

La mer

うみ

1995 年 5 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

SOCIETE FRANCO-JAPONAISE D'OCEANOGRAPHIE

Comité de Rédaction

(de l'exercice des années de 1994 et 1995)

Directeur et rédacteur: Y. YAMAGUCHI

Comité de lecture: S. AOKI, M. HANZAWA, M. HORIKOSHI, Y. MATSUYAMA, M. MAEDA, M. OCHIAI, T. YANAGI, S. WATANABE

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: M. OCHIAI, H. SATOH

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. YAMAGUCHI, 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.

A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan Part 1. Coastal topographic effect*

Mingqiu ZHANG** and Yoshihiko SEKINE**

Abstract: Effects of the coastal topography on the path dynamics of the Kuroshio are studied by use of a two layer numerical model. Realistic coastal topographies south of Japan with a flat bottom is employed as Part 1 of this study. A straight path is formed when in- and outflow volume transport is relatively small (30 Sv). If the in- and outflow volume transport of 55 Sv is given, two cyclonic eddies southeast of Kyushu and Kii Peninsula and two anti-cyclonic eddies southwest of Kyushu and south of Shikoku are formed and a large meander path is formed. It is shown from vorticity balance that advection term is balanced with the planetary beta term in offshore region, while the advection term is balanced with the friction term near the coastal boundary. If in- and outflow volume transport of 70 Sv is given, more amplified large meander path is formed. However, if the in- and outflow volume transport is increased to 80 Sv, a different flow pattern with the dominant eastward flow from south of Kyushu is formed. It is pointed out that a critical maximum volume transport exists for the generation of large meander path. In the cases with large meander path, current path commonly separates from the Cape Muroto. If only the coastal topography corresponding to the Kii Peninsula is excluded from the numerical model, separation point of the mean flow at the Cape Muroto is not changed. However, the separation point shifts to east of the Cape Muroto, if the coastal topography corresponding to the Cape Muroto is excluded. If both coastal topographies of the Cape Muroto and Kii Peninsula are excluded, the separation point shifts further downstream. It is resulted that the topographic effect of the Cape Muroto has an important influence on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan.

1. Introduction

The kuroshio south of Japan is a western boundary current of the subtropical circulation in the North Pacific. It has been widely accepted that the Kuroshio has a bimodal path characteristics between a straight path and a large meander path (e.g., TAFT, 1972; NITANI, 1975; ISHII *et al.*, 1983). There have been various studies on the bimodal path dynamics of the Kuroshio. In early studies (e.g. WHITE and MCCREARY, 1976; CHAO and MCCREARY, 1982; MASUDA, 1982), the Kuroshio takes large meander path when the volume transport and/or the current velocity of the Kuroshio is relatively

small, because the large meander of the Kuroshio is considered essentially as a stationary Rossby wave in the zonal flow. In contrast to these studies, it is shown by some later studies (e.g. YOON and YASUDA, 1987; SEKINE, 1988; 1990; AKITOMO *et al.*, 1991) that the Kuroshio takes the large meander path when the volume transport is relatively large. The difference between the early and later studies is the inclusion of topographic effect of northern coastal topography inclination from zonal direction in the later studies. In particular, AKITOMO *et al.* (1991) showed important topographic effects of Kyushu and Kii Peninsula on the path dynamics of the Kuroshio. They also showed that these topographies give mean flow the positive vorticity, which is necessary for the generation of large meander path. However, because coastal topographies south of

* Received December 7, 1994

** Institute of Oceanography, Faculty of Biore-sources, Mie University, 1515, Kamihama, Tsu, Mie, 514 Japan

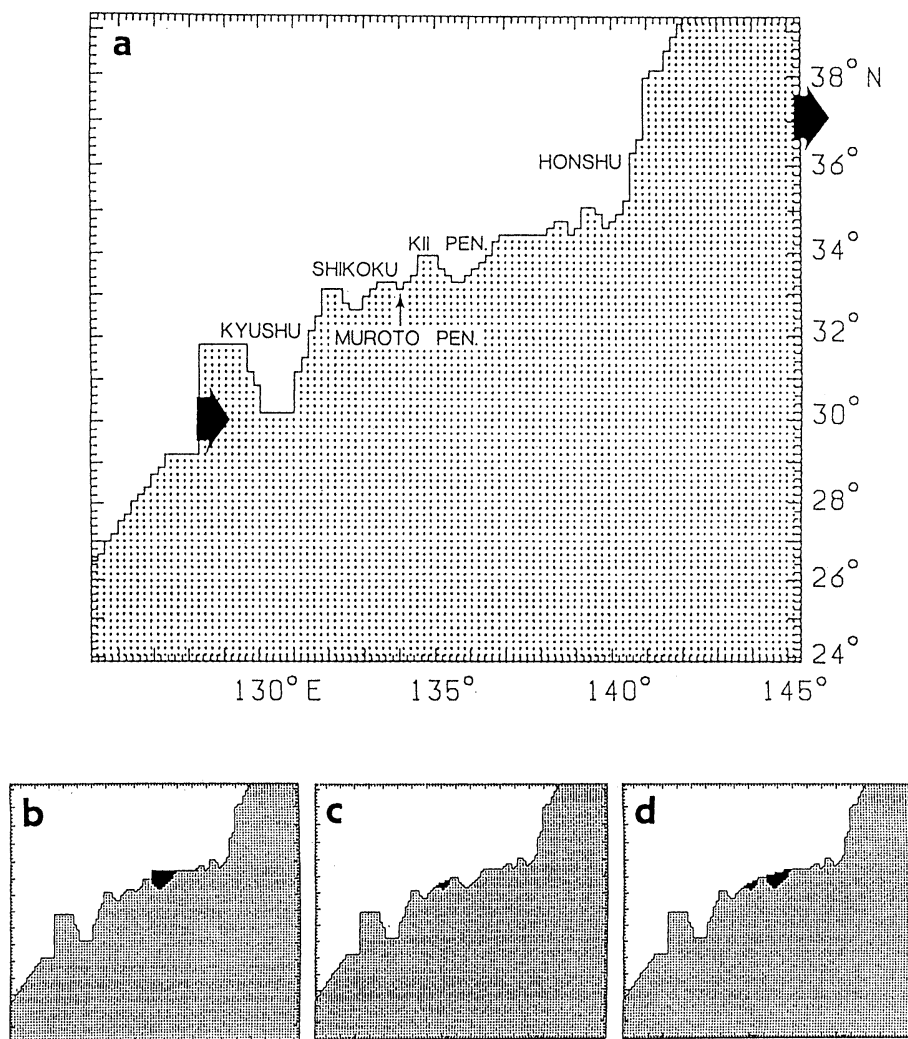


Fig. 1. (a) Domain of numerical experiments (stippled area) of F30, F55, F70 and F80 shown in Table 2. (b) Domain of FKN55, (c) FMN55 and (d) FMKN55. Closed areas in (b), (c) and (d) are excluded from the domain of (a). Two arrows in (a) indicate the boundary with in- and outflow.

Japan are significantly simplified in their model, details of the coastal topographic effects south of Japan were not fully discussed.

In the present study, we model more realistic topographies south of Japan and examine the coastal and bottom topographic effects on the path dynamics of the Kuroshio. As Part 1 of this study, we assume a flat bottom ocean with a depth of 3800 m and coastal topographic effects on the path dynamics of the Kuroshio are examined. The bottom topographic effects of

the continental slope and Izu Ridge will be discussed in Part 2 of this study (ZHANG and SEKINE, 1995). In the following, model characteristics are described in the next section, results of numerical experiments in section 3 and summary and discussion in section 4.

2. Numerical model

A two layer ocean is assumed and the upper layer and lower layer have a constant density ρ and $\rho + \Delta\rho$, respectively. We adopt a

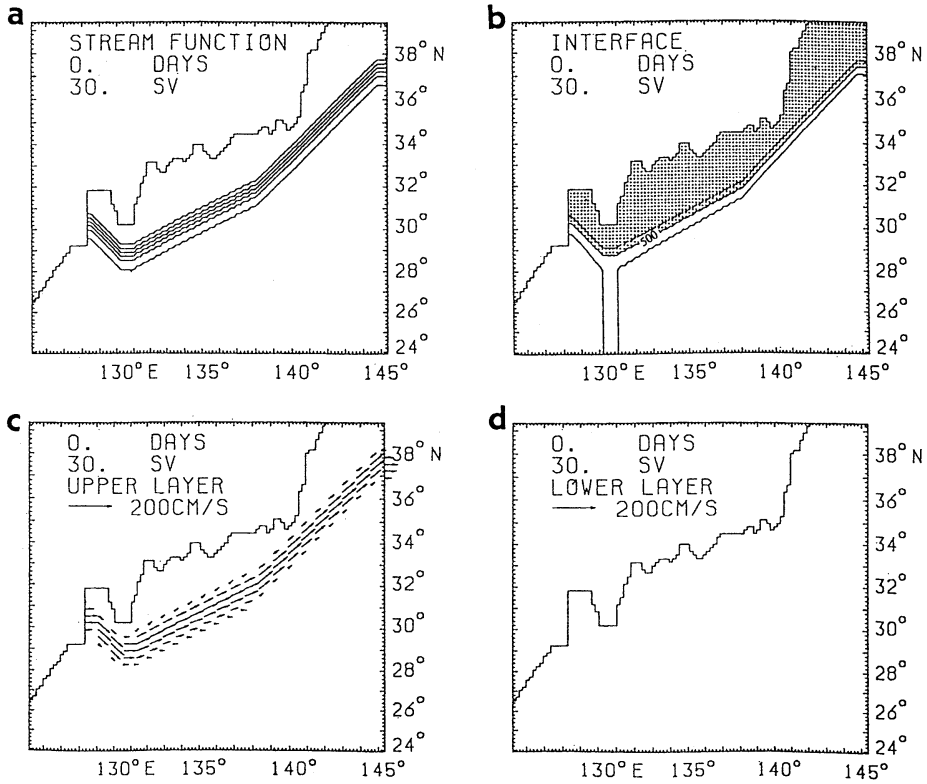


Fig. 2. Initial condition of F30. (a) Spatial distribution of volume transport function, (b) upper layer thickness, (c) velocity fields of upper layer and (d) those of lower layer. The contour intervals of the volume transport function and the upper layer thickness are 5 Sv and 50 m, respectively. Areas with negative volume transport or thinner upper layer thickness less than 500 m are stippled.

Cartesian coordinate system on a β plane with x -axis to east, y -axis to north and z -axis to upward. The vertically integrated equations for a two-layer Boussinesq fluid in hydrostatic balance are

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u_1 h_1}{\partial t} = -\frac{\partial u_1^2 h_1}{\partial x} - \frac{\partial u_1 v_1 h_1}{\partial y} - \frac{\rho}{\rho_0} g h_1 \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ \quad + f v_1 h_1 + A_h \nabla^2 u_1 h_1 \quad (1) \\ \frac{\partial u_1 h_1}{\partial t} = -\frac{\partial u_1 v_1 h_1}{\partial x} - \frac{\partial v_1^2 h_1}{\partial y} - \frac{\rho}{\rho_0} g h_1 \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ \quad + f u_1 h_1 + A_h \nabla^2 v_1 h_1 \quad (2) \\ \frac{\partial h_1}{\partial t} = -\frac{\partial u_1 h_1}{\partial x} - \frac{\partial v_1 h_1}{\partial y} \quad (3) \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u_2 h_2}{\partial t} = -\frac{\partial u_2^2 h_2}{\partial x} - \frac{\partial u_2 v_2 h_2}{\partial y} - \frac{\rho}{\rho_0} g h_2 \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ \quad + \frac{\Delta \rho}{\rho_0} g h_2 \frac{\partial \eta}{\partial x} + f v_2 h_2 + A_h \nabla^2 u_2 h_2 \quad (4) \\ \frac{\partial v_2 h_2}{\partial t} = -\frac{\partial u_2 v_2 h_2}{\partial x} - \frac{\partial v_2^2 h_2}{\partial y} - \frac{\rho}{\rho_0} g h_2 \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ \quad + \frac{\Delta \rho}{\rho_0} g h_2 \frac{\partial \eta}{\partial y} + f u_2 h_2 + A_h \nabla^2 v_2 h_2 \quad (5) \\ \frac{\partial h_2}{\partial t} = -\frac{\partial u_2 h_2}{\partial x} - \frac{\partial v_2 h_2}{\partial y} \quad (6) \end{array} \right.$$

where

$$h_1 = H + \eta, \quad \zeta \ll \eta, H, \quad (7)$$

$$h_2 = D - H - \eta. \quad (8)$$

The rigid lid approximation is assumed and we introduce the total volume transport function

$$\begin{cases} u_1 h_1 + u_2 h_2 = -\frac{\partial \phi}{\partial y}, \\ \nu_1 h_1 + \nu_2 h_2 = \frac{\partial \phi}{\partial x}. \end{cases} \quad (9)$$

$$\quad (10)$$

Then, the equations (1)-(6) are transformed into the vorticity equation for the barotropic mode with a flat bottom ocean:

horizontal velocity distribution of in- and outflow is assumed and only eastward velocity component is given at the boundaries:

$$(u_1, \nu_1) = \left(u_0 \sin \left\{ \frac{\pi}{L} y \right\}, 0 \right), \quad (18)$$

$$(u_2, \nu_2) = (0, 0). \quad (19)$$

$$\begin{aligned} \text{Total change} \quad \frac{\partial Z}{\partial t} &= \underbrace{-\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_1 \nu_1 h_1 + \frac{\partial}{\partial y} \nu_1^2 h_1 \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_1^2 h_1 + \frac{\partial}{\partial y} u_1 \nu_1 h_1 \right) \right\}}_{\text{Advection}} \\ &\quad - \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_2 \nu_2 h_2 + \frac{\partial}{\partial y} \nu_2^2 h_2 \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_2^2 h_2 + \frac{\partial}{\partial y} u_2 \nu_2 h_2 \right) \right\}}_{\text{Advection}} \\ \text{Beta term} \quad &\left[-\frac{\beta \partial \phi}{D \partial x} \right] + \left[A_h \nabla^2 Z \right] \text{Friction} \quad (11) \end{aligned}$$

and shear equation for the baroclinic mode:

$$\frac{\partial S_u}{\partial t} = -\frac{\Delta \rho}{\rho_0} g \frac{\partial \eta}{\partial x} + f S_v + A_h \nabla^2 A_u - \frac{\partial u_1^2}{\partial x} - \frac{\partial u_1 \nu_1}{\partial y} + \frac{\partial u_2^2}{\partial x} + \frac{\partial u_2 \nu_2}{\partial y}, \quad (12)$$

$$\frac{\partial S_v}{\partial t} = -\frac{\Delta \rho}{\rho_0} g \frac{\partial \eta}{\partial y} - f S_u + A_h \nabla^2 A_v - \frac{\partial u_1 \nu_1}{\partial x} - \frac{\partial \nu_1^2}{\partial y} + \frac{\partial u_2 \nu_2}{\partial x} + \frac{\partial \nu_2^2}{\partial y}, \quad (13)$$

where

$$Z = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1 \partial \phi}{D \partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1 \partial \phi}{D \partial y} \right) \quad (14)$$

$$\left\{ \begin{aligned} S_u &= u_1 - u_2 \\ S_v &= \nu_1 - \nu_2 \end{aligned} \right. \quad (15)$$

$$\quad (16)$$

The continuity equation for the above system is

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial h_2 u_2}{\partial x} + \frac{\partial h_2 \nu_2}{\partial y} \quad (17)$$

The symbols used in the above equations are tabulated in Table 1. Schematic view of the model ocean is shown in Fig.1. The system is driven by in- and outflow through the open boundary. For the initial state, the flow is given only in the upper layer and the lower layer has no motion (Fig. 2). Sinusoidal

Table 1. List of symbols

t	time
$u_i (i=1, 2)$	velocity in the x-direction
$\nu_i (i=1, 2)$	velocity in the y-direction
$h_i (i=1, 2)$	layer thickness
η	interface deviation positive downward from mean interface level
D	total depth ($D=3.8 \times 10^5 \text{cm}$)
H	mean upper layer thickness ($H=4.0 \times 10^4 \text{cm}$)
ζ	surface deviation from average surface level
f	Coriolis parameter ($f_0=6.19 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$)
β	linear change rate of the Coriolis parameter in the y-direction ($\beta=2 \times 10^{13} \text{cm sec}^{-1}$)
g	acceleration due to gravity ($g=980 \text{cm sec}^{-2}$)
g^*	reduced gravity ($g^* (\Delta \rho / \rho_0) \times g=2.87 \text{cm sec}^{-2}$)
ρ_0	mean density over the upper and lower layer
$\Delta \rho$	density difference between upper and lower layer
A_h	horizontal eddy viscosity coefficient ($A_h=10^7 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)
Subscripts 1 and 2	quantities in the upper and lower layer, respectively

Table 2. Parameters, in- and outflow transport, coastal topographies for the experiments discussed in this study

Runs	Volume transport of in- and outflow (Sv)	Maximum Velocity of inflow u_0 (cm sec ⁻¹) in (18)	Topography of Kii Peninsula	Topography of Cape Muroto
F30	30	61.9	Yes	Yes
F55	55	100.7	Yes	Yes
F70	70	121.1	Yes	Yes
F80	80	133.7	Yes <td Yes	
FKN55	55	100.7	No	Yes
FMN55	55	100.7	Yes	No
FMKN55	55	100.7	No	No

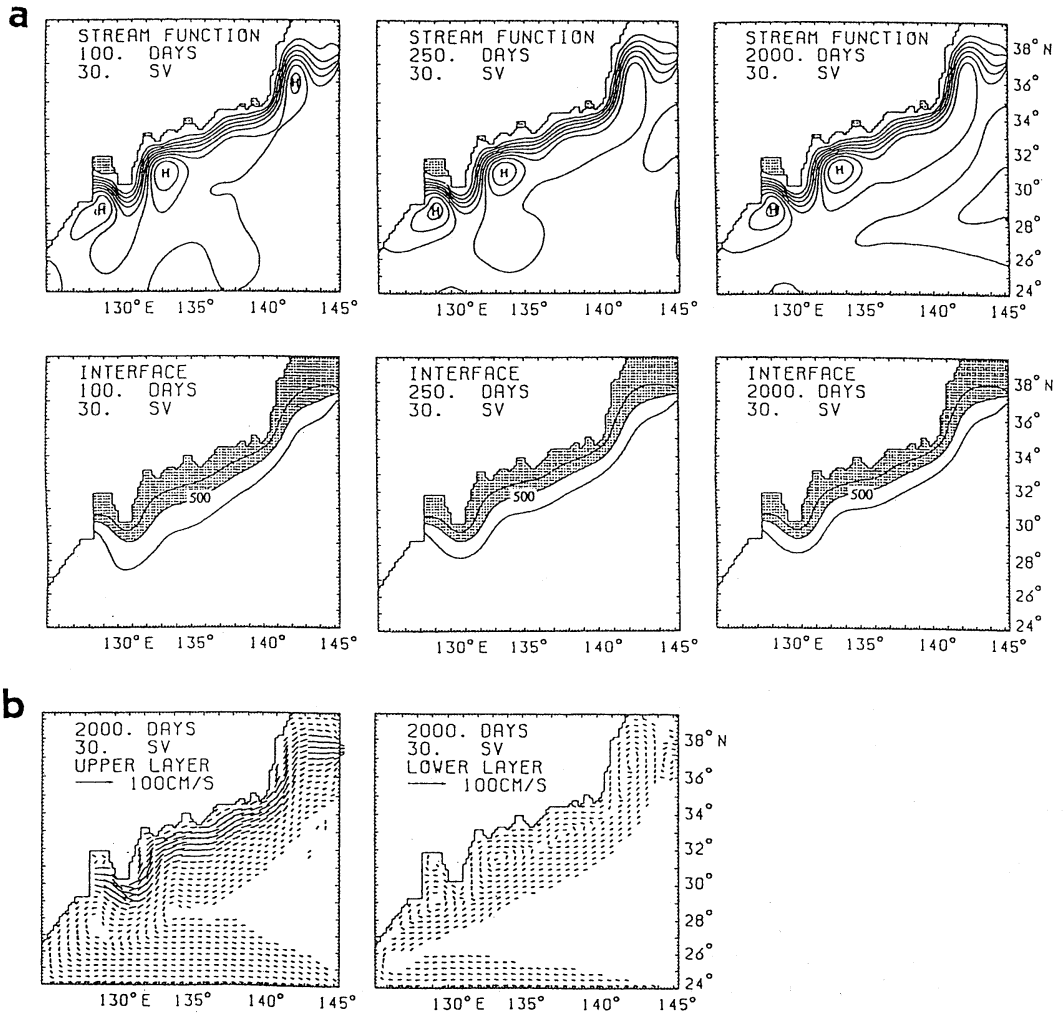


Fig. 3. Result of F30 shown by (a) volume transport function (upper) and the upper layer thickness (lower) and (b) upper and lower layer velocity fields. The contour interval in (a) is the same as in Fig. 2. No velocity vectors less than 5 cm sec⁻¹ are plotted.

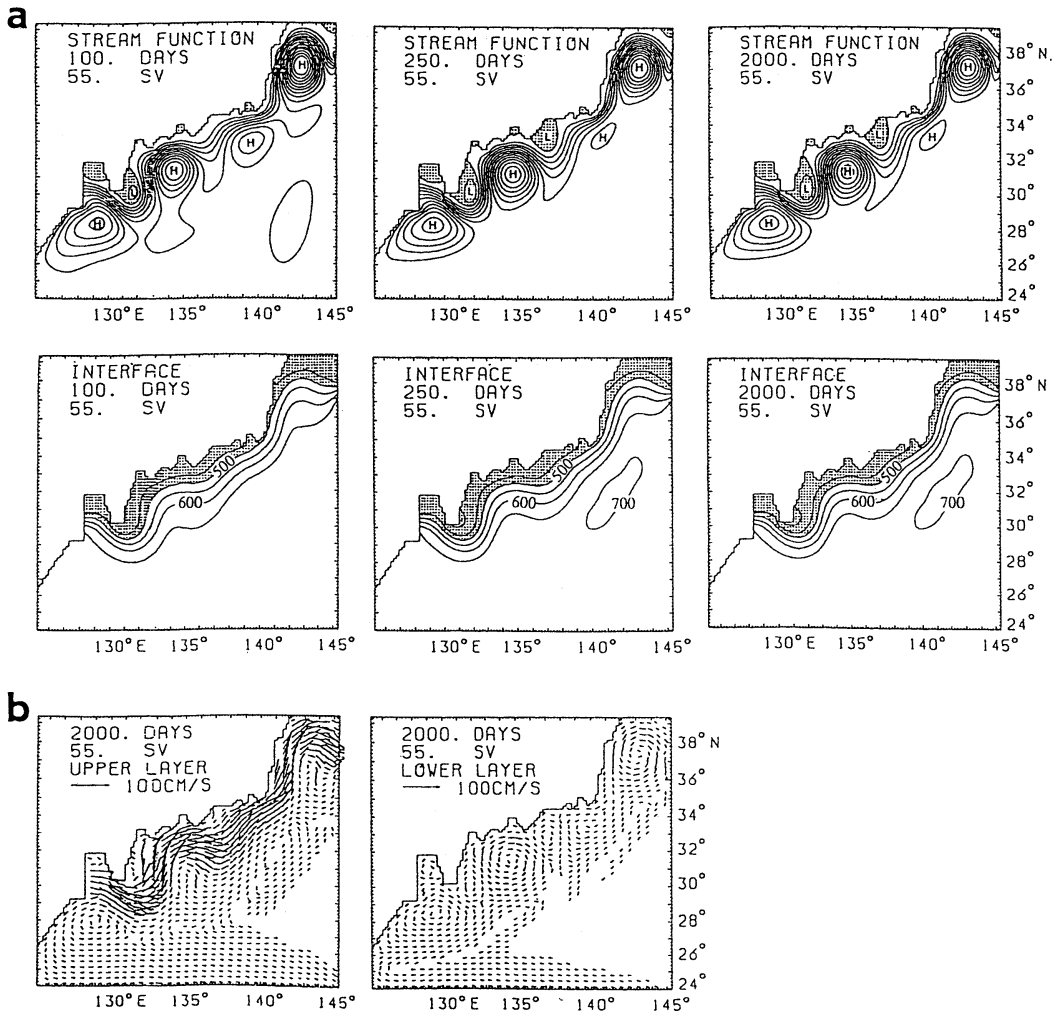


Fig. 4. Same as in Fig. 3 but for F55. The contour interval of the volume transport function is 10 Sv.

Where $L=158$ Km is the width of in- and outflow, u_0 is the maximum velocity at the center of in- and outflow. Viscous boundary condition is imposed on the northern boundary and slip condition is imposed on the other open boundaries. In the numerical calculation, we adopt a rectangular grid with horizontal spacing of 18.7 Km along x - axis and 15.8 Km along y - axis.

In the present study, seven cases of numerical experiments with different model character are performed (Table 2). Firstly, the realistic coastal topography shown in Fig. 1 is assumed and different in- and outflow volume transport of 30 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^{12} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1}$), 55 Sv, 70 Sv

and 80 Sv are given, which are referred as F30, F55, F70 and F80, respectively. Secondly, to see the specified topographic effect of Cape Muroto and Kii Peninsula, additional three experiments are performed: the coastal topography of Kii Peninsula is excluded in FKN55 (Fig. 1b). In next, the coastal topography of Cape Muroto is excluded in FMN55 (Fig. 1c) and both Cape Muroto and Kii Peninsula are excluded in FMKN55 (Fig. 1d). These models are driven by the in- and outflow with the volume transport of 55 Sv. The horizontal velocity distribution of in- and outflow at the boundaries is similar to all experiments and u_0 in (18) is

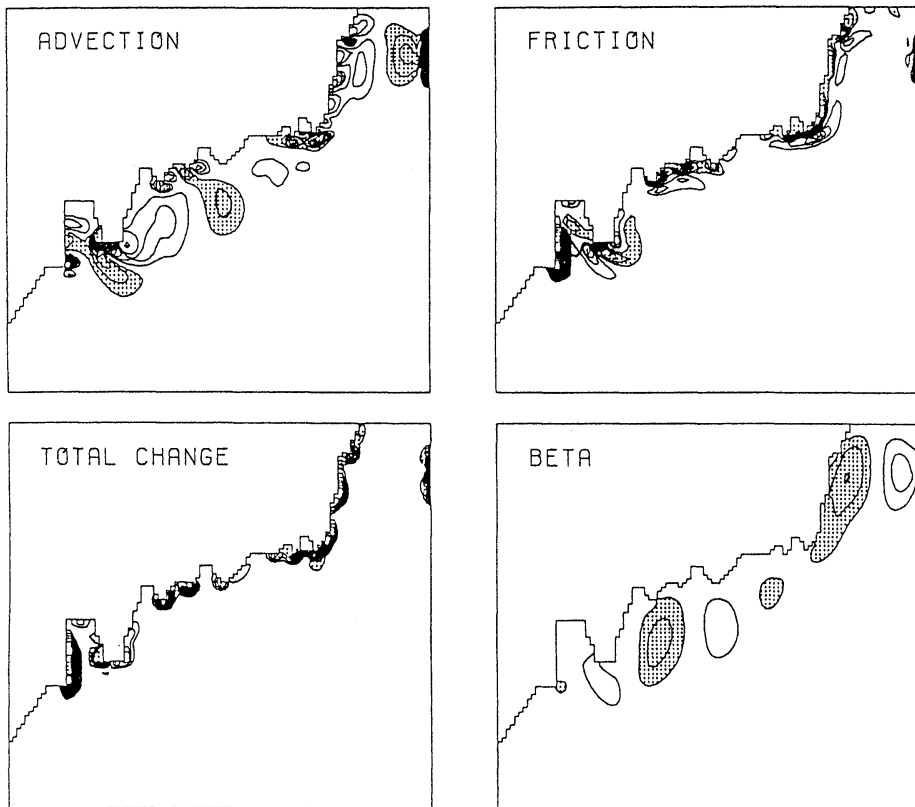


Fig. 5. Spatial distribution of vorticity change in Eq. (11) for F55 averaged over 1500–2000 days. The contour interval is $1.5 \times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$ and regions with negative value less than $-1.5 \times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$ are stippled.

listed in Table 2.

3. Results

The result of F30 is shown in Fig. 3. The current path is stable and flows along northern boundary. The velocity fields (Fig. 3b) show that the upper layer flow runs along the northern boundary. Some anti-cyclonic circulations are detected in southwest of Kyushu, off Shikoku and off Enshu-nada in the lower layer. The result of F55 (Fig. 4) shows that two cyclonic eddies are formed in southeast of Kyushu and east of Kii Peninsula and total flow pattern shows an observed large meander path after about 250 days. This large meander path is stable and maintained stationary. It is showed from the velocity fields (Fig. 4b) in the upper layer that two separation of the current path are detected at southeast of Kyushu and

at east of Kii Peninsula. In the lower layer, two cyclonic circulation southeast of Kyushu and east of Kii Peninsula are more enhanced in comparison with F30. In order to see basic dynamics of a large meander path of F55, spatial distribution of the vorticity change in Eq. (11) is shown in Fig. 5. It is shown that the friction term is mainly balanced with advection term near the coastal boundary, but the planetary beta term is mainly balanced with advection term in offshore region. It is resulted that obtained large meander path is essentially considered as a stationary Rossby wave. It should be noticed that the advection of negative vorticity from Cape Muroto is prominent, which shows that current path separates from Cape Muroto and forms the large meander path by the planetary beta effect.

Almost similar flow pattern to F55 is de-

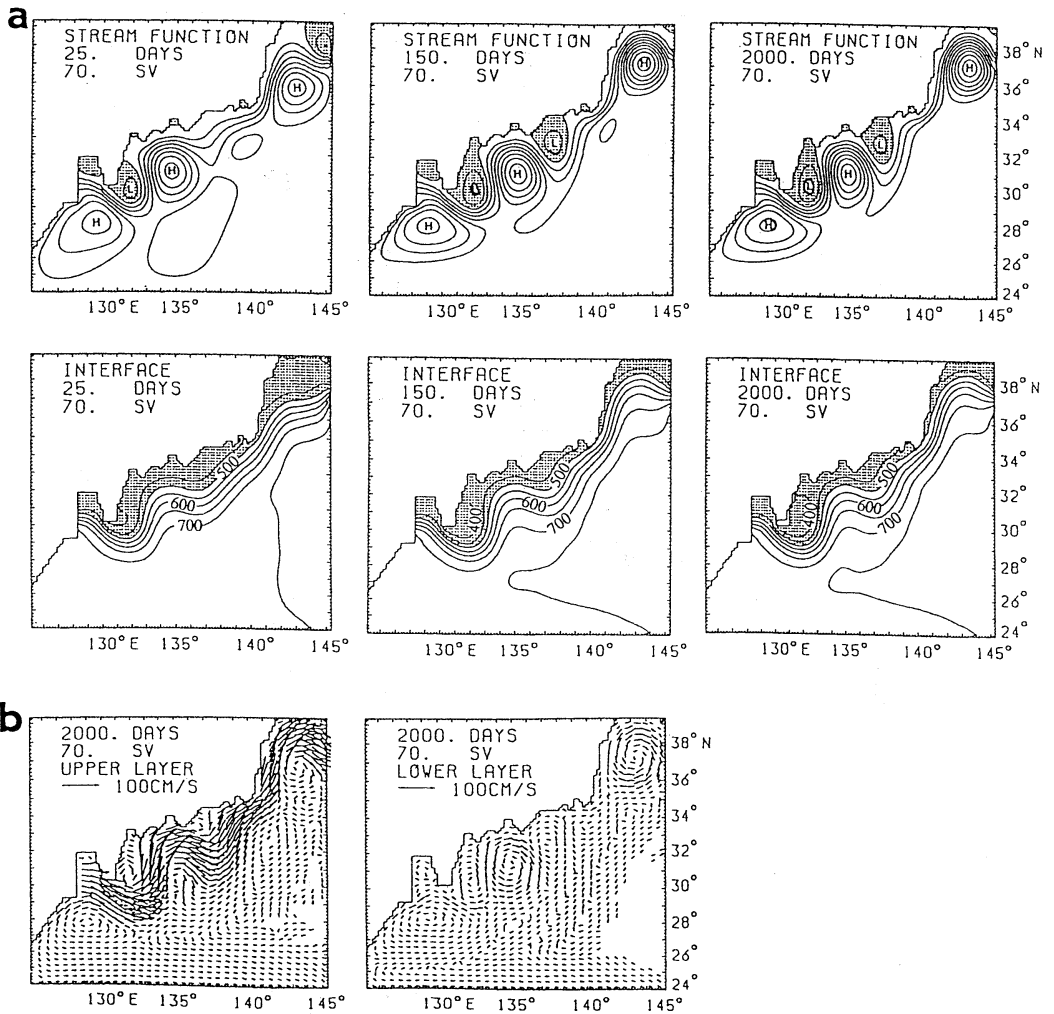


Fig. 6. Same as in Fig. 3 but for F70. Contour interval of the volume transport function is 20 Sv.

tected in F70 (Fig. 6). However, the large meander path is relatively amplified. The volume transport of two cyclonic eddies southeast of Kyushu and Kii Peninsula are about 48 Sv and 28 Sv, while those of F55 are 19 Sv and 7 Sv, respectively.

Enhanced large meander path is also generated in early stage of F80 (Fig. 7.) However, after about 250 days, the cyclonic eddy southeast of Kyushu is weakened and a northward flow east of Kyushu is changed to flow eastward. This eastward flow is further developed and it runs zonal direction to southeast of Kii Peninsula. Conversely, the cyclonic eddy off

Kii Peninsula shifts westward and a weak wide cyclonic area is formed in the northern side of zonal flow. Anti-cyclonic circulation develops on southern side of the zonal flow. Because this zonal flow is due to large eastward advection by the mean flow, this flow is considered as a new flow pattern that exists in larger nonlinear (inertial) stage than the large meander stage appeared in F55 and F70. It is suggested that there exists a critical maximum in- and outflow volume transport and/or current velocity for the generation of large meander path.

