

浅水感潮域における密度成層の変動特性

VARIABILITY OF STRATIFICATION IN SHALLOW TIDAL ESTUARY

川西 澄¹・筒井 孝典²
Kiyosi KAWANISI and Takanori TSUTSUI

¹ 正会員 工博 広島大学大学院助教授 工学研究科社会環境システム (〒739-8527 東広島市鏡山 1-4-1)

² 学生員 広島大学大学院 工学研究科社会環境システム (〒739-8527 東広島市鏡山 1-4-1)

A long-duration observation of stratification has been conducted in the Ohta Estuary. During the spring tide, the data demonstrate a semi-diurnal stratification cycle driven by tidal straining of freshwater-induced horizontal density gradient. The wind-driven current induced by a land and sea breeze brings about diurnal stratification cycle during the neap tide. During the neap tide, the change of stratification is mainly caused by the variation of surface density. In addition to the short cycle of stratification, the spring-neaps mixing cycle and the variation of river discharge bring about the longer period of stability. The current profiler mooring observation shows that the velocity gradient during the ebb is larger than the flood velocity gradient. This results in the stronger tidal straining during the ebb tide. The well-mixed condition around the low water slack is associated with the small depth and strong tidal stirring.

Key Words: stratification, density current, tidal flow, wind-driven current, estuaries

1. はじめに

一般に、河口域では河川から流入する淡水のために、強い密度の水平勾配が存在する。そのため、密度成層強度は潮流によって短時間に大きく変動する。こうした密度成層の変動を引き起こす物理機構として、Simpson ら¹⁾ は潮流の流速分布による密度場の変動機構と潮流の混合作用を考え、それぞれ Tidal Straining と Tidal Stirring²⁾ と呼んだ。密度成層の強弱は物理量や物質の鉛直輸送に大きく影響するのはもちろん、エスチャリー循環による水平方向の物質輸送量を変化させる³⁾。

Sharples and Simpson⁴⁾ は Tidal Stirring による密度場の変動に伴い、間欠的な密度流が生じることを示している。また、Linden and Simpson^{5,6)} は鉛直混合強度によって重力循環流の強さが変化する過程を気泡により乱流強度を変化させる実験を行って調べている。こうした密度成層、鉛直渦動粘性と鉛直循環流の相互作用、変動過程はエスチャリーにおける物質の長期的な輸送に大きく影響していると考えられる。

従来の研究は、潮汐による水深の変化が無視できるような、水深が数10mの沿岸域を対象としており、河川感潮域のように平均水深が浅く、水深変化が無視できないような水域における密度成層の変動特性

は必ずしも明らかではない。本研究では、平均水深と潮差が同程度である太田川感潮域で行った約1ヶ月間の表底層密度の連続観測から、密度成層変動の実態を明らかにするとともに、成層の強化と破壊の機構を考察する。

2. 観測地点と測定方法

浅水感潮域における密度成層の時間変動特性を明らかにするため、広島市西部に位置する太田川放水路の河口から約2.5km上流で表底層の密度と流速分布の連続観測を行った。観測地点を図-1に示す。太田川放水路は河口から約9km上流で市内派川と分派しており、放水路上流端には祇園水門、市内派川側には大芝水門がある。平常時、祇園水門の開度は0.1m、大芝水門は全開になっている。

観測期間は2003年5月13日から同年6月10日である。河床上30cmの位置に多項目水質計(アレック電子社製TPMクロロテック)を設置するとともに、水温塩分計(アレック電子社製COMPACT-CT)を測定深さが20cmになるようにブイに係留し、表底層の密度を連続測定した。それぞれのサンプリング間隔は10分と2分である。5月13日から5月17日までは密度の測定とともに、ブイに係留した超音波ドップラー流速計(Nortek社製1.5MHz-NDP)によ

