

La mer



Tome 47 Numéro 1 • 2 Mai 2009

La Société franco-japonaise

d'océanographie

Tokyo, Japon

SOCIÉTÉ FRANCO-JAPONAISE D'OCÉANOGRAPHIE

Comité de Rédaction

(de l'exercice des années de 2008 et 2009)

Directeur et rédacteur: J. YOSHIDA

Comité de lecture: M. OCHIAI, Y. TANAKA, H. NAGASHIMA, S. MONTANI, T. YANAGI, S. WATANABE

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

Services de rédaction et d'édition: Y. TANAKA, Y. KITADE

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: J. YOSHIDA, 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; L. SEURONT, ECRG, Station marine de Wimereux, CNRS UMR 8013 ELICO, Université des Sciences et Technologies de Lille, 28 avenue Foch, F-62930 Wimereux, France. ou T. R. PARSONS, Institute of Ocean Sciences, P.O.Box 6000, 9860W, Saanich Rd., Sidney, B. C., V8L 4B2, Canada.

Seasonal change of riverine nutrients and distribution of chlorophyll *a* in Ishikari Bay, subarctic oligotrophic coastal environment of Japan.

Julius I. AGBOOLA¹⁾, Shunsuke YOSHI¹⁾ and Isao KUDO^{1,2)}

Abstract: Nutrients and Chlorophyll *a* were measured in the Ishikari River Plume and Out-Plume area in Ishikari Bay. Ishikari Bay is considered as oligotrophic because of an inflow of Tsushima warm current despite in a subarctic region. However, it receives a nutrient flux from the Ishikari River, the second largest river in catchment area in Japan. In spring, when the riverine supply of nutrients was highest due to a spring thaw, however, average Chl *a* concentrations were not different between the Plume (2.3 mg m⁻³) and the Out-Plume (2.4 mg m⁻³).

In autumn, a high average concentration of Chl *a*, (7.4 mg m⁻³) was observed in the Plume which were dominated by micro-sized Chl *a* (>10 μm). In the Out-Plume, pico- and nano-sized Chl *a* (2-10 μm) dominated throughout the season. Despite high nitrate concentrations in the Plume of spring, light attenuation coefficients were relatively high near the river mouth due to the influence of suspended solids from the river, and phosphate was depleted offshore of the Plume. Thus, either light or phosphate limitation was considered for the lower Chl *a* concentrations in the Plume of spring.

Keywords: *Nutrients, Size-fractionated Chl a, Estuary, Plume*

1 Introduction

Phytoplankton are commonly the most important primary producers in coastal ecosystems, strongly influence material cycles and support higher trophic organisms such as zooplankton and filter feeders (*e.g.* clams, krill, sponges). Extensive studies on phytoplankton biomass, productivity and nutrients fluxes have been carried out in oceanic and coastal waters around the world. As a result, it is recognized that phytoplankton size distributions are related to phytoplankton biomass and the

structure of food chains in the ocean (KJØRBOE *et al.* 1990), and that the growth of marine phytoplankton is directly dependent on their abilities to utilize nutrients and light in environments where neither nutrients nor light are optimal for these processes. Ambient nutrients concentrations are believed to be an important factor in regulating the size structure of a phytoplankton community (MAITA and ODATE, 1988; SHIOMOTO, 1997); Large-sized phytoplankton become dominant in eutrophic conditions (nutrient abundant) and small-sized ones in oligotrophic conditions. Also, while sizeable data on size fractionated phytoplankton has been obtained from open-ocean waters (*e.g.* PLATT *et al.*, 1983; JOINT *et al.*, 1992; JOCHEM and ZEITSCHER 1993), only a few report has been known from coastal systems especially in the subarctic coastal waters.

In the western subarctic North Pacific, seasonal variation of primary production and size

¹⁾ Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Kita 10 Nishi 5, Sapporo, 060-0810 Japan.

²⁾ Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University, Hakodate 041-8611, Japan.

*Author for Correspondence; E-mail: juliusia@ees.hokudai.ac.jp

Tel: +81 80 6090 2801

fractionated chlorophyll *a* has been reported during the KNOT (44° N, 155° E) time-series experiment (IMAI *et al.*, 2002). In the coastal subarctic, intensive research has been carried out in Funka Bay (KUDO and MATSUNAGA, 1999; KUDO *et al.*, 2000). However, few chemical and biological studies were carried out in Ishikari Bay (YOSHIDA *et al.*, 1977). Unlike the Pacific coastal region which is influenced by the subarctic ocean current (Oyashio) with high nutrients, Ishikari Bay receives a little nutrient fluxes from oligotrophic subtropical (Tsushima) warm water current (YOSHIDA *et al.*, 1977). Thus, the Ishikari Bay is characterized as oligotrophic subarctic coastal water with a considerable influence of riverine discharge from the Ishikari River.

The present study is the first attempt to document the dynamics of nutrients and phytoplankton biomass in Ishikari Bay. We used chlorophyll *a* (Chl *a*) as an indicator of phytoplankton biomass. Chl *a* is the prevailing photosynthetic pigment found in phytoplankton and has been extensively used to estimate phytoplankton biomass. Nutrient concentrations in a coastal water body are in-

fluenced by nutrient loadings, the degree of mixing with freshwater and seawater, and biological uptake. This study therefore assesses the spatio-temporal distribution of nutrients and phytoplankton biomass in relation to the oceanographic conditions in spring, summer and autumn, except for in winter, and the Plume and Out-Plumes area in Ishikari Bay.

2 Materials and Method

2.1 Study Area

The study area of approximately 4,370 km² lies between latitude 43° 10' N to 44° 00' N, and between longitude 140° 30' E to 141° 22' E. Twenty-six sampling stations were allocated in Ishikari Bay (Fig. 1). Six stations (representative stations of Plume and Out-Plume areas) were assigned for a detailed observation of nutrient and size fractionated phytoplankton biomass.

2.2 Sampling

Three cruises were carried out in spring (May 7–9), summer (August 18–20) and autumn (November 4–6) of 2006. Nutrients (NO₃, NO₂, NH₄, PO₄ and Si (OH)₄), phyto-

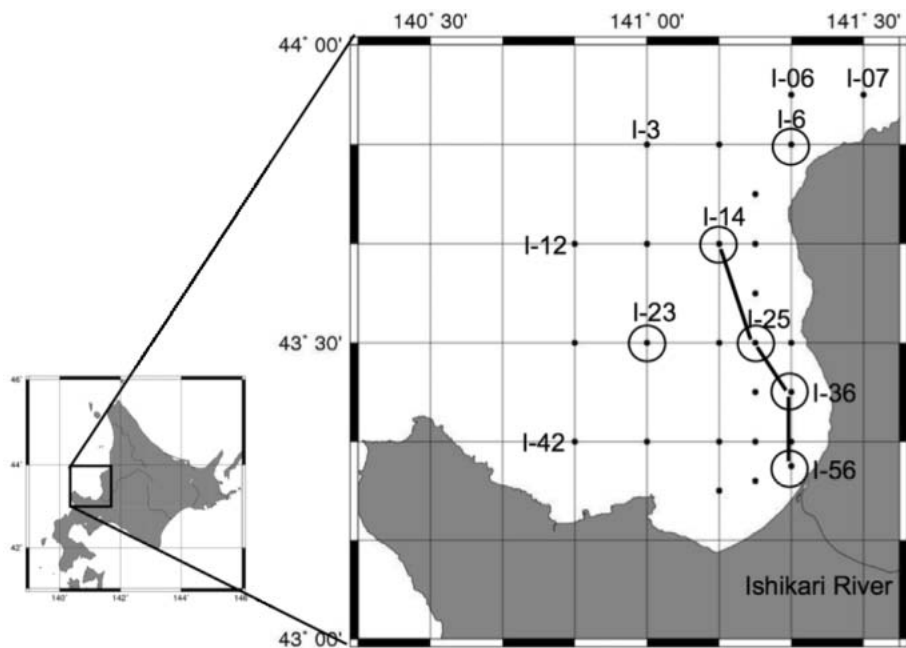


Fig. 1. Sampling stations in Ishikari Bay. Large circles indicate station where size-fractionated Chl *a* measurement was conducted. Bar indicates transect for contour plots.

plankton biomass (Chl *a*) and other related physical and chemical parameters were measured. Profiles of temperature, salinity, sigma *t* and Photosynthetic Active Radiation (PAR) were measured using a Sea Bird 911 CTD system equipped with a PAR sensor. The CTD was equipped with a carousel multi-sampler of 12 Niskin bottles (2.5-L) to collect discrete samples for macronutrients and Chl *a* in the water column (down to 5 m above the sea floor) at each sampling station.

2.3 Chlorophyll *a* and nutrient analyses

For total and size-fractionated Chl *a*, 140 mL of seawater were filtered, respectively, through Whatman GF/F (25 mm diameter, nominal pore size 0.7 μm), and 2 and 10 μm pore size Whatman Nucleopore polycarbonate filters respectively using parallel filtration. All filtrations were done under low vacuum pressure (<250 mm Hg); after filtration, filters were soaked in vials containing 6 mL of *N,N*-dimethylformamide (DMF) and stored at -30°C in the dark for 24 hr until analysis (SUZUKI and ISHIMARU, 1990). The concentration of the extracted Chl *a* and phaeo-pigment were measured fluorometrically using a HITACHI F2000 fluorescence spectrophotometer. The definitions for the size fractions were as follows: micro-sized (retained on a 10 μm filter), nano-sized (passing through 10 μm but retained by 2 μm), and pico-sized (passing through 2 μm but retained on 0.7 μm).

Water samples for nutrients were stored frozen at -30°C until analysis in the laboratory. Concentrations of the dissolved inorganic nutrients were determined using an air-segmented continuous flow analyzer (QuAAtro, BRAN + LUBBE).

2.4 Underwater irradiance

Underwater irradiance was measured using a PAR sensor mounted on the Sea Bird 911 CTD system. The total diffuse attenuation coefficient, k_d for downward irradiance was determined from the equation:

$$E_d(z) = E_d(0) e^{-k_d z}$$

where $E_d(z)$ and $E_d(0)$ are the values of downward photosynthetically active radiation

(PAR, 400–700 nm) at depth z (m) and just below the surface, respectively. The above equation is more satisfactory for monochromatic light but it can be used for a broad waveband as a useful approximation (KIRK, 1986). The average value of the attenuation coefficient \bar{k}_d was used for calculating the euphotic zone ($Z_{1\%}$ of surface irradiance) (KIRK, 1986). Where station maximum depth is shallower than the euphotic depth, the maximum depth was computed as euphotic depth.

2.5 Statistical analyses

Physical water properties, nutrients concentration and Chl *a* (total and fractionated) concentrations were compared for spring, summer and autumn of 2006 using a two-way analysis of variance (ANOVA), whereas, Duncan multiple range test was used for separation of means. Intercorrelation of variables was investigated using the Pearson Product Moment Correlations coefficient.

Vertical profiles of nutrient concentrations in the water column were statistically compared for the different season (spring, summer and autumn) and area (Plume and Out-Plume) using ANOVA. This was achieved by grouping the water column as surface waters (0–20 m) based on the average euphotic depth of Plume, subsurface waters (20–40 m) based on the average euphotic depth of Out-Plume and water column depths > 40 m as bottom waters (40–80 m). Nutrient standing stock was integrated to 50 m depth across seasons by trapezoidal integration. As NO_2 concentration was negligible in the samples, total concentration of dissolved inorganic nitrogen (DIN) is the sum of NO_3 and NH_4 . Total and fractionated Chl *a* were integrated from 0 to 20 m.

3 Results

3.1 River discharge in Ishikari Bay.

To assess the spatial distribution of variables, especially nutrients and Chl *a*, Ishikari Bay was classified into river Plume (hereafter, Plume) and outside the Plume (Out-Plume) areas. Plume may be literally defined as an area in the sea under the influence of river water, identified by visual observation such as ocean color or using satellite images. In the

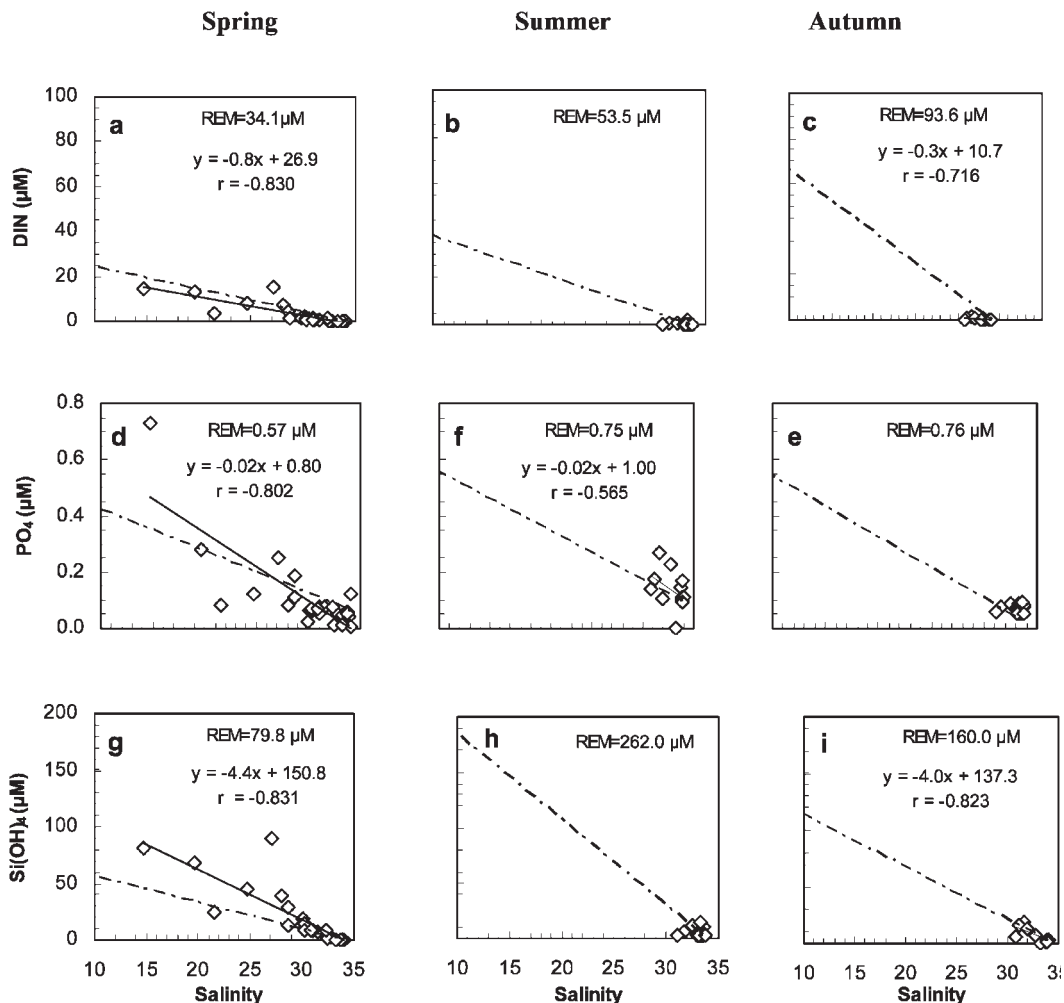


Fig. 2. Theoretical dilution lines (dash) and regression lines (solid) of salinity versus nutrients (DIN, PO₄, Si(OH)₄) during spring (a, d & g), summer (b, e & h) and autumn (c, f & i) in Ishikari Bay. The regression lines were indicated when regression was statistically significant ($p < 0.05$). REM means river end-member which was indicated in Table 1.

Table 1 Surface nutrient concentration, relative ratio of nutrients, water discharge and suspended particulate matter (SPM) at the most downstream station (Ishikari O-hash) where discharge monitoring was conducted in the Ishikari River.

Parameters	Spring	Summer	Autumn
DIN (μM)	34.1	53.5	93.6
PO ₄ (μM)	0.57	0.76	0.75
Si(OH) ₄ (μM)	79.8	262.0	160.0
Si:P	140.0	342.4	246.9
DIN:P	60.0	70.4	24.2
Si:DIN	2.3	4.9	1.7
Discharge (m ³ s ⁻¹)	2250	400	750
SPM (mg l ⁻¹)	450	10.0	40.0

different seasons (spring, summer and autumn), the theoretical dilution lines of salinity gradient between the oceanic end-member (nutrient concentration of the most saline seawater) and riverine end-member (nutrient concentration of river water) were respectively obtained (Fig. 2). Since riverine end-member of nutrients changed seasonally (Table 1), a fixed criterion of salinity for distinguishing between the Plume and Out-Plume was not practical in considering the influence of riverine nutrients in this study. Thus, we calculated the salinity criteria for the Plume area, which was equivalent to 1 μ M increase of DIN from the theoretical dilution lines in each season because DIN was potentially limiting nutrient in Ishikari Bay (this study). These salinity criteria for Plume boundary were 31.1, 32.9 and 33.6 for spring, summer and autumn seasons of 2006, respectively.

3.2 Physical parameters

Temperatures were lower in spring (Plume: 7.75 ± 0.46 °C; Out-Plume: 7.05 ± 1.07) than summer (Plume: 20.81 ± 1.07 °C; Out-Plume: 18.54 ± 2.56 °C) and autumn (Plume: 14.01 ± 0.66 °C; Out-Plume: 12.84 ± 2.16 °C) in both areas and were always lower in the Out-Plume than Plume area (Table 2). Lower values were also observed for average sigma-t in the Plume (spring: 25.07 ± 1.36 ; summer: 23.37 ± 0.49 and autumn: 24.92 ± 0.45) than in the Out-Plume (spring: 26.61 ± 0.19 ; summer: 24.09 ± 0.71 and autumn: 25.38 ± 0.55).

In the Plume area the average \bar{k}_d values were 0.28, 0.10 and 0.29 m^{-1} and the average $\bar{Z}_{1\%}$ values

were 22, 16 and 30 m in spring, summer and autumn of 2006, respectively (Table 2). Although the average \bar{k}_d values were similar in spring and autumn, standard deviation was much larger in spring (0.31) than in autumn (0.06). In the Out-Plume, the euphotic layer was thicker in the three seasons since the respective average values in spring, summer and autumn were for \bar{k}_d 0.17, 0.08 and 0.10 m^{-1} , and for $\bar{Z}_{1\%}$ 33, 41 and 42 m, respectively.

3.2.1 Spatial and seasonal distribution of salinity

Due to a spring thaw, river discharge was highest in spring (Table 1). Low salinity water distributed wider in the bay in spring and its distribution biased to north-east side of the bay (Fig. 3a). The lowest salinity of 14.7 was observed at Stn. I-56 in spring. The Plume water was found only near the river mouth in summer (Fig. 3b). In autumn, the extension of the Plume water was larger than in summer, but smaller than in spring. Estimated Plume area cover was 2,562, 121.2 and 848.9 km^2 in spring, summer and autumn, respectively.

3.2.2 Water column salinity structure

A vertical section of salinity along the Plume transect indicated that Plume area was widest in spring, followed by autumn and lowest in summer (Fig. 4). Halocline was found between 5–10 m in spring and autumn, whereas, it was above 5 m in summer. At Stn. I-25, salinity of 25 contour paths reappeared close to the surface water suggesting a heterogeneous distribution of salinity (Fig. 4a). On the contrary,

Table 2 Mean \pm SD of water column physical parameters in Ishikari Bay of 2006.

Area	Plume			Out-Plume		
	Spring	Summer	Autumn	Spring	Summer	Autumn
Temperature (°C)	7.75 ± 0.46^a	20.81 ± 1.07^b	14.01 ± 0.66^c	7.05 ± 1.07^a	18.54 ± 2.56^b	12.84 ± 2.16^c
Salinity	32.15 ± 1.69^a	33.48 ± 0.40^a	33.37 ± 0.76^a	33.99 ± 0.12^a	33.80 ± 0.20^a	33.74 ± 0.45^a
Sigma t ($mg\ cm^{-3}$)	25.07 ± 1.36^a	23.37 ± 0.49^b	24.92 ± 0.45^b	26.61 ± 0.19^a	24.09 ± 0.71^b	25.38 ± 0.55^c
Attenuation Coefficient \bar{k}_d (m^{-1})	0.28 ± 0.31^a	0.11 ± 0.06^a	0.29 ± 0.08^a	0.17 ± 0.08^b	0.08 ± 0.04^a	0.10 ± 0.07^a
Euphotic zone $\bar{Z}_{1\%}$ (m)	22 ± 9.35^{ab}	26 ± 16.79^b	16 ± 8.69^a	33 ± 21.76^a	41 ± 20.56^a	42 ± 20.32^a

Values of respective area along the same row bearing the same superscripts are not statistically different at 5% probability level using the Duncan Multiple Range Test

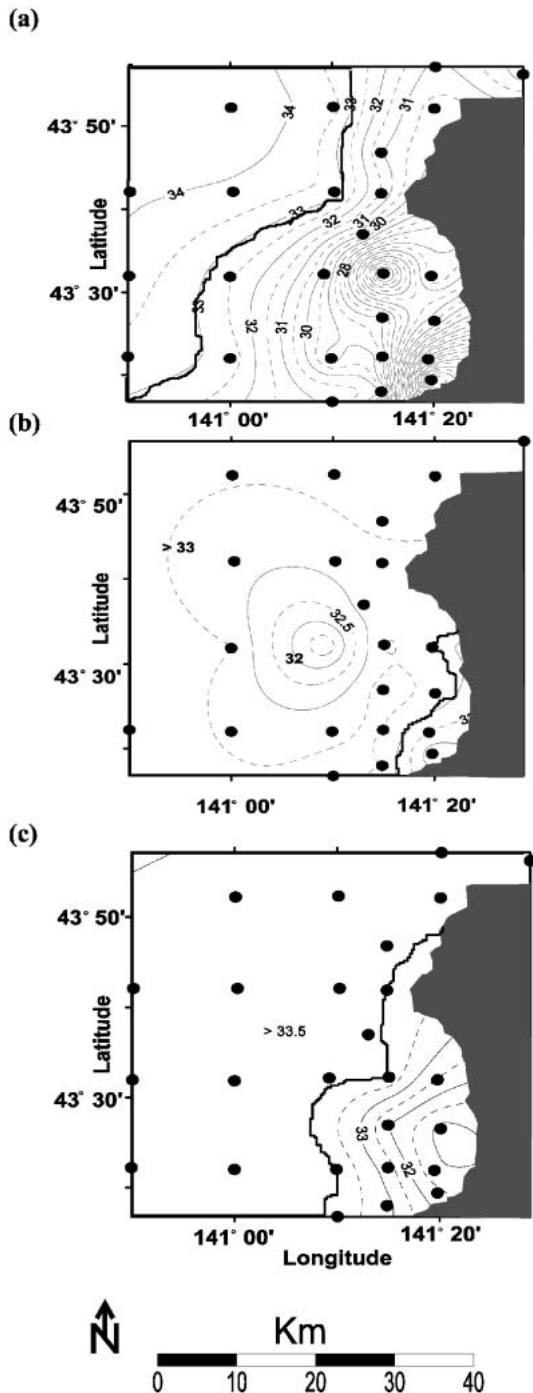


Fig. 3. Surface salinity distributions in spring (a), summer (b) and autumn (c) in Ishikari Bay. Solid lines indicate Plume boundary.

summer and autumn seasons were nearly homogenous ranging from 31 to 34 (Fig. 4b & c). However, the deeper halocline in autumn compared to summer suggests the Ishikari River discharge influence.

3.3 Spatial, vertical and seasonal distributions of nutrients

High concentrations of nutrients were found only in the Plume area in spring (Fig. 5), corresponded with the highest seasonal river discharge in spring (Table 1). Ishikari Bay showed a strong spatial and seasonal variation in dissolved inorganic nitrogen concentration (DIN, with $\sim 79\%$ of NO_3^-): with the highest average concentrations in the Plume area ($1.15 \mu\text{M}$) and lowest average concentrations in the Out-Plume area ($0.07 \mu\text{M}$) (Not shown). Seasonally, average DIN concentration in the Plume was highest in spring ($1.15 \mu\text{M}$) and lowest in summer ($0.08 \mu\text{M}$), whereas, in the Out-Plume, average DIN concentration was highest in autumn ($0.72 \mu\text{M}$) and lowest in summer ($0.07 \mu\text{M}$).

Nitrate concentration depended on the degree of the influence of the Ishikari River water, with the highest value recorded in the Plume area (Fig. 5), but in autumn, nitrate concentrations were less than $0.5 \mu\text{M}$, not different between Plume and Out-Plume areas. Nitrate exhibited a strong inverse relationship with salinity in spring (Pearson correlation coefficient, $r = -0.831$; $P = 0.001$, $n = 26$) and autumn ($r = -0.727$ $P = 0.001$, $n = 19$). This indicated conservative mixing between nitrate rich freshwater and nitrate-drought coastal waters and the absence of significant sources or sink of nitrate in near river mouth area. Ammonium exhibited a strong inverse relationship with salinity (Pearson correlation coefficient, $r = -0.765$; $P = 0.001$, $n = 26$) in only spring (not shown in figure).

