

— 論 文 —

潮汐フロント周辺の前線波動とこれに伴う栄養塩輸送*

福田 恭子[†]・磯辺 篤彦[‡]・兼田 淳史^{**}
馬込 伸哉^{††}・大西 秀次郎^{**}・武岡 英隆^{**}

要 旨

瀬戸内海西部の速吸瀬戸において、潮汐フロントの横断観測を行なった。観測結果をもとに線形の安定解析と数値モデリングを行ない、夏季の沿岸域におけるフロント近傍の前線波動の実態と、これがフロント横断方向の栄養塩輸送にもたらす影響を調査研究した。観測によって、波長 10 km 程度の前線波動をフロント周辺で検出した。また安定解析によって、これが最大成長率を持つ傾圧不安定波であることを示した。さらに数値モデルでも、同程度の波長を持った前線波動を再現した。数値モデルにおいて栄養塩を模したトレーサーは、前線波動が引き起こしたフロント横断方向の貫入によって、混合域から成層域の躍層部へと運ばれていた。つまり、実海域の潮汐フロント近傍でしばしば観測される躍層でのクロロフィル-a 極大形成には、前線波動に起因する栄養塩のフロント横断方向の輸送が重要と考えられる。

キーワード：潮汐フロント、前線波動、最大成長率、栄養塩輸送

1. はじめに

夏季の沿岸域では、海面加熱によって成層が発達した成層域と、潮流による鉛直混合で成層が破壊された混合域が存在する。それらの境界には潮汐フロントが形成され、フロント周辺の亜表層ではクロロフィル-a の極大がしばしば確認される (例えば, Yamamoto *et al.*, 2000)。このような極大域の成因として, Takeoka *et al.* (1993) や Yamamoto *et al.* (2000) は、混合域から成層域への海水の中層貫入に伴い、混合域に豊富な

栄養塩がフロント域の有光層に供給されるためと考えた。これまで回転系における混合域から成層域への中層貫入は, Garrett and Loder (1981) に従って、鉛直粘性に起因するフロント周辺の二次流として説明されてきた (例えば, 柳, 1990)。フロント周辺では、密度場が傾圧的となっているために鉛直粘性による流れ (スピンドアウン) が起きてしまう。この流れは混合域から成層域へ向かう方向で、これが植物プランクトンの増殖をもたらす栄養塩の供給ルートと考えられてきた。しかし, Isobe *et al.* (2004) が東シナ海の黒潮フロント域で示したように、フロントは一般的に前線波動を伴い、また前線波動はフロント横断方向の中層貫入に重要な役割を果たす。本研究では、潮汐フロント周辺において、前線波動がフロント横断方向の輸送に与える影響を考察した。そして前線波動に伴う中層貫入と, Garrett and Loder (1981) に基づくの中層貫入のあり方を比較す

* 2005 年 2 月 5 日 受領；2006 年 2 月 15 日 受理

著作権：日本海洋学会, 2006

[†]九州大学大学院総合理工学府 〒 816-8580 春日市春日公園 6-1
主著者 e-mail address : kfukuda@esst.kyushu-u.ac.jp

[‡]九州大学大学院総合理工学府

〒 816-8580 春日市春日公園 6-1

^{**}愛媛大学沿岸環境科学研究センター

〒 790-8577 松山市文京町 2-5

^{††}産業技術総合研究所 〒 737-0197 呉市広末広 2-2-2

ることで、前者の過程の栄養塩輸送に対する重要性を指摘した。特に沿岸域においては、時空間変動が大きく、観測も困難な前線波動が輸送場に与える影響には、いまだ不明な点が多い。

本研究では、潮汐フロント周辺で表層水温・塩分の水平分布を観測し、前線波動の検出を試みた。またフロントを横切る測線で、水温、塩分、そしてクロロフィルの鉛直断面分布を観測して、混合域から成層域へのフロント横断方向の輸送過程を推察した。さらに、これらの観測データを参考にしつつ、潮汐フロントを模した3層モデルを構築し、傾圧不安定波の線形安定解析を行なった。加えて、数値モデリングによって、前線波動がフロント域周辺にもたらす輸送過程を、特に混合域から成層域への栄養塩輸送に着目して調べた。

2. 観測とデータ解析の方法

潮汐フロント周辺において前線波動を検出するために、2004年8月5日に、Fig. 1に示す瀬戸内海西部の速吸瀬戸に設けた測線に沿って、潮汐フロントを複数回横断する観測を行なった。まず、Simpson and Hunter (1974)の指標 $[\log_{10}(H/U^3)]$; H は水深(m)で、 U は M_2 潮流振幅 ($m s^{-1}$) が2.5となる場所(柳, 1990)に航行し、フロントを目視観察後、10 km×10 km程度の範囲をカバーするように、そしてフロントを複数回横断するように、観測当日に現場海域で測線を決定した。観測は愛媛大学沿岸環境科学研究センターの調査船「とびうお」で行なった。観測には、11:55の観測開始から16:17の終了まで約4時間を要した。航行中は1分ごとに位置情報をGPSで取得した。観測線に沿って10ノット程度で航行しつつ、船上採水した表層海水から時間間隔1秒で水温と塩分を、小型メモリー水温・塩分計(Compact CT, アレック電子)で連続測定した。ただし、以降の解析には1分ごとにサブサンプリングしたデータセットを使用した。さらに、水温、塩分、そしてクロロフィルの鉛直分布の観測(ACL208, アレック電子; 以降、クロロテック観測と呼ぶ。)を、Fig. 1の黒丸で示す9点において鉛直方向0.1 mの解像度で行ない、フロントを横断する諸量の鉛直断面分布を得た。ただし、クロロフィルは検定をしていないので、あ

くまで相対値としての評価になることに注意されたい。これ以降も本論文では、便宜上この観測項目をクロロフィルと表記している。

全観測時間で得た表層水温データの時系列をみると、線形トレンドが認められた。このトレンドは観測期間中の海面加熱によるものと判断し、最小二乗法により除去した。また内部波によると考えられる約10分周期の変動が顕著だったので、10分のローパスフィルターによって変動を除去した。その後、GPSによる1分間隔の位置情報とあわせ、表層水温・塩分のデータをスプライン補間によって水平2次元のグリッドデータに変換し、観測海域での表層水温と塩分の水平分布を得た。また、クロロテック観測を行なった9点は、いずれもほぼ同じ緯度に位置しているため、水深と経度方向の水平距離で行なった2次元スプライン補間によってグリッドデータに変換後、水温・塩分・クロロフィルの鉛直断面分布を得た。

3. 観測結果

Fig. 2(a)に表層水温の水平分布を示す。図の右上(北東側)には高温域が、そして左側(南西側)には低温域が分布していた。これらの海域の間には、数km程度の幅を持ったフロントが検出されている。興味深いことには、このフロントは前線波動を窺わせるうねりを伴っており、 $x = 2.5$ km, $y = 5$ kmの位置付近に低温域から高温域への張り出し(以降、本論文を通して前線波動の“谷”と呼ぶ)が、また $x = 4$ km, $y = 2.5$ kmの位置付近に高温域から低温域への張り出し(以降、前線波動の“山”)が存在していた。そして、フロント先鋭度(水温水平勾配)は山で急である一方、谷で緩やかになっていた。今回の観測は10 km×10 kmと比較的狭い海域で実施されており、前線波動の全体像を十分に捉えたとはいえないが、それでも山から谷の距離、そして次の谷を示す $x = 7.5$ km, $y = 0$ km周辺のうねりから、波動は10 km程度の波長を持つと推察される。

Fig. 2(a)に示すように、クロロテック観測は前線波動の山を横切る測線で実施された。Fig. 2(b)に水温の鉛直断面分布を示す。Fig. 2(a)で示した高温域はFig. 2(b)の右(東)側に位置する成層域に対応し、またFig. 2(a)

