

La mer

うみ

昭和 57 年 11 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.

Temperature and Salinity Changes in the Tsushima Current*

Ronald L. KOLPACK**

Abstract: Temperature and salinity relationships in the Japan Sea during 1968-1978 show that much of the water entering through Tsushima Strait is transported northeastward along the western margin of Japan and exits through Tsugaru Strait. A frontal zone exists in the central area where cold, low salinity water from the north contacts warm, high salinity water in the Tsushima Current. Interaction of these two near-surface water types results in boundary processes dominated by meanders and eddies. Some eddies, characterized by a high temperature and salinity core, move northward until mixing destroys their integrity within a distance of about 100-150 km. The position and character of the frontal zone appear to be controlled primarily by the strength of flow from the Kuroshio Current and secondarily by bottom topography in the Japan Sea.

1. Introduction

The Japan Sea is a northeast-southwest trending marginal sea bordered on the west by the Asian Continent and on the east by the Japanese Island Arc. There are three main avenues of access: Tsushima Strait between Korea and Japan at the southern end, Tsugaru Strait between Honshu and Hokkaido in the northeast, and Soya Strait north of Hokkaido. The bathymetry of the Japan Sea is characterized by a series of basins, plateaus, banks and troughs. The three largest basins are: Tsushima Basin at the southern end, Yamato Basin on the eastern side, and Japan Basin at the northern end. These basins are separated by a plateau and rise complex in the central area. In addition, a Continental Borderland province exists adjacent to the western margin of Japan (MOGI, 1972; ISHIBASHI and HONZA, 1978; ONODERA and HONZA, 1978; INOUE and HONZA, 1979).

The oceanography of the Japan Sea has been investigated since the early part of this century and the main water masses have been discussed previously (e.g. YASUI *et al.*, 1967). However, there are some differences in terminology between investigators. For the purpose of this

study, the general classification described by KAJIURA *et al.* (1958) as reviewed by MORIYASU (1972a) is used. Most of the water is relatively homogeneous and consists of deep and bottom water with a temperature below 0.6°C, salinity of about 34.0 to 34.1‰, and oxygen content of 5.0 to 5.5 ml/l. Above this water mass are the intermediate and surface waters, with more variable properties as a result of the influence of cold northern and warm southern origins. The sinking of low salinity surface water from the north produces another water mass that is situated between the intermediate and deep waters.

Probably the most intriguing aspect of the oceanography of the Japan Sea is the complexity and variability of the upper several hundred meters of the water column in the southern area. In that regard, the spatial distribution and behavior of the warm water introduced through Tsushima Strait are particularly fascinating. This water, with a high temperature and salinity and relatively low oxygen content, is derived from the Kuroshio Current (Fig. 1). After entering the Japan Sea it generally flows northeastward along the eastern margin (SVERDRUP *et al.*, 1942; TANIOKA, 1962). But there is considerable variability in the spatial location of this water, which has been designated the Tsushima Current (MORIYASU, 1972b; KANO, 1980). As a result, several models have been

* Received December 17, 1981

Presented at the First JECSS Workshop, June 1981 (cf. La mer 20: 37-40, 1982).

** Environmental Geology, University of Southern California, Los Angeles, California 90007, U.S.A.

advanced to outline the behavior of the current. One of these involves the idea that the spatial variation results from branching of the current, and the other concept relies primarily on meandering to explain the observed location of the current (MORIYASU, 1972a).

Much of the work on the water movement in the Japan Sea has been based on temperature owing to the marked contrast between the cold northern water and warm water which enters through Tsushima Strait. Additional work has been done on the distribution of salinity and dissolved oxygen (e.g. ICHIYE, 1954; TANIOKA, 1962; KANO, 1980). However, it is not evident that the distribution of salinity has received an adequate amount of attention, as suggested by MATSUDAIRA (1965). Salinity is the most conservative property of the water that is derived from the Kuroshio Current. Therefore, attempts to understand the behavior of the Tsushima Current would appear to benefit from additional work that emphasized the distribution of salinity—particularly in the upper part of the water column where the values exhibit the

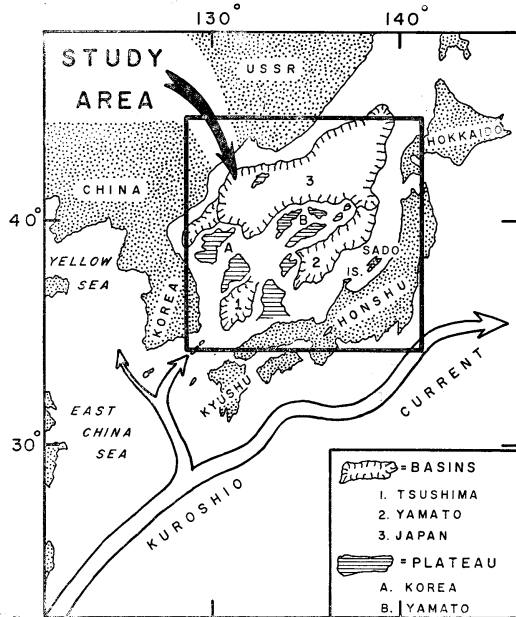


Fig. 1. Location map of study area (inset). The position of the Kuroshio Current is a generalized scheme modified after KAWAI (1972). The major geomorphological features in the Japan Sea are modified after MOGI (1972).

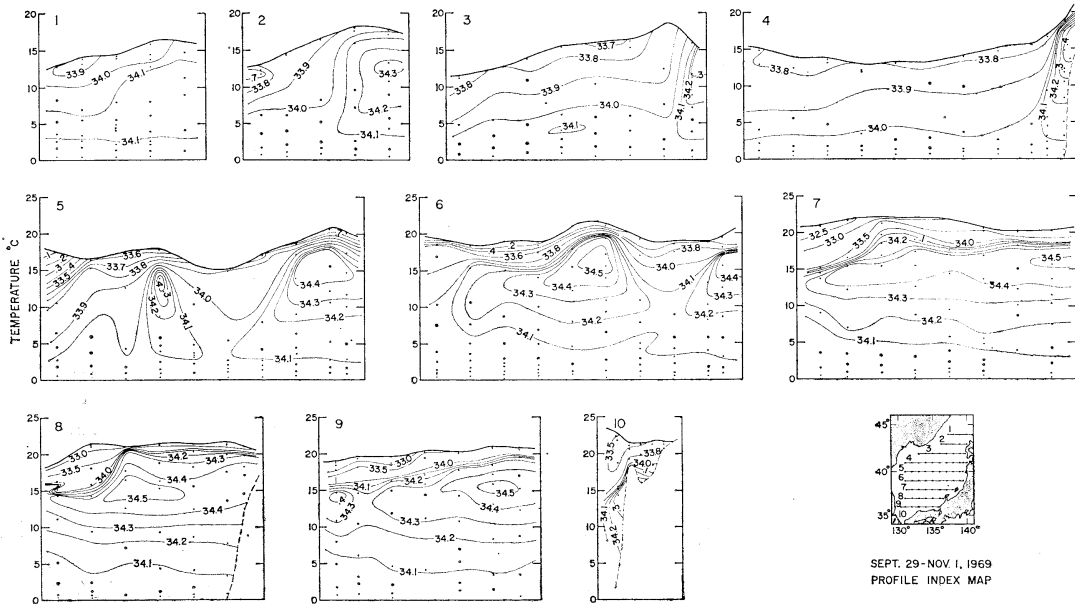


Fig. 2. Hydrographic sections in the Japan Sea showing salinity plotted with respect to temperature and geographic location during October, 1969. The solid line along the top of each section represents surface water temperature. The dashed line near the bottom of some sections represents the water temperature at the bottom. Station and sample control are represented by solid circles. In some cases the contour interval changes near the surface in order to simplify the illustrations.

greatest variation. One method of doing this involves contouring isohalines with respect to temperature and geographic location, as outlined by BRUCE (1981).

2. Approach

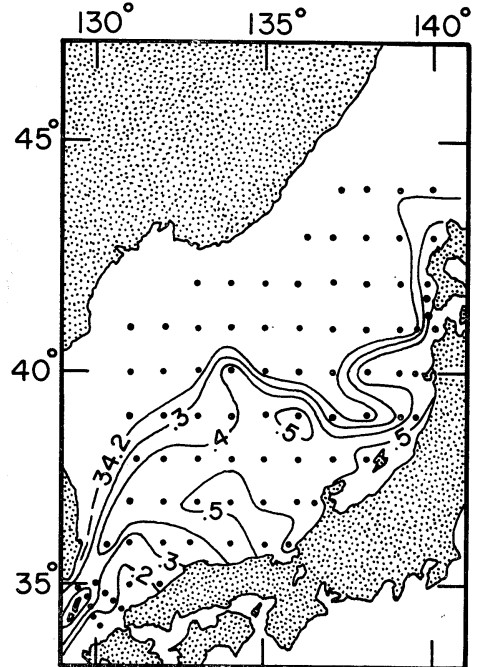
After inspecting about 25 years of hydrographic data from the area, 11 years (JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY, 1968-1978) were selected for more detailed analysis. The most complete coverage for this period was for July-August and February-March. Additional field work was carried out during May and November. However, most of the available values for the latter times are restricted to a few profiles in the central portion of the Japan Sea.

About 75 hydrographic sections for the 11 year period were contoured to illustrate the distribution of isohalines. The technique emphasizes the variation of salinity where the range of temperature is largest. Consequently, the focus is on the surface and intermediate waters, which allows one to delineate the positions of the southern high salinity current and the lower salinity water from the north. When salinity is plotted with respect to potential temperature, the slope of the isohalines denotes the magnitude of changes in potential temperature-salinity relationships. Inasmuch as the range of temperature values of interest represents depths of less than 1000 meters, the difference between observed temperature and potential temperature is very small. Therefore, areas where the isohalines have a steep slope also represent large changes in temperature-salinity relationships in the hydrographic sections that were constructed for this study. It should be noted that this technique is particularly effective for the temperatures present during the warm water season, but it is not as useful when and where the cold water regime is dominant. Nevertheless, this method depicts the position of the high salinity core that is characteristic of the Tsushima Current and also illustrates the interaction of the current with cold northern water along the frontal zone. Another evaluation of the Tsushima Current was conducted by determining the areal distribution of isohalines at the level of maximum salinity, thus permitting one to

visualize the continuity of the layer.

3. Results

The most extensive information available was for October, 1969. Ten sections in the Japan Sea were constructed to outline the position of the high salinity core (Fig. 2). The maximum observed salinity in Tsushima Strait was about 34.3 ‰. But, core water with a salinity of 34.5 ‰ is present between 36°N and 39°N. If the higher salinity water in the latter area was derived from the Kuroshio Current, as seems probable (MORIYASU, 1972a), then there must have been a change in the water entering Tsushima Strait during this period, or there is a near-bottom flow of higher salinity water that was not detected. The low slope of isohalines at the bottom of the high salinity core between 36°N and 38°N suggest that there is little change in this zone. Farther north, between 39°N and 40°N (profiles 5 and 6) the slope of isohalines surrounding the high salinity core are more



SEPT. 29 - NOV. 1, 1969

Fig. 3. Areal distribution of salinity at the level of maximum salinity in the near-surface layer. Station control is represented by solid circles.

steeply inclined. This pattern is interpreted to be a result of modifications by lower salinity water from the north. The dominant factor creating this distribution of isohalines appears to be an intrusion of low salinity water northwest of Sado Island, which results in a separation of the high salinity core water into two units. The large area occupied by the high salinity core in the central portion of the Japan Sea at 39°N (profile 6) is considerably reduced at 40°N and is not evident at 41°N (profile 4). All of these profiles, however, clearly illustrate the high salinity core along the coast of Japan as far north as northern Hokkaido. The relatively rapid reduction in salinity west of Hokkaido and eventual disappearance of the unit in the

northern profiles suggest that the flow of the high salinity core along Japan is significantly reduced north of Tsugaru Strait.

On the western side of the Japan Sea there is evidence for an influx of low salinity surface water which flows southward along the coast of Korea. The distribution of isohalines in the near-surface water in the western part of profiles 7-9 (Fig. 2) indicates that southward penetration of low salinity water in this area results in a small near-coastal separation of the high salinity core at about the 15°C level. Another feature evident in the profiles through the central portion of the Japan Sea during this time is that there is a general increase in surface water temperature associated with the position of the high

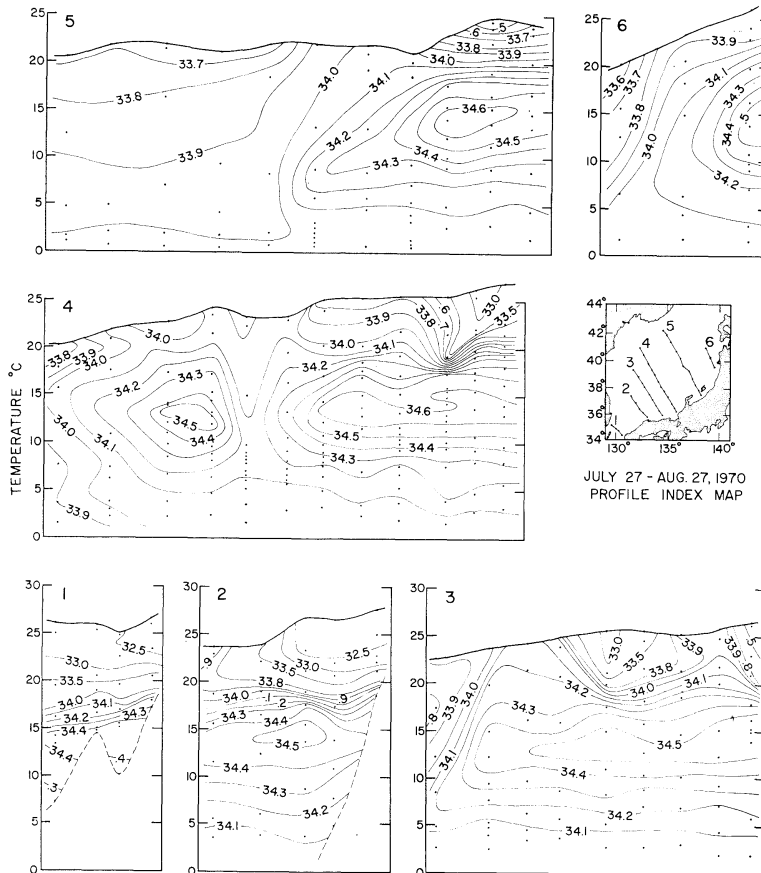


Fig. 4. Hydrographic sections in the Japan Sea showing distribution of salinity with respect to temperature and geographic location during July-August, 1970. Profile numbers and station control are shown on the inset map. Same convention used as described in the caption for Fig. 2.

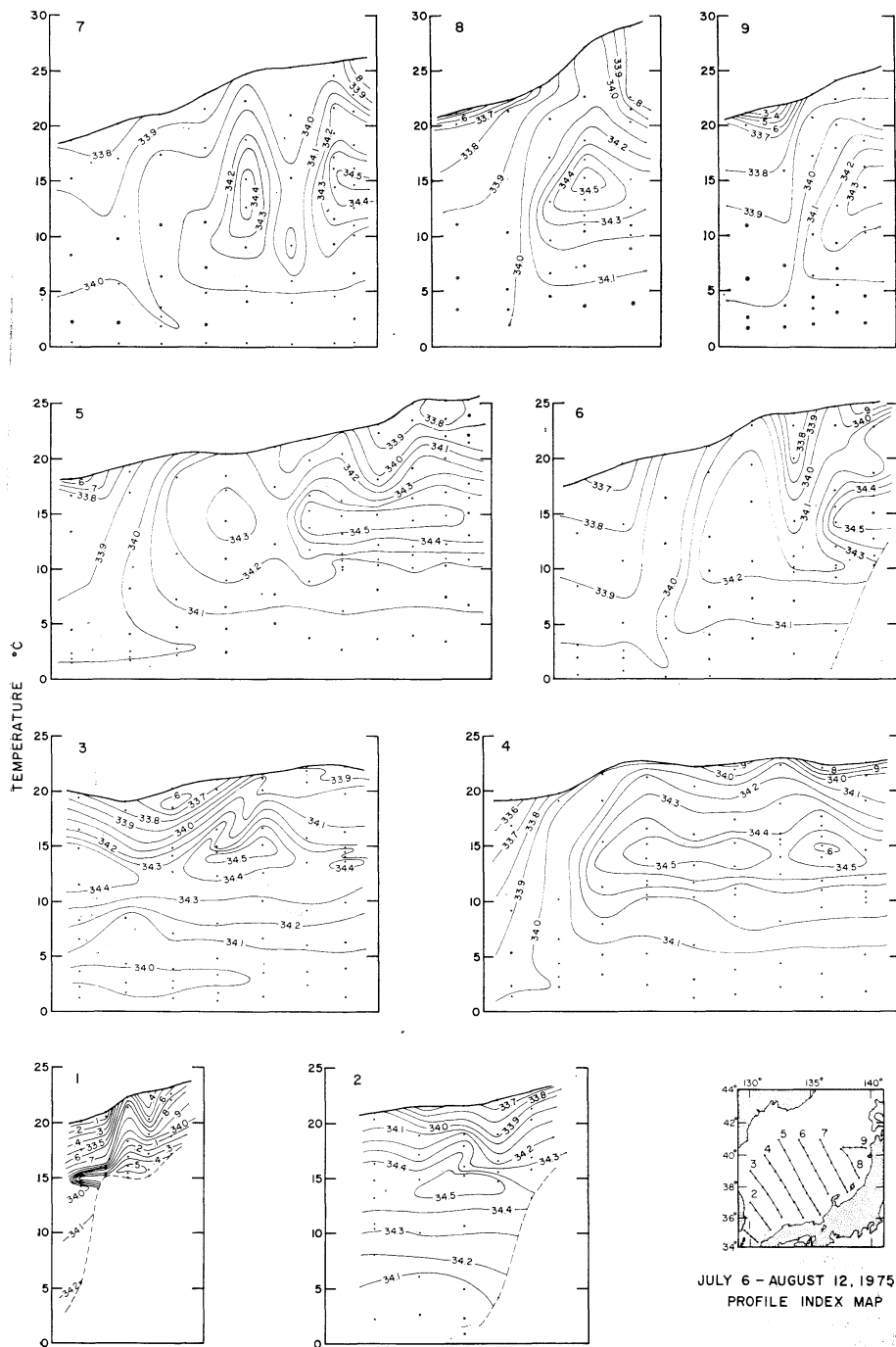


Fig. 5. Hydrographic sections showing temperature-salinity relationships in the Japan Sea during July-August, 1975.

salinity core.

The areal distribution of the near-surface high salinity layer can be illustrated more clearly by contouring the maximum salinity values within this layer for all stations occupied during the period. The resultant isohalines (Fig. 3) show a dominant pattern of high salinity values in the eastern portion of the Japan Sea. In addition,

the southeastward extension of lower salinity water northwest of Sado Island, which was mentioned previously, is clearly outlined. Other features include a sharp frontal zone through the Japan Sea and isolated segments of higher salinity water denoted by the 34.5‰ isohaline. The pattern of isohalines along the frontal zone during October, 1969 can be inter-

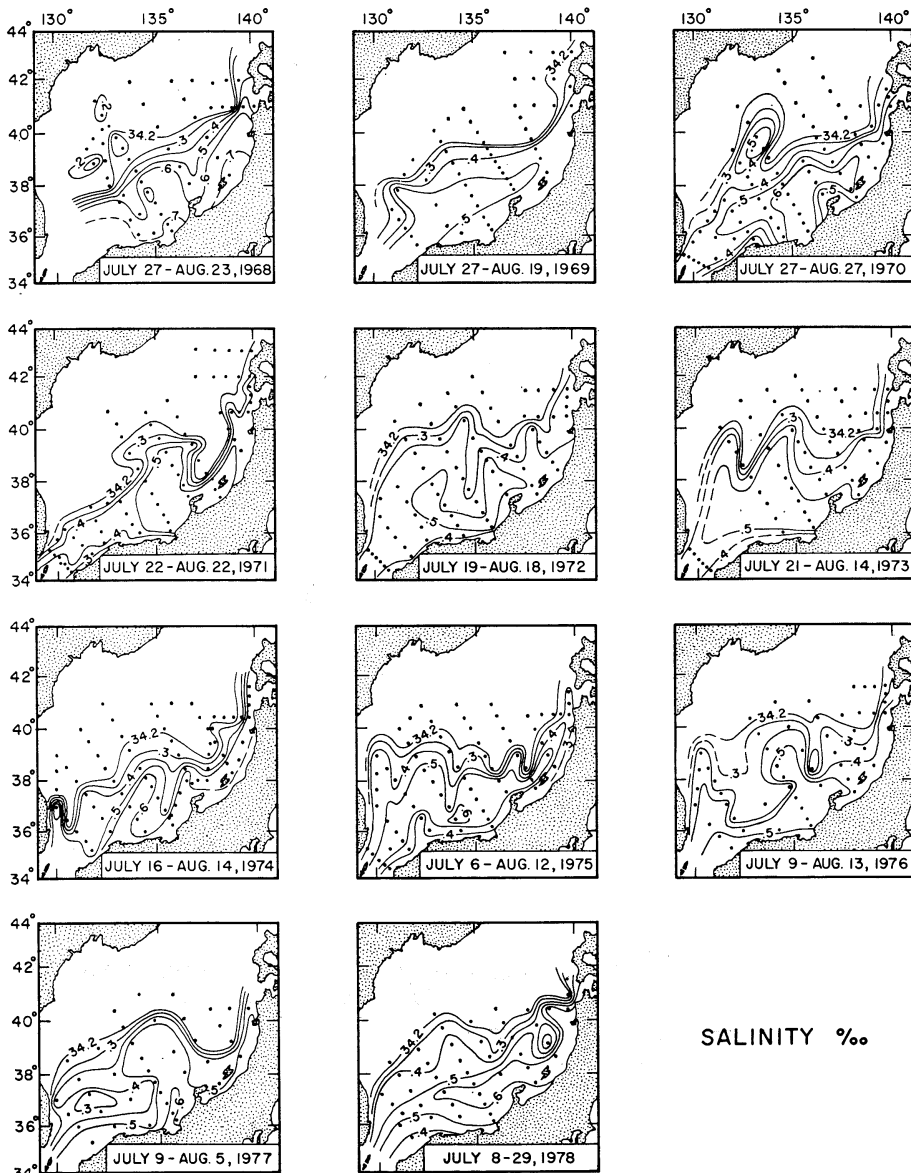


Fig. 6. Areal distribution of salinity at the level of maximum salinity in the near-surface layer for July-August, 1968-1978. Solid circles represent station control.

preted as evidence for considerable meandering of the Tsushima Current. However, it is difficult to support the interpretation that there is a branching of the Tsushima Current as suggested by OHWADA and TANIOKA (1972).

Hydrographic sections for two additional periods (July–August, 1970 and 1975) are also illustrated (Figs. 4–5) in order to outline features of the near-surface high salinity core which were evident at other times during the 11 year period. During 1970 the sections (Fig. 4) also show a division in the high salinity core in the central portion of the Japan Sea owing to an intrusion of near-surface water of lower salinity. In this case, however, there is a clear demonstration that a portion of high salinity water in the northwestern portion of profile 4 has become isolated from the main high salinity core (Fig. 6). The separation along the frontal boundary is indicative of an eddy that probably formed as a result of the meandering nature of the Tsushima Current in this region.

In July–August, 1975, warm water with a maximum salinity of 34.5‰ was detected in the eastern channel of Tsushima Strait; whereas, somewhat colder water with a much lower salinity was predominant in the western channel

(Fig. 5, profile 1). The latter feature is probably a reflection of the influx of water from the Yellow Sea (TANIOKA, 1968). The majority of high salinity water is transported toward the northeast and gradually becomes confined to the eastern margin of the Japan Sea near Sado Island. Before reaching Sado Island there are several features analogous to meanders along the frontal zone, which are demarcated by southward protrusions of lower salinity water. Each area of lower salinity water coincides with an area of elevated bottom topography. Conversely, northward extensions of higher salinity water occur over basins or troughs. However, this relationship is not consistent from year to year.

A northward extension of high salinity water off Korea is also evident at this time (Fig. 5, profile 3; Fig. 6) and appears to reflect the characteristics attributed to the East Korean Warm Current by TANIOKA (1968) and HAN and GONG (1970). In this case too, the position of the northern portion of the high salinity layer is coincident with a topographic depression. Unfortunately, the available station control is not adequate for defining the precise behavior of the high salinity layer in this area.

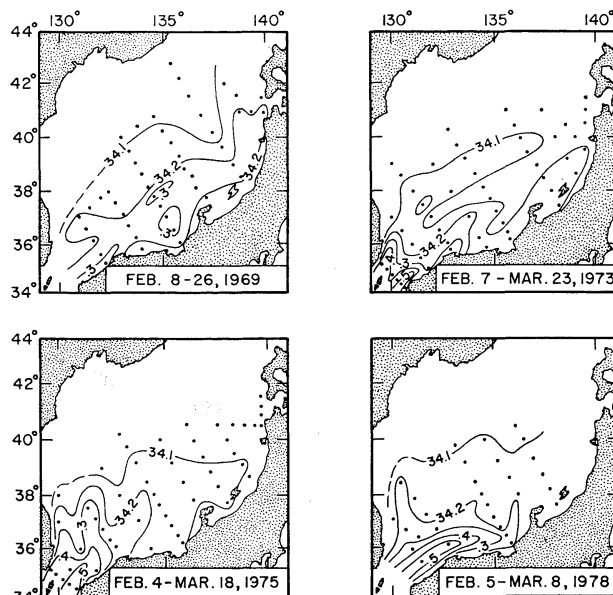


Fig. 7. Areal distribution of salinity at the level of maximum salinity in the near-surface layer for February–March of 1969, 1973, 1975 and 1978.

Another interesting aspect of the northward extension of high salinity water off Korea is that there is a progressive development in July and August for the period 1974-1976 (Fig. 6). This phenomenon may be fortuitous because the isohalines at the level of maximum salinity do not portray similar features during the remaining 8 years that were studied. The initial development of this pattern is evident during February

and March of 1973, 1975 and 1978 (Fig. 7).

The vertical position of the maximum salinity layer in the water column during July-August (Fig. 8) also exhibits considerable variability on a yearly basis. The depth to the core of the layer is generally in the range of 100-150 m in Tsushima Strait and along the southern margin of the Japan Sea. Typically the depth to the core decreases toward the north and northwest

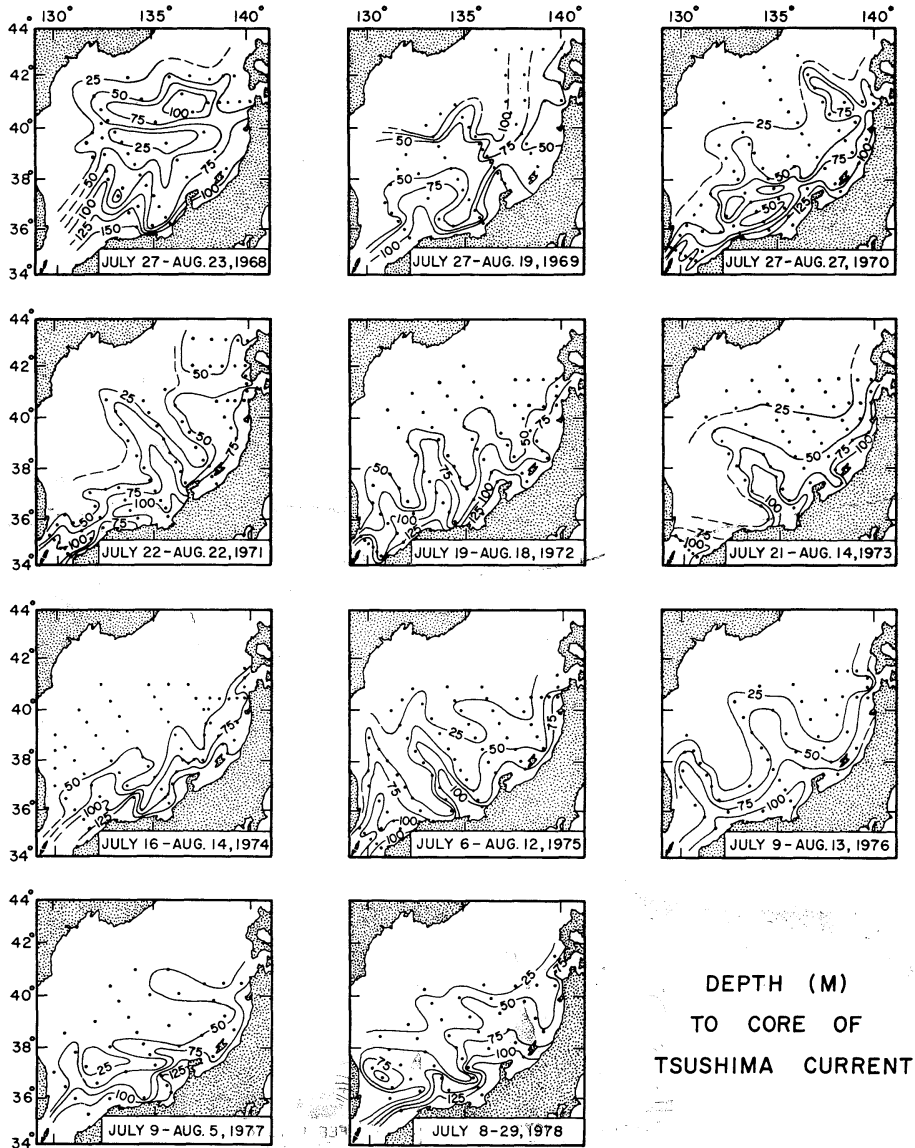


Fig. 8. Areal distribution of depth to the maximum salinity layer of the Tsushima Current during July-August, 1968-1978.

but the contours do not exhibit a uniform gradient. Instead, the seaward margin of the high salinity core is characterized by an undulating pattern.

It is difficult to ascertain the mechanism(s) responsible for the vertical displacement of the core layer owing to the lack of extensive short time-frame serial observations. However, it appears reasonable to deduce that this pulsating type of pattern is related to the previously described interaction of northern low salinity water and southern high salinity water along the frontal zone. Penetration of either water type into the other would result in the observed areal patterns of the maximum salinity layer and the surface to core depth of that layer. Although certain features, such as the north-westward extension of the high salinity core from the area around 36°N and 135°E , are recognizable in the illustrations for several years, the overall distribution of contours depicts a situation that is in a state of flux. Thus, it is tempting to speculate that there is a triggering mechanism responsible for the behavior of the Tsushima Current in the Japan Sea. Perhaps additional work on the magnitude and temporal aspects of the high salinity water entering Tsushima Strait would elucidate this situation.

4. Conclusions

Water entering the Japan Sea through Tsushima Strait is modified by variations in flow from the Kuroshio Current and the Yellow Sea. Some low salinity surface water from the Yellow Sea is transported around Korea and is entrained in the flow through the shallow Tsushima Strait. When this occurs, water with the highest salinity and temperature is present in the eastern channel of the strait. For instance, this situation is particularly evident during October, 1969 and July-August, 1972, 1975 and 1977. During the same season in other years, the flow of high salinity water from the Kuroshio Current is predominant and water with the highest salinity flows through the western channel (e.g., July-August, 1974). This suggests that the position of the Kuroshio Current southwest of Kyushu may be responsible for variations in the flow of high salinity water through Tsushima

Strait, which ultimately influences the behavior of the Tsushima Current in the Japan Sea. These fluctuations may be associated with the meanders in the Kuroshio described by UDA (1965), MUROMTSEV (1970), SOLOMON (1978), MATSUKAWA (1979) and KONAGA *et al.* (1980). Furthermore, it seems evident that the position of the frontal zone and the characteristics of high salinity water from the south mixing with low salinity water from the north are influenced by the volume and strength of Kuroshio water transported through Tsushima Strait. This complex and variable situation, in conjunction with a secondary topographic influence, contributes to a frontal zone in the Japan Sea that is characterized by meanders which tend to produce near-surface eddies with predominantly high salinity water. On occasion, these eddies become detached along the frontal zone and result in clearly defined structures in section and areal plots of salinity versus temperature and geographic position. Subsequent transport of high salinity rings northward from the frontal zone is also evident. However, a precise characterization of the developmental stages and fate of individual rings in the Japan Sea is not possible from hydrographic cruises with long sampling intervals. Presumably, oceanographic cruises, primarily in the frontal zone, with a much shorter sampling interval would contribute to a more precise delineation of the processes outlined. Ideally this approach would be supported by an analysis of oceanographic information obtained from the area southwest of Kyushu and by satellite information from the entire region.

Acknowledgements

This study benefited from discussions with Thomas Dickey, Takashi Ichiye and Noel Plutchak. The assistance provided by George Armstrong in drafting the illustrations is also greatly appreciated. Support for a portion of this study was provided by the Environmental Geology Research Fund at the University of Southern California.