The spatial and seasonal changes in phosphate concentration in surface waters of Ishikari Bay were not very evident in the Out-Plume stations (Fig. 5). Summer average concentration in the Plume and Out-Plume was $0.07 \mu\text{M}$. There was a significant inverse relationship between phosphate and salinity in spring ($r = -0.802$; $P = 0.001$, $n = 26$) and

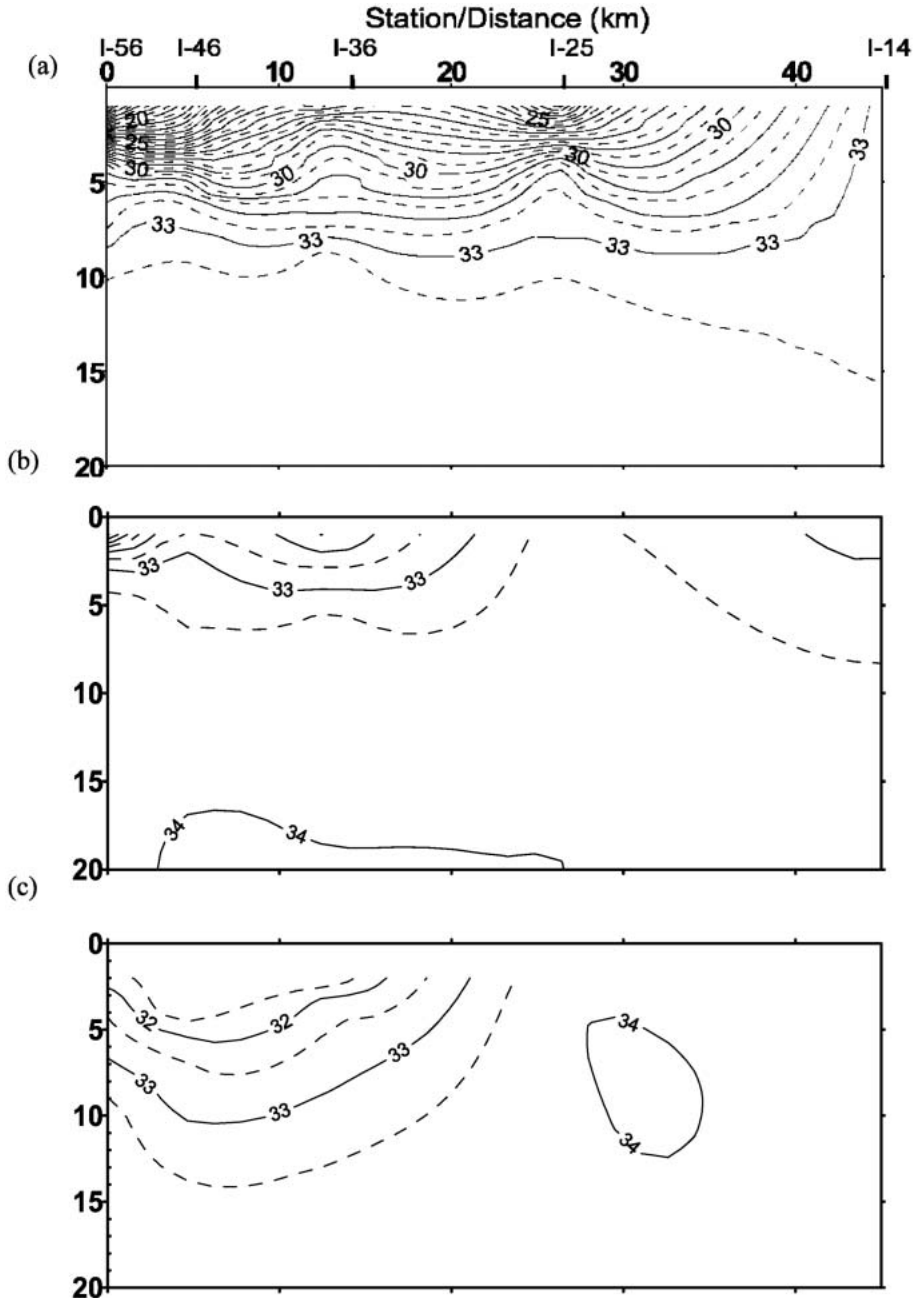


Fig. 4. Vertical section of salinity along the Plume transect in spring (a), summer (b) and autumn (c) in Ishikari Bay. Each contour was drawn based on 1 m pitch data (starting from 2 m).

autumn ($r = -0.565$; $P = 0.001$, $n = 19$) (Fig. 2).

Silicic acid concentration in Ishikari Bay exhibited clear spatial and seasonal variation with the highest average concentration in the Plume ($6.9 \mu\text{M}$) and the lowest at seaward

boundary (Out-Plume, average of $0.6 \mu\text{M}$) (Fig. 5). Silicic acid concentration in the Plume decreased from spring to summer, followed by an increase in autumn. Silicic acid also exhibited a strong inverse relationship with salinity

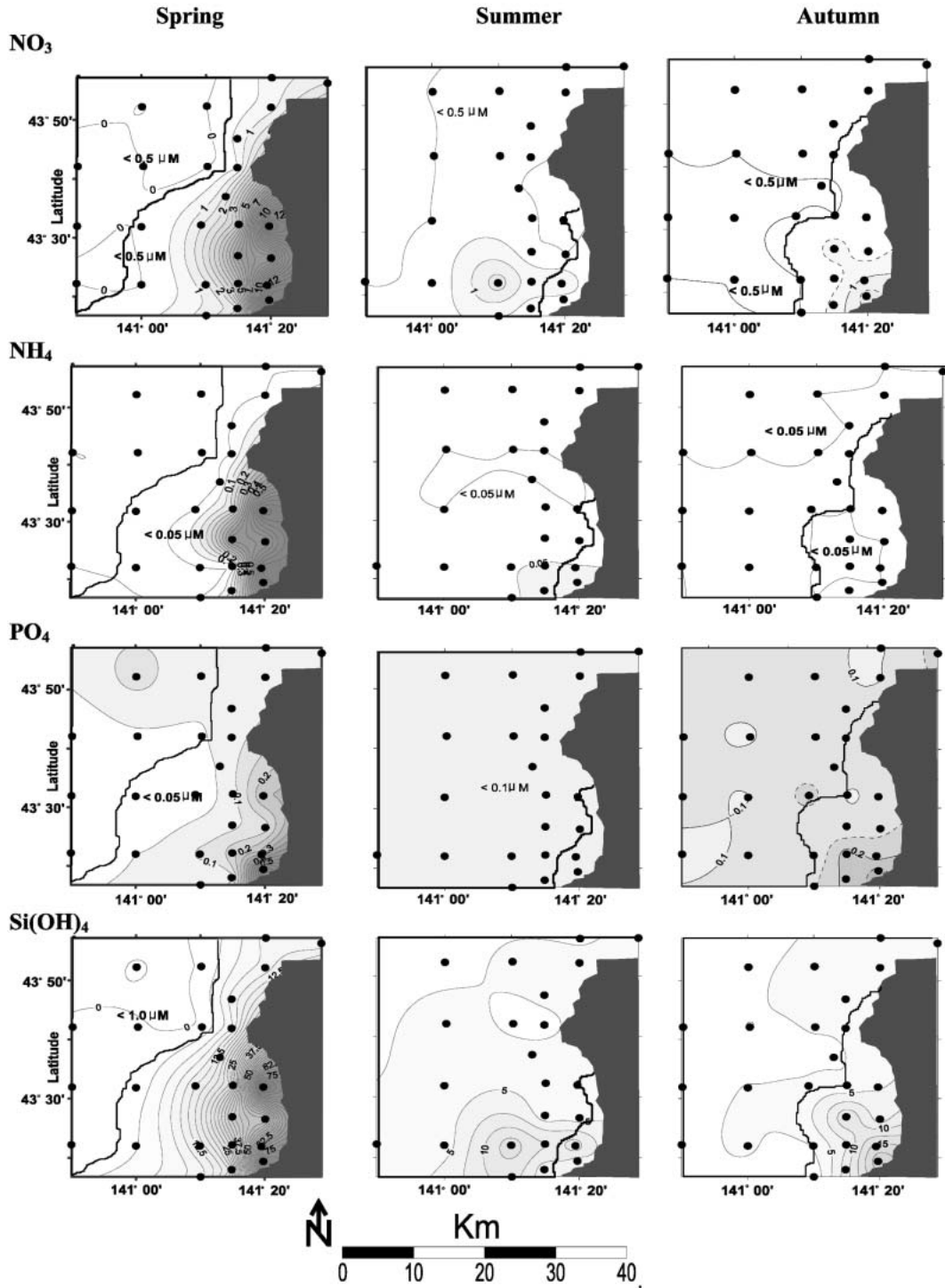


Fig. 5. Spatial distributions of surface nutrients in spring, summer and autumn in Ishikari Bay of 2006. Solid lines indicate Plume boundary.

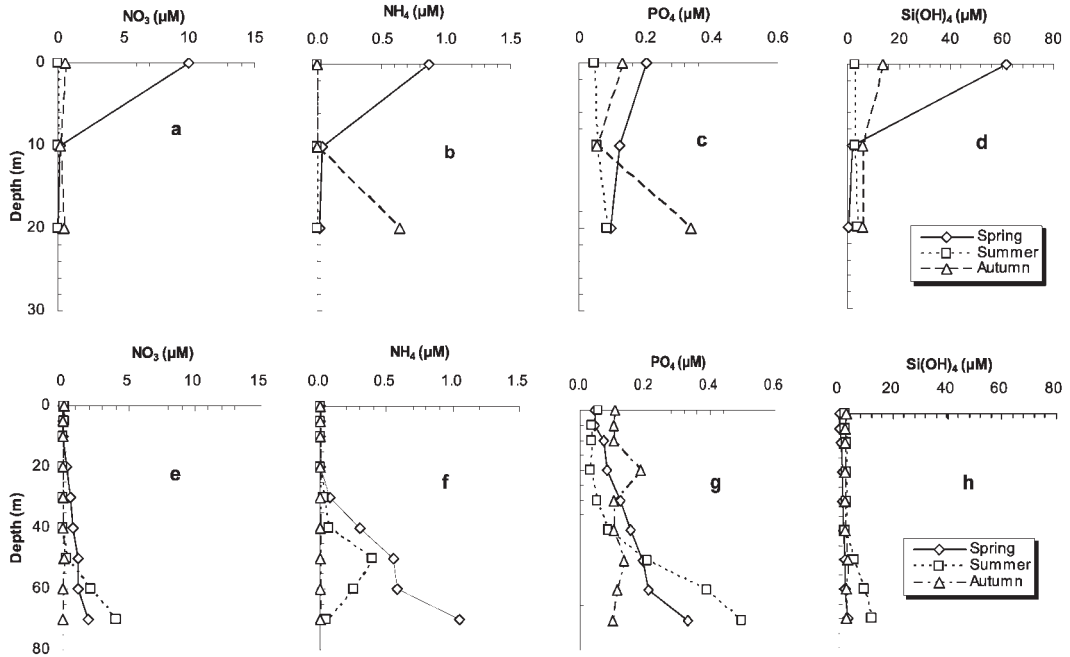


Fig. 6. Vertical profiles of nutrients at Stn. I-36 (Plume) (a, b, c, d) and at Stn. I-14 (Out-Plume) (e, f, g, h) during spring, summer and autumn seasons in Ishikari Bay of 2006.

in spring ($r = -0.831$; $P = 0.001$, $n = 26$) and autumn ($r = -0.823$; $P = 0.001$, $n = 19$), suggesting conservative mixing between silicic acid-rich river/estuarine waters and silicic acid-poor coastal water (Fig. 2). In the Plume, silicic acid concentrations exceeded those in the Out-Plume, in all seasons.

Vertical distributions of nitrate and silicic acid in the Plume (Stn. I-36) exhibited higher concentrations at surface especially in spring than at deeper layers (Fig. 6). Such high concentrations were not observed for phosphate. In the Out-Plume (Stn. I-14), concentrations of all nutrients increased with depth (Fig. 6). Surface depletion of nitrate and silicic acid was observed throughout the seasons while phosphate remained at c.a. $0.1 \mu\text{M}$.

Nitrogen, particularly the oxidized form (nitrate) was generally depleted, but only in excess in spring. During summer and autumn, mean values for N:P ratio in surface water varied from 0.35 (Out-Plume) to 5.57 (Plume). However, in spring, N:P ratio was 29.6 (Plume), well above the REDFIELD Ratio of 16 during this period, phosphate appears to be

limiting and this may suggest one of the possible reasons for the observed lower Chl *a* concentration compared with autumn.

3.4 Spatial and seasonal distribution of phytoplankton biomass

In spring, Chl *a* was nearly homogeneous at around $1-2 \text{ mg m}^{-3}$ across the Plume and Out-Plume areas, whereas, in summer and especially autumn, higher Chl *a* values were more evident within the Plume area (Fig. 7)

Total Chl *a* concentration in Ishikari Bay (0–20 m depth average) showed maximum (7.36 mg m^{-3}) in the Plume of autumn and minimum (0.25 mg m^{-3}) in the Out-Plume of summer (Fig. 8). Micro-sized Chl *a* concentration in the Plume area was maximum (4.1 mg m^{-3}) in autumn and minimum (0.4 mg m^{-3}) in summer. In the Out-Plume area, nano-sized fraction was relatively high concentration (1.4 mg m^{-3}) in spring, but very low ($<0.1 \text{ mg m}^{-3}$) in summer and autumn. Total Chl *a* exhibited strong inverse relationship with salinity ($r = -0.927$; $P = 0.001$, $n = 19$) in autumn, suggesting river influence on the total Chl *a* concentration (Fig.

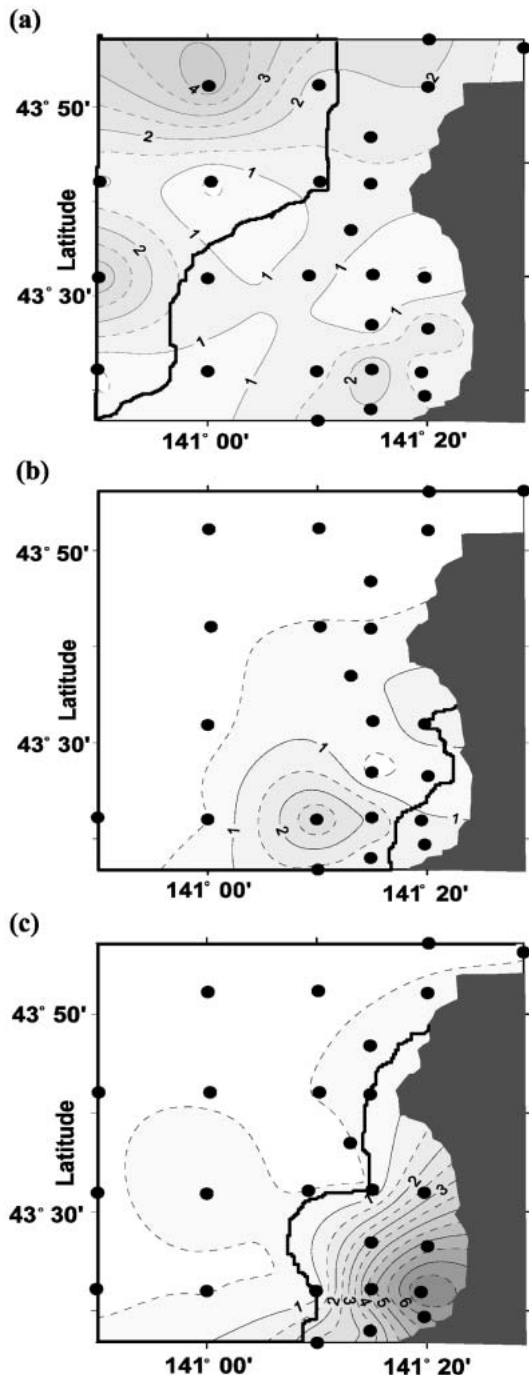


Fig. 7. Surface Chl *a* concentration (mg m^{-3}) in spring (a), summer (b) and autumn (c) in Ishikari Bay.

9). No relationship was found in spring and summer seasons.

The relative contribution of micro-sized fraction accounted for more than 55% of the total Chl *a* in the Plume in spring and autumn (Fig. 8b). In summer, micro-sized fraction also accounted for 35.7% in the Plume area. The pico- and nano-sized fractions were predominated and accounted between 64 and 72% of the total Chl *a* in the Out-Plume area across the seasons. The relative contribution of micro-sized fraction ranged between 27 to 35.9%.

3.5 Intercorrelation of total and size-fractionated Chl *a*

The intercorrelation among total and each size-fractions of Chl *a* (Table 3) revealed a strong positive correlation of pico-sized ($r = 0.882$, $P = 0.001$) and micro-sized fractions ($r = 0.945$, $P = 0.001$) with total Chl *a*. The highly significant correlation of micro-sized fraction suggests its relative importance to the total Chl *a* in Ishikari Bay, especially in the Plume.

4 Discussion

The results of this study revealed Ishikari Bay as a dynamic heterogeneous water body with spatial and temporal variations in its hydrographic, physico-chemical and biological components. At the river/ocean interface where mixing between freshwater and seawater occurs, estuarine systems are characterized by drastic changes in physical and chemical conditions, which are primarily related to the salinity gradient. Salinity distributions in Ishikari Bay were significantly different ($P < 0.001$) by season, as a result of the change in river discharge. Observed lower average salinity value in spring (32.65 ± 1.69) revealed an influence of the snow thaw. In summer and autumn, average salinity increased to 33.48 ± 0.40 and 33.37 ± 0.76 , respectively following the period of low river discharge. The influence of the spring thaw was also evident from the large Plume area ($2,562 \text{ km}^2$) in spring, compared to summer (121.2 km^2) and autumn (848.9 km^2).

According to HARRIS (2001) and ANZECC/ARMCANZ (2000), nutrient impacts on coastal waterways vary as a function of both the

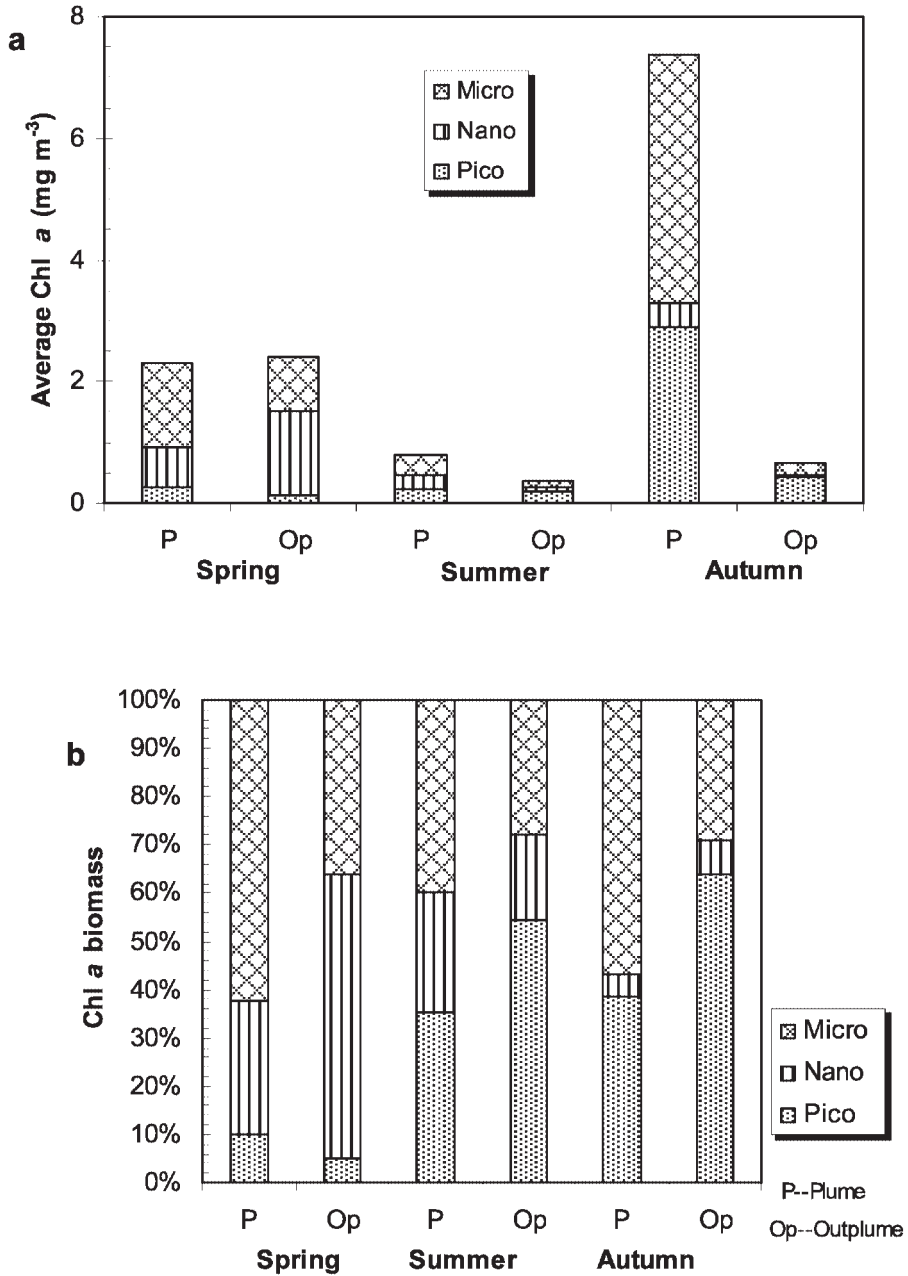


Fig. 8. Bar graph of size fractionated Chlorophyll *a* (mg m^{-3}) (a) and percentage contribution of each size fraction to the total Chl *a* (b).

loadings (fluxes) and bioavailability of the nutrients, and the extent to which hydrodynamic features (*e.g.* water volumes, residence times and extent of mixing) and turbidity levels modulate the stimulatory effects of nutrients

on plants and algae. Nutrient concentrations decreased in Ishikari Bay from river-mouse (Plume) to marine influenced area (Out-Plume), reflecting the main nutrient discharge from the Ishikari River. The DIN exhibited a

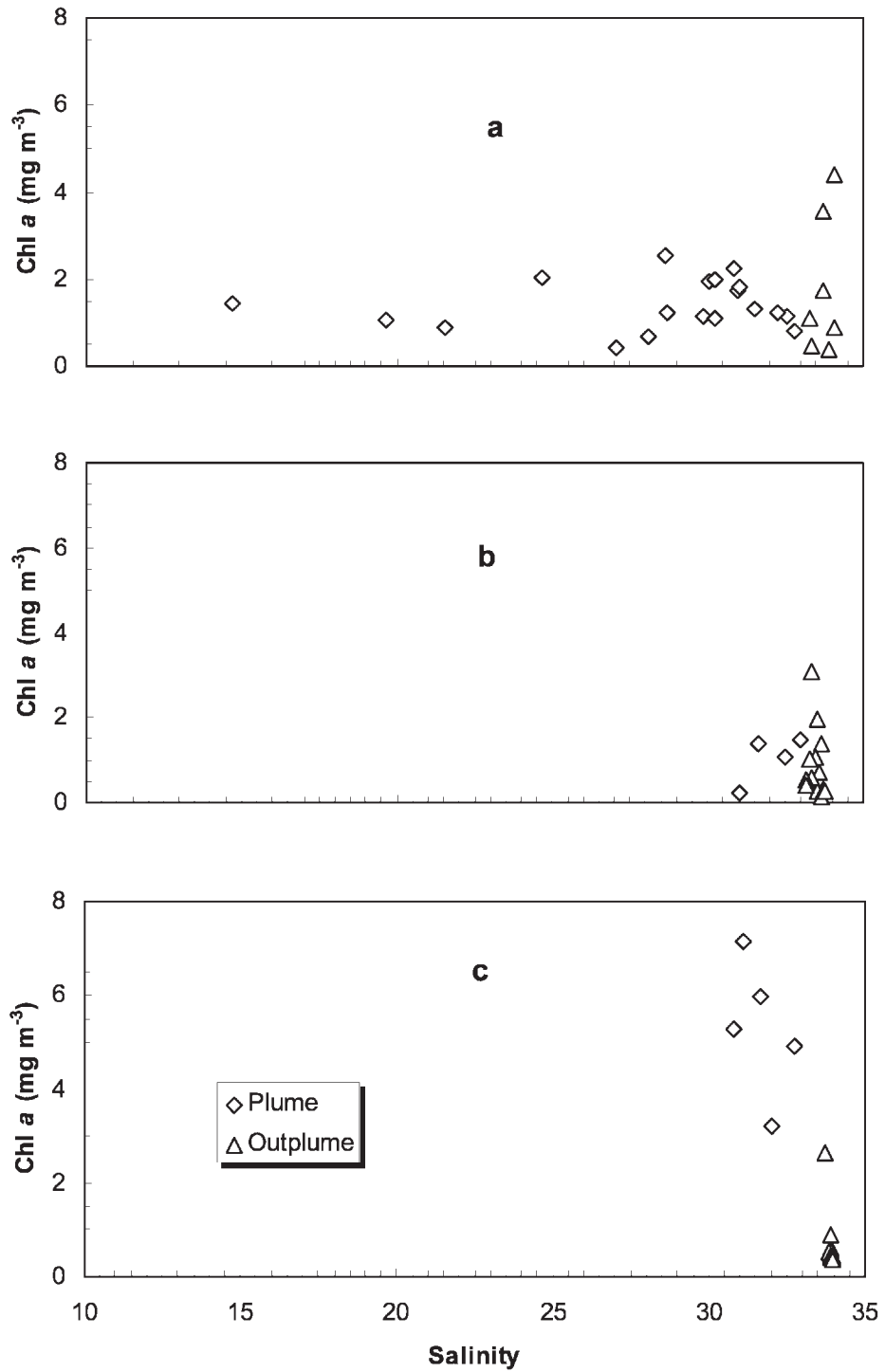


Fig. 9. Chl *a* distribution along salinity gradient in surface waters in spring (a), summer (b) and autumn (c) in Ishikari Bay.

Table 3 Pearson's correlation matrix of total and size fractionated Chl *a* biomass in Ishikari Bay.

