

第3章 全球アンサンブル予報システムの運用に向けた取り組み

3.1 全球アンサンブル予報システムの開発¹

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

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

3.1.1 現行システムの問題点

気象庁の EPS は、2008 年の台風 EPS の運用開始により、週間 EPS・1か月 EPS²・季節 EPS (高谷 2010) と合わせて4つとなった。台風・週間 EPS は数値予報課、1か月 EPS・季節 EPS は気候情報課が開発を担っている。

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

う、難しい作業を発生させている。

3.1.2 技術開発計画と「全球 EPS」への統合

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

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

3.1.3 全球 EPS の構築に向けた課題

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

(1) 数値予報モデルの分解能

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

¹ 経田 正幸

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

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

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

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

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

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

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

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

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

(2) 大気初期値アンサンブル

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

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

台風 EPS の評価領域

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

週間 EPS の評価領域

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

1 か月 EPS の評価領域

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

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

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

(3) 陸面初期値

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

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

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

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

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

(4) 現業アンサンブル予報システムと再予報

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

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

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

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

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

3.1.4 全球 EPS に向けた現行システムの進展

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

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

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

3.1.5 予報現業・情報発表等への効果

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

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

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

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

参考文献

- Buizza, R., J.-R. Bidlot, N. Wedi, M. Fuentes, M. Hamrud, G. Holt, and F. Vitart, 2007: The new ECMWF VAREPS (Variable Resolution Ensemble Prediction System). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 681–695.
- Chikamoto, Y., H. Mukougawa, T. Kubota, H. Sato, A. Ito, and S. Maeda, 2007: Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04806.
- 平井雅之, 宮岡健吾, 佐藤均, 杉本裕之, 南敦, 松川知紘, 高谷祐平, 新保明彦, 2015: 1か月アンサンブル予報システムの変更の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–5.
- JMA, (Ed.), 2013: *Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan Meteorological Agency*. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research, Japan Meteorological Agency, 188 p., URL <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2013-nwp/index.htm>.
- Jung, T., M. J. Miller, T. N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J. M. Adams, E. L. Altshuler, B. A. Cash, J. L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K. I. Hodges, 2012: High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *J. Climate*, **25**, 3155–3172.
- 加藤輝之, 2010: 豪雨監視・予測技術の開発. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 109–115.
- 隈健一, 2000: 全球モデルの今後の開発戦略について. 数値予報課報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 2–14.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報第73巻特別号, 気象庁, S1–S18.
- 経田正幸, 山口春季, 檜垣将和, 2013: 週間・台風アンサンブル予報の検証. 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 34–44.
- 前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 103–111.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hira-hara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. *AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, P2.21.
- 西尾利一, 2011: 計算機(スーパーコンピュータシステム). 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69–70.
- Palmer, T. N., F. J. Doblas-Reyes, A. Weisheimer, and M. J. Rodwell, 2008: Toward Seamless Prediction: Calibration of Climate Change Projections Using Seasonal Forecasts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 459–470.
- 齊藤和雄, 2004: 全球モデル開発プロジェクト. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 1–7.
- 佐藤均, 2013: 1か月アンサンブル予報システムの検証. 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 45–50.
- 佐藤信夫, 里田弘, 1989: 生物圏と大気圏の相互作用. 数値予報課報告・別冊第35号, 気象庁予報部, 4–73.
- 新保明彦, 2015: 全球アンサンブル予報システムの構築に向けて. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 19–20.
- 杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析(MGDSST)の利用と海水初期偏差を考慮した海水域推定手法の高度化. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5–19.
- 高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 10–14.
- 竹内義明, 2006: 海外の現業全球アンサンブル予報の動向. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 13–22.
- 徳広貴之, 2001: 陸面モデルオフライン実験の検証. 平成13年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 51–57.
- 徳広貴之, 2002: 陸面解析の現業化. 平成14年度季節

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

3.2 週間アンサンブル予報システムにおける熱帯域のスプレッドの評価¹

3.2.1 はじめに

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

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

3.2.2 週間 EPS の予測初期のばらつきの特徴

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

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

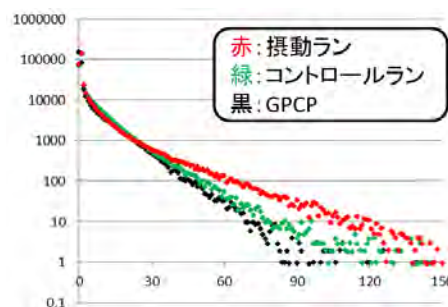


図 3.2.1 熱帯域（北緯 20 度～南緯 20 度）における 24 時間降水量の頻度分布。統計期間は 2013 年 7 月、統計対象とする予測の初期時刻は 00UTC。縦軸は統計対象期間内に FT=24 における前 24 時間降水量が各閾値の範囲に入った回数を示す。横軸は前 24 時間降水量（単位：mm/24h）。赤点：摂動ラン、緑点：コントロールラン、黒線：GPCP 日別降水量解析値を示す。

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

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

3.2.3 週間 EPS の熱帯域の初期摂動作成方法

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

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

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

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

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

¹ 越智 健太

すると、摂動変数 δx の大きさは以下の式で表される。

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

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

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

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

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

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

² 台風 EPS では $w_q = 1$ としている（小森 2009）。

³ 詳細は山口（2006）を参照いただきたい。

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

3.2.4 熱帯 SV を用いた予測の特徴

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

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

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

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

⁵ 飽和比湿を超えた比湿は初期値作成の際に除去されている。

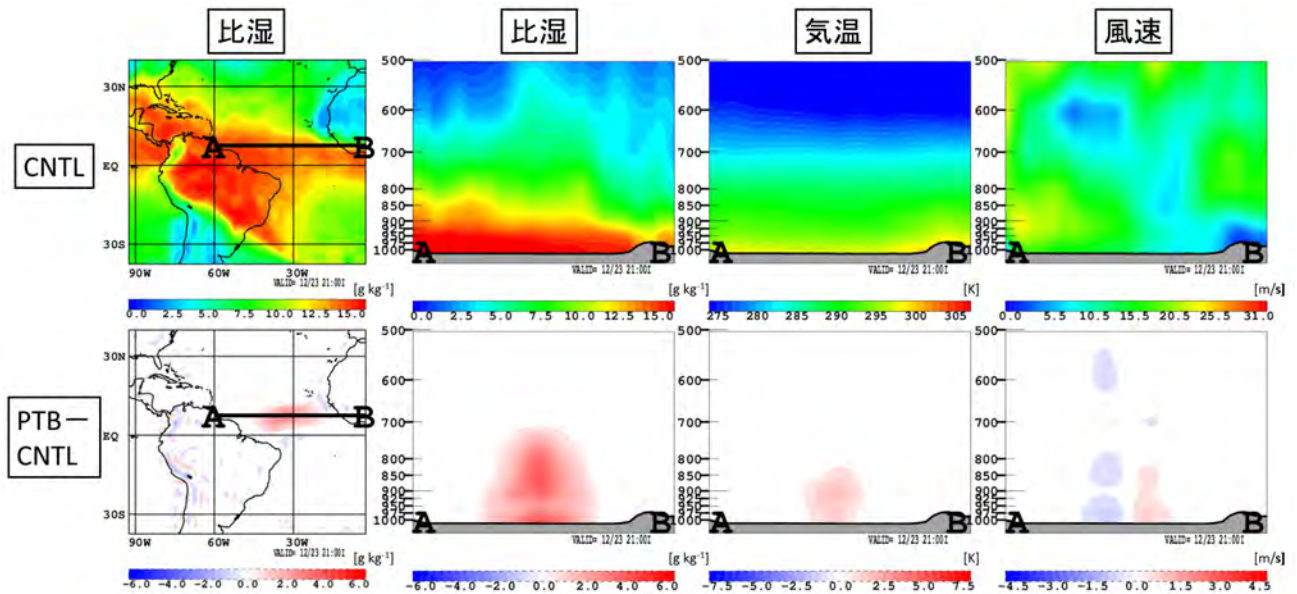


図 3.2.2 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値の FT=0 における（上段）CNTL、（下段）PTB-CNTL の値を示す。描画要素は左から順に 925 hPa 面の比湿の平面図、比湿の鉛直断面図、気温の鉛直断面図、風速の鉛直断面図。単位は、比湿が g kg^{-1} 、気温が K、風速が m/s である。

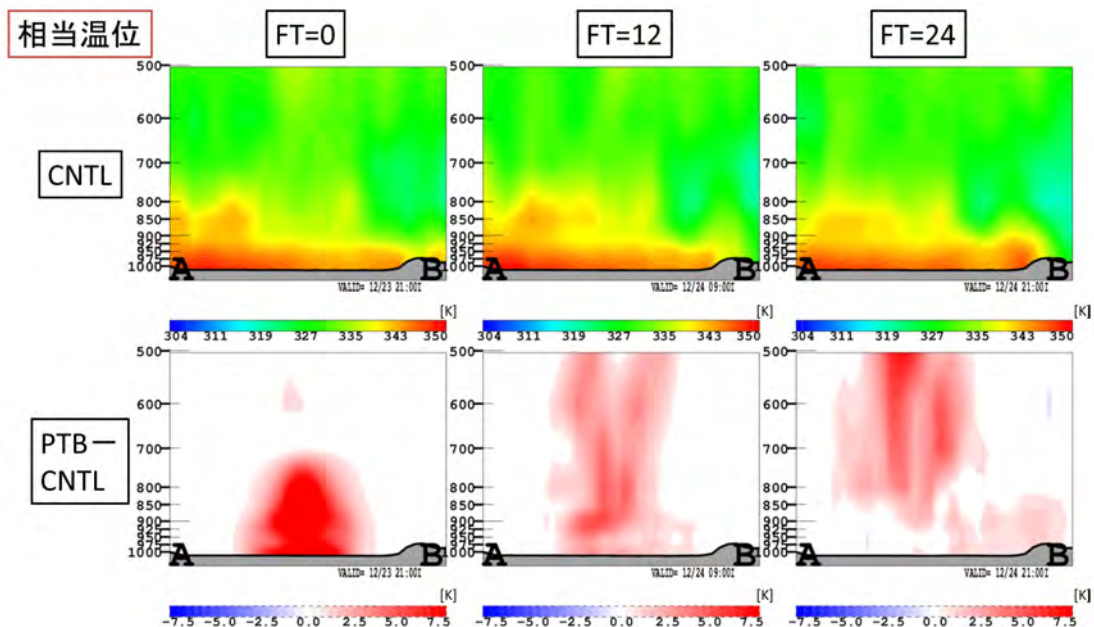


図 3.2.3 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値の相当温位（単位：K）の鉛直断面図の時系列。鉛直断面をとる線分 AB は図 3.2.2 と同様である。（上段）CNTL、（下段）PTB-CNTL の値を示す。左から順に FT=0, 12, 24 の予測を示す。

