

紀伊水道の Oceanic Front における流れの観測

大西 行雄・吉岡 洋・國司 秀明
芹澤 重厚・村上真裕美・秋友 和典

CURRENT MEASUREMENT AT THE OCEANIC FRONT IN KII-CHANNEL

By Yukio OONISHI, Hiroshi YOSHIOKA, Hideaki KUNISHI, Shigeatsu
SERIZAWA, Mayumi MURAKAMI and Kazunori AKITOMO

Synopsis

Current was measured at 20 m and 60 m layers below the sea surface of the oceanic front in Kii-Channel for about 15 days from April the 23th, 1978. Temperature and salinity distributions were also surveyed. Analysis of the results reveals the followings.

The water density stratifies stably and is heavier offshore-wards across the front. The lower layer below the front is occupied by the offshore water.

The time changes of the velocity, temperature and salinity are composed of the semi-diurnal and the inertia oscillations. Though the semi-diurnal oscillations are usual tidal oscillations, the inertia oscillations have the opposite phases between the 20 m and 60 m layers.

The quasi steady flow is nearly in the geostrophic balance, which forms a belt of strong current along the front.

1. 緒 言

冬季、紀伊水道には瀬戸内海に起源を持つ水と外洋性水との境界に前線が発達する。吉岡 (1971)¹⁾ は STD による塩分と水温の観測結果から、この前線の内と外とで塩分と水温は共に大きく異なった値をとるにもかかわらず、塩分と水温の変化が相補して海水の密度はあまり変化せず、前線域で弱い極大傾向を持つことを報じている。その後、吉岡 (1976)²⁾ は同海域を毎日運航するカーフェリーを利用して長期にわたり海表面の水温分布を調査し、この前線が冬から春にかけて、発生、消滅を繰り返しながら存在し、夏から秋にかけて現われないことを見出した。瀬戸内海の海洋環境を論じる上で、その境界に発生する前線、特にその前線に付随する流動場の把握は重要な意味を持っている。

流動場に関しては、現地調査の困難のため、実験的研究が先行し、Endoh (1977)³⁾、Harashima *et al.* (1978)⁴⁾、Oonishi *et al.*⁵⁾ は鉛直 2 次元モデルによる数値実験により、海面冷却による重力対流 (密度流) がこの前線を維持していると推定した。これらの実験によれば、前線域で海水密度は弱い極大を持ち、観測事実と矛盾しないようである。一方、村上ら (1978)⁶⁾ は、この鉛直 2 次元モデルを単純化して瀬戸内海全域に適用し、このような顕著な密度流が現われるのは、瀬戸内海の両端の紀伊水道と豊後水道に限られることを推定している。これらの数値実験はいずれも鉛直 2 次元モデルであったが、後に原島ら (1977)⁷⁾ は 3 次元モデルによる数値実験を行なって、この密度流にはコリオリ力が重要な役割を演じ、流れはほとんど地衡流バランスをするために、実際の流れは単純な鉛直 2 次元モデルから得られるものとは、かなり異なるこ

とを推定している。

流動場の実測に関しては、吉岡ら (1978)⁸⁾ が短冊型抵抗布を用いてラグランジ的な観測を行なっているが、数値実験の結果と関連づけられるような成果は得られていない。今回の調査の目的は、前線近傍の流動場を自記流速計により測定することである。特に、その流動場がどの程度、地衡流に近いかを調べることに力点がおかれた。そのために、東京大学海洋研究所の淡青丸の KT 78-5 航海を利用し、1978年4月23日から15日間の係留系による流速測定と、係留系設置後の約25時間にわたる周辺の水溫、塩分測定を行なった。

2. 観 測

KT 78-5 航海の航路の一部を Fig. 1 に示す。同航海では他の調査も併行して行なわれたが、本調査に係るものは、Fig. 1 の A 点 ($33^{\circ} 43.5' N$, $134^{\circ} 39.4' E$, 水深 85 m) 及びその周辺での観測のみである。観測は 3 種類の項目から成っている。その第 1 は表層水溫、塩分の連続自記測定であり、海面下 5 m からポンプで採水して行なった。この測定は航海の全期間にわたり行なわれた。

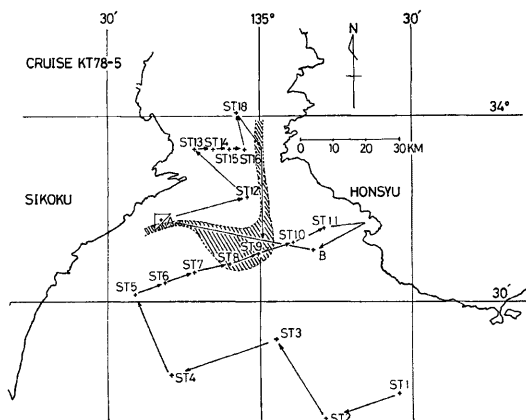


Fig. 1 Cruise KT78-5 of the Tansei-Marui.