Spatial distribution of volume transport

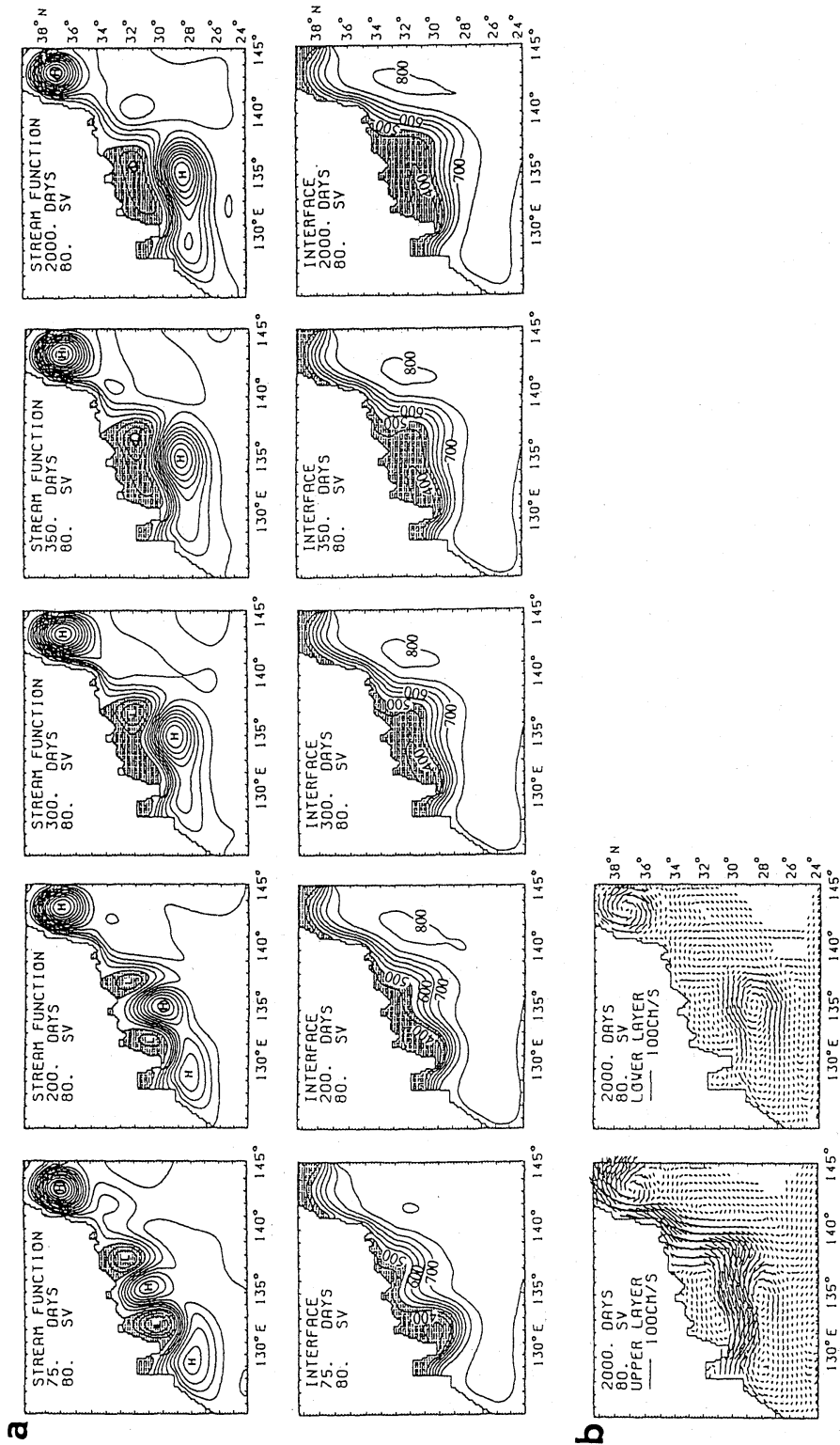


Fig. 7. Same as in Fig. 6 but for F80.

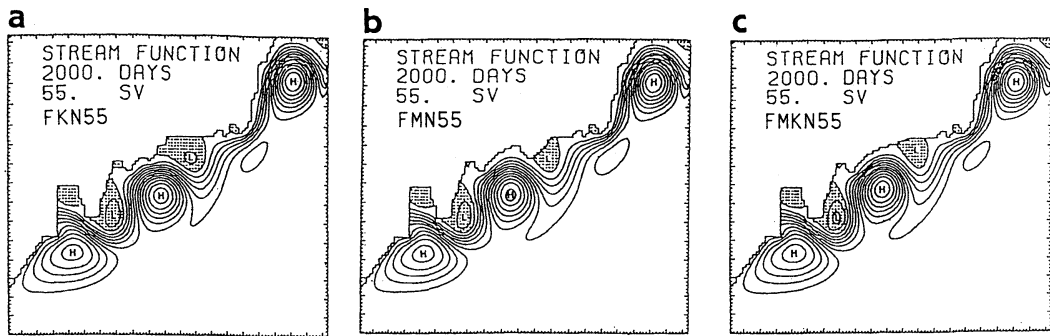


Fig. 8. Results shown by the horizontal distribution of volume transport function. (a) FKN55, (b) FMN55 and (c) FMKN55. The contour interval is 10 Sv and regions with negative value are stippled.

function of FKN55 is shown in Fig. 8a. Although large meander path is almost similar to F55, volume transport of the cyclonic eddy off Kii Peninsula with 12 Sv is larger than that of F55 (7Sv). It is shown from the spatial distribution of vorticity change (Fig. 9a) that the advection of negative vorticity from Cape Muroto is very significant, which suggests that current path separates at Cape Muroto.

To see this more clearly, the contours of 10 Sv, which represents the northern latitude of the mean flow, is shown in Fig. 10. It is noted that almost common spacial distribution of 10 Sv contour is detected between F55 and FKN55. It is thus resulted that the separation point at the Cape Muroto is not changed, even if the coastal topography of Kii Peninsula is excluded. Result of FMN55 (Fig. 8b) shows that the current path runs along the northern boundary off Shikoku. In comparison with the flow pattern of F55 (Fig. 4), current path off Cape Muroto shifts to further northeastward. The spatial distribution of the vorticity change (Fig. 9b) shows the advection of negative vorticity from Kii Peninsula. It is indicated from Fig. 10 that the separation of the current path of FMN55 shifts downstream in comparison with F55. The eastward shift of the separation point is more enhanced in FMKN55. It is concluded that the separation point of the current path shifts eastward, if the coastal topography of Cape Muroto is excluded, however, the separation point is not changed if the Kii Peninsula is excluded.

4. Summary and discussion

We have examined the coastal topographic effect south of Japan on the path dynamics of the Kuroshio path. As a Part I of this study, a flat bottom model with a depth of 3800 m is assumed. The main results are summarized as follows:

(1) Only a stationary straight path is formed, if in- and outflow volume transport is 30 Sv. However, a large meander path is formed, if in- and outflow volume transport of 55~70 Sv is given. It is shown from spatial distribution of the vorticity change that advection term is balanced with friction term near the northern boundary, while advection term is balanced with planetary beta term in offshore region. The large meander path is considered as a stationary Rossby wave.

(2) In case with in- and outflow volume transport of 80 Sv, dominant zonal flow from south of Kyushu to southeast of Kii Peninsula is formed by the large eastward advection of the main flow. It is shown that there exists a critical maximum in- and outflow volume transport and/or current velocity for the generation of a large meander path.

(3) If the topography of Kii Peninsula is excluded from the model, large meander path is almost similar to the case with realistic coastal topography and separation point of the current path from the northern boundary is not changed. However, if the topography of Cape Muroto is excluded, separation point shifts to downstream. It is resulted that the current

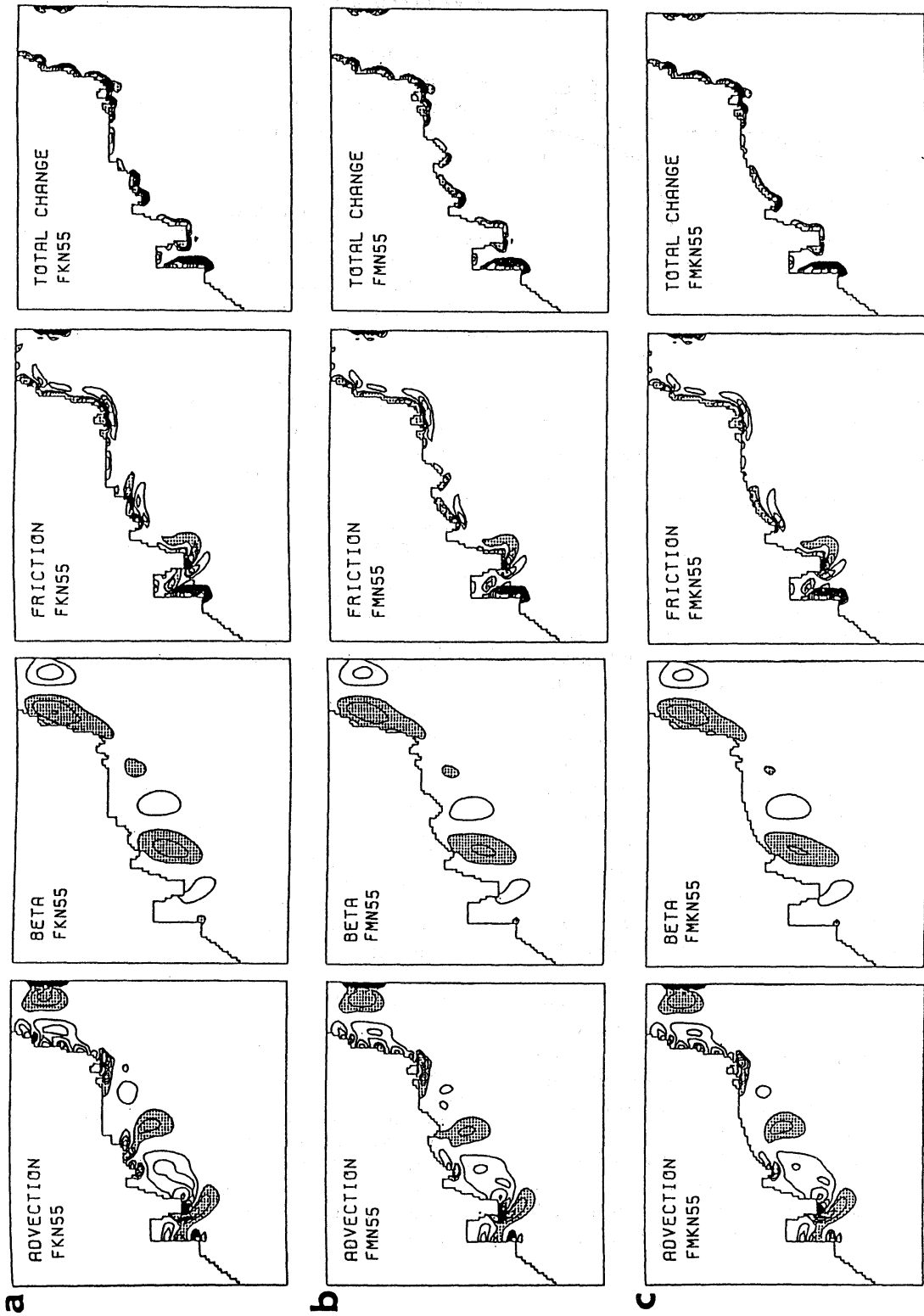


Fig. 9. Same as in Fig. 5 but for (a) FKN, (b) FMN55 and (c) FMKN55. The contour interval is $1.5 \times 10^{-12} \text{ sec}^{-2}$ for (a) $5 \times 10^{-13} \text{ sec}^{-2}$ for (b) and (c). Regions with negative value less than $-1.5 \times 10^{-12} \text{ sec}^{-2}$ for (a) and $5 \times 10^{-13} \text{ sec}^{-2}$ are stippled.

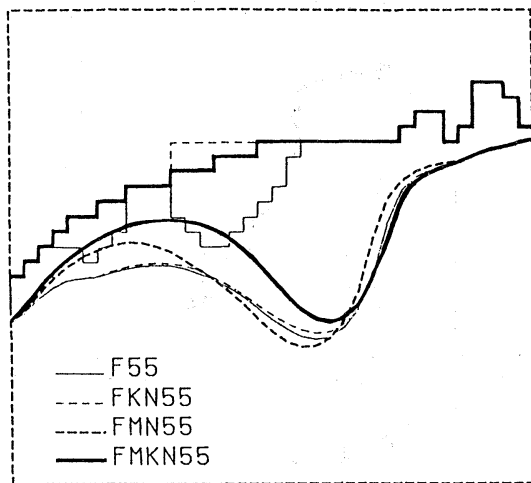


Fig. 10. Contour of the 10 Sv volume transport, which represents the northern most latitude of the mean flow. Coastal topographies for each model are also shown.

path has a strong tendency to separate at Cape Muroto.

In the above results a large meander path is formed when the volume transport is relatively large in the present study. This result agrees with the later studies (YOON and YASUDA, 1987; SEKINE, 1988, 1990; AKITOMO *et al.* 1991) with inclined coastal topography south of Japan. It is pointed out that the inclusion of northern coastal topography from east-west direction is necessary for the investigation of the path dynamics of the Kuroshio south of Japan.

YAMAGATA and UMATANI (1989) and AKITOMO *et al.* (1991) showed the important topographic effect of Kii Peninsula for a large meander path. However, it is shown from this study that large meander path usually separates from Cape Muroto. It is needed to consider the details of the coastal topographic effects south of Japan on the actual path dynamics of the Kuroshio. Although only the coastal topographic effect has been studied in the present study, topographic effect of the bottom slope is also important for the path dynamics of the Kuroshio. As the Part II of this study, the topographic effect of the continental slope south of Japan and Izu Ridge will be examined.

Acknowledgment.

The numerical calculations were carried out on a VP-2600 of Nagoya University and on a FACOM M-760 of Mie University. This study was supported by a Grant in Aid for Scientific Research from the Ministry of Education, Science of Culture of Japan (05640475).

Reference

- AKITOMO, K., T. AJAWI and N. IMASATO (1991): Kuroshio path variation south of Japan. 1 Barotropic inflow-outflow model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2549-2560.
- CHAO, S. Y and J. P. McCREARY (1982): A numerical study of the Kuroshio south of Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 680-693.
- ISHII, H., Y. SEKINE and Y. TODA (1983): Hydrographic structure of the Kuroshio large-cold water mass region down to the deeper layers of the ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 240-250.
- MASUDA, A (1982): An interpretation of the bimodal character of the stable Kuroshio path. *Deep-sea Res.*, **29**, 471-484.
- NITANI, H. (1975): Variation of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 154-173.
- SEKINE, Y. (1988): Coastal and bottom topographic effects on the path dynamics of the west boundary current with special reference to the Kuroshio south of Japan. *La mer*, **26**, 99-114.
- SEKINE, Y. (1990): A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio with reference to the formation of the large meander path south of Japan. *Deep-sea Res.*, **37**, 359-380.
- TAFT, B.A. (1972): Characteristics of the flow of the Kuroshio south of Japan. In: *Kuroshio - Its physical aspects*, H. Stommel and K. Yoshida, editors, Univ. Tokyo Press, pp. 165-214.
- WHITE, W.B. AND J.P. McCREARY (1976): The Kuroshio meander and its relationship to the large scale ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, **23**, 33-47.
- YAMAGATA, T. and S. UMATANI (1989): Geometry-forced coherent structure as a model of the Kuroshio large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 130-138.
- YOON J. H. and I. YASUDA (1987): Dynamics of the Kuroshio large meander. Two-layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 66-81.
- ZHANG, M. and Y. SEKINE (1995): A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan. Part 2 Bottom topographic effect. *La mer* **33**, 77-87.

日本南岸の黒潮流路の力学に関する数値実験

第1部 陸岸地形効果

張 銘秋・関根義彦

要旨：二層数値モデルを用いて日本南岸の黒潮流路の力学に関する陸岸地形効果を調べた。この研究の第1部として、3800mの平坦な海底を仮定した。流出入の流量が30Svの場合には直進流路が生じる。流出入流量が55Svの場合には九州の南東と紀伊半島の南東に低気圧渦が形成され、大蛇行流路が生じる。渦度バランスの解析により、沖では移流項と惑星ベータ項と、岸近くでは移流項と粘性項がバランスしていることが示された。流出入流量が70Svの場合にはより振幅の大きい大蛇行流路が生じた。しかし、流出入流量が80Svの場合には九州の南から東進する流路が生じ、大蛇行流路の形成については流量（流速）の上限があることが示された。大蛇行流路が生じたモデルでは室戸岬から流路が離岸した。紀伊半島に陸岸地形を取り去ったモデルでは室戸岬の流路の離岸は変わらないが、室戸岬を取り去ったモデルでは離岸する点が室戸岬より東に移動した。紀伊半島と室戸岬の陸岸地形を取り去ったモデルでは離岸する点はさらに東の下流に移動する。黒潮には室戸岬の陸岸地形が重要な役割を果たしていることが示された。

A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan Part 2. Bottom topographic effect*

Mingqiu ZHANG** and Yoshihiko SEKINE**

Abstract: On the basis of the results of Part I (Zhang and Sekine, 1995), effects of bottom and coastal topographies on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan are investigated by using of a two layer model. The realistic coastal and bottom topographies south of Japan are modeled and twelve experiments with different bottom slope, different volume transport of in- and outflow and different coefficient of horizontal eddy viscosity are performed. In the cases with the realistic bottom topography and relatively large horizontal eddy viscosity ($A_h=10^7 \text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$), current path flows along northern boundary and the large meander path is not formed. As for these cases, main vorticity balance is made between the divergence term and coupling term, which indicates the stability of the current path over the continental slope. This tendency is also detected in the cases with decreased bottom slope (half $\sim 1/10$ of the realistic bottom slope). However, formation of large meander path is carried out in the model with relatively small eddy viscosity ($A_h=5 \times 10^6 \text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$), decreased bottom slope ($1/10$) and large in- and outflow volume transport of 80 Sv. In this case, large kinetic energy in the lower layer is generated by the occurrence of baroclinic instability and the main vorticity balance is made among advection, divergence and coupling terms, which shows the increase in the inertial effects in comparison with the cases with large eddy viscosity. It is suggested that the large meander path is made by the baroclinic instability under strong inertial condition.

1. Introduction

The Kuroshio south of Japan has two representative current paths between straight path and large meander path. In Part 1 of the present study (ZHANG and SEKINE, 1995), the coastal topographic effect was examined by use of a two layer flat bottom model. As the succeeding study of Part I, we further investigate the bottom topographic effect on the path dynamics of the Kuroshio. There have been various studies on the bottom topographic effect: if effects of friction and density stratification are neglected, a geostrophic flow has a very strong tendency to be vertically coherent flow and runs along f/h contours, where f is Coriolis parameter and h total depth of the ocean (e.g. PEDLOSKY, 1979). Here, because change in f is relatively small in local flow dy-

namics, the flow actually runs along isopleths of h . If effects of density stratification is considered, the tendency of vertical coherence is weakened.

In the regions of the Kuroshio south of Japan, there exist various bottom topographies such as the continental slope and the Izu Ridge. Most of the previous studies on the path dynamics of the Kuroshio have been focused on the coastal topographies and intensity of volume transport (current velocity) (e.g. WHITE and MCCREARY, 1976; CHAO and MCCREARY, 1982; CHAO, 1984; YOON and YASUDA, 1987; SEKINE, 1988; YAMAGATA and UMATANI, 1989; AKITOMO *et al.*, 1991). However, bottom topographic effects have not been fully discussed in the previous studies. SEKINE (1990) investigated the bottom topographic effect south of Japan. However, because the straight northern coastal boundary topography is assumed in SEKINE (1990), path dynamics of the Kuroshio was not fully discussed. In this study, we examine the coastal and bottom topographic

* Received December 7, 1994

** Institute of Oceanography, Faculty of Biore-sources, Mie University, 1515, Kamihama, Tsu, Mie, 514 Japan

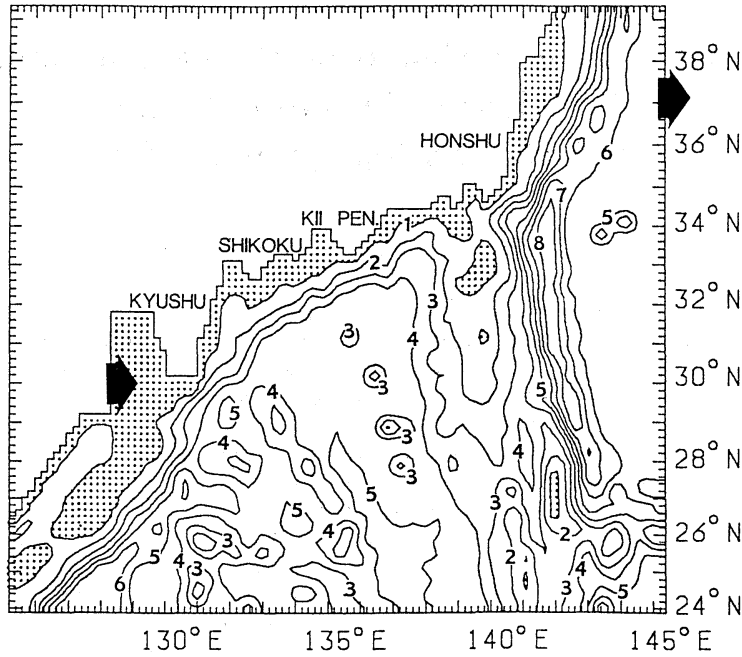


Fig. 1. Model basin. Contour of isobar is shown by every 1000 m. Regions with depth shallower than 1000 m are stippled.

effects on the path dynamics of the Kuroshio by use of a numerical model with realistic coastal and bottom topographies south of Japan.

2. Model

A two layer ocean with bottom and coastal topographies shown in Fig. 1 is employed. Here, coastal boundaries are the same as those in Part I and only the realistic bottom topographies south of Japan are added. The basic equations are the same as those in Part I, except for the vorticity equation. Because of the inclusion of bottom slope, two topographic terms, divergence and coupling terms, are

added in the vorticity equation: the divergence term estimates total divergence or convergence of upper and lower layer over the bottom slope, while the coupling term estimates stretching or shrinking between the interface gradient and bottom slope. The vorticity equation is as follows (for all the symbols, see Table 1 of Part 1):

In- and outflow systems, initial and boundary conditions are also the same as those in Part I. In the present study, twelve runs with different bottom topographies, horizontal eddy viscosity, and in- and outflow volume transport are performed (Table 1). Here, mean depth of the model ocean is assumed to be 3800

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial Z}{\partial t} = & \left[-\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_1 \nu_1 h_1 + \frac{\partial}{\partial y} \nu_1^2 h_1 \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_1^2 h_1 + \frac{\partial}{\partial y} u_1 \nu_1 h_1 \right) \right\} \right. \\
 \text{Total change} & \left. -\frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_2 \nu_2 h_2 + \frac{\partial}{\partial y} \nu_2^2 h_2 \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{1}{D} \left(\frac{\partial}{\partial x} u_2^2 h_2 + \frac{\partial}{\partial y} u_2 \nu_2 h_2 \right) \right\} \right] \text{ Advection} \\
 \text{Beta term} & \left[-\frac{\beta \partial \phi}{D \partial x} + f \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1 \partial \phi}{D \partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1 \partial \phi}{D \partial x} \right) \right\} \right] \text{ Divergence} \\
 \text{Coupling} & \left[+ \frac{\Delta \rho}{\rho_0} g \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{h_2 \partial \eta}{D \partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{h_2 \partial \eta}{D \partial x} \right) \right\} + A_h \nabla^2 Z \right] \text{ Friction}
 \end{aligned} \tag{1}$$

Table 1. Parameters and model conditions for the experiments.

Runs	In- and outflow transport (Sv)	Bottom topographic parameter: α in (2)	Coefficient of horizontal eddy viscosity (A_h ; $\text{cm}^2\text{sec}^{-1}$)
B30T	30	1.0	10^7
B55T	55	1.0	10^7
B80T	80	1.0	10^7
B30T05	30	0.5	10^7
B55T05	55	0.5	10^7
B80T05	80	0.5	10^7
B30T01	30	0.1	10^7
B55T01	55	0.1	10^7
B80T01	80	0.1	10^7
B30T01E	30	0.1	5×10^6
B55T01E	55	0.1	5×10^6
B80T01E	80	0.1	5×10^6

m and actual depth D (in meter) for each run are given as

$$D = 3800 + \alpha(D_r - 3800) \quad (2)$$

where, D_r is the total depth of the realistic bottom topography shown in Fig. 1. In the first phase, the realistic bottom topography ($\alpha = 1.0$) is given and three cases with different in- and outflow volume transport of 30, 55 and 80 Sv ($10^{12}\text{cm}^3\text{sec}^{-1}$) are performed (Table 1). These runs are referred to as B30T, B55T and B80T. In the second phase, because effect of the bottom topography has a tendency to be enhanced in a two layer model, six runs with small bottom slope ($\alpha = 0.5$ and $\alpha = 0.1$) are performed. Here, three different in- and outflow volume transport similar to the first phase are imposed and they are referred to as B30T05, B55T05 and B80T05 for runs with $\alpha = 0.5$, and B30T01, B55T01 and B80T01 for runs with $\alpha = 0.1$. In the third phase, although relatively large coefficient of horizontal eddy viscosity (A_h) of $10^7\text{cm}^2\text{sec}^{-1}$ are assumed for all the above runs, relatively small eddy viscosity with $A_h = 5 \times 10^6\text{cm}^2\text{sec}^{-1}$ is given for this case. α is fixed to be 0.1 and three different in- and outflow similar to the previous cases are performed. So these runs are referred to as B30T01E, B55T01E and B80T01E.

3. Results

The results of B30T, B55T and B80T are

shown Fig. 2. Main current path commonly flows along the northern boundary and large meander path is not formed. Three runs have similar velocity patterns and it is shown from the velocity fields of B80T (Fig. 3a) that the main current in the upper layer flows along the northern boundary and goes over the Izu Ridge. It is detected from the spacial distribution of the term balance in the vorticity equation (1) of B80T (Fig. 4) that main vorticity balance is made by divergence term and coupling term. This balance indicates the barotropic (divergence) and baroclinic (coupling) adjustment of the flow over the bottom slope. The upper layer mean flow over the continental slope is almost stable (e.g., SEKINE, 1992) and formation of large meander path is suppressed.

The results of B30T05, B55T05 and B80T05 are shown in Fig. 5. All the current paths flow along the northern boundary and large meander path is not formed. Almost similar results are obtained for B30T01, B55T01 and B80T01 shown in Fig. 6. It is shown from the vorticity balance of these models (not shown) that although the advection term is enlarged in comparison with the cases of $\alpha = 1$, it is still smaller than the two bottom topographic terms and the vorticity balance is almost similar to that shown in Fig. 4. However, a different process is detected in early stage of B80T01 (Fig. 6c): the cyclonic circulation south of Shikoku is formed

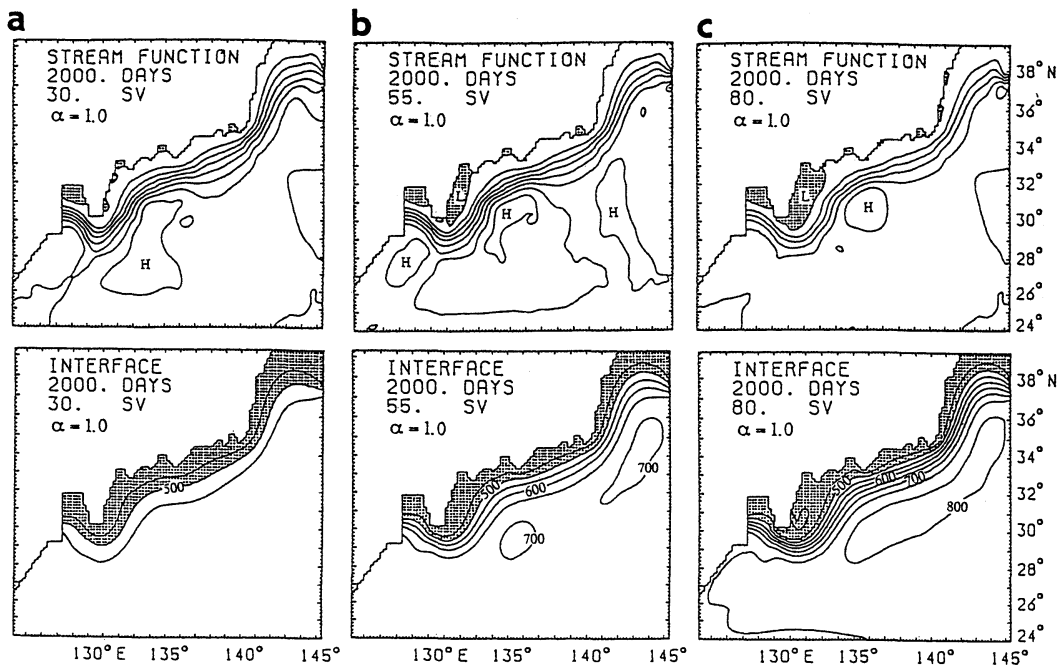


Fig. 2. Results of the cases with $\alpha = 1$ and $A_h = 10^7 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ shown by the isopleth of volume transport function (stream function) and upper layer thickness (interface). (a) B30T, (b) B55T and (c) B80T. The contour interval of the volume transport function is 5 Sv in (a), 10 Sv in (b) and 20 Sv in (c). Contour interval of the upper layer thickness is 50 m. Regions with negative volume transport function and those with the upper layer thickness thinner than 500 m are stippled.

by 100 days but decays in a short time. Furthermore, the anti-cyclonic circulation off Shikoku is advected eastward and a relatively large anti-cyclonic circulation is formed over the Izu ridge. During the advection of the anti-cyclonic circulation, the upper layer thickness does not correspond to the change in the volume transport function (Fig. 6d), which indicates that this process is a barotropic phenomenon. It is suggested that the anti-cyclonic circulation off Shikoku is advected by the larger eastward mean flow and blocked by bottom topography of the Izu Ridge. It is also suggested that because the main flow runs rather northward in the eastern side of the Izu Ridge, the eastward advection of the anti-cyclonic circulation is suppressed by the weakened eastward flow.

Results of B30T01E, B55T01E and B80T01E with relatively small coefficient of horizontal eddy viscosity are shown in Fig. 7. Current paths of B30T01E and B55T01E (Fig. 7a,b) flow

along the northern boundary and the straight path is formed. Eastward advection of the anti-cyclonic circulation off Shikoku, which is similar to B80T01E (Fig. 6c), occurs in B55T01E in periods of 300 ~ 550 days. In B80T01E (Fig. 7c), a cyclonic eddy east of Shikoku is formed and a stable large meander path is formed after about 250 days. The cyclonic eddy accompanied by the large meander path develops slightly up to about 1000 days. The velocity fields (Fig. 3d) show a different flow pattern from those of the above models: the main upper layer flow shows the separation in south of Kii Peninsula and significant cyclonic eddies and anti-cyclonic eddies are formed in the lower layer.

The time change kinetic energy in the lower layer is shown in Fig. 8. The kinetic energy of B80T, B80T05 and B80T01 attains stationary value in relatively early stage by about 300 days, however, that of B80T01E increases up to about 1000 days. Because the large meander

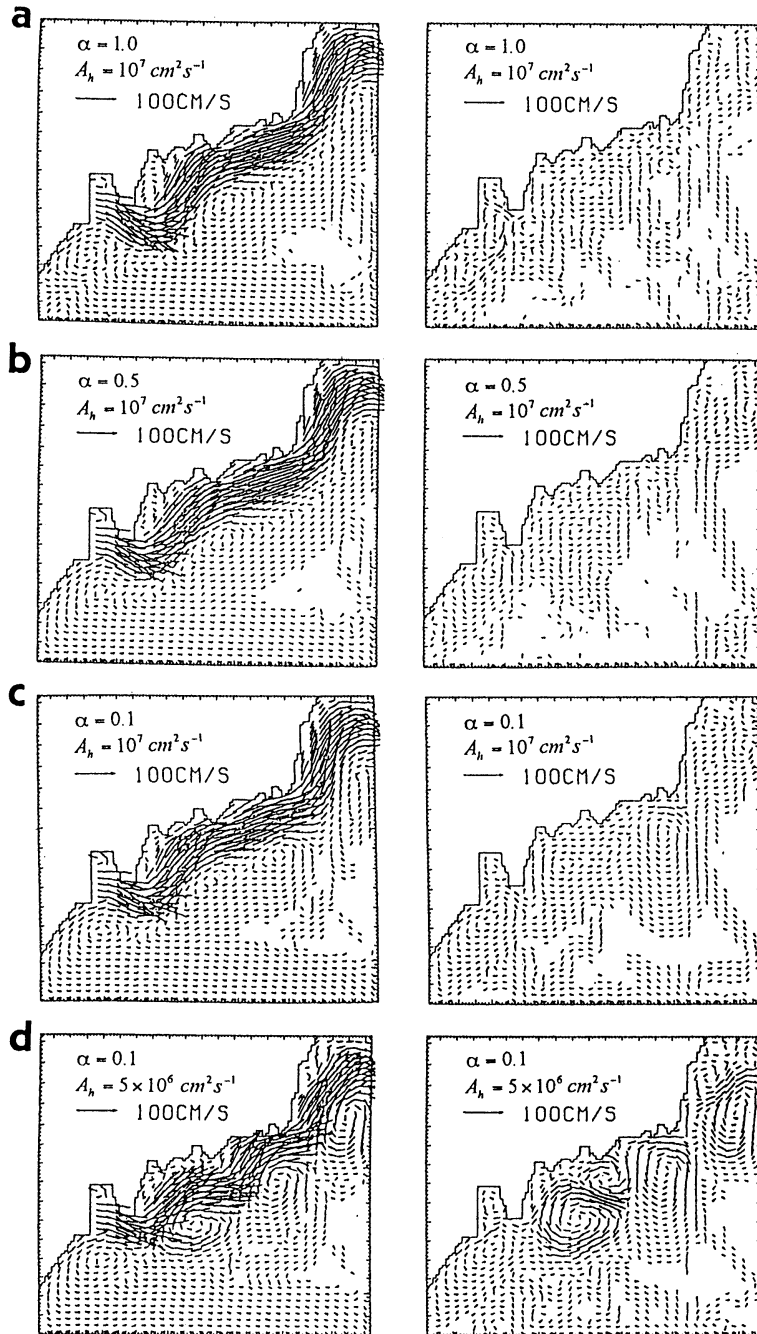


Fig. 3. Velocity fields in the upper (left) and lower (right) layer for the runs: (a) B80T, (b) B80T05, (c) B80T01 and (d) B80T01E. No velocity vectors less than 5 cm sec^{-1} are plotted.

path is formed before 1000 days, the large kinetic energy in the lower layer of B80T01E indicates the occurrence of baroclinic instability.

The increase in the kinetic energy in the lower layer is also detected in B80T01, of which periods coincides with the development of the anti-

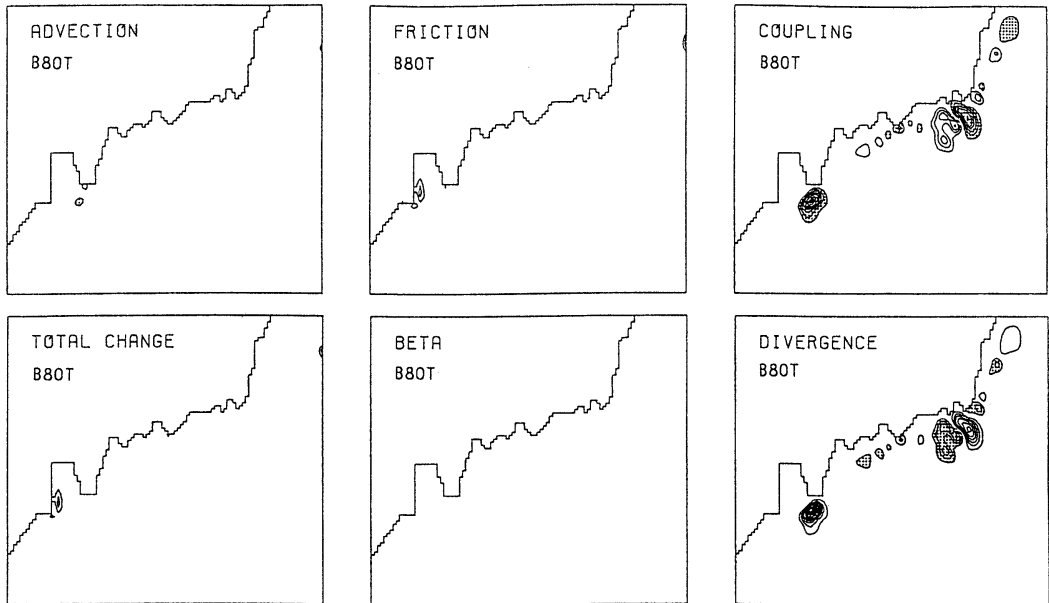


Fig. 4. Mean spatial balance of vorticity change estimated in the vorticity equation (1) for the case of B80T. Averaged values over 1500–2000 days are plotted. The contour interval is $7 \times 10^{11} \text{sec}^{-2}$ and regions with negative vorticity change less than $-7 \times 10^{11} \text{sec}^{-2}$ are stippled.

