
Tome 21

Mai 1983

Numéro 2

La mer

うみ

昭和 58 年 5 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

日 仏 海 洋 学 会

編 集 委 員 会

委員長	高野健三 (筑波大学)		
委員	青木三郎 (東洋大学)	有賀祐勝 (東京水産大学)	半沢正男 (神戸商船大学)
	井上 実 (東京水産大学)	森田良美 (東京水産大学)	村野正昭 (東京水産大学)
	西村 実 (東海大学)	岡部史郎 (東海大学)	高木和徳 (東京水産大学)
	宇野 寛 (東京水産大学)		

投 稿 規 定

1. 報文の投稿者は本会会員に限る。
2. 原稿は簡潔にわかりやすく書き、図表を含めて印刷ページで10ページ以内を原則とする。原稿（正1通、副1通）は、(〒101) 東京都千代田区神田駿河台 2-3 日仏会館内 日仏海洋学会編集委員会宛に送ること。
3. 編集委員会は、事情により原稿の字句の加除訂正を行うことがある。
4. 論文（欧文、和文とも）には必ず約200語の欧文（原則として仏語）の要旨をつけること。欧文論文には欧文の要旨のほかにも必ず約500字の和文の要旨をつけること。
5. 図及び表は必要なもののみに限る。図はそのまま版下になるように縮尺を考慮して鮮明に黒インクで書き、論文の図及び表には必ず英文（又は仏文）の説明をつけること。
6. 初校は原則として著者が行う。
7. 報文には1編につき50部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては、実費（送料を含む）を著者が負担する。

Rédacteur en chef	Kenzo TAKANO (University of Tsukuba)
Comité de rédaction	Saburo AOKI (Toyo University)
	Yusho ARUGA (Tokyo University of Fisheries)
	Masao HANZAWA (Kobe University of Mercantile Marine)
	Makoto INOUE (Tokyo University of Fisheries)
	Yoshimi MORITA (Tokyo University of Fisheries)
	Masaaki MURANO (Tokyo University of Fisheries)
	Minoru NISHIMURA (Tokai University)
	Shiro OKABE (Tokai University)
	Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries)
	Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries)

RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

1. Les auteurs doivent être des membres de la Société franco-japonaise d'océanographie.
2. Les notes ne peuvent dépasser dix pages. Les manuscrits à deux exemplaires, dactylographiés sur papier fort, doivent être envoyés au Comité de rédaction de la Société franco-japonaise d'océanographie, c/o Maison franco-japonaise, 2-3, Kanda Surugadai, Chiyoda-ku, Tokyo, 101 Japon.
3. Le Comité de rédaction se réserve le droit d'apporter, le cas échéant, des modifications mineuses aux manuscrits ainsi que de demander aux auteurs de les corriger.
4. Des résumés en langue japonaise ou langue française sont obligatoires.
5. Les figures au trait seront tracées à l'encre de Chine noire sur papier blanc ou sur calque. Les légendes des figures et des tableaux sont indispensables.
6. Les premières épreuves seront corrigées, en principe, par les auteurs.
7. Un tirage à part des articles en cinquante exemplaires est offert gratuitement aux auteurs. Ceux qui en désirent un plus grand nombre peuvent les faire établir à leurs frais.

Deep Water Isopleth Distributions in the Western North Pacific*

Hideo SUDO**

Abstract: Most vertical sections of the deep water reaching to the near-bottom show that isopleths near the bottom slope up and down in accordance with the sea-floor configuration. Undulation of water property isopleths may be generated in the upper water also and sometimes at mid-depths of 2,000 to 4,000 m. At the southwestern boundary of the Northwest Pacific Basin and in the Izu-Ogasawara Trench, it is evident that the vertical excursion of isopycnals becomes larger with depth below about 4,000 m toward the bottom than that of isotherms. Throughout the water column between about 1,000 m and the bottom salinity variations on isotherms are always slightly greater than those on isopycnals, while dissolved oxygen variations show no significant differences between on isotherms and on isopycnals. Therefore, in general isothermal surfaces are not parallel to isopycnal surfaces. At least for the deepest water within a few hundred to a thousand meters of the bottom, these results can be explained on the premise that the water temperature must be affected by geothermal heating while salinity is always conservative.

1. Introduction

Deep water properties show significant local variations and their distributions are influenced to a certain extent by the bottom topography. A distinct wavy distribution of isopleths was obtained for any of the vertical profiles prepared from the INDOPAC data of potential temperature, salinity, dissolved oxygen and silicate-silicon along 35°N in the western North Pacific (SUDO, 1982, Figs. 5.4.7a—5.4.7.d). Though the vertical excursion of isopleths decreases with increasing depth, it is still detectable close to the ocean bottom. Furthermore, some near-bottom isopleths, especially isohalines, slope up and down in accordance with the bottom configuration (Fig. 1). On the vertical sections along 33°00'N and 26°50'N the lowering of isohalines is plainly shown in the Izu-Ogasawara Trench. This depression in isohaline reaches up to a depth of about 2000 m (SUDO, 1982, Figs. 5.4.3b and 5.4.4b). The isotherm lowering in the trench can, however, be detected

only for the 33°00'N section (SUDO, 1982, Figs. 5.4.3a and 5.4.4a). These results suggest that isohalines do not coincide with isotherms at greater depths. It should be noted that salinity is the only conservative water property near the bottom.

Salinity of the deep water shows surprisingly similar values everywhere in the Pacific, especially in the western North Pacific (WOOSTER and VOLKMANN, 1960). Recently, some property profiles based on closely spaced samples in the southwestern part of the North Pacific reveal detailed salinity and dissolved oxygen structures as well as the temperature structure of the deep water down to near the bottom. In this paper some analyses on the isopleth excursion of the deep water are made and a physical interpretation is given on the relations between the near-bottom distributions of potential temperature, salinity, dissolved oxygen and density.

2. Data and analysis

Two sets of observations made during 1974 to 1979 are adequate to the present analysis. One is the hydrographic survey on the deep-sea disposal of radioactive wastes in the central

* Received November 27, 1982

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

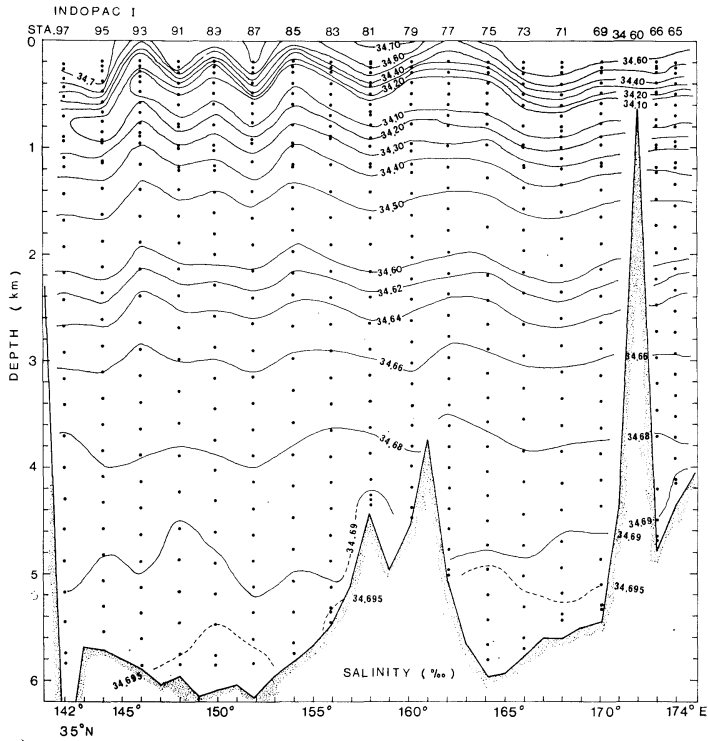


Fig. 1. Salinity on the vertical section along 35°N, INDOPAC Leg I, April 16-28, 1976.

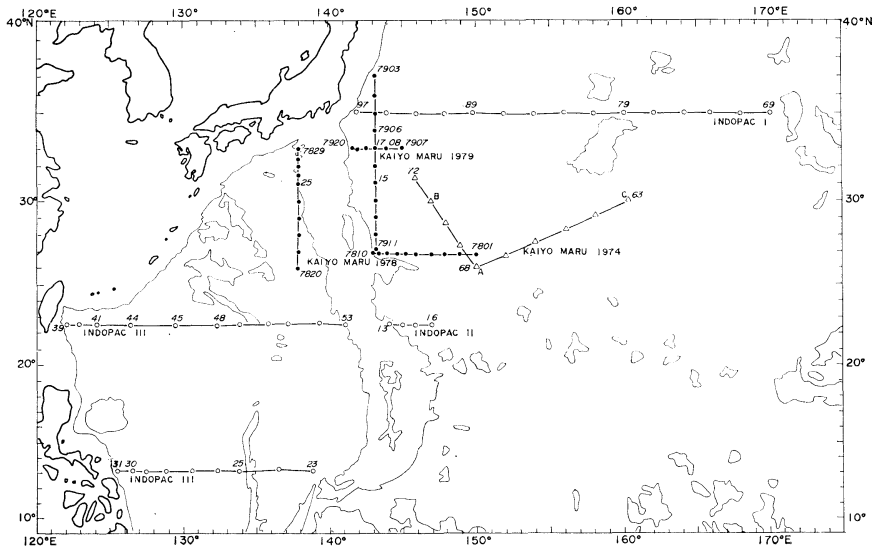


Fig. 2. Hydrographic sections for which isopleth excursions are analysed.

western North Pacific aboard R. V. *Kaiyo Maru* (SUDO, 1978, 1979); the other is the INDOPAC Expedition on R. V. *Thomas Washington* in 1976 (SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY, 1978). On most of the stations shown in Fig. 2 the deepest samples were within 100 m of the bottom when the bottom depth was less than or equal to 6000 m. The *Kaiyo Maru* section taken in 1974 was from a V-shaped track turning at 26°N, 150°E. In 1978-1979 the Tokai Regional Fisheries Research Laboratory, Fisheries Agency made four hydrographic sections, along two parallels of 26°50'N and 33°00'N and two meridians of 138°00'E and 143°15'E. On these five *Kaiyo Maru* sections the vertical separation between samples below 1000 m did not exceed 250 m and except for the 1974 section it was reduced to 50 m or 100 m for the deepest several Nansen bottles. The four INDOPAC sections selected for the analysis are along parallels of 35°N (Leg I), 22°30'N (Legs II and III) and 13°N (Leg III) (Fig. 2). The vertical spacing below 1000 m was 200 to 300 m. The 35°N section is made of closely and equally spaced stations across the North Pacific, but the western half of it, the Northwest Pacific Basin, is adopted here because of a marked difference of water structure between west and east of the Emperor Seamounts (KENYON, 1982).

The object of analysis is the deep water below about 1000 m. The following potential temperatures were chosen to obtain the values of depth, salinity and dissolved oxygen on isotherms: 3.0, 2.5, 2.0, 1.8, 1.6, 1.5, 1.4, 1.3, 1.24, 1.20, 1.16, 1.12, 1.10, 1.08, 1.06, 1.05 and 1.04°C. For the sections in the Philippine Sea the additional isotherms for 1.28, 1.26 and 1.22°C were taken. The density used for isopycnal analysis is the general potential density σ_t that the water would have, if moved adiabatically to the depth where the pressure is i-fold 1000 decibars. According to depth range the following density values were selected: 27.30, 27.45, 27.55 (the usual potential density σ_0), 36.85, 36.90, 36.95, 37.00 (σ_2), 41.48, 41.50, 41.52, 41.53 (σ_3), 45.90, 45.91, 45.92 (σ_4), 50.19, 50.20 and 50.21 kg m⁻³ (σ_5).

For each of the sections the mean depths of both isotherms and isopycnals selected and the

displacements ζ at respective stations from those mean depths were obtained. Thus the root-mean-square (rms) of depth displacements ($(\bar{\zeta}^2)^{1/2}$) for isotherms and isopycnals were determined. Since vertical excursions of isopleths tend to increase with depth (Figs. 4 and 7), the values of $(\bar{\zeta}^2)^{1/2}$ are inadequate to indicate intensities of disturbances. It may be assumed that the product of the mean-square depth displacement and the vertical density difference corresponding to the displacement is an index of the wave intensity because the wave energy per unit area is proportional to the product of the square of amplitude and the water density. If the vertical density difference is the product of the rms depth displacement $(\bar{\zeta}^2)^{1/2}$ and the mean vertical density gradient at the mean depth of the isopleth, the value of $(\bar{\zeta}^2)^{3/2} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ (kg m⁻¹) is considered the wave energy intensity of the isopleth. The dispersions (standard deviations) of salinity and dissolved oxygen on the selected isotherms and isopycnals are plotted on a log scale against depth as well as the wave energy intensity.

3. Vertical excursions of isotherms and isopycnals

The V-shaped track section taken in the southwestern part of the Northwest Pacific Basin lies on an undulating bottom at about 6000 m depth (Fig. 3). The bottom effect is detectable up to a depth as high as about 3000 m above the bottom (isopycnal of 41.50 kg m⁻³ in σ_3 , mean depth 2920 m). Below the level the excursion increases nearly uniformly with depth (Figs. 3 and 4). The isotherm of 1.4°C is parallel to the isopycnal of 41.50 kg m⁻³ in σ_3 east of 148°E. Below 2800 m the displacement of isotherms is apparently smaller than that of isopycnals and the former vertical distribution is much complicated. Down to a depth of about 4300 m (potential temperature $\theta \geq 1.12^\circ\text{C}$) it is similar to that of isopycnals, but at depths of about 4500 to 5000 m ($1.06 \leq \theta \leq 1.10^\circ\text{C}$) it varies inversely with depth. The deepest two of isotherms (1.05 and 1.04°C) greatly vary in depth with the station. These excursions must exceed the local variation in the bottom depth. The

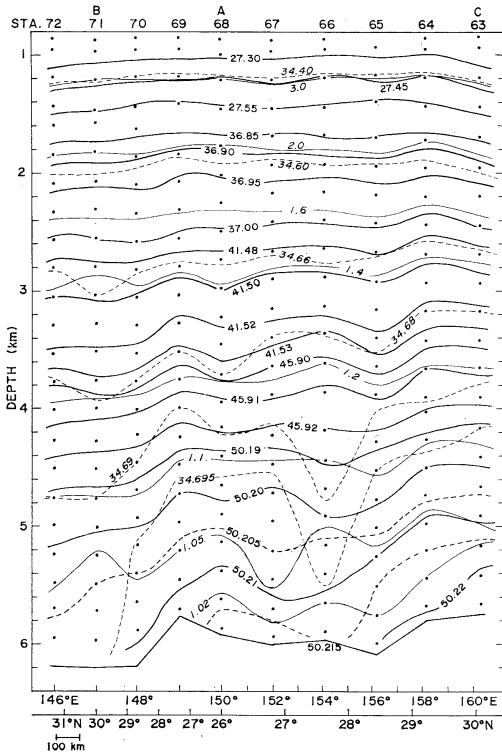


Fig. 3. Isotherms, isohalines and isopycnals on the vertical section between Site C and northwest of Site B through Sites A and B, *Kaiyo Maru*, July 16-23, 1974.

isopycnals have definitely larger wave energy than the isotherms throughout the water column below 1000 m (Fig. 5). Both isopleths show weak maxima of wave energy intensity at about 3300m (1.30°C and 41.52 kg m⁻³ in σ_3) and below the depth the wave energy of isopycnals is nearly constant.

The 26°50'N section (Fig. 6) was taken in the westernmost part of the Northwest Pacific Basin. Below about 2500 m the rms depth displacement of isotherms (Fig. 7) is considerably smaller than that of the 1974 section except for both isotherms of 1.16 and 1.12°C. The large displacement of the isopycnal of 50.20 kg m⁻³ in σ_5 is due to the remarkable lowering of isohalines in the Izu-Ogasawara Trench. It seems that the trench produces no effect on the water temperature. Nevertheless, the cold water of less than 1.05°C is found at depths greater than about 6000 m in the trench. The dense water

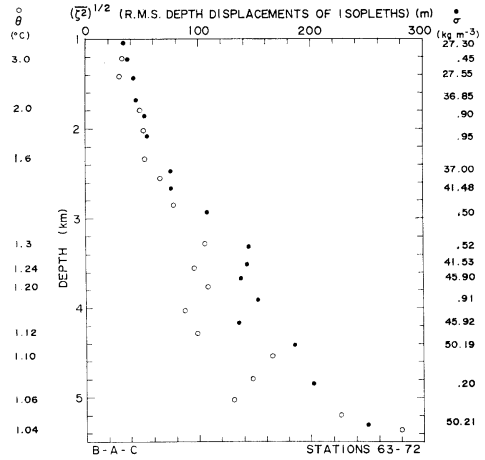


Fig. 4. Vertical distributions of rms depth displacements for isotherms (open circles) and for isopycnals (solid circles) between Site C and northwest of Site B through Sites A and B, *Kaiyo Maru*, July 16-23, 1974.

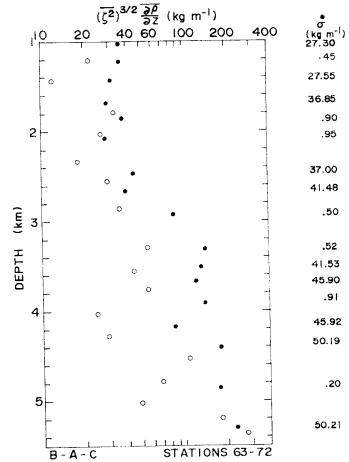


Fig. 5. Vertical distributions of wave energy intensities for isotherms (open circles) and for isopycnals (solid circles) between Site C and northwest of Site B through Sites A and B, *Kaiyo Maru*, July 16-23, 1974.

of 50.215 kg m⁻³ or more is confined below 5400 m in the basin east of 146°E. Above the level east of 144°E both isotherms and isohalines are not necessarily slope up and down in response to the bottom configuration. There is a marked wave energy maximum at a depth of about 2000 m with the intensity then decreases

ing toward a depth of about 3000 m (Fig. 8). It is conjectured that this wave energy maxi-

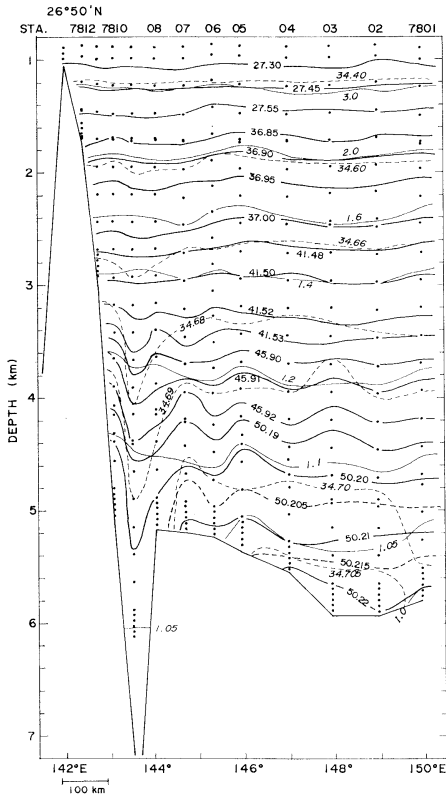


Fig. 6. Isotherms, isohalines and isopycnals on the vertical section along 26°50'N, *Kaiyo Maru*, May 13-18, 1978.

um might be formed by the disturbance of the Izu-Ogasawara Ridge to the zonal flow. The minimum at about 3000 m may indicate that the boundary between the upper and the deep circulations exists at this level. At least for isotherms another wave energy maximum appears at about 4000 m.

On the northern section along 33°N (Fig. 9), the wave energy intensity is conspicuous for the mid-depth minimum. The Izu-Ogasawara Ridge rises to within about 800 m from the surface at the latitude; the Kuroshio must be

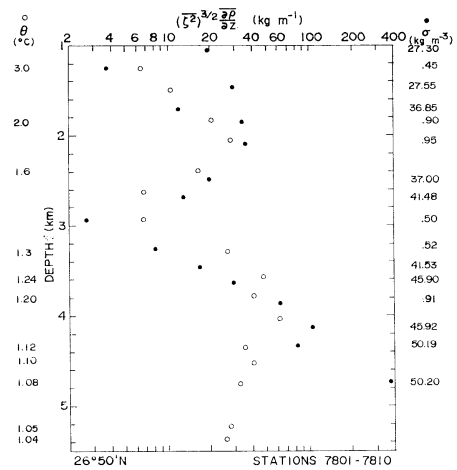


Fig. 8. As in Fig. 5 except for along 26°50'N, *Kaiyo Maru*, May 13-18, 1978.

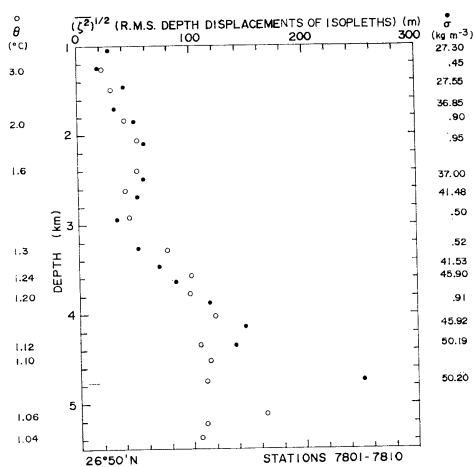


Fig. 7. As in Fig. 4 except for along 26°50'N, *Kaiyo Maru*, May 13-18, 1978.

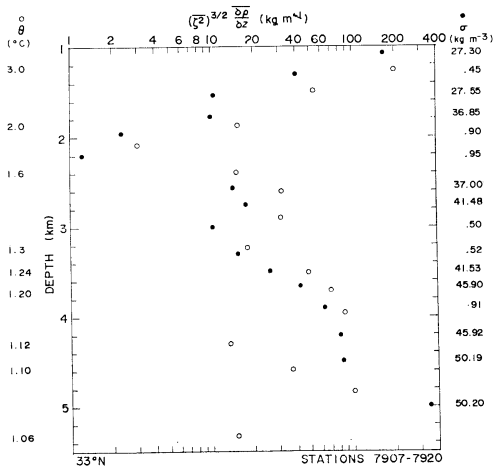


Fig. 9. As in Fig. 5 except for along 33°00'N, *Kaiyo Maru*, May 12-20, 1979.

laterally spread and be diminished to such a vertical scale above the ridge. Therefore the extremely low wave energy shown at about 2200 m must indicate that the topographic effect on the distribution of water properties does not reach to the depth or more. Both the energy minimum depth and the subsequent energy maximum depth (about 2700 m) are considerably shallower than those at $26^{\circ}50'N$. On the other hand, the vertical excursion of isopycnals is smaller than that of isotherms above 4000 m. This means that isohalines are less undulated than isotherms at mid-depths.

At the meridian along the trenches or the western boundary of the Northwest Pacific Basin (Fig. 10), the distribution of the wave energy intensity is somewhat similar to that at $26^{\circ}50'N$. Both have distinct minima at about 3000 m and below them less sharp maxima are shown for isotherms (at about 3600 m for $143^{\circ}15'E$ and at about 4000 m for $26^{\circ}50'N$). Below the depths the wave energy intensity for isotherms gradually decreases with depth, but at greater depths, the former has another minimum at about 4200 m and thereafter increases unlike the latter. A noteworthy feature in isopleths at the western boundary of the Northwest Pacific Basin is the fact that the vertical excursion of isopycnals is apparently larger than that of isotherms below about 4000 m.

The wave energy intensity at the eastern boundary of the Shikoku Basin (Fig. 11) shows a definite vertical distribution with a minimum at about 2000 m and a maximum at about 3200 m. There is not a significant difference in the vertical distribution between isotherms and isopycnals. Obviously, extremely large values of the wave energy intensity estimated for the upper water indicate the remarkable sloping of the main thermocline in the cross-section of the Kuroshio. The wave energy decrease with depth below 3200 m is due to the decrease in vertical gradient of water properties; the bottom water in the basin is nearly uniform.

The noticeably vertical excursion of isopleths at $35^{\circ}N$ gradually decreases as depth increases to more than 3000 m and increases to the bottom (Fig. 13). The wave energy minimum is formed at depths ranging from 3000 to 4500 m and

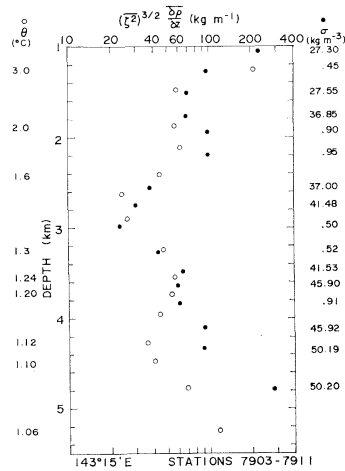


Fig. 10. As in Fig. 5 except for along $143^{\circ}15'E$, *Kaiyo Maru*, May 10-17, 1979.

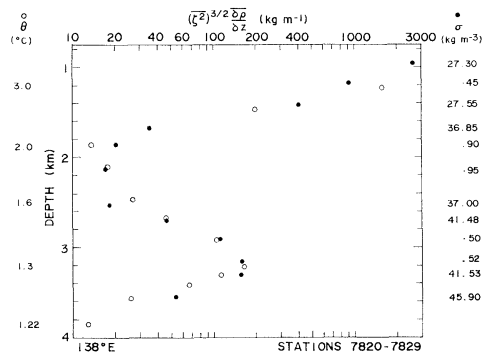


Fig. 11. As in Fig. 5 except for along $138^{\circ}00'E$, *Kaiyo Maru*, May 20-24, 1978.

within the depth range (at about 3800 m) a maximum is discernible for each of isotherm and isopycnal distributions (Fig. 14). This weak maximum may be due to the topographic effect of the Shatsky Rise rising to a depth above 4000 m (Fig. 12).

The eastern section at $22^{\circ}30'N$ was made of four stations taken on the eastern slope of the Izu-Ogasawara Ridge and on the Mariana Trench. As the greatest depth common to these stations is not more than 4000 m, the wave energy intensity at greater depths than the level is not shown in Fig. 15. Although the vertical distribution of the wave energy intensity is somewhat scattered, there is a slight resemblance between the distribution for isotherms on the

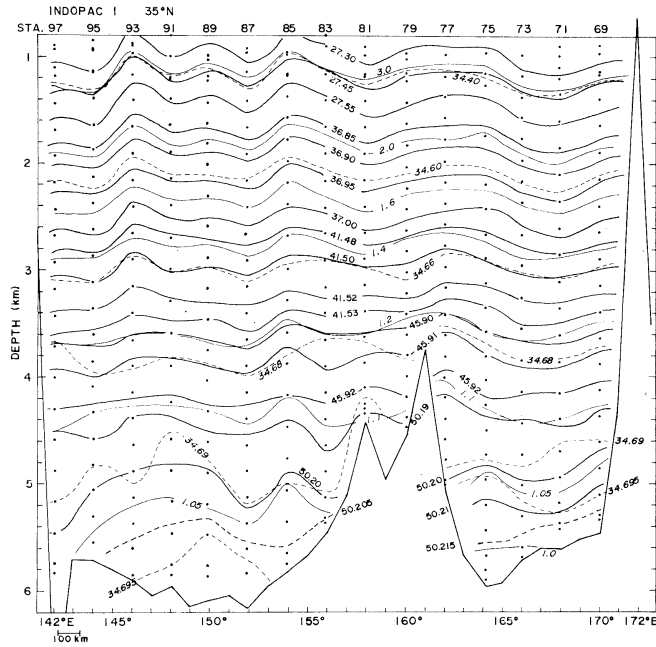


Fig. 12. Isotherms, isohalines and isopycnals on the vertical section along 35°N, INDOPAC Leg I, April 17-28, 1976.

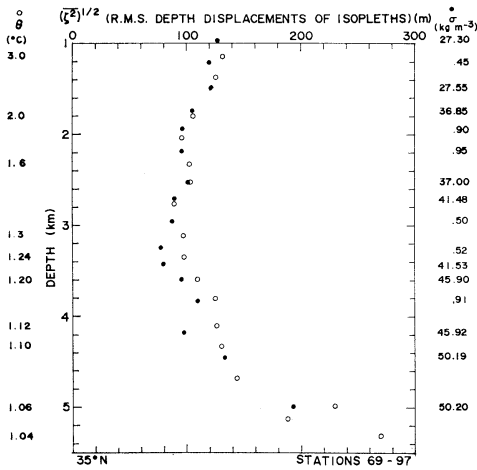


Fig. 13. Aa in Fig. 4 except for along 35°N, INDOPAC Leg I, April 17-28, 1976.

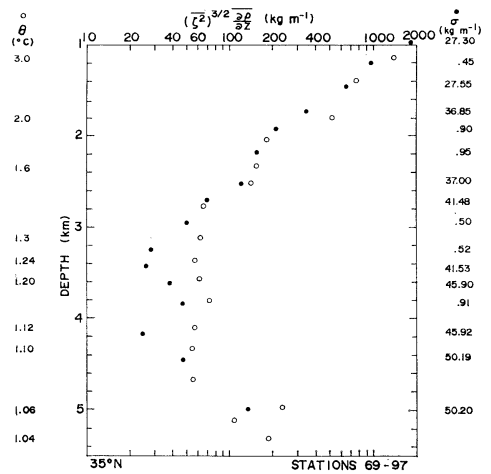


Fig. 14. As in Fig. 5 except for along 35°N, INDOPAC Leg I, April 17-28, 1976.

section and that on the 138°E section (Fig. 11). At depths less than 2000 m the values for isotherms are apparently larger than those for isopycnals on the western section (Fig. 16) as well as on the eastern section. The reason is not clear. On the former section and on the southern section (Fig. 17), extending from the

West Mariana Basin to the Philippine Trench, it is shown that the wave energy intensity is the smallest at depths ranging from about 2200 m to about 3400 m; both have less sharp maxima in those depth ranges (at about 2700 m for 22° 30'N and at about 2900 m for 13°N).

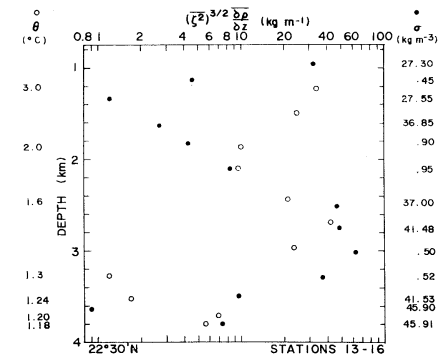


Fig. 15. As in Fig. 5 except for along 22°30'N, INDOPAC Leg II, May 12-14, 1976.

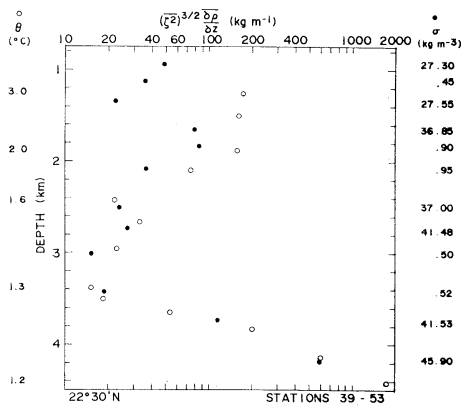


Fig. 16. As in Fig. 5 except for along 22°30'N, INDOPAC Leg III, June 6-16, 1976.

