
Tome 27

Jun

1989

Numéros 1-2

La mer

うみ

1989年6月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

SOCIÉTÉ FRANCO-JAPONAISE D'Océanographie

Comité de Rédaction

(de l'exercice des années de 1988 et 1989)

Directeur et rédacteur: Y. ARUGA

Comité de lecture: S. AOKI, M. HANZAWA, M. HORIKOSHI, A. KAMATANI, M. MAEDA, M. MURANO, M. OGURA, S. OKABE, H. SUDO, T. YANAGI

Rédacteurs étrangers: H.J. CECCALDI (France), E.D. GOLDBERG (Etats-Unis), T. ICHIYE (Etats-Unis), T.R. PARSONS (Canada)

Services de rédaction et d'édition: S. WATANABE, Y. YAMAGUCHI

Note pour la présentation des manuscrits

La mer, organe de la Société franco-japonaise d'océanographie, publie des articles et notes originaux, des articles de synthèse, des analyses d'ouvrages et des informations intéressant les membres de la société. Les sujets traités doivent avoir un rapport direct avec l'océanographie générale, ainsi qu'avec les sciences halieutiques.

Les manuscrits doivent être présentés avec un double, et dactylographiés, en *double interligne*, et au recto exclusivement, sur du papier blanc de format A4 (21×29,7 cm). Les tableaux et les légendes des figures seront regroupés respectivement sur des feuilles séparées à la fin du manuscrit.

Le manuscrit devra être présenté sous la forme suivante:

1° Il sera écrit en japonais, français ou anglais. Dans le cadre des articles originaux, il comprendra toujours le résumé en anglais ou français de *200 mots* environs. Pour les textes en langues européennes, il faudra joindre en plus le résumé en japonais de *500 lettres* environs. Si le manuscrit est envoyé par un non-japonophone, le comité sera responsable de la rédaction de ce résumé.

2° La présentation des articles devra être la même que dans les numéros récents; le nom de l'auteur précédé du prénom *en entier*, en minuscules; les symboles et abréviations standards autorisés par le comité; les citations bibliographiques seront faites selon le mode de publication: article dans une revue, partie d'un livre, livre entier, etc.

3° Les figures ou dessins originaux devront être parfaitement nettes en vue de la réduction nécessaire. La réduction sera faite dans le format 14,5×20,0 cm.

La première épreuve seule sera envoyée à l'auteur pour la correction.

Les membres de la Société peuvent publier 7 pages imprimées sans frais d'impression dans la mesure à leur manuscrit qui ne demande pas de frais d'impression excessifs (pour des photos couleurs, par exemple). Dans les autres cas, y compris la présentation d'un non-membre, tous les frais seront à la charge de l'auteur.

Cinquante tirés-à-part peuvent être fournis par article aux auteurs à titre gratuit. On peut en fournir aussi un plus grand nombre sur demande, par 50 exemplaires.

Les manuscrits devront être adressés directement au directeur de publication de la Société: Y. ARUGA, Université des Pêches de Tokyo, Konan 4-5-7, Minato-ku, Tokyo, 108 Japon; ou bien au rédacteur étranger le plus proche: H. J. CECCALDI, EPHE, Station marine d'Endoume, rue Batteries-des-Lions, 13007 Marseille, France; E. D. GOLDBERG, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California 92093, Etats-Unis; T. ICHIYE, Department of Oceanography, Texas A & M University, College Station, Texas 77843, Etats-Unis; ou T. R. PARSONS, Department of Oceanography, University of British Columbia, Vancouver, B. C. V6T 1W5, Canada.

Theoretical elucidation of generation of a soliton on the interface of two-layer fluid system with equal depth with slightly different densities*

Masahide TOMINAGA**

Abstract: Analytical treatment is conducted to seek the soliton solution along an interface of two fluid system with equal depth and slightly different densities in the sea. There results a solitary wave of very small amplitude and with very long horizontal scale. If the density difference is somewhat large, the amplitude increases. In any case, the upper limit of amplitude exists. The case when the depth of upper layer is slightly larger than that of lower layer is also considered.

1. Introduction

Interfacial solitary wave which gives rise to on an interface of two-layer fluid system of equal depth of which densities are $\rho + \Delta\rho$ in the lower and ρ in the upper layer has not been solved theoretically yet (ROBERTS, 1975). Various experiments conducted by MIYATA (personal contact) pertaining to this phenomenon revealed generation of soliton when the upper layer is thicker than the lower, and revealed no conspicuous soliton when the thickness of both layer is equal.

MIYATA (1985) also studied the interfacial soliton theoretically by solving the nonlinear differential equation numerically, using the elliptic integral and obtained elevated soliton of large amplitude when the upper layer is deeper than lower layer and the density difference is small. The author tried here to seek the exact solutions of interfacial soliton in the case of equal depth, using the mathematical method applied by MIYATA by means of improved and completely analytical procedure.

In section 2, the fundamental dynamical equation is derived by considering horizontal constancy of a flow force in moving fluid using the complex potential method (LAMB, 1932). The resulting non-dimensional equation is the so-called nonlinear ordinary differential equation of polynomial class which is analytically integrable in special case (INCE, 1956).

In section 3, the solution of the above equation is expressed in terms of integral of irrational function when depth ratio of two layers r is equal to 1, and $\sigma = \Delta\rho/\rho$ is arbitrary. In this case, elevation of the interface is assumed to be smaller than 1. We introduce the square of internal Froude number $F_i^2 = c^2/gh\sigma$, where h is the depth of each layer, g acceleration of gravity and $\sigma = \Delta\rho/\rho$. F_i^2 is a function of wave height A , hence if F_i^2 increases with A ($0 < A < 1$), steady soliton solution exists, but if it decreases with increasing A , physically such a soliton is unrealistic. We can prove mathematically that there exists always narrow domain of F_i^2 or A with $dF_i^2/dA > 0$. In other words, this means that there is a limit of amplitude of a soliton for prescribed value of σ . Soliton profile is slightly elevated and very long horizontally.

When A is small, neglecting the fourth power of A and so on, the solution is given by elliptic functions. Numerical example is given for $\sigma = 0.02$, being relevant value for research of two layers system in the sea. For larger σ , the amplitude tends to increase.

If the ratio of depth of the upper layer to the lower layer is slightly larger than 1, an elevated soliton with small amplitude also exists. As an example, we give this ratio to be $1/\sqrt{1-\sigma}$ which simplifies the fundamental equation and the solution can be easily expressed by elementary integral.

2. Construction of the fundamental equations

So far, we consider the two layers system

* Received January 31, 1989

** Nishimotomachi 2-11-44, Kokubunji, Tokyo, 185 Japan

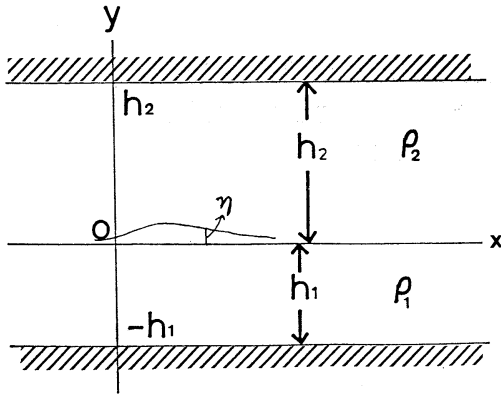


Fig. 1. Cartesian coordinate system, x -axis taking along the interface and y -axis taking vertically upwards from the origin which locates on the interface.

with densities ρ_1 and ρ_2 ($\rho_1 > \rho_2$) and the constant depth of h_1 and h_2 ($h_2/h_1 = r$) for lower and upper layer, respectively (Fig. 1). We assume the fluid extends horizontally to infinity, and the upper and bottom boundaries are bounded by rigid plane surface. Cartesian coordinates are taken, x -axis being horizontal and y -axis vertical and the origin locating on the interface.

Now let introduce total flow force S to which the vertical surface with unit width in the fluid is subject,

$$S = \int_{-h_1}^{\eta} (p_1 + \rho_1 u^2) dy + \int_{\eta}^{h_2} (p_2 + \rho_2 u^2) dy, \quad (2.1)$$

where η is the elevation of the interface, ρ_n ($n=1, 2$) densities of fluid, p_n and u_n are dynamical pressure and horizontal fluid velocity due to solitary wave motion, respectively. The Bernoulli's equations are

$$p_n + \rho_n g y + \frac{\rho_n}{2} (u_n^2 + v_n^2) = K_n, \quad (n=1, 2), \quad (2.2)$$

where v_n 's are vertical velocity and K_n 's are constant. Upon substituting p_n of (2.2) into (2.1), we obtain

$$\begin{aligned} S = & K_1(\eta + h_1) - K_2(\eta - h_2) \\ & - \frac{\rho_1 g}{2} (\eta^2 - h_1^2) - \frac{\rho_2 g}{2} (h_2^2 - \eta^2) \\ & + \frac{\rho_1}{2} \int_{-h_1}^{\eta} (u_1^2 - v_1^2) dy \\ & + \frac{\rho_2}{2} \int_{\eta}^{h_2} (u_2^2 - v_2^2) dy, \end{aligned} \quad (2.3)$$

which is also given by MIYATA (1985). Since the flow force S is conserved horizontally then, the fundamental conception to derive the equation of motion is $S = S_{\infty}$, where S_{∞} is the flow force at $x = \pm \infty$.

Assuming a stationary inviscid fluid motion, we introduce the complex velocity potential $\chi_n = \phi_n + i\psi_n$ ($n=1, 2$) and complex coordinate $z = x + iy$, hence we obtain

$$\frac{d\chi_n}{dz} = u_n - iv_n, \quad (n=1, 2). \quad (2.4)$$

Near the bottom we expand $u_n(x, y)$ in Taylor series of $y - h_1$ and $h_2 - y$ for $n=1$ and $n=2$, respectively, and using

$$u_n(x, y) = \frac{\partial \phi_n}{\partial x} = \text{Re} \frac{d\chi_n}{dz},$$

we obtain (LAMB, 1932)

$$\left. \begin{aligned} u_1(x, y) = & u_1(x, -h_1) \\ & - \frac{1}{2!} (y + h_1)^2 \frac{d^2}{dx^2} u_1(x, -h_1) \\ & + \frac{1}{4!} (y + h_1)^4 \frac{d^4}{dx^4} u_1(x, -h_1) + \dots, \\ u_2(x, y) = & u_2(x, h_2) \\ & - \frac{1}{2!} (h_2 - y)^2 \frac{d^2}{dx^2} u_2(x, h_2) \\ & + \frac{1}{4!} (h_2 - y)^4 \frac{d^4}{dx^4} u_2(x, h_2) + \dots \end{aligned} \right\} \quad (2.5)$$

Since we consider a solitary wave motion *a priori*, vertical motion is very small compared with horizontal, the fourth order terms in the above equations can be neglected. Now we can express $u_1(x, -h_1)$ and $u_2(x, h_2)$ in terms of horizontal flow rates

$$\begin{aligned} Q_1 = & \int_{-h_1}^{\eta} u_1 dy = \int_{-h_1}^{\eta} \left[1 - \frac{(y + h_1)^2}{2!} \frac{d^2}{dx^2} \right. \\ & \left. + O\left(\frac{\eta + h_1}{L}\right)^4 \right] u_1(x, -h_1) dy, \end{aligned}$$

L being the characteristic horizontal length, integrating this with respect to y we obtain

$$\begin{aligned} Q_1 = & (\eta + h_1) \left[1 - \frac{(\eta + h_1)^2}{3!} \frac{d^2}{dx^2} + \dots \right] \\ & + u_1(x, -h_1), \end{aligned} \quad (2.6)$$

and similarly,

$$\begin{aligned}
Q_2 &= \int_{\eta}^{h_2} \left[1 - \frac{(h_2 - \eta)^2}{2!} \frac{d^2}{dx^2} + \dots \right] u_2(x, h_2) dy \\
&= (h_2 - \eta) \left[1 - \frac{(h_2 - \eta)^2}{3!} \frac{d^2}{dx^2} + \dots \right] u_2(x, h_2).
\end{aligned} \tag{2.7}$$

Solving u_1 and u_2 from (2.6) and (2.7) and considering Q_1 and Q_2 are conserved horizontally, we obtain

$$\begin{aligned}
& \left. \begin{aligned}
u_1(x, -h_1) &= \left[1 + \frac{(\eta + h_1)^2}{3!} \frac{d^2}{dx^2} \right] \frac{Q_1}{\eta + h_1} \\
&= \frac{Q_1}{h_1 + \eta} \left[1 + \frac{1}{3} \left(\frac{d\eta}{dx} \right)^2 \right. \\
&\quad \left. - (h_1 + \eta) \frac{d^2\eta}{dx^2} \right], \\
u_2(x, h_2) &= \frac{Q_2}{h_2 - \eta} \left[1 + \frac{1}{3} \left(\frac{d\eta}{dx} \right)^2 \right. \\
&\quad \left. - (h_2 - \eta) \frac{d^2\eta}{dx^2} \right], \\
v_1^2 &= \frac{Q_1}{(\eta + h_1)} \left(\frac{d\eta}{dx} \right)^2, \\
v_2^2 &= \frac{Q_2}{(h_2 - \eta)^2} \left(\frac{d\eta}{dx} \right)^2.
\end{aligned} \right\} \tag{2.8}
\end{aligned}$$

At infinity $x = \pm\infty$, we assume $u_1 = u_2 = c$, $p_1 = p_2 = 0$, $v_1 = v_2 = 0$ and $\eta = 0$, then we have

$$\begin{aligned}
K_1 &= \rho_2 g h_2 + \frac{\rho_1}{2} c^2, \\
K_2 &= \rho_2 g h_2 + \frac{\rho_2}{2} c^2, \\
Q_n &= c h_n, \quad (n=1, 2).
\end{aligned} \tag{2.9}$$

Substituting K_1 into (2.2) for $n=1$, we have

$$\rho_2 g h_2 + \frac{\rho_1}{2} c^2 = p_1 + \rho g \eta + \frac{\rho_1}{2} (u_1^2 + v_1^2)$$

which reduces to $p_1 = \rho_2 g h_2 - \rho_1 g \eta$ for $x \rightarrow \pm\infty$. Hence, the flow force $S_{1\infty}$ is given by

$$\begin{aligned}
S_{1\infty} &= \int_{-h_1}^0 (p_1 + \rho_1 c^2) dy = \rho_1 c^2 h_1 \\
&\quad + \rho_2 g h_1 h_2 + \frac{1}{2} \rho_1 g h_1^2, \\
\text{and similarly} \\
S_{2\infty} &= \int_0^{h_2} (p_2 + \rho_2 c^2) dy = \int_0^{h_2} (\rho_2 c^2 + \rho_2 g h_2 \\
&\quad - \rho_2 g y) dy = \rho_2 h_2 c^2 + \frac{\rho_2 g}{2} h_2^2.
\end{aligned} \tag{2.10}$$

Upon substituting (2.8) into (2.3) and using $S = S_{\infty} = S_{1\infty} + S_{2\infty}$, we obtain the dynamical equation in non-dimensional form as

$$\begin{aligned}
N(1 + \zeta)(r - \zeta) \frac{d^2\zeta}{d\xi^2} + M(1 - B\zeta) \left(\frac{d\zeta}{d\xi} \right)^2 \\
= \zeta^4 - D\zeta^3 - C\zeta^2,
\end{aligned} \tag{2.11}$$

where $x = h_1 \xi$, $\zeta = h_1 \eta$ and

$$\begin{aligned}
N &= 4F_i^2(1 - r^2 + \sigma r^2), \\
B &= \frac{1 - r^2 + \sigma r^2}{r(1 + r - \sigma r)}, \\
D &= r - 1 + \sigma F_i^2, \\
M &= \frac{F_i^2}{3} r(1 + r - \sigma r), \\
C &= r - F_i^2(1 + r - \sigma),
\end{aligned} \tag{2.12}$$

MIYATA (1985) also obtained the equation like (2.11), however the term $d^2\zeta/d\xi^2$ is in defect. This term is not small compared to $(d\zeta/d\xi)^2$ and so cannot be ignored.

3. Integration of fundamental equation (2.11)

To solve (2.11), we use the conventional method, that is to say the so-called variation of integral constant. First we integrate the homogeneous equation of (2.11), namely the equation without the righthand side. The integral constant K including in this solution is then considered to be the function of ζ , that is to say

$$\begin{aligned}
\frac{N}{2}(1 + \zeta)(r - \zeta) \frac{dK}{d\zeta} \\
= (\zeta^4 - D\zeta^3 - C\zeta^2) \exp \left[\frac{M}{N} f(\zeta) \right],
\end{aligned} \tag{3.1}$$

where we get the following

$$f(\zeta) = \log \frac{(1 + \zeta)^{a_1}}{(r - \zeta)^{a_2}},$$

and so

$$\exp \left[\frac{M}{N} f(\zeta) \right] = \left[\frac{(1 + \zeta)^{a_1}}{(r - \zeta)^{a_2}} \right]^{\frac{M}{N}} = \frac{(1 + \zeta)^{\alpha_1}}{(r - \zeta)^{\alpha_2}}.$$

Integrating (3.1), we obtain

$$K(\zeta) = \frac{2}{N} \int \frac{(1 + \zeta)^{\alpha_1}}{(r - \zeta)^{\alpha_2}} \frac{\zeta^4 - D\zeta^3 - C\zeta^2}{(1 + \zeta)(r - \zeta)} d\zeta, \tag{3.2}$$

where $K(\zeta)$ must be positive (see below).

The solution to the above-mentioned homo-

geneous equation is easily obtained as follows,

$$\left(\frac{d\zeta}{d\xi}\right)^2 = K(\zeta) \exp\left[-\frac{M}{N}f(\zeta)\right], \quad (3.3)$$

where

$$f(\zeta) = \int \frac{1 - B\zeta}{(1 + \zeta)(r - \zeta)} d\zeta = \log \frac{(1 + \zeta)^{a_1}}{(r - \zeta)^{a_2}}.$$

Finally, inserting (3.2) into (3.3) and taking square root, we have

$$\xi = \pm \sqrt{\frac{N}{2}} \int \frac{(1 + \zeta)^{a_1} d\zeta}{(r - \zeta)^{a_2} \sqrt{J(\zeta)}}, \quad (3.4)$$

where

$$J(\zeta) = \int \frac{(1 + \zeta)^{a_1 - 1}}{(r - \zeta)^{a_2 + 1}} (\zeta^4 - D\zeta^3 - C\zeta^2) d\zeta. \quad (3.5)$$

Powers a_1 and a_2 included in $f(\zeta)$ are

$$a_1 = \frac{1 + B}{1 - r} \quad \text{and} \quad a_2 = \frac{1 - rB}{1 + r},$$

respectively, then we obtain

$$\left. \begin{aligned} \alpha_1 &= \frac{a_1 M}{N} = \frac{1}{12(1 - r^2 + \sigma r^2)} \\ \alpha_2 &= \frac{a_2 M}{N} = \frac{r^2(1 - \sigma)}{12(1 - r^2 + \sigma r^2)} \\ &= r^2(1 - \sigma)\alpha_1. \end{aligned} \right\} \quad (3.6)$$

In general α_1 and α_2 are not integer, hence the integrands of (3.4) and (3.5) are irrational and we cannot integrate rigorously by elementary functions.

When $r=1$, the formulae (2.12) reduce to

$$\left. \begin{aligned} N &= 4\sigma F_i^2, \quad M = \frac{2 - \sigma}{3} F_i^2, \\ B &= \frac{\sigma}{2 - \sigma}, \quad C = 1 - (2 - \sigma)F_i^2, \\ D &= \sigma F_i^2, \end{aligned} \right\} \quad (3.7)$$

and $\alpha_1 = 1/12\sigma$, $\alpha_2 = (1 - \sigma)/12\sigma$. Now let consider the evaluation of (3.5). Assuming $\zeta < 1$, expanding the integrand of (3.5) in power series of ζ we get

$$\zeta^2(C + D\zeta - \zeta^2)(1 + \beta_1\zeta + \beta_2\zeta^2 + \beta_3\zeta^3 + \dots), \quad (3.8)$$

where

$$\left. \begin{aligned} \beta_1 &= \frac{2 - \sigma}{12\sigma}, \\ \beta_2 &= \frac{4 - 4\sigma + 277\sigma^2}{288\sigma^2} \\ \beta_3 &= \frac{(2 - \sigma)(4 - 4\sigma + 1117\sigma^2)}{10368\sigma^3}. \end{aligned} \right\} \quad (3.9)$$

Replacing the integrand of (3.5) by (3.8) and integrating term by term, we obtain

$$\left. \begin{aligned} J(\zeta) &= \zeta^3 \bar{\varphi}(\zeta), \\ \bar{\varphi}(\zeta) &= -(d_0 + d_1\zeta + d_2\zeta^2 + d_3\zeta^3 + \dots), \end{aligned} \right\} \quad (3.10)$$

where

$$\left. \begin{aligned} d_0 &= \frac{C}{3} = d_{01} - d_{02}F_i^2; \quad d_{01} = \frac{1}{3}, \\ d_{02} &= \frac{2 - \sigma}{3}, \end{aligned} \right\} \quad (3.11)$$

$$\left. \begin{aligned} d_1 &= \frac{\beta_1 C + D}{4} = d_{11} - d_{12}F_i^2; \quad d_{11} = \frac{\beta_1}{4} = \frac{2 - \sigma}{48\sigma}, \\ d_{12} &= \frac{1}{4} \{(2 - \sigma)\beta_1 - \sigma\} = \frac{4 - 4\sigma - 11\sigma^2}{48\sigma}, \end{aligned} \right\} \quad (3.12)$$

$$\left. \begin{aligned} d_2 &= \frac{\beta_2 C + \beta_1 D - 1}{5} = d_{21} - d_{22}F_i^2; \\ d_{21} &= \frac{1}{5}(\beta_2 - 1) = \frac{4 - 4\sigma - 11\sigma^2}{1440\sigma^2}, \\ d_{22} &= \frac{1}{5} \{\beta_2(2 - \sigma) - \beta_1\sigma\} \\ &= \frac{(2 - \sigma)(4 - 4\sigma + 203\sigma^2)}{1440\sigma^2}, \end{aligned} \right\} \quad (3.13)$$

$$\left. \begin{aligned} d_3 &= \frac{1}{6}(\beta_3 C + \beta_2 D - \beta_1) = d_{31} - d_{32}F_i^2; \\ d_{31} &= \frac{1}{6}(\beta_3 - \beta_1) \\ &= \frac{(2 - \sigma)(4 - 4\sigma + 253\sigma^2)}{62208\sigma^3}, \\ d_{32} &= \frac{1}{6} \{(2 - \sigma)\beta_3 - \beta_2\sigma\} \\ &= \frac{[(2 - \sigma)^2(4 - 4\sigma + 1117\sigma^2) - 36\sigma^2]}{\times (4 - 4\sigma + 277\sigma^2)} \div 62208\sigma^3 \end{aligned} \right\} \quad (3.14)$$

According to (3.4), since N is positive $J(\zeta)$ must be also positive so as ξ to be real, for this d_0 must be negative or $C < 0$, that is to say it is necessary that $F_i^2 > 1/(2 - \sigma)$. This fact implies

that an elevated soliton ($1 > A > 0$) exists physically. Moreover, we must check whether $F_i^2 = c^2/gh\sigma$ increases with A or not, in other words, it is necessary $dF_i/dA > 0$ in order to real soliton exist, because the higher is the soliton, the larger the phase velocity c must be.

At the top of profile $\zeta(\xi)$ of a soliton, the tangent must be horizontal or $d\zeta/d\xi = 0$. To satisfy this condition it is clear $d\xi/d\zeta = \infty$ for $\zeta = A$ or $J(A) = A\bar{\varphi}(A) = 0$ or $\bar{\varphi}(A) = 0$. We can solve F_i^2 from this equation as a function of A , and obtain the dispersion relation as

$$F_i^2 = \frac{d_{01} + d_{11}A + d_{21}A^2 + d_{31}A^3 + \dots}{d_{02} + d_{12}A + d_{22}A^2 + d_{32}A^3 + \dots}. \quad (3.15)$$

Differentiating F_i^2 with respect to A , we have

$$\lim_{A \rightarrow 0} \frac{dF_i^2}{dA} = d_{11}d_{02} - d_{12}d_{01}.$$

In order to make dF_i^2/dA positive we must have

$$d_{11}d_{02} - d_{12}d_{01} > 0. \quad (3.16)$$

Making use of (3.11) and (3.12), lefthand side of the above expression becomes

$$\frac{(2-\sigma)^2}{144\sigma} - \frac{4-4\sigma-12\sigma^2}{144\sigma} = \frac{\sigma}{12} > 0,$$

hence, (3.16) is always satisfied. This fact provides the existence of a real soliton in the neighborhood of $A=0$. F_i^2 has a maximum value for $A=A_m$ and for A larger than A_m no soliton exists physically. ROBERTS (1975) has described in her book that no theory has been discovered pertaining to the present problem. However, we believe that the present discussion resolves the pending problem.

4. Integration of (3.4) when $\sigma=0.02$

$\sigma=0.02$ is relevant value for dynamical problem in the sea. Now the dispersion relation (3.15) is illustrated in Fig. 2. For $A > 0.02$, the curve is invalid, since F_i^2 decreases with increasing A , hence solitons occur in the very narrow interval of F_i^2 , that is to say $0.50505 < F_i^2 < 0.505096$. Since A is very small $J(\zeta)$ of (3.10) is approximately written by

$$J(\zeta) = \zeta^3 \bar{\varphi}(\zeta) \equiv \zeta^3 (|d_0| - d_1\zeta - d_2\zeta^2 - d_3\zeta^3). \quad (4.1)$$

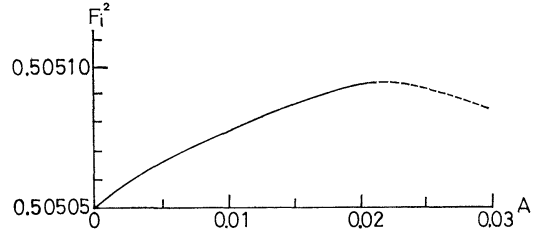


Fig. 2. Dispersion curve when $r=1$, $\sigma=0.02$. The maximum value of A is about 0.02, and of F_i^2 is 0.505096, the part of thickline of the curve being available.

Computing for $F_i^2 = 0.50508$ the numerical values of d_n 's by (3.11)~(3.14) and solving $\bar{\varphi}(\zeta) = 0$, we obtain $\zeta_1 = 0.00901$, $\zeta_2 = 0.03162$ and $\zeta_3 = -0.05196$, among those roots, the amplitude of soliton corresponds to ζ_1 .

Now we expand the following factor in the integrand (3.4) as

$$\frac{(1+\zeta)^{\alpha_1}}{(1-\zeta)^{\alpha_2}} = 1 + r_1\zeta + r_2\zeta^2 + r_3\zeta^3 + O(\zeta^4), \quad (4.2)$$

where

$$\left. \begin{aligned} r_1 &= \frac{2-\sigma}{12\sigma}, \quad r_2 = \frac{4-4\sigma-11\sigma^2}{2888\sigma^2}, \\ r_3 &= \frac{(2-\sigma)(4-4\sigma-253\sigma^2)}{10368\sigma^3}. \end{aligned} \right\} \quad (4.3)$$

Thus from (3.4) we obtain

$$\xi = \pm \sqrt{2\sigma F_i^2} \times (I_{-1} + r_1 I_0 + r_2 I_1 + r_3 I_2 + \dots), \quad (4.4)$$

where

$$I_n = \int_A^\zeta \frac{\zeta^n}{\sqrt{\varphi(\zeta)}} d\zeta, \quad \varphi(\zeta) = \zeta \bar{\varphi}(\zeta). \quad (4.5)$$

The integral variable is now transformed to w by

$$\zeta = \frac{|d_0|}{4w + d_1/3}, \quad (4.6)$$

hence we obtain

$$\left. \begin{aligned} \zeta \bar{\varphi}(\zeta) = \varphi(\zeta) &= \frac{16|d_0|^2}{(4w + d_1/3)^4} \\ &\times 4(w - e_1)(w - e_2)(w - e_3), \end{aligned} \right\} \quad (4.7)$$

where

$$e_r = |d_0|/4\zeta_r - d_1/12, \quad r=1, 2, 3,$$

then, numerical value of e_r 's are $e_1 = 3.4065 \times 10^{-4}$, $e_2 = -4.625 \times 10^{-4}$ and $e_3 = -2.9429 \times 10^{-4}$.

By differentiating $\zeta^n \sqrt{\varphi(\zeta)}$ with respect to ζ and integrating, we obtain the following recurrence formula for I_n ,

$$\zeta^n \sqrt{\varphi(\zeta)} = \frac{2n+1}{2} |d_0| I_n - (n+1) d_1 I_{n+1} - \frac{2n+3}{2} d_2 I_{n+2} - (2n+4) d_3 I_{n+3}. \quad (4.8)$$

Putting $n = -1$ we obtain

$$2d_3 I_2 = \frac{|d_0|}{2} I_{-1} - \frac{d_2}{2} I_1 - \frac{\sqrt{\varphi(\zeta)}}{\zeta}. \quad (4.9)$$

Upon substituting (4.9) into (4.4), it follows

$$\begin{aligned} \xi(u) = & \pm \sqrt{2\sigma F_i^2} \left[\left(1 + \frac{r_3 |d_0|}{4d_3} \right) I_{-1} + r_1 I_0 \right. \\ & + \left(r_2 - \frac{r_3 d_2}{4d_3} \right) I_1 - \frac{r_3}{2d_3} \\ & \left. \times \left\{ \frac{(|d_0| - d_1 \zeta - d_2 \zeta^2 - d_3 \zeta^3)}{\zeta} \right\}^{1/2} \right]. \quad (4.10) \end{aligned}$$

We introduce the second transformation

$$w = e_1 + \frac{(e_1 - e_2) \operatorname{sn}^2 u}{\operatorname{cn}^2 u}, \quad (\text{mod. } k) \quad (4.11)$$

modulus of $\operatorname{sn} u$ being defined by

$$k^2 = \frac{e_2 - e_3}{e_1 - e_3}, \quad k'^2 = 1 - k^2. \quad (4.12)$$

After some analytic manipulations we can reduce the following:

$$\left. \begin{aligned} I_0 &= -u / \sqrt{e_1 - e_3}, \\ I_{-1} &= -\frac{12e_1 + d_1}{3|d_0| \sqrt{e_1 - e_3}} u \\ &\quad - \frac{4\sqrt{e_1 - e_3}}{|d_0|} \left\{ \frac{\operatorname{sn} u \operatorname{dn} u}{\operatorname{cn} u} - E(u) \right\}, \\ I_1 &= \frac{-3|d_0|}{\sqrt{e_1 - e_3} (12e_1 + d_1)} \\ &\quad \times \left\{ u - \frac{\operatorname{dn} a}{k^2 \operatorname{sn} a \operatorname{cn} a} \Pi(u, a) \right\}. \end{aligned} \right\} \quad (4.13)$$

where $\Pi(u, a)$ is defined by

$$\begin{aligned} \Pi(u, a) &= \int_0^u \frac{k^2 \operatorname{sn} a \operatorname{cn} a \operatorname{dn} a \operatorname{sn}^2 u \operatorname{dn} u}{1 - k^2 \operatorname{sn}^2 a \operatorname{sn}^2 u} \\ &= - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin(n\pi a/K) \sin(n\pi u/K)}{n \sinh(n\pi K'/K)} \\ &\quad + \frac{\pi u}{K} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin(n\pi a/K)}{\sinh(n\pi K'/K)} \quad (4.14) \end{aligned}$$

(WHITTAKER and WATSON, 1927; ABRAMOWITZ and STEGUN 1965), where a is determined by

$$\operatorname{sn}^2 a = \frac{12e_2 + d_1}{k^2(12e_1 + d_1)}. \quad (4.15)$$

a is real and positive, since

$$1 - \operatorname{sn}^2 a = \frac{12(k^2 e_1 - e_2) - k'^2 d_1}{k^2(12e_1 + d_1)},$$

and we can show the numerator is positive, thus $\operatorname{sn}^2 a < 1$; actually, $a = 1.7845$ for $\sigma = 0.02$. K, K' , and E are complete elliptic integrals of the first (K and K') and second (E) kind. Then $E(u)$ is represented by

$$E(u) = \frac{E}{K} u + \frac{\pi}{K} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin \frac{n\pi u}{K}}{\sinh \frac{2n\pi K'}{K}}. \quad (4.16)$$

Making use of (4.6) and (4.11), the elevation of the interface ζ is given by

$$\zeta(u) = \frac{3|d_0| \operatorname{cn}^2 u}{12(e_1 - e_2) + (12e_2 + d_1) \operatorname{cn}^2 u}. \quad (4.17)$$

(4.10) and (4.17) give profile of elevated soliton $\zeta(\xi)$ in terms of parameter u , which is illustrated in Fig. 3 for $\sigma = 0.02$ and $F_i^2 = 0.50508$. For $u = 0$, $\xi(0) = 0$ and $\zeta(0) = 3|d_0| / (12e_1 + d_1) = A$, and for $u = K$, $\xi(K) = \infty$ and $\zeta(K) = 0$. By computing the coefficients of three formulae of (4.13), we can see $I_1 \ll I_{-1}$, since $|d_0|$ (say $|d_0| = 1.95 \times 10^{-5}$ for $\sigma = 0.02$ and $F_i^2 = 0.50508$) is generally very small, and the last term of (4.10) is also small compared with terms I_0 and I_{-1} , hence taking the negative sign of (4.10), $\xi(u)$ is expressed by approximate formula as follows:

$$\xi(u) \doteq -\sqrt{2\sigma F_i^2} (I_{-1} + r_1 I_0), \quad (4.18)$$

or numerical form as

$$\begin{aligned} \xi(u) &\doteq 62.30u + 734.55 \\ &\quad \times \left\{ \frac{\operatorname{sn} u \operatorname{dn} u}{\operatorname{cn} u} - E(u) \right\}, \quad (4.19) \end{aligned}$$

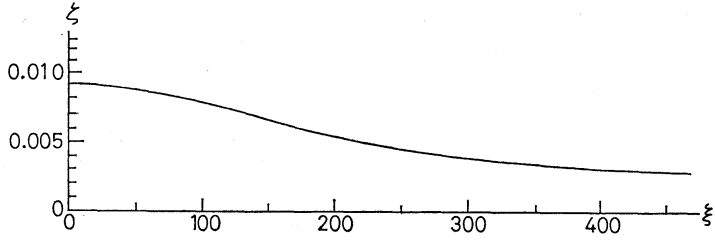


Fig. 3. Right half of the soliton profile when $\sigma=0.02$ and $F_i^2=0.50508$. Maximum height is 0.00901.

for $F_i^2=0.50508$. $\xi(u)$ is very large compared with $\zeta(u)$, hence the soliton profile is very flat, so it may not be easy to make field observation or realize a tank experiment. In the case of larger σ , the maximum amplitude increases, for example when $\sigma=1/3$ A_m is about 0.1 for $F_i^2=0.601$.

5. The case of $r=1/\sqrt{1-\sigma}$

Inserting $r=1/\sqrt{1-\sigma}$ into (2.12), the fundamental equation (2.11) reduces to

$$\frac{M}{2} \left(\frac{d\zeta}{d\xi} \right)^2 = \zeta^2(\zeta^2 - D\zeta - C), \quad C < 0, \quad (5.1)$$

or

$$\xi = \pm \sqrt{\frac{M}{2}} \int_A^\zeta \frac{d\zeta}{\zeta \sqrt{\zeta^2 - D\zeta + |C|}}, \quad (5.2)$$

where

$$\left. \begin{aligned} M &= \frac{F_i^2}{3} (\sqrt{1-\sigma} + 1 - \sigma), \\ C &= \frac{1}{\sqrt{1-\sigma}} - \left(1 - \sigma + \frac{1}{\sqrt{1-\sigma}} \right) F_i^2, \\ D &= \frac{1}{\sqrt{1-\sigma}} - 1 + \sigma F_i^2. \end{aligned} \right\} \quad (5.3)$$

Now (5.2) is elementally integrable giving

$$\begin{aligned} \xi &= \sqrt{\frac{M}{2|C|}} \\ &\times \left(\log \frac{\zeta + \sqrt{|C|} - \sqrt{\zeta^2 - D\zeta + |C|}}{\zeta - \sqrt{|C|} - \sqrt{\zeta^2 - D\zeta + |C|}} \right. \\ &\left. - \log \frac{A + \sqrt{|C|}}{A - \sqrt{|C|}} \right), \end{aligned} \quad (5.4)$$

where

$$A^2 - DA + |C| = 0. \quad (5.5)$$

From (5.4), when $\zeta=0$, $\xi=\infty$ and when $\zeta=A$,

$\xi=0$, then a soliton exists for certain interval of F_i^2 . Using expressions C and D given by (5.3), (5.5) becomes

$$\begin{aligned} A^2 - \left(\frac{1}{\sqrt{1-\sigma}} - 1 + \sigma F_i^2 \right) A \\ + \left(1 - \sigma + \frac{1}{\sqrt{1-\sigma}} \right) F_i^2 - \frac{1}{\sqrt{1-\sigma}} = 0, \end{aligned}$$

or solving F_i^2 we obtain the dispersion relation as

$$F_i^2 = \frac{1 + (1 - \sqrt{1-\sigma})A - \sqrt{1-\sigma}A^2}{1 + (1-\sigma)^{3/2} - \sigma\sqrt{1-\sigma}A}. \quad (5.6)$$

C is negative, so we have $F_i^2 > 1/\{1 + (1-\sigma)^{3/2}\} = 0.50757$ ($\sigma=0.02$). In order to seek maximum value of $dF_i^2/dA=0$ for A , that is to say, such A is a root of

$$\begin{aligned} (1-\sigma)(1-\sqrt{1-\sigma})A^2 - 2\sqrt{1-\sigma}(2-\sigma-\sqrt{1-\sigma})A \\ + (2-\sigma)(1-\sqrt{1-\sigma}) = 0 \end{aligned} \quad (5.7)$$

Now assuming $\sigma=0.02$ one root of (5.7) is $A_m=0.01015$, and from (5.6) $\max F_i^2=0.50763$. As the result elevated soliton with amplitudes less than 0.01015 occur for F_i^2 lying between the narrow interval $0.50757 < F_i^2 < 0.50763$.

6. Conclusion

(1) An elevated soliton solution exists on the interface of two layers of equal thickness. When the density difference ratio $\sigma=\Delta\rho/\rho$ is 0.02, the height of soliton is less than 0.02 of the depth of single layer, and F_i^2 , the square of internal Froud number for which the soliton exists, lies in very narrow interval $0.50505 < F_i^2 < 0.50510$, $F_i^2=0.5$ being the value of infinitesimal interfacial waves generating on the same interface.

(2) If the depth of upper layer is $1/\sqrt{1-\sigma}$ times deeper than the lower layer, the exact

solution can be obtained by simple elementary analysis. In this case the elevated maximum height is 0.01015, less than the case of exactly equal depth, however F_0^2 is somewhat larger.

Acknowledgement

The author would like to express acknowledgement to the members of Marine Meteorological Section, Ocean Research Institute, University of Tokyo, to have encouraged him to conduct this study.

References

- ABRAMOWITZ, M. and I. STEGUN (1965): Handbook of Mathematical Functions. Dover Edition. p. 577-578.
- DAVIS, H.T. (1962): Introduction to Nonlinear Differential and Integral Equations. Dover Edition. p. 182.
- INCE, E.L. (1956): Ordinary Differential Equations, Chapter XIV. Dover Publications, Inc. p. 321-323.
- LAMB, H. (1932): Hydrodynamics (6th ed.). Dover Publications, Inc. p. 423-424.
- MIYATA, M. (1985): An internal solitary wave of large amplitude. La mer, **23**, 43-48.
- ROBERTS, I. (1975): Internal Gravity Waves in the Ocean. Marcel Dekker Inc. p. 151-153.
- WHITTAKER, E.T. and G.N. WATSON (1927): A Course of Modern Analysis (4th ed.). Dover Edition. p. 516-517, p. 522-523.

等深およびほぼ等深の2層流体の界面孤立波の解析解存在の検討

富 永 政 英

要旨: 密度を異にし, 等深の2層をなす流体の界面に孤立波が生ずるのかどうかは理論的に不明とされていたし, 実験室でも確認は困難であった。著者は非粘性, 定常運動の仮定のもとに非線型常微分方程式を誘導し, 密度差の比 $\sigma = \Delta\rho/\rho$ が任意に与えられるとき, 盛り上りの極めて小さい孤立波の解を証明した。その振幅は単層の厚さの100分1ていどに過ぎない。また上層の厚さが下層の $1/\sqrt{1-\sigma} > 1$ 倍の場合, σ が小さいとやはり振幅小なる孤立波が存在する。

検潮井による検潮記録*

中 村 重 久**

Marigrams in tide-wells*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: Marigrams of tides, storm surges and tsunamis, recorded in tide-well, are introduced first to take a glance at them for learning the variations of sea level and its vertical speed. A dynamical model of tide-well is considered for finding whether the sea level near coast can be observed well even in a tide-well. A remark is made for the sea level's vertical speed which must be affected by structure of the tide-well and by frequency characteristics of the sea level variations just outside the tide-well.

1. 緒 言

現在でも検潮井を利用して沿岸潮位を記録する例は、日本だけではなく、世界中をみわたしても多い。海底設置型圧力式潮位計による観測もある(たとえば、中村ら, 1986; FILLOUX, 1984)。しかし、ここでは、検潮井によって得られた検潮記録に焦点をおいて検討する。とくに、天文潮・台風による高潮、海底地震による津波の例によって、それぞれの現象としての特徴を、検潮記録によって示すとともに、潮位の変動速度と潮位との関係は力学的にみても意味のある重要なものであるということ述べる。このような現象は、沿岸域の利用上、人間活動に大きな影響を与えている。したがって、現象を正確に高精度で記録としてとらえる必要がある。ここでは、簡単な検潮井の力学的モデルによって、検潮井によって得られた検潮記録について検討し、潮位の時間的変動の特性をどのようにとらえるべきかを述べる。

2. 検潮記録の中の天文潮・高潮・津波

検潮井によって得られた検潮記録は、すでに、多数の

検潮所で長期間にわたって得られている。たとえば、ストックホルムでは、1774年以来現在までの年平均潮位がある(EKMAN, 1988)。ただ、ここでは、とくに日本国内のある検潮所について天文潮あるいは高潮あるいは津波を含む検潮記録例を示し、それぞれの現象の特徴を明らかにすることに焦点をおく。

(1) 天文潮

これについては、たとえば、中野(1939)が潮汐学をまとめている。ここでは、検潮記録の例として、紀伊半島の白浜検潮所(気象庁所管)の潮位 Z について、1987年7月9—18日の記録を Fig. 1 に示した。この図には、潮位 Z の時間 t に対する変化率 $Z_t (= \partial z / \partial t)$ もあわせて示した。この図をみると7月11日(満月)に日潮不等が顕著なことがわかる。この検潮記録にもとづき、1日ごとに $Z \cdot Z_t$ ダイアグラムをもとめ、Fig. 2 のように図示することもできる。さらに、3変数として $Z \cdot Z_t \cdot t$ をえらび Fig. 3 のように図示することもできる。一見、複雑なようにみえるが、これは表示方法が異なるにすぎない。この Fig. 3 を $Z \cdot Z_t$ 平面上に投影すると Fig. 4 のようになる。これらの図から、白浜における検潮記録では、天文潮のなかでも、半日周潮と日周潮とが顕著であり、また、半月周潮も存在することがわかる。

台風による高潮や海底地震による津波は、上に述べたような天文潮からの偏差あるいは擾乱とみることもできる。

* 1988年12月9日受理 Received December 9, 1988

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所,
〒649-22 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎
Shirahama Oceanographic Observatory, Disaster
Prevention Research Institute, Kyoto University,
Katada-Hatasaki, Shirahama, Wakayama, 649-22
Japan

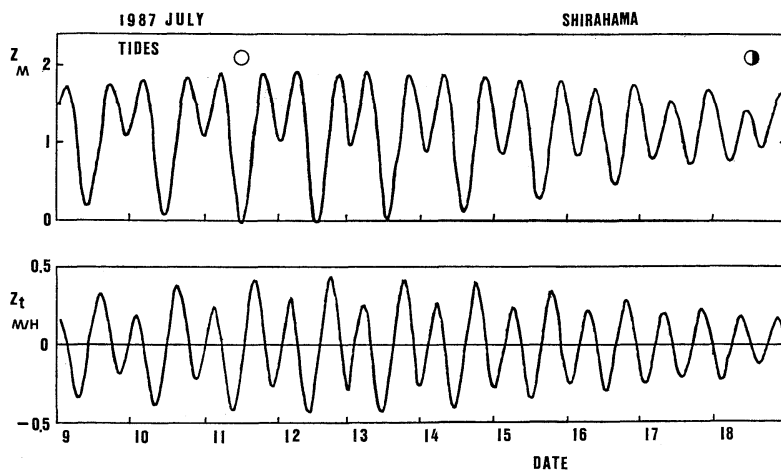


Fig. 1. Marigram at Shirahama from 0h on 9 to 24h on 18 in July 1987. Upper: timely variations of sea surface level Z . Lower: timely variations of time derivative of Z , i.e. Z_t . Circle for full moon and circle half in shadow for the third fourth phase of the moon age.