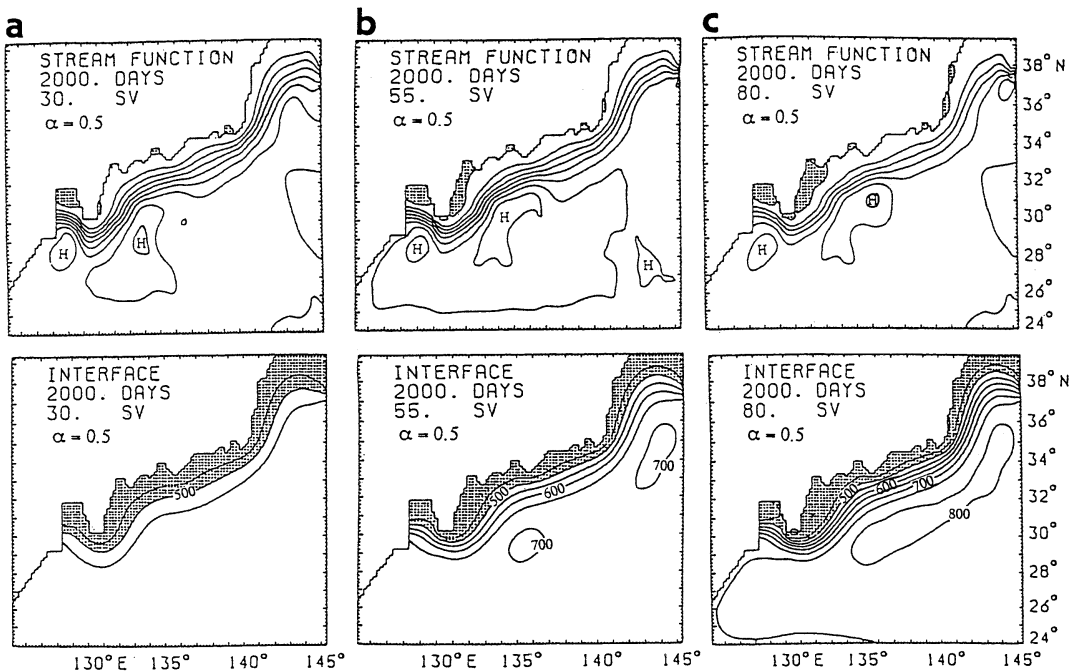


Fig. 5. Same as in Fig. 2 but for the runs with $\alpha = 0.5$. (a) B30T05, (b) B55T05 and (c) B80T05.

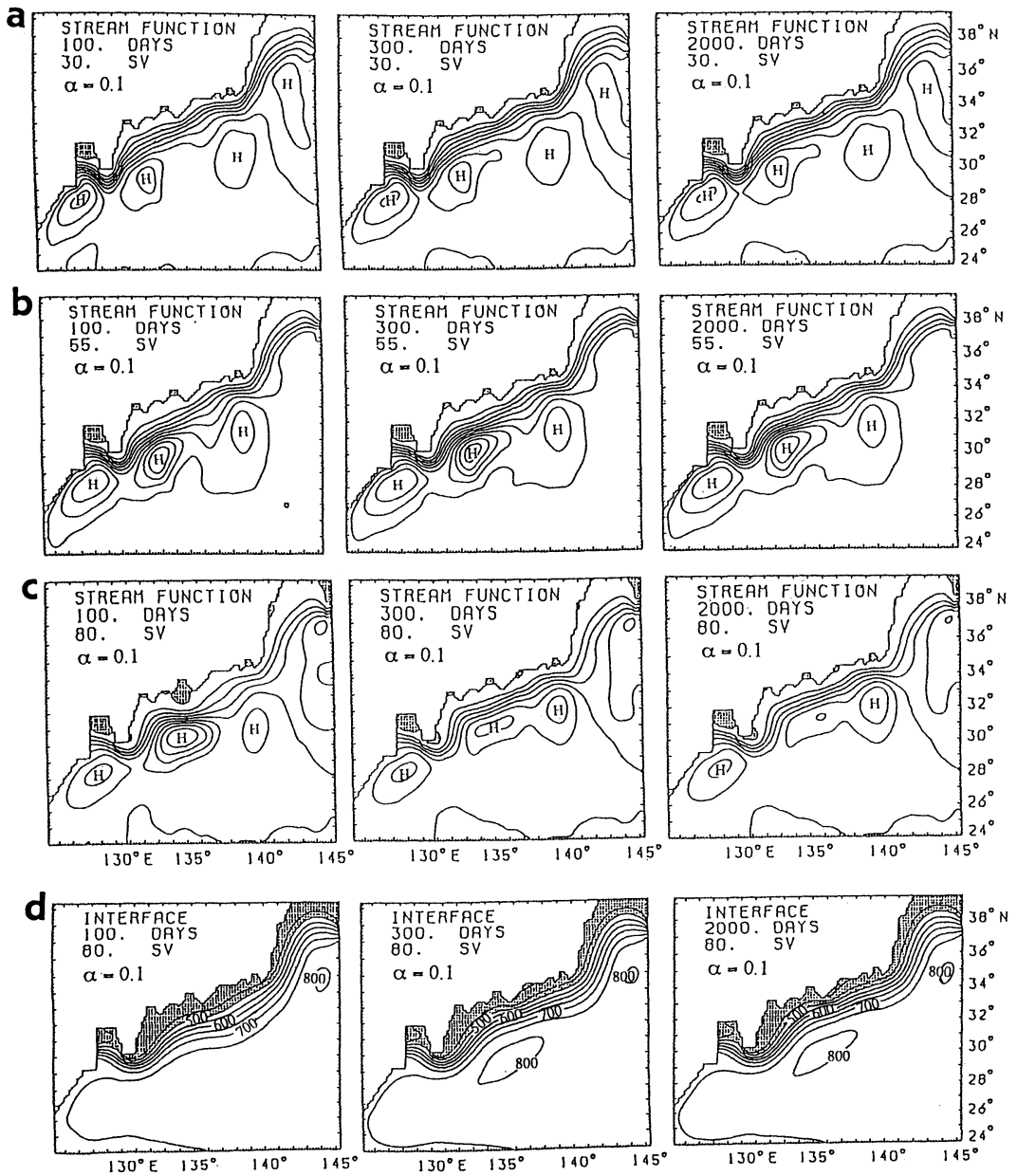


Fig. 6. Same as in Fig. 2 but for the runs with $\alpha = 0.1$. (a) B30T01, (b) B55T01 and (c) B80T01 and (d) the upper layer thickness of B80T01.

cyclonic eddy off Shikoku shown in Fig. 6c. However, the increase of the kinetic energy is ceased after 50 days, which indicates the finish of the occurrence of baroclinic instability. It is inferred that the ending of the baroclinic instability causes no occurrence of the large

meander path in B80T01. It is shown from the velocity fields of B80T01E (Fig. 3d) that the cyclonic eddy south of Kii Peninsula is prominent in the lower layer, which agrees with the observational evidence (ISHII *et al.*, 1983; SEKINE *et al.*, 1985) that the cyclonic eddy accompanied

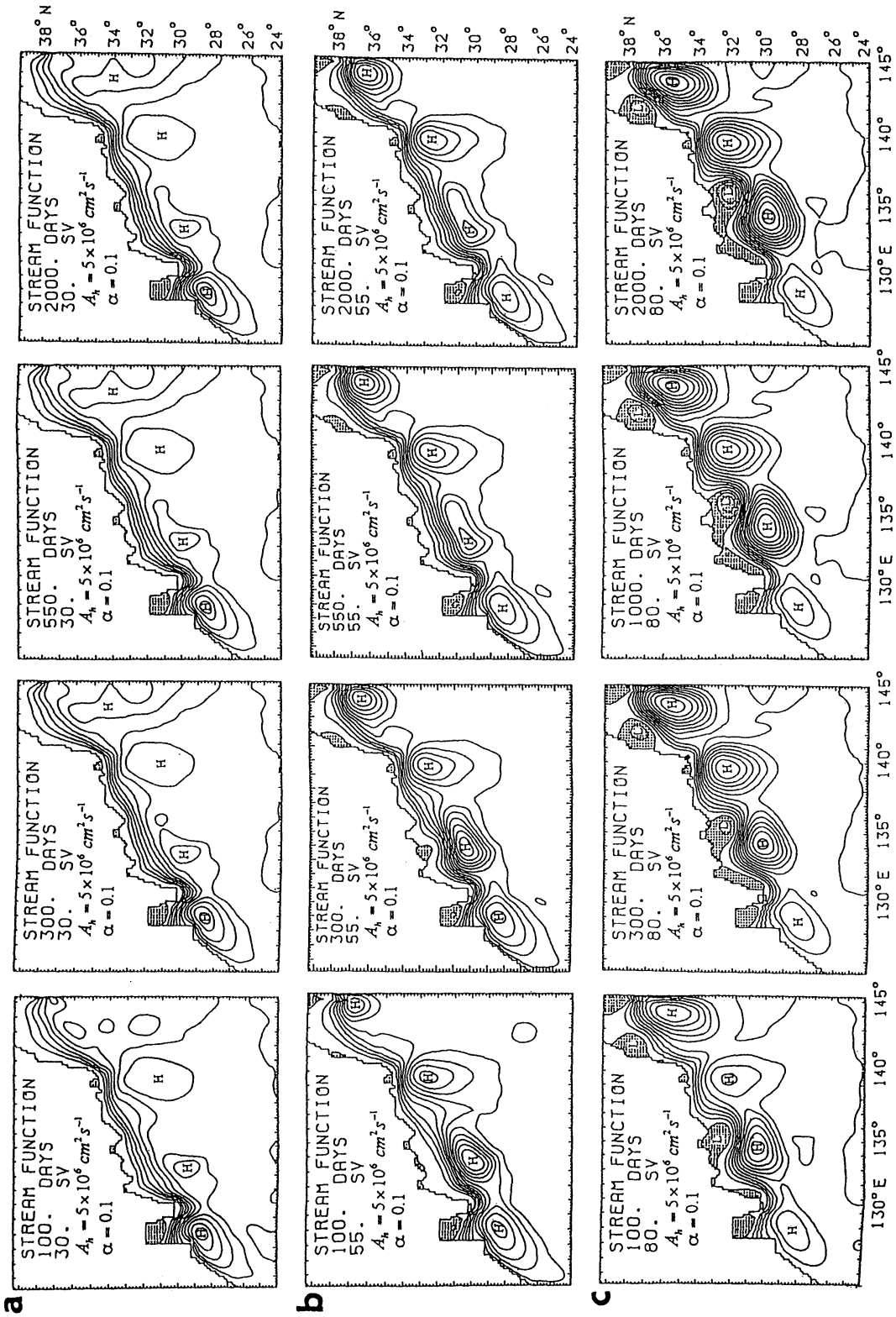


Fig. 7. Results of the runs with $\alpha = 0.1$ and $A_h = 5 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$. (a) B30T01E, (b) B55T01E and (c) B80T01E. The contour interval of the volume transport function is the same as Fig. 2.

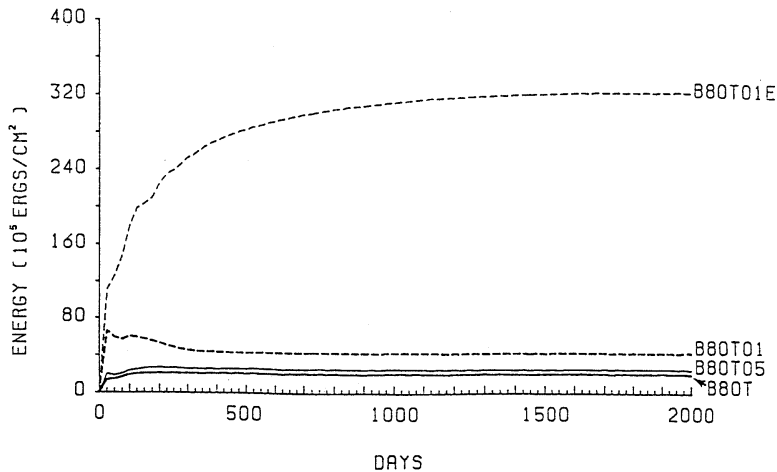


Fig. 8. Time change in mean kinetic energy in the lower layer defined by $\iint h_2(u_2^2 + v_2^2) dx dy / \iint dx dy$, where the integration is carried out all over the model domain.

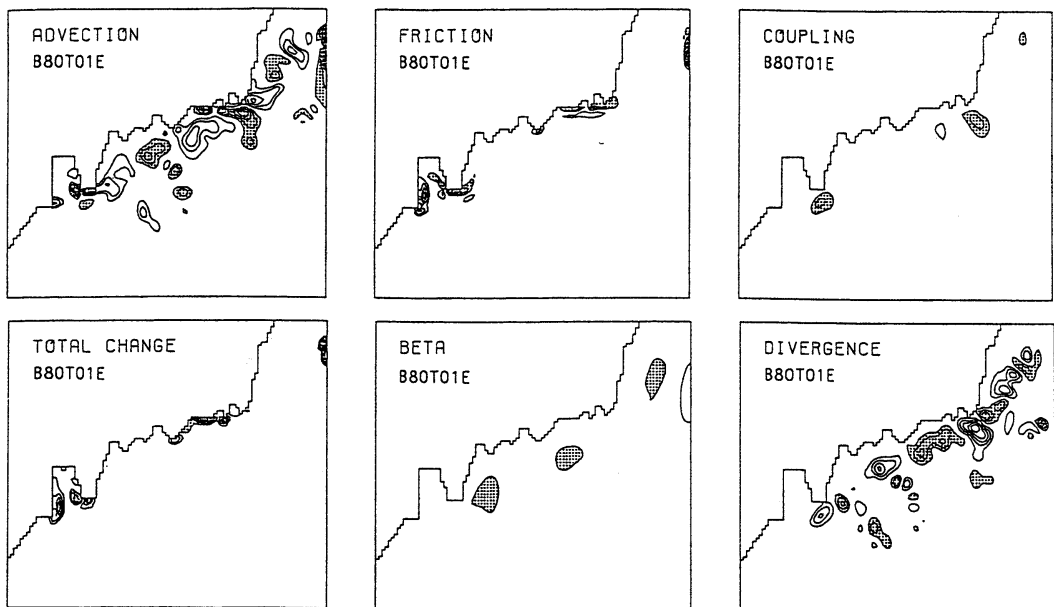


Fig. 9. Same as in Fig. 4 but for the case of B80T01E. Contour interval is $5 \times 10^{12} \text{sec}^{-2}$ and the region with less than $-5 \times 10^{12} \text{sec}^{-2}$ are stippled.

by the large meander path of the Kuroshio has a deep structure and it is not confined to the upper layer. It is suggested that the observed cyclonic flow structure in the deep layer is associated with the baroclinic instability of the mean flow.

The spatial distribution of the vorticity change in Eq. (1) of B80T01E is shown in Fig. 9. It should be noted that the dominant balance

between divergence term and coupling term shown in Fig. 4 is weakened and the main balance is made among the advection, coupling and divergence term. It is resulted that large advective effect is further necessary for the formation of the large meander path.

4. Summary and discussion

As a succeeding study of Part 1 (ZHANG and

SEKINE, 1995), we have examined the bottom and coastal topographic effects on the path dynamics of the Kuroshio by use of a two-layer numerical model. The main results of the present study are summarized as follows:

(1) A straight path is formed in case with the realistic bottom topography ($\alpha = 1$) and relatively large eddy viscosity ($A_h = 10^7 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$). It is shown from the vorticity balance that divergence term and coupling term are balanced, main flow in the upper layer over the continental slope is stabilized by the topographic effect of the bottom slope and the formation of large meander path is suppressed.

(2) A straight path is also formed in the cases with decreased bottom slope ($\alpha = 0.5$ and 0.1) and relatively large eddy viscosity. In the run of B80T01, anti-cyclonic circulation off Shikoku is advected eastward and a relatively large anti-cyclonic circulation is formed over the Izu Ridge. This is due to the advection by large eastward mean flow and blocking by bottom topography of the Izu Ridge.

(3) A stable large meander path is formed in the case (B80T01E) of small eddy viscosity ($A_h = 5 \times 10^6 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$), small bottom slope of $\alpha = 0.1$ and large in- and outflow volume transport (80 Sv). Large kinetic energy in the lower layer is generated in this case, which indicates the occurrence of baroclinic instability. The main vorticity balance is made among divergence, coupling and advection terms. It is suggested that the baroclinic instability with strong inertial effect is necessary for the generation of large meander path under the stabilized effect of continental slope.

On the whole, the current path is stable and formation of large meander path is suppressed in comparison with the results of Part I. It is suggested by SEKINE (1992) that a flow over the continental slope south of Japan is almost stable by use of a simplified model proposed by IKEDA (1983). For the generation of a large meander path, a flow must go across isopleths of depth of the continental slope and large inertial effect is necessary. This causes the difference between the results of the present study and those of Part I. However, it is shown from this study that the topographic effect is weakened if the coefficient of horizontal eddy

viscosity is decreased. Because observed flow character viewed from satellite imagery is generally perturbed more significantly than the flow pattern of B80T01E, it is indicated that more turbulent flow should be modeled in numerical experiment. To examine this point, a model with higher spatial resolution is necessary.

It was shown by Part I that a small meander southeast of Kyushu is stable and enhanced cyclonic eddy is formed on its coastal side. This result is not consistent with the observational evidence that almost of small meander off Kyushu decays in a several months (SEKINE and TOBA, 1981). However, because a few of the small meanders off Kyushu shifts eastward and develops into large meander path (e.g., SHOJI, 1972; KAWABE, 1980; SEKINE, 1992), time evolution of the small meander is very important for the path dynamics of the Kuroshio. In the present study, clear small meander with a cyclonic eddy off Kyushu is not simulated for all the cases. It is shown by SEKINE and TOBA (1981) that the formation of the small meander off Kyushu is carried out in periods of the increase in the Kuroshio velocity at the Tokara Strait. Although the time change in the volume transport is not considered in the present study, the time change in the volume transport (current velocity) is necessary for the simulation of dynamics of the Kuroshio south of Japan.

Acknowledgment

The authors would like to thank anonymous reviewer for his valuable comment. The numerical calculations were carried out on a VP-2600 in the Computer Center of Nagoya University and on a FACOM M-760 of Mie University Information Process Center. This study was supported by a Grant in Aid for Scientific Research Fund from Ministry of Education, Science and Culture of Japan (05640475).

References

- AKITOMO, K., T. AWAJI and N. IMASATO (1991): Kuroshio path variation south of Japan. 1 Barotropic inflow-outflow model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2549-2560.
- CHAO, S-Y. and J. P. McCREARY (1982): A numerical

- study of the Kuroshio south of Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 680-693.
- CHAO, S.-Y. (1984): Bimodality of the Kuroshio. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 92-103.
- IKEDA, M. (1983): Linear instability of a current flowing along a bottom slope using a three layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 208-223.
- ISHII, H., Y. SEKINE and Y. TOBA (1983): Hydrostatic structure of the Kuroshio large meander-cold water mass region down to the deeper layers of the ocean. *Journal of Oceanographical Society of Japan*, **39**, 240-250.
- KAWABE, M. (1980): Sea level variations around the Nansei Islands and the large meander path of the Kuroshio south of central Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 227-235.
- PEDLOSKY, J. (1979): "Geophysical fluid dynamics". Springer Verlag, New York, 624 pp.
- SEKINE, Y. and Y. TOBA (1981): Velocity variation of the Kuroshio during formation of the small meander south of Kyushu. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **37**, 87-93.
- SEKINE, Y., H. ISHII and Y. TOBA (1985): Spin-up and spin-down processes of the large cold water mass of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 207-212.
- SEKINE, Y. (1988): Coastal and bottom topographic effects on the Path dynamics of the western boundary current with special reference to the Kuroshio south of Japan. *La mer*, **26**, 99-114.
- SEKINE, Y. (1990): A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio with reference to the formation of the large meander path south of Japan. *Deep-Sea Res.*, **37**, 359-380.
- SEKINE, Y. (1992): On the signs of formation of the Kuroshio large meander south of Japan. *Bull. Japan. Soc. Fish. Oceanogr.*, **56**, 13-22 (in Japanese with English abstract).
- SHOJI, D. (1972): Time variation of the Kuroshio south of Japan. *In: Kuroshio - Its physical aspects*, H. Stommel and K. Yoshida, editors, Univ. Tokyo Press, pp. 165-214.
- WHITE, W. B. and J. P. McCREARY (1976): The Kuroshio meander and its relationship to the large scale ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, **23**, 33-47.
- YAMAGATA, T. and S. UMATANI (1989): Geometry-forced coherent structure as a model of the Kuroshio large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 234-242.
- YOON, J. H. and I. YASUDA (1987): Dynamics of the Kuroshio large meander. Two-layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 66-81.
- ZHANG, M. and Y. SEKINE (1995): A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan. Part I Coastal topographic effect. *La mer*, **33**, 63-75.

日本南岸の黒潮流路の力学に関する数値実験

第2部 海底地形効果

張 銘秋・関根義彦

要旨：第1部の結果を基礎に、二層数値モデルを用いて日本南岸の黒潮流路の力学に関する陸岸及び海底地形効果を調べた。現実に近い日本南岸の陸岸・海底地形をモデル化し、海底地形の傾斜や流入出流量および水平渦粘性係数が異なる12のモデルを調べた。現実に近い海底地形と相対的に大きい渦粘性 ($A_h = 10^7 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$) を与えたモデルでは岸に沿う流れが生じ、大蛇行流路は生じない。このモデルの渦度バランスでは発散項とカップリング項がバランスしており、陸棚斜面上の流路はほぼ安定であることが示された。同様な結果は海底地形傾斜を現実の半分または1/10にしたモデルでも得られた。しかし、渦粘性係数を小さくし ($A_h = 5 \times 10^6 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$) さらに海底地形傾斜を1/10、流入出流量が80 Svにしたモデルでは大蛇行の形成がみられた。このモデルでは傾圧不安定の発生で下層に大きな運動エネルギーが生じ、発散項とカップリング項と移流項がバランスしている。大蛇行流路は強い非線形(慣性)状態下の傾圧不安定で生じる可能性が示された。

Wind-driven current in Tokyo Bay, Japan during winter*

Xinyu GUO** and Tetsuo YANAGI**

Abstract: The residual currents in Tokyo Bay driven by the southward wind during winter are calculated using a three-dimensional numerical model. On the basis of reproduced horizontal currents system, the vertical current is examined. A vertical circulation with westward flow in the upper layer and eastward flow in the lower layer is induced by the Ekman transport along the east-west section. On the other hand, another vertical circulation with seaward flow in the upper layer and landward one in the lower layer induced by the sea surface gradient along the north-south section is thought to play a second role in the vertical circulation in Tokyo Bay during winter. The generation mechanism of the vertical flow is proposed to explain the different characters between the vertical current around the mouth area of the bay and that around the head area of the bay. The same mechanism is expected to take effect in other bays or straits with similar bottom topography to Tokyo Bay.

1. Introduction

Tokyo Bay is the semi-enclosed bay situated at the central part of Japan, which communicates with the Pacific Ocean through the narrow Uraga Strait. Averaged water depth is 17 meters and the surface area is about 1000km². From the mouth to the central part of the bay the sea bottom rises very rapidly. But from the central part to the head of the bay, the sea bottom rises gradually (Fig.1). Another character of the water depth is that the water depth distributes unsymmetrically to the main axis of the bay, where the water depth is deep along the western coast and shallow along the eastern coast. It will be seen that such unsymmetrical distribution of the water depth may affect the wind-driven current system there.

The circulation of Tokyo Bay in winter has been investigated by field observations for many times (NAGASHIMA and OKAZAKI, 1979; UNOKI *et al.*, 1980; MURAKAMI and MORIGAWA, 1988; SHIOZAKI *et al.*, 1988). Figure 2(a) is the residual currents system which was made on the basis of the observed data (UNOKI, 1985). By the analysis of cross-correlation between the residual currents and wind, it has been concluded that the clockwise circulation in Tokyo

Bay during winter should be mainly due to the southward or southwestward wind above Tokyo Bay during winter (UNOKI *et al.*, 1980). This view has been supported by many numerical calculations in which the numerical model is horizontal two dimensional one (NAGASHIMA, 1982; IKEDA *et al.*, 1981) or three dimensional one (ODAMAKI *et al.*, 1990). Up to now, it can be said that we have understood the general pattern and the main generation force of the horizontal residual currents in Tokyo Bay during winter. However, for the research of material transport processes, it is not enough for us just to know the general pattern of the horizontal residual currents. We have to carry out more detailed works about the residual currents system, especially about the vertical residual circulation which has been thought to relate closely to the material transport processes, by three-dimensional numerical calculation.

The purpose of this paper is to present a unified analysis about the response of Tokyo Bay to the southward wind. With this aim in view, careful attention is paid to the vertical component of the wind-driven current.

In the second section of this paper, the model and its application to Tokyo Bay are described. The third section focuses on the comparison between the calculated results and the observed results in Tokyo Bay. In the fourth section, the generation mechanism of the vertical

* Received January 17, 1995

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

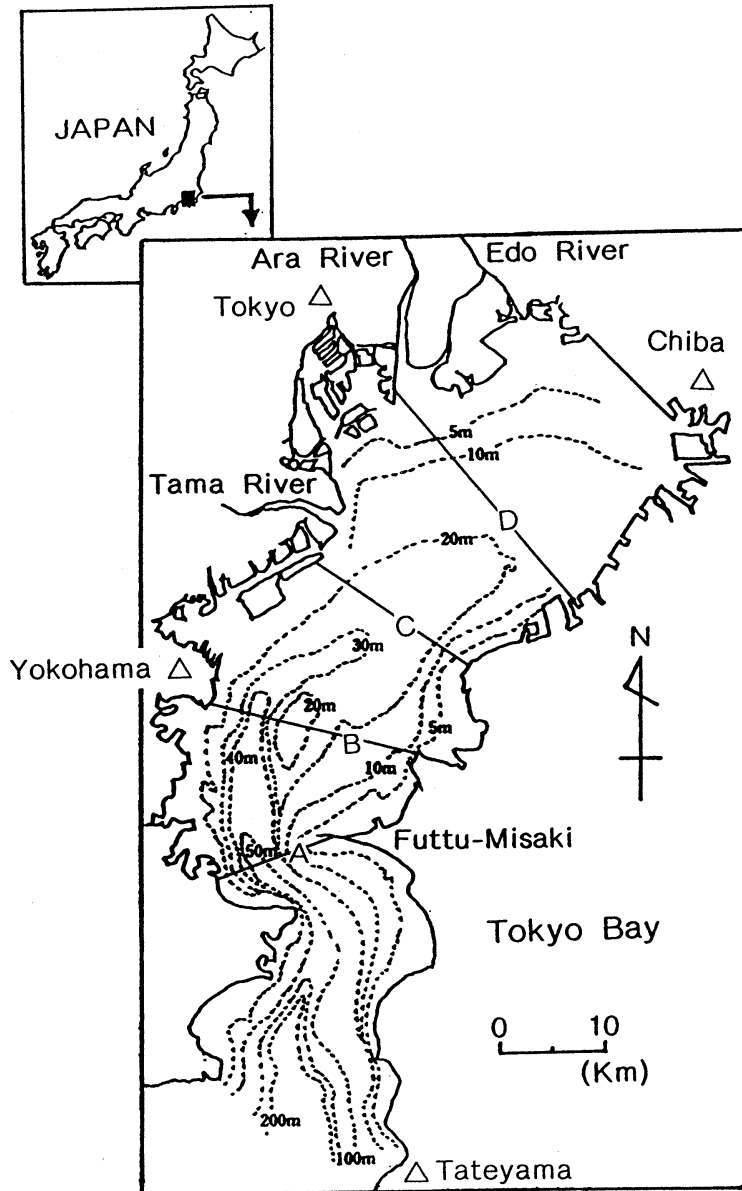


Fig. 1. The water depth distribution and the position of four transections in Tokyo Bay.

flow is analysed by some simple numerical models. Finally, the results of calculation are summarized, their limitations are discussed and suggestions for future work are presented.

2. Model

2.1. Formulation

Starting from the momentum equation in the f-plane and the continuity equation, assuming

constant and uniform water density, and introducing hydrostatic approximation for linearized motions, we get:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad (1)$$

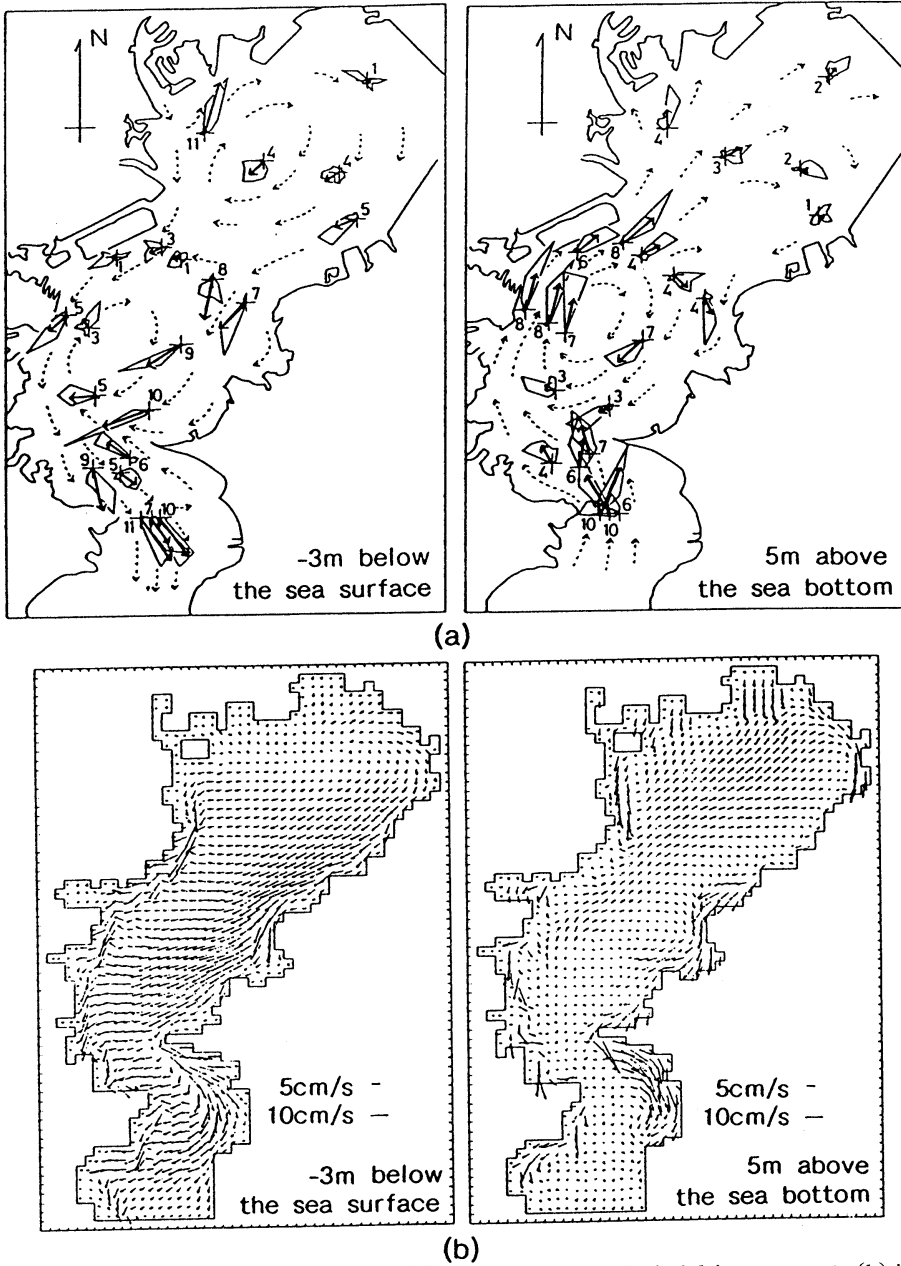


Fig. 2. The observed residual currents (a) and the calculated wind-driven currents (b) in Tokyo Bay during winter. The dot lines is the supposed flow pattern and the number is the speed of the residual currents expressed in cm/s. (UNOKI, 1985).

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^0 u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^0 v dz = 0 \quad (3)$$

where t =time,
 ζ = sea surface elevation,
 u, v = horizontal current components,

h = undisturbed water depth,
 A_v = vertical eddy viscosity coefficient,
 A_h = horizontal eddy viscosity coefficient,
 f = Coriolis parameter,
 g = acceleration due to gravity.

Equation (1) – (3) are written in the (x, y, z) coordinate system in which the horizontal coordinate is laid at the undisturbed sea surface, the vertical coordinate directs upwards.

Initially, a state of rest is assumed to exist. At the surface and bottom the following conditions are prescribed:

$$z=0: \rho A_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x, \rho A_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y \quad (4)$$

$$z=-h: u=v=0 \quad (5)$$

The wind stresses in equation (4) is defined as

$$\tau_x = C_d \rho_a u_a \sqrt{u_a^2 + v_a^2}, \tau_y = C_d \rho_a v_a \sqrt{u_a^2 + v_a^2} \quad (6)$$

The symbols u_a and v_a denote the wind velocity components, ρ_a is the density of air, ρ is the density of sea water, C_d is the non-dimensional drag coefficient. No normal flow and no slip condition are allowed along the coastal line. The problem is closed by postulating a sponge condition at the open boundary.

The numerical solving method of above equations is nearly the same as that when we used in reproducing the three-dimensional tidal currents in Tokyo Bay (GUO and YANAGI, 1994). The differences are just the open boundary condition and the condition applied on the sea surface, which bring no difficulty on changing our program of computation.

2.2. Application to Tokyo Bay

In order to calculate the response of Tokyo Bay to wind, we divide it by a mount of rectangular grids with the 1km size in both x (eastward) and y (northward) directions. With this grid size and a maximum depth of 200 meters, the Courant-Friedrichs-Lewy stability criterion gives the time step less than 16 seconds. As described in our last paper (GUO and YANAGI, 1994), our numerical model is not absolutely limited by this stability criterion. Thus we choose 30 seconds as the time step in our calculation.

