
 報 告

瀬戸内海監視予測システムの概要

 平原 幹俊*・檜垣 将和*・桜井 敏之*・
 小林 健作*・小林 熙*

要 旨

海洋気象情報室では、2018年度に予定されている気象庁数値解析予報システム(NAPS)の更新後に、日本近海の時況情報や全国の沿岸防災情報の高度化を目指した日本沿岸時況監視予測システムの運用を開始する予定である。それに先立ち、現NAPSにおいて、領域を瀬戸内海周辺に限定した瀬戸内海監視予測システムの試験運用を開始した。同システムは、①水平解像度約10kmの北西太平洋域で4次元変分法を利用したデータ同化、②同解像度・同領域の予報モデル、③水平解像度約2kmの瀬戸内海周辺領域の①の結果を用いた解析(初期値作成)、④同解像度・同領域の予報モデルで構成される。本報告では、同システムの概要について述べ、同システムによる解析精度の簡単な検証結果を示す。また、日本沿岸時況監視予測システムの導入に向けた技術的な課題を示し、それに対する展望についても述べる。

1. はじめに

海洋気象情報室では北西太平洋を主対象とした解析・予測システムを第9世代の数値解析予報システム(NAPS¹)における数値予報ルーチンとして運用している(石崎ほか, 2009)。これは気象研究所海洋研究部(現海洋・地球化学研究部)を中心に開発された海洋データ同化システム(MOVE²/MRI.COM³)を北西太平洋に適用したものの(以下、現行WNP:第1図)であり、3次元変分法(3DVAR)によるデータ同化(WNP-3DVAR)と海洋モデル(WNPモデル)による予報より成る。現行WNPでは、黒潮や中規模渦を表現可能な水平解像度約10kmのWNPモデルを用いて観測データを同化し、水温・塩分・流速の日平均解析データを作成している。また、本解析に続けて45

日間予報を実行し黒潮の流路変動や暖水・冷水渦の移動・消長を予報している。これらの解析・予報結果は、時況の把握・監視や海流・海面水温1か月予報等の業務の基礎資料とする他、流出油等の漂流予測、汚染物質の移流・拡散予測、遭難船舶や航空機の捜索・救助、経済的航路の決定、漁場予測等に利用されている。

しかしながら、WNP-3DVARによる解析の時間分解能・WNPモデルの空間分解能よりも小さい現象の監視・予測はできていない。特に、黒潮・親潮の接岸に伴う水温・流速の変化、沿岸捕捉波に伴う異常潮位などの沿岸の海洋現象は、海運や水産業に影響するだけでなく、高潮や波浪とともに海岸付近における生活の安全を脅かすものであるが、現行WNPでは十分に表現することができ

* 地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室
(平成29年9月15日発行)

ない。一方で、近年は衛星や中層フロートによる観測の充実と計算機資源の拡充により、海洋情報を高度化する環境が整いつつある。

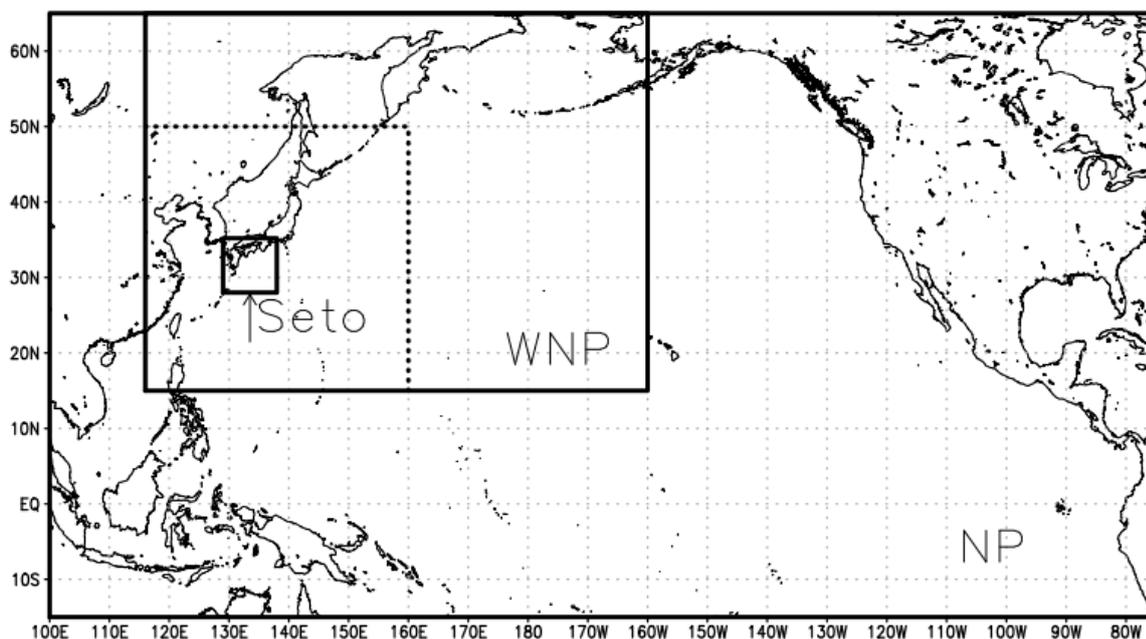
そこで、海洋気象情報室では日本近海の海況情報と全国の沿岸防災情報を高度化するため、2018年度に予定されているNAPS10への更新後に、日本沿岸海況監視予測システムの運用を開始する予定である。同システムは気象研究所海洋・地球化学研究部を中心に開発が進められており（坂本ほか、2013）、その構成は以下の通りである

- ・ 海洋データ同化に4次元変分法（4DVAR）を用いる。その際観測データは1日単位で同化する。水平解像度は約10 kmとWNP 3DVARと同じだが、同化手法の改善により黒潮流路や中規模渦の解析精度を向上させる。
- ・ 水平解像度約2 kmの詳細な海岸・海底地形を持つ日本近海モデル（JPN）を用いる。JPNでは高精度の移流スキーム等を適用し

て、10数kmスケールの沿岸の海洋現象を再現・予測可能にする。JPNの初期値、側面境界値には上記10 kmモデルによる解析・予測結果を用いる。

同システムにより、JPNにおいて現実に対応した沿岸現象を予測し、沿岸防災情報の高度化に資することを計画している。坂本ほか（2013, 2014）は、JPNによるシミュレーションを行い、日本近海の海況の季節発展が現実的であることや、北海道沿岸の陸棚縁前線、四国沿岸の暖水波及、台風により九州西岸に励起された高潮位偏差が山陰沿岸を東へ伝播した事例などが再現されることを示した。

しかし、約2kmの分解能を持つJPNは、膨大な計算機資源を必要とするため、NAPS9で運用することは困難である。そこで、JPNの領域を縮小した瀬戸内海監視予測システムを構築し、NAPS9において先行運用を開始することとした。同システムの構成は、以下の通り（第2図参照）。



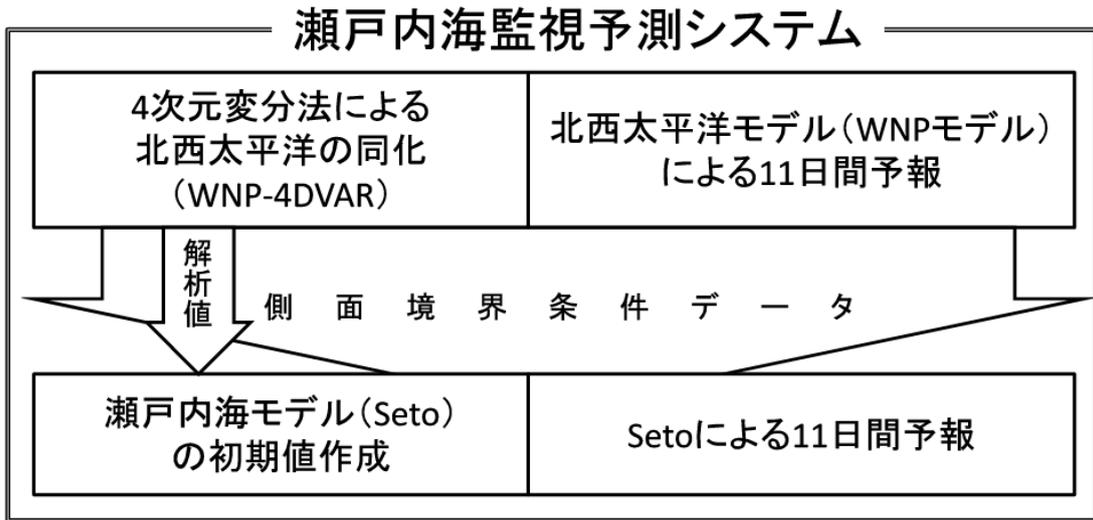
第1図 現行WNP及び瀬戸内海監視予測システムにおける各モデルの領域と解像度

NP：北太平洋モデル（水平解像度1/2度）、WNP：北西太平洋モデル（点線枠内：同1/10度、枠外：同1/6度（第1表参照））、Seto：瀬戸内海モデル（同東西1/33度、南北1/50度）。

¹ Numerical Analysis and Prediction System

² Multivariate Ocean Variational Estimation System 気象研究所海洋データ同化システム

³ Meteorological Research Institute Community Ocean Model 気象研究所共用海洋モデル



Seto領域の出力:

- 水温・塩分・水平流速(日平均)
- 海面高度(1時間平均)

第 2 図 瀬戸内海監視予測システムの構成模式図

- ①4DVAR を適用した北西太平洋域のデータ同化 (WNP-4DVAR)
- ②WNP モデルによる 11 日間予報
- ③①の結果を用いた水平解像度約 2 km の瀬戸内海モデル (Seto : 第 1 図) の初期値作成
- ④Seto による 11 日間予報

2. WNP-4DVAR による解析及び WNP モデルによる予報

WNP-4DVAR の同化手法は現行 WNP における WNP-3DVAR と異なるが、モデルの領域・解像度、同化に用いる観測データなどはほぼ共通している。また予報には現行 WNP と同じ仕様の WNP モデルを用いる。そこで、まず第 2.1 節で、利用するモデル・観測データ・大気外力について、現行 WNP との共通点・相違点を述べ、第 2.2 節で WNP-4DVAR と WNP-3DVAR の同化手法を比較する。第 2.3 節では運用スケジュールについて、第 2.4 節では解析精度について述べる。

海洋気象情報室では、上記①②について 2016 年 3 月から、③④について 2016 年 6 月から試験運用を開始した。瀬戸内海監視予測システムとしての特性の調査と解析・予報精度の検証を継続するとともに、同システムの出力を用いた沿岸防災情報の改善にむけた検討を進めている。ここで蓄積される知見は、NAPS10 における日本沿岸海況監視予測システムの運用にむけての重要な情報となる見込みである。

2.1 モデル・観測データ・大気外力

2.1.1 WNP モデル

現行システムでは、3DVAR による解析で第一推定値を計算するために使う WNP モデルを 45 日間予報でも用いる。WNP モデルの側面境界値は北太平洋モデル (第 1 図) で与える。

本報告では、数値予報ルーチン化された瀬戸内海監視予測システムの概要と具体的な運用方法について述べる。第 2 章で WNP-4DVAR 及び WNP モデルによる予報について、現行 WNP と対比しながら説明する。第 3 章では Seto による解析と予報について説明する。第 4 章では日本沿岸海況監視予測システムの現業化にむけての技術的な課題と展望について記述する。

WNP-4DVAR では、後述のように前方積分と後方積分を繰り返し実行する。前方積分に用いるモデルは基本的に WNP モデルと同じだが、これと対応する後方積分用アジョイントモデルの作成を容易にするため、水温・塩分 (以下トレーサ)

の移流スキームとして QUICK⁴ (Holland *et al.*, 1998) を用いる。4DVAR による解析に続く 11 日間予報では WNP モデルを用いる。

同モデルの仕様を第 1 表に抜粋する。主な特徴を以下に述べるが、必要に応じて石川ほか (2005) の解説を参照されたい。

- トレーサの移流スキームとして UTOPIA⁵ (Leonard *et al.*, 1993) を用いる。これは、周辺格子点値の補間により上流側のトレーサ分布を求め、格子箱の境界を通過する海水のトレーサの平均値を決定して、3 次の精度で移流項を計算する。
- 運動量移流には一般化された荒川スキーム (Ishizaki and Motoi, 1999) を用いる。これは、水平非発散の場合にエンストロフィ (水平流速による渦度の二乗) に準ずる量 $(\partial v/\partial x)^2$,

$(\partial u/\partial y)^2$ を保存し、運動エネルギーの高波数領域から低波数領域への移動等、渦や擾乱の挙動を再現するのに適している。

- 運動方程式における水平粘性項は、Smagorinsky 倍調和型 (Griffies and Hallberg, 2000) とし、格子スケールのノイズを除去する。また日本の南では、サブグリッドスケールの海底地形による摩擦効果として調和型水平粘性を与える (Tsujino *et al.*, 2006)。これにより、黒潮がトカラ海峡の東で大きく蛇行する等の非現実的な流路をとることを防ぐ。
- 複数の氷厚カテゴリごとに海氷の移流・拡散を計算する海氷モデル (Hunke and Lipscomb, 2010) を結合し、オホーツク海の海氷を表現する。

第 1 表 WNP モデルと Seto の比較

	WNP モデル (本文第 2.1 節参照)	Seto (本文第 3.1 節参照)
領域	東経 117 度～西経 160 度 北緯 15 度～65 度	東経 129 度～138 度 北緯 28 度～35.2 度
水平解像度	東西 1/10 度 (東経 160 度以東 1/6 度) 南北 1/10 度 (北緯 50 度以北 1/6 度)	東西 1/33 度 南北 1/50 度
鉛直格子	54 層 (層厚 1m～) 境界面から上下の水溫・塩分定義点までの距離が等しい	50 層 (層厚 4m～) 水溫定義点は水溫・塩分格子箱の中心
水溫・塩分移流	UTOPIA (Leonard, 1993) WNP-4DVAR のフォワードモデルでは QUICK (Holland <i>et al.</i> , 1998)	SOM (Prather, 1986)
運動量移流	一般化された荒川スキーム (Ishizaki and Motoi, 1999)	
水平拡散	倍調和型 ($10^8[m^4s^{-2}]$)	倍調和型 ($10^7[m^4s^{-2}]$)
水平粘性	Smagorinsky 倍調和型 (Griffies and Hallberg, 2000)	
	+日本の南で調和型 ($250 \times \cos(\text{緯度}) [m^2s^{-1}]$)	+瀬戸内海中の海岸格子で大 ($2.0 \times 10^9[m^4s^{-2}]$)
鉛直乱流混合	Noh and Kim (1999)	
		+潮汐混合パラメタリゼーション (Lee <i>et al.</i> 2006)
海氷モデル	EVP, マルチカテゴリ	なし
河川水	なし	一級河川月気候値

