダム等の精密測深に!

PRECISION ECHO SOUNDER
FOR SHALLOW

for surveying shallow sea, harbors,
lakes, dames, rivers.

実績が築いた



信頼のマーク

海上電機株式会社

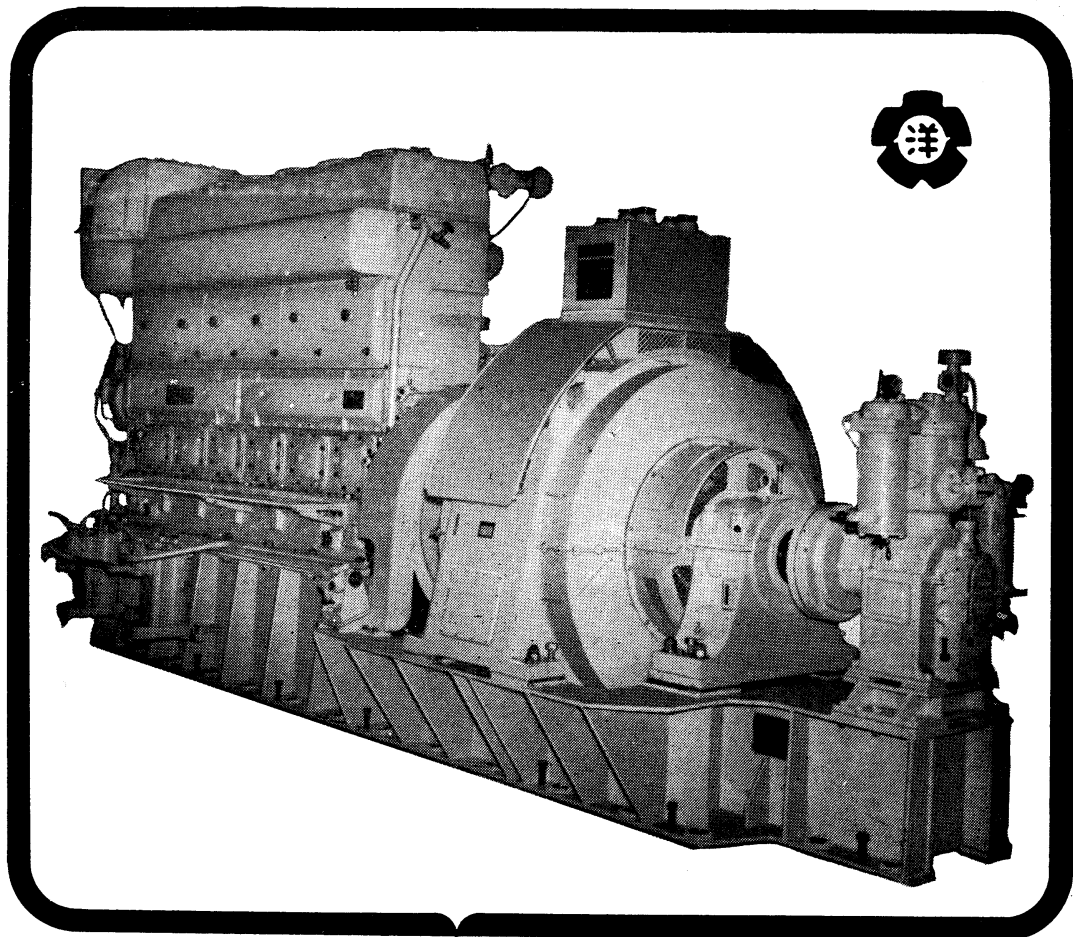
東京都千代田区神田錦町1丁目19番地
電話 03 (291) 2 6 1 1 (代表)

MARINE INSTRUMENTS CO., LTD.

