

特集 2 「海洋気象業務に関する最新の技術的動向 II」

日本沿岸海況監視予測システムに向けた瀬戸内海モデルの開発

坂本 圭 *1・山中 吾郎 *1・辻野 博之 *1・中野 英之 *1・浦川 昇吾 *1・
碓氷 典久 *1・平原 幹俊 *2・小川 浩司 *3

要 旨

沿岸海況の監視・予測情報の高度化と、異常潮位などの沿岸防災に関する情報の発表に資することを目的とした「日本沿岸海況監視予測システム」瀬戸内海版の現業運用が開始される予定である。気象研究所海洋・地球化学研究部は、本システムの基盤となる水平解像度約 2km の沿岸海洋モデル「MRI.COM-Seto」を開発した。本稿では、MRI.COM-Seto の詳細なモデル設定と、検証のために行った実験の結果を紹介する。実験はデータ同化手法による初期値化を行っていないフリーラン実験であるが、海面水温及び沿岸潮位における数日から季節スケールまでの時間変動を現実的に表現した。また、潮汐混合パラメタリゼーションの導入、沿岸の摩擦強化、一級河川流量データの利用といった沿岸モデル独自の調整・高度化を行い、それらが水温・塩分場と流れ場の再現性向上に寄与することを示した。

1. はじめに

気象研究所海洋・地球化学研究部では、現業運用予定の新しい「日本沿岸海況監視予測システム」に向けて、高解像度日本沿岸海洋モデルを開発している。このモデルは、沿岸の主要な地形と運動過程を表現するために、水平解像度を約 2km と、現行の海況監視・予測システム (MOVE-WNP) の約 10km に比べておよそ 5 倍高解像度化した沿岸モデルである。これまでに、日本全域を覆う沿岸モデル「MRI.COM-JPN」のプロトタイプを開発し、昨年度の測候時報 (坂本ほか, 2014) で報告した (以下「昨年度報告」という)。新システム計画の背景についてもそちらを参照されたい。

これまでではシステムの計画・開発段階であったが、領域を瀬戸内海に絞ったシステムが先行

運用されることになった。それを受けて我々は、MRI.COM-JPN をベースに領域を狭めた瀬戸内海モデル (MRI.COM-Seto) の開発に注力してきた。昨年度報告では開発中のモデルの結果を一部紹介したが、その後に開発と検証を進め、モデル設定をほぼ決定することができたので報告する。

本稿の構成は次のとおりである。まず、現業運用される瀬戸内海モデルの設定を詳細に記述する (第 2 章)。次に、本モデルのパフォーマンスの概要を示すために、フリーラン実験における海況の時間変動の再現性を紹介する (第 3 章)。さらに、モデル検証を踏まえて独自に行ったモデルの調整について、詳細な実装内容とそのインパクトを示す (第 4 章)。最後に、モデル開発の成果とこれからの課題をまとめる (第 5 章)。

*1 気象研究所海洋・地球化学研究部 *2 地球環境・海洋部海洋気象情報室 *3 福岡管区気象台

2. モデルと実験設定

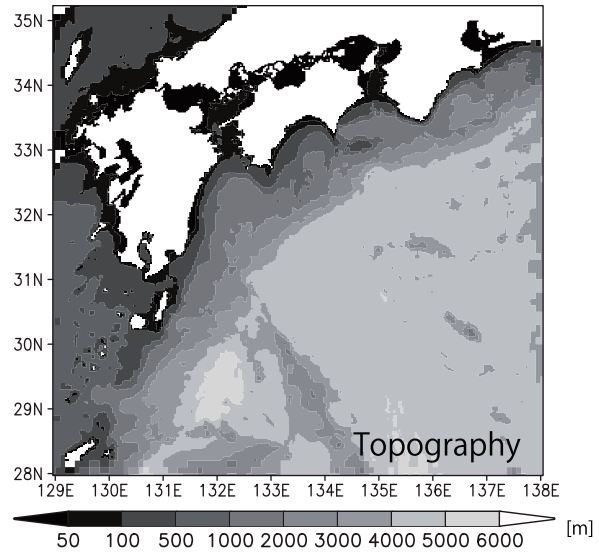
2.1 モデル

瀬戸内海モデルの主要な設定を第1表に示す。基本仕様は昨年度報告から変わっていないが、これまでの検証を踏まえて多くの設定項目が調整されているため、本稿では改めて詳細を記述する。

瀬戸内海モデルの基本的な仕様は、沿岸の地形と力学過程を表現するために高い水平解像度を採用した、海洋大循環モデルである。まず、基盤となる数値モデルには気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) の最新の安定版 (Ver.3.2) を用いる。モデル領域は 129-138°E, 28-35.2°N であり (第1図), モデル水平解像度は 1/33°× 1/50° (約 2km), 鉛直解像度は 4-600m (50層) である。海底地形は JTOPO30v2 データセットをもとに作成し、さらに瀬戸内海の内部では一部に手を加えている。モデルの制約から、最も浅いところでも水深 32m (5層) の深さがある。使用する主なスキームについては、混合層スキーム (Noh and Kim, 1999) は現行システムと同じだが、数値拡散の小さい Second Order Moment トレーサー移流スキーム (Prather, 1986), 小スケール現象に適した Smagorinsky 倍調和型水平粘性 (Griffies and Hallberg, 2000) など、沿岸海洋に適したものを採

用している。

さらに、モデル検証の結果を踏まえて、瀬戸内海モデル独自のパラメタリゼーションの導入やモデル設定の調整を行っている。一つは、Lee *et al.* (2006) を簡略化した潮汐混合パラメタリゼーションの導入である。本モデルでは潮汐を導入していないが、潮汐による鉛直混合の効果が間接的に取



第1図 MRI.COM-Seto の領域と海底地形 [m]
瀬戸内海中の代表的な地名は第4図 a に示す。

第1表 MRI.COM-Seto の主な設定

モデル名	MRI.COM-Seto
数値モデル	MRI.COM Ver.3.2
水平解像度	1/33° × 1/50° (約2km)
鉛直解像度	4-600m ((50層) (水深は32m以上)
領域	129-138°E, 28-35.2°N
グリッド数	301 × 364 × 50 = 5,475,200
トレーサー移流	SOM (Prather, 1986)
水平粘性・拡散	Smagorinsky 倍調和型 (Griffies and Hallberg, 2000) (粘性は沿岸で強化, 4.2節)
混合層スキーム	Noh and Kim (1999)
潮汐	なし。ただし、Lee <i>et al.</i> (2006) を簡略化した潮汐混合パラメタリゼーションを導入 (4.1節)
河川流入	一級河川流量の日別気候値 (日本河川協会, 4.3節)
ネスティング	一方向オフライン
側面境界	MOVE-4DVAR
海面境界	海上風, 気温, 露点温度, 海面気圧: MSM 放射, 降水: GSM (放射は1日平均値を使用)
緩和条件	海面塩分を29.2日で平年値に緩和
時間ステップ	2.5分