⁴ Quadratic Upstream Interpolation for Convective Kinematics

⁵ Uniformly Third-Order Polynomial Interpolation Algorithm

2.1.2 同化するデータと大気外力

同化に利用する現場観測データ、衛星海面高度データ及び海面水温解析値、また大気外力について、概略を以下に述べる。

・現場観測データ

海洋気象情報室が全球通信システム (GTS) 経由で収集した、船舶やブイ、アルゴフロートなどにより観測される表層水温・塩分データに加えて、国内関係機関から電子メール・FAX などにより入手した表層水温・塩分データを解析に用いる。

なお、本稿で紹介する同化システムでは、流速データを利用しない。

・衛星海面高度計データ

欧州の CMEMS⁶ で作成・配布される海面高度偏差データを使用する。同化には準リアルタイムモードのデータを使用しており、これらは、毎回約 20 日前までさかのぼって更新される。

WNP-3DVAR では Jason-2/3 (欧・米) によるプロダクトのみ使用する。Jason-2 の後継である Jason-3 のデータは、2016 年 9 月 20 日実施の計算から同化に利用している。WNP-4DVAR では、SARAL/AltiKa (仏・印)、Cryosat-2 (欧) による準リアルタイムモードのデータも使用する。

・海面水温

空間解像度 1/4 度の全球日別海面水温解析値 (MGDSST⁷; 栗原ほか, 2006) を利用する。

・大気外力

現行 WNP では、解析期間については JRA-55 (Kobayashi *et al.*, 2015) の毎 3 時間値を用いる。45 日間予報の期間については、1 か月 EPS (平井ほか, 2014) の日平均値を基本とするが、外力のギャップを平滑化するため、期間ははじめの 7 日目までは JRA 延長予報との重みつき平均、1 か月 EPS 予報期間 (34 日) の終わりの 5 日間は JRA-55 気候値との重みつき平均、その後は JRA-55 気候値としている⁸。

一方、瀬戸内海監視予測システムでは、沿岸の

現象を精度良く再現するため、解析期間・予報期間ともに、空間分解能の高い GSM (米原, 2014) の毎 3 時間値を与える。なお、GSM の予報期間は 11 日であるため、同システムの予報期間も 11 日とした。

2.2 WNP-3DVAR と WNP-4DVAR の比較

WNP-4DVAR については碓氷ほか(2014)、碓氷・藤井 (2015) で記述されている。ここでは WNP-3DVAR (Usui *et al.*, 2006; 石崎ほか, 2009) と比較しながら概観する。

両者とも、水温・塩分結合鉛直 EOF モードの振幅を制御変数とする (Fujii and Kamachi, 2003)。鉛直 EOF モードに関する統計量は、WNP 領域を 13 に分割したそれぞれの海域で、あらかじめ現場観測データを用いて計算しておく。固有値の上位 20 までのモードを使うことで、解析精度を確保しつつ計算量を節減している。衛星海面高度偏差データは力学的海面高度偏差の観測値として扱う。また、非線形の拘束条件を評価関数に含めるなど、WNP-4DVAR における評価関数は WNP-3DVAR の自然な拡張として定式化されている (碓氷ほか, 2014)。

WNP-4DVAR においては、2 次元分割による MPI 並列化や、陸だけの分割領域の計算をスキップする (ノードを割り当てない) こと、3DVAR の解析値を利用して 4DVAR の最適化計算を開始しイタレーション回数を減らすこと、などにより計算を効率化している (碓氷・藤井, 2015)。

第 3 図に WNP-3DVAR, 4DVAR における解析の流れを模式的に示す。

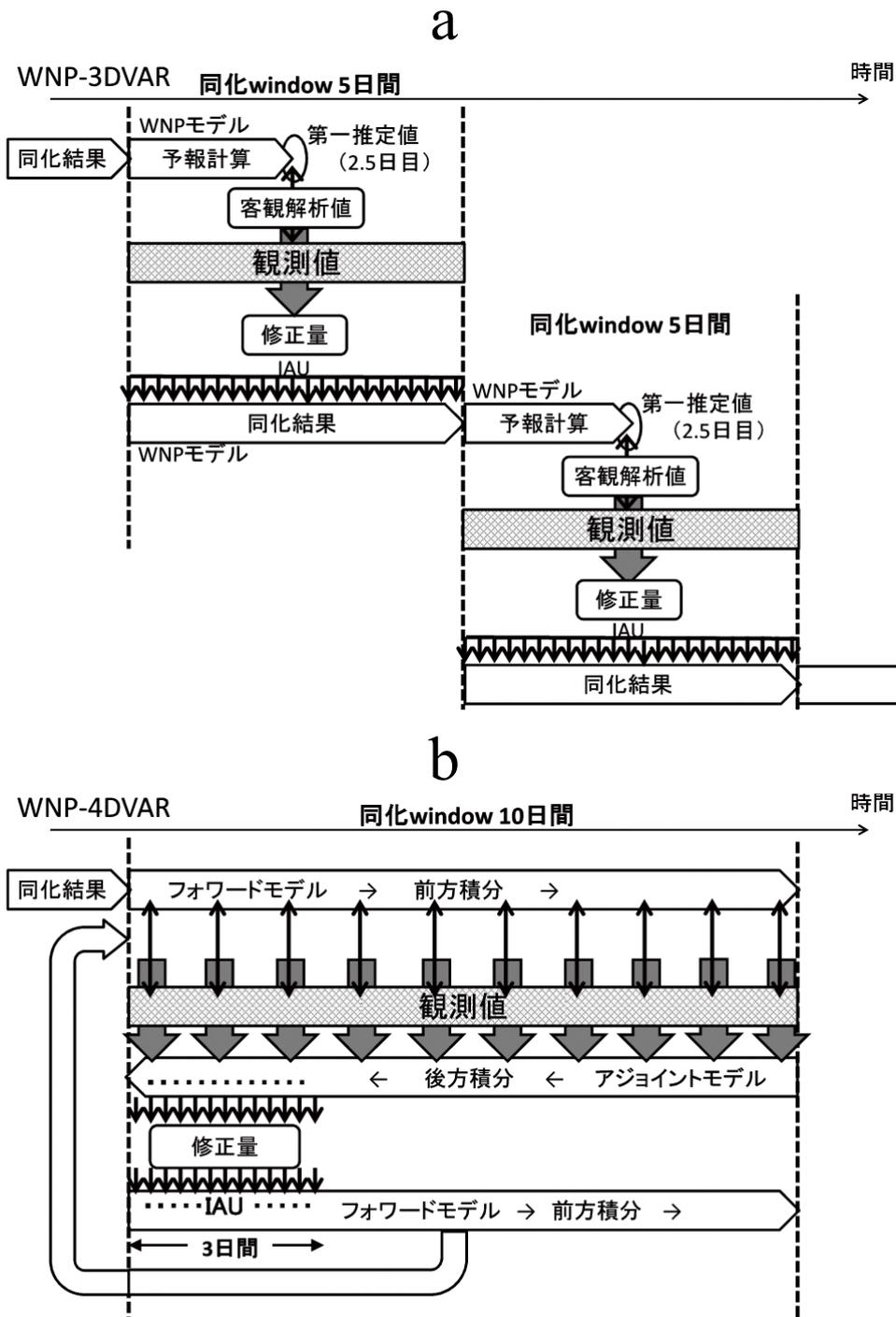
WNP-3DVAR (第 3 図 a) の同化ウィンドウは 5 日 (半旬) である。まず、前回の同化結果を初期値として WNP モデルにより 2.5 日目 (半旬の真中) の瞬間値を予報し第一推定値とする。この第一推定値と 5 日間の観測データから、3 次元変分法により水温・塩分の客観解析値を求める。

⁶ Copernicus Marine Environment Monitoring Service

⁷ Merged satellite and in-situ data Global Daily Sea Surface Temperature

⁸ 1 か月 EPS は 2017 年 3 月に全球 EPS として統合され、現行 WNP の予報外力もそれに合わせて変更した。

⁹ 1 年 365 日を 1 月 1 日から 5 日ずつ 73 分割した通年半旬。閏年の 2 月 29 日を含む半旬は 6 日とする。本稿では、誤解のおそれのない限り半旬を 5 日として記述する。



第3図 (a) WNP-3DVAR と (b) WNP-4DVAR における解析の流れ (模式図)
横軸が時間をあらわす。

(a) WNP-3DVAR では、(1) 最初に同化ウィンドウの真中まで予報計算して得た水温・塩分の瞬間値を第一推定値とする。(2) 第一推定値と観測データから3次元変分法によって客観解析値を求める。(3) 客観解析値と第一推定値との差(修正量)をIAUによって加算しながら再度予報計算を実行して日別平均値を出力する。

(b) WNP-4DVAR では、(1) フォワードモデルの前方積分。(2) アジョイントモデルの後方積分により期間最初の3日間の修正量を求める。(3) IAUを適用して前方積分。その後(2)、(3)を所定の条件をみたすまで繰り返し、(4)最後に実行する前方積分(ファイナルラン)の出力する日別平均値を客観解析値とする。

次に、IAU¹⁰ (Bloom *et al.*, 1996) の手法を適用し、WNP モデルを 5 日間通して計算する。IAU とは、水温・塩分の修正量（第一推定値と客観解析値の差）を、5 日間の時間積分の各ステップで均等に分割して加算する方法であり、地衡流調節等により水温・塩分の修正に整合した流速場を作ることが可能にする。これは、解析対象である黒潮流路や暖水渦の位置等が 5 日間ほぼ定常であることを前提とした手法である。こうして水温・塩分・流速・海面水位の日別平均値と共に、初期ショックのない予報用初期値を得る。

厳密に言えば、2.5 日目の瞬間値を第一推定値とする点や、修正途上の日別平均値を「解析値」として提供している点は、課題となり得る。しかし、水温・塩分場の修正に対応する流速場の修正をモデル内の調節にまかせておけば良い点や、時間的に連続した日々の「解析値」を得られる点は、WNP-3DVAR に IAU を適用して得られるメリットである。

WNP-4DVAR (第 3 図 b) の同化ウィンドウは 10 日である。WNP-3DVAR では客観解析の対象となる水温・塩分場が 5 日間ほぼ定常と仮定するのに対して、WNP-4DVAR では、10 日間の場の変動を含めて解析対象とする。同期間、フォワードモデルで前方積分を行いつつ、1 日単位で観測データと比較し評価関数を計算する。その後、アジョイントモデルによる後方積分を行いつつ初期場の修正量を算出する。これらの前方積分・後方積分を所定の条件に達するまで繰り返す。前方積分の初期時刻から 3 日間に IAU を用いて水温・塩分を修正することにより、大きなショックを伴うことなく力学バランスの取れた流速場を得る。また後方積分の過程では同期間の IAU に対応するアジョイントコードも含めている。最後のフォワードモデルの計算 (ファイナルラン) で得られた結果を「日平均解析値」として出力している。この一連の手続きの詳細については Usui *et al.* (2015) を参照されたい。なお、WNP-4DVAR における IAU の適用期間に関して第 4.3 節で議論する。

WNP-4DVAR により得られた値を Seto の初期値作成に用いる (詳細は第 3.2 節参照) ことで、Seto における沿岸海洋現象を、より良く予測することが可能になると想定している。

2.3 運用スケジュール

第 4 図には (a) 現行 WNP と、(b) 瀬戸内海監視予測システムの運用スケジュールを示す。

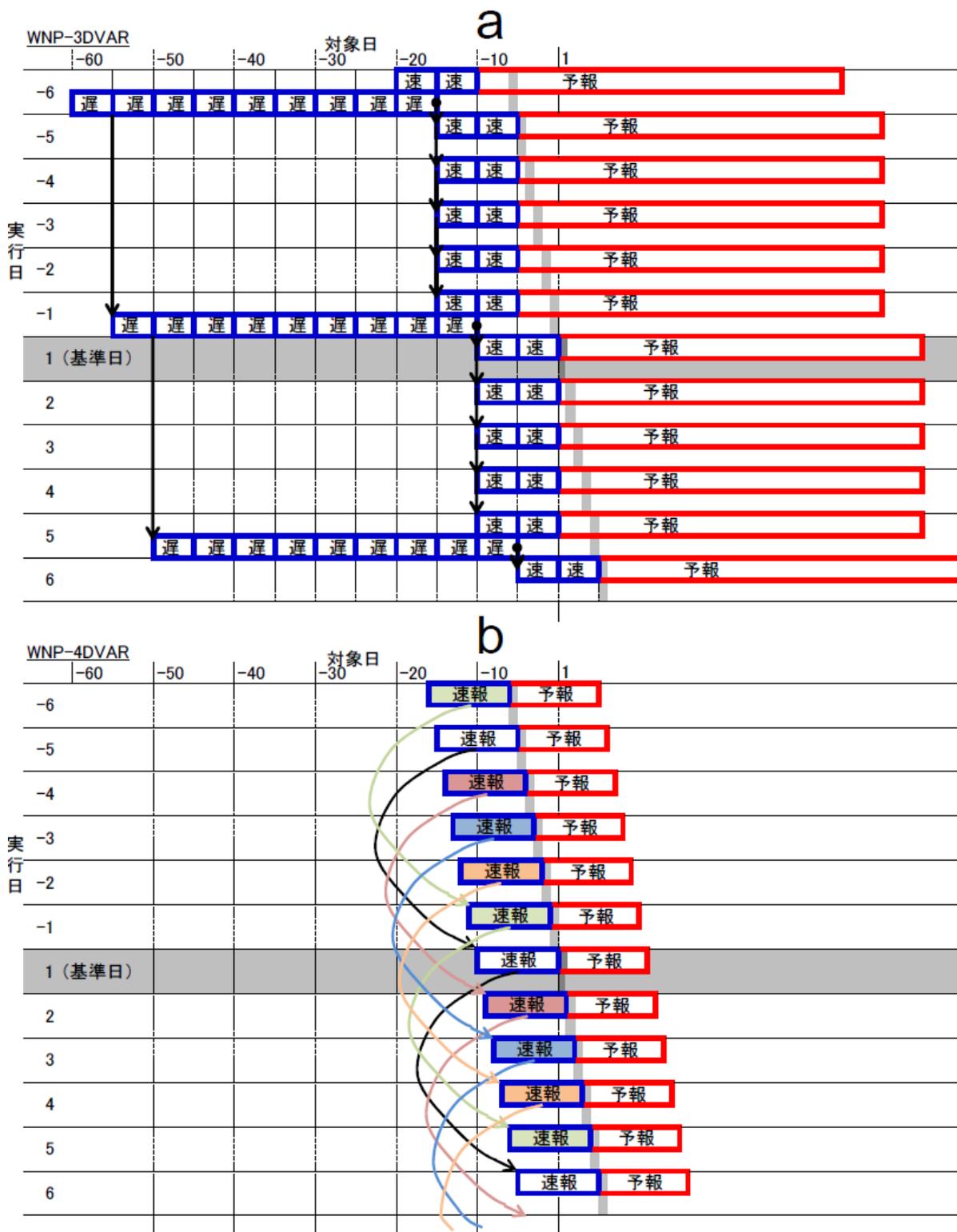
前節で述べたように、WNP-3DVAR では、年間を 73 の通年半月に分けて、基本 5 日間隔でデータ同化を行っている。観測から日数をあけて通報される現場観測データや衛星海面高度データを反映するため、遅延解析 (5 × 9 = 45 日間) を 5 日に 1 回実施する。第 4 図中では、基準日 (灰色の行) の前日 (実行日: -1 の行) に、基準日の 55 日前から 11 日前までの観測データを用いた遅延解析を実行する例を示している。

