

La mer

うみ

1999年8月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

SOCIÉTÉ FRANÇO-JAPONAISE D'OcéANOGRAPHIE

Comité de Rédaction

(de l'exercice des années de 1998 et 1999)

Directeur et rédacteur: Y. YAMAGUCHI

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

Rédacteurs  trangers: H. J. CECCALDI (France), E. D. GOLDBERG (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 *letters* 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 Batterie-des-Lions, 13007 Marseille, France; E. D. GOLDBERG, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California 92093, Etats-Unis; ou T. R. PARSONS, Institute of Ocean Sciences, P.O.Box 6000, 9860W, Saanich Rd., Sidney, B. C., V8L 4B2, Canada.

Dependence on the vertical eddy diffusivity for the oceanic circulation in the Okhotsk Sea

Fukuji YAMADA* and Yoshihiko SEKINE*

Abstract : Oceanic circulation in the Okhotsk Sea is examined numerically with special reference to its dependence on the intensity of vertical eddy diffusivity. Firstly, three models with different coefficient of vertical eddy diffusivity are driven by the observational annual mean wind stress with adiabatic surface condition. Secondly, three models are driven by the observed wind stress and heat flux through the sea surface. Thirdly, two models are driven by the wind stress, the heat flux and salinity flux, which are recovering the observed temperature and salinity at the sea surface. It is commonly resulted that cyclonic circulation is formed east of Sakhalin and relatively strong flow is generated along western coast of Sakhalin and Hokkaido. The volume transport function has a tendency to flow along isobath of bottom topography and velocity field has a barotropic structure with vertical coherency. These results imply that wind driven circulation is dominant in the Okhotsk Sea in comparison with thermohaline circulation. However, temperature and salinity distributions in the Okhotsk Sea are influenced by intensity of vertical eddy diffusivity. It is thus concluded that the oceanic circulation in the Okhotsk Sea is almost independent from the intensity of vertical eddy diffusivity.

Keywords : *Okhotsk Sea, thermohaline circulation, vertical eddy diffusivity*

1. Introduction

The Okhotsk Sea is a marginal sea of the North Pacific and is surrounded by Kamchatka Peninsula, Siberia, Sakhalin Island, Hokkaido and Kuril Islands. There is a broad continental shelf along Kamchatka Peninsula and Siberian coasts, while a relatively deep basin exists in a southern portion. A characteristic features in the Okhotsk Sea are an in-and outflow of the Oyashio through some straits in the Kuril Islands and the Soya Warm Current, which flows through the Soya Strait and flows out through straits in the southern Kuril Islands.

Some observational studies on the oceanic circulation in the Okhotsk Sea have been carried out (KAJIURA, 1949; MOROSHKIN, 1964; KITANI and SHIMAZAKI, 1971; KITANI, 1973; KURASHINA, 1986; WAKATSUCHI and MARTIN, 1991). SEKINE (1990) examined the wind-driven circulation in the Okhotsk Sea by use of a

barotropic numerical model and showed that the wind-driven circulation dominates in winter, while the circulation is mainly driven by in-and outflow in summer. However, because of homogeneous model assumption, the baroclinic structure was not considered in his study. As there exists stratification in the Okhotsk Sea, to examine the effect of density stratification is needed for the general circulation in the Okhotsk Sea. In relation to this, it is well-known that numerical oceanic circulation is much influenced by the intensity of vertical eddy diffusivity (e.g., BRYAN, 1987; ZHANG *et al.*, 1992) : the wind driven circulation dominates, if small vertical eddy diffusivity is assumed, while the thermohaline circulation dominates in cases with large vertical diffusivity.

In the present study, we numerically examine wind and thermohaline driven circulations in the Okhotsk Sea with special reference to their dependence on the intensity of vertical eddy diffusivity. In the following, detailed descriptions of the used model and data will be made in sections 2 and 3, respectively. The result of the numerical experiment will be

* Institute of Oceanography,
Faculty of Bioresources, Mie University,
1515 Kamihama-chou, Tsu, Mie 514-8507
Japan

Table 1. List of symbols

t	time
u, v	horizontal component of the velocity in the x - and y -directions
f	Coriolis parameter ($f=f_0 + \beta_x x + \beta_y y, f_0 = 1.01 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$)
β_x, β_y	linear change rate of the Coriolis parameter ($\beta_x = \beta_y = 9.22 \times 10^{-14} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$)
ρ_0	density averaged over the whole ocean (1.027 g cm^{-3})
P	pressure
A_H	horizontal eddy viscosity coefficient ($1.0 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$)
A_V	vertical eddy viscosity coefficient ($5.0 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$)
g	gravitational acceleration (980 cm sec^{-2})
T	temperature ($^{\circ}\text{C}$)
S	salinity (psu)
K_H	horizontal eddy diffusion coefficient ($1.0 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$)
K_V	vertical eddy diffusion coefficient ($\text{cm}^2 \text{ sec}^{-1}$; values, see Table 2)
H	total depth (cm)
τ	wind stress vector (dyn cm^{-2})
ϕ	total volume transport function
over bar	vertically averaged value

mentioned in sections 4. The summary and discussion will be made in section 5.

2. Model

Figure 1 (b) shows the schematic representation of the model ocean. Coastal and bottom topographies are simplified so that only the main features are modeled. Vertical grid of the numerical model has a relatively thinner thickness in the shallower layer (Fig. 1c), because of large vertical variations in temperature and salinity in the upper layer of the Okhotsk Sea (e.g., YANG and HONJO, 1996).

We adopt a Cartesian coordinate on a β plane with x -axis to the northeast, y -axis to the northwest and z -axis upward. The inclination of x (y) axis from east (north) is 45° . Under the hydrostatic and Boussinesq approximations, the equations of motion are

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial uu}{\partial x} - \frac{\partial uv}{\partial y} - \frac{\partial uw}{\partial z} + fv - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial uv}{\partial x} - \frac{\partial vv}{\partial y} - \frac{\partial vw}{\partial z} - fu - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g \quad (3)$$

where meanings of symbols are tabulated in Table 1.

The continuity equation is

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

Conservation equations of temperature and salinity are

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial Tu}{\partial x} - \frac{\partial Tv}{\partial y} - \frac{\partial Tw}{\partial z} + K_H \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{K_V}{\delta} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial Su}{\partial x} - \frac{\partial Sv}{\partial y} - \frac{\partial Sw}{\partial z} + K_H \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + \frac{K_V}{\delta} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (6)$$

where

$$\delta = \begin{cases} 1 & \frac{\partial \rho_0}{\partial z} < 0 \\ 0 & \frac{\partial \rho_0}{\partial z} > 0 \end{cases} \quad (7)$$

In accordance with setting on rigid-lid approximation, it is possible to define a total volume transport function such that,

$$\bar{u} = -\frac{1}{H} \frac{\partial \phi}{\partial y}, \quad \bar{v} = \frac{1}{H} \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (8)$$

To eliminate external pressure gradient, barotropic vorticity equation is employed,

$$\begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial t} = & -\beta \bar{u} - \beta \bar{v} - f \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \\ & + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial x} \left[\int_{-H}^0 \left\{ -\frac{\partial uv}{\partial x} - \frac{\partial v^2}{\partial y} - \frac{\partial vw}{\partial z} \right. \right. \\ & \left. \left. + A_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \right\} dz \right] \end{aligned}$$

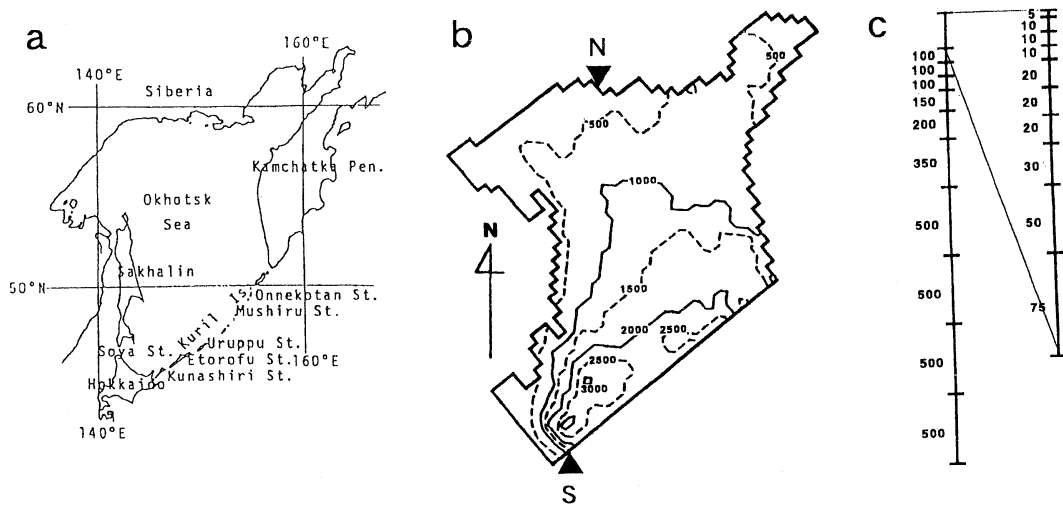


Fig. 1. (a) Map of the Okhotsk Sea. (b) Domain of the model ocean with a simplified bottom topography (isopleth of depth in meter). A pair of black triangles show the location of the meridional cross section of the vertical distributions of calculated temperature, salinity and density fields. (c) Vertical grid distribution showing the thickness (in meter) of each level.

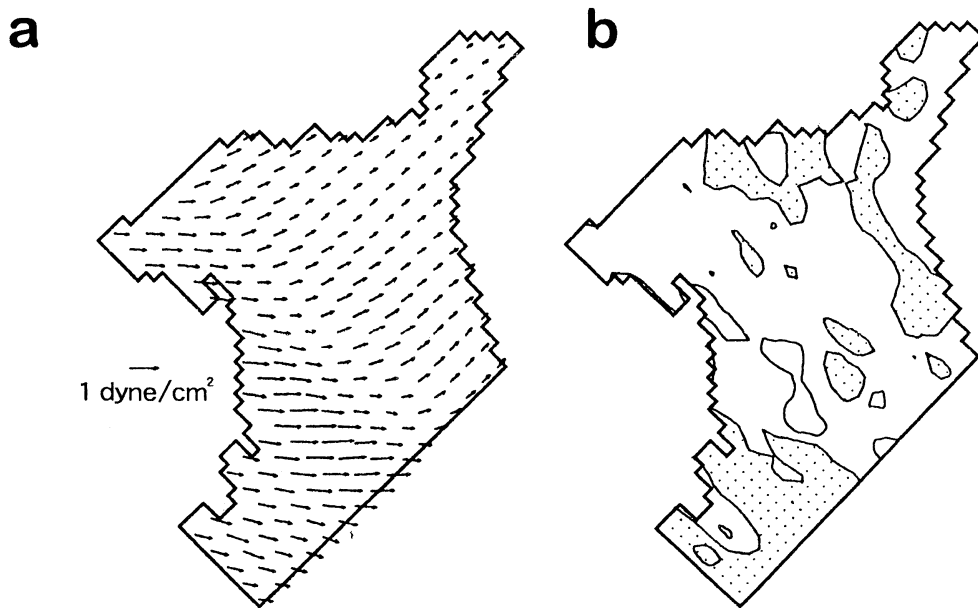


Fig. 2. (a) Annual mean wind stress of the present model. No value below 0.1 dyne cm⁻² is plotted. (b) Annual mean wind stress curl. Contour interval is 10⁻⁸ dyne cm⁻³ and negative curl regions are dotted.

Table 2 Conditions for the experiments.

Model	Vertical eddy diffusivity (K_v ; $\text{cm}^2\text{sec}^{-1}$)	Forcing
Run 1	0.5	wind stress
Run 2	0.1	wind stress
Run 3	2.0	wind stress
Run 4	0.1	wind stress and surface heat flux
Run 5	0.5	wind stress and surface heat flux
Run 6	2.0	wind stress and surface heat flux
Run 7	0.1	wind stress, surface heat and fresh water fluxes
Run 8	2.0	wind stress, surface heat and fresh water fluxes

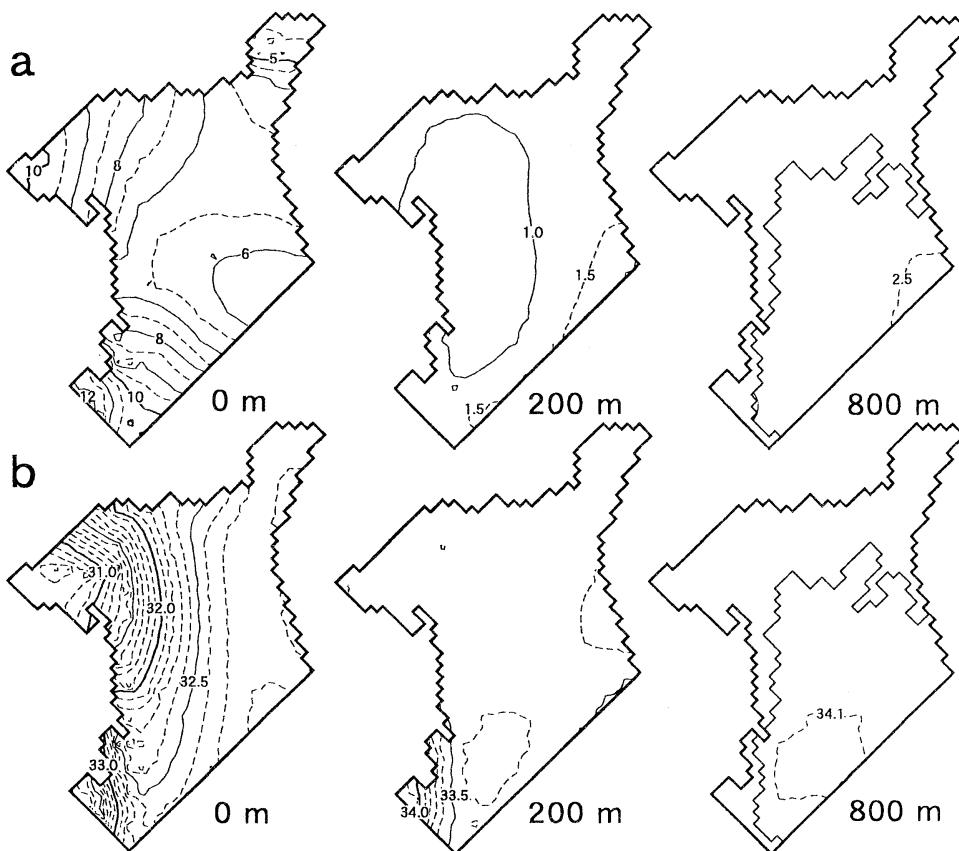


Fig. 3. (a) Initial temperature (in $^{\circ}\text{C}$) distributions at the sea surface and the depths of 200 and 800 meters. (b) Same as in (a) but for salinity distributions.

$$\begin{aligned}
 & -\frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial y} \left[\int_{-H}^0 \left\{ -\frac{\partial u^2}{\partial x} - \frac{\partial uv}{\partial y} - \frac{\partial uw}{\partial z} \right. \right. \\
 & \left. \left. + A_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \right\} dz \right] + \text{curl} \left(\frac{\tau}{H} \right) \quad (9)
 \end{aligned}$$

where

$$Z = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{H} \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{H} \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \quad (10)$$

Density of sea water is a function of temperature, salinity and pressure and it is calculated by use of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (UNESCO, 1981).

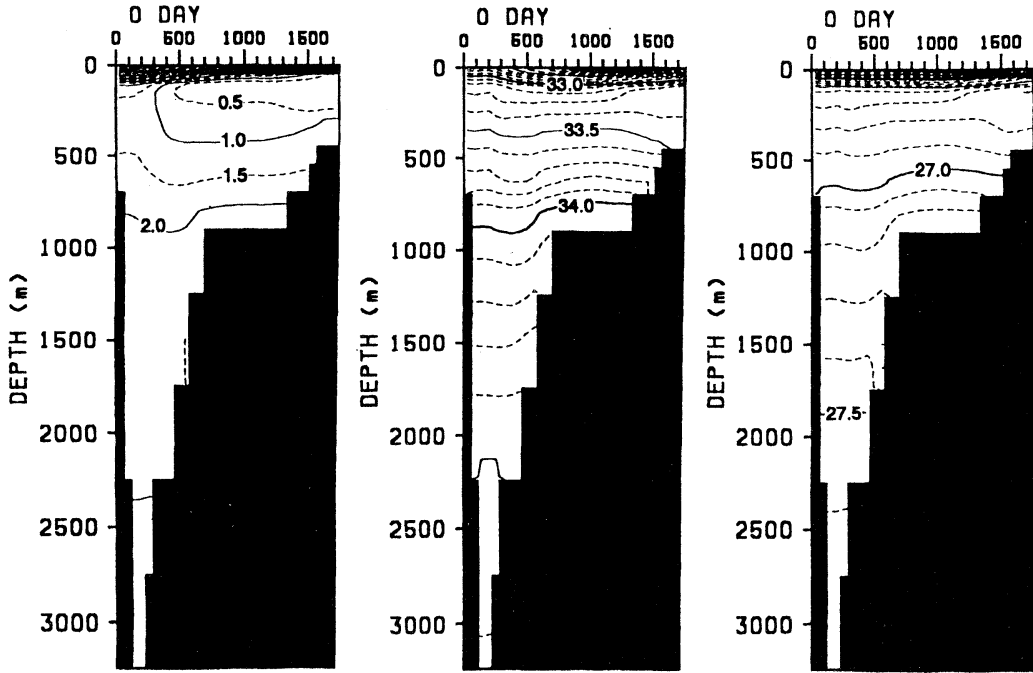


Fig. 4. Vertical distributions of initial temperature (in $^{\circ}\text{C}$), salinity (in psu) and σ_{θ} (kg m^{-3}) along the meridional line shown in Fig. 1 (a). Divisions on top of panels show the distance (in kilometer) from the black triangle labeled S in Fig. 1.

The equations (1)–(10) are solved numerically with the horizontal grid interval of 41.27 km and time interval of 2160 sec. At the upper boundary, following conditions are applied in this study.

$$\begin{aligned}
 w &= 0 \\
 -\rho_0 A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) &= (\tau_x, \tau_y) \\
 -\rho_0 K_v \frac{\partial T}{\partial z} &= \frac{Q}{C_p}
 \end{aligned} \quad (11)$$

where τ_x and τ_y are x and y components of the surface wind stress, respectively. C_p is specific heat of sea water and ρ_0 is the density of sea water at surface pressure and standard temperature and salinity. Viscous lateral and bottom boundaries are assumed. No motion is assumed in the initial condition. In order to see the dependence on the intensity of vertical eddy diffusion, three runs with different vertical eddy diffusivity are examined (Table 2) and the circulation is driven by wind stress. In the next, similar three models but for giving

the surface heat flux are examined by use of HANEY (1971) formula in which the surface temperature has a tendency to recover mean observed temperature :

$$Q_{\tau} = \alpha (T_{obs.} - T_{calc.}) \quad (12)$$

Here $T_{obs.}$ is the observational sea surface temperature and $T_{calc.}$ is the temperature of the shallowest grid point of the model ocean and α is a constant of $1.0 \text{ ly day}^{-1} (^{\circ}\text{C})^{-1}$. These models are referred to as Runs 4, 5 and 6. Thirdly, we examine two models (Runs 7 and 8) to which surface heat and salinity fluxes are added. Salinity flux is also given by the similar method :

$$Q_s = \alpha (S_{obs.} - S_{calc.}) \quad (13)$$

Here $S_{obs.}$ is the observational sea surface salinity and $S_{calc.}$ is the salinity at the uppermost grid point of the model ocean.

Maximum integration time is decided by spatial scale of the Okhotsk Sea and characteristic diffusion time of the thermocline in the Okhotsk Sea. Because zonal spatial scale of the

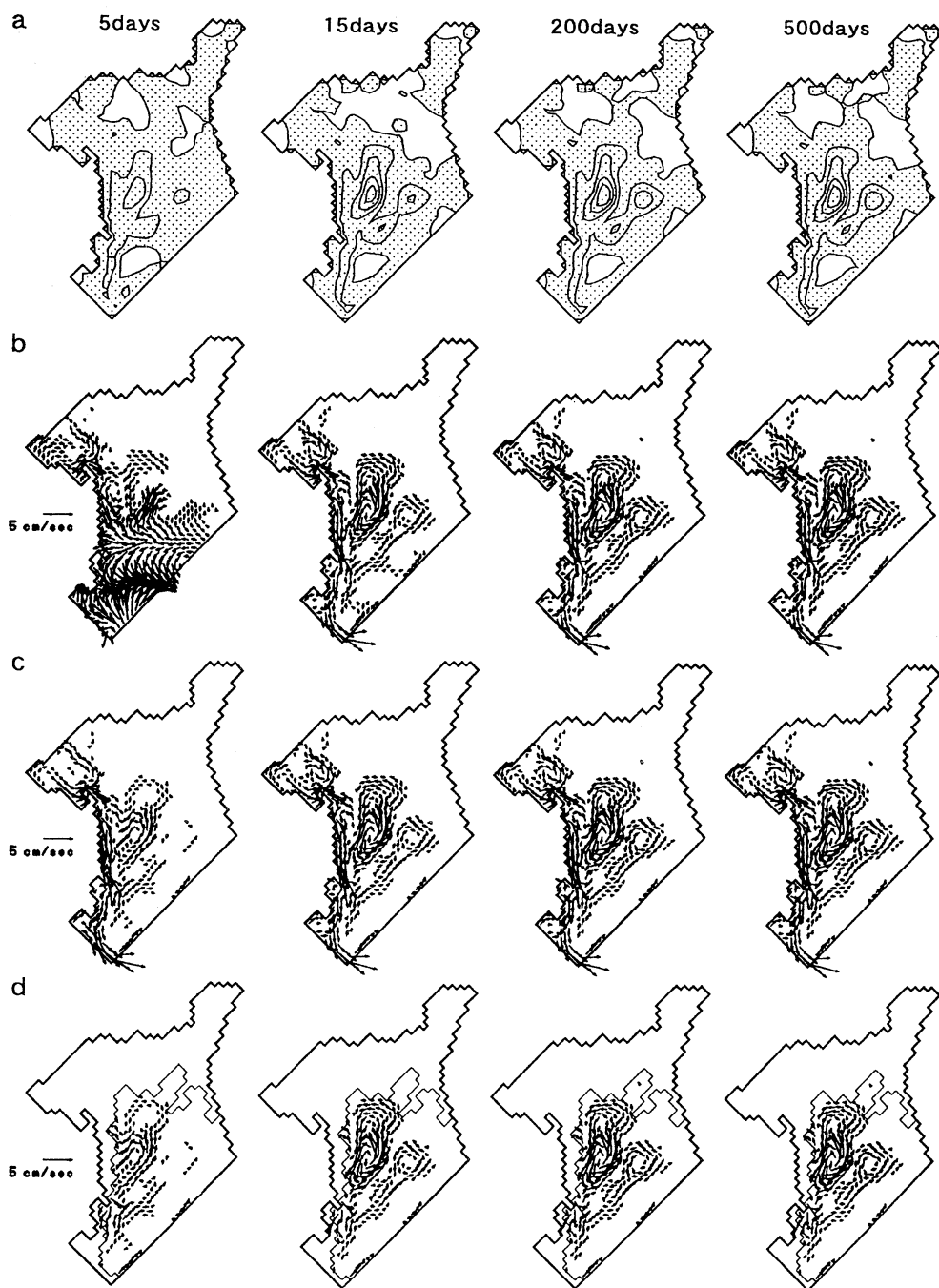


Fig. 5. (a) Horizontal distribution of total volume transport function of Run 1. Contour interval is 1 Sv and regions with the negative stream function are dotted. Horizontal distributions of velocities at (b) 20 m, (c) 200 m and (d) 800m of Run 1. No value below 1 cm sec^{-1} is plotted.

