

— 論文 —

海象観測タワーデータに基づく筑後川エスチュアリー下部の 海洋構造の季節・大潮小潮周期変化*

伊藤 祐二[†]・速水 祐一^{†**}・片野 俊也[†]・郡山 益実[‡]

要 旨

本研究では、筑後川河口沖にある佐賀大学海象観測タワーの連続観測データを用いて、筑後川エスチュアリー下部の海洋構造の季節・大潮小潮周期変化を詳述した。その結果、従来は強混合型エスチュアリーと考えられていた本水域が、緩混合型～強成層型の形態も存在することを確認した。成層強度の季節変化に対しては、水温より塩分の影響が大きく、梅雨期の出水後は表層の低塩分化により強成層型となった。季節変化以外に、大潮時に混合（あるいは成層弱化）、小潮時に成層（あるいは成層強化）という、大潮小潮周期の成層強度の変化が確認された。ただし、河川流量や潮汐振幅、風速、水温、塩分に大きな違いがなかった1～6月と10～12月を比べると、前者では大潮小潮の成層/非成層サイクルが認められたものの、後者ではそうしたサイクルは認められなかった。これは、1～6月は加熱期であり海面熱フラックスが浮力供給として働くのに対して、10～12月は冷却期であり潮汐混合に加えて海面冷却による鉛直対流が鉛直混合の駆動力として働くためであると考えられた。

キーワード：有明海、筑後川エスチュアリー、連続観測、季節変化、大潮小潮周期

1. はじめに

エスチュアリーとは塩分の濃度変化が大きな半閉鎖性海域で、そこでは一端から淡水が流入し、他端からは潮

汐によって海水が流入する (Horn and Goldman, 1994)。塩分勾配、高濁度の海水、泥質の堆積物といった環境は、隣接する河川や海域の大部分の動物に対してエスチュアリーに進入することを阻んでいるが、有機物に富んだ堆積物が膨大な動物の量や生産を支えることができるため、エスチュアリーは極めて動物量が豊富で生産量が高い場になっている (McLusky and Elliott, 2004)。エスチュアリーには流動構造によって3つの型がある：正 (positive estuary)、負 (inverse estuary) そして中立 (neutral estuary) である (McLusky and Elliott, 2004)。ただし、中立エスチュアリーは稀である。正のエスチュアリーはさらに4つに分けられている：強成層 (塩水楔) 型、強成層 (フィヨルド) 型、緩混合

* 2011年7月23日受領；2011年11月17日受理

著作権：日本海洋学会，2012

[†] 佐賀大学低平地沿岸海域研究センター

〒840-8502 佐賀市本庄町1

[‡] 佐賀大学農学部

〒840-8502 佐賀市本庄町1

** 連絡著者：速水 祐一

TEL・FAX 0952-28-8499

e-mail: hayami@cc.saga-u.ac.jp

型、鉛直一様（強混合）型である（Dyer, 1997）。現実には、同じエスチュアリーでも季節によってタイプが変化することがある。例えば Ba Lat 川エスチュアリー（ベトナム）は、雨期には強く成層して塩水楔型になるが、乾期には緩混合型になり、しかもエスチュアリー循環は発達しない（van Maren and Hoekstra, 2004）。また、宇和海の北灘湾では、4~10月は河川水の影響に海面加熱の影響が加わって正のエスチュアリーとなるが、12月から2月の冬季には河川流量の減少と外海にある黒潮起源の暖水の影響で負のエスチュアリーとなる（速水ら, 2005）。こうしたエスチュアリーの構造の時間変動は、その水域の物質輸送や生物生産に大きな影響を与える。

有明海奥部から筑後川感潮河道にかけては典型的なエスチュアリーである。有明海奥部は、梅雨時の出水後には表層塩分が10以下になることがあるが（濱田ら, 2007；山口・速水, 2009）、冬季には筑後川河口付近でも表層塩分は30程度である（横内ら, 2004）。有明海では、平均的な海洋構造の季節変化については、これまでいくつかの研究がある（柳・下村, 2004；横内ら, 2004；万田ら, 2006など）。ただし、既往の調査・研究は比較的広い海域を対象としたものが多く、塩分勾配が大きく、河川流量の影響で時間変動が大きいと考えられる有明海奥部の筑後川エスチュアリーについては、その構造の季節変化に関する研究事例はない。有明海湾奥に位置する筑後川エスチュアリーは、有明海でもっとも河川水の影響が大きい水域であるが、一方で潮汐も大きく、従来から潮汐混合の影響が大きい強混合型の海洋構造を形成するものと理解されてきた（柳, 2001；宇野木ら, 2008；楠田・山本, 2008）。しかし、その構造の実態を現地観測に基づいて示した研究は少ない。

本研究では、筑後川河口沖にある佐賀大学海象観測タワーの連続観測データを用いて、筑後川エスチュアリー下部の海洋構造の経時変化を詳述することを目的とした。本タワーは、河口（国交省距離標による定義）から住之江沖海底水道に繋がる滞筋の末端付近にあり、大潮干潮時に干潟が干出したときには干潟縁辺の河口付近にあたる。このタワーにおいて、1時間間隔で観測された水温、塩分、密度の鉛直分布データを解析し、筑後川エスチュアリー下部の海洋構造の季節変化を明らかにしたうえで、

その変動機構や季節スケール以下の経時変化（大潮小潮周期変化）について検討を加えた。

2. 資料と方法

佐賀大学では、筑後川河口沖に海象観測タワー（Photo 1）を設置し、1974年以降、水質や流向・流速などのモニタリングを実施している（藤本, 1989）。タワーは、筑後川本川から分流した早津江川の滞筋上、岸から5.3 kmの沖合（北緯33°6'13"、東経130°16'19"）、水深約4 m（海図による）の場所に位置する（Fig. 1）。この観測タワーは老朽化によって1997年に一度撤去されたが、2006年に新設され、それ以降、自動観測および電話・インターネット回線を介した大学端末への観測データの自動受信が可能となった。ここでは、1時間毎に自動昇降する多項目水質計 AAQ 1183（アレック電子社製）により、鉛直方向0.5 m間隔の水温、塩分、濁度、DO、pH、クロロフィル蛍光の6要素を測定している。本タワーでは、その他にも波高計や気象計等を併設し、自動観測およびデータの自動受信を実施している。

解析に使用したデータは、水温、塩分、密度、水位、風速、河川流量の6項目である。解析にあたっては、タワーで観測した水温、塩分、水位データに、滞筋上の2地点（Fig. 1のP₁とP₂）における水温と塩分のデータも加えた。この2地点では、大潮満潮時に独立行政法人水資源機構が水深0.5、5 m、底上1 mで水質調査を



Photo 1. The oceanographic observation tower in the Ariake sea (2011).

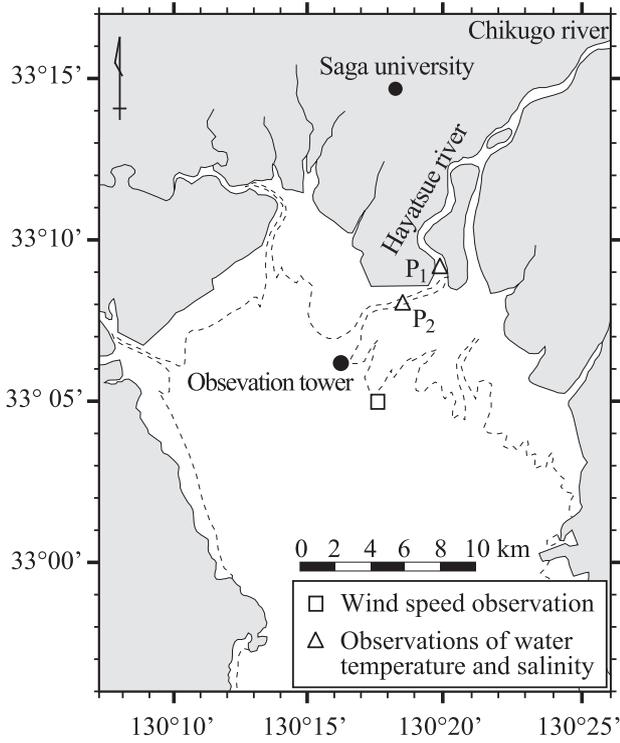


Fig. 1. Map of the Chikugo river estuary (bay head of the Ariake sea) and location of the stations. Dashed lines indicate 0 m of the altitude (according to chart datum).

