3.1 はじめに¹

気象庁が運用するメソモデル (MSM) は、防災気象 情報、航空気象情報および天気予報等の作成支援を目 的としている。そのため、MSM の予測精度向上は国民 の生命や財産の安全に直結していると言っても過言で はなく、実際、それに向けて精力的な研究開発が継続さ れてきた。科学的知見に基づく力学過程や物理過程の 改良、計算機資源の増強に伴う高解像度化等により数 値予報モデルの改善が、また初期値についても、先端 的データ同化手法の導入、および新規データの利用も 含む観測データの高度利用により改善が図られ、MSM の予測精度は着実に向上している。これらの開発成果 の一例として、現在の MSM ではこれまで予測が困難 であった弱い強制力のもとでの対流とそれに伴う降水² をある程度予測できるようになってきている (原・倉橋 2017)。

一方で、MSM が予測対象とするメソスケール現象 は、総観スケールの現象に比べ予測可能性が本質的に低 いことが指摘されている(Zhang et al. 2003; Selz and Craig 2015 など)。これは、ほぼ完全な初期値、数値予 報モデルといった理想的な条件下でも、メソスケール 現象予測では積雲対流などの時空間スケールの小さい 現象の非線形性が卓越し、初期値に含まれる僅かな誤 差が急速に時間発展することにより、短時間のうちに 決定論的予測限界を迎えることを意味する。この本質 的な予測可能性(intrinsic predictability; Lorenz 1969; Zhang et al. 2003)の限界は気象場に依存し一定ではな いが、大気の有するカオス的性質に根差しているため 初期値や数値予報モデルの改善による拡張は望めない。

実際の数値予報システムでは、初期値や数値予報モ デルには現実的な誤差が含まれるため、決定論的予測 限界はさらに短時間に制限される。この実用的な予測可 能性 (practical predictability; Melhauser and Zhang 2012) は本質的予測可能性と異なり、初期値や数値予 報モデルの精度向上により高めることが可能である。 しかし、データ同化プロセスで用いられる観測データ の測定精度の限界(質的限界)および利用可能なデー タ数の限界(量的限界)から、解析値(初期値)の決 定精度には限界があり、また数値予報モデルにも離散 化に伴う表現の限界があるため、実用的予測可能性の 向上には限界がある。したがって、上記の本質的予測 可能性、実用的予測可能性の両面を勘案すると、メソ スケール現象が包含する初期値鋭敏性による予測不確 実性は、今後期待される数値予報モデルやデータ同化 システムの進展をもってしても不可避であると考えら れる。

そこで従来の決定論的アプローチに加え、メソスケー ル現象の予測不確実性を評価するアプローチとして、数 値予報の誤差の要因に対応する僅かなばらつきを加え た複数の予測(アンサンブル予報)が有効となる。ア ンサンブル予報は全球モデルによる中長期予報への応 用から始まり、現在では諸外国の気象機関において高 解像度領域モデルによる短期予報への実用化が進んで いる。一般的な高解像度領域モデルが担う役割、およ びメソスケール現象の予測可能性の低さを考慮すると、 アンサンブル予報によるメソスケール現象の発生確率 や予測信頼度の評価はごく自然なアプローチであり、 顕著現象への効率的なリスクマネジメントという点で 非常に有用な手段のひとつである。

このような背景から、気象庁はメソアンサンブル予 報システム(MEPS: Meso-scale Ensemble Prediction System)の開発を進め、2019年6月に本運用を開始し た。MEPSでは、MSMと初期値および境界値の異な る複数のメンバーの予測を行うことにより、MSMの 有するメソスケール現象予測に対する不確実性を定量 的に評価する。これは、MSMの運用目的に対して有用 な資料となり得るものである。本章では、気象庁では 初となる領域モデルに基づくアンサンブル予報システ ムである MEPS についての解説を行う。まず、第3.2 節で開発の経緯について述べ、第3.3節では現業仕様 について解説する。第3.4節で本運用に向けた開発に ついて詳細を示し、最後に第3.5節で今後の展望を述 べる。

参考文献

- 原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の 変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 48–55.
- Lorenz, E. N., 1969: The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus*, 21, 289–307.
- Melhauser, C. and F. Zhang, 2012: Practical and intrinsic predictability of severe and convective weather at the mesoscales. J. Atmos. Sci., 69, 3350–3371.
- 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.
- Zhang, F., C. Snyder, and R. Rotunno, 2003: Effects of moist convection on mesoscale predictability. J. Atmos. Sci., 60, 1173–1185.

¹ 國井 勝

² 原・倉橋 (2017) では、前線からやや離れた場所で地形や 風の収束といった強制上昇が弱く、対流を発生させるきっか けがはっきりしない場合にまとまった降水が観測された事例 が挙げられている。

3.2 メソアンサンブル予報システム開発の経緯¹

3.2.1 領域アンサンブル予報システムの動向

アンサンブル予報は、まず全球モデルによる中長期 予報に適用され、1992年には欧州中期予報センター (ECMWF)と米国環境予測センター (NCEP)でそれ ぞれ現業運用が開始された (Molteni et al. 1996; Toth and Kalnay 1993)。気象庁においては、1996年に1か 月アンサンブル予報が、2001年に週間アンサンブル予 報がそれぞれ現業化されている。この他にも、全球モデ ルによるアンサンブル予報は多くの数値予報センター において運用されており、計算機能力の飛躍的な向上 とともに、その性能も発展を続けている。今日、アン サンブル予報は全球モデルを用いた中長期予報の標準 的な手法となっている (余田 2010)。

全球モデルによるアンサンブル予報の現業化に追随 する形で、1990年代後半から領域モデルを用いたアン サンブル予報の実用化が検討されるようになった。既 に全球モデルによる中長期予報では、予測誤差自体を 減少させることを目的とした決定論的アプローチから、 予測誤差を定量的に見積もることで信頼度や確率情報 を評価する確率論的アプローチへのパラダイムシフト が起こっていたが、それが短期のメソスケール現象予 測にも及ぶようになったのである。

1998年には領域アンサンブル予報の相互比較実験と して、SAMEX (the Storm and Mesoscale Ensemble Experiment; Hou et al. 2001) が実施された。SAMEX には米国のオクラホマ大学や国立シビアストーム研究 所、空軍気象局、大気研究センター、および NCEP が参 画し、米国域を対象とした水平格子間隔約 30 km の領 域アンサンブル予報をリアルタイムで実行した。初期摂 動作成には Breeding 法 (Toth and Kalnay 1993, 1997) やランダム摂動法 (Mullen and Baumhefner 1989) が 応用され、また時間ずらし平均 (LAF: Lagged Average Forecast; Hoffman and Kalnay 1983) 法によるアンサ ンブルメンバー数の増強のインパクトについても調査 された。この他、側面境界値や数値予報モデルの不確実 性についても合わせて考慮する機関もあった。SAMEX では、領域アンサンブル予報における側面境界摂動や 物理過程摂動の重要性、決定論的予測に対するアンサ ンブル平均の優位性などが確認され、また全機関のア ンサンブルメンバーを用いたマルチモデルアンサンブ ルが、各々のアンサンブル予報システムに対して優位 であることなどが示された。

NCEP では SAMEX で得られた知見を活かし、2001 年 4 月に SREF と呼ばれる短期アンサンブル予報シス テムの現業運用が開始された (Du and Tracton 2001; Du et al. 2003)。これに続いて、2005 年には英国気象 局で MOGREPS(Bowler et al. 2008) が、2011 年には カナダ気象局 (MSC) で REPS(Charron et al. 2011; Erfani et al. 2013) が、そして 2012 年にはドイツ気 象局で COSMO-DE-EPS(Gebhardt et al. 2008, 2011) が、それぞれ現業運用を開始している。各機関では、現 業運用開始後もアンサンブルメンバーの増強、高解像 度化、および初期摂動作成手法の改良等に取り組んで おり、他機関も含めた領域アンサンブル予報システム の開発状況については、石田・藤田 (2016) に詳しい。

3.2.2 気象庁における MEPS の開発

(1) 気象庁気象研究所における開発

気象庁においても、領域アンサンブル予報における 世界的な趨勢を鑑み、2005 年から気象研究所が主体と なって、領域アンサンブル予報の初期摂動作成を目的 とするメソ特異ベクトル (SV: Singular Vector; Buizza et al. 1993; Buizza and Palmer 1995) 法の開発を開始 した (大関ほか 2005)。メソ SV 法では、気象庁非静力 学モデル (JMA-NHM; Saito et al. 2006, 2007) を基に して数値予報課で開発された非静力学メソ4次元変分 法 (JNoVA; Honda et al. 2005) の摂動予報モデルお よび随伴モデルが用いられた (詳細は第 3.3 節)。ほぼ 同時期に、メソ SV 法の他、全球 SV 法、Breeding 法 や局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF; Hunt et al. 2007) の JMA-NHM への利用可能性につ いての調査も始められた (Miyoshi and Aranami 2006; Saito et al. 2012) 。

2000年代後半、気象研究所は数値予報課の協力の 下、北京オリンピック 2008 研究開発プロジェクト (B08RDP) に参画した。B08RDP は世界気象機関世 界天気研究計画(WMO WWRP)傘下の研究計画で、 2008年の北京オリンピックに合わせ短期予報に関する 国際比較実験を行うものである。ここで実施される水 平格子間隔15km、36時間先までのメソアンサンブル 予報の比較実験に向け、気象研究所は JMA-NHM を用 いた11メンバーによるアンサンブル予報実験システム を構築した。本実験前の予備実験として、前述したメ ソ SV 法、全球 SV 法、Breeding 法、および LETKF の計4通りの初期摂動作成手法の比較が行われ、アン サンブル平均や降水確率予測検証で優位であった全球 SV 法を本実験で採用することが決定された。メソ SV 法については、予報初期のアンサンブルスプレッドの 増加は顕著であり、予報前半において大雨などの顕著 現象の不確実性の捕捉に有効であることが示されたも のの、評価時間が短いことに加え摂動が局在化する傾 向を有するため予報後半までアンサンブルスプレッド の増加が持続せず、1日先までのアンサンブル予報に おいて単独利用は難しいと判断された²。また側面境界 摂動には、当時の気象庁週間アンサンブル予報の摂動 成分が用いられた。この時に調査された領域アンサン

² これ以降、メソ SV は全球 SV とブレンドする方針で開発 が進められた。ブレンド手法の詳細は第 3.3.2 項に記述する。

¹ 國井 勝

ブル予報における側面境界摂動の有効性については、 Saito et al. (2012) にまとめられている。さらに地上付 近のアンサンブルスプレッドの過小評価を改善する目 的で、地面温度への摂動も考慮している。気象研究所 における B08RDP に向けた初期摂動作成手法の比較 実験の詳細については Saito et al. (2010) を参照され たい。

2008 年に実施された B08RDP 本実験では、気象研 究所の他に NCEP や MSC、オーストリア気象地球力 学中央研究所とフランス気象局 (ZAMG and Météo-France)³、中国気象局、中国気象科学院の計 6 機関が 参加した。実験と検証結果の詳細は Duan et al. (2012) および Kunii et al. (2011) に譲るが、各機関の実験シ ステムおよび結果について特筆すべき点は以下の通り である。

- 気象研究所以外の機関では、モデルアンサンブル手法としてマルチモデル法やマルチパラメタリゼーション法が導入されており、アンサンブルスプレッドの過小評価の改善に寄与していた。モデルアンサンブル手法の導入は領域アンサンブル予報での標準的な仕様になりつつあるものの、スキームの選択次第では予報精度が悪化することがあるため、導入には慎重な検討が必要である。
- 初期摂動作成手法として SV 法もしくは Breeding 法を採用する機関が多く、MSC のみアンサンブル カルマンフィルタ (EnKF)を利用していた。EnKF による初期摂動は SV などに比べ摂動の成長率が 小さいため、モデルアンサンブル手法の寄与を大 きくすることでアンサンブルスプレッドの過小評 価を改善していた。
- ZAMGの実験システムでは、総観スケールの摂動 を ECMWF の全球 SV で、より小さいスケールの 摂動を ZAMG の領域モデルに基づくブレッドベ クトルでそれぞれ算出し、両者をブレンドするこ とでマルチスケールの初期摂動を作成した。
- アンサンブル予報による降水予測のブライアスコアの改善率(対コントロール予報)とアンサンブルメンバー数には正の相関があり、比較的メンバー数が少ない気象研究所の11メンバー構成(MSCの20メンバーが最多)では降水の捕捉率に課題が残った。

B08RDPへの参画により、気象研究所内における初 期摂動作成手法の比較検討を通じて各手法の長所、短 所が明らかになったほか、他機関の領域アンサンブル 予報と比較することで、最先端の知見を得ると共に、メ ンバー数の増強やモデルアンサンブル手法の導入など、 今後の開発に関する重要な示唆が得られた。実際、こ れ以降に行われた気象庁における MEPS の開発におい ては、B08RDP の開発成果を参考にした部分は多い。

(2) 数値予報課における開発

数値予報課では 2007 年度より MEPS の開発に着手 した。LAF 法を用いたアンサンブル予報の特性把握 (津口 2008)を端緒として、メソ SV 法の開発が気象研 究所と連携して進められた (小野 2010)。またデータ同 化手法の高度化とも関連し、LETKF やデータ同化ア ンサンブル (EDA; Buizza et al. 2008; Isaksen et al. 2010)の初期摂動作成への応用可能性に関する調査も 並行して実施された (藤田 2010, 2011)。複数の初期摂 動作成手法の研究開発が進捗し、2012 年には現実的な 設定でアンサンブル予報の相互比較が可能になったた め、この時点において最も実用化に近いと考えられる 手法を選択し、将来的な MEPS の実用化に向けて以降 の開発を一本化することになった (石田 2016)。

当時、MEPSの実用化に関しては、確率情報・信頼 度情報の高質化を重視した低解像度多数メンバー構成 と、MSMと代替可能なシナリオ予測としての利用を 優先した高解像度少数メンバー構成といった2つの方 向性で検討が進められていた。前述した初期摂動作成 手法のうち、SV法は指定した評価時間・領域で線形 成長率の大きい摂動を算出する手法であり、MSMの 予測誤差の効率的な捕捉に寄与する。LETKFやEDA は、データ同化と一体化して流れに依存する解析誤差 を反映させたアンサンブル摂動を生成できるため、初 期値に含まれる不確実性を定量的に評価したアンサン ブル予報が可能となる。ここではそれぞれの特性を活 かし、低解像度多数メンバー構成ではSV法を、高解 像度少数メンバー構成ではEDA⁴を初期摂動作成手法 として選択し比較検証が行われた。

SV 法を用いた低解像度多数メンバー構成は、水平格 子間隔 10 km、41 メンバーの設定とされた。性能とし ては、アンサンブルスプレッドはやや過小評価で、SV の評価時間やターゲット域の設定、初期振幅の調整、側 面境界摂動の利用方法に関して課題が残るものの、成 長率の大きな初期摂動が利用できることに加え、多数 メンバーの予報結果から直接的に確率情報を見積もる ことができるといった利点があった。なお、この時点 の SV 法による初期摂動には、B08RDP で得られた知 見を活かし、メソ SV と全球 SV とをブレンドしたも のが用いられている。

一方の高解像度少数メンバー構成は、水平格子間隔 5 km、12 メンバーで、アンサンブル予報の初期値に は3次元変分法 (3D-Var)に基づく EDA で得られた解 析値が用いられた。結果としては、アンサンブルスプ レッドは予測誤差の空間パターンと概ね一致し、また 予測誤差の増大に対応する傾向も見られたが、個々の メンバーの予測精度はコントロールランに比べ著しく

³ ZAMG は Météo-France の協力を得て参加した。

⁴ LETKF も高解像度少数メンバー構成向けの初期摂動作成 手法として開発が進められたが、少数メンバー実行によるサ ンプリングエラーによる悪影響が懸念されたため、EDA の 開発に重点が移された。

低下した。これは、コントロールランでは4次元変分 法で作成した初期値を用いるのに対して、この実験の EDA では計算コストを抑えた 3D-Var を利用したこと に起因する。アンサンブル予報の複数シナリオとして の利用価値を高めるためには本来、各メンバーの予測 はコントロールランと同程度の精度を維持することが 望ましい。しかし EDA ではデータ同化システムの複 数回の実行が必要となるため、計算機資源の制約から 何らかのシステムの簡略化が必須となるが、この条件 下で各メンバーの予測精度を維持することは容易では なかった。この状況を踏まえ、MSM の代替シナリオと して利用可能な高解像度少数メンバー構成の実用化は 困難であるとされた。だが一方で、この実験では予測 誤差とスプレッドの分布に対応が見られるなど、個々 のメンバーの精度が低くてもアンサンブルの確率的な 利用価値は維持される可能性も示唆されている。以上 の検討結果から、確率情報・信頼度情報の高質化を重 視した低解像度多数メンバー構成の方がより MEPS の 実用化に近いものと判断され、初期摂動作成手法とし て SV 法の採用が決定された。

以降、SV 法を初期摂動作成手法とした MEPS の開 発が促進された。初期摂動のブレンド手法の高度化お よび振幅の調整方法の変更、側面境界摂動作成手法の 改良などを経て、2015年3月から、1日1回(18 UTC 初期値)、水平格子間隔5km、11メンバーによる部内 試験運用が開始された (小野 2016; 河野ほか 2018)。こ のように 2012 年の検討時と異なる構成となったのは、 部内試験運用開始までの検討段階において、MEPS 各 メンバーの予測特性が MSM と同等となることが望ま れたため水平格子間隔を含め数値予報モデルの仕様を MSM に揃えたことに加え、数値予報モデルの高解像 度化に伴い計算機資源の都合からメンバー数を11へと 縮減した経緯による (石田 2016)。試験運用期間中は、 側面境界値に与える摂動の作成手法の変更、数値予報 モデルへの asuca の導入、全球 SV の評価時間の 45 時 間化といった、実用化に向けた改良(第3.4節参照)を 行うとともに、気象庁内において現業予報作業での利 用方法の検討を行ってきた。2018年6月の気象庁スー パーコンピュータシステムの更新後は、本運用後の仕 様と同じ1日4回(00,06,12,18 UTC 初期値)の実 行、21メンバー構成に変更し、部内試験運用を継続し た。試験運用期間内に蓄積された検証結果から、開発 した MEPS はアンサンブル予報の基本的な性質および 計算安定性を有し、また現業予報作業における有用性 が確認されたことから、2019年6月の本運用に至った。

参考文献

Bowler, N. E., A. Arribas, K. R. Mylne, K. B. Robertson, and S. E. Beare, 2008: The MOGREPS shortrange ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 703–722.