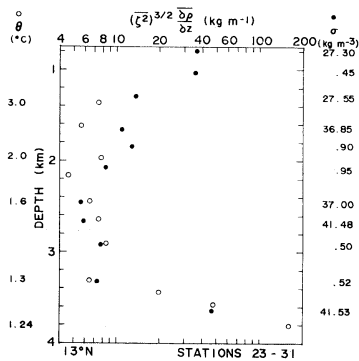


Fig. 17. As in Fig. 5 except for along 13°N, INDOPAC Leg III, May 29-June 2, 1976.

4. Salinity and dissolved oxygen distributions on isotherms and isopycnals

Salinity variations on isotherms and isopycnals

in the southwesternmost part of the Northwest Pacific Basin are nearly uniform with depth except for large values by a factor of three or less at depths above 2000 m (Figs. 18 and 19). This is probably due to a simple structure of the deep water. The standard deviations at 26°50'N is about 0.002 ppt larger than those on the V-shaped track section. This suggests that the former section extends to the Izu-Ogasawara Trench where the deep water properties must be slightly different from those in the Northwest Pacific Basin. For dissolved oxygen its

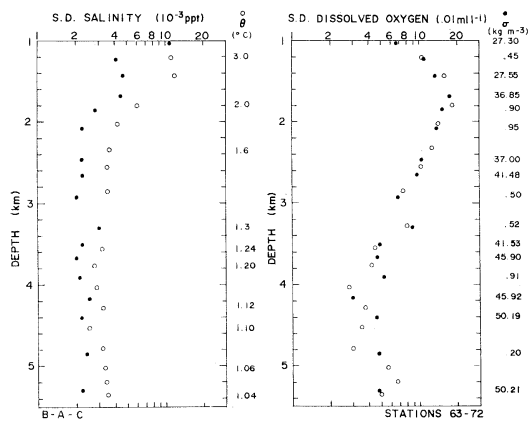


Fig. 18. Vertical distributions of standard deviations of salinity and dissolved oxygen on isotherms (open circles) and on isopycnals (solid circles) between Site C and northwest of Site B through Sites A and B, *Kaiyo Maru*, July 16-23, 1974.

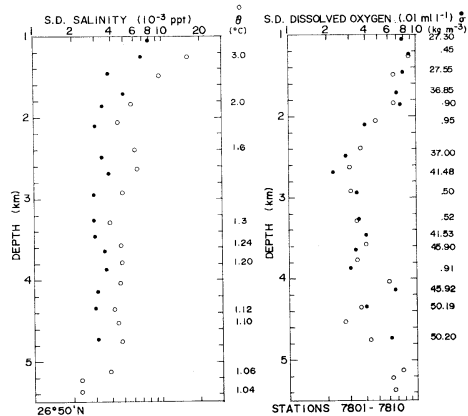


Fig. 19. As in Fig. 18 except for along 26°50'N, *Kaiyo Maru*, May 13-18, 1978.

variations on both isopleths linearly decrease as depth increases between about 2000 m and a mid-depth (about 4000 m on the V-shaped track section and about 2700 m at 26°50'N) and thereafter slowly increase toward the bottom. It should be noted that salinity variations on isotherms are apparently greater than those on isopycnals, while oxygen variations show no significant differences between on isotherms and on isopycnals.

Vertical distributions of salinity variations on isopleths at 33°N (Fig. 20) and at 143°15'E (Fig. 21) show a little irregularity, which can be attributed for the former to a short section with only six stations and for the latter to a meridional

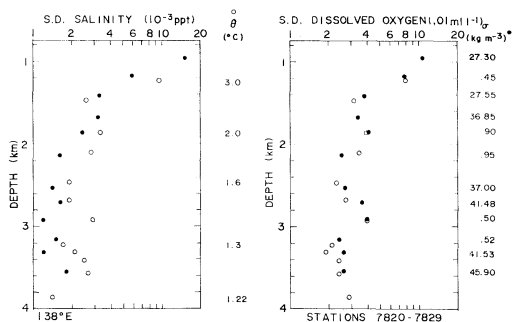


Fig. 22. As in Fig. 18 except for along 138°00'E, *Kaiyo Maru*, May 20-24, 1978.

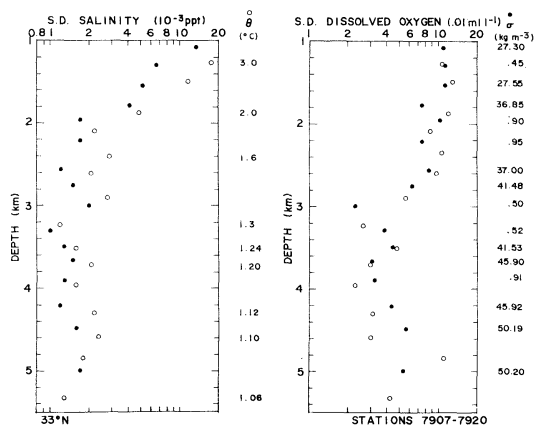


Fig. 20. As in Fig. 18 except for along 33°00'N, *Kaiyo Maru*, May 12-20, 1979.

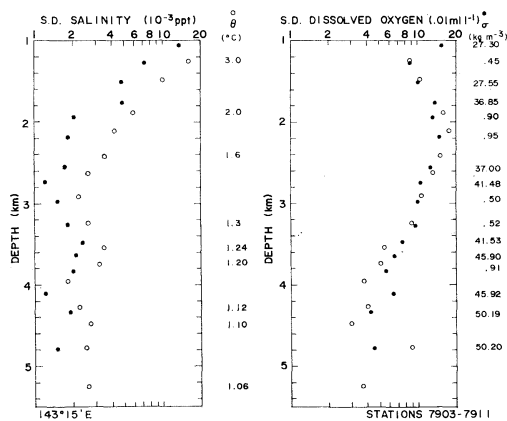


Fig. 21. As in Fig. 18 except for along 143°15'E, *Kaiyo Maru*, 10-17, 1979.

section along the western boundary of the Northwest Pacific Basin. Further, there are subtle differences in oxygen variations between on isotherms and on isopycnals. Along a meridian at the eastern boundary of the Shikoku Basin (Fig. 22) both salinity and oxygen variations on isotherms and on isopycnals are roughly uniform in vertical distribution except for large values for the shallowest water. There are striking similarities in vertical distributions of salinity and oxygen variations on isopleths between on the 35°N section (Fig. 23) and on the V-shaped track section (Fig. 18), though there is a considerable difference in vertical distributions of wave energy intensities for isopleths (Figs. 5 and 14). In addition, Fig. 23 shows variations of silicate-silicon on isopleths, which are similar to those of dissolved oxygen. Both salinity and oxygen variations on isopleths for the eastern portion of the 22°30'N section (in the southwesternmost part of the Northwest Pacific Basin, Fig. 24) are much alike in vertical distribution despite considerable scatters because of few stations. For the western portion (in the West Mariana and Philippine Basins, Fig. 25) those vertical distributions indicate monotonous decreasing curves of positive curvature, but below 3000 m their decreasing rates with depth are apparently small. Excepting for differences in scatter, those for the eastern portion (Fig. 24) seem to have the same features as in the western portion. Vertical distributions of silicate-silicon variations on isopleths for the western section seem to be identical with those of oxygen variations like on the 35°N section. For the 13°N

section (Fig. 26) both salinity and oxygen variations on isopleths are somewhat similar in vertical distribution to those for the eastern portion of the 22°30' section (Fig. 24).

A noteworthy feature in the vertical distributions of salinity and oxygen variations on isotherms and isopycnals for all the sections analysed here is that without exceptions, for

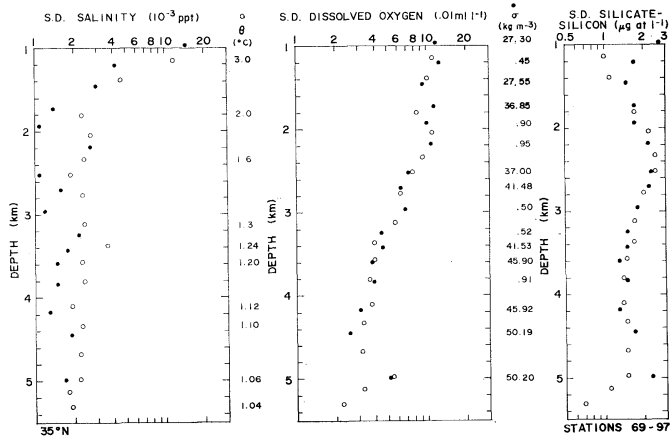


Fig. 23. Vertical distributions of standard deviations of salinity, dissolved oxygen and silicate-silicon on isotherms (open circles) and on isopycnals (solid circles) along 35°N, INDOPAC Leg I, April 17-28, 1976.

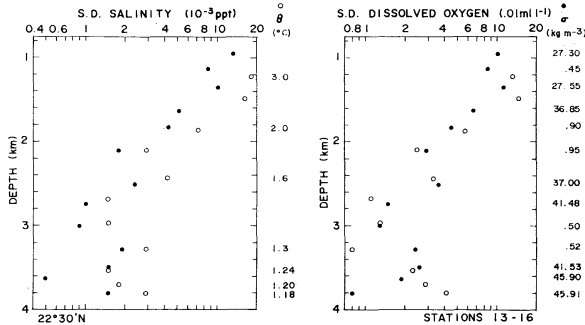


Fig. 24. As in Fig. 18 except for along 22°30'N, INDOPAC Leg II, May 12-14, 1976.

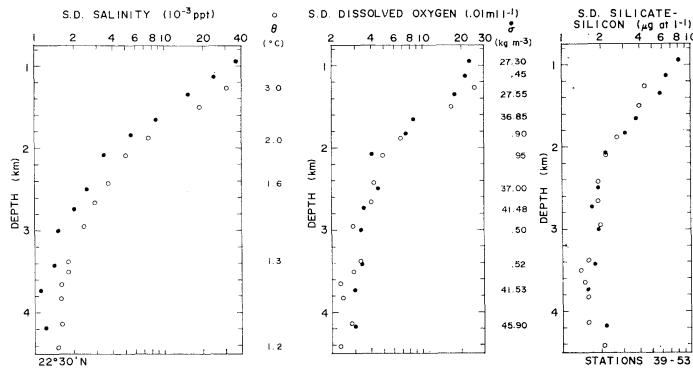


Fig. 25. As in Fig. 23 except for along 22°30'N, INDOPAC Leg III, June 6-16, 1976.

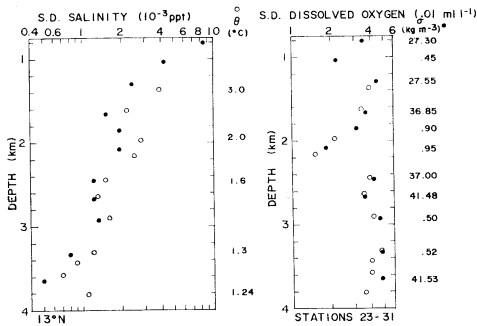


Fig. 26. As in Fig. 18 except for along 13°N, INDOPAC Leg III, May 29-June 2, 1976.

salinity the variations on isotherms are apparently greater than those on isopycnals, while for dissolved oxygen both variations are substantially the same.

5. Discussion

Possibility of the effect of geothermal heating on isotherm displacements

The case of isopleth undulation is not easily explained. The maximum of the wave energy intensity indicates that the undulation may originate in the upper water besides near the bottom and sometimes at mid-depths of 2000 to 4000 m (Figs. 8, 10, 11 and 15). The magnitude of the undulation differs from cruise to cruise, especially above 3000 m (e.g. Figs. 5 and 14). Therefore, the wave energy intensity shown in Figs. 5, 8-11 and 14-17 cannot be considered to be invariant in magnitude and in shape of vertical distribution.

Most vertical sections show that near the bottom isopleths slope up and down in accordance with the sea-bed configuration. This

suggests that the bottom water may have a velocity component perpendicular to the isobath. It is likely that this creeping up and down is usually sluggish and sporadically intensified.

Vertical excursions of isopycnals in the deep water often become larger with depth toward the bottom than those of isotherms (Fig. 8-10). This means that at greater depths isotherms and isopycnals are not generally parallel to each other. If both isopleths are parallel to each other, salinity variations on isotherms must be identical with those on isopycnals. But the present analysis has revealed that the former is always greater than the latter. A possible explanation for the above is the effect of geothermal heating. According to the plate model, there is a definite relation between mean depth and age of the ocean floor and theoretically the heat flow must increase as depth decreases (SCLATER *et al.*, 1980, Figs. 2 and 4). For example, the ridge is considered to be with high heat flow.

Suppose a horizontally uniform, stratified water mass overlying the sea-floor in undulation. Though the bottom water may become somewhat thinner on the crest and thicker on the trough, isothermal surfaces and isohaline surfaces must be parallel to each other at first (Fig. 27a). Naturally, isopycnal surfaces must be parallel to those surfaces. If neither advection nor diffusion occurred perpendicular to the crest in horizontal plane, for a specific isothermal surface, the water over the crest would be more easily heated from below because of short distance from the bottom than that over the slope or over the trough, even if the heat flow through the oceanic crust is uniform.

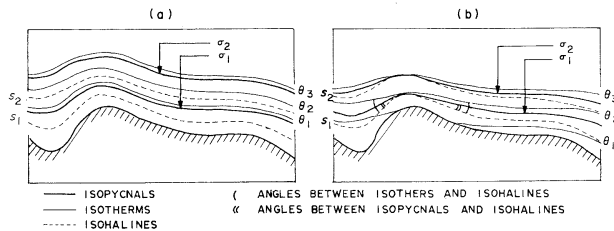


Fig. 27. Schematic representations of isotherms, isohalines and isopycnals on the vertical section near the ocean bottom without geothermal heating (a) and with geothermal heating which has lasted long years (b).

After a great while, the isothermal surface over the crest would show a more lowering. When the salinity distribution is invariant, the isothermal surface will make a certain angle to the isohaline surface (Fig. 27b). Since the sea water density at a fixed depth is determined by both temperature and salinity, the isopycnal surface must be placed at a smaller angle to the isohaline surface. Therefore, the isothermal surface must be gentler in undulation than the isopycnal surface. This agrees that near the southwestern boundary of the Northwest Pacific Basin including the Japan and Izu-Ogasawara Trenches, vertical excursions of isopycnals are greater than those of isotherms at depths below about 4000 m (Figs. 5 and 8-10). Also, from the above relation between isotherms, isohalines and isopycnals, it is easily explained that in general salinity variations on isotherms are greater than those on isopycnals. However, Figs. 18-26 show that salinity variations on isotherms are definitely larger not only at greater depths but also throughout the deep water, at least below 1000m. This is an important problem to be solved in future. It is difficult to confirm whether isothermal surfaces make some angles with isohaline surfaces in the shallower water up to immediately below the main thermocline or not, owing to large vertical gradients of water properties (Figs. 3, 6 and 12).

Up to the present little attention has been paid to the effect of geothermal heating on water temperature and water movement, excepting regions of abnormally high heat flow such as certain regions of the East Pacific Rise (e. g. KNAUSS, 1962; WARREN, 1973). It was suggested that on the East Pacific Rise bottom heat flux might be controlling the mixing of the bottom layer water (VON HERZEN and ANDERSON, 1972). The high geothermal heat flux associated with the Galapagos spreading center is an important factor causing bottom-water renewal in the Panama Basin (DETRIC *et al.*, 1974). They indicated that geothermal heating alone can produce renewal in 100 years or less. Similar deepening of isotherms across the rise can also be seen on temperature profiles at several parallels across the Mid-Atlantic Ridge (FKUGLISTER, 1960). Further, it should be

noted that in some cases (e. g. 28°S on the East Pacific Rise and 36°N and 16°N on the Mid-Atlantic Ridge) there is no corresponding change in salinity.

The mean heat flow observed in the western North Pacific is 1.13 HFU with the standard deviation of 0.14 HFU, while that in the Shikoku Basin is 1.20 HFU with the standard deviation of 1.03 HFU in spite of its young age of the ocean floor (SCLATER *et al.*, 1980, Tables 3 and 5a). These values are rather small as compared with 4.21 HFU of north of the Galapagos spreading center or 2.40 HFU of the Equatorial Pacific, at 114°W. However, the observed heat flow values are closely related with sedimentation; only the stations where the basement is completely covered with sediment are assumed to give reliable heat flow values (SCLATER *et al.*, 1980).

It may be noted parenthetically that the geothermal heating at the rate of 1.1 HFU would increase potential temperature by 0.1 K over a depth range of 1 km over the sea-bottom in less than 300 years, if the heat could not be transported above 1 km of the bottom.

No water properties are conservative at least near the ocean bottom except salinity. There may be a possibility that the deep water stagnancy can be determined with the discrepancy between isotherms and isohalines.

Dissolved oxygen distributions on isotherms and isopycnals

Dissolved oxygen concentration is not conservative either. Its consumption at abyssal depths amounts to 0.2 to 0.25 ml l⁻¹ in 100 years (ARONS and STOMMEL, 1967). As the relation between dissolved oxygen and potential temperature in the southwestern part of the Northwest Pacific Basin below 2000 m is illustrated by a slope of about 0.2 ml l⁻¹ to 0.1 K (SUDO, 1982, Fig. 5.5.1), the oxygen consumption must produce a much greater effect on deep water properties than the geothermal heating does. If the rate of oxygen consumption were greater for the colder water with a higher oxygen value or above the sea-floor crest as in warming from below by geothermal heating, isopleth surfaces for dissolved oxygen might become gentle in undulation more rapidly than

isothermal surfaces would. Although it may be often difficult to determine vertical excursions of isopleth surfaces for dissolved oxygen, it is conjectured that the isopleth surfaces have a much stronger tendency to become level surfaces than isothermal or isopycnal surfaces do. This means that the angles between isopleth surfaces for oxygen and isothermal or isopycnal surfaces must be much greater than those between isothermal surfaces and isopycnal surfaces, except for at depths below about 4000 m where both angles may not make large differences. This fully explains the reason why oxygen variations on isopycnals generally show the substantially the same values as those on isotherms, while below about 4000 m the former tends to have slightly larger values than the latter (e. g. Figs. 18-20).

Actually, it is probable that the deep water particle moves gradually upward changing its characteristic along nearly a potential temperature-dissolved oxygen relation diagram as a result of horizontal excursion over many years.

References

- ARONS, A. B. and H. STOMMEL (1967): On the abyssal circulation of the world ocean-III. An advective-lateral mixing model of the distribution of a tracer property in an ocean basin. *Deep-Sea Res.*, **14**, 441-457.
- DETRICK, R. S., D. L. WILLIAMS, J. D. MUDIE and J. G. SCLATER (1974): The Galapagos spreading centre: bottom-water temperatures and the significance of geothermal heating. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **38**, 627-637.
- FUGLISTER, F. C. (1960): Atlantic Ocean atlas of temperature and salinity profiles and data from the International Geophysical Year 1957-1958. Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass., 209 pp.
- KENYON, K. E. (1982): Pacific vertical sections along 35°N. (submitted for publication)
- KNAUSS, J. A. (1962): On some aspects of the deep circulation of the Pacific. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3943-3954.
- SCLATER, J. G., C. JAUPART and D. GALSON (1980): The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 269-311.
- SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY, UNIVERSITY OF CALIFORNIA (1978): Data report, physical, chemical and biological data, INDOPAC Expedition Legs I, II, III, VII, VIII, XV, XVI, 23 March 1976-31 July 1977. Univ. of Calif., San Diego, SIO Ref. 78-21, 424 pp.
- SUDO, H. (1978): Physical data from the hydrographic survey on marine organism in relation to deep-sea disposal of radioactive wastes in the central western North Pacific aboard R. V. *Kaiyo Maru* in 1972 to 1974. Datum Collect. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., **7**, 1-40.
- SUDO, H. (1979): Physical data from the hydrographic survey on marine organism in relation to deep-sea disposal of radioactive wastes in the central western North Pacific aboard R. V. *Kaiyo Maru* in 1978 and 1979. Datum Collect. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., **8**, 1-48.
- SUDO, H. (1982): Hydrographic surveys in the central western North Pacific on the deep-sea disposal of radioactive wastes—Deep water characteristics and circulation. Reports on oceanography and fisheries related to deep-sea disposal of radioactive wastes. Tokai Regional Fisheries Research Laboratory, Fisheries Agency, 174 pp, unpublished (in Japanese).
- VON HERZEN, R. P. and R. N. ANDERSON (1972): Implications of heat flow and bottom water temperature in the eastern equatorial Pacific. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **26**, 427-458.
- WARREN, B. A. (1973): Transpacific hydrographic sections at Lats. 43°S and 28°S: the SCORPIO Expedition-II. *Deep Water. Deep-Sea Res.*, **20**, 9-38.
- WOOSTER, W. S. and G. H. VOLKMANN (1960): Indications of deep Pacific circulation from the distribution of properties at five kilometers. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1239-1249.

西部北太平洋における深層水内の等値線の分布

須藤 英雄

要旨: 海底近くまでの深層水の断面図をつくってみると、海底近くで水温・塩分等の等値線が海底の起伏に沿って上がり下がりしていることが多い。このような等値線のうねりは、上層においても発生しているようであり、時には深さ 2,000~4,000 m の中層でも生ずる。北西太平洋海盆南西部と伊豆・小笠原海溝上では、等密度線のうねりが 4,000 m 以深で海底まで深さとともに増大する傾向が、等温線（等ポテンシャル温度線）のうねりより著しい。また約 1,000 m 以深、海底まで、等温度線上の塩分のばらつきは、等密度線上のそれより常に僅か大きいのに対し、溶在酸素のばらつきは両者の間にほとんど差はない。すなわち、一般に等温面と等密度面とは平行していないことになる。少なくとも海底上 100~1,000 m くらいについては、これらの結果は、塩分は常に保存量であるのに水温は地殻から供給される熱によって昇温するという前提のもとに説明可能である。

Two Examples of Meander of the Tsushima Current*

Takashi ICHIYE**

Abstract: Meander of the Tsushima Current in the Japan Sea was observed with BT from a research vessel tracking the current in May-June of 1972. It showed two crests (northward intrusion) of 200 km amplitude and 400 km wave length. The amplitude appeared to have been intensified by a cyclone which passed the northern edge of the current ten days before the survey and left a row of upwelling domains behind its wake. Meander of the western portion of the current detected by NOAA-6 satellite photos in April, 1981, seemed to be caused by quasi-geostrophic edge waves of the baroclinic mode along a wedge-like upper layer flow in a two layer ocean similar to the Tsushima Current. The wave length and amplitude of the meander was about 200 km and 100 km, respectively. The waves seemed to have been excited by a cyclone which entered the Japan Sea from the East China Sea five days before. The first crest of the meander was observed at about 37 km downstream by a hydrographic survey about 35 days later. The predicted propagation speed is about 1 km per day.

1. Introduction

The Tsushima Current is formed of the warm and saline water of the Kuroshio origin and contributes to the main features of the circulation in the Japan Sea. It starts from the Tsushima Strait, where the eastern branch flows north-eastwards off the Japanese coast. The western branch flows northward along the Korean coast, then separating from the coast between 38° and 40° N. Older Japanese oceanographers (e.g. SUDA and HIDAKA, 1932) recognized the third branch which originates from the western branch but those of younger generations (MORIYASU, 1972) contended that the large meander of the eastern branch had been mistaken as the third branch. It is expected that the extensive meandering is a norm and not an exception, since both branches are narrow in width (less than 100 km) and shallow in depth (less than 300 m).

However, it is striking that there was no conventional hydrographic data which caught the meandering pattern synoptically à la mode the Operation Cabot in the 1950's (FUGLISTER and WORTHINGTON, 1951) or by tracking the Gulf Stream in the 1960's (HANSEN, 1970) in

spite of the fact that the systematic hydrographic survey of the Japan Sea was started in the late 1940's and that the Japan Sea is of relatively limited area and the shallow Tsushima Current may be easily tracked with bathythermograph (BT) or towed sensors. This may be due to the situation that the hydrographic measurements in Japan are carried out mainly by three agencies, Japan Meteorological Agency, Hydrographic Department and Fisheries Agency as routine operations by occupying seasonally predetermined sections running southeast to northwest. Even so, there was one set of data in the summer of 1972 when the current was tracked by R/V Kuroshio Maru from June 26 to July 4. These data are compared to two cross-sections of the earlier date and a cause of amplification of the meander is sought in the preceding weather conditions.

The relatively large horizontal temperature gradients caused by the inflow of the warm Tsushima Current provide sharp thermal boundary at the surface except in the midst of the summer. This condition together with shallowness of the current makes the synoptic surface temperature distribution useful for determining the current pattern. Thus the infrared satellite images may be a powerful tool for tracking the

* Received November 9, 1982

** Department of Oceanography, Texas A & M University, College Station, TX 77843, U.S.A.

meander and meso-scale features in the Japan Sea. One such example obtained in April of 1981 is analyzed with reference to the hydrographic data and the weather conditions.

2. Meander in 1972

A result of measurement with an M (Mechanical) BT on board R/V Kuroshio Maru from June 25 to July 4 of 1972 is shown in Fig. 1 as depth contour of the 10°C isothermal surface. The isotherms at the 100 and 200 m depths are almost parallel to the depth contour shown in Fig. 1 (OGAWA, 1980). The core of the Tsushima Current corresponds to the depth contours of 60 m to 100 m for 10°C isotherms, the isotherms of 10° to 8°C at 100 m depth or those of 5° to 2°C at 200 m depth. These distributions indicate that the width of the current is less than 20 km in its strongest speed zone, revealing the frontal feature of the current. Further the meander has a large amplitude and steepness compared to the Gulf Stream meander determined by HANSEN (1970), with the amplitude

reaching 200 km and wave length of about 400 km. The first crest intruding to the 40°N at 133.5°E seems to be rather a permanent feature caused by bottom topography (the Yamato Rise) as suggested by the vertical cross-section of temperature from a preceding hydrographic survey.

The hydrographic survey nearest in time to this measurement was carried out on board the R/V Seifu Maru from May 21 to 25 (JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY, 1973). Vertical sections of temperature and the thermocline anomaly for A and a temperature section for B are plotted in Fig. 2(A) and (B), respectively. The locations of the stations are plotted in Fig. 1. The temperature section of A indicates three eastward flow branches, of which the northernmost two correspond to those of the first crest (anticyclonic curvature) shown in Fig. 1, though the locations of each branch is somewhat shifted. This suggests that the first crest may be a semi-permanent feature due to the Yamato Rise to the east. The third branch nearest to the coast

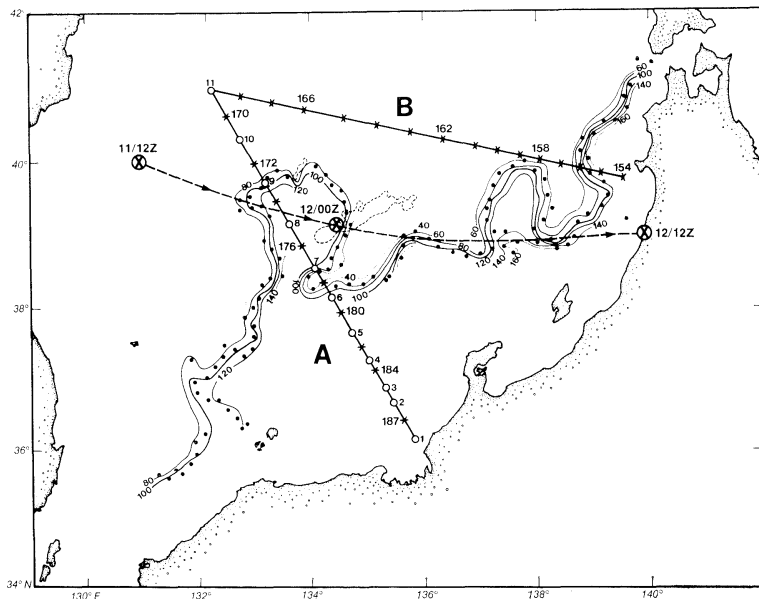


Fig. 1. Depth contours of 10°C isotherm (m) from the BT data of R/V Kuroshio-Mar from June 25 to July 4, 1972 (OGAWA, 1980). Closed circles are BT stations. The contours are modified. The dotted lines indicates 500 m depth contour of the Yamato Rise. Crosses and open circles are BT and hydrographic stations, respectively, occupied by R/V Seifu Maru from May 21 to 25, starting from BT Stn. 154. The center of a cyclone is indicated by ⊗ with the date and time.

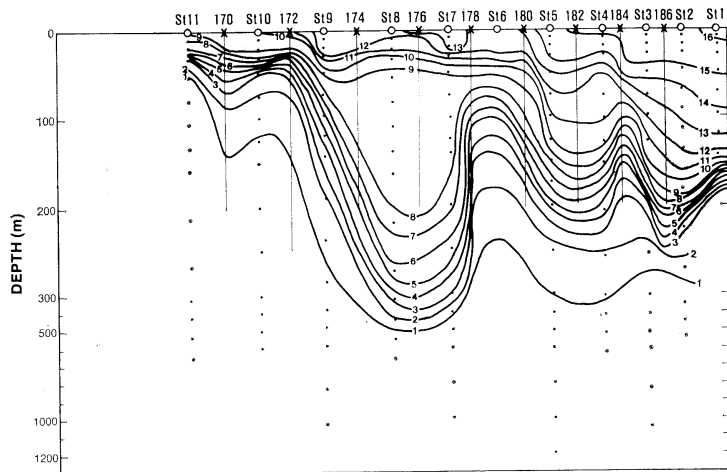


Fig. 2A(1). Temperature cross-section ($^{\circ}\text{C}$) for the line A occupied from May 21 (Stn. 11) to May 25 (Stn. 1), 1972. BT stations are indicated with vertical lines which extend to the maximal depths.

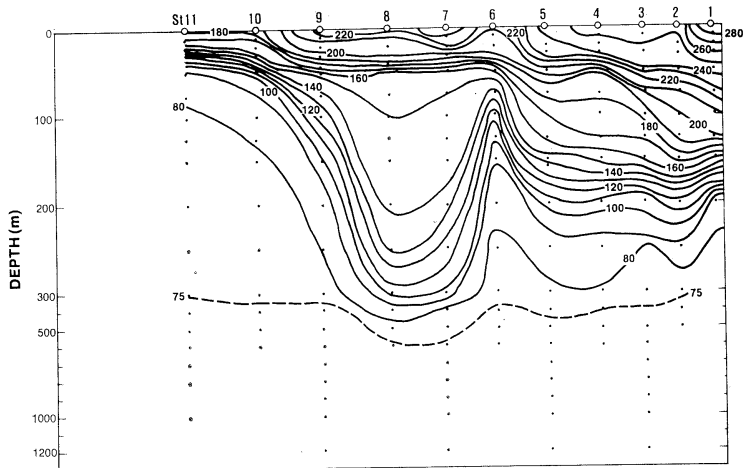


Fig. 2A(2). Thermosteric anomaly ($\Delta\sigma_T$) cross-section for the line A.