実施しており、今回はそのデータの一部を利用した。風速については佐賀大タワーでは欠測があったため、南東約 3 km に位置する国土交通省所管の観測タワーデータを利用した。また、河川流量は河口から約 25 km 上流（瀬ノ下）の毎時平均流量を用いた。

海水の密度 ρ (kg m^{-3}) は、水温 T ($^{\circ}\text{C}$)、塩分 S (無次元)、圧力 p (hPa) に基づいて算出し (UNESCO, 1981), 次の σ_t (kg m^{-3}) で表した。

$$\sigma_t = \rho(T, S, p) - 1000 \quad (1)$$

ただし、本対象水域のような水深の浅い沿岸域では、圧力変化が小さく、海水の密度は一般に水温と塩分によって決定される (柳, 2001)。そのため、本研究では、式 (1) において $p = 0$ (大気圧) として σ_t を計算した。

σ_t の季節変化に及ぼす T と S の影響を明らかにするために、各々の影響を以下の方法で算定した。ある深度

における $\sigma_t(T, S)$ の時間平均値を $\sigma_t(T, S)|_{\text{ave}}$ で表すと、その平均値に対する σ_t の変動 ε は、次式で与えられる。

$$\varepsilon = \sigma_t(T, S) - \sigma_t(T, S)|_{\text{ave}} \quad (2)$$

ここで、密度変化に対する塩分依存性または温度依存性を無視することにより、 ε を水温変化によって生じる成分 $\varepsilon_{\text{temp}}$ と塩分変化によって生じる成分 ε_{sal} に分離できるものとする。

$$\varepsilon = \varepsilon_{\text{temp}} + \varepsilon_{\text{sal}} \quad (3)$$

$\varepsilon_{\text{temp}}$ は式 (2) の S に一定の塩分 S_1 を代入することによって、 ε_{sal} は式 (2) の T に一定の水温 T_1 を代入することによってそれぞれ求めた。

$$\varepsilon_{\text{temp}} = \sigma_t(T, S_1) - \sigma_t(T, S_1)|_{\text{ave}} \quad (4)$$

$$\varepsilon_{\text{sal}} = \sigma_t(T_1, S) - \sigma_t(T_1, S)|_{\text{ave}} \quad (5)$$

また、表層—底層間の密度差 (以下、表底密度差と称す) $\Delta\sigma_t$ についても、密度変化に対する塩分依存性または温度依存性を無視することにより、両層の水温変化によって生じる成分 $\Delta\sigma_{t, \text{temp}}$ と塩分変化によって生じる成分 $\Delta\sigma_{t, \text{sal}}$ に分離できるものとする。

$$\Delta\sigma_t = \Delta\sigma_{t, \text{temp}} + \Delta\sigma_{t, \text{sal}} \quad (6)$$

$\Delta\sigma_{t, \text{temp}}$ または $\Delta\sigma_{t, \text{sal}}$ は、一定の塩分 S_2 または一定の水温 T_2 に基づいて、次式で計算した。

$$\Delta\sigma_{t, \text{temp}} = \Delta\sigma_t(T_s, S_2) - \Delta\sigma_t(T_b, S_2) \quad (7)$$

$$\Delta\sigma_{t, \text{sal}} = \Delta\sigma_t(T_2, S_s) - \Delta\sigma_t(T_2, S_b) \quad (8)$$

ここで、 T_s と T_b 、 S_s と S_b はそれぞれ表層と底層の水温と塩分である。本解析では、式 (4) の S_1 に表層 (水深 0.5 m) または底層 (底上 0~0.5 m) における年平均塩分、式 (5) の T_1 に表層 (水深 0.5 m) または底層 (底上 0~0.5 m) における年平均水温、式 (7) の S_2 に表

層と底層の平均塩分の年平均値、式 (8) の T_2 に表層と底層の平均水温の年平均値をそれぞれ用いた。

3. 観測結果

3.1 水温・塩分・密度の季節変化

本節では、タワーデータに基づく 2006~2010 年の表層と底層の水温、塩分、密度について、5 年間の平均値を中心に各々の季節変化を記述する。各年のデータを比較すると、表層水温 T_s と底層水温 T_b は共に年によらず類似の季節変化を示し、大きな経年的差異は認められなかった (Fig. 2 (a), (b))。2006 年、2008 年、2009 年では一部の月で欠測が生じたものの、月平均の T_s は、8 月に最も高く (29°C: 図中の破線で示す 5 年間の平均値)、1 月に最低 (10°C) となった。 T_b の最低値 (10°C) は表層と同様に 1 月に現れたが、最高値 (27°C) は表層よりも 1 ヶ月遅れ、9 月に生じた。3~9 月は $T_s > T_b$ であり、特に 7~8 月では月平均で 2°C を超える表底水温差 ΔT が生じた。一方、10~2 月では、 ΔT は比較的小さかったもの (0.4°C 以下)、 $T_s < T_b$ となり鉛直方向の温度逆転が認められた。

塩分の季節変化については、水温とは対照的に表層—底層間で異なり、表層では明瞭な経年的差異が認められた (Fig. 2 (c), (d))。月平均値によると、表層塩分 S_s は特に 6~8 月の夏季に年による差異が大きく、7 月に最低 (20) となる傾向 (後述の出水による影響) を示した。2006~2010 年では、 S_s の最高値 (約 30) は 7 月と 8 月を除くすべての月で確認された。一方、底層塩分 S_b は、表層と同様に 7 月に最低 (28) となったが、年による差異は比較的小さかった。 S_b の最高値 (約 30~31) は、7 月と 8 月を除くすべての月で確認された。また、すべての月で $S_s < S_b$ となり、表底塩分差 ΔS は表層における塩分低下が大きい夏季に増大した。

密度の季節変化は、塩分と同様に表層—底層間で異なり、表層では年による差異が大きかった (Fig. 2 (e), (f))。表層密度 $\sigma_{t,s}$ 、底層密度 $\sigma_{t,b}$ は共に塩分が最も低い 7 月に最低 ($\sigma_{t,s} = 12 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $\sigma_{t,b} = 18 \text{ kg m}^{-3}$) となったが、その低下幅は底層よりも表層で大きかった。 $\sigma_{t,s}$ の年による差異は 6~8 月に大きく、その他の時期は比

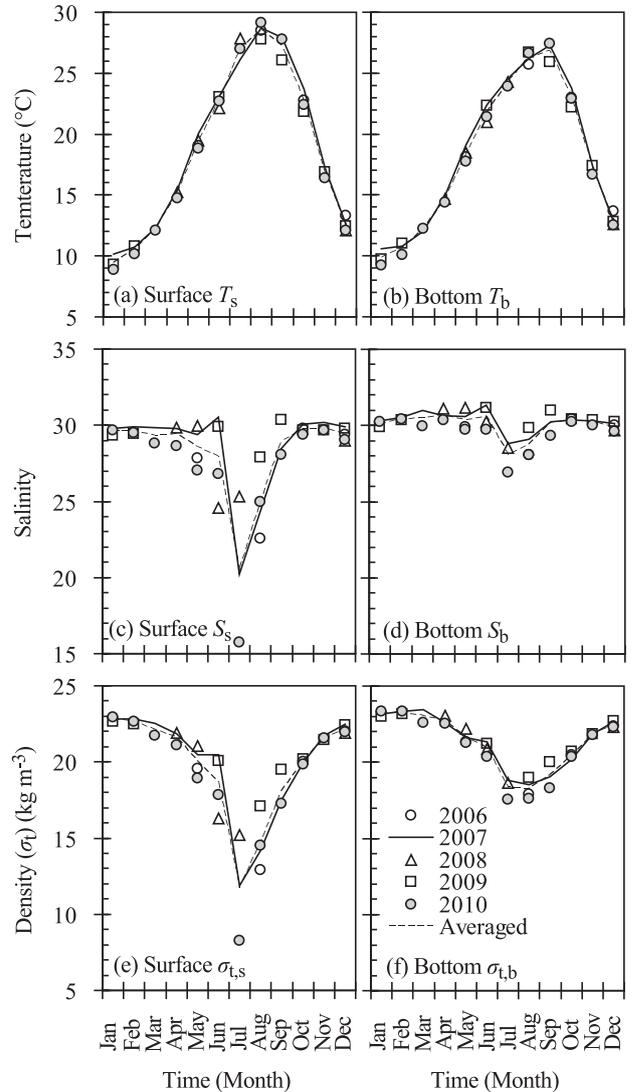


Fig. 2. Changes in monthly averaged water temperature, salinity, and density (σ_t) at surface and bottom layers.

較的小さかった。表底密度差 $\Delta \sigma_t$ はすべての月で $\sigma_{t,s} < \sigma_{t,b}$ で、表層塩分の低下が著しい夏季に増大した。なお、10~2 月には鉛直方向で温度逆転が生じていたが、それは塩分の違いによって補償され、密度逆転は生じなかった。

