

瀬戸内海における通過流の経年変動

Annual variation of throughflow in the Seto Inland Sea

駒井克昭¹・金キョンヘ²・池原貴一³・日比野忠史⁴

Katsuaki KOMAI, Kyung-hoi KIM, Kiichi IKEHARA, and Tadashi HIBINO

The latitude of the Kuroshio stream axis is closely related to the intrusion of the Kuroshio water mass and the throughflow offshore from two open boundaries. The water densities at entrances depend on the intrusion difference of the Kuroshio water mass. A new data processing method, which accounts for various data of water quality measured at different observation points under different river discharge rates, is proposed to let the model be applicable to long-term and wide-area simulations. The throughflow depends on the boundary sea level difference and the density gradient between boundaries caused by the intrusion of the Kuroshio water.

1. はじめに

将来に予想される地球温暖化に備え、海岸および港湾整備のあり方を検討するには、地球規模の環境変動との関連が予想される海流変動が沿岸域での平均潮位の上昇や異常潮位、ならびに水質（滞留域、沿岸生態系）等に及ぼす影響を明らかにする必要がある。このため、過去に蓄積された海洋観測データを有効利用して流れ場のメカニズムを解明すること、ならびに沿岸海域がどのような流れ場となるか予測する技術を確立することが技術的課題となる。

瀬戸内海は21の一級河川を有し、陸域から流入する淡水と豊後水道と紀伊水道を通じて流入する外洋水が流れ場に影響を及ぼしている。河川流量と黒潮の流路変化の数年平均トレンドは瀬戸内海の流れ場との関係が強く、平均的な流れ場を生み出す要因となることが明らかにされている（Komaiら, 2007）。一方、異常気象による極端な河川流量の増減や豊後水道東岸海域での黒潮起源の暖水塊が突発的に流入する「急潮」（例えば、秋山ら, 1984；武岡ら, 1988）、黒潮の九州東方沖での小蛇行（例えば、関根, 1985）、紀伊半島南西沖での「振り分け潮」（Takeuchiら, 1998）等、年スケール以下の現象に対する瀬戸内海の流れ場の応答については明確な知見はないのが現状である。これは、そもそも半日周潮による非定常性が強いために平均流成分を検出することが難しいことと、平均流が生み出す長期的な水構造の変化を見出せるほどの広域的かつ質の高い観測データを連続的に得ることが難しいためである。

本論文では、1982～99年における海洋観測データをもとに黒潮流軸緯度に加えて黒潮自身の水理特性（流速と

水位）の変動が瀬戸内海開口部（豊後水道と紀伊水道）の流れ場と水質に及ぼす影響を分析するとともに、限られた観測データを最大限に有効利用した適合性の高いデータを作成し、流れ場の長期変動を診断モデルによって数値解析することで、瀬戸内海の通過流の経年変動メカニズムを考察した。

2. 瀬戸内海開口部の流れ場が外洋から受ける影響

(1) 解析対象データ

図-1は瀬戸内海における一級河川の河口位置（□）、水位（●）、水質（×）、海面気圧（▲）の観測地点、黒潮の年別平均流路（数字は西暦年の下2桁）、および数値解析の開境界位置（豊後水道南端と紀伊水道南端の破線）を示している。まず、黒潮の水理条件として、流軸緯度と流軸上での北向きの表面流速の実測データを解析した。流軸緯度は海上保安庁が発表している流軸位置データから求めた。表面流速は日本海洋データセンターで公開されている海洋観測データを用い、黒潮流軸の±0.5°N内の範囲のデータを抽出し、豊後水道南方沖（131.5～133°E）と紀伊水道南方沖（134.2～135.8°E）に分類した。一方、瀬戸内海開口部の水理条件として、各県所管の水産試験場等で実施されている毎月定期観測による水温・塩分データを解析した。本データは図-1の×印に示す瀬戸内海全域で主に水深5m, 10m, 15m, 25m, 50m, および100mの水温・塩分が測定されている。

(2) 黒潮の位置と開口部への外洋水の流入

図-2は豊後水道南方(a)と紀伊水道南方(b)での黒潮流軸緯度と黒潮流軸上の表面流速、および表面流速差(c)（豊後水道南方－紀伊水道南方）の経年変化（1982～99年）を示している。なお、ここで示した表面流速は水深20m以浅の北向き流速成分である。紀伊水道南方沖の黒潮小蛇行は主に82～83, 86～88, および90～91年頃で数年スケールで変化するのに対し、豊後水道南方沖では九州東方での小蛇行のため流軸緯度は安定しない（図-2(a),

