

# 確率的な気象予測のための アンサンブル予報の課題と展望

平成 28 年 3 月  
March 2016

気 象 庁 予 報 部



## 序文\*

数値予報課報告・別冊では、ちょうど10年前の第52号でアンサンブル技術を取り上げた。気象庁ではその時点ですでに、力学的1か月予報にアンサンブル予報を導入してから10年が経過していた。第52号では当時のアンサンブル技術について総括するとともに、顕著現象予測への利用に向けた取り組みや、アンサンブルカルマンフィルタによるデータ同化との融合といった新しい方向についても記載した。

第52号から10年が経過し、顕著現象予測という点では台風アンサンブルが現業化され、また、メソアンサンブルが部内試験運用段階に入った。一方、アンサンブルカルマンフィルタも現実的なシステムでの実験が行えるところまで来ている。さらに、これまで主に扱ってきた「初期値に含まれる誤差」に加えて、「モデルに内在する誤差」や「境界条件に含まれる誤差」を陽に取り扱おうとする取り組みも進められてきている。本号では、第52号以降に行ってきたこれらの開発について報告する。

さて、この10年の間に「シームレス(seamless:継ぎ目のない、という意味)」というキーワードが新たに登場してきた。厳密な定義は無いが、短期予報から長期予報(さらに長い予測を含める人もいる)までを同一の数値予報システムで支援することで、予測の一貫性を担保するとともに、効率的な数値予報システム開発を促進する、といった意味で使われているようである。気象庁では、現業運用されている、週間天気予報、台風予報、1か月予報、季節予報を支援する4つのアンサンブル予報システムのうち、前3者を「全球アンサンブル予報システム」として統合する取り組みが行われており、その詳細について本号の第3章に記した。これは気象庁におけるシームレス化の第一歩とも言えるであろう。

数値予報におけるアンサンブル技術は、数値予報システムが持っている誤差を、予測を行う時点で前もって扱うことのできる強力な手法である。本報告では、それを支えているさまざまな技術やその元となる考え方を記述することに努めた。本報告が、アンサンブル予報をより広く、また有効に利用するための一助となることを期待している。

---

\* 小泉 耕



# 確率的な気象予測のためのアンサンブル予報の課題と展望

## 目次

### 序文

第 1 章	数値予報と不確実性	1
1.1	はじめに	1
1.2	初期値アンサンブル	4
1.3	中期予報における下部境界条件の影響	11
1.4	メソ数値予報における側面境界条件の影響	18
第 2 章	中期予報のための現業アンサンブル予報システムと顕著現象予測	22
2.1	中期アンサンブル予報システムとその動向	22
2.2	週間アンサンブル予報システム	27
2.3	台風アンサンブル予報システム	35
2.4	低気圧予測の精度	43
2.5	台風活動度予測の精度	47
第 3 章	全球アンサンブル予報システムの運用に向けた取り組み	52
3.1	全球アンサンブル予報システムの開発	52
3.2	週間アンサンブル予報システムにおける熱帯域のスプレッドの評価	58
3.3	週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発	66
3.4	海面水温摂動の開発	77
3.5	アンサンブル予報システムと再予報	85
第 4 章	メソアンサンブル予報システム	93
4.1	はじめに	93
4.2	諸外国の現状と動向	95
4.3	メソアンサンブル予報システムの開発状況	100
付録 A	略語表	114
付録 B	本報告で用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標	117
付録 C	電子計算室報告、同別冊、数値予報課報告・別冊 発行履歴	123



# 第1章 数値予報と不確実性

## 1.1 はじめに<sup>1</sup>

本報告ではアンサンブル予報を取り上げる。アンサンブル予報をテーマとするのは第52号(2006年3月発行。巻末付録C参照)以来である。そこで、序節にあたる本節にて、アンサンブル予報の歩みを概観しながら、各章で詳細に報告する気象予測のための各種現業システムの現状と、更なる高度化に向けた開発の進展を簡潔に述べると共に、現業システムの発展に不可欠となっている気象庁内外との協力関係についても述べる。

数値予報とは、観測データを基に解析した初期状態から、状態の変化を物理法則に基づいて数値的に計算し、将来の大気の状態を逐次求めていく気象予測技術である。気象庁は1959年に大型計算機を導入し数値予報を開始して以来、計算機の処理能力の増強と共に数値予報モデルの精緻化、解析手法の高度化、気象衛星等による新たな観測データの利用を精力的に進めた。その結果、現在の数値予報は予報業務になくはならない水準にまで達している。一方、数値予報の誤差(不確実性)は数値予報モデルが完全でないことや観測誤差の存在などから不可避なものである。初期値の誤差の大きさがたとえ小さくとも大気の持つカオス的性質「初期値鋭敏性」により時間積分中に急速に増幅し、いずれ数値予報の精度を左右するほどまで大きくなってしまふ(Lorenz 1963)。また、初期値の誤差の成長は大気の状態に大きく依存するため、数値予報の予測可能な時間的限界は一定ではないことも知られている(Lorenz 1965など)。

数値予報の不確実性を前提として、複数の数値予報の集合(アンサンブル)から大気の状態を確率的に把握し、予測情報の確からしさを得るための手法がアンサンブル予報である。大気の摂動論をはじめとする予測可能性研究の進展と計算機の処理能力の飛躍的な向上を背景に、中期予報<sup>2</sup>を対象にしたアンサンブル予報は1992年に欧州中期予報センター(ECMWF)と米国環境予測センター(NCEP)にてほぼ同時に実用化された(Molteni et al. 1996; Traction and Kalnay 1993)。その後、アンサンブル予報の適用範囲は気象・気候から海洋や水文と多くの分野に広がっている。気象庁は、1996年の1か月予報での運用(前田・小林 2007)を最初に、2001年に週間天気予報(露木・田沢 2000)、2003年に3か月予報と暖・寒候期予報(前田・小林 2007)、

2008年に台風情報(山口 2008)での運用を始め、また2016年には週間天気予報における波浪に関する警報級可能性情報の試行提供を予定する(高野 2016)などと、その適用範囲を拡げてきた。さらに、詳細な気象予測への適用を目指して、気象庁メソモデルを用いたアンサンブル予報の部内試験運用も開始している。

アンサンブル予報の開発には、最新の予測可能性研究の知見に基づく数値予報の不確実性の程度と要因の分析力、またその不確実性を限られた数(数十程度)のアンサンブルで表現する技術力が必要になる。現業システムの仕組みをより深く理解するための導入として、本章にて、初期値・境界値の誤差とアンサンブル予報との関係を解説する。

アンサンブル予報の実施とは、対象とする現象を再現しうる数値予報モデルを使った複数の数値予報の実行及びそれに必要な初期値・境界値の作成であり、この構成はアンサンブル予報システム(EPSC: Ensemble Prediction System)と呼ばれる。実用当初のEPSCは初期値を複数用意する手法のみ導入されたものであったが、現在はモデル・境界値の不確実性も考慮したものが世界の主要な数値予報センターにて現業運用されている。また、数値予報モデルの高度化にも目覚ましい進歩がある。中期予報を対象としたEPSC(中期EPSCと呼ぶ)に採用される全球数値予報モデルに注目すると、約10年前には100 km程度だった水平格子間隔は現在では30 km近くまで細かくなっている。このように、以前の中期EPSCは日々の天気を支配する移動性の高・低気圧とその不確実性の表現に主眼が置かれていたが、最近のシステムは大きな災害をもたらす台風や大雨などの顕著現象発生の可能性にも重点を置いている。

ここ約10年間の世界の中期EPSCの予測結果は、顕著現象の1日~2週先の予測精度向上の促進を目的とする国際研究プログラム「観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX: The Observing system Research and Predictability EXperiment)<sup>3</sup>」(Shapiro and Thorpe 2004; THORPEX/International Core Steering Committee 2005)の中のサブプログラムTIGGE<sup>4</sup>として集められ、広く公開されている(Swinbank et al. 2016)。こうした動きをきっかけにして、国内外の研究者が最新の現業システムの結果を活用する環境が飛躍的に整い、予測可能性研究が手広く進められている。

中期・延長予報に加えて、短期予報における詳細な気

<sup>1</sup> 経田 正幸

<sup>2</sup> WMO(2010)では、短期予報を12時間を越えて72時間先までを対象期間とする予測、中期予報を3日を越えて10日先までを対象期間とする予測、延長予報を10日を越えて30日先までを対象期間とする予測と分類している。本報告ではこれに倣っている。

<sup>3</sup> THORPEXの実施期間は2005~2014年の10年間。

<sup>4</sup> TIGGEの当初の綴りは、THORPEX Interactive Grand Global Ensemble(THORPEX双方向グランド全球アンサンブル)である。TIGGEはTHORPEX終了後も当面の間(2019年まで)継続となり、同時に略称TIGGEの使用も継続している。現在の綴りはThe International Grand Global Ensemble(国際グランド全球アンサンブル)である。

象予測においても、予測の不確実性をアンサンブルで表現する手法およびその実用化に向けた開発が進んでいる。メソ数値予報では、積乱雲の集団といった、数時間～1日先の大雨や暴風などの災害をもたらす顕著現象を対象とし、通常はそれらが表現可能となる高分解能の領域モデルを用いる。そのため、その不確実性で重視すべき点は、大気安定度が小さい環境場における短時間での急速な誤差成長と側面境界条件であり、中期予報のそれとは異なる。斉藤ほか(2006)の報告が示すとおり、気象庁でのメソ数値予報へのアンサンブル導入に向けた開発は、メソモデルによる誤差成長や初期値・境界値の影響調査から始まっている。その後、数値予報課では現業運用に向けた開発を中心に進め、現在は、予報課と連携して気象予報・航空気象予報への活用方法を検討している。

最近のEPSの開発においては、解析・予報システム間や異なるEPS間の連携が含まれている。開発管理環境の整備と様々な視点からの評価を進めつつあるが、こうした関係を通じた連携の強化に取り組むことで相乗効果による精度向上も期待できる。

また、研究開発者・利用者との協力関係なくしては、顕著現象とその予測可能性に関する最近の知見の取り込みや確率的な情報の用途の拡大を図ることは出来ない。気象庁は日本における数値予報に関する研究の発展や人材育成、気象業務の改善に資するための予測精度の向上を目指して、「数値予報研究開発プラットフォーム<sup>5</sup>」や日本気象学会との包括的な共同研究契約「気象研究コンソーシアム<sup>6</sup>」などを通じて、数値予報モデル自体やアンサンブル予報の結果の提供を拡大してきた。加えて、情報交換の場「数値モデル研究会」にて、第3回は「顕著現象予測のためのアンサンブルデータの利用」(2007年5月開催)、第5回は日本気象学会THORPEX研究連絡会(現観測システム・予測可能性研究連絡会)との共催で「アンサンブル予報・解析における気象庁と大学・研究機関との連携」(2011年9月開催;茂木ほか2011)<sup>7</sup>と、アンサンブル予報をテーマに取り上げ、研究者や利用者との連携について議論を深めた。そして、大学・研究機関における調査・研究の成果を現業数値予報の改良に繋げたものとして、Chikamoto et al. (2007)による1か月EPSの熱帯域初期摂動作成手法を用いた調査がある。現業部門での実証に取り組んだものとしては、世界気象機関(WMO: World Meteorological Organization)の荒天予報実証プロジェクト(SWFDP: Severe Weather Forecast Demonstration Project)<sup>8</sup>の下で利用されている、Matsueda and Nakazawa (2015)の開発したマルチセンターグランドアンサンブル予報資料がある。

<sup>5</sup> <http://pfi.kishou.go.jp/>

<sup>6</sup> <http://www.mri-jma.go.jp/Project/cons/>

<sup>7</sup> <http://pfi.kishou.go.jp/modelkenkyukai2011.html>

<sup>8</sup> <http://www.wmo.int/pages/prog/www/swfdp/>

これらの背景に基づき、本報告の第2章では、ここ10年間で現業・研究の両分野にて活用が進められた中期EPSについて概説した後に、気象庁のシステムである週間EPSと台風EPSの進展や課題を示す。特に、週間天気予報業務で重視する低気圧の進路予測精度と、気象研究所の先駆的な取り組みであるTIGGEに基づく台風活動度の評価については、それぞれ節を設けて述べる。第3章では、庁内の開発協力関係を強化して気候情報課と共に取り組んでいる、中期予報から延長予報までを一体的に支援するEPS「全球EPS」の開発状況を示す。中でも、アンサンブル予報技術に関する進捗と延長予報といった長い時間スケールで多く行われる再予報を用いた評価について詳しく報告する。第4章では、気象庁でのメソモデルを用いたEPSの狙いと現業運用で想定する仕様、海外でのメソスケール現象を対象としたEPSの動向を述べた後、2015年3月から部内試験運用を開始したシステムとその評価について報告する。巻末には、本報告で使用した略語や用語の表記、統計指標を、付録「略語表」「本報告で用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標」としてまとめて掲載している。

ここでは、本報告の概要と共に課題への取り組みとしての庁内外との連携点も述べた。本報告が、最近の現業システムの現状と課題をお伝えする一冊であると共に、庁内外の開発者と研究者、利用者との協力関係の更なる発展の一助となれば幸いである。

## 参考文献

- Chikamoto, Y., H. Mukougawa, T. Kubota, H. Sato, A. Ito, and S. Maeda, 2007: Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04806.
- 高野洋雄, 2016: 波浪アンサンブルシステムと週間波浪ガイダンス. 平成27年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 79-84.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 130-141.
- Lorenz, E. N., 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, **17**, 321-333.
- 前田修平, 小林ちあき, 2007: 力学的長期予報の現業化. *天気*, **54**, 537-540.
- Matsueda, M. and T. Nakazawa, 2015: Early warning products for severe weather events derived from operational medium-range ensemble forecasts. *Meteorol. Appl.*, **22**, 213-222.
- Molteni, F., R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliagis, 1996: The ECMWF Ensemble Prediction System: methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 73-119.
- 茂木耕作, 加藤輝之, 氏家将志, 松枝未遠, 高谷祐平,

- 西井和晃, 山口宗彦, 榎本剛, 経田正幸, 2011: 第5回気象庁数値モデル研究会・第5回日本気象学会 THORPEX 研究連絡会研究集会-アンサンブル予報・解析における気象庁と大学・研究機関との連携-. 天気, 58, 1079-1086.
- 斉藤和雄, 経田正幸, 山口宗彦, 2006: メソアンサンブル予報. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 66-79.
- Shapiro, M. A. and A. J. Thorpe, 2004: *THORPEX: International Science Plan*. WMO/TD-No. 1246, World Meteorological Organization, 57 p., URL [http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/CD\\_ROM\\_international\\_science\\_plan\\_v3.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/CD_ROM_international_science_plan_v3.pdf).
- Swinbank, R., M. Kyouda, P. Buchanan, L. Froude, T. Hamill, T. Hewson, J. Keller, M. Matsueda, J. Methven, F. Pappenberger, M. Scheuerer, H. Tittley, L. Wilson, and M. Yamaguchi, 2016: The TIGGE Project and its achievements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in press.
- THORPEX/International Core Steering Committee, (Ed.) , 2005: *THORPEX: International Research Implementation Plan*. WMO/TD-No. 1258, World Meteorological Organization, 104 p., URL [http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/CD\\_ROM\\_implementation\\_plan\\_v1.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/CD_ROM_implementation_plan_v1.pdf).
- Traction, M. S. and E. Kalnay, 1993: Ensemble Forecasting at NMC: Operation implementation. *Wea. Forecasting*, 8, 379-398.
- 露木義, 田沢秀隆, 2000: 概要. 平成12年度数値予報研修テキスト数値予報課報告・別冊第47号 合併号, 気象庁予報部, 1-7.
- WMO, (Ed.) , 2010: *Manual on the Global Data-Processing and Forecasting System Volume I - Global Aspects (2010 Edition - Updated in 2015)*. WMO-No. 485, World Meteorological Organization, 197 p., URL [http://library.wmo.int/opac/index.php?lvl=notice\\_display&id=12793](http://library.wmo.int/opac/index.php?lvl=notice_display&id=12793).
- 山口宗彦, 2008: 気象庁台風アンサンブル予報システム. 天気, 55, 73-76.

## 1.2 初期値アンサンブル<sup>1</sup>

数値予報システムによる気象予測には様々な誤差の要因が存在する。誤差の要因を大別すると初期値に存在する誤差、数値予報モデルによる時間発展の不完全性、および境界条件に存在する誤差に分けられる。本節ではこのうち、初期値に存在する不確実性とそれに起因する予測の不確実性を表現するための手法（初期値アンサンブル）について概要を述べる。なお、モデル誤差に関わる不確実性の表現としてのモデルアンサンブルについては米原（2009）や山口（2013）などの解説を、境界条件の不確実性については本報告の第1.3節および第1.4節を参照されたい。

### 1.2.1 初期値に含まれる誤差

数値予報で取り扱う状態変数  $x$  の時間発展は一般に次式のように  $x$  と時間  $t$  の関数によって記述される。

$$\frac{dx}{dt} = f(x, t) \quad (1.2.1)$$

大気であれば(1.2.1)式は流体力学の式や熱力学の式などに相当する<sup>2</sup>。数値予報では  $x$  を有限の要素数  $n$ （予報変数 × 空間離散化の数）で離散化し、 $n$ 次元の集合  $x$  で表現する。時間方向は有限の時間差分  $\Delta t$  で離散化し、数値的解法によって時間発展を計算する。この離散化した状態変数の時間発展を、簡易的に初期時刻  $t_0$  からある予報時間  $t_f$  までの状態変数の時間発展の演算子を  $M_{t_0, t_f}$  として、

$$\mathbf{x}_{t_f} = M_{t_0, t_f}(\mathbf{x}_{t_0}) \quad (1.2.2)$$

と表現する。最新の数値予報システムでは次元数  $n$  の大きさは  $O(10^8) \sim O(10^9)$  に達する。精度のよい予測のためには、この時間発展（数値予報モデル  $M_{t_0, t_f}$ ）の精度を上げることに加えて、精度の高い状態変数の初期値  $\mathbf{x}_{t_0}$  を与えることが重要となる。特に、大気にはわずかな初期値の違いにより予測結果の差が指数関数的に増大することがあること（初期値鋭敏性）が知られている。すなわち、状態変数に対する微小な摂動  $\delta x$  に対して、

$$e^{\lambda(t_f - t_0)} = \frac{\|M_{t_0, t_f}(\mathbf{x}_{t_0} + \delta \mathbf{x}) - M_{t_0, t_f}(\mathbf{x}_{t_0})\|}{\|\delta \mathbf{x}\|} \quad (1.2.3)$$

とした時に  $\lambda > 0$  となるような  $\delta x$  が存在するということである。ここで、 $\|\cdot\|$  は  $L_2$  ノルムを表す。なお、大気の支配方程式系の解は有界であるはずなので、振幅が十分に小さい時に指数関数的に成長する摂動も、その振幅が無限大に発散することはないと考えられる。

<sup>1</sup> 太田 洋一郎

<sup>2</sup> 正確には、これらの偏微分方程式を空間方向に離散化することによって得られる時間に関する常微分方程式系。

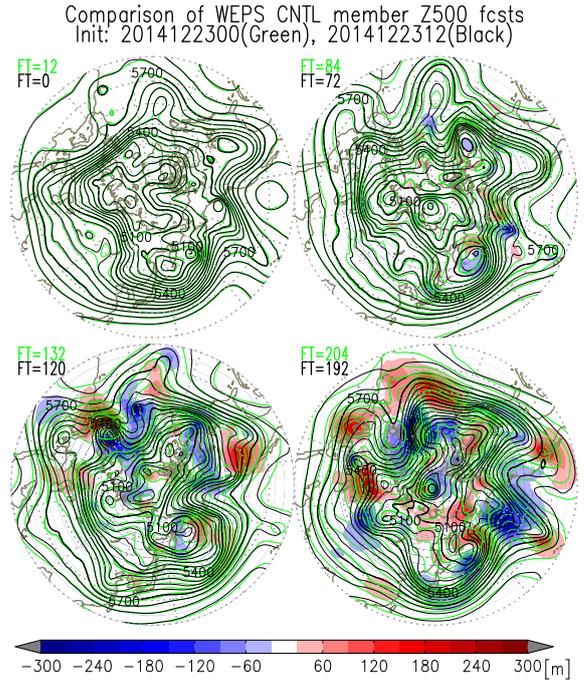


図 1.2.1 2014 年 12 月 23 日 00UTC 初期値（緑線）と 12UTC 初期値（黒線）の週間アンサンブル予報コントロールランの 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 [m] の予測の比較。陰影は 12UTC 初期値の予測と 00UTC 初期値の予測の差分を表す。左上から順に 12 (00) UTC 初期値の FT=0 (12), 72 (84), 120 (132), 192 (204) の予測。北極を中心とした極座標表示で、各図の下部に日本が位置する。

図 1.2.1 に 2014 年 12 月 23 日 00UTC 初期値と 12UTC 初期値の週間アンサンブル予報コントロールランの 500 hPa 面ジオポテンシャル高度の予測の比較を示す。ここでは、予報対象時刻を揃えた 2 つの異なる初期時刻からの予測の差を示しており、12UTC 初期値からの FT=0, 72, 120, 192 の予測を、その 12 時間前の 00UTC 初期値の FT=12, 84, 132, 204 の予測と比較している。12UTC 初期値の予測にとっての FT=0 では 00UTC から 12UTC 初期値までに行われたデータ同化による修正によってわずかな差が生じているが、両者のプロットはほぼ重なっており違いはそれほど大きくない（左上図）。FT=72（3 日予報、右上図）まではその差は比較的小さいが、予報時間がさらに進むと予測の差は急速に大きくなり、FT=120（5 日予報）まで進むと欧州上空（各図の左上部付近）の寒冷渦の予測に大きな違いが生じている。一方で、この予報時間では日本付近を含む東アジア（各図の左下部付近）では 2 つの初期値からの予測の間にそれほど大きな差は見られない（左下図）。FT=192（8 日予報）になると東アジアも含めて北半球全体の予測に大きな差が広がる（右下図）。この 2 つの予測では数値予報モデルや下部境界条件は共通であることから、これらの違いは初期値における比較的小さな差から生じていると考えられる。また、予測の差は一樣に成長するわけではな

く、相対的に成長率の大きな領域と小さな領域が存在することがわかる。

この例からもわかるように、数値予報においては数値予報モデルの予測にとって精度の高い初期値を得ることが重要であるとともに、初期値におけるわずかな誤差が長い予測では大きな誤差を生じうることに留意しなくてはならない。また、初期値に含まれる誤差の大きさは一定ではなく、予測における誤差の成長率もその時の大気場によって変わる。

こうした不確実性を持った状態は、一般に状態変数  $x$  の確率密度関数  $p(x)$  で表現することができる。すなわち、未来の大気状態の予測は予報時間  $t$  における確率密度関数  $p(x, t)$  を予測することとみなすことができる。 $n$  次元の状態変数の 1 次のモーメント（平均や最尤値）に関する情報は  $n$  次元、2 次のモーメント（共分散）に関する情報は  $n^2$  次元（最新の数値予報システムでは  $O(10^{16}) \sim O(10^{18})$ ）におよび、これらの確率過程（2 次以上のモーメント）の時間発展を直接解くには膨大な数の式を解く必要がある。これを大気モデルのような巨大な次元を持った状態変数に適用して解くことは実質的に不可能である。また、初期の確率密度関数自身もこれを正確に知ることは困難である<sup>3</sup>。

このような制約から、実用的には確率密度関数の表現には粒子近似が用いられる。すなわち、初期の確率密度関数を有限個のサンプル（メンバー）の集合によって近似し、この時間発展を数値予報モデルによって計算することで、予測における確率密度関数を近似的に予測する。

### 1.2.2 初期摂動作成手法

アンサンブル予報システム（EPS: Ensemble Prediction System）では、解析値に摂動を加えた複数の初期値を用意し、解析誤差に起因する予測の不確実性を表現する。この方法は確率密度関数の時間発展を直接解こうとするアプローチと比較すると非常に簡便で、実用的であるが、解析値や予測に含まれる不確実性を表現するのに十分な数のメンバーを確保できるか、という課題がある。特に現業数値予報システムでは、計算機資源上の制約から、限られた数のアンサンブルメンバーによってこの不確実性を近似する必要がある。ここでは、現業 EPS で採用されている様々な初期摂動作成手法について概説し、特徴を比較する。

#### (1) 成長率の大きな摂動を得る手法

アンサンブル摂動によって張られる相空間によって、より効率よく予測誤差を捉えるという観点から、解析誤差のうち成長率が大きいモードを選択的に初期摂動として採用するという方法が考えられる。第 1.2.3 項

<sup>3</sup> たとえ 3 次以上の高次のモーメントを無視できるガウス分布を仮定したとしても、 $n + n(n + 1)/2$  の要素が存在し、最新の数値予報システムでは推定はおろか値を保持することすら非常に困難である。

で述べるように、この方法で少なくとも中期予報の範囲では、 $O(10) \sim O(10^2)$  程度のメンバー数で予測のばらつきをある程度近似できると考えられる。具体的には、以下の 2 つの手法がこの考え方に基づいて開発された。

#### 成長モード育成法

成長モード育成（BGM: Breeding of Growing Modes; Toth and Kalnay 1993, 1997）法では前初期時刻の解析値に摂動を足し込んだ予測と足し込まない予測を計算して摂動の時間発展を計算し、得られた予報摂動に対して解析時刻において摂動の振幅の標準化（リスケール）や直交化などを行い、再び摂動を解析値に足し込んで時間発展を計算する、というサイクル（育成サイクル）を繰り返す。このサイクルを通して成長率の小さなモードの振幅が相対的に小さくなり、解析時刻までの成長率が大きいモードが初期摂動として得られる。例えば最も単純な場合として、時刻  $t_i$  の摂動  $\delta x_{t_i}$  と解析値  $x_{t_i}$  を用いて時刻  $t_{i+1}$  の摂動  $\delta x_{t_{i+1}}$  を、

$$\begin{aligned} e_{t_{i+1}} &= M_{t_i, t_{i+1}}(x_{t_i} + \delta x_{t_i}) - M_{t_i, t_{i+1}}(x_{t_i}) \\ \delta x_{t_{i+1}} &= \alpha \frac{e_{t_{i+1}}}{\|e_{t_{i+1}}\|} \end{aligned} \quad (1.2.4)$$

という形で得ることが考えられる。ここで、 $\alpha$  は解析時刻における摂動のリスケールの振幅を表す。摂動の振幅が十分小さい時には

$$e_{t_{i+1}} = M_{t_i, t_{i+1}} \delta x_{t_i} \quad (1.2.5)$$

と近似することができる。ただし、 $M_{t_i, t_{i+1}}$  は時刻  $t_i$  から  $t_{i+1}$  までの線形の摂動予報モデル<sup>4</sup>である。発展時間を十分に大きくとる ( $t_i \rightarrow -\infty$ ) と、これは最も拡大率が大きい後方リアプノフベクトル (backward Lyapunov vector)<sup>5</sup>を計算していることに他ならない。

BGM 法を実際の EPS の初期摂動として用いるにあたっては、複数のメンバーの初期摂動を作成する際にリスケールに加えて摂動の直交化を行う手法や、(1.2.4) 式のリスケールの振幅に気候学的な解析誤差分布を考慮して地理的に可変な値を適用する手法などが考案されている (Wei et al. 2008)。

気象庁で 1 か月 EPS や季節 EPS において BGM 法を採用している他、2015 年 12 月まで米国環境予測セ

<sup>4</sup> 接線形モデルと呼ぶこともあるが、非線形性の強い物理過程などを含む場合には実際の入力となる有限振幅の摂動に対して精度のよい時間発展が計算されることが求められるため、もとの非線形予報モデルの厳密な線形近似とは一致しないことがある。このことを明示するために、本報告では摂動予報モデルという表記を用いる。

<sup>5</sup> リアプノフベクトルは時刻  $t_{i+1}$  において正規直交基底をなす摂動のうち、無限大の発展時間の極限における振幅の拡大率が発展時間の指数関数で表されるものを指す。後方（前方）は、発展時間を現在から過去（未来）へ延ばしたことを意味する。詳しくは山根 (2002) の解説を参照。

ンター (NCEP) の全球モデルを用いた EPS でも本手法が用いられていた。

#### 特異ベクトル法

特異ベクトル (SV: Singular Vector; Buizza and Palmer 1995) 法では、線形の摂動予報モデルに対して成長率が大きい摂動を求める。具体的には、初期時刻から一定の評価時間内の摂動  $\delta x$  の成長率  $\lambda$  を以下のように定義する。

$$\begin{aligned}\lambda &= \frac{\|M\delta x\|}{\|\delta x\|} = \sqrt{\frac{(M\delta x, M\delta x)}{(\delta x, \delta x)}} \\ &= \sqrt{\frac{(\delta x, M^*M\delta x)}{(\delta x, \delta x)}}\end{aligned}\quad (1.2.6)$$

ここで、 $M$  は初期時刻から評価時間までの摂動予報モデルに相当する演算子であり、 $M^*$  はその随伴演算子 (随伴モデル) である。 $(\cdot, \cdot)$  は内積を表し、この摂動の大きさの評価にはトータルエネルギーノルム (Ehrendorfer et al. 1999) を用いることが多い。内積をユークリッドノルムで与えるとき、(1.2.6) 式から、

$$M^*M\delta x = \lambda^2\delta x \quad (1.2.7)$$

となる。 $M^*M$  の固有ベクトル ( $M$  の特異ベクトル) を固有値  $\lambda^2$  の大きい順に (1.2.7) 式の特異値問題を解くことで、成長率の大きなモードを得ることができる。気象庁では週間 EPS や台風 EPS、試験運用中のメソ EPS (第 4.3 節) においてこの手法を採用している。海外では、欧州中期予報センター (ECMWF) などが、後述するデータ同化アンサンブルの摂動と併用して用いている。

BGM 法が解析時刻までに成長した摂動を求めるのに対して、SV 法では初期時刻から先の評価時間までに成長する摂動を求めるという違いがある。BGM 法ではアンサンブル予報に使用する非線形の数値予報モデルのみが必要となるのに対して、SV 法ではこれに加えて摂動予報モデルおよび随伴モデルが必要となる。この分、SV 法は BGM 法と比べて開発コストが大きいと言えるが、データ同化において 4 次元変分法を採用している場合には摂動予報モデルと随伴モデルがそこに必要であることから、SV 法の計算では 4 次元変分法で使用されているモデルを利用することができる。また、SV 法により求まる摂動は予測における成長率が BGM 法と比べて大きく、予測誤差を効率的に捉えることが知られている (Leutbecher and Lang 2014)。一方で、SV 法では成長するモードは求まるが、それぞれのモードの解析誤差の確率密度関数に対する振幅の期待値を知ることができず、適切な振幅を自動的に得ることはできない。このため、SV 法による初期摂動の振幅の決定には予報実験などを通じたチューニングが不可欠となる。

BGM 法や SV 法では摂動の大きさを評価するノルムの設定によって特定の領域や要素に着目して成長率が大きい摂動を得ることもできる。特に、SV 法では BGM 法のように育成サイクルを通じた過去の摂動の時間発展を必要としないため、初期時刻ごとに異なるノルムを設定することができるなど、自由度が大きい。例えば、台風 EPS では台風周辺をターゲットとするノルムによって計算した SV を初期摂動の作成に用いることで、台風の予測が大きくばらつくようにしている (小森・山口 2008; 太田・佐藤 2010)。このように、BGM 法や SV 法は目的に応じたアンサンブル初期摂動の設計を可能にする一方、設計の自由度が大きいことから実際の EPS への適用にあたっては、不確実性の表現が狙いどおりか、摂動の振幅が適切か、といった点に着目しながら注意深い設計と調整を行う必要がある。

#### (2) 時間ずらし平均 (LAF) 法

限られたメンバー数で EPS を運用するという観点から、異なる初期時刻からの予測をそれぞれ別のメンバーと解釈する方法がある。これは時間ずらし平均 (LAF: Lagged Average Forecast; Hoffman and Kalnay 1983) 法と呼ばれる。1 初期時刻あたりに予測するメンバー数を増やすといった実質的な計算コストの増加を伴わずに、初期値アンサンブルを構築する簡便な手法として、この方法が用いられることがある。例えば、図 1.2.1 で示した 2 つの初期時刻からの予測をそれぞれ別のメンバーと見なすことがこれに相当する。ただし、一般に数値予報の精度は新しい初期時刻からの予測の方が良いことから、あまり古い初期時刻の予測を含めると、かえって予測精度が悪化する可能性がある。従って LAF 法の適用にあたってはその効果について十分に吟味する必要がある。

#### (3) 解析誤差の確率密度関数を近似する手法

予測誤差が解析誤差と比べてそれほど大きくない、リードタイムの短い確率的な予測では、解析誤差の確率密度関数をより正確に近似することが重要になると考えられる。近年はこの観点からアンサンブル予報とデータ同化の融合を目指した開発が行われている。現業数値予報システムでは、大きくわけて 2 つの手法が採用されている。

#### アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF)

アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF: Ensemble Kalman Filter) は線形最小誤差分散推定であるカルマンフィルタをアンサンブルによって近似するデータ同化手法である。EnKF の詳細については三好 (2006, 2008) などを参照願いたい。EnKF では、解析誤差共分散行列  $P_a$  や背景誤差共分散行列  $P_b$  を

$$P_a = \frac{1}{K-1} X_a X_a^T, \quad P_b = \frac{1}{K-1} X_b X_b^T \quad (1.2.8)$$

といった形でアンサンブルによって張られる相空間で近似する。ここで、上付きの  $T$  は転置、 $K$  はアンサンブルメンバー数、 $\mathbf{X}_a$ 、 $\mathbf{X}_b$  はメンバー  $i$  の摂動  $\delta x_{a,i}$ 、 $\delta x_{b,i}$  を  $i$  列に持つ  $n \times K$  の行列である。 $\mathbf{P}_a$  から次の解析時刻の  $\mathbf{P}_b$  への時間発展は

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_{a,i} &= \overline{\mathbf{x}_a} + \delta \mathbf{x}_{a,i} \\ \mathbf{x}_{b,i} &= M_{t_a, t_b}(\mathbf{x}_{a,i}) \\ \delta \mathbf{x}_{b,i} &= \mathbf{x}_{b,i} - \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K \mathbf{x}_{b,j} \end{aligned} \quad (1.2.9)$$

という形でアンサンブル予報によって計算される。ここで、 $\overline{\mathbf{x}_a}$  は解析のアンサンブル平均を表す。逆に、解析時刻における  $\mathbf{P}_b$  から  $\mathbf{P}_a$  の計算にはカルマンフィルタの誤差共分散の更新の式である

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}_b \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \mathbf{P}_b \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (1.2.10)$$

$$\mathbf{P}_a = (\mathbf{I} - \mathbf{K} \mathbf{H}) \mathbf{P}_b (\mathbf{I} - \mathbf{K} \mathbf{H})^T + \mathbf{K} \mathbf{R} \mathbf{K}^T \quad (1.2.11)$$

$$= (\mathbf{I} - \mathbf{K} \mathbf{H}) \mathbf{P}_b \quad (1.2.12)$$

を解く。ここで、 $\mathbf{H}$  は (線形の) 観測演算子、 $\mathbf{R}$  は観測誤差共分散行列、 $\mathbf{I}$  は単位行列で、 $\mathbf{K}$  はカルマンゲインと呼ばれる。実際に (1.2.12) 式を解く方法は複数提案されている。大別すると観測誤差に相当する摂動を観測値に足し込んで各メンバーでカルマンフィルタの解析を適用して間接的に (1.2.11) 式に相当する摂動を計算する方法 (観測摂動型: Evensen 1994) と (1.2.12) 式を直接的に解こうとする平方根フィルタに分けられる。詳細は三好 (2006, 2008) の解説を参照いただきたい。

EnKF では第一推定値や解析値の流れ依存の誤差がアンサンブルによって陽に表現される。すなわち、EnKF は流れ依存の解析誤差を適切にサンプリングしたアンサンブル初期摂動を生成すると考えられる。カナダ気象センター (Houtekamer and Mitchell 2005) や英国気象局 (Bowler et al. 2008) で本手法が用いられている他、2015 年 12 月より NCEP の全球モデルを用いた EPS でも本手法による摂動が用いられている。

### データ同化アンサンブル (EDA)

EnKF がアンサンブルを用いてカルマンフィルタを直接的に近似する一方で、既存の決定論的な解析システムを用いて流れ依存の解析誤差を推定しようとする試みもある。なお、特に大気データのデータ同化では変分法が広く用いられている。データ同化アンサンブル<sup>6</sup> (EDA: Ensemble of Data Assimilations) では、観測誤差に相当する摂動を観測値に加え、複数の解析を行って解析誤

<sup>6</sup> アンサンブルデータ同化と訳されることがあるが、この訳語はアンサンブルに基づいたデータ同化手法全般を指す言葉としても用いられる。混同を避けるため、本報告ではデータ同化アンサンブルと記す。

差の推定を行う。これは観測摂動型の EnKF と類似しているが、それぞれのメンバーの解析を線形最小誤差分散推定であるカルマンフィルタではなく変分法で解く点異なる。本手法は ECMWF (Buizza et al. 2008) やフランス気象局 (Descamps et al. 2015) で採用され、アンサンブル予報においては SV 法との組み合わせという形で初期摂動の作成に用いられている。

解析をメンバーごとに行うという点で、EDA は平方根フィルタ型の EnKF と比べて解析にかかる計算コストが大きい。このため、同じ計算コスト・解像度で用いることができるメンバー数は EDA の方が少なくなる。

EnKF や EDA は摂動を足し込んだアンサンブル予報サイクルによって摂動を次の解析時刻へ引き継ぐという点で、BGM 法と似ている。一方で、解析において同化される日々の観測の分布や観測誤差といった情報が摂動に反映される点は BGM 法や SV 法とは異なる。特に、解析誤差の大きさの変動が予測誤差に対して無視できないような予測初期の確率予測では、解析の確率密度関数を適切にサンプリングした初期摂動を与えることが重要になると考えられる。また、BGM 法や SV 法では解析誤差の大きさに合う初期摂動の振幅を自動的に得ることができないのに対して、EnKF や EDA は原理的には解析誤差の大きさに相当した振幅の摂動を得ることができる。この点で、EnKF や EDA は解析で同化される観測の情報を考慮して BGM 法の摂動のアップデート方法を高度化した手法と解釈することもできる。

一方、アンサンブルに基づいたデータ同化手法では、限られたメンバー数のアンサンブルを用いることによるサンプリング誤差の問題がある。このため、実用上の技術として誤差共分散の局所化が適用される。これは、大気の状態変数の誤差相関構造に局所低次元性 (Patil et al. 2001) があることを仮定して、一定以上離れた距離の誤差相関を無視し、より少ないメンバー数で誤差共分散を表現することを意味する。ただし、低解像度の大気大循環モデルを用いた大メンバーの EnKF によるデータ同化実験からは、大陸スケールの誤差相関構造が存在することがわかっており (Miyoshi et al. 2014)、局所化の適用によってアンサンブル摂動に含まれるこうした大域的な誤差相関を壊している可能性がある。理想的にはこうした問題が起こらない程度に局所化の範囲が広げられるように解析に用いるメンバー数を増やし、サンプル誤差を低減することが望ましい。

多くの数値予報センターではこれらの手法を EPS の初期摂動として利用するとともに、データ同化における流れ依存の背景誤差情報として利用する開発が進んでいる (Lorenz 2003; Clayton et al. 2013; Buehner et al. 2010a,b; Kleist and Ide 2015a,b; Bonavita et al. 2012)。気象庁においてもアンサンブルカルマンフィル

タの一種である局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF: Local Ensemble Transform Kalman Filter; Hunt et al. 2007) により作成される摂動をデータ同化およびアンサンブル初期摂動の作成に利用する開発を進めている。このうち、LETKF による初期摂動の週間 EPS への利用について、第 3.3 節で紹介する。

### 1.2.3 初期摂動の予測における成長の実際

前項で述べたように、現業数値予報センターの EPS では様々な初期摂動作成手法が用いられている。こうして作成された初期摂動が実際のアンサンブル予報においてどのように成長するかを見てみる。なお、以下に示す事例では初期摂動だけでなくモデル摂動や境界摂動が入っている場合もあることに留意いただきたい。図 1.2.2 に初期時刻 2014 年 12 月 23 日 12UTC の各国数値予報センターの全球アンサンブルの 500 hPa 面高度のスプレッドを示す。初期時刻では、スプレッドはセンターによって大きく異なっている。例えば、SV 法による初期摂動を基調に用いている ECMWF や気象庁は初期摂動の振幅が比較的小さく、逆に EnKF の摂動を用いているカナダ気象センター (CMC) は初期摂動の振幅が大きい。また、スプレッドの分布も気象庁では中緯度の傾圧性の強い領域に集中しているのに対して、NCEP や英国気象局 (UKMO) は極周辺に比較的大きなばらつきが見られ、CMC はほぼ北半球全域にばらつきが得られているなど、センターによって大きく異なる。UKMO と同じ Localized ETKF (Ensemble Transform Kalman Filter; Bowler et al. 2008) を初期摂動に用いている韓国気象庁 (KMA) のスプレッドが UKMO と異なっていることも興味深い。これに対して、FT=72 ではスプレッドの地理的な分布はどのセンターも似たような特徴を示している。各センターで使用している初期値、初期摂動作成手法、数値予報モデル、モデルアンサンブルの手法などは異なっている。それにも関わらず、予報時間が進むと似たような予測のばらつきが得られているのは、大気予測において成長するモードは各数値予報システムで共通しており、かつそうしたモードが予測の不確実性のかなりの部分を説明していることを示唆している。またこのことは、高々  $O(10) \sim O(10^2)$  程度のメンバー数の現業アンサンブル予報でも、少なくとも中期予報のばらつきの情報に関してはある程度表現し得ることを示唆している。実際、Magnusson et al. (2009) では ECMWF の低解像度版全球モデルを用いたアンサンブル予報実験を行い、初期時刻と異なる過去の解析値からランダムにとった差分を初期摂動に用いるという非常に簡便な手法で行ったアンサンブル予報が、ECMWF の当時の現業システムの初期摂動作成手法 (SV 法) を用いたアンサンブル予報と比較して、3~8 日予報で同程度のアンサンブル予報精度となることを示している。これも上記の推察を支持していると言えるだろう。

EPS を設計する際にも、こうした特性を踏まえることは重要である。例えば、これまで中期予報のための EPS では、初期の確率密度関数の表現が多少悪くとも、予測において成長するモードを確保していれば十分な予測精度を確保することができていた。今後、短期予報から中期予報までをカバーする全球 EPS へ発展させるためには、短期予報における不確実性を考慮した初期摂動を与えることが必要になると考えられる。すなわち、まず解析誤差を精度良くサンプリングする摂動を与えて短期予報における不確実性を表現した上で、必要に応じて予測において成長するモードを選択的に加えて中期予報における予測のばらつきを確保するという方針が考えられる。図 1.2.2 の例でも見たように、予報初期のばらつきについては数値予報センター間でも違いが大きい。これは、各センターにおける全球モデルを用いた EPS の開発が、主に中期予報における不確実性の表現に焦点を当てて行われ、予測初期の確率予測にあまり注意が払われてこなかった結果と考えられる。このため、予測初期におけるばらつきの与え方については、多くのセンターで改善の余地が残されていると言えるだろう。

### 謝辞

図 1.2.2 の作成には TIGGE (国際グランド全球アンサンブル) で公開されているデータを使用した。

### 参考文献

- Bonavita, M., L. Isaksen, and E. Hólm, 2012: On the use of EDA background error variances in the ECMWF 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 1540–1559.
- Bowler, N. E., A. Arribas, K. R. Mylne, K. B. Robertson, and S. E. Beare, 2008: The MOGREPS short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 703–722.
- Buehner, M., P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L. Mitchell, and B. He, 2010a: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP. Part I: Description and single-observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1550–1566.
- Buehner, M., P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L. Mitchell, and B. He, 2010b: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP. Part II: One-month experiments with real observations. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1567–1586.
- Buizza, R., M. Leutbecher, and L. Isaksen, 2008: Potential use of an ensemble of analyses in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 2051–2066.

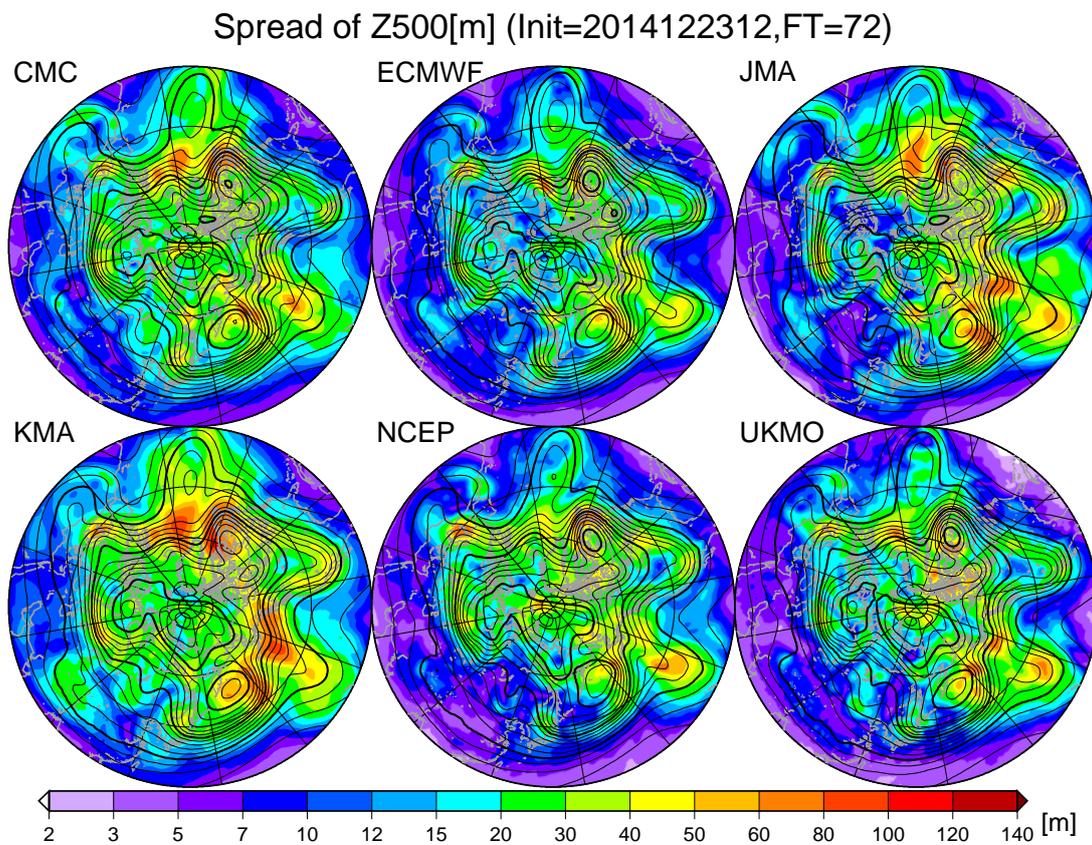
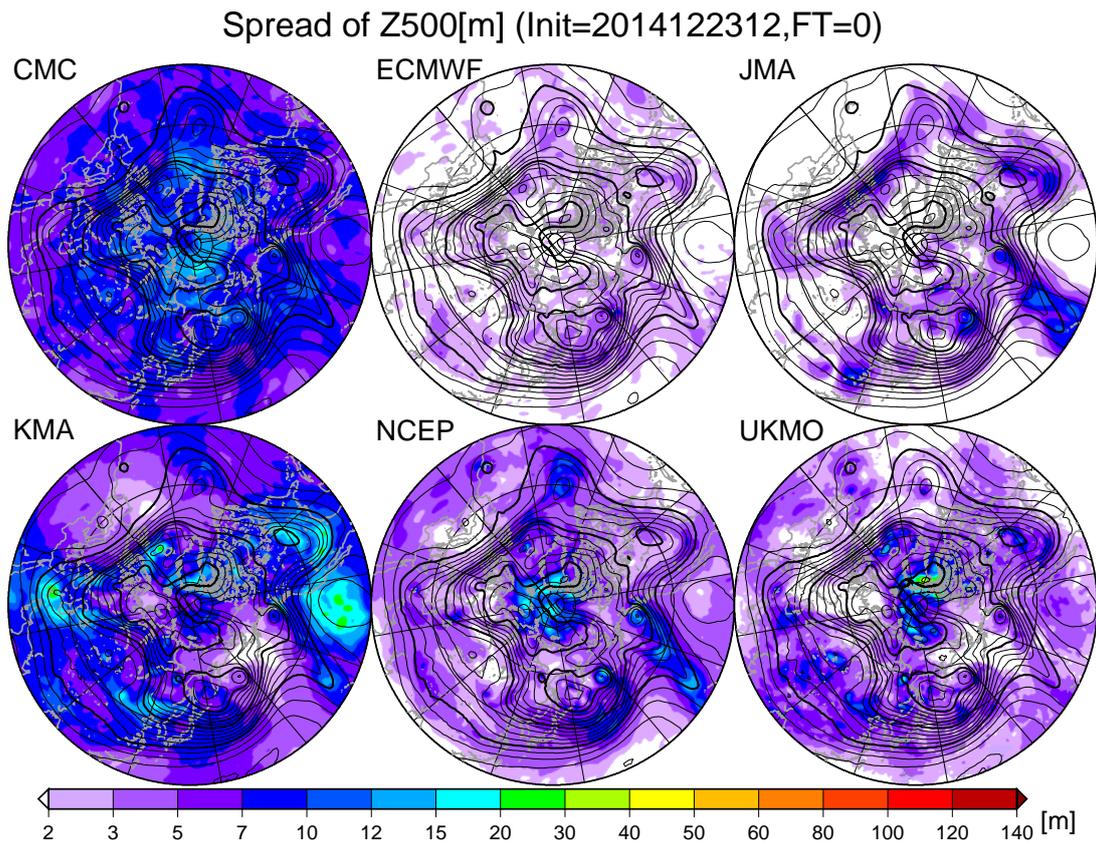


図 1.2.2 初期時刻 2014 年 12 月 23 日 12UTC の各国数値予報センターの中期予報アンサンブルにおける 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 [m] のスプレッド (陰影) およびアンサンブル平均予報 (等値線)。上図が FT=0、下図が FT=72 を示す。左上から順にカナダ気象センター (CMC)、欧州中期予報センター (ECMWF)、気象庁週間 EPS (JMA)、韓国気象庁 (KMA)、米国環境予測センター (NCEP)、英国気象局 (UKMO) の予測。北極を中心とした極座標表示で、各図の下部に日本が位置する。各 EPS の仕様については第 2.1 節の表 2.1.1 を参照。

- Buizza, R. and T. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.
- Clayton, A. M., A. C. Lorenc, and D. M. Barker, 2013: Operational implementation of a hybrid ensemble/4D-Var global data assimilation system at the Met Office. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 1445–1461.
- Descamps, L., C. Labadie, A. Joly, E. Bazile, P. Arbogast, and P. Cébron, 2015: PEARP, the Météo-France short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 1671–1685.
- Ehrendorfer, M., R. M. Errico, and K. D. Raeder, 1999: Singular-vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1627–1648.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10 143–10 162.
- Hoffman, R. N. and E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus A*, **35**, 100–118.
- Houtekamer, P. L. and H. L. Mitchell, 2005: Ensemble Kalman Filtering. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3269–3289.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica. D.*, **230**, 112–126.
- Kleist, D. T. and K. Ide, 2015a: An OSSE-based evaluation of hybrid variational-ensemble data assimilation for the NCEP GFS. Part I: system description and 3D-hybrid results. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 433–451.
- Kleist, D. T. and K. Ide, 2015b: An OSSE-based evaluation of hybrid variational-ensemble data assimilation for the NCEP GFS. Part II: 4D-EnVar and hybrid variants. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 452–470.
- 小森拓也, 山口宗彦, 2008: 台風アンサンブル予報システムの導入. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27–30.
- Leutbecher, M. and S. T. K. Lang, 2014: On the reliability of ensemble variance in subspaces defined by singular vectors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1453–1466.
- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP – a comparison with 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3183–3203.
- Magnusson, L., J. Nycander, and E. Källén, 2009: Flow-dependent versus flow-independent initial perturbations for ensemble prediction. *Tellus A*, **61**, 194–209.
- 三好建正, 2006: アンサンブル・カルマンフィルタ～データ同化との融合～. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 80–99.
- 三好建正, 2008: カルマンフィルタ. 気象研究ノート第 217 号: 気象学におけるデータ同化, 日本気象学会, 69–95.
- Miyoshi, T., K. Kondo, and T. Imamura, 2014: The 10,240-member ensemble Kalman filtering with an intermediate AGCM. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5264–5271.
- 太田洋一郎, 佐藤芳昭, 2010: 台風アンサンブル予報システムの改善. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66–70.
- Patil, D. J., B. R. Hunt, E. Kalnay, J. A. Yorke, and E. Ott, 2001: Local low dimensionality of atmospheric dynamics. *Physical Review Letters*, **86**, 5878–5881.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297–3319.
- Wei, M., Z. Toth, R. Wobus, and Y. Zhu, 2008: Initial perturbations based on the ensemble transform (ET) technique in the NCEP global operational forecast system. *Tellus A*, **60**, 62–79.
- 山口春季, 2013: アンサンブル予報における確率的物理過程強制法. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 188–191.
- 山根省三, 2002: 摂動の線型発展の理論. 気象研究ノート第 201 号: アンサンブル予報, 日本気象学会, 21–71.
- 米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 126–137.

## 1.3 中期予報における下部境界条件の影響<sup>1</sup>

### 1.3.1 はじめに

本節では全球数値予報モデル、特に気象庁の全球モデル (GSM: Global Spectral Model) における下部境界条件の取り扱いとその誤差 (不確実性)、またこれに起因する大気予測の誤差 (不確実性) について解説する。

最初に、中期予報において下部境界条件がなぜ重要なのか、その理由を、「第一種予測可能性」及び「第二種予測可能性」(Lorenz 1975) という概念を用いて簡単に解説する。本項での説明はやや抽象的なもので、より具体的な解説については例えば高野 (1999) などを参照願いたい。

まず、大気の時空間発展を支配する力学系を、境界値や外力が時間に依存しない自律系と仮定する<sup>2</sup>。大気を含む流体力学系の時空間発展は初期値鋭敏性のあるカオスの力学系であり (第 1.2.1 項参照)、初期値の誤差が非常に小さくとも、(それが厳密にゼロでない限り) 一定の予測期間のうちに誤差が気候学的変動量程度の振幅に達して飽和してしまう。即ち、どんなに正確に初期値を与えようとも、いずれは予測が気候値予報と同程度の精度しか持たず、初期値の持つ情報 (記憶) が完全に失われてしまう。初期値の持つ情報を頼りとする予測可能性を Lorenz (1975) は「第一種予測可能性」と呼んだ。例えば中高緯度・総観規模の気象現象の第一種予測可能性は平均的には高々2週間程度であると見積もられており (例えば Toth and Kalnay 1993)、より長い期間の予測可能性を大気の初期値に求めることはできないと考えられている。

ここまでの議論では大気を境界値や外力が時間変化しない自律系とみなしたが、実際には、大気は陸面や海洋と相互作用する複雑な気候システムの一部である。よって、大気の力学は、海面や陸面を境界条件に持つ境界値問題として捉えることもできる。陸面や海面は、土壌深くにまで蓄えられた水分量や深い積雪、数百メートルに及ぶ海洋混合層内の水のもつ膨大な熱容量により、ゆっくりと時間変化することができ、大気初期値の記憶の持続時間を越える長い記憶を持ちうる (例えば Dirmeyer et al. 2015 や Belcher et al. 2015)。よって、下部境界条件 (陸面や海面) を正確に与えることができれば、第一種予測可能性の限界を越える期間での予測も可能となりえよう。ただし、この場合予測の対象となるのは、大気の前報方程式の決定論的な解ではなく、与えられた境界条件に対する大気の応答の確率的な分布である。このように、初期値ではなく境界

値や外力を情報源とする、境界値問題・応答問題としての大気の確率的な予測可能性を Lorenz (1975) は「第二種予測可能性」と呼んだ。

第一種予測可能性の限界 (1~2週間程度) を越えて大気現象を予測するためには、大気の境界値問題としての確率的な予測可能性 (第二種予測可能性) に訴える必要がある。中期予報において、下部境界条件、即ち陸面や海面の状態を精度よく与え、その不確実性を正しく表現することが重要なのは、このためである。

大気は下部境界と顕熱・潜熱 (水蒸気) および運動量の鉛直フラックスの交換を通じて相互に作用し合う。大気モデルにおいては一般的に、下部境界条件を大きく陸面と海面に分け、それぞれに対し別個のモデル化 (定式化) を行うことで各種の鉛直フラックスを算出する。GSM においても陸面と海面とで全く別の処理により各種の鉛直フラックスが算出されている。そこで本節では、下部境界条件の不確実性とその大気への影響を陸面と海面とに分けて記述する。ただし、後述するように陸面における下部境界条件の不確実性や大気への影響は定量的な把握が極めて困難であることから、本節では陸面については詳細に立ち入ることはせず、相対的に定量化のしやすい海面、特に海面水温の与え方に起因する不確実性と大気への影響に重点を置く。

### 1.3.2 陸面の不確実性と大気への影響

現代の全球数値予報モデルでは、陸面からのフラックスは陸面での複雑な過程を記述する陸面モデルから与えられる。陸面モデルは大気モデルと密に結合されており、物理過程の一部とみなされることもある。GSM も Simple Biosphere (SiB) と呼ばれる、植生や雪面と大気との相互作用を簡素に表現した陸面モデル (佐藤・里田 1989) と 1 タイムステップごとに結合 (即ち、フラックスの交換を通じて互いの時空間発展が一体化) されている。台風・週間 EPS においても、各メンバーの大気モデルはそれぞれ独立に陸面モデル SiB と結合されている。

佐藤・里田 (1989) によれば、陸面過程の定式化が大気予測に与える影響は、日変化から季節進行、さらには年々変動に至るまで、あらゆる時間スケールを通じて非常に大きい。一例を挙げれば、地表面アルベドは植生や雪面状態によって大きく変化するが、これは地球システムの放射収支を決定的にコントロールする。また、地表から大気に与えられる鉛直の熱フラックスのうち、顕熱と潜熱の比 (ボーエン比) は、地表面から大気に渡されるエネルギーの配分のされ方を規定し<sup>3</sup>、熱機関としての大気大循環の性質を大きく左右する。大気予測における陸面過程の影響の重要さ・複雑さは、

<sup>1</sup> 堀田 大介

<sup>2</sup> この仮定は具体的には大気の力学にとっての境界値 (海洋や陸面) や外力 (太陽からの放射やその吸収に関わるエアロゾル、二酸化炭素やオゾンなどの濃度等) が予測対象期間において変化しないと近似することに相当する。

<sup>3</sup> 顕熱はその場で大気の下層を暖め (冷やし) 気柱の安定度を変えるのに対し、潜熱 (水蒸気) は移流された上で凝結してはじめて熱として大気にエネルギーを渡すため、いわば「飛び道具」として機能する。どこで凝結が起きるかは大気の循環に依存し、その過程は極めて複雑なものとなる。

例えば GSM の陸面モデルを高度化すべく行ってきたこれまでの開発における経験からも支持される。例えば、平井・坂下 (2005) は現状 1 層の強制復元法で予報している土壌温度について、土壌を 4 層に分け熱伝導の式を解くことによって地上気温の日変化の位相・振幅とも観測に近づいたことを、平井・堀田 (2009) は北半球冬季の積雪被覆の過小を解消したところモデル気候値の大気下層気温が最大 10 K 程度も低下したことを報告している。

現在では、海面・海洋表層の状態 (水温や塩分濃度、粗度、海面高度等) については衛星観測技術の発達や ARGO フロート観測網の整備によりほぼリアルタイムに全球を覆う規模で観測できるようになった。その一方で、陸面の状態 (土壌温度や土壌水分量、積雪の有無や深さ・水当量など) や陸面・大気間のフラックスの監視は少数の特別観測サイトによる (非リアルタイムの) 現場観測や衛星のマイクロ波観測 (SMOS) による表層わずか数 cm の土壌水分量等、未だ極めて限定的にしか行なえていない。このため、大気予測の不確実性において陸面過程の不確実性が占める割合は相対的にさらに大きくなっていると言えるだろう。

では、陸面での下部境界の与え方に起因する大気予測の不確実性をアンサンブル予報システム (EPS: Ensemble Prediction System) で表現するためには、どうすればよいだろうか。現在の台風・週間 EPS では、各メンバーの大気モデルはそれぞれ独立に陸面モデルと結合されている。よって、大気側の不確実性によって駆動される陸面過程の不確実性はこれらの EPS において自然に表現されているといえよう。しかし、現在の仕様では、全てのメンバーに同一の陸面初期値が与えられているため、陸面初期値に内在する不確実性は表現されていない。また、全メンバーで同一の陸面モデルが用いられているため、初期値のみならず、モデルそのものの不確実性も表現されていない。

先述のとおり、陸面モデルは大気モデルと密に結合されており、この意味で、陸面モデルの不確実性は他の物理過程と同様、初期値アンサンブルとモデルアンサンブルで表現するのが自然である。ところが、陸面モデルの不確実性の定量化には陸面特有の難しさがある。まず、陸面モデルが予測する要素 (土壌温度や土壌水分量など) に関する観測が極めて少ないことが問題である。このため初期値誤差の評価が極めて困難であり、摂動を導入するにしても、その振幅やパターンの妥当性を判断する材料に乏しい。また、モデル誤差の定量化も困難である。SiB を含む現代的な陸面モデルは多様な過程を表現する極めて複雑なモデルで膨大な量のパラメータを持っており、これらを決定するのに十分な観測データ<sup>4</sup> が得られないことからパラメー

<sup>4</sup> ここで言う観測データとは、例えば単位面積あたり何枚の葉が鉛直に重なっているかや、個々の植物が土壌の湿き具合に応じてどのように気孔を閉じ、蒸散を防ぐのか、あるいは

夕の選択や定式化そのものにも多分に不確実性が伴い、その程度を把握することも困難である。さらに、陸面モデルが扱う過程は不連続的な振る舞いをするものが多い<sup>5</sup> ことも、摂動の設計を困難なものとしている。陸面過程の不連続的な振る舞いのため、その誤差がガウス分布に従うことが仮定できず、大気の初期摂動やモデル摂動を生成するために開発されてきた様々な手法をそのまま適用することができないためである。

こうした困難さもあって、EPS における陸面状態の不確実性を表現する技術は未発達である。近年、研究レベルでは陸面の不確実性を表現する手法も提案されている。例えば、Tennant and Beare (2014) は各メンバーについて独立に陸面モデルの予報・予報サイクルを行なうことで土壌水分量の初期摂動を作成する手法を提案している。また MacLeod et al. (2016) は陸面モデルの不確実性を表現する手法として、確率的物理過程強制法 (例えば米原 2009 参照) と同様に陸面モデルの時間変化率に乗算的摂動を与える手法と、植生・水文学的パラメータに集合パラメータ法 (米原 2009 参照) を適用する手法とを比較した結果、後者の方がよい予報結果を与えたことを報告している。しかし、筆者の知る限り、現業レベルでは 2015 年現在、全球モデルを用いた EPS で陸面モデルの不確実性を直接表現しているものは存在しない。

### 1.3.3 海面の不確実性と大気への影響

GSM では、海面における顕熱・潜熱の鉛直フラックスは、予め与えられた海面水温 (SST: Sea Surface Temperature) と大気最下層の状態変数からバルク式 (例えば草開 2012 参照) により計算される。バルク式の入力変数の中でフラックスの不確実性に大きく寄与するのは SST である。特に潜熱フラックスは SST の不確実性に極めて敏感である。これは、バルク式により潜熱フラックスを計算する際、海面上の比湿  $q_s$  が  $q_{sat}(SST)$  (気温が SST と同一な場合における飽和比湿) と同等であると見なして  $q_{sat}(SST)$  と大気最下層の比湿  $q_a$  の差に風速や密度に依存する比例係数を乗算するが、この中で  $q_{sat}(SST)$  がクラジウス・クラペイロンの式に従い SST に非線形的に依存するためである。これらフラックスの見積りの不確実性を通じて、大気モデルに与えられる SST の不確実性は大気予測にも不確実性をもたらす。この項では GSM における SST の与え方と、その不確実性、またその大気予測への

土壌が単位体積あたりどの程度隙間を持っていて、水を蓄えられるのか、など、植生や土壌に関するパラメータを決定するためのものであり、気象要素の地上観測とは全く異なる。また、気象要素と比べ空間代表性も著しく低く、全球規模での測定はほとんど不可能である。

<sup>5</sup> 例えば積雪はその有無によりアルベドや熱伝導率が急激に変化し、一度積雪が起きればその状態は継続しやすくなる。土壌水分量も、(少なくともモデルの中では) 植生ごとに設定された下限値と飽和状態に極大を持つ bimodal な頻度分布をとることが多い。

影響について考察する。

### (1) SST の与え方

ここでは GSM における SST の与え方について簡単に説明する。SST を含め、GSM における下部境界条件の与え方についてより詳しい解説は岩村 (2009) にあるので適宜参照されたい。

GSM では、まず海面から深さ 50 cm から 10 m 程度の層の水温を代表する bulk SST の日平均値を以下に述べる方法で与え、これを元に、極薄い海面表層の水温 (skin SST) を短波放射の吸収や風速に依存した大気との熱交換を加味した簡素なスキームで診断している。bulk SST の初期値として、GSM では気象庁海洋気象情報室の作成する SST 解析値である全球日別海面水温解析 (MGDSST : 栗原ほか 2006) を用い、予測期間中の bulk SST は、初期時刻における SST 解析値の気候値からの偏差を固定し、予報対象時刻の気候値に固定した偏差を加えたものとして与える、「偏差固定予報 SST」を採用している。即ち、初期時刻  $T_0$  から  $t_f$  時間後の予報において与えられる bulk SST を  $SST^f(T_0, t_f)$  とすると、これは次式により算出される。

$$SST^f(T_0, t_f) = SST^c(T_0 + t_f) + SSTA(T_0), \quad (1.3.1)$$

$$SSTA(T_0) = SST^a(T_0) - SST^c(T_0) \quad (1.3.2)$$

ここで  $SST^c(T)$  は時刻  $T$  における SST の気候値、 $SST^a(T_0)$  は時刻  $T_0$  における SST 解析値、 $SSTA(T_0)$  は  $SST^a(T_0)$  の気候値に対する偏差である。

海面における顕熱・潜熱の鉛直フラックスをバルク式で計算する際に用いられるのは skin SST である。よって、SST の与え方の誤差に起因する大気予測の誤差を議論するには、skin SST の誤差 (モデルに与えられる skin SST と真の skin SST の差) を議論する必要がある。これは bulk SST の与え方の誤差と、bulk SST から skin SST を診断するスキームの誤差に分けて考えることができる。後者について、現在 GSM で用いられているスキームが簡素過ぎるため skin SST と bulk SST の差が十分表現されておらず、特に skin SST の日変化が十分に表現できていないことが知られている。目下、skin SST の診断式の改良に向けた開発が進められているところであるが、以下、本節では bulk SST の与え方とその誤差に着目し、特に断りのない限り、bulk SST を単に SST と表記する。

現在の台風・週間 EPS においては、上述の方法で生成される SST を全メンバーに様に与えている。このような取り扱いはこちらの EPS におけるスプレッド不足の一因となっており、スプレッド不足のうち SST を初期偏差固定で全メンバー様に与えることに起因する部分を解消するためには SST に適切な摂動を与える必要がある。SST 摂動の導入に向けた開発については第 3.4 節で論じる。

### (2) 偏差固定予報 SST の誤差

(1.3.1) 式で与えられる偏差固定予報 SST の誤差は、(a) 初期値の誤差 (即ち MGDSST の解析誤差) に起因するものと、(b) 偏差を固定することに起因するもの、の 2 つに分けて考えることができよう。偏差固定による予報は統計的予報であり、大気モデルのように初期値の誤差が予報を通じて増大することはない。よって (a) は予報期間を通じてその大きさは一定程度であると考えるよい。一方 (b) については、偏差固定予報が海洋の大気との相互作用や内部変動による時間変化を無視する予報であることから、大気の予報において持続予報の誤差が予報時間とともに指数関数的に増大するのと同じように、偏差を固定することによる SST の誤差も増大するものと考えられる。

実際に両者の誤差を見積もってみよう。(a) は MGDSST 解析値の真値に対する誤差であり、その見積りは簡単ではない。ただし、その大きさのおおまかな目安としては、栗原ほか (2006) による、解析に使われていない現場観測を検証相手とした MGDSST 解析値の独立検証が参考になる。これによれば、全球に散らばる 8 つの定置ブイによる海面水温観測値と MGDSST 解析値との差の約 1 年間を通じた全標本についての RMS (Root Mean Square : 2 乗の平均値の平方根を取ったもの) は 0.27 K である。この数値を解釈する際、解析値の誤差はこれより小さいはずである<sup>6</sup>ことに注意する必要がある。さらに、検証に使われたブイが海面水温の変動が大きな領域に偏在していることから、この値は全球平均としては過大である (実際の全球平均の誤差はさらに小さい) 可能性が高いことにも留意する必要がある。

(b) については、MGDSST の解析値を真値とみなすことで、以下の式のように見積もることができる。

$$SST^{err}(T_0, t_f) = SST^f(T_0, t_f) - SST^a(T_0 + t_f) \quad (1.3.3)$$

ここで  $SST^{err}(T_0, t_f)$  は初期時刻  $T_0$ 、予測時間  $t_f$  の偏差固定予報 SST の対解析誤差である。ここに (1.3.1) 式と (1.3.2) 式を代入すると結局、

$$SST^{err}(T_0, t_f) = SSTA(T_0) - SSTA(T_0 + t_f) \quad (1.3.4)$$

となり、偏差を固定することによる SST の誤差は予報対象時刻  $T_0 + t_f$  と初期時刻  $T_0$  の SST の対気候値偏差の差として求まることになる。このことは、偏差固定予報が偏差に対する持続予報であることを思い出せば直感的にも理解しやすいだろう。

<sup>6</sup> 現場観測にはバイアスがないこと、また (検証相手の観測が解析に使われていないことから) 観測誤差と解析誤差に相関がないことが仮定できることから、観測値と解析値の差の 2 乗の期待値 (RMS の 2 乗) は観測誤差と解析誤差の分散の和であると考えられる。

(1.3.4) 式に従い偏差固定予報 SST の対解析誤差を算出したものの一例を、図 1.3.1 と図 1.3.2 に示す。前者には 2014 年 1 月 1 日のスナップショットを、後者には 2003 年から 2011 年までの各年の 1 月 1 日（計 9 事例）についての RMS を、異なる予報時間について示してある。これらの図からまず、想定されるとおり、偏差固定予報 SST の対解析誤差が予報時間が長くなるとともに増大していることが読みとれる。誤差の大きさの地理的分布に注目すると（図 1.3.2）、誤差の大きな領域が北半球中緯度の西岸境界流域（黒潮やメキシコ湾流）や南氷洋（南極環流、Antarctic Circumpolar Current）、湧昇域（中・高緯度大陸西岸（＝大洋の東縁）や赤道直下）<sup>7</sup> および海水域の縁辺に集中していることが分かる。これらの領域はちょうど SST の水平勾配が大きく海洋前線（oceanic front）と呼ばれているところに対応している。これら海洋前線では、その強い SST 勾配のため、前線の極側（赤道側）にある冷たい（暖かい）空気塊が前線を横切ると急激にそれまでより暖かい（冷たい）海面を感じ、海面との間で活発に顕熱・潜熱を交換するようになる。よって、これらの海洋前線の周辺では大気との顕熱・潜熱の交換が非常に大きく、海洋が大気を駆動する主要な場所であると考えられており（例えば Small et al. 2008）、これらの領域で与えている SST の誤差が大きいことは大気への予測にも不確実性を与えるおそれが大きく、好ましくない。また、個別の誤差の時間発展に着目すると（図 1.3.1）黒潮・メキシコ湾流、アグリアス（Agulhas）海流<sup>8</sup> 等、西岸境界流に沿った中規模渦によく似た小さな擾乱や、赤道東太平洋の冷舌域の東西に波長の長く（～1000 km）ゆっくりと西進する赤道ロスビー波に似た擾乱、また東アジア沖や北米東沖には大陸からの寒気の吹き出しへの応答とみられる、規模が大きく時間スケールが比較的短い擾乱などが、時間方向にコヒーレンスを保ちながら（急激に空間パターンを変えことなく連続的に変化して）振幅を徐々に大きくしている様子がみとれる。これは、偏差を固定する統計的な方法では、上述のような力学的な変動が捉えられないことを意味する。

本項冒頭で、予報時間がある程度長くなると (a) 初期値に起因する誤差に対して (b) 偏差を固定することに由来する誤差が卓越するであろうと述べた。ここで、実際に (b) が (a) より大きくなるのは予報何日目以降

<sup>7</sup> 中・高緯度大陸西岸で極向きの風が吹くとエクマン輸送により岸へ向かう西向きの表層流が誘起され、沿岸では岸へ移動した水塊を補うように深層から海水が上昇する（沿岸湧昇）。また、赤道直下では貿易風によるエクマン輸送により北半球では北向きの、南半球では南向きの表層流が生じ（両半球でコリオリ・パラメータが逆符号であることによる）、これによる水平発散を補うため湧昇が生じる（赤道湧昇）。

<sup>8</sup> マダガスカル海峡をアフリカ東岸に沿って南に流れ南アフリカの南端で東に向きを変え南極周極流の北を東に流れる流速の速い海流。

なのか、おおまかな見積りを与えよう。第 3.4 節の図 3.4.5 上図に (b) の全球平均 RMS を予報時間の関数として示してある。この図から、どの季節でも予報 5 日目までには全球平均の誤差が～0.3 K に達することが分かる。一方 (a) の誤差は、既に述べたように独立な現場観測との比較から全球平均が大きく見積もっても 0.27 K を超えることはないと考えられる。よって、予報初期の数日をのぞき、GSM に与える SST の不確実性は (1.3.4) 式で評価される (b) の誤差でよく近似できるものと考え、以下ではこの誤差に集中して考察する。

### (3) SST の与え方の不確実性に起因する大気の中期予報の不確実性

前項で述べたとおり、偏差固定予報 SST には予報期間が長くなるほど大きくなる誤差がある。こうした誤差は海面での顕熱・潜熱の鉛直フラックスを通じて大気モデルの予測にも不確実性を与えていると考えられるが、これを定量的に評価することを考える。SST の誤差が (1.3.4) 式により十分正確に評価できる場合には、SST の「正解」として予報期間中の各時刻にその時刻を解析対象時刻とする SST 解析値を与えた予測実験（以下、この実験を TEST と呼ぶ）<sup>9</sup> と、現業 GSM と同様に SST を偏差固定予報により与えた予測実験（以下、この実験を CNTL と呼ぶ）の結果の差を調べることにより、SST の不確実性に起因する大気予報の不確実性を評価することができる。TEST および CNTL の実験設定は SST の与え方以外は全く同一であり、モデルは TL479L100 の GSM、実験期間は 2012 年 11 月 20 日 12UTC から 2013 年 1 月 31 日 12UTC までで、予測の実行は 1 日 1 回、12UTC 初期値のみである。TEST 実験では予測期間中 24 時間おきに SST を予報対象日の MGDSST 解析値  $SST^a(T_0 + t_f)$  に置き換え、CNTL 実験では同じく予測期間中 24 時間おきに SST を予報対象日の偏差固定予報 SST（(1.3.1) 式参照）に置き換える。両実験の差は SST の与え方のみにあるので、これらの実験の予報結果に差があれば、それは SST の与え方の差に起因しているはずである。

SST が異なることの影響は顕熱・潜熱の鉛直フラックスを通じてまず大気最下層に現われるはずである。これがどのように鉛直に伝わるのを見るのは興味深い。図 1.3.3 は両実験間の気温の差の RMS を北半球域（ $[0^\circ\text{--}360^\circ\text{E}]\times[20^\circ\text{N}\text{--}90^\circ\text{N}]$ ）と熱帯（ $[0^\circ\text{--}360^\circ\text{E}]\times[20^\circ\text{S}\text{--}20^\circ\text{N}]$ ）について予報時間・高度断面図で示したものである。北半球域（上図）では振幅の極大が最下層付近（～925 hPa）と対流圏界面付近（300～200 hPa）にあり、予測の初期から 10 日程度に着目すると、鉛直方向には速やかに影響が伝播している（等値線がほぼ鉛直に立っている）ことが分かる。この傾向は南半球域（図

<sup>9</sup> 気候研究の分野では、SST として解析値を与えるこのような実験設定が大気モデル相互比較プロジェクト（AMIP: Atmospheric Model Intercomparison Project）で用いられたことから、AMIP 実験と呼ぶことが多い。