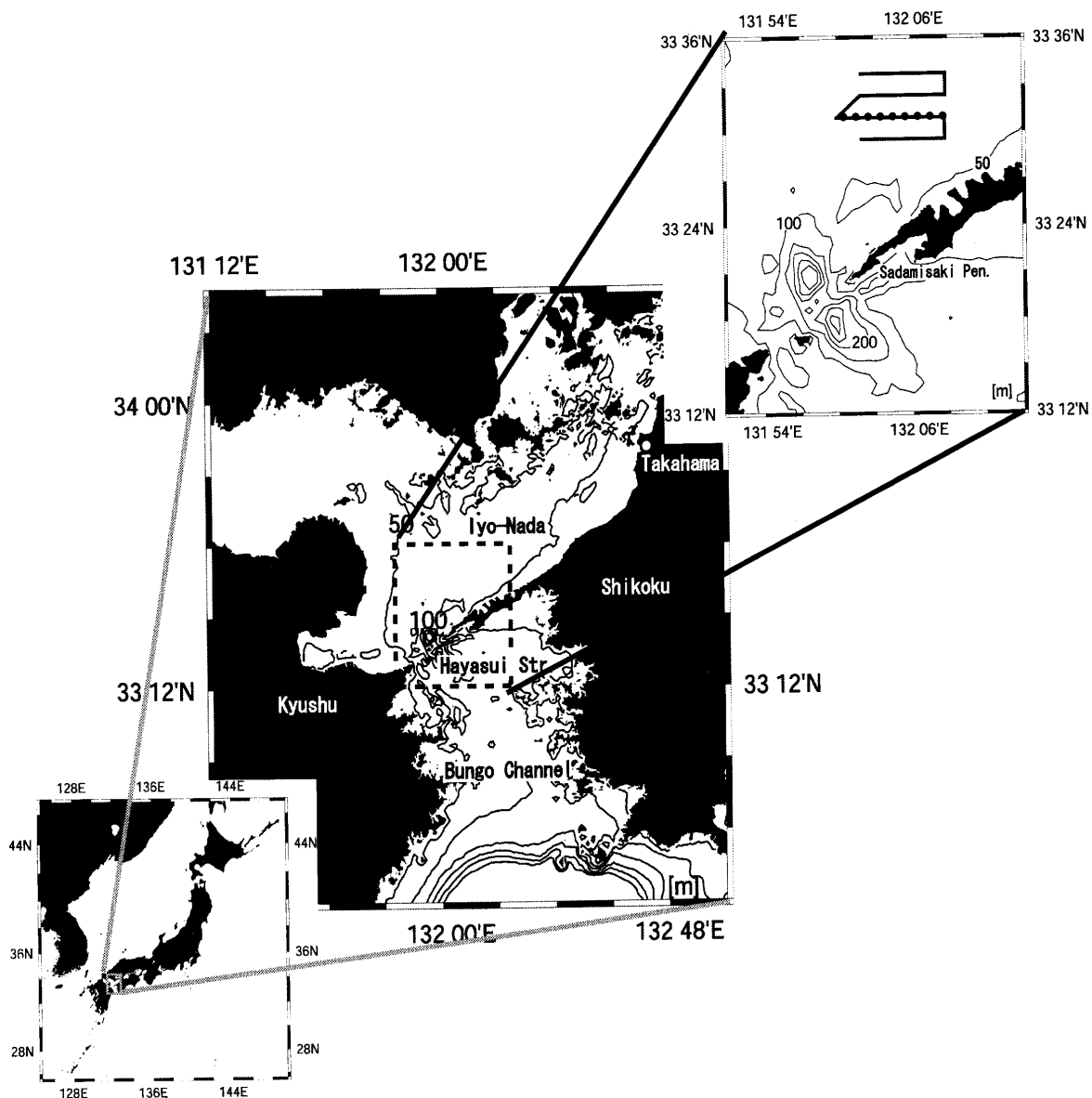


Fig. 1. Observation area around the Hayasui Strait. The area within the dashed square in the center panel is enlarged in the upper right panel. Contour lines show isobaths in meters. Contour interval in the upper right panel is 50 m. Surface water temperature and salinity were continuously observed along the bold line. Temperature, salinity, and chlorophyll (relative value) were measured every 0.1 meters at the closed nine circles, using Clorotec.

の冷水域は左(西)側に見られる混合域に対応している。水温分布は成層域で大まかには3層構造(水深20 m以浅の上層, 20~40 mの中層, 40 m以深の下層)を呈しており, 水平分布で検出された水温フロントは典型的な潮汐フロントであったことがわかる。Fig. 2(c)には密度とクロロフィル(相対値)の鉛直断面分布を示す。実線のコンターラインが示す密度分布から, Fig. 2(a), 2(b)と同様に図の右(東)側に成層域, 左(西)側に混

合域が見られ, フロント周辺の密度構造がほとんど水温で決まっていたことがわかる。また, 図上に破線とハッチで示すクロロフィルの鉛直分布から, ピークの位置は, フロントから成層域側へ行くほど水深が深くなっていた(3~5 kmの位置に注目)ことがわかる。また, クロロフィルは等密度線に沿ってフロント周辺の躍層部に多く存在していた。フロント周辺の表層ではなく, 躍層内に孤立してクロロフィルが多く見

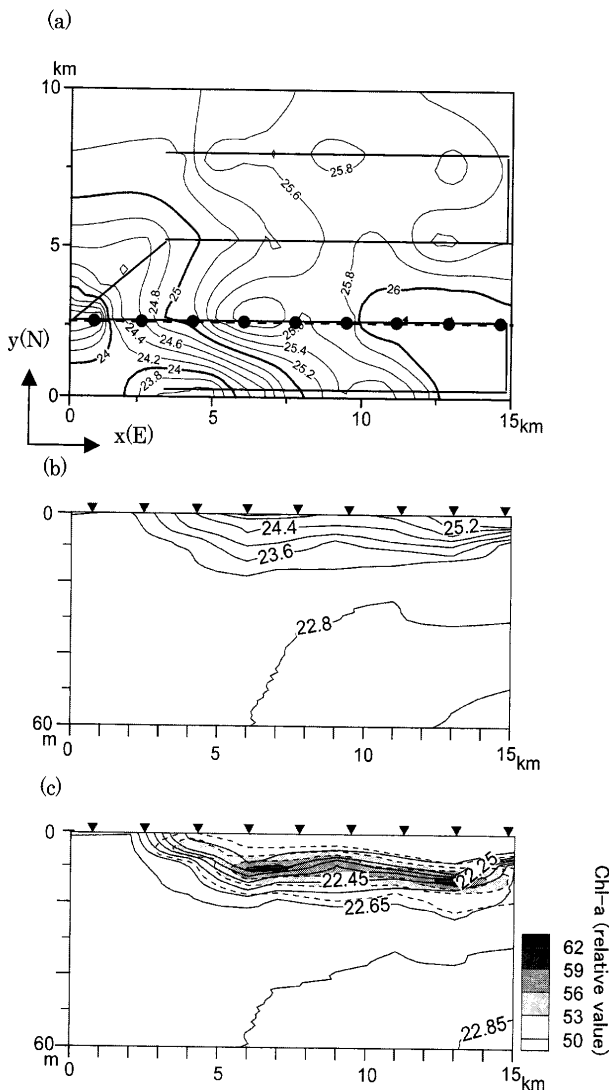


Fig. 2. (a) Horizontal distribution of sea surface temperature. Contour interval is 0.2°C . Solid contour lines show temperature in $^{\circ}\text{C}$. Bold lines have been chosen to emphasize 24, 25, and 26°C isotherm lines. The dotted line represents the Clorotec observation line. (b) Vertical section of the temperature along the dotted line in the upper panel. (c) Vertical section of the density and chlorophyll (relative value) along the dotted line in the upper panel. Solid contour lines show the density, and dotted contour lines with tones show the chlorophyll. Closed triangles represent the location of stations.

