
Tome 19

Mai 1981

Numéro 2

La mer

うみ

昭和 56 年 5 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

日 仏 海 洋 学 会

編 集 委 員 会

委員長	富永政英 (鹿児島大学)		
委員	有賀祐勝 (東京水産大学)	半沢正男 (気象庁)	井上 実 (東京水産大学)
	神田献二 (東京水産大学)	増田辰良 (東京水産大学)	森田良美 (東京水産大学)
	西村 実 (東海大学)	杉浦吉雄 (鹿児島大学)	高木和徳 (東京水産大学)
	高野健三 (筑波大学)	宇野 寛 (東京水産大学)	柳川三郎 (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だけに限る。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	Masahide TOMINAGA (Kagoshima University)
Comité de rédaction	Yusho ARUGA (Tokyo University of Fisheries) Masao HANZAWA (Meteorological Agency) Makoto INOUE (Tokyo University of Fisheries) Kenji KANDA (Tokyo University of Fisheries) Tatsuyoshi MASUDA (Tokyo University of Fisheries) Yoshimi MORITA (Tokyo University of Fisheries) Minoru NISHIMURA (Tokai University) Yoshio SUGIURA (Kagoshima University) Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries) Kenzo TAKANO (University of Tsukuba) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Saburo YANAGAWA (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.

差圧流水機構の水理模型実験

—魚礁，養殖漁場への応用のために*—

松本治彦**，金成誠一**，明瀬博彦***

Hydraulic Model Experiments on Underwater Enforced-flow Structures for Applications to Artificial Fish Shelters and Fish Farms*

Haruhiko MATSUMOTO**, Sei-ichi KANARI** and Hirohiko MYOSE***

Abstract: An underwater enforced-flow structure with L-shaped or inclined flow-path possesses a suction effect for surrounding horizontal current when its inlet is confronted by the surrounding flow and the outlet faces at right angles with the flow direction. Hydrodynamical considerations for the above-mentioned structure will be presented and theoretical characteristics of the suction effect is tested through simple hydraulic model experiments. Some applicational plans of the structure to the fisheries agriculture are also suggestively presented.

1. 緒言

沿岸の内湾水域においては、潮流があっても上下の混合が弱い場合には、下層水と外海水との交流が効果的に行われず下層水の貧酸素化が進み、内湾養殖場の性能低下を引きおこす場合がしばしばみられる(井上, 1978; 佐野, 1979)。こうした問題は水平流を鉛直流に変え得るような適当な水中構造物によって改善することが可能である。

本稿では、流水の静圧と動圧の差にもとづく強制流水効果を持つ機構について簡単な水理学的検討を試み、また、その結果を裏づけるための水理模型実験を行ったので、その結果について述べる。

2. 原理的考察

Fig. 1(a) に示すような、L字型通水路を有する

* 1980年10月6日受理 Received October 6, 1980

** 東京水産大学海洋環境工学科環境物理学教室，〒108 東京都港区港南 4-5-7
Environmental Physics Laboratory, Tokyo University of Fisheries, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan

*** ムサン工業株式会社，〒103 東京都中央区兜町2-56
Musashi Industrial Co., Ltd., Kabuto-cho 2-56, Chuo-ku, Tokyo, 103 Japan

構造物を一様流(流速 U_∞) 中に置いた場合の通水路内の流速について考える。流れは下方開口面に直角に流れる場合を考え、座標軸ならびに各諸元を Fig. 1(b) に示すようにとる。

開口部 B の前方からの流れは、開口部で U_∞ から U に流速が低下したとすると、上部開口 A と下部開口 B の間の圧力差は、 δ が H にくらべ充分小さいとき

$$P_B - P_A = \frac{\rho}{2}(U_\infty^2 - U^2) + \rho g H \quad (1)$$

で与えられる。ここに、 ρ は水の密度、 g は重力の加速度である。したがって、鉛直の通水路 AC 間の平均の圧力勾配は

$$-\frac{dp}{dz} = \frac{P_B - P_A}{H} = \frac{\rho}{2H}(U_\infty^2 - U^2) + \rho g \quad (2)$$

この圧力勾配によって鉛直通水路内に、 w の上昇流が作られる。

鉛直流に関する運動を定常と仮定すれば、

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} - g \quad (3)$$

が成立つ。ここに、 μ は鉛直流に関する渦動粘性係数で、右辺第2項は通水路の壁のまさつを表わす。(3)の圧力傾度を(2)で代用すると、

$$\frac{1}{2H}(U^2_\infty - U^2) + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = 0 \quad (4)$$

を得る。

一方、A、Bの開口断面積を S_A 、 S_B 、鉛直通水路内の平均鉛直流速を \bar{w} とすると

$$US_B = \bar{w}S_A \quad (5)$$

が成立つ。(4)、(5)から U を消去すると

$$\frac{1}{2H} \left\{ U^2_\infty - \left(\frac{S_A}{S_B} \right)^2 \bar{w}^2 \right\} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = 0. \quad (6)$$

さて、通水路 A-C 間の前・後面のまさつ効果は同一と仮定すると、通水路断面上の w の分布は通水路の中央($x=0$)で最大となり、かつ、 $x=0$ の面に関し対称な分布となる。したがって、次の条件が仮定できる。

$$\left. \frac{\partial w}{\partial x} \right|_{x=0} = 0 \quad (7)$$

一方、側壁のまさつは平均鉛直流速の平方に比例するものとし、比例係数を γ^2 とすれば

$$\mu \left. \frac{\partial w}{\partial x} \right|_{x=\pm b} = -\gamma^2 \bar{w}^2. \quad (8)$$

(7)、(8)の条件のもとに(6)式を $x=-b$ から $+b$ まで積分すると

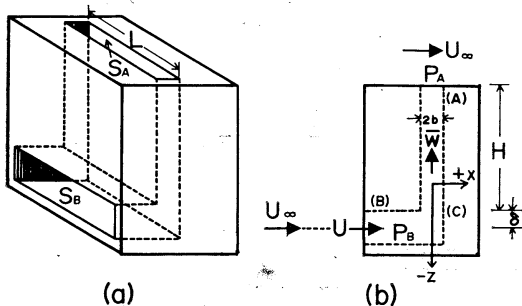


Fig. 1. Schematic view of an underwater structure with L-shaped flow-path (a), and definition sketch for theoretical consideration (b).

$$\frac{b}{2H} \left\{ U^2_\infty - \left(\frac{S_A}{S_B} \right)^2 \bar{w}^2 \right\} - \gamma^2 \bar{w}^2 = 0$$

ゆえに、 \bar{w} は次式で与えられる。

$$\bar{w} = \frac{U_\infty}{\sqrt{\left(\frac{S_A}{S_B} \right)^2 + 2 \left(\frac{H}{b} \right) \gamma^2}} \quad (9)$$

以上の考察では、通水路の開口幅 L (Fig. 1(a)参照)は充分大きいとし、外部の流れに平行な通水路壁面のまさつは無視したが、 L と $2b$ がcomparableな場合は(9)式の分母に若干の修正が必要となろう。

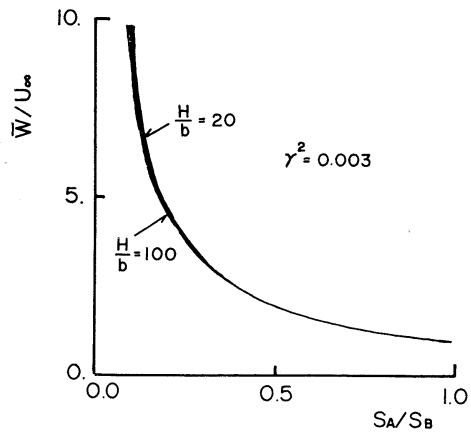


Fig. 2. Characteristics of mean vertical flow \bar{w} in the L-shaped path in the case of homogeneous waters with constant flow velocity of U_∞ and $\gamma^2=0.003$.

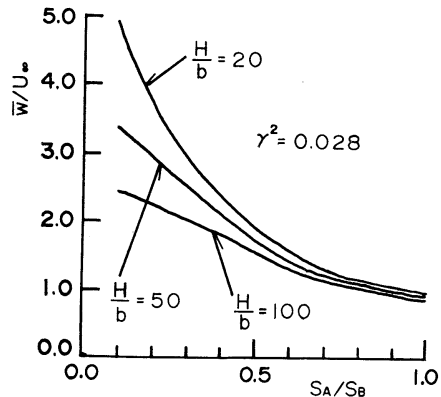


Fig. 3. Characteristics of mean vertical flow velocity \bar{w} in the same case as shown in Fig. 2, but with $\gamma^2=0.028$.

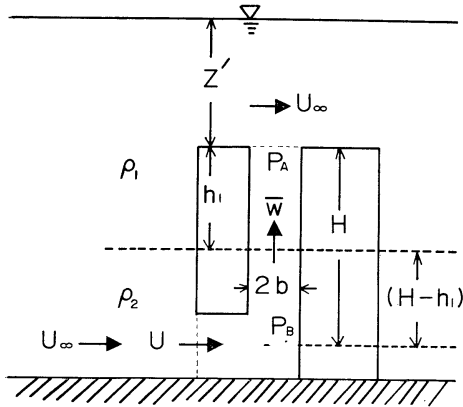


Fig. 4. Definition sketch in the case of two-layered waters with constant flow velocity of U_∞ . The flow direction in the upper layer is not necessarily the same as the lower one.

Fig. 2 は $\gamma^2=0.003$, $H/b=20\sim 100$ の場合の開口比と流速比の関係を示したものであるが、この場合は H/b にはほとんど依存せず、開口比だけによって特性が決まる。また、開口比が1の場合は、 \bar{w} は U_∞ を越えることはできないが、 \bar{w} は U_∞ にほぼ近い値を示す。 γ^2 の値が大きくなると H/b の影響が現われ、 H/b が大きくなるにつれて流速比は低下する。Fig. 3 は、 $\gamma^2=0.028$, $H/b=20, 50, 100$ に対する開口比と流速比の関係を示したものである。

3. 密度成層がある場合

周囲環境が安定な密度成層状態にある場合には、安定成層にもとづく復元力にさからって仕事をする必要があるために鉛直流の生成にある種の制限が付加される。ここでは、簡単のために、上、下層の密度がそれぞれ ρ_1, ρ_2 の2層構造の場合を考える。ただし、境界面が構造物上面より浅い場合は、密度成層なしの場合と本質的に変わらないので、境界面が構造物上面より下方に h_1 のところにある場合について考察する。

Fig. 4 に示すように、上、下層共に U_∞ で動いている（ただし、上層流と下層流の向きは必ずしも同方向である必要はない）とき、通水路内の平均圧力勾配は

$$-\frac{\partial p}{\partial z} = \rho_2 g - (\rho_2 - \rho_1) g \frac{h_1}{H} + \frac{1}{2H} \times [\rho_1 U_\infty^2 - \rho_2 U^2] \quad (10)$$

で与えられる。また、通水路内の鉛直流の運動は

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} + \nu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} - \sigma_2 g \quad (11)$$

で記述され、(10), (11) から

$$\frac{\rho_1}{2H} \left[U_\infty^2 - \frac{\rho_2}{\rho_1} U^2 \right] - (\rho_2 - \rho_1) \frac{g h_1}{H} + \nu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = 0$$

が導びかれる。ここで、 $\rho_2/\rho_1 \cong 1$, $\rho_2 - \rho_1 \equiv \Delta\rho$, $\nu/\rho_2 \equiv \mu$, $\Delta\rho/\rho_1 \equiv \varepsilon$ とおくと、上式は

$$\frac{1}{2H} [U_\infty^2 - U^2] - \varepsilon g \frac{h_1}{H} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = 0 \quad (12)$$

と書くことができる。この場合も、(5) および (7), (8) の条件が成立し、この条件のもとに (12) を x で積分すると

$$\frac{b}{2H} \left\{ U_\infty^2 - \left(\frac{S_A}{S_B} \right)^2 \bar{w}^2 \right\} - \varepsilon g \frac{b h_1}{H} - \gamma^2 \bar{w}^2 = 0$$

を得る。故に

$$\bar{w} = \frac{U_\infty \sqrt{1 - 2 \left(\frac{\varepsilon g h_1}{U_\infty^2} \right)}}{\sqrt{\left(\frac{S_A}{S_B} \right)^2 + 2 \left(\frac{H}{b} \right) \gamma^2}} \quad (13)$$

(13) から、鉛直流に対する次のような必要条件が導びかれる。

$$U_\infty^2 > 2\varepsilon g h_1 \quad (14)$$

さらに、 $\bar{w} \geq U_\infty$ とするためには次の条件を満たす必要がある。

$$\frac{\varepsilon g h_1}{U_\infty^2} \leq \frac{1}{2} \left\{ 1 - \frac{2H}{b} \gamma^2 - \left(\frac{S_A}{S_B} \right)^2 \right\} \quad (15)$$

単に鉛直流を発生するだけならば(14)の関係を満たすだけで良く、これはきわめてゆるい条件であるが、鉛直流が水平流速よりも大きくなるためには、 $(S_A/S_B) < 1$ でなければならない。

4. 境界面に内部波がある場合

密度成層の境界面では通常、内部波が卓越する。成層状態および擾乱の種類に応じ、種々の波長、周期の内部波が可能であるが、ここで問題になるのは比較的長周期、長波長の波に限られる。

境界面における内部波の振幅を a 、内部波にも

$$\bar{\omega} = \frac{U_\infty \left[1 + \frac{u_0}{U_\infty} e^{i\omega t} \right] \sqrt{1 - \frac{2\epsilon g h_1}{U_\infty^2} \left\{ \frac{1 + \frac{a}{h_1} e^{i\omega t}}{1 + \frac{u_0}{U_\infty} e^{i\omega t}} \right\}}}{\sqrt{2 \left(\frac{H}{b} \right)^2 \gamma^2 + \left(\frac{S_A}{S_B} \right)^2}} \quad (16)$$

(16) の成立条件は a 、 u_0 にも依存し、 $u_0 \ll U_\infty$ の場合は近似的に

$$\frac{2\epsilon g h_1}{U_\infty^2} \left(1 + \frac{a}{h_1} \right) < 1 \quad (17)$$

となる。また、内部波がある場合は、一様鉛直流の上に内部振動周期 およびより高次の振動周期の振動流が重なった形の流れとなることが(16)から推定される。しかし、内部波の種類によって境界

とづく水平流速振幅を u_0 とし、これが、一般流 U_∞ に重なっているとすると、周囲流速および構造物頂部と境界面との距離はそれぞれ $U_\infty + u_0 e^{i\omega t}$ 、 $h_1 + a e^{i\omega t}$ となり、これを(13)式の U_∞ および h_1 に相当するものとみなせば $\bar{\omega}$ の内部波に対する形式的な表現は次のようになる。

面変位と水平流速振動の位相および振幅が異なるので、上記の形式的な表現からは精密な議論は望めないし、また、本稿の目的でもない。

これまでの考察ではL字型の通水路について定式化が行われたが、上下の開口部を平板で連結したような傾斜型通水路の場合でも内容は本質的にかわらない。

Table 1. Specification of the models used in the hydraulic model experiments.

Model nos.	Symbol	Cross section cm cm (HxB)	$\frac{S_A}{S_B}$	b (cm)	$\frac{H}{b}$
1			0.87	1.58	5.7
2			1.03	1.10	9.1
3			1.03	1.10	5.5
4			0.90	0.75	6.7
5			0.52	1.00	7.0
6			1.94	1.00	5.0
7			0.67	0.63	7.9
8			0.52	0.55	10.9
9			1.00	1.10	5.5
10			1.00	1.10	5.5
11			0.81	0.85	7.1
12			/		
13					
14					
15					
16					
17					

5. 水理模型実験

これまでで考察した機構の水理特性を実験的に確認する目的で、簡単な模型実験を行った。幅 20 cm, 高さ, 36 cm, 長さ 170 cm の一様流水水槽に、開口比, 高さおよび通水路形状の異なる各

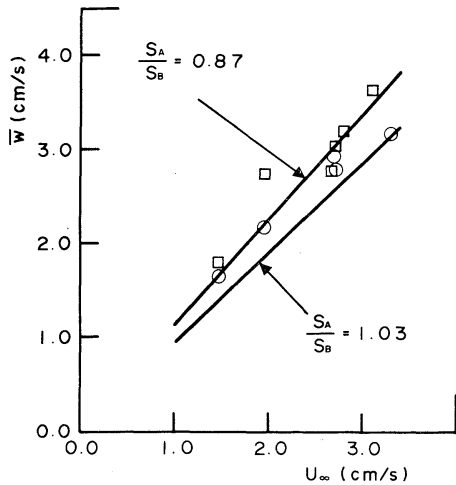


Fig. 5. Measured characteristics of mean vertical flow velocities of model Nos. 1 and 2. Thick lines show theoretical relationships for the same models with $\gamma^2=0.003$.

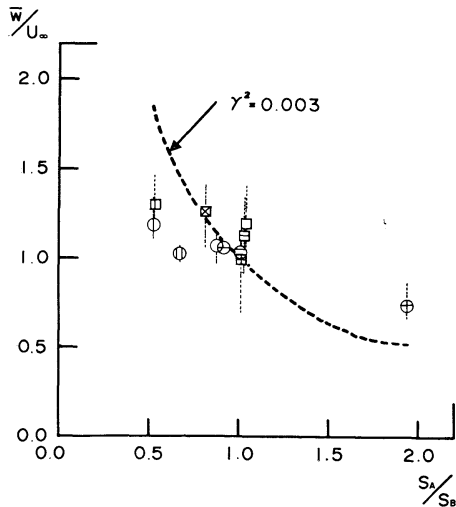


Fig. 6. Measured velocity ratio as a function of the opening ratio S_A/S_B . Thick broken curve represents the same characteristics as shown in Fig. 2. Vertical broken lines through the model symbols illustrate the amount of scatter of measured quantities.

種模型を順次設置し、一様流に対する通水路内の平均流速および流出高を色素放流によって調べた。

実験に用いた模型の断面形状ならびに諸元は Table 1 に示す通りである。このうち、模型 No. 1 から 11 については通水路内の平均流速測定が行われた。また、模型 No. 12 から 17 までは通水路なしの模型であり、通水路を有する模型との特性比較のために用いたものである。

(10) 式を実験的に検討するにあたり、模型通水路内の壁面まさつ係数 γ^2 の値を見積る必要がある。Fig. 5 は模型 No. 1 および No. 2 について周囲流速 U_∞ と通水路内の平均流速 \bar{w} の関係を示したものであるが、図中の 2 本の実線は、 $\gamma^2 =$

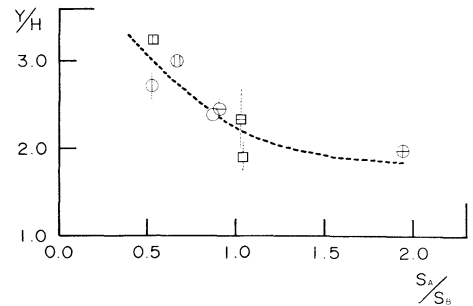


Fig. 7. Measured maximum height (Y) of dye spouted from the outlet of the flow-path as a function of the opening ratio.

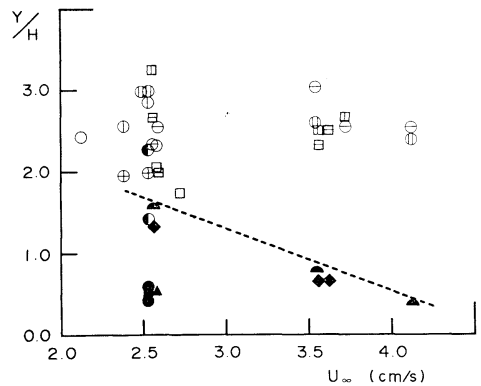


Fig. 8. Measured maximum height of spouted dye as a function of surrounding flow velocity. Black symbols and semi-black circles show spout-characteristics of the models without suction effect.

0.003 とした場合のそれぞれの模型開口比並びに諸元に対する (9) 式の関係を示している。流速測定は dye の通過時間から求めたので測定値のばらつきは避け難いが、ほぼ理論式に近い特性を示していると考えられる。

それぞれの模型の開口比と流速比の関係を Fig. 6 に示す。この特性は Fig. 2 にも示したように、

H/b の依存性は小さく、Fig. 2 の曲線群に対応する特性は破線で代表されている。模型記号の上下に延びている点線は流速測定値のばらつきの範囲を示しており、開口比 0.5 および 2.0 の附近で若干理論値からのずれがみられる。

通水路内の平均流速測定と同時に、上部開口から流出した後の dye の巻き上がり高を写真から読み

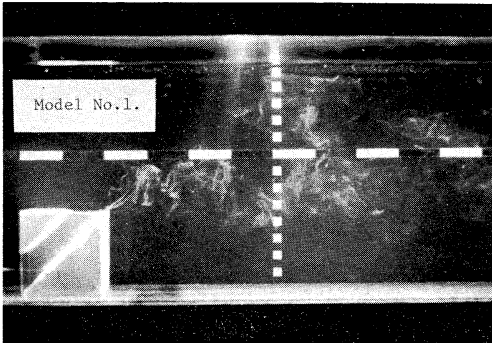


Photo 1. Flow-visualization of the Model No. 1 at flow velocity of 2.6 cm/sec.

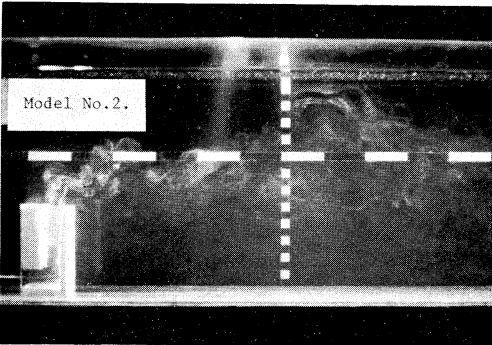


Photo 2. Flow-visualization of the Model No. 2 at flow velocity of 2.7 cm/sec.