Chl <i>a</i> biomass	Pico	Nano	Micro	Total	Temperature	Region	Season
Pico	1						
Nano	0.056	1					
Micro	0.812**	0.179	1				
Total	0.882**	0.392	0.945**	1			
Temperature	-0.162	-0.627**	-0.480'	-0.506'	1		
Region	-0.329	-0.048	-0.537'	-0.452'	0.243	1	
Season	0.499'	-0.588**	0.112	0.108	0.420	0.194	1

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

clear conservative mixing along the theoretical dilution line only in spring, indicating river as important nutrient source (Fig. 2). In autumn, an increase in the apparent utilization of DIN gave a corresponding increase in phytoplankton biomass (Chl *a*). The apparent utilization of DIN (Δ DIN) was calculated as the difference between the observed DIN and the theoretical DIN from the theoretical dilution line (see Fig.2). The Δ DIN versus Chl *a* relationship (Fig. 10c) fell on the reference lines (C:Chl *a* = 30–70), predicting the Chl *a* concentration if depleted DIN was converted entirely into phytoplankton biomass with a molar ratio of C:N = 6.6. These C:Chl *a* ratios were within the literature values (PARSONS *et al.*, 1977). In the same season, there was little or no apparent utilization of phosphate (Fig.11c) in relation to observed phytoplankton biomass, ruling out phosphate as a possible limiting nutrient. Also, strong inverse relationship ($r = -0.927$) between Chl *a* and salinity in autumn (Fig. 9c) suggests that DIN from the Ishikari River produced the phytoplankton biomass maximum in autumn. We did not establish nutrient exchange or benthic–pelagic coupling resulting from the intense vertical mixing (estuarine circulation) in autumn between the bottom and the water column as co-fueling source of production in autumn, however, storm events prior to and during sampling in autumn may have possible implication on biomass production in Ishikari Bay.

In determining the spatial and temporal patterns of the total and fractionated phytoplankton biomass (Chl *a*), they were related to the prevailing oceanographic conditions. For example, in autumn when the contribution of

micro-sized phytoplankton (57%) and pico-sized phytoplankton (64 %) to the total Chl *a* was highest for the Plume and Out-Plume areas, respectively, and the total Chl *a* was highest across seasons, there was highly significant inverse relationship ($P < 0.001$) with physical forcing such as temperature, salinity and sigma- t . Owing to the inverse relationship between temperature and nutrient, nutrient–temperature flux has influence on Chl *a*, thus, lower temperature area tend to have high Chl *a*. Also, lower salinity area may have high nutrient supply from freshwater discharge resulting in Chl *a* abundance. MAITA and ODATE (1988) showed that in subarctic coastal water, picoplankton ($<2 \mu\text{m}$) were more abundant than larger sized phytoplankton ($>10 \mu\text{m}$) in warm (10–20°C), nutrient-poor water in summer. This trend was also observed during the warm temperatures (10–21°C, mean value) in summer and autumn when pico-sized fraction ($<2 \mu\text{m}$) contributed more than half to the total Chl *a* biomass in nutrient-poor Out-Plume waters. At low total Chl *a*, phytoplankton variability depended on both the smallest (picophytoplankton) and the largest (microphytoplankton) size fractions, while at high total Chl *a* values the picophytoplankton reached an upper limit and phytoplankton variability depended on the variation of the largest fractions. The micro-sized phytoplankton was the most important fraction in the three seasons. In addition, the relative importance of micro-sized phytoplankton was higher in autumn than in the other two seasons. Lower (spring) or similar (summer and autumn) contributions of picophytoplankton were observed in the Plume than the Out-Plume areas. These

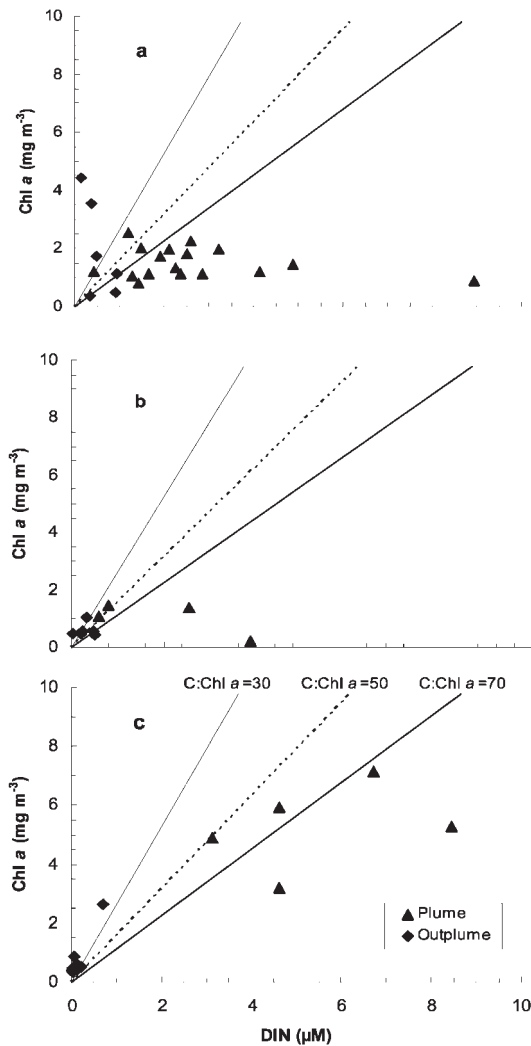


Fig. 10. Relationship between Chl *a* concentrations and apparent deviation in DIN concentration (Δ DIN) from the theoretical dilution line in spring (a), summer (b) and autumn (c) in Ishikari Bay. Δ DIN values less than zero were not plotted.

observations may be related to the fact that the combination of small-scale turbulence and nutrients would benefit the growth of large cells (MARGALEF, 1978; ARIN *et al.*, 2002), while small cells, due to their higher cell surface to volume ratios, are better competitors at low nutrient levels (KIORBOE 1993).

The relative molar ratios among DIN, P and Si for phytoplankton growth are Si:N:P =

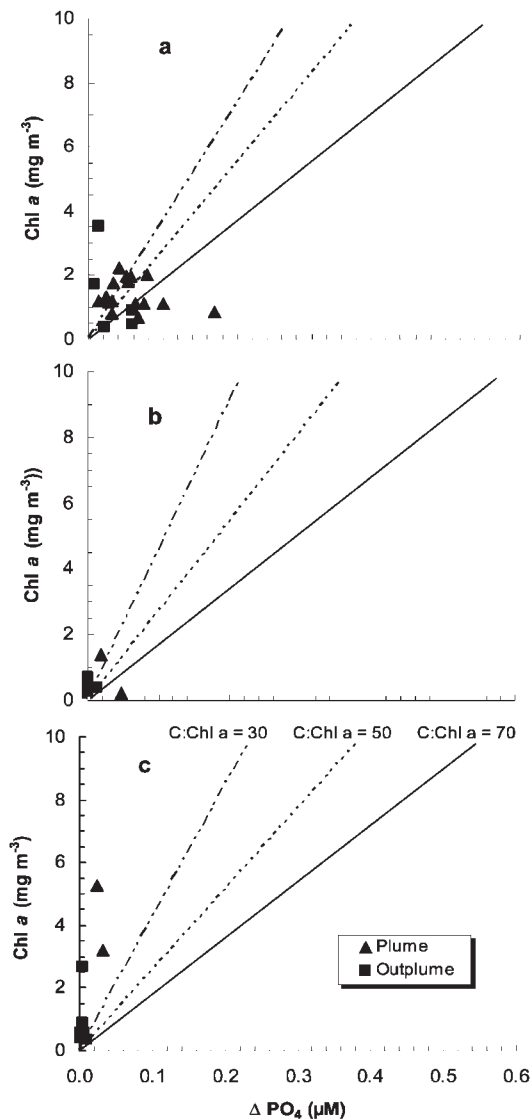


Fig. 11. Relationship between Chl *a* concentrations and apparent deviation in phosphate concentration (Δ PO₄) from the theoretical dilution line in spring (a), summer (b) and autumn in Ishikari Bay. Δ PO₄ values less than zero were not plotted.

16:16:1 (REDFIELD *et al.*, 1963; BRZEZINSKI, 1985; RAHM *et al.*, 1996). These ratios are merely used to define resource availability (del AMO *et al.*, 1997) as a consequence of loading and biotic activity (REYNOLDS, 1999; SOMMER, 1999; LOPES *et al.*, 2007). In Fig. 12, the molar quotients between the concentrations of potentially

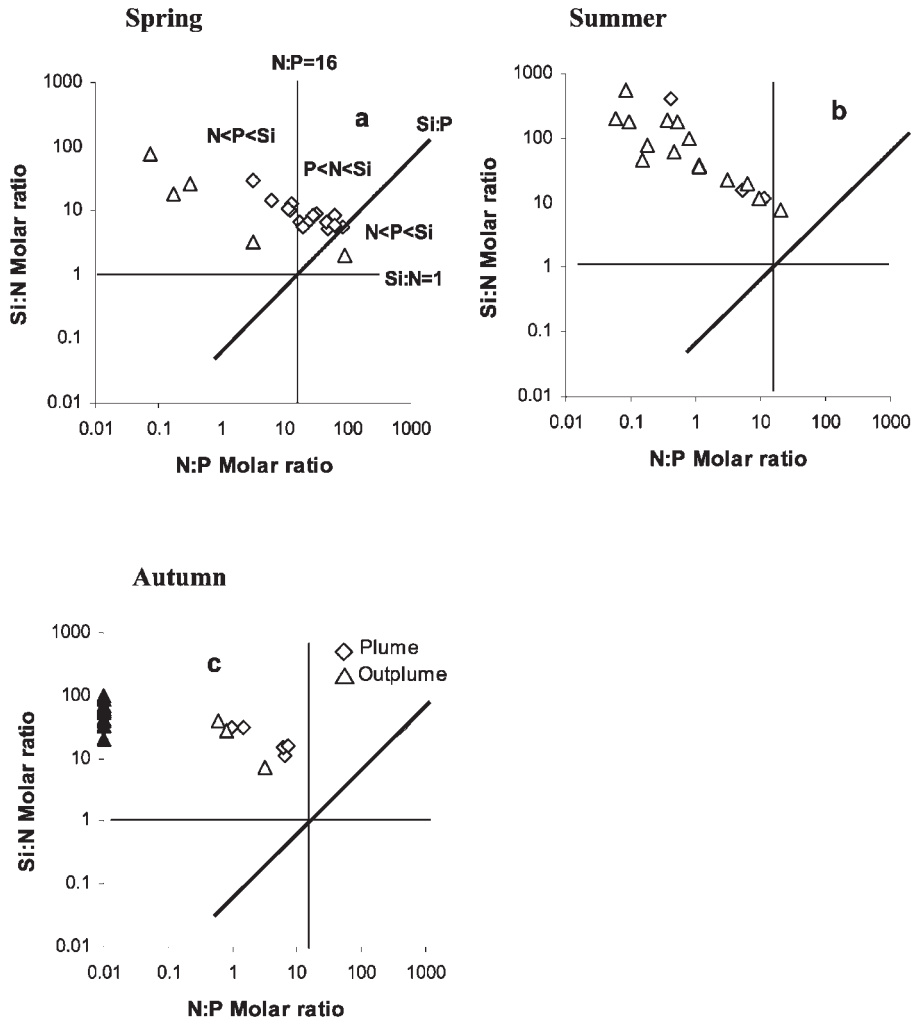


Fig. 12. Plots for relative molar ratio of Si:N:P in the surface water of Ishikari Bay in 2006. Open symbols indicate available nutrient remained. Filled symbols indicate nutrient depletion. (a) Spring (n = 26) (b) Summer (n = 21) (c) Autumn (n = 18). Vertical and horizontal lines: REDFIELD ratio (N:P) and Brzenzinski (1985) ratio (N:Si), respectively. Diagonal line: aggregated ratio (Si:N:P = 16:16:1).

limiting nutrients are delimited in the logarithmic plot (log N:P vs log Si:N) by the Si:N = 1; N:P = 16 and Si:P = 16 lines. These define three different areas within the plot with each one characterized by the potentially limiting nutrients in Ishikari Bay in 2006 (Fig.12a). Here, the molar ratios of available nutrients evidence the limiting effect of phosphate in spring (Fig.11a and 12a) and the depletion effect of DIN (N) in autumn (Fig.10c and 12c) on phytoplankton biomass productions. Organic forms of N and P may also be present but were

not reported in this study, as they are not considered to be immediately available for plant growth (ANTIA *et al.*, 1991).

Against the expected spring maximum phytoplankton biomass when riverine nutrients fluxes and nutrients were the highest in the Plume, the lower phytoplankton biomass of spring than autumn was possibly due to either light or phosphate limitation effect. At the near river mouth stations, light attenuation coefficient, K_d was highest at 1.42 m^{-1} , five times higher than the mean value for the

Plume area (0.28 m^{-1}). As light attenuation gradually decreased towards offshore the Plume, phosphate also decreased to less than $0.05 \mu\text{M}$ (Fig. 5), suggesting phosphate limitation. The relatively high light attenuation (K_d) across the Plume area in spring corresponded with highest SPM value from the Ishikari River (Table 1) compared to summer and autumn. Also, when there was apparent utilization of phosphate corresponding to C:Chl $a = 50$ and 70 reference lines (Fig.11a), there was no appreciable increase in phytoplankton biomass. Most of P-removal from the water column takes place through sedimentation of organic matter (BERNER *et al.*, 1993), and since the highest river discharge occurred in spring, one may conclude that, tide-dominated coastal waterways are generally turbid, and light attenuation caused by suspended sediment is a major control on phytoplankton production and biomass (HINGA *et al.*, 1995; CLOERN, 1987; MONBET, 1992).

The present study demonstrate that Ishikari Bay ecosystem could not be characterized as being at steady state because of the spatial and temporal heterogeneity in the magnitude and patterns of the examined nutrients and phytoplankton biomass. In this non-steady state environment, the space and time structure of phytoplankton biomass and nutrients is subject to fluctuations in concentration and dominance which characterizes temperate and coastal waters. While either light or phosphate limitation effect was considered major limiting factors in spring, generally, water mixing, biological consumption and possible vertical convection were the three major factors controlling the nutrient distribution across the seasons: water mixing which explains the gradual decrease of nutrient content offshore, biological consumption which leads to noticeable removal of nutrients across the Plume water and possible vertical convection which carries nutrients released from bottom upward to the surface waters.

Acknowledgement

We thank the Captain and crews of TS *Ushio-Mar* and *Oshoro-Mar*, and colleagues at the laboratory for their assistance in sampling

during the cruises. This study was supported by the Japan Society for the Promotion of Science (#18510002).

References

- ANTIA, N.J., P.J. HARRISON and L. OLIVEIRA (1991): The role of dissolved organic nitrogen in phytoplankton nutrition, cell biology and ecology. *Phycologia*, **30**, 1–89.
- ANZECC/ARMCANZ (2000): Australian and New Zealand Guidelines for Fresh and Marine Water Quality. (www.ea.gov.au/water/quality/nwqms/#quality)
- ARIN, L., C. MARRASE', M. MAAR, F. PETERS, M. M. SALA and M. ALCARAZ (2002): Combined effects of nutrients and small-scale turbulence in a microcosms experiment. I. Dynamics and size-distribution of osmotrophic plankton. *Aquat. Microb. Ecol.*, **29**, 51–61.
- BERNER, R. A., K. C. RUTTENBERG, E. D. INGALL and J. L. RAO (1993): The nature of phosphorus burial in modern marine sediments. *In* Interactions of C, N, P and S. WOLLAST, R., F.T. MACKENZIE and L. CHOU (Eds.), *Biogeochemical Cycles and Global Change*. Springer-Verlag, New York, p. 365–378.
- BRZEZINSKI, M. A. (1985): The Si:C:N ratio of marine diatoms: inter-specific variability and the effect of some environmental variable. *J. of Physiol.*, **21**, 347–357.
- CLOERN, J. E. (1987): Turbidity as a control on phytoplankton biomass and productivity in estuaries. *Cont. Shelf Res.*, **7**, 1367–1381.
- del AMO, Y., O. LE PAPE, P. TRE'GUER, B. QUE'GUINER, A. ME'NESGUEN and A. AMINOT (1997): Impacts of high-nitrate freshwater inputs on macrotidal ecosystems. I. Seasonal evolution of nutrient limitation for the diatom dominated phytoplankton of the Bay of Brest (France). *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **161**, 213–224.
- HARRIS, G. P. (2001): Biogeochemistry of nitrogen and phosphorus in Australian catchments, rivers and estuaries: effects of land use and flow regulation and comparisons with global patterns. *Mar. and Fresh. Res.*, **52**, 139–149.
- HINGA, K. R., H. JEON and N. F. LEWIS (1995): Marine eutrophication review I: Quantifying the effects of nitrogen enrichment on phytoplankton in coastal ecosystems. NOAA Coastal Ocean Office, Silver Spring, MD, 36pp.
- IMAI, K., Y. NOJIRI, N. TSURUSHIMA, and T., SAINO (2002): Time series of seasonal variation of primary productivity at station KNOT (44° N , 155° E) in the sub-arctic western North Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 5395–5408.
- JOCHEM, F. J. and B. ZEITSCHER (1993): Productivity

- regime and phytoplankton size structure in the tropical and subtropical North Atlantic in spring 1989. *Deep-Sea Res. II*, **40**, 495-519.
- JOINT, I. R., A. POMROY, G. SAVIDGE and P. BOYD (1992): Size fractionated primary productivity in the North East Atlantic in Spring 1989. *Deep-Sea Res. II*, **40**, 423-440.
- KIORBOE, T. (1993): Turbulence, phytoplankton cell size, and the structure of pelagic food webs. *Adv. Mar. Biol.*, **29**, 1-73.
- KIORBOE, T., H. KAAS, B. KRUSE, F. MOHLENBERG, P. TISELIUS and G. AERTEBJERG (1990): The Structure of the pelagic food web in relation to water column structure in the Skagerrak. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **59**, 19-32.
- KIRK, T. O. (1986): Optical properties of picoplankton suspensions. *In* Photosynthetic Picoplankton. PLATT, T., LI, W.K.W. (Eds.), *Can. Bull. of Fish. and Aquat. Sci.*, **214**, 501-520.
- KUDO, I., and K. MATSUNAGA (1999): Environmental factors affecting the occurrence and production of the spring phytoplankton bloom in Funka Bay. *J. of Oceanogr.*, **55**, 505-513.
- KUDO, I., T. YOSHIMURA, M. YANADA and K. MATSUNAGA (2000): Exhaustion of nitrate terminates a phytoplankton bloom in Funka Bay, Japan: change in $\text{SiO}_4:\text{NO}_3$ consumption rate during the bloom. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **193**, 45-51.
- LOPES, C. B., A. I. LILLEB, J. M. DIAS, E. PEREIRA, C. VALE and A. C. DUARTE (2007): Nutrient dynamics and seasonal succession of phytoplankton assemblages in a Southern European Estuary: Ria de Aveiro, Portugal. *Estuar., Coast. and Shelf Sci.*, **71**, 480-490.
- MAITA, Y and T. ODATE (1988): Seasonal changes in size fractionated primary production and nutrient concentrations in the temperate neritic water of Funka Bay, Japan. *J. of Oceanogr. Soc. of Jpn.*, **44**, 268-279.
- MARGALEF, R. (1978): Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanol. Acta*, **1**, 493-509.
- MOMBET, Y. (1992): Control of phytoplankton biomass in estuaries: A comparative analysis of microtidal and macrotidal estuaries. *Estuaries*, **15**, 563-571.
- PARSONS, T. R., M. TAKAHASHI and B. HARGRAVE (1984): *Biological Oceanographic Processes* 3rd edition. Pergamon Press, 330pp.
- PLATT, T., D. V. SUBBA-RAO and B. IRWIN (1983): Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. *Nature*, **301**, 702-704.
- RAHM, L., D. CONLEY, P. SANDEN, F. WULFF and P. STALNACKE (1996): Time series analysis of nutrient inputs to the Baltic Sea and changing DSi:DIN ratios. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **130**, 221-228.
- REDFIELD, A. C., B. H. KETCHUM and F.A. RICHARDS (1963): The influence of organism on the composition of seawater. *The Sea* (M.N. Hill. ed.), **2**, Wiley, New York. 26-77. Wiley, New York.
- REYNOLDS, C. S. (1999): Non-determinism to probability, or N:P in the community ecology of phytoplankton. *Arch. fur Hydrobiol.*, **146**, 23-35.
- SHIOMOTO, A. (1997): Productivity of picoplankton compared with that of larger phytoplankton in the subarctic region. *J. of Plankton Res.*, **19**, 907-916.
- SOMMER, U. (1999): A comment on the proper use of nutrient ratios in microalgal ecology. *Arch. fur Hydrobiol.*, **146**, 23-35.
- SUZUKI, R. and T. ISHIMARU (1990): An improved method for the determination of phytoplankton chlorophyll using *N,N*-Dimethylformamide. *J. of Oceanogr. Soc. of Jpn.*, **46**, 190-194.
- YOSHIDA, K., K. DOMON and T. WATANABE (1977): Physical and chemical conditions on the inshore fishing grounds in Ishikari Bay. *Sci. Rep. Hokkaido Fish. Exp. Stn.*, **34**, 1-6. (in Japanese with English abstract).

Received: July 22, 2008

Accepted: January 27, 2009

Transition to the Large Meander Path of the Kuroshio as Observed by Satellite Altimetry

Daisuke AMBE¹⁾, Takahiro ENDOH²⁾, Toshiyuki HIBIYA³⁾,
and Shiro IMAWAKI⁴⁾

Abstract: By combining satellite altimeter data and sea-surface drifter data, we examine the transient processes leading to the Large Meander (LM) path of the Kuroshio south of Japan in 2004, which occurred for the first time after the TOPEX/POSEIDON altimetry started in 1992. The transition to the LM path was preceded by the generation of the “trigger meander” southeast of Kyushu, which then propagated eastward south of Shikoku. After the trigger meander passed Cape Shiono-misaki, it slowed down with its trough rapidly amplified over Koshu Seamount located about 200 km to the south of Cape Shiono-misaki. Consequently, the Kuroshio meander looped back west of the Izu-Ogasawara Ridge, leading to the formation of the LM path. The time series of the Kuroshio axis from 1993 through 2005 shows that the meander trough extended over Koshu Seamount only in 2004. All of these observed features are well reproduced in the model results by ENDOH AND HIBIYA (2001), who demonstrated the important role of baroclinic instability over Koshu Seamount in the formation of the LM path of the Kuroshio.

Keywords: Kuroshio large meander, trigger meander, Koshu Seamount, satellite altimetry

1. Introduction

The Kuroshio is the western boundary current constituting part of the subtropical gyre in the North Pacific. It flows northward east of Taiwan and then approximately eastward south of Japan with a horizontal width of about 100 km. It is well known that the Kuroshio path south of Japan can be categorized into two typical patterns, namely, the Non Large Meander (hereafter referred to as NLM) path where the Kuroshio flows along the southern coast of Japan and the Large Me-

ander (hereafter referred to as LM) path where the Kuroshio flows far away from the coast off the Enshu-nada. Each path persists for several years once it is formed (KAWABE, 1987). This bimodal feature cannot be found in the other western boundary currents.

Based on the hydrographic surveys along the PN line in the East China Sea from 1955 to 1992, KAWABE (1995) found that the Kuroshio took the LM path while the Kuroshio volume transport exceeded 23.5 Sv ($1 \text{ Sv} \equiv 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), although no clear relationship could be found for the NLM path. This is consistent with the results from previous numerical models showing the existence of the multiple equilibrium state where both the LM and NLM paths can exist for large volume transport of the Kuroshio (e.g. CHAO, 1984; YOON and YASUDA, 1987; AKITOMO *et al.*, 1997; MASUDA and AKITOMO, 2000). In the multiple equilibrium state, the Kuroshio path selected by the numerical models strongly depends on the transient response.

¹⁾ National Research Institute of Fisheries Science, Fisheries Research Agency, Yokohama, Kanagawa 236-8648, Japan

²⁾ Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Kasuga, Fukuoka 816-8580, Japan

³⁾ Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan

⁴⁾ Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

Therefore, in order to identify the physical parameters related to the bimodal feature of the Kuroshio, we need numerical models capable of reproducing the observed features during the transition between the LM and NLM paths.

Prior to the transition from the NLM path to the LM path off the Enshu-nada, a small meander is generated southeast of Kyushu and then propagates eastward; after passing Cape Shiono-misaki in about 4 months, this small meander rapidly amplifies evolving into the LM so that it is called a “trigger meander” (SOLOMON, 1978). Several numerical studies have been carried out to reproduce the transition from the NLM path to the LM path using inflow-outflow regional models (e.g. ENDOH and HIBIYA, 2001; WASEDA *et al.*, 2003) and basin-scale models (e.g. TSUJINO *et al.*, 2006). However, *in situ* observations of sea-surface current velocity are too sparse both in time and space to check the validity of each model result quantitatively. For example, the location of the Kuroshio axis, along which the largest velocity of the Kuroshio can be found, has been indirectly estimated by interpolating the temperature index defined as isothermals at 200 or 400 m depth (KAWAI, 1969; KAWABE, 1980).

In contrast, combining satellite altimeter data and sea-surface drifter data has enabled us to estimate the time series of the instantaneous sea-surface velocity field over a wide area with much higher temporal resolutions (UCHIDA and IMAWAKI, 2003; IMAWAKI *et al.*, 2003). Based on the sea-surface velocity data obtained in this way, AMBE *et al.* (2004) determined the detailed spatial and temporal distributions of the Kuroshio axis from 1993 through 2000 during which period the Kuroshio had been taking the NLM path.