観測の第 2 項目は、A 点における測流で、海底上 25 m 及び 65 m (水面下約 20 m, 60 m) の 2 層でアーンデラー社製ベルゲンモデル流速計を用い、流向、流速、水溫、塩分、圧力の 5 成分を測定、5 分毎に自記した。流速計の設置方式は Fig. 2 に示すような、海中ヴィ方式 J 型と呼ばれるものである。設置は KT 78-5 航海で 4 月 23 日に行ない、その後約 15 日間放置し、京大物理学部臨海実験所の調査船ベラギアによって回収した。

測定の第 3 項目は A 点を周回する形での水溫、塩分測定である。流速計設置終了後、直ちに船で A 点を周回し、Fig. 3 に示すような、短辺約 5 km の直角 2 等辺 3 角形の 3 頂点 (AA, AE, AS) で、STD による水溫、塩分の鉛直分布観測及び、ナンセン採水器と転倒溫度計を用いた表層と底層の水溫、塩分測定を行なった。ナンセン採水器は STD の直上に取り付けることにより測定時間短縮を計り、1 周回に要した時間が約 2 時間で、25 時間の間に 13 周回行なった。

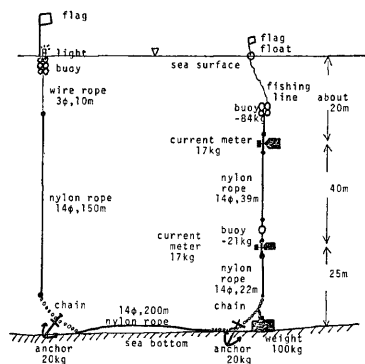


Fig. 2 Mooring system for the current meters.

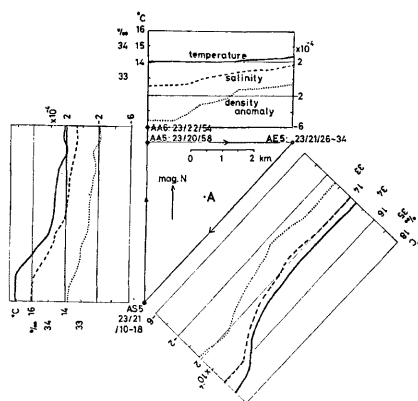


Fig. 3 Triangular cruising around St. A. Temperature, salinity and the density anomaly at the sea surface are shown for the fifth cruise.

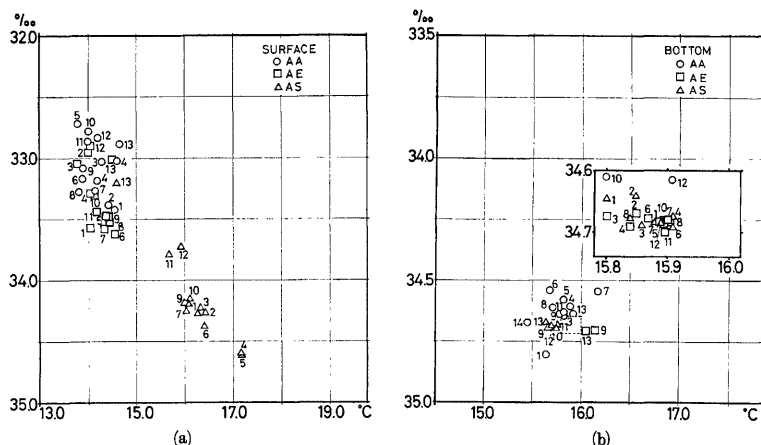


Fig. 4 T-S diagram, (a) for the surface water and (b) for the bottom water.

3. フロント近傍の流動場

前線の正確な位置を明らかにすることは、今回の調査の目的ではなかった。しかし、航海期間中の表層水温、塩分の連続記録によれば、Fig. 1 の斜線部に前線が存在していた。前線の位置は、時間的に絶えず変動していた。実際、4 点を13周回していた間にも前線の位置は動いていた。Fig. 4 は13周回の3 角形の各頂点での表層の水温、塩分値から描いた T-S ダイアグラムである。図からわかるように、表層では、AA 点と AE 点では沿岸性の海水が、AS 点では外洋性の海水が存在していた。そして、以下で示すように、前線はこの3 角形を東西に切る形に存在していた。Fig. 3 には、周回中の表層の水温と塩分記録のうちで、前線が明

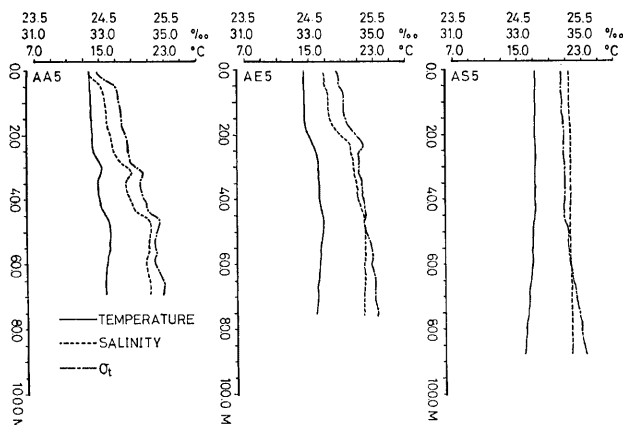


Fig. 5 Vertical profiles of the temperature, salinity and σ_t at St AA5, AE5 and AS5.