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

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

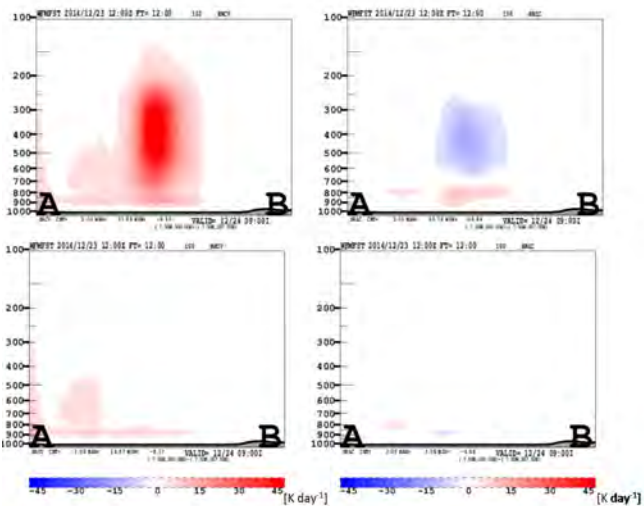


図 3.2.4 2014 年 12 月 24 日 12UTC 初期値の FT=12 における前 12 時間の気温の時間変化率 (単位: K day^{-1})。 (左上) PTB の積雲対流過程によるもの、 (右上) PTB の雲過程によるもの、 (左下) CNTL の積雲対流過程によるもの、 (右下) CNTL の雲過程によるもの。

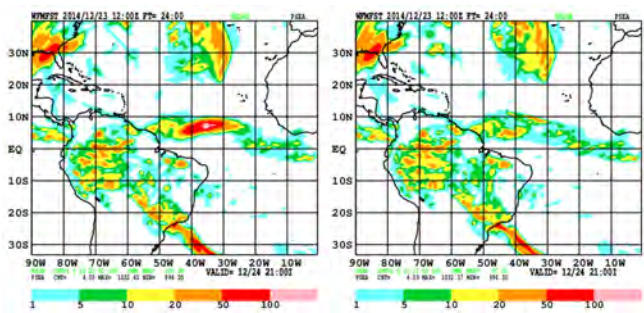


図 3.2.5 2014 年 12 月 24 日 12UTC における前 24 時間降水量 (単位: $\text{mm}/24\text{h}$)。 (左) PTB、 (右) CNTL による FT=24 の予測を示す。

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

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

3.2.5 予測初期のばらつきの改善に向けた検討

第 3.2.4 項では、下層の大きな比湿摂動が予測初期

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

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

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

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

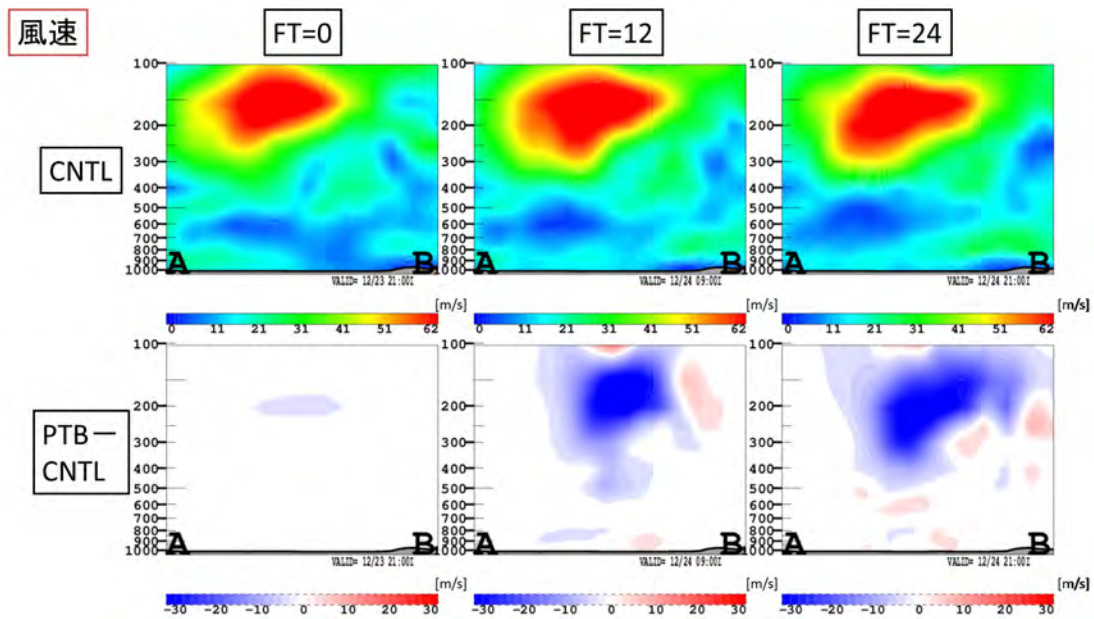


図 3.2.6 図 3.2.3 と同様。ただし描画要素は風速（単位：m/s）。

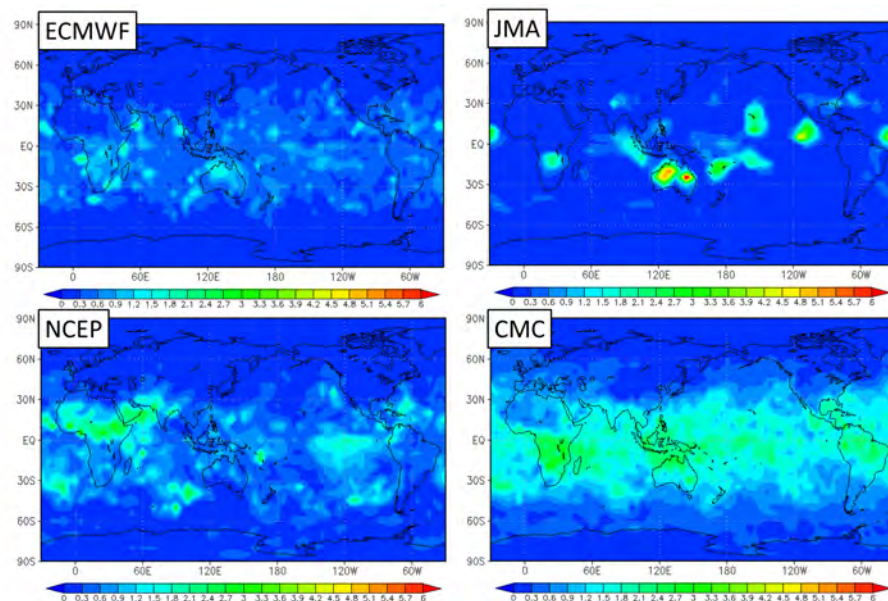


図 3.2.7 2014 年 12 月 23 日 12UTC 初期値における各数値予報センターのアンサンブル予報の 925 hPa 面比湿（単位： g kg^{-1} ）の FT=0 におけるスプレッド。（左上）ECMWF、（右上）週間 EPS、（左下）NCEP、（右下）CMC。

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

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

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

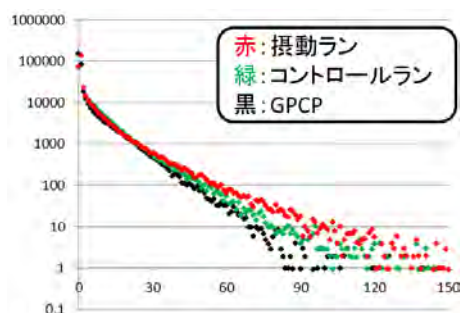


図 3.2.8 図 3.2.1 と同様。ただし、熱帯摂動の振幅を半分にした TEST 実験の結果を示す。

期摂動の振幅を半分にした設定のもとアンサンブル予報実験を行った。

3.2.6 熱帯域の初期摂動振幅の変更実験

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

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

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

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

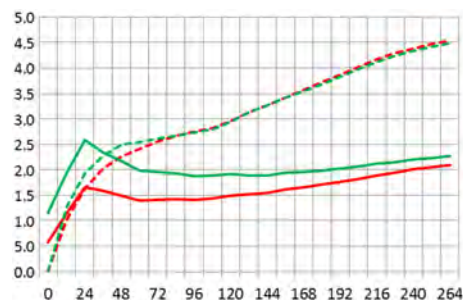


図 3.2.9 低緯度帯 200 hPa 面速度ポテンシャルのスプレッドとアンサンブル平均予報の対解析値 RMSE。横軸は予報時間 (hour)、縦軸はスプレッドと RMSE の値 (単位: $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。赤実線は、TEST 実験のスプレッド、緑実線は CNTL 実験のスプレッドを示す。赤破線は TEST 実験の RMSE、緑破線は CNTL 実験の RMSE を示す。検証期間は 2013 年 7 月 4 日～2013 年 7 月 31 日。

ドは小さくなっている。この傾向は他の要素についても同様に見られた（図略）。

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

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

⁸ 気候学的標準偏差の算出には JRA-25 を用いた。

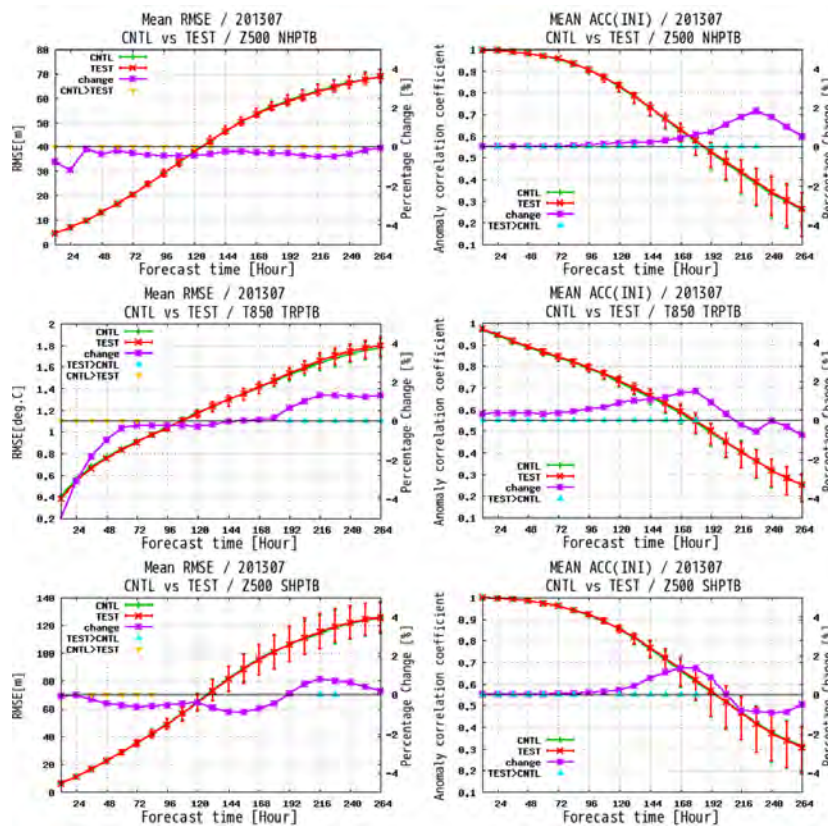


図 3.2.10 各検証領域を対象としたアンサンブル平均予報の対解析値 RMSE (左) と ACC (右)。検証領域と検証要素はそれぞれ上段から、北半球中高緯度帯 500 hPa 面高度場 (RMSE の単位: m)、低緯度帯 850 hPa 面気温 (RMSE の単位: K)、南半球中高緯度帯 500 hPa 面高度場 (RMSE の単位: m)。横軸は予報時間 (hour)。赤線が TEST 実験、緑線が CNTL 実験、紫線は CNTL から TEST への変化率 (右縦軸) を示す。水色の三角印は TEST 実験の方が CNTL 実験よりも有意に値が大きいこと、黄色の三角印は有意に値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