In 2004, the Kuroshio shifted from the NLM path to the LM path for the first time after the TOPEX/POSEIDON altimetry started in October 1992. In the present study, based on the absolute geostrophic velocity distribution estimated by the method of UCHIDA and IMAWAKI (2003), we first examine the details of the generation and evolution of the trigger meander leading to the formation of the LM path of the Kuroshio in 2004. Next, we compare the observed Kuroshio axis tracked using the

method of AMBE *et al.* (2004) with that determined from the model result obtained by ENDOH and HIBIYA (2001).

2. Data and Methods

In the present study, the sea-surface velocity field and the Kuroshio axis position were estimated at intervals of $1/3^\circ$ every 7 days from October 1992 through December 2005 using the method of UCHIDA and IMAWAKI (2003). In each gridded location, time averaged sea-surface velocity $\bar{\mathbf{V}}(\mathbf{x})$ was first calculated by subtracting the altimeter-derived velocity anomaly $\mathbf{V}'\mathbf{a}(\mathbf{x}, t)$ from the drifter-measured absolute velocity $\mathbf{V}\mathbf{d}(\mathbf{x}, t)$, and then ensemble averaged in time, i.e. $\langle \bar{\mathbf{V}}(\mathbf{x}) \rangle = \langle \mathbf{V}\mathbf{d}(\mathbf{x}, t) - \mathbf{V}'\mathbf{a}(\mathbf{x}, t) \rangle$. Next, by adding $\mathbf{V}'\mathbf{a}(\mathbf{x}, t)$ to $\langle \bar{\mathbf{V}}(\mathbf{x}) \rangle$, the time series of absolute sea-surface velocity field $\mathbf{V}(\mathbf{x}, t)$ was obtained (IMAWAKI *et al.*, 2003). Based on the obtained $\mathbf{V}(\mathbf{x}, t)$, we determined the Kuroshio axis by tracking the locations of the largest velocity every 15 km downstream from the south of Kyushu (AMBE *et al.*, 2004).

We created the gridded sea-surface height anomaly data based on the satellite altimeter data from TOPEX/POSEIDON, Jason-1, ERS-1/2 and Envisat, which were produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso, France (DT-MSLA “Ref”) (AVISO, 2006). The positions of sea-surface drifting buoys were interpolated every 6 hours by AOML, U.S.A. These drifting buoy data were low-pass-filtered through 30-hours running mean. The Ekman currents were also calculated by incorporating the surface wind data from Quikscat and ERS-1/2 (IFREMER, 2002a, 2002b) into the formula of NILER *et al.*, (2003) and were subtracted from $\mathbf{V}\mathbf{d}(\mathbf{x}, t)$.

3. Formation of Large Meander Path in 2004

Figure 1 shows the sea-surface velocity field and the Kuroshio axis south of Japan every 4 weeks during February 25 to November 3 in 2004. We can see that the trigger meander was generated southeast of Kyushu in February with an anticyclonic mesoscale eddy (marked by symbol **A**) on the offshore side (Fig. 1a). The trigger meander then propagated eastward up to Cape Shiono-misaki in about 4 months with its trough reaching over the western edge

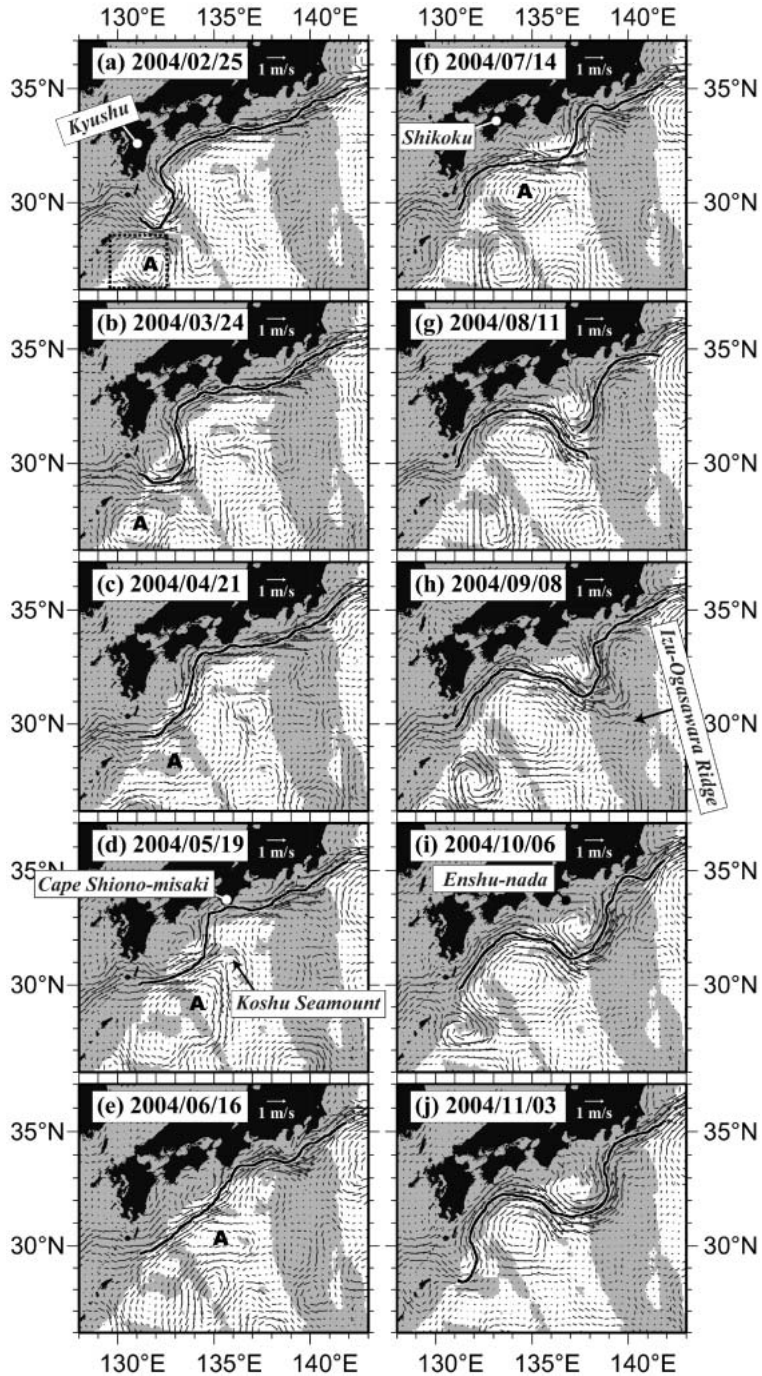


Fig. 1. Time series of the sea-surface velocity field (vectors) and the Kuroshio axis (solid line) in 2004, both estimated using satellite altimeter data combined with drifting buoy data. Since the trigger meander amplifies rapidly at 138°E , it is impossible to track the Kuroshio axis throughout in panel (g). For this reason, the Kuroshio axis east of 138°E is tracked upstream. Areas with the depth shallower than 4000 m are shaded. Symbol A indicates an anticyclonic mesoscale eddy. Enclosed by the dashed line in panel (a) is the area where the relative vorticity anomaly is averaged (see Fig. 3).

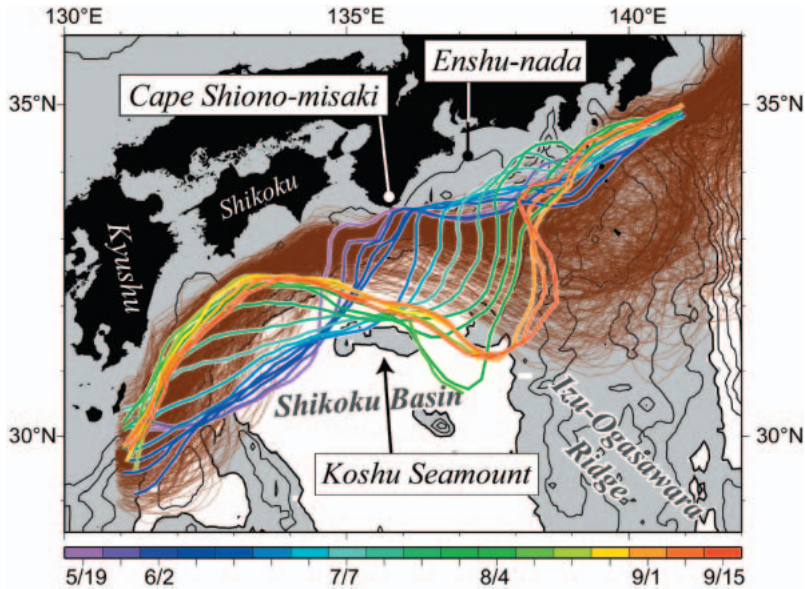


Fig. 2. The Kuroshio axis every 7 days from May 19 to September 15 in 2004 (thick colored lines) and from 1993 to 2003 (thin brown lines), superposed on the bottom topography (contour interval is 1000 m). For the date of each observed Kuroshio axis in 2004, see the color bar under the panel. Areas with the depth shallower than 4000 m are shaded.

of Koshu Seamount (Figs. 1d and 1e). Thick colored lines in Fig. 2 depict the time series of the observed Kuroshio axis after the trigger meander trough reached over Koshu Seamount. We can see that the trigger meander trough rapidly amplified over the eastern side of Koshu Seamount so that the Kuroshio axis extended southward to 30.5°N, whereas the Kuroshio axis west of Koshu Seamount shifted northward approaching the southern coast of Shikoku (see also Figs. 1f and 1g). Conse-

quently, the Kuroshio looped back west of the Izu-Ogasawara Ridge by the middle of September (see also Fig. 1h). Thereafter, with the relaxation of the sharpness of this meander trough, the stationary LM path was formed off the Enshu-nada (Figs. 1i and 1j).

Superposed by thin brown lines in Fig. 2 are the time series of the Kuroshio axis from 1993 to 2003 during which period the Kuroshio was taking the NLM path. We can see that, during 1993 to 2004, the transition to the LM path oc-

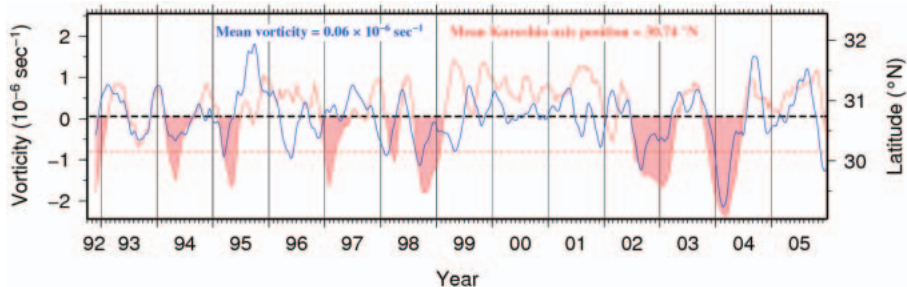


Fig. 3. Time series of the latitude of the Kuroshio axis at 132°E (red solid line) and the relative vorticity anomaly averaged within the rectangular area shown in Fig. 1a (blue line). Both time series are low-pass-filtered through 90-days running mean, the averages of which are denoted by black dashed line. Red shades denote the periods during which the amplitude of the southward displacement of the Kuroshio axis exceeded the standard deviation (red dashed line).

curred only in 2004 when the amplitude of the small meander off Cape Shiono-misaki was large enough for the meander trough to reach over Koshu Seamount. The importance of the amplitude of the small meander was already pointed out by NITANI (1977) and SEKINE (1992), who examined the stream patterns reported by the Japan Maritime Safety Agency (Quick Bulletin of Ocean Condition) to show that the evolution of the small meander into the LM took place only when the offshore distance of the Kuroshio axis from Cape Shiono-misaki was large. The present study adds a new focus on the relative position of the meander trough with respect to Koshu Seamount during the transition to the LM path.

The relative vorticity anomaly calculated from $\mathbf{V}' \cdot \mathbf{a}(\mathbf{x}, t)$ suggests that the amplitude of the small meander generated southeast of Kyushu is strongly linked with the intensity of the anticyclonic mesoscale eddy on the offshore side of the Kuroshio. Figure 3 shows the time series of the latitude of the Kuroshio axis at 132°E together with the relative vorticity anomaly averaged within the rectangular area shown in Fig. 1a. During 1993 to 2005, a total of 8 small meanders (denoted by red shades) were identified by the southward displacement of the Kuroshio axis, the amplitude of which exceeded the standard deviation (denoted by red dashed line). We can see that the occurrence of the small meander is linked with the negative vorticity anomaly south of Kyushu except for 1997. It should be noted that the southward displacement of the Kuroshio axis together with its offshore negative vorticity anomaly was largest in 2004.

4. Comparison Between the Observation and Model Results

Satellite altimeter can provide only the sea-surface velocity field. Nevertheless, detailed comparison of the surface velocity field with numerical model results is a necessary preliminary step toward a complete understanding of the dynamical process for the Kuroshio path transition. We therefore compare the Kuroshio axis estimated here with that determined from the sea-surface velocity field calculated by ENDOH and HIBIYA (2001). Using an inflow-

outflow numerical model in which realistic ocean bottom topography was taken into account, they reproduced the observed stream patterns during the transition from the NLM path to the LM path in 1989 reported by the Japan Maritime Safety Agency (Quick Bulletin of Ocean Condition).

As the measure of the agreement between the model-derived and the observed Kuroshio axis, we introduce here

$$D(t_{obs}, t_{model}) = S(t_{obs}, t_{model}) / L(t_{model}),$$

$$t_{obs} = t_0 + t_{model},$$

where L is the length of the model-derived axis from 131°E to 142°E at time t_{model} and S is the area sandwiched between the two current axes within the same longitudinal range at time t_{obs} with t_0 the reference date determined so that the small meanders obtained in the numerical simulation would be in phase with the observed small meanders over a period of one year.

Figure 4 shows the time series of the sea-surface velocity field (vectors) as well as the Kuroshio axis derived from Experiment I of ENDOH and HIBIYA (2001) (dashed line) which best simulates the time series of the observed Kuroshio axis (solid lines) during one year from ($t_0 =$) November 19, 2003. The value of D averaged over one year is 34 km, comparable to the spatial resolution of the observed sea-surface velocity field (1/3°, namely, about 37 km). Their Experiment I shows that the trigger meander is generated through the interaction between the Kuroshio and the strong anticyclonic mesoscale eddy (marked by symbol **A**) south of Kyushu, and then propagates eastward with the anticyclonic mesoscale eddy behind it. Compared with the observed sea-surface velocity field, the amplitude of the trigger meander southeast of Kyushu is smaller (Figs. 4a and 4b) and the Kuroshio axis shifts northward to the southern coast of Shikoku earlier (Figs. 4d-f). Nevertheless, during and after the rapid amplification of the trigger meander trough over the eastern side of Koshu Seamount, the model-derived Kuroshio axis is almost identical to the observed one (Figs. 4g-j).

ENDOH and HIBIYA (2001) also found in their Experiment IV that the interaction with a weak anticyclonic mesoscale eddy with the Kuroshio resulted in the small meander

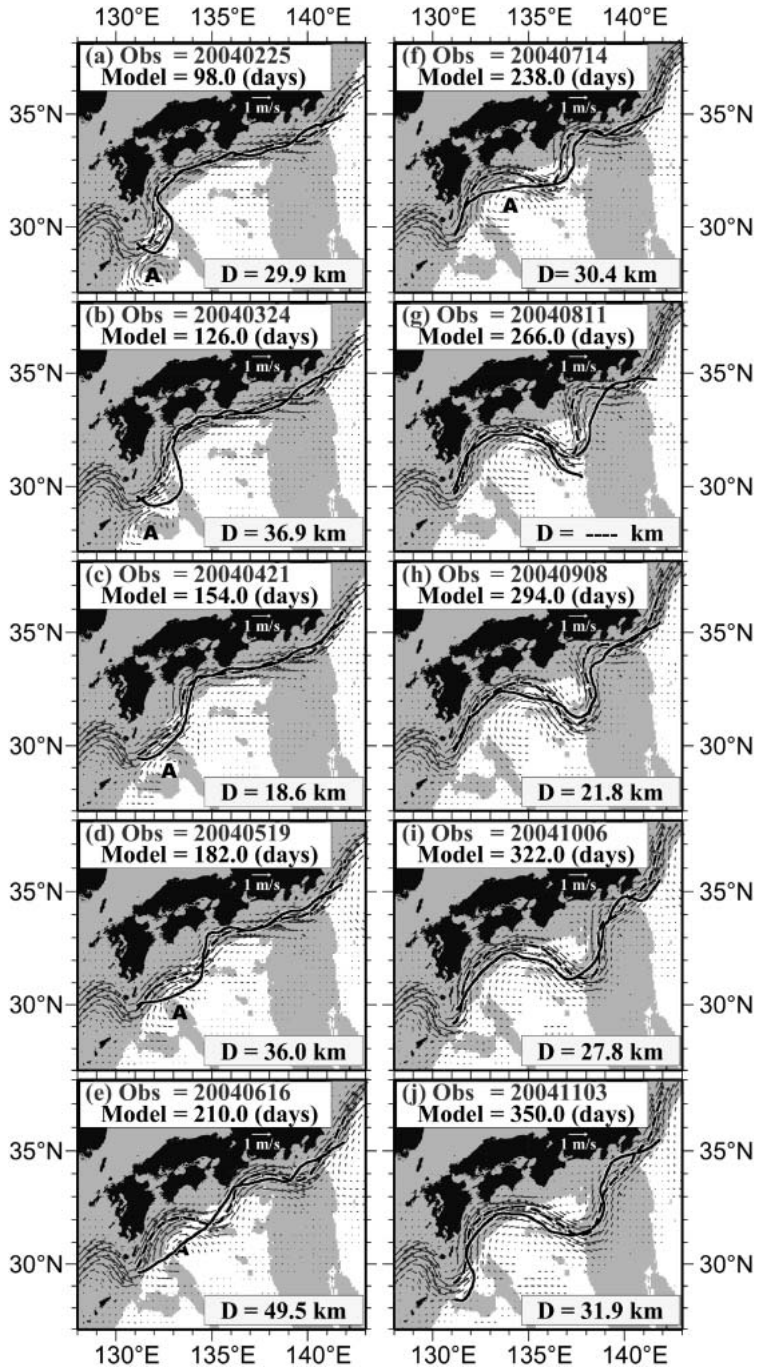


Fig. 4. Time series of the sea-surface velocity field (vectors) and the Kuroshio axis (dashed line), both derived from Experiment I of ENDOH and HIBIYA (2001). Time series of the observed Kuroshio axis is superposed by solid line. The spatially averaged difference between the model-derived and the observed Kuroshio axis (D) is indicated at bottom right of each panel. Note that D is not calculated for panel (g), because the rapidly amplifying trigger meander cannot be tracked throughout. Symbol A indicates an anticyclonic mesoscale eddy.

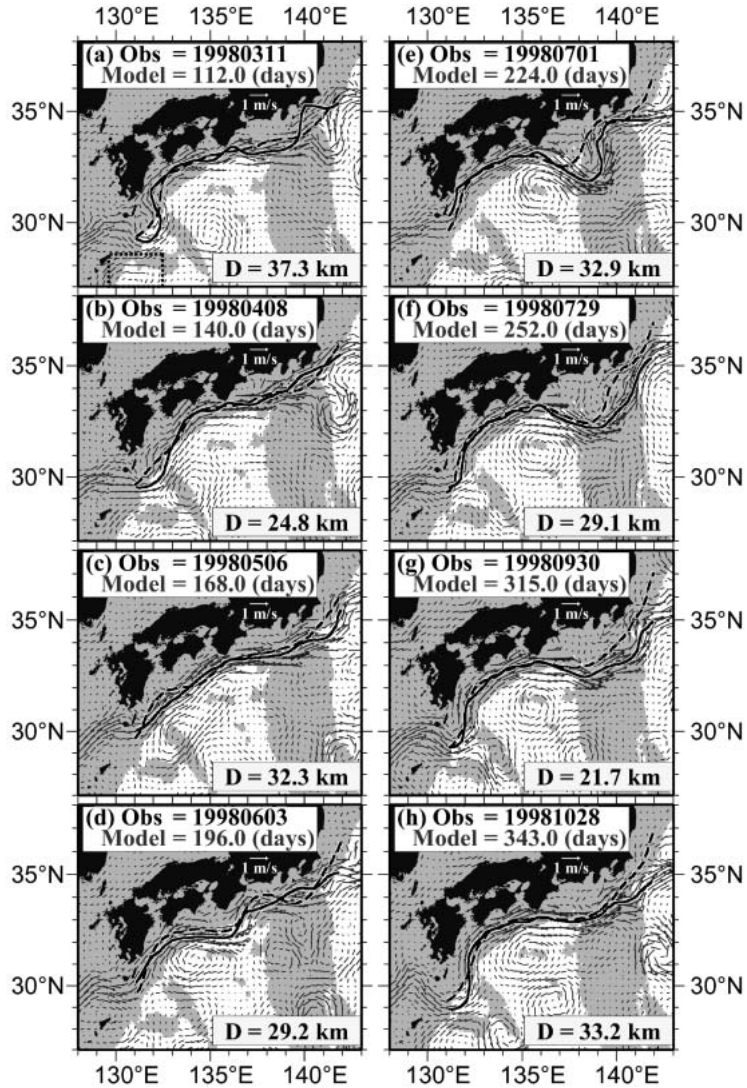


Fig. 5. Time series of the sea-surface velocity field (vectors) and the Kuroshio axis (solid lines) in 1998, both estimated using satellite altimeter data combined with drifting buoy data. Time series of the Kuroshio axis derived from Experiment IV of ENDOH and HIBIYA (2001) is superposed by dashed line. The spatially averaged difference between the model-derived and the observed Kuroshio axis (D) is indicated at bottom right of each panel.

propagating eastward away over the Izu–Ogasawara Ridge without being amplified off Enshu-nada, consistent with the results from satellite observations shown in Fig. 3. In fact, the time series of the Kuroshio axis derived from their Experiment IV agrees well with the observed one during one year from ($t_0 =$) November 19, 1997 (Fig. 5) where the value of D averaged over one year is 30 km, again

comparable to the spatial resolution of the observed sea-surface velocity field.

The observed time series of the Kuroshio axis is thus shown to be in rough agreement with the calculated one by ENDOH and HIBIYA (2001), implying that the essential physics of the phenomenon is successfully simulated in their model.

5. Concluding Remarks

Combining satellite altimeter data and sea-surface drifter data has enabled us to estimate the time series of the instantaneous sea-surface velocity field over a wide area and with high temporal resolutions. Based on the absolute geostrophic velocity distribution obtained in this way, we have examined the transient processes leading to the formation of the LM path of the Kuroshio south of Japan in 2004, which occurred for the first time after TOPEX/POSEIDON altimetry started in October 1992.

The transition to the LM path of the Kuroshio was preceded by the generation of the “trigger meander” southeast of Kyushu which then propagated eastward south of Japan. After the trigger meander passed Cape Shionomisaki in about 4 months, it slowed down with the trough rapidly amplified over the local topographic feature, Kosu Seamount, located about 200 km to the south of Cape Shionomisaki. As a result, the Kuroshio meander looped back west of the Izu-Ogasawara Ridge, leading to the formation of the LM path off the Enshu-nada. The time series of the Kuroshio axis from 1993 through 2005 shows that the transition from the NLM path to the LM path occurred only in 2004 when the amplitude of the small meander off Cape Shionomisaki was large enough for the meander trough to reach over Kosu Seamount (Fig. 2).

We have found that all of these observed features are well reproduced in the numerical experiment by ENDOH and HIBIYA (2001) who demonstrated that baroclinic instability over Kosu Seamount plays a key role in the rapid amplification of the trigger meander and hence the transition from the NLM path to the LM path of the Kuroshio. As mentioned already, satellite altimeter can provide only the sea-surface velocity field so that this does not automatically affirm their claim that the existence of Kosu Seamount is essential to the transition from the NLM path to the LM path. *In situ* observations combined with high-resolution model studies are indispensable for more detailed discussions on the dynamical processes for the transition to the LM path. On this point, spatially and temporally high-

resolution sea-surface velocity data derived from satellite altimetry is expected to serve as an important reference to check the validity of each model result.

Acknowledgments

We would like to thank Drs. K. ICHIKAWA and S. UMATANI of the Research Institute for Applied Mechanics of Kyushu University and Dr. A. OKUNO of the National Research Institute of Fisheries Science of Fisheries Research Agency for their useful comments. We also greatly appreciate the comments by two anonymous reviewers, which were helpful in revising the manuscript. Most of the present study was carried out when the first author was working at the Research Institute for Applied Mechanics of Kyushu University. The present study was financially supported from the Japan Society for the Promotion of Science.