Okhotsk Sea is about 1/5 times as large as that of North Pacific, it takes about 3–5 years to propagate baroclinic Rossby wave in the North Pacific. Therefore, it is expected that baroclinic response in the Okhotsk Sea takes about a year. From a relation between vertical eddy diffusivity ($2.0\text{cm}^2/\text{sec}$) and thickness of pycnocline in the Okhotsk Sea (100 m), a characteristic diffusion time is estimated about 578 days. Because temperature and salinity distribution in the mixed layer is changed in a year, numerical integration in the present study is carried out by 500 days.

3. Data

Wind stress data used in this study are annual mean observational values, which are linearly interpolated to the grid scale from the $2^\circ \times 5^\circ$ data compiled by KUTSUWADA and SAKURAI (1982). Horizontal distributions of the wind stress and vertical component of curl τ are shown in Fig. 2. Eastward wind stress dominates in the southern region, while northeast wind stress does in the northern region. Since wind stress is relatively weak in spring and summer, the wind stress shown in Fig. 2 mainly represents that in autumn and winter.

The temperature and salinity data compiled by LEVITUS (1994) are used as the initial values of the model (Figs. 3 and 4), which are also linearly interpolated from the $1^\circ \times 1^\circ$ data. Representative characteristics such as the warm saline water off Hokkaido and less saline water in the northwestern part of the Okhotsk Sea by the discharge of Amur River are well shown in upper part of the Okhotsk Sea (Fig. 3). Thermocline, halocline and pycnocline are located in a shallower layer than 200 m (Fig. 4). It is noted that there exists a temperature minimum layer beneath the thermocline.

4. Results

Total volume transport function and horizontal velocities of Run 1 are shown in Fig. 5. A cyclonic circulation is formed east off Sakhalin and relatively strong flow is seen along the coastal lines of Sakhalin and Hokkaido. Total volume transport function has a tendency to run along isobath of the bottom topography. It is also shown that velocity field has a vertically

coherent structure, which suggests the barotropic structure of the velocity field. After 200 days, few variations, while detected and results in Fig. 5 are almost stationary state. Barotropic flow is dominant in the velocity field of Run 1 and baroclinic flow is very weak. For this reason, it is suggested that thickness of thermocline is thin and $\partial\rho/\partial z$ is relatively small under the thermocline. Distributions of the total volume transport functions of Runs 2 and 3 (Fig. 6) are almost similar to those of Run 1 (Fig. 5). These results show that the flow pattern driven by wind stress is not altered by the intensity of vertical eddy diffusion.

Temperature and salinity distributions of Run 1 at sea surface and the depth of 200 m are shown in Fig. 7. At sea surface, temperature and salinity gradients are weaker than initial temperature and salinity gradients, respectively. Temperature and salinity at the depth of 200 m are lower than those at initial state (Fig. 4), which is mainly due to vertical diffusion of minimum temperature layer. Temperature distributions of Run 5 are higher than those of Run 1 (Fig. 7c). At the depth of 200 m, it is seen that temperature gradient of Run 5 is stronger than that of Run 1. Vertical distributions of temperature salinity and σ_θ of Runs 4–6 are shown in Fig. 8. Temperature field of Run 5 has a tendency to be vertically homogeneous, which is different from observational temperature field shown in Fig. 4. Because σ_θ field is changed by the increase in temperature, isopycnal slopes are increased at a depths 300 m–2000 m. Although σ_θ gradient is commonly formed in three runs shown in Fig. 8, horizontal velocity distributions of these runs are vertically coherent (Fig. 9). This is similar to those of previous three runs shown in Fig. 5.

Difference of the horizontal velocity of Run 4 from that of Run 6 is shown in Fig. 10. Near the coastal line of the Sakhalin Island, directions of the differences are same as the velocity of Runs 4 and 6. On the contrary, the differences near the coastal line of the Hokkaido are in the opposite direction of the velocity of Runs 4 and 6. Experiments are also examined in the case that heat and salinity fluxes are given at the sea surface (Runs 7 and 8). In these cases, clear difference from others is not seen in the velocity

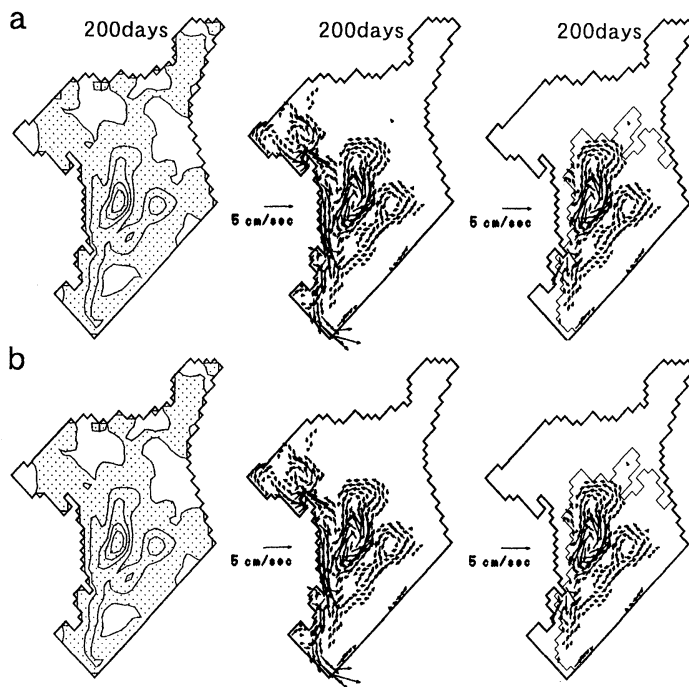


Fig. 6. Horizontal distributions of stream function (left), velocity at 200 m (middle) and that at 800m (right) of (a) Run 2 and (b) Run 3. Contour interval is 1 Sv and regions with the negative stream function are dotted. No value below 1 cm sec⁻¹ is plotted.

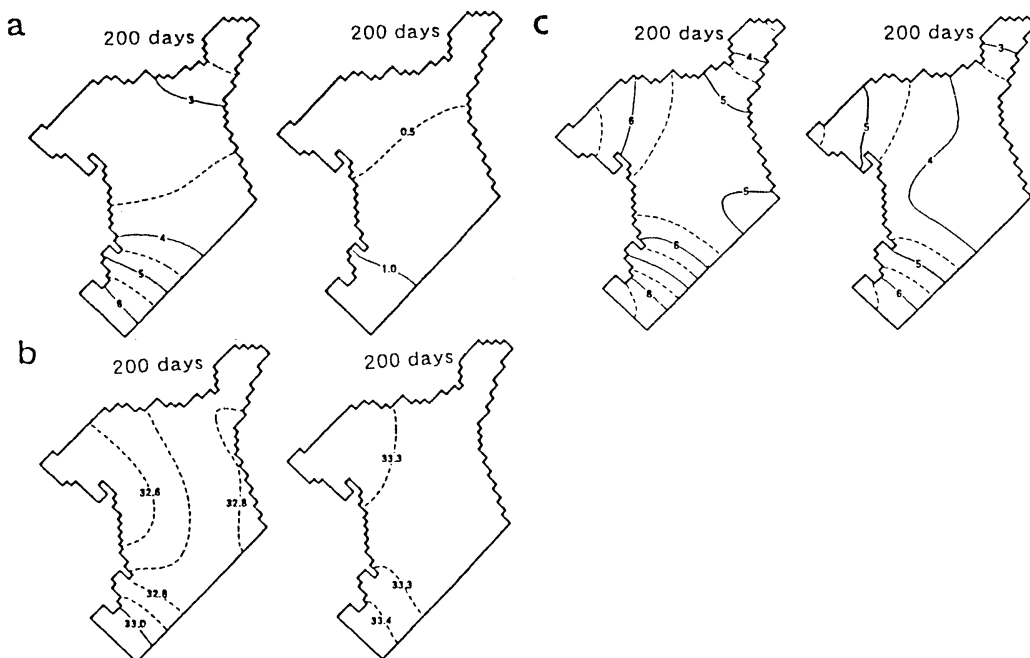


Fig. 7. (a) Temperature distributions at sea surface (left) and depth of 200 m (right). of Run 1 (b) Same as in (a) but for salinity, (c) Same as in (a) but for temperature of Run 5.

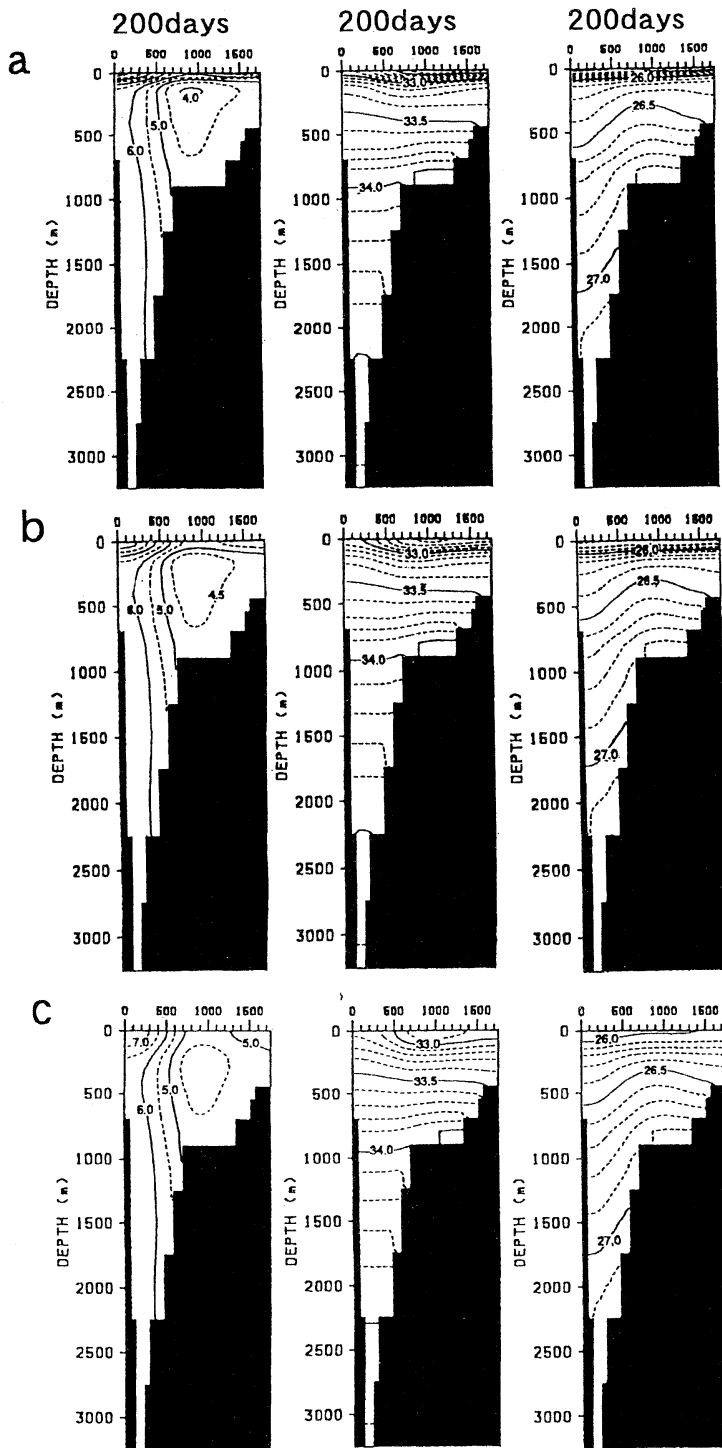


Fig. 8. Vertical distribution of temperature (left), salinity (middle) and σ_t (right). Contour intervals and divisions on top of panels are the same as in Fig. 4. (b) Run 5. (c) (a) Run 4, Run 6.

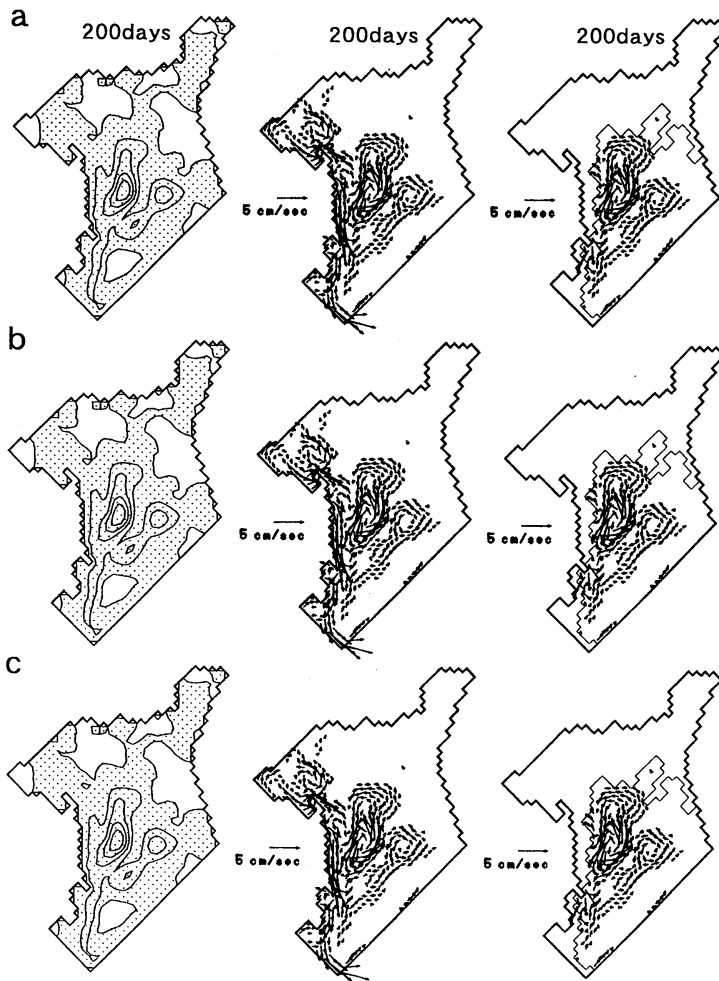


Fig. 9. Same as in Fig. 6 (a) but for (a) Run 4, (b) Run 5 and (c) Run 6.

field. The velocity difference which is larger than 10^{-3} cm sec $^{-1}$ is detected east of Sakhalin and near the coastal line of the Hokkaido (Fig. 11). However, both differences are very small and the order of 10^{-3} cm sec $^{-1}$. These results indicate that effects of surface heat and salinity fluxes are weak for the general circulation in the Okhotsk Sea. It shows that the barotropic flow pattern is dominant in the Okhotsk Sea, which is not influenced by the intensity of vertical eddy diffusivity.

5. Summary and discussion

Oceanic circulation in the Okhotsk Sea is examined numerically with special reference to

its dependence of the intensity of vertical eddy diffusivity.

It is commonly resulted that total volume transport function has a tendency to run along isobaths of the bottom topography and velocity field has a vertically coherent structure. These results imply that the barotropic flow structure dominates in the velocity field of the Okhotsk Sea, which is not influenced by the intensity of vertical eddy diffusivity. It is also resulted that the wind driven circulation dominates in comparison with the thermohaline driven circulation.

Firstly, weakness of vertical density gradient is assigned as a reason for the above results.

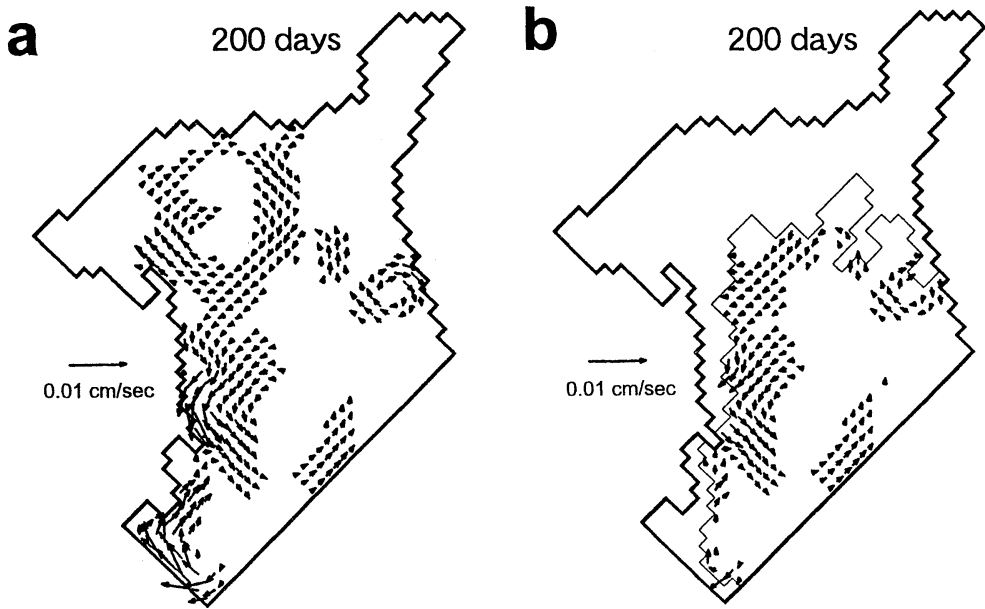


Fig. 10. Horizontal distributions of the difference of velocity field of Run 4 from that of Run 6 (a) at 200 m and (b) 800m. No value below 10^{-2} cm sec $^{-1}$ is plotted.

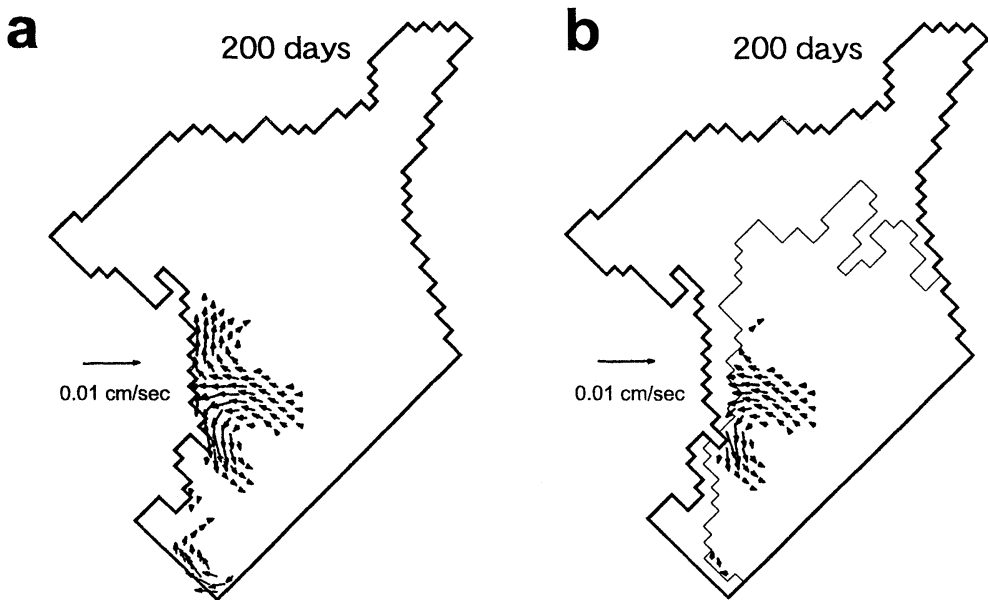


Fig. 11. Same as in Fig. 10 but for the difference of Run 7 from Run 8.