References

- BRUCE, J.G. (1981): A note on some uses of θ -S sections. *J. Geophys. Res.*, **86** (C7), 6649-6652.
- HAN, H.S. and Y. GONG (1970): Relation between oceanographical conditions and catch of saury in the eastern sea of Korea. *In* The Kuroshio (J. C. MARR, ed.) East-West Center Press, Hawaii. p. 585-592.
- ICHIYE, T. (1954): On the distribution of oxygen and its seasonal variation in the adjacent seas of Japan. *Oceanog. Mag.*, **6**, 41-66.
- INOUE, M. and E. HONZA (1979): Bathymetric survey. *In* Geological Investigations of the Japan Sea (E. HONZA, ed.). Cruise Report No. 13, Geol. Survey of Japan, p. 14-19.
- ISHIBASHI, K. and E. HONZA (1978): Bathymetric survey. *In* Geological Investigations in the Northern Margin of the Okinawa Trough and the Western Margin of the Japan Sea (E. HANZA, ed.). Cruise Report No. 10, Geol. Survey of Japan, p. 12-14.
- JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY (1968-1978): The Results of Marine Meteorological and Oceanographical Observations. Nos. 43-64.
- KAJIURA, K., M. TSUCHIYA and K. HIDAKA (1958): The analysis of oceanographical conditions in the Japan Sea. *Rep. Develop. Fisher. Resour. in the Tsushima Warm Current*, **1**, 158-170.
- KANO, Y. (1980): The annual variation of the temperature, salinity and oxygen content in the Japan Sea. *Oceanog. Mag.*, **31**, 15-26.
- KAWAI, H. (1972): Hydrography of the Kuroshio extension. *In* Kuroshio (H. STOMMEL and K. YOSHIDA, eds.). Univ. Washington Press, Seattle, Wash. p. 235-352.
- KONAGA, S., K. NISHIYAMA and H. ISHIZAKI (1980): Geostrophic transport in the East China Sea and southeast of Yakushima Island—A case study. *Oceanog. Mag.*, **31**, 33-40.
- MATSUDAIRA, Y. (1965): The meaning of the high salinity region in the ocean. *In* Studies on Oceanography (K. YOSHIDA, ed.). Univ. Washington Press, Seattle, Wash. p. 85-88.
- MATSUKAWA, Y. (1979): A consideration on the mechanism of generation, stagnation and disappearance of the Kuroshio meander. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **35**, 118-125.
- MOGI, A. (1972): Bathymetry of the Kuroshio region. *In* Kuroshio (H. STOMMEL and K. YOSHIDA, eds.). Univ. Washington Press, Seattle, Wash. p. 53-80.
- MORIYASU, S. (1972a): The Tsushima Current. *In* Kuroshio (H. STOMMEL and K. YOSHIDA, eds.). Univ. Washington Press, Seattle, Wash., p. 353-369.
- MORIYASU, S. (1972b): On short-term fluctuations of the Tsushima Current to the northwest of the Noto Peninsula in October 1969. *Oceanog. Mag.*, **24**, 1-23.
- MUROMTSEV, A. (1970): Some results of investigations of dynamics and thermal structure of the Kuroshio and adjacent regions. *In* The Kuroshio (J.C. MARR, ed.). East-West Center Press, Hawaii. p. 97-106.
- OHWADA, M. and K. TANIOKA (1972): Cruise report on the simultaneous observation of the Japan Sea in October 1969. *Oceanog. Mag.*, **23**, 47-58.
- ONODERA, K. and E. HONZA (1978): Bathymetric survey. *In* Geological Investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido (E. HONZA, ed.). Cruise Report No. 11, Geol. Survey of Japan, p. 12-15.
- SOLOMON, H. (1978): Occurrence of small "trigger" meanders in the Kuroshio of southern Kyushu. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **34**, 81-84.
- SVERDRUP, H., M. JOHNSON and R. FLEMING (1942): *The Oceans*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 1087 pp.
- TANIOKA, K. (1962): The oceanographical conditions of the Japan Sea (I) On the annual variations of chlorinity. *Umi to Sora*, **38**, 90-100.
- TANIOKA, K. (1968): On the east Korean warm current (Tosen Warm Current). *Oceanog. Mag.*, **20**, 31-38.
- UDA, M. (1965): On the nature of the Kuroshio, its origin and meanders. *In* Studies on Oceanography (K. YOSHIDA, ed.). Univ. Washington Press, Seattle, Wash. p. 89-107.
- YASUI, M., T. YASUOKA, K. TANIOKA and O. SHIOTA (1967): Oceanographic studies of the Japan Sea (I) Water characteristics. *Oceanog. Mag.*, **19**, 177-192.

対馬海流の水溫・塩分変化

Ronald L. KOLPACK

要旨: 日本海の1968-1978年の水溫・塩分は, 対馬海峡からの流入水の大部分は日本の西岸沿いに北東に向かい, 津軽海峡から抜け出ることを示している。日本海中央部では, 北からの低塩分と対馬海流の高塩分水が接触して前線帯ができる。これら二つの水塊の相互作用によって蛇行や渦が生ずる。渦の一部は高温・高塩分という特徴をもち, 北に動くが, 100~150 km 動くときまわりの水とまじりあって消えてしまう。この前線帯の位置と性質は, 第一に黒潮分枝の強さによって, 第二には日本海海底地形によってきままっているように見える。

Satellite Observations and the Annual Cycle of Surface Circulation in the Yellow Sea, East China Sea and Korea Strait*

Oscar K. HUH**

Abstract: Winter monsoon winds of northeast Asia force major changes in surface circulation, induce strong negative oceanic heat fluxes, and drive vertical mixing that differentiates surface temperatures along the boundaries of major water masses. The oceanic thermal fronts thus formed and their changing patterns are readily detectable by satellite through the cloud-free polar continental air of the winter monsoon winds. The annual cycle of surface circulation is synthesized from recent satellite observations, meteorological climatology, and a review of oceanographic and atmospheric processes. The Kuroshio is observed to be a strongly modulated source of warm Tsushima Current waters with a pronounced annual cycle. The Yellow Sea appears to act as a buffer, at times receiving waters that would otherwise flow through the Korea Strait and at other times supplying water to the strait.

1. Introduction

The monsoon regime that prevails over the Yellow Sea, East China Sea, and Korea Strait provides a fundamental rhythm to regional oceanographic processes (KIKUCHI, 1959; YI, 1966; KHARCHENKO, 1968; GONG, 1971). In particular, winter outbreaks of polar continental air over the region are the most severe in the world (PALMEN and NEWTON, 1969). High levels of runoff and strong air-sea interactions generate extensive oceanic frontogenesis, which is readily detectable in data from satellite-borne scanning radiometers. Atmospheric forcing occurs in two modes: in winter by cooling and destratification due to strong cold and dry northerly winds, and in summer by extensive precipitation, river runoff, and solar heating, which produce a well-stratified water column with a warm, low-salinity surface layer. Understanding the sources of surface water and their seasonal variability is critical to understanding the changing oceanographic conditions in the

Korea Strait and adjacent seas. This paper is a preliminary synthesis of newly acquired satellite data with classical oceanographic data into a proposed conceptual model of the annual cycle of surface circulation.

The satellite data used in this study are from the high-resolution format (1.1 km) imagery from the Advanced Very High Resolution Scanning Radiometer (AVHRR) of TIROS-N/NOAA-series satellites. Only a few representative samples from a large, multi-year file have been presented. The channel 4 data (10.5-11.5 μm) of this sensor were calibrated from sensor voltages to temperatures in degrees Celsius with a resolution of 0.25°C using a program developed by DIROSA and HUH (1980). The repeat interval of the data acquisition is 12 hours or less per satellite in orbit. Each image was individually enhanced by computer processing and photographed off the cathode ray tube display. These high-quality data are available through the U. S. National Climatic Center, or directly from satellites to any suitably equipped telemetry site for use by all nations.

2. The Environmental Setting

Regional bathymetry and topography are important influences on oceanographic response to

* Received February 5, 1982

Revised October, 28 1982

Presented at the First JECSS Workshop, June 1981 (cf. La mer 20: 37-40, 1982).

** Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana 70803, U.S.A.

atmospheric and oceanic forcing. The Yellow Sea and Gulf of Pohai (Fig. 1) form a broad, semi-enclosed sea with maximum depths of 60–80 m in the central and southeastern parts (FAIRBRIDGE, 1966). The East China Sea consists of a broad extension of this shelf with the 1000–2700 m-deep Okinawa trough along its eastern margin (Fig. 1). The Korea Strait is a shallow channel connecting the East China Sea–Yellow Sea shelf to the adjacent abyssal depths of the Sea of Japan. The geography of the shelf break is important to both the behavior of the Kuroshio and the effects of winter-season regional cooling. The Kuroshio flows northeast along the shoaling Okinawa trough, exiting the East China Sea between the northernmost Ryukyu Islands and Kyushu just south of where the trough merges with the shelf (Fig. 1). The Tsushima Current extends northward from the western edge of the Kuroshio, flowing onto the continental shelf west of Kyushu and through the Korea Strait. Winter cooling of the shelf waters may also be expected to depend on water depth (HUH *et al.*, 1978; GARWOOD *et al.*, 1981), resulting in a differentiation of surface temper-

atures between shallow and deep waters.

The geomorphology of adjacent land masses exerts an important influence on the atmospheric forcing of oceanic processes. Northeast-southwest-trending mountains of Korea and China stall or steer the atmospheric frontal systems that advance over the region. Shallow frontal systems move erratically over this terrain, while deeper systems move across it smoothly (USAF, 1964). Runoff from the extensive eastern watershed regions of China flows into the Yellow Sea via such rivers as the Yellow, Liao, White, and Yangtze, whereas Korea, with its highest mountains on the east and lowlands along the west, is drained westward by the Yalu, Han, and Kum. Broad tidal mudflats, high tide ranges, and strong tidal currents are important features of the Yellow Sea coastal regions.

The annual cycle of monsoon winds in this region is driven by the thermal contrast between the Eurasian continent and the Pacific Ocean. The seasonal advance and retreat of the Pacific Polar Front (Fig. 2), the boundary between polar continental and tropical maritime air, controls local meteorological conditions (USAF, 1964). In brief, the fall transition from summer to winter monsoons involves a shift from weak and variable southerly winds to stronger, steadier, northerly winds. The mean position of the Pacific Polar Front migrates rapidly from near 40°N southward to 20–25°N latitudes. Behind it, individual cold-front advances (monsoonal surges), followed by outbreaks of cold, dry air, are caused by migration of high-pressure systems across the Eurasian continent. These fronts are unstable, and mid-latitude cyclogenesis is frequent (Air Mass Transformation Experiment, Japanese National Committee for GARP, 1977a, b, 1978, 1979). Rainfall and river runoff diminish following the southerly migration of the Pacific Polar Front. The cold-air outbreaks cause intense, episodic, negative oceanic heat fluxes. At first they occur sporadically, then more regularly as the transition to winter is completed. Strong surges of cold-air outflow, interspersed with weak offshore flow, occur with a dominant period of 4.3–4.6 days (MURAKAMI, 1979). They move southeastward

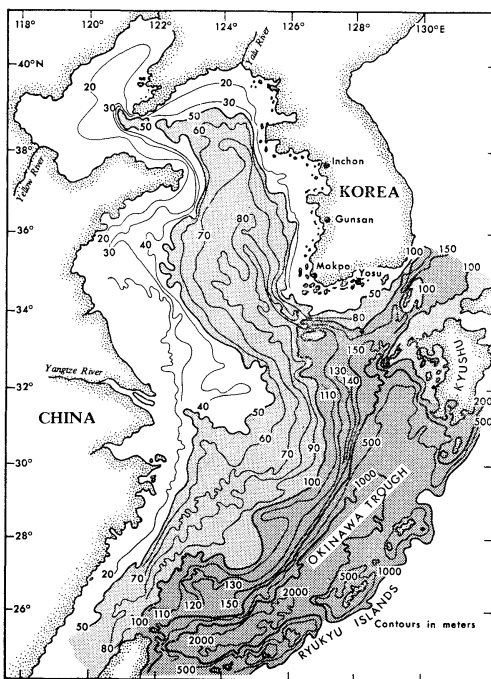


Fig. 1. Location chart, bathymetry of regional seas.

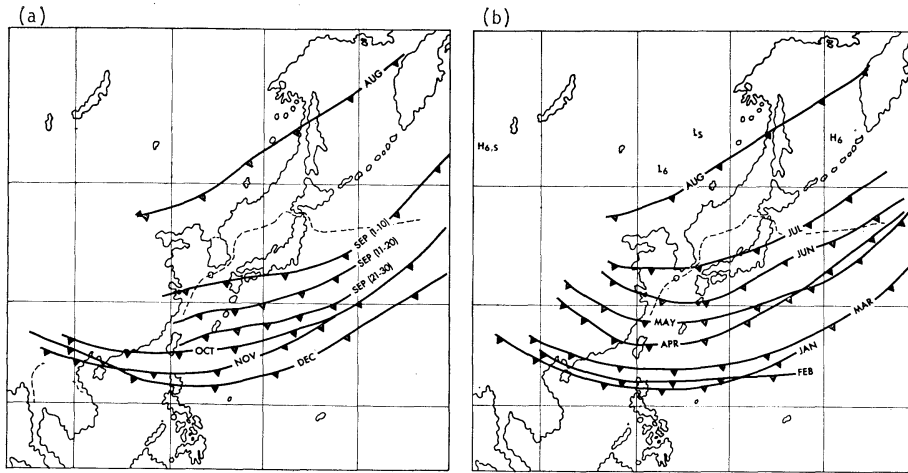


Fig. 2. Seasonal migration of the primary atmospheric polar front/polar trough system. (a) Summer to mid-winter seaward advance. (b) Spring to summer landward retreat. (Data from USAF, 1970)

with speeds in the range of $13\text{--}18\text{ m sec}^{-1}$. Cold fronts mark the leading edge of each monsoonal surge, but true warm fronts or return flow rarely accompanies these disturbances (HENRY and THOMPSON, 1978).

The winter monsoon season dissipates as the Siberian high weakens: the Pacific Polar Front migrates back northward (Fig. 2). Cold-air outbreaks diminish in severity and frequency, and local weather phenomena become prominent (NESTOR, 1977). Thawing on highlands results in a spring freshet in the coastal rivers. By early summer a continental low-pressure system has developed over the Asian land mass. The Pacific Polar Front has migrated north to a zone extending from Shanghai to southern Japan. It is unstable and develops waves, which form low-pressure systems. Steady rains develop by mid-June. Winds are southerly, light and variable through the summer season and accompanied by strong solar heating (USAF, 1970). In August the Pacific Polar Front retreats north onto the continent (Fig. 2), and the two-month season of typhoon activity begins.

Fluctuations in transport of the Kuroshio, Tsushima Current, and Yellow Sea Warm Current system strongly influence oceanographic conditions throughout the region. Maximum transport of the Tsushima Current in the Korea

Strait occurs in summer and fall, with a minimum in winter-spring (UDA, 1966; YI, 1970; HIDAKA and SUZUKI, 1950). Seasonal variability of the Kuroshio upstream of the split with the Tsushima is poorly known. WYRTKI (1961) presented hydrographic evidence from upstream near Taiwan, indicating maximum surface flow in May and minimum from November to January. GUAN (1981) observed a seasonal cycle of Kuroshio surface velocities using GEK data to be maximum in spring (March–May) and minimum in fall (November). Seasonal variations in the flow of the Yellow Sea Warm Current are not known because of lack of appropriate data. Considerably more information is available on the Kuroshio in the Pacific south of Japan. This has been recently reviewed by BLAHA and REED (1982), who show a maximum flow of the Kuroshio exiting the East China Sea in summer and a minimum in fall and winter. Influx of these waters into the Korea Strait and southeastern Yellow Sea strongly influences hydrographic conditions in these areas through lateral mixing (KHARCHENKO, 1966; FAIRBRIDGE, 1968; GONG, 1970). Better information is clearly needed on the seasonal and shorter period transport northwest and north of the Kuroshio in the East China Sea.

3. The Annual Cycle of Surface Circulation

The surface circulation is strongly influenced by three factors: (1) the monsoonal wind system, (2) the "Kuroshio-Tsushima-Yellow Sea Warm Current System," and (3) the complex regional geography (distribution of land masses, water depths, and major rivers). The large expanses of shallow water in this region, plus the semi-closed Yellow Sea, are very responsive to atmospheric forcing and the influence of runoff. In the paragraphs below a hypothesis on an annual surface circulation cycle is presented season by season. It is illustrated with schematic diagrams and infrared imagery from satellites.

A. Fall Season: September, October, and November

The major regional processes of the fall season are schematically summarized in Fig. 3. Episodic heat fluxes from the warm surface of the Yellow Sea to the polar continental air of winter monsoons generate cold sea temperatures in the shallows. Convective and wind-driven vertical mixing begins breakup of the surface layer and destratification of the water column into progressively deeper parts of the region. The

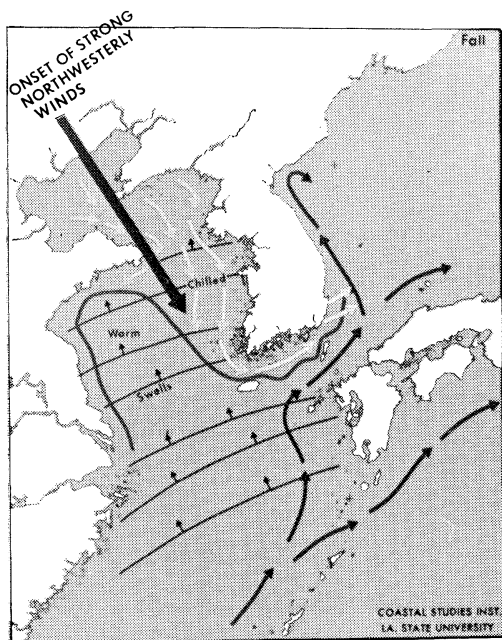


Fig. 3. Schematic picture of the fall-seasonal model of surface circulation.

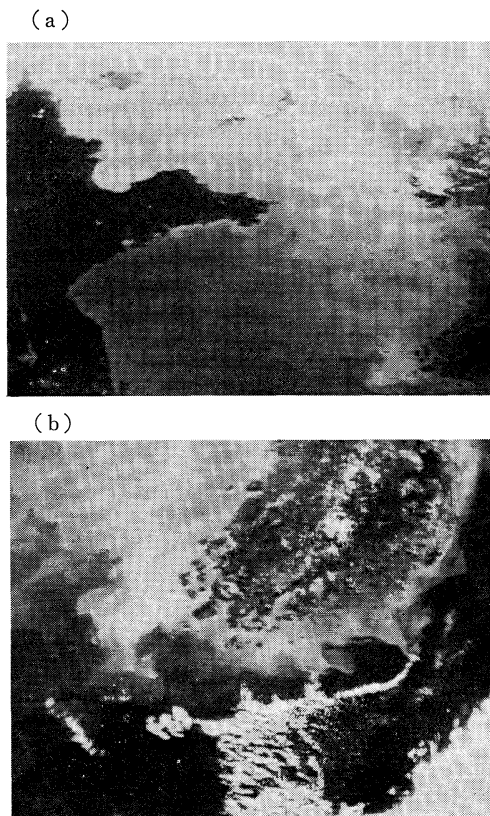


Fig. 4. TIROS-N satellite thermal infrared ($10.5\text{--}11.5\ \mu\text{m}$) imagery. (a) Sea-surface radiation temperature patterns of the Yellow Sea, 30 October 1979. Note warm (dark) region south of the Shantung Peninsula. (b) Temperature patterns of the seas surrounding the Korean Peninsula, 7 November 1979. Note the cold (light-gray) waters flowing around the peninsula.

shallow waters of the northern and eastern Yellow Sea cool most rapidly, but a large region of higher surface temperatures has been observed to remain just south of the Shantung Peninsula in the southwest each year (1979–81) (see Fig. 3 and satellite image in Fig. 4a).

The northerly monsoon winds of fall induce surface drift to the south along the shallows of the Yellow Sea. This seasonal flow along the west coast of Korea is called here the West Korean Coastal Current. Evidence for this current includes historical ship drift data (U. S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE, 1964), sur-

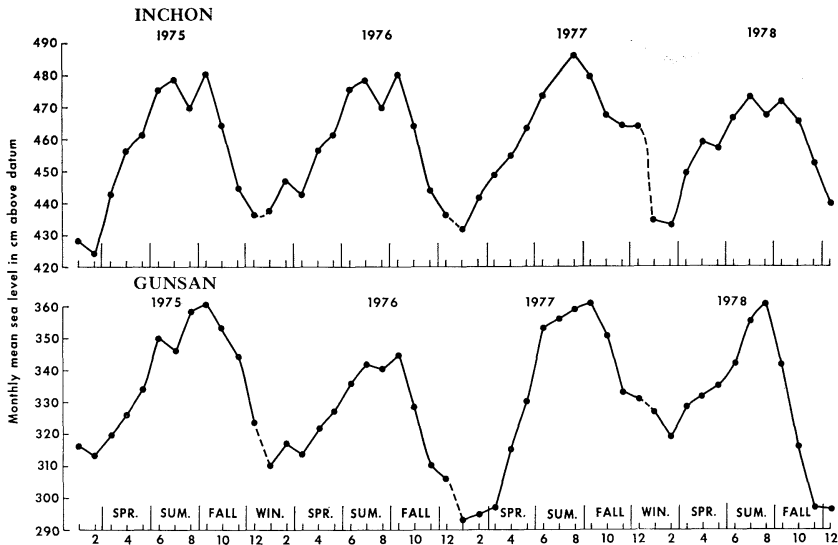


Fig. 5. Multiyear summary of the monthly mean sea level showing changes through the annual cycle of water level setup and setdown, Korean West Coast, Yellow Sea.

face temperature patterns from satellite data (Fig. 4b and others not shown), and sea level changes (Figs. 5 and 6). Setdown of daily mean sea levels along the Korean west coast of up to 0.5 m is seen to occur each fall. This is an order of magnitude more than can be accounted for by barometric or steric effects and is in phase with the northerly component of wind stress. West Korean (Yellow Sea) coastal water, freshened from summer runoff and chilled by cold-air outbreaks of fall, is discharged southward and eastward through the Cheju Strait and Korea Strait into the Sea of Japan.

Setellite data show that the cold West Korean Coastal Current converges with the Tsushima Current waters in the vicinity of Cheju Strait (Figs. 4b and 7). This water bypasses the ambient estuarine and inshore waters of the south coast as it flows eastward through the Korea Strait. Along the convergence with the Tsushima Current, it forms the strong temperature, salinity, and density boundary known as the South Korean Coastal Front (UDA and OHIRA, 1958; GONG, 1970). This front is strongest and most stable in fall and winter, when temperature and salinity gradients coincide. LANDSAT imagery (MSS green band 4, 0.5–0.6 μm , and red band 5, 0.6–0.7 μm)

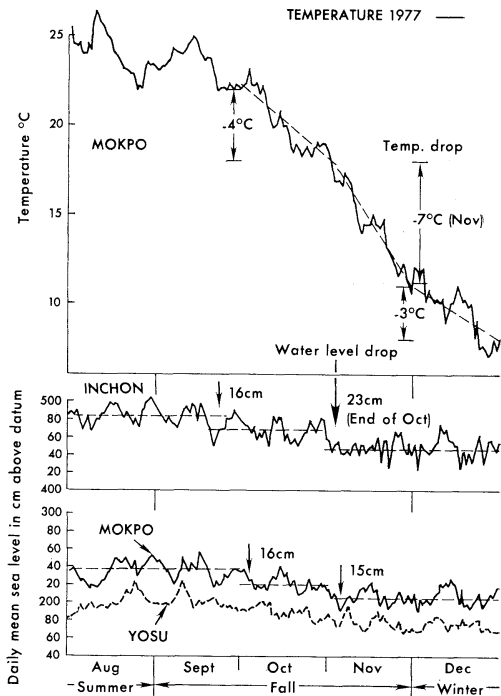


Fig. 6. Response of coastal waters to fall-season onset of the winter monsoons. October setdown of sea level and November cooling, Mokpo, Inchon (west coast), and YosU (south coast), Korea (REPUBLIC OF KOREA HYDROGRAPHIC OFFICE, 1977).

and color aerial photographs examined for fall and winter have shown a streaming of turbid waters around the peninsula from the west coast past the south coast to Pohang on the east coast. At Pohang the turbid coastal waters have been observed by the author to stream offshore into the Sea of Japan.

Physical properties of the Yellow and East China Seas in fall most closely resemble those of the summer, changing toward colder, more saline, and less stratified conditions through air-sea interactions. The East China Sea contains three major water masses: Yellow Sea surface waters, East China Sea shelf waters, and the Kuroshio (KHARCHENKO, 1968). The shelf waters are formed by mixing between the Yellow Sea, Yangtse River, and Kuroshio waters along the outer shelf. The South Korean Coastal Waters, between the Korean south coast and north wall of the Tsushima Current, were reported by GONG (1971) to undergo a large excursion in physical properties in fall. He reported changes in salinity from over 33‰ in August to below 31.5‰ in October, returning to over 32.5‰ in November. A low-salinity belt of 32-33‰ waters occurs along the northern edge of the Tsushima Current and in the South Korean Coastal Waters (LIM, 1976) but disappears in winter. The Korea Strait has three

layers in the west channel: surface, intermediate, and Sea of Japan waters with surface and intermediate layers only in the east channel (LIM and CHANG, 1969; UDA, 1934).

B. Winter Season: December, January and February

The regional circulation of winter is schematically summarized in Fig. 8. Vigorous convective activity is induced in the regional seas by the cold, dry, and strong northerly winds (UDA, 1934). The warm region south of the Shantung Peninsula detected by satellite in fall has disappeared. The north and northwesterly flow of Kuroshio surface waters is opposed by the prevailing winds and seasonally developed baroclinic structure of the region. Strong northerly winds in winter create southward-flowing coastal currents of cold, low-salinity, high-turbidity waters along the China coast as well as the west coast of Korea. Coastal sea levels are at their annual minimum. Sea-surface temperature patterns (Fig. 9) and numerical model results (Y. YUAN, personal communication) indicate that on the China side the coastal current appears to flow southward along the coast, discharging seaward just north of Shanghai. Cold coastal water extends farther south toward Taiwan, presumably the coastal current



Fig. 7. NOAA-6 satellite thermal infrared image of 17 November 1980 showing the belt of cold (low-salinity) water around the Korean Peninsula. It is flowing from the southwest coast through the Cheju and Korea straits into the Sea of Japan.

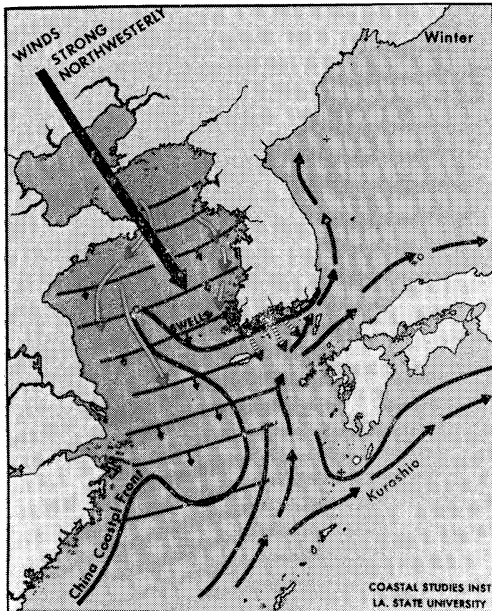


Fig. 8. Schematic picture of the winter-seasonal model of surface circulation.

noted by FAIRBRIDGE (1966) (Figs. 9 and 12). On the Korean side, coastal flow terminates abruptly at the strong thermal front just south of the Huksan-Chedo Island group (west of Mokpo), where it appears to flow westward, possibly recirculating within the eastern Yellow Sea (Fig. 9). The region surrounding this island group is the locus of a semi-permanent cold-water area detected by satellite during the fall, winter, and spring seasons (see Figs. 4a, b, 7, and 9).

A particularly strong winter monsoon winds in 1963 forced a circulation involving a remarkable northward flow of warm water in the east-central Yellow Sea and an extreme southward flow of cold water in the western Yellow and East China Seas. This was observed and modeled by ASAKA and MORIYASU (1966) and reported to be a strengthening of the natural circulation of this region of semi-closed seas with a warm influx on the southeast side (Yellow Sea Warm Current).



Fig. 9. NOAA-6 satellite thermal infrared image of 27 February 1980 showing the northern East China Sea and southern parts of the Yellow and Japan Seas. Surface temperature patterns show oceanic fronts and seaward discharge of China coastal waters, West Korean Coastal Current (light gray, cold temperatures), and a three-branched path of the Tsushima Warm Current in the Sea of Japan. Cloud streets stream southeastward from warm waters toward the Ryukyu Islands.

The NOAA-6 satellite infrared image of 27 February 1980 (Fig. 9) illustrates some of the features commonly observed during this season. Cold surface waters are detected in the shallow areas, particularly along the west coast of Korea and the east coast of China. A warmer zone occurs through the deepest central region of the Yellow Sea, an intrusion or remnant of stored heat from the Yellow Sea Warm Current. A seaward plume of cold waters extends from the coast north of Shanghai to the east and southeast, a feature frequently detected by satellite during winter and spring.

The Tsushima Warm Current waters near Korea intrude landward along the south coast (LIM, 1976). This landward flow of high-salinity water, plus intense evaporation by dry winds, creates the winter annual salinity maximum observed in estuaries (CHANG, 1971) and in coastal waters (GONG, 1971). It has been inferred that in winter the dense South Korean coastal waters sink along the bottom and that warm Tsushima Current waters intrude as landward compensation along this coast (LIM, 1976). The strong thermal front between Cheju-do and Tsushima Islands, formed by the discharge of Yellow Sea water and its offshore convergence with the Tsushima Current in fall, has disappeared in winter. Plumes of cold water extending seaward from the south coast estuaries are commonly detected by satellite during this season.

C. Spring Season: March, April, and May

The spring-season schematic of regional processes is presented in Fig. 10. The increased atmospheric humidity, fog, and dust-storm activity create progressively poorer conditions for making observations with satellite-borne sensors. Figures 11 and 12, however, are good-quality infrared images acquired in early spring, illustrating the conditions inherited from winter. Warmest waters are confined to the Kuroshio core region, which, except for relatively minor intrusions to the northwest, flow through the Ryukyu Islands into the Pacific. Coldest waters occur in the shallow regions roughly outlined by the 100-m isobath (see Figs. 11 and 12 for image and Fig. 1 for bathymetry). Waters of

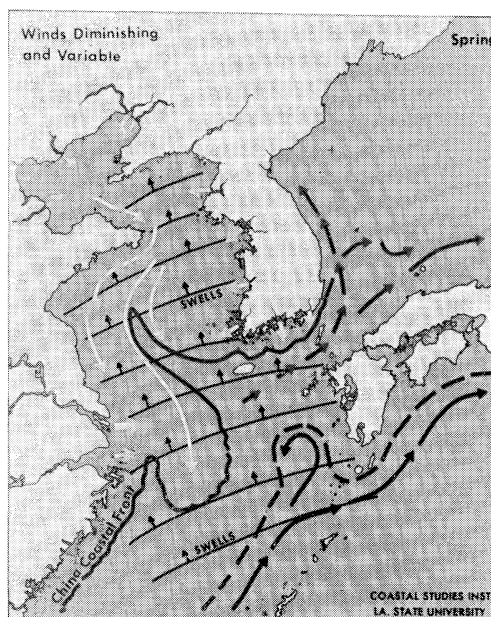


Fig. 10. Schematic picture of the spring-seasonal model of surface circulation.

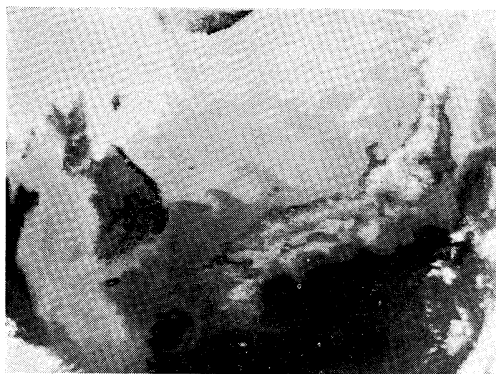


Fig. 11. NOAA-6 satellite thermal infrared image of the northwest Pacific, East China Sea, Korea Strait, and Sea of Japan. Water masses shown include the Kuroshio, northeast East China Sea waters, and cold waters of the East China Sea shelf, Yellow Sea, and Sea of Japan, 23 April 1981.

intermediate temperatures are observed seaward of the 100-m isobath, outside the core of the Kuroshio. These are a mixture of Kuroshio and East China Sea shelf waters formed along the shelf break, which is the major source of the Tsushima Current (HUH, 1982). These



Fig. 12. NOAA-5 satellite thermal infrared image of the Sea of Japan, Yellow Sea, and East China Sea, 8 April 1978.

waters are episodically intruded by plumes of the Kuroshio just west of Kyushu (Fig. 11). The Tsushima Current is at the lowest flow stage of its annual cycle (HIDAKA and SUZUKI, 1950; YI, 1970). Coastal sea levels through the region, set down to lowest levels of the annual cycle in late winter and early spring, now begin a rapid rise, as relaxation of the northerly wind stress, river discharges, and seasonal solar warming progress.