References

- AKITOMO, K., S. MASUDA and T. AWAJI (1997): Kuroshio path variation south of Japan: Stability of the paths in a multiple equilibrium regime. *J. Oceanogr.*, **53**, 129–142.
- AMBE, D., S. IMAWAKI, S. UCHIDA and K. ICHIKAWA (2004): Estimating the Kuroshio axis south of Japan using combination of satellite altimetry and drifting buoys. *J. Oceanogr.*, **60**, 375–382.
- ARCHIVING, VALIDATION, AND INTERPRETATION OF SATELLITE OCEANOGRAPHIC DATA (AVISO) (2006): (M) SLA and (M) ADT Near-Real Time and Delayed Time Products, SALP-MU-P-EA-21065-CLS, France, 42 pp.
- CHAO, S.-Y. (1984): Bimodality of the Kuroshio. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 92–103.
- ENDOH, T. and T. HIBIYA (2001): Numerical simulation of the transient response of the Kuroshio leading to the large meander formation south of Japan. *J. Geophys. Res.*, **106** (C11), 26,833–26,850.
- FRENCH RESEARCH INSTITUTE FOR EXPLOITATION OF THE SEA (IFREMER) (2002a): Mean Wind Fields (MWF product) user manual volume 2 – QuikSCAT, C2-MUT-W-04-IF, France, 47 pp.
- FRENCH RESEARCH INSTITUTE FOR EXPLOITATION OF THE SEA (IFREMER) (2002b): Mean Wind Fields (MWF product) – user manual – volume 1 : ERS-1, ERS-2 & NSCAT, C2-MUT-W-05-IF, France, 52 pp.
- IMAWAKI, S., H. UCHIDA, K. ICHIKAWA and D. AMBE (2003): Estimating the high-resolution mean sea

- surface velocity field by combined use of altimeter and drifter data for geoid model improvement. *Space Sci. Rev.*, **108**, 195–204.
- KAWABE, M. (1980): Sea level variations along the south coast of Japan and the large meander in the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **36**, 97–104.
- KAWABE, M. (1987): Spectral properties of sea level and time scales of Kuroshio path variations. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **43**, 111–123.
- KAWABE, M. (1995): Variations of current path, velocity, and volume transport of the Kuroshio in relation with the large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3103–3117.
- KAWAI, H. (1969): Statistical estimation of isotherms indicative of the Kuroshio axis. *Deep-Sea Res.*, **16** (supplement), 109–115.
- MASUDA, S. AND K. AKITOMO (2000): Effects of stratification and bottom topography on the Kuroshio path variation south of Japan, part II, Path transitions in a multiple equilibrium regime. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1431–1449.
- NIILER, P. P., N. A. MAXIMENKO, G. G. PANTELEEV, T. YAMAGATA and D. B. OLSON (2003): Near-surface dynamical structure of the Kuroshio Extension. *J. Geophys. Res.*, **108** (C6), 3193, doi:10.1029/2002JC001461.
- NITANI, H. (1977): Process of the occurrence, continuation and disappearance of the large meander of the Kuroshio off Enshu-nada. *Mar. Sci. Mon.*, **9**, 173–180 (in Japanese with English abstract).
- SEKINE, Y. (1992): On the signs of formation of the Kuroshio large meander south of Japan. *Bull. Japan. Soc. Fish. Oceanogr.*, **56**, 13–22 (in Japanese with English abstract).
- SOLOMON, H. (1978): Occurrence of small “trigger” meanders in the Kuroshio off southern Kyushu. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **34**, 81–84.
- TSUJINO, H., N. USUI and H. NAKANO (2006): Dynamics of Kuroshio path variations in a high-resolution general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **111** (C11001), doi:10.1029/2005JC003118.
- UCHIDA, H. and S. IMAWAKI (2003): Eulerian mean surface velocity field derived by combining drifter and satellite altimeter data. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (5), 1229, doi:10.1029/2002GL016445.
- WASEDA, T., H. MITSUDERA, B. TAGUCHI and Y. YOSHIKAWA (2003): On the eddy-Kuroshio interaction: meander formation process. *J. Geophys. Res.*, **108** (C7), 3220, doi:10.1029/2002JC001583.
- YOON, J.-H. and I. YASUDA (1987): Dynamics of the Kuroshio large meander: Two-layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 66–81.

Received: January 23, 2009

Accepted: March 5, 2009

道東沿岸流（沿岸親潮・道東暖流）の季節変化

永田 豊¹⁾・小熊 幸子²⁾・長瀬 桂一³⁾・相川 公洋³⁾・田中 伊織⁴⁾・
中多 章文⁴⁾・夏目 雅史⁵⁾

Seasonal variation of the East Hokkaido Coastal Current (the Coastal Oyashio and the East Hokkaido Warm Current)

Yutaka NAGATA¹⁾, Sachiko OGUMA²⁾, Keiichi NAGASE³⁾, Kimihiro AIKAWA³⁾,
Iori TANAKA⁴⁾, Akifumi NAKATA⁴⁾, and Masashi NATSUME⁵⁾

Abstract : The Hokkaido Kushiro Fisheries Experiment Station keeps routine observation network in the sea to the east of Hokkaido, and conducts observations 6 times a year. The data in the period from 1990 to 1996 are used in this paper, and the seasonal variation of the appearance of the East Hokkaido Coastal Current (the Coastal Oyashio and the East Hokkaido Warm Current) are analyzed by drawing horizontal distributions of temperature and salinity in various depth layers for each month, and by drawing cross-sectional temperature and salinity distributions along 5 north-south observation lines. We discuss only the configuration of the temperature and salinity isopleths, and examined the appearance state of the cold and less saline water or warm and saline water bands just along the coast. It is shown that the first half of the year is the time of the Coastal Oyashio, and that the second half of the year is the time of the East Hokkaido Warm Current. The situation in December is complicated, and the structure which is similar to the Coastal Oyashio is observed in some year. Both of the thickness of the Coastal Oyashio and the East Hokkaido Warm Current is about 100m. In the summer season, the structure of the East Hokkaido Warm Current is sometimes hard to be recognized, because of the existence of a warm and less saline surface layer, which covers over whole area.

Keywords : *The East Hokkaido Coastal Current, the Coastal Oyashio, the East Hokkaido Warm Current, seasonal variations*

¹⁾ 日本水路協会海洋情報研究センター:〒144-0041, 東京都大田区羽田空港1-6-6第一統合ビル6F

²⁾ 北海道区水産研究所: 〒085-0802, 北海道釧路市桂恋116

³⁾ 根室市水産研究所: 〒087-0166, 北海道根室市温根元168

⁴⁾ 北海道立中央水産実験場: 〒046-8555, 北海道余市郡余市町浜中町238

⁵⁾ 北海道立釧路水産実験場: 〒085-0024, 北海道釧路市浜町2-6

⁶⁾ Marine Information Research Center, Japan Hydrographic Association

²⁾ Hokkaido National Fisheries Research Institute

³⁾ Nemuro City Fisheries Institute

⁴⁾ Hokkaido Central Fisheries Experiment Station

⁵⁾ Hokkaido Kushiro Fisheries Experiment Station

1. はじめに

毎年2月から4月にかけて、道東海岸に沿って低温・低塩分の海水の帯が現れる。これに最初に注目したのは大谷(1980)である。彼はこの帯状の流れを沿岸親潮と名づけ、低温・低塩分な特性から、その水の源泉をオホーツク海の流水の溶融水に求めた。その後、沿岸親潮については多くの研究(例えば、小笠原、1990、磯田ら、2003、KONO *et al.*, 2004等)がある。この中で小笠原は、8月以降12月に至る年の後半には、道東岸沿いに高温・高塩分の海水の帯が現れ、道東沿岸には周年にわたって西南向きの流れが存在することに注目して、年前半の沿岸親潮と年後半の道東暖流を合わせて道東沿岸流と呼ぶことを提唱している。しかし、従来の議論において、直接測流による流速

場から道東沿岸流を議論した論文は少なく、水温・塩分の水平分布あるいは断面分布の形状からの考察がなされてきている。

北海道区水産研究所では、厚岸沖から南南東に伸びる厚岸沖定線（A-line）上で毎月CTD観測を実施している。特に2003年5月から2004年6月までの約一年間、この定線の最北点（A01）の岸よりの水深100mの地点で4層（16m、32m、48m、72m）の定置測流観測を実施している（日下ら、2009）。この測点は道東沿岸流が通常存在する位置にある。実測値の岸沿いの成分の変動が検討されているが、流速値は変動するものの、全期間、全測定深度において南西流が観測されており、道東沿岸流は一年を通して存在することが示されている。流速値は6～9月、1～3月に大きくなる傾向を示す。これらはそれぞれ道東暖流と沿岸親潮が明確に現れる時期に当たっている。流速の大きさは深さとともに若干減少する傾向を示すが、変動のパターンは各深度で非常に似ており、かなり順圧的であることがわかる。日下ら（2009）は、A-lineで観測されたCTD観測から得られた資料をもとに17年間平均の水温・塩分の月別平均値と測流結果との関係を論じているが、主として沿岸

親潮に注目しており、沿岸親潮水の定義を、大谷（1971）に従って、水温2℃、塩分33.0以下の水としている。

本論文では、小笠原（1990）の考えに従って、沿岸親潮と道東暖流を合わせて1つの海流、道東沿岸流とみなし、その出現の様相の季節変化を調べることを目的としている。具体的には、水温・塩分の値は考慮せず、その水平分布、鉛直分布に現れる等値線の形状のみに注目して道東沿岸流を定義する。そうして、道東沿岸流の出現状況の季節変動を明らかにする。

2. 使用したデータ

北海道立釧路水産実験場（以下においては釧路水試と呼ぶ）は北海道東方の海域に定期観測網を設けている。この観測網は1990年以後著しく拡充されている。1990年以降の北海道各水試の定期観測網の測点分布をFig. 1に示す。北海道東方に南北に延びる6本の観測線が釧路水試の担当である。図で黒点が正規の定期観測点で、白点が追加測点であるが、釧路水試では、1990年以降は常にこの両方について観測を行っている。この論文では1990年から1996年までの7年間の観測資料を解析

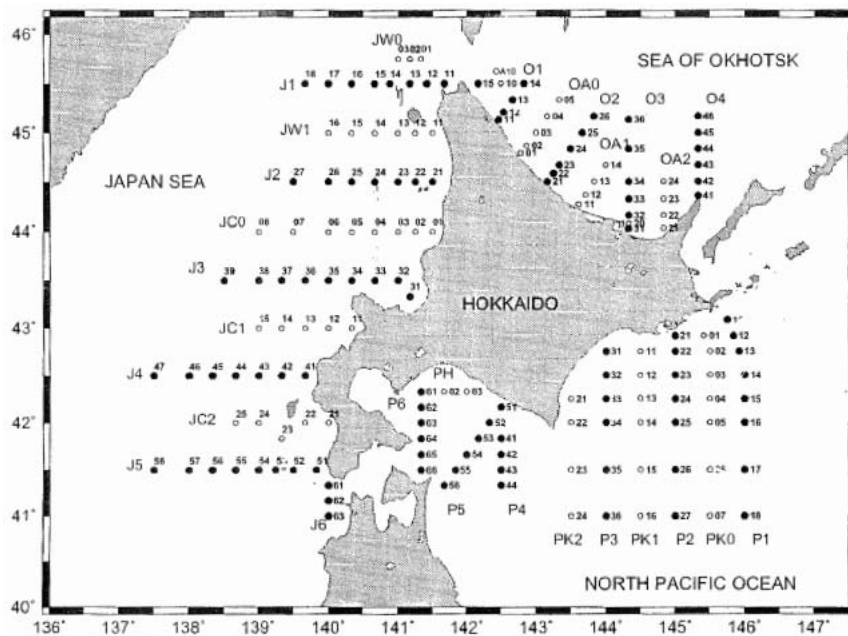


Fig. 1. Routine Observation network of the group of Hokkaido Fisheries Experiment Stations. The north-south observation lines in the sea to the east of Hokkaido, P1, PK0, P2, PK1, P3, and PK2 (from east to west) are covered by the Hokkaido Kushiro Experiment Station. The observation points of P series shown with solid circles are basic observation points and those of PK series shown with open circles are additional observation points. After 1990, both of the basic and additional observation points are covered six times a year (basically February, April, June, August, October, and December).

Table 1 Period of each routine observation conducted by the Hokkaido Kushiro Fisheries Experiment Station. The special observations in which the station density is comparative to routine observations are also shown.

	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
January							
February	Feb.19-Feb.23	Feb.19-Feb.26	Feb.18-Feb.21	Feb.15-Feb.19	Feb.13-Feb.16	Feb.13-Feb.16	Feb.19-Feb.22
March							
April	Apr.16-Apr.25	Apr.15-Apr.23	Apr.13-Apr.20	Apr.12-Apr.21	Apr.12-Apr.20	Apr.11-Apr.19	Apr.11-Apr.17
May	May 10-May 22	May 10-May 23	May 12-May 23		May 10-May 13		
June				May 27-Jun.3	May 30-Jun.5	May 30-Jun. 6	May 29-Jun.4
July			Jul.26-Jul.30				
August	Aug.20-Sep. 11	Aug.19-Aug.29		Aug.2-Aug.5	Aug.1-Aug.5	Aug.1-Aug.4	Aug.1--Aug.5
September							Sep.4-Sep.20
October	Sep.26-Oct.5	Sep.30-Oct.4	Sep.28-Oct.7	Sep.27-Oct.6	Oct.2-Oct.5	Oct.2-Oct.6	Oct.1-Oct.4
November							
December	Dec.4-Dec.7	Dec.2-Dec.5	Nov.30-Dec.5	Nov. 30-Dec.9	Dec.6-Dec.12	Dec.5-Dec.8	Dec.4-Dec.10

する。観測は年6回行われており、原則としては2月、4月、6月、8月、10月、12月に実施されるが、他の特殊観測との兼ね合わせからこの原則からずれる場合がある。解析した7年間での観測状況をTable 1に示すが、1990年から1992年までの3年間は6月の代わりに5月に、1992年は8月の代わりに7月に観測されている。観測期間は月の前半に行われる場合や月の後半に行われる場合もあり、また2月にまたがる場合もある。以下の解析では5～6月に観測されたものを便宜的に6月に観測されたものとみなし、7～8月に観測されたものを8月に観測されたものとして扱う。また、この表には特殊観測であっても対象とする海域について十分平面分布が描けるだけの観測点密度がある1994年5月、1996年9月の場合の観測実施期間も示してある。少なくとも1995年においては、5月と6月の間、7月と8月の間の水平分布図において顕著な差異は見られず、上記のような扱いが、統計結果にそれほど大きな影響を与えないと考えている。

各月の観測結果から39°N以北を対象に水温・塩分の平面図を10m、50m、100m等の各標準層について描いた。さらに、Fig. 1に示したP1、PK0、P2、PK1、P3およびPK2の5本の南北観測線にそって42°N以北の水温・塩分の断面分布を描いた。なお、水温・塩分の等値線は、水平断面、鉛直断面ともに、水温に関しては1°C間隔、塩分については0.1間隔で引いてある。等値線の数を議論する場合などは、このように描いた

等値線に基づいて行った。

3. 道東沿岸流の水平構造

1995年を例にとって、道東沿岸流の水温および塩分の水平分布を、50m層について、2月から12月まで、2カ月おきに示したのが、それぞれFig. 2およびFig. 3である。それぞれの図で、上段に左から右へ2、4、6月の分布図を、下段に左から右に8、10、12月の分布を示してある。上段に示した年の前半には岸沿いに低温・低塩分の水が現れており、下段に示した年の後半には岸沿いに高温・高塩分の水が現れている。この傾向は解析した7年間について、一般に見られるが、沿岸親潮は2～4月にはほぼ例外なく見られるのに対して、道東暖流については、いずれの月でも見られない年がある。また、Fig. 2とFig. 3を比較してみると分かるように、沿岸親潮は水温分布よりも塩分分布により明確に現れるのに対し、道東暖流は塩分分布よりも水温分布により明確に現れる傾向を示す。

道東岸沿いに現れる冷水・低塩水（沿岸親潮）と暖水・高塩水（道東暖流）の10m層と50m層の水平分布を1994年2月と1993年10月の観測結果から、それぞれFig. 4とFig. 5に示す。両図で左が10m層、右が50m層の分布、上段が水温（°C）の下段が塩分の分布を示している。これらの図は岸沿いに明確な帯状の構造が現れている場合であるが、その現れ方は、両層でかなり異なっており、一般に10m層よりも50mの方がより明確に現れ

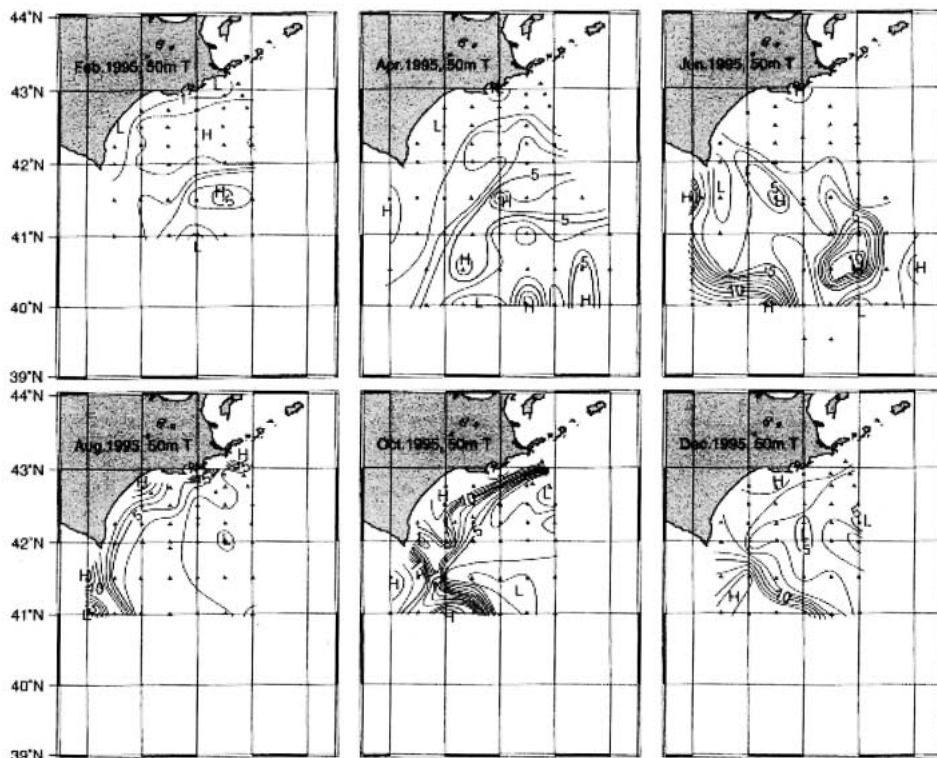


Fig. 2. Seasonal variations of the horizontal temperature (in °C) distribution in 1995. Distributions on 50m surface in February, April and June are given in upper row from left to right, and those in August, October and December are given in lower row from left to right.

る傾向がある。また、帯の現れ方は東西でかなり変化している。さらに、沿岸親潮 (Fig. 4) の場合には帯状の構造は水温分布よりも塩分分布に明確に現れるのに対して、道東暖流 (Fig. 5) の場合には塩分分布よりも水温分布により明確に現れている。このような平面図の解析から、沿岸親潮は2月、4月、6月の年の前半に、道東暖流は8月、10月、12月の年の後半にのみ現れることが分かった。また沿岸親潮は2月、4月にほぼ100%あらわれるのに対して、道東暖流は、8月と10月に出現頻度が高いが、出現しない年もあることが分かった。年の前半は沿岸親潮が現れやすい季節であり、年の後半は道東暖流が現れやすい季節であることは言えるが、分布形状が深さによって、また、季節によって非常に変化することから、統計的な処理は容易ではない。

4. 南北測線に現れる道東沿岸流の断面構造の季節変化

5本の南北測線 (Fig. 1、東からP1、PK0、P2、PK1、P3、PK2) における水温・塩分の鉛

直断面を解析期間の各月について描いて道東沿岸流の出現特性を検討した。42°Nより南の海域は、津軽暖水や黒潮からの切離暖水等を起源とする非常に高温・高塩分の水がパッチ上に現れ、非常に複雑な構造を示すので、42°Nより北の海域のみに注目する。ただし、一番西のPK2の測線は短い上に欠測も多いため、断面図は描いたが、参考に止め詳しい解析は行わなかった。

水平分布で沿岸親潮が明確に現れている1996年2月のP1測線、道東暖流が現れていた1996年12月のPK1測線での水温・塩分の鉛直断面分布をFig. 6およびFig. 7にそれぞれ示す。等値線は、水温については1°C間隔、塩分については0.1間隔で引かれており、今後の記述は、このように引かれた等値線を基にして行う。Fig. 6では150m以浅の部分で周辺に比べ低温・低塩分の水が沿岸に接する形で存在しており、Fig. 7では100mないし150m以浅の部分で周辺に比べて高温・高塩分の水が沿岸に接する形で存在しており、それぞれ沿岸親潮、道東暖流の存在を示すものである。

小笠原 (1990) が論じたように、この海域の水

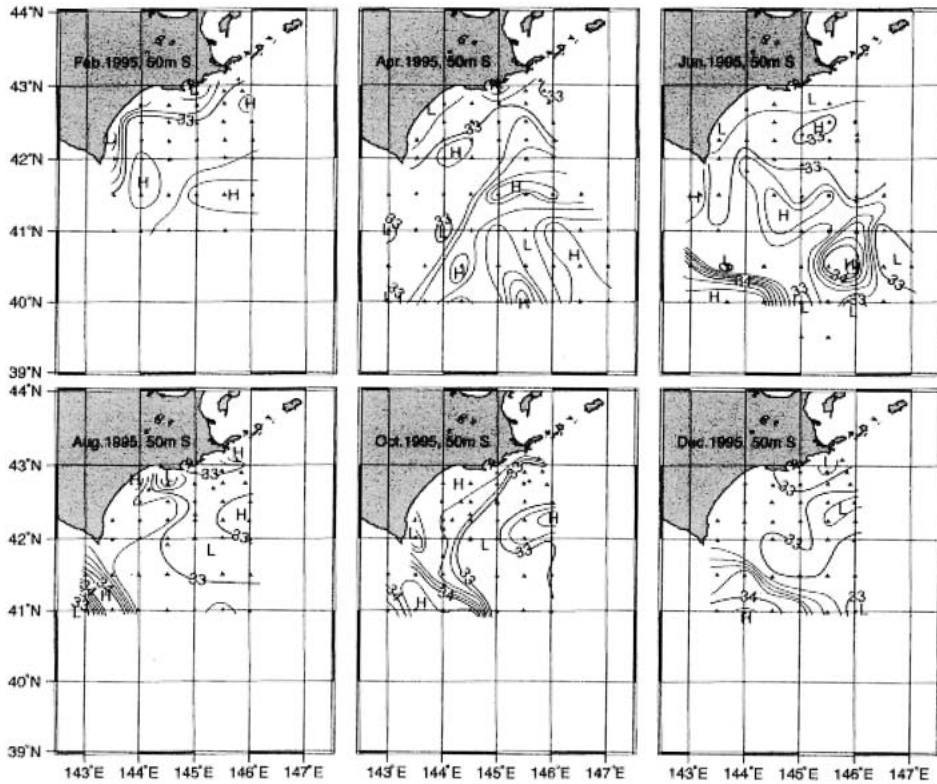


Fig. 3. Same as in Fig. 2 except for the horizontal salinity distribution.