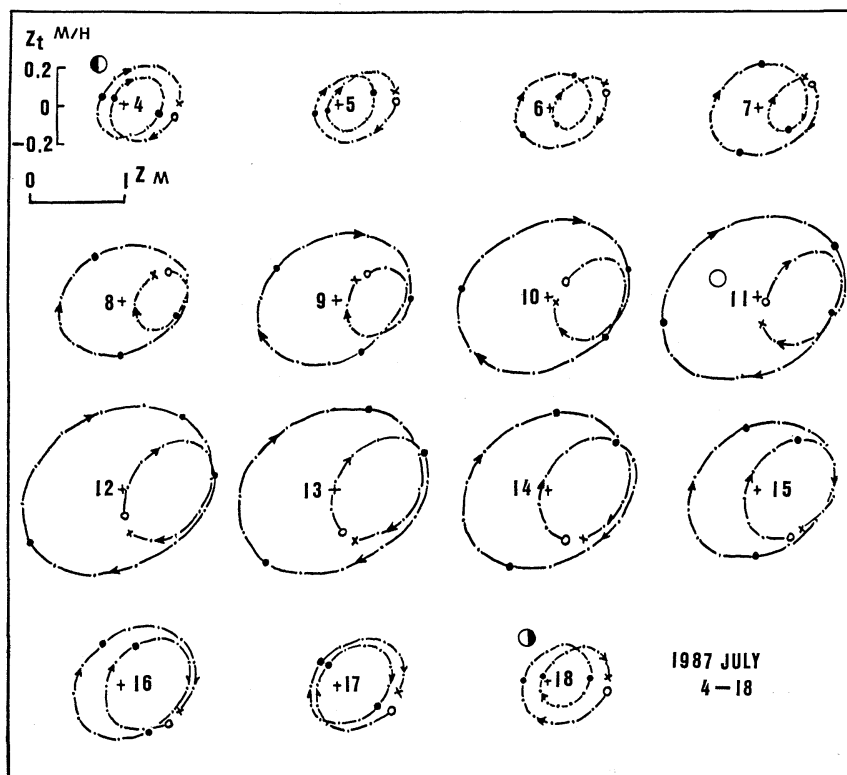


Fig. 2. Diurnal phase diagram of Z and Z_t at Shirahama from 0h on 4 to 24h on 18 in July 1987. Hourly plot by dot with arrow to show timely variations. Circle for 0h on each day and cross for 24h on each day. The first fourth phase of the moon age is on 4 July, the one half phase (full moon) is on 11 July and the third fourth phase on 18 July.

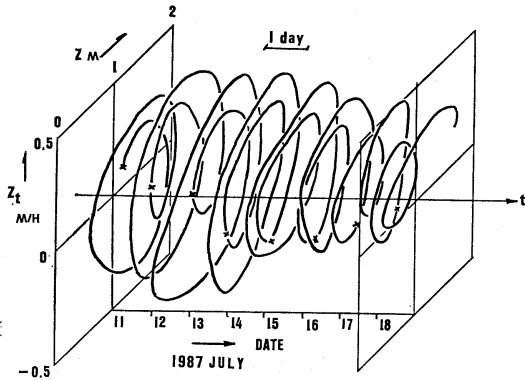


Fig. 3. A Poincare projection with time axis for the tides at Shirahama from 11 to 18 July 1987. Cross for 0h on each day.

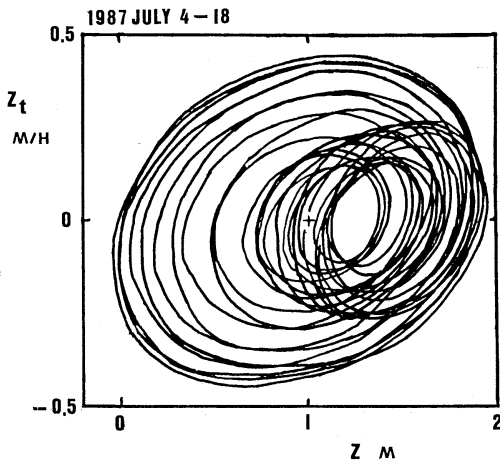


Fig. 4. A diagram of Z and Z_t at Shirahama for a time interval from 4 to 18 July 1987.

(2) 高潮

台風は日本沿岸域に高潮を起こし、その影響は大きい。この種の高潮は、過去においてすでに多数の例がある。ここでは、高潮の現象をとらえることを目的として、1934年9月21日の室戸台風時に、大阪で得られた検潮記録を Fig. 5 に一例として示した。図中、記録は破線で示され、当時の予想潮位（主として天文潮）は実線で示されている。この実線と破線との高さの差（偏差）は、気象潮ともよばれ、(i) 気圧低下の効果、(ii) 風による吹き寄せ効果、(iii) 台風の経路および移動速度

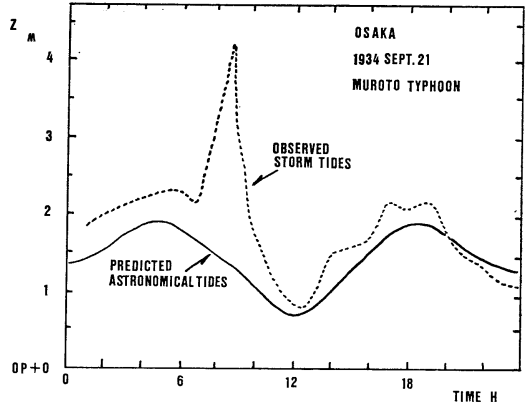


Fig. 5. Marigram at Osaka on 21 September 1934, as an example of the storm surges. Chain line for a typical storm tides induced by Muroto Typhoon. Full line for predicted astronomical tides.

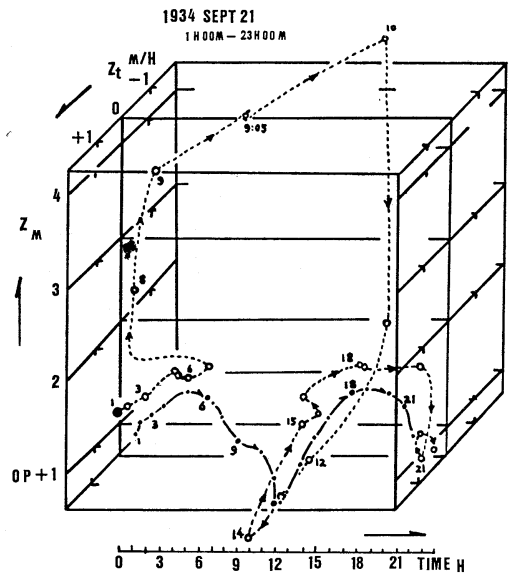


Fig. 6. A Poincare projection with time axis for the storm surge at Osaka induced by the Muroto Typhoon on 21 September 1934.

の効果によって生じるとされている。

さきに示した天文潮の場合と同様にして、 $Z \cdot Z_t \cdot t$ をえらび、Fig. 5 のかわりに Fig. 6 のように図示することもできる。図中、破線と白丸は高潮を示し、実線と黒丸は予想潮位を示す。これによって、高潮における Z および Z_t の値およびそれらの時間的変動の特徴がわかる。

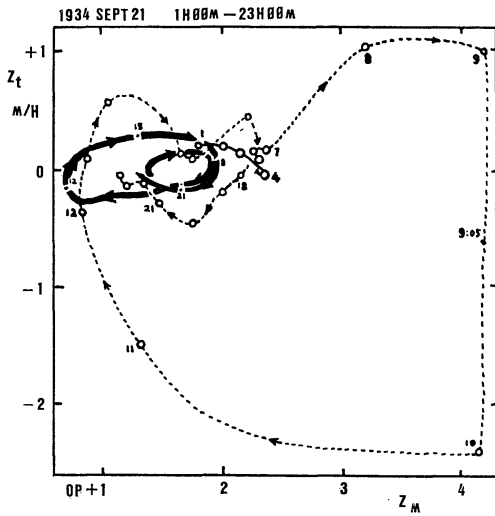


Fig. 7. A diagram of Z and Z_t at Osaka for the storm surge (chain line) and predicted astronomical tides (thick line) on 21 September 1934.

さらに、 $Z \cdot Z_t$ ダイアグラム上での高潮を Fig. 7 に示した。

(3) 津波

日本のみならず、環太平洋地震帯では、海底地震によって津波が発生し、とくに、大津波は沿岸域に甚大な被害を及ぼしている。ここでは、Fig. 8 に、1944年12月7日に下津で記録された津波を一例として示した。この津波を、 $Z \cdot Z_t \cdot t$ を変数として図示すれば、たとえば Fig. 9 のようになる。また、この津波は、 $Z \cdot Z_t$ ダイアグラム

上では Fig. 10 のように図示できる。この津波に関する図では予想潮位を示していない。1944年12月7日には、13時から21時へと満潮から干潮へ向かう下げ潮時であることだけをここに記す。

以上のように、検潮井による記録から、天文潮・高潮・津波の現象としての特徴をとらえることができる。しかし、台風の経路によっては高潮の発生する場所もパターンも同じではない。さらにまた、海底地震の発生も一定の場所であるわけでもなく、発生の時期も予想が困難である。このような高潮および津波についての詳細については、さらに別の面からの検討例を参考にすべきであろう（たとえば NAKAMURA, 1987a, b, 1988; 中村1988）。また別に外的作用要因がはっきりしない異常潮位も現象としては知られているが、ここではちいって述べることはしない。

3. 検潮井と検潮記録

前節に例示した検潮記録は、検潮井を用いて得られたものである。

一般に、検潮井は Fig. 11 のような構造となっている。検潮井内の水位 Z は、検潮儀 D のフロート F によって検出される。重錘 G はフロート F が Z の変化に追随するのが容易になるように設けられる。外海の水位(潮位) Z_0 の変動は導水管(断面積 a , 長さ L)によって検潮井内に伝わる。これにともない導水管内に生ずる流速変動を u とする。とくに、検潮井内に流れはないとみてよければ、 Z_0 の変動がゆるやかで $\partial u / \partial t$ も無視できるくらい小さいとき、近似的に

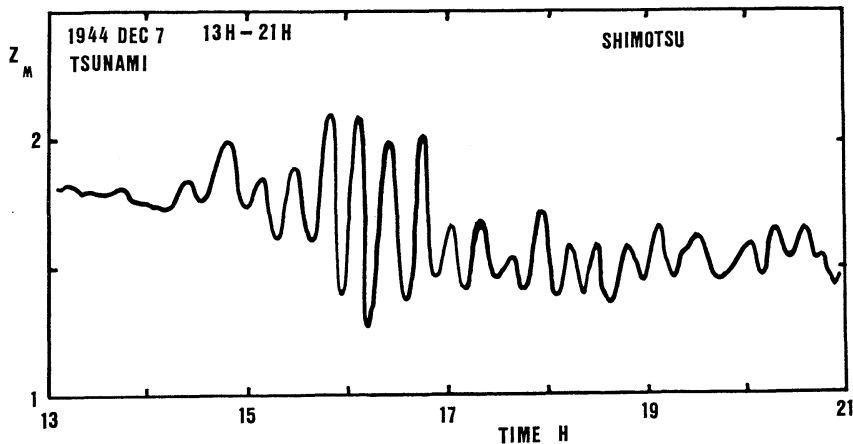


Fig. 8. Marigram at Shimotsu on 7 December 1944, as an example of the tsumamis.

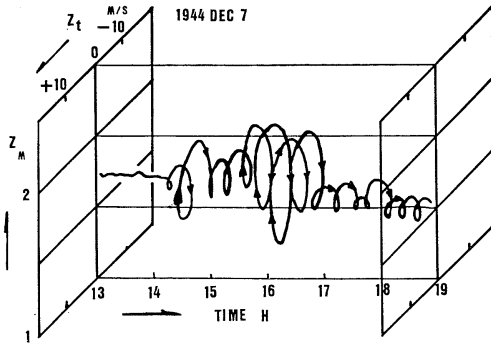


Fig. 9. A Poincare projection with time axis for the tsunami at Shimotsu on 7 December 1944.

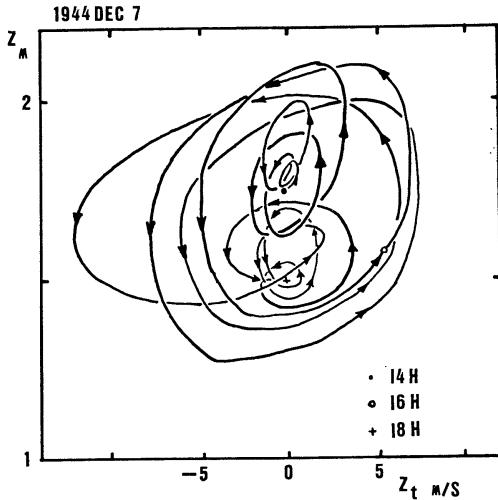


Fig. 10. A diagram of Z and Z_t at Shimotsu for the tsunami on 7 December 1944.

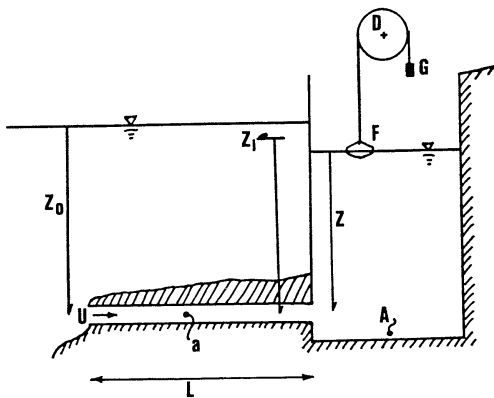


Fig. 11. A model of tide-well.

$$\rho g Z_0 + \left(\frac{1}{2} \rho u^2\right) a = \rho g Z \quad (1)$$

したがって、

$$u^2 = 2g(Z - Z_0)/a \quad (2)$$

一方、外海と検潮井との間の水の運動に対し連続の条件を考えると、

$$A \frac{\partial(Z - Z_0)}{\partial t} = au \quad (3)$$

ここで、(2)と(3)とから、

$$\frac{\partial(Z - Z_0)}{\partial t} = \pm \frac{a}{A} \left[\frac{2g(Z - Z_0)}{a} \right]^{1/2} \quad (4)$$

ただし、外海から検潮井へ向かう流れの時に正符号(+)をとるものとすれば、負符号(-)は検潮井から外海へ向かう流れの時に対応する。上の(4)の厳密解は容易に得られ、

$$Z = Z_0 + \left[\frac{ag}{2A^2} \right] (t - t_0)^2 \quad (5)$$

と書ける。しかし、この解では、外海と検潮井内との水位差 $(Z - Z_0)$ は時間とともに変化する。数学的に厳密であるが、力学的に正しいかどうかは別の問題である。

いま、検潮井内外の水位差が

$$H = H_0 \exp(-\kappa t) \quad (6)$$

のように時間とともに小さくなる傾向を示す場合、 $H = Z - Z_0$ および $H_0 = Z_1 - Z_0$ として、これらと(6)とを(4)に代入すると

$$\kappa^2 = \frac{2ag}{A^2} \quad (7)$$

が得られる。すなわち、(6)は(4)の特解である。このとき、検潮井内の水位 Z は

$$Z = Z_0 [(-\exp(-\kappa t))] - Z_1 \exp(-\kappa t) \quad (8)$$

したがって、外海の潮位 Z_0 は検潮井内では Z として検出される。しかも、時間 t が十分に長ければ、検潮井の構造に関係した κ の影響もなくなり、 $Z = Z_0$ とみなくてもよい状態になる。ちなみに、 $a = 0.01 \text{ m}^2$ 、 $A = 1 \text{ m}^2$ 、 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ とすると、(7)より $\kappa^2 = 0.2$ となる。

さらに、導水管に注目すると、たとえば、SATAKE *et al.* (1988) が検討しているように、管内の摩擦の効果、導水管の接続にともなう断面積の変化の効果、導水管の配置や屈曲の効果なども考慮にいれなくてはならない。

また、検潮井設置後、導水管内に海洋生物が附着して粗度が変化することも考えられる。あるいは、外海から砂泥などが導水管内に運びこまれて断面積が実質的に小さくなったり、時には閉塞したりすることも考えられる。さらに、検潮井周辺地形の変化も十分考慮しなくてはならないであろう。しかし、これらの諸点を(8)に

表式化することは容易ではない。

ところで、 Z_0 の変動が

$$Z_0 = Z_1 + A_0 \sin(\omega t + \varepsilon) \quad (9)$$

で与えられた場合、検潮井内の Z はどのようになるであろうか。この場合、(8) は

$$Z = [Z_1 + A_0 \sin(\omega t + \varepsilon)] \cdot [1 - \exp(-\kappa t)] - Z_1 \exp(-\kappa t) \quad (10)$$

であり、時間が十分長ければ

$$Z \rightarrow Z_0; \quad t \rightarrow \infty \quad (11)$$

とみてよいであろう。

それでは、検潮井内の Z の時間的変化はどうであろうか。ここで $Z_t (= \partial z / \partial t)$ は

$$Z_t = \omega A_0 \cos(\omega t + \varepsilon) \cdot [1 - \exp(-\kappa t)] + \kappa [Z_1 + A_0 \sin(\omega t + \varepsilon)] \cdot \exp(-\kappa t) + \kappa Z_1 \exp(-\kappa t) \quad (12)$$

この (12) をみると、 Z_t を特性づけるのは、外海の変動の振幅 A_0 とその変動の周波数 ω との積であることがわかる。また、検潮井の動的特性を示すと外海の変動の振幅 A_0 との積も認められる。検潮井の構造が与えられれば κA_0 の値もそれに応じて定まる。

ここで重要なことは、(12) で t の値が十分大きくなると、漸近的に

$$Z_t = \omega A_0 \cos(\omega t + \varepsilon) \quad (13)$$

となることである。この場合、たとえ、外海の Z_0 を検潮井内の Z として検出し、 $Z = Z_0$ であったとしても、 t が十分大きい値の時のみ $Z_t = Z_{0t}$ の漸近的關係が認められる。いま、 κt の値が小さい場合、近似的に

$$\exp(-\kappa t) = 1 + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-\kappa t)^n}{n!} \quad (14)$$

であるから、(12) はつぎのように書ける。

$$Z_t = -\omega A_0 \cos(\omega t + \varepsilon) \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-\kappa t)^n}{n!} + \kappa [2Z_1 + A_0 \sin(\omega t + \varepsilon)] \cdot \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(-\kappa t)^m}{m!} \quad (15)$$

ここで、 κ の 1 次の項までの近似をとると、

$$Z_t = \kappa [\omega A_0 \cos(\omega t + \varepsilon) + A_0 \sin(\omega t + \varepsilon) + 2Z_1] \quad (16)$$

これに対応した Z は (10) と (14) より

$$Z = \kappa t [Z_1 - A_0 \sin(\omega t + \varepsilon)] \quad (17)$$

となる。

ちなみに、検潮井内の水をポンプで注・排水した場合には、その後の検潮井内の水位変化は (8) によって与えられ、外海の水位変動の周期特性に関係しない。検潮井設置には、 Z_t も考慮すべきで、ただ土木・建築関係に任せること (気象庁編：海洋観測指針) はよくない。

なお、本文で気象庁の検潮記録を利用した。

文 献

- EKMAN, M. (1988): The world's longest continued series of sea level observations. *Pure Appl. Geophys.*, **127**, 73-77.
- FILLOUX, J.H. (1984): Semidiurnal amphidrome of the northeast Pacific: where?. *Mar. Geophys. Res.*, **7**, 247-266.
- NAKAMURA, S. (1987a): A note on numerical evaluation of tsunami threat by simple hydrodynamic and stochastic models referring to historic descriptions. *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **37**, 1-18.
- NAKAMURA, S. (1987b): A numerical prediction of semidiurnal current patterns in Tanabe Bay. *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **37**, 91-105.
- NAKAMURA, S. (1988): An observation of factors related to typhoon. *Proc. 6th Congr. Asian Pacific Reg. Div., Internat. Assoc. Hydraulic Res.* **4**, 273-280.
- 中村重久 (1988): 紀伊半島沿岸における年周潮 Sa のスペクトルとそのサイド・ローブ. *La mer*, **26**, 1-6.
- 中村重久・西 勝也・吉岡 洋・芹沢重厚 (1986): 白浜海洋観測塔沖の潮流観測. *京大防災研年報*, **29 B-2**, 717-725.
- 中野猿人 (1939): 潮汐学. 古今書院, 東京. 528pp.
- SATAKE, K., M. OKADA and K. ABE (1988): Tide gauge response to tsunamis: measurements at 40 tide gauge stations in Japan. *J. Mar. Res.*, **46**, 557-571.

Effect of food amount on growth of tench larvae, *Tinca tinca**

Recep BIRCAN**, Kiyoshi SAKAI*** and Fumio TAKASHIMA***

Abstract: Tench larvae in four stages were recognized to survive all in higher rates (95-100%) in laboratory after four weeks of rearing when they were fed on appropriate amounts of live *Artemia* nauplii. The more the food was supplied, the better the growth of larvae was within respective five levels of food supply. The most profitable increment of body weight was obtained with a series of minimum food supply: 1 mg/ind./day in the first week from the 4th day after hatching, 2 mg/ind./day in the 2nd week from the 12th day, 3 mg/ind./day in the 3rd week from the 19th day and 4 mg/ind./day in the 4th week from the 25th day.

1. Introduction

Tench, *Tinca tinca*, is native in European freshwaters, and has been introduced outside its original habitat widely to such areas as Israel, Tunisia, India, Indonesia and Japan, as well as Australia (BARDACH *et al.*, 1972). This cyprinid species is known to grow relatively slow as compared with the carp, *Cyprinus carpio*, a well-known species for aquaculture. However, because of its potentiality of resistance to disease and stress (HEUT, 1957; VON LUKOWICZ *et al.*, 1986), tench seems to be very useful for the same purpose, and effective technologies are eagerly expected in seed production for the fish.

One of the urgent problems for intensive seed production of this species in larval stages may be in relation to the feeding. Although the larval rearing of the fish is known as effective by feeding on living organisms (VON LUKOWICZ *et al.*, 1986), represented by *Artemia* nauplii (BRYANT and MATTY, 1980), no attempt seems to have been precisely made to quantify the optimum feeding. The present study aims, therefore, to determine the optimum quantity of *Artemia* nauplii as food for larvae of the fish.

2. Materials and Methods

The larvae were obtained for the present study

* Received August 4, 1988

** Laboratory of Fish Culture, Tokyo University of Fisheries, Konan-4, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan
Present address: College of Fisheries, Ondokuz-mayis University, Sinop, Turkey

*** Laboratory of Fish Culture, Tokyo University of Fisheries, Konan-4, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan

by induced ovulation of a brood stock kept in the Laboratory of Fish Culture, Tokyo University of Fisheries. Mature parents were bred under a natural photo-regime in an indoor tank furnished with small amount of running water, the temperature of which was adjusted to around 20°C. They were fed on an artificial food or pellets prepared specifically for carp.

Concerning the treatment for the parents, females of about 800 g were administrated with 10 mg/kg of acetone-dried pituitary gland of the silver carp once by an injection into the abdominal cavity through the base of pelvic fin on 4 September 1986. Males of about 500 g were administrated with 5 mg/kg of the same pituitary gland in the same way as above-mentioned. Immediately after the treatment, both sexes were put together in a pond of 1.5 tons of water. About 14.5 hours after the injection, eggs were artificially ejected by hand-massages and inseminated with milt by the dry method.

Larvae hatched out during a period of 7-9 September 1986. Water temperature for incubation of larvae was $22.0 \pm 0.2^\circ\text{C}$. They began to take food on the 4th day after hatching. All of them were kept in a vessel of 30 l before appliance to the experiments. In the vessel, they were fed on excess amount of *Artemia* nauplii, or in a sufficient condition of food supply, always but during the first week of feeding, in order to get a same-sized stock for experiments.

The feeding experiments were carried out in four stages of growth of the fish. The first stage was designated as a week beginning at 4 days after hatching. The others were of the

following 2nd, 3rd and 4th week. Experiments in each stage were planned as follows.

In each experiment, a lot of 20 larvae each were distributed in beakers of 2 l with aeration in accord with 5 feeding levels as mentioned below. Every morning, before the first feeding, sediments in beakers were siphoned out. At the same time, dead fish, if present, were eliminated from there and counted. Water was replaced by half every time, and maintained always at 17.6–24.2°C (22.0±1.6°C on average).

Initial stock for the first stage was of 4-day old larvae, in which the yolk sac was almost absorbed. Succeeding stages began in beakers furnished with new stock of equal size. At the end of every stage, larvae were picked up and preserved in 10% formalin solution. These

samples were measured in weight and total length as soon as possible.

As for the food supply to the stock, *Artemia* nauplii were derived from eggs incubated in a glass beaker containing 2 l of seawater. They were gathered with plankton net, and supplied twice a day at 9:30 and 15:30 throughout experiments at five levels of feeding A1–A5 (Table 1), which were designated independently by stage of growth.

No symptom of any diseases was recognized throughout the experiments.

3. Results and Discussion

Data provided by the present experiments are summarized in Table 1, where is applied DUNCAN's (1958) new multiple-range test for the

Table 1. Growth of tench larvae fed on *Artemia* nauplii at 5 food levels (A1–A5) in laboratory.

Food levels (mg/ind./day)	Mean final body length (mm)	Mean final body weight (mg)	Specific growth rate (%/day)	Food conversion ratio	Survival rate (%)
1st stage (after 1 week) (Initial body length 5.17 mm) (Initial body weight 0.52 mg)					
A1 0.1	6.41±0.36*	1.17±0.24	5.03	1.08	100
A2 0.5	7.29±0.37	1.93±0.43	8.13	2.48	100
A3 1.0	8.11±0.85 ^{ab**}	3.06±1.17 ^a	10.99	2.76	100
A4 1.5	7.87±0.79 ^a	3.06±1.05 ^a	10.99	4.13	100
A5 2.0	8.43±0.68 ^b	3.84±1.00	12.40	4.21	100
2nd stage (after 2 weeks) (Initial body length 6.89 mm) (Initial body weight 1.69 mg)					
A1 0.5	7.94±0.41	2.99±0.59	3.54	2.67	100
A2 1.0	8.38±0.67	3.90±1.18	5.18	3.16	100
A3 2.0	9.66±0.61 ^a	6.75±1.56 ^a	8.59	2.76	100
A4 3.0	9.81±0.68 ^a	7.26±1.63 ^{ab}	9.04	3.76	100
A5 4.0	10.03±0.62 ^a	7.67±1.67 ^b	9.38	4.68	100
3rd stage (after 3 weeks) (Initial body length 9.62 mm) (Initial body weight 6.75 mg)					
A1 1.0	10.65±0.95	8.19±2.69	1.19	4.86	100
A2 2.0	11.48±1.15	11.61±4.28	3.36	2.88	100
A3 3.0	12.16±0.77 ^a	14.51±3.77 ^a	4.74	2.74	95
A4 4.0	12.27±0.85 ^a	15.65±4.09 ^{ab}	5.21	3.15	100
A5 5.0	12.69±1.27 ^a	18.43±6.44 ^b	6.23	3.00	100
4th stage (after 4 weeks) (Initial body length 12.98 mm) (Initial body weight 20.08 mg)					
A1 2.0	14.03±1.09 ^a	24.72±7.11 ^a	1.29	3.02	100
A2 3.0	14.69±1.14 ^{abc}	29.83±8.16 ^{abc}	2.45	2.15	100
A3 4.0	14.58±1.41 ^{abc}	29.90±9.46 ^{abc}	2.47	2.85	100
A4 5.0	15.09±1.73 ^{bc}	34.67±12.44 ^{bc}	3.38	2.40	100
A5 6.0	15.38±1.33 ^c	36.12±11.25 ^c	3.64	2.62	100

* Mean±S.D.

** Means with the same superscript are not significantly different ($p>0.05$).

significance of results on growth, as well as in Fig. 1. As for the other values treated with here, they were calculated after the following equations (BROWN, 1957; CHIBA, 1961):

$$\text{Specific growth rate} = \frac{\log_e WT - \log_e W_t}{T - t} \times 100$$

Food conversion ratio

$$= \frac{\text{wet weight of a given food}}{\text{wet weight gained by larvae}}$$

$$\text{Feeding rate} = \frac{F}{(WT + W_t)/2}, \text{ and}$$

$$\text{Growth rate} = \left(\frac{WT}{W_t} - 1 \right) \left(\frac{1}{T - t} \right),$$

where WT is final body weight; W_t , initial body weight; $T - t$, period of feeding in days; F , total weight of given food.

Growth

The increment of total body length in groups A3, A4 and A5 was much larger than that in groups A1 and A2 after 1 week. After 2 as well as 3 weeks, there were significant differences

in total length between groups A1 and A2 and groups A3, A4 and A5.

A similar tendency of differences among the groups was obtained in body weight. Namely, the body weight in groups A1 and A2 was less than that in groups A3, A4 and A5. At the end of the 2nd and 3rd week, the body weight of groups A1 and A2 was apparently less than that of groups A3, A4 and A5. After the 4th week, there was a significant difference in body weight between groups A4 and A5 and groups A1, A2 and A3.

Specific growth rate

The specific growth rates of tench larvae were higher in the early time and decreased as they grew. Similar reduction of the specific growth rate with growth was also observed in carp larvae (BRYANT and MATTY, 1980). At the end of the 1st and 2nd week, the specific growth rates of groups A3, A4 and A5 were larger than those of groups A1 and A2.

Food conversion ratio

The food conversion ratio ranged from 1.08 to

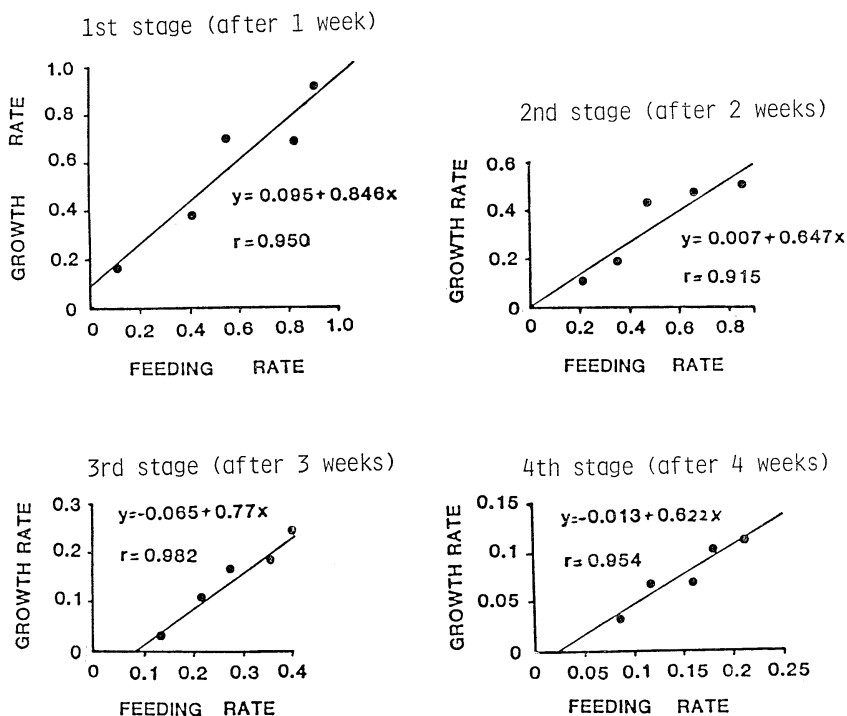


Fig. 1. Relationships between the feeding rate and the growth rate in 4 stages of tench larvae fed on *Artemia* nauplii.

4.86. The relationship between food levels and food conversion ratios was not so clear.

Relationships between the feeding rate and the growth rate are shown in Fig. 1. A positive relationship was recognized in every stage.

Survival

Survival rates of the larvae used in the experiments were high and almost 100%.

From the results of this experiment it is concluded that tench larvae fed with *Artemia* showed high survival rate under laboratory conditions. It was much higher than the survival rate of larvae fed with artificial food for carp larvae (18%, unpublished data).

The total body length, body weight and specific growth rate in groups A3, A4 and A5 were higher than those in groups A1 and A2. These results indicate that the amount of *Artemia* nauplii for tench larvae should be maintained at least at the level of group A3, i.e. 1, 2, 3 and 4 mg/ind./day in the 1st, 2nd, 3rd and 4th week, respectively.

References

- BARDACH, J.E., J.H. RYTHER and W.O. McLARNEY (1972): Aquaculture. Wiley-Interscience, New York. 516 pp.
- BROWN, M.E. (1957): Experimental studies on growth. p. 361-400. In BROWN, M.E. (ed.), The Physiology of Fishes, Vol. I. Academic Press, New York.
- BRYANT, P.L. and A.J. MATTY (1980): Optimisation of *Artemia* feeding rate for carp larvae (*Cyprinus carpio* L.). Aquaculture, **21**: 203-212.
- CHIBA, K. (1961): The effect of food in quality and quantity on the survival and growth of common carp fry. Bull. Freshwater Fish. Res. Lab., **11**: 105-132.
- DUNCAN, O.D. (1958): New multiple-range test. Biometrics, **11**: 1.
- HEUT, M. (1957): Textbook of Fish Culture. Fishing News (Books), London. 132 pp.
- VON LUKOWICZ, M., G. TAMAS and L. HORVATH (1986): Aquaculture of tench. p. 357-367. In BILLARD, R. and J. MARCEL (ed.), Aquaculture of Cyprinids. INRA, Paris.

テンチ仔魚の成長におよぼす給餌量の影響

Recep BIRCAN・酒井 清・隆島 史夫

要旨: テンチ *Tinca tinca* の仔魚の適性給餌量を明らかにする目的で、ふ化後 4, 12, 19 および 25 日目の発育段階の平均体重 0.52, 1.69, 6.75 および 20.08 mg の仔魚に、それぞれ、1日1尾当り 0.1~6.0 mg の生きているアルテミア・ノープリウスを7日間給餌して成長率を調べた。その結果、給餌量の多いものほど高い成長率を示したが、1日1尾当りの給餌量は、ふ化後4日目から1週間は 1 mg 以上、12日目から1週間は 2 mg 以上、19日目および25日目から1週間はそれぞれ 3 および 4 mg 以上であることが望ましいことがわかった。

水中の濁りと魚の視力との関係(3)

濁った水中における魚の小さなターゲット(餌)に対する反応*

中村 善彦**・松生 治**

Relationship between turbidity of water and visual acuity of fish

(3) Fish reaction to small bait target in turbid water*

Yoshihiko NAKAMURA** and Kanau MATSUIKE**

Abstract: Influence of water turbidity on fish visual acuity was experimentally investigated with Japanese parrotfish *Oplegnathus fasciatus*. The reactive distance of the fish to small target was examined with different target sizes at different beam attenuation coefficients. Visual acuity of the fish in clear water was estimated to be 0.09. It decreased exponentially with increasing beam attenuation coefficient. It was confirmed that the present results were consistent with those of previous papers.

1. 緒 言

内湾や沿岸域の海水は濁っており、光束消散係数は海域により季節により変化する。水中の濁りは光の透過を妨げ、海中の明るさを低下させるばかりでなく、魚の生理・生態に種々の悪影響を与えることは容易に推察される。なかでも、視覚への影響は餌や漁具など水中ターゲットに対する反応や回避に密接に関係するので非常に重要な課題である。

魚の餌に対する反応に関しては O'BRIEN *et al.* (1976), CONFER *et al.* (1978) および VINYARD and O'BRIEN (1976) らによって研究されている。O'BRIEN *et al.* (1976) は bluegill *Lepomis macrochirus* の素餌が視覚によるもので、大きな餌から順に摂餌されることを報告している。CONFER *et al.* (1978) は lake trout *Salvelinus namaycush* の餌に対する反応距離が餌の大きさに対して直線的に増大すること、濁りが増すと餌に

対する反応距離が減少することを明らかにしている。また、VINYARD and O'BRIEN (1976) は bluegill を用いて同様の結果を得ている。しかしながら、水中の光学的要因としての濁りと魚の行動の関係を定量的に捉えた研究は非常に少ない。

水中の濁りと魚の視力に関する第1報 (MATSUIKE *et al.*, 1981) では実験魚としてコイ *Cyprinus carpio* を用い、清澄な水中における視力を条件反射手法で求めた。次に、光束消散係数(重心波長, 486 nm)が増した場合、魚の視力がどの様な影響を受けるかを調べ、その原因について検討し理論式を求めた。第2報 (中村・松生, 1985) では小さなターゲットの光学物理量の特性を明らかにし、光束消散係数が増した場合に魚が小さなターゲットをどれほどの距離から視認出来るかを調べた。

本報では実験魚として自由に遊泳する海産魚のイシダ *Oplegnathus fasciatus* を用い、小さいターゲット(餌)に対する反応距離をターゲットの大きさおよび光束消散係数を変えて観察し、視認限界を求めた。さらに、第1, 2報の条件反射手法により得られた結果が、人為的影響を受けていない海産魚に適用されるか否かを検証した。

* 1989年4月11日受理 Received April 11, 1989

1988年5月学術研究発表会において一部発表

** 東京水産大学, 〒108 東京都港区港南4-5-7
Tokyo University of Fisheries, Konan-4, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan

2. 実験装置および方法

2-1 実験装置

魚の反応の測定には長さ 200 cm, 幅 60 cm, 水深 30 cm の実験水槽を作製して用いた。その見取図と平面図の概略を Fig. 1 に示す。水槽内部は黒色布地で覆い、前端から 75 cm の所で、前部と後部に仕切った。仕切りの中中央には幅 16 cm の門を、その両側には誘導側壁を設けた。門から後端までの距離は 125 cm であり、その底部には 5 cm 間隔で目盛りを描いた。水槽内の照明には、10 W の白色蛍光灯 4 本を水槽の後部上方にオパールガラスを介して設置した。また、後部の斜め上方にはビデオカメラを取り付けた。

濁り物質として海底土を海水に再懸濁させ、40 分間放置した後、その上澄み液を用いた。海底土は館山湾の川口付近で採取し、2 日間にわたり天日乾燥した後、殺菌用オーブンに入れて 120°C で 2 時間焼き、殺菌・脱臭して用いた。水槽に濾過海水を水深 30 cm まで注入し、この上澄み液を加えることにより、光束消散係数（重心波長 486 nm）が 0.2（濾過海水）、1.0、2.0、3.0 および 5.0 m⁻¹ の 5 種類の懸濁水を調整した。

懸濁粒子に関しては粒子重量と粒径分布を測定した。粒子重量はミリポアフィルター HA (0.45 μm) で濾過した後、70°C で約 1 時間乾燥し、秤量した。光束消散係数 α (m⁻¹) と懸濁海底土の乾燥重量 G (mg/l) との

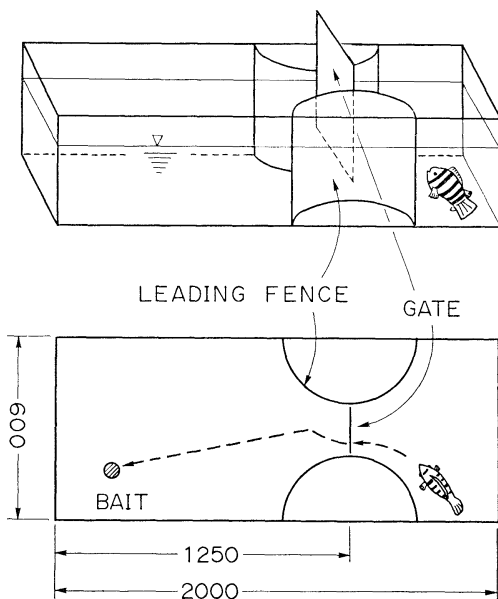


Fig. 1. Diagram illustrating the experimental tank used in the present study.

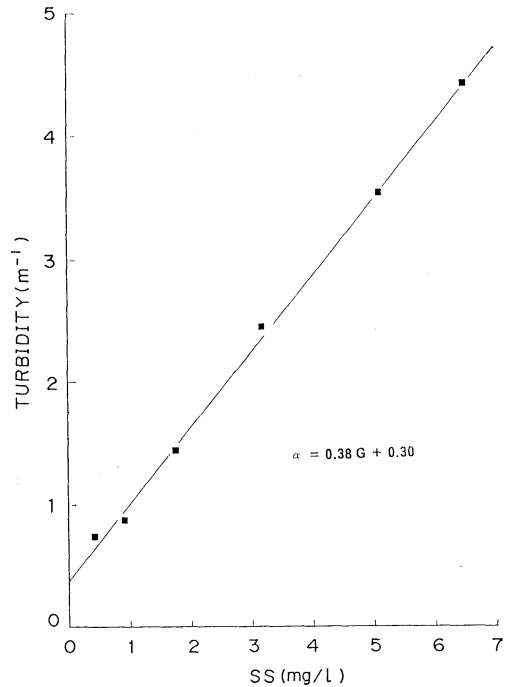


Fig. 2. Relationship between suspended particles (mg/l) and the turbidity (beam attenuation coefficient; wavelength of gravity center, 486 nm).

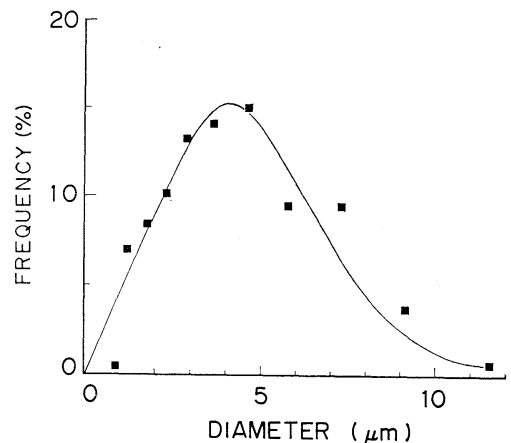


Fig. 3. Particle size distribution in turbid seawater prepared with sea bottom mud.