られたことは、フロント近傍の収束流による植物プランクトンの集積よりは、混合域から躍層内への栄養塩供給後の植物プランクトンの増殖を示している。ただし、混合域の水塊と同じ密度を持つ成層域中層ではな

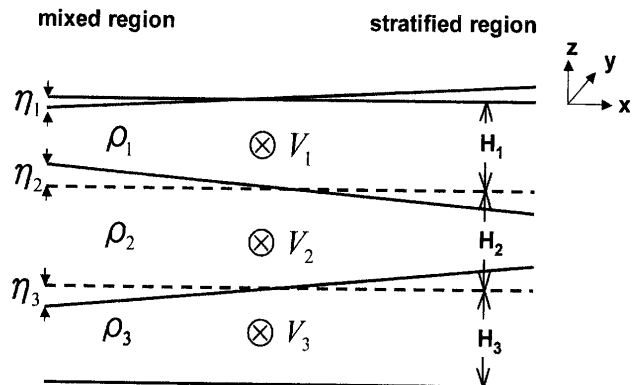


Fig. 3. Three-layer model for the linear stability analysis of baroclinic instability around the tidal fronts. See the text for the definitions of variables in the figure.

く、その上部の躍層内でクロロフィルのピークが見られたことは興味深い。Garrett and Loder (1981) が示唆したような混合域から成層域中層への鉛直二次元的(すなわちフロント方向に一様)な二次流では、このようなクロロフィルのピークを形成する栄養塩輸送経路を説明し難いのではないだろうか。

4. 考察

4.1. 潮汐フロント周辺の傾圧不安定波

— 3層モデルによる線形安定解析 —

観測結果より、潮汐フロントで波長が 10 km 程度の前線波動が検出された。ここでは傾圧不安定波を仮定して、潮汐フロントでどの程度の大きさを持つ波長の波が最も成長しやすいかを調べる。フロントは海底傾斜などによって安定化されない限り力学的に不安定な構造を持つので、潮汐フロント周辺で傾圧不安定波を考えることは自然だろう。フロント周辺の傾圧不安定を表現するために、潮汐フロント周辺海域を準地衡 3 層モデルで単純化し、ここで最大成長率を持つ傾圧不安定波を、線形の安定解析によって求める。Fig. 3 に示すように、フロント周辺の成層構造を上層、混合域から成層域へ貫入する中層、そして下層の 3 層で単純化したモデルを構築する。上層、中層、下層それぞれの静止状態の厚さを H_1 , H_2 , H_3 , 境界面からの変位を η_1 , η_2 , η_3 , そして各層の密度をそれぞれ ρ_1 , ρ_2 , ρ_3

Table 1. Parameters used in the stability analysis.

variables	values
H_1	20 (m)
H_2	20 (m)
H_3	20 (m)
ρ_1	1.0215 (g cm ⁻³)
ρ_2	1.0227 (g cm ⁻³)
ρ_3	1.0229 (g cm ⁻³)
V_1	0.25 (m s ⁻¹)
V_2	- 0.16 (m s ⁻¹)
V_3	- 0.09 (m s ⁻¹)

とする。基本流は各層の方向(フロント方向)にのみ地衡流速 V_1, V_2, V_3 を与えた。

付記 1 を経て導出される 3 層モデルの振動数 ω と y 方向の波数 m の関係式(分散関係式)は、以下の通りである。

$$\frac{-F_2 F_3 (\omega - V_1 m)}{\omega(F_1 + F_2 + m^2) - V_1 m^3 - F_2 V_2 m} + \{\omega(m^2 + F_3 + F_4) - (V_2 m^3 + F^3 V_1 m + F_4 V_3 m)\} - \frac{F_4 F_5 (\omega - V_2 m)(\omega - V_3 m)}{\omega(F_5 + m^2) - V_2 F_5 m - V_3 m^3} = 0 \quad (1)$$

ここで、

$$F_1 = \frac{f^2}{gH_1}, F_2 = \frac{f^2}{g'H_1}, F_3 = \frac{f^2}{g'H_2}, F_4 = \frac{f^2}{g''H_2}, F_5 = \frac{f^2}{g''H_3} \quad (2)$$

であり、このうち f はコリオリパラメータ、また g は重力加速度を示す。さらに reduced gravity は $g' = g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2, g'' = g(\rho_3 - \rho_2)/\rho_3$ と定義している。(1) は振動数 ω に関する 3 次式になっており、 ω が虚数解を持つとき擾乱が指数関数的に増大し傾圧不安定波が成長する。ここでは分散関係式(1)に実際の観測データを参考にした各パラメータ値を Table 1 のように与え、線形安定解析を行なう。なお現実的な範囲で各パラメータを変えても、以降の議論に大きな変化はない(図は略)。ただし流速は観測から得られていないので、潮汐フロントに適合するように与える必要がある。この流速の

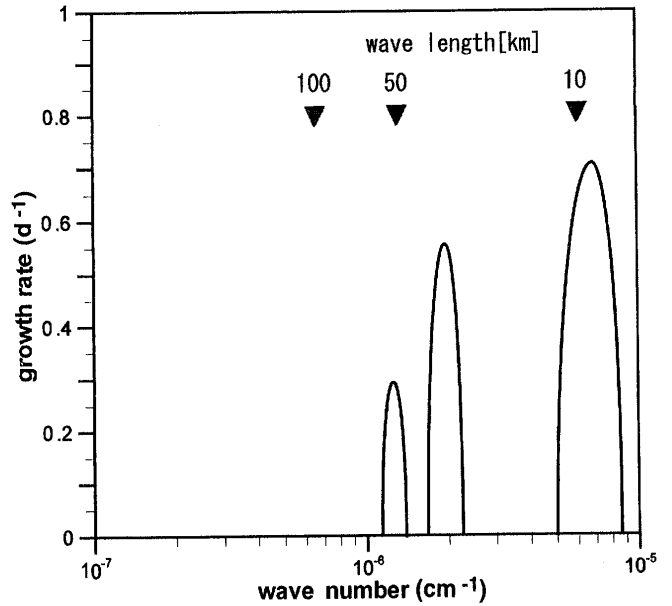


Fig. 4. Relationship between the growth rate and wave number in the model of Fig. 3. Also shown (inverted triangles) are wavelengths corresponding to each wave number.

与え方については付記 2 で示している。付記 2 より得られた中層、下層それぞれの流速 V_2, V_3 は

$$V_2 = \frac{g'' + g'}{g'' - 2g'} V_1 \quad (3)$$

$$V_3 = \frac{-2g'' + g'}{g'' - 2g'} V_1 \quad (4)$$

となり、上層の流速 V_1 と関係付けることができる。上層の流速 V_1 は観測値を用いて地衡流計算(潮汐フロントは傾圧モードの現象なので、鉛直積分流速が 0 になるように調整した)を行ない、フロント周辺の代表的な表層流速の値として 25 cm s⁻¹ を与えた。

振動数 ω が虚数解になる時の虚部 ωi (傾圧不安定波の成長率)と波数 m の関係を Fig. 4 に示す。図より最大成長率を持つ波の波長は 10 km 程度となり、観測値と非常によく一致することがわかる。このことは、観測した前線波動のうねりが、概ね傾圧不安定波で説明できることを示す。また、ここで用いた各パラメータや単純化した 3 層モデルは、夏季の内湾に見られる潮汐フロント域に典型的なものであり、したがって 10 km 程度の波長を持つ前線波動は、他の海域のフロント周辺にも普遍的なものと考えられる。

4.2. 前線波動に伴うフロント横断方向の栄養塩輸送 — 数値モデルによる評価 —

4.2.1. モデルの説明

前述した傾圧不安定波の線形安定解析の結果が観測値とよく一致していたため、傾圧不安定波を起こすことで潮汐フロント周辺の輸送過程を再現できると考え、以下のような数値モデルを構築した。なお先述したように、本研究で観測した水温と密度の分布は非常に似通っていたので、塩分は35と一様にしてモデルを単純化している。

