

642

## 豊後水道における台風通過に伴う海況変動\*

中尾 徹・宇田道隆

### Oceanic Variability before and after the Passage of a Typhoon

Observed Results in the Bungo Strait

(A Western Entrance of the Inland Sea of Japan)

Toru NAKAO and Michitaka Uda

#### Abstract

During the oceanographic observation in the Bungo Strait from August 25 to September 2, 1942 by the research vessels belonging to the Japanese Hydrographic Department, a typhoon (No. 4210) passed through the western part of Kyushu on August 27, 1942.

In this paper, based on the aforementioned data, the authors discuss the oceanic variability aroused by the typhoon passage.

The results obtained are follows :

- 1) After the passage of typhoon 4210, warmer and saline waters were found at Stations N and M (Fig. 1). However, at Station S (Fig. 1), the lower and higher temperatures were obtained above and below the intermediate layer of about 25 m in depth, and at the same time lower salinity prevailed from the surface to the bottom layers after the passage of the typhoon.
- 2) Taking the inversions of water temperature, salinity and sigma-t, and the diurnal variations of Richardson's Number and of the heat budget into consideration, violent vertical mixing due to the passage of the typhoon is suggested.
- 3) Using the integrated mean of current speed, the computed heat content and the differences of water temperature and salinity before and after the passage of the typhoon, the prevalence of horizontal advection after the typhoon passage is concluded. Moreover, the northward inflows to the Inland Sea of Japan are proved at Stations N and M, and, on the contrary, southward outflow is suggested at Station S.
- 4) The amount of evaporation tended to decrease after the passage of the typhoon compared to the evaporation preceding the passage.
- 5) The component of semi-diurnal tidal current was dominant in the Bungo Strait, and the northward tidal current in the lower layer occurred 1 to 2 hours prior to the northward tidal current of the upper layer. However, the stratified current ("Hutaezio") did not appear after the typhoon passage.
- 6) Both before and after the typhoon passage, the additive supply of heat content occurred at Station N, and seemed to be strengthened after the passage. Such a phenomenon seems to have been aroused by the stronger northward advection of

\*東海大学海洋学部業績A第93号

the warmer tropical air from the south, rather than the water temperature at the surface.

## 1. 緒 言

台風通過に伴って海況に変動のあることは以前から知られているが、台風通過中の観測が困難であることと共にそのような機会になかなかめぐり合う観測事例が少ないことから、台風などの気象擾乱と海況変動の関係を研究した報告は数少ない。著者の一人（宇田）は戦中の1942年8月、豊後水道の水中聴音盛夏騒音問題の研究に8月25日から9月2日に亘って、水路部の観測に参加した。8月27日、台風（No.4210）が九州西方を北上通過し、これに伴って豊後水道に顕著な海況変動が認められた。その一部は宇田（1955）がすでに略報したが、本論文ではさらに詳細に海洋物理学的な解析をしたので、台風通過に伴う沿岸海況変動の重要な一事例として報告する。なお、資料の利用研究を許された水路部当局関係者および観測従事者、多数各位に深謝する。

## 2. 資料および方法

観測は Fig. 1 に示すように、豊後水道の北（定点 N）、中（定点 M）と南（定点 S）の3点で、定点毎時観測が3回に亘って一般海洋観測とエクマン・メルツ流速計による各層毎時測流が実施されたが、定点 M で特に精査の上資料数も多い。

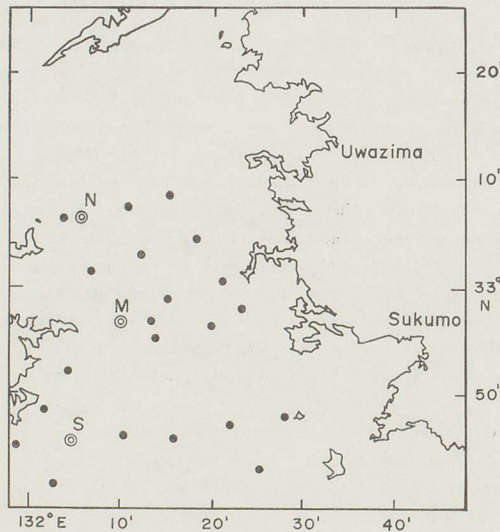


Fig. 1 Station location chart on Aug. 25—Sept. 2, 1942.

第1次観測：1942年8月25～26日（台風通過前，1～2日）定点 N-1, M-1, S-1（実施定点：定点位置は同一地点）

第2次観測：同年8月29～30日（台風通過後，2～3日）定点 N-2, M-2, S-2

第3次観測：同年9月1～2日（台風通過後，4～5日）定点 M-3

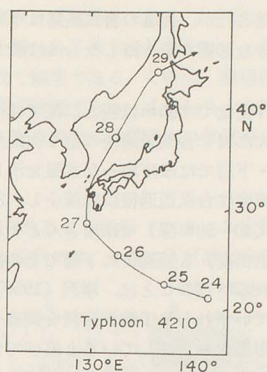


Fig. 2 Track of typhoon 4210 (Aug. 24—29, 1942).

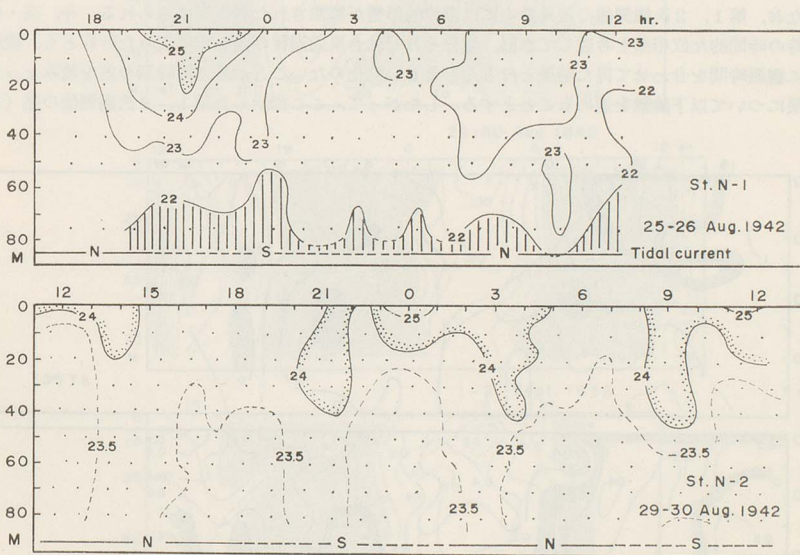


Fig. 3 Diurnal variation of water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at Station N.