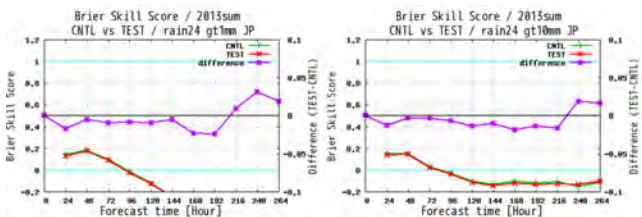


図 3.2.11 前 24 時間降水量が (左) 1 mm/24h 以上、(右) 10 mm/24h 以上となる確率の BSS (値は左の縦軸に対応)。横軸は予報時間 (hour)。赤線が TEST 実験、緑線が CNTL 実験、紫線は TEST と CNTL の差 (右縦軸) を示す。検証期間は 2013 年 7 月 4 日～2013 年 7 月 31 日。

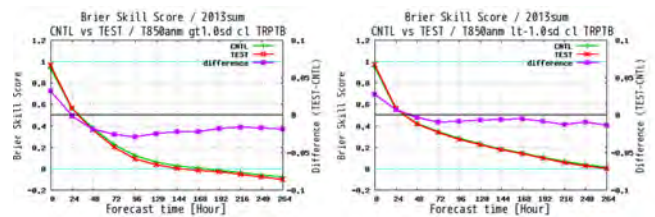


図 3.2.12 低緯度帯の 850 hPa 面気温の平年偏差が (左) 1σ 以上、(右) -1σ 以下となる確率の BSS (値は左の縦軸に対応)。横軸は予報時間 (hour)。赤線が TEST 実験、緑線が CNTL 実験、紫線は TEST と CNTL の差 (右縦軸) を示す。検証期間は 2013 年 7 月 4 日～2013 年 7 月 31 日。

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

3.2.7 まとめと今後の課題

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

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

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

謝辞

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

参考文献

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

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

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

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

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

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

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

芝祐順, 1979: 因子分析法. 東京大学出版会, 298 p.

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

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

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

3.3 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発¹

3.3.1 はじめに

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

3.3.2 LETKF とアンサンブル予報実験の仕様

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

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

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

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

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

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

¹ 太田 洋一郎、堀田 大介

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

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

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

3.3.3 LETKF による初期摂動の特徴

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Spread of T850 Init=2014080100

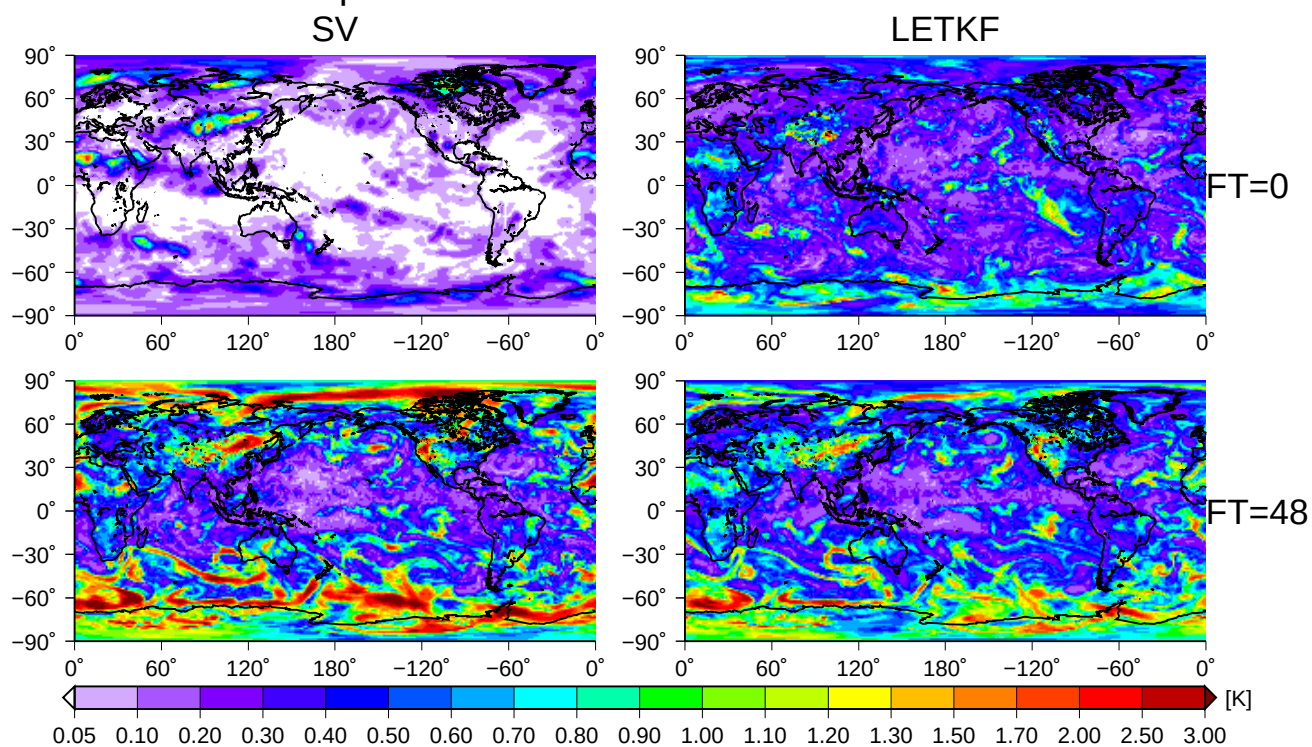


図 3.3.1 初期時刻 2014 年 8 月 1 日 00UTC の SV 実験 (左図) と LETKF 実験 (右図) における 850 hPa 面気温のスプレッド (単位: K)。上段が FT=0、下段が FT=48 を示す。

Spread of U250 Init=2014080100

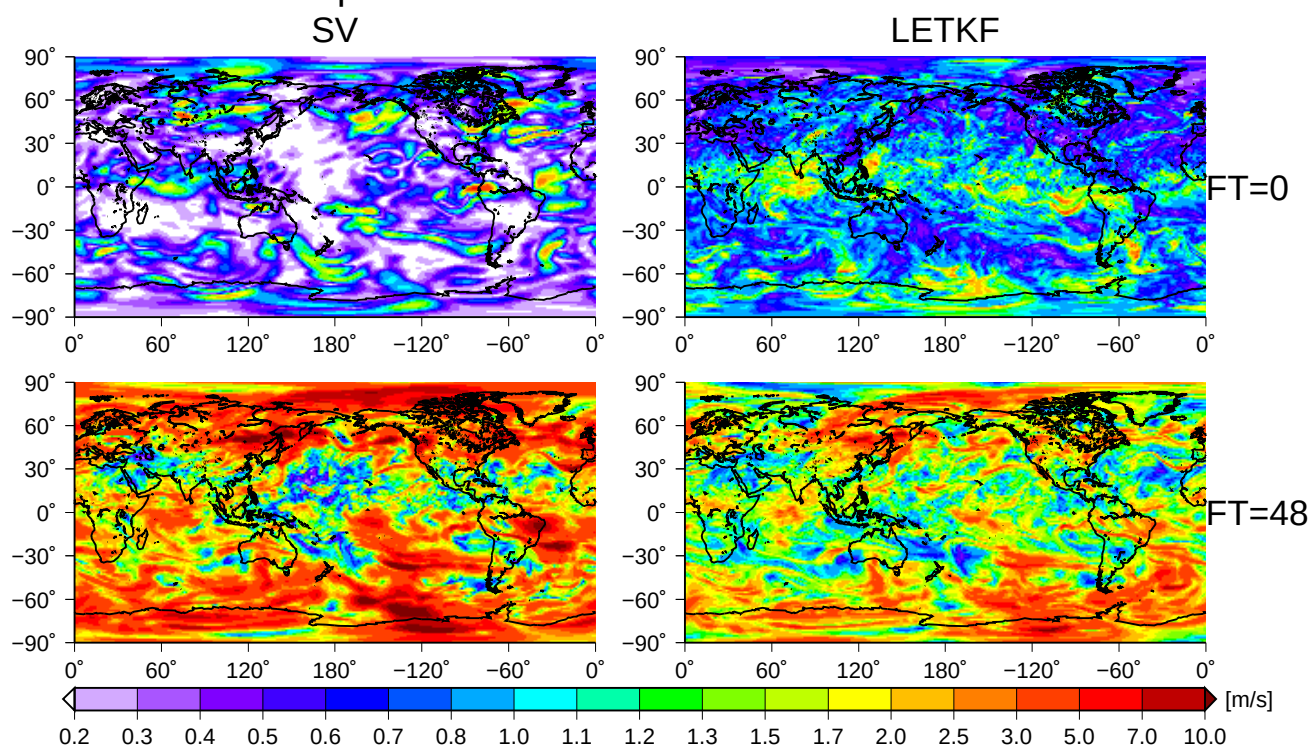


図 3.3.2 図 3.3.1 と同様。ただし、250 hPa 面の東西風速 (単位: m/s) を示す。

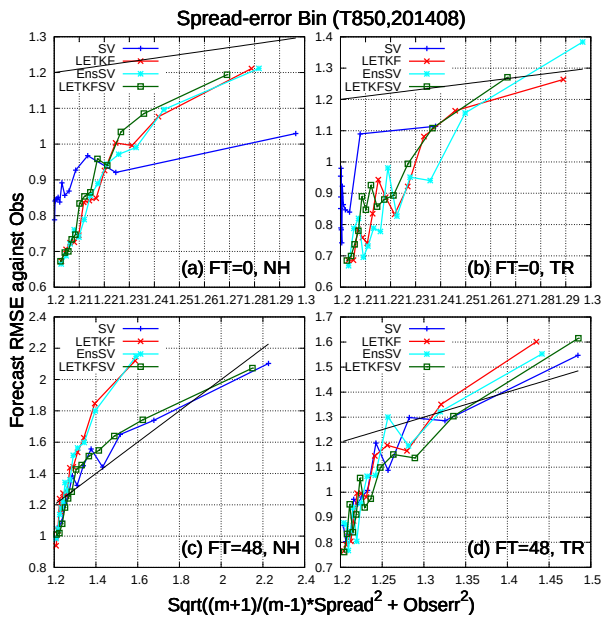


図 3.3.3 850 hPa 面の気温 (単位: K) について、(3.3.4) 式の左辺と右辺の平方根をそれぞれ縦軸、横軸にとり、横軸のビンごとの平均をプロットした。青線が SV 実験、赤線が LETKF 実験、水色線が EnsSV 実験、濃緑線が LETKFSV 実験を示し、黒線は横軸と縦軸の値が等しくなる線を表す。(a) FT=0 の北半球域 (北緯 20 度以北)、(b) 熱帯域 (緯度 20 度以下)、(c) FT=48 の北半球域、(d) 熱帯域の結果を示す。期間は 2014 年 8 月 1 日~31 日の 00UTC 初期値。

