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 ンプル予報をテーマとするのは第52号(2006年3月 発刊。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てはならない 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 う (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拡がっている。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 (EPS: Ensemble Prediction System) と呼ばれる。実用当初の EPS 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しい進 歩がある。中期予報を対象とした EPS (中期 EPS 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 EPS 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 EPS 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>&</sup>lt;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>&</sup>lt;sup>3</sup> THORPEX の実施期間は 2005~2014 年の 10 年間。

<sup>&</sup>lt;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 ンプル)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プル)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、 こうした関係を通し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5」 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>  $\mathcal{O}$ 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。

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**, L04 806.
- 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,

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

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: THOR-PEX: 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.
- Swinbank, R., M. Kyouda, P. Buchanan, L. Froude, T. Hamill, T. Hewson, J. Keller, M. Matsueda, J. Methven, F. Pappenberger, M. Scheuerer, H. Titley, L. Wilson, and M. Yamaguchi, 2016: The TIGGE Project and its achievements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in press.
- THORPEX/International Core Steering Com-(Ed.) , 2005: THORPEX: Intermittee, Plan. national Research Implementation WMO/TD-No. World 1258,Meteorological Organization, 104 p., URL 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.
- 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 値アンサンプル)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 ンプルについては米原(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。

$$\frac{dx}{dt} = f\left(x, t\right) \tag{1.2.1}$$

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、

$$\boldsymbol{x}_{t_f} = M_{t_0, t_f} \left( \boldsymbol{x}_{t_0} \right) \tag{1.2.2}$$

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 $x_{t_0}$ 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、

$$e^{\lambda(t_f - t_0)} = \frac{\|M_{t_0, t_f} \left( \boldsymbol{x}_{t_0} + \delta \boldsymbol{x} \right) - M_{t_0, t_f} \left( \boldsymbol{x}_{t_0} \right) \|}{\|\delta \boldsymbol{x}\|}$$
(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L2 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。



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 夕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、予測の差は一様に成長するわけではな

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 太田 洋一郎

<sup>&</sup>lt;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。

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 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、

$$e_{t_{i+1}} = M_{t_i, t_{i+1}} \left( \boldsymbol{x}_{t_i} + \delta \boldsymbol{x}_{t_i} \right) - M_{t_i, t_{i+1}} \left( \boldsymbol{x}_{t_i} \right)$$
  
$$\delta \boldsymbol{x}_{t_{i+1}} = \alpha \frac{\boldsymbol{e}_{t_{i+1}}}{\|\boldsymbol{e}_{t_{i+1}}\|}$$
(1.2.4)

という形で得ることが考えられる。ここで、α 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

$$\boldsymbol{e}_{t_{i+1}} = \mathbf{M}_{t_i, t_{i+1}} \delta \boldsymbol{x}_{t_i} \tag{1.2.5}$$

と近似することができる。ただし、 $\mathbf{M}_{t_i,t_{i+1}}$ 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>&</sup>lt;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。

<sup>&</sup>lt;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、 もとの非線形の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>&</sup>lt;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。

$$\lambda = \frac{\|\mathbf{M}\delta \boldsymbol{x}\|}{\|\delta \boldsymbol{x}\|} = \sqrt{\frac{(\mathbf{M}\delta \boldsymbol{x}, \mathbf{M}\delta \boldsymbol{x})}{(\delta \boldsymbol{x}, \delta \boldsymbol{x})}} = \sqrt{\frac{(\delta \boldsymbol{x}, \mathbf{M}^* \mathbf{M}\delta \boldsymbol{x})}{(\delta \boldsymbol{x}, \delta \boldsymbol{x})}}$$
(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。(・,・)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、

$$\mathbf{M}^* \mathbf{M} \delta \boldsymbol{x} = \lambda^2 \delta \boldsymbol{x} \tag{1.2.7}$$

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 知ることはできず、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し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した過去の摂動の 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

$$\mathbf{P}_a = \frac{1}{K-1} \mathbf{X}_a \mathbf{X}_a^{\mathbf{T}}, \ \mathbf{P}_b = \frac{1}{K-1} \mathbf{X}_b \mathbf{X}_b^{\mathbf{T}} \quad (1.2.8)$$