り込まれている。また、岸に接するグリッドで水平粘性を強化するという調整も行っている。さらに、河川流量の観測値から求めた河川水流入をモデルに与えている。これらの独自の調整については、第4章で実装方法とモデルに与えるインパクトを詳細に述べる。一方、検討の結果、海面気圧による押し下げと吸い上げの効果は導入していない。日本沿岸海況監視予測システムの現業運用では、海況起源による沿岸潮位変動の予測を主要な目標としており、気圧効果の導入はモデル出力の解釈を難しくしてしまうためである。また、海水スキームも、対象領域が低緯度であるため用いていない。

ダウンスケージング手法には一方向オフライン・ネスティングを採用し、次の手順によって瀬戸内海モデルの側面境界値を与える。

1. モデルとして、4DVAR を用いた同化システム (MOVE-4DVAR) を実行する (碓氷ほか, 2014)。
2. 瀬戸内海モデルの側面境界条件に用いる物理量を1日ごとに保存する。
3. その後、瀬戸内海モデルを単体で駆動する。その際の側面境界には保存した1日ごとデータを読み出す。

海面境界条件として、海上気象要素 (海上風, 気温, 露点温度, 海面気圧) は気象庁メソスケールモデル (MSM) 同化サイクルのデータ (水平解像度約 5km, 3 時間ごと), 放射及び降水は気象庁全球スペクトルモデル (GSM) の同化サイクルのデータ (水平解像度約 15km, 6 時間ごと) を使用する。ただし、短波放射は1日平均値を入力値に使い、MRI.COM に用意されている太陽高度スキーム (Ishizaki and Yamanaka, 2010) によって日変化を表現する。

2.2 標準実験 (CTL 実験) の設定

瀬戸内海モデルの基本的なパフォーマンスを検証するために、以下の手順で標準実験 (CTL 実験) を行った。

1. 一様成層の初期場から、親モデルの 2008 年 9 月 1 日の状態に強くナッジングした後、第 2.1 節で示した大気と側面境界条件の下で、

2008 年 12 月 31 日までモデルをスピニングアップする。

2. 2009 年 1 月 1 日から 2011 年 12 月 31 日までの 3 年間の積分を行い、解析に用いる。

標準実験は、予定される現業運用とほぼ同じ設定、大気強制、側面境界条件を用いている。ただし、モデル自体の特性、パフォーマンスを調べることを目的とするため、データ同化手法による初期化や内部変数の修正は行っていない (フリーラン実験)。積分は時間ステップ間隔 2.5 分で、安定して実行できた。領域が狭いため計算コストは小さく、新システムの予測期間として予定されている 10 日間の積分を実行する場合、SR-16000 の 2 ノードでは 25 分で終わる。

2.3 比較実験の設定

瀬戸内海モデル独自に行ったパラメタリゼーションの導入のインパクトを調べるために、標準実験 (CTL) に加えて三つの比較実験、つまり潮汐混合パラメタリゼーションなし実験 (WOMIX)、沿岸の粘性強化なし実験 (WOVIS)、一級河川データを使用しない実験 (CORERIVER) を行った (第 2 表)。各実験の結果は第 4 章で解析する。

2.4 検証データ

モデル実験の検証には以下の観測データを用いた。

- ・海面水温の衛星観測「MODIS データセット」 (宇宙航空研究開発機構, 東海大学)
公開されている 2009-2011 年のデータを取得し使用した。ただし、取得したデータそのままでは雲域の縁などに明らかに問題のある値が含まれていたため、MRI.COM-JPN の結果

第 2 表 比較実験の設定

実験	設定
CTL	標準実験
WOMIX	潮汐混合パラメタリゼーションをオフ
WOVIS	沿岸の水平粘性強化をオフ
CORERIVER	河川水流入に水平解像度 1° の CORE データを使用 (Griffies <i>et al.</i> , 2009)

を利用して品質管理を行った。具体的には、MRI.COM-JPNの海面水温出力をもとに水平5°格子・月ごとに海面水温が取りうる最大値と最小値を求め、そこからさらに1°C以上外れているデータを取り除いて使用した。データの水平解像度は1/100°である。

・沿岸潮位観測 (気象庁)

瀬戸内海モデル領域では28の観測点があるが、本稿では宇和島のみ用いる。海面気圧補正とタイドキラーフィルター (花輪・三寺, 1985) を適用した後、1日平均して用いる。

・沿岸定置水温データ, 塩分統計プロダクト (日本海洋データセンター)

様々な機関による日本沿岸の観測が集約されている。定置水温は1日ごとデータであり、本稿では2009年の宇和島の海面水温のみ用いる。塩分統計プロダクトは、水平解像度1°の月別気候値が提供されている。

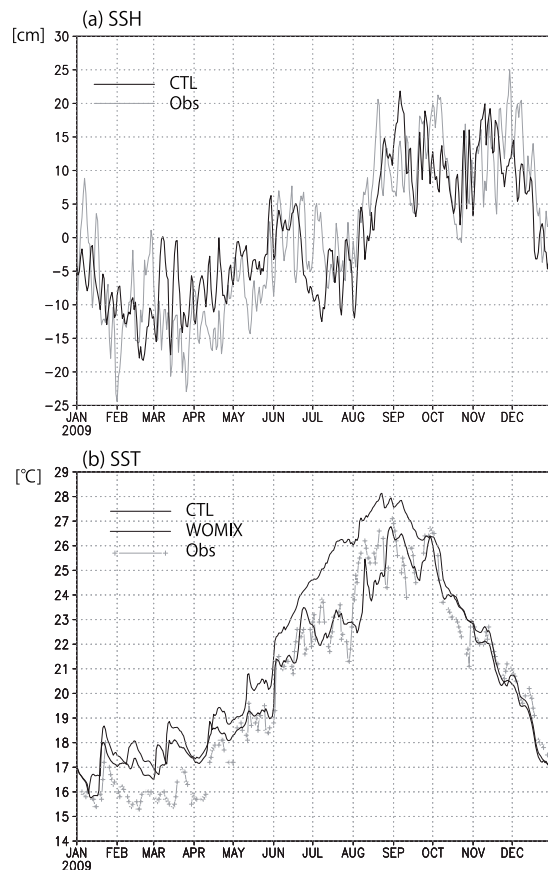
沿岸海況の観測データは少なく、さらなる検証は今後の課題である。

3. 標準実験 (CTL 実験) の再現性

昨年度報告では、瀬戸内海モデルの初期開発版で得られた海面水温分布を衛星観測と比較し、海況の季節発展をおおよそ良く再現できることを示した。その後、モデル仕様はいくつかの点で変更されているが、海況の季節発展の再現性は大きく変わっていないため本稿では省略する。本章では、季節変動に加えて数日程度の短期変動の再現性も検証する目的で、宇和島における水位と海面水温の時間変動を観測と比較する。宇和島は豊後水道に位置し、外洋の黒潮水の流入により変動に富むため、沿岸モデルの再現性検証に用いられてきた (Isobe *et al.*, 2010)。