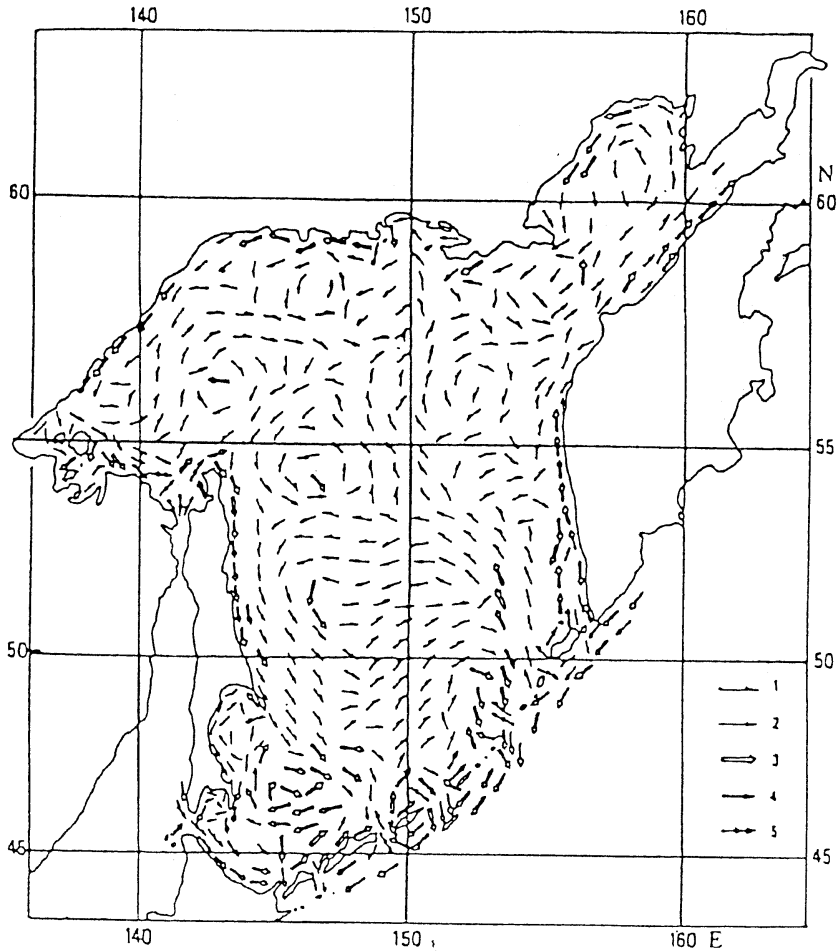


Fig. 12. Surface current velocity in August estimated by the geostrophic balance referred to 2000 db (M OROSHKIN, 1964). Five kinds of arrows noted by 1, 2, 3, 4 and 5 show the current velocity $< 5\text{ cm s}^{-1}$, 5 cm s^{-1} – 10 cm s^{-1} , 10 cm s^{-1} – 20 cm s^{-1} , 20 cm s^{-1} – 30 cm s^{-1} and 30 cm s^{-1} – $>$, respectively.

Generally, characteristic velocity of thermohaline driven circulation (U_t) is estimated by the following equation (BRYAN, 1987) :

$$U_t = \left[\left(\frac{g^*}{f} \right)^2 \left(\frac{K_v}{L} \right) \right]^{\frac{1}{3}}$$

where g^* and L are reduced gravity and horizontal scale of thermohaline velocity distribution, respectively. From above equation, magnitude of thermohaline driven circulation depends on strength of density stratification in addition to vertical eddy diffusivity. It is thus suggested that weakness of the thermohaline driven is caused by vertical density structure

of the Okhotsk sea. Secondly, horizontal scale of the Okhotsk sea is smaller than that of the Pacific ocean and/or the Atlantic ocean in which the velocity field depend on vertical eddy diffusivity. Strength of thermohaline driven circulation is generally decided by magnitude of available potential energy. Because spatial scale of the Okhotsk Sea is much smaller than that in the North Pacific and/or North Atlantic, meridional thermal difference is small in the Okhotsk Sea. There is a possibility that independence of vertical eddy diffusivity is caused by the difference between their spatial scales.

On the other hand, cyclonic eddy east off Sakhalin seen in Runs 1-6 is qualitatively similar to that of the observational geostrophic map (Fig. 12), so it will be formed by the wind stress. Oceanic circulation driven by in-and outflow and that driven by seasonal wind stress have not been included in the present study. These points should be examined in the next stage of this study.

Acknowledgments :

The numerical calculations were carried out on a FACOM M-1800 of Nagoya University and on a FACOM M-760 of Mie University. This study was supported by Global Ocean Observational System (GOOS). We would like to thank Mr. N. UDA of Information Processing Center of Mie University for his help in calculation. We also wish to thank the anonymous reviewer for his many helpful comments.

References

- BRYAN, F. (1987) : Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 970-985.
- HANEY, R. L. (1971) : Surface thermal boundary condition for ocean circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241-248.
- KAJIURA, K. (1949) : On the hydrography of the Okhotsk Sea in summer. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **5**, 19-26 (in Japanese).
- KITANI, K. (1973) : An oceanographic study of the Okhotsk Sea. *Bull. Far Seas Res. Lab.*, **9**, 45-77.
- KITANI, K. and K. SHIMAZAKI (1971) : On the hydrography of the northern part of the Okhotsk Sea in summer. *Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ.*, **12**, 231-242 (in Japanese).
- KUTSUWADA, K. and K. SAKURAI (1982) : Climatological maps of wind stress field over the North Pacific. *Oceanogr. Mag.*, **32**, 25-46.
- KURASHINA, S. (1986) : Water exchange in the Okhotsk Sea. *Marine Sci.*, **18**, 123-127 (in Japanese).
- LEVITUS, S. (1994) : *World Ocean Atlas 1994*.
- MOROSHKIN, K. B. (1964) : A new surface current map in the Okhotsk Sea. *Okeanologia*, **4**, 614-643 (in Russian).
- SEKINE, Y. (1990) : A barotropic numerical model for the wind-driven circulation in the Okhotsk Sea. *Bull. Fac. Bioresources, Mie Univ.*, **3**, 25-39.
- UNESCO (1981) : Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards, UNESCO Technical Papers in Marine Science, 36, 192pp.
- WAKATSUCHI, M. and S. MARTIN (1991) : Water circulation of the Kuril Basin of the Okhotsk Sea and its relation to eddy formation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **47**, 152-168.
- YANG, J. and S. HONJO (1996) : Modeling the near-freezing dichothermal layer in the Sea of Okhotsk and its interannual variations. *J. Geophys. Res.* **101**, 16421-16433.
- ZHANG, S., C. A. LIN and R. GREATBATCH (1992) : A thermocline model for ocean-climate studies. *J. Mar. Res.*, **50**, 99-124.

Received December 4, 1997

Accepted March 15, 1999

東京湾の河口干潟で採集されたチクゼンハゼとエドハゼの仔稚魚

加納 光樹*・小池 哲*・渋川 浩一*・河野 博*

Larvae and juveniles of two gobiids, *Chaenogobius uchidai* and *C. macrognathos*, collected from tidelands in the inner bay of Tokyo Bay

Kouki KANOU*, Tetsu KOIKE*, Koichi SHIBUKAWA* and Hiroshi KOHNO*

Abstract: Larvae and juveniles of two estuarine gobies, *Chaenogobius uchidai* and *C. macrognathos*, are described on the basis of specimens collected from the tidelands in the inner bay of Tokyo Bay, central Japan. Larvae and juveniles of both the species are distinguished from each other as follows: melanophores on the head and anal fin base are more conspicuous and larger in *C. uchidai* than in *C. macrognathos*; pectoral fin-ray counts are usually 20(19-21) in *C. uchidai*, whereas 21(20-22) in *C. macrognathos*; in specimens >12 mm in body length(BL), ratios of eye diameter and body depth at anus to BL are larger in *C. uchidai* than in *C. macrognathos*; barbels on chin are present in *C. uchidai* \geq 14.7 mm BL, but absent in *C. macrognathos*. Temporal and spatial occurrences of these larvae and juveniles are also examined. *Chaenogobius macrognathos* occurs in all the sampling sites of four river mouths and one lagoon. In contrast, *C. uchidai* occurs only in Obitsu-gawa River, the only natural tideland remained in the inner bay of Tokyo Bay. The limited distribution of the latter species is highly possibly caused by the reduction of natural tideland, the bottom of which is widely covered with the sand, whereas the bottom of tidelands affected by the reclamation being mostly covered with sandy mud or mud.

Key words: *Chaenogobius uchidai*, *C. m*

and juveniles, Tokyo Bay

1. はじめに

ウキゴリ属 (*Chaenogobius*) に属するチクゼンハゼ (*C. uchidai*) とエドハゼ (*C. macrognathos*) は、ともに河口干潟の砂泥域に生息する体長4 cmほどのハゼ科魚類で、これまで北海道南部から九州にかけての沿岸各所より報告されている (TAKAGI, 1957; 道津, 1957; 酒井ら, 1981; 明仁親王ら, 1984; PINCHUK, 1984; 鈴木・増田, 1993; 明仁ら, 1993)。両種は体形や鰭条数、脊椎骨数などの計数形質値において互いに類似しているが、チクゼンハゼの下顎に1対の髯状突起があるのに対してエドハゼにはないことで区別できる (明仁親王ら,

1984; 鈴木・増田, 1993; 明仁ら, 1993)。両種の仔稚魚は、道津 (1957) や竹内 (1979) により報告されているが、その記載は断片的であり、互いの識別点も明らかにされていない。両者の仔稚魚では黒色素胞の出現様式が類似し、また計数形質値の範囲も重複するために、これまで混同されてきた可能性も高い。

東京湾では両種の成魚の出現が報告されているが (竹内, 1979; 竹内・安田, 1980; 辻, 1980; 鈴木・増田, 1993; 河野ら, 1994; 那須ら, 1996; 東京都環境保全局水質保全部, 1997; 工藤, 1997)、仔稚魚の出現はエドハゼのみでしか報告されていない (竹内, 1979; 竹内・安田, 1980; 辻, 1980; 那須ら, 1996; 東京都環境保全局水質保全部, 1997)。今回、東京湾の7か所の干潟域で採集されたウキゴリ属魚類の仔稚魚を詳細に比較・検討した結果、チクゼンハゼとエドハゼの両者の仔稚魚の出現が確認された。本報告では、チクゼンハゼとエドハゼの仔稚魚の識別方法を明らかにするとともに、東京湾

*東京水産大学魚類学研究室
〒108-8477 東京都港区港南4-5-7
Laboratory of Ichthyology, Tokyo University of Fisheries, 4-5-7 Konan, Minato-ku, Tokyo 108-8477, Japan

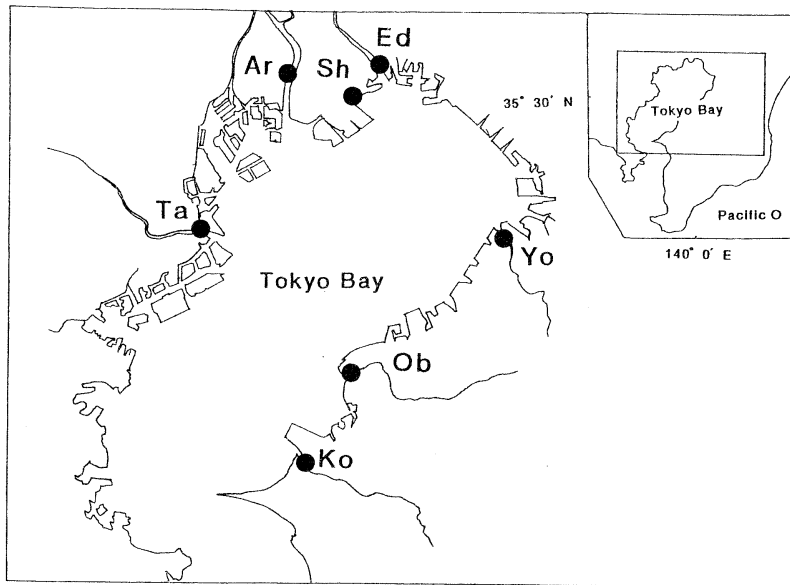


Fig. 1. Map showing sampling sites (dots) in Tokyo Bay. Ar, Ara-kawa River ; Ed, Edo-gawa River ; Ko, Koito-gawa River ; Ob, Obitsu-gawa River ; Sh, Shinhamako Lagoon ; Ta, Tama-gawa River ; Yo, Yourou-gawa River.

における両者の出現様式について言及する。

2. 材料と方法

本研究で用いた仔稚魚は、東京湾内湾部の7か所の干潟域 (Fig.1) において、1997年4月から8月にかけて採集されたものである。採集は1か月に1回、小型地曳き網 (袖網部の長さ4m、深さ1m、網目2mm、胴網部の長さ3.5m、網目0.8mm) を用いて行った。曳網は1日に3回で、水深1m前後を汀線に対して平行に約30m曳いた。また、標本の不足を補うために手網での採集も併せて行った。なお、仔稚魚の出現の記載に関しては、小型地曳き網による採集結果のみを用いた。仔稚魚は、10%ホルマリンで固定した後に70%エチルアルコール中で保存した。

仔稚魚の形態の記載には、それぞれ120個体のチクゼンハゼ (体長8.8-17.6mm) とエドハゼ (体長8.9-19.4mm) を用いた。標本の観察および描画は、描画装置付きの実体顕微鏡下で行った。計測は基本的にLEIS and TRNSKI (1989) に従って行い、実体顕微鏡下で接眼マイクロメーターを用いて、体長 (body length)、肛門前方長 (preanal length)、肛門部における体高 (body depth at anus)、頭長 (head length)、眼径 (eye diameter)、吻長 (snout length) を測定した。筋節数の計数は、

標本をサイアニン5R (大和化工株式会社) で染色した後にいった。これらの標本の中からチクゼンハゼ59個体 (体長13.7-16.9mm) とエドハゼ61個体 (体長14.4-19.3mm) を無作為に抽出し、POTTHOFF (1984) に従って軟硬骨透明二重染色処理をした後に、鰭条数と脊椎骨数の計数および背鰭の担鰭骨と脊椎骨の関係 (P-V) の観察を行った。なお、P-Vパターンの表記法は、明仁親王ら (1984) に従った。また、発育段階の区分は、基本的にKENDALL *et al.* (1984) に従った。

本研究に使用した標本は、東京水産大学水産資料館仔稚魚コレクション (MTUF-P (L)) に登録・保管している (MTUF-P (L) 5756-5799)。

3. 仔稚魚の同定

本研究に用いた仔稚魚は、細長い体型で、肛門が体の中央部付近に位置し、腹腔中央部に黒色素胞を伴う鰓が明瞭に認められることで (Figs. 2, 3)、一般的なハゼ科仔稚魚の形態 (塩垣ら, 1988) と一致する。さらに、これらの仔稚魚は、第2背鰭が10-12軟条、臀鰭が9-11軟条、脊椎骨数が15-17+18-20=33-36であった (Table 1)。日本産のハゼ科魚類のうちで、このような形質の組合せをもつものは次の3属14種である：セジロハゼ (*Clariger cosmurus*)、シモフリセジロハゼ

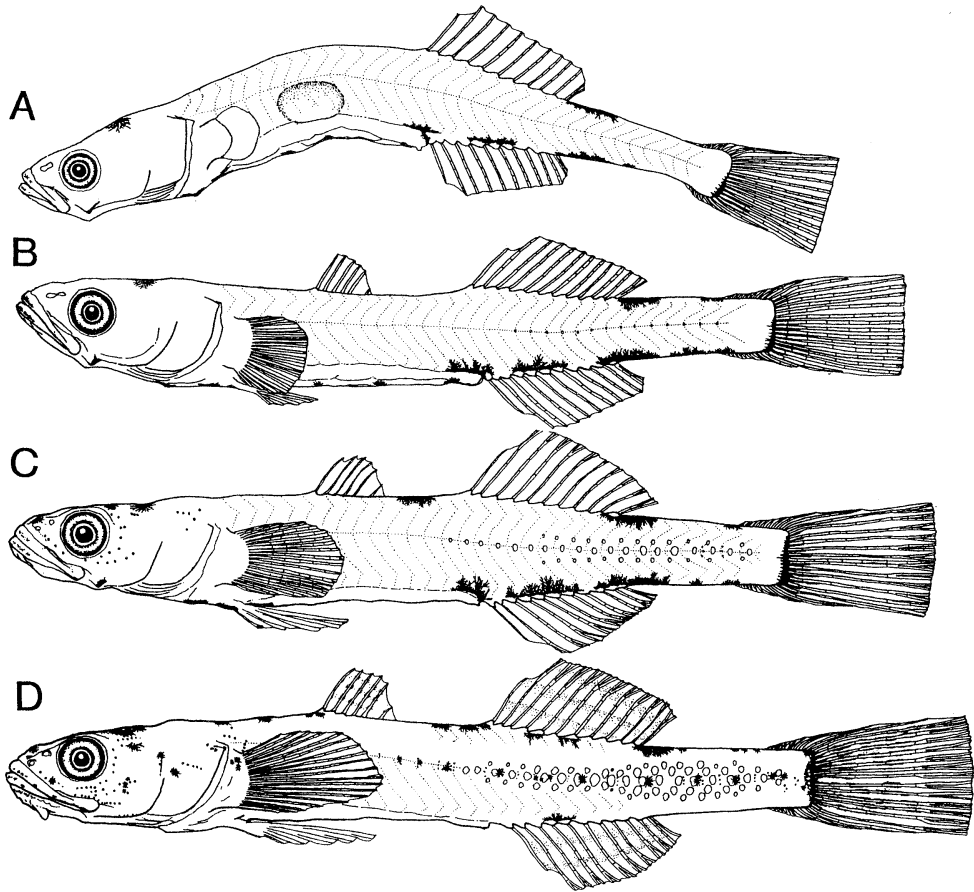


Fig. 2. Larvae and juveniles of *Chaenogobius uchidai*. A), 8.8mm BL postflexion larva ; B), 12.4mm BL juvenile ; C), 14.1mm BL juvenile ; D), 14.7mm BL juvenile.

(*Clariger exilis*), アゴハゼ (*Chasmichthys dolichognathus*), ドロメ (*Chasmichthys gulosus*), ウキゴリ (*Chaenogobius urotaenia*), スミウキゴリ (*Chaenogobius* sp.), シマウキゴリ (*Chaenogobius* sp.), ジュズカケハゼ (*Chaenogobius laevis*), ピリンゴ (*Chaenogobius castaneus*), イサザ (*Chaenogobius isaza*), キセルハゼ (*Chaenogobius cylindricus*), クボハゼ (*Chaenogobius scrobiculatus*), チクゼンハゼ (*Chaenogobius uchidai*) およびエドハゼ (*Chaenogobius macrognathos*). なお, 本研究で用いた上屈後仔魚 (Figs. 2A, 3A) は, これらの魚種以外にも, ほぼ同時季に出現するマハゼ (*Acanthogobius flavimanus*) とニクハゼ (*Chaenogobius heptacanthus*) の上屈後仔魚に黒色素胞の分布パターンが類似する。しかし, マハゼは臀鰭基底に小型の黒色素胞が点列状に並ぶことや計数

形質値が異なること (第2背鰭軟条数および腹椎骨数とともに通常13), またニクハゼは黒色素胞が臀鰭基底とその後方にかけて連続して並ぶことや総脊椎骨数がやや多いこと (37-38) で, 本研究で用いたものとは明瞭に識別される。

上記3属14種のハゼ科魚類のうち, 東京湾からは次の3属8種の記録がある (工藤, 1997): セジロハゼ, アゴハゼ, ドロメ, ウキゴリ, スミウキゴリ, ピリンゴ, チクゼンハゼおよびエドハゼ。そのうち前6種では仔稚魚期を通じて軀幹部背面に黒色素胞が出現するが (道津, 1954; 道津, 1955; 石野, 1986; 塩垣ら, 1972, 塩垣ら, 1988), 本研究に用いた仔魚にはそれがいないため (Figs. 2A, 3A), 少なくとも仔魚期のものはチクゼンハゼかエドハゼに該当する。一方, 残る稚魚期以降のものでは軀幹部背面に黒色素胞が出現するために (Figs. 2C-D,

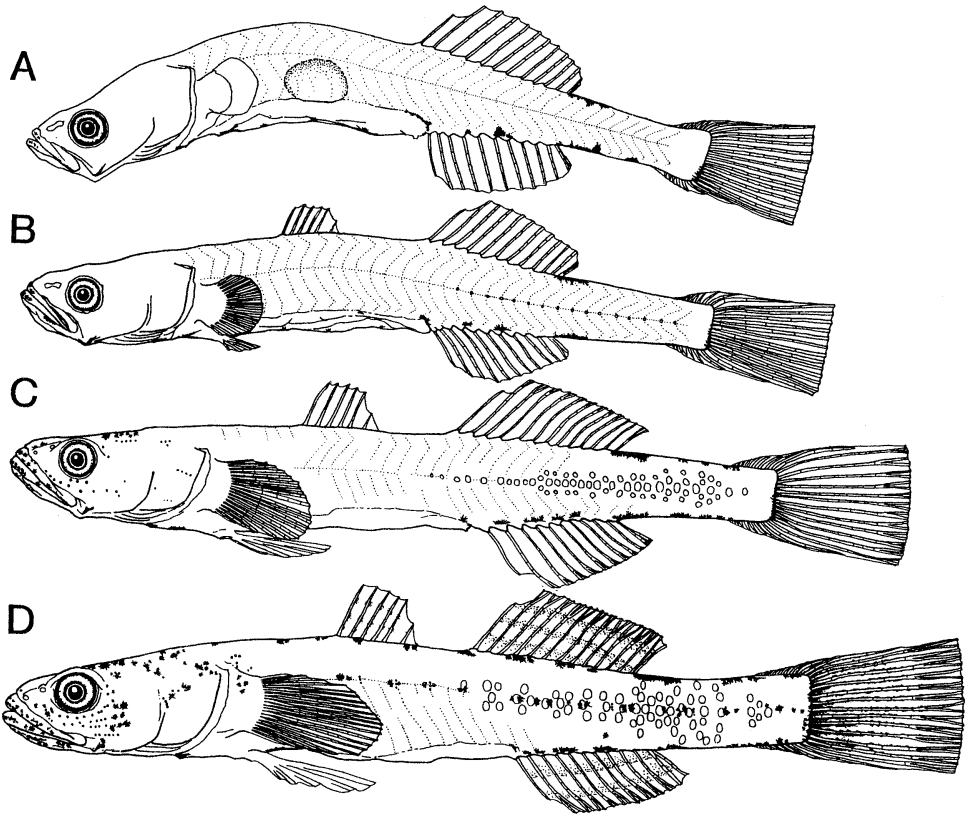


Fig. 3. Larvae and juveniles of *Chaenogobius macrognathos*. A), 8.9mm BL postflexion larva ; B), 13.1mm BL postflexion larva ; C), 16.7mm BL juvenile ; D), 17.0mm BL juvenile.