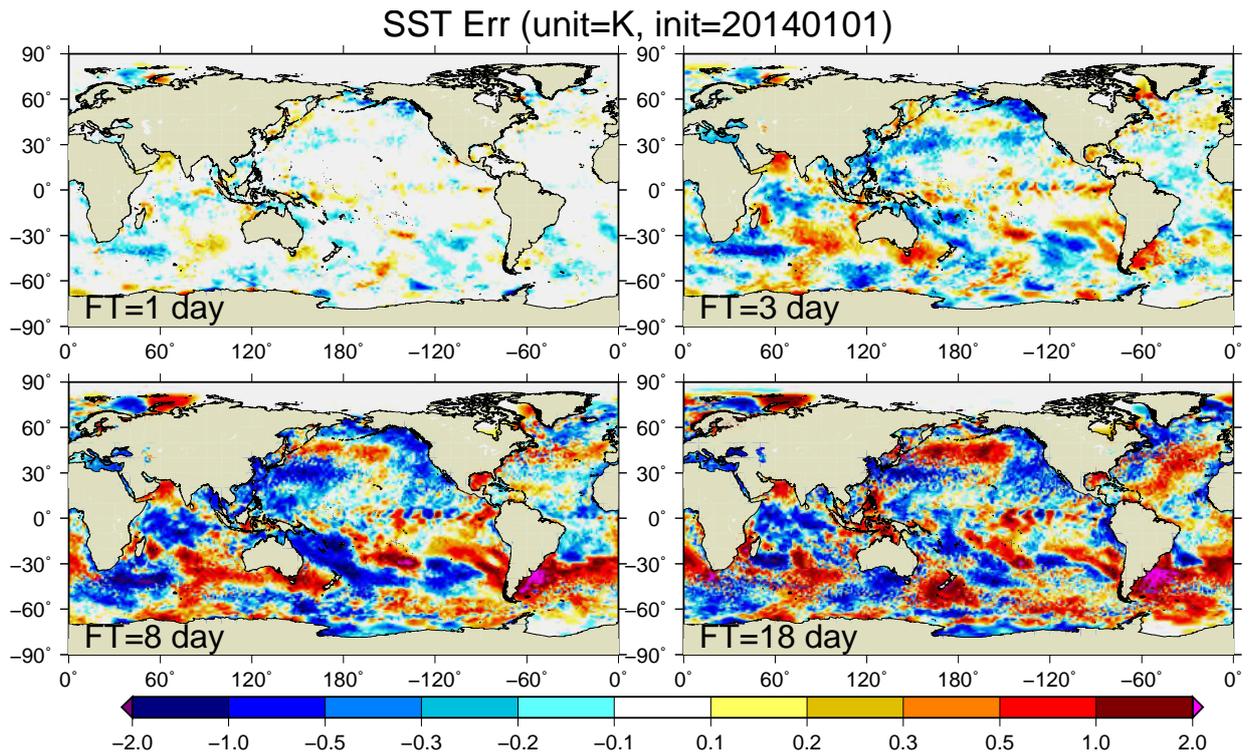


図 1.3.1 2014 年 1 月 1 日初期値の偏差固定予報 SST の対解析誤差 (単位: K)。左上から予報 1, 3, 8, 18 日目の誤差を示す。

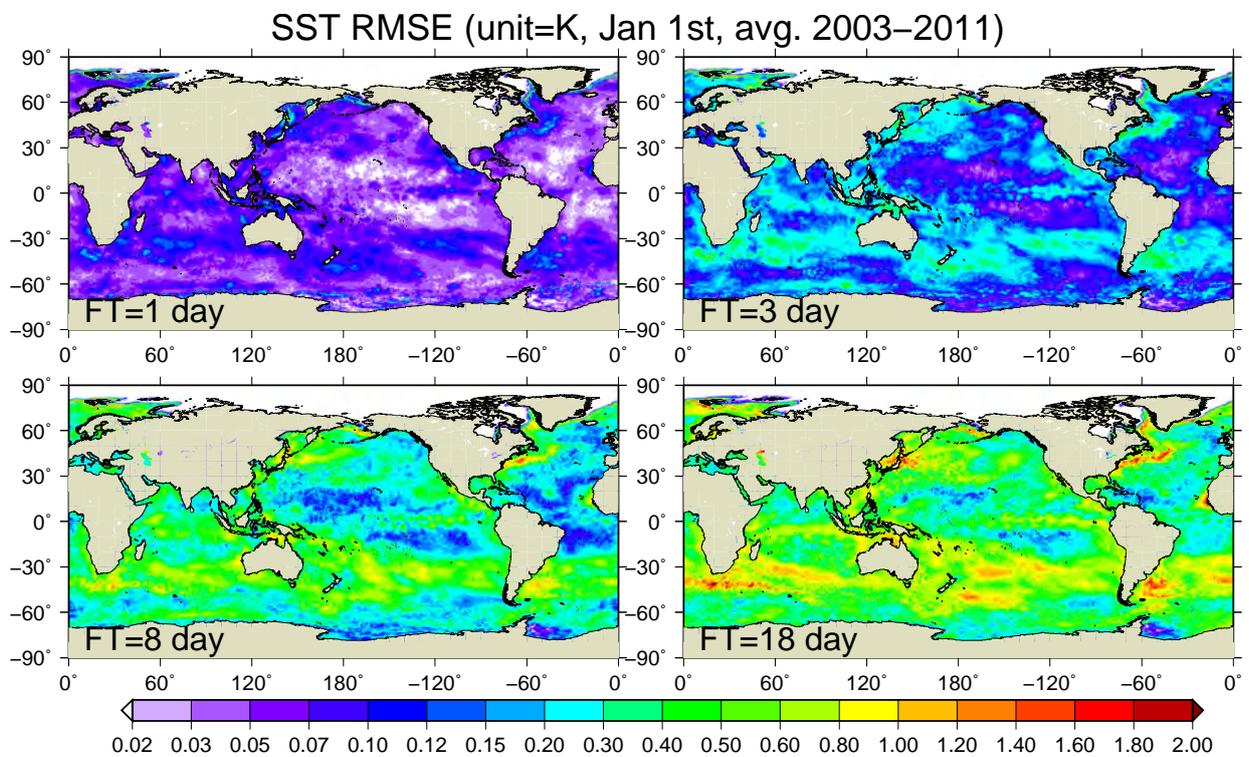


図 1.3.2 2003 年から 2011 年の 1 月 1 日初期値の偏差固定予報 SST の対解析誤差の RMS (単位: K)。左上から予報 1, 3, 8, 18 日目のものを示す。

略)でも同様であった。直接的には大気最下層に作用する SST の差の影響が速やかに対流圏界面にまで伝わることは一見して不思議に思われるかもしれないが、これは次のような力学的解釈が可能である。

中・高緯度の総観規模以上の現象では準地衡風近似が十分成り立っていると考える。よく知られているように、自由対流圏の大気の平均的な状態は力学的に十分によく混合されているため、渦位は自由対流圏内ではほぼ一様である。一様な渦位の場合においては、気温や渦度の偏差はその領域内には極大・極小を持たない(そうだと仮定すると地衡風・静水圧平衡の関係から領域内部に渦位の極大・極小を持たざるをえず、渦位一様の仮定との矛盾が導かれる)(Malardel 2009, section 14.6.1)。よって、偏差の極大は必然的に境界、即ち対流圏界面と惑星境界層内に制限される。また、中・高緯度の天気を支配する傾圧不安定波は上層の擾乱(渦的ロスビー波)と地表付近にトラップされた熱的ロスビー波がカップルすることによって成長する(Hoskins et al. 1985)。図 1.3.2 で見たように、今問題にしている SST の差は西岸境界流に沿った中緯度海洋前線で特に大きく、熱的ロスビー波を有効に励起するため、これが上層の擾乱とカップルすることで速やかに対流圏全体に伝播する。

一方、熱帯(図 1.3.3 下図)では、SST の差の影響は主に惑星境界層内に限られ、等値線の右上向きの傾きから、上層にはゆっくりと伝わり対流圏全体に影響が及ぶまでには3日ほどかかる様子が読みとれる<sup>10</sup>。このように、SST の不確実性が大気予測に与える不確実性は、大気力学の性質の違いを反映し、熱帯と中・高緯度で異なったものとなる。

(1)で述べたとおり、現在の台風・週間 EPS には理想的な EPS と比べブレッドが不足する傾向があり、特に予報後半で顕著である。SST の不確実性を適切に反映させることができた場合、ブレッドの不足はどの程度軽減されるかを考える。SST の不確実性に起因する大気場の不確実性を見積りとして、TEST 実験と CNTL 実験の予報場の差の RMS を図 1.3.4 に示した。代表的な変数として北半球中・高緯度(上図)には 500 hPa 面高度場を、熱帯(下図)には 850 hPa 面気温を示してある。北半球中・高緯度の 500 hPa 面高度場の差は予報初期に時間とともに指数関数的に増大し、予報後半にかけて徐々に飽和に近づく。この傾向は南半球の中・高緯度でも同様である(図略)。一方、熱帯の 850 hPa 面気温は差の成長がより線形的で、予報の後半においても飽和の気配はない。この差は前の

<sup>10</sup> 対流圏界面(100~70 hPa)付近にも応答のピークが見られるが、これは下層大気の変化にモデルの積雲過程などが反応していることの現れと考えられる。

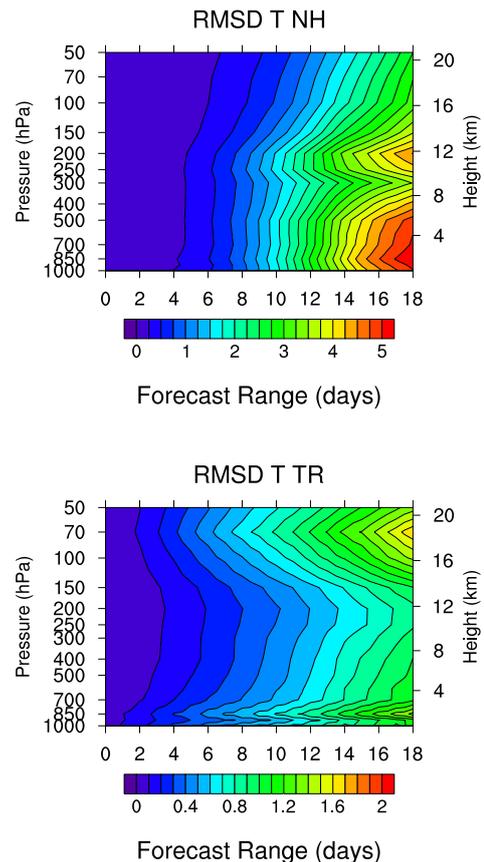


図 1.3.3 TEST 実験と CNTL 実験の気温の差の RMS (単位は K) を予測時間と高度の関数として示した鉛直断面図。上図は北半球中・高緯度(20°N 以上)、下図は熱帯(20°S~20°N)で平均したもの。両図で色の尺度が異なることに注意。

段落で述べたように緯度帯による大気力学の違いを反映していると考えられよう。図 1.3.4 から読みとれるとおり、予報期間中の SST を偏差固定で与えることに起因する、北半球中・高緯度の 500 hPa 面高度場に見られる大気予測の差は 10 日予報でおよそ 40 gpm である。これは同じ季節・同じ予報時間の現業週間 EPS でのブレッドが~80 gpm であることを考えると、決して小さくない。同様に大気予測の差を熱帯の 850 hPa 面気温で見ると、その大きさは 10 日予報で~0.8 K、対応する現業週間 EPS でのブレッドは~1.5 K であり、やはり SST を偏差固定で与えることに起因する不確実性は小さくない。以上の結果は、EPS で SST の不確実性を適切に表現することができれば、特に予報の後半において、ブレッドの不足をある程度緩和できるであろうことを示唆する。

### 1.3.4 まとめと展望

本節では、はじめに中期予報において下部境界条件がなぜ重要かを概説し、数値予報システムにおける下部境界条件の与え方とこれに伴う不確実性、また大気予測への影響を解説した。陸面については詳細に立ち入らず、陸面過程に関する観測が少ないことや陸面

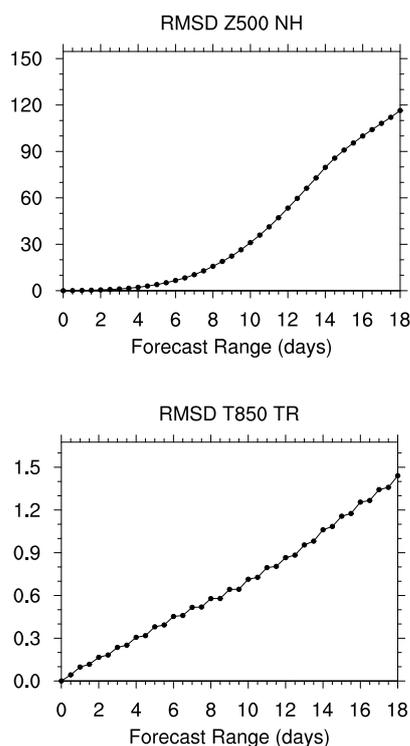


図 1.3.4 TEST 実験と CNTL 実験の予報場の差の RMS を各予報時間に対して示したものである。上図は北半球中・高緯度 (20°N 以上) で平均した 500 hPa 面高度の差 (単位は gpm)、下図は熱帯 (20°S~20°N) で平均した 850 hPa 面気温の差 (単位は K)。

モデルの不連続的な性質から陸面状態の不確実性を適切に定量化することが困難であることを簡単に述べた。陸面状態の不確実性を EPS で表現することは今後取り組みを検討すべき重要な課題であるが、既に述べたように、陸面特有の難しさから、これに成功している現業センターはいまだない状況である。将来的には、例えば陸面モデルそのものに摂動を与えるのではなく、大気へのフラックスに摂動を与える等、大胆な発想の転換が必要かもしれない。

一方、海面については、GSM における SST の与え方とその誤差の見積り、大気予測への影響の大きさをやや詳しく述べ、SST の不確実性を EPS で適切に表現できた場合、現行の EPS が抱える予報後半のスプレッド不足という課題を軽減できる可能性があることを述べた。SST については予報期間中にモデルに与えている SST の予報値 (偏差固定予報 SST) と比べ精度の高い解析値が得られることから、不確実性や大気への影響を定量的に評価することができた。第 3.4 節では本節の成果を反映した SST 摂動の作成の試みについて紹介しているので、ぜひ、参照して頂きたい。

#### 参考文献

Belcher, S. E., H. T. Hewitt, A. Beljaars, E. Brun, B. Fox-Kemper, J.-F. Lemieux, G. Smith, and S. Valcke, 2015: Ocean-waves-sea ice-atmosphere interactions. *Seamless prediction of the earth sys-*

*tem: from minutes to months, WMO publication No. 1156, 155–170.*

Dirmeyer, P. A., C. Peters-Lidard, and G. Balsamo, 2015: Land-atmosphere interactions and the water cycle. *Seamless prediction of the earth system: from minutes to months, WMO publication No. 1156, 145–154.*

平井雅之, 堀田大介, 2009: 陸面過程. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 99–108.

平井雅之, 坂下卓也, 2005: 陸面過程. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 70–75.

Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877–946.

岩村公太, 2009: 下部境界条件. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 59–62.

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**, S1–S18.

草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 29–41.

Lorenz, E. N., 1975: Climatic predictability. *In The Physical Basis of Climate Modeling, GARP Publication Series, 16 WMO, 132–136.*

MacLeod, D. A., H. L. Cloke, F. Pappenberger, and A. Weisheimer, 2016: Improved seasonal prediction of the hot summer of 2003 over Europe through better representation of uncertainty in the land surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press.

Malardel, S., 2009: *Fondamentaux de météorologie*. 2ème édition, Éditions Cepaduès, 711 p.

佐藤信夫, 里田弘, 1989: 生物圏と大気圏の相互作用. 数値予報課報告・別冊第 35 号, 気象庁予報部, 4–73.

Small, R. J., S. P. deSzoeke, S. P. Xie, L. O’Neil, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, and S. Minobe, 2008: Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn. Atmos. Oceans*, **45**, 274–319.

高野清治, 1999: 大気予測可能性について – 確率予報の必要性 –. 平成 11 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2–7.

Tennant, W. and S. Beare, 2014: New schemes to perturb sea-surface temperature and soil moisture content in MOGREPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1150–1160.

Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.

米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 126–137.

## 1.4 メソ数値予報における側面境界条件の影響<sup>1</sup>

### 1.4.1 はじめに

領域モデルでは予報領域外における大気の情報に側面境界値として与える必要がある。側面境界値はより広い領域を対象としたモデル（以下、親モデル）の予測値を用いて計算される。この側面境界からの情報は予報時間の経過とともに徐々に予報領域内部へ伝わるため、親モデル予測値の精度が領域モデルの予測精度に与える影響は予報時間の経過とともに大きくなっていく。一般に親モデルの予測値には、初期値、境界値及び予報モデルに起因する誤差を含む。このため、親モデル予測値の不確実性についての情報は領域モデルの予測結果を解釈する上で有効な付加情報となる。

領域アンサンブル予報システム（領域 EPS: Ensemble Prediction System）では、異なる側面境界値を複数利用することでその不確実性を表現する。部内試験運用を行っているメソアンサンブル予報システム（MEPS: Meso-scale EPS）においても、気象庁全球モデル（GSM: Global Spectral Model）の予測値から計算される側面境界値に摂動を与えて複数の側面境界値を作成している（詳細は第 4.3 節参照）。本節では、はじめに領域 EPS において側面境界値の不確実性を考慮する必要性を示す。次に側面境界値を複数作成する上で留意すべき点について、海外で用いられている手法をレビューし、MEPS で採用している手法を述べる。

### 1.4.2 側面境界摂動の効果

ここでは、領域 EPS において側面境界値の不確実性を考慮することの必要性を事例を通して確認する。事例の初期時刻は、偏西風が卓越し側面境界からの情報が伝わるのが速い冬期の 2015 年 1 月 26 日 18UTC とした。実験は MEPS による初期摂動及び側面境界摂動を用いたアンサンブル予報（以下、CNTL）、側面境界摂動を用いず初期摂動のみによるアンサンブル予報（以下、TEST）の 2 通り行った。これは、両実験において初期摂動を同一とすることで、側面境界摂動の有無による効果を確認するためである（なお、MEPS における側面境界摂動の作成については第 4.3 節を参照）。

図 1.4.1 に上段から、メソモデル（MSM: Meso-Scale Model）による海面更正気圧と 3 時間降水量及び地上風、TEST による 500 hPa のジオポテンシャル高度（Z500）のアンサンブル平均及びスプレッド、CNTL による同図、解析値（MSM 初期値）に対する MSM による Z500 予測値の平方根平均二乗誤差（RMSE）をそれぞれ示す。この事例では、深いトラフが日本付近を通過し、その後面では大陸からリッジが進み、日本付近は冬型の気圧配置となる予想である。初期時刻における Z500 のスプレッドより、MEPS ではトラフの軸及びその上流に初期摂動が計算されており、トラフの東進と

ともにスプレッドの大きい領域はトラフの軸及び前面に分布する予想である。このトラフの不確実性に対応して、地上低気圧の予測もばらつきが大きい（図略）。

FT=12 において、トラフが東進し日本列島に近づく一方、その後面では側面境界からリッジが東進してくる予想である。リッジ周辺では MSM の Z500 の予測誤差のやや大きな領域が広がっている（赤破線）。この領域では、TEST によるスプレッドは誤差と比較して小さく、予測の不確実性がアンサンブル予報によって表現されていない。これは側面境界値が全メンバー同じためである。一方 CNTL では、誤差と比較すると小さいが、TEST より大きなスプレッドが予測されている。

FT=24 から 36 にかけては、トラフの南端から後面において MSM の予測誤差が大きい領域が広がる。両実験ともに予測誤差に比べてスプレッドは小さいが、トラフの上流側では TEST のスプレッドが特に小さいことがわかる。したがって、両実験ともスプレッドの大きいトラフの南端からその下流にかけては初期摂動によって不確実性が予測される。一方、トラフの上流側では側面境界摂動を与えない場合、特にスプレッドが小さく、予報のばらつきが不十分であることがわかる。

以上のように領域 EPS では、側面境界値に含まれる不確実性についての情報を表現することが必要であり、予測時間の経過とともにその重要性は大きくなる<sup>2</sup>。特に予測対象域において流れが速い場合、その影響も予測の早い段階で現れるものと考えられる。

### 1.4.3 側面境界摂動の作成

側面境界値を作成する際には、(1) 領域モデルの初期場とその親モデルの解像度差、(2) 初期値と側面境界値との連続性に注意を払う必要がある。空間分解能が低い親モデルによる側面境界値を用いると、領域モデルで解像可能なスケールの小さい現象を予測するための環境場の精度が十分ではない場合が考えられる。また、初期摂動と側面境界摂動を独立に作成するシステムでは、摂動を加えた初期値及び側面境界値の間に、摂動を与えない場合と比べ大きなギャップが生じ<sup>3</sup>、予測精度に悪影響を及ぼし得ることが考えられる。

本項ではこれらの点について、アンサンブル予報のために複数の側面境界値を作成する際に海外の現業数値予報センター（以下、海外センター）において考慮されている手法を紹介するとともに、MEPS で行っている手法について述べる。

<sup>2</sup> 側面境界摂動の導入については、アンサンブル予報だけでなく、フリーディング法やアンサンブルカルマンフィルタによって摂動を育成する場合にも、良いインパクトがあることが Saito et al. (2012) において示されている。

<sup>3</sup> 例えば、初期値の側面境界付近に気温を上げる摂動が与えられ、一方で側面境界値には気温を下げる摂動が与えられるような場合である。この場合、摂動を与えない予報と比べて、側面境界付近で大きな温度傾度が生じ得る。

<sup>1</sup> 小野 耕介

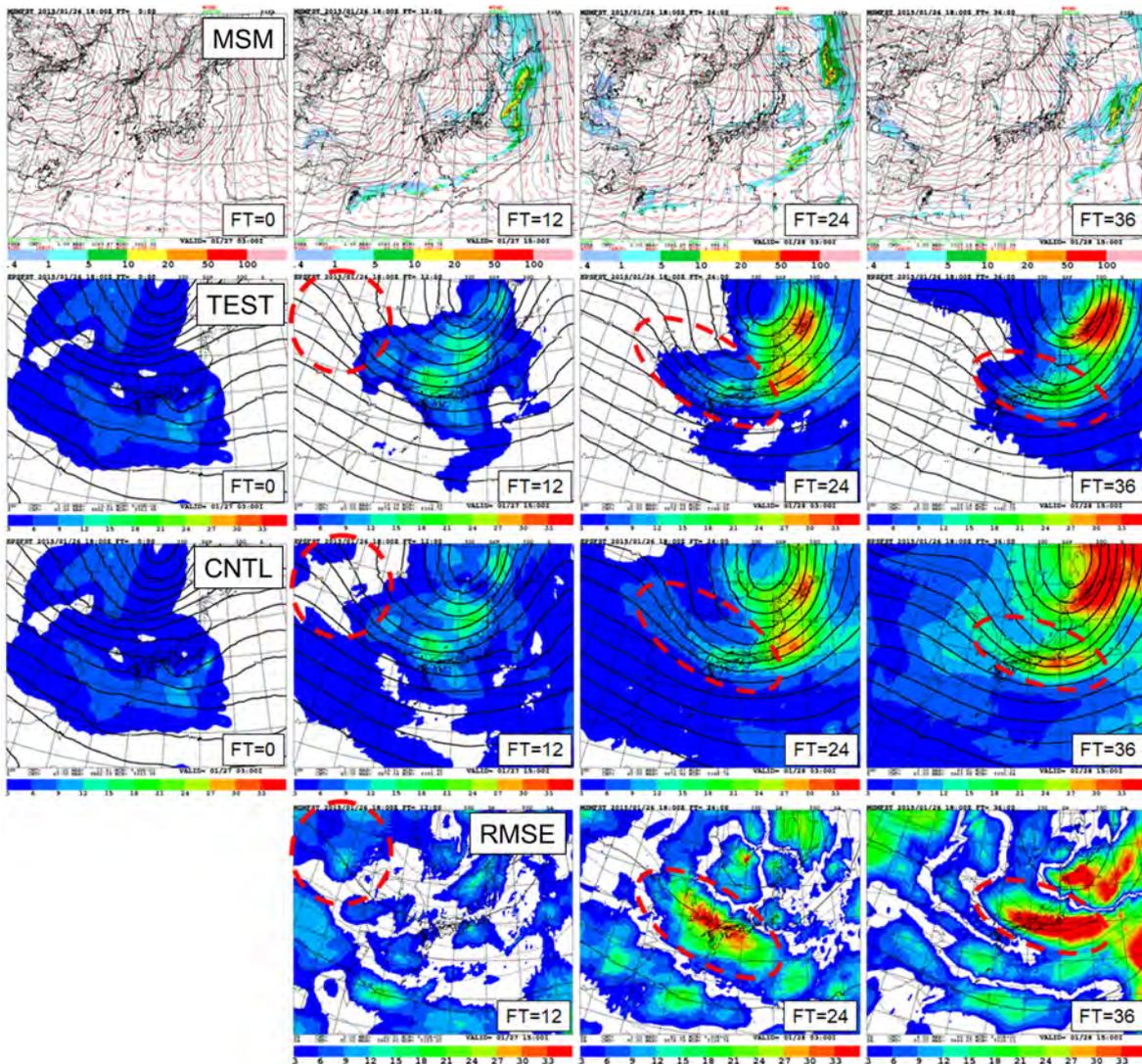


図 1.4.1 2015 年 1 月 26 日 18UTC を初期時刻とする予測結果。上段から、MSM による海面更正気圧（実線、単位：hPa）と 3 時間降水量（塗り分け、単位：mm/3h）及び地上風（矢羽）、MEPS（側面境界摂動無し）からの Z500 のアンサンブル平均（実線）及びスプレッド（塗り分け、単位：gpm）、同 MEPS（側面境界摂動有り）、MSM による Z500 の解析値に対する RMSE（塗り分け）及び解析値（実線）を示す。

#### (1) 空間分解能の違い

領域 EPS では、より広い領域（通常は全球）を対象とするアンサンブル予報システム（以下、親 EPS）のメンバー予測値から複数の側面境界値を計算する場合が多い。親 EPS は領域 EPS に比べ一般に空間分解能が低く、予測値の出力時刻も限られるため、側面境界値の作成には親 EPS の予測値を時間及び空間内挿する必要がある。

空間分解能の差が大きい場合、親 EPS 予測値を基にして、親 EPS より分解能の高いモデルを用いて領域 EPS の初期値及び境界値を計算する場合もある<sup>4</sup>。ドイツ気象局では、海外センターの全球決定論予測値を利用して、水平格子間隔 7 km の領域モデルによる

<sup>4</sup> ただし、どの程度の解像度差が予測精度に影響を与え得るかは明らかではなく、利用可能な親モデル予測値及び計算機資源を考慮した手法を検討する必要がある。

アンサンブル予報を行って、水平格子間隔 2.8 km の領域 EPS 用の初期値及び側面境界値を作成している (Peralta et al. 2012)。

一方、モデルの水平格子間隔が予報領域内で変更可能な場合、親 EPS と領域 EPS 間の空間分解能の差を緩和できる。フランス気象局では、全球 EPS の水平格子間隔が領域によって可変であり、フランスから遠い南米付近では格子間隔が 89 km と粗いが、領域 EPS を実行するフランス上空では 15.5 km と細くなっている (Descamps et al. 2015)。このため側面境界では、領域 EPS の水平格子間隔 2.5 km に近い空間分解能の大気の情報を与えている (Bouttier et al. 2015)。英国気象局では、領域モデルの水平格子間隔が可変であり、領域端で 4 km、領域内部にかけて徐々に分解能が高くなり最高 2.2 km となる。このため、33 km の全球 EPS 予測値から作成される側面境界値の情報が、領域内部

表 1.4.1 各国の領域 EPS 及びその側面境界値を与える親 EPS あるいは親モデルの空間分解能の比較

	領域 EPS	親 EPS あるいは親モデル (詳細は本文参照)
日本	5 km	約 20 km (親モデル) + 約 120 km (親 EPS)
ドイツ	2.8 km	7 km (親 EPS、親モデルはより粗い)
フランス	2.5 km	15.5 km - 89 km (親 EPS、可変)
英国	2.2 km - 4 km (可変)	33 km (親 EPS)

に伝わる間に徐々に分解能の高い情報が含まれていく (Tennant 2015)。

MEPS では、週間アンサンブル予報システム (週間 EPS ; 第 2.2 節参照) の気圧面出力値 (水平分解能およそ 120 km) が利用可能である。したがって、この予測値から摂動を計算し、水平分解能およそ 20 km の GSM 予測値に与えることで複数の側面境界値を作成している。摂動の空間分解能はかなり粗いが、これをより分解能の高いモデルによって再計算することは行っていない。したがって、GSM 予測値にスケールの大きな摂動を加えることで、GSM が予測したスケールの大きな現象に対する不確実性の情報を考慮している。なお、気象庁および上記で述べた海外センターの空間分解能は表 1.4.1 にまとめた通りである。

## (2) 初期場との連続性

領域モデルにおいて、初期値及び側面境界値ともに親モデルから作成する場合、両者は同一のモデルによる予測結果から作成されるため、初期値及び側面境界値の間の大気の状態には一貫性がある。一方、多くの海外センターにおける領域モデルの初期値は、境界値を与える全球モデルとは独立な解析によって作成される。この場合、親モデル予測値を基にする側面境界値と初期値との間の大気の状態が必ずしも滑らかに接続しているとは限らない<sup>5</sup>。このため、側面境界値と領域モデル内部の大気を滑らかに接続することが必要であり、MSM では境界緩和法 (レイリーダンピング: 斉藤 2003; 原 2008) により、予報領域端の状態を側面境界値に徐々に近づけている。

領域 EPS では、各メンバー用の初期値及び側面境界値を親 EPS からそのままダウンスケールする海外センターもあり、この場合前述のように側面境界付近における大気の流れには一貫性がある。しかし初期摂動については、親 EPS からダウンスケールするより領域モデルに基づいてスケールの小さい情報を含む摂動を用いたほうが、アンサンブル予測精度が向上することが示されている (第 4.3 節参照)。この場合、摂動を与えない初期値と側面境界値による予測と比べ、側面境界

<sup>5</sup> 大気が滑らかに接続せず不連続が生じる場合、領域モデルによってこの不連続を解消するような流れが生じる。この際、現実大気には存在しない波動が生じる。またこの不連続によって、予報領域内部から伝わる波動が反射を起こす。これらはいずれも予報に悪影響を与える。

付近での大気の状態のギャップは大きくなり得る<sup>6</sup>。

このような例を、Caron (2013) では英国気象局の領域 EPS を用いて示している。Caron (2013) は水平格子間隔 1.5 km の英国周辺を対象とする領域において、アンサンブル変換カルマンフィルタ (ETKF: Ensemble Transform Kalman Filter) によるアンサンブルデータ同化システムによる実験を行った。このシステムでは、各メンバーの初期値は ETKF によりアップデートする一方で、側面境界値には低分解能の領域 EPS による予測値を用いている。したがって、初期摂動と側面境界摂動の間に関連が無い。このため、メンバー予報の開始 1 分で領域境界付近に大きな地上気圧摂動がみられ、この摂動が音速で伝播する様子が示されている。これに起因して、初期時刻から 1 時間後のアンサンブル予測結果において偽の地上気圧スプレッドが見られた。この問題を解決するために、側面境界値を与える親 EPS による摂動を初期摂動に合成することで、両摂動間の整合を取っている。具体的には、ETKF による摂動のアップデートを親 EPS では表現できない短波長成分に限定する一方、親 EPS の摂動から ETKF で除いた長波長成分のみを抽出し、両者を波数空間で合成して初期摂動を計算する。この手法によって、側面境界における不連続が軽減され、偽の地上気圧スプレッドも改善されている<sup>7</sup>。

MEPS では、初期摂動には予報領域を対象とする特異ベクトル法、側面境界摂動は週間 EPS 予測値から摂動を作成しており (第 4.3 節参照)、側面境界付近において初期摂動による全球特異ベクトル成分と側面境界摂動との間で相関がない。これまでの実験を通して、Caron (2013) のような大きな偽のスプレッドは生じていないが<sup>8</sup>、改善するための開発を検討しているところである。

<sup>6</sup> また、各メンバーの予報を決定論予報とは異なる別なシナリオと見なす場合、側面境界値の流入によりコントロール予報と比較した予報の傾向が急に変わり、予報としての一貫性を欠くことにもつながる (第 4.3 節参照)。

<sup>7</sup> しかし、この手法は英国気象局では現業化されておらず、初期摂動は全球 EPS からダウンスケールしている (Tennant 2015)。なお、オーストリア気象局の領域 EPS ではこの手法を現業化している (Wang et al. 2011, 2014)。

<sup>8</sup> この理由として、MEPS では Caron (2013) のシステムと異なり、気圧に摂動を与えていない、境界緩和法と緩和領域の大きさが異なることなどが考えられる。

### (3) その他

これまでに述べた点以外に、親 EPS の予測値から側面境界値を作成する場合、親 EPS のアンサンプルメンバーの中からどのメンバーを選択するかという問題がある。一般に、親 EPS は領域 EPS と比較して時空間スケールの大きい現象を対象とするため、予報モデルの空間分解能が低い。このため、単一の予報に必要な計算機資源が少なく、領域 EPS と比べてアンサンプルメンバー数が多い。したがって、領域 EPS の側面境界値として採用するメンバーには任意性がある。ランダムに選択することが最も簡便であるが、領域 EPS の予報領域において最も良いばらつきを与えるメンバーを親 EPS から選択することが理想である。Nuissier et al. (2012) は親 EPS のアンサンプルメンバー予測値に対してクラスター解析を行ない、各クラスターを代表するメンバーを選択することで、ランダムな選択の場合と比較して予測精度が向上することを報告している。また、クラスター解析を行う際の要素には任意性があり、大気中層の気象要素を用いるより降水現象に関わる上層の場と下層の水蒸気フラックスを用いたほうが予測精度が向上するとのことである。

MEPS では、週間 EPS のアンサンプルメンバーのうち正摂動を与えた 13 メンバーにおいて、日本付近でのトータルエネルギーを MEPS の予報期間内で積算し、その値が大きい上位 5 メンバーを選択している。これにより、MEPS の予報期間でより日本付近でばらつきを持つ週間 EPS のメンバーを採用している。

また、週間 EPS の初期時刻が GSM の初期時刻より過去となる場合がある。例えば、12UTC の MEPS 予報を行う場合、側面境界値に用いる GSM 予測値の初期時刻は 06UTC であり、利用可能な週間 EPS 予測値の初期時刻は 00UTC となる。この場合、週間 EPS 予測値は GSM より 6 時間長く予報を行っており、この時間分だけばらつきが大きくなっている。したがって、GSM の予報時間に合わせるように週間 EPS からの摂動の振幅を調整してから側面境界値に与えている（第 4.3 節参照）。

#### 1.4.4 まとめ

本節では、側面境界値の不確実性を考慮することの必要性を述べるとともに、領域 EPS において複数の側面境界値を作成する際に留意すべき点を述べた。ここで述べた留意点はアンサンプル予報に加えて、今後の領域アンサンプルデータ同化による初期値作成を実用化する際にも生じ得るため、引き続き海外センターの情報を集めつつ開発を行う必要がある。

MEPS における側面境界摂動作成の大きな課題として、初期摂動と側面境界摂動に関連がないことが挙げられる。現在、全球特異ベクトルの成分を境界値摂動に含める一方、週間 EPS 予測値からの摂動を初期摂動に含める方法を検討している。また、週間 EPS から側

面境界摂動用のメンバーを選択する際にクラスター解析を行う方法についても検討の余地がある。これらについては別の機会に報告したい。

#### 参考文献

- Bouttier, F., L. Raynaud, O. Nuissier, and B. Ménétrier, 2015: Sensitivity of the AROME ensemble to initial and surface perturbations during HyMeX. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, DOI:10.1002/qj.2622.
- Caron, J., 2013: Mismatching perturbations at the lateral boundaries in limited-area ensemble forecasting: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 356–374.
- Descamps, L., C. Labadie, A. Joly, E. Bazile, P. Arbogast, and P. Cébron, 2015: PEARP, the Météo-France short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 1671–1685.
- 原旅人, 2008: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 18–26.
- Nuissier, O., B. Joly, B. Vié, and V. Ducrocq, 2012: Uncertainty on lateral boundary conditions in a convection-permitting ensemble: A strategy of selection for Mediterranean heavy precipitation events. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 2993–3011.
- Peralta, C., Z. B. Bouallègue, S. E. Theis, C. Gebhardt, and M. Buchhold, 2012: Accounting for initial condition uncertainties in COSMO-DE-EPS. *J. Geophys. Res.*, **117**, D07108, doi: 10.1029/2011JD016581.
- 齊藤和雄, 2003: 水蒸気への境界緩和の導入. 数値予報課報告・別冊第 49 号, 気象庁予報部, 91–92.
- Saito, K., H. Seko, M. Kunii, and T. Miyoshi, 2012: Effect of lateral boundary perturbation on the breeding method and the local ensemble transform Kalman filter for mesoscale ensemble prediction. *Tellus A*, **64**, DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.11594.
- Tennant, W., 2015: Improving initial condition perturbations for MOGREPS-UK. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 2324–2336.
- Wang, Y., M. Bellus, C. Wittmann, and co-authors, 2011: The central European limited-area ensemble forecasting system: ALADIN-LAEF. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 483–502.
- Wang, Y., M. Bellus, J. Geleyn, and co-authors, 2014: A new method for generating initial condition perturbations in a regional ensemble prediction system: Blending. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2043–2059.

## 第2章 中期予報のための現業アンサンブル予報システムと顕著現象予測

### 2.1 中期アンサンブル予報システムとその動向<sup>1</sup>

気象庁をはじめ、世界の数値予報センターの多くが中期予報<sup>2</sup>を対象とするアンサンブル予報システム(中期 EPS; EPS は Ensemble Prediction System の英略語)を現業運用している。アンサンブル予報に基づく確率情報は年々精度が向上しており、その活用も盛んになってきている。また、第 1.1 節で述べたとおり、ここ 10 年間は顕著現象の 1 日~2 週間先の予測精度向上の促進を目的とした国際研究プログラム「観測システム研究・予測可能性実験 (THORPEX)」も実施され、大雨のような社会的に大きな影響を与える大気現象の予測可能性研究も活発に行われている。

本節では、まず世界における中期 EPS の変遷をここ 10 年間に着目して述べる。その後、中期 EPS の変遷の中で注目すべき動向を取り上げる。最後に、近年の中期 EPS の予測成績を示す。なお、気象庁の週間 EPS と台風 EPS の性能や顕著現象予測の成績については、次節以降を参照していただきたい。また、今後の気象庁の中期 EPS の計画と開発については、第 3 章で報告する。

#### 2.1.1 システムの変遷

世界で最初に実用化された EPS は、1992 年に欧州中期予報センター (ECMWF) と米国環境予測センター (NCEP) によりほぼ同時に運用が開始された中期 EPS である。実用化が中期予報の分野から始まった理由を、高野 (2002) は「1) 予報対象とする総観規模擾乱の予報に対して予測可能性が問題になる予報時間であること、2) 総観規模やそれ以上のスケールを対象とするモデルの完成度が上がり、完全モデルの仮定が近似的にでも使えること、3) 数値予報の誤差に見合った一定の大きさの PDF [確率密度関数 (probability density function) の英略語: 引用者注] の広がりをもたらす初期摂動作成法が開発されたこと、の 3 つが挙げられる。」と述べている。気象庁は、1996 年 3 月に世界に先駆けて延長予報<sup>3</sup>を対象とした EPS である「1 か月 EPS」の実用化に成功した後、2001 年 3 月に中期予報を対象とした「週間 EPS」の現業運用を開始した。

竹内 (2006) は世界の中期 EPS の一覧を示し、2006 年 2 月現在における気象庁を含む 9 つの数値予報センターが中期 EPS の現業運用を行っていることを報告した。その中で、それら中期 EPS の概要は以下の通りまとめられている。

<sup>1</sup> 経田 正幸

<sup>2</sup> 中期予報とは、3 日を越えて 10 日先までを対象期間とする予報のこと。巻末付録 B 参照。

<sup>3</sup> 延長予報とは、10 日を越えて 30 日先までを対象期間とする予報のこと。巻末付録 B 参照。

- (a) 予報モデルの水平格子間隔は、T106 (約 120 km) ~ TL399 (約 50 km)
- (b) 予報期間は、5 センターが 8~10 日、4 センターが第 2 週まで (15~16 日)
- (c) メンバー数は、ECMWF が 1 回当たり 51 (1 日 2 回運用のため 1 日あたりは 102) と飛びぬけて多い (多くは 1 日あたり 20~40 程度)
- (d) 大気の初期摂動の求め方である初期値アンサンブル (第 1.2 節) はセンター毎に異なり、成長モード育成 (BGM: Breeding of Growing Modes) 法は 4 センター、特異ベクトル (SV: Singular Vector) 法は 3 センター
- (e) モデルの不完全性を考慮するモデルアンサンブルは 2 センターのみが採用 (ECMWF の確率的物理過程強制法、カナダ気象センター (CMC) の集合モデル法)

なお、その時点での気象庁の週間 EPS の仕様は、(a) T106、(b) 9 日、(c) 25、(d) BGM 法、(e) なし、であった。

現在、気象庁を含む多くの数値予報センターが中期 EPS を現業運用している。最近の世界の中期 EPS の仕様は表 2.1.1 のとおりである。この一覧表は、2015 年 3 月に開催された数値実験作業部会 (WGNE)<sup>4</sup> の第 30 回会合資料<sup>5</sup> を基にまとめたものである。

気象庁及び世界の中期 EPS の現状は、竹内 (2006) と同様の分類でまとめると以下の通りである。

- (a) 予報モデルの水平格子間隔  
予報モデルの水平格子間隔の範囲は、T126 (約 100 km) ~ TL639 (約 32 km) である。その中で、気象庁の週間・台風 EPS は TL479 (約 40 km) と比較的高分解能なシステムといえる。また、ECMWF と NCEP のシステムは、予報時間に応じて水平格子間隔を変える手法を導入している。
- (b) 予報期間  
ほとんどのシステムが 10 日以上で、その内の約半数が 15、16 日と 2 週先までを対象期間とする。なお、気象庁の週間 EPS の予報期間は 11 日と長くはない。また、台風 EPS は台風の進路予測を対象としており、その予報期間は台風の平均寿命 (5.3

<sup>4</sup> WGNE (Working Group on Numerical Experimentation) は、様々な規模の大気現象の予測のための数値モデルを用いた実験に関わる研究開発を推進するために、世界気象機関大気科学委員会と世界気候研究計画合同科学委員会の合同で設けられた作業部会である。部会メンバーは主要な数値予報センター及び研究機関から選出されており、気象庁予報部数値予報課の職員が継続的に選ばれている。

<sup>5</sup> 会合のサイトのアドレスは <http://polar.ncep.noaa.gov/conferences/WGNE-30/>。当該資料は、サイトトップページの中の「Agenda & Presentations」の「Recent developments in Ensemble Prediction」に掲載されている。

表 2.1.1 中期予報を対象とするアンサンブル予報システムの一覧 (2015 年 12 月現在)。2015 年 3 月に開催された WGNE 第 30 回会合資料を基にし、気象庁については台風アンサンブル予報システムを加え、フランス気象局 (Météo-France) については予報期間が短い (初期時刻 06UTC は 3 日、初期時刻 18UTC は 4.5 日) ことから除いた。また、CMA, NCEP, UKMO についてはその後の更新情報<sup>6</sup>を反映するために変更した。

数値予報センター名	予報モデルの水平格子間隔と鉛直層数 <sup>a</sup>	予報期間 (+ は延長期間)	メンバー数	初期値アンサンブル <sup>b</sup>	モデルアンサンブル <sup>c</sup>	境界値アンサンブル	
BoM (オーストラリア気象局)	~60 kmL79	10 日	24	LETKF	RP	なし	
CMA (中国気象局)	TL639L60	15 日	15	BGM 法	SPPT	なし	
CMC (カナダ気象センター)	0.6 度 L40	16 日	21	EnKF	SKEB, SPPT	なし	
CPTEC (ブラジル天気予報気候研究センター)	T126L28	15 日	15	EOF	なし	なし	
ECMWF (欧州中期予報センター)	下段は延長分	TL639L91	10 日	51	SV 法+EDA	SKEB, SPPT	予報モデルは陸面・海洋モデル含む
		TL319L91	+5 日				
HMCR (ロシア水文気象センター)	T169L31	10 日	14	BGM 法	なし	不明	
JMA (気象庁)	週間 EPS	TL479L60	11 日	27	SV 法	SPPT	なし
	台風 EPS		5.5 日				
KMA (韓国気象局)	~40 kmL70	12 日	24	LETKF	RP, SKEB	SST 摂動あり	
NCEP (米国環境予測センター)	下段は延長分	TL574L64	8 日	21	EnKF	STTP	なし
		TL382L64	+8 日				
NRL (米国海軍研究所)	T239L50	16 日	20	Local ET	なし	なし	
UKMO (英国気象局)	33 kmL70	7 日	12	LETKF	RP, SKEB	SST 摂動あり	

<sup>a</sup> 予報モデルの分解能の表記法は巻末付録 B を参照。

<sup>b</sup> 初期値アンサンブルの各手法 (LETKF, BGM 法, EnKF, EDA, SV 法) の詳細は第 1.2.2 項を、CPTEC の導入する EOF (Empirical Orthogonal Function) は Mendonça and Bonatti (2009)、NRL の導入する Local ET (Ensemble Transform) は McLay et al. (2010) を参照。なお、ECMWF のシステムは大気に加え地表面の初期摂動を含む。

<sup>c</sup> モデルアンサンブル手法であるランダムパラメータ法 (RP: Random Parameter scheme)、確率的物理過程強制法 (SPPT: Stochastically Perturbed Physics Tendencies scheme)、確率的運動エネルギー後方散乱法 (SKEB: Stochastic Kinetic Energy Backscatter scheme) の解説は米原 (2009) を、全時間変化率の確率的摂動法 (STTP: Stochastic Total Tendency Perturbation scheme) については Hou et al. (2008) を参照。

日) より若干長い 5.5 日であるが、中期予報としては短い。

(c) メンバー数

気象庁の週間・台風 EPS を含め、ほとんどのシステムは 12~27 とする中、ECMWF のシステムは 51 と他と比べて突出して多い。

(d) 初期値アンサンブル

システム毎に異なる。SV やブレッドベクトル (BV: Bred Vector)<sup>7</sup> といった成長モードを用いるシステ

ムに加え、アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF: Ensemble Kalman Filter) といった解析誤差に基づくばらつきを用いるシステム、さらに両者を採用するシステムと多様である。

(e) モデルアンサンブル

気象庁の週間・台風 EPS を含め、多くのシステムが採用している。システムの中には 2 手法を併用するものもある。

ここ 10 年間の変遷に注目すると、中期 EPS の予報モデルの高解像度化やモデルアンサンブル手法の導入、予報期間の延長が進められてきたことがわかる。また、システム間の比較からは、ECMWF のシステムが (a)~(c) のいずれの点でも最高ランクで、予報モデルに海洋との結合モデルを導入していることがわかる。このことは、ECMWF が EPS の運用とその開発に最も多くの

<sup>6</sup> NCEP の更新情報の掲載アドレス: <http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/changes/> と、TIGGE サイト内に設けられている、UKMO と CMA の更新情報の掲載アドレス: <https://software.ecmwf.int/wiki/display/TIGGE/Models>。

<sup>7</sup> BGM 法によって求まる成長モードのこと。

計算機資源を割いていることも意味している。

## 2.1.2 システムの運用形態と仕様の動向

第 2.1.1 項では、ここ 10 年の間に中期 EPS が強化されたことを述べた。中でも、近年実用化の著しい手法として、アンサンブルに基づいたデータ同化手法と、それによって求まる解析誤差に応じた初期摂動を定める手法が挙げられる。さらに、大気下層のばらつきを得るためとして、海面水温 (SST: Sea Surface Temperature) といった境界条件に摂動を与える手法も登場している。本項では、中期 EPS の変遷と最近の運用の中で、注目すべき動向を項目立てして取り上げ、数値予報センターでの主な活動状況を述べる。

### (1) 運用形態

気象庁は週間・台風 EPS の 2 つの中期 EPS を運用している。ただし、気象庁の他に、台風 EPS のように特定の気象の予測のために別の中期 EPS を運用する数値予報センターはない。

ほとんどのセンターは中期 EPS の予報期間を 10 日以上としている。中には、中期予報と延長予報を一体的に支援するシステムとして運用しているセンターもある。例えば、ECMWF のシステムは 2008 年に延長予報システムと統合され (Vitart et al. 2008)、月・木曜日の 00UTC を初期時刻とする予測の予報期間を 15 日から 46 日 (2015 年 5 月に延長した。それ以前は 32 日。) に変えることで延長予報の支援という目的も果たしている<sup>8</sup>。Vitart et al. (2008) は、この統合の効果のひとつに、中期予報と延長予報で再予報結果の共有 (中期予報用としてはコントロールランのみの仕様から摂動ランを含むものへの拡充となる) が実現できた点を挙げている。また、CMC のシステムは 2013 年 12 月に木曜日の 00UTC を初期時刻とする予測の予報期間を 32 日と長くする変更が加わり、延長予報を支援している<sup>9</sup>。

### (2) 顕著現象予測

計算機の処理能力の向上に合わせて、予報モデルの高解像度化と予報期間の延長が進められた。こうしたシステムの高度化は、THORPEX の下での顕著現象の予測可能性研究の推進と共に各国の予報業務の拡充につながっている。

気象庁は、2009 年 4 月に予報円形式の確率情報として発表している台風の進路予報を 5 日先まで延長したが、その 4 日先、5 日先の予報円の大きさは台風アンサンブル予報のばらつきを基に決めている (岸本 2009b,a)。また、気象庁では、交通政策審議会気象分科会 (2015)

<sup>8</sup> <http://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/extended-range/ecmwf-monthly-forecasting-system/>

<sup>9</sup> [http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/CMOI/product\\_guide/docs/changes.e.html#20131127\\_geps\\_3.1.0](http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/CMOI/product_guide/docs/changes.e.html#20131127_geps_3.1.0)

にある課題 5「台風等を想定した、タイムライン (時系列の防災行動計画) による防災対応支援のための、数日先までの警報級の現象になる可能性の提供」に応えるため、アンサンブル予報の結果を用いたガイダンスの開発を進めている。

海外の例として、英国気象局 (UKMO) では、雨・風・雪・霧・凍結に関する 5 日先までのリスク (発生確率 × 影響度合) 情報を英国荒天警報 (National Severe Weather Warnings) として発表しており、この発生確率はアンサンブル予報に基づいた値としている<sup>10</sup>。NCEP では、Hazards Outlook としてアンサンブル予報に基づく 2 週先までの確率情報を発表している<sup>11</sup>。

### (3) 海面水温摂動

一部の数値予報センターは、大気にとって下部境界となる海面状態の不確実性を考慮する EPS を運用している。その中でも、ECMWF のシステムは、中期 EPS の予報モデルとして海洋との結合モデルを導入している唯一のシステムである。その海洋モデルは、水平解像度 1 度・鉛直 42 層の NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean)<sup>12</sup> であり、風による海洋混合が SST の低下をもたらして海洋の熱量を変化させるといった作用とそのばらつきを考慮できるシステムとなっている。

一方、ECMWF の EPS を除く全てのシステムの予報モデルは全球大気モデルであり、予報期間中の SST は大気との相互作用を仮定しない下部境界条件として与えられる。そのうち、UKMO のシステムは与える SST に過去の統計量に基づいた SST の摂動を加え、大気下層のばらつきを得ている (Tennant and Beare 2014。詳細は第 3.4.2 項を参照)。

### (4) 解析システム・領域アンサンブルとの関係

いくつかの数値予報センターは、中期 EPS と解析システムとの関係を双方向型として強めている。ECMWF のデータ同化アンサンブル (EDA: Ensemble of Data Assimilations) や UKMO の局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF: Local Ensemble Transform Kalman Filter)、CMC の EnKF など、アンサンブルに基づいたデータ同化手法によって解析誤差に応じた初期摂動を導入するシステムが増えている。そして、同じ手法で求まるばらつきを解析システムにおける流れ依存の背景誤差情報としても利用している (例えば、ECMWF の EDA は Bonavita et al. 2012, UKMO の LETKF は Clayton et al. 2013 など)。

また、多くの数値予報センターは、短期予報<sup>13</sup> もし

<sup>10</sup> <http://www.metoffice.gov.uk/research/news/weather-warnings>

<sup>11</sup> <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/predictions/threats/threats.ie.php>

<sup>12</sup> <http://www.nemo-ocean.eu/>

<sup>13</sup> 短期予報とは、12 時間を越えて 72 時間先までを対象期間とする予測のこと。巻末付録 B 参照。

くは中期予報はじめまでを予報期間とする、領域モデルを用いる EPS (以後、領域 EPS と記述) を開発・運用している (詳細は第 4.2 節を参照)。中期 EPS の摂動や予測結果はそれら領域 EPS の初期値や境界値に利用されており、近年の中期 EPS の重要な目的の 1 つに領域 EPS の支援もある。利用例としては、UKMO が運用する、高分解能なアンサンブルを生成するシステム (呼称は MOGREPS-UK で、その仕様は (a) 2.2 km、(b) 36 時間、(c) 12、(d) 中期 EPS である MOGREPS-G の摂動を流用、(e) SPPT) などがある。

#### (5) 国際協力

世界的には、複数のセンター間で同じ中期 EPS を用いるという枠組みがある。UKMO の開発するシステムは、韓国気象局 (KMA) で 2010 年 12 月から運用中、オーストラリア気象局 (BoM) でも運用を開始予定である。なお、こうした活動は EPS に限ったものではなく、KMA, BoM の決定論的予報システムでは UKMO のモデルを利用している。そして、熱帯気象や台風の前測といった各センターの開発の強みをシステムの向上に活かすこととしている<sup>14</sup>。

また、マルチセンターである点を活かす「北米アンサンブル予報システム (NAEFS: North American Ensemble Forecast System)<sup>15</sup>」も存在する。NAEFS は米国・カナダ・メキシコの各国気象局による国際共同プロジェクトで、米国とカナダの中期 EPS の複合結果の現業利用を目的に 2004 年 10 月に立ち上げられた。各センターが単独ではなく協力して精度の高い北米域の前測に取り組むのは、バイアス補正といった利活用技術を効率的に開発・運用する狙いもある。

#### (6) 予測可能性研究での活用

世界の中期 EPS の結果は 2006 年 10 月以降 THORPEX のサブプログラム「TIGGE (THORPEX Interactive Grand Global Ensemble)」(Swinbank et al. 2016) として集められ、現在も表 2.1.1 に挙げた多くのセンターの前測結果は研究・教育目的としてアーカイブセンターの運用する TIGGE サイトから取得可能である<sup>16</sup>。ただし、商用利用は許されておらず、データが利用可能となるのは初期時刻から 48 時間が経過した後である。

広く公開された最新の現業システムの予測結果により予測可能性研究や開発での活用<sup>17</sup>が進み、本報告

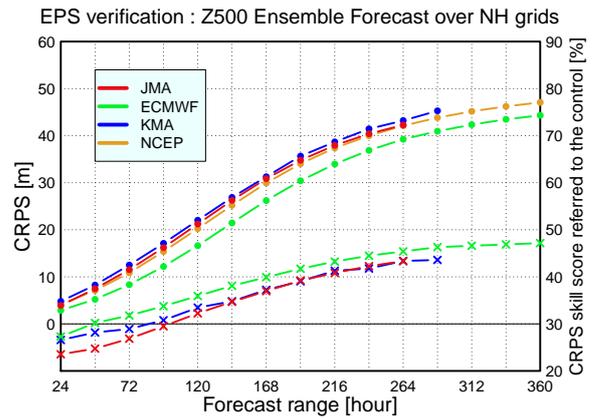


図 2.1.1 JMA, ECMWF, KMA, NCEP の中期アンサンブル予報の CRPS と CRPS スキルスコアの時間発展。対象は北半球域 (北緯 20 度以北) の 500 hPa 面高度、平均期間は 2014 年 9 月 ~ 2015 年 8 月の 12 か月である。横軸は予報時間を表し、補助目盛は 24 時間毎である。CRPS (左縦軸参照。単位は m)、x はコントロールランを基準値とする CRPS スキルスコア (右縦軸参照。単位は%) である。JMA は赤線、ECMWF は緑線、KMA は紫線、NCEP は橙線 (ただしスキルスコアはなし) である。なお、CRPS の解説については巻末付録 B を参照。

でもこの結果を第 1.2 節や第 2.5 節、第 3.2 節で用いている。TIGGE データの開発成果や検証結果を定期的に掲載・更新するサイトとして広く知られているものに、筑波大学のインターネットサイト内に設けられた「TIGGE 博物館<sup>18</sup>」がある。ここに掲載されている顕著現象予測資料 (Matsueda and Nakazawa 2015) は世界気象機関の荒天予報実証プロジェクト (SWFDP: Severe Weather Forecast Demonstration Project)<sup>19</sup> の下で利用されている。また、検証資料は現業気象機関や各種国際プロジェクトにて活用されている。

#### 2.1.3 中期アンサンブル予報の成績

第 2.1.2 項では、中期 EPS の高度化が顕著現象の前測可能性研究の推進と共に各国の前報業務の拡充にもつながっていることを述べた。本項では、近年の中期 EPS の性能を述べることにする。

中期アンサンブル予報の成績を、アンサンブル予報特有の確率的な前測の誤差を測る CRPS (決定論的前測での平均絶対誤差に相当し、完全前報の場合に最小値 0 をとる。詳しくは巻末付録 B を参照。) で確認する。ここでは、各数値予報センターから世界気象機関基礎システム委員会の下で活動する EPS 検証リードセンター<sup>20</sup> に報告された検証資料の内、CRPS を報告す

<sup>14</sup> <http://www.metoffice.gov.uk/barometer/features/2014-03/model-partners>

<sup>15</sup> [https://weather.gc.ca/ensemble/naefs/index\\_e.html](https://weather.gc.ca/ensemble/naefs/index_e.html)

<sup>16</sup> アーカイブセンターを務める ECMWF のサイトのアドレスは <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/tigge/>。なお、表 2.1.1 にあるセンターの内、HMCR と NRL は TIGGE 不参加のため結果は取得できず、BoM の結果は 2010 年 7 月 20 日分まで (当時のシステムのもの) を取得できる。

<sup>17</sup> TIGGE データを用いた論文一覧は TIGGE サイト内のページ (<https://software.ecmwf.int/wiki/display/TIGGE/Research+articles>) を参照。

<sup>18</sup> <http://gpvjma.ccs.hpc.jp/TIGGE/>

<sup>19</sup> <http://www.wmo.int/pages/prog/www/swfdp/>

<sup>20</sup> 中期アンサンブル予報の検証資料の交換推進のために設けられたセンターである。気象庁は本業務を務めており、各数値予報センターの報告とそれらの可視化結果を同センターのサイト (<http://epsv.kishou.go.jp/EPsv/>) に掲載している。

る主要 4 センター（気象庁 (JMA), ECMWF, KMA, NCEP）の値を示す。なお、JMA の結果は週間 EPS の検証結果である。

図 2.1.1 は、北半球域の 500 hPa 面高度場を検証対象とする CRPS および CRPS スキルスコア（基準値はコントロールランの CRPS）である。各センターの CRPS（ ）を見ると、ECMWF が他のセンターより大幅に小さいことが目立つ。ECMWF と他センターの CRPS の差を同じ予報誤差の大きさに達する予報時間の長さで測ると、8 日先 (FT=192) 程度までは 1 日分程度、それ以降では 2 日分程度まで広がる。アンサンブル手法による改善率を示す CRPS スキルスコア（×）を見ると、予報期間を通して 20%以上を示し、予報期間後半で 40%以上と高い。センター間比較をすると、中期予報の範囲では ECMWF の改善率が最も高く、また JMA, KMA との差が数%と大きい。短期予報の範囲では JMA の改善率が最も低い。第 1.2 節で示されているとおり、予報初期のばらつきはセンター間で大きく異なっているものの、ECMWF と KMA は共に解析誤差に応じた初期摂動を定める手法を導入しており、この効果が短期予報の範囲の高い改善率に現れていると考えられる。

#### 参考文献

- Bonavita, M., L. Isaksen, and E. Hólm, 2012: On the use of EDA background error variances in the ECMWF 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 1540–1559.
- Clayton, A. M., A. C. Lorenc, and D. M. Barker, 2013: Operational implementation of a hybrid ensemble/4D-Var global data assimilation system at the Met Office. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 1445–1461.
- Hou, D., Z. Toth, Y. Zhu, and W. Yang, 2008: Impact of a stochastic perturbation scheme on NCEP global ensemble forecast system. *Preprints, 19th Conf. on Probability and Statistics, New Orleans, LA, Amer.Meteor.Soc.*, 1.1, URL <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/134165.pdf>.
- 岸本賢司, 2009a: 台風 5 日進路予報. 平成 20 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 103–112.
- 岸本賢司, 2009b: 5 日先までの台風進路予報の発表開始について. *天気*, **56**, 565–569.
- 交通政策審議会気象分科会（編）, 2015: 「新たなステージ」に対応した防災気象情報と観測・予測技術のあり方（提言）. 国土交通省, 41 p., URL [http://www.mlit.go.jp/policy/shingikai/kishou00\\_sg\\_000058.html](http://www.mlit.go.jp/policy/shingikai/kishou00_sg_000058.html).
- Matsueda, M. and T. Nakazawa, 2015: Early warning products for severe weather events derived from operational medium-range ensemble forecasts. *Meteorol. Appl.*, **22**, 213–222.
- McLay, J., C. H. Bishop, and C. A. Reynolds, 2010: A local formulation of the ensemble transform (ET) analysis perturbation scheme. *Wea. Forecasting*, **25**, 985–993.
- Mendonça, A. M. and J. P. Bonatti, 2009: Experiments with EOF-based perturbation methods and their impact on the CPTEC/INPE ensemble prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1438–1459.
- Swinbank, R., M. Kyouda, P. Buchanan, L. Froude, T. Hamill, T. Hewson, J. Keller, M. Matsueda, J. Methven, F. Pappenberger, M. Scheuerer, H. Tittley, L. Wilson, and M. Yamaguchi, 2016: The TIGGE Project and its achievements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in press.
- 高野清治, 2002: 各国におけるアンサンブル予報の現状と将来. 気象研究ノート, **201**, 105–120.
- 竹内義明, 2006: 海外の現業全球アンサンブル予報の動向. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 13–22.
- Tennant, W. and S. Beare, 2014: New schemes to perturb sea-surface temperature and soil moisture content in MOGREPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1150–1160.
- Vitart, F., R. Buizza, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, J.-R. Bidlot, A. Bonet, M. Fuentes, A. Hofstadler, F. Molteni, and T. N. Palmer, 2008: The new VarEPS-monthly forecasting system: A first step towards seamless prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1789–1799.
- 米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 126–137.

## 2.2 週間アンサンブル予報システム<sup>1</sup>

### 2.2.1 運用の目的

数値予報モデルの予測の誤差の成長率は予測される大気の状態に応じて異なっている。特に週間天気予報で予報対象とする時間スケールでは、予測の値を左右するほど日々大きく変動し、ときには数値予報モデルの予測の誤差が気候値予報の誤差を上回り、その予測が有効でなくなることもある。週間天気予報作業において数値予報資料を有効に利用するためには、その予測の不確実性がどの程度か、予測の有効性はどうかを評価することが重要である。決定論的な予測ではその不確実性を定量的に評価することは難しいが、アンサンブル予報ではスプレッドの大きさから数値予報モデルの予測の不確実性を定量的に見積もることが可能である<sup>2</sup>。また、アンサンブル平均は個々のメンバーの予測のランダムな誤差を打ち消しあうため、統計的には個々のメンバーよりも予測精度は高くなる(高野 2002)。このようにアンサンブル予報から得られる情報は、週間天気予報において有益な情報となり得る。

気象庁では 2001 年 3 月から週間アンサンブル予報システム(以下、週間 EPS: Ensemble Prediction System)の運用を開始し、各メンバーの予測結果から計算されるアンサンブル平均やスプレッド、確率情報を週間天気予報作業の支援資料として利用している。例えば、アンサンブル平均やスプレッドは予報作業の支援資料として、総観規模の現象の変化やその予測の不確実性を把握するために利用されている(林・川上 2006; 村 2011)。スプレッドや確率情報は週間天気予報の日別信頼度を発表する際の指標としている信頼度ガイドンスに利用されている(川上ほか 2007)。

### 2.2.2 仕様の変遷

数値予報課では、週間天気予報の支援資料の精度向上を目指して週間 EPS を改良してきた。表 2.2.1 にこれまでの週間 EPS の仕様の変遷を示す。個々のメンバーの予測精度向上のために全球モデル(GSM: Global Spectral Model)の改良の成果を取り込むだけでなく、確率情報の精度向上のための初期摂動作成手法の改良、モデルアンサンブル手法の導入、メンバー数の変更を行ってきた。また、初期値の更新に伴う数値予報資料の変化をいち早く捉えられるように、2014 年 2 月に高頻度化も行った。週間 EPS の予測に用いる初期値には全球解析値を波数切断して用いていることから、全球解析の改良の成果も週間 EPS の精度には反映されている。

### 2.2.3 予測の精度の変遷

週間 EPS の更新の際には、更新前後の仕様の実験結果を比較して、アンサンブル平均や確率予測精度の改善状況や、スプレッドの大きさの妥当性を事前に確認してきた<sup>3</sup>。本項では、週間 EPS の過去 10 年程度の検証結果から週間 EPS の改良の歴史を振り返るとともに、更新によって狙った改良の効果が実際に得られたかを確認する。検証指標として、アンサンブル平均の予測精度を示す平方根平均二乗誤差(RMSE: Root Mean Square Error)と、確率予測精度を示す指標である CRPS(Continuous Ranked Probability Score)に着目する。CRPS は決定論的な予測の平均絶対誤差に相当する量で、0 に近いほど予測精度が高いことを示す確率予測の統計検証の指標の 1 つである(巻末付録 B を参照)。また、アンサンブル平均の誤差に対してスプレッドの大きさが妥当であるかを見る指標  $R$  が、以下のように示されている<sup>4</sup>。

$$R = \frac{M+1}{M-1} \frac{\langle S^2 \rangle}{\langle E_M^2 \rangle} \quad (2.2.1)$$

$M$  はメンバー数、 $S$  はスプレッド、 $E_M$  はアンサンブル平均の RMSE、 $\langle \rangle$  は多数事例の平均値であることを示す。 $R$  は理想的なアンサンブル予報では 1 になる量で、1 よりも大きければスプレッドが大きいことを、1 よりも小さければスプレッドが小さいことを表している。本節で示す RMSE やスプレッド、CRPS は世界気象機関(WMO: World Meteorological Organization)の基礎システム委員会(CBS: Commission for Basic Systems)で定められた検証手法に基づき計算されたものである。それらの検証指標の値は CBS に参加している他の数値予報センターの標準検証結果とともに公開されている<sup>5</sup>。週間 EPS の検証結果と併せて、CBS に参加している数値予報センターのうち、主要な数値予報センターの検証結果も示す。また、週間 EPS のコントロールランの RMSE も示し、アンサンブル平均の RMSE と比べて小さくなっているか確認する。週間 EPS のコントロールランの RMSE との比較のために決定論的な高解像度モデルである GSM の RMSE も示す。GSM の改良の歴史や精度の経年変化についての詳細は金浜(2013)を参照いただきたい。

2003 年 1 月から 2015 年 11 月までの検証結果について、図 2.2.1 にアンサンブル平均の RMSE を、図 2.2.2 に(2.2.1)式で定義した  $R$  を、図 2.2.3 に CRPS をそれぞれ示す。各図に掲載した数値予報センターは、気

<sup>3</sup> 週間 EPS の現業化判断で重視する点については経田ほか(2013)を参照いただきたい。

<sup>4</sup>  $R$  の導出の詳細は高野(2002)を参照いただきたい。

<sup>5</sup> 各数値予報センターの中期アンサンブル予報の検証結果の収集・公開は気象庁が行っている。各センターから報告された標準検証結果とその可視化結果は以下の URL に掲載している。

<http://epsv.kishou.go.jp/EPSv/>

<sup>1</sup> 越智 健太

<sup>2</sup> 理想的なアンサンブル予報では、スプレッドはアンサンブル平均の平方根平均二乗誤差とほぼ同程度の大きさをもつことが示されている(高野 2002)。

表 2.2.1 週間 EPS の主な改良の時期と仕様の変遷。予報モデルのバージョンや水平分解能の表記については巻末付録 B を参照。初期摂動作成手法の BGM 法は成長モード育成法を、SV 法は特異ベクトル法を示す（詳細は第 1.2 節参照）。摂動対象領域の各記号は NH: 30°N~90°N, TR: 30°S~30°N, SH: 30°S~90°S, NH\*: 20°N~90°N, TR\*: 20°S~30°N, TR\*\*: 20°S~20°N を示す。

時期 (年月)	予報モデル			アンサンブル手法			予報期間	初期時刻
	バージョン	水平分解能	鉛直層数	メンバー数	初期摂動作成手法	モデルアンサンブル		
2001年 3月	GSM0103	T106	L40	25 ×1/日	BGM 法 (NH*)	なし	9日	12UTC
2002年 2月					BGM 法 (NH*+TR**)			
2003年 6月					GSM0305			
2005年 3月					GSM0407			
2006年 3月	GSM0603	TL159	L60	51 ×1/日	SV 法 (NH+TR*)	確率的物理過程強制法	11日	00, 12UTC
2007年 11月	GSM0711	TL319						
2009年 3月	GSM0808							
2010年 11月	GSM1009							
2011年 3月	GSM1304	TL479	L60	27 ×2/日	SV 法 (NH+TR+SH)	なし	11日	00, 12UTC
2013年 3月								
2014年 2月								

象庁 (JMA)、欧州中期予報センター (ECMWF)、米国環境予測センター (NCEP)、韓国気象局 (KMA) である。上段から北半球域 (20°N~90°N) の 500 hPa 高度場、熱帯域 (20°S~20°N) の 850 hPa 気温、南半球域 (20°S~90°S) の 500 hPa 高度場を検証対象とした各指標のうち、報告のあった期間の値のみ示している。ここで示す検証結果は金浜 (2013) と同様、FT=120 における値で、各指標を計算する際の参照値は各数値予報センターがそれぞれ用意した値を用いている<sup>6</sup>。

#### (1) 予報モデル・解析値の改良の効果

まず、図 2.2.1 に紫色線で示す週間 EPS のコントロールランの検証結果に着目する。北半球・南半球を見ると概ね RMSE は減少傾向にあることが分かる。この減少傾向は橙色線で示した GSM と同様の傾向であり、解析値の精度向上や予報モデルの改善によってもたらされたものと考えられる。北半球・南半球では、概ね GSM の方が週間 EPS のコントロールランよりも RMSE が小さい。

その減少傾向の中でも、2005 年半ば、2009 月初頭で南半球の RMSE の減少幅が大きい。2005 年半ばの減少は全球解析への 4 次元変分法の導入 (門脇 2005) と同時期であるため、週間 EPS の予測の初期値とする全球解析値の精度の向上によるものであると考えられる。2009 年初頭の減少は、同時期に全球解析に導入された静止気象衛星晴天輝度温度の利用及び変分法バイアス補正の改良 (石橋 2009) によるものであると考えられる。

一方、熱帯域に着目すると、2009 年付近からは週間 EPS のコントロールランと GSM の RMSE に大きな差は見られないものの、それ以前では週間 EPS のコン

トロールランの方が GSM よりも RMSE が小さい。表 2.2.1 に示した週間 EPS の予報モデルのバージョンを見ても、GSM の更新時期と 1 年以内のずれしかないため、予報モデルのバージョンの違いが原因ではないと考えられる。この差の明確な原因は分からないが、水平分解能の違いによる予報モデルの予測特性の違いが影響している可能性があると考えられる<sup>7</sup>。

#### (2) アンサンブル手法の改良の効果

次に、赤色実線・破線で示す週間 EPS のアンサンブル平均の RMSE の検証結果に着目する。図 2.2.1 の北半球を見ると、アンサンブル平均の RMSE はコントロールランの RMSE よりも小さくなっていることが分かる。その中でも、2011 年付近でアンサンブル平均の RMSE の減少幅が大きい。この変化には、2011 年 3 月に行った初期摂動の振幅調整 (山口 2011) が寄与していると考えられる。図 2.2.2 の  $R$  の月別値の時系列からは、2011 年 3 月以前は  $R$  は夏期で 1 より小さく、冬期は 1 より大きくなる傾向が見られ、その増減幅が大きいことが分かる。これは、2011 年 3 月以前は初期摂動の振幅を夏期で小さく、冬期で大きくする気候学的な季節変化を与えていたためである。Miyoshi et al. (2007) が示した解析誤差の季節変動は小さいという調査結果も踏まえて、2011 年 3 月の改良では夏期・冬期ともに  $R$  の値が 1 に近づくように、初期摂動の振幅に季節変化を与えず一定値で代表するようにした。その結果、2011 年 3 月以降は  $R$  は全季節を通じて概ね 1 に近づいている。山口 (2011) では、計算機資源に限りがあるため夏期・冬期それぞれ 1 か月の実験のみで影響評価を行っていたが、実際に期待した効果が全季節を

<sup>6</sup> 週間 EPS のコントロールラン・アンサンブル平均の RMSE、CRPS の計算に用いる実況値には初期値を用いている。GSM の RMSE の計算に用いる実況値は全球解析値である。

<sup>7</sup> 例えば、GSM1403 をベースとした予報モデルの水平分解能を TL959 から TL479 に変更した際に、TL479 の予測において上層の気温の正バイアスが TL959 よりも拡大する傾向が見られた。このようなバイアス特性の違いが影響した可能性があると考えられる。

通じて得られている。アンサンブル平均の RMSE の減少については、この検証結果のみからでは明確な原因は分からないが、摂動ランの予測の誤差の標準偏差が初期摂動の振幅を小さくすることで軽減したことが影響している可能性があると考えられる。また、同時期には図 2.2.3 に示す北半球域の CRPS の減少幅も大きく、確率予測精度も向上している。

図 2.2.1 の南半球に着目すると、北半球同様、2011 年 3 月付近でアンサンブル平均の RMSE の減少幅が大きい。この変化は 2011 年 3 月の初期摂動作成手法の改良と同時に行った、南半球域における初期摂動の導入(山口 2011)の効果が現れたものであると考えられる。本変更では、日本域に限らない全球的な予測精度の向上のため、南半球域も含めた全球域に初期摂動を与えるようにした<sup>8</sup>。この変更は、北半球域と同様、 $R$  が 1 に近づくこと、アンサンブル平均の RMSE がコントロールランの RMSE よりも小さくなることを期待したものである。図 2.2.2 の南半球の 2011 年 3 月付近に着目すると、実際に南半球に初期摂動を導入して以降、 $R$  は大きく増加して 1 に近づき、アンサンブル平均の RMSE はコントロールランの RMSE よりも小さくなった。図 2.2.3 に示す南半球域の CRPS も同時期を境に大きく減少しており、南半球における週間 EPS の予測精度が狙い通り向上している。

図 2.2.2 に示す熱帯域の  $R$  の変化に着目すると、2006 年 3 月付近、2007 年 11 月付近、2010 年 11 月付近で大きく変化していることが分かる。2006 年 3 月には、予報モデルの更新・高解像度化とメンバー数の増強(経田 2006)を行った。本変更ではコントロールラン・アンサンブル平均の RMSE は大きく減少している一方、メンバー数の増強によりスプレッドが増加した。その結果、スプレッドと RMSE の比である  $R$  は 1 よりも大きくなったと考えられる<sup>9</sup>。

2007 年 11 月には、予報モデルの更新・高解像度化と初期摂動作成手法の変更を行った(米原 2008)。初期摂動作成手法の変更前の成長モード育成(BGM: Breeding of Growing Modes)法では変更後の特異ベクトル(SV: Singular Vector)法に比べて摂動の成長率が小さいため、FT=120 以降で十分なスプレッドを得るためには初期摂動の振幅を大きくする必要があったが、SV 法の導入によって初期摂動を小さくしても FT=120 以降でも更新前と同程度のスプレッドが得られるようになった。実際に、同時期に北半球域では初期摂動の振幅を小さくしているが、 $R$  はそれ以前と同程度の値となっ

<sup>8</sup> 本変更後、開発途上国における防災気象業務を改善することを目的として WMO が推進する「荒天予報実証プロジェクト(SWFDP)」に参画し、開発途上国の各気象機関を対象として週間 EPS の予測結果の提供を開始した。

<http://www.wis-jma.go.jp/swfdp/>

<sup>9</sup> 前述の通り、コントロールランの RMSE の減少は GSM の RMSE の増大と傾向が異なっており、RMSE や  $R$  の変化は想定していたものであるかは明確には分からない。

ている。また、FT=120 よりも前の予報時間では  $R$  は 1 に近づき、スプレッドの大きさはアンサンブル平均の RMSE の大きさと比べて適切な値に近づいた(図略)。これらは米原(2008)に示された夏期・冬期それぞれ 1 か月の実験結果でも確認できており、期待した効果が SV 法の導入によって得られていることが分かる。一方、図 2.2.2 の熱帯域に着目すると、本変更と同時に  $R$  が大きく減少し、1 を下回るようになっている。この変化は、予報モデルの更新・高解像度化による RMSE の増大、SV 法の導入による FT=120 におけるスプレッドの減少のために生じたと考えられる。当時はモデルアンサンブル手法を導入していないため、スプレッドの大きさは初期摂動の振幅や SV 計算の評価時間内における摂動の時間発展に依存している。初期摂動の振幅を大きくすれば FT=120 におけるスプレッドはある程度大きくできたと考えられるが、当時は以下の理由により、その設定以上に初期摂動の振幅を大きく出来なかったと考えられる。第 3.2 節で示すように、熱帯域の SV は対流モードを捉える目的で下層に比湿摂動が求まりやすい設定となっている。当時の初期摂動の設定でも、925 hPa 面に  $10 \text{ g kg}^{-1}$  を越えるような大きな比湿の初期摂動が加わっていた。このような大きな比湿の摂動は予報開始直後に積雲対流過程による非常に大きな中層の加熱、上層の発散を引き起こし、ときには上層の風速に対して非常に大きな時間変化率が求まりセミラグランジュ法における上流点探索が破綻して、摂動ランの予測が異常終了することもあった<sup>10</sup>。このようなことから、FT=120 でスプレッドを大きくするために初期摂動を大きく変更することは、計算安定性確保の観点から難しかったと考えられる。

2010 年 11 月にはモデルアンサンブル手法として確率的物理過程強制法(SPPT: Stochastically Perturbed Physics Tendencies; Buizza et al. 1999)を導入した。米原(2010)に述べられているように、SPPT の導入によって熱帯域のスプレッドの増加、アンサンブル平均の RMSE の減少が確認されている。実際に、図 2.2.2 から 2010 年 11 月以降は熱帯の  $R$  が増大している。本変更にはモデルの変更は伴わないため、 $R$  の増加はスプレッドの増大によるものであると言える。