- 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.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singularvector structure of the atmospheric global circulation. J. Atmos. Sci., 52, 1434–1456.
- Buizza, R., J. Tribbia, F. Molteni, and T. Palmer, 1993: Computation of optimal unstable structures for a numerical weather prediction model. *Tellus*, 45A, 388–407.
- 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 pp., URL http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/ cmoi/product_guide/docs/lib/op_systems/ doc_opchanges/technote_reps_20111004_e.pdf.
- Du, J., G. DiMego, M. S. Tracton, and B. Zhou, 2003: NCEP short-range ensemble forecasting (SREF) system: multi-IC, multi-model and multi-physics approach. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 33, 5.09–5.11.
- 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.
- Duan, Y., J. Gong, J. Du, M. Charron, J. Chen, G. Deng, G. DiMego, M. Hara, M. Kunii, X. Li, Y. Li, K. Saito, H. Seko, Y. Wang, and C. Wittmann, 2012: An overview of the Beijing 2008 Olympics Research and Development Project (B08RDP). BAMS, 93, 381–403.
- Erfani, A., R. Frenette, N. Gagnon, M. Charron,
 S. Beauregaurd, 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 pp., URL http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/cmc/cmoi/product_guide/docs/lib/
 technote_reps201_20131204_e.pdf.
- 藤田匡, 2010: 流れに依存する背景誤差. 数値予報課報 告・別冊第56号, 気象庁予報部, 73-83.
- 藤田匡, 2011: MSM-LETKF. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 138-143.
- Gebhardt, C., S. Theis, P. Krahe, and V. Renner, 2008: Experimental ensemble forecasts of precipi-

tation based on a convection-resolving model. Atmos. Sci. Let., 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.
- Hoffman, R. N. and E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus*, **35A**, 100–118.
- 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.
- Hou, D., E. Kalnay, and K. K. Droegemeier, 2001: Objective verification of the SAMEX '98 ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 73–91.
- 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.
- Isaksen, L., J. Haseler, R. Buizza, and M. Leutbecher, 2010: The new ensemble of data assimilations. *ECMWF Newsletter*, **123**, 17–21.
- 石田純一, 2016: メソアンサンブル予報システム. 数値 予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 93–94.
- 石田純一,藤田匡, 2016:諸外国の現状と動向. 数値予 報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 95-99.
- 河野耕平,西本秀祐,三戸洋介,2018:メソアンサンブ ル予報システム.平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,9–13.
- Kunii, M., K. Saito, H. Seko, M. Hara, T. Hara, M. Yamaguchi, J. Gong, 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.
- Miyoshi, T. and K. Aranami, 2006: Applying a Fourdimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM). SOLA, 2, 128–131.
- 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.
- Mullen, S. L. and D. P. Baumhefner, 1989: The impact of initial condition uncertainty on numeri-

cal simulations of large-scale explosive cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., **117**, 2800–2821.

- 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.
- 小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発 状況. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 100–113.
- 大関誠,國井勝,本田有機,2005:気象庁非静力学モデ ルに対する特異ベクトルの計算(序報).2005年度 秋季大会講演予稿集,日本気象学会,88,P188.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. J. Meteor. Soc. Japan, 85B, 271–304.
- Saito, K., M. Kunii, M. Hara, H. Seko, T. Hara, M. Yamaguchi, T. Miyoshi, and W.-K. Wong, 2010: WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration / Research and Development Project (B08FDP/RDP). *Tech. Rep. MRI*, 214 pp.
- Saito, K., H. Seko, M. Kunii, and T. Miyoshi, 2012: Effect of lateral boundary perturbations on the breeding method and the local ensemble transform Kalman filter for mesoscale ensemble prediction. *Tellus*, 64A, 11594.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266–1298.
- 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.
- 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.
- 余田成男, 2010: 領域モデルによるアンサンブル予報. 天気, **57**, 554–560.

3.3 メソアンサンブル予報システムの仕様¹

3.3.1 現業化した MEPS の仕様

現業化した MEPS の仕様と、このうち初期・境界摂 動を作成する SV 法の仕様の詳細を表 3.3.1 と表 3.3.2 にまとめる。実行頻度は1日4回(予報初期時刻:00, 06, 12, 18 UTC)である。予報時間は全予報初期時刻 において 39 時間であり、摂動を与えないコントロー ルランを含め全 21 メンバーでアンサンブルを構成す る。各メンバーの数値予報モデルには MSM と同じく asuca が用いられ、計算領域や水平格子間隔、鉛直層 配置、物理過程を含む各種設定を MSM に揃えている。 したがって、MEPS のコントロールランは MSM その ものである。また、アンサンブル摂動は初期値、側面 境界値のみに与え、下部境界摂動や数値予報モデル自 体の不確実性は考慮していないため、各アンサンブル メンバーは初期値、側面境界値を除き MSM と全く同 じ仕様となる。

初期摂動には、JNoVA の摂動予報モデル、随伴モ デルを基に算出される SV (メソ SV) と、気象庁全球 モデルに基づく全球 SV (GSV; 山口 2017) を用いて いる。具体的には、水平格子間隔 40 km、評価時間 6 時間のメソ SV (MSV40)、水平格子間隔 80 km、評 価時間 15 時間のメソ SV (MSV80) 、水平格子間隔約 270 km、評価時間 45 時間²の GSV を線形結合して作 成する。このうち MSV40 と MSV80 は、MSM 領域内 に存在する比較的時空間スケールの小さい不安定現象 に対応する成長モードの捕捉を目的としている。これ らに日本周辺をより広域にターゲットとした GSV を 結合することで、領域外から流入する、または領域を 跨ぐような大きなスケールの不確実性も表現できるよ うにしている。また側面境界摂動は、初期摂動作成に 用いた GSV を線形時間発展させたものから作成する ことで、初期摂動と側面境界摂動の一貫性を確保する ようにしている。これらの設定は、MEPS における適 切な予測誤差の捕捉に貢献するものである。

以降、本節では上記仕様の理解、および今後の研究 開発の一助となることを目的として、まず初期摂動お よび側面境界摂動の作成に用いられている SV 法、お よびその MEPS での実装について解説する。次に、SV を基にした初期摂動、側面境界摂動の具体的な作成手 法について紹介する。なお、途中式の導出を含めた SV 法の詳細な解説は、Ono (2020) に詳しい。また、統計 検証を含めた数値予報資料としての利用に関する詳細 は、河野ほか (2019) を参照されたい。

3.3.2 初期摂動の作成

(1) 特異ベクトル法

数値予報モデルの系の自由度をnとし、初期摂動 $x \in \mathbf{R}^n$ の成長率 λ を

$$\lambda = \frac{\|\mathbf{M}\boldsymbol{x}\|}{\|\boldsymbol{x}\|} \tag{3.3.1}$$

で定義する。ここで、 $\mathbf{M} \in \mathbf{R}^{n \times n}$ 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時間推進演算子(誤差行列)であり、 $\|\cdot\|$ は任意の正定値対称行列 $\mathbf{E} \in \mathbf{R}^{n \times n}$ で規定されるノルム

$$\|\boldsymbol{x}\| = \sqrt{(\boldsymbol{x}, \mathbf{E}\boldsymbol{x})} \tag{3.3.2}$$

である。(·,·) は標準内積であり、E が単位行列のとき (3.3.2) 式はユークリッドノルムを表す。

初期時刻と評価時刻においてノルムを規定する行列 をそれぞれ \mathbf{E}_i , \mathbf{E}_f とし、さらに評価時刻におけるノ ルムの構成要素を指定する射影演算子 $\mathbf{L} \in \mathbf{R}^{n \times n}$ を用 いると、(3.3.1) 式は

$$\lambda = \sqrt{\frac{(\mathbf{LM}\boldsymbol{x}, \mathbf{E}_f \mathbf{LM}\boldsymbol{x})}{(\boldsymbol{x}, \mathbf{E}_i \boldsymbol{x})}}$$
(3.3.3)

となる。L は、例えば評価時刻において特定の領域 (ターゲット領域)内で摂動の成長率を定義したい場 合、n次の単位行列の対角成分のうち、ターゲット領 域外の格子点に相当する要素を0とした行列を用いれ ば良い。

$$\boldsymbol{x} = \mathbf{E}_i^{-\frac{1}{2}} \hat{\boldsymbol{x}} \tag{3.3.4}$$

とおくと、(3.3.3) 式は

$$\lambda^{2} = \frac{\left(\mathbf{LME}_{i}^{-\frac{1}{2}}\hat{\boldsymbol{x}}, \mathbf{E}_{f}\mathbf{LME}_{i}^{-\frac{1}{2}}\hat{\boldsymbol{x}}\right)}{(\hat{\boldsymbol{x}}, \hat{\boldsymbol{x}})}$$

$$= \frac{\left(\hat{\boldsymbol{x}}, \mathbf{E}_{i}^{-\frac{1}{2}*}\mathbf{M}^{*}\mathbf{L}^{*}\mathbf{E}_{f}^{\frac{1}{2}*}\mathbf{E}_{f}^{\frac{1}{2}}\mathbf{LME}_{i}^{-\frac{1}{2}}\hat{\boldsymbol{x}}\right)}{(\hat{\boldsymbol{x}}, \hat{\boldsymbol{x}})}$$

$$= \frac{\left(\hat{\boldsymbol{x}}, \left(\mathbf{E}_{f}^{\frac{1}{2}}\mathbf{LME}_{i}^{-\frac{1}{2}}\right)^{*}\mathbf{E}_{f}^{\frac{1}{2}}\mathbf{LME}_{i}^{-\frac{1}{2}}\hat{\boldsymbol{x}}\right)}{(\hat{\boldsymbol{x}}, \hat{\boldsymbol{x}})}$$

$$= \frac{\left(\hat{\boldsymbol{x}}, \mathbf{\Lambda}^{*}\mathbf{\Lambda}\hat{\boldsymbol{x}}\right)}{(\hat{\boldsymbol{x}}, \hat{\boldsymbol{x}})}$$
(3.3.5)

と書ける。ここで、行列 $\mathbf{E}_i^{\frac{1}{2}}$ および $\mathbf{E}_f^{\frac{1}{2}}$ が自己随伴 行列³であることを用い、また

$$\mathbf{\Lambda} = \mathbf{E}_f^{\frac{1}{2}} \mathbf{L} \mathbf{M} \mathbf{E}_i^{-\frac{1}{2}} \tag{3.3.6}$$

³ 行列 \mathbf{E}_i および \mathbf{E}_f は正定値対称行列(以下 \mathbf{E} とする)で あることから、直交行列 \mathbf{V} と対角行列 \mathbf{D} を用いて $\mathbf{E} =$ $\mathbf{V}^{-1}\mathbf{D}\mathbf{V}$ と書ける。ここから、 $\mathbf{E}^{\frac{1}{2}} = \mathbf{V}^{-1}\mathbf{D}^{\frac{1}{2}}\mathbf{V}$ とな るが、行列 \mathbf{V} , \mathbf{D} が直交行列であることから $\left(\mathbf{E}^{\frac{1}{2}}\right)^T =$ $\mathbf{V}^T \left(\mathbf{D}^{\frac{1}{2}}\right)^T \left(\mathbf{V}^{-1}\right)^T = \mathbf{V}^{-1}\mathbf{D}^{\frac{1}{2}}\mathbf{V}$ となり、行列 $\mathbf{E}^{\frac{1}{2}}$ が自己 随伴行列であることがわかる。

¹ 國井 勝

² 現業運用スケジュールの関係上、ここで用いられる GSV は MEPS の初期時刻の 6 時間前の全球解析値を用いて算出 される必要があり、また評価時刻を MEPS の終了時刻に合 わせているため、評価時間は予報時間より 6 時間長い 45 時 間となる。

衣 3.3.1 現業化した MEPS の仕物	表 3	.3.1	現業化し	た	MEPS	の仕様
------------------------	-----	------	------	---	------	-----

運用開始日		2019年6月27日		
実行頻度(初期時刻)		1 日 4 回 (00, 06, 12, 18 UTC)		
予報期間		39 時間		
粉店又却エゴル	名称	asuca		
数値 1 報モ 1 ル	水平格子間	5 km、76 層		
隔・鉛直層数				
	大気	メソ解析値		
初期値	陸面	地中温度第1・2層は解析値、第3・4層は気候値(数値予報モデル		
		で用いる9層に内挿して利用)、土壌水分(体積含水率)は解析値		
海面		北西太平洋高解像度海面水温解析値及び北半球海氷解析値		
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		
	初期摂動	SV 法		
アンサンブル手法	モデル摂動	なし		
	境界摂動	側面境界摂動は初期摂動に用いた GSV を線形時間発展させて		
		出、下部境界摂動はなし		
メンバー数		21(コントロールラン1 + 摂動ラン 20)		

表 3.3.2 SV 法の仕様(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	TL63(約 270 km)	
鉛直層数	38	同左	40	
予報変数	運動量水平成分、鉛直成分、	同左	水平風、気温、水蒸気量、	
	気圧、温位、水蒸気量		地上気圧	
評価時間	6 時間	15 時間	45 時間	
ノルム	湿潤 TE	同左	乾燥 TE	
水平ターゲット	125°–145°E, 25°–45°N	同左	110°–170°E, 15°–50°N	
鉛直ターゲット	水蒸気量:モデル面 2-15 層	同左	モデル面 20 層(高度	
	(高度 2900 m まで)、		9000 m)まで	
	水蒸気量以外:同2-20層			
	(同 5300 m まで)			
算出数	10	同左	20	

としている。成長率 λ は、 \hat{x} が $\Lambda^*\Lambda$ の固有ベクトル $v \in \mathbf{R}^n$ の方向に等しいとき極値をとる (山根 2002) こ とから、以下の固有値問題

$$\boldsymbol{\Lambda}^* \boldsymbol{\Lambda} \boldsymbol{v} = \lambda^2 \boldsymbol{v} \tag{3.3.7}$$

を解き、行列 $\Lambda^*\Lambda$ の大きな固有値に対応する固有ベ クトルを求めることで、評価時間内で線形成長率の大 きなモードを得ることができる。ここで、(3.3.7) 式に おける λ および v を、それぞれ行列 Λ の特異値、特異 ベクトル⁴という。なお、行列 $\Lambda^*\Lambda$ は自己随伴行列⁵で あるため、 $\Lambda^*\Lambda$ の n 個の固有値は全て 0 以上の実数と

 5 $(\Lambda^{*}\Lambda)^{*} = \Lambda^{*}\Lambda$ は容易に示すことができる。

なる (山根 2002)。

(3.3.7) 式の固有値問題は、行列 $\Lambda^* \Lambda$ が $n \times n$ 次元 という大規模行列であることに加え、通常の数値予報 モデルでは摂動予報モデル、随伴モデルに対応する行 列 M および M* を陽に構成することはできないため、 直接解くことはできない。そこで、大規模対称行列向 けの固有値問題の近似解法のひとつである Lanczos 法 を用いる。Lanczos 法では対象とする行列を直接構成 する必要はなく、この場合は入力ベクトル v に対して 出力ベクトル $\Lambda^* \Lambda v$ が計算できれば良い。また反復計 算による近似値算出の過程で、最大および最小の固有 値に対応する固有ベクトルが優先される。これらの特 徴は、行列 $\Lambda^* \Lambda$ の大きな固有値に対応した固有ベク トルのみを必要とする SV 法の目的に適う。

⁴ 右特異ベクトル、または前方特異ベクトルと呼ぶこともある。

Lanczos 法では、逐次的に拡大される部分空間への 射影により、大規模固有値問題を小規模固有値問題で 近似する。対象とする大規模行列を $\mathbf{A} \in \mathbf{R}^{n \times n}$ 、任意 の非ゼロベクトルを $u_1 \in \mathbf{R}^n$ ($||u_1|| = 1$) とすると、 部分空間として

$$K_m(\mathbf{A}, \boldsymbol{u}_1) = \operatorname{span}\left\{\boldsymbol{u}_1, \mathbf{A}\boldsymbol{u}_1, \mathbf{A}^2\boldsymbol{u}_1, ..., \mathbf{A}^{m-1}\boldsymbol{u}_1\right\}$$
(3.3.8)