関係を Fig. 2 に示す。両者の間には次の実験式で示すような直線関係があり、相関は非常に高い（相関係数 0.9）。

$$\alpha = 0.38G + 0.30 \quad (1)$$

このことから、懸濁物重量は光束消散係数（重心波長 486 nm）で表示した。なお、(1) 式の右辺の第 2 項は溶存態有機物質による吸収のためと考えられる。また、粒径分布は、コールターカウンターを用いて 1 μm から 30 μm までの粒子について測定した。粒径分布は Fig. 3 に示すような正規分布をしており、表面積平均粒径は 4.0 μm であった。

ターゲットとしての餌にはイカを円形に切ったものを使用した。その大きさは直径が 2 mm, 3 mm, 6 mm および 8 mm であり、厚さについては直径とほぼ同じ大きさに切り揃えた。

光束消散係数や距離の変化に基づく餌のアパレントコントラスト $C(r)$ は、次のような DUNTLEY (1962) の式を用いて求めた。

$$C(r) = C(0) \exp(-\alpha r) \quad (2)$$

ここで、 r は魚の眼から餌までの距離 (m)、 α は光束消散係数 (m^{-1})、 $C(0)$ は距離 0 におけるコントラストである。なお、 $C(0)$ は餌の反射率を測定し、海中における背景の反射率を 0.02 (TYLER, 1968) として算出した。Table 1 は、距離 1 m における餌のアパレントコントラスト $C(r)$ を (2) 式を用いて計算したものである。餌のアパレントコントラストは、最も濁った海水中でも、魚のコントラストスレッショールド 0.05 に比べてはるかに大きい。従って、視力の実験に支障はないものと判断した。

実験魚には、館山湾内の定置網で採捕した全長 14~20 cm のインダイ *Oplegnathus fasciatus* 25 尾を、薄暗くした飼育水槽に 1~3 日間収容したあとを用いた。

Table 1. Apparent contrast of bait at a distance of 1 m for different turbidities.

Turbidity (m^{-1})	0.1	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
Apparent contrast	10.9	4.5	1.6	0.6	0.2	0.1

Table 2. Percent of the fish that took bait of different sizes at different turbidities.

Turbidity (m^{-1})	Bait size (mm)			
	2	3	6	8
0.2	40	80	93	100
1.0	40	73	100	86
2.0	30	83	97	100
3.0	63	93	100	100
4.0	25	85	95	100

2-2 実験方法

実験は東京水産大学坂田実験実習場において次の手順で行なった。

- 1) 実験魚 1 尾を、薄暗くして隔離してある飼育水槽から、門を閉めた状態の実験水槽前部に移す。
- 2) 魚が落ち着いたのを確認してから、Fig. 1 に示すように、餌を水槽底後部に無作為に置く。
- 3) 門を開けると、魚は薄暗い前部から明るくしてある後部に入り、餌を発見すると Fig. 1 に点線で示すように直進する。
- 4) 餌摂取後、魚が前部に戻ったところで門を再び閉じる。

ここで、餌に反応して直進する点を反応位置とし、反応位置から餌までの距離を反応距離とした。なお、餌は円形の部分が魚に面するように置いた。

実験は 1 尾につき 10 回ずつ、3 尾について行ない、餌の大きさ、設置場所および光束消散係数を変えて繰り返し、実験総数は 600 回であった。

魚の餌に対する反応を水槽後端部から観察し、その反応位置を水槽底に描いた距離目盛から読み取った。また、魚の行動を斜め上方からビデオカメラで連続的に撮影した。

魚は満腹によって反応の鈍化 (CONFER *et al.*, 1978) をおこすことが予想されるので、餌は実験中に与えるだけとし、次の実験まで約 20 時間絶食状態で薄暗くした飼

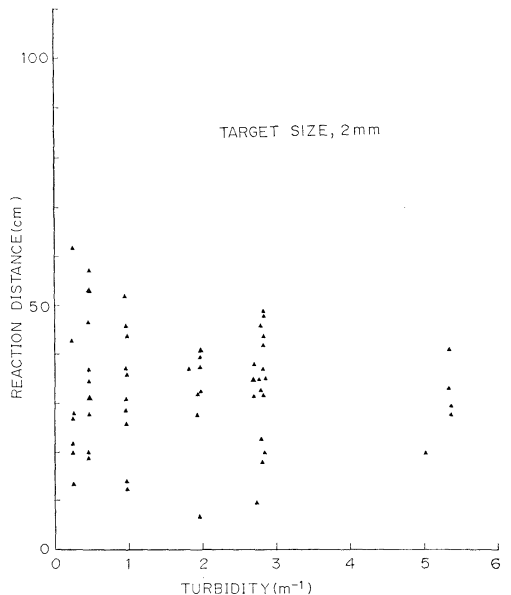


Fig. 4. Distribution of the reaction distance to bait 2 mm in diameter at different turbidities.

育水槽に隔離した。

実験中の水槽中央部における底面の明るさは濾過海水中で 340 lx, 光束消散係数が 5.0 m^{-1} では 240 lx であり, 水温は $22 \sim 24^\circ \text{C}$ であった。

3. 結果および考察

3-1 濁った水中における魚の餌に対する視認限界距離

餌を水槽底の後部にランダムに置き門を開けると, イシダイは後部に入り, 餌を見つけると遊泳速度を増して直進し, 摂餌する行動を繰り返した。Table 2 は海中の光束消散係数が増した場合の摂餌率を, 餌の大きさ別に示したものである。摂取率は, 3尾のイシダイを用い, 個体別にそれぞれ10回餌を与えた場合の餌を食べた割合である。

清澄な海中(光束消散係数 0.2 m^{-1})における摂餌率は, 餌の大きさが 8 mm および 6 mm では 90%以上, 3 mm では 80%以上であるが, 2 mm では 40%以下に大きく減少した。2 mm の餌に対しては, 10回の測定において全く反応しない個体もあった。この場合でも, イシダイは餌の上あるいは横の至近距離を通過していた。ま

た, 光束消散係数が増すと, 摂餌率は 3 mm 以上の餌ではほとんど変わらないが, 2 mm の餌では減少している。以上の結果から, 餌の大きさが 2 mm 程度では非常に見つけ難いことが分かる。

Fig. 4, Fig. 5 および Fig. 6 は, 餌の大きさがそれぞれ 2 mm, 3 mm および 6 mm の場合について, 餌に対する反応距離を整理し示したものである。同図より, イシダイの餌に対する反応距離と光束消散係数の関係は餌の大きさによって変化することが分かる。2 mm の餌では, 反応距離は光束消散係数が増しても変化は少ない。餌を 3 mm および 6 mm に大きくすると, 光束消散係数の増加に伴って反応距離が減少する傾向が明らかに認められる。ここで, 水中の光束消散係数および餌の大きさを変えた場合の餌に対する反応距離の中で最も大きい反応距離を, イシダイが餌を視認できる限界の距離と考えた。

Fig. 7 は, 視認限界距離と光束消散係数との関係を餌の大きさ別に示したものである。なお, 視認限界距離については, イシダイ 3尾につきそれぞれ 10 回の実験を行い, その反応距離の最大値から求めた。各シンボルマーク Δ , \circ , \square および ∇ は, 餌の大きさがそれぞれ 2 mm,

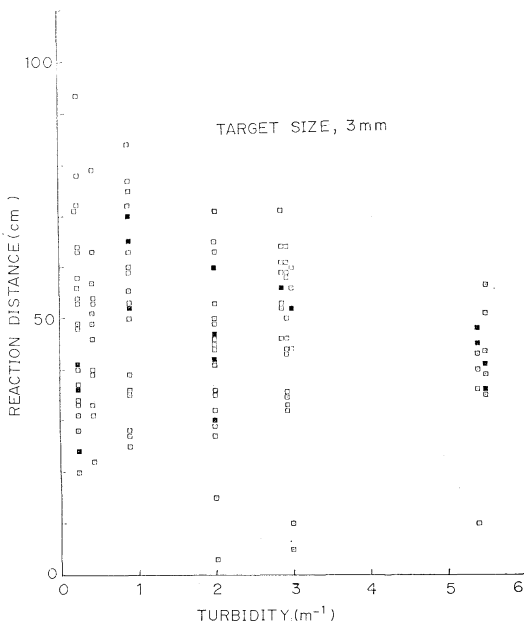


Fig. 5. Distribution of the reaction distance to bait 3 mm in diameter at different turbidities.

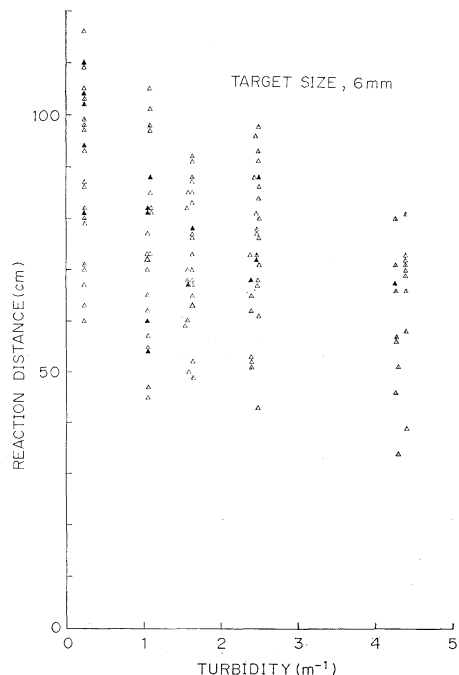


Fig. 6. Distribution of the reaction distance to bait 6 mm in diameter at different turbidities.

3 mm, 6 mm および 8 mm の場合であり, 各実線は最小二乗法により求めた回帰曲線である。

光束消散係数が 0.2 m^{-1} , 餌の大きさが 2 mm, 3 mm, 6 mm および 8 mm の場合の視認限界距離は, それぞれ 62 cm, 93 cm, 116 cm および 117 cm であり, 3 mm 以上のターゲットでは距離差が小さい。ターゲットの大きさが 3 mm から 2 mm に減少すると, わずか 1 mm の違いで 30 cm の距離差が生じている。また, 光束消散係数が増すと, 視認限界距離はどのターゲットでも指数関数的に減少している。

Fig. 7 から, ターゲットの大きさに対する視認限界距離を求めることによってインダイの視力を算出することができる。前述のように 2 mm のターゲットに対しては反応が悪かったこと, また 6 mm のターゲットに対する視認限界距離は水槽の長さが十分とは言いがたく, その影響が入ることが考えられるので, 3 mm の餌の結果を用いて試算した。

餌の大きさが 3 mm で, 光束消散係数が 0.2 m^{-1} , 0.9 m^{-1} , 2.0 m^{-1} , 2.8 m^{-1} および 5.2 m^{-1} の場合にお

ける視認限界距離は, それぞれ 93 cm, 83 cm, 71 cm, 70 cm および 56 cm であった。これらより, 視認限界距離 R_V (cm) は光束消散係数 α (m^{-1}) の関数として次式で示される (相関係数 -0.9)。

$$R_V = 91 \exp(-0.10 \alpha) \quad (3)$$

視力 A_c は, 明るさおよびアパレントコントラストが十分大きいので, 距離 L とターゲットの大きさ D から次式で求めることが出来る。

$$A_c = (120 \tan^{-1} \frac{D}{2L})^{-1} \quad (4)$$

光束消散係数が 0.1 m^{-1} , 餌の大きさが 3 mm の場合, 視認限界距離 90 cm が得られ, (4) 式を用いて計算するとインダイの視力は 0.09 になる。

インダイの視力については, 生理学的手法を用いて 0.14 (川村・下和田, 1983) であることが報告されている。この視力は本研究で求めた視力に比べて約 1.6 倍大きい。他の魚種においても生理学的手法で求められた視力の方が大きく, convictfish (YAMANOUCHI, 1956) で 1.4 倍, skipjack tuna (NAKAMURA, 1968) で 1.3 倍

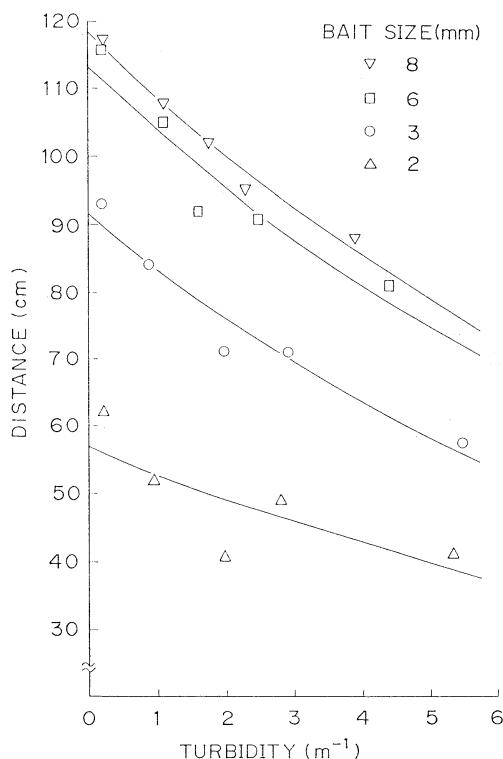


Fig. 7. Relation of the distance to bait at discrimination limit to the turbidity at different bait sizes.

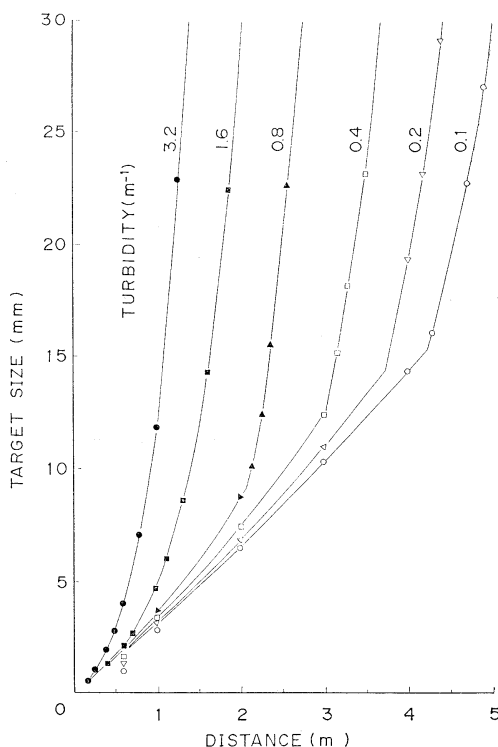


Fig. 8. Relationship between the target size and the distance to bait at discrimination limit under different turbidities.

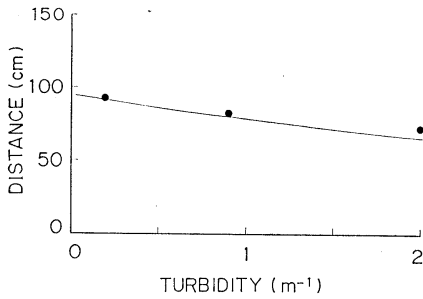


Fig. 9. Relation of the distance to bait 3 mm in diameter at discrimination limit to the turbidity. The line was calculated on the basis of Fig. 8. Solid circles indicate the highest values obtained in the present study.

の結果が得られている。

3-2 条件反射手法から求めた視力との整合性

前述のように本研究で得られたインダイの視力は0.09であり、第1報 (MATSUIKE *et al.*, 1981) で条件反射手法を用いて求めたコイの視力は0.11であった。これらは瀧過海中または汜過水中で求めたものであるが、水中の光束消散係数が増した場合について検討すると次のようになる。光束消散係数の増加に伴う視認限界の変化について、ターゲットの大きさと視認距離の関係を第2報 (中村・松生, 1980) から Fig. 8 に示す。同図は、コイを供試魚とし、条件反射手法を用いて測定した結果である。同図から、大きさ3 mmのターゲットを用いた場合、光束消散係数の増加に伴う視認限界距離の減少を求め、その結果を Fig. 9 に示す。Fig. 9 の黒丸 (●) は Fig. 7 で用いたインダイの3 mmのターゲットに対する視認限界距離を示したものであり、実線は Fig. 8 から求めたものである。両者は良く一致している。

以上のことから、コイとインダイの視力には大きな差

はないものと判断できる。このように、両者の整合性が高いことから、条件反射手法で求めた結果はコイと同じ程度の視力をもつ海産魚の視覚反応の解析に適用できるものと考えられる。

文 献

- CONFER, J.L., G.L. HOWICK, M.H. CORZETTE, S.L. KRAMER, S. FITZGIBBON and R. LANDESBURG (1973): Visual predation by planktivores. *Oikos*, **31**, 27-37.
- DUNTLEY, S.Q. (1962): Underwater visibility. p. 452-455. In M.N. HILL (ed.), *The Sea*, I. John Wiley, London.
- 川村軍蔵・下和田隆 (1983): インダイの帯模様弁別能. *日水誌*, **49**, 55-60.
- MATSUIKE, K., Y. SHIMAZU and Y. NAKAMURA, (1981): Relationship between turbidity of water and visual acuity of fish (1). *La mer*, **19**, 159-164.
- NAKAMURA, E.L. (1968): Visual acuity of two tunas, *Katsuwonus pelamis* and *Euthynus affinis*. *Copeia*, 1986(1), 40-48.
- 中村善彦・松生 治 (1985): 水中の濁りと魚の視力の関係(2) 濁り濃度と視認限界における物標の大きさおよび距離. *うみ*, **23**, 123-129.
- O'BRIEN, W.J., N.A. SLADE, and G.L. VINYARD (1976): Apparent size as the determinant of prey selection by bluegill sunfish *Lepomis macrochirus*. *Ecology*, **57**, 1304-1310.
- TYLER, J.E. (1968): The Secchi disk. *Limnol. Oceanogr.*, **13**, 1-6.
- VINYARD, G.L. and W.J. O'BRIEN (1976): Effects of light and turbidity on the reactive distance of bluegill *Lepomis macrochirus*. *J. Fish. Res. Board Can.* **33**, 2845-2849.
- YAMANOUCI, T. (1956): The visual acuity of the coral fish *Microcanthus strigatus* (Cuvier and Valenciennes). *Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, **5**, 133-156.

Comportement des glucides et acides aminés particuliers dans l'estuaire de la Rivière Tama*

Masahiro OCHIAI**, Masanobu OGINO**, Kahoru SAKAI**
et Tsuyoshi OKAZAWA**

Abstract: The surface waters were taken in the estuary of Tama River, and particulate matter was analyzed for carbohydrates, amino acids, chlorophyll pigments, etc. Particulate carbohydrates (PCHO) and particulate amino acids (PAA) were divided into two fractions: one supplied from the upper part of this river and the other produced *in situ* by using arabinose and chlorophyll pigments as an index of terrestrial and *in situ* origin, respectively. PCHO and PAA supplied from the upper part of this river (PCHO-AL and PAA-AL) showed different behavior from each other in estuarine water and PAA-AL was more sensitive than PCHO-AL to seawater. It was suggested that particulate matter might show differential flocculation in the estuarine water.

1. Introduction

Il y a diverses espèces de composés organiques dans l'eau de rivière et le matériel particulaire transporté du cours supérieur de la rivière, se dépose surtout dans un estuaire ou dans une zone où l'eau douce se mélange avec l'eau de mer. Il y a des études sur le comportement du matériel particulaire, comme minéraux argileux dans un estuaire (NICHOLS and BIGGS, 1985; LEE, 1985), mais peu d'études en concernant le comportement de composés chimiques particuliers, comme les glucides et acides aminés. Glucides et acides aminés sont des composants importants parmi les matières organiques particulières et pour expliquer le destin de la matière organique particulaire (POM), c'est important d'élucider le comportement de ces composés chimiques dans la zone où l'eau de mer fait une intrusion.

La Rivière Tama est une rivière typique urbaine et est largement peuplée dans son bassin. L'eau de rivière contient de forte teneur de nutriments à cause des eaux ménagères et résiduaires de la station d'épuration des eaux usées et puis, l'eutrophisation se développe bien. La productivité primaire est importante à cause de la

quantité de nutriments dans une zone où l'eau douce de rivière s'écoule lentement (OGURA *et al.*, 1976; OCHIAI et OKAZAWA, 1986). Par cette situation, la matière organique produite *in situ* est transportée par le cours supérieur de la rivière, vers une zone à haute salinité dans l'estuaire. De ce fait, des teneurs de glucides et d'acides aminés n'ont pas toujours diminué par rapport à l'augmentation de salinité. Les composés ne sont pas seulement transportés par le cours supérieur mais aussi sont produits par les algues *in situ*. Par conséquent, il est nécessaire de classer ces composés organiques de sources différentes: la première partie transportée par le cours supérieur de la rivière et la deuxième partie produite *in situ*.

La répartition du carbone organique dissous (DOC) et l'augmentation de salinité dans l'Elbe, la Weser et l'Éms ont décrit une courbe et ont été un indicateur de comportement conservateur (MICHAELIS *et al.*, 1986). Tandis que celle du carbone organique particulaire (POC) a montré une large dispersion en concentration. Cela explique la possibilité de processus compliqués de biogéochimie se produisant au point de rencontre de l'eau de rivière et de l'eau de mer. Il y a quelques travaux dans lesquels on estime le rapport de la matière organique terrestre et marine dans POC en se servant de l'isotope stable de carbone (^{13}C) (TAN et STRAIN, 1979;

* Manuscrit reçu le 17 Octobre 1988

** Département de Chimie, Faculté des Sciences, Université Metropolitaine de Tokyo, Fukasawa 2-1-1, Setagaya-ku, Tokyo, 158 Japon

OGURA *et al.*, 1986; FONTUGNE et JOUANNEAU, 1987), il est difficile de distinguer l'origine de POC par rapport deux composés chimiques.

Dans cette étude, on a prélevé des échantillons d'eau au cours inférieur de la Rivière Tama et l'on a dosé les glucides particuliers (PCHO), les acides aminés particuliers (PAA), les pigments chlorophylliens, etc. Nous avons essayé d'estimer une quantité de PCHO et PAA lesquels sont transportés par le cours supérieur et sont produits *in situ* en se servant de l'arabinose et des pigments chlorophylliens comme indices de source. On a discuté le devenir de PCHO et PAA transportés par le cours supérieur dans l'estuaire de la Rivière Tama.

2. Matériel et méthodes

On a prélevé l'échantillon d'eau superficielle dans le cours inférieur de la Rivière Tama à six stations: de TA-02 à TA-08, au 10 décembre 1986 (Fig. 1). L'échantillon d'eau est filtré sur des filtres en fibres de verre (Whatman GF/F glass fiber filter) traités dans un four à 450°C pendant 2 heures. Les filtres pour analyser le carbone et l'azote organique particulière, des glucides et des acides aminés particuliers et des pigments chlorophylliens sont conservés au congélateur (-20°C) jusqu'à l'analyse. L'eau pour mesurer le carbone organique dissous et l'azote

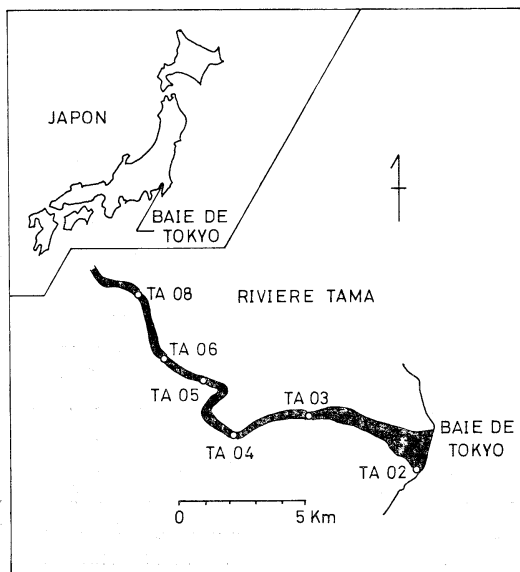


Fig. 1. Localisation des prélèvements effectués à l'estuaire de la Rivière Tama.

minéraux a été conservée aussi au congélateur (-20°C) jusqu'à l'analyse.

Analyses chimiques

Les glucides particulière (PCHO): La matière particulière sur filtre est soumise à des hydrolyses avec l'acide chlorhydrique 1N à 100°C pendant 7 heures et l'hydrolysate est acétylé avec l'anhydride acétique. Les oses acétylés ont été dosés par la chromatographie en phase gazeuse (Shimadzu Gas-chromatograph GC-6A) (OCHIAI, 1980). Huit sucres neutres (rhamnose, fucose, ribose, arabinose, xylose, mannose, galactose et glucose) ont été mesurés. La répartition des oses est indicative d'algues fraîches ou de matériel particulaire âgé, l'algue fraîche contient une grande quantité de glucose et la composition relative des sucres neutres est presque identique pour le matériel particulaire âgé (BURNISON, 1978; OCHIAI et HANYA, 1980).

Les acides aminés particuliers (PAA): La matière particulière sur filtre en fibres de verre est soumise à des hydrolyses avec l'acide chlorhydrique 6N à 100°C pendant 20 heures et un aliquote de l'hydrolysate a été séché, en éliminant l'acide chlorhydrique sous pression réduite avec de la soude caustique et a été injecté à l'HPLC (Hitachi 655 High-Performance Liquid Chromatograph) après dérivation par l'ortho-phthalaldehyde. On a dosé treize acides aminés (LINDROTH et MOPPER, 1979).

Pigments chlorophylliens: La matière particulière a été extraite avec du méthanol à -20°C pendant 12 heures dans un LID-X séparateur de solide-liquide. Par HPLC les pigments chlorophylliens ont été analysés.

Carbone et azote organiques particuliers (POC et PON): Après séchage du filtre en fibres de verre (Whatman GF/F), il a été dosé POC et PON par l'analyseur CHN (Yanagimoto CHN Corder Modele MT-3).

Carbone organique dissous (DOC): On a dosé la teneur de DOC selon la méthode de MENZEL et VACCARO (1964).

Chlorosité: La chlorosité a été mesurée avec l'électrode sélective d'ion (Horiba Ionmeter N-8F).

3. Résultats

Les teneurs de DOC n'ont pas variées parmi TA-08 et TA-03 et ont une moyenne de 4.88

Tableau 1. Teneurs en carbone organique particulaire (POC), azote organique particulaire (PON), carbone organique dissous (DOC), pigments chlorophylliens (CHL), chlorosité (Cl^-), ammonium (NH_4), nitrate (NO_3) et nitrite (NO_2) dans l'eau de l'estuaire de la Rivière Tama.

	TA-08	TA-06	TA-05	TA-04	TA-03	TA-02
POC $mgC\ l^{-1}$	2.01	1.51	1.46	1.27	1.02	0.35
PON $mgN\ l^{-1}$	0.3	0.24	0.24	0.19	0.18	0.06
C/N ratio	7.2	7.2	7.2	7.8	6.4	7.3
SS $mg\ l^{-1}$	5.4	5.6	5.2	4.6	11.1	9.6
CHL $\mu g\ l^{-1}$	3.26	8.19	5.58	3.54	1.86	3.25
DOC $mgC\ l^{-1}$	6.31	5.55	5.32	5.43	4.31	2.35
$NO_3-N\ mg\ l^{-1}$	1.53	1.48	1.54	1.55	0.96	0.26
$NO_2-N\ mg\ l^{-1}$	0.23	0.20	0.23	0.19	0.15	0.09
$NH_4-N\ mg\ l^{-1}$	4.32	3.87	3.51	3.30	3.70	0.98
Cl^- $mg\ l^{-1}$	57	310	350	814	6,599	11,594

Tableau 2. Teneur en glucides particuliers dans l'eau de l'estuaire de la Rivière Tama.

	TA-08	TA-06	TA-05	TA-04	TA-03	TA-02
				$\mu g\ l^{-1}$		
RHAMNOSE	54.0	29.2	39.2	43.3	21.6	5.9
FUCOSE	30.5	17.1	29.8	29.6	13.5	4.4
RIBOSE	16.1	11.6	11.4	12.0	15.1	3.6
ARABINOSE	8.5	7.9	7.0	6.9	5.5	1.8
XYLOSE	11.4	11.8	12.0	15.8	9.4	3.7
MANNOSE	35.3	35.4	35.9	36.3	23.5	8.9
GALACTOSE	49.9	52.3	53.9	52.1	33.4	13.0
GLUCOSE	181.8	196.8	208.2	182.9	87.2	127.3
TOTAL	387.5	362.1	397.3	379.0	209.1	168.6
PCHO-C $\mu gC\ l^{-1}$	158.3	146.6	161.6	154.4	85.0	67.8
PCHO-C/POC %	7.9	9.7	11.1	12.1	8.3	19.1

$mg\ C\cdot l^{-1}$ (Tableau 1). Les teneurs de DOC ont brusquement décliné à TA-02, l'eau de la Baie de Tokyo aurait dilué celle de la rivière. La chlorosité a été faible entre TA-08 et TA-05 où l'eau de mer n'est pas en contact. Après TA-4, l'eau de mer s'est graduellement mélangée avec celle de la rivière et la chlorosité a monté en flèche de TA-03 à TA-02. Les matériaux dissous comme DOC, Cl^- , NO_3-N , NO_2-N et NH_4-N ont rapidement décliné de TA-03 à TA-02. Cela implique que l'eau de rivière a été prédominante à TA-03 et la caractéristique de l'eau de mer a été remarquable à TA-02. Les teneurs de POC et PON ont été moyennes dans toutes les stations. Les rapports de carbone et d'azote particulaire varient de 6.4 à 7.3 et ces chiffres ont été comparable à ceux de phytoplancton dans la rivière. Les teneurs de pigments chlorophylliens varient de 1.86 à 8.19 $\mu g\cdot l^{-1}$. Les teneurs de glucides particuliers vont de 168.6 à 397.3 $\mu g\cdot l^{-1}$ la plus forte teneur a été trouvée à TA-

05 (Tableau 2). La fraction des glucides particuliers se répartit en deux groupes à partir de la composition relative des oses. Un groupe se compose de quatre stations: TA-08, TA-06, TA-05 et TA-04. On a trouvé des concentrations pour chaque ose presque identiques sauf pour le glucose dans les stations. L'autre groupe se compose d'une station: TA-02. La répartition relative des oses a été caractérisée par le fort pourcentage de glucose (Fig. 2). Les teneurs d'acides aminés particuliers ont varié de 2.15 à 11.08 $\mu mol\cdot l^{-1}$ (Tableau 3). La plus forte teneur de PAA est trouvée à TA-08.

Dans cette étude, nous avons essayé de diviser PAA et PCHO en deux parties: la première partie est une fraction transportée par le cours supérieur de la rivière et la seconde partie est celle produite *in situ*, en prenant les suivantes.

Les assumptions pour PCHO

1) L'arabinose est uniquement contenu dans PCHO provenant du cours supérieur de la rivière.

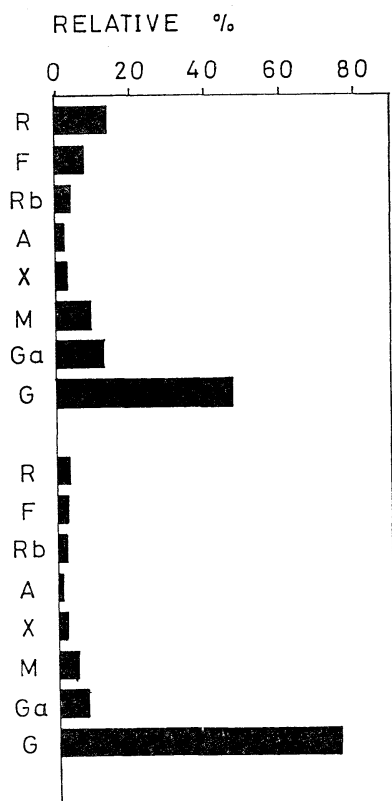


Fig. 2. Pourcentage relatif de sucres neutres dans l'eau de l'estuaire de la Rivière Tama (TA-02 et TA-08). R, Rhamnose; F, Fucose; Rb, Ribose; A, Arabinose; X, Xylose; M, Mannose; Ga, Galactose; G, Glucose.

2) La fraction de PCHO provenant du cours supérieur de la rivière a été déjà dégradée et la fraction a montré la même répartition relative de sucres neutres dans toutes les stations. C'est-à-dire, la somme de la fraction de PCHO provenant du cours supérieur de la rivière a été calculée en multipliant le facteur Y qui est une quantité de PCHO par 1 μg d'arabinose et est estimé par les équations simultanées mentionnées ci-dessous.

Nous avons aussi supposé les suivants pour PAA, n'étant pas en contradiction avec les résultats de la distribution de PCHO.

Les assumptions pour PAA

1) La fraction de PAA provenant du cours supérieur de la rivière a toujours montrée une plus grande quantité que celle rencontrée dans le cours inférieur.

2) Au sujet de la fraction de PAA et PCHO produite *in situ*, le rapport de PAA/PCHO pour un poids unitaire de pigments chlorophylliens est stable dans toutes les stations.

Nous avons résolu des équations simultanées de PCHO et de pigments et l'on estime la somme de la fraction de PCHO provenant du cours supérieur de la rivière et celle de produits *in situ*, sur des hypothèses mentionnées ci-dessus.

$$A_1X + B_1Y = C_1$$

$$A_2X + B_2Y = C_2$$

A_1 : Pigments chlorophylliens à TA-08 ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)

B_1 : Arabinose à TA-08 ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)

C_1 : PCHO à TA-08 ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)

A_2 : Pigments chlorophylliens de TA-06 à TA-02 ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)

B_2 : Arabinose de TA-06 à TA-02 ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)

C_2 : PCHO de TA-06 à TA-02 ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)

X: PCHO par 1 μg de pigments chlorophylliens (μg)

Y: PCHO par 1 μg de arabinose (μg)

On a résolu des équations simultanées et obtenu $X=43.2 \mu\text{g}$ pour TA-08 et TA-06 et $X=26.7, 38.3, 7.6$ et $32.6 \mu\text{g}$ pour TA-05, TA-04, TA-03 et TA-02, respectivement. On a aussi $Y=45.5$ et $32.3 \mu\text{g}$ pour TA-06 et TA-05, respectivement. Les différentes valeurs parmi les stations, suggèrent que les hypothèses mentionnées n'ont pas été correctes ou il a existé des situations de TA-06 et TA-03 différentes par rapport aux autres. En supposant que les hypothèses soient correctes dans les grandes lignes, on a modifié les chiffres de ces stations en concordance avec les chiffres des stations devant et derrière. On a employé le chiffre à TA-05 pour l'arabinose. On a calculé PCHO produit *in situ* à la station TA-03 en se servant de la moyenne de PCHO pour un poids unitaire de pigments chlorophylliens calculé des teneurs de PCHO à TA-04 et TA-02, et le chiffre pour l'arabinose a été calculé. L'arabinose est en quantité excessive dans POM à TA-03. POM à TA-03 est différente des autres points, par exemple un petit rapport de C/N, une faible teneur de pigments chlorophylliens et un petit pourcentage relatif de glucose parmi des sucres neutres. Ces résultats indiquent que l'échantillon à TA-03 a pu être contaminé par un composé contenant de l'arabinose. Deux composants de PCHO calculés sur la base de ces résultats figurent dans le Tableau 4.

Tableau 3. Teneur en acides aminés particulaires dans l'eau de l'estuaire de la Rivière Tama.

	TA-08	TA-06	TA-05 $\mu\text{mol l}^{-1}$	TA-04	TA-03	TA-02
GLY	1.31	1.07	0.79	0.82	0.77	0.28
ALA	1.49	1.16	0.95	0.83	0.75	0.26
VAL	0.79	0.60	0.49	0.44	0.42	0.14
LEU	1.05	0.79	0.63	0.36	0.53	0.19
ILE	0.59	0.45	0.37	0.35	0.35	0.12
SER	0.60	0.48	0.41	0.37	0.34	0.12
THR	0.81	0.65	0.53	0.48	0.44	0.16
ASP	1.15	1.06	0.87	0.79	0.73	0.25
GLU	1.16	1.01	0.88	0.77	0.77	0.30
ARG	0.75	0.60	0.51	0.44	0.38	0.15
LYS	0.73	0.59	0.30	0.35	0.38	0.12
PHE	0.46	0.35	0.27	0.22	0.20	0.03
HIS	0.19	0.13	0.11	0.08	0.08	0.03
TOTAL	11.08	8.94	7.11	6.30	6.14	2.15
PAA $\mu\text{g l}^{-1}$	1,364	1,103	878	772	756	263
PAA $\mu\text{gC l}^{-1}$	606	486	385	334	331	113
PAA $\mu\text{gN l}^{-1}$	202	162	128	114	110	39
PAA-C/POC%	30.1	32.2	26.3	26.3	32.5	31.9
PAA-N/PON%	66.5	66.7	54.0	60.0	59.4	68.6

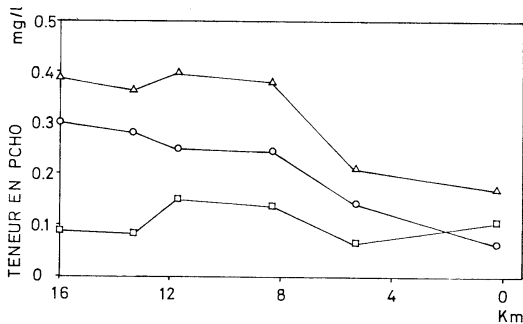


Fig. 3. Teneurs en glucides particulaires: PCHO-T, PCHO-AL et PCHO-CA dans l'eau de l'estuaire de la Rivière Tama. PCHO-T (PCHO total), $-\triangle-$; PCHO-AL (PCHO provenant du cours supérieur de la rivière), $-\circ-$; PCHO-CA (PCHO produit *in situ*), $-\square-$. Abscisse: distance de la bouche de la rivière (TA-02).

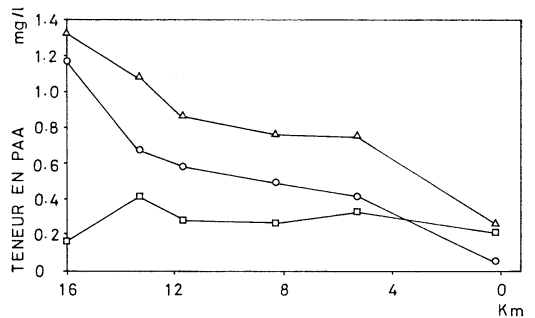


Fig. 4. Teneurs en acides aminés particulaires: PAA-T, PAA-AL et PAA-CA dans l'eau de l'estuaire de la Rivière Tama. PAA-T (PAA total), $-\triangle-$; PAA-L (PAA provenant du cours supérieur de la rivière), $-\circ-$; PAA-CA (PAA produit *in situ*), $-\square-$. Abscisse: distance de la bouche de la rivière (TA-02).

PAA produit *in situ* par μg de pigments a été estimé par μg de pigments a été estimé par l'ordinateur personnel NEC PC-9801 VM2 avec les conditions préalables pour PAA. Des résultats du calcul ont été montrés au Tableau 4. Des Figures 3 et 4 montrent des variations de PCHO produit *in situ* (PCHO-CA), PCHO provenant du cours supérieur de la rivière (PCHO-AL) et

PCHO total (PCHO-T) et PAA produit *in situ* (PAA-CA), PAA provenant du cours supérieur de la rivière (PAA-AL) et PAA total (PAA-T) estimés par des résultats du Tableau 4 à chaque station.

PCHO: PCHO-AL diminue peu à peu de TA-08 à TA-06 et décroît brusquement entre TA-03 et TA-02. PCHO-CA augmente rapidement entre TA-06 et TA-05 et après TA-05 il

Tableau 4. Glucides particuliers par pigments chlorophylliens et arabinose (X, Y) et acides aminés particuliers par pigments chlorophylliens (PAA/CHL) calculés par pigments chlorophylliens et arabinose particulaire.

	TA-08	TA-06	TA-05	TA-04	TA-03	TA-02
X(PCHO/CHL)	26.9	(10.1)	26.9	38.3	35.5	32.6
Y(PCHO/ARAB)	35.2	—	—	—	—	—
PAA/CHL	49.1	50.2	50.1	75.0	70.0	64.3

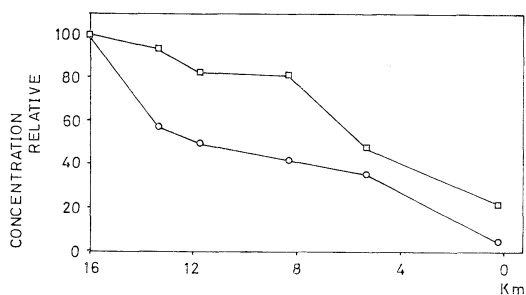


Fig. 5. Concentrations relatives de glucides particuliers et d'acides aminés provenant du cours supérieur de la rivière, dans l'eau de l'estuaire de la Rivière Tama. Glucides particuliers (PCHO-AL), —□—; Acides aminés particuliers (PAA-AL), —○—. Abscisse: distance de la bouche de la rivière (TA-02).

montre une petite variation vers la bouche de la rivière. Des variations de PCHO-CA ont été comparables à celles de PCHO-T.

PAA: Les variations de PAA-AL ont été différentes de celles de PCHO-AL et PAA-AL diminuent par degrés vers la bouche de la rivière. PAA-CA montre une petite variation de TA-08 à TA-06 et augmente un peu entre TA-05 et TA-03.

La somme de PCHO-AL à TA-02 est de 21 % par rapport à TA-08 et la quantité de PAA-AL à TA-02, 4 % de celle à TA-08. C'est-à-dire que PCHO-AL et PAA-AL provenant du cours supérieur de la rivière se sont déposés de 79 et 96 % respectivement jusqu'à TA-02.

4. Discussion

On s'est servi de plusieurs assumptions pour estimer PCHO-AL, PCHO-CA, PAA-AL et PAA-CA dans cette étude.

Assomption 1 pour PCHO: UZAKI et ISHIWATARI (1986) qui ont mesuré des oses dans les échantillons de carotte de sédiment du lac, ont montré l'arabinose servant d'indice de la matière organique allochtone. Ils ont suggéré que des

phytoplanktons dans le lac n'ont presque pas d'arabinose. COWIE et HEDGES (1984) ont montré que des angiospermes, une des matières allochtones des glucides du milieu côtier ont eu beaucoup d'arabinose. D'autre part, peu d'arabinose a été contenu dans la matière cellulaire des diatomées dans la mer (HECKY *et al.*, 1973). OCHIAI *et al.* (1988) qui ont analysé PCHO dans l'eau superficielle dans la Baie de Tokyo, juste en dehors de la bouche de la Rivière Tama, ont montré le pourcentage relatif d'arabinose parmi des sucres neutres n'excédant pas 0.4 %. De ces données, on s'est servi de l'arabinose comme un index de PCHO provenant du cours supérieur de la rivière.

Assomption 2 pour PCHO: PCHO donne par des algues et des glucides dissous nouvellement produits ont été vivement dégradés et sont passés des glucides à la composition presque stable de sucres neutres (OCHIAI *et al.*, 1986). MATSUEDA et OGURA (1981) qui ont effectué une expérience de décomposition pour PCHO échantillons de la Rivière Minami-Asakawa, tributaire de la Rivière Tama, ont montré la composition relative de sucres neutres presque identique. HABASAKI (non publié) n'a observé aucune modification de la composition relative des sucres neutres des glucides dans un sédiment du lac pendant une expérience de dégradation de longue durée plus de 30 jours. Il suggère que des glucides dans un milieu naturel ont une tendance à devenir la composition relative stable des sucres neutres pour la durée de dégradation. Quoique la dernière composition relative des sucres neutres dépende d'un sucre différent des glucides, la dernière composition relative des sucres neutres est estimée presque identique à la même composition relative dans toutes les stations en cas de temps et milieu donnés. En supposant que PCHO provenant du cours supérieur de la rivière aie une même composition relative des sucres neutres

Tableau 5. Teneurs en glucides et protéines par chlorophylle *a* ou pigments chlorophylliens dans algues ou matière organique particulaire. a: Teneurs en glucides et protéines dans algues par chlorophylle-*a*. b: Teneurs en glucides et protéines dans algues par pigments chlorophylliens. c: Teneurs en glucides et acides aminés particuliers par chlorophylle-*a*.