The parameters f , g and ρ were set equal to $8.469 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 980cm/s^2 and 1025kg/m^3 , respec-

tively. Although there is no limit on the form of the vertical eddy viscosity coefficient in our numerical model, we still like to chose a constant vertical eddy viscosity model ($A_v = 10 \text{cm}^2/\text{s}$) to enclose our problem at first. This value ($A_v = 10 \text{cm}^2/\text{s}$) has also been used by ODAMAKI *et al.* (1990) in the calculation of wind-driven current in Tokyo Bay. For the horizontal eddy viscosity coefficient, we do not have any experiences on deciding its value and just want to follow the experiences of former researchers (IKEDA *et al.*, 1981; ODAMAKI *et al.*, 1990) and take $10^3 \text{cm}^2/\text{s}$ as its value in our calculation.

As for the non-dimensional drag coefficient in equation (6), ORLIC *et al.* (1994) have made a complete review about it and taken it as 2.5×10^{-3} in their numerical simulation. In our calculation, we would like to calculate it according to the formula given by HONDA and MITSUYASU (1980) based on many experimental data. The averaged wind speed above Tokyo Bay during winter is about 5m/s and the calculated value C_d from the formula by HONDA and MITSUYASU (1980) is 1.17×10^{-3} . Considering the land/sea wind difference, we choose 1.3×10^{-3} as the value of C_d in our simulation. This value is the same as that used by IKEDA *et al.* (1981). The density of air is taken as $1.2 \times 10^{-3} \text{g/cm}^3$.

To be able to compare our calculated results with the observed ones (Fig. 2 (a)), we want to imposed a nearly real wind field in our simulation. The observation, according to which the winter residual current system shown in Fig. 2 (a) was drawn, was carried out from January 17th to February 22th in 1979 (UNOKI *et al.*, 1980). Meanwhile, the wind data at four stations (Tokyo, Yokohama, Tateyama and Chiba, see Fig. 1) was recorded every three hours, too. These wind data show clearly that the wind blew from north on the most days of that period and the averaged speed is about 5m/s. Basing on this fact we impose a southward wind field with the speed of 5m/s on the model at the start of the computation and kept constant thereafter. The calculation was run for 48 hours after which a steady state is expected to reach.

3. Results

3.1. Comparison with observation

Firstly we would like to check the response time of Tokyo Bay to the wind. The averaged velocity \tilde{u} of all grid points whose time-variation curve has the same meaning as that of the kinetic energy of Tokyo Bay is calculated by the following equation:

$$\tilde{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i^2 + v_i^2)^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

where i represents the number of grid point

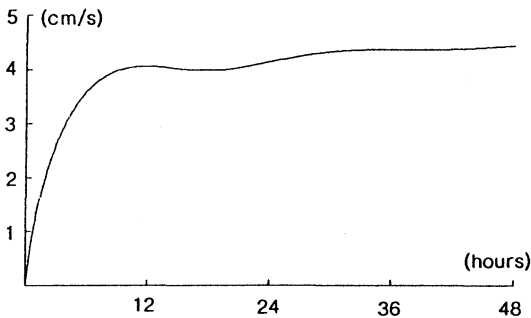


Fig. 3. The time-variation curve of the all points' averaged velocity.

and N is the whole numbers of grid in the bay. The time-variation curve of this averaged velocity (Fig. 3) shows that it just takes half a day for Tokyo Bay to reach a steady state as being blown by an uniform wind. In fact the observed results (UNOKI *et al.*, 1980) show that after a northward wind blowing above Tokyo Bay for 12 hours in winter, the residual currents pattern becomes to an opposite one to Figure 2(a). Such fact demonstrates this time scale of 12 hours.

The main characters of the winter residual currents system in Tokyo Bay described by UNOKI (1985) are: a clockwise horizontal circulation exists in Tokyo Bay and this circulation can be found either in the upper (-3m) or lower (5m above sea bed) layers; The relatively strong currents were found along the eastern side in the upper layer and along the western side in the lower layer; On the other hand, a southward current exists along the western coast, which usually should be due to the fresh water coming from the rivers locating along the western coast (Edo, Ara and Tama Rivers shown in Fig. 1) in Tokyo Bay; at the mouth of Tokyo Bay, a typical gravitational vertical circulation can be found, that is, south-

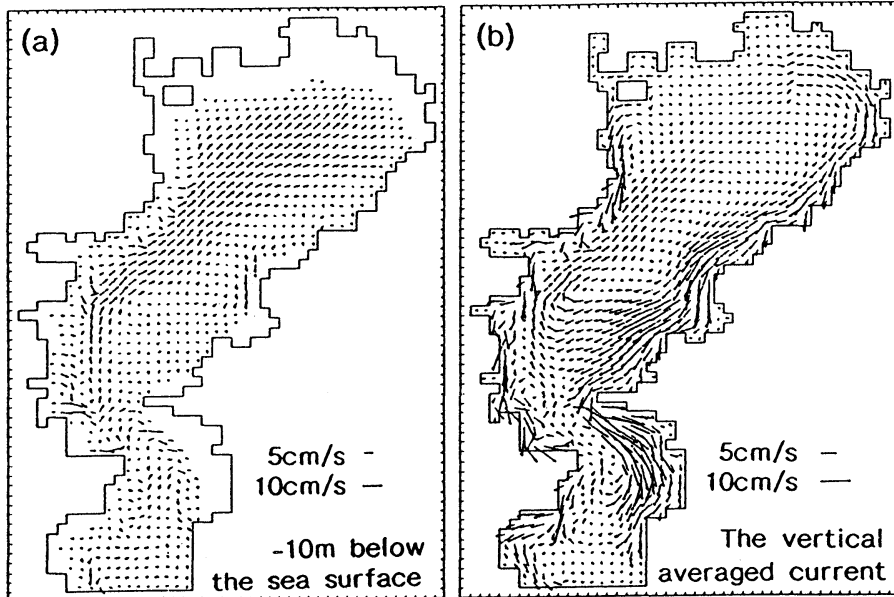


Fig. 4. The horizontal currents at the depth of 10 meters (left) and the vertical averaged currents (right) in Tokyo Bay.

ward current in the upper layer and the northward one in the lower layer (See Fig. 2(a)).

The calculated results at the same depth as the above observation is shown in Figure 2(b). From this figure, we can see: in the region such as the eastern part of the bay where the density current should be expected to be weak, the calculated results fit the observed ones well; In the region such as the western part of the bay where the river water may highly influence the residual currents system, the calculated results do not fit the observed ones very well. Figure 4(a) is the flow pattern at the depth of 10 me-

ters which shows that the upwind current exists along the main axis of the bay where the water depth is deep and the downwind current exists along the coastal line where the water depth is shallow. Such flow pattern is also found to exist in the Adriatic Sea by ORLIC *et al.* (1994). The mechanism of this flow pattern has been investigated by NAGASHIMA (1982) and was attributed to the water depth variation along the transection of the bay. Figure 4(b) is the vertically averaged currents which are nearly the same as those obtained by IKEDA *et al.* (1981) and NAGASHIMA (1982) using a

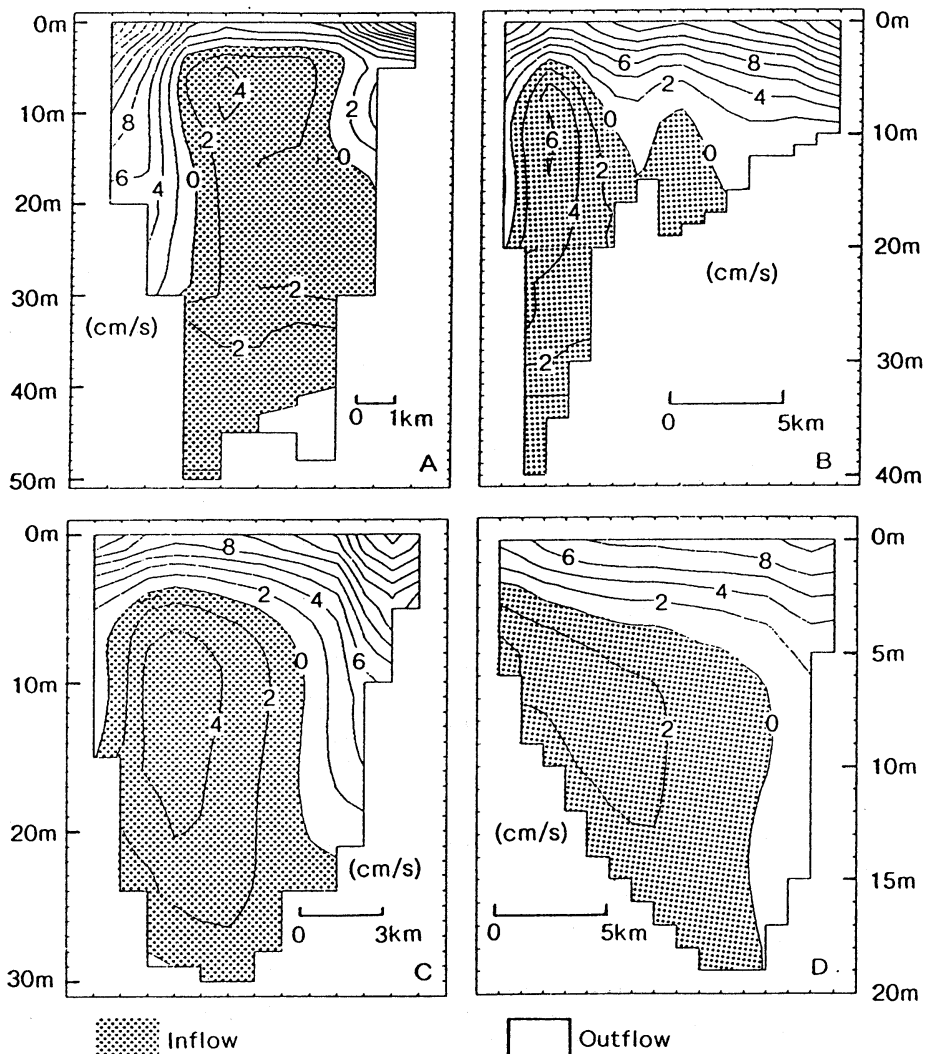


Fig. 5. The flow patterns across the four transections along the main axis of Tokyo Bay. The contouring interval is 2cm/s.

horizontal two dimensional numerical model. It is on this figure that a clockwise circulation can be seen clearly existing at the central part and at the head of the bay.

Figure 5 is the currents across four transections whose positions are shown in Figure 1. This figure tells us that along all transections the outflow currents exist in the surface layer and in the shallow part and the inflow currents exist in the deep part. Such circulation means that an upwelling and a downwelling region should exist around the head and the mouth of Tokyo Bay, respectively. However, to what extent such

upwelling or downwelling develop, we do not know now. To answer this question we have to calculate the vertical residual current to see where the upwelling region is and where the downwelling region is. On the other hand, noticing the unsymmetrical distribution of the water depth to the main axis of the bay along the transection B, we can know the reason why the relatively strong currents were found along the eastern side of the bay in the upper layer and along the western side of the bay in the lower layer (NAGASHIMA, 1982).

3.2. Calculated vertical current

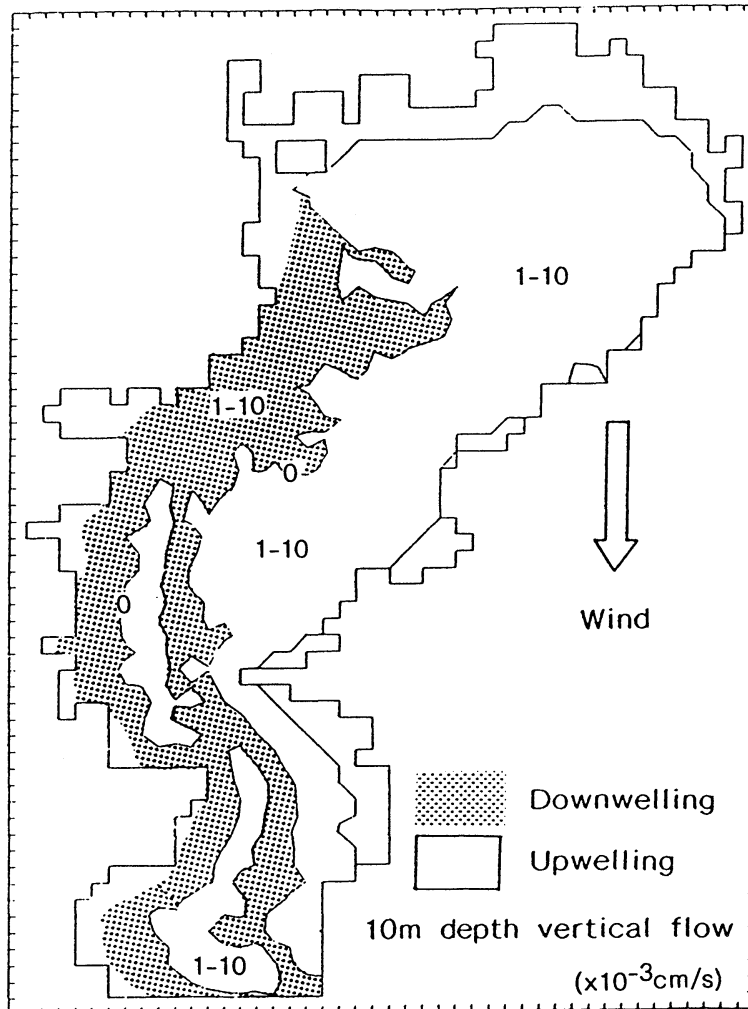


Fig. 6. The horizontal distribution of the calculated vertical current at the depth of 10 meters in Tokyo Bay under the condition of southward wind during winter.

Figure 6 is the horizontal distribution of the vertical residual current at the depth of 10 meters. In the northern part of the head of the bay, the upwelling region exists, which should be brought by the upwind residual currents in the deep layer and the rise of the sea bottom. In the southern part of the head of the bay, the upwelling region and the downwelling region exist along the eastern side and the western side, respectively. Such vertical circulation pattern should be due to the effect of the surface Ekman transport. Around the mouth of the bay, apart from the upwelling region at the eastern side and the downwelling region at the western side, there is another upwelling region existing along the western side where should be dominated by the downwelling flow. Such distribution character of vertical flow can not be explained by the surface Ekman transport. We guess that it is not other factors other than the water depth variation which may bring this difference because the generation force of the calculated residual current is the uniform sea surface wind. The detailed mechanism about it will be analysed in the next section using some simple model basins.

Here we want to point out that the previous studies about the vertical residual circulation in Tokyo Bay mainly focused on the vertical residual circulation in the direction from south to north which is produced by the gradients of sea surface elevation between the head and the mouth of the bay. Such vertical residual circulation with seaward flow in the upper layer and landward one in the lower layer will be identified by the southward or southwestward wind in Tokyo Bay during winter (YANAGI,

1994). Thus a downwelling region will appear at the mouth of the bay and an upwelling region will appear at the head of the bay (UNOKI, 1985). Under this view the phenomenon named Aoshio in Japanese, which usually appears at the head of the bay after one or two days's blowing of the southward or southwestward wind in summer, is often related to this vertical residual circulation (MATSUYAMA *et al.*, 1990). However our calculation result shows that although the upwelling region exists in the most parts of the head area of Tokyo Bay, it should be mostly due to the Ekman transport. The upwelling currents due to the sea surface gradients between the mouth and the head of the bay just exist in a narrow region at the head of the bay. In other words, the vertical residual circulation in Tokyo Bay under the condition of southward wind is maintained mainly by the vertical residual circulation in the direction from east to west. In fact, the contour line of the observed sea water temperature in Tokyo Bay during summer after a southward wind blowing is nearly parallel to the coastal line (UNOKI, 1985). This observation may support our calculated vertical residual current distribution indirectly.

4. Discussion

4.1. The simple model basins.

To clear the reason why the horizontal distributions of the calculated vertical currents around the head and the mouth of the bay is different from each other, we carried out some numerical experiments by using some simple model basins. The transection of the model basins used in the following numerical experi-

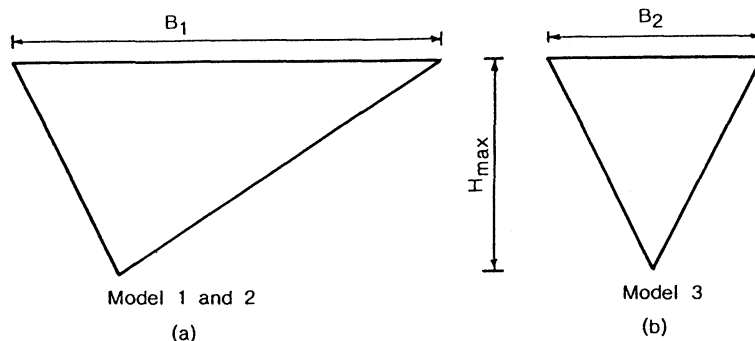


Fig. 7. The transection of model sea 1 and 2 (left) and the transection of model sea 3 (right).

ments are shown in Fig. 7, where (a) is the transection of model 1 and model 2 that reflects the unsymmetrical distribution character of the water depth in Tokyo Bay and (b) is the transection of model 3. The maximum depth of the model basin is 20 meters in model 1 that is nearly the same as the maximum depth near the head of Tokyo Bay and 50 meters in model 2 that is nearly the same as the maximum depth near the mouth of Tokyo Bay. The horizontal scale, the length and the width of the model 1 and model 2, is taken as 50 km and 30 km, respectively, which are also nearly the same as those of Tokyo Bay, respectively. A southward wind field with the speed of 5 m/s is imposed to the model basin which is elongated to north-south direction. The other parameters and procedures of the calculations of the model basin are the same as those used in the calculation of section 2 of this paper. The results after two days of wind blowing will be shown hereafter.

4.2. Calculated results of model 1.

From the horizontal currents distribution at

the depth of 10 meters (Fig. 8(a)), we can know that the downwind current exists in the shallow region and the upwind current exists in the deep region. This result is the same as the conclusion induced by NAGASHIMA (1982) by using a simple model in which the Coriolis force was ignored.

Figure 8(b) is the horizontal distribution of the vertical current at the depth of 10 meters. This figure shows that the east-westward vertical residual circulation exists in the most parts of the model basin. The upwelling and downwelling region caused by the sea surface gradient from bay mouth to head exists in a narrow areas near the southern and northern boundaries. Figure 8(c) is the flow pattern along the transection whose position is shown in Fig. 8(a).

4.3. Calculated results of model 2.

For investigating the effect of the variation in water depth, we calculated the response of model 2 to the southward wind. The horizontal currents distribution at the depth of 10 meters (Fig. 9(a)) shows no difference from that of

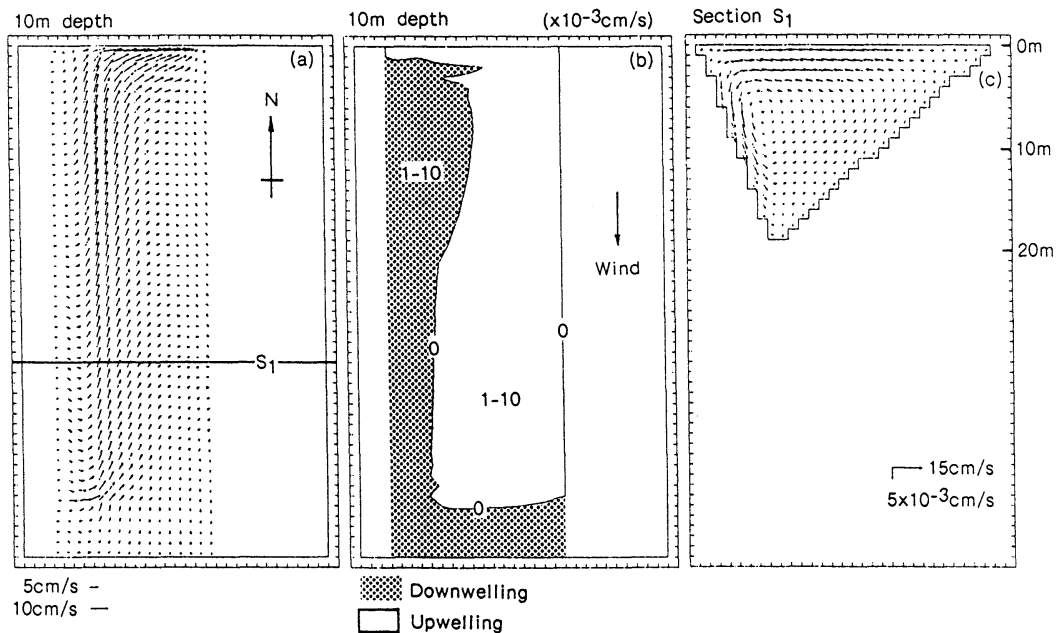


Fig. 8. The calculated results of model 1. Fig.(a) is the calculated horizontal currents at the depth of 10 meters; Fig.(b) is the horizontal distribution of the vertical current at the depth of 10 meters; Fig.(c) is the flow pattern along the transection of the model sea.

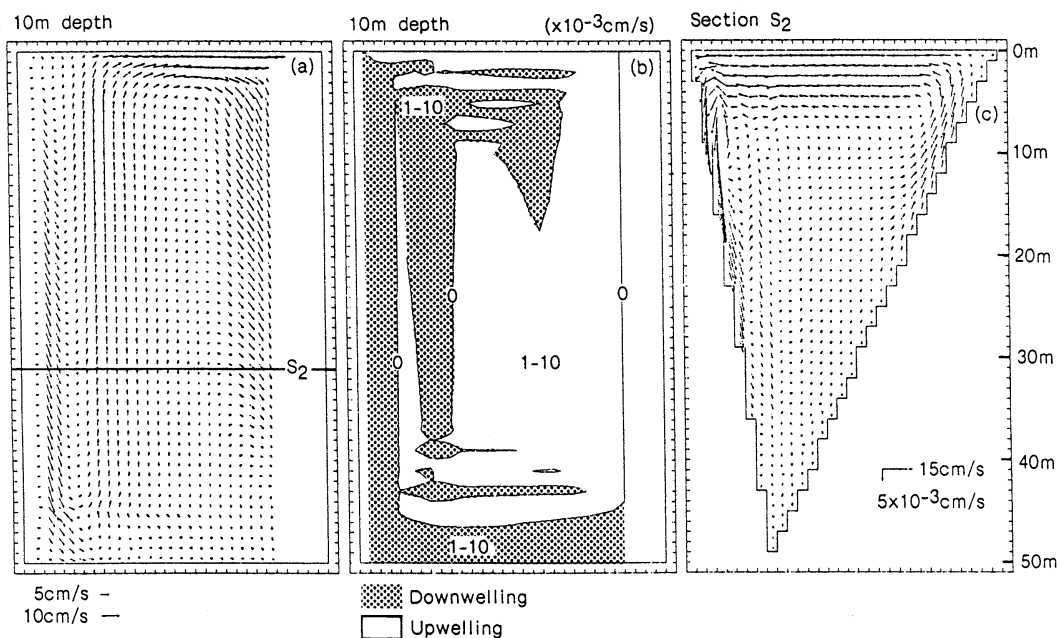


Fig. 9. The calculated results of model 2. The meaning of Fig.(a), (b) and (c) is the same as that in Fig. 8.

model 1 (Fig. 8(a)) in principle.

The horizontal distribution of the vertical residual current at the depth of 10 meters (Fig. 9(b)) shows some differences from that of model 1. Apart from the phenomenon which can be seen in model 1, there is another upwelling region existing on the west side where should be a downwelling region according to the Ekman transport theory. Such flow can be clearly seen in Fig. 9(c).

We suggest that this upwelling flow should be attributed to the Ekman pumping induced in the bottom boundary layer. In other words, on the western coastal area, the water column below the surface Ekman layer forced by the surface Ekman transport moves to the deep part from the shallow part and an anticlockwise eddy is produced in the internal flow region due to the conservation law of potential vorticity (PEDLOSKY, 1979). This anticlockwise eddy induces an upward flow in the bottom boundary layer and after this upward flow becomes stronger than the downward flow in the internal flow region, we can see an upward flow in that region. The same effect and another similar effect named Ekman

suction will also be expected to take effect in the western side in model 1 and the eastern side in both model 1 and model 2, respectively. But we can not see this effect apparently. This can be explained by that whether the effect of Ekman pumping or Ekman suction can be seen in the internal flow region is decided by the balance between the speed of vertical current produced by such effects and the speed of vertical current coming from the residual current field along the transection in the internal flow region. The former depends on the eddy of the water column which is related to the variation of the water depth along the transection. The latter depends on the slope of the sea bottom and the horizontal residual current along the transection in the internal flow region which is nearly decided by the ratio of the Ekman transport in the surface Ekman layer to the height of the water column below the surface Ekman layer. At last the speed of vertical current coming from the residual current field along the transection in the internal flow region should be thought to depend on the Ekman transport in the surface Ekman layer and the width of the slope sea bottom. In model 1, the gentle

variation of the water depth along the transection induces the effect of Ekman pumping and Ekman suction to be weak and we can not see such effects in the internal flow region naturally. In model 2, the vertical flow contributed by the residual current field along the transection in the internal flow region keeps nearly the same as that in model 1 because of the same wind field. But the rapid variation of the water depth along the transection makes the effect of Ekman pumping to be larger than that in model 1 so we can see an upward flow in the western side. As for the effect of Ekman suction, the variation of the water depth in the eastern side is smaller than that in the western side, thus apparent downward flow can not be

found in the internal flow region of model 2. We guess if we increase the slope of sea bottom in the eastern side as much as that in the western side of model 2, we will be able to see a downward flow in the eastern side. To verify this supposition we do another numerical experiment by using model 3.

4.4. Calculated results of model 3.

The transection of model 3 is symmetry to the direction from east to west (Fig. 7(b)). The maximum depth is kept as 50 meters but the width of the model sea is decreased to 15 km, half of the width of model 1 and model 2. By this way, we keep the same sea bottom slope gradient both in the western and eastern sides.

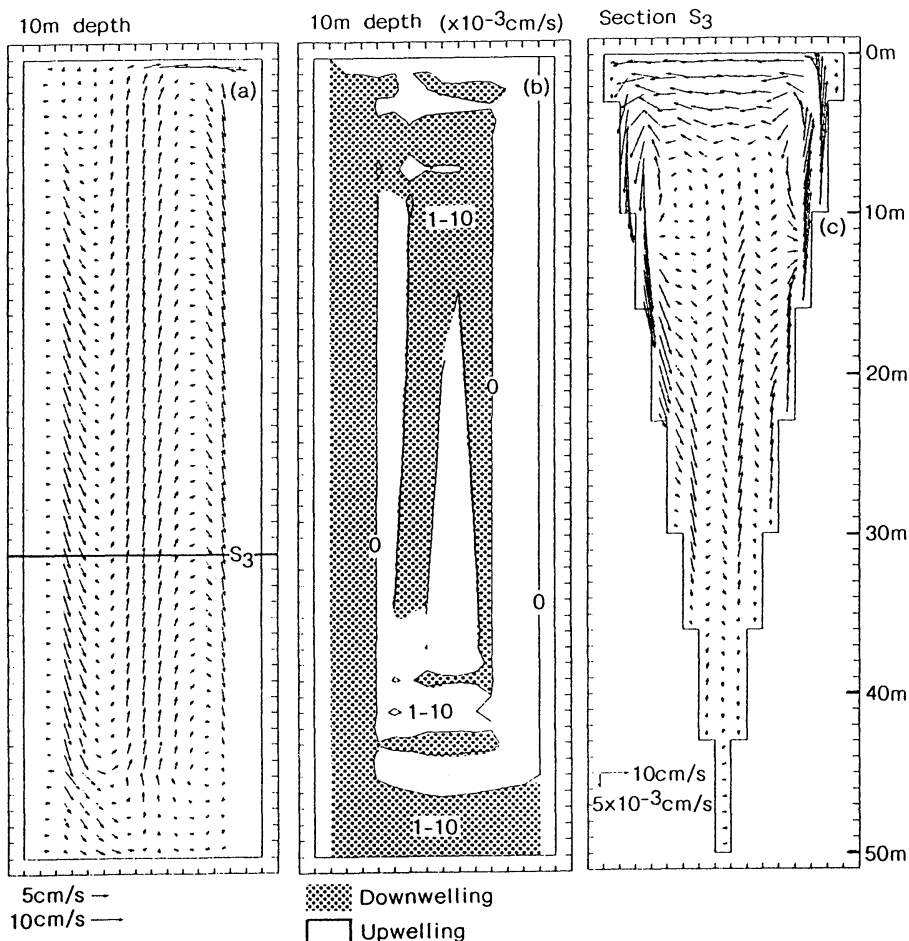


Fig. 10. The calculated results of model 3. The meaning of Fig.(a), (b) and (c) is the same as that in Fig. 8.

As described above, a symmetry upwelling and downwelling region will be expected to appear at the western and eastern sides of this model basin. The calculated results are shown in Fig. 10. The horizontal residual currents (Fig. 10(a)) show no difference from those of model 1 and model 2 in principle but the horizontal distribution of the vertical current (Fig. 10(b)) is different from those of model 1 and model 2. As expected, a nearly symmetrical upwelling and downwelling regions really appear in the western and eastern sides of this model basin, respectively. Such vertical flow can be more clearly imaged in Fig. 10(c). This result proves that under the same conditions the Ekman suction can also take effect as the Ekman pumping and the different horizontal distributions of calculated vertical residual current around the head and the mouth of Tokyo Bay are really due to the Ekman pumping effect happening around the mouth area of Tokyo Bay.

5. Conclusion and suggestion

(1). The basic characters of the horizontal wind-driven currents in Tokyo Bay during winter is reproduced well by a three-dimensional numerical model.

(2). The vertical residual circulation under the condition of southward wind in Tokyo Bay during winter is maintained mainly by that in the east-west direction. The vertical residual circulation in the north-south direction just plays a second role. The Ekman pumping takes effect around the mouth of the bay where the water depth varies rapidly along the transection of the bay.

(3). It can be expected that the calculated results depend on the parameters, especially the vertical viscosity coefficient, surely. In our model, the vertical viscosity coefficient is taken as a constant that could be said too simple. So about the correct choice of some parameters, especially the vertical viscosity coefficient, more works are needed in the future.

(4). Although we give an explanation about the generation of the vertical residual current, we have no method to verify it. We hope that in the future some field observation related to the vertical residual current could be carried

out in Tokyo Bay or at someplace which has similar topography with Tokyo Bay. And also we suggest that the researches about the residual current in the future should pay some attentions to the vertical circulation because such circulation is an important factor when we discuss the material transport processes or the primary production.

Acknowledgements

The authors greatly thank Dr. Y. ISODA, Dr. S. TAKAHASHI and Dr. A. ISOBE for their helpful suggestions about the results of this paper. Thanks are also due to Dr. H. TAKEOKA and Mr. H. AKIYAMA for their useful discussions during the study. The calculation was carried out on a FACOM M770 of Ehime University.

References

- GUO, X. and T. YANAGI (1994): Three dimensional structure of tidal currents in Tokyo Bay, Japan. *La mer*, **32**, 173-185.
- HASUNUMA, K. (1979): The characters of the residual currents in Tokyo Bay. *Bulletin on Coastal Oceanography*, **16**, 67-75. (in Japanese)
- HONDA, T. and H. MITSUYASU (1980): Experimental research about the effect of wind imposed above water surface. *Proceedings of the 27th Japanese Conference on Coastal Engineering*. p. 90-93. (in Japanese)
- IKEDA, K., M. MATSUYAMA and M. TSUJI (1981): Effect of the wind on the current in Tokyo Bay. *Umi to Sora*, **57**, 31-40. (in Japanese)
- MATSUYAMA, M., K. YOUNA and A. OHWAKI (1990): Numerical experiments of upwelling in Tokyo Bay-in relation to "Aoshio" (the upwelled anoxic blue-green turbid water). *Bulletin on Coastal Oceanography*, **28**, 63-74. (in Japanese with English abstract)
- MURAKAMI, W. and Y. MORIGAWA (1988): The long-period residual current in Tokyo Bay. *Bulletin on Coastal Oceanography*, **25**, 146-155. (in Japanese)
- NAGASHIMA, H. and M. OKAZAKI (1979): Current and oceanographical condition to Tokyo Bay in winter. *Bulletin on Coastal Oceanography*, **16**, 76-85. (in Japanese)
- NAGASHIMA, H. (1982): Wind driven current in a water channel with a sloping bottom. *Report of Physical-Chemical Institute, Japan*, **58**, 23-26. (in Japanese with English abstract)
- ODAMAKI, M., S. SATO, H. MATSUYAMA, H. NISHIDA, Y. SHIMOHIRA and T. HIRAIWA (1990): Prediction of

- wind-driven currents and mass transport in an enclosed sea. Report of Ministry of Environment, Japan. (in Japanese with English abstract)
- ORLIC, M., M. KUZMIC and Z. PASARIC (1994): Response of the Adriatic Sea to the bora and sirocco forcing. *Continental Shelf Research*, **14**, 91-116.
- SHIOZAKI, M., T. MATSUMOTO, Y. SHIMOHIRA and S. SATO (1988): Prediction of wind-driven currents and mass transport in an enclosed sea. Report of Hydrographic Department, Marine Safety Agency, Ministry of Transport, Japan, **105**, 1-12. (in Japanese with English abstract)
- UNOKI, S. (1976): Some numerical experiments about the coastal environment. *Bulletin on Coastal Oceanography*, **13**, 78-90. (in Japanese)
- UNOKI, S. (1985): Tokyo Bay-its physical aspect. p. 344-361, *Coastal Oceanography of Japanese Islands*, Tokai University Press, Tokyo. (in Japanese)
- UNOKI, S. and M. KISHINO (1977): Averaged oceanic condition and water exchange in Tokyo Bay. Report of Physical Oceanography Laboratory in Physical-Chemical Institute, No.1, 89pp. (in Japanese)
- UNOKI, S., M. OKAZAKI and H. NAGASHIMA (1980): The circulation and oceanic condition in Tokyo Bay. Report of Physical Oceanography Laboratory in Physical-Chemical Institute, No.4, 262pp. (in Japanese)
- YANAGI, T. (1989): *Coastal Oceanography*. Koseisha-Koseikaku, Tokyo, 154pp. (in Japanese)
- YANAGI, T. (1994): Material transport models from Tokyo Bay to the Pacific Ocean. *Ocean Flux* (ed. NOZAKI, Y.), Tokyo university Press. (in press)

東京湾の冬季の吹送流

郭 新宇・柳 哲雄

要旨：冬季の東京湾において北風により発生する吹送流の特性を3次元数値モデルを用いて調べた。計算された水平的な流動が観測値をよく再現していることを確認した後、吹送流による鉛直流の特性を調べた。北風により表層で西向き、底層で東向きの流れが起こされるが、同時に表層で沖向き、底層で湾奥向きの鉛直循環流も起こっている。このような鉛直循環流に伴って励起される鉛直流は湾奥と湾口では、その海底傾斜の違いにより異なった特性を持つ。

沖合の観測塔による冬の海象観測*

中村重久**

Observations at offshore tower stations in winter*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: Observations at two offshore tower stations are analyzed for realizing various variations, especially, for knowing the barometric effect on the sea surface level even in the shelf and coastal zones in winter. For convenience, three typical cases of the winter storms are introduced for studying the meteorological and oceanographical variations in a specific sea area off the southwestern Kii Peninsula in the Northwester Pacific.