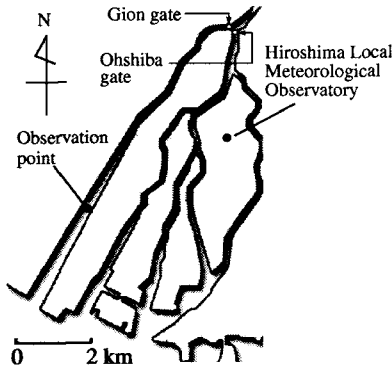


図-1 観測地点

り測定層厚 0.25 m で深さ 0.75 m 以深の流速を測定した。

3. 密度成層の時間変動機構

Simpson and Hunter⁷⁾ は密度成層の強さを表す指標として、水柱のポテンシャルエネルギーに着目し、成層状態にある水柱を一様な状態にするのに要する単位体積あたりのエネルギー ϕ を考えた。

$$\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\hat{\rho} - \rho) g z dz \quad (1)$$

ここで h は水深、 ρ は密度、 $\hat{\rho}$ は水深平均密度、 z は水面を 0 とした鉛直座標である。相対深さ $\zeta = z/h$ を用いると ϕ は

$$\phi = h \int_{-1}^0 (\hat{\rho} - \rho) g \zeta d\zeta \quad (2)$$

と表され、 ϕ の時間変化は

$$\begin{aligned} \frac{\partial \phi}{\partial t} &= h \frac{\partial}{\partial t} \int_{-1}^0 (\hat{\rho} - \rho) g \zeta d\zeta \\ &\quad + \frac{\partial h}{\partial t} \int_{-1}^0 (\hat{\rho} - \rho) g \zeta d\zeta \\ &= \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_1 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_2 \end{aligned} \quad (3)$$

となる。

密度の水平勾配と移流によって引き起こされる密度変化は

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -u \frac{\partial \rho}{\partial x}; \quad \frac{\partial \hat{\rho}}{\partial t} = -\hat{u} \frac{\partial \hat{\rho}}{\partial x} \quad (4)$$

のように表される ($\hat{u}$ は水深平均流速)。 (4) 式を用いると、 (3) 式の右辺第一項に対する移流の寄与 $(\partial \phi / \partial t)_{1a}$ は、密度の水平勾配が深さによって変化しなければ

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{1a} = h \frac{\partial \rho}{\partial x} \int_{-1}^0 (u - \hat{u}) g \zeta d\zeta \quad (5)$$

から評価できる。

a) 潮流の流速分布の影響

潮流のシアーによって密度成層が大きく変動する現象は Tidal Straining と呼ばれており¹⁾、 (5) 式から

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{st} = gh \frac{\partial \rho}{\partial x} \int_{-1}^0 (u - \hat{u}) \zeta d\zeta = \alpha gh \hat{u} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (6)$$

ここで、 α は流速分布によって決まる定数で、Bowden⁸⁾ によって与えられた分布

$$u(\zeta) = \hat{u}(1.15 - 0.425\zeta^2) \quad (7)$$

を使うと、 $\alpha = 0.031$ となる。流速分布が直線分布なら、 $\alpha = 1/12$ である。

b) 鉛直循環流の影響

滑りなし条件を満足するエスチャリー循環の流速分布は

$$u(\zeta) = \frac{gh^3}{48N_z\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} (1 - 9\zeta^2 - 8\zeta^3) \quad (8)$$

のように表される (例えば Officer⁹⁾)。ここで、 N_z は鉛直渦動粘性係数である。これを (5) 式に代入すると

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_E = \frac{1}{320} \frac{g^2 h^4}{N_z \rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2 \quad (9)$$

となる。

密度一様な鉛直 2 次元場で鉛直渦動粘性係数を一定、底面剪断応力を水面に働く風応力 τ_s の半分と仮定すると、吹送流の流速分布は

$$u(\zeta) = \frac{h\tau_s}{4N_z\rho} (1 + 4\zeta + 3\zeta^2); \quad \tau_s = k_s \rho_a |W|W \quad (10)$$