1 正 会 員 博(工) 広島大学助教 大学院工学研究科
2 学生会員 広島大学 大学院工学研究科
3 学生会員 広島大学 大学院工学研究科
4 正 会 員 博(工) 広島大学准教授 大学院工学研究科

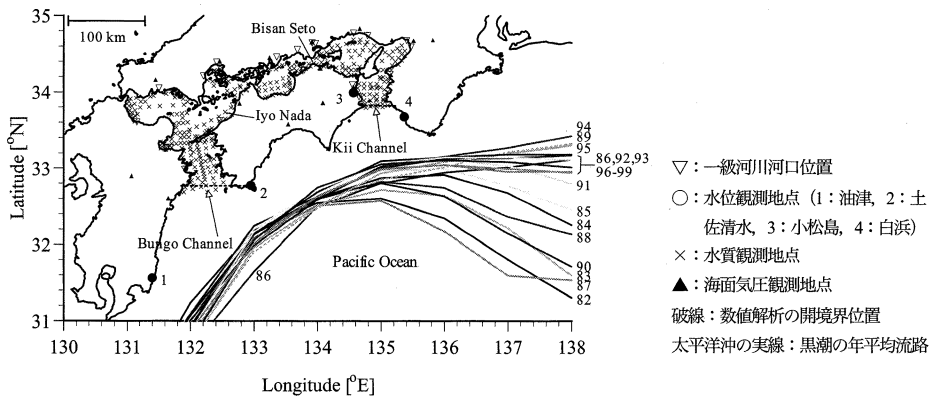


図-1 瀬戸内海における一級河川と観測地点の位置

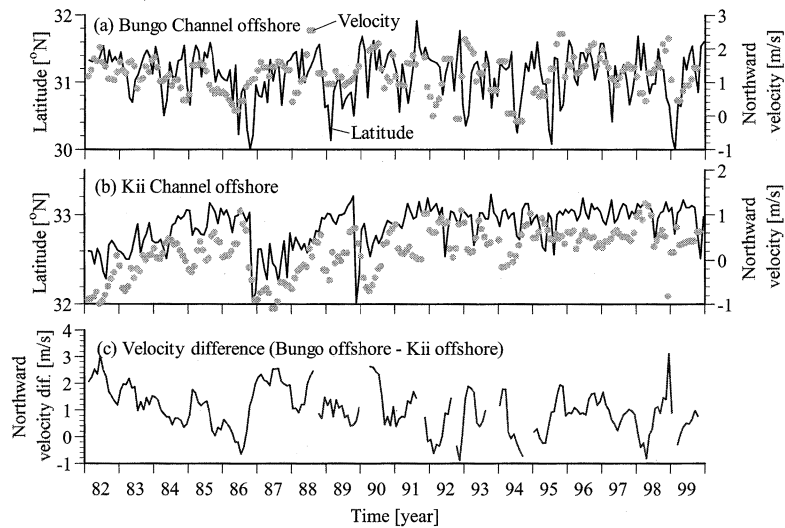


図-2 豊後水道南方(a)と紀伊水道南方(b)での黒潮流軸緯度と黒潮流軸上の表面流速、および表面流速差(c)の経年変化

(b)). 外洋から瀬戸内海開口部に向かう(北向き)の黒潮の表面流速は流軸緯度変動に良く一致し、豊後水道と紀伊水道での流速差も経年的に変化している(図-2(c))ことから、両水道南方沖での流軸緯度は瀬戸内海への黒潮系水塊の流入圧と通過流に関連することが推測される。

(3) 黒潮流軸位置と開口部への流入水塊密度

図-3は豊後水道と紀伊水道の南方沖における黒潮流軸の緯度差(a)と黒潮流軸上の北向き流速差(b)に対する豊後水道と紀伊水道における底層密度差の応答(1982～1999年の各年平均値)を示している。ここに、図中の直線は最小二乗法で求めた近似直線を示している(以後の図中に示す直線も同様)。各軸の値は豊後水道(南方)－紀伊水道(南方)の値を示している。豊後水道と紀伊水道の底層密度差は流軸緯度差に良く対応しており、黒潮

が接岸する(流軸緯度差が大きくなる)と底層密度差が大きくなる。同様に、北向き流速差と底層密度差の相関も良く、紀伊水道側での黒潮の流入が強まる(流速差が大きくなる)と密度差は小さくなる。以上のことから、開口部密度場は開口部南方の黒潮流軸緯度と北向き流速に強く影響を受けており、黒潮系水塊の流入の強さが開口部の密度場の年変動の支配要因となっていることが考えられる。