Table 1. Frequency distribution, shown as number of specimens, of fin-ray and vertebral counts of *Chaenogobius uchidai* and *C. macrognathos*

	Dorsal fin rays			Anal fin rays			Pectoral fin rays			
	10	11	12	9	10	11	19	20	21	22
<i>C. macrognathos</i>	3	45	13	2	49	10		20	34	7
<i>C. uchidai</i>	12	47		4	52	3	11	45	3	
	Abdominal vertebrae			Caudal vertebrae			Total vertebrae			
	15	16	17	18	19	20	33	34	35	36
<i>C. macrognathos</i>	3	57	1	3	55	3		6	53	2
<i>C. uchidai</i>	56	3		5	50	4	1	54	4	

3C-D), ほぼ同時季に出現するアゴハゼ, ドロメ, ウキゴリ, スミウキゴリ, ビリンゴの稚魚に類似する。しかしながら, アゴハゼ, ドロメ, ウキゴリ, スミウキゴリは尾鰭基底の中央に大きく目立つ円形の黒色素斑がある

ことで(道津, 1955; 石野, 1986; 塩垣ら, 1988), またビリンゴは上顎後端が眼のレンズの前端付近にあって眼の中央を越えることがないこと(道津, 1954) および第1背鰭が通常7棘であることで(高木, 1952), 本研

Table 2. Frequency distribution of P-V patterns of *Chaenogobius uchidai* and *C. macrognathos*

<i>C. macrognathos</i>	No. of specimens	<i>C. uchidai</i>	No. of specimens
4/I II H0 I000/13	44	4/I II H0 I000/13	41
4/II I II00000/13	1	4/I II I I0000/13	1
4/II I II I0000/13	1	4/II II I0 I000/13	1
4/I II I I0000/13	2	4/II I H0 I000/13	1
4/I II I I I000/13	3	4/I II I0 I000/13	4
4/II II I0 I000/13	2	4/I III I0 I000/13	1
4/II I I0 I000/13	1	4/I I H0 I000/13	3
4/II II I I0000/13	1	4/II H0 I0000/13	1
4/II I H0 I000/13	4	4/I III0 I0000/13	1
4/I II II I0000/13	1	5/II H0 I000/13	2
4/II I I I0000/13	1	5/III H0 I000/13	3

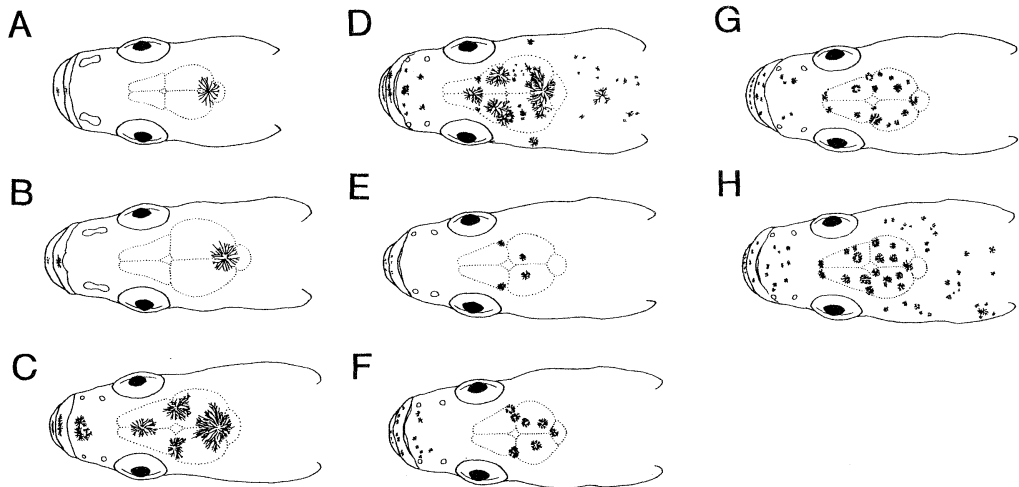


Fig. 4. Dorsal aspects of head, showing the developmental change of melanophore distribution, in *Chaenogobius uchidai* (A-D) and *C. macrognathos* (E-H). A), 8.8mm BL ; B), 12.4mm BL ; C), 14.1mm BL ; D), 14.7mm BL ; E), 16.1mm BL ; F), 16.5mm BL ; G), 16.7mm BL ; H), 17.0mm BL.

究で用いた稚魚（通常6棘）とは明瞭に識別される。以上のことから、本研究で用いた仔稚魚はすべてチクゼンハゼもしくはエドハゼであると判断された。

なお、本研究で用いた第1背鰭が出現した仔稚魚のP-Vパターンは、わずかに変異があるものの、通常4/I II H0 I000/13であった（計測した120個体の70.8%：Table 2）。これまで知られているハゼ科魚類のなかで、このパターンを持つのはチクゼンハゼとエドハゼのみである（明仁親王ら，1984；BIRDSONG *et al.*, 1988）。

これらの仔稚魚はさらに黒色素胞の出現様式から2つのタイプに分けられた（Figs.2, 3）。一方のタイプでは（Fig. 2A-D：以下タイプAとする），消化管末端部背面，臀鰭基底部分，第2背鰭と臀鰭の基底部分の直後，尾鰭基底

部の黒色素胞が大型の樹枝状で，とくに臀鰭基底部分中央に出現する黒色素胞は1個であるが，3-4筋節分の大きさに広がる。さらに，脳域の黒色素胞は本研究で用いた最小の仔魚（体長8.8mm）ですでに出現し，大型の樹枝状である（Fig. 4A-D）。もう一方のタイプでは（Fig. 3A-D：以下タイプBとする），消化管末端部背面，臀鰭基底部分，第2背鰭と臀鰭の基底部分の直後，尾鰭基底部分の黒色素胞が前者と比較して貧弱な小型の樹枝状で，とくに臀鰭基底部分中央の黒色素胞は1-4個で，それぞれが1-2筋節分の大きさを占めるにすぎない。さらに，脳域の黒色素胞は稚魚（体長16.1mm）になってから出現し始め，しかも小型の樹枝状で数が多い（Fig. 4E-H）。

計数形質値の範囲は2つのタイプで重複する（Table

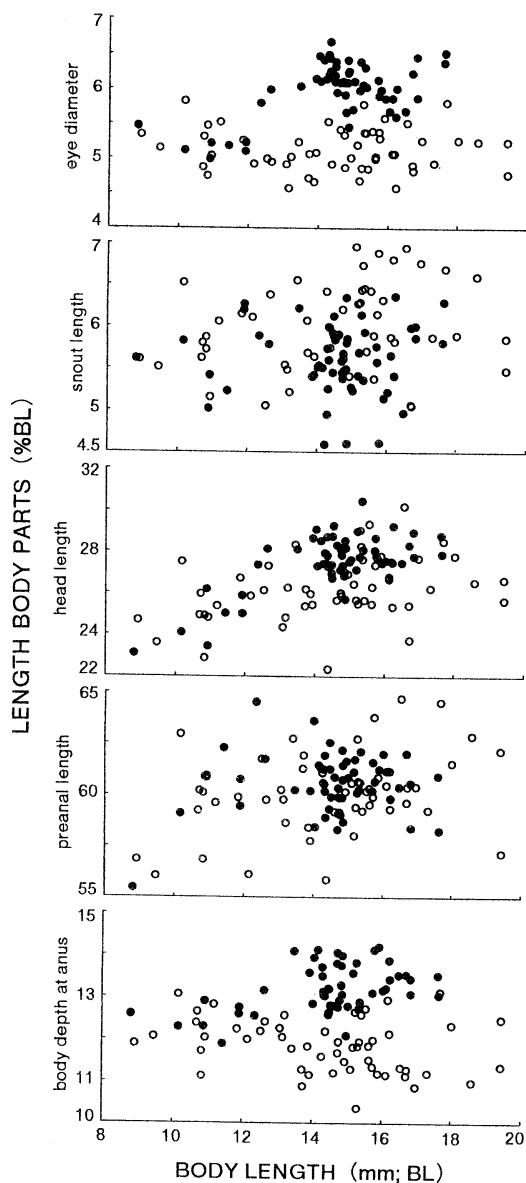


Fig. 5. Ratios of body-part lengths to the body length in *Chaenogobius uchidai* (solid circles) and *C. macragnathos* (open circles).

1). しかし、胸鰭の最頻値がタイプAでは20軟条、タイプBでは21軟条であることで、また脊椎骨数の最頻値がタイプAでは15+19=34、タイプBでは16+19=35であることで異なっている (Table 1)。また、相対成長は、頭長、吻長、肛門前方長の体長比では

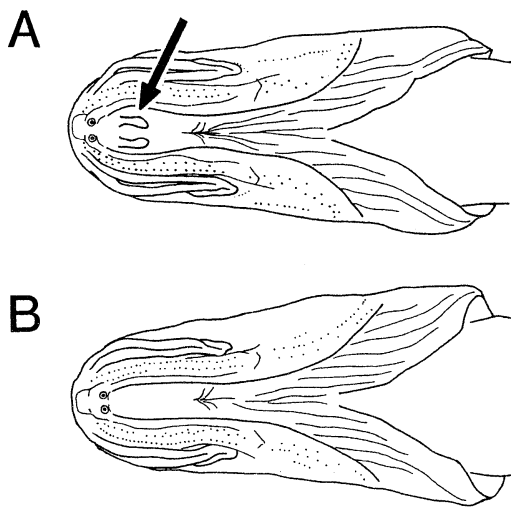


Fig. 6. Ventral aspects of head in *Chaenogobius uchidai* (A, 14.7 mm BL) and *C. macragnathos* (B, 17.0 mm BL), showing the barbels in the former species (arrow).

仔稚魚期を通じて2つのタイプに差がみられない (Fig. 5)。しかし、眼径と肛門における体高の体長比は、体長12mm以上の仔稚魚ではタイプAがタイプBよりも明らかに大きい (Fig. 5)。

これらの2つのタイプのうち、タイプAでは、体長14.8mm以上の稚魚において、チクゼンハゼの特徴である下顎頤部の1対の髯状突起が出現する (Figs. 2D, 6A)。一方、タイプBでは、仔稚魚期を通じて髯状突起が出現しない (Figs. 3A-D, 6B)。したがって、本研究では、タイプAをチクゼンハゼ、タイプBをエドハゼと同定した。

4. 仔稚魚の記載

4.1 チクゼンハゼ *Chaenogobius uchidai* (Figs. 2, 4-6, Tables 1, 2)

記載に用いた仔稚魚 (体長8.8-17.6mm) の発育段階は、上屈後仔稚魚期あるいは稚魚期で、上屈後仔魚の最大個体は体長11.9mm、稚魚の最小個体は体長12.4mmであった。

仔稚魚は体が細長く、その体高は体長の12-14%である (Figs. 2, 5)。肛門は体長の55-65%に位置する。頭長は体長の23-31%、吻長は4.5-6.5%、眼径は5-6.5%である。

体長8.8mmの上屈後仔魚 (Fig. 2A) では、筋節数が

34, 脊椎骨数が $15+19=34$ で定数に達している。第2背鰭が1棘11軟条, 臀鰭が1棘10軟条, 尾鰭分節軟条数が $9+8=17$ で, それぞれ定数に達し, 軟条は分節している。胸鰭は膜状で鰭条は形成されていない。第1背鰭と腹鰭はまだ出現していない。腹腔前背部の第7-10筋節下には, 上面に黒色素胞を伴う鰓が明瞭に認められる。上顎後端は眼のレンズの前端に達している。黒色素胞は樹枝状または点状で, 中脳部, 耳胞(図には示していない), 上・下顎先端, 下顎隅角部, 峽部, 擬鎖骨縫合部, 腰帯から肛門までの腹中線上, 消化管末端部背面, 臀鰭基底部, 第2背鰭と臀鰭の基底部の直後, 尾鰭基底部に分布する。とくに, 消化管末端部背面, 臀鰭基底部, 第2背鰭と臀鰭の基底部の直後, 尾鰭基底部のものは, 大型の樹枝状で目立つ。また臀鰭基底部中央の黒色素胞は1個であるが, 3-4筋節分の大きさに広がる。脳域の黒色素胞は, 中脳部に大型の樹枝状の1個が出現している(Fig. 4A)。

体長12.4mmの稚魚(Fig. 2B)では, 第1背鰭が6棘, 胸鰭が20軟条, 腹鰭が1棘5軟条で, それぞれ定数に達する。第1背鰭担鰭骨前方の神経棘数は4である。尾部の側中線上に鱗が出現している。尾柄部の背・腹縁の黒色素胞が増加する。

体長14.1mmの稚魚(Fig. 2C)では, 第2背鰭, 臀鰭, 尾鰭の軟条が分枝している。また腹鰭が伸長し, 膜蓋もほぼ完成する。上顎後端は眼のレンズの中央に達する。鼻孔は, 前鼻孔と後鼻孔に分かれる。鱗の分布域は躯幹部後方と尾部の側面に広がる。第1背鰭と第2背鰭の間の躯幹部背縁に黒色素胞が出現する。脳域では, 中脳部の大型の黒色素胞に加えて, 中脳部と前脳部の境界に1対と, 前脳部の中央に1個の黒色素胞が出現している(Fig. 4C)。

体長14.7mmの稚魚(Fig. 2D)では, 下顎縫合部直後に1対の孔器をそなえた小さなくぼみがあり, さらにその後方に1対の髯状突起が出現している(Fig. 6A)。鱗の分布域は, さらに背・腹縁に向けて広がる。上顎後端は眼のレンズの後端に達する。頭部背面には多くの黒色素胞が出現している(Fig. 4D)。また鰓蓋, 頭部から尾部の背縁, 躯幹部と尾部の側中線上, および背鰭, 臀鰭, 尾鰭上には樹枝状または点状の黒色素胞が出現し, 成魚がもつ斑紋の形成が始まる。

体長15.7mm以上になると, 上顎後端は眼の後端を越えている。長楕円形から円形の斑紋が躯幹部から尾部の側中線上に一列に並び, 成魚とほぼ同じ斑紋(鈴木・増田, 1993)となる。

4.2 エドハゼ *Chaenogobius macrognathos* (Figs. 3-6, Tables 1, 2)

記載に用いた仔稚魚(体長8.9-19.4mm)の発育段階は, 上屈後仔魚期あるいは稚魚期で, 上屈後仔魚の最大個体は体長12.7mm, 稚魚の最小個体は体長13.1mmであった。

仔稚魚は体が細長く, その体高は体長の10-13%である(Figs. 3, 5)。肛門は体長の56-65%に位置する。頭長は体長の23-31%, 吻長は5-7%, 眼径は4.5-6%である。

体長8.9mmの上屈後仔魚(Fig. 3A)では, 筋節数が34, 脊椎骨数が $16+19=35$ で定数に達している。第2背鰭が1棘11軟条, 臀鰭が1棘10軟条, 尾鰭分節軟条数 $9+8=17$ で, それぞれ定数に達し, 軟条は分節している。胸鰭は膜状で鰭条は形成されていない。第1背鰭と腹鰭はまだ出現していない。腹腔前背部の第8-12筋節下には, 上面に黒色素胞を伴う鰓が明瞭に認められる。上顎後端は眼のレンズの前端に達している。樹枝状または点状の黒色素胞が, 耳胞(図には示していない), 上・下顎隅角部, 峽部, 擬鎖骨縫合部, 腰帯から肛門までの腹中線上, 消化管末端部背面, 臀鰭基底部, 第2背鰭と臀鰭の基底部の直後, 尾鰭基底部に分布する。とくに, 消化管末端部背面, 臀鰭基底部, 第2背鰭と臀鰭の基底部の直後, 尾鰭基底部のものは, 樹枝状で目立つ。また臀鰭基底部中央の黒色素胞は1-4個で, それぞれが1-2筋節分の大きさに広がる。

体長12.4mmの上屈後仔魚では, 第1背鰭が6棘で, また腹鰭が1棘5軟条で定数に達している。胸鰭鰭条は14本が認められるが, まだ形成中で定数に達していない。第1背鰭担鰭骨前方の神経棘数は4である。

体長13.1mmの稚魚(Fig. 3B)では, 胸鰭が21軟条で定数に達している。尾部の側中線上に鱗が出現している。体長15.3mmの稚魚では, 第2背鰭, 臀鰭, 尾鰭の軟条が分枝している。また腹鰭が伸長し, 膜蓋もほぼ完成する。体長16.1mmの稚魚では, 脳域に黒色素胞が出現し, 中脳部と前脳部に小型の樹枝状の4個が分布している(Fig. 4E)。体長16.5mmの稚魚では, さらに脳域に黒色素胞が増加し, 中脳部と前脳部に小型の樹枝状の7個が分布している(Fig. 4F)。

体長16.7mmの稚魚(Fig. 3C)では, 鼻孔が, 前鼻孔と後鼻孔に分かれる。鱗の分布域は躯幹部後方と尾部の側面に広がる。上顎後端は眼のレンズの中央に達する。尾柄部の背・腹縁の黒色素胞が増加する。脳域ではさらに小型の樹枝状の黒色素胞が増加し, 脳域の全体に分布が広がる(Fig. 4G)。

Table 3. Occurrence data (number of specimens followed by size range of body length in mm in parenthesis) of larvae and juveniles of *Chaenogobius uchidai* and *C. macrogathos*, shown by sampling sites and dates

Sites/Dates	<i>C. macrogathos</i>				<i>C. uchidai</i>			
	Apr. 24-29	May 24-30	June 27 -July 7	Aug. 1-4	Apr. 24-29	May 24-30	June 27 -July 7	Aug. 1-4
Tama-gawa River	8688 (8.9-18.6)	307 (9.2-18.7)	0	0	0	0	0	0
Ara-kawa River	85 (13.6-17.4)	4 (19.3-21.3)	0	0	0	0	0	0
Shinhamako Lagoon	1235 (7.7-16.4)	987 (13.2-24.2)	0	0	0	0	0	0
Edo-gawa River	1203 (8.9-18.2)	19 (10.2-21.3)	0	0	0	0	0	0
Yourou-gawa River	0	0	0	0	0	0	0	0
Obitsu-gawa River	58 (8.1-14.1)	19 (15.4-20.3)	0	0	8 (8.7-11.9)	60 (12.5-17.4)	8 (13.9-16.3)	0
Koito-gawa River	0	0	0	0	0	0	0	0

0 : no specimens are collected.

体長 17.0mm の稚魚 (Fig. 3D) では、下顎縫合部の直後に一對の孔器をそなえた小さなくぼみが出現する (Fig. 6B)。鱗の分布域は、さらに背・腹縁に向けて広がる。上顎後端は眼のレンズ後端に達する。頭部の背面には多くの黒色素胞が出現している (Fig. 4H)。また、鰓蓋、頭部から尾部の背縁、躯幹部と尾部の側中線上、および背鰭、臀鰭、尾鰭の鰭膜上には樹枝状または点状の黒色素胞が出現し、成魚がもつ斑紋の形成が始まる。

体長 17.7mm 以上になると、上顎後端が眼の後端を越えている。2本の対を成す横斑が躯幹部から尾部の側中線上に一列に並び、成魚とほぼ同じ斑紋 (鈴木・増田, 1993) となる。

5. 東京湾における出現

調査を行った 7 か所の干潟のうち、養老川と小糸川では、チクゼンハゼおよびエドハゼは採集されなかった (Table 3)。

チクゼンハゼは、4月下旬から6月下旬に、小櫃川のみから採集された (体長 8.7-17.4mm, 計 76 個体)。4月下旬には上屈後仔魚のみが、5月下旬から6月下旬には稚魚のみが採集された。

一方、エドハゼは、4月下旬から5月下旬に、多摩川、荒川、新浜湖、江戸川、小櫃川の 5 か所より採集された

(体長 7.7-24.3mm, 計 12,623 個体)。これらの 5 か所では、4月下旬の方が5月下旬よりも多く採集された。採集個体数が最も多かったのは4月下旬の多摩川の 8,688 個体で、次いで4月下旬の新浜湖 (1,235 個体)、4月下旬の江戸川 (1,203 個体)、5月下旬の新浜湖 (987 個体) であった。逆に、採集個体数が最も少なかったのは5月下旬の荒川の 4 個体で、次いで5月下旬の江戸川 (19 個体) と小櫃川 (19 個体) であった。4月下旬と5月下旬の多摩川と江戸川および4月下旬の新浜湖と小櫃川では、上屈後仔魚と稚魚が採集された。また、4月下旬と5月下旬の荒川および5月下旬の新浜湖と小櫃川では、稚魚のみが採集された。

6. 考察

本研究でチクゼンハゼおよびエドハゼと同定した稚魚の計数形質値 (Tables 1, 2) のいくつかは、以下のようになり、従来の研究 (Takagi, 1957; 道津, 1957; 酒井ら, 1981; 明仁親王ら, 1984; 鈴木・増田, 1993; 明仁ら, 1993) で知られていた両種の計数形質値の範囲とやや異なっていた: チクゼンハゼの第 1 背鰭 5-6 棘 (従来は 6 棘)、胸鰭 19-21 軟条 (16-19 軟条)、エドハゼの第 1 背鰭 5-6 棘 (6 棘)、第 2 背鰭 10-12 軟条 (11-12 軟条)、臀鰭 9-11 軟条 (10-11 軟条)、胸鰭 20-22 軟条 (20

軟条), 脊椎骨数 $15-17+18-20=34-36$ ($16+19=35$). これまでの両種の分類学的な研究は数少ない標本に基づいて行われており, これらの差違は種内変異であると考えられる. また, 道津 (1957) は, チクゼンハゼの着底した稚魚の体側に, Y字状の横縞が出現すると報告している. しかし, 本研究で得られた東京湾産の仔稚魚では, 体側に長楕円形の斑紋が出現するだけで, Y字状の横縞は出現しなかった. 道津の標本 (道津, 1957, Fig. 5F) は福岡県産であり, 本種の体側の斑紋には地理的変異がある可能性も示唆される.