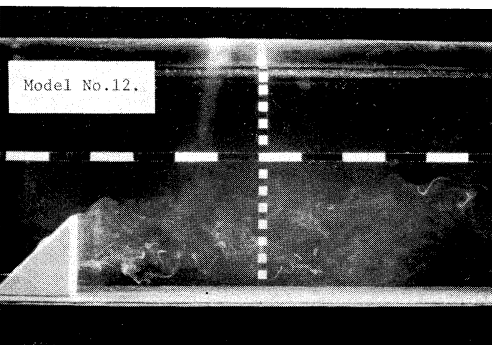


Photo 3. Flow-visualization of the Model No. 12 at flow velocity of 2.5 cm/sec.

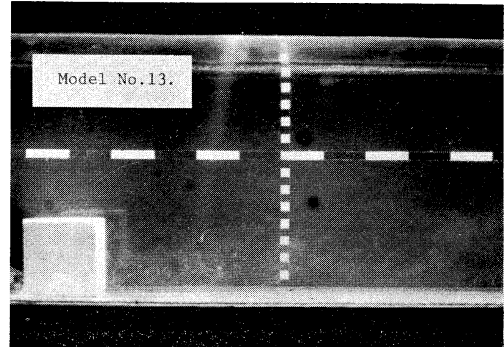


Photo 4. Flow-visualization of the Model No. 13 at flow velocity of 2.5 cm/sec.

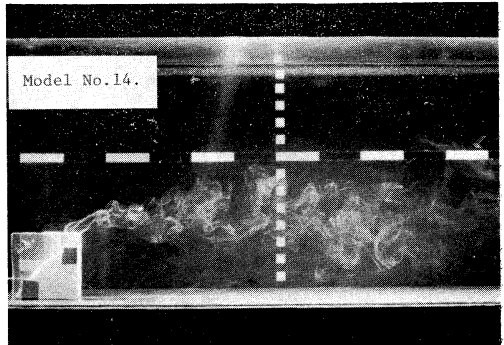


Photo 5. Flow-visualization of the Model No. 14 at flow velocity of 2.5 cm/sec.

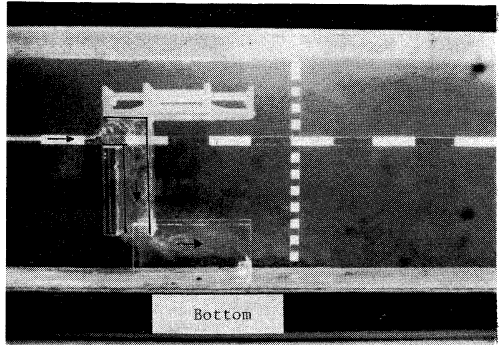


Photo 6. Flow-visualization of an additional Model.

とり、最大巻き上り高 Y と模型の高さの比について調べた結果を Fig. 7 に示す。開口比 S_A/S_B の値が大きくなるほど通水路内の流速は低下するから、当然巻き上り高もそれにつれて減少することが予想される。Fig. 7 は、これを明瞭に裏づけている。

Fig. 8 は種々の流速について通水路を有する模型と通水路なしの模型との巻き上り高の違いを比較したものであるが、図の破線よりも下方にあるものは、すべて通水路を持たない模型の最大巻き上り高比である。写真 (Photo 1~6) から明らかなように、通水路がない場合は、模型前面にあたった水流は模型の側面をまわって後方に流れ、上昇流はほとんど起こらない。周囲流速が大きくなる程この傾向は著しくなることは同図からも明らかである。通水路を持った模型では、巻き上り高は構造物高の 2 倍から 3 倍に達し、周囲流速が大きくなるほど最大巻き上り高 Y は大きくなると思われるが、実験に用いた水路の高さが模型高の 3 倍強に制限されているのと、流路長が高流速時の最高点をおさえ得るほどに長くないため、この傾向が充分にとらえられなかった。すなわち、Fig. 8 で、通水路を持つ模型の Y/H が流速の増大と共に若干下り気味の傾向を示しているが、これは高流速側で最高点に達する以前に水路の高さもしくは長さ方向の限界点に達してしまうことに原因があると考えられる。しかし、通水路の有無による巻き上り特性の差は歴然としており、差圧流水機構の有効性を明瞭に示しているといえよう。

最後に、本実験の過程において撮影された写真のうち、若干の典型的な例を示す。

Photo 1 および 2 は模型 No. 1 および No. 2 の dye の流出状況を示すもので、流れは左から右へ向い、模型の下部開口前面から内径 0.3 mm のガラス管によって dye が注入されている。

Photo 3, 4 および 5 は通水路なしの模型の巻き上げ状況を示す。このうち、Photo 5 は Photo 3 と同型の模型に側板をとりつけたものである。Photo 3 および 4 の場合は前述のように前面から

側方への水流のまわり込みが起って巻き上げが効果的に行われないのに対し、Photo 5 の場合は側方へのまわり込みが側板によってある程度おさえられ、巻き上げが若干大きくなっている。しかし、差圧効果がないために通水路を持つ場合にくらべて効果は大きくない。

以上に述べた機構による流れは上昇流の形成のみにとどまらず、開口部の位置を上下逆にすることにより下降流を形成することもできるし、また上部開口のかわりに構造物側面に開口することにより、下層水を上方側方に排出することも可能である。Photo 6 は前者の場合を実験的に再現したもので、上層流が流れに対向した上部開口を経て通水路を下降し下層流に合流している状況が dye によって明瞭に示されている。

6. 結 び

L 字型または斜傾通水路による上下の差圧を効果的に利用することにより、水平流を上昇流（または下降流）に変え得る、構造のきわめて簡単な機構について、水理学的考察並びに模型実験を試みたが、計測精度の範囲で、ほぼ満足すべき結果が得られた。

通水路内の壁面境界層の影響並びに密度成層時の種々の内部波に対する詳細な取扱いについては更に検討の余地があると思われるが、こうした問題は本稿の目的ではないので議論は原理的または形式的な段階にとどめた。

本機構の応用面について種々考えられるが、特に水産方面では魚礁への応用が考えられる。また、浅海域の人工湧昇域の形成にも利用し得るものと思われる。さらに、下降流の形成という点を利用するならば、表層水を底層の貧酸素層に導入することにより、性能の低下した養殖漁場の改善にも応用し得るであろう。

文 献

- 井上裕雄 (1978): 浅海養殖と自家汚染. 水産学シリーズ (2), 恒星社厚生閣. p. 88-107.
佐野和生 (1979): 水産養殖と水. サイエティスト社.

The Estimation of Photosynthesis of Individual Species in a Natural Phytoplankton Community Using Grain Density Autoradiography*

Yoshio OGAWA** and Shun-ei ICHIMURA**

Abstract: Photosynthetic rate of individual species in a phytoplankton community taken from a small eutrophic lake was determined by grain density autoradiography. Grain count per cell (X) was converted to absolute radioactivity (Y) by using the proposed regression equation, $Y=587.06 X+0.78$, and the photosynthetic rate was calculated from radioactivity incorporated in the cells and total inorganic carbon in the sample water. Photosynthetic rates of phytoplankters varied widely with species and their physiological states. The data also gave information on the contribution of the component species to total community production.

1. Introduction

Grain density autoradiography has been employed by several investigators to measure the productivity of individual algal species in natural phytoplankton communities. However, this technique was criticized by BROCK and BROCK (1968) and KNOEHEL and KALFF (1976a) because of several inherent sources of errors in the autoradiographic processes. KNOEHEL and KALFF (1976b) recommended an alternative technique, track autoradiography, for the quantitative study of individual species production.

In the previous paper (OGAWA and ICHIMURA 1980), we examined the sources of errors in grain density autoradiography which were cited by KNOEHEL and KALFF (1976a). Checks were made on the following major points using three different unialgal cultures; development time, chemography, latent image erasure and geometrical effect, and it was concluded that larger errors could be eliminated if the autoradiography processes were made carefully. In addition, a new method was presented for converting the grain count to absolute disinte-

gration rate.

The present study was carried out to test the possibility of using an improved grain density autoradiography for measuring photosynthetic rate of the component individual algal species in natural phytoplankton populations.

2. Materials and methods

Lake Nakanuma, a small eutrophic lake, is located in Ibaraki Prefecture 50 km northeast of Tokyo. The lake has a surface area of 1.2 ha with a maximum depth of 13.5 m and is protected from wind by low hills around it. The water is strongly stratified during the summer stagnation period from July to September and a well developed thermocline is found between the depths of 6 and 8 m. A characteristic phytoplankton community dominated by blue-green algae has been observed at the depth near or below the thermocline. Such an almost monospecific population is considered to be usable as material for the verification of the applicability of an improved technique to the complicated natural phytoplankton community.

Water sample was collected with a pump system from the depth of 8 m on September 7, 1979. The sample was transferred to 5 liter polyethylene bottles and immediately brought back to the RI experimental laboratory of the University of Tsukuba 30 km from the lake. Each 48 ml of sample water was taken in 50 ml

* Received January 12, 1981

This study was supported by a research grant from the Ministry of Education, Science and Culture, Japan

** Institute of Biological Sciences, The University of Tsukuba, Sakura-mura, Ibaraki, 305 Japan

BOD bottle and injected with 0.2 ml of NaH $^{14}\text{CO}_2$ solution having an activity of 10 $\mu\text{Ci/ml}$. The filled bottles were incubated in a water bath under illumination of 4.8 klux from incandescent lamp at ca. 17°C (the *in situ* temperature). Dark bottles were also prepared as controls. After a 2 hr incubation, each 2 ml of sample was filtered gently through 24 mm HA Millipore filter and the filter was used for grain density autoradiography. The autoradiography preparation was made with the technique described in the previous paper (OGAWA and ICHIMURA 1980). The slides for autoradiogram were exposed for 7 days.

Photosynthetic activity of each cell was calculated by the following equation;

$$P = \Sigma\text{CO}_2 \times \frac{\mu\text{Ci}}{\mu\text{Ci}^* \times t}$$

where P is the photosynthetic rate per cell of the given species ($\text{gC cell}^{-1}\text{h}^{-1}$); ΣCO_2 , the available total inorganic carbon in the sample; μCi^* , the added radioactivity; μCi , the mean radioactivity of ^{14}C incorporated in individual cells of the given species; and t, the incubation time. The amount of ΣCO_2 was measured with an infrared gas analyzer (Maihak, UNOR 2).

Photosynthetic rate of individual cell is usually calculated from the apportionment of total radioactivity to grains produced in each cell. However, this approach leads to the overestimation of activity when phytoplankton community consists mainly of delicate phytoplankters or small ones. In the present study, the grain counts per cell (X) were converted to absolute radioactivity (Y, dpm/cell) by using the regression equation, $Y = 587.06 X + 0.78$, which was given in the previous paper (OGAWA and ICHIMURA 1980). Total photosynthesis in the sample was deduced by summing up the amount of photosynthesis in each of the given species population ($P \times N$), where N is the number of total cells of the given species in the sample. Total radioactivity was also measured by a liquid scintillation counter (Beckman LS 8100) after filtering the remaining sample in the bottle through 24 mm Millipore filter.

3. Results and discussion

The algal species found in the sample are

listed in Table 1. Phytoplankton community was represented by blue-green algae, mainly *Oscillatoria mougeotii*, the cell number of which, 10750 ml^{-1} , accounted for 50% of the total phytoplankton cells in the sample. Three other blue-green algae, *Coelosphaerium naegelianum*, *Chroococcus* sp. and *Aphanizomenon flos-aquae*, were also present, but their contribution was only 3.1, 1.7 and 0.6% of the total phytoplankton cells respectively. Subdominant algal groups were the flagellate *Cryptomonas* sp. and unidentified small flagellates. The former occupied 5.8% of the total phytoplankton cells and the latter 16%. More than 10 species of green algae were found, and in particular two species, *Scenedesmus quadricauda* and *Crucigenia rectangularis*, showed a relatively high density of $1450 \text{ cells ml}^{-1}$. Three diatoms species were present but their cell density was less than 0.5% of the total phytoplankton cells.

The radioactivity incorporated in the cells varied widely with species (Table 1). The high values were measured with a range from $7.2 \times 10^{-3} \text{ dpm/cell/h}$ for flagellates to $62.28 \times 10^{-3} \text{ dpm/cell/h}$ for *Peridinium* sp. and the photosynthetic rates calculated from the radioactivities were $9.31 \times 10^{-13} \text{ gC/cell/h}$ to $80.55 \times 10^{-13} \text{ gC/cell/h}$. Relatively high values were also measured in algae with a large cell volume such as the green algae *Staurastrum* sp. and *Cosmarium* sp., the diatoms *Cyclotella kützingiana* and *Synedra acus*. Their radioactivities were from 8.75×10^{-3} to $18.34 \times 10^{-3} \text{ dpm/cell/h}$ and photosynthetic rates were from 11.3×10^{-13} to $23.72 \times 10^{-13} \text{ gC/cell/h}$. Radioactivity incorporated in *Oscillatoria mougeotii* showed a remarkably low value $0.49 \times 10^{-3} \text{ dpm/cell/h}$ and it corresponded to $0.63 \times 10^{-13} \text{ gC/cell/h}$. Lower photosynthetic rates of 1.15×10^{-13} , 1.18×10^{-13} and $2.97 \times 10^{-13} \text{ gC/cell/h}$ were also measured in other blue-green algae *Aphanizomenon flos-aquae*, *Coelosphaerium naegelianum* and *Chroococcus* sp., respectively. KNOECHEL and KALFF (1975, 1976b) determined the carbon fixation rates as $4.0 \times 10^{-13} \text{ gC/cell/h}$ for *Tabellaria fenestrata* and $6.0 \times 10^{-13} \text{ gC/cell/h}$ for *Anabaena planktonica* through track autoradiography. These rates coincide fairly well with those of the green algae but are little lower than those in flagel-

Table 1. Cell numbers and photosynthetic properties of component algal species of phytoplankton community taken from the depth of 8 m in Lake Nakanuma on September 7, 1979.

	cell number (/ml)	percentage of cell number (%)	radioactivity incorporated (10^{-3} dpm/cell/h)	photosynthetic rate per cell (10^{-10} gC/cell/h)	photosynthetic rate per unit volume (10^{-10} gC/ μ^3 /h)	production of population (10^{-10} gC/ml/h)	percentage of total production (%)
Green algae							
<i>Ulothrix</i> sp.	470	2.0	6.73±2.23	8.70±2.88		4.09±1.36	5.9
<i>Pediastrum duplex</i>	70	0.3	2.88±	3.72		0.26	0.4
<i>Pediastrum tetras</i>	40	0.2	0.88±0.05	1.14±0.06		0.05±0.003	0.1
<i>Ankistrodesmus falcatus</i>	450	1.9	1.76±0.32	2.38±0.41		1.02±0.18	1.4
<i>Scenedesmus quadricauda</i>	1450	6.1	2.09±1.16	2.70±2.08	6.24±4.81	3.92±3.01	5.6
<i>Scenedesmus bijuga</i>	610	2.5	3.48±2.88	4.50±3.72		2.47±2.28	3.9
<i>Tetraedron minimum</i>	840	3.5	4.22±0.51	5.46±0.66	8.74±1.06	4.58±0.56	6.6
<i>Crucigenia quadrata</i>	70	0.3	1.25±0.49	1.62±0.63		0.11±0.04	0.2
<i>Crucigenia rectangularis</i>	1450	6.1	1.35±0.82	1.75±1.06	3.98±2.41	2.53±1.54	3.6
<i>Crucigenia tetrapedia</i>	190	0.8	1.93±0.82	2.50±1.06		0.48±0.21	0.7
<i>Tetrastrum heterocanthum</i>	190	0.8	1.04±1.07	1.34±1.38		0.26±0.26	0.4
<i>Staurastrum</i> sp.	50	0.2	17.68	22.87		1.14	1.6
<i>Cosmarium</i> sp.	30	0.2	8.75	11.32		0.34	0.5
Diatoms							
<i>Cyclotella kützingiana</i>	20	0.1	18.34±9.92	22.72±12.83	7.21±3.89	0.48±0.25	0.7
<i>Cyclotella</i> sp.	120	0.5	6.74±3.36	8.72±4.35	9.59±4.79	1.03±0.52	1.4
<i>Synedra acus</i>	50	0.2	17.15±4.60	22.18±5.95	2.32±0.62	1.10±0.30	1.6
Blue-green algae							
<i>Chroococcus</i> sp.	400	1.7	2.30±0.65	2.97±0.84		1.19±0.34	1.7
<i>Coelosphaerium naegelianum</i>	740	3.1	0.91±0.61	1.18±0.79		0.87±0.58	1.2
<i>Oscillatoria mougeotii</i>	10750	44.9	0.49±0.18	0.63±0.23	1.99±0.73	6.80±2.51	9.8
<i>Aphanizomenon flos-aquae</i>	150	0.6	0.89	1.15		0.17	0.2
Flagellates							
<i>Phacus</i> sp.	10	0.04	15.30±4.72	19.79±6.10		0.19±1.13	0.3
<i>Cryptomonas</i> sp.	1380	5.8	7.20±0.52	9.31±0.67		12.84±0.10	18.4
<i>Gonyostomum</i> sp.	120	0.5	27.65±17.32	35.76±22.40		4.38±2.69	6.3
<i>Peridinium</i> sp.	10	0.04	62.28	80.55		0.08	1.1
<i>Trachelomonas</i> sp.	5	0.02	23.03	29.97		0.06	0.1
Unidentified							
small flagellates	3840	16.1	2.45±0.43	3.17±0.56		12.17±2.13	17.5
small sphaerical algal colonies	420	1.8	11.45±5.39	14.81±6.97		6.22±2.92	8.9

lates obtained in the present study.

The photosynthetic rate per unit volume of the cell was also determined for several species. Cell volume was calculated from the length and width of the cell. The highest rate of $9.59 \times 10^{-15} \text{gC}/\mu^3/\text{h}$ was obtained in the diatom *Cyclotella* sp. and the lowest rate of $1.99 \times 10^{-15} \text{gC}/\mu^3/\text{h}$ was in *Oscillatoria mougeotii*. The green algae *Tetraedron minimum* and *Scenedesmus quadricauda* showed considerably high values of 8.74×10^{-15} and $6.24 \times 10^{-15} \text{gC}/\mu^3/\text{h}$, respectively. Using track autoradiography KNOECHEL and KALFF (1978) measured the *in situ* carbon fixation rate for five freshwater phytoplankton diatoms *Asterionella formosa*, *Fragilaria crotonensis*, *Melosira italica*, *Synedra radians* and *Tabellaria fenestrata* and the photosynthetic rates of 2.0×10^{-15} , 1.6×10^{-15} , 1.0×10^{-15} , 0.8×10^{-15} and $1.2 \times 10^{-15} \text{gC}/\mu^3/\text{h}$ were obtained for the respective species. These rates are somewhat lower than those obtained in the present study.

The total photosynthetic production of phytoplankton community was determined by the two approaches. One is to sum up the production of each species population measured by grain density autoradiography and the other is to measure directly by liquid scintillation counter. The total production estimated by the former method was $67.7 \times 10^{-10} \text{gC}/\text{ml}/\text{h}$. The contribution of each algal group to the estimated total community production was 30.9% in the green algal populations, 17.5% in the small flagellate populations and 12.9% in the blue-green algal populations. Among the individual species populations, *Cryptomonas* sp. accounted for 18.4% of the total production and the next was 9.8% in *Oscillatoria mougeotii*. The green algae *Tetraedron minimum*, *Ulothrix* sp., *Scenedesmus quadricauda* and *Crucigenia rectangularis* contributed 6.6, 5.8, 5.6 and 3.6% of the total production, respectively. The total production measured by liquid scintillation counter was $112.74 \times 10^{-10} \text{gC}/\text{ml}/\text{h}$. There are considerable differences between the total productions determined by the two methods. The production measured through grain density autoradiography accounted for about 62% of that measured by liquid scintillation counter.

If the production by scintillation counter is assumed to be the actual production, 38% of the total production may be missed in grain density autoradiography. This is probably due to the following reasons. The dense grains produced by prolonged exposure interfere with the counting of grains through the self-shading, thereby the enumerated data become lower than the actual grain number. The 7-day exposure used in the present experiment is designed for blue-green algae so long as to produce grains fit for ready counting, but it may be longer for other phytoplankton species. Thus, it is desirable in natural phytoplankton community to prepare several autoradiograms exposed with different times and the maximum grain counts should be determined for each species. The ratio of the cell surface contacted with emulsion: cell volume is smaller in large phytoplankters than in small ones, thereby the efficiency of grain production may be lowered in the former than in the latter. As the result of this low efficiency, the ^{14}C radioactivity incorporated in the cell is supposed to be underestimated for larger phytoplankters. Since the conversion equation used in the present study is applicable only for nanoplankton species, the relationship between incorporated ^{14}C radioactivity and produced grains should be further certified for larger phytoplankton species, through which the conversion equation will become more valid. In natural phytoplankton communities, it is not easy to count completely the total cells in the sample. This may also be responsible for underestimation of total production in grain density autoradiography. However, autoradiography is a technique improved for measuring production of individual species and not for assessing the total production. If several critical points mentioned above are examined carefully, grain density autoradiography can be used to measure quantitatively the photosynthetic behavior of the component species of phytoplankton community.

References

- BROCK, M. L. and T. D. BROCK (1968): The application of microautoradiography techniques to ecological studies. *Mitt. Int. Angew. Limnol.*, **15**, 1-29.
- KNOECHEL, R. and J. KALFF (1975): Algal sedi-

- mentation: The cause of a diatom—blue-green succession. Verh. Internat. Limnol., **19**: 745-754.
- KNOECHEL, R. and J. KALFF (1976a): The applicability of grain density autoradiography to the quantitative determination of algal species production: A critique. Limnol. Oceanogr., **21**, 583-590.
- KNOECHEL, R. and J. KALFF (1976b): Track autoradiography: A method for the determination of phytoplankton species productivity. Limnol. Oceanogr., **21**, 590-596.
- KNOECHEL, R. and J. KALFF (1978): An *in situ* study of the productivity and population dynamics of five freshwater planktonic diatom species. Limnol. Oceanogr., **23**, 195-218.
- OGAWA, Y. and S. ICHIMURA (1980): Some modifications of the grain density autoradiography in the study of phytoplankton production. La mer, **18**, 125-130.