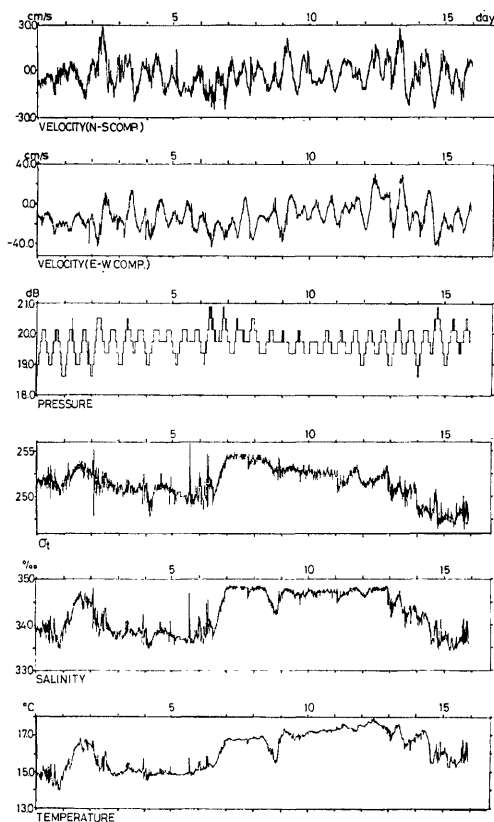
らかに3角形領域を横切っていた例として、第5周回目のものが示されている。前線は辺 AE5→AS5 及び辺 AS5→AA6 を横切っている。この時の前線は、吉岡 (1976)²⁾ の報じているような強いものではなく、水温差にして3℃程度、その幅が2 km 程度のものである。また、それは吉岡 (1971)¹⁾ の報じているような密度極大を伴うものでもなく、内海側 (AE5, AA5 及び AA6) が低塩分であることが低温であることよりも効いて、内海側が外洋側 (AS5) より軽くなっている。これらのことは、観測が前線の消滅期の4月下旬に行なわれたものであり、冬季の全盛期の前線とは異なっているためだと考えられる。

Fig. 5 には、第5周回目の三角形の各頂点における水温、塩分及びそれから計算される σ_t の鉛直分布が示されている。**Fig. 5** からは、先程の表層の状況とは異なり、底層は三角形の各頂点共に外洋性の海水で占められていることがわかる。これは、前線は表層の方が外洋側へ張り出す形に傾斜して存在していたことを示しており、表層では流出、底層では流入型の流動構造を示唆している。

以上のように、流速計設置直後には A 点の近傍に前線が存在していたことが示されたが、次に A 点での流速等の係留測定結果について述べよう。**Fig. 6 (a), (b)** は、各々 20 m 層及び 60 m 層での、水温、塩分、 σ_t 、圧力、流速の南北成分と東西成分を示している。ただし、方位は磁北を基準にしている。図の水温、塩分記録を見ると、20 m 層では係留系設置後1日半と7日目頃に水温、塩分共に急上昇し、前線が通過しているのが見られる。これらの時には σ_t は上昇している。一方、60 m 層は、**Fig. 4 (b)** にも見られるように外洋水に占められていて、観測期間を通じてのゆるやかな水温上昇と塩分低下が見られるのみである。これは、前線の移動というよりは、むしろ季節変動の一端をとらえているものと考えられる。

これらの時系列の全観測期間平均のパワースペクトルを **Fig. 7 (a), (b)** に示す。ただし、流速成分については、運動エネルギーとしてのパワーを示している。グラフの上の2本の矢印は、左からそれぞれ、慣性振動と潮汐半日周期 (M_2 潮) の振動数を表わしている。**Fig. 7** から、以下のことがわかる。流速と圧力においては周期にして約半日と約1日にエネルギーのピークが見られる。周期約1日のピークは σ_t においても見られる。圧力変動のスペクトルについてはベルゲン流速計の圧力センサーがそれほど高解像度のものでないこと、また係留線が流れによる抵抗で傾斜することによる見かけの圧力変動も考えなければならない。しかし、20 m 層と 60 m 層とを比べると、周期約1日の所では相対的に 60 m 層の方が大きい圧力変