第2図に示した宇和島の水位と海面水温から、海況の観測データに見られる季節変化はモデルによって良く表現されているのが確認できる。水位は、3月頃に低く、9月頃に高くなる変動をし、その変動幅は約30cmである。モデルの水位は、振幅、位相ともこの季節変動に良く追隨している。モデルの海面水温も、2~3月に1~2°C高い点を除けば、観測されている季節変動に良く対応し

ている。次に、数日から十日程度の短期変動に注目すると、水位、海面水温とも観測とよく似た変動がモデルでも起こっているのが分かる。例えば水位の時系列では約10cmの急な変化が毎月数回起こっており、この変動特性は観測とよく似ている。海面水温でも、頻度は若干少ないものの、観測される1-2°Cの急な変化がモデルでもしばしば見られる。フリーラン実験である本実験では変動の位相までは一致しないが、数日~十日の短期変動がモデルでも良く現れたことは、短期変動を引き起こす瀬戸内海領域の主要な海洋力学過程を、本モデルによってある程度は捉えられていることを示唆する有意義な結果である。



第2図 (a) 宇和島における2009年1月1日から12月31日までの水位の時系列 (単位:cm)

MRI.COM-Setoの結果を黒太線、潮位観測 (タイド・キラー・フィルターと海面気圧補正を適用) を灰太線で示す。グラフは1日毎の値であり、図示した期間の平均値からの偏差を示す。

(b) (a)と同じ期間の宇和島における表層水温の時系列

黒太線、黒細線、灰太線はそれぞれ標準実験、ケースWOMIX, 観測値を示す。宇和島の位置は第4図aに示す。

4. 瀬戸内海モデルに導入したパラメタリゼーション

第2章で説明したように、瀬戸内海モデルは、汎用の海洋大循環モデルを基盤に用いつつ、水平解像度を約2kmに高めることと、小スケールの現象に適した種々のスキームを採用することで、沿岸海洋の力学過程を表現できるようにしている。ただし、水平解像度2kmは計算資源の制約によるものであり、百mスケール以下の複雑な地形が多く存在する瀬戸内海では十分とは言えない。また、モデル開発の制約から、MRI.COM-JPNで導入された潮汐モデルは導入されていない。さらに、沿岸域では河川水流入の影響が無視できないが、流入の変動をリアルタイムで取り込むには河川モデルとの結合が必要であり、これも今後の開発課題として残されている。計算資源及びモデル開発上のこれらの制約の下で瀬戸内海の場合にはMRI.COM-JPNとは異なる独自のパラメタリゼーションを導入した。本章では、そのうち主要な3点を紹介する。

4.1 潮汐混合パラメタリゼーション

一般に、潮流は沿岸域における主要な流れの一つであり、瀬戸内海の場合には（水温、塩分、潮流以外の流れ）にも大きく影響すると考えられてきた。特に夏季の豊後水道では、強い潮流が鉛直混合を通して海面水温を下げることで高温な外洋との間に水温前線（潮汐前線）を形成すると観測研究から指摘されている（柳・大庭, 1985; Yanagi and Koike, 1987）。そこで我々は、潮汐による鉛直混合効果をモデルに間接的に反映させる潮汐混合パラメタリゼーションを導入し、海況の再現性に寄与するかどうかを調べた。

瀬戸内海モデルではLee *et al.* (2006)によるパラメタリゼーションを簡略化して使用する。Lee *et al.* (2006)は、鉛直拡散係数 κ_z を平均潮流流速 V_t に依存させることにより、潮流の海底摩擦に起因する鉛直混合をパラメタライズした。

$$\kappa_z = \kappa_0 \left(1 + \frac{\sigma N^2 k^2 (H-z)^2}{C_d V_t^2} \right)^p + \kappa_b \quad (1)$$

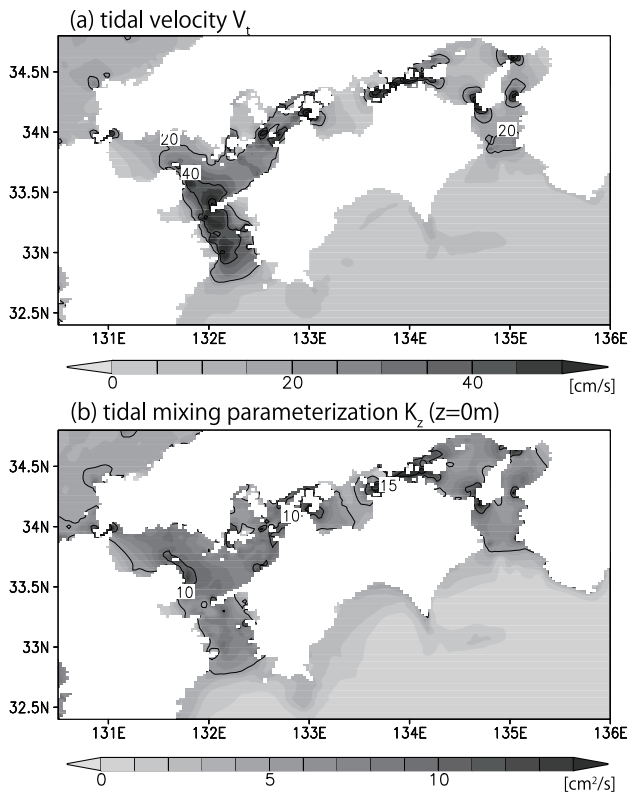
ここで $\sigma=3.0$ 、 $p=0.25$ は係数、 $C_d = 2.4 \times 10^{-3}$ は底摩擦係数、 $k = 0.4$ はvon Karman定数、 H は水深、 z は鉛直座標（下向き正、海面で0）、 $\kappa_0=50\text{cm}^2/\text{s}$ は最大の拡散係数である（値は論文の記述を使用）。また、背景値 κ_b は値が指定されていなかったため、 $0.2\text{cm}^2/\text{s}$ とした。本モデルでは、浮力振動数 N は時間変化せず、一定値 $N^2 = 2 \times 10^{-4}\text{s}^{-2}$ に固定した。この値は、おおよそ10mで1Kの温度成層に対応し、夏季の成層を想定している。この近似によって、水深 H と鉛直座標 z と平均潮流流速 V_t の分布から求められる鉛直拡散係数（定常3次元分布）をモデルに与えることになり、パラメタリゼーションを大幅に簡略化できる。