その他、8月30日～9月1日には豊後水道のほぼ全域をカバーする海面から海底付近までの多数測点での移動観測がなされた。以上の資料をもとに、台風通過前後の各定点における水温、塩分、現場密度の変化、各鉛直傾度の変化等を図示し、熱量計算結果と対照してまとめた。

### 3. 結果および考察

#### 3-1. 各定点における海況変動

当季、豊後水道付近を通過した台風は8月27日に最も接近した台風4210があり、さらにもうひとつ8月31日に小型台風が四国に上陸したが、後者の台風経路は不明で規模も小さなものであった。したがって、前掲の海況変動に大きな影響をおよぼした台風は4210と考えられる (Fig. 2).

### 3-1-a. 定点 N

台風通過前の第1次観測の水温日変化では50m以浅と以深では逆相関的な高温水塊、低温水塊の半日周期の潮汐の変動を示す。これに対し台風通過後の第2次観測では、40m以浅で水温の潮汐周期的変動が認められるものの、中・下層ではほぼ均一な水温を示している (Fig. 3)。また、水温、塩分、現場密度のそれぞれの鉛直傾度は台風通過後には減少し、20m以浅でわずかながら傾度の大きい区域が見られるものの、下層 (40~50m深) ではほとんどそれが消失している。これらの変化に伴って逆転層 (水温、塩分、現場密度) も通過後に下層でその出現の増加がみられたことから擾乱が底層にまでおよんだと考えられる。このことは、増沢 (1950), MAEDA (1971) らが南方定点において台風と海況の関係についていずれも B T 観測資料を調査した結果から、100m~150m 以深まで台風による気象擾乱が直接影響をおよぼしていると述べていることからみても、乱渦混合および上下流動がこの擾乱通路水帯で旺盛であったことが推察される。塩分の日変化は図示されていないが、水温の変化と同様に、第2次観測ではかなり均一な分布を示している。

なお、第1, 2次観測値の差異の中には潮汐的影響が観測された各要素にみられる。今、高・低潮時の時間的な位相差を考慮して水温、塩分それぞれ台風通過後の差を求めてみたけれども、機械的に観測時間を合わせて得た結果とほとんど著しい変化のないことから、同時刻の差を読みとった結果について以下論議を進めることとする。したがって、ここに示した第1, 2次観測値の差 (水

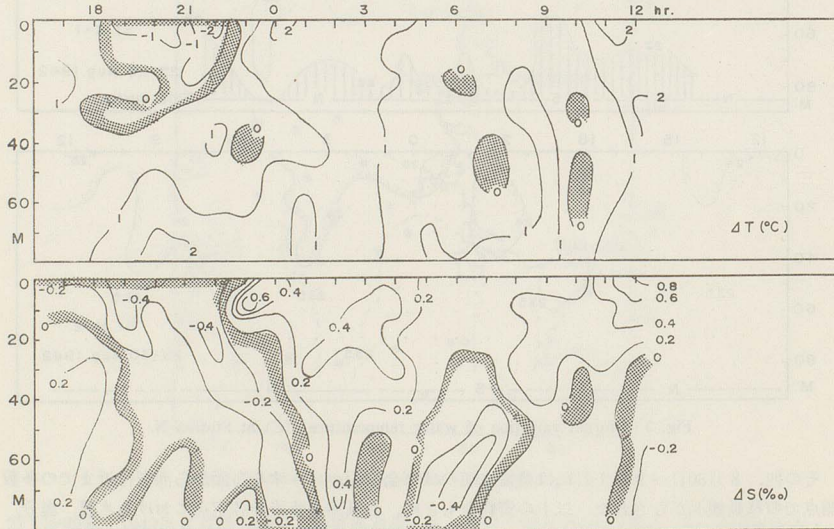


Fig. 4 Diurnal variation of the differences in water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity ( $\text{‰}$ ) from Aug. 25 to Aug. 30, 1942 (Station N).

温, 塩分など)は潮汐と台風の両方の影響が含まれていることになる\*。

Fig. 4 は第 1, 2 次観測の水温および塩分差である。水温差は 19 時から 22 時にかけて 30 m 以浅で低温化しているのを除けば上層から下層まで昇温化している。塩分差についても同様に一部低鹹化を除き昇鹹し, 特に 50m 以浅で顕著である。その他, 現場密度も大きく水温が利くために台風通過後には低密度化し, 50m 以深で顕著である。すなわち, 水温・塩分の台風通過前から通過後にかけて昇温, 昇鹹したことから, 定点 N では外洋系水の移流が台風通過時に著しく強化されたことが理解される。

3-1-b. 定点 M

海潮流の日変化は Fig. 5 にみられるように第 1, 2, 3 次観測とも上・下層において半日周期的変化の卓越が示される。第 1 次観測では, 一般に下げ潮(南下流)時に上層で強勢(1.8~2.3ノット)

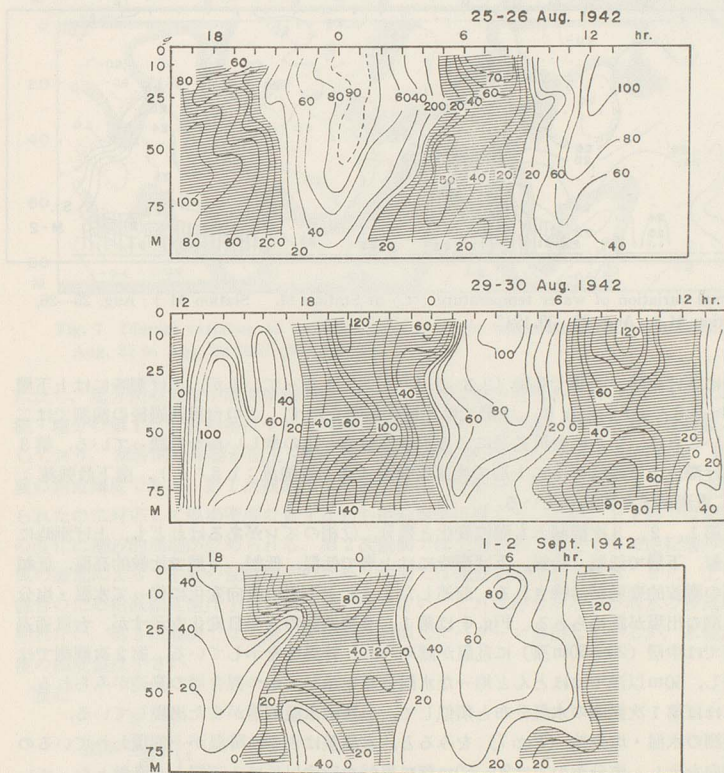


Fig. 5 Diurnal variation of current speed (cm/s) at Station M. Shaded: Northern component.