Glucides	Protéines		
—	8.3—46.3	a	IWAMURA <i>et al.</i> (1967)
4.4—11.6	11.4—34	b	RILEY (1971)
3 —21	23 —75	a	HELLEBUST et LEWIN (1977)
—	14.2—328	a	MAEDA et OGATA (1977)
42.5	41.2	c	HINO et TADA (1985)
3.0—8.3	28.5—80.0	a	OCHIAI <i>et al.</i> (1987)
7.9—61.3	14.7—115.4	b	OCHIAI <i>et al.</i> (1988)
91—315	59—192	a	PICK (1987)
10.0—38.3	50.1—75.0	b	Cette étude

et que l'arabinose soit un indice pour les glucides, PCHO provenant du cours supérieur de la rivière peut être calculé en multipliant le facteur par la somme d'arabinose. La somme des glucides provenant du cours supérieur de la rivière lequel a permis d'être calculé selon l'assomption 1, a été surestimé dans le cas où les algues dans la Rivière Tama contiendraient de l'arabinose dans leur matière cellulaire.

Assomption 3 pour PAA: Le rapport de PAA/PCHO pour un poids unitaire de pigments chlorophylliens (UWCP) est supposé être stable et la somme de PAA pour UWCP a été calculée par la somme de PCHO. La somme de PCHO et de PAA pour UWCP est 10.0—38.3 et 50.1—75.0, respectivement. La somme des glucides et des protéines des algues pour la chlorophylle *a* ou les pigments a bien varié comme dans le Tableau 5. La somme de PCHO et PAA pour UWCP diminue suivant l'étendue des études préalables et PCHO-CA et PAA-CA calculés seront corrects dans cette étude. Les teneurs de PAA-AL ont chute rapidement à TA-04 pour laquelle l'intrusion a été importante et celles à TA-02 ont été seulement 4.2% de celle à TA-08. PCHO-AL montre le comportement différent de PAA-AL dans l'estuaire. Le comportement de PAA-AL a été plus sensible que

celui de PCHO-AL pour la variation de chlorosité. HUNTER et LISS (1982) ont montré que la matière suspendue dans l'eau d'estuaire a un haut degré d'uniformité de la surface concernant les qualités électriques et les facteurs chimiques et physiques controlants l'état de la surface électrique. Ils ont cru que les conditions électriques de la matière suspendue ont résulté de la formation de couvert de surface doué d'ubiquité sur les particules suspendues par les oxydes de métaux et la matière organique ou tous les deux. Il n'a pas été observé que la floculation différentielle de matière particulaire s'est produite dans l'eau d'estuaire. Mais dans cette étude, nous avons trouvé que POM produirait la floculation différentielle et la sédimentation différentielle pour PAA-AL et PCHO-AL dans l'eau d'estuaire de la Rivière Tama. La matière particulaire associée aux protéines et aux glucides n'était pas la même dans chaque cas.

De ces résultats, nous pouvons suggérer deux suppositions suivantes pour comprendre la comportement de PAA et PCHO dans l'estuaire.

1) PCHO-AL est associé à de petites particules et a montré un comportement semblable au rapport de dilution de chlorosité. PAA-AL est associé à de grandes particules et a rapidement décré jusqu'à la bouche de la rivière.

2) Il est très connu que les protéines s'agglomèrent dans les solutions à forte teneur de sel à cause de salting-effect. Il est considéré que PAA-AL règle le comportement de particules associées à PAA-AL par ses caractères électriques.

Nous ne pouvons pas isoler PAA-AL, PAA-CA, PCHO-AL et PCHO-CA les uns des autres et expliquer clairement le comportement de PAA et PCHO dans l'estuaire. Il est aussi important de considérer la nature électrique des protéines et la dimension des particules associées aux protéines et glucides. Il est nécessaire d'examiner la source de matière organique en employant en même temps d'autres méthodes par exemple l'isotope stable de carbone, les composés de lignine de plantes supérieurs (HEDGES et PARKER, 1976).

Remerciement: Nous remercions Mademoiselle Kaho MINOURA de son aide pour mesurer l'ion chlorique. Nous aussi remercions Docteur

Paul RAOUL à Centre d'Océanologie de Marseille, Station Marine d'Endoume, de son aimable correction de la langue française de l'article. Cette étude a été supportée en partie par une bourse de Tokyu Kankyō Jouka Zaidan.

Bibliographie

- BURNISON, B.K. (1978): High molecular weight polysaccharides isolated from lake water. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **20**, 353-355.
- CAI, D.-L., F.C. TAN and J.M. EDMOND (1988): Sources and transport of particulate organic carbon in the Amazon River and Estuary. *Estuar. coast. Shelf Sci.*, **26**, 1-14.
- COWIE, G.L. and J.I. HEDGES (1984): Carbohydrates sources in the coastal marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2075-2087.
- FONTUGNE, M.R. and J.-M. JOUANNEAU (1987): Modulation of the particulate organic carbon flux to the ocean by a macrotidal estuary: Evidence from measurements of carbon isotopes in organic matter from the Gironde system. *Estuar. coast. Shelf Sci.*, **24**, 377-387.
- HECKY, R.E., K. MOPPER, P. KILHAM and E.T. DEGENS (1973): The amino acid and sugar composition of diatom cell walls. *Mar. Biol.*, **19**, 323-331.
- HEDGES, J.I. and P.L. PARKER (1976): Land derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1019-1029.
- HELLEBUST, J.A. and J. LEWIN (1977): Heterotrophic nutrition. p. 169-197. *In*: WERNER, D. (ed.), *The Biology of Diatoms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- HINO, S. and M. TADA (1985): Seasonal changes in nutrients, chlorophyll *a*, and organic matter concentrations in highly eutrophic Lake Barato, Japan. *Jpn. J. Limnol.*, **46**, 268-278.
- HUNTER, A.K. and P.S. LISS (1982): Organic matter and the surface charge of suspended particles in estuarine waters. *Limnol. Oceanogr.*, **27**, 322-335.
- IWAMURA, T., T. KANAZAWA, K. SHIBATA, Y. MORIMURA, S. ICHIMURA, O. MAEDA and H. TAMIYA (1967): Preliminary studies on the feasibility of microanalytic measurement of planktonic populations. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **23**, 247-251.
- LEE, C.-B. (1985): Sedimentary processes of fine sediments and the behavior of associated metals in the KEUM estuary, Korea. p. 209-225. *In*: SIGLEO, A.C. and A. HATTORI (ed.), *Marine and Estuarine Geochemistry*. Lewis Publishers, Inc., Chelsea, Michigan.
- LINDROTH, P. and K. MOPPER (1979): High performance liquid chromatographic determination of subpicomole amounts of amino acids by precolumn fluorescence derivatization with *o*-phthalaldehyde. *Anal. Chem.*, **51**, 1667-1674.
- MAEDA, O. and K. OGATA (1977): Relationships among concentrations of particulate protein, nucleic acids and chlorophyll-*a* in lakes and ponds in central Japan in late summer. *Jpn. J. Limnol.*, **38**, 116-121.
- MATSUEDA, H. and N. OGURA (1981): Distribution and behavior of particulate carbohydrate in water of Minami-Asakawa River. *Jpn. J. Wat. Pollut. Res.*, **4**, 37-42.
- MENZEL, D.W. and R.F. VACCARO (1964): The measurement of dissolved organic and particulate carbon in seawater. *Limnol. Oceanogr.*, **9**, 138-142.
- MICHAELIS, W., V. ITTEKOT and E.T. DEGENS (1986): River inputs into oceans. p. 37-52. *In*: LASSERRE, P. and J.M. MARTIN (ed.), *Biogeochemical Processes at the Land-Sea Boundary*. Elsevier, Amsterdam.
- NICHOLS, M.M. and R.B. BIGGS (1985): Estuaries. p. 77-186. *In*: Davis, R.A. Jr. (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York.
- OCHIAI, M. (1980): Determination of dissolved carbohydrates in natural water by gas-liquid chromatography. *J. Chromatogr.*, **94**, 224-227.
- OCHIAI, M. and T. HANYA (1980): Change in monosaccharide composition in the course of decomposition of dissolved carbohydrates in lake water. *Arch. Hydrobiol.*, **90**, 257-264.
- OCHIAI, M., S. YAMAMOTO, H. HAYASHI, K. FUKUSHIMA, K. OGURA and R. ISHIWATARI (1986): Early diagenesis of organic matter in water of Lake Haruna II. Carbohydrates and amino acids in suspended particle, sinking particle and sediment. *Jpn. J. Limnol.*, **47**, 115-120.
- OCHIAI, M. and T. OKAZAWA (1986): Distribution of amino compounds on the lower Tama River. *Water Purif. Liq. Wastes Treat.*, **27**, 297-301.
- OCHIAI, M., M. OGINO, K. SASAKI and T. OKAZAWA (1987): Distribution of particulate organic matter in the lower part of River Tama. *Jpn. J. Limnol.*, **48**, 187-194.
- OCHIAI, M., M. OGINO, K. SASAKI and T. OKAZAWA (1988): Behavior of particulate carbohydrates and amino acids in the estuary of the Tama River. *Mar. Chem.*, **25**, 265-278.
- OGURA, K., Y. KURODA, M. SHIOYA, H. HAMANA, S. TANABE, H. ABIKO, M. YAMAZAKI and M. OCHIAI (1976): Hourly variations of water

- quality of the River Tamagawa in summer and the estimated rates of photosynthetic production and degradation. *J. Water Wastes*, **18**, 445-454.
- OGURA, N., K. KIMURA, T. SEKIGAWA, K. YAMADA and M. MINAGAWA (1986): Stable isotope ratios of particulate organic carbon in surface water at inner part of Tokyo Bay. *Chikyu Kagaku*, **20**, 13-19.
- RILEY, J.P. and R. CHESTER (1971): Dissolved and particulate organic compounds in the sea. p. 182-218. *In*: Introduction to Marine Chemistry. Academic Press, London.
- TAN, F.C. and P.M. STRAIN (1979): Carbon isotope ratios of particulate organic matter in the Gulf of St. Lawrence. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* **36**, 678-682.
- UZAKI, M. and R. ISHIWATARI (1986): Carbohydrates in the sediment of Lake Yunoko—Vertical distribution and implication to their origin. *Jpn. J. Limnol.*, **47**, 257-267.

Résumé: On a prélevé l'eau superficielle dans l'estuaire de la Rivière Tama et analysé la matière particulaire pour les glucides, acides aminés, pigments chlorophylliens, etc. On a divisé les glucides et acides aminés particuliers (PCHO et PAA) et deux fractions: une fraction provenant du cours supérieur de la rivière et une autre fraction produite *in situ*, en se servant d'arabinose et pigments chlorophylliens comme indices de l'origine terrestre et celle produite *in situ*. PCHO et PAA provenant du cours supérieur de l'estuaire (PCHO-AL et PAA-AL) ont montré le comportement différent l'un l'autre dans l'eau estuarienne et PAA-AL a été plus sensible que PCHO-AL à l'eau de mer. Il a été suggéré que la matière particulaire a pu créer la floculation différentielle dans l'estuaire à cause de son caractère électrique.

多摩川河口域における懸濁態炭水化物とアミノ酸の挙動

落合正宏・荻野将信・佐々木かほる・岡沢 剛

要旨: 多摩川下流域(調布取水堰より川崎河口まで)の6地点にて、表面水中の懸濁態炭水化物、アミノ酸、クロロフィル色素等を分析した。中性糖のアラビノースとクロロフィル色素を上流起源と現場生産された有機物画分の指標として用い、河川下流域における懸濁態炭水化物とアミノ酸を上流より供給された画分と現場において生産された画分に分類し、両画分の濃度を計算した。上流より供給された懸濁態炭水化物とアミノ酸は河口域において異なる挙動を示し、懸濁態アミノ酸は炭水化物よりも塩分に敏感である。上流より輸送された懸濁物は吸着した有機物の性質により河口域において分別凝集をすることが示唆された。

Intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in summer*

Tetsuo YANAGI**, Hiroyuki TAMARU**, Takashi ISHIMARU*** and
Toshiro SAINO***

Abstract: An intermittent outflow event of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay was observed in summer 1987. As the Kuroshio front approaches to the coast, the intermediate water in Tokyo Bay with the same density of Kuroshio water increases its thickness and the high-turbidity surface and bottom waters in Tokyo Bay are pushed out offshore into the surface and intermediate layers of shelf water, respectively. Such events are thought to happen frequently in summer.

1. Introduction

The intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in summer has been spoken by local fishermen and some ocean researchers. However, the detailed observation on such outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay has not been carried out because such a phenomenon is highly intermittent.

We were fortunately able to observe such intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in the cruise of KT-87-9 by R/V Tansei-Marui, Ocean Research Institute, University of Tokyo. We will show the result of our observation and discuss on the mechanism and the significance of such intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in this paper.

2. Observation

The field observation was carried out in Tokyo Bay (Fig. 1) by R/V Tansei-Marui from 2 July to 7 July 1987. The horizontal variations in surface (5 m below the sea surface) water temperature and salinity were continuously measured with use of thermistor and salinometer along the track of R/V Tansei-Marui. The vertical pro-

files of water temperature, salinity, dissolved oxygen and beam-transmittancy were observed as quickly as possible with use of the OCTOPUS system (ISHIMARU *et al.*, 1984). The OCTOPUS observations were carried out three times at the mouth of Tokyo Bay, from Stn. 8 to Stn. 15 on 3 July, from Stn. 17 to Stn. 29 on 4 July and from Stn. 30 to Stn. 39 on 7 July. The OCTOPUS observation was also carried out in Tokyo Bay from Stn. G-3 to Stn. G-28 on 6 July.

3. Results

Figure 2 shows the vertical distributions of water temperature, salinity, density, beam-transmittancy and dissolved oxygen from the head of Tokyo Bay to the Kuroshio water. The density stratification is well developed in Tokyo Bay and the main pycnocline exists at about 10 m below the sea surface. The water in Tokyo Bay is vertically divided into three layers, that is, the surface water with high water temperature ($>21^{\circ}\text{C}$), low salinity (<32), low density in σ_t (<22), low transmittancy ($<10\%$), and high dissolved oxygen ($>80\%$) which exists between 0 m and 10 m below the sea surface, the intermediate water with moderate water temperature ($19-20^{\circ}\text{C}$), moderate salinity (33-34), moderate density (23-24), moderate transmittancy (20-40%) and moderate dissolved oxygen (50-80%) which exists between 10 m and 30 m below the sea surface, and the bottom water with low water temperature ($<19^{\circ}\text{C}$), high salinity

* Received April 7, 1989

** Department of Ocean Engineering, Ehime University, Matsuyama, 790 Japan

*** Ocean Research Institute, University of Tokyo, Minamidai 1-15-1, Nakano-ku, Tokyo, 131 Japan
Present address of T.I.: Tokyo University of Fisheries, Konan-4, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan

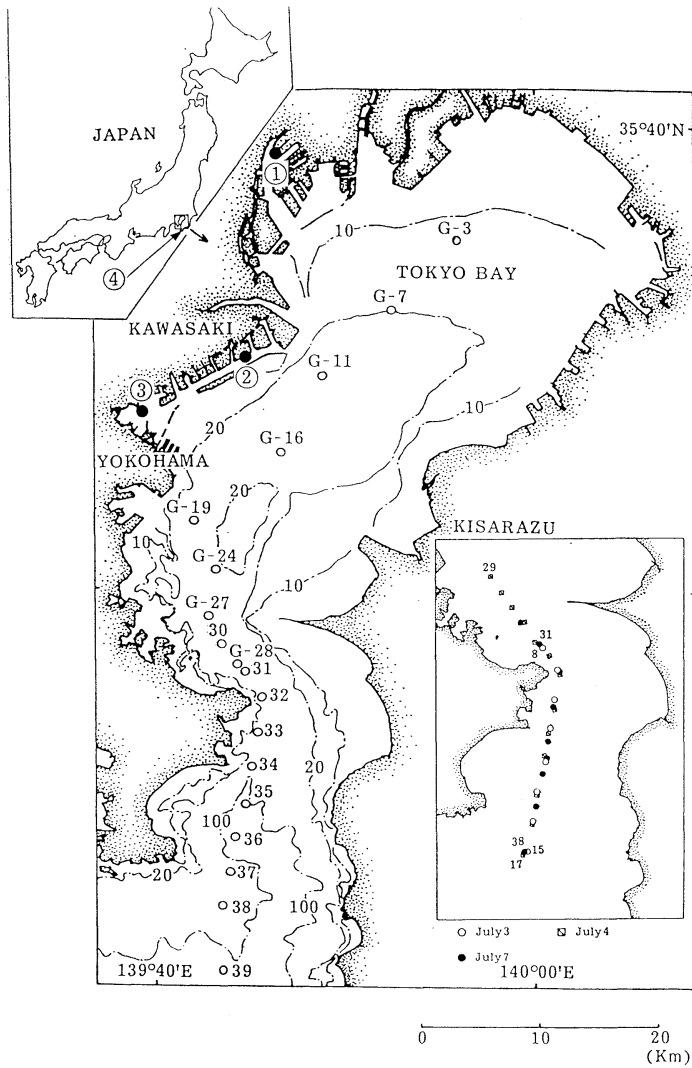


Fig. 1. Observation stations by R/V *Tansei-Marui* in Tokyo Bay. Broken line shows the depth contour and numbers show the depth in meter. Numbers in the circle show the observation stations of sea level. ① Tokyo, ② Kawasaki, ③ Yamanouchi and ④ Mera.

(>34), high density (>24), low transmittancy (<20%) and low dissolved oxygen (<50%) which exists between 30 m and 50 m below the sea surface.

On the other hand, the Kuroshio water which exists in the surface layer around Stn. 39 is characterized by the highest water temperature (>23°C), high salinity (>34), moderate density (23-24), high transmittancy (>70%) and high dissolved oxygen (>90%).

Figure 3 shows the day-to-day variations in

vertical distributions of transmittancy around the mouth of Tokyo Bay. There is no high-turbidity (low transmittancy) water (hereafter it is referred to as H.T.W.) along the shelf slope at Stns. 2, 3 and 4 on 3 July but H.T.W. whose transmittancy is smaller than 40% exists between 40 m and 50 m depth around Stns. 21 and 22 on 4 July. H.T.W. exists between 40 m and 90 m depth along the shelf slope on 7 July. Figure 4 shows the day-to-day variation in vertical profile of transmittancy at the shoulder of the shelf

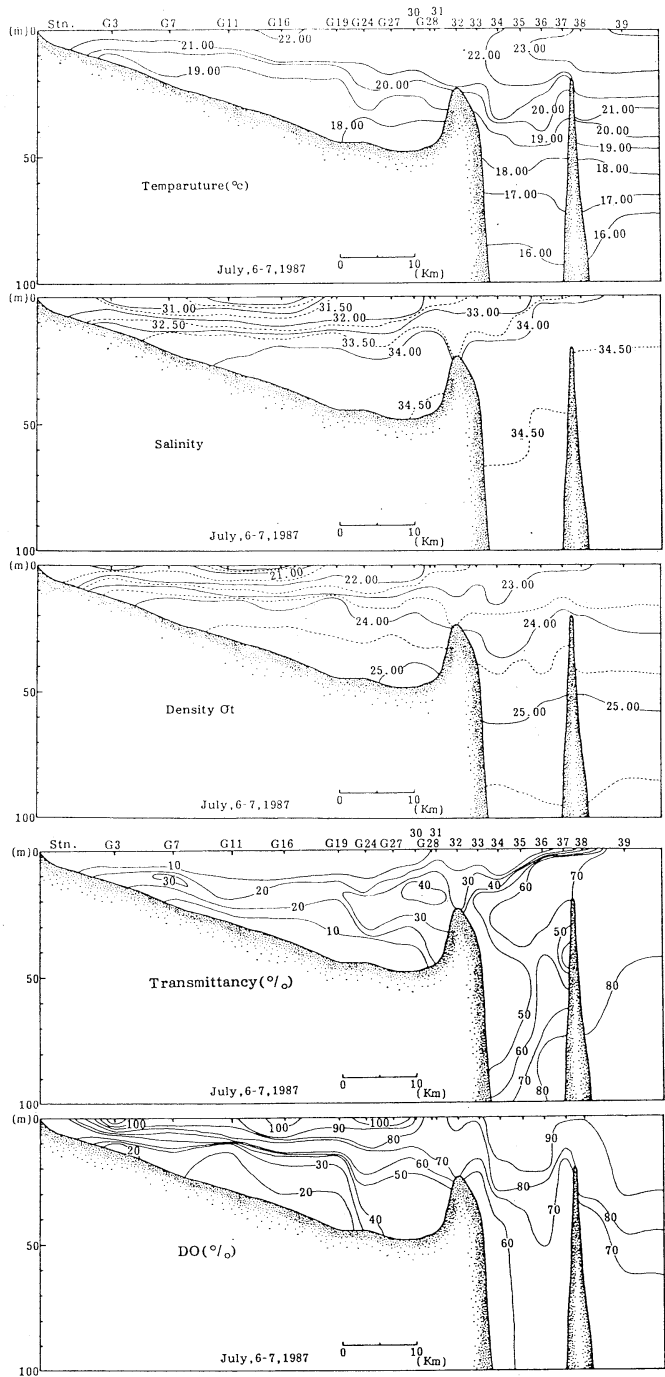


Fig. 2. Vertical distributions of water temperature, salinity, density, beam-transmittancy and dissolved oxygen along the center line of Tokyo Bay on 6-7 July 1987.

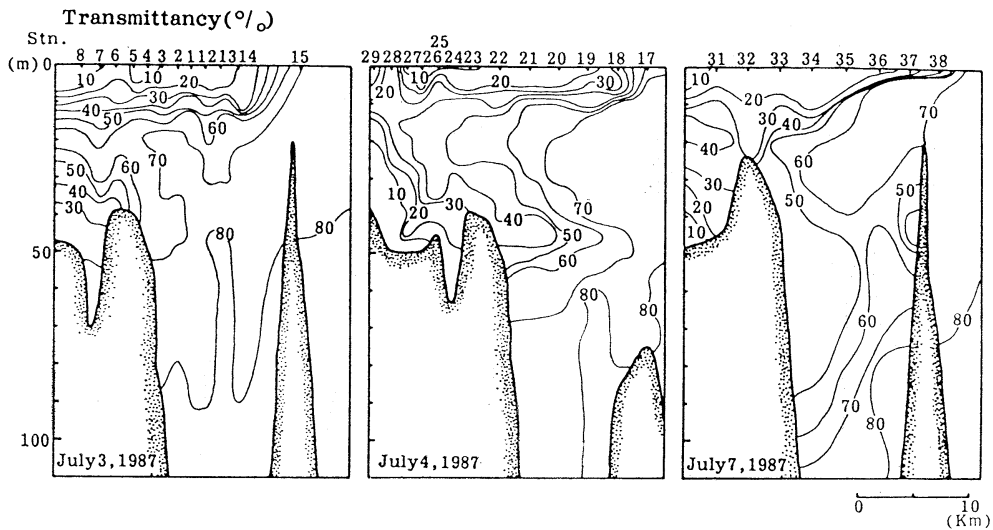


Fig. 3. Day-to-day variations in vertical distributions of beam-transmittancy at the mouth of Tokyo Bay from 3 to 7 July 1987.

slope, that is, at the mouth of Tokyo Bay. The water of low transmittancy exists in the surface layer and that of high transmittancy below the 10m depth on 3 July, but the vertical profile of transmittancy drastically changes next day. The water of low transmittancy exists between 40m and 50m depth on 4 July and there is no change in vertical profile of transmittancy above 25m depth and below 70m depth. The subsurface H.T.W. exists between 40m and 90m depth on 7 July.

Figure 5 shows the day-to-day variation in density distribution along the same vertical section of Fig. 3. The Kuroshio water whose transmittancy is larger than 70% and whose density is between 23.5 and 24.0 (shown by dotted area in Fig. 5) exists at the intermediate layer of Stn. 4 around the mouth of Tokyo Bay, and the bottom water of Tokyo Bay whose transmittancy is smaller than 40% and whose density is between 24.5 and 25.0 (shown by inclined full line area in Fig. 5) at the bottom layer of Stn. 6 on 3 July. The thickness of Kuroshio water in the intermediate layer of Tokyo Bay increases around Stn. 26 on 4 July from Figs. 3 and 5. At the same time, the bottom water of Tokyo Bay appears on the shoulder of the shelf slope around Stn. 21 on 4 July. The density distribution on 7 July is rather different from those on 3 and 4 July, and

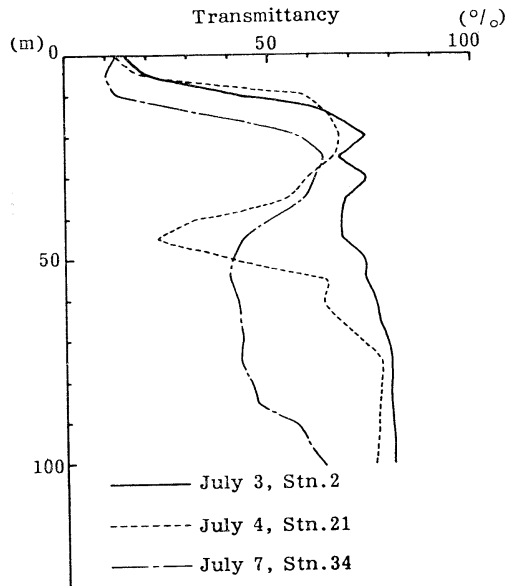


Fig. 4. Day-to-day variations in vertical profile of beam-transmittancy at the shoulder of Tokyo Bay from 3 to 7 July 1987.

the bottom water of Tokyo Bay whose density is between 24.5 and 25.0 and whose transmittancy is smaller than 50% exists along the shelf slope.

4. Discussion

The temporal variations in density and transmittancy distributions from 3 to 4 July, which

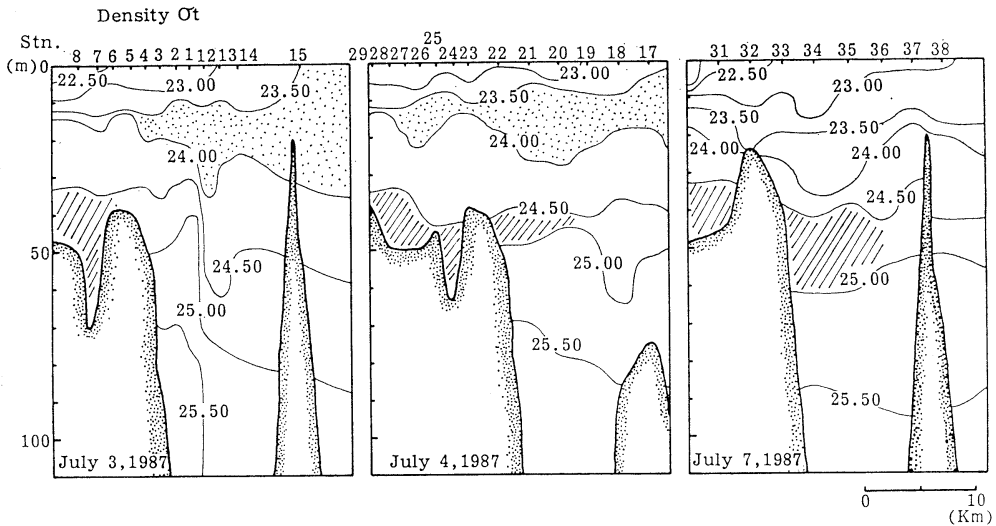


Fig. 5. Day-to-day variations in vertical distribution of density at the mouth of Tokyo Bay from 3 to 7 July 1987. Dotted area shows the Kuroshio water and shadow area the bottom water of Tokyo Bay.

are shown in Figs. 3, 4 and 5, suggests that the Kuroshio water intrudes into the intermediate layer of Tokyo Bay and the bottom water of Tokyo Bay extrudes into the intermediate layer of the open ocean in turn. The mechanism of outflow of H.T.W. in the bottom layer of Tokyo Bay is considered in this section. Figure 6 shows the day-to-day variation in horizontal distribution of surface salinity along the observation lines which are shown in Fig. 1. The value of salinity 34 which is shown by the arrow in Fig. 6 denotes the Kuroshio front. The Kuroshio front exists at the northern position on 2 and 5 July and this means the Kuroshio water approaches to the coast. The Kuroshio front shifts southward on 3, 4 and 7 July. The response of the water in Tokyo Bay to such approaching of the Kuroshio front may be schematically represented in Fig. 7. Before approaching of the Kuroshio front to the coast, the water in Tokyo Bay is stratified in three layers, that is, surface, intermediate and bottom waters (Fig. 7a). When the Kuroshio front approaches near the coast, the Kuroshio water intrudes into the intermediate layer of Tokyo Bay because the Kuroshio water has the same density as that of the intermediate water in Tokyo Bay. Then the surface and bottom waters in Tokyo Bay are pushed off out of the bay (Fig. 7b). The

intruding Kuroshio water is advected eastward (flows into the panel in Fig. 7b) and the surface and bottom waters pushed out of the bay are advected westward (flow from the panel in Fig. 7b) due to the Coriolis effect, and the intermediate water becomes thin and the surface and the bottom waters become thick along the observation section which is located in the western part of Tokyo Bay (Fig. 7c).

The situation on 3 July may correspond to Fig. 7a and that on 4 July to Fig. 7b. That on 7 July is considered to correspond to Fig. 7c of another event from Fig. 6 and Fig. 7 which will be shown in the followings.

We will examine the relation of such intermittent outflow of bottom water from Tokyo Bay to temporal variation of the mean sea level in Tokyo Bay. Figure 8 shows temporal variations of the mean sea level at 4 stations around Tokyo Bay. They were obtained by low-pass filtering of the sea level data every hour, which were observed by Japan Meteorology Agency with use of the tide-killer filter (HANAWA and MITUDERA, 1985) and adjusted by air pressure variation at Tokyo. There is a distinct positive anomaly peak of the mean sea level during this observation period from 2 July to 7 July, and the day of this anomaly peak (5 July) well coincides with the day of the approaching of the

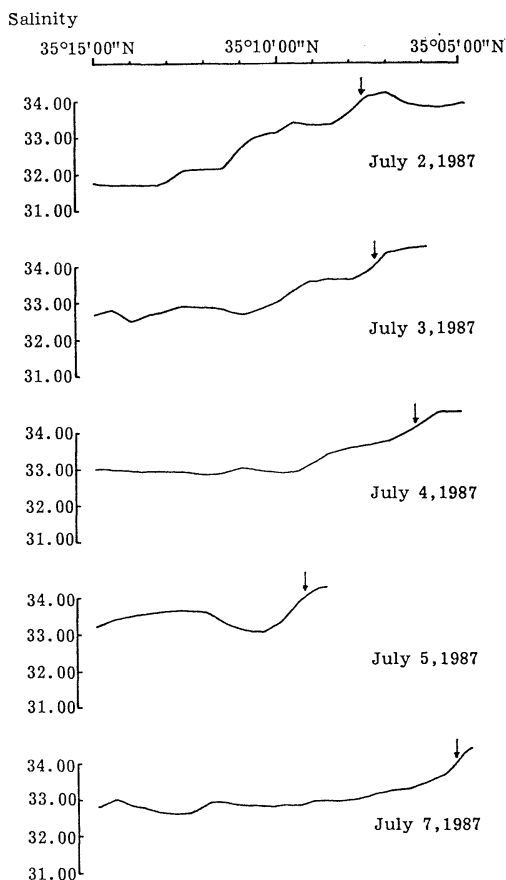


Fig. 6. Day-to-day variations in surface (-5 m) salinity distribution along the north-to-south observation line at the mouth of Tokyo Bay from 2 to 7 July 1987. Arrow shows the position of the Kuroshio front.

Kuroshio front to the coast (5 July) shown in Fig. 6. Such result suggests that the approaching of the Kuroshio front to the coast may be monitored by the temporal variation of the mean sea level in Tokyo Bay. Such positive anomaly peaks of the mean sea level can be frequently seen with the period of about a week in Fig. 8. Positive anomaly peak of the mean sea level may be generated by the strong wind blowing in the coastal sea, but there was no strong wind blowing in this period. Therefore, positive anomaly peaks of the mean sea level in Fig. 8 are mainly related to the approaching of the Kuroshio front to the coast and the outflow of bottom water from Tokyo Bay is considered to happen frequently in summer.

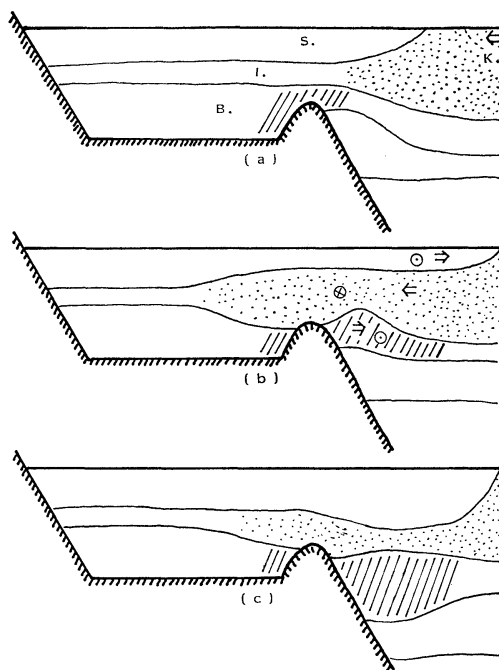


Fig. 7. Schematic representation of intermittent outflow of surface and bottom waters of Tokyo Bay related to the inflow of Kuroshio water. S, surface water of Tokyo Bay; I, intermediate water of Tokyo Bay; B, bottom water of Tokyo Bay; and K, Kuroshio water.

Our field data on the intermittent outflow of H.T.W. from Tokyo Bay are rather limited, but we believe that this report will be useful for planning the observation at the mouth of Tokyo Bay in the future. Moreover, the result of this paper will give a new idea on the water exchange through the mouth of Tokyo Bay in summer. We ourselves will clarify quantitatively the mechanism of intrusion of the Kuroshio water into the intermediate layer of Tokyo Bay and the role of such intermittent outflow of surface and bottom waters from Tokyo Bay to the water exchange between Tokyo Bay and the open ocean.

Acknowledgment

The authors would like to thank Dr. H. TAKEOKA of Ehime University for his fruitful discussion and the officers and crew of R/V Tansei-Marui for their co-operation of the observation. A part of this study was supported by a scientific research fund 61030057 from the

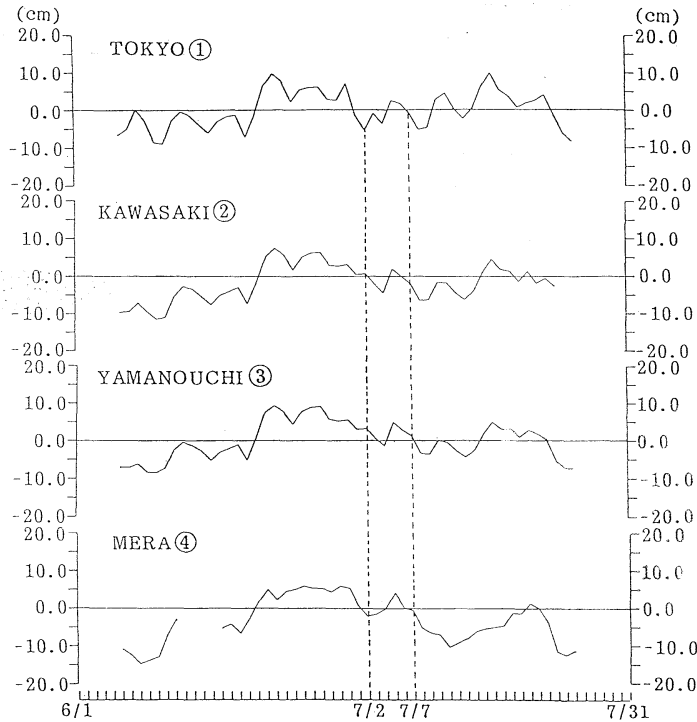


Fig. 8. Day-to-day variations of low-passed sea level at Tokyo ①, Kawasaki ②, Yamanouchi ③ and Mera ④. Observation stations are shown in Fig. 1. Zero means the mean sea level from 1 June to 31 July.

Ministry of Education, Science and Culture,
Japan.

References

ISHIMARU, T., H. OTOBE, T. SAINO and T. NAKAI
(1984): OCTOPUS, an oct parameter underwater
sensor, for use in biological oceanography studies.

J. Oceanogr. Soc. Japan, **40**, 207-212.

HANAWA, K. and H. MITUDERA (1985): On the
data processing of daily mean values of oceanog-
raphical data—note on the daily mean sea-level
data. Bull. Coastal Oceanogr. **23**, 79-87. (in
Japanese).

夏季東京湾の高濁度底層水の間欠的流出

柳 哲雄・田丸浩之・石丸 隆・才野敏郎

要旨: 1987年夏東京湾の高濁度底層水の間欠的流出現象を観測した。黒潮フロントが接岸すると、黒潮水は等密度の東京湾中層に流入し、高濁度の東京湾表層水と底層水は湾外に流出する。このような現象は夏季しばしば発生しているらしい。

Mechanisms of incorporation of rare earth elements into ferromanganese concretions*

Noburu TAKEMATSU**, Yoshio SATO*** and Shiro OKABE***

Abstract: The equilibrium between ferromanganese concretions and sea water is assumed to explain the composition of rare earth elements (REE) in ferromanganese concretions. The enrichment of REE in the four end-members of ferromanganese concretions is in the order: hydrogenous > oxic-diagenetic > suboxic-diagenetic > hydrothermal. The lower enrichment of REE in oxic-diagenetic nodules than in hydrogenous crusts, in contrast to transition metals, is ascribed to the lower concentration of REE in interstitial water than in sea water or to greater retention of REE than of transition metals in sedimentary phases during diagenesis. The correlation between REE and Fe in concretions is attributed to their similar supply mechanisms to concretions and not to the incorporation of REE into the iron-oxide phase of concretions. REE are incorporated not only into the iron-oxide phase but also into the manganese oxide phase. Distribution coefficients of REE between ferromanganese concretions and sea water have a maximum at Sm and decrease monotonically from Sm to La and from Sm to Lu. This phenomenon is explained by the combination of two factors. The adsorption of free ions of REE on oxides increases from La to Lu, depending on their hydrolysis constants. On the other hand, the proportion of free ions of REE to the total decreases from La to Lu, depending inversely on their stability constants with carbonate or some organic ligands. The incorporation of Ce into ferromanganese concretions is controlled by the redox potential of the environments.

1. Introduction

Since the first excellent work by GOLDBERG *et al.* (1963), much data have been accumulated on rare earth elements (REE) in marine ferromanganese concretions (GLASBY, 1972/73; PIPER, 1974; CORLISS *et al.*, 1978; ADDY, 1979; ELDERFIELD and GREAVES, 1981; ELDERFIELD *et al.*, 1981a, b; APLIN, 1984; MURPHY and DYMOND, 1984; CALVERT *et al.*, 1987; GLASBY *et al.*, 1987; INGRI and PONTÉR, 1987). However, mechanisms of incorporation of REE into ferromanganese concretions have not been well documented.

Ferromanganese concretions are classified into hydrogenous, oxic-diagenetic, suboxic-diagenetic and hydrothermal varieties, on the basis of the composition of transition metals and mineralogy

(BONATTI *et al.*, 1972; DYMOND *et al.*, 1984). Typical ferromanganese concretions of hydrogenous origin occur as crusts on seamounts, which are enriched in Fe and Co, and depleted in Cu. Their mineral form is vernadite (δ -MnO₂). Nodules of oxic-diagenetic origin are buried in siliceous ooze or clay and have the highest contents of transition metals. Their mineral form is todorokite. Nodules of suboxic-diagenetic origin occur in hemipelagic environments or shallow-water continental margins. The nodules are characterized by low contents of transition metals and their mineral form is todorokite. Hydrothermal ferromanganese oxide deposits occur usually as crusts in hydrothermal regions and have low contents of transition metals. Their mineral form is todorokite or birnessite.

Ferromanganese concretions on seamounts have the highest contents of REE and are extremely enriched in Ce (APLIN, 1984). In nodules of oxic-diagenetic origin, the contents of REE and the enrichment of Ce are intermediate between hydrogenous and suboxic-

* Received May 20, 1989

** The Institute of Physical and Chemical Research, Wako-shi, Saitama, 351-01 Japan

*** Faculty of Marine Science and Technology, Tokai University, Shimizu-shi, Shizuoka, 424 Japan

diagenetic nodules (Wahine survey area, ELDERFIELD *et al.*, 1981a; DOMES Site A, thin sediment valley nodules, CALVERT *et al.*, 1987). Ferromanganese concretions of suboxic-diagenetic origin have low contents of REE and low enrichment of Ce (Loch Fyne, GLASBY, 1972/73; MANOP Site H, MURPHY and DYMOND, 1984). Hydrothermal manganese and iron oxide deposits are characterized by extremely low contents of REE and extremely low enrichment of Ce (the Galapagos Rift, CORLISS *et al.*, 1978).

GOLDBERG *et al.* (1963) attributed the enrichment of Ce (relative to La) to the oxidation of Ce^{3+} to Ce^{4+} . They found that the enrichment of REE in ferromanganese concretions relative to sea water has its maximum at Sm, and decreases monotonically from Sm to Lu and from Sm to La (except Ce). The decrease from Sm to Lu was ascribed to the increasing stability of heavy REE (HREE) complexes with ligands in sea water but the decrease from Sm to La was not clearly explained. ELDERFIELD *et al.* (1981a) attributed the correlation between REE and P to the incorporation of REE into a phosphatic phase in nodules. However, this is not the case, because there is no correlation between REE and P in crusts on seamounts (APLIN, 1984). The correlation between REE and Fe has been attributed to the incorporation of REE into the iron oxyhydroxide phase in ferromanganese concretions (ELDERFIELD *et al.*, 1981a, b; CALVERT *et al.*, 1987; GLASBY *et al.*, 1987). However, the manganese oxide phase must play an important role in the incorporation of REE, because REE contents in almost pure iron oxide deposits are only two times higher than those in almost pure manganese oxide deposits at the Galapagos Rift (CORLISS *et al.*, 1978).

TAKEMATSU *et al.* (1989) explained the wide compositional variety of transition metals in marine ferromanganese concretions by assuming that the oxide phases are in equilibrium with sea water or interstitial water with respect to transition metals and by considering the chemical form of transition metals in sea water and the sorptive properties of the oxides. The same concepts are applied to REE in marine ferromanganese concretions in this paper. Usually, chondrite- or shale-normalized REE patterns are used in discussions of the distribution of REE in

marine environments. However, this method does not clarify the mechanisms of incorporation of REE into ferromanganese concretions. Instead, distribution coefficients of REE between ferromanganese concretions and sea water are used, as developed by GOLDBERG *et al.* (1963).

2. Sources of REE in ferromanganese concretions

There are three sources of REE in ferromanganese concretions: 1) directly from sea water (hydrogenous), 2) from interstitial water as the result of diagenetic decomposition of settling particles (diagenetic), and 3) from hydrothermal fluids (hydrothermal).