平均潮流流速 V_t の水平分布には、MRI.COM-JPNの潮汐導入実験の結果（坂本ほか, 2014）を用いた。 V_t と、式(1)から求めた海面における κ_z の瀬戸内海における分布を第3図に示す。潮流は豊後水道と狭い海峡部で強く、その分布を反映し κ_z も瀬戸内海中で変化する。特に海峡部で κ_z は大きくなり、 $15\text{cm}^2/\text{s}$ に達するところもある。

潮汐混合パラメタリゼーション導入のインパクトを調べるために、CTLと、パラメタリゼーションを用いないWOMIXの夏季の海面水温場を比較した（第4図）。その結果、豊後水道で両者に大きな違いが見られた。WOMIXでは全域が 28°C 以上であるのに対し、CTLでは豊後水道中央の豊予海峡を中心に 26°C 以下の低温域が広がっている。この結果、CTLの豊後水道南部では、WOMIXに見られない水温差 2°C の温度前線が形成される。この低温域と温度前線は同時期の衛星観測とよく一致し、潮汐混合パラメタリゼーションによって海面水温の再現性が向上したと言える。しかし一方で、紀伊水道や土佐湾では、海面水温が低下した結果、衛星観測より $1 \sim 2^\circ\text{C}$ 低くなってしまいう問題も見られた。次期モデルとなるMRI.COM-JPNの現業化では潮汐を陽に導入する計画であり、それによって海況再現性が改善することを期待している。

第4図には代表的な例として2010年9月の海面水温を示したが、他の年でも両実験の差は一貫して存在する。第2図bは、2009年の宇和島における海面水温の時系列を、CTLに加えて

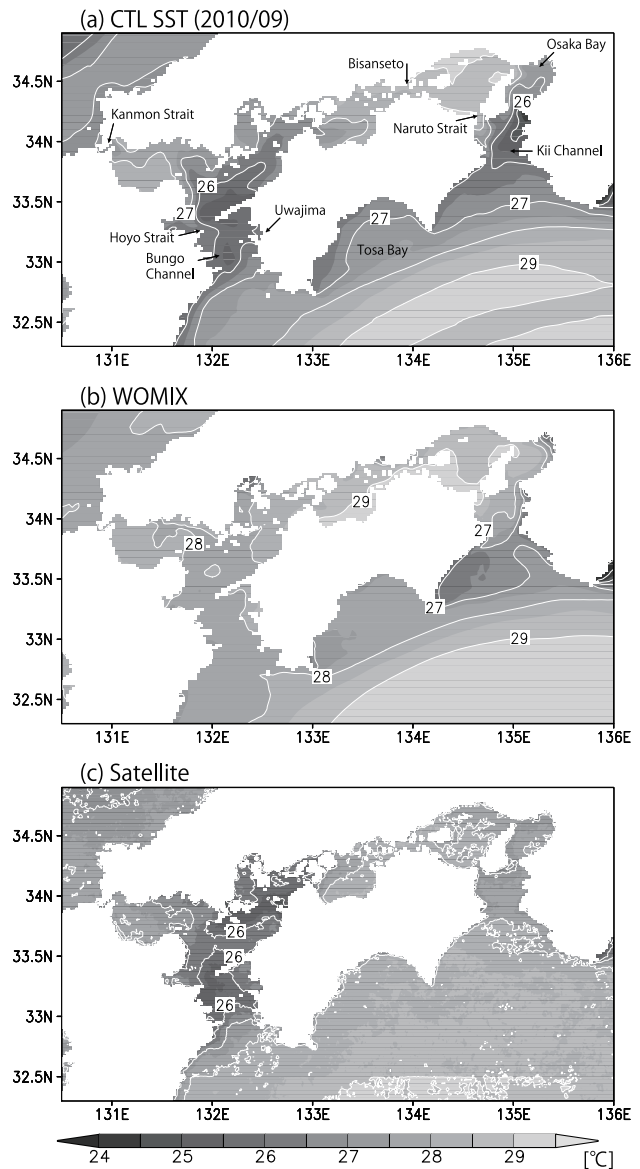
WOMIXについても示している（図中細線）．一年を通してCTLがWOMIXより低温になる傾向があるが，特に成層期の5-9月にはその差は1℃から最大3℃まで拡大し，両実験の再現性に大きな差が出るのが分かる．また，夏季にCTL実験や観測で見られる水温の短期変動がWOMIXでは弱化する結果も得られ，短期変動の再現に潮汐のパラメタリゼーションが大きく関わっているという点で興味深い．ただし，冬季（特に2, 3月）に見られるモデル海面水温の高バイアスは本パラメタリゼーションでは修正されない．これは，(1)式中の浮力振動数 N を，潮汐前線が顕著に現れる夏季の代表的な値で固定したことにより，パラメタリゼーションによる κ_z が冬季に過小になるためかもしれない．そうであれば，季節によって N を変化させることが再現性向上に寄与するだろ



第3図 (a) MRI.COM-JPN 潮汐実験から作成した，瀬戸内海の平均潮流分布．等値線間隔は 20 cm s^{-1} である．(b) 潮汐混合パラメタリゼーションによる鉛直拡散係数 κ_z ． κ_z は3次元分布を持ち，図は海面の値を示す．等値線間隔は $5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ である．

う．

本節で示した両実験の違いから，夏季の豊後水道中央部の低温域及び水温前線の再現に潮汐混合パラメタリゼーションの導入が必要であることが分かった．これは，豊後水道の潮汐前線形成メカニズムに関する過去の観測的研究による示唆と矛盾しない (Yanagi and Koike, 1987)．また，豊後水道の潮汐前線を現実的な沿岸モデルによって再現した研究はこれまで少なく (Chang *et al.*, 2009)，この実験結果は潮汐前線の形成メカニズ