温・塩分は季節的に大きく変化する。この論文では、道東沿岸流の現れ方を、周年を通して調べることを目的とするので、水温・塩分の値そのものには注目せずに、沿岸に接して周辺に比較して低温あるいは高温の、低塩分ないしは高塩分の水が存在するかどうか注目することにする。すなわち水温・塩分の等値線の岸近くの形状に注目する。そうして、すでに論じてきたように、沿岸親潮または道東暖流の現れ方が水温場と塩分場で異なることを考慮して、水温場・塩分場をそれぞれ独立に扱うことにする。

Fig. 6 および Fig. 7 に現れる道東沿岸流は、構造が水温・塩分ともに2本以上の等値線で示されている。このような場合、沿岸流が「非常に明確」に現れていると判断する。沿岸流の存在が認められても、それが1本の等値線で示されている場合や、等値線の形状が複雑な曲線で示されているような場合は、「明確」に現れているとした。このような分類の仕方は恣意的であり、この「非常に明確」と「明確」の区別はしない方が良くかもしれない。沿岸流の存在を示唆するような等値線が存在しはするものの、判断に自信が持てない

ような場合には、「不明確」とした。これに、沿岸流の構造が全く見られない場合を加えて、解析期間中の各月について、その出現状況を、年の前半（期間I：2月、4月、6月）と後半（期間II：8月、10月、12月）に分けて、測線ごとに、また標準層ごとに示したものが Fig. 8 および Fig. 9 である。図の各欄で左側に水温構造から判断した結果を、右側に塩分構造から判断した結果を、「非常に明確」な場合で低温あるいは低塩分の場合を●で、高温あるいは高塩分の場合を○で、「明確」な場合を同様に■および□で、「不明確」な場合を▲および△で示してある。また構造が認められない場合をxで示す。

期間I (Fig. 8) と期間II (Fig. 9) の間には、はっきりした違いが見られる。一目して分かるように Fig. 8 は全体に黒っぽく、Fig. 9 は全体に白っぽい。すなわち期間Iは、沿岸親潮の季節であり、期間IIは道東暖流の季節とすることができる。期間Iにおいて、特に2月において、沿岸親潮は出現頻度が高く、1994年のP2線の水温の欄に沿岸に局限された暖水が現れるのを除くと、全ての水温・塩分欄に沿岸親潮の構造が見られる。

期間I (Fig. 8) と期間II (Fig. 9) の間には、はっきりした違いが見られる。一目して分かるように Fig. 8 は全体に黒っぽく、Fig. 9 は全体に白っぽい。すなわち期間Iは、沿岸親潮の季節であり、期間IIは道東暖流の季節とすることができる。期間Iにおいて、特に2月において、沿岸親潮は出現頻度が高く、1994年のP2線の水温の欄に沿岸に局限された暖水が現れるのを除くと、全ての水温・塩分欄に沿岸親潮の構造が見られる。

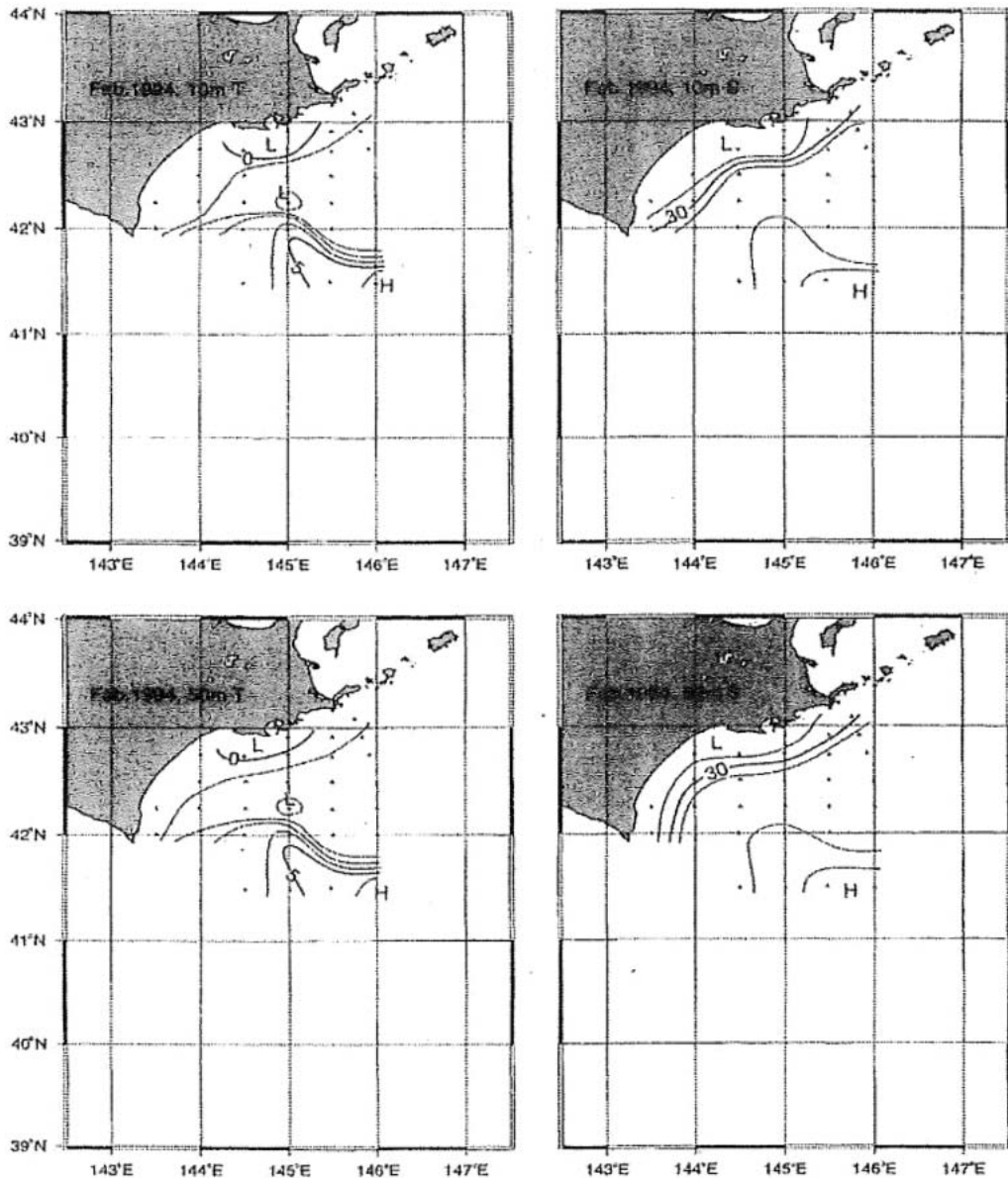


Fig. 4. Typical example of a coastal cold and less saline water belt (the Coastal Oyashio) in February 1994. Temperature fields are given in left column and salinity fields in right column. The fields at 10m depth are given in upper row, and those at 50m depth are given in lower row.

4月でも塩分欄では解析例の全てに沿岸親潮の構造が見られるが、水温欄には暖水ないしは沿岸流なしの印が散見する。その1例として1990年のP2線の水温・塩分鉛直断面をFig. 10に示す。水温の水平分布では、この測線のところで、暖水帯が若干岸を離れたように見える。しかし、塩分分布においては岸近くに塩分の極小を持つ強い沿

岸親潮の構造が現れている。例外的な構造ではあるが、沿岸親潮が存在したと考えるのが自然であろう。しかし、等値線の形状のみから議論する場合、水温場には道東暖流に対応する構造が見たとすることになる。6月になると、特に水温場において、2月、4月に比べ、沿岸親潮の出現の頻度が減少する。6月には、2月、4月に比べ、水

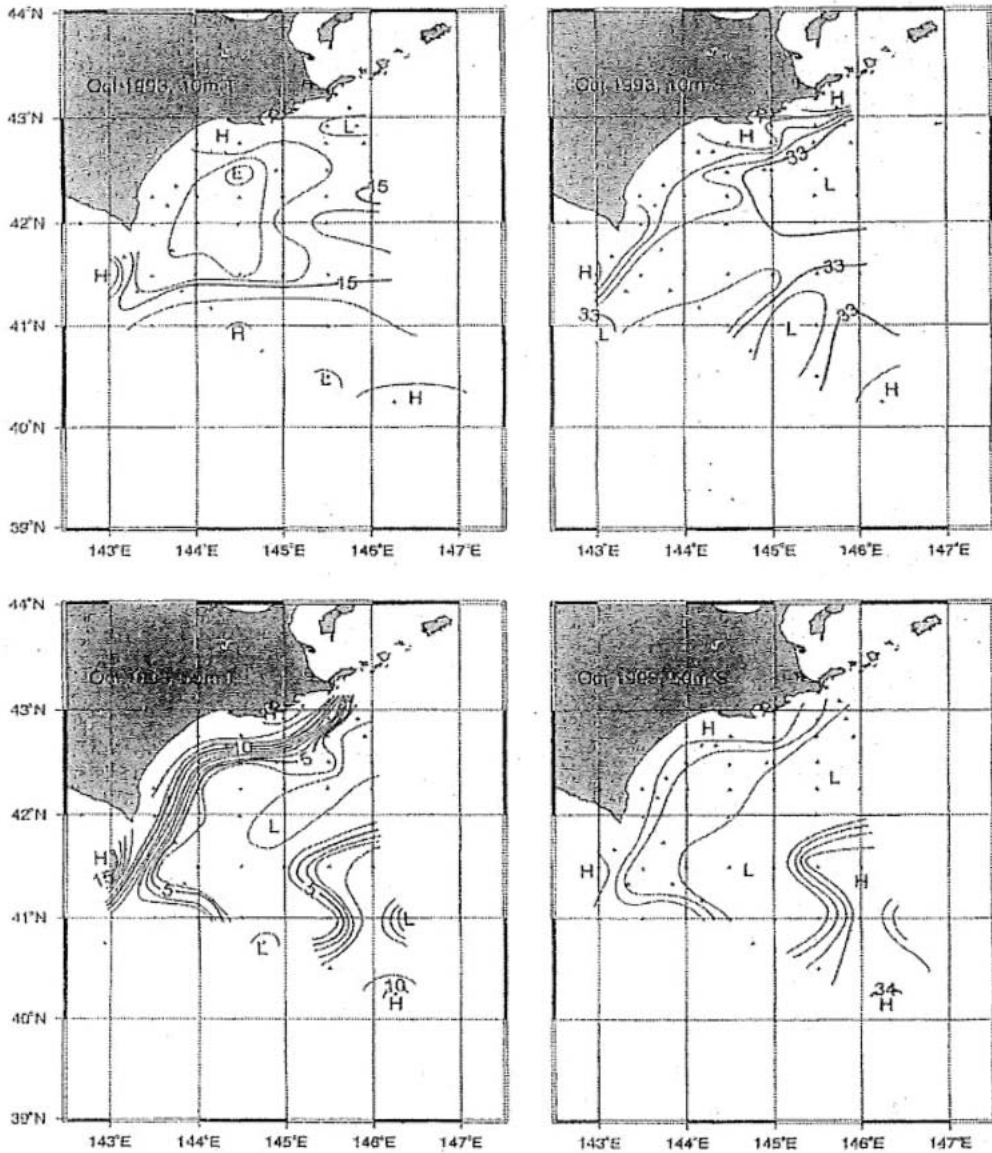


Fig. 5. Same as in Fig. 4, except for a coastal warm and saline water belt (the East Hokkaido Warm Current) in October, 1993.

温・塩分値がかなり上昇しているが、等値線の形状から見る場合、やはり沿岸親潮の季節ということが出来る。

期間II (Fig. 9) は道東暖流が現れやすい季節と言えるが、期間Iの沿岸親潮に比べると、その出現の頻度は少なく、最盛期と考えられる8月～10月においても、特に塩分分布においては、沿岸親潮に似た構造が現れることがしばしばある。12月においては、この傾向が強くあらわれるが、特

に1996年の東側の2測線、P1およびPK0、においては水温・塩分共に沿岸親潮の構造が現れている。形状だけからみると、沿岸親潮の前駆的なものが12月にすでに現れる年があることになる。大谷 (1980) は沿岸親潮水の起源がオホーツク海の流水の溶融水に求めているが、その太平洋への流出は春以降と考えられるから、沿岸親潮が最も強勢となるのが2月であることを示す Fig. 8の結果は (一か月毎のデータを解析した日下ら

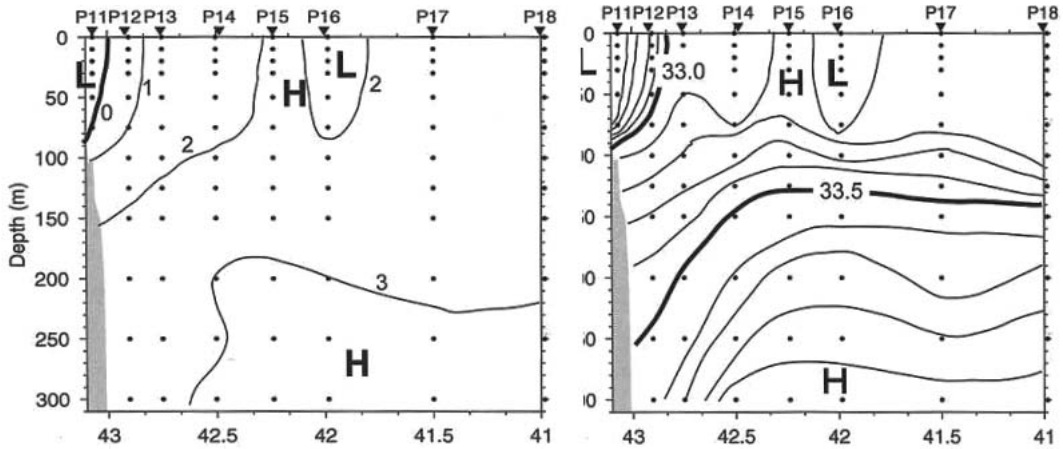


Fig. 6. Cross-sections of temperature (left: °C) and of salinity (right) along P1 line in February, 1996.

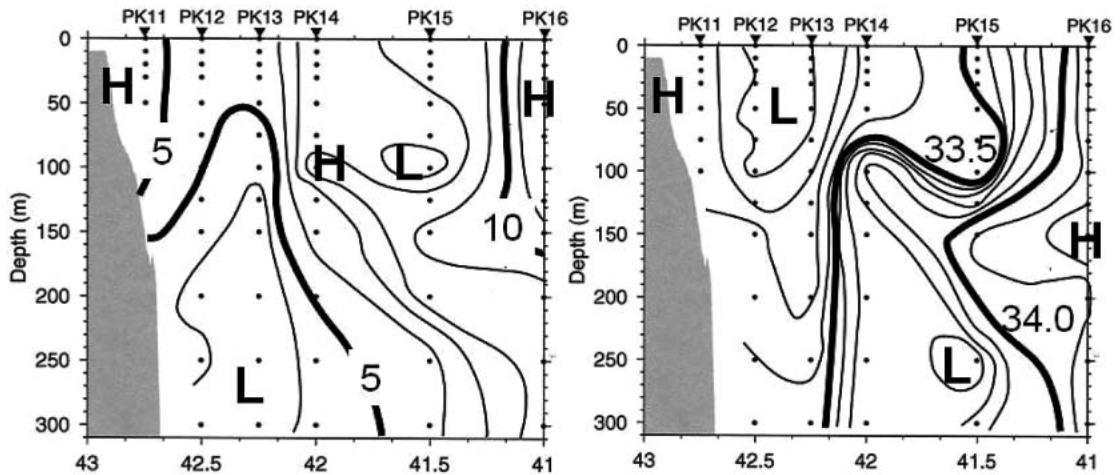


Fig. 7. Same as in Fig. 6, except for in December, 1996.

(2009) は、2月よりも1月の方が強勢であるとしている)、この考え方を否定するものであるが、すでに12月から沿岸親潮の前駆現象が起こるとすると、沿岸親潮の起源水について検討しなおす必要がある。

5. 数値化による道東沿岸流の季節変化の定量的表現

道東沿岸流の出現特性の季節変化を示す Fig. 8 と Fig. 9 を、より定量的に、見易い形にするため、そこに現れる記号を数値化することを試みる。ここでは道東暖流の構造を示すものに正の値を与え、○を+5に、□を+3に、△を+1に置き換える。そうして、沿岸親潮の構造を示すものに負の値を与え、●を-5に、■を-3に、▲を-1

に置き換える。そうして、沿岸流の構造が認められなかったxを0に置き換える。この数値の与え方も極めて恣意的であるが、現れ方の大勢を示すものとする。

指標の深度依存性

このように数値化した後、月毎に統計を取った。まず、各測線について平均をとり (P1とPK0については6年間、他の測線では7年間の平均)、次いで標準層毎に各測線の値を平均した。これにより、出現状況が深度によりどのように変化するかを示したのが、Fig. 11である。この図で、上段の時期Iではすべての指標が負の値を示しているのに対して、下段の時期IIにおいては、12月の塩分の指標と、ここで示した最深部の200m付近で小さな正の指標値を示すものの、ほとんどの部

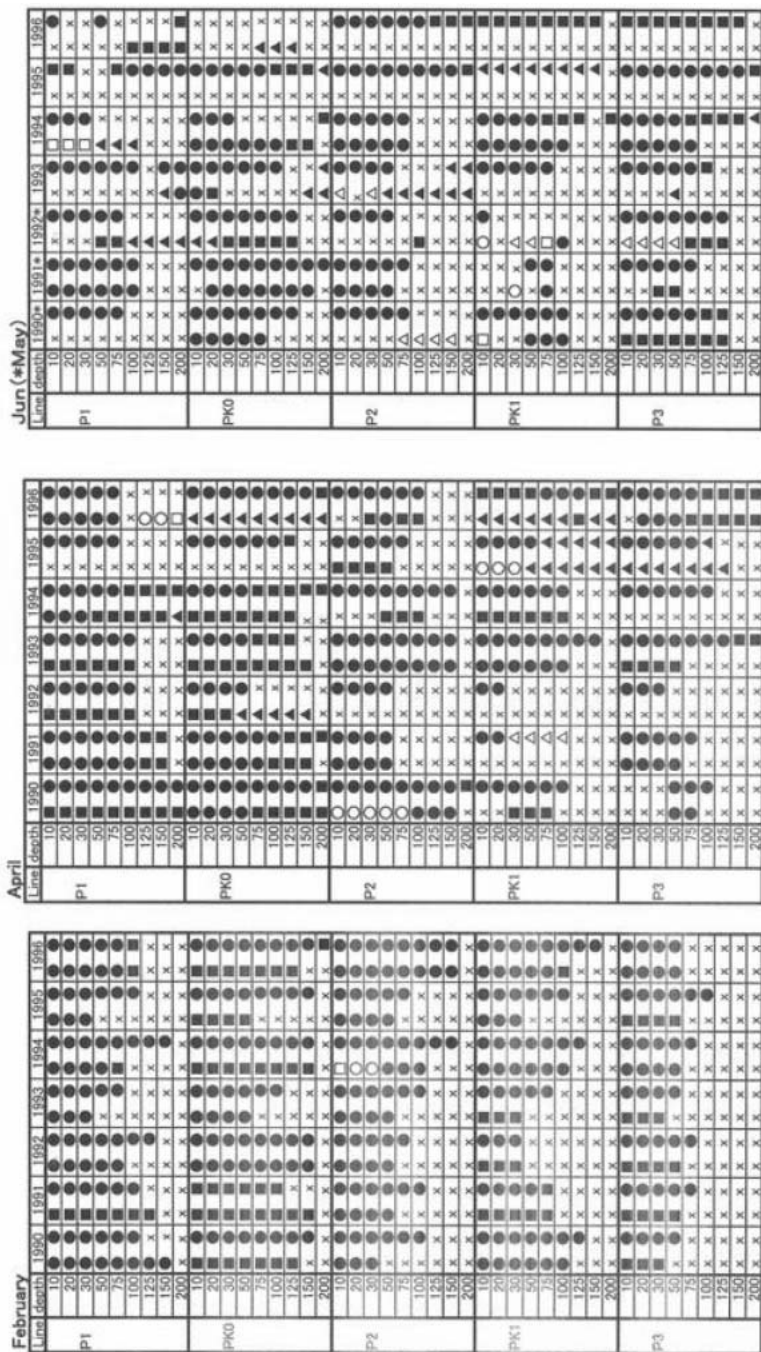


Fig. 8. Status of occurrence of the East Hokkaido Coastal Current (the Coastal Oyashio and the East Hokkaido Warm Current) in Period I: February (left), April (middle), and June (right). Black marks indicate the case that cold or less saline coastal band exists, and white marks the case that warm or saline coastal band exists. Circles indicate “very clear” case, squares “clear” case, and triangles “ambiguous” case. Cross marks indicate the case that no coastal current is observed. * marks attached to year name indicate the data obtained one month before.

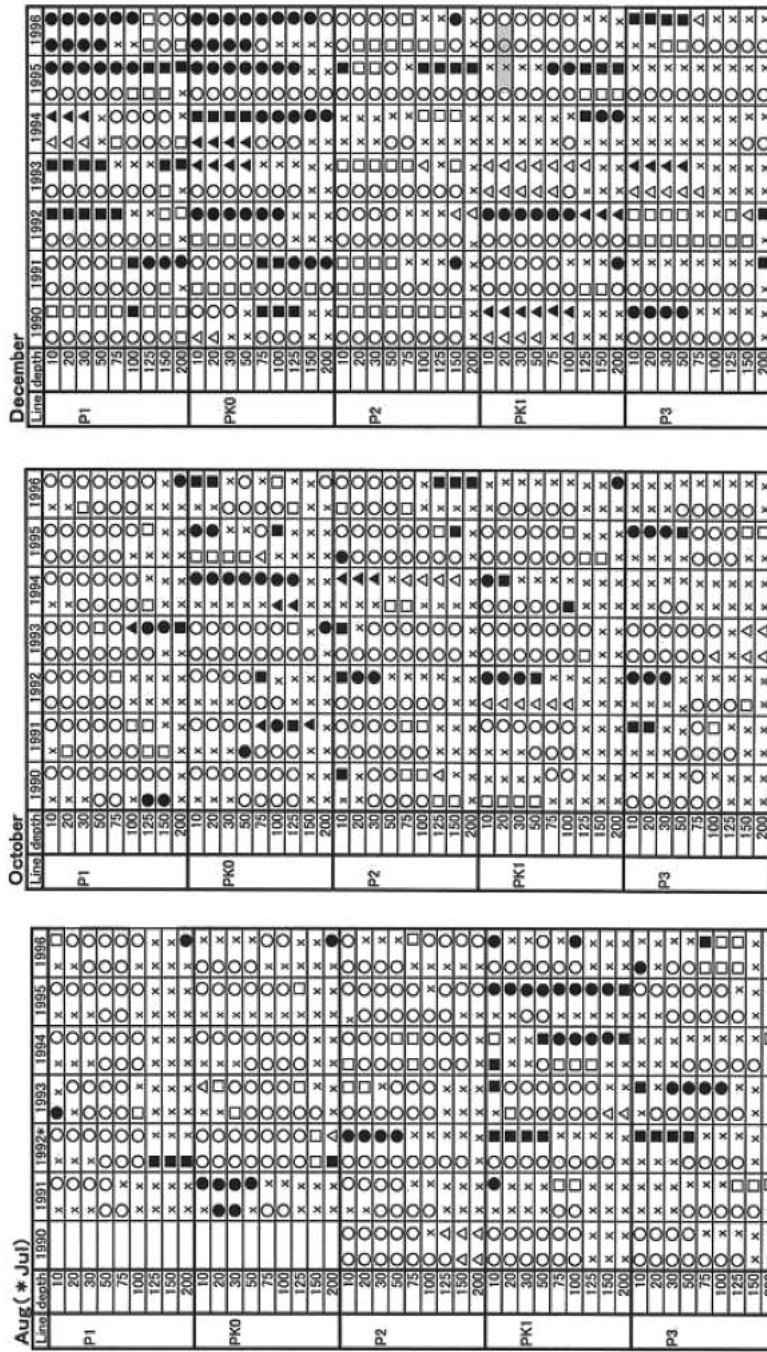


Fig. 9. Same as in Fig. 8, except fin Period II: August (left) , October (middle) , and December (right).

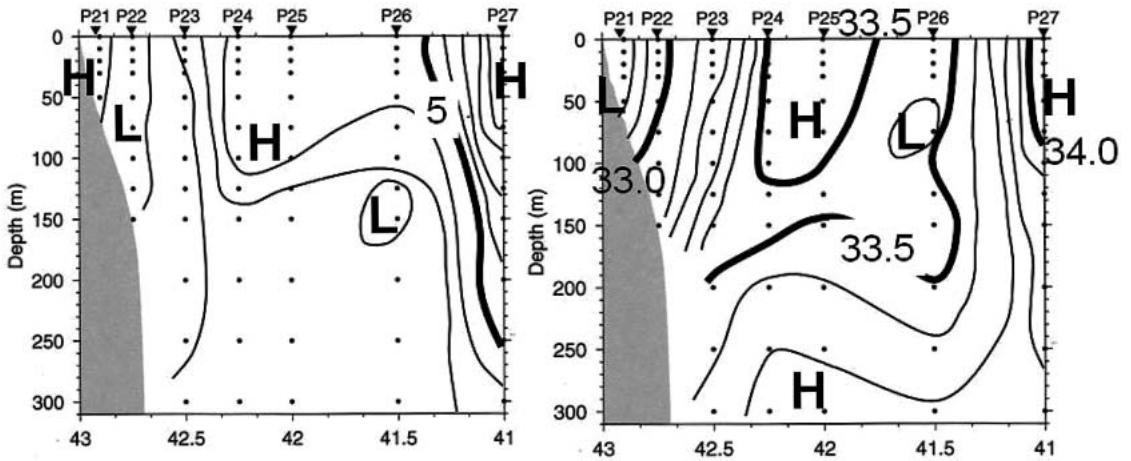


Fig. 10. Same as in Fig. 6, except for along P2 line in April, 1990.

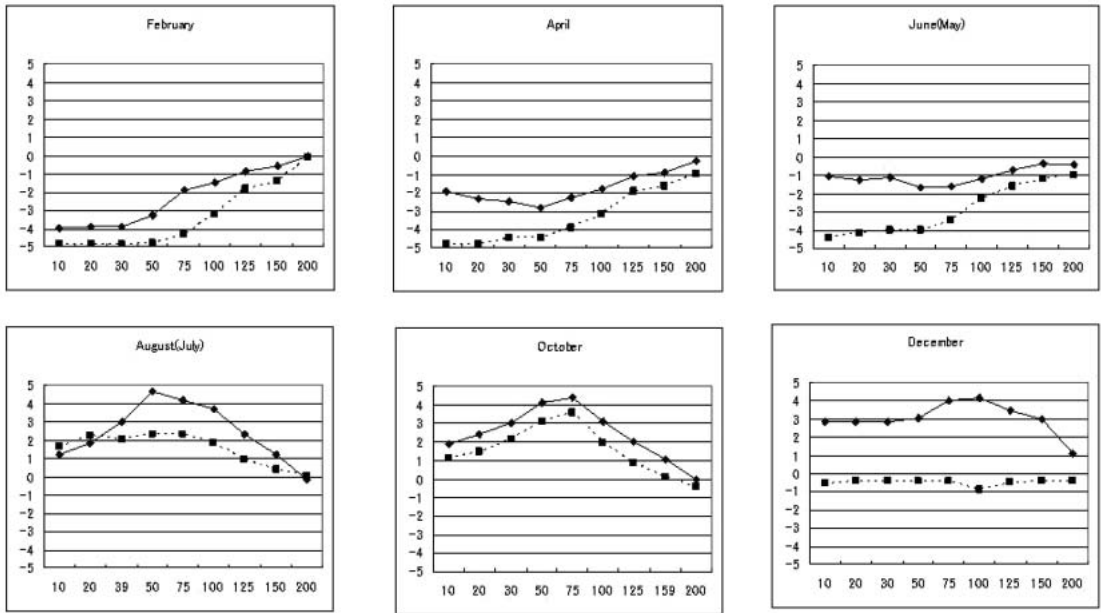


Fig. 11. Changes of the occurrence indices of the East Hokkaido Coastal Current with depth: upper column for Period I (February (left), April (middle), and June (right)) and lower column for Period II (August (left), October (middle), and December (right)). Temperature indices are shown with full line, and salinity indices with dotted line.