In late spring the Yellow Sea warm current sets up and begins to flow northwestward toward the Gulf of Pohai (UDA, 1966). Transport of the Tsushima Current increases (YI, 1966, 1970). The belt of cold, turbid water of the China Coastal Current still occurs around the Shantung peninsula and along the China coast (HUH, 1973).

The physical properties are initially similar to those of late winter; waters are the coldest, most saline, densest, and least stratified of the annual cycle. Solar warming raises temperatures most rapidly in May. Salinities drop in the shallows as they receive runoff from spring thaw in the highlands. Cold Yellow Sea bottom water stagnates in the deeper areas, moving

south (UDA, 1934). Stratification develops from the increased solar warming, freshwater runoff, and renewed influx of Kuroshio waters northward as transport by Tsushima and Yellow Sea warm currents increases in spring.

D. Summer Season: June, July, and August

The summer-season regional processes are schematically outlined in Fig. 13. After spring thaw, river discharge all along the coastal regions peaks for the second time from the summer monsoon rains. The Kuroshio, Tsushima, and Yellow Sea warm currents distribute relatively saline tropical waters throughout the regions in summer. Low-salinity seawater, generated in coastal regions all season, spread seaward along the northwest edges of the Kuroshio and Tsushima Currents. Along the China Coast, a northward-flowing coastal current is set up by the summer winds. The Yellow Sea warm current flows northward from the Kuroshio, westward past Cheju Island, into the Yellow Sea. Water levels in the Yellow Sea and northern East China Sea reach annual maxima in the summer, presumably from a combination of Yellow Sea warm current inflow,

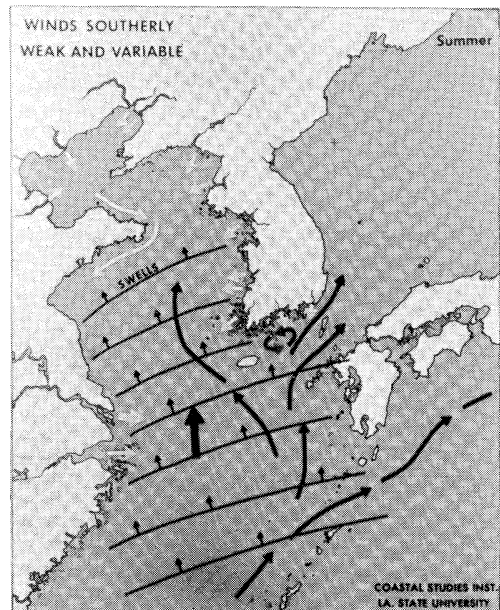


Fig. 13. Schematic picture of the summer-seasonal model of surface circulation.

solar warming, river discharge, and wind setup.

Solar heating and dilution by freshwater runoff markedly alter physical properties of these Yellow and East China Seas. Stratification reaches a maximum as the deeper waters in both basins retain the cold, higher salinity conditions produced in winter. Strong thermoclines are established particularly in the Yellow Sea and south coast regions off Korea. The Korea Strait again has three layers in the west channel — surface, intermediate, and Sea of Japan waters — but surface and intermediate layers only in the east channel (LIM and CHANG, 1969; UDA, 1934).

4. Discussion and Preliminary Conclusions

The regional sea-surface circulation, including major currents, water masses and surface winds, has been illustrated for the four seasons in Figs. 3, 8, 10, and 13. The consequence of this seasonal model of surface circulation on the Korea Strait may now be considered in light of these ideas. Figure 14 shows the annual cycle of current velocity in the west channel of the Korea Strait (YI, 1970; HIDAOKA and SUZUKI, 1950) calculated from dynamic height and sea level tilt data. It also includes some moored current meter measurements acquired in October 1972 and the monthly climatological rainfall figures for the west coast of Korea. The Tsushima Current peaks during the period August–November, later and over a longer period than the known current velocity cycle of the Kuroshio (TAFT, 1972; BLAHA and REED, 1982). YI (1970) notes that the strong late-summer/autumn part of the current cycle has been stable from year to year, while great year-to-year variations occur in the weaker winter/spring part.

The hypothesis is proposed that the annual flow of waters through the Tsushima Strait is modulated as follows:

(a) The winter-season minimum is due to retardation and resistance to the northward flow of the Kuroshio waters by a possible combination of northerly winds, the seasonally developed adverse baroclinic (KATO, 1959), and regional sea level variation (TOBA *et al.*, 1982).

(b) A steric, inverse barometer and wind

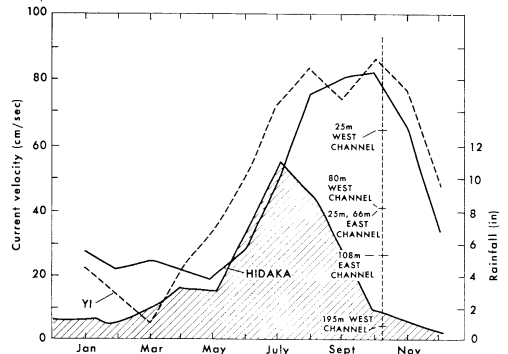


Fig. 14. Monthly mean surface current, west channel of the Korea Strait (from YI, 1970). The cross-hatched curve shows monthly mean rainfall in inches along the west coast of Korea (USAF, 1970). Direct measurements by current meters plotted for October 1972 from three depths in both channels of the strait.

stress setdown of the Yellow Sea surface occurs in winter, producing a sea-surface slope that rises to the south from the Gulf of Pohai to the shelf edge of the East China Sea.

(c) The spring-season relaxation of the winter monsoon conditions results in a progressive north and northwestward flow of Kuroshio/Tsushima waters into the Yellow Sea as the seasonal Yellow Sea warm current.

(d) The peak of flow through the Korea Strait is initiated when Yellow Sea water levels reach a mid-summer maximum, which represents fillup of the basin, and a sea level slope that opposes further influx of Yellow Sea warm current. Note that the peak in rainfall along the west (Yellow Sea) coast of Korea occurs just prior to the sea level maximum (Fig. 5) and current flow maximum (Fig. 14).

(e) The Kuroshio/Tsushima Current waters now (mid-summer) deflected from the Yellow Sea flow wholly through the Korea Strait into the Sea of Japan.

(f) The late-summer maximum of flow, once reached, is augmented and sustained in the fall by a supplementary current, the discharge of eastern Yellow Sea waters around the perimeter of the peninsula by the onset of winter monsoons.

The Kuroshio is thus apparently an annually modulated source of tropical/subtropical waters

throughout the region. It is suggested that the Yellow Sea acts as a buffer, at times receiving waters that would otherwise flow through the Korea Strait and at other times discharging a major contribution through the strait. Such changes in source waters will very significantly affect physical properties and circulation in the Korea Strait and in the western Sea of Japan. The synoptic perspective has also given clues to a previously unrecognized role of the Yellow Sea and intermittent northward branching of the Kuroshio on regional surface circulation.

Acknowledgements

This study was sponsored by the Coastal Sciences Program of the Office of Naval Research, Arlington, Virginia. Special appreciation is extended to colleagues at LSU, in Korea, and in Japan for stimulating discussions on regional processes. Mr. Don DIROSA, Research Assistant in the Remote Sensing and Image Processing Laboratory, LSU, provided the software development and computerized image processing services.

Appendix

Some Limitations on the Oceanographic Use of Satellite Infrared Data

Data from the infrared radiometers of NOAA satellites provide a valuable, logical supplement to conventional oceanographic measurements (research vessel, ship of opportunity, ocean buoy, etc.) by adding an essential spatial and temporal extension of measurements. Rigorous interpretation of these data is yet in its infancy, but simple methods of water mass tracing, identification of hydrodynamic features, plus use of indirect corroborating data (water levels, coastal observations, etc.) and models provide for a solid beginning. It is only usable, however, when imagery is available in digital format, so that it can be temperature calibrated, scaled, mapped to standard projections, profiled, merged with other data types, and subjected to various statistical analyses (HUH *et al.*, 1978, 1981; HALLIWELL and MOOERS, 1979; HUH and DIROSA, 1981).

There are certain inherent deficiencies in the use of satellite infrared radiometric data for

oceanography. Principal ones are skin depth (only 0.1 mm) penetration into the sea, loss of temperature gradients in data under high levels of warm atmospheric water vapor (HSU *et al.*, 1978), frequent interruption of time series data by cloud cover, and only indirect ties of temperature patterns to ocean dynamics. Winter monsoon conditions minimize these problems, however, deeply mixing surface waters, horizontally differentiating water masses according to heat content, and creating frequent clear-sky conditions that yield high-quality data. Absolute values of satellite-measured sea-surface temperatures are lower than in situ measurements because of atmospheric attenuation, formation of a cold skin, and near-surface temperature gradients. Water vapor and other triatomic molecules attenuate the infrared radiation from the sea surface. Under low wind speeds a thin, cold surface layer forms, emitting infrared energy at an intensity lower than that of the bulk surface water temperature measured from bucket samples at least a few centimeters below the sea surface. Near-surface temperature gradients result in bucket or ship injection temperatures that are warmer or colder than the "skin" temperature measured by satellites. Ship, buoy, and satellite data obtained over the last five years from the Gulf of Mexico, Norwegian Sea, and Korea Strait have shown that under cold, dry conditions, when the atmosphere contains 1 cm or less of total precipitable water, satellite measurements (10-12 μm infrared band) have an offset of approximately -2°C from surface measurements. During summer monsoons two conditions render this approach useless: (1) formation of nearly isothermal sun-warmed sea surface layer and (2) introduction of high levels of warm atmospheric moisture (clouds and clear-sky water vapor), which reduce atmospheric transmittance of sea-surface radiation. Winter monsoons make this one of the best regions in the world for oceanographic use of satellite infrared data.

Although these seas are among the most extensively sampled in the world, many problems remain owing to the inherent limitations of the sampling methods previously available. For each fall-winter-spring-season cruise, all clear-

sky satellite imagery should be accessed and used in the analysis and interpretation of costly ship data. In this manner oceanographic processes of much practical importance such as upwelling, mesoscale eddies, and frontal movements will not be missed or incorrectly identified. The significant year-to-year variability of the oceanic conditions in this region promises a continuing challenge in studies of mesoscale processes.

References

- ASAKA, O. and S. MORIYASU (1966): On the circulation in the East China Sea and Yellow Sea in winter (preliminary report). *Oceanogr. Mag.*, **18**, 73-81.
- BLAHA, J. and R. REED (1982): Fluctuations of sea level in the western North Pacific and inferred flow of the Kuroshio. *Jour. Phys. Oceanogr.*, **12**, 669-678.
- CHANG, S.-D. (1971): Oceanographic studies in Chinju Bay. *Bull. Pusan Fisher. Coll. (Nat. Sci.)*, **11**(7), 4-43.
- DIROSA, D. and O.K. HUH (1980): The LSU data calibration program for the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) of TIROS-N/NOAA environmental satellite. Unpublished manuscript.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1966): East China Sea. *In* The Encyclopedia of Oceanography (ed. R. W. FAIRBRIDGE). van Nostrand Reinhold Co., New York, 1021 pp.
- GARWOOD, R. W., R. W. FETT, K. M. RABE and H. W. BRANDLI (1981): Ocean frontal formation due to shallow water cooling effects as observed by satellite and simulated by a numerical model. *Jour. Geophys. Res.*, **86**(C11), 11000-11012.
- GONG, Y. (1971): A study on the South Korean coastal front. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **6**, 25-36.
- GUAN, B.-X. (1980): Some results from the study of the variation of the Kuroshio in the East China Sea. The Kuroshio IV — Proc. 4th Symp. Coop. Study Kuroshio Adj. Reg., 879-911.
- HALLIWELL, G.R., Jr. and C.N.K. MOOERS (1979): The space-time structure and variability of the shelf water-slope water and Gulf Stream surface temperature fronts and associated warm core eddies. *J. Geophys. Res.*, **84**(C12), 7707-7726.
- HENRY, W.K. and A.H. THOMPSON (1978): On "return flow" in winter over the East China Sea. *Monthly Weather Rev.*, **106**, 947-953.
- HIDAKA, K. and T. SUZUKI (1950): Secular variation of the Tsushima Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **16**, 28-31.
- HSU, S. A., L. J. ROUSE, Jr. and O. K. HUH (1978): Comparison of onshore and offshore radiosounding and the correction of sea-surface temperature from satellite infrared measurements. Preprints vol., 4th Symp. Meteorol. Obs. Instrument., Denver, Colorado (Am. Meteorol. Soc.).
- HUH, O.K. (1973): Coastal oceanographic use of the U.S. Air Force Data Acquisition and processing Program (DAPP). U.S. Naval Oceanogr. Office, Provisional Tech. Rept. TR 241, 13 illustrations, 11 pp.
- HUH, O. K. (1982): Spring season flow of the Tsushima Current and its separation from the Kuroshio: Satellite evidence. *Jour. Geophys. Res.* (in press)
- HUH, O.K. and D. DIROSA (1981): Analysis and interpretation of a TIROS-N AVHRR infrared image, western Gulf of Mexico. *Remote Sensing of Environment*.
- HUH, O.K., WM. J. WISEMAN, Jr. and L.J. ROUSE, Jr. (1978): Winter cycle of sea-surface thermal patterns, northeastern Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, **83**(C9), 4523-4529.
- HUH, O.K., WM. J. WISEMAN, Jr. and L.J. ROUSE, Jr. (1981): Intrusion of Loop Current waters onto the West Florida continental shelf. *J. Geophys. Res.*, **86**(C5), 4186-4192.
- JAPANESE NATIONAL COMMITTEE FOR GARP (1977a): Collected scientific papers of the AMTEX, No. 1 (ed. Y. MITSUTA). Kyoto, Japan. 298 pp.
- JAPANESE NATIONAL COMMITTEE FOR GARP (1977b): Collected scientific papers of the AMTEX, No. 2 (ed. Y. MITSUTA). Kyoto, Japan. 270 pp.
- JAPANESE NATIONAL COMMITTEE FOR GARP (1978): Collected scientific papers of the AMTEX, No. 3 (ed. Y. MITSUTA). Kyoto, Japan. 181 pp.
- JAPANESE NATIONAL COMMITTEE FOR GARP (1979): Collected scientific papers of the AMTEX, No. 4 (ed. Y. MITSUTA). Kyoto, Japan. 249 pp.
- KATO, T. (1959): Oceanographic conditions in the East China Sea in winters. *Jour. Meteorol. Res.*, **11**, 743-751.
- KIDWELL, K. B. (1979): NOAA polar orbiting data (TIROS-N) users guide, preliminary version. Sat. Data Services Div., Nat. Climatic Center, Washington, D.C., 141 pp.
- KHARCHENKO, A. M. (1968): Currents and water masses in the East China Sea. *Okeanolog.*

- Akad. Nauk, SSSR, 8, 28-36.
- KIKUCHI, S. (1959): Researches on the sea surface temperatures of the East China Sea (1st report). *Jour. Meteorol. Res.*, **11**, 169-183.
- LIM, D.B. (1976): Movement of the waters off the south coast of Korea. *Korean Oceanogr. Soc.* (Seoul) *Jour.*, **11**, 77-88.
- LIM, D.B. and S.-D. CHANG (1969): On the cold water mass in the Korea Strait. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **4**, 71-82.
- MURAKAMI, T. (1979): Winter monsoonal surges of East and Southeast Asia. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **57**, 134-158.
- NESTOR, M.J.R. (1977): The environment of South Korea and adjacent sea areas. *Naval Environ. Predic. Res. Facility, Tech. Rept.* 77-03, 284 pp.
- PALMEN, J. and C. W. NEWTON (1969): Atmospheric circulation systems. Academic Press, New York and London, 603 pp.
- REPUBLIC OF KOREA HYDROGRAPHIC OFFICE (1977): Technical Reports, Publ. No. 1101, 250 pp.
- SAWARA, T. and Y. HANAZAWA (1979): Distribution of water type in the East China Sea. *Umi to Sora*, **54**(4), 13-26.
- TAFT, B.A. (1972): Characteristics of the flow of the Kuroshio south of Japan. *In* Kuroshio, Physical aspects of the Japan Current (ed. H. STOMMEL and K. YOSHIDA). Univ. Washington Press, Seattle, 517 pp.
- TOBA, Y., K. TOMIZAWA, Y. KURASAWA and K. HANAWA (1982): Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current System with its possible cause. *La mer*, **20**, 41-51.
- UDA, M. (1934): Hydrographic studies based on simultaneous oceanographic survey made in the Japan Sea. *Rec. Oceanogr. Works in Japan*, **6**, 19-109.
- UDA, M. (1966): Yellow Sea. *In* The Encyclopedia of Oceanography (ed. R. W. FAIRBRIDGE). van Nostrand Reinhold Co., New York, 1021 pp.
- UDA, M. and K. OHIRA (1958): Oceanographic structure of current-rip fishing ground in the East China Sea. *Report of Tsushima Warm Current Areas, Fisheries Investigations* **1**, 535-539.
- U.S. AIR FORCE (1964): Terminal forecast manual. Det. 18, 20th Weather Squadron, Seoul, Republic of Korea. 176 pp.
- U.S. AIR FORCE (1970): Climatology for the Western Pacific area. Prepared by Environ. Serv., HQ. 1st Weather Wing.
- U. S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE (1964): Ocean currents in the vicinity of the Japanese Islands and China coast. Pub. No. 237, Washington, D. C., 14 pp.
- WYRTKI, K. (1961): Physical oceanography of the southeast Asian waters. *NAGA Report*, Vol. 2, Scripps Inst. Oceanogr., 195 pp.
- YI, S.-U. (1966): Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **1**, 7-13.
- YI, S.-U. (1970): Variations of oceanic condition and mean sea level in the Korea Strait. *In* The Kuroshio (ed. J. MARR). East-West Center Press, Univ. Hawaii., 125-142.

人工衛星観測と黄海・東シナ海・朝鮮海峡の 表層循環の季節変化

Oscar K. HUH

要旨: 冬の北東アジアの季節風は、表層循環に大きな変化をもたらす。海面から大量の熱を奪い、鉛直混合を強め、水塊の境目で表面水温のちがいを大きくする。このようにしてできた水温前線とその形の変化は、雲のない冬の大气を通して人工衛星から観察される。表層循環の季節変化は、近年の衛星観測や大气についての気候学的データおよび海と大气のいろいろな過程についての知識を使って組み立てられる。黒潮は、はっきりした季節変化を示す対馬海流の源である。黄海は、ある時には（もし黄海がなかったとしたら朝鮮海峡に流れこんでしまったであろう）海水を受け入れ、別の時には、朝鮮海峡に海水を供給して、いわば緩衝器として働いている。

白浜海洋観測塔周辺の水位変動*

中村重久**, 吉岡 洋**, 芹沢重厚**

A Note on Sea-Level Variations at and around Shirahama Oceanographic Tower*

Shigehisa NAKAMURA**, Hiroshi YOSHIOKA** and Shigeatsu SERIZAWA**

Abstract: Sea-level variations at and around Shirahama, the western coast of Kii Peninsula, were studied using the observed data and some old documents. First of all, tsunamis, storm surges, swells and wind waves were analyzed as a problem on statistics of extreme values. Secondly, sea-level variations with a period of about 40 min were discussed in relation to seiches in Tanabe Bay and oscillations on the shelf connected to the bay. Lastly, a possibility was shown of sea-level variations on the coast induced by an effect of offshore currents.

1. 緒 言

紀伊半島西岸，田辺湾内にある白浜海洋観測塔を中心とした水域の水位変動には，規則的な天文潮のほかに，台風による高潮，海底地震による津波，海上の強風によるうねりや風浪，静振や陸棚振動などが考えられる。この種の水位変動には，原因がなお明確ではないものもある。

これまでの観測塔を利用した観測研究の課題は，大別して(a)高潮・津波の予測，(b)強風時の波浪の予知，(c)田辺湾における海水流動(海況変動の予測)，(d)紀伊水道の海水交流(気候変動の予測)，そして(e)白良浜の海浜過程(海浜変形の予測)である。これらの課題に対して数多くの研究成果が発表されている(たとえば，京都大学防災研究所30年史を参照)。

ここでは，さしあたり，(1)高潮・津波および波浪に関連して，白浜海洋観測塔およびその周辺

海域での水位変動をとりあげ，とくに海岸域の災害に関連した要因としての極値の統計的特性を明らかにするとともに，(2)現在まで十分検討されることのなかった水位変動で，田辺湾の静振あるいは田辺湾につながる陸棚のスケールとみられる水位変動の特性をとらえ，これの気象擾乱や黒潮変動との対応を検討する。(3)さらに，紀伊水道周辺水域の数値モデルによって沖合流速変動による沿岸水位変動の可能性を示す。

白浜海洋観測塔は昭和35年速水頌一郎(当時京大理学部)の提唱によって設置されたが，これにさきだって速水は海洋国際会議出席のための米国を訪れた折，カリフォルニア州サンディエゴ沖の米国海軍の海洋観測塔を見学した。つとに，海中の固定点での観測の必要性を認識していた速水は，これを機会に，わが国最初の海洋観測塔を白浜(和歌山県)に設置することにした。その後20有余年を経過した現在，観測塔の意義を省りみると同時に，今後の観測研究のあり方を検討する上からみても，あらためて観測塔周辺における諸現象の特性についてとりまとめておく必要があると感じられる。

* 1982年3月10日受理 Received March 10, 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, Disaster
Prevention Research Institute, Kyoto University,
Katada-Hatasaki, Shirahama, Wakayama, 649-23
Japan

2. 白浜海洋観測塔周辺の海象と地形条件

観測塔は紀伊半島南西部，和歌山県白浜町にあり，Fig. 1 にみるように田辺湾の湾口付近に位置している。田辺湾内の海底地形は複雑であり，多数の入江がある。湾口は西に開いて，陸棚につながっている。観測塔は水深約 5 m (距岸距離約 500 m) に設置されている。田辺湾内の水温や塩分の変動は，外洋水と沿岸水との接触により形成されたフロントの動きにもよって生ずるものであるが，これは，観測塔による観測ではじめてとらえられたものである(国司ら，1971)。このフロントの動きにもなる水温変動は，周辺海域の気象条件に強く影響をうけているようである(吉岡ら，1977)。ただ，冬期にみられる周期約 14 日の観測塔の水温変動は，周辺海域の水位変動ともよく対応している(吉岡，1981)。

3. 水位変動の統計的特性

白浜周辺でみられる水位変動には，いろいろの周期のものが考えられ，また，その原因には，いろいろのものが考えられる。ここでは，大きく分類して，(1) 津波，(2) 高潮に関連した高極潮位および潮位偏差，(3) うねりと風波，(4) 静振と陸棚振動を考える。

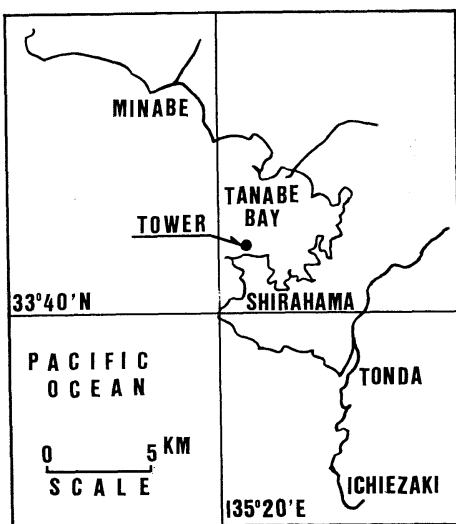


Fig. 1. Coastline and geography around Shirahama Oceanographic Tower.

3.1. 津波

白浜周辺における津波の記録は，史料のかたちで残されているが，観測塔で過去 20 年間に記録された顕著な津波の例はない。ここでは 1606-1981 年の津波を対象とすることとした。この場合，とくに顕著な津波についてはたとえ古い時代でもかなり高い信頼度と精度で記録が残されているということと，多くの小さい津波は記述されなかった可能性が高く，その信頼性も低いことに留意した。

ここで考える対象地域として，比較的資料の揃っている白浜および田辺地区を考えた。その地域の沿岸でのそれぞれの津波について，高さの最も大きいものを検討の対象とした。その結果，南海道沖の地震による津波のうち 1707 年の津波の高さ約 14 m が既往の記録で最も大きいことがわかった。Fig. 2 には，白浜周辺の津波の高さの超過頻度を示した。Fig. 2 からわかるように，1707 年の津波について大きかったのは 1854 年の津波であり，1946 年の南海道沖地震による津波は史上第 3 位であった。ちなみに，1944 年の東南海沖地震時

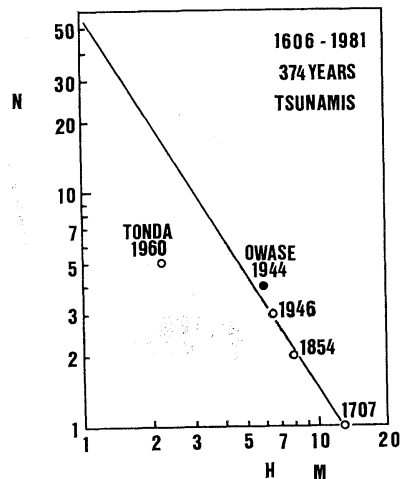


Fig. 2. Tsunami at and around Shirahama—tsunami height during 374 years from 1606 to 1981 and its exceedance frequency at a tsunami height. Open circle, tsunami height at or around Shirahama; solid circle, tsunami height at Owase; and the line, a relation between the significant tsunami height and its occurrence as exceedance frequency.

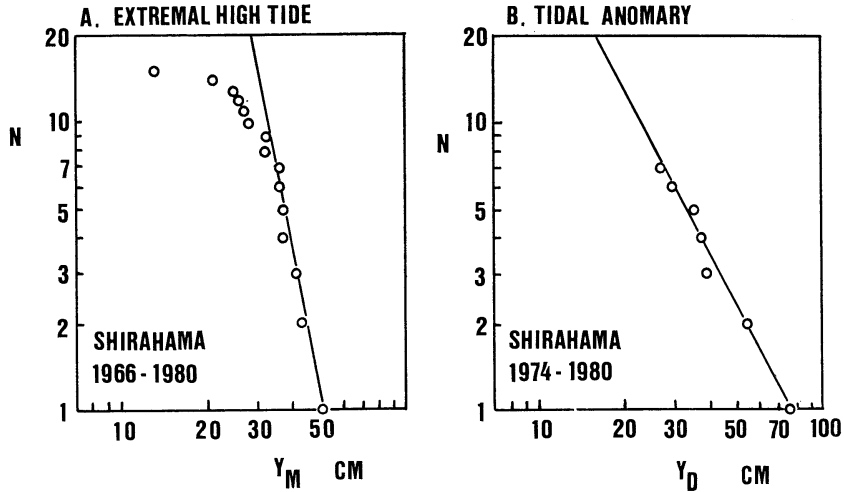


Fig. 3. Annual highest tide level and tidal anomaly at Shirahama. (A) Annual highest tide level Y_M (cm above T.P. +84.8cm) during 1966-1980. (B) Annual maximum of tidal anomaly Y_D (cm) during 1974-1980.

の尾鷲の津波の高さを Fig. 2 で黒丸で示した。Fig. 2 の直線は 1707, 1854, 1946 年の津波の高さの超過頻度を特徴づけるものである。これからみて、過去 374 年間の資料にもとづくかぎり、津波の高さが約 7 m 以上となった津波の頻度、すなわち、津波の高さ約 7 m の超過頻度は 3 回ということになる。このような超過頻度は津波対策を検討するにあたって有益であると考えられる (NAKAMURA, 1978, 1980)。

3.2. 高極潮位と潮位偏差

高潮に関連した量として、高極潮位と潮位偏差とが考えられる。観測塔に隣接した気象庁所管の検潮所の記録によれば、1966-1980 年の月高極潮位 Y_M (cm) の超過発生頻度 N は Fig. 3A のようになる。とくに、この高極潮位の大きい方から数えて 7 点に着目し、その傾向をひとつの直線で示した。

ところで、潮位偏差最大値は月高極潮位時に一致してあらわれるとは限らない。この潮位偏差は主として気圧や海上風などの気象擾乱によるものと考えられる。潮位偏差月最大値 Y_D (cm) の超過発生頻度 N を 1974-1980 年についてみると Fig. 3B のようになる。ここに、 Y_D の大きい値に対する N の関係は、図中の直線で特徴づけることがで

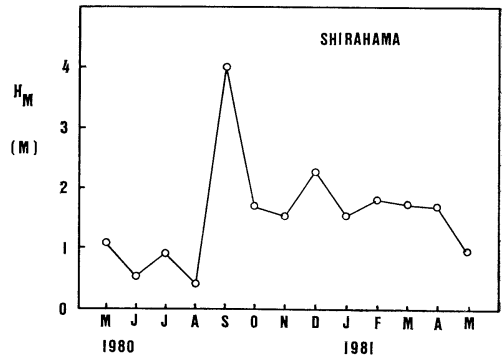


Fig. 4. Annual variations of monthly maximum of H_{max} (m) at Shirahama Oceanographic Tower from May 1980 to May 1981.

きるであろう。

3.3. 波 浪

観測塔の 1980 年 5 月～1981 年 5 月における月最大波高を図示すると Fig. 4 のようになる。1980 年 9 月の最大波高約 4 m は台風が付近の海上を通過したことによるものである。この期間の記録からみて 5-8 月は最大波高も 1 m をこえない。このような最大波高に対応した波の周期をみると、11-3 月の冬季強風時には 5-6 sec を周期とする風浪がみられるが、それ以外の時期には周期 12-14 sec のうねりが顕著であった。いずれにしても、

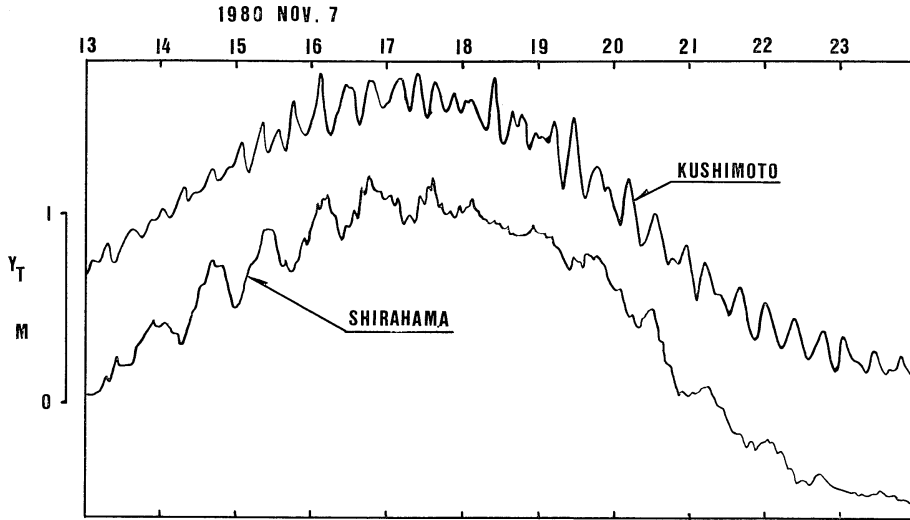


Fig. 5. Observed tide levels at Shirahama and Kushimoto on 7 November 1980.

Fig. 1 をみるとわかるように、観測塔は田辺湾内の湾口付近にあって、そこに到達する冬季 WNW-NW から風波はまっすぐに進入するのに対して、台風期に南からのうねりは白浜西方を迂回し、回折波として記録されるため、波向はうねりも風波もほとんど同じ波向としてしかとらえられないようである。

3.4. 静振と陸棚振動

観測塔では、従来、約 40 min を周期とする水位変動がとらえられている。これは気象庁の白浜検潮所においても記録されている。この種の水位変動についての解析もすでに試みられ(宮川, 1967), 国司・今里もこれと田辺湾の静振あるいは陸棚振動との関連を指摘していた(個人的情報)。この特性の詳細については別に検討することとし、その典型的な記録例を Fig. 5 に示した。Fig. 5 の下の曲線は 1980 年 11 月 2 日の観測塔の記録である。このとき、串本でも周期 15-20 min の顕著な水位変動がとらえられている。ふつう、この種の現象は湾内水の静振としてとらえられる例が多い。田辺湾の長さのスケールを $L \sim 6$ km ととり、湾内平均水深として $h \sim 10$ m ととると、Merian の公式 $T = 4L / \sqrt{gh}$ によって、田辺湾内の水位変動の固有周期として $T \sim 40$ min となる。これは Fig. 5 の例の白浜における約 40 min 周期

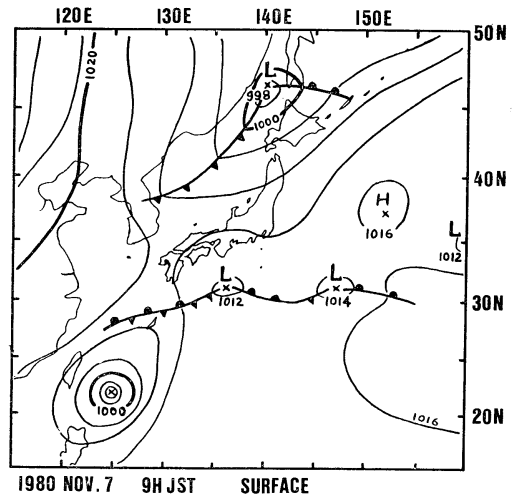


Fig. 6. Surface synoptic weather chart at 9 o'clock (JST) on 7 November 1980 (taken from the Far East Weather Charts).