Several papers were published on the concentrations of REE in sea water (HØGDAHL *et al.*, 1968; ELDERFIELD and GREAVES, 1982; PIEPGRAS and WASSERBURG, 1982; DE BAAR *et al.*, 1983, 1985; KLINKHAMMER *et al.*, 1983). Vertical distribution of REE in the Pacific and Atlantic Oceans mimics that of nutrients. However, the concentrations of REE except Ce in deep-sea water of the Pacific Ocean are about two times higher than those of the Atlantic Ocean and that of Ce in the former is four times lower than that in the latter (Table 1). The relative concentration of each REE in deep-sea water is different in the Pacific and Atlantic Oceans. The difference of REE in origin in the Pacific and Atlantic Oceans is evident from the isotopic composition of Nd in sea water. The $\epsilon_{Nd}(0)$ values of sea water in the Pacific and Atlantic Oceans are ca. -3 and ca. -12 , respectively. These differences are reflected in ferromanganese concretions (PIEPGRAS *et al.*, 1979; PIEPGRAS and WASSERBURG, 1980; GOLDSTEIN and O'NIONS, 1981; PIEPGRAS and WASSERBURG, 1982). Despite large variations of REE in sea water, the average concentrations of REE in deep-sea water (1,000-3,250 m) of the Pacific Ocean (DE BAAR *et al.*, 1985) are used as representative of sea water in this study, because most of ferromanganese concretions dealt with in this study are from the Pacific Ocean.

REE are removed from sea water and transported to the sea floor by settling particles which are the raw materials of diagenetic ferromanganese concretions. Unfortunately, data on REE

Table 1. Concentrations of rare earth elements in sea water of the Pacific and Atlantic Oceans (p mol per kg sea water).

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu
Pacific, VERTEX II Site (18 °N, 108 °W): DE BAAR <i>et al.</i> (1985)												
15—750 m (9)	26	14	3.3	16	2.8	0.79	4.3	0.62	1.1	0.59	3.7	0.63
	±10	±5	±0.7	±3	±0.5	±0.17	±0.8	±0.12	±0.3	±0.16	±1.3	±0.24
1,000—3,250 m (8)	51	4.2	7.3	34	6.8	1.8	9.9	1.6	3.6	2.0	13	2.4
	±13	±1.5	±1.6	±9	±1.6	±0.5	±2.5	±0.4	±0.8	±0.4	±2	±0.4
Atlantic (28°01'N, 25°59'W): ELDERFIELD and GREAVES (1982)												
0—900 m (6)	23	26	—	21	4.3	0.75	4.9	—	—	—	3.9	—
	±8	±20	—	±7	±1.1	±0.10	±0.9	—	—	—	±0.5	—
1,000—3,000 m (4)	28	19	—	23	4.4	0.96	6.1	—	—	—	5.0	—
	±5	±7	—	±3	±0.5	±0.05	±1.0	—	—	—	±0.2	—
4,500 m (1)	54	55	—	46	8.3	1.2	8.3	—	—	—	5.2	—
Atlantic (33°58'N, 58°05'W): DE BAAR <i>et al.</i> (1983)												
10—981 m (8)	16	39	3.7	—	3.4	0.70	—	0.72	1.7	0.80	4.4	0.70
	±4	±29	±0.6	—	±0.2	±0.06	—	±0.04	±0.2	±0.14	±0.5	±0.08
1,179—3,264 m (6)	32	18	4.6	—	3.5	0.76	—	0.78	1.7	0.84	4.8	1.0
	±10	±4	±0.7	—	±0.6	±0.15	—	±0.12	±0.3	±0.14	±0.9	±0.2
4,328—4,427 m (3)	82	48	11	—	7.8	1.7	—	1.5	2.6	1.2	7.2	1.6
	±2	±6	±0.2	—	±0.2	±0.01	—	±0.1	±0.1	±0.1	±0.2	±0.03

Table 2. Distribution coefficients of REE between settling particles and deep-sea water and Sm-normalized distribution coefficients, together with those of sediments, ferromanganese nodules and crusts (from MURPHY and DYMOND, 1984).

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Settling particles								
DC($\times 10^6$)	0.41±0.20	6.2±3.0	0.99±0.42	0.63±0.33	0.68±0.38	0.46±0.21	0.25±0.13	0.21±0.11
DCnSm	0.63±0.03	10 ±0.6	1.8 ±0.8	1.0	1.0 ±0.05	0.76±0.13	0.41±0.07	0.33±0.04
Sediments								
DC($\times 10^6$)	4.8 ±0.4	61 ±3	6.3 ±2.5	7.0 ±0.2	6.3 ±0.4	4.8 ±0.4	3.0 ±0.1	2.6 ±0.0
DCnSm	0.68±0.06	8.7±0.5	0.90±0.35	1.0	0.90±0.05	0.69±0.06	0.42±0.02	0.37±0.0
Nodule tops								
DC($\times 10^6$)	5.1 ±1.7	73 ±31	6.5 ±1.8	6.9 ±2.1	6.5 ±1.9	4.6 ±1.3	2.6 ±0.6	2.0 ±0.5
DCnSm	0.74±0.24	11 ±4	0.95±0.27	1.0	0.95±0.27	0.66±0.19	0.38±0.09	0.29±0.07
Nodule bottoms								
DC($\times 10^6$)	1.7 ±0.3	19 ±3	2.0 ±0.2	2.2 ±0.4	1.9 ±0.04	1.5 ±0.4	0.91±0.18	0.76±0.17
DCnSm	0.77±0.13	8.5±1.5	0.93±0.09	1.0	0.86±0.02	0.67±0.18	0.41±0.08	0.35±0.08
Crusts								
DC($\times 10^6$)	19 ±0.6	340 ±17	23 ±0.8	24 ±1	23 ±0.4	14 ±0.4	8.4 ±0.3	6.6 ±0.4
DCnSm	0.79±0.02	14 ±0.7	0.95±0.03	1.0	0.96±0.02	0.60±0.02	0.35±0.01	0.28±0.02

DC and DCnSm denote the distribution coefficient and Sm-normalized distribution coefficient, respectively.

in settling particles are scarce and available only from MANOP Site H (MURPHY and DYMOND, 1984). In Table 2, distribution coefficients (DC) of REE between settling particles and deep-sea water in the Pacific Ocean, and DC of REE normalized to that of Sm (DCnSm) are given, together with those of sediments, ferromanganese nodules and crusts from MANOP Site H. The

contents of REE in settling particles increase with the depth of traps and only DCnSm are meaningful. Anomalous contents of Nd in settling particles are due to greater analytical errors for Nd (MURPHY and DYMOND, 1984). DC of REE are different among settling particles, sediments, ferromanganese nodules and crusts, but DCnSm are almost the same except for Ce. This indicates insignificant fractionation of indivi-

dual REE from one another during diagenesis. DCnSm of Ce is in the order: crusts > nodule tops > settling particles > sediments > nodule bottoms. This is probably the order of redox potential in the environments.

Unfortunately, the concentrations of REE in interstitial water of deep-sea sediments have not been published, only those in a reducing sediment core of Buzzards Bay (ELDERFIELD and SHOLKOVITZ, 1987). However, the concentrations of REE in interstitial water can be supposed from the difference in the contents of REE between nodule tops and bottoms. In the case of transition metals, ferromanganese nodules of oxic-diagenetic origin from MANOP Site S (DYMOND *et al.*, 1984) have higher contents of transition metals on the bottoms than on the tops, where the concentrations of transition metals in interstitial water are higher than those in overlying bottom water (KLINKHAMMER *et al.*, 1982). On the other hand, in the suboxic-diagenetic environments such as MANOP site H, nodule tops have higher contents of transition metals than nodule bottoms (DYMOND *et al.*, 1984), where the concentrations of transition metals in interstitial water are indistinguishable from those in overlying bottom water or lower (KLINKHAMMER, 1980). In nodules from the northern equatorial Pacific between the Clarion and Clipperton Fracture Zones and the southern equatorial Pacific, the contents of REE are higher in the top sub-samples than in the bottom sub-samples, while the contents of Ni and Cu are lower in the former than in the latter (ELDERFIELD *et al.*, 1981b). From the contents of Ni and Cu, these nodules are of oxic-diagenetic origin. At MANOP Site H, the contents of REE and transition metals in nodule tops are higher than in nodule bottoms (DYMOND *et al.*, 1984; MURPHY and DYMOND, 1984). This means that in contrast to transition metals, the concentrations of REE in interstitial water are lower than those in overlying bottom water both in oxic-diagenetic and suboxic-diagenetic environments.

In the reducing nearshore sediment core of Buzzards Bay, the concentrations of REE in interstitial water are much higher than those in overlying sea water and increase with depth, resembling the concentrations of the nutrients (ELDERFIELD and SHOLKOVITZ, 1987). From

the composition of REE in interstitial water, properties of carrier phases of REE in the water column can be deduced, because settling particles are formed in sea water, transported to the sea floor and decomposed in the sediment. These processes are the same in nearshore and deep-sea environments. Accordingly, the concentrations of REE in interstitial water are divided by those in overlying sea water, and the calculated concentration ratios of REE are further divided by that of Sm (Fig. 1). The main carrier phase has the uptake maximum at Sm, as the settling particles at MANOP Site H (Table 2). The carrier phase is probably biogenic amorphous silica, because the concentration of silicate in interstitial water is an order of magnitude higher than that of phosphate at any depth in the sediment (ELDERFIELD and SHOLKOVITZ, 1987) and because the distribution of REE in the deep-sea water column mimics that of silicate (DE BAAR *et al.*, 1983; KLINKHAMMER *et al.*, 1983). The content of Sm in SiO₂ is calculated to be about 1 ppm from their concentrations in interstitial water, while that in diatom is 1.6 ppm (ELDERFIELD and GREAVES, 1983). Another carrier phase is probably organic matter. In the deep sea, such an organic phase is regenerated in the water column. According to ELDERFIELD and SHOLKOVITZ (1987), the sediment of Buzzards Bay is anoxic and black, with a thin (1 mm) brown oxic layer. The sediment particles are probably coated with iron sulfide. REE released from settling particles may not be adsorbed on such reducing sediment particles and remain in interstitial water, because REE contents in hydrothermal sulfide are extremely low (ELDERFIELD and GREAVES, 1983). The composition of REE in reducing interstitial water, as observed at depth in the Buzzards Bay sediment, will be the juvenile type composition of REE in oxic- and suboxic-diagenetic sediments. Actually, REE released into interstitial water from settling particles will be readily adsorbed on manganese and iron oxides in oxic environments.

Hydrothermal solutions are strongly enriched in light REE (LREE) relative to sea water and display a pronounced positive Eu anomaly (MICHARD *et al.*, 1983). Such anomaly is evident in hydrothermal iron oxide crusts but not clear in hydrothermal manganese oxide crusts (CORLISS

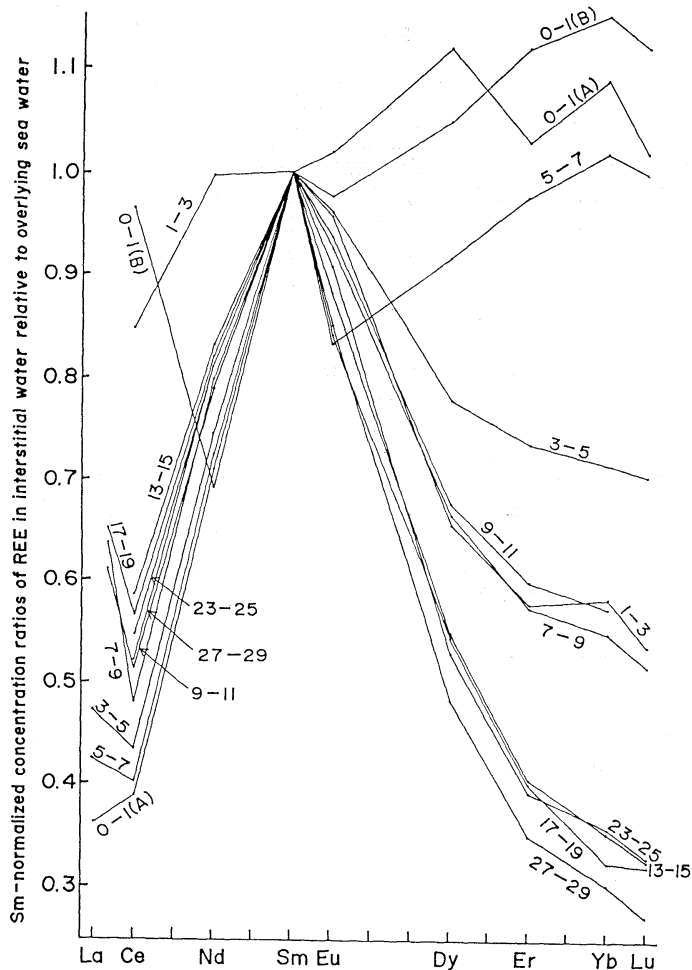


Fig. 1. Sm-normalized concentration ratios of REE in interstitial water relative to overlying sea water (from ELDERFIELD and SHOLKOVITZ, 1987). Numbers in the figure denote depth ranges in a Buzzards Bay sediment core (cm).

et al., 1978). The difference is probably attributed to the fact that iron oxides are precipitated earlier than manganese oxides from oxygenated hydrothermal solutions (EDMOND *et al.*, 1979).

3. REE composition of ferromanganese concretions of four different origins

Selected ferromanganese concretions of hydrogenous, oxic-diagenetic, suboxic-diagenetic and hydrothermal origins are crusts on seamounts from the Line Islands Archipelago (APLIN, 1984), nodules from DOMES Site A (CALVERT *et al.*, 1987), nodules from MANOP Site H (MURPHY and DYMOND, 1984) and

hydrothermal crusts from the Galapagos Rift (CORLISS *et al.*, 1978), respectively (Table 3). Valley nodules in siliceous, thin Quarternary sediments and highlands nodules from DOMES Site A (CALVERT and PIPER, 1984) are of oxic-diagenetic and hydrogenous-oxic diagenetic origins, respectively, because the composition of transition metals and mineralogy in the former is almost the same as that from MANOP Site S (DYMOND *et al.*, 1984) and that in the latter is almost the same as that from MANOP Site R (DYMOND *et al.*, 1984). DC of REE of the four end-members are shown in Fig. 2. The enrichment of REE is in the order: hydrogenous

Table 3. Contents of REE in the four end-members of ferromanganese concretions, distribution coefficients of REE between concretions and deep-sea water and Sm-normalized distribution coefficients of REE.

	Mn (%)	Fe (%)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Tb (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
Hydrogenous: Crusts on seamounts, Line Islands (APLIN, 1984)										
	21.3	17.4	307	1,100	261	54	14	—	28	4.2
	±4.9	±3.8	±77	±575	±73	±17	±4		±4	±0.6
DC (x10 ⁶)			43	1,900	53	54	52		13	10
DCnSm			0.80	34	0.99	1.0	0.96		0.24	0.19
Hydrogenous-oxic diagenetic: Nodules on highlands, DOMES Site A (CALVERT <i>et al.</i> , 1987)										
	19.2	10.9	176	575	181	43.3	10.0	7.27	19.2	2.65
	±3.3	±1.2	±30	±152	±24	±5.7	±1.5	±1.19	±2.4	±0.35
DC (x10 ⁶)			25	980	37	43	37	29	8.7	6.3
DCnSm			0.57	23	0.85	1.0	0.85	0.67	0.20	0.15
Oxic diagenetic: Nodules in valley, thin Quaternary sediments, DOMES Site A (CARVERT <i>et al.</i> , 1987)										
	24.0	5.86	87	197	103	23.4	5.66	4.32	11.3	1.58
	±1.6	±0.43	±13	±53	±15	±3.3	±0.73	±0.67	±1.9	±0.25
DC (x10 ⁶)			12	330	21	23	21	17	5.1	3.8
DCnSm			0.53	14	0.90	1.0	0.90	0.74	0.22	0.16
Suboxic diagenetic: Nodules in hemipelagic sediments, MANOP Site H (MURPHY and DYMOND, 1984)										
Nodule tops	35.0	4.07	36	43	32	6.9	1.76	1.14	5.7	0.85
	±3.4	±1.58	±12	±18	±9	±2.1	±0.50	±0.33	±1.4	±0.20
DC (x10 ⁶)			5.1	73	6.5	6.9	6.5	4.6	2.6	2.0
DCnSm			0.74	11	0.95	1.0	0.86	0.67	0.41	0.35
Nodule bottoms	44.6	0.84	12	11	10	2.2	0.51	0.37	2.0	0.32
	±1.6	±0.14	±2	±2	±1	±0.4	±0.01	±0.10	±0.4	±0.07
DC (x10 ⁶)			1.7	19	2.0	2.2	1.9	1.5	0.91	0.76
DCnSm			0.77	8.5	0.93	1.0	0.86	0.67	0.41	0.35
Hydrothermal: Crusts on hydrothermal mounds, the Galapagos Rift (CORLISS <i>et al.</i> , 1978)										
Manganese oxides	49.9	0.30	3.0	2.5	—	0.47	0.13	0.08	0.57	0.13
	±1.6	±0.15	±0.8	±1.2		±0.17	±0.03	±0.01	±0.10	±0.03
DC (x10 ⁶)			0.43	4.2		0.47	0.48	0.30	0.26	0.31
DCnSm			0.96	9.9		1.0	1.1	0.70	0.59	0.71
Iron oxides	7.85	27.5	6.7	4.2	—	0.79	0.27	0.15	0.99	0.12
	±0.79	±0.2	±0.1			±0.25	±0.08	±0.02		±0.04
DC (x16 ⁶)			0.94	7.2		0.79	0.98	0.58	0.45	0.29
DCnSm			1.3	7.5		1.0	1.3	0.76	0.47	0.36

DC and DCnSm denote the distribution coefficient and Sm-normalized distribution coefficient, respectively.

> oxic-diagenetic > suboxic-diagenetic > hydrothermal, while that of transition metals is in the order: oxic-diagenetic > hydrogenous > suboxic-diagenetic > hydrothermal (DYMOND *et al.*, 1984; TAKEMATSU *et al.*, 1989). As found by GOLDBERG *et al.* (1963), DC of REE have their maximum at Sm, except for hydrogenous ferromanganese crusts. The enrichment of La and Eu in hydrothermal iron oxide deposits is due to the fact that hydrothermal solutions are strongly enriched in LREE relative to sea water and have a pronounced positive Eu anomaly

(MICHARD *et al.*, 1983). The smaller anomaly in hydrothermal manganese oxides is caused by the fact that manganese oxides are precipitated later than iron oxides from oxygenated hydrothermal solutions (EDMOND *et al.*, 1979). The order of Ce enrichment (hydrogenous > oxic-diagenetic > suboxic-diagenetic > hydrothermal) is due to the redox potential of depositional environments. In this respect, Ce is similar to Co (PIPER, 1988).

Any model for the mechanism of incorporation of REE into ferromanganese concretions must

explain the two aspects: 1) the lower enrichment of REE in oxic-diagenetic concretions than in hydrogenous concretions, in contrast to the

greater enrichment of transition metals in the former than in the latter, and 2) the maximum at Sm in DC of REE.

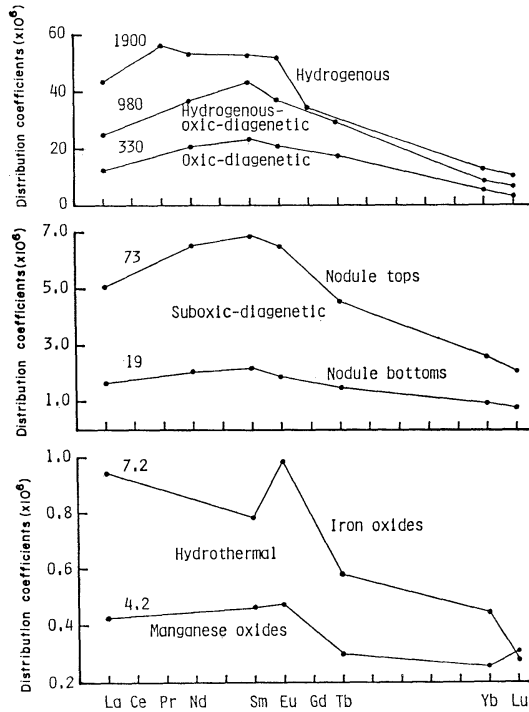


Fig. 2. Distribution coefficients of REE between ferromanganese concretions of different origins and Pacific deep-sea water (see Table 3).

4. Mechanisms of incorporation of REE into ferromanganese concretions

The lower enrichment of REE in oxic-diagenetic concretions than in hydrogenous concretions is probably attributed to great retention of REE in sedimentary components, which are released from settling particles. This is consistent with the assumption that concentrations of REE in interstitial water are lower than those in deep-sea water, as described before. The evidence is found in REE contents of the deep-sea sediments. The contents of REE in nodules and associated sediments from Wahine survey area (ELDERFIELD *et al.*, 1981a), Area C between the Clarion and Clipperton Fracture Zones (GLASBY *et al.*, 1987) and DOMES Site A (CALVERT *et al.*, 1987; PIPER *et al.*, 1987) are given in Table 4. From the composition of transition metals and mineralogy in nodules (CALVERT *et al.*, 1978; ELDERFIELD *et al.*, 1981b; CALVERT and PIPER, 1984), nodules in these areas are of oxic-diagenetic origin. The contents of REE in the bulk sediments are almost the same as those in the nodules, except for Ce. However, REE contents in the non-lithogenous (authigenic) fraction of the sediments are more than two times higher

Table 4. Contents of REE in oxic-diagenetic nodules, associated siliceous sediments and the lithogenous fraction of the sediment.

	Mn (%)	Fe (%)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
Wahine survey area (siliceous ooze): ELDERFIELD <i>et al.</i> (1981a)											
Nodules	25.9	6.65	87.5	293	125	29.8	7.19	28.5	—	13.0	—
	±1.1	±1.62	±17.3	±103	±26	±7.4	±1.60	±5.4		±2.7	
Sediments	0.55	4.10	71.3	93.0	101	25.6	6.36	26.5	—	13.8	—
	±0.30	±0.60	±11.0	±5.6	±12	±3.7	±1.16	±3.9		±2.0	
Area C (siliceous ooze): GLASBY <i>et al.</i> (1987)											
Nodules	—	4.74	93	344	134	33.3	7.8	—	4.0	12.9	1.8
		±0.39	±10	±76	±33	±6.2	±1.4		±0.9	±2.1	±0.4
Sediments		3.86	69	75	69	17.6	4.5	—	2.8	9.0	1.5
		±0.34	±44	±15	±47	±9.3	±2.6		±1.9	±5.2	±0.8
DOMES Site A (siliceous thin Quaternary sediment): CALVERT <i>et al.</i> (1987), PIPER <i>et al.</i> (1987) and PIPER (1988)											
A nodule	25.1	5.31	88	188	104	20.2	5.71	—	4.32	11.6	1.63
A sediment	1.21	4.90	79	80	91	23	5.7	—	4.0	12.4	1.9
Lithogenous fraction	—	—	24	48	—	4.2	—	—	—	2.2	—

than those in the nodules, because the lithogenous fraction in deep-sea sediments constitutes more than 80% of the bulk sediments in weight (TAKEMATSU, 1978) and the contents of REE in the lithogenous fraction of deep-sea sediments are low and comparable to those in continental shales (PIPER, 1988). On the other hand, the contents of transition metals in ferromanganese nodules are more than an order of magnitude higher than those in the associated bulk sediments. This indicates that in contrast to transition metals most of REE released from settling particles during diagenesis are readily taken up by sedimentary phases before reaching ferromanganese concretions.

ELDERFIELD *et al.* (1981a) concluded from the correlation between REE and both of P and Fe in nodules from Wahine survey area that REE are incorporated into both of a phosphatic phase and an iron phase in nodules. However, this is not the case. The correlation is attributed to the supplies of REE, Fe and P to nodules in proportional rates from interstitial water. Phosphate is preferentially adsorbed on ferric oxides (CROSBY *et al.*, 1984) and no correlation is found between REE and P in crusts from the Line Islands Archipelago (APLIN, 1984). REE contents in modern biogenic phosphates are very low ($Nd < 150$ ppb), and high REE contents in sedimentary phosphates are ascribed to the presence of the Fe-oxide phase (SHAW and WASSERBURG, 1985).

Manganese oxides as well as iron oxides must be the important phase to control REE contents. The evidence is found in hydrothermal regions where both of Mn-oxides and Fe-oxides are precipitated separately. Hydrothermal iron oxides are more influenced by hydrothermal solutions than hydrothermal manganese oxides, at the Galapagos Rift, as is evident from their REE distribution patterns (Fig. 2.). The concentration of Sm in hydrothermal solutions is about 10^2 times higher than that in deep-sea water (MICHARD *et al.*, 1983). Therefore, iron oxides must be precipitated from sea water with a higher concentration of Sm than manganese oxides. Nevertheless, at the Galapagos Rift, hydrothermal iron oxides have only about two times higher content of Sm than hydrothermal manganese oxides, although the purity of the former

is lower than that of the latter (CORLISS *et al.*, 1978). DE BAAR *et al.* (1985) suggested from the correlation between REE and Mn near the oxygen minimum layer in the water column that Mn-oxide serves as a REE carrier. Therefore, manganese oxides play an important role in controlling REE contents. The relationship between REE and Fe (ELDERFIELD *et al.*, 1981a; GLASBY *et al.*, 1987) is fundamentally attributed to their similar supply mechanisms to nodules. REE and Fe are trapped in sedimentary phases during diagenesis, as discussed later.

The amounts of elements adsorbed on oxides depend on the products of their surface complex formation constants and concentrations of their free ions. The surface complex formation constants of cationic elements on oxides (MnO_2 , Fe_2O_3 , SiO_2 and probably clay minerals) depend on their first hydrolysis constants (SCHINDLER *et al.*, 1976; LI, 1981; SCHINDLER, 1981). The concentrations of cationic free ions are inversely related to their stability constants of inorganic

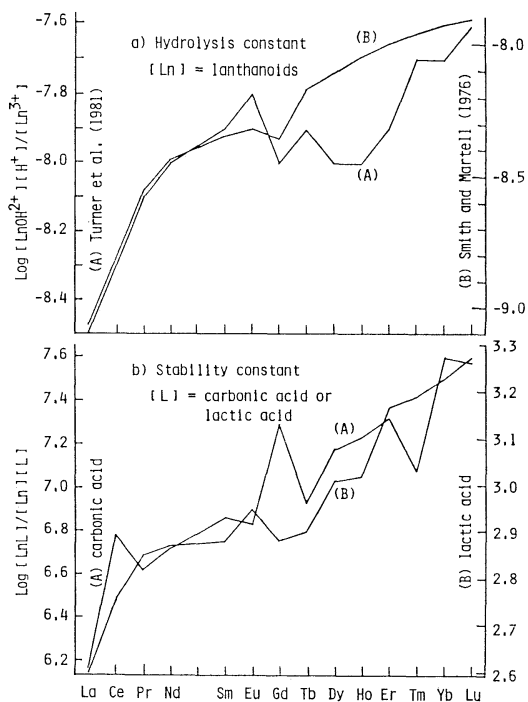


Fig. 3. a) Hydrolysis constants of REE (SMITH and MARTELL, 1976; TURNER *et al.*, 1981). b) Stability constants of REE with carbonic acid (TURNER *et al.*, 1981) and lactic acid (SILLÉN and MARTELL, 1971).

and organic ligands. In Fig. 3, the first hydrolysis constants of REE (SMITH and MARTELL, 1976; TURNER *et al.*, 1981) are plotted in the order of atomic number, together with their stability constants with carbonic acid (TURNER *et al.*, 1981) and lactic acid (SILLÉN and MARTELL, 1971). According to BRULAND (1983), the main species of REE in oxygenated sea water are carbonate complexes. Lactic acid is used for the separation of REE from one another (GOLDBERG *et al.*, 1963; SCHMITT *et al.*, 1963), and has some analogy to humic acid, because humic acid has carboxyls, phenolic and alcoholic hydroxyls as functional groups (SCHNIZER and KHAN, 1972).

Hydrolysis constants of REE increase almost monotonically from La to Lu. This means that the adsorption ability of the free ions of REE on oxides increases from La to Lu. On the other hand, the proportion of the free ions of REE to the total decreases from La to Lu, because their stability constants of carbonate and lactate complexes increase from La to Lu. The combination of these two effects must cause the Sm maximum in DC of REE.

The first hydrolysis constants ($\log *K_1$) of Mn, Co, Ni, Cu and Zn are -10.6, -9.65, -9.86, -8.00 and -8.96, respectively, while that of La is -8.50, which is the lowest among REE (TURNER *et al.*, 1981). This indicates that REE are more readily adsorbed on oxides than transition metals except Cu. This is the reason why the REE contents of the non-lithogenous fraction in oxic-diagenetic sediments are higher than those in the associated ferromanganese nodules, in contrast to transition metals, as described before. Cu is mostly present in organic form in deep-sea water (BUCKLEY and VAN DEN BERG, 1986) and interstitial water (HEGGIE *et al.*, 1986), and organically-bound metals are inhibited from being incorporated into oxides (PRICE, 1967; VAN DEN BERG, 1982; CALVERT *et al.*, 1987).

The DC of La and Lu normalized to that of Sm (DCnSm) varies largely from area to area (Table 3). There are many factors influencing DCnSm: 1) relative concentrations of REE in sea water in contact with ferromanganese concretions, 2) ligands in sea water which form complexes with REE, and 3) carriers of REE in the water column. Interstitial water is probably

depleted in LREE and HREE relative to sea water, if the carrier of REE is oxides such as biogenic SiO_2 , Mn- and Fe-oxides, as is observed in the Buzzards Bay sediment core (ELDERFIELD and SHOLKOVITZ, 1987). However, DCnSm in nodules buried in the sediment will be almost the same as that in the carrier phase, because almost all of REE released from the carrier phase will be readily taken up by nodules and sediment particles coated with manganese and iron oxides (a closed system). Peculiar Ca-P-rich iron-oxide concretions were found in Barents Sea, which have extremely low DCnSm of LREE (including Ce) and HREE, extremely high contents of REE and low contents of transition metals (INGRI, 1985; INGRI and PONTÉR, 1987). The genesis is not clear but a possible mechanism is as follows. Settling particles rich in diatoms are transported to the sea floor (< 200 m), which are depleted in LREE and HREE relative to sea water. Settling particles are regenerated in less oxidizing bottom environment where iron oxides are stable and manganese oxides are unstable. Iron oxides scavenge REE and P from bottom water of which REE composition is similar to that of settling particles (an open system). In this way, the iron-oxide concretions are probably subject to the two-step depletion of LREE and HREE.

The first hydrolysis constant of Ce^{4+} is about eight orders of magnitude larger than that of Ce^{3+} (SMITH and MARTELL, 1976; TURNER *et al.*, 1981). The large DCnSm of Ce in ferromanganese concretions is, therefore, attributed to the higher adsorption ability of Ce^{4+} than Ce^{3+} on oxides. The content of Ce in nodules from abyssal hills in the Atlantic Ocean (ADDY, 1979) is about four times higher than that from highlands at DOMES Site A (CALVERT *et al.*, 1987) in spite of the fact that the contents of the other REE are almost the same. This difference is ascribable to the fact that the concentration of Ce in the Atlantic deep-sea water is about four times higher than that in the Pacific deep-sea water. DCnSm of Ce in the Atlantic nodules (ca. 9), calculated by using the concentrations of REE in the Atlantic deep-sea water, is rather low relative to that in the corresponding Pacific nodules (ca. 23). The higher concentration of Ce in the Atlantic deep-sea water is

probably attributed to the lower abundance of ferromanganese concretions in the Atlantic Ocean compared to the Pacific Ocean.

Acknowledgements

We would like to thank Dr. K. TAKAHASHI, The Institute of Physical and Chemical Research, for a valuable discussion.

References

- ADDY, S. K. (1979): Rare earth element patterns in manganese nodules and micronodules from north-west Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1105-1115.
- APLIN, A. C. (1984): Rare earth element geochemistry of Central Pacific ferromanganese encrustations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **71**, 13-22.
- BONATTI, E., T. KRAMER and H. RYDELL (1972): Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. p. 149-166. *In* D. R. HORN (ed.), *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor*. National Science Foundation, Washington, D. C.
- BRULAND, K. W. (1983): Trace elements in seawater. p. 157-220. *In* J. R. RILEY and R. CHESTER (ed.), *Chemical Oceanography*, Vol. 8. Academic Press, London.
- BUCKLEY, P. J. M. and C. M. G. VAN DEN BERG (1986): Copper complexation profiles in the Atlantic Ocean. A comparative study using electrochemical and ion exchange techniques. *Mar. Chem.*, **19**, 281-296.
- CALVERT, S. E., N. B. PRICE, G. R. HEATH and T. C. MOORE, Jr. (1978): Relationship between ferromanganese nodule compositions and sedimentation in a small survey area of equatorial Pacific. *J. Mar. Res.*, **36**, 161-183.
- CALVERT, S. E. and D. Z. PIPER (1984): Geochemistry of ferromanganese nodules from DOMES Site A, northern equatorial Pacific: Multiple diagenetic metal sources in the deep sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1913-1928.
- CALVERT, S. E., D. Z. PIPER and P. A. BAEDECKER (1987): Geochemistry of the rare earth elements in ferromanganese nodules from DOMES Site A, northern equatorial Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2331-2338.
- CORLISS, J. B., M. LYLE, J. DYMOND and K. CRANE (1978): The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 12-24.
- CROSBY, S.A., G.E. MILLWARD, E.I. BUTLAR, D. R. TURNER and M. WHITFIELD (1984): Kinetics of phosphate adsorption by iron oxyhydroxides in aqueous system. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, **19**, 257-270.
- DE BAAR, H.J.W., M.P. BACON and P.G. BREWER (1983): Rare-earth distributions with a positive Ce anomaly in the western North Atlantic Ocean. *Nature*, **301**, 324-327.
- DE BAAR, H.J.W., M.P. BACON, P.G. BREWER and K.W. BRULAND (1985): Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1943-1959.
- DYMOND, J., M. LYLE, B. FINNEY, D.Z. PIPER, K. MURPHY, R. CONARD and N. PISIAS (1984): Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S, and R—Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 931-949.
- EDMOND, J.M., C. MEASURES, B. MAGNUM, B. GRANT, F.R. SCLATER, R. COLLIER, A. HUDSON, L.I. GORDON and J.B. CORLISS (1979): On the formation of metal-rich deposits at ridge crests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 19-30.
- ELDERFIELD, H. and M.J. GREAVES (1981): Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 163-170.
- ELDERFIELD, H. and M.J. GREAVES (1982): The rare earth elements in seawater. *Nature*, **296**, 214-219.
- ELDERFIELD, H. and M.J. GREAVES (1983): Determination of the rare earth elements in sea water. p. 427-445. *In* C.S. WONG, E. BOYLE, K.W. BRULAND, J.D. BURTON and E.D. GOLDBERG (ed.), *Trace Metals in Sea Water*. Plenum Press, New York.
- ELDERFIELD, H. and E.R. SHOLKOVITZ (1987): Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **82**, 280-288.
- ELDERFIELD, H., C.J. HAWKESWORTH and M.J. GREAVES (1981a): Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 513-528.
- ELDERFIELD, H., C.J. HAWKESWORTH and M.J. GREAVES (1981b): Rare earth element zonation in Pacific ferromanganese nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 1231-1234.
- GLASBY, G.P. (1972/73): Mechanisms of enrichment of the rarer elements in marine manganese nodules. *Mar. Chem.*, **1**, 105-125.
- GLASBY, G.P., R. GWOZDZ, H. KUNZENDORF, G. FRIEDRICH and T. THIJSSSEN (1987): The distribution of rare earth and minor elements in manganese nodules and sediments from the equatorial and S.W. Pacific. *Lithos*, **20**, 97-113.
- GOLDBERG, E.D., M. KOIDE, R.A. SCHMITT and

- R.H. SMITH (1963): Rare-earth distributions in the marine environments. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4209-4217.
- GOLDSTEIN, S.L. and R.K. O'NIONS (1981): Nd and Sr isotopic relationship in pelagic clays and ferromanganese deposits. *Nature*, **292**, 324-327.
- HEGGIE, D., D. KAHN and K. FISCHER (1986): Trace metals in metalliferous sediments, MANOP Site M: interfacial pore water profiles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **80**, 106-116.
- HØGDAHL, O.T., S. MELSOM and V.T. BOWEN (1968): Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water. p. 308-325. *In* R.A. BAKER (ed.), *Trace Inorganics in Water* (Adv. Chem. Series 73). Am. Chem. Soc., Washington, D.C.
- INGRI, J. (1985): Geochemistry of ferromanganese concretions in the Barents Sea. *Mar. Geol.*, **67**, 101-119.
- INGRI, J. and C. PONTÉR (1987): Rare earth abundance patterns in ferromanganese concretions from the Gulf of Bothnia and the Barents Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 155-161.
- KLINKHAMMER, G.P. (1980): Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific, II. Pore water metal results. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, 81-101.
- KLINKHAMMER, G., D.T. HEGGIE and D.W. GRAHAM (1982): Metal diagenesis in oxic marine sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, 211-219.
- KLINKHAMMER, G., H. ELDERFIELD and A. HUDSON (1983): Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents. *Nature*, **305**, 185-188.
- LI, Y.-H. (1981): Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 1659-1664.
- MICHARD, A., F. ALBARÈDE, G. MICHARD, J.F. MINSTER and J.L. CHARLOU (1983): Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, **303**, 795-797.
- MURPHY, K. and J. DYMOND (1984): Rare earth element fluxes and geochemical budget in the eastern equatorial Pacific. *Nature*, **307**, 444-447.
- PIEPGRAS, D.J. and G.J. WASSERBURG (1980): Neodymium isotopic variations in seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 128-138.
- PIEPGRAS, D.J. and G.J. WASSERBURG (1982): Isotopic composition of neodymium in waters from the Drake Passage. *Science*, **217**, 207-214.
- PIEPGRAS, D.J., G.J. WASSERBURG and E.J. DASCH (1979): The isotopic composition of Nd in different ocean masses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 223-236.
- PIPER, D.Z. (1974): Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1007-1022.
- PIPER, D.Z. (1988): The metal oxide fraction of pelagic sediment in the equatorial North Pacific Ocean: A source of metals in ferromanganese nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2127-2145.
- PIPER, D.Z., P.D. RUDE and S. MONTEITH (1987): The geochemistry and mineralogy of haloed burrows in pelagic sediment at DOMES Site A: the equatorial North Pacific. *Mar. Geol.*, **74**, 41-55.
- PRICE, N.B. (1967): Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments. *Mar. Geol.*, **5**, 511-538.
- SCHINDLER, P.W. (1981): Surface complexes at oxide-water interfaces. p. 1-49. *In* M.A. ANDERSON and A.J. RUBIN (ed.), *Adsorption of Inorganics at Solid-Liquid Interfaces*. Ann Arbor Science, Ann Arbor, Michigan.
- SCHINDLER, P.W., B. FÜRST, R. DICK and P.U. WOLF (1976): Ligand properties of surface silanol groups. I. Surface complex formation with Fe^{3+} , Cu^{2+} , Cd^{2+} , and Pb^{2+} . *J. Colloid Interface Sci.*, **55**, 469-475.
- SCHMITT, R.A., R.H. SMITH, J.E. LASCH, A.W. MOSEN, D.A. OLEHY and J. VASILEVSKIS (1963): Abundances of the fourteen rare-earth elements, scandium and yttrium in meteoritic and terrestrial matter. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 577-622.
- SCHNITZER, M. and S.U. KHAN (1972): *Humic Substances in the Environment*. Marcel Dekker, New York. 327 pp.
- SHAW, H.F. and G.J. WASSERBURG (1985): Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 503-518.
- SILLÉN, L.G. and A.E. MARTELL (1971): *Stability Constants of Metal-ion Complexes*. Suppl. No. 1. Chem. Soc. Spec. Publ. No. 25, London. 865 pp.
- SMITH, R.M. and A.E. MARTELL (1976): *Critical Stability Constants, Vol. 4: Inorganic Complexes*. Plenum Press, New York. 257 pp.
- TAKEMATSU, N. (1978): The chemical forms of transition elements in marine sediments. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **34**, 242-249.
- TAKEMATSU, N., Y. SATO and S. OKABE (1989): Factors controlling the chemical composition of marine manganese nodules and crusts: a review and synthesis. *Mar. Chem.*, **26**, 41-56.
- TURNER, D.R., M. WHITFIELD and A.G. DICKSON (1981): The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25°C and 1 atm pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 855-881.

VAN DEN BERG, C.M.G. (1982): Determination of copper complexation with natural organic ligands in seawater by equilibration with MnO_2 . II.

Experimental procedures and application to surface seawater. Mar. Chem., **11**, 323-342.

希土類元素の鉄マンガン団塊への編入機構

竹松 伸・佐藤 義夫・岡部 史郎

要旨: 鉄マンガン酸化物と海水が希土類元素に関して平衡状態にあるものと仮定して、鉄マンガン団塊中の希土類元素の組成を説明した。4つの起源の異なる鉄マンガン団塊中における希土類元素の濃縮順序は、海水起源>酸化した続成起源>亜酸化した続成起源>熱水起源であった。遷移元素と異なり、海水起源の団塊より酸化した続成起源の団塊中において希土類元素の濃縮程度が低い原因は、海水中より間隙水中において希土類元素の濃度が低いか、あるいは希土類元素が遷移元素より続成作用中に堆積物構成成分に保持され、鉄マンガン団塊に供給されないためである。これは粘土鉱物も含めた酸化物に対する希土類元素の吸着親和力が遷移元素のそれより強いことに起因する。団塊中における希土類元素と鉄の相関は希土類元素が鉄酸化物相に存在するためではなく、希土類元素と鉄の団塊への供給機構が似ているためである。希土類元素は鉄酸化相ばかりでなく、マンガン酸化物相にも同様に取り込まれる。鉄マンガン酸化物と海水との間の希土類元素の分配係数は、原子番号順に、LaからSmに向かって単調に増加し、Smで極大になった後Luに向かって減少する。この現象は2つの因子の組合せによって説明できる。酸化物に対する希土類元素の遊離イオンの吸着は、それらの加水分解定数に依存して、LaからLuに向かって増加する。一方、遊離イオンの割合は、炭酸あるいは有機物配位子との安定度定数に逆比例して、LaからLuに向かって減少する。Ceの鉄マンガン団塊への濃縮は環境の酸化還元電位によって支配される。

北フィジー海盆のリフト系の地学： 日仏共同研究 KAIYO 88 の成果*

本座栄一・Jean-Marie AUZENDE・KAIYO 88 乗船研究者**

Geology of the rift system in the North Fiji Basin: Results of Japan-France Cooperative Research on board KAIYO 88*

Eiichi HONZA, Jean-Marie AUZENDE and KAIYO 88 Shipboard Party**

Abstract: A geological and biological cruise was conducted in the North Fiji Basin on board the R.V. KAIYO during 13 November to 19 December 1988 based on the Japan-France cooperative survey designated "STARMER PROJECT". This project is provided by Science and Technology Agency of Japan and IFREMER of France, and cooperated with CCOP/SOPAC. This is an initial report based on the geological observations.