1-19 KANDA NISHIKI-CHO, CHIYODA-KU, TOKYO.
CABLE ADDRESS "MARINEINSTRU" TOKYO

ながい経験と最新の技術を誇る！

大洋の船舶用電気機器



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

大洋電機株式会社

取締役社長 山田沢三

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

メルタック

熱溶融型接着剤ですから、溶剤や水を含まないの乾燥の必要がなく、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

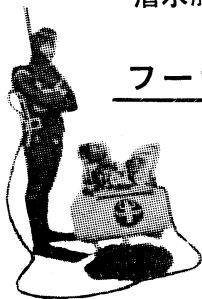
東京都中央区築地 4-7-1 TEL (542) 3361 (代)

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・スピロテック社 日本総代理店
米国・U.S. ダイバーズ社

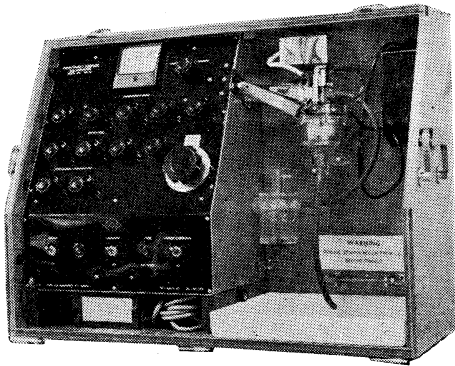
日本アクアラング株式会社

九州営業所 福岡市鳥飼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

東京営業所 東京都豊島区巣鴨6の1344
(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
(帝国酸素株式会社内)
神戸営業所 電話 神戸 (67) 5501 (大代表)

AUTO-LAB INDUCTIVE SALINOMETER



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

仕 様

測定範囲 : 標準品は 27.8~42‰ S
(御注文により 0~42‰ S 可能)

感 度 : 0.0004‰ S

確 度 : ±0.003‰ S

所要水量 : 55 cc

消費電力 : 最大 25 W

寸 法 : 30×68×50 cm

重 量 : 32 kg

製 造 品 目

転倒温度計各種
標準温度計各種
水温計各種
気象用・理化学用温度計

日本および アジア総代理店



株式 渡部計器製作所
会社

東京都文京区向丘1の7の17
TEL (811) 5954, 0044 (812) 2360

REVERSING THERMOMETER



Protected



Unprotected

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

YKS

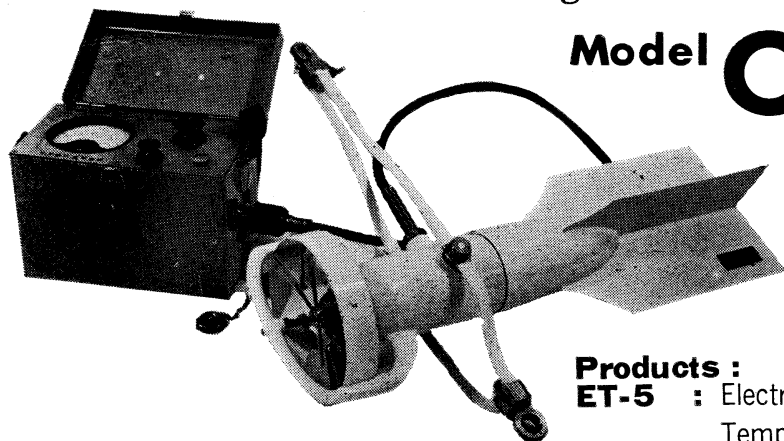
Yoshino Keiki Co.

1-14, NISHIGAHARA KITA-KU
TOKYO JAPAN

Standard Thermometer
Precise Thermometer
Mercury Barometer
Hydrometer

Direct-Reading Current Meter

Model **CM-2**



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

Products :

ET-5 : Electric Meter of Water Temperature

ECT-5 : Salinity Detector

WE-2 : Pressure Type Wave Gauge

TOHO DENTAN CO., LTD.