粒子密度オートラジオグラフ法による自然植物 プランクトン群集構成種の光合成測定

小川吉夫, 市村俊英

要旨: 富栄養湖から得た *Oscillatoria mougeotii* を優占種とする自然植物プランクトン群集について, 個々の植物プランクトン種の光合成速度を粒子密度オートラジオグラフ法を用いて測定した。細胞当りの粒子密度 (X) は $Y = 587.06 X + 0.78$ を用い放射能 (Y) に換算した。細胞当りの光合成量は放射能と試水中の全炭酸量から求めた。細胞当りの光合成速度は種及び生理状態により大きく異なった。また, 植物プランクトン群集全体の生産に対する各種ごとの貢献度を求めた。

打ち上げ波の挙動*

山本秀行**, 阿部友三郎**

The Behavior of Swash*

Hideyuki YAMAMOTO** and Tomosaburo ABE**

Abstract: The experiment was designed to investigate the maximum run-up height and the maximum run-up thickness over a beach of the smooth bottom slope ranging from 5.1 to 46.6°. Solitary wave was used as an incident wave, which was produced by pushing a plate laterally into a still water.

By analyzing the experimental data, following results were obtained. 1) The maximum run-up height (R_{max}) was found to be in proportion to the incident wave height (H), that is, $R_{max}=(2A_0/3)H$ where A_0 indicates the proportional coefficient. 2) The incident wave was observed to run up with breaking in the bottom slope range not more than about 20° in our experiments, in which case the proportional coefficient A_0 increased with increasing bottom slope β . But, in the case of β exceeding about 20°, the proportional coefficient A_0 decreased gradually. In addition, the maximum thickness of uprush was observed to decrease exponentially with increasing the distance along beach slope. A little discussion was made on the obtained proportional coefficient in view of the conservation of energy.

1. 緒言

海浜に打ち寄せる波は、一般に傾斜海浜における水深減少のために碎波し、打ち上げ波 (swash) として知られる薄い水の層となって砂浜海岸を這い上がる。この打ち上げ波は、海浜諸過程の最終的現象であり、概観すると、砂面上を遡上する遡上波 (uprush) と、遡上後に流れ下る引き波 (backwash) とに分けられる。また、海浜の砂面下には、海水の透水現象による浸潤面を生じる。これは water table と呼ばれ (EMERY and FOSTER 1948, GRANT 1948), その様子を Fig. 1 に示す。この浸潤面は、潮位により時間的および位置的変動を示し、海岸変形に密接に関連していると思われる。

遡上波先端が、EMERY and GALE (1951) が指摘している様に、この water table の露頭を越えた場合、その不規則な縁辺部が最も前進した所に

は、swash mark (EMERY 1945, EVANS 1938) が観測される。backwash は、砂上に独特な菱形模様をした backwash mark を形成する。これ等の mark は化石状態で発見されたこともあり、過去の海浜作用存在の有効な証拠となると共に、海浜において身近に観測される現象として、その成因を調査・研究することは、海岸工学および災害防止上重要である。すなわち、海浜の形状は打ち上げ波の特性、および打ち上げ波と海浜の構成物

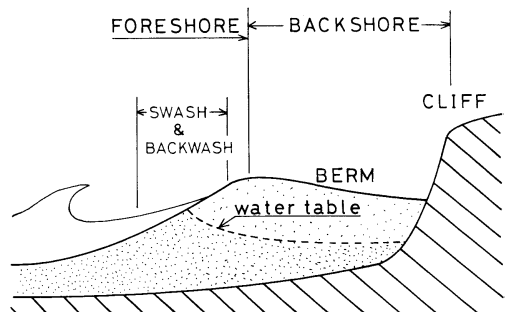


Fig. 1. Hypothetical beach and cross section showing the water table.

* 1980年10月7日受理 Received October 7, 1980

** 東京理科大学理学部, 〒162東京都新宿区神楽坂1-3
Faculty of Science, Science University of Tokyo,
Kagurazaka 1-3, Shinjuku-ku, Tokyo, 162 Japan

質との相互作用に密接に関係しており、その挙動を知ることは、護岸、越波、漂砂の防止、および津波、高潮等による災害の軽減に対処する上で非常に重要である。そのため、遡上現象に関しては、これまで理論的、実験的に多数の研究報告がなされている。

EMERY and GALE (1951) は、現場の打ち上げ波をシネカメラを用いて撮影することにより、遡上過程の特徴を定性的に明らかにしている。また、DOLAN *et al.* (1969) は、汀線に直角方向に数本の杭を立て、それ等の杭を基準にして遡上波先端の位置を目視観測することにより、その平均流速を求めている。最大打ち上げ高さに関する実験式(高田 1970) もかなり提出されているが、現在では、これまでの実験的研究を基に理論的考究を行ない、波の遡上機構を解明しようとする傾向にある。

例えば、津波の遡上について初めて理論的解析法の糸口をつけたのが、STOKER (1948) の特性曲線法である。その後、この方法を応用して汀線付近における波の挙動、砕波後の遡上現象を考察したものに、SHEN and MEYER (1963), FREEMAN and MÉHAUTÉ (1964) の研究があり、また、現象を Lagrange 的にとらえて津波の遡上に関し考察を行なったものに首藤 (1966) の研究がある。しかし、砕波後の打ち上げ高さに関する理論的考察は、斜面勾配がゆるやかな場合の実験結果を説明するに留まっている。また、砕波後の遡上波形に関する理論的、実験的解析もあまり進んでいないのが現状である。

本研究は、小型水槽を用いて以上述べた諸現象をより詳しく観察し、breaking waves 領域から surging waves 領域に至る打ち上げ波の挙動を、実験的に明らかにすることを目的とした。

2. 最大打ち上げ高さに関する理論

SHEN and MEYER (1963) は、一様な斜面上を伝播する長波を考え、非圧縮性、非回転、および底摩擦が無視できるという条件の下で、一次元非線型波動方程式を特性曲線法を用いて解いている。それによると、最大打ち上げ高さ R_{max} は次

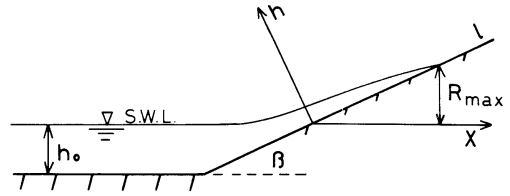


Fig. 2. Schematic diagram showing the co-ordinate axes.

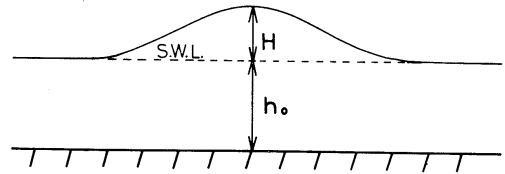


Fig. 3. Solitary wave.

式で示される。

$$R_{max} = \frac{U^2}{2g} \quad (1)$$

ここに、 U は bore の終端速度、 g は重力加速度である。 R_{max} 、その他の諸量は、Fig. 2 に示す座標による。

本論文では、次の様なエネルギー論的考察を試みた。

汀線に近づいた入射波は、砕波による擾乱、および底の摩擦等によってその波動エネルギーの一部を失い、遂には打ち上げ波となって斜面を這い上がり、ポテンシャルエネルギーに変換される。

この考察に従い、以下の定式化を行った。

いま、Fig. 3 に示す様な波高 H の孤立波を入射波と考え、 ζ を静水面上の上昇量とすれば、その波形(富永 1976) は、

$$\zeta = H \operatorname{sech}^2 \left(\frac{1}{2} \sqrt{\frac{3H}{h_0^3}} x \right) \quad (2)$$

で与えられる。静水面上における波の単位幅当りの質量を M 、水路幅を ΔL とすると、(2) 式から

$$\begin{aligned} M &\sim \int_{-\infty}^{\infty} \rho \zeta dx \cdot \Delta L \\ &= \frac{4}{\sqrt{3}} \rho h_0^{3/2} H^{1/2} \Delta L. \end{aligned} \quad (3)$$

また、水粒子の水平方向、垂直方向の速度をそれ

それ u, v とすれば、入射波の単位幅当りの全エネルギー E_s は、

$$E_s = \frac{\rho}{2} \Delta L \left(\int_0^{\zeta+h_0} \int_{-\infty}^{\infty} (u^2 + v^2) dx dy + g \int_{-\infty}^{\infty} \zeta^2 dx \right)$$

で与えられ、(2)式より

$$E_s = \frac{8}{3\sqrt{3}} \rho g h_0^{3/2} H^{3/2} \Delta L \quad (4)$$

を得る。ここに、 ρ は水の密度、 h_0 は一様水深である。

初めに遡上波先端に存在した水塊は、遡上過程を通して常にその先端に存在すると仮定し、その水塊は、入射波の全エネルギーの一部に相当する AE_s なる初期エネルギーを与えられると考える。その水塊の質量を αM とすると、最大打ち上げ高さは、エネルギー保存の関係から次式で与えられる。

$$AE_s = \alpha M g R_{max} + E_{fr} \quad (5)$$

ただし、 A および α は、

$$0 < \alpha, A < 1$$

なる条件を満たすと考える。 E_{fr} は、遡上過程を通しての摩擦によるエネルギー損失である。実験では、斜面を滑面状態に保つたため、(5)式の右辺第1項に比べて小さいとして無視することにする。従って R_{max} は、(3)、(4)、(5)式から $A_0 = A/\alpha$ とすれば

$$R_{max} = \frac{2}{3} A_0 H \quad (6)$$

と表わされる。すなわち、 R_{max} と H を測定することにより、 A_0 の振舞いを実験的に調べることができる。

ここで A_0 は、入射波のエネルギーと遡上波先端の初期エネルギーとを関係づけるものと考えられる。

砕波によるエネルギー損失の効果を B 、斜面の粗度を k 、斜面勾配を β とすれば、

$$A_0 = F(\beta, k, B, H) \quad (7)$$

と表現できる。また、段波の終端速度 U が、前述の係数 A, α を用いて次式で決定されるものとする。

$$AE_s = \frac{1}{2} \alpha M U^2 \quad (8)$$

(3)、(4)、(6)式から

$$H = \frac{3}{4} \frac{U^2}{g A_0} \quad (9)$$

を得る。(9)式を(6)式に代入すれば、その結果は(1)式と一致することがわかる。

3. 実験装置および実験方法

実験は、長さ 7 m、幅 15 cm、高さ 25 cm の透明アクリル製水槽を用いて行なわれた (Photo 1)。実験装置の概略図を Fig. 4 に示す。水槽の一端には水平移動型造波機が設置されており、造波板を水平方向に移動することにより、最大波高約 20 mm の概ね孤立波を発生させることができる。他端には、勾配を自由に变化させることのできる

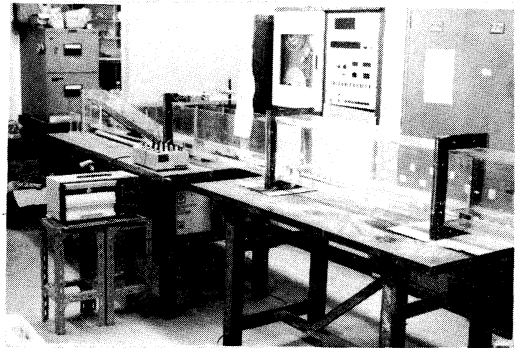


Photo 1. Water tank used to measure the maximum run-up height and the maximum run-up thickness.

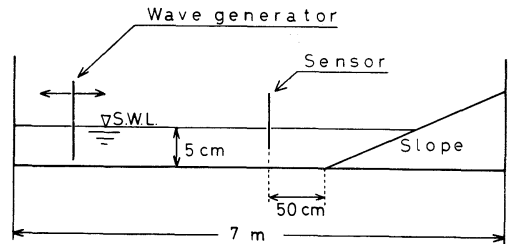


Fig. 4. Schematic diagram of the apparatus.

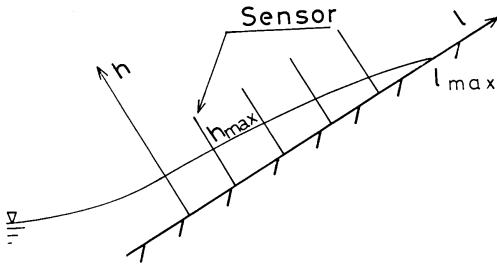


Fig. 5. Arrangement of sensors for measuring the maximum run-up thickness.

ガラス製斜面が設置されている。

(1) 最大打ち上げ高さ

最大打ち上げ高さに関する実験は、設定された勾配に対し、静水状態から孤立波を斜面に浸入させて打ち上げ過程を形成させ、その様な方法で約50波について実験、測定した。なお、斜面勾配は、 5.1° から 46.6° までの13種類に変化させた。最大打ち上げ高さ R_{max} は、汀線を基準とした斜面方向の最大打ち上げ距離 l_{max} を目視により測定し、それを鉛直高さに換算して求めた。

(2) 最大打ち上げ厚さ

この測定に用いた sensor は、耐水性の紙製帯に、水に迅速に感応する塗料を線状に付着させたものである。Fig. 5 は、斜面上3~5cm間隔で設置された sensor の様子を示している。これらの sensor を遡上波が通過すると、紙上に帯状の痕跡が残り、斜面に垂直方向に測定した痕跡の長さをもって最大打ち上げ厚さ (the maximum run-up thickness) とし、 h_{max} で表わす。

実験は、斜面勾配 8.0° 、 10.4° の2種類に行なわれ、各入射波に対する最大打ち上げ厚さを測定した。

4. 実験結果および考察

(1) 最大打ち上げ高さ

実験は、13種類の斜面勾配について行なわれた。その内の代表的な4種類に関して、入射波高 H と最大打ち上げ距離 l_{max} との関係を Fig. 6 に示す。

Fig. 6 は、設定された斜面勾配 β に対して、入射波高 H と l_{max} とが線形関係であることを示し

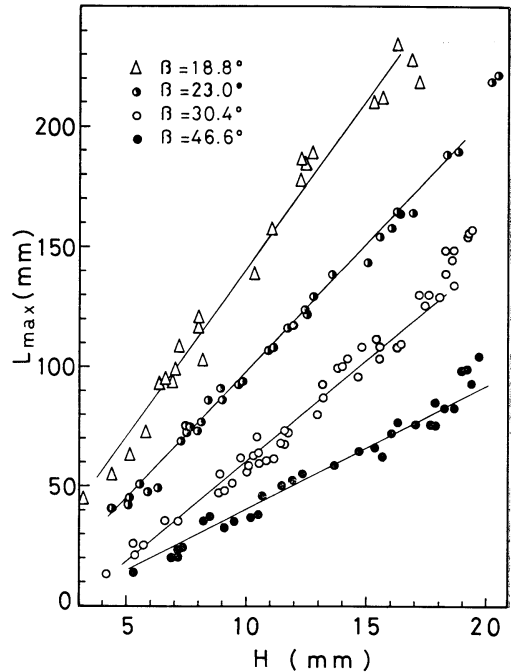


Fig. 6. Relations between the incident wave height and the maximum run-up distance on smooth beach slope of angle β .

ている。他の9種類の斜面勾配についても、同様な傾向が明らかに見られた。これは、前述の考えに基づけば、入射波のエネルギーと遡上波先端の初期エネルギーとの関係が、(5)式で表わされる様な線形関係であることを意味しているものと思われる。すなわち、(6)式に示す A_0 は、設定された斜面勾配 β について、入射波高約5~17mmの範囲で、 H によらず一定である様に振舞うことが実験的に認められた。Fig. 6において、入射波高が17mm程度以上になると、実験値が直線の傾向からずれてくるのがわかるが、これは入射波高 H という代表量で入射波を規定できなくなるためであろうと推察される。

いま、 R_{max} と H との関係を次式で表わすことにする。

$$R_{max} = b \cdot H \quad (10)$$

(6)式と(10)式とから $b = (2/3)A_0$ となり、実験を行なった13種類の斜面勾配について b の値をそれぞれ求めることにより、エネルギー伝達に関

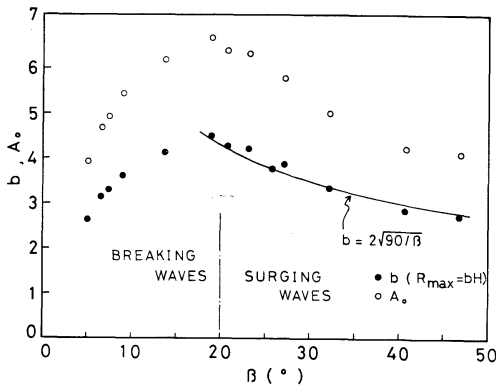


Fig. 7. Relation between the beach slope β and the ratio of the maximum run-up height to the incident wave height.

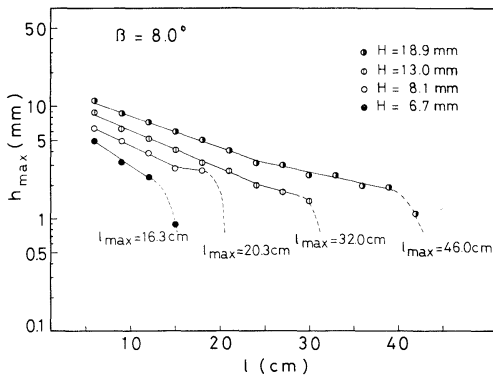


Fig. 8. Experimental results of the maximum run-up thickness on a smooth beach slope of 8.0° . l_{max} , the maximum run-up distance, is measured with the eye.

与すると考えられる A_0 の斜面勾配に関する傾向が実験的に得られる。

Fig. 7 は、 A_0 と斜面勾配 β との関係を示している。明らかに 20° 近傍を境にして、 A_0 がその傾向を変えることがわかる。実際の現象では、この境界は breaking waves から surging waves への遷移領域に相当する。図中の曲線は、Miche が線形理論より導いた式の係数を、次式のように 2 倍したものである。

$$b = 2 \times \sqrt{90/\beta}$$

実験から求めた surging waves 領域での A_0 の傾向が、この曲線の傾向と良く一致していることがわかる。

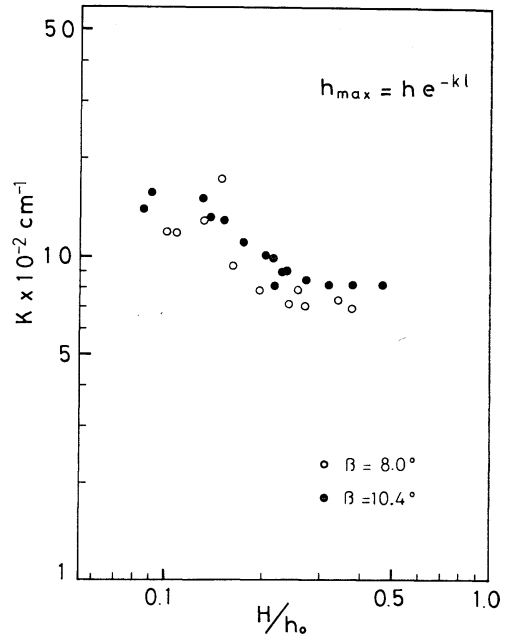


Fig. 9. Relations between the nondimensional incident wave height and the damping coefficient on smooth beach slopes of 8.0° and 10.4° .

以上のことから、surging waves 領域、滑面状態における A_0 と β との関係は、実験的に

$$A_0 \propto \beta^{-1/2}$$

と書くことができる。

(2) 最大打ち上げ厚さ

最大打ち上げ厚さ h_{max} については、 8.0° 、 10.4° の 2 種類の斜面勾配に対して実験を行った。Fig. 8 に斜面勾配 8.0° の場合の代表例を示す。図中に併記した最大打ち上げ距離 l_{max} は、目視によって測定された。Fig. 8 から、 h_{max} は、斜面方向の距離 l について指数関数的に減少する傾向が明らかに認められる。さらに、 h_{max} の減少傾向が途中で変化し、ゆるやかになることも認められた。これは、遡上過程での流れの状態が変化することを示唆しているものと考えられる。

いま、 h_{max} の減少傾向を次式で表現する。

$$h_{max} = h e^{-k \cdot l} \quad (11)$$

各々の測定結果から減衰係数 k を求め、 β をパラメーターとして、無次元化した入射波高 (H/h_0)

に関するその傾向を示したものが Fig. 9 である。2種類の斜面勾配における k の傾向に明らかに変化が見られ、減衰係数 k は斜面勾配の影響を受けることがわかる。

また、入射波高を増大させて行くと、徐々に k の値が減少し、遂には、ほぼ一定な値になる傾向も認められた。このことから、ある程度入射波高が大きくなってくると、それぞれの遡上波は相似な様相を呈してくるものと推察される。

5. 結 言

水槽実験により、最大打ち上げ高さが入射波高との関係を調べ、得られた結果に対しエネルギー的な若干の考察を行った。さらに、最大打ち上げ厚さを測定した結果、打ち上げ波の挙動を知る上での興味深い傾向が認められた。以下に、本研究の結論を述べる。

(1) 斜面を滑面状態とした時の入射波高と最大打ち上げ高さとの関係は、約 5~17 mm の入射波高の範囲で、breaking waves 領域および surging waves 領域を通して線型であることが認められた。

(2) 入射波のエネルギーと遡上波先端水塊の初期エネルギーとを関係づける A_0 は、breaking waves 領域では斜面勾配 β が増加するにつれて徐々に増加し、surging waves 領域では、 β が増加するにつれて徐々に減少する傾向を示す。この surging waves 領域では、斜面勾配 β について

$$A_0 \propto \beta^{-1/2}$$

なる関係が実験的に認められた。

(3) 最大打ち上げ厚さ (h_{max}) は、斜面方向の距離 l に対して指数関数的 ($h_{max} = h \cdot e^{-k \cdot l}$) に減少する傾向が認められた。

A_0 の具体的内容については、今後さらに検討を要するが、以上の実験結果を基にして、透水、粗度の効果等を考慮した打ち上げ波の挙動、特に遡

上波、引き波の場合を含めた打ち上げ波形について、それらの物理的機構を考究して行きたい。

6. 謝 辞

本研究にあたり、東京理科大学阿部研究室の福地直樹助手、新井正一氏、大学院生諸氏、目白女子短期大学専任講師矢内秋生氏、ならびに日本気象協会森谷誠生氏には、有益な助言を賜わり感謝いたします。また、倉持豊氏には実験など多く労力の援助を受けた。ここに感謝いたします。

文 献

- DOLAN, R., J.C. FERRELL and D.S. MCARTHUR (1969): Measurements of beach process variables, Outer Banks, North Carolina. Tech. Rep. No. 64, Coastal Studies Inst., Louisiana State Univ. p. 79.
- EMERY, K.O. (1945): Transportation of marine beach sand by flotation. J. Sed. Petr., **15**, 84-87.
- EMERY, K.O. and J.F. FORSTER (1948): Water tables in marine beaches. J. Mar. Res., **7**, 644-653.
- EMERY, K.O. and J.F. GALE (1951): Swash and swash marks. Trans. A.G.U., **32**, 31-36.
- EVANS, O.F. (1938): Floating sand in the formation of swash marks. J. Sed. Petr., **8**, 71.
- FREEMAN, J.C. and B.L. MEHAUTE (1964): Wave breakers on a beach and surges on a dry bed. Proc. ASCE, **90**, 187-216.
- GRANT, U.S. (1948): Influence of the water table on beach aggradation and degradation. J. Mar. Res., **7**, 655-660.
- SHEN, M.C. and R.E. MEYER (1963): Climb of a bore on a beach. Part 3, Run-up. J. Fluid Mech., **16**, 113-125.
- 首藤伸夫 (1966): 長波のうちあげ高. 第13回海岸工学講演会講演集, p. 216-222.
- STOCKER, J.J. (1948): The formation of breakers and bores. The theory of nonlinear wave propagation in shallow water and open channels. Comm. Pure Appl. Math., **1**, 1-87.
- 高田 彰 (1970): 波の遡上, 越波および反射の関連性について. 土木学会論文報告集, 第182号, p. 19-30.
- 富永政英 (1976): 海洋波動. 共立出版. p. 399-409.