速報解析は、遅延解析の結果を初期値として (図中黒矢印) 毎日実行する。図中基準日には、10 日前から前日までの観測データを用いて 5 日間の解析 (図中青枠) を 2 回実行した後、45 日間の予報を行う (図中赤枠)。ここで、基準日翌日から 4 日間に実行する速報解析では、基準日以降の観測データを使っていない。この間、基準日前日までの新たな現場観測データの通報や衛星海面高度データの更新により、解析結果と予報初期値を日々修正し、予報に用いる大気外力も更新するが、最新の観測データを使わない状況が続く。

瀬戸内海監視予測システムでは、数日スケールで変動する沿岸現象の監視・予測を目的としている。そのため、第 4 図 (b) に示すように、WNP-4DVAR では現行 WNP のように解析期間を固定せず、最新の観測データを解析に利用し、その後 11 日間の予報を行う。

WNP-4DVAR による遅延解析は、大きな計算コストを要することもあり、現時点では実施していない。速報解析における第一推定値計算の初期値としては、5 日前に実行した速報解析 (実行日: -5 の行; 以下 AP) 結果の 6 日目 0 時の値を用いる (第 4 図 (b) 中の色つき矢印)。この初期値

¹⁰ Incremental Analysis Update



第4図 解析・予報ジョブスケジュール模式図（本文第2.3節参照）

(a) 現行 WNP における遅延解析，速報解析，45 日予報のスケジュール．(b) WNP-4DVAR による速報解析と WNP モデルによる 11 日予報のスケジュール．

各図中灰色の行を基準日 (1) として，解析・予報計算の実行日を縦軸に，対象日を横軸に示す．青枠は解析期間，赤枠は予報期間をあらわす．各行の灰色セルは，解析・予報計算の実行日を示す．第一推定値計算のための初期値の取得を矢印であらわす．青枠内「遅」は遅延解析を，「速」，「速報」は速報解析をあらわす．

は基準日の同化ウィンドウ前半5日間（APの後半5日間）の観測データのうち、すでにAPの同化で利用したものの情報を含んでいる。第一推定値と観測データの独立という同化の前提条件には抵触するが、AP実行後の5日間で新たに通報・更新された観測データを同化できるメリットから、この方法を採用している。その結果、初期値を引き継ぐことで連続性のある解析サイクルが5系列存在する。この5系列の解析・予報結果を比較することにより、解析誤差や予測される現象の信頼性を評価することが考えられる。

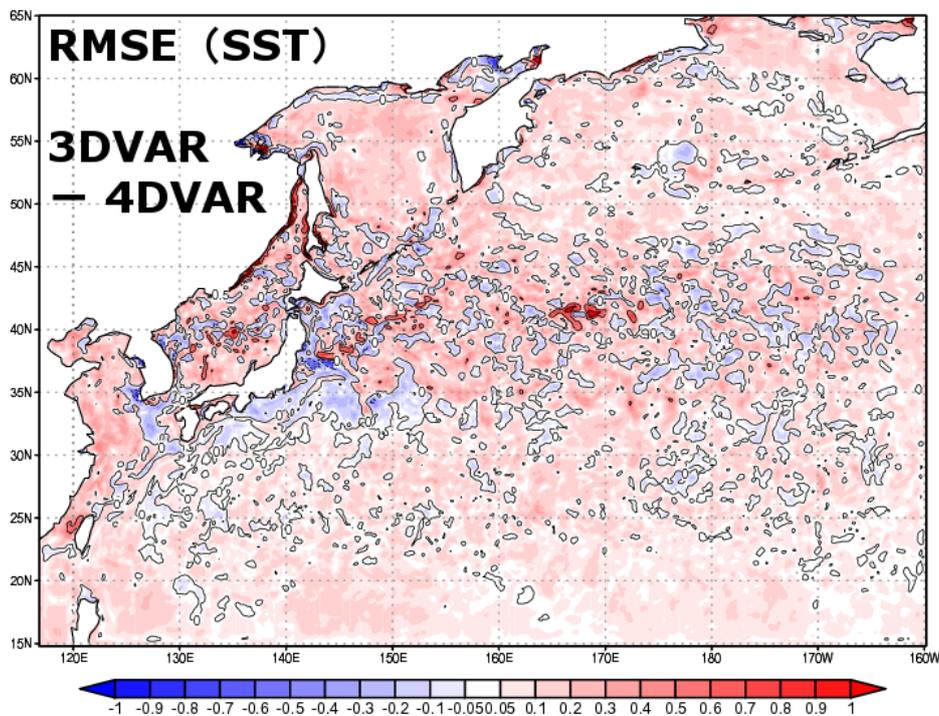
2.4 解析精度の検証

第5図は、MGDSST（第2.1.2項）を真値としてWNP-3DVARと4DVARの海面水温解析値のRMSE（平均二乗誤差の平方根）を比較した結果である。ほぼ全域でWNP-4DVARのほうが誤差の小さいことがわかる。また、WNP-3DVARでオホーツク海や日本の南にみられる海面水温の低温バイアスが4DVARでは軽減する（図は省略）。

第6図に100m水温の解析値と現場観測データ

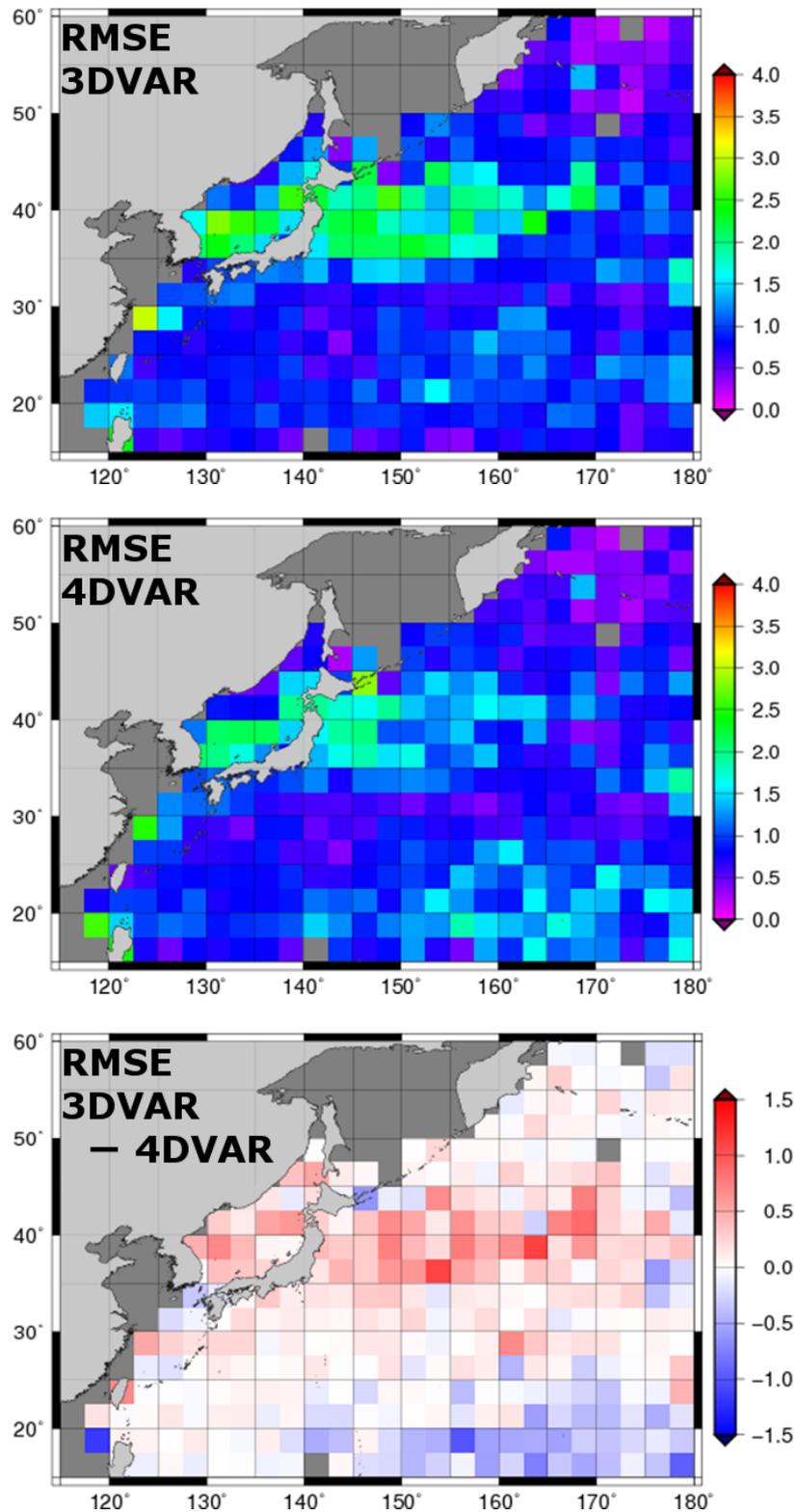
を比較した結果を示す。日平均値に対して2.5度×2.5度格子で、WNP-3DVARとWNP-4DVARそれぞれのRMSEを描画している。北緯30度～45度の海域ではWNP-3DVARに比べて4DVARの同化結果が概ね改善している。この傾向は表層水温の他の水深でも同様にみられる（図は省略）。ただし北緯25度以南の海域では4DVARの方がRMSEが大きい。

海面水温、表層水温についてのRMSEが上述の海域で3DVARより4DVARのほうが小さい理由を考える。第2.2節で述べたように、3DVARでは半旬内の観測データを観測日で区別することなく同化して半旬の客観解析値を求めるのに対して、4DVARでは10日間の観測データを観測日で区別して同化し、原理的には日別の観測値に整合した客観解析値を求めることが可能である。また、衛星海面高度データとして、3DVARではJason-2/3のみ利用しているのに対して、4DVARでは利用可能な複数の衛星データを同化する（第2.1.2項）。これらの違いにより、半旬スケールで中規模渦・水温前線等の変動する黒潮続流域・混



第5図 WNP-3DVAR, 4DVAR 日平均海面水温のMGDSSTによる検証 (RMSE)

対象期間は2014年。WNP-3DVARと4DVARのRMSEの差を示す。赤(青)は4DVARのRMSEが3DVARより小さい(大きい)ことを示す。



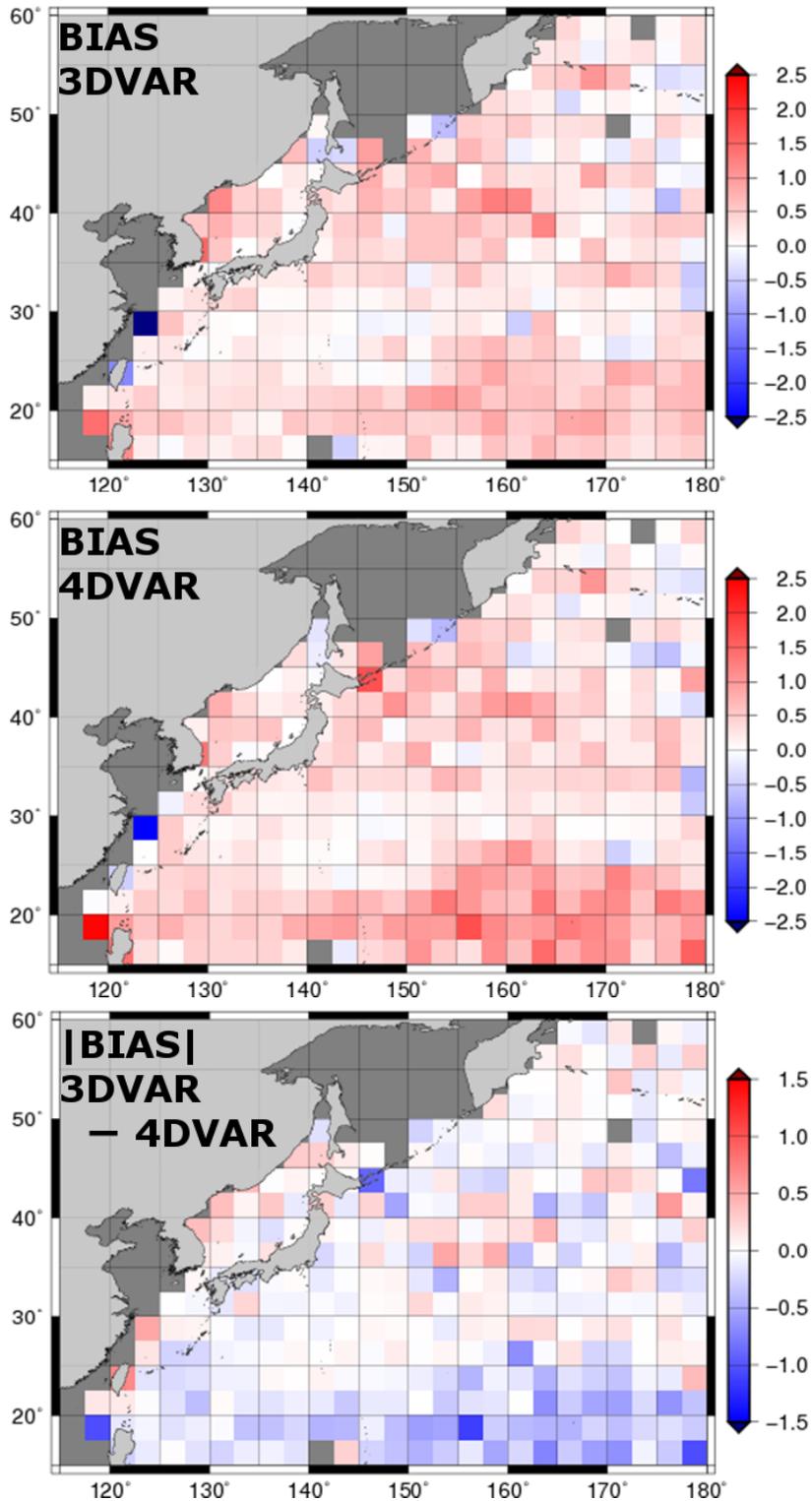
第6図 WNP-3DVAR, 4DVAR 日平均 100m 水温の現場観測データによる検証