ット), 上げ潮(北上流)時に下層で強勢(1.5~2.0ノット)で, 北上流は下層の方が上層に比べ 1~2 時間早く現われる。こうした転流時には上下層で流向が逆変し, 二重潮の存在をみる。第 2

\*第 1 次観測時は大潮, 第 3 次観測時は小潮にそれぞれ相当する。しかし, 豊後水道で大潮と小潮でどの位の水温・塩分の差があるのかを示した既往資料および文献は見られない。

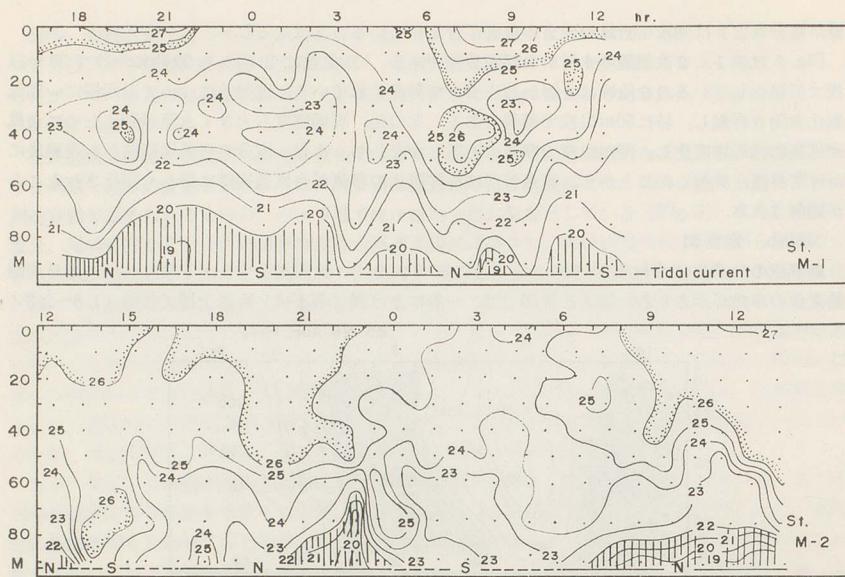


Fig. 6 Diurnal variation of water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at Station M. Station M-1: Aug. 25—26, 1942. Station M-2: Aug. 29—30, 1942.

次観測でも同様に下げ潮時、上層で強勢(2.3~2.4ノット)となっているが、上げ潮時には上下層ともに強勢(1.8~2.8ノット)となり、中層では比較的弱勢を示す。この台風通過後の観測では二重潮はみられないことは、いかに台風通過による水塊混合均一化の激しいかを物語っている。第3次観測では、下げ潮、上げ潮時ともに上層で流速は強勢(北上最強流:1.8ノット、南下最強流:1.7ノット)で二重潮がまた現われている。

水温日変化は第1, 2, 3次観測とも潮汐変化と幾分、位相のズレがあるけれども、上げ潮時に上層で高温、高鹹、下層で低温、低鹹、下げ潮時には上層で低温、低鹹、下層で比較的高温、低鹹となり半日周期の潮汐的変動が示唆される。前述したように上下層の流向変化に伴って水温・塩分も変化し、二重潮の出現が認められる。Fig. 6は第1, 2次観測の水温日変化を示すが、台風通過前の第1次観測では中層(20~50m深)に乱温が認められ、特異性を示している。第2次観測ではこの乱温は消失し、50m以浅ではほとんど均一な水温分布を示し、かつ混合層の発達がみられる。第3次観測ではほぼ第1次観測の水温分布と類似して、上層に水温躍層がまた出現している。

第1, 2次観測の水温・塩分差(Fig. 7)をみると、水温差は表層に降温が一部現われているのを除いて昇温傾向を示し、塩分差の方は20~50m深に昇鹹を示す以外は上下層とも降鹹となっている。現場密度の両観測の差異は温度差のパターンと類似し、下層で特に降下が顕著である。

第2, 3次観測の水温・塩分差(Fig. 8)では一般に水温、塩分とも減少を示し、台風通過後の3~5日に沖合からの水平移流の徐々減衰を示唆している。

台風通過前の第1次観測と通過後4~5日経過して台風の影響が顕著でなくなったと思われる第3次観測との水温、塩分差(Fig. 9)は水温では特に上・下層で顕著な昇温の模様を示しているの

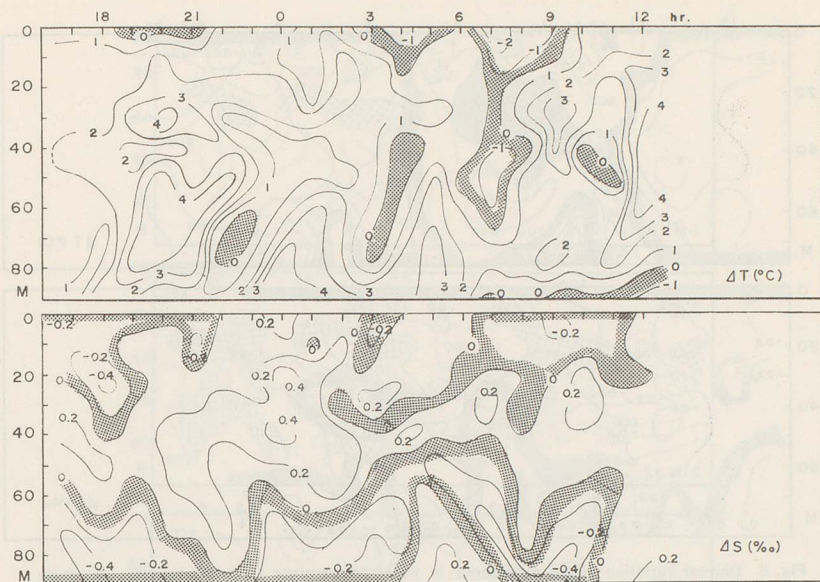


Fig. 7 Diurnal variation of the differences in water temperature (°C) and salinity (‰) from Aug. 25 to Aug. 30, 1942 (Station M).