脚註* 海水密度を ρ とすると $\rho = 1.000 + 10^{-3}\sigma_t$



(a)

動を持っている。これらのことを考えれば、周期約1日の振動は海水密度の変動を伴う内部モードの慣性重力波の性格を持っており、一方で周期約半日の振動は海水位の変動によるもので、半日周潮流であると言える。

一方、水温と塩分変動のスペクトルを見ると、 σ_t に見られるような周期約1日のピークがない。 σ_t が水温と塩分から計算されているにもかかわらず、水温、塩分に見られないピークが σ_t に見えるのは、興味ある現象である。このことは、ここに得られている情報の解析からは完全には説明できない。そこで論理の飛躍があるけれども、次のように大胆に解釈して見よう。すなわち、周期約1日の振動は内部モードの重力波の性格を持っているから、鉛直流速の振動を伴っている。先程、Fig. 5 で見たように、水温、塩分、 σ_t の全てが鉛直勾配を持っているから、この鉛直流の振動に伴って、これらもまた振動する。周期約1日の振動については、このことが推定できるが、それ以外の周期の振動は、内部モードとは考えられないので、大きな鉛直流速の振動を持たず、水温、塩分と σ_t の振動はそれらの水平勾配と、流れの水平成分の振

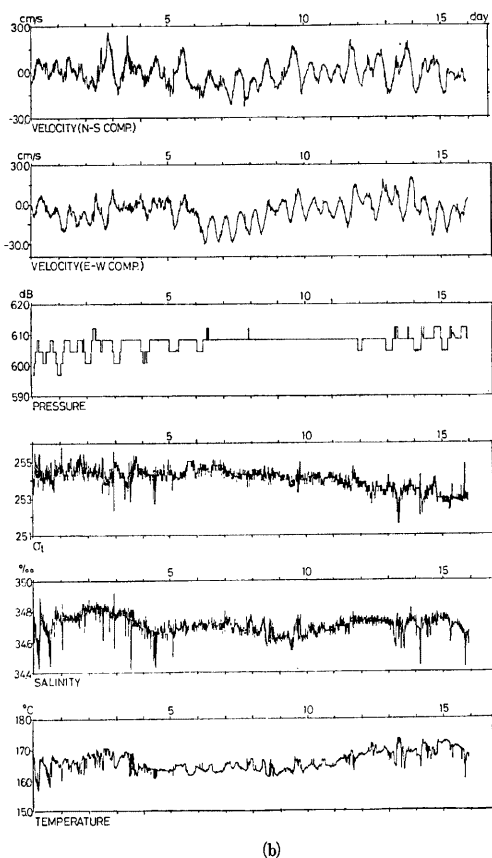
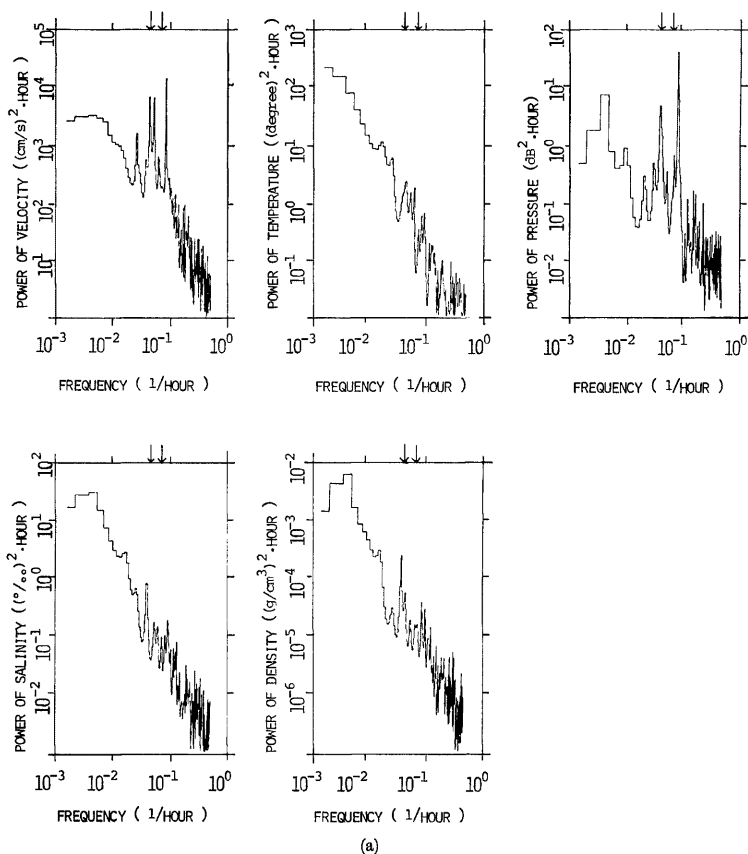


Fig. 6 (a) Time series of the components of velocity, pressure, σ_t , salinity and temperature at 20 m layer below the sea surface of St. A. (b) Time series at 60 m layer of St. A.