と表される。これを (5) 式に代入すると、吹送流による ϕ の時間変化率は

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_W = \frac{gh^2}{48N_z\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} k_s \rho_a |W|W \quad (11)$$

ここで、 W は風速、 k_s は水面摩擦係数、 ρ_a は空気密度である。鉛直渦動粘性係数は近似的に $|\hat{u}|h$ に比例すると考えられ、Bowden¹⁰⁾ は $N_z = 3.3 \times 10^{-3} |\hat{u}|h$ とした。密度成層が強いので、比例定数を Bowden のものよりやや小さくして、 $N_z = 2 \times 10^{-3} |\hat{u}|h$ とおくと¹¹⁾、 (9) 式と (11) 式はそれぞれ

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_E = \frac{25}{16} \frac{g^2 h^3}{\hat{u} \rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2 \quad (12)$$

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_W = \frac{125}{12} \frac{gh}{\hat{u} \rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} k_s \rho_a |W|W \quad (13)$$

となる。

降雨の影響は

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_P = \frac{g}{2} \frac{\partial \rho}{\partial s} sP \quad (14)$$

のように表される³⁾。ここで、 P は降水量 (m/s), s は塩分である。

以上の他に、水面を通しての熱フラックスの影響があるが、本観測地点では密度がほとんど塩分によって決まっているので、温度による密度変化は省略する。

c) 潮流と風による鉛直混合

潮流が底面摩擦によって失うエネルギーの一部は密度成層を破壊するのに使われる⁷⁾。これを Simpson and Bowers²⁾ は Tidal Stirring と呼んでいる。Tidal Stirring は底面剪断応力の仕事率から

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_T = -\varepsilon k \rho \frac{|\hat{u}|^3}{h} \quad (15)$$

ここで、 k は底面摩擦係数、 ε は経験定数（混合効率）で、Simpson and Bowers²⁾ によれば、0.0037 である。

同様に、風による鉛直混合は

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_{ws} = -\delta k_s \rho_a \frac{|W|^3}{h} \quad (16)$$

で評価される。ここで、 δ は ε と同様な経験定数で、沿岸域では $\delta \approx 6\varepsilon$ と言われている³⁾。

4. 結果および考察

(1) 潮汐位相と密度成層

密度の鉛直分布が直線分布であると仮定すると

$$\phi = gh \int_{-1}^0 (\hat{\rho} - \rho) \zeta d\zeta = \frac{1}{12} gh \Delta \rho \quad (17)$$

ここで、 $\Delta \rho$ は表底層間の密度差 $\rho_b - \rho_s$ である。上下層が混合し、中水深に密度躍層がある場合なら、 $\phi = \frac{1}{8} gh \Delta \rho$ である。

5月17日までしか流速を測定していないので、17日以降の水深平均流速は水位変動から推定した。放水路内の潮汐は定在波的な性格を持っており、潮流振幅は潮差に比例していると考えられる。水位変動と水深平均流速の変動の相関解析を行った結果、水深平均流速は水位変化に対して約2.6時間進んでおり、相互相関係数は0.93であった。

図-2に水深平均流速（上流方向を正）の実測値と推定値の比較を示す。流速波形の歪みを除いて両者の経時変化は良く一致していることがわかる。

a) 大潮期の時間変動

図-3(a)に大潮期の測定結果を示す。 ϕ は(17)式を使って求めている。流速は $\zeta = -0.8$ と -0.2 におけるもので、3段目の図に示す D はそれぞれの流速を時間積分して求めた表底層の移流距離である。流速の経時変化は正弦曲線から歪んでおり、水深が大きく減少する場合、底層における下げ潮の最大流速は干潮の直前に発生している。また、上げ潮の最大流速は表底層とも上げ潮期の前半で発生している。