に反し、塩分差の方は中層で増加のほかは上・下層で減少を現わしている。本図に示すように、水温・塩分の第1, 3次の差はそれぞれ潮汐の周期をもって昇温、降温あるいは昇鹹、降鹹を繰り返しており、潮汐的な影響が海況変動に著大な影響をおよぼすことがうかがえる。Fig. 10は現場密度の鉛直傾度である。第1次観測では水温日変化 (Fig. 6) にみられるように、中層に乱温が認められたのに対応して現場密度の負すなわち逆転層が出現しているが、上下層では安定で、その傾度の変化に潮汐の周期が認められる。第2次観測では上層から下層近くまで逆転層が存在するが、台風の擾乱によって中層の乱温消失のため、中層では幾分安定化している。また、上・中層では乱渦混合のため鉛直傾度値は小さいが下層では大きい。これは沖合からの下層水の移流によるものかも知れない。第3次観測では、第1次観測と類似したパターンを呈しているが、水温、塩分、現場密度の傾度値は小さい。

次に

$$R_i = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \left( \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right)^{-2}$$

で定義される Richardson 数 ( $R_i$ ) を計算し、同様に台風通過前後のその変化を調べた。

ここで、 $g$  は重力加速度、 $\bar{\rho}$  は平均海水密度、 $\bar{U}$  は平均水平移流速度、 $z$  は鉛直下方を示す。リチャードソン数は浮力のなす仕事量とシアーによる乱流のエネルギーの発生量との比で、 $R_i \geq 1$  の場合、乱れは減衰し、層流は安定となる (PROUDMAN, 1950; 大久保, 1970)。

$R_i$  の日変化を第1, 2, 3次観測それぞれで調べてみると (Fig. 11), 第1次観測の場合、中層

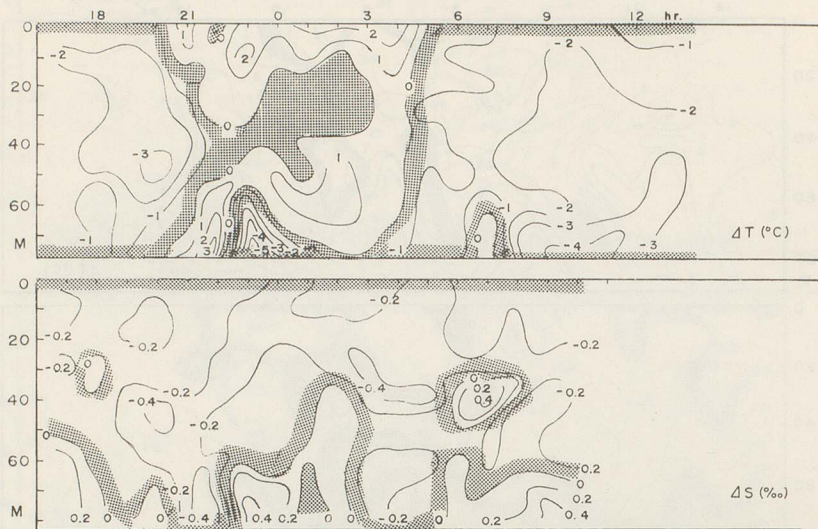


Fig. 8 Diurnal variation of the differences in water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity ( $\text{‰}$ ) from Aug. 29 to Sept. 2, 1942 (Station M).

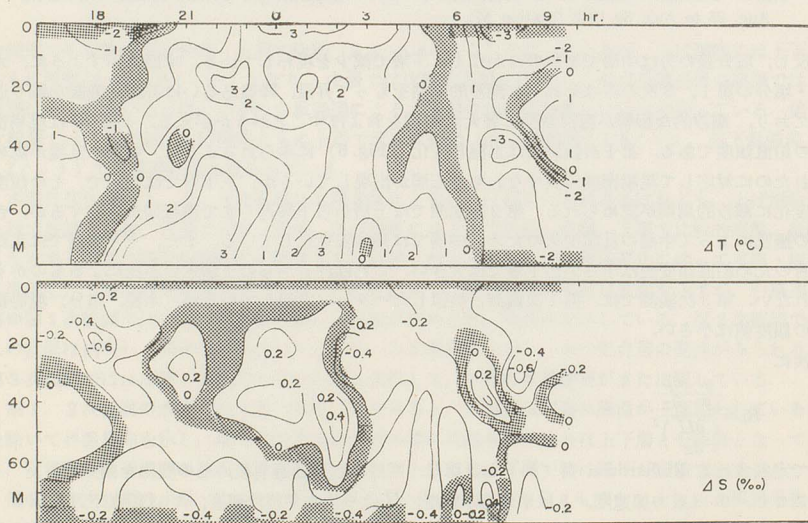


Fig. 9 Diurnal variation of the differences in water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity ( $\text{‰}$ ) from Aug. 25 to Sept. 2, 1942 (Station M).

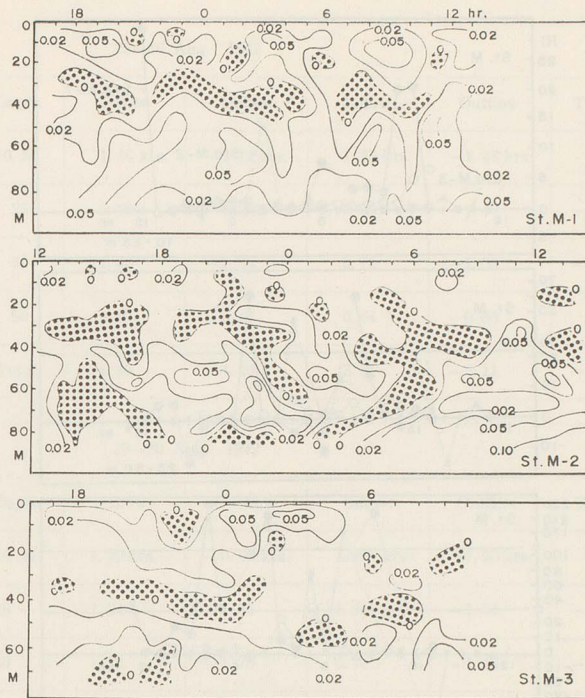


Fig. 10 Contours of vertical gradients of sigma-t at Station M.  
 Station M-1 : Aug. 25-26, 1942  
 Station M-2 : Aug. 29-30, 1942 (Shaded : Unstable area)  
 Station M-3 : Sept. 1-2, 1942

では乱温の出現と対応して  $R_i$  は1以下あるいは負を示すのに対し、上下層では転流時に負になるが、一般には1以上の値で力学的に安定を示す。第2次観測では上・下層（特に上層）とも力学的に不安定なのに対し、中層では安定している。第3次観測の場合、 $R_i$  の日変化は各層とも転流時を除き1より大きく、安定化を示して台風通過前のそれと類似する。以上は現場密度の鉛直傾度からも認められる現象であるが、これは  $R_i$  が密度の鉛直傾度に比例することによる。