で構成される Krylov 部分空間を採用する。Krylov 部分 空間を選択することで最大および最小付近の固有値に対 する固有ベクトルの成分が増幅され、また部分空間の拡 大に伴い解の精度が向上することが知られている。実際 の計算は、 K_m の正規直交基底である $\{u_1, u_2, ..., u_m\}$ を使って行う。この正規直交基底は、

$$\beta_k \boldsymbol{u}_{k+1} = \mathbf{A} \boldsymbol{u}_k - \alpha_k \boldsymbol{u}_k - \beta_{k-1} \boldsymbol{u}_{k-1}$$
(3.3.9)

で表される関係式により逐次的に構成される。ただし u_{k-1}, u_k, u_{k+1} が正規直交基底をなすことから、 α_k および β_k には $k \ge 1$ において

$$\begin{cases} \alpha_{k} = \boldsymbol{u}_{k}^{T} \mathbf{A} \boldsymbol{u}_{k} \\ \beta_{k} = \| \mathbf{A} \boldsymbol{u}_{k} - \alpha_{k} \boldsymbol{u}_{k} - \beta_{k-1} \boldsymbol{u}_{k-1} \| \end{cases}$$
(3.3.10)

の拘束が課される(ただし $\beta_0 = 0$ 、 $u_0 = 0$)。つまりk回目の反復計算では、入力ベクトル u_k に対して Au_k を計算することで部分空間を拡大し、さらに正規直交 化を行うことで u_{k+1} を生成することになる。上記の 一連のプロセスをLanczos 過程という。

さらに $\{u_1, u_2, ..., u_m\}$ の各要素を列成分とする直 交行列を $\mathbf{U}_m \in \mathbf{R}^{n \times m}$ とすると、(3.3.9) 式の漸化式 の行列表現は

$$\mathbf{A}\mathbf{U}_m = \mathbf{U}_m \mathbf{T}_m + \beta_m \boldsymbol{u}_{m+1} \boldsymbol{e}_m^T \qquad (3.3.11)$$

となる。ここで $e_m \in \mathbf{R}^m$ は単位行列のm列目の成分であり、 \mathbf{T}_m は

で表される 3 重対角行列である。(3.3.11) 式は、残差 成分(右辺の第 2 項目)が十分に小さいときは行列 **A** の相似変換を表すため、3 重対角行列 **T**_m の固有値を θ 、固有ベクトルを $s \in \mathbf{R}^m$ とすると、行列 **A** の近似 固有値は θ 、近似固有ベクトル $\tilde{z} \in \mathbf{R}^n$ は

$$\tilde{\boldsymbol{x}} = \mathbf{U}_m \boldsymbol{s} \tag{3.3.13}$$

となる。 θ とsを求めるには、以下の小規模固有値問 題⁶

$$\mathbf{T}_m \boldsymbol{s} = \theta \boldsymbol{s} \tag{3.3.14}$$

を QL 法⁷などの適当なアルゴリズムで解けば良い。な お、 $\theta \ge \hat{x}$ をそれぞれ Ritz 値、Ritz ベクトルと呼ぶ。

Lanczos 法で求められる Ritz 値、Ritz ベクトルの近 似精度は、反復回数が *k* 回のとき

$$\|\mathbf{r}_k\| = \|\mathbf{A}\tilde{\boldsymbol{x}} - \theta\tilde{\boldsymbol{x}}\| \tag{3.3.15}$$

で定義される残差ノルムの大きさで評価できる。 (3.3.11) 式、(3.3.13) 式、および (3.3.14) 式から

$$\mathbf{A}\tilde{\boldsymbol{x}} - \theta\tilde{\boldsymbol{x}} = \mathbf{A}\mathbf{U}_{k}\boldsymbol{s} - \mathbf{U}_{k}\theta\boldsymbol{s}$$

= $(\mathbf{A}\mathbf{U}_{k} - \mathbf{U}_{k}\mathbf{T}_{k})\boldsymbol{s}$ (3.3.16)
= $\beta_{k}\boldsymbol{u}_{k+1}\boldsymbol{e}_{k}^{T}\boldsymbol{s}$

となるため、(3.3.15) 式は

$$\|\mathbf{r}_k\| = \beta_k \|\boldsymbol{e}_k^T \boldsymbol{s}\| \tag{3.3.17}$$

となる。したがって残差ノルムの大きさは、3 重対角 行列 \mathbf{T}_k の要素 β_k と固有ベクトル*s* で評価できること になる。実際の計算では、残差ノルムの大きさに応じ て収束判定を行い、必要数の特異ベクトルが十分な精 度で算出された段階で反復計算を打ち切れば良い。収 束に要する反復回数は、一般に求めたい特異ベクトル の数の4倍程度 (山口 2006) とされるが、反復回数が 300回以上の時は、その半分の数の特異値が 0.001%以 下の誤差で近似できるとの報告 (Errico et al. 2001) も あるため、実際のシステムに応じた見積もりが必要と なる。

Lanczos 法における注意点は、反復計算を進めるうちに丸め誤差等により Krylov 部分空間の直交性が崩れる可能性があることである。これは、Lanczos 過程における部分空間拡大の際、新たに生成される基底ベクトルは直近に生成された2つの基底ベクトルに対してのみ直交化され、大域的な直交性については保証されないことに起因する。これは (3.3.9) 式から、 u_{k-1} , u_k , u_{k+1} が3項間漸化式の関係をもつことから確認できる。直交性の崩れは固有値の重複を招く恐れがあるため、必要に応じて Lanczos 過程で Gram-Schmidt の再直交化を行う。

Lanczos 過程による部分空間拡大の際、 Au_k すなわ ち $\Lambda^*\Lambda u_k$ の計算には、摂動予報モデルと随伴モデル による時間積分が必要となる。摂動予報モデルと随伴 モデルの開発コストは非常に大きいため、多くの場合、 4 次元変分法で使用されるコードが利用される。なお、 SV 法に要する計算時間の大半は、Lanczos 過程にお ける摂動予報モデルと随伴モデルの時間積分で占めら れる。

⁶ SV 法を用いた通常のアンサンブル予報では、*m* は高々10² 程度である。

⁷ 行列の QL 分解を利用した固有値計算アルゴリズム。

(2) メソ SV の算出

MEPS の初期摂動の構成要素のうち MSV40 と MSV80 は、JNoVA の摂動予報モデルと随伴モデルに 基づく大規模固有値問題を Lanczos 法で近似的に解く ことで算出される。初期時刻と評価時刻の摂動の大き さは、Total Energy (TE; Ehrendorfer et al. 1999)

$$\|\boldsymbol{x}\|^{2} = \int_{S} \int_{Z_{\text{btm}}}^{Z_{\text{top}}} \frac{1}{2} \rho \left[u^{2} + v^{2} + w^{2} + w_{t} \frac{C_{p} \theta^{2}}{T_{r}} + RT_{r} \left(\frac{p}{P_{r}} \right)^{2} + w_{q} \frac{L^{2}}{C_{p} T_{r}} q^{2} \right] dz dS$$

$$(3.3.18)$$

で定義している。ここで u, v, w, θ, p, q はそれぞれ東 西風、南北風、鉛直風、温位、気圧、水蒸気混合比の 摂動、 ρ は密度、 C_p は定圧比熱、Rは乾燥空気の気体 定数、L は蒸発潜熱、Tr と Pr は気温と気圧の参照値 で、それぞれ 300 K、1000 hPa としている。 $\int_{S} dS$ は 領域Sでの面積分、 $\int_{Z_{\rm btm}}^{Z_{\rm top}} dz$ は高度 $Z_{\rm btm}$ から $Z_{\rm top}$ ま での鉛直積分を表す。 $Z_{\rm btm}$ はモデル面第2層、 $Z_{\rm top}$ は 水蒸気項は約 2900 m、それ以外は約 5300 m としてい る。この制限は、メソスケール現象予測に影響が大き い対流圏中下層における物理量の摂動を優先的に算出 するために導入されている。 $w_t \ge w_a$ はそれぞれ温位 項および水蒸気項の重みであり、重みを大きく(小さ く)すると、初期ノルムに対する寄与が小さく(大き く)なる。ここでは、初期摂動の変数間のバランスが 静的な解析誤差 (斉藤ほか 2008) 程度になるよう調整 を行い、それぞれ $w_t = 3.0, w_q = 0.6$ を採用した。ま た、TE ノルムの評価時間は MSV40 が6 時間、MSV80 が15時間であるが、この評価時間程度までは、アン サンブル予報において初期摂動の時間発展の線形性が 維持されることを確認している (小野 2016)。MSV40、 MSV80 ともに、Lanczos 法の繰り返し回数は 40 回で 一定とし、特異値の大きい 10 個の SV を初期値作成に 用いている。

SV 法では TE ノルムのほか、エンストロフィーや流 線関数の分散をノルムとして用いることも提案されて いるが、Palmer et al. (1998) は、アンサンブル予報の 初期摂動としては TE ノルムが最適であると結論づけ ている。また SV 法の枠組みで、初期値の誤差(解析 誤差)の情報を初期摂動に反映させる試みも行われて いる (Reynolds et al. 2005)。初期時刻のノルムを解析 誤差分散に基づき定義することで、解析誤差に基づい た初期摂動が利用可能となるものの、線形成長パター ンは TE ノルムで算出された SV と類似しており、予 測誤差の捕捉という点では TE ノルムと同等であった。 これは特定のデータ同化システムで見積もられた解析 誤差を用いた 1 例であるが、TE ノルムに基づく SV が 実際の予測誤差をある程度適切に捕捉できることを示 唆している。

(3) SV の結合によるマルチスケール初期摂動の作成

MEPSの開発当初は、初期摂動として MSV40 が単 独で用いられていた。しかし MSV40 には摂動が局在化 する傾向があり、単独利用では予報領域全域の予測誤差 を表現することは難しいことが明らかとなった (Saito et al. 2010; 小野 2010)。 摂動の局在化は (3.3.18) 式 で水蒸気項を除くことで緩和される (Kim and Jung 2009) が、MEPS の利用目的を考えると、顕著現象の 信頼度予測のために初期値が包含する水蒸気場の不確 実性を考慮することは必須であり、これを排除するこ とは現実的ではない。そこで MEPS では、より時空間 スケールの大きい成長モードを対象とする MSV80 と GSV を追加し、MSV40 と組み合わせることで局在化 の緩和を図っている (Ono et al. 2011)。これは初期摂 動に含まれるマルチスケールの誤差表現にも有効な手 段である。Guidard and Fischer (2008) は、初期摂動 に GSV のような全球モデルによる SV を含めること で、領域モデルを基調とする SV 法では捕捉できない 総観スケールの不確実性を考慮できるようになること の有用性を指摘している。

異なる初期摂動の組み合わせ方は様々な手法 (Caron 2013; Wang et al. 2014) があるが、MEPS では Variance Minimum 法(VM法; Yamaguchi et al. 2009)を 用いている。VM 法は、SV を列に持つ行列を直交回転 することで、空間的に広がりを持った摂動を生成する 手法である。VM 法では、直交回転後の行列の各列が 表す初期摂動が個々の SV の線形結合となっているた め、結合後も元々の特異ベクトルの構造が維持される 利点がある。一方で VM 法で算出される結合係数は入 力するベクトルの構造に敏感であり、僅かに異なる SV を用いた場合、最終的な初期摂動の構造が大きく異な ることがあるため、開発時には注意を要する。MEPS では、10通りの MSV40 と MSV80、20 通りの GSV を それぞれ振幅調整した後に VM 法にて線形結合を行い、 再度同じ基準で振幅調整を行ったものを初期摂動とし ている⁸。この手順では計 40 通りの初期摂動が作成さ れるが、うち10通りを最終的な初期摂動として選択 し、コントロールランの初期値に摂動を加算したもの をメンバー01から10の、減算したものをメンバー11 から 20 の初期値⁹としている。

SV 法によって算出される摂動はその大きさがノルム で規格化されているため、アンサンブル予報の初期摂 動として用いる場合は改めて振幅を調整する必要があ

⁸ MSV の鉛直風と気圧の摂動は SV 算出時には考慮してい るが、他の要素に比べ無視できる程度に小さいため、計算効 率や VM 法の収束性の向上を目的とし初期摂動には含めて いない。

⁹ 厳密には摂動を加減算した後で、初期値の水蒸気量が負に なった場合は0に、飽和水蒸気量を上回った場合はその分を 取り除く調節(飽和調節)を行っている。このため、初期時 刻のアンサンブル平均がコントロールランの初期値に一致し ないことがある。

る。初期値アンサンブルでは初期値の不確実性、すな わち解析誤差を反映した初期アンサンブルを作成する ことが理想であり、それにより正確な予測誤差の見積 もりが可能になると期待される。しかし、日々の気象 場や観測データ分布によって変動する解析誤差を動的 に見積もることは困難であるため、MEPSでは斉藤ほ か (2008)で用いられた静的な解析誤差を利用し、以下 の手順で振幅を決定している。

- SVの各要素について、摂動の絶対値の水平平均 値が静的な解析誤差(東西風・南北風 1.8 m/s、温 位 0.7 K、水蒸気量 0.001 kg kg⁻¹)となるよう倍 率を決め、このうち全要素の倍率の平均値を採用 する。
- この倍率を SV の各要素に乗じた後、全ての要素 において摂動の絶対値の最大値が上限値(東西風・ 南北風 6.0 m/s、温位 4.0 K、水蒸気量 0.006 kg kg⁻¹)を超えないよう倍率の再調整を行う。
- 上記で求められた倍率を最終的な振幅とする。なお、振幅は各メンバー毎に決定される。

先述の通りメソ SV は摂動が局在化する傾向があり、静 的な解析誤差に基づく調整のみを用いるとしばしば振 幅が過大評価されてしまう。そのため、上限値による 調整を導入することで、初期摂動の振幅が許容範囲に 収まるようにしている。

3.3.3 境界値摂動の作成

領域モデルに基づくアンサンブル予報システム(領 域 EPS)においては、初期値の不確実性に加え、側面 境界の不確実性についても考慮する必要がある。領域 モデルでは一般に、その親モデルの予報値から側面境 界値が提供される。親モデルの予報にも当然、不確実 性が含まれるため、その情報を領域 EPS で考慮するこ とは、予測誤差の適切な評価という点で尤もらしい。 実際、全アンサンブルメンバーで同じ側面境界値を用 いた場合、予報が進むにつれて側面境界付近でアンサ ンブルスプレッドが小さくなり、領域内部へと浸潤し ていく。これは、予測不確実性の過小評価につながり、 領域 EPS に基づく信頼度情報の精度低下の要因となっ てしまう。

領域 EPS における側面境界摂動の必要性について は Saito et al. (2012) で示されている。しかし、そこ では初期摂動と側面境界摂動との相関については考慮 されておらず、初期摂動と側面境界摂動との不整合¹⁰ により、両者の表す不確実性が適切に予報場に反映さ れなくなる可能性があった。領域 EPS における摂動の 不整合に関する研究は数多くある(Bowler and Mylne 2009; Wang et al. 2011; Caron 2013 など)が、特に Caron (2013) では、初期摂動と側面境界摂動の不整合 により積分開始直後に側面境界付近で大きな気圧摂動 が生じ、それが領域全体へ音速で伝搬することで過剰 な地上気圧のスプレッドをもたらすことを示している。 ここから、側面境界摂動は単に側面境界を提供する親 モデルの不確実性を表すのみでなく、初期摂動の時間 発展と矛盾しない摂動であるべきことが示唆される。

この状況を踏まえ、MEPS では初期摂動で利用され た日本付近をターゲット域とした GSV を線形発展させ、 得られた摂動を側面境界摂動として用いている (Ono 2017)。この際、初期摂動作成時に用いられた VM 法 の結合係数を利用することで、GSV による初期摂動と 側面境界摂動の一貫性を保つようにしている。通常、 MSV40 及び MSV80 は側面境界付近で摂動成分が算出 されることはないため、この措置により初期摂動と側 面境界摂動の矛盾が生じにくい上、予報後半でも十分 なアンサンブルスプレッドを確保することができる。 本手法は、2015 年の MEPS 部内試験運用から 2019 年 の本運用にかけて導入された手法であり、より詳細な 記述は第 3.4 節に譲る。

参考文献

- 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. F., 2013: Mismatching perturbations at the lateral boundaries in limited-area ensemble forecasting: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 356– 374.
- 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.
- Errico, R. M., M. Ehrendorfer, and K. D. Raeder, 2001: The spectra of singular values in a regional model. *Tellus*, **53A**, 317–332.
- Guidard, V. and C. Fischer, 2008: Introducing the coupling information in a limited-area variational assimilation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 134, 723–735.
- 河野耕平,氏家将志,國井勝,西本秀祐,2019: MEPS の利用と留意点.令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,4-14.
- Kim, H. M. and B.-J. Jung, 2009: Influence of moist physics and norms on singular vectors for a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 525–543.
- 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.
- 小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発 状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100–113.