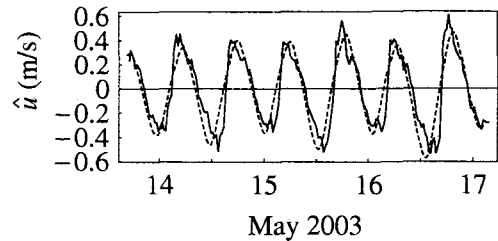


図-2 水深平均流速の実測値（実線）と推定値（破線）

表層と底層の密度は半日周潮の周期変動が卓越しているが、位相は同じではない。底層の密度はスパイク的に減少しており、最小値は干潮時に発生しているが、日潮不等の影響を強く受けて、高低潮時の密度低下は小さい。一方、表層密度は底層密度より早く最小となり、下げ潮の中間付近で最小値を示している。底層における下げ潮流速が最大となる干潮の直前に、表層密度が小さなピークを示していることから、潮流による鉛直混合が下げ潮後期の表層密度の増加原因であると考えられる。

図-3(a)の最下段に示す ϕ の時間変動は、基本的に Tidal Straining に対応する周期的な成層強度の変動 (Strain-Induced Periodic Stratification; SIPS)¹⁾ を示し、上げ潮期はほぼ強混合状態にある。ただし、平均水深が小さいため、上述のように底面で発生する乱流の鉛直混合と大きな水深変化によって、 ϕ の最大は干潮時ではなく、下げ潮初期に起こっている。水深の大きな沿岸域の結果^{1,12)} と異なり、干潮時は混合状態にある。成層強度の時間変動は大きく、潮汐1周期の間に、下げ潮初期の強い成層状態から干潮付近の強混合状態まで出現している。

b) 小潮期の時間変動

小潮期の時系列を風の南北成分（広島气象台）とともに図-3(b)に示す。最下段に示している ϕ の時間変動は大潮期と同様に周期的であるが、その周期は大潮期の2倍で、最大値は高高潮時に起きている。表底層の密度差の変動も大潮期と異なり、密度差は干潮と満潮付近で最大となっている。底層の密度変化は非常に小さく、成層強度の変動はほとんど表層の密度変動によって引き起こされている。

小潮期は潮流が弱く渦動粘性係数も小さいため、表層の密度変動は風の影響を強く受けているものと考えられる。鉛直渦動粘性係数を $N_z = 2 \times 10^{-3} |\hat{u}| h = 0.0012 \text{ m}^2/\text{s}$ とすると、(10)式から風速4m/sの風により、潮流振幅に匹敵する約0.15m/s（風速の3.5%で0.14m/s）の表層流速が発生することになる。

図-3(b)の表層密度 (σ_t)_s の経時変化をみると、上げ潮流速が大きい時の密度の増加よりも、上げ潮流速が小さい時の密度増加が大きくなっている。図-3(b)の最上段に示すように、この期間の風は1日周