Table 1 は第1, 2, 3次観測の測流結果から高低各潮時の流速の積算平均 ( $\sum v_n/n$ ) を各層ごとに行なって比較したものである。これに依れば、第1次観測では内海からの流出（平均流速）0.90ノットであったが、第2次観測では流入（平均流速）0.43ノットまた第3次観測では半日周潮流しか資料がないために明確ではないが、流入（平均流速）0.14ノットとなって、台風通過前には内海からの流出が顕著であったものが通過2~3日後の観測によれば、内海への流入が顕著となり、台風通過4~5日後の観測結果では内海への流入は弱まってきているかのようである（なお、流入は25m以浅で特に顕著である）。

こうした変動は、上述したように台風通過前から通過後にかけての水温・塩分の変化などからも

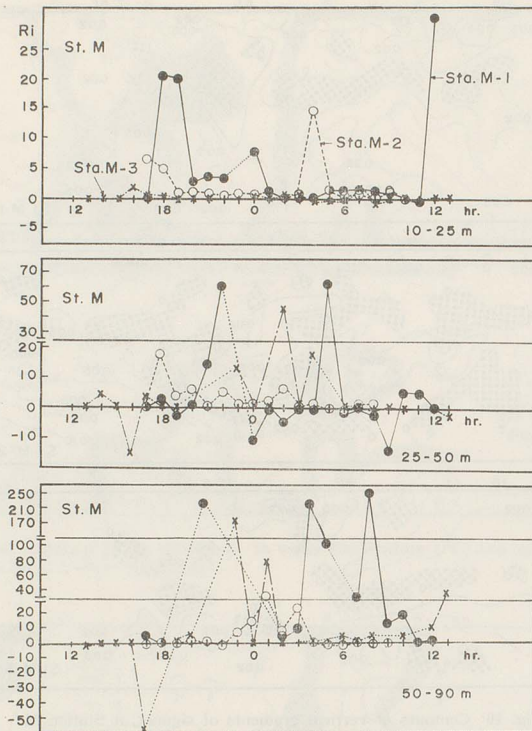


Fig. 11 Diurnal variation of Richardson's number at Station M.

示唆されるもので、定点 M においても台風通過時に沖合からの黒潮系外洋水の水平移流強化が認められるが、台風通過後 4~5 日の観測では外洋水の内海への流入が弱まってきていることから、台風通過前の状態にかなり回復している。これらのことから、定点 M では大体 1 週間もすれば台風の影響が消えて旧に回復するものと思われる。

### 3-1-c. 定点 S

水温、塩分の各日変化 (Fig. 12) では、第 1, 2 次観測ともに 50m 以深で潮汐的変動が顕著に認められる。第 1 次観測では、20~30m 深に水温躍層が見られるが、第 2 次観測では 30m 以浅の水温はほとんど均一で、水温躍層は 60~75m 深と深くなっており、上層での台風の擾乱による混合を示唆している。

水温鉛直傾度の方は、第 1 次観測でみられた上層 (20~30m) の水温躍層が第 2 次観測では消失したのに対応して傾度の値は上・中層で著しく小さくなり、下層で幾分大きく、また逆転層の出現が増加している。第 2 次観測を第 1 次観測と比較すれば (Fig. 13), 水温は 20~30 m 深まで降温し、それ以深では昇温が顕著である。塩分差も 30m 以浅および以深で降鹹が顕著である。

かような現象が何に起因するのか、これだけでは理解できないので、熱量収支の点からこの問題

Table 1 Integrated mean current speeds (kt.) in the flood and ebb tides at Sta. M.

25—26 Aug. 1942					
Depth	Inflow	Outflow	Inflow	Outflow	Total
10 M	1.40 kts.	-1.12 kts.	1.25 kts.	-1.48 kts.	0.05
25	1.03	-1.22	0.90	-1.48	-0.77
50	1.40	-1.33	0.72	-1.35	-0.56
90	0.97	-0.43	0.64	-0.80	0.38
Total	4.80	-4.10	3.51	-5.11	-0.90

29—30 Aug. 1942					
Depth	Inflow	Outflow	Inflow	Outflow	Total
10 M	1.30 kts.	-0.80 kts.	1.82 kts.	-1.53 kts.	0.79
25	1.24	-1.35	1.26	-1.31	-0.16
50	1.72	-1.75	0.74	-1.16	-0.45
90	1.46	-1.52	1.33	-1.02	-0.25
Total	5.72	-5.42	5.15	-5.02	0.43

1—2 Sept. 1942					
Depth	Inflow	Outflow			Total
10 M	1.32 kts.	-0.94 kts.			0.38
25	0.97	-0.71			0.26
50	0.55	-0.94			-0.39
90	0.55	-0.66			-0.11
Total	3.39	-3.25			0.14

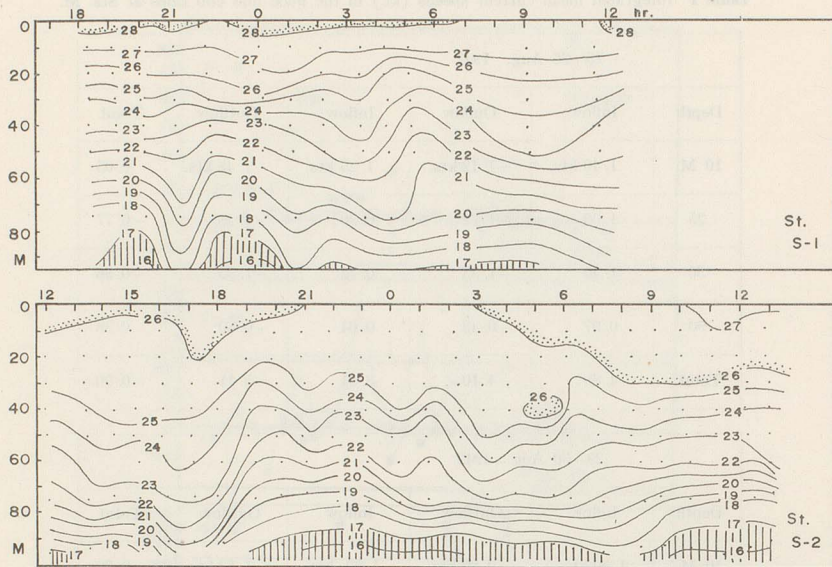


Fig. 12 Diurnal variation of water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity ( $\text{‰}$ ) at Station S.  
 Station S-1: Aug. 25-26, 1942      Station S-2: Aug. 29-30, 1942