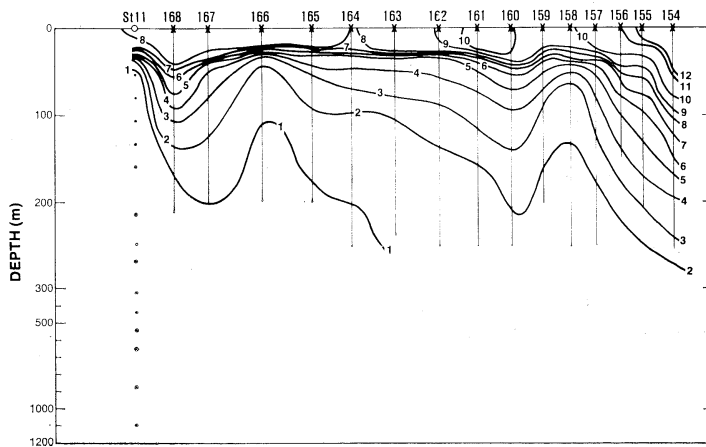


Fig. 2B. Temperature cross-section for the line B occupied on May 21, 1972.

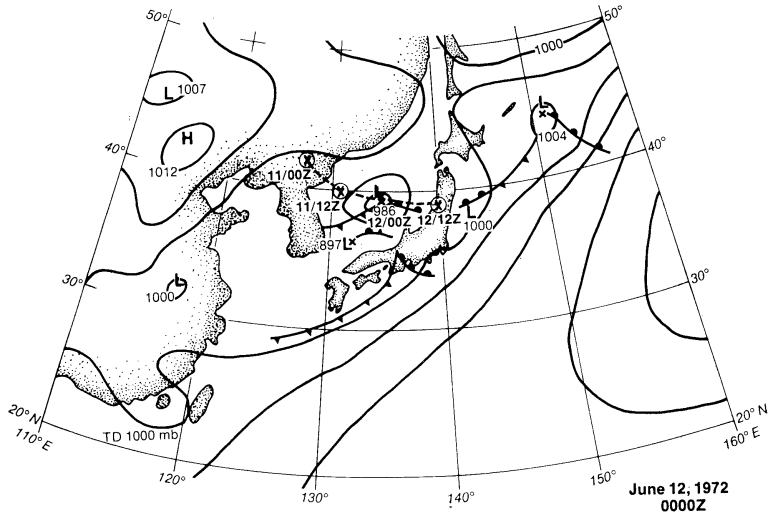


Fig. 3. A surface weather chart at 0000Z on June 12, 1972. The cyclone center is indicated by a cross with date and time.

and the accompanying upwelling (or cyclonic curvature) of the temperature section of A are not seen in Fig. 1, since the cruise tracks for the latter did not cover the area where the third branch was located. The section of thermocline anomaly of Fig. 2(A) also indicates three eastward flowing branches but the upwelling is not recognized, since BT stations are not included in this section. The temperature section of B is based on BT stations only except the northern end station. This section indicates a narrow eastward flow near the coast which corresponds to the meandering flow of Fig. 1. The eastward flow in the northernmost part may be due to either the extension of the first crest of Fig. 1 or the western branch which separates from the Korean Coast. This section does not suggest a meandering pattern as in Section A.

Although the May data indicate the presence of the first crest, the intensification of meander may be caused by some meteorological disturbance. Weather charts previous to June 25 reveal that a cyclone passed the northern side of the current from June 11 to 13 as indicated in Fig. 3. The passage of the cyclone induced upwelling in its wake as theoretically predicted by ICHIYE (1977b).

The theory treats the response of a two-layer ocean to a meteorological disturbance with a

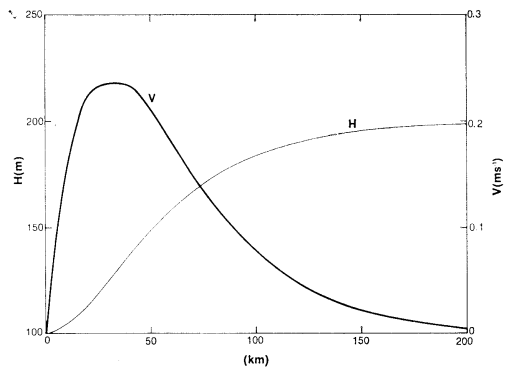


Fig. 4. The depth of the upper layer H (m) and speed V (m s^{-1}) of the basic current similar to the Tsushima Current against a distance from the left hand side edge.

circular storm with cyclonic wind stress moving with a constant speed parallel to a uni-directional geostrophic current. The current and the perturbation are limited to the upper layer. To compare with the observed meander pattern, the upper layer depth H is expressed by an equation [eq. (23) in ICHIYE (1977a)],

$$\begin{aligned}
 H &= H_m + (H_0 - H_m)(\alpha X + 1)e^{-\alpha X} \text{ (for } X > 0\text{)}, \\
 &= H_0 \text{ (for } X < 0\text{)}, \quad (1)
 \end{aligned}$$

where $X = x - x_0$ and x_0 is the coordinate of the left edge of the current. The storm moves with

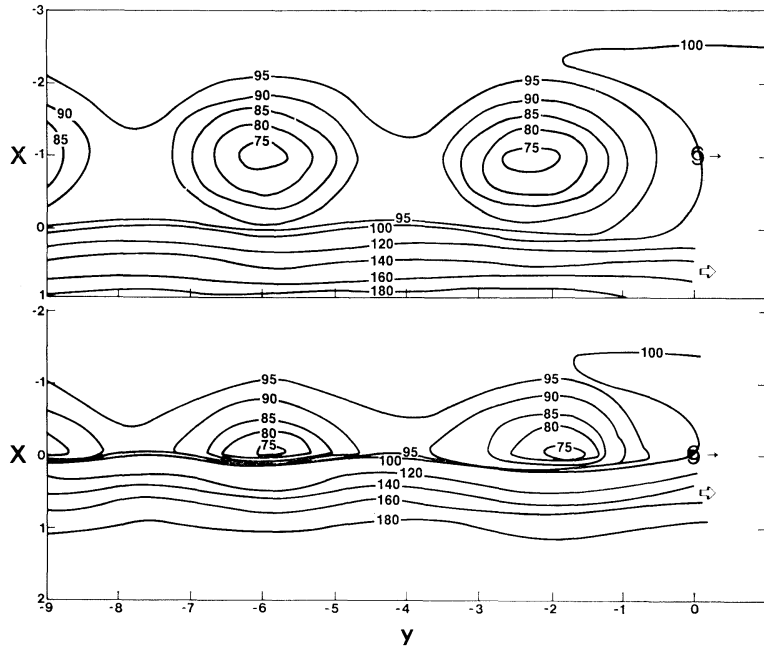


Fig. 5. The upper layer depth (m) in a wake of a cyclone moving to the positive y -axis at 6 m s^{-1} (horizontal distance in 100 km). The cyclone center is indicated with \textcircled{C} . The basic current begins at $X=0$ and flows parallel to the y -axis. Its speed (V) and the unperturbed depth (H) are shown in Fig. 4. The upper panel shows a case of the cyclone moving 100 km to the left of the edge of the basic current. The lower panel is a case of the cyclone moving along the edge of the basic current.

a constant speed C to the positive y axis which is taken parallel to the basic flow. H_m and H_0 are depths to the right and left of the current, respectively. The geostrophic velocity of the basic current corresponding to (1) is given by

$$V = g' f^{-1} \alpha^2 (H_m - H_0) X e^{-\alpha X}, \quad (2)$$

where g' is a reduced gravity and f is the Coriolis' parameter. The horizontal distance is scaled with L , the approximate radius of the maximum wind stress of the storm. Time scale is f^{-1} .

When we take $H_0 = 100 \text{ m}$, $H_m = 200 \text{ m}$, $L = 100 \text{ km}$, $g' = 2 \text{ cm s}^{-2}$, $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ and $\alpha L = 10/3$, the volume transport of the flow expressed by (2) is $3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and the maximum speed is 23.5 cm s^{-1} at 30 km from the left edge of the current. Both parameters approximately correspond to the Tsushima Current. The distributions of the upper layer depth of (1) and the velocity (2) are plotted in Fig. 4. The path of

the storm is taken at the left edge ($x_0 = 0$) and 100 km to the left of the edge ($x_0 = -1$).

The disturbance in H is determined for the maximum wind stress of $10/3 \text{ dynes cm}^{-2}$ corresponding to the wind speed of 13.3 m s^{-1} for the drag coefficient of 2×10^{-3} . Figure 5 shows the upper layer depth perturbation due to terms caused by the wind stress curl and divergence only, since these two terms are not only predominant but also less influenced by special features of the wind stress distribution. The moving speed of the storm is taken as 6 m s^{-1} as estimated from the weather chart (Fig. 3). The figures indicate that a row of isolated upwelling domains are formed behind a wake of the storm with an interval of about 400 km and the first upwelling center is located at about 200 km behind the storm center. The depth perturbation extends laterally about 100 km from the storm path, about the same distance as the

radius of the maximum wind stress. The effect of the storm is less conspicuous within the basic current, where the rapid depth increase of the upper layer masks the upwelling effect. Thus the upper layer depth contours are squeezed near the edge of the current, though the upwelling itself reaches the same distance from the storm path to the right as to the left. Although these patterns do not indicate large meandering of the basic current, the distance between the upwelling domains corresponds to that between the cyclonic curvatures of the meandering. These upwelling domains may increase the cyclonic curvature of the meandering flow and thus induce the northward intrusion of the anticyclonic curvature between these domains, thus causing meander amplification.

3. Meander in April 1981

Satellite infrared (IR) imagery has become a useful tool for mesoscale (less than 100 km) and short period (several days) processes in the ocean if these processes have a strong surface signature and the remote sensing is not inhibited by cloud cover. LEGECKIS (1979) determined the propagation of the meander of the Gulf Stream front (left hand side edge) south of Cape Hatteras by use of a series of satellite images for 10 to 25

days.

In the Japan Sea the image of the Tsushima Current from NOAA-6 satellite on April 23, 1981 provided an example of meander. A computer printout prepared by the Japanese Marine Science and Technology Center (JAMSTEC) shows the overall picture of the Japan Sea (Fig. 6). A computer-enhanced photograph provided by Dr. O. HUH of Louisiana State University shows the meander in the western portion (Fig. 7). This meander has smaller amplitude (about 100 km) and shorter wave length (180 to 220 km) than the one of 1972.

Meteorological conditions previous to this imagery indicates that a storm originated in the East China Sea entered the Japan Sea about five days before (Fig. 8).

Since the wave lengths of the meander are about half the distance between the upwelling domains behind a wake of the storm shown in Fig. 5, the wake effect may be discounted. The wind stress due to the moving storm may cause the stable edge waves of internal inertio-gravitational and quasi-geostrophic type. These waves propagate along the edge of the wedge-like upper layer with a uniform geostrophic current and their amplitude decreases sharply as a distance increases to the right of the edge as discussed by ICHIYE (1982).

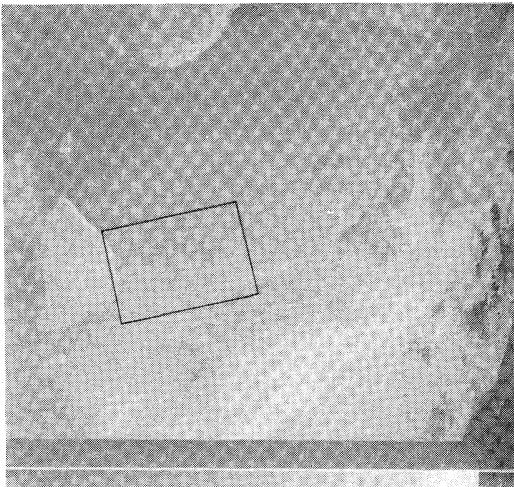


Fig. 6. Computer print-out of NOAA-6 satellite IR image of April 23, 1981 (provided by Dr. MUNAYAMA of JAMSTEC). The square indicates the area shown in Fig. 7.



Fig. 7. Computer-enhanced photography of NOAA-6 satellite IR image of April 23, 1981 (provided by Dr. HUH of LSU).

Since the precise wind stress distribution within the storm was unknown, it is difficult to determine the forced motion of these edge waves. However, the inertio-gravitational waves have far larger group and phase velocity than the quasi-geostrophic waves and thus the wave-like perturbation of the front left behind the storm is definitely of the latter type. When the wave number k scaled with $V_0 f^{-1}$ is very small compared to unity, the frequency equation of the quasi-geostrophic waves is approximately expressed by

$$\sigma k^{-1} = (2n+1)k\{1+k(2n+1)\}^{-1}, \quad (3)$$

where V_0 is the uniform geostrophic velocity of the basic flow in the upper layer and f is

the Coriolis' parameter. In equation (3) n is the mode-number or the number of nodal points of the normal mode wave which propagates in the same direction as the basic flow (ICHIYE, 1982). For the first mode ($n=0$), the phase velocity of waves of length 200 km is 1.18 and 4.47 cm s^{-1} for $V=20 \text{ cm s}^{-1}$ and 40 cm s^{-1} , respectively, or displacement of the wave pattern is only 1.02 km and 3.86 km per day.

The group velocity from the frequency equation (3) for small k is

$$\frac{d\sigma}{dk} = (2n+1)k\{2+(2n+1)k\} \times \{1+(2n+1)k\}^{-2}. \quad (4)$$

Since $\sigma \approx (2n+1)k^2$ for $k \ll 1$, the group velocity for equation (3) is faster than the phase velocity. Yet the group velocity for 200 km wave length is 1.25 and 4.96 cm s^{-1} for the basic current of 20 and 40 cm s^{-1} , respectively or the major perturbations move by 1.08 km and 4.29 km per day, respectively, if they propagate with a group velocity.

The hydrographic measurements closest in time to April 23 were carried out on May 7 through May 30. The GEK data and isotherms at 100 m depth are plotted in Fig. 8 from these data together with the outline of the front from the IR image of April 23. The crosses and an open arrow show the centers of the first crest on April 23 and May 26-30 and their movement, respectively. Lines A and B were occupied from May 7 to 10 and the rest were occupied from May 26 to 30, 1981.

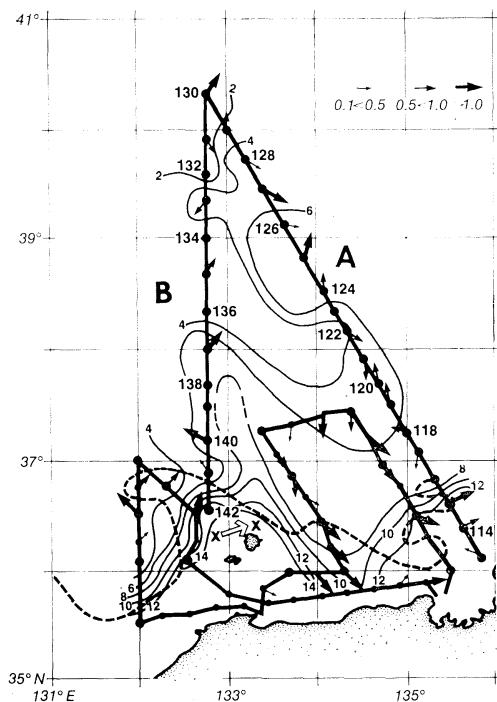


Fig. 8. Temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 100 m depth and GEK data (arrows) from hydrographic measurements of May 7 through 30, 1981, with the outline of the front determined by satellite photos of April 23. The crosses and an open arrow show the centers of the first crest on April 23 and May 26-30 and their movement, respectively. Lines A and B were occupied from May 7 to 10 and the rest were occupied from May 26 to 30, 1981.

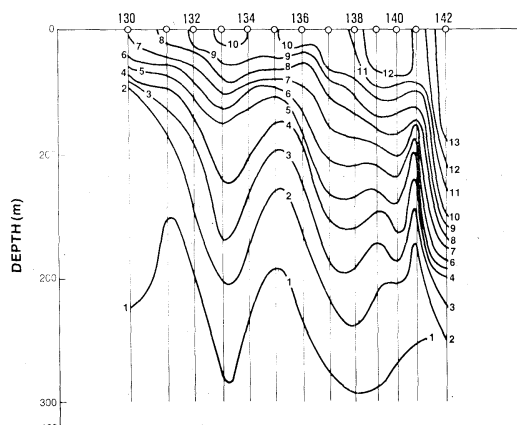


Fig. 9. Temperature section with BT of line B occupied on May 10, 1981. The vertical line extends to the maximum depth of the BT.

sidered as synoptic with sections which were measured by the Hydrographic Department from May 26 through May 30. However, with some modification these two measurements seem to be compatible. It is difficult to determine the velocity of the wave pattern propagation by comparing the satellite photo and the temperature and GEK velocity distribution. The best guess is about 37~40 km to ENE during about 30 days as indicated in Fig. 8. This corresponds to the group or phase velocity for the basic current speed of about 20 cm s⁻¹ which is reasonable as the mean speed of the Tsushima Current.

The BT temperature section along 132.8°E was measured two weeks after the satellite photos and is plotted in Fig. 9. The warm water intrusion seen in the photos can be recognized in the upper 30 m in this section between stations 139 and 141. Thus it appeared that the surface warm water tongue moved northward by about 70 km in two weeks, though the front at the 100 m level moved much more slowly.

4. Conclusion

Synoptic observation of the meander of the Tsushima Current is scarce because the conventional hydrographic method may not be the best to track the process of space scale less than 100 km. However, the propagation of the meander pattern seems to be of an order of several nautical miles per day and thus the shipboard tracking is possible. Even if the amplification process might be faster than the mere propagation, the satellite imagery may fill the gap between the shipboard monitoring.

Since the Tsushima Current seems to be more susceptible to meander because of its narrow width and shallow depth, therefore its mean picture may be less meaningful compared to other current systems, even the Kuroshio and the Gulf Stream. Also the meandering may generate horizontal Reynold's stresses due to seemingly random occurrences. This is particularly so if meteorological disturbances are the main cause of the meander as suggested by the two examples discussed here. Then the meandering should be an important factor for maintenance of the current system as well as

for transport of heat, salt and nutrients in the Japan Sea.

Acknowledgement

Dr. Hideo SUDO of Tokyo University of Fisheries and Mr. Yoshihiko OGAWA of Yamaguchi Prefectural Fisheries Experimental Station provided the author hydrographic data of 1981 and 1972, respectively. Dr. Oscar HUH of Louisiana State University and Dr. Kei MUNEYAMA of JAMSTEC supplied the computer-enhanced photos and computer print-outs for April 1981 NOAA-6 IR imagery. Hiroshi IKENAGA assisted in hydrographic data processing. The work is supported mainly by the Office of Naval Research and partly by NASA Wallops Flight Center.

References

- FUGLISTER, F. C. and L. V. WORTHINGTON (1951): Some results of a multiple ship survey of the Gulf Stream. *Tellus* **3**, 1-14.
- HANSEN, D. V. (1970): Gulf Stream meanders between Cape Hatteras and the Grand Banks. *Deep-Sea Res.* **17**, 495-511.
- ICHIYE, T. (1977a): Response of a two-layer ocean with a baroclinic current to a moving storm. Part I.—Quasi-geostrophic baroclinic motion—. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **33**, 151-160.
- ICHIYE, T. (1977b): Response of a two-layer ocean with a baroclinic current to a moving storm. Part II. Non-geostrophic barocline mode. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **33**, 169-182.
- ICHIYE, T. (1982): Edge waves in a wedge-like geostrophic flow. (submitted to *Deep-Sea Res.*)
- JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY (1973): The Results of Marine Meteorological and Oceanographical Observations, No. 51, January-June 1972, 15-151.
- LEGECKIS, R. V. (1979): Satellite observations of the influence of bottom topography on the seaward deflection of the Gulf Stream off Charleston, South Carolina. *J. Phys. Oceanogr.* **9**, 483-497.
- MORIYASU, S. (1972): The Tsushima Current. *In*: Kuroshio: Its Physical Aspects (ed. K. YOSHIDA and H. STOMMEL). Univ. of Tokyo Press, Tokyo, p. 353-369.
- OGAWA, Y. (1980): Hydrographic characteristics of the southwestern coastal area of the Japan Sea and their effects of fisheries biology (in Japanese). *Fisheries Res. Rep. of Yamaguchi Pref. Fisheries Exp. Sta.*, p. 51.

SUDA, K. and K. HIDAHA (1932): The results of the oceanographical observations on board R.M.S. "Syunpu Maru" in the southern part of the Japan

Sea in the summer of 1929 (in Japanese). J. Oceanogr., Imperial Marine Observatory 3(2), 291-375.

対馬暖流蛇行の2例

市 栄 誉

要旨: 日本海での対馬暖流の蛇行は1972年5~6月観測船によるBT観測で追跡された。200 kmの振幅をもって北方へはり出した2つの山が観測され、波長は400 kmであった。このような大きな振幅は、観測の約10日前に流れの北縁を通過した低気圧によるものらしく、その通過後、経路沿いに一連の湧昇域を残している。1981年4月NOAA-6の衛星写真で見出された流れの西の部分の蛇行は、二層海の上層のくさび状の縁に沿って生じた傾圧のモードの準地衡性エッジ波によるものと思われる。蛇行の波長と振幅はそれぞれ約200 km, 100 kmであった。この波は、5日前に東シナ海から日本海に入った低気圧により引き起こされたもので、35日後の海洋観測によれば、蛇行の最初の山は約37 km下流に移動していた。理論から予測される進行速度は1日に約1 kmである。

沿岸域における安定成層流体中の鉛直渦動拡散係数*

辻 正明**, 金 成 誠 一***

Vertical Eddy Diffusivity Coefficient in Stable Stratified Fluid at a Coastal Sea*

Masaaki TSUJI** and Sei-ichi KANARI***

Abstract: A relation between vertical eddy diffusivity and turbulent properties at the mouth of Tokyo Bay has been investigated by measurements of fluctuations and vertical time-averaged profile of current velocity. The vertical eddy diffusivity can be represented by energy dissipation rate per unit mass or vertical gradient of mean velocity and standard deviation of horizontal velocity fluctuations, when statistically steady state is assumed for velocity fluctuations.

It is shown that the vertical eddy diffusivity is proportional to the square of standard deviation of velocity fluctuations and is inversely proportional to energy dissipation rate or vertical gradient of mean velocity. Moreover, the friction velocity is proportional to horizontal velocity fluctuations and is inversely proportional to the gradient Richardson number. Therefore, the vertical eddy diffusivity can be represented as a function of horizontal velocity fluctuations, vertical gradient of mean velocity and the gradient Richardson number.

1. まえがき

海洋乱流や拡散現象の観測は空間的な測定 of 複雑さや困難さのため、多くの場合、固定点における時間的変動特性に関するものが主体である。したがって、空間的な変動特性に関しては、統計的な変動の空間的均一性を仮定して、TAYLOR (1938) の凍結乱流の概念を用いて、時間的変動特性から空間的変動特性の類推を行う方法がとられている。

乱れ変動の相関に関しては、時間相関と空間相関とを時間軸の一次変換によって対応づけること

* 1982年4月26日受理 Received April 26, 1982

** 工業技術院公害資源研究所, 〒305 茨城県筑波郡谷田部町小野川16-3 National Research Institute for Pollution and Resources, Agency of Industrial Science and Technology, Ministry of International Trade and Industry, Yatabe, Ibaraki Prefecture, 305 Japan

*** 北海道大学理学部, 〒060札幌市北区北10条西8丁目 Faculty of Science, Hokkaido University, Kita-10, Nishi-8, Kita-ku, Sapporo, 060 Japan

ができるとした HAY and PASQUILL (1959) の関係を仮定することによって、時間相関から空間相関への変換を行うことができる。したがって、乱れのスケールの通過時間から寿命時間を推定し、TAYLOR (1921) の拡散式を用いることによってオイラー系による測定結果をラグランジュ系の拡散係数の算定に拡張することができる。この場合、ラグランジュ系とオイラー系との時間スケールの比を知る必要がある。この時間スケールの比は GIFFORD (1967) によると、安定度のパラメータに依存するといわれており、GIFFORD (1955) や ANGELL *et al.* (1971) は乱流強度に依存すると考えている。したがって、乱れや拡散に関する特性量は、安定度や乱流強度に依存する。これらの研究は大気乱流での結果であり、海洋乱流におけるこの種の研究や観測は決して多くない。また、成層流体中の乱流現象には、熱による浮力の効果を考慮する必要があるが、とくに海洋乱流や拡散現象に関しては安定度への依存性について不

明確な点が多く、理論的な確立がなされていない。このことは、海洋における熱フラックスの計測が極めて困難であることによる。

冬期の東京湾口部において測定された鉛直温度分布に対し、上下の熱フラックスによる浮力の影響は、潮流からの乱れの影響に比べて小さいと考えられる。そこで、水温、塩分の鉛直分布によってきまる密度成層効果を考え、鉛直渦動拡散係数を水平流速の乱れ特性量や安定度のパラメーターとしてのリチャードソン数と関係づけることを試みた。

2. 観測概要

観測は、東京湾口部の第二海堡の南西約 2.7 km の浦賀水道で 1979 年 12 月 5 日に行われた。この測点の水深は平均海面下 50 m である。測定水深は、鉛直方向に海面下 2 m, 4 m, 8 m および 16 m の 4 層である。この海域は潮流が卓越するため、比較的定常流に近い状態が形成される下げ潮最大流速時の前後 3 時間に連続測定を行った。

流速および水温、塩分の測定には、MTCM-ST 型(鶴見精機製)の流速計を用いて、流向、流速の他に水温・塩分も同時に測定した。データの収録方法は、日時その他のアドレス信号を含め、20 秒間に流向・流速・水温・塩分の各要素を各々 9 回サンプリングし、これを繰り返し記録する方式である。解析に用いたデータは 20 秒間の平均として、各要素の 9 データ平均値を用いた。

なお、観測中の第二海堡での潮差は約 75 cm であった。

3. 解析方法

各測流結果には、測器の動揺によると思われる高周波の変動や潮流による低周波のトレンドが含まれている。このため、観測中の平均流は必ずしも一定ではない。これらの影響を除去するため、1 分と 33 分の移動平均による。いわゆるバンドパスフィルターに類似した操作を行った後、流軸方向の流速変動成分を求めて解析した。安定成層流体中のスペクトル解析においては、熱の鉛直輸送による浮力効果を考慮する必要があるが、そ

の評価は十分なされていない。また、この効果は慣性小領域には影響しないとも考えられる。

慣性小領域における一次元の乱流スペクトル密度に波数と周波数との変換 ($\bar{U}k=2\pi f$) を施すことによって、流軸方向の流速変動による単位質量当りのエネルギー逸散率 ε は次のように与えられる。

$$\varepsilon = \left(\frac{\phi(f)}{C} \right)^{3/2} \cdot \frac{2\pi}{\bar{U}} \cdot f^{5/2} \quad (1)$$

ここで $\phi(f)$ は一次元のエネルギースペクトル密度、 f は周波数、 \bar{U} は平均流速である。また、 C は普偏定数であり、PANOFKY and PASQUILL (1963) による 0.19 を用いた。

一方、定常状態を仮定した流体の乱れの運動エネルギーの保存式は次のように表わされる。

$$U_*^2 \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + \frac{\rho' w'}{\rho_0} g - \varepsilon = 0 \quad (2)$$

ここで U_* は摩擦速度、 ρ_0 は平均密度、 ρ' および w' は密度および鉛直流速の変動量である。また、乱流成分によるポテンシャルエネルギーから乱れの運動エネルギーへのフラックスは、フラックスリチャードソン数を R_f とすると、次のように表わされる。

$$\frac{\rho' w'}{\rho_0} g = R_f \cdot U_*^2 \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \quad (3)$$

さらに、 R_f と通常のリチャードソン数 R_i との関係は、渦拡散率と渦粘性率との比 $\alpha(\zeta)$ を用いることによって、次のように書ける。

$$R_i = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \cdot \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right)^{-2} = \frac{R_f}{\alpha(\zeta)} \quad (4)$$

$\alpha(\zeta)$ は無次元化された安定度長さの関数で与えられる。したがって、(2) 式より摩擦速度は次のように表わされる。

$$U_*^2 \approx \varepsilon \left/ \left[\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \{1 + \alpha(\zeta) R_i\} \right] \right. \quad (5)$$

さらに、乱れ速度 σ_u と摩擦速度 U_* との比 σ_u/U_* は、鷺見 (1978) によると、中立成層状態に対して一定値になる傾向がみられる。しかしな

がら、安定成層の場合には、この比が安定度の関数として次のような形式で表わすことができると考えられる。

$$\frac{\sigma_u}{U_*} = f(R_i) \quad (6)$$

(5) 式および (6) 式の関係を鉛直渦動拡散係数に関する定義式

$$Kz = U_*^2 \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \quad (7)$$

に代入することによって、鉛直の渦動拡散係数は水平乱れの特性量の組合せから、安定度の関数として表わすことができる。

R_f すなわち $\alpha(\zeta)R_i$ に関しては、PROUDMAN (1953) によれば、 $4 < R_i < 10$ に対して $\alpha(\zeta) = 0.03 \sim 0.05$ であり、 $R_f = \alpha(\zeta) \cdot R_i$ は 1 よりずっと小さいことが示されている。このため、安定な成層流体中においては、 $\alpha(\zeta) \cdot R_i$ はほとんど無視できる。したがって、運動量の鉛直渦動拡散係数の安定度に対する依存性は、 σ_u/U_* と R_i の関係のみを考慮することによって、10% 程度の誤差範囲で次のように表わすことができる。

$$Kz = \sigma_u^2 \left/ \left\{ \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right) \cdot f(R_i) \right\} \right. \quad (8)$$

ここで、 $f(R_i)$ は観測から半経験的に求められる安定度の関数である。

4. 解析結果

観測結果から得られた平均流速 \bar{U} 、水平流速変動の標準偏差 σ_u 、密度 σ_i 、リチャードソン数 R_i および (1), (5), (7) の各式によって計算されたエネルギー逸散率 ϵ 、摩擦速度 U_* 、渦動拡散係数 Kz の各鉛直分布を Fig. 1 に示す。これによると、平均流速は深さ方向に一樣に減衰しており、海面下 16 m 層では 2 m 層の約 1/3 程度となり、流速勾配はほぼ一定に近いが、密度は下層に向ってわずかに増加している。このため、安定度のパラメータであるリチャードソン数は深さとともに増加しており、安定成層状態になっていると考えられる。また、水平流速の乱れの強さは深さととも

に減少する傾向があり、とくに 4 m 以浅の上層と 8 m 以深の下層において変化率が大きい。したがって、流速変動のスペクトル解析から得られたエネルギー逸散率や流速勾配から計算された摩擦速度と鉛直渦動拡散係数の各鉛直分布も同様の变化特性を示す。

一方、摩擦速度および水平乱れの強さと安定度との関係は、Fig. 2 に示すように、各々リチャードソン数の増加に対して減少する傾向がある。各々の減少する割合は σ_u に比較して U_* の方が多少大きくなる。したがって、摩擦速度で無次元化した乱れの大きさ σ_u/U_* は、Fig. 3 に示したように、安定度とともに多少増加する傾向がある。 σ_u/U_* と安定度のパラメーターとの関係について、MONIN (1962) は安定度の増加に伴って減少す

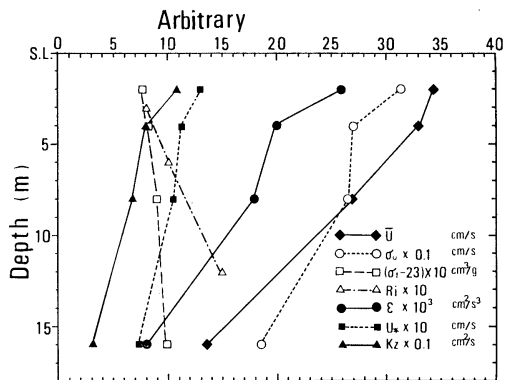


Fig. 1. Vertical distribution of calculated and observed turbulent properties at the mouth of Tokyo Bay on Dec. 5, 1979.