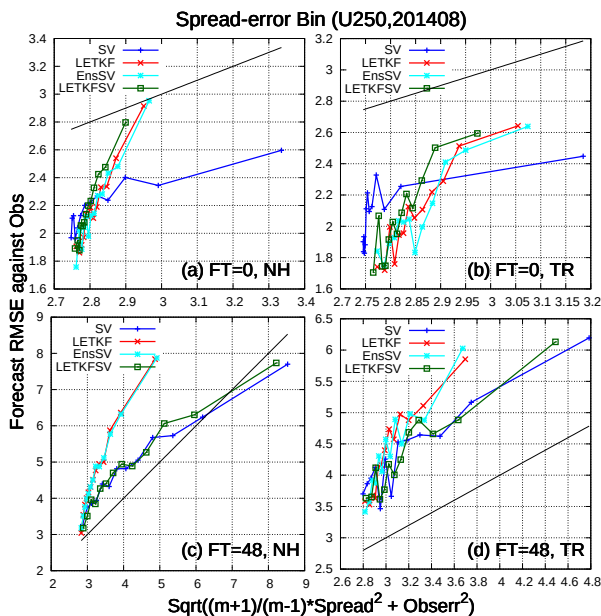


図 3.3.4 図 3.3.3 と同様。ただし、250 hPa 面の東西風 (単位: m/s) について示す。

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

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

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

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

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

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

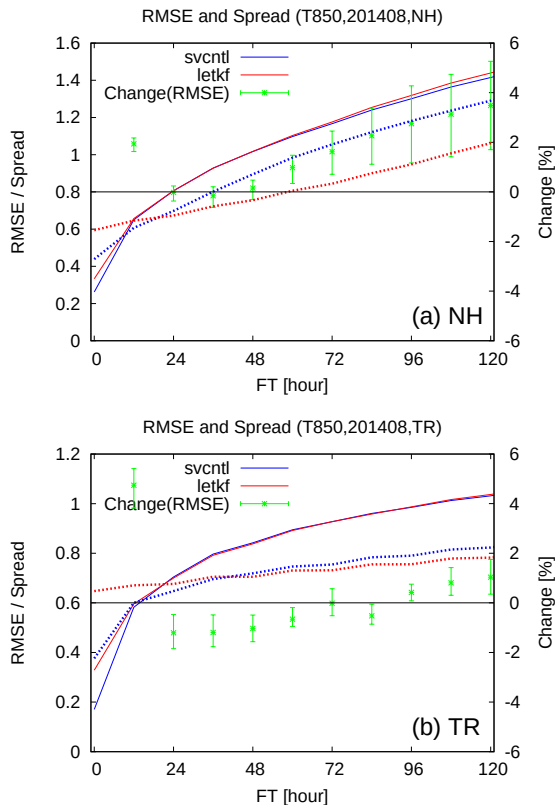


図 3.3.5 850 hPa 面気温のアンサンブル平均の対解析 RMSE (実線) とスプレッド (点線) の比較。青線が SV 実験を、赤線が LETKF 実験を表し、緑線は RMSE の変化率 (右縦軸、(LETKF 実験 - SV 実験) / SV 実験、単位: %) を示し、誤差幅は時間方向に無相関を仮定したブートストラップ法による 95% の信頼区間を示す。(a) 北半球域、(b) 熱帯域の検証結果。期間は 2014 年 8 月 1 日 ~ 31 日の 00UTC 初期値。FT=0 の変化率は上方にスケールアウトしていることに注意。

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

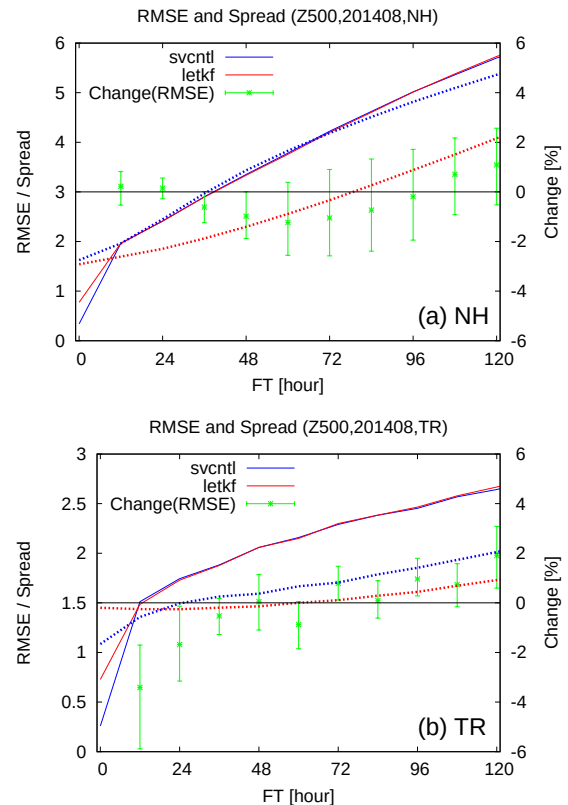


図 3.3.6 図 3.3.5 と同様。ただし、500 hPa 面高度について示す。FT=0 の変化率は上方にスケールアウトしていることに注意。

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

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

3.3.4 アンサンブル SV

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

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

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

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

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

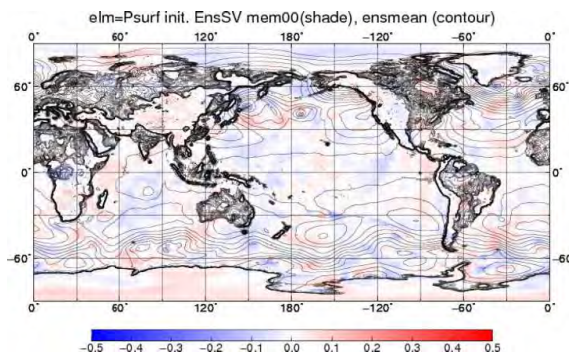
アンサンブル SV によって得られる成長モードの一例を図 3.3.7 と図 3.3.8 に示す。これらは 2013 年 12 月 10 日 00UTC の LETKF 解析アンサンブルに対して、アンサンブル SV を適用して求められた第 1 モード (最も成長の速いモード) で、初期時刻 (上図) とその 24 時間後 (下図) の地表面気圧を色で示してある。ここでは主に対流圏の中・高緯度で成長する摂動を捉えることを目的として、評価時間を 24 時間、ノルムを湿潤全エネルギー (Ehrendorfer et al. 1999)、評価対象領域を全球のモデル面 80 層目 (~ 15 hPa) よ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

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

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

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

EnsSV mode 1 initial (FT=0)



EnsSV mode 1 final (FT=24hr)

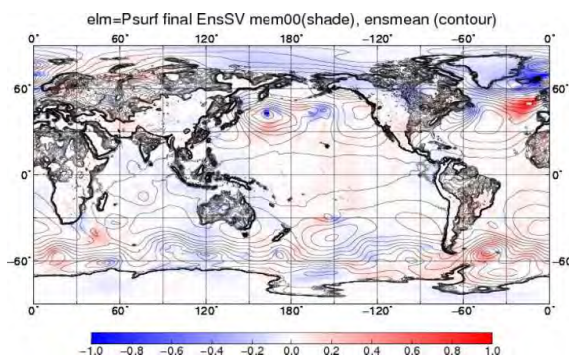


図 3.3.7 2013 年 12 月 10 日 00UTC 初期値の地表面気圧についての LETKF 解析値から算出されたアンサンブル SV 第 1 モード (色) とアンサンブル平均 (等値線)。単位はいずれも hPa。上下の図はそれぞれ初期値と 24 時間予報を描いたもの。設定の詳細については本文を参照。

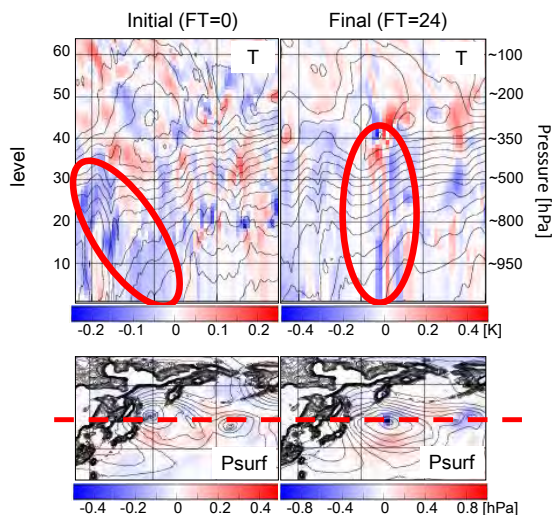


図 3.3.8 (下図) 2013 年 12 月 10 日 00UTC 初期値の LETKF 解析値から算出されたアンサンブル SV 第 1 モードの地表面気圧を日本付近を拡大して描いたもの。(上図) 北緯 45 度の断面 (下図の赤点線) で気温を描いたもの。等値線は対応するアンサンブル平均で、間隔は 5 hPa (下図) および 5 K (上図)。左は初期値、右は 24 時間予報を描いたもの。左右で色のスケールが異なる点に注意。

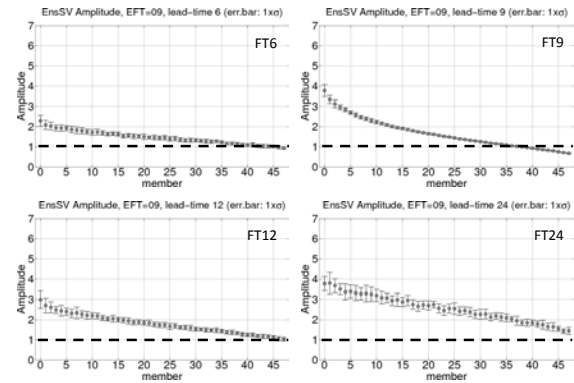


図 3.3.9 評価時間 9 時間で算出したアンサンブル SV の各モード (横軸) の異なる予報時間での成長率 (縦軸)。左上から 6, 9, 12, 24 時間予報。丸は 20 事例の平均を示し、 ± 1 標準偏差を誤差棒で示した。成長率 1 を黒い太線で強調してある。