モデルには Princeton Ocean Model (POM; Mellor, 2003) を用いた。計算海域は水平方向 50 km×50 km で、そして前節の安定解析とは異なるが、速吸瀬戸を含む沿岸海域の典型的な値として水深 100 m と設定した箱型である。モデルの形状を Fig. 5 に示す。後述するモデルの結果が示すように、この箱型海域においても最大成長率を持つ波長は 10 km 程度になる。グリッド幅は、波長 10 km 程度の波がよく表現できるよう、500 m とした。鉛直方向は各層 5 m の計 20 層で分割した。 x 方向 (フロント方向) の境界には、両端とも 5 km のスポンジ層を置いて、水温や流速の計算値が後述する初期条件に時間スケール 1 日で戻るように設定した。ただし、スポンジ層の時間スケールは、両端から 5 km の範囲で線形に変化させ、スポンジ層の外縁 ($x = 5$ km, 45 km) で諸量のナッジング項が 0 になるようにした。 y 方向 (フロント横断方向) の境界は壁とした。すなわち、このモデルは x 方向に関する流入出モデルになっている。

水温の初期条件は、本研究の観測で得た鉛直方向の水温差や混合域の水温を参考に、潮汐フロント周辺を模して x 方向に一様に与えた [Fig. 5(a)]。流速の初期条件には、傾圧モードの現象なので、鉛直積分流速が 0 になるように調整した地衡流を与えた [Fig. 5(b)]。また、栄養塩の混合域から成層域への輸送 (供給) 経路を調べるために、初期条件で混合域側 ($y > 25$ km の範囲) のみに濃度 1 の passive tracer を置いた。

水平粘性・拡散係数には、POM がオリジナルのコードで提供している Smagorinsky diffusivity を、また鉛

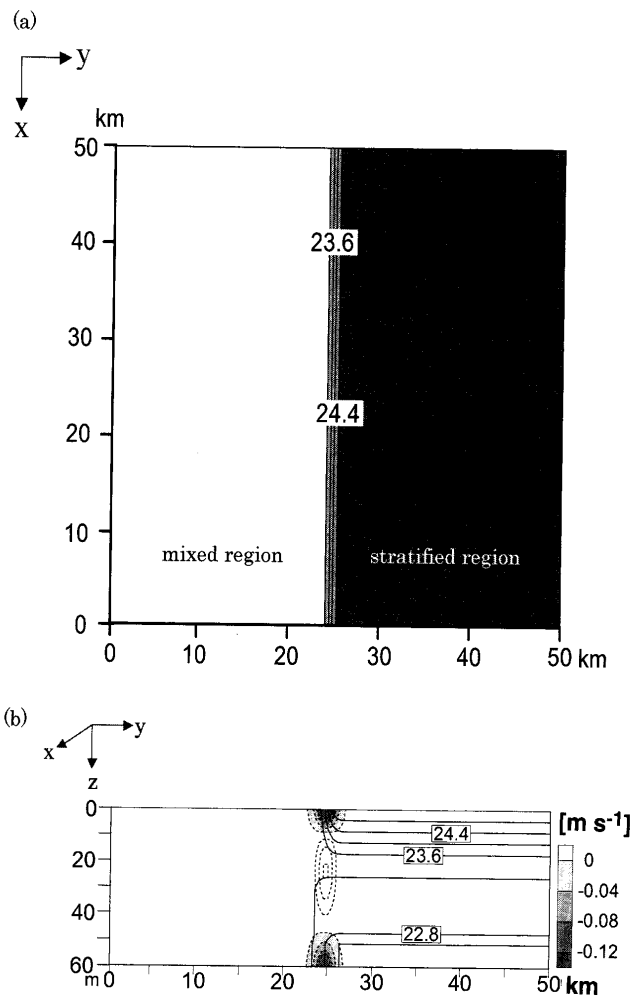


Fig. 5. Area and initial condition of the numerical model. (a) Horizontal distribution of the sea surface temperature. Contour interval is 0.4°C . (b) Vertical distribution of temperature (solid lines) and velocity (dashed lines) in the direction. Tones are used to show positive velocities. Contour intervals of the temperature and velocity are 0.4°C and 0.04 m s^{-1} , respectively.

直粘性・拡散係数には Mellor and Yamada (1982) の 2.5 層クロージャー スキームを用いた。

上述した数値モデルによって、初期に与えた潮汐フロントが前線波動によって崩壊してゆく様子を 10 日間にわたって観察した。このモデルでは、海面加熱による成層の発達や潮汐混合などのフロント形成過程を考慮していない。したがって、前線波動の発達に伴うフロント横断方向の輸送過程を観察できるのは、初期状態から崩壊にいたるまでの一度だけになる。

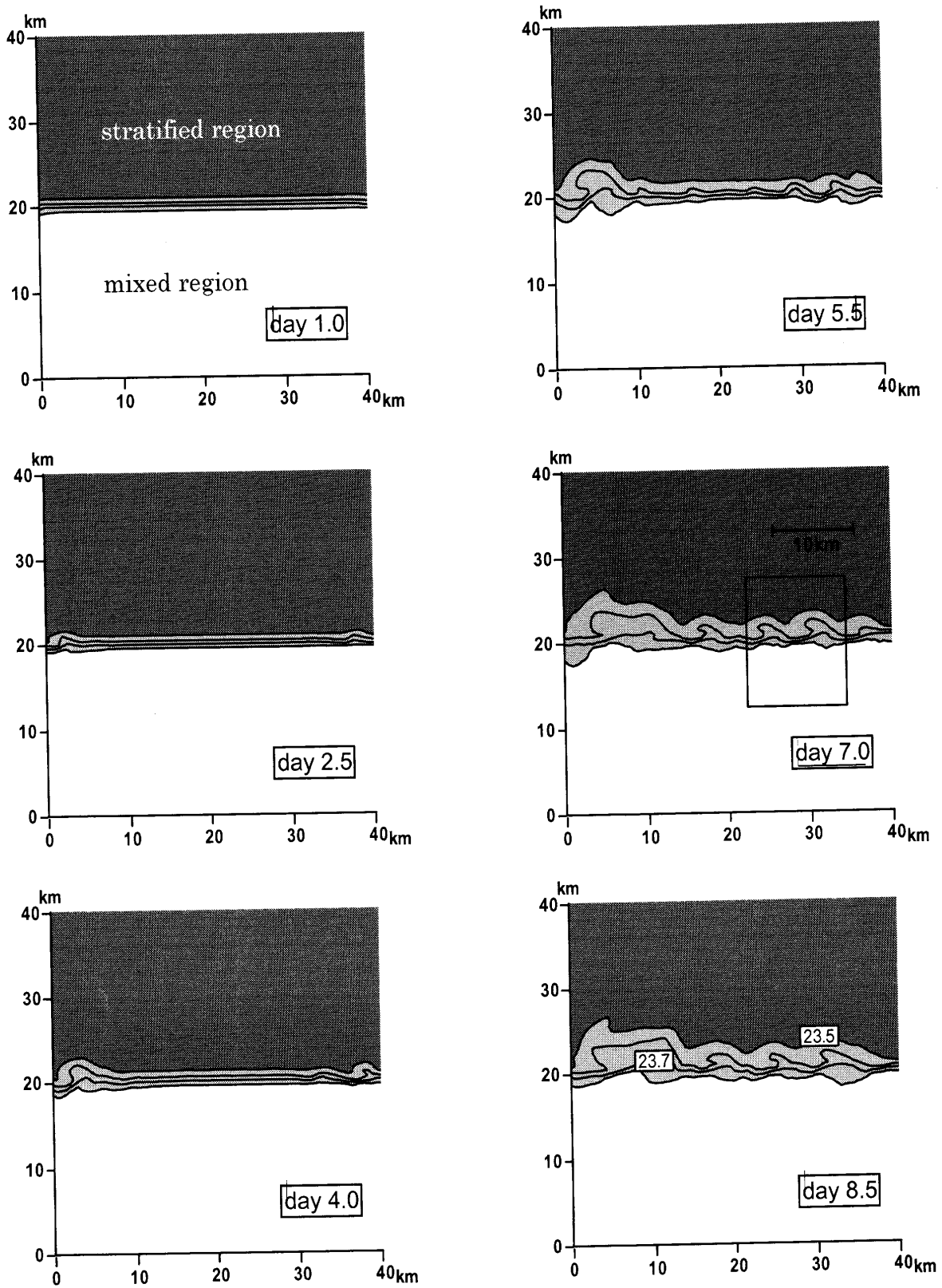


Fig. 6. Temporal variation of the horizontal distribution of the sea surface density every 1.5 day in the numerical model. The lower right panel represents the result on day 8.5 from the beginning of the calculation. Areas between 23.5 and $23.8\sigma_t$ isopycnals and less than $23.5\sigma_t$ are shaded to emphasize frontal waves. The area within the square on day 7.0 is enlarged in Fig. 7.