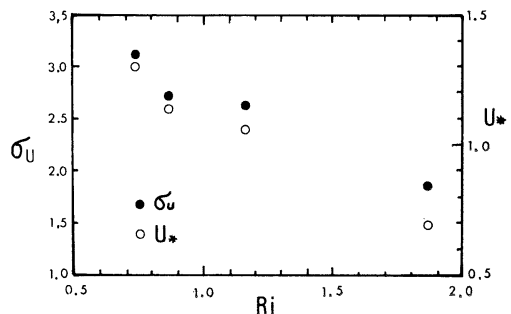


Fig. 2. Dependence of the standard deviation of the horizontal velocity fluctuations and the friction velocity upon the gradient Richardson number.

るとしているが, CRAMER (1967) の結果によると, 安定度のパラメーターにほとんど依存しない傾向がみられる。しかしながら, 今回の観測結果

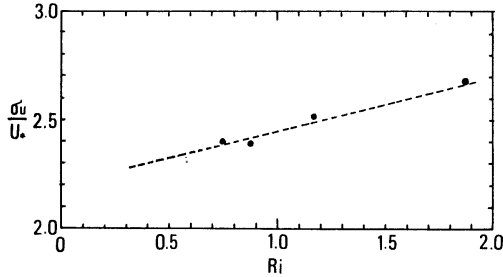


Fig. 3. Relation between σ_u/U_* and the gradient Richardson number.

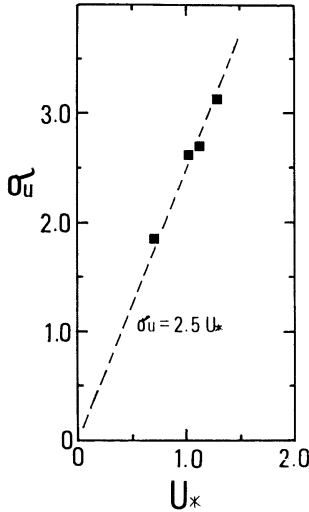


Fig. 4. Relation between the standard deviation of the horizontal velocity fluctuations and the friction velocity.

は, 安定領域における PANOFSKY and PRASAD (1965) の結果と同様に, 安定度のパラメーター (Ri 数) とともに単調にわずかながら増加する傾向がみられる。

この結果, (6) 式で仮定した関数は実験的に

$$f(Ri) = 2.2(1 + 0.11 Ri) \quad (9)$$

のように表わされる。

この結果から, 水平乱れの強さと摩擦速度の比は安定度に比例し, $Ri=0$ では $\sigma_u/U_* = 2.2$ となる。また, σ_u および U_* と Ri の関係から Ri を消去し, 単純に σ_u と U_* の関係だけを見ると Fig. 4 に示したように, $\sigma_u = 2.5 \cdot U_*$ となり, 鷺見 (1978) の実測例と非常に近い結果が得られる。

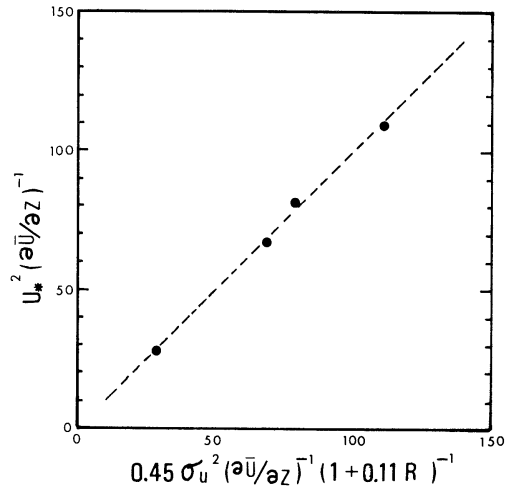


Fig. 5. Vertical eddy diffusivities estimated by Eq. (7) and Eq. (8).

Table 1. Observed and calculated values of the turbulent properties at the mouth of Tokyo Bay, on Dec. 5, 1979.

depth (m)		2	4	8	16
factors					
\bar{U}	cm/sec	36.5	33.3	26.7	13.3
σ_u	cm/sec	3.12	2.70	2.65	1.85
$(\bar{\rho} - 1) \times 10^3 \text{g/cm}^3$		23.78	23.81	23.91	23.99
$\partial \bar{U} / \partial z$	1/sec	0.0155	0.0158	0.0164	0.0168
ε	cm^2/sec^3	0.026	0.020	0.018	0.008
U_*	cm/sec	1.30	1.13	1.05	0.69
Ri number		0.74	0.87	1.17	1.87
K_z (Eq. 7)	cm^2/sec	109.0	80.8	67.3	28.3
K_z (Eq. 8)	cm^2/sec	111.0	79.4	69.5	29.0

(7) 式および(8)式によって計算された鉛直渦動拡散係数は、Fig. 5 に表すようにほぼ等しくなり、鉛直渦動拡散係数を水平の流速変動の強さと平均流速勾配および安定度によって、(8)式のように表現することの妥当性が得られる。

今回の観測および解析結果によって得られた各パラメーターをTable 1 に示す。

5. 結 論

東京湾口部における水平流速の鉛直観測によって得られた流速変動成分を用いて、1分から30分程度のスケールを対象とした鉛直渦動拡散係数および乱れ特性について検討した。

観測中の水平流速の平均鉛直勾配は、かなり大きい。辻(1980)によると、同海域に卓越するM₂分潮流の振幅が深さとともに減衰し、位相は上層より下層の方が約80分遅くなる。このため、流速の鉛直勾配には、潮流の鉛直位相差による効果が大きく影響していると考えられる。

安定成層流体中における水平の流速変動の大きさと摩擦速度の比は、安定度の関数として表わすことができる。今回の観測結果は、 σ_u/U_* が R_t の増加に伴ってわずかながら増加する傾向を示した。また、鉛直渦動拡散係数は、乱れの定常状態および局所等方性乱流を仮定することによって、水平流速変動のスペクトル解析から得られた慣性小領域での単位質量当りのエネルギー逸散率や摩擦速度から求めることができる。これらの結果から、鉛直渦動拡散係数は、水平の流速変動の強さと平均流速の鉛直勾配およびリチャードソン数の関数として表現することができた。

6. あとがき

沿岸海域で測定された流速変動成分の解析から、安定成層流体中での鉛直渦動拡散係数と水平の乱れ特性量との関係を検討した。水平乱れの特性量は、安定度、乱れの強度、時空間スケール等によって変化すると考えられる。しかしながら、海洋乱流や拡散に関するこの種の実測例が、観測の困難さもあって、十分集積されていない。とくに安定成層流体中での乱れの特性量に関する研究

について、その感が強い。今回の観測においても、流速の鉛直成分を直接測定したものではない。解析過程において、流速変動のスペクトル形に対する成層の浮力効果が小さく、流速変動の水平成分と鉛直成分とが比例関係にあると仮定して、その比例定数が安定度に依存すると考えた。しかしながら、 ε の評価方法に関しては、浮力効果も含めて今後さらに検討しなければならない問題と考える。

海洋におけるこれらの関係をより正確に把握するためには、鉛直流速変動の直接測定を含め、成層流体中におけるより多くのデータを集積する必要がある。

文 献

- ANGELL, J. K., D. H. PACK, W. H. HOECKER and N. DELVER (1971): Lagrangian-Eulerian time-scale ratios estimated from constant volume balloon flights past a tall tower. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **97**, 87-92.
- CRAMER, H. E. (1967): Turbulent transfer processes for quasi-homogeneous flow within the atmospheric surface layer. *Phys. Fluids*, **10** (Supplement), S240-S246.
- GIFFORD, F. A. (1955): A simultaneously Lagrangian-Eulerian turbulence experiment. *Mon. Weath. Rev.*, **83**, 293-301.
- GIFFORD, F. A. (1967): Variation of the Lagrangian-Eulerian time-scale relationship with stability. USAEC Meteorological Information Meeting, Chalk River, Canada (AECL-2787), 485-498.
- MONIN, A. S. (1962): Empirical data on turbulence in the surface layer of the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3103-3109.
- PANOFSKY, H. A. and F. PASQUILL (1963): The constant of the Kolmogorov law. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **89**, 550-551.
- PANOFSKY, H. A. and B. PRASAD (1965): Similarity theories and diffusion. *Int. J. Air Wat. Poll.*, **9**, 419-430.
- PROUDMAN, J. (1953): *Dynamical Oceanography*. Methuen & Co., Ltd., London, 409 pp.
- TAYLOR, G. I. (1921): Diffusion by continuous movements. *Proc. London Math. Soc.*, Ser. 2, **20**, 196-211.
- TAYLOR, G. I. (1938): The spectrum of turbulence. *Proc. Roy. Soc.*, A, **164**, 476-490.
- 鷲見栄一 (1978): エスチャリーにおける懸濁物質の浮遊機構(3), 第25回海岸工学講演会論文集, 576-580.
- 辻 正明 (1980): 東京湾口部における海況の低周波変動特性. 公害資源研究所集報, **9**(4), 9-18.

周 参 見 の 棚 静 振*

中 村 重 久**, 芹 沢 重 厚**

Shelf-seiches off Susami, South of Japan*

Shigehisa NAKAMURA** and Shigeatsu SERIZAWA**

Abstract: Local climate of shelf-seiches was studied on the basis of mareograms at Susami where the sea level variation with 12 min of period (5 cpH) was significant through a year. A statistical property of monthly maximum variation of the sea level at Susami was correlated to daily maximum wind velocity at Shirahama as well as to daily most-frequent wind-direction obtained from hourly-read wind data at Shirahama. The variation of the sea level at Susami can be understood as a kind of shelf-seiches locally induced off Susami after a simplest dynamical consideration referring to Merian's formula.

1. 緒 言

外海に面した湾や湖などで生じる静振の原因としては、水面上の風、気圧変動のほか、地震などが考えられる。とくに、一年を通じて風などの気象擾乱による静振がみられる場合には、静振は気候学的要因のひとつと考えることもできよう。しかも、沿岸地形および陸棚地形の相違などによって静振の起こり方が異なり、局地性が問題となることもあるであろう。静振がとくに顕著なところでは、それにとまらぬ災害も無視できない。

わが国の沿岸でも、とくに沖合に陸棚が発達しているようなところでは、湾のスケールから予想される静振によるよりも大きな水位変動が観測される例もある。これは陸棚あるいは棚状海で起きた静振によって湾内の水位変動が増幅されたものと考えられる。これまで漁港内での予期せざる水位変動とされていたものにも、このような湾や港のスケールから予想されるものより大きい水位変動の例が少なくないと考えられる。この点からみ

ても静振の予測が必要であるといえるであろう。

本州紀伊半島南西海岸にある周参見漁港では、毎日約 12 min 周期の水位変動がみられる。この水位変動が何によって生じたものか、また、どの程度のスケールのものかについて若干の検討をした。ここでは、1979年の1年間にわたる周参見の検潮記録を解析し、その統計的特性を調べ、白浜海洋観測塔の風速との関連を明らかにした。また、Merian 周期の応用について簡単な検討から、周参見沖や田辺湾沖の陸棚振動などとの関連や問題点についても考察した。

海堆や棚海での静振については、すでに日高(1935)が理論的に研究しているが、その後、日高(1937)は「棚静振に就いて」という論文を発表し、日高と野満(1937)との間に棚振動の存立条件についての議論がたたかわされた。これらの資料も参考にして、中村ら(1982)は、田辺湾内で観測される約 42 min を周期とする水位変動について考察したが、この場合は水位変動と気象条件との直接的関連を見出すところまではいかなかった。この点で、周参見の水位変動をいろいろの面から検討することにより、田辺湾内の水位変動の力学的理解に有効な手がかりが得られるかもしれない。

* 1982年10月6日受理 Received October 6, 1982

** 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所,
〒649-23 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎
Shirahama Oceanographic Observatory, DPRI,
Kyoto University, Katada-Hatasaki, Shirahama,
Wakayama, 649-23 Japan

2. 周参見漁港周辺の地形条件

周参見漁港は本州紀伊半島南海岸で太平洋に面しており、その周辺の地形条件はおよそ Fig. 1 のようになっている。図からもわかるように、樺から周参見を経て串本までの範囲では 200 m 深の等深線は海岸線からおよそ 5 km 沖合にあり、白浜以北の海域とは地形の特性が異なっている。周参見漁港は、大体 $33^{\circ}32'20''\text{N}$, $135^{\circ}29'\text{E}$ に位置し、港内地形は概略 Fig. 2 のようになっている。水研 62 型潮位計は港の南側に設置されている。

3. 周参見の検潮記録

周参見では 1974 年 (昭和 49 年) 以来潮位記録がとられているが、毎時読取值からは周参見で顕著な約 12 min 周期 (5 cpH) の水位変動の特性をとらえることができないので、ここでは、和歌山県田辺漁港事務所に保管されていた記録のうち 1979 年の 1 年間の記録を解析することにした。この記録をみると、5 cpH の水位変動は年を通じて毎日みとめられ、ただ、日によってその振幅が大きくなったり小さくなったりしている。しかも、潮汐にのっているのは主としてこの変動であり、それ以外の変動は顕著ではない。とくに、1979 年 9 月 30 日～10 月 1 日に台風 16 号が室戸岬から友ヶ島水道へ北上し、10 月 19 日には台風 20 号が白浜に上陸し、その影響をうけて、周参見では異常に大きな

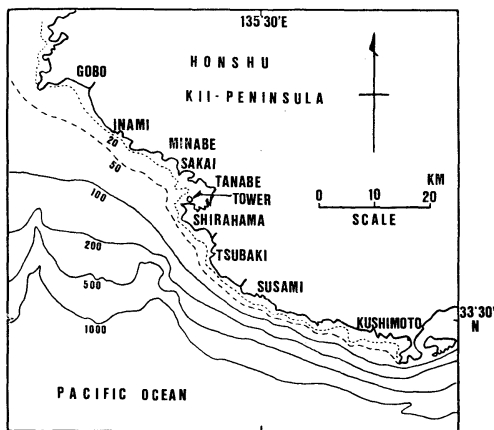


Fig. 1. Bathymetry of shelf sea off Southwest Kii Peninsula.

振幅が記録された。検潮記録から、その振幅の包絡線をもとめることはなんとかできたが、波形を正確にたどることは非常に困難なことであった。ここには、中程度の振幅の変動例を 11 月 18～19 日について Fig. 3 に示した。

4. 5 cpH 水位変動の統計的特性

ここでは、周参見の検潮記録にもとづいて、年間を通じて顕著な 5 cpH 水位変動の特性を統計的にとらえ、これが気象条件とどのように対応づけできるかを検討するために、白浜海洋観測塔の流速観測記録を利用した。

周参見の 5 cpH 水位変動の特徴をとらえるひとつの便法として、月最大波高 H_{max} をとると、その年間の変動は Fig. 4 のようになる。すなわち、3 月と 10 月とに極大がみられ、7 月と 12 月とは極小である。ちなみに、白浜海洋観測塔における月

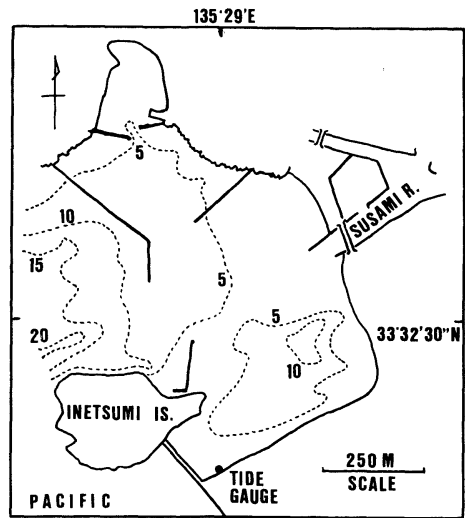


Fig. 2. Bathymetry of Susami Fishery Harbour.

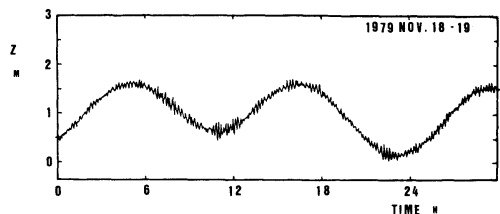


Fig. 3. A part of mareogramme at Susami.

最大風速 W_{max} を Fig. 4 にあわせて示した。これからみると、 H_{max} と W_{max} とはかなりよく対応しているようにみえる。

つぎに、周参見の 5 cpH 水位変動の振幅が 10 cm 以上となる日数 F を月ごとにもとめたところ、Fig. 5 のようになった。白浜海洋観測塔における月平均風速 \bar{W} も Fig. 5 にあわせて示した。これをみると、 F と \bar{W} とはたがいに平行して変動しているようにみえる。

Fig. 5 には、白浜海洋観測塔の日最多風向の 1 カ月当りの頻度を示した。これをみると、1-4 月および 10-12 月には NNW の風の頻度が 1 カ月当たり 10 日あるいはそれ以上となり、同時に ESE の風の頻度も顕著である。ちょうどこの期間に F も \bar{W} も大きい値をとっており、 F は 10 日以上、 \bar{W} はおよそ 3 m/s 以上となっている。

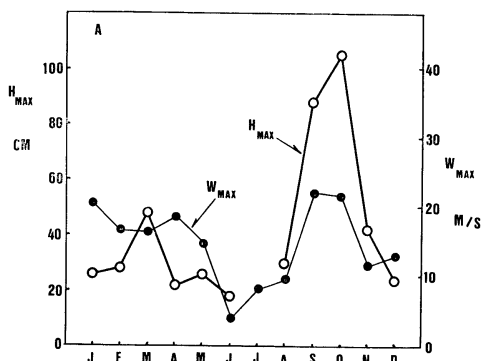


Fig. 4. Relation between H_{max} at Susami and W_{max} at Shirahama.

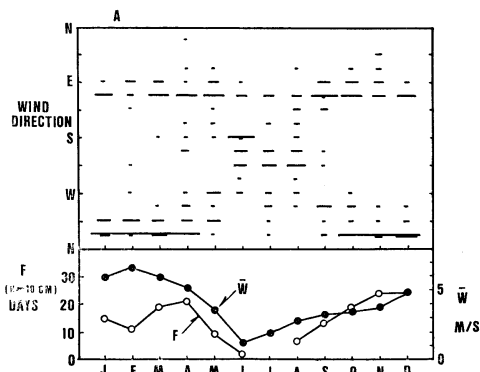


Fig. 5. Relation between F (days) and \bar{W} (m/s).

ここで、参考までに、白浜海洋観測塔の風配図を 1979 年の日最多風向の統計として Fig. 6 に示した。Fig. 6(A) には 1 年間の統計、そして (B), (C), (D) には、1-4 月期、5-8 月期、9-12 月期の統計を、それぞれ示した。これを水位変動の統計 (Fig. 5) と比較してみても、1 年間のうちで風の強い時に 5 cpH 水位変動が顕著になる傾向があることがわかる。

一方、周参見の 5 cpH の hourly envelope と塔の風速との相互相関係数は、lag 0 のときを除いて、lag 1-50 の範囲で 0.25 以下であった。また、1979 年のデータについて周参見の 5 cpH の日極大値と、塔での風速との相互相関係数についてみると、lag 0 のときを除いて、lag 1 のとき 0.24、lag 2-100 の範囲で 0.13 以下であった。これからみて、個々の強風の吹きだしや暴風がただちに 5 cpH の水位変動が大きいことに直結しているわけではないことを意味していると考えられる。また、気象擾乱の要因としては、気圧の変動も考慮にいれるべきかもしれないが、これについては今後検討すべき課題と考えられる。

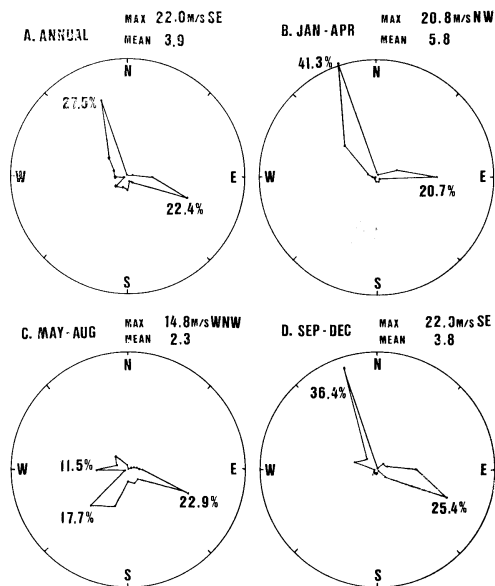


Fig. 6. 1979 wind roses at Shirahama (daily most frequent wind-direction obtained from hourly-read data).

5. 5 cpH 水位変動のスケール

周参見における水位変動について、これまでの記録にもとづき統計的特性を明らかにしたが、さらに、このような水位変動は力学的に何であるかを知る必要がある。

周参見漁港の海底地形は Fig. 2 のようになっており、平均水深として $h \sim 5$ m、港湾の奥行として $L \sim 500$ m ととって、そこでの固有周期を Merian の式 (SVERDRUP *et al.* 1947, PROUDMAN 1953, 富永 1976, OFFICER 1974) でもとめると、

$$T = \frac{4L}{\sqrt{gh}} \sim 288 \text{ sec} = 4.8 \text{ min}$$

となって、検潮記録 (たとえば Fig. 3) にみられる 5 cpH ($T=12$ min) の水位変動をうまく説明できない。換言すれば、5 cpH の水位変動のスケールは周参見漁港のスケールから予想されるものよりも大きいと考えざるを得ない。そこで、周参見沖の陸棚での海水の運動を考える必要がでてくる。また、周参見の南に位置する串本では 15-17 min の潮位変動が顕著であり、周参見の北に位置する白浜では 42 min 周期の潮位変動はみとめられるが 12 min あるいは 15-17 min を周期とする変動はほとんどみられない。このようなことから、

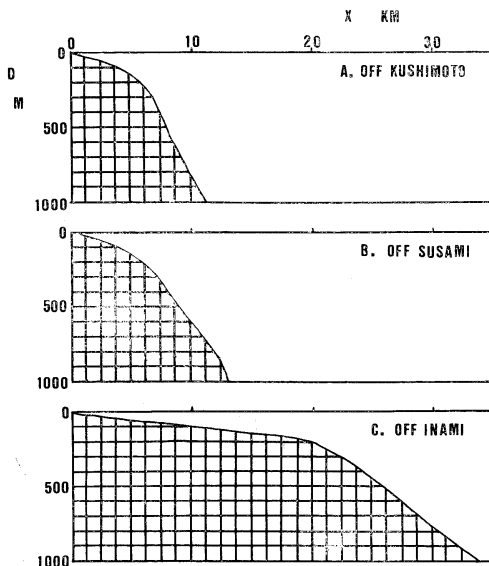


Fig. 7. Cross-section of shelves off Kushimoto, Susami and Inami.

ら、周参見でみられる 5 cpH の水位変動は、陸棚を岸沿いに伝わる波 (たとえば, BUCHWALD and SZOEK 1973) のような特性であるとは考え難い。

周参見沖の陸棚海底断面はおよそ Fig. 7B のようになっていて、串本沖 (Fig. 7A) とよく似ている。しかし、田辺湾沖では、印南沖 (Fig. 7C) と周参見沖との中間である。直線状の海岸線をもって、一様な海底断面をもった棚状海では、岸に平行な海水の運動も考えられるが、岸に直角方向の運動も可能である。このような岸に直角方向の運動の特性の概略をとらえるには、海底断面に対して Merian の公式を適用することも考えてよいであろう。ここで、周参見沖のような陸棚地形での水位変動について考えてみる。

海岸線から沖合 L km までの範囲で水深が 0 から h m まで変化するものとし、その平均水深を \bar{h} m とする。このときの水位変動の固有周期は $T = 4L / \sqrt{g\bar{h}}$ で与えられることになる。かなり大きな計算になるが、周参見沖の場合、岸からの距離 $L = 4$ km に対して $h \sim 100$ m であり、平均として $\bar{h} = 50$ m とすると $T \sim 12$ min となる。同様にして、 $L = 6, 8, 10, 12$ km では、 $h \sim 200, 400, 600, 800$ m であり、これと対応して $\bar{h} = 100, 200, 300, 400$ m とすると、計算上いずれの場合も、 T の値は 12.0~12.8 min となる。すなわち、棚振動のスケールとして、周参見沖での L を 12 km 以下の任意のスケールにとった場合、固有周期はいつも 12 min に近いものとなる。周参見沖での固有の棚振動をこのようにして評価しようとするかぎり、棚のスケールに対する幾何学的任意性があることになり、そのために、 L が 4 km 程度のスケールで $T \doteq 12$ min の振動を考慮することができると同時に、 L が 10 km 程度のスケールでも $T \doteq 12$ min の振動を考慮することができる。

もし、外洋から周期約 12 min の変動がやってくると、その相当波長が 4~13 km の程度であるならば、周参見沖では共振を起しうることになり、このために生じた水位変動は増幅されることになる可能性はたかい。

周参見沖と同様にして、田辺湾沖か印南沖を考慮ことにすると、たとえば、 $h \sim 200$ m に対し

て $\bar{h}=100$ m, そして $L\sim 20$ km とすると $T\sim 42.6$ min と計算される。このような水位変動は陸棚振動のスケールに相当するものではないかと考えられるが, この詳細については, 田辺湾周辺のみならず印南およびその周辺での潮位や流速の観測によって明らかにできるものと考えられる。

ちなみに, Fig. 7 をみるとわかるように, 印南沖では, 水深 200 m を境として, それより岸側と沖側とでは海底勾配に顕著な差異がみられる。このような水深 200 m までの陸棚域が導波性をもつことになり, 外洋から供給された波のエネルギーが陸棚上に捕捉されることが十分考えられる。しかし, 地理的にみて, 田辺湾を境として, その南側と北側とでは, 海底地形の特徴が異なっている。このことから, 一様海底断面の陸棚での長波の理論をそのまま適用して詳細にわたる議論はできないかもしれないが, 概略の特徴をとらえることはできるかもしれない。ただし, これについては, 今後, 観測事実にもとづく検討をまたねばならない。

日比谷・梶浦 (1982) は, 長崎湾における静振の発生機構を数値モデルによって研究した。この例では, 長崎湾の数百キロメートル西方海上での微気圧振動に対する共鳴と, 長崎湾周辺の地形条件による固有振動との結合効果とされている。このような微気圧振動が共鳴条件を満す場合とはどんなものか不明であり, また, 微気圧振動が頻繁にあらわれるものかどうかははっきりしない。周参見で 1974 年に観測された潮位記録には, 5 cpH の水位変動は一年を通じて毎日みとめられ, 単に微気圧変動に原因を帰するとすると, その出現頻度は非常に高い。また, さきにみたように, この 5 cpH の水位変動のスケールは, 少なくとも周参見漁港の静振として考えられる固有周期のスケールよりも大きい。しかも, 5 cpH の水位変動が, 田辺湾にも串本にもみとめられないことから, 周参見におけるこの水位変動は岸沿いに伝わる性質の波とは考え難い。また, さきに統計的特性にみたように, 周参見周辺の気象擾乱と水位変動との局地的相関も高いとはいえないようである。このようなことから, この水位変動は外洋から周参見沖

の陸棚へ到達した波動と考えられるが, その波源がどこにあるかは現在のところ不明である。あるいは, NAKAMUEA (1981) のような気象擾乱による水位変動の増幅があるのかもしれない。また, さらには, YAMADA *et al.* (1965) の高潮の共振理論にみられるような気象擾乱の進行速度と長波の進行速度との関連を考慮すべきなのかもしれない。いずれにしても, その力学的機構の詳細についての説明は今後に残された課題と考えられる。

6. 水平発散

ここで, 周参見の水位変動を, いわゆる海洋長波としてとらえ, 低振動数の波動に対するコリオリの効果あるいは水平発散を評価してみる。すなわち, ロスビーの変形半径として $\lambda = \sqrt{gh}/|f|$ を考える (たとえば, 宮田 1974, CHARNEY and FLIERL 1981, KAMENKOVICH and MONIN 1978, LEBLOND and MYSAK 1978)。水深 $h=4,000$ m に対して緯度 $\varphi=33^{\circ}30'$ における λ の値はおおよそ 2,500 km である。着目する波長あるいは水平方向の波動のスケールを L とするとき, $D=L^2/\lambda^2$ は水平発散を表すひとつの指数と考えてよい。ここに,

$$D = \frac{L^2}{\lambda^2} = \frac{(fL)^2}{gh}$$

であるから, 形式上, 一定の L に対して h が小さい場合には D の値が大きくなる。これはとりもなおさずコリオリの効果相対的に顕著となることを意味している。しかし, これを, 沿岸域ではコリオリの効果が大いいと表現するのは妥当であるとは考え難い。

ここで, 陸棚の幅に相当する長さを L とし, 陸棚の平均水深 \bar{h} を D の表示式の h のかわりに用いることにすると, 周参見沖については D の値は 2.3×10^{-4} 程度となる。また, 印南沖で $\bar{h}=250$ m, $L=26$ km とすると, D の値は 1.8×10^{-3} 程度となる。いずれにしても D の値は小さい。ちなみに, さきに陸棚上の固有周期に対して考えた $T = 4L/\sqrt{gh}$ を用いると,

$$D = f^2 \cdot \frac{T^2}{4}$$

となって、この場合は、 D の値は水深に関係がないことになってしまう。したがって、 T が小さいと水平発散が小さく、相対的にコリオリの効果が顕著ではないと判断される。 D の定義に関連した基礎方程式とその適用条件を考慮すれば、上に考えた D の値が小さいことは相対的に水位変動が大きいという評価に対応するものと考えられる。しかし、現段階では、周参見の水位変動に対応した現象の水平スケールあるいは波長について確認できるデータがなく、また、周参見周辺の地形の複雑さも考慮に入れる必要があるものと考えられるので、これ以上の詳細にわたる検討は今後にまたなくてはならない。

いずれにしても、ここに考えたような現象を力学的に正しく把握し、それを適確に予測する手がかりを得るためには、海岸線付近のみでの潮位観測では不十分であり、陸棚上の沖合での潮位および流速の観測をまたなくてはならない。

謝 辞

白浜海洋観測塔における観測記録の収集および解析には片山富晴君の助力を得た。また、周参見の検潮記録の利用にあたって、和歌山県田辺漁港事務所長内海光三氏ならびに関係諸官にいろいろと御配慮いただいた。なお、本文の完成にあたり、日本気象協会の富永政英博士には校閲と適切なコメントをいただいた。ここに記して感謝の意を表す。

文 献

- BUCHWALD, V. T. and R. A. DE SZOECK (1973): The response of a continental shelf to travelling pressure disturbances. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, **24**, 143-158.
- CHARNEY, J. G. and G. R. FLIERL (1981): Oceanic analogues of large-scale atmospheric motions. Chapt. 18 in *Evolution of Physical Oceanography* (ed. B. A. WARREN and C. WUNSCH). MIT Press, Cambridge. p. 517-519.
- 日比谷紀之, 梶浦欣二郎 (1982): 長崎湾におけるあびき現象 (湾内の大規模セイシュ) の発生機構. *日本海洋学会誌*, **38**, 172-182.
- 日高孝次 (1935): 海堆静振及び棚海静振に関する研究. *海と空*, **15**, 223-229.
- 日高孝次 (1937): 棚静振に就いて. *海と空*, **17**, 45-46.
- KAMENKOVICH, V. M. and A. S. MONIN (1978): *Phisika Okeana Tom 2—Gidrodynamika Okeana*. Izdat. Nauka, Moskwa. p. 307.
- LE BLOND, P. H. and L. A. MYSAK (1978): *Waves in the Ocean*. Elsevier, Amsterdam. p. 157.
- 宮田元靖 (1974): 長周期波. *海洋物理学 I* (寺本俊彦編), 海洋学講座 I. 東大出版会. p. 93-130.
- NAKAMURA, S. (1981): On factors magnifying a storm surge. *Proc. 19th Congr. IAHR, New Delhi, Subject B(a), Paper No. 5*, p. 47-54.
- 中村重久, 吉岡 洋, 芹沢重厚 (1982): 白浜海洋観測塔周辺の水位変動. *La mer*, **20**, 223-230.
- 野満隆治 (1937): 湖海の棚振動の存立条件と Merian 週期の補正. *地球物理*, **4**, 38-46.
- OFFICER, C. B. (1974): *Introduction to Theoretical Geophysics*. Springer-Verlag, Berlin. 385 pp.
- PROUDMAN, J. (1953): *Dynamical Oceanography*. Methuen, London. p. 310.
- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING (1947): *The Oceans, their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J. p. 516-604.
- 富永政英 (1976): 海洋波動. 共立出版. p. 489-510.
- YAMADA, H., J. OKABE and M. KUMAZAWA (1965): On the resonance effect in a storm surge (part I). *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **15** (pt. 1, No. 89), 45-61.