3.2 エスチュアリー下部の鉛直構造の季節変化

鉛直構造を明らかにするために、水温、塩分、密度の

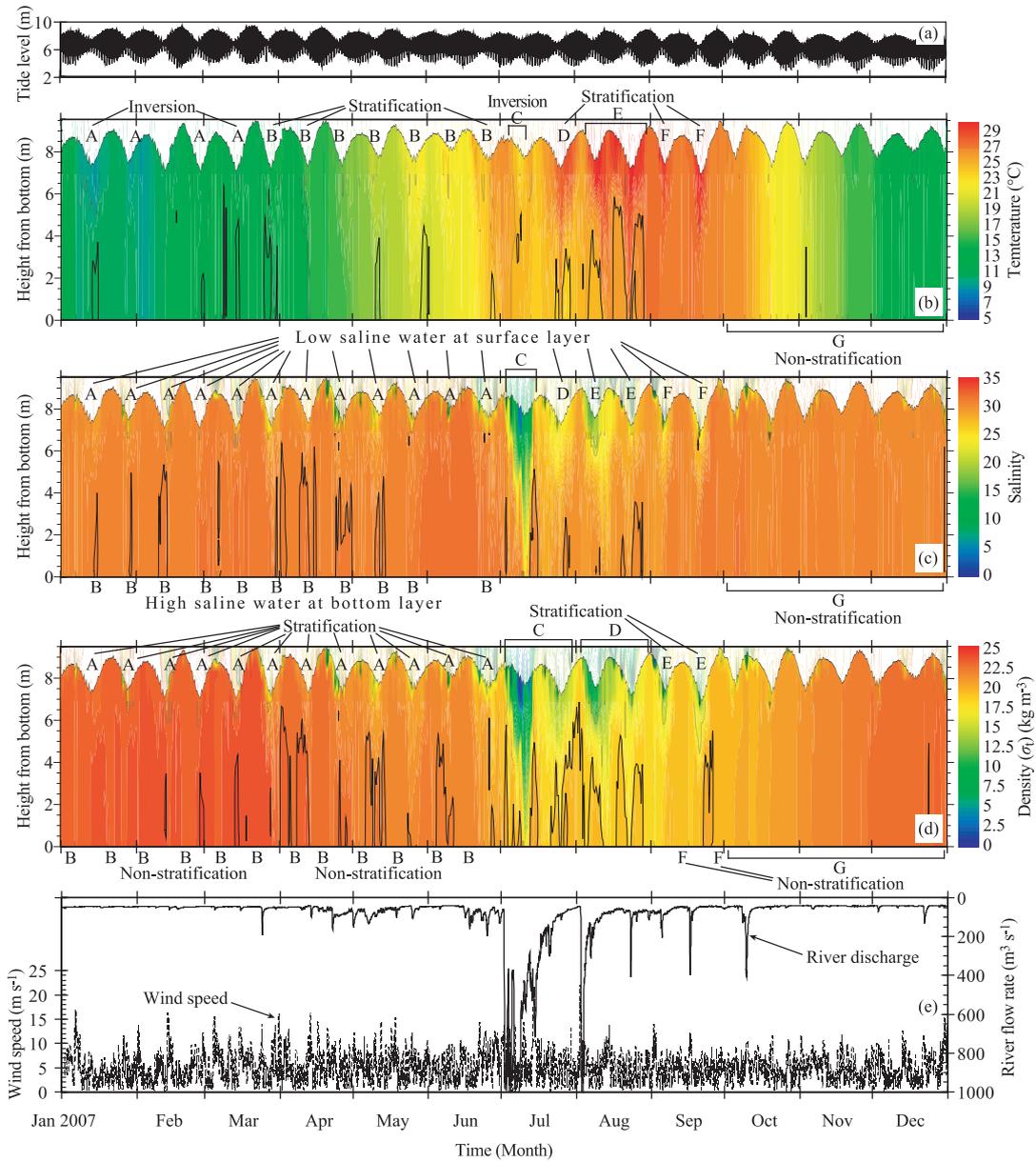


Fig. 3. Temporal change in (a) tide level, time-depth section of (b) water temperature, (c) salinity, and (d) density (σ_t) at high tide and temporal changes in (e) river discharge and wind speed.

鉛直分布の時系列図，すなわち各要素の深度-時間断面図を描いた。タワーが河口に続く滞筋に位置すること，また潮差が大きい本水域ではタイダルエクスカージョンが大きいことから，1点のデータであるが，本タワーの連続観測で得られた鉛直水温分布と鉛直塩分分布は筑後川エスチュアリー下部の海洋構造を反映しているものと考えられる。すなわち，満潮時にはエスチュアリーの下

流側（沖側）の水が，干潮時には上流側（陸側）の水が捉えられるものと考えられる。そこで，満潮と干潮における水温，塩分，密度の深度-時間断面図を描き，各要素の鉛直構造の経時変化を図化した（Fig. 3, Fig. 4）。以下では，水温，塩分，密度について，それぞれ2006～2010年の平均値と概ね一致した2007年の結果を示す。筑後川の特徴は，夏季に突出して流量が多く，それ以

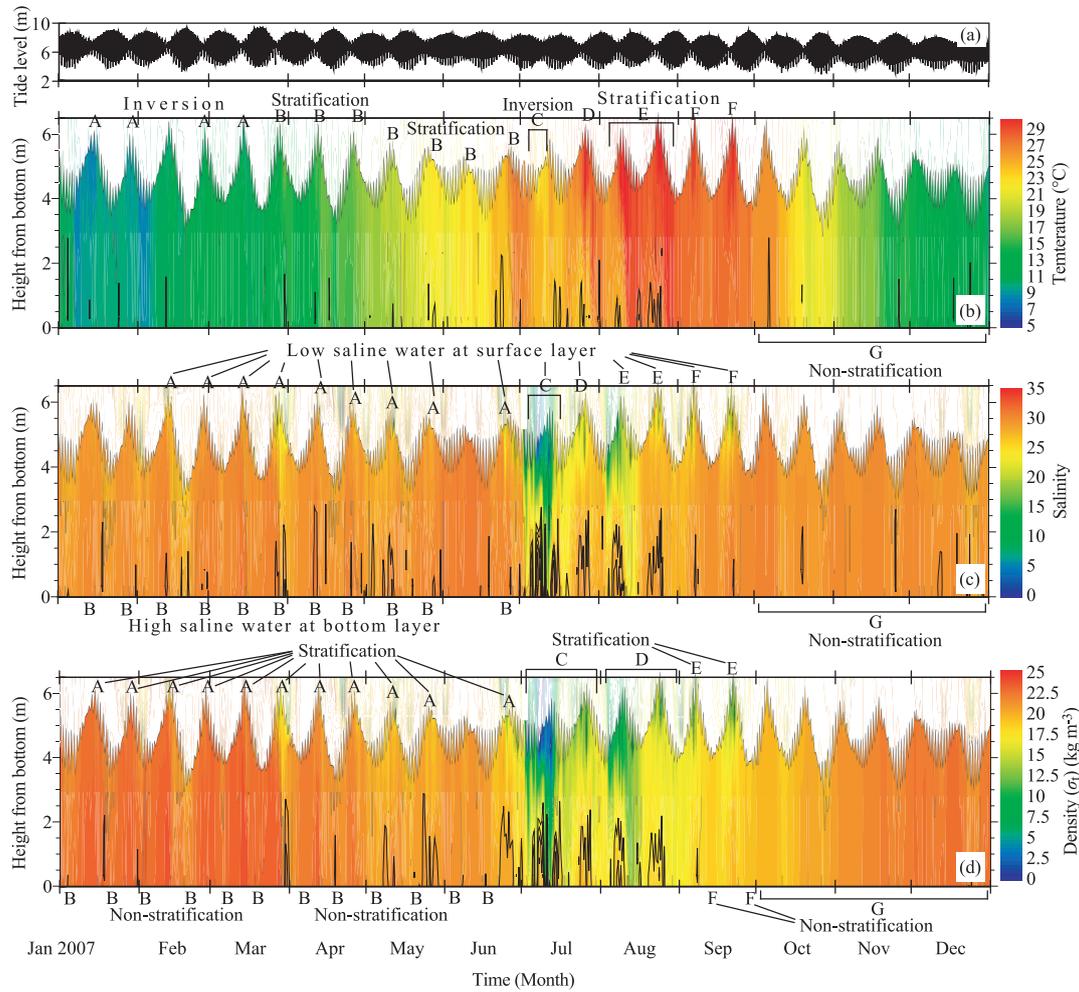


Fig. 4. Time series of (a) tide level and time-depth sections of (b) water temperature, (c) salinity, and (d) density (σ_t) at low tide.

外の時期に大きな出水はあまりなく、 $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 程度の安定した流量が保たれることである。2007年には7月初旬と8月初旬に、 $1,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ を越える出水が生じた (Fig. 3 (e))。このうち前者は、出水後の流量減少は緩やかで、7月中旬まで比較的流量の多い時期が続いた。一方、後者は、速やかに流量が減少した。

河川流量が少ない1~6月における水温、塩分、密度の鉛直構造は、大潮小潮周期で成層と非成層を繰り返した。小潮時には、1~3月に温度逆転 ($T_s < T_b$, Fig. 3 (b) A, Fig. 4 (b) A, Fig. 5 (a) A), 4~6月に正の温度成層 ($T_s > T_b$) (Fig. 3 (b) B, Fig. 4 (b) B, Fig. 5 (a) B) が認められた。塩分は、小潮時に表層が低塩分 (Fig. 3 (c) A, Fig. 4 (c) A), 底層が高塩分

(Fig. 3 (c) B, Fig. 4 (c) B) になり、塩分成層 ($S_s < S_b$, Fig. 5 (b) A) が生じた。一方、大潮時の水温と塩分は鉛直一様となり、成層はほとんど認められなかった ($\Delta T \approx 0$, $\Delta S \approx 0$)。その結果、密度は小潮時に成層 (Fig. 3 (d) A, Fig. 4 (d) A, Fig. 5 (c) A), 大潮時に鉛直一様 (Fig. 3 (d) B, Fig. 4 (d) B, Fig. 5 (c) B) となっていた。なお、この時期は、海水温が上昇する加熱期である (Fig. 2 (a), (b), Fig. 5 (a))。

7月には、河川からの淡水流入が鉛直構造を大きく変化させた (出水期)。通常、筑後川の流量は約 $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ であるが、7月の平均流量はその約10倍の $490 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (最大流量 $4,043 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) であった。大出水の直後は、温度逆転 ($T_s < T_b$, Fig. 3 (b) C, Fig. 4 (b) C, Fig.