1. 緒言

本文では、白浜沖合の観測塔における冬の海象観測について、とくに1994年1-2月の記録例を示し、その特徴についての知見を述べたい。

2. 観測塔

京都大学では、沿岸域の災害防止軽減に関する基礎的研究を推進するために、1993年に新しい観測塔が設置された (cf. 京都大学防災研究所付属白浜海象観測所要覧, 1994)。

昭和36年(1961年)に設置された海洋観測塔と併行して活用できる状態となった。

とりわけ、新しい観測塔は、沖合の情報を適確にとらえることができる立地条件にある (cf. Fig. 1)

これまで、中村(1987; 1989)の田辺湾に関する研究もあるが、本文では、これまでに知ることのできなかつた現象に注目する。

3. 観測塔の記録例

ここで、冬季の海象の総観的特徴をとらえるために、とくに1993年1-2月の記録のなかから、つぎの3例を示す。

1) 日本列島を寒冷前線が東進した例

1994年1月17-18日は、日本列島は寒冷前線東進の影響をうけた。前線の通過後、観測塔では北風が強くなり、海上では風波が発達する。沖合の観測塔Tにおける観測では、最大波高は4mを超えていた。観測塔Sでの記録は残念ながら得られていない (Fig. 2)。

2) 九州に風雪警報が発令された例

1994年2月8-10日には、気象庁より九州地方に風雪警報が発令された。このときの観測塔の記録では、風速は最大約20m/s程度であり、従来の記録と比較して、海象に顕著な差はなかったようである (cf. Fig. 3)。

3) 低気圧が台風並に発達して東進した例

1994年2月21-22日に、紀伊半島沖を低気圧が東進し、台風並に発達し、高波浪の記録を残した (cf. Fig. 4)。

4. 観測記録の共通点と特徴

観測塔Tにおける記録についてみると、時刻・位置が正確で、時間的変動も高精度なデータとして記録されている。

1) 気象条件と海象 沖合の固定点では、これまで得られなかった記録が、観測塔によって、観測船よりも正確な気象・海象の情報がえられるようになった。

2) 最大波高 1994年1-4月の期間をみると、1994年1月17日の4.29mの最大波高の記録(沖合の水深32mの位置)に注目すべきであろう。この時の平均風速は19.9m/s、最大風速は25.7m/sであった (cf. Fig. 2)。このときの波の周期T Sをみると、風波とうねりとが混在していることがわかる。さらに詳細については、波浪スペクトル解析の結果をみなくてはならないであろう。

* 1994年12月20日受理 Received December 20, 1994

** 京都大学防災研究所付属白浜海象観測所、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

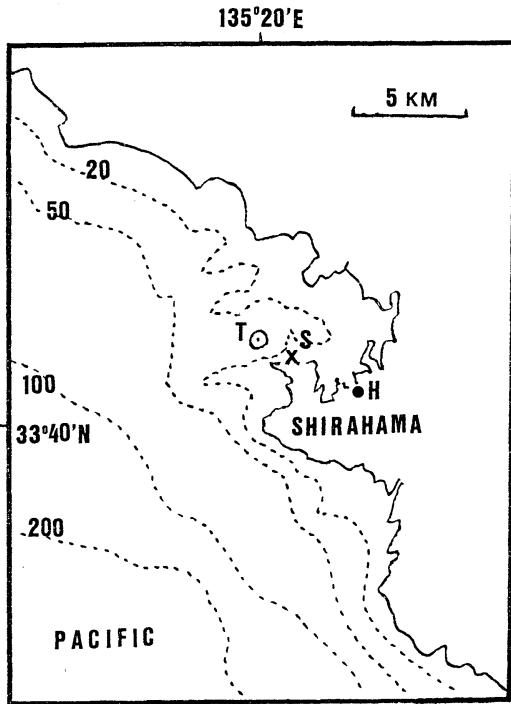


Fig. 1. Location of two offshore tower station T and S and of the tide station H.

- 1) Around the mark T, water depth is 32 m.
- 2) Around the mark S, water depth is 5 m.
- 3) The observed data is transferred from T to the observatory located just neighbor of H by telemetry system.

3) 水温の鉛直勾配 海面下5mと10mとにおける水温の記録から、本文で示した例では、水温の鉛直勾配は0.1°C/5mであり、時として0.5°C/5mの時もあった。これは、海面下では、総観的に安定成層の状態にあることを示す。

4) 熱エネルギー供給源 本文の Figs. 2-4 の例では、気温は露点温度よりも高く、海上の空気は比較的乾燥していた。さらに、気温は水温より低く、海は大気へ熱エネルギーを供給する条件を満していた。

5) 海岸地形の影響 観測塔Tは観測塔Sよりも、沖合の海象・気象をより正確にとらえる立地条件をそなえている。一方、この2つの塔の観測データは共通した面もある。

このような観点から、つぎに、この2つの塔における観測記録の比較検討を試みる。

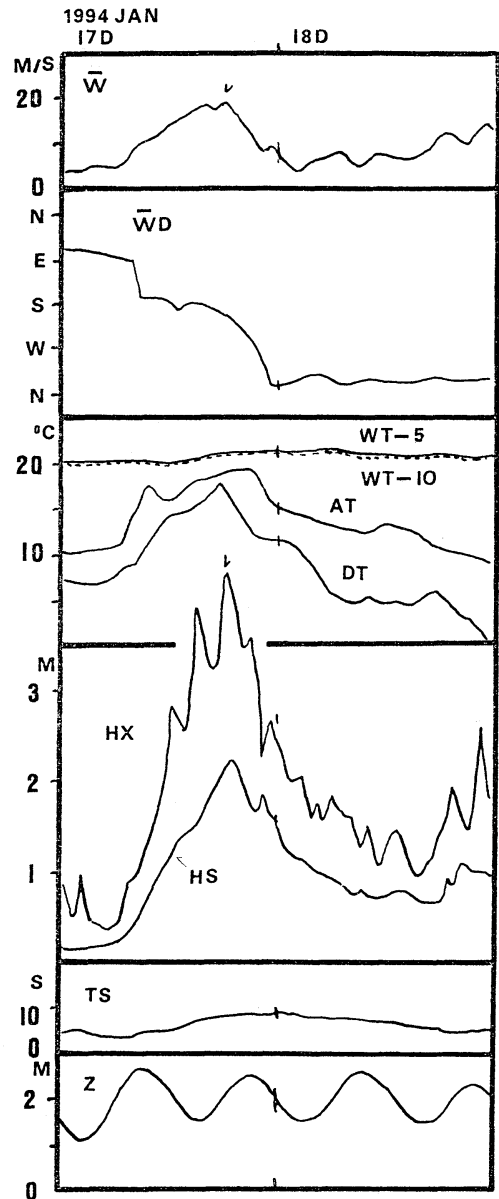


Fig. 2. Observed result at a passage of a cold front.

- 1) Time period for 17 to 18 January 1994.
- 2) Notations are: wind speed and wind direction for W and WD, air temperature and dew point temperature for AT and DT, water temperatures at 5 m deep and at 10 m deep for WT-5 and WT-10, hourly maximum and significant waves' heights for HX and HS, and wave Period of HS for TS.
- 3) Tide level variations for Z.

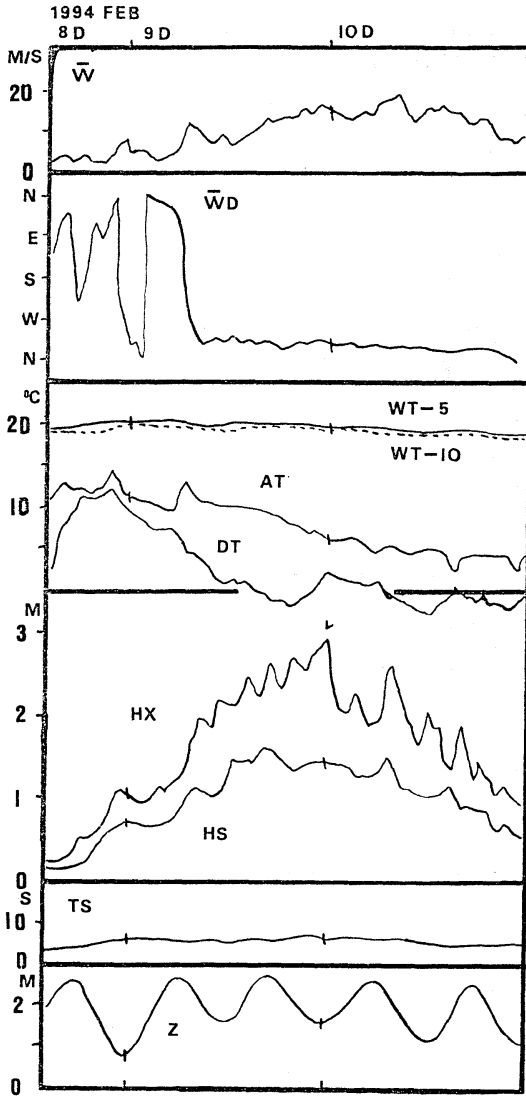


Fig. 3. Observed result at heavy snow storm warning.

- 1) Time period for 8 to 10 February 1994.
- 2) Notations are same as those in Fig. 2.

5. 観測塔の立地条件

観測塔 (cf. Fig. 1 の T および S) における観測記録によって、何がわかるであろうか。

ここでは、1994年2月8-10日の平均風速、平均風向および気温の時間的変化について、2つの観測塔での記録の比較をした (cf. Fig. 5)。総観的にみて、両者の記録のうち、風向および風速は、陸地の影響による差異があらわれているようである。とくに、観測塔Sでは、その南側の陸地など周辺地形の影響を強くうけた観測記録

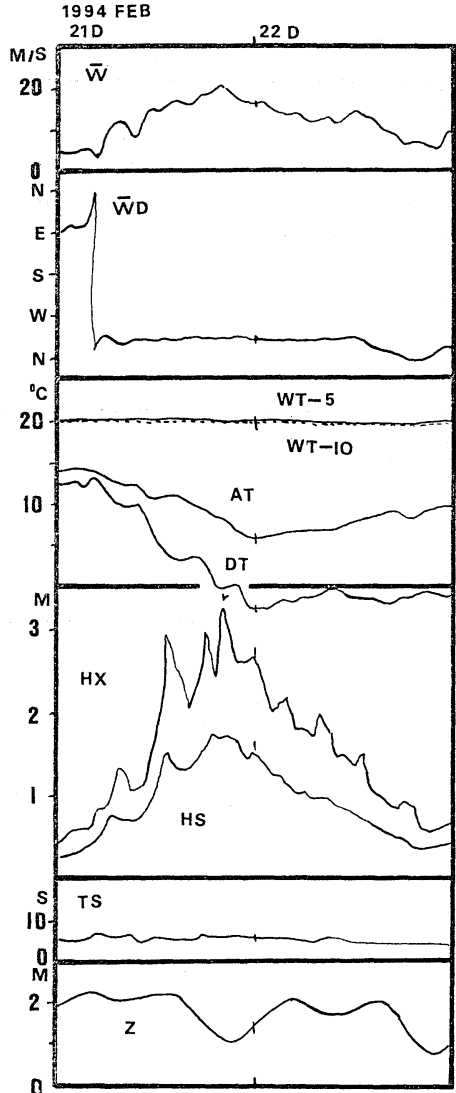


Fig. 4. Observed result at growing stage of an atmospheric low.

- 1) Time period for 21 to 22 February 1994.
- 2) Notations are same as those in Figs.2 and 3.

であることは、すでに自明であったが、定量的にその影響を Fig. 5 のように示すことができた。この場合、気温は、両者の記録ともに比較的良好に対応しているものと評価している。

6. 海水位と気圧との相互関係

本文で例としてあげた高波浪時において、Fig. 1 の点 H に位置する検潮所の海水位と観測塔 T における潮位記録とは、どのような関係にあるであろうか、沖合の観測

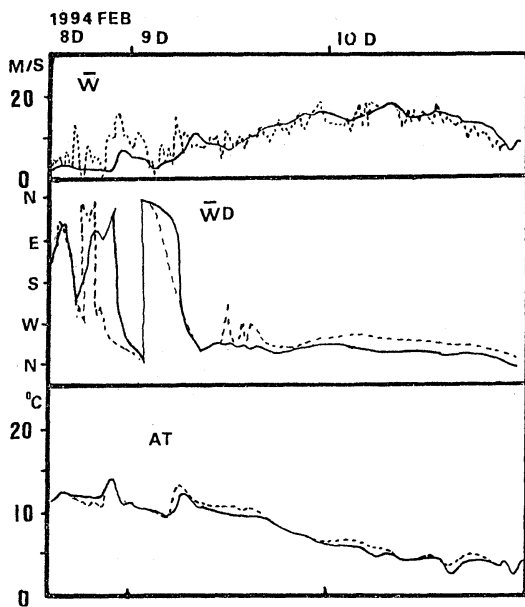


Fig. 5. Discrepancies of the observed results at T (chain line) and S (full line).

- 1) Time period for 8 to 10 February 1994.
- 2) Notations are same as those in Fig. 3.

塔では、気圧変動成分を除去して観測記録している。そして、検潮所では、フース式検儀を用いている。このようなことから、点Tと点Hとの海水位には相対的に差異があらわれることになる。これをFig. 6に示した。すなわち、上記の差異 dz (cm) は気圧 P (hPa) とほとんどよく対応した変動を示す。

さらに、中村(1993)は、海上風による効果として、紀伊水道東部湯浅湾の観測例を論じたが、本文のFig. 6の例では、この点が明瞭ではない。とくにFig. 6のBの例では、風速が大きいことは必ずしも沿岸域の海水位が沖合よりも高くなることを意味しないことを示している。

たしかに、観測塔の周辺地形は複雑である。いろいろの要因とその相互作用も考えなくてはならない。いづれにしても、Fig. 6のBから得られたことは、新しい知見であると言える。

文 献

京都大学防災研究所付属白浜海象観測所 (1994) : 白浜海象観測所要覧, 4 pp

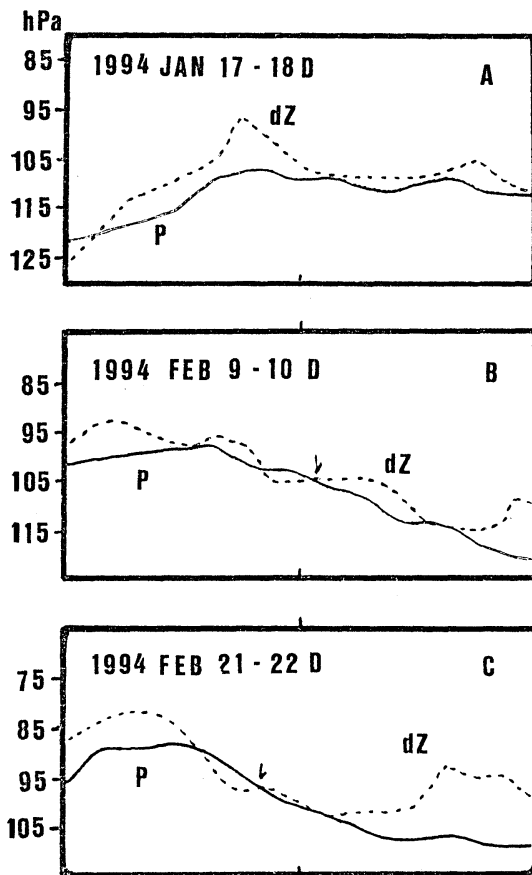


Fig. 6. Barometric effect to the sea level variations.

- 1) A for 17 to 18 January 1994.
- 2) B for 9 to 10 February 1994.
- 3) C for 21 to 22 February 1994.
- 4) Atmospheric pressure for P.
- 5) Difference of the sea level at T and H, for dz .
- 6) Time of the highest wave observed for an arrow.

中村重久 (1987) : 田辺湾における3月暴風通過時の風成波の時間変化, *La mer*, 25(1), 24-30.

中村重久 (1989) : 白浜海洋観測塔とその周辺の海象変動について, *京都大学防災研究所年報*, 32B(2), 881-890.

中村重久 (1993) : 紀伊水道東部湯浅湾の水位変動について, *La mer*, 31, 179-186.

東京湾における水域環境構成要素の経年変化*

野村 英明**

Long-term variations of environmental parameters in Tokyo Bay, central Japan*

Hideaki NOMURA**

Abstract: Tokyo Bay is one of the most polluted bay in Japan, but no report has been presented on the long term variation of water quality since 1975. In order to know the recent changes in water quality in the bay, data of environmental parameters, such as salinity, silicate, phosphate, nitrate, nitrite, ammonia, chlorophyll *a* concentration and transparency were collected from a number of sources and compiled using a personal computer. Data collected were restricted to those from the surface except for transparency. Results obtained are as follows: (1) Salinity decreased gradually since early 1980's because of drainage via rivers. The decline of salinity at the surface layer developed a strong and stable two-layer structure in a water column. (2) Silicate decreased from 64.3 $\mu\text{g-at/l}$ in 1948 to 20.4 $\mu\text{g-at/l}$ in 1971, and stay in the same level in recent years. (3) Phosphate increased markedly from 0.56 $\mu\text{g-at/l}$ in 1950's to 1.55 $\mu\text{g-at/l}$ in 1970's. It decreased to 1.08 $\mu\text{g-at/l}$ in 1980's owing to various legal regulations. (4) Nitrite increased from 0.77 $\mu\text{g-at/l}$ in 1950's to 3.09 $\mu\text{g-at/l}$ in 1980's and nitrate increased from 10.15 $\mu\text{g-at/l}$ in 1960's to 20.77 $\mu\text{g-at/l}$ in 1980's. (5) Ammonia increased from 16.26 $\mu\text{g-at/l}$ in 1960's to 20.45 $\mu\text{g-at/l}$ in 1970's, then decreased to 16.41 $\mu\text{g-at/l}$ in 1980's. (6) Dissolved inorganic nitrogen (DIN) tends to increase with the passing of year owing to the increase of nitrite and nitrate, in spite of decrease of ammonia. (7) Chlorophyll *a* concentration did not change noticeably from 1969 to 1991 and, the average was ca. 35 $\mu\text{g/l}$. (8) Transparency was 3.7 m in 1950's, 2.9 m in 1960's, 3.3 m in 1970's, and 3.0 m in 1980's. These results suggest that: (1) The changes in nutrient concentrations and ratios between them generate a change in composition of phytoplankton community. (2) The pollution of Tokyo Bay seems to have still been developing after 1975.

1. 緒言

東京湾の水域環境を構成する要素(以後、水域環境構成要素とする)の経年変化に関しては、1975年までの水温・塩分・栄養塩類・透明度・水色等を明らかにした宇野木・岸野(1977)がある。これによれば東京湾内湾域は、1960年代後半から1970年前後にかけて急激に有機汚濁が進行したことがわかる。その後、江角(1979)は、1972年から1976年までのCOD、透明度等をもとに水域の汚濁がやや軽減する傾向にあるとした。また、清水(1985)は、1975年頃から水産上の有用魚介類相が回復し、種数・個体数共に経年的に上昇していることから、生物の生息環境としても東京湾の水域環境が好転してき

たとしている。

近年においては、栄養塩類(魚, 1992)、植物プランクトン(HAN, 1988)、クロフィル *a* 量(山口・有賀, 1988)、基礎生産(YAMAGUCHI *et al.*, 1991)の季節変化に関する報告がある。しかし、各種水域環境構成要素の経年変化を取りまとめた報告としては、湾奥・河口域におけるCOD、リン、窒素の経年変化を調べた高田(1993)以外には見当たらない。

本研究の目的は、1991年までの約40年間に調査された水域環境構成要素の資料を解析し、東京湾中央部表層におけるこれらの経年変化を明らかにすることである。

2. 材料と方法

東京湾内湾域において、1991年までに得られた塩分・各種栄養塩類・クロフィル *a* 濃度および透明度に関する既存の資料で、35°18'Nから33°Nまでの範囲にあり、かつ河川水の影響を直接受けないと考えられる岸か

*1995年1月23日受理 Received January 23, 1995

**東京水産大学資源育成学科 〒108港区港南4-5-7
Department of Aquatic Biosciences, Tokyo University of Fisheries, 4-5-7 Konan, Minato-ku, 108 Tokyo

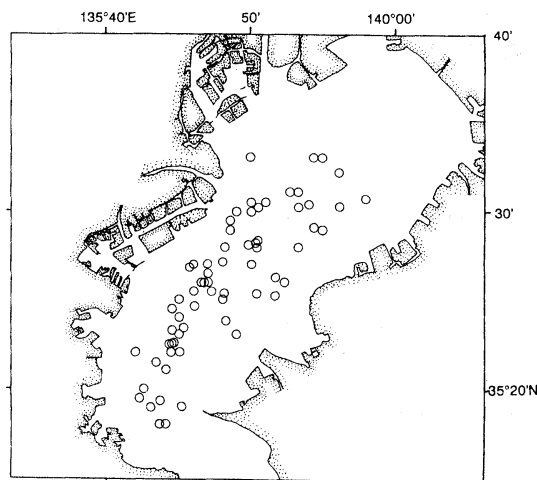


Fig. 1. Location of sampling stations.

ら 2 km 以上離れた観測点からの資料を抽出し、年毎及び月毎に平均化する作業を行った。この際、透明度以外はすべて表層の値を用いた。用いた海洋観測資料は付表に示す。観測点のおよその位置を地図上にプロットしたのが Fig. 1 である。

3. 結果と考察

3.1. 塩分

1948年以降の年平均値の推移を Fig. 2 に示す。1954年以前は観測が 2 ヶ月に 1 回程度しか行われていないため、資料は十分とはいえない。1960年代から1970年代にかけては 30.7 前後で推移したが、1980年代に入って 30.0 以下が目立ち始めた。1980年以降、年平均塩分が 30.0 を超えたのは、1984年 (30.7) と1987年 (30.7) の 2 回で、1980年代の平均塩分は 29.6 であった。近年、東京湾表層の塩分は、低下したといえる。

5年毎に平均した塩分の季節変化を Fig. 3 に示す。塩分は、冬季 (12~3月) は変化が小さく、高いまま維持されているが、その他の季節では1960年代後半から1980年代にかけて、成層期を中心に低下傾向が続いている。特に 8, 9月 は著しく低くなっている。このことは淡水流入量が年とともに増加しており、その傾向が成層が発達し表層に淡水の影響が強い夏季に顕著に現われることを示している。

内湾において塩分を下げる要因として降雨と河川からの淡水流入がある。年間のみた場合、海面への降雨によって内湾へ供給される淡水の量は河川流量の数%に過ぎないとされており (宇野木ほか, 1980)、海面への降雨が、

表層塩分低下の主因とは考えられない。

東京湾への淡水流入量の多い河川は、江戸川・荒川・多摩川の順であるが (宇野木・岸野, 1977)、ここでは建設省河川局編日本河川協会発行の流量年表を用いて作成した多摩川の流量の経年変化を Fig. 4 に示す。観測地点の下石原は、河口より 28.1 km 上流であるが、長期にわたり計測が行われており、観測地点の移動もないことから、東京湾へ淡水を供給する河川の代表として、その値を用いた。河川流量が年平均 $15\text{m}^3/\text{sec}$ 以下の年には東京湾表層の塩分は高くなり、 $25\text{m}^3/\text{sec}$ 以上の年には低くなる傾向を示した。1980年代において河川流量と塩分の変動はかなり良く同調していた。例えば、河川流量が $15\text{m}^3/\text{sec}$ を下回った1984, 1987年には、いずれも塩分が 30 を越えており、 $25\text{m}^3/\text{sec}$ 以上の年にはいずれも塩分は 30 未満であった。

1965年以降の河川流量を 5年毎に平均し、その傾向をみると、変動はあるものの、1965-1969年の $18.8\text{m}^3/\text{sec}$ から1985-1989年の $31.6\text{m}^3/\text{sec}$ へと上昇している。1980年代の平均流量は $29.1\text{m}^3/\text{sec}$ であった。1980年代における表面塩分の低下傾向の一因は、河川からの淡水流入量の増加に求められる。

近年、首都圏への人口集中による水道水の確保のため、従来、東京湾以外に流出していた利根川や相模川水系などの淡水が、首都圏に供給されるようになり、これらが下水道を経て、東京湾に供給される量も増加していると考えられる (野村, 1993)。魚 (1995) は、1992年度に関し、東京湾内湾部に河口を持つ 18 河川の淡水流入量を調べ、それが年平均 $428\text{m}^3/\text{sec}$ であることを示した。さらに彼はこの値が MATSUKAWA and SASAKI (1990) の1979年の下水等をも含めた淡水流入量 ($300\text{m}^3/\text{sec}$) より 40% あまり高い値であることを明らかにしている。

MATSUKAWA and SASAKI (1990) は、東京湾の海底に堆積する窒素は、流入負荷に比べその割合が小さいことを指摘し、その要因として、淡水流入量が多いため二層流が強いかつ安定していることと、この二層流が冬の季節風によってさらに強まることを挙げている。東京湾における水温・塩分の鉛直分布の特徴として、通常、循環期においても高温・高塩分水が常に底層に存在するため鉛直循環が底層まで達せず、成層構造が通年維持されることが挙げられる (野村, 1993)。表層の塩分の低下は、表層水の密度を小さくし、底層水との間の密度差を大きくする。そのため密度流が強化される。これは、吹送流と共に東京湾の海水交換に重要な役割を果たしていると考えられる。

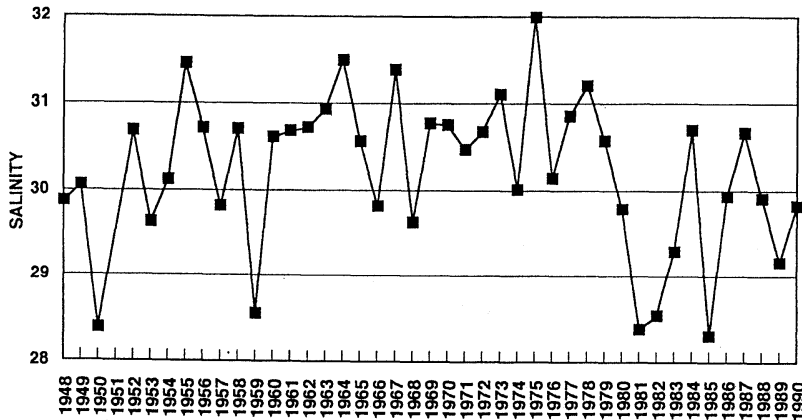


Fig. 2. Yearly variation of surface salinity in Tokyo Bay in a period from 1948 to 1990.

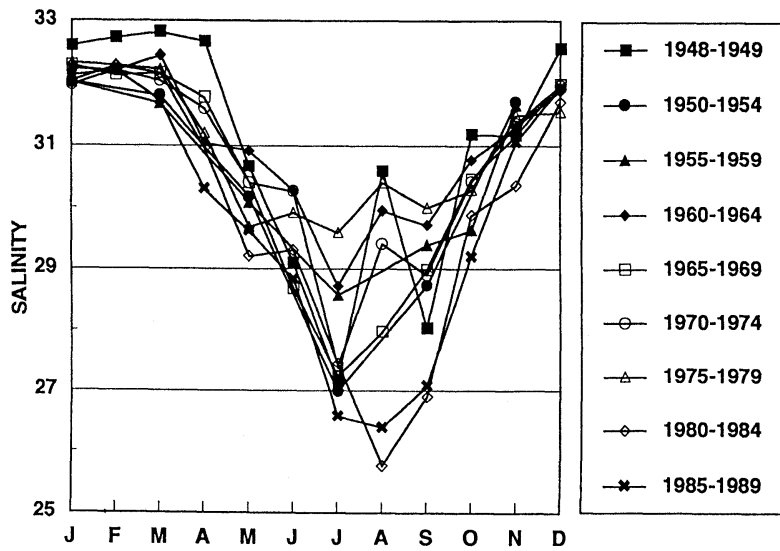


Fig. 3. Seasonal variation of surface salinity in Tokyo Bay.

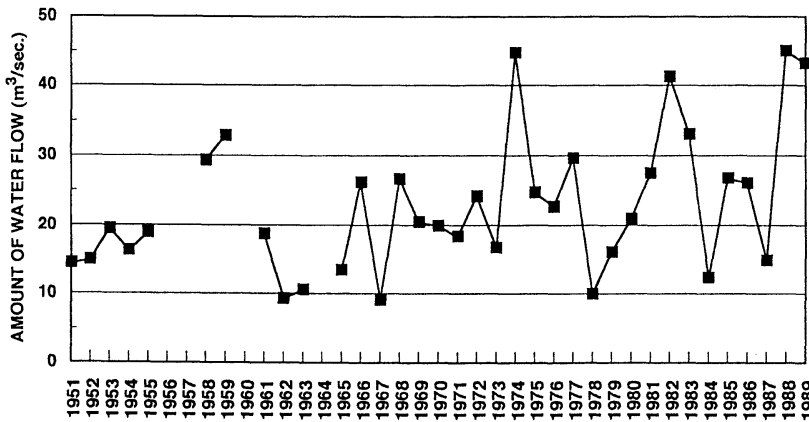


Fig. 4. Yearly variation of amount of water flow of river Tama-gawa at Shimo-ishihara in a period from 1951 to 1989.

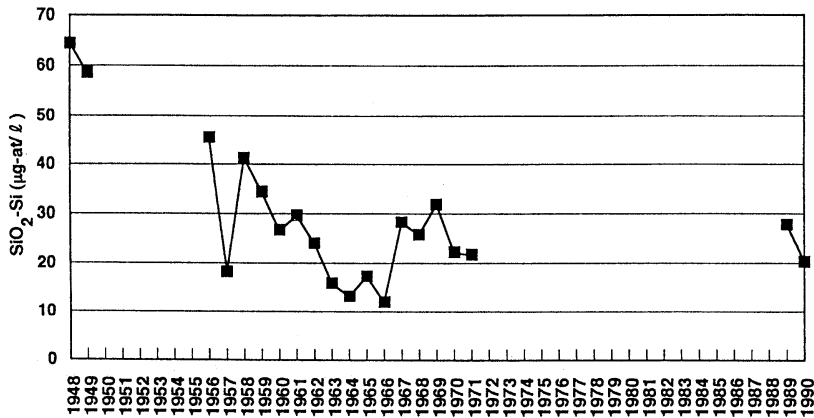


Fig. 5. Yearly variation of $\text{SiO}_2\text{-Si}$ at surface in Tokyo Bay in a period from 1948 to 1990.

3.2. 栄養塩

3.2.1. $\text{SiO}_2\text{-Si}$

1973年から1988年までは解析に十分な資料が収集できなかった。これは水質に関する注目がリンと窒素に集まり、 $\text{SiO}_2\text{-Si}$ の分析が行われなかったためであろう。1948、1949年の $\text{SiO}_2\text{-Si}$ の年平均濃度（64.3、58.5 $\mu\text{g-at/l}$ ）は、近年のほぼ年最高値に匹敵することから、 $\text{SiO}_2\text{-Si}$ が1948、1949年当時より減少したことは明らかである（Fig. 5）。 $\text{SiO}_2\text{-Si}$ は1970年頃まで減少傾向が続き、その後17年間資料はないが、現在は1970年頃と同じ水準にある。この減少の理由として、埋立てにより砂浜から海域への $\text{SiO}_2\text{-Si}$ の供給が減少したことが上げられるが、その他に、海域における珪藻が他の栄養塩の増加により従来より高密度に増殖し、その結果として $\text{SiO}_2\text{-Si}$ が多く消費されること、従来上流部より供給されていた $\text{SiO}_2\text{-Si}$ がダム建設によってダム湖内の珪藻によって消費され、湖底に沈降しストックされてしまうこと、河川の改修によって河床からの溶出が減少したことなどが考えられる。

$\text{SiO}_2\text{-Si}$ の季節変化をFig. 6に示す。 $\text{SiO}_2\text{-Si}$ は2～4月に低く、6～10月に高くなるという季節変化は経年的にも変化していないが、1948-1959年での季節変化が20～100 $\mu\text{g-at/l}$ の範囲であるのに対し、1960-1964年以後は10～50 $\mu\text{g-at/l}$ の狭い範囲で変動し、季節変化が不明瞭になる傾向にある。

3.2.2. $\text{PO}_4\text{-P}$

年平均濃度は、1960年代中頃の0.3 $\mu\text{g-at/l}$ から1970

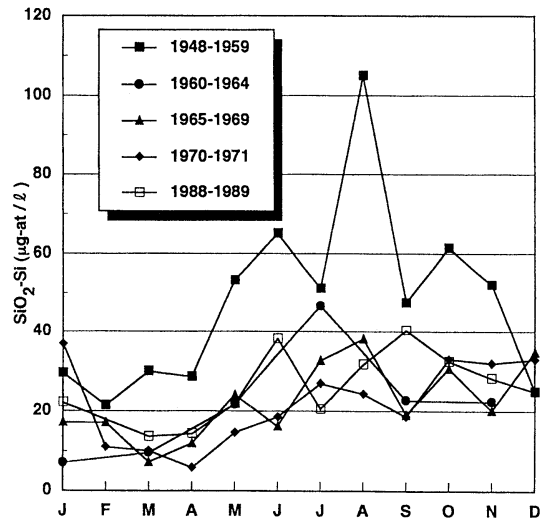


Fig. 6. Seasonal variation of $\text{SiO}_2\text{-Si}$ at surface in Tokyo Bay.

年代中頃の2.0 $\mu\text{g-at/l}$ へと増加したが、その後合成洗剤の無リン化などにより減少して（高田，1993），1980年代には1 $\mu\text{g-at/l}$ 前後で推移し現在に至っている（Fig. 7）。

$\text{PO}_4\text{-P}$ の季節変化をFig. 8に示す。 $\text{PO}_4\text{-P}$ の季節変化は明瞭ではない。1956-1959、1960-1964年には、周年1 $\mu\text{g-at/l}$ 以下の値で変動したが、1965-1969年には0.5～3 $\mu\text{g-at/l}$ と変動幅が大きくなり、1970-1974年以後はほぼ0.5～2 $\mu\text{g-at/l}$ の間で変動している。

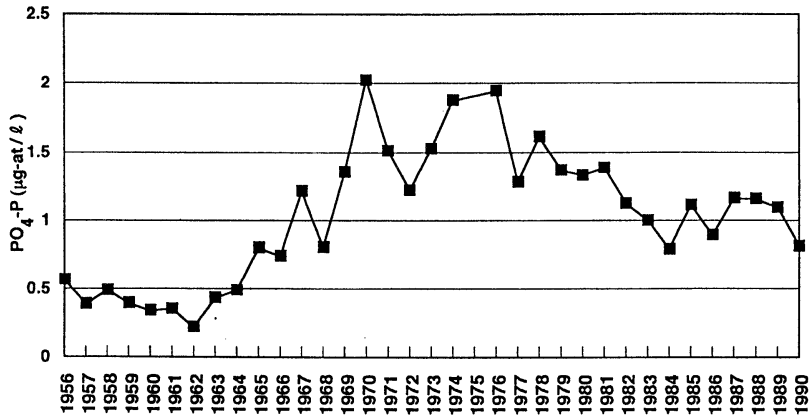


Fig. 7. Yearly variation of $PO_4\text{-P}$ at surface in Tokyo Bay in a period from 1956 to 1990.