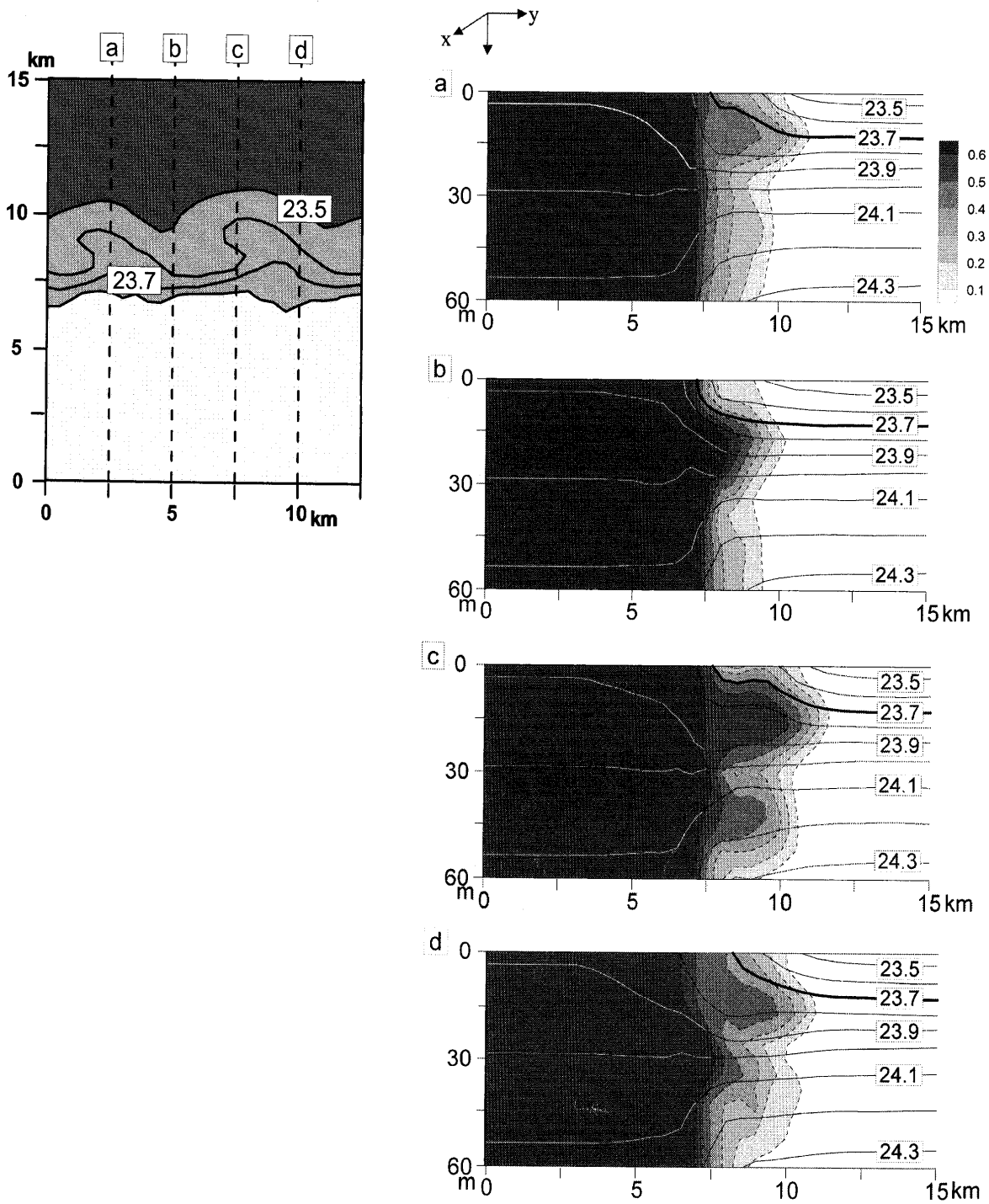


Fig. 7. Subsurface intrusion of the passive tracer around the tidal front of the model. Locations of vertical sections a, b, c, and d are shown by dashed lines in the left panel. Note that the area within the square on day 7.0 in Fig. 6 is enlarged here. Right panels show vertical distributions of the density and passive tracer concentration at each cross section. Solid contour lines show the isopycnal in σ_t . Dotted contour lines with tones show the vertical distribution of the passive tracer. Bold lines show the $23.7\sigma_t$ isopycnal.

4.2.2. 数値モデルで再現した前線波動とフロント横断方向への輸送過程

Fig. 6 に表層密度水平分布の時間発展を示す。計算開始 1.0 日後から 1.5 日おきに表示し、最後は 8.5 日後と

なっている。ここではスポンジ層を除いた領域を示している。初期状態では、直線状のフロントに時間経過とともに乱れが生じ、5.5 日以降にはフロントに波長 5~10 km 程度の明瞭な前線波動が観察できる。この波長は