の水位変動に対応づけることができそうにみえる。他方、田辺湾につながる陸棚のスケールとして、 $h = 90$ m で $L = 18$ km をとることになると $T = 40$ min となりうるから、約 40 min を周期とする水位変動は陸棚振動とも考えることができそうである。

周期約 40 min のこの現象は、観測塔設置以来認められてきたが、最近では、1980 年 3 月 3 日、

11月7日と1981年2月20日の3例がとくに顕著であった。この種の現象の原因は一般に気象擾乱と関連づけられる例が多い。この場合、気象擾乱が海面を通して陸棚振動に供給するエネルギーと比較すれば、はるかに小さいエネルギーで小湾での水位変動を誘起する可能性は高いとみてよいであろう。ちなみに、1980年11月7日の地上天気図をみると日本海北部と本州南海上とに低気圧があり、紀伊半島周辺は風が弱く、気圧の変動も顕著ではないようである (cf. Fig. 6)。1980年3月3日と1981年2月20日の例でも同様な気象条件であった。冬期季節風が強かった時に周期40 minの水位変動がかならずしも大きくないことにも注目しておきたい。Fig. 7には、1980年に白浜におけ

る周期約40 minの水位変動の月発生頻度を示した。これによると、3月がとくに頻度が高いことがわかるが、これは、水位変動の振幅が3月にとくに大きいというわけではない。

上述の最近の顕著な3例はいずれも月齢からみて朔又は望かそれと1日相前後していた。ここで、1980年の1年間について、周期約40 minの水位変動があらわれた日の月齢をしらべて、その出現頻度の統計をとると、Fig. 8 のようになる。これからみると、月齢が0の新月時か、月齢15日の満月時頃に、水位変動が出現しやすいことがわかる。この力学的因果関係については別にあらためて検討する必要がありそうである。

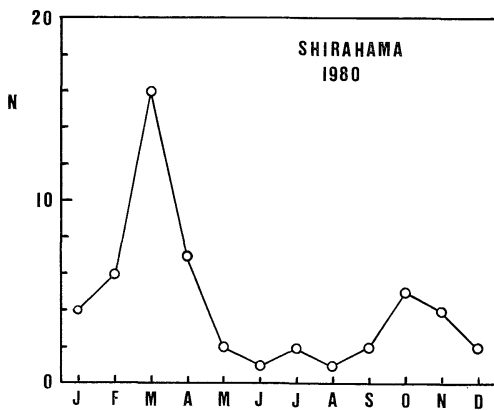


Fig. 7. Monthly occurrence of sea-level variations with a period of about 40 min at Shirahama (1980).

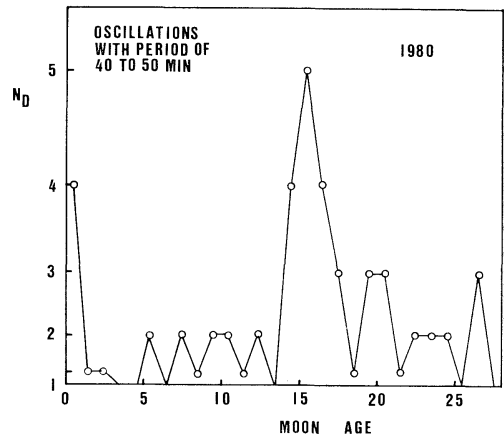


Fig. 8. Relation between moon age and sea-level variations with a period of about 40 min at Shirahama (1980).

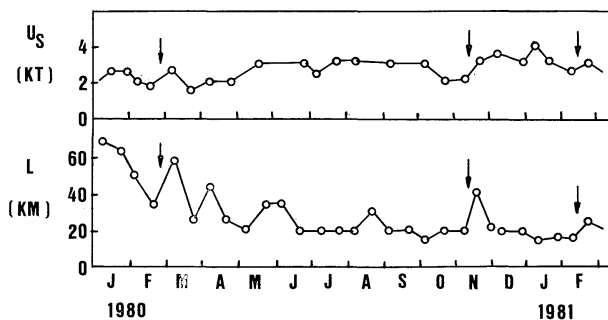


Fig. 9. Evolution of Kuroshio at the south of Shionomisaki. Distance L (km) from Shionomisaki to the axis of Kuroshio with current velocity u_s (kt) for time duration from January 1980 to February 1981.

ここで、立場をかえて潮岬沖合における黒潮の挙動に目を向けてみる。潮岬南方の黒潮流軸の距岸距離 L (km) および黒潮流軸の流速 u_s (kt) を、海上保安庁水路部発行の海洋速報（大体1カ月に2回の割で発行されている）によって、1980年1月～1981年2月についてみると、Fig. 9のようになっている。この期間でとくに白浜において周期約40minの水位変動が顕著であった1980年3月3日および11月7日の頃に対応して、黒潮流軸の挙動をみると、潮岬の沖合でそれぞれ35kmから60kmへ、20kmから40kmへと流軸の移動がみられ、かつ、流軸の流速もそれぞれ2ktから3ktへと速くなっている。この黒潮流軸の変動の詳細については、これ以上のことは現在のところ議論できないが、対応づけがかなり容易な点を注目しておくだけのことはあろう。

4. 沖合流速変動に対する沿岸水位の対応

田辺湾内の観測塔における水位変動の記録について上述のような結果をみると、沖合での流速変

動が沿岸水位変動に寄与している可能性は高いと考えざるを得ない。日高(1938)は潮流がひきおこす周期的強制振動流を理論的に研究したが、その時、水面は上下に変動しないものとして理論を展開した。また、地形性の波に関連したバロトロピックの理論では rigid lid の条件を考える例も多いようであるが、実際の現象では、流れの変動は水位変動に対応していると考えべきであろう。

ここで、白浜における水位変動が黒潮流軸の変動によって生ずる可能性を数値モデルによって検討することを考えた。この数値モデルでは、中村(1980)が津波の数値モデルに用いてきた有限差分法による計算プログラムを利用した。すなわち、均質な海水を考え、Fig. 10のように紀伊水道と大阪湾を含む海域を対象とした。はじめに、黒潮は対象領域外にあり、Fig. 10で考える領域の流れや水位に影響を及ぼしていないものとし、時刻 $t=0$ に黒潮流軸が北に偏り Fig. 10の ABCD で囲まれる長方形領域に入り、西から東へ向かう 1 m/s の流れがそこにあらわれた場合を考えた。数値モ

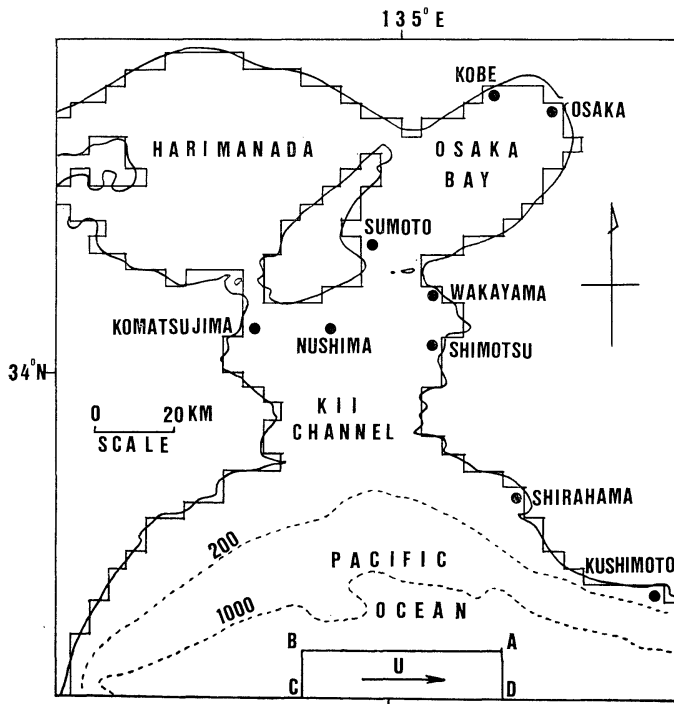


Fig. 10. Area of a numerical model for response of coastal water to offshore currents.

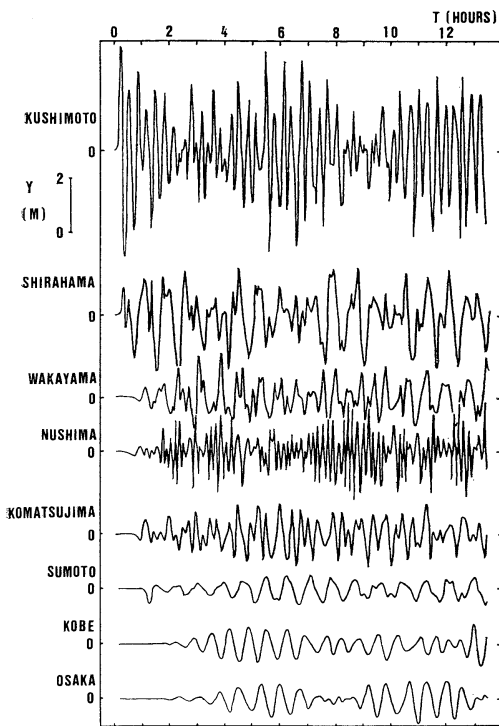


Fig. 11. Numerical example of response of coastal water to offshore currents.

デルでは、一様な格子網をえらび、格子間隔は東西方向、南北方向いずれも $\Delta s = \Delta x = \Delta y = 4540$ m とした。このため、数値モデルとでは田辺湾周辺の海底地形や海岸線の細部は考慮されていないことになる。数値計算にあたって Neumann の安定条件を考慮して、時間ステップは $\Delta t = 14.22$ sec とした。数値計算の結果は、Fig. 11 のようになり、黒潮に対応づけできると考えられる沖合流速変動に対して、白浜に対応する数値モデルの格子点では、約 40 min を周期とする水位変動もあらわれているようにみえる。このとき、Fig. 11 にみるように、串本では 15-20 min を周期とする水位変動が誘起されており、このような水位変動は Fig. 5 の例のような検潮記録にあらわれた実際の水位変動に対応する特性をもっているとみることもできそうである。また、このとき大阪湾内では、串本や白浜に比較して小振幅ではあるけれども、大阪湾の固有振動周期に近い周期性の強い水位変

動が誘起されていることがわかる（中村・ルーミス, 1980）。このような計算結果から、紀伊水道周辺水域の水位変動があらわれた場合、その原因として沖合における流速変動が十分考えられる。数値モデルでは黒潮流軸が潮岬に接近するような例を考えたが、Fig. 6 の例は黒潮流軸が潮岬南方で沖合に出る場合であった。このような違いは力学的にインパクトの符号の違いとして理解できそうである。Fig. 11 には、とくに現象論的特徴がとらえられるような計算結果のみを示したが、その力学的機構を明らかにするには、単に数値モデルによるだけではなく、新しい手法や新しい見地にたった観測など、さらにいろいろの面からの検討を加える必要がある。

5. 結 言

以上を要するに、白浜海洋観測塔周辺水域の水位変動の特性について述べた。まず、(1) 極値の統計として、津波、高極潮位および潮位偏差、波浪の特性を検討し、ついで (2) 田辺湾内で観測される周期約 40 min の水位変動を田辺湾の静振あるいは陸棚振動としてとらえることを試みた。さらに、(3) 数値モデルによって、沖合流速変動が沿岸水位の変動に影響を及ぼす可能性の高いことを示した。なお、残された問題も多いが、これについては、今後さらに検討を加えたいと考えている。

謝 辞

本研究をすすめるにあたり、京都大学白浜海象観測所長土屋義人教授および京都大学理学部国司秀明教授の示唆を得た。また、本研究に関連して、海上保安庁水路部、気象庁、神戸海洋气象台、和歌山地方气象台、串本測候所、白浜空港気象通報所、和歌山県水産試験場、その他の多数の資料を利用した。なお、資料の収集・整理には片山富晴君の助力を得た。ここに記して感謝の意を表す。なお、数値計算にあたって京都大学大型計算機センターの FACOM M-200 および京都大学防災研究所災害科学資料センターの FACOM M-140 を利用した。

文 献

- 日高孝次 (1938): 潮流によって誘発される湾内水の水平振動. 海と空, **18**, 366-376.
- 国司秀明・吉岡 洋・鈴木 徹 (1971): 紀伊水道の海況変動について. 京都大学防災研究所年報, No. 14B, 511-518.
- 宮川 亮 (1967): 田辺湾における長周期振動の研究. 京都大学理学部地球物理学専攻卒業研究 (未公表).
- NAKAMURA, S. (1978): A concept of tsunami economics. *Marine Geodesy*, **1**, 361-373.
- 中村重久 (1980): 大阪湾・紀伊水道の津波の数値モデル. うみ, **19**, 105-110.
- NAKAMURA, S. (1981): On local probability of invasive tsunami. *Marine Geodesy*, **5**, 265-272.
- 中村重久・H. G. ルーミス (1980): 大阪湾の固有振動と高潮・津波との関係 (1). うみ, **18**, 69-75.
- 吉岡 洋 (1971): 冬期紀伊水道に発生する oceanic front について. 海と空, **46**, 31-44.
- 吉岡 洋 (1981): 紀伊水道の長周期海況変動. 1981年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, p. 15-16.
- 吉岡 洋・中島暢太郎・国司秀明 (1977): 紀伊水道の oceanic front の変動—フェリーボートによる長期間の水温観測から—. 京都大学防災研究所年報, No. 20B-2, 513-527.

隆起する海岸におけるトンボロの成長*

羽島正紘**, 溝口裕***

Growth of Tombolo at an Upheaved Island*

Masahiro HASHIMA** and Yutaka MIZOGUCHI***

Abstract: This work is concerned with the growth of a tombolo at the upheaved beach of a volcanic island Iwo-Jima. When we observe an air photograph of the tombolo, many streaked patterns are visible. The size distribution of sand grains at this tombolo was measured. The median size of sand grains varies with distance along the tombolo, and is related with the streaked pattern. It is shown that the tombolo has grown annually with an exponential curve. The source of sand supply of this tombolo is determined in relation to the upheaved values of the mainland.

1. はじめに

小島などの背後に成長するトンボロには、トンボロの発生する海岸線の両側がけずられて、その両部分の砂が沖側の岩または小島の背後に伸びてゆく場合と、岩または小島の沖側の海底砂が輸送されてトンボロが成長する場合とがある。すなわち砂の補給源として、沖の海底砂と、海岸線の部分の砂であるとの二説(豊島・定道1974)がある。ここでは隆起する島の海岸にトンボロの発生した例をとりあげ、砂の補給源について若干の考察を行う。

硫黄島は東京から南へ 1,250 km の距離にある火山島であって、北東~南西 8.3 km, 最大幅 4.5 km で、標高 161 m の摺鉢山をかなめとする扇形の平坦な台地(標高 100~110 m)の島であって、河川はもちろん湧水も全くない。Fig. 1 に示すように硫黄島は東、西、南および北海岸にわかれており、北および南海岸の一部は磯浜で、他はすべ

て砂浜海岸である。東海岸はところどころ汀線に溶岸が露出しているが、時期によって砂に埋れる。西海岸において、1945年当時の汀線から沖側約

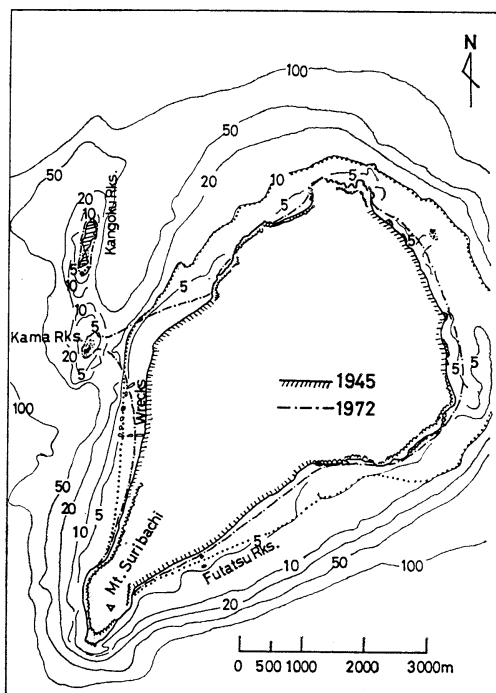


Fig. 1. Variation of the shoreline of Iwo-Jima. Water depth in meters.

* 1982年4月1日受理 Received April 1, 1982

** 防衛医科大学校物理学教室, 〒359 所沢市並木3-2
Department of Physics, National Defense Medical
College, Namiki 3-2, Tokorozawa, Saitama, 359
Japan

*** 〒251 藤沢市藤沢 5-4-20
Fujisawa 5-4-20, Fujisawa, Kanagawa, 251 Japan

1,000 m の所に釜岩と称する岩礁（現在は南北約 500 m, 東西約 200 m の小島）があって、現在その小島に向ってトンボロが成長し、連結して広大な砂浜を形成している。1945年の海図によると、この海域は水深 30 数 m, 北から南へ約 1.2 m/s の流速があった。また硫黄島は 1952~1968 年の 16 年間に最大 9.2 m 隆起しており（辻ら 1969）、隆起と漂砂との関係でトンボロが発生したと思われるので、過去の資料と現地観測結果をもとにトンボロの成長について考察する。

2. 研究の方法

釜岩にむかってのびるトンボロが、隆起によるものか、あるいは漂砂のみによるものかを調べるために、まず島の全海岸の汀線付近の表面砂を採取後ふるい分けし、粒径加積曲線から砂の中央粒径を求めた。トンボロ部においては 3 本の基準線を選定し、その線上で 25 m または 50 m 間隔に表面砂を採取し、同様に中央粒径を求め、その分布を調べた。1972 年撮影の垂直航空写真においてトンボロ部に条痕が認められることから、この条痕とトンボロの砂の中央粒径分布との関係調べ

る。硫黄島は年々隆起傾向にあるので隆起量と島のまわりの水深変化を把握するために、1945年の海図、1968年の国土地理院発行の地図、その後の測

深資料および島の隆起量測定資料を用いて、隆起量と水深変化の関係を明らかにし、トンボロの成因についての検討を行う。

3. 結果および考察

(1) 砂の粒径分布とトンボロの成長

トンボロの砂と島の全海岸の砂の比較のために、汀線付近の表面砂を採取し、粒径加積曲線から砂の中央粒径 d_{50} を求めた。Fig. 2 はトンボロ中央、西海岸沈船群の南側汀線、南海岸二ツ根の汀線の 3ヶ所についての粒径加積曲線の一例である。南海岸では摺鉢山の下で 2 mm 以上が 96% を占め、浜の中央部に行くにつれ $d_{50}=1.62$ mm から 0.7 mm と順次小さくなり、浜の東の方では再び 1.40 mm と大きくなる。東海岸では $d_{50}=0.46\sim 0.64$ mm で比較的ばらつきが小さい。西海岸では $d_{50}=0.46$ mm から 1.40 mm で北から南に向って次第に大きくなる。トンボロの砂の d_{50} の分布を求めたのが Fig. 3 である。採砂は 25 m または 50 m 間隔に一定の方法で表面砂を採取した。 d_{50} の平均値 \bar{d}_{50} はトンボロの北海岸から南に向う線上で 0.51 mm、釜岩を基点とする中央部の基準線上で $\bar{d}_{50}=0.52$ mm、西海岸から東に向う線上で $\bar{d}_{50}=0.63$ mm である。これらの値は全海岸での d_{50} の平均値 0.85 mm より小さくなっており、漂砂の結果をうかがわせている。Fig. 3 において特徴的なことは、この分布が極大、極小値を持つことで、

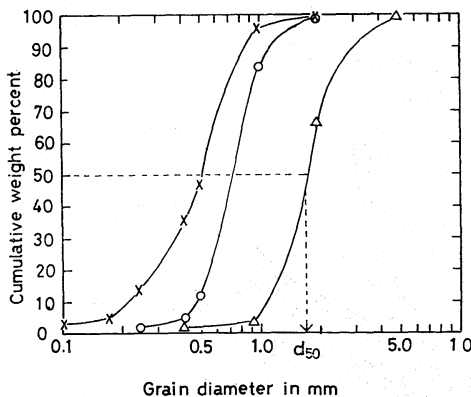


Fig. 2. Size distribution curves of a typical beach at Iwo-Jima.
 ×, tombolo; ○, wrecks; Δ, Futatsu Rks.

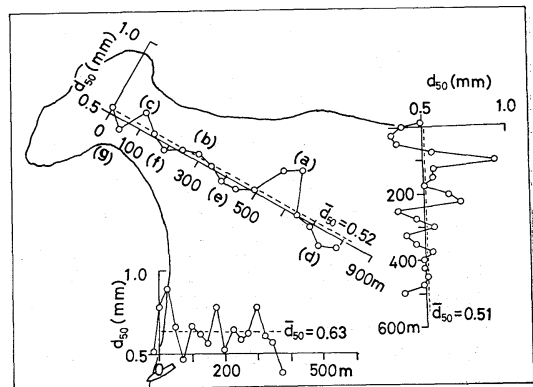


Fig. 3. Variation of median size of sand with distance from the shoreline and Kama-Rks.

特にトンボロの中央において明瞭に認められる。すなわち、図の (a), (b), (c) において極大値を、(d), (e), (f), (g) において極小値を持ち、基準点からの距離に対してある規則性を持っている。1972年12月撮影の垂直航空写真をみると、この砂浜部分に成長のあとを示す様なきれいな条痕が認められる。その条痕を模式的に示したのが Fig. 4 である。Fig. 3 の極大値を示す (a), (b), (c) の位置を、Fig. 4 に記入すると、その位置がほぼ条痕に一致し、(d) を除いて極小値の (e), (f), (g) はその中間に位置する。

一般に砂浜海岸で汀線から陸側に向って粒径分布をとると、 d_{50} は前浜部で大きく、陸に入るに従って小さくなる分布を示す (OGI 1963) ことから、Fig. 3 の粒径分布の極大値は旧汀線を示し、Fig. 4 の条痕は旧汀線を示す年輪と考えられよう。硫黄島においては冬季に北～北西の風が卓越し、西海岸では冬季に前浜勾配が大きく、夏季に緩勾配となる。したがって、海底が隆起して汀線が沖に向って前進しつつあるとき、海の荒れる時期に汀線付近の粒径が大きく、比較的静穏なときには粒径が小さいと考えられる。

1970年にはこのトンボロは釜岩に連結しており、Fig. 4 の (b) 点の位置は1968年2月、(c) 点は1968年12月の汀線に相当する。そこで、条痕と基準線との交点(黒丸印)の位置と年度との関係に対数プロットしたのが Fig. 5 である。ただし、

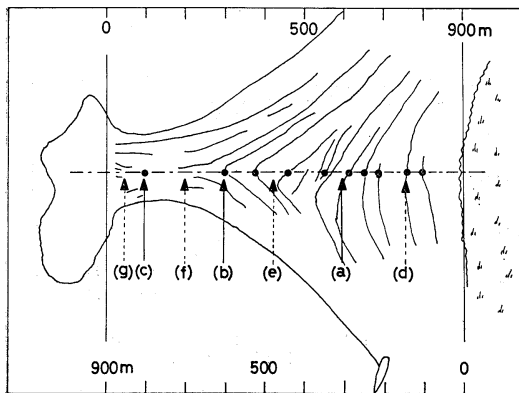


Fig. 4. Schematic streaked patterns at the tombolo on an air photograph in 1972.

この基準線は1945年の位置を原点とし、この条痕は毎年出来たものと仮定している。結果をみるとトンボロは指数函数的に成長している。ただし、(d) の位置は粒径分布で極小値の位置になっており、若干の疑問が残る。この対数グラフ上の直線を外挿して、1945年の位置をみると約6mとなり、ほぼ旧汀線と一致する。硫黄島は、1952~1968年の16年間に島の北部で9.2m、トンボロ付近で約8m隆起しており、単純に考えると年平均0.5mの隆起量である。また、トンボロの発生した海域の1945年当時の海底勾配は沖側300m付近までは約1/100であり、0.5mの隆起量に対しては約50mの汀線の前進となる。このことは Fig. 5 の結果と一致しない。すなわち、硫黄島におけるトンボロの成長は海底の隆起だけでは説明できず、波による浸食や漂砂などを考慮しなければならない。

(2) 水深変化

トンボロの北側の海域の測線 A、トンボロ中央部の測線 B、トンボロ南側の測線 C および南海岸東部海域の測線 D の4カ所について、1945年とその後の水深変化を比較したのが Fig. 6~Fig. 9 である。図において陸部は1968年国土地理院発行の

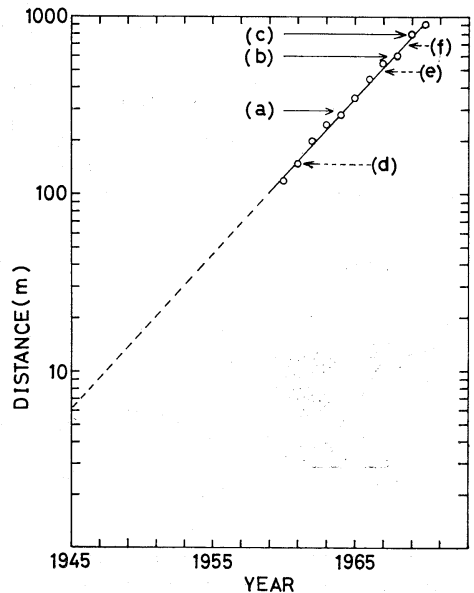


Fig. 5. Annual growth of the tombolo.

1/5,000 地図によっている。水深についてはまとまった資料がなく、測深年度は異っているが水深変化の傾向はよく理解出来る。Fig. 6 の測線 A では、1945 年と比較すると 1978 年では沖側で極端に浅くなっている。なお、1968 年と 1978 年の汀線はほぼ一致している。ところで、前述のようにこの海域では 1952~1968 年の間に約 9 m 隆起しており、その後 1968~1977 年の 9 年間に島の中央部で 2.7 m 隆起している (川野ら 1977)。したがって、1945 年以降この海域では小さく見積っても約 10 m は隆起していると考えられる。また、1945 年の汀線は 1968 年では約 10 m の標高を示し、このことから約 10 m 隆起していると考えてよいであろう。そこで、Fig. 6 において 1945 年当時の水深から 10 m の隆起量を点線で示してある。すなわち、斜線部分が浸食され、黒点で示した部分が堆積したことになる。

トンボロ中央部の釜岩を通る B 測線では Fig. 7

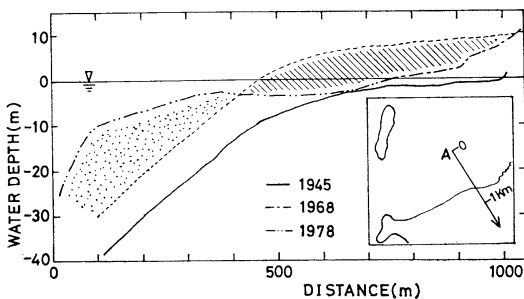


Fig. 6. Variation of the water depth at A region. Hatched area, erosion; dotted area, accumulation; dotted line, upheaved line of 10 m.

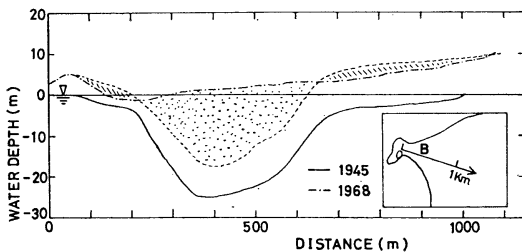


Fig. 7. Variation of the water depth at the tombolo (B region). Hatched area, erosion; dotted area, accumulation; dotted line, upheaved line.

に示す通り、1968 年ではトンボロはまさに釜岩に連結しようとしていた。B 測線上の釜岩の部分では 1945~1968 年の間に約 5 m 隆起しており、対岸の旧汀線付近で約 10 m の隆起とすると、欠壊部分は沖側約 300 m、厚み約 2 m となる。堆積部分は最大水深 20 m で莫大な量の土砂が輸送されてきているが、浸食部分の厚みは測線 A と比較すると小さくなっており、浸食されてもその量は小さく、逆に漂砂の結果をうかがわせる。

Fig. 8 の測線 C は沈船の所であり、汀線は約 250 m 前進し、沖側で水深が小さくなり、浸食をうけた海浜砂が沖の方に輸送されている。浸食量はトンボロ中央部より大きく、海底勾配の大きい所ほど大きくなっている。

Fig. 9 に示す南海岸 D 測線では、1952~1968

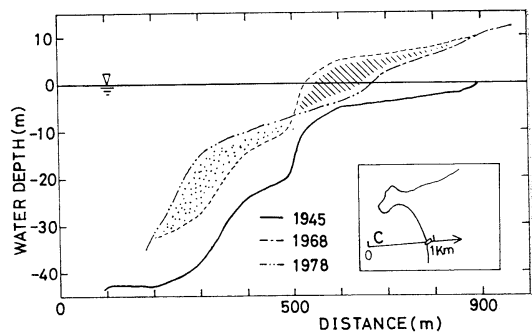


Fig. 8. Variation of the water depth at C region. Hatched area, erosion; dotted area, accumulation; dotted line, upheaved line of 10 m.

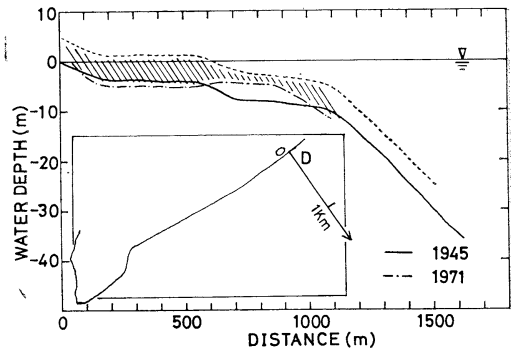


Fig. 9. Variation of the water depth at D region. Hatched area, erosion; dotted line, upheaved line of 5 m.