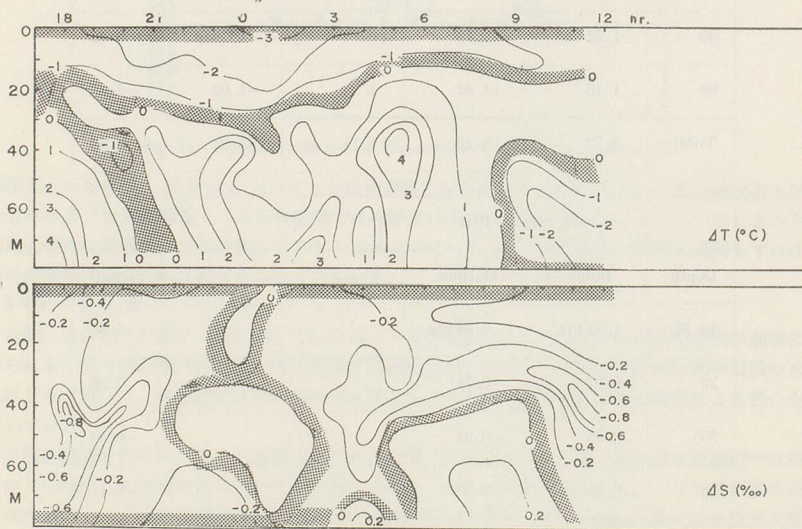


Fig. 13 Diurnal variation of the differences in water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity ( $\text{‰}$ ) from Aug. 25 to Aug. 30, 1942 (Station S).

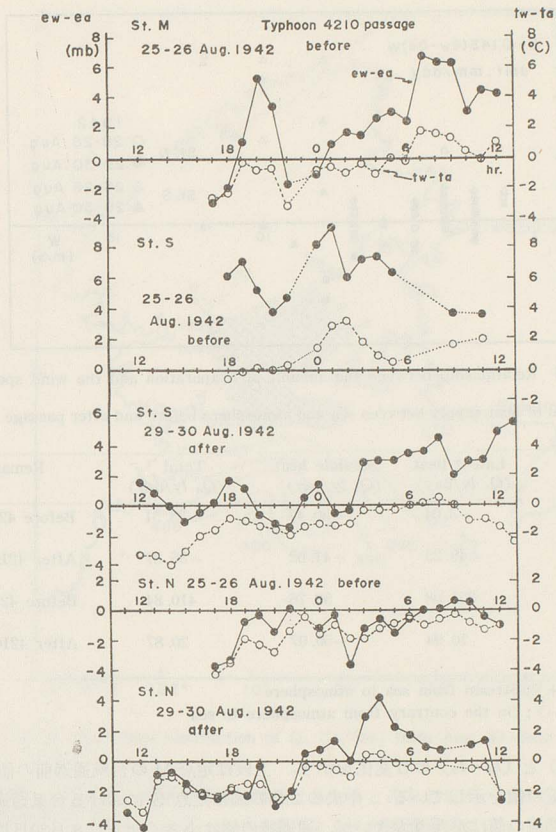


Fig. 14 Diurnal variation of  $(e_w - e_a)$  and  $(t_w - t_a)$  at each station.

を取り扱うことにした。

3—2. 熱量計算からみた海況変動

熱量に関しては各定点とも十分な資料がなく一貫しておらないが、利用できる資料を集めてまとめた。ここで、熱量計算には JACOBS (1942) の以下の式を利用した。

- 潜熱 :  $Q_e = 8.37(e_w - e_a)W_a$  (ly/day),
- 顕熱 :  $Q_c = 5.44(t_w - t_a)W_a$  (ly/day),
- 大気・海洋間全エネルギー交換量 :  $Q_a = Q_e + Q_c$  (ly/day),
- 蒸発量 :  $E = 0.143(e_w - e_a)W_a$  (mm/day).

ここで、 $e_w$  は海面の蒸気圧、 $e_a$  は高さ  $a$  における蒸気圧、 $t_w$  は海面水温、 $t_a$  は高さ  $a$  における気温、 $W_a$  は高さ  $a$  における風速をそれぞれ示す。なお、算出には  $a$  の高さにおける値が不明なため、資料の値をそのまま更正せずに利用した。

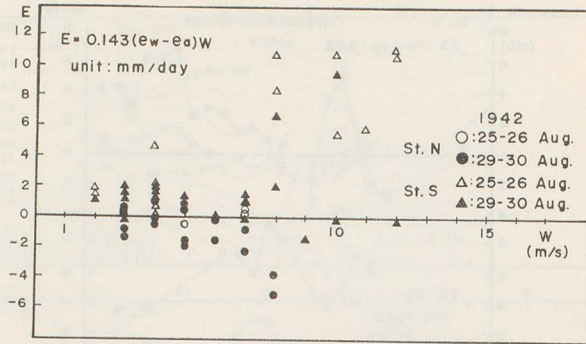


Fig. 15 Relationship between the amount of evaporation and the wind speed.

Table 2 Calculation of heat supply between sea and atmosphere before and after passage of a typhoon.

Date	Stas.	Latent heat ( $Q_e$ ly/day)	Sensible heat ( $Q_s$ ly/day)	Total ( $Q_a$ ly/day)	Remarks
Aug. 25—26 1942	N	-3.04	-30.47	-33.51	Before 4210 passage
Aug. 29—30 1942	N	-45.25	-41.02	-86.27	After 4210 passage
Aug. 25—26 1942	S	351.08	59.76	410.84	Before 4210 passage
Aug. 29—30 1942	S	70.94	-50.07	20.87	After 4210 passage

〈Note〉 Heat (+); Stream from sea to atmosphere  
Heat (-); On the contrary from atmosphere to sea

Fig. 14 は  $(e_w - e_a)$  と  $(t_w - t_a)$  の日変化を示す。上段は定点 M の台風通過前の値である。一般に水蒸気張力差は正の値を示している。中央の 2 つの図は定点 S における台風通過前後のそれぞれの日変化で、通過前の値はかなり大きいが、通過後の値は小さくなり、8 月 30 日以降増加傾向を示す。このような変化は沖合水の水平移流の効果によるものと考えられる。また下段の 2 つの図は定点 N における台風通過前後のもので、上記の 2 定点に比べ特異なパターンを示し、通過後の 8 月 29 日、23 時頃から正の値がみられるのを除いて、通過前後の差はほとんどみられない。

台風通過前後の蒸発量の変化について、蒸発量と風速との関係 (Fig. 15) から、通過前に蒸発量が増加し、通過後に減少、特に定点 S で顕著なことを認める。

同様に、潜熱・顕熱あるいはそれらの和である海洋と大気との全エネルギー交換量は、定点 S では台風通過後に著しく低下しているが、定点 N ではむしろ通過後に受熱効果が強化した模様である (Table 2)。