¹⁰ ここでは初期摂動と境界摂動とで互いの示す予測誤差の傾向が整合しないことを指す。

- Ono, K., 2017: Consistent Initial Lateral Boundary Perturbations in Mesoscale Ensemble Prediction System at JMA. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 47, 5.16–5.17.
- Ono, K., 2020: Extension of the Lanczos algorithm for simultaneous computation of multiple targeted singular vector sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146, 454-467.
- 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.
- Palmer, T. N., R. Gelaro, J. Barkmeijer, and R. Buizza, 1998: Singular vectors, metrics and adaptive observations. J. Atmos. Sci., 55, 633–653.
- Reynolds, C. A., R. Gelaro, and T. E. Rosmond, 2005: A comparison of variance and total energy singular vectors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1955– 1973.
- Saito, K., M. Kunii, M. Hara, H. Seko, T. Hara, M. Yamaguchi, T. Miyoshi, and W.-K. Wong, 2010: WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration / Research and Development Project (B08FDP/RDP). *Tech. Rep. MRI*, 214 pp.
- Saito, K., H. Seko, M. Kunii, and T. Miyoshi, 2012: Effect of lateral boundary perturbations on the breeding method and the local ensemble transform Kalman filter for mesoscale ensemble prediction. *Tellus*, 64A, 11594.
- 斉藤和雄, 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.
- Wang, Y., M. Bellus, J.-F. Geleyn, X. Ma, W. Tian, and F. Weidle, 2014: A new method for generating initial condition perturbations in a regional ensemble prediction system: Blending. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 2043–2059.
- Wang, Y., M. Bellus, C. Wittmann, M. Steinheimer, F. Weidle, A. Kann, S. Ivatek-Sahdan, W. Tian, X. Ma, S. Tascu, and E. Bazile, 2011: The Central European limited-area ensemble forecasting system: ALADIN-LAEF. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 483–502.
- 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.
- 山口春季,2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,35-41.
- 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.

山根省三, 2002: 摂動の線型発展の理論. 気象研究ノート, **201**, 21–71.

 3.4 メソアンサンブル予報システムの本運用に向 けた開発¹

3.4.1 はじめに

本節ではメソアンサンブル予報システム (MEPS) に おいて、部内試験運用の開始(2015 年 3 月) 以降に 行った開発について述べる。主な内容は以下の通りで ある。

- 1. 側面境界摂動作成における全球特異ベクトル (GSV)の利用(2017年1月導入、第3.4.2項)
- 予報モデル asuca の導入(2017 年 7 月導入、第 3.4.3 項)
- GSV 初期時刻の変更・21 メンバー化及び1日4
 回運用(2018年6月導入、第3.4.4項)

この他にも初期摂動作成時の設定変更、GSV 計算に おけるモデル更新 (山口 2017) を行い、MEPS の予測 精度はわずかに改善しているが、上記の変更と比較す ると影響は小さいので省略する。なお、MEPS 部内試 験運用開始時の仕様は小野 (2016) を参照されたい。そ の後の仕様の変遷については表 3.4.1 にまとめた。特 異ベクトル (SV) 法に関連した用語の解説及び現在運 用中の MEPS の仕様の詳細については第 3.3 節を参照 されたい。

3.4.2 側面境界摂動作成における GSV の利用(1) 初期・側面境界摂動間の不整合

MEPS では部内試験運用開始当初、初期摂動作成に SV 法を採用する一方(経緯は第 3.2 節参照)、側面境 界摂動には週間アンサンブル予報システム(WEPS)の 予測値から摂動を抽出し MEPS の摂動を作成してい た(小野 2016)。WEPS を利用することの利点は、摂 動作成のために数値予報モデルを実行する手間を要せ ず、内挿及び振幅調整といった簡単な処理だけで摂動 が作成できることである。一方で、初期摂動と側面境 界摂動を独立に作成するため両者に相関がなく、初期 摂動の構造と側面境界摂動の構造が不連続となる欠点 がある。

図 3.4.1 に側面境界摂動を WEPS で作成していた当時の MEPS と、本項で述べる開発により GSV を利用 して初期・側面境界摂動間で整合を取った MEPS の摂 動を示す。WEPS による側面境界摂動では(図 3.4.1 の破線内)、例えば領域南西側の側面境界付近に領域内 部の初期摂動と側面境界から流入した摂動の間に不連 続が見られる。この不連続なパターンは予報時間の経 過とともに日本付近に流れ込むため、特定のアンサン ブルメンバー(以下、メンバー)に着目して予測シナ リオを検討してしまうと、側面境界摂動の到達ととも に予測の傾向が変わることになる。このような摂動の 不連続は強雨の予測にも悪影響を及ぼす場合があるこ ともわかっている (Ono 2017)。



図 3.4.1 2015 年 6 月 1 日 18UTC 初期値の FT=3 にお けるメンバー 01 の 500 hPa の気温摂動 [K]。側面境界摂 動が WEPS の実験(左)及び GSV で整合を取った実験 (右)。ただし、実験設定の違いにより摂動パターンは異 なる。

一方、初期摂動と側面境界摂動の整合を取ると(図 3.4.1 右)、連続的な摂動となり、側面境界値の流入に よる予測傾向の変化は起こらない。したがって、初期・ 側面境界摂動間の不整合を解消し利便性の向上を図る ため、側面境界摂動の作成方法を見直すこととした。

(2) 初期・側面境界摂動の整合の取り方

初期摂動と連続した側面境界摂動の作成は、初期摂 動で利用している摂動を側面境界摂動でも利用するこ とで実現できる²。MEPS では、初期摂動作成にはメ ソ特異ベクトル(MSV;小野 2010)とGSVの両者を 利用しているが、MSV は解析領域内に限定して算出さ れる。一方、GSV は解析領域とその周辺を含む広範囲 に算出されるため、GSV を側面境界摂動にも利用する ことを考える。

MEPS の初期摂動は MSV 及び GSV の線形結合に より作成され (小野 2016)、結合係数はバリアンスミ ニマム法 (Yamaguchi et al. 2009)により計算される。 この結合係数による GSV 間の重みをそのまま側面境 界摂動作成時の GSV の線形結合に利用する。これに より、初期摂動が持つ GSV のバランスと同等の側面 境界摂動を作成することができる。

(3) 側面境界摂動のための GSV の見直し

GSV の計算設定については、初期摂動に加えて側面 境界摂動も考慮したものへと見直す必要がある。特に、 側面境界摂動は初期摂動と異なり、摂動の時間発展を考 える必要がある。このためには、算出された GSV を、 GSV 計算で利用している非線形モデル (NLM) あるい は接線形モデル (TLM) を用いて積分する方法が最も 簡便である。また評価時間については、初期摂動向け の 24 時間から、MEPS の予報時間である 39 時間に 延長する³。この場合に、検討すべき課題を以下に列挙

² この方針に対して、初期摂動に WEPS を利用することで、 側面境界摂動との整合を図ることも可能である。しかし、予測 精度の面で WEPS は GSV に劣るため (Saito et al. 2011)、 採用していない。

³ 必ずしも評価時間を予報時間と一致させる必要はないが、 予報期間を通したメンバー間のばらつきの確保やシステム上 の容易さを考慮した。

¹ 小野 耕介 (気象研究所)

表 3.4.1 部内試験運用開始後の MEPS の仕様の変遷。変更部分を太字で強調している。★印は設定の変更を表し、本文に詳細 な説明がある。

年	2015	2016	2017	2018~現在
初期時刻	18UTC	18UTC	18UTC	00, 06, 12, 18UTC
メンバー数	11	11	11	21
予報モデル	JMA-NHM	JMA-NHM	asuca	asuca
初期摂動	SV 法	SV 法	SV 法 ★	SV 法 ★
側面境界摂動	WEPS	WEPS	GSV ★	GSV ★

表 3.4.2 2016 年 1 月 15 日 18 UTC 初期値の SV の線形成長率。SV01~SV05 は成長率の大きいものから上位 5 つの SV で あることを意味する。

	SV01	SV02	SV03	SV04	SV05
湿潤 SV	65.3	13.5	11.0	7.1	6.2
乾燥 SV	10.9	9.5	6.0	5.3	4.4

する。

- GSV の時間積分に NLM あるいは TLM のどちら を採用するか。
- 現在の初期摂動用のターゲット領域は側面境界摂動の作成に対しても適切であるか。
- 側面境界摂動の振幅をどう調整するか。

以下では、これらについて検討した結果を述べる。

GSV の時間積分モデル

GSV の時間積分については NLM 及び TLM の選択 肢があるが、利用実績が無かったため両モデルによる比 較実験を行い、摂動の性質を調査した。なお GSV は、 利用する NLM/TLM に組み込まれている物理過程に よって乾燥 SV(力学過程+境界層)と湿潤 SV(乾燥 SV+重力波抵抗・放射・雲水・積雲対流)の 2 種類が あり (酒井 2009)、本節でもこの名称を踏襲する。2015 年当時の MEPS では初期摂動のみを目的とした GSV に湿潤 SV を利用していた。

そこで、初めに当時利用していた湿潤 SV の TLM を 利用して GSV の時間積分の特性を調査した。その結 果、冬季の事例を中心に成長率が他と比べて 10 倍程度 大きい SV が算出されることがわかった(表 3.4.2 上)。 この GSV を基に側面境界摂動を作成しアンサンブル 予報を行うと、予報後半のスプレッドが急激に増加し、 過大なばらつきの原因となることがわかった(図略)。 酒井 (2009) では、大きな成長率を持つ SV は湿潤 SV 特有の性質であるとともに、乾燥 SV ではこのような 性質が見られないことが報告されている。また、当時 の WEPS 及び現在の全球アンサンブル予報システム (GEPS) において、日本付近を含む中緯度帯では乾燥 SV を採用している。以上を踏まえて、MEPS でも乾 燥 SV を利用することを検討し再度実験を行った。そ の結果、上記のような過度に高い成長率の GSV は計 算されないことがわかった(表 3.4.2 下)。そこで、乾燥 SV の TLM を側面境界摂動作成のためのモデルの候補の一つとした。

続いて、乾燥 SV の NLM による側面境界摂動の作 成の可能性を調査した。NLM を用いる利点は、誤差成 長率が一定の TLM とは異なり、流れに応じて振幅が 自然に時間発展することが期待できる点である。しか し多数事例の調査の結果、当時の NLM では GSV の不 自然な時間発展が確認された。図 3.4.2 に NLM による GSV の 24 時間積分後の温度成分の例を示す。日本の はるか上流にあたるチベット付近において、円形かつ 振幅が大きい摂動が見られる。同様な摂動は冬季の他 の初期時刻でも散見され、共通の特徴としてチベット 付近の標高の高いところかつジェット気流の合流場に 対応し、停滞性であった。この不自然な GSV 成分を 含む側面境界摂動からアンサンブル予報を行ったとこ ろ、予報後半でのスプレッドの不自然な急増、計算不 安定によるモデル積分の異常終了が確認された。この ため、当時の NLM の採用は見送った。

以上の調査から、側面境界摂動の作成には乾燥 SV による TLM を採用することとした。

ターゲット領域の再検討

ー般に、SV 法では評価時間を延長すると、ターゲッ ト領域から離れた領域に SV が算出されるようになる。 これは評価時間にターゲット領域内に分布する SV の 初期時刻における起源はその上流側となるためである。 したがって、ターゲット領域を変えずに GSV の評価時 間を 39 時間に延長すると、特に大気の流れが速い冬 季では、初期摂動の主要部分は予報領域の外側上流に 分布することが多い。図 3.4.3 に当時の MEPS 及び評 価時間を 39 時間に延長した実験による 500 hPa のジ オポテンシャル高度 (Z500) の初期スプレッドを示す。



図 3.4.2 2016 年 1 月 18 日 18UTC 初期値の NLM による 24 時間積分における SV01 温度成分の分布。暖色ほど振 幅が大きい。

当時の MEPS (同図左)と比較すると、評価時間を延 長した実験の初期スプレッドの分布(同図右)は、上 流側の西側境界付近のみに主要部分が限定されている ことがわかる。これでは初期場に内在する不確実性を 十分に捕捉できないため、ターゲット領域の変更を検 討した。

GSV のターゲット領域の感度調査は、

- 当時の設定(初期摂動向け; 東経 125-145 度, 北緯 25-45 度)
- 2 MEPS 予報領域の側面境界におおよそ合わせて拡大(東経 110-150 度, 北緯 20-50 度)
- ③ 初期摂動の分布が広がるよう2を下流へ拡大(東 経 110-170 度,北緯 20-50 度)
- ④ 夏季の熱帯擾乱への感度向上のため3を南方にや や拡大(東経 110-170 度,北緯 15-50 度)

の4実験について、2015年の月毎の平均的な分布を比較した。なお、評価時間は全て 39時間に延長して調査した。

図 3.4.4 に 2015 年 1 月の各 GSV の温度成分の分布 を示す。初期時刻に着目すると(同図上段)、実験①と ②に大きな差異は見えず、ともに日本付近の空間分布 が乏しいことがわかる。一方、ターゲット領域を下流 に広げることで(③と④)、初期時刻においても日本周 辺に GSV が分布することがわかる。これは、ターゲッ ト領域を広げたため、評価時間において予報領域の外 側下流に位置する擾乱の成分を検出しているためであ る。なお夏季については、上空の風速が遅いため冬季 ほど初期時刻に上流に偏る様子はないが、ターゲット 領域拡大による GSV の分布傾向は冬季と同様である (図略)。また、③からターゲット領域を南方に広げた ④はわずかに熱帯への感度が増加し、南洋上の熱帯擾 乱に対応した GSV を得ることが期待された。

次に評価時刻に着目すると(同図下段)、①を除きお おむね予報領域を覆っていることが確認できる。この ことは、①以外は MEPS 予報時間 39 時間の間に側面 境界摂動として利用するために十分なカバレッジを持



図 3.4.3 2016 年 1 月 16 日 00UTC 初期値の Z500[gpm] の初期スプレッド。当時の MEPS (左)及び GSV の評価 時間を 39 時間に延長した実験(右)。アンサンブル平均 による風(矢羽根)も併せて表示した。

つことを示唆している。

以上の比較結果を考慮して、ターゲット領域が最も 広い④を採用することにした。

側面境界摂動の振幅

側面境界摂動の大きさは、予報時間ごとに側面境界 値に含まれる誤差の大きさを反映している必要がある。 このことを式で表すと、ある予報時刻における側面境 界値の誤差を dy、初期時刻の(GSV の線形結合から 成る)振幅調整前の側面境界摂動を dx、接線形時間推 進演算子(dx の時間発展は TLM)を M とすると、両 者の間には倍率 α を用いて、

 $dy \sim \alpha M dx \tag{3.4.1}$

の関係がある。ここで基準となる dy が既知ならば、摂動を α 倍することで任意の予報時間における側面境界 摂動 M(dx)の振幅を調整できる。

ここで、側面境界値の誤差 dy に相当する量を検討す る余地があるが、側面境界値(基は GSM 予測値)の MSM 初期値を参照値とした誤差を採用することとした。 この側面境界値の誤差の季節を通じた値を用意するた めに、2015 年 1 月から 12 月の 00, 06, 12, 18UTC 初期 値に対して 3 時間ごとに誤差を算出した。また WEPS では、GSV から初期摂動を作成する際に 500 hPa 気 温を基準値としているため (山口 2011)、MEPS にお いても、500 hPa の気温を利用することとした⁴。

図 3.4.5 左に 2015 年 1 月の側面境界値の 500 hPa 気温誤差の時間発展を示す。参考として MSM 予測値 の同初期値を参照値とした誤差も併せて示した。MSM の誤差は予報時間 3 時間以降ほぼ線形的に増加する。 一方、GSM の予測誤差は予報初期から緩やかな増加を 示すが、中盤以降はやや増加しその大きさは MSM と 同程度で推移する。

この GSM の予測誤差を月別に表示したものを同図 右に示す。500 hPa 気温誤差の特徴として、冬季は予 報初期の誤差が夏季に比べて小さいが時間の経過とと

⁴ GSV の初期時刻のエネルギーは気温に関する項が卓越し ている。



図 3.4.4 2015 年 1 月のターゲット領域(下段の赤枠)が異なる GSV の温度成分の分布。各初期時刻の温度成分を鉛直積算し 最大値で規格化後、月平均を取ったもの。上段が初期時刻、下段が評価時刻(39時間後)における分布を表す。



図 3.4.5 GSM 予測値から作成した側面境界値の 500 hPa 気温の MSM 初期値を参照値とした予報誤差。左図が 2015 年 1 月の誤差(赤線が側面境界値、黒線は MSM 予測値 の誤差)の時間発展を示し、右図に 2015 年各月の誤差を 予報時間別に示す。6 時間予報値の誤差は図の下方、青点 線で示している。

もに誤差が大きくなる、夏季は予報初期の誤差が大き いが誤差成長は小さい、といった特徴がわかる。

この誤差より基準値 dy を決定するが、線形関係 $\alpha M dx = M(\alpha dx)$ より、どの予報時間の誤差を基準 とするかは任意である。ここでは単純に MEPS の予 報初期時刻を基準とすることとし、側面境界値の 6 時 間予測値の誤差を採用した⁵。図 3.4.5 右の 6 時間予報 値の誤差に着目すると、年間を通しておおむね 0.55– 0.60 $^{\circ}$ の範囲で推移しており、季節変化が小さい。こ の誤差に2次曲線近似⁶ を用いて平滑化したものを日々 の誤差の基準値 dyとした。この dy を利用して、予報 初期時刻に $dy \sim \alpha dx$ となるように求めた倍率 α を用 いて側面境界摂動の振幅を調整している。