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

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

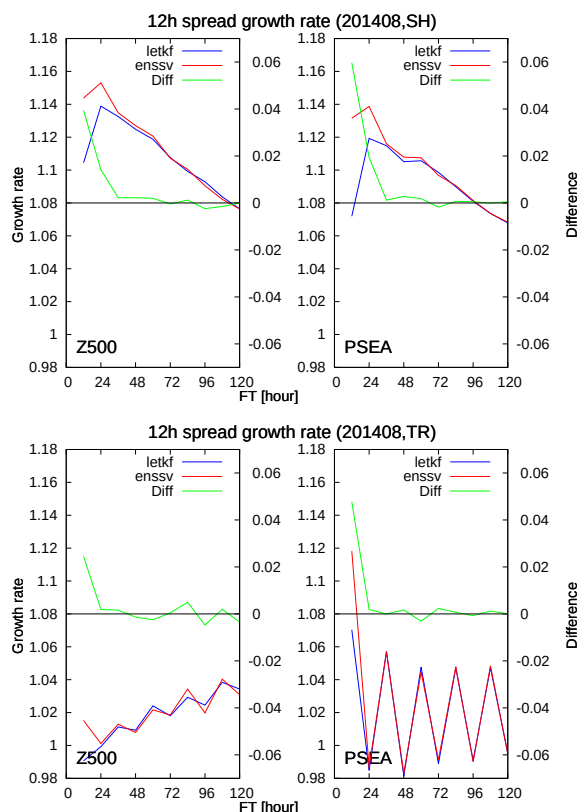


図 3.3.10 500 hPa 面高度 (左図) および海面更正気圧 (右図) の前 12 時間におけるスプレッドの拡大率 (左縦軸)。青線が LETKF 実験、赤線が Enssv 実験、緑線がその差 (右縦軸、Enssv 実験 - LETKF 実験) を示す。上段が南半球域、下段が熱帯域の検証結果。期間は 2014 年 8 月 1 日～31 日の 00UTC 初期値。

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

3.3.5 SV 法との組み合わせ

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

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

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

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

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

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

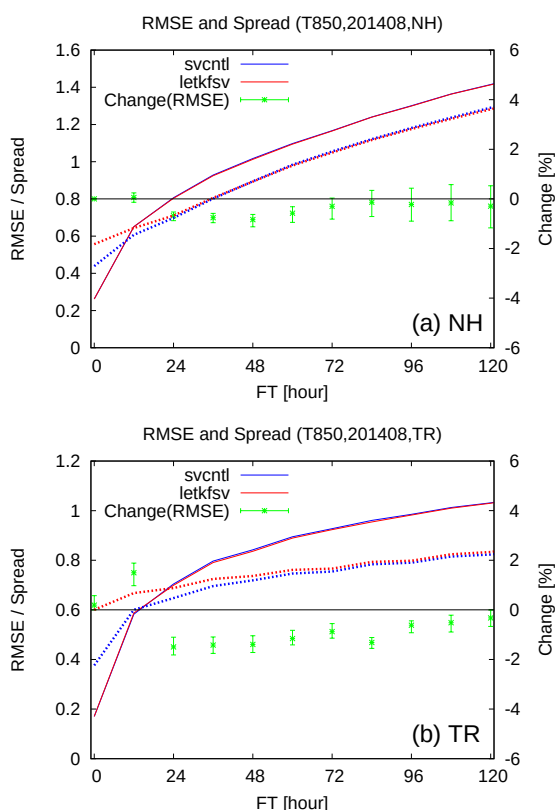


図 3.3.11 図 3.3.5 と同様。ただし、SV 実験（青線）と LETKFSV 実験（赤線）の比較。

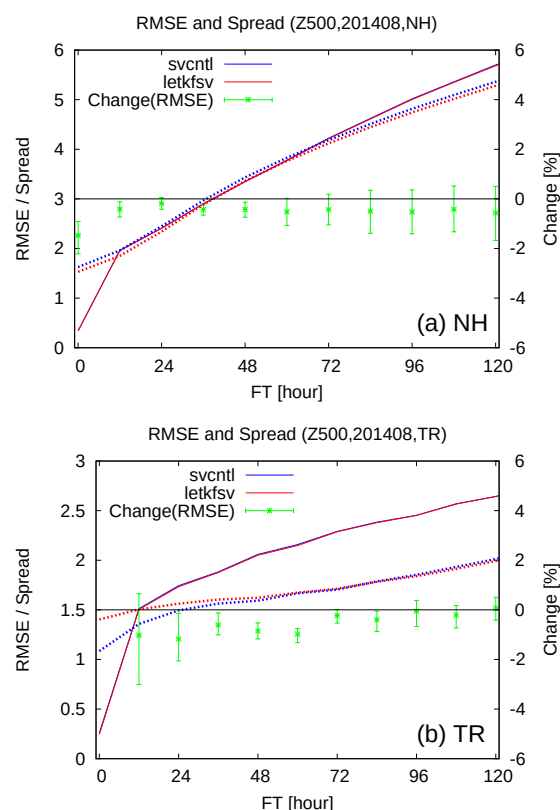


図 3.3.12 図 3.3.11 と同様。ただし、500 hPa 面高度について示す。熱帯域の FT=0 の変化率は下方にスケールアウトしていることに注意。

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

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

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

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

3.3.6 まとめと今後の課題

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

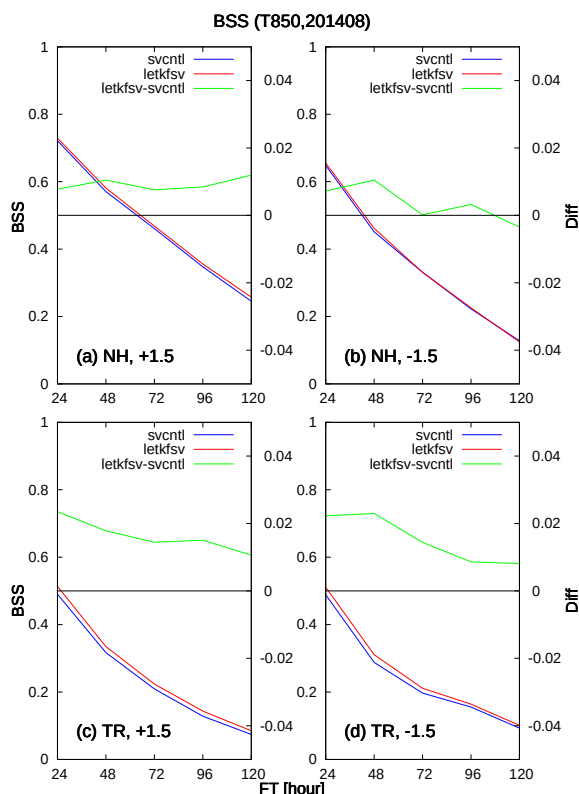


図 3.3.13 850 hPa 面の気温の確率予測のブライアスキルスコア (BSS) の比較。青線が SV 実験、赤線が LETKFSV 実験を表し、緑線が両実験の差 (右軸) を表す。北半球域において平均偏差が気候学的変動幅の (a) +1.5 倍以上、(b) -1.5 倍以下となる確率のスコアを表す。(c), (d) は (a), (b) と同様の熱帯域のスコアを表す。期間は 2014 年 8 月 1 日~31 日の 00UTC 初期値。