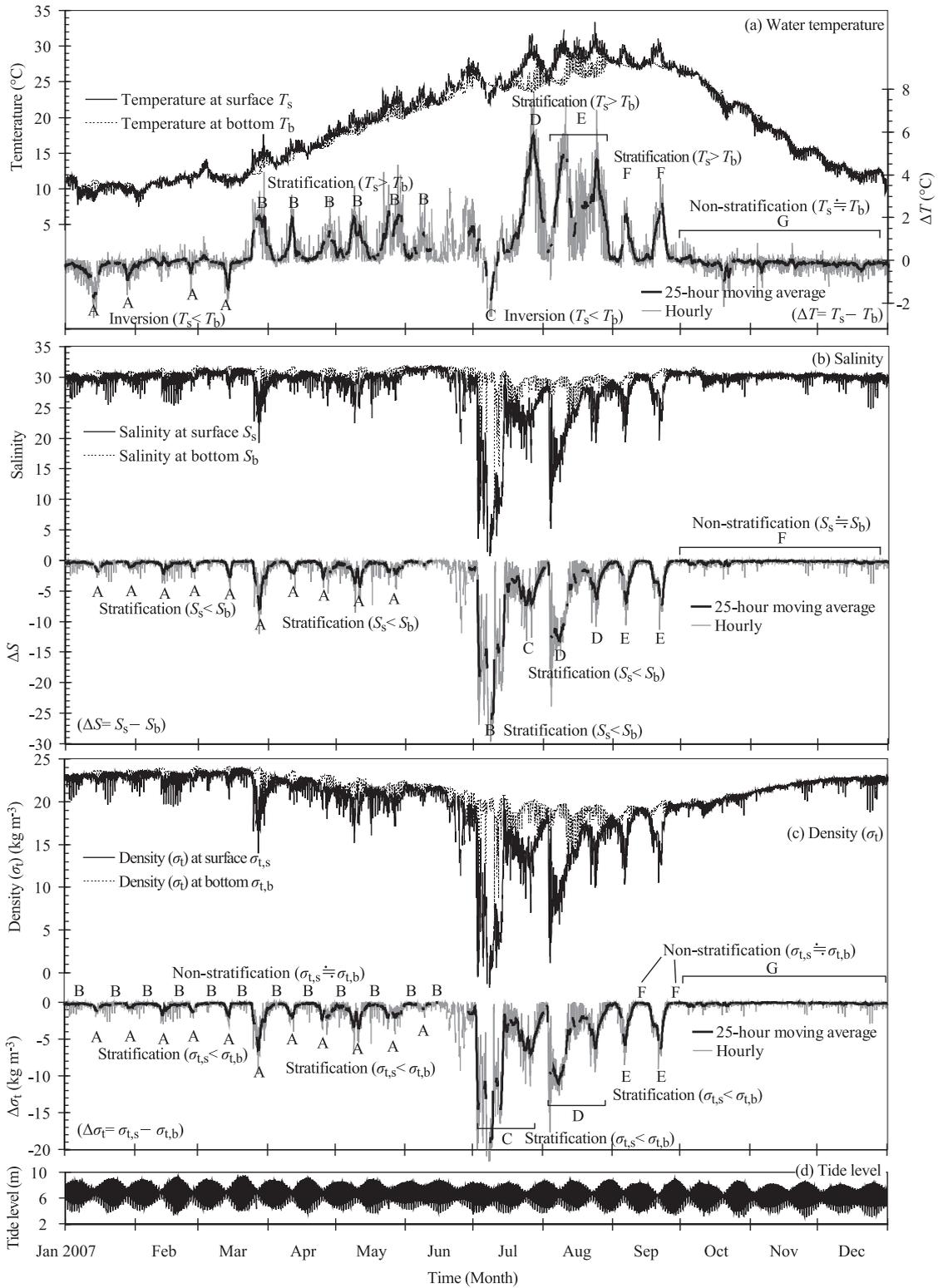


Fig. 5. Temporal changes in (a) water temperature, (b) salinity, and (c) density (σ_t) at surface and bottom layers, those differences between both layers, and (d) tide level.

5 (a) C), ならびに強い塩分成層 ($S_s < S_b$, Fig. 3 (c) C, Fig. 4 (c) C, Fig. 5 (b) B) が生じた。一方, 大出水の影響が弱まった後の小潮時には, 水温 (Fig. 3 (b) D, Fig. 4 (b) D, Fig. 5 (a) D) と塩分 (Fig. 3 (c) D, Fig. 4 (c) D, Fig. 5 (b) C) の両方に強い正の成層構造が認められた。8月, 温度成層 (Fig. 3 (b) E, Fig. 4 (b) E, Fig. 5 (a) E) と塩分成層 (Fig. 3 (c) E, Fig. 4 (c) E, Fig. 5 (b) D) がほぼ経常的に維持され, その結果7月と同様に期間全体にわたって密度成層が継続した (Fig. 3 (d) D, Fig. 4 (d) D, Fig. 5 (c) D)。ただし, 河川流量が安定した7月下旬以降は大潮小潮周期変動が顕著となった。大潮から小潮にかけては表層で水温上昇と塩分低下, 底層で水温低下と塩分上昇が生じ, 密度成層が強まった (Fig. 5)。一方, 小潮から大潮にかけては表層で水温低下と塩分上昇, 底層で水温上昇と塩分低下が生じ, 密度成層は弱まった (Fig. 5)。

9月になると, $1,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ を越えるような出水は生じなくなり, 成層と非成層の大潮小潮周期変化が顕著となった。小潮時には温度成層 (Fig. 3 (b) F, Fig. 4 (b) F, Fig. 5 (a) F), 塩分成層 (Fig. 3 (c) F, Fig. 4 (c) F, Fig. 5 (b) E) が生じたが, 大潮時には両要素ともほぼ鉛直一様 ($\Delta T \approx 0$, $\Delta S \approx 0$) となった。したがって, 密度構造は小潮時に成層化し (Fig. 3 (d) E, Fig. 4 (d) E, Fig. 5 (c) E), 大潮時に非成層構造となった (Fig. 3 (d) F, Fig. 4 (d) F, Fig. 5 (c) F)。なお, 9月は春から夏にかけての加熱期が終わり, T_s が低下し始める冷却期である (Fig. 2 (a), Fig. 5 (a))。

10~12月は, 河川流量は基本的に平時の流量 (約 $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) で一定であり, 水柱はほぼ常時非成層状態であった。小潮時には僅かな成層が生じる場合があったが, 大潮小潮によらずほぼ全期間で水温, 塩分, 密度は鉛直一様であった (Fig. 3 (b) G, (c) G, (d) G, Fig. 4 (b) G, (c) G, (d) G, Fig. 5 (a) G, (b) F, (c) G)。ただし, 満潮時 (Fig. 3) と干潮時 (Fig. 4) を同時期で比べると, 干潮時の方が低塩分・低密度になっており, 下流側よりも上流側の方が低塩分・低密度というエスチュアリー-の水平構造は維持されていると思われた。なお, 同期間, 水温が低下する冷却期である (Fig. 2 (a), (b), Fig. 5 (a))。

有明海奥部の海洋構造には風の影響も大きい (八木ら, 2006), 今回対象とした2007年の観測データでは, 風速に大きな変動は認められず (Fig. 3 (e)), 水温と塩分の鉛直構造に対する風の影響は明確には表れなかった。

3.3 水温・塩分・密度の潮汐周期変化

典型的な大潮小潮周期変動が見られた春季と夏季のそれぞれ15日間について, 水温, 塩分, 密度の変動を拡大して示す (Fig. 6)。4月4日~4月18日の15日間では, 表層および底層共に, 干潮時に水温極大・塩分極小, 満潮時に水温極小・塩分極大となった (Fig. 6 (a))。ただし, 1潮汐間の塩分変動の大きさは, 表層では小潮前後に大きかったのに対し, 底層では小潮時に小さかった。底層水温の変動も小潮前後に小さかった。塩分に比べると水温の方が潮汐との対応関係は不明瞭であった。成層強度と潮汐の関係は一定せず, 4月8日から10日の成層が強まる時期には, 干潮時に成層が弱まる傾向が認められたが, 4月11日から12日にかけては, 逆に干潮時の方が満潮時よりも成層強度は強かった。

8月15日~8月29日の15日間についてみると, 底層では, 干潮時にパルス状の水温上昇と塩分低下が生じ, 満潮時には水温は極小, 塩分は極大となっていた (Fig. 6 (b))。底層に比べると表層では, 水温変化または塩分変化と潮汐との関係は不明瞭であった。表層の塩分は, 小潮前後には, 干潮時に低下し, 満潮時に極大になる傾向が見られたが, 大潮前後には変動は小さかった。小潮前後でも, 日潮不等が大きく, 小さな干潮後の満潮 (8月23日午前, 8月24日午前) では, 表層塩分は低下しており, 半日周期の変動は不明瞭で日周期の変動が卓越していた。表層の水温は, 明瞭な潮汐との対応は認められなかった。その結果, 大潮前後では満潮時に表底密度差が大きくなり, 成層が強化された (Fig. 6 (b))。小潮前にはこうした成層強度と潮汐の対応関係は見られなくなり, 逆に干潮時に成層が強化された (Fig. 6 (b))。底層の塩分変動は大潮期に比べて小さいことから, このような干潮時の成層強化は, 表層の塩分が著しく低下することによるものと考えられる。続く大潮にかけて, 成層強度は再び満潮時に極大となるパターンに戻った。