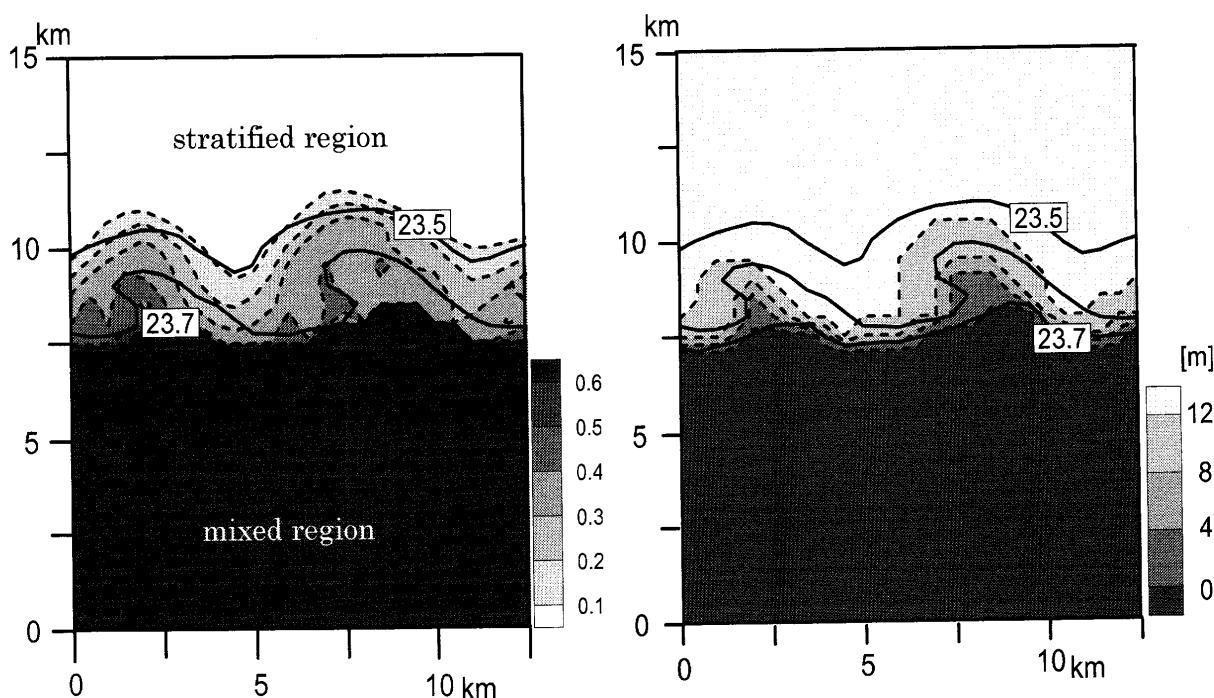


Fig. 8. Horizontal distributions of the passive tracer concentration on the $23.7\sigma_t$ isopycnal surface (left panel) and depth of the isopycnal surface (right panel). To compare with the phase of the frontal eddy, contour lines of the surface density are superimposed on each panel by the solid line. Note that the area within the square on day 7.0 in Fig. 6 is enlarged here.

観測結果や安定解析の結果と概ね一致している。Fig. 7に4断面(左図の7a, 7b, 7c, 7d)での passive tracerの鉛直断面分布を示す。これらの断面は、Fig. 6の7.0日目に描いた矩形領域の前線波動を切り出し(Fig. 7左図に拡大)、この波動のすべての位相を網羅するよう選定した。なお、拡大したFig. 7左図で示されるように、観測したフロントと同様に、モデルのフロントの先鋭度は前線波動の山で急である一方、谷で緩やかであった($23.5\sim 23.7\sigma_t$ の等密度線に注目されたい)。Fig. 7の鉛直断面分布で明らかのように、どの断面でも混合域の passive tracer が成層域の亜表層へと貫入していた。特に、太い実線で示す $23.7\sigma_t$ の等密度線に沿った、表層から成層域上層への貫入が顕著であった。混合域の水塊と同じ密度(このモデルでは $24.1\sigma_t$)を持つ成層域中層ではなく、その上部に貫入のピークがある passive tracer 分布は、クロロフィル極大の存在が栄養塩の躍層内への輸送を示す観測事実と符合する。Fig. 8右図

の説明で述べるように、混合域の水塊は、フロント周辺の表層から、等密度線に沿って成層域深部へと貫入していた。そのため、フロント近傍では、混合域の水塊と同じ密度層よりやや浅い密度層に貫入のピークがあったと考えられる

4.2.3. フロント横断方向への栄養塩輸送に対する前線波動の寄与

本研究の数値モデル結果では、 $23.7\sigma_t$ の等密度線を中心に混合域から成層域への passive tracer の貫入がみられたことから、この貫入と前線波動の位相関係を解析した。Fig. 8に $23.7\sigma_t$ 等密度面での passive tracer の分布と、その等密度の深さの水平分布を示した。また、前線波動の表層での位置を表すために、Fig. 7左図の表層密度の分布を実線で重ねている。この図から、passive tracer (すなわち実海域での栄養塩) は波動の

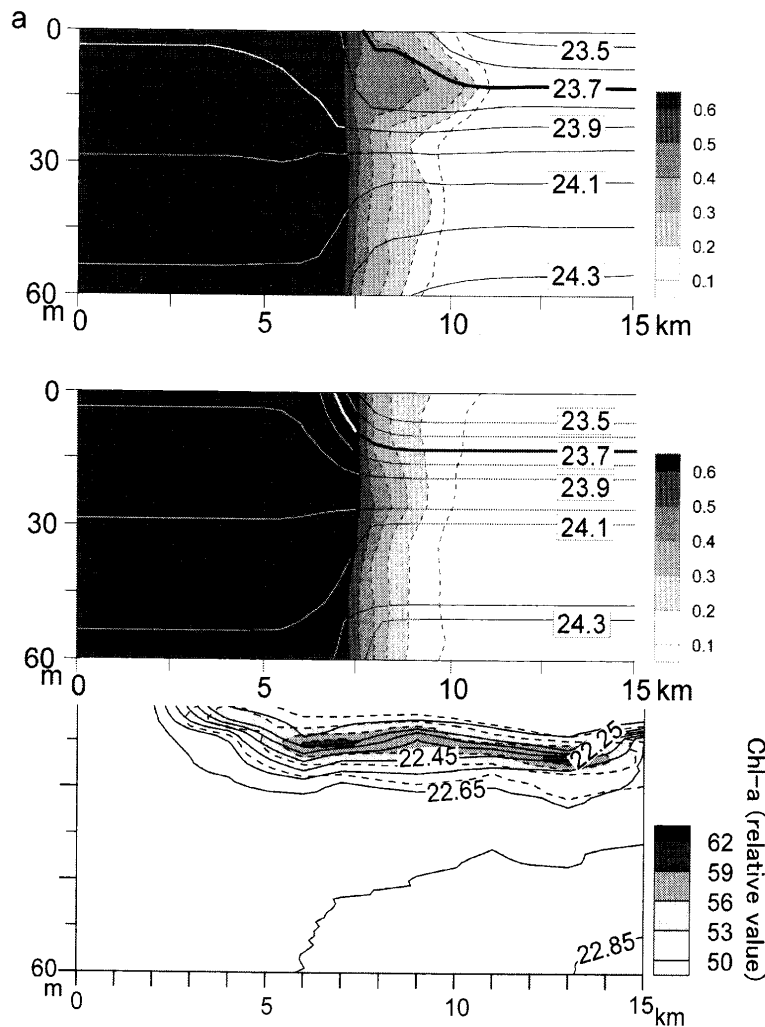


Fig. 9. Vertical distributions of the density and passive tracer concentrations on day 7.0 in the numerical model. The upperleft panel is for the frontal wave type (FW type), and the middleright panel is for the Garrett and Loder type (GL type). Solid contour lines show isopycnals, and dotted contour lines show the passive tracer concentration. The lower left panel represents the observed vertical section of the density (solid lines) and chlorophyll (relative value; dotted lines with tones).

谷でより成層域側へ貫入しており、山では谷ほど成層域側へは貫入していなかったことが明らかである。つまり、passive tracerの貫入の仕方が明らかに前線波動の位相と関連付けられることから、前線波動によって混合域の栄養塩が成層域側へとフロント横断方向に輸送されていた。なお、等密度面の深さの分布をみると、passive tracerが等密度面に沿って成層域に貫入するに当たって、その位置が次第に深くなっていた。このことは、混合域からの栄養塩輸送で維持されるクロロフィル極大を示す水深が、フロントから成層域へ向かって深くなる観測事実と符合する。

次に、前線波動の有無に応じた混合域から成層域への栄養塩輸送過程を比較することで、前線波動の輸送に対

する寄与を確認した。これまでの実験に加えて、運動方程式の移流項を削除した線形モデルで同じ計算を行ない、前線波動を伴わないフロント周辺のpassive tracerの分布を求めた。それぞれの場合での7.0日目のpassive tracerの鉛直断面分布 (Fig. 7に示す破線 aでの分布) をFig. 9に示す。前線波動を伴わない場合、中層貫入を引き起こすメカニズムはGarrett and Loder (1981)の二次流のみとなる。したがって、断面分布は、フロントに沿った方向のどこを取ってもほぼ同様のものとなる。ここでは、前線波動が存在する場合をfrontal wave型 (以降、FW型)、存在しない場合をGarrett and Loder型 (GL型)と呼ぶ。