分で正の値を示している。12月の塩分の指標が負の値を示すのは、水温については、ほとんどの場合に道東暖流の構造を示すのに対して、塩分については、かなりの場合に沿岸親潮の構造を示すことがあることを反映している。12月の状態はさらに検討を要するが、時期Iが沿岸親潮の季節、時期IIが道東暖流の季節であることを、この図は示している。

この図で注目すべきことは、時期Iにおいては水温の指標に比べて、塩分の指標が常に-5に近い値を示しおり、一方、時期IIにおいては塩分の指標に比べて、水温の指標が常に+5に近い値を示していることである。すなわち、沿岸親潮は塩分分布により明確に現れ、道東暖流は水温分布により明確に現れることが示されている。このことは、道東沿岸流の特性を単純に水温・塩分を基に

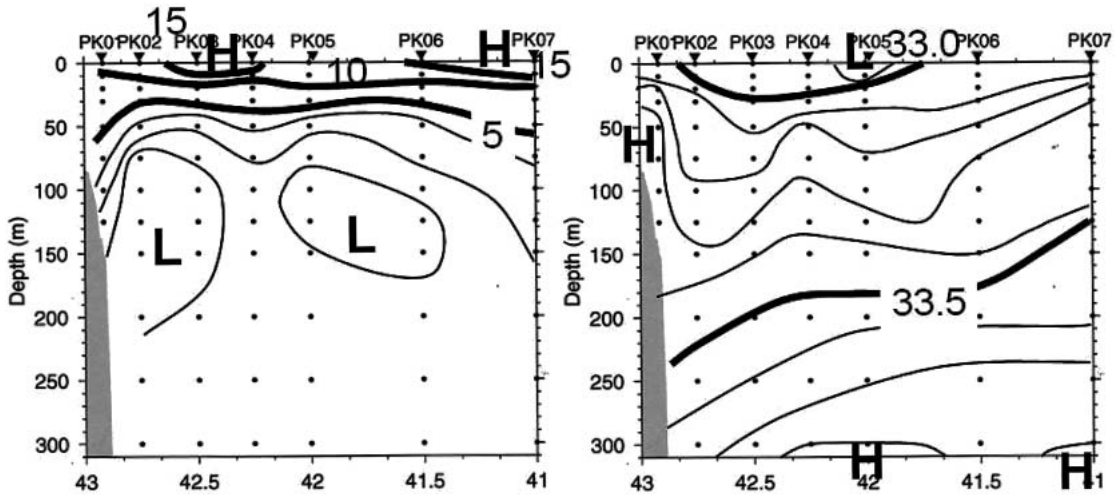


Fig. 12. Cross-sections of temperature (left: °C) and of salinity (right) averaged over 7 years along PK0 line in August.

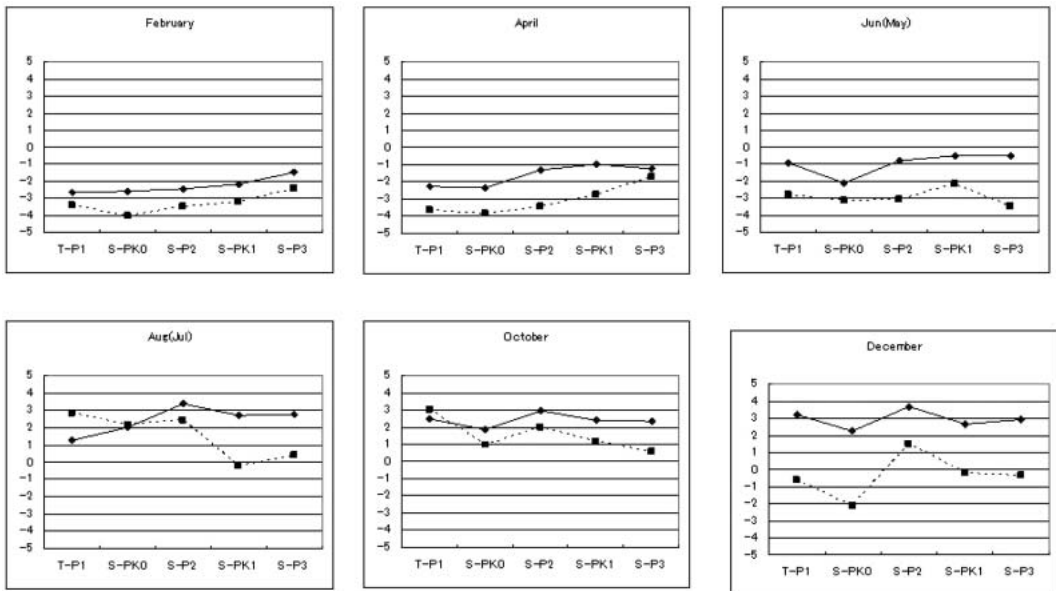


Fig. 13. Same as in Fig. 11, except for changes with observation line.

した水塊特性で議論し得るかどうかについても慎重な考察を必要とすることを示唆している。

指標の深度依存性についても、時期Iと時期IIで違っている。水温の指標と塩分の指標は、おおむね並行して変化しているが、時期Iでは塩分の指標が、時期IIでは水温の指標が、より明確な特性を示しているのだからこれに注目しよう。時期Iにおいてはどの月でも、塩分の指標は10m層のほとんど-5の値から単調に増大していき、125m

付近で-2の値を切る。この-2というのは、構造が「明確」と「不明確」の境目にあたる値であるから、沿岸親潮の平均的な厚さが100m程度であることを示すのである。時期IIについての水温の指標は、12月においては不明確であるが、8月においては50m、10月においては75m水深で極大値をとり、それ以深では深さとともに減少する。そうして、やはり125m付近で、+2の値を切っている。すなわち道東暖流の平均的な厚さは、沿

岸親潮の厚さと大差なく、100m 程度と考えられる。

時期IIの8月、10月の指標に最大値が現れる原因は、夏季から初秋に海域に現れる高温・低塩分の表層水に道東暖流がマスクされて、認めにくくなっているためと考えられる。Fig. 12に、解析した7年間について平均した8月の水温・塩分の断面図をPK0測線について示す。解析海域全体を覆うように、高温・低塩分の表層水が存在しており、表面近くでは道東暖流の構造がほとんど消されていることが分かる。このような表層水は6月頃から現れ始める。10月になると、表層の混合の進行に伴い、この表層水の厚さは8月よりも増大する。このため、8～10月に道東暖流の構造を表す指標が表面近くで減少することになる。

指標の測線依存性

同様の方法で、7年間平均の各標準層の値を、深さ方向に平均して、各測線についての出現特性の平均指標を求めた。その結果をFig. 13に示す。6月、8月、12月のグラフには特徴的な傾向はみられないが、2月、4月の沿岸親潮の時期に指標は測線が東から西に移るにつれて大きくなり、0に近づく傾向が見られる。一方、道東暖流の時期10月には、測線が東から西に移るにつれて小さくなり、0に近づく傾向が見られる。この結果は、道東沿岸流の水が北東海域から南西方向に運ばれてくるといふ、一般的知見と矛盾しない。

この他、年別の平均指標等を求めて検討したが、有意な結果はえられなかった。

6. おわりに

この論文では、年6回の釧路水産実験場の観測資料を解析したので、季節変化といっても2か月の分解能しかない。今後、北海道区水産研究所のAラインの資料等を加えて分解能を上げていく必要がある。しかし、釧路水産実験場の充実した定期観測資料から、道東沿岸流の季節変化について多くの知見を得ることができた。その結果を要約しておく。

- (1) 沿岸親潮は2月、4月に強勢であり、道東暖流は8月、10月に強勢である。
- (2) 6月にも沿岸親潮に対応する構造が現れ、12月には道東暖流に対応する構造が現れやすく、年の前半は沿岸親潮の季節であり、年の後半は道東暖流の季節である。道東暖流は最盛期の8、10月にも、現れない年がある。
- (3) 沿岸親潮の構造は塩分の分布により現れ易く、道東暖流は水温の構造により現れ易い。
- (4) 沿岸親潮、道東暖流の厚さは、ともに100

m程度である。

- (5) 夏季にこの海域を広く覆う高温・低塩分の表層水のため、30m以浅では道東暖流の構造は不明確になることが多い。
- (6) 12月は全般としては、道東暖流の季節と考えられるが、塩分構造は沿岸親潮の特性を示すことが、しばしばある。年によっては水温分布を含め、沿岸親潮と見られる構造が現れ、沿岸親潮の前駆的な現象が見られることがある。

この論文では、水温・塩分の水平分布、鉛直断面における等値線の形状・構造にのみ注目してきた。以上に述べたように、道東沿岸流の厚さは100m程度であり、75m水深を超すと、出現の指標が低下していくこと、夏季においては30m以浅において表面暖水層のために指標が低下することを考えると、周年にわたって道東沿岸流の特性の季節変化を調べるためには、50～75mの水深の水温・塩分値に注目することが適当であろう。現在、われわれは50m層を対象にして、水温・塩分の値を考慮に入れた水塊特性の季節変化を解析中である。

謝辞

本研究に用いた資料は全て、北海道立釧路水産実験場の北辰丸による観測データである。困難な観測作業に献身的な努力をして頂いた北辰丸の船長を初めとする船員の方々に心からの感謝の意を表します。また、この研究は、根室市水産研究所とロシアのサハニロ (SakhNIRO) 研究所との共同研究ハナサキ・プログラムの一環として実施されたものである。

文献

- 磯田豊・黒田寛・明正達也・本田総 (2003) : 沿岸親潮の海洋構造とその季節変化。沿岸海洋研究、**41**, 5-12.
- 大谷清隆 (1971) : 噴火湾の海況変動の研究II 噴火湾に流入、滞留する水の特性。北大水産彙報、**22**, 58-66.
- 大谷清隆 (1980.) : 親潮水形成に関わるオホーツク海の役割。海と空、**65**, 13-20.
- 小笠原惇六 (1990) : 北海道東部・南部沿岸海域II。続日本全国沿岸海洋誌、473-483.
- KONO, T., P. FOREMAN., P. CHANDLER., and M. KASHIWAI (2004) : Coastal Oyashio south of Hokkaido, Japan. J. of Phys. Oceanogr., **34**, 1477-1494.
- 日下彰・小埜恒夫・東屋知範・葛西広海・小熊幸子・川崎康寛・平川和正 (2009) : 北海道東部太平洋域における海洋構造の季節変動。海の研究、**18** (2), 135-155.

受付 2009年1月20日

受理 2009年3月26日

[総説]

海洋学及び水産学分野における日仏間協調の歴史と今後^(*)

八木宏樹^{*}・小池康之^{**}・小松輝久^{***}

1 はじめに

日仏海洋学会（日本）と仏日海洋学会（フランス）は、学会創立以来不定期ではあるが共同シンポジウムを開催して学术交流を行ってきた。つい先日9月8日～12日の間、マルセイユとパリにおいて日仏海洋学シンポジウムを開催した。これには日本から42名、フランス側から150名強、総勢約200名の研究者が参加した。会期中、8日か

ら10日にかけてマルセイユにおいて学術講演を行い、移動日を挟んで12日はパリの日本文化センターにおいて、両学会の今後の交流について意見交換を行うと共に、日仏交流150周年記念事業の一環として日本とフランスからそれぞれ2件ずつの一般向け講演を行った。本学会は、日仏関連諸学会の総合シンポジウムと合わせ、日仏両国で記念事業に参加する機会を得たことになる。

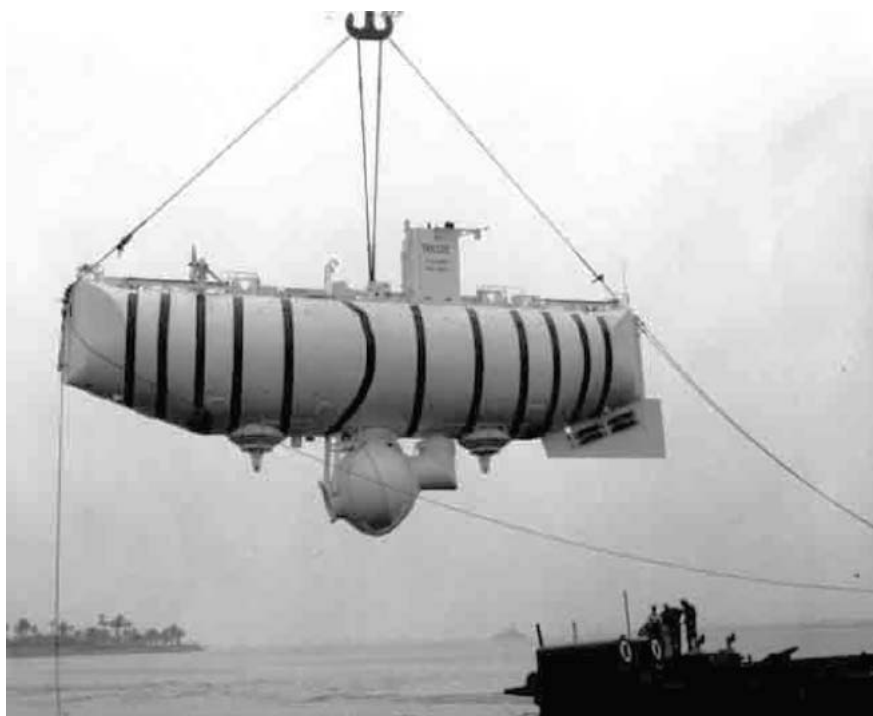


図1. パチスカーフ（出典：ウイキペディア）

^(*) 日仏学术交流ルネッサンス報告論文集（2008）より
転載

*小樽商科大学商学部生物学研究室

**日仏海洋学会幹事

***東京大学海洋研究所行動生態計測分野

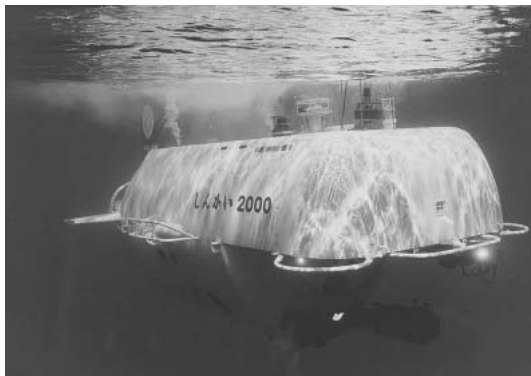


図2. しんかい2000 (左) と しんかい6500 (右)
(提供：独立行政法人海洋研究開発機構)

本題の海洋学と水産学分野における日仏交流には長い歴史がある。この交流は1960年代にバチスカーフ（深海潜水艇の総称）が日本において最初の潜水を行った時代から始まった（図1）。その当時、東京水産大学学長に就任された故・佐々木忠義教授が潜水艇に乗船されたのを記念して日仏海洋学会が創立された。1970年代には、水産学分野も含めて活発な人的交流が行われたが、その後、海洋学と水産学の分野はそれぞれ独自に発展の方向を展開した。

2 海洋学分野

日仏交流が始まった150年くらい前、日本に來航したフランスの軍艦が長崎で軍艦の建造技術を指導したという記録もあるが、本格的な日仏交流は1960年代にバチスカーフが日本において最初の潜水を行った時代から開始された。1万メートル級の深度を誇るバチスカーフは、この当時千島沖で9,545メートルの潜水深度を記録している。このエポックメイキングを記念して、バチスカーフはアルキメデス（伝説ではアルシメッド）号と名付けられた。日仏海洋学会創立以来、このアルキメデス号から海洋・水産分野における本格的な日仏交流が開始された。

当時の大学カリキュラムには独立した海洋学部は存在せず、水産学部の中で海洋学という授業が行われていた。その後この関係は逆転し、海洋学部の中に水産学と海洋学が肩を並べる状態に進化してきた。さらに時代を経て、日仏間の海洋学と水産学における研究協力は二つに分かれ、それぞれ独自の歴史をたどることになる。

海洋分野における日仏協力は順調に進められた。やがて黎明期のバチスカーフの時代が終わり発展期に入る。フランスでは1984年にアルキメデス号の後継として、6,000メートル級のノーティル号

が建造された。潜水支持船で操作されたアルキメデス号に対し、ノーティル号は独航能力を備えているので自由に動き回ることができ、さらに海の底を探ることができるマニピュレータを装備していた。この潜水艇の建造によりフランスにおける深海域の研究は一層の発展を遂げる。

一方日本でも海洋科学技術センター（JAMSTEC、現在の独立行政法人海洋研究開発機構）において、1981年に深海潜水艇の「しんかい2000」が建造され、本格的な深海調査が開始された。また、1990年にはさらに潜水能力の高い「しんかい6500」が建造された（図2）。

かつて、光の届かない沈黙の世界と呼ばれた深海底にも、これらの深海潜水艇の調査により科学のメスが入られ、次々と新しい知見が公表された。中でも、今まで考えられなかったメタンや硫化物をエネルギー源とする生態系は、なじみある浅海域とは全く違うもので、生命が誕生した地球の初期時代を再現しているような事実が次第に解明されてきた。

これらを契機として深海の海洋学分野は、生命の起源となる深海微生物やウイルスの発見・DNA解析などを介して生命科学の分野で新しい発展を遂げてきた。その中で、フランスと日本は互いに独自の研究を行ないながらも、良い意味でのライバルとして、時には潜水深度や回数などを競い、また時には情報交換を行いながら海洋学分野の発展に貢献してきた。その当時の日仏両国の共同事業として、1984年～85年に第一次KAIKO計画（日仏・日本海溝共同調査）が行われ、さらに1989年には第二次KAIKO計画が実施された。この事業はフランス側では、CNEXO（現在のIFREMER）・CNRS・パリ大学・オルレアン大学が、日本側ではJAMSTEC・東大・北大が参加して共同研究を行い、初の日仏対等の共同研究

として評価を受けている。

さらに時代の変遷を経て、1990年代は地球規模の環境変動が重要視されることになる。地球の温暖化・気候変動・海洋汚染などの進行に伴い、水資源や海洋生物の多様性の確保が世界中で叫ばれ、手薄であった極域も観測対象に加えられた。このためには広範囲に亘る調査船の活動が求められ、日仏両国間の協力だけでは追いつかない状況となり、アメリカやカナダなども加えた国際協力が必要となった。国際協力の必要性を知るための一例として、世界の有機化合物と重金属汚染の状況を示すデータがある。これによると、汚染の著しい東京近郊・アメリカの東西海岸・ヨーロッパ沿岸に対し、東南アジア海域ではそれほどの汚染が見られない結果が出ているが、実際には先進国に対して調査が遅れているためにデータが欠けていたのがその理由であることが判明した。このような状況を回避するために、測定方法や解析方法の統一および測定データに対するインターキャリブレーションが必要となり、環境モニタリングにおける国際ネットワークを構築する必要性が新たな課題となっている。

このように海洋分野における日仏両国間の協力は、バチスカーフの時代から徐々に進歩を遂げている。

3 水産学分野

一方、水産学（増養殖）の分野においては両国間の協力はこれ程順調には進行せず、紆余曲折を経て現在に至っている。

日本における水産増養殖の歴史を見ると、戦後間もなくして外貨獲得のために真珠や鯉等を輸出対象として増養殖が発展していた。その延長線上で、高価な水産物売ることを目途にハマチ、マダイ、アワビ、クルマエビ、ホタテガイなどの養殖技術が確立されてきた。その当時、1967年にフランスでは最も重要な水産資源であるカキが、イリドウイルス病にかかって全滅に近い被害を受けたので、日本からカキの稚貝を輸出してフランスを助けた歴史がある。当時のフランスではCNEXO（現在のIFREMER）においてカキやムール貝の養殖を研究していたが、これを契機に日本の高い養殖技術が認められ、1970年代に両学会を通じて活発な人的交流が行われ、とりわけ日仏学生の長期交流において両国協調の充実期を迎える。その当時、現在では信じがたい事実であるが、両国間で有用水産物の移植なども行われている。日本からはクルマエビ・ホッコクアカエビ・ホタテガイ・アサリ・アワビなどが移植され（図3-5）、フランスからはヨーロッパウナギ・ホタテガイ・

ロブスター・スジエビなどが移植された経緯がある。

共同シンポジウムの開催も1978年以来10回を重ね、多くの成果を上げた。1978年にマルセイユで行われた「マグロ類の生物学、漁業及び養殖に関するシンポジウム」でフランスが日本から得た知見は、やがて「地中海の畜養マグロ」に結びつき、今年年間1万6千トンもの地中海マグロが日本人の食卓を飾っている。このシンポジウムでは日本側にもフランスから学ぶ部分があった。この時の知見が契機となり、近畿大学の故・原田輝雄教授グループのマグロの養殖技術が飛躍的に進歩したとされている。

1980年代にはフランス側は日本に追いつけ、追い越せということでフランス全土で魚介類の養殖が手がけられた。例えば、地中海沿岸のトー湖（Etang de Tau）、コートダジュールのニース、ポリネシアのタヒチなどで日本型の養殖施設が取り入れられ、カキ・ムールガイ・真珠貝・クルマエビなどの養殖が行われていた（図6）。

しかしその後、フランスの社会情勢が大きく変化したことにより日仏関係にも影響がもたらされる。その理由は、環境問題の台頭、社会環境の変化、および日本型養殖技術への懸念などである。例を上げると、集約型の養殖で餌を多量に投与した結果、汚染を招いて赤潮が発生する。日本から輸入した種ガキに付着して海藻類の種が移入し、アサクサノリ・コンブ・ワカメがどんどん増えていく。あまり海藻を食べないフランスではこれらの海藻は害藻として扱われる。また、輸入したホタテ貝の種苗とともに貝毒プランクトンが混入された。この結果、健康志向が先行するフランスでは日本型の養殖技術に対する懸念が大きく台頭し、フランス独自の技術開発へと変化してゆく。さらにこの状況に社会環境の変化が追い打ちをかけることになる。風光明媚なモナコにおいて、観光重視の住民と養殖業者の間で養殖施設の撤去を巡って訴訟問題が起こり、養殖業者が敗訴した事件を契機に、1ヘクタール以上の養殖施設の設置にはアセスメントが必要になった。これによりフランスでは養殖施設の設置が事実上困難な状態となった。これに対応する目的で1997年にフランス水産振興法が設立されたが、すでに時を得る措置ではなかった。

この後、フランスの水産養殖の技術開発は大きく方向転換し、無公害型の養殖システムを開発して、東南アジアや日本に売るということを目指した。さらに若い研究者をフランスに招聘して教育し、技術とシステムをともに普及する海外戦略計画も取り入れた。残念なことに、これらの情報は



図3. 日本から移植されたアサリ
(ノルマンディー)



図4. 日本から移植されたマガキ,
(手前の籠), (プルトーニュ)



図5. 日本の技術導入例：アワビの種苗生産と放流（左），サケの網生簀養殖（右）
(共にプルトーニュ)



図6. トー湖 (Etang de Tau) における貝類垂下養殖
養殖施設全景 (左) と垂下されたフランスガキ (右)



図7. イセエビ魚礁 (千葉県館山市) で研修を受けるフランスの若手研究者 (左)

日本側には詳細に伝えられることはなかった。

4 日仏協調への取り組み

現在、海洋学分野では地球規模での取り組みが求められている。地球温暖化がもたらす海洋や気候の変動、あるいは将来のエネルギー資源開発に結びつく海洋地質に関する研究には海外に広大な領土を持つフランスの協力が欠かせない。

水産学分野では、海洋生物資源の激減や海洋生態系の保全と修復は日仏のみならず人類の共通課題として取り組む必要がある。

昨2008年9月、海洋学分野と水産学分野、それぞれの長い歴史を背景にマルセイユにおいてシンポジウムが開催された。計画段階で、日仏間でいくつかの共通課題が浮き彫りになった。一つは、海洋における食料の増産と相反する環境保全の問題が真っ向からぶつかり合っていることである。さらに、この問題がすでに社会レベルから学際分野に移行していることである。今回のテーマの一つであった人工魚礁を例に上げれば、従来は魚の蝸集効果が主な課題であったが、現在は魚礁周辺の生物多様性への影響、あるいは礁表面に形成さ

れるバイオフィルムが生態系に与える効果など、マクロからミクロの知見が広く要求される状況になっている。日仏でそれぞれの研究者が、これらの広範囲な課題に取り組んでいるが、今まではこれらを総合的に検討できる交流場所がなかった。今後はこれらの分野での情報交換の場が必要とされる。

二つめの課題は、日仏・仏日両海洋学会のあり方であった。過去に親密に交流した時期と冷戦状態の時期が交互に続いた経緯がある。この状態の解決策が同時に検討された。

以上の課題を背景に両学会で検討を行った結果、今後は両学会を通じて人的交流、特に大学・研究所レベルで基礎研究を行っている若手研究者層の育成を図ること（図7）、および情報交換の場の提供が了承された。これらの課題の一部はシンポジウム期間中にすでに発足し、フランス側で特に関心の高かった魚礁をテーマに、日仏魚礁クラブが結成された。今後は魚礁製造企業にも参加を呼びかけてゆく予定である。

以上、過去から未来に向けて、海洋学および水産学の分野での日仏交流を概観した。今回のマルセイユでのシンポジウムの成果が大いに期待されるところである。

資 料

第 47 卷第 1 - 2 号掲載欧文論文の和文要旨

アブウアラ・ジュリアス, 吉 俊輔, 工藤 勲^(*): 亜寒帯貧栄養性石狩湾における河川起源栄養塩とクロロフィルa分布の季節変化

2006年石狩湾において栄養塩とクロロフィルaを測定した。石狩湾は、亜寒帯域に属しながら、対馬暖流水の影響を強く受けるため貧栄養性海域に分類される。しかしながら、石狩湾は流域面積で本邦第二位の石狩川が流入するため河川起源の栄養塩の影響を強く受けることが予想された。雪解けにより栄養塩供給量が最大となる春季において河川ブルーム内外で平均クロロフィルa濃度に差は見られなかった(平均 2.3 mg m^{-3})。秋季においては、河川ブルーム内で高濃度のクロロフィルa(平均 7.4 mg m^{-3})が観測され、マイクロサイズの画分が優占していた。しかし、ブルームの外側においては、全季節においてナノ、ピコサイズのクロロフィルaが優占していた。河川ブルーム内で春季に河川からの栄養塩供給が高いにも係わらずクロロフィルaが低い理由として、河口付近では河川からの懸濁粒子による光制限が、沖合域ではリン制限が推察された。