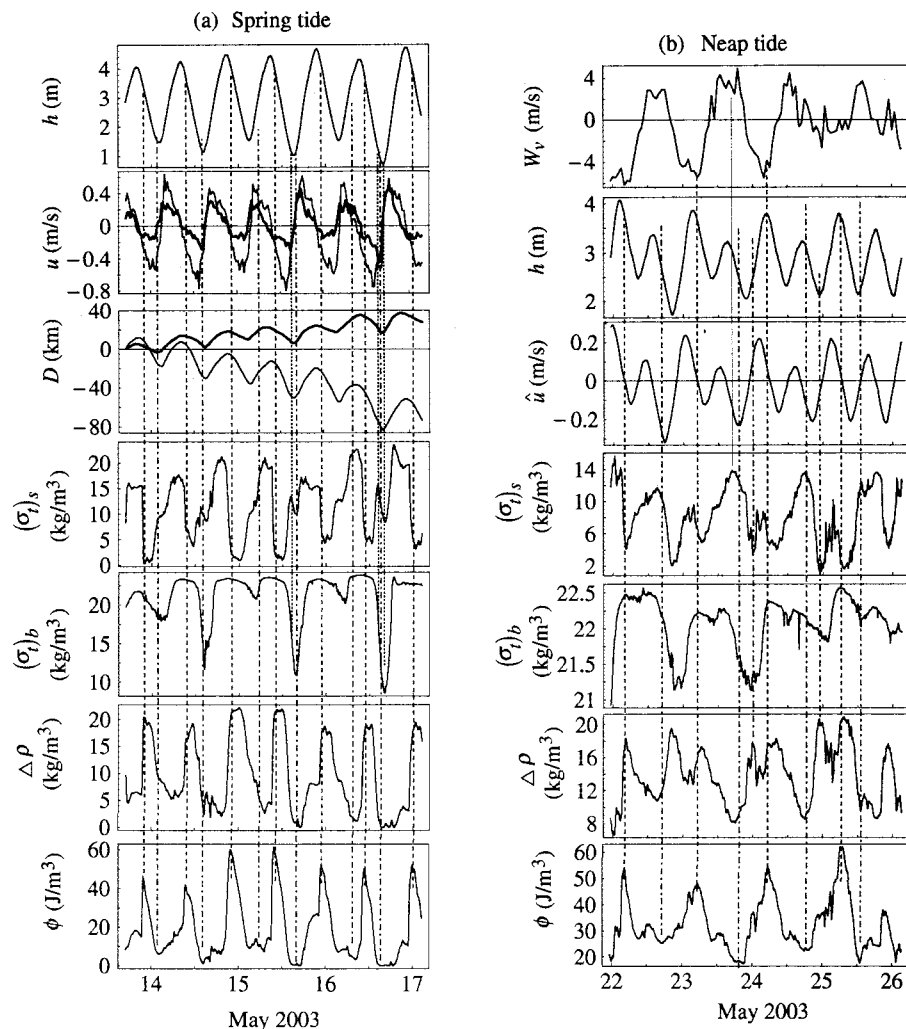


図-3 大潮期と小潮期における経時変化； h :水深， u :主流方向流速（太実線は底層）， $\bar{u}$:水深平均流速， D :移流距離， W_v :風速の北方向成分， $(\sigma_t)_s$:表層密度， $(\sigma_t)_b$:底層密度， $\Delta\rho$:表層と底層の密度差， ϕ :成層強度パラメーター

期の海陸風の特徴を持っており，風の向きが上げ潮流と同じ向きになっている場合（昼）と逆になる場合（夜）が交互に現れる．これが，昼間に起こる低高潮の表層密度が夜間の高高潮のものより大きい理由である．結果として，高高潮時付近で成層が強く，低高潮時付近では弱くなっている．

(2) 密度成層の長期変動

(1) で示したように，大潮期と小潮期では密度成層の短期変動（潮汐周期程度）の現れ方が異なっている．こうした短期変動に加えて，潮流にともなう乱流混合や潮汐流程が大潮－小潮周期で増減するため，密度成層は大潮－小潮に対応した約2週間周期の変動を示すものと考えられる．さらに，気象擾乱や淡水流入量の変化に応じた密度成層変動も予想される．

図-4(a) と (b) に広島气象台における降水量と風の経時変化を示す．感潮域であるため，放水路に流入している正確な淡水量は不明であるが，分派点の約

5 km 上流にある矢口第1観測所の河川流量経時変化を図-4(c) に示す．5月末は台風4号のため，約10 m/s の北風が吹き，6月1日の河川流量は $400 \text{ m}^3/\text{s}$ を超えている．

図-5 は全観測期間における水深と表底層の密度の経時変化である．潮差は5月中旬の3 m から5月下旬の0.4 m まで変化している．潮汐周期平均の表層密度は小潮期に減少する傾向がある．台風4号の影響で河川流量が増加している5月末から6月初めにかけて表層の密度は減少しているが，底層では出水にともなう顕著な密度低下は6月1日の低低潮時にしか見られない．