The spreading pattern of the central N-S rift system in the North Fiji Basin is identified for past 3 million years from the magnetic anomalies. The northern margin of the N-S rift is bounded by the triple junction of R-R-R. The northeast-eastern rift is shorter and converted to the transform fault which is traced throughout the northern Fiji with E-W trend. The N-S fracture zone in the western Fiji Islands turns southwestward in the southern part and is in a 100 km wide zone with ridges and troughs throughout the zone. This might be once a rift or a chain of pull-apart basins developed along the whole of the fracture zone, despite such a feature is only reported in the northern part. Another possibility is that the ridge is a remnant of an arc, since weak magnetic anomaly is measured in the northwestern part of the ridge, suggesting remnant of continent. The southern margin of the central N-S rift is bounded by a NE-SW fracture. A shorter N-S rift develops southward on the 80 km off to the east of the northern rift. This rift consists of the northern and southern part overlapping at the central portion. The rift axis has some stages within its development suggested in the detailed surveyed northern, central and southern areas of the central N-S rift. The central rift is in an initial stage and the northern rift is in the later stage than the central rift. Hydrothermal activity is not associated with the rift in an initial stage, but is also associated with the later stage of rifting as is seen in the northern rift. A white smoker was observed in the northern rift where the hydrothermal vents develop along a step which is bound by fault scarps.

1. はじめに

本研究は南太平洋の背弧海盆とそのリフト系の海洋地学、海洋生物学に関する総合研究を昭和62年度から3年間にわたり、日仏及び南太平洋諸国と共同で実施するもので、STARMER 計画と名付けられている。日本は科

学技術庁、仏は IFREMER、南太平洋諸国は CCOP/SOPAC という政府間機構が窓口となっている。本論は本研究の2年目に当たり、海洋科学技術センター所管の「かいよう」で昭和63年11月13日—12月19日に北フィジー海盆とそのリフト系で実施された地学的調査成果の概要である。昭和62年度の成果の概要は既に公表されている (KAIYO 87 乗船研究者一同, 1988)。

KAIYO 87 調査の成果に基づき、今回は中央域の南北性リフト系の北端域、中央域、南端域の精査及び海盆

* 1989年3月5日受理 Received March 5, 1989

本報告は日仏両国の合意により、日仏両文で同時に公表される。

** 付表1参照

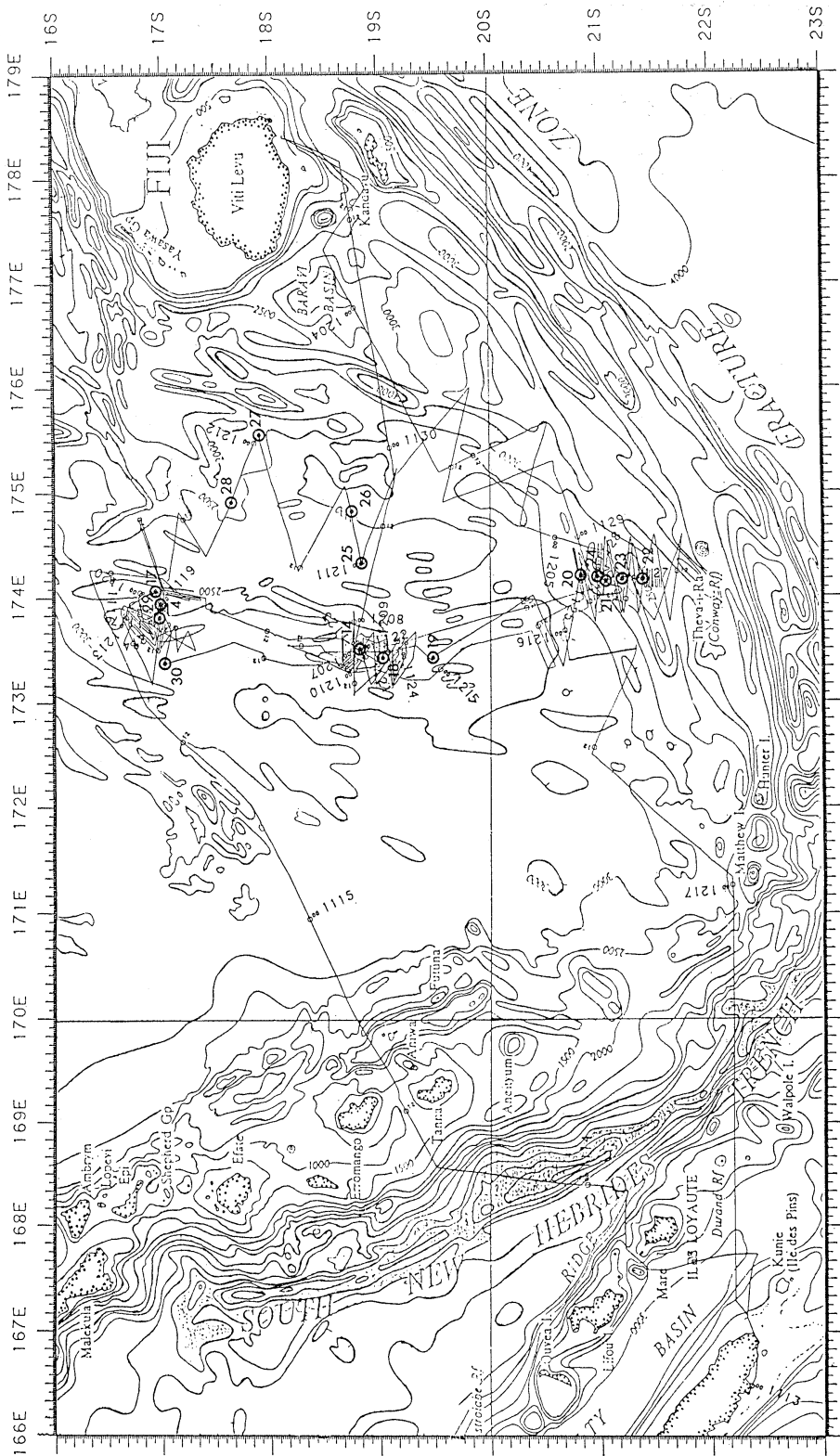


Fig. 1. Track lines and sampled sites in the North Fiji Basin by the KAIYO 88 cruise. Open circles with dots are sampled sites. Bathymetry is based on the chart compiled by KROENKE *et al.* (1983).

西域の調査を実施した (Fig. 1)。

調査手法は前年同様、シービーム、シングル及びマルチチャンネル音波探査、ソノブイ、OBShによる屈折法探査、地磁気、ヒートフロー測定、曳航式深海カラーTVシステムによる海底観察、海底設置カメラ及びCTDによる長期海底観測、ロゼット採水、ゴーフロ採水、CTD測定である。

2. 北フィジー海盆のリフト系

北フィジー海盆は現在拡大しているが、その拡大形態は大洋中央海嶺系と異なっている様子が見られる。その一つに不安定な拡大軸がある。現在最も明瞭な拡大軸は海盆中央域の南北性の拡大軸であり、その北端が三重点となり、北西と東北東方向に短い拡大軸がのびている (Fig. 2)。東北東の拡大軸はトランスフォーム断層であ

るとの解釈もある (AUZENDE *et al.*, 1988)。南北性のリフト系の形成は地磁気異常の2A (248-340万年前)まで確認できる。北フィジー海盆の形成は800-1000万年前からであり (MALAHOFF *et al.*, 1982)、初期には東西方向を軸として拡大している。従って南北性の拡大軸は海盆が蝶開き式に形成される後半期に新たに形成されたと解される。

海盆中央域のリフト系の南端部に北東方向のトランスフォーム断層があり、その南部の拡大軸は東へ約80kmずれていることが、今回の調査で判明した (Fig. 3)。

フィジー諸島北方の東西方向のトランスフォーム断層から枝分れた南北方向のトランスフォーム断層がフィジー諸島西方を縦断し、その南部方向にのびて、南北性リフト系南端部に達すると考えられる。フィジー諸島西方では複雑な海底地形となり、ここではブル・アパート

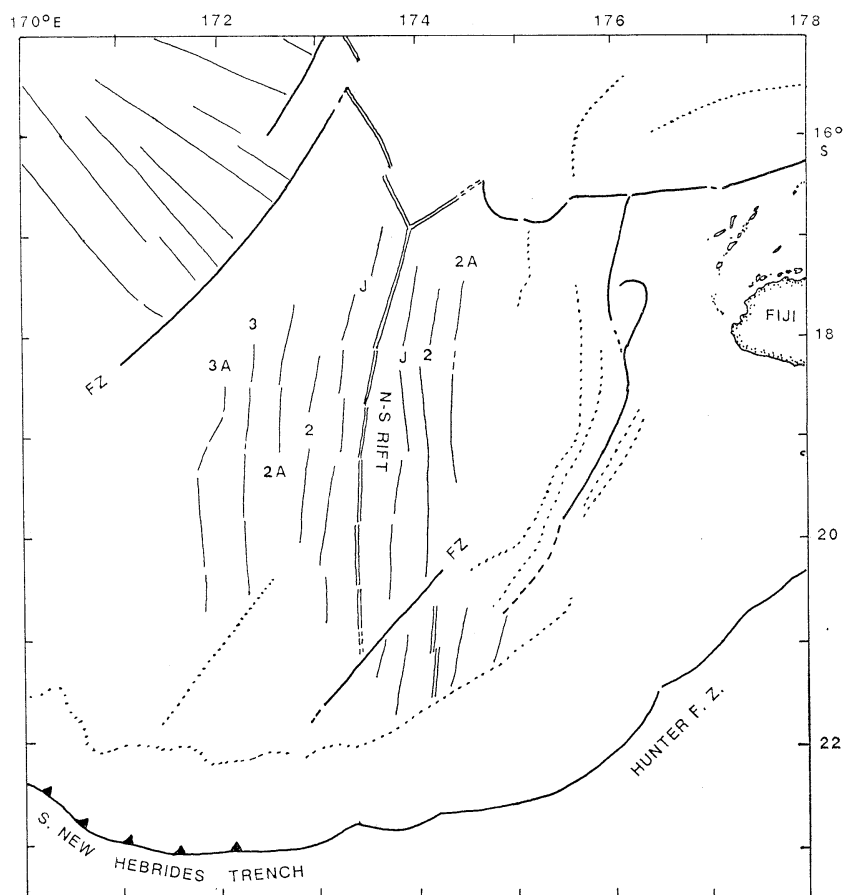


Fig. 2. Evolution of the North Fiji Basin based on the KAIYO cruises, MALAHOFF *et al.* (1982), AUZENDE *et al.* (1988) and MALAHOFF *et al.* (in press).

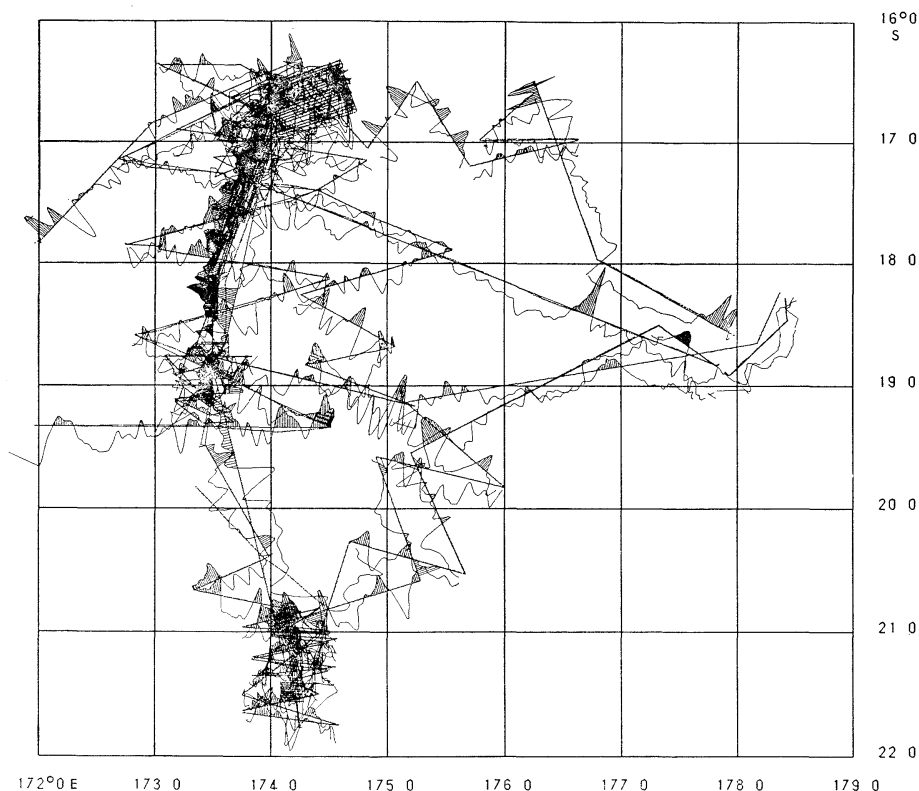


Fig. 3. Magnetic anomaly along the track lines of the KAIYO 87 and 88 cruises in the central and eastern North Fiji Basin.

海盆も見られる (AUZENDE *et al.*, 1988)。このトランスフォーム断層に沿って同構造の高まりが、幅 100 km 以上にわたり三列見られ、断裂帯に沿った特異な海嶺群を形成している。また、フィジー諸島西方のプル・アパート海盆の西側に水深約 2,000m の南北の高まりがあるが、ここでの地磁気異常が低く、大陸地殻からなっている可能性もある。

3. 海盆中央域のリフト系

海盆中央域の南北性リフト系の三ヶ所で精査を実施した。

その結果、リフトの発達に伴う諸現象を解明する鍵が得られたと考えられる。

1) 南北性リフト系の北端域

北端域のリフトは水深約 2,000m、幅約 2km の凹地であり、その両側に比高 100m の高まりが並走している (Fig. 4 A)。リフト凹地は南に深くなり、精査域南

限の南緯 17°03' では 2,200m 深である。

北端の平坦なリフト凹地に熱水活動が見られ、深海曳航 TV の観察で確認された。ここには南北性の裂かが数 10cm~数 m の幅で見られ、高さ 2~10 数 m の断層崖と見られる崖があり、テラスが形成されている。このテラスの一つに熱水活動が南北方向に点在している。今回の調査でホワイト・スモーカーが発見されている (Fig. 5)。このスモーカーは高さ約 80cm、直径 20cm で透明に近い熱水噴出現象が見られた。スモーカーの周辺には溶出鉱物が堆積している様子が見られ、生物活動も一部に見られる。海底上 2-5m 直上の曳航 TV に取り付けられた CTD による観察でも、生物活動が活発なところでは数度 C の温度上昇が見られ、熱水からの溶出物から成ると考えられるマウンドも見られる (Fig. 6)。

2) 南北性リフト系の中央域

南緯 19°、東経 173°30' 付近の精査域は 28nM/l と

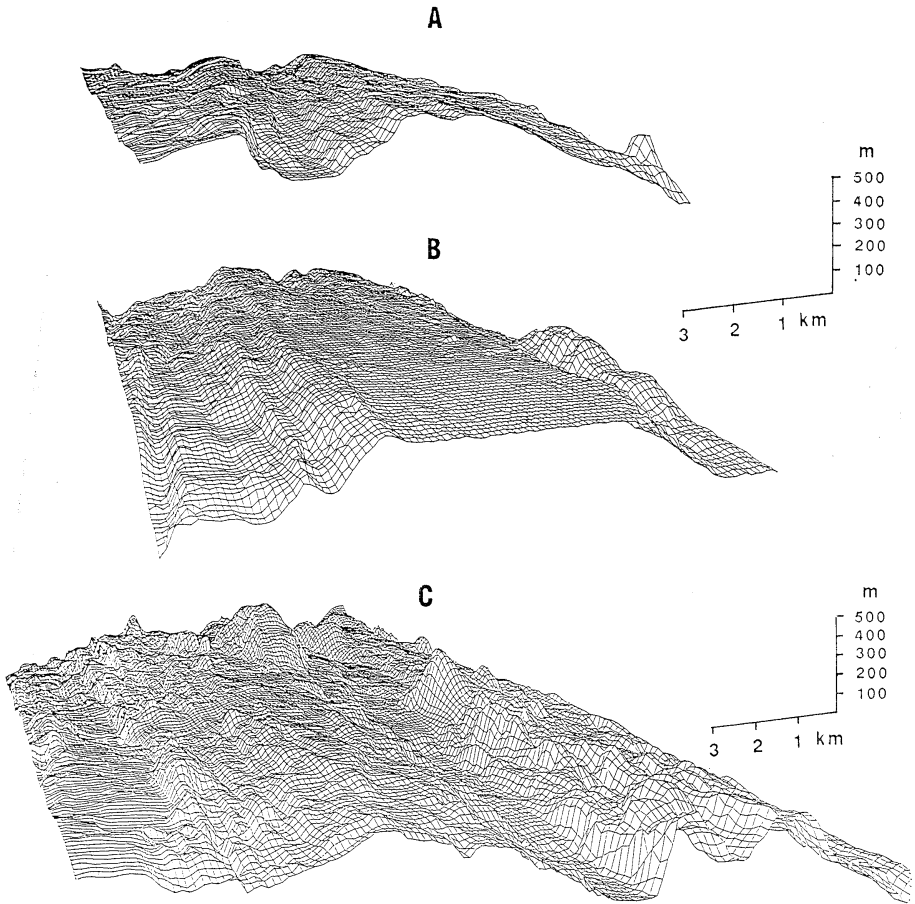


Fig. 4. Whale's eye views of the detailed surveyed areas in the central N-S rift. A, the northern margin; B, the central portion; C, the southern margin. Distance and height are based on the frontal section of the view.



Fig. 5. A white smoker in the northern detailed surveyed area in the N-S rift.



Fig. 6. Organisms in the hot vent of the northern detailed surveyed area in the N-S rift.



Fig. 7. Lava flow of the lava lake in the central detailed surveyed area in the N-S rift.

いう高マンガン異常が発見され、スモーカーの存在が推定されているところである。本域の精査の結果、リフト軸は幅 5km にわたる、水深2,760m の平坦面からなり、明らかに溶岩湖を形成していると考えられる (Fig. 4B)。曳航TVによる観察では堆積物はほとんど見られず、表面が光沢のある黒色ガラスからなる新鮮な枕状溶岩、線状、渦状の流理模様のあるシートフローが見られた (Fig. 7)。前述の北端の精査域にみられた裂かは本精査域の北端にのみ発達し総じて少ない。シートフローが広域にわたり陥没し、一部が残った柱状突

起 (ピラー) も多数見られたが、一部に曳航体が触れると黄色物の破片が飛び散るものもあり、ピラーのみでなく、チムニーが存在する可能性もある。今回の観察では一ヶ所に生物コロニーが見られた。

3) 南北性リフト系の南端域

南北性リフト系の南端域には北東方向の断裂帯が海底地形と地磁気異常に現われている。南北性リフト系の約 80km 東にさらに南に約 100km のびるリフト系があると考えられる。本域の精査の結果、幾分斜交する二つのリフト系からなると解される。北の断裂帯か

Table. 1. Results of the heat flow measurements.

Station (Core No.)	Latitude (S)	Longitude (E)	Water D. (m)	Them. C. (°C/m)	Ther. G. (W/m°C)	H.F. (mW/m)
St. 25 (PC1)	18°51.32'	174°20.27'	3039	0.211	0.884	187
St. 26 (PC2)	18°44.68'	174°47.63'	3098	0.261	0.870	227
St. 27 (PC3)	17°54.14'	175°31.12'	2496	0.172	0.878	151

ら南北に東経 174°08.5' に沿って南緯 21°10' 位までとその東に東経 174°08' 付近までの二系列である。鯨観図は南部のリフト系の一部である (Fig. 4 C)。拡大軸の両側の地形は対称的とならず、全体に複雑な構造となっている。

本域の拡大軸における三地点の採水と CTD 測定では熱水活動に伴う異常はほとんど検出されていない。曳航 TV による観察でも、溶岩の露出は少なく、広く軟泥等の堆積物が覆っている。

4. ヒートフローと底質

調査海域の北東域フィジー諸島と南北性リフト系の間で三点のビストンコアリングとヒートフロー測定を実施した。

ヒートフロー測定結果は 227, 187, 151mW/m であり、リフト系から離れると低くなる傾向が見られた (Table 1)。

ビストンコアは石灰質軟泥を主体として火山灰層などの粗粒物を介存したものであった (Fig. 8)。

5. 討 論

今回の拡大軸の精査から熱水活動を伴った活発な拡大軸と、熱水活動が見られず堆積物で覆われた不活発な拡大軸が見られた。この違いはそのリフト系固有の構造による可能性もあり、また、断裂帯による第 1 級の区分からオーバーラップ拡大軸、小波長区分と言った構造の地域毎の違いによるものと考えられる (MACDONALD *et al.*, 1988)。拡大速度の違いによる可能性もあるが、遅い拡大速度でもブラックスモーカー等の熱水活動が見られるところもある (RONA *et al.*, 1986)。

中央精査域の拡大軸は非常に新しいものであると考えられる。溶岩湖に堆積物、裂かが存在しないことから判断される。一方北端精査域の拡大軸には薄い堆積物も見られ、裂かも多く発達しているが、非常に活発な熱水活動が見られる。両者の違いはリフトを形成する発達段階の違いとして理解されるが、活発な熱水活動はリフト

の形成初期に形成されるとは限らないことも表している。

北フィジー海盆の形成史は、現在のところ完全には把握されていない。今回の調査で中央域の南北性リフト系はほぼ明らかになったが、断裂帯を挟んで南域の構造には不明な点も残っている。

北端の三重点から北西に伸びるリフト系は南緯 15° 東経 173° 付近まで追跡できるが、その北方は不明である (MALAHOFF *et al.*, in press)。三重点から東北東に伸びるリフト系は数 10km くらいで東西性のトランスフォーム断層へと移行している。このリフト系自体も前述の如くトランスフォーム断層であるという意見もある (AUZENDE *et al.*, 1988)。

フィジー諸島北側の東西性トランスフォーム断層から枝分れして、フィジー諸島西方に南北に伸びるブル・アパート海盆を伴った断裂帯には幅広く同系列の海嶺が並走している。この事はフィジー諸島西方のみならず南西方にも過去にブル・アパート海盆あるいはリフト系が存在した可能性も示している。また、本断層の北西部に見られる地磁気異常の小さい海嶺が大陸地殻からなっている場合には、取り残された大陸地殻の可能性と共に、過去に沈み込み帯があり、島弧を形成していた可能性も否定できない。

6. まとめ

KAIYO 88 航海の調査結果から以下の点が明らかになった。

1. 北フィジー海盆中央域のリフト系の過去 300 万年にわたる拡大パターンが地磁気異常から明らかになった。
2. 南北性リフト系の南端域の構造が明かとなり、一部不明なところもあるが、断裂帯をはさみ、南側に北側のリフト系の 80km 東方に新たな拡大軸が同定された。
3. 南北性リフト系の北端域、中央域、南端域の精査から、拡大軸の発達段階の概要が把握でき、熱水

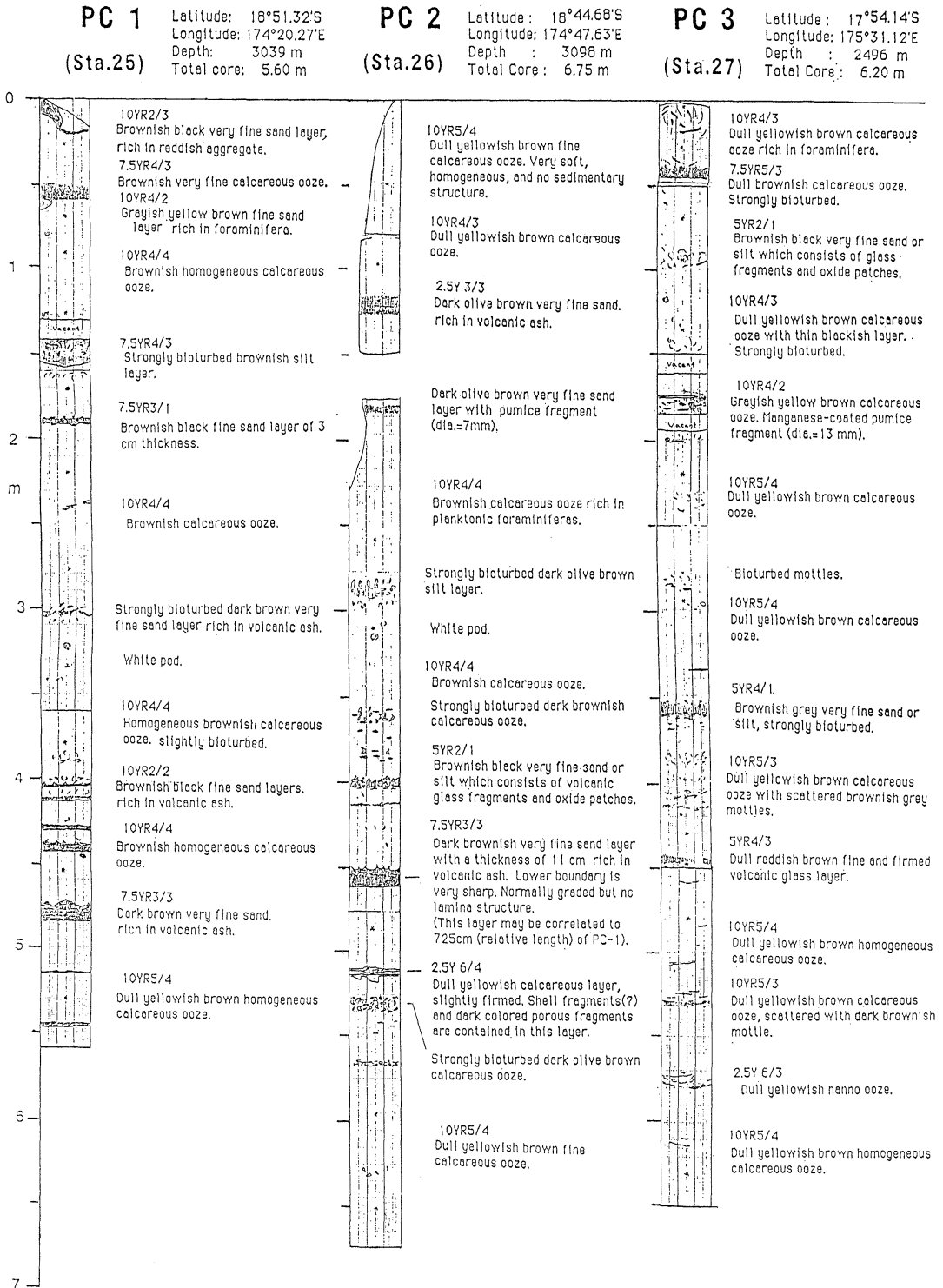


Fig. 8. Columnar sections of the piston cores in the northeastern part of the surveyed area.

活動の消長を判断する材料が得られた。

4. 北端の精査域でホワイト・チムニーが発見され、活発な熱水活動が特定の断層崖に沿って分布する様子が見られた。
5. 北フィジー海盆全体の発達史を解く上で多くの成果が得られ、特に中央域の南北性リフト系と東方のトランスフォーム断層の形成に関する考察が可能になった。

謝 辞

本研究は科学技術振興調整費の研究課題「南太平洋における海洋プレート形成域（リフト系）の解明に関する研究」に基づき、日仏共同研究として実施された。科学技術庁海洋開発課、Executive Committee, Scientific Committee の各委員、CCOP/SOPAC 技術顧問、南太平洋諸国の支援をいただいている。調査に当たり、海洋科学技術センターの関係者、「かいよう」乗船員の諸氏の支援をいただいた。

上記諸氏、諸機関に厚く御礼申し上げる。

文 献

AUZENDE, J.-M., Y. LAFOY and B. MARSSET (1988): Recent geodynamic evolution of the north Fiji basin (southwest Pacific). *Geology*, **16**: 925-929.

AUZENDE, J.-M., J.P. EISSEN, Y. LAFOY, P. GENTE and J.L. CHARLOU (1988): Sea floor spreading in the North Fiji Basin (SW Pacific). *Tectonophysics*, **146**: 317-352.

KAIYO 87乗船研究者一同 (1988): 北フィジー海盆のリフト系: 日仏共同研究 KAIYO 87 の成果. *うみ* **26**, 35-46.

KROENKE, L.W., C. JOURANNIC and P. WOODWARD (1983): Bathymetry of the southwest Pacific, chart 1 of the geophysical atlas of the Southwest Pacific, CCOP/SOPAC.

MACDONALD, K.C., P.J. FOX, L.J. PERRAM, M.F. EISEN, R. HAYMON, S.P. MILLER, S.M. CARBOTTE, M.H. CORMIER and A.N. SHOR (1988): A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities. *Nature*, **335**: 217-225.

MALAHOFF, A., R.H. FEDEN and H.S. FLEMING (1982): Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. *J. Geophys. Res.*, **87**: 4109-4125.

MALAHOFF, A., *et al.* (in press): Magnetic and tectonic fabrics over the North Fiji and Lau Basins. *Amer. Ass. Petrol. Tech.*

RONA, P.A., G. KLINKHAMMER, T.A. NELSEN, J. H. TREFRY and H. ELDERFIELD (1986): Black smokers, massive sulphides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **321**: 33-37.

付表 1. KAIYO 88 乗船研究者名簿

本座栄一, GSJ	Jean-Marie AUZENDE, IFREMER	Etienne RUELLAN, CNRS
Sanil DUTT, MRD	橋本 惇, JAMSTEC	岩 瀨 洋, HDJ
Philip JARVIS, HIG	Didier JOLLIVET, IFREMER	上嶋正人, GSJ
河合崇欣, NIES	川本竜彦, KU	岸本清行, GSJ
Yves LAFOY, BU	松本 剛, JAMSTEC	満沢巨彦, JAMSTEC
長沼 毅, TU	仲 二郎, JAMSTEC	大塚 清, JAMSTEC
大槻 晃, NIES	Bhaskar RAO, MRD	棚橋 学, GSJ
田中武男, JAMSTEC	Jules S. TEMAKON, DGMR	浦辺徹郎, GSJ
Tivita VEIVAU, MRD	横倉隆伸, GSJ	

所属略語: BU, Bretagne University, France; CNRS, Centre National de la Recherche Scientifique/INSU-ENS, France; DGMR: Department of Geology, Mines and Rural Water Supply, Vanuatu; GSJ, 地質調査所; HDJ, 海上保安庁水路部; HIG, Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, USA; IFREMER, Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, France; JAMSTEC, 海洋科学技術センター; KU; 京都大学; MRD, Mineral Resources Department, Fiji; NIES, 国立公害研究所; TU, 筑波大学

北フィジー海盆における熱水噴出孔生物群集： 日仏共同研究 KAIYO 88 の成果*

橋本 惇・Didier JOLLIVET・KAIYO 88乗船研究者**

The hydrothermal vent communities in the North Fiji Basin: Results of Japan-France Cooperative Research on board KAIYO 88*

Jun HASHIMOTO, Didier JOLLIVET KAIYO 88 Shipboard Party**

Abstract: A series of deep tow surveys in the North Fiji Basin conducted in the Japan-France cooperative research (STARMER Project) revealed a hydrothermal vent communities composed of deep-sea mussels (*Bathymodiolus*-type), hairy gastropods (*Alviniconcha*-type), galatheid crabs (*Munidopsis*-type), brachyuran crabs (*Bythograea*-type), barnacles and zoarcid fishes close to a triple junction area (16°59.43'S, 173°54.91'E, depth 1,995m). The communities were scattered over 300m by 2,000 m area in the deepest broken lava lake of central graben where an active white smoker and abundant shimmering of water were observed. Each size of the animal community was over 3 m in diameter. Furthermore, the communities dominated by supposedly *Calyptogena*-type giant bivalves were discovered at the middle part of the North Fiji Basin rift system (18°49.61'S, 173° 29.95'E, depth 2,744 m). Preliminary analysis of the species composition of the communities suggested the link of the components of the East Pacific Rise regions and of the Mariana back-arc regions.

1. はじめに

深海底から噴出もしくは湧出する海水中に含まれる物質をエネルギー源として炭素固定を行う化学合成独立栄養細菌を基礎生産者とし、莫大な生物量を有すると考えられる深海生物群集が拡大軸周辺 (BALLARD, 1977; SPIESS *et al.*, 1980; DESBRUYERES *et al.*, 1982; EBMOND and VON DAMM, 1983; VON STACKELBERGE *et al.*, 1988) や沈み帯周辺 (SUSS *et al.*, 1985; LE PICHON *et al.*, 1987; OHTA and LAUBIER, 1987; HASHIMOTO *et al.*, 1989) のプレートの発散・収束域などから数多く報告されている。

北フィジー海盆は、南西太平洋に存在する活動的な背孤海盆の一つであり、現在でも、その中軸で海底の拡大

が続いていると考えられている。そして、そこには他の拡大軸の場合と同様、熱水噴出現象とそれに依存する深海群集の存在が期待されていた。

1987年には日仏および南太平洋諸国の共同調査である KAIYO 87 航海において、拡大軸に沿って高い濃度のメタンやマンガンの異常を確認すると共に、曳航式深海カラーTVシステム (大塚ほか, 1988; MOMMA *et al.*, 1988) などによる一連の精密調査で熱水噴出孔生態系を構成すると推定される深海生物や赤褐色の熱水性沈澱物を確認した (KAIYO 87 乗船研究者一同, 1988)。

その後、1988年11月13日から1988年12月19日には KAIYO 87航海の成果に基づき北フィジー海盆において KAIYO 88航海が実施され、その一環として熱水噴出孔生態系構成生物の確認およびその詳細な分布状態を調べることが目的とした生物調査がシービーム、サイドスキャンソナー、曳航式深海カラーTVシステムにより実施された。ここでは、その調査の結果得られた知見について

* 1989年3月10日受理 Received March 10, 1989

本報告は日仏両国間の合意により、日仏両文で同時に公表される。

** 詳細は付表1参照

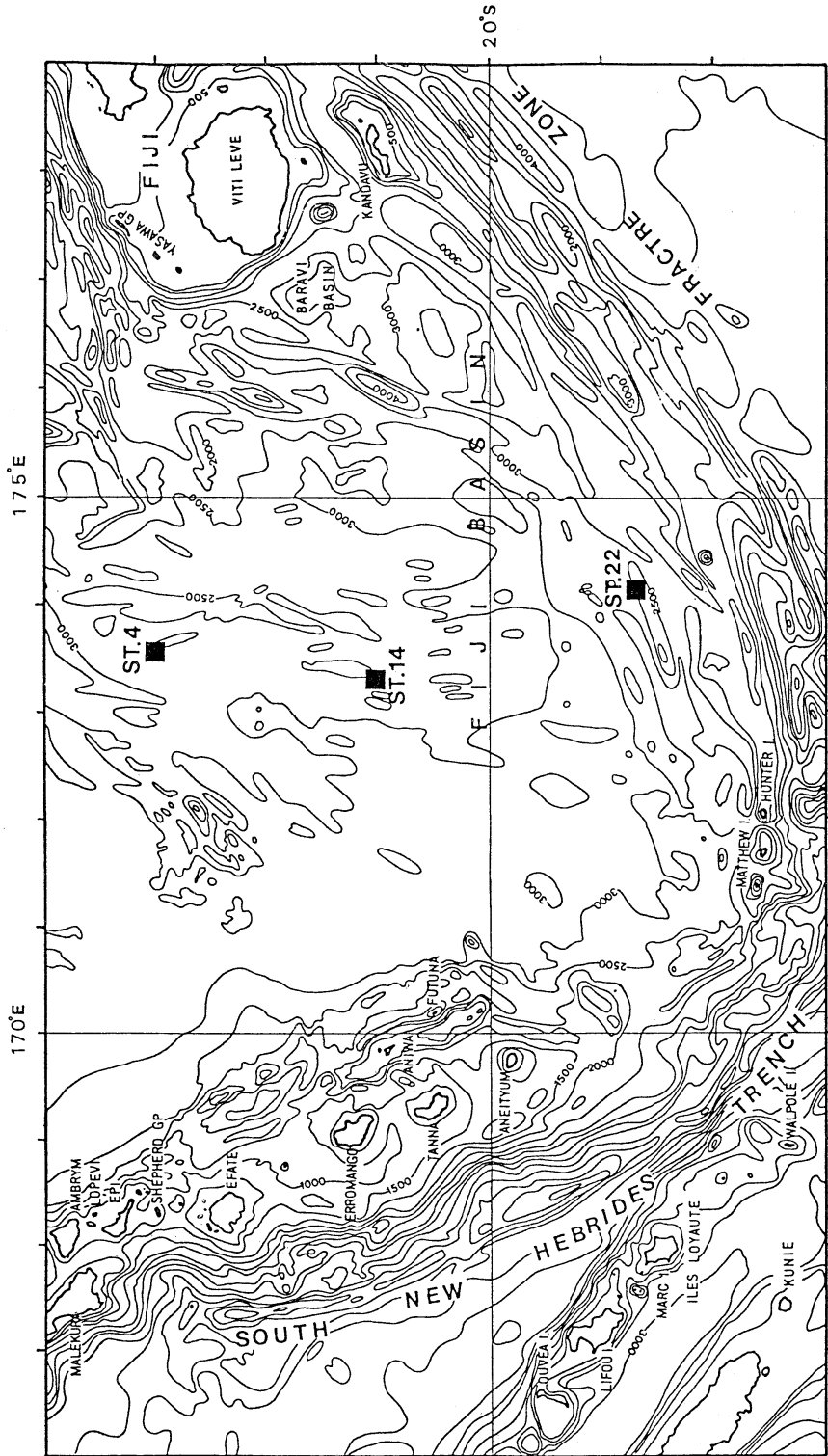


Fig. 1. Survey area in the North Fiji Basin. Bathymetry is based on the chart compiled by Kroenke *et al.* (1983).

て報告する。

なお、本調査は1989年6～7月に予定されている仏国 IFREMER の潜水調査船“NAUTILÉ”による日仏共同調査のための事前調査も兼ねている。

2. 北フィジー海盆の地質学的背景

北フィジー海盆は、南緯10度から南緯25度、東経170度から180度に位置し、西をバヌアツ島孤、東をフィジー島、北をピチアス古海溝、南をハンター断裂帯に囲まれた三角形をした海盆である (Fig. 1)。平均水深は約3,000mであり、周囲の海洋底に比べて浅いため、「フィジー海台」と呼ばれていたこともある。音波探査や地磁気探査のデータの集積により、現在では、インド-オーストラリアプレートと太平洋プレートという二つのプレートの相互作用の結果形成されたと考えられている (MALAHOFF *et al.*, 1982; AUZENDE *et al.*, 1988a)。

この北フィジー海盆は、マヌス海盆、ビスマルク海盆、ラウ海盆と同じく南西太平洋に存在する活動的な背孤海盆の一つであり、現在でもその中軸部は活動しており、このステージは約3Ma前から活動を開始したと考えられている (AUZENDE *et al.*, 1988b; KAIYO 87乗船研究者一同, 1988)。また、北フィジー海盆中軸部には南北に延びる地形の高まりがあり、南緯16.4度から南

緯21度付近まで続いている。この軸の北部である南緯16.4度から南緯18度付近にかけては軸の方向が北北東に少しずれている。そして、音波探査結果ではこの拡大軸周辺に殆ど堆積物層が認められない (KAIYO 87乗船研究者一同, 1988)。この南北性の高まりの北端域では北から北西-南東方向に延びる高まりと東北東に延びてフィジー諸島北部に続く北フィジー断裂帯が会合し、トリブルジャンクションを形成している (MALAHOFF *et al.*, 1982; AUZENDE *et al.*, 1988a, b)。また、南端域はN45E方向の横ずれ断層がこのリフトをずらしていると考えられている。それより南部は不明瞭となりバヌアツ島孤の延長であるマッシューハンター断裂帯へ繋がっている。

3. 調査結果と観察

KAIYO 88航海では、北フィジー海盆の中軸に沿った Stn. 4, Stn. 14, および Stn. 22 の3海域において一連の精密調査を実施した (Fig. 1)。

3.1 Stn. 4 に於ける精密調査

本調査海域では、中央凹地の崖の裾部で熱水を盛んに噴出しているホワイトスモーカー型のチムニーが確認され、他の崖の裾部や中腹部では熱水現象による“ゆらぎ”

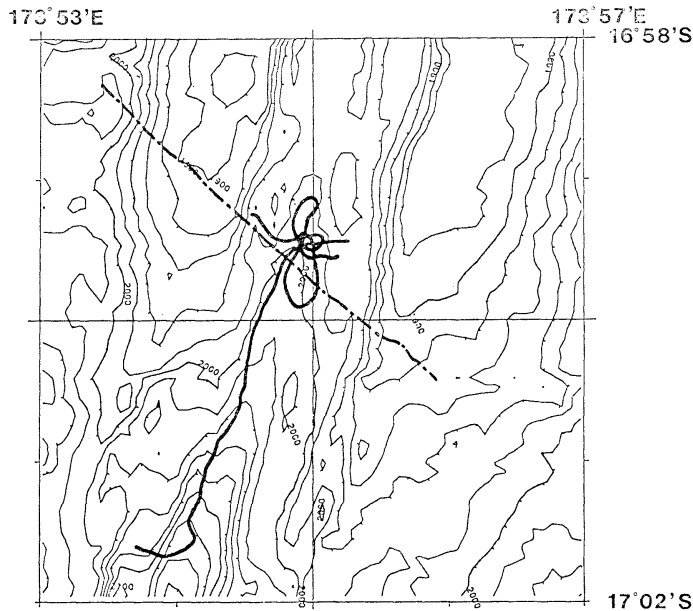


Fig. 2. Sea beam map of Stn.4 with deep tow tracks. The thick solid lines and chain lines show towed TV and towed sonar survey tracks, respectively.

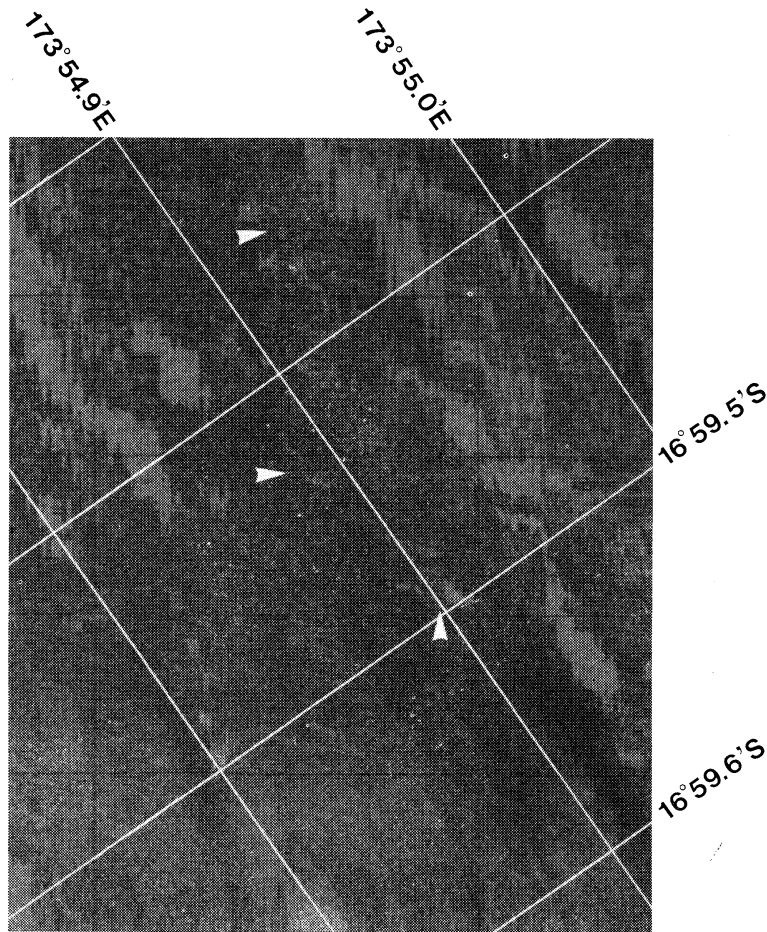


Fig. 3. Side scan sonar image of Stn.4 with distribution of hydrothermal vent communities. The communities were observed at the foot and middle part of the steep escarpment as indicated by arrowheads.