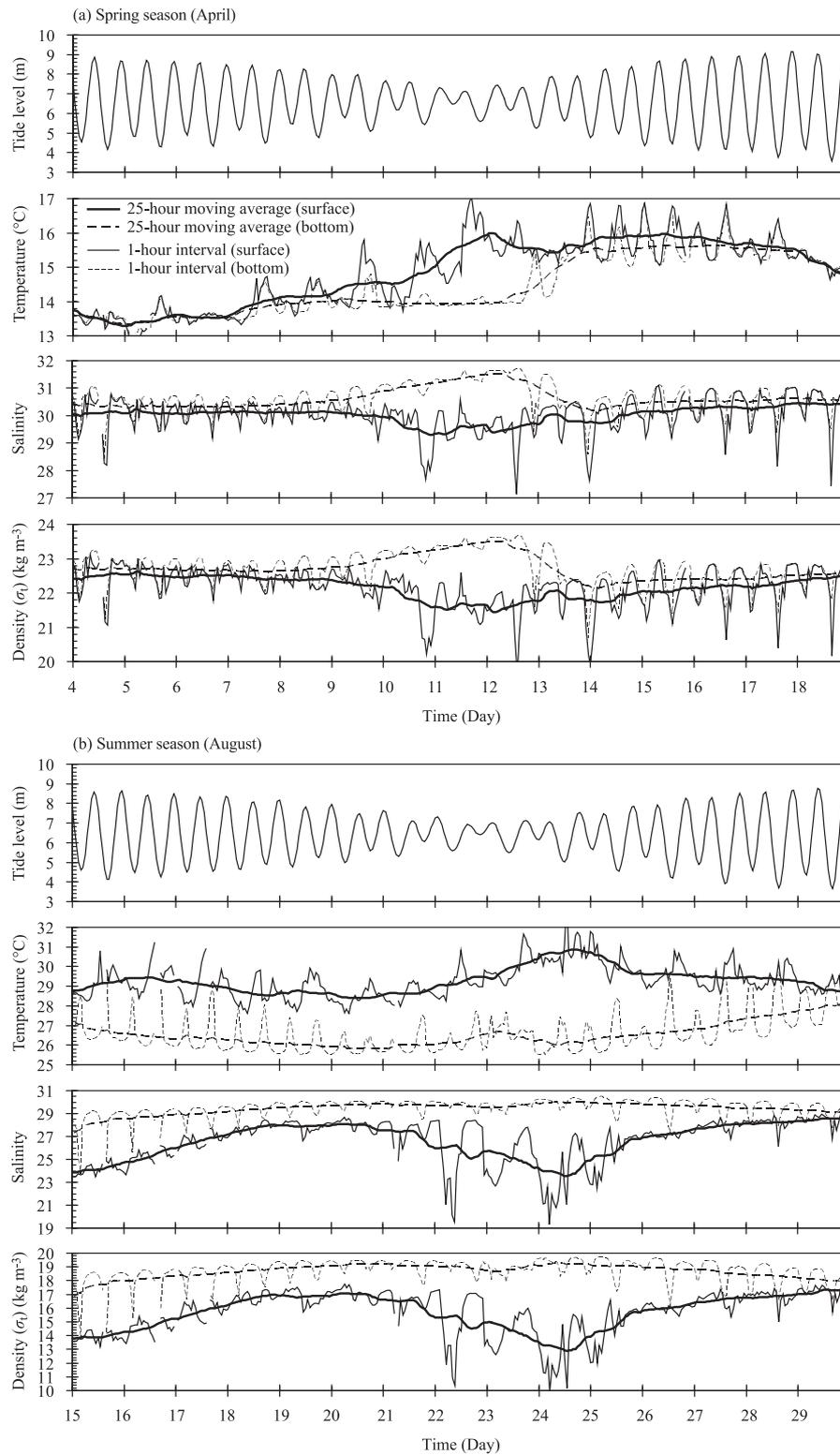


Fig. 6. Water temperature, salinity, and density (σ_t) at surface (solid line) and bottom (broken line) layers in (a) spring and (b) summer seasons.

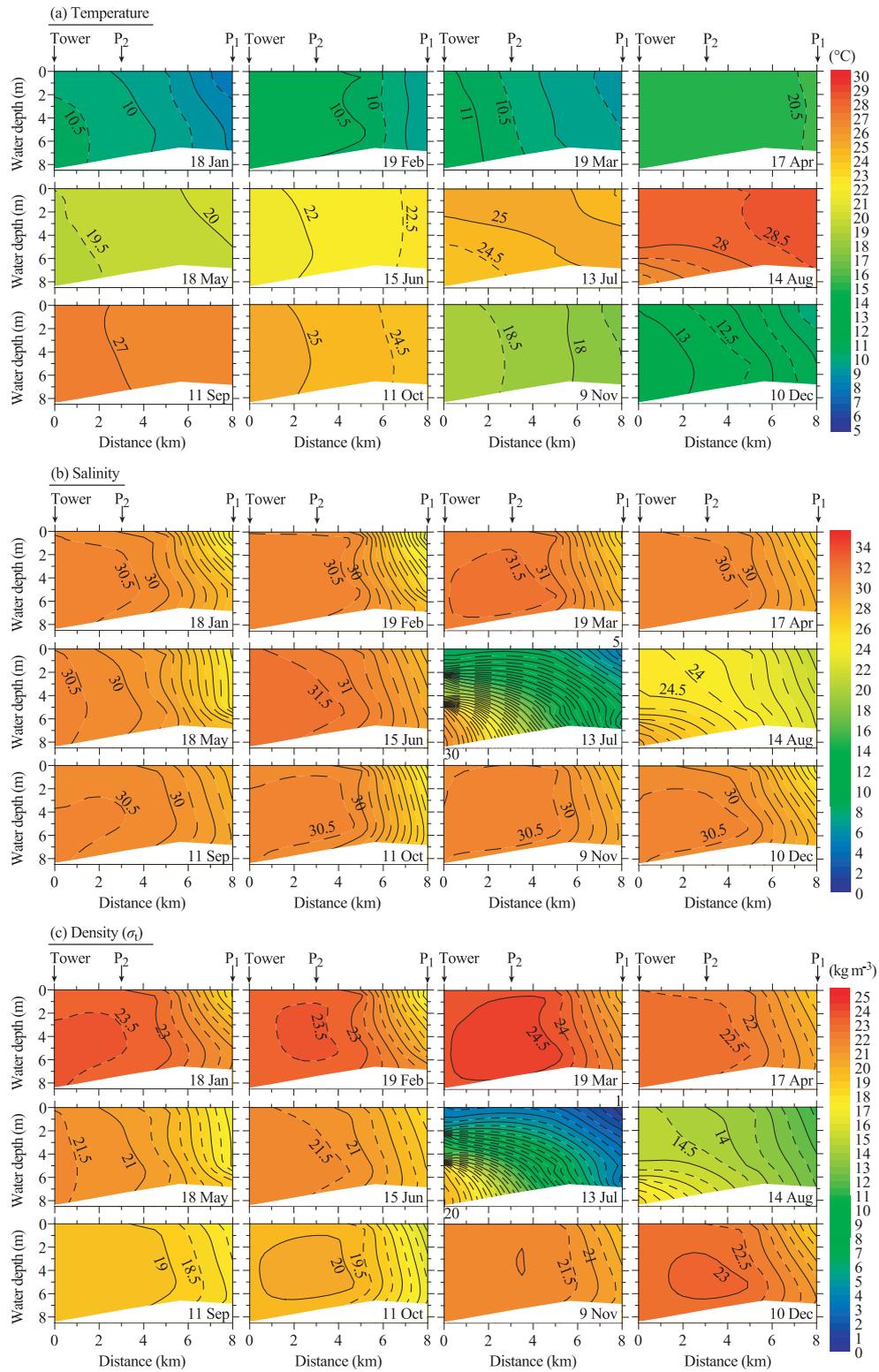


Fig. 7. Cross sections of (a) water temperature, (b) salinity and (c) density (σ_t) in the lower part of the Chikugo river estuary from January to December, 2007 observed at high tide in spring tide.