TS Dynamic Height Calculation in the Kuroshio Region*

Isao TAKANO**, Shiro IMAWAKI*** and Hideaki KUNISHI***

Abstract: An investigation of TS relationships shows that the Kuroshio region can be classified into three sub-regions; namely, the offshore warm water region, the coastal cold water region, and the transition region between the other two. TS relationships gather well both in the offshore warm water region and in the coastal cold water region. TS dynamic heights in these two regions can be calculated fairly well from temperature profiles by use of the TS relationships there. A TS dynamic height in the transition region can be calculated from an average of the two dynamic heights by use of the TS relationships in the above-mentioned two regions. Errors of these TS dynamic heights referred to 500 db are estimated to be within 1.8 dynamic cm. It is comparable to the ordinary dynamic height error of 0.8 dynamic cm due to measurement errors of the STD.

The TS dynamic height calculation is applied to the XBT data obtained in the Kuroshio region. Geostrophic velocities calculated from the TS dynamic heights agree well with the GEK velocities measured simultaneously. This suggests that the flow of the Kuroshio can be considered to be geostrophic.

1. Introduction

The use of XBT has facilitated a rapid, detailed survey of vertical temperature profiles in the ocean. A temperature distribution from the XBT observation provides information, for example, about a position of a current axis and a general view of the horizontal velocity field (FUGLISTER and VOORHIS, 1965; KAWAI, 1969). It is impossible, however, to calculate the dynamic height from the XBT data alone.

The first attempt was made by STOMMEL (1947) to calculate the dynamic height from a vertical temperature profile with the aid of a historical TS relationship. In the present article, the dynamic height calculated from a vertical temperature profile by use of some TS relationship is called the TS dynamic height according to EMERY (1975). He investigated the accuracy of this method at three ocean weather stations in the Pacific; using a number of STD data

from 1947 to 1969, he compared TS dynamic heights with ordinary dynamic heights. He concluded that at two of these weather stations, the rms difference (root-mean square difference) between these two dynamic heights referred to 1,000 db is about 2 dynamic cm†, and at the remaining station the rms difference is 10 dynamic cm.

FLIERL (1978) calculated the dynamic height at 200 db level referred to 800 db with the rms error of only 0.5 dynamic cm using a similar treatment of TS relationships in the Gulf Stream rings. He excluded, however, the upper 200 db layer from the calculation, which may bring a large amount of error. In the Kuroshio region YASUI (1955) examined the relationship between the ordinary dynamic height and the vertical integral of temperature. He showed that the TS dynamic height referred to 1,000 db is of an error of about 5 dynamic cm. YASUI (1957) also applied the method in other regions adjacent to Japan, showing that a larger error of 8 dynamic cm is encountered owing to the scattering of TS relationships.

EMERY and WERT (1976) pointed out that the TS dynamic height remarkably differs from

* Received February 7, 1981

** Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan
Present affiliation: Meteorological Satellite Center, Kiyose-shi, Tokyo, 180-04 Japan

*** Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan

† 1 dynamic cm is $0.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$

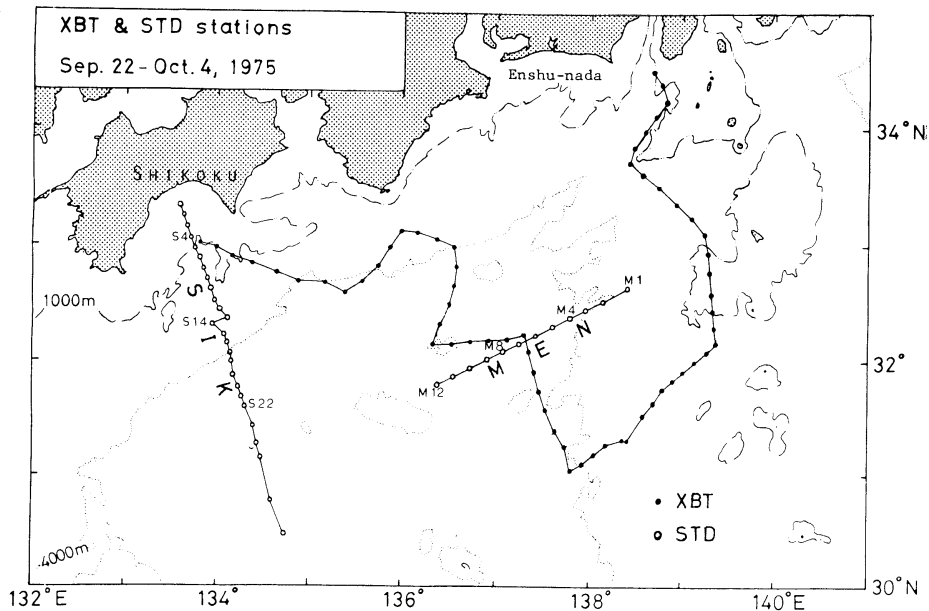


Fig. 1. Ship track and the STD and the XBT stations during the leg II of the Hakuho Maru Cruise KH-75-5.

the ordinary dynamic height near a boundary of different water masses. The Kuroshio south of Japan is accompanied with a frontal water structure composed of the offshore warm waters and the coastal cold waters. Therefore, it is necessary to examine the accuracy of the method.

A detailed survey of the Kuroshio south of Japan was carried out during the Cruise KH-75-5 of the R.V. Hakuho Maru in 1975 (KUNISHI *et al.*, 1978), consisting of a tracking of the Kuroshio by XBT's and two STD sections across the Kuroshio. In the present article, TS relationships in the Kuroshio region obtained from the STD observations are examined and it is shown that the TS dynamic height offers a fairly accurate approximation of the dynamic height by selective use of TS relationships. The TS dynamic height calculation is applied to the XBT data. Geostrophic velocities estimated from the TS dynamic heights are compared with the GEK velocities.

2. TS relationships in the Kuroshio region

Figure 1 shows a part of the ship track and the locations of stations during the leg II of the cruise. The Kuroshio south of Japan began to

take a stationary meander path in August 1975. The observations were carried out from September 22 to October 4 in 1975, i.e. just after the beginning of the stationary meander. The accompanying large cold water mass existed to the south of the Enshu-nada.

Observation Line MEN crosses the Kuroshio from the center of the cold water off the Enshu-nada toward the west-southwest. The Kuroshio axis determined from the GEK data is located between Stns. M6 and M8. Observation Line SIK crosses the Kuroshio off Shikoku, extending to the center of the warm water off Shikoku. The Kuroshio axis is located between Stns. S8 and S14. At the stations on Lines MEN and SIK, temperatures and salinities were measured by a STD from the sea surface to the bottom or to the depth of 1,500 m. The STD was a Hytech Model 9006 with a 1,500 m depth sensor, which had nominal accuracies of 0.02‰ for salinity, 0.02°C for temperature, and 3.75 m for depth.

Figure 2 shows the TS relationships at all stations on Line MEN and selected stations on Line SIK. These TS relationships are clearly seen to be classified into three groups. The first group is of the offshore warm water

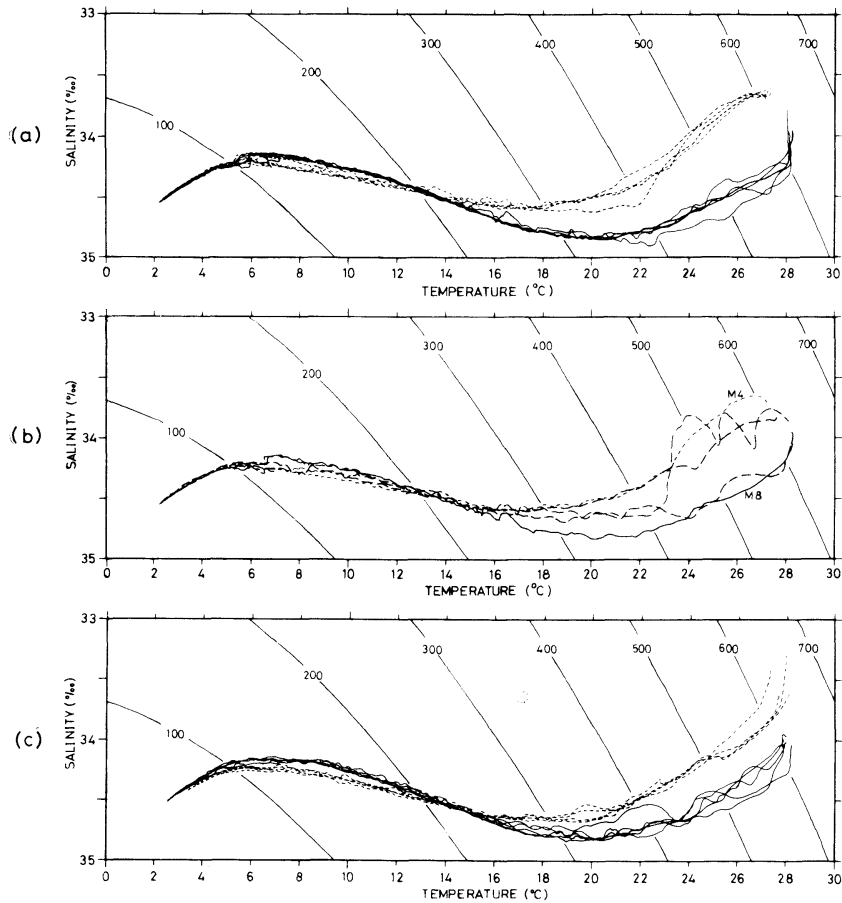


Fig. 2(a) TS relationships at stations on Line MEN. Solid lines are those at Stns. M8 to M12 in the offshore warm water. Dotted lines are those at Stns. M1 to M4 in the coastal cold water.

(b) TS relationships at stations on Line MEN. The solid line is that at Stn. M8 in the offshore warm water. The dotted line is that at Stn. M4 in the coastal cold water. Broken lines are those at Stns. M5, M6, and M7.

(c) TS relationships at stations on Line SIK. Solid lines are those at Stns. S14, S16, S18, S20 and S22 in the offshore warm water and dotted lines are those at Stns. S4 to S7 in the coastal cold waters.

character; these TS relationships are illustrated with solid lines (at Stns. M8 to M12 in Fig. 2-a and S14 to S22 in Fig. 2-c). The second group is of the coastal cold water character; these TS relationships are illustrated with dotted lines (at Stns. M1 to M4 in Fig. 2-a and S4 to S7 in Fig. 2-c). Here the coastal cold water is simply defined as the water that is found on the in-shore side of the Kuroshio axis, and does not necessarily mean the water which originated from the coasts. The cold water south of the

Enshu-nada is also called the coastal cold water in the present article. The third group is of an intermediate character between the former two; these TS relationships are illustrated with broken lines (at Stns. M5 to M7 in Fig. 2-b). The separation of TS relationships in the Kuroshio region is also discussed by ISHII *et al.* (1981).

TS relationships within each group except the third group gather fairly well especially below the depth of the salinity maximum; there are tight TS relationships in the first two groups.

There are no noticeable differences between the TS relationships at Stns. M8 to M12 and those at Stns. S14 to S22 in the first group. Agreement between the TS relationships at Stns. M1 to M4 and those at Stns. S4 to S7 in the second group is also fairly good, though the salinities in the upper layers at Stns. M1 to M4 are a little lower than those at Stns. S4 to S7.

There are salinity maxima at about 20°C in the offshore warm water and at 17°C in the coastal cold water, and salinity minima at about 7°C in both waters. Between these salinity maxima and minima, TS relationships are nearly straight. TS relationships of the offshore warm water and those of the coastal cold water intersect at a point where the thermosteric anomaly is about 220 to 240 cl/ton and the temperature is about 14°C. For higher temperatures the offshore warm water is more saline than the coastal cold water, and for lower temperatures the former is less saline than the latter. This is a favorable feature which secures the smallness of the error in the TS dynamic height calculation as will be mentioned later. There are no significant differences between the TS relationships of these two waters below a depth of 1,000 m.

TS relationships at Stns. M5, M6, and M7 classified into the third group vary at random between the TS relationship at Stn. M8, representative one of the offshore warm water, and the TS relationship at Stn. M4, representative one of the coastal cold water. This suggests that the waters at the former stations are mixtures of the coastal cold water and the offshore warm water. These stations are located at the Kuroshio axis. Therefore, the Kuroshio is considered to be the boundary between the offshore warm water and the coastal cold water, where these two waters are intermixing with each other in a somewhat complicated way.

3. TS dynamic height calculation

It is shown in the previous section that TS relationships are quite tight both in the offshore warm water region and in the coastal cold water region. This suggests that a salinity at some given temperature can be evaluated correctly, so that the TS dynamic height can be

calculated with only a small error.

The calculation procedure of the TS dynamic height is as follows. The dynamic height anomaly ΔD is

$$\Delta D = \int_0^p \alpha(T, S, p) \bar{d}p,$$

where T is the temperature, S the salinity, p the pressure, and α the specific volume anomaly. A STD station data gives a temperature versus depth curve and a salinity versus depth curve. Their small local fluctuations are eliminated by the running mean procedure. The salinity is described as a function of temperature as $S = S(T)$ by means of these two curves. If a vertical profile of temperature at another station is known, the profile of salinity is estimated by use of the above function of temperature, so that the profile of the specific volume anomaly α is determined. The integration of α with respect to pressure gives the TS dynamic height.

4. Error estimates

The error of the TS dynamic height at the sea surface referred to the 500 db surface is estimated for the purpose of examination of its applicability to the XBT data. First, it is roughly estimated as follows. TS relationships of the offshore warm water and the coastal cold water (Fig. 2) show that the range of an estimated salinity for a given temperature is roughly 0.3‰ at 0-100 m depth and 0.1‰ at 100-500 m depth. The salinity error of 0.1‰ corresponds to the specific volume anomaly error of about 8 cl/ton. Therefore, the maximum error of the TS dynamic height can be estimated at 5.6 dynamic cm, giving the ordinary standard error of 1.4 dynamic cm. The error of temperature measurement by a XBT is about 0.2°C (FLIERL, 1978), which corresponds to the specific volume anomaly error of 3 cl/ton, resulting in the dynamic height error of about 0.4 dynamic cm. It is small compared with the roughly estimated error of the TS dynamic height.

The error of the ordinary dynamic height calculated from the STD data is as follows. The measurement error of salinity is about 0.02‰, which corresponds to the specific volume

anomaly error of 1.6 cl/ton. Its integration to 500 db gives the dynamic height error of 0.8 dynamic cm. The measurement error of

temperature is about 0.02°C, which is negligibly small in the present calculations. Hence the error of the ordinary dynamic height is considered to be about 0.8 dynamic cm.

Table 1. Errors of the TS dynamic heights referred to 500 db at the stations in the offshore warm water (a) on Line MEN and (b) on Line SIK calculated by use of TS relationships at the neighboring stations. Each column in the middle indicates the station where the TS relationship is used. The errors ϵ are classified into five degrees: \odot , $\epsilon \leq 0.5$ dynamic cm; \circ , $0.5 < \epsilon \leq 1.0$; \square , $1.0 < \epsilon \leq 1.5$; \triangle , $1.5 < \epsilon \leq 2.0$; \times , $2.0 < \epsilon$. δ is the rms error in dynamic cm.

(a)

Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	M8	M9	M10	M11	M12	
M 8	—	\circ	\circ	\circ	\square	1.0
M 9	\circ	—	\odot	\odot	\circ	0.6
M10	\circ	\odot	—	\odot	\odot	0.5
M11	\circ	\circ	\circ	—	\circ	0.7
M12	\triangle	\circ	\circ	\circ	—	1.2

(b)

Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	S14	S16	S18	S20	S22	
S14	—	\circ	\odot	\odot	\odot	0.4
S16	\odot	—	\circ	\odot	\circ	0.6
S18	\odot	\circ	—	\odot	\odot	0.4
S20	\circ	\odot	\circ	—	\circ	0.5
S22	\odot	\odot	\odot	\odot	—	0.4

Table 2. As in Table 1, but for the errors at the stations in the coastal cold water (a) on Line MEN and (b) on Line SIK.

(a)

Stns.	TS relationships at Stns.				δ
	M1	M2	M3	M4	
M 1	—	\odot	\circ	\square	0.8
M 2	\odot	—	\circ	\circ	0.8
M 3	\circ	\circ	—	\odot	0.7
M 4	\square	\square	\odot	—	1.0

(b)

Stns.	TS relationships at Stns.				δ
	S4	S5	S6	S7	
S 4	—	\odot	\circ	\odot	0.6
S 5	\odot	—	\circ	\odot	0.6
S 6	\square	\circ	—	\square	1.2
S 7	\odot	\odot	\square	—	0.8

TS dynamic heights are compared with ordinary dynamic heights for various combinations of temperature profiles and TS relationships at STD stations, and the errors in this method are examined practically. Here, the TS dynamic height error is defined as the difference between the TS dynamic height and the ordinary dynamic height which are both estimated at the sea surface and referred to the 500 db surface. Tables 1 to 3 show the degrees of TS dynamic height errors represented in five classes. The rms errors δ of the TS dynamic height are shown in the right-hand columns in the tables.

TS dynamic heights at the stations in the offshore warm water (Table 1) calculated by use of the TS relationships at the surrounding stations give fairly good approximations of the dynamic heights. The average of rms errors δ is 0.6 dynamic cm, which is as small as the ordinary dynamic height error of about 0.8 dynamic cm. The errors of TS dynamic heights

Table 3. (a) As in Table 1 (b), but for the errors at the stations in the offshore warm water on Line SIK calculated by use of TS relationships at stations on Line MEN. (b) As in Table 2 (b), but for the errors at the stations in the coastal cold water on Line SIK calculated by use of TS relationships at stations on Line MEN.

(a)

Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	M8	M9	M10	M11	M12	
S14	\circ	\times	\times	\triangle	\times	1.9
S16	\odot	\square	\square	\circ	\times	1.4
S18	\circ	\triangle	\triangle	\square	\times	2.0
S20	\odot	\square	\square	\circ	\times	1.5
S22	\odot	\triangle	\triangle	\square	\times	1.7

(b)

Stns.	TS relationships at Stns.				δ
	M1	M2	M3	M4	
S 4	\square	\triangle	\circ	\circ	1.4
S 5	\triangle	\triangle	\square	\circ	1.6
S 6	\times	\times	\triangle	\triangle	2.2
S 7	\square	\triangle	\circ	\circ	1.8

at the stations in the coastal cold water (Table 2) calculated by use of the TS relationships at the surrounding stations are also small, giving the average of rms errors δ of 0.8 dynamic cm.

Table 3(a) shows the errors of TS dynamic heights at the stations in the offshore warm water on Line SIK calculated by use of the TS relationships at the stations in the offshore warm water on Line MEN, which are somewhat apart from the former stations (Fig. 1). Although the errors are a little larger than the errors in Tables 1 and 2, the average of rms errors δ of 1.7 dynamic cm is only about twice as large as the ordinary dynamic height error and is permissibly small. The inverse calculations of TS dynamic heights at the station on Line MEN by use of TS relationships at the stations on Line SIK show similar results. Table 3(b) shows the errors of TS dynamic

heights at the stations in the coastal cold water on Line SIK calculated by use of the TS relationships at the stations in the coastal cold water on Line MEN. They are also permissibly small, giving the average of rms errors of 1.8 dynamic cm.

As examined above, TS relationships both in the offshore warm water and in the coastal cold water are so tight that the TS dynamic height can be calculated accurately by use of a representative TS relationship in each water.

The TS dynamic height might not be calculated accurately, however, in the transition region between the offshore warm water region and the coastal cold water region. Fig. 2-(b) shows that TS relationships in the transition region vary between those in the offshore warm water and in the coastal cold water. It indicates that dynamic heights in the transition region are intermediate between the TS dynamic height calculated by use of the TS relationship in the offshore warm water and that calculated by use of the TS relationship in the coastal cold water. If the difference between these two

Table 4. Errors of the TS dynamic heights at Stns. (a) M5, (b) M6, and (c) M7 calculated from averages of two TS dynamic heights by use of TS relationships at the stations in the offshore warm water (columns) and at the stations in the coastal cold water (rows) on Line MEN.