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

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

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

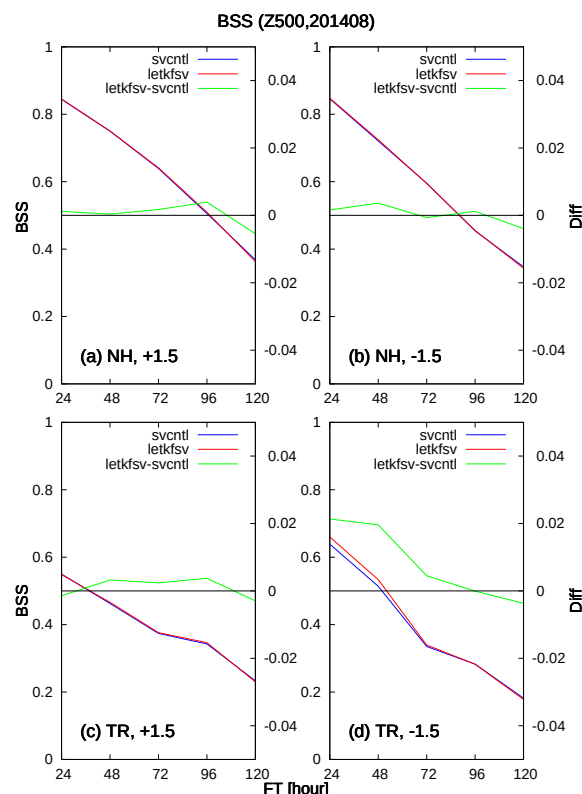


図 3.3.14 図 3.3.13 と同様。ただし、500 hPa 面高度について示す。

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

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

参考文献

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

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

3.4 海面水温摂動の開発¹

3.4.1 はじめに

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

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

3.4.2 海面水温摂動作成手法

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

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

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

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

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

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

上の摂動では (a) の初期値の不確実性を表現するこ

¹ 太田 洋一郎、堀田 大介

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

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

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

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

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

以上をまとめると、本手法での SST 摂動の作成手順は以下のとおりとなる。

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

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

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

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

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

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

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

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

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

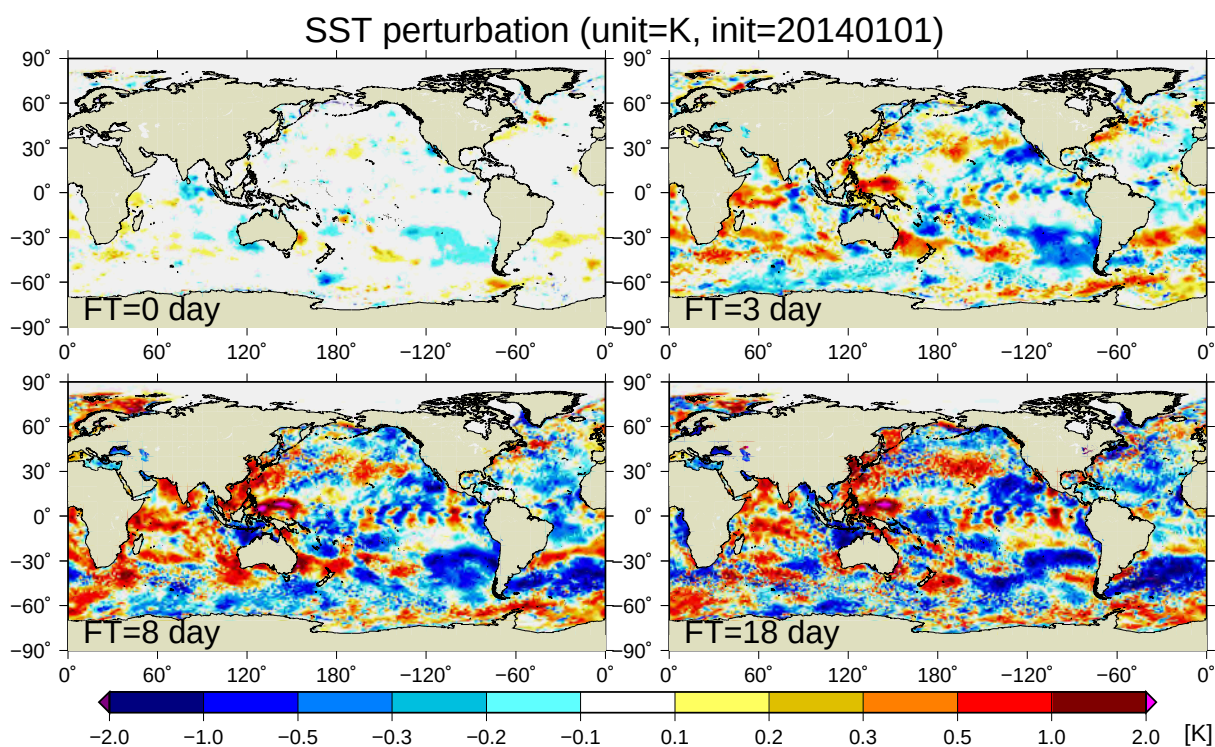


図 3.4.1 2014 年 1 月 1 日初期日の SST 摂動の例 (単位: K)。左上から予測 0, 3, 8, 18 日目の摂動を示す。

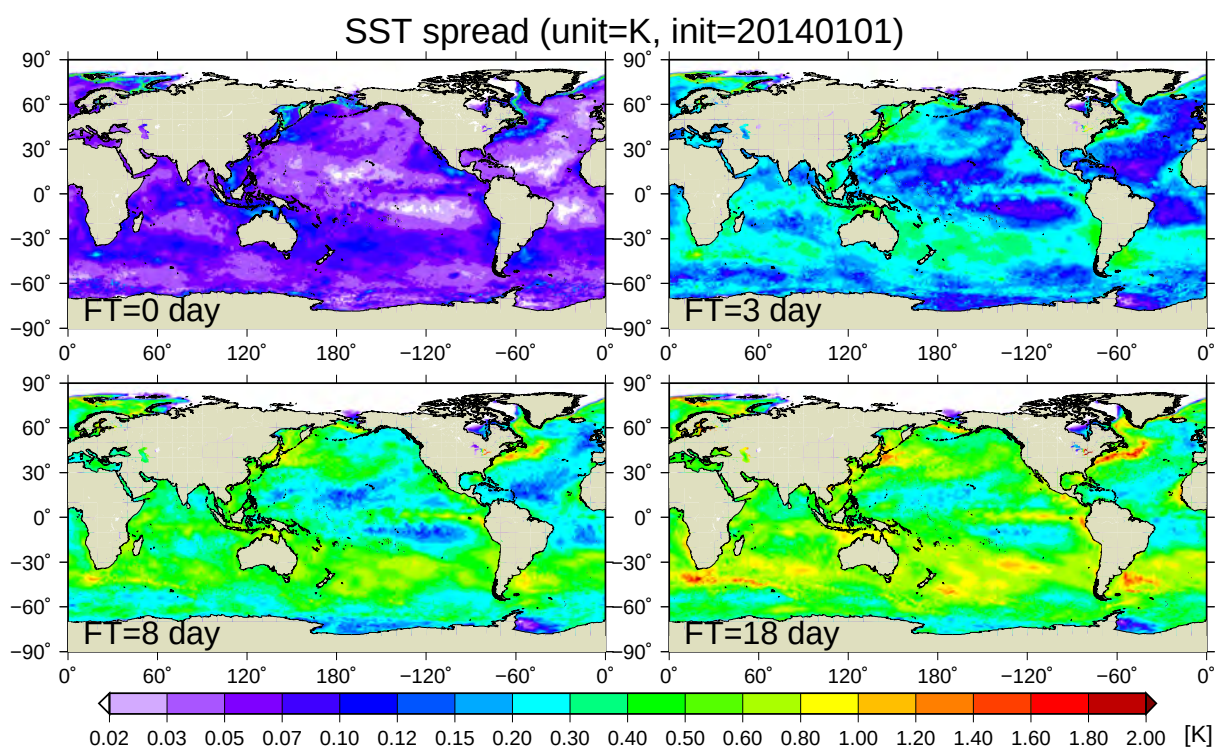


図 3.4.2 2014 年 1 月 1 日初期日の SST のスプレッド (単位: K)。左上から予測 0, 3, 8, 18 日目を示す。

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

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

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

3.4.3 海面水温摂動のパラメータの調整

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

(1) 時間差の調整

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

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

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

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

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

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

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

⁶ アンサンブル平均を差し引いていることから、次元は一つ減る。

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

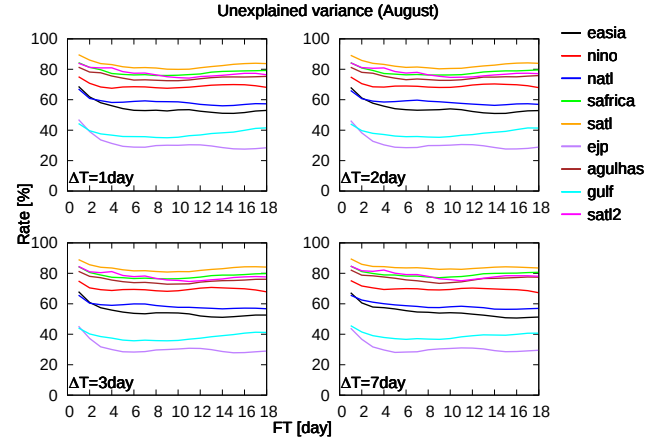


図 3.4.3 2013~2015 年の 8 月 1 日前後の偏差固定予報 SST の対解析値誤差の SST 摂動 (26 メンバー) で説明できない成分の割合 (%)。左上から時間差 ΔT を 1, 2, 3, 7 日にした摂動を用いた場合を示す。横軸は予報時間 (日)。凡例のターゲット領域は図 3.4.4 を参照。

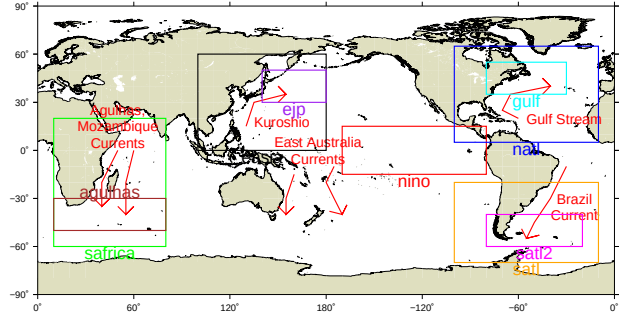


図 3.4.4 図 3.4.3 の計算に使用したターゲット領域。領域の色と図 3.4.3 のグラフの色がそれぞれ対応している。また、本文中で触れた主な暖流のおおよその流れを赤矢印で示す。

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

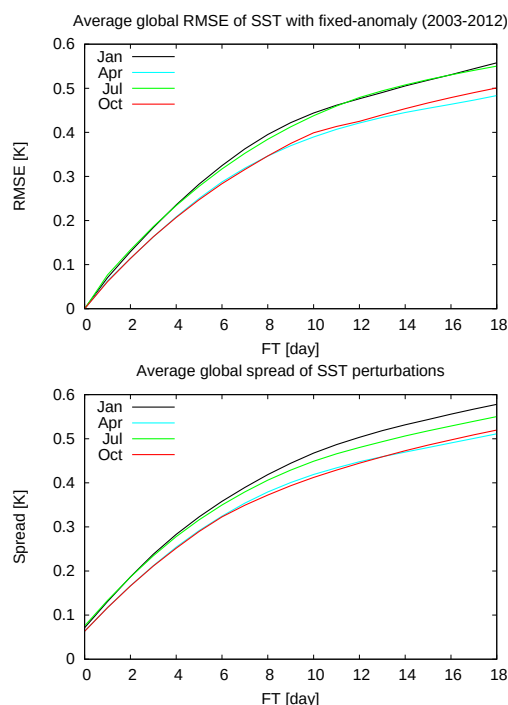


図 3.4.5 1月（黒）、4月（水色）、7月（緑）、10月（赤）の各1日初期日の偏差固定予報 SST の対解析 RMSE（上図）と同初期日の 26 メンバーの SST 摂動のスプレッド（下図、時間差 ΔT は 1 日、振幅 α は 1.0）。検証領域は全球の海格子で、RMSE は 2003~2012 年の MGSST 再解析値を用いて計算。

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

(2) 振幅の調整

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

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

3.4.4 大気へのインパクト

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

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

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

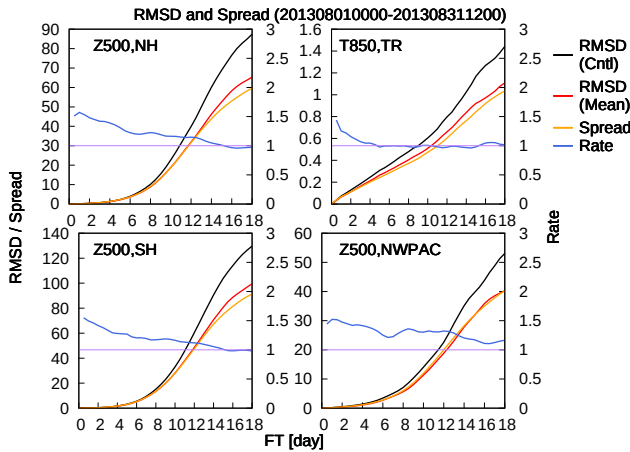


図 3.4.6 夏期間のコントロールラン（黒線、偏差固定予報 SST を与えた予測）およびアンサンブル平均（赤線）の対照実験からの平方根平均二乗差（RMSD）とアンサンブル予報のスプレッド（黄線）の比較。左上から順に北半球域の 500 hPa 面高度（単位：m）、熱帯域の 850 hPa 気温（単位：K）、南半球域、北西太平洋（北緯 0 度～60 度、東経 100 度～180 度）の 500 hPa 面高度。青線はスプレッドと RMSD の比の 2 乗をメンバー数で規格化した値（右縦軸）で、ばらつきが適切な時に 1（紫線）となる。