Office : 1-309 Kugayama, Saginami-Ku, Tokyo, Tel. Tokyo : 4-3461~3

水路 測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業 務 深浅測量, 底質土質調査, 国土保全測量調査, 海洋資源開発測量調査

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

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

特 色 高性能の精密計測機の整備拡充

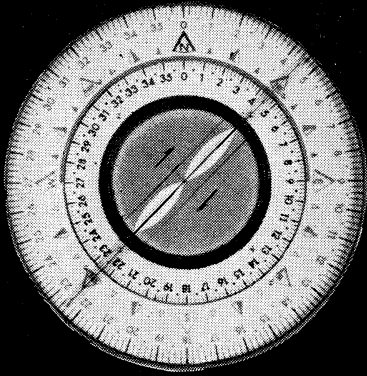
元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣

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

三 洋 水 路 測 量 株 式 会 社

東京都港区新橋5丁目 23 番 7 号

電 話 (432) 2971~4



Bearing Indication of Radio Direction Finder

ENSURE

Safety

with

Koden Radio Navigation Instruments

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

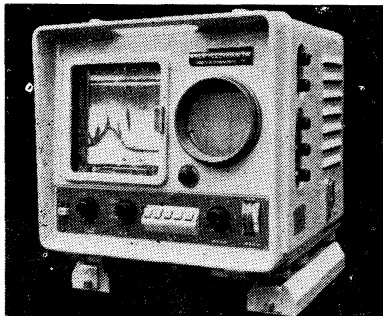


Koden Electronics Co., Ltd.

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

Tel: Tokyo 441-1131

Cable Address: "KOELEC TOKYO"



2周波デラックス

サンケンの魚群探知機

- 底曳き用
- カツオ・マグロ用
- 鮭鱒・サンマ用



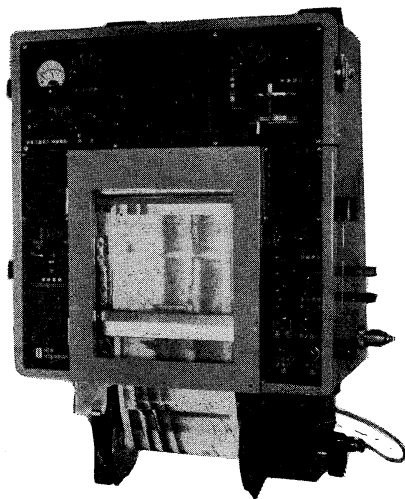
株式会社 産 研

本社・工場 沼津市千本郷林1907
 研究所 産業科学研究所(全所)
 東京営業所 東京都千代田区神田鍛冶町2の2(今川橋ビル内)
 札幌営業所 札幌市北四条西7丁目(北郷連ビル内)
 下関出張所 下関市新地町149の3
 長崎出張所 長崎市旭町3丁目3
 函館連絡所 函館市鶴岡町3番地の7
 釧路連絡所 釧路市末広町2丁目8(橋北ビル内)
 稚内連絡所 稚内市港町4丁目59
 福岡連絡所 福岡市大手門町3丁目8-14

TEL(沼津)(代表)(3)4411
 TEL(東京)(代表)(256)1871
 TEL(札幌)(24)3236~8
 TEL(下関)(22)0275
 TEL(長崎)(2)4631
 TEL(函館)(3)4730
 TEL(釧路)(2)6142
 TEL(稚内)3674
 TEL(福岡)(75)6960



自動追尾方式ロラン受信機
(日、英、仏、加 特許)