動の存在のために現われたものと考えられる。この論を推すと、実際に Fig. 3 や Fig. 4 に見られるように、水温と塩分の空間分布は、 σ_t の変化を 0 にする程には完全ではないが、相補して σ_t の変化を小さくしているのだが、この相補の程度が鉛直方向よりも水平方向の方に卓越していたことになる。水温、塩分と σ_t のスペクトル形の違いは、上のような仮説（上記アンダーライン部分）の下に矛盾なく説明づけられそうである。

次に、スペクトルの経時変化を調べて見よう。そのために、時系列を幾つかの周波数帯に分離してそれらのパワースペクトルを求めて見た。これは次のような方法で計算した。

今、与えられた時系列 $x(t)$ のフーリエ変換を $X(f)$ とすると、



変換公式

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-2\pi i f t} dt \quad \dots\dots\dots (1)$$

と、逆変換公式

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f) e^{2\pi i f t} df \quad \dots\dots\dots (2)$$

が成立する。もちろん、実際の計算では、(1), (2) 式共に、積分は有限区間の離散和におきかえられなければならない。さて、 $x(t)$ の中で、ある周波数帯 $f_j \leq f \leq f_{j+1}$ のみを含む時系列を分離し、 $x_j(t)$ とすると、

$$\begin{aligned} x_j(t) &= 2 \operatorname{Re} \left[\int_{f_j}^{f_{j+1}} X(f) e^{2\pi i f t} df \right] \\ &= 2 \operatorname{Re} \left[\left\{ \int_{f_j}^{f_{j+1}} X(f) e^{2\pi i (f - (f_j + f_{j+1})/2) t} df \right\} e^{2\pi i ((f_j + f_{j+1})/2) t} \right] \quad \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

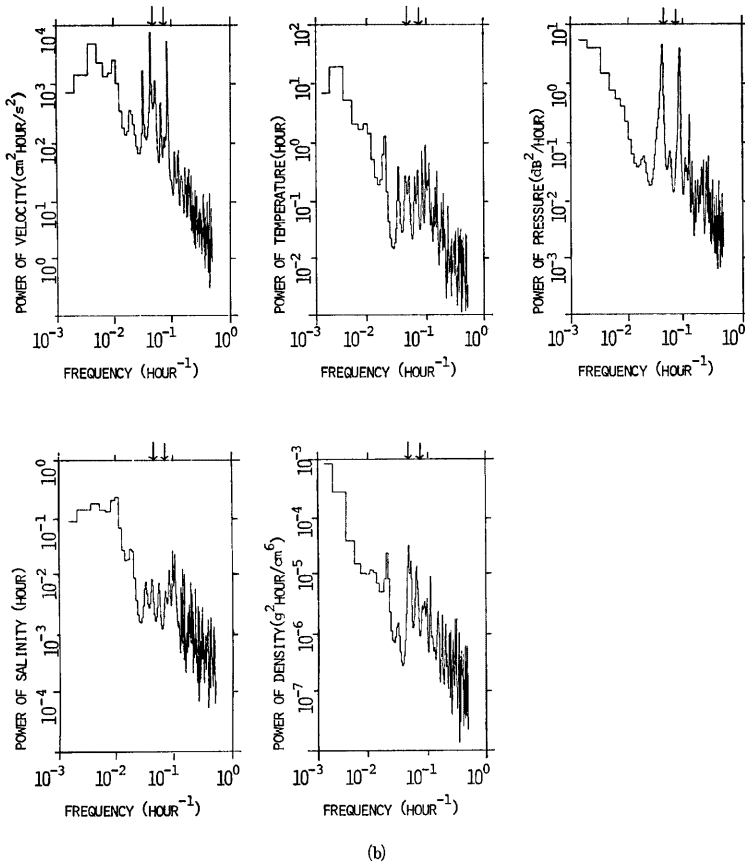


Fig. 7 (a) Power spectra of the velocity, salinity, temperature, water density and pressure at 20m layer of St.A. (b) Power spectra at 60m layer of St.A.

中括弧 { } 内を $\frac{1}{2} A_j(t)$ とおけば

$$x_j(t) = \text{Re}[A_j(t)e^{2\pi i((f_j + f_{j+1})/2)t}] \quad \dots\dots\dots(4)$$

となる。(4) 式は周波数帯 $f_j \leq f \leq f_{j+1}$ のみを分離した時系列を、複素振幅関数 $A_j(t)$ が時間と共にゆっくり変化するような周波数 $f = (f_j + f_{j+1})/2$ の振動と解釈し直せることを示している。Fig. 8 (a), (b), (c), (d) はそれぞれ、周波数帯 0.46~0.068 cph (慣性周期を含む), 0.068~0.101 cph (半日周潮を含む) 及び 0~0.028 cph のスペクトルの経時変化、及び水温と塩分の 1 時間移動平均値を示すものである。また、Table 1 には、上記以外の周波数帯 0.028~0.068 cph (日周潮を含む), 0.101~0.151 cph を含む 5 個の周波数帯での、観測期間平均のパワー値を示してある。ここに回転係数は、流速の東流成分及び北流