(a)						
TS relationships at Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	M8	M9	M10	M11	M12	
M 1	⊙	⊙	⊙	⊙	○	0.8
M 2	⊙	⊙	⊙	⊙	○	
M 3	○	○	○	○	○	
M 4	○	○	□	○	□	
(b)						
TS relationships at Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	M8	M9	M10	M11	M12	
M 1	○	○	○	○	□	1.4
M 2	○	□	□	○	□	
M 3	□	△	△	□	△	
M 4	□	△	△	□	△	
(c)						
TS relationships at Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	M8	M9	M10	M11	M12	
M 1	□	○	○	□	○	0.9
M 2	□	○	○	□	○	
M 3	○	○	○	○	⊙	
M 4	□	○	○	○	⊙	

Table 5. As in Table 4, but for errors at Stns. (a) M5, (b) M6, and (c) M7 by use of TS relationships at stations on Line SIK.

(a)						
TS relationships at Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	S 14	S 16	S 18	S 20	S 22	
S 4	○	○	⊙	○	⊙	0.9
S 5	□	□	○	○	○	
S 6	□	△	□	□	□	
S 7	○	○	⊙	⊙	⊙	
(b)						
TS relationships at Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	S 14	S 16	S 18	S 20	S 22	
S 4	□	△	□	□	□	1.8
S 5	□	□	○	□	□	
S 6	×	×	△	△	△	
S 7	□	□	□	□	□	
(c)						
TS relationships at Stns.	TS relationships at Stns.					δ
	S 14	S 16	S 18	S 20	S 22	
S 4	○	⊙	○	○	○	0.7
S 5	○	○	□	○	○	
S 6	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	
S 7	○	○	○	○	○	

TS dynamic heights is small enough, the dynamic height in the transition region can be estimated correctly from an average of these two TS dynamic heights. Table 4 shows the errors of TS dynamic heights at Stns. M5, M6, and M7, which are calculated from averages of these two kinds of TS dynamic heights. The rms errors δ are 0.8 to 1.4 dynamic cm, which are as small as the error of the ordinary dynamic height. Table 5 shows other error estimates of TS dynamic heights at Stns. M5, M6, and M7 calculated by use of TS relationships at the stations on Line SIK. The rms errors δ are 0.7 to 1.8 dynamic cm.

The differences between the TS dynamic heights at these stations calculated by use of the TS relationship in the offshore warm water and those calculated by use of the TS relationship in the coastal cold water are about 3 dynamic cm, which is small compared with the absolute value of the dynamic height of about 150 dynamic cm. The reason for the smallness of these differences can be explained in Fig. 2. TS relationships in the offshore warm water and those in the coastal cold water intersect at a temperature of 14°C. For a higher temperature, the TS relationship in the offshore warm

water provides higher salinity and smaller specific volume anomaly than the TS relationship in the coastal cold water. For a lower temperature, the TS relationship in the offshore warm water provides lower salinity and higher specific volume anomaly than the TS relationship in the coastal cold water. When the specific volume anomaly is integrated with respect to pressure, these two tendencies cancel each other and the above-mentioned differences between the two TS dynamic heights are reduced.

Consequently, it is shown practically that the TS dynamic height can be calculated correctly within the error of 1.8 dynamic cm everywhere in and around the Kuroshio, if the TS relationships in the offshore warm water and the coastal cold water are known. The error is fairly small and comparable to the error of the ordinary dynamic height due to the measurement errors of the STD. The estimated error of 1.8 dynamic cm is comparable to or a little smaller than those in the previous studies (YASUI, 1955; EMERY, 1975)

5. Application

The TS dynamic height calculation is

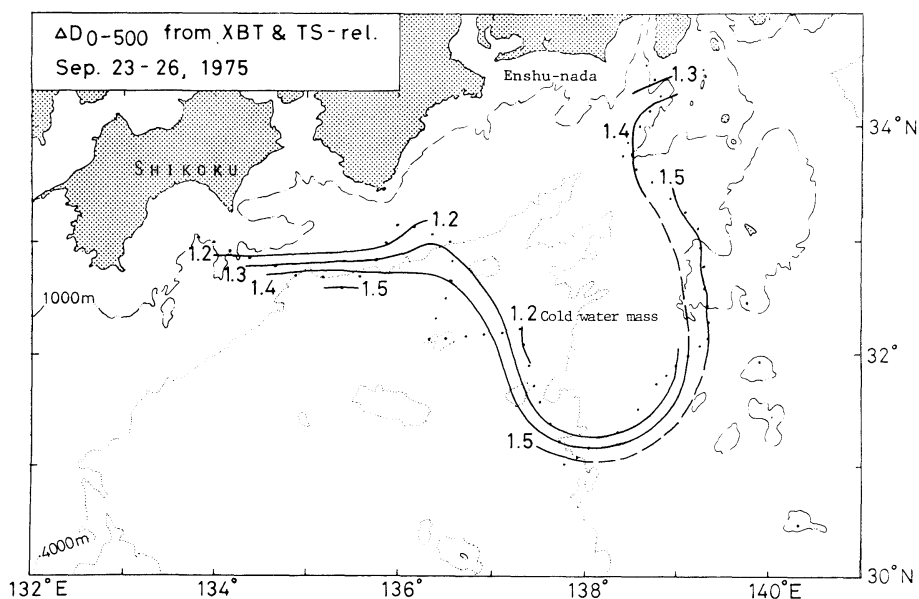


Fig. 3. TS dynamic topography (in dynamic meter) at the sea surface in the Kuroshio region referred to 500 db. The XBT data and the two TS relationships at Stns. M4 and M8 are used.

applied to the XBT data obtained during the tracking of the Kuroshio in the same cruise (Fig. 1). The TS relationship at Stn. M8 in the offshore warm water region and that at Stn. M4 in the coastal cold water region are used. XBT stations are classified into three groups according to the temperatures at a depth of 400 m as follows. The first group, where the temperature at 400 m depth is higher than 11°C , is considered to be in the offshore warm water region and the TS relationship at Stn. M8 is used. The second group, where the temperature is lower than 8°C , is considered to be in the coastal cold water region and the TS relationship at Stn. M4 is used. The third group, where the temperature is between 8 and 11°C , is considered to be in the transition region and an average is taken over two TS dynamic heights calculated by use of the TS relationships at Stns. M4 and M8. This classification is based on the examination of the temperature field in the Kuroshio region. The distribution of the TS dynamic height at the sea surface referred to 500 db is shown in Fig. 3. The dynamic height varies between 110 and 150 dynamic cm across the Kuroshio. A contour of 130 dynamic cm roughly coincides with a 15°C isotherm at 200 m

depth, which is usually considered to be an indicator of the Kuroshio axis.

Geostrophic velocity components of the Kuroshio at the sea surface are calculated from the TS dynamic height differences between two adjacent stations. They are compared with the GEK velocities observed simultaneously at the XBT stations (Fig. 4). The result is shown in Fig. 5. Here, the GEK velocity is transformed into the velocity component normal to the line joining the two adjacent stations. Least square method gives a regression line of $y = 0.98x$, where x is the GEK velocity component and y is the geostrophic velocity component. The standard deviation from the regression line is 23 cm/s. Errors of TS dynamic heights of 1.8 dynamic cm result in errors of geostrophic velocity of about 13 cm/s when the intervals of stations are 20 km. Therefore, the standard deviation is a little larger than the errors of geostrophic velocity due to the use of TS dynamic heights. GEK velocities contain short-term velocity fluctuations which may not be geostrophically balanced, while the temperature field also has fluctuations due to internal waves and other small-scale disturbances. These fluctuations might be one of the causes of somewhat

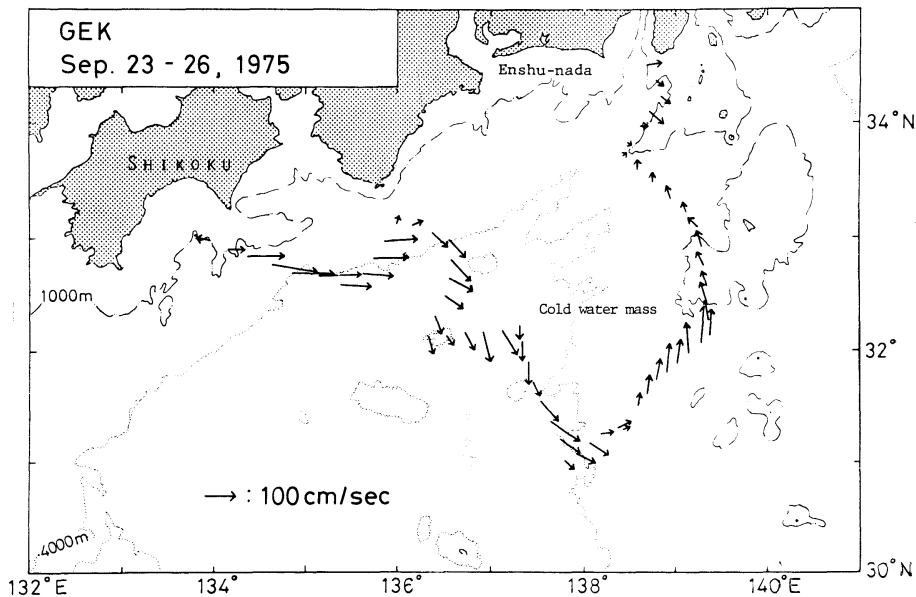


Fig. 4. Surface velocities observed by means of the GEK.

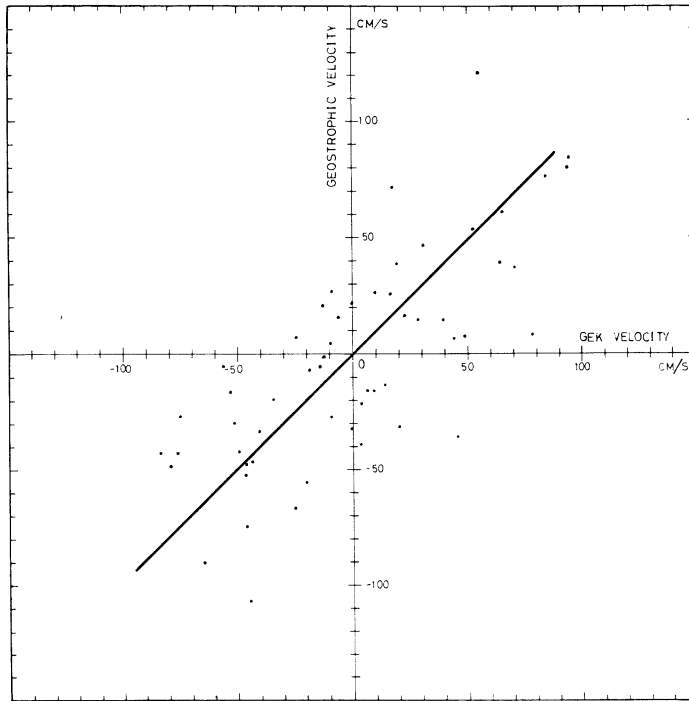


Fig. 5. Geostrophic velocity components calculated from the TS dynamic heights versus GEK velocity components. The solid line is the regression line, whose slope is 0.98.

large standard deviation.

The regression coefficient of 0.98 is almost equal to the unity. The correlation coefficient is estimated to be 0.76. This fairly good agreement between the calculated geostrophic velocity component and the GEK velocity component suggests that the flow of the Kuroshio is nearly geostrophic. The agreement is, however, surprising because the reference level adopted here (the 500 db surface) is a little shallower than the ordinary reference level that is inferred from the density field of the Kuroshio; the dynamic height differences at the sea surface referred to the 500 db surface across the Kuroshio is about 40 dynamic cm, which is only about 60% of that referred to the 1,500 db surface of 70 dynamic cm.

6. Conclusions

An investigation of the TS relationships shows that the Kuroshio region can be classified into three sub-regions, i.e., the offshore warm water region, the coastal cold water region, and the

transition region between the two. TS relationships gather well both in the offshore warm water and in the coastal cold water, especially below 100 m depth. Therefore, the salinity can be correctly estimated from temperature by use of a TS relationship there. The TS dynamic height can be calculated with a small error by use of two representative TS relationships in the offshore warm water and in the coastal cold water. The TS dynamic height in the transition region can be calculated fairly well from an average of the two TS dynamic heights by use of the above-mentioned two representative TS relationships. It should be noted that the following two features of TS relationships assure the smallness of the TS dynamic height error in the Kuroshio region. First, TS relationships in the offshore warm water intersect those in the coastal cold water. Secondly, the TS relationships in the transition region have an intermediate character between those of the offshore warm water and the coastal cold water.

The errors of TS dynamic heights referred

to 500 db are estimated from various temperature profiles by use of proper TS relationships. The errors are within 1.8 dynamic cm, which is only about twice as large as the ordinary dynamic height error due to the measurement errors of the STD, and are permissibly small.

The TS dynamic height calculation is applied to the XBT data in the Kuroshio region. The contour of 130 dynamic cm roughly coincides with the Kuroshio axis. Geostrophic velocities calculated from the TS dynamic heights are compared with the GEK velocities measured simultaneously and a fairly good agreement is obtained. Therefore, the flow of the Kuroshio is considered to be nearly geostrophic.

Acknowledgements

The authors would like to thank Chief Scientist T. Teramoto and other scientists participated in the Cruise KH-75-5 of the R. V. Hakuho Maru of the University of Tokyo for their kind cooperation. They also wish to acknowledge Captain I. Tadama and officers and crew of the Hakuho Maru for their skillful assistance. The data were processed on a FACOM M-190 at the Data Processing Center, Kyoto University.

References

- EMERY, W. J. (1975): Dynamic height from temperature profiles. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 369-375.
- EMERY, W. J. and R. T. WERT (1976): Temperature-salinity curves in the Pacific and their application to dynamic height computation. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 613-617.
- FLIERL, G. R. (1978): Correcting expendable bathythermograph (XBT) data for salinity effects to compute dynamic heights in Gulf Stream rings. *Deep-Sea Res.*, **25**, 129-134.
- FUGLISTER, F. C. and A. D. VOORHIS (1965): A new method of tracking the Gulf Stream. *Limnol. Oceanogr.*, **10** (Suppl.), R115-R124.
- ISHII, H., Y. TOBA and Y. SEKINE (1981): Structure of water masses in Kuroshio-Cold Eddy region down to the deep layer. (in preparation)
- KAWAI, H. (1969): Statistical estimation of isotherms indicative of the Kuroshio axis. *Deep-Sea Res.*, **16**, (Suppl.), 109-116.
- KUNISHI, H., S. IMAWAKI, M. ODAMAKI, A. HARASHIMA, S. ENDO, M. OKAZAKI, and S. NAKAI (1978): Tracking and cross sections of the Kuroshio with a meander. *In*: T. TERAMOTO (ed.), Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH-75-5. Ocean Research Institute, Univ. Tokyo. 56 pp.
- STOMMEL, H. (1947): Note on the use of the T-S correlation for dynamic height anomaly computations. *J. Mar. Res.*, **2**, 85-92.
- YASUI, M. (1955): On the rapid determination of the dynamic depth anomaly in the Kuroshio area. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, **2**, 90-95.
- YASUI, M. (1957): On the rapid estimation of the dynamic topography in the seas adjacent to Japan. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, **3**, 8-15.

黒潮域における TS 力学高度の計算

高野 功, 今協資郎, 國司秀明

要旨: 黒潮域の TS 関係の考察から, この海域が3つの水域, すなわち外洋側の暖水域, 沿岸側の冷水域, そして両者にはさまれた遷移域, に区分できることがわかった。外洋側暖水域と沿岸側冷水域の各々では TS 関係がよくまとまっている。この2つの水域では, そこでの TS 関係を用いることで水温の鉛直分布から, 良い精度で TS 力学高度を計算することができる。遷移域では, 上述の2水域の TS 関係を使って求めた2つの力学高度を平均することによって, TS 力学高度を求めることができる。この様にして求めた 500 db 基準の TS 力学高度の誤差は 1.8 dynamic cm 以下になる。この値は STD の測定誤差に起因する本来の力学高度の計算誤差, 0.8 dynamic cm に匹敵するほど小さい。TS 力学高度の計算を黒潮域の XBT 水温記録に適用した。TS 力学高度から求められた地衡流流速は, 同時に観測された GEK 流速によく一致する。このことは黒潮の流れが地衡流と考えられることを示している。

Vertical Structure and Horizontal Scales of the Mesoscale Baroclinic Variability in the Western North Pacific*

Shiro IMAWAKI**

Abstract: Vertical modal structures of the mesoscale baroclinic variability and internal radii of deformation are obtained for the lowest three modes from vertical profiles of observed temperature and salinity in the western North Pacific. They primarily depend on the structure of the main thermocline and are not very sensitive to that of the seasonal thermocline. They are quite similar to those in the MODE area in the western North Atlantic. The first-mode baroclinic wave has intense vertical shear of the horizontal velocity in the main thermocline.

Temperature sections were obtained by XBT's (expendable bathythermographs) to the east of the Izu-Ogasawara Ridge in 1977 and 1979. By use of a mean TS relation, TS dynamic height at 300 db relative to 800 db is calculated for zonal temperature sections as an indicator of the fluctuation of the main thermocline. Vertical shears of mean geostrophic flows with a southward component are detected and removed from the distributions. Autocorrelation functions of the zonal distribution of TS dynamic height give dominant wave lengths of about 350 km. Fluctuations of these wave lengths have amplitudes of geostrophic velocity differences between 300 db and 800 db surfaces of 7 to 8 cm/sec; they are about an order of magnitude greater than the velocity differences of the mean flows mentioned above.

1. Introduction

An existence of energetic mesoscale variability in the mid-ocean was pointed out at first by CREASE (1962) in the western North Atlantic. Roles of the mid-ocean mesoscale eddies in the general ocean circulation might be very important and intensive studies have been made during the last decade. Most of them were concentrated on the eddies in the North Atlantic. Results were summarized by MODE GROUP (1978). Mesoscale eddy variability exists almost all over the world ocean. There are baroclinic eddies as well as barotropic eddies. Their time scales are weeks to months and their horizontal scales are tens to hundreds of kilometers (MODE GROUP, 1978).

Mesoscale baroclinic variability in the North Pacific was studied by several authors. BERNSTEIN (1974) observed mesoscale eddies with zonal wavelengths of 480 km in the central North Pacific, which propagate westward at a speed of 4.5 cm/sec. BERNSTEIN and WHITE

(1974) showed that they are consistent with a first-mode baroclinic Rossby wave. RODEN (1977) examined meridional profiles of dynamic height in the North Pacific and found that the length scales of the variability are between 400 and 600 km and that the intensity is larger in the western than in the central and eastern Pacific. The zonal variation of the intensity was also discussed by BERNSTEIN and WHITE (1977), WILSON and DUGAN (1978), and KENYON (1978) for zonal temperature sections at mid-latitudes. Mesoscale variability was also discussed on the basis of direct current measurements in the eastern tropical Pacific by HAYES (1980) and in the central North Pacific by TAFT *et al.* (1981). Descriptions of the mesoscale variability, however, are not sufficient and the dynamics is not understood.

Vertical profiles of temperature and salinity, and vertical temperature sections were obtained to the east of the Izu-Ogasawara Ridge in the western North Pacific (Fig. 1). The observation area is in the Kuroshio Countercurrent region shown in the climatological mean circulation charts by Japan Oceanographic Data Center

* Received March 25, 1981

** Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan

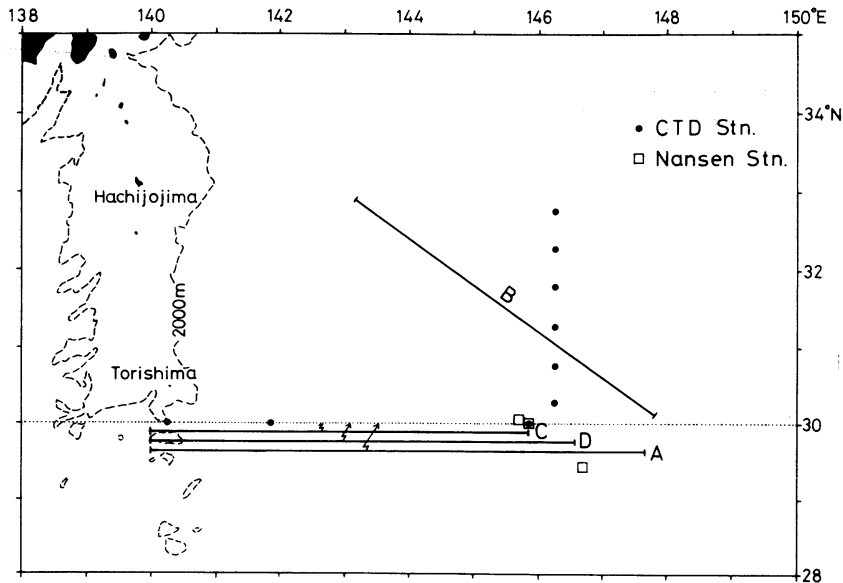


Fig. 1. Locations of CTD and hydrographic stations and XBT sections. The Izu-Ogasawara Ridge is indicated by a 2,000 m depth contour.

Table 1. Description of observations.

Observations	Date	Location	Vessel/Cruise
CTD stations	Dec. 2-18, 1977		Hakuho Maru/KH-77-4
Hydrographic stations	Dec. 4-5, 1977		Hakuho Maru/KH-77-4
	Sept. 30-Oct. 1, 1978		Hakuho Maru/KH-78-4
XBT section A	Dec. 17-19, 1977	30°N	Hakuho Maru/KH-77-4
XBT section B	Dec. 19-20, 1977	30-33°N	Hakuho Maru/KH-77-4
XBT section C	Oct. 29-30, 1979	30°N	Keiten Maru/KE-79-10
XBT section D	Nov. 23-25, 1979	30°N	Tokaidaikakumar II/TK-54-14

(1975). The flow is weak and directed to the west-southwest at the sea surface and at mid-depth. The area is considered to be in the westernmost part of the mid-ocean. Observations were made in 1977 and 1979, whose descriptions are shown in Table 1. XBT (expendable bathythermograph) sections are of 500 to 700 km length and of 20 to 40 km station spacing.

In the present article, vertical structure of the baroclinic motion is discussed and also the intensity and horizontal scales of the mesoscale variability are examined.