Microzooplankton Distribution along a Transverse Section Crossing a Marked Oceanic Front*

Akira TANIGUCHI**

Abstract: Surface distribution of microzooplankton and pollen grains along a 4 miles' transverse section crossing the Oyashio front was investigated. Within 4 miles' distance, sharp change in distribution was commonly observed in most plankters; distribution of some species was observed to be confined to either side of the front, or sometimes extended into the front. By range of the distribution, qualifications of dominant arcto-boreal tintinnid species for the Oyashio Current indicators are determined. *Acanthostomella norvegica*, *Codonellopsis frigida* and *Salpingella* sp. are the most reliable and practical indicators. *Ptychocylis obtusa* revealed homogeneous distribution over entire section. Because of this high adaptability to different water masses, the latter species could be the leading components of the tintinnid assembly in the frontal areas.

Since this investigation was done in early blooming season of the pinaceous trees, we obtained almost even distribution of their pollens which might very freshly fall from the air over the section. Variability in the pollen counts between stations may be an index of technical error of the methods employed.

1. Introduction

Biogeographic patterns of plankton which are associated with ocean circulation extend over large spatial scales of some 1000 km, while the biogeographic events also occur on the more restricted smaller scales in boundary zone between oceanic gyres (HAURY *et al.*, 1978). At the oceanic front formed by converging water masses from different gyres, clear faunal change would take place within much smaller scale; we can sample an epitome of the biogeography of various plankters within a few kilometers' coverage. To determine the reliability of so-called plankton indicator species, investigations of change in their horizontal distribution in such a narrow frontal zone are advantageous.

In the Sanriku Waters east of main island of Japan, two prevailing currents, subarctic Oyashio Current from the north and subtropical Kuroshio Current from the south, collide and converge throughout the year. Well-defined oceanic fronts are permanently formed there

(UDA, 1938; KAWAI, 1955a, b; KURODA, 1962). In this paper, data on the surface distribution of microzooplankton along a transverse section crossing a marked Oyashio front formed about 270 km off the Sanriku coast are dealt. Reliabilities of some arcto-boreal tintinnid species as the indicator species of the Oyashio Current were determined. We also make mention of the possibilities that distribution pattern of pollen grains in the surface layer might be indices of technical error in the microplankton studies and of mechanical processes in accumulation and dispersion of microplankton in the frontal areas.

2. Materials and Methods

Figure 1 (top) shows the general pattern of the surface isotherm distribution in the Sanriku Waters based on collected data by many ships during the period from 16 to 31 May, 1978 (GYOGYŌ JŌHŌ SĀBISU SENTĀ, 1978). The cold Oyashio Current was advancing from the north and the warm Kuroshio Current from the south turned eastwards. There existed two marked oceanic fronts on both sides of the central mixed warm water, i. e., the Oyashio

* Received July 21, 1982

** Faculty of Agriculture, Tohoku University, Sendai, 980 Japan

front on the north and the Kuroshio front on the south. On 28-29 May we sampled the surface water in the Oyashio front and, for reference, water samples from 10 layers from the surface down to 200 m at Stn. 1 located in typical water of the Oyashio Current (Fig. 1, top). Our data for the surface temperature around the sampling site are also illustrated in Fig. 1 (bottom); the temperature was measured for the surface water frequently bucketed on a triangular course and isotherms were drawn on board to find the most appropriate sampling sites. We selected a 4 nautical miles' transverse section crossing the Oyashio front. The section started from the tip of the tongue-like intrusion of the Oyashio water and entered into the central mixed water mass. The intruding

cold water into the Oyashio front tends to form very shallow surface layer overlying intermediate water which is originated from the mixed water mass (KURODA, 1962).

During low speed sailing of 2 knots for 2 hours, we collected 25 one-liter samples of the surface water with a bucket at 5 minute intervals or 25 samples at 300 m intervals over 4 nautical miles. The samples were preserved by adding 10 ml of borax buffered formaldehyde solution. The microzooplankters were concentrated by settling method into about 10 ml of water and then their whole number was counted under an inverted microscope at 200 x magnification. The number of intact loricae of tintinnids, which were probably alive at the sampling time, and the number of broken loricae were

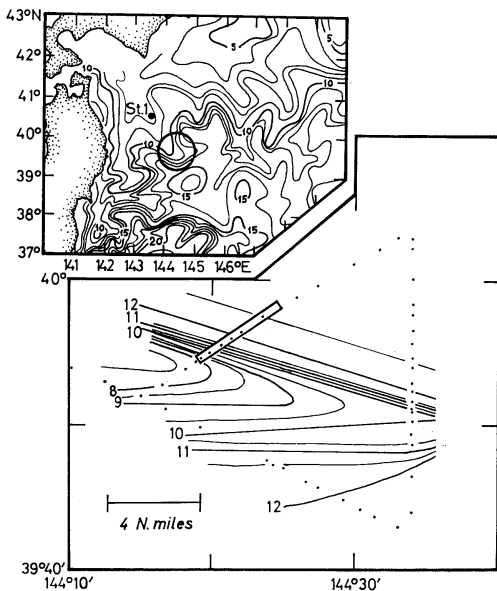


Fig. 1. (Top) Surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) showing the Oyashio and Kuroshio fronts formed in the Sanriku Waters during 16-31 May, 1978 (GYOGYŌ JŌHŌ SĀBISU SENTĀ, 1978). At Stn. 1 located in the typical Oyashio water and encircled site in the Oyashio front, the surface water samples were collected on 28 and 29 May, 1978. (Bottom) Surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) around the latter sampling site along a 4 mile traverse (narrow rectangle) observed just before the samplings. The temperature was measured at irregular intervals (dots) on a triangle course.

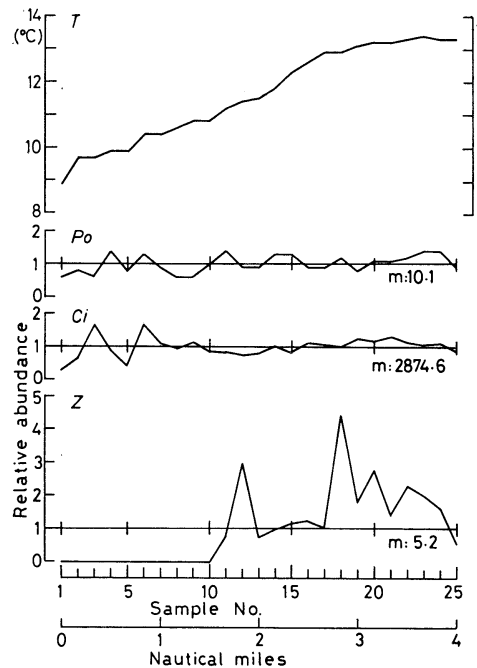


Fig. 2. Distribution at the surface of temperature (T : $^{\circ}\text{C}$), pollen grains (Po : $\text{No}\cdot\text{L}^{-1}$), naked ciliates excluding tintinnid (Ci : $\text{indiv}\cdot\text{L}^{-1}$) and those associated with zooxanthellae (Z : $\text{indiv}\cdot\text{L}^{-1}$) observed along a 4 mile transverse section crossing the Oyashio front. Ordinates are scaled in relative to mean value (m) which was averaged over the entire section.

counted separately. The abundance of the plankters was expressed in the relative values to the over-all mean which was averaged over the entire section. The mean values expressed as counts per 1 liter of water are also given (Figs. 2-4).

3. Results

Figure 2 illustrates the distribution of surface temperature, pollen grains, ciliates other than tintinnids and those associated with zooxan-

thellae along the 4 miles' section. The last component was counted separately from the normal ciliates.

Temperature increased rapidly from 8.9°C to 12.6°C within the first 2.5 miles. Referring to the data on species composition of the phytoplankton (YAMAMOTO, 1980) and the tintinnids described below, as well as the general pattern of the surface isotherm distribution (Fig. 1, top), the section can be subdivided into 3 segments: the first 0.7 miles (Sample Nos. 1-5) were in a cold water mass, the following 1.8 miles (Sample Nos. 6-16) in front water mass, and the last 1.5 miles (Sample Nos. 17-25) in warm mixed water mass.

1) Pollen grains

To avoid miscountings, only easily identifiable large and vesiculated pollens of a few pineaceous trees were counted. This was also an advantageous selection of the pollens that may behave in a similar manner in air and sea (*cf.* HOPKINS, 1950). Since the sampling time was in early period of the blooming season of the dominant pineaceous trees such as fir and red pine in Sanriku District (HOSHIKAWA, personal com-

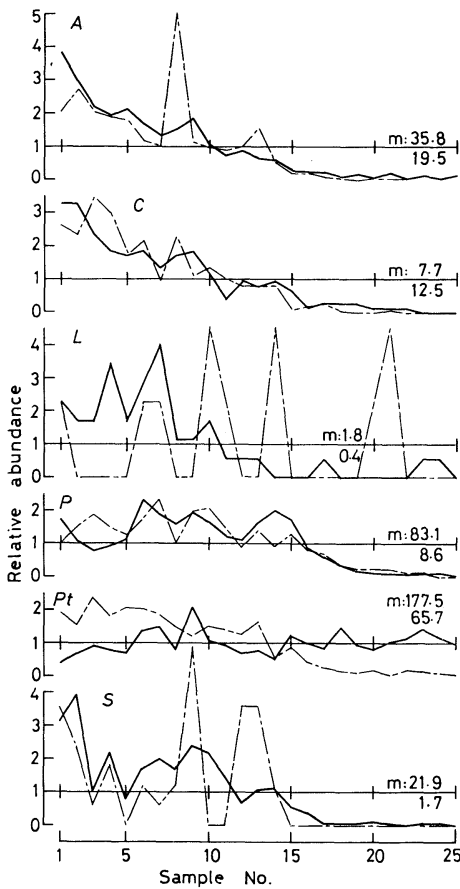


Fig. 3. Distribution of 6 tintinnid species (loricae $\cdot l^{-1}$) at the surface along a 4 mile section. Solid and broken lines denote intact loricae and broken loricae, respectively. For details, see legend of Fig. 2. A: *Acanthostomella norvegica*. C: *Codonellopsis frigida*. L: *Leprotintinnus pellucidus*. P: *Parafavella jorgenseni*. Pt: *Ptychocylis obtusa*. S: *Salpingella* sp.

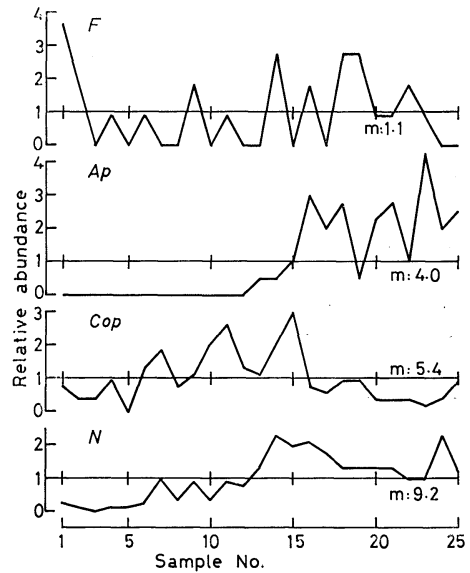


Fig. 4. Distribution at the surface of Foraminifera (F: indiv $\cdot l^{-1}$), Appendicularia (Ap: indiv $\cdot l^{-1}$), copepodites (Cop: indiv $\cdot l^{-1}$) and nauplii (N: indiv $\cdot l^{-1}$) along a 4 mile section. For details, see legend of Fig. 2.

munication), counted number of pollen grains was very small and ranged from 6 to 14 (mean: 10.1) per 1 liter. Nevertheless, the variation in the pollen number over the entire section was small.

2) Ciliates other than tintinnids

So-called naked ciliates excluding tintinnids were leading component of the microzooplankton community and their population density varied from 813 to 4782 (mean: 2874.6) indiv. \cdot l⁻¹. In addition, the naked ciliates associated with zooxanthellae also occurred in small number, being less than 23 indiv. \cdot l⁻¹. Species of genera *Cyclo-trichium*, *Laboea*, *Strombidium* and *Tontonia* (fide FAURÉ-FREMIET, 1924) were abundant. Holotrichian species occurred in only a few cases.

Although a group of the naked ciliates was distributed homogeneously over the entire section irrespective of water masses, those with zooxanthellae were confined to the warm mixed water (Fig. 2). At the surface in the typical Oyashio water (Stn. 1), while density of the naked ciliates was similar to the average level on the section (3543 indiv. \cdot l⁻¹ or 1.2 in relative scale), no ciliates were associated with zooxanthellae. However, this does not necessarily imply that the latter can not inhabit the Oyashio water. The zooxanthellae are found commonly in the ciliates from the Subarctic waters far north of the Oyashio Current in summer (TANIGUCHI, unpublished).

3) Tintinnid ciliates

Figure 3 shows the distribution of the six dominant species of tintinnids in alphabetical order. Solid lines indicate intact loricae and broken lines indicate broken loricae; their mean numbers are given respectively above and below the abscissae. These species have been reported to be the arcto-boreal species (HADA, 1937).

Among them *Acanthostomella norvegica*, *Codonellopsis frigida* and *Salpingella* sp. rapidly decreased in abundance from cold water to front water and finally disappeared in warm water (Fig. 3). The ranges of variation of lorica number were large as follows: densities of intact and broken loricae per 1 liter were 2-137 (mean: 35.8) and 0-98 (mean: 19.5) in *A. norvegica*, 1-25 (mean: 7.7) and 0-43 (mean: 12.5) in *C.*

frigida, and 0-86 (mean: 21.9) and 0-9 (mean: 1.7) in *Salpingella* sp., respectively. In the Oyashio water, denser populations existed; in the order mentioned above, 346 and 41, 107 and 16, and 57 and 11 loricae \cdot l⁻¹ were counted. Evidently these facts indicate that these 3 species are typical arcto-boreal forms, which can hardly extend their distribution into the front water, much less into the warm mixed water masses.

Intact loricae of *Leprotintinnus pellucidus* were distributed in the same manner, being rare in warm water and increasing in cold water up to 6 l⁻¹ (Fig. 3). Densities of its intact and broken loricae in the Oyashio water were as high as 12 and 6 l⁻¹. These indicate that *L. pellucidus* prefers cold water to warm water as previous 3 species, though it has been reported from both cold and warm coastal regions (MARSHALL, 1969).

Predominating species of tintinnid assembly, *Parafavella jorgenseni* and *Ptychocyclus obtusa* (fide BURKOVSKY *et al.*, 1974 and DAVIS, 1981), although they have been reported as the arcto-boreal species too, revealed different distribution patterns from the previously mentioned species. Density of *P. jorgenseni* varied from 3 to 190 l⁻¹ in intact loricae and from 0 to 20 l⁻¹ in broken loricae, being rich in cold water and rare in warm water (Fig. 3) as seen for the previous species. This species was, however, more abundant in front water as compared with both cold water and Oyashio water (99 intact and 9 broken loricae \cdot l⁻¹).

Ptychocyclus obtusa was the most dominant tintinnid in this area; 70-368 (mean: 177.5) intact loricae and 3-154 (mean: 65.7) broken loricae per liter over the section and 179 intact and 55 broken loricae in the Oyashio water were counted. This species was more or less evenly distributed over the entire course of the section including both cold and warm waters, or slightly richer in front water (Fig. 3). It must be noted that, although no conjugants of *Ptychocyclus* were found in the Oyashio water, the conjugating pairs were commonly found over this section. Their number increased in front water up to 30 pairs per liter at the middle part of the section where intact loricae were most abundant.

In addition to these six species, *Codonellopsis*

borealis, *C. limosa*, *Coziella ampla* (fide BRANDT, 1907 but see LAVAL-PEUTO, 1977), *Dadayiella ganymedes*, *Parafavella denticulata*, *P. ventricosa*, *Salpingacantha unguiculata*, *Salpingacantha* sp., *Salpingella acuminata*, *S. curta*, *S. laminata*, two unidentified *Tintinnopsis* and *Xystonellopsis brandti* occurred occasionally.

4) Foraminifera

Distribution of foraminifera seems to be very variable (Fig. 4), but to affirm this the population density was too small (0-4 indiv· l^{-1}). In the Oyashio water the density was also small, 4 indiv· l^{-1} .

5) Appendicularia

Some larvae with a few adults of appendicularians occurred in warm water (2-18 indiv· l^{-1}) and no individuals were found in cold water as well as in the Oyashio water (Fig. 4).

6) Copepods

Nauplius larvae (0-21, mean: 9.2 indiv· l^{-1}) and copepodite larvae (0-16, mean: 5.4 indiv· l^{-1}) were counted separately. These two larval stages revealed different distribution patterns (Fig. 4). Copepodites became abundant in front water as compared with in both warm and cold waters, although reached to the same level in the Oyashio water (12 indiv· l^{-1}). On the other hand, nauplii tended to increase from cold water to warm water, but exceedingly larger mass (53 indiv· l^{-1}) was found in the Oyashio water. The number of copepod fecal pellets containing tintinnid loricae was small in the cold water (0-4, mean: 1.8 l^{-1}) or nil in the warm water but large in the front water (1-10, mean: 3.6 l^{-1}). In the last water area, as mentioned above, copepodites surpassed nauplii in abundance.

4. Discussion

1) Tintinnid indicator species of the Oyashio Current

Those plankters which can be used to trace particular water masses transported by the ocean currents are the plankton indicator species (RUSSELL, 1935). An indicator species must be resistant against the gradual changes of the water properties (SCHWENKE, 1971) but it must not sufficiently be capable to survive over a certain range of the changes (HART and CUR-

RIE, 1960; RAYMONT, 1980). Among the arctic-boreal tintinnids identified in this work, *Acanthostomella norvegica* and *Codonellopsis frigida* are the most reliable indicators of the Oyashio Current for rigid preference for cold water. Their high population density and identifiable morphology will help the practical use (RUSSELL, 1935; HADA, 1957; MARUMO, 1980). *Salpingella* sp. will be added to these, if its taxonomic problems are solved.

Parafavella jorgenseni was distributed in front water more abundantly than in cold water (Fig. 3). Therefore, referring to the second criterion cited above (HART and CURRIE, 1960; RAYMONT, 1980), this species does not always be an appropriate indicator of the Oyashio Current. By the same criterion, *Ptychocylis obtusa* which was observed to inhabit and reproduce (conjugate) in front water or even in warm mixed water (Fig. 3) might be judged to be a disqualified indicator. In other words, these two tintinnids have higher adaptability to different water masses so that *P. obtusa* became the primary and *P. jorgenseni* the secondary components of the tintinnid assembly in this area.

2) Pollen distribution determining mechanical processes of plankton distribution

The motley water movements including eddies, upwellings, downwellings, etc. in various local scales are driven in the oceanic frontal areas. Such complicated water movements, which are acting directly and/or indirectly through enrichment process in the accumulation and dispersion of microplankton, are obviously responsible for the heterogeneity in distribution of plankton in the frontal areas. However, it is very difficult to discriminate the direct mechanical processes from the biological terms indirectly affected by the water movement (e.g. OKUBO, 1975; STEELE, 1978; LONGHURST, 1981).

Distribution pattern of pollen grains suspending in the surface water is controlled principally by water movement. It is most likely that the pollens are accumulated by converging waters but dispersed by diverging waters. Distribution pattern of the pollens tends to be homogeneous in a placid large water mass but heterogeneous in the frontal areas. Therefore, the patterns of pollen distribution can indicate the water

movement, eliminating biological factors, which may affect the passive distribution of plankton. Pollen count can be a convenient determination of the effect of water movement on the distribution of microplankton in the frontal areas. In this work, we adopted this idea firstly into the microzooplankton investigation. However, since this preliminary investigation was done in early blooming season of the pinaceous trees, we obtained almost even distribution of pollens just fell from the air (Fig. 2). If a crude assumption that these pollens fell homogeneously from the air could be held, variability of pollen counts between stations can be used as an index of technical errors in the methods employed. Despite the fact that absolute number of pollens collected was very small, the 95% confidence interval of the mean value of the pollen counts was calculated to fall into narrow range of 89-111% of the mean as seen in the most abundant naked ciliates (Fig. 2). Even if, because of their small number, the gross variance in the pollen count is taken as a practical measure, the error is not large, *i.e.*, 60-140% or 0.6-1.4 in relative scale to mean value. CHESTER (1978) tested the error by a series of duplicate water samplings and indicated that the 95% confidence interval was 70-142% of a single observation. Both estimates are comparable, although tested by substantially different sampling designs.

In the present case, variation of microzooplankton counts which did not exceed $\pm 40\%$ of the mean value might be caused by technical error. Conversely, those exceeded $\pm 49\%$ were judged to indicate the heterogeneous distribution, which was observed in all microzooplankters except naked ciliates and *Ptychocylis obtusa* (Figs. 2 and 3).

In later blooming season of the trees in 1979, we sampled microplankton again in the frontal areas relatively near the coast. Because pollens had been floating for a long time and accumulated into the front by water movement, extent of pollen accumulation was used to determine the effect of water movement on passive distribution of plankton (YAMAMOTO *et al.*, 1981). If we sample in coastal areas, because rich pollens are brought from land by river, the pollen counts would probably trace the move-

ment of water originating from the land water.

Acknowledgements

I am indebted to Dr. K. HOSHIKAWA of our Faculty for providing valuable informations about blooming season of the pinaceous trees in Sanriku District, and Drs. M. LAVAL-PEUTO and F. RASSOULZADEGAN of the Zoological Station at Villefranche-sur-mer, France, for providing useful literature on taxonomy of the oligotrich ciliates.

I would like to dedicate this paper to Prof. R. MARUMO in celebration of his sixtieth birthday.

References

- BRANDT, K. (1907): Die Tintinnodeen der Plankton-Expedition, Systematischer Teil. *Ergebn. Atlant. Ozean Planktonexped. Humboldt-Stift.*, **3** (L. a), 1-488.
- BURKOVSKY, I. V., YE. A. ZAMYSHLYAK and N. P. POSKYRAKOVA (1974): Reviziya fauny Tintinnida (Ciliata) Belogo Morya (Revision of the Tintinnida (Ciliata) fauna of the White Sea). *Zool. Zh.*, **53**, 325-336. (in Russian with English summary)
- CHESTER, A. J. (1978): Microzooplankton relative to a subsurface chlorophyll maximum layer. *Mar. Sci. Commun.*, **4**, 275-292.
- DAVIS, C. C. (1981): Variations of lorica shape in the genus *Ptychocylis* (Protozoa: Tintinnina) in relation to species identification. *J. Plankton Res.*, **3**, 433-443.
- FAURÉ-FREMIET, E. (1924): Contribution à la connaissance des infusoires planctoniques. *Bull. Biol. France et Belgique*, **6**, 1-169.
- GYOGYŌ JŌHŌ SĀBISU SENTĀ (1978): Gyokaikyō Sokuhō, No. 367: 26-31 May 1978 (Prompt Reports of Fisheries Oceanographical Conditions, No. 367, 26-31 May 1978), 2pp. Gyogyō Jōhō Sābisu Sentā, Tokyo. (in Japanese)
- HADA, Y. (1937): The fauna of Akkeshi Bay. IV. The pelagic Ciliata. *J. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ.*, Ser. 4, **5**, 143-216.
- HADA, Y. (1957): The Tintinninea, useful microplankton for judging oceanographical conditions. *Inf. Bull. Planktol. Japan*, (5), 10-12. (in Japanese)
- HART, T. J. and R. I. CURRIE (1960): The Benguela Current. 'Discovery' Rep., **31**, 123-298.
- HAURY, L. R., J. A. MCGOWAN and P. H. WIEBE (1978): Patterns and processes in the time-

- space scales of plankton distributions. *In* Spatial Pattern in Plankton Communities (J. H. STEELE, ed.). Plenum Press, New York. p. 277-327.
- HORKINS, J. S. (1950): Differential flotation and deposition of coniferous and deciduous tree pollen. *Ecology*, **31**; 633-641.
- KAWAI, H. (1955a): On the polar frontal zone and its fluctuation in the waters to the northeast of Japan (I). *Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab.*, (4), 1-46. (in Japanese with English abstract)
- KAWAI, H. (1955b): On the polar frontal zone and its fluctuation in the waters to the northeast of Japan (II). *Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab.*, (5), 1-41. (in Japanese with English abstract)
- KURODA, R. (1962): On the states of appearances of "Shiome" in the waters to the northeast of Japan. *Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab.*, (22), 45-115. (in Japanese with English abstract)
- LAVAL-PEUTO, M. (1977): Reconstruction d'une lorica de forme *Coxiella* par le trophonte nu de *Favella ehrenbergii* (Ciliata, Tintinnina). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **284**, sér. D, 547-550.
- LONGHURST, A. R. (1981): Significance of spatial variability. *In* Analysis of Marine Ecosystems (A. R. LONGHURST, ed.). Academic Press, London. p. 415-441.
- MARSHALL, S. M. (1969): Protozoa. Order Tintinnida. Families Tintinnidiidae and Codonellidae (1). *Fich. Ident. Zooplancton*, **117**, 1-12.
- MARUMO, R. (1980): Study on the distribution and ecology of marine plankton. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 126-133. (in Japanese with English abstract)
- OKUBO, A. (1975): *Seitai-gaku to Kakusan* (Ecology and Diffusion). Tsukiji Shokan, Tokyo. 218pp. (in Japanese)
- RAYMONT, J. E. G. (1980): *Plankton and Productivity in the Oceans* (2nd ed.), Vol. 1. Pergamon Press, Oxford. 489 pp.
- RUSSELL, F. S. (1935): On the value of certain plankton animals as indicators of water movements in the English Channel and North Sea. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, **20**, 309-331.
- SCHWENKE, H. (1971): Water movement; Plants. *In* Marine Ecology (O. KINNE, ed.), Vol. 1, Pt. 2. Wiley-Interscience, London. p. 1091-1121.
- STEELE, J. H. (1978): Some comments on plankton patches. *In* Spatial Pattern in Plankton Communities (J. H. STEELE, ed.). Plenum Press, New York. p. 1-20.
- UDA, M. (1938): Researches on "Shiome" or current rip in the seas and oceans. *Geophys. Mag.*, **11**, 307-372.
- YAMAMOTO, T. (1980): Characterization of Phytoplankton Communities in the Frontal Zones of the Sanriku Sea Area. M. Agr. Thesis, Tohoku Univ., Sendai. 64+29 pp.
- YAMAMOTO, T., A. TANIGUCHI and S. NISHIZAWA (1981): Microplankton distribution at an oceanic front formed in the Sanriku Waters off northeast Japan. *Bull. Plankton Soc. Japan*, **28**, 111-120.

発達した海洋前線における微小動物プランクトンの分布

谷 口 旭

要旨: 三陸沖に発達した親潮前線域の表面における微小動物プランクトンおよび陸から飛ばされてきた松科樹木の花粉粒の分布を調査した。前線を横断する観測線4マイル間で多くの微小動物プランクトン種の分布は偏っており、前線の両側にある冷水または暖水のいずれかに限って分布するか、あるいは冷暖水のいずれかから前線内まで分布域を拡げているにすぎない。このような分布型から、優占した北方亜寒帯性の有鐘纖毛虫類各種の、親潮指標種としての信頼性を推定することができた。*Acanthostomella norvegica*, *Codonellopsis frigida* および *Salpingella* sp. は最も良い指標種であるが、*Parafavella jorgensenii* は時として不適格である。*Ptychocyliis obtusa* は冷暖水にまたがって、ほぼ均一に分布するので、親潮指標種としての価値は低い。しかし、この適応能力のおかげで、この種は前線域微小動物群中で優占することができたものと考えられる。

本研究は松科樹木の開花期の初期に行なわれたため、空中から海中に落下したばかりの花粉は、前線をはさんで全域に均一に分布していた。ここで花粉の均一分布が仮定できるとすれば、花粉計数の変動幅は、本研究で採用した調査方法の技術的な誤差を示す指標になり得るかも知れない。

Evaluation de la variabilité annuelle du recrutement d'une pêcherie littorale de homard (*Homarus gammarus*) en Bretagne (Ile d'Houat), 1973-1980*

Jean Yves LE GALL**, Michèle JEZEQUEL**, Joël LOREC***
et Yves HENOCQUE****

Résumé: L'exploitation de fiches de pêche quotidiennes collectées sur une pêcherie littorale de homard (*Homarus gammarus*) de la côte sud de Bretagne (Ile d'Houat), a permis d'évaluer la variabilité du recrutement au cours de sept années 1973 (1976) 1980. L'année 1975 apparaît comme une année exceptionnelle, pour l'ensemble du littoral breton, durant laquelle l'abondance apparente des recrues est double de l'abondance moyenne calculée sur les six autres années. L'analyse démontre que les tentatives de repeuplement, par immersion de homards juvéniles dans la zone de pêche, ne se traduisent jusqu'à présent par aucune amélioration des captures commerciales, perceptible par les fiches de pêche.

Abstract: Through the log-books of fishermen an estimation of the annual variability of the recruitment by annual first commercial size class strength in a coastal lobster (*Homarus gammarus*) fishery has been realized for seven fishing seasons 1973 (1976) 1980. For this feature the 1975 year appears as an exceptional lobster season for the whole fishery all along the Brittany Coast, considering the apparent abundance of the recruits which is twice the mean abundance over six years. Analysis demonstrates that releasing of hatchery reared juveniles into this peculiar zone exploited by the concerned fishery has no present impact on the increasing in commercial landings, through fishing log-books.