現場観測値と観測位置に最も近い格子点で日平均値の誤差の2乗を求め、2.5度格子で平均したものの平方根 (RMSE). 対象期間は2014年. 上から3DVAR, 4DVAR, RMSEの差. 下段で赤(青)は4DVARのRMSEが3DVARより小さい(大きい)ことを示す.

合域や日本海などで、4DVARによる解析精度が改善していると考えられる。

WNP-3DVAR, 4DVARとも全般に正のバイアスがみられる。北緯25度以南の海域では、3DVARよりも4DVARの正バイアスが大きく、これが同

第7図に、第6図に対応するバイアスを示す。



第7図 第6図同様。ただし、バイアス。

上から3DVAR, 4DVAR, 絶対値の差. 下段で赤(青)は4DVARのバイアスの絶対値が3DVARより小さい(大きい)ことを示す。

海域で 3DVAR よりも 4DVAR の RMSE が大きい
主な理由と考えられる。この正バイアスの原因に
ついては第 4.1 節で議論する。

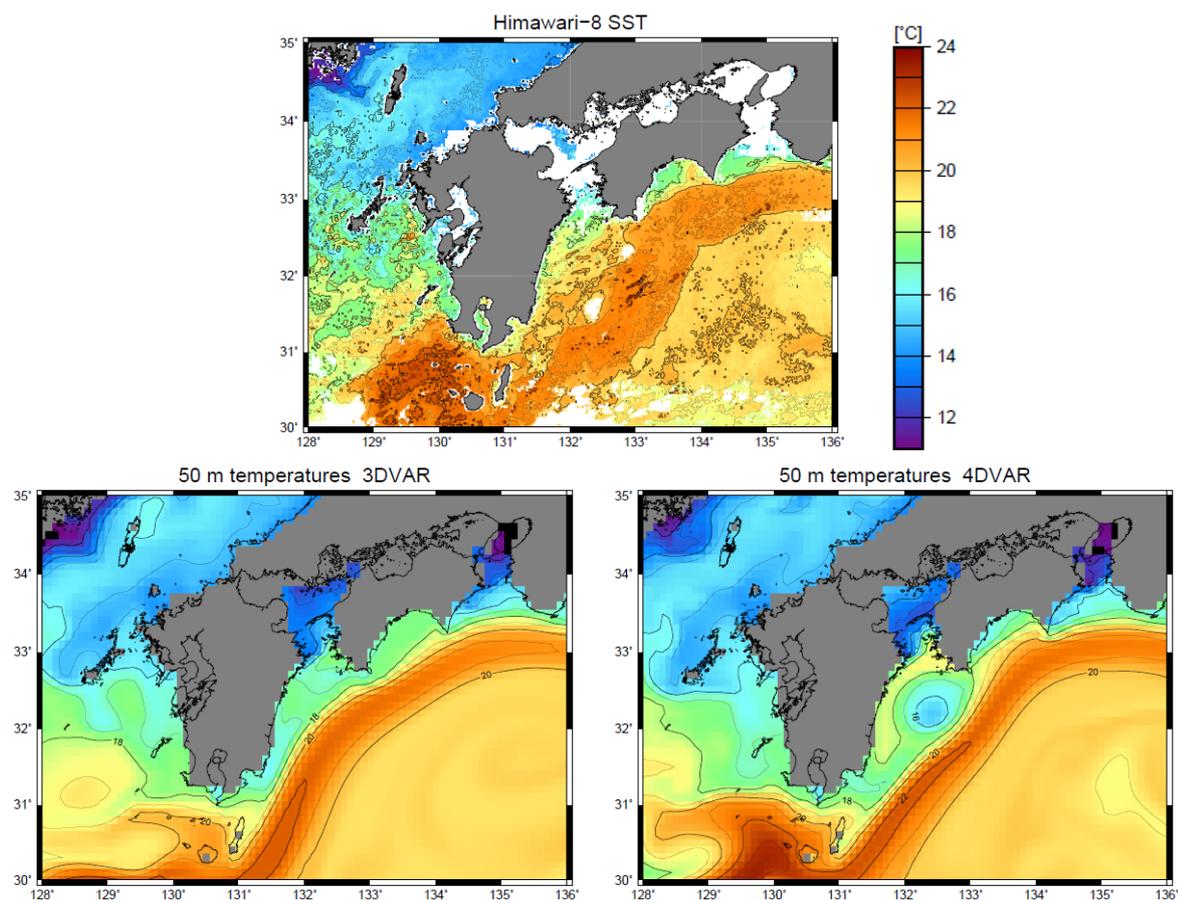
第 8 図で、具体的な事例（2016 年 3 月 22 日；
九州東方）によって、WNP-3DVAR と 4DVAR に
よる解析の違いを確認する。両同化で観測データ
として利用していないひまわり 8 号の海面水温観
測値を参照しつつ、両者の 50 m 水温分布により
水温極大に対応する黒潮流路を比較する。黒潮は、
3DVAR では日向灘で九州に向かって凸の流路を
とっているのに対して、4DVAR では北緯 32 度、
東経 133 度付近を北東進しており、後者のほうが
観測に近い。3DVAR では、第一推定値で日向灘
の水温が実際よりも高くなっており（図は省略）、
同化システムは観測データにもとづいて水温を下
げる方向の修正を加えるはずであるが、修正によ

り低温化した水は黒潮によって下流に運ばれるた
め、結果として日向灘の低温化修正は不十分とな
り、足摺岬から土佐湾沖の水温が下がり過ぎるこ
とになる。一方、4DVAR では移流を前提とし時
間を遡って水温・塩分場を修正するので、九州東
方の場をより観測に近づけることが可能と考えら
れる。

九州東方から伊豆諸島近海にかけての海域で
は、上述のような黒潮前線上の波動が東方に伝播
する事例が頻繁にみられる。このような事例の
多くで、時間方向の場の変化に追従可能な WNP-
4DVAR による解析結果のほうが、3DVAR よりも
観測に近いことを確認している。

3. Seto を用いた解析及び予報

WNP-4DVAR の解析・予報期間に Seto を用い



第 8 図 WNP-3DVAR と 4DVAR の解析事例

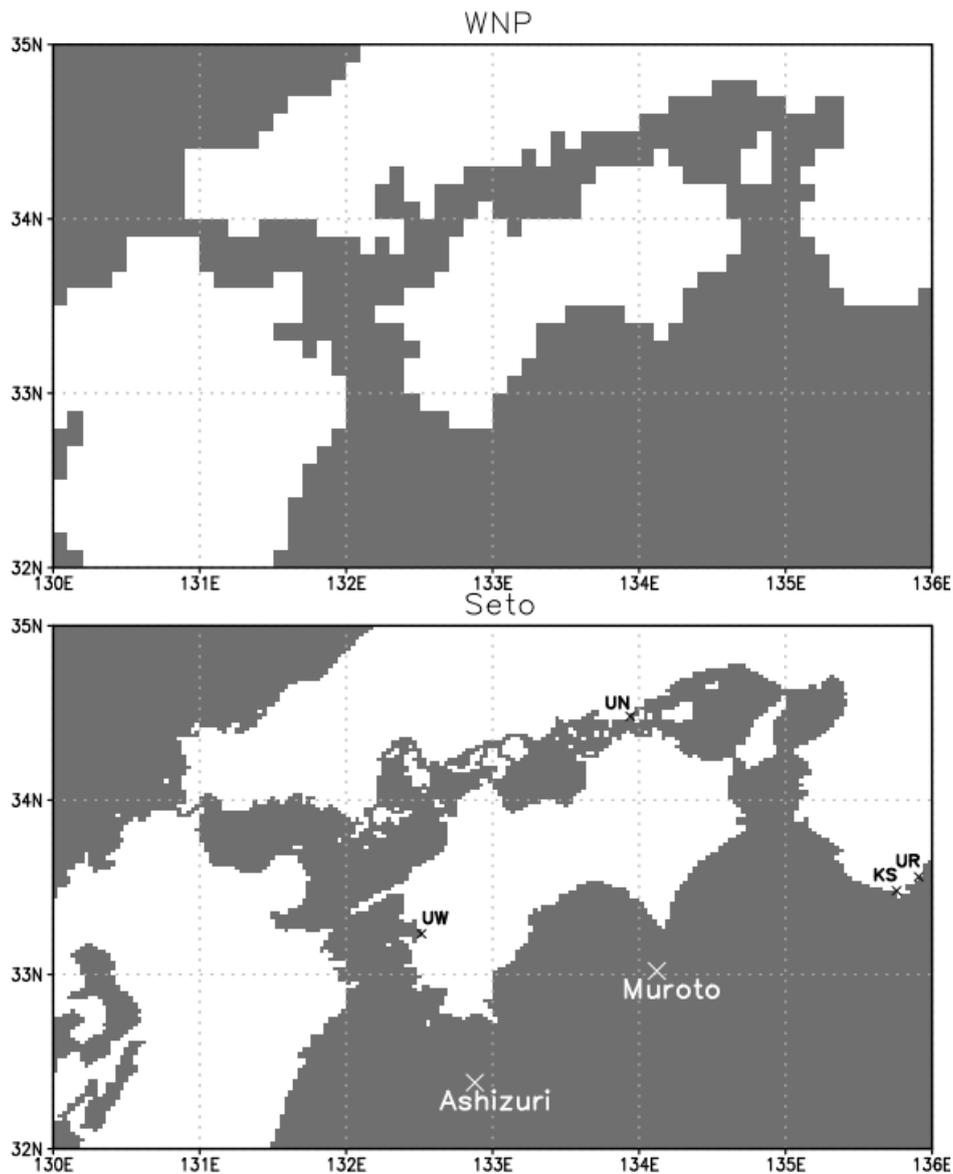
2016 年 3 月 22 日のひまわり 8 号による海面水温（上；灰：陸地，白：雲等による欠測）、WNP-3DVAR（左下）・
WNP-4DVAR（右下）による 50 m 水温。黒潮周辺の海面水温と表層水温は連動して変化し、黒潮流路は水温極
大にほぼ対応する。

た計算を行い、水温・塩分・水平流速の日平均値、海面水位の1時間平均値を出力する。第3.1節でSetoの概略を述べる。第3.2節でWNP-4DVARの結果を用いて行うSetoの初期値作成手法について、第3.3節で側面境界の扱いについて述べる。第3.4節で独立資料を用いた解析精度の検証結果を示す。

3.1 Setoの概略

Setoの領域は第1図に示した通りで、格子間隔

は東西 1/33 度、南北 1/50 度 (約 2 km) となっている。第9図に示すように、WNPモデルの瀬戸内海では、淡路島だけが島として5格子で表現され、関門海峡・明石海峡・鳴門海峡等の幅が最狭部で10 km以上あるのに対して、Setoでは、高い水平解像度により、幅の狭い海峡・半島、多数の島を表現する(坂本ほか, 2014)。第1表にSetoの仕様をまとめている。Setoの主な特徴は以下の通り。より詳細な説明が必要な読者は、Tsujino *et al.* (2010), 坂本ほか (2014, 2015), Sakamoto *et*



第9図 瀬戸内海の海岸地形の比較

WNP(上)とSeto(下)の海(灰)陸(白)分布。本文第3.4節の串本(KS),浦神(UR),宇和島(UW),宇野(UN)の位置を黒×印で、黒潮牧場ブイの位置を白抜き×印で示す。

al. (2016) を参照されたい.

- トレーサの移流スキームとして SOM¹¹ (Prather, 1986) を用いる. これは, 各格子箱内の水温・塩分の分布を2次までのモーメントの成分に分解し, それぞれを東西, 南北, 鉛直方向に上流差分で移流させた後, 各格子箱で再構成するもので, 大きな勾配を持つ水温構造等を精度良く表現することができる.
- 運動方程式における水平粘性項は WNP モデルとほぼ同様であるが, 豊後水道から瀬戸内海に入って紀伊水道から出ていく平均流を抑制するため, 瀬戸内海中の海岸格子では粘性係数を大きくしている. これは, 約 2 km の格子で表現できない小さなスケールの地形効果のパラメタリゼーションである.
- 鉛直乱流混合には WNP モデル同様 Noh and Kim (1999) のスキームを用いる. また, 潮汐混合のパラメタリゼーションとして, Lee *et al.* (2006) によりあらかじめ求めた背景鉛直拡散係数を与える.
- 大気外力には GSM の毎 3 時間値を与える. ただし海面風応力については WNP モデルと異なり, 海洋モデルにおいてバルク式により計算する. なお, 熱フラックス・風応力のバルク計算に用いる風速ベクトルとしては, 海上風速から海洋モデル第 1 層の流速を差し引いた相対風速を用いる.
- 河川水は WNP モデルでは考慮されないが, Seto では一級河川の河口付近における月平均流量の気候値を時間内挿して, 河口に最も近い格子での淡水フラックスとして与える.