3. 瀬戸内海における流れ場の数値解析法

(1) 数値モデルの概要

瀬戸内海スケールの流れ場を平面二次元数値解析モデルで再現計算する。水位境界条件として紀伊水道南端(白浜、小松島)と豊後水道南端(土佐清水、油津)の

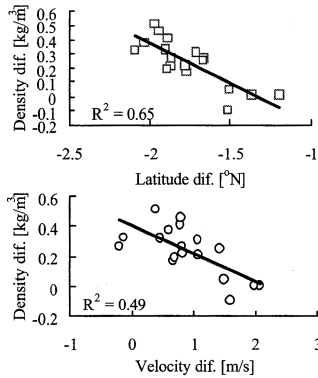


図-3 黒潮流軸の緯度差(a)および北向きの流速差(b)に対する底層密度差の応答

日平均水位(気象庁、図-1)を用い、時間的には線形補間で与えた。計算領域は図-1に示されている破線よりも北側の瀬戸内海全域であり、各計算格子(3.6km四方/計算格子)での密度は瀬戸内海全域の各県水産試験場で測定された水質データ(表層5mと底層の水温、塩分データ、同時期に最大338地点、最小191地点)を平面的に補間(次節で詳述する)した後、静水圧近似した密度データと同化させて長波方程式を有限差分法で解き、日平均での流れ場を計算する。基礎式は以下の通りである。

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) - fN$$

$$= -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-H}^{\eta} \rho(z) dz d\zeta - \rho_0 \eta_0 \right) + \frac{\tau_s^{(x)}}{\rho_0} - \frac{\tau_b^{(x)}}{\rho_0} \quad (1)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + fM$$

$$= -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-H}^{\eta} \rho(z) dz d\zeta - \rho_0 \eta_0 \right) + \frac{\tau_s^{(y)}}{\rho_0} - \frac{\tau_b^{(y)}}{\rho_0} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$M = \int_{-H}^{\eta} u dz, \quad N = \int_{-H}^{\eta} v dz \quad (4)$$

ここに、 x, y : 水平方向の座標軸、 z : 鉛直方向の座標軸、 u, v : 水平方向流速、 M, N : 線流量、 f : コリオリパラメータ、 g : 重力加速度、 ρ : 密度、 ρ_0 : 基準密度、 H : 基準海面($z=0$)からの水深、 η : 基準海面からの水位偏差、 D : 全水深($=H+\eta$)、 η_0 : 圧力水頭に換算された海面気圧変化、 ζ : ダミー変数、 τ_s : 底面せん断応力である。計算では一級河川からの河川流量および海面気圧分布についても考慮されている。

(2) 実測密度データの処理法

計算格子(i, j)において、観測値にある程度の誤差が含まれることを考慮して、以下の式(5)、(6)に従って直近の3点の観測値に距離の重みをつけてデータを平均することで空間的な内挿を行う。

$$\rho'_{i,j} = \sum_{k=1}^3 \frac{1}{L_k^2} \rho_k / \sum_{k=1}^3 \frac{1}{L_k^2} \quad (5)$$

$$L_k = \sqrt{(x_k - x_{i,j})^2 + (y_k - y_{i,j})^2} \quad (6)$$

ここに、 i, j : 東西および南北方向の計算格子番号、 ρ' : i, j : 計算格子(i, j)の補間後の密度、 ρ_k : 観測点 k での実測密度、 L_k : 計算格子(i, j)から観測点までの距離である。

ただし、観測点は概ね定められているが、観測月によっては欠測が多いこともある。したがって、本手法では月毎に異なる範囲の観測データを用いることを許すため、特に欠測の多い月で出水の顕著な時期には内挿したい点から遠く離れた別の水塊特性をもつデータを内挿の計算データとして用いる可能性がある。また、瀬戸内海においては地形が複雑に入り組んでいるため、遠く離れた2点のデータの間には島などの陸地があることが多い。このため、各メッシュでのデータのばらつきの指標を定め、極力欠測が少なくかつ適合性の高い同化データの作成を試みた。すなわち、各メッシュにおける最も大きい擾乱に相当する流れ場の代表長さとして M_2 潮の半周期(約6時間)で水が移動する距離を R 、補間する際に用いた3点の観測値のうち最も遠い観測地点までの距離を L_3 として定め、 R の L_3 に対する比 R/L_3 を各計算格子の観測値への依存度の指標とした。ここに、 R は M_2 潮を紀伊水道と豊後水道の水位境界条件として与えた数値計算結果から各メッシュで求められており、このときの M_2 潮の調和定数は1982年から1999年の18年間の毎時潮位から定めている。このときの瀬戸内海全海域の R の平均値は約1.4 kmである。