Fig. 9で明らかなように、前線波動を伴うFW型の

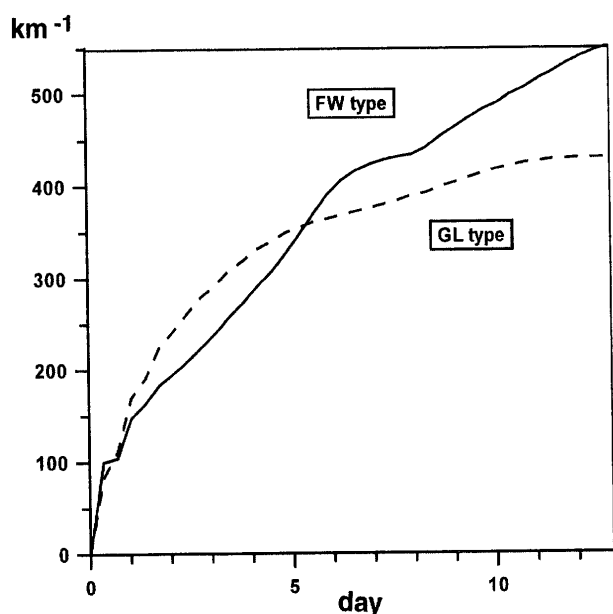


Fig. 10. Time series of the amount of passive tracer that flows into the stratified region from the mixed region. The value is divided by the total length of the model domain in the direction. See the text for the detailed definition of the values. Solid line shows the time series of frontal wave type (FW type) and dotted line shows that of the Garrett and Loder type (GL type).

方が、明らかに混合域の栄養塩が長く成層域へ貫入しており、また、前述したように貫入深度も観測事実と符合して浅かった。GL型の passive tracer 分布と、観測による密度・クロロフィルの鉛直断面分布 (Fig. 9 下図) とを比べると、GL型では混合域と同じ密度を持つ成層域中層で最も顕著な貫入があり、これは観測事実と符合しない。すなわち、潮汐フロント周辺の躍層内のクロロフィル極大形成は、前線波動が供給する栄養塩によって維持されていたのである。

最後に、前線波動の有無に応じた混合域から成層域への栄養塩の流入量の違いを比較した。混合域から成層域へ流入した単位幅あたりの passive tracer 量 (Q) を

$$Q = \int_0^t \int_A V C dA dt / L \quad (5)$$

で評価した。ここで、 V は y 方向 (フロント横断方向) の流速、 C は passive tracer の濃度、 A は混合・成層域間の境界 (すなわち $y = 25$ km) におけるモデルの鉛

直断面全体にわたる空間積分を意味し、 t は計算時間、 L は x 方向 (フロント方向) のモデルの長さを表している。 Q の時系列を Fig. 10 に示す。前線波動が存在する FW 型の方が、特に 5.5 日目以降に輸送量が多くなる。Fig. 6 を見ると 5.5 日目までは前線波動は大きく発達せず、それ以降急速に成長していたことがわかる。つまり、前線波動の発達に応じてより多くの passive tracer (実海域では栄養塩) が成層域側へと供給されていた。したがって、フロント周辺の躍層におけるクロロフィル極大の形成には、前線波動による混合域から成層域へのフロント横断方向の栄養塩輸送が重要と考えられる。

5. おわりに

瀬戸内海西部の速吸瀬戸における潮汐フロントの横断観測の結果、波長 10 km 程度の前線波動をフロント周辺で検出した。また、クロロフィルは、成層域中層中ではなく、その上部の躍層内で等密度線に沿った極大域の分布を示した。このことは、フロント周辺の混合域から成層域躍層部への持続的な栄養塩輸送を示している。本研究では、この栄養塩輸送と前線波動の関係を研究した。

まず、観測データを参考に潮汐フロント場を模した準地衡モデルを構築し、線形の安定解析を行なった。これによって、観測で検出した前線波動が、最大成長率を持つ傾圧不安定波であることを示した。また、数値モデルでも同程度の波長を持つ前線波動を再現した。さらに、数値モデルにおいて栄養塩を模した passive tracer の挙動をみることで、前線波動が引き起こすフロント横断方向の混合域から成層域躍層部への栄養塩輸送過程を示した。数値モデルを用いて、前線波動を考慮しない GL 型の二次流による中層貫入と、前線波動による FW 型中層貫入を比較した。後者の方が、観測が示唆する躍層への栄養塩輸送と符号して浅い貫入深度を持ち、また前線波動の発達過程に連動して、GL 型よりも多くの passive tracer を運ぶことができた。これらのことから、実海域の潮汐フロント周辺でしばしば観測される躍層でのクロロフィル極大形成には、GL 型による栄養塩のフロント横断方向への輸送だけではなく、前線波動による輸送が重要と考えられる。

なお、本モデルでは海面加熱や潮汐混合といったフロント形成過程に関わる要素を考慮していない。前線波動の発達に伴うフロント横断方向の輸送が観察できるのは、初期に与えた潮汐フロントが前線波動によって崩壊するまでの一度だけである。今後はフロントの維持過程を組み入れた数値モデルを構築することで前線波動を持続的に存在させ、これに伴う潮汐フロント横断方向の海水輸送量の定量的評価を行なっていきたい。前線波動に伴うフロント横断方向の海水輸送を定量的に評価することで、潮汐フロント周辺における栄養塩の中層貫入量が正しく評価でき、ひいては周辺における低次生態系の活性の定量的評価にも資することだろう。

謝 辞

観測にご協力いただいた九州大学大学院 総合理工学府 沿岸海洋環境学研究室の青木 一弘氏に深く感謝する。

References

- Garrett, G. J. R. and J. W. Loder (1981): Dynamical aspects of shallow sea fronts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A302**, 563-581.
- Isobe, A., E. Fujiwara, P. -H. Chang, K. Sugimatsu, M. Shimizu, T. Matsuno, and A. Manda (2004): Intrusion of less saline shelf water into the Kuroshio subsurface layer in the East China Sea. *J. Oceanogr.*, **60**, 853-863.
- Mellor, G. L. and T. Yamada. (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Mellor, G. L. (2003): Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Program Atmos. Ocean. Sci. Princeton Univ.*, Princeton, NJ 08544-0710.
- Simpson, J. H. and J. R. Hunter (1974): Fronts in the Irish Sea. *Nature*, **250**, 404-406.
- Takeoka, H., O. Matsuda, and T. Yamamoto (1993): Processes causing the chlorophyll a maximum in the tidal front in Iyo-Nada, Japan. *J. Oceanogr.*, **49**, 57-70.
- Yamamoto, T., T. Hashimoto, H. Takeoka, T. Sugiyama, and O. Matsuda (2000): Middle layer intrusion as an important factor supporting phytoplankton productivity at a tidal front in Iyo Nada, the Seto Inland Sea, Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 131-139.
- 柳 哲雄 (1990): 潮目の科学, 恒星社厚生閣, 169 pp.

付記 1

— 傾圧不安定波の分散関係の導出 —

3層モデルの形状は Fig. 3 に示す。ここでは線形モデルを考えているので、

$$H_1 \gg \eta_1, \eta_2; H_2 \gg \eta_2, \eta_3; H_3 \gg \eta_3$$

と線形近似の範囲で解析を行なった。このモデルの支配方程式は準地衡流近似を施した渦位保存式で、

$$\frac{\partial q_k}{\partial t} - \frac{\partial \psi_k}{\partial y} \frac{\partial q_k}{\partial x} + \frac{\partial \psi_k}{\partial x} \frac{\partial q_k}{\partial y} = 0 \quad (1-1)$$

と表すことができた。ここで、 k は上層からの層の順番 (1, 2, 3) であり、各層の渦位 q_1, q_2, q_3 はそれぞれ、

$$q_1 = F_1 \psi_1 - F_2 (\psi_2 - \psi_1) - \nabla^2 \psi_1$$

$$q_2 = F_3 (\psi_2 - \psi_1) - F_4 (\psi_3 - \psi_2) - \nabla^2 \psi_2$$

$$q_3 = F_5 (\psi_3 - \psi_2) - \nabla^2 \psi_3$$

である。 ψ は流線関数で、地衡流成分が非発散であることから

$$u_{gk} = -\frac{\partial \psi_k}{\partial y}, \quad v_{gk} = \frac{\partial \psi_k}{\partial x}$$