3.2 Seto の初期値作成手法

瀬戸内海は浅く, 水温や水位の変動は大気外力にはほぼ支配される. しかし, 豊後水道や紀伊水道を経由して外部から瀬戸内海に入る要因による異常潮位等を監視・予測するためには, Seto における四国沖の黒潮の状態を現実に近い必要がある. そこで, 瀬戸内海監視予測システムでは, WNP-4DVAR の解析結果を用いて Seto の水温・

塩分場を修正する. 具体的には, WNP-4DVAR の解析期間で IAU による修正が加えられる最初の 3 日間を除外し, その直後で解析精度が高いと見込まれる 4 日目の解析値を用いて Seto に IAU を適用する.

第 10 図に Seto の初期値作成手法の概念図を示す. (1) まず Seto の予報計算を解析期間の 3.5 日目 (4 日目の真中) まで進める. (2) 次に Seto の同予報結果と WNP-4DVAR の 4 日目の日平均水温・塩分について WNP の格子点上で差を計算し「修正量」とする. (3) 再度, Seto の予報計算を 3 日目から解析期間の最後まで実行する. このとき, 3 ~ 5 日目の 3 日間は上述の修正量を IAU によって加算する.

上述の手法において検討すべき点については, 第 4.4 節で議論する.

3.3 Seto の側面境界データ

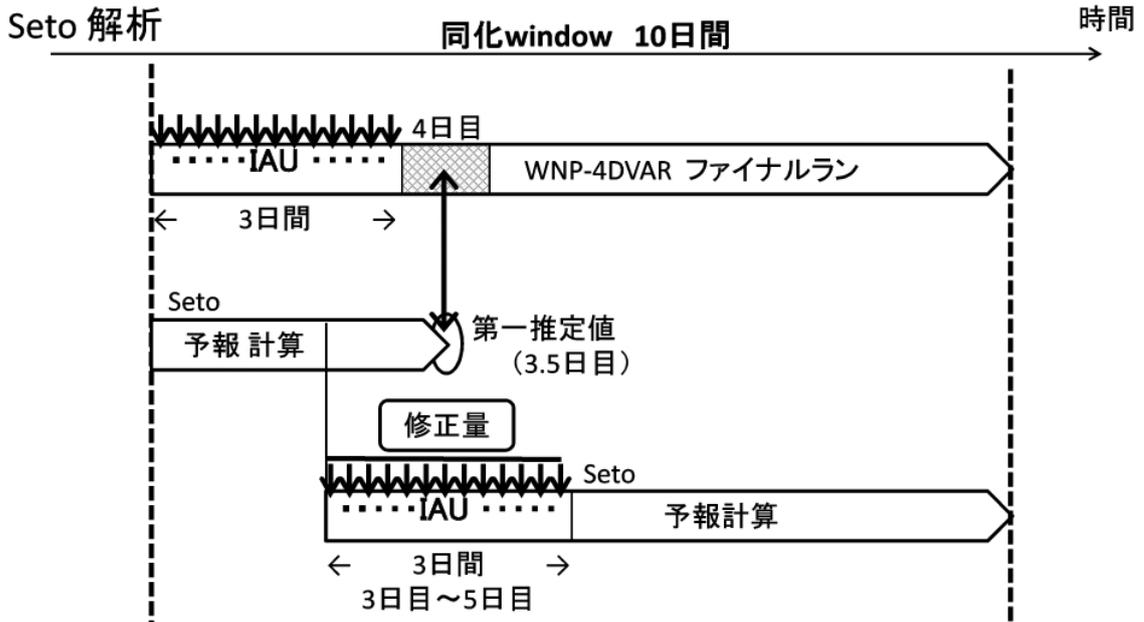
Seto の側面境界条件は 1 日に 1 回 WNP モデルによって与える (第 1 図). Seto の側面境界付近における模式的な格子配置を第 11 図に示す. 図中の緑線より内側 (以下コア領域) の格子点では, Seto の差分方程式に沿って水温・塩分・海面水位・流速の時間変化を計算する. 各格子点で運動量移流項, 倍調和型の拡散項・粘性項を計算するとき, その周囲の東西南北方向それぞれ 2 格子ずつの物理量を用いる. コア領域の外側 (図中緑線上とその外) には少なくとも 2 格子を配置しており, 積分のステップごとに, その値を線形内挿した WNP モデルの値で置き換える.

水平拡散係数は流速格子点上で定義し, その分布を定数ファイルで与える. Seto では側面境界付近で係数を中心領域より大きくしており, 紫線上格子から側面境界に向かって線形に大きくなるような拡散係数分布としている.

3.4 検証

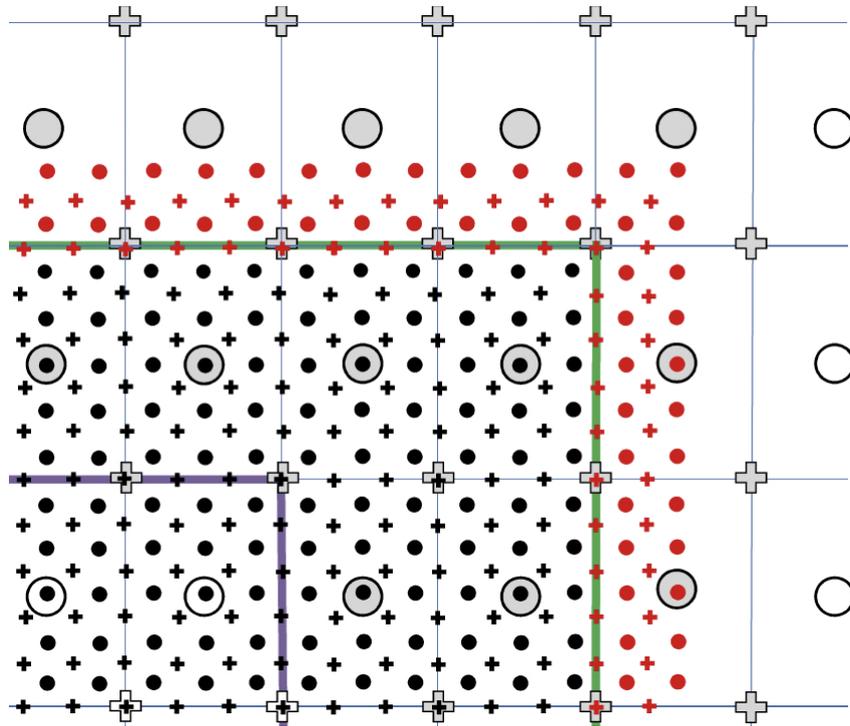
坂本ら (2015) は, 運用中の Seto とほぼ同じ仕様で 3 年間のフリーラン実験を行い, 瀬戸内海の海面水温の季節変動を良く再現できることを確

¹¹ Second Order Moment



第10図 Setoの初期値作成模式図(本文第3.2節参照)

第3図同様、横軸が時間をあらわす。WNP-4DVAR解析期間4日目の水温・塩分解析値をWNP-3DVARにおける客観解析値に相当するものとみなす。Setoを3.5日目まで積分して得た第一推定値との差を修正量とし、Setoの3～5日目にIAUを適用する。



第11図 Setoの側面境界付近の模式図

Setoの水温・塩分格子を小さい+で、流速格子を小さい●でそれぞれあらわす。WNPモデルの格子を同様の大きい記号であらわす。図中の緑線より内側のSetoモデル格子点(黒)では、モデルの差分方程式にしたがって水温・塩分・海面高度・流速の時間変化を計算する。図中緑線上とその外側のSetoモデル格子点(赤)の値は、WNPモデル格子点値を時・空間的に線形内挿したもので置き換える。水平拡散係数は流速格子点(●)で定義され、図中紫線から緑線に向かって大きくする。

認した。また、宇和島の水位と海面水温の時間変動を観測と比較することによって数日程度の短期変動の再現性を検証し、水位・海面水温とも変動特性が観測と良く似ていることを示した。

ここでは、WNP-4DVAR による四国沖の解析結果と、その水温・塩分を用いて修正された Seto における海況を、定置ブイの流速と比較して（第 3.4.1 項）、Seto の初期値作成過程を検証する。また、WNP モデルで再現不可能な沿岸域での水温前線形成や（第 3.4.2 項）、流速場が海岸・海底地形の影響を受けて生じる沿岸水位変動（第 3.4.3 項）について、Seto による監視・予測の可能性を示す。さらに、Seto における宇和島の水位変動の位相が観測とあっていることや、海況要因の水位変動の沿岸潮位偏差予測への利用可能性を示す（第 3.4.4 項）。最後に Seto の東側面境界付近にみられる問題について述べる（第 3.4.5 項）。

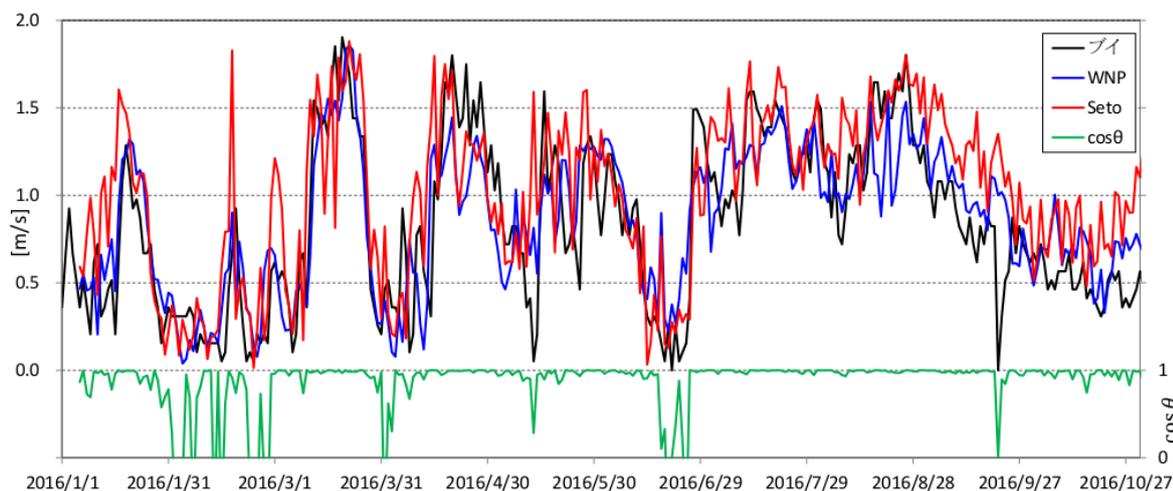
3.4.1 ブイ流速データとの比較

WNP-4DVAR による四国の南の黒潮流路の解析精度を検証し、その解析値を用いた Seto の修正が想定どおりか確認する。第 12 図には、WNP-4DVAR の解析期間 6 日目の流速（青線：WNP、

赤線：Seto）と、黒潮牧場ブイ¹²（第 9 図）による室戸岬沖の日平均流速（黒線）の観測との比較を示す。また、緑線は Seto と観測の流向差 (θ) の余弦値である。この観測データは黒潮の離接岸の指標であり、瀬戸内海への外洋の影響を監視する上でも重要である。なお、流速データは WNP-4DVAR では利用していないので、このブイ流速は独立資料である。

ブイ流速と WNP-4DVAR、Seto の流速を比較すると、数日から数 10 日スケールの変動の位相は概ね合っている。また、流速が 0.5 m/s 以上の場合、 $\cos \theta$ が 1 に近く、流向がほぼ一致している。Seto の予測ターゲットは、黒潮流路の変動に伴って豊後水道や紀伊水道に黒潮水が流入して引き起こす水温・流速の急変や異常潮位である。上の結果は、WNP-4DVAR の解析結果を用いることで、Seto における四国沖の黒潮流路を現実に対応させられることを示している。

流速絶対値の相関係数と流速ベクトルの RMSE を第 2 表に示す。解析期間 10 日目、予報 2 日目の結果も示すが、WNP、Seto とともに、6 日目に比べて 10 日目、予報 2 日目の相関係数は小さく、RMSE が大きい。また、Seto のスコアは WNP よ



第 12 図 黒潮牧場ブイ流速による解析精度検証

独立資料である黒潮牧場ブイによる室戸岬沖の流速・流向（10m）の観測（黒太線）と WNP-4DVAR 解析期間 6 日目の直近格子点の日平均流速（WNP：青、Seto：赤）（左縦軸）。横軸の期間は 2016 年 1 月～10 月である。Seto と観測の流向差の余弦を緑線で示す（右縦軸）。

¹² 高知県が設置した鋼製大型浮魚礁ブイ。このうち足摺岬沖等では、海水の流向、流速、水温の観測を行っており、その結果はリアルタイムでインターネット上に公開されている。

第 2 表 黒潮牧場ブイ流速による検証

黒潮牧場ブイ流速に対する WNP-4DVAR 解析期間 6 日目, 10 日目, 予報 2 日目の WNP と Seto のブイ直近格子点値の相関係数と RMSE. 検証期間は 2016 年 1 月から 10 月.

	室戸岬沖				足摺岬沖			
	WNP-4DVAR		Seto		WNP-4DVAR		Seto	
	相関係数	RMSE [cm/s]	相関係数	RMSE	相関係数	RMSE	相関係数	RMSE
解析期間 6 日目	0.80	36	0.73	45	0.74	35	0.69	40
解析期間 10 日目	0.79	40	0.71	52	0.72	37	0.60	48
予報 2 日目	0.78	43	0.72	55	0.67	40	0.58	50

りも低い. 足摺岬沖での比較においても同様の傾向がみられる. これらの誤差の要因について第 4.2 節で議論する.