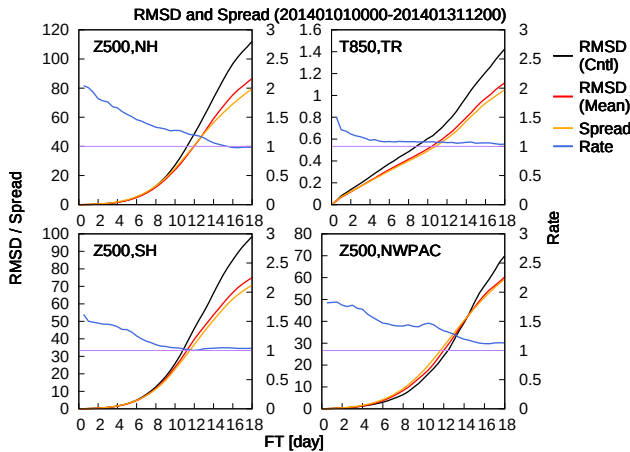


図 3.4.7 図 3.4.6 と同様。ただし、冬期間の結果。縦軸のスケールが図 3.4.6 と異なることに注意。

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

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

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

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

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

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

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

3.4.5 まとめと今後の課題

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

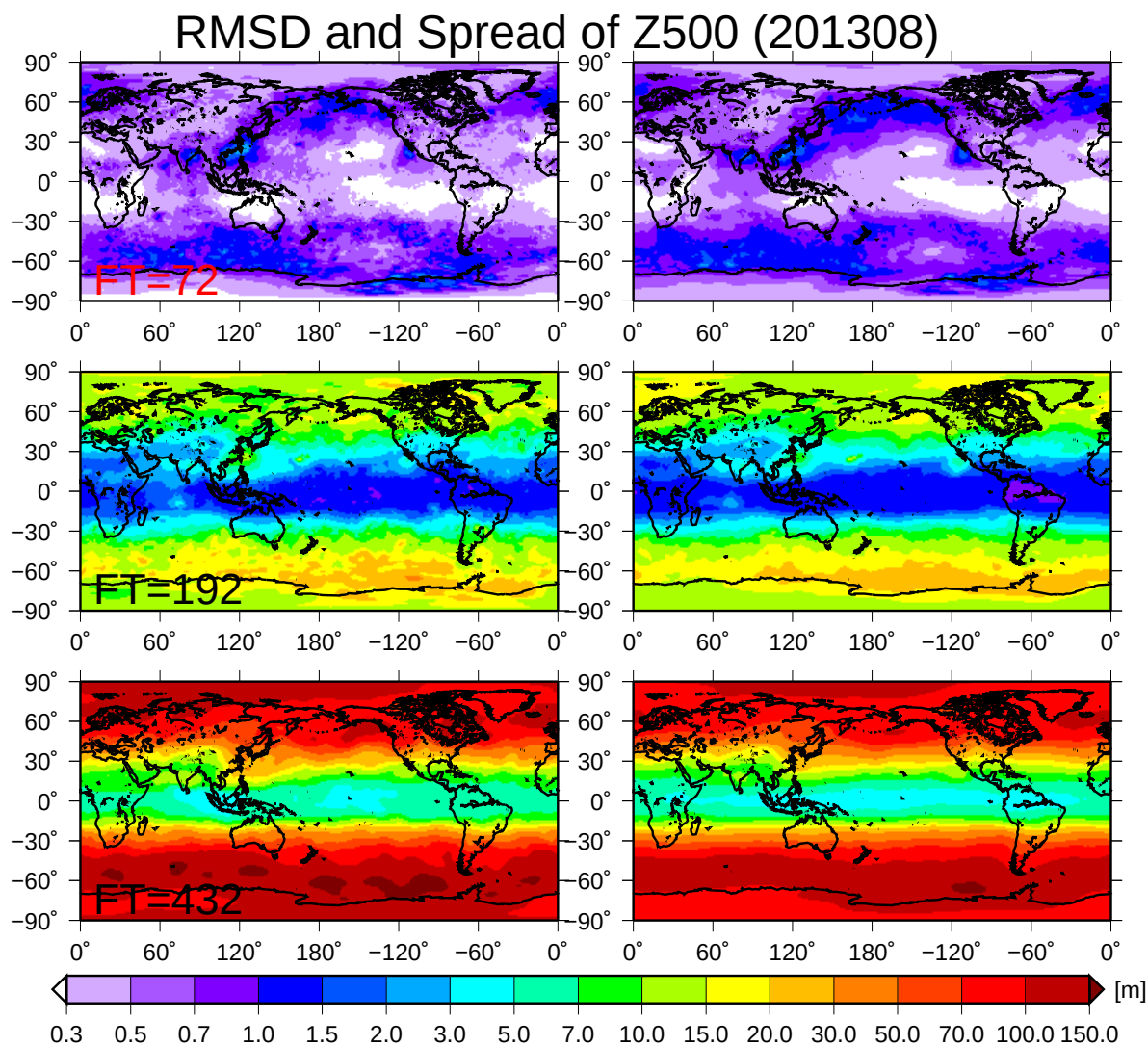


図 3.4.8 夏期間の 500 hPa 面高度のアンサンブル平均の対照実験からの RMSD (左図) とアンサンブル予報のスプレッド (右図)。単位は m。上段から FT=72, 192, 432 を示す。

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

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

参考文献

- Duc, L., T. Kuroda, K. Saito, and T. Fujita, 2015: Ensemble Kalman filter data assimilation and storm surge experiments of tropical cyclone Nargis. *Tellus A*, **67**, 25 941, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v67.25941>.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計、衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, **73**, S1-S18.
- Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasts on predictability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 463-493.
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's Spectral Statistical-Interpolation Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.
- Tennant, W. and S. Beare, 2014: New schemes to per-

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

3.5 アンサンブル予報システムと再予報¹

3.5.1 はじめに

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

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

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

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



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

3.5.2 再予報の仕様

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

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

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

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

¹ 新保 明彦 (地球環境・海洋部 気候情報課)、吉田 拓馬 (地球環境・海洋部 気候情報課)

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

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

(1) 再予報期間

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

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

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

(2) 実行頻度

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

(3) アンサンブルメンバー数

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

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

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

(4) 予報期間

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

(5) 予測初期値と境界値に用いる解析データ

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

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

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

(6) 大気初期摂動

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

(7) 再予報実施のタイミング

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

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

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

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

3.5.3 再予報を用いた検証の例

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

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

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

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

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

(1) 平方根平均二乗誤差 (RMSE)

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

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

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

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

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

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

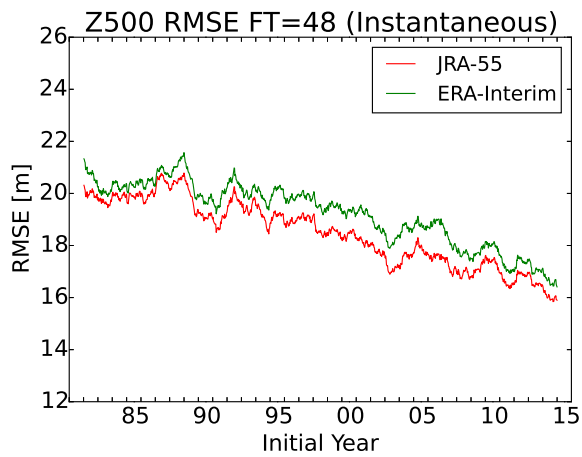
(2) 平均誤差 (ME)

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

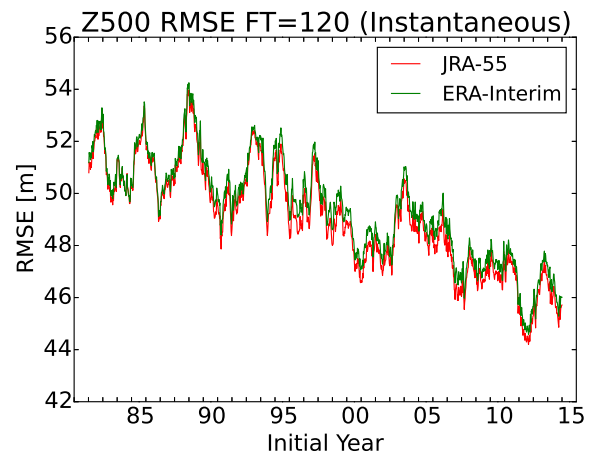
現在の 1 か月 EPS では、その現業運用時の予測プロダクトに系統誤差補正を施し、1 か月予報作業等に利用している。この補正量を求める際には、各予報時間に対して 13 日移動平均 (前後 6 日) を施し、時間スケールの短い変動を除去している (平井・伊藤 2013)。以下では、今後の系統誤差補正手法の改善に向けたアプローチの一つとして、現在の 1 か月 EPS の平均誤差の計算に用いている 1981~2010 年 (30 年間) を対象とした再予報による Z500 の予測結果を用いて、日平均、3 日平均及び 7 日平均による Z500 の平均誤差の違いについて調べた結果を示す。

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

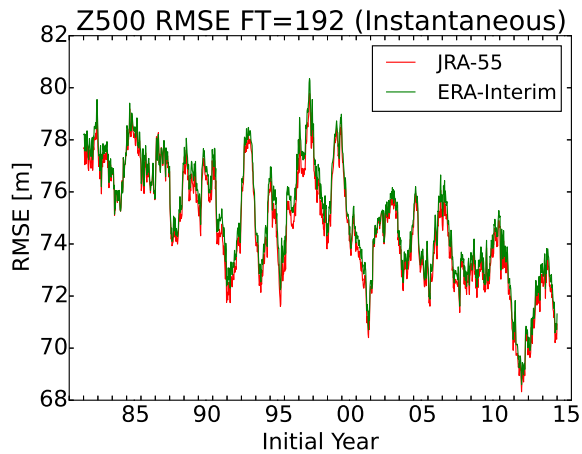
³ FT=120 (7 日平均) は、佐藤 (2013) や佐藤ほか (2015) で示す 1 か月 EPS の精度検証の際の予報 5 日目に相当する。