(4) 統計検証

以上の変更を採用し側面境界摂動を変更した実験 (TEST)と、当時の試験運用中の MEPS (RTN)との 精度比較を行った。実験は梅雨期・台風事例・冬季に



図 3.4.6 梅雨事例における 500 及び 850 hPa の気温 [K] (左 列) 及び東西風 [m/s] (右列) の MSM (桃破線)、MSM 及び MEPS アンサンブル平均予報の RMSE 及びスプレッ ドの時系列。黒線が RTN、赤線が TEST を表す。

対して、それぞれ 10 初期値ずつ行った⁷。GSV の設定 変更は初期摂動にも反映されるため、初期摂動の特性 も本変更で変わる。

スプレッドと誤差の関係

図 3.4.6 に梅雨事例における 500/850 hPa の気温及び 東西風について、MSM 初期値を参照値とする MSM 及 びアンサンブル平均予報の二乗平均平方根誤差 (RMSE) 及び MEPS アンサンブルスプレッド(以下、スプレッ ド)を示す。

気温について、当時のシステム (RTN) の特徴とし

⁵ 側面境界値は MEPS 初期時刻の 6 時間前の予測値を基に 作成される。

⁶ この近似では 12 月と 1 月の間の連続性を考慮していない が、両月の誤差の大きさの差は小さいため無視している。

⁷ 初期時刻は梅雨期の 2016 年 6 月 17-26 日、台風事例は 2015 年 7-9 月から 10 初期値、冬季は 2016 年 1 月 11-20 日で、いずれも 18UTC を初期値としている。



図 3.4.7 2016 年 6 月 23 日 18UTC 初期値の気温 [K](上)
 及び風速 [m/s](下)の初期スプレッドについて、RTN(左)
 と TEST(右)を表す。併せて、アンサンブル平均予報による Z500 等値線(上)及び矢羽根(下)を示す。

て、予報初期の気温のスプレッドが 500 hPa を中心に 大きく、3 時間後にかけて減少するといった不自然な 傾向があった。この傾向は今回の GSV の導入により やや強調されるようになった。この特徴を図 3.4.7 のス プレッドの平面図で確認する。RTN の初期スプレッド の分布は局所的かつ振幅が大きい。これは RTN のター ゲット領域が初期摂動のみを対象とした狭い領域に設 定されており、初期摂動の中に複数の GSV が重畳し ているためと考えられる。一方 TEST では、ターゲッ ト領域を広げたため、局所的な振幅が若干減少すると ともにスプレッドの分布が広がっている。なお、アン サンブル平均予報誤差は RTN・TEST ともに同程度で あった。

風速については、図 3.4.7 の平面図から気温スプレッド同様に、振幅の緩和と下流への広がりが確認できる⁸。 図 3.4.6 の時系列では、850 hPa に着目すると、FT=9 以降で RTN に比べて TEST のスプレッドは小さい。これは側面境界摂動の変更による効果と考えられ、GSV の特徴として高度 3000 m 程度から下では振幅が減少 するためである。同様の傾向は台風事例及び冬季にも 確認されており、予報途中からの場のスプレッドが全 体的に抑制されている。なお、冬季のみ側面境界摂動 の影響が出てくる予報後半の 500 hPa の風速及び高度 場のスプレッドが増加している(図略)。

降水予測特性の変化と台風進路予報への影響

図 3.4.8 に梅雨事例の 3 時間降水量に対するスプレッド及びブライアスキルスコア (BSS) を示す。降水検証



図 3.4.8 梅雨事例における 3 時間降水量 [mm/3h] のスプ レッドの時系列(左)と閾値別の BSS(右)。黒線が RTN、 赤線が TEST。

は、解析雨量を参照値とし、20 km 格子平均降水量に 対して、陸域及び沿岸 40 km の範囲で行った。

図 3.4.8 より、RTN と比べて TEST のスプレッドが 予報中盤で減少する傾向がある。これは図 3.4.7 でみ た中層以下の風速場を中心としたばらつきが抑制され たことによるものと考えられる。一方で、BSS はわず かながら改善している。このことを実際の事例で確認 する(図 3.4.9)。九州西部にかかる降水について、ア ンサンブル最大降水量⁹の予測は TEST が RTN に比 べて、実況で観測されている降水により近いところで まとまっていることがわかる。

このスプレッド抑制の効果は台風進路予報でも確認 できる(図 3.4.10)。2016 年台風第 10 号に対する RTN の予測では、メンバー間の進路はそろっているものの 進行速度のばらつきが大きい。また 2016 年台風第 16 号に対しては、RTN の予測進路が定まっていない。一 方 TEST では、両事例ともにベストトラック付近にま とまるよう予測が改善している。

初期・側面境界摂動の整合の効果

初期・側面境界摂動の整合を取ったことにより、メ ンバーの予測が改善した事例を図 3.4.11 に示す。なお、 本実験は側面境界摂動の効果を確認するため、RTN の 初期摂動を TEST と同一にして行っている。この事例 は、MSM による寒冷前線の予測が実況より遅れた事例 であり、RTN では全メンバーが実況を捉えていなかっ た。一方 TEST では、同図右に示すように実況に近い メンバーが確認できた。同図には 850 hPa の相当温位 摂動も示しているが、TEST では寒冷前線の前面で正 摂動、後面で負摂動と前線を強化するスケールの大き い摂動が顕著であった。一方、RTN では初期・側面境 界摂動の不連続に起因して摂動の様子が一貫しておら ず、特に寒冷前線後面で顕著である。このため、RTN では TEST と比較して、寒冷前線の東進を早めること ができず、実況を捕捉できなかったと考えられる。

本開発にあたり、この事例のように降水予測を明ら

⁸ 風速の初期スプレッドの減少は、2016 年当時の内挿にお けるバグ修正の影響も含まれている。

⁹ 個々のアンサンブルメンバーの降水量予測から、最大値を 取り出し描画したもの。



図 3.4.9 2016 年 6 月 19 日 03JST の 3 時間降水量 [mm/3h] について、解析雨量(左)、RTN による予測(中央)、TEST による予測(右)。予測についてはアンサンブル最大降水量であり、2016 年 6 月 17 日 18UTC 初期値の FT=24。



図 3.4.10 2016 年台風第 10 号(上段、2016 年 8 月 28 日 18UTC 初期値)及び台風第 16 号(下段、2016 年 9 月 16 日 18UTC 初期値)の進路予報。左列が RTN、右列が TEST。黒線がベストトラック、青線が MSM による予測、 赤線が各メンバー、緑線がアンサンブル平均による予測を 表す。

かに改善する事例を見つけることは容易ではなかった。 このため、確率論的なスコアには摂動間の整合を取っ た効果は小さく、これまで述べてきた予測精度の改善 は主に GSV 変更による効果と考えられる。

また、摂動間の整合を保った現 MEPS による各メン バーの降水量予測において、摂動メンバーがコントロー ルラン¹⁰ の予測精度をどの程度持続して上回るかは河 野ほか (2019) に示されている。その結果は、WEPS を 利用して整合を取っていなかった小野 (2016) と同様に 摂動メンバーがコントロールランを改善する継続時間 は短いことを示している。したがって、降水量につい ては、引き続き個々のメンバーを過度に信頼すること は、利用上危険であることに変わりはない¹¹。

(5) まとめと課題

初期・側面境界摂動の整合をとるため、側面境界摂 動作成に GSV を利用した。その結果、摂動特性の変 化によりアンサンブル予測精度が改善されるとともに、 摂動の不整合が解消され利便性が向上した。2017 年 1 月 11 日 18UTC 初期値より部内試験運用版 MEPS に 導入された。

側面境界摂動に関わる課題として、図 3.4.5 で示し たように GSM の予測誤差の時間発展は月平均でも線 形ではない。一方で、GSV のモデル更新(山口 2017、 2017 年 7 月に MEPS にも適用)以降、異常な非線形 成長をする GSV が見られない(越智、私信)。このた め、非線形モデルによる側面境界摂動の開発を引き続 き行っており、これにより NLM による場の流れを反 映した振幅が得られることが期待される。

また、WEPS から GSV に変更したことにより、側 面境界摂動に水蒸気摂動を利用していない。これによ る悪影響は今回の統計検証からは見られなかった。一 方で、側面境界から流入する水蒸気場の誤差を考慮す ることは降水予測において必要である。したがって、側 面境界摂動における水蒸気摂動を再検討することは重 要な課題である。

3.4.3 予報モデル asuca の導入

(1) asuca 導入による予測特性の変化

数値予報課では 2007 年頃より非静力学モデル asuca(気象庁予報部 2014)の開発を行っており、MSM の予報モデルとして長年利用されてきた気象庁非静力 学モデル (JMA-NHM; 気象庁予報部 2003, 2008、以 下 NHM) に替わり、2017 年 2 月に asuca が導入され るとともに、鉛直層数も 76 に増強された (原 2017)。 これにより、MSM の予測精度が改善された (原・倉橋

¹⁰ 摂動を与えない予報であり、MSM と同一である。

¹¹ 一方、より時空間スケールの小さい現象に着目する場合は 個々のメンバーの予測が有効なことがある。菊池ほか (2019) では短時間の乱気流予測に MEPS の摂動メンバーの予測を 利用している。



図 3.4.11 2016 年 1 月 17 日 18JST の 3 時間降水量 [mm/3h] について、左から解析雨量、MSM の予測、RTN 及び TEST のメンバーの予測と 850 hPa 相当温位摂動。初期時刻 2016 年 1 月 15 日 18UTC における FT=39 を示す。



図 3.4.12 上段:2016 年 8 月 18 日 09JST の 3 時間降水量 [mm/3h]。左から解析雨量、NHM による予測とアンサンブル最 大降水量、及び同 asuca による予測。予測は 2016 年 8 月 16 日 18UTC の FT=30。下段:上段と同じ、ただし 2017 年 1 月 17 日 18UTC 初期値の FT=21。

2017).

一方、当時の MEPS は MSM への asuca 導入後も 引き続き NHM を利用していた。asuca の導入により MSM の予測特性は NHM 利用時と比べて大きく変わっ ている。例えば夏季において、前線などによる収束で 強制力が強い場では、NHM は強い降水を過度に集中 させる傾向があったが、asuca ではこの傾向が緩和され るようになった (原・倉橋 2017)。図 3.4.12 上に NHM と asuca による降水予測の違いが明瞭に表れた事例を 示す。NHM では収束線に沿って、実況と比較して強 い降水が狭い範囲に集中している。一方、asuca では この特性が緩和されていることがわかる。

モデルの特性は個々のメンバーにも反映されるため、 同図に示したアンサンブル最大降水量の予測もNHMと asucaでは大きく異なっている。したがって、MSMに導 入された asuca による予測の不確実性を適切に MEPS で予測するためには、MEPS にも asuca を導入するこ とが急務であったため、2017 年 7 月より導入している。

ここでは asuca 導入による予測精度の変化について、 降水予測特性を中心にまとめる。実験は梅雨期・台風 事例・冬季の 10 事例について行った¹²。検証方法は第 3.4.2 項と同様である。なお、ここでいうモデル変更と は鉛直層の増強も含意する。

(2) 降水検証

決定論的予測特性

前述の通り予報モデル変更による予測特性の変化は 各メンバーにも反映される。図3.4.13 に、モデル変更に よる特性変化が明瞭である冬季の検証結果を示す。原・ 倉橋 (2017) によると、モデル変更による冬季の MSM の特性変化は 10 mm/3h 以下の降水で捕捉率が向上す るが、空振り率も増加する。この傾向は図 3.4.13 のコ ントロールランのバイアススコアでも明瞭であり、捕 捉率・空振り率の増加を反映して、バイアススコアが 増加している。

図 3.4.12 下段に冬季における事例を示す。NHM と 比べて asuca は降水頻度が過多になったが、この傾向 はアンサンブル最大降水量による MEPS の予測でも見 られた。

¹² 梅雨期は 2016 年 6 月 17–26 日、台風事例は 2016 年 8–9 月の 10 初期値について、冬季は 2017 年 1 月 17–26 日であ り、いずれも 18UTC を初期値とした。



図 3.4.13 冬季の事例を対象とした 3 時間降水量に対する閾 値別のスレットスコア(上段)とバイアススコア(下段)。 左列が NHM、右列が asuca に基づく予測。黒線がコント ロールラン、灰点線が各メンバー、赤線がアンサンブル平 均、緑線がアンサンブル最大を表す。



図 3.4.14 3 時間降水量に対する閾値別の BSS(上)、RO-CASS(中)、スプレッド時系列(下)。黒線が NHM ベー スの MEPS、赤線が asuca ベースの MEPS による実験。 左列が梅雨事例、中列が台風事例、右列が冬事例を示す。



図 3.4.15 2016 年 8 月 22 日 15JST の 3 時間降水 量 [mm/3h] について、左から解析雨量、NHM ベースの MEPS による 30 mm/3h 以上の超過確率、同 asuca ベー ス。初期時刻は 2016 年 8 月 20 日 18UTC 初期値の FT=36。



図 3.4.16 台風事例における 40 mm/3h 閾値の確率値別予 測頻度(左)及び確率値別信頼度(右)。緑が NHM ベー ス、赤が asuca ベースの MEPS による予測。

確率論的予測特性

次に 3 時間降水量について、確率論的スコアであ る BSS、ROC 面積スキルスコア (ROCASS) 及びスプ レッドを事例別に図 3.4.14 に示す。

asucaの導入により、3時間降水量のスプレッドは梅 雨・台風ともに減少し、冬季では増加している。梅雨 事例では、前述の通り強制力の強い場の過度な強雨予 測が緩和されるため、強い降水による位置ずれの寄与 がNHMと比べ asucaでは減少したためと考えられる。 台風事例でのスプレッドの減少は、台風中心付近では モデル間で明確な差異が認められなかったが、台風に 巻き込むスパイラルバンド上の降水域について、NHM は asuca より過剰な予測をする傾向が見られ、このた めスプレッドが大きかった可能性が考えられる。一方、 冬季におけるスプレッドの増加は前述の降水頻度増加 が原因である。

確率論的なスコアに着目すると、梅雨事例では BSS 及び ROCASS ともに強雨を除き同程度である。強雨 の若干の悪化は降水頻度が減少したことによるものと 考えられる。また、台風及び冬季の事例では、asucaの 導入により BSS は悪化するが ROCASS は改善すると いった特徴が見られた。以下では、この点についての 調査を進めた結果を示す。なお、台風・冬季ともにス コアの特徴は同様であったため、台風事例による分析 結果を示す。

図 3.4.15 に閾値 30 mm/3h の超過確率予測を示す。 高めの降水確率を示す領域が、NHM より asuca のほ うが広い。実際、台風 10 事例における予測頻度を図 3.4.16 に示すが、高い確率値で asuca のほうが NHM より予測頻度が増加している。その一方、予測頻度が多 くなった確率値において信頼度が悪化している¹³(同 図右)。つまり、asuca 導入後、現象の発生頻度に比べ て、予測頻度が多くなったことを示している。特に冬季 においては、予測頻度過多が全確率値で見られた(図 略)。このため、BSS では台風及び冬季の事例での悪 化につながった。

次に台風事例・冬季における ROCASS の改善につい て考える。ROCASS は、確率予報を利用して損失軽減

¹³ 図 3.4.15 の事例では asuca のほうが若干台風の進行速度 が遅いことも信頼度の悪化の原因となっている。



図 3.4.17 台風事例 40 mm/3h に対する ROC 曲線。黒が NHM ベース、赤が asuca ベースの MEPS による予測。

の効果を計るコストロス解析と密接に結びついたスコ アであり (高野 2002)、各確率値の捕捉率と誤検出率を 基に計算される。図 3.4.17 に閾値 40 mm/3h の ROC 曲線を示す。モデル変更による特性を反映して、asuca では捕捉率が増えた分 ROC 面積が大きくなっている。 一方で、誤検出率が増加しているが、ROC 面積におけ る影響は小さい。このように ROCASS は捕捉率の向 上に敏感なため、改善がみられている。

以上のように、確率論的検証ではスコアによってモデ ル変更の効果に対する善し悪しが変わるものの、asuca による予測特性の変化が適切に MEPS にも反映され ている。

(3) 場の検証

MEPS への asuca 導入にあたり、モデルは変更となっ たが、摂動は変更していない。したがって、場のばら つきに摂動変更ほどの大きな変化は見られなかったが、 モデル特性の変化により asuca 導入後は中層以下でス プレッドの増加が見られた。

図 3.4.18 に Z500 及び 925 hPa の風速のスプレッド と誤差を示す¹⁴。強調すべき点は、これまでの度重な る摂動方法の変更において、改善が見られなかった上 層高度場のアンサンブル平均予報誤差が、asuca の導 入により改善していることである。一方、925 hPa の 風速のように、中層以下ではスプレッドの若干の増加 が各要素とも確認されているが、アンサンブル平均予 報の改善は見られなかった。

この他に地上・高層観測を対象とした検証を行った が、asuca 導入による精度改善は、アンサンブル平均 予報においても確認された(図略)。



図 3.4.18 梅雨事例における Z500[gpm](左)及び 925 hPa の風速 [m/s](右)のアンサンブル平均予報誤差 RMSE と スプレッドの時系列。黒線が NHM ベース、赤線が asuca ベースの MEPS による。