ここまで示した週間 EPS の過去 10 年程度の検証結果から、アンサンブル手法の改良によって更新前に想定した効果が概ね得られていることが確認できた。

<sup>10</sup> なお、山口(2011)の初期摂動の振幅の調整以降は異常終了は発生していない。

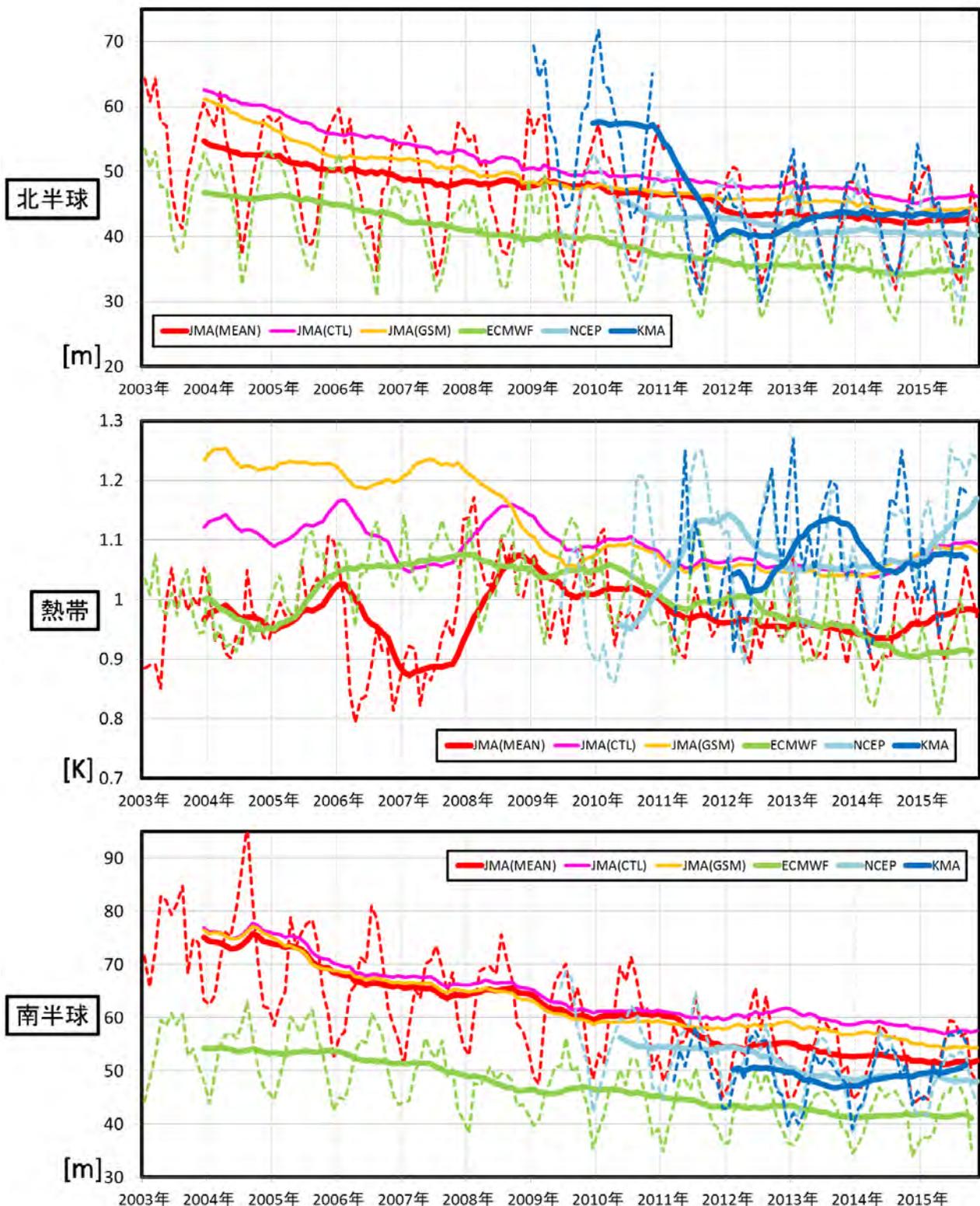


図 2.2.1 FT=120 におけるアンサンブル平均の対初期値検証の月平均 RMSE (破線) と前 12 か月移動平均 RMSE (実線)。検証対象領域・要素は上から順に北半球 (北緯 20 度 ~ 北緯 90 度) の 500 hPa 高度場 (単位: m)、熱帯 (北緯 20 度 ~ 南緯 20 度) の 850 hPa 気温 (単位: K)、南半球 (南緯 20 度 ~ 南緯 90 度) の 500 hPa 高度場 (単位: m)。JMA (MEAN) は週間 EPS のアンサンブル平均の RMSE, JMA (CTL) は週間 EPS のコントロールランの RMSE, JMA (GSM) は GSM の RMSE。ECMWF, NCEP, KMA は各センターのアンサンブル平均の RMSE を示す。

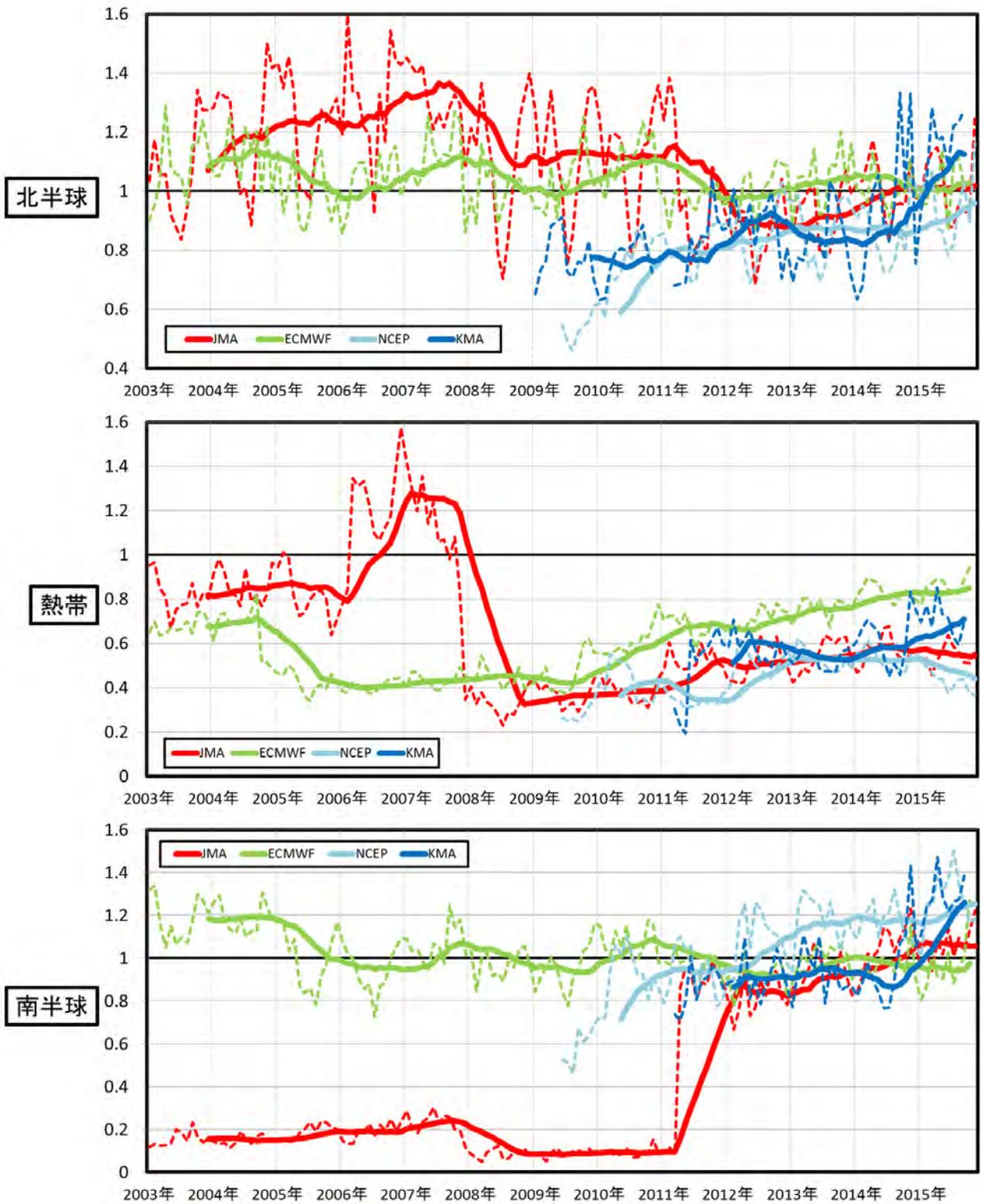


図 2.2.2 FT=120 における月平均  $R$  (破線) と前 12 か月移動平均  $R$  (実線)。  $R$  の定義は (2.2.1) 式参照。検証対象領域・要素は図 2.2.1 と同様。

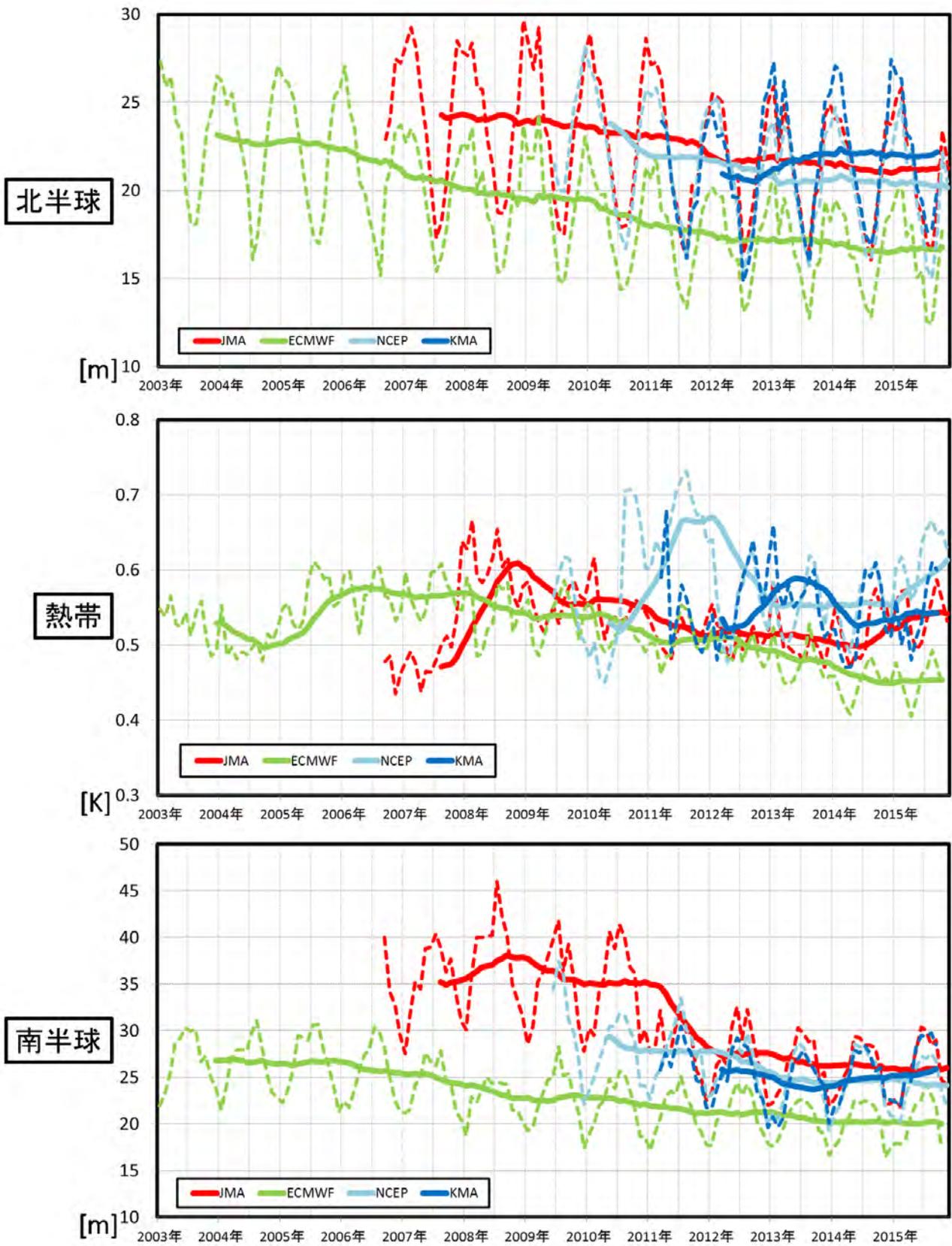


図 2.2.3 FT=120 の対初期値検証の前月平均 CRPS (破線) と前 12 か月移動平均 CRPS (実線)。検証対象領域・要素は図 2.2.1 と同様。

## 2.2.4 各センターの中期アンサンブル予報の予測精度との比較

本項では、各センターと週間 EPS の予測精度の経年変化に着目し、予測精度の改善傾向や共通の課題について述べる。

図 2.2.1、図 2.2.3 の各数値予報センターの検証結果を見ると、概ねどのセンターも RMSE, CRPS は年々小さくなっており、予測精度が着々と改善していることが分かる。その中でも、ECMWF がどの領域においても最も精度が良い。第 2.1.3 項でも述べられているように、ECMWF はコントロールランに対する CRPS のスキルスコアも全予報時間を通じて JMA より大きく、予報モデル単体の予測精度によるものだけでなく、初期摂動作成手法・モデルアンサンブルによる CRPS の減少幅も大きいと考えられる。近年では、特に 2009 年～2010 年にかけて北半球域や熱帯域におけるアンサンブル平均の RMSE や CRPS の減少幅が大きい。これには予報モデルの改良による効果だけでなく、同時期に行った SPPT の改良や確率的運動エネルギー後方散乱法の導入 (Palmer et al. 2009)、データ同化アンサンブルによって作成された摂動の導入 (Buizza et al. 2008) が関係していると考えられる。これらの改良の結果、図 2.2.2 に示す ECMWF の熱帯域における  $R$  も 1 に近づいている。ただし、2015 年現在、どの数値予報センターも FT=120 における熱帯域の  $R$  は 1 より小さい。5 日程度の予測において、すでに熱帯域のスプレッドがアンサンブル平均の RMSE に比べて小さいことは、どのセンターにも共通した課題であることが分かる。また、本節では示していないが、FT=120 以降ではどの領域においてもスプレッドはアンサンブル平均の RMSE よりも小さくなる傾向がどのセンターにも共通して見られる。これは、モデルアンサンブル手法などによる数値予報モデルの不確実性の表現が不十分であることが原因として挙げられる。Tennant and Beare (2014) や第 1.3 節で述べられているように、海面水温や陸面状態の不確実性の表現が不十分であることも原因の 1 つとして考えられる。1 週間以上の予報時間におけるアンサンブル予報の精度向上のためには、それらの不確実性の表現の導入・改善も重要であると考えられる。

## 2.2.5 まとめ

本節では、週間 EPS の過去 10 年程度の変更内容、予測精度の変遷を示し、週間 EPS の予測精度が年々向上していること、週間 EPS の更新後の毎日の予測結果に想定された通りの改良の効果が得られていることを確認した。これらの精度の向上は、全球解析や予報モデルの精度向上、初期摂動作成手法やモデルアンサンブル手法の導入、メンバー数の増強など、様々な改良を繰り返した結果得られたものである。今後も引き続き、ばらつきの表現の改善・確率予測精度の向上を目指

して、週間 EPS の改善に向けて取り組んでいきたい。なお、今後予定されている週間 EPS の変更内容については第 3 章を参照していただきたい。

## 参考文献

- Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887–2908.
- Buizza, R., M. Leutbecher, and L. Isaksen, 2008: Potential use of an ensemble of analyses in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 2051–2066.
- 林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 34–37.
- 石橋俊之, 2009: 静止気象衛星晴天輝度温度の利用、及び変分法バイアス補正の改良. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49–53.
- 門脇隆志, 2005: 全球 4 次元変分法. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 100–105.
- 金浜貴史, 2013: 全球決定論予報の WMO 標準検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 122–126.
- 川上正志, 高山大, 板橋耕一郎, 上野幹雄, 2007: 週間天気予報の信頼度情報の改善. 平成 19 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 41–54.
- 経田正幸, 2006: 週間アンサンブル予報. 平成 18 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 41–48.
- 経田正幸, 山口春季, 檜垣将和, 2013: 週間・台風アンサンブル予報の検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 34–44.
- Miyoshi, T., S. Yamane, and T. Enomoto, 2007: The AFES-LETKF experimental ensemble reanalysis: ALERA. *SOLA*, **3**, 45–48.
- 村規子, 2011: 週間天気予報の新しい作業支援図. 平成 23 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 88–94.
- Palmer, T. N., R. Buizza, F. J. Doblas-Reyes, T. Jung, M. Leutbecher, G. J. Shutts, M. Steinheimer, and A. Weisheimer, 2009: Stochastic parametrization and model uncertainty. *ECMWF Tech. Memo.*, **598**, 42 p.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.
- Tennant, W. and S. Beare, 2014: New schemes to perturb sea-surface temperature and soil moisture content in MOGREPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1150–1160.
- 山口春季, 2011: 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20–24.
- 米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改良.

平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,  
23-26.

米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル手法の導入. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-65.

## 2.3 台風アンサンブル予報システム<sup>1</sup>

### 2.3.1 はじめに

台風の接近、通過する地域では、風害、水害、高潮害などの甚大な災害の起こる危険性が高まることから、タイムラインによる防災対応支援のために早い段階から台風の接近に関する情報提供が求められる。気象庁は、台風の進路予報を予報円形式の確率情報として発表しており、2009年4月にその期間を5日先まで延長した(岸本 2009a)。

台風アンサンブル予報システム(以後、台風 EPS と記述。EPS は Ensemble Prediction System の英略語)は 2008 年 2 月に運用を開始した数値予報システムである(小森・山口 2008; Yamaguchi et al. 2009)。その目的は、台風予報業務、特に 4、5 日先の台風進路情報の作業支援にあり(岸本 2009b)、その特長として台風周辺の初期摂動を使って高頻度にアンサンブル予報を生成する点が挙げられる。

現行のシステムの運用形態と仕様を表 2.3.1 に示す。この仕様での運用は 2014 年 3 月 11 日から開始しており、従前からの変更点は以下の 3 点である(経田・越智 2014)。

- メンバー数を 11 から 25 へと増強した。
- 台風進路のばらつきが大きさが過剰である状態を改善するため、2 日先のばらつきと誤差の大きさが見合うよう初期摂動の振幅を調整した。
- 予報モデルの水平格子間隔を約 55 km から約 40 km へと高解像度化した。

ただし、初期摂動を構成する特異ベクトル(SV: Singular Vector)の誤差成長の評価領域(以後、SV 評価領域と呼ぶ)をはじめとするアンサンブル手法や運用形態は変えていない。

一方で、週間アンサンブル予報システム(以後、週間 EPS と記述)については、2014 年 2 月 26 日に、実行頻度を 1 日 2 回に増やし、メンバー数を台風 EPS とほぼ同数の 27、予報モデルの水平格子間隔を台風 EPS と同じく約 40 km に変更した(越智・経田 2014)。こうした台風 EPS と週間 EPS 双方の直近のシステム更新により、両 EPS の仕様で大きく異なる点は初期摂動作成の設定のみとなった。そして、第 3 章にあるとおり、全球 EPS(中期予報から延長予報までを一体的に支援する EPS)の運用を計画する中、台風 EPS と週間 EPS の比較検証がより容易になったことで、全球 EPS の仕様内容の検討も進めやすくなった。

本節では、初めに台風 EPS と週間 EPS の SV 評価領域の違いを示した後、SV 評価領域の台風の進路予測への影響を明らかにし、最後にまとめと共に現在の取り組みを述べる。なお、ここでの影響評価は、2014 年 3 月からの現行システムの成績に基づいた両 EPS の

比較とした。2014 年 3 月に行った台風 EPS の変更の内容やそれによる特性の変化は経田・越智(2014)に、現行の台風 EPS の詳細な仕様を含めた報告は Kyouda and Higaki(2015)にあるので、それらを参考にさせていただきたい。

### 2.3.2 特異ベクトルの誤差成長の評価領域とその影響

表 2.3.2 に台風及び週間 EPS の初期摂動作成部分の設定内容を示す。ここでは、SV 評価領域の設定の違いに注目する。台風 EPS は、熱帯擾乱周辺域と北西太平洋領域を対象領域とする SV を用い、これら以外の領域のばらつきは不十分になる点を受容したものといえる。他方、週間 EPS は、全球域を対象領域とする SV を使う一方で、台風周辺の SV を優先的に求める設定とはなっていない。

現行の台風 EPS は、その SV 評価領域によって週間 EPS(当時のメンバー数は 51)が表せなかった台風進路予測の不確実性を表現出来るという利点がある(経田ほか 2013)。一方、経田ほか(2013)は、SV 評価領域を限る台風 EPS には予報期間の終わりのばらつきが過小になる問題があることを指摘したが、台風の進路予測への影響は示されていない。

本項では、最初に現行の台風 EPS と週間 EPS の台風進路予測の成績を比べ、それと SV 評価領域との関係を明らかにする。検証期間は 2014 年 4 月～2015 年 9 月とし、予報初期時刻は両 EPS で共通の 00, 12UTC(台風 EPS の実行数<sup>2</sup>は 483 回で、検証対象の台風は 2014 年の台風第 4～23 号と 2015 年の台風第 1～21 号)とした。ここで、コントロールランとアンサンブル平均の誤差の大きさを示すが、両 EPS のコントロールランは共通であり、誤差の大きさも等しい。また、アンサンブル予報のばらつきを表す量としては、各摂動ランと共通であるコントロールランとの差を用いた。なお、検証に用いる台風中心の実況値は事後解析による台風経路確定値(気象庁ベストトラックデータ)である。

#### (1) 台風進路予測の成績

台風進路予測の成績として、まずアンサンブル平均の誤差の大きさとコントロールランの誤差の大きさの関係<sup>3</sup>を確認する。図 2.3.1 は、初期時刻から 132 時間先までの 6 時間毎の、台風 EPS に基づくコントロールランとアンサンブル平均、週間 EPS に基づくアンサンブル平均の誤差の大きさを示す。予報期間を通して、台風及び週間 EPS のアンサンブル平均がコントロールランに対して優位性がないという問題点が見られる。

<sup>2</sup> 週間 EPS の実行頻度は毎日 2 回(初期時刻は 00, 12UTC)であるが、台風 EPS は熱帯低気圧の解析や予報に従って変わる。実行条件は表 2.3.1 を参照。

<sup>3</sup> アンサンブル平均は予測にある不確実性の大きい部分が打ち消しあったものであり、多数事例の平均においてアンサンブル平均の誤差はコントロールランの誤差より小さいと期待される(高野 2002)。

<sup>1</sup> 経田 正幸

表 2.3.1 台風アンサンブル予報システムの仕様と運用形態 (2015 年 9 月現在)

実行頻度 (初期時刻)		1 日最大 4 回 # (00, 06, 12, 18UTC)
予報期間		132 時間
メンバー数		25
予報モデル	バージョン	GSM1304 (表記法は巻末付録 B 参照)
	水平分解能・鉛直層数	TL479L60 (最上層 0.1 hPa)
初期値	大気	全球速報解析値
	陸面	積雪深・土壌温度は全球解析に基づく値、土壌水分は気候値
	海面水温・海水	MGDSST と海水データセットの解析値 (いずれも前日分)
境界値	海面水温	初期の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えた値
	海水	初期の海水分布の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えた値
アンサンブル手法	大気初期摂動	特異ベクトル法
	モデル摂動	確率的物理過程強制法
	境界摂動	なし

# 台風アンサンブル予報システムは、1 日 4 回を最大として、気象庁予報部予報課による解析と予報に従って以下のいずれかの条件が満たされた時に実行される。

- 全般海上予報区 (赤道 ~ 北緯 60 度、東経 100~180 度の領域) 内に台風が存在する、または同区内で 24 時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合
- 全般海上予報区外に最大風速 34 ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24 時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想される場合

表 2.3.2 台風アンサンブル予報システムと週間アンサンブル予報システムの特異ベクトル (SV) 法の設定の比較 (2015 年 9 月現在)

		台風アンサンブル予報システム		週間アンサンブル予報システム	
SV の評価領域		北西太平洋領域	熱帯擾乱周辺域	中高緯度帯	低緯度帯
		北緯 20~60 度、東経 100~180 度	初期時刻から 24 時間後の熱帯擾乱の推定位置を中心とする半径 750 km の等距離領域 (最大 3 領域)	北緯 30 度以北と南緯 30 度以南の 2 領域	南緯 30 度 ~ 北緯 30 度
接線形・ 随伴モデル	水平分解能・鉛直層数	T63L40 (最上層 0.4 hPa)			
	物理過程 #	初期値化、水平拡散、鉛直拡散、地表面フラックス	(左に加えて) 積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程	初期値化、水平拡散、鉛直拡散、地表面フラックス	(左に加えて) 積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程
SV 計算の評価時間		24 時間		48 時間	24 時間
SV の大きさの評価		湿潤トータルエネルギー			
SV から初期摂動を合成する手法		バリエーションミニマム法			
合成に利用する SV		10 個の初期時刻時点での SV (initial SVs)		25 個の初期時刻時点及び評価時間後の SV (initial and evolved SVs)	
初期摂動の振幅		湿潤トータルエネルギーを用いて決定		モデル第 15 層 (約 500 hPa) の気温の二乗平均平方根が 0.3 K	モデル第 6 層 (約 850 hPa) の気温の二乗平均平方根が 0.3 K

# 2011 年 10 月まで全球解析に用いられていたものと同じ。

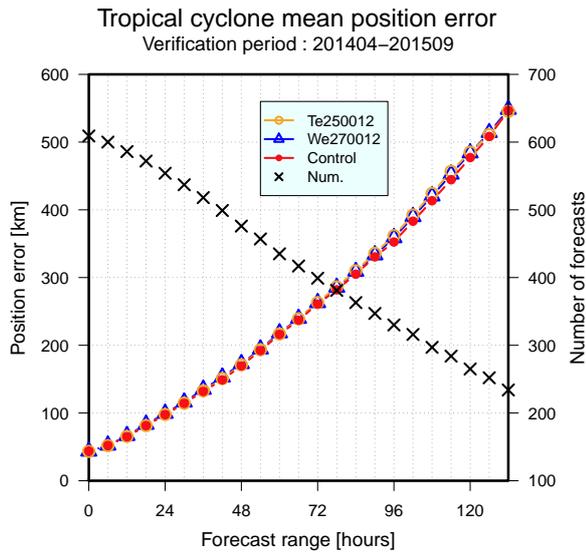


図 2.3.1 2014 年 4 月から 2015 年 9 月までの 00, 12UTC を初期時刻とする台風 EPS と週間 EPS による台風進路予測の誤差の時間発展。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間毎である。赤色 はコントロールラン（両システムで共通）、橙色 は台風 EPS に基づくアンサンブル平均の誤差、紫色 は週間 EPS に基づくアンサンブル平均の誤差（いずれも左縦軸参照。単位は km）を表す。黒色 × は事例数（右縦軸参照）を表す。

こうした問題は予測のばらつきが適切でないために起こることが多い。この点を本項 (2) にて SV 評価領域の違いに注目して検証する。

次に、確率的な台風進路予測の成績として、台風接近確率の検証結果を確認する。ここでは、ある地点における台風接近を「初期時刻から 5 日先までの間に、半径 120 km の円内に台風中心が入る現象」と定義し、その確率をアンサンブル予報の追跡結果における出現率としている。図 2.3.2 は台風 EPS と週間 EPS による台風接近確率の検証図<sup>4</sup>である。本検証の対象領域は北太平洋西部（赤道～北緯 60 度、東経 100～180 度の範囲）であり、本検証での台風接近の気候学的出現率  $P_c$  は約 1% である。予測頻度（赤線と緑線）には、接近なし（確率 0%）が大半を占め、高い接近確率は少ない、という共通の特徴がある。確率と  $P_c$  との差が大きいくほど分離がよい（確率の分離度が高い）と評価できるので、 $P_c$  よりも十分高い確率に注目すると、台風 EPS は 100% を除き 60% 以上の高確率の頻度が週間 EPS より多い点が優れている。次に、確率の信頼度（確率と実際の出現率の一致の割合）に注目する。信頼度曲線（橙色と紫色の曲線）を見ると、両者ともに no-skill line より傾きは十分大きく、また確率と実際の出現率との間に概ね正比例の関係があるが、20% 以下の低確率では実際の出現率よりやや過小、30% 以上では実際の出現率より過大、という共通の特徴がある。

<sup>4</sup> この確率値別出現率図の説明は巻末付録 B にある。

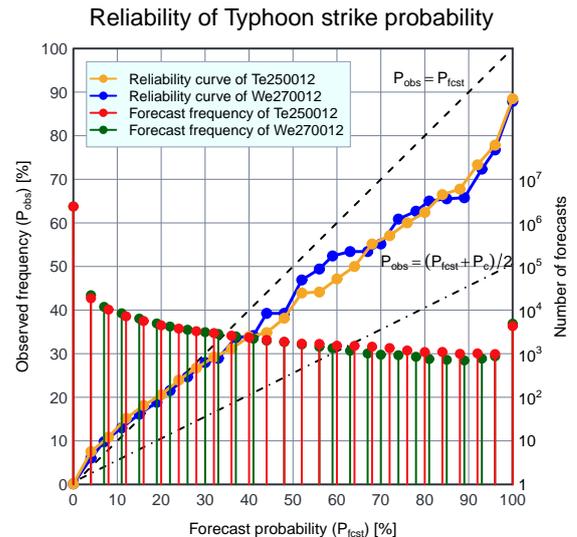


図 2.3.2 2014 年 4 月から 2015 年 9 月までの台風 EPS と週間 EPS による台風接近確率の確率値別出現率図。台風接近の定義と確率の求め方は本文を参照。横軸は確率  $P_{fcst}$ 、左縦軸は実際の出現頻度  $P_{obs}$  を示し、橙色・紫色の曲線がそれぞれ台風・週間 EPS の信頼度曲線である。赤色線・緑色線はそれぞれ台風・週間 EPS の予測度数（右縦軸参照。対数目盛であることに注意）であり、階級はそれぞれのメンバー数に合わせている。確率 0% における両者の予測度はほぼ同数のため、確率 0% の縦線は重なっている（赤色線のみ表示）。なお、確率の信頼度が完全な場合 ( $P_{obs} = P_{fcst}$ ) の信頼度曲線は傾き 1、切片 0 の直線（ここでは破線で示す対角線）となる。また、ここでの気候学的出現率  $P_c$  は約 1% と小さく、no-skill line の信頼度曲線  $P_{obs} = (P_{fcst} + P_c)/2$  は傾き 1/2、y 切片約 0.5% の一点鎖線である。

また、60% 前後で台風 EPS の信頼度は週間 EPS に比べて低いが目立つが、分離度と信頼度からなるブライアスキルスコアの大きさを求めると、台風 EPS の値 0.385 は週間 EPS の値と同じで、予報期間を通した確率的な情報の成績は同等であるといえる。

## (2) 北緯 20 度以南における成績

本項 (1) では、現行の台風及び週間 EPS に基づく台風進路予測全般の評価を示した。そこでは、アンサンブル平均はコントロールランに対して優位性が見られず、また確率的な台風進路予測においては 20% 以下の低確率で実際の出現率より過小、30% 以上で実際の出現率より過大、という共通の問題があることを述べた。

一方、本項の最初で述べたとおり、台風 EPS の SV 評価領域は熱帯擾乱周辺域と北西太平洋領域以外の領域の大気のばらつきは不十分になる設定である。そして、台風周辺を除いて大気のばらつきの大きさに大きな違いが生じている北太平洋西部での北緯 20 度以南（以後、単に北緯 20 度以南と呼ぶ）に注目すると、台風 EPS 固有の問題が存在することがわかった。このことを、アンサンブル平均の台風進路予測誤差とコント

TEPS0012 : Tropical cyclone mean position error  
Verification period : 201404–201509

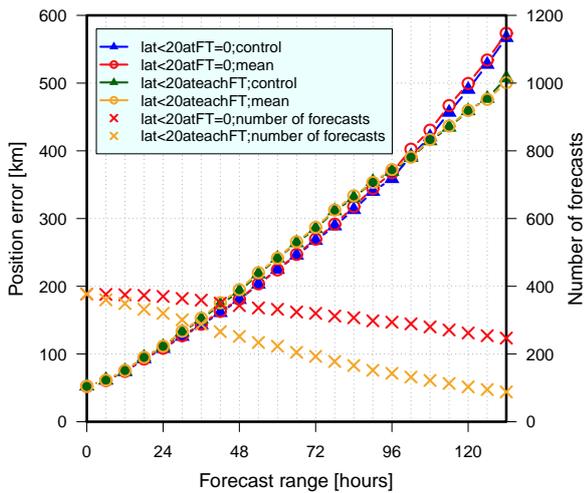


図 2.3.3 2014 年 4 月から 2015 年 9 月までの 00, 12UTC を初期時刻とする台風 EPS による台風進路予測の誤差の時間発展。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間毎である。印はコントロールラン、印はアンサンプル平均の誤差（左縦軸参照。単位は km）を表す。色の違いは実況の位置の違いを表し、紫色と赤色は「初期時刻で北緯 20 度以南」の場合、緑色と橙色は「各予報時間で北緯 20 度以南」の場合を示す。×印は事例数（右縦軸参照）を表し、赤色×が「初期時刻で北緯 20 度以南」の場合、橙色×が「各予報時間で北緯 20 度以南」の場合を示す。

ロールランの誤差との関係から確かめる。

図 2.3.3 は、実況における台風中心位置が初期時刻で、または初期時刻を含む各予報時間で北緯 20 度以南である事例で抽出した、初期時刻から 132 時間先までの 6 時間毎の台風 EPS に基づくコントロールランとアンサンプル平均の誤差の大きさ、及び事例数を示す。事例数は台風の寿命に合わせて予報時間と共に減るが、条件「各予報時間で北緯 20 度以南」の事例数は条件「初期時刻で北緯 20 度以南」の事例数と比べて台風が北緯 20 度を越えた分少ない。また、誤差の大きさとしては、予報期間中盤で条件「各予報時間で北緯 20 度以南」の方が大きく、終盤は条件「初期時刻で北緯 20 度以南」の方が大きくなる、という条件による差が見られる。今回の条件による差の要因には、予報モデル GSM の台風進路予測の系統的な誤差<sup>5</sup>の大きさの違いがあると考えられる。アンサンプル平均とコントロールランとの関係に注目すると、条件「予報初期のみ北緯 20 度以南」の予報期間終盤にてアンサンプル平均の誤差がコントロールランよりも大きい、条件「各予報時間で北緯 20 度以南」でのアンサンプル平均の誤差はコントロールランと同等といえる。

<sup>5</sup> GSM の台風進路予測には、転向後の予測が進行方向に対して遅い傾向（スローバイアス）や転向前の予測が実況よりも北寄りになる傾向（北上バイアス）といった系統的な誤差がある（檜垣 2013; Kyouda and Higaki 2015）。

WEPS : Tropical cyclone mean position error  
Verification period : 201404–201509

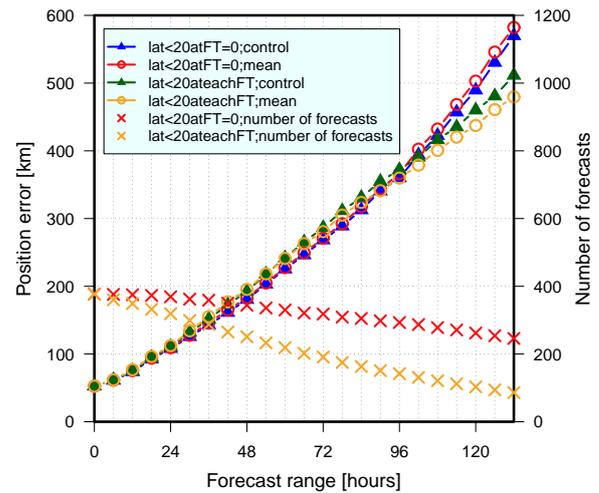


図 2.3.4 図 2.3.3 と同じ。ただし、週間 EPS による台風進路予測の誤差の時間発展。

次に、図 2.3.3 の台風 EPS の検証結果と、図 2.3.4 に示す SV 評価領域に限なく全球域を覆う週間 EPS の検証結果とを比較する（両 EPS のコントロールランは共通）。週間 EPS の結果からは、条件「初期時刻で北緯 20 度以南」では予報期間終盤にてアンサンプル平均の誤差はコントロールランよりも大きく、先の台風 EPS の結果と同じ傾向の成績となっている。一方、条件「各予報時間で北緯 20 度以南」では、FT=72 以降アンサンプル平均の誤差はコントロールランの誤差よりも小さいことがわかる。

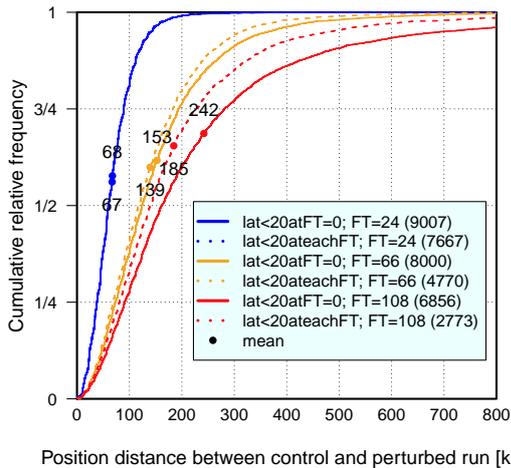
台風 EPS と週間 EPS の検証結果の比較から、台風 EPS に基づく北緯 20 度以南でのアンサンプル平均は、コントロールランに対してだけでなく週間 EPS のアンサンプル平均に対しても優位性がないことがわかる。このことは北緯 20 度以南において熱帯擾乱周辺域以外の大気のばらつきが不十分という台風 EPS 特有の問題が影響していることを示唆している。

### (3) ばらつきへの影響

本項 (2) のとおり、各予報時間で北緯 20 度以南という台風進路予測に関して、台風 EPS に基づくアンサンプル平均とコントロールランの誤差の大きさに差はほとんどなかった。こうした成績を示す典型とは、アンサンプル平均を構成する摂動ランとコントロールランに差（ばらつき）がほとんどないアンサンプル予報である。台風 EPS に基づく台風進路予測のばらつき具合を、各摂動ランとコントロールランとの台風中心位置の差で検証する。

まず、ばらつきの大さの程度を知るため、ばらつきを誤差の大きさと比べる。誤差の平均値（図 2.3.1）は台風中心位置の条件等で異なるものの、予報期間の序盤・中盤・終盤を代表する FT=24, 66, 108 の値はそ

TEPS0012 : Tropical cyclone position forecast  
Verification period : 201404–201509



WEPS : Tropical cyclone position forecast  
Verification period : 201404–201509

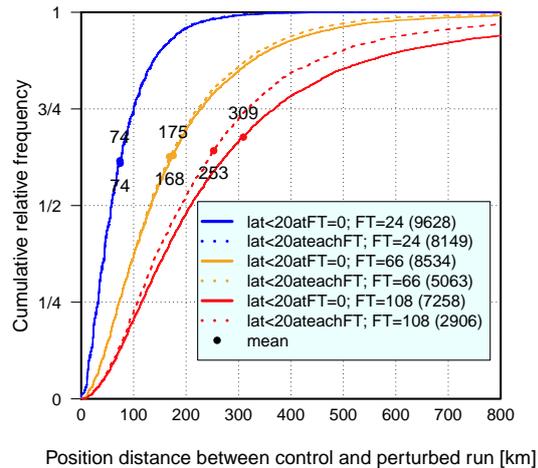


図 2.3.5 2014 年 4 月から 2015 年 9 月までの 00, 12UTC を初期時刻とする台風 EPS (左図) と週間 EPS (右図) による、FT=24, 66, 108 での摂動ランとコントロールランとの台風進路予測位置の差の累積相対度数分布図。横軸は差の大きさ (範囲は 0~800 km) を示す。色の違いは予報時間の違いを表し、紫・橙・赤色がそれぞれ FT=24, 66, 108 を示す。線種は実況の位置の違いを表し、実線が初期時刻で北緯 20 度以南、点線が各予報時間で北緯 20 度以南を示す。線上の と添え数字は各分布の平均値 (単位は km) を示す。事例数は凡例の括弧内の数字で示す。

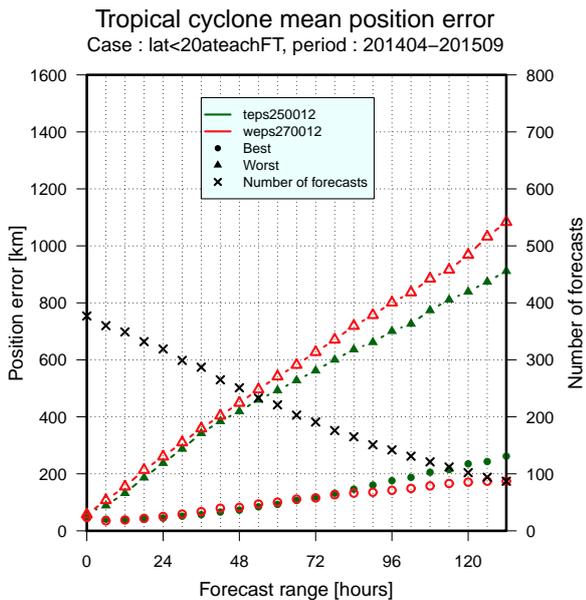


図 2.3.6 2014 年 4 月から 2015 年 9 月までの 00, 12UTC を初期時刻とする台風 EPS (緑色) と週間 EPS (赤色) による、実況の位置が各予報時間で北緯 20 度以南の時の実況捕捉の比較。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間ごとである。左縦軸が予報時間ごとに全事例平均した台風進路予測誤差の大きさ、右縦軸が事例数を示し、およびがメンバー中の最小誤差の平均値、およびがメンバー中の最大誤差の平均値、x が事例数を表す。

それぞれ 100, 200, 400 km を超える。実況における台風中心位置の条件 (予報初期のみ北緯 20 度以南と各予報時間で北緯 20 度以南) で分けた、FT=24, 66, 108 での摂動ランとコントロールランとの台風中心位置の差

の累積相対度数<sup>6</sup>分布を図 2.3.5 に示す。ばらつきの平均値 (図 2.3.5 の各分布曲線上の点) を先に示した誤差の平均値と比べるといずれの FT でも小さいことがわかる。

次に、台風 EPS (図 2.3.5 左) と週間 EPS (同図右) のばらつきの平均値の違いに注目する。予報期間序盤といえる FT=24 での大きさはほぼ一致しているが、予報期間中盤以降の台風 EPS のばらつきは週間 EPS に比べても小さい。特に条件「各予報時間で北緯 20 度以南」の場合 (点線) に着目すると、台風 EPS の値が FT=24, 66, 108 でそれぞれ 67, 139, 185 km であるのに対し、週間 EPS の値が同じくそれぞれ 74, 168, 253 km と予報期間中盤から終盤までのばらつきの増分は倍近くとなっており、こうした条件下での台風 EPS のばらつき具合は週間 EPS と比べてかなり小さいことがわかる。

台風 EPS と週間 EPS のばらつきの違いを、実況捕捉の割合を指標に評価してみる。図 2.3.6 は、実況の位置が「各予報時間で北緯 20 度以南」の場合における、台風・週間 EPS それぞれでメンバー中の台風進路予測誤差の最小値と最大値を予報時間ごとに全事例平均した値を示す。予報期間前半の FT=66 までは、台風 EPS の最小誤差平均値は小さいか同程度で台風 EPS の最大誤差平均値は小さく、台風 EPS の成績は週間 EPS を上回っており、台風 EPS のばらつきは週間 EPS より適切であるといえる。一方、予報期間後半では、台風 EPS の最小誤差平均値は同程度が大きく台風 EPS の

<sup>6</sup> 累積相対度数は、台風中心位置の差が図の横軸で示す距離までに含まれる割合を示す。

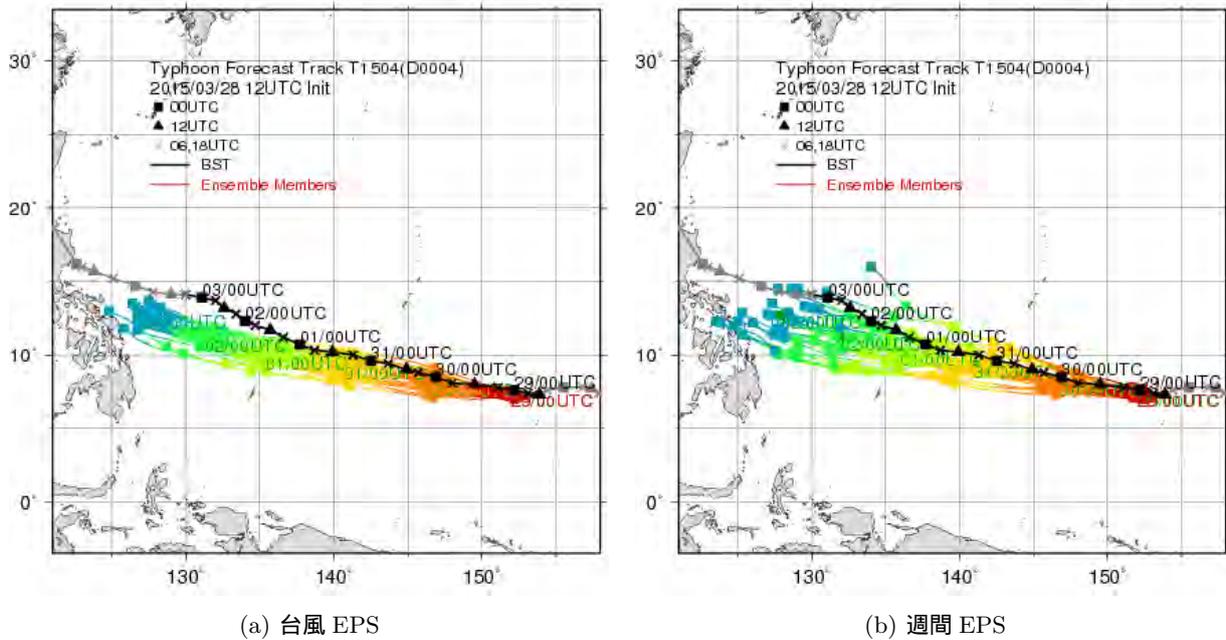


図 2.3.7 台風 EPS (左) と週間 EPS (右) による 132 時間先までの台風進路予測の比較。対象の台風は 2015 年台風第 4 号、初期時刻は 2015 年 3 月 28 日 12UTC である。初期時刻における台風の中心気圧は 985 hPa で、その後西北西進しながら発達し、31 日 06UTC に 910 hPa に達した。赤・橙・黄・黄緑・緑・深緑色と着色の変わる線は各メンバーの中心追跡結果 (色の变化は 24 時間毎)、黒線はベストトラックによる中心位置を示す (● が 00UTC、▲ が 12UTC、× が 06UTC または 18UTC の位置)。

最大誤差平均値は小さい。また、同期間の週間 EPS のアンサンブル平均の誤差は台風 EPS よりも小さい (本項 (2)) ことから、台風 EPS のばらつきは過小でその状態は予報時間と共に悪化しているといえる。

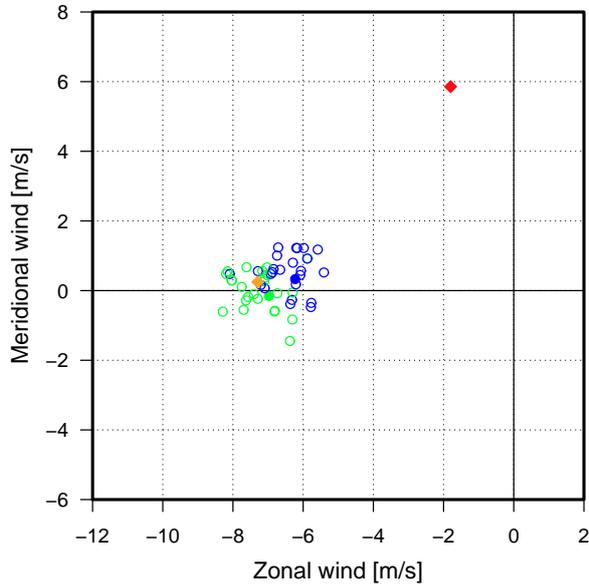
(4) 北緯 20 度以南を進む台風の進路予測と指向流  
台風は、主に台風周辺の大規模な大気の流れ (指向流) によって移動していると考えられる (上野 2000)。本項 (2), (3) で注目した北緯 20 度以南を進む台風の検証とは、貿易風により西向きに進んで転向しない台風予測事例を主に対象にしているといえる。ここでは、その具体例を取り上げて、指向流のばらつきとの関係から SV 評価領域の妥当性を確認する。

本検証期間内での北緯 20 度以南を西向きに進む台風の典型例として 2015 年台風第 4 号がある。2015 年台風第 4 号の全進路予測事例に限って両 EPS のアンサンブル平均の予測誤差を比べても、台風 EPS の方が大きかった (図略)。ここでは、例として初期時刻 2015 年 3 月 28 日 12UTC の台風進路予測の結果を示す。台風 EPS の結果 (図 2.3.7 左) をみると、3 日先程度からばらつきの大きさの変化は小さく、予報対象時刻 1 日 00UTC (FT=84) 以降、その予測範囲外に実況が位置していた。一方、週間 EPS の結果 (図 2.3.7 右) では、予報時間と共にばらつきは大きくなり、132 時間先までのばらつきの範囲内に実況は位置していた。

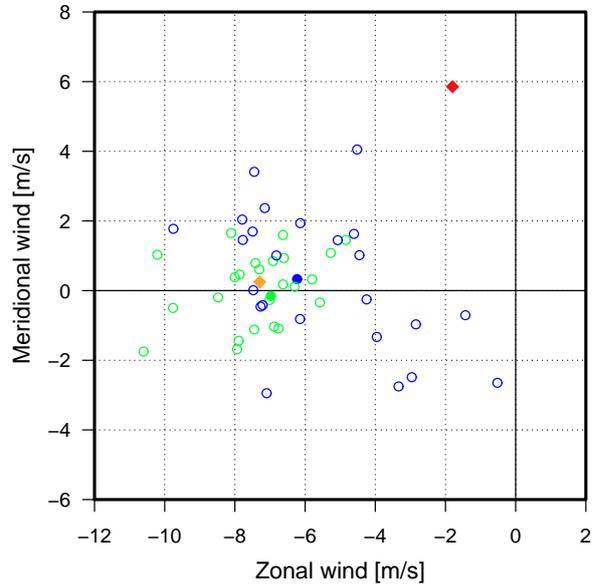
各メンバーの指向流を、大気の流れに対して緯度・経度 20 度をカットオフ周期 (カットオフ周波数は  $0.05 =$

$1/20$ ) とするランチョスフィルタ (Duchon 1979) を施して台風自体の風成分を除いた後、台風中心半径 300 km 円内の領域平均して求めた。図 2.3.8 は台風 EPS 及び週間 EPS の初期時刻 2015 年 3 月 28 日 12UTC の予測結果に基づく台風の指向流である。予測は予報期間前半・後半の代表として FT=48, 96 の値、実況は各予測対象時刻を初期時刻とするコントロールランの FT=0 から求めた値である。700 hPa 面の指向流のばらつきは両者ともに予報時間による違いは小さい。指向流の比較で目立つ大きな違いは、台風 EPS では週間 EPS に比べて、300 hPa 面の指向流のばらつきが小さく、ばらつきの予報時間による違いがとても小さい点である。

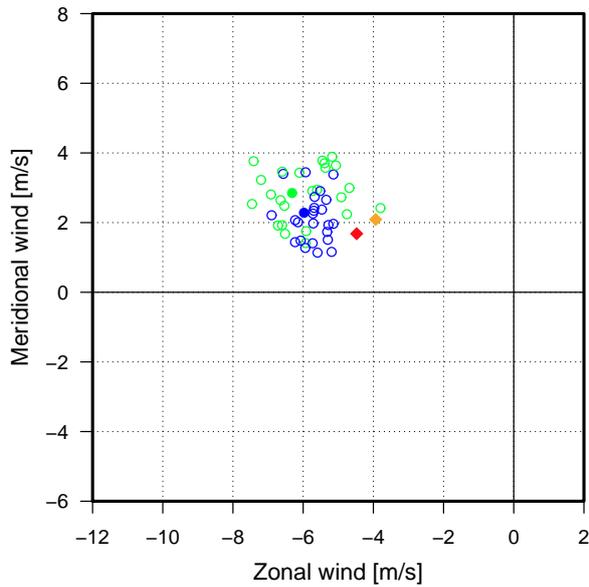
どの高度の指向流が実際の台風の移動とよく一致するかは台風の構造によって異なり、毎回、そして予報時間毎に特定することは困難であるが、これまでの研究 (例えば、Dong and Neumann 1986 や Velden and Leslie 1991) から 1000~100 hPa 面の深層平均値 (DLM: deep-layer mean) が選択として最適であることが示されている。強度との関係として、Velden and Leslie (1991) はハリケーン (最大風速が 64 ノット以上) にとつての最適な高さはその他の熱帯低気圧より高いとしている。今回はこうした層厚の上・下層の代表として 300, 700 hPa 面を取り上げた。実況は必ずしも両 EPS のばらつきの範囲に入っているわけではないが、台風が予報期間を通して西進する中で予報時間と共にばらつきが大きくなっているのは週間 EPS による 300 hPa 面の指向流であり、台風 EPS にはこうした上



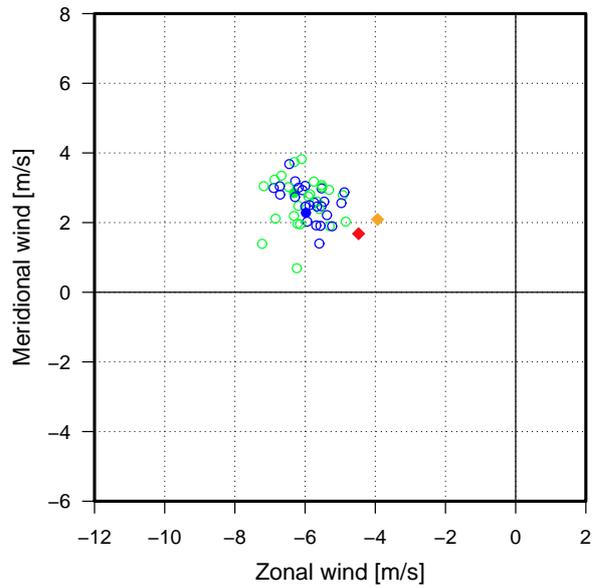
(a) 台風 EPS 300 hPa 面指向流



(b) 週間 EPS 300 hPa 面指向流



(c) 台風 EPS 700 hPa 面指向流



(d) 週間 EPS 700 hPa 面指向流

図 2.3.8 台風 EPS (左列) と週間 EPS (右列) での 48, 96 時間先の指向流の比較。予測事例は図 2.3.7 と同じで、対象の台風は 2015 年台風第 4 号、初期時刻は 2015 年 3 月 28 日 12UTC である。各図の横軸は東西風速 (東向きが正。範囲は  $-12 \sim 2$  m/s)、縦軸は南北風速 (北向きが正。範囲は  $-6 \sim 8$  m/s) である。上段は 300 hPa 面、下段は 700 hPa 面での値。緑・紫色はそれぞれ 48, 96 時間の予測値を示し、 $\circ$  がコントロールラン、 $\bullet$  が摂動ランを示す。また、赤・橙色はそれぞれ 48, 96 時間先の実況値 (コントロールランの FT=0 から求めた値) を示す。

層の大気の流れのばらつきを生じさせる初期摂動がなかったために、3日先程度からの台風進路予測のばらつきの変化も小さくなったと考えられる。一方、週間EPSのこうした上層の大気の流れのばらつきは主に熱帯SVによってもたらされたと考えられる(第3.2節を参照)。

### 2.3.3 おわりに

台風EPSと週間EPSのSV評価領域の設定は異なっている。前者は熱帯擾乱周辺域と北西太平洋領域であり、北緯20度以南では台風周辺のみとなる設定である。一方、後者は全球を覆っているものの台風周辺の摂動を優先的には求めない。

本節では、現行の台風EPSと週間EPSに基づく台風進路予測の精度比較により、両者の共通の特徴と共に、成績の違いにはSV評価領域の設定が大きく影響していることを示した。実況の台風の中心位置が北緯20度以南にある場合という条件下での台風EPSの優劣と初期摂動の効果は以下のとおりである。

- 予報期間前半では、台風EPSは高い精度の台風進路予測を得ており、台風周辺の摂動を優先的には求めない設定の週間EPSに対して優位である。
- 予報期間後半では、台風EPSの上層の指向流のばらつきは過小であり、また台風EPSの成績は週間EPSに対して劣っている。

これらから台風EPSによる台風周辺の初期摂動の影響は予報期間前半までといえ、4、5日先の台風進路予測の更なる精度向上を図るためには、台風EPSに関して週間EPSと同様に北緯20度以南の大気の流れを考慮するというSV評価領域の設定見直しが効果的といえる。この課題への取り組みの一つとして、SV評価領域を3種類(週間EPSの設定にある中高緯度帯と低緯度帯に台風EPSにある熱帯擾乱周辺域を加える)とするEPSを試験的に構築するなど、予測実験にてその効果の確認を始めている。こうした予備実験での成果を全球EPS(第3章)の仕様に反映して台風進路予測の精度向上を図る予定である。

一方、予報期間内に転向などで実況の台風の中心位置が北緯20度を越える事例においては、現行の台風EPSや週間EPSの結果に基づくアンサンブル平均はコントロールランに対して優位性がみられないという共通の問題がわかった。現在取り組んでいる全球EPSに向けた開発においても同様の検証を進める必要があり、またこの問題の解決についても、指向流になる偏西風や太平洋高気圧の西端を周る縁辺流の予測のばらつき、予報モデルの系統誤差であるスローパイアスを検証することで、初期摂動もしくは予報モデルの課題を見つける作業が有効であろう。しかし、今回の検証期間でも多くの事例数は得られておらず、検証期間を延ばすといった検証の充実が必要である。また、台風の移動をよく説明できる指向流の高度は台風毎に異な

るため、最新の台風の調査研究成果や評価を取り入れた課題設定が重要になる。引き続き台風の移動メカニズムとその不確実性の最新の知見を取り入れながら問題の解決を図っていく予定である。

### 参考文献

- Dong, K. and C. J. Neumann, 1986: The relationship between tropical cyclone motion and environmental geostrophic flows. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115–122.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016–1022.
- 檜垣将和, 2013: 全球数値予報による台風の予測結果. 気象庁技術報告第134号, 気象庁, 148–157.
- 岸本賢司, 2009a: 5日先までの台風進路予報の発表開始について. *天気*, **56**, 565–569.
- 岸本賢司, 2009b: 台風5日進路予報. 平成20年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 103–112.
- 小森拓也, 山口宗彦, 2008: 台風アンサンブル予報システムの導入. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27–30.
- Kyouda, M. and M. Higaki, 2015: Upgrade of JMA's Typhoon ensemble prediction system. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **17**, 13 p.
- 経田正幸, 越智健太, 2014: 台風アンサンブル予報システム. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62–71.
- 経田正幸, 山口春季, 檜垣将和, 2013: 週間・台風アンサンブル予報の検証. 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 34–44.
- 越智健太, 経田正幸, 2014: 週間アンサンブル予報システム. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49–61.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.
- 上野充, 2000: 数値モデルによる台風予報. 気象研究ノート, **197**, 131–286.
- Velden, C. S. and L. M. Leslie, 1991: The basic relationship between tropical cyclone intensity and the depth of the environmental steering layer in the Australian region. *Wea. Forecasting*, **6**, 244–253.
- Yamaguchi, M., M. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki, 2009: Typhoon ensemble prediction system developed at the Japan Meteorological Agency. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2592–2604.

## 2.4 低気圧予測の精度<sup>1</sup>

中期予報を対象としたアンサンブル予報システム (EPS: Ensemble Prediction System) の果たすべき役割の一つとして、社会的影響の大きい顕著現象発生の可能性を十分なリードタイムを持って予測することが挙げられる。例えば THORPEX (観測システム研究・予測可能性実験) では、EPS などを用いて社会的に影響の大きな気象現象の 2 週先までの予測可能性の研究が行われた。また、第 3.1 節で述べるように、気象庁では短期から 1 か月予報までを支援する全球 EPS の構築を計画している。全球 EPS においても、2 週間先までを予測対象期間とした顕著現象発生の可能性に関して予測資料を提供することが期待されており、その予測精度を把握することは重要である。さらに、特定の現象の予測に着目した評価・検証を行うことで、従来の検証指標では知ることができないモデルやアンサンブル手法の特性を明らかにすることができると考えられる。モデルの予測特性の把握は予報作業における数値予報資料の解釈にとって不可欠であるとともに、数値予報システムの開発にとっても重要である。本節ではこうした現象の検出や検証の一例として対流圏下層の低気圧の進路予測や平均個数などに着目し、週間 EPS における予測精度について紹介する。なお、台風の活動予測とその精度については次節で述べる。

### 2.4.1 低気圧検出手法

低気圧の予測精度を調べるにあたって、まずどのような基準で低気圧を検出するかを決める必要がある。数値予報結果から低気圧を自動的に検出・追跡する方法についてはこれまでも様々な手法が提案されているが、その多くが海面更正気圧や対流圏下層の相対渦度を基準にして低気圧の中心を検出している<sup>2</sup>。本調査を行うにあたっては、1) 過去長期間に渡って保存されている限られた要素から追跡を行うこと、2) 陸上で海面更正気圧にのみ現れる見かけ上の低気圧の検出をできるだけ抑えるため、下層の低気圧性循環を基準に用いること、3) 低気圧検出に用いる格子点値の解像度でできるだけ依存しないこと、の 3 つの条件を考慮した。また、簡便のため低気圧の種類 (温帯低気圧や熱帯低気圧) は区別せず、対流圏下層の低気圧性循環を対象とした。本調査では既存の低気圧検出手法の要点を抑えつつ、これらの条件を満たすべく、以下のアルゴリズムにより低気圧を検出・追跡することとした。

1. 海面更正気圧において、半径 500 km 内で最小の値をとる格子点を検出する。
2. 1 で選ばれた格子点のうち、以下の 2 つの条件を

満たす場合を低気圧とする。

- (a) 当該格子点から 300 km 以内の 850 hPa 相対渦度の平均が  $30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  以上 (南半球の場合、 $-30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  以下)
  - (b) 海面更正気圧の格子点最小値が半径 300 km 以内の平均海面更正気圧より 0.5 hPa 以上低い
3. 当該格子点の近傍 4 点の海面更正気圧の値を用いて、下に凸な回転放物面でフィッティングを行い、中心位置の微調整を行う。
  4. 検出した低気圧の中心位置をもとに、前後の予報時間にある低気圧のうち、中心位置が 850 hPa と 250 hPa の水平風の平均の 0.7 倍で移動したと仮定した点から ( $80 \times$  追跡時間間隔) km の範囲内で最も近い低気圧を同一とみなし、追跡する。

1 と 2b の条件は、十分な水平スケールと深さをもった低気圧を検出するための基準で、2a はこれに加えて対流圏下層に低気圧性循環が存在することを条件として課している。2 で基準を最大値・最小値でなく領域平均値としたのは、低気圧検出に用いる格子点データの解像度による依存性を軽減するためである。3 は使用する格子点データの解像度が粗い場合に対応するための措置である。4 は低気圧が対流圏内の平均的な風速に流されると仮定して設けた条件で、その基準値は日本付近の典型的な温帯低気圧や熱帯低気圧で追跡の失敗が少なくなるように調整した。

本手法を JRA-55 再解析データ (Kobayashi et al. 2015) の 1.25 度格子の解析値に対して適用した場合の低気圧の平均個数を図 2.4.1 に示す。期間は 2001~2014 年の 12, 1, 2 月 (北半球冬期) と 6, 7, 8 月 (北半球夏期) で、値は各点の半径 200 km 以内に、各解析時刻において存在した低気圧中心の平均個数 (単位:  $\times 0.01$  個) である。北半球では日本の東海上からアリューシャン列島にかけてと米国東海岸からアイスランド沖にかけてのストームトラックに対応する低気圧が多く検出されており、特に冬期に顕著である。北極海でも低気圧の検出数が比較的多く、特に夏期に検出の割合が多い。冬期は地中海でも低気圧が多く検出されているが、夏期はその数が大幅に減っている。南半球では南極大陸周辺の海上で低気圧が多く検出されている。北半球ほど顕著ではないものの、南半球の冬期にはオーストラリア大陸の東や南米ウルグアイ南東沖にストームトラックに対応すると思われるピークが見られる。これらの特徴は Blackmon et al. (1977) や Nakamura and Shimpo (2004) などのストームトラックの解析と整合しており、Neu et al. (2013) などの低気圧追跡手法の比較研究で見られる特徴ともおおよそ合致している。熱帯では熱帯低気圧の発生域に対応するピークが見られるとともに、夏季アジアモンスーンによるモンスーントラフに伴うと考えられるピークがベンガル湾などに見られる。本手法は大まかに実際の低気圧存在の多

<sup>1</sup> 太田 洋一郎

<sup>2</sup> 例えば、Neu et al. (2013) はこれまで提案されている様々な低気圧検出手法についてレビューし、検出結果の相互比較を行っている。

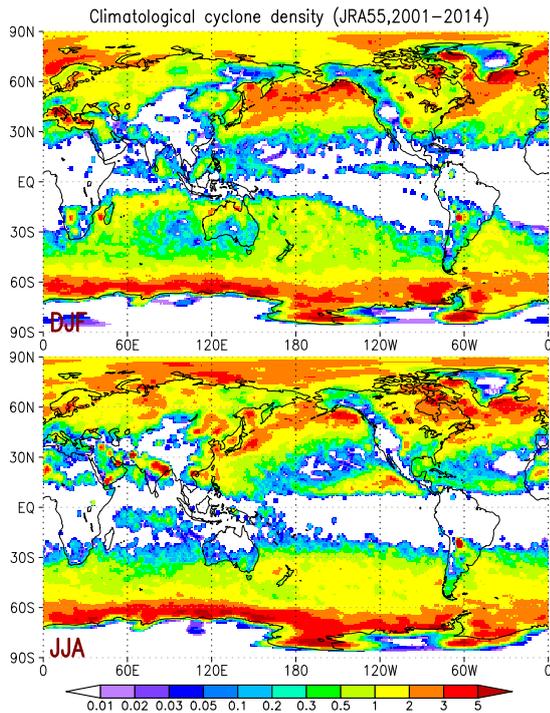


図 2.4.1 JRA-55 再解析データの 1.25 度格子の解析値で検出された低気圧の平均個数。各点の半径 200 km 以内に存在した低気圧中心の平均個数（単位： $\times 0.01$  個）を示す。期間は 2001~2014 年で上段が北半球冬期（12, 1, 2 月）、下段が北半球夏期（6, 7, 8 月）

表 2.4.1 検証期間における週間 EPS に関わる主な変更

年/月	変更内容
2007/11	高解像度決定論予報の高解像度化 (TL319L40→TL959L60) 週間 EPS の高解像度化 (TL159L40→TL319L60) 初期摂動作成手法の更新 (BGM 法 →SV 法)
2008/08	高解像度決定論予報へ適合ガウス格子導入
2009/03	週間 EPS へ適合ガウス格子導入
2010/12	確率的物理過程強制法導入
2011/03	南半球摂動導入、初期摂動振幅調整
2014/02	週間 EPS の高解像度化 (TL319L60→TL479L60) 1 日 1 回 51 メンバーから 1 日 2 回 27 メンバーに高頻度化
2014/03	高解像度決定論予報の 100 層化

寡を捉えていると言える。一方で、気候学的に知られている低気圧の多発域とは異なるピーク（アンデス山脈の東など）も散見される。海面更正気圧と 850 hPa の相対渦度のみから低気圧を検出していることから、特に標高の高い領域や急峻な地形がある領域では、海面更正気圧計算の際に用いる地上気温の変動が海面更正気圧の差となって現れやすく、こうした見かけ上の

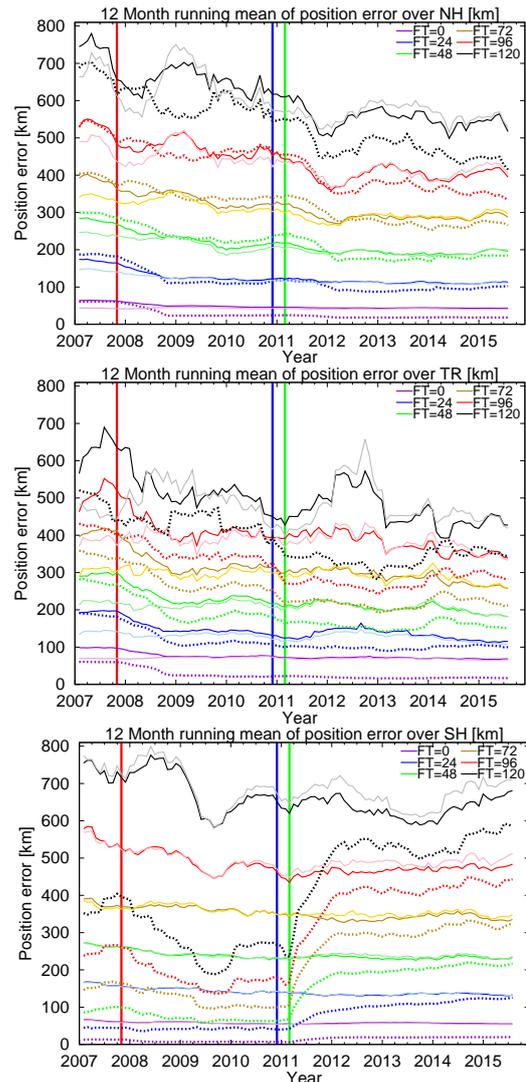


図 2.4.2 週間 EPS の低気圧追跡位置の JRA-55 の低気圧中心位置に対する平均位置誤差 (km)。上から北半球域、熱帯域、南半球域の前 12 か月平均の結果を示す。濃色実線はアンサンブル平均、淡色実線はコントロールラン、点線はスプレッドを示す。紫、青、緑、黄、赤、黒線がそれぞれ FT=0, 24, 48, 72, 96, 120 を示す。横軸のラベルの位置は各年の 1 月に当たる。図中の赤、青、緑の縦線はそれぞれ 2007 年 11 月、2010 年 12 月、2011 年 3 月の変更時期に対応（本文および表 2.4.1 参照）。

偽の低気圧を検出することがある。

## 2.4.2 週間アンサンブル予報の低気圧検証

前項の低気圧追跡手法を週間 EPS の各メンバーに適用し、低気圧の予測精度を評価した。期間は 2006 年 3 月から 2015 年 8 月を対象とし、以下特に断りがない限り前 12 か月平均の検証結果を示す。検証領域は北半球域（ $20^{\circ}\text{N}$  以上）、熱帯域（緯度  $20^{\circ}$  以下）、南半球域（ $20^{\circ}\text{S}$  以南）とした。低気圧の追跡には 1.25 度の等緯度経度格子の予報値を使用した。検証期間中の週間 EPS に関わる主な変更点は表 2.4.1 の通りである。

図 2.4.2 に低気圧追跡位置の JRA-55 の低気圧中心位

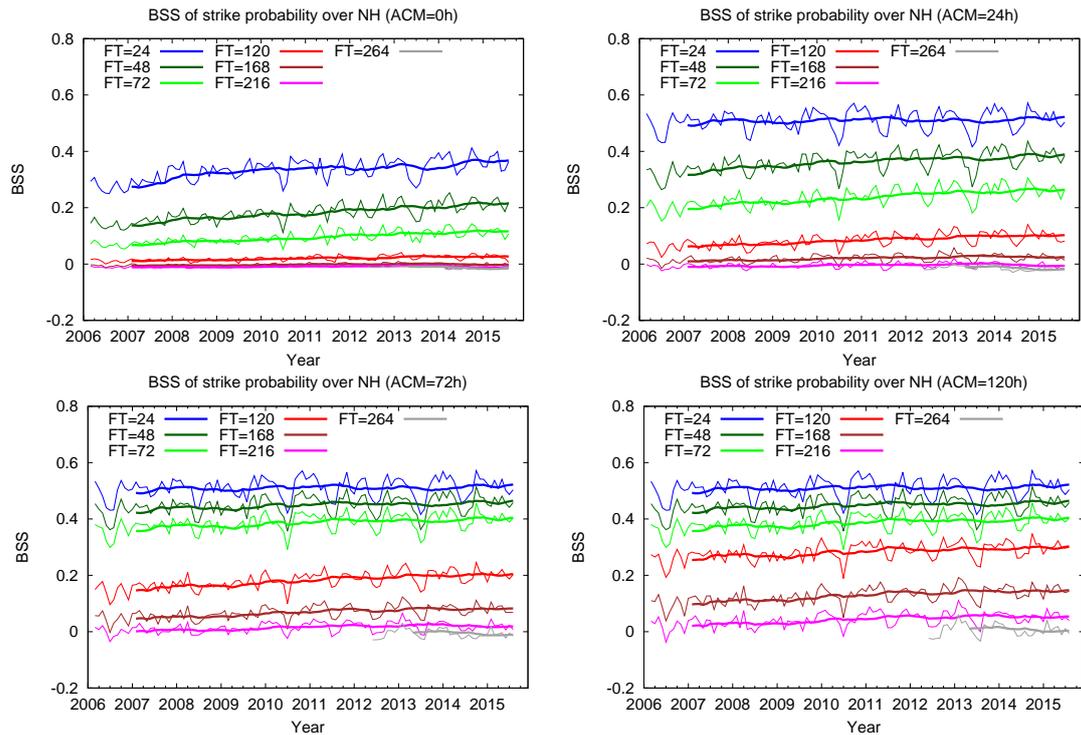


図 2.4.3 北半球域における週間 EPS の低気圧中心の接近確率のブライアスキルスコア (BSS)。JRA-55 で検出された低気圧を真として検証。細線は各月のスコア、太線は前 12 か月平均を示す。左上からそれぞれ積算時間前 0, 24, 72, 120 時間の結果。横軸のラベルの位置は各年の 1 月に当たる。

置に対する平均位置誤差の変化を示す。ここでは、初期時刻において週間 EPS と JRA-55 の低気圧中心位置が 200 km 以内にある場合を同一の低気圧と見なして予測における中心位置誤差を計算した。2007 年 11 月 (図 2.4.2 の赤縦線) に大きな誤差の減少が見られ、高解像度決定論予報の更新および週間 EPS の予報モデルの高解像度化による改善が大きいことが示唆される。また、同時に初期摂動作成手法が BGM 法から SV 法に更新されたことに伴って、初期時刻における低気圧の中心位置のばらつきが大幅に小さくなっていることがわかる。北半球域では 2011 年ごろにも大きな改善が見られ、これは確率的物理過程強制法の導入 (図 2.4.2 の青縦線、米原 2010) や初期摂動振幅調整 (図 2.4.2 の緑縦線、山口 2011) などの改良によるものと思われる。特に、FT=48~72 ではスプレッドがアンサンブル平均の誤差を上回って予測初期の低気圧の予測に関するばらつきが大きすぎる傾向が見られていたが、このタイミングで解消している。これは冬期を中心に初期摂動の振幅を小さくしたためと考えられる。南半球域では 2011 年 3 月の南半球中・高緯度をターゲットとした初期摂動の導入 (図 2.4.2 の緑縦線) によって低気圧中心位置のスプレッドが大幅に大きくなっており、特に FT=72 以降でアンサンブル平均の位置誤差がコントロールランの位置誤差より小さくなった。熱帯域では、特に FT=72 以降でアンサンブル平均の中心位置誤差に対してスプレッドが過小となる傾向が期間を通

して見られる。

図 2.4.3 に北半球域において半径 200 km 以内に低気圧中心が存在する場合を「現象あり」とする接近確率のブライアスキルスコア (BSS) を示す。積算時間を対象予報時間から前 0, 24, 72, 120 時間として接近確率を算出した。この際、FT=0 より前に積算時間が及ぶ場合は接近確率の計算に含めていない (このため、例えば FT=24 についての積算時間前 24, 72, 120 時間の BSS は同一)。接近確率の気候値は JRA-55 の 1981~2010 年の同月日における低気圧検出位置より算出した。中心位置誤差ほど明瞭ではないが、接近確率についても徐々に精度が向上している。北半球域では冬季が夏季と比べて BSS の大きい傾向があり、冬季の低気圧の方が予測の精度が高いことがわかる。単一の予報時間 (積算時間前 0 時間) における接近確率のスキルは予報時間とともに急速に低下し、5 日予報以降では気候値に対するスキルはほぼなくなる。積算時間を増やすとよりリードタイムの長い予測でもスキルを維持することができ、積算時間を前 120 時間とすると 9 日予報程度までスキルが保たれていることがわかる。すなわち、予測を 2 週目まで延ばした場合、特定の予報時刻における低気圧の接近の有無について予測することは困難であるものの、前後のある程度幅を持った期間で低気圧が通過しやすいかどうかを判断するスキルはあることが考えられる。

北半球域や南半球域では予報時間が進んでいった際に

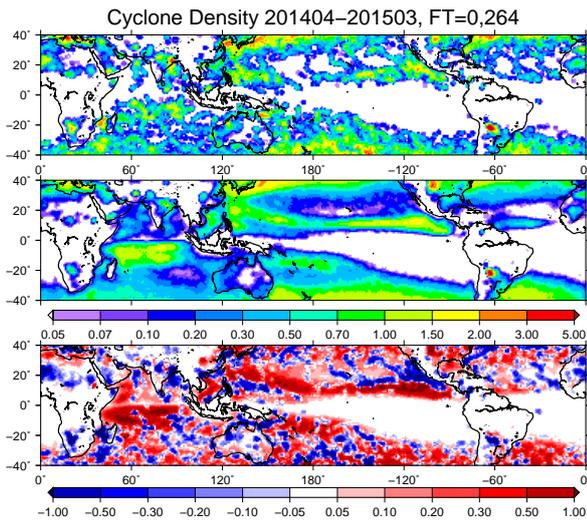


図 2.4.4 週間 EPS の低気圧中心の半径 200 km 以内の平均個数 (単位:  $\times 0.01$  個) の比較。上段が FT=0、中段が FT=264、下段が FT=264 と FT=0 の差を示す。予報対象時刻は 2014 年 4 月 1 日 00UTC~2015 年 3 月 31 日 12UTC。

BSS がおよそ 0 に収束しているが、熱帯域では  $-0.05$  程度に収束している (図略)。BSS が負に収束することは、モデル気候値における低気圧の存在密度が JRA-55 の気候値と異なることを示唆している。これが低気圧の個数の年々変動に主に起因するのか、それともモデルバイアスに起因するのかを確認するため、同じ予報対象期間における解析値と予報値の低気圧の平均個数を比較した。図 2.4.4 に 2014 年 4 月 1 日 00UTC~2015 年 3 月 31 日 12UTC を予報対象時刻とする週間 EPS の低気圧中心の半径 200 km 以内の平均個数を示す。熱帯に着目すると、北東太平洋では予測された低気圧の存在のピークが解析と比べて南に偏っている。逆に、フィリピンの東海上では予測のピークの方が解析より北に偏っていることがわかる。また、南インド洋では解析よりも多くの低気圧が予測されており、週間 EPS のモデルにおけるこの海域の熱帯低気圧の活動が活発過ぎることを示している。このように、解析値に対して予測における熱帯の低気圧の個数には顕著な違いがあることがわかる。全球モデルによる熱帯の低気圧の予測には、中・高緯度と比べてまだ多くの改善の余地があると言える。

### 2.4.3 まとめと今後

本節では簡便な低気圧追跡手法を用いて、週間 EPS における低気圧の進路予測や平均個数などの精度について検証した結果を紹介した。アンサンブル平均の低気圧の位置誤差や低気圧の接近確率の精度が年々向上していることが確認できた。また、週間 EPS の予測を 2 週目へと延ばすにあたって、特定の予報時間ではなく数日の幅を対象とすれば、低気圧接近確率に関する有意な情報を得ることができる可能性が示された。一

方で、熱帯における低気圧の表現には、中・高緯度と比べて多くの改善の余地があることが示唆された。

本節では紹介しなかったが、低気圧追跡結果を用いることで低気圧周辺の予測誤差のコンポジット解析や長期積分におけるストームトラックの検証なども行うことができる。こうした検証は数値予報モデルの特性の把握に大きく貢献することが期待される。低気圧の他にもトラフや前線といった現象に着目すれば、さらに有用な情報を得ることもできるであろう。また、中期予報の予報作業支援資料として EPS による低気圧の追跡結果を用いることが考えられる。今後もこうした特定の現象に着目した数値予報精度の検証を行いつつ、EPS のさらなる高精度化に取り組んでいきたい。

### 参考文献

- Blackmon, M. L., J. M. Wallace, N.-C. Lau, and S. L. Mullen, 1977: An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1040–1053.
- 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.
- Nakamura, H. and A. Shimpo, 2004: Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis dataset. *J. Climate*, **17**, 1828–1844.
- Neu, U., M. G. Akperov, N. Bellenbaum, R. Benestad, R. Blender, R. Caballero, A. Coccozza, H. F. Dacre, Y. Feng, K. Fraedrich, J. Grieger, S. Gulev, J. Hanley, T. Hewson, M. Inatsu, K. Keay, S. F. Kew, I. Kindem, G. C. Leckebusch, M. L. R. Liberato, P. Lionello, I. I. Mokhov, J. G. Pinto, C. C. Raible, M. Reale, I. Rudeva, M. Schuster, I. Simmonds, M. Sinclair, M. Sprenger, N. D. Tilinina, I. F. Trigo, S. Ulbrich, U. Ulbrich, X. L. Wang, and H. Wernli, 2013: IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 529–547.
- 山口春季, 2011: 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20–24.
- 米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル手法の導入. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62–65.