と定義できる。 u と v はそれぞれ x 方向 (フロント横断方向)、 y 方向 (フロント方向) の流速、添え字 g は地衡流成分を示している。係数 F と reduced gravity g', g'' は、

$$F_1 = \frac{f^2}{gH_1}, \quad F_2 = \frac{f^2}{g'H_1}, \quad F_3 = \frac{f^2}{g'H_2}, \quad F_4 = \frac{f^2}{g''H_2}, \\ F_5 = \frac{f^2}{g''H_3}, \quad g' = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} g, \quad g'' = \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3} g$$

と定義している。

次に、流線関数 (ψ) と渦位 (q) を

$$\psi = \bar{\psi} + \psi', \quad q = \bar{q} + q' \quad (1-2)$$

のように基本流 ($\bar{\psi}$) と乱れの寄与分 (ψ') に分ける。ここで、簡単のために基本流 (V_1, V_2, V_3) と乱れを x 方向に均一と仮定し、乱れ \times 乱れの寄与分は小さく無視した。(1-2) を (1-1) に代入すると各層での支配方程式は

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + V_1 \frac{\partial}{\partial y} \right) \left\{ \frac{\partial^2 \psi'_1}{\partial y^2} - (F_1 + F_2) \psi'_1 + F_2 \psi'_2 \right\} \\ + (F_1 + F_2) V_1 \frac{\partial \psi'_1}{\partial y} - F_2 V_2 \frac{\partial \psi'_1}{\partial y} = 0 \quad (1-3)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + V_2 \frac{\partial}{\partial y}\right) \left\{ \frac{\partial^2 \psi_2}{\partial y^2} + F_3 \psi_1 - (F_3 + F_4) \psi_2 + F_4 \psi_3 \right\} - F_3 V_1 \frac{\partial \psi_2}{\partial y} + (F_3 + F_4) V_2 \frac{\partial \psi_2}{\partial y} - F_4 V_3 \frac{\partial \psi_2}{\partial y} = 0 \quad (1-4)$$

$$-fV_2 = -gG_1 - g'G_2 \quad (2-2)$$

$$-fV_3 = -gG_1 - g'G_2 + g''G_3 \quad (2-3)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + V_3 \frac{\partial}{\partial y}\right) \left\{ \frac{\partial^2 \psi_3}{\partial y^2} - F_5(\psi_3 - \psi_2) \right\} - F_5 V_2 \frac{\partial \psi_3}{\partial y} + F_5 V_3 \frac{\partial \psi_3}{\partial y} = 0 \quad (1-5)$$

と変形できる。

乱れは y 方向に伝播する波動を想定し

$$\psi'_k = \hat{\psi}_k e^{i(my - \omega t)} \quad (1-6)$$

とおいた。 m は y 方向へ伝播する波の波数、 ω は振動数、 $\hat{\psi}$ は振幅である。(1-6) を各層の支配方程式 (1-3), (1-4), (1-5) に代入し、各層の振幅 ($\hat{\psi}_1, \hat{\psi}_2, \hat{\psi}_3$) を消去すると、

$$\frac{-F_2 F_3 (\omega - V_1 m)}{\omega (F_1 + F_2 + m^2) - V_1 m^3 - F_2 V_2 m} + \{ \omega (m^2 + F_3 + F_4) - (V_2 m^3 + F^3 V_1 m + F_4 V_3 m) \} - \frac{F_4 F_5 (\omega - V_2 m) (\omega - V_3 m)}{\omega (F_5 + m^2) - V_2 F_5 m - V_3 m^3} = 0 \quad (1-7)$$

を得た。この (1-7) が安定解析のための波数と振動数の関係式 (分散関係式、本文の (1) 式) となる。

付記 2

— 潮汐フロントの流速鉛直分布の与え方 —

Fig. 3 に示すように、上層と中層の内部境界面は右下がりの水平勾配、中層と下層の境界面は左下がりの水平勾配を持つように各層の流速を決定した。

海表面、上層・中層の境界面、そして中層・下層の境界面の水平勾配を、それぞれ

$$\frac{\partial \eta_1}{\partial x} = G_1, \quad \frac{\partial \eta_2}{\partial x} = G_2, \quad \frac{\partial \eta_3}{\partial x} = G_3$$

とおいた。基本場の流れは地衡流平衡に達していると仮定し、 y 方向にのみ流れを持つ潮汐フロント周辺での各層の運動方程式は、

$$-fV_1 = -gG_1 \quad (2-1)$$

となった。

次に、簡単のために

$$G_2 = -G_3 \quad (2-4)$$

とし、上層と中層の境界面、中層と下層の境界面を同じ大きさで逆向きの勾配を与えた。各層の厚さ H_1, H_2, H_3 は、観測結果を参考に、すべて同じ厚さとした。ここでは、傾圧モードの運動場を考えているので、鉛直積分した流量がゼロになるため

$$V_1 + V_2 + V_3 = 0 \quad (2-5)$$

となる。この (2-4), (2-5) と先程の各層の運動方程式 (2-1), (2-2), (2-3) から、 V_1, V_2, V_3 それぞれを求めると、

$$V_1 = \frac{g'' - 2g'}{3f} G_2 \quad (2-6)$$

$$V_2 = V_1 + \frac{g'}{f} G_2 \quad (2-7)$$

$$V_3 = V_1 + \frac{g' - g''}{f} G_2 \quad (2-8)$$

となる。(2-6), (2-7), (2-8) より、 V_2, V_3 は、

$$V_2 = \frac{g'' + g'}{g'' - 2g'} V_1 \quad (2-9)$$

$$V_3 = \frac{-2g'' + g'}{g'' - 2g'} V_1 \quad (2-10)$$

となる。最終的に、 V_2, V_3 は (2-9), (2-10) のように V_1 と関係付けて表すことができる。本モデルにおける上層流速 V_1 の値は、観測密度分布から求めた表層地衡流速の最大値の半分 (すなわち周辺海域の流速 0 との平均) を与えている。

Frontal Waves and Nutrient Transport around Tidal Fronts

Kyoko Fukuda [†], Atsuhiko Isobe [‡], Atsushi Kaneda ^{**}, Shinya Magome ^{††},
Hidejiro Oonishi ^{**}, and Hidetaka Takeoka ^{**}

Abstract

Frontal waves around tidal fronts and their influences on the cross-frontal nutrient transport were investigated by the observation around the Hayasui Strait in the western part of the Seto Inland Sea, and by linear stability analysis and numerical modeling. A frontal wave with a wavelength of about 10 km was detected in the field observation. Using stability analysis, the wave was explained by a baroclinic instability wave with the maximum growth rate. In addition, the numerical model well reproduced frontal waves with nearly the same wavelength. In the numerical model, passive tracers representing nutrients in the real ocean were carried from the mixed region into the thermocline of the stratified region by the cross-frontal transport associated with frontal waves. These results therefore suggest that the cross-frontal nutrient transport caused by frontal waves is important to produce thermocline chlorophyll-*a* maxima that have been observed frequently around tidal fronts in the real ocean.

Key words: tidal front, frontal wave, maximum growth rate, nutrient transport

(Corresponding author's e-mail address: kfukuda@esst.kyushu-u.ac.jp)

(Received 5 February 2005; accepted 15 February 2006)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2006)

[†] Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University, 6-1 Kasuga-koen, Kasuga, Fukuoka 816-8580, Japan

[‡] Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University, 6-1 Kasuga-koen, Kasuga, Fukuoka 816-8580, Japan

^{**} Center for Marine Environmental Studies, Ehime University, 2-5 Bunkyocho, Matsuyama, Ehime, 790-8577, Japan

^{††} National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Hirosuehiro, Kure, Hiroshima, 737-0197, Japan