3.4.2 豊後水道・紀伊水道の海面水温前線の解析事例

第 13 図は, ひまわり 8 号の海面水温観測値と WNP-4DVAR, Seto による海面水温解析値・予報値を比較したものである. 2016 年 5 月 23 日のひまわりの海面水温によると, 豊後水道の九州沿岸と紀伊水道の四国沿岸にはシャープな前線がみられ, 各水道の東側の海岸に沿って暖水が分布している.

同じ日を対象とする WNP-4DVAR の解析 6 日目 (図中 WNP A6) の海面水温分布は, 観測にほぼ対応している. ただし, 各水道の水温勾配は観測に比べて緩やかで, 水道の南北での水温差は数℃である. 解析 6 日目の Seto (Seto A6) の水温は, WNP-4DVAR 解析値を用いた修正の直後であり, WNP-4DVAR と良く似た分布であるが, 周防灘では WNP よりも低温である.

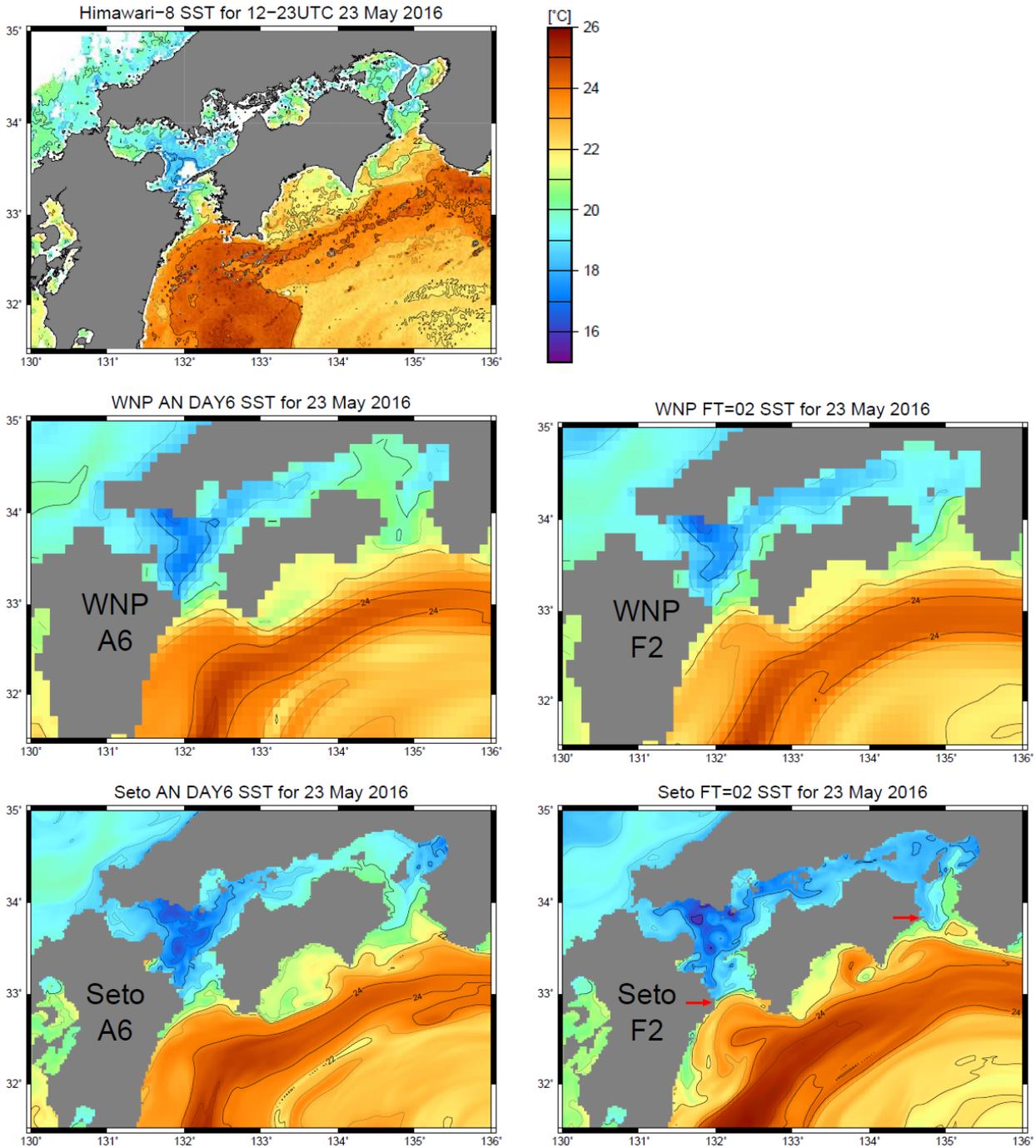
WNP 予報 2 日目 (WNP F2) の海面水温分布は WNP A6 とほぼ同じなのに対して, 予報 2 日目の Seto (Seto F2) では, 豊後水道の九州沿岸と紀伊水道の四国沿岸 (図中赤矢印) において Seto A6 よりも等温線が集中し, 観測と同程度の水温勾配となっている.

両水道に限らず周防灘などでも, Seto の海面水温分布を解析 6 日目と予報で比較すると, 前者では WNP-4DVAR と同程度に緩い水温勾配として表現されるものが, 後者では観測同様のシャープな前線となる事例が多くみられる. このように, Seto は WNP モデルよりも小規模な沿岸現象を表現し, 初期値作成後のフリーランにおいて詳細な海岸地形と高精度移流スキーム (SOM) の効果により, 現実的な温度勾配を持つ海面水温前線を形成可能であることがわかる.

3.4.3 串本—浦神の水位差

第 14 図に, WNP-4DVAR の解析期間 6 日目の串本 (第 9 図中 KS) —浦神 (同 UR) の水位差 (以下 K-U) の時系列を示す. 第 9 図に示すように串本は浦神の西に位置し, 黒潮が潮岬の近く (遠く) を流れるとき, K-U は大きく (小さく) なる (Nagata *et al.*, 1999). K-U は, 潮岬付近での黒潮の離接岸の指標であり, 紀伊水道から瀬戸内海東部への外洋水流入にも関連する (Takeuchi *et al.*, 1998 など). また両地点間の距離が約 15 km であり, 風や気圧等の差が小さいので, K-U に占める気象要因の寄与はわずかである. したがって, 異常潮位等の海況要因による沿岸水位変動の解析・予測精度を評価するうえでも, K-U は良い指標となる.

第 14 図にみられるように, WNP-4DVAR による K-U は観測と対応せず, 相関係数は負 (—



第13図 WNPとSetoによる海面水温の解析・予測事例

(上) 2016年5月23日のひまわり8号による海面水温観測値(灰:陸地, 白:雲等による欠測)。(中) 同日を対象とするWNP-4DVARの解析期間6日目(左)と予報2日目(右)の海面水温。

(下) Setoによる解析期間6日目(左)と予報2日目(右)の海面水温。

Setoの予報2日目(Seto F2)の図中赤矢印は、豊後水道の九州沿岸、紀伊水道の四国沿岸に形成される水温前線を示す(本文参照)。モデルの水温格子は海陸分布を定義する流速格子と半格子ずれているため、第9図と比べて海岸の陸格子の一部や小さい島、細い半島が海として描画されることに注意されたい。

0.36) である。一方 Seto では、変動の振幅は観測より小さいが、位相は概ね一致している。第 3 表に WNP-4DVAR と Seto の解析期間 6 日目、10 日目、予報 2 日目の K-U について、観測との相関係数・RMSE を示す。WNP-4DVAR では、串本と浦神が隣接格子で、その間の海岸は直線であるのに対して、Seto では、串本・浦神間の地形をある程度解像しており、大規模な流れが海岸地形の影響を受けて生じる沿岸の流れと水位変動を表現可能と考えられる。

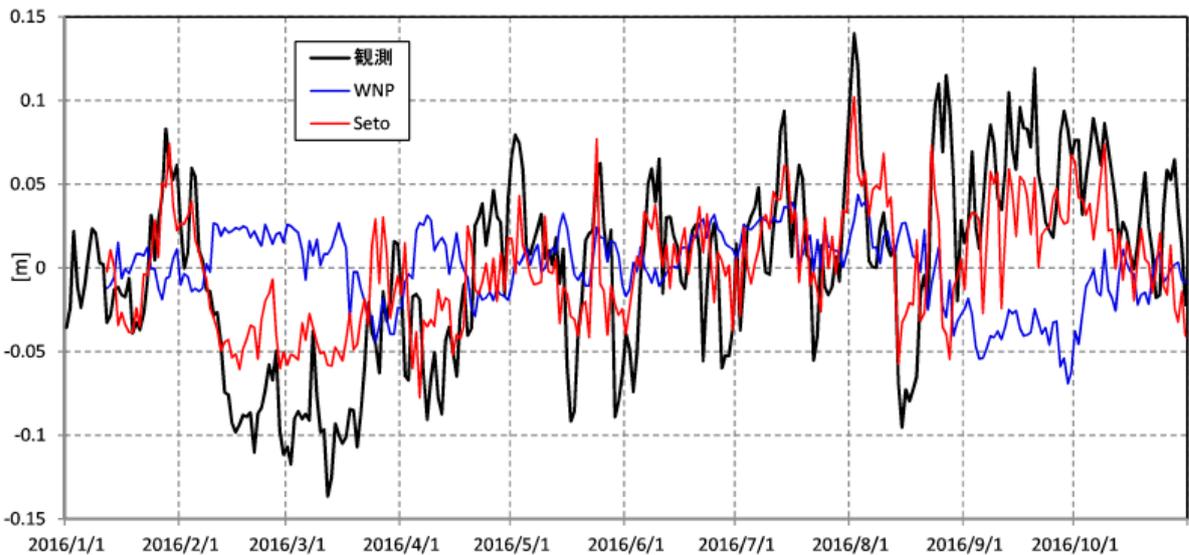
ここで、WNP-4DVAR が黒潮の潮岬への離接岸自体は解析できていることに注意されたい。Seto は WNP-4DVAR の解析値を通して黒潮流路の情報を得ており、WNP で大規模な流速場が再現できていなければ、Seto での潮岬への離接岸・K-U

の変動も観測と対応しないはずである。

3.4.4 宇和島、宇野の水位変動

瀬戸内海における異常潮位の監視・予測について、Seto の出力を用いて改善する可能性を調べる。Seto では海面気圧に対応した海面水位の「吸い上げ・押し下げ」を計算しないので、観測された潮位偏差に気圧補正を加えたものと、検潮所直近の Seto 格子における海面水位の日気候値からの偏差を比較する。宇和島における両者の 2016 年 1 ～ 7 月の時系列を第 15 図の宇和島 (a) に示す。両者の相関係数は 0.65 である。

宇和島 (b) には、観測潮位偏差 (気圧補正なし; 黒) と高潮モデル (林原, 2011; 以下 Surge) による偏差 (ハインドキャスト¹³; 青) の時系列



第 14 図 串本—浦神水位差による解析精度検証

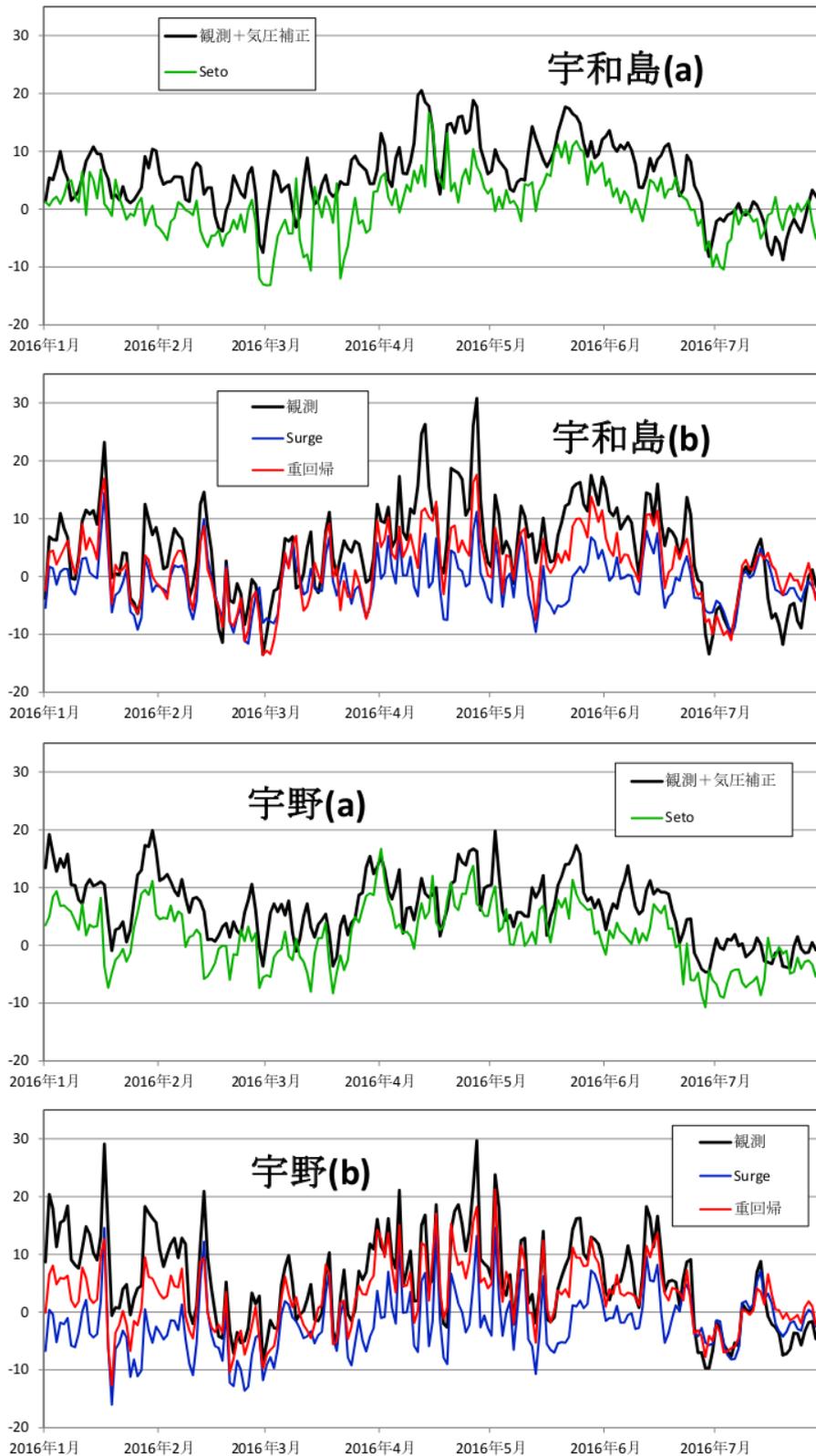
串本と浦神の水位差 [m] の時系列 (2016 年 1 月～10 月)。観測 (黒太線) と解析期間 6 日目の WNP-4DVAR (青)・Seto (赤) の比較。縦軸のゼロは、それぞれの期間平均値。

第 3 表 串本・浦神水位差による検証

WNP-4DVAR 解析期間 6 日目、10 日目、予報 2 日目の WNP と Seto の直近格子点値による串本と浦神の水位差の観測値に対する相関係数と RMSE。検証期間は 2016 年 1 月から 10 月。

	WNP-4DVAR		Seto	
	相関係数	RMSE [cm]	相関係数	RMSE [cm]
解析期間 6 日目	-0.36	6.8	0.71	4.1
解析期間 10 日目	-0.41	6.9	0.69	4.1
予報 2 日目	-0.40	6.7	0.64	4.4

¹³ 大気外力として予報値ではなく解析値を用いて、高潮モデルや海洋モデルを駆動した計算結果



第15図 潮位偏差とSeto, Surgeのハインドキャストによる水位偏差時系列(単位cm)

宇和島(a): 潮位偏差観測値に気圧補正を加えたもの(黒線), Setoの水位の日別気候値からの偏差(緑線).
 宇和島(b): 潮位偏差観測値(黒), Surgeの水位偏差(青), SurgeとSetoによる重回帰(赤). 宇野(a), (b): 線の色は宇和島の場合と同じ. 検潮所の位置を第9図中に示す.