第4図 2010年9月の月平均海面水温場

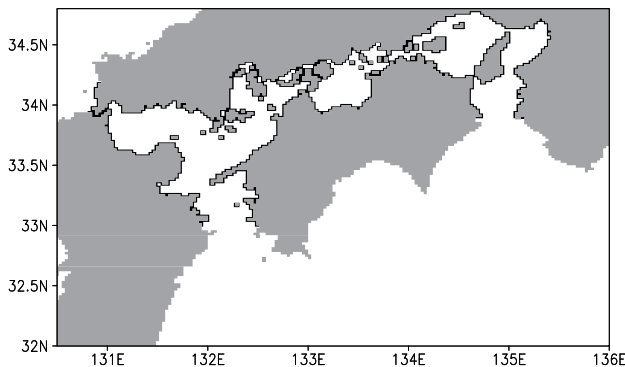
(a) CTL 実験，(b) WOMIX 実験，(c) 衛星観測．衛星観測には MODIS データセットを使用した (JAXA/東海大学提供)．等値線間隔は 1°C である．

ムの検証という点からも重要な結果である。

4.2 沿岸の摩擦強化

瀬戸内海には複雑な小スケールの地形が多く存在し、流れに強い影響を与えている。特に、比較的開けた灘と呼ばれる領域をつなぐ海峡部は非常に狭く、関門海峡や鳴門海峡はそれぞれ幅が 0.6km, 1.4km しかない。また、瀬戸内海中に浮かぶ多くの小島も海流の障害として働くと考えられ、直径百 m スケールの島が大きい渦粘性を引き起こすという報告もある (Nagai and Hibiya, 2012)。しかし、計算資源の制約から瀬戸内海モデルの水平解像度は約 2km であるため、いくつかの海峡は実際の幅よりも広く表現されてしまう。さらに、小島等の小スケールの地形による効果も考慮されないため、流れが過大に再現される恐れがある。そこで、瀬戸内海モデルでは、サブグリッドスケールの地形の効果を想定して、沿岸で摩擦を強めるモデル調整を行い、流れ場の再現性向上を試みた。

具体的な実装には、瀬戸内海モデルが用いる Biharmonic 型 Smagorinsky スキームによる水平粘性を一部修正し、第 5 図に示す瀬戸内海中の岸に接するグリッドで、Biharmonic 型水平粘性係数を $2.0 \times 10^{17} \text{cm}^4/\text{s}$ に大きくする方法を採用した。これによって、モデルの物理スキームの変更を最小限に抑えつつ、意図する効果をモデルに組み込むことができる。(海底摩擦を強化しても質的には同じ効果が得られると考えられるが、ここでは水平



第 5 図 MRI.COM-Seto において、水平粘性を強めたモデルグリッド (黒) 灰色はモデルにおける陸のグリッドである。

粘性をチューニングした。)

沿岸の摩擦強化によるインパクトを調べるために、この調整を行わない WOVIS 実験を行った。CTL と WOVIS では、瀬戸内海中の水温場には顕著な差は見られないが、流れ場には大きな違いがある。第 3 表に、両実験の豊後水道、紀伊水道、関門海峡を通過する流量の 2010 年平均値を示す。両実験とも、豊後水道と関門海峡から流入し、紀伊水道から流出する平均流 (通過流) が存在する。ただし流量は、紀伊水道で CTL では $1.88 \times 10^4 \text{m}^3/\text{s}$ であるのに対し、WOVIS では $5.90 \times 10^4 \text{m}^3/\text{s}$ となるなど CTL の 3 ~ 5 倍に達する。流量の直接的な観測は我々が知る限りこれまででないが、國井・藤原 (2006) は、瀬戸内海を模した 1 次元水路モデルの結果から、豊後水道と紀伊水道の水位差 1cm あたり、 $8.4 \times 10^2 \text{m}^3/\text{s}$ の流れが起こると推測している。本モデルの 2010 年で平均した水位差は 8cm であるため、この推測に基づくと $6.7 \times 10^3 \text{m}^3/\text{s}$ となる。この推定値に比べると、CTL でもまだ約 2.5 倍大きい、それでも WOVIS に比べると過去の研究の推定値に大きく近づいたと言える。

沿岸の摩擦強化の影響を別の観点から示すために、CTL と WOVIS でトレーサー流し実験を行った。2010 年 1 月 1 日に瀬戸内海中に濃度 1.0 のパッシヴ・トレーサーを置き (第 6 図 a)、その時間発展を 1 年間計算する。その結果、瀬戸内海中の流れ場の違いを反映して、トレーサー分布に両実験で大きな違いが現れた。WOVIS では、豊後水道と関門海峡から濃度 0 の外洋水が多く流入するため、瀬戸内海中の濃度は急激に低下する (第 6 図 c)。一方、CTL では流入が抑えられ、2010 年 4 月 1 日の時点では、外洋との海水交換は、豊後水道と紀伊水道の周辺域だけに限られている (第 6 図 b)。

第 3 表 ケース CTL と WOVIS における、主要な 3 つの海峡を通過する流量

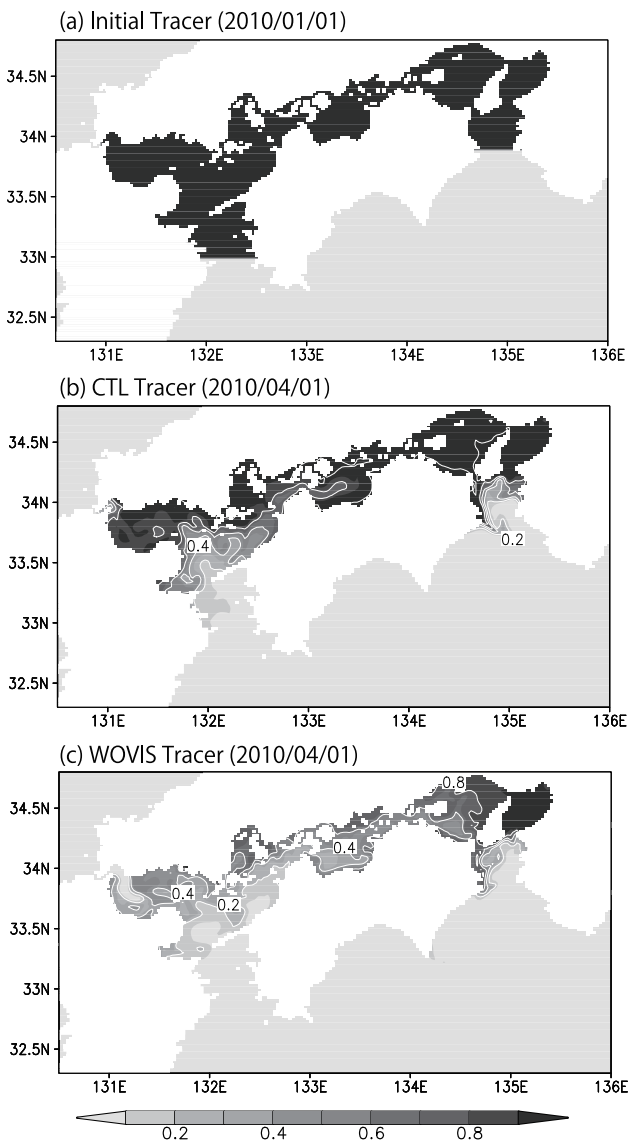
2010 年の平均値である。単位は m^3/s であり、正値が瀬戸内海への流入を、負値が流出を示す。