(4) まとめと課題

MEPS への asuca 導入に伴い、降水確率検証では改 善・改悪がともに見られたものの、モデル変更を適切に 反映したものであった。また、高度場についてアンサ ンブル平均予報精度の向上等の改善が見られた。この ため、MSM の不確実性を見積もることを目的に 2017 年 7 月 27 日 18UTC より、MEPS の各予報には、鉛 直層数を 76 に増強した asuca が導入された。

今後は asuca の改良に合わせて、迅速に MEPS に も反映させていくことが現業利用の観点で大切である。 また、現在初期摂動に利用している MSV は NHM ベー スであるため、asuca に基づく MSV の開発を進めて いる(第 3.5 節)。

3.4.4 GSV 初期時刻の変更・21 メンバー化及び 1 日 4 回運用

(1) 本運用に向けて

第 10 世代スーパーコンピュータシステムが 2018 年 6 月 5 日に導入されたことに伴い、MEPS の部内試験 運用は 1 日 1 回 11 メンバーの運用から、本運用時に 予定していた仕様 (石田 2016)と同等な 1 日 4 回 21 メンバーでの運用を開始した。ここでは、本運用時の MEPS プロダクト配信時間の迅速化に向けた GSV の 計算初期時刻変更とその影響について述べるとともに、 メンバー数増強による予測精度への影響を述べる。ま た、1 日 4 回運用となったことで、初期値更新による 不確実性の変化を追いやすくなった。この点について は河野ほか (2019) に解説されている。

(2) GSV 計算と配信時間について

MEPS の予測結果の閲覧はスーパーコンピュータシ ステムの更新前は、初期時刻からおよそ5時間後であっ た。5時間を要する主な理由は、GSV の計算に必要な 全球速報解析の観測の待ち受け時間が2時間20分で あり、MEPS 初期時刻と同じ時刻の全球速報解析の作 成を待って、GSV 計算・摂動計算・アンサンブル予報 を実行していたためである。これでは、MSM の予測結

¹⁴ なお、誤差計算の参照値となる MSM 初期値を作成するメ ソ解析は NHM を利用して作成している。



図 3.4.19 MEPS 初期時刻の 6 時間前の初期値の GSV を 利用する際に検討した方法の概念図。

果から大きく遅れて MEPS が配信されることになり、 MSM の不確実性を把握するためには不便である¹⁵。そ こで MEPS プロダクトの配信を早めるため、MEPS 初 期時刻の 6 時間前の全球解析を利用して GSV 計算を 行うこととした¹⁶。

6 時間前の全球解析から MEPS 用の GSV を計算す る方法としては、以下の 2 通りの方法が考えられた(図 3.4.19)。

- 基本場を 45 時間積分し、FT=6 から 45 の間で接 線形・随伴モデルによる繰り返し演算を行い、評 価時間 39 時間の GSV を算出する。
- 評価時間 45 時間として GSV を算出し、TLM に よる 6 から 45 時間積分の出力を利用する。

前者の方法は、評価時間が変わらないため GSV の性 質を大きく変えない一方、開発コストが大きいことが 想定された。後者の方法は GSV の出力を利用するだけ で済むため開発コストが小さい。一方、GSV は MEPS 初期時刻より 6 時間前から TLM により積分されたも のを利用するため、摂動成分の寄与が従来と異なり、予 測特性の変化が想定された。

結局、当時は新スーパーコンピュータシステムへの 移植期限が迫っていたため、後者の方法による作業を 行い、予測精度の悪化が見られなかったため導入に至っ た。なお、GSV の初期時刻・評価時間の変更以外、摂 動作成法は従来と同じである。

(3) 統計検証

GSV の初期時刻・評価時間の変更及び 21 メンバー 化による特性変化を調査した。GSV 変更前の実験を RTN、GSV 変更後を TEST11、さらにメンバー数を 21 に増強した実験を TEST21 と表す。ここでも梅雨



図 3.4.20 梅雨事例(上)及び冬季(下)における 500 hPa の気温 [K](左)、Z500[gpm](中央)及び風速 [m/s](右) のアンサンブル平均予報誤差 RMSE とスプレッドの時系 列。黒線が RTN、赤線が TEST11、青線が TEST21 を 表す。



図 3.4.21 3 時間降水量に対する閾値別の BSS(上)、スプ レッド時系列(下)。黒線が RTN、赤線が TEST11、青線 が TEST21 を表す。左から梅雨・台風事例・冬季の検証 結果。

期・台風事例・冬季のそれぞれについて 5 事例ずつ実 験を行った結果を示す¹⁷。検証方法は第 3.4.2 項と同様 である。

図 3.4.20 に 500 hPa の MSM 初期値を参照値とし た予報誤差及びスプレッドを示す。梅雨事例では(同 図上)、気温及び Z500 のスプレッドについて、GSV の変更前までは予報初期の過大とその後の減少という、 図 3.4.6 及び図 3.4.18 に見られた不自然な変化が改善 されている。一方で、風速については初期時刻からス プレッドが増加している。このことは MEPS 初期時刻 の 6 時間前から TLM で積分した摂動に変更したため である。酒井 (2009) では乾燥 SV の特性として、初期 時刻のエネルギーの大部分を占める気温摂動に関係す

¹⁵ 現在の MSM 及び MEPS の配信時間は片山 (2019) を参 照。

¹⁶ 側面境界値は 6 時間前の初期値の GSM に基づいているため、GSV の初期時刻を 6 時間前にすることにより、側面境界値と GSV の基本場の初期時刻が一致することになる。ただし、両者を作成するモデルと分解能は異なっている。

¹⁷ 梅雨期は 2017 年 6 月、台風事例は 2017 年 9 月の台風 18 号から、冬季は 2017 年 12 月 24-28 日とし、いずれも 18UTC を初期値とした。今回の TEST21 と同等である現 MEPS の長期間の検証結果については河野ほか (2019) を参 照。



図 3.4.22 上段左から、2017 年 9 月 18 日 03JST の速報天気図及び同時刻の 3 時間降水量 [mm/3h] について、解析雨量と MSM 予測。下段は左から RTN、TEST11 及び TEST21 による 3 時間降水量のスプレッド。予測は全て 2017 年 9 月 16 日 18UTC 初期値の FT=24。破線については本文参照。

る位置エネルギーは、評価時刻までの間に風速摂動に 関係する運動エネルギーに変換されることを示してい る。したがって、従来よりも6時間長くTLMによっ て積分されたGSVをMEPS 摂動に利用することは、 従来と比較して風速成分の寄与が大きく、気温成分の 寄与が相対的に小さくなると考えられる。したがって、 図 3.4.20 のようなスプレッドの特性変化が現れたと推 測する。

次に冬季の事例を同図下に示す。冬季は特に温帯低 気圧が発達しながら日本付近を通過するため、位置エネ ルギーから運動エネルギーへの変換効率が高く、GSV に起因する摂動の風速成分が増加し、過度なスプレッド に反映されていると考えられる。なお、これより下層で も全般にスプレッドが増加する特徴が見られた(図略)。

アンサンブルメンバー数の増強の観点からもスプレッドの増加は確認できるが、GSVの変更ほどの影響は見られない。また同図より、アンサンブル平均予報誤差への今回の変更の影響は小さいこともわかる。地上・高層検証においても、若干の改善がみられたが、効果は限定的だった(図略)。

3 時間降水量について、スプレッドと降水確率検証 の結果を図 3.4.21 に示す。GSV の変更及びメンバー数 の増強、それぞれによりスプレッドが増えており、BSS が改善していることがわかる。

図 3.4.22 に 2017 年台風第 18 号の降水予測を示す。

台風の中心位置について、MSM は実況より西側を予 想しており、強雨域は台風中心の北西側を中心に予測 している。また、20 mm/3h 以上の降水域は実況より 狭い予測となっている。RTN による降水スプレッドの 大きな領域は能登半島の北西沖に広がるがその東側で は小さく、実況の強雨ポテンシャルを十分に表現でき ていない。一方 TEST11 では、スプレッドの大きな領 域が RTN より東に拡大している。

またメンバー数増強の効果について、TEST11 と TEST21 を比較する。MSM が 50 mm/3h 以上を予 測している近傍の赤破線内ではスプレッドの明瞭な増 加が確認できる。これはメンバーが増えたことによる 新たな強雨シナリオの追加を表す。一方で、台風北側 の白破線内ではスプレッドの減少が見られる。これは メンバー数が増えたことにより、11 メンバー時の少な いサンプル数による過大な分散が抑制されたためと考 えられる。

(4) まとめと課題

GSV の初期時刻・評価時間の変更により、冬季を中 心とした MEPS スプレッドの過大が見られたものの、 降水確率精度の改善と予測資料配信の迅速化による利 便性向上のため、本変更は 2018 年 6 月 5 日 00UTC より、21 メンバー化とともに導入された。また、1 日 4 回 (00, 06, 12, 18UTC)の運用を開始した。なお、 現業運用は 2019 年 6 月 27 日 00UTC から開始して おり、本稿執筆時(2019 年 12 月)に至るまで MEPS の仕様に変更は無い。

本変更により、MEPS の初期の過大な気温のスプレッドが改善されたが、冬季ではスプレッドが過大となった。原因として、側面境界値に含まれる誤差の要素間のバランスが、側面境界摂動の要素間のバランスと一致していないことが考えられる。第3.3節で述べたように、エネルギーノルムの評価には、重み係数を導入することで各要素間のバランスを考慮することができる。したがって、重み係数により、GSV の風速成分と気温成分を、側面境界値の誤差のバランスに近づくよう調整することが必要である。

また、第3.4.2 項で述べた側面境界摂動の振幅調整の 方法にも任意性があるとともに、TLM 積分により振 幅が一定の割合で増加していることも過大なスプレッ ドの要因と考えられる。適切な振幅調整方法の検討と NLM 積分による側面境界摂動の作成も今後の課題で ある。

参考文献

- 原旅人,2017:メソ数値予報システムの改良の概要.平成 29年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,42-47.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の 変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 48-55.
- 石田純一, 2016: はじめに. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 93-94.
- 片山桂一, 2019: プロダクトの送信時刻. 令和元年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 143.
- 河野耕平,氏家将志,國井勝,西本秀祐,2019:メソアン サンブル予報システム.令和元年度数値予報研修テ キスト,気象庁予報部,1-15.
- 菊池亮太, 松野賀宣, 本山昇, 又吉直樹, 工藤淳, 瀬之口 敦, 2019: メソアンサンブル予報とフライトデータ を用いた風況場ナウキャスティングの検討. 日本気 象学会 2019 秋季大会講演予稿集, A157.
- 気象庁予報部, 2003: 気象庁非静力学モデル. 数値予報 課報告・別冊第 49 号, 気象庁予報部, 194 pp.
- 気象庁予報部,2008: 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~.数値予報課報告・別 冊第54号,気象庁予報部,265 pp.
- 気象庁予報部, 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, 151 pp.
- 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.
- 小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発 状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100–113.
- Ono, K., 2017: Consistent Initial and Lateral Bound-

ary Perturbations in Mesoscale Ensemble Prediction System at JMA. *CAS/JSC WGNE*, *Res. Activ. Atmos. Oceanic. Modell.*, **41**, 5.16–5.17.

- 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.
- 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 号, 73–103.
- 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.
- 山口春季,2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,35-41.
- 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.

3.5.1 はじめに

2018年10月、気象庁は防災分野を始め社会におけ る情報サービス基盤である数値予報の技術開発を強力 かつ着実に推進していくため、「2030年に向けた数値 予報技術開発重点計画」(以下、「重点計画」;気象庁 2018)を策定した。ここで掲げられた4つの重点目標 のうち「豪雨防災」と「台風防災」では、線状降水帯 の発生・停滞、および台風や前線に伴う大雨などの予 測精度を向上し、これら顕著現象の発生する可能性を 高い確度で予測することで、早期の警戒と避難を可能 にすることを目指している。近年、線状降水帯や台風 などによる集中豪雨は毎年のように日本各地に甚大な 災害をもたらし、社会・経済へ大きな影響を与えてい る。この現状を鑑みると、今後の防災情報の信頼性の 向上、災害軽減を実現するためには、顕著現象の予測 精度向上は喫緊の課題であると言える。

線状降水帯の発生・停滞などの予測精度の向上には、 線状降水帯が発生する環境場を捉えた高精度な初期値 と境界値、個々の積乱雲を表現する高解像度かつ精緻 な雲解像モデルが必要となる。しかし、線状降水帯を 構成する積乱雲に伴う対流運動(積雲対流)は、その初 期値鋭敏性のために予測可能性が著しく低い(Zhang et al. 2003; Zhang et al. 2007; Hohenegger and Schär 2007b; Selz and Craig 2015; Sun and Zhang 2016 な ど) ことが指摘されており、特に Selz and Craig (2015) では、雲解像モデルを用いたシミュレーションにおいて、 小さな振幅の音波でさえも10時間後に全く異なる結果 をもたらすに十分であることが述べられている。雲解像 モデルの初期値精度向上については、先端的データ同化 システムの開発や観測データの高度利用など、精力的な 研究が継続されている (Kawabata et al. 2007; Johnson et al. 2015; Yussouf et al. 2015; Miyoshi et al. 2016; Poterjoy et al. 2017; Degelia et al. 2019 など) ものの、対流発生の場所やタイミング、持続時間を正 確に予測することには依然として困難がある。

この状況は、台風や前線による大雨、強風、高潮、波 浪などの予測についても同様である。海上の台風や前 線の解析に必要となる観測データは十分でなく初期値 の不確実性が大きいことに加え、これらの現象が包含 するメソスケール現象は、先述の通り潜在的な予測可 能性が低い。特に台風予測においては、台風内部の積雲 対流活動が予測可能性に及ぼす影響は大きく、理想的 な環境下においても台風の軸対称構造の予測可能性を 2日以下に制限するといった報告がある (Hakim 2013; Brown and Hakim 2013)。また Emanuel and Zhang (2016, 2017) は雲解像モデルを用いて、台風の強度予 測に対する風速場および内部コア域の水蒸気場の初期

数値予報モデルの高解像度化、物理過程の高度化に より、初期値鋭敏性を有するメソγスケールの顕著現 象、もしくは台風などが内包するメソスケールプロセ スが表現可能になるにつれ、決定論的予測の精度向上 に加えて領域アンサンブル予報システム(領域 EPS) による予測不確実性の評価が、災害軽減に向けた効率 的なリスクマネジメントという点で有用となってくる。 現象の時空間スケールを考慮すると、線状降水帯の発 生・停滞の予測には雲解像モデルによる EPS が、台風 や前線による大雨、強風、高潮、波浪などの予測に対 してはメソスケールモデルによる EPS が、それぞれの 目的に適うと考えられる。前者の雲解像 EPS について は既に現業運用を行っている気象機関もあるが、気象 庁においては初の試みとなるため、初期摂動の作成手 法も含めて新規に開発を行う必要がある。後者につい ては MEPS の拡張利用が妥当である。現状の運用形態 では予報時間が39時間であり、台風や前線に伴う顕著 現象予測には十分とは言えないため、将来的な MSM の予報時間延長に合わせた改良を実施することで、数 日前からの広域避難に関する防災行動に資する情報提 供が可能となる。

上述した背景を踏まえ、以降は「豪雨防災」および 「台風防災」目標の達成に必要な課題のうちアンサンブ ル手法の高度化に焦点を当てつつ、概ね3~5年程度の 短期課題、それ以上の期間を要すると想定される中長 期課題に分けて今後の展望を述べる。ただし、重点目 標の達成にはアンサンブル手法の高度化のみでは十分 ではなく、データ同化、数値予報モデルとの相乗的な 精度向上が必要であることは言うまでもない。

3.5.2 短期課題

概ね 3~5 年程度の短期的な課題としては、現 MEPS の高度化が挙げられる。初期摂動作成手法の改良やモ デルアンサンブル手法の導入により、これまでより確 度の高い情報提供を目指して開発に取り組んでいく必 要がある。

(1) 初期摂動の改良

初期摂動の改良としてはまず、現 MEPS に見られる メソ SV の局在化・偏在化の問題に対処する必要があ る。小野 (2010) で指摘されているように、特に水平格 子間隔 40 km のメソ SV は、ターゲット領域内のある ひとつの擾乱に対して感度をもつ傾向がある。そのた め、例えば北日本に発達した低気圧がある場合でも、 日本の南海上において対流不安定に伴う誤差成長のみ を捉えてしまい²、日本付近の顕著現象の予測不確実性 を適切に表現できなくなってしまうことがある。これ は評価時間におけるターゲット領域を、比較的広い領

値鋭敏性を示している。

² 高解像度モデルでは対流不安定に伴う誤差成長が非常に大きいため、大きい特異値をもつ SV から優先的に算出する現在の手法では、対流不安定に対応した SV が求まりやすい。

¹ 國井 勝

域に固定(表3.3.2)していることに起因している。日本における顕著現象は、南西海上からの水蒸気流入や南方からの台風の北上などの影響が大きく、想定すべき現象が多岐に渡るため、静的なターゲット領域は広めに設定せざるを得ない。しかし、例えば前の初期時刻の MEPS の結果からアンサンブルスプレッドの大きい領域(不確実性の大きい領域)内で誤差を評価する、または、特に夏季において日本から遠く成層安定度が高い領域をターゲット域から除くといった動的なターゲット領域設定手法を導入することで、より効果的なSV の利用が可能になると思われる。