年の間に約5m隆起しているが、隆起を示す結果はこの図に現われてこない。すなわち、浸食のみを受けている。沖側で水深はやや浅くなっているものの、さらに沖側のデータがないため推論の域を出ないが、浸食された砂は沖の方に輸送されていると考えられる。

以上4測線についての結果では、隆起に相当するだけの汀線変化は認められず、隆起に伴って汀線付近の海浜砂は沖の方に輸送されており、トンボロ中央のB測線のみが浸食量が小さくなっている。そこで島の全海岸について、海底が隆起したときの海岸線をFig. 1に点線で示してある。ただし、土砂の浸食は起きないものとしている。この場合、島の北側半分は10m、測線Dで5m、摺鉢山で1mの隆起(辻ら1967)としている。この結果をみると、西海岸トンボロ部を除いては、どの海岸についても隆起の結果を端的に示していない。すなわち、島のまわりの海底が移動し易い砂等で構成されている場合、海底の隆起があっても、波あるいは沿岸流の作用によって、可動物質は沖の方に輸送されることを示している。

(3) トンボロの砂の補給源

小さな島あるいは離岸堤等の背後にできるトンボロを構成する土砂の供給源については種々議論されているが、トンボロの両側の海浜がその供給源である場合と、小島あるいは離岸堤の沖側の海底砂がその背後に運搬されて沈積する場合とがある。現地観測による硫黄島の年間を通じての風向風速は、平均して、11~3月は北風5.6m/s、4~6月は南風4.8m/s、7~10月は東風4.9m/sであり、年間を通じての卓越風向は北東であり、西は比較的少い。したがってトンボロの成因には西風は大きな因子を占めていないことになる。ところでFig. 1に示すように、西海岸にはかつて港を作る目的の沈船群があり、その後海岸線の変動もあってか放置されており、沖方向約400m(現在は汀線から150~200m)、南北方向約900mにわたって散在している。一般に海岸浸食防止のために、海岸線に直角に突堤を出したり、離岸堤を構築する等の防止策がとられているが、その場合、

この2者を同時につくることが浸食対策上有効とされている。このような場合の砂の堆積のようすをみると、突堤と離岸堤の間の海域で、突堤寄りの海岸線に砂がつき始め、成長し、離岸堤背後についた砂はもはやその領域から持ち出されることはなく、波特性の変化によってその形状を変えると報告されている(安藤ら1972)。このことを硫黄島の西海岸に適用すると、規模の大きさは異なるが、釜岩が離岸堤を、沈船群が突堤の役割を果たしていることになる。なお釜岩は、1945年では一部岩が露出しているものの大部分が干出であったが、隆起の結果1968年では南北方向約500m、東西約200mの小島となっている。硫黄島の場合前述のように西風は卓越せず、釜岩の沖側からの波は比較的少く、また水深も急に大きくなっていることから、沖側の海底砂が輸送されてきたとは考えられない。したがって、砂の補給源を海浜部に求めることになる。海底が隆起するとき、波によって浸食された海浜砂は沖の方向に、あるいは一部岸方向に輸送され、再び波浪あるいは沿岸流の進行方向に運搬され沈積する。すなわち西海岸において、南ないし南西方向からの波の進入の場合は砂の移動は北向きとなり、沈船群および北からの沿岸流との相互作用の結果、砂は沈船付近に堆積することになる。また北西ないし北東からの波の場合は、北から南方向に砂は移動し、沈船群によって波あるいは沿岸流のエネルギーが小さくなり、土砂の沈積が起ることになる。Fig. 3のトンボロ成長の条痕をみると、沈船側から土砂が堆積している様子がよくわかる。

トンボロ部において隆起に伴って平均厚さ2mの浸食が起きるものとして、海浜部の南および北東約2,000mについて土砂の浸食量を計算すると、トンボロ部の旧海域を埋めるだけの砂の量は充分確保できる。すなわち、トンボロの砂の補給源は隆起に伴う海浜部といえる。ところで、トンボロの南側の海岸と北側とでは隆起量は北海域が大きく、また風の卓越方向は北東であることから、漂砂源は南側の海浜部もあるであろうが、北側の海浜あるいは海底砂が大きいと推論できる。1981年

にトンボロ北側の汀線に投入した着色砂の移動方向は西で、トンボロは現在北側に広がる傾向を示しており、南側は若干浸食されつつある(羽島・溝口 1982)。また、島の北部海域は全海岸のうちで最も海底勾配が小さくなっており、常時白波が観測される。よって現在の漂砂源はトンボロの北東海域の海底砂であるといえる。

なお台風が硫黄島に影響を及ぼす時は、その風向はおおむね南西～南東で、西および南海岸の汀線変動が大きく、波浪の進行方向に砂は移動し、大きい時は汀線が 100 m 前後も前進あるいは後退する。東海岸では北風のとき汀線部の砂は南に移動し、逆に南からの風のときは北に輸送され汀線も前進する。すなわち硫黄島においては、風の方角すなわち波の進行方向に強く砂が輸送される。

4. おわりに

硫黄島のような小さな島で、しかも島のまわりの海底が移動し易い物質で構成されている場合、島および海底が隆起しても、波による浸食のために、隆起に匹敵するほどの汀線変動はおこらず、浸食された土砂は沖の海底に堆積する。この島にできたトンボロの成長の様子や、砂の補給源についてはある程度明らかにすることができたが、トンボロの成因の機構が単に離岸堤と突堤の関係に

あるのか、あるいは CHIANG and ANGELIDES (1977) の計算した円錐形状の島にできる砂州であるかは、現在のところわからない。よって、今後この観点から解析を進める必要がある。

謝 辞

本研究に当たり、討論および御助言をいただいた防衛大学校小木正道教授に深甚なる感謝の意を表します。

文 献

- 安藤 丘, 佐久間良知, 田村米次, 藤原達雄, 野田英明 (1972): 皆生海岸の浸食とその対策. 第 19 回海岸工学講演会論文集, 24-29.
- CHIANG, C. M. and D. ANGELIDES (1977): Long-shore circulation around a conical island. *Coastal Engineer.*, **1**, 31-42.
- 羽島正紘, 溝口 裕 (1982): 硫黄島海岸の汀線変化. 防衛医科大進学課程研究紀要, **5**, 31-58.
- 川野辰男, 斎藤英二, 磯巴代次 (1977): 動く火山列島硫黄島. 地質ニュース, **279**, 24-29.
- OGI, M. (1963): Movement and size-grading change of sand by wind. *Mem. Defense Academy*, **2(5)**, 1-13.
- 辻昭治郎, 栗山 稔, 鶴見英策 (1969): 小笠原諸島調査報告. 国土地理院時報, **37**, 1-18.
- 豊島 修, 定道成美 (1974): 皆生海岸におけるトンボロと海底変形. 第 21 回海岸工学講演会論文集, 167-172.

Onset of Edge Waves by Small Scale Atmospheric Pressure Fluctuation*

Masahide TOMINAGA**

Abstract: Generation of edge waves with period from several minutes to about one hour by an atmospheric pressure fluctuation triggered by a mesoscale convective cell is considered theoretically. The cell and the forced waves advance with the same constant velocity U , since the mathematical procedure resembles that of generation of ship waves. The waves are represented by the so-called Airy's phase, and their maximum amplitude quantitatively agrees with the actual observations. Energy considerations are also given, and the behavior of waves advancing from a region to another with different bottom slope is considered. Detailed analyses of the atmospheric elements are left in future.

1. Introduction

Recently, edge wave phenomena play an important role not only in the field of oceanography but in the practical coastal engineering problems such as cusp formation along the coast, bottom morphologies and nearshore sand drift. To manage these coastal problems and to predict the edge wave generation, we must seek the clue to the mechanism of it. In this connection, many authors have published papers on the edge waves already.

Close relations of edge waves and beach cusps were discussed by GUZA and INMAN (1975) who have concluded that incident waves in the nearshore sea interact with edge waves giving rise to amplification of the edge waves with twice the period of the incident waves. The detailed manipulation of this mechanism was studied theoretically by GUZA and DAVIS (1974) proposing the weak resonant interaction between the incident waves and the edge waves, using a perturbation method. Another version of mechanism relating the incident waves and edge waves interaction was given by GALLAGHER (1971) who concluded theoretically the nonlinear interaction between the edge waves and the

incident waves. Defining the frequencies σ_1, σ_2 and wave numbers k_1, k_2 of incident waves and the existing edge waves respectively, the optimal excited frequency and wave number of the latter are given by

$$\sigma = \sigma_1 - \sigma_2, \quad k = k_1 - k_2,$$

where σ and k are connected by a dispersion relation

$$\sigma^2 = gk(2n+1)\alpha,$$

α and n being the bottom slope angle and mode number, respectively. Without this resonant conditions, forced mechanism such as by atmospheric disturbance may arise as a trigger action of the onset of the edge waves.

Generally, meteorological forcing systems are classified in two; pressure fluctuation and wind stress exerted on the sea surface as GILL and SCHUMANN (1974) mentioned. They insist that 1 cm elevation of the sea surface corresponds not always to the 1 mb fluctuation of the air pressure in shallow water near the coast. However, ADAMS and BUCHWALD (1969) describe "wind stress is the principal driving mechanism of edge wave generation". According to them, good correlation between observed sea level and pressure change is nothing but that between the wind stress and the pressure change.

GREENSPAN (1956) is the first to try theo-

* Received April 17, 1982

** Japan Meteorological Association, Kanda-Nishiki-cho 2-9-2, Chiyoda-ku, Tokyo, 101 Japan; Faculty of Engineering, Kagoshima University, Kagoshima, 890 Japan

retically the mechanism of edge wave generation by cyclone passing off the coast. The pressure model used by him is

$$P(x, y, t) = P_0 \exp\left\{-\frac{(x-Ut)^2 + (y-y_0)^2}{L^2}\right\},$$

where P_0 is maximum pressure change, L the characteristic horizontal scale of the cyclone, the x - y axes are taken along and perpendicular to the coast respectively, U the constant velocity of the moving cyclone and y_0 is the distance from the coast to the center of the cyclone. The maximum wave height occurs when $L=122$ km and $y_0=54$ km, however, the horizontal scale L is much larger than this value for a common cyclone. This fact implies the amplitude of edge waves is very small when L is the scale of ordinary cyclone, because a formula giving the elevation of short period edge waves or with moderate k , the wave number is multiplied by a very small factor e^{-kL} . For very long waves with small k , the factor is not small, but the Coriolis acceleration must be taken into consideration.

In the present paper, to seek the clue to edge wave generation of comparatively short period, the author would like to propose tentatively a mechanism of their generation by an atmospheric pressure fluctuation of scale smaller than mesoscale (say, horizontal scale of several ten kilometers) arising in connection with unstable air layer, such as cold wind blows over the warm sea surface. However, analyses of the atmospheric convection virtually are not carried on in this paper and will be left in future.

2. Fundamental equations

The right-hand coordinate system is chosen so that the x -axis and y -axis are taken along and perpendicular to the coast respectively, z -axis taken upwards. On the assumption of inviscid, linear and irrotational motion, the fundamental shallow water equations of the motion and continuity are given by

$$\left. \begin{aligned} u_t + g\zeta_x &= -\frac{p_x}{\rho}, \\ v_t + g\zeta_y &= -\frac{p_y}{\rho}, \\ \zeta_t + hu_x + (hv)_y &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

where u and v are the components of velocity along and perpendicular to the coast due to the wave motion respectively, t is the time, ζ the elevation of the water surface from the still water level, h (assuming the function of y only) the depth, p the atmospheric pressure fluctuation by which the water surface is subjected, ρ the density of water, and g the acceleration of gravity. Suffices denote partial differentiation with respect to independent variables.

To solve (2.1) we use the combined Laplace and Fourier transform and its inverse transform such as

$$\bar{F}(k, y, s) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{ikx} dx \int_0^{\infty} e^{-st} F(x, y, t) dt \quad (2.2)$$

and

$$F(x, y, t) = \frac{1}{4\pi^2 i} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ikx} dk \int_{-i\infty}^{i\infty} e^{st} \bar{F}(k, y, s) ds, \quad (2.3)$$

where $F(x, y, t)$ is arbitrary physical quantity, $\bar{F}(k, y, s)$ is its combined Laplace (concerning with time) and Fourier (concerning with space) transform.

Horizontal scale of a meteorological disturbance such as generated by a mesoscale convection is assumed to be several kilometers and width is the same order with that of a shelf in Japan. Therefore, it is permissible to assume the disturbance extends infinitely with equal width to the offing i.e. positive y direction, then p is a function of x only giving

$$p = \frac{p_0 L^2}{L^2 + x^2}, \quad (2.4)$$

where characteristic scale L is the half pressure length along x -axis. The adoption of the form (2.4) makes the computation of Fourier transform tractable. In (2.2) $F(x, y, t)$ is replaced by $p(x)$ giving

$$\bar{p}(k) = p_0 L^2 \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{ikx}}{L^2 + x^2} dx \int_0^{\infty} e^{-st} dt = \frac{\pi L p_0}{s} e^{-L|k|}. \quad (2.5)$$

The mathematical procedure which we want to proceed is similar to that of a ship wave problem. The pressure fluctuation exerted on the surface of the sea has an impulsive character, namely

$$p = \frac{\rho_0 L^2}{L^2 + x^2} H(t),$$

where $H(t)$ is a step function defined by

$$H(t) = \begin{cases} 1 & t \geq 0 \\ 0 & t < 0. \end{cases}$$

Let us assume the pressure disturbance proceeds with constant velocity U along the x -axis. This disturbance continuously gives rise to waves advancing with the same speed U . The elevation of water surface due to the wave motion on some point behind the disturbance is the sum of the elevations over time interval during which the fluctuation passed from the point considered to the present position.

Now performing the Laplace-Fourier transforms to the equations (2.1) giving

$$\left. \begin{aligned} -s\bar{u} + ikg\bar{\zeta} &= -\frac{ik}{\rho}\bar{p}, \\ -s\bar{v} + g\bar{\zeta}_y &= -\frac{\bar{p}_y}{\rho}, \\ -s\bar{\zeta} + ikh\bar{u} + h_y\bar{v} + h\bar{v}_y &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (2.6)$$

Elimination of \bar{u} and \bar{v} from these equations yields

$$y\bar{\zeta}_{yy} + \bar{\zeta}_y - \left(k^2y + \frac{s^2}{g\alpha}\right)\bar{\zeta} = -\frac{\bar{Q}(y)}{\rho g}, \quad (2.7)$$

where we assume $h = \alpha y$, and $\bar{Q}(y)$ is defined as follows:

$$\bar{Q}(y) = y\bar{p}_{yy} + \bar{p}_y + k^2y\bar{p}. \quad (2.8)$$

Let us introduce new variables such that

$$\bar{\zeta} = e^{-\xi/2} z, \quad \xi = 2ky,$$

then (2.7) reduces to

$$\begin{aligned} \xi \frac{d^2 z}{d\xi^2} + (1 - \xi) \frac{dz}{d\xi} - \frac{1}{2} \left(1 + \frac{s^2}{gk\alpha}\right) z \\ = -\frac{\bar{Q}(\xi)}{\rho g} e^{\xi/2}. \end{aligned} \quad (2.9)$$

The solution to the homogeneous equation of (2.9) is given by the Laguerre's function of n -th order $L_n(\xi)^*$, when we put

$$\frac{1}{2} \left(1 + \frac{s^2}{gk\alpha}\right) = -n$$

* $L_n(x)$ is the solution of the equation $xy'' + (1-x)y' + ny = 0$, n : positive integer. $L_0(x) = 1$, $L_1(x) = 1-x$, $L_2(x) = 1-2x+x^2/2$, ...

n being the positive integer including 0. $L_n(\xi)$ is given by

$$L_n(\xi) = \sum_{r=0}^n (-1)^r \frac{n! \xi^r}{(n-r)! (r!)^2}. \quad (2.10)$$

Favoured by the orthogonality character of the Laguerre's function, namely

$$\int_0^\infty e^{-\xi} L_n(\xi) L_m(\xi) d\xi = \delta_{mn},$$

where δ_{mn} is the Kronecker's symbol, we can expand the both members of the equation (2.9) such that

$$\begin{aligned} \sum_{n=0}^\infty A_n \left(n + \frac{1}{2} + \frac{s^2}{2gk\alpha}\right) L_n(\xi) \\ = -\frac{1}{\rho g} \sum_{n=0}^\infty B_n L_n(\xi), \end{aligned}$$

or

$$A_n \left(n + \frac{1}{2} + \frac{s^2}{2gk\alpha}\right) = -\frac{B_n}{\rho g}, \quad (2.11)$$

and

$$B_n = \int_0^\infty e^{-\xi/2} \bar{Q}(\xi) L_n(\xi) d\xi. \quad (2.12)$$

The n -th mode solution to (2.9) is

$$z_n = e^{\xi/2} \bar{\zeta}_n = A_n L_n(\xi)$$

or using (2.11) and (2.12) we get

$$\bar{\zeta}_n = -\frac{e^{-\xi/2}}{\rho g} \frac{L_n(\xi)}{n + \frac{1}{2} + \frac{s^2}{2gk\alpha}} \int_0^\infty e^{-\xi/2} \bar{Q}(\xi) L_n(\xi) d\xi. \quad (2.13)$$

Using (2.5) and (2.8) with $\xi = 2ky$ we obtain

$$\bar{Q}(\xi) = -\frac{\pi p_0 L \xi}{4s} e^{-ik/L}. \quad (2.14)$$

Now, we are confined in the case of the fundamental mode $n=0$, hence from (2.13) we get

$$\begin{aligned} \bar{\zeta}_0 &= \frac{\pi p_0}{\rho g} \cdot \frac{L e^{-ik(y+L)}}{2s \left(1 + \frac{s^2}{gk\alpha}\right)} \int_0^\infty \xi e^{-\xi/2} d\xi \\ &= \frac{2\pi p_0}{\rho g} \frac{L e^{-ik(y+L)}}{s \left(1 + \frac{s^2}{gk\alpha}\right)}. \end{aligned} \quad (2.15)$$

The inverse transform (2.3) is applied to $\bar{\zeta}_0$ yields

$$\begin{aligned} \zeta_0 &= \frac{1}{4\pi^2 i} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ikx} dk \int_{-\infty}^{\infty} e^{st} \bar{\zeta}_0 ds \\ &= -\frac{p_0 L}{4\rho g} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-tkx - |k|(y+L)} \\ &\quad \times (e^{i\sqrt{g\alpha|k|}t} + e^{-i\sqrt{g\alpha|k|}t}) dk, \end{aligned} \tag{2.16}$$

where the integration along the imaginary axis of the s -plane is carried on as

$$\begin{aligned} &\int_{-i\infty}^{i\infty} \frac{e^{st} ds}{s(1+s^2/g\alpha k)} \\ &= \pi i - \frac{\pi i}{2} (e^{i\sqrt{g\alpha|k|}t} + e^{-i\sqrt{g\alpha|k|}t}). \end{aligned}$$

Leaving the oscillating term only, and after some manipulation, retaining only the waves advancing to the positive x direction, we obtain

$$\begin{aligned} \zeta_0 &= -\frac{p_0 L}{4\rho g} \left(\frac{\pi g \alpha t^2}{x^3} \right)^{1/2} \exp \left[-\frac{g \alpha t^2}{4x^2} (y+L) \right] \\ &\quad \times \exp \left[i \left(\frac{g \alpha t^2}{4x} - \frac{\pi}{4} \right) \right]. \end{aligned} \tag{2.17}$$

As already mentioned above, if the pressure disturbance moves with constant velocity U to the positive x direction, the elevation (or descent) of water surface behind the disturbance is expressed by

$$\bar{\zeta}_0 = \frac{g}{U} \int_0^t \zeta_0 dt, \tag{2.18}$$

where t is large, and we multiply g/U so as to $\bar{\zeta}_0$ has dimension of length.

For convenience we introduce functions $\psi(t)$ and $f(t)$ like

$$\left. \begin{aligned} \psi(t) &= -\frac{p_0 L}{4\rho g} \left(\frac{\pi g \alpha t^2}{x^3} \right)^{1/2} \exp \left[-\frac{g \alpha t^2}{4x^2} (y+L) \right], \\ f(t) &= \frac{g \alpha t^2}{4x} - \frac{\pi}{4}. \end{aligned} \right\} \tag{2.19}$$

Then, (2.18) reduces to

$$\bar{\zeta}_0 = \frac{g}{U} \int_0^T \psi(t) e^{if(t)} dt, \tag{2.20}$$

where T is large.

3. Evaluation of the integral

We are now concerned with the evaluation of the integral

$$I = \int_0^T \psi(t) e^{if(t)} dt. \tag{3.1}$$

If T is large, $f(t)$ is also large near T , therefore the integrand in (3.1) oscillates rapidly resulting vanishing effect except at a stationary point t_0 given by

$$f'(t_0) = \frac{g\alpha}{4} \left(\frac{2t_0}{x} - \frac{Ut_0^2}{x^2} \right) = 0, \quad \dot{x} = U,$$

therefore

$$t_0 = \frac{2x}{U},$$

and

$$f(t_0) = \frac{g\alpha x}{U^2} - \frac{\pi}{4}. \tag{3.2}$$

The second and third derivatives of $f(t)$ at t_0 are

$$q = f''(t_0) = \frac{g\alpha}{2x}, \quad r = f'''(t_0) = -\frac{3g\alpha U}{2x^2}. \tag{3.3}$$

Now, Taylor's expansion $f(t)$ near t_0 gives

$$\begin{aligned} f(t) &= f(t_0) + \frac{q}{2!} (t-t_0)^2 \\ &\quad + \frac{r}{3!} (t-t_0)^3 + \dots \end{aligned} \tag{3.4}$$

Then, if $\psi(t)$ is a gentle function of t we have

$$\begin{aligned} I &\approx \psi(t_0) e^{if(t_0)} \lim_{T \rightarrow \infty} \int_0^T \exp i \left[\frac{q}{2} (t-t_0)^2 \right. \\ &\quad \left. + \frac{r}{6} (t-t_0)^3 + \dots \right] dt. \end{aligned} \tag{3.5}$$

Let us denote the ratio of the second term to the first in the bracket of this integrand by ε so as the factor $t-t_0$ to disappear:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= \frac{|r|}{6} (t-t_0)^3 / \left[\frac{|q|}{2} (t-t_0)^2 \right]^{3/2} \\ &= \frac{\sqrt{2}|r|}{3|q|^{3/2}}. \end{aligned} \tag{3.6}$$

Hence, the integral in (3.5) reduces to

* Detailed derivation of (2.17) appears in Appendix A.

$$J = \sqrt{\frac{2}{|q|}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i(\sigma^2 + \epsilon\sigma^3)} d\sigma, \quad (3.7)$$

where

$$\sigma = \sqrt{\frac{|q|}{2}} (t - t_0).$$

If ϵ is small, that is to say, using (3.3)

$$\epsilon = \frac{2U}{(g\alpha x)^{1/2}} \ll 1, \quad (3.8)$$

we can ignore the second term $\epsilon\sigma^3$ to σ^2 in (3.7) resulting

$$J = \sqrt{\frac{2}{|q|}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\sigma^2/i} d\sigma = \sqrt{\frac{2\pi i}{|q|}} = \sqrt{\frac{2\pi}{|q|}} e^{i\pi/4}.$$

Then, we obtain from (3.5) the well-known expression

$$I \sim \sqrt{\frac{2\pi}{|q|}} \Psi(t_0) \exp\left[i\left\{f(t_0) + \frac{\pi}{4}\right\}\right]. \quad (3.9)$$

If ϵ is not so small, we have from (3.7)

$$\begin{aligned} J &= \sqrt{\frac{2}{|q|}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i(\sigma^2 + \epsilon\sigma^3)} d\sigma \\ &= 2\pi \left(\frac{2}{|r|}\right)^{1/3} \text{Ai}\left[-(3\epsilon)^{-4/3}\right] \exp\left(\frac{i|q|^3}{3r^2}\right)^* \end{aligned} \quad (3.10)$$

where the Airy's function is defined by

$$\text{Ai}\left[-\frac{x}{(3a)^{1/3}}\right] = \frac{(3a)^{1/3}}{\pi} \int_0^{\infty} \cos(a\tau^3 - x\tau) d\tau.$$

Therefore, when ϵ is not so small we have

$$\begin{aligned} I &\sim 2\pi \left(\frac{2}{|r|}\right)^{1/3} \Psi(t_0) e^{if(t_0)} e^{2i/27\epsilon^2} \\ &\quad \times \text{Ai}\left[-(3\epsilon)^{-4/3}\right]. \end{aligned} \quad (3.11)$$

4. Waves of the fundamental mode

From (2.20), the edge waves of the fundamental mode ($n=0$) is given by $\zeta_0 = gI/U$. To evaluate ζ_0 , $\Psi(t_0)$ must be decided. Introducing $t_0 = 2x/U$ into (2.19) we get

$$\Psi(t_0) = -\frac{p_0 L}{2\rho g U} \left(\frac{\pi g \alpha}{x}\right)^{1/2} \exp\left[-\frac{g\alpha}{U^2}(y+L)\right], \quad (4.1)$$

* See Appendix B. In version of ϵ , we have $\exp(i|q|^3/3r^2) = e^{2i/27\epsilon^2}$.

and using (3.2) and (3.3) we have

$$\left. \begin{aligned} \frac{2\pi g}{U} \left(\frac{2}{|r|}\right)^{1/3} \Psi(t_0) \\ &= -\left(\frac{4}{3}\right)^{1/3} \pi^{3/2} \frac{p_0 L}{\rho U^2} \left(\frac{g\alpha x}{U^2}\right)^{1/6}, \\ f(t_0) + \frac{2}{27\epsilon^2} &= \frac{g\alpha x}{U^2} \left(1 + \frac{1}{54}\right) - \frac{\pi}{4} \doteq kx - \frac{\pi}{4}, \end{aligned} \right\} \quad (4.2)$$

where we use $k = g\alpha/U^2$ (wave number), and ignore $1/54$ against 1. Finally, taking real part we obtain from (2.20) and (2.21)

$$\begin{aligned} \text{Re}\zeta_0 &\sim -\left(\frac{4}{3}\right)^{1/3} \pi^{3/2} \frac{p_0}{\rho g \alpha} k L e^{-k(L+y)} \\ &\quad \times \cos\left(kx - \frac{\pi}{4}\right) \cdot (kx)^{1/6} \text{Ai}\left[-\left(\frac{kx}{36}\right)^{2/3}\right] \\ &= -N A e^{-ky} (kx)^{1/6} \text{Ai}\left[-\left(\frac{kx}{36}\right)^{2/3}\right] \\ &\quad \times \cos\left(kx - \frac{\pi}{4}\right)^*, \end{aligned} \quad (4.3)$$

where

$$N = \left(\frac{4}{3}\right)^{1/3} \pi^{3/2},$$

$$A = \frac{p_0}{\rho g \alpha} k L e^{-kL} = \frac{p_0 L}{\rho U^2} \exp\left(-\frac{g\alpha L}{U^2}\right),$$

and the argument of the Airy's function in (3.11) is manipulated as

$$(3\epsilon)^{-4/3} = \left(\frac{\sqrt{g\alpha x}}{6U}\right)^{4/3} = \left(\frac{g\alpha x}{36U^2}\right)^{2/3} = \left(\frac{kx}{36}\right)^{2/3}.$$

The waves represented by (4.3) are called Airy's phase. As shown in Fig. 1, the Airy's

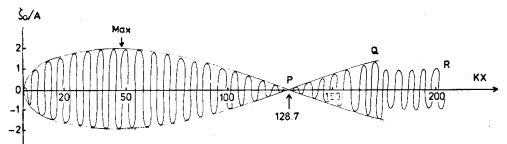


Fig. 1. Airy's phase computed from (4.3). The number attached to P is the zero point of Airy's function in kx .

* In ζ_0 , the time factor $e^{-i\sigma t}$ is understood.

function oscillates slowly comprising the edge waves of wave number k into its envelope. However, if kx is so large that we can use the asymptotic formula of the Airy's function (B.5) in the Appendix, yielding

$$\text{Re } \zeta_0 \sim -\frac{2\pi p_0}{\rho g \alpha} k L e^{-k(y+L)} \times \cos\left(kx - \frac{\pi}{4}\right) \sin\left(\frac{kx}{54} + \frac{\pi}{4}\right). \quad (4.4)$$

Invoking now the magnitude of ε given by (3.8)

$$\varepsilon = \frac{2U}{\sqrt{g\alpha x}} = \frac{2}{\sqrt{kx}},$$

when kx is large, ε is so small that we can use (3.9) rather than (3.11). Therefore, the phase given by (4.3) does not continue long rather is followed by a simple stationary one with constant amplitude: using (4.1) and (4.2)

$$\text{Re } \zeta_0 \sim -\frac{\pi p_0}{\rho g} k L e^{-k(y+L)} \cos kx, \quad (4.5)$$

where the term $2/27 \varepsilon^2 = kx/54$ was ignored against kx .

Figure 1 represents the Airy's phase with beating-like wave packet between O and P where ε is larger than 0.2, especially immediately behind the pressure disturbance, ε is larger than 0.3. After this phase between P and Q terminates, the waves represented by the asymptotic formula (4.5) arises, namely, soon may transfer to stationary waves represented by the formula (4.5) (ε decreases).

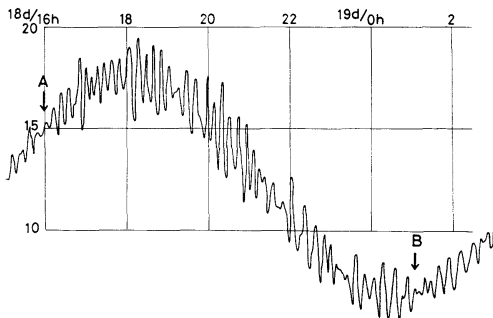


Fig. 2. Tidal record at Makurazaki (18-19 November 1979).

Due to paucity of actual observations of edge waves which might arise by an atmospheric pressure disturbance, it is not easy to find virtually the peculiarity of motion above mentioned, namely, the evidence of the Airy's phase by observation. However, if we cast a glance at Fig. 2 the tidal record at Makurazaki, Kagoshima Prefecture, Japan during 18-19 November 1979, the feature of the Airy's phase may be detected from the record between A and B. If we surmise that a pronounced fluctuation of pressure exerted on the surface at time indicating by the point A, the large amplitudes assemble near A and after B the waves of small constant amplitude continue.

Observations of edge waves carried on at Makurazaki give the spectral peak at about 13 minutes of the period ($\sigma = 8.06 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$) and the sea bottom inclination is about 0.02. Hence, from $\sigma = kU = g\alpha/U$ we get $U = 24.3 \text{ m/s}$ (87 km/h), the phase velocity of waves and it must be equal to the migrating velocity of the pressure fluctuation. This value of U computed from the frequency of edge waves is reasonable, since the meteorological disturbances run with

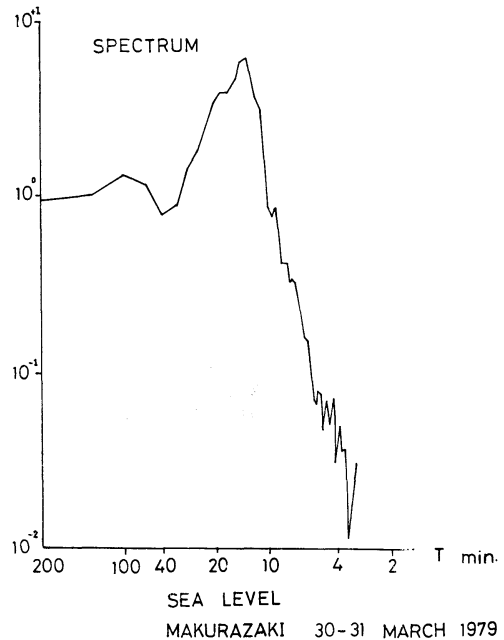


Fig. 3. Power spectrum of long waves recorded at Makurazaki (18-19 November 1979).

Table 1. Theoretical value of ε versus x or t , the time elapsed since the pressure fluctuation passed at the station.

x (km)	t (hours)	ε
50	0.55	0.491
100	1.1	0.347
200	2.2	0.246
300	3.3	0.200
400	4.4	0.174
500	5.5	0.155
1000	11.0	0.110

the speed of 60–90 km/h or more. The wave number k is given by

$$k = \frac{g\alpha}{U^2} = 0.33 \text{ km}^{-1} \text{ (wave length, } \lambda = 18.9 \text{ km),}$$

then,

$$\varepsilon = \frac{2}{\sqrt{kx}} = \frac{109.8}{\sqrt{x}} \text{ (} x \text{ in meter).} \quad (4.6)$$

ε 's are computed according as x , the distance of observing station from the pressure disturbance varies (Table 1). The not-so-small values of ε given in the Table 1 permit the appearance of the Airy's phase within 10 hours from the onset of the oscillations initiated by a newly arrived atmospheric pressure disturbance.

5. Energy considerations

(1) Free edge waves

In the case of no forced oscillations, the equations (2.1) lead to

$$h\zeta_{yy} + h_y\zeta_y + \left(\frac{\sigma^2}{g} - k^2h\right)\zeta = 0,$$

or

$$y\zeta_{yy} + \zeta_y + \left(\frac{\sigma^2}{g\alpha} - k^2y\right)\zeta = 0, \quad (5.1)$$

for $h = \alpha y$, where

$$(\zeta, u, v) = [\zeta(y), \tilde{u}(y), \tilde{v}(y)] e^{i(kx - \sigma t)}.$$

Replacing above ζ and y to η and ξ by means of $\zeta = e^{-\xi/2}\eta$, $\xi = 2ky$ the equation (5.1) is transformed to

$$\xi \frac{d^2\eta}{d\xi^2} + (1 - \xi) \frac{d\eta}{d\xi} + \left(\frac{\sigma^2}{2gk\alpha} - \frac{1}{2}\right)\eta = 0, \quad (5.2)$$

of which solutions are

$$\eta = L_n(\xi), \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

or rewriting by the original variables we have

$$\zeta = ae^{-ky} L_n(2ky) e^{i(kx - \sigma t)}, \quad (5.3)$$

where

$$n = \frac{\sigma^2}{2g\alpha k} - \frac{1}{2}$$

or

$$\sigma^2 = (2n + 1)g\alpha k. \quad (5.4)$$

(5.3) and (5.4) are well-known formulae for the n -th mode edge waves. Let us consider only the case of the fundamental mode $n = 0$:

$$\zeta = ae^{-ky} \cos(kx - \sigma t) \quad (5.5)$$

and using $u_t = -g\zeta_x$ and $v_t = -g\zeta_y$ we obtain

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{agk}{\sigma} e^{-ky} \cos(kx - \sigma t), \\ v &= \frac{agk}{\sigma} e^{-ky} \sin(kx - \sigma t), \end{aligned} \right\} \quad (5.6)$$

where σ is given by

$$\sigma = \sqrt{g\alpha k}, \quad (5.7)$$

giving the phase and the group velocity by $c = \sqrt{g\alpha/k}$ and $c_g = d\sigma/dk = c/2 = g\alpha/2\sigma$ respectively.