図-6(a) に示すように，大潮期の密度差の変動は非常に大きく， $0 \sim 20 \text{ kg/m}^3$ の範囲で変動している．小潮期における潮汐周期平均密度差は表層密度の低下にともなって大きくなっている．6月初めは大潮期であるが，上述したように，台風4号の影響で表層密度が低下したために一時的に密度差が大きくなって

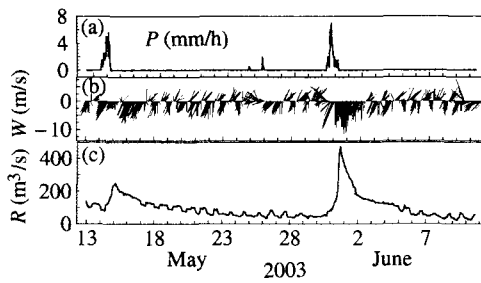


図-4 (a) 降水量, (b) 風速ベクトル, (c) 河川流量の経時変化

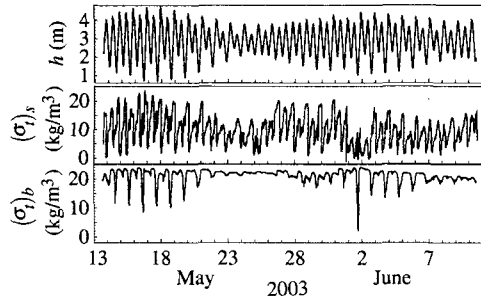


図-5 水深と表底層の密度の経時変化

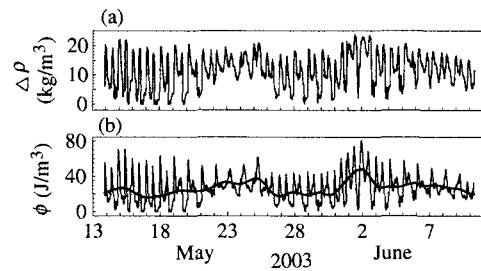


図-6 (a) 表底層の密度差と
(b) 成層強度パラメーターの経時変化

いる。図-6(b)中に示した太い実線はSpline Wavelet フィルターで求めた ϕ の日平均値の経時変化である。成層強度パラメーター ϕ の潮汐周期平均値も密度差の潮汐周期平均値と同様な変化を示している。台風4号の影響を除けば、成層強度は大潮で小さく、小潮で大きくなる傾向がみられる。

(3) 密度成層の変動成分の評価

図-7は3で述べた密度成層を変化させる各成分の経時変化を示したものである。ただし、密度の空間勾配は(4)式の関係を使って密度の時間微分から評価している。図-8に示すように、上げ潮と下げ潮流の流速分布は大きく異なっているので、Tidal Straining 成分 ϕ_{st} を評価する際、(6)式の α を上げ潮期と下げ潮期で変化させる必要がある。ここでは、上げ潮期 $\alpha = 0.031$ 、下げ潮期 $\alpha = 1/12$ とした。観測地点の平均水深が小さいにもかかわらず、エスチャリー（重力）循環流成分 ϕ_E が長期的な密度成層の強化に対する寄与が最も大きい。次に成層強化に大きく寄与しているのが、Tidal Straining 成分 ϕ_{st} である。降