1. Introduction

Les actions, en vue de l'aménagement, la conservation et la gestion des stocks de homard sont menées en France selon deux directions: la création de cantonnements ou sactuaires où des femelles sont immergées, et plus récemment la production massive en écloserie de homards juvéniles destinés à être immergés sur les zones de pêche ou dans des cantonnements créés à cet effet, aux stades IV et V et, depuis 1978, à l'âge d'un an. Il s'agit donc dans les deux cas d'une tentative d'intervention de l'homme dans la relation stock/recrutement, soit au niveau du stock en augmentant la fécondité potentielle du

stock de géniteurs, soit au niveau du recrutement en modifiant l'effectif de juvéniles (stades IV et V) présent dans le milieu (C.I.E.M. 1978, BENNET 1980). Aucune étude expérimentale du taux de survie n'a pu encore être entreprise parallèlement aux immersions de stades juvéniles, par marquage notamment.

Afin de tenter d'apprécier l'incidence éventuelle des immersions de jeunes sur les captures de la pêcherie à long terme, il est utile de connaître la variabilité annuelle du nombre de jeunes recrues naturelles sur la pêcherie où les immersions de juvéniles sont pratiquées. En 1973, dès le début des immersions dans la zone du littoral sud de Bretagne (Quiberon, Belle-Ile, Houat et Hoedic), un système d'enquêtes par fiches de pêche, était mis en place afin de recueillir les données sur l'effort de pêche, et les captures ventilées par classe de taille commerciale. Pour des raisons techniques, les fiches de pêche de l'année 1976 n'ont pu être exploitées.

* Manuscrit reçu le 3 Septembre, 1982

** Centre Océanologique de Bretagne, B.P. 337-29273 Brest, France

*** Ecloserie à Homard APASUB, 56170 Houat, France

**** Maison franco-japonaise, Kanda Surugadai 2-3, Chiyoda-ku, Tokyo, 101 Japon

2. Collecte et traitement des données

2.1. Effectif et comportement de la flottille

Le nombre de casiers par bateau est en moyenne de 360, répartis en douze filières de 30 casiers; on estime que le nombre de casiers a été multiplié par deux en dix ans (ANONYME, 1981). Les casiers peuvent être utilisés indifféremment pour le homard, le crabe ou la langouste, le pêcheur choisissant la zone et le type de fond plus ou moins propice à l'une de ces espèces. En fait, les prises de langouste sont devenues si aléatoires qu'en général, seuls les fonds à homard et les fonds à crabe sont recherchés, un tel choix modifiant ainsi la composition des captures respectives de ces deux espèces. Au cours d'une saison, il n'est pas rare qu'un pêcheur obtenant des rendements médiocres sur une espèce, la plupart du temps le homard, déplace ses casiers sur une zone connue pour être plus propice au crabe, rendant les résultats ainsi obtenus moins représentatifs de la population naturelle de homard.

Par ailleurs, la flottille comprend deux types de bateaux, les uns pêchant en général sur des fonds allant de 10 à 30 mètres (la moitié de la flottille environ), les autres, généralement plus gros, pêchant sur des fonds de 30 à 70 m, plus au large (Fig. 1). Les derniers sont largement majoritaires dans le nombre total de fiches de pêche retournées.

La saison de pêche au homard s'étend de fin avril à fin septembre (5 mois).

2.2. Nombre de fiches analysées

Définie en collaboration entre les pêcheurs et l'analyste, la fiche de pêche quotidienne recueille les données des captures ventilées selon quatre groupes de taille commerciaux: "rejetés" (inférieurs à la taille légale minimale de capture de longueur totale 23 cm et de poids inférieur à 300 g), "portions" (P) (de 300 à 600 g), "gros" (G) (de 600 à 2000 g) et "très gros" (TG) (plus de 2000 g). Simultanément, la fiche de pêche indique l'effort de pêche développé en nombre

de casiers, nombre de filières et temps d'immersion. D'autres renseignements portant sur la répartition en profondeur des captures (0-10, 10-30, plus de 30 m) ne sont pas considérés dans cette étude. En raison de la classique réticence des pêcheurs à communiquer leurs résultats de pêche, de 1973 (première année de l'enquête) à 1980, le nombre de fiches de pêche quotidiennes collectées a diminué très nettement au début puis s'est stabilisé. Fort heureusement cette diminution va dans le sens d'une sélection des informateurs les plus motivés par cette enquête et dont les renseignements sont les plus crédibles (Tableau 1).

2.3. Calcul d'un indice moyen de rendement

Une analyse préalable des renseignements

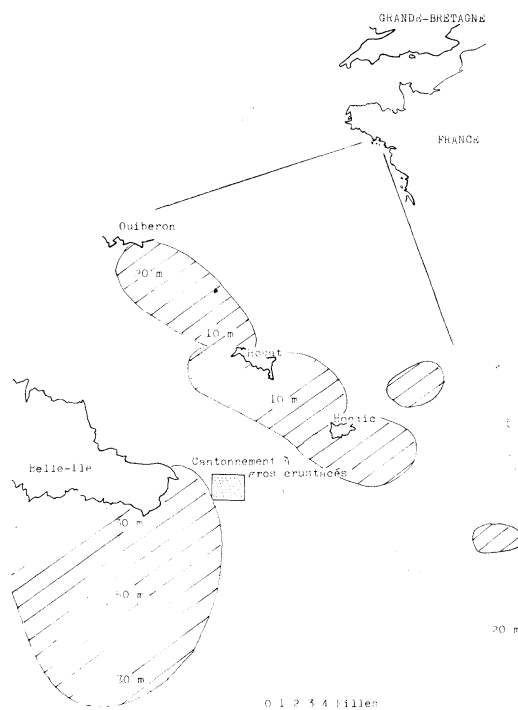


Fig. 1. Zones de pêche de la flottille de Houat (d'après le rapport "Etude préalable à la gestion des stocks de crustacés, 1981).

Tableau 1. Evolution du nombre de fiches de pêche de homards en Bretagne (Ile d'Houat).

Année	1973	1974	1975	1977	1978	1979	1980
Nbre de bateaux concernés	15	10	8	9	4	7	6
Nbre de fiches de pêche	1315	964	447	636	456	461	617

collectés sur les fiches de pêche, montre que le temps d'immersion des casiers est constant et de l'ordre de 24 heures. Il est donc possible de calculer le rendement journalier par groupe de taille et pour une unité d'effort donnée. L'unité d'effort choisie est la centaine de casiers qui correspond à un indice de rendement fréquemment utilisé par les pêcheurs: capture/100 casiers/jours.

Les captures étant déclarées par groupes de taille (groupe de commercialisation), il est donc possible d'obtenir un indice de rendement journalier pour chaque groupe. De façon évidente, et en raison même de la sélectivité de l'engin de pêche (écartement des lattes de casiers), le groupe des jeunes "rejetés" est numériquement sous-représenté. D'autre part, les échelles de variation des poids entre le groupe des "gros" et des "très gros" se recouvrent partiellement, ce qui rend plus imprécis la répartition des individus entre ces deux groupes de taille. De plus, le groupe des "très gros" est également très peu représenté numériquement en raison du taux d'exploitation élevé de ce stock. Finalement un seul groupe de taille paraît défini de façon satisfaisante pour les besoins de l'étude: celui des "portions" en raison de l'existence d'une borne inférieure (taille minimale légale), parfaitement définie et d'une contrainte nette du marché pour la borne supérieure. En raison de l'étalement de la période de libération des larves sur deux à trois mois, du taux de croissance lent de l'espèce, et l'âge au recrutement élevé (environ 4 années), il est impossible d'assimiler le groupe de taille des "portions" exclusivement à un groupe d'âge parfaitement défini de type génération annuelle ou cohorte. Cependant, les homards mous (venant de muer) sont rares dans les captures; la période de mue se situe en moyenne en fin d'été. Selon les observations de GIBSON (1967, 1969), HEPPEL (1967), THOMAS (1958), et CONAN et GUNDERSEN (1976), les animaux de famille "portions" ne muent qu'une fois par an, et leur accroissement éventuel par mue ne leur permet pas de passer, au cours d'une saison de pêche, du groupe des "portions" au groupe des "gros".

Ceci permet donc d'affirmer que si le groupe des "portions" n'est pas composé exclusivement

par les recrues, ce groupe de taille commerciale comprend toutes les recrues de la pêcherie pour l'année considérée, et que celles-ci en constituent la très forte majorité à laquelle s'ajoutent quelques individus ayant été recrutés l'année précédente. Les fluctuations d'abondance de ce groupe de taille, au cours de la saison, et entre les différentes années, marqueront donc les tendances ou l'aspect aléatoire des variations du recrutement sur ce stock.

2.4. Homogénéisation de la flottille par l'analyse multivariable

Ayant choisi comme indice de rendement la CPUE/groupe de taille/100 casiers/jour, il reste à tenter de rapprocher cet indice de rendement d'un indice d'abondance du groupe de taille considéré, en pratiquant une certaine sélection et transformation des données. L'intérêt de cet ensemble de données provient de son effectif, de la localisation de la collecte sur une zone géographique très restreinte et du nombre suffisant d'informateurs (4 à 15 bateaux). Il s'agit donc, par le biais d'une sélection objective, d'extraire une information "moyenne" représentative de la pêcherie, d'où la nécessité de rechercher au sein des données celles qui s'écartent très nettement de la moyenne et dont l'originalité peut provenir d'un comportement atypique de l'action de pêche ou de la nature erronée des renseignements fournis. Nous avons donc cherché à homogénéiser notre flottille en excluant les informateurs douteux ou dont la série est trop incomplète, ce qui est souvent le cas des bateaux travaillant sur les petits fonds.

Afin d'homogénéiser la flottille, nous avons eu recours à l'analyse multivariable, considérant selon la terminologie de BLANC *et al.* (1976) chaque informateur (bateau) comme une variable, et chaque CPUE/portions/100 casiers/jour comme observation, du début à la fin de la saison de pêche. Recherchant ici la structure de cet ensemble de données et l'hétérogénéité entre variables au sein de la flottille, nous avons donc appliqué une transformation logarithmique ($\text{Log}(\times + 1)$) aux indices journaliers afin de réduire l'effet de changement d'abondance au cours de la saison. Nous avons appliqué différentes analyses: analyse de correspondance simple sans option particulière, puis analyse en

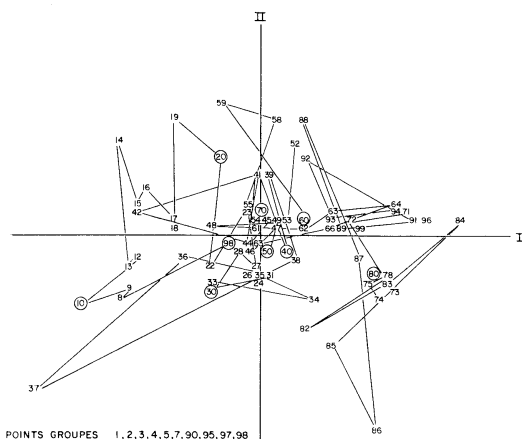


Fig. 2a. Analyse des correspondance: projection des observations (pêches journalières) selon les deux premiers axes (Axes 1 et 2). Année 1975.

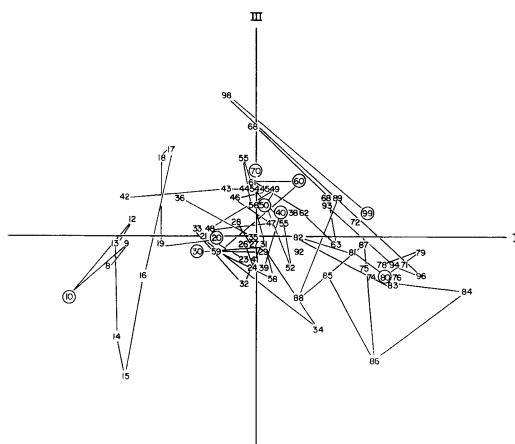


Fig. 2b. Projection des observations (pêches journalières) selon les premiers axes (Axes 1 et 3). Année 1975.

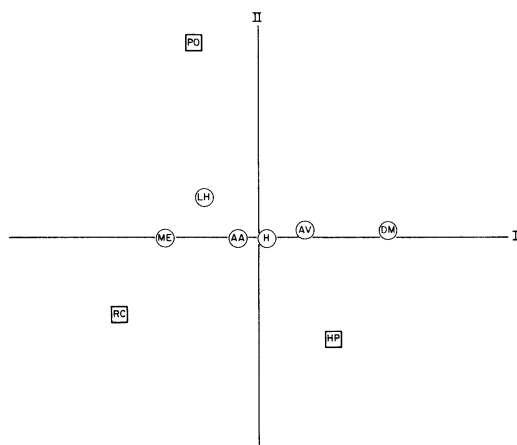


Fig. 2c. Projection des variables (bateaux) selon les premiers axes (Axes 1 et 2). Année 1975.

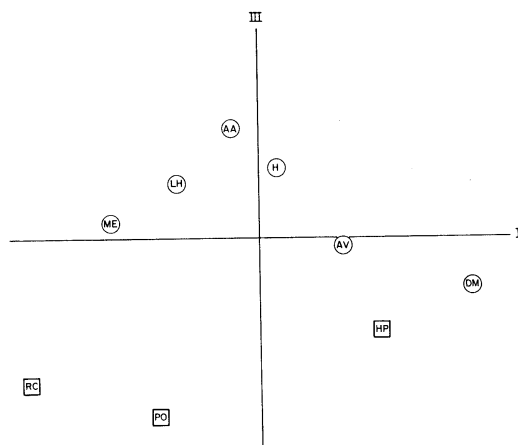


Fig. 2d. Projection des variables (bateaux) selon les premiers axes (Axes 1 et 3). Année 1975.

effectuant un centrage des variables afin de mieux mettre en évidence les originalités de certains bateaux.

A titre d'illustration de la méthode, nous avons extrait quelques résultats issus de l'analyse de correspondance simple pour la saison de pêche 1975. La projection des observations (prises journalières) (Figs. 2a, 2b) et des variables (bateaux) (Figs. 2c, 2d) selon les trois premiers axes déterminants, permet de reconnaître, a titre d'exemple pour l'année 1975, une incontestable originalité de comportement pour certains informateurs. Le rapprochement, par

projection simultanée des variables et des observations, permet de déterminer aisément la nature des trois premiers axes. L'axe 1 (x) décrit l'évolution temporelle des captures de homards portions, au cours de la saison de pêche de juin à septembre 1975, et démontre graphiquement une évolution cyclique avec retour à la situation initiale en fin de saison. La disponibilité des homards par rapport à l'engin de pêche croissant avec la saison de mai à août, cet axe temporel est également l'axe de la plus grande abondance saisonnière. Ainsi les bateaux n'opérant que durant les mois de

la saison de pêche les plus favorables (juillet et août) se placeront à droite sur ce premier axe: c'est typiquement le cas du bateau *DM* qui n'exerce sa pêche en 1975 qu'à partir du premier juillet, et qui, de plus, réalise à la même époque de meilleures pêches que les autres navires. Cette caractéristique tend à accuser son déplacement sur la droite de l'axe, sans que son comportement soit pour autant atypique. Il doit donc être conservé dans l'ensemble des bateaux représentatifs de la flottille.

A l'opposé, sur cet axe 1, premier axe déterminant, et qui marque l'évolution temporelle de rendement, se situe typiquement le bateau *ME* qui ne pêche en 1975 que durant un mois et demi en début de saison, du 15 juin à la fin de juillet. Il ne peut donc, durant cette période, réaliser d'excellents rendements, et se cantonnera donc à l'extrémité gauche du premier axe. Il est néanmoins représentatif des phénomènes en début de saison et doit donc être conservé dans le groupe des bateaux typiques.

Les deux axes suivants, dans l'ordre d'importance décroissante de la variance liée, sont les axes 2 et 3 (axe des y pour les Figs. 2a, b, c, d) qui expriment l'originalité et même le caractère atypique de certains bateaux. En 1975, particulièrement le caseyeur *PO* ne fournit que 18 fiches de pêche sur l'ensemble de la saison dont certaines de qualité douteuse. Il en est de même du bateau *RC* ayant donné 26 fiches seulement, dont l'une (15^e jour de pêche, observation 15) complètement aberrante et très probablement fautive. Enfin, le bateau *HP* se singularise également par un ensemble de rendements journaliers établis sur deux semaines en fin de saison, dont les résultats sont complètement différents du reste de la flottille, mais cependant proches de ceux déclarés par *DM*. A titre de précaution, et aux fins d'homogénéisation de la flottille, ces trois informateurs *PO*,

RC et *HP* sont écartés et leurs prises non considérées dans l'ensemble flottille homogène. Il faut remarquer toutefois que l'isolement d'un informateur sur un axe, et un axe seulement, ne suffit pas à le considérer comme atypique, et à l'éliminer. Ainsi, les raisons de la singularisation du bateau *AA* sur l'axe 3 s'expliquent par le fait qu'il s'agit d'un navire exerçant sa pêche tout au long de la saison, soit avant (observations 1 à 7) et après (90 à 98) (Figs. 2a et 2b) les autres caseyeurs. Il bénéficie ainsi d'une certaine originalité par rapport à l'ensemble de la flottille sans pour autant que ses renseignements ne soient entachés de doute.

2.5. Prise moyenne journalière de la flottille et indice d'abondance par groupe de taille

A l'issue de cette homogénéisation, il est donc possible de calculer le rendement moyen journalier des captures de homards "portions" pour 100 casiers (=CPUE "p"/100 casiers/jour) pour la flottille, et pour chaque saison de pêche (1973-1980). Cependant, cet indice journalier de rendement de la pêche demeure encore très ponctuel et notoirement soumis à l'influence de la météorologie, du rythme des marées et de la répartition des jours de travail ou de congés au cours de la semaine. Cette série temporelle à base journalière doit donc être lissée en réalisant la moyenne mobile des rendements journaliers sur trois jours consécutifs.

Une fois la flottille homogène définie, le même procédé de calcul de la prise moyenne journalière pour 100 casiers, conduisant à un indice d'abondance moyen journalier, peut être calculé pour les 3 groupes de taille (portions, gros et très gros) et pour chaque année du début à la fin de saison.

3. Résultats

3.1. Evolution annuelle des rendements de pêche par groupes de taille

Tableau 2. Evolution des captures de "portions" (recrues) et captures totales.

Année	1973	1974	1975	1977	1978	1979	1980
Captures totales	8224	7431	6712	8369	2432	4152	4272
"Portions"	5520	4496	5361	7163	1671	3598	3879
%	67.12	60.50	79.87	85.58	68.70	86.65	90.80

$$X_m = 7703, \quad S^2 = 1340272, \quad S = 1157$$

On constate tout d'abord le développement saisonnier de cette pêcherie, centrée sur les mois d'été, et ensuite une répartition des captures selon les trois groupes de taille commerciaux utilisés: "portions" très nettement plus abondants que les "gros" et les "très gros" extrêmement rares sur cette pêcherie ancienne et qui démontre un fort taux d'exploitation. Au long de cette série (1973-1980), le pourcentage de "portions" (recrues) dans les captures augmente (Tableau 2) de 60.5 (1974) à 90.8 % (1980).

Afin de tester la signification de cette tendance, une régression prédictrice P % (pourcentage de

"portion") en fonction du temps (année) a été établie et un test "t" de comparaison de pente (par rapport à une pente nulle) a été réalisé ($t=2.469$; $ddf=5$). On peut conclure, qu'au seuil de 5 %, la pente est différente de 0, c'est-à-dire qu'il y a une tendance à l'augmentation du pourcentage des recrues (portions), dans les captures commerciales au cours de la période 1973-1980. Un autre phénomène à noter est la nette tendance des rendements sur "portions" à atteindre en fin de saison (septembre), les rendements sur "gros" obtenus en début de saison (juin). Ceci traduit donc la continuité

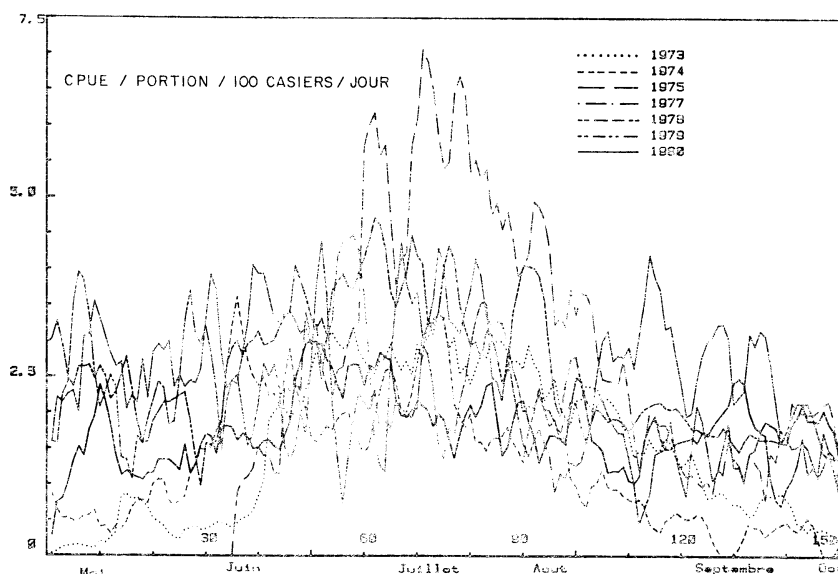


Fig. 3. Evolution journalière au cours de la saison de la CPUE, moyenne la flottille sur le groupe des recrues (portions ≥ 300 g). Années 1973, 1974, 1975, 1977, 1978, 1979, 1980.

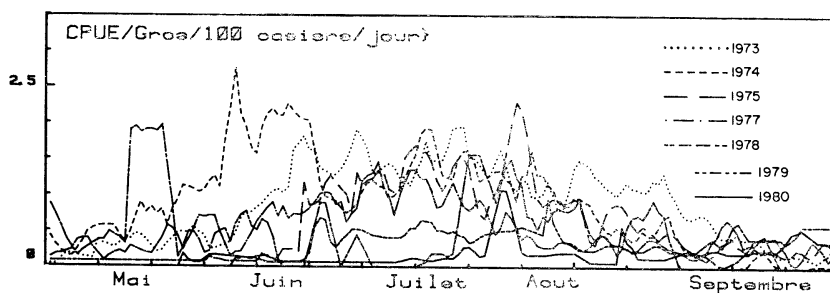


Fig. 4. Evolution journalière au cours de la saison de la CPUE, moyenne de la flottille sur le groupe de taille des "gros" (0.6-2 kg). Années 1973, 1974, 1975, 1977, 1978, 1979, 1980.

entre groupes de tailles (portions, gros) et indique le fort taux d'exploitation de ce groupe de "recrues" confirmé par la disparition des "très gros" et la diminution des captures de "gros".

3.2. Evolution saisonnière et interannuelle des rendements de pêche quotidiens

L'évolution des rendements quotidiens par groupes de taille "portions" (Fig. 3) et "gros" (Fig. 4) montre une évolution identique au cours de la saison, mais diffère d'une année sur l'autre. Ces variations interannuelles sont commandées par deux facteurs: le niveau de recrutement (traduit par l'abondance de la classe des portions au début de l'été), la mortalité apparente (pêche et émigration ou diminution de capturabilité) au cours de la saison.

Afin de comparer l'abondance relative des "portions" d'une année à l'autre, il est donc préférable d'extraire de ces séries annuelles la série des rendements quotidiens de l'été (juillet, août, septembre) pour chaque année. Cela conduit donc à comparer sur ces séries de 90 jours, les paramètres des droites de régression prédictrice du rendement moyen quotidien en fonction du temps: pente (= mortalité apparente) et ordonnée à l'origine (=abondance relative des portions en début juillet) (Fig. 5, Tableau 2). L'originalité de la droite 1975 par rapport à l'ensemble des autres droites est évidente pour la valeur élevée à l'origine (recrutement exceptionnel pour cette saison), et la pente plus forte (une mortalité totale plus forte due à une exploitation plus intense de cette class de taille

durant cette saison).

La comparaison plus avancée de ces sept droites par les tests statistiques de comparaison de droites poss plus de problèmes en raison du non respect de deux hypothèses fondamentales.

Les rendements quotidiens sont le résultat d'un lissage par moyennes mobiles sur trois jours. Il n'y a donc pas indépendance des observations pour deux raisons: le mode de lissage qui lie les observations, et le fait que l'on suit une même population. Les effectifs et rendements d'un jour sont donc déterminés par l'abondance initiale et l'effort de pêche développé les jours précédents. Il y a donc évidemment autocorrélation entre observation et non indépendance statistique. Il apparait également (Fig. 3) que la variabilité résiduelle de chaque série est très variable d'une année à l'autre. Sur ce plan, un test de comparaison de variance résiduelle entre séries montre qu'elles ne sont pas homogènes. Pratiquement le test d'homogénéité des carrés moyens résiduels ($S^2=140,84$; $ddl=6$; $\alpha=0$) interdit toute tentative de comparaison des régressions prédictrices.

Afin de visualiser les caractéristiques de ces 7 régressions prédictrices (pente et ordonnée à l'origine), on peut utiliser la technique des ellipses de confiance (DRAPER et SMITH 1966) programmée par G. CONAN (Fig. 6). Au seuil de confiance retenu (5 %), on constate qu'aucune région de confiance ne recoupe les autres, et

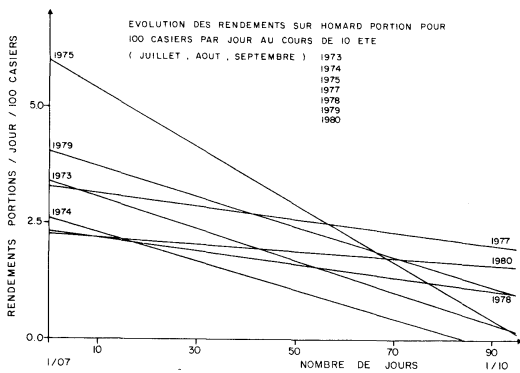


Fig. 5. Régression prédictrice du rendement quotidien des "portions" en fonction du temps durant les trois mois d'été (1973-1980).

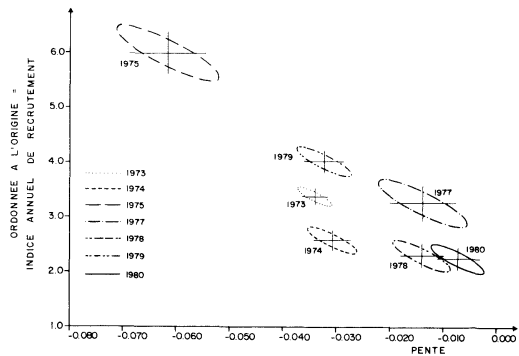


Fig. 6. Représentation des paramètres des droites prédictrices (pente et ordonnée à l'origine) précédentes (Fig. 5) et indication des ellipses de confiance.

surtout la grande originalité de la droite 1975, par rapport au groupe constitué par les 6 autres droites.

La nature des données ne permet pas d'aller plus loin dans l'analyse, mais suffit à démontrer que l'abondance des portions pour l'année 1975 n'a jamais été égalée depuis, et qu'il n'apparaît aucun indice d'amélioration ou de réduction du recrutement, en dépit des immersions de homards juvéniles depuis 7 à 8 années dans le secteur.

Selon les estimations généralement admises de taux de croissance du homard en Mer Celtique (GIBSON 1967, HEPPER 1978) et Mer de Norvège (CONAN et GUNDERSEN 1976), les recrues (portions) mesurant 23 à 25 cm doivent être âgées de 4 ans. Ainsi l'abondance inhabituelle de jeunes homards en 1975 pourrait être due à l'existence de conditions climatologiques exceptionnellement favorables à la survie des larves juvéniles de homards au cours de l'été 1971.

Enfin, une enquête plus largement étendue à l'ensemble du littoral armoricain jusqu'aux Iles de Chausey démontre que cette saison 1975 fut exceptionnellement marquée par l'abondance des jeunes homards, et que seule au cours des années précédentes, l'année 1962 présentait les mêmes caractéristiques.

4. Application aux essais de repeuplement par immersion de juvéniles

Compte tenu de notre système d'échantillonnage de la flottille par les carnets de pêche, on peut estimer que les captures totales en nombre de la flottille d'Houat (25 à 30 bateaux) varient de 10000 à 30000 homards de taille commerciale par an. La variation annuelle du pourcentage de "portions" essentiellement due aux variations du recrutement (de 60 % pour 1974 à 91 % pour 1980) et au taux d'exploitation, permet de fixer un seuil minimum d'efficacité d'une éclosion destinée à alimenter une flottille de cet effectif (20 à 30 bateaux pêchant également le crabe).

Nous avons considéré toutes les captures de homards "portions" P réalisées au cours des 7 années et rapporté ces captures P à une capture totale théorique de 10000 individus afin d'obtenir une série comparable sur sept années (Tableau 2).

Dans un premier temps, sur la base de ces 7 années, on peut considérer S^2 comme une estimation de la variance réelle. En se basant sur des captures totales de 10000 individus pour une saison, et si l'on admet comme seuil de probabilité $P=0.05$, on peut calculer l'écart minimal (en valeur absolue) entre les captures de "portions" d'une année Y et la moyenne observée ($Xm=7703$, pour 1973-1980), tel que

$$Y - Xm > 2.S / \sqrt{n} \text{ soit } |X - Xm| \geq 944.$$

Le même raisonnement appliqué à d'autres valeurs de captures totales (M variant de 10000 à 30000 individus par saison) conduit aux résultats suivants:

Captures totales	10000	15000	20000	25000	30000
écart minimal Y - Xm	944	1471	1890	2362	2835

On peut donc conclure que, selon l'effort de pêche développé conduisant à des captures totales comprises entre 10000 et 30000 individus par saison, c'est-à-dire environ 6 à 16 tonnes (les débarquements estimés pour la flottille entre 73 et 80 vont de 9 à 12 tonnes), il faut que les captures de "portions" soient de 944 à 2835 supérieures à la moyenne des captures (pour la série 1973-1980) pour que le recrutement (au seuil de 5 %) soit significativement supérieur aux valeurs de recrutement dues aux simples fluctuations naturelles. L'action bénéfique de l'éclosion (impact des immersions de homards juvéniles) ne peut être objectivement attestée au moyen des fiches de pêche que si une série soutenue de hauts recrutements dépassant ce seuil minimal était enregistrée durant les dernières années. Ce n'est pas le cas actuellement, puisque le meilleur recrutement a été observé pour l'année 1975.

5. Conclusion

En utilisant, par un système de fiches de pêche quotidiennes, les ventilations des captures de homard en nombre par classes de taille commerciales, il a été possible de mettre en évidence et de quantifier la variabilité annuelle du recrutement pour la période considérée 1973-1980. L'abondance des "recrues" sur cette pêcherie peut varier de 1 à 2 d'une année à l'autre. L'année 1975 apparaît comme une année ex-

ceptionnelle à cet égard pour l'ensemble du littoral breton. En utilisant ces données, on peut fixer un seuil minimal d'abondance des recrues pour chaque année, qui permette de qualifier un recrutement "d'exceptionnel".