エドハゼの仔稚魚が東京湾湾奥部から湾中央部の広い範囲より採集されたのに対し, チクゼンハゼの仔稚魚は湾中央部の小櫃川のみからしか採集されなかった (Table 3). これらの分布状況は, これまで確認されている成魚のもの (竹内, 1979; 竹内・安田, 1980; 辻, 1980; 鈴木・増田, 1993; 河野ら, 1994; 那須ら, 1996; 東京都環境保全局水質保全部, 1997; 工藤, 1997) と一致する. 両種が生息する小櫃川では, チクゼンハゼの仔稚魚が主に前浜干潟の砂底で, エドハゼの仔稚魚は主にクリークや前浜干潟の砂泥底で採集された. 同河川での両種の成魚の生息域はほぼ重複しているが, 仔稚魚と同様, チクゼンハゼは砂底の多い前浜干潟に, またエドハゼは泥質のより強いクリークにとくに多くみられる. さらに, エドハゼだけが採集された多摩川, 荒川, 新浜湖, 江戸川の干潟の底質は, 砂泥底もしくは泥底であり, 砂底ではない. このように, チクゼンハゼがエドハゼにくらべて, より砂質の強い干潟に出現するという傾向は, 鈴木・増田 (1993) により瀬戸内海の千種川でもみられている.

かつて東京湾には塩水湿地や前浜干潟, 浅瀬からなる自然の海岸地形が広くみられていたが, そのほとんどが1970年代までに埋立地や港になり, 現在の海岸線が形成された. その中で, 現在, 大規模な砂質干潟が自然形態に近い形で残っているのは, 小櫃川河口を中心とした盤州ならびに富津州の北部のみである (貝塚, 1993; 風呂田, 1997). このような埋め立てや汚濁などにより, 近年, 東京湾の生物相は著しく変化してきた. 風呂田 (1997) は, かつて湾奥部の浅瀬・干潟でもみられたイボキサゴ (*Umboonium moniliferum*) やウミニナ (*Batillaria multiformis*) が湾口に近い富津や小櫃川の干潟でしか生息しなくなったのは, 埋め立てや汚濁による湾奥部の広域的な環境の悪化が影響したためであることを指摘している. また, 1970年代のイシガレイ (*Kareius bicoloratus*) の減少, さらにイシガレイとマコガレイ (*Pleuronectes yokohamae*) の魚種交代は,

イシガレイが仔魚から若魚期にごく浅い砂質の海底に生息するのに対しマコガレイは全生活史を通じてより深い場所に生息するという両種的生活史の違い (酒井, 1980; 南, 1984) に, 埋め立てによる浅瀬・干潟の減少が直接的に作用したために生じたのではないかと指摘もある (風呂田, 1985; 工藤, 1997).

東京湾におけるチクゼンハゼの分布が知られるようになったのは比較的近年のことであり, それ以前, とくにかつて東京湾に広く砂質干潟が存在していた頃の本種の分布域はわかっていない. しかしながら, 現在のような局所的な分布域が形成されるには, 埋め立てによる砂質干潟の減少が, 少なからず影響を与えているものと推察される.

謝 辞

本研究を進めるにあたり, 適切な指導と助言をいただいた東京水産大学魚類学研究室教授藤田清博士に厚くお礼申しあげる. また, 本研究の採集に協力して下さった同研究室の学生諸氏に感謝する.

文 献

- 明仁親王, 林 公義, 吉野哲夫, 島田和彦, 瀬能 宏, 山本隆司 (1984): ハゼ垂目, 日本産魚類大図鑑 (益田一, 尼岡邦夫, 荒賀忠一, 上野輝彌編), 東海大学出版会, 東京, pp. 228-276, pls. 235-258, 353-355.
- 明仁, 岩田明久, 坂本勝一, 池田祐二 (1993): ハゼ垂目. 日本産魚類検索 全種の同定 (中坊徹次編), 東海大学出版会, 東京, pp. 997-1116.
- BIRDSONG, R. S., E. O. MURDY and F. L. PEZOLD (1988): A study of the vertebral column and median fin osteology in gobioid fishes with comments on gobioid relationships. *Bull. Mar. Sci.*, **42** (2), 174-214.
- 道津喜衛 (1954): ビリンゴの生活史. *魚類学雑誌*, **3**, 133-138.
- 道津喜衛 (1955): ウキゴリの生活史. *九大農学芸誌*, **15**, 367-374.
- 道津喜衛 (1957): チクゼンハゼの生態・生活史. *魚類学雑誌*, **6**, 97-104.
- 風呂田利夫 (1985): 第9章東京湾・生物. 日本全国沿岸海洋誌 (日本海洋学会沿岸海洋研究部会編), 東海大学出版会, 東京, pp. 373-387.
- 風呂田利夫 (1997): 第1部海域の生物 第3章底生生物. 東京湾の自然誌 (沼田眞, 風呂田利夫編), 築地書館, pp. 45-114.
- 石野健吾 (1986): ウキゴリ (*Chaenogobius annularis* Gill) 3型の形態学的・生態学的研究 特にウキゴリ3型の分化と適応に関する考察. 北海道大学水産学部大学院博士学位論文, 375 pp.

- 貝塚爽平 (1993) : 第 1 章東京湾の生い立ち 古東京湾から東京湾へ. 東京湾の地形・地質と水 (貝塚爽平編), 築地書館, pp. 1-19.
- KENDALL, A. W., E. H. AHLSTROM, and H. G. MOSER (1984) : Early life history descriptions. *In* : "Ontogeny and systematics of fishes" H. G. MOSER, W. J. RICHARDS, D. M. COHEN, M. P. FAHAY, A. R. KENDALL, Jr. and S. L. RICHARDSON (eds.), Amer. Soc. Ichthyol. Herpetol., Spec. Publ. 1, pp. 11-12.
- 河野 博, 渋川浩一, 多紀保彦 (1994) : 多摩川下流域の魚類相- I. 河口域. 水生生物調査結果報告書, 東京都大田区環境部環境保全課, pp. 19-45.
- 工藤孝浩 (1997) : 第 1 部海域の生物 第 4 章魚類. 東京湾の自然誌 (沼田眞, 風呂田利夫編), 築地書館, pp. 115-142.
- LEIS, J. M and T. TRNSKI (1989) : The larvae of Indo-Pacific shorefishes. New South Wales Univ. Press, Kensington, 371 pp.
- 南 卓志 (1984) : イシガレイの初期生活史. 日本水産学会誌, 50, 551-560.
- 那須賢二, 甲原道子, 渋川浩一, 河野 博 (1996) : 東京湾湾奥部京浜島の干潟に出現する魚類. 東京水産大学研究報告, 82, 125-133.
- PINCHUK, V. I. (1984) : Survey of species of the genus *Chaenogobius* Gill and two closely related monotypic genera *Rhodoniichthys* Takagi and *Paleatogobius* Takagi (Gobiidae). *J. Ichthyol.*, 24, 545-551.
- POTTHOFF, T. (1984) : Clearing and staining techniques. *In* : "Ontogeny and systematics of fishes" H. G. MOSER, W. J. RICHARDS, D. M. COHEN, M. P. FAHAY, A. R. KENDALL, Jr. and S. L. RICHARDSON (eds.), Amer. Soc. Ichthyol. Herpetol., Spec. Publ. 1, pp. 35-37.
- 酒井敬一 (1981) : 東京湾におけるイシガレイ稚仔魚の分散と成長. 昭和 55 年度東京水産大学修士論文, 53 pp.
- 酒井治巳, 澤田幸雄, 落合敏邦 (1981) : 北海道有珠湾から得られたチクゼンハゼ. 魚類学雑誌, 28, 197-198.
- 塩垣 優, 道津喜衛 (1972) : セジロハゼの生活史. 長崎大学水産学部研究報告, 34, 19-27.
- 塩垣 優, 道津喜衛, 森慶一郎, 森内新二, 乾 輝男, 柳 昌之 (1988) : ハゼ亜目. 日本産稚魚図鑑 (沖山宗雄編), 東海大学出版会, 東京, pp. 664-723.
- 鈴木寿之, 増田 修 (1993) : 兵庫県で再発見されたキセルハゼと分布上興味あるハゼ科魚類 4 種. *I. O. P. Diving News*, 4, 2-6.
- 高木和徳 (1952) : ウキゴリ及びその 2 近似種の分類に関する批判的研究. 魚類学雑誌, 2, 14-22.
- TAKAGI, K. (1957) : Description of some new gobioid fishes of Japan, with a proposition on the sensory line system as a taxonomic character. *J. Tokyo Univ. Fish.*, 43, 97-126.
- 竹内博治 (1979) : 新浜湖における卵・稚仔期の魚類調査. 千葉県・新浜研究会, 55-74.
- 竹内博治, 安田秀司 (1980) : 魚卵・稚仔魚および幼魚の垂直分布と季節的変遷. 千葉県新浜水鳥保護区生物調査報告, 57-90.
- 東京都環境保全局水質保全部 (1997) : 平成 7 年度水生生物調査結果報告書, 574 pp.
- 辻 幸一 (1980) : 小櫃川河口干潟の魚類 特に河口干潟の利用と生活について. 千葉県木更津市小櫃川河口干潟の生態学的研究 (東邦大学理学部海洋生物学研究室・千葉県生物学会共編), 1-42.

1999年3月5日 受付

1999年7月30日 受理

East-west distributions of chlorophyll *a*, primary productivity and their size compositions in the early winter subarctic North Pacific

Akihiro SHIOMOTO*, Masaaki NANBA**, Kazuya NAGASAWA*
and Yasuhiro UENO***

Abstract : East-west distributions of total and size-fractionated (10-200, 2-10 and $<2 \mu\text{m}$) chlorophyll *a* concentration and primary productivity were determined at the surface in the subarctic North Pacific during November and December 1992. Higher total chlorophyll *a* concentrations exceeding about $1 \mu\text{g l}^{-1}$ were observed at stations west of 165°W , the western and central subarctic North Pacific (W&CSNP), compared to those of the eastern subarctic North Pacific (ESNP), located east of 165°W . Total primary productivity followed identical regional trend at the stations with values exceeding $1.5 \mu\text{g C l}^{-1} \text{h}^{-1}$. Large phytoplankton, the 10-200 μm fraction, generally contributed to the high total chlorophyll *a* concentrations and primary productivity. Out of several environmental factors considered under the present study, wind velocity tended to be higher at stations in the W&CSNP than at those in the ESNP. High wind velocity induces more turbulent water column conditions, and such conditions favor large cells. We thus suggest that more turbulent water conditions induced by high wind velocity was an advantageous factor for survival of large phytoplankton in the surface layer, and hence the high total chlorophyll *a* concentration and primary productivity were achieved in the W&CSNP.

Keywords : Chlorophyll *a*, Primary productivity, Size composition, Winter North Pacific

1. Introduction

In the subarctic North Pacific in summer, chlorophyll *a* concentration in the surface layer tends to be higher in the western region (mostly $0.5-1 \mu\text{g l}^{-1}$) than in the eastern region (mostly $<0.5 \mu\text{g l}^{-1}$) (KAWAMURA, 1963 ; ODATE, 1996 ; OBAYASHI *et al.*, 1997 ; SHIOMOTO *et al.*, 1998). However, primary productivity does not always show the same trend ; for example, daily primary productivity was not substantially different between in the western

region ($278-1,397 \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) and in the eastern region ($290-1,550 \text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) (SHIOMOTO *et al.*, 1998). Small phytoplankton of less than $5 \mu\text{m}$ dominate the phytoplankton community in the subarctic North Pacific during spring and summer, accounting for 40-80% of the total chlorophyll *a* concentration, except phytoplankton bloom when large phytoplankton of more than $10 \mu\text{m}$ account for more than about 80% of the total chlorophyll *a* concentration (BOOTH, 1988 ; ODATE and MAITA, 1988/89 ; ODATE, 1994, 1996 ; SHIOMOTO *et al.*, 1997). Likewise, the small phytoplankton contribute significantly to the primary productivity of the phytoplankton community, generally accounting for 50-70% (WELSCHMEYER *et al.*, 1993 ; SHIOMOTO *et al.*, 1997).

In contrast, only a little is known about the east-west distributions of the chlorophyll *a*

* National Research Institute of Far Seas Fisheries, 7-1, Orido 5-chome, Shimizu-shi, Shizuoka, 424-8633 Japan

** Kagawa University, 2393 Ikenobe, Miki-cho, Kida-gun, Kagawa, 761-0701 Japan

*** Tohoku National Fisheries Research Institute, Hachinohe Branch, 25-259 Shimomekurakubo, Same, Hachinohe, Aomori, 031-0841 Japan

concentration, primary productivity and their size compositions in winter. ODAYASHI *et al.* (1997) showed no substantial difference in chlorophyll *a* concentration (mostly $<0.4 \mu\text{g l}^{-1}$) between the eastern and western regions. SHIOMOTO and ASAMI (1999) reported the high west and low-east distribution patterns of chlorophyll *a* concentration (mean at the surface was $0.62 \mu\text{g l}^{-1}$ in the west and $0.44 \mu\text{g l}^{-1}$ in the east) and primary productivity (mean at the surface was $0.45 \mu\text{g C l}^{-1} \text{h}^{-1}$ in the west and $0.29 \mu\text{g C l}^{-1} \text{h}^{-1}$ in the east). A few studies in winter indicated the identical trends as those in spring and summer in the contribution of the small phytoplankton to chlorophyll *a* concentration and primary productivity (BOYD *et al.*, 1995a, b; SHIOMOTO *et al.*, 1997). Hence, there is a necessity to acquire information about the east-west distributions of them in the winter-time subarctic North Pacific.

In this paper, we report the east-west distributions of the size-fractionated chlorophyll *a* concentration and primary productivity at the surface in November-December 1992, and discuss the factors leading to their distributions.

2. Materials and Methods

Water sampling and incubation experiments were conducted during the cruise of the R/V

Kaiyo Maru belonging to the Fisheries Agency of Japan in the northern North Pacific during November and December 1992 (Fig. 1). Surface seawater samples were collected around noon using an acid-cleaned plastic bucket and were then sieved through a $200 \mu\text{m}$ mesh screen to remove large zooplankton.

Total and size-fractionated chlorophyll *a* concentrations were measured by fluorometry (PARSONS *et al.* 1984). Total chlorophyll *a* was determined in samples filtered through 47mm Whatman GF/F filters. Size-fractionated chlorophyll *a* was measured in samples obtained as follows: seawater samples were filtered through 2 and $10 \mu\text{m}$ pore size Nuclepore filters and the filtrates were then refiltered onto 47mm Whatman GF/F filters (<2 and $<10 \mu\text{m}$ fractions). The filters were then stored frozen at -20°C until analysis ashore. Pigments were extracted in 90% acetone and the fluorescence was measured with a Hitachi F-2000 fluorophotometer. Calibration of the fluorophotometer was performed with commercially prepared chlorophyll *a* from Wako Pure Chemical Industries, Ltd. (Tokyo). Chlorophyll *a* concentrations for the 2 - 10 and 10 - $200 \mu\text{m}$ fractions were obtained from the differences between the <10 and $<2 \mu\text{m}$ fractions and between the total and $<10 \mu\text{m}$ fraction, respectively.

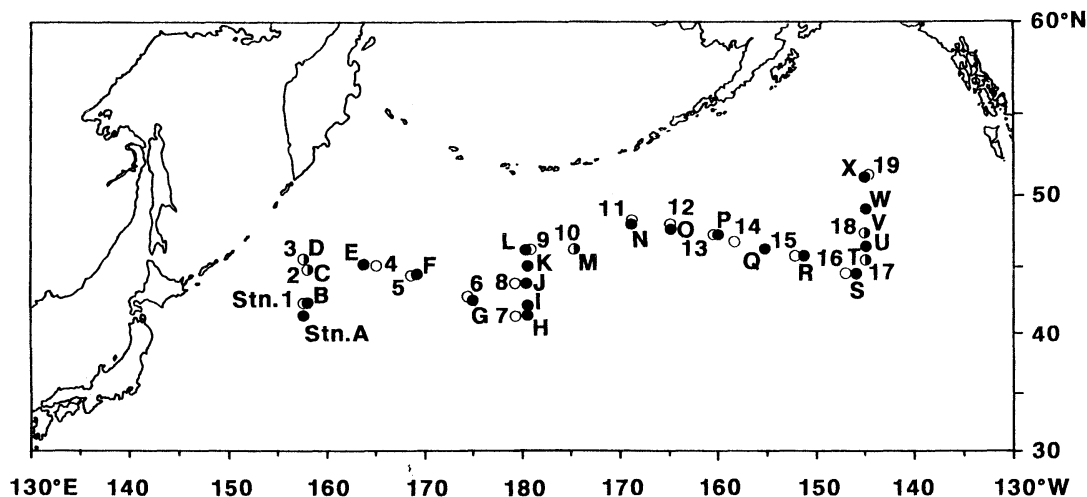


Fig. 1. Location of sampling stations in the subarctic North Pacific between November 28 and December 18, 1992. ○: stations for measuring chlorophyll *a* concentration and primary productivity at the surface; ●: stations for the CTD casts. As station, numeral and alphabet are attached to open and solid circles, respectively.

Total and size-fractionated primary productivity was determined by the ^{13}C method (HAMA *et al.*, 1983). The primary productivity experiments were started within 1 hour after sampling. The seawater samples (1-l) were dispensed into six acid-cleaned 1-l polycarbonate bottles and enriched by the addition (1-ml) of $\text{NaH}^{13}\text{CO}_3$ (99 atom% ^{13}C ; Shoko Co., Ltd., Tokyo) to about 10% of the total inorganic carbon in ambient water. Incubations were conducted under sunlight and were cooled with near-surface seawater for 2–3 hours. The fractionation of the samples into size classes was carried out after incubation. Immediately following incubation, two samples were filtered directly through precombusted (450°C for 4 hours) 47mm Whatman GF/F filters (total). Two of the remaining four samples were filtered through a Nuclepore filter with a pore size of $2\mu\text{m}$ and another two with a pore size of $10\mu\text{m}$. The filtrate was refiltered onto 47mm Whatman GF/F filters (<2 and $<10\mu\text{m}$ fractions) and the particulate matter on the Whatman GF/F filters was rinsed with prefiltered seawater. The filters were then stored frozen at -20°C until analysis ashore. They were treated with HCl fumes for 4 hours to remove inorganic carbon and completely dried in a vacuum desiccator. The isotopic ratios of ^{13}C to ^{12}C and particulate organic carbon were determined through infrared absorption spectrometry using a JACSO EX-130S $^{13}\text{CO}_2$ analyzer (Japan Spectroscopic Co., Ltd., Tokyo; *c.f.*, SATOH *et al.*, 1985). Total inorganic carbon in the water was measured with an infrared analyzer (Shimadzu TOC 5000). Primary productivity was calculated according to the equation described by HAMA *et al.* (1983). Size fractionated primary productivity was estimated in the same manner as the chlorophyll *a* concentration. Repeatability of the experiment was 7.3% as the coefficient of variation for nine replications.

The surface temperature and salinity were measured with a thermometer and an Auto Lab salinometer. Surface nutrient concentrations were immediately determined using a Bran and Luebbe Auto Analyzer II. Atmospheric pressure, wind speed and incident solar radiation were recored at ten-minute intervals

by an Automatic Meteorological Observation System (SCS-9810ED; Nippon Electric Instrument Inc., Tokyo) mounted aboard ship. In addition, vertical profiles of temperature and salinity down to 1000 m were measured at stations whose locations were different from the locations of stations for measuring phytoplankton chlorophyll *a* and primary productivity, using a Neil Brown CTD Mark II or a Sea Bird memory CTD.

Vertical tows with a Norpac net (mesh size: $335\mu\text{m}$) equipped with a calibrated flowmeter were conducted from a depth of 150m to the surface nearby the stations for CTD casts irrespective of day or night (NAGASAWA *et al.*, 1997). The contents were fixed in a 10% neutralized formaline seawater solution. Zooplankton were sorted into the following categories in the laboratory: euphausiids, copepods, pteropods, appendicularians, chaetognaths, ostracods, jellyfishes, salps, fishes, squid and others. Wet weight was measured for each category.

3. Results

The crest and trough of atmospheric pressure were observed for a period of about 3 or 4 days (Fig. 2a). High wind velocities were observed during or after the passage of low atmospheric pressure (Fig. 2b). In particular, wind velocities exceeding 15m s^{-1} were observed between November 28 and December 13, that is, to the west of 160°W , but such high wind velocities were not found after December 13, that is, to the east of 160°W (Gulf of Alaska). Daily solar radiation ranged from 1.8 to $12.4\text{mol quanta m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Fig. 2c).

The subarctic North Pacific is defined as the area north of the Subarctic Boundary, denoted as a vertical 34.0 isohaline in the surface layers (DODIMEAD *et al.*, 1963). Based on the surface salinity data, we judged whether or not a station was located in the subarctic North Pacific (surface salinity <34.0).