3.4 エスチュアリー下部の断面構造の季節変化

タワーの観測データと水資源機構の定期観測データを併せて、タワーから早津江川河口（地点 P₁）までの滞筋に沿った大潮満潮時の水温、塩分、密度の分布を描いた (Fig. 7)。年間を通して、河口側の方が沖側よりも低塩分・低密度というエスチュアリー特有の構造となっていたが、成層構造には季節的な違いが認められた。7月と8月では、表層で陸側から沖側にかけて高温・低塩水が分布し、底層では沖側から陸側にかけて低温・高塩水が分布していた。特に沖側では強い塩分成層が認められた (Fig. 7 (b))。最も沖側のタワー地点では、7月13日に $\Delta\sigma_t = -16.3 \text{ kg m}^{-3}$ ($\sigma_{t,s} = 3.7 \text{ kg m}^{-3}$, $\sigma_{t,b} = 20.0 \text{ kg m}^{-3}$)、8月14日に $\Delta\sigma_t = -3.4 \text{ kg m}^{-3}$ ($\sigma_{t,s} = 14.8 \text{ kg m}^{-3}$, $\sigma_{t,b} = 18.2 \text{ kg m}^{-3}$) となり、特に7月の成層化は顕著であった (Fig. 7 (c))。一方、9~6月では、河口の地点 P₁ 付近で表底塩分差 ΔS が拡大し、最大 (2月19日) で $\Delta\sigma_t = -4.5 \text{ kg m}^{-3}$ ($\sigma_{t,s} = 16.6 \text{ kg m}^{-3}$, $\sigma_{t,b} = 21.1 \text{ kg m}^{-3}$) となった (Fig. 7 (c))。しかし、全体的に表底水温差 ΔT と表底塩分差 ΔS は小さく (Fig. 7 (a), (b))、河口部以外はほぼ非成層化した (Fig. 7 (c))。

4. 考察

4.1 水温・塩分・密度の季節変化

有明海観測タワーにおける表層水温は、8月に最も高く、1月に最低であった (Fig. 2, 5)。表層と底層で水温の季節変化に大きな違いは見られなかった。ただ、底層の月平均水温は表層より1ヶ月遅れて9月に最高となった (Fig. 2)。7月下旬から9月上旬にかけての底層水温は、小潮時に低下、大潮時に上昇を繰り返しながらステップ状に上昇していた (Fig. 5)。8月には成層が維持されていたために鉛直的な熱輸送は制限されていたが、大潮ごとに間欠的に鉛直混合が強まり、それが熱の鉛直輸送の増加をもたらした。ステップ状の底層水温上昇と、表層に対して1ヶ月遅れた年間最高水温の出現の原因になったと考えられた。塩分は、表層および底層共に7月に突出して低く、特に表層における塩分低下は著しかった。

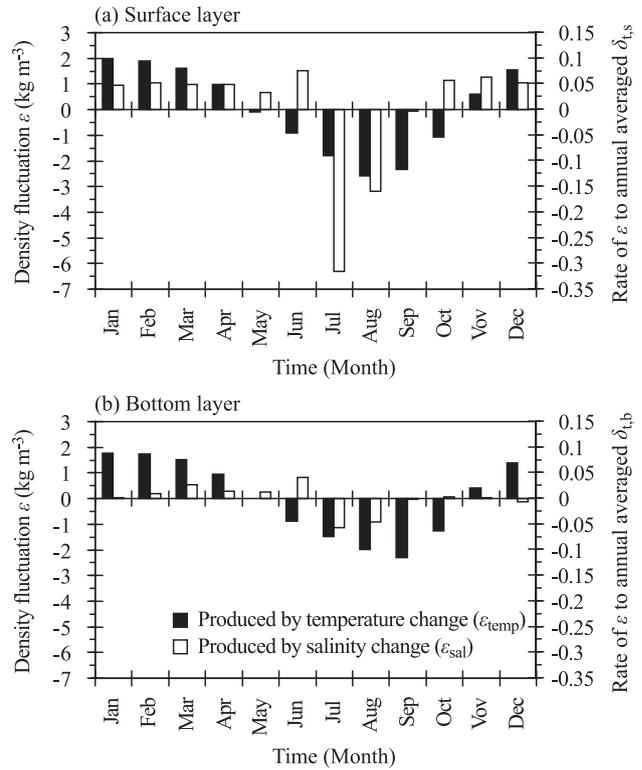


Fig. 8. Effects of changes in water temperature or salinity on seasonal change in density (σ_t). ϵ is monthly averaged values of hourly fluctuations for annual averaged densities $\sigma_{t,s}$ in surface layer or $\sigma_{t,b}$ in bottom layer.

表層に比べると、底層では月平均塩分の年間の変動幅は小さかった。これらを反映して、密度は表層では7月にもっとも低くなり、底層では7月ないし8月に最低となった (Fig. 2, 5)。密度が最高になるのは表層では1月、底層では1月ないし2月であった (Fig. 2, 5)。水温または塩分が密度の季節変化に及ぼす影響は、表層と底層で異なった (Fig. 8)。7月には、表層では月平均で $\epsilon_{sal} = -6.3 \text{ kg m}^{-3}$ (密度変化 ϵ の 78%) の密度低下が塩分低下によってもたらされた。底層では、密度低下に及ぼす塩分の影響は $\epsilon_{sal} = -1.1 \text{ kg m}^{-3}$ (密度変化 ϵ の 42%) であり、表層に比べて小さかった。8月には、表層では昇温により $\epsilon_{temp} = -2.6 \text{ kg m}^{-3}$ (密度変化 ϵ の 45%) の密度低下が生じ、密度低下に対する水温と塩分の寄与は同程度であった。底層では、 $\epsilon_{sal} = -0.9 \text{ kg m}^{-3}$ (密度変化 ϵ の 69%) で、密度低下に対して温度変化の影響

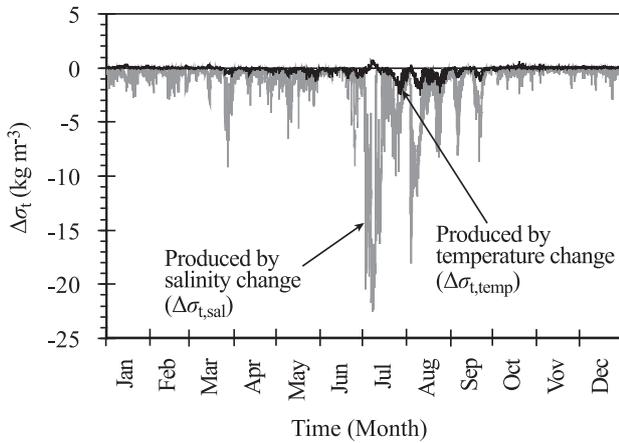


Fig. 9. Effects of changes in water temperature or salinity on density difference $\Delta\sigma_t$ between surface and bottom layers.

響が大きかった。底層密度の低下は9月に最も大きく、 $\epsilon_{temp} = -2.3 \text{ kg m}^{-3}$ (密度変化 ϵ の99%)で、密度変化のほとんどは水温変化によって生じていた。1月には低温化によって表層では $\epsilon_{temp} = 2.0 \text{ kg m}^{-3}$ (密度変化 ϵ の69%)の密度上昇が生じた。一方で、底層では $\epsilon_{temp} = 1.8 \text{ kg m}^{-3}$ (密度変化 ϵ の98%)で、密度上昇はほとんど冷却によって生じていた。以上のことから、筑後川エスチュアリー下部における密度の季節変化に対し、水温は表底両層、すなわち水柱全体に影響を及ぼし、塩分は主に表層に大きな影響を与えていることが明らかとなった。なお、 $\epsilon = (\epsilon_{temp} + \epsilon_{sal})$ が極端に小さくなければ(本研究の場合 $\epsilon > 0.6 \text{ kg m}^{-3}$)、式(4)または(5)において σ_t の変化に対する塩分依存性または温度依存性を無視したことによる ϵ (式(3)による ϵ)の推定誤差は、式(2)で評価した ϵ に対する相対誤差で最大でも0.7%程度(7月表層)であった。

特徴的な現象として、6月に表底両層で ϵ_{sal} が極大値をとり、水温上昇による密度低下を相殺していた。6月の塩分上昇はFig. 4(c)でも認められる。これについては年による違いが大きく(Fig. 2)、こうした違いは年々の河川流量変動の違いによるものと考えられる。ただし、2007年については、6月がそれより前の月に比べて特に河川流量が少ないわけではなく(Fig. 3)、この塩分上昇は河川流量変動以外の要因によって生じたと考えられる。風についても6月に特別な変化は見られなかつ

た(Fig. 3(e))。よって、外海からの高塩分水侵入など、有明海全湾規模の現象が原因になっている可能性が考えられる。

水温または塩分が表底密度差 $\Delta\sigma_t$ に及ぼす影響には、明確な差異が認められた(Fig. 9)。比較的強い成層($\Delta\sigma_t < -10 \text{ kg m}^{-3}$)がある時、 $\Delta\sigma_t$ に対する水温差 $\Delta\sigma_{t,temp}$ の寄与率は最大で21%であり(7月26日14時に $\Delta\sigma_t = -10.1 \text{ kg m}^{-3}$ に対して $\Delta\sigma_{t,temp} = -2.1 \text{ kg m}^{-3}$)、塩分差 $\Delta\sigma_{t,sal}$ の寄与率が約80%以上であった。上述したように、 ϵ_{temp} は表底両層で密度の季節変化の原因になっており、両層の ϵ_{temp} は同様の季節変動パターンを示した。一方、 ϵ_{sal} は表層で大きく底層で小さかった。その結果、 $\Delta\sigma_t$ の季節変化に対しては、表底塩分差 ΔS が支配的になっていると考えられる。なお、 $\Delta\sigma_t < -10 \text{ kg m}^{-3}$ では、式(7)または(8)において σ_t の変化に対する塩分依存性または温度依存性を無視したことによる $\Delta\sigma_t$ (式(6)による $\Delta\sigma_t$)の推定誤差は、実測値に対する相対誤差で最大でも1.9%(7月26日12時)であった。