2. Vertical modal structure

BERNSTEIN and WHITE (1974), MCWILLIAMS and FLIERL (1976), and RICHMAN *et al.* (1977) examined whether the mesoscale baroclinic variability is accounted for by the baroclinic

Rossby waves or not. It is an appropriate first step of understanding the variability dynamics. If the motion of the variability is governed by a linearized vorticity equation and has a vertical modal structure, the structure function $F_n(z)$ of stream function for the n -th mode satisfies an equation (see PEDLOSKY, 1971).

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{f^2}{N^2} \frac{dF_n}{dz} \right) + \lambda_n^2 F_n = 0 \quad (1)$$

and boundary conditions

$$\frac{dF_n}{dz} = 0 \text{ at } z=0, -H,$$

where z is the upward vertical coordinate, f the Coriolis parameter, N the Brunt-Väisälä frequency, λ_n the eigenvalue for the n -th mode, and H the water depth. Here the bottom is

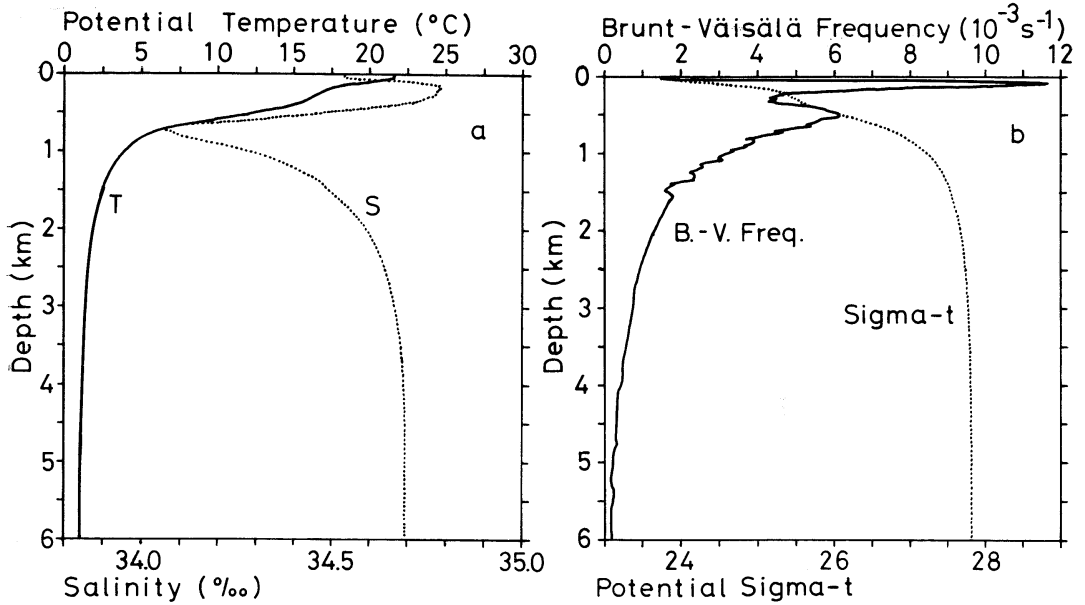


Fig. 2. Vertical mean profiles of (a) potential temperature (a solid line) and salinity (a dotted line), and (b) the potential density (a dotted line) and the Brunt-Väisälä frequency (a solid line).

assumed to be flat. An internal radius of deformation R_n for the n -th mode is related to the eigenvalue λ_n by $R_n = 1/\lambda_n$. Equation 1 can be solved numerically by means of a trial-and-error procedure and a proper value for the eigenvalue λ_n can be obtained. It is advantageous to normalize each structure function such that

$$\frac{1}{H} \int_{-H}^0 F_n^2 dz = 1.$$

The horizontal velocity is proportional to the function F_n and the vertical velocity and displacement are proportional to the integral of F_n with respect to z .

If the motion of the variability is assumed to be a plane wave or a baroclinic Rossby wave, the dispersion relation is

$$\omega = \frac{-\beta k}{k^2 + l^2 + \lambda_n^2},$$

where ω is the angular frequency, β the meridional variation of the Coriolis parameter, k the zonal wave number, and l the meridional one.

Vertical mean profiles of potential temperature (a solid line in Fig. 2-a) and salinity (a dotted line) in the observation area are obtained from averages over nine CTD (conductivity-temperature-depth recorder) stations for upper 1,500 m

layer and three hydrographic stations for the lower layer, which are shown in Table 1 and Fig. 1. The potential density σ_t (a dotted line in Fig. 2-b) and the Brunt-Väisälä frequency N (a solid line) are calculated from them. The main thermocline is seen at mid-depth (at about 300 m to 800 m) and the seasonal thermocline is seen at shallower depth (at about 50 m to 250 m), giving relatively large values of the Brunt-Väisälä frequency. The water depth is about 6,000 m and the ocean bottom is fairly flat in the area.

Figure 3 shows vertical profiles of modal structures for the lowest three baroclinic modes of (a) the horizontal velocity and (b) the vertical velocity. Rossby's baroclinic radii of deformation R_n for these modes are listed in Table 2. Vertical profiles of modal structure are also obtained in the case of no seasonal thermoclines. The radii of deformation (Table 2) are almost the same as the formers and the vertical structures little differ from the formers except near the seasonal thermocline depth.

The results are compared with those in the MODE area (see MCWILLIAMS and FLIERL, 1976; RICHMAN *et al.*, 1977; and FU and FLIERL, 1980). The vertical profile of the Brunt-

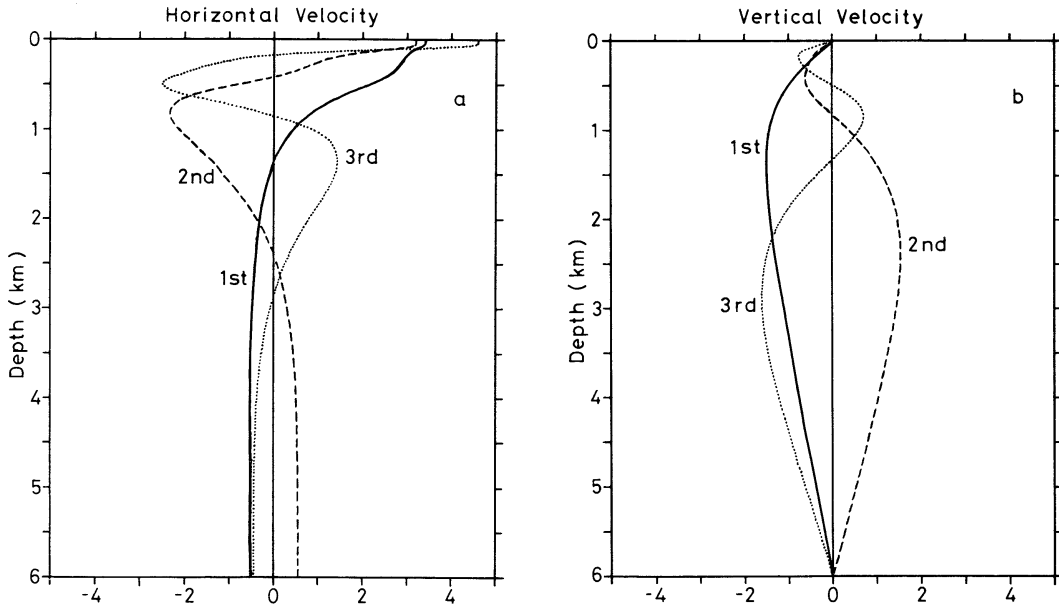


Fig. 3. Vertical profiles of modal structures for the first three baroclinic modes of (a) the horizontal velocity and (b) the vertical velocity.

Table 2. Internal radius of deformation in km.

Mode	Western North Pacific		MODE area*
	with seasonal thermocline	without seasonal thermocline	
1st	45	45	47
2nd	20	20	20
3rd	14	13	16

* After FU and FLIERL (1980)

Väisälä frequency is somewhat different; the main thermocline is about 200 m shallower than that in the MODE area and the maximum frequency at the thermocline is about 1.3 times as high as that there (see RICHMAN *et al.*, 1977). The radii of deformation and vertical structures, however, are quite similar to those in the MODE area (see Table 2). Hence vertical structures for these lowest modes are not very sensitive to the density profile.

3. Intensity and horizontal scales of the variability

In the mesoscale baroclinic variability, the first mode is dominant (MODE GROUP, 1978). It is primarily accompanied with a vertical displacement of the main thermocline. In the

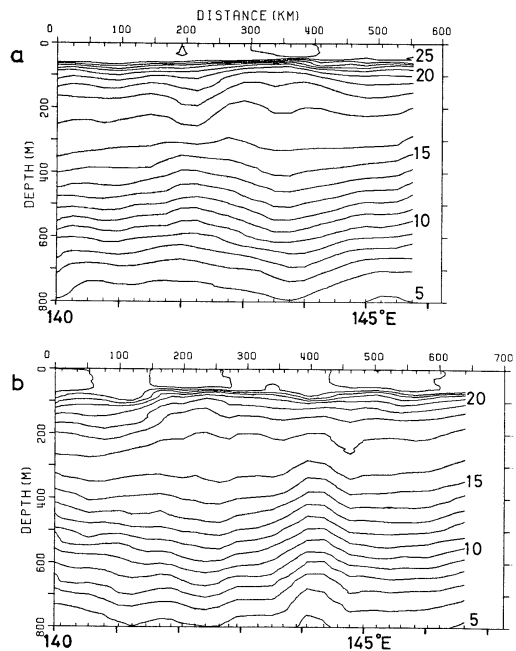


Fig. 4. Vertical temperature (in °C) sections of (a) Section C and (b) Section D along 30°N latitude. Tip marks in the abscissa indicate XBT stations. Vertical exaggeration is 500:1.

present article, fluctuation appearing in the main thermocline is examined.

Figure 4 shows two temperature sections along 30°N latitude observed by XBT's with an interval of 26 days in 1979. Here temperature is vertically averaged over about 5 m and horizontally smoothed with a filter as $\bar{T}_i = 0.25 T_{i-1} + 0.5 T_i + 0.25 T_{i+1}$, where T_i is the temperature at a station of a serial number i ; small fluctuations and measurement noises are intended to be removed. In both sections, mesoscale fluctuation of the main thermocline located between depths of 300 m and 800 m is evident. Upper layers having fluctuations somewhat different from those in the main thermocline

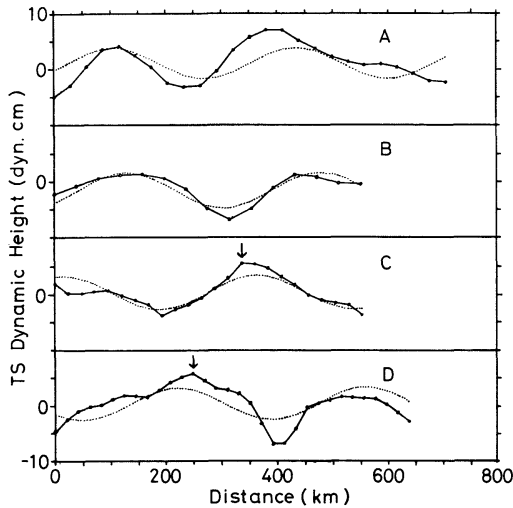


Fig. 5. Horizontal distributions of TS dynamic height (solid lines, in dynamic cm) at 300 db relative to 800 db of Sections A, B, C and D. Linear trends are removed. Dotted lines are fitted waves.

are excluded in the following analysis.

Dynamic height can be estimated from a vertical profile of temperature by use of a TS relation if the relation is tight in the area. Hereafter it is called TS dynamic height after EMERY (1975). TS relations at the CTD stations are fairly tight at mid-depth and a mean TS relation is obtained. A standard deviation of differences between ordinary dynamic height and TS dynamic height at 300 db relative to 800 db is 0.6 dynamic cm (1 dynamic cm = 0.1 J/kg) at nine CTD stations, which is fairly small. The mean TS relation is used in TS dynamic height calculation not only at Sections A and B but also at Sections C and D, because its temporal fluctuation is considered to be small in the main thermocline. Horizontal distribution of TS dynamic height at 300 db relative to 800 db (concisely called TS dynamic height ΔD hereafter) at Sections A, B, C and D are shown in Fig. 5 (solid lines). Here it is horizontally smoothed with the same filter as used in the temperature sections and linearly interpolated at regular intervals. And also a linear trend is

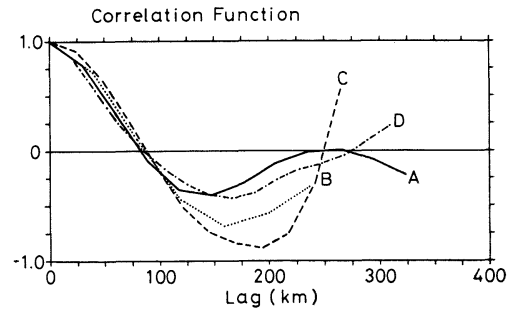


Fig. 6. Autocorrelation functions of TS dynamic height shown in Fig. 5.

Table 3. TS dynamic height differences ΔD (in dynamic cm) and associated geostrophic velocity differences Δv (in cm/sec, positive northward) between 300 db and 800 db surfaces in the temperature sections.

Section	Mean		Fluctuations			
	East-west ΔD difference	Δv	Standard deviation of ΔD	Fitted wave		
				Wave length	Amplitude of ΔD	Amplitude of Δv
A	-5.9	-1.1	3.3	330km	2.8	7.3
B	-10.7	-2.8	2.4	350	3.3	8.1
C	-1.9	-0.5	2.6	350	3.1	7.6
D	-4.3	-0.9	3.1	340	2.9	7.4

removed; since these sections are located in the Kuroshio Countercurrent region, broad steady flows may be included in the sections though they are weak. The flows are assumed to be horizontally uniform in the sections. East-west differences of TS dynamic height (estimated as inclinations of TS dynamic height times lengths of the sections) and associated geostrophic velocity differences $\Delta\bar{v}$ between depths of 300 db and 800 db are listed in Table 3. They are weak and of southward components (southwestward component in Section B).

At first sight, mesoscale variability is seen in the distribution of TS dynamic height $\Delta D'$ with a wave length of 300 to 400 km. Figure 6 illustrates their autocorrelation functions. First zero-crossings are 80 to 90 km, implying the wave lengths of 320 to 360 km. Autocorrelations of horizontal distributions of temperature at Section A were also discussed by TAIRA (1980, personal communication). Maximum entropy spectra and least square wave-fit also give prevailing wave lengths similar to these figures. The dominant wave lengths are assumed to be four times of the first zero-crossings of the autocorrelation functions and listed in Table 3. Amplitudes $\Delta\bar{D}$ of TS dynamic height fluctuations having these wave lengths are estimated by means of least square wave-fit. These fitted waves (dotted lines in Fig. 5) account for 61, 96, 84 and 68% of the standard deviations of $\Delta D'$ at Sections A, B, C and D, respectively; namely, distributions of $\Delta D'$ at Sections A and D can not be sufficiently expressed in a single sinusoidal form and the present results for these two sections should be tentative. Amplitudes $\Delta\bar{v}$ of associated geostrophic velocity differences between 300 db and 800 db normal to the sections are estimated as in Table 3. They are 7 to 8 cm/sec and about an order of magnitude greater than the velocity differences $\Delta\bar{v}$ of mean flows.

These wave lengths and amplitudes are comparable to those of the first-mode baroclinic Rossby waves in the MODE area obtained by MCWILLIAMS and FLIERL (1976). The wave lengths, however, are considerably shorter than those observed in the zonal sections in the Kuroshio Extension and in the North Pacific Current (see BERNSTEIN and WHITE, 1977;

KENYON, 1978; WILSON and DUGAN, 1978).

Phase propagation of the fluctuation is examined at Sections C and D. If the propagation is assumed to be westward as for the Rossby waves, the propagation speed is 6 cm/sec estimated from the phase difference of the fitted waves or 4 cm/sec estimated from a shift of a peak of $\Delta D'$ (shown by an arrow in Fig. 5). These figures are remarkably higher than a phase speed expected from the dispersion relation (Eq. 2) for the first-mode baroclinic Rossby wave; the latter is 2.4 cm/sec for $l=0$ and 1.7 cm/sec for $l=\pm k$ when $k=-2\pi/350$ km.

4. Summary

Vertical structure, intensity and horizontal scales of the mesoscale baroclinic variability are examined in the western North Pacific. From the vertical mean profile of the potential density, vertical structure functions are obtained for the lowest three modes. They primarily depend on the structure of the main thermocline and are not very sensitive to that of the seasonal thermocline. The vertical profiles of structure functions and radii of deformation are quite similar to those in the MODE area for these modes. The first-mode baroclinic wave has intense vertical shear of the horizontal velocity in the main thermocline and is primarily accompanied with a vertical displacement of the main thermocline.

By use of the mean TS relation, TS dynamic height at 300 db relative to 800 db are calculated for zonal temperature sections obtained in 1977 and 1979 to the east of the Izu-Ogasawara Ridge. Vertical differences of mean geostrophic flows (0.5 to 2.8 cm/sec between 300 db and 800 db surfaces) are detected and removed from the distribution of TS dynamic height. Autocorrelation functions of these zonal fluctuations give dominant wave lengths of about 350 km. Amplitudes of TS dynamic height fluctuation having these wave lengths are obtained by means of least square wave-fit. Amplitudes of the associated geostrophic velocity differences between 300 db and 800 db surfaces normal to the sections are estimated at 7 to 8 cm/sec, which are about an order of magnitude greater than the velocity differences of the

mean flows.

Acknowledgements

The author is much indebted to Professor H. KUNISHI of Kyoto University for his helpful advice and encouragement. He is also indebted to Professor K. KAJIURA of the University of Tokyo for valuable discussion and Mr. M. SAWAMURA in Kyoto University for his critical reading of the manuscript. Chief Scientists T. TERAMOTO in the Hakuho Maru cruises, T. TAKAHASHI in the Keiten Maru cruise, K. TAKANO in the Tokaidaigakumaru II cruise, other scientists, officers and crew in these cruises are also acknowledged. A digital recording system of XBT made by Mr. S. KITAGAWA in the University of Tokyo was used, which was extremely advantageous to the data processing. The data analysis was made on a FACOM M-200 at the Data Processing Center, Kyoto University. This work was partly supported by Grant-in-Aid for Scientific Research No. 454107 from the Ministry of Education, Science and Culture.

References

- BERNSTEIN, R.L. (1974): Mesoscale ocean eddies in the North Pacific: Westward propagation. *Science*, **183**, 71-72.
- BERNSTEIN, R.L. and W.B. WHITE (1974): Time and length scales of baroclinic eddies in the central North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 613-624.
- BERNSTEIN, R.L. and W.B. WHITE (1977): Zonal variability in the distribution of eddy energy in the mid-latitude North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 123-126.
- CREASE, J. (1962): Velocity measurements in the deep water of the western North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3173-3176.
- EMERY, W.J. (1975): Dynamic height from temperature profiles. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 369-375.
- FU, L.-L. and G.R. FLIERL (1980): Nonlinear energy and enstrophy transfers in a realistically stratified ocean. *Dyn. Atmos. Oceans*, **4**, 219-246.
- HAYES, S.P. (1980): The bottom boundary layer in the eastern tropical Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 315-329.
- Japan Oceanographic Data Center (1975): Marine environmental atlas: Northwestern Pacific Ocean. Japan Hydrographic Association, Tokyo, 164 pp.
- KENYON, K.E. (1978): The surface layer of the eastern North Pacific in winter. *J. Geophys. Res.*, **83**, 6115-6122.
- MCWILLIAMS, J.C. and G.R. FLIERL (1976): Optimal, quasi-geostrophic wave analyses of MODE array data. *Deep-Sea Res.*, **23**, 285-300.
- MODE GROUP (1978): The Mid-Ocean Dynamics Experiment. *Deep-Sea Res.*, **25**, 859-910.
- PEDLOSKY, J. (1971): Geophysical fluid dynamics. *In* *Mathematical Problems in the Geophysical Sciences. Lectures in Applied Mathematics*, Vol. 13 (ed. W.H. REID), Amer. Math. Soc., Providence, R.I., pp. 1-60.
- RICHMAN, J.G., C. WUNSCH and N. G. HOGG (1977): Space and time scales of mesoscale motion in the western North Atlantic. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**, 385-420.
- RODEN, G.I. (1977): On long-wave disturbances of dynamic height in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 41-49.
- TAFT, B.A., S.R. RAMP, J.G. DWORSKI and G. HOLLOWAY (1981): Measurements of deep currents in the central North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1955-1968.
- WILSON, W.S. and J.P. DUGAN (1978): Mesoscale thermal variability in the vicinity of the Kuroshio Extension. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 537-540.

西部北太平洋における中規模傾圧変動の鉛直構造と水平規模

今 脇 資 郎

要旨: 西部北太平洋における水温と塩分の鉛直分布から、中規模傾圧変動の鉛直モード構造と内部変形半径を、最初の3つのモードについて求めた。それらは主に主水温躍層の構造に依存しており、季節躍層のそれによつてはあまり影響を受けない。それらは西部北大西洋の MODE 海域におけるそれに極めてよく似ている。第1モードの傾圧波は主水温躍層において水平流速の強い鉛直シアをもつ。

1977年と1979年に、伊豆・小笠原海嶺の東方において、XBTによる水温断面観測を行った。主水温躍層の変動の指標として、800 db面に準拠した300 db面での力学高度を、平均的なTS関係を使って、水温の東西断面について求めた。南向きの成分をもつ平均的な地衡流のシアが検出されたので、それを除去した。TS力学高度の東西分布の自己相関関数から、卓越した変動の波長が約350 kmであることがわかった。この波長をもつ変動の振幅は、300 dbと800 db面の間の地衡流流速差で、7-8 cm/secになる。これは上で述べた平均流の流速差よりも約1桁大きい。

Influence de la combinaison des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Macrobrachium nipponense* (DE HAAN) (Palaemonidae, Décapodes Crustacés)*

Hiroki YAGI** et Yutaka UNO**

Résumé: Nous avons calculé le taux de métamorphose des larves, la durée du stade larvaire et la longueur des carapaces des postlarves sur *Macrobrachium nipponense* élevée, en appliquant 25 combinaisons différentes de température et de salinité. La température varie de 20,8 à 34,9°C et la chlorinité de 4,1 à 19,5‰ Cl. Cette espèce peut se métamorphoser dans les conditions suivantes: lorsque le niveau de chlorinité est 4,1‰ Cl, la température de l'eau peut varier de 23,8 à 34,9°C; pour une chlorinité 7,9‰ Cl, la température est comprise entre 23,8 à 34,9°C; pour une chlorinité de 11,9‰ Cl, de 26,0 à 34,9°C; pour 15,7‰ Cl de chlorinité, la température est de 26,0 à 32,0°C. L'équation de Van't Hoff est applicable pour calculer la relation qui existe entre la durée du stade larvaire en jours (T) et la température de l'eau en degrés Kelvin (°K). Les valeurs du Q_{10} sont de 1,63 à 2,83 pour des chlorinités de 4,1 à 19,5‰ Cl. Pour la longueur des carapaces des postlarves, l'influence de la salinité est significative à 5% de risque mais celle de la température ne l'est pas à 1% de risque. Ensuite nous avons estimé le taux de mortalité par la méthode de Box et Youle d'après la mortalité observée au cours de cette expérience.