## 2.5 台風活動度予測の精度<sup>1</sup>

### 2.5.1 はじめに

本節では、中期アンサンブル予報システムによる熱帯低気圧の活動度の予測精度について、台風の発生する北西太平洋域の検証結果を中心に述べる。また、複数の中期アンサンブル予報システムによる予測結果を合わせたマルチセンターグランドアンサンブル予測(MCGE)の有効性についても述べる。

世界の気象機関で利用されている予報プロダクトに、熱帯低気圧接近確率図と呼ばれるものがある(Van der Grijn et al. 2005)。同図の典型的な例は、予測の初期時刻から5日先までに熱帯低気圧が120 km以内に近づく可能性をアンサンブル予報を用いて確率的に表現したもので、初期時刻に熱帯低気圧が存在する場合に作成されるプロダクトである。

一方、本節で扱う熱帯低気圧の活動度予測とは、ある場所、ある期間における熱帯低気圧の存在の有無を確率的に予測するものである(Vitart et al. 2010)。熱帯低気圧接近確率の予測と異なる点は、

- 予測の初期時刻における熱帯低気圧の有無に関わらず接近確率を算出すること、
- 任意の予報期間(たとえば、5~8日先予測)に対して接近確率を算出すること、

である。したがって、熱帯低気圧の活動度予測とは、熱帯低気圧の発生とその後の進路の予測を含む熱帯低気圧の有無の予測と見ることが出来る。この熱帯低気圧の活動度予測のプロダクトは欧州中期予報センター(ECMWF)で現業的に利用されている(Vitart et al. 2012)。

本調査では、気象庁(JMA)、ECMWF、米国環境予測センター(NCEP)、英国気象局(UKMO)の中期アンサンブル予報を用いて、台風の活動度予測の有効性を検証する(JMAの中期アンサンブル予報とは気象庁週間EPSの意味である)。また、MCGEとして、ECMWF、NCEP、UKMOの3センターによるMCGE3と、全4センターによるMCGE4を作成し、MCGEの有効性についても検証を行う<sup>2</sup>。

なお、北西太平洋域を含む世界の各熱帯低気圧発生海域での検証結果に関してはYamaguchi et al. (2015)にまとめられているので、適宜参考にして頂きたい。

### 2.5.2 方法

本調査では、台風の活動度を「ある3日間(72時間)に300 km以内に台風が存在する確率」で定義した(予報期間、距離の閾値を変えた検証結果は図2.5.5参照)。

<sup>1</sup> 山口 宗彦(気象研究所)

<sup>2</sup> 本調査では、2010~2013年の中期アンサンブル予報を用いて検証を行った。この期間、JMAの中期アンサンブル予報の予報期間は9日であった。MCGEにおける2週先までの予測精度を検証するために、予報期間の短いJMAを除いたMCGE3を作成した。2016年1月現在、予報期間は11日に延長されている。

この3日間の予報期間は、2週先まで1日間隔で設定され(0~3日先、1~4日先、…、11~14日先)それぞれの予報期間で検証を行う(たとえば、1~4日先とは予報時間24~96時間に対応する)。熱帯低気圧の追跡は、ECMWFで使用されている追跡手法(Vitart et al. 2012)を用いた。この手法では、地上風速や海面更正気圧、850 hPaの渦度や台風の暖気核の強さから熱帯低気圧を追跡する。検証領域は、東経方向には熱帯低気圧地区特別気象センター(RSMC Tokyo-Typhoon Center)の責任領域と同じ東経100度~180度、緯度方向は台風の発生に注目するために赤道~北緯25度とした。

ECMWF、JMA、NCEP、UKMOの中期アンサンブル予報の予測結果はECMWFのTIGGEアーカイブサイトから取得した(諸元は表2.5.1を参照)。検証期間は2010年1月1日~2013年12月31日で、12UTC初期時刻の予測を使用した。この期間、JMAの中期アンサンブル予報の予報期間は9日であったため、JMAの検証は6~9日先の予報期間までである。うるう年を含む4年間の検証で、1461(365×4+1)事例ある。検証の指標には、確率予報の標準的な指標であるブライアスキルスコア(BSS)を用いる。

BSSの算出に必要な気候学的な台風の活動度(気候値)の算出には、検証期間である2010~2013年を含まない1951~2009年までの気象庁ベストトラックデータを使用した。まず、6時間毎のベストトラックデータを用いて日別気候値を作成した。ある日の日別気候値を作成する際、事例数を確保するために前後15日のデータも使用した。また、距離の閾値は、アンサンブル予報と同じ300 kmとした。その後、3日間の予報期間に相当する気候値を作成した。実際の台風の活動度(0%もしくは100%)についても、気象庁ベストトラックデータを使用した。距離の閾値は、アンサンブル予報、気候値と同じ300 kmである。アンサンブル予報、気候値、実際の台風の活動度は、0.5度×0.5度の格子間隔で計算し、検証には気候値において確率が0%よりも大きい格子点を用いた。

検証対象は、最大風速が34ノット以上の熱帯低気圧である。最大風速が34ノット以上の熱帯低気圧でも、その生涯で34ノット未満の強度の期間や温帯低気圧となった期間は「台風活動なし」とする。

中期アンサンブル予報で使用されている数値予報モデルの解像度などが原因で、モデルで表現される熱帯低気圧の強度は、実際の強度よりも弱い可能性がある。また、TIGGEで蓄積されているデータの解像度はアンサンブル予報のモデル解像度よりも低いことがある(表2.5.1)。そこでモデルで表現される台風を定義する際、35ノット<sup>3</sup>の閾値の他、30、25、20、15ノットでもモデル台風を定義し、それぞれの閾値でBSSを算出

<sup>3</sup> 台風の定義は、最大風速が34ノット以上の熱帯低気圧であるが、ベストトラックデータでは35ノットを含む5ノット間隔で最大風速が解析されている。

表 2.5.1 本調査で使用したアンサンブル予報の諸元。

	ECMWF	JMA	NCEP	UKMO
モデルの 水平解像度 (予報期間)	TL639 (0~10日)	TL319 (0~9日)	T254 (0~8日)	0.55° × 0.83° (0~15日)
	TL319 (10~15日)		T190 (8~16日)	
アンサンブルサイズ	51	51	21	24
TIGGE アーカイブ におけるデータ 水平解像度	0.5625° × 0.5625°	1.25° × 1.25°	1.0° × 1.0°	0.55° × 0.83°

した。

台風活動度予測の例を示す。図 2.5.1 は、2013 年にフィリピンに甚大な被害をもたらした台風第 30 号 (Haiyan) の事例で、初期時刻は 2013 年 10 月 31 日 12UTC、予報期間は 5~8 日先である。この初期時刻は、台風 Haiyan が発生する (最大風速が 35 ノット以上になる) およそ 4 日前、またフィリピンに上陸するおおよそ 8 日前である。風速の閾値は、NCEP が 35 ノット、ECMWF、UKMO が 30 ノット、JMA が 20 ノットである。どのアンサンブル予報も、台風 Haiyan が発生し、その後フィリピンに向かって進むことを予想していることが分かる。

## 2.5.3 結果

### (1) 各センターの予測精度

図 2.5.2(a) に、ECMWF、JMA、NCEP、UKMO の各予報期間における BSS を比較した図を示す。この図では、各センター、予報期間ごとに、15~35 ノットまでの閾値でそれぞれ BSS を算出し、最も大きい値を表示している。表 2.5.2 に、最も大きな BSS を与える最大風速の閾値をまとめた。

図 2.5.2(a) を見ると、1 週先の予測 (4~7 日先) までにはどのセンターも BSS が正の値であり、気候学的な予測に対してスキルがあることが分かる。2 週目を含む予報期間、例えば 6~9 日先においても ECMWF、JMA、UKMO のアンサンブル予報は BSS が正の値であり、気候学的な予測に対してスキルがあることが分かる。

個々のセンターに注目すると、ECMWF は全予報期間で BSS が他センターよりも大きく、最も精度が良い。JMA は、表 2.5.2 が示す通り、他センターよりも BSS が最大となる最大風速の閾値が小さい (他の海域でも同様の傾向である)。これは、TIGGE に蓄積されているデータの解像度が  $1.25^\circ \times 1.25^\circ$  (表 2.5.1) と他センターよりも粗いことが原因である可能性がある。またモデルで表現される熱帯低気圧の強度が他センターよりも弱い可能性がある。NCEP は、TIGGE データの解像度が  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$  (表 2.5.1) であるにも関わらず、BSS が最大となる最大風速の閾値は現実と同じ 35 ノットで

ある。モデルで表現される熱帯低気圧の強度が相対的に強いことが推測される。また NCEP は、予報期間後半で BSS が他センターと比べて小さく、負の値となっている。図 2.5.3(a), (b), (c), (d) は、それぞれ ECMWF、JMA、NCEP、UKMO の予報期間 6~9 日先の信頼度曲線図である。予測の確率が高いとき、実際の出現頻度は予測確率よりも低いという特徴が ECMWF、JMA、NCEP に見られるが、予測の頻度 (実線の棒グラフ) を見ると NCEP が高いことが分かる。実際には台風活動がない場所で高確率で台風活動を予測する事例が他センターよりも多いことが負の BSS の原因となっていると考えられる。UKMO の特徴は、台風活動度の予測頻度のバイアスが他センターよりも小さいことである。予測頻度のバイアスは、台風活動が実際にあった領域 (格子点の数) に対するアンサンブル予報が台風活動を予測した領域 (予測された確率値で重み付けされた格子点の数) の比で定義され、1 より大きければモデルは実際よりも多く台風活動を予測しており、1 より小さければモデルは実際よりも少なく台風活動を予測していることを意味する。図 2.5.4 は、ECMWF、JMA、NCEP、UKMO の予測頻度のバイアスを最大風速の閾値ごとに検証した結果である。ある最大風速の閾値で見ると、ECMWF、JMA、NCEP のアンサンブルは予報期間とともに予測頻度が少なくなる傾向があるが、UKMO はほぼ一定である。

### (2) マルチセンターグランドアンサンブルの予測精度

図 2.5.2(b) に、MCGE3、MCGE4 の各予報期間における BSS を示す (MCGE4 は JMA のアンサンブルを含んでいるため、検証は 6~9 日先の予報期間までである)。参考のため、最も精度の良かった ECMWF の BSS も描画している。MCGE を作成する際の最大風速の閾値は各センターで異なっており、表 2.5.2 に示されている値を用いた。また、表 2.5.1 が示す通り、アンサンブルサイズは各センターによって異なるが、メンバー数が多いセンターも少ないセンターも 1 メンバー当たり同じ重みを与えている。

図 2.5.2(b) から、最も精度の良い単独のアンサンブ

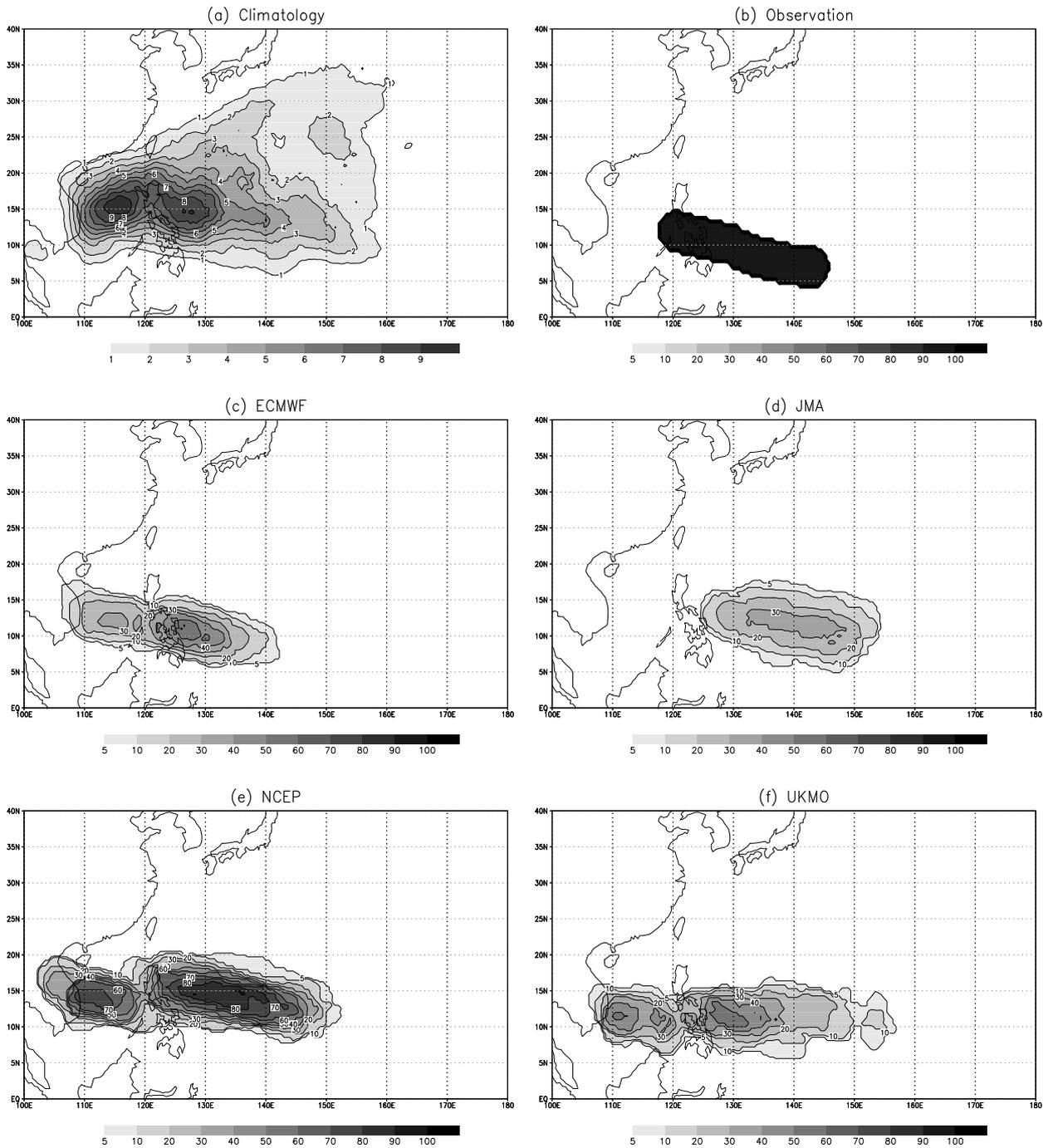


図 2.5.1 台風 Haiyan を対象とする台風活動度予測の例。初期時刻は 2013 年 10 月 31 日 12UTC で、予報期間は 5~8 日先。(a) は気候値 (スケールが (b)~(f) と異なる)、(b) は実際の台風活動度、(c)~(f) はそれぞれ ECMWF, JMA, NCEP, UKMO の活動度予測。陰影は確率値で単位は%。

ルよりも MCGE の BSS は大きいことが分かる。また MCGE3 は、予報期間 11~14 日先まで BSS が正の値であり、気候学的な予測に対して 2 週先までスキルがあることが分かる。さらに図 2.5.3(e), (f) に示す通り、単独のアンサンブルよりも予測の信頼度が改善し、信頼度曲線はより直線的となる。一方、MCGE では、各センターにあった 90% や 100% といった高確率を予測する頻度が減少する。

### (3) 予報期間、距離の閾値の感度実験

ここまで、台風の活動度を「ある 3 日間に 300 km 以内に台風が存在する確率」で定義した。一方、予測のスキルは予報期間や距離の閾値に応じて変わることが予想される。また、プロダクトの利用者に応じて関心のある予報期間や距離の閾値が異なることも予想される。そこで、予報期間を 3 日から 1, 5, 7 日へ、距離の閾値を 300 km から 100, 500, 700 km へと変更し、

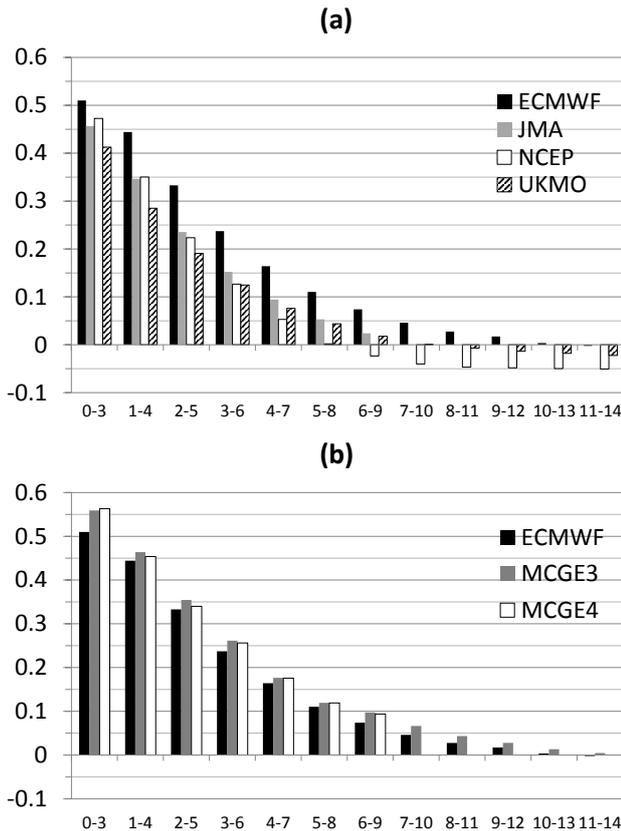


図 2.5.2 (a) ECMWF (黒色の棒グラフ)、JMA (灰色)、NCEP (白)、UKMO (斜線) のアンサンブルによる台風活動度予測の BSS、(b) ECMWF (黒色の棒グラフ)、MCGE3 (灰色)、MCGE4 (白) による台風活動度予測の BSS。横軸は予報期間 (日)。

BSS を再計算した。予報期間、距離の閾値を変更した検証では、アンサンブル予報だけでなく、気候学的な台風の活動度、実際の台風の活動度も変更した閾値を用いて再作成した。

予報期間、距離の感度実験の結果を図 2.5.5 に示す。BSS は、距離の閾値が大きくなるほど大きくなる傾向がある。また、予報期間に関しては、特に予報期間後半で、予報期間が長くなるほど BSS が大きくなる傾向がある。2 週先 (14 日目) を含む予報期間で最も BSS が大きくなったのは、予報期間が 7 日、距離の閾値が 700 km のときであった。一方、距離の閾値が 100 km のときは、BSS が小さい傾向がある。近年の台風進路予報の年平均誤差が 1 日予報で約 100 km、5 日予報で約 500 km であることを考えると、100 km という距離の閾値は小さ過ぎるのであろう。

#### 2.5.4 まとめ

本調査では、ECMWF、JMA、NCEP、UKMO の現業中期アンサンブル予報を用いて、台風の活動度予測の検証を行った。主な結果は、以下の通りである。

- 現業中期アンサンブルは、気候学的な予測に対してスキルのある予測を、2 週目を含む予報期間に

表 2.5.2 最も大きな BSS を与える最大風速の閾値 (ノット)。

予報期間	ECMWF	JMA	NCEP	UKMO
0~3 日先	35	25	35	30
1~4 日先	35	25	35	30
2~5 日先	35	25	35	30
3~6 日先	35	20	35	30
4~7 日先	35	20	35	35
5~8 日先	35	20	35	35
6~9 日先	30	20	35	35
7~10 日先	30	—	35	35
8~11 日先	30	—	35	35
9~12 日先	30	—	35	35
10~13 日先	30	—	35	35
11~14 日先	30	—	35	35

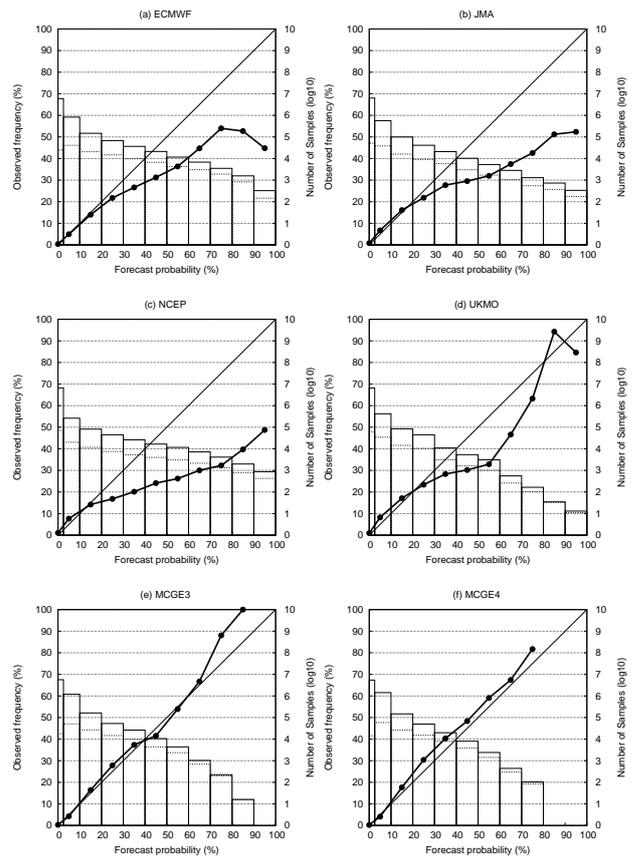


図 2.5.3 (a) ECMWF、(b) JMA、(c) NCEP、(d) UKMO、(e) MCGE3、(f) MCGE4 の予報期間 6~9 日先の信頼度曲線 (太線)。横軸は予測の確率値 (%)、左の縦軸は実際の出現頻度 (%)。実線の棒グラフは予測の頻度 (格子点数)、点線の棒グラフは実際の出現頻度 (格子点数) で右の縦軸に対応する。細線は  $y = x$  の直線。

において提供することが出来る。

- マルチセンターグランドアンサンブルは、最も精度の良い単独のアンサンブル予報よりも精度が良く、2週先までスキルのある予測を提供することが出来る。
- マルチセンターグランドアンサンブルでは、予測の信頼度が改善する。
- 予測のスキルや信頼度は、モデルで表現される熱帯低気圧の最大風速の閾値に敏感である。
- ECMWF, JMA, NCEP のアンサンブルは、予報時間と共に台風の活動度の頻度が減少する傾向がある。

一方、本調査の注意点・課題もいくつかある。1つ目は、台風の影響の範囲を100~700 kmと一定値を用いたが、台風の影響範囲は個々の台風の大きさや強さ、非軸対称度によって変わり得る。台風の影響の範囲を、台風中心からの距離ではなく、ある閾値を超える風速の領域とすればより適切に台風の影響を反映出来るかもしれない。一方、この場合、検証に用いる実況値の品質に注意しなければならないだろう。2つ目は、最大風速が35 ノットよりも小さい熱帯低気圧が大きな被害を引き起こすこともあるが、本調査ではこのような熱帯低気圧の活動度は扱っていない。最大風速が34 ノットよりも小さい熱帯低気圧の発生のタイミングをどのように定義するか、またその定義の妥当性、客観性などの問題はあがるが、弱い熱帯低気圧の検証は課題である。3つ目は、台風の発生だけに注目した予測のスキルの検証も必要である。本調査では、活動度予測の検証を行ったので、どの程度発生予測のスキルがあるかは不明確である。特に予報期間前半のスキルには初期時刻に既に台風が存在している事例の影響が多いと考えられる。一方、予測の検証域を赤道から北緯25度限定していること、また台風の平均寿命が5日程度あることを考えると、予報期間後半の検証は「台風の発生とその後の進路予測」の検証と見なすことが出来るであろう。

他地域のRSMC(地域特別気象中枢)やTCWC(熱帯低気圧警報センター)が数日先、また5日先の熱帯低気圧発生予報を発表しており、気象庁でも台風の発生に関する予報プロダクトの有効性を実証する調査・研究、また予報ガイダンスの開発を行うことが今後重要であろう。

#### 参考文献

- Van der Grijn, G., J. E. Paulsen, F. Lalaurette, and M. Leutbecher, 2005: Early medium-range forecasts of tropical cyclones. *ECMWF Newsletter*, **102**, 7–14.
- Vitart, F., A. Leroy, and M. C. Wheeler, 2010: A comparison of dynamical and statistical predictions

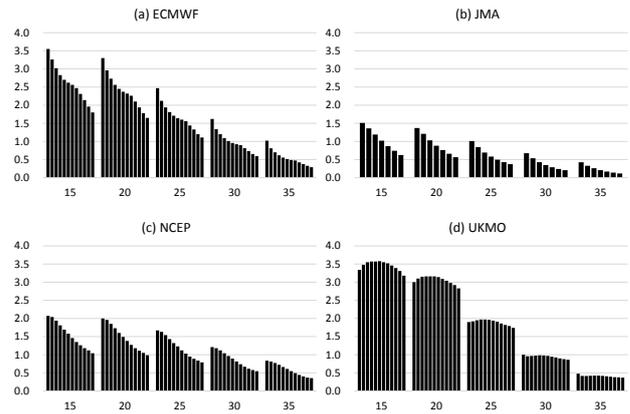


図 2.5.4 台風活動度の予測頻度のバイアス(縦軸)。横軸は最大風速の閾値(ノット)。各最大風速の閾値にある12本(JMAは7本)の棒グラフは左から予報期間0~3日先、1~4日先、…、11~14日先に対応する。

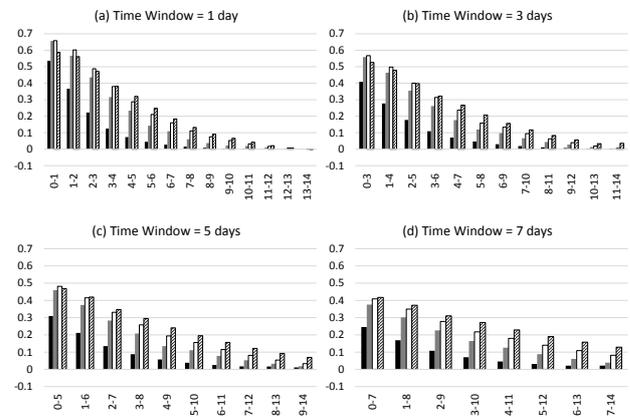


図 2.5.5 MCGE3による台風活動度予測のBSS。(a), (b), (c), (d)は予報期間がそれぞれ1, 3, 5, 7日の検証結果に対応する。横軸は予報期間(日)。各図の各予報期間に対応する4つの棒グラフは、左から距離の閾値が100, 300, 500, 700 kmである。

of weekly tropical cyclone activity in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3671–3682.

Vitart, F., F. Prates, A. Bonet, and C. Sahin, 2012: New tropical cyclone products on the web. *ECMWF Newsletter*, **130**, 17–23.

Yamaguchi, M., F. Vitart, S. T. K. Lang, L. Magnusson, R. L. Elsberry, G. Elliott, M. Kyouda, and T. Nakazawa, 2015: Global distribution of the skill of tropical cyclone activity forecasts on short- to medium-range time scales. *Wea. Forecasting*, **30**, 1695–1709.

## 第3章 全球アンサンブル予報システムの運用に向けた取り組み

### 3.1 全球アンサンブル予報システムの開発<sup>1</sup>

気象庁では、台風情報、週間天気予報、異常天候早期警戒情報、1か月予報として、数日先から1か月先までの予報に関する確率・誤差幅・信頼度を発表している。これら予報に関する確率等の情報は、発表形態に応じて複数のアンサンブル予報システム (EPS: Ensemble Prediction System) 「台風 EPS」・「週間 EPS」・「1か月 EPS」(平井ほか 2015) の予測結果を使って作成されている。将来はこれらを統合した1つの EPS として実用化することを目指しており、各 EPS の高度化と同時にシステム構成内容の共通化を図っているところである。この EPS は目的や時間スケールが横断的であるため、その意味合いと全球モデルとの釣り合いも考慮して「全球 EPS」と呼んでいる。本章では、全球 EPS をこの意味で用いることとする。

本章では、全球 EPS の運用に向けた取り組みを報告する。本節にて、全球 EPS の立案の背景である、現行システムの高度化に際しての問題点と全球 EPS の実用化の狙いを示す。また、全球 EPS への統合に向けた課題設定と現行システムの進展、予報現業・情報発表への効果についても述べる。次節以降にて、全球 EPS のアンサンブル予報技術に関する課題への取り組みの詳細を、熱帯域のスプレッドの評価・局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF: Local Ensemble Transform Kalman Filter) の開発・海面水温摂動の開発・再予報という観点から示す。

#### 3.1.1 現行システムの問題点

気象庁の EPS は、2008 年の台風 EPS の運用開始により、週間 EPS・1か月 EPS<sup>2</sup>・季節 EPS (高谷 2010) と合わせて4つとなった。台風・週間 EPS は数値予報課、1か月 EPS・季節 EPS は気候情報課が開発を担っている。

台風・週間・1か月 EPS には構成上の共通点が多いものの、割り当てられた計算機資源内でそれぞれの予報業務を支援するのに適したシステム構成と運用形態にする必要性から、仕様が異なる独立のシステムとなっている。一方、3者間に多少なりとも差異がある点は、何れかの EPS やそのガイダンスの開発で得られた成果を別の EPS やガイダンスに活かす上での障害になり、開発成果の共有や相互活用が進みにくいという問題を引き起こしている。また、予報現業で行われる検討においても、各システムから得られる結果の違いが意味のあるものであるかを限られた時間内で見極めるとい

<sup>1</sup> 経田 正幸

<sup>2</sup> 1か月 EPS の結果は、2008 年3月以降、それまでの1か月予報 (毎週発表) 作業に加え、異常天候早期警戒情報 (最大週2回発表) 作業にも用いられている。

う、難しい作業を発生させている。

#### 3.1.2 技術開発計画と「全球 EPS」への統合

気象庁は、長官を本部長とする「気象庁技術開発推進本部」、参事官を幹事長とする「技術開発推進本部幹事会」、その下に「モデル技術開発部会」・「豪雨監視・予測技術開発部会」・「静止衛星データ利活用部会」を配する庁内横断的な体制を構築し、技術開発のあるべき姿を策定して、開発計画の推進に取り組んでいる。「気象庁技術開発推進本部」の発端は1999年に設置された「気象庁モデル技術開発推進本部」であり、その背景と全球数値予報に関する取り組みは隈 (2000) や斉藤 (2004) に詳しい。また、現体制への変更と強化については加藤 (2010) でも取り上げられている。

2010年、第9世代スーパーコンピュータシステム (2012年に導入された現行のシステム。以下、スーパーコンピュータと呼ぶ) の供給業者が決定し、当時として世界の数値予報センターと比較しても遜色ない性能のスーパーコンピュータが運用される見通しとなった (西尾 2011)。第3.1.1項で述べた点を共通の問題意識としていた数値予報課と気候情報課の EPS 開発担当者が中心となって、複数ある現業 EPS の開発を効率的かつ効果的に推進していくための課題を検討し、EPS の将来像とそれに必要な要件に関する議論も活発に行った。こうした検討結果を踏まえ、「モデル技術開発部会」は中期計画 (スーパーコンピュータの稼働期間である2016年度までを想定) の策定の中で、各 EPS で最適化を進めるのではなく、中期予報から延長予報まで<sup>3</sup>を一体的に支援する「全球 EPS」への統合を計画した。統合にあたっては、各 EPS 間で共通化を図りながら、高性能のスーパーコンピュータを活かして18日先まで予報モデルの解像度を変えないなど、同一の予報モデルを用いることで庁内の連携を強化することとしている。

#### 3.1.3 全球 EPS の構築に向けた課題

現在の台風・週間・1か月 EPS と計画中の全球 EPS の仕様を表3.1.1に示す。それぞれのモデルや初期値などに違いがあるように、統合の対象となる構成要素は多岐にわたる。また、運用形態や再予報の有無も実用上の検討項目である。それらの主な検討点とそれらに基づく開発設定について、以下に項目立てをして述べる。

##### (1) 数値予報モデルの分解能

予測対象とする大気現象の時空間スケールは、中期・延長予報といった対象期間のスケールに応じてある程

<sup>3</sup> 本報告では、中期予報を3日を越えて10日先までを対象期間とする予測、延長予報を10日を越えて30日先までを対象期間とする予測としている。巻末付録B参照。

表 3.1.1 台風・週間・1か月 EPS と全球 EPS の仕様 (2015 年 12 月現在)。新保 (2015) の第 1.1.6 表を基に加筆・更新した。赤色文字の部分は直近の更新時に共通化を図った内容を示す。全球 EPS の内容は計画案であり、最右列にはその参考情報 (本節で取り上げた参考文献や本章内の報告など) を記す。

	台風 EPS	週間 EPS	1 か月 EPS	全球 EPS (計画案)	計画案の参考情報
最終更新年月	2014 年 3 月	2014 年 2 月	2014 年 3 月		2016 年度未開始予定
支援業務	台風情報	週間天気予報	異常天候早期警戒情報と 1 か月予報	台風情報、週間天気予報、異常天候早期警戒情報、1 か月予報	異常天候早期警戒情報の資料には連続する 4 初期時刻分を活用することとし、通常の予報期間は全ての予測が同情報の対象期間を含む長さの 18 日
実行頻度 (初期時刻)	1 日最大 4 回 (00, 06, 12, 18UTC)	1 日 2 回 (00, 12UTC)	土・日曜日と火・水曜日の週 2 回 (12UTC)	1 日通常 2 回 (00, 12UTC)、最大 4 回 (00, 06, 12, 18UTC)	
予報期間	5.5 日 (132 時間)	11 日	土・日曜日は 18 日、火・水曜日は 34 日	初期時刻 00, 12UTC に関して、通常は 18 日、火・水曜日は 34 日。06, 18UTC は 5.5 日。	
メンバー数	25	27	50 (25 × 連続する 2 初期時刻)	11 日先まで 27、その後は 13	
実験評価期間	近年の 1 年もしくは数年間	近年の 1 年の夏・冬	30 年間 (1981~2010 年)	近年の 1 年もしくは数年間、近年の 1 年の夏・冬、30 年間	第 3.1.3 項の (4)、第 3.5 節
予報モデル	バージョン	GSM1304 (表記法は巻末付録 B 参照)		評価実験時点での最新版 GSM	
デルタ	水平分解能・鉛直層数	TL479L60 (最上層 0.1 hPa)	TL319L60 (最上層 0.1 hPa)	18 日先まで TL479L100、その後 TL319L100 (最上層 0.01 hPa)	第 3.1.3 項の (1)
初期値	大気	全球速報解析値			
	陸面	積雪深・土壌温度は全球解析に基づく値、土壌水分は気候値	オフライン陸面解析 (積雪深解析含む) に基づく値	オフライン陸面解析 (積雪深解析含む) に基づく値	第 3.1.3 項の (3)
	海面水温・海水	MGDSST と海水データセットの解析値 (いずれも前日分)		同左	栗原ほか (2006), Matsumoto et al. (2006)
境界値	海面水温	初期の年平均偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えた値	初期の年平均偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えた値	同左	
	海水	初期の海水分布の年平均偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えた値	初期の海水密度度及び海水域面積の年平均偏差から統計的に推定した値	初期の海水密度度及び海水域面積の年平均偏差から統計的に推定した値	第 3.1.4 項、杉本ほか (2015)
気候値	海面水温	NOAA Optimum Interpolation SST の月平均値に基づく内挿値	MGDSST の日別気候値	MGDSST の日別気候値	第 3.1.4 項
	海水	海水データセット月平均気候値に基づく内挿値	海水データセットの日別気候値	海水データセットの日別気候値	第 3.1.4 項
アンサンブル手法	大気初期摂動	SV 法 (北西太平洋領域 + 台風周辺域)	SV 法 (北半球中高緯度帯 + 低緯度帯)	SV 法 + LETKF	第 3.1.3 項の (2)、第 3.2 節、第 3.3 節
	モデル摂動	確率的物理過程強制法			
	境界摂動	なし			第 3.4 節

度決まる。これまでの設計では、以下のように別々に数値予報モデルの分解能を選択し、EPSの運用に必要な計算機資源を抑えていた。

- 中期予報では日単位の時間スケールで発達し顕在化する低気圧や台風の動向を表現しうる分解能
- 延長予報では数日以上持続して偏西風の蛇行等をもたらすブロッキング現象や準定常ロスビー波などを表現しうる分解能

一方、傾圧不安定波に伴う運動量輸送には中緯度帯のジェット気流を変化させる働きがあり、前田(2013)は偏西風の蛇行の不確実性を予測する上で重要となる過程のひとつに傾圧不安定波などによる偏西風の加速・減速を挙げている。こうした異なる時空間スケールの現象の相互作用を表現できる数値予報モデルの研究・開発への取り組みは、近年、シームレス予測(継ぎ目のない予測: Seamless prediction; Palmer et al. 2008)をキーワードとして盛んに行われており、Jung et al. (2012)は欧州中期予報センター(ECMWF)の大気モデルを用いて、高い水平分解能が低気圧の構造やブロッキング高気圧の発生頻度などを改善させることを示した。

高い水平分解能で予測することの価値について、竹内(2006)が紹介した、予報時間に応じて数値予報モデルの分解能を変えるという手法<sup>4</sup>を用いた調査がある。Buizza et al. (2007)は、この手法のECMWFのシステムへの導入実験として、予報時間に応じて分解能を可変とするEPS(VAREPS: VArIable Resolution Ensemble Prediction System)と従来のものでないものを比較した。前者の分解能は予報期間15日のうち7日先でTL399L40からTL255L40に変更する。後者は予報期間を通してTL319L40に固定したもので、実行に必要な計算機資源は前者とほぼ同等である。これらの日別予測精度の比較結果からは、予報期間の後半で分解能を下げてでも前半の分解能を上げることで、後半の成績を低下させずに予報期間はじめに良い成績を得ることができるとしている。

全球EPSはその支援業務に1か月予報を含む計画であり、その予報期間は1か月EPSと同じ34日間とする必要がある。全球EPSの予報期間前半・後半はそれぞれ現行の週間・1か月EPSと同等の分解能を維持しながら、効果的かつ効率的な運用ともなるために、分解能可変型システムを導入することとした。

## (2) 大気初期値アンサンブル

台風・週間・1か月EPSのアンサンブル初期値は、いずれも大気解析値に成長率の高い初期摂動を加えたものである。その作成手法は特異ベクトル(SV: Singular Vector)法もしくは成長モード育成(BGM: Breeding of Growing Modes)法である。設定の詳細はJMA(2013)

<sup>4</sup> この手法は、米国環境予測センターや欧州中期予報センターの運用する中期予報を対象としたEPSに導入されている(第2.1節参照)。

を参照されたい。誤差成長の評価領域に関しては、予測対象とする現象に関係した摂動を効果的に算出するため、各EPSで異なっている。

## 台風EPSの評価領域

- (i) 熱帯擾乱に関係した不安定モードを求めるための1日後の台風中心周辺域と
- (ii) 主に北西太平洋での傾圧不安定モードを求めるための北西太平洋領域(北緯20~60度、東経100~180度)。

## 週間EPSの評価領域

- (i) 主に傾圧不安定モードを求めるための中高緯度帯(北緯30度以北と南緯30度以南の2領域)と
- (ii) 主に積雲対流に関係した不安定モードを求めるための低緯度帯(北緯30度~南緯30度)。

## 1か月EPSの評価領域

- (i) 主に傾圧不安定モードを求めるための北半球域(北緯20度以北)と
- (ii) 主にマッデン・ジュリアン振動(MJO: Madden-Julian Oscillation)に関係した不安定モードを求めるための熱帯域(北緯20度~南緯20度)(Chikamoto et al. 2007)。

週間EPSと1か月EPSでの評価領域の設定はよく似ているものの、成長率を評価する手法・指標が異なることから、特に低緯度帯で算出される摂動は同一とは限らず、またその効果(アンサンブル予報のばらつきに与える影響)にも大きな違いが生じている可能性がある。さらに、初期値に用いる低緯度帯のモード数が大きく異なっており(週間EPSは25モード、1か月EPSは2モード)、この点もばらつきに与える効果として影響する可能性がある。

まず、全球EPSのアンサンブル初期値、特に低緯度帯をどのように生成するかを決めるための検討から取り掛かることとした。その上で、第3.2節や第3.3節で述べる開発や調査等を通じて、現在はSV法とLETKFで求める摂動をアンサンブル初期値に用いる計画としている。

## (3) 陸面初期値

GSMには陸面モデルとしてSimple Biosphere(SiB、佐藤・里田1989)が組み込まれている。地表面の温度や水分量といった陸面状態は比較的短い時間で変化し、運動量・熱・水蒸気の輸送を通じて大気に影響を及ぼしうる。一方で、地中の温度や水分量といった陸面状態は変動の時間スケールが長く、長時間にわたり大気に影響を及ぼし続ける。陸面状態は、こうした相互作用を通じて、延長予報が対象とする大規模な現象の予測可能性をも決めるため、陸面初期値の推定に関する開発と改良は台風・週間EPSと1か月EPSそれぞれで行われてきた。

週間EPSの陸面初期値は、(a) 全球解析における陸面解析結果の内挿値(土壌温度や積雪深など)や(b) 気候値(土壌水分量)を基本としている。一方、1か月

EPSの陸面初期値は、オフライン陸面解析<sup>5</sup>から得られる1か月EPSと同じ解像度の陸面解析値としている(徳広 2002)。(a)の内挿は簡便な仕組みで実装しやすい反面、解像度変換前後の植生の違い等に起因する誤差を生む可能性がある。オフライン陸面解析は大気強制力の選択や与え方で応答が変わり得る複雑な仕組みであるが、再予報に必要な30年といった長期間の陸面初期値を同じモデルで一貫して生成でき、(b)の気候値と異なり年々変動を表現し得る。また、GSMにおいてSiBの性質やモデル変数の構成が大きく変わるといった変更が先行して行われる場合<sup>6</sup>においても、EPSで用いるSiBに基づく陸面初期値を継続して得ることが出来る。

以上より、全球EPSの陸面初期値は1か月EPSと同様に、オフライン陸面解析により作成する計画とした。開発では、週間EPSと1か月EPSの陸面初期値の評価(気候値・観測値の利用の有無が大きく異なる)と、系統誤差や年々変動といった予測精度の確認から始めた。

#### (4) 現業アンサンブル予報システムと再予報

再予報<sup>7</sup>とは、同一の数値予報システムを用いて過去事例に遡る予測実験のことであり、将来の状態を予め知るための予測と区別される。再予報の意義は今の数値予報の実力を統計的に評価する点にあるが、評価の蓄積により数値予報特性を踏まえた活用(例えば、MOS(Model Output Statistics)形式のガイダンスなど)が可能となる。

再予報結果の業務利用に関して、1か月EPSの予測資料は当初から再予報に基づく系統誤差で修正したものが用いられており(吉松・高野 1996)、全球EPSの実用化に際しても再予報実施を前提とした開発計画としている。再予報の仕様は、現業システムと同一であることが理想的であるが、実施のための計算機資源には限りがあるため、現業システムの仕様から一部縮退したものとしている。また、事例数を確保するにあたって、遡る過去分の大気・陸面・海面水温解析値の整備を必須としている。全球EPS実施に向けた検討については第3.5節で述べる。

<sup>5</sup> 陸面モデルに解析値・観測値に基づく大気強制力を与えて現在または過去の陸面状態を推定する手法。1か月EPS用のものは2002年4月に運用を開始しており、SiBと衛星データ・地上観測に基づく積雪深解析値や全球大気解析値を用いている。1か月EPS用のインパクトは徳広(2001)を参照。

<sup>6</sup> これまでもEPSの評価実験には時間を要しており、いずれのEPSの予報モデル更新もGSMより後に計画している。

<sup>7</sup> 英語では、予報(forecast)に“再び”の意味の接頭辞reを付したreforecast、もしくはhindcast(foreの対義語であるhind)が当てられており、本報告では前者の訳語「再予報」を用いる。

#### 3.1.4 全球EPSに向けた現行システムの進展

前項にあるとおり、全球EPSの各構成要素の内容は台風・週間・1か月EPSのそれを基にしている。ここでは、全球EPSに向けた進展としてEPS間の構成内容の共通化作業について述べる。なお、週間・台風アンサンブル予報と1か月アンサンブル予報の評価過程や用いる指標についてはそれぞれ経田ほか(2013)、佐藤(2013)に詳しく述べられているので、そちらをご覧ください。

全球EPSの開発計画の一環として、EPS間の仕様の共通化を各システム更新の機会に実施してきた。直近のシステム更新時の共通化事項は表3.1.1の赤色文字部分である。こうしたシステム間の違いを減らす作業は、1か月EPSを開発してきた気候情報課との連携を必要とする開発計画上の課題であったが、現在は全球EPSの開発における様々な視点からの評価作業(例えば、第3.2節で示す熱帯域のばらつきの評価や第3.5節で示す統計期間の長い再予報を用いた検証)と共に共同で進めることが出来ている。

直近の1か月EPSの海面状態の変更(杉本ほか 2015)では、台風・週間EPSと同じ解析値である全球日別海面水温(MGDSST: Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperature; 栗原ほか 2006)及び海水データセット(Matsumoto et al. 2006)を用いるようになった。この実現には、再予報の実施に必要な過去30年に渡る解析値が海洋気象情報室の協力を得て利用可能になったという背景もある。また、週間EPSの海面状態には、月平均気候値に基づく内挿値のため月末・月初めを中心に大きな誤差が生じやすく、また予報期間中、特に季節変化が大きい時期に海水域の系統誤差が大きいという問題がある。現行の1か月EPSの仕様はこうした点を緩和する手法にもなっている。そこで、全球EPSの海面状態は1か月EPSと同じ仕様を想定し、現在週間天気予報・台風情報への影響評価を気候情報課と共同で進めている。

#### 3.1.5 予報現業・情報発表等への効果

気象庁は様々な種類の予報・情報を定期的に発表しており、それらの予報期間には一部重複がある。例えば、5日先までの台風情報は翌日から7日先までの週間天気予報と重なり、その週間天気予報は1か月予報の一週目(土曜日からは始まる7日間)と重なる。このため、予報間の整合性を保つための検討が発表毎になされている。

例に挙げた週間天気予報と1か月予報の支援資料は、それぞれ週間EPSと1か月EPSの予測結果を基としており、毎回の資料にはシステム特性の違いに由来する差が表れる場合がある。第3.1.1項で述べたとおり、予報作業上やガイダンスの開発成果を活かす上において両者の差は少ない方が望ましく、全球EPSの実現はこうした面でも役立つと考えている。

また、気象庁は、高温または低温の持続や大雪など社会的に大きな影響を及ぼす平年からの隔たりの大きな天候の発生可能性をできるだけ早い段階から伝えるため、毎週木曜日の1か月予報の発表に加え、毎週月・木曜日に異常天候早期警戒情報を発表する場合がある。1か月EPSの運用形態は、こうした発表形態に合わせて決められている。一方、全球EPSは18日先までのアンサンブル予報を毎日生成する運用形態をとる予定で、早い段階からの顕著な現象に関する資料を毎日更新できるようにする。こうした技術基盤の実現を前提に、数日といった時間スケールを対象にする2週先までのガイダンス開発や2週先までの顕著現象に関する注意喚起のあり方の検討も開始されている。

このように、全球EPSの実現は、発表予報間の整合性を保つために役立つだけでなく、高頻度での2週先までの顕著現象予測情報の支援を可能とするなど、予報作業の効率化・発表情報の充実にも寄与すると考えられる。

#### 参考文献

Buizza, R., J.-R. Bidlot, N. Wedi, M. Fuentes, M. Hamrud, G. Holt, and F. Vitart, 2007: The new ECMWF VAREPS (Variable Resolution Ensemble Prediction System). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 681–695.

Chikamoto, Y., H. Mukougawa, T. Kubota, H. Sato, A. Ito, and S. Maeda, 2007: Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04806.

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, 2015: 1か月アンサンブル予報システムの変更の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–5.

JMA, (Ed.), 2013: *Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan Meteorological Agency*. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research, Japan Meteorological Agency, 188 p., URL <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2013-nwp/index.htm>.

Jung, T., M. J. Miller, T. N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J. M. Adams, E. L. Altshuler, B. A. Cash, J. L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K. I. Hodges, 2012: High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *J. Climate*, **25**, 3155–3172.

加藤輝之, 2010: 豪雨監視・予測技術の開発. 平成22年

度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 109–115.

隈健一, 2000: 全球モデルの今後の開発戦略について. 数値予報課報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 2–14.

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. 測候時報第73巻特別号, 気象庁, S1–S18.

経田正幸, 山口春季, 檜垣将和, 2013: 週間・台風アンサンブル予報の検証. 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 34–44.

前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 103–111.

Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hira-hara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. *AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, P2.21.

西尾利一, 2011: 計算機(スーパーコンピュータシステム). 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69–70.

Palmer, T. N., F. J. Doblas-Reyes, A. Weisheimer, and M. J. Rodwell, 2008: Toward Seamless Prediction: Calibration of Climate Change Projections Using Seasonal Forecasts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 459–470.

斉藤和雄, 2004: 全球モデル開発プロジェクト. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 1–7.

佐藤均, 2013: 1か月アンサンブル予報システムの検証. 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 45–50.

佐藤信夫, 里田弘, 1989: 生物圏と大気圏の相互作用. 数値予報課報告・別冊第35号, 気象庁予報部, 4–73.

新保明彦, 2015: 全球アンサンブル予報システムの構築に向けて. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 19–20.

杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析(MGDSST)の利用と海氷初期偏差を考慮した海氷域推定手法の高度化. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5–19.

高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 10–14.

竹内義明, 2006: 海外の現業全球アンサンブル予報の動向. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 13–22.

徳広貴之, 2001: 陸面モデルオフライン実験の検証. 平成13年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 51–57.

徳広貴之, 2002: 陸面解析の現業化. 平成14年度季節

予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 76-77.  
吉松和義, 高野清治, 1996: 1 か月数値予報の予報精度.  
平成 8 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海  
洋気象部, 22-34.

## 3.2 週間アンサンブル予報システムにおける熱帯域のスプレッドの評価<sup>1</sup>

### 3.2.1 はじめに

数値予報課・気候情報課では、気象庁のアンサンブル予報システム (EPS: Ensemble Prediction System) のうち、週間 EPS・台風 EPS・1 か月 EPS の3つの EPS を「全球 EPS」として統合することを目指して開発を行っている (詳細は前節参照)。3つの EPS はそのねらいや予測対象としている主な現象が異なるため仕様に違いがあり、統合にあたってどの仕様を全球 EPS に採用するか検討する必要がある。その仕様の違いのうち初期摂動の違いによる予測への影響を確認するため、週間 EPS と1 か月 EPS のスプレッドの評価を行った。

本節ではそれらの調査の中で分かった週間 EPS の予測初期の熱帯域のばらつきの問題点やその原因の調査、改善に向けた検討について報告する。まず第 3.2.2 項で調査の中で明らかとなった週間 EPS の問題点の概要について述べる。次に第 3.2.3 項で、週間 EPS の熱帯域の初期摂動の作成手法について説明する。第 3.2.4 項では、週間 EPS の熱帯域の初期摂動を用いた予測を確認し、上述した傾向がどのようなプロセスで現れているか示す。第 3.2.5 項では、熱帯域における予測初期のばらつきの改善に向けた検討について述べ、第 3.2.6 項では、予測初期のばらつきの改善や先の予報時間への影響の評価のために行った予報実験について述べる。最後に、第 3.2.7 項で本節をまとめ、熱帯域の初期摂動の改良に向けた取り組みや今後の課題を述べる。

### 3.2.2 週間 EPS の予測初期のばらつきの特徴

図 3.2.1 に週間 EPS のコントロールラン (摂動を加えていない予測)、摂動ラン (摂動を加えた予測) の熱帯域 (北緯 20 度 ~ 南緯 20 度) の FT=24 における前 24 時間降水量、GPCP 日別降水量解析値の頻度分布を示す。図 3.2.1 を見ると、コントロールランや GPCP 日別降水量解析値に比べて、熱帯域の予測初期における強い降水の予測頻度が過大であることが分かる。理想的なアンサンブル予報ではコントロールランを含め、各メンバーが同一の確率分布に従うことを仮定する。しかし、週間 EPS の熱帯域では、摂動ランにおいてコントロールランや参照値に現れない過大な降水等の極端な現象が表現されており、これによって予測初期のみならず、その後の予報期間における摂動ランの予測精度に悪影響を及ぼしている可能性がある。

また、週間 EPS の 200 hPa 面速度ポテンシャルのスプレッドが FT=24 にかけてアンサンブル平均予報の平方根平均二乗誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) に対して過大になり、その後 FT=48 にかけてアンサンブル平均予報の RMSE よりも小さくなることが分かった (図略)。アンサンブル予報において、スプレッ

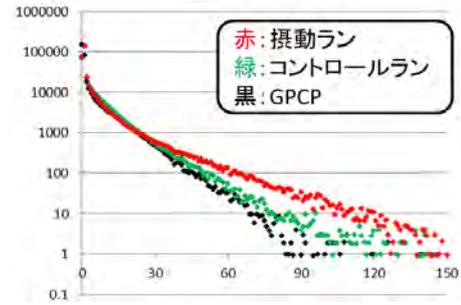


図 3.2.1 熱帯域 (北緯 20 度 ~ 南緯 20 度) における 24 時間降水量の頻度分布。統計期間は 2013 年 7 月、統計対象とする予測の初期時刻は 00UTC。縦軸は統計対象期間内に FT=24 における前 24 時間降水量が各閾値の範囲に入った回数を示す。横軸は前 24 時間降水量 (単位: mm/24h)。赤点: 摂動ラン、緑点: コントロールラン、黒線: GPCP 日別降水量解析値を示す。

ドはアンサンブル平均予報の RMSE と同程度であることが望ましい (高野 2002) が、このスプレッドの変化傾向はその要請を満たしていないことを意味する。

これらの週間 EPS の予測の挙動はどちらも予測初期の熱帯域に見られる特徴であるため、熱帯域の初期摂動が関係していると考えられる。

### 3.2.3 週間 EPS の熱帯域の初期摂動作成方法

熱帯域の予測初期の挙動を確認する前に、まずは現在の週間 EPS の熱帯域における初期摂動作成手法について簡単に述べる。詳細は酒井 (2009) を参照いただきたい。

週間 EPS では初期摂動作成手法に特異ベクトル (SV: Singular Vector) 法を採用している。第 1.2 節で述べたように、SV 計算における成長率  $\lambda$  は以下の式で定義される。

$$\begin{aligned} \lambda &= \frac{\|\mathbf{M}\delta\mathbf{x}\|_f}{\|\delta\mathbf{x}\|_i} = \sqrt{\frac{(\mathbf{M}\delta\mathbf{x}, \mathbf{E}_f\mathbf{M}\delta\mathbf{x})}{(\delta\mathbf{x}, \mathbf{E}_i\delta\mathbf{x})}} \\ &= \sqrt{\frac{(\delta\mathbf{x}, \mathbf{M}^T\mathbf{E}_f\mathbf{M}\delta\mathbf{x})}{(\delta\mathbf{x}, \mathbf{E}_i\delta\mathbf{x})}} \quad (3.2.1) \end{aligned}$$

$\delta\mathbf{x}$  は摂動変数、 $\mathbf{M}$  は初期時刻から評価時刻までの摂動予報モデルに相当する線形演算子、 $\mathbf{M}^T$  はその随伴モデル、 $\|\cdot\|_i$  は初期時刻における摂動変数の大きさを測るノルム (ノルム演算子は  $\mathbf{E}_i$ )、 $\|\cdot\|_f$  は評価時刻における摂動変数の大きさを測るノルム (ノルム演算子は  $\mathbf{E}_f$ )、 $(\cdot, \cdot)$  は内積を表す。熱帯域の SV の算出のための評価時間は 24 時間としている。

初期時刻及び評価時刻の摂動の大きさを測るノルムには、ともにトータルエネルギーノルム (Barkmeijer et al. 2001) が用いられる。 $\mathbf{x}$  が全モデル格子点における変数  $\zeta_x$  (渦度)、 $D_x$  (発散)、 $T_x$  (気温)、 $q_x$  (比湿)、 $P_x$  (地上気圧) で構成されるベクトルであると

<sup>1</sup> 越智 健太

すると、摂動変数  $\delta x$  の大きさは以下の式で表される。

$$\begin{aligned} \|\delta x\|^2 = & \frac{1}{2} \int_S \int_{p_s}^{p_0} dS dp (\nabla \Delta^{-1} \zeta_x \cdot \nabla \Delta^{-1} \zeta_x \\ & + \nabla \Delta^{-1} D_x \cdot \nabla \Delta^{-1} D_x) \\ & + \frac{1}{2} \int_S \int_{p_s}^{p_0} dS dp \left( \frac{C_p}{T_r} T_x^2 \right) \\ & + \frac{w_q}{2} \int_S \int_{p_s}^{p_0} dS dp \left( \frac{L^2}{C_p T_r} q_x^2 \right) \\ & + \frac{1}{2} \int_S dS R_d T_r \left( \frac{P_x}{P_r} \right)^2 \end{aligned} \quad (3.2.2)$$

$C_p$ ,  $L$ ,  $R_d$  はそれぞれ乾燥大気の設定比熱、水の蒸発熱、乾燥大気の気体定数を示す。 $T_r$ ,  $P_r$  はそれぞれ Barkmeijer et al. (2001) と同様に  $T_r = 300$  K,  $P_r = 800$  hPa と設定した定数である。 $\int_S dS$  はトータルエネルギーを計算する水平領域に対する面積積分、 $\int_{p_s}^{p_0} dp$  はモデル面最下層（気圧  $p_s$ ）からモデル面最上層（気圧  $p_0$ ）の鉛直方向の積分を示す。 $w_q$  は比湿の項の重みを決める無次元の係数で、 $w_q$  を小さく設定すると、SV の水蒸気摂動が大きくなり、他の成分は小さくなるという特徴がある（小野 2010）。

SV の各変数にどのような摂動が求まるかは、摂動予報モデル・随伴モデルと摂動変数の大きさを測るノルムの設定に依存する。週間 EPS では、初期時刻において下層に水蒸気摂動を加えて評価時間後に対流圏で高い成長率をもつ SV を求めることを狙って、 $E_i$  を用いて初期時刻の摂動の大きさを測る際に以下の処理を加えている。

1. モデル面 35 層（約 10 hPa）よりも上層において各物理量の重みを  $10^6$  倍にする。
2. 1. に加えて、モデル面 9 層（約 800 hPa）よりも上層において比湿の重みを更に  $10^6$  倍にする。

これらは初期時刻の摂動において、成層圏で大きな摂動が求まりにくくなること、800 hPa 面以下で水蒸気摂動が求まりやすくなることを狙った設定である。また、 $w_q$  は 800 hPa 面以下で水蒸気摂動が他の摂動変数よりも大きくなるように、0.04 と小さな値に設定している<sup>2</sup>。

SV 法で求めた線形成長する摂動はターゲット領域内の個々の擾乱に対してそれぞれ求まる傾向がある（酒井 2009）。そのため、それぞれのメンバーで 1 つの摂動のみをそのまま初期摂動に使うと 1 メンバーの予測で表現できるばらつきは、ある擾乱に対する局所的なものになってしまう。そこで、因子分析の手法であるバリマックス法（芝 1979）を応用したバリアンスミニマム法を用いて、個々の初期摂動に多くの SV の成分が含まれるような線形結合係数を求めて、複数の SV を線形結合して初期摂動を作成している<sup>3</sup>。また、Buizza et al. (1999) と同様、初期摂動作成に用いる SV には

<sup>2</sup> 台風 EPS では  $w_q = 1$  としている（小森 2009）。

<sup>3</sup> 詳細は山口（2006）を参照いただきたい。

評価時間内に成長する SV (ISV: Initial SV) だけでなく、過去の予測から線形成長してきた摂動を初期摂動として表現することを狙って、評価時間前から初期時刻までに線形成長した SV (ESV: Evolved SV) も合わせて用いている（JMA 2013）。現在の週間 EPS では、1 初期時刻の熱帯初期摂動を作成する際にはそれぞれ 25 個の ISV・ESV をバリアンスミニマム法によって線形結合して用いている<sup>4</sup>。

### 3.2.4 熱帯 SV を用いた予測の特徴

実際に週間 EPS の熱帯域の初期摂動を加えた予測とコントロールランの違いを確認して、第 3.2.2 項で述べた予測初期の過大なスプレッドや降水がどのようなプロセスで予測されているかを確認する。ここで使用する予報モデルは現在の週間 EPS と同様で、解像度は TL479L60 である。加える初期摂動は、ある 1 つの SV が予測の差に与える影響に着目するため、熱帯域で求められた SV を 1 つだけ初期摂動として用いた。熱帯域の SV の評価時間である FT=24 にかけて急激にスプレッドが大きくなっていることから予測の差の拡大には ISV が主に関係していると考えられるため、初期摂動として加える SV は ISV のみとした。摂動として与える SV の振幅には任意性があるが、SV が求めた領域周辺において同じ初期時刻の週間 EPS と同程度の大きさの振幅をもつように調整した。以下、摂動を加えた予測を PTB と呼び、コントロールランの予測を CNTL と呼ぶ。

まず、加えられた摂動の特徴を見るために、図 3.2.2 に 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値の予測の FT=0 における CNTL, PTB と CNTL の差（初期摂動）の水平分布・鉛直断面図を示す。左列の 925 hPa 面における比湿の水平分布を見ると、大西洋の中央付近で PTB と CNTL の差が大きくなっており、広範囲に大きな比湿摂動が加わっていることが分かる。鉛直構造を見るために同図の線分 AB で鉛直断面図をとると、約 700 hPa 面以下において CNTL に比べて PTB の比湿が大きくなっていることが確認できる。この比湿摂動が加わることで PTB では約 800 hPa 面以下の層で相対湿度がほぼ 100% となっていた（図略）<sup>5</sup>。

次に、熱帯域の評価時間である FT=24 までの CNTL, PTB と CNTL の差の時間発展（非線形モデルによる摂動の時間発展）を確認する。図 3.2.3 にそれぞれの予測の FT=24 までの 12 時間毎の相当温位とその差を

<sup>4</sup> それぞれ 35 個の ISV・ESV の中から成長率の高い順番に 25 個ずつ選択して初期摂動作成に用いる。ただし、空間的に様々な場所に分布した SV を初期摂動作成に用いるために、SV の鉛直積分トータルエネルギーを計算し、その水平分布どうしの相関係数が高い場合はそれらのうち成長率の低い方の SV は初期摂動作成に用いない。また、線形成長の仮定の範囲で過大な成長率を示す SV は除外している（第 3.2.7 項で簡単に説明する）。

<sup>5</sup> 飽和比湿を超えた比湿は初期値作成の際に除去されている。

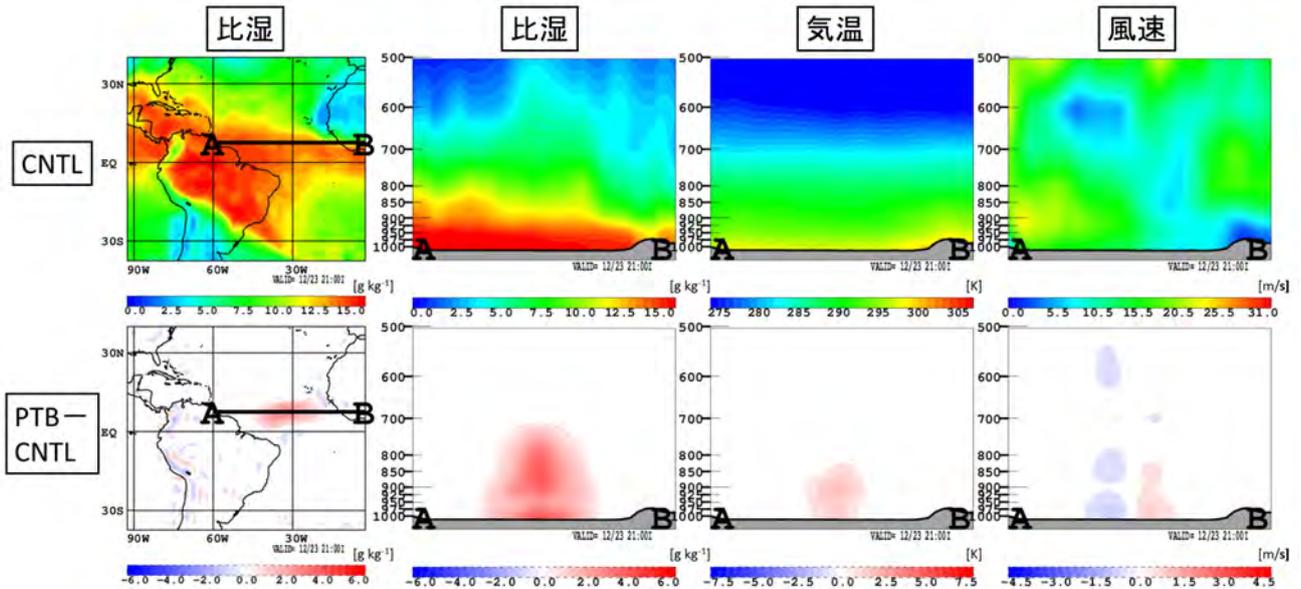


図 3.2.2 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値の FT=0 における (上段) CNTL、(下段) PTB-CNTL の値を示す。描画要素は左から順に 925 hPa 面の比湿の平面図、比湿の鉛直断面図、気温の鉛直断面図、風速の鉛直断面図。単位は、比湿が  $\text{g kg}^{-1}$ 、気温が K、風速が  $\text{m/s}$  である。

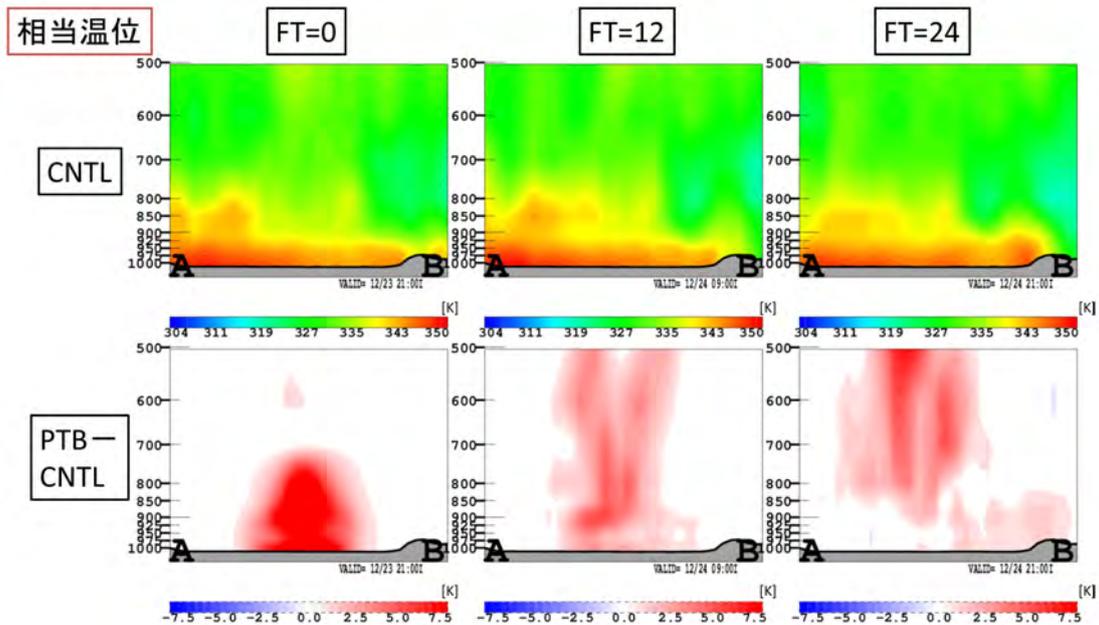


図 3.2.3 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値の相当温位 (単位: K) の鉛直断面図の時系列。鉛直断面をとる線分 AB は図 3.2.2 と同様である。(上段) CNTL、(下段) PTB-CNTL の値を示す。左から順に FT=0, 12, 24 の予測を示す。

示す。相当温位に着目すると、予報時間が進むにつれて、下層における CNTL と PTB との間の差は次第に小さくなっていることが分かる。下層の対流不安定が次第に解消していることから、水蒸気の凝結を伴う積雲対流過程や雲過程が影響していると考えられる。実際に、積雲対流過程・雲過程による時間変化率を確認すると、PTB では積雲対流過程による気温の時間変化率が大きな値となっていた (図 3.2.4)。下層に比湿を

増加させる摂動を加えた結果、大気がより対流不安定となり、強い積雲対流が起こるようになったためであると考えられる。図 3.2.5 に、FT=24 までの積算降水量を示す。CNTL では多いところで  $20 \text{ mm}/24\text{h}$  程度の降水が表現されているのに対して、PTB では下層に比湿の摂動が加わった場所の周辺で  $100 \text{ mm}/24\text{h}$  を超える降水が表現されている。この降水はほぼ積雲対流過程によるものであった。

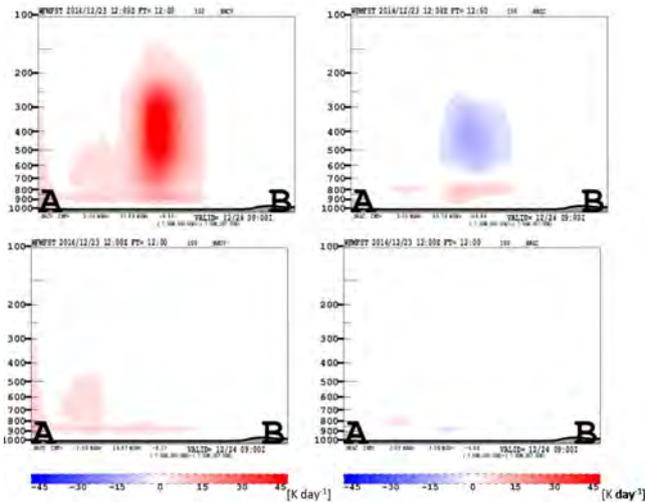


図 3.2.4 2014 年 12 月 24 日 12UTC 初期値の FT=12 における前 12 時間の気温の時間変化率 (単位:  $\text{K day}^{-1}$ )、(左上) PTB の積雲対流過程によるもの、(右上) PTB の雲過程によるもの、(左下) CNTL の積雲対流過程によるもの、(右下) CNTL の雲過程によるもの。

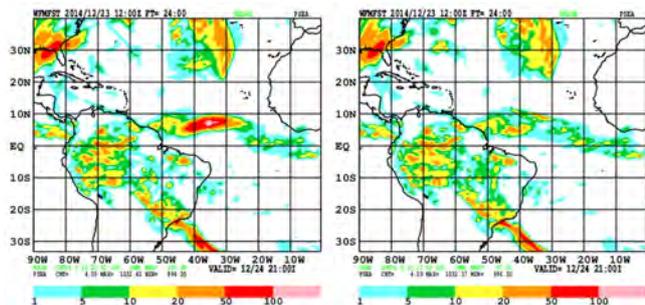


図 3.2.5 2014 年 12 月 24 日 12UTC における前 24 時間降水量 (単位:  $\text{mm}/24\text{h}$ )、(左) PTB、(右) CNTL による FT=24 の予測を示す。

図 3.2.6 に示した風速に着目すると、FT=24 にかけて CNTL と PTB の差は急激に大きくなっている。100~300 hPa 面付近では積雲対流過程の運動量輸送に伴う風速の時間変化率が大きな値となっていた (図略)。この特徴は第 3.2.2 項で述べた予測初期に 200 hPa における風速場のスプレッドが急激に大きくなる傾向と整合している。熱帯域の ISV は積雲対流過程による上層の風速場の予測のばらつきを捉えたものと考えられる。

このような特徴をもつ熱帯域の ISV はこの事例特有のものではなく、熱帯域の ISV として典型的なものである (酒井 2009)。しかし、想定した構造をもつ熱帯域の SV に対する応答が、予測初期のばらつきを過大にしているといえる。

### 3.2.5 予測初期のばらつきの改善に向けた検討

第 3.2.4 項では、下層の大きな比湿摂動が予測初期

の過大なスプレッドや降水を引き起こしていることが示唆された。Su et al. (2014) も気象庁の週間 EPS の FT=24 までのアンサンブル平均降水量は他センターに比べて過大であることを指摘している。そこで、週間 EPS の下層の比湿のばらつきを他の数値予報センターのばらつきと比較してみる<sup>6</sup>。図 3.2.7 に 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値における各現業数値予報センターの 925 hPa 面比湿のスプレッドを示す。気象庁の週間 EPS のばらつきで特徴的なのは、局所的に大きなスプレッドが見られる点である。特に、オーストラリアの東部では  $6 \text{ g kg}^{-1}$  を超える比湿のスプレッドが確認できる。欧州中期予報センター (ECMWF) も週間 EPS と同様に熱帯の一部をターゲット領域とした SV 法を用いているものの、局所的に大きな比湿のスプレッドは見られない。この原因は、ノルムの設定や摂動予報モデル・随伴モデルの特性、初期摂動の振幅の違いなどによるものと考えられる。米国環境予測センター (NCEP) とカナダ気象センター (CMC) は ECMWF よりもやや大きな比湿のスプレッドが見られるが、ECMWF と同様、熱帯域を中心に広い範囲に比湿のばらつきが与えられていることが分かる。

ここまで見てきたように、週間 EPS の熱帯域のスプレッドが予測初期に大きいこと、摂動ランの降水が過多である傾向は、熱帯域の局所的に大きい比湿摂動が原因であると考えられる。第 2.2 節で述べたように、このような大きな比湿摂動は、摂動ランの異常終了を引き起こすという観点からも好ましくない。実際に、次期週間 EPS の予報モデルとして検討している 2014 年 3 月更新の GSM の予報モデルを用いた TL479L100 解像度の十数初期時刻分の実験では、現在の週間 EPS と同じ熱帯域の初期摂動を用いると摂動ランが異常終了する事例が複数の初期時刻で見られている。

初期摂動の分布を改善するためには、SV 法において摂動の大きさを測る評価ノルムの設定の再検討や摂動予報・随伴モデルの取り扱いを検討する必要がある。下層に大きな比湿摂動が求まることへの対策として (3.2.2) 式における  $w_q$  の値を大きくすることや初期摂動振幅の大きさを小さくすることの 2 つの方法が挙げられる。前者の対策を行うと初期時刻における水蒸気項が大きく評価されるため、他の摂動変数に対する水蒸気摂動の大きさが小さくなり、局所的に大きな比湿が求まることも防ぐことができると考えられる。しかし、実際に  $w_q$  を大きくしたところ、ISV における水蒸気摂動の大きさは小さくなったものの、水蒸気摂動が全層を通じて小さく対流圏界面付近の気温摂動が大きいという異なる特徴をもつ ISV も多く計算されるようになった。このような ISV が初期摂動として適切であるかど

<sup>6</sup> 初期摂動の大きさはセンターごとにそれぞれ解析誤差の大きさに近いことが理想的であるため、その大きさを定量的に評価することは難しいが、地理的な分布の特徴を把握することはできる。