Water temperature and salinity at the surface were respectively within the range of 4.5 – 10.6°C and 32.774 – 33.849 at the stations along the sampling tract (Fig. 3a, b). Nitrite + nitrate concentrations were in the range of 3.3 and $20.1\mu\text{M}$ (Fig. 3c). The depths of the upper mixed layer, defined as the depth where the vertical

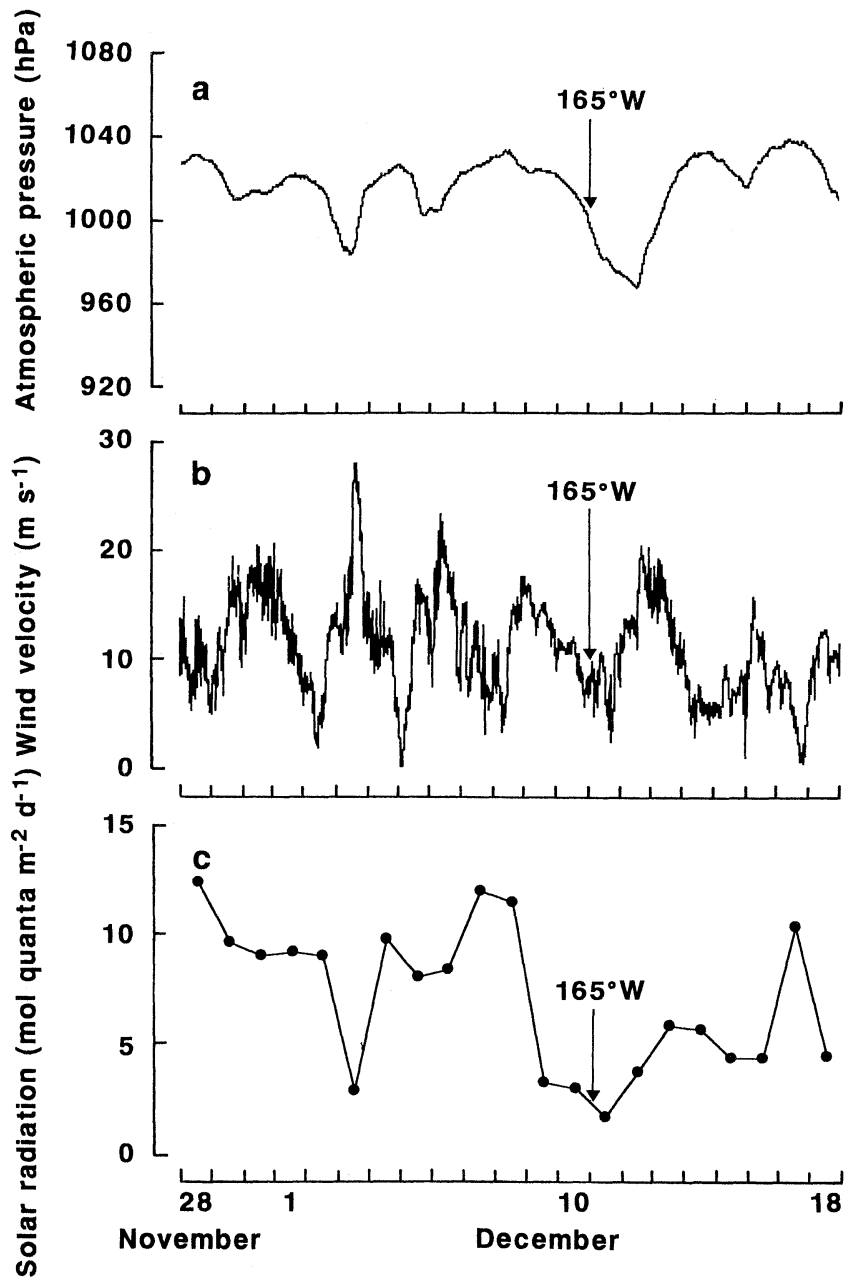


Fig. 2. Variations in atmospheric pressure (a), wind velocity (b) and daily solar radiation calculated by integrating the data recorded at ten-minute intervals (c). Solar radiation was monitored in lux units and the lux units were converted to $\mu\text{mol quanta m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ using the relationship, $1\text{ Klux} = 16.5\ \mu\text{mol quanta m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ (RICHARDSON *et al.*, 1983).

variation of sigma-t became maximum, ranged from 57 to 152 m (Fig. 3d).

Total chlorophyll *a* concentrations ranged

from 0.20 to 2.41 $\mu\text{g l}^{-1}$ and showed 12-fold variations (Fig.4a). High chlorophyll *a* concentrations exceeding 1 $\mu\text{g l}^{-1}$ were observed at

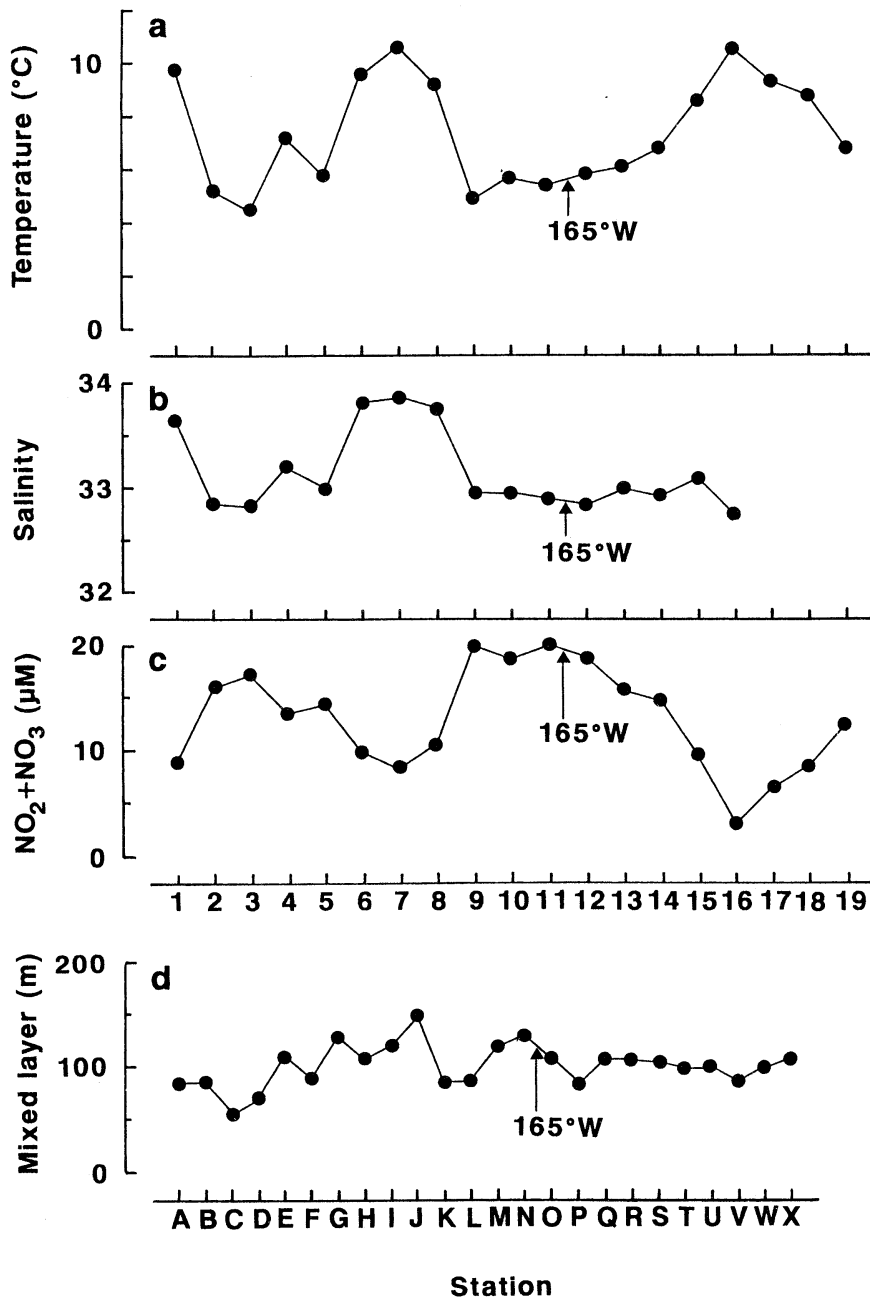


Fig. 3 Variations in temperature (a), salinity (b) and nitrite + nitrate concentration (c) at the surface, and depth of the upper mixed layer (d).

Stns. 1, 2, 6, 9 and 11 ; and a high value nearly equal to $1 \mu\text{g l}^{-1}$ was found at Stn. 7. These stations were located in the region west of 165°W (Fig.1). The values at the remaining stations were within the range of 0.20 and $0.74 \mu\text{g l}^{-1}$.

These values showed 3.7-fold variations and were rather uniform. The percentage contributions of the 10–200 μm fraction to total chlorophyll *a* concentration were highest at Stns. 1, 6, 7, 9 and 11 with high total chlorophyll *a*

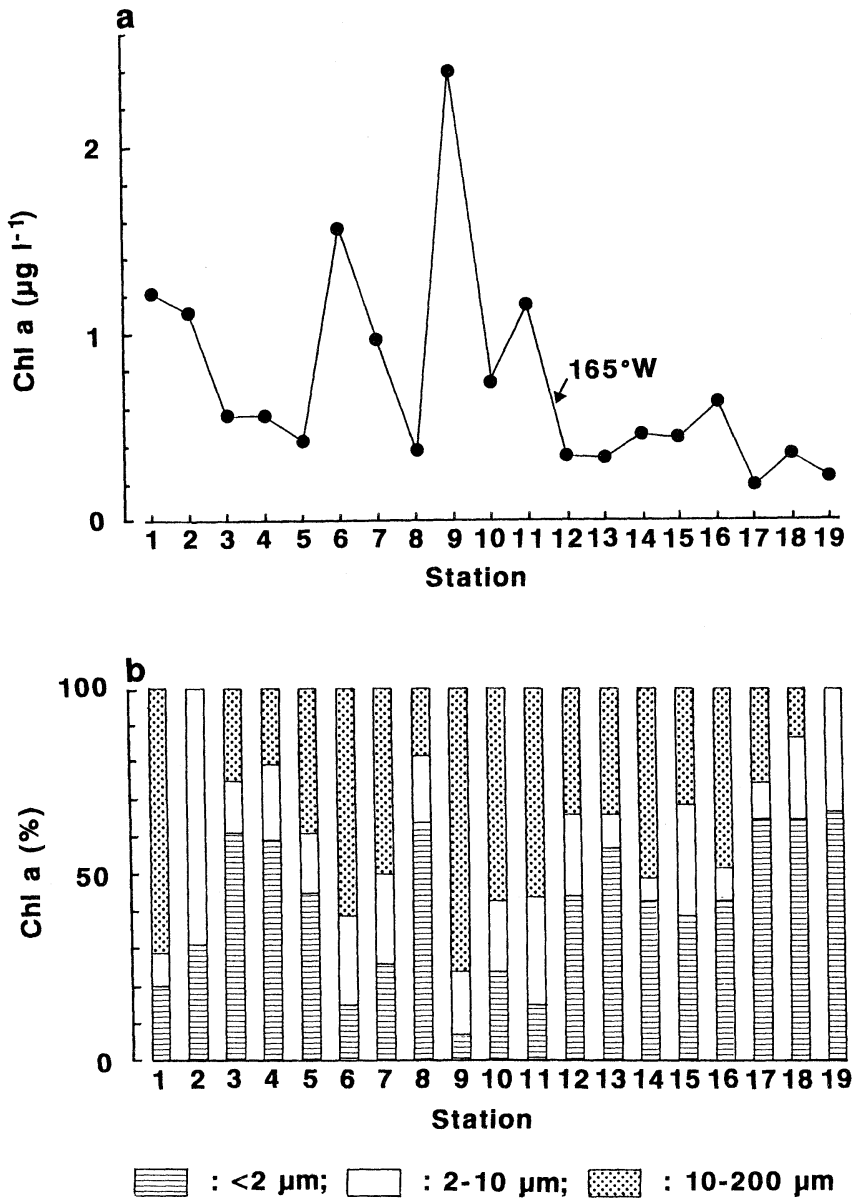


Fig. 4 Variations in total chlorophyll *a* concentration (a) and percentage composition of chlorophyll *a* concentration (b) at the surface.

concentrations ($>$ about $1 \mu\text{g l}^{-1}$), and at Stns. 10, 14 and 16 with relatively low total chlorophyll *a* concentration, accounting for 48–76% of total chlorophyll *a* (Fig. 4b). The $<2 \mu\text{m}$ fraction dominated total chlorophyll *a* concentrations at the remaining stations, with the exception of Stn. 2 where the percentage contribution of the 2–10 μm fraction was highest.

Total primary productivity ranged from 0.45 to $3.17 \mu\text{g C l}^{-1} \text{h}^{-1}$ and showed 7-fold variations (Fig. 5a). High primary productivity exceeding $1.5 \mu\text{g C l}^{-1} \text{h}^{-1}$ was observed at Stns. 2, 6, 7, 9 and 16. These stations except one (Stn. 16) were located in the region west of 165°W (Fig. 1). Excluding these high values, the remaining values were within the range of

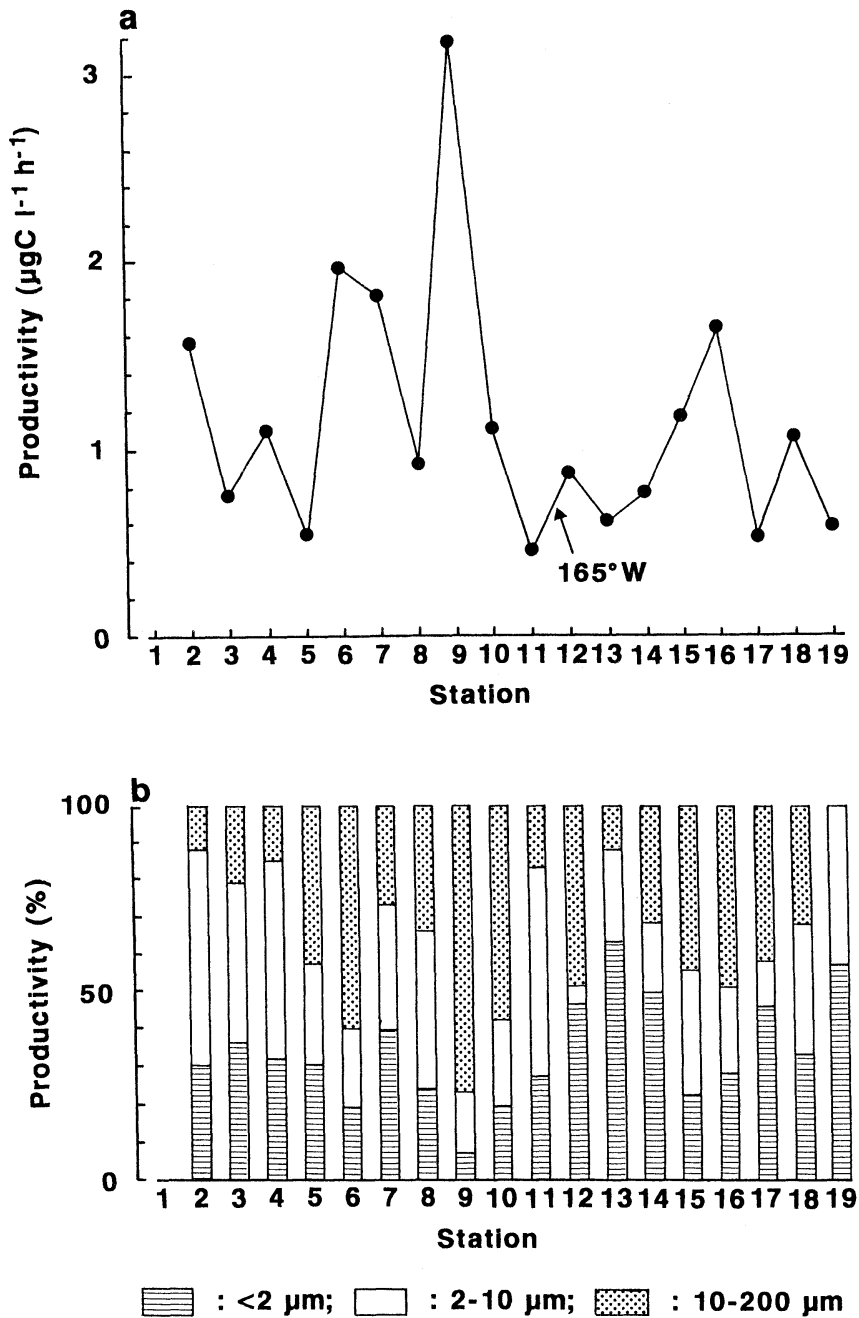


Fig. 5 Variations in total primary productivity (a) and percentage composition of primary productivity (b) at the surface.

0.45 and $1.17 \mu\text{g C l}^{-1} \text{h}^{-1}$ and showed 2.6-fold variations marked with rather an uniform trend. The percentage contributions of the 10–200 μm fraction to total primary productivity

were highest at Stns. 6, 9 and 16 with high total primary productivity ($>1.5 \mu\text{g C l}^{-1} \text{h}^{-1}$), and at Stns. 5, 10, 12 and 15 with relatively low total primary productivity, accounting for 43–77% of

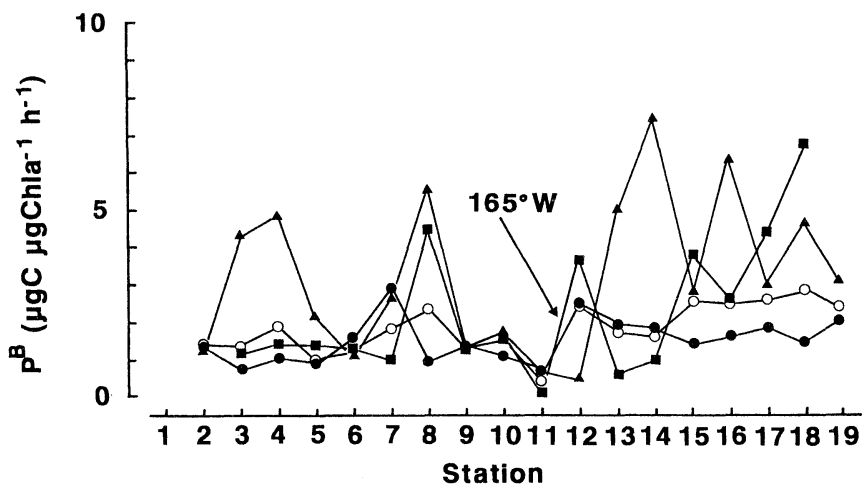


Fig. 6 Variations in total and size-fractionated chlorophyll *a*-specific primary productivity (P^B) at the surface. \circ : total ; \bullet : $<2 \mu\text{m}$ fraction ; \triangle : $2\text{--}10 \mu\text{m}$ fraction ; \blacksquare : $10\text{--}200 \mu\text{m}$ fraction.

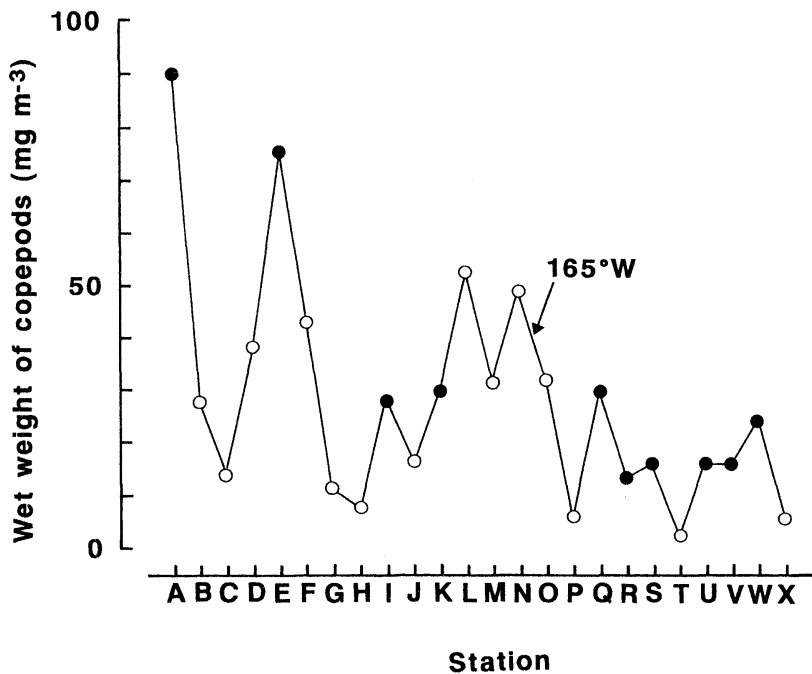


Fig. 7 Variations in the wet weight of copepods obtained by the Norpac net operations from a depth of 150 m to the surface nearby the stations for CTD casts. Alphabetic stations indicate the stations for CTD casts. \circ : daytime observations ; \bullet : twilight and nighttime observations.

total primary productivity (Fig. 5b). The 2–10 or $<2 \mu\text{m}$ fraction dominated total primary productivity at the remaining stations.

The biomass of living phytoplankton may

have much influence on the spatial variations of the primary productivity. Using chlorophyll *a* concentration as an index of phytoplankton biomass, the chlorophyll *a*-specific productiv-

Table 1. Mean \pm standard deviation (σ_{n-1}) of wind velocity, solar radiation, temperature, salinity, nitrite + nitrate concentration, depth of mixed layer and wet weight of copepods in the western and central subarctic North Pacific (W & CSNP) and the eastern subarctic North Pacific (ESNP). The n indicates the number of data for calculating the mean \pm standard deviation. Mann-Whitney U-test (two-tailed test) was used to test significance in the parameters between the W & CSNP and ESNP.

	W & CSNP	ESNP	Significance
Wind velocity (m s^{-1})	12.2 \pm 4.4 (n=1864)	9.7 \pm 3.9 (n=1136)	P<0.0001
Solar radiation ($\text{mol quanta m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	8.2 \pm 3.3 (n=13)	5.2 \pm 2.5 (n=8)	P>0.08
Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	7.1 \pm 2.3 (n=11)	7.9 \pm 1.7 (n=8)	P>0.1
Salinity	33.245 \pm 0.422 (n=11)	32.932 \pm 0.127 (n=5)	P>0.2
Nitrite + nitrate (μM)	14.6 \pm 4.4 (n=11)	11.3 \pm 5.1 (n=8)	P>0.05
Depth of mixed layer (m)	102 \pm 26 (n=14)	101 \pm 9 (n=10)	P>0.05
Wet weight of copepods (mg m^{-3})	35.9 \pm 24.6 (n=13)	19.2 \pm 13.7 (n=11)	P>0.05

ity (P^B) can be taken as an index of the growth rate (e.g., LALLI and PARSONS, 1993). The variations of the P^B of the total and $<2 \mu\text{m}$ fraction along the east-west sampling tract were roughly constant, but those of the 2–10 and 10–200 μm fractions were scattered (Fig. 6). High values tended to be found after Stn. 11 for the total and every size fraction.

Copepods are important grazers of phytoplankton. The wet weight of copepods obtained by the Norpac net operations ranged from 2.3 to 90.3 mg m^{-3} (Fig. 7). High wet weights exceeding 40 mg m^{-3} were found at stations in the region west of 165° W, a pattern which is similar to those of the chlorophyll a concentration and primary productivity.