4.2 海洋構造の季節変化

本観測結果では、筑後川エスチュアリー下部の成層構造は季節によって大きく変化することを示している。潮汐が大きく潮流が強いことで知られる有明海では、筑後川エスチュアリー-の密度構造は、一般に強混合型に分類されてきた(柳, 2001; 宇野木ら, 2008; 楠田・山本; 2008)。しかし、本観測では、比較的成層の強い緩混合型に加え、強成層型に近い形態も確認された。

エスチュアリー-の成層強度は、水柱が持つ初期有効位置エネルギーならびに対象水域における鉛直混合と浮力供給のバランスによって決定される。たとえば、7月13日(8時)は、大潮で潮汐混合が大きい時期であったが、強い成層が保たれていた(Fig. 7(c))。これは、7月2日~7月3日に $1,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ を超える出水が生じ、その後、7月13日においても日平均河川流量が $455 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (平時は約 $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)と大きかったことから、河川水による浮力供給が極めて大きかったためと考えられる。表面加熱による浮力供給の影響はこの時には小さかった(Fig. 9)。同じく大潮の8月14日(9時)には、河川流

量は比較的安定しており日平均河川流量は $76 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ であったものの、河口からタワーまで密度成層が認められ (Fig. 7 (c)), 緩混合型に近い構造となっていた。9月になると、タワーでは大潮時に鉛直混合し、小潮時に成層するサイクルが確認された (Fig. 5)。同様の傾向は1~6月にも認められた (Fig. 5)。このような大潮小潮周期の成層/非成層サイクルは、コロンビア川エスチュアリー (Jay and Smith, 1990), リバプール湾 (Simpson *et al*, 1990 ; Sharples and Simpson, 1995), ダートエスチュアリー (Thain *et al*, 2004) などで行われている現象である。

断面データは大潮満潮時のみであるが (Fig. 7), タイダルエクスカージョンがあるため、タワーにおける1点の鉛直観測データからでも水平的な海洋構造をある程度推定できる。4月には、干潮時に高温・低塩分、満潮時に低温・高塩分になっており (Fig. 6 (a)), 移流によって干潮時に陸側の水塊が、満潮時に海側の水塊がとらえられていると理解すると、Fig. 7の断面観測の結果とよく対応する。1潮汐間の表層塩分変動が小潮時に大きくなっていることは、表層塩分の水平勾配が小潮時に大きくなっていたことを示している。表層塩分の絶対値は小潮干潮時に大きく低下しており、小潮時には低塩分水がフロントを形成する状態で、沖合に広がっていたと考えられる。このような塩分場の大潮小潮周期変動は、小路ら (2006) が筑後川感潮河道から滞筋に沿って行った断面反復観測の結果 (Fig. 10) と良く合っている。8月の大潮期の潮汐周期変動 (Fig. 6 (b)) についても、干潮時に低塩分で成層の弱い河口側の水塊が移流し、満潮時には底層が低温・高塩分で強く成層した海側の水塊が移流してきたと理解すると、Fig. 7とよく対応している。パルス状の急激な底層水温の上昇および底層塩分の低下は (Fig. 6 (b)), そこで水温と塩分の水平勾配が大きくなっていることを示しており、沖合底層の高温・高塩分水塊の縁辺に安定してフロントが形成されていたことを示唆する。8月の小潮時には、大潮時と異なり、干潮時に成層が強くなっていた。これは干潮時に表層塩分が大きく低下する一方で、底層の水温と塩分はさほど変動しないためである。このことから、大潮時 (Fig. 7) と違って小潮時には、塩分および密度の水平勾配は底層で小さく、表層で大きかったと考えられる。底層の塩分

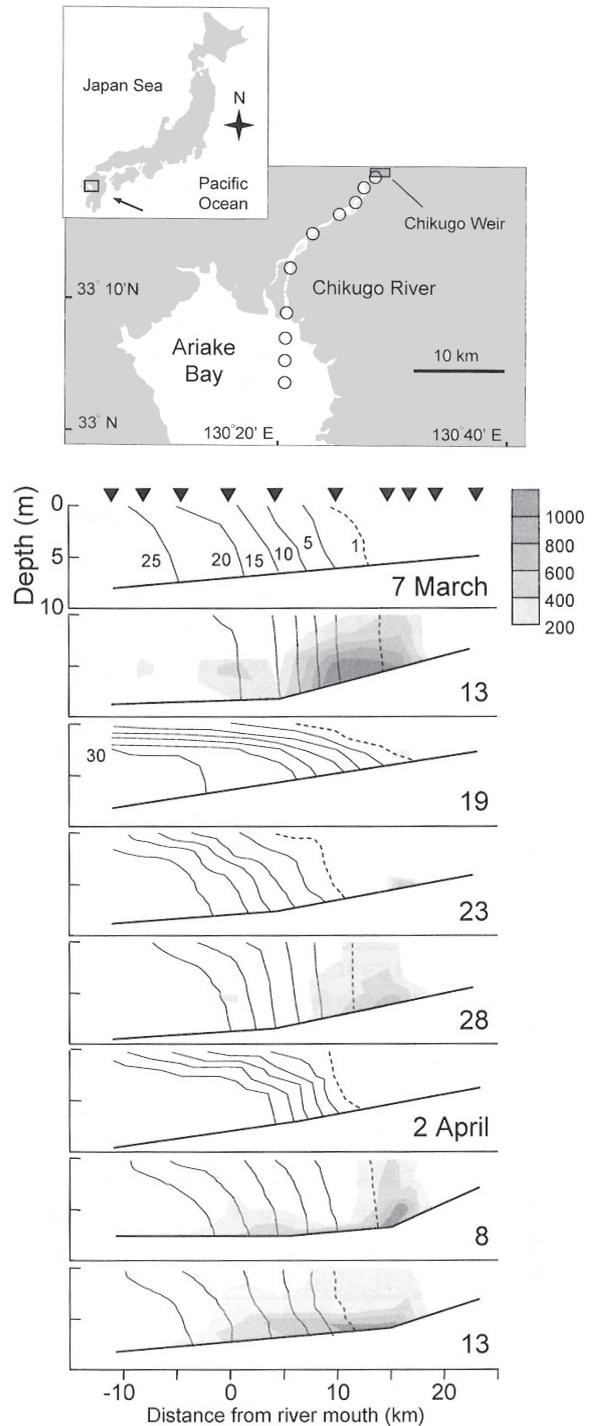


Fig. 10. Salinity contour lines and contour shading of turbidity (NTU) in the Chikugo River estuary from 7 March 13 April 2005. The sampling dates are indicated in each panel. The sampling locations are marked by circles in the upper panel. Figs are from Shoji *et al*. (2006).

が一定になることは、塩水楔型エスチュアリーの特徴である (Lewis, 1997)。したがって、小潮時には河口 (海図による) から沖合にかけて低塩分水が表層に張り出し、底層では塩水楔の先端が滲筋からさらに干潮河道内まで侵入したような形態になっていたと考えられる。以上から、筑後川エスチュアリー下部は、加熱期 (1~6月) には大潮小潮周期で強混合型~緩混合型ないし強成層型の構造変化を繰り返し、梅雨時の出水後には強成層型となり、その後河川流量が安定すると再び大潮小潮周期変動が卓越するようになり、大潮小潮周期で強混合型~緩混合型ないし強成層型の構造変動を繰り返し、冷却期後半 (10~12月) には強混合型が継続するようになるものと考えられる。なお、1地点のデータでは tidal straining (Simpson *et al*, 1990) の影響と潮流による水柱の移流を分離できないため、成層構造に関する詳細な検討は困難である。

4.3 海洋構造の大潮小潮周期変化

大潮小潮に応じた成層/非成層サイクルについて、Simpson *et al* (1990) や Sharples and Simpson (1995) は、大潮から小潮にかけて潮汐混合が弱まり、それに伴って密度流 (エスチュアリー循環) が強化されることによって生じると説明している。しかし、1~6月と10~12月の海洋構造を比較すると、河川流量や潮汐振幅、水温、塩分に大きな違いがないにもかかわらず、1~6月では大潮時に混合し、小潮時に密度成層するサイクルが認められ、10~12月ではそうしたサイクルは認められなかった (Fig. 9)。エスチュアリーに対する鉛直混合の駆動力としては、潮汐混合以外に風による混合、さらに表面冷却による対流がある。本観測では、風は1~6月 (平均 4.8 m s^{-1}) と10~12月 (平均 4.6 m s^{-1}) で大きな違いはないのでその影響は無視できよう。1~6月は年間最低水温の時期以降であり、大気からの加熱が徐々に増大し、浮力を供給する時期である。一方で、10~12月は海面冷却が海水の鉛直対流を引き起こし、水柱は潮汐混合に加えて鉛直対流によっても混合される。一度エスチュアリーが広範囲に混合してしまうと、小潮時に鉛直混合が弱まったとしても密度流が十分に発達できる状態には至らず、その結果小潮時でも成層しないものと考え