豊後水道には内海水と沖合水の潮境が存在し、かつかなりの日変化も認められるので、数日を通して得た物理量は、この場合、シノプティックなものとは考えられない。しかしながら、平均的なパターンとしてある程度満足し得るものと思われる。Fig. 16 は台風通過後の 8 月 30 日から 9 月 2 日に亘って調査された移動多数点観測から求めた  $Q_a$  の分布図である。図示されているように、北部に受熱海域が存在し、南部では放熱海域が広がっており、前述の結果と一致する。またこうした受熱

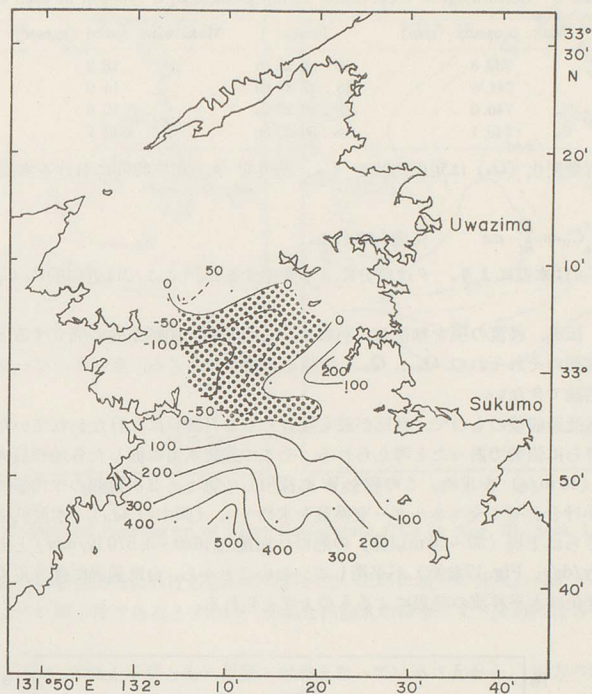


Fig. 16 Horizontal distribution of  $Q_a$  (ly/day) from Aug. 30—Sept. 2, 1942.

域と放熱域の境界が内海水と外海水の潮境付近にあたりとみられるが、この点を確定するにはさらに詳細な観測が必要であろう。以上、述べてきたように台風通過後に  $(e_w - e_a)$ ,  $(t_w - t_a)$ ,  $E$ ,  $Q_e$ ,  $Q_c$  と  $Q_a$  の値がいずれも定点 S で減少を示すのは Fig. 13, 14 に見られるように海面水温の低下と気温の上昇の結果による。しかしながら、定点 N では Fig. 4 に見られるように台風通過前から通過後にかけて沖合水の水平移流による海面水温の上昇にもかかわらず受熱効果の強化は気温の上昇による結果であり、南方気団の暖気の吹き込みの結果と考えられる。

台風通過後に表面水温低下の現象は下層水の湧昇あるいは強風に伴う下層水との混合によって引き起こされることはすでによく知られており (HIDAKA and AKIBA, 1955; OGATA, 1960; WRIGHT, 1969), 藤野 (1972) は台風7002号の東シナ海通過に伴って台風経路の右側で降温 (3°C 未満), 左側で昇温 (6°C 未満) した例を示している。また蒸発によって表面水温の低下することは, HASSE (1963) による詳細な解析があり, 熱交換によって相当量の放熱が見込まれ, 小長 (1960) は蒸発量だけから台風通過後の水温低下を説明できる例を示した。

それでは定点 S の 20~30m 以浅の降温現象はどのような機構で生じたのであろうか。この問題について次に論議を進める。

いま、台風通過前の第1次観測から通過後の第2次観測の間に表面から降温した層 ( $z$ ) までの

Table 3 Meteorological observation during passage of a typhoon at each locality.

Position	Max. pressure (mm)	Time	Max. wind speed (m/sec)	Dir.
Oita	733.8	19:30 27 th	18.2	SE, SSE
Uwajima	741.6	18:07 27 th	14.9	E
Shimizu	746.0	18:30 27 th	15.0	S
Ashizuri	746.1	18:30 27 th	14.7	ESE

海水の熱保有量変化 ( $Q_e$ ) は定圧比熱を  $C_p$ , 密度を  $\rho$ , 単位時間における水温変化量を  $\partial\theta/\partial t$  とすると,

$$Q_e = \int_0^z C_p \cdot \rho \cdot \frac{\partial\theta}{\partial t} dz \quad \text{で表わされる.}$$

ここに,  $C_p$  は水温により,  $\rho$  は塩分により変化するが, ここでは近似的に  $C_p \cdot \rho = 1$  として計算した.

また放射, 伝導, 移流の項を無視し, 熱収支がこの海域で閉鎖系的に成立すると仮定して  $Q_e$  と第1, 2次観測のそれぞれの  $Q_{a-1}$ ,  $Q_{a-2}$  の値を比較したところ, 全エネルギー交換量だけでは水温低下を結論できない.

観測は台風通過前後のもので, 台風が最も接近した8月27日には行われていなかったで, 実際の風速はさらに強勢であったと考えられる. そこで豊後水道に面した各地の最大風速 (Table 3) から平均値 (16 m/s) を求め, この値を  $W$  に採用して第1, 2次観測の平均値である  $(e_w - e_a)$ ,  $(t_w - t_a)$  とかけ合わせて全エネルギー交換量を求めても (図中の  $Q_a$ ), 水温低下を説明できない (Fig. 17). さらに下層 (20~30 m 以深) の熱の付加量 (約620~3,570 ly/day) と上層の損失量 (約360~1,600 ly/day, Fig. 17参照) が平衡していないことから, 台風通過に伴う定点 S における上層の温度場の変化は水平移流の効果によるものと考えられる.

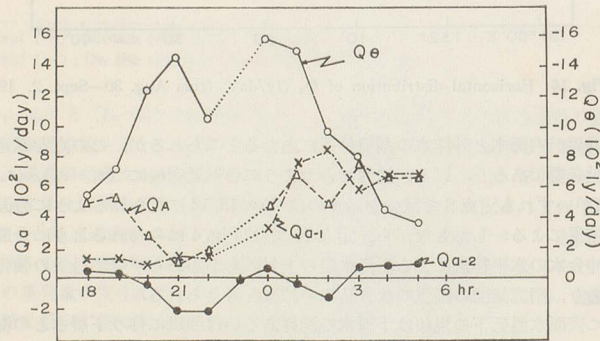


Fig. 17 Comparison of  $Q_e$  and  $Q_a$  obtained before and after the passage of a typhoon at Station S.