1. Introduction

La crevette *Macrobrachium nipponense* (DE HAAN) est une espèce, dominante en eau saumâtre et douce en Extrême-Orient, particulièrement en Chine, à Formose, au Japon et en Corée (HOLTHUIS, 1950). Récemment, les études taxonomiques et écologiques de cette espèce ont été rapportées par KUBO (1940, 1949, 1950), UNO (1971) et OGASAWARA *et al.* (1979). Néanmoins au niveau du stade larvaire, jusqu'à cette date, quelques questions restent posées, la tolérance à la salinité, par exemple. L'influence de la température et de la salinité sur les taux de métamorphose larvaire chez cette espèce sera étudiée dans ce document.

2. Matériel et méthode

L'expérience a été menée de la même manière que pour *M. rosenbergi* que nous avons présentée dans l'article précédent (UNO et YAGI, 1980).

Les adultes gravides de *Macrobrachium nipponense* utilisées pour cette expérience proviennent de Kasumigaura dans la préfecture d'Ibaraki. Elles ont été capturées par des pêcheurs professionnels en juin 1977 et ensuite placées dans un bassin d'éclosion (30 l, 8,9‰ Cl) à l'Université des pêches de Tokyo. Les larves sont nées avant le lendemain matin. Les différents élevages larvaires ont été réalisés dans le même type de bassin et en même temps. Pour récolter les larves qui éclosent au stade zoé, nous avons employé la lumière car la crevette est phototaxique au stade larvaire. Cent cinquante larves exactement, le nombre a été établi de façon précise en les comptant une à une à l'aide d'une pipette, ont été transférées dans les filets d'élevage du bassin d'essais. Les filets d'élevage sont suspendus dans l'eau au milieu de l'aquarium qui est rempli de 45 l d'eau de température et de salinité précises. Ces bassins sont équipés d'un système de double fond et un exhausteur et ils donnent toujours d'excellents résultats dans notre laboratoire.

Les larves ont été suffisamment nourries chaque matin à 10 heures avec les *Artemia*

* Manuscrit reçu le 14 Mars 1981

** Laboratoire d'Ecologie Animale, Université des Pêches de Tokyo, Konan 4, Minato-ku, Tokyo, 108 Japon

salina au stade nauplius juste éclos dont les oeufs provenaient de San Francisco. C'est à ce stade que la valeur énergétique est la plus élevée.

Afin de préciser l'influence de la température et de la salinité sur les crevettes larvaires, nous avons réalisé les 25 combinaisons différentes indiquées au Tableau 1 et calculé chaque fois le taux de métamorphose (en pourcentage de survie des larves). Pour réaliser les différents taux de salinité de chaque combinaison, de l'eau douce filtrée dans un filtre à charbon a été ajoutée. Pour garder la même salinité, le niveau d'eau est ajusté régulièrement. La température est mesurée tous les jours et maintenue constante grâce à une résistance de 100 W et un thermostat, la régularisation est donc réalisée, pour éviter une influence climatique. Ces manipulations ont été effectuées à 10 heures chaque matin lors de l'alimentation.

La longueur des carapaces des postlarves est mesurée immédiatement après la métamorphose, in vivo, à l'aide d'un micromètre sous microscope binoculaire. La longueur de la carapace correspond à la distance de la base du rostre au bout postérieur de la carapace. Après la mesure, les postlarves sont conservées dans une solution à 8% de formol neutre.

3. Résultats

Mille cinq cent larves au stade zoé, juste après l'éclosion sont élevées selon les combinaisons

différentes de température et de salinité indiquées au Tableau 1 (donc 50 larves par combinaison). La température varie de 23,8 à 34,9°C et la chlorinité de 4,1 à 19,5‰ Cl. Le Tableau 1 et la Figure 1 indiquent le taux de métamorphose des larves dans les conditions suivantes: lorsque le niveau de chlorinité est 4,1‰ Cl, la température de l'eau peut varier de 23,8 à 34,9°C; pour une chlorinité 7,9‰ Cl, la température est comprise entre 23,8 et 34,9°C; pour 11,9‰ Cl de chlorinité, de 26,0 à 34,9°C; pour 15,7‰ Cl de chlorinité, de 26,0 à 32,0°C; pour 19,5‰ Cl de chlorinité, la température est de 26,0°C. Par contre pour 11,9‰ Cl de chlorinité aucune larve ne vit à la température de 23,8°C; pour une chlorinité 15,7‰ Cl, il n'y a pas de vie entre 23,8 et 34,9°C; pour 19,5‰ Cl de chlorinité, aucune larve ne vit au dessus de 29,0°C et en

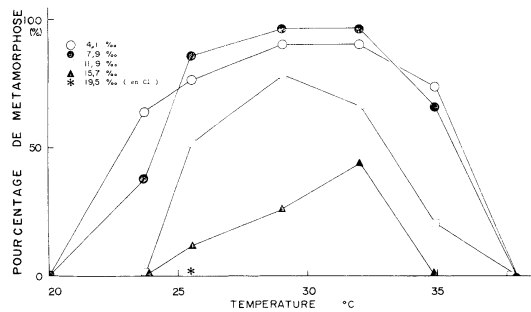


Fig. 1. Influence des combinaisons de la température et de la salinité sur la métamorphose chez des larves de *Macrobrachium nipponense*.

Tableau 1. Influence des combinaisons de la température et de la salinité sur la métamorphose chez des larves de *Macrobrachium nipponense*. PM, pourcentage (%) de métamorphoses; T, durée larvaire en jours.

Température °C	Cl (‰)				
	4,1±0,16	7,9±0,12	11,9±0,09	15,7±0,22	19,5±0,24
23,8±1,1	64,0 23,1±1,73	38,0 22,6±1,57	0 —	0 —	0 —
26,0±0,4	76,0 18,0±1,58	86,0 18,0±1,86	52,0 20,2±0,76	12,0 21,8±2,10	2,0 26,0±0,00
29,0±0,1	90,0 14,8±1,39	96,0 16,9±0,95	78,0 16,8±1,69	26,0 17,3±1,32	0 —
32,0±0,2	90,0 14,2±1,57	96,0 14,3±1,68	66,0 16,4±2,26	44,0 17,4±1,37	0 —
34,9±0,3	74,0 16,3±1,47	66,0 16,1±1,18	20,0 15,6±1,84	0 —	0 —

Tableau. 2. Nombre de métamorphoses de *Macrobrachium nipponense* dans les différentes combinaisons de température et de salinité; a, b, c, d et e représentent des températures de 23, 26, 29, 32 et 35°C.

Jours après éclosion	4,1					7,9					Cl (‰) 11,9					15,7					19,5								
	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e				
10 jours																													
11																													
12									2																				
13			6	22	1			14	1				2																
14			16	8	2			19	2			2	2	2															
15		2	10	5	9			4	7	11			9	11	6								1						
16		4	10	4	7			11	9	2	7			8	7	0						5	4						
17		8	1	4	12			10	23	1	5			6	3	0						3	8						
18		14	0	2	2			9	10	1	5			9	3	0						1	6						
19		5	2		4			2	2	1	2			4	1	0	2					2	4	1					
20		1	0					1	8		0			13	4	1						0	1						
21		6	5					4	0		1			8		4						0	1						
22		6						5	2					1								1							
23		3						3	1													1							
24		8						4														2							
25		5						1																					
26		3						1																	1				
27																													
28																													
29																													
30																													
Total		32	38	45	45	37		19	43	48	48	33		0	26	39	33	10		0	6	13	22	0	0	1	0	0	0
Pourcentage de métamorphoses		64	76	90	90	74		38	86	96	96	66		0	52	78	66	20		0	12	26	44	0	0	2	0	0	0

dessous de 23,8°C. Si la chlorinité est inférieure à 15,7‰ Cl, le taux de survie est toujours de moins le 50%.

Les conditions convenables pour obtenir plus de 50% du survie sont à l'intérieur du cadre en pointillé sur le Tableau 1. Mais la zone qui permet plus de 10% de survie est beaucoup plus grande que pour *M. rosenbergi*.

Le Tableau 2 représente les durées du stade larvaire (de l'éclosion à la métamorphose) en jours en fonction des combinaisons de température et de salinité. Comme pour *M. rosenbergi* lorsque la température augmente, la durée moyenne du stade larvaire diminue de même que l'écart-type. Le nombre de métamorphoses quotidiennes est indiqué à la Figure 2.

L'équation de Van't Hoff est applicable pour calculer la relation qui existe entre la durée du stade larvaire en jours (T) et la température de

l'eau en degrés Kelvin (H). Nous avons calculé d'abord la relation entre H et T avec la méthode de YAGI (1929) avec les valeurs du Tableau 2, puis la valeur du Q_{10} .

pour une chlorinité de 4,11‰ Cl

$$\log 1/T = 16,49 - 4,21 H \times 10^{-3}$$

pour une chlorinité de 7,89‰ Cl

$$\log 1/T = 13,99 - 3,73 H \times 10^{-3}$$

pour une chlorinité de 11,92‰ Cl

$$\log 1/T = 9,11 - 1,94 H \times 10^{-3}$$

pour une chlorinité de 19,52‰ Cl

$$\log 1/T = 10,11 - 2,22 H \times 10^{-3}$$

Ces résultats apparaissent à la Figure 3 et l'on peut ensuite calculer la valeur du Q_{10} entre 23°C et 33°C par la méthode de YAGI (1929). On trouve ces valeurs dans le Tableau 3. Chez *Macrobrachium nipponense*, la valeur de Q_{10} est maximale pour une chlorinité de 4,1‰ Cl et elle diminue rapidement au fur et à mesure que

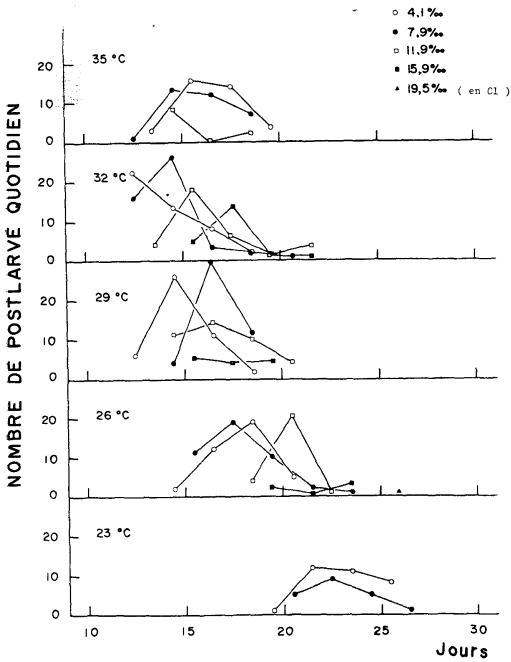


Fig. 2. Nombre de métamorphoses de *Macrobrachium nipponense* dans les différentes combinaisons de température et de salinité.

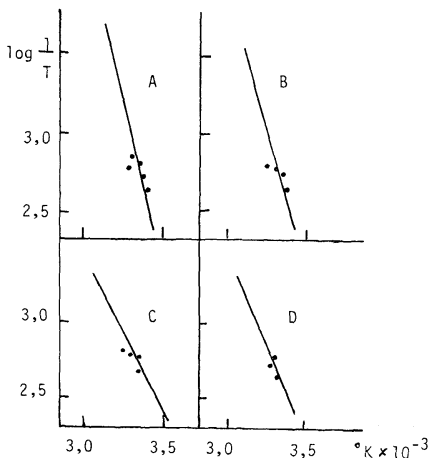


Fig. 3. Relation entre la température (K) et la durée larvaire (T) dans 4 différences combinaisons; A 4,1, B 7,9, C 11,9, D 19,5 ‰ Cl.

la salinité augmente.

Les combinaisons de température et de salinité pour lesquelles la survie dépasse 50% apparaissent ci-dessous; pour une chlorinité de 4,1 ‰ Cl la température minimum est de 23,3°C, la température maximum de 36,0°C; de même pour une

Tableau 3. Valeurs de Q_{10} selon l'équation de Van't Hoff.

4,1 ‰ Cl	2,838
7,9	2,350
11,9	1,633
19,5	1,754

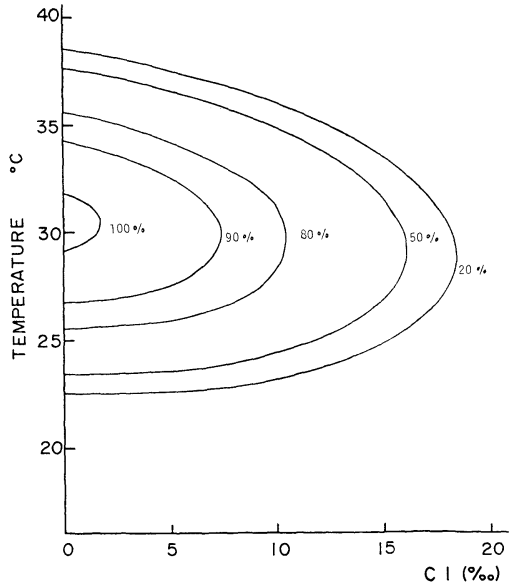


Fig. 4. Estimation du taux de mortalité de *Macrobrachium nipponense* par méthode de Box et Youle d'après la mortalité observée dans les 25 combinaisons de température et salinité.

chlorinité de 7,9 ‰ Cl, minimum 23,7°C, maximum 35,7°C; pour une chlorinité 11,9 ‰ Cl, minimum 25,9°C, maximum 33,0°C.

La zone où la survie dépasse 80% est plus grande que celle de *M. rosenbergi* et au dessus de 15,7 ‰ Cl de chlorinité, quelque soit la température, le taux de métamorphose n'excède jamais 50%.

On peut calculer ces zones en faisant l'hypothèse de BOX et YOULE (1952) à l'aide d'un ordinateur. Les différentes zones apparaissent sur la Figure 4.

Pour chaque combinaison de la température et de la salinité permettant la métamorphose des larves, les longueurs de carapace des post-larves immédiatement après la métamorphose, in vivo, ont été mesurées. Ces résultats figurent au Tableau 5, et les différences de longueur de

Tableau 4. Pourcentage de métamorphoses des crevettes larvaires *Macrobrachium nipponense* selon les résultats, dans 25 combinaisons différentes de température et de salinité; min., température minimale; max., température maximale.

Pourcentage de métamorphoses	Cl (‰)									
	4,1		7,9		11,9		15,7		19,5	
	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.
20 %	20,4	37,2(°C)	21,5	37,1	24,1	35,0	27,8	33,7	—	—
30	21,4	36,8	22,3	36,7	24,7	34,4	29,6	33,0	—	—
40	21,9	36,4	23,1	36,2	25,3	33,7	31,3	32,4	—	—
50	22,3	36,0	23,7	35,7	25,9	33,0	—	—	—	—
60	22,8	35,6	24,4	35,3	26,9	32,3	—	—	—	—
70	24,5	35,2	25,0	34,6	28,1	31,0	—	—	—	—
80	26,8	33,9	25,6	33,6	—	—	—	—	—	—
90	29,0	32,0	27,2	32,6	—	—	—	—	—	—

Tableau 5. Longueur de crapace (en mm) des postlarves métamorphosées de *Macrobrachium nipponense* élevées dans 18 combinaisons différentes de température et de salinité; m, longueur moyenne; N, nombre de spécimens; sd, déviation standard.

Température	Cl (‰)														
	4,1			7,9			11,9			15,7			19,5		
	m	sd	N	m	sd	N	m	sd	N	m	sd	N	m	sd	N
23,8	1,50	0,10	16	1,53	0,13	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26,0	1,64	0,09	38	1,66	0,09	42	1,60	0,12	26	1,54	0,09	4	1,47	0,00	1
29,0	1,74	0,08	42	1,84	0,11	48	1,68	0,09	38	1,60	0,06	7	—	—	—
32,0	1,74	0,09	44	1,80	0,10	47	1,75	0,10	32	1,55	0,11	22	—	—	—
34,9	1,61	0,11	37	1,59	0,13	33	1,34	0,06	10	—	—	—	—	—	—

Tableau 6. Résultats de l'analyse de la variance sur le longueur de carapace selon le Tableau 5. d.f, degré de liberté; F, F ratio observé; F₀, F ratio théorique; S.S, somme des carrés; V, variance.

	S.S	d.f	V	F	F ₀
Température	3,18	4	0,796	3,42	3,01
Salinité	6,61	4	1,653	7,12	4,77
Erreur	3,72	16	0,232		
Total	13,51	24			

carapace entre les postlarves élevées sous les différentes combinaisons de température et de salinité sont analysées selon le test de Fisher (CAMPBELL, 1976) comme indiqué au Tableau 6. L'influence de la salinité est significative à 5 % de risque.

4. Discussions

Selon les résultats mentionnés ci-dessus, nous avons remarqué que les combinaisons de température et de salinité pour laquelle la survie dépasse 50 % sont pour une chlorinité de $4,1 \pm 0,16$ ‰,

la température de $23,8 \pm 1,1$ °C— $34,9 \pm 0,3$ °C; pour une chlorinité de $7,9 \pm 0,12$ ‰ Cl la température de $26,0 \pm 0,4$ — $34,9 \pm 0,3$ °C; pour une chlorinité $11,9 \pm 0,03$ ‰ Cl la température de $26,0 \pm 0,4$ °C— $16,4 \pm 2,26$ °C. Cette plage qui permet la métamorphose de plus de 50 % est deux fois plus grande que celle de *M. rosenbergi* (UNO et YAGI, 1980). On peut donc considérer que *M. nipponense* est plus tolérante lors du changement des facteurs d'environnement que *M. rosenbergi*.

OGASAWARA *et al.* (1979) ont étudié la tolérance à la salinité de la crevette larvaire de la même espèce *M. nipponense* provenant du lac Kasumigaura et ont montré que les larves qui sont mises dans une eau de chlorinité comprise entre 5,6 et 9,7 ‰ Cl peuvent se métamorphoser avec un taux de survie compris entre 80 et 92,5 %. Malheureusement leurs expériences ont été réalisées non en prenant comme paramètre le couple, température et salinité, mais en prenant ces deux facteurs indépendamment, nous ne

pouvons donc pas comparer leurs résultats avec les notres.

Quoi qu'il en soit, d'après cette expérience, il est évident que les conditions de métamorphose des crevettes larvaires du genre de *Macrobrachium* changent considérablement selon les facteurs compliqués de l'environnement. On doit, par conséquent, toujours tenir compte au moins de la combinaison température salinité quand on discute de l'écologie, de la distribution de fauna, ou bien de la survie chez les crevettes.

5. Conclusion

1. Nous avons calculé le taux de métamorphose sur larves de *Macrobrachium nipponense* élevées dans les 25 combinaisons différentes de température et de salinité.

2. Dans la zone où la métamorphose dépasse 50 % pour *M. nipponense*, la chlorinité peut varier entre 4,1 et 11,9 ‰ Cl et la température 34,9-23,8 et 32,0-26,0°C.

3. Les taux de métamorphose de *M. nipponense* sous des conditions variées de température et de salinité sont présentés en comparaison avec ceux de *M. rosenbergi*. On peut donc remarquer que *M. nipponense* est plus tolérante au changement des facteurs de l'environnement que *M. rosenbergi*.

4. Les valeurs de Q_{10} en fonction de la salinité sont de 2,84 pour une chlorinité de 4,1 ‰ Cl, 2,35 pour 7,9 ‰ Cl, 1,63 pour 11,9 ‰ Cl et 1,75 pour 19,5 ‰ Cl.