また摂動の偏在化を解消する別のアプローチとして、 SV 算出時に複数のターゲット領域を同時に指定する手 法 (Ono 2020) が開発されている。通常の SV 法では、 ターゲット領域への射影演算子を含む行列に対して固 有値問題を解くことになるため、ターゲット領域を変 更した場合はそれに対応した SV 計算(摂動予報モデ ルと随伴モデルによる時間積分の繰り返し演算を含む) を別途行う必要があり、多大な追加計算コストを要す ることになる。しかし Ono (2020) では、Lanczos 法に おける部分空間拡張の際の摂動の正規直交化と3 重対 角行列の固有値解法のみ個別に行い、摂動予報モデル と随伴モデルによる時間積分を共通化することで、複 数のターゲット領域に対応した SV をはるかに効率的 に算出できる。個々のターゲット領域の処理に必要な 計算コストは時間積分の繰り返し演算に比べると無視 できる程度のものなので、トータルの計算コストは従 来とほぼ変わらない。この手法により、例えば計算領 域の南北で分割した2つのターゲット領域を用いるこ とで、1 つの SV で南海上の対流不安定に伴う予測不 確実性と、北日本の低気圧に伴う予測不確実性を同時 に捕捉する摂動が得られる可能性がある。

さらに初期摂動作成手法の改良として、asuca に基 づく SV 法 (asuca-SV) の導入が挙げられる。現在の MEPS で用いられているメソ SV の計算は、JMA-NHM に基づく摂動予報モデルと随伴モデルを用いている。 MEPS の各アンサンブルメンバーで用いられる予報モ デルは asuca であり、また MSM(MEPS のコントロー ルラン)の初期値を与えるメソ解析も、2020年3月に asuca を基にした 4 次元変分法 (asuca-4DVar) に更新 される予定である。これ以降は、初期値作成を含め予 報と SV 計算がそれぞれ完全に別のモデルで行われる こととなり、現状のメソ SV が MEPS にとっての最適 な成長モードではなくなる可能性がある。この状況を 踏まえ数値予報課では現在、asuca 変分法同化システ ムで利用される摂動予報モデル、随伴モデル³を用いた asuca-SV の開発を行っている。現状では、基本的な実 装方法は従来のものに揃えているため算出される SV の

特性は類似するが、Lanczos 法を並列化したことにより ロードインバランス⁴が若干改善した。また、摂動予報 モデルおよび随伴モデルが2次元分割に対応したこと に加え計算安定性が向上したことから、計算時間が大 幅に短縮され、また比較的長い評価時間でも正常にSV が算出できることを確認している。今後は、MEPSの 初期摂動としての asuca-SV の特性を評価しつつ、摂動 の偏在化の問題に対処するため先述した新規開発項目 の導入を目指すと共に、現業予報作業における MEPS へのニーズを探りながら、評価時間やターゲット域の 設定等も含めた最適化を継続する必要がある。

(2) モデルアンサンブル手法の導入

MEPS において、MSM の有する時間発展の不完全 性に起因する予測不確実性を考慮することも優先課題 として挙げられる。MEPS で捕捉すべき MSM の不確 実性は本来、初期値、境界値のほか、数値予報モデル の不確実性にも帰せられる。MEPS では初期摂動、側 面境界摂動のみで MSM の不確実性を表現するシステ ムとなっているため、本質的にアンサンブルスプレッ ドは過小評価傾向5であり、予測誤差程度のアンサンブ ルスプレッドを確保するために、しばしば過大な初期・ 側面境界摂動が用いられることがある。また、全アン サンブルメンバーが MSM と同じ系統誤差をもつため、 MEPS で MSM の系統誤差が軽減されることは見込め ない。実際、MSM の地表面付近の薄い冷気層に関連 して形成される温度傾度帯に関する系統誤差や、低気 圧を過発達させる系統誤差が、MEPS では低減されな いことが報告されている (河野ほか 2019)。このような アンサンブルスプレッドの過小評価傾向の改善、およ び数値予報モデルの系統誤差の軽減には、初期値、側 面境界値に加え、数値予報モデルの不確実性も表現し た EPS を構築することが有効であると考えられる。

EPS で数値予報モデルの不確実性を考慮する手法と して、モデルアンサンブル手法がある。これには、アン サンブルメンバー間で異なる数値予報モデルを用いるマ ルチモデル法 (Hagedorn et al. 2005; Candille 2009)、 物理過程における定数やパラメータを変更するマルチ パラメータ法 (Hacker et al. 2011a)、特定の物理過程 において異なるパラメタリゼーションを用いるマルチ パラメタリゼーション法 (Hacker et al. 2011b; Berner et al. 2011) がある。この他、確率的に物理過程の不確 実性を扱う手法として、SPPT 法 (Stochastically Perturbed Parametrization Tendencies scheme; Buizza et al. 1999; Palmer et al. 2009)、SPP 法 (Stochastically Perturbed Parametrizations scheme; Ollinaho et al. 2017)、SKEB 法 (Stochastic Kinetic Energy

³ asuca 変分法同化システムの開発については (幾田 2014)、 asuca の摂動予報モデル、随伴モデルの開発については (小 野 2014) に詳しい。

⁴ 並列化した各プロセスに割り当てられた処理量が均等でな く、実行時間にばらつきが生じる状況のこと。

⁵ Nutter et al. (2004) は領域 EPS において、初期摂動に加 え側面境界摂動を導入しても、アンサンブルスプレッドの過 小評価傾向は解消しないことを示している。

Backscatter scheme; Shutts 2005; Berner et al. 2009)、 RP 法 (Random Parameter scheme; Bowler et al. 2008) がある。複数のモデルの開発・運用に多大なコ ストのかかるマルチモデル法以外は、主要な数値予報 センターで現業運用実績がある。それぞれの手法につ いては上に挙げた先行研究、および経田 (2006)、 米 原 (2009)、山口 (2013) に詳しいので、適宜参照され たい。

MEPS では本運用前の開発段階において、RP 法お よび SPPT 法による基礎調査を行っている (Ono 2012; 小野 2016)。RP 法では、確率変数を用いて JMA-NHM ⁶の Kain-Fritsch スキームのトリガー関数に関するパ ラメータを変化させることで、降水域でアンサンブル スプレッドが増加することを確認したが、そのインパ クトは限定的であった。一方 SPPT 法は、境界層、放 射、雲物理、積雲対流の各過程の時間変化率に摂動を 与える形で実装された。総じてアンサンブル平均や降 水検証に正のインパクトが見られたものの、気温のみ 負バイアスが生じ、アンサンブル平均も悪化した。以 上の経緯より、MEPS への導入は現在のところ見送ら れている。

しかし、領域 EPS へのモデルアンサンブル手法の有 効性が多数の先行研究で示されていることに加え、現 MEPS で MSM の不確実性を初期値と側面境界値の摂 動で表現することによって生じ得る過剰な摂動がアン サンブル予報の安定性に支障を及ぼす可能性があるこ とを考慮すると、MEPS へのモデルアンサンブル手法 の導入は妥当なアプローチと言える。MEPS へのモデ ルアンサンブル手法の導入は、まずは全球 EPS、およ び諸外国の領域 EPS で利用実績のある SPPT 法の導 入を再検討することから始めるのが良いだろう。SPPT 法は導入が比較的簡便であり、確率予測精度の改善に 効果的 (Leutbecher et al. 2017; Palmer 2018) といっ た利点もある。ただし、考慮する物理過程によっては 系統誤差が付加される場合もある⁷ため、SPPT 法の導 入で系統誤差の軽減が見られても、数値予報モデルが 有する元々の系統誤差と打ち消し合った結果である可 能性がある (Bouttier et al. 2012; McCabe et al. 2016) ことに注意が必要である。その後、NCEPの SREFの ように複数のモデルアンサンブル手法を組み合わせる 選択もある。実際、Berner et al. (2015) はいくつかの モデルアンサンブル手法の精度比較を行い、単一の手 法よりも複数の手法を組み合わせることで、確率予報 の精度がより向上することを示している。これは、数 値予報モデルの不確実性は、単一の手法で表現できる ほど単純なものではないことを示唆している。

3.5.3 中長期課題

より長期的な課題としては、MEPSの予報時間延長 を含む高度化、および局地モデル (LFM) に基づく局 地アンサンブル予報システム (LEPS)の開発が挙げら れる。MEPSの改良と LEPSの新規開発により、台風 や前線、線状降水帯の発生・停滞に伴う集中豪雨の可 能性を、高い確度でシームレスに予測することを目標 とした開発に取り組む必要がある。

(1) メソアンサンブル予報システムの予報時間の延長

台風や前線に伴う大雨による大規模風水害や高潮災 害の防災・減災には、数日前からの広域避難に関する 防災活動の実施が望まれる。しかし現在の MEPS の予 報時間は39時間であるため、利用できる情報には限り がある。数日前からの広域避難情報の提供を可能にす るには MEPS の予報時間の延長が必要となるが、単純 なシステムの変更のみで実現できるとは言い難い。一 般的に、予報時間の延長に伴って増幅する予測誤差を 捕捉するため、より多くのアンサンブルメンバーが必 要となることが想定される。また、特に台風予測に対 して影響が大きい、海面水温 (SST) などの下部境界の 不確実性についても考慮する必要性が生じる。さらに、 側面境界摂動についても、現 MEPS における作成手法 では延長できる予報時間に限界がある。以下、MEPS の予報時間延長のために必要と想定される改良項目に ついて考察する。

まず、予報時間延長時のアンサンブルメンバー増強 の必要性について述べる。EPS におけるアンサンブル メンバー数は、実行時に必要とされる計算資源量に直 結するため、数値予報モデルの水平格子間隔と合わせ て慎重に検討すべき項目である。一般に EPS は、多く のアンサンブルメンバー数を有することで確率予測の 精度が向上するが、メンバー数の増加に伴いそれに見 合うゲインは逓減し、やがては飽和点⁸に達する。飽和 点付近のメンバー数を採用することが計算コストの観 点から効率的な EPS といえるが、この飽和点は予報時 間や数値予報モデルの水平格子間隔に依存する。Clark et al. (2011)の調査では、水平格子間隔4km、予報時 間 30 時間の領域 EPS による確率降水予測において、 飽和点に達するメンバー数は10であった⁹が、予報時 間を延長、または水平分解能を増強した場合は、飽和 点に達するにはより多くのメンバー数を要することを 示した。これは、予報時間が長くなるほど、また高分 解能になるにつれ予測誤差の確率密度関数 (PDF) の広 がりが大きくなるため、これを捕捉するためにより多 くのメンバー数が必要となることを示唆している。ま

⁶ 本調査の実施時、MEPS の予報モデルは JMA-NHM で あった。

⁷ 先述した通り、小野 (2016) では SPPT 法の導入により気 温の負バイアスが発現したことを報告している。

⁸ Clark et al. (2011) などでは "diminishing returns" と呼 ばれている。

⁹ 飽和点に達するメンバー数は EPS の仕様や対象とする気 象現象に強く依存する。MEPS では 11 メンバーから 21 メン バーに増強したことで、降水確率予測が明瞭に改善した(第 3.4.4 項)。

たこの結果は、対象とする現象の予測不確実性が大き くなるほど、より多くのメンバーによる EPS が有効に なることを述べた Richardson (2001) に整合する。し たがって、MEPS における予報時間の延長の際には、 メンバー数の増強のインパクトについて調査を行い、 予報時間に応じた適切な PDF の表現を目指す必要が ある。

また MEPS の予報時間の延長に伴い、下部境界値の 不確実性の考慮についても検討すべき課題となる。現 在の MEPS では下部境界値は全メンバーで同一となっ ているため、特に下層の気温場でアンサンブルスプレッ ドの過小評価傾向が顕著となる (河野ほか 2019)。Saito et al. (2010) では、地上気温のアンサンブルスプレッド の過小評価傾向を改善するため、統計的関係を用いて 大気最下層気温の摂動に応じた摂動を土壌温度にも与 えた。期待通りスプレッドの増加は確認できたものの、 初期摂動の構造上、大気最下層気温の摂動が小さかっ たため、その効果は限定的であった。一方で陸上にお ける地上要素の確率予測の改善には、モデルアンサン ブル手法が有効との報告がある (Lavaysse et al. 2013; Bouttier et al. 2016)。Lavaysse et al. (2013)の実験 では、地上要素パラメータ(植生比率や葉面積指数、 地表面アルベドなど)と土壌水分や SST などの下部 境界条件に摂動を付加することで、地上物理量のアン サンブルスプレッドの過小評価が大幅に改善した。個 別のインパクトとしては、地上の気温や風の予測には 土壌水分と地表面アルベドの影響が大きく、また SST は地上要素に加えて降水予測にもインパクトを与える ことが示されている。SST は海面における顕熱・潜熱 フラックスを通じて台風予測にも大きな影響を与える ため、SST の不確実性の考慮は海上における下層物理 量のアンサンブルスプレッドの過小評価の改善 (Kunii and Miyoshi 2012) にも寄与し、台風予測誤差の適切 な評価に繋がることが期待される。このように下部境 界値の不確実性は、MSM が有する不確実性の要因の ひとつであり、予報時間延長に伴いその影響はより顕 在化するものと思われる。以上の背景から、MEPS の 予報時間延長に伴う下部境界摂動の不確実性の考慮に 関しては、モデルアンサンブル手法により地上要素の 予測誤差表現の適正化を図り、また SST の不確実性に ついては全球 EPS に導入されている手法 (太田・堀田 2016) 等を参考に開発を進めることにしたい。

さらに、側面境界摂動の予報時間延長への対応も必要となる。MEPSでは初期摂動と境界摂動の一貫性を 保持するため、GSVを初期摂動に、またこれを線形成 長させたものを側面境界摂動に利用している。そのた め、GSVは初期摂動と側面境界摂動の双方の要求を満 たす必要があり、この両立は予報時間を延長するにつ れ困難となることが想定される。初期摂動としてGSV に期待することは、摂動の局在化の解消である。メソ SV は局在化傾向を有するため、単独で初期値の不確実 性を表現するには不十分であることは第3.3.2項で述 べた。このため、GSV を初期摂動に加えることで総観 スケールの不確実性も合わせて表現し、局在化を解消 している。側面境界摂動としては、側面境界値を与え る GSM の不確実性を表現することが求められる。こ れは MEPS の予報時間内を対象とすれば十分であり、 現状では GSV の評価時刻は MEPS の予報終了時刻に 合わせてある。この状況で予報時間を延長した場合、 現在の39時間の予報時間に最適化された側面境界摂動 は、それ以降で成長する保証はなく、また予報領域外 へ流出してしまうことで、予報後半のアンサンブルス プレッドの過小評価を招く恐れがある。一方で、GSV の評価時間も合わせて延長すると、初期時刻における GSV がターゲット領域である日本周辺域からさらに風 上側(多くの場合は日本の西方)に分布するようにな り、MSM 領域内での初期摂動としての有用性を失う。 この状況を改善するには、メソ SV が水平格子間隔、評 価時間の異なる摂動を算出していることに倣い、初期 摂動もしくは側面境界摂動としての利用に適した複数 の GSV を用いることが挙げられる。しかしこれは、シ ステム構成が複雑になることに加え、以降の MEPS の 仕様変更の度に見直しを迫られる可能性が高く、有意 義とは言い難い。他の手法としては、全球モデルによ る EPS からのダウンスケールがある。これは領域 EPS を運用する現業数値センターでの利用実績があること に加え、独自に摂動を算出する必要がなく実装が容易 であるといったメリットがある。また、全球 EPS の初 期摂動には LETKF による解析アンサンブル摂動も併 用されているため、初期時刻において MSM 領域内で 摂動が算出されることが保証される。ただし全球 EPS の摂動成分は、MEPS が対象とする領域・予報時間の 範囲内で成長する保証はないことに加え、領域 EPS は 側面境界摂動の影響を受けやすい (Weidle et al. 2016) ため、全球 EPS のアップデートにより MEPS の特性 が大きく変化する可能性があることに留意する必要が ある。今後は上記の2つの手法、またそれ以外の選択 肢も含めて、MEPS の予報時間延長に向けた最適な初 期摂動・側面境界摂動の構成について検討を進める必 要がある。

(2) 局地アンサンブル予報システムの構築

線状降水帯の発生、停滞の予測には LFM の高度化が 重要であり、またその不確実性を考慮するには LEPS の構築が不可欠となる。ただし、先に述べたように対 流スケールの顕著現象の予測可能性は低く、それを対 象とする雲解像 EPS においては、特に初期摂動作成 手法において従来と同じアプローチが通用する保証は ない。Hohenegger and Schär (2007a) は、水平格子間 隔 2.2 km の領域モデルでは、初期摂動の時間発展が 線形と見なせる時間スケールが 1.5 時間程度となるこ とを示した。これは、初期摂動作成に SV 法を用いた

場合、実用上必要な評価時間の設定下では、非線形モ デルで成長するモードを適切に捕捉できない可能性が あることを示唆している。このような背景から、雲解 像 EPS は数値予報モデルの力学的拘束に基づく SV 法 や Breeding 法にとって未知の領域 (Hohenegger et al. 2008) であり、実際に応用例も多くはない。現在、雲 解像 EPS で多く利用されている初期摂動作成手法とし ては、低解像度の親 EPS からのダウンスケールが挙げ られる。実装が簡便であり独自に摂動を計算する必要 がないというメリットがある一方で、初期時刻におい ては領域 EPS の分解能に比べ大きいスケールの摂動の みしか考慮されないため、モデルの分解能に応じた現 実的な摂動となるまで数時間のスピンアップ期間を要 してしまう。初期摂動の影響が支配的な短時間予報に とっては、モデルの分解能に応じた初期摂動作成手法 を用いる方が望ましく、LEPS に適した初期摂動作成 手法について検討する必要がある。