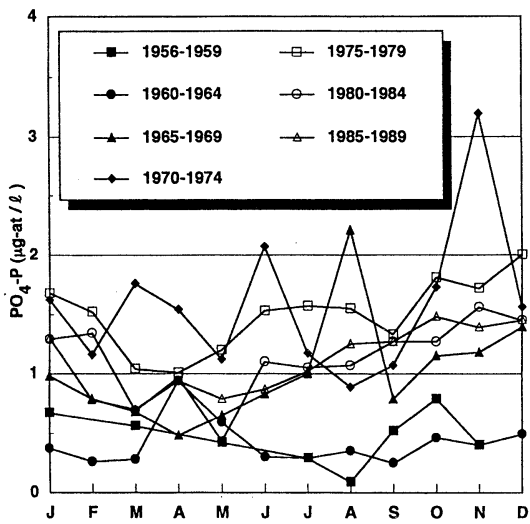


Fig. 8. Seasonal variation of $PO_4\text{-P}$ at surface in Tokyo Bay.

3.2.3. $NO_3\text{-N}$

年平均濃度は一貫して増加傾向にあり (Fig. 9), 5年毎の平均でみると, 1965-1969年の $10.8 \mu\text{g-at/l}$ に対し, 1985-1989年では2倍以上の $23.2 \mu\text{g-at/l}$ になった。

$NO_3\text{-N}$ の季節変化をFig.10に示す。 $NO_3\text{-N}$ は1980-1984年までは秋・冬季に高く, 夏季に向けて低下する季節変化を示したが, 1985-1989年では夏季に高い値を示し, 明瞭な季節変化がみられなくなった。

3.2.4. $NO_2\text{-N}$

$NO_3\text{-N}$ 同様増加傾向が顕著で (Fig. 11), 5年毎の平均で1960-1964年の $0.8 \mu\text{g-at/l}$ に対し, 1985-1989年では約4倍の $3.3 \mu\text{g-at/l}$ になった。

$NO_2\text{-N}$ の季節変化をFig.12に示す。 $NO_2\text{-N}$ は1960-1964年以前には周年にわたり $1.5 \mu\text{g-at/l}$ 以下で変動し,

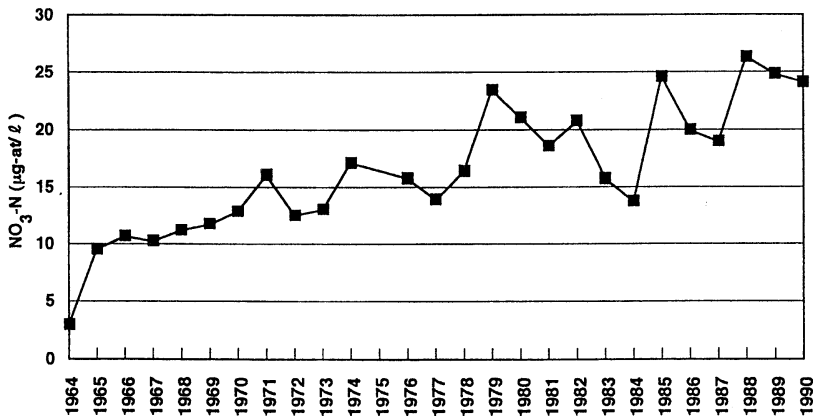


Fig. 9. Yearly variation of $NO_3\text{-N}$ at surface in Tokyo Bay in a period from 1964 to 1990.

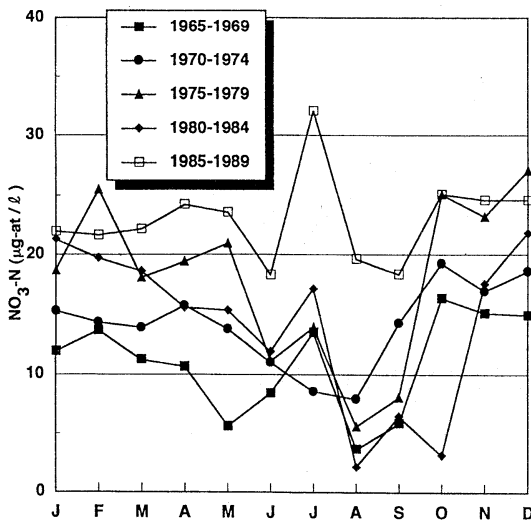


Fig. 10. Seasonal variation of $\text{NO}_3\text{-N}$ at surface in Tokyo Bay.

夏季に高く冬季に低い傾向を示したが、1965-1969年以後では明瞭な季節変化がみられなくなった。

3.2.5. $\text{NH}_4\text{-N}$

1947年より観測データはあるが、宇野木・岸野(1977)によれば、1963年頃までに分析方法に数回の変更がなされたという。そこで本論文では、1964年からの資料について解析を行った。 $\text{NH}_4\text{-N}$ の年平均濃度には、1970年前後まで増加傾向がみられたが、その後減少傾向を示し、1970年代中頃からは15~20 $\mu\text{g-at/l}$ の水準にある (Fig. 13)。湾奥・河口域において表層の

$\text{NH}_4\text{-N}$ の変遷を報告した高田(1993)を参照すると、1970年前後から1975年頃にかけてその濃度が低下したことは本研究と同様である。しかし、高田(1993)では1978年から $\text{NH}_4\text{-N}$ の濃度は上昇し、1970年頃よりも高いレベルに達し近年に至っている。このような $\text{NH}_4\text{-N}$ の上昇は、本調査海域では見られない。その理由として、先に述べた淡水流入量の増加との関連が考えられ、湾奥・河口域に負荷される $\text{NH}_4\text{-N}$ は増加するものの、河口付近で植物プランクトンの取り込みにより消費されるため、湾中央部の濃度には負荷量の増加が反映されないことが考えられる。

$\text{NH}_4\text{-N}$ の季節変化を Fig.14 に示す。 $\text{NH}_4\text{-N}$ は1~4月に高く、8~10月に低くなる明瞭な季節変化が認められ、この傾向は年代を問わず変っていない。

3.2.6. 溶存態無機窒素

Figure 15には溶存態無機窒素(DIN)の経年変化を示す。 $\text{NH}_4\text{-N}$ は1970年頃から減少傾向がみられたものの、 $\text{NO}_3\text{-N}$ ・ $\text{NO}_2\text{-N}$ は一貫して増加したため、全体としてDINは増加傾向にある。1970年頃までは下水処理が十分でなく、未処理のままの下水が直接東京湾に流入する量も多く、そのため有機窒素から分解して生じた $\text{NH}_4\text{-N}$ が海水中に多く含まれていたが、下水処理場が整備されると共に酸化された窒素($\text{NO}_2\text{-N}$ ・ $\text{NO}_3\text{-N}$)が湾内に流入するようになったためと考えられる。

3.3. クロロフィルa

1969年から1979年までは資料数が少ないので、全データを平均した値を用いる。クロロフィルa濃度は、1969-1979年の平均と1980年代に入ってからの年平均値

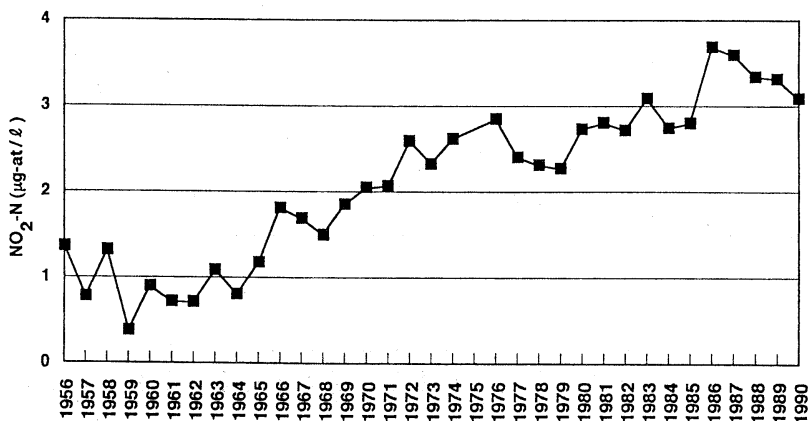


Fig. 11. Yearly variation of $\text{NO}_2\text{-N}$ at surface in Tokyo Bay in a period from 1956 to 1990.

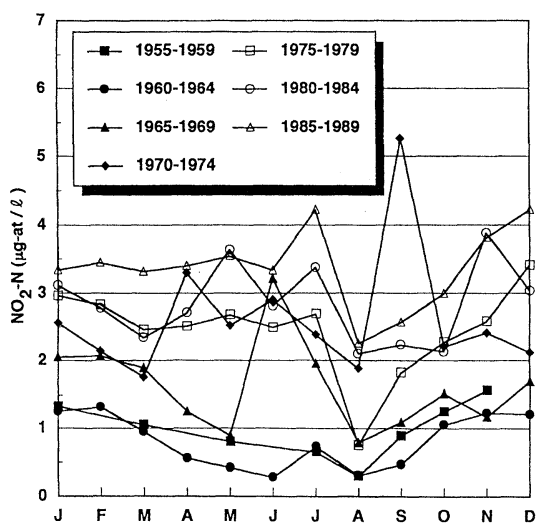


Fig. 12. Seasonal variation of $\text{NO}_2\text{-N}$ at surface in Tokyo Bay.

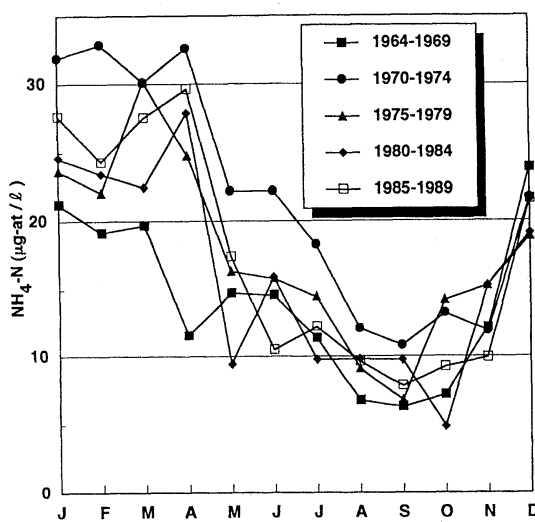


Fig. 14. Seasonal variation of $\text{NH}_4\text{-N}$ at surface in Tokyo Bay.

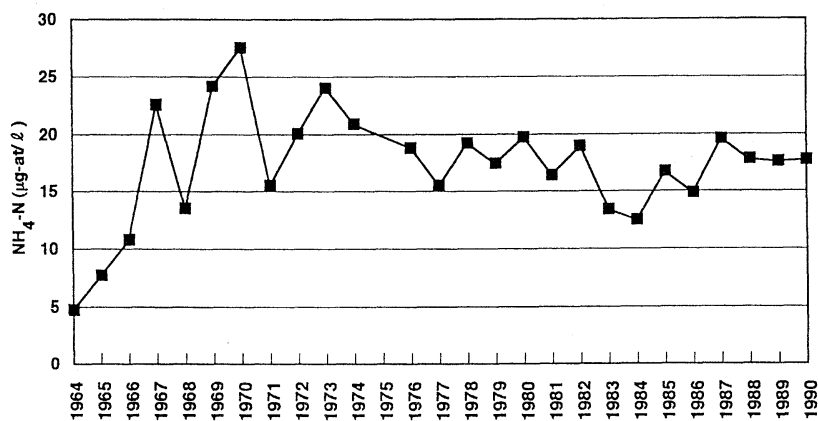


Fig. 13. Yearly variation of $\text{NH}_4\text{-N}$ at surface in Tokyo Bay in a period from 1964 to 1990.

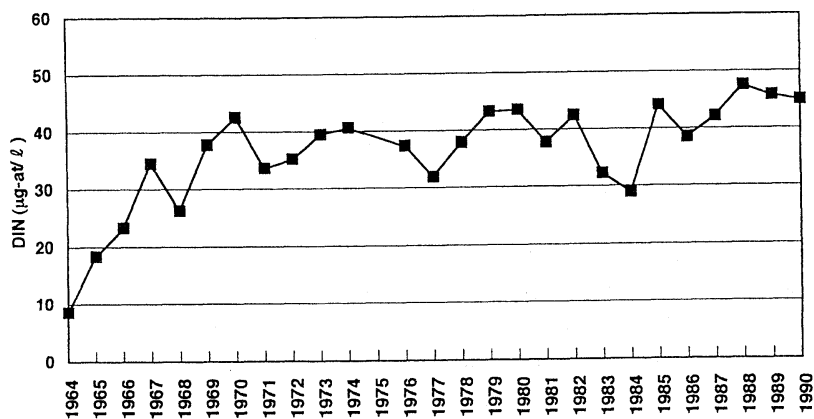


Fig. 15. Yearly variation of dissolved inorganic nitrogen (DIN) at Tokyo Bay in a period from 1964 to 1990.

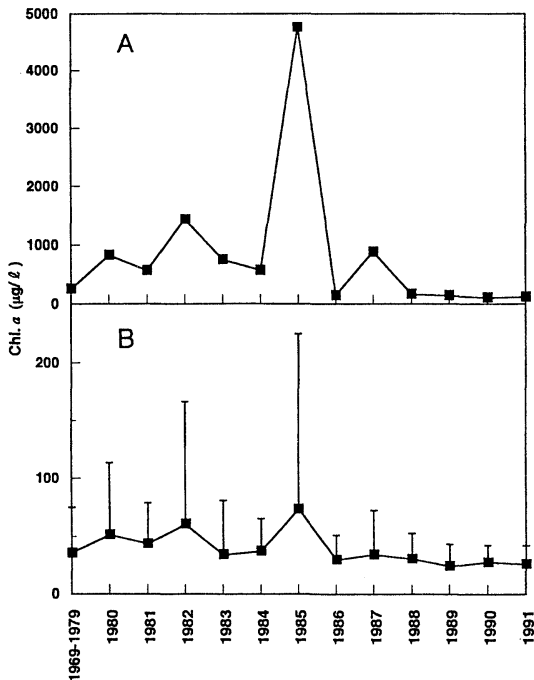


Fig. 16. Yearly variation of maximum (A) and average (B) chlorophyll *a* concentrations at surface in Tokyo Bay. Bars indicate the standard deviation. From 1969 to 1979, an average is used for insufficiency of available data.

との間に大きな違いはみられなかった (Fig. 16)。しかし、平均化する前の個々のデータで見た場合、1985年までは年間最高クロロフィル *a* 濃度は、250~4760 µg/l と大きな変動を示したのに対し、それ以後、1987年の882 µg/l を除けば、106~164 µg/l に下がり、高いクロロフィル *a* 濃度は観測されなくなった。

クロロフィル *a* 濃度は最高値が経年的に低下すると共に、標準偏差は小さくなってきている。この原因は表層クロロフィル *a* 濃度が、湾奥から湾口まで均一化してきていることと (山口・有賀, 1988)、極めて高濃度のクロロフィル *a* 量が記録されない代わりに、年間を通して高いクロロフィル *a* 量が維持されていることにある。

200 µg/l 以上の高濃度を記録したのは、1980年5月、1982年6月、1985年6月で、それぞれ204.4, 383.2, 551.6 µg/l であった。その主因となった植物プランクトンは、それぞれ *Olisthodiscus* sp., *Heterosigma* sp. (ともに *Heterosigma akashiwo* と思われる, 原 (1990) 参照), *Prorocentrum minimum* であった (東京都環境保全局水質保全部, 1981, 1984, 1987)。 *Skeletonema*

Table 1. Yearly variations of Si/DIP, DIN/DIP and Si/DIN in Tokyo Bay.

YEAR	Si/DIP	DIN/DIP	Si/DIN
1956	80.23	ND	ND
1957	101.63	ND	ND
1958	84.47	ND	ND
1959	87.25	ND	ND
1960	78.32	ND	ND
1961	83.80	ND	ND
1962	109.68	ND	ND
1963	36.50	ND	ND
1964	26.81	17.21	1.56
1965	21.59	22.98	0.94
1966	16.12	31.45	0.51
1967	23.27	28.39	0.82
1968	32.08	32.69	0.98
1969	23.52	27.90	0.84
1970	10.93	21.02	0.52
1971	14.33	22.23	0.64
1972	ND	28.84	ND
1973	ND	25.85	ND
1974	ND	21.63	ND
1975	ND	ND	ND
1977	ND	19.25	ND
1976	ND	24.89	ND
1978	ND	23.47	ND
1979	ND	31.60	ND
1980	ND	32.68	ND
1981	ND	27.25	ND
1982	ND	37.73	ND
1983	ND	32.14	ND
1984	ND	36.76	ND
1985	ND	69.33	ND
1986	ND	43.24	ND
1987	ND	36.21	ND
1988	ND	41.28	ND
1989	25.34	41.79	0.64
1990	25.01	55.48	0.45

ND=no data. Si=SiO₂-Si. DIP (dissolved inorganic phosphorus)=PO₄-P. DIN (dissolved inorganic nitrogen)=NH₄-N + NO₂-N + NO₃-N.

costatum を中心とする珪藻赤潮は年間を通してみられるもの (山口・有賀, 1988)、高クロロフィル *a* 値への寄与は主として鞭毛藻によっていた。

村田 (1973) は、1953, 1962, 1972年をそれぞれ比較し、1953, 1962年には出現しなかったごく小さな珪藻や微小な有色鞭毛藻類が1972年には多量に出現したことを示し、また、山口・有賀 (1988) は植物プランクトンに占める鞭毛藻の比率が近年高くなってきていることを指摘している。東京湾内湾赤潮調査報告書 (東京都環境保全部水質保全部, 1990) を参照すると、1977年から1988年までの間、発生した赤潮の年平均回数は、繊毛

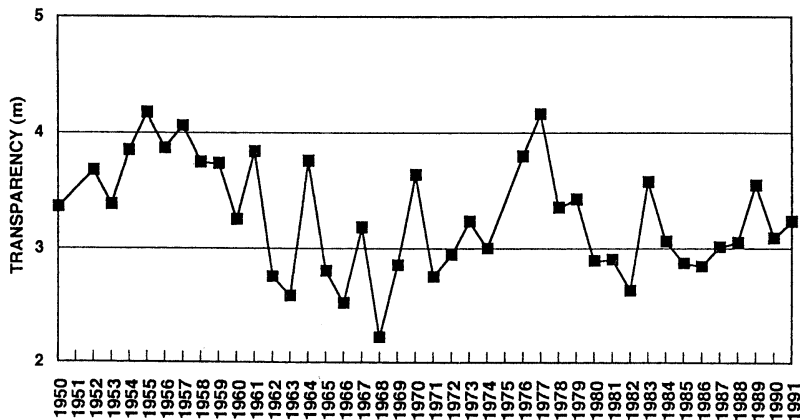


Fig. 17. Yearly variation of transparency in Tokyo Bay in a period from 1950 to 1991.

虫の *Mesodinium* を除くと17.8回、このうち珪藻によるものが8.2回、そのうち *Skeletonema costatum* による赤潮が5.8回で、全体の33%を占めていた。本種は、1970年代同様、東京湾の代表的な珪藻と言える。この *S. costatum* の1ml当たりの細胞数は近年減少傾向にあり、1970年代には周年 $10^3 \sim 10^6$ のオーダーで推移したが、1991年から1993年の3年間で 10^5 以下で推移し、 10^6 以上は見られなくなった(吉田, 私信)。ここでTable.1にSi/DIP, DIN/DIP, Si/DINの比率の経年変化を示す。Si/DIN比にはほとんど変化が見られないが、Si/DIP比は1960年代初頭までとそれ以後では低下、DIN/DIP比は徐々に上昇した。湾内に存在する栄養塩濃度や比率の変化は、栄養塩を利用する植物プランクトンの群集構造に影響を及ぼしたと考えられる。

3.4. 透明度

1959年以前、1960年代、1970年代そして1980年代では、それぞれ3.7, 2.9, 3.3, 3.0mであった(Fig.17)。5年毎に各月を平均化すると(Fig.18)、冬季に高く夏季に低いという季節変化に変わりはないが、1955-1959年には夏季においても3m前後の透明度が保たれていた。1965-1969年の夏季の透明度は2m以下で、1975-1979年には一時的に上昇したが、1985-1989年になって2m以下へと低下した。年平均の透明度を左右するのは、表層クロロフィルa濃度の高い5~9月における値である(野村, 1993)。

有賀(1986)の式($D_{1\%} = 2.67 \times D_s$; ここで $D_{1\%}$ は相対照度の1%になる深度; D_s は透明度)によって透明度から求めた補償深度は、1980年代ではクロロフィルa濃度の高い夏季の8月に5m前後になる。強く成層す

る夏季においては10m以深の水柱は、殆ど光のない状況にあるといえる。また、クロロフィルa濃度の最も低い1月の補償深度は15m前後であることから、東京湾中央部においては、周年、生産層が海底に達することはない。

1952年から1990年までの透明度と塩分の相関関係をFig.19に示す。プロットされた点を年代毎に囲むと、1950年代には塩分は28.55~31.45の広い範囲にあるが、透明度は3.4~4.2mの高い値であった。1960年代には塩分は29.62~31.49、透明度は2.2~3.8mで、塩分が相対的に高く、透明度は低下した。1970年代にはいると、塩分は30.01~31.20と高く、透明度は2.8~4.2mで、プロットされた点は1950年代と1960年代の中間に位置した。1980年代以降、塩分は28.30~30.69、透明度は

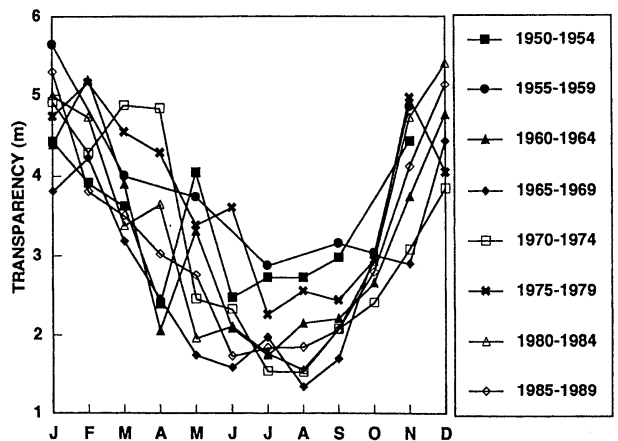


Fig. 18. Seasonal variation of transparency in Tokyo Bay.

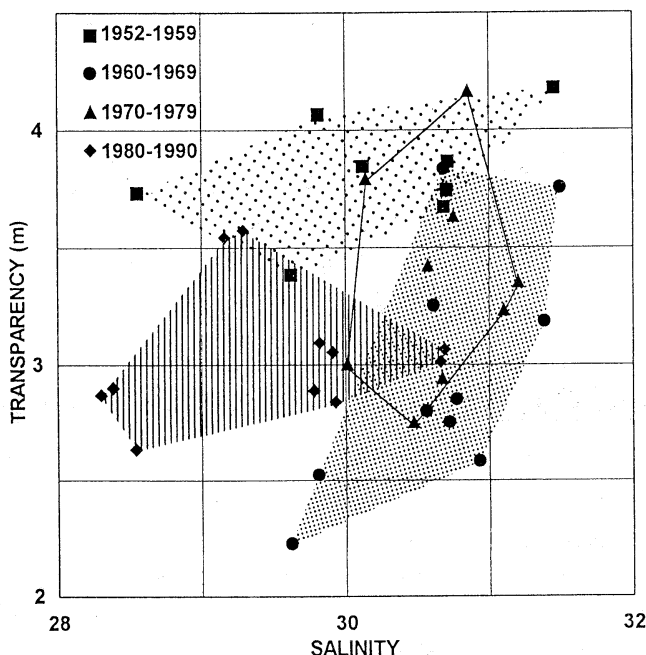


Fig. 19. Relationship between transparency and surface salinity in Tokyo Bay in a period from 1952 to 1990.

2.6~3.6mで共に低下し、多くの点が塩分30以下、透明度3.1m以下にプロットされるようになったことがわかる。外海との海水交流の多い年は、透明度・塩分共に高くなることが期待される。黒潮が伊豆大島東水道あるいは西水道より相模灘に流入した時には、その流れの影響が東京湾に及ぶとされている(川田・岩田, 1957; 大塚, 1972; 細窪, 1989)。透明度の高い1975-1979年は黒潮大蛇行期であり(川辺, 1986)、先に述べた様に東京湾湾奥・河口域の $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度の低下した時期ともかなりよい一致が見られる。このことから黒潮の影響が大きい年には、透明度が上昇することが考えられる。一方、1959-1962年は同様に大蛇行期であったが(石井ほか, 1984)、明瞭な透明度との関連は見られない。これは透明度の変動には外海との交流の強弱以外に、河川等淡水流入量の増減との関係などに因るものと考えられ、詳細についてはなお一層の研究が必要である。

4. おわりに

以上のように、淡水流入量の上昇と共に栄養塩の負荷は経年的に大きくなっている。また、透明度は低下しており、クロロフィル a 量には極度に高濃度な値は見られなくなったものの周年高い値が維持されている。表層の資料で見る限り、東京湾の汚濁した水域環境は、1970

年代と変化していないか、むしろ徐々に悪化しているように見える。

清水(1985)は、1975年以降に水産有用魚介類の採集種数・個体数が経年的に増加したこと、野村(1993)は1980年代になって、外湾性カイアシ類種数が経年的に上昇したことを示した。これらは一見、汚濁した水域環境の好転を反映しているように見えるが、淡水流入量の上昇による二層流の強化により下層を流入する外洋系水の影響によることも考えられ、必ずしも汚濁の軽減がその原因になっているとは言えない。

高田(1993)は、東京湾の有機汚濁が1970年代前半までは河川からの汚染物質の直接流入であったものが、後半以降は高濃度の栄養塩の負荷を背景に植物プランクトンが大増殖する、いわゆる「二次汚濁」型に変化したとしている。風呂田(1988)は、近年低層の貧酸素化が進行し、底生・付着生物群集の衰退していることを報告し、また、野村(1993)は、1960, 1970年代と比較して底質の強熱減量が増加したことを示した。これらの結果は、パターンは変化したものの、汚濁はむしろ進んだことを示しているように思われる。

謝辞

本研究を行うにあたり、東京水産大学水産生物学講座

村野正昭教授、石丸隆助教授、丸山隆助手には御校閲と貴重な御助言を頂いた。水産生物学講座有賀祐勝教授には、1983年から1990年までの東京湾6定点におけるクロフィル a のデータの提供を受けた。水域環境構成要素の資料の収集にあたり、千葉県水質保全研究所小川カホル博士、千葉県内面水産試験場細谷岑生氏、千葉県水産試験場富津分場分場長安原宏氏、兼子昭夫氏、神奈川県水産試験場場長岩田静夫博士、岡部久氏には御多忙の中を快く資料の探索、貸出に応じて頂いた。東京水産大学資源育成学講座大学院生魚京善氏には貴重な栄養塩の資料を提供頂いた。これらの方々に対し、ここで深謝の意を表す。

文 献

- 有賀祐勝 (1986) : 海洋植物プランクトンの生産生態。藻類の生態 (秋山優・有賀祐勝・坂本充・横浜康継共編), 内田老鶴圃, 東京, 81-121.
- 江角比出郎 (1979) : 東京湾の水質 (1972~76). 沿岸海洋研究ノート, **16**, 101-105.
- 風呂田利夫 (1988) : 東京湾における貧酸素水の底生・付着性動物群集に与える影響について。沿岸海洋研究ノート, **25**, 104-113.
- HAN, M.-S. (1988) : Studies on the population dynamics and photosynthesis of phytoplankton in Tokyo Bay. Ph. D. Thesis, Univ. Tokyo, 172 pp.
- 原 慶明 (1990) : ラフィド藻 (緑色鞭毛藻) 綱ラフィドモナス目ヴァキュオラリア科 *Heterosigma akashiwo* (HADA) HADA. 日本の赤潮生物 (福代康夫・高野秀昭・千原光雄・松岡数充編), 内田老鶴圃, 東京, 346-347.
- HATTORI, A. (1981) : Routine observation of hydrographic variables in Tokyo and Funakura bays. Distributions and fate of pollutants in coastal environments, Data records 1979-1980, 「環境科学」研究報告集, B 97-R 14-4: 1-27.
- HATTORI, A. (1982) : Summary of oceanographic data in Tokyo Bay on KT-81-9 cruise of Tansei Maru. Distributions and fate of pollutants in coastal environments and dissolution of chemical substances from the shallow sea bottom, Data records supplement, 「環境科学」研究報告集, B141-R14-1, 4: 1-3.
- 細窪 迅 (1989) : 東京湾奥部漁場環境に関する基礎的研究。東京水産大学大学院修士学位論文, 46 pp.
- 石井春雄・道田 豊・小杉 英 (1984) : 黒潮流路変動の統計的解析—流路パターン特性の解析—。黒潮の開発利用の調査研究成果報告書 (その7), 73-90.
- 川田健次・岩田憲幸 (1957) : 相模湾の海潮流について。水路要報, 第53号: 44-47.
- 川辺正樹 (1986) : 黒潮および対馬海流の研究—流路変動について—。日本海洋学会誌, **42**, 319-331.
- MATSUKAWA, Y. and K. SASAKI (1990) : Nitrogen budget in Tokyo Bay with special reference to the low sedimentation to supply ratio. J. oceanogr. Soc. Japan, **46**, 44-54.
- 村田靖彦 (1973) : 東京湾におけるプランクトンの季節的変動。千葉県内湾水試調査報告, 第14号: 49-60.
- 野村英明 (1993) : 東京湾における動物プランクトンの群集構造と遷移に関する研究。東京水産大学大学院博士學位論文, 82 pp.
- 大塚一志 (1972) : 日平均水面の変動からみた相模灘への黒潮分岐流の流入について。水産海洋研究会報, 第20号: 1-12.
- 清水 誠 (1985) : 東京湾の環境の変化と漁業資源の推移。産業公害, **21**, 733-745.
- 下村敏正 (1953) : ミクロプランクトンの生産・分布及び海況と関係に関する研究。日水研研報, 第3号: 1-167.
- 須田皖次・日高孝次・川崎英男・松平康雄・水内松一・久保時夫・高島 勉 (1931) : 東京海湾海洋観測調査報告。海洋時報, **3**: 1-119.
- 高田秀重 (1993) : 水質。東京湾 (小倉紀雄編), 恒星社恒星閣, 東京, 39-44.
- 東京都環境保全局水質保全部 (1981) : 昭和54年度東京湾内湾プランクトン調査結果, 70-73.
- 東京都環境保全局水質保全部 (1984) : 昭和57年度東京湾内湾赤潮調査報告書, 22-83.
- 東京都環境保全局水質保全部 (1987) : 昭和60年度東京湾内湾赤潮調査報告書, 72-101.
- 東京都環境保全局水質保全部 (1990) : 昭和63年度東京湾内湾赤潮調査報告書, 112 pp.
- 宇野木早苗・岸野元彰 (1977) : 東京湾の平均的海況と海水交流。Technical Report of the Physical Oceanography Laboratory, The Institute of Physical and Chemical Research, No. 1, 89 pp.
- 宇野木早苗・岡崎守良・長崎秀樹 (1980) : 東京湾の循環流と海況。Technical Report of the Physical Oceanography Laboratory, The Institute of Physical and Chemical Research, No. 4: 262 pp.
- 山口征矢・有賀祐勝 (1988) : 東京湾における基礎生産の変遷。沿岸海洋研究ノート, **25**, 87-95.
- YAMAGUCHI, Y., H. SATOH and Y. ARUGA (1991) : Seasonal changes of organic carbon and nitrogen production by phytoplankton in the estuary of river Tamagawa. Mar. Poll. Bull., **23**, 723-725.
- YAMAZI, I. (1955) : Plankton investigation in inlet water along the coast of Japan XVI. The plankton of Tokyo Bay in relation to the water movement. Publ. Seto mar. biol. Lab., **4**, 285-309.
- 吉村広三 (1971) : 東京湾表面水の化学的生物学的調査 (1). 海と空, **47**, 19-27.
- 吉村広三・鷺 猛・佐野 昭 (1972) : 東京湾表面水の化学的生物学的調査 (2). 海と空, **48**, 11-18.
- 魚 京善 (Yu, J.-S.) (1992) : 東京湾における栄養塩の循環と収支に関する研究。東京水産大学大学院修士學位論文, 24 pp.
- 魚 京善 (1995) : 東京湾の海洋環境と生態系モデル。東京水産大学大学院博士學位論文, 56 pp.

付表. 収集された海洋観測資料 (出典及び調査実施年)

一都三県公害防止協議会水質汚濁調査報告書 (東京湾総合調査)	1972
神奈川県水産指導所内湾支所内湾月報	1959
神奈川県水産指導所内湾支所事業報告	1960-1962
神奈川県水産試験場金沢分場事業報告	1962-1971
神奈川県水質調査年表	1971-1989
気象庁月報	1957-1990
建設省河川局編日本河川協会流量年表	1951-1989
建設省関東地方建設局企画部東京湾汚濁調査報告書 (解析編)	1972
下村 (1953)	1948-1949
須田ほか (1931)	1929
千葉県内湾水産試験場海洋調査水質分析表	1948-1973
千葉県公共用水域水質測定結果 (資料編)	1983-1990
千葉県水質保全研究所年報	1983-1989
* 東京水産大学水産生物学講座東京湾月例調査資料	1983-1991
* 東京大学海洋研究所淡青丸航海記録	1975, 1978
東京都都内河川・内湾の水質測定結果 (資料編)	1973-1975
東京都環境保全局水質保全部東京都内湾プランクトン調査結果	1979-1980
東京都環境保全局水質保全部東京都内湾赤潮調査報告書	1980-1990
東京都公共用水域の水質測定結果 (資料編)	1981-1990
HATTORI (1981)	1979-1980
HATTORI (1982)	1981
* 村野 (未発表資料)	1975-1976
YAMAZI (1955)	1948
吉村 (1972)	1969-1972
吉村ほか (1972)	1971-1972

* : 未発表資料

イカ釣機のドラムの形状による巻き上げ速度の変動*

郭 海波**・矢田貞美**・戸田勝善**・中村善彦**

Study on velocity variation of winding jigs by hauling drum for automatic squid jigging machine*

Haibo GUO**, Sadami YADA**, Masayoshi TODA** and Yoshihiko NAKAMURA**

Abstract: The simulation of velocity variation of winding jigs by using angular hauling drum for automatic squid jigging machine, by means of the control of circular hauling drum was investigated. The results were as follows.

1. The minimum velocity of winding by using flat board hauling drum was zero, the coefficient of velocity variation was infinitely great, yet its hauled fish line was loose and efficient of hauling was low.
2. The velocity variation of winding by using rhombic hauling drum can be produced even though it turn round in fixed angle velocity, yet its velocity variation was not as good as the obtained with flat board hauling drum.
3. The velocity variation of winding jigs by using flat board or rhombic hauling drum can be approximated by circular hauling drum. This kind of circular hauling drum can be used for many purpose. And it is also possible to reduce cost of production and maintenance compared with usual machines, because of the unity of their hauling drums.