また, その水平移流の方向は定点 S では Fig. 13 にみられるように, 水温は上層で降温, 下層で昇温を示し, 塩分は上下層ともに降鹹が顕著であった. これだけでは北上流か南下流か判断できないので, 移動観測結果から台風通過後の水温の20m深と50m深の水平分布を示すと (Fig. 18), 20m以浅では内海で低温, 沖合で高温となっており, これに反して50m以深の下層では内海で高温, 沖合で低温となっている. すなわち, 以上の結果から定点 S においては南下流の水平移流が起きた

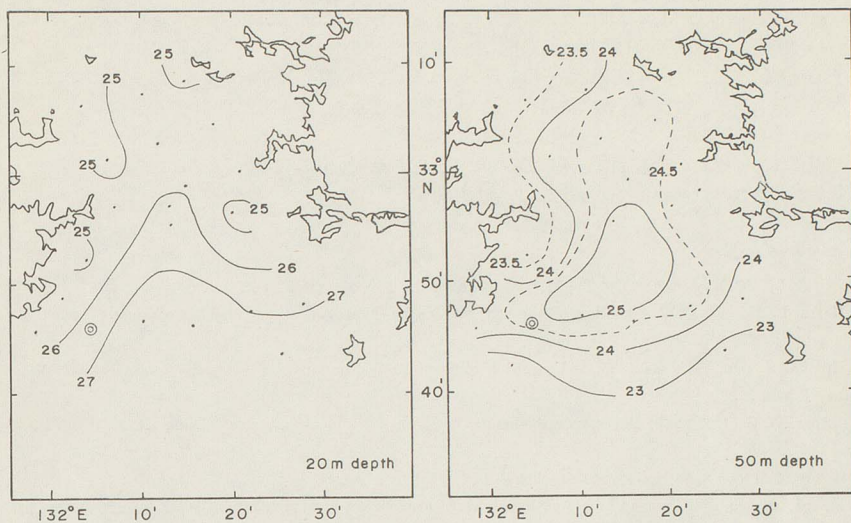


Fig. 18 Horizontal distribution of water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) on Aug. 30–Sept. 1, 1942.

ことが示唆される。移動観測時における塩分の資料がないために塩分の分布から述べることはできないが、上述のように南下流であるとすれば、低鹹な内海水の移流により降鹹になることで説明できる。

なお、定点 N, M では上下層ともに昇温・昇鹹となっていることから、南方の沖合水の流入（北上流）が考えられることは繰り返し指摘した通りである。

かように台風の通過に伴って水平移流が強化されて激しい海況変化が短期間に起こったことが示唆された。これは台風が豊後水道の西方を通過したために、吹送流により黒潮の分派が内海に流入したことが暗示されるが、沖合では Uda (1949), 庄司 (1951, 1972), 増沢と飯田 (1972) が報告しているような黒潮流軸の変化があって海況変化を起こしたのかも知れない。

台風通過に伴う海況変動機構を知ることは海況予測上きわめて重要かつ興味深い問題で、高潮・波浪に関する海岸土木、水産養殖防災、漁況変化（魚群の逸散など）に関連して実際の応用面でも有用であり、将来の研究発展が望ましい。

#### 4. 要約

1942年夏季、豊後水道で水路部の観測船3隻で観測中、台風4210が同年8月27日に九州西方を通過したが、その前後に著しい海況変動が認められたのでその研究結果をとりまとめた。

- 1) 台風通過後、通過前に比べ定点 N, M (Fig. 1) で昇温、昇鹹がみられ、定点 S (Fig. 1) では25m以深で昇温、以浅で降温となり、塩分は表層から底層まで降鹹が顕著であった。
- 2) 水温、塩分、現場密度などの逆転、リチャードソン数の日変化や熱量収支から、台風通過によって鉛直混合の卓越したことが示唆された。
- 3) 積算平均流速、熱量計算や水温、塩分差から台風通過前後に水平移流が卓越して現われ、そ

の流向は定点 N と M では北上流と考えられるが、定点 S において南下流と推定された。

- 4) 蒸発量は台風通過前に比べ通過後に減少する傾向がある。
- 5) 豊後水道では半日周潮流が卓越し、下層は上層に比べ1~2時間早く転流し、この時、二重潮がみられるが、台風通過後には混合による成層破壊と共に二重潮は出現していない。
- 6) 定点 N においては台風通過前後ともに海面受熱を示し、台風通過後に一層強化された。この現象は海面水温が通過後に上昇していることから、南方から暖気の吹き込みにより、水温よりも気温が高くなったためと解せられる。

#### 参考文献

- 藤野六雄 (1972) : 台風7002号による東シナ海の海況変化. 海と空, 48(1) : 15—21.
- HASSE, L. (1963) : On the cooling of the sea surface by evaporation and heat exchange. *Tellus*, XV (4) : 363—366.
- HIDAKA, K. and Y. AKIBA (1955) : Upwelling induced by a circular wind system. *Rec. oceanogr. Wks Japan*, 2 : 7—17.
- JACOBS, W. C. (1942) : On the energy exchange between sea and atmosphere. *J. mar. Res.*, 5 (1) : 37—66.
- 小長俊二 (1960) : 表面水温について (Ⅲ) —天気の影響 (1)—. 日本海洋学会誌, 16 (3) : 128—133.
- MAEDA, A. (1971) : Changes of water temperature near ocean weather station T before and after passage of a typhoon. *J. oceanogr. Soc. Japan*, 27 (3) : 109—115.
- 増沢謙太郎 (1950) : 海況変動の契機となった台風の一例. 海洋報告, 1 (3) : 118—123.
- , 飯田隼人 (1972) : 日本南岸の異常潮位と気象・海況との関係. 「異常潮位に関する基礎的研究」研究報告, 総合研究グループ : 17—27.
- OGATA, T. (1960) : On the relation of the generation and passage of a typhoon to sea surface conditions. *Kobe Mar. Obs.*, 14 : 119—128.
- 大久保明 (1970) : 海洋乱流・拡散. 海洋物理 I, 東海大学出版会 : 267—381.
- PROUDMAN, J. (1953) : *Dynamical oceanography*. Methuen London : 86—105.
- 庄司大太郎 (1951) : 日本近海における海流の変化. 水路要報水路部創立80周年記念号 : 230—244.
- (1972) : 異常潮位についての二, 三の考察. 「異常潮位に関する基礎的研究」研究報告, 総合研究グループ : 29—38.
- UDA, M. (1949) : On the correlated fluctuation of Kuroshio current and the cold water mass. *Oceanogr. Mag.*, 1 (1) : 1—12.
- 宇田道隆 (1955) : 台風来襲前後の海況変化とその予報. 天気, 2 (6) : 225—227.
- WRIGHT, R. (1969) : Temperature structure across the Kuroshio before and after typhoon Shirley. *Tellus*, XXI (3) : 409—413.