雲解像 EPS での初期摂動作成は未だ研究段階であ り、ダウンスケール手法の他にはデータ同化アンサン ブル (EDA; Buizza et al. 2008; Isaksen et al. 2010) な どが試行されている。EDA は、観測データの誤差や数 値予報モデルの不確実性といったデータ同化システム に内在する不確実性を考慮し、複数のデータ同化を実 行することで、解析誤差を反映したアンサンブル摂動 を生成する手法である¹⁰。各アンサンブルにおいて、観 測データには誤差統計に基づいたランダム誤差が付加 され、また数値予報モデルの不確実性を考慮するため に SKEB 法などが用いられる。EDA によって得られる アンサンブル摂動は解析誤差を反映したものであるた め、初期摂動として用いることで予測誤差の正確な見 積もりが期待できる。また、EDA をアンサンブル予報 と同じ分解能で行った場合、アンサンブル摂動は数値 予報モデルで解像できる全てのスケールの不確実性を 含んでおり、先述したスピンアップの問題を回避する ことが可能となる (Raynaud and Bouttier 2016)。さ らに EDA は、SV 法や Breeding 法のように成長率の 異なる摂動成分を解析値に加減するのではなく、デー タ同化システムの不確実性を考慮した複数の解析値を 作成するため、従来手法に比べて全てのメンバーの蓋 然性が等しく、またメンバー間の多様性が増すことが 期待される。これらは EPS における真の予測不確実 性の表現に寄与するものであり、また応用面において はシナリオ予測への適性を示すものである。EDA に よるアンサンブル摂動は SV に比べ、局在化傾向は緩 和され水平分布が広がる一方でスケール自体は小さく なること、また摂動の成長率が小さく予測誤差が過小 評価されることでアンサンブル予報としての性能は低 下する(ただし、EDA と SV 法を併用することで性能 は改善に転じる)ことが報告されており (Buizza et al. 2008)、EPS の初期摂動として EDA の単独利用は難し いことが示唆される。最近の研究では、Keresturi et al. (2019)が、雲解像 EPS の初期摂動を、3次元変分法を 基にした EDA による摂動と低解像度 EPS による総観 スケールの摂動をブレンドすることにより作成する手 法を開発し、その有用性を示している。今後の研究開 発の進展にも依るが、EDA は将来的な雲解像 EPS の 有力な初期摂動作成手法のひとつと言えるだろう。

数値予報課では現在、LEPS の仕様のうち水平格子 間隔とアンサンブルメンバー数についての検討を開始 した¹¹。これは利用可能な計算機資源を基に、LEPS の 目的、および予報作業への影響を勘案しつつ決定され るべきものであり、主に

- 決定論的予測と同じ仕様でアンサンブル予報を実行することで、それに対する適切な信頼度、不確 実性等の情報提供を優先する構成(高解像度少数 メンバー)。
- 決定論的予測と予測特性に大きな差異が生じない 程度の低分解能モデルを利用することで多数メン バーを確保し、確率情報・信頼度情報の高質化を 優先する構成(低解像度多数メンバー)。

の選択となる。現状では多数メンバー構成による予測誤 差の適切な捕捉の方が有用だと想定されることから、後 者の選択肢が有力となっているものの、利用可能な計算 機資源が確定し仕様が具体化した際には、Clark et al. (2011)の議論も踏まえ検討する必要がある。 雲解像 EPS における数値予報モデルの水平格子間隔とアンサンブ ルメンバー数については、UKMO の MOGREPS-UK でも検討された経緯がある。MOGREPS-UK は運用開 始時、水平格子間隔 2.2 km、12 メンバー構成であった が、運用開始前には英国域の決定論的領域モデルの水 平格子間隔と同じ 1.5 km で運用することも検討されて いた。しかし、この設定では同じ計算機資源で3ない し4メンバーしか確保できず、予測不確実性を捕捉す るには不十分であるという結論に至っている (Hagelin et al. 2017)。UKMO の選択は、LEPS の仕様決定に 際し後者を支持するものになろう。

最後に、重点計画で目標とされている線状降水帯を 対象とした雲解像 EPS の開発に関し、現時点における 到達点として Barrett et al. (2016) による研究内容を 紹介しておく。ここでは、水平格子間隔 2.2 km、12 メ ンバーで構成される雲解像 EPS (MOGREPS-UK¹²) を、地形を強制力とする 4 つの線状降水帯事例に適用 し、予測可能性について調査を行った。結果として、

- いずれの事例でも、線状降水帯の構造、発生場所、
 降水の強度および持続時間の全てを再現すること

¹⁰ ここで述べられる EDA の特性は雲解像 EPS に限ったも のではなく、全球 EPS も含む一般的な EPS によって得られ た知見によるものである。

¹¹ 初期摂動や側面境界摂動、モデルアンサンブル手法に関す る仕様は未定である。

¹² ここでは、水平格子間隔 18 km の領域 EPS (MOGREPS-R) にネストして実行されている。

はできなかった。

- 実況に近い降水量を再現することができても、バンド状の構造は再現されず、複数の孤立した対流セルによる降水によるものであった。
- 降水予測精度は、上流域の環境場の再現性に大きく依存し、特に地上要素との相関が大きかった。
- 各々のケースにおいて、EPSの特性の初期時刻依 存性は小さかったため、LAF法によるメンバー数の増強が確率予測の精度向上に有効であった。
- アンサンブルメンバー間で降水の場所やタイミン グが異なる場合、アンサンブル平均は各々のメン バーの予測特性を失うことになるので、このよう な状況下での情報発出には、降水の構造や強度の 情報を含む何らかの指標が必要である。

こと等が示されている。この結果から今後の LEPS の 開発においては、まず線状降水帯の発生と停滞を的確 に表現するために、LFM の高解像度化、物理過程の精 緻化による積乱雲の構造の表現向上が必要となるだろ う。同時にデータ同化手法においても線状降水帯が発 生する環境場を再現できるよう、観測ビッグデータの 利用も含めたシステムの高度化を図る必要がある。ま た、EPS の高度化においては、初期値、境界値、数値 予報モデルの不確実性を適切に表現できるシステムの 開発と共に、顕著現象予測に対する情報発出の在り方 についても検討を進めなければならない。

重点計画にもある通り、数値予報は気象・気候予測 の根幹であり、安全・安心で豊かな生活に不可欠な社会 基盤である。アンサンブル予報は、数値予報モデルが 内包する誤差情報を定量的に評価することにより、豪 雨や台風といった顕著事例における意思決定プロセス に貢献するポテンシャルがある。このポテンシャルを 十分に活かし、「安全、強靭で活力ある社会」という社 会の将来像が実現できるよう、数値予報モデルやデー タ同化手法の高度化と共に前述した開発課題に取り組 む必要がある。

参考文献

- Barrett, A. I., S. L. Gray, D. J. Kirshbaum, N. M. Roberts, D. M. Schultz, and J. G. Fairman, 2016: The utility of convection-permitting ensembles for the prediction of stationary convective bands. *Mon. Wea. Rev.*, 144, 1093–1114.
- 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.
- Berner, J., S.-Y. Ha, J. P. Hacker, A. Fournier, and C. Snyder, 2011: Model uncertainty in a mesoscale ensemble prediction system: Stochastic versus multiphysics representations. *Mon. Wea. Rev.*, 139,

1972 - 1995.

- Berner, J., G. J. Shutts, M. Leutbecher, and T. N. Palmer, 2009: A spectral stochastic kinetic energy backscatter scheme and its impact on flowdependent predictability in the ECMWF ensemble prediction system. J. Atmos. Sci., 66, 603–626.
- Bouttier, F., L. Raynaud, O. Nuissier, and B. Ménétrier, 2016: Sensitivity of the AROME ensemble to initial and surface perturbations during HyMeX. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 142, 390– 403.
- Bouttier, F., B. Vié, O. Nuissier, and L. Raynaud, 2012: Impact of stochastic physics in a convectionpermitting ensemble. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 3706– 3721.
- Bowler, N. E., A. Arribas, K. R. Mylne, K. B. Robertson, and S. E. Beare, 2008: The MOGREPS shortrange ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 703–722.
- Brown, B. R. and G. J. Hakim, 2013: Variability and predictability of a three-dimensional hurricane in statistical equilibrium. J. Atmos. Sci., 70, 1806– 1820.
- 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.
- Buizza, R., M. Milleer, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart.* J. Roy. Meteor. Soc., 125, 2887–2908.
- Candille, G., 2009: The multi-ensemble approach: The NAEFS example. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1655– 1665.
- Clark, A. J., J. S. Kain, D. J. Stensrud, M. Xue, F. Kong, M. C. Coniglio, K. W. Thomas, Y. Wang, K. Brewster, J. Gao, X. Wang, S. J. Weiss, and J. Du, 2011: Probabilistic precipitation forecast skill as a function of ensemble size and spatial scale in a convection-allowing ensemble. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1410–1418.
- Degelia, S.K., X. Wang, and D.J. Stensrud, 2019: An Evaluation of the Impact of Assimilating AERI Retrievals, Kinematic Profilers, Rawinsondes, and Surface Observations on a Forecast of a Nocturnal Convection Initiation Event during the PECAN Field Campaign. Mon. Wea. Rev., 147, 2739–2764.
- Emanuel, K. A. and F. Zhang, 2016: On the predictability and error sources of tropical cyclone intensity forecasts. J. Atmos. Sci., 73, 3739–3747.

- Emanuel, K. A. and F. Zhang, 2017: The role of inner-core moisture in tropical cyclone predictability and practical forecast skill. J. Atmos. Sci., 74, 2315–2324.
- Hacker, J. P., C. Snyder, S.-Y. Ha, and M. Pocernich, 2011a: Linear and non-linear response to parameter variations in a mesoscale model. *Tellus*, **63A**, 429–444.
- Hacker, J. P., S.-Y. Ha, C. Snyder, J. Berner, F. A. Eckel, E. Kuchera, M. Pocernich, S. Rugg, J. Schramm, and X. Wang, 2011b: The U.S. Air Force Weather Agency's mesoscale ensemble: Scientific description and performance results. *Tellus*, 63A, 625–641.
- Hagedorn, R., F. J. Doblas-Reyes, and T. N. Palmer, 2005: The rationale behind the success of multimodel ensembles in seasonal forecasting. Part I: Basic concept. *Tellus*, **57A**, 219–233.
- Hagelin, S., J. Son, R. Swinbank, A. McCabe, N. Roberts, and W. Tennant, 2017: The Met Office convective-scale ensemble, MOGREPS-UK. *Quart.* J. Roy. Meteor. Soc., 143, 2846–2861.
- Hakim, G. J., 2013: The variability and predictability of axisymmetric hurricanes in statistical equilibrium. J. Atmos. Sci., 70, 993–1005.
- 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.
- Hohenegger, C., A. Walser, W. Langhans, and C. Schär, 2008: Cloud-resolving ensemble simulations of the August 2005 Alpine flood. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 889–904.
- 幾田泰醇, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数 値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91–97.
- Isaksen, L., J. Haseler, R. Buizza, and M. Leutbecher, 2010: The new ensemble of data assimilations. *ECMWF Newsletter*, **123**, 17–21.
- Johnson, A., X. Wang, J. R. Carley, L. J. Wicker, and C. Karstens, 2015: A comparison of multiscale GSI-based EnKF and 3DVar data assimilation using radar and conventional observations for midlatitude convective-scale precipitation forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 143, 3087–3108.
- Kawabata, T., H. Seko, K. Saito, T. Kuroda, K. Tamiya, T. Tsuyuki, Y. Honda, and Y. Wakazuki, 2007: An Assimilation and Forecasting Experiment of the Nerima Heavy Rainfall with

a Cloud-Resolving Nonhydrostatic 4-Dimensional Variational Data Assimilation System. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 255–276.

- 河野耕平,氏家将志,國井勝,西本秀祐,2019: MEPS の利用と留意点.令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,4-14.
- Keresturi, E., Y. Wang, F. Meier, F. Weidle, C. Wittmann, and A. Atencia, 2019: Improving initial condition perturbations in a convectionpermitting ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **145**, 993–1012.
- 気象庁, 2018: 2030 年に向けた数値予報技術開発重点 計画. 52 pp.
- Kunii, M. and T. Miyoshi, 2012: Including uncertainties of sea surface temperature in an ensemble Kalman filter. Wea. Forecasting, 27, 1586–1597.
- 経田正幸, 2006: モデルアンサンブル予報. 数値予報課 報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 7-8.
- Lavaysse, C., M. Carrera, S. Bélair, N. Gagnon, R. Frénette, 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.
- Leutbecher, M., S.-J. Lock, P. Ollinaho, S.T.K. Lang, G. Balsamo, P. Bechtold, M. Bonavita, H.M. Christensen, M. Diamantakis, E. Dutra, S. English, M. Fisher, R.M. Forbes, J. Goddard, T. Haiden, R.J. Hogan, S. Juricke, H. Lawrence, D. MacLeod, L. Magnusson, S. Malardel, S. Massart, I. Sandu, P.K. Smolarkiewicz, A. Subramanian, F. Vitart, N. Wedi, and A. Weisheimer, 2017: Stochastic representations of model uncertainties at ECMWF: state of the art and future vision. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 143, 2315–2339.
- McCabe, A., R. Swinbank, W. Tennant, and A. Lock, 2016: Representing model uncertainty in the Met Office convection permitting ensemble prediction system and its impact on fog forecasting. *Quart.* J. Roy. Meteor. Soc., 142, 2897–2910.
- Miyoshi, T., M. Kunii, J. Ruiz, G.-Y. Lien, S. Satoh, T. Ushio, K. Bessho, H. Seko, H. Tomita, and Y. Ishikawa, 2016: "Big Data Assimilation" revolutionizing severe weather prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97, 1347–1354.
- Nutter, P., D. Stensrud, and M. Xue, 2004: Effects of coarsely resolved and temporally interpolated lateral boundary conditions on the dispersion of limited-area ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 2358–2377.
- Ollinaho, P., S.-J. Lock, M. Leutbecher, P. Bechtold,

A. Beljaars, A. Bozzo, R.M. Forbes, T. Haiden, R.J. Hogan, and I. Sandu, 2017: Towards process-level representation of model uncertainties: Stochastically perturbed parametrisations in the ECMWF ensemble. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **143**, 408–422.

- 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.
- 小野耕介, 2014: 接線系・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.
- 小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発 状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100–113.
- Ono, K., 2012: Preliminary results of mesoscale ensemble prediction system with stochastic parameterization. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 42, 5.11–5.12.
- Ono, K., 2020: Extension of the Lanczos algorithm for simultaneous computation of multiple targeted singular vector sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146, 454-467.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数 値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 77-84.
- Palmer, T.N., 2018: The ECMWF ensemble prediction system: looking back (more than) 25years and projecting forward 25 years. *Quart. J. Roy. Meteor.* Soc., 145, 12–24.
- Palmer, T. N., R. Buizza, F. 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 pp.
- Poterjoy, J., R. A. Sobash, and J. L. Anderson, 2017: Convective-scale data assimilation for the Weather Research and Forecasting Model using the local particle filter. *Mon. Wea. Rev.*, 145, 1897–1918.
- Raynaud, L. and F. Bouttier, 2016: Comparison of initial perturbation methods for ensemble prediction at convective scale. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 854–866.
- Richardson, D. S., 2001: Measures of skill and value of ensemble prediction systems, their interrelationship and the effect of ensemble size. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 2473–2489.
- Saito, K., M. Kunii, M. Hara, H. Seko, T. Hara, M. Yamaguchi, T. Miyoshi, and W.-K. Wong, 2010: WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration / Research and Development Project (B08FDP/RDP). *Tech. Rep. MRI*, 214 pp.
- 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.

- Shutts, G. J., 2005: A kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3079–3102.
- Sun, Y. Q. and F. Zhang, 2016: Intrinsic versus practical limits of atmospheric predictability and the significance of the butterfly effect. J. Atmos. Sci., 73, 1419–1438.
- Weidle, F., Y. Wang, and G. Smet, 2016: On the impact of the choice of global ensemble in forcing a regional ensemble system. *Wea. Forecasting*, **31**, 515–530.
- 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.
- Yussouf, N., D. C. Dowell, L. J. Wicker, K. H. Knopfmeier, and D. M. Wheatley, 2015: Stormscale data assimilation and ensemble forecasts for the 27 April 2011 severe weather outbreak in Alabama. *Mon. Wea. Rev.*, 143, 3044–3066.
- Zhang, F., N. Bei, R. Rotunno, C. Snyder, and C. C. Epifanio, 2007: Mesoscale predictability of Moist Baroclinic Waves: Convection-permitting experiments and multistage error growth dynamics. J. Atmos. Sci., 64, 3579–3594.
- Zhang, F., C. Snyder, and R. Rotunno, 2003: Effects of moist convection on mesoscale predictability. J. Atmos. Sci., 60, 1173–1185.