(*〒060-0810 札幌市北区北10条西5丁目 北海道大学大学院環境科学院、²⁾ 北海道大学大学院水産科学研究所・環境科学院)

安倍大介^(*), 遠藤貴洋, 日比谷紀之, 今脇資郎: 衛星海面高度計により観測された黒潮の大蛇行流路への遷移過程

衛星海面高度計と表層漂流ブイのデータを用いて、TOPEX/POSEIDONによる海面高度計測が始まった1992年以降初めて起こった2004年の日本南岸沖における黒潮の大蛇行流路への遷移過程について調べた。大蛇行流路への遷移に先立って、九州南東沖で引き金蛇行が発生し、四国南沖を東方に伝播した。潮岬を通過後、引き金蛇行の東進速度が遅くなり、潮岬の南約200kmに位置する膠州海山上で蛇行の谷が急激に増幅した。その結果、S字型流路を経由して、伊豆小笠原海嶺の西側で大蛇行流路が形成された。このように黒潮流軸が膠州海山上に達していたのは、1993年以降では2004年のみであった。これらの観測結果は、黒潮大蛇行の形成過程における膠州海山上での傾圧不安定の重要な役割を指摘したENDO and HIBIYA (2001)の数値モデルによる結果と良く一致していた。

(*〒236-8648 神奈川県横浜市金沢区福浦2-12-4 独立行政法人 水産総合研究センター 中央水産研究所 海洋データ解析センター 海洋モデル研究グループ Tel: 045-788-7648 Fax: 045-788-7683 e-mail: AMBE@affrc.go.jp

学 会 記 事

1. 2009年4月23日(木)日仏会館会議室において、2009年度第1回幹事会が開かれた。

報告事項

- 1) 「Kobe2010実行委員会」について：委員会の構成員(中田会員を除く)から委員会参加への承諾が得られた。日仏海洋学会のセッションについて、小松会員が、日仏合同WGの日本側リーダーとなって、フランス側リーダーのエノック氏とテーマを検討中。
- 2) 「テクノオーシャン2010実行委員会」(4月9日開催)の様子が河野会員から報告された。実行委員会として、Advisory membersに今脇会長、Technical Program and Publication CommitteeのCo-Chairsに河野会員が参加している。
- 3) 吉田編集委員長からLa mer編集状況(46巻4号の出版準備中)が報告された。
- 4) 平成21年度学会賞選考委員会半数改選(改選数5)の結果が報告された。小松輝久、荒川久幸、河野博、和泉充、門谷茂の5名が選出された。
- 5) その他；5月から学会事務員が交代。

審議事項

- 1) 平成20年度決算(案)、21年度予算(案)、および平成20年度決算の監査報告がなされた。内容は次回幹事会までに吟味することとした。
- 2) 評議員会議案および総会議案について検討した。研究発表会の発表者の資格について審議し、評議員会で諮ることとした。あわせて、学生会員の会費についても検討し今後の課題とした。
- 3) 「テクノオーシャン2010実行委員会」
「Techno-Ocean Newsletter」へ日仏海洋学会の紹介記事を掲載することとし、会長が原稿を執筆する。「テクノオーシャン2010」のプロシーディングについて議論し、日仏海洋学会のセッションについては、プロシーディングにはアブストラクトのみを収録し、論文はLa mer50周年記念号に収録できるように、「テクノオーシャン2010実行委員会」に要望することとした。
- 4) その他
 - a) 会則改正について審議し、退会・除名規定の新設(案)、会員規定の改正を了承し、評議員会と総会に諮ることとした。
 - b) バックナンバーDVDの配布をLa mer46巻3号に挿み会員へ送付するとしていたが、延期して

4号で表紙および内包を工夫し配布することとした。

- c) 平成20年度研究発表会DVD作成・販売について報告された。平成21年度の方針について審議し、本年度も研究発表会DVDを作成・販売することとした。

3. 新入会員

氏名	所属	紹介者
Cara Miller	Flinders University School of Biological Sciences, GPO Box 2100, Adelaide,5001,S.A.Australia	吉田次郎
岩重 慶一	神奈川県横浜市神奈川区金港町2-1パー クタワー 横浜リバーサイド	森永 勤

3. 所属および住所変更

山口征矢 〒332-0011 埼玉県川口市元郷1-13-6

日仏海洋学会誌「うみ」投稿規定

1. 「うみ」(欧文誌名 La mer)は日仏海洋学会の機関誌として、和文または欧文により、海洋学および水産学ならびにそれらの関連分野の研究成果を発表する学術雑誌であり、同時に研究者間の情報交換の役割をもつことを目的としている。
2. 「うみ」は、原則として年4回発行され、投稿(依頼原稿を含む)による原著論文、原著短報、総説、学術資料、書評その他を、編集委員会の審査により掲載する。これらの著作権は日仏海洋学会に帰属する。
3. 投稿は日仏海洋学会会員、および日仏海洋学会正会員に準ずる非会員からとする。共著者に会員を含む場合は会員からの投稿とみなす。
4. 用語は日、仏、英3カ国語のいずれかとする。ただし、表および図の説明の用語は仏文または英文に限る。原著論文には約200語の英文または仏文の要旨を別紙として必ず添える。なお、欧文論文には約500字の和文要旨も添える。ただし、日本語圏外からの投稿の和文要旨については編集委員会の責任とする。
5. 原稿はすべてワードプロセッサを用いて作成し、本文・原図とも2通(正、副各1通)ずつとする。副本は複写でよい。本文原稿はすべてA4判とし、白紙にダブル・スペース(和文ワープロでは相当間隔)で記入する。表原稿および図の説明原稿は本文原稿とは別紙とする。
6. 投稿原稿の体裁形式は「うみ」最近号掲載論文のそれに従う。著者名は略記しない。記号略号の表記は編集委員会の基準に従う。引用文献の表示形式は、雑誌論文、単行本分載論文(単行本の一部引用も含む)、単行本などの別による基準に従う。
7. 原図は版下用として鮮明で、縮尺(版幅または1/2版幅)に耐えられるものとする。
8. 初稿に限り著者の校正を受ける。
9. すべての投稿原稿について、1編あたり5万円の論文掲載料を申し受けます。
10. 会員に対しては10印刷ページまでの掲載を無料とする。会員の投稿で上記限度を超える分および非会員投稿(依頼原稿を除く)の印刷実費はすべて著者負担(1万円/ページ)とする。ただし、カラー印刷を含む場合には、別に所定の費用(1ページあたり9万円)を著者(会員、非会員とも)負担とする。
11. すべての投稿原稿について、1編あたり別刷り50部を無料で請求できる。50部を超える分は請求により50部単位で有料で作製される。別刷り請求用紙は初稿校正と同時に送付される。
12. 原稿の送り先は下記の通りとする。なお著者(共著の場合は代表者)連絡先のe-mailアドレス並びにFAX番号を付けることとする。

〒108-8477 東京都港区港南4-5-7

東京海洋大学海洋科学部海洋環境学科(吉田 次郎気付)

日仏海洋学会編集委員会

e-mail: jiro@skaiyodai.ac.jp

執筆要領

1. 原稿

- (1) 和文原稿の場合:ワードプロセッサを使用し、A4版の用紙におよそ横30字、縦25行を目安に作成すること。
- (2) 欧文原稿の場合:ワードプロセッサを使用し、A4版の用紙にダブルスペース25行でタイプし、十分な英文添削または仏文添削を経て提出すること。
- (3) 和文原稿、欧文原稿いずれの場合も、要旨、表原稿および図版説明原稿はそれぞれ本文原稿とは別紙とする。
- (4) 最終原稿提出の際に、印刷原稿とともに原稿、表、図版が保存されたフロッピーディスク、CD-R/RW、MO等での提出を依頼する。この場合、原稿はMicrosoft WORD、Just System 一太郎、PDFの原稿のみに限る。また、表、図版はこれら原稿ファイルの中に取り込むか、bmp、jpg等の一般的な画像ファイルに保存したものに限る。なお、電子媒体は返却しない。

2. 原稿記載の順序

- (1) 原著（和文原稿）：原稿の第1ページ目に表題，著者名，研究の行われた所属機関，所在地，郵便番号を和文と英文で記載する。研究終了後所属機関が変わった場合は現所属機関も記載する。連絡先（共著の場合は連絡先とする著者を明示する）の住所，電話番号，ファックス番号，E-mailアドレスも記す。最後にキーワード（4語以内），ランニングヘッドを英文で記載すること。第2ページ目に欧文要旨（欧文表題，著者名を含む）を200語以内で記す。本文は第3ページ目から，「緒言」「資料」「結果」「考察」「謝辞」「文献」「図版の説明」などの章立てあるいは項目で順に記載する。基本的には最近号掲載論文の体裁形式を参考にして投稿原稿を作成すること。原稿には通しのページ番号を記入すること。
- (2) 原著（欧文原稿）：原稿の第1ページ目に表題，著者名，研究の行われた所属機関，所在地，郵便番号を記載する。研究終了後所属機関が変わった場合は現所属機関も記載する。最後にキーワード（4語以内），ランニングヘッドを記載すること。第2ページ目に欧文要旨（欧文表題，著者名を含む）を200語以内で記す。本文は第3ページ目からとする。「Introduction」「Data」「Results」「Discussion」「Acknowledgement」「References」「Figure Caption」などの章立てで順に記載する。基本的には投稿原稿の体裁形式は最近号掲載論文を参考にして作成すること。最終ページに和文の表題，著者名，連絡先著者住所，電話番号，ファックス番号，E-mailアドレスおよび約500字以内の和文要旨を添える。原稿には通しのページ番号を記入すること。
- (3) 原著短報，総説：和文ならびに欧文原稿とも原著論文に準ずる。
- (4) 学術資料，書評：特に記載に関する規定はないが，すでに掲載されたものを参考にする。

3. 活字の指定

原稿での活字は10.5pt~12ptを目安に設定し，英数字は半角フォントを用いること。学名はイタリック，和文原稿での動植物名はカタカナとすること。句読点は（。）および（，）とするが，文献リストでは（.）および（,）を用いること。章節の題目，謝辞，文献などの項目はボールドまたはゴシックとする。

4. 文献

文献は本文および図表に引用されたもののすべてを記載しなければならない。和文論文，欧文論文共に筆頭著者のアルファベット順（同一著者については，単著，共著の順とし，それぞれ発表年の古い順）にまとめ，以下の例に従って記載する。

(1) 論文の場合

有賀祐勝,前川行幸,横浜康継 (1996): 下田湾におけるアラメ群落構造の経年変化. *うみ*, **34**, 45-52.

YANAGI, T. T. TAKAO and A. MORIMOTO (1997): Co-tidal and co-range charts in the South China Sea derived from satellite altimetry data. *La mer*, **35**, 85-93.

(2) 単行本分載論文（単行本の一部引用の場合）

村野正昭 (1974): あみ類と近底層プランクトン. *海洋学講座10 海洋プランクトン* (丸茂隆三編), 東京大学出版会, 東京, p.111-128.

WYNNE, M. J. (1981): Pheophyta: Morphology and classification. *In the Biology of Seaweeds*. LOBBAN, C. S. and M. J. WYNNE (eds.), Blackwell Science, Oxford, p.52-85.

(3) 単行本の場合

柳 哲雄 (1989): 岸海洋学—海の中でのものはどう動くか—. 恒星社厚生閣, 東京, 154pp.

SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING (1942): *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York, 1087pp.

(4) 本文中での文献の引用

本文中での文献の引用方法はすでに発行された雑誌を参考にするが，基本的には次の形式に従う。

① GREVE and PARSONS (1977)

② (AVIAN and SANDRIN, 1988),

③ YANAGI *et al.* (1997) は…… (3名以上の共著の場合)

④ ……示されている (例えば, YANAGI *et al.*, 1997) (3名以上の共著の場合)

5. 図、表および写真

- (1) 図、表および写真とその説明はすべて英文または仏文を用いる。
- (2) 図、表はそのまま写真製版用の草稿となるような明瞭なもので、A4版の上質紙に作製したもの（写真は、正原稿についてもオリジナルとは別にA4版の用紙にコピーしておくことが望ましい）のみを受け付ける。カラー図を希望する場合はその旨明記する。この場合、別に所定の費用を著者負担とする。
- (3) 写真は光沢平滑印画紙に鮮明に焼き付けたものを受け付ける。カラー写真の印刷を希望する場合はその旨明記する。この場合、別に所定の費用を著者負担とする。
- (4) 図、表および写真は刷り上がり時に最大横が14cm、縦が20cm（説明文を含む）以内であることを考慮して作製すること。
- (5) 図（写真を含む）には、Fig. 1, Fig. 2, ……のように通し番号をつけ、一つの図中に複数の図を含む場合は Fig. 3 (a), Fig. 3 (b), ……のように指定する。本文中での引用は和文原稿の場合も「Fig. 1にみられるように……」のようにすること。
- (6) 表には、表題の次（表の上のスペース）に説明をつけ、表ごとに別紙とし、Table 1, Table 2, ……のように通し番号をつけること。
- (7) 図、表および写真は1枚ごとに著者名、通し番号をつけること。また、本文中での挿入箇所を最終提出原稿の該当箇所右欄外に朱書きすること。
- (8) 図、写真の説明は別紙にまとめること。
- (9) 地図にはかならず方位と縮尺または緯度、経度を入れること。

6. 単位系

原則としてSI単位を用いること。塩分は実用塩分単位（Practical Salinity Unit：psuまたはPSU）を用いる場合は単位なしとする。

Information for Contributors

1. The scientific journal, "La mer," the official organ of Japanese-French Oceanographic Society (JFOS), is published quarterly. "La mer" is open to all researchers in oceanography, fisheries and related sciences in the world. The journal is devoted to the publication of original articles, short contributions, reviews, book reviews, and information in oceanography, fisheries and related fields. Submission of a manuscript will imply that it has not been published or accepted for publication elsewhere. The editorial board decides the acceptance of the manuscript on the basis of peer-reviews and is responsible for its final editing. The Society reserves the copyright of all articles in the Journal.
2. *Submission*: Manuscripts must be written in French, English or Japanese. Authors are requested to submit their original manuscript and figures with one copy to the Editor in chief.
3. *Publication charges*: Each accepted article is charged 50,000 yen for publication. For members, there will be no page charge for less than ten printed pages, and 10,000 yen will be charged per page for the excess, except for color pages. For nonmembers there is a publication charge of 10,000 yen per printed page except for color pages. Color illustrations will be provided at cost.
4. *Proofs and reprints*: Fifty reprints of each article will be provided free of charge. Additional reprints can be provided in blocks of 50 copies. Proofs will be sent to the corresponding author. A reprint order form will be sent with the proofs.
5. Manuscripts should be sent to
 Editor in Chief of "La mer"
 Jiro Yoshida
 Department of Ocean Sciences
 Tokyo University of Marine Science and Technology
 Konan, Minato-Ku, Tokyo, Japan 108-8477.
 jiroy@s.kaiyodai.ac.jp

Manuscript Preparation

1. General
 - 1) Manuscripts must be typed with double-spacing on one side of A4 size white paper with wide margins.
 - 2) Figures, tables, and figure captions should be prepared separate from the main text.
 - 3) Authors should submit an electronic copy of their paper with the final version of the manuscript. The electronic copy should match the hardcopy exactly and should be stored in CD-R/W or FD. MS-WORD (Windows) and PDF formats are accepted.
2. Details
 - 1) The first page of the manuscript should include the title, author's full names and affiliations including Fax numbers and E-mail addresses. The corresponding author should be designated. Key words (up to four words) and running head should be written at the bottom of the page.
 - 2) An abstract of 200 words or less in English or French should be on the second page.
 - 3) The main text should start on the third page. Please adhere to the following order of presentation: main text, acknowledgements, appendices, references, figure captions, tables. All pages except the first page must be numbered in sequence.
 - 4) Mathematical formulae should be written with a wide space above and below each line. Syste me International (SI) units and symbols are preferred.
 - 5) All references quoted in the text should be listed separately in alphabetical order according to the first author's last name. Citations must be complete according to the following examples:
Article: YANAGI, T. T. TAKAO and A.MORIMOTO (1997): Co-tidal and co-range charts in the South China Sea

derived from satellite altimetry data. *La mer*, **35**, 85-93.

Chapter: WYNNE, M.J. (1981): Pheophyta: Morphology and classification. *In* the *Biology of Seaweeds*. LOBBAN, C.S. and M. J. WYNNE (eds.), Blackwell Science, Oxford, p. 52-85.

Book: SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING (1942): *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York, 1087pp.

- 6) *Illustrations*: All illustrations should be provided in camera-ready form, suitable for reproduction (which may include reduction) without retouching. Photographs, charts and diagrams are all to be referred to as "Fig(s)." and should be numbered consecutively in the order to which they are referred. They should accompany the manuscript, but should not be included within the text. All figures should be clearly marked on the back with the figure number and the author's name. All figures are to have a caption. Captions should be supplied on a separate sheet.
- 7) *Photographs*: Original photographs must be supplied as they are to be reproduced (e.g. black and white or color). If necessary, a scale should be marked on the photograph. Please note that photocopies of photographs are not acceptable. Half-tone illustrations should be kept to a minimum.
- 8) *Color illustrations*: The printing cost of color illustrations must be borne by authors or their institution. Authors will receive information about the cost on acceptance of the manuscript.
- 9) *Tables*: Tables should be numbered consecutively and given a suitable caption on top and each table typed on a separate sheet.

賛 助 会 員

J F E ア レ ッ ク 株 式 会 社	神戸市西区井吹台東町7-2-3
株式会社 イ ー エ ム エ ス	神戸市中央区東川崎町1-3-3 神戸ハーバーランドセンタービル 13F
有限会社 英 和 出 版 印 刷 社	北区中里2-14-8 シャンボール駒込101
財団法人 海 洋 生 物 環 境 研 究 所	千代田区神田神保町3-29 帝国書院ビル5F
ケー・エンジニアリング株式会社	台東区浅草橋5-14-10
い で あ 株 式 会 社	世田谷区駒沢3-15-1
テ ラ 株 式 会 社	文京区湯島4-1-13-402

社会基盤の形成と環境保全の 総合コンサルタント

当社は、新しい総合コンサルタントとして、社会基盤整備や環境保全にかかわる企画、調査、分析、予測評価から計画・設計、維持・管理に至るすべての段階において、お客様のニーズに常に最適で付加価値の高いサービスを提供しております。



代表取締役会長兼社長 田畑 日出男

業務内容

- ▶ 河川・海岸の整備・保全計画及び構造物の設計・管理
- ▶ ダムの計画・設計・再開発・管理及び水質・堆砂対策
- ▶ 道路・交通・都市の計画・設計・管理
- ▶ 橋梁の設計・管理
- ▶ 自然及び人工災害に係る事前・事後対策調査、計画・設計
- ▶ 環境に関する現況調査、予測、解析
- ▶ 環境アセスメント(環境影響評価)、環境保全対策
- ▶ 環境に関する生物の調査、分類、同定、実験、解析、育成
- ▶ 生物生息環境の保全、再生、創造
- ▶ 理化学分析・試験(環境質)、環境リスクの評価・管理
- ▶ 気象情報配信とバイオウェザーサービス
- ▶ 海外におけるこれらに関する業務・事業



フクジュソウ【植物調査】



信濃川やすらぎ堤(新潟県)
【親水型堤防護岸設計】



せせらぎの道(神奈川県)
【景観道路計画・設計】

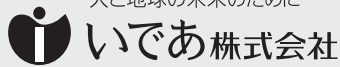


周南大橋(鋼ニールセンローゼ橋)
【臨港道路設計】



クマタカ(絶滅危惧種)【猛禽類調査】

人と地球の未来のために――



いであ株式会社

<http://ideacon.jp/>

本 社	〒154-8585	東京都世田谷区駒沢 3-15-1	電話: 03-4544-7600
国 土 環 境 研 究 所	〒224-0025	神奈川県横浜市都筑区早渕 2-2-2	電話: 045-593-7600
環 境 創 造 研 究 所	〒421-0212	静岡県焼津市利右衛門 1334-5	電話: 054-622-9551
大 阪 支 社	〒559-8519	大阪府大阪市住之江区南港北 1-24-22	電話: 06-4703-2800
沖 縄 支 社 / 沖 縄 支 店	〒900-0003	沖縄県那覇市安謝 2-6-19	電話: 098-868-8884
札 幌 支 店	〒060-0062	北海道札幌市中央区南二条西 9-1-2 (サンケン札幌ビル)	電話: 011-272-2882
東 北 支 店	〒980-6016	宮城県仙台市青葉区中央 4-6-1 (SS30ビル)	電話: 022-263-6744
名 古 屋 支 店	〒455-0032	愛知県名古屋港区入船 1-7-15	電話: 052-654-2551
広 島 支 店	〒730-0841	広島県広島市中区舟入町 6-5	電話: 082-207-0141
四 国 支 店	〒780-0053	高知県高知市駅前町 2-16 (太陽生命高知ビル)	電話: 088-820-7701
九 州 支 店	〒812-0055	福岡県福岡市東区東浜 1-5-12	電話: 092-641-7878
事 務 所 等		北陸事務所、システム開発センター	
営 業 所 ・ 海 外 事 務 所		青森、盛岡、秋田、山形、福島、北関東、茨城、千葉、長野、新潟、富山、金沢、神奈川、相模原、静岡、岐阜、三重、福井、滋賀、奈良、和歌山、神戸、岡山、高松、徳島、高知、山陰、山口、北九州、佐賀、長崎、熊本、奄美、沖縄、北部北京(中国)、ジャカルタ(インドネシア)、マニラ(フィリピン)	

日仏海洋学会入会申込書

(正会員・学生会員)

	年度より入会	年	月	日申込
氏名				
ローマ字		年	月	日生
住所 〒				
勤務先 機関名				
電話				E-mail:
自宅住所 〒				
電話				E-mail:
紹介会員氏名				
送付金額	円	送金方法		
会誌の送り先 (希望する方に○をつける)		勤務先	自宅	

(以下は学会事務局用)

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

入会申込書送付先：〒150-0013 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（2008-2009年度）

委員長：吉田次郎

委員：落合正宏，田中祐志，長島秀樹，門谷 茂，柳 哲雄，渡邊精一

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

幹 事：田中祐志，北出裕二郎

日仏海洋学会役員・評議員（2008-2009年度）

顧問：ユベール・プロシェ ジャック・ロペール アレクシス・ドランドール ミシェル・ルサージュ
ロペール・ゲルムール ジャック・マゴー レオン・ヴァンデルメルシュ オーギュスタン・ベルク
ユベール・セカルディ オリビア・アンサール ピエール・カプラン

名誉会長：ピエール・スイリ

会 長：今協資郎

副会長：八木宏樹 森永 勤

幹 事：（庶務）河野 博 山崎秀勝
（会計）井上敏彦 荒川久幸
（編集）田中祐志 北出裕二郎
（研究）石丸 隆 和泉 充
（渉外）小松輝久 小池康之

監 事：長島秀樹 小池 隆

編集委員長：吉田次郎

評 議 員：	荒川久幸	有元貴文	石丸 隆	磯田 豊	今協資郎	神田穰太	北出裕二郎
	小池勲夫	小松輝久	河野 博	斎藤誠一	関根義彦	千手智晴	田中祐志
	寺崎 誠	中田英昭	長島秀樹	森永 勤	門谷 茂	柳 哲雄	八木宏樹
	山口征矢	山崎秀勝	吉田次郎				

2009年5月25日印刷
2009年5月28日発行

う む

第47巻
第1・2号

定 価 ￥5,000

編 集 者 吉 田 次 郎

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

東京都北区中里 2-14-8

シャンボール駒込101

郵便番号：114-0015

電話：03 (3940) 8 2 0 1

本雑誌に関する問い合わせ 電話番号 03(5463)0467

う み

第 47 卷 第 1・2 号

Notes originales

- Seasonal change of riverine nutrients and distribution of chlorophyll *a* in Ishikari Bay,
subarctic oligotrophic coastal environment of Japan.
.....Julius I. AGBOOLA, Shunsuke YOSHI and Isao KUDO 1
- Transition to the large meander path of the Kuroshio as observed by satellite altimetry
.....Daisuke AMBE, Takahiro ENDOH, Toshiyuki HIBIYA, and Shiro IMAWAKI 19
- Seasonal variation of the East Hokkaido Coastal Current
(the Coastal Oyashio and the East Hokkaido Warm Current)
.....Yutaka NAGATA, Sachiko OGUMA, Keiichi NAGASE,
Kimihiro AIKAWA, Iori TANAKA, Akifumi NAKATA, and Masashi NATSUME 29

Faits divers 49

Procès-verbaux 50

原 著

- 亜寒帯貧栄養性石狩湾における河川起源栄養塩とクロロフィルa分布の季節変化
.....アブウアラ・ジュリアス, 吉 俊輔, 工藤 勲 1
- 衛星海面高度計により観測された黒潮の大蛇行流路への遷移過程
.....安倍大介, 遠藤貴洋, 日比谷紀之, 今脇資郎 19
- 道東沿岸流（沿岸親潮・道東暖流）の季節変化
.....永田 豊, 小熊幸子, 長瀬桂一, 相川公洋, 田中伊織, 中多章文, 夏目雅史 29

総 説

- 海洋学及び水産学分野における日仏間協調の歴史と今後八木宏樹, 小池康之, 小松輝久 43

資 料

- 第 46 巻第 1-2 号掲載欧文論文の和文要旨 49

学会記事 50

2009年 5 月

日 仏 海 洋 学 会