や、熱水活動に伴う深海生物群集が数多く観察された。

本調査海域は中央拡大軸の北端部にあたり、水深1,900～2,200mと、このリフト系で最も浅い地形的高まりを形成しており、その中央部はN15E方向の中軸谷を軸として左右対称をした地形で特徴づけられている。中軸谷の幅は約2km、比高は約100mである。今回は、KAIYO 87航海で熱水性堆積物と熱水活動に伴う生物群集が発見されたこの中軸谷に沿って深海曳航調査を実施した。Fig. 2にStn. 4のシービームによる海底地形図とサイドスキャンソナーおよび曳航式深海カラーTVシステムの航跡を、Fig. 3にサイドスキャンソナー記録と今回確認した熱水現象および生物群集が観察された場所を示す。

サイドスキャンソナー記録によると、中軸谷内には比高20m以上の南北走向の正断層と考えられる多くの線構造があり、所々に比高数mから10数m程度の崖が存在し、崖錐が形成されている。そして、曳航式深海カラーTVシステムによると、尾根状の高まり頂部や崖錐部および溶岩湖底は堆積物が比較的厚く覆っており、そこには多くの裂かが観察された。

Stn. 4の北部に存在する小さな地溝の東側は崖錐堆積物で覆われた崖で境されており、その西側も崖錐堆積物で覆われた地溝壁で境されている。これら崖の裾部および中腹部では直径3～5m程度の数百個体以上からなる腹足類(*Alviniconcha*タイプ, Fig. 4: OKUTANI and OHTA, 1988)や百個体以上からなるシンカイヒバ

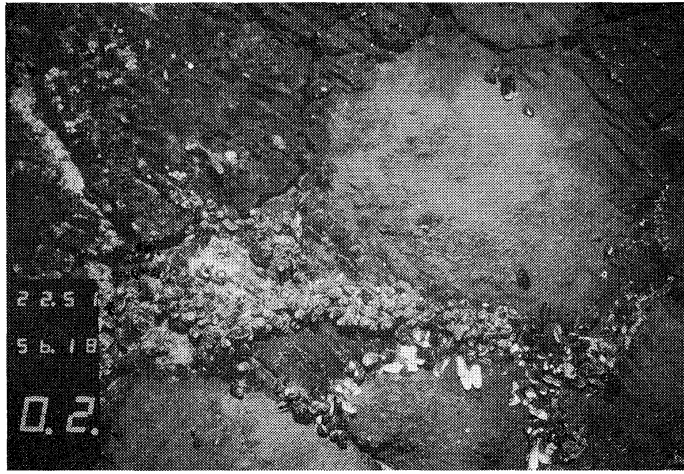


Fig. 4. Dense bed of hairy gastropods (*Alviniconcha*-type) and deep-sea mussels (*Bathymodiolus*-type) at the middle part of the steep escarpment of Stn. 4. A zoarcid fish (*Diplacanthopoma*-type) can be seen at the upper left of this photograph. ($16^{\circ}59.82'S$, $173^{\circ}54.90'E$, 1,996 m)

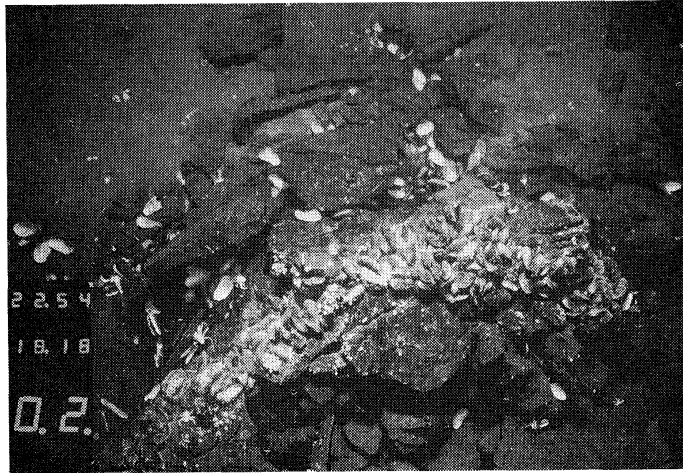


Fig. 5. Deep-sea mussels (*Bathymodiolus*-type) and galatheid crabs (*Munidopsis*-type) distributed on the eastern scarp covered with broken sheeted lava where shimmering water was partially found. ($16^{\circ}59.82'S$, $173^{\circ}54.91'E$, 1,996 m)

リガイ類 (*Bathymodiolus* タイプ, Fig. 5) および夥しい個体数のシンカイコシホリエビ類 (*Munidopsis* タイプ) からなる熱水噴出孔生物群集が観察され, その周辺では短尾類 (*Bythograea* タイプ), ゲンゲ科魚類 (*Diplacanthopoma* タイプ), カンザシゴカイ類などの生息も確認された。そして, 生物群集およびその周辺の細粒堆積

物に覆われた場所には多くの二枚貝類 (*Bathymodiolus* タイプ) の死殻が散乱しており, ホラアナゴ類 (*Synphobranchidae*) やトカゲギス類 (*Aldrovandia* タイプ) などの魚類も観察された。また, 溶岩湖の最深部では透明な熱水を盛んに噴出するホワイトスモーカーが確認され, その裾部には数十個の腹足類 (*Alvinicon-*



Fig. 6. An active white smoker discovered at the foot of northern scarp. Many hairy gastropods (*Alviniconcha*-type) can be seen at the foot of the chimney. (16°59.43'S, 173°54.88'E, 1,995 m)

cha タイプ) が生息していた (Fig. 6)。曳航式深海カラーTVシステムの曳航体は、通常、海底からの高度を2~5mとして曳航するが、曳航体に搭載したCTDでは、ホワイトスモーカー直上において摂氏2.69度の温度異常が計測された。シンカイヒバリガイ類や腹足類の群集周辺ではTV画像によっても確認できる程度の熱水湧出現象を示す“ゆらぎ”が観察され、その付近にある大きな溶岩角礫には多くのフジボ類が付着生息しており、茶色もしくは黄褐色の熱水性沈澱物や白色もしくは銀白色のバクテリアマットと推定されるものも多く認められた。北部調査海域における個々の生物群集の大きさはせいぜい直径3~5m程度であるが、今回観察された分布状態から南緯16度59.34分・東経173度54.93分を中心とした生物群集(直径40~50m)、南緯16度59.43分・東経173度54.88分を中心とした生物群集(直径40~50m)、南緯16度59.50分・東経173度54.90分を中心とした生物群集(直径20~30m)、南緯16度59.84分・東経173度54.99分を中心とした生物群集(直径20~30m)の4箇所で大別することが出来る。そして、CTDによると生物群集が観察された付近では摂氏0.05~2.69度の温度異常が計測され、その周辺では浮遊物が他の場所 비해多く観察された。

Stn. 4の南部には細粒堆積物に殆ど覆われていない枕状溶岩域と、厚く細粒堆積物に覆われた底質域が交互に続いていた。CTDでも温度異常は観察されず、熱水性と思われる沈澱物や熱水噴出孔生物群集も認められなかった。そして、観察された深海生物は外洋の2,000m水

深で一般的なものであり、ホラアナゴ類、トカゲギス科、ソコダラ科など魚類の他、3種類のナマコ類(*Paelopattides* タイプ、*Peniagone* タイプ、*Orphnurgus* タイプ)、歪型ウニ類、ヒトデ類(*Brisingidae*)、クモヒトデ類(*Ophiura* タイプ)、ヒオドシエビ類(*Acanthephyra* タイプ)、コウモリダコ類(*Vampyroteuthis* タイプ)、クラゲ類、イソギンチャク類、ヤギ類、ウミエラ類(*Umbelulla* タイプ)、カイメン類(*Hyalonema* タイプ、*Euplectella* タイプ)などが散見された。

しかしながら、Stn. 4において、TV画像とスティール写真のみからではシロウリガイ類(*Calyptogena* sp.)が生息しているという確証は得られていない。

3.2 Stn. 14における精密調査

本調査海域は南北方向の拡大軸を持つ海域に入るが、詳しく地形を見ると北10度の方向性が認められる。この海域北部には中軸谷があるが、中央部では認められず、水深2,830mから2,850mで、幅約5kmの非常になだらかな高まりを形成している。この海域はKAIYO 87航海における採水結果から海水中のマンガン異常が認められた海域であり、今回はマンガン異常が計測された地点を中心として精密調査を実施した。Fig. 7に曳航体の航跡を示す。

本調査海域では、海底の広い範囲にわたり表面に光沢のある黒色ガラスの見られる極めて新鮮と思われる枕状溶岩とシートフローが観察された。そして、堆積物は一

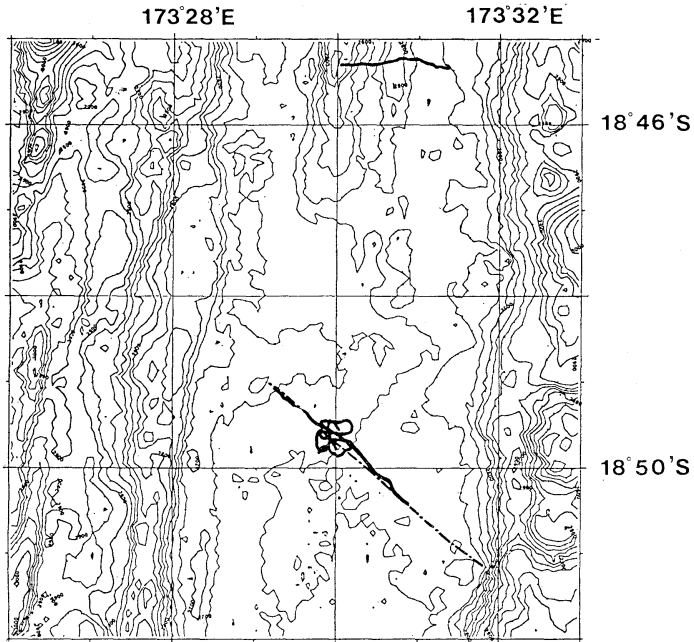


Fig. 7. Sea beam map of Stn. 14 with deep tow tracks. The thick solid lines and chain line show towed TV and towed sonar survey tracks, respectively.

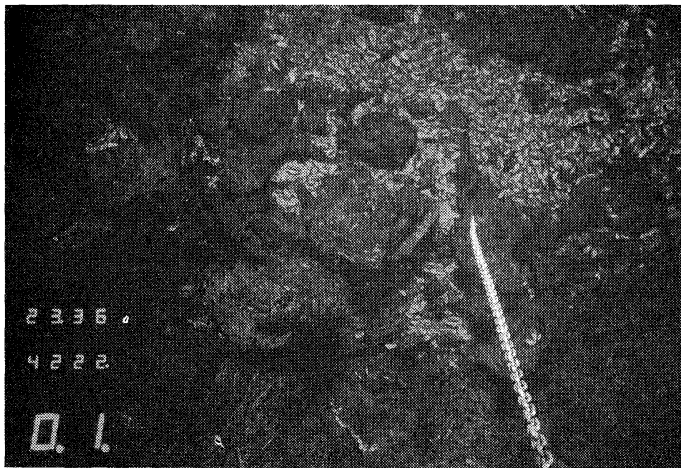


Fig. 8. The hydrothermal vent community dominated by giant bivalves (supposedly *Calymptogena*-type) was discovered in the collapse pit of Stn. 14. ($18^{\circ}46.61'S$, $173^{\circ}29.95'E$, 2,744 m)

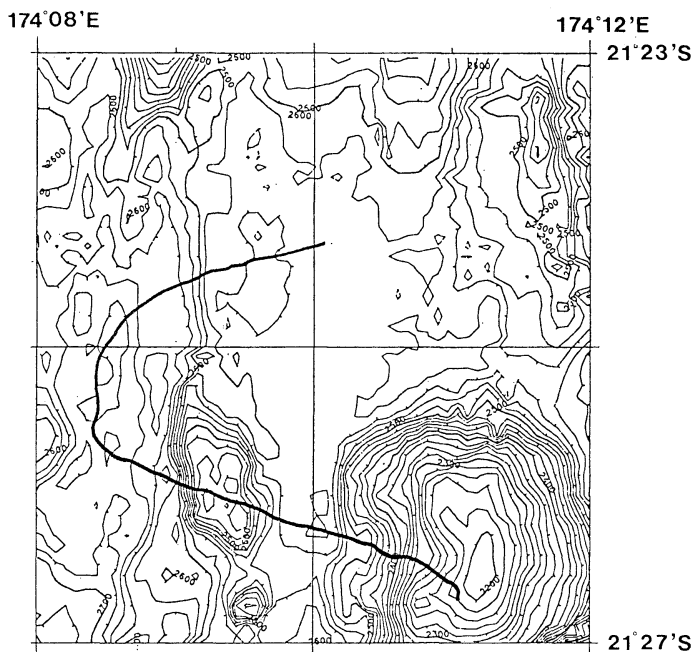


Fig. 9. Sea beam map of Stn. 22 with deep tow tracks. The thick solid line shows towed TV survey track.

般に少ないが、東西方向に行くに従い増加する傾向を示した。

昨年、マンガン異常が計測された本調査海域の南部では、曳航体に搭載したCTDにより3箇所(①南緯18度49.45分・東経173度29.97分、水深2,740m; ②南緯18度49.61分・東経173度29.95分、水深2,744m; ③南緯18度49.76分・東経173度29.95分、水深2,742m)で摂氏0.06~0.12度の温度異常が計測され、①地点では活動を停止したと思われるチムニーが認められ、その周辺には、ヒトデ類(Brisingidae)や黄白色のイソギンチャク類が観察された。そして、②地点においてはシロウリガイ類(*Calyplogena* タイプ)と思われる二枚貝の生貝と死殻数百個が混在する直径5m程度の群集を発見した(Fig. 8)。また、③地点では堆積物に殆ど覆われていない枕状溶岩上に多くの小型イソギンチャク類が付着生育していた。この海域では、バケダラ科に属する魚類(*Squalogadus* タイプ)、*Euplectella* タイプのカイメン類、ヤギ類が多く観察され、その他、堆積物のある場所では *Paelopatides* タイプや種不明のナマコ類およびその這い跡、ホラアナゴ科・ソコダラ科の魚類、チヒロエビ科のエビ類、ウミユリ類、クモヒトデ類(*Ophi-*

ura タイプ)、13°N で観察されたと同様な触手の長い紫色のイソギンチャク類(*Cerianthus* タイプ)などが認められた。

3.3 Stn. 22における精密調査

本調査海域は北45度断裂帯の南部域にあたり、当初、ジャンプした拡大軸の延長であると考えられていた。地形調査からでは拡大軸の確認は困難であった。Fig. 9に曳航体の航跡を示す。この海域では溶岩の露出は少なく、広く軟泥などの堆積物が海底を覆っており、熱水活動の存在を示す証拠は得られなかった。

厚く細粒堆積物に覆われたこの調査海域における優占種は紫色をした半透明のナマコ類(*Benthodytes* タイプ)であり、他に、ホラアナゴ科・バケダラ科・トカゲギス科の魚類、チヒロエビ類(*Benthescycymus* and *Plesiope-naeus* タイプ)、ホスガイ科のカイメン類(*Hyalone-ma* タイプ)などが散見される程度であった。

4. 考 察

北フィジー海盆リフト系北端部に熱水噴出孔および熱水湧出域周辺で観察された生物群集は、*Alviniconcha* タイプの腹足類や *Bathymodiulus* タイプの二枚貝類、

Munidopsis タイプの異尾類, *Bythograea* タイプの短尾類, *Diplomacanthopoma* タイプの魚類, フジツボ類, カンザシゴカイ類などから構成されており, 中部拡大域ではこの二枚貝類を優占種とする生物群集が発見された。中部拡大域の二枚貝は堆積物が極めて少ない溶岩上に生息するという産状及びその形状, 大きさからシロウリガイ属 (*Calypptogena* 属) に属するものと推測できる。シロウリガイ類は東太平洋海膨の熱水噴出孔および各所の深海冷水湧出生態系の優占種として知られているが (SPIESS *et al.*, 1980; DESBRUYERES *et al.*, 1982; SUESS *et al.*, 1985; LE PICHON *et al.*, 1987; OHTA and LAUBIER, 1987; HASHIMOTO *et al.*, 1989), これが生ロウリガイ類であるとすれば南西太平洋の背孤海盆からの初めての報告となる。

また, 鰓の中に化学合成細菌を共生させていることが知られている *Alviniconcha* タイプの腹足類 (STEIN *et al.*, 1988; ENDOW and OHTA, 1989) や *Bathymodiolus* タイプの二枚貝類が生息し, ハオリムシ類 (*Vestimentifera*) を欠くというこの生物群集の特徴はマリアナ背孤海盆で確認されている熱水噴出孔生物群集 (HESSLER *et al.*, 1988) の特徴に似ている。

これら生物群集内の極めて生物量が高い場所のすぐ近くには多くの二枚貝類や腹足類の死殻散乱場所が散在していること, また, その死殻上には毒性環境に極めて鋭敏に反応し, それを避ける生物グループの一つであると考えられるクモヒトデ類 (HASHIMOTO *et al.*, 1989) が多く観察されたことなどは, 北フィジー海盆リフト系における熱水噴出・湧出現象は極めてスポット的であり, その消長が極めて速いことを示唆すると考えられる。また, 今回の調査で明らかとなった熱水噴出孔生物群集の分布状態から, 北フィジー海盆リフト系はその中部以北で現在活動的であるが, リフト系全体が活動的なのではなく, 活動的な場所はリフト系中軸部に沿うように飛び飛びに存在していることが推定される。しかし, 現在のところ南部域が活動的であるという証拠は見つかっていない。

KAIYO 87航海を含む今迄の北フィジー海盆リフト系における精密調査の結果から, 少なくとも中部以北海域では, より多くの熱水噴出・湧出現象や熱水噴出孔生物群集の存在が期待される。今後, 北フィジー海盆で観察された生物を実際に採集し, それらの同定と記載を行うことにより, 熱水噴出孔生物群集のグローバルな生物地理学的考察, 伝播機構への重大な手掛かりが得られ, ひいてはリフト系生成史解明の糸口となり得るであろう。

謝 辞

本論をまとめるに際し, 懇切なる指導と校閲を賜った東京大学海洋研究所の太田秀教授に心から感謝する。また, 調査にあたり多大なる支援を戴いた海洋科学技術センター所属の海中作業実験船「かいよう」の浜本隆史船長はじめ乗組員諸氏に厚く御礼申しあげる。

本研究は, 科学技術庁科学技術振興調整費による「南太平洋の海洋プレートの形成域の地質構造に関する研究」に基づいた日仏共同研究の一環として実施されたものである。

文 献

- AUZENDE, J.-M., J.P. EISSEN, Y. LAFOY, P. GENTE and J.L. CHARLOU (1988a): Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Tectonophysics*, **146**: 317-351.
- AUZENDE, J.-M., Y. LAFOY and B. MARSSET (1988b): Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology*, **16**: 925-929.
- BALLARD, R.D. (1977): Notes on a major oceanographic find. *Oceanus*, **20**: 35-44.
- DESBRUYERES, D., P. CRASSOUS, J. GRASSLE, A. KHRIPOUNOFF, D. REYSS, M. RIO and M. VAN PRAET (1982): Donnees ecologique sur un nouveau site d'hydrothermalisme actif de la ride Pacifique oriental. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, **295** (ser. III): 489-494.
- EBMOND, J.M. and K. VON DAMM (1983): Hot springs on the ocean floor. *Sci. Amer.*, **248**: 70-85.
- ENDOW, K. and S. OHTA (1989): The symbiotic relationship between bacteria and a mesogastropod snail, *Alviniconcha hessleri*, collected from hydrothermal vents of the Mariana Back-Arc Basin. *Bull. Jap. Soc. microb. Ecol.*, (in press).
- HASHIMOTO, J., S. OHTA, T. TANAKA, H. HOTTA, S. MATSUZAWA and H. SAKAI (1989) Deep-sea communities dominated by the giant clam, *Calypptogena soyoae*, along the slope foot of Hatushima Island, Sagami Bay, central Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **71**: 179-192.
- HESSLER, R.R., P. LONSDALE and J. HAWKINS (1988): Patterns on the oceans floor. *New Scientist*, **177**: 47-51.
- KAIYO 87 乗船者一同 (1988): 北フィジー海盆のリフト系: 日仏共同研究 KAIYO 87の成果. *うみ*, **25**: 93-103.
- KROENKE, L.W., C. JOUNANNIC and P. WOODWARD (1983): Bathymetry of the Southwest Pacific, chart 1 of the geophysical atlas of the Southwest Pacific, CCOP/SOPAC.
- LE PICHON, X., T. IYAMA, J. BOUL GUE, J. CHARVET, M. FAURE, K. KANO, S. LAELEMANT,

- H. OKADA, C. RANGIN, A. TAIRA, T. URABE and S. UYEDA (1987): Nankai Trough and Zenshu Ridge: A deep-sea submersible survey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**: 285-299.
- MALAHOFF, A., S.R. HAMMOND, J.J. NAUGHTON, D.L. KEELING and R.N. RICHMOND (1982): Geophysical evidence for post Miocene rotation of Viti Levu, Fiji and its relationship to the tectonic development of the North Fiji basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**: 398-414.
- MOMMA, H., K. OHTSUKA and H. HOTTA (1988): JAMSTEC/DEEP TOW SYSTEM. *Proc. OCEANS' 88, M.T.S., Baltimore*, **4**: 1253-1258.
- OHTA, S. and L. LAUBIER (1987): Deep biological communities in the subduction zone of Japan from bottom photographs taken during NAUTILUS dives in the Kaiko project. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**: 329-342.
- 大塚 清, 土屋利雄, 橋本 惇 (1988): 深海曳航式カラービデオシステムの開発及びその運用. 海洋科学技術センター試験研究報告, **19**: 249-257.
- OKUTANI, T. and S. OHTA (1988): A new gastropod mollusk associated with hydrothermal vents in the Mariana Back-Arc Basin, Western Pacific. *Venus (Jap. J. Malac.)*, **47**: 211-218.
- SPIESS, F.N., K.C. MACDONALD, T. ATWATER, R. BALLARD, A. CARRANZA, D. CORDOBA, C. COX, V.M. DIAZ GARCIA, J. FRANCHETEAU, J. GUERRERO, J. HAWKINS, R. HAYMON, R. HESSLER, T. JUTEAU, M. KASTNER, R. LARSON, B. LUYENDYK, J.D. MACDOUGALL, S. MILLER, W. NORMARK, J. ORCUTT and C. RANGIN (1980): East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments. *Science*, **207**: 1421-1433.
- STEIN, J.L., S.C. CAREY, R.R. HESSLER, S. OHTA, R.D. VETTER, J.J. CHILDRESS and H. FELBECK (1988): Chemotrophic symbiosis in a hydrothermal vent gastropod. *Biol. Bull.*, **174**: 373-378.
- SUESS, E., B. CARSON, S.D. RITGER, C. MOORE, M.L. JONES, L.D. KULM and G.R. COCHRANE (1985): Biological communities at vent sites along the subduction zone off Oregon. *Biol. Soc. Wash. Bull.*, **6**: 475-484.
- VON STACKELBERGE, U. and Shipboard Scientific Party (1988): Active hydrothermalism in the Lau Back-Arc Basin (SW-Pacific): First results from the SONNE 48 Cruise (1987). *Mar. Mining*, **7**: 431-442.

付表1. KAIYO 88 乗船研究者名簿

橋本 惇, JAMSTEC	Didier JOLLIVET, IFREMER	本座栄一, GSJ
Jean-Marie AUZENDE, IFREMER	Etienne RUELLAN, CNRS	Sanil DUTT, MRD
岩瀨 洋, HDJ	Philip JARVIS, HIG	上嶋正人, GSJ
河合崇欣, NIES	川本竜彦, KU	岸本清行, GSJ
Yves LAFOY, BU	松本 剛, JAMSTEC	満沢巨彦, JAMSTEC
長沼 毅, TU	仲 二郎, JAMSTEC	大塚 清, JAMSTEC
大槻 晃, NIES	Bhaskar RAO, MRD	棚橋 学, GSJ
田中武男, JAMSTEC	Jules S. TEMAKON, DGMR	浦辺徹郎, GSJ
Tivita VEIVAU, MRD	横倉隆伸, GSJ	

所属略語: BU, Bretagne University, France; CNRS, Centre National de la Recherche Scientifique/INSU-ENS, France; DGMR, Department of Geology, Mines and Rural Water Supply, Vanuatu; GSJ, 地質調査所; HDJ, 海上保安庁水路部; HIG, Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, USA; IFREMER, Institute français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, France; JAMSTEC, 海洋科学技術センター; KU, 京都大学; MRD, Mineral Resources Department, Fiji; NIES, 国立公害研究所; TU, 筑波大学

資 料

1707宝永津波のため山内村全村流亡*

中 村 重 久**

The 1707 Hōei tsunami washed out Yamauchi Village*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: A survey has been undertaken in order to realize what is written in the historical descriptions concerning the 1707 Hōei tsunami which washed out completely a village. The Village "Yamauchi" has a coast facing the northwestern Pacific so that the tsunamis in 1854 and 1946 hit there as in 1707, though protection works have been ready to expected hazards by tsunamis and storm surges. Notes are for Hanida and Higashi-Iwashiro areas in relation to the tsunamis, just neighbouring Yamauchi in Minabe of Wakayama.

1. 緒 言

著者は、これまで、とくに南海道沖巨大地震による被害でも、津波について調査をしてきた(たとえば、中村, 1984 a, b, 1985, 1986, 1987 a, b)。これは問題を局地的なものに限ることを意図したわけではない。津波の実態をひろい視野にたつてとらえ、今後の的確な津波の予・警報と対策に資することを究極の目的としている。ただ、現在の科学的資料は上の目的のためにはまだ十分とは言えないと考えられるので、過去にさかのぼって歴史的資料を利用することを余儀なくされているのが現状である。

このような見地から、本文では、1707年宝永の津波によって“日高郡山内村全て流亡”という記述に注目し、山内村の位置と当時の状況をさぐり、今後将来のための参考にするのを考えた。日高町中央公民館長谷口恒一氏の協力により、この山内村が現在の和歌山県日高郡南部市宇山内であることが判明した。しかし、これらの記述は、日高郡誌(1923, 1970)には認められるが、大

本地震史料(田山, 1904)には記されていない。一方、南部町埴田地区ではあまり被害がなかった(浜野, 1962)。ここで、南部町役場の協力を得て南部町管内図(1/2500)および都市計画地図(1/1000)の閲覧をした。また、南部町誌編纂委員会事務局主任の崎山方圓氏により貴重な津波資料写をいただいた。これによって、1707年宝永津波による山内村全村流亡の実態をさぐる手がかりが得られた。なお、南部の津波については、すでに羽鳥(1980)が調査している。本書では羽鳥の記述で十分とみられない部分について、現地踏査および史料収集の成果に立脚して述べることにした。

2. 史料にみられる記述

大正12年編の和歌山県日高郡誌には、

“(統風土記)一山内村、當村の土地低くして川口にあるより宝永四年の大津波に人残らず流失し、年を経てやや古に復したりという。”とある。人数は不明である。この日高郡誌は1970年復刻された。その第7章災異の第1節地震及津波(p. 412)では、

“特に南部川右岸地の被害甚だしく、山内村の如きは怒濤激突の衝に当り、民家悉く流失せしが(一)、左岸の諸部落には鹿島の激浪を遮るありて被害なし(二)。(以下略)”。

別に、埴田区誌(浜野, 1962)があるが、これは日高郡誌より引用されたものである。

また、鹿島神社神官堅田三千穂氏の手記が田辺市図書

* 1988年11月7日受理 Received November 7, 1988

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所,
〒649-22 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎
Shirahama Oceanographic Observatory, Disaster
Prevention Research Institute, Kyoto University,
Katada-Hatasaki, Shirahama, Wakayama, 649-22
Japan

館所蔵である。これは堅田種知翁（文政十年誕生・明治四十三年五月、八十四才にて逝去）の記述を筆写したものである。その内容目次はつぎのとおりである。

- (1) 巻頭言 堅田三千穂（昭和8年6月）
- (2) 宝永地震津波記 山内重賢記
- (3) 嘉永大地震海嘯記 熊代繁里記
- (4) 嘉永地震津浪私記抄 熊代繁里記
- (5) 嘉永津波記 堅田種知記

これらは日高郡誌に転載されている。しかし、これらは大森房吉の指示のもと山田実が明治37年に編集発行した大日本地震史料（1904）には見あたらない。

羽鳥（1980）は熊代繁里手記を引用して南部の安政津波の状況を簡潔に記しているが、これは日高郡誌（1923）が出版された後に追加された地震津波史料の一部として引用されたものであろう。だが、1988年現在の著者の調査結果とは若干相異するところがある。

堅田三千穂（浜野、1962）の記述で注目すべきは次の一文である。すなわち、“時恰も近畿地方に地変あり地震頻発、而も南紀州と紀伊水道を震源とするもの多く当局と学者、注意を茲に集注して怠らず 驗潮所 地震計を各所に設け防波堤防潮林の設計を急ぐ等奔命日も嘗ならざるものあるは庶人の寒心に備し恐懼なくんばあらず”。このことから、1944年・1946年にさきだって、1933年には南海道地震について調査や対策が進められていたことは確かなことであろう。

ここで、崎山方圓氏の御好意により入手した“玉井形部翁記”と“南海道大地震津浪の記”とについて記しておきたい。

玉井形部翁記 嘉永七甲寅霜月四日五日
大地震津波独物語（抄）

- i) 霜月四日の晴天に（中略）五ツごろ……忽地震ゆりいだし大いに驚……。
- ii) 翌五日も晴天にて……間をおき震動いたし月の入かとおほしき時大なる震どうにて……。
- iii) 南部浦より埴田までの間塩あからざる……。
- vi) 西の方に当りて八王寺の山のさき海のさまにて……夥敷音いたして音度々大稲妻よりいだし……。
- v) 山内は目津坂のあたりに塩来る、千里浦津波潮に少し……。

なお、新福寺住職によれば、玉井形部は当時翠ノ内（ミスノウチ）に居たと言われ、高所にあって冷静に状況を判断できたのであろう。

南海大地震津浪の記（当時の町長の手記）
昭和21年大地震津波の記

i) 昭和21年12月21日午前4時25分暁 晴天大地震ゆる電燈忽ち消ゆ人々悲鳴をあげて家をとびだし大に騒ぐ（二十一日夜明け前なるも朝飯焚付前故火のけなし）大地震ゆること約十分 止むと同時に津波津波との大声を聞く装束をして熊代熊吉前に至ると既に田甫一面の海と化しありて川口にありし船は皆押し流されてソコの道端に打上げられあり下出での人々皆逃げ来り家を案じ寒さにふるえ山内で四ヶ所に焚火して暖を取る その時北の方角の空は絶えずいな光ありその内夜は明け津波引く 最初の津波の高さ一丈五尺引続き五回押し寄せたるも大したることなし。

- ii) 自分は昭和21年10月1日より南部漁業会の留守番したる故を以て濱辺を案じ夜明と同時に朝食も取らず家を出たる、川口繫留中西浅吉の機械船は野取りの田に横はり中内三治の間まで津波いたり、新宅（虎吉）の門先に長さ一尺のいかあり。外川原は鉄道ガードを抜け瓦屋寺島岩吉の門先まで至る 南部川を逆上ること岩鼻・南部橋西詰は橋上に潮満つ 山内田他の浸汐二十五町歩津波の為め大荒廃麦に皆魚耕土押流され移植付まで修理復旧困難なり
- iii) 南部浜の漁船・網船は全部流失し、鹿島付近に流れありて漁民は総出にて水込の船・網船を拾ひありこの日風なく海に穏かにして作業しやすく販売所を見るに裏（浜側）の下敷居浸りあるも屋内に入らず安全なり南部濱の潮嵩防潮護岸まで陸上の被害なくその魚害に驚きたり。
- iv) 山内下出の人は新福寺親戚に千鹿浦の人は法伝寺猪の山に気佐度の人は秋葉社長床に夜具弁当を運び假眠避難したるも津波なく二十四日より各自宅に帰る

ついでながら、現在の南部町東岩代については、“東岩代八幡神社南北朝に遷居 津波ここまで上らず 古来津波来りこまいぬほえて津波去るといふ”と記録がある。

ここに、玉井形部記の音や東岩代のこまいぬほえてという記述が、巨大津波の前駆音でありうるかどうか（たとえば、中村、1986、1988a; NAKAMURA, 1987）現在のところ未だ確認できていない。

いずれにしても、山内は1707年・1854年・1946年の南海道地震で津波の被害をうけていることは明らかである。以下においては、史料などにあらわれた地名など固有名詞のうち、とくに検討にあたって必要と考えられるもののみを確認の上よりどころとする。

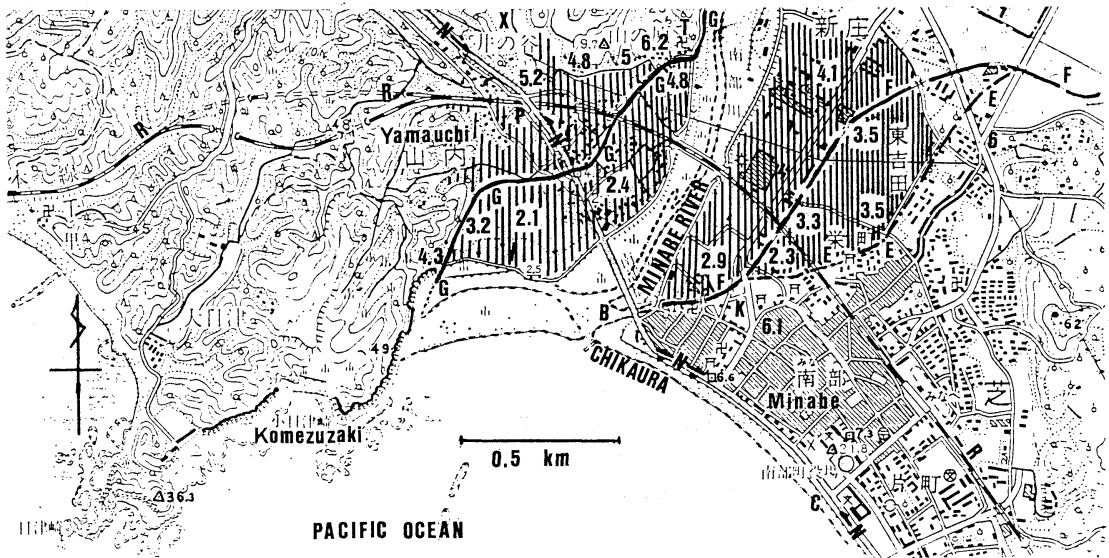


Fig. 1. A cited land map around Yamauchi in Minabe of Wakayama where all of everything was washed out by 1707 Hoei tsunami. Elevation of the ground level referred to D.L. +0.0 m of Minabe. The reference of the ground level T.P. +0.0 m is D.L. +1.5 m. Estimated area where the 1707 tsunami washed out is shown by hatching.

B, river mouth of the Minabe River; C, shoreline just neighbouring the Minabe Town office; K, Minamido area; P, Terayama where the Shimpukuji Temple had been located by ca. 1600; T, the Shimpukuji Temple rebuilt by 1756 and enlarged in 1977; F-F-F, Furukawa before amendment; F-E-E-E-F, Furukawa after amendment; G-G-G, an ancient trace of the Minabe River flow; N-N-N-N, Kisei Rail Line of the JR Nishi-Nippon; R-R-R, Kisei Rail Line of the JR Nishi-Nippon.

3. 1707年の山内村周辺の地形

1707年頃の山内村は現在の和歌山県日高郡南部町字山内に相当するとみてよい。したがって、国土地理院の陸地測量図 (1/50000 および 1/25000) を利用することができる。さらに詳細な微地形については、たとえば、南部町都市計画図 (1/1000) を参考にするとよい。1700年頃から1988年の現在までの歴史的背景を十分考慮すれば、現在利用できる地図から1707年当時の地形や集落をほぼ再現することが可能と考えられる。

ここでは、まず、南部町管内 (1983年現在) のうち山内を中心とした地域を Fig. 1 のように示した (図中の三角点や一等水準点の標高はT.P.を基準としている)。南部町の測量による標高で、本文の内容に関連のある地点のものをゴチック数字 (単位はメートル) で示した。この標高は南部町の工事基準面にもとづいたもので、D.L.で表示し、T.P. = D.L. + 1.5mの関係にある。また、Fig. 1の図中の記号などは、つぎのように表示した。すなわち、

B: 南部川河口

K: 南道

P: 寺山

T: 新福寺

N-N-N-N: 国道42号線

R-R-R: JR西日本・紀勢本線

G-G-G: 南部川河道跡

F-F-F: 古川 (河道改修後)

F-E-E-E-F: 古川 (河道改修前)

ここで、1988年現在と1707年の間で地盤に隆起・沈降がないものとすれば、その期間にみられた人工的の工作物・構造物などの変化以外について、現在と1707年の地盤高もおよそ同じとみなされる。この点に留意して1707年の津波が山内村に侵入した範囲を推定し、微地形を考慮にいたれた検討の結果を Fig. 1 のハッチングによって示した。

図中、南道のK点付近の標高はD.L. + 6.1m (T.P. + 4.6 m) である。そこには、樹齢300年以上の銀杏があり、丹河地藏堂がある。また、K点の東約150mに三鍋王子跡 (北道王子神社) があり、そこはさらに約1m高

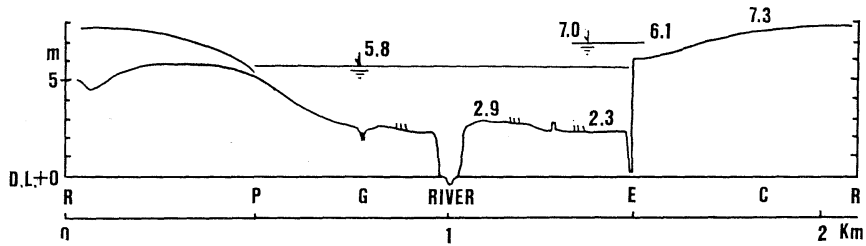


Fig. 2. Topographic profile around Yamauchi along the Kisei Rail Line. Elevation is referred to D.L.+0.0 m (T.P.+1.5 m). Possible highest inundation of the 1707 tsunami around Furukawa (E) must be estimated as D.L.+5.5 m. Possible maximum of the 1707 tsunami inundation must be D.L.+5.8 m (T.P.+4.3 m) in the area east of the Minabe River (from P to G). No effect was found on the highland (for R-P and C-R). Notations are same as in Fig. 1.

くなっている。熊野古道九十九王子のひとつである。そして、K点南西方約150mに勝専寺（開基は室町時代）がある。さらに、K点南西約150mには、羽鳥（1980）の記述にある南道稲荷宮がある。この稲荷宮は1983年に石段などの改装がされている。稲荷宮付近の1等水準点も羽鳥（1980）のFig. 11ではT.P.+5.6mであるが、1983年現在T.P. 6.6mと国土地理院によって改正されている。

かつて1980年に羽鳥が、南部川河口付近は津波の危険度が高いことを指摘しているが、現在では南部川河口B点から海岸線沿いにC点をこえて防波堤が改修補強され、B点では防波堤の天端高はD.L.+10.5m（L.P.+9m）、C点付近はD.L.+9.5m（T.P.+8m）となっている。したがって、千鹿浦とそれに隣接し南部川と古川との合流点に位置する気佐藤（又は気佐度）については防波堤による津波対策は実施されていることになる。

ここで南部町の都市計画図に基き、Fig. 1のJR西日本・紀勢本線沿いに1707年頃の推定地盤高を示したのがFig. 2である。地元の人々の伝承も考えにいと、古川のE点付近で1707年の津波はD.L.+7.0m（T.P.+5.5m）にまで達したものとみられる。

山内村では、Fig. 1のP点（寺山）にあった新福寺が慶長年間（1600年頃）、Fig. 1のT点に移転し現在に至っている。この新福寺は1756年（宝暦6年）本堂再建、安政津波の時には現在の地盤高（D.L.+6.2m位）まで浸水があったといわれている。これからみて、この本堂は1707年に地震によって破壊され、約50年を再建に要したものと推察される。

また、山内村の集落は半農半漁で、海浜に堤防もな

く、住家も海浜に近く、住家も間口2—3間・奥行2—3間程度のもので、数十戸の集まりであったろう（cf. 中村, 1988 b）。この点では、現在防波堤が完備し、住家の構造も全く異つたものと考えねばなるまい。したがって、時代的背景・社会構成・住家の構造など十分考慮にいたした津波対策が今後将来必要となる。

なお、埴田地区はFig. 1のC点南東方約0.5kmに位置し、そこに鹿島神社がある。南部の南南西約1.5km（埴田崎西方沖合約0.8km）に鹿島がある。この沖合の島が津波の来襲にあたって埴田地区に被害を与えない様に作用したものであろう。沖合の島やその周辺の海底地形なども重要な因子であり検討の対象である。

また、小目津崎の西北西約2.5kmに位置する東岩代は、1946年に“浜の船田まで運ばれる”という簡潔な記録があるのみである。

ここで東岩代の現地踏査結果にもとづき、谷筋沿いに海浜から東岩代八幡神社まで約0.5kmの地盤高の分布をFig. 3に示した。海浜（P）から神社（T）まで北東方へ0.5km位である。神社の記録では、“南北朝に遷座、津波こまで上らず”と記されている。現在、Fig. 3に示すように、砂浜を若干残して海岸堤防（G）があるが、これは昭和56年第2室戸台風災害復旧にかかるもので昭和38年3月に完成している。堤内には幅員2—3mのコンクリート平面があり通路として利用されている。その山側に竹、さらに樹令・30年とみられる松林が幅約10mで岸沿いにみられる。その山側に隣接してJR西日本の紀勢本線（上・下両線あわせて幅約10mを占有）がある。このP点とN点、さらにE点まではあぜ道などを含み盛土などによって1707年頃の地形とは異なっていると考えてよい。それより堤内地は現在は田畑で

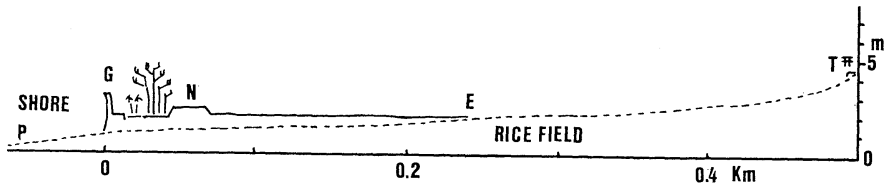


Fig. 3. A vertical cross section of Higashi-Iwashiro area.

P, shoreline facing the Pacific; G, breakwaters completed in 1962 after the 2nd Muroto typhoon in 1961; N, Kisei Rail Line of the JR Nishi-Nippon; G-N, protection works by planting bamboos and pine trees along the shoreline (the pine trees are 30 years old in 1988); N-E, soil mound for local land use; T, Higashi-Iwashiro Jinja (a shrine) build by 1400 at latest. The elevation of the ground level is about D.L. +4 m (T.P. +2.5 m).