D'après cette méthode, il n'apparaît pas d'amélioration sensible des captures commerciales, largement dominées par les fluctuations du recrutement, qui permettrait de conclure à un impact positif des immersions massives de juvéniles de homard de stade IV et V (jusqu'à 50.000 par saison), réalisées depuis huit années dans la zone d'action de la flottille analysée.

Cette étude est actuellement poursuivie et sera bientôt complétée d'un suivi par marquage des populations de juvéniles d'un an immergées chaque année.

Remerciements

Cette étude a bénéficié des critiques et des conseils de biologistes et statisticiens du CNEXO /Centre Océanologique de Bretagne: MM Alain LAUREC pour l'analyse multivariable, Gérard CONAN, Philippe GROS et Alain MENESGUEN pour l'utilisation de programmes informatiques d'analyses statistiques générales, sans oublier les biologistes du G.S.G. (Groupe de Support Général de Gestion des Stocks).

Références

- ANONYME (1977-1979): Recueil des observations du Réseau National d'Observation de la Qualité du Milieu Marin. Compagnes 1977, 1978, 1979, 1980 (Provisoire).
- ANONYME (1981): Etude préalable à la gestion des stocks de crustacés en Bretagne. Rapport CORPECOM.
- BENNET, D.B. (1980): Perspectives on European Lobster Management. *In: The Biology and Management of Lobsters* (ed. J.S. COBB et B.F. PHILIPS). Vol. 11, p. 317-331.
- BLANC, F., P. CHARDY, A. LAUREC et J.P. REY (1976): Choix de métriques qualitatives en analyse d'inertie. Implications en écologie marine benthique. *Mar. Biol.*, **35**: 49-67.
- C.I.E.M. (1975): Report on the working group on Homarus stocks. ICES Shellfish and Benthos Committee, C.M. 1975/K, **38**: 18.
- C.I.E.M. (1977): Report on the working group on Homarus stocks. Bergen, Norway 3-6 May 1977. ICES Shellfish and Benthos Committee, C.M. 1977/K, **11**: 19.
- COBB, J.S. et B.F. PHILIPS (1980): *The Biology and Management of Lobsters*. Vol. 11. Academic Press, New York.
- CONAN, G. et K.R. GUNDERSEN (1976): Growth curve of tagged lobsters (*Homarus vulgaris*) in the Norwegian waters as inferred from relative increase in size at moulting and frequency of moult. ICES Special Meeting on Population Assessment of Shellfish Stocks, 1976. Contribution n°5, p. 12.
- DESSIER, A. et A. LAUREC (1978): Le cycle annuel du zooplancton à Pointe-Noire (RP Congo). Description mathématique. *Océanol. Acta*, **1**: 285-304.
- DOW, R.L. (1980): The clawed lobster fisheries. *In: The Biology and Management of Lobsters* (ed. J.S. COBB et B.F. PHILIPS). Vol. 11, p. 265-316.
- DRAPER, N.R. et SMITH (1966): Applied regression analysis. John Wiley and Sons Inc., p. 407.
- GIBSON, F.A. (1967): Irish investigations on the lobster (*Homarus vulgaris* Edw.). *Irish Fish. Invest.*, Ser. B (Mar.), **1**: 13-45.
- GIBSON, F.A. (1969): Age, growth and maturity of Irish lobsters. *Irish Fish. Invest. Ser. B (Mar.)*, **5**: 37-44.
- HEPPER, B.T. (1967): On the growth at moulting of lobsters (*Homarus vulgaris*) in Cornwall and Yorkshire. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, **47**: 629-643.
- HEPPER, B.T. (1978): Population dynamics of the lobster (*Homarus gammarus* L.) of the coast of England. *MAAF Fish. Res. Tech. Rep.*, n° 41, p. 30.
- SAILA, S.B. et G. MARCHESSEAU (1980): Population dynamics of clawed lobsters. *In: The Biology and Management of Lobsters* (ed. J.S. COBB et B.F. PHILIPS), Vol. 11, p. 219-242.
- THOMAS, H.J. (1955): Observations on the sex-ratio and mortality rates in the lobster (*Homarus vulgaris* M. Edw.). *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer*, **20**: 295-305.
- THOMAS, H.J. (1958): Observations on the increase in size at moulting in the lobster (*Homarus vulgaris* M. Edw.). *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, **37**: 603-606.

Tableau annexe Répartition mensuelle (2-11) des captures en classes de taille commerciale (années 1973 à 1980) de la flottille analysée—(Houat)
(J=jeunes, P=portions, G=gros, TG=très gros).

Mois	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Total
Année											
1973											
J				3	78	91	63	10			245
P				130	1512	2118	1368	392			5520
G				168	836	876	624	139			2643
TG				2	20	18	12	9			61
Total				303	2446	3103	2067	550			8469
1974											
J			11	5	69	153	30				268
P			539	476	1299	1456	726				4496
G			388	356	867	873	433				2917
TG			3	3	3	8	1				18
Total			941	840	2238	2490	1190				7699
1975											
J					66	281	153	66			581
P					1171	2353	941	602			5361
G					357	634	224	76			1325
TG					9	11	4	2			26
Total					1603	3279	1322	746			7293
1977											
J			14	69	130	174	116	62	1		566
P			384	1280	1562	1754	1272	854	57		7163
G			46	167	304	379	119	113	8		1136
TG			0	14	3	22	27	4	0		70
Total			444	1530	1999	2329	1534	1033	66		8935
1978											
J	2	0	2	35	36	6	9	14	1	0	105
P	12	2	236	426	280	305	235	169	4	2	1671
G	6	1	89	75	57	97	73	9	11	1	419
TG	0	0	5	37	76	58	153	13	0	0	342
Total	20	3	332	573	449	466	470	205	16	3	2537
1979											
J		4	10	14	59	45	13	1	1		149
P		57	536	617	777	1053	422	118	18		3598
G		0	2	0	200	190	119	30	0		541
TG		0	1	0	0	0	10	2	0		13
Total		61	549	631	1036	1288	566	151	19		4301
1980											
J	0	4	14	24	44	28	33	24	2		173
P	4	66	491	696	681	645	614	570	112		3879
G	0	9	77	37	54	57	47	79	29		389
TG	0	0	1	0	0	1	0	2	0		4
Total	4	79	583	757	779	731	694	675	143		4445

ブルターニュ (ワット島) 沿岸漁場へのウミザリガニ (*Homarus gammarus*) 加入資源量の年変動 (1973-1980)

J. Y. LE GALL, M. JEZEQUEL, J. LOREC et Y. HENOCQUE

要旨: ブルターニュ地方 (ワット島) 南沿岸のウミザリガニ (*Homarus gammarus*) 漁業における日々の漁業日誌を用いて, 1973-1980 (1976 は除く) の7年間について加入群資源量の年変動を評価した。1975年はブルターニュ沿岸全体でこの資源にとって特異な年であつたらしく, この年のみかけの資源加入量は他の6年について計算した平均加入量の2倍であつた。この漁場へのウミザリガニ種苗の放流試験は, 漁業日誌によるこの解析によると, 現在までのところ漁獲量の増大に取りたてるほどの効果を及ぼさなかつたように見える。

相模湾および周辺海域の表層堆積物中の 粘土鉱物の分布*

青 木 三 郎**

Clay Mineral Distribution in Surface Sediment Samples of Sagami Bay and its Vicinity, Central Japan*

Saburo AOKI**

Abstract: Clay mineral compositions of surface sediments collected from Sagami Bay and its vicinity were observed by X-ray diffraction method. Results obtained show that chlorite is the most widespread clay mineral, illite is the next abundant, montmorillonite is a subordinate one, and kaolinite is the least amount. The distributions of clay minerals in the bay bottom and along the coast of Izu Peninsula seem to have been strongly influenced by chlorite and illite which were discharged from Sakawa and Sagami rivers flowing in on the northern coast. However, off the west coast of Miura Peninsula there is a relatively high concentration of montmorillonite which reflects a geological characteristic of the peninsula without influence of the clay minerals transported from Sagami and Sakawa rivers. These distributional patterns appear to agree well with the distribution of coastal waters and the direction of offshore currents originated from the Kuroshio current entering from the eastern side of the bay. The distribution of clay minerals off the east coast of Bōsō Peninsula agrees well with that off the west coast of Miura Peninsula and this may reflect the geological similarity between Bōsō and Miura Peninsulas. In the environs of Ōshima volcanic island clay minerals show the distributional pattern characterized by the predominance of illite and chlorite.

1. はしがき

筆者および共同研究者は、これまで日本周辺のいくつかの湾内堆積物中の粘土鉱物組成について調べ報告してきた(生沼・小林, 1962; AOKI and OINUMA, 1974; 青木ら, 1977; 青木, 1981; 青木・生沼, 1981)。これらの研究によって湾内堆積物の粘土鉱物の分布は、後背地の地質や土壌さらに河川底土中の粘土鉱物組成と密接に関係していることや湾内の水系分布に影響されるなどが明らかにされてきた。こうした結果は、従来からある粘土鉱物の分布に関する一見解“化学的変質作用

説”(例えば GRIM and JOHNS, 1954)とは異なるものである。

今回そうした研究の一環として、相模湾および周辺の海底から採取された表層堆積物中の粘土鉱物組成を調べたので、その結果に若干の考察を加え述べる。

相模湾は、わが国の湾としては隣接する駿河湾や日本海側の富山湾と並び 1,000 m 以上の水深を有する代表的な開放型の湾である。湾中央部には相模トラフが房総半島南端沖まで延び、海底地質構造上重要な存在となっている。相模湾の南方には 1,500 m 以上の深海をへて活火山島大島が海面上に隆起している。

相模湾周辺の地質は、西岸の伊豆半島は第三系・四系の火山岩類で構成されている。北岸から湾内

* 1982年10月2日受理 Received October 2, 1982

** 東洋大学自然科学研究室

〒112 東京都文京区白山5-28-20

Natural Science Laboratory, Toyo University,

Hakusan 5-28-20, Bunkyo-ku, Tokyo, 112 Japan

へ流入する酒匂川・相模川流域の地質は、第四系の泥岩・砂岩などの堆積岩類で特徴づけられ、相模川上流域には中生代白亜紀(四万十帯下部)の堆積岩類も分布している。相模湾の右岸つまり三浦半島は、火砕岩・凝灰岩も含む第三系の堆積岩類が広く分布している。森戸川は三浦半島から湾内へ流入する河川のうちもっとも大きな河川である。房総半島の地質は、三浦半島のそれに類似し新第三系の堆積岩類を主とするも部分的に古第三系堆積岩も分布している。

相模湾および周辺の流れ系(宇田, 1937)についてみると、黒潮本流は大島に突き当たるように大島の南・北端に近接して東進する。黒潮本流から分派した流れは、相模湾口から東寄りに北岸へ向って進入し反時計廻りに向きを変えるものと、北進した一部が三浦半島方向へと東進し次に半島に沿って南下するものがある。また、黒潮分派の一部が伊豆半島方向へ向う流れにもなっている。湾内中央には反時計廻りの環流も認められる。いっぽう河川水と沖合外洋水系が混合した沿岸水の分布は、酒匂川河口から伊豆半島の伊東大川河口周

辺に至る海域と、三浦半島西岸全域に及んでいる。

相模湾堆積物中の粘土鉱物についてはOTSUKA(1976)の報告がある。彼の報告した調査海域は相模湾の比較的狭い範囲にとどまっている。また、粘土鉱物についてはクロライト・イライト・モンモリロナイトの3成分だけを求めている。

筆者は相模湾内だけでなく大島周辺、さらには房総半島東岸沖に至る海域までの試料について、クロライト・イライト・モンモリロナイト・カオリナイトの4成分についての組成を求めた。その結果を、後背地の地質、河川底土中の粘土鉱物、海流系との関連性について検討した。

2. 試料と研究の方法

研究に供した試料は、1974年工業技術院地質調査所が調査船白嶺丸を使用して相模湾および周辺海域の表層堆積物の調査の折、採取したものである。採泥にはスミスマッキンタイヤー型採泥器とピストン式柱状採泥器が使用された。両採泥器によって採取された試料は、いずれも最上部層の部分を使用した。研究に使用した試料の採泥地点は

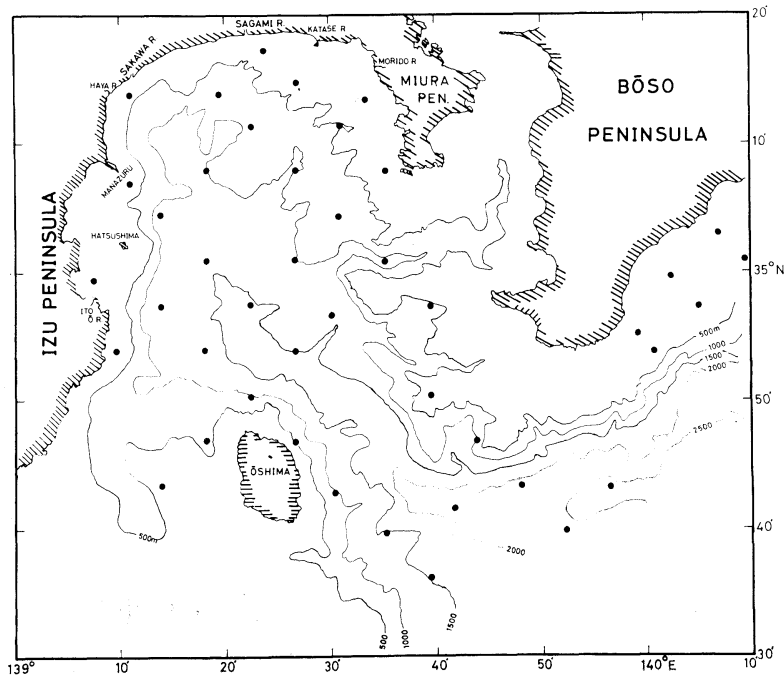


Fig. 1. Location of samples and water depth.

Fig. 1 に示されている。

次に、後背地から河川を通して湾内へ搬入される粘土鉱物を調べるため、主要6河川(伊東大川・早川・酒匂川・相模川・片瀬川・森戸川)の河川底土を各々河口から上流500m内で採取した。また、伊豆大島の5カ所(主に古期大島層群)から泥質化した試料を採取し分析に供した。

粘土鉱物の定性・定量はX線回折法(SUDO *et al.*, 1961; OINUMA, 1968)によった。

3. 結果

X線回折法で同定した結果は、海底堆積物・河川底土ともにイライト・クロライト・モンモリロナイト・カオリナイトの4種の粘土鉱物が、また大島の陸上泥質試料からはモンモリロナイトとイライトが検出された。これらの事実から、上記4種の粘土鉱物が後背地から相模湾内に搬入されていると考えられる。

(1) 河川底土中の粘土鉱物の分布

クロライト: クロライトの含有率は、伊東大川

(16%)・早川(0%)・酒匂川(57%)・相模川(51%)・片瀬川(0%)・森戸川(28%)を示し、湾奥部の北岸で高く東岸・西岸では相対的に低い含有率を示している。

イライト: イライトの含有率は、伊東大川(0%)・早川(13%)・酒匂川(0%)・相模川(35%)・片瀬川(67%)・森戸川(15%)と、北岸以西で低く以東で高い傾向を示している。

モンモリロナイト: モンモリロナイトの含有率は、伊東大川(71%)・早川(65%)・酒匂川(43%)・相模川(14%)・片瀬川(33%)・森戸川(56%)と、西岸と東岸で高く北岸で相対的に低い値となっている。

カオリナイト: カオリナイトの含有率は、伊東大川(13%)・早川(22%)・酒匂川・相模川・片瀬川はいずれも0%、森戸川も1%と、西岸で高く北岸・東岸は非常に低い値を示している。

(2) 海底堆積物中の粘土鉱物の分布

クロライトの分布 (Fig. 2): 研究海域のクロライトの含有率は71~27%と試料間の差異が大き

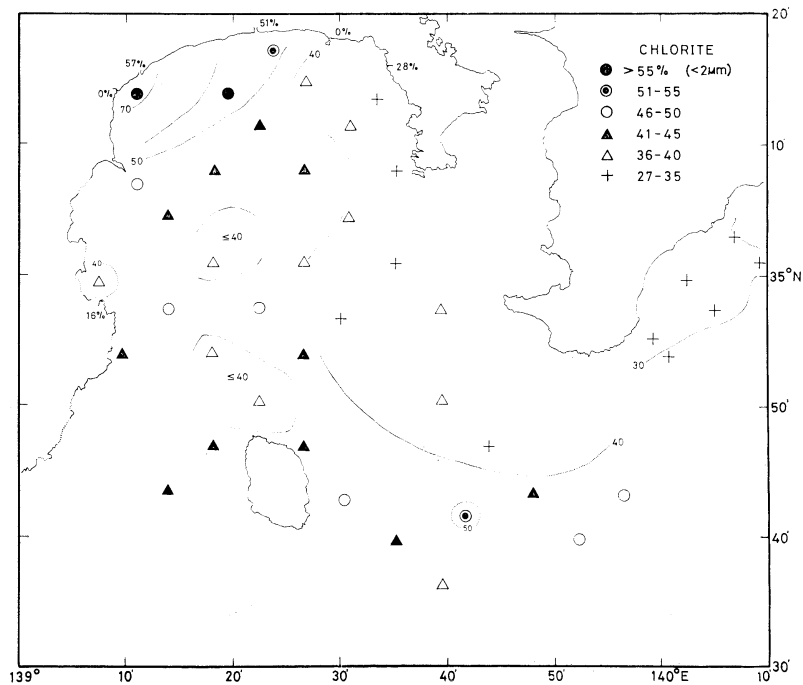


Fig. 2. Distribution of chlorite.

い。その分布についてみると、湾奥部の酒匂川・相模川河口沖で高い含有率(51%以上)を示し、湾中央部へと含有率が減少する傾向が認められる。これに対し、三浦半島西岸沖は相対的に低い含有率を示し(40%以下)、そこでは南北に伸びる40%の等率線によって湾奥部から湾西部の高含有率分布域と区分される。相対的に高含有率を示す40%等率線の西側海域でも、大島の北側や伊豆半島に近接する伊東大川河口沖には40%以下の分布域が認められる。房総半島東岸沖は研究海域内ではもっとも低い含有率(35%以下)分布域となっている。

イライトの分布 (Fig. 3): イライトの含有率変化は60%~33%である。大島周辺は51%以上の高含有率を示している。低い含有率の海域は、湾奥部の酒匂川から相模川河口沖と三浦半島西岸沖さらに房総半島東岸沖で40%以下となっている。これら陸岸近くで相対的に低い含有率を示す海域では、いずれも沖へと含有率を増している。しかし、大島の東方海域は、陸地からもっとも離れたところではあるが含有率は40%以下と低い。

モンモリロナイトの分布 (Fig. 4): モンモリロ

ナイト含有率は30%~0%と量的変動幅が大きい。これを海域ごとにみると、湾奥部の相模川・酒匂川河口周辺は5%以下の低含有率分布域となっている。この5%以下の分布域は大島周辺海域にも認められる。これに対し、15%以上の相対的に高い含有率を示す海域は、三浦半島西岸沖と房総半島東岸沖である。この他、11~15%の含有率を示す海域が伊豆半島中央部沖に認められる。いっぽう、相模湾中央部の相模トラフ付近には6~10%の分布域がトラフ軸上に沿って伸びている。

カオリナイトの分布 (Fig. 5): カオリナイトの含有率の変動幅は11~2%である。OTSUKA (1976)の論文にはカオリナイトを含めず3成分の分析結果についてのべられているが、現世堆積物、特に陸地に近接する堆積物中にはカオリナイトが含まれているというのが一般的見解である。しかし、その含有量は10%以下であることが多く、定量に関しては十分留意する必要がある。

研究海域で5%以下の含有率を示すところは、湾奥部の酒匂川-相模川河口沖・三浦半島西岸沖・大島周辺・房総半島東岸沖である。他は5%以上

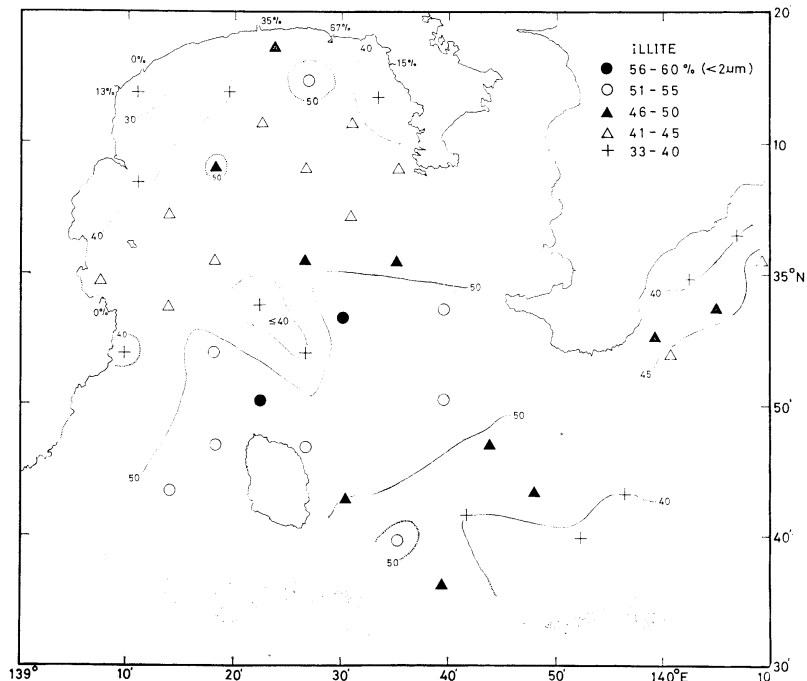


Fig. 3. Distribution of illite.

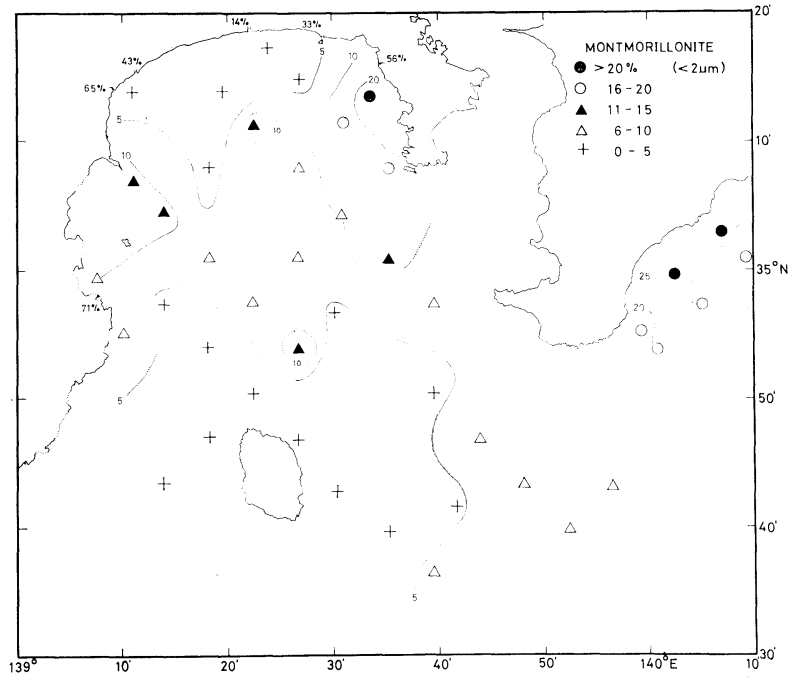


Fig. 4. Distribution of montmorillonite.

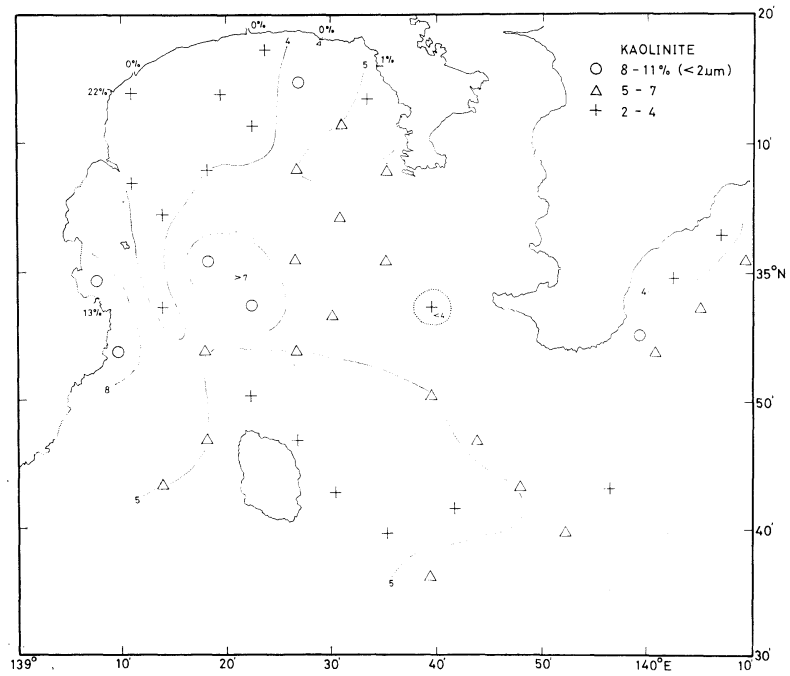


Fig. 5. Distribution of kaolinite.

の分布域となっている。カオリナイトの分布パターンの特徴は、伊豆半島の伊東大川河口周辺を除けば、陸岸に近接する所で含有率が低く、離れた所で高くなっていることである。

4. 考 察

以上、相模湾および周辺の海域の表層堆積物と河川底土中の粘土鉱物の分布について述べてきたが、次にこれら粘土鉱物の分布に影響する因子について検討してみる。

最初に、後背地の地質と供給される粘土鉱物との関係については、前述したように、相模湾西岸域の地質は第三系・四系の火山岩類であり、これら火山岩類に由来する主な粘土鉱物はモンモリロナイト・カオリンなどが考えられる。事実、伊豆半島側から流入する伊東大川や早川は他の河川底土よりもモンモリロナイトやカオリナイトに富んでいる結果が得られた。北岸の酒匂川・相模川・片瀬川流域の地質は、第四系の堆積岩類の分布で特徴づけられる。これら堆積岩類に由来する代表的な粘土鉱物はイライトやクロライトが考えられる。得た結果は、酒匂川はクロライトが、相模川・片瀬川はイライトが最も高い含有率を示した。東岸つまり三浦半島の地質は、第三系・四系の堆積岩で構成されるも、これらの中には火砕岩や凝灰岩などの火山性のもも多い。そのことを裏づけるように、三浦半島から湾内へ流入する森戸川河川底土中には、モンモリロナイトが最も多く含まれ、次にクロライト・イライトの順になっている。房総半島の河川底土のデータはないが、三浦半島と類似の地質と考えられるので、供給される粘土鉱物もそれに準ずるものと推定される。以上のことから、相模湾周辺から湾内へ搬入される主要な粘土鉱物は、伊豆半島からモンモリロナイト・カオリナイト、北岸からはクロライト・イライトが、三浦半島からはモンモリロナイト・クロライト・イライトが考えられる。Table 1 に後背地に分布する代表的な岩石と、それに由来すると考えられる主要な粘土鉱物を示した。

次に供給源における粘土鉱物種量の差異が、周辺の海底堆積物中の粘土鉱物の分布とどのように

Table 1. Major rocks and clay minerals distributed in the hinterland.

Hinterland	Rocks	Clay minerals
Izu Peninsula	Volcanic rocks	Montmorillonite Kaolinite
Northern coast	Sedimentary rocks	Chlorite Illite
Miura Peninsula	Sedimentary rocks including pyro- clastic rocks	Illite Montmorillonite Chlorite
Bōsō Peninsula	Sedimentary rocks including pyro- clastic rocks	Illite Montmorillonite Chlorite

対応しているかをみる。この場合、湾内への出口である河口周辺での分布について検討するのが適当であろう。

クロライトの河川底土中の含有率は、北岸の酒匂川・相模川の二大河川で最高を示し、これらの河川を通して湾内へ多量に搬入されていると考えられる。事実、湾内堆積物中のクロライトの含有率を見ても、酒匂川・相模川河口に近接する試料で含有率ももっとも高い。その含有率は河口から湾央部へと減少傾向を示している。

これに対し、三浦半島西岸沖は、クロライトの含有率が最も低い海域の一つであり、三浦半島からのクロライトの供給は少ないことを暗示している。実際、三浦半島の森戸川河川底土のクロライト含有率は28%と多くはない。いっぽう、三浦半島と類似の地質と考えられる房総半島も、周辺の海域へ供給するクロライト量は多くないことが、房総半島東岸沖の低含有率分布域の存在からうかがえる。以上のことが示すように、三浦半島・房総半島から周辺海域へ供給されるクロライト量は相対的に少量であり、このことと両半島周辺の海底堆積物のクロライトの低含有率はよく調和しているといえる。

伊豆半島からのクロライトの供給については、伊東大川16%、早川0%といずれも低含有率を示したが、半島にはプロピライトをはじめとする変質火山岩類が広く分布しており、これらに由来するクロライトの海域への供給は少なくないように思われる。伊東大川河口沖で40~36%、半島に

近接する試料で 40% 以上の含有率を示しているのはそのためである。

大島周辺海域のクロライト含有率が高いことについては、大島からクロライトが多量に供給されているとは考え難く、大島以外の場所から運搬されてきたものであろう。大島の 5 地点で採取した泥質試料はいずれもクロライトを含んでおらず、上記の考えを支持するものといえよう。

イライトはクロライト同様、主な供給源は湾奥部北岸の相模川・片瀬川・酒匂川流域と考えられるが、酒匂川底土からはクロライトは認められなかった。酒匂川河口に近接する海底堆積物中のクロライト含有率は、湾内でも最も低い海域となっていることからすると、酒匂川からの供給は河川底土のデータが示すように実質的に少ないように思える。これに対し、河川底土でも高い含有率を示した相模川・片瀬川河口付近の海底堆積物中のイライトの含有率は周辺よりも高い値を示した。

イライトの湾内での分布パターンは、相模川・片瀬川河口から湾奥部へと減少していく様にも見えるが、海流の方向・沿岸水の分布 (Fig. 6) からすると、酒匂川河口付近から湾奥部へと増加していると見るのが適当の様に思われる。

三浦半島からのイライトの供給は、三浦半島西岸沖や森戸川河川底土のイライトの含有率からすると少ないようである。同様に、房総半島から房

総半島東岸沖へのイライトの供給は多くないと考えられるが、沖方向への増大が目される。

伊豆半島からのイライトの供給は、河川底土および河口周辺の海底堆積物中のイライト含有率からして多いとはいえない。いっぽう、大島周辺はイライトの含有率が非常に高く、注目される。大島から採取された試料の中で 1 試料がイライトのみを含んでいた。このことからすると、大島からのイライトの供給はそれ程多いとは考えられず、周辺海域の高含有率の要因は他に求めるべきだろう。

モンモリロナイトの分布は、河川底土中で最も高い含有率を示した伊東大川や早川河口周辺の海底堆積物中で高含有率を示すことが予想されたが、結果は逆に最も低い含有率を示す海域となっている。これに関する解釈として、伊東大川・早川とも規模において北岸の酒匂川や相模川と比較してはるかに小さく、そのためこれらの河川を通して運搬されてくるモンモリロナイトは実質的に少ないことや、酒匂川から運搬されてくる他の粘土鉱物のうすめ効果などが考えられる。Fig. 6 の海流分布図から、早川や伊東大川河口周辺は酒匂川河口に達する沿岸水の発達海域であるのが認められる。

三浦半島西岸沖は相対的にモンモリロナイト含有率が高く、森戸川河川底土中の高含有率と調和している。三浦半島西岸沖の沿岸水の分布は、北岸の沿岸水域とは独立し相模川・酒匂川のイライト・クロライトに富む水系の影響をうけないで、結果的に三浦半島の地質特性を反映したモンモリロナイトの高含有率と調和している。房総半島東岸沖のモンモリロナイト含有率は、三浦半島西岸沖のそれに近く、両半島の地質の類似性を反映したものといえる。

火山島である大島周辺は、モンモリロナイトの低含有率海域となっている。大島から採取した 5 地点の泥質試料中、2 試料はモンモリロナイトだけを含んでいたが他試料には認められなかった。周辺海域の試料数も少ないことから詳細な検討はできないが、大島が周辺海域へのモンモリロナイトの供給源の 1 つであっても海底堆積物中の含有率を高めるほどになっていないと考えられる。

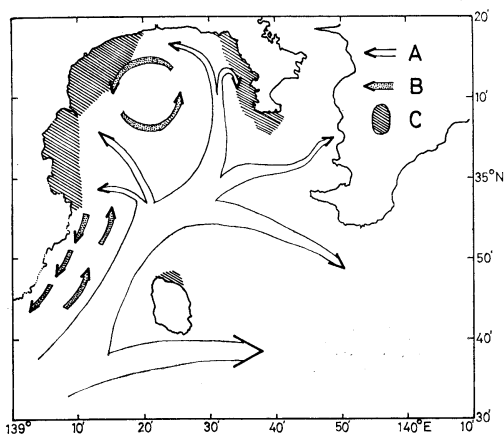


Fig. 6. Distribution of currents (after UDA 1937).