られる。すなわち、そうした熱環境の違いによって1~6月と10~12月で密度流の強弱に差異が生じ、大潮小潮に応じたエスチュアリーの構造変化が1~6月でのみ顕在化したと考えられる。本研究では、成層強度の季節変化に対する水温と塩分の影響の検討は行ったが、流速については十分な精度の連続データが得られなかったため、それを解析に用いることができなかった。今後、鉛直混合に対する潮流と海面冷却の効果を定量的に評価するために、正確な流速データを併用した解析が必要と考える。

なお、Fig. 5の表底密度差 $\Delta \sigma_t$ の経時変化は、完全な大潮小潮周期ではない。これは、潮流の大潮小潮周期以外の要因があるためである。例えば、3月後半の小潮時に比較的強く長期間の成層期があるが、これは出水の影響を受けている。Sharples and Simpson (1995) は、 N_2 modulation によって、1ヶ月の間の大潮でも混合が強い大潮と弱い大潮があり、それが続く小潮時の成層強度に影響を及ぼすと述べている。本観測では4月前半の大潮は小さく、後半の大潮は大きい。こうした傾向が5~6月と続く。しかし、それに対する成層強度の差異は明瞭ではない。むしろ、3~4月にかけて水温逆転が解消されたことが、その後の小潮時の成層強度の増大と成層期間の長期化に大きく寄与している (Fig. 5)。こうしたことから、熱環境が成層強度に及ぼす影響、小さくとも海面冷却による鉛直混合強度の変化や水平的な水温勾配などが成層強度に及ぼす影響は、エスチュアリーの構造の季節変化や大潮小潮周期変化を考えるうえでこれまで考えられていた以上に重要である可能性がある。

5. 結論

本研究では、海象観測タワーによる連続観測データを基に、筑後川エスチュアリー下部の水温・塩分・密度場の季節変化を明らかにした。密度の季節変化に及ぼす水温と塩分の影響をそれぞれ分離・解析することにより、水温は水柱全体の密度の季節変化に対して、塩分は表層密度の季節変化に対して影響が大きいことを示した。

筑後川エスチュアリーの構造は、従来は強混合型の形態を成すものと考えられていたが、淡水影響の強い夏季には緩混合型~強成層型の形態も存在することを確認し

た。成層強度の季節変化に対しては、水温よりも塩分の影響が大きく、密度成層が発達した時（表底密度差 $\Delta\sigma_t < -10 \text{ kg m}^{-3}$ ）には、 $\Delta\sigma_t$ の約80%以上が表底塩分差 ΔS によって生じていた。

筑後川エスチュアリー下部の構造には、季節変化以外に、大潮時に混合（あるいは成層弱化）、小潮時に成層（あるいは成層強化）という、大潮小潮周期に応じた成層強度の変化があることを明らかにした。ただし、河川流量や潮汐振幅、風速、水温、塩分に大きな違いがなかった1~6月と10~12月では、前者で大潮小潮に応じた成層/非成層サイクルが生じたものの、後者でそうしたサイクルは認められなかった。これは、1~6月は加熱期であり海面熱フラックスが浮力供給として働くのに対して、10~12月は冷却期であり潮汐混合に加えて海面冷却による鉛直対流が鉛直混合の駆動力として経常的に働くためであると考えられた。

謝 辞

本研究の遂行にあたり、水質資料をご提供いただいた独立行政法人水資源機構筑後大堰管理所、および河川流量と風速のデータをご提供いただいた国土交通省筑後川河川事務所に心よりお礼申し上げます。また、本文中では既往の研究成果（小路ら、2006）の一部を引用させていただいた。図版の転載を許可していただいた著者および水産海洋学会に深く感謝いたします。最後に、これまで本観測タワーの維持管理にご尽力いただいた山辺宏輔氏をはじめとする佐賀大学有明海総合研究プロジェクトの関係者各位、元佐賀大学農学部教授の瀬口昌洋研究室の学生諸氏に感謝の意を表します。

References

Dyer, K. R. (1997): *Estuaries — a physical introduction*. John Wiley & Sons, 195 pp.

藤本昌宣 (1989): 佐賀大学有明海海象観測システムの概要. 浅海干潟総合実験施設研究紀要, 3, 43–59.

濱田孝治・速水祐一・山本浩一・吉野健児・大串浩一郎・平川隆一・山田裕樹 (2007): 有明海奥部における貧酸素水塊の形成・解消過程の観測. 海岸工学論文集, 54, 1121–1125.

速水祐一・扇山舟・山田正徳・山田政彦・竹村公宏・武岡英隆 (2005): 宇和海・北灘湾におけるクロロフィル *a* 濃度の季節・経年変化. 水産

海洋研究, 69, 1–9.

Horn, A. J. and C. R. Goldman (1994): *Limnology (2nd edition)*. MacGraw-Hill, 576 pp.

Jay, D. A. and J. D. Smith (1990): Circulation, density distribution and neap–spring transitions in the Columbia River Estuary. *Progress in Oceanography*, 25, 81–112.

楠田哲也・山本晃一 (2008): 河川汽水域—その環境特性と生態系の保全・再生. 技報堂出版, 63–70.

Lewis, R. (1997): *Dispersion in Estuaries and Coastal Waters*. Wiley, 312 pp.

万田敦昌・兼原壽生・青島隆・筒井博信・木下宰・中田英昭・柳哲雄 (2006): 有明海中央部における物質輸送過程の季節変動. 海の研究, 15 (6), 465–477.

McLusky, D. S. and M. Elliott (2004) *The Estuarine Ecosystem*. Oxford University Press, 214 pp.

Sharples, J. and J. H. Simpson (1995): Semi-diurnal and longer period stability cycles in the Liverpool Bay region of freshwater influence. *Continental Shelf Research*, 15, 295–313.

小路淳・鈴木啓太・田中克 (2006): 2005年春期の筑後川河口域高濁度水塊における物理・生物環境に対する潮汐および河川流量の影響—スズキ生育場としての評価. 水産海洋研究, 70 (1), 31–38.

Simpson, J. H., J. Brown, J. Matthews and G. Allen (1990): Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries and Coasts*, 13 (2), 125–132.

Thain R. H., A. D. Priestley and M. A. Davidson (2004): The formation of a tidal intrusion front at the mouth of a macrotidal, partially mixed estuary: a field study of the Dart estuary, UK. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 61, 161–172.

UNESCO (1981): Background papers and supporting data on the international equation of state of seawater 1980. *Unesco Technical Papers in Marine Science*, 38, 7–9.

宇野木早苗・山本民次・清野聡子 編 (2008): 川と海 流域圏の科学. 築地書館株式会社, 297 pp.

van Maren, D. S. and P. Hoekstra (2004) Seasonal variation of hydrodynamics and sediment dynamics in a shallow subtropical estuary: the Ba Lat River, Vietnam. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 60, 529–540.

八木宏・村松航裕・井瀬肇・木元克則 (2006): 夏季有明海干潟前縁域における流動構造と貧酸素水塊の動態に関する現地観測. 海岸工学論文集, 53, 986–990.

山口創一・速水祐一 (2009): 有明海湾奥における出水後の低塩分水塊の挙動およびその水質への影響. 沿岸海洋研究, 46, 161–173.

柳哲雄 (2001): 沿岸海洋学—海の中でのものはどう動くか—. 恒星社厚生閣, 153 pp.

柳哲雄・下村真由美 (2004): 有明海における成層度の経年変動. 海の研究, 13 (6), 575–581.

横内克己・半田亮司・川村嘉広・吉田雄一・山本憲一・清本容子・岡村和磨・藤原豪 (2004): 有明海における水質環境の水平分布と経時変化. 海と空, 80 (4), 141–162.

Seasonal and spring-neap tidal changes in ocean structure of the lower Chikugo river estuary based on monitoring data from oceanographic observation tower

Yuji Ito[†], Yuichi Hayami[†], Toshiya Katano[†], Masumi Koriyama[‡]

Abstract

Results from the continuous measurement with the oceanographic observation tower of the Saga University show the detailed seasonal variation in structure of the lower Chikugo river estuary. Although the Chikugo river estuary was considered to be a well-mixed type estuary, our results showed that it sometimes appears to be moderately-mixed type or strong-stratified type estuary. It was quantitatively evaluated that salinity had larger effects on the seasonal variation in density stratification than temperature. After the flood in the rainy season, low saline water discharge from the river to sea surface produced a strong-stratified type. Moreover, fluctuations of stratification with spring-neap tidal cycle, mixed (or stratification was weakened) in spring and stratified (or stratification was strengthened) in neap, were revealed. For January to June and October to December, the spring-neap tidal cycle in stratification appeared only in the former period despite the non-significant differences in river discharge, tidal oscillation, wind speed, water temperature, and salinity between both periods. During the latter period, the water column was almost usually well mixed. It would be caused by the seasonal change in surface heat flux, i.e., in the latter period the vertical convection by surface cooling as well as tidal mixing play roles in mixing force, while in the former period surface heating supply buoyancy to the water column in the estuary.

Key words: Ariake sea, Chikugo river estuary, Continuous measurement, Seasonal variation, Neap-spring cycle

(Corresponding author's e-mail address: hayami@cc.saga-u.ac.jp)

(Received 23 July 2011; accepted 17 November 2011)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2012)

[†] Institute of Lowland and Marine Research, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga 840–8502, JAPAN

[‡] Faculty of Agriculture, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga 840–8502, JAPAN