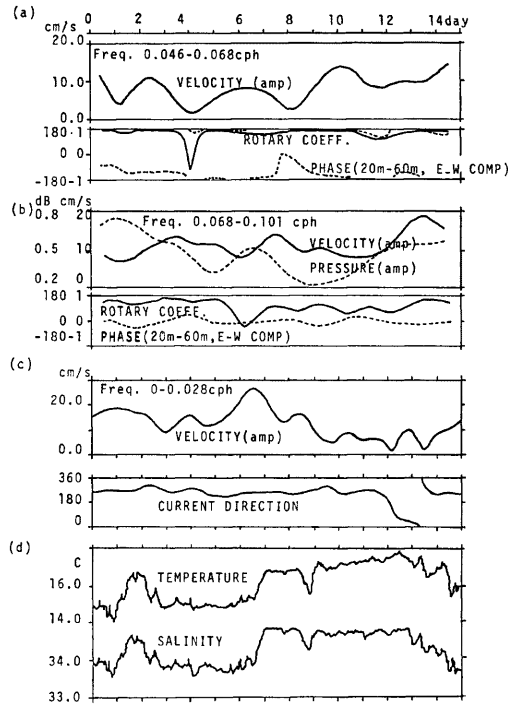


Fig. 8 (a) Developing spectrum of velocity, rotary coefficient and the phase difference between two *E-W* components of velocity at 20m and 60m layers. They correspond to the frequency band 0.046–0.068 *cph*, which contains the inertia frequency. (b) Developing spectra of velocity and pressure, rotary coefficient and the phase difference between two *E-W* components of velocity at 20m and 60m layers. They correspond to the frequency band 0.068–0.101 *cph*, which contains the semi-diurnal frequency. (c) Velocity and direction for the frequency band 0–0.028 *cph*, which contains the “constant flow.” (d) Series of the temperature and salinity, running averaged with the interval of 1 hour.

成分の複素振幅関数をそれぞれ $U_j(t)$, $V_j(t)$ とする時,

$$C_R = \frac{i\{U_j V_j^* - U_j^* V_j\}}{U_j U_j^* + V_j V_j^*} \quad \dots\dots\dots (5)$$

で定義される量で、流速のホドグラフが時計廻りの円運動の時には1、反時計廻りの円運動の場合には-1、一般には時計廻り運動と反時計廻り運動のエネルギーの差を全運動エネルギーで割ったものである。Table 1に示す平均の回転係数は(5)式の分母分子を各々、時間平均した後に比をとったものである。また、

Table 1 Average powers of current velocity, temperature, salinity and pressure in five frequency bands. They are shown by the root-mean-square values except that those for 0-0.028 cph are shown by the mean values. Rotary coefficient and the stability of the mean orientation are also shown.

FREQUENCY BAND (CPH)	CURRENT VELOCITY (CM/S)	ROTARY COEFF.	STABILITY OF THE MEAN ORIENTATION	TEMPERATURE (°C)	SALINITY (‰)	PRESSURE (dB)
0-0.028	13.86 ⁺	—	0.856	16.37 ⁺	34.35 ⁺	19.75 ⁺
	9.32 ⁺	—	0.901	16.55 ⁺	34.64 ⁺	60.75 ⁺
0.028~0.046	5.60	0.585	0.499	0.14	0.07	0.14
	5.21	0.614	0.728	0.04	0.00	0.12
0.046~0.068	6.02	0.901	0.426	0.11	0.05	0.05
	3.66	0.837	0.644	0.05	0.01	0.01
0.068~0.101	8.14	0.641	0.900	0.09	0.05	0.34
	6.43	0.379	0.938	0.07	0.02	0.13
0.101~0.151	2.19	0.413	0.518	0.06	0.03	0.03
	1.62	0.621	0.179	0.06	0.01	0.05

Table 1 の平均主軸の安定度は、

$$E = \frac{|\langle UU^* - VV^* \rangle + i\langle UV^* + U^*V \rangle|}{\sqrt{\langle UU^* + VV^* \rangle^2 + \langle UV^* - U^*V \rangle^2}} \dots\dots\dots (6)$$