実験ケース	豊後水道	紀伊水道	関門海峡
CTL	1.58×10^4	-1.88×10^4	2.68×10^3
WOVIS	4.42×10^4	-5.90×10^4	1.45×10^4

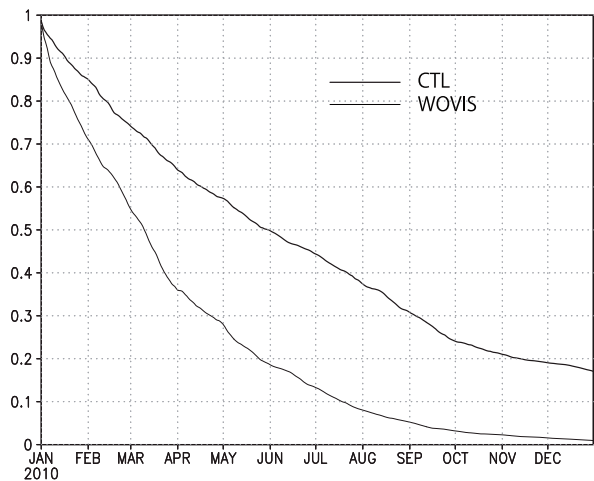
両実験における海水交換の進行の違いを分かりやすく示すために、瀬戸内海中で領域平均したトレーサー濃度の時系列を第7図に示す。CTLでは、半分の海水が入れ替わるのに約5か月かかり、1年後の残留率は17.1%である。一方、WOVISでは2.3か月で半分が入れ替わり、1年後には0.9%しか残らない。藤原(1983)は、瀬戸内海を模した1次元流路モデルから、瀬戸内海中の海水は3.6か月で半減し、1年後の残留率は18%と推定している。下で述べるようにモデル中の海水交換

の主要因である通過流については注意が必要であるが、少なくともCTLの結果はWOVISに比べて過去の研究にずっと近い。トレーサー流し実験からも、瀬戸内海モデルのような水平解像度2km程度のモデルでは、流れ場の再現性向上に沿岸の摩擦強化は有効であると考えられる。

上記のように本調整によって流れ場の再現性は向上したものの、瀬戸内海の通過流に関して課題も残った。第8図は、CTLにおける三つの海峡の通過流量の1年間の時系列である。短期変動は大きいものの、僅かな期間を除きほぼ常に、豊後水道から流入し紀伊水道から流出する通過流が存在する。これは、モデル中の海面高度が、豊後水道の方が紀伊水道よりも年平均で8cm高いことが原因である。通過流と水位差のこれらの特徴は、2009年や2011年のモデル結果でも同じように見られた。しかし、過去の観測的研究では両水道間に系統的な水位差は報告されておらず、むしろ、10cm程度の範囲で高低が入れ替わり、それに伴って通過流の向きも反転するとされている(西山, 2013)。黒潮が日本南岸に非常に接近していた等の理由で(國井・藤原, 2006)、実験した2009-2011年に大きい水位差が現実に継続したのか、それともモデルの系統的なバイアスか、今後の検討が必要である。



第6図 トレーサー流し実験の、(a) 初期トレーサー分布(2010年1月1日)、(b) ケースCTLの2010年4月1日の分布、(c) ケースWOVISの同日の分布
等値線間隔は0.2である。



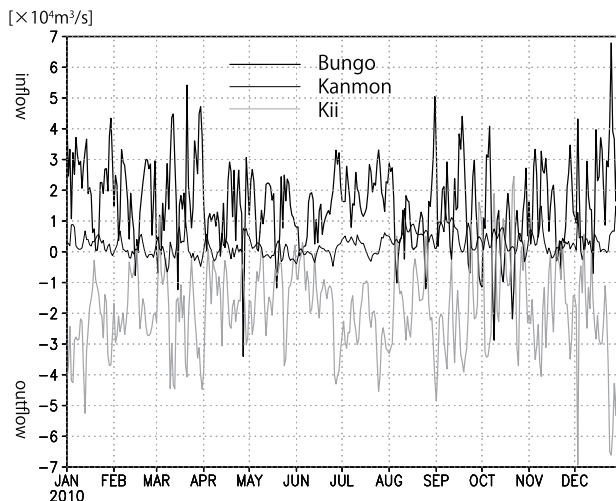
第7図 瀬戸内海領域で平均した、トレーサー濃度の1年間の時系列

ここで瀬戸内海中とは、初期にトレーサーを置いた領域である(第6図a)。ケースCTLの結果を太線で、WOVISを細線で示す。

4.3 一級河川データの使用

日本沿岸では一般に、表層塩分等の海況に対して河川水が無視できない影響を与える。特に瀬戸内海では、河川水流入に伴うエスチュアリー循環が、湾や灘といった比較的スケールの大きい領域でも主要な流れになりうると報告されている(西山, 2013)。河川水流入は時間変動が大きいため、その影響を正確にモデルに反映させるには、時間的に密な河川流量の把握が必要である。これに対応する一つの方法として、海洋モデルと河川モデルを結合した沿岸モデルの開発がいくつか行われている(Nakada *et al.*, 2012)。我々も同様なモデル高度化を検討中であるが、現時点ではモデル開発や河川流量の検証に対応できていないため、瀬戸内海モデルでは可能な範囲で精度の高い河川流量観測データを用いる方針とした。本節では、利用した河川データの概要と、塩分場へのインパクトを簡単に示す。