1. はじめに

自動イカ釣機の巻き上げ時における“シャクリ”運動、即ちイカ針の巻き上げ速度の変動の適否は釣獲量に影響を及ぼす大きな要素となっている。従って、イカの種類、漁場、漁期、海象及び気象などに応じて、巻き上げ時における適切なシャクリ運動を設定する必要がある。しかし、従来のアナログ制御では、駆動ケースの外壁に設けられた制御盤へ過去の好適な操業データの入力操作を狭小で揺動する船上で行わなければならなかった。そのため、海況の変動に対する条件設定は困難なので、従前と同じ条件で操業する場合が多かった(小川, 1993)。

一方、聞き取り調査によると、イカ釣機の巻取りドラムの形状には正八角形、変形六角形(以降、菱形ドラムと称する)及び円形などがあり、昼釣りでは正八角形又は円形ドラムが、夜釣りでは菱形ドラムがそれぞれ使用されている。

本研究は、いわゆる昼夜兼用の巻取り機構の開発を目的とし、巻取りドラムの形状による“シャクリ”運動を

解析し、各形状ドラムのシャクリ運動の再現性について検討した。

2. イカ針の巻き上げ速度の変動の解析

1) 解析の条件

Figure 1 に示すように、釣船のブルワークに装備した自動イカ釣機は、ガイドローラ (GR) から海中に投入した釣糸を巻き上げる。その際、釣糸の先端のイカ針は、ドラムの形状に応じた速度変動、即ち“シャクリ”をしながら上昇する。

本報では、考察を容易にするために、イカ針及び釣糸の水中抵抗は考慮しないで、ドラムの形状が正方形、正六角形、正八角形、平板形、菱形及び円形の場合におけるイカ釣の速度変動について検討した。

本近似計算に使用した数値は、特に断らない場合には、菱形ドラムでは全自動釣機(サンメイSE-8)のベンチテスト方式により計測したもの(以降、計測値と称する)であり、円形ドラムでは操業中の“はまで式イカ釣りロボット”の作動状況のビデオ画像を解析し、ドラムの回転速度及び巻き上げ速度について計測したもの(以降、画像解析値と称する)である。

2) 解析結果

(1) 正方形ドラムの場合

* 1995年3月9日受理 Received March 9, 1995

** 東京水産大学海洋生産学科

Department of Marine Science and Technology,
Tokyo University of Fisheries, 4-5-7 Konan,
Minato-ku, Tokyo, 108 Japan

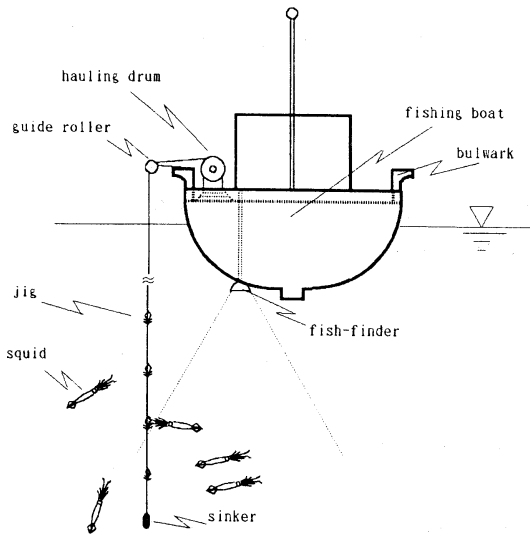


Fig. 1. Diagram of automatic squid jigging boat
hauling drum guide roller jig squid sinker fishing boat bulwark fish-finder

Figure 2a に示すように、正方形のドラムの一辺がガイドローラと正方形の頂点を結ぶ直線 d_1 の延長上に来た時のイカ針の位置を原点 p_0 とする。このとき三角形 $O_1O_2M_1$ において、ガイドローラと正方形の頂点を結ぶ距離 d_1 は、(1) 式で示される。

$$d_1 = \sqrt{r^2 + d^2 - 2rd \cos \alpha} \quad (1)$$

但し、 r : ドラムの中心から頂点までの距離

d : ガイドローラからドラムの中心までの距離

α : 原点における d と r のなす角

また、三角形 $O_1O_2M_2$ におけるイカ針が点 p_1 にあるときのローラから正方形の頂点までの距離 d_2 は、(2) 式で示される。

$$d_2 = \sqrt{r^2 + d^2 - 2rd \cos(\theta + \alpha)} \quad (2)$$

但し、 θ : ドラムの回転角

イカ針が p_0 から p_1 に上昇する距離 x (p_0p_1) は、(1) 式及び (2) 式より (3) 式で示される。

$$x = d_2 - d_1 \quad (3)$$

(1) 式、(2) 式及び (3) 式より、上昇する距離 x は (4) 式で示される。

$$x = \sqrt{r^2 + d^2 - 2rd \cos(\theta + \alpha)} - \sqrt{r^2 + d^2 - 2rd \cos \alpha} \quad (4)$$

故に、巻取りドラムの角速度 ω を $d\theta/dt$ とすると、イカ針の巻上げ速度 V は (3) 及び (4) 式より、(5)

式で示される。

$$V = \frac{rd\omega \sin(\alpha + \omega t)}{\sqrt{r^2 + d^2 - 2rd \cos(\alpha + \omega t)}} \quad (5)$$

通常、 ω は定数の 5.300rad/s である。菱形ドラムの d 1.200m、 α 35° および r 0.300m の各値を、(5) 式に代入して求めた速度線図を Fig. 3 Quad. に示した。

最低の巻上げ速度 1.130m/s から徐々に増速し、最高の 1.580m/s になるまでの所要時間は 0.132s であり、速度変動は 0.296s の周期で繰返すことになる。

(2) 正六角形及び正八角形ドラムの場合

巻取りドラムが正六角形及び正八角形の場合のイカ針の巻上げ速度 V も、同様に (5) 式で示される。菱形ドラムの ω を 5.300rad/s、 r を 0.300m、 d を 1.200m とし、 α は正六角形で 49°、正八角形で 56° の各値を (5) 式に代入して求めた速度線図を各々 Fig. 3 Hexa. 及び Fig. 3 Octa. に示した。

正六角形ドラムの巻上げ速度は、最低 1.380m/s、最高 1.580m/s であるが、正八角形ドラムの巻上げ速度は、最低が 1.460m/s、最高が 1.580m/s である。各ドラムの速度変動の周期は各々 0.197s 及び 0.148s で繰返すことになる。

(3) 平板形ドラムの場合

平板形の巻取りドラムは実用されていないが、巻上げ速度の変動について検討した。

考察を容易にするため平板の厚さは無視し、Fig. 2b に示すように板幅を円形ドラムの直径と半径 (2r) とすると、イカ針の上昇距離 x は (3) 式で示される。

ここで、 d_1 はガイドローラと板頂点の距離であり、 $(d-r)$ で示される。また、 d_2 は (2) 式で示されるから、イカ針の上昇距離 x は (6) で示される。

$$x = \sqrt{r^2 + d^2 - 2rd \cos \theta} - d + r \quad (6)$$

故に、巻取りドラムの角速度 ω を $d\theta/dt$ とすると、巻上げ速度 V は (7) 式で示される。

$$V = \frac{rd\omega \sin \omega t}{\sqrt{r^2 + d^2 - 2rd \cos \omega t}} \quad (7)$$

Figure 2b において d を 1.200m、 ω を 5.300rad/s、平板形の中心から頂点までの距離 r を 0.300m とすると、(7) 式より巻上げ速度 V は (8) 式で示される。

$$V = \frac{1.908 \sin \theta}{\sqrt{1.530 - 0.720 \cos \theta}} \quad (8)$$

この場合の速度線図を Fig. 3 Flat. に示す。最低速度は零、最高速度は 1.580m/s であり、速度変動は 0.593s の周期で繰返すことになる。

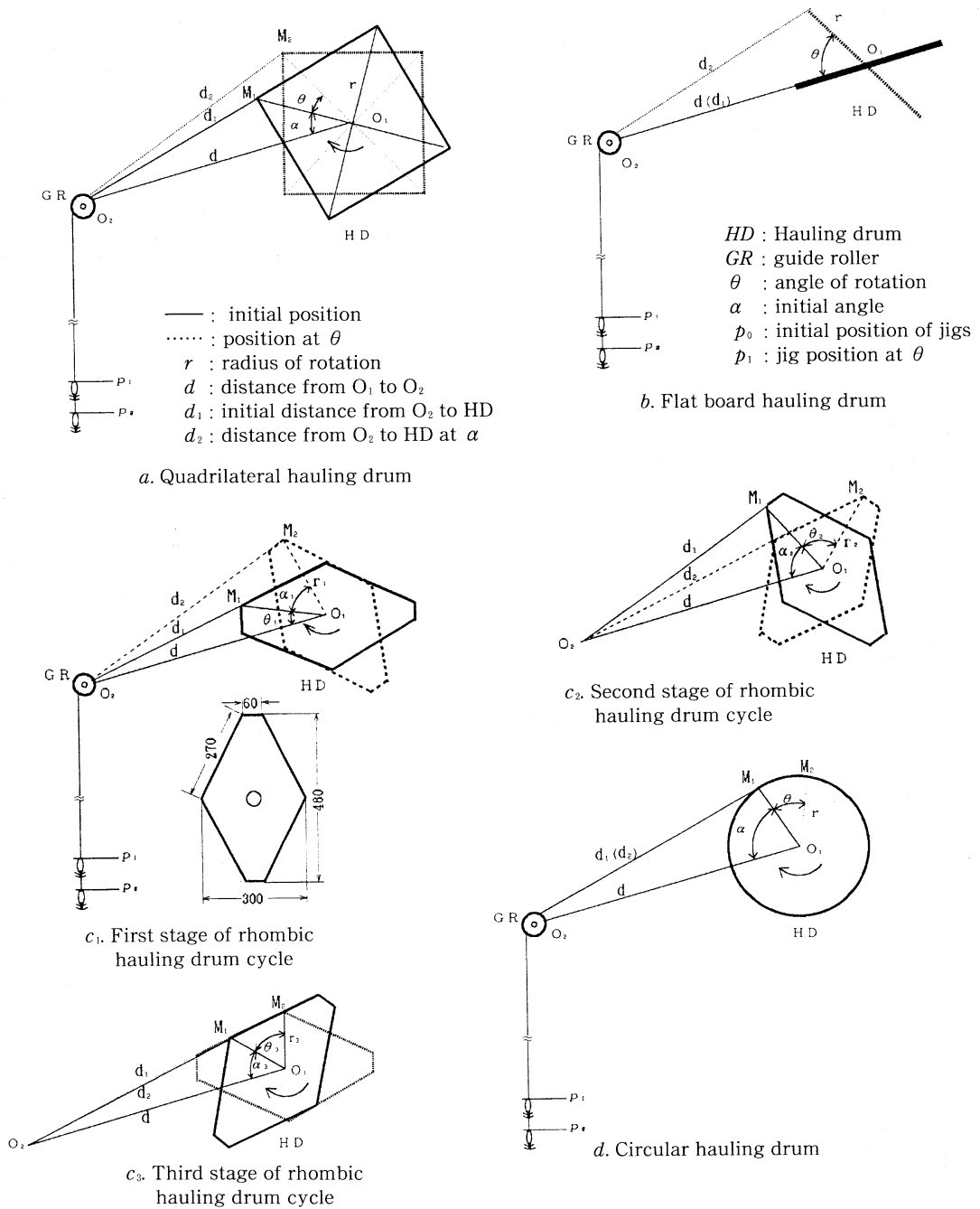


Fig. 2. Diagrams of hauling drum

(4) 菱形ドラムの場合

Figure 2c₁, 同c₂及び同c₃は菱形ドラムの運動を示したものである。半径 r は回転中に変動するから、各半径に対するイカ針の巻き上げ速度は、同様に (5) 式で示される。

菱形ドラムが1回転する時の運動は三段階に分けられる。定数の ω を 5.300rad/s 、 d を 1.200m とすると、第一段階 (Fig. 2c₁) では、 θ_1 が 0° から 50° 、 α_1 が 26° 、 r_1 が 0.240m であり、第二段階 (Fig. 2c₂) では θ_2 が 50° から 120° 、 α_2 が 62° 、 r_2 が 0.240m であり、第三段階

(Fig. 2c₃) では θ_3 が 120° から 180° , α_3 が 60° , r_3 が 0.150m となる。(5) 式にこれらの各実測値を代入して求めた速度線図を Fig. 3 Rhom. に示す。最低速度は 0.640m/s , 最高速度が 1.270m/s であり, 速度変動は 0.593s の周期で繰返すことになる。

(5) 円形ドラムの場合

Figure 2d に示すように, 巻取りドラムが円形の場合の巻上げ速度 V は ωr になる。ここで, ω を 5.300rad/s , 及び r を 0.300m とすると, 巻上げ速度 V は 1.590m/s の等速度となり, 当然, シャクリ運動は具現しない。

3. ドラム形状による巻上げ速度の変動の比較

1) ドラム形状による巻上げ速度の変動の比較

Figure 3 及び Table 1 に示すように, ドラムが正方形, 正六角形及び正八角形の場合, 巻上げ速度の変動は正弦波の相似形を示す。速度変動の周期は各々 0.296s , 0.197s , 及び 0.148s と異なる。周期が減少すると, シャクリの速度差は 0.450m/s から 0.120m/s に減少し, 円形ドラムの場合には巻上げ運動は等速度で, シャクリの速度差は零になる。

平板形ドラムの場合, 巻上げ速度の最低は零であり, 巻上げ速度の最高と最低の比 (以降, シャクリ係数と称する) は無限大となり, シャクリの速度差は 1.580m/s と大きい。菱形ドラムにおける巻上げ速度の変動は, 平板形ドラムと同じ周期であり, シャクリの速度差は平板形に次いで二番目に大きな 0.630m/s となる。

2) 各種ドラム形状の比較

イカ類は極めて攻撃的な魚食魚であり, 索餌時には等速度の安定した運動をするものより“シャクリ”のような不規則な運動をするものに良好な反応をする(奈須他,

1991)。釣獲量の増大のためには, イカ針の運動を海中で遊泳する小魚の運動に疑似化することが必要と考えられ, シャクリ運動を入れることが有効と思われる。

シャクリ運動を顕著にするためには, 最低速度を限りなく零に近づけ, シャクリ係数を大きくする必要がある。

Table 1. Comparative range of winding velocity variation by different types of drums

Item	Type of drum					
	Quad	Hexa	Octa	Circ	Flat	Rhom
Winding velocity* (m/s)	1.130	1.380	1.460	1.590	0	0.640
Winding time* (s)	0.296	0.197	0.148	—	0.593	0.593
RV of V (m/s)	0.450	0.200	0.120	0	1.580	0.630
C of VV	1.400	1.140	1.080	1.000	∞	1.980
Motion cycle (s)	0.296	0.197	0.148	—	0.593	0.593

Note; 1 Quad: quadrilateral hauling drum

Hexa: hexagonal hauling drum

Octa: octagonal hauling drum

Circ: circular hauling drum

Flat: flat board hauling drum

Rhom: rhombic hauling drum

RV of V: range of velocity variation

C of VV: coefficient of velocity variation of winding jig

2*: upper values denote minimum and under values denote maximum

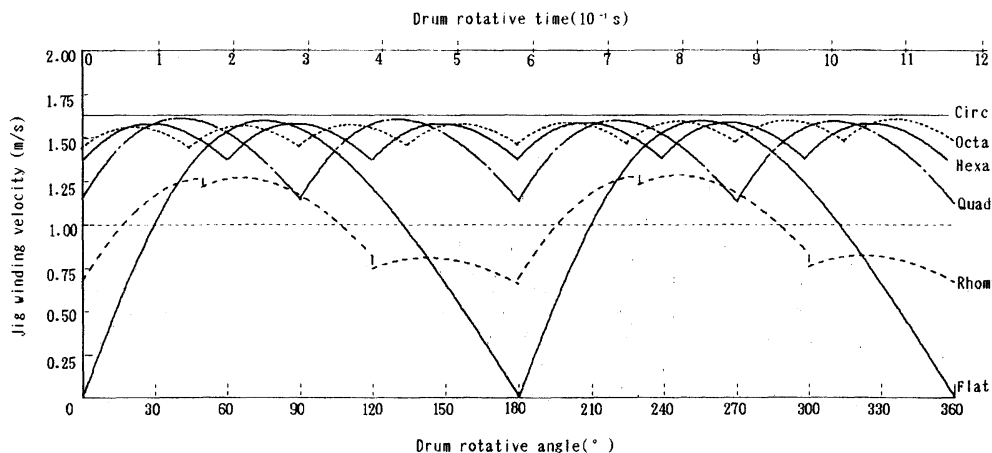


Fig. 3. Comparison of velocity curves of winding jigs by using six different forms of hauling drum. Legends are the same in Table 1.

(1) 正方形, 正六角形及び正八角形ドラム

以上のような観点から, 正方形, 正六角形及び正八角形ドラムの巻き上げ時のシャクリ係数は1.400, 1.140及び1.080となり, 同係数が無限大となる平板形ドラムよりシャクリ係数が小さいのでイカの誘引には不相当と考えられる。正八角形ドラムは巻き上げ時に釣糸が引っ張られてドラムに密着するから, 釣糸の巻取り時にドラムの頂点が多角形ドラムに比べ多いので, 釣糸が弛緩する“もつれ”は生じし難い。

(2) 平板形ドラム

平板形ドラムの巻き上げは最低速度が零となるので, シャクリ係数は無限大となり, これは一般的に良好といわれる。手釣りのシャクリと同様な速度変動にあると推定される。しかし, 平板形ドラムの周囲の長さ(4r)は円形ドラムの円周(2πr)より小さいので, 巻き上げ能率が低く, かつドラムの頂点が多角形ドラムに比べて少ないので釣糸が弛緩する“もつれ”の原因となる(五十嵐・見上, 1978)。

(3) 菱形ドラム

Figure 3に示すように菱形ドラムは, 定角速度で回転しても平板形ドラムと近似したシャクリ運動が得られる。菱形ドラムの頂点は6点と多いので巻き上げ時における釣糸のもつれは生じし難い。しかし, シャクリ係数は1.980であり, 同係数が無限大となる平板形ドラムのシャクリ運動より小さい。

(4) 円形ドラム

円形ドラムによるイカ針の巻き上げは, 等速度でシャクリ係数は1と最小であるが, ドラムの角速度を制御すると, シャクリを生じさせることができる。しかも, 巻き

上げ時における釣糸のもつれは生じし難く, 機構も簡単である。

3) 円形ドラムの角速度制御

円形ドラムの角速度を制御することより, 平板形ドラムや菱形ドラムと同様な巻き上げ速度の変動の再現を試みた。

(1) 平板形ドラムの速度変動の再現

速度変動の再現: Figure 4に示すように, 平板形ドラムは等角速度で回転すると, シャクリ運動が得られる。平板形ドラムと同様な巻き上げ速度の変動を円形ドラムで再現するためには, 半径rが0.300mの場合の角速度 ω_{0n} (V/r)は(8)式より(9)式で示される。

$$\omega_{0n} = \frac{6.360 \sin \theta_n}{\sqrt{1.530 - 0.720 \cos \theta_n}} \quad (9)$$

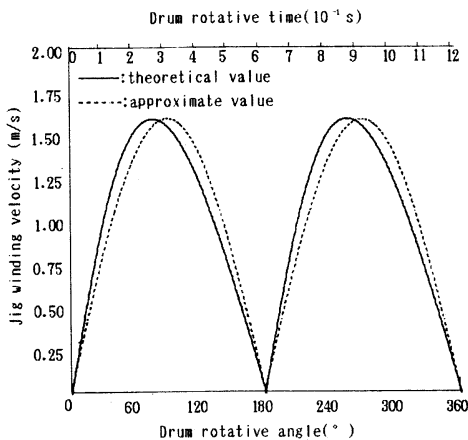
但し, θ_n : ドラムの回転角

円形ドラムが(9)式の角速度で回転すると, Fig. 3 Flat. と同様な巻き上げ速度の変動をほぼ再現することができる。

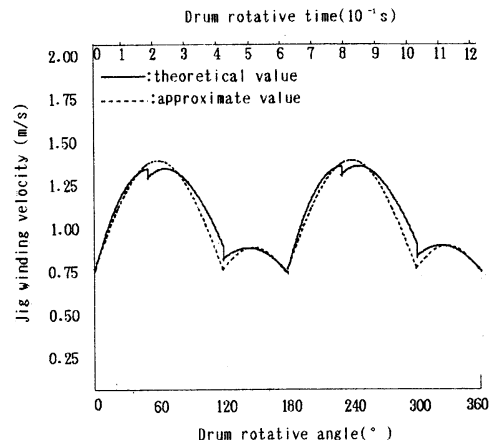
角速度の再現: 巻き上げの時の速度Vを最高の1.580m/s, 円形ドラムの半径 r_0 を0.300mとすると, 角速度 ω_{0n} (9)式の右辺は(10)式で近似され, ほぼ再現することができる。

$$\omega_{0n} = 5.267 \sin \theta_n \quad (10)$$

Figure 4aは平板形ドラムの巻き上げ時のシャクリを(10)式の角速度の制御により円形ドラムで再現したものである。再現曲線及び理論曲線の最高速度は1.580m/s, 最低速度は零, 平均速度は1.010m/s, 速度の変動周期は0.593sと, 各々よく一致するが, 最高速度にな



a. Flat board hauling drum Drum



b. Rhombic hauling drum Drum

Fig. 4. Comparative curves of theoretical and approximated velocity variation of winding jigs

る所要時間は理論曲線が 0.257s で、再現曲線は理論曲線より 0.040s 多いが、ほぼ近似している。

(2) 菱形ドラムの速度変動の再現

速度変動の再現: Figure 2c₁, 同 c₂ 及び同 c₃ に示すように、菱形ドラムの回転運動は三段階に分けられる。 ω を 5.300rad/s, d を 1.200m とすると、第一段階における α_1 を 26°, r_1 を 0.240m, 第二段階における α_2 を 62°, r_2 を 0.240m, 第三段階における α_3 を 60°, r_3 を 0.150m とした各値を, (5) 式に代入して求めた円形ドラムの各段階における角速度 $\omega_{0n}(V/r_n)$ は (11.1) から (11.3) 式で示される。

第一段階 (Fig. 2c₁): 回転角 (θ_1) が 0° から 50° の場合

$$\omega_{01} = \frac{5.088 \sin(26^\circ + \theta_1)}{\sqrt{1.489 - 0.576 \cos(26^\circ + \theta_1)}} \quad (11.1)$$

第二段階 (Fig. 2c₂): 回転角が 50° から 120° (θ_2) の場合

$$\omega_{02} = \frac{5.088 \sin(62^\circ + \theta_2)}{\sqrt{1.489 - 0.576 \cos(62^\circ + \theta_2)}} \quad (11.2)$$

第三段階 (Fig. 2c₃): 回転角が 120° から 180° (θ_3) の場合

$$\omega_{03} = \frac{3.180 \sin(60^\circ + \theta_3)}{\sqrt{1.463 - 0.360 \cos(60^\circ + \theta_3)}} \quad (11.3)$$

(11.1) 式から (11.3) 式は、円形ドラムの角速度が回転角 θ に比例して変動することを示している。(11.1) 式から (11.3) 式で示される角速度で円形ドラムを回転すると、Fig. 3 Rhom. と同様な巻上げ速度の変動をほぼ再現することができる。

角速度の再現: 円形ドラムの角速度 ω_{0n} は、回転角 θ_1 が零から 120 度の場合の第一段階 (Fig. 2c₁ 及び c₂) における巻上げ速度 V を画像解析値の最高の 1.270m/s, 最低の 0.640m/s, 円形ドラムの半径 r を 0.300m とすると, (12.1) 式で近似され, 回転角 θ_2 が 120° から 180° の場合の第二段階 (Fig. 2c₃) における最高速度 V を 0.780m/s 最低速度を 0.640m/s, 円形ドラムの半径 r を 0.300m とすると, (12.2) 式で近似される。

$$\omega_{01} = 2.133 + 2.100 \sin(3\theta_1/2) \quad (12.1)$$

$$\omega_{02} = 2.133 + 0.480 \sin(3\theta_2) \quad (12.2)$$

Figure 4b は角速度の制御により、菱形ドラムの巻上げ速度の変動を円形ドラムで再現した場合を示す。

第一段階における再現曲線及び理論曲線の速度 V は最高で 1.270m/s, 最低で 0.640m/s と、よく一致している。平均速度は再現曲線が 1.040m/s, 理論曲線が 0.950m/s

とほぼ近似している。しかし、理論曲線は回転開始から 0.164s 後において低速度変動しているが、再現曲線はこの低速度変動を生じない。このような短時間での微小な速度変動の近似は困難なためと考えられる。最高速度になる所要時間の再現曲線は 0.197s で、理論曲線より 0.033s 多いが、ほぼ近似している。第二段階においては両曲線は最高速度が 0.870m/s, 最低速度が 0.640m/s と、よく一致している。平均速度も再現曲線が 0.730m/s, 理論曲線は 0.750m/s と、よく一致している。

このように、円形ドラムの角速度を制御すると、平板形ドラムや菱形ドラムと同様な巻上げ速度の変動をほぼ再現することができる。

従来の昼釣りでは正八角形又は円形が、夜釣りでは菱形を使い分ける場合に比較して、本円形ドラムの角速度の制御方式は各種の使用目的に対応できる。しかも、部品の標準化により部品数も軽減されるので、装置の生産・流通コストの大幅な低減が可能と推察される。

4. 要 約

各種のドラムの形状による巻上げ速度を解析し、円形ドラムの角速度の制御により、巻取りドラムの形状による“シャクリ”, 即ち巻上げ速度の変動の再現性について検討した。結果の概要は次のとおりである。

1) 平板形ドラムの巻上げは最低速度が零で、シャクリ係数が無限大となり、好適な運動が得られるものと推察される。しかし、巻取時に釣糸が弛緩し、巻上げ効率が低い。

2) 菱形ドラムは定角速度で回転すると、シャクリ運動を生じるが、シャクリ係数は平板形ドラムより小さい。

3) 従来の昼釣りでは正八角形又は円形を、夜釣りでは菱形を使い分ける場合に比較して、円形ドラム方式は、円形ドラムの角速度の制御により、各種形状のドラムの巻上げ速度の変動を再現することができる。しかも、部品の標準化により部品数も軽減されるので、装置の生産・流通コストの大幅な低減が可能と推察される。

文 献

- 五十嵐脩蔵・見上隆克・小林喜一郎: 自動いか釣機について, I) 釣針の運動, 北大水産研究録報, 18(4), 357-364, 1968.
- 五十嵐脩蔵・見上隆克: いか釣漁業の機械化に関する研究, II. 手巻ドラムと自動いか釣機による釣針の運動の比較, 北大水産研究録報, 29(1), 19-24, 1978.
- 奈須敬二・奥谷喬司・小倉通男: イカーその生物から消費まで一, 成山堂書店, p. 188-201, 1991.
- 小川堯司: イカ釣機, 公開特許公報 (A) 平 4-20228, p. 175-177, 1993.

資料

台風によるうねりと海岸構造物の損傷*

中村 重久**

Storm-induced swell and coastal structure's damage*

Shigehisa NAKAMURA**

Abstract: Storm-induced swell is studied in relation to damage of coastal structure. For convenience, some specific cases of the distant typhoons are considered. An offshore tower gives us a more effective data at considering what is the direct action to any damage of coastal structure and what is the indirect process to be one of the triggers of coastal structure's damage.

1. 緒言

台風によって生じたうねりは、日本列島の太平洋沿岸に来襲する。ただし、このうねりの物理的特性については、まだ十分よくわかっていない面があるように見える。本文では、とくに日本列島を直撃しなかった台風の例を対象とする。遠隔台風からのうねりは、太平洋沿岸の護岸など、海岸構造物の損傷の一要因となることもある。

2. 夏台風の例

ここで、いわゆる夏台風の例について、うねりを検討する。対象の台風は、1994年の台風11、12、13、14号である。これらの台風の経路はFig. 1に示した。この図中の記号Tは、沖合固定としての観測塔の概位である(中村, 1994; 本文末の附録を参照)。

上に述べた台風の時期に、観測塔T (Figs. 1および2)において観測記録された海象・気象の各要素は、Fig. 3のようになっていた。

台風11号(7月29日-31日)および台風12号(8月1-3日)の影響は、観測塔Tにおいてもとくに顕著ではなかった。その後、台風13号および14号は、観測塔Tからみて遠隔であった(cf. Fig. 1)にもかかわらず、観測された最大波(うねり)Hxは、2mあるいはそれ以上となり、Hxが3.48mの最大波の記録もあった(cf. Fig. 3)。

このような遠隔台風によるうねりが大きくなる例とし

ては、過去の例では、八丈島の記録がある。すなわち、1975年11月上旬に波高3m以上のうねりが来襲し、神奈川港内の船舶の係留索が切断される程の被害につながった。当時の天候は、晴天で静穏であった(中村, 1976)。これは、台風7519が八丈島東方約1000kmを北上したことによるものであった。

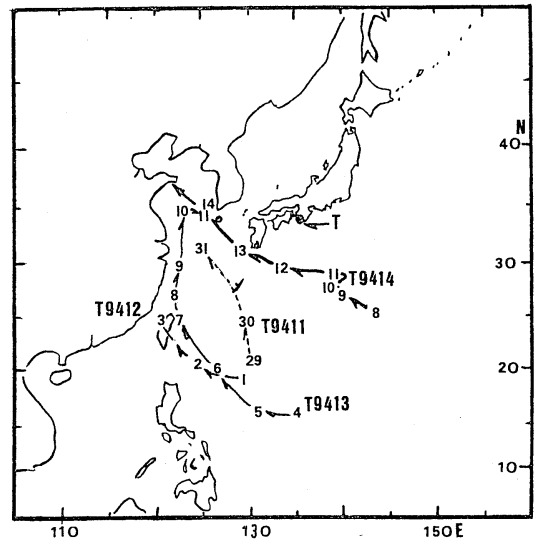


Fig. 1. Tracks of four typhoons

- 1) A mark "T" is for the location of an offshore fixed tower station.
- 2) Track of Typhoon 9411 during 29 and 31 July 1994.
- 3) Track of Typhoon 9412 during 1 and 3 August 1994.
- 4) Track of Typhoon 9413 during 4 and 11 August 1994.
- 5) Track of Typhoon 9414 during 8 and 14 August 1994.

* 1994年12月20日受理 Received December 20, 1994

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所
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

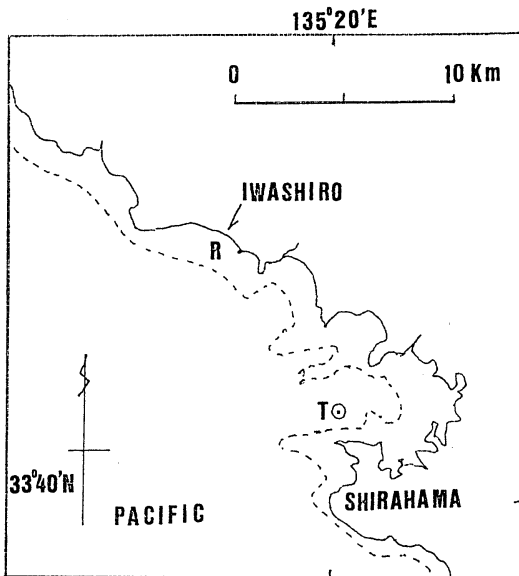


Fig. 2. Locations of offshore fixed tower station and of Iwashiro fishery harbor.

- 1) A mark "T" for offshore tower station.
- 2) A mark "R" for Iwashiro fishery harbor.

3. うねりによる海岸構造物の損傷

ところで、1994年8月上旬に、Fig. 2 にした観測塔 T から北西方向約10kmの岩代港で、海岸構造物の損傷が発見された。現地を踏査したところでは、1993年5月に完成したばかりの護岸（断面模式図：cf. Fig. 4）で前面の捨石ブロックが一部沈下していた。これは、Fig. 3 に示した8月7日-14日の期間の台風13号および14号によるうねりが直接的原因であると解される。旧護岸 E' と新護岸 E との間の鉄筋コンクリート・スラブ P の下部 N の裏込土砂はなくなり空洞状になり、上記スラブの一部は折損落下していた。

この護岸損傷を防ぐには、あらかじめ護岸 E の根入れを十分にし、護岸の基部が Fig. 4 の SD よりも下になる様にしておけばよい。

4. 汀線形状と海岸構造物

ところで、現地踏査では、さらに別の問題が重要なことがわかった。すなわち、海岸構造物周辺の汀線形状である。

上に述べた護岸損傷は、図中の記号×の位置に対処している。

この周辺の汀線形状は Fig. 5 に示す通りである。護岸建設よりもはるか以前に突堤が構築されていた。その突堤の先端は、現在では沈下している。これもうねりによるものと考えてよい。さらに、この突堤の北側では、突堤建設から新護岸建設までの間に、斜線部 ER の分だ

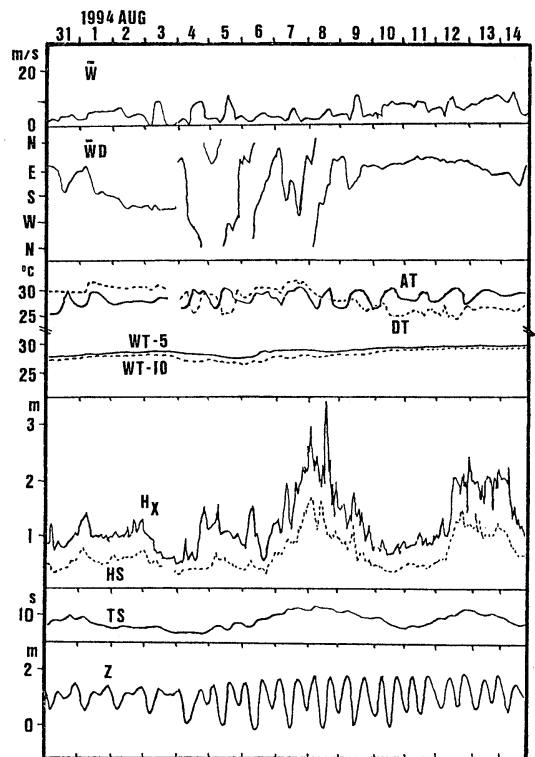


Fig. 3. Observed data at offshore fixed tower station.

- 1) Marks "W" and "WD" for wind speed and wind direction.
- 2) Marks "AT" and "DT" for air temperature and dew point temperature.
- 3) Marks "WT-5" and "WT-10" for water temperatures at the depth of 5m and 10m.
- 4) Marks "HX" and "HS" for maximum wave height and significant wave height with wave period "TS".
- 5) A mark "Z" for tidal level variations at Shirahama.