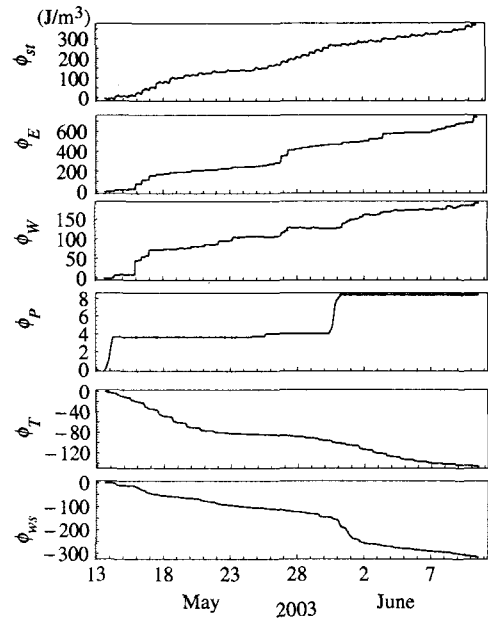


図-7 密度成層の変動成分の経時変化

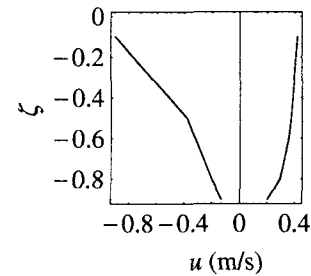


図-8 下げ潮と上げ潮の典型的な流速分布

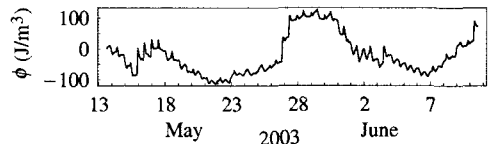


図-9 成層強度パラメーターの推定値の経時変化

水の寄与 ϕ_P はほとんど無視できる程度である。密度成層を破壊する成分としては、風による鉛直混合 (Wind Stirring) ϕ_{ws} が最も大きく、吹送流による成層強化 ϕ_W を上回っている。Tidal Stirring 成分 ϕ_T は Tidal Straining 成分 ϕ_{st} の半分程度であり、大きな水平密度勾配が存在しているため、潮汐運動が成層化を促していることを示している。

各成分が互いに独立だと仮定して、すべての成分を足し合わせた結果：

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right) = \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_{st} + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_E + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_W + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_P + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_T + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_{ws} + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_2 \quad (18)$$

を時間積分して求めた ϕ の経時変化を図-9に示す。実際には ϕ が負になることはなく、 $\phi < 0$ は $\phi = 0$ に置き換えられる。従来の研究結果^{4,11)}と同様、Tidal

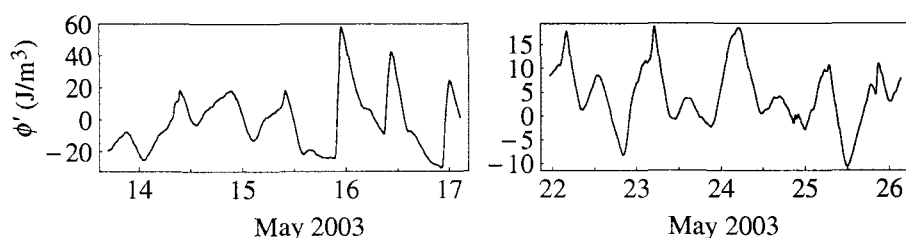


図-10 大潮期と小潮期の成層強度パラメーターの短期変動

Stirring の効果と重力循環流の効果によって小潮から数日遅れで密度成層が強くなることを示している。しかしながら、先に示した観測結果をみると、小潮期に対する密度成層ピークの遅れはほとんど見られない。(18) 式が密度成層の長期変動を再現できないのは、密度変動が水平移流のほかに鉛直混合によっても変化するので、(4) 式による密度の水平勾配の評価が正確でないことや鉛直循環を評価する際、密度成層による鉛直渦動粘性係数の変化を考慮していないことなどが原因だと考えられる。

図-10 は図-7 に示した ϕ から長期変動 (Wavelet フィルターで求めた ϕ の日平均値) を除き、大潮期と小潮期における密度成層の短期変動を示したものである。図-3 に示した観測結果と同様、大潮期には半日、小潮期には 1 日周期の密度成層変動が卓越し、成層が強くなる時間もほぼ一致している。大潮期の変動の大きさは観測値と同程度であるが、小潮期の変動振幅は過小評価されている。