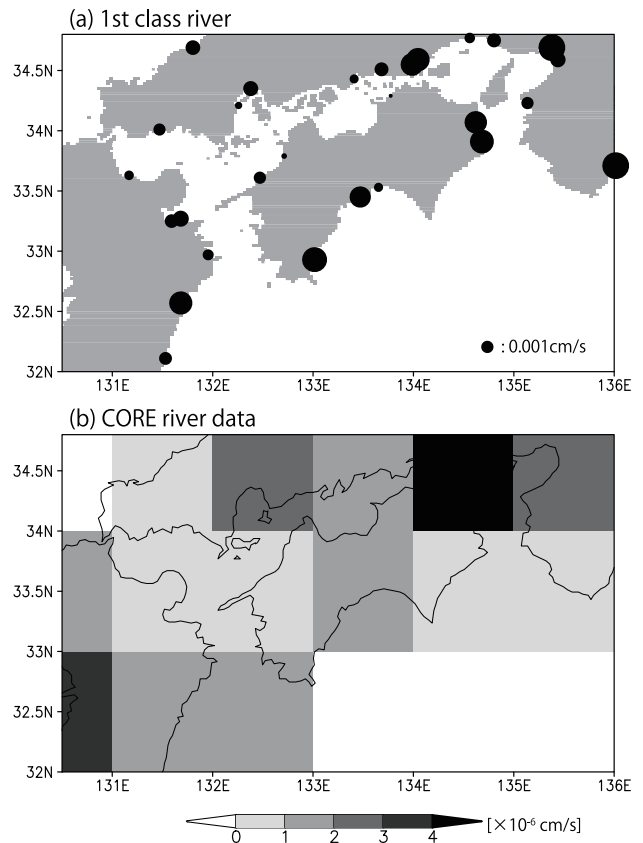
高精度な河川流量データとして、日本河川協会によって「雨量・流量年表データベース」が提供されている。これは一級河川の1日ごとの流量データであり、このうち最も下流の、つまり河口に近い値を海洋への河川流入量として利用できる。瀬戸内海モデルでは、1994-2003年の10年間のデータから平年の1日毎時系列を作成して用い



第8図 ケースCTLにおける、豊後水道(黒太線)、関門海峡(黒細線)、紀伊水道(灰太線)の通過流量の2010年の時系列
正が瀬戸内海への流入を、負が流出を示す。

る。第9図aは、瀬戸内海領域における一級河川流量をモデルグリッドの面積で割り、降水量(単位 cm s^{-1})に換算して示す。この分布から分かるように、特に大阪湾や備讃瀬戸の北側に大河川がある。

本データを用いたインパクトを見るために、気候モデル用の大気強制データ「CORE データセット」(Griffies *et al.*, 2009)に含まれる低解像度の河川水流入データを与えた対照実験 CORERIVERを行った。CORE 河川データは大気気候モデルの降水出力をもとにした月ごと、水平解像度 1° のデータであり、第9図bに示すように日本の沿岸地形は反映されていない。(実験の河川水流入には、陸グリッド上の値を最も近い海グリッドの値



第9図 (a) 日本河川協会による一級河川流量。1994-2003の10年間の平均値である。ただし、流量はモデルグリッドに対する降水量(単位 cm s^{-1})に換算してあり、流量の大きさは図中の円の面積に比例する(図右下の円が 0.001 cm s^{-1})。 (b) CORE データセットの河川流量データ。(a)と同様に降水量に換算しているが、その大きさはグレースケールで示す。

に足して用いた.)

CTL と CORERIVER の結果の一例として、2010 年 9 月の海面塩分場を第 10 図に示す。CTL では、大阪湾、備讃瀬戸北側、鳴門海峡の南側といった一級河川の河口近くに低塩分水が形成されている。一方、CORERIVER では、当然ながら塩分場は河口の位置を反映しない。この結果は、瀬戸内海中の塩分場は河川水流入に大きく依存することを示し、再現性向上における正確な河川データの使用の重要性を裏付ける。ただし、CTL で得られた塩分場がどの程度現実的であるかを検証するのは、現在の観測からは難しい。実際、日本海洋データセンターで公開されている塩分観測の統計データでは、第 10 図 c のように 1° の水平解像度しかない。河川水流入の高度化によるモデル再現性の向上を定量的に評価するには、検証データの拡充が望まれる。

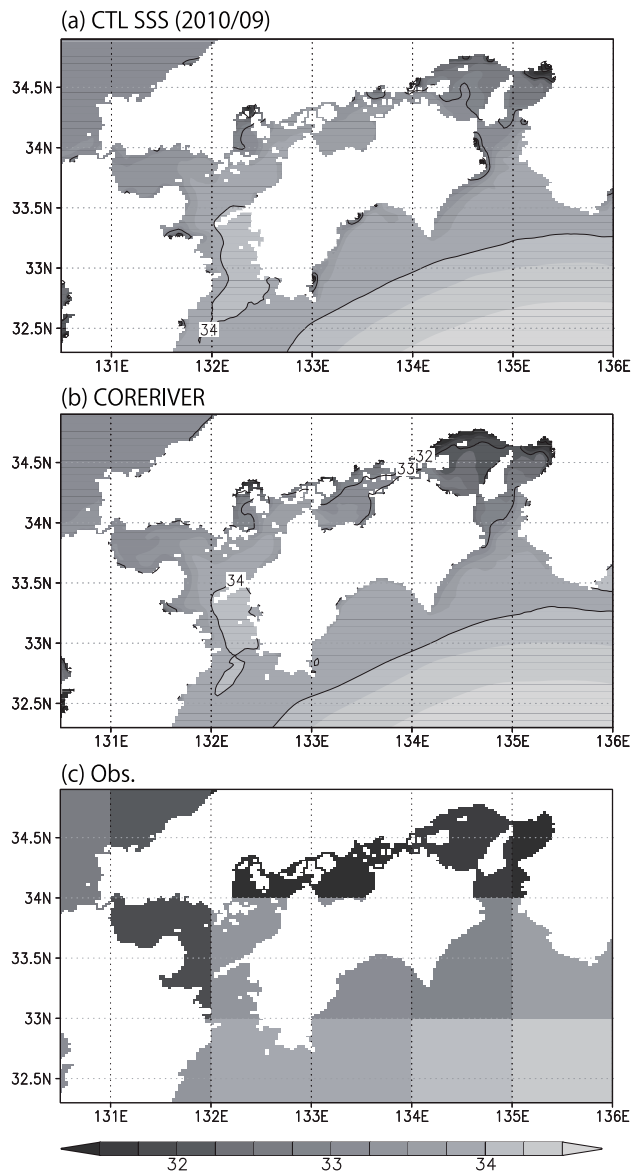
5 まとめと課題

沿岸海況の監視・予測情報の高度化と、異常潮位などの沿岸防災に関する情報の発表に資することを目的とした「日本沿岸海況監視予測システム」瀬戸内海版の現業運用が開始される予定である。気象研究所海洋・地球化学研究部は、本システムの基盤となる水平解像度約 2km の沿岸海洋モデル「MRI.COM-Seto」を開発した。