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、 $X_a$ ,  $X_b$  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。 $P_a$  から次の解析 時刻の  $P_b$  への時間発展は

$$\boldsymbol{x}_{a,i} = \overline{\boldsymbol{x}_a} + \delta \boldsymbol{x}_{a,i}$$
$$\boldsymbol{x}_{b,i} = M_{t_a,t_b} (\boldsymbol{x}_{a,i})$$
$$\delta \boldsymbol{x}_{b,i} = \boldsymbol{x}_{b,i} - \frac{1}{K} \sum_{j=1}^{K} \boldsymbol{x}_{b,j}$$
(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、 $\overline{x_a}$  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  $P_b$  から  $P_a$  の計算にはカルマンフィル 夕の誤差共分散の更新の式である

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

$$\mathbf{P}_{a} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H}) \mathbf{P}_{b} (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})^{\mathbf{T}} + \mathbf{K}\mathbf{R}\mathbf{K}^{\mathbf{T}}$$
(1.2.11)

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

を解く。ここで、Hは(線形の)観測演算子、Rは観測 誤差共分散行列、Iは単位行列で、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 サンプ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 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 く点が異なる。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。<br />
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 (Lorenc 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

<sup>&</sup>lt;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。

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 に示す実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、大気の予測において 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 $qO(10) \sim O(10^2)$ 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 ブル予測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 shortrange 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.



2 3 5 7 10 12 15 20 30 40 50 60 80 100 120 140 <sup>[11]</sup> 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, 10143–10162.
- 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: 4DEnVar 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間発展は初期値鋭敏性のあるカオ ス的力学系であり(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)-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、大気の予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 大気の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 気の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>&</sup>lt;sup>1</sup> 堀田 大介

<sup>&</sup>lt;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ーロ 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>&</sup>lt;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、大気の予測の不 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の予 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、大気の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 タ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<sub>s</sub> が  $q_{\text{sat}}(SST)$ (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  $q_{\text{sat}}(SST)$ と大気最下層 の比湿 q<sub>a</sub> 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 の不確実性は大気の予測にも 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、またその大気の予測への

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。

<sup>&</sup>lt;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渇き具合 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

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の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。

$$SST^{f}(T_{0}, t_{f}) = SST^{c}(T_{0} + t_{f}) + SSTA(T_{0})$$

$$(1.3.1)$$

$$\equiv SSI \ (I_0 + \iota_f) + SSIA(I_0),$$

 $SSTA(T_0) = SST^a(T_0) - SST^c(T_0)$  (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 り、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 を全メンバーに一様に与えている。この ような取り扱いはこれらの 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一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 考えてよい。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。

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

$$SST^{err}(T_0, t_f) =$$

$$SSTA(T_0) - SSTA(T_0 + t_f)$$
(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>&</sup>lt;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 の和であると考えることができる。

(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(南極還流、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>および海氷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るこ となく連続的に変化して)振幅を徐々に大きくしてい る様子がみてとれる。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、予測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 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 を予測時間の関数と 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  $\sim$ 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 には予測期 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) $^9$ 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かを見るのは興味深 い。図 1.3.3 は両実験間の気温の差の RMS を北半球域 ([0°-360°E]×[20°N-90°N])と熱帯([0°-360°E]×[20°S-20°N])について予測時間・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>&</sup>lt;sup>7</sup> 中・高緯度の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>&</sup>lt;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。

<sup>&</sup>lt;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 1.3.2 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 てない(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の不確実性が大気の予測に与える不確 実性は、大気の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 と比ベスプ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、スプレッドの不足はど の程度軽減されうるかを考える。SST の不確実性に起 因する大気場の不確実性の見積りとして、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 以北)、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の力学の違いを 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 のスプレッドが~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 でのスプレッドは~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、スプ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 の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 各予測時間に対して示したもの。上図は北半球中・高緯 度(20°N 以北)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 system: 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 Cépaduès, 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: 大気の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を側 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 くる。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 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。

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)。

<sup>&</sup>lt;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、ブ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7kmの領域モデルによる 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 と細かくなって 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

<sup>&</sup>lt;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。

	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)

33 km (親EPS)

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

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)。

2.2 km - 4 km (可变)

英国

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 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>&</sup>lt;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。

<sup>&</sup>lt;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>&</sup>lt;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>&</sup>lt;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 のアンサンブルメン 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 と比べてアンサンブル 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 のアンサンブ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 のアンサンブルメンバーのう 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ブル予報に加えて、今後の 領域アンサンブ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.
- 斉藤和雄, 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.