The kinetic energy of edge waves of the fundamental mode comprised in water mass of unit width along x -axis, infinite length along y -axis and from the surface to the bottom is

$$K = \frac{k}{2\pi} \cdot \frac{\rho}{2} \int_0^\infty dy \int_0^{2\pi/k} dx \int_{-\alpha y}^0 (u^2 + v^2) dz. \quad (5.8)$$

Substituting (5.6) into the integrand of (5.8) and carrying on the integration we obtain

$$K = \frac{\rho g a^2}{8k} = \frac{\rho g a^2}{8} \cdot \frac{g\alpha}{\sigma^2}. \quad (5.9)$$

As for the potential energy of water mass due to the wave motion we obtain

$$\Phi = \frac{k}{2\pi} \frac{\rho g}{2} \int_0^\infty dy \int_0^{2\pi/k} \zeta^2 dx. \quad (5.10)$$

Substituting (5.5) into (5.10) we have

$$\Phi = \frac{\rho g a^2}{8k} = \frac{\rho g a^2}{8} \cdot \frac{g\alpha}{\sigma^2} = K. \quad (5.11)$$

Therefore, the total energy E is given by

$$E = K + \Phi = \frac{\rho g a^2}{4k} = \frac{\rho g a^2}{4} \cdot \frac{g\alpha}{\sigma^2}. \quad (5.12)$$

If the free edge waves transfer to region with different bottom slope, the conservation of energy requires $E_{c_g} = \text{const.}$ or

$$E_{c_g} = \frac{\rho g a^2}{4} \cdot \frac{g\alpha}{\sigma^2} \cdot \frac{g\alpha}{2\sigma} = \frac{\rho a^2}{8} \left(\frac{g}{\sigma}\right)^3 \alpha^2 = \text{const.} \quad (5.13)$$

This implies the amplitude a is proportional to α^{-1} , if σ or the period is invariant. Moreover, using (5.7), wave length $\lambda = 2\pi/k$ is proportional to α on the condition that σ is constant. Hence, we can conclude that if the edge waves transfer from one region to another with smaller bottom slope directly, the amplitude and wave length change like

$$\frac{a_1}{a_2} = \frac{\alpha_2}{\alpha_1}, \quad \frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \quad (5.14)$$

where suffices 1 and 2 refer to the first and second region respectively.

(2) Forced edge waves

In this case, it is better to consider the overall energy included in an envelope formed by the Airy's function rather than consider the energy per one wave length of the individual wave. The kinetic energy and potential energy contained in the water of the length of the envelope x_1 and of the infinite length to y direction are

$$\bar{K} = \frac{\rho}{2} \int_0^{x_1} \left[\phi \frac{\partial \phi}{\partial z} \right]_{z=0} dx \int_0^\infty dy, \quad (5.15)$$

$$\bar{\Phi} = \frac{\rho g}{2} \int_0^{x_1} \zeta^2 dx \int_0^\infty dy, \quad (5.16)$$

where x_1 is the end point of the first envelope*.

ϕ , the velocity potential is given from $\phi_t = g\zeta$ and (4.4)** resulting

$$\phi = \frac{N A g}{k U} e^{-ky} \sin\left(kx - \frac{\pi}{4}\right) (kx)^{1/6} \times \text{Ai}\left[-\left(\frac{kx}{36}\right)^{2/3}\right], \quad (5.17)$$

where

$$N = \left(\frac{4}{3}\right)^{1/3} \pi^{3/2}, \quad A = \frac{p_0}{\rho g \alpha} k L e^{-kL}. \quad (5.18)$$

As for ϕ_z in (5.15), we invoke the surface condition

$$\phi_z \Big|_{z=0} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} = N A k U e^{-ky} \sin\left(kx - \frac{\pi}{4}\right) \times (kx)^{1/6} \text{Ai}\left[-\left(\frac{kx}{36}\right)^{2/3}\right]. \quad (5.19)$$

Substituting (5.17) and (5.19) into (5.15) and putting $(kx/36)^{2/3} = X$ we have

$$\bar{K} = \frac{27\pi^3 \rho g A^2}{k^2} \int_0^{X_1} F(X) dX, \quad (5.20)$$

where

$$F(X) = [1 - \sin(72X^{3/2})] X^{1/2} \text{Ai}^2(-X)$$

and $X_1 = 2.338$.

After some manipulation using (4.3), (5.16) reduces to

$$\bar{\Phi} = \frac{27\pi^3 \rho g A^2}{k^2} \int_0^{X_1} G(X) dX \quad (5.21)$$

where

$$G(X) = [1 + \sin(72X^{3/2})] X^{1/2} \text{Ai}^2(-X).$$

$\sin(72X^{3/2})$ in $F(X)$ and $G(X)$ oscillates rapidly cancelling the value of the integral including trigonometric term, then (5.20) and (5.21) give almost equal results:

$$\begin{aligned} \int_0^{X_1} F(X) dX &\simeq \int_0^{X_1} G(X) dX \\ &\simeq \int_0^{X_1} X^{1/2} \text{Ai}^2(-X) dX = 0.442. \end{aligned} \quad (5.22)$$

Thus, we obtain the total energy comprised in the first envelope as follows:

$$\begin{aligned} \bar{E} = \bar{K} + \bar{\Phi} &= 0.442 \times 54 \pi^3 \frac{\rho g A^2}{k^2} \\ &= 23.87 \pi^3 \frac{\rho g A^2}{k^2}. \end{aligned} \quad (5.23)$$

* In Fig. 1 the point P stands for $kx=128.7$ which is derived from the first zero point of $\text{Ai}(-\eta)$ i.e. $\eta = (kx/36)^{2/3} = 2.338$.

** For simplicity, $\text{Re } \zeta_0$ in (4.4) is replaced by only ζ .

If an atmospheric disturbance advances from a region to another with different bottom slope without altering its physical parameters (speed of translation U , pressure distribution, horizontal scale L and so on) the input energy given to the waves is constant. Hence the energy conservation law gives the formula

$$\frac{A}{k} = \frac{\lambda A}{2\pi} = \text{const.}, \quad (5.24)$$

implying the amplitude factor A relates inverse proportionally to the wave length. Since k is proportional to α ($k=g\alpha/U^2$, U is constant), A also does so.

Thus, if α decreases the energy conservation law above mentioned requires A to decrease, directly after the atmospheric disturbance entered into the new region 2 with less bottom slope α_2 from the region 1 with larger slope α_1 . But after sufficient time elapsed, A must obey the following relation to be adapted to the new region,

$$\begin{aligned} A &= \frac{p_0}{\rho g \alpha} k L e^{-kL} \\ &= \frac{p_0 L}{\rho U^2} \exp\left(-\frac{gL}{U^2} \alpha\right), \quad (y=0) \end{aligned} \quad (5.25)$$

which is defined in the equation (4.3). Accordingly, A increases when α decreases contrary to the result derived from the energy conservation. Therefore, the decrease in A by the relation (5.24) must be restored to the value given by (5.25) after some time.

Now, the quantities with suffices 1 and 2 refer to the regions 1 and 2 respectively. From (5.24) we obtain

$$\frac{A_2'}{A_1} = \frac{k_2}{k_1} = \frac{\alpha_2}{\alpha_1}, \quad (5.26)$$

the prime attached to A_2' being used to distinguish it from A_2 , namely from (5.25) we get

$$\frac{A_2'}{A_1} = \exp\left[\frac{g\alpha_1 L}{U^2} \left(1 - \frac{\alpha_2}{\alpha_1}\right)\right]. \quad (5.27)$$

For $\alpha_2 < \alpha_1$, A_2' is smaller than A_2 . A reasonable numerical example such that $L=6$ km, $U=24$ m/s (87.5 km/h), $g=9.8$ m/s², $\alpha_1=0.02$ and α_2

$=0.01$ gives

$$\frac{A_2'}{A_2} = \frac{1}{2}, \quad \frac{A_2}{A_1} = 2.77,$$

or

$$\frac{A_2 - A_2'}{A_1} = 2.27. \quad (5.28)$$

At any rate, the discussion of the change in the entrance of the region 2 is a theoretical conjecture and should be proved in future by observations.

An actual geographic example of the above mentioned slope change is found for example, in the sea adjacent to the coast of Shizuoka Prefecture near Cape Omaezaki, where the region with $\alpha_1=0.02$ in the west side abruptly continues to the region with $\alpha_2=0.007$ in the east. On the former shelf, when the westerlies prevail in winter, the edge waves of the period of 20 minutes are remarkable, giving the wave number $k_1=\sigma^2/g\alpha_1=0.140$ km⁻¹. Using (5.27) we obtain

$$\begin{aligned} \frac{A_2}{A_1} &= \exp\left[\frac{g\alpha_1 L}{U^2} \left(1 - \frac{\alpha_2}{\alpha_1}\right)\right] \\ &= \exp\left[k_1 L \left(1 - \frac{\alpha_2}{\alpha_1}\right)\right] = 1.84, \end{aligned}$$

and

$$\frac{A_2'}{A_1} = \frac{\alpha_2}{\alpha_1} = 0.35,$$

hence, A_2 is about 5.3 times larger than A_2' . Anyhow, this theoretical consideration shows when the forced waves fed by the constant atmospheric input energy enter into the region with less bottom slope, the amplitude decreases for the time being by 1/3 of the former amplitude, and then it restores the amplitude to 1.8 times of the former.

Off the coast of Shizuoka Prefecture above mentioned, a current meter has been installed fortuitously almost at the boundary of two regions with different bottom slope. Comparatively large velocities were observed here, for example 70 cm/s of speed was recorded to one direction then the same amount to the opposite direction, and the oscillations represent somewhat complicated features. These facts might

confirm the complex character of the motion inferred from the theory.

6. Wave amplitude and orbital velocity

(1) Amplitude

From the equation (4.3) of the Airy's phase, the maximum amplitude occurs when

$$(kx)^{1/6} \text{Ai} \left[- \left(\frac{kx}{36} \right)^{2/3} \right]$$

takes maximum value. Differentiate this and equate to zero we obtain

$$\text{Ai}(-z) - 4z^2 \text{Ai}'(-z) = 0, \quad (6.1)$$

where $z = (kx/36)^{2/3}$ and $\text{Ai}'(-z)$ is the derivative of $\text{Ai}(-z)$. The first root of (6.1) is $z = 1.178$ or in terms of kx , $kx = 46.03$ giving

$$\begin{aligned} \text{Max}(kx)^{1/6} \text{Ai} \left[- \left(\frac{kx}{36} \right)^{2/3} \right] \\ = 1.893 \times 0.522 = 0.988, \end{aligned}$$

then from (4.3) we get

$$\text{Max} |\zeta_0| = 0.988 N A e^{-ky} = 6.055 A e^{-ky}, \quad (6.2)$$

where

$$N = \left(\frac{4}{3} \right)^{1/3} \pi^{3/2} = 6.129 \text{ and } A = \frac{\dot{p}_0}{\rho g \alpha} k L e^{-kL}.$$

Example: Makurazaki's data (17 March 1977).
period; 13 minutes

(frequency $\sigma = 0.008 \text{ sec}^{-1}$),

velocity of the pressure disturbance:

$$\begin{aligned} U = 24.5 \text{ m/s (88.2 km/h), (equal to} \\ \text{the wave speed, computed from} \\ U = g\alpha / \sigma)^*, \end{aligned}$$

bottom slope: $\alpha = 0.02$,

wave number: $k = g\alpha / U^2 = 0.33 \text{ km}^{-1}$.

Maximum amplitudes are given in Table 2 for various one tenth pressure length $L_{1/10} = 3 L$ by (1.4) and half pressure length L using (6.2).

The e -folding distance (the distance where $\text{Max} |\zeta_0|$ decreases by e^{-1} times) is given by

* This value of U can be also applied to that of the pressure disturbance, since at that time the wind velocity by which the disturbance is steered is average 90 km/h, between two isobaric surfaces of 500 mb and 300 mb.

Table 2. Maximum amplitudes of the Airy's phase when the pressure change is \dot{p}_0 .

$L_{1/10}$ (km)	L (km)	kL	kLe^{-kL}	$\text{Max} \zeta_0 $ (cm)
				$\times \frac{\dot{p}_0}{\rho g} e^{-ky}$
9.1	3.03	1.00	0.368	111.4
15	5.00	1.65	0.317	96.0
20	6.67	2.20	0.243	73.6
30	10.0	3.30	0.122	36.9
40	13.3	4.40	0.054	16.4
50	16.7	5.50	0.022	6.7
100	33.3	10.99	0.00018	0.05

$y_e = 1/k = 3.03 \text{ km}$. If one tenth pressure length $L_{1/10}$ is mesoscale (say 20 km), the maximum amplitude at the coast ($y=0$) amounts to 73.6 cm, even the pressure fluctuation is small (say $\dot{p}_0 = 1 \text{ mb}$). This may be interpreted as follows:

The wave energy accumulated toward the coast side within a distance y_0 is

$$E_{y_0} \propto \frac{A^2}{k^2} (1 - e^{-ky_0}).$$

Hence, the rate of energy E_{y_0} to total E contained in whole volume is given by

$$\frac{E_{y_0}}{E} = 1 - e^{-ky_0} = 1 - \exp \left(- \frac{g\alpha y_0}{U^2} \right), \quad (6.3)$$

which decreases according as α decreases. For example, for $k = 0.33 \text{ km}^{-1}$ and $\alpha = 0.02$, 28% of total energy E accumulates within 1 km ($y_0 = 1$) of distance from the coast, for $\alpha = 0.01$, it decreases to 15%.

(2) Orbital velocity

Horizontal components of the orbital velocities of water particle along and perpendicular to the coast are obtained by differentiation of (5.17) with respect to x and y respectively giving for the x -component:

$$\begin{aligned} u = \phi_x = \frac{NgA}{U} e^{-ky} (kx)^{1/6} \text{Ai} \left[- \left(\frac{kx}{36} \right)^{2/3} \right] \\ \times \cos \left(kx - \frac{\pi}{4} \right) + \frac{1}{6kx} \sin \left(kx - \frac{\pi}{4} \right) \\ - \frac{36^{1/3}}{54 \times 6} (kx)^{-1/6} \text{Ai}' \left[- \left(\frac{kx}{36} \right)^{2/3} \right] \\ \times \sin \left(kx - \frac{\pi}{4} \right). \end{aligned} \quad (6.4)$$

The third term of the right hand of this equation is small due to the factor $36^{1/3}/54 \times 6 = 0.010$ compared to the other terms, then ignoring it (6.4) reduces to

$$u = \phi_x = V(kx)e^{-ky} \sqrt{1 + \frac{1}{(6kx)^2}} \cos(\theta - \chi), \quad (6.5)$$

where

$$V(kx) = \frac{NAg}{U} e^{-ky} (kx)^{1/6} \text{Ai} \left[- \left(\frac{kx}{36} \right)^{2/3} \right], \quad (6.6)$$

and

$$\theta = kx - \frac{\pi}{4}, \quad \chi = \tan^{-1} \frac{1}{6kx}.$$

Similarly, the y -component of the velocity v is simply given by

$$v = \phi_y = -V e^{-ky} \sin \theta. \quad (6.7)$$

If kx is not so small (say, $kx > 1$), $1/(6kx)^2$ in the square root of (6.5) is negligible to 1, hence (6.5) reduces to

$$u = V e^{-ky} \cos(\theta - \chi). \quad (6.8)$$

Elimination of θ from (6.7) and (6.8) gives

$$u^2 + v^2 \cos 2\chi = V^2 e^{-2ky} \cos^2 \chi, \quad (6.9)$$

representing the ellipse with the eccentricity

$$e = \sqrt{1 - \cos 2\chi} = \frac{\sqrt{2 \tan \chi}}{\sqrt{1 + \tan^2 \chi}} \doteq \frac{1}{3 \sqrt{2} kx}, \quad (6.10)$$

if $\tan^2 \chi = 1/(6kx)^2$ is ignored against 1. In the region somewhat separated from the pressure disturbance, kx is not so small, hence e is small. Therefore, we can infer the top of the velocity vector depicts the circle with radius $V e^{-ky}$ far behind the disturbance.

The velocity vector rotates counter clockwise if the disturbance accompanying the waves advances to the negative x -direction and vice versa.

Some theoretical maximum values of the orbital velocities of the Airy's phase with given U and α ($U=24.3$ m/s, $\alpha=0.02$ for Makurazaki) are given in Table 3 using the equation (6.6) for $(kx)_{\max} = 46.03$.

Table 3. Maximum orbital velocities accompanying the maximum amplitude of the Airy's phase with $U=24.3$ m/s (87.5 km/h) and $\alpha=0.02$ (Makurazaki), against various $L_{1/10}=3L$, the one tenth pressure distance.

$L_{1/10}$ km	kLe^{-kL}	V_0 cm/s $y=0$	V_1 cm/s $y=1$ km
9.1	0.368	$44.9 \times p_0/\rho g$	$32.3 \times p_0/\rho g$
15	0.317	38.7	27.9
20	0.243	29.6	21.3
30	0.122	14.9	10.8
40	0.054	6.6	4.7
50	0.022	2.7	1.9
100	0.00018	0.0	0.0

7. Observational background

The author was tempted to consider that an air pressure fluctuation triggered by a strong mesoscale convection might be one of the important mechanism of edge wave generation with comparatively short period. In this connection, pertinent analyses of stability of the air layer virtually have to be done. However, we must here show only superficial and biased picture and exact analyses will be left in future.

KIMURA (1982) describes in brief report that when a cold air flows over the warm sea surface, a mesoscale cellular convection arises and can be detected as a patch of cloud on a photograph taken by a meteorological satellite. Initially, the convection cell is open type but during its translation over the warm sea, it becomes larger and more noticeable resulting formation of a closed cell.

Practically, YAMADA (1982) analysed the gust observed only over the sea (Tsushima Strait, western part of Japan, warm water prevails) on 11th October 1979. Before the gust broke, the air temperature lowered by 2.0° - 2.5°C in the layer of 200 m-1,400 m of altitude, on the other hand, increased by 4°C on the surface resulting the generation of the strong convection. The instability caused the gust.

On the shelf adjacent to the pacific coast, Shizuoka Prefecture, possibility of edge wave generation is somewhat certain from the continuous velocity observation in the sea near the coast. For example, on 26th March 1981, the large value of longshore current speed of 70 cm/s

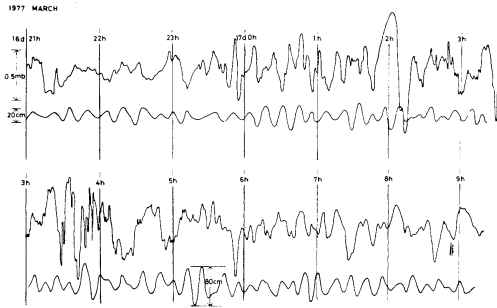


Fig. 4. Simultaneous records of microbarometer at Kagoshima and of tide gauge at Makurazaki (16 March 1977).

(the speed sensor is located in the depth of 16 m and 2.5 km apart from the coast) was observed when the cold west wind of speed about 25 knots was blowing. The weather map on this day showed the region was covered by cold air mass behind the cold front and the air temperature on the ground amounted to 4.7°C and -2.9°C on the isobaric surface of 850 mb (about 1 km high) giving the lapse rate of $8^{\circ}/\text{km}$ suggesting the strong instability. Anyhow, these convective cells above mentioned caused the air pressure fluctuations.

The example of Makurazaki situation cited frequently before is a noticeable clue to this problem. A microbarometer is equipped at Kagoshima District Weather Station. At the time of the appearing of air instability, the sensor records the frequent pressure fluctuations as shown in Fig. 4 where simultaneous records of the water level at Makurazaki are also given*.

However, the simultaneous records in this figure somehow preclude from inferring the close correlation between them, since two stations separate about 40 km of distance and the pressure fluctuations recorded at Kagoshima, are the result of passing of the disturbance not on the sea but on the land from the west. But we can surmise the more active fluctuations may occur on the sea adjacent to Makurazaki, since the front extends from the east to the west over the sea area.

Let us pick up a protuberant fluctuation from

* According to Table 3, if $L_{1/10}=9$ km, $V_1=70$ cm/s may be realized with $p_0/\rho g=2.2$ or $p_0=2$ mb.

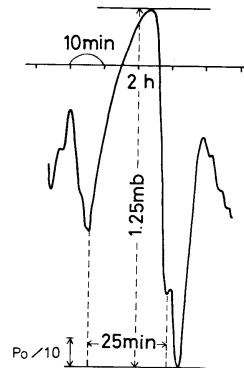


Fig. 5. An example of pronounced pressure fluctuation occurred on 16 March 1977.

the records in Fig. 5. This occurs at 2 h with 1.25 mb pressure change and duration of about 25 minutes, its horizontal size being surmised to be about 36 km of one tenth pressure or 12 km of half pressure length ($3L=L_{1/10}$). Here, the wave speed U is computed from $U=ga/\sigma$, giving 24.5 m/s (88.2 km/h), σ being 0.008 sec $^{-1}$ (period of 13 min., the optimal period at Makurazaki), hence $L_{1/10}=88.2 \times 25 \div 60=36.7$ km. Thus we adopt $L=12$ km approximately.

Since $k=ga/U^2=0.33$ km $^{-1}$, $kL=3.96$. From (6.2) we can compute the maximum half amplitude of the edge waves of fundamental mode for $kL=3.96$ and $\alpha=0.02$:

$$\begin{aligned} \text{Max } \zeta_0 &= \frac{6.055}{\alpha} kL e^{-kL} \frac{p_0}{\rho g} \\ &= 302.8 \times 0.075 \frac{p_0}{\rho g} = 22.9 \times \frac{p_0}{\rho g} \text{ (cm)}. \end{aligned}$$

If $p_0=1.25$ mb, $\text{Max } |\zeta_0|$ amounts to 28.6 cm, the total wave height being about twice of this value giving 57 cm. Actual maximum height is 78 cm at 5 h 20 m, 17 d March 1977. The theoretical value increases to 78 cm if p_0 is 1.7 mb, the value easily realizable by the convection on the warm sea.

To confirm the above mentioned theory, following observation scheme will be needed in future:

(1) At least two stations must be aligned along the coast to observe surface elevations and orbital velocities near or somewhat off the coast, so as to get the exact propagating speed of the edge waves.

(2) Meteorological observations such as wind, temperature aloft particularly that of pressure fluctuations is important to get a correct knowledge of the pressure change due to a convection.

8. Conclusions

(1) The edge waves of the comparatively short period, say, from several minutes to one hour, can be generated theoretically by a pressure fluctuation exerted on the surface of the sea. This fluctuation is triggered by a meso-scale convective cell. Observational evidences represent the theoretical conjecture is right on relevant weather condition.

(2) The pressure fluctuation is pronounced when the air layer is highly unstable such as in frontal zone or by continuous blowing of cold air over the warm sea surface. A mathematical model of pressure change is given by (2.4) to facilitate the mathematical manipulation.

(3) The theoretical development is the same as that of waves behind a moving ship. In the present case, a ship is replaced by a pressure disturbance of infinite horizontal extension, and the phase velocity of the waves U is equal to that of the disturbance.

(4) The Airy's phase turns on at comparatively early stage of the wave developing, and the oscillations represent a beat-like feature. The maximum amplitudes of the oscillations were calculated for various horizontal size L (half pressure length). When $\sigma L/U$ is large, σ being the angular frequency of the waves, the wave motion is very small since the factor $e^{-\sigma L/U}$ fades out rapidly as $\sigma L/U$ increases. This implies the waves are remarkable for small L and large σ (short period).

(5) The amplitudes of the forced edge waves depend not only upon the pressure change but also upon the bottom inclination.

(6) After the Airy's phase disappeared, a stationally phase represented by (4.5) continues.

(7) Some actual data observed at Makurazaki were given. The data confirm the validity of the theory, if relevant physical quantities of a pressure disturbance such as L , U and p_0 (fluctuated pressure) are given. p_0 can be observed exactly by a microbarometer, however decisions

of L and U accurately are somewhat elusive unless plural equipments are available.

(8) When the atmospheric pressure disturbance proceeds to the region with different bottom slope, the behaviors of the forced edge waves are somewhat complicated. Initially, the change in the amplitude obeys the conservation of the input energy (the amplitude being proportional to the bottom inclination) but presently, the amplitude must change spontaneously to accord with its proportionality to the exponential function of the inclination ($A \propto e^{-\alpha L/U^2}$, see (4.3)).

Acknowledgements

The author would like to express his gratitude to the members of Makurazaki Weather Station, Kagoshima Prefecture, Japan for their presentation of various data, and to Dr. N. MORITANI, Mr. M. HASHIMOTO, and the members of the Oceanographical Section, Japan Meteorological Association, Tokyo for having the interest in the problems described above and discussing about the edge waves, and also to Miss K. SATO, a member of the same section for drawing some of the figures in this paper.

References

- ADAMS, J. K. and V. T. BUCHWALD (1969): The generation of continental shelf waves. *J. Fluid Mech.*, **35**, 815-826.
- GALLAGHER, B. (1971): Generation of surf beat by non-linear wave interactions. *J. Fluid Mech.*, **49**, 1-20.
- GREENSPAN, H. P. (1956): The generation of edge waves by moving pressure distributions. *J. Fluid Mech.*, **1**, 574-592.
- GILL, A. E. and E. H. SCHUMANN (1974): The generation of long shelf waves by wind. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 83-90.
- GUZA, R. T. and R. E. DAVIS (1974): Excitation of edge waves by waves incident on a beach. *J. Geophys. Res.*, **79**, 1285-1291.
- GUZA, R. T. and D. L. INMAN (1975): Edge waves and beach cusps. *J. Geophys. Res.*, **80**, 2997-3012.
- KIMURA, R. (1982): On the cold air flowing over the southern region of the sea. Brief Report *Tenki*, **29**(1), 72. (in Japanese)
- YAMADA, S. (1982): Mechanism of a gust on the Strait of Tsushima, Kyushu District, Japan. Seminar Report of Japan Meteorol. Assoc. (in Japanese)

Appendices

(A) Evaluation of the integral of (2.16)

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\sqrt{g\alpha}k t - ikx - |k|(y+L)} dk \quad (A.1)$$

Putting

$$|k| = \frac{g\alpha t^2}{x^2} \chi^2, \quad M = \frac{g\alpha t^2}{x}, \quad \beta = \frac{y+L}{x} \text{ and}$$

$$\eta = \frac{1}{1-i\beta},$$

(A.1) is transformed to

$$I = \frac{g\alpha t^2}{x^2} \int_{-\infty}^{\infty} e^{iM[(1-i\beta)\chi^2 - \chi]} \chi d\chi$$

$$= \frac{g\alpha t^2}{x^2} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-iM/\eta[(\chi - \eta/2)^2 - \eta^2/4]} \chi d\chi.$$

Further replacement $\tau^2 = iM(x - \frac{\eta}{2})^2 / \eta$ gives

$$I = \frac{2g\alpha t^2}{x^2} e^{iM\eta/4} \left(\frac{\eta}{iM} \int_{-\infty}^{\infty} \tau e^{-\tau^2} d\tau \right)$$

$$+ \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\eta^3}{iM}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\tau^2} d\tau$$

$$= \left(\frac{\pi M \eta^3}{x^2} \right)^{1/2} \exp i \left(\frac{M\eta}{4} - \frac{\pi}{4} \right). \quad (A.2)$$

Assuming $\beta \ll 1$,

$$\left(\frac{\pi M \eta^3}{x^2} \right)^{1/2} = \left(\frac{\pi g\alpha t^2}{x^3} \right)^{1/2} (1-i\beta)^{-3/2} \approx \left(\frac{\pi g\alpha t^2}{x^3} \right)^{1/2}$$

and

$$\frac{iM\eta}{4} \approx \frac{iM(1+i\beta)}{4} = i \frac{g\alpha t^2}{4x} - \frac{g\alpha t^2}{4x^2} (y+L);$$

Finally, we obtain from (A.2)

$$I \approx \left(\frac{\pi g\alpha t^2}{x^2} \right)^{1/2} \exp \left[-\frac{g\alpha t^2 (y+L)}{4x^2} \right]$$

$$\times \exp \left[i \left(\frac{g\alpha t^2}{4x} - \frac{\pi}{4} \right) \right]. \quad (A.3)$$

(B) Airy's function

Let us consider the integral in (3.5):

$$J = \int_0^{\infty} \exp i \left[\frac{q}{2} (t-t_0)^2 + \frac{r}{6} (t-t_0)^3 \right] dt. \quad (B.1)$$

Putting $\sqrt{|q|} (t-t_0) = \sigma$ in this integral giving

$$J = \sqrt{\frac{2}{|q|}} \int_{-\sqrt{|q|/2} t_0}^{\infty} e^{i(\sigma^2 + \varepsilon \sigma^3)} d\sigma.$$

Invoking (3.2) and (3.3), the lower limit of the integral is

$$\sqrt{\frac{|q|}{2}} t_0 = \sqrt{\frac{g\alpha}{4x} \frac{2x}{U}} = \sqrt{\frac{g\alpha x}{U}}$$

which is large if the disturbance transfers long distance on the shelf. Then, we may be permitted to replace the lower limit by ∞ committing only a small error:

$$J = \sqrt{\frac{2}{|q|}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i(\sigma^2 + \varepsilon \sigma^3)} d\sigma, \quad (B.2)$$

where $\varepsilon = \sqrt{2}|r|/3|q|^{3/2}$, see (3.6). Further we replace σ to τ by the relation

$$\sigma = \sqrt{\frac{|q|}{2}} \left(\tau - \frac{|q|}{r} \right),$$

giving

$$\exp \left(-\frac{i|q|^3}{3r^2} \right) J = \int_{-\infty}^{\infty} \exp i \left(-\frac{q^2}{2r} \tau + \frac{r}{6} \tau^3 \right) d\tau$$

$$= \int_0^{\infty} \exp i \left(-\frac{q^2}{2r} \tau + \frac{r}{6} \tau^3 \right) d\tau$$

$$+ \int_0^{\infty} \exp i \left(\frac{q^2}{2r} \tau - \frac{r}{6} \tau^3 \right) d\tau$$

$$= 2 \int_0^{\infty} \cos \left(\frac{q^2}{2r} \tau - \frac{r}{6} \tau^3 \right) d\tau$$

$$= 2\pi \left(\frac{2}{r} \right)^{1/3} \text{Ai} \left[-\frac{q^2}{2r} \left(\frac{2}{r} \right)^{1/3} \right]^*, \quad (B.3)$$

where $\text{Ai}(-z)$ is the Airy's function defined by (3.11) or if we put $(3a)^{1/3} \tau = \tau_1$ in (3.11) we obtain

$$\text{Ai}(-z) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \cos \left(\frac{\tau_1^3}{3} - z\tau_1 \right) d\tau_1. \quad (B.4)$$

For $|z| \gg 1$ the asymptotic formula to $\text{Ai}(-z)$ is

$$\text{Ai}(-z) \sim \frac{1}{\sqrt{\pi z^{1/4}}} \sin \left(\frac{2}{3} z^{3/2} + \frac{\pi}{4} \right)^{**} \quad (B.5)$$

* ABRAMOWITZ *et al.*, Handbook of Mathematical Functions, Dover Ed. p. 447

** COPSON, Asymptotic Expansions, Camb. Univ. Press, p. 105.

小規模の気象擾乱によって発生するエッジ波について

富 永 政 英

要旨: 数分から1時間位までの周期のエッジ波が中規模の対流に伴う気圧変化(数 mb 以下)によって誘発されるのではないかと考え, 理論的考察を行った。その結果, Airy 関数で表わされるエアリー位相が対流の過ぎ去ったあとに現れる。この位相はビートの様相を呈し, 最大振幅と最大軌道速度を計算して枕崎の異常潮位と比較したところ, 物理的に無理のない一致をみた。

フランスにおける海洋植物プランクトンと 一次生産に関する研究の現状*

Alain SOURNIA**

Les recherches françaises actuelles sur le phytoplancton marin et la production primaire*

Alain SOURNIA**

Résumé: On tente ici de dresser un tableau sommaire des recherches effectuées récemment (au cours des dix dernières années) ou actuellement par les océanographes français dans le domaine du phytoplancton marin et de la production primaire. Il ne s'agit nullement d'une "revue" exhaustive mais de la sélection, toute subjective, des recherches qui apparaissent au compilateur comme les plus significatives ou les plus prometteuses; dans chaque cas, une référence bibliographique (une seule, généralement) est donnée à titre d'exemple. L'exposé énumère tout d'abord les activités et les spécialisations des divers laboratoires des côtes françaises, après quoi sont examinés les travaux réalisés en Méditerranée, dans l'Atlantique et le Pacifique tropicaux et dans l'Antarctique. Quelques informations pratiques (adresses, documentation) sont fournies en Appendice.