本モデルを用いて 3 年間のフリーラン実験を行い、海況の現実的な季節発展が再現されることを確認した。また、宇和島における海面水温と水位を観測と比較したところ、季節変動に加えて、数日から十日の短期変動もある程度現実的に表現されていた。

瀬戸内海中の海況の再現性を向上させるために、MRI.COM-Seto ではこのモデル独自のパラメタリゼーションの導入又は調整を行い、その効果を調べた。一つは、潮汐混合パラメタリゼーションの導入である。これによって、夏季に豊後水道で海面水温が 2°C 以上高くなるバイアスが低減され、観測されるような潮汐前線が形成される。もう一つの調整として、サブグリッドスケールの沿岸地形による効果を想定し、沿岸の摩擦を強化した。これによって、瀬戸内海中の強すぎた流れが

1/3 以下に抑制され、瀬戸内海水の滞留時間も過去の研究が示す程度まで長くなる。また、瀬戸内海の海況に無視できない影響を与える河川水流入を、一級河川流量の観測データを用いて精密化した。これによる再現性向上を現状の沿岸観測から評価するのは難しいが、モデル実験の海面塩分場に河口の位置が反映される結果が得られている。本研究で行った比較実験から、上記のモデル調整



第 10 図 (a) ケース CTL と、(b) CORERIVER における、2010 年 9 月の月平均海面塩分場等値線間隔は 1 である。(c) 日本海洋データセンターから提供されている 9 月の塩分観測をまとめた統計プロダクト解像度は 1° である。

によって水温・塩分場，流れ場とも改善することができたのは重要な成果である。また，今後の課題が，夏季紀伊水道の海面水温の低バイアス，冬季豊後水道の海面水温の高バイアス，瀬戸内海通過流の東向きバイアスであることも明瞭になった。

MRI.COM-Seto の開発はほぼ終了したが，今後は，実際に現業で用いた場合のバイアスや予測性能などモデルの系統的な評価を行っていく予定である。その結果を踏まえ，モデル領域を日本沿岸全域へと拡張したモデル MRI.COM-JPN の開発を進めていきたい。本稿では，モデル単体のパフォーマンスに焦点を当てたが，現業においては海洋データ同化システムとして運用される。データ同化手法も現行システムより多数の高度化が行われており，その詳細は，碓氷ほか（2014）及び本特別号の碓氷ほか（2015）を参照していただきたい。

謝辞

研究にあたり，気象研究所海洋・地球化学研究部部長蒲地政文博士，気象庁海洋気象課沿岸防犯情報調整官野崎太氏，気象研究所海洋・地球化学研究部第二研究室の皆様，及び旧長崎海洋気象台の皆様には様々なご教示をいただいた。心から感謝の意を表します。

参考文献

- Chang, P.-H., X. Guo, and H. Takeoka (2009) : A numerical study on the seasonal circulation in the Seto Inland Sea, Japan. *J. Oceanogr.*, **65** (6) , 721-736.
- 藤原建紀 (1983) : 瀬戸内海水と外洋水との海水交換. *海と空*, **59** (1), 7-17.
- Griffies, S. M., A. Biastoch, C. Böning, F. Bryan, G. Danabasoglu, E. P. Chassignet, M. H. England, R. Gerdes, H. Haak, R. W. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W. G. Large, G. Madec, A. Pirani, B. L. Samuels, M. Scheinert, A. S. Gupta, C. A. Severijns, H. L. Simmons, A. M. Treguier, M. Winton, S. Yeager, and J. Yin (2009) : Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). *Ocean Modell.*, **26**, 1-26.
- Griffies, S. M. and R. W. Hallberg (2000) : Biharmonic friction with a Smagorinsky-like viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2935-2946.
- 花輪公雄・三寺史夫 (1985) : 海洋資料における日平均値の作成について : 日平均潮位を扱う際の留意点. *沿岸海洋研究ノート*, **23** (1), 79-87.
- Ishizaki, H., and G. Yamanaka (2010) : Impact of explicit sun altitude in solar radiation on an ocean model simulation. *Ocean Modell.*, **33**, 52-69.
- Isobe, A., X. Guo, and H. Takeoka (2010) : Hindcast and predictability of sporadic Kuroshio-water intrusion (Kyucho in the Bungo Channel) into the shelf and coastal waters. *J. Geophys. Res.*, **115**, C04023.
- 國井麻妃・藤原建紀 (2006) : 瀬戸内海の東西の水位差によって起きる通過流. *海と空*, **81** (2), 63-72.
- Lee, H. C., A. Rosati, and M. J. Spelman (2006) : Barotropic tidal mixing effects in a coupled climate model: Oceanic conditions in the Northern Atlantic. *Ocean Modell.*, **11** (3) , 464-477.
- Nagai, T. and T. Hibiya (2012) : Numerical simulation of tidally induced eddies in the Bungo Channel: A possible role for sporadic Kuroshio-water intrusion (kyucho). *J. Oceanogr.*, **68**, 797-806.
- Nakada, S., Y. Ishikawa, T. Awaji, T. In, S. Shima, T. Nakayama, T. Isada, and S.-I. Saitoh (2012) : Modeling runoff into a region of freshwater influence for improved ocean prediction: Application to Funka Bay. *Hydrological Research Letters*, **6**, 47-52.
- 西山勝暢他編 (2013) : 瀬戸内海の気象と海象, 海洋気象学会.
- Noh, Y. and H. J. Kim (1999) : Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15.
- Prather, M. J. (1986) : Numerical advection by conservation of second-order moments. *J. Geophys. Res.*, **91** (D6) , 6671-6681.
- 坂本圭・山中吾郎・辻野博之・中野英之・平原幹俊 (2014) : 水平解像度 2km の瀬戸内海モデル MRI.COM-Seto 及び日本沿岸モデル MRI.COM-JPN の開発. *測候時報*, **81**, 特別号, S63-S75.
- 碓氷典久・坂本圭・小川浩司・藤井陽介・辻野博之・山中吾郎・倉賀野連・蒲地政文 (2014) : 日本沿

岸海況監視予測システムによる 2011 年瀬戸内海
異常潮位の再現実験. 測候時報, **81**, 特別号,
S53-S62.

碓氷典久・藤井陽介 (2015): 現業化に向けた
MOVE-4DVAR の高度化, 測候時報, **82**, 特別号,
S43-S53.

Yanagi, T. and T. Koike (1987) : Seasonal variation in
thermohaline and tidal fronts, Seto Inland Sea, Japan.
Continental Shelf Res., **7** (2) , 149-160.

柳哲雄・大庭哲哉 (1985) : 豊後水道の Tidal Front. 沿
岸海洋研究ノート, **23** (1), 19-25.