A: Offshore current originated in the Kuroshio current. B: Mixed waters. C: Coastal waters.

カオリナイトが後背地から湾内へ供給される量は、他の粘土鉱物に比較して非常に少ない。特に、イライト・クロライトの主要な供給源である北岸の相模川・酒匂川・片瀬川からの量的寄与は、河川底土のデータによれば零である。事実、それら河川の河口周辺海底堆積物中でも片瀬川河口沖を除き、いずれも非常に低い含有率(4~2%)となっている。

三浦半島・房総半島側からの供給も同様に少ないことが、周辺の海底堆積物中の含有率の低さからうかがえる。しかし、両海域とも沖方向への漸増傾向が注目される。これに対し、伊豆半島の伊東大川(13%)・早川(22%)の河川底土の含有率は相対的に高い値を示した。伊東大川河口近くの海底堆積物は、それに調和するように相対的に高い含有率(11~8%)を示した。しかし、早川河口周辺は河川底土の高含有率にも拘らず低い値となっている。これは北岸の酒匂川から供給される他の粘土鉱物のうすめ効果によるためと考えられる。

火山島の大島周辺には、ある程度のカオリナイトの供給が予想されたが、最も低い含有率の海域となっている。大島の陸上試料中にカオリナイトの存在は認められなかったことから、同島からの供給はほとんどないと考えられる。

次に、粘土鉱物組成と底質の相関性について検討してみた。有田・木下(1976)の相模湾および周辺の底質分布図によれば、60%以上の砂を含む底質は三浦半島西岸沖・房総半島東岸沖・大島周辺に分布している。そこでのモンモリロナイト含有率は好対照を示している。即ち、三浦半島西岸沖・房総半島東岸沖は研究海域で最も含有率が高いのに対し、大島周辺は反対に最も低い含有率となっている。いっぽう、30%以上の粘土分を含む堆積物が35°N線上に分布しているが、そこでのモンモリロナイト含有率は相対的に低い。クロライト・イライト・カオリナイトについても底質との関係を検討したが、有意な相関性は認められなかった。以上のことは、今回分析した試料を検討した限りでは、堆積物の粒度組成と粘土鉱物の種量において有意な相関性はないことを示している。

粘土鉱物組成に影響する因子として、この他に

堆積物の年代や海底地形なども考えられるが、研究海域の広さに比較して分析試料数が十分でないで、それらの問題については今後の研究課題としたい。

謝 辞

東洋大学自然科学研究室の生沼郁教授には常日頃から有益なご助言をいただいている。また、通産省地質調査所の有田正史博士・水野篤行部長には論文の内容の検討に加わっていただき、有益なご助言をいただいた。以上の方々に厚く謝意を申し上げる。本研究は工業技術院特別研究「日本周辺大陸棚海底地質総合研究」(研究グループ代表井上英二博士)の一環として実施された相模灘および周辺海域の海底地質調査の折採集された堆積物試料を使用した。

文 献

- AOKI, S. and K. OINUMA (1974): Clay mineral compositions in recent marine sediments around Nansei-Syoto Islands, south of Kyusyu, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **80**, 57-63.
- 青木三郎, 星野 透, 生沼 郁 (1975): 大阪湾堆積物中の粘土鉱物. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 359.
- 青木三郎 (1981): 東京湾表層堆積物の2, 3の性質. 東洋大学紀要(自然科学課程篇), (24), 71-81.
- 青木三郎, 生沼 郁 (1981): 駿河湾表層堆積物中の粘土鉱物の分布. 地質学雑誌, **87**, 429-438.
- 有田正史, 木下奏正 (1976): 海洋地質図4(相模灘及付近). 工業技術院地質調査所.
- GRIM, R. E. and W. D. JOHNS (1954): Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico. *In: Clays and Clay Minerals. Natl. Acad. Sci.-Natl. Res. Council, Pub. 327. p. 81-103.*
- 生沼 郁, 小林和夫 (1962): 東京湾口堆積物の粘土鉱物組成. 日本海洋学会創立20周年記念論文集, p. 136-145.
- OINUMA, K. (1968): Method of quantitative estimation of clay minerals in sediments by X-ray diffraction analysis. *J. Toyo Univ., General Education (Nat. Sci.)*, (10), 1-15.
- OTSUKA, K. (1976): Regional distribution of clay minerals in the sediments of Sagami Bay, Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, **11**, 179-190.
- SUDO, T., K. OINUMA, and K. KOBAYASHI (1961): Mineralogical problems concerning rapid clay mineral analysis of sedimentary rocks. *Acta Univ. Carolinae, Geologica Suppl.* **1**, 189-219.
- 宇田道隆 (1937): ぶり漁期に於ける相模湾の海況及び気象と海況との関係. 水産試験場報告, (8), 1-50.

学 会 記 事

1. 昭和58年3月12日, 東京水産大学において編集委員会が開かれ, La mer 第21巻第2号の編集を行った。
2. 昭和58年4月6日, 東京水産大学において日本海洋学会と共催でシンポジウム「水界における植物プランクトンの生体物質」が行われた。
3. 新入会員 (正会員)

氏 名	所 属	紹介者
羽島 正敏	防衛医科大学校	溝 口 裕

4. 退会者
(正会員) 駒木 成, 瀬川爾朗, 植村泰治, 宮崎道夫, 近藤正夫
5. 逝 去
永田 正, 樋口明生
6. 会員の住所・所属の変更

氏 名	新住所または新所属
秋山 勉	〒305 茨城県筑波郡谷田部町長峰1-1 気象研究所地球化学研究部
小長 俊二	〒100 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁海務課
中井甚二郎	〒171 東京都豊島区南長崎6-33-6
元田 茂	〒166 東京都杉並区阿佐ヶ谷北2-35-2
森安 茂雄	〒305 茨城県筑波郡谷田部町長峰1-1 気象研究所
安井 正	〒277 千葉県柏市旭町7-4 気象大学校

7. 交換および寄贈図書

- 1) 船と港のはくぶつかん No. 19
- 2) 日本海区水産研究所研究報告 第33号
- 3) 研究実用化報告 Vol. 32 No. 1~3
- 4) 海産研ニュース No. 6
- 5) 地質調査所クルーズレポート No. 18
- 6) 第7回国際海洋シンポジウム報告書
- 7) 東海大学海洋学部20年史
- 8) なつしま No. 63
- 9) 日本航海学会論文集 第68号
- 10) 海上気象報告 38号
- 11) 農業土木試験場場報 No. 37
- 12) 横須賀市博物館研究報告 第29・30号
- 13) 海洋時報 第28号
- 14) 新海洋法条約の締結に伴う

- | | |
|--|--------------------|
| 国内法制の研究 | 第2号 |
| 15) RESTEC | 10号 |
| 16) RNODC Newsletter for WESTPAC | No. 2 |
| 17) 広島日仏協会報 | No. 84 |
| 18) 神戸海洋気象台彙報 | No. 201 |
| 19) 海洋法と海洋政策 | 第6号 |
| 20) 養殖研ニュース | No. 5 |
| 21) Annales Hydrographiques | Vol. 10 No. 757 |
| 22) Annales de l'Institut Océanographique | Tome 58 |
| 23) 韓国海洋学会誌 | 第17巻第2号 |
| 24) Vida Submarina | No. 11 |
| 25) Science et pêche | N° 328, 329 |
| 26) 科学通報 | Vol. 28 No. 1~3 |
| 27) Israel Oceanographic & Limnological Research Haifa | Vol. 5 |
| 28) 海洋学报 | Vol. 15 No. 1 |
| 29) 海洋与湖沼 | 第13巻第6期
第14巻第1期 |

日仏海洋学会役員

顧 問 ユベール・ブロッシェ ジャン・デルサルト
ジャック・ロペール アレクシス・ドランデ
ール ペルナル・フランク ミシェル・ル
サージュ ロペール・ゲルムール ジャック・
マゴ

名誉会長 レオン・ヴァンデルメルシュ

会 長 佐々木忠義

副 会 長 國司秀明, 高野健三, 雷永政英

常任幹事 阿部友三郎, 有賀祐勝, 佐伯和昭, 関 文威
松生 治, 三浦昭雄

幹 事 石野 誠, 井上 実, 今村 豊, 岩下光男,
宇野 寛, 川原田 裕, 神田献二, 菊地真一,
草下孝也, 斎藤泰一, 佐々木幸康, 高木和徳,
高橋 正, 辻田時美, 奈須敬二, 根本敬久,
半沢正男, 丸茂隆三, 森田良美, 山中麿之助
(五十音順)

監 査 久保田 稷, 岩崎秀人

評 議 員 青木三郎, 青山恒雄, 赤松英雄, 秋山 勉,
安達六郎, 阿部宗明, 阿部友三郎, 新崎盛敏,
有賀祐勝, 石野 誠, 石渡直典, 市村俊英,
井上 実, 今村 豊, 入江春彦, 岩井 保,

岩崎秀人, 岩下光男, 岩田憲幸, 岩本康三,
宇野 寛, 大内正夫, 小倉通男, 大村秀雄,
岡市友利, 岡部史郎, 岡見 登, 岡本 巖,
梶浦欣二郎, 梶原昌弘, 加藤重一, 加納 敬,
鎌谷明善, 川合英夫, 川上太左英, 川村輝良,
川原田 裕, 神田献二, 菊地真一, 草下孝也,
楠 宏, 國司秀明, 久保田 穰, 黒木敏郎,
小泉政美, 小林 博, 西条八束, 斎藤泰一,
斎藤行正, 佐伯和昭, 坂本市太郎, 坂本 亘,
佐々木忠義, 佐々木幸康, 佐藤孫七, 猿橋勝子,
柴田恵司, 下村敏正, 庄司大太郎, 須藤英雄,
関 文威, 平 啓介, 隆島史夫, 多賀信夫,
高木和徳, 高野健三, 高橋淳雄, 高橋 正,
高橋正征, 谷口 旭, 田村 保, 千葉卓夫,

辻田時美, 寺本俊彦, 鳥羽良明, 冨永政英,
鳥居鉄也, 中井甚二郎, 中野猿人, 永田 豊,
奈須敬二, 奈須紀幸, 西沢 敏, 西村 実,
根本敬久, 野村 正, 畑 幸彦, 半沢正男,
半谷高久, 菱田耕造, 日比谷 京, 平野敏行,
深沢文雄, 深瀬 茂, 福島久雄, 淵 秀隆,
増沢讓太郎, 増田辰良, 松生 治, 丸茂隆三,
三浦昭雄, 三宅泰雄, 村野正昭, 元田 茂,
森川吉郎, 森田良美, 森安茂雄, 安井 正,
柳川三郎, 山口征矢, 山路 勇, 山中鷹之助,
山中一郎, 山中 一, 吉田多摩夫, 渡辺精一
(五十音順)
マルセル・ジュグラリス, ジャン・アンクテ
イル, ロジェ・ペリカ

賛 助 会 員

旭化成工業株式会社
株式会社内田老鶴園新社 内田悟
株式会社 沖繩さんご園
株式会社 オーシャン・エージ社
株式会社 オセアノート
小樽船舶用電機株式会社
社団法人 海洋産業研究会
協同低温工業株式会社
小松川化工機株式会社
小 山 康 三
三信船舶電具株式会社
三洋水路測量株式会社
シュナイダー財団極東駐在事務所
昭和電装株式会社
新日本気象海洋株式会社
株式会社 鶴見精機
株式会社 東京久栄
東京製網繊維ロープ株式会社
中川防蝕工業株式会社
日本アクアラング株式会社
日本テトラポッド株式会社
社団法人 日本能率協会
深田サルベージ株式会社
藤 田 峯 雄
古野電気株式会社
丸文株式会社
三井海洋開発株式会社
宮 本 悟
株式会社ユニオン・エンジニア
ング 佐野博持
吉野計器製作所
株式会社 読売広告社
株式会社 離合社
株式会社 渡部計器製作所

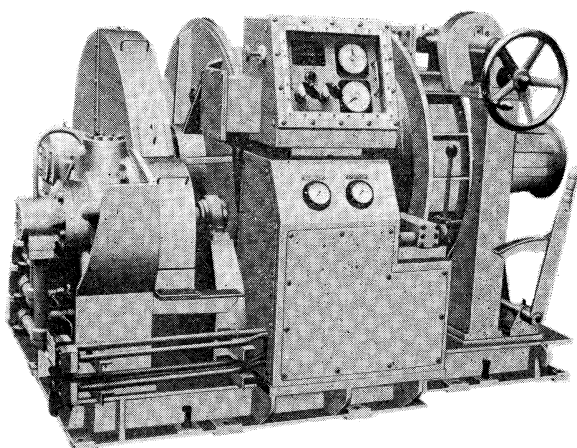
東京都千代田区有楽町 1-1-2 三井ビル
東京都千代田区九段北 1-2-1 蜂谷ビル
那覇市首里金城町 3-5
東京都港区元赤坂 1-7-8
東京都世田谷区北沢 1-19-4-202
小樽市色内町 3-4-3
東京都港区新橋 3-1-10 丸藤ビル
東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル
東京都千代田区岩本町 1-10-5 TMMビル5F
東京都文京区本駒込 6-15-10 英和印刷社
東京都千代田区神田 1-16-8
東京都中央区日本橋堀留町 1-3-17
東京都港区南青山 2-2-8 DFビル
高松市寺井町 1079
東京都世田谷区玉川 3-14-5
横浜市鶴見区鶴見中央 2-2-20
東京都中央区日本橋 3-1-15 久栄ビル
東京都中央区日本橋本町 1-7-1
東京都千代田区神田鍛冶町 2-2-2 東京建物ビル
神奈川県厚木市温水 2229-4
東京都港区新橋 2-1-13 新橋富士ビル9階
東京都港区芝公園 3-1-22 協立ビル
東京都千代田区神田錦町 1-9-1 天理教ビル8階
茨城県北相馬郡藤代町大字毛有 850 株式会社 中村鉄工所
東京都中央区八重洲 2-3-13 藤和ビル
東京都中央区日本橋大伝馬町 2-1-1
東京都千代田区一ツ橋 2-3-1 小学館ビル
東京都中央区かちどき 3-3-5 かちどきビル (特本地郷)
神戸市中央区海岸通 3-1-1 KCCビル4F
東京都豊島区駒込 7-13-14
東京都中央区銀座 1-8-14
東京都千代田区鍛冶町 1-10-4
東京都文京区向丘 1-7-17

Exploiting the Ocean by...

T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

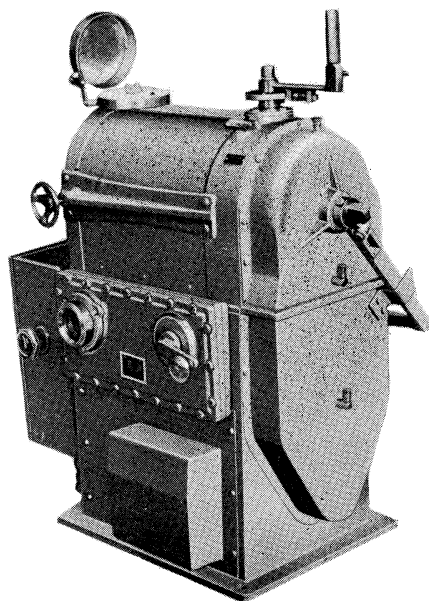
REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS

○ T.S.Kの海洋調査用捲上機



的に過酷な使用に耐え、安全・確実に故障なく使えるものでなければなりません。当社の50余年の歴史は十分にそれに御答え出来ます。観測要件のすべてに万全である500m~10,000mまでの深度用の当社製各種より御選択下さい。

単に捲上機(ウインチ)と言っても、大洋上において、精密海洋調査に当るには電氣的・油圧・物理的・機構



株式会社 鶴 見 精 機

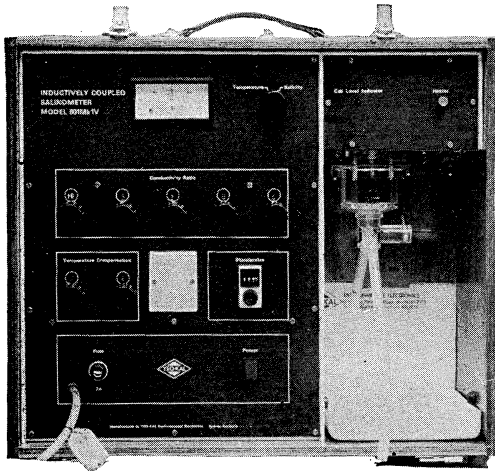
横浜市鶴見区鶴見中央2丁目2番20号 〒230 TEL; 045-521-5252

CABLE ADDRESS; TSURUMISEIKI Yokohama, TELEX; 3823750 TSKJPN J

OVERSEAS OFFICE; TSK-AMERICA INC. Seattle WASHINGTON

IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY

INDUCTIVE SALINOMER MODEL 601 MK IV



海水の塩分測定標準器として、既に定評のあるオート・ラブ 601 MK III の改良型で、小型・軽量・能率化した高精度塩分計です。試料水を吸上げる際に、レベル検出器により吸引ポンプと攪拌モーターとが自動的に切換えられます。温度はメーター指針により直示されます。

測定範囲	0~51 ‰ S
感 度	0.0004 ‰ S
確 度	±0.003 ‰ S
所要水量	約 55 cc
電 源	AC 100 V 50~60 Hz
消費電力	最大 25 W
寸 法	52(幅)×43.5(高)×21(奥行)cm

営 業 品 目

転倒温度計・水温計・湿度計・
採水器・採泥器・塩分計・
水中照度計・濁度計・S-T計・
海洋観測機器・水質公害監視機器



株式会社 **渡部計器製作所**

東京都文京区向丘1の7の17
TEL (811) 0044 (代表) ☎ 113

7IL は無限の可能性に挑戦する

- ◆漁撈電子機器
- ◆航海計器
- ◆海洋開発機器
- ◆航空機用電子機器
- ◆各種制御機器
- ◆コンピュータ端末機器
- ◆各種情報システム



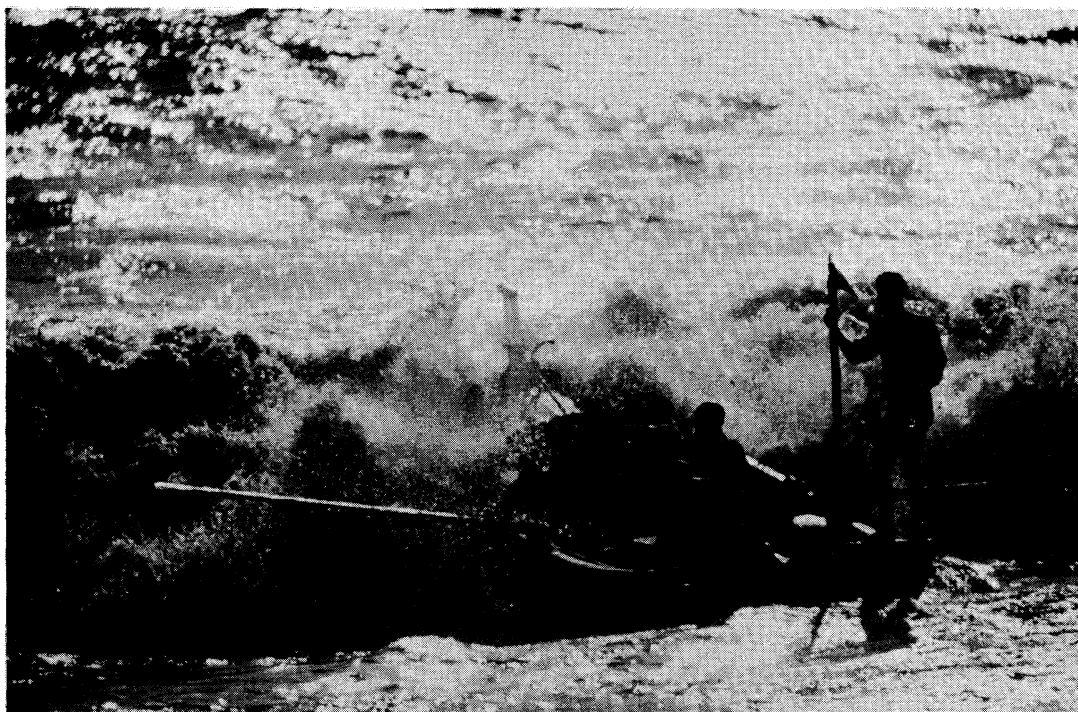
エレクトロニクスで創造する



古野電気株式会社

本社 / 西宮市芦原町9-52 ☎0798(65)2111(大代) 支社 / 東京都中央区八重洲4-5 藤和ビル ☎03(272)8491(代) ほかに37ヶ所

好奇心



身近なもの、夢のあるもの、美しいもの、未来。自然、動物、魚、鳥、そして人々の笑顔。ほんのちょっとした好奇心が、なにげない情景を感動のドラマに変える。新しい興味が新しい世界を造る。今日から明日、そして未来へ——
好奇心いっぱい。



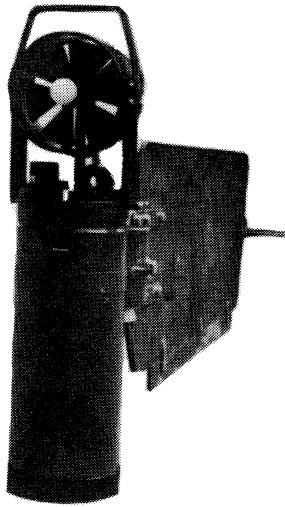
読売広告社

支社：中央・新橋・渋谷・新宿・池袋・上野・蒲田・立川・横浜・北海道・仙台・名古屋・大阪・広島・小倉・福岡

本社：東京都中央区銀座1-8-14 TEL567-8111(代)

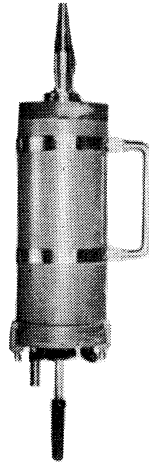
表層域から深海まで すべての測流技術を結集した
ユニオンエンジニアリングの

流速計シリーズ



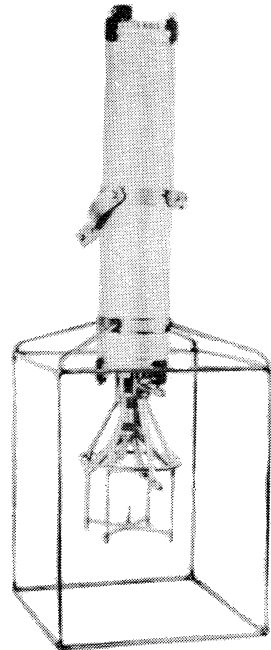
アーンデラー表層域流速計
P-RCM

RCM-4 (ローター型)の改造受付中



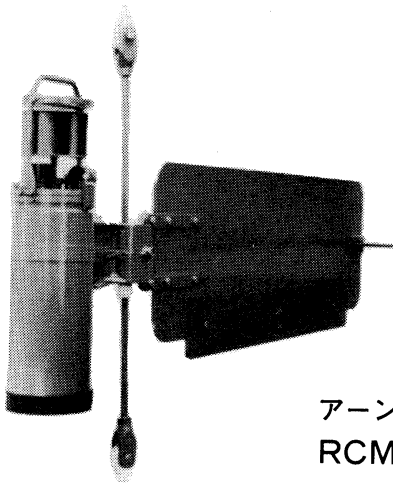
ユニオン電磁流速計
UECM-1000

2成分ベクトル計測用
CTDセンサー取付可能



CMI超音波流速計
UCM-2

2成分ベクトル及び
鉛直成分計測用

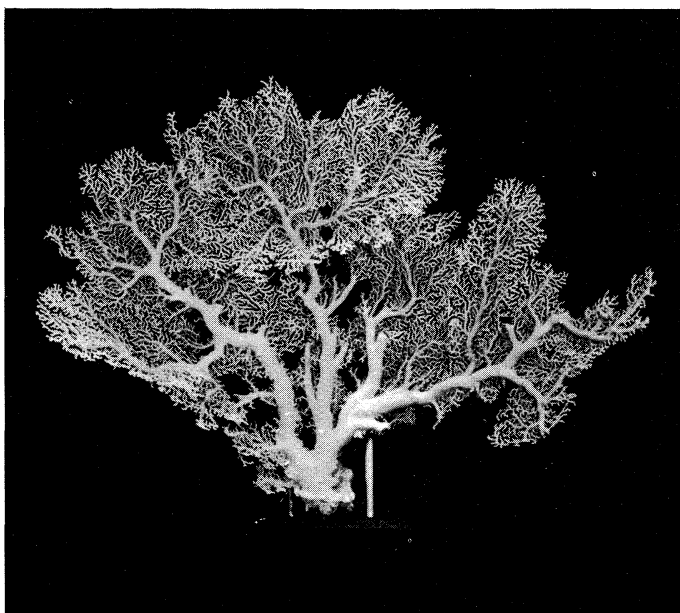


アーンデラー深海用流速計
RCM-5 (7000m用)

その他フリーフォール流速計
メモリーポータブル流速計、
ラボ用流速計もあります。



株式会社 **ユニオン・エンジニアリング**
本社 神戸市中央区海岸通3丁目1-1
〒650 KCCビル4F TEL 078-332-3381代
東京支店 東京都中央区銀座7丁目18
〒104 銀座スカイハイツ602号 TEL 03-543-5399



珊瑚美術館

「クイーン・コーラル」 ↑
深海潜水艇“はくよう”により採集された、世界で一番美しい珊瑚。

高さ 1m 幅 1.2m 重さ 12kg

採集場所 徳之島近海

採集年月日 昭和54年7月4日



世界最大の珊瑚 →
高さ 1.6m, 重さ 35kg の歴史上最大といわれる“ジャンボサンゴ”

採集場所 沖縄近海

採集年月日 昭和49年5月

花とさんごと美術館



沖縄さんご園

本社 / 〒903 那覇市首里金城町 3-5 ☎ (0988) 86-3535 (代)
さんご園事業所 / 〒901-03 糸満市字摩文仁 1102 ☎ (09899) 7-3535 (代)
ホテル店事業所 / 〒903 那覇市首里山川町 1-132-1 ☎ (0988) 84-3535 (代)

Publications de la Société franco-japonaise d'océanographie

1. Collected Papers on the Carcass of an Unidentified Animal Trawled off New Zealand by the Zuiyo-maru. 1978. 83 pp. ¥ 2,000.
2. La mer (Edition spéciale pour la commémoration du vingtième anniversaire), Sommaire complet, Tomes 1-18 (1963-1980). 1981. 56 pp. ¥ 1,000.
3. Proceedings of the First JECSS (Japan and East China Seas Study) Workshop, 1981. 1983. 94 pp. ¥ 2,000.

昭和 58 年 5 月 25 日 印刷
昭和 58 年 5 月 28 日 発行

う み 第 21 卷
第 2 号

定価 ¥ 1,200

編集者 高野健三

発行者 佐々木忠義

発行所 日仏海洋学会

財団法人 日仏会館内

東京都千代田区神田駿河台2-3

郵便番号: 101

電話: 03(291)1141

振替番号: 東京 5-96503

印刷者 小山康三

印刷所 英和印刷社

東京都文京区本駒込 6-15-10

郵便番号: 113

電話: 03(941)6500

Tome 21 N° 2

SOMMAIRE

Notes originales

Deep Water Isopleth Distributions in the Western North PacificHideo SUDO 61

Two Examples of Meander of the Tsushima CurrentTakashi ICHIYE 75

Vertical Eddy Diffusivity Coefficient in Stable Stratified Fluid at a Coastal Sea
(in Japanese).....Masaaki TSUJI and Sei-ichi KANARI 84

Shelf-seiches off Susami, South of Japan (in Japanese)Shigehisa NAKAMURA
and Shigeatsu SERIZAWA 89

Microzooplankton Distribution along a Transverse Section Crossing a Marked
Oceanic Front.....Akira TANIGUCHI 95

Evaluation de la variabilité annuelle du recrutement d'une pêcherie littorale
de homard (*Homarus gammarus*) en Bretagne (Ile d'Houat), 1973-1980.....Jean Yves LE GALL,
Michèle JEZEQUEL, Joël LOREC et Yves HENOCQUE 102

Clay Mineral Distribution in Surface Sediment Samples of Sagami Bay and its
Vicinity, Central Japan (in Japanese)Saburo AOKI 113

Procès-Verbaux..... 121

第 21 卷 第 2 号

目 次

原 著

西部北太平洋における深層水内の等値線の分布 (英文).....須藤 英雄 61

対馬暖流蛇行の 2 例 (英文).....市栄 誉 75

沿岸域における安定成層流体中の鉛直渦動拡散係数辻 正明, 金成誠一 84

周参見の棚静振中村重久, 芹沢重厚 89

発達した海洋前線における微小動物プランクトンの分布谷口 旭 95

ブルターニュ (ワット島) 沿岸漁場へのウミザリガニ (*Homarus gammarus*) 加入
資源量の年変動 (1973-1980) (仏文)Jean Yves LE GALL, Michèle JEZEQUEL,
Joël LOREC, Yves HENOCQUE 102

相模湾および周辺海域の表層堆積物中の粘土鉱物の分布青木 三郎 113

学会記事 121