1. はじめに

ある課題について総述する場合、あますところなく徹底的に論ずるかあるいは選択的に論ずるかのいずれかになるであろう。この総説は、フランスにおける最近の研究のうち重要と思われるものや有望と思われるものの中から主観的に選んだという点で明らかに選択的なものである。したがって、多くの価値ある研究を意識的または無意識的に除外している。この論文の主要な目的は、海洋植物プランクトンおよび一次生産に関する研究分野においてフランスで“何が行われているか”について実用的情報を日仏海洋学会の日本人会員に提供することである。文献も、各々のタイプの研究に関して代表的と思われる一二の論文を紹介し

ているにすぎないから、また選択的である。

便宜上、地理的な順序で話を進めよう。まず、フランス沿岸にある主な海洋研究所を地中海から大西洋へと右回りに紹介し、次いで、海外で行われている研究を検討することにする。

2. 沿岸の研究所

A. 地中海沿岸

フランスの南東の角にある Villefranche から始めよう (Fig. 1)。ここには、いくつかの臨海研究所がある。その1つ Station Zoologique は、19世紀から20世紀への変わり目に設立されて以来、もっぱらプランクトンに関する研究を行ってきた。現在では、微小プランクトン、小型植物プランクトン、小型動物プランクトン間の栄養関係の研究 (RASSOULZADEGAN, 1979)、および外洋における食物連鎖に関する海洋での研究、実験室生態系での研究、数学的モデルを使った研究 (NIVAL et MALARA, 1979; NIVAL, 1980) などを含めて

* 1982年7月13日受理 Manuscript reçu le 13 juillet 1982

** Laboratoire d'Ichtyologie, Muséum national d'histoire naturelle; 43, rue Cuvier, 75231 Paris 05, France

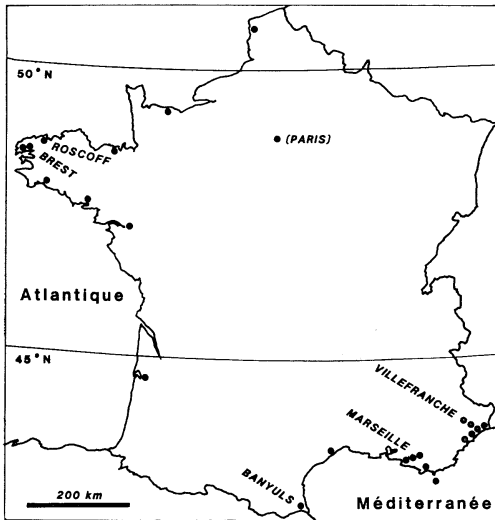


Fig. 1. Principaux centres de recherches océanographiques des côtes françaises. Les noms ne sont indiqués que pour les centres actuellement les plus actifs dans le domaine du phytoplancton et de la production primaire.

研究が進められている。この研究所は海が近く(研究所からわずか数 m !), 岸近くに深層水もあるので、動物相や植物相を観察するのに最も適した場所である。

Villefranche のもう一つの研究所 Laboratoire de physique et chimie marines では、一次生産に関連した多くの研究が行われている。海洋光学の分野では、光合成有効放射“PAR”, 光合成利用放射“PUR”および光合成固定放射“PSR”の比較を行った結果、海洋植物プランクトンの生態効率はサルガッソー海の 0.01% から西アフリカの湧昇域の 1% の範囲にあるらしいことが明らかになった (MOREL, 1978)。また、光合成の量子収量は有光層の底に近づくほど高いという研究結果は大変興味深いものであるが、このことは弱光に適した藻類の色適応に関し疑問を投げかけるものである。植物プランクトン細胞による光の吸収について再考すると、古典的な Beer-Lambert の法則に多少問題があることになる。すなわち、クロロフィル *a* の比吸光は細胞の大きさや分類上の位置により異なるものであるから、もはや一定とみなすことはできないということである (MOREL and

BRICAUD, 1981)。同研究所では、また、海水表面を通して行われる CO₂ 交換、有機物の生物地球化学および海水の微量成分に関する研究も行われている。

Marseille では数カ所の研究所があげられる。Station marine d'Endoume では長年にわたって植物プランクトンの生態学と分類学の研究が行われている (CHRETIENNOT, 1974; TRAVERS, 1976)。栄養塩による制限を評価するための数種の生物検定法が BERLAND *et al.* (1973) や MAESTRINI and KOSSUT (1981) によって開発され、それにより、1年のサイクルの中でどの成分が異なった種に対して制限的になっているかを決めることが可能になった (BERLAND *et al.*, 1978)。地中海全体としては、リンが窒素より制限的になっているようである (BERLAND *et al.*, 1980)。種々の論議があり未解決の細胞外代謝産物の影響に関しては、同じ著者ら (BERLAND *et al.*, 1974) は次のように考えている。すなわち、細胞外代謝産物の海洋における天然の濃度は非常に低いので、特定の競争や遷移においてほとんど役割を演じていない (栄養塩要求および捕食圧の方がもっと大きな影響を及ぼしている)。

Marseille に近い Faculté des Sciences de Luminy では、プランクトン生態系の窒素代謝が数年にわたって研究され、種々の外洋域について新生産 (new production) と回帰生産 (regenerated production) のそれぞれの役割が確かめられてきている。更に、SLAWYK *et al.* (1977) は炭素循環と窒素循環の相互作用を明らかにするため、¹⁵N と ¹³C を同時に用いている。この方法によって、窒素の添加は光条件下で炭素のとりこみを阻害し暗黒下で促進すること、すなわち、とりこまれる C と N の比 (C/N) は光依存的であることが立証された (COLLOS and SLAWYK, 1979; SLAWYK and COLLOS, 1982)。

植物プランクトンに関する限り地中海沿岸であげておかなければならない最後の研究所は Banyuls にある Laboratoire Arago である。ここでこの研究は、記載的な性格の生態学研究から、たとえば細胞の生理的状態や光合成効率などを評価す

るための手段としての誘導蛍光のような生態生理学的研究へ移行してきている(NEVEUX et JUPIN, 1981)。また、この方法を用いると金属による毒作用をも検出することができる。C₃回路およびC₄回路と関連して、光同化された炭素の命運が現在では酵素的な方法で追跡されている(C. DESCOLAS-GROS, 研究進行中)。生物検定法が、Marseilleでのものを補足する形でBanyulsでも開発された(FIALA et al., 1976)。Banyulsはまた、水温躍層下における夏季の深層クロロフィル極大を海岸近くで研究する機会を与えてくれる(CAHET et al., 1972)。

地中海沿岸を離れる前に、沿岸ラグーン(JACQUES et al., 1975)および河川の流入や産業排水による富栄養化の影響を受ける水域(BLANC et al., 1976; MINAS et al., 1976)において生産力の研究が行われていることを記しておきたい。

B. 大西洋沿岸

大西洋沿岸では、植物プランクトンの研究は地中海沿岸ほど盛んではない。ここでは、それらのうちのいくつかを簡単に述べるにとどめる。南の方から北に向かって進むことにする。

Nantesの南にあるかき養殖池は一次生産が非常に高く、現場での生物検定から明らかのように通常窒素が制限要因になっている(ROBERT et al., 1979)。

わが国では貝毒は極めて稀れであるが、このような現象はNantesで赤潮の出現と関連してInstitut Scientifique et Technique des Pêches Maritimesで入念に記録がとられている(LASSUS, 1980)。

Brestでは、Université de Bretagne Occidentaleで植物プランクトン学と密接に関係づけて生物海洋学(océanographie biologique)と海洋化学(océanographie chimique)の研究が行われている。更に、Brestに近接して近年建てられた国立海洋科学センター Centre Océanologique de Bretagneは、現地調査を海外で行っているOffice de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Merからのほとんどの科学者達の受入れを歓迎している(次章参照)。ブルターニュ海域では夏季に沿岸混合水と沖合成層水との間に(複数の)温

度フロントが現われ、興味深い様相を呈する。このフロントの出現は潮汐の干満の差と潮流の速度から予測することができる。フロントはふつう植物プランクトンが大増殖する場所で、渦鞭毛藻類の*Gyrodinium*と*Noctiluca*が優占する(GRALL et al., 1981)。現在は、栄養塩添加とこれら生物(渦鞭毛藻)の受動的集積の研究活動に努力が集中されている。

ブルターニュでは、また、古い歴史をもつ Station Biologique de Roscoff (1871年設立)が、中断の後、河口域および沿岸域における植物プランクトンの研究を再開している(RIAUX et GRALL, 1982; WAFAR, 1981)。

Caen大学およびLuc-sur-Merにある大学付属の小さな臨海研究所の藻類学者グループは、底生生活期と浮遊生活期の交代を行う単細胞藻類の生活環を専門に扱っている(BILLARD, 1978; GAYRAL et FRESNEL, 1979)。

フランスでは少なくとも三つの研究室で、フランス沿岸または海外のどちらかで、クロロフィル量の算定を含めた海洋学的諸過程のリモートセンシングに関する研究が行われている(MOREL et PRIEUR, 1978; VIOLLIER et al., 1978; MOREL, 1980; GRALL et al., 1981)。

3. 海洋研究

A. 地中海

地中海はフランスの海洋学者にとって最も都合のよい実験海域である。というのは、非常に身近かにあるからというだけでなく、適当な広さの地理的枠組の中で海洋学的諸過程を十分に選べるからである。海洋学的諸過程とは、冬季に何カ所かでみられる海底にまで達する完全な鉛直混合、特に春季にみられる乱流と成層の時空間的勾配、深層クロロフィル極大、沿岸湧昇流、発散と左回り渦流あるいはその一方による栄養塩強化、局所的な富栄養化、およびエネルギー収支または物質収支などである。植物プランクトンに関する限り、栄養塩強化過程の研究に努力が集中されており、リグリア海(大まかに言えば Villefranche と Corse 島の間)の発散海域に特に重点がおかれて

いる。地中海は、全体としては、大西洋に比べてやせた海である(BETHOUX, 1981 参照)が、局所的諸過程によっては約 $1 \text{ g C/m}^2/\text{day}$ あるいはそれ以上の生産速度をもたらす得るということが現在よく認められている (MINAS et BLANC, 1970; JACQUES et al., 1973, 1976)。

B. 東部大西洋

フランスは、モロッコ、モーリタニア、セネガルなどの沖での沿岸湧昇流の国際的研究に積極的に携わっており (CINECA 航海), その総合的報告は MINAS et al. (1982) でみられる。Cap Blanc (モーリタニア) の周辺海域は特に注目をあびている。この海域の湧昇は、北部ではたいいてい夏季に生じ、南部では冬季と春季に観測される。Cap Blanc 自体は永続的な湧昇のおこる場所であり、それ故、年間生産量は 700 g C/m^2 以上で、これは本来ほとんどが新生産である(回帰生産は 10% だけ)。中規模 (メソスケール) の研究によって、ここでおこる湧昇流は風の応力に応じて one-cell モデルから two-cell モデルへ切り替わるらしいということが明らかになった。その他の特徴的な様相としては、リンの急速な回転およびおそらくケイ酸塩による制限が含まれる (TREGUER and LE CORRE, 1979)。

外洋ドーム (oceanic domes) は、深層の栄養塩に富んだ海水が表面近くまで運ばれる (ただし表面にまで到達することはない) もう一つの施肥機構である。これの均整のとれた二つの実例が大西洋で報告されている。一つは赤道の北にあるギニア・ドームであり、これは左回りの表層循環の結果生ずるもので、およそ $1 \text{ g C/m}^2/\text{day}$ の生産が行われている (VOITURIEZ et DANDONNEAU, 1975)。他の一つは南半球にあるアンゴラ・ドームで、右回りの渦流の結果生ずるものである (GALLARDO et al., 1974)。

東部熱帯大西洋では三つの他のタイプの栄養塩強化がおこなわれている。すなわち、赤道域発散 (最近の CIPREA 航海), ギニア湾のフロント (DUFOUR et STRETTA, 1973; VIOLLIER et al., 1978), および赤道付近の数カ所の沿岸湧昇域である。これらの現象はすべて季節変動や年変動に大

きく依存している。たとえば、(栄養塩に富んだ) 深層水は、雨季に起因する低塩分の暖水が上になっているため有光層を肥沃にすることができないであろう。事実、漁獲高が時々劇的に低くなることもあり得るのである (たとえば 1968, 1973)。このようにペルーの "El Niño" のようなことが熱帯の大西洋でおこるのである (HISARD and MERLE, 1980)。

全体からみて、東部熱帯大西洋では、一年の異なった時期に長年にわたり多量のデータが集積されてきたので、統計的処理によりクロロフィル量または生産速度と、硝酸塩、亜硝酸塩、溶存酸素などの鉛直分布のような物理化学的観測結果との間に信頼度の高い関係が得られる (HERBLAND and VOITURIEZ, 1979)。同じ著者ら (VOITURIEZ and HERBLAND, 1979) は、赤道潜流の限られた海域について、生産力と塩分極大値の間に単純ではあるが効力のある関係を明らかにすることができた。

C. 太平洋のさんご礁

フランス領ポリネシアのさんご礁域における研究は比較的近年になって始められたものであるが、非常に活発に行われている。火山性の高い島 (SOURNIA, 1976; RICARD, 1977) でも低い環礁 (SOURNIA et RICARD, 1977; SALVAT, 1980) でも研究が行われている。現在重要視されているのは、プランクトンの生産力より底生生物の生産力が優っていること、季節変化の重要性、島の密集効果、および有機物生産と炭酸カルシウム固定の比較収支などである。

D. 南極海

よく知られているように、南極発散域 ($60-65^\circ\text{S}$ 付近) は世界の海への栄養塩の莫大な潜在供給源である。とはいえ、この海域の植物プランクトンの一次生産は、たとえ好適な季節にいくつかの沿岸域測点で非常に高い生産速度が測定されたとしても、従来考えられていたよりずっと低いものである。フランスの研究活動は南極海のインド洋域すなわち Kerguelen 諸島の南に集中されており、植物プランクトンの定性的 (SOURNIA et al., 1979) ならびに定量的 (JACQUES et al., 1979)

組成, クロロフィル量と一次生産 (JACQUES et MINAS, 1981), 栄養塩のとりこみ (SLAWYK, 1979) および懸濁物の化学組成 (COPIN-MONTEGUT and COPIN-MONTEGUT, 1978) を扱っている。

パラドックスは, 生物検定またはその他の実験によって, 生産がケイ酸塩または微量金属により制限されるか, あるいは乱流により阻害されるということが証明されているいくつかのケースにおいてのみ部分的に解明されたにすぎない。しかし, このようなケースはまだ議論の余地があり, したがって, なぜこのように栄養塩に富んだ海水 (約 $20 \mu\text{g at. NO}_3\text{-N l}^{-1}$) が南半球の夏の間 (光エネルギーが制限的になっていない時) に約 $300 \text{ mgC/m}^2/\text{day}$ より高い生産を維持することができないのか説明されないままになっている。この問題を解明することを期待して, 南極海産珪藻 (*Fragilariopsis kerguelensis*) がフランスに持ち帰られ, 現在実験室 (Banyuls) で培養されている。

付録: 定期刊行物および文献調査

海洋植物プランクトンや一次生産に関するフランスの論文は, フランスの定期刊行物か外国の雑誌に発表される。以下はフランスで出版されているジャーナルのうち, より一般的なもののリストで, アルファベット順に並べてあり, 編集者または発行所の住所を併記した。

Annales de l'Institut océanographique: 195, rue Saint-Jacques, 75005 Paris

Cryptogamie, Algologie (1980年 Revue algologique は廃刊となり, これに引継がれた): Laboratoire de Cryptogamie, Muséum national d'histoire naturelle; 12, rue de Buffon, 75005 Paris

Océanographie tropicale (Cahiers ORSTOM, sér. Océanographie が廃刊となり, 引継がれたばかり): R. Desrosières, ORSTOM; 24, rue Bayard, 75008 Paris

Oceanologica Acta: 66, avenue d'Iéna, 75116 Paris

Téthys: Station marine d'Endoume, rue de

la batterie-des-lions, 13007 Marseille

Vie et Milieu: Prof. J. Soyer, Laboratoire Arago, 66650 Banyuls-sur-Mer

国立文献調査センターは過去および最近のフランスの出版物のほとんどの論文 (外国のものも同様) をマイクロフィルムまたはゼロックスのコピーで提供してくれる (有料)。

宛先: Centre national de la recherche scientifique, Centre de documentation; 26, rue Boyer, 75971 Paris 20

フランスにはプランクトン学会はない。しかし, 藻類学会があり, Cryptogamie Algologie にほとんどの論文を載せている (学会独自の雑誌の発行は1978年にやめたため)。宛先: Société phyco-logique de France, Laboratoire de Biologie végétale marine, Université de Paris; 7, quai Saint-Bernard, 75005 Paris

最後に, 植物プランクトンや一次生産に関するフランス語で書かれた最近の本には次のようなものがある。

大学院生のためのプランクトンに関する教科書 (BOUGIS, 1974; 英訳, 1976)

植物プランクトンと測定法のマニュアル (JACQUES 編, 1979)

海洋の生産力に重きをおいた海洋の油汚染に関する本 (LACAZE, 1980)

謝 辞

原稿を日本語に翻訳するにあたり大変お世話になった東京水産大学有賀祐勝助教授にお礼申し上げます。この論文は, 多くのことを省略したので, 恐らくお叱りの種子をまくことになると思われるが, 読者諸賢のご寛恕を希望します。

[大金雅子, 有賀祐勝 訳]

文 献

BERLAND, B. R., D. J. BONIN et S. Y. MAESTRINI (1974): Importance des substances inhibitrices dans le contrôle des populations d'algues et de bactéries du plancton marin. *Memorie Biol. mar. Oceanogr.*, 4, 63-97.

BERLAND, B. R., D. J. BONIN et S. Y. MAESTRINI (1978): Facteurs limitant la production primaire

- des eaux oligotrophes d'une aire côtière méditerranéenne (calanque d'En-Vau, Marseille). Int. Revue ges. Hydrobiol., **63**, 501-531.
- BERLAND, B. R., D. J. BONIN et S. Y. MAESTRINI (1980): Azote ou phosphore? Considérations sur le "paradoxe nutritionnel" de la mer Méditerranée. Oceanol. Acta, **3**, 135-142.
- BERLAND, B. R., D. J. BONIN, S. Y. MAESTRINI et J. P. POINTIER (1973): Etude de la fertilité des eaux marines au moyen de tests biologiques effectués avec des cultures d'algues. IV. Etude d'eaux côtières méditerranéennes. Int. Revue ges. Hydrobiol., **58**, 475-500.
- BETHOUX, J. P. (1981): Le phosphore et l'azote en mer Méditerranée; bilans et fertilité potentielle. Mar. Chem., **10**, 141-158.
- BILLARD, C. (1978): *Chryso podocystis socialis* gen. et sp. nov. (Chryso phyceae), une nouvelle Rhizochrysidale marine loriquée. Bull. Soc. bot. Fr., **125**, 307-312.
- BLANC, F., M. LEVEAU et M. C. BONIN (1976): Situation hydrologique du golfe de Fos en 1969. Revue int. Océanogr. Médic., **41-42**, 41-75.
- BOUGIS, P. (1974): Ecologie du plancton marin. I, Le phytoplancton; II, le zooplancton. Masson, Paris, ix-196 p., vi-200 p. (Traduction anglaise: "Marine plankton ecology" 1976, Elsevier North-Holland, Amsterdam, New York, 355 p.).
- CAHET, G., M. FIALA, G. JACQUES et M. PANOUSE (1972): Production primaire au niveau de la thermocline en zone méritique de Méditerranée nord-occidentale. Mar. Biol., **14**, 32-40.
- CHRÉTIENNOT, M. J. (1974): Nanoplancton de flaques supralittorales de la région de Marseille. I. Etude qualitative et écologie; II. Etude quantitative. Protistologica, **10**, 469-488.
- COLLOS, Y. and G. SLAWYK (1979): ¹³C and ¹⁵N uptake by marine phytoplankton. I. Influence of nitrogen source and concentration in laboratory cultures of diatoms. J. Phycol., **15**, 186-190.
- COPIN-MONTEGUT, C. and G. COPIN-MONTEGUT (1978): The chemistry of particulate matter from the South Indian and Antarctic oceans. Deep-Sea Res., **25**, 911-931.
- DUFOUR, P. et J. M. STRETTA (1973): Fronts thermiques et thermohalins dans la région du cap Lopez (golfe de Guinée), juin-juillet 1972: phytoplancton, zooplancton, micronecton et pêche thonière. Docum. scient. centre Rech. océanogr. Abidjan, **4**, 99-142.
- FIALA, M., G. CAHET, G. JACQUES, J. NEVEUX et M. PANOUSE (1976): Fertilisation de communautés phytoplanctoniques. I. Cas d'un milieu oligotrophe: Méditerranée nord-occidentale. J. exp. mar. Biol. Ecol., **24**, 151-163.
- GALLARDO, Y., Y. DANDONNEAU et B. VOITURIEZ (1974): Variabilité, circulation et chlorophylle dans la région du dôme d'Angola en février-mars 1971. Docum. scient. centre Rech. océanogr. Abidjan, **5**, 1-51.
- GAYRAL, P. et J. FRESNEL (1979): Révision du genre *Hymenomonas* Stein. A Propos de l'étude comparative de deux Coccolithacées: *Hymenomonas globosa* (Magne) Gayral et Fresnel et *Hymenomonas lacuna* Pienaar. Revue algol., n. Sér., **14**, 117-125.
- GRALL, J. R., P. LE CORRE, J. LE FÈVRE, Y. MARTY et B. TOURNIER (1981): Caractéristiques estivales de la couche d'eau superficielle dans la zone de fronts thermiques Ouest-Bretagne. Oceanis, **6**, 235-249.
- HERBLAND, A. and B. VOITURIEZ (1979): Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic ocean. J. mar. Res., **37**, 87-101.
- HISARD, P. and J. MERLE (1980): Onset of surface summer cooling in the Gulf of Guinea during Gate. In "Gate 2, equatorial and A-scale oceanography" (W. DÜINIG, ed.), 325-341, Pergamon, Oxford.
- JACQUES, G. (ed.) (1979): Phytoplancton; biomasse, production, numération et culture. Laboratoire Arago, Banyuls-sur-Mer, 107 pp.
- JACQUES, G., G. CAHET, M. FIALA, J. NEVEUX et M. PANOUSE (1975): Caractéristiques du milieu pélagique des étangs de Bages-Sigean et de Salses-Leucate pendant l'été 1974. Vie Milieu, Sér. A, **25**, 1-18.
- JACQUES, G., C. DESCOLAS-GROS, J. R. GRALL et A. SOURNIA (1979): Distribution du phytoplancton dans la partie Antarctique de l'océan Indien en fin d'été. Int. Revue ges. Hydrobiol., **64**, 609-628.
- JACQUES, G., H. J. MINAS, M. MINAS et P. NIVAL (1973): Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. II. Biomasse et production phytoplanctonique. Mar. Biol., **23**, 251-265.
- JACQUES, G. et M. MINAS (1981): Production primaire dans le secteur Indien de l'océan Antarctique en fin d'été. Oceanol. Acta, **4**, 33-41.
- JACQUES, G., M. MINAS, J. NEVEUX, P. NIVAL et G. SLAWYK (1976): Conditions estivales dans la divergence de Méditerranée nord-occidentale. III. Phytoplancton. Ann. Inst. océanogr., n. Sér., **52**, 141-152.
- LACAZE, J. C. (1980): La pollution pétrolière en

- milieu marin. Masson, Paris, xi-118 pp.
- LASSUS, P. (1980): Mise à jour sur les organismes responsables d'eaux colorées. Extension au microplancton produisant des toxines. Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes, Nantes, 188 pp.
- MAESTRINI, S. Y. and M. G. KOSSUT (1981): In situ cell depletion of some marine algae enclosed in dialysis sacks and their use for the determination of nutrient-limiting growth in Ligurian coastal waters (Mediterranean sea). *J. exp. mar. Biol. Ecol.*, **50**, 1-19.
- MINAS, H. J. et F. BLANC (1970): Production organique primaire au large et près des côtes méditerranéennes françaises (juin-juillet 1965). Influence de la zone de divergence. *Téthys*, **2**, 299-316.
- MINAS, H. J., L. A. CODISPOTI and R. C. DUGDALE (1982): Nutrients and primary production in the upwelling region of Northwest Africa *In* "Symposium on the Canary current; upwelling and living resources". *Rapp. P.-v. Cons. perm. int. Explor. Mer*, **180**, 148-183.
- MINAS, M., M. C. BONIN, B. COSTE, P. DAVID et H. J. MINAS (1976): Caractère particulier du mécanisme de l'eutrophisation dans l'étang de Berre. *Ann. Inst. océanogr.*, n. Sér., **52**, 155-164.
- MOREL, A. (1978): Available, usable, and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis. *Deep-Sea Res.*, **25**, 673-688.
- MOREL, A. (1980): In-water and remote measurements of ocean color. *Boundary-Layer Meteorol.*, **18**, 177-201.
- MOREL, A. and A. BRICAUD (1981): Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Res.*, A **28**, 1375-1393.
- MOREL, A. et L. PRIEUR (1978): Mesures par télédétection de la teneur de la mer en chlorophylle. Possibilités et limites des méthodes. *In* "Utilisation pour l'océanologie des satellites d'observation de la Terre". *Publ. CNEXO, Actes Colloques*, **5**, 67-92.
- NEVEUX, J. et H. JUPIN (1981): Une approche vers l'estimation de la production potentielle du phytoplankton par analyse des cinétiques d'induction de fluorescence. *Mar. Biol.*, **63**, 13-21.
- NIVAL, P. (1980): La relation phytoplankton-zooplancton. *In* "Colloque francosoviétique". *Publ. CNEXO, Actes Colloques*, **10**, 125-150.
- NIVAL, P. et G. MALARA (1979): Ecotron-Embiez 8. Modélisation de la production d'organismes planctoniques dans les bassins. *In* "Mécanismes et contrôle de la production biologique marine; systèmes clos artificiels, écosystèmes littoraux". *Publ. CNEXO, Actes Colloques*, **7**, 391-414.
- RASSOULZADEGAN, F. (1979): Cycles annuels de la distribution de différentes catégories de particules du seston et essai d'identification des principales poussées phytoplanktoniques dans les eaux néritiques de Villefranche-sur-Mer. *J. exp. mar. Biol. Ecol.*, **38**, 41-56.
- RIAUX, C. et J. R. GRALL (1982): Hydrologie et biomasse phytoplanktonique dans un estuaire de Bretagne Nord, la Penzé. *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, **67**, 387-404.
- RICARD, M. (1977): Les peuplements de diatomées des lagons de l'archipel la Société (Polynésie Française). Floristique, écologie, structure des peuplements et contribution à la production primaire. *Revue algol.*, n. Sér., **12**, 137-336.
- ROBERT, J. M., S. Y. MAESTRINI, M. BAGES, J. P. DRENO et E. GONZALES-RODRIGUEZ (1979): Estimation, au moyen de tests biologiques, de la fertilité pour trois diatomées des eaux des claires à huitres de Vendée. *Oceanol. Acta*, **2**, 275-286.
- SALVAT, B. (ed.) (1980): L'environnement de l'atoll de Takapoto, Tuamotu. *J. Soc. Océanistes*, **35**-1979 (62), 3-74.
- SLAWYK, G. (1979): ¹³C and ¹⁵N uptake by phytoplankton in the Antarctic upwelling area: results from the Antipro I cruise in the Indian ocean sector. *Austr. J. mar. Freshw. Res.*, **30**, 431-448.
- SLAWYK, G. and Y. COLLOS (1982): ¹³C and ¹⁵N uptake by marine phytoplankton. 2. Results from a tropical area (Guinea dome). *In* "Symposium on the Canary current; upwelling and living resources". *Rapp. P.-v. Cons. int. Explor. Mer*, **180**, 209-213.
- SLAWYK, G., Y. COLLOS and J. C. AUCLAIR (1977): The use of the ¹³C and ¹⁵N isotopes for the simultaneous measurement of carbon and nitrogen turn-over rates in marine phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 925-932.
- SOURNIA, A. (1976): Oxygen metabolism of a fringing reef in French Polynesia. *Helgoländer Wiss. Meeresunters.*, **28**, 401-410.
- SOURNIA, A., J. R. GRALL et G. JACQUES (1979): Diatomées et dinoflagellés planctoniques d'une coupe méridienne dans le Sud de l'océan Indien (campagne "Antipro I" du Marion-Dufresne, mars 1977). *Bot. mar.*, **22**, 183-198.
- SOURNIA, A. et M. RICARD (1977): Données sur l'hydrologie et la productivité du lagon d'un atoll fermé (Takapoto, Iles Tuamotu). *Vie Milieu*, Sér. B, **26**-1976 (2), 243-279.
- TRAVERS, M. (1976): Le microplancton du golfe de Marseille: éléments de synécologie. *Téthys*, **7**-

- 1975 (2-3), 169-190.
- TREGUER, P. and P. LE CORRE (1979): The ratios of nitrate, phosphate, and silicate during uptake and regeneration phases of the moroccan upwelling regime. *Deep-Sea Res., A* **26**, 163-184.
- VIOLLIER, M., P. Y. DESCHAMPS and P. LECOMTE (1978): Airborne remote sensing of chlorophyll content under cloudy sky as applied to the tropical waters in the Gulf of Guinea. *Remote Sensing Environm.*, **7**, 235-248.
- VOITURIEZ, B. et Y. DANDONNEAU (1975): Relations entre la structure thermique, la production primaire et la régulation des sels nutritifs dans le dôme de Guinée. *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, **12**-1974 (4), 141-255.
- VOITURIEZ, B. and A. HERBLAND (1975): The use of the salinity maximum in the equatorial undercurrent for estimating nutrient enrichment and primary production in the Gulf of Guinea. *Deep-Sea Res., A* **26**, 77-83.
- WAFAR, M. (1981): Sels nutritifs, production primaire, matière organique dissoute et particulaire dans les eaux côtières tempérées et brassées (baie de Morlaix, Manche occidentale). *J. Rech. océanogr.*, **6** (3-4), 7-12.

A Commentary Note on "Temperature and Salinity Changes in the Tsushima Current" by R. L. KOLPACK*

Takashi ICHIYE**

1. Introduction

Kolpack's analysis (1982) of the maximum salinity core in the Tsushima Current may be very important, since this situation was not noticed or emphasized previously (e.g. MORIYASU, 1972; SHUTO, 1981). The high salinity water in the Japan Sea most probably originates in the Tsushima Strait. Therefore, if the supply of this water through the strait is almost constant, then the salinity values of the core will show a decrement downstream because the surrounding water in the Japan Sea has a lower salinity than the core. However, Kolpack's illustrations of the salinity of the core show higher values on the downstream side in general (Figs. 3 and 6) except during February-March (Fig. 7). Of course, there is a possibility that mixing along the current is not uniform and thus there are higher or lower salinity values along the core. But it is impossible to exceed the salinity at the strait, which is the only source of the high salinity water. Thus, the higher salinity downstream in the core should reflect the salinity variability through the strait.

2. Salinity change in the Tsushima Strait

There is no recent analysis of salinity or hydrography of the Tsushima Strait. The only analysis available is the one by NAN'NITI and FUJIKI (1967), who analyzed the monthly hydrographic surveys at seven stations between Izuhara, Tsushima Island and Genkaishima, Kyushu for the period 1913 through 1952. The monthly mean sections of temperature and salinity (their Fig. 1) indicate that water with a salinity higher than 34.5‰ is present only from January through June. Further, their sections show that

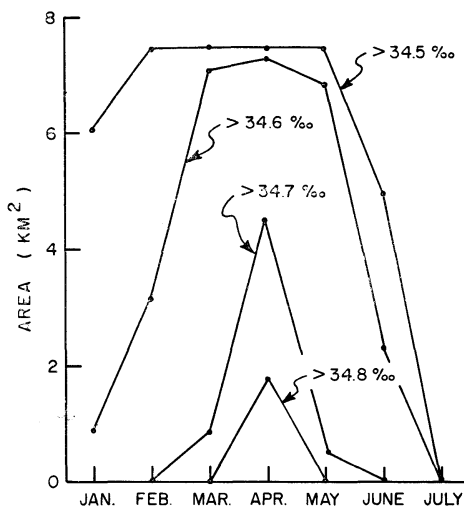


Fig. 1. Area in Tsushima Strait with salinity values greater than 34.5‰.

a higher salinity (above 34.6‰) exists in the western or central segments and in the upper layer from January through May and only in June near the bottom. In Fig. 1 the areas occupied by the water with a salinity higher than 34.5, 34.6, 34.7 and 34.8‰ are plotted versus time in months (the total area of the strait cross section is 7.6 km²). It appears that in March through May the water of high salinity is most abundant. However, Kolpack's illustrations for October, 1969 and July-August in 1968 through 1978 (Figs. 3 and 6) do not indicate higher values toward the strait or the origin in general; whereas, values in February-March excepting 1969 (Fig. 7) suggest that the source of the high salinity water is in the strait. It should be noted that the year to year variation may cause some change in the horizontal pattern because the areas of high salinity water in Tsushima Strait (Fig. 1) are based on a 40 year average.