を示す。Surge は気圧や局所的な風応力等気象要因の潮位偏差を予測するものであり、地形・大気外力ともに Seto より水平解像度が高い。ただし、密度分布のない 2 次元モデルであるため、海況に起因する水位変動を表現できない。そこで、Surge と Seto の偏差を用いた観測潮位偏差に関する重回帰式を 2014～2015 年のデータによって決定し、宇和島 (b) にその 2016 年の時系列を示す (赤)。観測との相関係数は 0.85 で、Surge 単独の予測値 (0.75) よりも精度が高い。これは、Seto における海面水位変動のうち Surge が表現しない海況要因の部分の寄与によると考えられる。

具体的に時系列の 5 月下旬をみると、観測は 10 cm を超える正偏差であるが、Surge の偏差は小さい。これに対して重回帰の値は 10 cm 程度の正偏差で、Surge を修正できている。第 13 図 (5 月 23 日) をみると、Seto では豊後水道東側の暖水を再現し、宇和島の水位を約 10 cm の正偏差としており、これが重回帰の値を上方修正していることがわかる。

宇和島よりも外洋から遠い宇野について、同様の時系列図を第 15 図の宇野 (a), (b) に示す。宇和島の場合に比べると、Surge, Seto とともに単独での観測潮位偏差との相関は低いが、両者の重回帰による相関はほぼ同じになる (第 4 表)。第 4 表には、観測、Surge, Seto の偏差の振幅と Surge-Seto の共分散の平方根も示す。Surge, Seto

ともに観測よりも振幅が小さい。Surge-Seto の共分散は、両者で共通して表現される局所的な風応力の寄与の大きさに対応するが、Surge や Seto の振幅に比べると、宇和島では約半分、宇野では 1/4 以下である。つまり宇野では Surge と Seto の偏差の独立性が宇和島よりも高いため、両者の重回帰によるスコアの改善が大きいと考えられる。

以上の結果は、Surge と Seto の線形重回帰によって、Surge 単独の偏差を上回る予測精度が得られることを示唆する。ただし、ここで用いたデータ (2014 年～2016 年 7 月) の観測潮位偏差は最大で 45.7 cm (宇野 2014 年 8 月 10 日、北東風 10～15 m/s) であり、顕著な潮位偏差が生じた事例を含まない。局所的な風応力の寄与が大きく、Surge と Seto の相関が高い場合、両者の単純な線形重回帰による予測値は潮位偏差を過大評価する可能性がある。

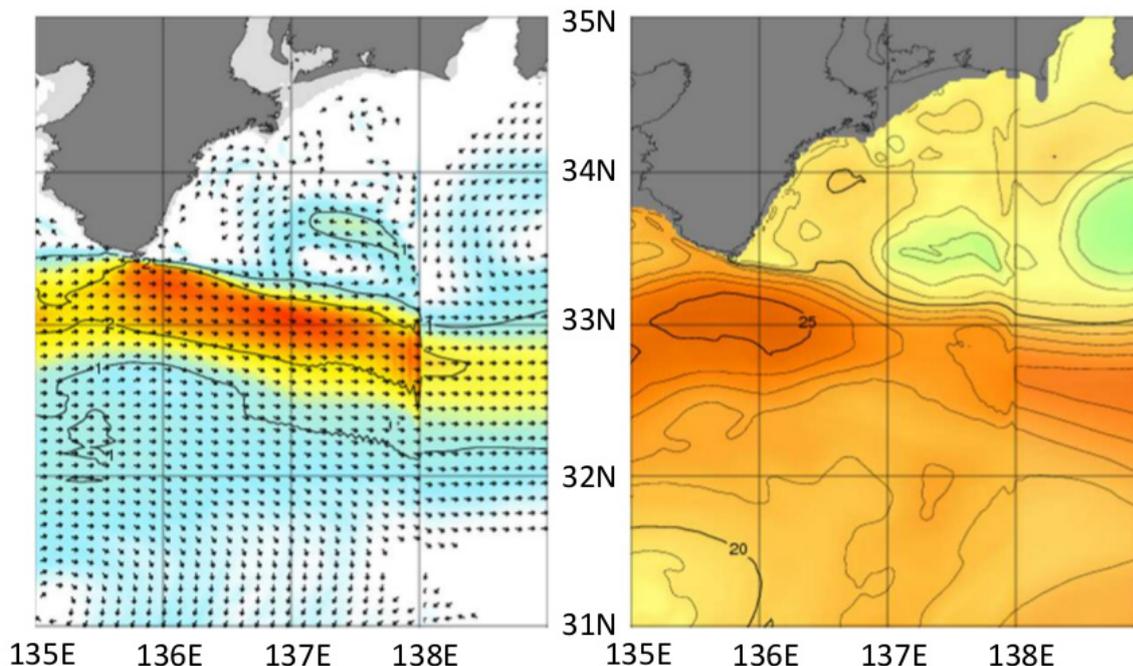
3.4.5 側面境界の不連続

第 16 図には、境界付近で黒潮流速の顕著な不連続 (不自然な流れ) が生じた例を示す。親モデル (WNP モデル) と子モデル (Seto) の空間分解能の違いに応じて、一般に両者の予報する場は異なる。そのため、特段の処置を行わない限り、流速の大きい出口付近で望ましくない予報結果を生じえる。側面境界の扱いは第 3.3 節で示したが、現在の手法では、Seto のコア領域に側面境界付近

第 4 表 宇和島、宇野の潮位偏差と Seto の海面水位偏差の相関等

期間は 2016 年 1 月～7 月。Seto の水位偏差は、解析期間 2 日目の IAU 適用前の検潮所直近格子における海面水位の日別気候値からの差。高潮モデル (Surge) の潮位偏差はハインドキャストの結果。観測に対する Surge と Seto による重回帰係数は 2014～2015 年のデータで決定した。

潮位偏差・水位偏差についての統計量	宇和島	宇野
観測と Surge の相関	0.75	0.67
観測+気圧補正と Seto の相関	0.65	0.59
観測と Surge・Seto による重回帰の相関	0.85	0.83
観測の標準偏差 [cm]	8.0	7.9
Surge の標準偏差 [cm]	4.4	5.3
Seto 標準偏差 [cm]	5.2	5.3
Surge と Seto の共分散の平方根 [cm]	2.3	1.2



第 16 図 Seto の東側側面境界付近に現れる不連続の例

2016 年 11 月 22 日に実行された Seto の予報初期日 (11 月 22 日) の (左) 日平均流速 (水深 50 m ; 等値線間隔 1 m/s, 矢印は向きを示す), (右) 日平均水温 (水深 100 m ; 等値線間隔 1 °C). 緯線・経線は 1 度ごと. 東経 138 度線が Seto の東側境界 (第 11 図の緑線に相当) であり, 以東は WNP 格子点値である.

の場を平滑化する処理は入っていない. そのため, 境界付近で不自然な流れが生じたものと考えている. 本件は改善すべき課題として第 4.5 節で議論する.

4. 日本沿岸海況監視予測システム導入にむけての技術的課題と展望

4.1 WNP-3DVAR, WNP-4DVAR の表層水温の正バイアス

第 2.4 節で確認したように, WNP-3DVAR, WNP-4DVAR の同化結果には表層水温の正バイアスがみられる. このバイアスは, 海面高度偏差の同化手法に起因する可能性が考えられる.

海洋モデルにおけるローカルな水温・塩分偏差から密度偏差を求め, 力学的海面高度の偏差 (①) を計算することができる. 一方, 衛星海面高度偏差 (SLA) は①に加えて, 正味の全球淡水フラックスによる全球平均海面水位の変動 (②; 現在までの 20 年で上昇傾向), 海盆間の海水移動によるモデル領域平均水位の変動 (③), 風に対する順圧応答としてのモデル領域内の海水移動によるロ

ーカルな水位変動 (④) などを含む.

しかし, 第 2.2 節で述べたように, WNP-3DVAR, 4DVAR において, SLA は全て上記①の観測値として扱う. つまり, SLA のうち上記②~④によるものも全てローカルな水温・塩分偏差を反映したものとみなし, SLA に整合するように水温・塩分場を修正する. したがって, SLA が②~④による正 (負) 偏差分を含む場合, 水温を過大に上 (下) 方修正するため, 解析値が高 (低) 温バイアスを持つことになる.

本来, SLA の同化においては, 上記①に対応する水温・塩分場の評価と, ②~④に対応する部分の評価を区別すべきである. 現在, 気象研究所において, SLA を上記の①だけに対応させるのではなく, ②~④を表現する項を評価関数に組み込むことで, SLA の同化手法改良が試みられている.

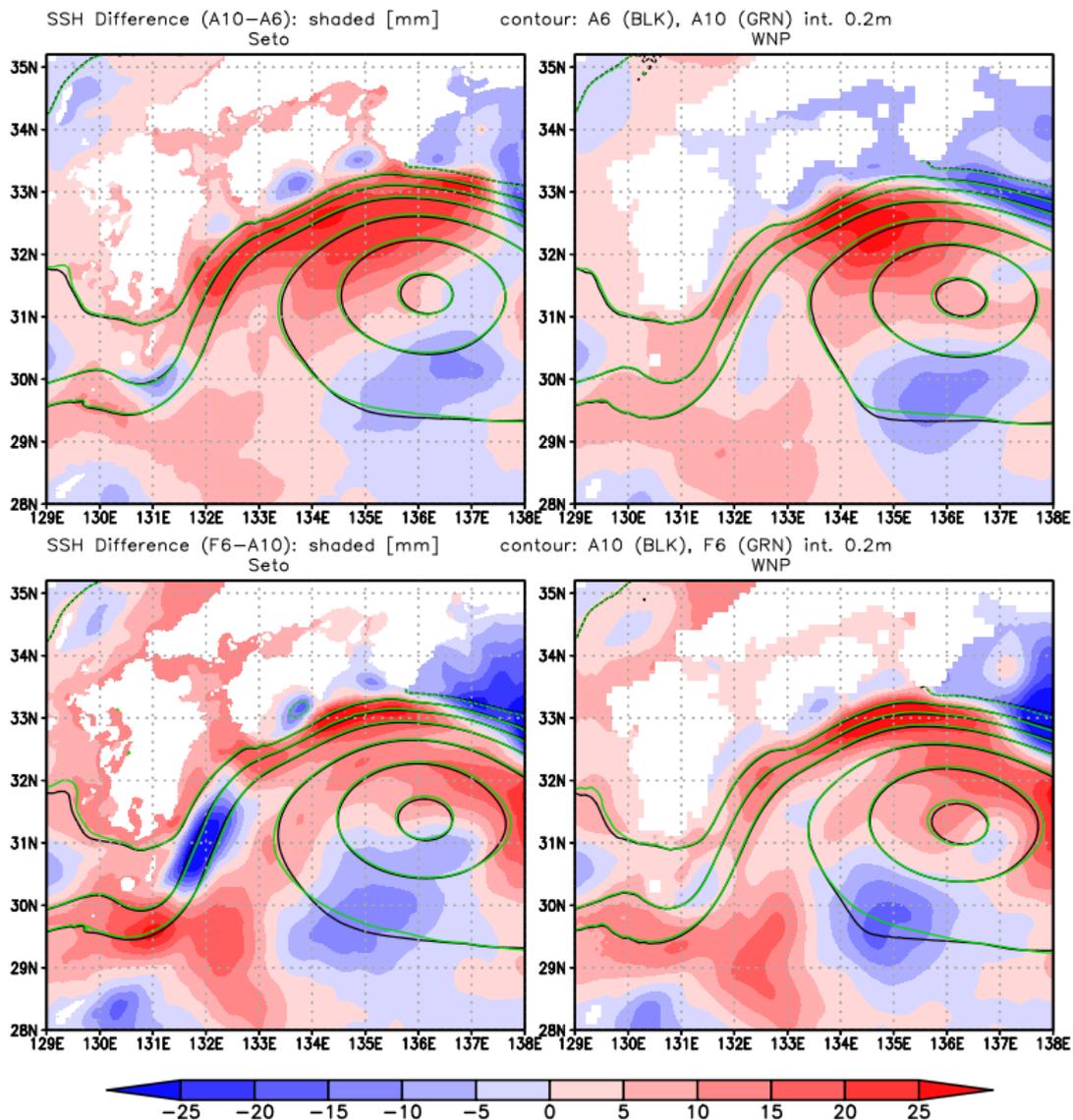
4.2 Seto と WNP モデルのバイアス

第 3.4 節でみたように, 室戸岬沖・足摺岬沖のブイ流速による検証では Seto のほうが WNP-

4DVAR よりも初期値化直後のスコアが低いだけでなく、予報計算期間のスコア低下も大きい。観測—モデルの流速散布図（省略）によると、観測の流速が 0.5 ~ 1m/s の範囲では Seto の流速は過大で、6 日目から 10 日目にかけて（実質的に Seto 独自の時間積分直後から）そのバイアスが增大する傾向がある。これが Seto のスコア低下が WNP-4DVAR より大きい要因と考えられる。