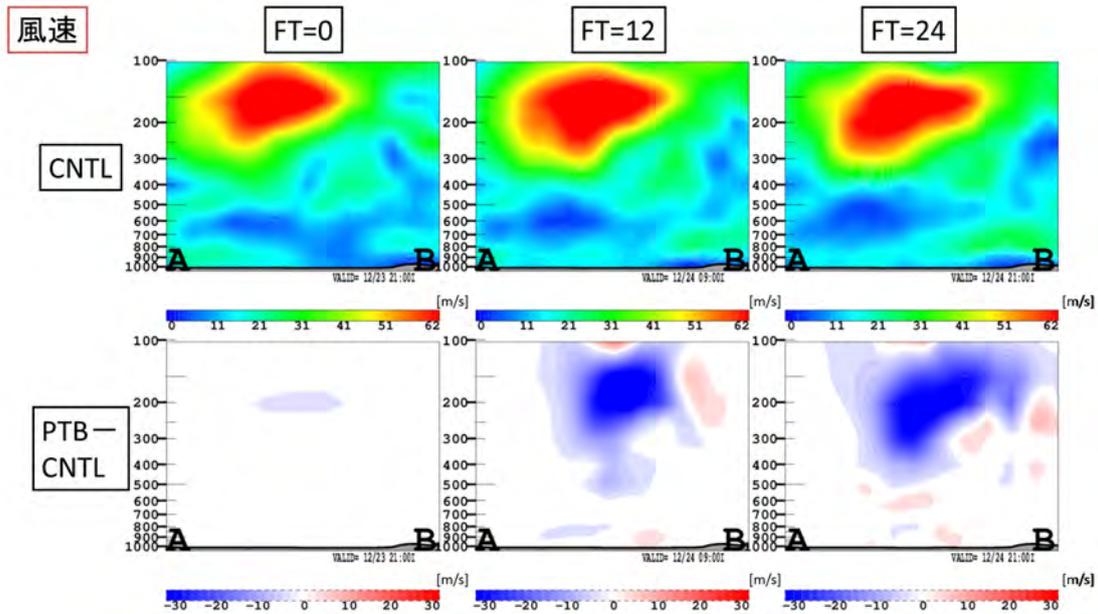


図 3.2.6 図 3.2.3 と同様。ただし描画要素は風速（単位：m/s）。

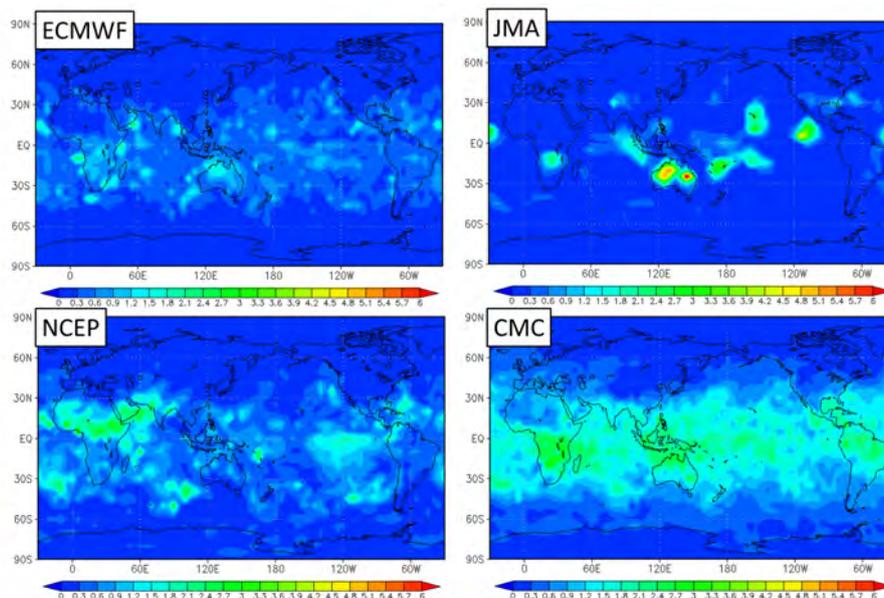


図 3.2.7 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値における各数値予報センターのアンサンブル予報の 925 hPa 面比湿（単位： $\text{g kg}^{-1}$ ）の FT=0 におけるスプレッド。（左上）ECMWF、（右上）週間 EPS、（左下）NCEP、（右下）CMC。

うかは、熱帯域におけるどのようなプロセスの線形成長を捉えたものか、気象学的に解釈できる熱帯域の成長モードであるか、また、非線形成長する ISV であるかどうか確認した上で検討しなければならない。

まずは簡便にできる後者の熱帯域の初期摂動の振幅の調整を行い、そのアンサンブル予報に対する影響を評価した。熱帯域の初期摂動振幅の調整は、これまでは 850 hPa 面の気温に着目して、熱帯域の評価時間である FT=24 において対解析アンサンブル平均予報の RMSE とスプレッドが同程度になるようにしてきた。

しかし、上層の風速場で見るとその振幅が大きすぎると考えられることから、今回は 1 つの試みとして上層の風速場に注目して、FT=24 において 200 hPa の速度ポテンシャルの対解析アンサンブル平均予報の RMSE とスプレッドが同程度になるように振幅を調整することにした。初期摂動の振幅の設定を幾通りか変更した予備的な実験を行い、振幅を半分とした際にそれらの大きさが同程度になることが確認できた。この変更が予測初期のスプレッドや降水表現、更に先の予報時間にどのような影響を与えるか確認するため、熱帯の初

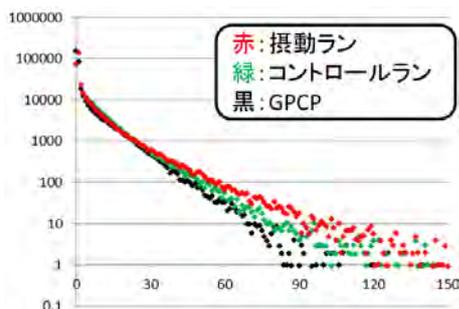


図 3.2.8 図 3.2.1 と同様。ただし、熱帯摂動の振幅を半分にした TEST 実験の結果を示す。

期摂動の振幅を半分にした設定のもとアンサンブル予報実験を行った。

### 3.2.6 熱帯域の初期摂動振幅の変更実験

アンサンブル予報実験には現在の現業週間 EPS と同等のシステムを用いた（予報モデルの水平解像度・鉛直層数は TL479L60）。実験期間は 2013 年 6 月 23 日～2013 年 7 月 31 日、評価期間は 2013 年 7 月 4 日～2013 年 7 月 31 日として、1 日 2 初期値 (00, 12UTC) の実験を行った。メンバー数は現業週間 EPS の約半分である 13 とした。以下、熱帯初期摂動の振幅を現在の半分に変更した実験を TEST 実験、現業週間 EPS と同等のシステムを用いた参照実験（メンバー数は 13）を CNTL 実験と呼ぶ。

図 3.2.1 と同様の図を TEST 実験の結果を用いて描いたものが図 3.2.8 である。図 3.2.1 と同様、強い降水の頻度が過大な傾向が見られるものの、その程度はやや緩和している。これは、比湿の摂動が半分になったことで、第 3.2.4 項で示したような積雲対流過程による降水量が減少したためである。

図 3.2.9 に、低緯度帯（北緯 30 度～南緯 30 度）<sup>7</sup> における 200 hPa 速度ポテンシャルのスペルッドとアンサンブル平均予報の対解析 RMSE を示す。FT=0 に着目すると、実線で示している TEST 実験のスペルッドの大きさは CNTL 実験の半分になっていることが確認できる。FT=24 のスペルッドを見ると、TEST 実験・CNTL 実験ともに前後の FT のスペルッドよりも大きくなっているが、その傾向は TEST 実験では緩和された。FT=24 におけるスペルッドの大きさは、本変更で意図した通り、アンサンブル平均予報の RMSE の大きさと同程度になっていることが分かる。RMSE に着目すると、TEST 実験では FT=24～72 において、RMSE が小さくなっていることも確認できる。更に先の予報時間では、CNTL 実験に比べて TEST 実験のスペルッ

<sup>7</sup> 初期摂動を与える領域に合わせて低緯度帯（北緯 30 度～南緯 30 度）を検証領域とした。また北半球域、南半球域の検証領域も同様の理由でそれぞれ北緯 90 度～北緯 30 度、南緯 90 度～南緯 30 度を検証領域とした。

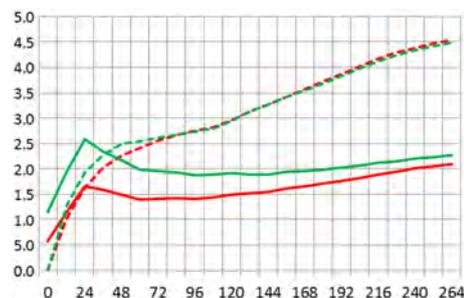


図 3.2.9 低緯度帯 200 hPa 面速度ポテンシャルのスペルッドとアンサンブル平均予報の対解析 RMSE。横軸は予報時間 (hour)、縦軸はスペルッドと RMSE の値 (単位:  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )。赤実線は、TEST 実験のスペルッド、緑実線は CNTL 実験のスペルッドを示す。赤破線は TEST 実験の RMSE、緑破線は CNTL 実験の RMSE を示す。検証期間は 2013 年 7 月 4 日～2013 年 7 月 31 日。

ドは小さくなっている。この傾向は他の要素についても同様に見られた（図略）。

図 3.2.10 に北半球中高緯度帯（北緯 90 度～北緯 30 度）・低緯度帯・南半球中高緯度帯（南緯 90 度～南緯 30 度）の各要素（北半球中高緯度帯・南半球中高緯度帯は 500 hPa 面高度場、低緯度帯は 850 hPa 気温）に対するアンサンブル平均予報の対解析 RMSE とアノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) を示す。初期摂動を小さくした熱帯では、TEST 実験の RMSE は CNTL 実験に比べて FT=144 まで減少する傾向、ACC は FT=204 まで増加する傾向が見られる。その後の FT では RMSE は大きくなり、ACC は小さくなっており、どちらも悪化傾向が見られる。この悪化は予測期間後半でスペルッドが小さくなったことが影響していると考えられる。一方、北半球・南半球中高緯度帯ではスペルッドに減少傾向が見られたものの（図略）多くの FT で RMSE・ACC とともに改善が見られる。このことは、CNTL 実験では中高緯度帯の 500 hPa 面高度場に対して、熱帯の予測のばらつきの影響が大きすぎた可能性があることを示唆している。

図 3.2.11 に示す日本周辺の降水の確率予測のブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は CNTL 実験に比べて TEST 実験は小さくなっている。また、台風接近確率予測の信頼度曲線には、低確率の接近予測が実況の頻度よりも大きくなる傾向、高確率の接近予測が実況の接近頻度よりも小さくなる傾向が見られ、信頼度は悪化していた。これらは低緯度帯のスペルッドが予報期間を通じて小さくなったことが影響していると考えられる。低緯度帯の確率予測精度を確認するために、図 3.2.12 に、低緯度帯における 850 hPa 気温が平年値より  $1\sigma$  よりも大きく、 $-1\sigma$  よりも小さくなる確率予測の BSS を示す ( $\sigma$  は気候学的標準偏差<sup>8</sup>)。熱帯では BSS に悪化傾向が見られている。予測後半で

<sup>8</sup> 気候学的標準偏差の算出には JRA-25 を用いた。

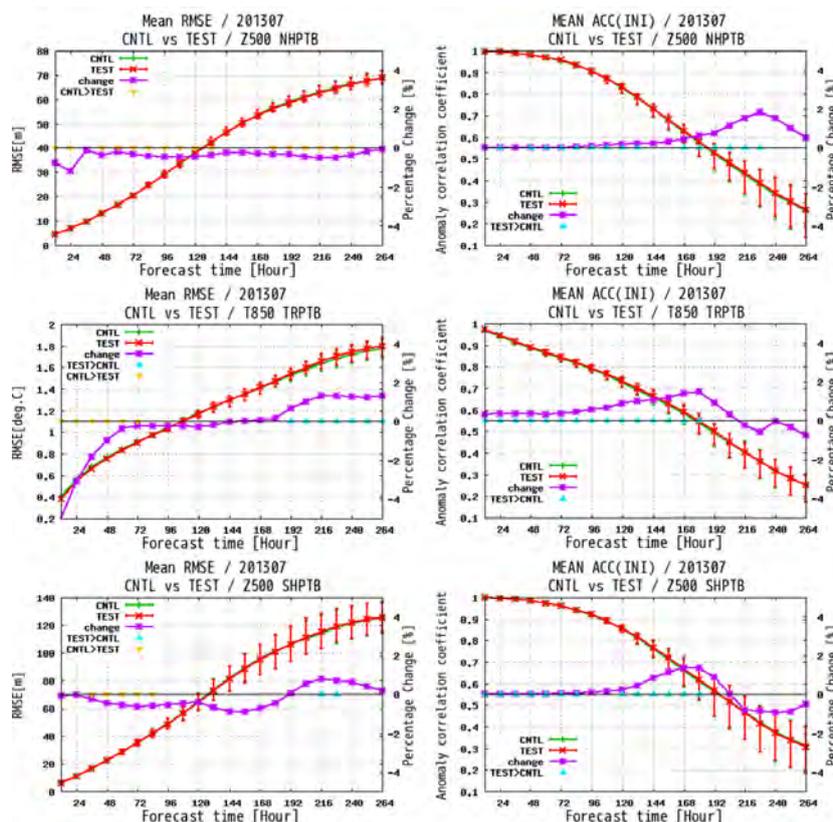


図 3.2.10 各検証領域を対象としたアンサンブル平均予報の対解析値 RMSE (左) と ACC (右)。検証領域と検証要素はそれぞれ上段から、北半球中高緯度帯 500 hPa 面高度場 (RMSE の単位: m)、低緯度帯 850 hPa 面気温 (RMSE の単位: K)、南半球中高緯度帯 500 hPa 面高度場 (RMSE の単位: m)。横軸は予報時間 (hour)。赤線が TEST 実験、緑線が CNTL 実験、紫線は CNTL から TEST への変化率 (右縦軸) を示す。水色の三角印は TEST 実験の方が CNTL 実験よりも有意に値が大きいこと、黄色の三角印は有意に値が小さいことを示す (信頼区間は 95%)。検証期間は 2013 年 7 月 4 日 ~ 2013 年 7 月 31 日。

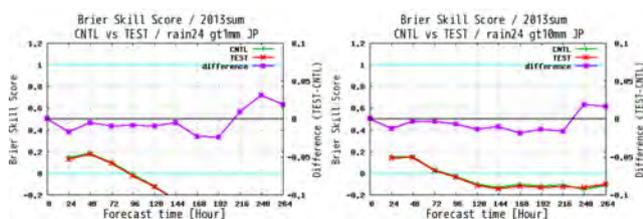


図 3.2.11 前 24 時間降水量が (左) 1 mm/24h 以上、(右) 10 mm/24h 以上となる確率の BSS (値は左の縦軸に対応)。横軸は予報時間 (hour)。赤線が TEST 実験、緑線が CNTL 実験、紫線は TEST と CNTL の差 (右縦軸) を示す。検証期間は 2013 年 7 月 4 日 ~ 2013 年 7 月 31 日。

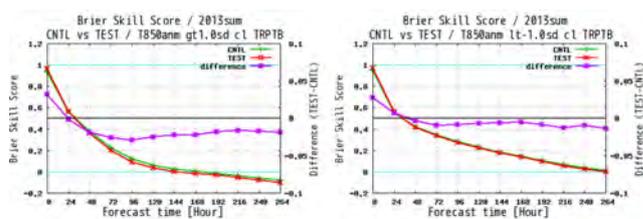


図 3.2.12 低緯度帯の 850 hPa 面気温の年間偏差が (左)  $1\sigma$  以上、(右)  $-1\sigma$  以下となる確率の BSS (値は左の縦軸に対応)。横軸は予報時間 (hour)。赤線が TEST 実験、緑線が CNTL 実験、紫線は TEST と CNTL の差 (右縦軸) を示す。検証期間は 2013 年 7 月 4 日 ~ 2013 年 7 月 31 日。

は TEST 実験・CNTL 実験間の気温バイアスに大きな差が見られなかったことから、低緯度帯のスプレッドが予報期間を通じて小さくなったことで気候値からの偏差が大きい現象を捕捉しにくくなった可能性が考えられる。この低緯度帯の確率予測精度の低下が、日本周辺の降水の確率予測精度の悪化や台風接近確率予測の精度に影響している可能性があると考えられる。

### 3.2.7 まとめと今後の課題

週間 EPS の熱帯 SV の特徴について、摂動を加えた予測の特性を示しながら説明した。また、週間 EPS の熱帯域における予測初期のばらつきが過大であること、摂動ランの降水がコントロールランの降水に比べて過多であることを改善するため、初期摂動の振幅を調整した実験を行った。熱帯域の初期摂動を小さくすることで、予測初期の 200 hPa 速度ポテンシャルに対する

スプレッドはアンサンブル平均予報の RMSE と同程度の大きさとなった。同時に北半球中高緯度帯・低緯度帯・南半球中高緯度帯のアンサンブル平均予報に改善が見られた。一方、熱帯域のスプレッドが予報期間を通じて減少することで、熱帯域の確率予測精度や、日本周辺の降水予測精度、台風の接近確率予測精度は低下する傾向が見られた。予報時間が進んだ際のスプレッドが不足していることには、海面水温の不確実性を考慮していないことや、モデルの予測の不確実性を表現するばらつきが不足していることも影響していると考えられる。現在の週間 EPS の熱帯初期摂動で表現される予測のばらつきは、それらで表現されるべきばらつきの一部も補っていると考えられる。熱帯域の予測精度の改善のためには、初期摂動の検討とともに、海面水温の不確実性の表現方法やモデルアンサンブル手法の検討も重要である。

今回の実験では簡便な検討のため振幅を調整する手段を選択したが、先述したように熱帯 SV における比湿の局所的な分布を緩和するためには、SV 法において摂動の成長を測るノルムの設定自体も検討する必要がある。ノルムの変更に併せて、摂動を時間発展させる摂動予報モデルについて検討することも重要である。酒井 (2009) でも述べられているが、現在の週間 EPS では熱帯域の SV を求める際に不自然に過大な成長率をもつ SV が計算されることがある。最近の調査で、積雲対流過程の一部の摂動変数が大きな値となり、その結果積雲対流過程による摂動の時間変化率に非常に大きな値が求まるのが原因の 1 つであることが分かった。そのような摂動は非線形モデルでは成長しないものである。SV 法では、ノルムで評価した成長率が大い構造が優先的に計算されるため、非線形モデルで成長しない摂動が計算されてしまうと実際に成長するモードが捉えにくくなってしまふ。現在の熱帯 SV では Buizza (1998) と同様、4 次の数値拡散を強化することで不自然に過大な成長率を示す摂動の一部の発生数を緩和しているが、根本的な要因の解決にはなっていない。そもそも線形成長する摂動を捉える SV 法によって、非線形性の強い積雲対流過程に対して成長する摂動が求められる保証はない。実際に線形成長する摂動を捉えているかということも含め、摂動予報モデルと非線形モデルの挙動も詳細に調査する必要がある。

#### 謝辞

図 3.2.7 の作成には TIGGE (国際グラウンド全球アンサンブル) で公開されているデータを使用した。

#### 参考文献

Barkmeijer, J., R. Buizza, T. N. Palmer, K. Puri, and J.-F. Mahfouf, 2001: Tropical singular vectors computed with linearized diabatic physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 685–708.

Buizza, R., 1998: Impact of Horizontal Diffusion on T21, T42, and T63 Singular Vectors. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1069–1083.

Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887–2908.

JMA, (Ed.), 2013: *Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan Meteorological Agency*. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research, Japan Meteorological Agency, 188 p.

小森拓也, 2009: 台風 EPS の特徴. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 144–147.

小野耕介, 2010: メソ特異ベクトル法. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 93–104.

酒井亮太, 2009: 初期摂動作成手法. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 117–125.

芝祐順, 1979: 因子分析法. 東京大学出版会, 298 p.

Su, X., H. Yuan, Y. Zhu, Y. Luo, and Y. Wang, 2014: Evaluation of TIGGE ensemble predictions of Northern Hemisphere summer precipitation during 2008–2012. *J. Geophys. Res.*, **119**, 7292–7310.

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.

山口宗彦, 2006: 特異ベクトル法の開発. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 50–58.

### 3.3 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発<sup>1</sup>

#### 3.3.1 はじめに

気象庁の週間アンサンブル予報システム (EPS: Ensemble Prediction System) では、特異ベクトル (SV: Singular Vector) 法を初期摂動作成手法として用いている。SV 法は初期時刻から評価時間内で成長するモードを求めることから摂動の成長率が大きく、予測誤差を効率的に捕捉できることが知られている (Leutbecher and Lang 2014)。しかし、SV 法は短時間で成長する摂動パターンを取り出せる一方で、得られた摂動が解析誤差にどの程度含まれているかを知ることはできないため、各モードの振幅については固定ないし気候学的な季節変動と与えざるを得ない。数値予報における解析値の精度は一定ではなく、例えばある日 (ある場所で) はいつもより多くの観測データが得られ、かつそれらが第一推定値とよく整合する一方で、別の日 (別の場所で) は観測データがいつもより少なく、第一推定値との差が大きい場合もある。データ同化の結果として得られる解析値の精度は、前者の場合の方が後者の場合よりよいと考えられるので、初期摂動が解析値の不確実性を正しく表現できるようにするためには、前者の場合に後者の場合より振幅の小さな摂動を与える必要がある。初期摂動の作成は本来、解析、すなわちデータ同化と不可分な問題と言える。この点で、アンサンブル・カルマンフィルタ (EnKF: Ensemble Kalman Filter) やデータ同化アンサンブル (EDA: Ensemble of Data Assimilations) といったアンサンブルに基づいたデータ同化手法は、解析誤差共分散をアンサンブルによって直接近似するため、こうした時空間的な解析値の不確実性の変動を適切に捉えることができると考えられる。実際、第 1.2 節で紹介したように、近年ではアンサンブル初期摂動作成手法とデータ同化との融合を目指した開発が各国数値予報センターで活発に行われており、気象庁でも EnKF の一種である局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF: Local Ensemble Transform Kalman Filter; Hunt et al. 2007) による摂動を初期摂動として利用するための開発を進めている。本節ではまず、開発や実験に用いた LETKF の仕様について述べた後、LETKF の初期摂動の特徴について触れる。次に、LETKF の初期摂動を週間 EPS の初期摂動として利用した場合の課題について述べ、この課題を解決するための開発として、アンサンブル SV (Enomoto et al. 2015) による初期摂動の選別と、SV と LETKF 摂動を合わせたアンサンブル予報について紹介する。最後に、まとめと今後の開発の展望を述べる。

<sup>1</sup> 太田 洋一郎、堀田 大介

#### 3.3.2 LETKF とアンサンブル予報実験の仕様

本節の開発で用いた LETKF の仕様は以下のとおりである。なお、EnKF の一般的な解説や LETKF の手法の詳細については三好 (2006, 2008) を、気象庁全球モデル (GSM) に適用した LETKF の仕様については太田 (2011a) を参照されたい。

LETKF の解析の解像度は TL319L100、メンバー数は 50 で、Miyoshi (2011) をもとにした適応型共分散膨張<sup>2</sup>を適用した。観測は 2014 年 9 月時点の気象庁全球速報解析 (4 次元変分法) で同化している観測を用い、品質管理はアンサンブル平均の第一推定値を用いて行った。背景誤差共分散の局所化にはガウス型の関数を適用し、そのスケールは水平距離 400 km、鉛直方向は 0.4 スケールハイトで  $1/\sqrt{\epsilon}$  となるようにした。このスケールは、LETKF による解析値から予測した際の予測誤差が小さくなるように設定した。衛星輝度温度観測のバイアス補正係数は全球速報解析で用いられた値を適用した。LETKF の解析がコントロールランに用いる解析値から乖離するのを防ぐため、LETKF の解析の後に、解析のアンサンブル平均を全球速報解析の解析値で置き換えた。

LETKF のように空間方向の背景誤差共分散の局所化を伴うデータ同化手法では予報変数間の力学的バランスが部分的に破壊されることが知られている (Kepert 2009; Greybush et al. 2011)。この問題を軽減するため、LETKF の初期値化として Hamrud et al. (2015) で提案されている手法をアンサンブル平均置き換え前の解析アンサンブルに適用した。これは、地上気圧の時間変化率を LETKF の解析変数に追加し、この解析結果と静力学平衡および連続の式を拘束条件として上層の風のプロファイルを調節する方法である。

アンサンブル予報実験の予報モデルには解像度 TL479L100 の GSM1403 をベースとしたモデル<sup>3</sup>を用いた。メンバー数は現業週間 EPS の約半分となる 13 (コントロールラン 1 + 摂動ラン 12) とした。以下、初期摂動として LETKF の解析摂動、SV 法による摂動を与えたアンサンブル予報実験をそれぞれ、LETKF 実験、SV 実験と呼ぶ。LETKF 実験では 50 ある解析摂動からメンバー名の若い順に 12 個を選んで初期摂動を

<sup>2</sup> 観測値、第一推定値および解析値と背景誤差共分散の間に成り立つ関係式 (Desroziers et al. 2005) から共分散膨張の係数を推定して適用する手法。詳細は太田 (2011b) を参照。

<sup>3</sup> GSM1403 を用いて TL479L100 の解像度にて予測を行うにあたり、解像度に依存する予測特性の違いの軽減を目的として、1) 積雲対流過程の対流性下降流 (中川 2004) の大きさを雲底における上昇マスマックスの 0.4 倍から 0.3 倍に変更、2) CAPE (対流有効位置エネルギー; 大気の安定度を示す指標の一つ) の力学過程による時間変化傾向 (DCAPE) を用いて対流の発生を判定するトリガー関数 (中川 2007) の閾値を  $-1/150 [\text{J kg}^{-1} \text{s}^{-1}]$  から  $0 [\text{J kg}^{-1} \text{s}^{-1}]$  に変更した。また、下部境界条件として全球 EPS で導入予定の海面水温および海水密度の日別気候値、海水域の統計的推定手法 (第 3.1 節) を用いた。

表 3.3.1 主な実験の初期摂動作成法の仕様。SV 振幅における NH, TR, SH はそれぞれ北半球 (30°N ~ 90°N)、熱帯 (30°S ~ 30°N)、南半球 (90°S ~ 30°S) のターゲット領域を表し、値は NH, SH はモデル面第 15 層目 (約 500 hPa) の、TR はモデル面第 6 層目 (約 850 hPa) の気温の気候学的変動幅を 1 とした振幅。ISV は通常の SV (イニシャル SV)、ESV は ISV を評価時間内で線形成長させた摂動。EnsSV 実験は第 3.3.4 項、LETKFSV 実験は第 3.3.5 項で述べる。

項目/実験名	SV	LETKF	EnsSV	LETKFSV
SV 振幅	0.3 (NH, SH), 0.15 (TR)	-	-	0.24 (NH, SH), 0.07 (TR)
SV 摂動	ISV+ESV (正負 6 ペア)	-	-	ISV (正負 6 ペア)
LETKF 振幅	-	1.0 倍	1.35 倍	0.85 倍
LETKF 摂動数	-	12	12	12
LETKF 摂動の和	-	≠ 0	≠ 0	0

作成した<sup>4</sup>。SV 実験の初期摂動は第 3.2 節の熱帯の初期摂動の振幅を半減した実験と同じ設定で作成し、最終的に得られた 25 の摂動から 6 つを選び正負の対を作ることによって生成した。2014 年 8 月 1 日 ~ 31 日の 00UTC 初期値でアンサンブル予報実験を行った。LETKF はデータ同化サイクルによって摂動の振幅や構造が十分に落ち着くまでの期間として、2014 年 7 月 10 日 ~ 31 日をスピンアップ期間とした。表 3.3.1 に本節で触れる主な実験の初期摂動作成法の仕様を示す。

### 3.3.3 LETKF による初期摂動の特徴

図 3.3.1 および図 3.3.2 の上段に、ある初期時刻 (2014 年 8 月 1 日 00UTC) における SV 実験と LETKF 実験のスプレッドの比較を示す。SV 法では中高緯度で傾圧性の強い領域に局所的に摂動が求まり、低緯度でも一部の領域に摂動が集中する傾向がある。これに対して LETKF ではそれほどスプレッドが集中していない。LETKF の初期摂動は観測密度が大きい北半球の陸上を中心にスプレッドが小さく、熱帯東部太平洋や南極大陸周辺といった観測の疎らな領域でスプレッドが大きくなっており、観測密度とそれに伴う解析値の精度を反映した分布となっていると考えられる。

図 3.3.1 および図 3.3.2 の下段にこの初期摂動を用いて 48 時間のアンサンブル予報を計算した際のスプレッドの分布を示す。初期時刻においては SV 法と LETKF で求まる摂動が大きく異なっているものの、予報時間がある程度進むと両者のスプレッドの地理的な分布は似てくるのがわかる。これは LETKF においても、予報時間が進むほど特定のモードの成長が卓越し、結果として成長率が高いモードだけを集めた SV 法による摂動に近づくためと考えられる。また、初期時刻からの摂動の成長は概して SV 法の方が大きい。LETKF の初期摂動には成長率の小さいモードが含まれていることから、特に予報初期の摂動の成長が SV 法による摂動より小さくなるものと考えられる。

予報初期のばらつきが適切であるかを評価するため、Yamaguchi et al. (2016) の手法にならって対観測値の誤差とアンサンブル予報のばらつきとの関係を調べた。アン

<sup>4</sup> アンサンブル平均を差し引いていないため、初期値のアンサンブル平均はコントロールランと一致しない。

サンプル平均予報値  $\bar{x}_f$  の予測誤差を  $\epsilon_f \equiv \bar{x}_f - x_t$  (ただし  $x_t$  は真値で通常は知ることができない)、同時刻の観測値  $y_o$  に対する誤差 (対観測値誤差) を  $\epsilon_{f-o} \equiv \bar{x}_f - y_o$  とする。簡単のために観測値と予報値は同じ要素とする。観測誤差は  $\epsilon_o \equiv y_o - x_t$  で表される。対観測値誤差の 2 乗の期待値  $\sigma_{f-o}^2$  は、

$$\begin{aligned} \sigma_{f-o}^2 &= \langle (\bar{x}_f - y_o)^2 \rangle \\ &= \langle [(\bar{x}_f - x_t) - (y_o - x_t)]^2 \rangle \\ &= \langle (\epsilon_f - \epsilon_o)^2 \rangle \\ &= \langle \epsilon_f^2 \rangle + \langle \epsilon_o^2 \rangle - 2\langle \epsilon_f \epsilon_o \rangle \end{aligned} \quad (3.3.1)$$

と表される。ここで、予測誤差  $\epsilon_f$  と観測誤差  $\epsilon_o$  に関係がないと仮定すると、予報誤差分散  $\sigma_f^2 \equiv \langle \epsilon_f^2 \rangle$ 、観測誤差分散  $\sigma_o^2 \equiv \langle \epsilon_o^2 \rangle$  に対して、

$$\sigma_{f-o}^2 = \sigma_f^2 + \sigma_o^2 \quad (3.3.2)$$

の関係が成り立つ。アンサンブル摂動のスプレッド  $s$  はその平方  $s^2$  が  $\sigma_f^2$  と対応しているべきであり、アンサンブル摂動が完全モデルの仮定のもとに理想的なばらつきとなる時、

$$\langle s^2 \rangle = \frac{m-1}{m+1} \sigma_f^2 \quad (3.3.3)$$

が成り立つ (詳しい導出は Murphy 1988 の (2) 式および (5) 式参照)。ただし、 $m$  はメンバー数 ( $m \geq 2$ ) を表す。(3.3.2) 式および (3.3.3) 式から、

$$\sigma_{f-o}^2 = \frac{m+1}{m-1} \langle s^2 \rangle + \sigma_o^2 \quad (3.3.4)$$

が成り立つ。図 3.3.3 および図 3.3.4 に 850 hPa 面の気温と 250 hPa 面の東西風速について、(3.3.4) 式の左辺と右辺の平方根をそれぞれ縦軸、横軸にとり、横軸の値によってソートし、それぞれ等サンプル数となるように 13 個 (メンバー数) のビン (カテゴリー) にわけた際の平均をプロットした。ここで、観測値はラジオゾンデ観測のうち現業全球サイクル解析で品質管理を通過したものをを用い、観測誤差分散  $\sigma_o^2$  は同じく現業全球サイクル解析の同化に適用された観測誤差分散の値を使用した。検証領域は北半球域 (北緯 20 度以北)

### Spread of T850 Init=2014080100

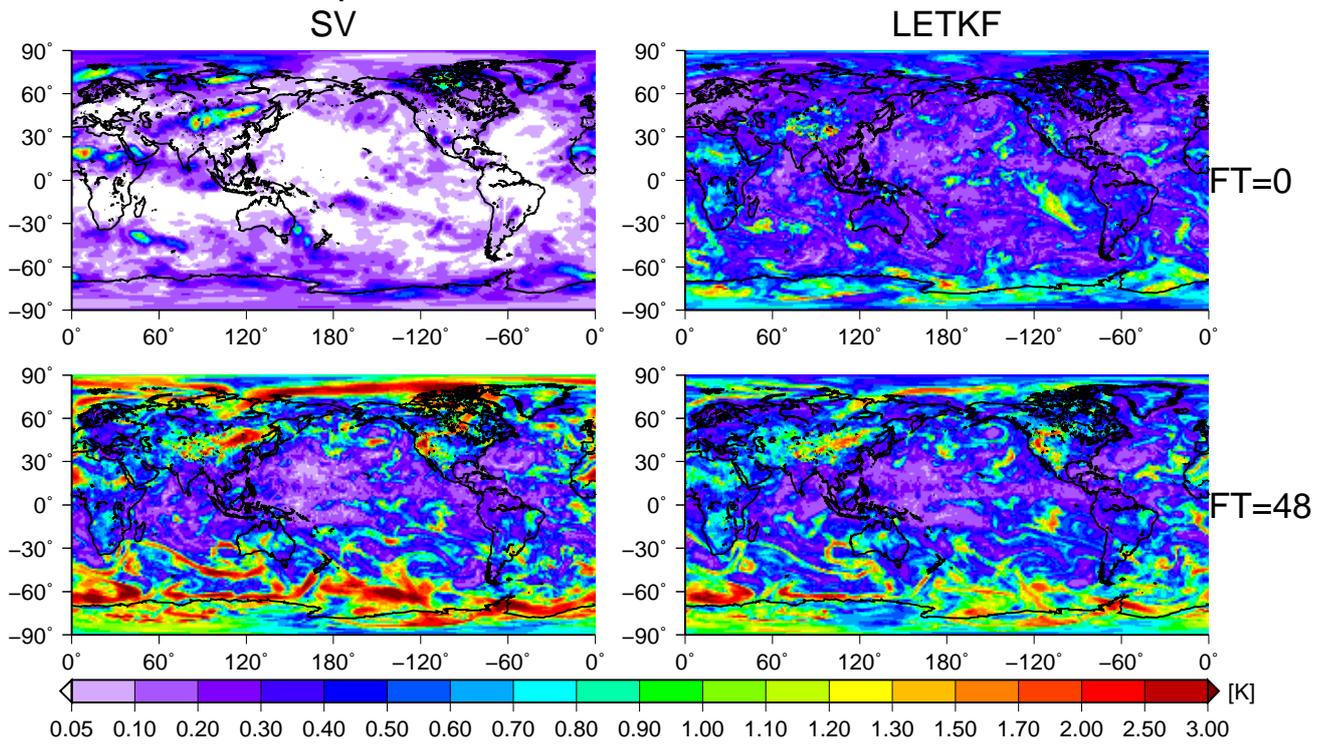


図 3.3.1 初期時刻 2014 年 8 月 1 日 00UTC の SV 実験 (左図) と LETKF 実験 (右図) における 850 hPa 面気温のスプレッド (単位: K)。上段が FT=0、下段が FT=48 を示す。

### Spread of U250 Init=2014080100

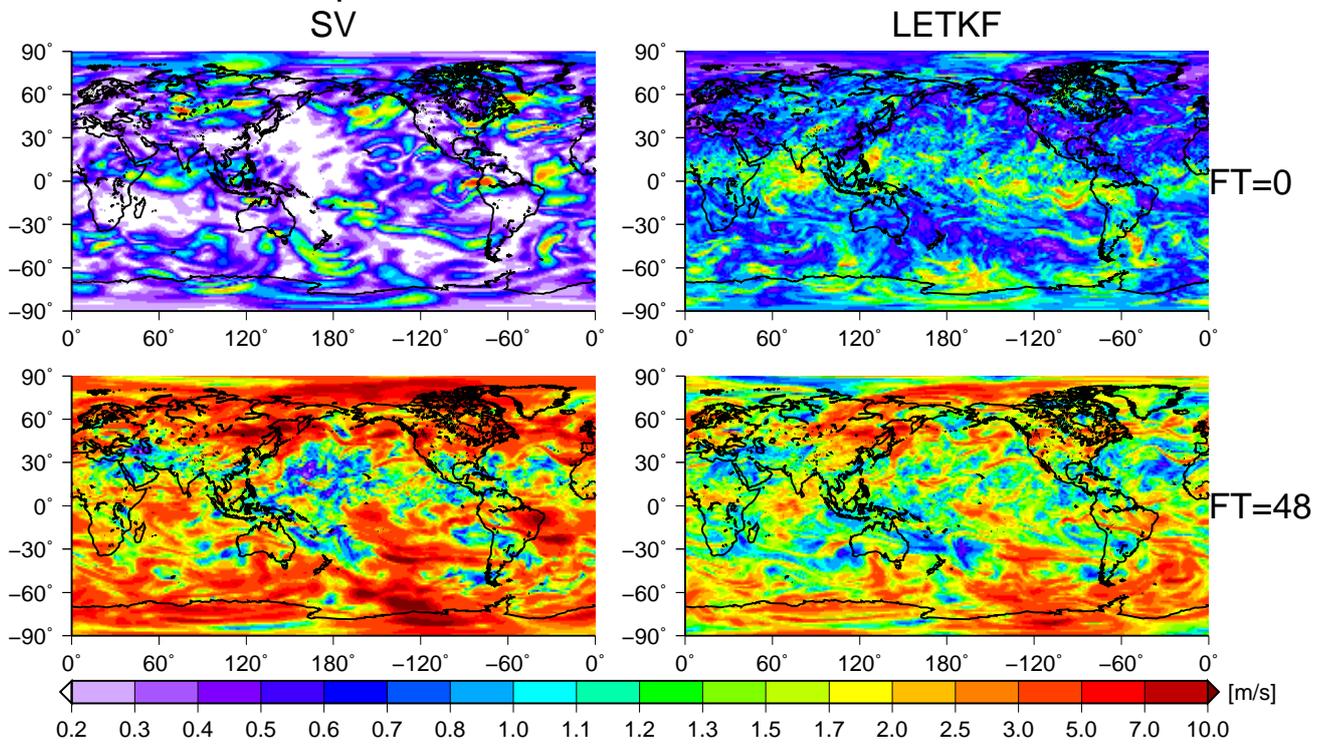


図 3.3.2 図 3.3.1 と同様。ただし、250 hPa 面の東西風速 (単位: m/s) を示す。

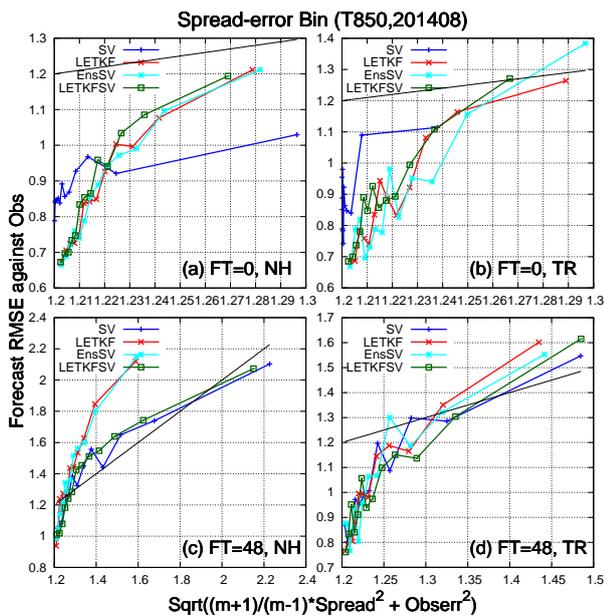


図 3.3.3 850 hPa 面の気温 (単位: K) について、(3.3.4) 式の左辺と右辺の平方根をそれぞれ縦軸、横軸にとり、横軸のピンごとの平均をプロットした。青線が SV 実験、赤線が LETKF 実験、水色線が EnsSV 実験、濃緑線が LETKFSV 実験を示し、黒線は横軸と縦軸の値が等しくなる線を表す。(a) FT=0 の北半球域 (北緯 20 度以北)、(b) 熱帯域 (緯度 20 度以下)、(c) FT=48 の北半球域、(d) 熱帯域の結果を示す。期間は 2014 年 8 月 1 日 ~ 31 日の 00UTC 初期値。

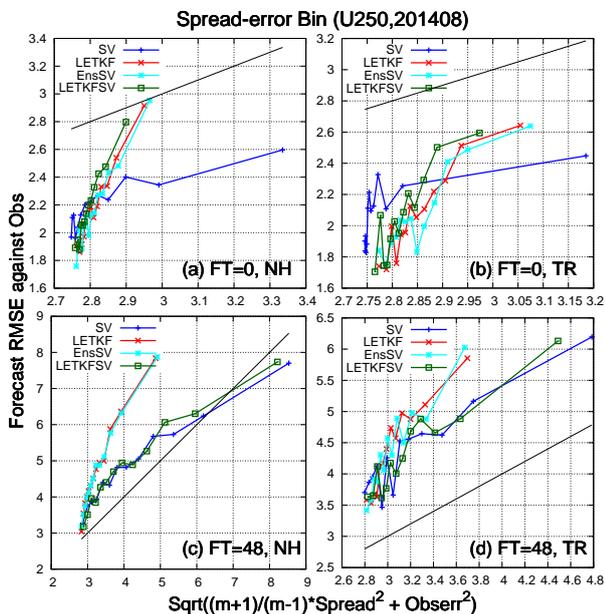


図 3.3.4 図 3.3.3 と同様。ただし、250 hPa 面の東西風 (単位: m/s) について示す。

および熱帯域 (緯度 20 度以下) で、2014 年 8 月 1 日 ~ 31 日の 00UTC 初期値のアンサンブル予報の結果を示した。観測誤差分散の設定が正しく、かつ対観測値誤差に対して理想的なばらつきの時、横軸と縦軸の値が等しくなる (黒線) ことが期待される。

初期時刻では、SV 実験と比べ、LETKF 実験の方が (3.3.4) 式の比例関係が明瞭に見える。特に熱帯では SV 実験の初期摂動はスプレッドの小さいところで明確な比例関係が見られず、横軸のピンの大半が同程度の値に固まっている。一方、スプレッドの大きいところでは比例関係があるものの傾きが小さ過ぎ、一番大きなピンは他のピンから大きく離れている。LETKF 実験では横軸のピンが比較的均等に分布しており、傾きはやや過剰であるものの、スプレッドの大小による傾きの変化は小さい。こうしたことから、LETKF による初期摂動の方が、この仮定のもとでは実際の解析誤差の分布を良く表現していると考えられる。

48 時間予報では SV 実験、LETKF 実験ともに (3.3.4) 式の比例関係が明瞭になる。ただし、特に中・高緯度では LETKF 実験の方が傾きが大きく、予測誤差の分布に対してスプレッドの変化が小さ過ぎる。これは、特に誤差が急速に成長する領域で LETKF による摂動の成長が不十分であることを意味しており、SV 実験と比べてばらつきが過小であることを示している。

以上の点を踏まえ、LETKF 実験の予測精度を SV 実験と比較する。図 3.3.5 および図 3.3.6 に 850 hPa 面気温と 500 hPa 面高度のアンサンブル平均の対解析 RMSE とスプレッドについて、SV 実験と LETKF 実験の比較を示す。対解析 RMSE は 24 時間予報から 48 時間予報程度までは LETKF 実験が SV 実験に比べて同程度かやや減少しているが、72 時間予報以降は逆に増大している。0~12 時間予報の 850 hPa 面の気温や初期時刻の 500 hPa 面高度の対解析 RMSE も増加しているが、これは LETKF 実験では初期時刻において摂動の平均を差し引いておらず、アンサンブル平均が解析値と一致しないためと考えられる。一方、ばらつきの拡大は SV 実験と比べて LETKF 実験の方が緩やかで、予測が進むにつれてばらつきが過小となっている。すなわち、予測初期では LETKF は予測誤差の分布に対応する適切な摂動を与えているものの、摂動の成長率が SV と比べると小さいために、予測が進むと誤差に対してばらつきが過小となり、アンサンブル予報の精度が悪化していると考えられる。

LETKF の摂動の成長が誤差の成長に比べて十分でないことには大きくわけて二つの原因が考えられる。一つ目は LETKF における共分散の局所化や共分散膨張といった人工的な操作が、本来存在すると考えられる大域的な相関<sup>5</sup> や解析変数間に成り立つ力学的なバランスを破壊している可能性である。実際、LETKF による解析アンサンブルからの予測は、現業の全球解析からの予測と比べると、予測初期の地上気圧の時間変化率が大きく、摂動の非バランス成分が大き過ぎるこ

<sup>5</sup> 例えば、Miyoshi et al. (2014) は低解像度の気象大気循環モデルを用いた局所化を適用しない大メンバーの LETKF データ同化実験を行い、大陸スケールの相関構造を持った摂動が求まることを示している。

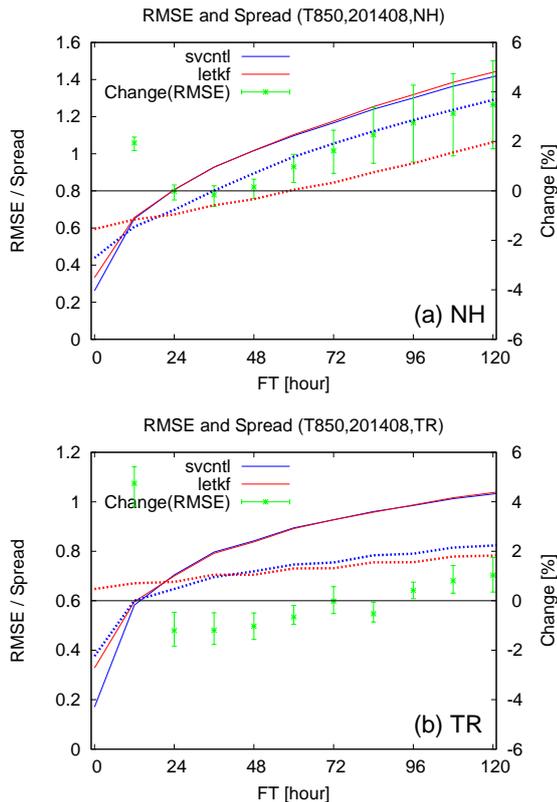


図 3.3.5 850 hPa 面気温のアンサンブル平均の対解析 RMSE (実線)とスプレッド(点線)の比較。青線が SV 実験を、赤線が LETKF 実験を表し、緑線は RMSE の変化率 (右縦軸、(LETKF 実験 - SV 実験)/SV 実験、単位: %) を示し、誤差幅は時間方向に無相関を仮定したブートストラップ法による 95% の信頼区間を示す。(a) 北半球域、(b) 熱帯域の検証結果。期間は 2014 年 8 月 1 日 ~ 31 日の 00UTC 初期値。FT=0 の変化率は上方にスケールアウトしていることに注意。

とを示唆している(図略)。こうした成分は予測初期に重力波として散逸してしまい、予測ではほとんど成長しない。前項で述べた Hamrud et al. (2015) の方法による初期値化はこうした成長しない重力波成分の除去を意図したものであるが、この問題を完全に解決することはできていない。もう一つの原因として考えられるのは、モデル誤差や境界値の不確実性に対する表現の不足であり、これは SV 法を用いたアンサンブル予測にも共通した問題である。モデル誤差はモデルアンサンブルによって表現されるべきで、週間 EPS ではその手法の一つとして確率的物理過程強制法を導入している。しかし、この手法は物理過程における不確実性をごく大雑把に近似しているに過ぎず、モデル誤差のすべてを表現するには不十分と考えられる。境界値の不確実性は境界値アンサンブルとして実現すべきものであるが、例えば週間 EPS では海面水温を全メンバーで気候値に対する偏差を偏差固定として与えているなど、その取扱いは不十分である(海面水温への摂動の導入については第 3.4 節で述べる)。ただし、SV 法に

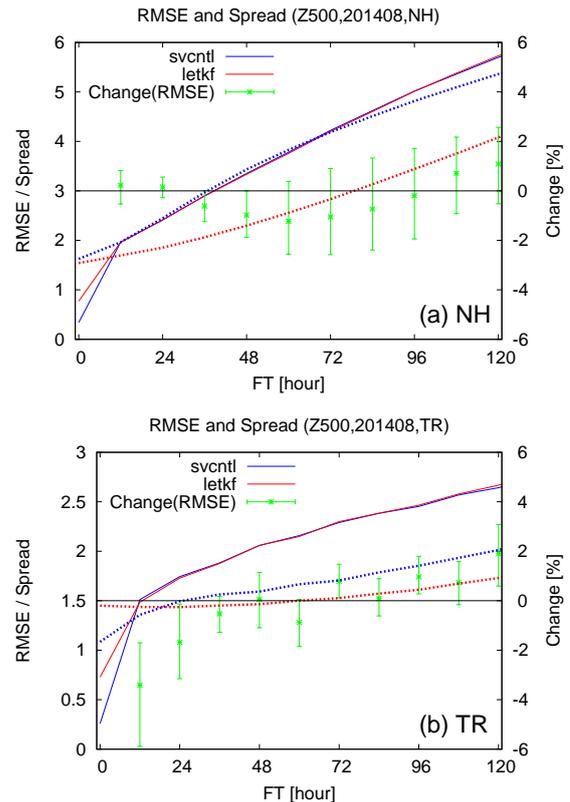


図 3.3.6 図 3.3.5 と同様。ただし、500 hPa 面高度について示す。FT=0 の変化率は上方にスケールアウトしていることに注意。

による初期摂動の振幅はアンサンブル予報のばらつきが予測誤差と同程度になるように調整されており、本来こうした不確実性によって表現すべきばらつきを初期摂動によって補っていると考えられる。これらはモデルアンサンブルや境界値アンサンブルの高度化によって解決すべき課題であるが、今すぐにすべてを解決することは難しい。

次項以降では、初期値の不確実性の観点において、この摂動の成長率が小さい問題を解決する試みについて述べる。

### 3.3.4 アンサンブル SV

前項の結果は、LETKF による初期摂動には予測においてほとんど成長しないモードが実際の解析誤差に含まれる程度よりも大きく存在することを示唆している。そこで、これらを選択的に取り除くことを目的として、アンサンブル SV (Enomoto et al. 2015) を用いた摂動の選別を試みた。

アンサンブル SV はもともと、機動的観測 (targeted observation) 研究<sup>6</sup>の枠組みにおいて、予測の対初期

<sup>6</sup> 顕著現象の可能性が予測されたときに、その現象に対する数値予報の予測精度を改善するためにどの領域に観測を配置するのが最も有効かを調べ、そこに航空機等の機動的手段により出向いて追加の観測を行なうことで予測の改善を目指す研究プロジェクト。

値感度を随伴モデルを用いずに簡易的に推定する方法として Enomoto et al. (2015) により提案されたもので、次の段落で述べる通り、アンサンプルで張られる空間の中で最も速く成長するモードを取り出す手法である。Yang et al. (2015) は準地衡風モデルを用いた理想的な LETKF データ同化システムにおいて、加算型共分散膨張 (additive covariance inflation) の個々のサンプルにアンサンプル SV を適用し、得られたアンサンプル SV を改めて加算型共分散膨張のサンプルとして使うことで、アンサンプル予報初期の力学的バランスが改善すること、即ち、アンサンプル SV が初期摂動の力学的バランスを良くするためのフィルターとして利用可能であることを示した。よって、LETKF の解析摂動にアンサンプル SV を適用し、成長率の低いモードの成分を解析摂動から除去したものをアンサンプル予報の初期摂動とすることで摂動ランの初期値の力学的バランスを改善できることが期待できる。

アンサンプル SV は、あるノルムが与えられたとき、そのノルムで測った振幅が決められた評価時間で最も速く成長するモードを求めるという点で通常の SV (Buizza et al. 2008) と同様であるが、モードの探索を与えたアンサンプルで張られる空間の中だけで行う、という点が異なる。算出のアルゴリズムは  $M$  をこの空間の次元として、 $M \times M$  行列の一般化固有値問題に帰着させることができ (詳細は Enomoto et al. 2015 を参照) その計算コストは通常の SV の計算やアンサンプル予報を実施するコストに対して無視できるほどに小さい。Enomoto et al. (2015) の方法を LETKF の解析および予報のアンサンプルに適用する際、LETKF では摂動がアンサンプル平均からの差として定義されることに注意する必要がある。このため、メンバー数を  $K$  とすると、 $K$  個の摂動が張る空間の次元が  $K-1$  しかないため、Enomoto et al. (2015) の方法で定義される摂動間の空間方向の相関行列は rank deficient となり (つまり、階数が行や列の次元より小さくなり)、逆行列が存在しない、行列式がゼロになる、固有値にゼロが含まれる、等、数値計算上の取り扱いがやや面倒になる。この問題を回避するには、任意の 1 つの摂動を除外して摂動間の空間方向の相関行列を計算すればよい (どの摂動を除外しても得られるアンサンプル SV は同一である)。

アンサンプル SV によって得られる成長モードの一例を図 3.3.7 と図 3.3.8 に示す。これらは 2013 年 12 月 10 日 00UTC の LETKF 解析アンサンプルに対して、アンサンプル SV を適用して求められた第 1 モード (最も成長の速いモード) で、初期時刻 (上図) とその 24 時間後 (下図) の地表面気圧を色で示してある。ここでは主に対流圏の中・高緯度で成長する摂動を捉えることを目的として、評価時間を 24 時間、ノルムを湿潤全エネルギー (Ehrendorfer et al. 1999)、評価対象領域を全球のモデル面 80 層目 (~15 hPa) より下層とした。

また、対応するアンサンプル平均を等値線で示した。この事例では、初期時刻には北海道の北東沖とアイスランドの南沖に発達途上の低気圧があり、また南半球では  $45^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{S}$  の寒帯前線上に発達途上の傾圧擾乱が 5 つあって東進しており、初期値および 24 時間予報のアンサンプル・スプレッドもこれらの低気圧に対応した場所で大きくなっていった (図略)。アンサンプル SV 第 1 モードの水平分布 (図 3.3.7) からは、これらの擾乱に対応した構造が得られていることが分かる。鉛直構造を確認するために、図 3.3.8 には地上気圧の日本付近の拡大図 (下図) と、北緯  $45$  度 (下図赤点線) 沿いの気温の鉛直経度断面 (上図) を示した。初期時刻に地上気圧で北海道の北東沖に極値を持つ摂動は (左下図)、鉛直断面で見ると上層ほど位相が西に傾いており (左上図赤丸)、24 時間後には位相が縦に立っていることが確認できる (右上図赤丸)。これは Charney モデルや Eady モデルで説明される典型的な傾圧不安定の成長モードの構造であり、通常の SV とも共通している (酒井 2009)。ただし、通常の SV のうち成長率が大きいものの多くは、1 つのモードあたり 1 つの擾乱に対応した局所的な構造が見られるのに対し、アンサンプル SV では 1 つのモードで複数の擾乱に対応するものが得られている。

ここでは基礎的な調査として評価時間 24 時間で LETKF 摂動にアンサンプル SV を適用することで成長 (減衰) の速いモードを抽出できることを確認した。しかし、実際の運用を視野に入れた場合、アンサンプル SV を計算するためだけに全メンバーのアンサンプル予報を 24 時間行うことは計算コストが大きい上にスケジュール上難しく、データ同化の副産物として得られる 9 時間予報のアンサンプルからアンサンプル SV を算出する必要がある。9 時間という短い評価時間で求めたアンサンプル SV の各モードがより長い予報期間でも成長を維持できるかを確認するため、評価時間 9 時間で求めたアンサンプル SV の各モードを線形成長させ、摂動振幅の成長率を異なる予報時間について確認した (図 3.3.9)。上と同様の設定で、評価時間のみ 9 時間に変えて、2013 年 11 月 11 日から 15 日の 6 時間毎の初期時刻 (計 20 事例) について各モードの成長率を計算し、その平均を丸で、 $\pm 1$  標準偏差を誤差棒で示してある。評価時間 9 時間で成長率の大きい (小さい) モードは、24 時間予報の成長率も大きい (小さい) ことが見てとれる。これにより、たとえ評価時間 9 時間で算出したものであっても、成長の遅かったモードの成分を初期摂動から取り除くことで少なくとも 24 時間予報までの摂動成長をより速くできることが期待できる。以下、アンサンプル SV により摂動を選択した予報実験 (以下、EnsSV 実験と呼ぶ) について、その設定と結果を簡単に報告する。

EnsSV 実験では、アンサンプル SV によって LETKF の 50 メンバーの摂動から評価時間 9 時間で成長率の

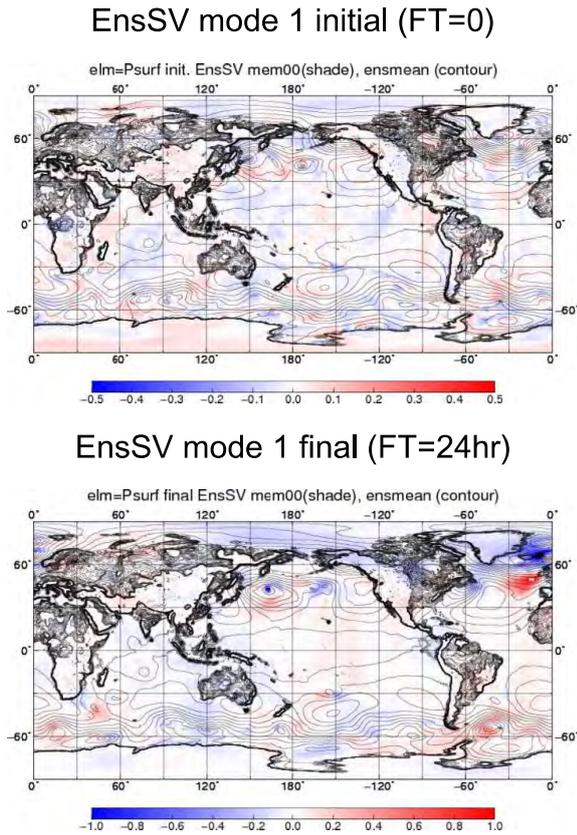


図 3.3.7 2013 年 12 月 10 日 00UTC 初期値の地表面気圧についての LETKF 解析値から算出されたアンサンブル SV 第 1 モード (色) とアンサンブル平均 (等値線)。単位はいずれも hPa。上下の図はそれぞれ初期値と 24 時間予報を描いたもの。設定の詳細については本文を参照。

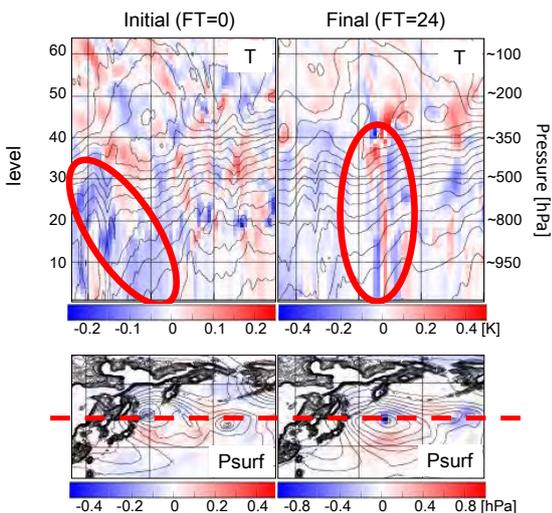


図 3.3.8 (下図) 2013 年 12 月 10 日 00UTC 初期値の LETKF 解析値から算出されたアンサンブル SV 第 1 モードの地表面気圧を日本付近を拡大して描いたもの。(上図) 北緯 45 度の断面 (下図の赤点線) で気温を描いたもの。等値線は対応するアンサンブル平均で、間隔は 5 hPa (下図) および 5 K (上図)。左は初期値、右は 24 時間予報を描いたもの。左右で色のスケールが異なる点に注意。

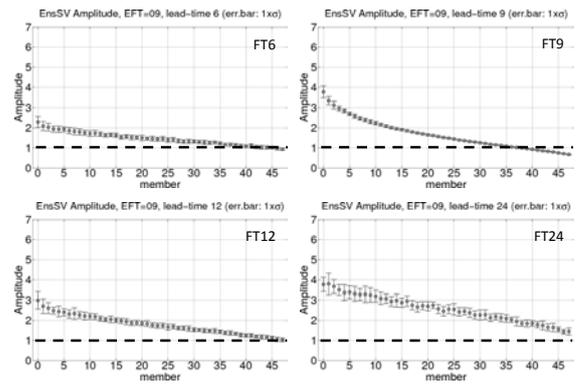


図 3.3.9 評価時間 9 時間で算出したアンサンブル SV の各モード (横軸) の異なる予報時間での成長率 (縦軸)。左上から 6, 9, 12, 24 時間予報。丸は 20 事例の平均を示し、±1 標準偏差を誤差棒で示した。成長率 1 を黒い太線で強調してある。

高いモード 26 個だけを残し、そこから 12 個の摂動を用いてアンサンブル予報を行った。アンサンブル SV の計算のターゲット領域は全球のモデル面 60 層 (約 100 hPa) より下層とし、ノルムは湿潤全エネルギーで評価した。実験期間・メンバー数等は LETKF 実験と共通である。この手法では成長しない成分を取り除く分、初期摂動の振幅が小さくなる。その分を補い初期摂動の振幅を LETKF 実験の初期摂動の振幅とおおよそ合わせるため、EnsSV 実験では初期摂動を 1.35 倍にして用いた。

図 3.3.10 に 500 hPa 面高度と海面更正気圧の前 12 時間におけるスプレッドの拡大率を、LETKF 実験と EnsSV 実験について示す。特にインパクトが大きかった南半球域と熱帯域の検証結果を示した。アンサンブル SV による摂動選別を適用することによって、南半球域では FT=24、熱帯域では FT=12 程度までのスプレッドの拡大率が大きくなっていることがわかる。これは、9 時間という評価時間で成長率の高い摂動を選別した結果、予測初期の摂動の成長率が改善されたためと考えられる。一方で、FT=24 以降のスプレッドの拡大率はほとんど変わっておらず、摂動の成長率の増加は予測のごく初期に限られている。また、これ以外の要素では、スプレッドの拡大率の変化は気圧や高度の場合と比べると小さい。アンサンブル平均予報の対解析 RMSE など、予測精度にも大きなインパクトは見られなかった (図略)。図 3.3.3 および図 3.3.4 には 850 hPa 面の気温と 250 hPa 面の東西風速について、対観測誤差とばらつきの比較を示した (赤線が LETKF 実験、水色線が EnsSV 実験)。LETKF 実験と EnsSV 実験で摂動のばらつき方に大きな違いはなく、LETKF による摂動の特徴をほぼ引き継いでいることがわかる。以上のことから、本手法は摂動のバランスの改善につながる一方で、摂動の成長率が小さいという点も含めた LETKF の摂動の基本的な性質を大きく変えるもので

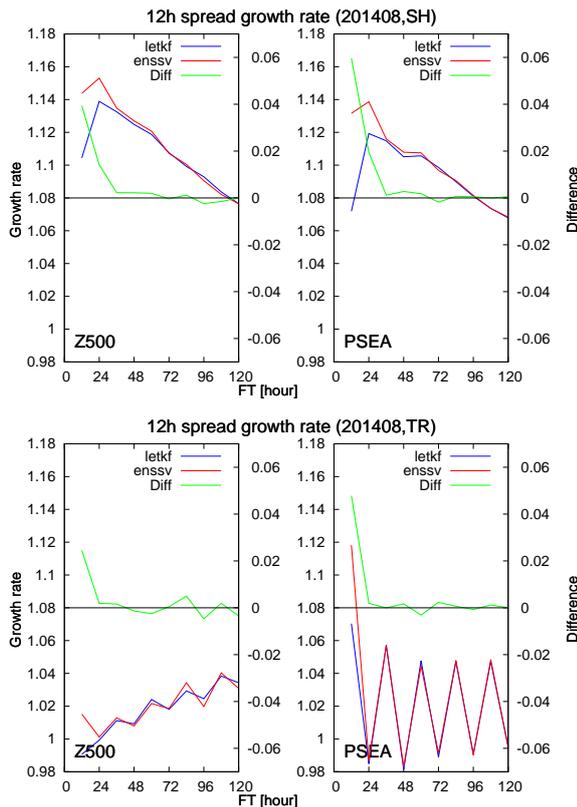


図 3.3.10 500 hPa 面高度 (左図) および海面更正気圧 (右図) の前 12 時間におけるスプレッドの拡大率 (左縦軸)、青線が LETKF 実験、赤線が EnsSV 実験、緑線がその差 (右縦軸、EnsSV 実験 - LETKF 実験) を示す。上段が南半球域、下段が熱帯域の検証結果。期間は 2014 年 8 月 1 日 ~ 31 日の 00UTC 初期値。

はないと言える。LETKF の解析サイクルでは 50 という限られたメンバー数を用いており、SV 法により求まる成長モードをすべて捉えていない可能性がある。また、LETKF では局所化を適用していることから、SV 法では表現される局所化スケールよりも大きな相関構造を持った摂動は求めることができないと考えられる。これらは LETKF のメンバー数を増やし、局所化のスケールを広げることによって解決されると考えられるが、限られた計算機資源で運用する中では限界がある。

### 3.3.5 SV 法との組み合わせ

前項のアンサンブル SV による摂動選択では予測初期に成長しないモードを選択的に減らすことに成功した。一方で、そのインパクトは 24 時間予報より先では小さく、LETKF による初期摂動のみを用いた場合には特に予測期間中盤以降のスプレッドが不足する。理想的には解析値の不確実性を表現する LETKF のような初期摂動を与えて予測の不確実性も適切に表現できる EPS を構築することが望ましいが、第 3.3.3 項でも述べたように、この実現のためにはモデルアンサンブルや境界値アンサンブルの充実、LETKF のデータ同化サイクルに用いる十分なメンバー数の確保など、今

すぐに解決できない課題も多い。また、現業 EPS の予測精度の観点では予測期間全体にわたって適切なばらつきを得ることが重要となる。そこで、中期予報を対象とする EPS において適切なアンサンブル予報のばらつきを確保し、かつ予測初期の確率予測を向上する当面の方策として、LETKF と SV 法による摂動を組み合わせることを検討した。なお、同様の考え方で ECMWF の EPS では EDA による摂動と SV 法による摂動を組み合わせる初期摂動として用いている (Buizza et al. 2008)。ここでは、ECMWF で採用されている手法を参考に、SV 法による摂動と LETKF の摂動を組み合わせるアンサンブル予報実験を試み、アンサンブル平均の予測精度や確率予測へのインパクトを調べた。

初期摂動の作成は以下のような方法をとった。まず、週間 EPS で作成されるイニシャル SV のみを用いてパリアンスミニマム法<sup>7</sup>によって摂動を作成する<sup>8</sup>。次に、この摂動と LETKF による摂動を足し合わせて初期摂動とする。この際、SV による摂動は週間 EPS と同様に正負のペアで用意し、LETKF の摂動は第 3.3.2 項と同様にメンバー名の若い順に選択する。ただし、前述の LETKF 実験とは異なり、LETKF の摂動は選択した全メンバーの摂動の和が 0 となるように平均を差し引いた。それぞれの摂動の振幅は、イニシャル SV の振幅が SV 実験におけるイニシャル SV の振幅と同程度になるように調整し、LETKF による摂動は初期摂動によって解析誤差を表現するという観点からできるだけ振幅は変更しないこととした。ただし、イニシャル SV が加わる分だけ初期のばらつきが過剰になることが考えられるため、その分 LETKF による摂動の振幅を縮小することとした。以上の考え方に基づいて調整した結果、振幅はそれぞれ、北半球・南半球ターゲットの SV について SV 計算のモデル面第 15 層目 (約 500 hPa) 気温の摂動の振幅が気候学的変動幅の 0.24 倍に、熱帯ターゲットの SV についてモデル面第 6 層目 (約 850 hPa) 気温の摂動の振幅が気候学的変動幅の 0.07 倍になるように振幅を決め、LETKF はもとの摂動の 0.85 倍とした。その他の設定は第 3.3.2 項と同様である。以下、この実験を LETKFSV 実験と呼ぶ。

図 3.3.3 および図 3.3.4 に 850 hPa 面の気温と 250 hPa 面の東西風速について、対観測値検証による摂動のばらつきを比較を示す。LETKFSV 実験は初期時刻において LETKF 実験と似た分布を示しており、SV 実験よりも解析誤差と初期摂動のばらつきの対応が良い。48 時間予報になると LETKFSV 実験は SV 実

<sup>7</sup> 因子分析におけるパリマックス法を応用した手法。山口 (2006) に簡単な解説がある。

<sup>8</sup> 第 3.2 節で述べたように、週間 EPS では評価時間後に成長する構造を持つ通常の SV (イニシャル SV) と過去から初期時刻までに線形成長した SV (Evolved SV) を組み合わせて初期摂動を作成している。

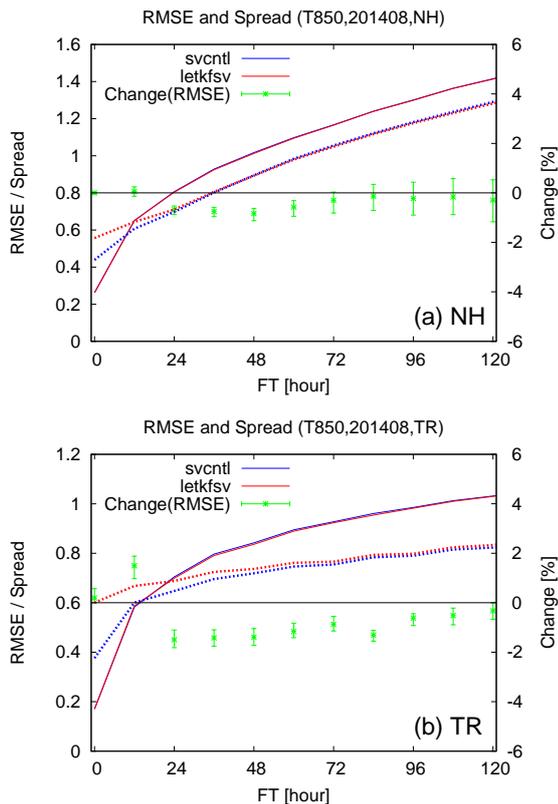


図 3.3.11 図 3.3.5 と同様。ただし、SV 実験（青線）と LETKFSV 実験（赤線）の比較。

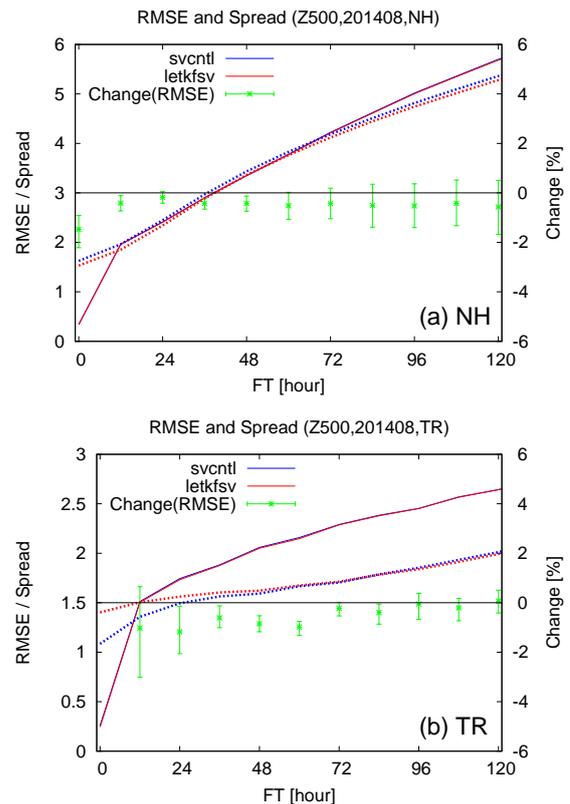


図 3.3.12 図 3.3.11 と同様。ただし、500 hPa 面高度について示す。熱帯域の FT=0 の変化率は下方にスケールアウトしていることに注意。

験に近い分布を示し、摂動のばらつきが小さい問題が緩和されていることがわかる。

図 3.3.11 および図 3.3.12 に 850 hPa 面気温と 500 hPa 面高度のアンサンブル平均の対解析 RMSE とスプレッドについて、SV 実験と LETKFSV 実験の比較を示す。SV 実験と比べて、LETKFSV 実験では予測初期を中心に対解析 RMSE が有意に減少しており、FT=120 まで概ね中立～改善となっている。熱帯の 850 hPa 面気温の FT=12 のみ有意に悪化しているが、これは熱帯下層気温の予測初期のスプレッドが対解析値 RMSE と比べて大きく、ばらつきが過剰なためと考えられる。ただし、対ラジオゾンデ観測値の RMSE は減少しており（図略）このばらつきは対解析値誤差に対しては過剰であるものの、対観測値誤差に対しては過剰ではないと考えられる。予報時間を通したスプレッドは北半球では SV 実験と比べてやや小さいものの、予報時間に対するスプレッドの拡大の仕方は同程度であり、LETKF 実験で見られたような予報時間が進んだ際の顕著なばらつきの過小は見られない。

図 3.3.13 および図 3.3.14 に 850 hPa 面気温と 500 hPa 面高度のプライアスキルスコア (BSS) の比較を示す。それぞれ平年偏差が気候学的変動幅の+1.5 倍以上および -1.5 倍以下となる確率のスコアを示す。LETKFSV 実験は予測初期で SV 実験と比べて BSS が上回っており、確率予測の精度が上がっている。特に

熱帯で改善の幅が大きい。120 時間予報近くになると 500 hPa 面高度ではほぼ中立となっている。一方、熱帯の 850 hPa 面気温については 120 時間予報でも明瞭な改善が見られる。LETKF の摂動を用いることで、特に予測初期や熱帯における確率予測の精度が向上することがわかる。熱帯では中・高緯度と比べて、解析値の誤差が予測誤差と比べて無視できない大きさであることが知られており、解析誤差をよりよく近似する LETKF による摂動を利用することによる改善が大きいものと考えられる。また、第 3.2 節で述べたように、現行の SV 法による熱帯の初期摂動の与え方には SV のノルム設定などの課題が多く、予測初期のばらつきの表現が適切でないと考えられる。LETKF による初期摂動を用い、SV 法による初期摂動の寄与を減らすことによって、この問題の影響が軽減されているとも考えられる。

### 3.3.6 まとめと今後の課題

本節では、週間 EPS の初期摂動作成手法の高度化として、LETKF による摂動を利用する開発の現状について紹介した。LETKF による摂動は予測初期において適切なばらつきを与える一方、SV 法による摂動と比べて成長が遅い特徴があり、この摂動をそのまま用いてアンサンブル予報を行うと予測が進むにつれてば

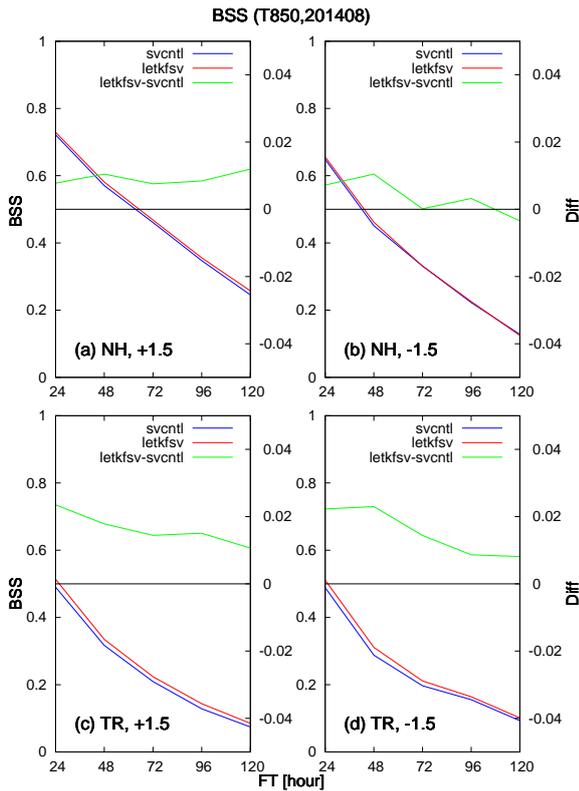


図 3.3.13 850 hPa 面の気温の確率予測のブライアスキルスコア (BSS) の比較。青線が SV 実験、赤線が LETKFSV 実験を表し、緑線が両実験の差 (右軸) を表す。北半球域において 1 年偏差が気候学的変動幅の (a) +1.5 倍以上、(b) -1.5 倍以下となる確率のスコアを表す。(c), (d) は (a), (b) と同様の熱帯域のスコアを表す。期間は 2014 年 8 月 1 日 ~ 31 日の 00UTC 初期値。

らつきが過小となる問題があることがわかった。この解決策としてアンサンブル SV による摂動選択とイニシャル SV との組み合わせについて検討を行った。

アンサンブル SV による摂動選別を適用すると、LETKF による摂動のバランスが改善され、予測のごく初期における摂動の成長率が増えることが確認できた。ただし、そのインパクトは小さく、予測が進んだ際に成長率を十分に確保できないことがわかった。FT=24 より先でのインパクトが小さい原因として、FT=9 までの摂動の成長率と FT=24 より長い予報時間での成長率との対応が FT=24 までほど良くない可能性、LETKF のアンサンブルメンバー数が 50 と比較的少ないこと、アンサンブル SV のターゲット領域を全球としていることなどが考えられる。

一方、SV と LETKF の摂動の組み合わせについては、予測初期の誤差の確率密度関数を LETKF の摂動により、その後の誤差の発展を SV によってカバーするという狙いのもとアンサンブル予報実験を行って性能を確認した。その結果、現行のイニシャル SV と評価時間内で線形成長させた SV を組み合わせた初期摂動を用いたアンサンブル予報を上回る予測精度が得ら

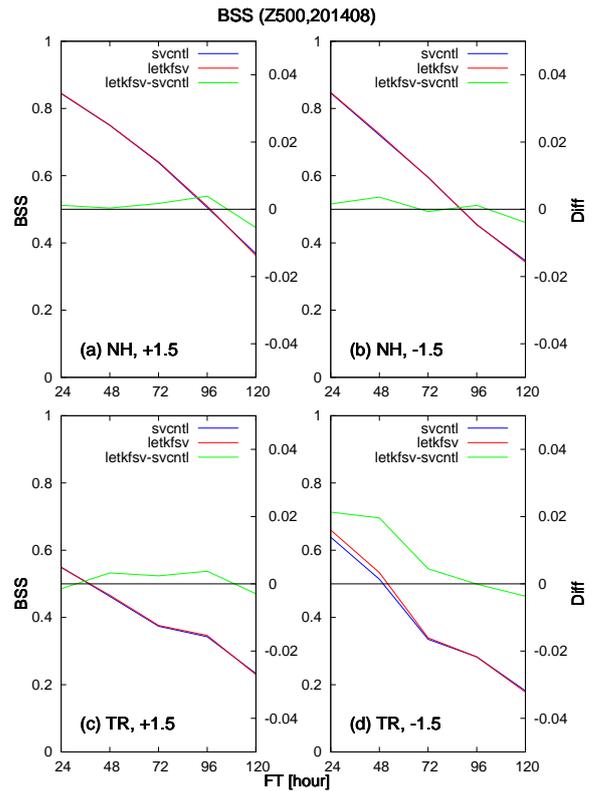


図 3.3.14 図 3.3.13 と同様。ただし、500 hPa 面高度について示す。

れた。今後は第 3.1 節で述べた台風 EPS との統合も視野に入れながら、摂動の組み合わせについてさらなる調整を行いたい。また、他の季節 (北半球の冬季や台風シーズンなど) についても予報実験を行い、その性能を確認したい。

本節の冒頭でも述べたように、初期摂動の作成は本来データ同化と不可分な問題である。長期的には、アンサンブルに基づいたデータ同化手法による摂動のみで初期摂動を作成し、精度のよい EPS を構築することが望ましい。この実現のためには、ここで述べた初期摂動の改善だけでなく、モデルアンサンブルや境界摂動の充実、さらには数値予報モデル自身の改善が重要になると考えられる。実際、完全モデルかつ境界値の不確実性を仮定した低解像度の気候大循環モデルを用いたアンサンブル予報実験では、LETKF により作成された初期摂動を用いたアンサンブル予報のスプレッドはアンサンブル平均の RMSE とほぼ同程度となり、本節で見たような極端なばらつきは見られない (太田 2011b)。今後も、EPS に関わる様々な側面からの開発を積み重ねながら、EPS の予測精度のさらなる向上に努めていきたい。

#### 参考文献

Buizza, R., M. Leutbecher, and L. Isaksen, 2008: Potential use of an ensemble of analyses in the

- ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 2051–2066.
- Desroziers, G., L. Berre, B. Chapnik, and P. Poli, 2005: Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3385–3396.
- Ehrendorfer, M., R. M. Errico, and K. D. Raeder, 1999: Singular-vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1627–1648.
- Enomoto, T., S. Yamane, and W. Ohfuchi, 2015: Simple sensitivity analysis using ensemble forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 199–213.
- Greybush, S. J., E. Kalnay, T. Miyoshi, K. Ide, and B. R. Hunt, 2011: Balance and Ensemble Kalman Filter localization techniques. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 511–522.
- Hamrud, M., M. Bonavita, and L. Isaksen, 2015: EnKF and hybrid gain ensemble data assimilation part I: EnKF implementation. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 4847–4864.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica. D.*, **230**, 112–126.
- Kepert, J. D., 2009: Covariance localisation and balance in an Ensemble Kalman Filter. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1157–1176.
- Leutbecher, M. and S. T. K. Lang, 2014: On the reliability of ensemble variance in subspaces defined by singular vectors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1453–1466.
- 三好建正, 2006: アンサンブル・カルマンフィルタ～データ同化との融合～. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 80–99.
- 三好建正, 2008: カルマンフィルタ. 気象研究ノート第 217 号: 気象学におけるデータ同化, 日本気象学会, 69–95.
- Miyoshi, T., 2011: The Gaussian approach to adaptive covariance inflation and its implementation with the Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1519–1535.
- Miyoshi, T., K. Kondo, and T. Imamura, 2014: The 10,240-member ensemble Kalman filtering with an intermediate AGCM. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5264–5271.
- Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasts on predictability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 463–493.
- 中川雅之, 2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 43–50.
- 中川雅之, 2007: 降水. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21–23.
- 太田洋一郎, 2011a: GSM-LETKF. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 131–137.
- 太田洋一郎, 2011b: SPEEDY モデルによる実験. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 159–167.
- 酒井亮太, 2009: 初期摂動作成手法. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 117–125.
- 山口宗彦, 2006: 特異ベクトル法の開発. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 50–58.
- Yamaguchi, M., S. T. K. Lang, M. Leutbecher, M. J. Rodwell, G. Radnoti, and N. Bormann, 2016: Observation-based evaluation of ensemble reliability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, doi:10.1002/qj.2675, in press.
- Yang, S.-C., E. Kalnay, and T. Enomoto, 2015: Ensemble singular vectors and their use as additive inflation in EnKF. *Tellus A*, **67**, 26 536, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v67.26536>.