* Received January 14, 1982

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

3. Trajectories of the Tsushima Current

In order to estimate the trajectory and the arrival time for the high salinity water which starts from Tsushima Strait, the surface mean current chart by NITANI *et al.* (1977) is used. The chart is based on the GEK data from 1953 through 1970 and the direction and speed of the vectorially averaged current is shown for each half degree longitude-latitude square. The ratio of the surface geostrophic speed and the average speed from 50 m and 150 m, based on the 500 db reference level, is determined as 0.54 from eight hydrographic sections on board the R/V SEIFU MARU in August-September, 1966. Though the surface geostrophic speed is not the same as the speed of GEK, this ratio is used for the mean speed of the high salinity core water which was located between 50 and 150 m. Also, the mean direction of the GEK current is used as the direction for the core water motion. Starting from the east channel of the strait, the trajectory and time elapsed are determined for each half degree square. The resultant trajectory and time mark for monthly movement of the core from Tsushima Strait are plotted (Fig. 2), which indicates that the core water may reach Tsugaru Strait in about eight months. The trajectory and the time elapsed are derived from the mean condition and their estimation is based on a rather arbitrary assumption, thus some variations are expected. However, this figure suggests that

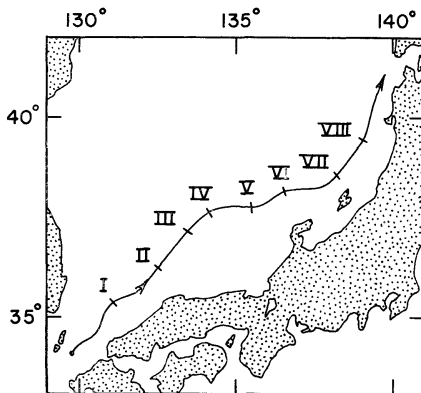


Fig. 2. Trajectory of the high salinity core in the Tsushima Current (solid line) and arrival time (in Roman numerals) by month from a starting point in the Tsushima Strait.

the high salinity core which comes through Tsushima Strait only for six months might be contiguous all the way to Tsugaru Strait.

4. Concluding remarks

It is established that the high salinity core is present in the Tsushima Current during the majority of time but its location and core salinity values are variable on both a seasonal and yearly basis. Consequently this core can be used as a tracer of the axis of the current as well as the variation of mixing processes along the current. Since the salt transport seems to have a strong seasonal variation in Tsushima Strait, it is worthwhile to monitor the salinity distribution and the current at a section across the strait. Since it is relatively shallow (less than 200 m), it is possible to maintain a moored system. The downstream tracing of the high salinity core might now be facilitated by utilizing CTD, STD or even XBST (expendable bathy-salino-thermograph) instruments. These measurements can provide continuous salinity profiles, which make it possible to determine mixing of the core with the surrounding water where the double diffusive activities might be strong.

Acknowledgements

Ronald KOLPACK provided some improvement of this manuscript. The author is supported by ONR Contract No. 0014-80-C-0113.

References

- KOLPACK, R. (1982): Temperature and salinity changes in the Tsushima Current. *La mer*, **20**; 199-209.
- MORIYASU, S. (1972): The Tsushima Current. In *Kuroshio: Its physical aspects* (H. STOMMEL & K. YOSHIDA, eds.). Univ. Washington Press, Seattle, Wash., p. 353-369.
- NAN'NITI, T. and A. FUJIKI (1967): Secular variation of hydrographic conditions in the East Tsushima Strait. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **23**, 201-212.
- NITANI, H., S. YOSHIDA, J. OKUMOTO and H. NAKAMURA (1979): Statistics on the currents in the seas adjacent to Japan. *Rep. Hydro. Res., Tokyo*, **14**, 57-91.
- SHUTO, K. (1981): A review of sea conditions in the Japan Sea. *La mer*, **20**, 119-124.

追 悼

(Nécrologies)

菅原健先生の逝去を悼む

Nécrologie: Professor Ken SUGAWARA
(1899-1982)*

本学会名誉会員菅原健先生は1982年5月9日82歳を以て御逝去になりました。先生は1923年東京帝国大学理学部化学科を卒業後、母校の副手、助手を2年間、旧制東京高校教授を16年間、名古屋大学教授を22年間、財団法人相模中央化学研究所副理事長、最高顧問を19年間勤められ、それぞれの場所で教育、研究、運営に人並はずれた貢献をされました。研究業績は水圏の地球化学およびそれに関連する分析化学の分野で著しいものがあり、「湖沼代謝の化学的研究」で日本化学会桜井賞(1942年)、「水による物質移動循環機構の地球化学的研究」で日本学士院賞(1958年)、「海洋の微量元素並びにCSK標準溶液の研究」で日本海洋学会賞(1974年)を受賞されております。先生の御研究は深い哲学的考察を基盤とした極めて先見性、独創性に富むもので、自然現象を多面的に解析した上で総合的にその本質を理解しようとした点に特徴があります。東大助手時代から東高時代の約15年間にわたる御研究は湖沼を一つの生命単位と見てその中で起こる物質変化を統一的に解明しようというユニークな発想に基づくもので、その成果を集大成した論文“Chemical Studies in Lake Metabolism”は湖沼学の金字塔として内外で極めて高い評価を受けました。名古屋大学へ移られてからは研究対象を地下水、降水、河川水、海水と地球の水圏全体に広げられ、多彩な研究成果を次々と発表されましたが、それらの中で海水中のCu, Zn, V, I, As, Moなどの微量元素について、今日のような進歩した分析機器の出現するはるか以前に正確な分析法を確立し、太平洋、インド洋、南極海にわたる詳細な分布を明らかにされたことは、世界の学者を驚嘆させた特筆すべき業績であります。先生は環境問題にも早くから強い関心をもたれ、環境汚染が世間の注目を集めるよりも15年以上前の1950年に水産庁による「工場廃水の漁場に及ぼす影響およびその対策の研究」の代表者と

して研究に取り組みられ、その後折にふれて「地球の健康管理」の重要性を説かれたことも忘れることができません。広い視野と高邁な識見の持主であった先生は、国内、国際の数多くの学協会、委員会の役員、委員として学術行政の面でも多彩な活動をされ、その功績によって本学会のほか日本地球化学会、日本海洋学会、日本分析化学会の各名誉会員、国際地球化学宇宙化学協会のHonorary Fellowに推されました。先生は80歳を越えるまで大変お元気で論文の執筆、学会での特別講演などに活躍を続けておられましたが、昨秋突然倒れられ、多くの人々の祈りも空しく世を去られましたことは誠に痛恨の極みであります。

ここに先生の御遺徳をしのび、謹んで御冥福をお祈り申し上げます。

森田良美(東京水産大学)

宇田道隆先生追悼の記

Nécrologie: Professor Michitaka UDA
(1905-1982)**

本学会評議員宇田道隆先生(東京水産大学名誉教授)は、去る5月10日未明お亡くなりになりました。会員の皆様と共に、先生のご冥福をお祈りしたいと思います。

宇田先生は海洋物理学者・水産海洋学者として、国内では勿論のこと、広く国際的な場においても、めざましい活躍をなされてきたことは、ここに改めて記すまでもないことでございます。1927年東京帝国大学物理学科ご卒業以来、ご昇天の直前まで、終始海洋科学研究の実践者として、数々のご業績を重ねられました。とりわけ黒潮海洋学および海洋前線の研究には力を注がれ、そのご活動を通じて、今日の日本の海洋学研究隆盛の基礎を固められた先駆的学者のお一人として、長くその御名は関係者の間で語り継がれていくでありましょう。また、先生は海洋を生物資源生息の場として位置づけ、海洋の物理的諸特性と海洋生物の生活との関連を追究され、水産海洋学研究の実をあげ、この面においても世界の学会を

* By Yoshimi MORITA (Tokyo University of Fisheries)

** By Makoto ISHINO (Tokyo University of Fisheries)

リードされました。

1960年代に入り、ご関心を海洋環境の保全にも向けられ、心ない人間活動の結果が海洋環境を破壊しつつあることを憂え、海洋学者の立場から、強く警鐘を鳴らされてきました。本学会20周年記念事業の一つである「海と人間」(佐々木忠義編, 岩波ジュニア新書)にも, “海と人間の調和”について執筆されております。重い病の床でお書きになられたものです。先生はまた東京水産大学その他の大学での教育活動を通じて、多くの学問継承者を育てられました。自然の摂理を見究めることの厳しさを教え、人の心を説かれた先生は、彼等の胸に永く生き続けることでありましょ。う。

春愁や 海漁説きつ 師は逝きぬ

石野 誠 (東京水産大学)

F.C.W. オルソン教授の逝去を悼む

Nécrologie: Professor Franklin Carl
Wester OLSON (1910-1982)*

海洋における拡散現象や, estuary の問題など特異な分野の研究者として世界的に知られた海洋物理学者で、元フロリダ州立大学教授オルソン (Franklin Carl Wester OLSON) 博士は心臓発作のため1982年2月1日、米フロリダ州 Panama City において永眠された。享年 71歳。

教授は1910年3月15日、イリノイ州 Waukegan に生まれ、シカゴ大学で B.S., オハイオ州立大学で Ph.D. を取得された。ノースウェスタン工大助手などをへて、1950年フロリダ州立大学教授に就任され、気象学部(海洋学部は当時未開設)で海洋物理学を担当された。その後、米海軍機雷防衛研究所の物理学研究部長、RCA 社の David Sarnoff 研究所高級研究員などの要職を歴任された。

博士の研究は初期の(水産)食品科学のものから、浅海海洋学 (shallow water oceanography), estuary に関するもの、海洋中の水平拡散についてなど多岐にわたっており、しかも今まであまり手のつけられていなかったものを扱っているのが特徴である。1950年代の初め、プ

ラスティックが実用化されるといちはやくそれで海流封筒 (drift envelope) をつくられ、メキシコ湾などで水平拡散の研究をされた。この分野では T. ICHIYE (市栄誉博士) と共著の論文もあり、海洋乱流論の教科書にはその数値がよく引用されるので御存知の方もあろう。初期の水産食品学から浅海海洋学に及ぶ広い研究のレパートリーは、わが国の岡田光世博士のそれを想起させるものがある。

私事にわたり恐縮であるが、筆者は1954年フロリダ州立大学の大学院で博士の御指導を受けた。当時、海洋の学生はすくなく、私の年度の学生は私一人で授業は1対1であった。ヨーロッパ系の学者であられたので文献は自国のもののみならず各国のものを公平にひろく引用された。わが国の海洋気象台(現神戸海洋気象台)の戦前の刊行物もよく読んでおられ、日高先生の静振の研究もしばしば講義に引用された。古き良き時代の「学者」の典型といった感じで、J. BJERKNES 先生の 雰囲気と相通ずるものがあつた。私は年代がことなるので岡田光世博士は直接存じ上げないが、第二次大戦で杜絶えてしまった岡田(光)博士の消息を BJERKNES 先生が大変気にされていて私にきかれたのを覚えている。

オルソン先生は温厚ななかにもいわば「明治(43)うまれ」の気骨を持って居られた。いつか私が何気なく見ていた雑誌に終戦直後、進駐軍が理研仁科研究室のサイクロトロンを破壊、東京湾に投棄するところの写があつた。先生はこれを目敏くみつけられ、はげしい怒りを表明された。サイクロトロンは科学機器であり、米国が当時おそれた旧敵国日本での原子力の軍事利用にはこれが何の関係もないというのがお考えだつた。私はその論旨よりも終戦後僅か9年ばかりの時、「戦勝国」の学者が自国の行った行為についてこのように大胆な態度を「旧敵国」の学生の前でとられた事に深い感銘と驚きとを覚えた。英語に “green” という形容詞がある。オルソン教授の御指導の下にすごした日々ことは英語で “still green in my memory” ということにならう。

Panama City Beach には Mary Ann OLSON 未亡人と4人のお子さんが居られる。

半澤正男 (神戸商船大学)

* By Masao HANZAWA (Kobe University of Mercantile Marine)

学 会 記 事

1. 昭和57年10月9日、東京水産大学において編集委員会が開かれ、La mer 第20巻第4号の編集を行った。

2. 新入会員

氏名	所 属	紹介者
豊重 正夫	日本出版貿易株式会社	田中 勝行
P. S. Joseph	National Institute of Oceanography, INDIA	日本国際教育協会
I. Njoman Sumertha Nuitja	Bogor Agriculture University Baranangsiang, INDONESIA	日本国際教育協会
N. B. Plutchak	1129 W. 27th St., Los Angeles, CA, U. S. A.	市栄 誉
R. L. Kolpack	University of Southern California, U. S. A.	市栄 誉
矢野 和成	東海大学海洋学部	田村 保
田中 彰	東海大学海洋学部	田村 保
阿部 保之	新宿区若葉 2-5	松生 治
平山 和次	長崎大学水産学部	飯塚 昭二
池田 彌生	東京水産大学	佐々木忠義
梶沖繩さんご園	那覇市首里金城町3-5	佐々木忠義

3. 退会者

(正会員) 永田 進一

4. 会員の住所・所属の変更

氏名	新住所または新所属
岡田 操	〒062 札幌市豊平区平岸三条 3-2-7 サンコーポ (株)水工リサーチ
宮山平八郎	麻布大学
近藤 正人	東海区水産研究所
中本正一郎	P. O. Box 900, College Station, Texas 77840, U. S. A.
平田 利夫	Centre Océanologique du Pacifique, TAHITI
荒川 好満	〒733 広島市中区新町 1 丁目 21-15-302
Kilho Park	6001 Executive Blvd., Rockville, MD 20852, U. S. A.

5. 交換および寄贈図書

- | | |
|----------------|-------------|
| 1) 東海大学海洋研究所年報 | 第2,3号 |
| 2) 東海大学海洋研究所資料 | 第2,3号 |
| 3) 水産工学研究所報告 | 第3号 |
| 4) なつしま | Nos. 56, 60 |
| 5) 横浜海洋科学博物館報 | No. 16 |
| 6) 横須賀市博物館資料集 | 第6号 |

- | | |
|--|---------------------|
| 7) 海産研ニュース | No. 4 |
| 8) 海洋時報 | 第26号 |
| 9) JODC ニュース | 増刊号第13 |
| 10) 日本プランクトン学会報 | 第29巻第1号 |
| 11) 海洋産業研究資料 | Vol. 13 No. 7, 8 |
| 12) 農業土木試験場報告・技報論文要約集 | No. 9 |
| 13) 研究実用化報告 | Vol. 13 No. 8, 9 |
| 14) RESTEC | 9号 |
| 15) 航海 | 第73号 |
| 16) 日本航海学会論文集 | 第67号 |
| 17) 農業土木試験場場報 | No. 35 |
| 18) Bulletin of the National Science Museum | Vol. 8 No. 2 |
| 19) JODC ニュース | No. 25 |
| 20) 鯨研通信 | 第346号 |
| 21) Revue des travaux de l'institut des pêches maritimes | Tome 45, fasc. 1, 2 |
| 22) 科学通報 | Vol. 27 Nos. 6-9 |
| 23) 海洋科学集刊 | 18 |
| 24) 海洋与湖沼 | 第13巻第3,4期 |
| 25) Science et pêche | N° 322-325 |
| 26) 海洋学報 | Vol. 4 No. 1 |
| 27) Marine Bryozoans | Vol. 173 No. 2 |
| 28) L'institut océanographique | Tome 58 |
| 29) La gazette de la presse de langue française | N° 41, 42 |
| 30) Papport annuel, CNEXO | 1981 |

日仏海洋学会役員

顧問 ユベール・ブロッシュ ジャン・デルサルト
ジャック・ロベール アレクシス・ドランデー
ベルナルド・フランク ミシェル・ルサージュ
ロベール・ゲルムール ジャック・マゴー

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, 冨永政英

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, 山中鷹之助
(五十音順)

監 査 久保田 穰, 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, 西条八東, 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, 中井基二郎, 中野猿人, 永田 正,
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, 樋口明生, 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, 増沢謙太郎, 増田辰良,
松生 洽, 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・アंक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
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
東京都千代田区丸の内 2-3-2 郵船ビル 303-D
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 (株)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
東京都千代田区神田鍛冶町 1-10-4
東京都文京区向丘 1-7-17

La mer (Bulletin de la
Société franco-japonaise
d'océanographie)

Tome 20 (1982)

Sommaire

Numéro 1

Notes originales

- Particle Size Distribution and Light
Scattering in Akita Bay...Ryohei TSUDA
and Kisaburo NAKATA 1~8
- Current Measurements off Iriomote Island
.....Hidetaka FUTU, Magoshichi SATO,
Hideo INABA, Koki KAWABATA and
Yasuko TSUJI 9~20
- Distribution and Seasonal Changes of
Metals in Water of Lake Biwa.....
..... Akira KURATA 21~28
- 1883 Krakatoa Tsunami in a Scope of
Numerical Experiment (in Japanese) ...
..... Shigehisa NAKAMURA 29~36
- The First JECSS (Japan and East China
Seas Study) Workshop (Introduction) ...
..... Takashi ICHIYE 37~40
- Seasonal and Year-to-Year Variability of
the Tsushima-Tsugaru Warm Current
System with its Possible Cause.....
...Yoshiaki TOBA, Kazumi TOMIZAWA,
Yoshikazu KURASAWA and Kimio
HANAWA 41~51
- Procès-Verbaux 53~54

Numéro 2

Notes originales

- Estimation of the Kuroshio Mass Transport
Flowing out of the East China Sea to the
North Pacific...Junichi NISHIZAWA, Eturo
KAMIHIRA, Kumio KOMURA, Ryoji
KUMABE and Masamori MIYAZAKI 55~59
- On the Outflow Modes of the Tsugaru
Warm CurrentDennis M. CONLON 60~64
- Note on Currents Driven by a Steady
Uniform Wind Stress on the Yellow Sea
and the East China Sea...Byung Ho CHOI 65~74
- Variations of Chlorophyll *a* Concentration
and Photosynthetic Activity of Phyto-
plankton in Tokyo BayYoshiaki
SHIBATA and Yusho ARUGA 75~92
- On the Urohyal of Forty-Six Species of
Fishes of the Order Cypriniformes (in
Japanese).....Takaya KUSAKA 93~110

うみ(日仏海洋学会誌)

第20巻(1982年)

総目次

第1号

原 著

- 秋田湾における懸濁物粒径分布と光散乱
(英文).....津田良平, 中田喜三郎 1~8
- 西表島近海における流動測定(英文).....
.....淵 秀隆, 佐藤孫七, 稲葉栄生,
川畑広紀, 辻 康子 9~20
- びわ湖湖水中における金属の分布と季節変動
(英文).....倉田 亮 21~28
- 数値実験からみた1883クラカトア津波.....
.....中村重久 29~36
- 第1回 JECSS ワークショップ(序文)
(英文).....市栄 誉 37~40
- 対馬・津軽暖流系の季節変化・経年変動とそ
の可能な原因(英文).....鳥羽良明,
富沢和身, 倉沢由和, 花輪公雄 41~51
- 学会記事..... 53~54

第2号

原 著

- 東シナ海から北太平洋へ流出する黒潮流量の
見積り(英文).....西沢純一, 上平悦朗,
小村久美男, 隈部良司, 宮崎正衛 55~59
- 津軽暖流の流出モード(英文).....
..... Dennis M. CONLON 60~64
- 黄海と東シナ海で定常均一風によってひきお
こされる海流(英文).....Byung Ho CHOI 65~74
- 東京湾における植物プランクトンのクロロフ
ィル量と光合成活性の変動(英文).....
.....柴田佳明, 有賀祐勝 75~92
- コイ目(Cypriniformes)魚類46種の尾舌骨
(Urohyal)の形状.....草下 孝也 93~110

総 目 次

Seasonal Distribution of Pelagic Chaetognaths in Relation to Variation of Water Masses in Otsuchi Bay, Northern Japan (in Japanese).....Makoto TERAZAKI and Ryuzo MARUMO 111~117

Compte rendu
A Review of Sea Conditions in the Japan SeaKenzo SHUTO 119~124

Miscellanées
A Commentary Note on the Paper "On the Outflow Modes of the Tsugaru Warm Current" by D. M. CONLON..... Takashi ICHIYE 125~128

Procès-Verbaux..... 129~130

Numéro 3

Notes originales
A Single Layer Model of the Continental Shelf Circulation in the East China Sea Yaochu YUAN, Jilan SU and Jingsan ZHAO 131~135

The Calculation of Three-Dimensional Ocean Current by Finite Element Method Yaochu YUAN and Kulrong HE 136~140

Ultrastructure of Ciliary Sense Organs of a Pelagic Chaetognath *Sagitta nageae* ALVARIÑO (in Japanese)Sachiko NAGASAWA and Ryuzo MARUMO 141~150

Early Diagenesis of Manganese and Phosphorus in Nearshore Sediments Collected from Suruga Bay, Japan...Akio NISHIDA, Yoshihisa KATO and Shiro OKABE 151~160

The Ocean Characteristics and Their Change in the Seto Inland Sea Tetsuo YANAGI 161~168

Continental Shelf Waves off the Eastern Coast of KoreaJae Hak LEE and Jong Yul CHUNG 169~180

Dynamic Response of a Savonius-like Rotor to Unsteady Flows...Hideki NAGASHIMA and Moriyoshi OKAZAKI 181~189

Conférence commémorative
Recherches sur les mécanismes de circulation des bioéléments, particulièrement du silicium, dans la mer (en japonais)... Akiyoshi KAMATANI 190~192

Procès-Verbaux 193~197

Numéro 4

Notes originales
Temperature and Salinity Changes in the Tsushima Current Ronald L. KOLPACK 199~209

大槌湾における毛顎類の性状と海況変動との関係寺崎 誠, 丸茂隆三 111~117

総 説

日本海 of 海況 (英文).....周東 健三 119~124

寄 稿

D. M. CONLON 著「津軽暖流の流出モード」に対するコメント(英文).....市栄 誉 125~128

学会記事..... 129~130

第 3 号

原 著

東シナ海の大陸棚上の海水循環に関する一層モデル (英文)Yaochu YUAN, Jilan SU and Jingsan ZHAO 131~135

有限要素法による三次元海流の計算 (英文)Yaochu YUAN and Kulrong HE 136~140

浮遊性やむし *Sagitta nageae* ALVARIÑO の繊毛感覚器官の微細構造.....永沢祥子, 丸茂隆三 141~150

駿河湾の浅海堆積物中におけるマンガンおよびリンの初期続成過程 (英文)...西田昭夫, 加藤義久, 岡部史郎 151~160

瀬戸内海 of 海況・変動特性 (英文)柳 哲雄 161~168

韓国東方海域の大陸棚波 (英文).....Jae Hak LEE and Jong Yul CHUNG 169~180

非定常な流れに対するサバーニウス型ローターの応答特性(英文)長島秀樹, 岡崎守良 181~189

日仏海洋学会賞受賞記念講演

海洋における生体元素, 特に珪素の循環機構に関する研究.....鎌谷 明善 190~192

学会記事..... 193~197

第 4 号

原 著

対馬海流の水温・塩分変化 (英文) Ronald L. KOLPACK 199~209

総 目 次

Satellite Observations and the Annual Cycle of Surface Circulation in the Yellow Sea, East China Sea and Korea Strait	人工衛星観測と黄海・東シナ海・朝鮮海峡の表層循環の季節変化 (英文)	Oscar K. HUH 210~222	210~222
A Note on Sea-Level Variations at and around Shirahama Oceanographic Tower (in Japanese).....Shigehisa NAKAMURA, Hiroshi YOSHIOKA and Shigeatsu SERIZAWA 223~230	白浜海洋観測塔周辺の水位変動...中村重久, 吉岡 洋, 芹沢重厚 223~230		223~230
Growth of Tombolo at an Upheaved Island (in Japanese).....Masahiro HASHIMA and Yutaka MIZOGUCHI 231~236	隆起する海岸におけるトンボロの成長.....	羽島正紘, 溝口 裕 231~236	231~236
Onset of Edge Waves by Small Scale Atmospheric Pressure Fluctuation..... Masahide TOMINAGA 237~251	小規模の気象擾乱によって発生するエッジ波について (英文)	冨永政英 237~251	237~251
Miscellanées	寄 稿		
Les recherches françaises actuelles sur le phytoplancton marin et la production primaire (en japonais).....Alain SOURNIA 253~260	フランスにおける海洋植物プランクトンと一次生産に関する研究の現状.....	Alain SOURNIA 253~260	253~260
A Commentary Note on "Temperature and Salinity Changes in the Tsushima Current" by R.L. KOLPACK	R.L. KOLPACK 著「対馬海流の水温・塩分変化」に対するコメント.....市栄 誉 261~262	市栄 誉 261~262	261~262
..... Takashi ICHIYE 261~262	追 悼.....		263~264
Nécrologies	学会記事.....		265~266
Procès-Verbaux	総目次 (第20巻)		(1)~(3)
Sommaire du Tome 20			(1)~(3)

Exploiting the Ocean by...

T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS

T.S- 塩分計 DIGI-AUTO

本器は電磁誘導方式による卓上塩分計として画期的な T.S-E シリーズを全自動化した新製品です。その取扱いには熟練を必要とせず、誰にでも迅速・容易・正確に塩分値を計測する事が出来ます。

- ◎ 資料の試水ビンにチューブを入れてスタートボタンを押すだけで自動的に作動し塩分値を表示し又速かに試水は元にもどります。
- ◎ 大型 LED デジタル表示
- ◎ 高精度・高安定度
- ◎ 検出部にサンプルの吸入速度を自動的にコントロールしているのでセル部への気泡付着に気を使う必要はありません。
- ◎ 電極式ではないため洗浄等のメンテナンスも容易です。
- ◎ 二重の安定装置によりポンプの寿命がのびました。

◎ 国内・外販売実績 200 台



測定範囲	0~36‰ S
精度	±0.01‰ S
分解能	0.001‰ S
自動温度補償範囲	5~30°C
所要試水量	約 60 cc
電源	AC 100V 50/60Hz
重量	約 15 kg
寸法	450×250×400mm/m

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

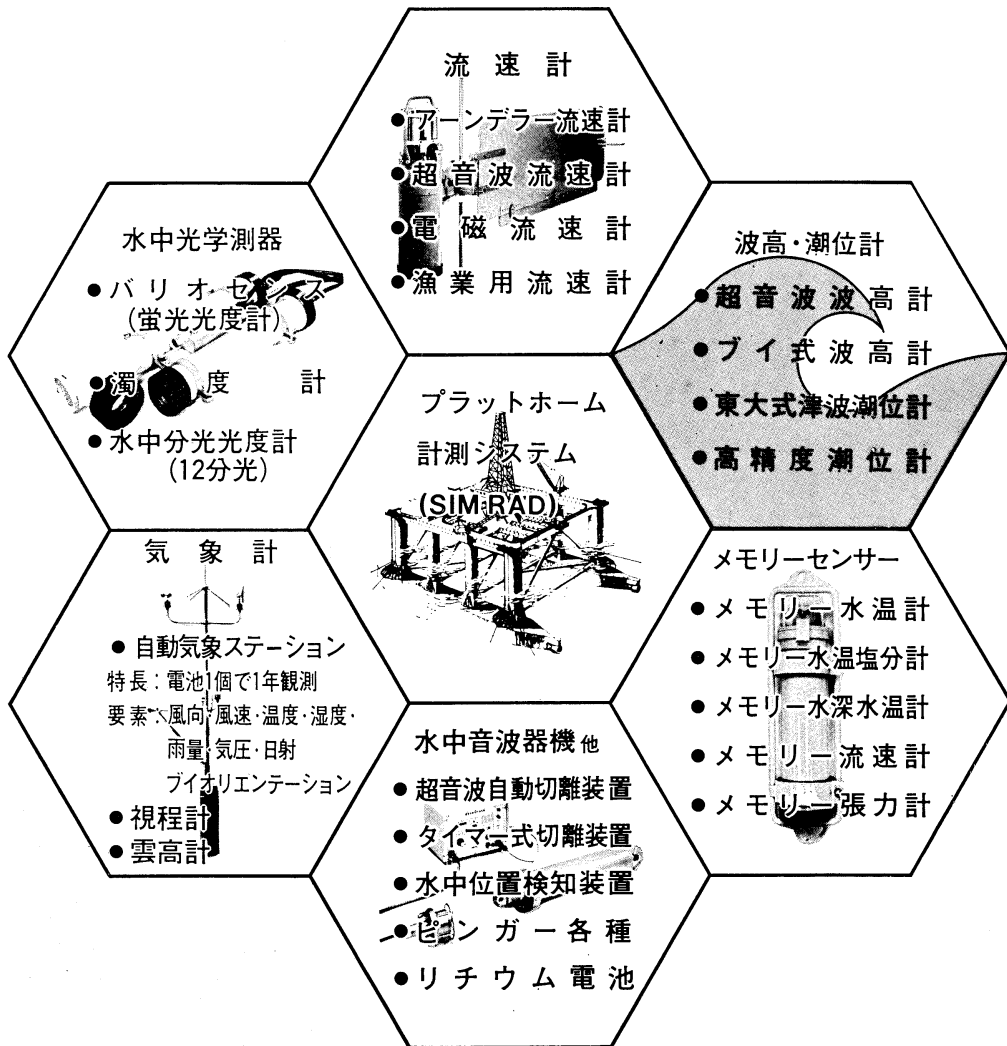
OVERSEAS OFFICE; TSK-AMERICA INC. Seattle WASHINGTON

IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY

ユニオン・エンジニアリングが
パーフェクトな観測をお約束する

海象・気象計測器

優れた精度・取扱い容易・世界的な実績・豊富な部品在庫・迅速確実なメンテナンス



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

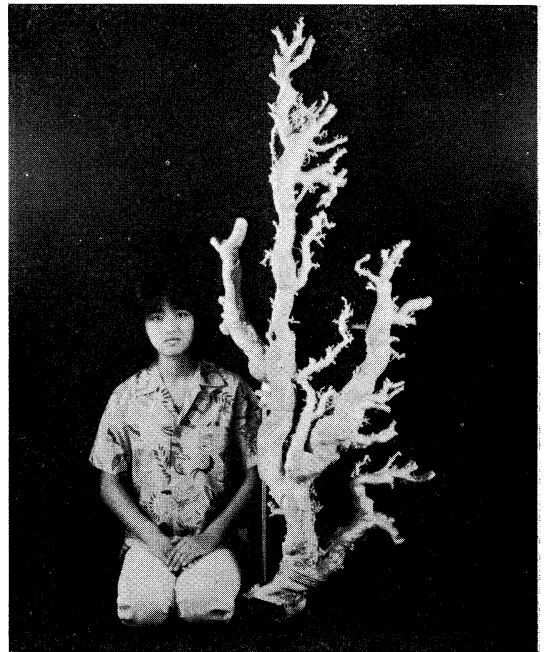
採集場所 徳之島近海

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



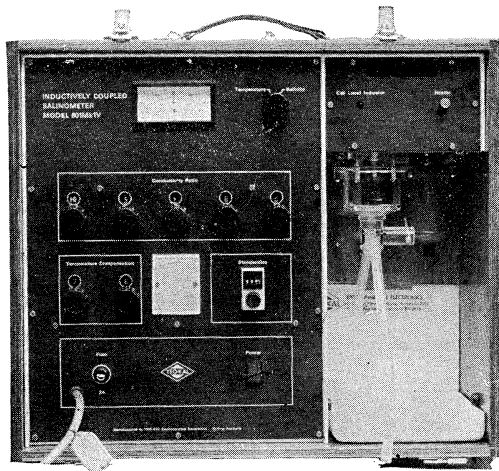
花とさんごと美術館



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)

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
精度	±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



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37ヶ所

昭和 57 年 11 月 25 日 印刷
昭和 57 年 11 月 28 日 発行

う み 第 20 卷
第 4 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 20 N° 4

SOMMAIRE

Notes originales

Temperature and Salinity Changes in the Tsushima CurrentRonald L. KOLPACK 199
 Satellite Observations and the Annual Cycle of Surface Circulation
 in the Yellow Sea, East China Sea and Korea StraitOscar K. HUH 210
 A Note on Sea-Level Variations at and around Shirahama Oceanographic Tower
 (in Japanese).....Shigehisa NAKAMURA, Hiroshi YOSHIOKA and Shigeatsu SERIZAWA 223
 Growth of Tombolo at an Upheaved Island (in Japanese)
 Masahiro HASHIMA and Yutaka MIZOGUCHI 231
 Onset of Edge Waves by Small Scale Atmospheric Pressure FluctuationMasahide TOMINAGA 237

Miscellanées

Les recherches françaises actuelles sur le phytoplancton
 marin et la production primaire (en japonais).....Alain SOURNIA 253
 A Commentary Note on "Temperature and Salinity Changes
 in the Tsushima Current" by R.L. KOLPACKTakashi ICHIYE 261

Nécrologie..... 263

Procès-Verbaux 265

Sommaire du Tome 20

第 20 卷 第 4 号

目 次

原 著

対馬海流の水温・塩分変化 (英文)Ronald L. KOLPACK 199
 人工衛星観測と黄海・東シナ海・朝鮮海峡の表層循環の季節変化 (英文)Oscar K. HUH 210
 白浜海洋観測塔周辺の水位変動.....中村重久, 吉岡 洋, 芹沢重厚 223
 隆起する海岸におけるトンボロの成長.....羽島正紘, 溝口 裕 231
 小規模の気象擾乱によって発生するエッジ波について (英文)富永政英 237

寄 稿

フランスにおける海洋植物プランクトンと一次生産に関する研究の現状Alain SOURNIA 253
 R. L. KOLPACK 著「対馬海流の水温・塩分変化」に対するコメント (英文)市栄 誉 261

追 悼..... 263

学会記事..... 265

総目次 (第20巻)