そこで、四国沖黒潮流路のバイアスを見るため、

第 17 図に解析期間 6 日目と 10 日目の海面水位の差を、Seto と WNP-4DVAR それぞれについて示す。これは、IAU 適用によってモデルの海面水位が現実近づいた後、4 日間のフリーランによりモデルが現実から離れていく方向に対応し、大気外力を含むモデルのバイアスを表す。両者とも、潮岬の南の定在渦に対応する高水位域が北西方向にシフトし、黒潮流路に沿って水位が上昇する傾向がみられる。この両者に共通するバイアスの原因を



第 17 図 海面水位に関するモデルバイアス

上段: Seto (左) と WNP-4DVAR (右) における解析期間 6 日目 (A6) と 10 日目 (A10) の海面水位差の平均 (カラー, 単位: mm)。A6 の平均海面水位を黒の等値線 (間隔 0.2 m) で、A10 を緑線で示す。対象日は 2016 年 4 月 ~ 10 月。

下段: 上段と同じ。ただし、A10 と予報期間 6 日目 (F6) の平均海面水位の差。A10 の平均海面水位を黒の等値線で、F6 を緑線で示す。

明らかにすることは今後の課題である。

Seto においては、九州東方から紀伊半島の南まで、WNP-4DVAR に比べて広く水位が上昇し、黒潮流路が四国に接近するバイアスがみられる。このため離接岸の遷移期を中心にブイよりも過大な流速を示すと考えられる。なお、WNP-4DVAR では、潮岬付近から東南東方向に水位下降域がのびており、東海沖黒潮流路の南偏バイアスを示す。Seto の東側面境界付近はこのバイアスの影響を受けている。これらのバイアス傾向は、解析期間 10 日目と予報 6 日目の海面水位の差で見てもほぼ同様である（第 17 図下段）。ただし、Seto では、九州南東方に顕著な下降域がみられる。

Seto に特有のバイアスの原因として、WNP モデルとの空間分解能の違いの他に、調和型粘性を適用していないことや、海面フラックス計算に海上風速から海洋モデル第 1 層の流速を差し引いた相対風速を用いていること、風応力をバルク計算していること（第 3.1 節）などが考えられる。Seto でのバイアス軽減に向けて引き続き調査を進め、得られる知見を JPN に生かしたい。

4.3 4DVAR における IAU の適用期間

第 2.2 節で述べたように WNP-4DVAR では、同化ウィンドウ全 10 日間の観測データを評価関数に反映する一方、フォワードモデルによる前方積分において期間ははじめの 3 日間に IAU を適用している。この場合、例えば 1 日目の観測データに適応した修正量を計算しても、その修正量は IAU によって 3 日間を通して与える事となり、1 日目の段階で観測データに適合した解析値を得る事はできない。原理的には IAU 期間より後の観測データだけを同化に利用することが望まれるが、その場合、10 日間の観測データを同化するために、その前 3 日間が IAU 期間となり、計算負荷が現行の約 1.3 倍となる。現在は、アジョイントコードに IAU も含めることで対処しているが、この問題については検討を続けているところである。

現行で IAU 期間を 3 日としているのは、① 4DVAR では水温・塩分のみを修正し、流速場は IAU 期間の時間積分時の地衡流調節にまかせるため、中緯度で卓越する 1 日程度の慣性周期より長

くとることと、② 周期 1 日程度の慣性振動等のノイズを適切に除去するためである。ただし、例えば IAU 期間を 1 日にした場合、ノイズの除去が不完全となる一方で、ノイズでない短周期の変動が確保されるメリットがあるとされる。また、前段落で述べたように同化する観測データの期間と IAU 期間を分離したときの計算負荷増大を約 1.1 倍に抑える効果もある。日本沿岸海況監視予測システムで採用すべき最適な IAU 期間について、気象研究所で事前調査が行われる予定である。

4.4 Seto の初期値作成に関連する事項

第 3.2 節で述べた Seto の初期値作成過程について議論する。現行では WNP-4DVAR の 4 日目の解析値（日平均値）を真値として修正量を求め、IAU 期間を 3～5 日目の 3 日間としている。本来、IAU を 3 日間適用するのであれば、3～5 日目の 3 日間の平均値を真値として修正量を求めることが考えられる。あるいは、日平均値で修正量を評価し、IAU 適用期間を 1 日に短縮することで、十分な短周期変動を与えることができるかもしれない。これらを Seto でテストし、JPN の設定の検討に生かしたい。

現行では、WNP-4DVAR 解析期間の 3～5 日目で Seto の水温・塩分場を修正している。第 3.4 節第 3 表でみたように、WNP-4DVAR の場合は解析期間の終りよりも中頃のほうが真値に近い。しかし、前述のモデルバイアスのため、Seto のブイ流速予報値の精度は 6 日目から 10 日目にかけて、WNP-4DVAR より大きく低下する。これは Seto の初期値作成のタイミングを現行よりも遅くすることによって、予報初期場のブイ流速スコアが改善する可能性を示唆する。今後、初期値作成のタイミングを変えた実験を行い、瀬戸内海の海面水位偏差等のスコアも含めて検証したい。なお、予報初期日直前を Seto の初期値作成期間として問題なければ、WNP-4DVAR の解析期間前半に対応する Seto のフリーランは不要となり、計算コストを現行より大幅に低減できる。

4.5 Seto の側面境界付近の不連続

現行 Seto の倍調和型水平粘性・拡散は格子ス

ケールのノイズを除去するが、第 3.4 節で述べたように不自然な流れ（第 16 図）を解消できない。そのため、側面境界での計算手法を改善する必要がある。現在は、調和型の粘性を Seto の東側境界付近で広めに設定して、流速場をより大きなスケールで平滑化することを考えている。ただし、四国沖～瀬戸内海に影響が及ばないように、今後、適切な係数の大きさや適用範囲等を調査する予定であり、運動エネルギーの過度な散逸を防ぐため非等方粘性オプション（Smith and McWilliams, 2003）の利用も検討する。

現在、気象研究所において開発中の JPN では、側面境界付近で大きな調和型粘性係数を設定している。また、側面境界のデータを高頻度で渡すことや、双方向ネスティングの採用も検討されている。

なお、Seto 全領域の水溫・塩分場は WNP-4DVAR の解析値を用いて初期値化され、領域の内外で顕著な場の不整合が生じるのは東側面の黒潮流軸近傍に限られる。したがって、WNP モデルの解像度で表現される現象は、東海沿岸の水位偏差の西方伝播も含めて、Seto でも再現される。

4.6 遅延解析の実施

WNP-4DVAR では遅延解析を実施していない。第 2.1 節で述べたように、現場観測データは様々なルートで通報されるが、船舶による日本沿岸海域の定線観測データは 1 か月分をまとめて送付されることが多い。したがって、現場観測データの通報件数は観測日から 30 日程度経過するまで増え続ける。WNP-4DVAR では速報解析のみ実施しているため、観測から 11 日以上経過して通報されたデータを解析に反映できていない。日本沿岸海況監視予測システムでは、遡行期間を検討しつつ、4DVAR による遅延解析を実施する予定である。遅延解析に接続することで速報解析の精度の改善が見込まれる。

4.7 沿岸防災情報の高度化にむけて

JPN では気圧変化による海面の昇降を考慮する。さらに、最も外側の親モデルが、現行 WNP では北太平洋領域モデルであるのに対して、日本

沿岸海況監視予測システムでは全球海洋モデルとなり、海盆間の海水移動等を陽に表現する。これらにより、JPN の海面水位解析・予測値は実測潮位との直接比較が可能なものになる。

また、JPN では潮汐を陽に計算する予定である。沿岸域、海底地形近傍の潮汐残渣流を表現することによる水溫・塩分場の改善が、海況要因の海面水位変動の解析・予測精度の向上に寄与することが期待される。

JPN は日本全国の沿岸海域をカバーする。Seto の出力を用いて開発される瀬戸内海の潮位偏差予測手法等を JPN の出力に適用することにより、日本沿岸海況監視予測システムは全国の沿岸防災情報の改善に寄与すると考えている。

5. おわりに

本稿では、現行 WNP と対比しながら、瀬戸内海監視予測システムの概要と具体的な運用方法について述べた。簡単な解析精度の検証結果を示すとともに、日本沿岸海況監視予測システムの導入に向けての課題をあげた。今後、関係官と協力しつつ、精度検証やモデルの改善、利用手法の検討を進めていきたい。

謝辞

瀬戸内海監視予測システムの数値予報ルーチン化に際して、気象研究所海洋・地球化学研究部の碓氷典久主任研究官、坂本圭主任研究官には、多大なサポート及び貴重な助言をいただいた。第 3.4 節で検証に用いた黒潮牧場ブイ流速データは、高知県漁海況情報システムのウェブページ (<http://www.suisan.tosa.pref.kochi.lg.jp>) から取得したものである。瀬戸内海の検潮所の観測潮位偏差と高潮モデルによる偏差のデータは、海洋気象情報室の本山龍也技術専門官に用意していただいた。また、本報告の初期稿に対して海洋気象課、海洋気象情報室の各位から有益なコメントを多数いただいた。ここに記して感謝いたします。

参 考 文 献

Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. daSilva and D. Ledvina (1996) : Data assimilation using incremental

- analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
- Fujii, Y. and M. Kamachi (2003) : Three-dimensional analysis of temperature and salinity in the equatorial Pacific using a variational method with vertical coupled temperature-salinity empirical orthogonal function modes. *J. Geophys. Res.*, **108** (C9) , 3297, doi:10.1029/2002JC001745.
- 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.
- 林原寛典 (2011) : 気象庁の高潮数値予測モデルについて. *天気*, 第 58 巻, 第 3 号. 235-240.
- 平井雅之・宮岡健吾・佐藤均・杉本裕之・南敦・松川知紘・高谷祐平・新保明彦 (2014) : 1 か月アンサンブル予報システムの更新. 平成 26 年度季節予報研修テキスト.
- Holland, W. R., J. C. Chow, and F. O. Bryan (1998) : Application of a thirdorder upwind scheme in the NCAR ocean model. *J. Clim.*, **11**, 1487-1493.
- Hunke, E. C., and W. H. Lipscomb (2010) : CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual. Version 4.1. LA-CC-06-012, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, 76 pp.
- 石川一郎・辻野博之・平原幹俊・中野英之・安田珠幾・石崎廣 (2005) : 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説, 気象研究所技術報告, 第 47 号, 189pp.
- Ishizaki, H., and T. Motoi (1999) : Reevaluation of the Takano-Oonishi scheme for momentum advection on bottom relief in ocean models. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **16**, 1994-2010.
- 石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009) : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. *測候時報*, **76**, 特別号, S1-S15.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi (2015) : The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- 栗原幸雄・桜井敏之・倉賀野連 (2006) : 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. *測候時報*, **73**, 特別号, S1-S18.
- 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.
- Leonard, B. P., M. K. MacVean, and A. P. Lock (1993) : Positivity-Preserving Numerical Schemes for Multidimensional Advection. NASA Tech. Memo., 106055, ICOMP-93-05, 62pp.
- Nagata, Y., J. Takeuchi, M. Uchida, I. Ishikura, Y. Morikawa, and T. Koike (1999) : Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **55**, 407-416. 10.1023/A:1007858516891.
- 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 (2013) : 水平解像度 2km の日本近海モデルの開発 - 次世代日本沿岸監視予測システムに向けて. *測候時報*, **80**, 特別号, S99-S109.
- 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.
- 坂本圭・山中吾郎・辻野博之・中野英之・浦川昇吾・碓氷典久・平原幹俊・小川浩司 (2015) : 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. *測候時報*, 特別号, **82**, S55-S66.
- Sakamoto, K., G. Yamanaka, H. Tsujino, H. Nakano, S. Urakawa, N. Usui, M. Hirabara, and K. Ogawa (2016) : Development of an operational coastal model of the Seto Inland Sea, Japan. *Ocean Dyn.*, **66** (1) , 77-97, 10.1007/s10236-015-0908-9.
- Smith, R. D., and J. C. McWilliams (2003) : Anisotropic horizontal viscosity for ocean models. *Ocean*

- Modell., 5, 129-156.
- Takeuchi, J., J. Honda, Y. Morikawa, T. Koike, and Y. Nagata (1998) : Bifurcation Current along the the southeast coast of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, 54, 45-52.
- Tsujino, H., T. Motoi, I. Ishikawa, M. Hirabara, H., H.Nakano, G. Yamanaka, T. Yasuda, and H. Ishizaki (2010) : Reference manual for the MeteorologicalResearch Institute Community Ocean Model (MRI.COM) version 3. Technical reports of the Meteorological Research Institute, 59, MeteorologicalResearch Institute, Japan, 241pp.
- Tsujino, H., N. Usui, and H. Nakano (2006) : Dynamics of Kuroshio path variations in a high-resolution GCM. *Journal of Geophysical Research*, 111, C11001. / doi:doi:10.1029/2005JC003118.
- 碓氷典久・藤井陽介 (2015) : 現業化に向けた MOVE-4DVAR の高度化. 候時報, 82, 特別号, S43-S53.
- Usui, N., Y. Fujii, K. Sakamoto and M. Kamachi (2015) : Development of a four-dimensional variational assimilation system toward coastal data assimilation around Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 143, 3874-3892.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda and M. Kamachi (2006) : Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system : Some early results. *Advances in Space Research*, 37, 806-822.
- 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.
- 米原仁 (2014) : 改良された全球数値予報システムの特徴. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 1-34.