Bibliographie

- BOX, G.E.P. and P. V. YOULE (1952): A sample of the link between the fitted surface and the basic mechanism of the system. *Biometrics*, 1952: 287-323.
- CAMPBELL, R.C. (1976): *Statistics for Biologist* (2nd ed.). Baihu-kan, Tokyo, p. 163-238. [une traduction en japonais par Mr. S. ISHII d'après le texte original (1976)]
- HOLTHUIS, L. B. (1950): The *Palaemonidae* collected by the Siboga and Snellius Expeditions with remarks on other species. I. Subfamily *Palaemonidae*. In: The Decapoda of the Siboga Expedition. Part X. Siboga Exped., Mon. 39^a p. 1-268.
- KUBO, I. (1940): On the taxonomical studies of Japanese *Palaemonidae* I. *Palaemon*. *J. Imp. Fish. Inst.*, **34**: 5-26. (in Japanese)
- KUBO, I. (1949): Ecological studies on the Japanese fresh-water shrimp, *Palaemon nipponensis*. 1. Seasonal migration and monthly size-composition with special reference to the growth and age. *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.*, **15**: 125-130.
- KUBO, I. (1950): Ecological studies on the Japanese fresh-water shrimp, *Palaemon nipponensis*. 2. Localization found on the population of the shrimp of the Lake Kasumigaura. *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.* **15**: 461-566. (in Japanese)
- OGASAWARA, Y., S. KOSHIO and Y. TAKI (1979): Responses to salinity in larvae from three local populations of the freshwater shrimp, *Macrobrachium nipponense*. *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.* **45**: 937-943.
- UNO, Y. (1971): Studies on the aquaculture of *Macrobrachium nipponense* (De Haan) with special reference to breeding cycle, larval development and feeding ecology. *La mer*, **9**: 123-128.
- UNO, Y., et H. YAGI (1980): Influence de la combinaison des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Macrobrachium rosenbergi* (De Man) (Palaemonidae, Décapodes Crustacés). *La mer*, **18**: 171-178.
- YAGI, M. (1929): *Biometrics*. Shokakudo, Tokyo, p. 192-207. (in Japanese)

テナガエビ幼生の変態に及ぼす温度及び塩分の影響

八木宏樹, 宇野寛

要旨: ふ化直後のテナガエビ幼生を温度 20.8-34.9°C, 塩分 4.1-19.5‰ Cl の範囲で25組の温度-塩分条件で飼育し, ポストラルバへの変態率, 変態に要する日数, ポストラルバの大きさ(頭胸甲長)を求めた。本種幼生は塩分 4.1‰ Cl レベルで水温 23.8-34.9°C, 7.9‰ Cl レベルで 23.8-34.9°C, 11.9‰ Cl レベルで 26.0-34.9°C, 15.7‰ Cl レベルで 26.0-32.0°C, 19.5‰ Cl レベルでは 26.0°C の条件下で変態が可能である。50% 以上の変態率を示すのは 4.1‰ Cl で 23.8-34.9°C, 7.9‰ Cl レベルで 26.0-34.9°C, 11.9‰ Cl レベルで 26.0-32.0°C であり, 適温域は 4.1‰ Cl レベルで最も広い。

幼生の変態に要する日数(T)と温度(H°K)との関係は Van't Hoff の式にあてはまり, Q_{10} 値は塩分 4.1-19.5‰ Cl の条件下で 1.63-2.83 である。変態した幼生の頭胸甲長は水温の相違には影響されないが, 塩分の相違により有意な差が見られる。

得られた結果を Box and Youle の方法により計算し温度-塩分の組み合わせ条件における等生残率曲線を求めた。

お 知 ら せ

“Océanographie Tropicale” (熱帯海洋学) 誌の創刊

フランスの ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, 海外科学技術庁) は今年から上記の国際誌を刊行することになった。

ORSTOM はこれまで “Cahiers ORSTOM, série océanographique” (ORSTOM 研究ノート, 海洋学篇) を刊行してきた。この雑誌は ORSTOM の研究成果を発表するためのものであり, 熱帯海域についての報告が多かった。

熱帯海域は, 海と大気とのかかわりあい, 気候——ただ熱帯だけではなく地球全体の——の面でもまた生物資源の面でもたいせつな位置にあり, その研究の重要性と必要性は近年とくに高くなってきた。そこで, Cahiers ORSTOM, série océanographique を発展・解消し, “Océanographie Tropicale” とし, この分野の世界じゅうの研究者が利用できる国際誌とすることになった。これが扱う対象は, 物理・化学・生物・地質で, つまり熱帯海洋学一般であるが, 地質のうち構造地質学は気候から遠いという理由で除かれている。

本文の用語はフランス語 (英文要旨つき) か英語 (仏文要旨つき), 図表の説明は仏・英二カ国語である。しかし, このほかの国語で書かれた要旨もふつうのアルファベット字ですむものなら頼まれれば印刷できるだろうし, 英文しか書けない著者のためには要旨と図表の説明の仏訳も引きうけられそうである。

広い印刷面を必要とする表などにはマイクロフィッシュを使う予定である。

1年に2冊発行される。著者には印刷費を請求しない。投稿論文の審査は二重匿名(審査担当者には投稿者名を知らせない。投稿者には審査担当者名を知らせない。)で行われる。編集委員長は Roger Desrosières (ORSTOM, 24 rue Bayard, 75008 Paris, France) で, 編集委員として日本からは高野健三氏(筑波大)が加わっている。詳しい投稿規定は学会事務局にある。なお論文原稿の送り先は R. Desrosières である。

学 会 記 事

1. 昭和56年3月14日東京水産大学において編集委員会が開かれ、La mer 第19巻第2号の編集を行った。
2. 昭和56年3月14日東京水産大学において創立20周年記念事業委員会(第3回)が開かれ、記念事業趣意書の審議を行うとともに、記念講演、記念祝賀会、募金について意見交換が行われた。
3. 昭和56年5月7日日仏会館会議室において、日仏会館と日仏関連諸学会との懇談会が開かれ、本学会からは佐々木忠義会長と有賀祐勝常任幹事が出席した。
4. 新入会員(正会員)

氏名	所 属	紹介者
麻崎 明仁	筑波大学大学院環境科学	関 文威
土田 明	筑波大学大学院環境科学	関 文威
大野 裕史	東海大学海洋学部	竹内 能忠
長谷川英一	日本大学農獣医学部水産	井上 実
結城 勝久	的矢湾養殖研究所	元田 茂
須川 隆二	日本出版貿易(株)	田中 勝行
小嶋 秩夫	東京水産大学	佐々木忠義
曾野 和彦	日本エヌ・ユー・エス(株)	竹内 能忠
柳 哲雄	愛媛大学工学部	樋口 明生

5. 退会者

正会員: 岩崎英雄, 井川良勝, 辻勇雄, 小島良夫, 今井利為

6. 会員の住所・所属の変更

氏名	新住所または新所属
草野 和之	〒311-41 水戸市双葉台4-19-12
大山 桂	〒517 鳥羽市鳥羽3-3-6 (株)鳥羽水族館
小長 俊二	〒540 大阪市東区法円坂町6-25 大阪合同庁舎2号館 大阪管区气象台
田村 保	〒424 清水市折戸1000 東海大学海洋学部
服部 寛	〒980 仙台市堤通雨宮町1-1 東北大学農学部水産
森安 茂雄	〒540 大阪市東区法円坂町6-25 大阪合同庁舎2号館 大阪管区气象台
Ayodhya	P.O. Box 183/JNG, Jakarta Timur, INDONESIA
半沢 正男	〒100 千代田区大手町1-3-4 気象庁海洋気象部

荒川 好満 〒730 広島市中区基町10-52
広島県農政部水産課

須藤 英雄 〒108 港区港南4-5-7 東京水産大学

7. 交換および寄贈図書

- 1) なつしま No. 50, 51
- 2) 英国産業ニュース 1, 2, 3, 4月号
- 3) 横須賀市博物館研究報告 第27号
- 4) 航 海 第66, 67号
- 5) 広島大学生物生産学部紀要 第19巻2号
- 6) 研究実用化報告 Vol. 30 No. 1, 2, 3
- 7) 海洋産業研究資料 Vol. 12 No. 1, 2
- 8) 国立科学博物館彙報 第13号
- 9) 海洋環境図 1980年
- 10) 季 刊 海洋時報 第20号
- 11) 海洋汚染防止法制の比較研究 第3号
- 12) 船舶の通航権をめぐる海事紛争と新海洋法秩序 第1号
- 13) 横浜海洋科学博物館報 No. 1~11
- 14) 「海の国境」海の境界面定をめぐる問題 1980
- 15) 日本プランクトン学会報 第27巻第2号
- 16) 広島日仏協会報 No. 78
- 17) 神戸海洋気象台彙報 No. 199
- 18) RESTEC 6月号
- 19) 鯨研通信 第337号
- 20) 日本航海学会論文集 第64号
- 21) J O D C ニュース No. 22
- 22) 運輸省港湾技術研究所案内 1981
- 23) 水産庁海洋観測資料 March 1981
- 24) 農業土木試験場報 No. 29
- 25) 農業土木試験場報告 第21号
- 26) 養殖研究所研究報告 第1号
- 27) 滋賀大学教育学部湖沼実習施設論文集 No. 19
- 28) 早稲田大学理工学部紀要 第44号
- 29) 東北水産研究所研究報告 第42号
- 30) 東海大学紀要 海洋学部 第14号
- 31) Guide to CSK Data
- 32) Science et pêche N° 304
- 33) Bulletin of the Natural Science Museum Vol. 6 No. 4

- 34) Annales hydrographiques N° 754, 755
 35) Annales de l'institut océano-
 graphique Tome 56
 36) Revue des travaux de l'institut
 des pêches maritimes Tome 43
 37) Trudy PINRO Vol. 40, 41, 42, 43
 38) Bulletin de l'institut de géologie
 du bassin d'aquitaine N° 28
 39) Bulletin of the National Science
 Museum, Series A (Zoology) Vol. 7 No. 1

日仏海洋学会役員

- 顧問 ユベール・ブロッシェ ジャン・デルサルト
 ジャック・ロペール アレクシス・ドランデ
 ール ベルナル・フランク ミシェル・ル
 サージュ ロペール・ゲルムール
- 名誉会長 ジャック・マゴー
- 会長 佐々木忠義
- 副会長 黒木敏郎, 國司秀明
- 常任幹事 阿部友三郎, 有賀祐勝, 冨永政英, 松生 洽,
 三浦昭雄
- 庶務幹事 佐伯和昭
- 編集幹事 村野正昭
- 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, 齋藤泰一, 佐々木幸康, 杉浦吉雄,
 高木和徳, 高野健三, 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)
- 監事 久保田 穰, 岩崎秀人

- 評議員 青山恒雄, 赤松秀雄, 秋山 勉, 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, 岩崎秀人, 岩下光男, 岩田憲幸,
 宇田道隆, 宇野 寛, 大内正夫, 小倉通男,
 大村秀雄, 岡部史郎, 岡見 登, 梶浦欣二郎,
 加藤重一, 加納 敬, 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, 国司秀明, 久保田 穰,
 黒木敏郎, 小泉政美, 小林 博, 小牧勇蔵,
 西条八束, 齋藤泰一, 齋藤行正, 佐伯和昭,
 坂本市太郎, 佐々木忠義, 佐々木幸康,
 猿橋勝子, 柴田恵司, 下村敏正, 庄司大太郎,
 杉浦吉雄, 関 文威, 多賀信夫, 高木和徳,
 高野健三, 高橋淳雄, 高橋 正, 谷口 旭,
 田畑忠司, 田村 保, 千葉卓夫, 辻田時美,
 寺本俊彦, 鳥羽良明, 冨永政英, 鳥居鉄也,
 中井甚二郎, 中野猿人, 永田 正, 永田 豊,
 奈須敬二, 奈須紀幸, 西沢 敏, 根本敬久,
 野村 正, 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, 増沢讓太郎,
 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,
 山路 勇, 山中鷹之助, 山中一郎, 山中 一,
 吉田多摩夫, 渡辺精一 (五十音順)
 マルセル・ジュグラリス, ジャン・アングテ
 ィル, ロジェ・ベリカ

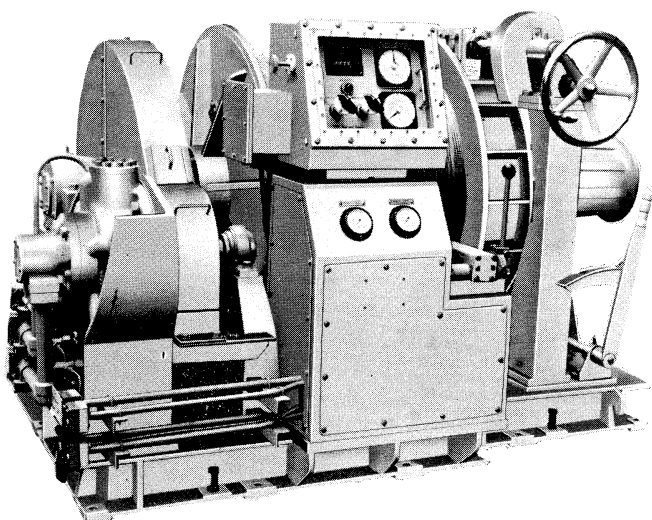
賛 助 会 員

- 旭化成工業株式会社
 株式会社内田老鶴圃新社 内田悟
 株式会社 オーシャン・エージ社
 株式会社 大林組
 株式会社 オセアノート
 小樽船用電機株式会社
 株式会社 オルガノ
 社団法人 海洋産業研究会
 協同低温工業株式会社
 協和商工株式会社
 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
 株式会社 東邦電探
 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
 日本プレスコンクリート株式会社
 深田サルベージ株式会社
 藤田 潔
 藤田 峯 雄
 古野電気株式会社
 丸文株式会社
 三井海洋開発株式会社
 宮本 悟
 株式会社ユニオン・エンジニア
 ング 佐野博持
 吉野計器製作所
 株式会社 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
 東京都千代田区神田美土代町 11-2 第1東英ビル
 東京都千代田区神田司町 2-3
 東京都世谷田区北沢 1-19-4-202
 小樽市色内町 3-4-3
 東京都文京区本郷 5-5-16
 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
 東京都豊島区目白 4-24-1
 東京都江戸川区松島 1-342
 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
 東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
 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室町 2-6 江戸ビル
 東京都杉並区宮前 1-8-9
 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
 東京都中央区日本橋本石町 1-4
 東京都千代田区神田錦町 1-9-1 天理教ビル8階
 東京都新宿区四谷 3-9 光明堂ビル 株式会社ビデオプロモーション
 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 4-5 藤和ビル
 東京都中央区日本橋大伝馬町 2-1-1
 東京都千代田区霞ヶ関 3-2-5 霞ヶ関ビル3002号室
 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
 東京都北区西ヶ原 1-14
 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

Exploiting the Ocean by...

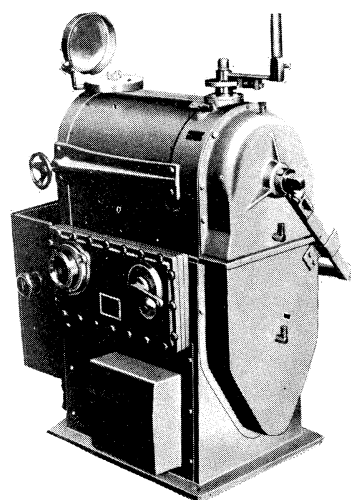
T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS



T.S.K.の
海洋調査専用
巻上機

太平洋上に於て、精密・海洋調査に当るには、電氣的・油圧・物理的、機構的に過酷な使用に耐え、安全に使えるものでなければなりません。当社の50余年の歴史は充分にそれに御答え出来ます。500m~10,000mまでの深度用の各種より御選択下さい。



株式会社 鶴 見 精 機

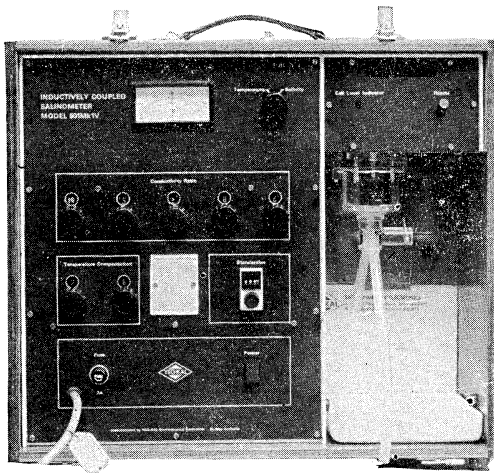
2-20, 2-chome, Tsurumi-chuo, Tsurumi-ku, Yokohama, Japan 230 TEL; 045-521-5252

CABLE ADDRESS; TSURUMISEIKI Yokohama, TELEX; 3823750 TSKJPN J

OVERSEAS FACTORY; Seoul KOREA

IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY

INDUCTIVE SALINOMETER 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・能率化した高精密塩分計です。試料水を吸上げる際に、レベル検出器により吸引ポンプと攪拌モーターとが自動的に切換えられます。温度はメーター指針により直示されます。

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

営 業 品 目

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

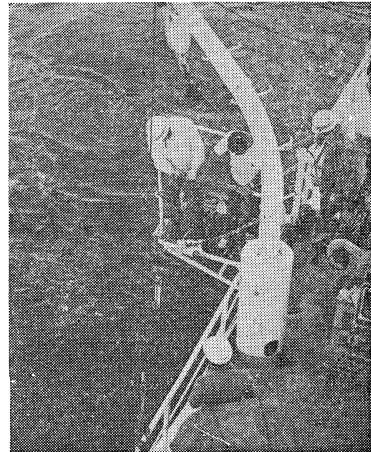


株式会社 **渡部計器製作所**

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

海洋環境調査 海底地形地質調査

- 水質調査・プランクトン底棲生物調査・潮汐・海潮流・水温・拡散・波浪等の調査(解析・予報)
- 環境アセスメント・シミュレーション
- 海底地形・地質・地層・構造の調査・水深調査・海図補正測量




外洋における海洋調査



三洋水路測量株式会社

本 社 東京都港区新橋5-23-7(三栄ビル) ☎ 03(432)2971~5
大 阪 支 店 大阪市都島区中野町3-6-2(谷長ビル) ☎ 06(353)0858・7020
門 司 出 張 所 北九州市門司区港町3-32(大分銀行ビル) ☎ 093(321)8824
仙 台 出 張 所 仙台市一番町2-8-15(太陽生命仙台ビル) ☎ 0222(27)9355
札 幌 出 張 所 札幌市中央区大通東2-8-5(アレジデント札幌) ☎ 011(251)3747

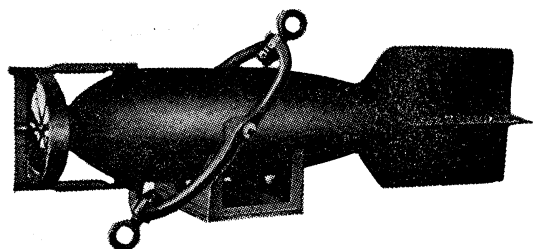
総代理店

 **三井物産株式会社**

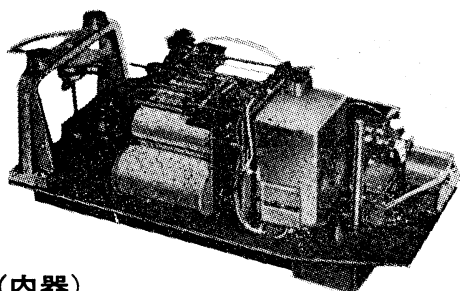
長期捲自記流速計

(NC-II)

本流速計は海中に設置し、内蔵した記録器に流速流向を同時に記録するプロペラ型の流速計で約20日間の記録を取る事が出来ます。但し流速は20分毎に3分間の平均流速を又流向は20分毎に一回、共に棒グラフ状に記録しますから読取が非常に簡単なのが特徴となっております。



(外器)



(内器)

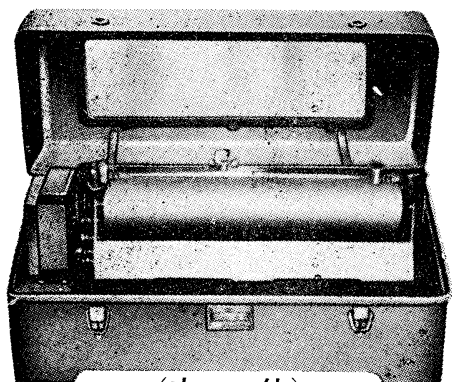
プロペラはA, B, C三枚一組になって居り

A(弱流用).....1m/sec	} 迄で一枚毎に検定 してあります。
B(中流用).....2m/sec	
C(強流用).....3m/sec	

弱流ペラーに依る最低速度は約4cm/secです。

フース型長期捲自記検潮器

(LFT-III)



(本 体)

営業品目

階段抵抗式波高計
ケーブル式波高計
フース型検潮器
小野式自記流速計
自記水位計
港施型土圧計
理研式水中カメラ
その他海洋観測諸計器

協和商工株式会社

東京都豊島区目白4丁目24番地1号
TEL (952) 1376代表 〒171

Murayama

計 濁 度 中 水
計 照 度 中 水
計 導 度 電



株式会社 村山電機製作所

本 社 東京都目黒区五本木2-13-1
出 張 所 名古屋・大阪・北九州

TIL 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) ほかに37ヶ所

昭和 56 年 5 月 25 日 印刷
昭和 56 年 5 月 28 日 発行

5 み

第 19 卷
第 2 号

定価 ¥ 1,200

編集者 富 永 政 英
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: 1 0 1
電話: 03(291)1141
振替番号: 東京 9 6 5 0 3

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: 1 1 3
電話: 03(941)6500

Tome 19 N° 2

SOMMAIRE

Notes originales

Hydraulic Model Experiments on Underwater Enforced-flow Structures
for Applications to Artificial Fish Shelters and Fish Farms (in Japanese)
.....Haruhiko MATSUMOTO, Sei-ichi KANARI and Hirohiko MYOSE 57

The Estimation of Photosynthesis of Individual Species in a Natural Phytoplankton
Community Using Grain Density AutoradiographyYoshio OGAWA and Shun-ei ICHIMURA 64

The Behavior of Swash (in Japanese)Hideyuki YAMAMOTO and Tomosaburo ABE 69

TS Dynamic Height Calculation in the Kuroshio Region
..... Isao TAKANO, Shiro IMAWAKI and Hideaki KUNISHI 75

Vertical Structure and Horizontal Scales of the Mesoscale Baroclinic
Variability in the Western North PacificShiro IMAWAKI 85

Influence de la combinaison des facteurs température et salinité sur
la croissance larvaire de *Macrobrachium nipponense* (DE HAAN)
(Palaemonidae, Décapodes Crustacés).....Hiroki YAGI et Yutako UNO 93

Proces-Verbaux..... 101

第 19 卷 第 2 号

目 次

原 著

差圧流水機構の水利模型実験——魚礁、養殖漁場への応用のために—— …松本治彦, 金成誠一, 明瀬博彦 57

粒子密度オートラジオグラフ法による自然植物プランクトン群集構成種の光合成測定
(英文)小川吉夫, 市村俊英 64

打ち上げ波の挙動山本秀行, 阿部友三郎 69

黒潮域における TS 力学高度の計算 (英文).....高野 功, 今脇資郎, 國司秀明 75

西部北太平洋における中規模傾圧変動の鉛直構造と水平規模 (英文).....今脇資郎 85

テナガエビ幼生の変態に及ぼす温度及び塩分の影響八木宏樹, 宇野 寛 93

学会記事..... 101