(3) 解析に用いた密度データの海域特性

図-4は解析対象全領域での1982~1999年の各月の R/L_3 の頻度分布を示している。全期間の全海域平均値は0.120である。全データのおよそ90%において $R/L_3 > 0.110$ を満足しており、ほとんどの海域において M_2 潮で生じる流れの約10倍の範囲内で3つの観測値が得られている。図-5は瀬戸内海における海域別平均の R/L_3 を示している。伊予灘および備讃瀬戸では他海域に比べて R/L_3 が相対的に低いのは、これらの海域では他の海域に比べて単位海域面積当たりの観測点数が少ないことが理由である(図-1参照)。ただし、伊予灘に関しては海域に流入する河川流量が少ない(平均流量が46m³/s)ため、 R/L_3 が小さな値でも三点の密度データのばらつきが小さければ適用

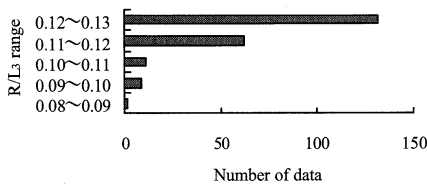


図-4 瀬戸内海全域で平均された R/L_3 の分布（1982～1999年の各月の合計値）

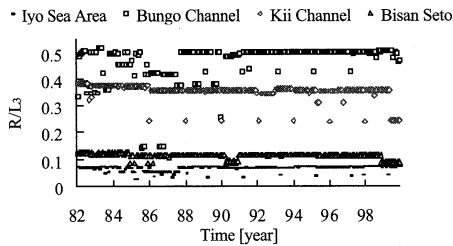


図-5 海域別の R/L_3 の時系列

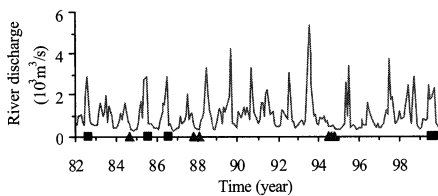


図-6 月平均通過流量と全海域平均の R/L_3 と総河川流量

性が十分な内挿が行えたとした。図-6は全海域平均の R/L_3 と総河川流量および適用性の低いデータを示す。三点の密度データのばらつき（標準偏差）が大きい場合には、出水の影響を受けているか、または異常値が含まれていると判断し、その上で、①観測点までの距離が遠い場合、あるいは②観測点までの距離は近くて出水の影響の可能性がない場合に適合性が低いデータであると決定する。条件①は以下に示す式(7)と(8)，条件②は式(9)のように定式化した。

$$\sigma_\rho > 1.0[\text{kg/m}^3], R/L_3 < 0.110 \quad (7)$$

$$\sigma_\rho > 1.0[\text{kg/m}^3], R/L_3 > 0.125 \quad (8)$$

$$Q_R < \overline{Q_R} \times 0.8[\text{m}^3/\text{s}] \quad (9)$$

ここに、 σ_ρ ：密度の標準偏差（ kg/m^3 ）， Q_R ：総河川流量（ m^3/s ），バーは18年平均値を示している。条件①は図-6中の定義軸上に示した■，条件②は図-6中の▲にあたる。この結果より，適用性の低い密度分布データは11箇月分となり，これらを除いて考察を行う。

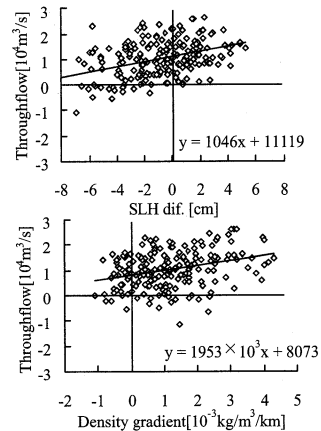


図-7 ケース1での境界水位と計算通過流量の関係（上図）と開口部密度勾配と計算通過流量の関係（下図）

4. 通過流の境界水位差と密度勾配への依存性

通過流の支配要因を考察するため，実測密度を考慮したケース1と密度を一定（ $=1024\text{kg/m}^3$ ）と仮定したケース2の解析を行い，開口部水位差ならびに開口部密度差が両ケースの通過流量差に及ぼす影響を考察した。