4. Discussion

High total chlorophyll a concentrations and primary productivity were observed at the surface west of 165° W, that is, in the western and central subarctic North Pacific (W & CSNP), with one exception (high primary productivity at Stn. 16) (Figs 4 and 5). Large phytoplankton, the 10–200 μm fraction, usually contributed to the high total chlorophyll a concentrations and often primary productivity. The P^B of the large phytoplankton were not significantly different between the stations dominated by large phytoplankton with high total chlorophyll a concentrations (Stns. 6, 7, 9 and 11) and the remaining stations with relatively low total concentrations (Stns. 3–5, 8, 10 and 12–18) (U-test, $P>0.05$, two-tailed test). This implies that the environmental conditions were

advantageous for the survival of the large phytoplankton in the W & CSNP compared with those in the eastern subarctic North Pacific (ESNP).

Most of the stations in the W & CSNP were located at more southern area compared with the stations in the ESNP (Fig. 1). There is thus the possibility that the high-W & CSNP and low ESNP contribution of large phytoplankton to phytoplankton chlorophyll a concentration and primary productivity included a latitudinal effect. In the W & CSNP, the chlorophyll a concentrations at Stn. 1 (southernmost station) and Stn. 11 (northernmost station) were high and almost equal (Fig. 4). This indicates less likelihood of the latitudinal effect on distribution.

Daily solar radiation, temperature, salinity, mixed layer depth and nitrite + nitrate concentrations were not significantly different between the W & CSNP (between November 28 and December 10) and ESNP (December 11–18) (U-test, $P>0.05$, two-tailed test; Table 1). The wet weights of the copepods were not significantly different between daytime observations and twilight and nighttime observations in the W & CSNP and ESNP (U-test, $P>0.1$). We thus compared the wet weight of the copepods between the W & CSNP and ESNP using all of the data. No significant difference was noticed between the estimates from two regions (U-test, $P>0.05$). In contrast, wind velocity was identified to be significantly different between the two regions ($P<0.0001$), and the mean value in the W & CSNP was higher than that in the

ESNP (Table 1). Wind velocity tended to be higher in the W&CSNP than in the ESNP.

The high-W&CSNP and low-ESNP trend in wind velocity results in more intense vertical mixing of the water in the surface layer in the W&CSNP compared with that in the ESNP. It has been shown through field bag experiments (EPPLEY *et al.*, 1978 ; GRICE *et al.*, 1980 ; DAVIS, 1982) and simulation (TAYLOR and JOINT, 1990) that intense mixing of the water favors large cells. We thus suggest that the more intense wind stress in the W&CSNP was advantageous for the survival of large phytoplankton in the surface layer. Based on long-term observations, high-west and low-east trend in wind stress for stirring upper oceans was established in a previous study in the North Pacific in winter (HELLERMAN and ROSENSTEIN, 1983). Thus, the occurrence of high total chlorophyll *a* concentration and primary productivity due to large phytoplankton in the W&CSNP seems to be a characteristic of the subarctic North Pacific in winter.

Acknowledgements

We are extremely grateful to the captain and crew of the R/V *Kaiyo Maru* for their assistance with the sample collection during the cruise. We express our gratitude to Dr. K. MAHAPATRA, Tokai University, for correcting the manuscript and his helpful comments.

References

- BOOTH, B. C. (1988) : Size classes and major taxonomic groups of phytoplankton at two locations in the subarctic Pacific Ocean in May and August, 1984. *Mar. Biol.*, **97**, 275-286.
- BOYD, P. W., S. STROM, F. A. WHITNEY, S. DOHERTY, M. E. WEN, P. J. HARRISON, C. S. WONG and D. E. VARELA (1995a) : The NE subarctic Pacific in winter : I. Biological standing stocks. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **128**, 11-24.
- BOYD, P. W., F. A. WHITNEY, P. J. HARRISON and C. S. WONG (1995b) : The NE subarctic Pacific in winter. II. Biological rate processes. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **128**, 25-34.
- DAVIS, C. O. (1982) : The importance of understanding phytoplankton life strategies in the design of enclosure experiments. *In* *Marine Mesocosms. Biological and Chemical Research in Experimental Ecosystem*, GRICE, G. D. and M. R. REEVE (eds.), Springer-Verlag, New York, p. 323-332.
- DODIMEAD, A. J., F. FAVORITE and T. HIRANO (1963) : Salmon of the North Pacific Ocean. Part II. Review of oceanography of the subarctic Pacific region. *Bull. Int. North Pac. Fish. Comm.*, **13**, 1-195.
- EPPLEY, R. W., P. OELLER and G. T. WALLACE Jr. (1978) : Stirring influences the phytoplankton species composition within enclosed columns of coastal sea. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **32**, 219-239.
- GRICE, G. D., R. P. HARRIS, M. R. REEVE, J. F. HEINBOKEL and C. O. DAVIS (1980) : Large-scale enclosed water - column ecosystem. An overview of foodweb I, the final CEPEX experiment. *J. mar. biol. ASS. U. K.*, **60**, 401-414.
- HAMA, T., T. MIYAZAKI, Y. OGURA, T. IWAKUMA, M. TAKAHASHI, A. OTSUKI and S. ICHIMURA (1983) : Measurement of photosynthetic production of a marine phytoplankton population using a stable ¹³C isotope. *Mar. Biol.* **73**, 31-36.
- HELLERMAN, S. and M. ROSENSTEIN (1983) : Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.* **13**, 1093-1104.
- KAWAMURA, T. (1963) : Preliminary survey of primary production in the northern North Pacific and Bering Sea, June-August 1960. *Inform. Bull. Planktol. Japan*, **10**, 28-35 (in Japanese with English abstract).
- LALLI, C. M. and T. R. PARSONS (1993) : *Biological Oceanography : An Introduction*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 301pp.
- NAGASAWA, K., Y. UENO, Y. ISHIDA and M. V. KOVAL (1997) : Data on winter zooplankton biomass in the North Pacific Ocean : trans-Pacific surveys aboard the R/V *Kaiyo Maru* in November-December 1992 and January 1996. *In* Report on the 1996 R/V *Kaiyo Maru* wintering salmon research, Nat. Res. Inst. Far Seas Fish., Shimizu, p. 31-40.
- OBAYASHI, Y., K. SUZUKI, N. HANDA, Y. NOJIRI and C. S. WONG (1997) : Distribution of phytoplankton pigments in the northern North Pacific by ship-of-opportunity sampling between Canada and Japan. *In* *Biogeochemical Processes in the North Pacific*, TSUNOGAI, S. (ed.), Japan Marine Science Foundation, Tokyo, p. 197-204.
- ODATE, T. (1994) : Plankton abundance and size structure in the northern North Pacific Ocean, early summer. *Fish. Oceanogr.*, **3**, 267-278.
- ODATE, T. (1996) : Abundance and size composition of the summer phytoplankton communities in the western North Pacific Ocean, the Bering Sea, and the Gulf of Alaska. *J. Oceanogr.*, **52**, 335-351.
- ODATE, T. and Y. MAITA (1988/89) : Regional variation in the size composition of phytoplankton communities in the western North Pacific Ocean,

- spring 1985. *Biol. Oceanogr.*, **6**, 65-77.
- PARSONS, T. R., Y. MAITA and C. M. LALLI (1984) : A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis. Pergamon Press, Oxford, 173pp.
- RICHARDSON, K., J. BEARDALL and J. A. RAVEN (1983) : Adaptation of unicellular algae to irradiance : an analysis of strategies. *New Phytol.*, **93**, 157-191.
- SATOH, H., Y. YAMAGUCHI, N. KOKUBUN and Y. ARUGA (1985) : Application of infrared absorption spectrometry for measuring the photosynthetic production of phytoplankton by the stable ^{13}C method. *La mer*, **23**, 171-176.
- SHIOMOTO, A. and H. ASAMI (1999) : High-west and low-east distribution patterns of chlorophyll *a*, primary productivity and diatoms in the subarctic North Pacific surface waters, midwinter 1996. *J. Oceanogr.*, **55**, 493-503.
- SHIOMOTO, A., Y. ISHIDA, M. TAMAKI and Y. YAMANAKA (1998) : Primary production and chlorophyll *a* in the northwestern Pacific Ocean in summer. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24651-24661.
- SHIOMOTO, A., K. TADOKORO, K. MONAKA and M. NANBA (1997) : Productivity of picoplankton compared with that of larger phytoplankton in the subarctic region. *J. Plankton Res.*, **19**, 907-916.
- TAYLOR, A. H. and I. JOINT (1990) : A steady-state analysis of the 'microbial loop' in stratified system. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **59**, 1-17.
- WELSCHMEYER, N. A., S. STROM, R. GOERICKE, G. TITULLIO, M. BELVIN and W. PETERSEN (1993) : Primary production in the subarctic Pacific Ocean : Project SUPER. *Prog. Oceanog.*, **32**, 101-135.

Received February 18, 1999

Accepted August 18, 1999

資料

地震津波の波源と地震断層との関連について

中村重久*

On a relation between tsunami source and seismic fault

Shigehisa NAKAMURA*

Abstract : This work concerns on a relation between tsunami source and seismic fault at a tsunamigenic earthquake. At present, it is yet to be studied what process is actually seen when a tsunamigenic earthquake. For this purpose, many studies have been presented to reveal what is happen at a fault formation when a tsunamigenic earthquake. Now, it is necessary to remind what is the background at defining the seismic parameters which specify an interested earthquake referring the statistics of the earthquakes observed on land. There is only a little information on the tsunamigenic earthquakes occurring under the sea. The author considers on relation between epicenter, fault formation and tsunamigenic earthquake. For convenience, the case of the 1995 Hyogo South Earthquake is taken as a reference.

Keywords : *Tsunami, Earthquake, Fault*

1. 緒言

地震によって生じる津波については、これまでに、多くの研究がすすめられてきているが、現在なお十分とは言えないように考えられる。ここでは、なにが今後の津波の研究のために必要であるかを、自然にみられる現象に立ち返って検討する。ちなみに、地震発生と断層との関係があるとみることができそうだといわれるようになってから、その後の地震学的な研究に顕著な進展が見られたが、陸上で確かめられた実例をもとにしていて、海底地震についてはそれほどデータがあるわけではない。したがって、津波についても不明な点が多く残されている。ここでは、地震津波の波源と地震断層との関連について測地測量の成果を参考にして検討した結果の要点を述べる。とくに、1995年1月の兵庫県南部地震の例によって、今後の問題点をさぐる。

2. 地震と津波

地震発生と断層形成との関連については、たとえば、力武(1975)は陸上の例にもとづいて記述している。その後、多くの研究が進められているが、ここでは、そのすべてを紹介することはしない。また、この地震断層と

プレートテクトニクスとの関連を述べた例もある(たとえば、BEBOUT *et al.*, 1996)。地震学の分野では、観測された個々の地震の特徴を記述する簡便法として、地震パラメータを導入している。そのパラメータを利用して、津波の数値実験(たとえば、相田, 1981)をした。その後、日本では相田の手法を基本として津波数値モデルの構築が進められ、津波の数値シミュレーションが津波対策のために利用されるようになってきた。しかし、災害を起こすような津波をともなった地震は、海底で発生するために、実測データがほとんど無いために、地震の震源を調べるために津波データを利用した研究も認められる(たとえば、ANDO, 1982)。日本列島周辺では、陸上の地震の震源域にくらべて、推定された海底地震の震源域は、100倍以上の面積となるとされているが、その根拠が、観測によって確認されているわけではないようである。ただし、限られたデータと現在利用可能な資料とによって、当面の必要な災害防止の問題に対処しなくてはならないのが、当面の実情であるともなくてはならない。

このような背景で津波の発生のシミュレーションのために導入された津波波源モデルには、地震パラメータがそのまま利用される。相田(1981)の例では、ひとつの震源を考えていたが、津波の数値モデルで再現するために、複数の震源を想定し、それに対応した地震パラメータの導入が図られてきた。これで、日本列島周辺の地震

* 646-0031 和歌山県田辺市湊674-2-A104
Minato 674-2-A104, Tanabe, Wakayama, 646-0031
Japan

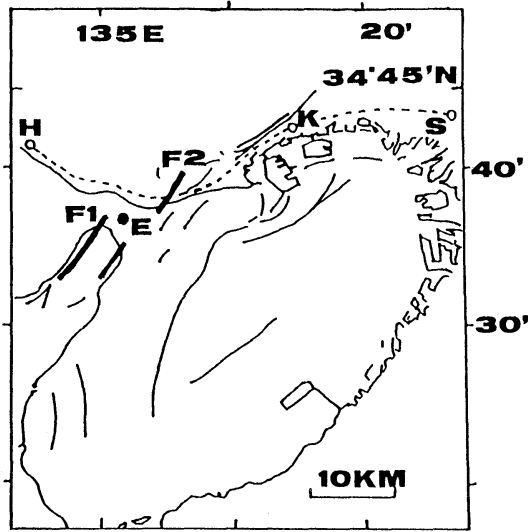


Fig. 1. Seismic faults and epicenter of the 1995 Hyogo South Earthquake.

- (a) : The seismic fault F1 for Nojima leg.
- (b) : The seismic fault F2 for Iwaya leg.
- (c) : The location of the epicenter E
- (d) : Geodetic survey line (H-K-S).
- (e) : Notations H, K and S for Himeji, Kobe and Osaka.

津波の問題には対処できるとされてきたようである。その後現在までに、国際的にも津波研究が進められ、いろいろの津波モデルが考案されるようになってきている。

3. 地震断層

このような地震断層は、一般に震源域を起点として、両側に、あるいは片側に線状にのびるものと考えられてきたが、どこまでのびるかはまだ分かっていない。ところで、このような考え方では理解できない現象があることが分かってきた。すなわち、1995年1月の兵庫県南部地震の例である。この地震発生の前後の周辺海域の水温変動過程の海洋学的一側面の要点は、NAKAMURA (1996 a, b; 1997) が述べている。

ここで、この地震のとき形成された地震断層や、それまでに地質学的に存在が認められている断層の地理的分布の概略をFig. 1に示した。とくに、ここで注目すべきことは、明石海峡付近にみられる断層 F₁ (野島断層) と断層 F₂ (岩屋断層) とである。このうち、断層 F₁ は地震によって新たに形成されたもので、地震断層といえる。これに対して、断層 F₂ は古くから認められていた地質学的断層に属するが、その延長線上には、神戸市南部の大震災地域がある。このことから、このふたつの断層が地震によって、ほとんど同時に動いたものと見られる。陸上にはさらに多数の細かい断層の分布があるが、その詳細を述べることは、本文の目的ではない。また地震発生後、海上保安庁は巡視船などによって、救援作業に当たるとともに、震源周辺、とくに大阪湾内の海底の断層の観測調査を実施したが、いずれの断層も地震に直接関連しているものとは判断されなかった。

4. 津波の波源

ところで、気象庁によれば、震央の位置は明石海峡にあって、Fig. 1の記号Eの位置になっている。このこと

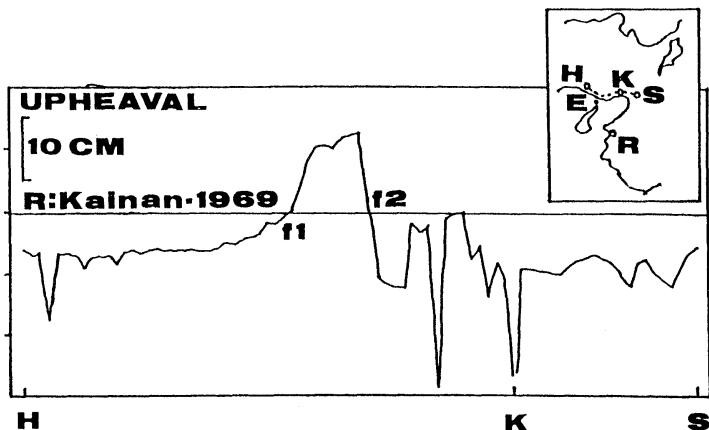


Fig. 2. Geodetic remanent upheaval.

- (a) : Notations H, K and S for Himeji, Kobe and Osaka.
- (b) : Geodetic survey line (H-K-S)
- (c) : Notation E for the epicenter.
- (d) : Notation R for Kainan as the reference point.
- (e) : The seismic fault f₁ for Nojima leg.
- (f) : The seismic fault f₂ for Iwaya leg.

から、震央は断層 F_1 と断層 F_2 の中間にあつて、地震断層形成と地震発生との関係について、これまでの地震学的理解では満足できないことになる。

さらに、この断層を横断して、地震の前後に沿岸沿いに、国土地理院によって実施された測地測量の成果をみると、姫路（記号H）から神戸（記号K）を経て大阪（記号S）までの区間（cf. Fig. 1）について、地盤の隆起および沈下のパターンがわかる。すなはち、1969年の陸地測量の結果を基準とし、海南（記号R）を基準点に選ぶと、Fig. 2 に示すようなことになる。この図をみると、断層 F_1 と断層 F_2 との間では、地震の後で顕著な隆起があったことがわかる。この区間で、ふたつの断層に挟まれない範囲では、沈下が認められる。このことは、ふたつの断層が、地震のときに動いた地盤の境界を示しているものと解釈できる。地震によって、姫路や大阪湾内のいくつかの検潮所では、津波が記録されている。この津波は振幅も小さく、被害をおよぼすほどではなかった。

ただ、ここでとくに留意すべきことは、この津波の数値シミュレーションのために、地震パラメータをそのまま利用することは望ましくないということである。地震パラメータは地震の特徴を概括的に示すものであって、その力学的な内容を十分に理解しておくことが必要である。地震パラメータが地震のエネルギーにかかわるものであれば、1995年1月の例の場合、津波にかかわるエネルギーは、地震のエネルギーのごく一部分にすぎないわけであるから、津波の数値モデルにおける津波パラメータの選択にあたっては、この点を十分に注意しなければならない。

5. 結 言

地震津波の波源と地震断層との関連について、簡単な検討をした。これまでの地震断層の考え方では、1995年1月の兵庫県南部地震の震央の位置と地震によってあらわれた断層との関係が理解できない。とくに、この地震によって、ふたつの平行する断層の間が隆起し、その外

側が沈下しているということは、震源の位置を考えるにあたって、地震学的にみてどのような力学的な意味があるのか、今後の詳細な検討が必要と考えられる。さらに、津波の数値モデルやシミュレーションにおいて、地震パラメータをどのようにして利用するのが力学的に適切かということも、今後はっきりさせる必要のある問題である。

なお本文は著者が京都大学における研究課題を継続して得られた成果の一部であることを明記して、関係各位のご理解とご協力に、心から感謝の意をあらわす。

文 献

- 相田 勇 (1981) : 南海道の津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, **56**, 713-730.
- ANDO, M. (1982) : A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Phys. Earth and Planet. Interiors*, **28**, 3250-336.
- BEBOUT, G. E., D. W. SCOLL, S. H. KIRBY and P. PLATT (1996) : Subduction-top to bottom, *Geophysical Monograph* 96, American Geophysical Union, Washington, 384p.
- NAKAMURA, S. (1996a) : Possible environmental variations during an earthquake, *Oceanology International*, **3**, 333-340.
- NAKAMURA, S. (1996b) : An extent of sea surface layer affected by an earthquake, *Marine Geodesy*, **19**, 281-289.
- NAKAMURA, S. (1997) : A linear problem on subsurface variations at a tsunamigenic earthquake, *Recent Advances in Marine Science and Technology* **96**, 45-75.
- NAKAMURA, S. (1998) : Elevation changes associated with a tsunamigenic earthquake, *Science of Tsunami Hazards (Int'l. J. of Tsunami Soc.)*, **16**(1), 52-54.
- 力武常次 (1975) : 地震を追って, 玉川大学出版部, 東京, 213p.