### 3.4 海面水温摂動の開発<sup>1</sup>

#### 3.4.1 はじめに

第 1.3 節で述べたように、気象庁のアンサンブル予報システム (EPS: Ensemble Prediction System) のうち、台風 EPS、週間 EPS および 1 か月 EPS では、全メンバーに対して予報期間中で対気候値偏差を固定した海面水温 (SST: Sea Surface Temperature) を与えている<sup>2</sup>。これには大きく二つの問題があると考えられる。一つは、SST の解析値に含まれる不確実性が考慮されていないことである。全メンバーの SST の初期値は同一であるが、実際は大気の解析値と同様に SST についても決して真の値<sup>3</sup>を知ることはできず、SST の解析値には常に誤差が含まれている。もう一つは対気候値偏差を固定して与えることに起因する SST の時間発展の誤差の表現である。偏差固定予報 SST は真の SST の時間発展とは異なっており、予報時間とともにその誤差は拡大する。従って、SST の予測においてもその誤差の確率密度関数の時間発展を表現するような摂動を与えることが望ましい。本節では、特に後者の問題に焦点を当て、SST に摂動を与える方法を検討した結果を紹介する。

なお、より現実的な精度の高い SST の時間発展を与えるためには、海洋について何らかの力学的なモデルを導入する必要があると考えられる。これは中・長期的に重要な開発と考えられるが、ここでは触れない。

#### 3.4.2 海面水温摂動作成手法

第 1.3 節で述べたように、偏差固定予報 SST は中期予報では決して十分に精度の良い SST の時間発展を与えているとは言えない。また SST の時間発展の計算には力学的なモデルを使用していないことから、大気の初期摂動作成で用いられる成長モード育成法や特異ベクトル法といった、予報モデルの力学的な拘束を用いた摂動作成手法を SST の摂動作成に適用することはできない。こうした制約がある中で、SST の摂動を与える方法がいくつか提案されている。

例えば、Tennant and Beare (2014) は、大気モデルに与える SST 解析値の不確実性を表現することを目的として、過去の SST 解析値の時間的な差分を計算し、その振幅や代表的な時間・空間スケールに相当する摂動を乱数的に SST 摂動として与える方法を提案している。この方法は簡便であり、実際にこの SST 摂動を導入したアンサンブル予報実験では、対流圏下層の気温を中心に大気の予測のスプレッドの過小傾向が緩和

すること、それによってアンサンブル平均の予測精度が向上することが報告されている。一方でこの手法には、乱数的に与える摂動について調整すべきパラメータ (各誤差モードに相当する時間・空間相関スケール、振幅など) が多いこと、摂動の振幅が固定で、予報時間とともに拡大する SST の不確実性は表現できないこと、といった問題がある。また、このように与えられた SST の初期摂動は、その時の SST の解析誤差に基づいた摂動とはならない。

SST の解析値の不確実性を表現する別の方法として、Duc et al. (2015) は複数センターの SST 解析値の差を SST 摂動として用いる方法を提案している。これは SST に対するマルチセンターアンサンブルと考えることができ、SST 解析値に含まれる誤差を近似的に表現する手段として有効と考えられる。一方で、同手法でも SST 摂動は予報期間で固定となるため SST の時間発展の不確実性は表現できないこと、現実的に同手法を適用するためには、複数センターの SST 解析値をリアルタイムで取得する必要があるといった問題がある。

上に例示した先行研究は主として SST の解析値の不確実性を表現することを目的としたものである。これは大気モデルのアンサンブル予報が初期値の誤差に起因し指数関数的に増幅する予測誤差を表現すべく、初期摂動を導入したことから始まった歴史から鑑みるに、自然な発想ではある。しかし、我々が境界値の摂動で本当に表現したいのはコントロールラン (非摂動予報; unperturbed run) ないし決定論予報の不確実性であり、そこには初期値誤差以外の要素も含まれる。実際、第 1.3 節で示したとおり、コントロールランや決定論予報に与える SST では予測初期の数日を除き、(a) SST の解析誤差に由来する不確実性よりも、(b) 初期時刻における対気候値偏差を固定して予報期間中の SST の時間発展を気候値のそれで与えることに起因する不確実性の方が大きい。そこで我々は、先行研究で指向されてきた「SST の解析誤差を表現する」という発想を「コントロールラン (決定論予報) に与える SST の誤差を表現する」という目的に転換し、(a) に加え (b) の不確実性も表現しうる、新しい摂動作成手法を考案した。

まず (b) の不確実性だけを表現することを考えると、確率分布が偏差固定予報 SST の対解析誤差  $SST^{err}$  (1.3.4 式参照) を相殺するような SST 摂動を生成すればよい。問題は  $SST^{err}$  の確率分布をどのようにモデル化するかであるが、偏差固定予報が本質的には気候値予報であることから、 $SST^{err}$  の確率分布をその気候学的分布で与える (確率密度関数の予測を気候値予報により行う) のが自然である。これを満たす SST 摂動を生成するのは簡単で、ランダムに選んだ過去の同じ季節の日付の  $SST^{err}$  を (1.3.4) 式により算出し、これに  $-1$  を乗じて SST 摂動とすればよい。

上の摂動では (a) の初期値の不確実性を表現するこ

<sup>1</sup> 太田 洋一郎、堀田 大介

<sup>2</sup> ここでの SST は bulk SST の日平均値を指す (第 1.3.3 項 (1) 参照)。

<sup>3</sup> 真の値は SST 自身をどのように定義するかによっても変わるが、ここでの真値は大気モデルの状態変数の真値を与えたときに、下部境界として正しい海面フラックスを与える SST と言える。

とができない。そこで本手法では、データ同化において気候学的な背景誤差作成に広く用いられている NMC 法<sup>4</sup> (Parrish and Derber 1992) を参考に、同じ対象時刻に対する 0 時間予報 (即ち解析値) と  $\Delta T$  時間予報の差により初期値の対真値誤差を近似する。つまり、解析時刻  $T_0$  における SST 解析値の不確実性を、過去の同じ季節の日付  $T$  をランダムに選び

$$\begin{aligned} \Delta SST_{ini}(T) & \\ & := SST^f(T + \Delta T, 0) - SST^f(T, \Delta T) \\ & = SSTA(T + \Delta T) - SSTA(T) \quad \therefore (1.3.1) \text{ 式} \end{aligned}$$

で定義される摂動により表現する。ここで  $SST^f(T, t_f)$  は初期時刻  $T$ 、予報時間  $t_f$  の偏差固定予報 SST、 $SSTA(T)$  は時刻  $T$  における SST 解析値の気候値に対する偏差である。これを前段落で定義した (b) の不確実性を表現する摂動に足し合わせ、最後に振幅を調整するため全体を定数倍することで最終的な SST 摂動を得る。

以上をまとめると、本手法での SST 摂動の作成手順は以下のとおりとなる。

1.  $i$  番目 ( $i = 1, \dots, K$ ) のメンバー ( $K$  はメンバー数) に対して、過去 (ここでは 2003~2011 年の 9 年分) の SST 解析値から初期時刻  $T_0$  と同季節 (前後 27 日とした) のランダムな時刻  $T_i$  を選択する。似たパターンの摂動が重複することを避けるため、 $T_i$  はそれぞれ一定以上離れるように選択する (ここでは最低でも 10 日以上離れるように選択した)。
2. それぞれのメンバーについて、上で選択した時刻から  $\Delta T$  だけ離れた時刻を選択し、SST 摂動  $\Delta SST_i$  を以下のように与える。

$$\begin{aligned} \Delta SST_i(T_0 + t_f) & \\ & := \alpha [\Delta SST_{ini}(T_i) - SST^{err}(T_i + \Delta T, t_f)] \\ & = \alpha [SSTA(T_i + \Delta T + t_f) - SSTA(T_i)] \end{aligned} \quad (3.4.1)$$

ここで、 $t_f$  は予報時間で SST 解析値の時間間隔刻みで変化する (全球日別海面水温解析 (MGDSST) の場合 1 日)、 $SSTA$  は SST の気候値偏差を表す。 $\alpha$  は摂動の振幅を調整するパラメータである。(3.4.1) 式の右辺の  $SST^{err}$  にマイナスがついているのは、過去の偏差固定予報 SST の対解析誤差を相殺するように摂動を与えるためである。

NMC 法では、同じ予測対象時刻に対する異なる初期時刻からの予測の差を集めて統計処理を施し、気候学的な背景誤差共分散を得る。本手法はこれをアンサン

<sup>4</sup> NMC は National Meteorological Center の略で、米国環境予測センター (NCEP) の前身。NMC 法と呼ばれるのは、同手法が考案され、はじめて現業システムで用いられたのが NMC であったことによる。

ブル的に近似した方法と言える。また  $\Delta T = 0$  とすると、本手法は過去の同季節の SST について、SST を対気候値偏差固定とした時の SST の対解析値誤差をサンプリングしていると考えられる。従って、十分に大きなメンバー数において、本手法によって作成される SST 摂動は、現在の偏差固定予報 SST に対する気候学的な予測誤差の確率密度分布に従う。

本手法の利点として、偏差固定予報 SST の時間発展における不確実性を SST 摂動の時間発展として表現できる点が挙げられる。また摂動作成には、過去の十分な期間の SST 解析値のみを必要とし、調整が必要なパラメータも時間差  $\Delta T$  と振幅  $\alpha$  のみである。パラメータの調整方法については後述する。本手法ではあくまで気候学的な誤差をサンプルしており、流れ依存の予測誤差を表現することはできない。このこと自体は、コントロールラン (決定論予報) に与える SST が流れ依存を無視した偏差固定予報で与えられている以上、やむを得ないことである。流れ依存の予測誤差を表現するには、まずコントロールラン (決定論予報) に与える SST を力学的に予測し、その不確実性もなんらかの力学的な手法で表現する必要があるが、これは将来の課題とする。

図 3.4.1 に本手法によって作成された SST 摂動の例を示す。ここでは、過去の MGDSST 再解析値<sup>5</sup> から時間差  $\Delta T$  は 1 日、振幅  $\alpha$  は 1.0 とし、サンプルをとった。MGDSST の解析手法については栗原ほか (2006) を参照されたい。また、本項と次項の調査では SST 摂動のメンバー数は 26 とした。初期時刻では摂動の振幅は小さく、ほとんどの海域で 0.1 K 未満の大きさとなっている。その中で、比較的振幅の大きい摂動が局所的に点在している。予測 3 日目になると摂動の振幅が増大し、予測 8 日目にかけて順調に成長する。予測 8 日目を過ぎると摂動の成長は次第に遅くなり、予測 18 日目にかけて緩やかに時間発展している。摂動のパターンは初期摂動におけるパターンを残しつつ、少しずつ形状が変化していることがわかる。大気の総観規模の擾乱からの作用が原因と思われる、スケールが大きく時間的な変化が速い摂動がある一方で、中・高緯度には海洋の力学的なモードと関連があると思われる、水平スケールの小さい摂動が存在する。また、東太平洋赤道域には赤道を挟んで南北対称で、ゆっくりと西進する赤道ロスビー波に関連すると考えられる摂動も見られる。図 3.4.2 に同初期日の SST のスプレッドを示す。黒潮続流域やメキシコ湾流 (Gulf Stream)、南アフリカ沖のアグリアス (Agulhas) 海流やモザンビーク (Mozambique) 海流の続流域、南米東岸のブラジル (Brazil) 海流、東オーストラリア (East Australia) 海流といった、大規模な暖流とその続流域では予報時間

<sup>5</sup> 現業利用のためリアルタイムに解析されるものとは別に、遅れて入電した観測データ等、より多くのデータを利用し MGDSST のアルゴリズムにより改めて作成された解析値。

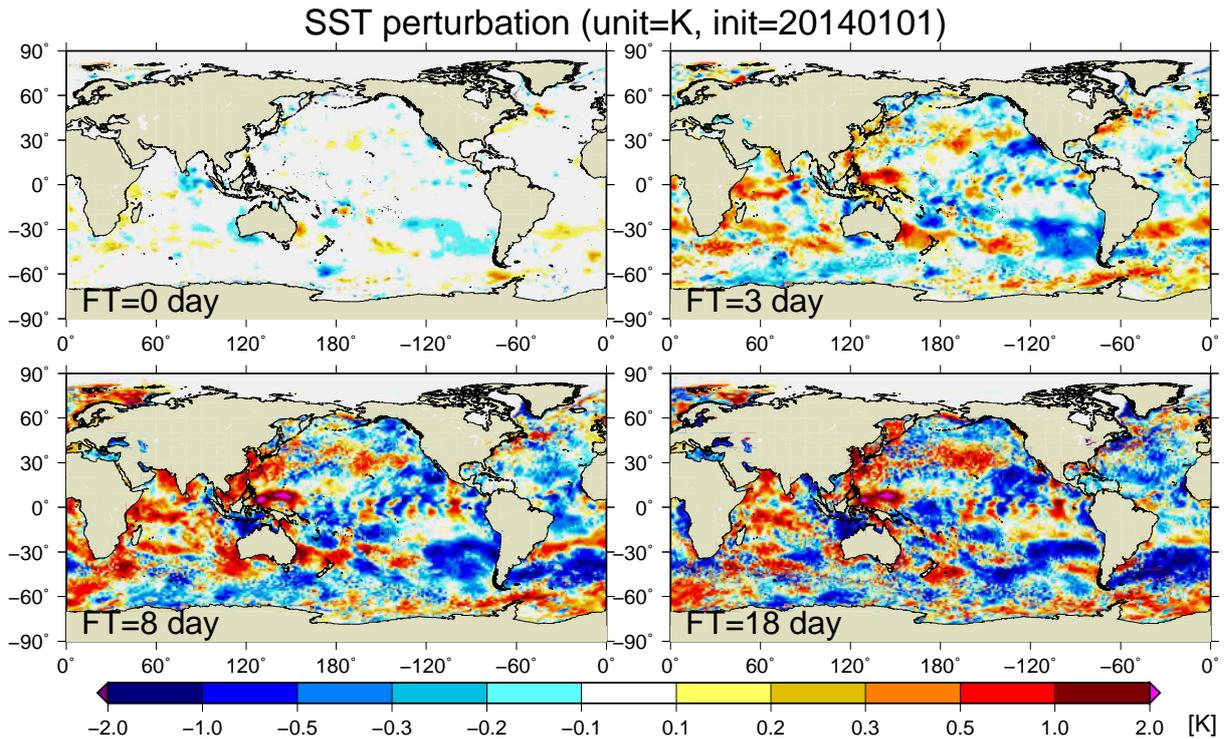


図 3.4.1 2014 年 1 月 1 日初期日の SST 摂動の例 (単位: K)。左上から予測 0, 3, 8, 18 日目の摂動を示す。

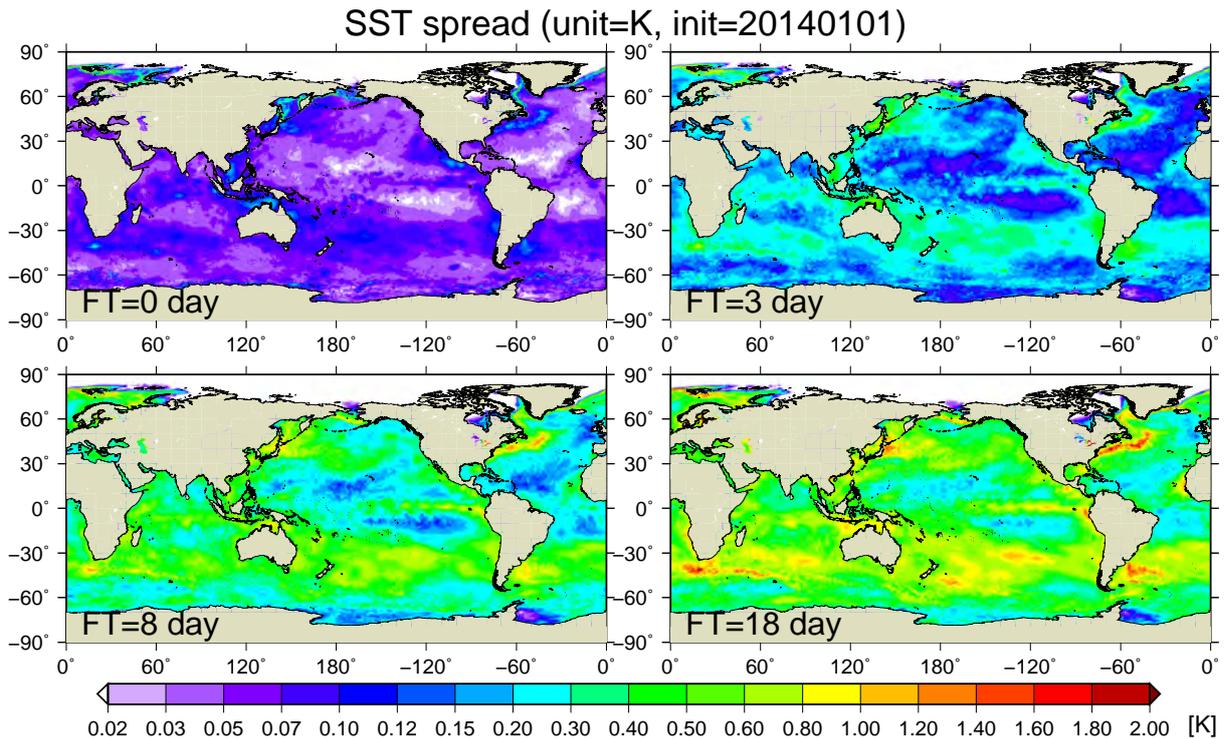


図 3.4.2 2014 年 1 月 1 日初期日の SST のスプレッド (単位: K)。左上から予測 0, 3, 8, 18 日目を示す。

を通してスプレッドが大きい (図 3.4.4 の赤矢印にこれらの暖流のおおよその流れを示す)。これらの海域では SST の水平勾配が大きいことに加え、海洋の中規模渦による変動が大きいことが知られている。一方で、東太平洋赤道域など、ケルビン波や赤道ロスビー波などの力学的なモードが卓越する海域でもスプレッドが

周囲に比べて大きくなっている。予測初期に関してはこれに加えて、北極海周辺やオホーツク海といった海水域周辺でもスプレッドが相対的に大きくなっている。これは海水の有無によって SST が大きく変化することを反映していると考えられ、海水域の解析や予測における不確実性の効果を部分的に表現していると言える。

このように、本手法は簡便な手法でありながら、SST に関わる様々な変動とそれに伴う SST の予測の不確実性を表現することができる。このことは本手法で作成された摂動のスナップショット (図 3.4.1) とスプレッド (図 3.4.2) が偏差固定予報 SST の対解析誤差のスナップショット (図 1.3.1) と平方根二乗平均 (図 1.3.2) にそれぞれよく似ていることから強く支持される。

### 3.4.3 海面水温摂動のパラメータの調整

前項で紹介した手法では、(3.4.1) 式で見たように、時間差  $\Delta T$  と振幅  $\alpha$  が調整パラメータとして存在する。ここではまず、1) SST の摂動のパターンが偏差固定予報 SST の予測誤差をより効率的に捉えられるように時間差を調整し、続いて 2) 偏差固定予報 SST の対 SST 解析値 RMSE (平方根平均二乗誤差) と SST のスプレッドが同程度となるように振幅を調整した。以下、順にこの過程を説明する。

#### (1) 時間差の調整

時間差  $\Delta T$  を変えて作成した SST 摂動によって、偏差固定予報 SST の対解析値誤差をどの程度説明できるかを調べた。摂動の全メンバーの和が 0 となるようにアンサンブル平均を差し引いた SST 摂動を  $\mathbf{p}_i$  ( $i = 1, \dots, K$ )、偏差固定予報 SST の対解析値誤差を  $\mathbf{e}_{SST}$  と表す。ここで、それぞれのベクトルは SST 解析値 (予測値) の格子数の次元を持ち、下付きの  $i$  は各メンバー、 $K$  はメンバー数を表す。まず、検証のターゲット領域において SST 摂動  $\mathbf{p}_i$  ( $i = 1, \dots, K$ ) を正規直交化して  $\mathbf{s}_i$  ( $i = 1, \dots, K-1$ ) を得る<sup>6</sup>。これを用いて対解析値誤差を

$$\mathbf{e}_{SST} = \sum_{i=1}^{K-1} \beta_i \mathbf{s}_i + \mathbf{r}_{SST} \quad (3.4.2)$$

と分解する。ここで、 $\beta_i$  は対解析誤差に含まれる  $\mathbf{s}_i$  の大きさを示す係数で、

$$\beta_i = (\mathbf{e}_{SST}, \mathbf{s}_i) \quad (3.4.3)$$

と表される。ここで、 $(\cdot, \cdot)$  は内積を表す。(3.4.2) 式の  $\mathbf{r}_{SST}$  が SST 摂動が張る相空間で説明できない誤差を表す。そこで、

$$u = (\mathbf{r}_{SST}, \mathbf{r}_{SST}) / (\mathbf{e}_{SST}, \mathbf{e}_{SST}) \quad (3.4.4)$$

を計算して、その相対的な大きさを評価した。図 3.4.3 に時間差  $\Delta T$  を 1, 2, 3, 7 日にした SST 摂動を用いた際の偏差固定予報 SST の対解析値誤差の SST 摂動 (26 メンバー) で説明できない成分の割合を示した。ここでは、SST 摂動は 2003~2011 年<sup>7</sup> の MGDSST 再

<sup>6</sup> アンサンブル平均を差し引いていることから、次元は一つ減る。

<sup>7</sup> SST の解析精度は雲を透過して海面を観測できるマイクロ波放射計 (AMSR-E, AMSR2) の有無に大きく影響されることから、摂動作成に利用するサンプルからはマイクロ波放射計が導入される以前の期間 (2002 年以前) を除外した。

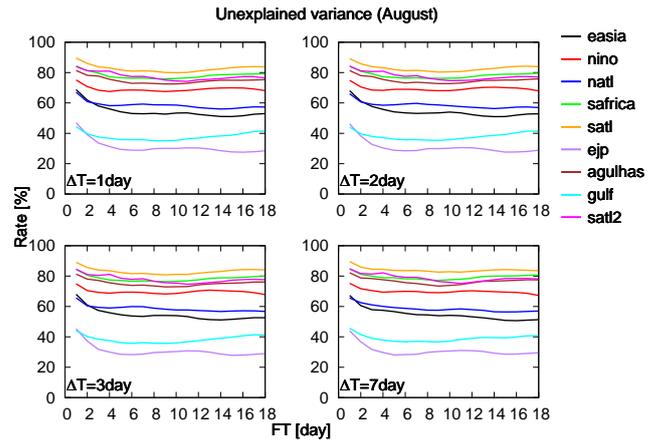


図 3.4.3 2013~2015 年の 8 月 1 日前後の偏差固定予報 SST の対解析値誤差の SST 摂動 (26 メンバー) で説明できない成分の割合 (%)。左上から時間差  $\Delta T$  を 1, 2, 3, 7 日にした摂動を用いた場合を示す。横軸は予報時間 (日)。凡例のターゲット領域は図 3.4.4 を参照。

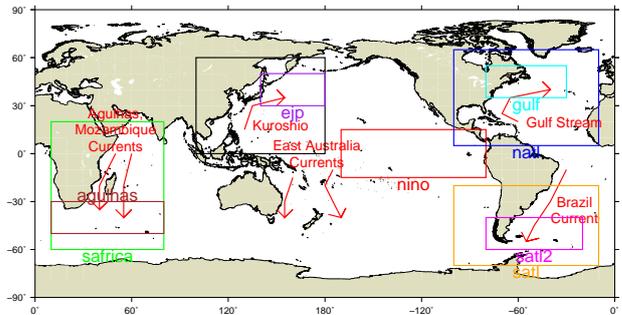


図 3.4.4 図 3.4.3 の計算に使用したターゲット領域。領域の色と図 3.4.3 のグラフの色がそれぞれ対応している。また、本文中で触れた主な暖流のおおよその流れを赤矢印で示す。

解析値を使用して作成し、これとは独立な事例として、2013~2015 年の各年 8 月 1 日とその前後 10 日の合わせて 9 事例について (3.4.4) 式を計算して平均を求めた。計算に用いたターゲット領域は図 3.4.4 に示した。どの領域でも SST 摂動は予測初期の SST の対解析値誤差を捉えることが比較的難しいが、予測 3 日目以降はどの予報時間でも同程度の割合で誤差を捉えている。また、設定したターゲット領域が狭いほど誤差の説明率が大きくなる傾向がある (easia と eip、safrica と agulhas、satl と satl2、natl と gulf)。これは、領域が狭いほど誤差の自由度が小さくなり、同じメンバー数で捕捉できる誤差の割合が相対的に増えるためと考えられる。摂動作成の時間差  $\Delta T$  については、1~7 日に変えた範囲では誤差の説明率に目立った違いは生じていない。すなわち、誤差パターンの捕捉という観点では時間差  $\Delta T$  にほとんど依存しないと言える。これは、MGDSST の解析には時間方向のフィルタがかかって短時間の変動が抑えられており、1~7 日程度の範囲ではその誤差パ

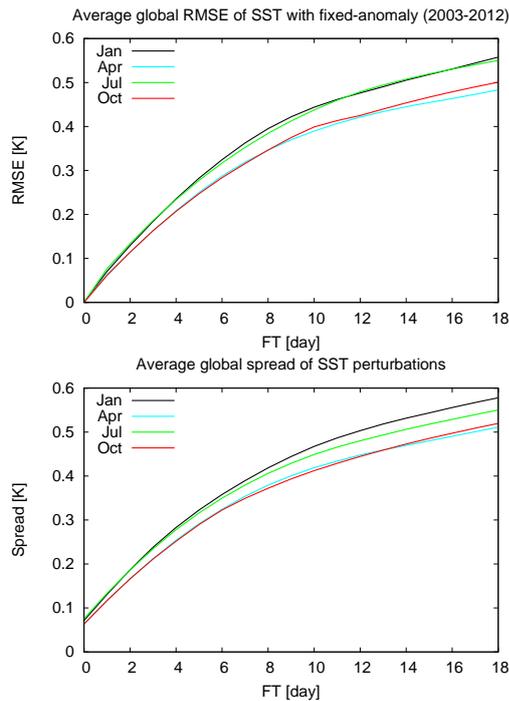


図 3.4.5 1月(黒)、4月(水色)、7月(緑)、10月(赤)の各1日初期日の偏差固定予報 SST の対解析 RMSE (上図) と同初期日の 26 メンバーの SST 摂動のスプレッド (下図、時間差  $\Delta T$  は 1 日、振幅  $\alpha$  は 1.0)。検証領域は全球の海格子で、RMSE は 2003~2012 年の MGD SST 再解析値を用いて計算。

ターンに大きな特性の違いが現れないためと考えられる。また、1月1日前後で計算した場合についても同様の特徴が見られ、誤差の説明率は時間差  $\Delta T$  にほとんど依存しなかった(略図)。このため、これらの特徴は季節や海域によらず共通していると考えられる。以上のことと、後述の振幅の決定のしやすさも鑑みて、SST 摂動の時間差  $\Delta T$  は 1 日を採用することとした。

## (2) 振幅の調整

理想的な EPS では、アンサンブル平均の RMSE とスプレッドが同程度になることが期待される。ここでは、SST の予測値は気候値偏差固定で与えていることから、この偏差固定予報 SST の RMSE に対して、スプレッドが同程度になるように振幅を調整すればよいと考えられる。図 3.4.5 に 1, 4, 7, 10 月の 1 日初期日における偏差固定予報 SST の対解析 RMSE と、対応する初期日について時間差  $\Delta T$  を 1 日として作成した 26 メンバーの SST 摂動のスプレッドを示す。ここでは仮に SST 摂動の振幅  $\alpha$  を 1.0 としている。初期日における SST 摂動のスプレッドは季節によらずほぼ 0.08 K 程度となっている。FT=0 において対解析 RMSE は 0 となるので、偏差固定予報 SST の対解析 RMSE と比較すると SST 摂動のスプレッドは予測初期を中心にやや大きい。ただし、実際には SST の解析値にも誤差が含まれており、このことを考慮すると SST 摂動のスプレッドは必ずしも過大であるとは言えない。MGD SST

には SST の値とともにその品質情報として解析誤差が合わせて提供されている。この大きさは全球平均で 0.12 K 程度である。今回作成した SST 摂動の初期の振幅はこれと比べると小さい。予報時間の経過に伴う RMSE の拡大と SST 摂動のスプレッドの増大はほぼ同程度となっており、振幅  $\alpha$  が 1.0 で RMSE とスプレッドの対応は 18 日予測まで十分良いことがわかる。また、偏差固定予報 SST の RMSE は 1 月や 7 月で大きく、4 月や 10 月で小さくなっているが、この季節変化も SST 摂動は再現している。これは、摂動作成の時間差  $\Delta T$  を 1 日と短くとしているためと考えられる。仮に  $\Delta T = 0$  として摂動を作成すれば各摂動は過去の偏差固定予報 SST の対解析誤差をサンプリングする摂動となり、そのスプレッドは十分多くのサンプルをとった時に偏差固定予報 SST の対解析値 RMSE と一致することが期待される。逆に、時間差  $\Delta T$  を長くとした場合には図 3.4.5 のスプレッドのグラフは予報時間途中が FT=0 に相当する形になり、初期スプレッドはより大きく、摂動の拡大率はより緩やかになることが想定される。以上のことから、SST 摂動の時間差  $\Delta T$  は 1 日、振幅  $\alpha$  は 1.0 として特別な調整は行わないこととした。

## 3.4.4 大気へのインパクト

前項の方法で作成した SST 摂動が実際に大気への予測に与えるインパクトを調べた。SST 摂動を与えることによって偏差固定予報 SST を与えることで生じる誤差を捕捉するようならばつきが得られるかどうかを調べるため、大気の初期摂動やモデルアンサンブルを適用せずに SST 摂動のみを与えたアンサンブル予報実験を行った。予報モデルは第 3.3 節で用いた TL479L100 の GSM で、メンバー数を現業週間 EPS の約半分の 13 (コントロールラン 1 + 摂動ラン 12) とし、432 時間 (18 日) 予報を実施した。実験期間は 2013 年 8 月 1 日 00UTC~31 日 12UTC 初期値 (以下、夏期間と記す) および 2014 年 1 月 1 日 00UTC~31 日 12UTC 初期値 (以下、冬期間と記す) である。コントロールランの SST は偏差固定予報で与え、摂動ランの SST はこれに時間差  $\Delta T$  を 1 日、振幅  $\alpha$  を 1.0 として作成した SST 摂動を足し込んで与えた。検証相手には、SST に解析値を与えた予測 (以下、対照実験と記す) を用いた。対照実験からの予測の差によって、解析値と異なる SST を与えることによる大気への予測の差を評価することができる。

まず、SST 摂動を与えたことによって地表面フラックスがどの程度ばらつくかを調べた。FT=6 までの潜熱・顕熱フラックスのスプレッドは大きいところでそれぞれ 10, 5  $W m^{-2}$  程度であった。これは、SST 解析値を与えた予測と偏差固定予報 SST を与えた予測<sup>8</sup> のフ

<sup>8</sup> FT=0~6 では前日の SST 解析値をもとにした 1 日予測の偏差固定予報 SST が使われる。

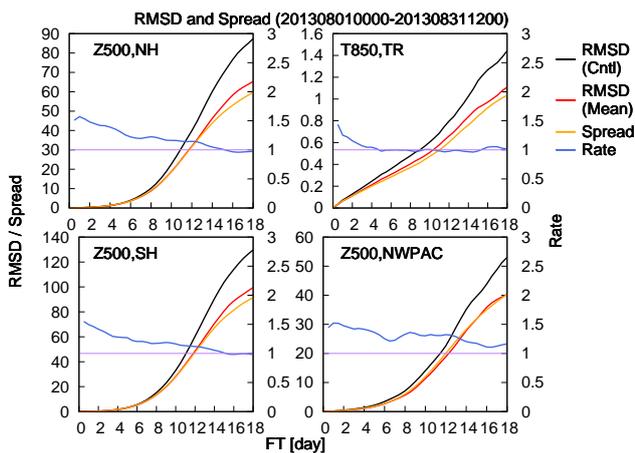


図 3.4.6 夏期間のコントロールラン（黒線、偏差固定予報 SST を与えた予測）およびアンサンブル平均（赤線）の対照実験からの平方根平均二乗差（RMSD）とアンサンブル予報のスプレッド（黄線）の比較。左上から順に北半球域の 500 hPa 面高度（単位：m）、熱帯域の 850 hPa 気温（単位：K）、南半球域、北西太平洋（北緯 0 度～60 度、東経 100 度～180 度）の 500 hPa 面高度。青線はスプレッドと RMSD の比の 2 乗をメンバー数で規格化した値（右縦軸）で、ばらつきが適切な時に 1（紫線）となる。

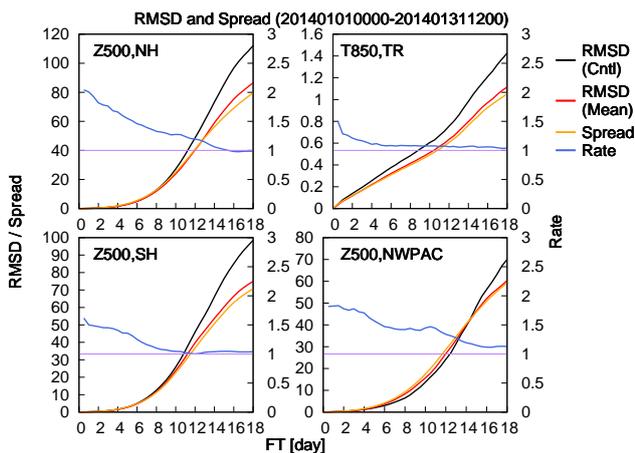


図 3.4.7 図 3.4.6 と同様。ただし、冬期間の結果。縦軸のスケールが図 3.4.6 と異なることに注意。

ラックスの平方根平均二乗差（RMSD）と同程度かやや大きい。また、RMSD とスプレッドの地理的な分布は夏期間・冬期間ともにおおよそ一致していた（図略）。

図 3.4.6 および図 3.4.7 にそれぞれ夏期間、冬期間の 500 hPa 面高度（北半球域、南半球域、北西太平洋）と 850 hPa 面の気温（熱帯域）のコントロールラン（偏差固定予報 SST を与えた予測）およびアンサンブル平均の対照実験からの RMSD とスプレッドの比較を示す。対照実験からの差は中・高緯度では予測初期に予報時間に対して指数関数的に成長し、予測後半になると次第に成長率が小さくなっている。これに対して熱帯では予報期間を通して予報時間に対してほぼ線形の成長となっている。これらは第 1.3.3 項 (3) で見られた特徴と整合している。同様の特徴はスプレッドの拡大にも見

られ、両者の予報時間に対する変化はほぼ対応している。アンサンブル平均の RMSD と比較するとスプレッドの大きさは予測初期ではやや過大であるが、予測後半に近づくにつれて適切な比率となっている。これは、前項で見たように予測前半を中心に SST 摂動の大きさが SST の対解析誤差と比較してやや大きいことと対応している。これらの特徴は夏期間・冬期間、またどの検証領域でも共通している。対流圏の他の要素でも同様の関係が見られた（図略）。冬期間の北西太平洋域以外では予報期間を通してアンサンブル平均の RMSD はコントロールランの RMSD より小さくなっており、SST 摂動を与えることによって SST の不確実性に伴う大気予測の不確実性を表現できていると言える。また、冬期間の北西太平洋域では予測前半を中心にばらつきが過剰で、このことがアンサンブル平均の RMSD を大きくする原因になっている可能性がある。

各摂動ランの予測がコントロールランと同じくらい確からしく、理想的なばらつきにあるアンサンブル予報のアンサンブル平均の RMSE ( $E_{mean}$ ) とコントロールランの RMSE ( $E_{cntl}$ ) の間にはメンバー数を  $K$  として

$$E_{mean} = \sqrt{\frac{K+1}{2K}} E_{cntl} \quad (3.4.5)$$

の関係が成り立つ（Murphy 1988）ことが知られている。13 メンバーのとき  $\sqrt{(2 \times 13)/(13+1)} \approx 1.36$  であり、図 3.4.6 および図 3.4.7 の予測終盤では概ねこの関係が成り立っていることがわかる。

図 3.4.8 に各予報時間（FT=72, 192, 432）における夏期間の 500 hPa 面高度のアンサンブル平均の対照実験からの RMSD とスプレッドの分布を示す。対照実験からの差は両半球の中・高緯度で比較的大きく、熱帯で小さい。また、同じ緯度帯でも局所的に予測の差が拡大しやすい領域があることがわかる。例えば、日本付近やアリューシャン列島周辺などは予測の差が比較的大きい。スプレッドはこうした予測の差の分布に概ね対応しており、予報期間を通して RMSD とスプレッドの地理的な対応関係は良い。冬期間や対流圏の他の要素についても同様に RMSD とスプレッドの地理的な対応関係は良い（図略）。SST 摂動を与えることによって、SST を偏差固定予報として与えることによる大気予測誤差をカバーするようなアンサンブル予報が実現できたと言える。

### 3.4.5 まとめと今後の課題

本節では、SST に摂動を与える簡便な手法として、過去の SST 解析値の時間差に基づいて摂動を作成する方法の提案と、具体的な実装方法について紹介した。また、SST 摂動のみを与えたアンサンブル予報実験を実施し、本手法で作成された SST 摂動を実際の EPS へ適用することの妥当性について調査した。本手法により作成される SST 摂動は偏差固定予報 SST の対解

## RMSD and Spread of Z500 (201308)

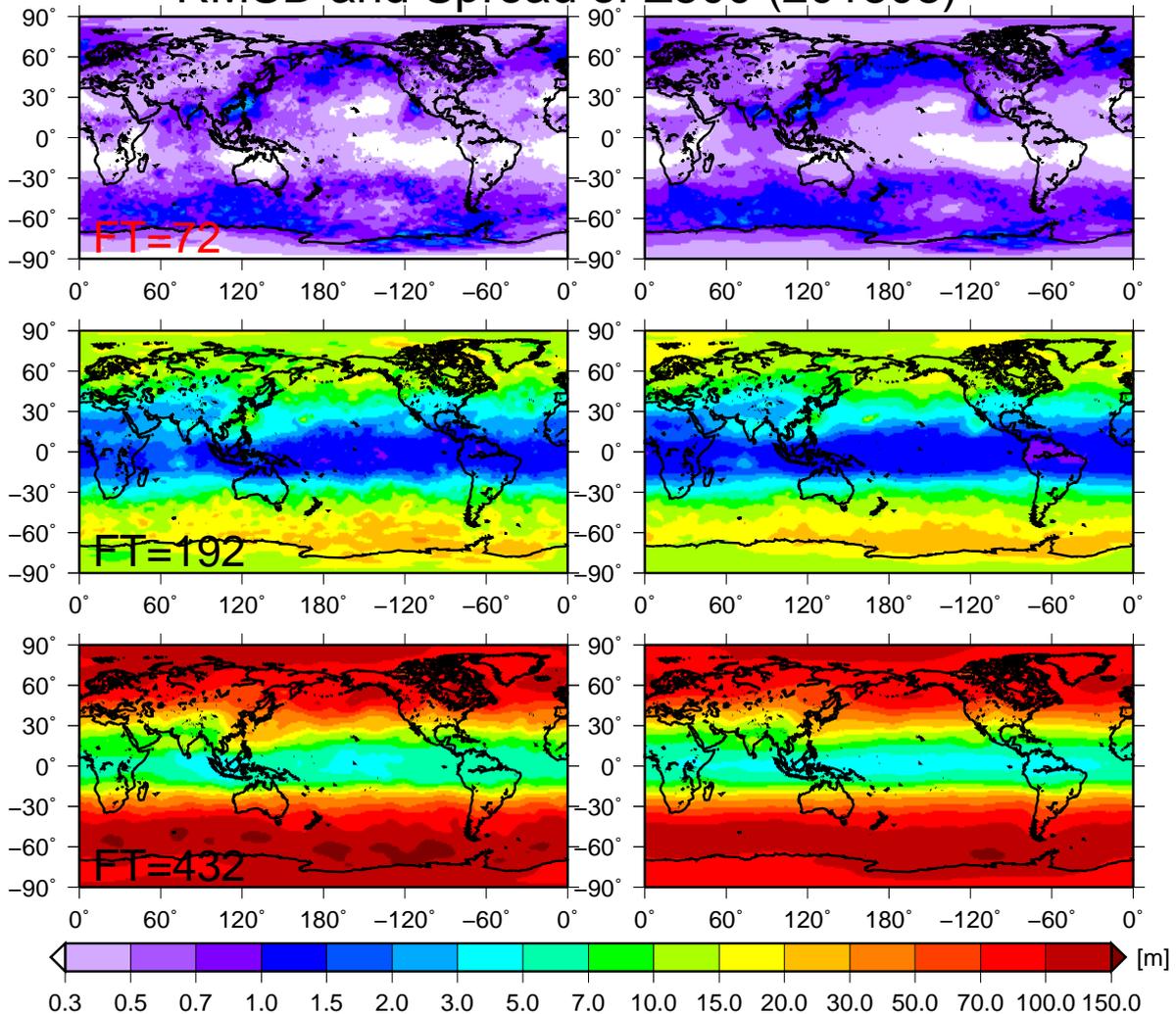


図 3.4.8 夏期間の 500 hPa 面高度のアンサンブル平均の対照実験からの RMSD (左図) とアンサンブル予報のスプレッド (右図)。単位は m。上段から FT=72, 192, 432 を示す。

析誤差の分布・大きさ、予報時間の経過に伴う誤差の成長と良く対応している。SST 摂動に対する大気の前測のばらつきも概ね期待通りの結果を得た。今後は大気の初期摂動や確率的物理過程強制法などと組み合わせた、より現業システムに近い設定で SST 摂動を与えた実験を行い、予測精度へのインパクトを調べていきたい。

一方で、本節で紹介した手法はあくまで SST の誤差を統計的に近似した摂動を与えているに過ぎない。より現実的な精度の高い SST を与えるためには、海洋について何らかの力学的なモデルを導入する必要がある。中・長期的には単純な海水温プロファイルを仮定して大気の強制に対する SST の応答を診断する Skin SST スキームの高度化や、大気モデルと海洋混合層モデルや海洋大循環モデルとの結合を視野に入れた開発が重要になるであろう。

### 参考文献

- Duc, L., T. Kuroda, K. Saito, and T. Fujita, 2015: Ensemble Kalman filter data assimilation and storm surge experiments of tropical cyclone Nargis. *Tellus A*, **67**, 25941, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v67.25941>.
- 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**, S1-S18.
- Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasts on predictability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 463-493.
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's Spectral Statistical-Interpolation Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.
- Tennant, W. and S. Beare, 2014: New schemes to per-

turb sea-surface temperature and soil moisture content in MOGREPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1150–1160.

### 3.5 アンサンブル予報システムと再予報<sup>1</sup>

#### 3.5.1 はじめに

数値予報モデルによる予測は誤差を伴う。そのため、これらの予測を予報作業に用いる際には、数値予報モデルの予測特性を理解して利用することが重要である。また、その予測特性を理解した上で、現業運用時の予測を後処理により補正することで、より精度の高い予測が得られる可能性もある。

このような数値予報モデルの予測精度を含めた予測特性の把握や、現業運用時の予測の補正（後処理）に用いる統計値の計算を行うため、現業運用と同一の数値予報モデルを用いて過去の多数の事例を対象に実施する予測実験を「再予報 (reforecast)」と呼ぶ (Hamill et al. 2006; 高谷 2012)。再予報は「hindcast」や「retrospective forecast」と呼ばれることもある。なお、本節で記述する「再予報」は、特に季節予報を対象とした数値予報モデルに対して実施されることが多い「過去の複数の年を対象とする予測実験」を指すこととする。当庁は複数のアンサンブル予報システム (EPS: Ensemble Prediction System) を運用しているが、現在は1か月EPSと季節EPSの更新前に再予報を実施し、その予測結果を新しいEPSの精度検証及び後処理のための統計値の計算に用いている (佐藤 2013; 平井 2013; 中三川・平井 2013)。

後処理の一つに「系統誤差補正」がある。1か月予報のように予測時間が長くなると、一般に平均誤差（系統誤差）の予測結果への影響が大きくなることから、再予報に基づき事前に求めた系統誤差補正量を用いて現業運用時の予測プロダクトに補正を施し、1か月予報作業に利用している (平井・伊藤 2013)。この補正の効果を示す例として、現業1か月EPSの予報2~8日目の7日平均を対象とした、500 hPa面ジオポテンシャル高度 (Z500) の予測 (アンサンブル平均) における平方根平均二乗誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) の、初期時刻に対する時系列を示す (図 3.5.1)。検証対象領域は北半球域 (20°N 以北) であり、黒線は1か月EPSによる系統誤差補正前の予測、赤線は系統誤差補正後の予測の検証結果である。系統誤差補正の前後のRMSEの大きさを比較すると、系統誤差補正により、多くの場合に誤差を軽減していることがわかる。

第3.1節で述べているように、現在、全球EPSの運用開始の実現を目指して開発を進めている。以下では、今後の全球EPSにおける再予報の仕様を検討するための準備として、現在の1か月EPSの再予報の仕様を概観するとともに、再予報を用いた検証の例を示し、最後にまとめる。

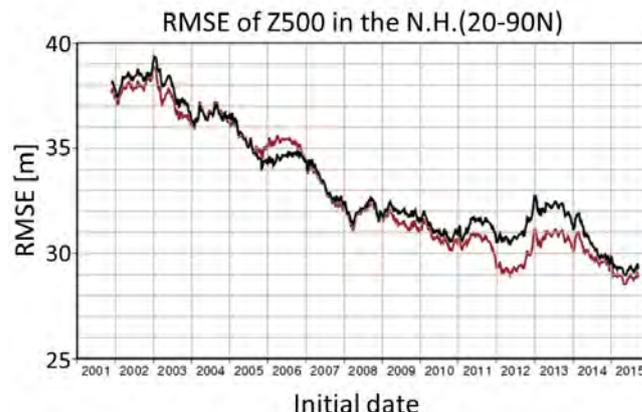


図 3.5.1 現業1か月EPSの、北半球域を対象とした500 hPa面ジオポテンシャル高度 (Z500) の平方根平均二乗誤差 (RMSE) の時系列。予報2~8日目 (7日平均) を対象。2001年以降の予測について表示。横軸は初期時刻で、前1年平均を施した値 (週1回52事例平均)。黒線と赤線はそれぞれ系統誤差補正前及び系統誤差補正後のRMSEを示す。単位はm。

#### 3.5.2 再予報の仕様

再予報が現業システムの予測精度の検証等に用いられることを考慮すると、再予報の仕様は、基本的には「現業運用時と同じ仕様」となることが望ましい。しかし実際には、利用可能な計算機資源 (ノード数、計算時間及び保存するデータ量) を考慮しつつ、再予報を用いた予測精度の検証や後処理に必要なデータ量 (予報サンプル数など) を検討すると、いくつかの仕様については現業運用時と異なる仕様とする必要が生ずる。再予報の仕様における重要な検討要素として以下の点が挙げられる。

- 再予報期間
- 実行頻度
- アンサンブルメンバー数
- 予報期間
- 予測初期値と境界値に用いる解析データ
- 大気初期摂動

表 3.5.1 に現業1か月EPSとその再予報の仕様を示す。現在の再予報では、過去30年間の毎月3回の事例で1事例あたり5メンバーを計算することを基本的な仕様としている。すなわち、1か月EPSのあるバージョンについて再予報を実施した場合、全5400事例の予測を実行することになる。これは、1か月EPSの現業運用で実行される事例数の約1年分に相当する。また、予測初期値として気象庁55年長期再解析JRA-55 (Kobayashi et al. 2015; 古林ほか 2015) を用いるとともに、大気初期摂動は予測初期値と同じJRA-55を用いて再予報期間を対象に作成している。

以下では、1か月EPSの再予報の仕様の中で、前述の重要な検討要素として挙げた点について記述する。

<sup>1</sup> 新保 明彦 (地球環境・海洋部 気候情報課) 吉田 拓馬 (地球環境・海洋部 気候情報課)

表 3.5.1 現業 1 か月 EPS とその再予報の仕様 (2014 年 3 月更新)。アンサンブル手法に関しては第 1.2 節を参照。

		現業	再予報
予報モデル	バージョン	GSM1304 (表記法は巻末付録 B 参照)	
	水平分解能・鉛直層数	TL319L60 (最上層 0.1 hPa)	
初期値	大気	全球速報解析値	JRA-55 再解析値
	陸面	オフライン陸面解析 (積雪深解析含む) に基づく値	JRA-55 再解析値
	海面水温・海氷	MGDSST と海氷データセットの解析値 (いずれも前日分)	
境界値	海面水温	初期の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えた値	
	海氷	初期の海氷密接度及び海氷域面積の平年偏差から統計的に推定した値	
気候値	海面水温	MGDSST の日別気候値	
	海氷	海氷データセットの日別気候値	
アンサンブル手法	大気初期摂動	BGM 法 (北半球域 + 熱帯域)	
	モデル摂動	確率的物理過程強制法	
	LAF 法	あり (1 日間隔)	なし
予報期間		土・日曜日は 18 日、火・水曜日は 34 日	40 日
実行頻度		土・日曜日と火・水曜日の週 2 回 (12UTC)	10 日、20 日、月末の月 3 回 (12UTC)
再予報期間		—	1981~2012 年 (32 年間)
アンサンブルメンバー数		50 (25 × 連続する 2 初期時刻)	5

### (1) 再予報期間

現在の 1 か月 EPS の再予報期間は 1981~2012 年の 32 年間である。1 か月予報を含む季節予報で用いる平年値期間が 1981~2010 年の 30 年間<sup>2</sup> であること、同期間を対象とした再予報の実施に必要な予測初期値及び境界値に用いる解析データが入手可能であることに基づき、基本的な期間として 1981~2010 年の 30 年間を含むようにしている。また、世界気象機関 (WMO: World Meteorological Organization) の長期予報のための標準検証システム (SVSLRF: Standardised Verification System for Long-Range Forecasts) という国際的な基準により、季節予報モデルの再予報期間は 20 年を超える期間とすることが推奨されていることも考慮している (WMO 2010)。なお、現在の 1 か月 EPS の再予報期間を 2012 年まで延長しているのは、再予報を実施した 2013 年の時点で予測初期値及び境界条件に用いる解析データが 2012 年末まで入手できたことに基づいている。基本的な検証や後処理に用いる統計量の計算は、前述の基本的な期間を対象にしているが、より詳細な予測特性の把握の際には、実験が可能な最近の事例も含めて検証を行っている。

過去の 1 か月 EPS の再予報期間を振り返ると、2001 年 3 月に更新した 1 か月 EPS では 1984~1993 年の 10 年間を対象としており、その後 20 年間、26 年間と延長し、現在は 30 年を超える期間を対象としている。こ

<sup>2</sup> 本節執筆時点 (2016 年 1 月) において、世界気象機関 (WMO) は平年値 (climate normal) の期間を 1981~2010 年の 30 年間とすることを推奨している。

の再予報期間の延長には、利用可能な計算機資源の増加とともに、長期再解析データや過去の海面水温データなどの予測初期値及び境界条件に用いる解析データが利用可能となったことが背景として挙げられる。

### (2) 実行頻度

現在の 1 か月 EPS の再予報は、毎月 10 日、20 日、月末の 12UTC を初期時刻として実行している。すなわち約 10 日間隔で月 3 回の実行である。過去においては、2001 年 3 月の 1 か月 EPS 更新時は毎月月末の 12UTC を初期時刻とした月 1 回の実行であった。しかし、特に梅雨期の前後のように循環場の季節変化が短い期間で変わる時期にはモデルの予測特性が大きく変わる可能性があることから、2005 年 3 月の 1 か月 EPS 更新時には月 1 回の実行に加えて 6 月と 7 月のそれぞれ 15 日 12UTC を初期時刻とした実行を追加した。更に 2007 年 3 月には各月で実行頻度を増やし、現在と同じく月 3 回とした。

### (3) アンサンブルメンバー数

限られた計算機資源を有効に活用するという観点で、再予報の実施においては現業運用時よりアンサンブルメンバー数を減らすことが要請される。このため、現在は 1 初期時刻あたり 5 メンバーとしており、現業運用時の 50 メンバーと比べ非常に少ない。アンサンブルメンバー数の予測精度への影響を評価した過去の研究成果 (Buizza and Palmer 1998; Ma et al. 2012) から考えると、アンサンブルメンバー数を現在の 5 から増やすことで、より確からしい予測精度の評価が可能

となると考えられる。しかし、30年を超える期間を対象に再予報を行うことを前提にした場合、アンサンブルメンバー数を5から増やすことが難しいのが現状である。

#### (4) 予報期間

現在の1か月EPSの再予報における予報期間は40日であり、現業運用時の34日より6日長い。これは、系統誤差補正のための補正量の計算の際に、数日程度の時間スケールの変動を取り除くために13日移動平均(前後6日)を施していることによる。

#### (5) 予測初期値と境界値に用いる解析データ

現在の1か月EPSの再予報における大気初期値にはJRA-55を使用している。本来は、現業運用で用いる全球速報解析値に相当する解析データを、再予報の大気初期値に使用するのが理想的である。しかし、全球解析は年々改良されその精度は向上していく一方、その改良のタイミングで同じシステムを用いた解析を過去の長い期間を対象に短時間で実行することは事実上不可能である。これは、過去の全球速報解析値は、過去数十年を対象とする再予報期間において、その品質や特性が一樣ではないことを意味する。そこで、過去数十年を対象とする再予報の実行の際には最新の長期再解析データを使用する。これにより、過去数十年に遡って、ある程度均質な大気解析値を再予報の大気初期値として利用することが可能となる。

海面水温及び海水については、気象庁海洋気象情報室が作成する全球日別海面水温解析(MGDSST: Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperature; 栗原ほか2006)及び海水データセット(Matsumoto et al. 2006)を用いて、初期の平年偏差と季節変動する気候値を利用した推定値を与えている(杉本ほか2015; 佐藤ほか2015)。

予測初期値及び境界値に用いる解析データを入手し利用が可能かどうかは、再予報期間を決めるにあたり重要な要素となる。例えば大気初期値には、当庁の最初の長期再解析(長期再解析JRA-25: Onogi et al. 2007)が利用可能となる前には、欧州中期予報センター(ECMWF)の当時の再解析(ERA-15)及び米国環境予測センター(NCEP)の解析値を組み合わせて利用していた(萬納寺・前田2001)。

#### (6) 大気初期摂動

現在の1か月EPSは大気初期摂動の作成手法として成長モード育成(BGM: Breeding of Growing Modes)法を採用している。そのため、再予報期間全体にわたる毎日のBGMサイクルを実行し、大気初期摂動を作成している。一方、現在の週間EPSで採用している特異ベクトル(SV: Singular Vector)法のように、再予報で実行する初期時刻を対象とした大気初期摂動のみを作成すれば、再予報の実行が可能となる場合もある。

#### (7) 再予報実施のタイミング

(1)から(6)では再予報の仕様を決める上で重要な要素について、現在の1か月EPSの再予報の仕様を基に記述した。これに加えて、世界の主要な数値予報センターにおいて実施されている再予報の仕様を比較すると、再予報実施のタイミングについて特徴が見られるので、ここで触れることとする。

再予報を実施するタイミングには、大きく分けて二つある。一つは、現業運用と同じタイミングで必要な実験を実行する方法であり、英語でon the flyと記述されることが多い。本節では「逐次」と記述する。もう一つは、現業運用前に再予報の実行を完了する方法であり、英語でfixと記述されることが多い。本節では「事前」と記述する。気象庁の1か月EPS及び季節EPSでは「事前」に実施する方法を採用している。

再予報を「逐次」実行する場合、現業運用時の後処理に必要な初期時刻に限定して再予報を実行する。そのため、系統誤差補正やガイダンス作成等の後処理において初期時刻の日時の違いを考慮しないでよい場合が多い。しかし、新しいシステムの運用開始の前には再予報の結果を入手することはできず、全ての季節を網羅した再予報の結果を得るには最低1年必要となる。この場合、そのシステムの更新前の予測精度の検証は別の仕様で実施され、多くの場合、より少ない事例数の実験に基づき行われる。すなわち、新しいシステムの運用開始前の評価に必要な時間は、再予報を事前に全て実行する場合よりも短くすることが可能である。

一方、新しいシステムの運用開始前に、そのシステムの総合的な予測精度の検証や、全ての季節を対象とした後処理に用いる統計量の計算等を行うためには、仕様に基づく全ての再予報を事前に実行する必要がある。1か月EPSはこれまで事前に実行しており、これは、1か月EPS、1か月予報及び異常天候早期警戒情報ガイダンスの特性や予測精度の確認を、新しいシステムの運用開始前に十分に行うためである。

#### 3.5.3 再予報を用いた検証の例

1か月EPSの再予報を用いた検証では、1か月予報の予報対象とする時間スケールを考慮し、主に7日平均、14日平均、28日平均(1か月平均)を対象に検証を行ってきた(佐藤2013; 佐藤ほか2015)。本項では、全球EPSの運用開始及び今後の中期予報における再予報の利用に向けて、予報時間として2週間程度先までを主な対象とし、予報時間ごと(瞬間値)及び7日以下の時間平均値に関する検証の例を示す。

検証には現在の1か月EPSの再予報を用いる。なお、予報時間について以下のように記述する(FT=120の場合)。

- 「FT=120」は「120時間予報」とする。
- あるFTに対する日平均を「予報対象時刻を含む日の00, 06, 12, 18UTCによる4時刻の平均値」

とする。今回用いる再予報は 12UTC を初期時刻とする予測で構成されていることから、「FT=120 (日平均)」は「FT=108, 114, 120, 126 の平均値」となる。

- 「FT=120 (3日平均)」は「FT=120 (日平均) を中心に前後各 1 日を含む 3 日間の平均値」とする。
- 「FT=120 (7日平均)」は「FT=120 (日平均) を中心に前後各 3 日を含む 7 日間の平均値」とする<sup>3</sup>。

#### (1) 平方根平均二乗誤差 (RMSE)

図 3.5.2 は、北半球域を対象とした Z500 のアンサンブル平均による予測に関する RMSE の時系列で、予報時間別に示している。ここでは、2013 年及び 2014 年を対象とした再予報を追加で実施し、1981~2014 年の 34 年間を検証対象としている。RMSE を計算する際の空間平均は北半球域を対象としている。なお、描画の際に、モデルの予測特性を把握しやすくするために各初期時刻に対して前 1 年の時間平均を施している (36 事例平均)。

まず、図 3.5.2 の赤線で示す JRA-55 を検証データに用いた場合の RMSE の時系列に注目する。個々の予報時間において、初期時刻が新しくなるほど RMSE が減少する傾向 (トレンド) が見られる。また、RMSE の変動には、各事例の予測対象とする大気場の違いによる変動 (以下「流れ依存による変動」と記述する) も見られる。この RMSE の時系列に見られる減少トレンドと流れ依存による変動の大きさを比較すると、予報時間の増加に伴い RMSE の流れ依存による変動が大きくなっている。例えば FT=48 (図 3.5.2(a)) や FT=120 (図 3.5.2(b)) では 1981 年から 2014 年にかけて、基本的には RMSE が徐々に減少している。FT=192 (図 3.5.2(c)) になると、今回検証の対象としている 1981~2014 年のうち前半を中心に必ずしも RMSE が減少する傾向があるとはいえない。そして FT=312 (図 3.5.2(d)) では、RMSE の減少トレンドはこの 34 年間を対象にした実験では明瞭ではないと思われる。7 日平均についても、FT=120 (7 日平均) (図 3.5.2(e)) では RMSE の減少トレンドがみられるが、FT=312 (7 日平均) (図 3.5.2(f)) では RMSE の流れ依存による変動が大きいと考えられる。

次に、検証データとして ERA-Interim (Dee et al. 2011) を用いた場合の RMSE の時系列も用いて、異なる検証データを用いた場合の RMSE の評価の違いに注目する。図 3.5.2 の赤線 (対 JRA-55 の RMSE) と緑線 (対 ERA-Interim の RMSE) に注目すると、まず全体には対 JRA-55 の方が対 ERA-Interim よりも小さい。これは再予報の大気初期値として JRA-55 を用いていることに起因すると考えられる。一方、対 JRA-55 と

対 ERA-Interim の差を見ると、予報時間が長くなるほど RMSE の差が小さくなっていくことがわかる。例えば瞬間値については、FT=48 では平均的に 1 m 前後の差が見られるが、FT=120 より長くなるとその差は小さくなる。7 日平均についても、FT=120 (7 日平均) では初期時刻により 1 m 程度の差がある時期も見られるが、FT=312 (7 日平均) ではその差は小さくなる。

これらの結果から、北半球域を対象とした Z500 のアンサンブル平均による予測の RMSE について以下のことがわかる。

- RMSE の変動については、より最近の事例ほど RMSE が小さくなる「減少トレンド」と、事例ごとの大気場の違いによる「流れ依存による変動」があり、予報時間が長いほど「流れ依存による変動」が明瞭となる。
- 異なる検証データを用いた場合の RMSE の差は、予報時間が長いほど不明瞭になる。

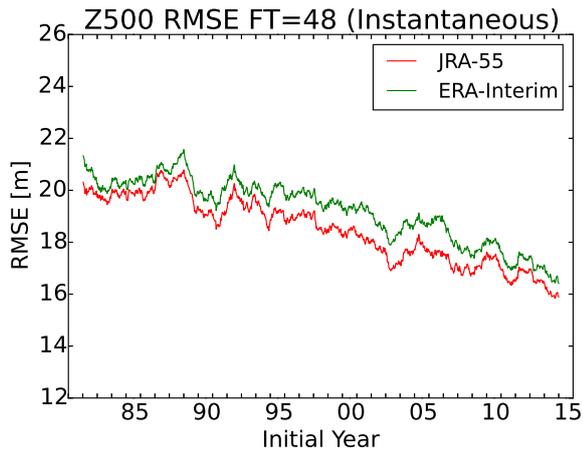
#### (2) 平均誤差 (ME)

平均誤差 (ME: Mean Error) については、これまで全球モデル (GSM: Global Spectral Model) や週間 EPS の評価の際には、多くの場合ある年のある月 (または 3 か月平均など) の予測結果の平均的な誤差を計算し平均誤差として評価してきた (梅津ほか 2013)。一方で 1 か月 EPS の評価では、再予報の結果に基づき、複数の年のある同じ日時を初期時刻とした予測 (例えば過去 30 年の 12 月 31 日 12UTC を初期時刻とする 30 事例の予測) のアンサンブル平均から求めた誤差を平均し、平均誤差として評価している (佐藤 2013; 佐藤ほか 2015)。このような過去の複数の年を対象に実行した再予報から求められる平均誤差は、より時間スケールの長い現象 (例えばエルニーニョ/ラニーニャ現象やマッデン・ジュリアン振動など) の状況による大気場の違いと予測誤差の違いをともに考慮していることになる。

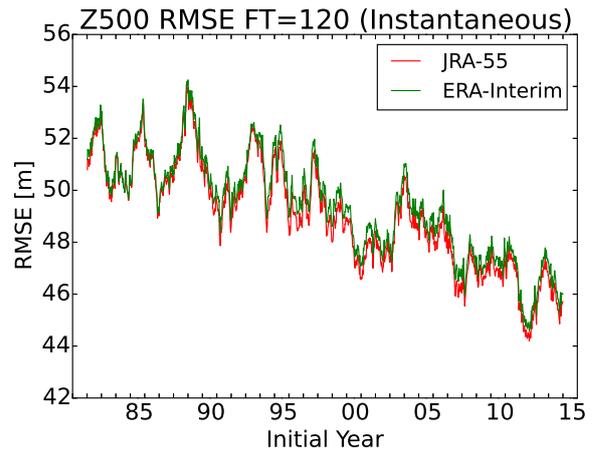
現在の 1 か月 EPS では、その現業運用時の予測プロダクトに系統誤差補正を施し、1 か月予報作業等に利用している。この補正量を求める際には、各予報時間に対して 13 日移動平均 (前後 6 日) を施し、時間スケールの短い変動を除去している (平井・伊藤 2013)。以下では、今後の系統誤差補正手法の改善に向けたアプローチの一つとして、現在の 1 か月 EPS の平均誤差の計算に用いている 1981~2010 年 (30 年間) を対象とした再予報による Z500 の予測結果を用いて、日平均、3 日平均及び 7 日平均による Z500 の平均誤差の違いについて調べた結果を示す。

図 3.5.3 は、1981~2010 年の各年の 12 月 31 日 12UTC を初期時刻とした再予報に基づく、予報時間ごとの Z500 の平均誤差の水平分布である。基本的には多くの領域で予報時間が長くなるとともに平均誤差も大きくなっていくことがわかる。特に FT=24~216 に

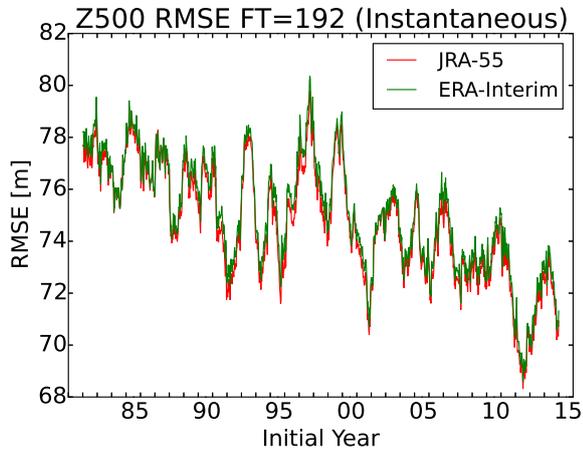
<sup>3</sup> FT=120 (7 日平均) は、佐藤 (2013) や佐藤ほか (2015) で示す 1 か月 EPS の精度検証の際の予報 5 日目に相当する。



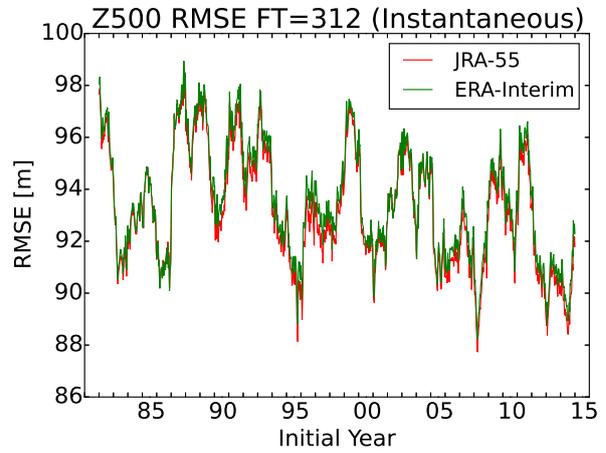
(a) FT=48



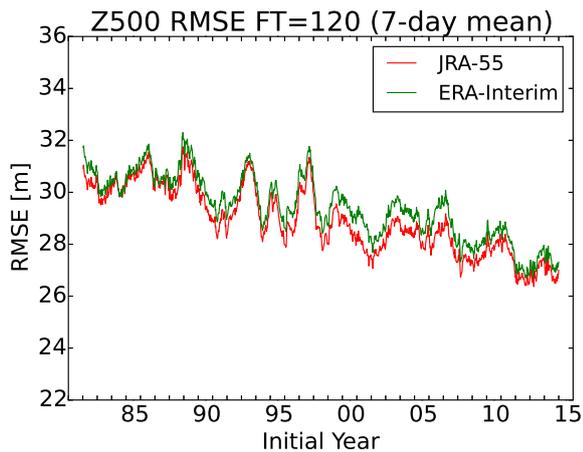
(b) FT=120



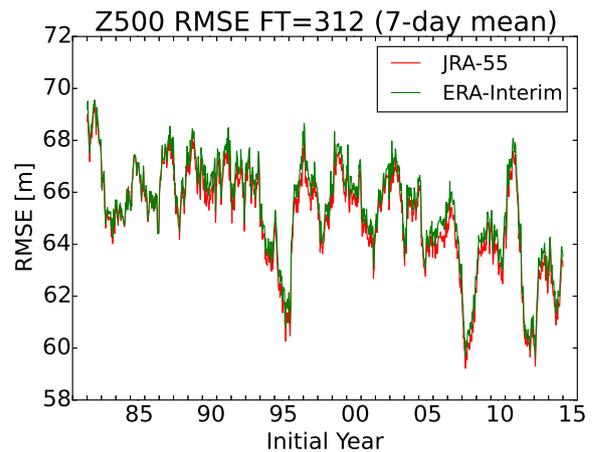
(c) FT=192



(d) FT=312



(e) FT=120 (7日平均)



(f) FT=312 (7日平均)

図 3.5.2 再予報に基づく、北半球域を対象とした 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (Z500) の RMSE の時系列。(a) ~ (d) はそれぞれ FT=48, 120, 192, 312, (e) と (f) は FT=120, 312 (7日平均)。横軸は初期時刻で、RMSE は各初期時刻において前 1 年平均を施した値 (36 事例平均)。単位は m。赤線と緑線はそれぞれ検証データとして JRA-55 または ERA-Interim を使用している。統計期間は 1981~2014 年 (34 年間)。縦軸の範囲は予報時間ごとに異なるが、最大値と最小値の差は 14 m でそろえている。

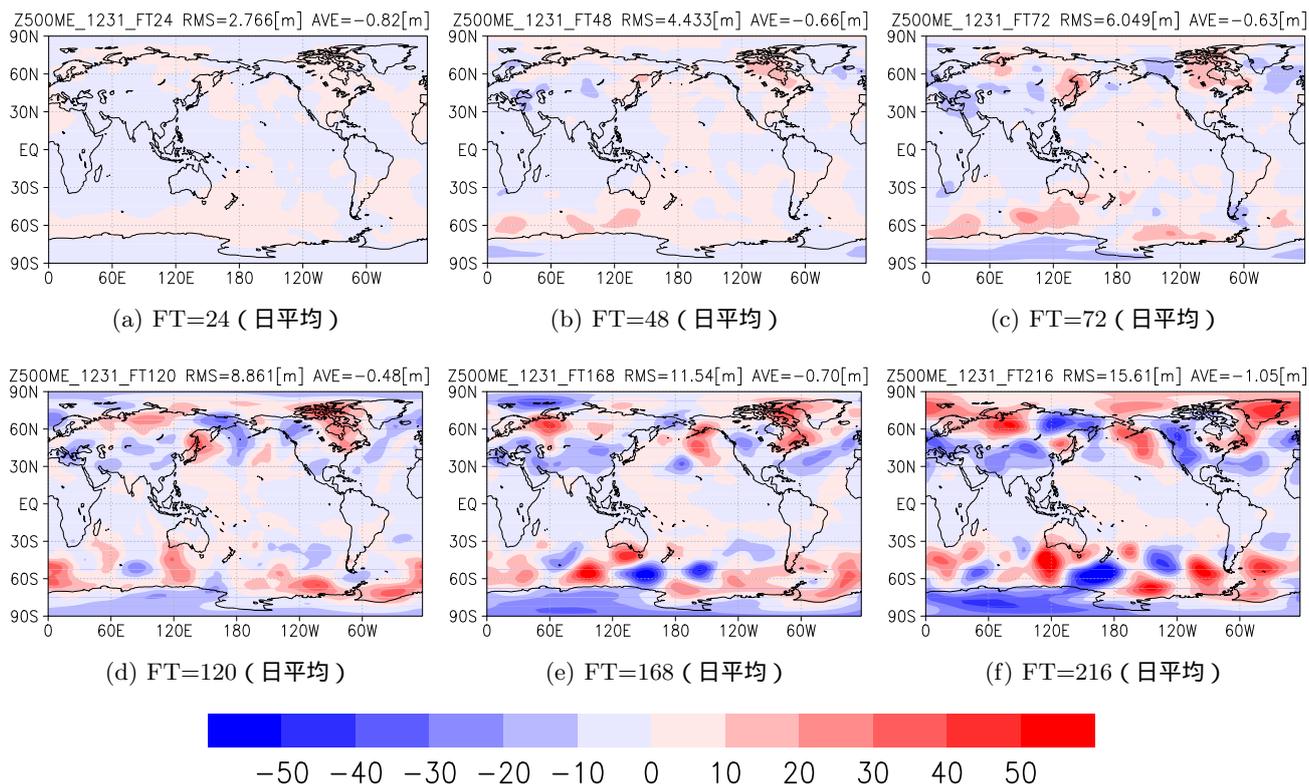


図 3.5.3 12月31日12UTC 初期時刻の再予報から推定した予報時間ごとの500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (Z500) の平均誤差の水平分布。(a) ~ (f) はそれぞれ FT=24, 48, 72, 120, 168, 216 (日平均) を対象。単位は m で、陰影はカラーバーを参照。検証データは JRA-55。統計期間は 1981~2010 年 (30 年間)。

において共通してみえる傾向としては、ユーラシア大陸上の 20°-50°N 付近の高度が低い傾向、南極大陸上の高度が低い傾向などがある。予報時間が進むにつれて平均誤差の傾向が変わる領域もある。例えば、日本周辺では、FT=120 程度まで高度が高い傾向がみられるが、その後 FT=168 では平均誤差は小さくなり、FT=216 になるとまた高度が高い傾向がみられる。

平均誤差の予報時間及び初期時刻による変化を確認するため、地点ごとに初期時刻と予報時間に関する断面図を作成した。図 3.5.4 は、(140°E, 35°N) を対象とした Z500 平均誤差の初期時刻-予報時間断面図である。横軸は、1 年間の全 36 初期時刻を 1 月 10 日 12UTC から 12 月 31 日 12UTC まで左から順に並べている。縦軸は予報時間で、下から上に向かって予報時間が長くなり、FT=24 (予報 1 日目) から FT=648 (予報 27 日目) まで描画している。(a), (b), (c) はそれぞれ日平均、3 日平均、7 日平均である。なお、3 日平均及び 7 日平均において、初期時刻より前の時刻では「誤差=0」を仮定して計算している。これらの図から以下のようなことがわかる。

- (140°E, 35°N) の Z500 の平均誤差は予報時間及び初期時刻の違いにより正負の異なる傾向が見られる。全般的に見ると、FT=48 (予報 2 日目) 程度までは高度が低い傾向、その後、FT=360 (予報

15 日目) 程度までは高い傾向となり、その後は低い傾向になっていることが多い。

- 初期時刻ごとの違いに注目すると、4 月及び 7, 8 月は他の初期時刻と比べて予報時間を通じて高度が低い傾向が強い。また、実行頻度が月 3 回であることから初期時刻の間隔は約 10 日であるが、この 10 日の違いでも Z500 の平均誤差の傾向が高度が高い傾向から低い傾向に変わるなど、大きな差が生じる場合がある。すなわち、系統誤差補正量の推定の観点では、平均誤差の傾向が大きく変わる時期に集中して実行頻度を増やすことにより、補正量の推定をより適切に行える可能性がある。
- FT=24 (予報 1 日目) 及び FT=48 (予報 2 日目) の多くの初期時刻において、日平均 (図 3.5.4(a)) や 3 日平均 (図 3.5.4(b)) において全初期時刻を通じてみられる高度が低い傾向が、7 日平均 (図 3.5.4(c)) では高度が高い傾向に変わっている。これは、FT=72 (予報 3 日目) より先の予測に見られる高度の高い傾向が平均処理により反映された結果である。よって、FT=24 (予報 1 日目) や FT=48 (予報 2 日目) のように、これまで 1 か月予報の時間スケールではあまり注目してこなかった予報時間に対して系統誤差補正の適用を検討する場合には、時間平均の必要性及びその効果を含

めて系統誤差補正量の推定に工夫が必要と考えられる。

### 3.5.4 まとめと今後の展望

本節では、現在の1か月EPSの再予報の仕様を概観するとともに、再予報を用いた検証の例を示した。現在、全球EPSの再予報の仕様の検討を進めている。基本的な仕様としては、現在の1か月EPSの再予報の仕様に準じた仕様を想定しているが、利用可能な計算機資源を考慮しつつ、特に中期予報における利用を考慮して仕様を追加することも検討している。例えば、以下のような仕様の追加実験を行うことが想定される。

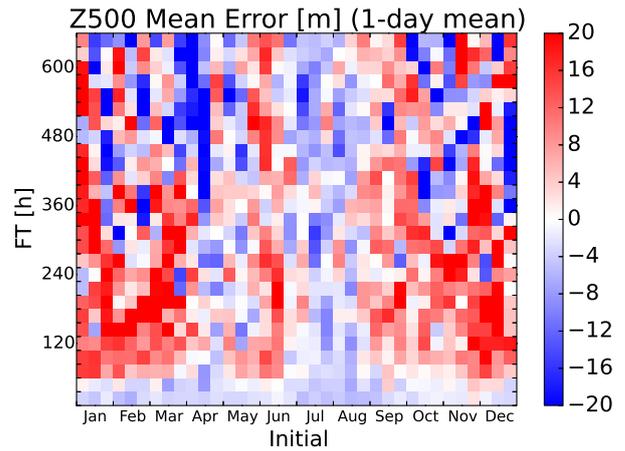
- アンサンブルメンバー数を5メンバーから11メンバーに増加

- 実行頻度を月3回から月6回(5日ごと)に増加

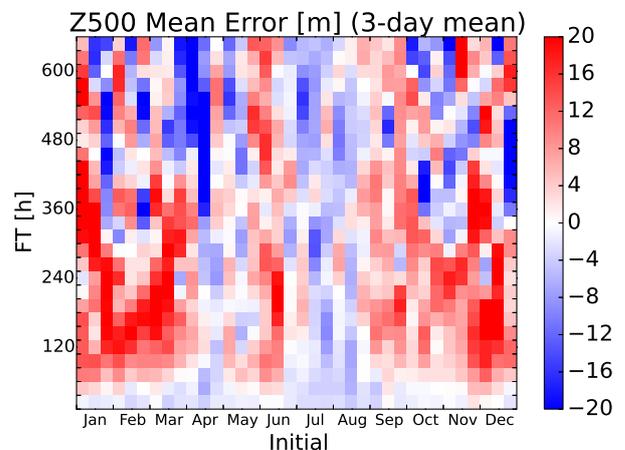
このような追加実験について、過去30年以上にわたる再予報の全期間を対象とするのは計算機資源の観点から難しいと思われるが、対象とする再予報期間や初期時刻を限定し、集中的に実施することは可能と考えられる。また、中期予報をターゲットにするという観点では、これらの追加の仕様においては予報時間を2週間先程度までに短縮することも、計算機資源を有効に利用するための一つの方法である。更に、これまで週間EPSで実施してきた直近の夏冬各3か月間を対象とした評価実験の結果と、再予報を組み合わせて、中期予報のためのEPSの評価を行うことも有効だろう。また、季節内から季節の時間スケール(2週間から2か月先)の予測を対象とした国際的な研究プロジェクトとして、季節内から季節予測(S2S: Subseasonal to Seasonal prediction)プロジェクト<sup>4</sup>が進められており、このプロジェクトに提供されている他の数値予報センターにおける再予報の仕様も参考になる。

再予報の有効利用の観点では、今回の平均誤差に関する調査結果を踏まえつつ、系統誤差補正量の推定手法について更に検討を進めたいと考える。また、再予報期間として30年を超える期間を設定している状況を考慮すると、単純に全期間の平均を求める手法ではなく、例えばエルニーニョ現象発生時、ラニーニャ現象発生時、どちらも発生していない場合の3つに分けた場合での平均誤差の違いを評価し、その差が明瞭であれば実況を考慮して系統誤差補正量を調節することも一つの検討課題である。但し、このように場合分けに基づく手法を検討する場合、場合分けによりそれぞれに有効な事例数が減少することで補正量の推定の不確実性が大きくなることや、実際の予測プロダクトへの適用を設定した場合分けに即して単純に行うと、その場合分けの閾値の前後において補正量に急激な変化が生じる可能性があることに注意が必要である。

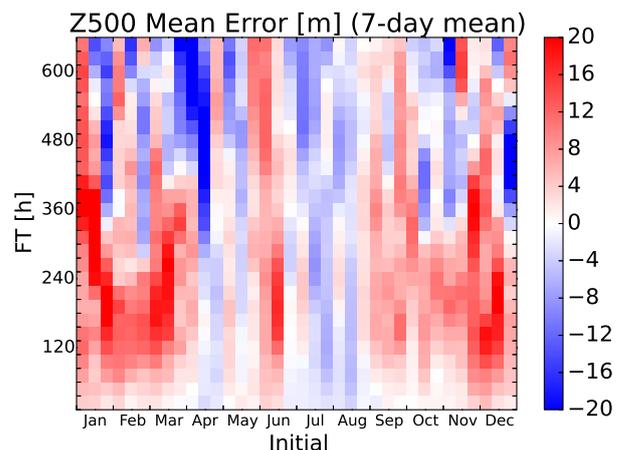
なお、本節で示した再予報に基づく検証結果は、対象とする予報変数や領域、検証指標により異なる結果



(a) 日平均



(b) 3日平均



(c) 7日平均

図 3.5.4 再予報に基づく(140°E, 35°N)における500 hPa面ジオポテンシャル高度(Z500)の平均誤差の初期時刻-予報時間断面図。横軸は初期時刻で、左から1/10, 20, ..., 12/31の12UTCで全36初期時刻。縦軸は予報時間(FT)で、FT=24~648まで描画している。(a)日平均、(b)3日平均(前後1日平均)、(c)7日平均(前後3日平均)を対象。単位はmで、陰影はカラーバーを参照。検証データはJRA-55。統計期間は1981~2010年(30年間)。なお、移動平均において初期時刻より前の時刻を参照する必要がある場合には「誤差0」を仮定して計算をしている。

<sup>4</sup> <http://s2sprediction.net/>

が得られる可能性もある。更なる調査は今後の課題としたい。

## 謝辞

ERA-Interim は ECMWF より提供されたものを使用した。

## 参考文献

- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1998: Impact of ensemble size on ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2503–2518.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Holm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Kohler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thepaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.
- Hamill, T. M., J. S. Whitaker, and S. L. Mullen, 2006: Reforecasts: An important dataset for improving weather predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 33–46.
- 平井雅之, 2013: 季節アンサンブル予報システムの検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 51–60.
- 平井雅之, 伊藤明, 2013: 1 か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 168–195.
- 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.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66–115.
- 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.
- Ma, J., Y. Zhu, R. Wobus, and P. Wang, 2012: An effective configuration of ensemble size and horizontal resolution for the NCEP GEFS. *Advances in Atmospheric Sciences*, **29**, 782–794.
- 萬納寺信崇, 前田修平, 2001: 1 か月予報のための数値予報モデル. 平成 13 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 35–47.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. *AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*.
- 中三川浩, 平井雅之, 2013: 季節予報の予測可能性と確率予報. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 157–167.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.
- 佐藤均, 2013: 1 か月アンサンブル予報システムの検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 45–50.
- 佐藤均, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 高谷祐平, 松枝聡子, 杉本裕之, 2015: ハインドキャストによる検証. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 22–45.
- 杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析 (MGDSST) の利用と海水初期偏差を考慮した海水域推定手法の高度化. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5–19.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト. *天気*, **59**, 493–495.
- 梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6–15.
- WMO, 2010: Standardised Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF). *Attachment II-8 to the Manual on the GDPFS (WMO-No.485), Volume I*, II.8–1–II.8–17.