を示している。ただし、横線は観測期間中の時間平均を表わしている。

Table 1 及び Fig. 8 から次のようなことがわかる。まず、この海域での振動特性に関しては、半日周潮帯と同程度に、日周潮や慣性振動帯に運動エネルギーが存在することが特徴的である。半日周潮は平均回転係数が、0.64 (上層)、0.38 (下層) であることから、やや時計廻りの楕円運動をしており、その長軸方向は、安定度が 0.90, 0.94 であることから安定が良いことがわかる。一方、慣性振動帯は平均回転係数が 0.90, 0.84 と、かなり円運動に近い時計廻りをしており、単に周波数のみだけでなくその運動状態も慣性振動の特徴を持っていることがわかる。このことは、20 m 層スペクトルの時間変化を見ても示されており、慣性振動帯の回転係数は観測期間のほとんど大部分で 1 に近い値をとっている。その流速値は変動しているがその理由はよくわからない。ただ、観測期間の前半に比べて後半の方が振幅が大きくなっている。これは、水温の変動 (Fig. 8 (d)) と見比べれば、後半、A 点が外洋性水中に入ったことと関連しているのかも知れない。興味あるのは、Fig. 8 (a) に示されている、20 m と 60 m 層の流速の位相差である。両者の位相は観測期間の大部分において逆転しており、この運動が内部モードのものであることを明らかにしている。一方で半日周潮帯 (Fig. 8 (b)) では、上下層でこのような位相差は見られず、運動は外部モードのものである。Fig. 8 (b) には、圧力変動も示されているが、圧力変動はこの観測が大潮期に開始され、小潮を経て大潮まで行なわれたことを示しているのに、流速変動ではこのような振幅の変動が認められない。この理由も現在の所、不明である。

次に、準定常流 (0 ~ 0.028 cph) の変動を見よう。Fig. 8 (c) には、20 m 層の流速と流向が示されている。Fig. 8 (d) と比べて見ると、流速は、前線が A 点を通過する、観測開始後 1.5 日と 7 日目に大きな値を持つことが明瞭に見られる。この流れは 12 日目頃までは安定して西を向いている。上述したように、少

くとも観測開始時には前線も東西に走っていた。これらの事実は、前線近辺に強流帯があり、前線に沿う向きに流れていたことを示している。

4. 地衡流バランス

この節では、先述の周回観測結果から地衡流を計算し、測流結果と比較する。地衡流は次の方法で計算される。まず、地衡流の方程式と、静水圧の式を書き下すと、

$$-fv_g = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$fu_g = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -10^{-3}g \cdot \sigma_t \quad \dots\dots\dots (9)$$

ただし、 u_g , v_g はそれぞれ地衡流の東向き、北向き成分であり、 f , g , ρ_0 , ρ , p , はそれぞれコリオリパラメータ ($8.1 \times 10^{-5}/\text{sec}$), 重力定数 (980 cm/sec^2), 海水の平均密度 (1.025 g/cm^3), 海水の現場密度, 圧力である。(7), (8), (9) 式から p を消去し、20 m 層と 60 m 層の流速差を求めるために、 z に関して積分すると、次式を得る。

$$\Delta u_g = \frac{10^{-3}g}{f\rho_0} \int_{-60\text{m}}^{-20\text{m}} \frac{\partial \sigma_t}{\partial y} dz \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$\Delta v_g = -\frac{10^{-3}g}{f\rho_0} \int_{-60\text{m}}^{-20\text{m}} \frac{\partial \sigma_t}{\partial x} dz \quad \dots\dots\dots (11)$$

ただし、 Δu_g , Δv_g は 20 m と 60 m の流速差のベクトル成分を表わす。ここで、周回観測で得られた三角形の各頂点での深度 $-zm$ での σ_t から、

$$\sigma_t(x, y, z) = a(z)x + b(z)y + c(z) \quad \dots\dots\dots (12)$$

近似する。結局、地衡流の流速差は、(10), (11), (12) 式より

$$\Delta u_g = \frac{10^{-3}g}{f\rho_0} \int_{-60}^{-20} b(z) dz \quad \dots\dots\dots (13)$$

$$\Delta v_g = -\frac{10^{-3}g}{f\rho_0} \int_{-60}^{-20} a(z) dz \quad \dots\dots\dots (14)$$

と与えられる。

地衡流を計算するための $a(z)$, $b(z)$ は、STD 記録を表層と底層の採水から得られた水温、塩分値で補正した後の鉛直 25 cm 間隔の読み取り値から計算した。地衡流は周回観測の各周回毎に、3 頂点の時間のずれを無視して求めた。この結果と、測流による流速差に一周回中の時間平均を施したものを Fig. 9 に示す。さらに Fig. 9 には、13周回の平均値も示されている。各周回毎の地衡流シアは測流値とよく似たものもあり、大きくはずれているものもある。尤も、地衡流近似式は時間変動を無視しているので、潮流等の振動流を含む測流結果と直接に比較するのはおかしいかも知れない。しかし、これら2つのベクトルの差には系統性が認め難く、これらの差は、3地点の σ_t からその水平勾配を求めた差分式の打ち切り誤差のよるものが大きいと考えられる。13周回の平均をとれば、約25時間の平均となつて、時間変動項や打ち切り誤差はかなり除去されるはずである。その結果は、充分な一致とは言えないが、実測シアーは、地衡流シアーで、ある程度近似できると言えそうである。