1999年5月2日受付

資料

日仏海洋学会誌うみ (La mer) 第37巻 2号掲載欧文論文要旨

山田二久次*・関根義彦* : オホーツク海の海洋循環に対する鉛直渦拡散係数の依存性

オホーツク海の海洋循環を特に鉛直渦拡散係数の大小への依存性に注目して数値モデルで調べた。前半の三つのモデルでは異なる鉛直渦拡散係数を与え、海面を断熱として年平均の風の応力の観測値で駆動した。次の三つのモデルでは風の応力と熱フラックスが与えられ、最後の二つのモデルでは風の応力と水温、塩分の観測値に収束する熱フラックスと淡水フラックスの両方が与えられて駆動された。得られた結果は共通して低気圧性の循環がサハリンの東方沖で形成され、比較的強い流れはサハリン東岸と北海道の海岸線に沿って生じた。全質量輸送関数は海底地形の等深線に沿う傾向があり、流速場は順圧的な構造を持つことが示された。オホーツク海では風成循環が卓越し、熱塩循環は相対的に小さい。鉛直渦拡散係数による流速場の依存性はすべてのモデルで小さく、オホーツク海の循環は鉛直渦拡散係数の強さによって影響されないことが示唆された。

(*〒514-8507 津市上浜町 1515 三重大学生物資源学部)

塩本明弘*・難波正明**・長澤和也*・上野康弘*** : 初冬期の北太平洋亜寒帯域におけるクロロフィル *a*、基礎生産力ならびにそれらのサイズ組成の東西方向の分布

1992年の11月と12月の北太平洋亜寒帯域において、表面のトータルとサイズ (10-200, 2-10および $<2\mu\text{m}$) 分画したクロロフィル *a* 濃度と基礎生産力の東西方向の分布を明かにした。約 $1\mu\text{g l}^{-1}$ 以上の高いトータルのクロロフィル *a* 濃度が、 165°W よりも西側、すなわち北太平洋亜寒帯域の西部および中央部で見られ、 165°W よりも東側、すなわち北太平洋亜寒帯域の東部では見られなかった。同様の傾向がトータルの基礎生産力にも見られ、 $1.5\mu\text{gC l}^{-1}\text{h}^{-1}$ 以上の高い値が西部および中央部で見られた。10-200 μm サイズの大型の植物プランクトンが、西部および中央部で見られた高いトータルのクロロフィル *a* 濃度と基礎生産力に貢献していた。本研究において観測された環境要因の中で、風は西部および中央部の方が東部よりも強い傾向にあった。強い風は表層水をかき乱し、このような状態は大型の細胞の生残に好ましい。それで、西部および中央部におけるより強い風に起因するよりかき乱れた表層の状態は大型植物プランクトンの生残に有利であり、高いトータルのクロロフィル *a* 濃度や基礎生産力を導く要因のひとつと考えられる。

(*〒424-8633 静岡県清水市折戸5-7-1 水産庁遠洋水産研究所, **〒761-0701 香川県木田郡三木町池戸2393 香川大学, ***〒031-0814 青森県八戸市鮫町下盲久保25-259 水産庁東北区水産研究所八戸支所)

学 会 記 事

1. 1999年6月12日(土) 日仏会館会議室において平成11年度日仏海洋学会学術研究発表会が開催された。発表題目と発表者は下記の通り。

午前(10:00~12:00)

1. 東京湾湾口における有孔虫フラックスの変動
 ……○野村英明・雨宮由佳(東水大)・才野敏郎(名大)・柳 哲雄(九大)・乗木新一郎(北大)・石丸 隆(東水大)
2. 伊勢湾の植物プランクトン群集
 ……○松村 剛・石丸 隆(東水大)
3. アラビア海で採取されたドリルコアサンプルの鉱物・地球化学的研究……青木三郎(東洋大)
4. 小型船舶の機械雑音と水力雑音に関する研究
 ……○渡辺 武・荒川久幸・森永 勤(東水大)
5. 潜堤による二枚貝生息場の安定化に関する基礎的研究……○鷲見浩一・和田 明(日大)
6. 海面の上方向波長別輝度分布とOil Slickの厚さとの関係……○正地雅実・荒川久幸・森永 勤(東水大)

午後(13:00~15:00)

7. Juan de Fuca Strait における内部潮汐
 ……○北出裕二郎(東水大)・Richard Dewey (Victoria大)
8. 統計値を用いた海洋データの品質管理と問題点
 -三陸沖混合域を中心に-
 ……○小熊幸子・鈴木 亨・永田 豊(海洋情報セ)・渡辺英俊・山口初代(三洋テクノマリン)・高杉 知(岩手水産セ)・花輪公雄(東北大)
9. 黒潮流路の変化と本州南方沿岸の水温変動との関係について……○鈴木 亨・小熊幸子・永田 豊(海洋情報セ)・吉村智一(バスコ)・松山優治(東水大)
10. 夏季の宗谷暖流の構造……○松山優治・小川和行(東水大)・青田昌秋(北大)・小池義夫(東水大)
11. 日本海上層水の水塊区分……須藤英雄(立正大)
12. SSM/Iによるエルニーニョ現象の把握
 ……○長谷川一幸・和田 明・高野憲治(日大)

2. 1999年6月12日(土) 日仏会館会議室において第40回(平成11年度)総会が開催された。議事の概要は

下記の通り。

議長 有賀会長

1) 平成10年度事業報告

a) 庶務

会員移動状況

	10年4月	入会	退会	逝去	資格変更	11年3月
名誉会員	1	-	-	-	-	1
正会員	289	4	5	3	+1	286
学生会員	3	1	-	-	-1	3
賛助会員	18	-	2	-	-	16

活動状況

- 評議員会 1回(5/23)
- 幹事会 2回(11/20, 3/31)
- 総会 1回(5/31 日仏会館)
- 学術研究発表会 1回(5/31 日仏会館)
- 学会誌発行 36巻1号~36巻4号
- 学会賞授与 前川行幸(三重大学生物資源学部)

平成11年度文部省科研費の申請

日仏諸学会総合シンポジウム参加(於日仏会館)

日仏高等教育シンポジウム参加

b) 編集

La mer 36/1, 36/2, 36/3, 36/4 (151頁) 刊行

2) 平成11年度学会賞受賞候補者選考経過および結果報告

3) 平成10年度収支決算報告および監査報告

収 入		
前年度繰越金		113,731
正会員会費		1,177,000
学生会員会費		4,000
賛助会員会費		210,000
学会誌売上金		228,294
広告料		50,000
別刷印刷費		310,650
著者負担印刷費		400,000
雑収入		59,728
寄付金収入		0
合 計		2,553,403

支 出			
学 会 誌 印 刷 費			1,500,000
送 料 ・ 通 信 費			104,245
事 務 費			702,565
交 通 費			44,900
会 議 費			16,542
学 会 賞 経 費			72,892
雑 費			50,494
予 備 費			61,765
次 年 度 繰 越 金			
合 計			2,553,403

4) 平成11年度事業計画案審議

評議員会1回, 総会1回, 学術研究発表会1回, 幹事会4回
シンポジウムおよび講演会の開催および後援
学会誌「La mer」第37巻1号～第38巻1号の刊行
平成11年度学会賞授与および平成12年度学会賞受賞候補者の推薦
平成12・13年度評議員選挙および会長選挙
その他

5) 平成11年度予算案審議

収 入			
前 年 度 繰 越 金			61,765
正 会 員 会 費			1,716,000
学 生 会 員 会 費			12,000
賛 助 会 員 会 費			250,000
学 会 誌 売 上 金			350,000
広 告 料			100,000
別 刷 印 刷 費			400,000
著 者 負 担 印 刷 費			500,000
雑 寄 付 金 収 入			100,000
寄 付 金 収 入			1
合 計			3,489,766
支 出			
学 会 誌 印 刷 費			2,400,000
送 料 ・ 通 信 費			200,000
事 務 費			700,000
交 通 費			20,000
会 議 費			25,000
学 会 賞 経 費			75,000
雑 費			50,000
予 備 費			19,766
合 計			3,489,766

6) その他

- 1) 前会長宇野 寛氏を名誉会員に推挙した。
- 2) 学会の活性化について今後検討して行くこととした。
- 3) 文部省科学研究費補助金審査員候補者の推薦について、選挙管理委員会を設置し、庶務担当幹事を中心として行うこととし、詳細は今後検討することとした。
- 4) 第3回世界水産学会議の開催案内があった。
- 5) 日仏学者交換事業について募集要項を評議員に発送した。
- 6) 第18期日本学術会議の団体登録を行うこととした。

3. 平成11年度日仏海洋学会賞

受 賞 者：須藤英雄（立正大学）

受賞課題：北西太平洋及び日本海の深層循環に関する研究

推薦理由：

大洋の深層循環における流量を把握するために、平均的にみれば微弱と考えられる深層水の流速の絶対値を求めることは、海洋物理学の大きな課題の一つであった。質量や塩分の保存則を用いた日高孝次博士の先駆的な研究も、力学的に、また資料の扱い等に不十分な点があり、1956年ストーンメル教授が独自の海流理論による無流面決定法を発表するまでは、未解決のままになっていた。

須藤英雄博士は、運動方程式と熱や塩分の保存の式とを組み合わせ、2種以上の保存量の関係やこれらが鉛直方向に変化する条件（ベータ・スパイラル）に注目し、水温・塩分等の観測資料に基づいて深層水の絶対流速を推定する方法を提案した（1965）。そして大西洋に適用して、内部では南北成分については深さ800-1200mに無流面がみられるが、東西成分については必ずしも無流面が存在しないことを明らかにした。1970年代にはいり、直接測流を含む深層の海洋観測が広く行われるようになったのに伴い、流れの3次元的構造を確立するための絶対流速推定法の重要性が認識され、インバース法へと発展したが、須藤博士の研究はそのさきがけをなすものである。

その後須藤博士は、放射性固体廃棄物の海洋処分に伴う海洋調査に関連して、処分候補海域を含む本州南東方の深層観測を実施するとともに、既往海洋観測資料の解析を精力的にすすみ、北西太平洋の底層水・深層水の流動構造を明らかにすることにつとめた。とくに、底層水の特長、海盆内や海溝内の海水の循環、深層水の経年変動、保存量としての塩分分布の特徴等について重要な知見を得ている。また、内そう値や力学計算の精度の検討、ポテンシャル水温算出の実用公式の作成等、深層循環に

関連する海洋観測資料のとり扱いについても優れた業績をあげている。

日本海の約200m以深は、水温・塩分がほぼ一様な日本海固有水とよばれる特徴的な深層水から成っている。須藤博士は、限られた観測資料からではあるが、深さ800-1000m付近に不連続が存在し、この固有水は上下2層に分かれること、上層部分はシベリア沖の北緯41度以北、東経132-134度の海域で、冬季に対流によって生成される可能性がきわめて大きいことを明らかにした(1986)。この推測結果は、近年の衛星観測による冬季の強風域および海面水温低温域に基づく日本海固有水生成域特定結果とも一致することで注目されている。さらに、日本海固有水上部の水塊の形成・循環、海水特性の経年変動等についての解析をすすめた。また、海面条件としてとくに塩分の重要性に着目し、日本海の表層における水温-塩分の度数分布を調べ、日本海中央部のフロント構造に伴い、二つのモードが存在することを示した。

須藤博士が長年にわたって行ってきた深層循環に関する一連の研究業績は、国内外の海洋大循環の研究や日本海を含む縁辺海の水塊の形成や流動の研究に大きく貢献している。大西洋と比較して水塊特性の一様性が著しく、分解能の点で観測資料の解析が困難な北西太平洋や日本海の深層水について、優れた物理的洞察力と相まって、地道に観測資料の解析をすすめることにより、幾多の有用な情報を引き出すことに努めてきた研究姿勢は、地球科学や海洋科学において高く評価される。本委員会は、同博士の研究が海洋循環にかかわる海洋物理学の進展に寄与するところが顕著であり、本学会賞の授与にふさわしいものとしてここに推薦する。

学会賞受賞候補者推薦委員会
委員長 今協資郎

主要論文

1. An analysis on the deep current of the ocean ; with its application to the circulation of the Atlantic Ocean. Jap. J. Geophysics, **4**, 1-70(1965).
2. Some comparison between the values of properties estimated by vertical interpolation and those observed in the water sampling. La mer, **7**, 10-25(1969).
3. Hydrographic surveys in the central western North Pacific in relation to deep-sea disposal of radioactive wastes. Proc. 3rd NEA Seminar on Marine Radioecology, NEA-OECD, Paris, 57-67(1980).
4. Reliability of dynamic computation for the deep water and the effect of vertical spacing. J. Tokyo Univ. Fish., **69**, 41-47(1982).
5. 放射性固体廃棄物の海洋処分に伴う海産生物等に関する調査報告書, 昭和52~55年度, 海洋環境, 水産庁東海区水産研究所, 174 pp.(1982).
6. Vertical gradient of potential temperature at abyssal depths in the western North Pacific. J. Tokyo Univ. Fish., **69**, 123-133(1983).
7. Deep water isopleth distribution in the western North Pacific. La mer, **21**, 61-74(1983).
8. Practical equations for calculation of potential temperature of sea water. J. Tokyo Univ. Fish., **72**, 65-70(1985).
9. Deep water property variation below about 4000 m in the Shikoku Basin. La mer, **24**, 21-32(1986).
10. A note on the Japan Sea Proper Water. Prog. Oceanogr., **17**, 313-336(1986).
11. Water characteristics and circulation of the upper portion of the Japan Sea Proper Water. J. Mar. Sys., **4**, 349-369(1993). (with Senjyu, T.)
12. The upper portion of the Japan Sea Proper Water ; its source and circulation as deduced from isopycnal analysis. J. Oceanogr., **50**, 663-690(1994). (with Senjyu, T.)
13. Temperature-salinity frequency distribution of the upper 10m water of the Japan Sea. La mer, **33**, 13-35(1995).
14. Interannual variation of the upper portion of the Japan Sea Proper Water and its possible cause. J. Oceanogr., **52**, 27-42(1996). (with Senjyu, T.)

4. 新入会員 (正会員・学生会員*)

氏名	所属・住所	紹介者
大沼 治夫	大日本印刷 〒279-0041 浦安市堀江3-27-28-102	荒川久幸

5. 会員資格変更

宇野 寛 名誉会員へ

6. 逝去

斉藤 泰一

お知らせ

科学者・技術者100万人集会

第9回 科学技術振興・推進に関するシンポジウム

——科学技術と社会——

[開催の趣旨]

最近の科学技術は急速に進展し、一般社会との間に認識の違いが生じていることは否めない。とくにハイテク産業は、経済の変動を引き起こし、社会秩序を転換させようとしている。その中でインターネットの普及、高度先端医療の充実等が、私達の日常生活を変えようとしている。このような変化は、多くの疑問を生み、社会生活と密着した新しい科学技術の創造を期待している。そこで、本シンポジウムでは、いままでと異なった側面から科学技術を論じて見ることにした。

1. 日 時：平成11年12月17日（金）13：20～17：20
2. 会 場：鹿島KIビル地下大会議室 東京都港区赤坂 6-5-30 (☎03-5561-2111)
3. プログラム：

13：20～13：30	挨拶	日本工学会会長 大橋 秀雄
13：30～14：10	基調講演 「何故“科学・技術と社会”なのか」	国際基督教大学教授 村上陽一郎
14：10～14：50	基調講演 「21世紀の工学像」	東京大学工学部長 中島 尚正
休憩（10分）		
15：00～15：20	話題提供 「科学技術と社会、その背景」	電気通信大学助教授 小林 信一
15：20～15：40	話題提供 「科学技術史からのアプローチ」	東京工業大学助教授 中島 秀人
休憩（10分）		
15：50～17：20	パネルディスカッション	
	司 会：富浦 梓 新日本製鐵(株)顧問	
	パネラー：小林 信一 電気通信大学助教授／中島 秀人 東京工業大学助教授	
	西村 吉雄 日経BP社編集委員／橋本 典子 青山学院大学教授	
	石田 秀輝 (株)INAX空間デザイン研究所長	

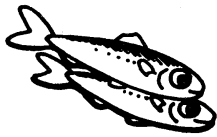
4. 参加費：3,000円（含資料代）
5. 幹事学会：日本物理学会／日本鑄造工学会／日本建築学会／土木学会／映像情報メディア学会／日本化学会
6. 懇親会：

日 時	同日 17：30～19：00
会 場	鹿島KIビル2階ラウンジ
会 費	7,000円
7. 参加申込：往復ハガキに、氏名・勤務先・同住所・同電話番号・所属学協会名を明記し、返信ハガキ表に通信先住所・氏名をご記入の上、下記に申し込んでください。
〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 日本工学会

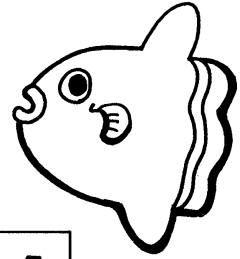
☎ 03-3475-4621 FAX 03-3403-1738

賛助会員

阿部嘉方	東京都練馬区春日町2-15-6
アレック電子株式会社	兵庫県神戸市西区井吹台東町7-2-3
株式会社イーエムエス	兵庫県神戸市中央区多聞通3-2-9
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	東京都文京区千駄木4-20-6
株式会社カイジヨウ	東京都西多摩郡羽村町栄町3-1-5
(財)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	東京都太田区大森本町2-31-8
ケー・エンジニアリング株式会社	東京都台東区浅草橋5-14-10
三洋測器株式会社	東京都渋谷区恵比寿南1-2-8
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
テラ株式会社	東京都世田谷区代田3-41-8 代田ウエスト5F
株式会社東京久栄技術センター	埼玉県川口市芝鶴ケ丸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
(株)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
日本海洋株式会社	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
渡辺機開工業株式会社	愛知県渥美郡田原町神戸大坪230
株式会社渡部計器製作所	東京都文京区向丘1-7-17



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

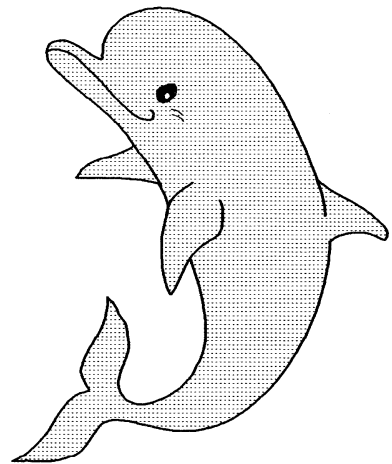
〒288 千葉県銚子市三軒町2-1 TEL 0479(22)7555 FAX 0479(22)3538

● 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

街をきれいにしてイルカ?

事業内容

- 産業廃棄物、一般廃棄物の収集運搬処理
- 各種槽、道路、側溝の清掃
- 上下水道、排水処理施設運転管理
- 下水道管内TVカメラ調査
- 総合ビル管理
- その他上記に付随する一切の業務



 株式会社 **春海丸工営**

本社 〒312 茨城県ひたちなか市長砂872-4 ☎029-285-0786 FAX285-7519
 銚子支社 〒288 千葉県銚子市長塚町6-4490-1 ☎0479-22-4733 FAX22-4746
 水戸支社 〒310 茨城県水戸市中央 2-2-6 ☎029-226-9639 FAX226-9855

Chelsea Instruments

(Chelsea社は、曳航式CTD計の専門メーカーです。)

Aquashuttle/Aquapack

曳航器・アクアシャトル

最適航速 8-20ノット

アーマードケーブルでリアルタイム測定可

CTD ロガー・アクアパック

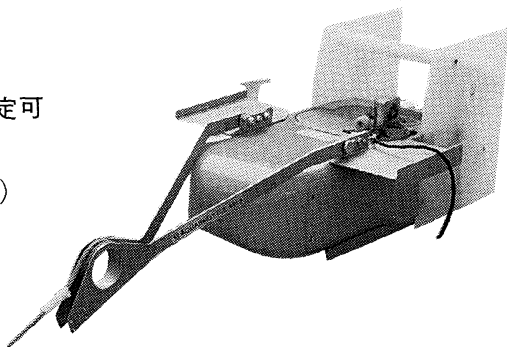
電導度 1~55 mS/cm (0.01 mS/cm)

温度 -2~32 °C (0.005 °C)

深度 0~200 m

蛍光光度 0.01 μg ~ 100 μg/l

メモリー 50,000 データ (標準)



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5-14-10

TEL 03-5820-8170

FAX 03-5820-8172

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		
ローマ時		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	会費	あて名	学会
	原簿	原簿	カード	記事

入会申込書送付先：〒150-0013 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 (1998-1999)

委員長：山口征矢

委員：青木三郎、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. R. PARSONS (カナダ)

幹事：落合正宏、佐藤博雄

日仏海洋学会役員・評議員 (1998-1999年度)

顧問：ユベール・ブロシェ ジャン・デルサルト ジャック・ロベール アレクシス・ドランデル
ベルナル・フランク ミシェル・ルナルル ミシェル・ルサージュ ロベール・ゲルムール ジャック・マギー
レオン・ヴァンデルメルシュ オーギュスタン・ベルク ユベール・セカルディ
オリビエ・アンサール

名誉会長：ピエール・カプラン

会長：有賀祐勝

副会長：高木和徳 岡市友利

幹事：(庶務) 森永 勤 前田 勝

(会計) 松山優治 岸野元彰

(編集) 落合正宏 佐藤博雄

(研究) 関 文威 小池勲夫

(渉外) 佐伯和昭 隆島史夫

監事：久保田 穰 須藤英雄

編集委員長：山口征矢

評議員：青木三郎 有元貴文 有賀祐勝 石丸 隆 磯田 豊 糸洵長敬 今脇資郎 宇野 寛
岡市友利 奥田邦明 落合正宏 梶浦欣二郎 金成誠一 鎌谷明善 岸野元彰 黒田一紀
小池勲夫 佐伯和昭 坂本 亘 佐藤博雄 須藤英雄 関 文威 関根義彦 平 啓介
高木和徳 隆島史夫 高野健三 高橋正征 谷口 旭 寺本俊彦 鳥羽良明 中田喜三郎
中田英明 長島秀樹 永田 豊 平野敏行 福田雅明 前田明夫 前田昌調 前田 勝
松池 治 松山優治 丸茂隆三 村野正昭 森永 勤 門谷 茂 柳 哲雄 山口征矢
山崎秀勝 和田 明 渡邊精一

(51名会長推薦評議員を含む)

1999年8月25日印刷
1999年8月28日発行

う み

第37巻
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

東京都渋谷区恵比寿3-9-25

郵便番号：150-0013

電話：03 (5421) 7 6 4 1

振替番号：00150-7-96503

印刷者 佐 藤 一 二

印刷所 (有)英和出版印刷社

東京都文京区千駄木4-20-6

郵便番号：113-0022

電話：03 (5685) 0 6 2 1

Tome 37 N° 2

SOMMAIRE

Notes originales

- Dependence of the vertical eddy diffusivity for the oceanic
circulation in the Okhotsk SeaFukuji YAMADA and Yoshihiko SEKINE 45
- Larvae and juveniles of two gobiida, *Chaenogobius uchidai* and *C. macrognathos*,
collected from tidelands in the inner bay of Tokyo Bay (in Japanese)
.....Kouki KANOU, Tetsu KOIKE, Koichi SHIBUKAWA and Hiroshi KOHNO 59
- East-west distributions of chlorophyll *a*, primary productivity and their
size compositions in the early winter subarctic North Pacific
.....Akihiko SHIOMOTO, Masaaki NANBA,
Kazuya NAGASAWA and Yasuhiro UENO 69

Faits divers

- On a relation between tsunami source and seismic fault
(in Japanese)Shigehisa NAKAMURA 81

- Procès-verbaux 86

第 37 卷 第 2 号

目 次

原著論文

- オホーツク海の海洋循環に対する鉛直渦拡散計数の依存性 (英文)
.....山田二久次・関根義彦 45
- 東京湾の湾口干潟で採集されたチクゼンハゼとエドハゼの仔稚魚
.....加納光樹・小池 哲・渋谷浩一・河野 博 59
- 初冬期の北太平洋亜寒帯域におけるクロロフィル *a*, 基礎生産力
ならびにそれらのサイズ組成の東西方向の分布 (英文)
.....塩本明弘・難波正明・長澤和也・上野康弘 69

資 料

- 地震津波の波源と地震断層との関連について中村重久 81
- 日仏海洋学会誌 うみ (La mer) 第37巻第2号掲載欧文論文要旨85
- 学会記事 86