## 第4章 メソアンサンブル予報システム

### 4.1 はじめに<sup>1</sup>

気象庁においてメソモデル(以下、MSM という)は防災気象情報、航空気象情報の作成支援を目的として運用されている。MSM は2001年3月より水平格子間隔10 kmで1日4回18時間予報による正式運用が開始され、2006年3月に水平格子間隔が5 kmに高分解能化されるとともに1日8回15時間予報を行うように拡張された。その後、2007年5月より1日8回の予報のうち、03, 09, 15, 21UTC 初期時刻について運航用飛行場予報(TAF)に対応すべく33時間予報に延長された。さらに、2013年3月と5月に予報領域の拡張及び予報時間の39時間への延長が実施された。一方、MSM より高分解能である水平格子間隔2 kmの局地モデル(以下、LFM という)について、試験運用を経て東日本領域を対象に1日8回9時間予報による正式運用が2012年8月に開始され、さらに、2013年5月より予報領域が日本全国を覆う領域に拡大されるとともに、1日24回の運用へと高頻度化されている。LFMの運用が開始され、最新の観測が同化された9時間先までの予測情報が高頻度に提供されるようになったことをふまえると、MSM においては、LFMの予報時間がカバーしない1日先程度までの大雨や暴風などの災害をもたらす気象現象の発生及び推移に対する予測の重要性が高まっていると考えられる。

一方、MSM が予測対象とするメソスケール現象は、時間・空間スケールが小さく1日先程度以降の予測においては初期値の不確実性により誤差が大きくなりやすい。加えて側面・下部境界条件や予報モデルのもつ不確実性により決定論的な予測では精度良く実況をとらえることができない場合がある。そこで、決定論的なMSMの予測に対して、信頼度や確率的な情報とともに、数値予報による複数の客観的な予測情報を提供することを目指して水平格子間隔5 kmのメソアンサンブル予報システム(以下、MEPS という)の導入に向けた開発を進めている。

2006年ごろまでのメソスケール現象の予測に向けたアンサンブル手法の開発については齊藤ほか(2006)に説明があり、例えば、2008年の北京オリンピックにおける予報実証/研究プロジェクトによる開発成果はSaito et al. (2011)で述べられている。ここでは、それ以後の開発について簡単に述べる。数値予報課においては、2007年度よりメソスケール現象の予測に向けたアンサンブル手法の開発を開始した。齊藤ほか(2006)にある通り、この時点では国内外を含めてメソスケール現象の予測に向けたアンサンブル予報システムのあるべき姿は明確でなかったことから、LAF (Lagged Average

Forecast)によるメソスケール現象の予測に向けたアンサンブル手法の特性把握を行うとともに(津口2008)、初期摂動作成手法の基礎調査から着手した。初期摂動の作成においては、成長率の大きい誤差パターンを生成する特異ベクトル法(小野2010)とデータ同化と一体化して流れに依存する解析誤差を反映させた摂動を生成する局所アンサンブル変換カルマンフィルタ及び3次元変分法を用いたデータ同化アンサンブルによる手法の三者について比較検討を行い、2012年度当初の時点でもっとも実用化に近いと考えられた特異ベクトル法による摂動作成手法を採用することとした。一方、MEPSの予報領域は全球ではないため側面境界条件を与える必要がある。特に予報期間後半では側面境界の影響が領域の内側まで及ぶことから、特異ベクトル法による摂動に側面境界摂動も組み合わせることをとした。MEPSの初期摂動・境界摂動の詳細は第4.3節を参照いただきたい。

また、MEPSは予報モデルによる複数の予測計算を行うことから、多くの計算機資源を要する。そのため、正式運用には新しいスーパーコンピューターシステムが必要となり、現時点ではスーパーコンピューターシステムの更新後概ね1年後を目途に正式運用開始を想定している。正式運用では、MSMと同じ水平格子間隔・予報領域・予報時間で21メンバーによる39時間予報を1日4回計算することを想定している<sup>2</sup>。

正式運用に先立って現在のスーパーコンピューターシステムによる予報部における部内試験運用を行い、正式運用に向けた精度向上のための開発を進めるとともに、予報部内における現業予報における利用方法の検討を行う必要がある。このためには限られた計算機資源を用いてシステムを構築する必要があり、2013年度から部内試験運用の仕様について検討を行った。水平格子間隔については、10 kmとしてメンバー数を試験運用と揃える仕様も考えられたが、5 kmと2 km以外は現時点では運用していない<sup>3</sup>こと、MSMとMEPSで水平格子間隔が異なると予測特性が異なり、正式運用で想定される仕様との違いが大きいと利用方法の検討に支障があることから、MSMと同じ5 kmとした。予報領域・予報時間については、側面境界の影響が領域の広さに依存する。前述の通り、初期値と側面境界値の両方に摂動を与えており、その組み合わせの影響を評価するためには予報領域・予報時間を正式運用で想定する仕様と合わせる事が望ましい。そこで、MSMと同じ予報領域・予報時間とした。メンバー数は予測精度に影響を与えるとともに、予報作業での利用にも影

<sup>2</sup> 本節執筆時点での想定であり確定ではない。

<sup>3</sup> 一般に、水平格子間隔が異なれば物理過程等を変更する必要があり、現時点で運用していない水平格子間隔のシステムを運用するには新たに相応の開発が必要となる。

<sup>1</sup> 石田 純一

響を与える。利用方法の検討に際してはなるべく正式運用とメンバー数の違いがないことが望ましいが、計算機資源が限られていることから、定常的に実施する部内試験運用は11メンバーとし、その代わり、ある事例に着目して詳細な検討を行う場合等、非定常的に必要に応じて21メンバーの計算を実施することとした。また、予測頻度は正式運用で想定する1日4回から1日1回として、計算機資源を実行可能な範囲に収めた。こちらにも必要に応じて1日複数回の計算を行うことも考えている。この部内試験運用の仕様に基づいて開発を進め、2015年3月より部内試験運用を開始した。

気象庁において、メソスケール現象の予測に対するアンサンブル手法の導入はMEPSが初めてとなる。MEPSによる予測の解釈はMSMやLFMのような決定論のシステムや週間アンサンブル予報システムのそれとは大きく異なるため、利用方法を十分にユーザーと検討する必要がある。そこで、予報課・航空予報室・業務課・気象研究所とMEPSに関する打ち合わせを2014年度より開始した。これは、MEPSの仕様や予測結果等についてユーザーと情報を共有することで、予報作業における利用手法を確立し、ひいてはガイダンスやシステム等の開発に資することを目的としている。現時点では予測結果の検証や利用方法の詳細の検討を行っている段階である。部内試験運用の事例検討を通じて情報共有・意見交換を行い、検討結果をMEPSの開発や予測結果閲覧用のモニタの開発に反映させ、MEPSの予測結果について理解を深めている。これまでに、メソスケール現象の中でも不安定性降水のようなスケールの小さい現象から、スケールの大きい現象である低気圧の中心位置・示度に対する予測特性やガイダンスを通じた最高気温の大外し事例等について検討を進めてきたところである。

第4.2節では海外の気象機関におけるメソスケールの現象を対象としたアンサンブル予報システムの運用動向及び開発動向について述べる。第4.3節では現在の部内試験運用システムの概要を紹介するとともに、今後の開発課題について述べる。

#### 参考文献

- 小野耕介, 2010: メソ特異ベクトル法. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 93-104.
- 斉藤和雄, 経田正幸, 山口宗彦, 2006: メソアンサンブル予報. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 66-79.
- Saito, K., M. Kunii, M. Hara, H. Seko, T. Hara, M. Yamaguchi, T. Miyoshi, and W. Wong, 2011: WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration / Research and Development Project (BO8FDP/RDP). *Tech. Rep. MRI*, 214 p.
- 津口裕茂, 2008: LAFによるメソアンサンブル予報. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 241-245.

## 4.2 諸外国の現状と動向<sup>1</sup>

### 4.2.1 はじめに

本節では、諸外国の気象機関の領域モデルによるアンサンブル予報システム（以下、EPS という<sup>2</sup>）の動向について述べる。総観スケールの現象を対象とした全球を予測領域とする EPS は第 1.1 節に述べられている通り、1990 年代から様々な気象機関で運用されている。一方、メソスケールの現象を対象とした EPS は諸外国でも 2000 年代になって現業運用が開始されたところであり、当庁を含めて試験運用段階の気象機関もある。

本項の筆者は WGNE（数値実験作業部会）の気象庁からの委員を務めており、米国海軍研究所の委員である Dr. Caroline Reynolds と共同して各気象機関における全球・領域 EPS のレビューを 2015 年 3 月に行った。これらの情報を元に、主要気象機関の領域 EPS の概要を表 4.2.1 にまとめた。ここに掲載した気象機関及びその他の気象機関の領域 EPS の詳細について第 4.2.2 項で述べる。

また、本項の筆者は 2015 年 10 月 5 日から 8 日にかけてセルビアで開催された第 37 回欧州領域モデリング会合及び第 22 回短期数値予報会合（以下、EWGLAM ミーティングという）へ出席し、領域 EPS に関する情報を収集した<sup>3</sup>。WGNE におけるレビューと EWGLAM ミーティングで収集した情報を元に、当庁で現在開発中の事項を含む今後の動向について、第 4.2.3 項に簡単にまとめた。

### 4.2.2 各気象機関の現在<sup>4</sup>の領域 EPS

#### (1) 米国

NCEP では、2001 年より領域 EPS SREF (Short-Range Ensemble Forecast system) を運用している (Du and Tracton 2001; Du et al. 2009, 2015)<sup>5</sup>。現在、北米を覆う領域において水平格子間隔 16 km、鉛直層数 40 層、26 メンバーで 1 日 4 回 (03, 09, 15, 21UTC), 87 時間予報を実行している (Du et al. 2015)。初期値は、3 つのシステム<sup>6</sup> による予報値または解析値から、メンバーによって異なるものを用い、これに初期摂動を加

えて作成する。初期摂動は、領域 BGM 法 (Regional Breeding of Growing Modes method: 領域成長モード育成法) と全球 EnSRF (Ensemble Square Root Filter: Whitaker and Hamill 2002) による摂動を合成したものである。また、側面境界値としては、全球 EPS (GEFS: Global Ensemble Forecast System) の異なるメンバーの予報値を用いる。予報モデルとして、13 メンバーずつ NMMB (Nonhydrostatic Multiscale Model on the B-grid) と WRF-ARW (Weather Research and Forecasting-Advanced Research WRF) を用い、さらに、メンバーごとに様々な物理過程の組み合わせを用いている。また、一部の物理過程パラメータに確率的な摂動を導入している。

一方、研究機関において、いずれも予報モデル WRF-ARW を用いた CONUS (Contiguous United States: 米国本土) 域を対象とする、高解像度領域 EPS のリアルタイム実行が試みられている。

NSSL では、水平格子間隔 4 km, 9 メンバーのアンサンブル予報を 1 日 1 回 (00UTC) 実行している<sup>7</sup>。メンバーごとに異なるシステムによる予報値を初期値、側面境界値として、ダウンスケーリングを行う (1 メンバーが NAM, 1 メンバーが GFS, 7 メンバーが SREF の予報値を用いる)。

NCAR/MMM では、水平格子間隔 3 km, 10 メンバーのアンサンブルによる 48 時間予報を 1 日 1 回 (00UTC) 実行している (Schwartz et al. 2015)<sup>8</sup>。初期値としては、WRF/DART (Data Assimilation Research Testbed: Anderson et al. 2009) の 50 メンバー EAKF (Ensemble Adjustment Kalman Filter: Anderson 2001, 2003) の解析サイクルからのメンバーを用いる。また、側面境界値としては、背景誤差特性に基づく確率分布からランダムに生成した摂動を GFS 予報値に加えたものを用いる。

#### (2) 英国

UKMO では、英国域を対象とする 12 メンバーの領域 EPS MOGREPS-UK (Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System UK) を運用している (Tennant 2015)。MOGREPS-UK の水平格子間隔は 2.2 km で、英国域の決定論的領域モデル UKV の水平格子間隔 1.5 km よりも若干粗い解像度である。また、鉛直層数は 70 層である。MOGREPS-UK では、36 時間予報を 1 日 4 回 (03, 09, 15, 21UTC) 実行する。MOGREPS-UK 独自の初期摂動生成は行っておらず、水平格子間隔 33 km, 12 メンバーの全球 EPS MOGREPS-G (Bowler et al. 2008, 2009; Tennant et al. 2011; Tennant and Beare 2014) による予報値を初期値として用い、予報モデル Met Office Unified

<sup>1</sup> 石田 純一 (第 4.2.1 項、第 4.2.3 項)、藤田 匡 (第 4.2.2 項)

<sup>2</sup> 本節では、全球域を対象とする EPS を総称して全球 EPS と記す。

<sup>3</sup> この会合の講演資料は本節執筆時点で公開されていないため、文献を引用出来ないことをご了承いただきたい。

<sup>4</sup> 本項執筆時点 (2015 年 12 月) での情報である。

<sup>5</sup> <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mb/SREF/SREF.html>

<sup>6</sup> それぞれ、NAM/NDAS (North American Model/NAM Data Assimilation System: <http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/nam/>), GFS/GDAS (Global Forecast System/Global Data Assimilation System: <http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>), RAP (Rapid Refresh: <http://rapidrefresh.noaa.gov/>)。

<sup>7</sup> <http://wrf.nssl.noaa.gov/newsite/index.php?about>

<sup>8</sup> <http://ensemble.ucar.edu/>

表 4.2.1 各国の気象機関における領域アンサンブル予報システム

	日本	米国	英国	フランス	ドイツ	カナダ
水平格子間隔	5 km	16 km	2.2 km	2.5 km	2.8 km	15 km
予報期間	39 時間	87 時間	36 時間	42 時間	27 時間	72 時間
メンバー数	11	26	12	12	20	21
初期値	SV 法	BGM 法 + 全球 EnKF	全球 EPS からのダウン スケーリング	全球 EPS からのダウン スケーリング	複数の全球モデル からのダウン スケーリング	全球 EPS からのダウン スケーリング
側面境界値	週間 EPS	全球 EPS	全球 EPS	全球 EPS	複数の全球 モデル	全球 EPS
モデルの 不確実性	なし	複数の物理過程 + 複数のモデル	SPPT	SPPT	パラメータ摂動	SPPT
予報モデル	JMA-NHM	WRF-ARW + NMMB	Unified Model	AROME	COSMO	GEM
備考	試験運用			試験運用		

Model (Davies et al. 2005) によるダウンスケーリングを行う<sup>9</sup>。

なお、以前、UKMO はこの他に欧州から北大西洋を覆う領域を対象とする水平格子間隔 18 km の MOGREPS-R<sup>10</sup> を運用しており、当初 MOGREPS-UK は MOGREPS-R からのネスティングを行っていた。しかし、MOGREPS-G の高解像度化に伴い、2013 年に MOGREPS-UK は MOGREPS-G からの直接のネスティングとなった。その後、MOGREPS-R の運用は終了した。

### (3) フランス

Météo-France では、非静力学モデル AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle) によるフランス域での高解像度決定論的予報 AROME-France を 2008 年から運用している。現在の AROME-France の水平格子間隔は 1.3 km である。領域 EPS の運用は行っていないものの、2016 年の運用開始を目指して、AROME による EPS (PEARO: prévision d'ensemble AROME) の開発を進めている (Bouttier et al. 2015)。PEARO の領域は AROME-France と同様のフランス域で、水平格子間隔 2.5 km、鉛直層数 90 層、12 メンバーで 1 日 2 回 42 時間予報の運用を計画している<sup>11</sup>。

PEARO の初期値は Météo-France で運用している全球 EPS PEARP (prévision d'ensemble Arpège:

Descamps et al. 2015)<sup>12</sup> によるアンサンブル摂動にダウンスケーリング・振幅調整を適用し、AROME-France の解析値に加えることで生成している。また、側面境界値は PEARP (35 メンバー) からクラスター解析に基づいて選択されたメンバーを用いている (Nuissier et al. 2012)。さらに、下部境界摂動として、地表面パラメータや海面温度、土壌温度、土壌水分に自己相関を持ったランダム摂動を使用している (Bouttier et al. 2015)。予報モデルの不確実性の表現としては、確率的物理過程強制法 (SPPT: Stochastically Perturbed Physics Tendencies) を導入している (Bouttier et al. 2012)。

### (4) ドイツ

DWD では、ドイツ域を対象とする COSMO (Consortium for Small-scale Modeling) モデルによる決定論的予報 COSMO-DE (COSMO Deutschland) を水平格子間隔 2.8 km で運用している。COSMO-DE-EPS (COSMO-DE Ensemble Prediction System) は、COSMO-DE と同じ水平格子間隔 2.8 km で、2012 年から運用されている (Gebhardt et al. 2008, 2011; Peralta et al. 2012; Kühnlein et al. 2014)。現在、1 日 8 回 (00, 03, ..., 21UTC)、20 メンバー、鉛直層数 50 層で、03UTC 初期値については 45 時間予報、その他の初期値については 27 時間予報を行っている。

COSMO-DE-EPS の側面境界値は水平格子間隔 7 km、4 メンバーの EPS である BC-EPS (boundary condition-EPS) によって生成される。BC-EPS は、欧州領域で、4 つの現業センターによる全球予報値<sup>13</sup> を

<sup>9</sup> MOGREPS-G の初期値は、44 メンバーの Localised ETKF (Ensemble Transform Kalman Filter: Bowler et al. 2009) のうち 11 メンバーのアンサンブル摂動を決定論的の全球解析値に加えることで生成する。これに、摂動を加えないコントロールメンバーを合わせて 12 メンバーとなる。

<sup>10</sup> 24 メンバーで、1 日 4 回 60 時間予報を実行していた。

<sup>11</sup> 仕様は執筆時点で得られた情報によるおおよその値である。

<sup>12</sup> フランス付近での水平格子間隔は約 10 km である。

<sup>13</sup> DWD の ICON (Icosahedral Nonhydrostatic Model)、ECMWF の IFS (Integrated Forecast System)、NCEP の GFS、気象庁の GSM (Global Spectral Model)。

初期値、側面境界値として用い、COSMO モデルによりダウンスケーリングを行う。

さらに、BC-EPS のアンサンブル摂動を COSMO-DE の解析値に加えて、COSMO-DE-EPS の初期値が生成される。予報モデルの不確実性の表現として、物理過程のパラメータに 5 通りの摂動を用いており、これと BC-EPS の 4 通りの初期値・側面境界値摂動との組み合わせにより、COSMO-DE-EPS の 20 メンバーが生成される。

#### (5) カナダ

Environment Canada では、2011 年より、領域 EPS REPS (Regional Ensemble Prediction System) を運用している (Charron et al. 2011; Erfani et al. 2013)。REPS では、北米域を対象として水平格子間隔 15 km、鉛直層数 48 層、21 メンバーの 72 時間予報を 1 日 2 回 (00, 12UTC) 実行する。初期値、側面境界値は全球 EPS GEPS (Global Ensemble Prediction System: Gagnon et al. 2013a,b) の初期値、予報値を用い<sup>14</sup>、予報モデル GEM (Global Environmental Multi-scale model) の領域モデル版によるダウンスケーリングを行っている。また、予報モデルの不確実性の表現として SPPT<sup>15</sup> を導入している。

#### (6) イタリア

イタリアの地方機関 ARPA-SIMC は、COSMO-LEPS (COSMO Limited-Area Ensemble Prediction System) を 2005 年より運用している。COSMO-LEPS は、欧州域を対象とする水平格子間隔 7 km、鉛直層数 40 層、16 メンバーの領域 EPS である。ECMWF メンバー国による定時実行のアプリケーションとして、ECMWF の計算機で 1 日 2 回 (00, 12UTC)、132 時間予報が実行される (Marsigli et al. 2001, 2005; Montani et al. 2003, 2008, 2011)。COSMO-LEPS では、ECMWF 全球 EPS の、COSMO モデルによるダウンスケーリングを行う。初期値、側面境界値は、ECMWF 全球 EPS からクラスター解析に基づいて選ばれたメンバーの予報値である (Molteni et al. 2001)。モデルの不確実性の表現として、メンバーによって 2 つの異なる積雲対流スキームを用いている (Tiedtke スキーム、IFS-Bechtold スキームをそれぞれ半数ずつのメンバーに適用する)。

#### 4.2.3 諸外国の今後の動向

WGNE の領域 EPS のレビュー<sup>16</sup> では、現業領域 EPS について以下の通りまとめている。

- 各気象機関で運用する決定論的領域モデルと同程度かやや粗い水平格子間隔としている。
- いくつかの気象機関では将来の現業化に向けて研究的な運用や試験運用を行っている。
- アンサンブル同化の研究が多くの気象機関で進められている。
- ほとんどの気象機関でモデルの不確実性を取り込むための開発が進められている。
- 側面境界値の与え方は気象機関により様々である。

EWGLAM ミーティングでは、UKMO (現時点では決定論的システムよりも粗い分解能を用いている) から決定論システムと同じ水平格子間隔 (1.5 km) とする検討を行っていることが報告された。

初期値の与え方は大別して 2 種類ある。UKMO, Météo-France, DWD ではダウンスケール (決定論的グローバルモデルまたは全球 EPS から) による手法を採用しているのに対し、当庁と米国では初期摂動をダウンスケールに依らない手法で与えている。特徴的なのは DWD であり、DWD, ECMWF, NCEP、気象庁の決定論的グローバルモデルの予測を用いて複数の初期値を作成する手法を採用している。

また、モデルの不確実性への対応が気象機関により大きく異なっていることが特徴として挙げられる。SPPT、複数の物理過程を併用する手法、物理過程のパラメータとして異なるものを用いる手法等がある。現時点ではこのように複数の手法が採用されているが、今後の動向として、多くの気象機関で SPPT の導入・改良に向けた開発を行っている。当庁でも SPPT の導入に向けた基礎調査を行っている (第 4.3 節)。

陸面や海面水温といった下部境界条件もアンサンブルの予測に影響を与えることから、この不確実性について考慮することが必要である。表 4.2.1 にまとめた気象機関では Météo-France のみが下部境界条件の不確実性の対応として、海面水温、土壌水分、積雪、地形に対する摂動を与えている。EWGLAM ミーティングで得た情報によると、今後の動向として、DWD を中心とする COSMO コンソーシアムと UKMO で土壌水分摂動を、北欧を中心とする HIRLAM コンソーシアムでは下部境界条件の摂動として、土壌水分、アルベド、海面水温に摂動を与える手法を開発するとともに、運動量・熱・水蒸気フラックスに摂動を与える手法 (前述のモデルの不確実性への対応とも見ることが出来る) の調査を行っている。中欧を中心とする LACE コンソーシアム (予報モデルは Météo-France を中心とする ALADIN コンソーシアムと共用) では陸面過程の SPPT をそれぞれ開発中であることが報告された。

<sup>14</sup> GEPS は 21 メンバーの全球 EPS であり、初期値は EnKF (Ensemble Kalman Filter: Houtekamer et al. 2014) により生成される。

<sup>15</sup> Environment Canada による手法の名称は PTP (physics tendency perturbations: Erfani et al. 2013; Charron et al. 2010) である。

<sup>16</sup> [http://polar.ncep.noaa.gov/conferences/WGNE-30/pdfs/day1/15b-EPS\\_jishida.pdf](http://polar.ncep.noaa.gov/conferences/WGNE-30/pdfs/day1/15b-EPS_jishida.pdf)

当庁でも下部境界条件の不確実性の考慮の必要性について認識しており、第 4.3 節で簡潔に述べられている。

当庁における MEPS の運用目的（半日から 1 日程度先の大雨、暴風等予測の利用）と諸外国の気象機関における目的が必ずしも同じとは限らないため、本節で述べた海外気象機関における手法がそのまま当庁で利用できるとは限らない。しかし、当庁の目的に応じて問題点の把握・改良を行っていく際に、他機関の動向はおおいに参考になると思われる。なお、紙幅の関係もあり、検証手法・プロダクト・ユーザとの連携に関する海外の動向について述べなかったが、これらの情報も入手しており、今後の開発の参考にしていきたい。

#### 参考文献

- Anderson, J. L., 2001: An Ensemble Adjustment Kalman Filter for Data Assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2884–2903.
- Anderson, J. L., 2003: A Local Least Squares Framework for Ensemble Filtering. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 634–642.
- Anderson, J., T. Hoar, K. Raeder, H. Liu, N. Collins, R. Torn, and A. Avellano, 2009: The Data Assimilation Research Testbed: A Community Facility. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 1283–1296.
- Bouttier, F., B. Vié, O. Nuissier, and L. Raynaud, 2012: Impact of Stochastic Physics in a Convection-Permitting Ensemble. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3706–3721.
- Bouttier, F., L. Raynaud, O. Nuissier, and B. Ménétrier, 2015: Sensitivity of the AROME ensemble to initial and surface perturbations during HyMeX. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, DOI:10.1002/qj.2622.
- Bowler, N. E., A. Arribas, K. R. Mylne, K. B. Robertson, and S. E. Beare, 2008: The MOGREPS short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 703–722.
- Bowler, N. E., A. Arribas, S. E. Beare, K. R. Mylne, and G. J. Shutts, 2009: The local ETKF and SKEB: Upgrades to the MOGREPS short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 767–776.
- Charron, M., G. Pellerin, L. Spacek, P. L. Houtekamer, N. Gagnon, H. L. Mitchell, and L. Michelin, 2010: Toward Random Sampling of Model Error in the Canadian Ensemble Prediction System. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1877–1901.
- Charron, M., R. Frenette, and N. Gagnon, 2011: First Operational Implementation of the Regional Ensemble Prediction System at CMC (REPS 1.0.0). *Canadian Meteorological Centre Technical Note*, 22 p., URL [http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmoi/product\\_guide/docs/lib/op\\_systems/doc\\_opchanges/technote\\_reps\\_20111004\\_e.pdf](http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmoi/product_guide/docs/lib/op_systems/doc_opchanges/technote_reps_20111004_e.pdf).
- Davies, T., M. J. P. Cullen, A. J. Malcolm, M. H. Mawson, A. Staniforth, A. A. White, and N. Wood, 2005: A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1759–1782.
- Descamps, L., C. Labadie, A. Joly, E. Bazile, P. Arbogast, and P. Cébron, 2015: PEARP, the Météo-France short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 1671–1685.
- Du, J. and M. S. Tracton, 2001: Implementation of a Real-Time Short Range Ensemble Forecasting System at NCEP: An Update. *9th Conf. on Mesoscale Processes, Ft. Lauderdale, Florida*, paper P4.9, Amer. Meteor. Soc.
- Du, J., G. DiMego, Z. Toth, D. Jovic, B. Zhou, J. Zhu, H. Chuang, J. Wang, H. Juang, E. Rogers, and Y. Lin, 2009: NCEP Short-Range Ensemble Forecast (SREF) System Upgrade in 2009. *19th Conf. on Numerical Weather Prediction and 23rd Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Omaha, Nebraska*, paper 4A.4, Amer. Meteor. Soc.
- Du, J., G. DiMego, B. Zhou, D. Jovic, B. Ferrier, and B. Yang, 2015: Regional ensemble forecast systems at NCEP. *23rd Conf. on Numerical Weather Prediction and 27th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Chicago, Illinois*, paper 2A.5, Amer. Meteor. Soc.
- Erfani, A., R. Frenette, N. Gagnon, M. Charron, S. Beauguard, A. Giguère, and A. Parent, 2013: The New Regional Ensemble prediction System (REPS) at 15 km horizontal grid spacing (from version 1.1.0 to 2.0.1). *Canadian Meteorological Centre Technical Note*, 39 p., URL [http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmoi/product\\_guide/docs/lib/technote\\_reps201\\_20131204\\_e.pdf](http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmoi/product_guide/docs/lib/technote_reps201_20131204_e.pdf).
- Gagnon, N., H. Lin, S. Beauguard, M. Charron, B. Archambault, R. Lahlou, and C. Côté, 2013a: Improvements to the Global Ensemble Prediction System (GEPS) from version 3.0.0 to version 3.1.0. *Canadian Meteorological Centre Technical Note*, 38 p., URL [http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmoi/product\\_guide/docs/lib/technote\\_geps310\\_20131204\\_e.pdf](http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmoi/product_guide/docs/lib/technote_geps310_20131204_e.pdf).
- Gagnon, N., X.-X. Deng, P. L. Houtekamer, M. Charron, A. Erfani, S. Beauguard, B. Archambault,

- F. Petrucci, and A. Giguère, 2013b: Improvements to the Global Ensemble Prediction System (GEPS) from version 2.0.3 to version 3.0.0. *Canadian Meteorological Centre Technical Note*, 49 p., URL [http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmci/product\\_guide/docs/lib/op\\_systems/doc\\_opchanges/technote\\_geps300\\_20130213\\_e.pdf](http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmci/product_guide/docs/lib/op_systems/doc_opchanges/technote_geps300_20130213_e.pdf).
- Gebhardt, C., S. Theis, P. Krahe, and V. Renner, 2008: Experimental ensemble forecasts of precipitation based on a convection-resolving model. *Atmos. Sci. Lett.*, **9**, 67–72.
- Gebhardt, C., S. E. Theis, M. Paulat, and Z. Ben Bouallègue, 2011: Uncertainties in COSMO-DE precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral boundaries. *Atmos. Res.*, **100**, 168–177.
- Houtekamer, P. L., X. Deng, H. L. Mitchell, S.-J. Baek, and N. Gagnon, 2014: Higher Resolution in an Operational Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 1143–1162.
- Kühnlein, C., C. Keil, G. C. Craig, and C. Gebhardt, 2014: The impact of downscaled initial condition perturbations on convective-scale ensemble forecasts of precipitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1552–1562.
- Marsigli, C., A. Montani, F. Nerozzi, T. Paccagnella, S. Tibaldi, F. Molteni, and R. Buizza, 2001: A strategy for high-resolution ensemble prediction. II: Limited-area experiments in four Alpine flood events. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2095–2115.
- Marsigli, C., F. Boccanera, A. Montani, and T. Paccagnella, 2005: The COSMO-LEPS mesoscale ensemble system: validation of the methodology and verification. *Nonlin. Proc. Geophys.*, **12**, 527–536.
- Molteni, F., R. Buizza, C. Marsigli, A. Montani, F. Nerozzi, and T. Paccagnella, 2001: A strategy for high-resolution ensemble prediction. I: Definition of representative members and global-model experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2069–2094.
- Montani, A., M. Capaldo, D. Cesari, C. Marsigli, U. Modigliani, F. Nerozzi, T. Paccagnella, P. Patrino, and S. Tibaldi, 2003: Operational limited-area ensemble forecasts based on the ‘Lokal Modell’. *ECMWF Newsletter*, **98**, 2–7.
- Montani, A., C. Marsigli, and T. Paccagnella, 2008: Five Years of Limited-Area Ensemble Activities at ARPA-SIM: The COSMO-LEPS system. *COSMO Newsletter*, **8**, 23–26, URL [http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/newsLetters/newsLetter08/cnl8\\_montani.pdf](http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/newsLetters/newsLetter08/cnl8_montani.pdf).
- Montani, A., D. Cesari, C. Marsigli, and T. Paccagnella, 2011: Seven years of activity in the field of mesoscale ensemble forecasting by the COSMO-LEPS system: main achievements and open challenges. *Tellus*, **63A**, 605–624.
- Nuissier, O., B. Joly, B. Vié, and V. Ducrocq, 2012: Uncertainty of lateral boundary conditions in a convection-permitting ensemble: a strategy of selection for Mediterranean heavy precipitation events. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 2993–3011.
- Peralta, C., Z. Ben Bouallègue, S. E. Theis, C. Gebhardt, and M. Buchhold, 2012: Accounting for initial condition uncertainties in COSMO-DE-EPS. *J. Geophys. Res.*, **117**, D07108, doi: 10.1029/2011JD016581.
- Schwartz, C. S., G. S. Romine, R. A. Sobash, K. R. Fossell, and M. L. Weisman, 2015: NCAR’s Experimental Real-Time Convection-Allowing Ensemble Prediction System. *Wea. Forecasting*, **30**, 1645–1654.
- Tennant, W. J., G. J. Shutts, A. Arribas, and S. A. Thompson, 2011: Using a Stochastic Kinetic Energy Backscatter Scheme to Improve MOGREPS Probabilistic Forecast Skill. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1190–1206.
- Tennant, W. and S. Beare, 2014: New schemes to perturb sea-surface temperature and soil moisture content in MOGREPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1150–1160.
- Tennant, W., 2015: Improving initial condition perturbations for MOGREPS-UK. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 2324–2336.
- Whitaker, J. S. and T. M. Hamill, 2002: Ensemble Data Assimilation without Perturbed Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1913–1924.

## 4.3 メソアンサンブル予報システムの開発状況<sup>1</sup>

### 4.3.1 はじめに

数値予報課ではメソモデル (MSM: Meso-Scale Model) の予測に対して信頼度・不確実性等の情報を付加することを目的に、メソアンサンブル予報システム (MEPS: Meso-scale Ensemble Prediction System) の開発を行っており、2015年3月24日から部内試験運用を開始した。MEPSの仕様を表4.3.1に示す。部内試験運用は1日1回18UTCを初期時刻として行われている。MEPSにおける予報モデルは気象庁非静力学モデル (JMA-NHM: JMA Non-Hydrostatic Model) であり、その設定は力学過程・物理過程及びこれらのパラメータ全て MSM と同じである。このため、摂動を与えないコントロールラン (以下、CTL) は MSM による予測値そのものであり、MSM の初期値及び側面境界値に摂動を与えて複数の初期値及び側面境界値を作成してアンサンブル予報を行っている。アンサンブルメンバー数は CTL を含めて 11 である。初期摂動の作成には特異ベクトル (SV: Singular Vector) 法を採用し (第 1.2 節参照)、側面境界摂動については週間 EPS (第 2.2 節参照) の直近予測値を利用して算出している。

本節では、MEPS で導入している初期摂動及び側面境界摂動の概要を述べ、MEPS の全般的な性能として部内試験運用開始からおよそ 7 か月間の統計検証スコアを示す。また、開発中のモデルアンサンブル及び下部境界摂動についてその効果を簡潔に示し、最後に今後の開発について述べる。なお、初期摂動の設計に当たって検討した事項についてはこれまで報告を行っていないため、この節の付録に示した。側面境界摂動については、海外気象機関において用いられる手法のレビューとともに第 1.4 節にも示してある。

### 4.3.2 初期摂動

MEPS では、はじめに (1) 気象庁全球モデルに基づく全球 SV (GSV: Global SV; 酒井 2009 参照) 及び JMA-NHM に基づくメソ SV (MSV: Meso-scale SV) を計算し、(2) これらの SV の振幅を揃えてから結合することで初期摂動を作成する。さらに初期摂動を (3) MSM の初期値に加減算し、飽和調節を行って複数の初期値を作成する。以下ではこれらの概要を示す。

#### (1) SV の計算

MEPS では初期摂動の作成手法に、週間 EPS と同じ SV 法を採用している。しかし、小野 (2010) で述べているように、MEPS 向けに MSV の算出が可能であるが、得られる摂動が局所的であるため、予報領域全体の不確実性を MSV のみで表現することは難しい。このため、GSV によって総観規模擾乱を対象とするスケ-

ールの大きな SV を、日本付近をターゲットとして週間 EPS とは別途計算する。これをベースとして、メソスケールの現象を対象とした MSV を計算し、これらを後述の方法によって結合することで初期摂動を計算している。各 SV の設定を表 4.3.2 に示す。

GSV の計算では、予報時間 39 時間に対して評価時間を 24 時間としている。これは予報後半では側面境界値の影響が初期値に対して大きくなることから、初期値において予報期間中盤にかけて総観規模擾乱の予測に感度のある領域を算出することを目的としているためである。また、摂動を評価するノルムには乾燥トータルエネルギー (TE: Total Energy; 第 3.2 節参照) を用いている<sup>2</sup>。湿潤 TE を用いた場合、GSV による水蒸気摂動が初期場の広域を一律に加湿あるいは乾燥させるため、事例によっては降水予測に過大なばらつきを与えたり、予報初期のアンサンブル平均予報誤差を悪化させたりする原因となることがわかった。このため、部内試験運用では乾燥 TE を用いている。したがって、初期値における水蒸気場の不確実性については、MSV から計算される摂動によって考慮している。

MSV については、小野 (2010) で述べた計算設定から大きな変更はない。メソ  $\beta$  スケール以上の現象を対象とした水平格子間隔 40 km ・評価時間 6 時間による MSV (以下、MSV40)、メソ  $\alpha$  スケール以上の現象を対象とした水平格子間隔 80 km ・評価時間 15 時間の MSV (以下、MSV80) をそれぞれ計算することで、メソスケールの現象の予測に感度のある摂動を求めている。

#### (2) 初期摂動の計算

算出された SV は、その振幅を調整した後にバリエーション最小法 (VM: Variance Minimum; Yamaguchi et al. 2009 など参照) によって線形結合し初期摂動を計算する。SV 法から得られる摂動は第 1.2 節で述べられているように、初期値に与える前にその振幅を決定する必要があり、そのための倍率を何らかの手段によって求める必要がある。理想的には日々の流れに応じた倍率を動的に決定すべきであるが、初期値に含まれる誤差についての客観的な情報を得ることは困難であるため<sup>3</sup>、斉藤ほか (2008) を参考とした静的な基準値等を基に調整している。具体的には、まず算出された SV の絶対値の領域平均が基準値<sup>4</sup>となるように倍率をいったん求める。次に、この倍率を乗じた SV の

<sup>2</sup> ノルムとは長さの概念の一般化であり、その定義 (数学書参照) を満たせば様々な指標がノルムとなる。TE もこの定義を満たすためノルムとなる。なお、MEPS における GSV の計算には熱帯 SV (酒井 2009) を用いており、基本場の計算では水蒸気を考慮する。一方で、SV を評価するノルムには水蒸気摂動を考慮しない乾燥 TE を用いており、このため GSV から算出される水蒸気摂動は 0 となる。

<sup>3</sup> アンサンブルカルマンフィルタなどでは、初期場の不確実性を反映した振幅を持つ摂動が得られる。

<sup>4</sup> 風 1.8 m/s、温位 1 K、水蒸気 0.001 kg kg<sup>-1</sup>。

<sup>1</sup> 小野 耕介

表 4.3.1 MEPS 部内試験運用の仕様

運用開始	2015 年 3 月 24 日より	
実行頻度 (初期時刻)	1 日 1 回 (18UTC)	
予報期間	39 時間	
予報モデル	名称	JMA-NHM
	水平分解能・鉛直層数	5 km, 48 層
初期値	大気	メソ解析値
	陸面	地中温度第 1・2 層は予測値、地中温度第 3・4 層及び土壌水分 (体積含水率) は気候値
	海面	全球海面水温解析値及び北半球海水解析値
境界値	陸面	地中温度は熱伝導方程式、体積含水率は強制復元法により予測
	海面	初期値に固定
アンサンブル手法	初期摂動	SV 法
	モデル摂動	なし (開発中)
	境界摂動	側面境界摂動は週間 EPS 予測値から計算、下部境界摂動はなし (開発中)
メンバー数	11 (CTL を含む)	

表 4.3.2 SV 計算の仕様 (予報変数の太字は摂動として用いる変数)

	MSV40	MSV80	GSV
水平格子間隔	40 km	80 km	T63 (およそ 180 km)
鉛直層数	38	同左	40
予報変数	<b>運動量水平成分、鉛直成分、気圧、温位、水蒸気</b>	同左	水平風、気温、水蒸気、地上気圧
評価時間	6 時間	15 時間	24 時間
ノルム	湿潤 TE	同左	乾燥 TE
水平ターゲット	東経 125-145 度、北緯 25-45 度	同左	同左
鉛直ターゲット	水蒸気: モデル面 2-15 層 (高度 2900 m まで) 水蒸気以外: 同 2-20 層 (同 5300 m まで)	同左	同 20 層 (同 9000 m) まで
算出数	10	同左	20

振幅が過大とならないよう、あらかじめ定めた上限値<sup>5</sup>を超えるか確認し、上限値を越えた場合は倍率を修正する。以上によって倍率が決定され、SV に乗じられる。基準値及び上限値は、予報初期のアンサンブル平均予報誤差とアンサンブルスプレッドの大きさが概ね合うように調節している<sup>6</sup>。

SV の結合に VM 法を用いる理由のひとつは、局在化した個々の SV を空間的にばらつくよう結合して初期摂動を作成できることである。別な理由として、GSV

<sup>5</sup> 風 6 m/s、温位 4 K、水蒸気 0.006 kg kg<sup>-1</sup>。

<sup>6</sup> 具体的には図 4.3.1 における FT=3 を参考としている。ただし、SV は局在化する性質があるため、GSV を用いても初期摂動は予報領域全体を覆いきれない。このため、誤差と比べてスプレッドが若干小さいことが妥当であると考えられる。

及び MSV は直交していないため単純な加算によって結合すると、両 SV が同符号の格子点ではその振幅が局所的に大きくなる一方、異符号の格子点では振幅が局所的に小さくなってしまふことが挙げられる。VM 法による線形結合係数を用いることで、このような不自然な分布を緩和することができる。

### (3) 複数の初期値を作成

以上のプロセスを経て計算された初期摂動を MSM の初期値に加算あるいは減算し、飽和調節<sup>7</sup>を行って

<sup>7</sup> 摂動を与えた水蒸気が飽和水蒸気量を上回った場合はその分を取り除き、負となった場合は 0 とするよう調節を行う。特に過飽和の除去は、予報の最初のステップにおける急な凝結及びそれに伴う潜熱による加熱を抑制する。

複数の初期値が作成される。なお、MEPS ではアンサンブルメンバー数が CTL を含め 11 であり、SV 法では摂動を加減算してアンサンブルメンバーを構成するため、初期摂動は 5 つ作成する必要がある。MEPS では摂動を加えたメンバーを 1~5 番、減じたメンバーを 6~10 番とし、1 番と 6 番、2 番と 7 番...が正負対のメンバー（初期時刻では摂動の空間パターンが同じで符号が異なる。図 4.3.13 参照。）となる。

#### 4.3.3 側面境界摂動

領域 EPS では、側面境界値に対する不確実性を考慮することは予報時間の経過とともに重要となる。MEPS では、利用可能な直近初期時刻の週間 EPS による気圧面予測値から側面境界摂動を作成している。側面境界摂動の効果は第 1.4 節で述べられているので、ここでは作成の概要を述べる。

表 4.3.3 に側面境界摂動に用いる週間 EPS 気圧面予測値データの概要を示す。週間 EPS の初期時刻は毎日 00・12UTC であるが、MEPS の部内試験運用における初期時刻は 18UTC であるため、週間 EPS の初期時刻 12UTC の予測値を用いている。摂動計算は週間 EPS の 27 メンバーのうち正摂動<sup>8</sup>の 13 メンバーを用いる。メンバーの選択においては、予報期間を通して MEPS 予報領域において摂動の TE が大きい 5 メンバーを選択し、TE が大きい順に MEPS のメンバー 1~5 に加えると同時にメンバー 6~10 に減じることで、複数の側面境界値を作成する。

また MEPS と週間 EPS では初期時刻が異なっており、側面境界値は MEPS の予測時間と比べて誤差は大きくなっている。このため、MEPS の初期時刻に対応した誤差の大きさに合わせるよう摂動の振幅を調整（小さく）する。調整にあたって、日本付近の場の不確実性を考慮できるよう週間 EPS の MEPS 予報領域の 500 hPa ジオポテンシャル高度を用いて、予報時間毎に調整を行っている<sup>9</sup>。

#### 4.3.4 メソアンサンブル予報システムの性能

この項では、MEPS の部内試験運用が始まった 2015 年 3 月 24 日 18UTC から 2015 年 10 月 31 日 18UTC 初期値までの全 222 予報を基にした統計検証結果を示す。はじめに、アンサンブル予報の精度検証で一般的に行われるアンサンブル平均予報誤差及び降水確率検

<sup>8</sup> MEPS で利用する週間 EPS 予測値は最大でも初期時刻から 51 時間後までであり、格納されているデータは解像度が低いスケールの小さい情報は含まない。したがって、この間の摂動の時間発展は非線形性が大きくないと考えられ、正摂動でも負摂動でも加減算することで、結果的に概ね同じパターンとなるため正摂動を用いている。

<sup>9</sup> ただし、側面境界値には初期時刻が 6 時間前の GSM 予測値を利用しており、MEPS 初期時刻における側面境界値は 6 時間予測値である。このため、すでに側面境界値の不確実性は初期値と比較して大きくなっており、振幅調整は GSM と週間 EPS の初期時刻とのずれを基に検討する必要がある。

表 4.3.3 側面境界摂動の計算に用いる週間 EPS 予測値の概要

水平格子間隔	1.25 度 (約 125 km)
鉛直層数	10 層 (1000-100 hPa)
用いる要素	東西風、南北風、気温、水蒸気
初期時刻	00 及び 12UTC

証を示す。次に、MEPS の予測結果の利用においては、CTL と個々のアンサンブルメンバーの比較も行われるため（後述）決定論検証を基にした CTL とアンサンブルメンバーの降水精度比較を示す。

#### (1) アンサンブル予報の検証

ここでは、対解析値（MSM 初期値）高層及び地上観測値を真値とした CTL とアンサンブル平均予報との誤差の比較、アンサンブル平均予報誤差とアンサンブルスプレッド（以下、スプレッド）の比較を行う。また、解析雨量を基にした 3 時間降水量の確率予報検証を示す。

図 4.3.1 に解析値に対する CTL 及びアンサンブル平均予報の平方根平均二乗誤差 (RMSE)、スプレッドの各高度の平均値の時系列を示す。はじめにアンサンブル平均予報誤差に着目すると、海面更生気圧 (Psea) 及びジオポテンシャル高度 (Z) を除き、予報時間の経過とともに CTL より減少する傾向がある<sup>10</sup>。Z 及び Psea に改善が見られない原因は未調査である。次にスプレッドに着目すると、予報時間の経過とともにアンサンブル平均予報誤差と比べて小さくなる。この理由は、メンバー数が 11 であること<sup>11</sup>、側面境界摂動の振幅調整が不十分なこと、予報モデルに起因する誤差を考慮していないことなどが考えられる（モデルアンサンブルの効果は次項で示す）。その他、500 hPa において、風及び気温の予報初期のスプレッドが誤差と比べて過大な傾向がある。上空では GSV 成分のみによって初期値の不確実性を考慮しており、上空における GSV の振幅抑制の必要性を示唆している。

図 4.3.2 に FT=30 (09JST) における高層観測値に対する検証結果を示す。ここでは RMSE に加え平均誤差も併せて示した。図 4.3.1 と同様に、気温・風速・相対

<sup>10</sup> FT=0 において、Z のアンサンブル平均予報誤差は CTL より大きい。これは、高度の積み上げ計算時の仮温度計算において、飽和調節によって正摂動メンバーと負摂動メンバーの対称性が崩れるため、アンサンブル平均の Z は CTL と一致せず悪化したためである。

<sup>11</sup> 小野 (2013) はメンバー数を 11 から 21 メンバーとすることでスプレッドが微増するが、それ以上では増加しないことを報告している。また、NCEP の全球 EPS による調査ではスプレッドのメンバー数依存性は小さいことが報告されている (Ma et al. 2012)。なお、降水確率予測精度については、メンバー数増強の効果は 30 程度まで大きく、それ以上増やしても改善幅は小さいことが報告されている (小野 2013 や Schwartz et al. 2014 など)。

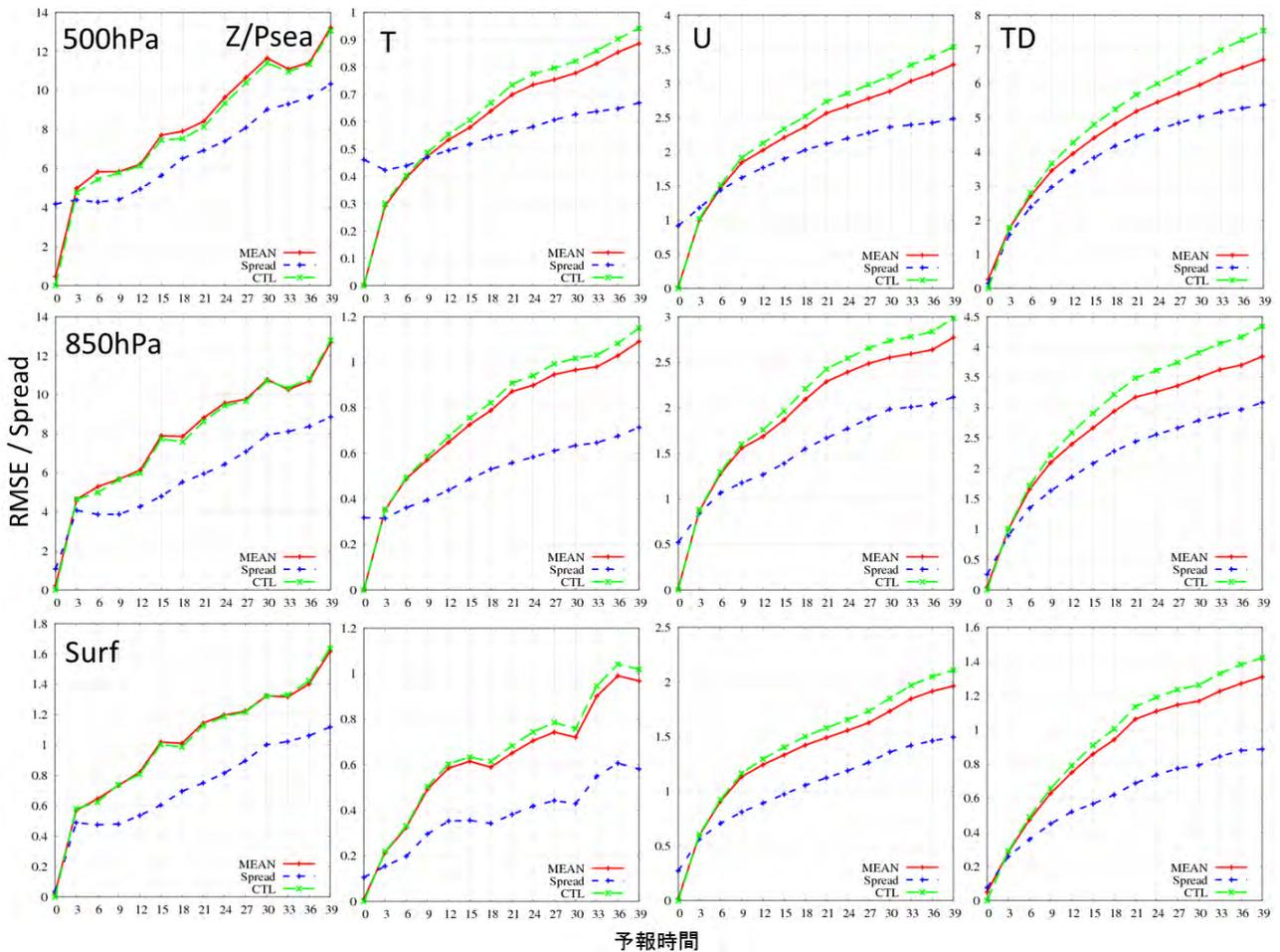


図 4.3.1 解析値に対する CTL (緑線) 及びアンサンブル平均予報 (赤線) の RMSE 及びスプレッド (青線) の時系列。左列からジオポテンシャル高度 [gpm] (最下段は海面更正気圧 [hPa])、気温 [K]、東西風 [m/s]、露点温度 [K] であり、上段から 500 hPa、850 hPa、地上 (風は高度 10 m、気温及び露点温度は高度 1.5 m)。横軸は予報時間を表す。

湿度においては、アンサンブル平均予報が CTL を改善するが、ジオポテンシャル高度については、若干の改善が見られるものの改善幅は小さい。

図 4.3.3 に地上観測値に対する検証結果を示す。MEPS では大気上層ほど初期摂動の振幅は小さく<sup>12</sup>、下部境界値にも摂動を与えていないため、予報初期からスプレッドは過小である。このため、CTL に対するアンサンブル平均の改善幅も予報前半ほど小さい。また RMSE 及びスプレッドには、日変化に対応した変化が見られる<sup>13</sup>。

次に、3 時間積算降水量に対する降水確率検証とし

て、ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) を図 4.3.4 に示す。検証は MSM の降水検証 (草開・森安 2013) 同様に、検証格子 20 km における 3 時間積算降水量の平均値について行った。検証領域は全国を対象としている。

図 4.3.4 に各閾値における BSS の時系列を示す。弱い降水では予報時間とともに精度が徐々に悪化することがわかる。一方、強い降水ほど FT=12 及び 36 を中心に精度が悪化している。これは 15JST に対応し夏季日中の不安定降水の予測精度が影響している可能性がある。また、気候値予測では BSS が 0 となるため、アンサンブル予報が価値を持つためには BSS が 0 以上であることが基準となる。この観点では、予報期間を通して閾値 20 mm/3h までの降水に対して MEPS は気候値予測と比べて有効な予測であることがわかる。より強い降水では、30 mm/3h まで BSS が 0 以上の予測時間があるものの、50 mm/3h では予測時間のほぼ全体で気候値予測より有用な予測が難しいことがわかる。ただし、50 mm/3h の予測においても、台風のように強雨域が比較的大きな現象の予測に支配される事例に

<sup>12</sup> このことは図 4.3.1 の FT=0 における各高度のスプレッドを比較すると下層ほど小さいことからわかる。これは得られる SV の振幅が下層ほど小さいためである (図 4.3.16 左も参照)。

<sup>13</sup> 解析値に対する検証 (図 4.3.1 下段) とは異なり予報誤差は初期時刻から大きい。この理由として、同化において気温・風・相対湿度の地上観測値は利用していないこと (永戸 2015)、モデルでは格子平均値を予測し観測点への内挿及び高度補正を行っても観測値からは乖離することなどが考えられる。

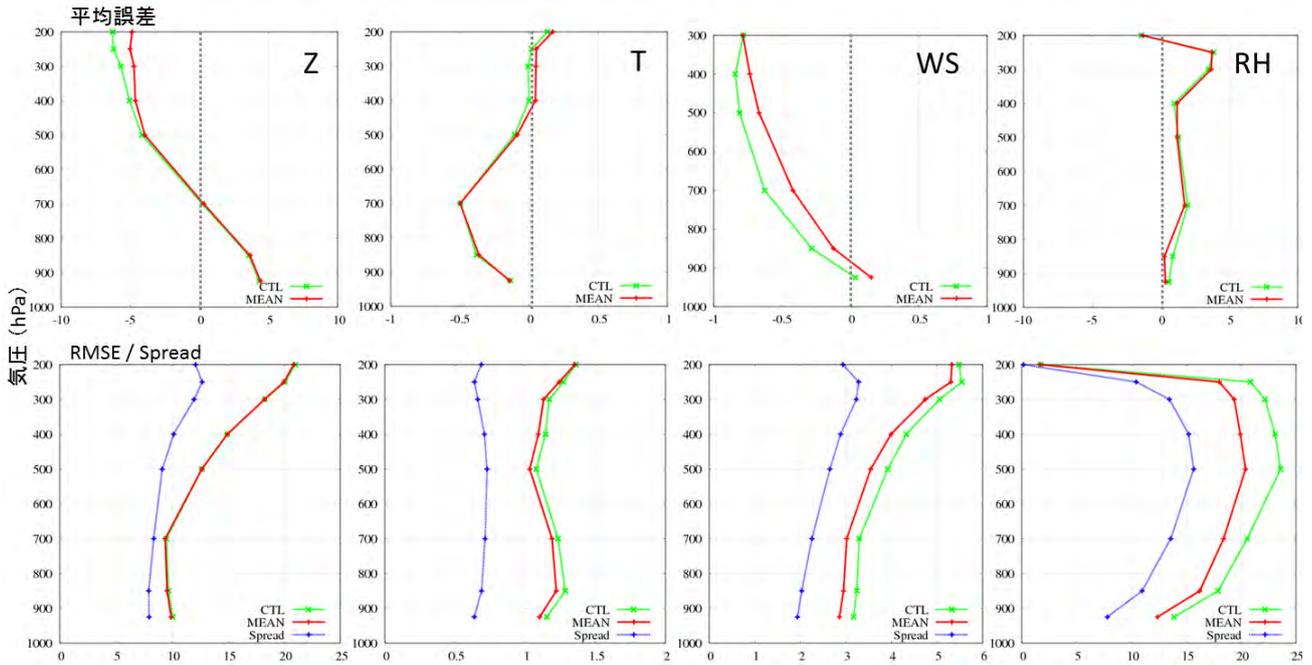


図 4.3.2 高層観測値に対する CTL (緑線) 及びアンサンブル平均予報誤差 (赤線) であり、上段が平均誤差、下段が RMSE 及びスプレッド (青線)。左列からジオポテンシャル高度 [gpm]、気温 [K]、風速 [m/s]、相対湿度 [%]。いずれも FT=30。

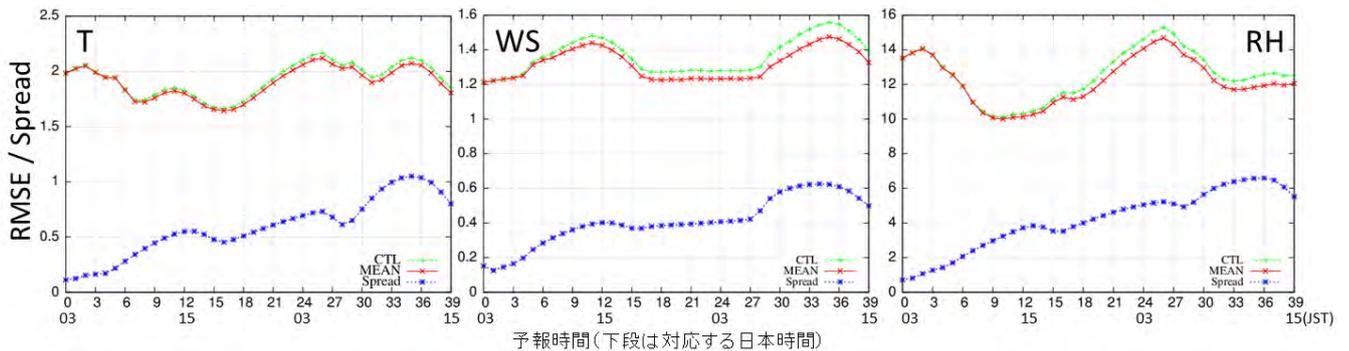


図 4.3.3 地上観測値に対する CTL (緑線) 及びアンサンブル平均予報 (赤線) の RMSE 及びスプレッド (青線) の時系列。左から気温 [K]、風速 [m/s]、相対湿度 [%]。横軸は予報時間を表す。

限定して検証を行うと、BSS が 0 を上回ることもあった (図略)。

## (2) コントロールランと各メンバーの降水予測精度の比較

これまで述べたようにアンサンブル予報の検証では、アンサンブル平均予報誤差とスプレッドの検証、着目したい現象における確率予報の精度検証が行われるのが一般的である。一方、短期予報ではアンサンブルメンバーを決定論的予測とは異なるシナリオと見なす使い方の要望も大きい<sup>14</sup>。このような目的のためには、

<sup>14</sup> 例えば、低気圧の進路が CTL と異なる場合のシナリオの想定、災害をもたらす現象が想定される場合の CTL より悪い予測の想定、あるいは CTL より実況に近い予測をするメンバーによってシナリオを代替する場合などである。具体的

CTL と各アンサンブルメンバーの精度比較を示すことが MEPS の利用可能性を広げるにあたっての基礎資料となる。ここでは 3 時間降水量のスレットスコア (TS: Threat Score) を CTL と各メンバーで毎初期値計算し、222 初期値で比較した結果を示す。なお、降水検証方法は降水確率検証と同様である。

はじめに、CTL 及び各メンバーの TS を図 4.3.5 に示す。また、参考としてアンサンブル平均予報の TS も示した。各メンバーは CTL より最大 0.05 程度劣ることがわかる。これは、各メンバーの初期値及び境界値には観測等の情報を持たない摂動を与えるためと考え

なシナリオに各メンバーの予測結果を用いることが想定される。

られる<sup>15</sup>。また、アンサンブル平均では弱い降水では CTL を改善し、強い降水では悪化していることがわかる<sup>16</sup>。

図 4.3.5 のように、期間平均を取ると各メンバーの精度は CTL より劣るが、特定初期値の特定予報時間という条件を課すと、CTL の TS を上回るメンバー（以下、改善メンバー）が存在し得る。そこで、予報時間毎に少なくとも 1 つでも改善メンバーがあった事例を抽出した（図 4.3.6 上）。この図より、弱い降水ほど改善メンバーがあった事例が多いことがわかる。また予報時間別に見ると、FT=3 では改善メンバーがあった事例が少ない。1 mm/3h から 15 mm/3h までの降水では、FT=6 以降の事例数は予報時間によらず一定である。それより強い雨では、予報時間とともに事例数が減少する傾向がある。なお、50 mm/3h の強い降水においても、10 事例前後で改善メンバーが存在する事例があることもわかる。

上記で抽出した事例において、改善メンバー数の平均値を示したのが図 4.3.6 下である。1 mm/3h から 15 mm/3h までの降水では、予報時間によらず、平均 3 メンバー前後の改善メンバーがある。また 20 mm/3h 以上の強い降水では、予報時間とともに改善メンバー数が徐々に減少するが、50 mm/3h の強雨でも予報期間を通して改善メンバー数は 2 程度はあることがわかる。

図 4.3.7 に CTL 及び改善メンバーの TS の平均及び改善メンバーの中の最大値の事例平均を、バイアスコア (BI: BIas score) とともに示す。CTL の TS は強雨ほど悪化するが、改善メンバーの TS の平均及び最大は閾値によらず 0.2 程度であることがわかる。一方で、改善メンバーの BI は CTL より大きく、過大な降水予測が的中率を上げる傾向にあることがわかる。

以上の結果は予報時間毎に比較した結果であるため、引き続き予報時間においても同一の改善メンバーが CTL を上回るとは限らない。そこでシナリオとしての価値を測るため、図 4.3.6 で抽出した改善メンバーにおいて、その後の予報時間においても引き続き CTL の TS を上回るメンバー数がいくつかを求め、平均したものを図 4.3.8 に示す。この図は予報時間ごとに CTL を上回るメンバーをまず見つけ、その 3 時間後に何メンバーが引き続き CTL を上回っているかを示したものである<sup>17</sup>。全体にグラフは右肩下がりであり、同一の

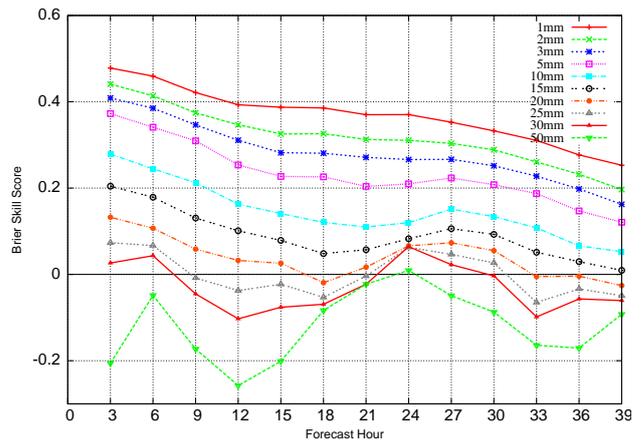


図 4.3.4 3 時間積算降水量の閾値別のブライアスキルスコア。横軸は予報時間を表す。

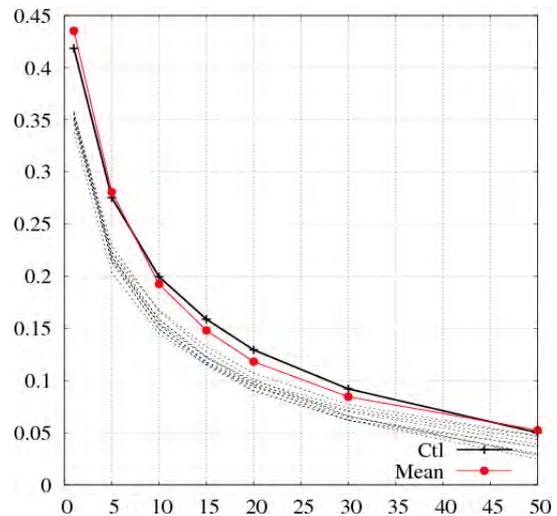


図 4.3.5 予報期間平均した 3 時間積算降水量のスレットスコア。黒実線が CTL、赤実線がアンサンブル平均予報、黒破線が各メンバーのスコアを表す。横軸は閾値 [mm/3h]。

改善メンバーが CTL を上回りつづける時間が短いことがわかる。また弱い降水では、6 時間後も CTL を上回り続けているメンバーがあるが（1 mm/3h の予報期間の後半など）、強い降水、特に 30 mm/3h の降水では平均すると 3 時間後には CTL をすぐ下回り、継続時間が短いことがわかる。

このように事例平均を取ると、CTL を長い時間上回り続けるメンバーは非常に少ないことがわかる。一方で、事例別に見ると特定メンバーが比較的長い時間 CTL を上回り続けることもある。図 4.3.9 に初期値ごとの、改善メンバー中の CTL を上回る最大継続時間を、閾値 30 mm/3h について示す。初期値によっては、12 時間以上 CTL を上回るメンバーが存在することが

より悪化した場合、改善が途切れたものとし、さらにその後の予報時間で再び CTL を改善した場合は、後の予報時間における改善メンバーとした。

<sup>15</sup> また、MEPS では初期時刻毎に摂動を計算しており、モデルアンサンブルも考慮していない。このため、特定メンバー（例えばメンバー 1 と 6 だけ、など）がある特徴を持つといったことはないため、メンバー間の差が小さいと考えられる。一方、海外センターのようにメンバー毎に異なる物理過程あるいはパラメータを用いる場合は、メンバー間で異なる特徴が現れ得る。

<sup>16</sup> これはアンサンブル平均によって弱い降水では CTL の頻度過小を改善する一方、強い降水では頻度過小となるためと考えられる。なお、50 mm/3h については CTL とほぼ同等であった。

<sup>17</sup> なお、改善メンバーがその後の予報時間でいったん CTL

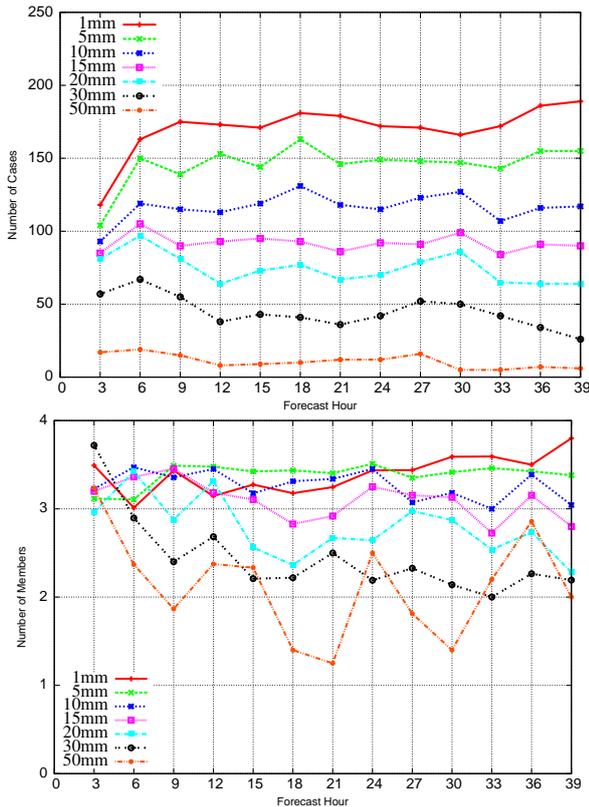


図 4.3.6 各予報時間における改善メンバーが少なくとも 1 以上だった事例数 (上) 及び改善メンバー数の平均値 (下)。横軸は予報時間。

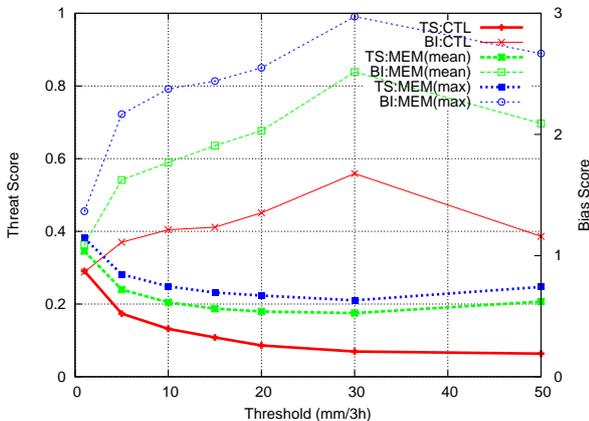


図 4.3.7 改善メンバーにおける TS の平均値及び最大値の事例平均値 (左縦軸)、及び BI (右縦軸)。横軸は閾値 [mm/3h]。

わかる。このことから、継続的に CTL より良い表現をするメンバーの出現は事例に依存するため、これを如何に抽出するかが今後の課題である。

#### 4.3.5 その他の開発

##### (1) モデルアンサンブル

数値予報モデルに起因する誤差の起源は様々であり、そのため多種多様なモデルアンサンブル手法が提案さ

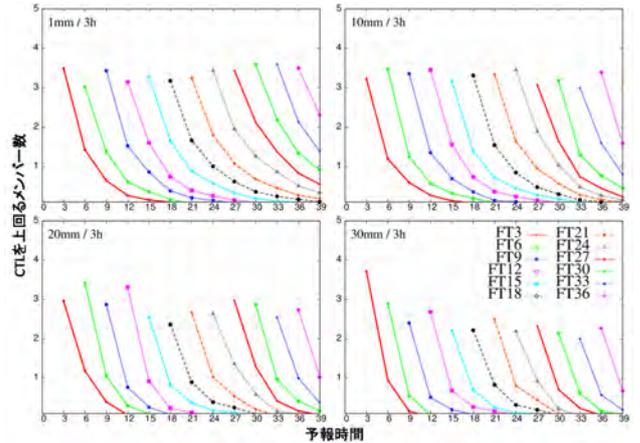


図 4.3.8 各予報時間において、CTL の TS を上回ったメンバーが引き続き予報時間においても上回り続けるメンバー数を、降水量閾値 1, 10, 20, 30 mm/3h について示す。横軸は予報時間。