図-7は計算通過流量と開口部水位差および開口部密度勾配の関係を示しており，両者ともに通過流量と弱い相関がある。決定係数はそれぞれ0.15，0.10であり，通過流の支配要因は第一に開口部水位差，第二に開口部密度勾配となっている。なお，図-8は豊後水道と紀伊水道での水位差と密度勾配の関係（豊後水道－紀伊水道）を示しており，両者にも弱い相関（決定係数が0.14）がある。これは図-3で示したことに関連しており，外洋からの黒潮系水塊の流入が水位差や密度勾配等の一連の流れ場を形成する要因となっていることが示唆される。図-9はケース2の計算通過流量と開口部水位差の関係を示しており，相関が強く（決定係数が0.88），水位差に対する流量変化率が $3,315\text{m}^3/\text{s}/\text{cm}$ に達している。①ケース2の近似直線は原点の近くを通るのに対してケース1ではそうでないこと，②ケース2での水位差に対する流量変化率（図-7上図の直線の傾き）がケース1（図-9）より小さいこと，③ケース1では近似直線からのばらつきが大きい（ケース1と2の標準偏差は $6,784\text{m}^3/\text{s}$ ， $3,294\text{m}^3/\text{s}$ ）ことから，実現象では開口部水位差が主な通過流の駆動力となり，密度勾配によって通過流量に偏差が生じると考えられる。

図-10は2通りの方法で算出された密度勾配と備讃瀬戸におけるケース1と2の通過流量差（豊後水道から紀伊水道への流れが正）の関係を示している。ここに，密度勾配の算出方法は以下の通りである。

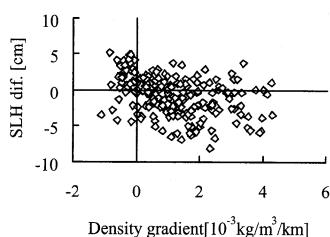


図-8 豊後水道－紀伊水道間での密度勾配と豊後水道と紀伊水道の水位差（豊後水道－紀伊水道）の関係

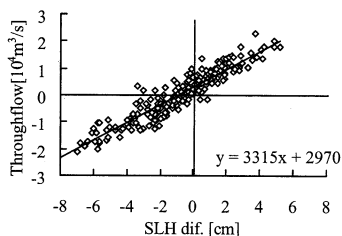


図-9 ケース2での境界水位と計算通過流量の関係

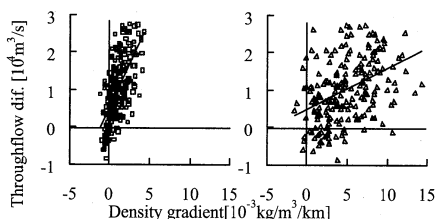


図-10 2通りの方法で算出された密度勾配と備讃瀬戸におけるケース1と2の通過流量差の関係

黒潮系水塊の流入圧差は開口部密度場の年変動の支配要因の一つとなっていることが考えられる。

- 2) 瀬戸内海全域の広い範囲にわたって流れ場の経年変動を考察するため、水質データの観測点の違いや出水によるばらつきを考慮した数値計算のためのデータ処理法を提案した。
- 3) 瀬戸内海の通過流は平均的には豊後水道からの流入が強く、この通過流の支配的な駆動力は開口部での水位差である。また、開口部の密度差は瀬戸内海内部の密度勾配よりも通過流に及ぼす影響は大きく、黒潮の流路変化に起因した外洋水の流入現象が通過流を加速させていると考えられる。

謝辞

本研究の一部は科学研究費補助金（若手研究(B)，課題番号18760376）の助成を受けて実施されている。黒潮流軸位置は海上保安庁、沿岸の検潮所の水位および海流データは日本海洋データセンターでまとめられている観測データである。水温・塩分データは各県所管の水産試験場等で取得されている。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 秋山秀樹，柳哲雄（1984）：宿毛湾における水温急変現象の機構，沿岸海洋研究ノート，22，pp.61-66。
- 関根義彦（1985）：黒潮大蛇行の形成過程，月刊海洋，Vol. 17，No. 5，pp. 274-282。
- 武岡英隆，永田豊（1988）：シンポジウム「急潮－沿岸と外洋の相互作用－」のまとめ，沿岸海洋研究ノート，30，pp. 1-3。
- Komai, K., Hibino, T., and Matsunaga, Y. (2007): Influence of the Kuroshio stream path variation on current fields in the Seto Inland Sea, Proceedings of the 14th PAMS/JECSS Workshop, pp. 244-247.
- Takeuchi, J., Honda, N., Morikawa, Y., Koike, T., and Nagata, Y. (1998): Bifurcation current along the southwest coast of the Kii Peninsula, Journal of Oceanography, Vol. 54, pp. 45-52.

5. おわりに

本論文で得られた主要な結論を以下に示す。

- 1) 両水道南方沖での流軸緯度は瀬戸内海への黒潮系水塊の流入圧と通過流に関連することが推測された。