ニュービデオグラフ
トランジスター式、二周波魚群探知機



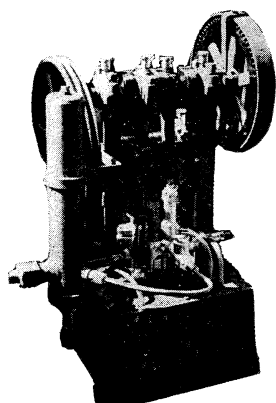
古野電気株式会社

西宮市芦原町 85 電(3) 1051

東部支社：東京都品川区五反田 1～423 Tel. (447) 2311 代表

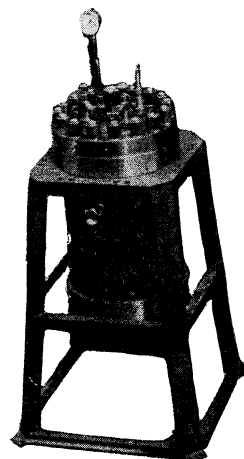
西部支社：長崎市大黒町 2～1 Tel. (2) 3261 代表

ヨシダの海洋試験機



超高压テストポンプ

水圧試験装置
 高压水圧ポンプ
 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



高压テスト容器

☆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

Murayama

水中濁度計
水中照度計
電導度計



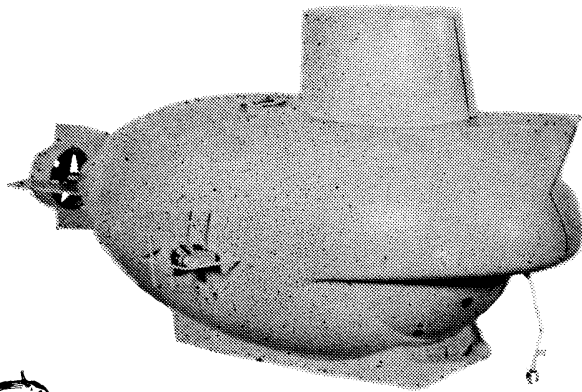
株式 村山電機製作所

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が期待される川崎重工の潜水調査船



川崎重工

本社 神戸市生田区中町通2-16-1

日生川崎ビル3~7階

東京支店 東京都港区新橋1-1-1



潜水器具総合メーカー

日本ダイビングスポーツ

本 社 神戸市兵庫区神田町3番地

TEL 神戸 078 (34) 7959
9451

原稿募集

本学会誌「うみ」は会員各位のご協力により、ますますその内容が充実されつつあります。なんといっても学会誌は学会活動の本命であります。第4巻より会員各位のご協力により年間4冊発行の目標も達成され、更にいっそう立派なものにしたいとお願いいたしております。最近はフランスを始めイギリス、ドイツ、アメリカなどの関係機関から講読あるいは交換図書申し込みがあります。このように「うみ」は広範囲にわたり関係者の注目を引くようになりました。ご同慶の至りであります。

つきましては、各位のご研究の発表や寄稿、資料欄などに奮ってご投稿下さいますようお願いいたします。

原稿締切：第6巻第1号 42年12月末、2号 43年3月末、3号 6月末、4号 9月末

昭和43年2月25日印刷
昭和43年2月29日発行

うみ 第6巻
第1号

定価 ¥400

編集者 今村 豊
発行者 佐々木 忠義
発行所 日仏海洋学会
財団法人 日仏会館内
東京都千代田区神田駿河台2-3
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

第 6 卷 第 1 号

目 次

原 著

- 海洋上層の渦動粘性の計算……………日 高 孝 次 1
- 日本近海における表面水の AOU の分布とその意義
—大気・海洋間における気体交換の遅れ—……………杉 浦 吉 雄 9
- 漁業における火光の集魚効果とその操法の研究 (I) ……………今 村 豊 17
- ジブラルタル海峡で観測された半日周期の内部波の発達に対する
二層モデルの流速差の効果について……………富 永 政 英 44

シンポジウム

- 第 7 回深海研究に関するシンポジウム…………… 51

- 録 事…………… 101

Tome 6 N° 1

SOMMAIRE

Notes originales

- An Attempt to Determine the Coefficients of Vertical
and Horizontal Eddy Viscosity in the Eastern
Equatorial Pacific……………Koji HIDAHA 1
- Distribution de l'AOU en eau de surface aux environs
du Japon—Retard de l'échange du gaz entre l'air
et l'eau—……………Yoshio SUGIURA 9
- Etude de l'effet du feu dans la pêche et de son
opération (I) ……………Yutaka IMAMURA 17
- Effet de la différence de la vitesse de courant
entre couches dans la mer sur des ondes internes
à la période de marée, engendrés dans le détroit
de Gibraltar ……………Masahide TOMINAGA 44

Symposium

- VII^e Symposium sur la mer profonde…………… 51

- Procès-Verbaux…………… 101