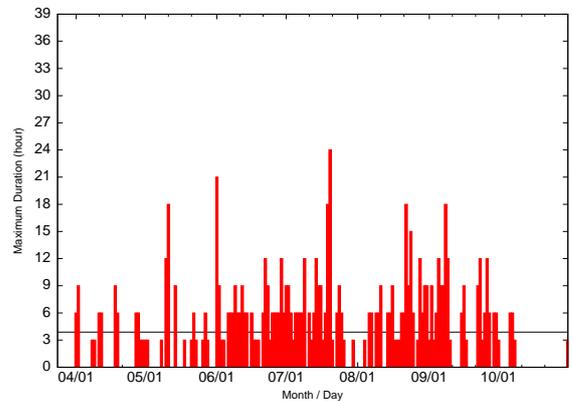


図 4.3.9 各初期値において、改善メンバー中の最大継続時間 (棒グラフ) 及びその平均値 (黒線、平均 3.9 時間)。ただし、TS の閾値 30 mm/3h から算出。縦軸が継続時間であり、横軸は初期時刻の日付を表す (初期時刻は全て 18UTC)。

れている (米原 2009 や山口 2013 参照)。領域 EPS においてもモデルアンサンブル手法についての調査が多数あり、Berner et al. (2015) は多数のモデルアンサンブル手法による精度比較を行い、確率的物理過程強制法 (SPPT: Stochastically Perturbed Physics Tendencies) が最も良いインパクトがあること、また複数の手法を複合することでさらに予測精度が向上することを示している<sup>18</sup>。

MEPS では、物理過程の不確実性を考慮するランダムパラメータ法及び SPPT による基礎調査を行っており (Ono 2012, 2014)、本項では SPPT の効果及びその課題を簡潔に述べる。なおこれら 2 手法を選択した理由は、導入が比較的簡便であり、SPPT については週

<sup>18</sup> 一方、Kunii et al. (2011) では複数の物理過程を用いる場合、スキームの選択によっては予測精度が悪化することを報告しており、手法の選択には慎重な検討が必要である。

表 4.3.4 SPPT において摂動を与えた各過程からの時間変化率

境界層	運動量、温位、水蒸気
放射	温位
雲物理	温位、水蒸気
積雲対流	温位、水蒸気

間 EPS を含め海外センターにおいても実績があるためである。なお、フランス気象局の領域 EPS では SPPT が導入されている (Bouttier et al. 2012, 2015)。

調査を行った SPPT では、JMA-NHM の物理過程のうち境界層、放射、雲物理、積雲対流の各過程から毎タイムステップ計算される時間変化率 (表 4.3.4 参照) に以下のような形の摂動を与えた (予報変数  $\phi$  の力学過程及び物理過程からの時間変化率をそれぞれ  $F(\phi)_{dyn.}$  及び  $F(\phi)_{phys.}$ 、摂動  $r$  とする)。

$$F(\phi) = F(\phi)_{dyn.} + (1 + r)F(\phi)_{phys.}$$

摂動は、平均 0、標準偏差 0.1 のガウス型 (ただし上下限は  $\pm 1$ ) の乱数を基に空間スケール 1000 km 程度、時間スケール数時間程度の相関を与えて作成し、鉛直方向には一様とした。実験は 2014 年 7 月の 11 初期値について行った。

図 4.3.10 に 3 時間降水量の BSS 及び高層観測値によるランクヒストグラムを示す。この図より、風速及び相対湿度について予報のばらつき方が改善するとともに、3 時間降水量の BSS も全閾値において改善することがわかる。一方、気温については負バイアスが生じており、アンサンブル平均の RMSE も悪化している (図略)。

このように、SPPT は気温を除くアンサンブル平均予報及び降水確率予報に対して良い効果があることを確認している。一方で、下層気温の負バイアスについては原因を特定できていないため、SPPT の MEPS への導入は現在のところ見送っている。

## (2) 下部境界摂動

地上観測値による統計検証結果 (図 4.3.3) では、下部境界値に摂動を与えていないが、アンサンブル平均予報誤差は CTL と比べて予報中盤以降改善することがわかる。これは大気側の不確実性が地上要素に反映されたためである。その一方、予報前半ではスプレッドが過小であり、アンサンブル平均による改善も小さい。したがって、下部境界値の不確実性を直接考慮することで、予報前半における地上要素の予測精度を改善できる可能性がある。

下部境界摂動については、近年領域 EPS においても研究が行われている。Lavaysse et al. (2013) 及び Tennant and Beare (2014) は、領域 EPS における下部境界要素に摂動を与えて、地上要素のスプレッド過

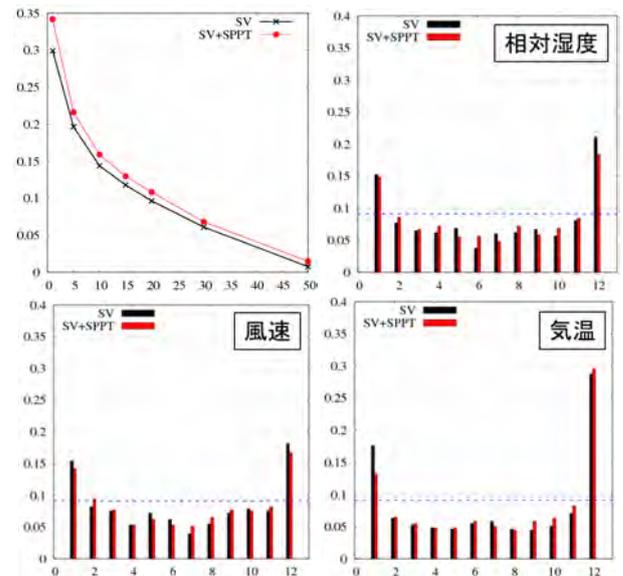


図 4.3.10 予報期間平均した 3 時間降水量の BSS (左上、横軸は閾値 [mm/3h]) 及び FT=30 における 850 hPa の高層観測に対するランクヒストグラムであり、相対湿度・風速・気温を示す。「SV」と表記したものが初期及び側面境界摂動のみを用いた実験であり、「SV+SPPT」が SPPT を導入した実験である。

小改善にインパクトがあること、土壌水分や海面水温の摂動の重要性を報告している。

JMA-NHM では、下部境界要素の地中温度を熱伝導方程式、土壌水分の体積含水率を強制復元法で予測しており、初期値はそれぞれ予報-予報サイクル及び気候値から作成している (原 2008)。地中温度及び体積含水率は大気下部境界条件である地表面フラックスを決める重要なパラメータであり、ともに下層大気の予測に影響を与え、地上要素の予測に大きな影響を持つ。また、夏季日中に生じる熱的不安定による降水予測にも影響を与え得る。

このため下部境界摂動の基礎調査として、成長モード育成法 (第 1.2 節参照) によって地面温度及び土壌水分へ摂動を与えた結果を簡潔に示す<sup>19</sup>。アンサンブル予報初期値は関東地方で対流雲が発達した 2014 年 7 月 23 日 18UTC とした。

図 4.3.11 に下部境界摂動及び FT=18 における地上気温のアンサンブルスプレッドを示す。スプレッドより、この事例では下部境界摂動の効果は陸上に限定されることがわかる。また摂動の効果は予報中盤にかけ

<sup>19</sup> 摂動育成サイクルは初期時刻の 36 時間前から 12 時間サイクルで行い、サイクル初期には乱数を与えた。なお、この 12 時間予報は MEPS (初期値及び側面境界摂動有り) に下部境界摂動を加えたものである。また、サイクル 2 回目以降の体積含水率初期値は予報-予報サイクルとし、サイクル毎に摂動の直交化及び振幅調整を行っている。なお摂動の振幅は、地中温度が 0.5 K (上限値 1.5 K)、体積含水率が 0.2 (上限値 0.4) とした。これらの値の設定には慎重な調査を要する。

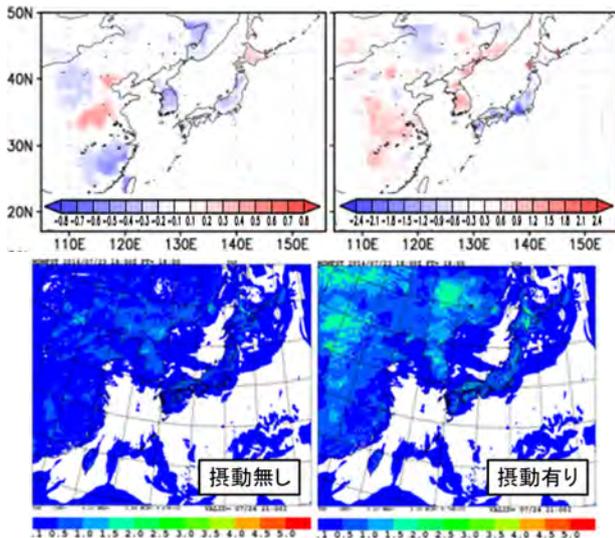


図 4.3.11 上段は下部境界摂動の例（左：体積含水率、右：地中温度第一層 [K]）。下段は FT=18 における高度 10 m 気温のスプレッド [K]。

で見られ、上空 850 hPa まで見られた（図略）。なお、地上気温のスプレッドのみアンサンブル平均予報誤差と比べて予報前半でやや大きく、誤差も摂動を与えない予報より悪化する傾向が見られ、摂動の振幅には慎重な検討が必要であることがわかった。なお関東地方の対流雲による降水は、MEPS 及び下部境界摂動を与えた実験においても予測はできなかった。

今回の基礎調査により、下部境界摂動を与えることで、大気下層の予報へのインパクトが大きいことがわかったが、摂動の大きさなどのパラメータは慎重に検討を行う必要がある。また、MSM では予報期間を通して固定値である海面水温についても不確実性を考慮することで、水蒸気フラックスを通して降水予報へのインパクトがあるものと考えられる。海面水温摂動については、Kunii and Miyoshi (2012) において過去の海面水温を利用した摂動作成方法が述べられており、前述の先行研究などの手法と併せて開発の参考になると思われる。

#### 4.3.6 まとめと今後の開発

ここまで、部内試験運用を行っている MEPS の概要を示すとともに、およそ 7 か月間の確率論的検証結果及び降水予測精度の CTL と各メンバーの比較を示した。統計検証結果からはいくつかの課題も明らかになり、これらを改善するための調査及び開発を行う。

また、近い将来 MSM の予報モデルは現行の JMA-NHM から asuca (気象庁 2014) に変更する予定であり、MEPS においても予報モデルを asuca に変更する予定である。その後、現行の JMA-NHM に基づく MSV を asuca ベースに置き換える予定である。

物理過程摂動や下部境界摂動については、本節で述べた問題点を解決しつつ、asuca 移行後に本格的に MEPS

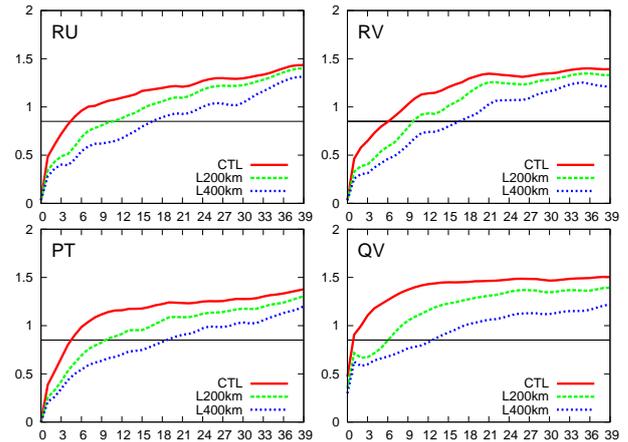


図 4.3.12 モデル面 10 層（高度およそ 850 m）における RNI（5 対のアンサンブル摂動の平均値）の時系列。横軸は予報時間。上段が運動量東西成分（左）及び南北成分（右）、下段が温位（左）及び水蒸気（右）を表す。また、L200 及び L400 は摂動に切断波数 200 km 及び 400 km のローパスフィルターを施して RNI を計算したものである（それぞれ緑及び青で示す）。また黒実線は、線形性破綻の閾値（およそ 0.87、本文参照）を表す。

へ導入できるよう開発を進める予定である。

この他、MEPS の予報作業への利用に資するユーザーとの意見交換を進め、利用方法の可能性を検討する基礎資料として検証結果を示していく必要がある。これは、MEPS 本運用に向けた利用促進のためには重要な課題であり、今後も継続していくことが重要である。

#### 付録 4.3.A 初期摂動の設計に関わる調査

##### (1) MEPS 初期摂動の時間発展について

SV 法は線形論に基づき成長率の大きい摂動を計算する手法である（第 1.2 節参照）。したがって、計算された摂動はアンサンブル予報を行う非線形モデル (NLM: Non-Linear Model) においても、接線形モデル (TLM: Tangent Linear Model) と同様な時間発展をする条件の下で予報に大きなばらつきを与えることが期待される。全球 EPS のように空間分解能が比較的低いモデルでは、摂動の時間発展が初期時刻から最大 2 日程度の期間まで線形的であることを示す研究 (Gilmour et al. 2001 や Reynolds and Rosmond 2003 など) があり、SV 法を採用する根拠となっている。一方、モデルの空間分解能が高くなると、時空間スケールの小さい現象が解像され、初期摂動の時間発展は複雑となる。Hohenegger and Schär (2007a) は、全球モデル（水平格子間隔 50 km）と領域モデル（同 2.2 km）における初期摂動の時間発展を比較し、領域モデルではスケールの小さい現象に関連する摂動の急激な時間発展と強い非線形性を示している<sup>20</sup>。この結果は、高解像度の

<sup>20</sup> 初期に与えた摂動の大きさが 2 倍となる時間及び摂動パターンが線形と見なせる時間が、全球モデル及び領域モデルでそれぞれ 40 時間と 4 時間、54 時間と 1.5 時間であることを示している。

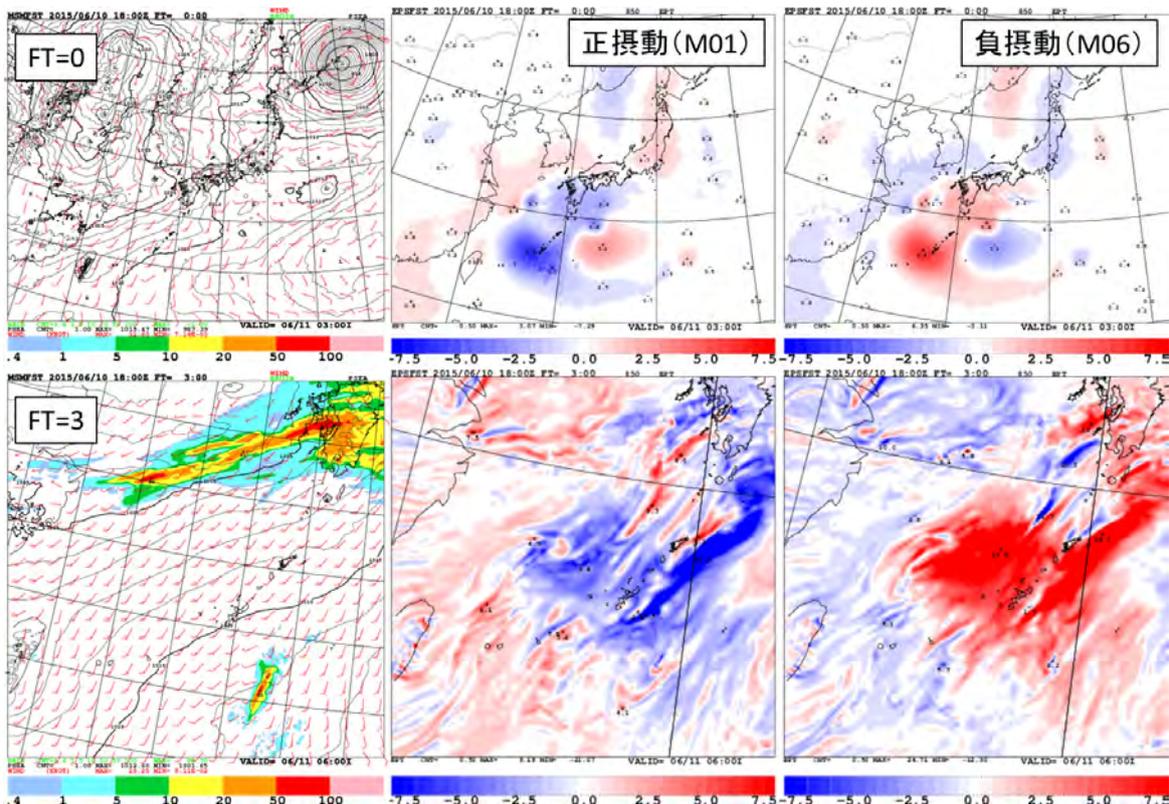


図 4.3.13 左列が CTL による海面更正気圧 (実線、単位は hPa)・風 (矢羽) 及び 3 時間降水量 (塗り分け、単位は mm/3h)、中央及び右列がそれぞれ 850 hPa における相当温位のメンバー 01 からの摂動 (正摂動) 及びメンバー 06 からの摂動 (負摂動) を表す。上段が初期時刻、下段が FT=3 を表す。下段は南西諸島付近を拡大している。

NLM では摂動の時間発展の非線形性が強く、TLM 同様の時間発展が期待されず、アンサンブル予報において十分なばらつきが得られない可能性を示唆している。

一方、MEPS で計算する MSV の水平格子間隔は 40 km 及び 80 km であり、5 km の予報モデル格子にダウンスケールすることで初期摂動に利用している。MSV の降水予報へのインパクトは既に小野 (2010) 及び Saito et al. (2011) などで示されているが、その摂動の時間発展を TLM 及びアンサンブル予報用の NLM において比較した調査等は十分に示されていない<sup>21</sup>。

ここでは、MEPS による水平格子間隔 5 km のアンサンブル予報における初期摂動の時間発展の線形性を調査するとともに、MSV40 の TLM 及び NLM における時間発展を比較する。

#### MEPS における初期摂動の線形性

はじめに、MEPS における初期摂動の線形性を評価する。実験の初期時刻は梅雨前線によって西日本で強い降水のあった 2015 年 6 月 10 日 18UTC を対象とした。また実験は初期摂動に着目するため側面境界摂動は無しとした。線形性の評価は Gilmour et al. (2001)

<sup>21</sup> Stappers and Barkmeijer (2011) は水平格子間隔 50 km のモデルによる SV を評価時間である 12 時間後の TLM と NLM における時間発展の違いを調査し、両者が類似した構造を持つことを示している。

が提案した Relative Nonlinearity Index (RNI) を用いた。RNI は、予報時間  $t$  における正摂動  $\delta x_+(t)$  及び負摂動  $\delta x_-(t)$  により以下の式によって表される。

$$RNI = \frac{||\delta x_+(t) + \delta x_-(t)||}{0.5(||\delta x_+(t)|| + ||\delta x_-(t)||)}$$

RNI は誤差の時間発展パターンが完全に線形の場合は 0、非線形となるほど大きくなり、最大で 2 である<sup>22</sup>。なお Hohenegger and Schär (2007a) では、摂動が乱数の場合 RNI は  $\sqrt{3}$  であり、線形性破綻の閾値としてその半分の 0.87 程度と設定して議論を行っており、本項でもこの値に従う。また、RNI はノルムに依存するが (Reynolds and Rosmond 2003)、ここでは単純にユークリッドノルムを用いた。

図 4.3.12 にモデル面 10 層における RNI の時系列を、また図 4.3.13 に FT=0 及び 3 における MSM の予報及び 850 hPa における相当温位の正・負摂動の分布を示す。図 4.3.12 (赤線) より、運動量及び温位については 3~6 時間で摂動パターンの線形性が破綻し、水蒸気については 1 時間で破綻することがわかる<sup>23</sup>。こ

<sup>22</sup> RNI はアンサンブル予報を位相空間で表した概念図において、予報初期値を中心に摂動によって張られた部分空間が、時間の経過とともに崩れていく様子を数値化したものと考えればよい。

<sup>23</sup> 水蒸気については、飽和調節によって対摂動の対称性が崩れるため、初期時刻から RNI は 0 ではない。

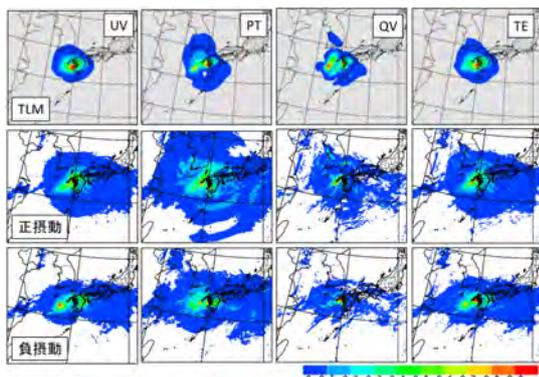


図 4.3.14 振動の各成分の鉛直積算した TE の分布。上段が TLM、中及び下段が 5 kmNLM による FT=6 の振動による結果。最大値で規格化している。

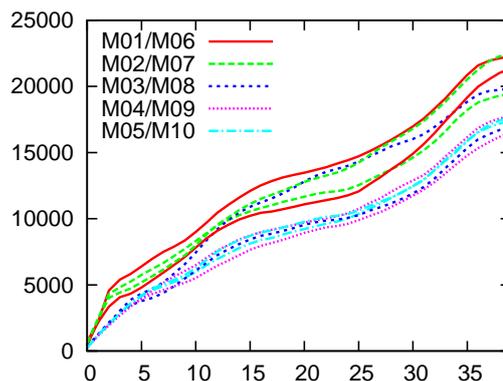


図 4.3.15 各メンバーにおける、振動の TE 空間積算値の時系列 (単位は  $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2}$ )。対振動は同色で表しており、横軸は予報時間を表す。

の線形性が破綻する様子は図 4.3.13 において確認できる。FT=3 の九州付近の降水域の南方の対流活動が活発と推測される領域では、小さいスケールにおいて振動の対称性が崩れている。対流域ではスケールの小さい誤差が急速に時間発展し、その後予報時間とともに upscale することが多くの研究 (Hohenegger and Schär 2007b や Selz and Craig 2015 など) で示されている。図 4.3.12 における予報の早い時間からの非線形性は、対流域におけるスケールの小さい現象の寄与が大きいことが推測される。

一方、FT=3 における振動の対称性は大きなスケールでは維持されているように見える。そこで、次によりスケールの大きな振動に着目する。図 4.3.12 には、MSV40 及び 80 によって表現可能なスケールである切断波数 200 km 及び 400 km<sup>24</sup> のローパスフィルターを振動に適用してから RNI を算出した結果を併せて示す。フィルターを適用した結果より、振動のスケールが大きいほど線形的な時間発展をする期間が長いこと、MSV の評価時間 (6 及び 15 時間) 程度まではスケールの大きな振動が線形的な時間発展をすることなどがわかる。これは上述の小さい誤差の upscale が MSV の評価時間程度まで卓越せず、大きなスケールでは振動の時間発展が線形的であることを示している。

#### MSV40 の NLM における時間発展

ここまで、MEPS のアンサンブル予報では予報初期において小さいスケールから非線形性が卓越する一方、MSV が表現可能な大きなスケールでは MSV の評価時間程度まで線形的な振動の時間発展が確認された。ここではもう少し踏み込んだ調査として、単独の MSV40 に着目し、TLM 及びアンサンブル予報で用いる NLM の時間発展を比較する。実験の初期時刻はここでも 2015 年 6 月 10 日 18UTC とし、MSV40 を VM 法による結合を行わず、振幅調整のみを行ったものを初期振動と

したアンサンブル予報を行った。なお、SV 算出時にも TLM とその基となる NLM<sup>25</sup> において時間発展の類似性を確認しているが、ここではアンサンブル予報に用いる水平格子間隔 5 km の JMA-NHM (上記の NLM と区別するため、以後、5 kmNLM と表記する) と比較する。このため、

- (a) TLM の基になる NLM と 5 kmNLM は同一ではない
- (b) 空間分解能が異なる
- (c) 初期時刻における SV の振幅が異なる

などの理由から、TLM と 5 kmNLM における時間発展の完全な一致を求めるのは条件が厳しいため、空間パターンの観点から評価時間における地理的分布の比較、誤差成長の観点から TE の時間変化に着目した。

はじめに、MSV40 の TLM と 5 kmNLM の評価時間における振動の地理的分布を比較する。図 4.3.14 は MSV40 の評価時間に対応する FT=6 において、5 kmNLM の正及び負振動 (メンバー 1 と 6) の鉛直積算した TE の分布を示している。TE の大きい領域は TLM, 5 kmNLM とともに九州西方海上と概ね一致し、各項で比較しても概ね一致することがわかる。一方で、TE の振幅が小さい領域を比較すると、5 kmNLM は TLM と比べて広く分布している。また、風速及び温位項と比べると、水蒸気項についてはスケールの小さい構造が 5 kmNLM において卓越し、TLM 及び 5 kmNLM における正負振動のピークの位置はわずかにずれていることが確認できる。これは対流活動によるスケールの小さい現象によるものと考えられる。

次に、MSV40 の 5 kmNLM における時間発展を確認するため、空間積算した TE の時系列を図 4.3.15 に示

<sup>24</sup> MSV が解像可能な現象のスケールは水平格子間隔の 5 倍とした。

<sup>25</sup> 4 次元変分法によるメソ解析のための接線形・随伴モデルの基になる NLM であり (Honda et al. 2005)、小野 (2014) に述べられているように MSM で用いる JMA-NHM とは一致しない。

す。正負の対となるメンバーは同じ色で表した<sup>26</sup>。この実験ではMSV40を成長率順にメンバー1から5に与えているため(対となる負摂動は6から10)、5 kmNLMにおいてもおおよその順でTEが増加することがわかる。また、初期時刻からFT=3から5までTEの急増が確認でき、この間対摂動の大きさも同じである。その後、対摂動の大きさに各メンバー間で差が現れ、成長も緩やかになることがわかる。したがって、評価時間よりやや短い期間において、線形論で期待される成長が見られる。その後は、対摂動の対称性が崩れTEの増加率が鈍ることから非線形性が確認できるもののTEの増加はその後も続く。

以上から、MEPSの初期摂動は、MSV程度のスケールでは評価時間程度まで線形的に時間発展すること、MSV40は5 kmNLMにおいてもおおまかにTLMと同様な時間発展をすることがわかった。このため、評価時間にかけて各メンバー間の予報はばらつき、降水予報に対してもインパクトがあるものと考えられる。

MEPSでは水平格子間隔が40 kmのMSVを計算している。より高解像度のMSVを利用する場合は、線形的な時間がより短くなり、TLMとNLMとの乖離がより大きくなると考えられる。さらには高解像度化に伴いMSV計算に多くの計算機資源を要することにもなる。このため、より高解像度のMSVの利用については慎重な調査が必要であると考えられる。

## (2) 複数のスケールを持つSVの利用

第4.2節においてレビューされているように、海外気象機関における領域EPSのための初期摂動の作成手法は全球EPSからのダウンスケーリングが主流である。この手法の長所は、全球EPSにおいて予測されたスケールの大きな現象に関わる初期値(及び境界値)の不確実性を、容易に領域EPSに反映できる点である。またSaito et al. (2011)は同じダウンスケーリングでも、気象庁週間EPSに基づく摂動とGSVによって領域EPS用に作成した摂動の予報精度を比較し、後者のほうがブレッドスキルの関係が良好であり、アンサンブル平均予報精度も前者を上回ることを示している。GSVの利用は、SVそのものを領域EPS用に計算する必要があるものの、時空間分解能が低く少ない計算機資源によって計算可能であるため有効な手法である。数値予報課でも、MSVの開発と並行してGSVの開発を行っており、MEPSの初期摂動のベースとしている。

一方で、領域モデルの初期値には、ダウンスケーリングによる摂動が解像するスケールより小さい現象に関わる誤差が含まれる。一般に大気現象は空間スケールが小さいほど時間スケールは短いため、初期値に含

まれる空間スケールの小さい誤差は、特に予報前半における予測精度に対する影響が大きい。このため、領域EPSではダウンスケールによる摂動と比べより高い分解能の摂動を用いることが重要である。しかし、スケールの小さい摂動だけではダウンスケーリングによる摂動の予測精度を上回ることができないといった報告もある。Bowler and Mylne (2009)は英国気象局の領域EPSにおいて、アンサンブル変換カルマンフィルタ(ETKF: Ensemble Transform Kalman Filter)に基づく全球EPS予測値(水平格子間隔およそ90 km)からのダウンスケーリング、及び領域ETKF(同およそ24 km)をそれぞれ初期摂動とするアンサンブル予報の精度比較を行っている。その結果では、全般的な精度ではダウンスケーリングが上回ること<sup>27</sup>、高解像度の摂動の効果は予報18時間までであることなどが報告されている。Saito et al. (2011)では、強い降水における確率予測精度に限定すると高分解能のモデルに基づく摂動手法(摂動作成の水平格子間隔は40 km)のほうがスコアが良い一方、並雨までの確率予報精度及びアンサンブル平均予報精度はGSVをしのげないことを示している。

したがって先行研究を踏まえると、スケールの大きい摂動をベースにして、スケールの小さい摂動によって強い降水精度を確保することが望まれる<sup>28</sup>。このことに着目して、数値予報課では、GSVによる摂動を基本とするものの、MSVから得られる解像度の高い摂動を合成することで、全般的な精度をGSVで確保するとともに、MSVにより予報前半の強雨についての不確実性を考慮するシステムを構築し(Ono et al. 2011)、部内試験運用に向けた開発を行ってきた。なお、これまで述べたように、MSV40による摂動は局在化した構造を持つため、MSV40とGSVの間のMSV80を導入している。

ここでは、スケールの異なるSVを合成した効果を確認するため、初期時刻2015年6月10日18UTCによる実験結果を示す。なお、実験は初期摂動の効果に着目するため、側面境界摂動は導入しておらず、MEPSによる初期摂動による実験(CNTL)、GSVのみによる実験(TESTg)、MSV40及びGSVをブレンドした実験(TESTmg)を行った。なおTESTg及びTESTmg

<sup>27</sup> 第4.1節に述べられているMEPSの初期摂動作成手法の決定においても、現SV法とJMA-NHMベースの局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(摂動生成解像度40 km)及び3次元変分法に基づくアンサンブルデータ同化(摂動生成解像度5 km)を比較した際も、後者2手法については、SV法に比べ予報のばらつきが不十分であった。

<sup>28</sup> オーストリア気象局では、ヨーロッパ中期予報センターのEPSの摂動及び領域モデルで育成したブレッドベクトル(BV)をブレンドした初期摂動を作成し、ダウンスケーリングによる高解像度のBVを短波成分に足しこみ、精度改善を図っている(Wang et al. 2011)。最近ではブレンドを用いる研究あるいは現業センターが増えている(Caron 2013やZhang et al. 2015など)。

<sup>26</sup> 線形的な時間発展では、対摂動のTEは同じ値となり、値の乖離は非線形性を反映している。

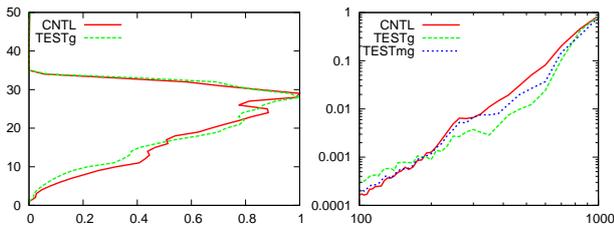


図 4.3.16 各実験における初期摂動の TE の鉛直分布 (左) 及びモデル面 10 層の運動量東西成分の波数スペクトル (右、両対数で表し、横軸は波長で単位は km)。ただし、TE は最大値で規格化し、波数スペクトルは波長 1000 km 付近の値によって規格化している。

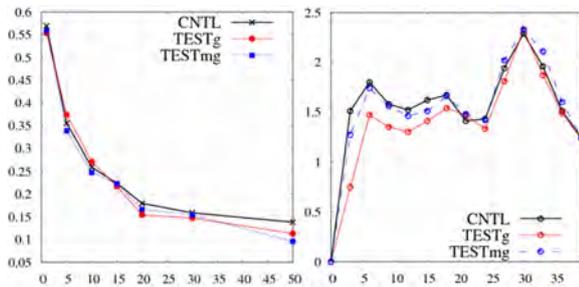


図 4.3.17 各実験における 3 時間降水量の予報期間平均した BSS (左) 及び 3 時間降水量のスペード時系列 (右、横軸が予報時間)。

における SV の算出数は CNTL と同じであり、VM 法を用いて初期摂動を作成した。

図 4.3.16 に、各実験における初期摂動の TE の鉛直分布及びモデル面 10 層の運動量東西成分の波数スペクトルの 10 メンバーの平均値を表す。なお、波数スペクトルはメソスケール (数 100 km スケール) に着目して比較するため、波長 1000 km における値によって規格化している。TE の鉛直分布より、GSV によってモデル面 30 層 (高度およそ 8000 m) にエネルギーのピークを持つ対流圏中層の総観規模の流れに対応する摂動が得られていることがわかる。一方、CNTL では MSV を合成することで下層の TE が増加していることが確認できる。また波数スペクトルより、TESTg では 1000 km より波長が短いほどスペクトルが小さい。一方、TESTmg では TESTg と比べ波長 200 から 600 km におけるスペクトルが大きいことがわかる。CNTL では TESTmg から波長 300 から 600 km における大きく、MSV80 による効果がわかる<sup>29</sup>。

降水予測への影響を図 4.3.17 に、3 時間降水量の A

<sup>29</sup> なお、波長 180 km 付近から短波長にかけて TESTg のスペクトルが大きいのは、GSV を内挿する際に現れる縞状の人工的な構造のためであることが調査の結果わかった。この構造は予報開始 1 時間で不明瞭となり、予報に大きな影響は無い。この構造を取り除いた実験も行ったが、除去によって降水確率予測精度が悪化したため、改修を見送っている。この構造及び MSV40 よりスケールの小さい摂動を MEPS でどう考慮するかは現在検討中である。

ンサンプルスプレッド及び BSS を示す (検証方法はこれまでと同様)。CNTL と TESTmg は予報前半を中心に降水予報のばらつきが増しており、特に FT=18 までの 3 時間降水量スプレッドの増加が著しい。このため、BSS は強い降水を中心に改善している。

以上のように、GSV をベースとしつつ、MSV によってよりスケールの小さい情報を合成して初期摂動を作成することで、予報前半を中心に降水のばらつきが増し、特に強い降水の予測精度が改善することがわかる。

## 参考文献

- Berner, J., K. R. Fossell, S.-Y. Ha, J. P. Hacker, and C. Snyder, 2015: Increasing the skill of probabilistic forecasts: Understanding performance improvements from model-error representations. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 1295–1320.
- Bouttier, F., B. Vié, O. Nuissier, and L. Raynaud, 2012: Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3706–3721.
- Bouttier, F., L. Raynaud, O. Nuissier, and B. Ménétrier, 2015: Sensitivity of the AROME ensemble to initial and surface perturbations during HyMeX. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, DOI:10.1002/qj.2622.
- Bowler, N. E. and K. R. Mylne, 2009: Ensemble transform Kalman filter perturbations for a regional ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 757–766.
- Caron, J., 2013: Mismatching perturbations at the lateral boundaries in limited-area ensemble forecasting: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 356–374.
- 永戸久喜, 2015: 数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 115.
- Gilmour, I., L. A. Smith, and R. Buizza, 2001: Linear regime duration: Is 24 hours a long time in synoptic weather forecasting? *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3525–3539.
- 原旅人, 2008: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 166–193.
- Hohenegger, C. and C. Schär, 2007a: Atmospheric predictability at synoptic versus cloud-resolving scales. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1783–1793.
- Hohenegger, C. and C. Schär, 2007b: Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4467–4478.
- Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata, and T. Tsuyuki, 2005:

- A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3465–3475.
- 気象庁, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 1–151.
- Kunii, M., K. Saito, K. Seko, H. Hara, M. Hara, M. Yamaguchi, D. Jian, M. Charron, J. Du, Y. Wang, and D. Chen, 2011: Verification and intercomparison of mesoscale ensemble prediction systems in the Beijing 2008 Olympics Research and Development Project. *Tellus*, **63A**, 531–549.
- Kunii, M. and T. Miyoshi, 2012: Including uncertainties of sea surface temperature in an ensemble Kalman filter: A case study of typhoon Sinlaku (2008). *Wea. Forecasting*, **27**, 1586–1597.
- 草開浩, 森安聡嗣, 2013: 現業モデルにおける検証 (メソモデル). 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 16–24.
- Lavaysse, C., M. Carrera, S. Bélair, N. Gagnon, R. Frenette, M. Charron, and M. K. Yau, 2013: Impact of surface parameter uncertainties within the Canadian regional ensemble prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1506–1526.
- Ma, J., Y. Zhu, R. Wobus, and P. Wang, 2012: An effective configuration of ensemble size and horizontal resolution for the NCEP GEFS. *Advances in Atmospheric Sciences*, **29**, 782–794.
- 小野耕介, 2010: メソ特異ベクトル法. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 93–104.
- Ono, K., Y. Honda, and M. Kunii, 2011: A mesoscale ensemble prediction system using singular vector methods. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **41**, 5.15–5.16.
- Ono, K., 2012: Preliminary results of mesoscale ensemble prediction system with stochastic parameterization. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **42**, 5.17–5.18.
- 小野耕介, 2013: メソアンサンブル予報精度に対するアンサンブルサイズ依存性. 第 15 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集.
- Ono, K., 2014: Test-operation of Mesoscale Ensemble Prediction System at JMA. *Joint Workshop of 6th International Workshop on Global Cloud Resolving Modeling and 3rd International Workshop on Non-hydrostatic Numerical Models*.
- 小野耕介, 2014: 接線形・随伴モデルの実装. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 98–103.
- Reynolds, C. A. and T. E. Rosmond, 2003: Nonlinear growth of singular-vector-based perturbations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3059–3078.
- 齊藤和雄, 瀬古弘, 國井勝, 原昌弘, 原旅人, 山口宗彦, 経田正幸, 2008: WWRP 北京オリンピック予報実証/研究開発プロジェクト (B08FDP/RDP). 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 246–260.
- Saito, K., M. Hara, M. Kunii, H. Seko, and M. Yamaguchi, 2011: Comparison of initial perturbation methods for the mesoscale ensemble prediction system of the meteorological research institute for the WWRP Beijing 2008 Olympics research and development project (B08RDP). *Tellus*, **63A**, 445–467.
- 酒井亮太, 2009: 初期摂動作成手法. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 117–125.
- Schwartz, C. S., G. S. Romine, K. R. Smith, and M. L. Weisman, 2014: Characterizing and optimizing precipitation forecasts from a convection-permitting ensemble initialized by a mesoscale ensemble Kalman filter. *Wea. Forecasting*, **29**, 1295–1318.
- Selz, T. and G. C. Craig, 2015: Upscale error growth in a high-resolution simulation of a summertime weather event over Europe. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 813–827.
- Stappers, R. and J. Barkmeijer, 2011: Properties of singular vectors using convective available potential energy as final time norm. *Tellus*, **63A**, 373–384.
- Tennant, W. and S. Beare, 2014: New schemes to perturb sea-surface temperature and soil moisture content in MOGREPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1150–1160.
- Wang, Y., M. Bellus, C. Wittmann, and co-authors, 2011: The central European limited-area ensemble forecasting system: ALADIN-LAEF. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 483–502.
- Yamaguchi, M., R. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki, 2009: Typhoon ensemble prediction system developed at the Japan Meteorological Agency. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2592–2604.
- 山口春季, 2013: アンサンブル予報における確率的物理過程強制法. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 188–191.
- 米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 126–137.
- Zhang, H., J. Chen, X. Zhi, Y. Wang, and Y. Wang, 2015: Study on multi-scale blending initial condition perturbations for a regional ensemble prediction system. *Advances in Atmospheric Sciences*, **32**, 1143–1155.

付録 A 略語表\*

略語	完全形	訳または意味
ACC	Anomaly Correlation Coefficient	アノマリー相関係数
ALADIN	Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational (フランス語)	フランス気象局を中心とする欧州気象機関のコミュニティ領域モデル
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project	大気モデル相互比較プロジェクト
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS	Aqua 衛星に搭載された改良型高性能マイクロ波放射計
AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2	GCOM-W 衛星に搭載された高性能マイクロ波放射計 2
AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle (フランス語)	フランス気象局の領域モデル
ARPA-SIMC	Agenzia Regionale per la Prevenzione e l'Ambiente dell'Emilia-Romagna, Servizio Idro-Meteo-Clima (イタリア語)	イタリア エミリア・ロマーニャ州環境保護局水文気象気候部門
ARW	Advanced Research WRF	先端研究向けの WRF
asuca	Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere	気象庁の次世代非静力学モデル
BC-EPS	Boundary Condition-EPS	DWD で用いられている側面境界値作成用 EPS
BGM 法	Breeding of Growing Modes 法	成長モード育成法
BI	Blas score	カテゴリー検証で用いる統計指標の一つ
BoM	Bureau of Meteorology	オーストラリア気象局
BSS	Brier Skill Score	確率予測に関する統計指標の一つ
BV	Bred Vector	BGM 法によって求まる成長モード
CAPE	Convective Available Potential Energy	対流有効位置エネルギー
CBS	Commission for Basic Systems	WMO の基礎システム委員会
CMA	China Meteorological Administration	中国気象局
CMC	Canadian Meteorological Centre	カナダ気象センター
CONUS	CONtiguous United States	米国本土
COSMO	COntortium for Small-scale MOdeling	DWD を中心とする欧州気象機関のコミュニティ領域モデル及びコンソーシアム
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (ポルトガル語)	ブラジル天気予報気候研究センター
CRPS	Continuous Ranked Probability Score	確率予測に関する統計指標の一つ
DART	Data Assimilation Research Testbed	NCAR による研究コミュニティ向けのアンサンブルデータ同化実験環境であるデータ同化研究テストベッド
DCAPE	Dynamic CAPE generation rate	力学過程による CAPE 生成率
DLM	Deep-Layer Mean	深層平均値
DWD	Deutscher WetterDienst (ドイツ語)	ドイツ気象局
EAKF	Ensemble Adjustment Kalman Filter	アンサンブル調節カルマンフィルタ
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	欧州中期予報センター
EDA	Ensemble of Data Assimilations	データ同化アンサンブル
EnKF	Ensemble Kalman Filter	アンサンブルカルマンフィルタ
EnSRF	Ensemble Square Root Filter	アンサンブル平方根フィルタ
EOF	Empirical Orthogonal Function	経験的直交関数
EPS	Ensemble Prediction System	アンサンブル予報システム
ERA-15	ECMWF 15-year ReAnalysis	ECMWF の 15 年長期再解析
ERA-Interim	ECMWF Interim ReAnalysis	ECMWF の ERA-Interim 長期再解析
ET	Ensemble Transform	アンサンブル変換
ETKF	Ensemble Transform Kalman Filter	アンサンブル変換カルマンフィルタ
EWGLAM	European Working Group on Limited Area Modelling	領域モデルに関する欧州作業部会
FT	Forecast Time	予報時間
GDAS	Global Data Assimilation System	NCEP の全球データ同化システム
GEFS	Global Ensemble Forecast System	NCEP の全球アンサンブル予報システム
GEM	Global Environmental Multi-scale model	カナダ環境省の全球非静力学モデル
GEPS	Global Ensemble Prediction System	カナダ環境省の全球アンサンブル予報システム

\* 齊藤 慧

略語	完全形	訳または意味
GFS	Global Forecast System	NCEP の全球数値予報システム
GPCP	Global Precipitation Climatology Project	全球降水気候計画
GSM	Global Spectral Model	気象庁の全球モデル
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model	北欧を中心とする高分解能領域モデル
HMCR	HydroMeteorological Centre of Russia	ロシア水文気象センター
ICON	ICOsahedral Nonhydrostatic model	DWD の全球非静力学モデル
IFS	Integrated Forecast System	ECMWF の全球数値予報システム
JMA	Japan Meteorological Agency	気象庁
JMA-NHM	JMA Non-Hydrostatic Model	気象庁非静力学モデル
JRA-25	Japanese 25-year ReAnalysis	気象庁・電力中央研究所 25 年長期再解析
JRA-55	Japanese 55-year ReAnalysis	気象庁 55 年長期再解析
JST	Japan Standard Time	日本標準時
KMA	Korea Meteorological Administration	韓国気象庁
LACE	Limited Area modeling in Central Europe	中欧域領域モデル
LAF 法	Lagged Average Forecast 法	時間ずらし平均法
LETKF	Local Ensemble Transform Kalman Filter	局所アンサンブル変換カルマンフィルタ
LFM	Local Forecast Model	気象庁の局地モデル
MCGE	Multi-Center Grand Ensemble	マルチセンターグランドアンサンブル
ME	Mean Error	平均誤差
MEPS	Meso-scale Ensemble Prediction System	気象庁のメソアンサンブル予報システム
MGDSST	Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperature	気象庁の全球日別海面水温解析
MJO	Madden-Julian Oscillation	マッデン・ジュリアン振動
MMM	Mesoscale and Microscale Meteorology laboratory	NCAR のメソスケール・マイクロスケール気象部門
MOGREPS	Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System	UKMO の全球・領域アンサンブル予報システム
MOS	Model Output Statistics	モデル出力値統計
MSM	Meso-Scale Model	気象庁のメソモデル
NAEFS	North American Ensemble Forecast System	米国、カナダ、メキシコの各国気象局による北米アンサンブル予報システム
NAM	North American Model	NCEP の北アメリカモデル
NCAR	National Center for Atmospheric Research	米国大気研究センター
NCEP	National Centers for Environmental Prediction	米国環境予測センター
NDAS	NAM Data Assimilation System	NCEP の NAM データ同化システム
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean	欧州で開発されたコミュニティ海洋モデル
NLM	Non-Linear Model	非線型モデル
NMC 法	National Meteorological Center 法	米国気象センター（現 NCEP）で開発された背景誤差共分散行列を推定する方法
NMMB	Nonhydrostatic Multiscale Model on the B-grid	NAM の予報モデルとして用いられている B グリッド非静力学マルチスケールモデル
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	米国海洋大気庁
NRL	Naval Research Laboratory	米国海軍研究所
NSSL	National Severe Storms Laboratory	米国国立シビアストーム研究所
PDF	Probability Density Function	確率密度関数
PEARO	prévision d'ensemble AROME (フランス語)	フランス気象局で開発中の AROME を用いたアンサンブル予報システム
PEARP	prévision d'ensemble Arpège (フランス語)	フランス気象局の全球アンサンブル予報システム
PTP	Physics Tendency Perturbations	カナダ環境省における SPPT 法の呼称
RAP	RAPid refresh	NCEP の北米を覆う領域を対象とする毎時実行のメソスケール解析予報システム
REPS	Regional Ensemble Prediction System	カナダ環境省の領域アンサンブル予報システム
RMS	Root Mean Square	平方根平均二乗
RMSD	Root Mean Square Difference	平方根平均二乗差
RMSE	Root Mean Square Error	平方根平均二乗誤差
RNI	Relative Nonlinearity Index	線形性を評価する指標の一つ
RP 法	Random Parameter 法	ランダムパラメータ法
RSMC	Regional Specialized Meteorological Centre	地域特別気象中枢
S2S	Subseasonal to Seasonal prediction	季節内から季節予測
SiB	Simple Biosphere	生物圏モデル
SKEB 法	Stochastic Kinetic Energy Backscatter 法	確率的運動エネルギー後方散乱法

略語	完全形	訳または意味
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity	欧州宇宙機関 (ESA) の土壌水分・海面塩分観測衛星
SPPT 法	Stochastically Perturbed Physics Tendencies 法	確率的物理過程強制法
SREF	Short Range Ensemble Forecast system	NCEP の短期アンサンブル予報システム
SST	Sea Surface Temperature	海面水温
STTP 法	Stochastic Total Tendency Perturbation 法	全時間変化率の確率的摂動法
SV 法	Singular Vector 法	特異ベクトル法
SVSLRF	Standardised Verification System for Long-Range Forecasts	長期予報のための標準検証システム
SWFDP	Severe Weather Forecast Demonstration Project	荒天予報実証プロジェクト
TCWC	Tropical Cyclone Warning Center	熱帯低気圧警報センター
TE	Total Energy	全エネルギー
THORPEX	THE Observing system Research and Predictability EXperiment	観測システム研究・予測可能性実験
TIGGE	THORPEX Interactive Grand Global Ensemble または The International Grand Global Ensemble	THORPEX 双方向グランド全球アンサンブル、または、国際グランド全球アンサンブル
TLM	Tangent Linear Model	接線形モデル
TS	Threat Score	カテゴリー検証で用いる統計指標の一つ
UKMO	United Kingdom Met Office	英国気象局
UTC	Coordinated Universal Time または Temps Universel Coordonné ( フランス語 )	協定世界時
VAREPS	VARIABLE Resolution Ensemble Prediction System	可変解像度アンサンブル予報システム
VM 法	Variance Minimum 法	バリエアンスミニマム法
WGNE	Working Group on Numerical Experimentation	数値実験作業部会
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関
WRF	Weather Research and Forecasting	NCAR, NCEP などで開発されている領域気象モデル

## 付録 B 本報告で用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標

本報告で使用した表記と統計的検証に用いる代表的な指標などについて以下に説明する。

### B.1 本報告で用いた表記

#### B.1.1 時刻の表記について

時刻を表記する際に、国内で通常用いられている日本標準時 (JST: Japan Standard Time) のほかに、協定世界時 (UTC: Coordinated Universal Time) を用いている。数値予報では国際的な観測データの交換やプロダクトの利用等の利便を考慮して、時刻は UTC で表記されることが多い。JST = UTC + 9 [h] である。

#### B.1.2 分解能の表記について

全球スペクトルモデルの分解能について、xx を水平方向の切断波数、yy を鉛直層数として、“TLxxLyy” と表記することがある。また、セミラグランジュ法のモデルで線形格子 (北川 2005) を用いる場合は“TLxxLyy” と表記する<sup>1</sup>。例えば、北緯 30 度において、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格子、TL159 は約 110 km 格子に相当する。

#### B.1.3 予報時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過時間を予報時間 (FT: Forecast Time<sup>2</sup>) として表記している。「予報時間」を「初期時刻から予測対象時刻までの経過時間」で定義し、例えば、6 時間予報の場合、FT=6 と表記しており、時間の単位 [h] を省略している。

#### B.1.4 アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の予測の集合 (アンサンブル) を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成する。予測の集合の平均を「アンサンブル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。また、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を加えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。

#### B.1.5 緯度、経度の表記について

緯度、経度について、アルファベットを用いて例えば「北緯 40 度、東経 130 度」を「40°N, 130°E」、「南緯 40 度、西経 130 度」を「40°S, 130°W」などと略記する。

#### B.1.6 予測期間に関する表記について

WMO (2010) の定義に従い、「短期予報」を 12 時間を越えて 72 時間先までを対象期間とする予測、「中期

予報」を 3 日を越えて 10 日先までを対象期間とする予測、「延長予報」を 10 日を越えて 30 日先までを対象期間とする予測と分類する。

#### B.1.7 全球モデルのバージョン表記について

気象庁の全球モデル (GSM: Global Spectral Model) のある特定のバージョンを示すために、「モデル名」「年の下二桁」「月の二桁」の表記を用いる。例えば、2014 年 3 月に導入されたバージョンを示す場合には、GSM1403 と表記する。

### B.2 統計的検証に用いる基本的な指標

#### B.2.1 平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の標準偏差、改善率

予測誤差を表す基本的な指標として、平均誤差 (ME: Mean Error、バイアスと表記する場合もある) と平方根平均二乗誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) がある。これらは次式で定義される。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i) \quad (B.2.1)$$

$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)^2} \quad (B.2.2)$$

ここで、 $N$  は標本数、 $x_i$  は予測値、 $a_i$  は実況値である (実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用されることが多い)。ME は予測値の実況値からの偏りの平均であり、0 に近いほど平均的な状態の実況からのずれが小さいことを示す。RMSE は最小値の 0 に近いほど予測が実況に近いことを示す。また、北半球平均等、広い領域に対して格子点値による平均をとる場合は、格子点が代表する面積の重みをかけて算出する場合がある。

RMSE は ME の寄与とそれ以外を分離して、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2 \quad (B.2.3)$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i - ME)^2 \quad (B.2.4)$$

と表すことができる。 $\sigma_e$  は誤差の標準偏差であり、ランダム誤差と呼ばれる。

予測手法等に改良を加えた際の評価指標として、RMSE の改善率 [%] を用いる場合がある。RMSE の改善率は

$$RMSE \text{ 改善率} \equiv \frac{RMSE_{\text{cntl}} - RMSE_{\text{test}}}{RMSE_{\text{cntl}}} \times 100 \quad (B.2.5)$$

で定義する。ここで、 $RMSE_{\text{cntl}}$  は基準となる予測の、 $RMSE_{\text{test}}$  は改良を加えた予測の RMSE である。

<sup>1</sup> T は三角形 (Triangular) 波数切断を、TL の L は線形 (Linear) 格子を、L は層 (Level) をそれぞれ意味する。

<sup>2</sup> Forecast Range などと記述されることが多い。

### B.2.2 アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) とは、予測値の基準値からの偏差 (アノマリー) と実況値の基準値からの偏差との相関係数であり、

$$\text{ACC} \equiv \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X}) (A_i - \bar{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2}} \quad (-1 \leq \text{ACC} \leq 1) \quad (\text{B.2.6})$$

で定義される。ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (\text{B.2.7})$$

$$A_i = a_i - c_i, \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad (\text{B.2.8})$$

である。ここで、 $N$  は標本数、 $x_i$  は予測値、 $a_i$  は実況値、 $c_i$  は基準値である。基準値としては気候値を用いる場合が多い。ACC は予測と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完全に一致している場合には最大値の 1 をとり、相関が全くない場合には 0 をとり、逆に完全にパターンが反転している場合には最小値の  $-1$  をとる。なお、ACC や付録 B.2.1 の ME, RMSE の関係は梅津ほか (2013) に詳しい。

### B.2.3 スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標であり、次式で定義される。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_{mi} - \bar{x}_i)^2 \right)} \quad (\text{B.2.9})$$

ここで、 $M$  はアンサンブル予報のメンバー数、 $N$  は標本数、 $x_{mi}$  は  $m$  番目のメンバーの予測値、 $\bar{x}_i$  は

$$\bar{x}_i \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_{mi} \quad (\text{B.2.10})$$

で定義されるアンサンブル平均である。

## B.3 カテゴリー検証で用いる指標

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有無を予測と実況それぞれについて判定し、その結果により標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに分類された事例数を基に、予測の特性を検証するという手順を踏む。

表 B.3.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		計
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		$M$	$X$	$N$

### B.3.1 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカテゴリーに分類された事例数を示す表である (表 B.3.1)。付録 B.3.2 から B.3.11 に示す各スコアは、表 B.3.1 に示される各区分の事例数を用いて定義される。また、以下では全事例数を  $N = \text{FO} + \text{FX} + \text{XO} + \text{XX}$ 、実況「現象あり」の事例数を  $M = \text{FO} + \text{XO}$ 、実況「現象なし」の事例数を  $X = \text{FX} + \text{XX}$  と表す。

### B.3.2 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$\text{適中率} \equiv \frac{\text{FO} + \text{XX}}{N} \quad (0 \leq \text{適中率} \leq 1) \quad (\text{B.3.1})$$

最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。

### B.3.3 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空振り (予測「現象あり」かつ実況「現象なし」) の割合であり、次式で定義される。

$$\text{空振り率} \equiv \frac{\text{FX}}{\text{FO} + \text{FX}} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1) \quad (\text{B.3.2})$$

最小値の 0 に近いほど空振りが少ないことを示す。分母を  $\text{FO} + \text{FX}$  としているが、代わりに  $N$  を用いる場合もある。

### B.3.4 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数に対する見逃し (実況「現象あり」かつ予測「現象なし」) の割合であり、次式で定義される。

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{\text{XO}}{M} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1) \quad (\text{B.3.3})$$

最小値の 0 に近いほど見逃しが少ないことを示す。分母を  $M$  としているが、代わりに  $N$  を用いる場合もある。

### B.3.5 捕捉率

捕捉率 ( $H_r$ : Hit Rate) は、実況「現象あり」のときに予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{\text{FO}}{M} \quad (0 \leq H_r \leq 1) \quad (\text{B.3.4})$$

最大値 1 に近いほど見逃しが少ないことを示す。捕捉率は、ROC 曲線 (付録 B.4.5) のプロットに用いられる。

### B.3.6 誤検出率

誤検出率 ( $F_r$ : False Alarm Rate) は、実況「現象なし」のときに予測が空振りだった割合である。付録 B.3.3 の空振り率とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{FX}{X} \quad (0 \leq F_r \leq 1) \quad (\text{B.3.5})$$

最小値の 0 に近いほど、空振りが少なく予測の精度が高いことを示す。誤検出率は捕捉率 (付録 B.3.5) とともに ROC 曲線 (付録 B.4.5) のプロットに用いられる。

### B.3.7 バイアスコア

バイアスコア (BI: Bias Score) は、実況「現象あり」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比であり、次式で定義される。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (BI \geq 0) \quad (\text{B.3.6})$$

予測と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合に 1 となる。1 より大きいほど予測の「現象あり」の頻度が過大、1 より小さいほど予測の「現象あり」の頻度が過小であることを示す。

### B.3.8 気候学的出現率

現象の気候学的出現率  $P_c$  は、標本から見積もられる現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \leq P_c \leq 1) \quad (\text{B.3.7})$$

この量は実況のみから決まり、予測の精度にはよらない。予測の精度を評価する際の基準値の設定にしばしば用いられる。

### B.3.9 スレットスコア

スレットスコア (TS: Threat Score) は、予測または実況で「現象あり」の場合の予測適中事例数に着目して予測精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \leq TS \leq 1) \quad (\text{B.3.8})$$

出現頻度の低い現象 ( $N \gg M$ 、したがって、 $XX \gg FO, FX, XO$  となって、予測「現象なし」による寄与だけで適中率が 1 に近い現象) について  $XX$  の影響を除いて検証するのに有効である。TS は最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。なお、TS は現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するには適さない。この問題を緩和するため、次項のエクイタブルスレットスコアなどが考案されている。

### B.3.10 エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score) は、気候学的な確率で「現象あり」が適

中した頻度を除いて求めたスレットスコアであり、

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right) \quad (\text{B.3.9})$$

で定義される (Schaefer 1990)。ただし、

$$S_f = P_c(FO + FX) \quad (\text{B.3.10})$$

である。ここで、 $P_c$  は現象の気候学的出現率 (付録 B.3.8)  $S_f$  は「現象あり」をランダムに  $FO + FX$  回予測した場合 (ランダム予測) の「現象あり」の適中事例数である。本スコアは、最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で 0 となり、 $FO = XX = 0, FX = XO = N/2$  の場合に最小値  $-1/3$  をとる。

### B.3.11 スキルスコア

スキルスコア (Skill: Skill Score, Heidke Skill Score) は気候学的な確率で「現象あり」および「現象なし」が適中した頻度を除いて求める適中率であり、

$$\text{Skill} \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \leq \text{Skill} \leq 1) \quad (\text{B.3.11})$$

で定義される。ただし、

$$S = Pm_c(FO + FX) + Px_c(XO + XX),$$

$$Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N} \quad (\text{B.3.12})$$

である。ここで、 $Pm_c$  は「現象あり」、 $Px_c$  は「現象なし」の気候学的出現率 (付録 B.3.8)  $S$  は「現象あり」を  $FO + FX$  回 (すなわち、「現象なし」を残りの  $XO + XX$  回) ランダムに予測した場合 (ランダム予測) の適中事例数である。本スコアは、最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で 0 となり、 $FO = XX = 0, FX = XO = N/2$  の場合に最小値  $-1$  をとる。

## B.4 確率予測に関する指標など

### B.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア (BS: Brier Score) は、確率予測の統計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対象とする予測について、次式で定義される。

$$BS \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - a_i)^2 \quad (0 \leq BS \leq 1) \quad (\text{B.4.1})$$

ここで、 $p_i$  は確率予測値 (0 から 1)、 $a_i$  は実況値 (現象ありで 1、なしで 0)、 $N$  は標本数である。BS は完全に適中する決定論的な ( $p_i = 0$  または 1 の) 予測 (完全予測と呼ばれる) で最小値の 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、現象の気候学

的出現率  $P_c$  (付録 B.3.8) を常に確率予測値とする予測 (気候値予測と呼ばれる) のブライアスコア  $BS_c$  は

$$BS_c \equiv P_c (1 - P_c) \quad (B.4.2)$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するには適さない。例えば上の  $BS_c$  は  $P_c$  依存性を持ち、同じ予測手法 (ここでは気候値予測) に対しても  $P_c$  の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。この問題を緩和するため、次項のブライアスキルスコアが考案されている。

#### B.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は、ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常気候値予測を基準とした予測の改善の度合いを示す。本スコアは、ブライアスコア  $BS$ 、気候値予測によるブライアスコア  $BS_c$  を用いて

$$BSS \equiv \frac{BS_c - BS}{BS_c} \quad (BSS \leq 1) \quad (B.4.3)$$

で定義され、完全予測で 1、気候値予測で 0、気候値予測より誤差が大きいと負となる。

#### B.4.3 Murphy の分解

Murphy (1973) は、ブライアスコアと予測の特性との関連を理解しやすくするため、ブライアスコアを信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution)、不確実性 (Uncertainty) の 3 つの項に分解した。これを Murphy の分解と呼ぶ (高野 2002 などに詳しい)。

確率予測において、確率予測値を  $L$  個の区間に分け、標本を確率予測値の属する区間に応じて分類することを考える。確率予測値が  $l$  番目の区間に属する標本数を  $N_l$  ( $N = \sum_{l=1}^L N_l$ )、このうち実況が「現象あり」であった事例数を  $M_l$  ( $M = \sum_{l=1}^L M_l$ )、確率予測値の  $l$  番目の区間の区間代表値を  $p_l$  とすると、Murphy の分解によりブライアスコアは以下のように表される。

$$BS = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性} \quad (B.4.4)$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^L \left( p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (B.4.5)$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^L \left( \frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (B.4.6)$$

$$\text{不確実性} = \frac{M}{N} \left( 1 - \frac{M}{N} \right) \quad (B.4.7)$$

信頼度は、確率予測値 ( $p_l$ ) と実況での現象の出現相対頻度 ( $M_l/N_l$ ) が一致すれば最小値の 0 となる。分離度は、確率予測値に対応する実況での現象の出現相対頻度 ( $M_l/N_l$ ) が気候学的出現率 ( $P_c = M/N$ ) から離れているほど大きい値をとる。不確実性は、現象の気候学的出現率のみによって決まり、予測の手法にはよら

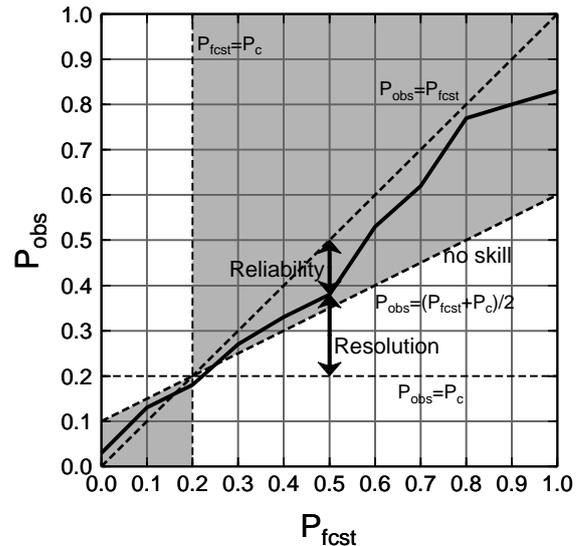


図 B.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度である。実線が信頼度曲線である。対角線、直線  $P_{\text{obs}} = P_c$  との差の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

ない。例えば、 $P_c = 0.5$  の場合に不確実性は最大値の 0.25 をとる。また、不確実性 =  $BS_c$  が成り立つ。これらを用いて、ブライアスキルスコアを次のように書くことができる。

$$BSS = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}} \quad (B.4.8)$$

#### B.4.4 確率値別出現率図

確率値別出現率図 (Reliability Diagram, Attributes Diagram と呼ばれる) は、予測された現象出現確率  $P_{\text{fcst}}$  を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度  $P_{\text{obs}}$  を縦軸にとり、確率予測の特性を示した図である (図 B.4.1 参照、Wilks 2011 などに詳しい)。一般に、確率予測の特性は確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線 (Reliability curve) と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphy の分解 (付録 B.4.3) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸  $P_{\text{fcst}}$  の各値について、信頼度 (あるいは分離度) への寄与は、信頼度曲線上の点から対角線  $P_{\text{obs}} = P_{\text{fcst}}$  上の点 (あるいは直線  $P_{\text{fcst}} = P_c$  上の点) までの距離の二乗として表現される。 $P_{\text{fcst}}$  の各値でのこれらの寄与を、標本数に比例する重みで平均して信頼度 (あるいは分離度) が得られる。例えば、no-skill line (直線  $P_{\text{obs}} = (P_{\text{fcst}} + P_c)/2$ ) 上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が 0 となる。また no-skill line と直線  $P_{\text{fcst}} = P_c$  との間の領域 (分離度への寄与 > 信頼度への寄与、図 B.4.1 灰色の領域) 内に位置する点は、ブライアスキル

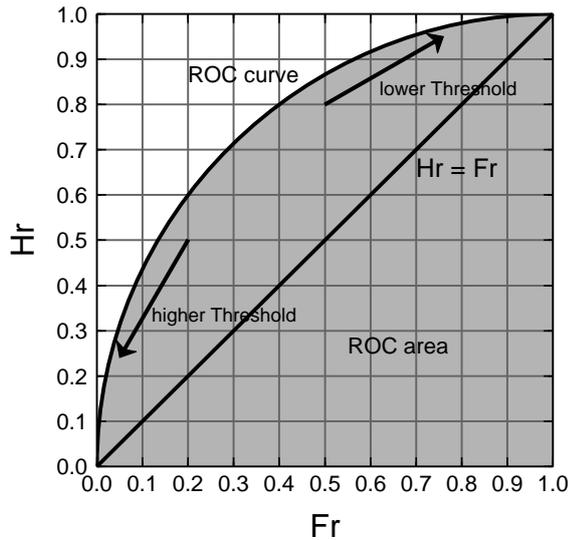


図 B.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸は誤検出率  $F_r$ 、縦軸は捕捉率  $H_r$  である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

スコアに正の寄与を持つ。

特別な場合として、気候値予測では 1 点  $(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$  が信頼度曲線に対応する。また、次の 2 つの特性を示す確率予測は精度が高い。

- 信頼度曲線が対角線に (信頼度への寄与が最小値の 0 に) 近い。
- 信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点  $(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$  (気候値予測) から離れた位置 (確率値別出現率図の左下または右上寄り) に分布する (分離度が大きい)。

#### B.4.5 ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルスコア

確率予測では、現象の予測出現確率にある閾値を設定し、これを予測の「現象あり」「現象なし」を判定する基準とすることが可能である。様々な閾値について作成した分割表を基に、閾値が変化したときの  $F_r$ - $H_r$  平面 (ここで、 $F_r$  は誤検出率 (付録 B.3.6)、 $H_r$  は捕捉率 (付録 B.3.5)) 上の軌跡をプロットしたものが ROC 曲線 (ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特性曲線) である (図 B.4.2 参照、高野 2002 などに詳しい)。平面内の左上方の領域では  $H_r > F_r$  であり、平面の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予測ほど精度が高いものと見なせる。したがって、ROC 曲線から下の領域 (図 B.4.2 灰色の領域) の面積 (ROCA: ROC Area、ROC 面積) は、情報価値の高い確率予測ほど大きくなる。ROC 面積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、情報価値のない予測 ( $H_r = F_r$ ) を基準として ROC 面積を

評価するものであり、

$$\text{ROCASS} \equiv 2(\text{ROCA} - 0.5) \quad (-1 \leq \text{ROCASS} \leq 1) \quad (\text{B.4.9})$$

で定義される。本スコアは、完全予測で最大値の 1 をとる。また、情報価値のない予測 (例えば、区間  $[0, 1]$  から一様ランダムに抽出した値を確率予測値とする予測など) では 0 となる。

#### B.4.6 CRPS

CRPS (Continuous Ranked Probability Score) は、確率予測の統計検証の指標の 1 つである。連続物理量  $x$  に対する CRPS は次式で定義される。

$$\text{CRPS} \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \int_{-\infty}^{\infty} (P_i(x) - A_i(x))^2 dx \quad (\text{CRPS} \geq 0) \quad (\text{B.4.10})$$

ここで、 $N$  は標本数、 $P_i$  と  $A_i$  はそれぞれ予測と実況の累積分布関数であり、次式で定義される。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^x \rho_i(x') dx' \quad (\text{B.4.11})$$

$$A_i(x) = U(x - a_i) \equiv \begin{cases} 0 & x < a_i \\ 1 & x \geq a_i \end{cases} \quad (\text{B.4.12})$$

ここで、 $\rho_i$  は予測された確率密度関数、 $a_i$  は実況値、 $U(x)$  は階段関数である。CRPS は完全に適中する決定論的な予測で最小値 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。単位は物理量  $x$  と同じである。また、物理量  $x$  が閾値  $t$  以下となる現象の確率予測に対するブライアスコアを  $\text{BS}(t)$  とおくと、

$$\text{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty} \text{BS}(t) dt \quad (\text{B.4.13})$$

の関係がある。

#### 参考文献

- 北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.
- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 595-600.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *World Weather Watch Tech. Rept. No.8*, WMO/TD No.358, WMO, Geneva, 144 p.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73-103.

- 梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6–15.
- Wilks, D. S., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, International Geophysical, Vol. 100. Academic Press, 334–340.
- WMO, (Ed.) , 2010: *Manual on the Global Data-Processing and Forecasting System Volume I - Global Aspects (2010 Edition - Updated in 2015)*. WMO-No. 485, World Meteorological Organization, 197 p.

## 付録 C 電子計算室報告、同別冊、数値予報課報告・別冊 発行履歴

発行年月	発行号	表題
2016年(平成28年)3月	数値予報課報告・別冊第62号	確率的な気象予測のためのアンサンブル予報の課題と展望
2015年(平成27年)3月	数値予報課報告・別冊第61号	観測データ利用の現状と課題
2014年(平成26年)3月	数値予報課報告・別冊第60号	次世代非静力学モデル asuca
2013年(平成25年)3月	数値予報課報告・別冊第59号	物理過程の改善に向けて (II)
2012年(平成24年)3月	数値予報課報告・別冊第58号	物理過程の改善に向けて (I)
2011年(平成23年)3月	数値予報課報告・別冊第57号	データ同化の改善に向けて
2010年(平成22年)3月	数値予報課報告・別冊第56号	非静力学メソ4次元変分法
2009年(平成21年)3月	数値予報課報告・別冊第55号	全球モデルの課題と展望
2008年(平成20年)3月	数値予報課報告・別冊第54号	気象庁非静力学モデルII—現業利用の開始とその後の発展—
2007年(平成19年)3月	数値予報課報告・別冊第53号	数値予報と衛星データ—同化の現状と課題—
2006年(平成18年)3月	数値予報課報告・別冊第52号	アンサンブル技術の短期・中期予報への利用—激しい気象現象の予測向上を目指して—
2005年(平成17年)3月	数値予報課報告・別冊第51号	全球モデル開発プロジェクト (II)
2004年(平成16年)3月	数値予報課報告・別冊第50号	全球モデル開発プロジェクト (I)
2003年(平成15年)3月	数値予報課報告・別冊第49号	気象庁非静力学モデル
2002年(平成14年)3月	数値予報課報告・別冊第48号	変分法データ同化システムの現業化
2000年(平成12年)10月	数値予報課報告・別冊第47号	新しい数値解析予報システム(数値予報解説資料(33)平成12年度数値予報研修テキスト合併)
2000年(平成12年)3月	数値予報課報告・別冊第46号	全球モデル開発の現状と展望—気象業務の基幹モデルとして—
1999年(平成11年)3月	数値予報課報告・別冊第45号	数値予報のための衛星データ同化
1998年(平成10年)3月	数値予報課報告・別冊第44号	メソ数値予報の実用化に向けて
1997年(平成9年)3月	数値予報課報告・別冊第43号	データ同化の現状と展望
1996年(平成8年)3月	数値予報課報告・別冊第42号	1ヶ月予報に向けた全球モデルの開発—バイアスの小さな予報モデルを目指して—
1994年(平成6年)9月	数値予報課報告・別冊第41号	数値予報の実際(数値予報解説資料(27)平成6年度数値予報研修テキスト合併)
1994年(平成6年)3月	数値予報課報告・別冊第40号	気候監視のための海洋データ同化システム—大気海洋結合モデルによる季節予報に向けて—
1993年(平成5年)3月	数値予報課報告・別冊第39号	数値予報とリモートセンシング
1992年(平成4年)3月	数値予報課報告・別冊第38号	力学的1ヶ月予報の課題と展望
1991年(平成3年)3月	数値予報課報告・別冊第37号	狭領域モデルの課題と展望
1990年(平成2年)3月	数値予報課報告・別冊第36号	気象データと客観解析
1989年(平成元年)3月	数値予報課報告・別冊第35号	力学的長期予報をめざして
1988年(昭和63年)3月	数値予報課報告・別冊第34号	数値予報モデルの物理過程
1987年(昭和62年)3月	数値予報課報告・別冊第33号	低緯度の数値予報
1986年(昭和61年)3月	数値予報課報告・別冊第32号	メソスケール現象と数値予報
1985年(昭和60年)3月	電子計算室報告・別冊第31号	延長予報に関する最近の話題
1984年(昭和59年)3月	電子計算室報告・別冊第30号	ノーマル・モード・イニシャルゼーション
1983年(昭和58年)3月	電子計算室報告・別冊第29号	北半球およびファインメッシュ予報モデル(8L NHMおよび10L FLM)と解析システム

発行年月	発行号	表題
1982年(昭和57年)3月	電子計算室報告・別冊第28号	スペクトル法による数値予報(その原理と実際)
1981年(昭和56年)3月	電子計算室報告・別冊第27号	数値予報モデルの時間差分スキームと物理過程
1980年(昭和55年)3月	電子計算室報告・別冊第26号	気象衛星資料と数値予報
1979年(昭和54年)3月	電子計算室報告・別冊第25号	4層北半球プリミティブ・モデルの改良について
1978年(昭和53年)3月	電子計算室報告・別冊第24号	数値予報による延長予報
1977年(昭和52年)3月	電子計算室報告・別冊第23号	数値予報と天気予報
1976年(昭和51年)3月	電子計算室報告・別冊第22号	客観解析
1975年(昭和50年)3月	電子計算室報告・別冊第21号	4層北半球プリミティブ・モデルについて
1974年(昭和49年)3月	電子計算室報告・別冊第20号	数値予報特別研修のまとめ
1973年(昭和48年)10月	電子計算室報告・別冊第19号	プリミティブ・モデルについて(数値予報解説資料(6)合併)
1973年(昭和48年)3月	電子計算室報告・別冊第18号	プリミティブ・モデルをめぐって
1972年(昭和47年)10月	電子計算室報告別冊第17号	新しく予報を担当される方のための電計資料の見方(数値予報解説資料(5)合併)
1971年(昭和46年)10月	電子計算室報告別冊第16号	じょう乱の構造について(数値予報解説資料(4)合併)
1971年(昭和46年)9月	電子計算室報告別冊第15号	中間規模じょう乱をめぐって
1970年(昭和45年)11月	電子計算室報告別冊第14号	北半球3層非地衡風バランス・モデル(数値予報解説資料(3)合併)
1969年(昭和44年)10月	電子計算室報告別冊第13号	北半球3層非地衡風バランス・モデル(数値予報解説資料(2)合併)
1969年(昭和44年)9月	電子計算室報告別冊第12号	数値予報のはじめ(数値予報解説資料(1)合併)
1968年(昭和43年)10月	電子計算室報告別冊第11号	予報技術改善の方向
1968年(昭和43年)3月	電子計算室報告別冊第10号	数値予報
1966年(昭和41年)10月	電子計算室報告別冊第9号	北半球4層傾圧予報について
1965年(昭和40年)11月	電子計算室報告別冊第8号	IUGG 大気科学委員会第一回活動概要報告
1964年(昭和39年)2月	電子計算室報告 VIII	
1963年(昭和38年)6月	電子計算室報告別冊第7号	バロクリニク大気の性質
1963年(昭和38年)6月	電子計算室報告別冊第6号	アジア地区のバロクリニク予報
1962年(昭和37年)7月	電子計算室報告別冊第5号	北半球バロトロピク予報
1962年(昭和37年)6月	電子計算室報告別冊第4号	気象庁電子計算室におけるルーチン傾圧モデルの概要
1961年(昭和36年)5月	電子計算室報告 別冊 No.3	500MB 面渦度及びその予報図の利用法
1961年(昭和36年)3月	電子計算室報告 VI VII	
1960年(昭和35年)8月	電子計算室報告 別冊 No.2	機械でつくる天気図について
1960年(昭和35年)7月	電子計算室報告 V	
1960年(昭和35年)5月	電子計算室報告 別冊 No.1	渦度分布図の利用法並びに高層天気図の予報への応用について、1パラメーターモデルによる上昇速度とその利用法について
1960年(昭和35年)4月	電子計算室報告 IV	
1960年(昭和35年)1月	電子計算室報告 III	
1959年(昭和34年)10月	電子計算室報告 II	
1959年(昭和34年)7月	電子計算室コータリーレポート	

---

確率的な気象予測のためのアンサンブル予報の課題と展望  
数値予報課報告・別冊第 62 号  
平成 28 年 3 月 18 日発行

---

編 集 気象庁予報部 数値予報課  
〒 100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4  
発 行 気象庁予報部

---

Copyright © 気象庁予報部 2016 Printed in Japan  
著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複写  
することを禁止します。