け汀線が後退している。同時に、斜線部 D の分だけ汀線は前進し、浅くなっている。

すなわち、長年月にわたる現象としてみれば、沿岸流と突堤との相互作用によって、汀線の前進（堆積）と後退（侵食）とがあらわれたものである。これが、前に述べた護岸損傷の間接的要因と言える。

このような突堤周辺の汀線変化については、たとえば、NAKAMURA (1977) は、簡単な理論的モデルによる検討をしている。

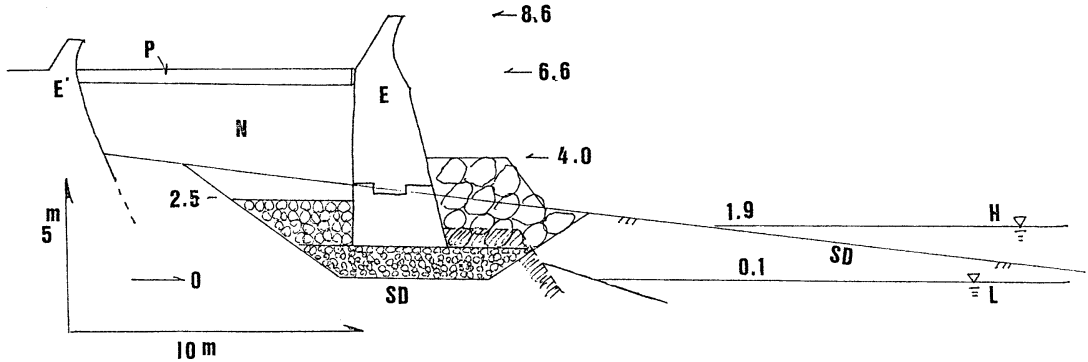


Fig. 4. Specific cross-section of coastal structure.

- 1) Datum level is for numeral "O".
- 2) Marks "E" and "E'" for collapsed and old coastal structures.
- 3) Marks "P" and "N" for a reinforced concrete slab and for a cavity formed after damage.
- 4) Marks "H" and "L" for tidal high and low water levels.
- 5) Sand is made by "SD".
- 6) Numerals for indicating elevation relative to the datum level (in metric unit).

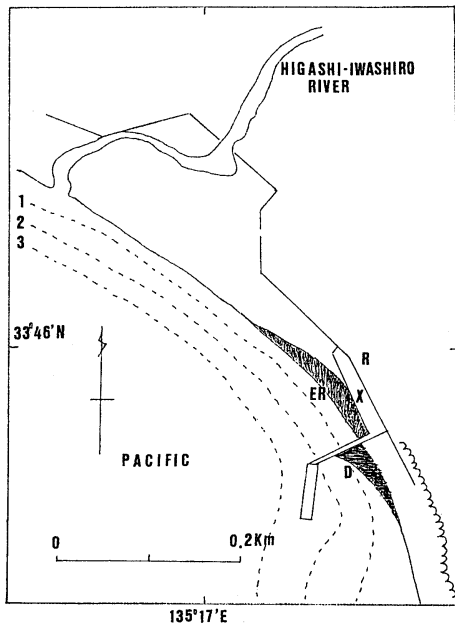


Fig. 5. Patterns of erosion and deposit around coastal structure.

- 1) A mark "R" for the same mark in Fig. 2.
- 2) A mark "X" for coastal structure shown in Fig. 4.
- 3) Marks "ER" and "D" for erosion area and deposit area.
- 4) Bathymetric contours of 1, 2 and 3 m are also shown.

5. 結 言

以上を要するに、遠隔台風によるうねりは、海岸域での災害の要因となりうる。さらに、その間接的効果と直接的効果とを十分考慮する必要がある。

附 録 本文中の観測塔の概要

本文で用いた観測記録のうち、一部は京都大学防災研究所附属白浜海象観測所の附属施設で、高潮観測塔によるものである。この観測塔は、田辺湾口の中島（概位：33°42.5' N, 135°20.2' E）の岩礁上にある。岩礁は海図（たとえば海上保安庁発行）では概略円錐状である。岩礁の周辺は、少くとも1 km半径以内の海域で、水深は32mで、海底は平坦であり、細砂で構成されている。高潮観測塔は1993年に設置され、さきに1961年に設置された海洋観測塔と併行して利用できる。

文 献

- 中村重久 (1976) : 八丈島における長周期波の特性, 沿岸海洋災害にかかわる海水の流動・拡散の研究報告書, 研究代表者 樋口明生, 14-20.
- NAKAMURA, S. (1977) : On diffusive property of particle tracer, Coastal Sediments 77, ASCE/Charleston, South Carolina, 417-424.
- 中村重久 (1994) : 沖合の観測塔による冬の海象観測, La mer, 33, 103-106.

学 会 記 事

1. 1995年2月28日(火)東京水産大学において平成6年度第3回幹事会が開かれた。主要な議事は下記の通り。

報告事項

- 1) 平成7年度日仏海洋学会賞授賞候補者投票が依頼された。
- 2) 学会誌 La mer の編集状況が報告された。
- 3) 2月10日現在の学会会計について報告された。
- 4) 岩波出版「海に何が起きているか」の改訂は第6刷印刷時に行われる。

協議事項

- 1) 第4回日仏シンポジウムについて、開催日程を10月11日(水)~13日(金)に、会場を新日仏会館(JR恵比寿駅前)にそれぞれ決定した。なお内容について、フランス側の案に日本側から新しいテーマ(例えばマリンバイオテクノロジーなど)を設けるとの提案があり、更に検討することとした。
- 2) 平成7年度の学術研究発表会・総会を6月5日(月)に開催、会場は新日仏会館とすることとした。
- 3) 日仏学者交換事業によりフランスへ派遣された八木会員の帰国報告会は、学術研究発表会での講演に代替するよう、本人に依頼することとした。
- 4) 次回幹事会を4月10日(月)、総会に向けて評議員会・幹事会を5月22日(月)に開催することとした。

2. 1995年4月10日(月)東京水産大学において平成6年度第4回幹事会が開かれた。主要な議事は下記の通り。

報告事項

- 1) 平成6年度科学研究費補助金「研究成果公開促進費」に関する文部省への実績報告が4月10日に行われた。
- 2) 平成6年度収支決算(案)が報告された。
- 3) 平成6年度学会誌 La mer の発行および編集状況が報告された。

協議事項

- 1) 日仏シンポジウムの開催期日を変更したいとのフランス側からの依頼に対し、①案12/11, 12, 13, ②案12/18, 19, 20, ③案3/10, 11, 12, の順序で交渉す

る事とした。

- 2) シンポジウムの和文題名を「沿岸域の総合管理」(Integrated Coastal Zone Management)に変更した。
- 3) シンポジウムの基調講演および各課題について、スピーカーの候補者を検討した。
- 4) シンポジウムの経費は、日本側参加者15,000円(プロシーディング込み)、懇親会は別途徴収、寄付は1口50,000円とすることとした。なお、事務局窓口は庶務幹事の有元貴文氏とした。
- 5) 学会誌の中の和文要旨を別建てで一括するよう、編集委員会で至急検討することとした。

3. 新入会員(*印学生会員)

氏名	所属・住所	紹介者
多田邦尚	〒761-07 香川県木田郡三木町池戸	
	香川大学農学部生物資源科学科	門谷 茂
千手智晴	〒759-65 山口県下関市永田本町2-7-1	
	水産大学校漁業学科漁場学講座	須藤英雄
三木久弘*	〒305 茨城県つくば市天王台1-1-1	
	筑波大学生物科学系	関 文威
Alam Md Golam Mahbub*		
	〒305 茨城県つくば市天王台1-1-1	
	筑波大学生物科学系	関 文威

4. 所属・住所等の変更

(正会員)

- 市川 香 学生会員より正会員へ変更
- 本間義治 〒951 新潟県新潟市稲荷町3460-55
TEL: 025-225-1320
- 黒田一紀 〒031 青森県八戸市鮫町字下盲久保
25-259
東北区水産研究所八戸支所
TEL: 0178-33-1500
- 長沼 毅 〒739 広島県東広島市鏡山1-4-4
広島大学生物生産学部
TEL: 082-424-7986
- 野村 正 〒981 仙台市青葉区旭が丘2-37-7
TEL: 022-273-8097
- 大塚一志 〒245 横浜市泉区和泉町6212-10-301

TEL: 045-802-7927
 須藤英雄 〒206 東京都多摩市落合5-9-19-4
 TEL: 0423-39-7750
 高木和徳 〒153 東京都目黒区三田1-4-4 (1511)
 オウディスクトウキョウ
 TEL & FAX: 03-5421-0877
 高橋正征 〒153 東京都目黒区駒場3-8-1
 東京大学教養学部生物学教室
 TEL: 03-5454-6627
 多紀保彦 〒239 神奈川県横須賀市久比里2-11-5
 和田 明 〒275 千葉県習志野市泉町1-2-1
 日本大学生産工学部土木工学科
 TEL: 0474-74-2430

(賛助会員)

(財) 海洋生物環境研究所

〒101 等京都千代田区神田神保町3-29
 帝国書院ビル5F

5. 退会

(正会員) 久保田直治

6. 逝去

坂口勤一郎 (名誉会員)

7. 受贈図書 (受領順)

NTT R & D 44

なつしま 134, 135

国際海洋データ・情報交換マニュアル

Bulletin of the National Science Museum

20 (3,4), 21 (1)

北海道東部の自然史科学的総合研究 (II)

日本学術会議月報 36 (1,3,4)
 海洋産業研究資料 26 (1,2,3,4)
 鯨研通信 385
 広島日仏協会報 128
 東海大学海洋学部業績集 24
 東海大学紀要 39
 横浜マリントイムミュージアム年報 1
 横浜の造船業
 日本航海学会誌 123
 増養殖研究推進連絡会議報告 32
 神戸海洋気象台彙報 214
 特集: 阪神大震災
 日本航海学会論文集 92
 人と自然 3, 4
 RESTEC 34
 東海大学紀要 (海洋学部一般教養) 20
 佐渡島北方地表堆積図
 養殖研究所報告 24
 養殖研ニュース 29
 Chinese Science Bulletin 39 (11-22)
 Annales L'institut Océanographique 70
 Israel Oceanographic & Limnological Research
 16 (1,2)
 ОКЕАНОЛОГИЯ 34 (5)
 Aquatic Living Resources 7 (4)
 海洋与湖沼 25 (1-6)
 地球物理学報 37 (6)
 Meereswissenschaftliche Berichte
 (Marine Science Reports) 7
 Chinese Science Bulletin 40 (1-4)

お 知 ら せ

この度、日仏会館 (日仏海洋学会) が下記の通り移転となり、
 平成7年4月3日より業務を開始いたしましたのでご案内申しあ
 げます。

移転先: 〒150 東京都渋谷区恵比寿3-9-25

日仏会館

電 話: 03-5421-7641

日本学術会議だより

No.35

第16期活動計画決まる

平成6年11月 日本学術会議広報委員会

日本学術会議は、9月28日から30日までの3日間、第120回総会を開催しました。今回の日本学術会議だよりでは、総会の概要及び第16期活動計画についてお知らせします。

日本学術会議第120回総会報告

日本学術会議第120回総会は、平成6年9月28日から3日間にわたって開催されました。

この中で、①第16期の活動の指針となる「第16期活動計画(申合せ)」を賛成多数で可決しました。その他②第2部世話担当の「環境法学・環境政策学研究連絡委員会」の設置及び第3部世話担当の「技術革新問題研究連絡委員会」を「技術革新・技術移転問題研究連絡委員会」に名称変更することを内容とした日本学術会議会則の改正、③運営審議会附置将来計画委員会を改組して、移転準備委員会を設置することをいずれも賛成多数で可決しました。

なお、活動計画の内容は、下記のとおりです。

第16期活動計画(申合せ)

今世紀後半、世界は大きく変化し、今や重大な転換期を迎えるに至った。人類は、多くの新たな問題に直面し、21世紀に向けてその生存と繁栄のための新たな世界秩序を模索している。ここにおいて人類の「知」の適切な行使が求められ、学術に対する期待が高まるとともに、学術自体のあり方もまた問なおされようとしている。このような世界情勢の中で、我が国の諸活動における学術の重要性はますます増大しており、我が国の将来は一に学術の発展にかかっているといても過言ではない。

本会議は、科学が文化国家の基礎であるという確信に立って、科学者の総意の下に、我が国の平和的復興、人類社会の福祉に貢献し、世界の学界と提携して学術の進歩に寄与することを使命として設立された(日本学術会議法前文)。その後半世紀にわたり、本会議は我が国の科学者の内外に対する代表機関として、学術の進展に貢献してきたが、上記の学術の重要性にかんがみ、本会議の果たすべき役割は、さらに増大しつつある。

本会議は、その役割を遂行するために、以下のとおり第16期における活動計画を定め、人文・社会科学及び自然科学を網羅する我が国唯一の機関であるという特色を生かしつつ、これに即して活動する。

1. 活動の視点

日本学術会議は、第16期の活動において、以下の視点を重視する。

(1) 歴史的転換期における新たな展望の探求

人類の歴史は、今や重大な転換期を迎え、その先行きはきわめて不透明である。人類社会は、21世紀に向けてその未来を切り開くために、学術の発展をますます必要とし、学術の主体性を確立することを求めている。日本学術会議は、学術と社会との深い関わりに思いをいたし、人文・社会科学及び自然科学にわたる我が国の科学者の

総意を結集し、人類社会の新たな展望の探求のために、学術が果たすべき役割を考察する。

(2) 日本の学術研究体制の方向づけ

学術が果たすべき役割からみたと、日本の学術研究体制の現状には、早急に改善すべき点が多々存在する。特に、その中軸をなす大学、研究機関、学術団体は、研究の進歩に伴う新たな専門分化や、急速に進行しつつある学術の国際化、情報化に早急に対応することを迫られている。また、これらは、研究上の後継者を含む人材育成における深刻な困難に直面し、その克服の方法を模索している。日本学術会議は、日本の学術研究体制が新たな状況に対応し、人類社会の期待に応える研究成果を生み出すことができるように、その方向づけについて協力する。

(3) 国際学術活動への積極的貢献

我が国における学術の国際交流は、従来ややもすると先進諸国の学術を受容することに重点が置かれてきた。しかし、今や我が国には、国際平和の推進や環境問題の解決等、地球的、国際的規模の課題について、自らの研究を充実させつつ、広く世界の学術の発展に積極的に寄与することが求められている。

このため、日本学術会議は、日本の学術が受け身の態勢を脱し、その特色を生かしつつ、世界の学術の発展のためにイニシアティブを発揮することができるように、自らの役割を果たすべきである。

2. 重点課題

日本学術会議が対応すべき学術上の課題としては、(1)各学術分野に共通する学術研究体制上の当面の重要課題、(2)現在、人類社会が直面している重要課題で、人文・社会科学から自然科学にわたる総合的な知見が必要とされているもの、(3)今後重要となってくると予想される学術的な重要課題のうち、本会議として特に先見性を発揮して研究環境の整備等を訴えるべきもの、が考えられる。

本会議は、これらの中から早急に取り組むべき重点課題を設定し、人文・社会科学から自然科学にわたる全分野の科学者の意見を結集して検討にあたる。

これらのうち、特に緊急な対応を要する課題は、機動的かつ早急に審議を行い、その結果を対外的に発表する。さらに、第16期中に発生するであろう新たな問題についても、遅滞なく対応する。

日本学術会議は、発足して50年近くになるが、本会議そのもののあり方についても常に検討を続ける必要がある。現時点において取り組むべき重点課題を以下に示す。

(1) 21世紀に向けての新しい学術の動向

「知」の総合化や学術諸分野の再編成など、新しい学術の動向を、とりわけパラダイムの転換を中心に把握し、21世紀に向けての学術のあり方について検討する。

(2) 学術研究体制の整備

① 学術団体の支援・強化方策

さまざまな困難に直面している学術団体の現状を踏まえ、その支援・強化等の方策について検討する。

② 大学・研究機関における研究基盤の改革

大学院重点化やセンター・オブ・エクセレンスの構想等我が国の研究体制の新しい動向を把握し、大学・研究機関における研究基盤の改革について検討する。

③ 優れた研究者の養成・確保と教育

若者が理工系を始めとして長期の学習を要する学術分野を離れる傾向が指摘されていることから、優れた研究者の養成・確保方策について、教育のあり方をも含めて検討する。

(3) 科学者の地位と社会的責任

女性科学者の研究環境の改善について声明を発した第15期に引き続き、学問・思想の自由、科学者の地位と倫理・社会的責任について検討を深める。特に、我が国の若手研究者の研究環境を改善し、研究意欲を向上させるために、科学者の地位・処遇、研究費の配分、業績評価のあり方等について検討する。

(4) 学術情報・資料の充実・整備

① 学術における情報化の推進

今後極めて重要となるデータベースの作成やコンピュータ・ネットワーク・システムの整備など、学術における情報化の推進方策について検討する。

② 公的資料等の保存・施設の整備と公開

公的資料等の保存、その施設・設備の整備と公開手続の確立についてさらに前進させる。

③ 知的財産権

急速な情報技術の進展に伴い、顕在化してきた知的財産権の問題について、専門家の養成の問題をも含めて検討する。

(5) 国際学術交流・協力の推進

① 学術における国際化の推進と国際対応力の強化

学術分野における国際化の推進と国際対応力の強化方策について、いわゆるメガサイエンスにおける国際協力のあり方をも含めて検討する。

② 国際的にバランスのとれた学術交流・協力のあり方

欧米諸国との交流に偏っている現状を見直し、バランスのとれた学術交流・協力を実現するために、アジアを始めとする世界の諸地域との学術交流・協力のあり方や交流・協力のための基盤の育成方策について検討する。

③ 学術国際貢献のための新システム

学術分野における国際貢献のために必要とされ、第15期において検討された新たなシステムの構築について、さらに努力する。

(6) 高齢化社会の多面的検討

高齢化の急速な進行に直面しつつも、健やかに老いることのできる社会の実現のため、生き甲斐の問題や小児期からのライフスタイルの改善、雇用・年金・医療・福祉など高齢化社会に伴う経済上、法律上の諸問題、高齢化社会に向けての研究開発体制、高齢化社会に適合しうる医療とケアのシステムなどについて、老人医学を始めとする諸科学が協力して多面的に検討する。

(7) 生命科学の進展と社会的合意の形成

生命科学とその応用の急速な進展をもたらす倫理的、社会的諸問題について、自然科学と人文・社会科学との協力の下に検討し、これら諸問題の解決方策の検討及びこれに対する社会的合意の形成に資する。

(8) 学術と産業

学術と産業の関わりの実態分析の上に立ち、今日の学術と産業とがそれぞれにとって有する意義と問題点とを明らかにするとともに、企業と大学・研究機関における適切な研究の役割分担や基礎的研究の研究体制など、学

術と産業との関係のあり方を行政の位置づけをも含めて検討する。

(9) 地球環境と人間活動

人類の経済社会活動の拡大等に伴い深刻化している環境問題について、エネルギーや土地の利用などの人間活動との関連や、ライフスタイルのあり方、人口と食糧の問題の検討を含め、持続可能な発展のための方策、及びこれに対する我が国の貢献のあり方について検討する。

(10) 脳の科学とこころの問題

今後の学術研究において重要な学際的課題となることが予想される脳の科学とこころの問題について、21世紀に向けての学術研究上の課題と展望とを明らかにするとともに、今後の研究体制のあり方について検討する。

(11) アジア・太平洋地域における平和と共生

国際的な平和の問題が新たな様相を呈している冷戦後の世界情勢を検討する中で、特にアジア・太平洋地域における平和と安全に関連する諸要因を分析し、貧困の克服と福祉の増進、経済発展と科学技術、文化の相互関係と多様な価値の共存の問題など、平和と共生に寄与するための学術的視点について、アジア・太平洋地域に重点を置いて検討する。

(12) グローバリゼーションと社会構造の変化

世界が、国際化・情報化・市場経済化などを通じてグローバリゼーションに向かって大きく変化している中で、我が国の産業空洞化、日本型経営・雇用慣行の変化、多国籍企業や知的財産権の問題、市民生活・文化へのインパクトなど社会構造に生じている新しい課題を洞察し、これに抜本的に対処するため、学術的視点から検討する。

3. 重点課題の審議

上記の重点課題の審議は、常置委員会及び今期の当初設置する特別委員会(別表2)がこれにあたる。両委員会は、速やかに審議を行い、第16期中(緊急性のあるものについては、1年ないし2年以内)に検討結果を発表する。常置委員会、特別委員会及び研究連絡委員会は、相互の連絡・協力を密にする。

なお、常置委員会及び特別委員会の所掌事項は別表1及び2に示すとおりである。

(別表1及び別表2省略)

※参考

〈常置委員会名〉 (事項)

第1常置—研究連絡委員会活動活性化の方策及び日本学術会議の組織に関すること。

第2常置—学問・思想の自由並びに科学者の倫理と社会的責任及び地位の向上に関すること。

第3常置—学術の動向の現状分析及び学術の発展の長期的動向に関すること。

第4常置—創造的研究醸成のための学術体制に関すること及び学術関係諸機関との連携に関すること。

第5常置—学術情報・資料に関すること。

第6常置—国際学術交流・協力に関すること(第7常置委員会の事項に属するものを除く)。

第7常置—学術に関する国際団体への対応及びその団体が行う国際学術協力事業・計画への対応に関すること。

〈特別委員会名〉

高齢化社会の多面的検討

生命科学の進展と社会的合意の形成

学術と産業

研究者の養成・確保と教育

地球環境と人間活動

脳の科学とこころの問題

アジア・太平洋地域における平和と共生

グローバリゼーションと社会構造の変化

(注) 特別委の検討事項は「2重点課題」の関係項に同じ。

日本学術会議だより №.36

第2回アジア学術会議開催される

平成7年3月 日本学術会議広報委員会

今回の日本学術会議だよりでは、新規に学術研究総合調査費などを計上した平成7年度予算及び2月に開催された第2回アジア学術会議の概要についてお知らせします。

平成7年度日本学術会議予算

平成7年度政府予算(案)は、平成6年12月25日に閣議決定されましたが、日本学術会議関係の予算決定額は、11億2,339万4千円でした。その概要については次のとおりです。

【主な経費の概要】

(1) 学術研究総合調査

150万円(平成7年度新規)

科学研究者の研究環境の改善と研究意欲の向上に関して、国内において意識調査及び実情調査を行う

とともに、外国においても実情調査を行い、結果を整理・分析し、日本学術会議において問題解決のための有効な方策について提言するもの。

(2) アジア学術会議の開催

220万円(昨年度同額)

アジア学術会議は、アジア地域の各国を代表する科学者が一堂に会し、アジア地域において学術の果たす役割、学術交流の在り方等について討議することにより、相互理解を深め信頼関係を築くとともに、アジア地域ひいては世界の学術の発展に資するために実施するもの。

平成7年度日本学術会議関係予算決定額表

(単位：千円)

事 項	予算決定額	備 考
日本学術会議の運営に必要な経費	1,123,394	対前年度比 93.5%
1 審 議 関 係 費	292,820	重要課題の特別検討, 移転準備委員会, IGBPシンポジウム, 公開講演会, 学術研究総合調査(新規)等
2 国際学術交流関係費	208,750	
(1) 国際分担金	69,505	
(2) 国際会議国内開催	66,211	7年度開催(神経生理学, 健康教育, ロボット, 憲法, 真空物理学, 獣医学の6会議) 8年度開催(理論・応用力学, 国際関係, 熱帯医学, 地域学会, 化学熱力学, 畜産学の6会議)
(3) 代表派遣	44,006	
(4) 二国間交流	6,823	
(5) アジア学術会議の開催	22,205	
3 会員推薦関係費	20,000	
4 その他の事務費等	601,824	一般事務処理費等

第2回アジア学術会議～科学者フォーラム～の概要について

日本学術会議は、アジア地域の各国科学者の代表を東京に招き、本年2月6日(月)から9日(木)までの4日間、三田共用会議所(東京都港区)において第2回アジア学術会議～科学者フォーラム～を開催しました。

会議には、中国、インド、インドネシア、日本、大

韓民国、マレーシア、フィリピン、シンガポール、タイ、ベトナムの10か国の学術推進機関(アカデミー等)から推薦された人文・社会科学系及び自然科学系の科学者20名が出席し(日本からは伊藤正男日本学術会議会長及び利谷信義副会長が出席)、「アジアにおける学術交流のための方策」をメインテーマとして活発な討議を行いました。

初日の6日には、タイのチュラボン王女殿下、イン

ドのメノン博士による特別講演が行われたほか、高岡総理府次長(内閣総理大臣あいさつ代読)、藤田学士院院長をはじめ、国会議員、関係学協会の方々約200名をお迎えし、開会式及び歓迎レセプションが開催されました。

翌7日からは、それぞれの国籍や専門分野を超えて、アジア地域における学術の振興という共通の目的の下、熱心な討議が行われました。

その結果は、次項議長サマリーとして取りまとめられ、9日に無事閉会しました。

開催に当たり御支援、御協力いただきました方々に厚くお礼申し上げます。

議長サマリー (要約・仮訳)

第2回アジア学術会議～科学者フォーラム～

1995年2月6日～9日、東京

1. 第1回アジア学術会議(1993年11月、ACSC)の提案に基づき、第2回アジア学術会議が日本学術会議の主催により、アジアの10カ国から20名の科学者を集めて開催された。参加国として新たにベトナムが加わり、暖かく迎えられた。開会式において、タイ王国のチュラポン王女殿下及びインドのメノン博士による「アジアにおける学術交流のための方策」をテーマとした講演が行われた。また、村山総理大臣及び藤田学士院院長から祝辞が送られた。
2. 前回の議長サマリーの諸原則を議論の出発点とし、最近の科学の動向、21世紀に向けた世界の状況を踏まえ、アジアの科学者の継続的かつ効率的な学術交流のためのテーマを巡って総合的な検討がなされた。
3. 討議の中で、参加者は、経験に基づくユニークで示唆に富むアイデアを紹介し、幅広い観点から意見を交換した。要点は次のとおりである。
 - (1) 科学分野における協力は、人々の「生活の質」の向上だけでなく、アジア地域における「持続可能な発展」も目的としなければならない。
 - (2) 環境破壊、人口爆発等の地球的課題への取組みに際し、人文・社会学者と自然科学者が密接に協力していくことが重要である。
 - (3) アジア地域においてとりわけ重要な「持続可能な発展」を確保し、国際的な共同研究を促進するために、人材育成が重要である。このための国際協力は、平等互恵の原則の下に推進されなければならない。
 - (4) 化学、農学、医学等の特定の分野において現在行われている、また、将来行われるであろういくつかの試み(「アジア化学推進機構」、「アジア応用システム分析研究所」、「アジア伝統医学推進機構」、「自然災害の緩和のための科学協力」)が地球的課題を解決するための方策として紹介された。また、「共生」という概念に関して議論があった。
4. 参加者はACSCにおける中長期的な研究目標として「持続可能な発展」を取り上げた。このテーマは、さらなる検討を通じて、より扱いやすいサブテーマへと細分化される必要がある。また、21世紀を見据えつつ、アジアの知の伝統を生かし、人文・社会科学及び自然科学の融合を図るという、新たな観点から研究を行っていくことも将来の目標である。
5. これらの問題を議論する場として、ACSCのあり方は大きな関心を集めた。

将来の展開としてACSCを恒久的な組織にすることの可能性についても議論があった。参加者は別紙に示された基本理念、目的及び活動に概ね同意し、各自、持ち帰って関係方面とさらに議論することとなった。
6. ACSCの目標を達成するため、参加者は努力を続けることに同意し、少なくとも新組織が確立するまでの間は日本学術会議によりACSCが毎年開催されること、また、将来的には日本以外でも開催されることが望まれた。なお、日本学術会議が新組織の事務局となり、また、各国は各々の窓口となる機関を決めるべきであるとされた。

新組織について

1. 基本理念
 - a. アジア共通の課題について審議、建議する組織
 - b. アジアの知の伝統を踏まえ、人文・社会・自然科学の融合を図る組織
 - c. アジア域内各国各地域に広く開かれ、他の国際学術団体とも連携を図る組織
2. 目的

「持続可能な発展」と「生活の質」の向上を目指して国際学術協力を推進するため、人文・社会・自然各分野の科学者が国籍や専門を超えて意見、情報の交換を行う場となること。
3. 活動
 - a. 科学者に関する提案とそのフォローアップ
 - b. 学術情報の収集・解析・普及
 - c. アジアの学術界の連携強化
 - d. 進行中の研究活動の評価・調整
 - e. 総会の開催、シンポジウム・ワークショップの支援

日学双書の刊行案内

日本学術会議主催公開講演会の記録をもとに編集された次の日学双書が刊行されました。

日学双書No.22 「尊厳死の在り方」

(定価) 1,000円(消費税込み、送料240円)

※問い合わせ先

(株)日本学術協力財団(〒106 港区西麻布3-24-2
交通安全教育センタービル内 ☎03-3403-9788)

賛 助 会 員

阿 部 嘉 方	東京都練馬区春日町 2-15-6
株式会社 内田老鶴圃 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	東京都北区中里 2-7-7
株 式 会 社 カ イ ジ ョ ウ	東京都西多摩郡羽村町栄町 3-1-5
㈱ 海 洋 生 物 環 境 研 究 所	東京都千代田区内神田 1-18-12 北原ビル内
株 式 会 社 川 合 海 苔 店	東京都大田区大森本町 2-31-8
株式会社 自然・情報環境研究所	横浜市栄区桂町 1-1, 3-401
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
株式会社 高 岡 屋	東京都台東区上野 6-7-22
株式会社東京久栄技術センター	埼玉県川口市芝鶴ヶ丸 6906-10
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
㈱ 三 菱 総 合 研 究 所 (社会情報システム部)	東京都千代田区大手町 2-3-6
㈱ 本 地 郷	東京都千代田区神田須田町 2-2-4 須田町藤和ビル7F
株式会社 読 売 広 告 社	東京都中央区銀座 1-8-14
渡 辺 機 関 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

odix tokyo *c'est un bureau rédactionnel indépendant*

Tous les musiciens s'instruisent dans l'art de jouer de leur instrument.

器楽を演奏するにはその技術を習得しなければなりません

Tous les automobilistes s'instruisent dans l'art de conduire leur voiture.

自動車を運転するにはその技術を習得しなければなりません

Alors pourquoi peu d'étudiants désirent-ils s'instruire

dans l'art de leur communication scientifique?

研究者だけが論文作成技術を修得しないで済ませていいはずがありません

Dans le cadre de l'art de la communication scientifique,

l'odix tokyo vous offre un appui pleine de services sur la demande.

オウディクス トウキョウはよりよい学术论文をまとめたあなたを

あなたの満足ゆくまで応援します

Pour de plus amples détails, adressez-vous à:

当事務所のサービスについてのご照会は下記へ

odix tokyo

office de diffusion internationale et
de communication scientifiques de Tokyo

YVT 1511, 4-4 Mita 1, Meguro-ku

Tokyo 153

オウディクス トウキョウ

学術情報国際流通事務所

東京都目黒区三田1-4-4

恵比寿ビュータワー1511 〒153

Tél/Fax: (03) 54.21.08.77

Biospherical Instruments (Biospherical社は、水中放射計の専門メーカーです。)

PRR-600型

水中器	下向き照度	6波長(1波長追加可)
	上向き輝度	6波長(1波長追加可)
	深 度	100m標準 200m可
	温 度	
	ケーブル	100m強化
	デッキユニット	バッテリータイプ
		RS-232C出力
	ソフト	付属(IBM/DOS)



CI

CHELSEA
INSTRUMENTS
LIMITED



**Biospherical
Instruments
Inc.**

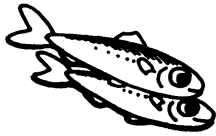
日本総代理店

ケー・エンジニアリング株式会社

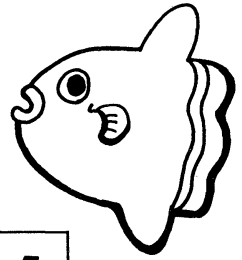
〒111 東京都台東区浅草橋5-10-12

TEL 03-5820-8170

FAX 03-5820-8172



海洋生物資源を大切に利用する企業でありたい
—— 青魚(イワシ・サバ・サンマ)から宝を深し出す ——



母なる海・海には愛を!

La mer la mère, l'amour pour la mer!



SHIDA

信田缶詰株式会社

〒288 千葉県銚子市三軒町2-1 TEL 0479(22)7555 FAX 0479(22)3538

● 製造品・水産缶詰・各種レトルトパウチ・ビン詰・抽出スープ・他

日仏海洋学会入会申込書

(正会員・学生会員)

	年度より入会	年 月 日 申込
氏 名		
ローマ字		年 月 日 生
住 所 〒		
勤務先 機関名		
電 話		
自 宅 住 所 〒		
電 話		
紹介会員氏名		
送付金額	円	送金方法
会誌の送り先 (希望する方に○をつける)	勤務先	自 宅

(以下は学会事務局用)

受付	名簿 原簿	会費 原簿	あて名 カード	学会 記事
----	----------	----------	------------	----------

入会申込書送付先： 〒150 東京都 渋谷区 恵比寿 3-9-25

(財)日仏会館内

日 仏 海 洋 学 会

郵便振替番号： 00150-7-96503

日 仏 海 洋 学 会 編 集 委 員 会 (1994-1995)

委員 長: 山口征矢

委 員: 青木三郎, 半沢正男, 堀越増興, 前田 勝, 落合正宏, 松山優治, 柳 哲雄, 渡辺精一

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: 落合正宏, 佐藤博雄

投 稿 の 手 引

1. 「うみ」(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費等はすべて著者負担(10,000円/頁)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 山口征矢 気付
日仏海洋学会編集委員会

1995 年 5 月 25 日 印刷
1995 年 5 月 28 日 発行

う む 第 33 卷
第 2 号

定 価 ￥ 1,600

編 集 者 山 口 征 矢

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(3291)1141

振替番号: 00150-7-96503

印 刷 者 佐 藤 一 二

印 刷 所 旬 英 和 出 版 印 刷 社

東京都北区中里2-7-7

郵便番号: 114

電話: 03(5394)4856

Tome 33 N° 2

SOMMAIRE

Notes originales

A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan. Part 1. Coastal topographic effectMingqiu ZHANG and Yoshihiko SEKINE	63
A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south of Japan. Part 2. Bottom topographic effectMingqiu ZHANG and Yoshihiko SEKINE	77
Wind-driven current in Tokyo Bay, Japan during winterXinyu GUO and Tetuo YANAGI	89
Observations at offshore tower stations in winter (in Japanese)Shigehisa NAKAMURA	103
Long-term variations of environmental parameters in Tokyo Bay, central Japan (in Japanese)Hideaki NOMURA	107
Study on velocity variation of winding jigs by hauling drum for automatic squid jigging machine (in Japanese)Haibo GUO, Sadami YADA, Masayoshi TODA and Yoshihiko NAKAMURA	119

Faits divers

Storm-induced swell and coastal structure's damage (in Japanese)Shigehisa NAKAMURA	125
--	-----

Procès-verbaux	129
----------------------	-----

第 33 卷 第 2 号

目 次

原著論文

日本南岸の黒潮流路の力学に関する数値実験 第 1 部 陸岸地形効果 (英文)張 銘秋・関根義彦	63
日本南岸の黒潮流路の力学に関する数値実験 第 2 部 海底地形効果 (英文)張 銘秋・関根義彦	77
冬季東京湾における風による流れ (英文)郭 新宇・柳 哲雄	89
沖合いの観測塔における冬季の海象観測.....中村重久	103
東京湾における水域環境構成要素の経年変化.....野村英明	107
イカ釣機のドラムの形状による巻上げ速度の変動.....郭 海波・矢田貞美・戸田勝善・中村善彦	119

資 料

台風によるうねりと海岸構造物の損傷	中村重久 125
学会記事.....	129