5. 結 語

紀伊水道に見られる沿岸水の前線の近傍での流動場を調査するために、1978年4月23日から約15日間、前線の存在する四国南岸沖の1点に係留系を設置し、海面下 20 m 層及び 60 m 層で測流を行なった。ま

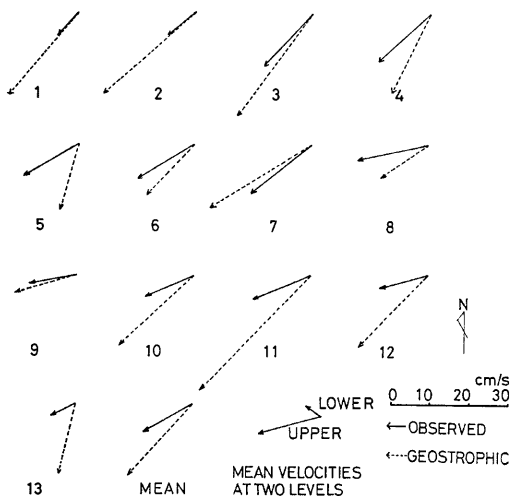


Fig. 9 Vector differences between velocities at 20 m and 60 m layers. The real and broken lines correspond to the observed and the calculated (under the geostrophic assumption) ones, respectively. The number from 1 to 13 correspond to each of 13 triangular cruises.

た、係留系を設定後、約25時間にわたり係留系周辺で水温、塩分分布を測定し、流れがどの程度地衡流に近いかを検討した。その結果、下記のことがあった。

(1) 前線は存在したが、冬季の前線とは異なり、前線を通じて海水密度勾配があり、内海側の海水の方が軽くなっていた。

(2) 流動場のうち振動成分については、半日周潮と周期約1日の振動が同程度の振幅で存在していた。半日周潮は20 m層と60 m層で同位相であり、長軸の方向が安定した潮流楕円を形成するようなものであったが、周期約1日の振動はいわゆる潮流ではなく、内部モードの慣性重力波であると考えられる。その根拠として、20 m層と60 m層の流れが逆位相であること、回転係数がほとんど1に近いことが挙げられる。また、水温、塩分と海水密度の時間変動のスペクトル形の差異は、約1日周期の振動が鉛直流成分を伴っていることを示唆した。

(3) 流動場のうち準定常流成分(0~0.028 cph)については、この流れは、内海側の軽い水が外洋側の重い水の上に流出する形のものでなく、むしろ等密度面上を流れる傾向の地衡流に近いことがわかった。原島らの行なっている数値実験⁴⁷⁾に関しては、コリオリ項を含まない初期の鉛直2次元モデルより、後になって行なわれているコリオリ項を含む3次元モデルの方が現実に近いと結論できる。また、この流れは、前線に沿う強流帯を形成していることがわかった。

最後に、観測調査遂行に多大の労を提供していただいた淡青丸乗組員の皆様、淡青丸に同乗した工業技術院中国工業技術試験所の皆様、係留系の回収船を提供いただいた、京都大学理学部付属瀬戸臨海実験所の布施慎一郎博士に深謝すると共に、調査に協力いただいた徳島県水産試験場次長殿谷次郎氏ほか徳島県水産課の皆様に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 吉岡 洋：冬期紀伊水道に発生する oceanic front について(Ⅰ), 海と空, 第46巻2号, 1971, pp. 31-44.
- 2) 吉岡 洋：冬季紀伊水道の oceanic front の変動, 日本海洋学会, 1976年度秋季大会講演要旨集, 309.
- 3) Endoh, M., Formation of the thermohaline front by cooling of the sea surface and inflow of the fresh water, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 33, 1977, pp. 6-15.
- 4) Harashima, A, Y. Oonishi and H. Kunishi, On the formation of water masses and fronts caused by density-induced current system, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 34, 1978, pp. 57-66.
- 5) Oonishi, Y. A. Harashima and H. Kunishi, Characteristics of a front formed by cooling of the sea surface and inflow of the fresh water, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 34, 1978. pp. 17-23.
- 6) 村上真裕美・大西行雄・原島 省・國司秀明：瀬戸内海における水温, 塩分分布の数値シミュレーション, 沿岸海洋研究ノート, 第15巻, 2号, 1978, pp. 130-137.
- 7) 原島 省・大西行雄・村上真裕美・國司秀明：水塊形成に関する数値実験的研究(Ⅱ), 日本海洋学会 1977年度秋季大会講演要旨集, No. 118.
- 8) 吉岡 洋・國司秀明・中島暢太郎：紀伊水道の oceanic front における流れの観測, 日本海洋学会, 1978年度春季大会講演要旨集, No. 345.