長期的な変動も含め、定量的に満足のいく密度成層の再現は、数値モデルによる正確な鉛直乱流フラックスの見積もりにかかっていると思われる。

5. おわりに

平均水深が小さく、潮汐による水深変化が無視できないような河川感潮域における密度成層の動態を把握するため、太田川放水路で表底層の密度を約 1 ヶ月の間連続観測した。

観測結果には半日周潮流による Tidal Straining 現象が明瞭に認められるとともに、小潮期には海陸風の影響が大きくなり、成層強度の変動には 1 日周期の成分が卓越している。

水深の変化が大きいため、従来の沿岸域の結果と異なり、干潮付近で成層強度が最も小さくなり、大潮期の干潮付近では密度成層がほぼ完全に破壊される。成層が最も強くなるのは、大潮期では下げ潮の前半である。小潮期は潮流が弱く鉛直渦動粘性が小さいため、海陸風の影響が強く、陸風が最大になる満潮付近で強い成層がみられる。

成層強度の長期変動には、潮流の強さが大潮一小

潮周期で変動することによる鉛直混合強度の変化や河川からの淡水流入量の変化による影響がみられる。

成層強度を変化させる種々の機構の影響を見積もり、成層強度の経時変化を推定した結果、長期変動は一致しなかったが、1 日、半日周期の短期変動は観測結果とほぼ一致した。

謝辞:最後に河川流量データをご提供いただいた、国土交通省中国地方整備局太田川工事事務所に感謝します。

参考文献

- 1) Simpson, J. H., Brown, J., Matthews, J. and Allen, G.: Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification, *Estuaries*, Vol. 13(2), pp. 125-132, 1990.
- 2) Simpson, J. H. and Bowers, D.: Models of stratification and frontal movement in shelf seas, *Deep-Sea Res.*, Vol. 28A(7), pp. 727-738, 1981.
- 3) Nunes Vaz, R. A., Lennon, G. W. and de Silva Samarasinghe, J. R.: The negative role of turbulence in estuarine mass transport, *Estuarine Coast. Shelf Sci.*, Vol. 28, pp. 361-377, 1989.
- 4) Sharples, J. and Simpson, J. H.: Semi-diurnal and longer period stability cycles in the Liverpool Bay region of freshwater influence, *Contin. Shelf Res.*, Vol. 15(2/3), pp. 74-82, 1995.
- 5) Linden, P. F. and Simpson, J. E.: Gravity-driven flows in a turbulent fluid, *J. Fluid Mech.*, Vol. 172, pp. 481-497, 1986.
- 6) Linden, P. F. and Simpson, J. E.: Modulated mixing and frontogenesis in shallow seas and estuaries, *Contin. Shelf Res.*, Vol. 8(10), pp. 1107-1127, 1988.
- 7) Simpson, J. H. and Hunter, J. R.: Fronts in the Irish Sea, *Nature*, Vol. 250, pp. 404-406, 1974.
- 8) Bowden, K. F., Fairbairn: A determination of the friction forces in a tidal current, *Proc. Roy. Soc. London*, A214, pp. 371-392, 1952.
- 9) Officer, C. B.: Physical Oceanography of Estuaries, New York, Wiley & Sons., 465 p., 1976.
- 10) Bowden, K. F.: Note on wind drift in a channel in the presence of tidal currents, *Proc. Roy. Soc. London*, A219, pp. 426-446, 1953.
- 11) 川西 澄, 本宮和昭: 河川感潮域における乱流と水質の鉛直構造の変動特性, 海岸工学論文集, Vol. 49, pp. 346-350, 2002.
- 12) Nunes Vaz, R. A. and Simpson, J. H.: Turbulence closure modeling of estuarine stratification, *J. Geophys. Res.*, Vol. 99(C8), pp. 16143-16160, 1994.

(2003.9.30 受付)