あるが、かつては水稻耕作のための水田であったと判断される。このようなことから、1707年頃の東岩代の地盤高は Fig. 3 の破線のようなものと推察され、1707年の津波の高さも D.L. +4m (T.P. +2.5m) であったとみてよいであろう。羽鳥(1980)は田畑の被害のみを記し、東岩代の津波の高さについては何も記してはいない。

4. 結 言

1707年宝永津波により日高郡山内村全村流亡という記録に関連して、現在の南部町の測量結果・国土地理院発行の地図および南部町誌編纂委員会所蔵の史料などをもとに検討をすすめる、1707年頃の地形の推定をし、あわせて、当時の山内村および周辺地域の津波について考察した。本文では、羽鳥(1980)の記述にない部分および現在の状況に焦点をしばって検討した。

謝 辞

本文をまとめるにあたり、史料収集・測量結果の利用など、建設省国土地理院、田辺市立図書館、和歌山県日高郡南部町役場工務課、南部町誌編纂委員会、その他多数の方々の御協力により貴重な情報の提供を得た。

文 献

浜野大吉(1962): 埴田区誌, 埴田区. 444pp.

- 羽鳥徳太郎(1980): 大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査. 東京大学地震研究所報, **55** (22), 505-535.
- 日高郡役所(1923): 和歌山県日高郡誌(森彦太郎編). 1694pp. (とくに p. 412).
- 日高郡役所(1970): 日高郡誌上(復刻版). 名著出版株式会社. 821pp. (とくに p. 409-428).
- 中村重久(1984a): 津波の古記録とその意義について. うみ, **22**, 69-72.
- 中村重久(1984b): 田辺・白浜における津波について. 京都大学防災研究所年報(27B-2), 591-610.
- 中村重久(1985): 和歌山県日高川の津波史料について. うみ, **23**, 26-31.
- 中村重久(1986): 巨大津波の前駆異常音について. うみ, **24**, 48-52.
- 中村重久(1987a): 和歌山沿岸の最大津波潮上高について. うみ, **25**, 147-150.
- 中村重久(1987b): 北太平洋西部の印南沿岸(和歌山県)における津波. うみ, **25**, 190-192.
- NAKAMURA, S. (1987): Possible subsurface of an acoustic tsunami precursor. J. Oceanogr. Soc. Japan, **43**, 228-236.
- 中村重久(1988a): インドネシア沖の地震による津波前駆音の推定と対用について. 東南アジア研究, **26**, 75-85.
- 中村重久(1988b): 1854年巨大津波源域至近距離の下田原浦で死者ゼロ. うみ, **26**, 164-169.
- 田山 実(編)(1904): 大日本地震史料. 震災予防調査会報告. No. 46, 甲, 乙, 1-606, 1-590.

BOOK REVIEW

Carol M. LALLI and Ronald W. GILMER. 1989.
**Pelagic Snails: The Biology of Holoplanktonic
Gastropod Mollusks.**

Stanford University Press, Stanford, California, 94305-
2235 U.S.A. 259 pp. 76 figs., 16 color plates. ISBN
0-8047-1490-8. U.S. \$49.50

All too often, marine zooplankton is thought to be composed primarily of species of crustacea. This book considers another, very abundant, type of zooplankton, namely gastropods that have become specialized for a holoplanktonic existence in the seas. There are approximately 140 species, including the janthinid snails that are supported from the sea surface by a raft of air bubbles, the heteropods that swim by means of a single fin, the two types of pteropods (shelled and unshelled) that swim with paired wings, and a few species of nudibranchs. Until recently, little has been known about the biology and ecology of these mollusks, despite the fact that some of these species can be so abundant in the oceans as to form a principal food of baleen whales and fish on many occasions. This book presents a synthesis of new information and reviews of earlier work, much of which has only been available in scattered scientific journals and expedition reports or in specialized monographs.

Lalli and Gilmer's book emphasizes external anatomy, swimming and buoyancy mechanisms, feeding mechanisms, reproduction and development, behavioral patterns, life histories, and evolutionary trends. It also reviews the role of these mollusks in food chains, describing their predators as well as their food. Descriptions of parasites and symbionts are given for each group. Geologists will find useful discussions of heteropod and pteropod shells in sediments, and of their significance in the global carbonate cycle. Much of the behavioral information

is new, arising from *in situ* observations made by scuba divers or from laboratory observations of living animals. The authors have compared their own behavioral observations with those from earlier work, which were often based upon preserved, and consequently deformed, specimens.

The book is illustrated by 76 figures and 16 color plates, including photographs of many animals that have never before been photographed alive in their natural environments. The color photographs are particularly useful, but it is unfortunate that there are so few. Reproduction of the 100 black-and-white photographs is somewhat uneven; the small size and dull finish make it difficult to see details on some figures. Nevertheless, the numerous figures provide a good pictorial introduction for anyone who is not familiar with these pelagic snails.

Although this is not a taxonomic work, a list of recognized species is appended to each chapter as well as references to published identification keys. Each chapter contains an extensive list of references, encompassing works from 1675 through 1986. A Glossary of specialized terminology is located at the end of the book.

While this work will be of particular interest to those working in the fields of marine planktology and invertebrate zoology, it should also fascinate those who wish to know more about an unusual group of animals that have evolved unique and unusual life styles and amazing evolutionary adaptations to life in the sea. This book is a unique text such as has not been seen for over a century. It is likely to become a classic reference work on the subject, and it is a must for all scientists in marine biology and fisheries as well as for marine libraries.

(Humitake SEKI, Institute of Biological Sciences,
University of Tsukuba, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan)

学 会 記 事

1. 1988年12月5日 1989年度学会賞受賞候補者推薦委員会(第1回)が東京水産大学において開かれ,委員長に有賀祐勝氏を選出し,推薦の方法および日程を決めた。
2. 1988年12月5日 昭和63年度第3回幹事会が東京水産大学において開かれた。主要な議事は下記のとおり。
 - 1) 第14期海洋科学研究連絡委員会について
 - 2) 日仏関連学会連絡会について
日仏学者交換,日仏共同研究事業,渋沢クロード賞,オンライン情報検索等
 - 3) 昭和64年度研究成果公開促進費(La mer)の申請について
 - 4) 新編集委員会の発足について
 - 5) 海洋情報誌「フラッシュ・フランス」(日本語版)の仏日海洋学会からの発刊について
 - 6) 役員人事について
 - 7) 高木副会長からの記念号印刷費の赤字解消のため70万円の寄付の申し出について(これを受け入れることとしたので,赤字140万円は70万円に減少する。)
 - 8) 第2回日仏海洋シンポジウムについて
3. 1988年12月5日 日仏海洋シンポジウム第10回実行委員会が東京水産大学において開かれた。
4. 1988年12月28日 1989年度学会賞受賞候補者推薦委員会(第2回)が東京水産大学において開かれ,評議員から推薦され候補者について検討した結果,2名にしぼり,更に検討することとした。
5. 1989年1月10日 1989年度学会賞受賞候補者推薦委員会(第3回)が東京水産大学において開かれ,前回に引続いて審議を行なった結果,受賞候補者として山口征矢会員を決定し,委員長から会長に報告された。
6. 1989年3月27日 昭和63年度第4回幹事会が東京水産大学において開かれた。主要な議事は下記のとおり。
 - 1) 第5回日仏学術シンポジウムに関する「日仏文化」特別号(日仏会館から5月中旬刊行予定)掲載のためのシンポジウム成果報告等の原稿提出依頼について
 - 2) 1988年度収支概算について

3) 第2回日仏海洋シンポジウム プロシーディングズ刊行について

7. 新入会員

(正会員)

氏名	所 属	紹介者
久賀 俊彦	玉野総合コンサルタント㈱	
松島 晟	諫早市永昌町 32-7	高木 和徳
久保田直治	大分大学工学部海洋生産工学センター	
杉原 滋彦	理化学研究所	松生 洽

8. 住所変更

(正会員)

島津 仁一	〒383 浦和市栄和 1-20-14 メイテイフラット栄和 202
長沼 毅	〒237 横須賀市夏島町 2-15 海洋科学技術センター深海研究部
佐々木 洋	〒986 石巻市南境新水戸 1 石巻専修大学理工学部
小倉 通男	〒259-13 秦野市千村 652-38
高木 和徳	〒153 目黒区青葉台 3-1-8-206
寺本 俊彦	〒259-12 平塚市土屋 2946 神奈川大学理学部情報科学科
佐藤 孫七	〒999-74 山形県鶴岡市 1-2-28
井上 尚文	〒104 中央区勝どき5-5-1 中央水産研究所
坂本市太郎	〒514 津市高茶屋小森町 1700-19
岩淵 義郎	〒270 松戸市常盤平 2-31 サンハイツ常盤平 B-501
関根 義彦	〒514 津市上浜町 1515 三重大学生物資源学部

9. 退 会

中尾 徹, 川村文三郎, 仲村俊毅, 田代芳男, 早川正巳, 金谷太郎

10. 受贈図書

研究実用化報告 37(11, 12), 38(1~3)
 東北水産研究所研究報告 (51)
 日本学術会議月報 29(12), 30(1, 2)
 なつしま (97~99)
 日本プランクトン学会報 35(2)
 日本海区水産研究所研究報告 (39)
 日本航海学会論文集 (80)

船と港のはくぶつかん (40, 41)
 農業土木試験場報告・技報論文要約集 (15)
 農業土木関係研究成果情報 62年度
 海洋観測資料 (昭和60年)
 海洋産業研究資料 19(6~9), 20(1)
 海産研ニュース (13, 14)
 国立科学博物館専報 (21)
 航海 (98, 99)
 高知大学海洋生物教育研究センター研究報告 (10)
 鯨研通信 (374, 375)
 広島大学生物生産学部紀要 27(11, 12)
 広島日仏協会報 (103, 104)
 東海大学海洋学部紀要 (27)
 しおさい (5)
 養殖研ニュース (16)
 養殖研究所研究報告 (14)
 土佐湾表層堆積図
 熊野灘表層堆積図
 漁業資源評価漁海況予報会議研究報告 (14)
 Bull. Nat. Sci. Museum 14(3, 4)
 JODC ニュース (38)
 Preliminary Rept. Hakuho Maru Cruise KH-81-4,
 KH-86-5
 RESTEC (22)
 科学通報 33(16~24)
 水産学報 12(3, 4)
 海洋与湖沼 19(3, 4)
 韓国海洋学会誌 23(3, 4)
 Annales de l'institut oceanographique 64(2)
 Aquatic Living Resources 1(3)

日仏海洋学会役員・評議員

(1988~1989年度)

顧問 ユベール・プロシェ ジャン・デルサルト
 ジャック・ロベール アレクシス・ドランデ
 ール ベルナル・フランク ミシェル・ル
 サージュ ロベール・ゲルムール ジャック・
 マゴー レオン・ヴァンデルメルシュ オー
 ギュスタン・ベルク
 名誉会長 ユベール・セカルディ
 会長 宇野 寛
 副会長 高木和徳
 幹事 (庶務) 須藤英雄, 有元貴文; (会計) 松生
 治, 高橋 正; (渉外) 有賀祐勝, 佐伯和昭;
 (研究) 関 文威, 小池勲夫; (編集) 山口
 征矢, 渡辺精一
 監事 久保田 稷, 辻田時美
 評議員 青山恒雄, 阿部友三郎, 有賀祐勝, 石井丈夫
 石野 誠, 磯 舜也, 井上 実, 岩井 保,
 岩宮 浩, 宇野 寛, 大塚一志, 岡市友利,
 岡部史郎, 小倉通男, 梶浦欣二郎, 鎌谷明善
 川合英夫, 国司秀明, 黒木敏郎, 西条八束,
 佐伯和昭, 坂本市太郎, 坂本 亘, 佐藤孫七
 杉森康宏, 須藤英雄, 関 文威, 平 啓介,
 高木和徳, 隆島史夫, 高橋 正, 高橋正征,
 多紀保彦, 谷口 旭, 辻田時美, 寺本俊彦,
 鳥羽良明, 富永政英, 中村重久, 永田 豊,
 奈須敬二, 奈須紀幸, 根本敬久, 野村 正,
 畑 幸彦, 平野敏行, 松生 治, 松山優治,
 丸茂隆三, 三浦昭雄, 宮本 悟, 村野正昭,
 森田良美, 柳 哲雄

(54名, 会長推薦評議員を含む)

編集委員長 有賀祐勝

第14期初めての勧告採択される

平成元年 5月 日本学術会議広報委員会

日本学術会議は、去る4月19日から21日まで第107回総会（第14期3回目の総会）を開催し、第14期初めての勧告を採択しましたが、今回の日本学術会議だよりでは、同総会の議事内容等についてお知らせいたします。

日本学術会議第107回総会報告

第107回総会の主な議事概要は次のとおりであった。

第1日（4月19日）の午前。まず、会長からの前回総会以後の経過報告及び各部・委員会の報告が行われた。次いで、今回総会に提案されている6案件について、それぞれ提案説明がなされた後、質疑応答が行われた。続いて、これらの6案件のうち、「人間の科学特別委員会」を設置する案件については、直ちに採決が行われ、設置が決定された。この件は、前回総会（昨年10月）において第14期活動計画並びにそれに基づく第14期の特別委員会の設置が決定された際に、その付帯申合せとして、この「人間の科学」については、その具体的な進め方に関し、予め検討、整理を行った後に、当特別委員会を設置させることとされたため、前回総会後に、検討会が設置され、問題点の整理が行われてきたものである。

第1日の午後。各部会が開催され、午前中に提案説明された総会提案案件の審議及び設置が決定された「人間の科学特別委員会」の委員の選出等が行われた。

第2日（4月20日）の午前。前日提案された案件の審議・採決が順次行われた。

まず、第6部世話担当の2研究連絡委員会の名称変更（土壌肥科学研連→土壌・肥料・植物栄養学研連、海水理工学研連→海水科学研連）に伴う、会則及び関係規則の一部改正が採択された。

次いで、「副会長世話担当研究連絡委員会の運営について（申合せ）の一部改正」が採択された。これは、副会長世話担当研究連絡委員会の在り方についての抜本的な検討とは別に、当面の措置として、副会長世話担当研究連絡委員会のより円滑な運営及び担当副会長の世話機能の充実を図るために、必要な措置を講じたものである。

続いて、「アジア社会科学協議会連盟（AASSREC）への加入について」が採択された。これは、平成元年度予算において、当該団体への分担金の支出が認められたことに伴い、当該団体への本会議の加入を総会として議決したものである。

さらに、第4常置委員会の提案による「大学等における学術研究の推進について—研究設備等の高度化に関する緊急提言（勧告）」が採択された。この勧告は、第14期になって採択された初めての勧告である。なお、この勧告は、同日午後直ちに内閣総理大臣に提出され、関係機関等に送付された（この勧告の詳細は、別掲参照）。

第2日の午後。「人間の科学」について、自由討議が行われた（この自由討議の詳細は、別掲参照）。

第3日（4月21日）午前には、今回設置された前述の人間の科学特別委員会の1回目の委員会をはじめとして、各特別委員会が、午後には、各常置委員会が、それぞれ開催された。

大学等における学術研究の推進について—研究設備等の高度化に関する緊急提言—（勧告）[要旨]

大学等を中心とする学術研究の財政基盤の現状は、甚だ憂慮すべき事態におかれており、この事態を見送っては悔いを後世に残すことになる。したがって、長期的観点に立って、特に基礎研究を育成し、人類の知的共有財産である科学・技術の発展に積極的に貢献することは、経済大国と呼ばれるようになった我が国の当然の責務であり、今こそ、この責務を果たすべき時である。

日本学術会議では、昭和62年4月に「大学等における学術予算の増額について」の要望書を政府に提出した。大学等における学術研究予算を一般の予算要求基準の別枠とすることが肝要である。

特に、早急な対策を検討する必要がある諸点の中で、今回、緊急に次の措置を取るよう勧告する。

我が国の研究経費において、国費の負担割合を引き上げつつ、基礎研究を重視してこれを推進する観点から、国立学校特別会計予算、私大助成及び公立大学補助の各予算について格段の増額を図る必要があり、その際、特に研究設備の整備充実を図るべきである。

そのためには、国立大学の研究設備費や公立大学、私立大学等への研究設備費補助金を飛躍的に増額する措置をとること、一大学では措置しにくい大型設備については、全国的規模の共同利用設備や昭和62年4月の「地域型研究機関（仮称）の設立について」の本会議勧告においても指摘している共同利用機器センターを、重点的に早急に整備していくことが必要である。人文・社会科学系についても、昭和63年4月の「大学等における学術諸分野の研究情報活動の推進について（要望）」のとおり、コンピュータや原資料、文献、図書コレクションとその利用のための機器やネットワークなどの整備が極めて重要である。

なお、我が国の基礎研究を限られた人的・物的資源のなかで、より一層有効に推進していくためには、大学等と各省庁の研究機関の基礎研究に関する研究設備の相互利用とそれを通しての研究者の相互交流を推奨する方策を採るべきである。その際、国の手続きを一段と簡素化、迅速化するなど制度の改善を図る必要がある。

総会中の自由討議—人間の科学—

今回総会の第2日目の午後には、1時から3時間にわたって「総会中の自由討議」が行われた。これは、会員のための一種の勉強会で、総会行事の一環として、従来から、行われてきたものである。今回は、第14期活動計画の中で、第14期の具体的審議課題の一つとして掲げられている「人間の科学」という課題を取り上げて行われた。

自由討議は、福場博保第6部会員の司会のもとに、まず、近藤次郎会長から、「世界人口が50億を超え、来世紀には100億を突破する。人類の繁栄が人類の破滅を招くおそれがある。今総会での人間の科学特別委員会の設置は、新聞・テレビでも報道されたので、早速一般市民や研究者からも好意的な反響があった。人間のため科学のあり方を考えることは学会会議にふさわしい命題である」との閉会の辞があり、続いて、下記の4人の会員による意見発表が行われ、さらにこれらの意見発表に対する質疑応答等がなされ、最後に、中山和久第2部会員の閉会の辞があり、終了した。なお、この討議の内容は、後日、日学双書として出版される予定である。

4会員による意見発表の要旨は、以下のとおりであった。

1. 人間と「人間の科学」

肥田野 直 (第1部会員・心理学)

「人間の科学」を検討する際に考慮すべき二つの点について提言したい。第一は人間が何を意味するかという点である。これは、個体(個人)、人間集団(社会)、人類の三つのレベルが考えられる。個人は身心の統一体であり、心は知性と感性、あるいは知情意の三つの側面をもち、自我(自己)を中心とするミクロコスモスとして把えることができる。時間の面からは、個人は成長発達、社会は歴史、人類は進化の観点から把握することができよう。第二は人間と「人間の科学」との関係である。これは、研究対象としての人間、研究主体としての人間、及び研究目的としての人間すなわち人間のための科学という三つの立場が考えられるであろう。

2. 「人間の科学」への接近

島袋 嘉昌 (第3部会員・経営学)

「人間の科学」は、諸科学の特性を認識すると同時に相互の誤解をときほぐし、人文・社会科学と自然科学をベースとした総体としての科学を醸成し、生命と生活とを総合して考える科学をねらいとしている。いわゆる生命尊厳を抽象化して考えるだけに留めないでその内容をより具体的に解明することである。

さらに、次のような事項を検討していくべきである。

伝統的科学概念、「人間の科学」の必要性、総合科学としての「人間の科学」、科学哲学の再吟味。

3. 生体と文明とのディスクリパンシー

植原 和郎 (第4部会員・人類学)

生物の体は本来保守的であり、したがって急激な進化は起こりにくい。これに対して文明の発展はポジティブ・フィードバックの作用により、2次関数曲線を描いて急速に発展する。とくに最近の科学・技術の発展に伴って環境は急激な変化を上げたが、生物の進化がそれに伴って進んでいるとは言い難い。ここに文明と生体との間に大きなディスクリパンシーが生ずる理由がある。

人体について言えば、われわれの体は1万年以上前の旧

石器時代の環境に適応している。しかし現実の環境は旧石器時代とは著しく異なり、人体の適応の限度を超えている。これは文明の発展が必ずしも望ましい方向に進んではいないという一例であろう。

4. 「人間の科学」の背後にあるもの

井口 潔 (第7部会員・外科系科学)

科学を真に人類の福祉に役立てようとするときに必要なことの中には、科学を行う心と科学を活用する心とは区別しておかなければならないということではなからうか。ではそのときの判断の基準はどこに求めたらいいのか。私は「人間存在の理法」とも言うべき概念に據り処をおきたいと思う。

30億年の生命の歴史の中で精神をもつ生物として人間が出現し、この人間は、ほんの300年位前から科学の道を歩みはじめたばかりである。しかし宇宙の秩序の本質は、ある面は知性によって把えられ、ある面は感性によって生得的に人間の脳に刻みこまれているはずと私は考える。我々は「人間存在の理法」を沈思して、それとの調和の下に人類の繁栄の道を探求して行かねばならぬと思う。

平成元年度における学術研究集会等開催予定

本会議では、毎年、本会議の登録学術研究団体及び広報協力学術団体に依頼して、これらの各団体の翌年度における学術研究集会等の開催予定について調査を行い、その結果を、「学術研究集会等開催予定一覧」としてとりまとめている。平成元年度分については、昨年11月に調査を実施したが、調査を依頼した学術研究団体数は956団体で、回答のあった団体数は、876団体であった。

このたび、その結果がとりまとめられたが、それによると、回答のあった団体からもたらされた開催予定の学術研究集会等の数は、延べ約3,300に達している。その分野ごとの内訳は次のようになっている。

部 別	学術研究集会等数
第1部 (文学, 哲学, 教育学・心理学・社会学, 史学)	701
第2部 (法律学, 政治学)	111
第3部 (経済学, 商学・経営学)	269
第4部 (理学)	463
第5部 (工学)	708
第6部 (農学)	326
第7部 (医学, 歯学, 薬学)	714
計	3,292

注：学術研究団体の関係する部が複数の場合には、当該集会等を関係する部にそれぞれ計上したので、延べ数である。

御意見・お問い合わせ等がありましたら、下記までお寄せください。

〒106 東京都港区六本木7-22-34
日本学術会議広報委員会 電話 03(403)6291

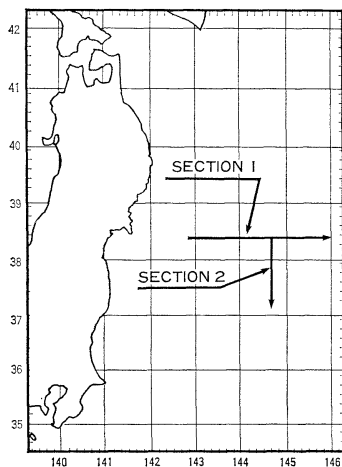
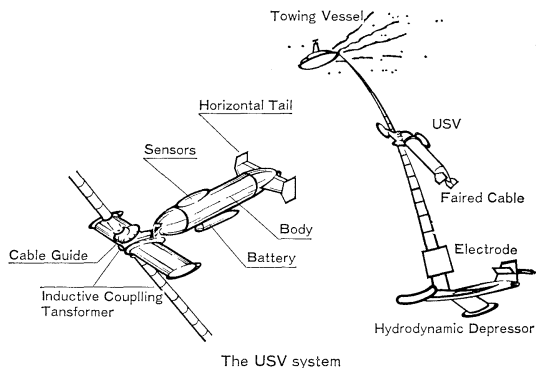
賛 助 会 員

- | | |
|-----------------|--------------------------------|
| 旭化成工業株式会社 | 東京都千代田区有楽町 1-1-2 三井ビル |
| 株式会社旭潜研 | 東京都北区栄町 9-2 |
| 阿部嘉方 | 東京都練馬区春日町 2-15-6 |
| 株式会社内田老鶴園新社 内田悟 | 東京都文京区大塚 3-34-3 |
| 有限会社英和出版印刷社 | 東京都文京区本駒込 6-15-10 |
| 株式会社オセアノート | 東京都世田谷区北沢 1-19-4-202 |
| 小樽船用電機株式会社 | 小樽市色内町 3-4-3 |
| 海上電機株式会社 | 東京都西多摩郡羽村町栄町 3-1-5 |
| 株式会社川合海苔店 | 東京都大田区大森本町 2-31-8 |
| 三信船舶電具株式会社 | 東京都千代田区神田 1-16-8 |
| シュナイダー財団極東駐在事務所 | 東京都港区南青山 2-2-8 DFビル |
| 昭和電装株式会社 | 高松市寺井町 1079 |
| 新日本気象海洋株式会社 | 東京都世田谷区玉川 3-14-5 |
| 全日本爬虫類皮革産業連合会 | 東京都足立区梅田 4-3-18 |
| 高岡屋 | 東京都台東区上野 6-7-22 |
| 株式会社鶴見精機 | 横浜市鶴見区鶴見中央 2-2-20 |
| 株式会社東京久栄 | 東京都中央区日本橋 3-1-15 久栄ビル |
| 株式会社東京久栄技術センター | 埼玉県川口市柴鶴ケ丸 6906-10 |
| 東京製網繊維ロープ株式会社 | 東京都中央区日本橋本町 1-7-1 |
| 株式会社東急フーズミート | 東京都品川区東品川 4-10-21 |
| 中川防蝕工業株式会社 | 東京都千代田区神田鍛冶町 2-2-2 東京建物ビル |
| 株式会社西日本流体技研 | 長崎県佐世保市棚方町 283 |
| 日本アクアラング株式会社 | 神奈川県厚木市温水 2229-4 |
| (財)日本気象協会研究所 | 東京都千代田区麴町 4-5 海事センタービル内 |
| 日立造船技術研究所 | 大阪市此花区桜島1-3-22 |
| パイオ研究センター | |
| 北斗理研株式会社 | 東京都東村山市多摩湖町 1-25-2 |
| 丸文株式会社 | 東京都中央区日本橋大伝馬町 8-1 |
| 三井海洋開発株式会社 | 東京都千代田区一ツ橋 2-3-1 小学館ビル |
| 宮本悟 | 東京都中央区かきどき 3-3-5 かちどきビル (辨本地郷) |
| 吉野計器製作所 | 東京都豊島区駒込 7-13-14 |
| 株式会社読売広告社 | 東京都中央区銀座 1-8-14 |
| 株式会社離合社 | 東京都文京区本郷 6-19-7 |
| 渡辺機開工業株式会社 | 愛知県渥美郡田原町神戸大坪 230 |
| 株式会社渡部計器製作所 | 東京都文京区向丘 1-7-17 |

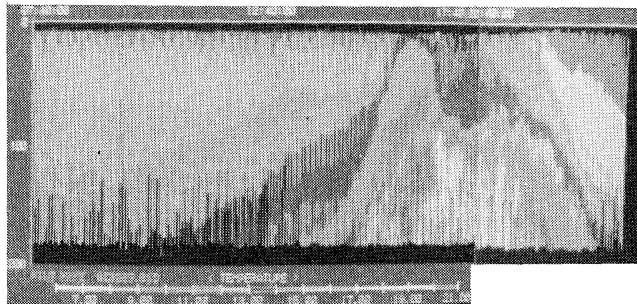
スライド式高速曳航体 JAMSTEC TSK方式

Underwater Sliding Vehicle System (USV)

- 本システムは海洋科学技術センター殿の御指導によって開発されました。
- USVは小型かつ軽量で極めて優れた水中運動性能を有しております。
- 電磁誘導伝送方式を使うことにより船上からのUSVの昇降運動制御及びリアルタイム信号モニターリングを行うことができます。
- 取得データはFD及びハードディスクに記録し2次電算機処理に供します。



38° 20' N 144° 40' E 0 50 (KM) 37° 05' N 144° 40' E

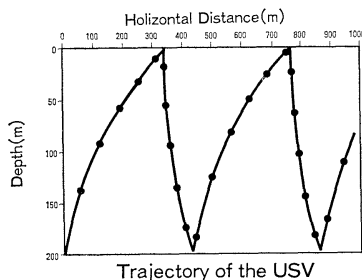


T.S.スライド式高速曳航体によって得られた三陸沖の水温鉛直分布のカラー画像。

(海洋科学技術センター殿から資料を御提供頂きました。)

SPECIFICATIONS

Towing Speed	:0~8knots	
Operation Depth	:Max.400m	
Tow Cable	:8mm hydrodynamically faired stainless steel wire rope with polyurethane coating	
Sensor	Range	Accuracy
Conductivity	20~70ms	±0.05ms
Temperature	-2~35°C	±0.05°C
Depth	0~400dbar	0.5%FS
Data Transport	:Inductive Coupling Data Communication System	
Sampling Rate	:5times per second	
Sensor Battery Life	:50hours	



T.S.K

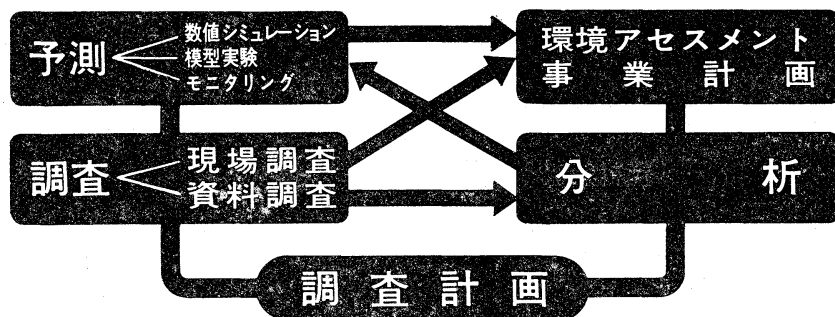
株式会社 鶴見精機

本 社 〒230 神奈川県横浜市鶴見区鶴見中央2-2-20
TEL.(045)521-5252 FAX.(045)521-1717
白河工場 〒969-03 福島県西白河郡大信村大字中新城字弥平田
TEL.(0248)46-3131 FAX.(0248)46-2288

TSK AMERICA INC.

828 MILLS PL.N.E. NORTH BEND, WA. 98045, U.S.A.
TEL.206-888-3404 TLX.230754235 TSKA SEA UD

当社は環境アセスメントを始め環境の質を把握するため、水域及び大気環境調査から分析・予測・解析まで一貫してユーザーの要望に応える環境総合コンサルタントです。



★海洋，河川，ダム湖，湖沼，道路，鉄道の環境実態調査

水質・底質・プランクトン・底生生物・魚類・鳥類・哺乳動物・植生

★海域，河川，ダム湖，湖沼の水質予測解析

潮流・恒流・吹送流解析，COD拡散解析，SS沈降拡散，富栄養化予測解析，ダム湖の水温・濁度予測解析

★環境アセスメント調査

港湾・空港・大規模工業団地・石油精製・石油基地・海の公園・人工海浜造成計画等の環境アセスメント調査

河川・ダム湖・河口堰・鉄道計画等の環境アセスメント調査

★分析・実験

水質分析，底質分析，土壌分析，産業廃棄物分析，生物分析，天気分析，水質汚濁機構解析のための生産量，分解量，溶出量，酸素消費量実験およびAGP試験，土砂の沈降試験，ノリの成育実験，魚類室内実験，土壌中の有害物質の植物検定

★気象海象観測，予報，解析

天気予報，気象観測整理解析，降雨汚水解析，大気・騒音・振動の環境調査，波浪推算調査，波浪予報，漂砂調査，大気拡散シミュレーション



新日本気象海洋株式会社

本社 東京都世田谷区玉川3-14-5 TEL 03-708-1161
 環境分析研究所 東京都目黒区上目黒4-17-18 TEL 03-793-0591
 大阪支店 大阪市西区江戸堀3-2-23 TEL 06-448-2551
 九州事務所 福岡県北九州市小倉区片野新町1-15 TEL 093-922-2214
 事業所 釜石(岩手県)，小名浜(福島県)，金沢(石川県)，沖縄

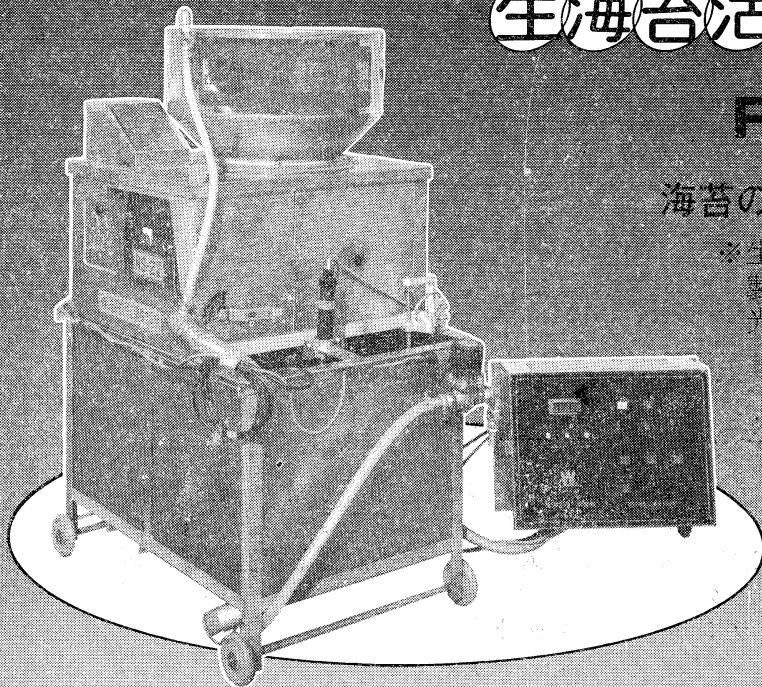
応援します。
 良い海苔づくり—

生海苔活性調整機

RS-2型

海苔の等級が数段あがる

※生海苔を活性化し、海苔
 製品の表面をなめらかに
 光沢よく仕上げます。



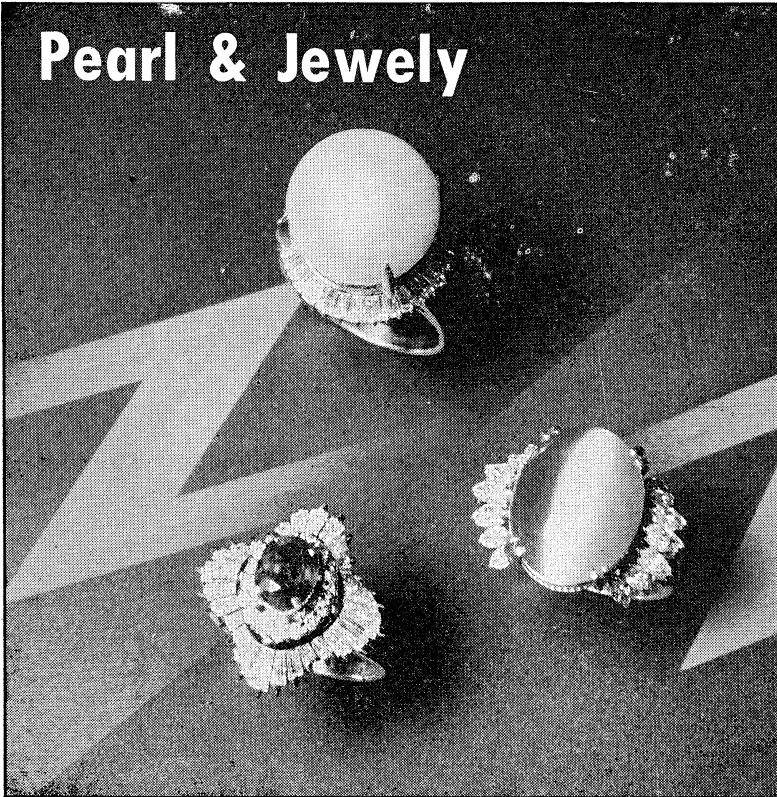
	RS-1型	RS-2型
高さ	720mm	1,480mm
幅	950mm	950mm
深さ	680mm	780mm
重量	85kg	180kg
モーター	40W 1台	40W 2台
	160W 1台	60W 1台
		100W 1台
		150W 1台



渡辺機開工業株式会社


愛知県渥美郡田原町神戸大坪230
 電話 05312(2)1121(代表)

Pearl & Jewelry



輝へんくわんはなはなはな。

宝石の名門



東京・銀座
東京都中央区銀座6-7-2
電話572-5011(代表)

JEWELER miwa
No.7-2, 6-CHOME, GINZA,
TOKYO Phone(03)572-5011

営業案内

- 科学魚探SIMRAD
- 理研式GEK
- 曳航式水温計

D. B. T.	水中テレビジョン	採泥器類
C/S T D	自記流向流速計	電気流速計
水中照度計	比重計, 水色計, 標準海水	船用機器模型及標本類
水中濁度計	アクアラング	標識票類
溶存酸素測定器	プランクトンネット類	
サリノメーター	採水器類	

株式会社 **本 地 郷**

東京都中央区勝どき3丁目3番5号 かしどきビル内 〒104 TEL 533-7771(代)
TELEFAX 533-4094


代表取締役 宮本 悟 取締役 大塚昌治

食卓の 豊かさを求めて



(ニューカレドニア・エビ養殖池)

フランスとの共同事業として、現在ニューカレドニアにて、エビの養殖事業に参加しています

 **株式会社 東急フーズミート事業部**

〒140 東京都品川区東品川 4-10-21 電話 東京 03 (471) 6401 番(代)

海苔の養殖から販売までの専門会社

まごころプラスワン



TAKAOKAYA



株式会社

高岡屋

東京都台東区上野6丁目7番22号

Takaokaya Company Limited.

7-22, Ueno 6-chome, Taito-ku, Tokyo, 110 JAPAN

日 仏 海 洋 学 会 編 集 委 員 会 (1988-1989)

委員 長: 有賀祐勝

委 員: 青木三郎, 半沢正男, 堀越増興, 鎌谷明善, 前田昌調, 村野正昭, 小倉通男, 岡部史郎, 須藤英雄, 柳 哲雄

海外委員: H. J. CECCALDI (フランス), E. D. GOLDBERG (アメリカ), T. ICHIYE (アメリカ), T. R. PARSONS (カナダ)

幹 事: 渡辺精一, 山口征矢

投 稿 の 手 引

1. 「ろみ」(日仏海洋学会機関誌; 欧文誌名 *La mer*) は, 日仏海洋学会正会員およびそれに準ずる非会員からの投稿(依頼稿を含む)を, 委員会の審査により掲載する。
2. 原稿は海洋学および水産学両分野の原著論文, 原著短報, 総説, 書評, 資料などとする。すべての投稿は, 本文, 原図とも正副2通とする。副本は複写でよい。本文原稿用紙はすべてA4判とし, 400字詰原稿用紙(和文)に, または厚手白紙にダブル・スペース(和文ワープロでは相当間隔)で記入する。表原稿および図説明原稿は, それぞれ本文原稿とは別紙とする。
3. 用語は日, 仏, 英3カ国語の何れかとする。ただし, 表および図説明の用語は仏文または英文に限る。原著論文(前項)には約200語の英文または仏文の要旨を, 別紙として必ず添える。なお, 欧文論文には, 上記要旨の外に, 約500字の和文要旨をも添える。ただし, 日本語圏外からの投稿の和文要旨については編集委員会の責任とする。
4. 投稿原稿の体裁形式は最近号掲載記事のそれに従う。著者名は略記しない。記号略号の表記は委員会の基準に従う。引用文献の提示形式は, 雑誌論文, 単行本分載論文(単行本の一部引用を含む), 単行本などの別による基準に従う。
5. 原図は版下用として鮮明で, 縮尺(版幅または1/2版幅)に耐えられるものとする。
6. 初校に限り著者の校正を受ける。
7. 正会員に対しては7印刷ページまでの掲載を無料とする。ただし, この範囲内であっても色彩印刷を含む場合などには, 別に所定の費用を著者負担とすることがある。正会員の投稿で上記限度を超える分および非会員投稿の印刷実費はすべて著者負担とする。
8. すべての投稿記事について, 1篇あたり別刷50部を無料で請求できる。50部を超える分は請求により, 50部単位で作製される。別刷請求用紙は初校と同時に配布される。
9. 原稿の送り先は下記の通り。

〒108 東京都港区港南4-5-7 東京水産大学 有賀祐勝 気付
日仏海洋学会編集委員会

1989年6月25日印刷
1989年6月28日発行

う む 第27巻
第1-2号

定 価 円 3,200

編 集 者 有 賀 祐 勝

発 行 所 日 仏 海 洋 学 会

財団法人 日仏会館内

東京都千代田区神田駿河台2-3

郵便番号: 101

電話: 03(291)1141

振替番号: 東京 5-96503

印 刷 者 佐 藤 一 二

印 刷 所 有限会社英和出版印刷社

東京都文京区本駒込 6-15-10

郵便番号: 113

電話: 03(941)6500

Tome 27 N^{OS} 1-2

SOMMAIRE

Notes originales

Theoretical elucidation of generation of a soliton on the interface of two-layer fluid system with equal depth with slightly different densities.....	Masahide TOMINAGA 1
Marigrams in tide-wells (in Japanese)	Shigehisa NAKAMURA 9
Effect of food amount on growth of tench larvae, <i>Tinca tinca</i> Recep BIRCAN, Kiyoshi SAKAI and Fumio TAKASHIMA	15
Relationship between turbidity of water and visual acuity of fish (3) Fish reaction to small bait target in turbid water (in Japanese)	Yoshihiko NAKAMURA and Kanau MATSUIKE 19
Comportement des glucides et acides aminés particuliers dans l'estuaire de la Rivière Tama Masahiro OCHIAI, Masanobu OGINO, Kahoru SAKAI et Tsuyoshi OKAZAWA	25
Intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in summer Tetsuo YANAGI, Hiroyuki TAMARU, Takashi ISHIMARU and Toshiro SAINO	34
Mechanism of incorporation of rare earth elements into ferromanganese concretions Noburu TAKEMATSU, Yoshio SATO and Shiro OKABE	41
Geology of the rift system in the North Fiji Basin: Results of Japan-France Cooperative Research on board KAIYO 88 (in Japanese) Eiichi HONZA, Jean-Marie AUZENDE and KAIYO 88 Shipboard Party	53
The hydrothermal vent communities in the North Fiji Basin: Results of Japan-France Cooperative Research on board KAIYO 88 (in Japanese) Jun HASHIMOTO, Didier JOLLIVET and KAIYO 88 Shipboard Party	62
Faits divers The 1707 Hōei tsunami washed out Yamauchi Village (in Japanese)	Shigehisa NAKAMURA 72
Analyses d'ouvrages	77
Procès-verbaux	78

第 27 卷 第 1-2 号

目 次

原 著

等深およびほぼ等深の2層流体の界面孤立波の解析解存在の検討 (英文).....	冨 永 政 英 1
検潮井による検潮記録	中 村 重 久 9
テンチ仔魚の成長におよぼす給餌量の影響 (英文).....	Recep BIRCAN・酒井 清・隆島史夫 15
水中の濁りと魚の視力との関係 (3) 濁った水中における魚の小さなターゲット (餌) に対する反応	中村善彦・松生 治 19
多摩川河口域における懸濁態炭水化物とアミノ酸の挙動 (仏文) 落合正宏・荻野将信・佐々木かほる・岡沢 剛	25
夏季東京湾の高濁度底層水の間欠的流出 (英文).....	柳 哲雄・田丸浩之・石丸 隆・才野敏郎 34
希土類元素の鉄マンガング塊への編入機構 (英文).....	竹松 伸・佐藤義夫・岡部史郎 41
北フィジー海盆のリフト系の地学: 日仏共同研究 KAIYO 88 の成果 本座栄一・Jean-Marie AUZENDE・KAIYO 88 乗船研究者	53
北フィジー海盆における熱水噴出孔生物群集: 日仏共同研究 KAIYO 88 の成果.....	橋本 惇・Didier JOLLIVET・KAIYO 88 乗船研究者 62

資 料

1707宝永津波のため山内村全村流亡	中 村 重 久 72
書 評	77
学会記事	78