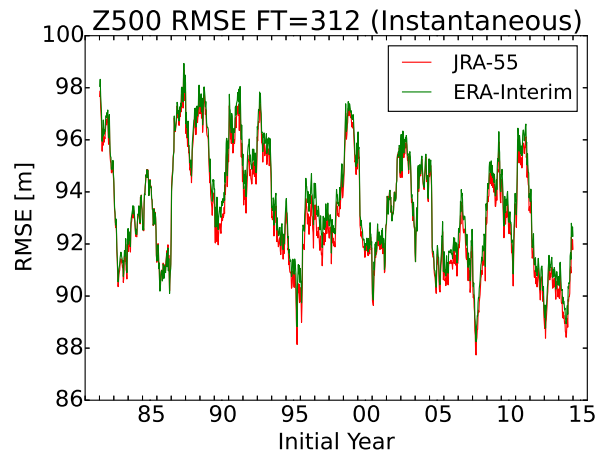
(a) FT=48



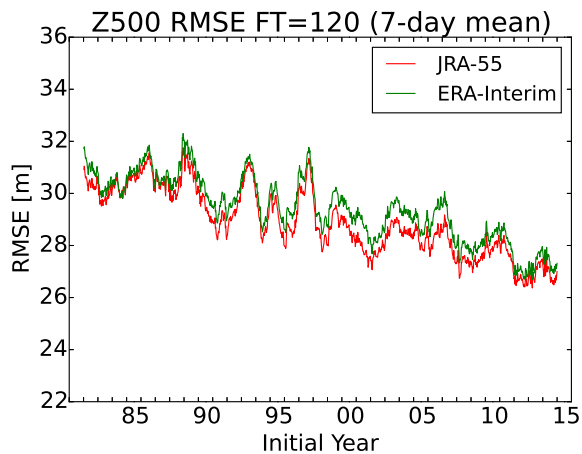
(b) FT=120



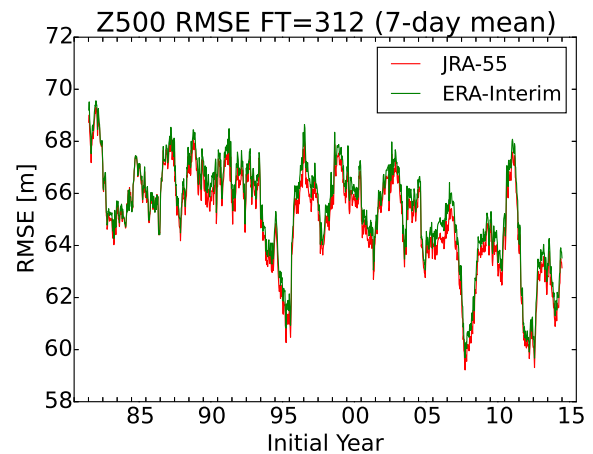
(c) FT=192



(d) FT=312



(e) FT=120 (7 日平均)



(f) FT=312 (7 日平均)

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

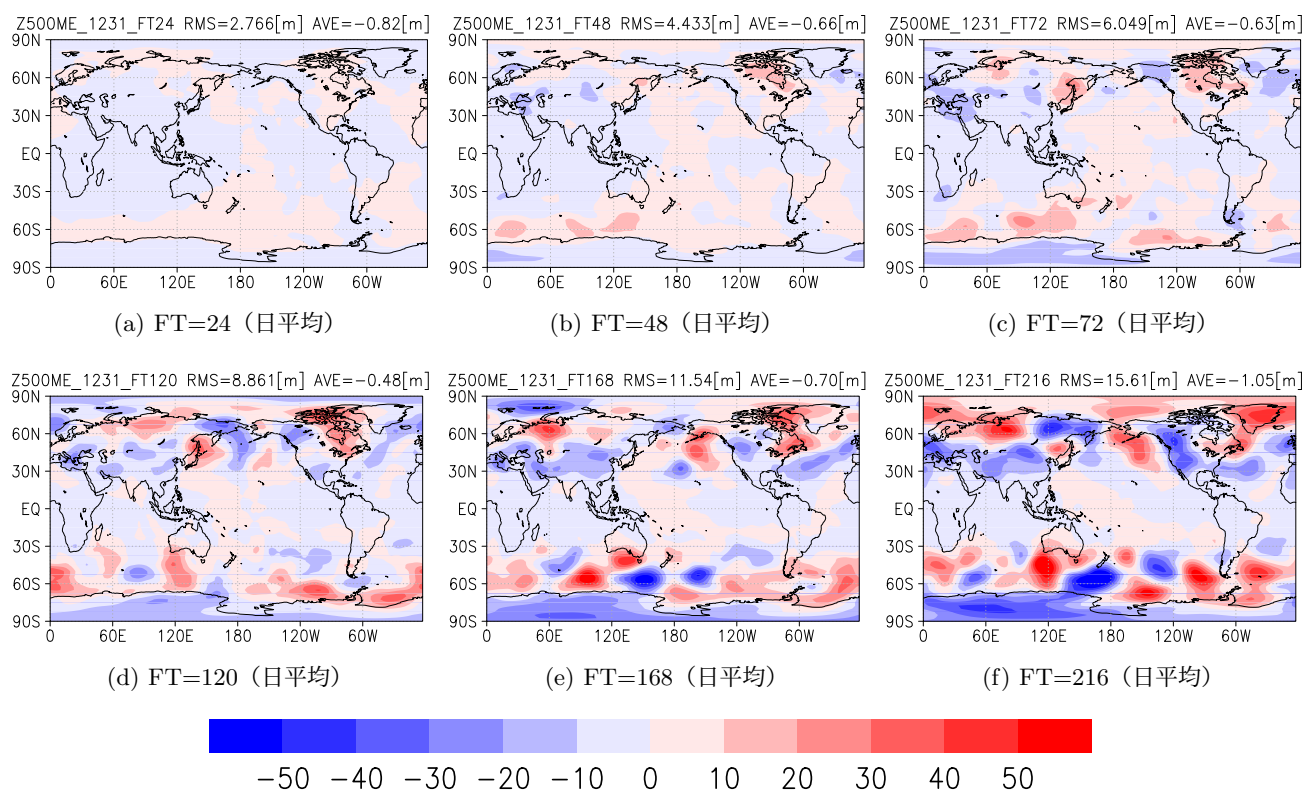


図 3.5.3 12 月 31 日 12UTC 初期時刻の再予報から推定した予報時間ごとの 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (Z500) の平均誤差の水平分布。(a) ~ (f) はそれぞれ FT=24, 48, 72, 120, 168, 216 (日平均) を対象。単位は m で、陰影はカラーバーを参照。検証データは JRA-55。統計期間は 1981~2010 年 (30 年間)。

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

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

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

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

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

めて系統誤差補正量の推定に工夫が必要と考えられる。

3.5.4 まとめと今後の展望

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

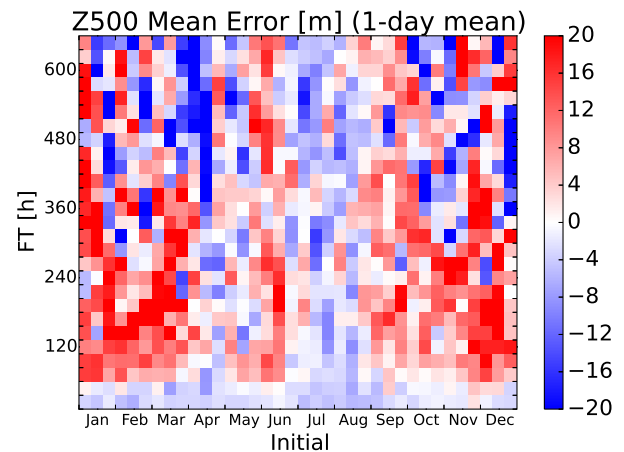
- アンサンブルメンバー数を5メンバーから11メンバーに増加

- 実行頻度を月3回から月6回（5日ごと）に増加

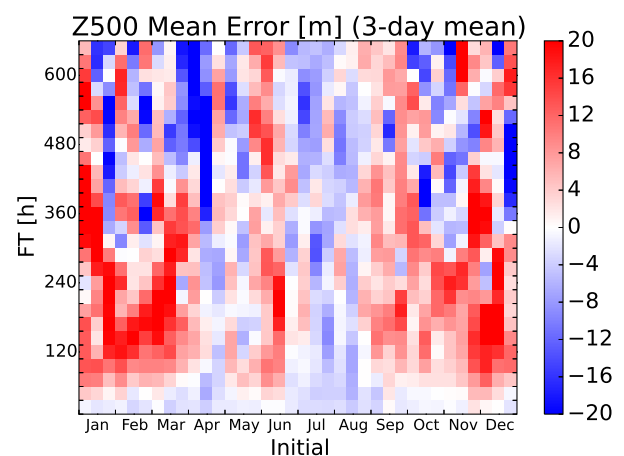
このような追加実験について、過去30年以上にわたる再予報の全期間を対象とするのは計算機資源の観点から難しいと思われるが、対象とする再予報期間や初期時刻を限定し、集中的に実施することは可能と考えられる。また、中期予報をターゲットにするという観点では、これらの追加の仕様においては予報時間を2週間先程度までに短縮することも、計算機資源を有効に利用するための一つの方法である。更に、これまで週間EPSで実施してきた直近の夏冬各3か月間を対象とした評価実験の結果と、再予報を組み合わせ、中期予報のためのEPSの評価を行うことも有効だろう。また、季節内から季節の時間スケール（2週間から2か月先）の予測を対象と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

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

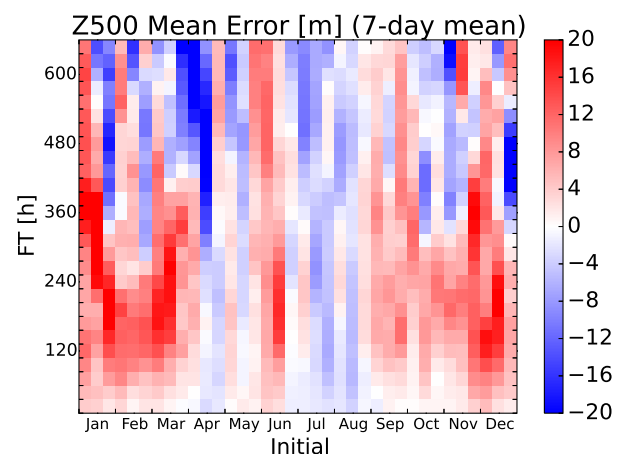
なお、本節で示した再予報に基づく検証結果は、対象とする予報変数や領域、検証指標により異なる結果



(a) 日平均



(b) 3日平均



(c) 7日平均

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

⁴ <http://s2sprediction.net/>

が得られる可能性もある。更なる調査は今後の課題としたい。

謝辞

ERA-Interim は ECMWF より提供されたものを使用した。

参考文献

- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1998: Impact of ensemble size on ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2503–2518.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Holm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Kohler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thepaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.
- Hamill, T. M., J. S. Whitaker, and S. L. Mullen, 2006: Reforecasts: An important dataset for improving weather predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 33–46.
- 平井雅之, 2013: 季節アンサンブル予報システムの検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 51–60.
- 平井雅之, 伊藤明, 2013: 1 か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 168–195.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66–115.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73 特別号, S1–S18.
- Ma, J., Y. Zhu, R. Wobus, and P. Wang, 2012: An effective configuration of ensemble size and horizontal resolution for the NCEP GEFS. *Advances in Atmospheric Sciences*, **29**, 782–794.
- 萬納寺信崇, 前田修平, 2001: 1 か月予報のための数値予報モデル. 平成 13 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 35–47.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. *AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*.
- 中三川浩, 平井雅之, 2013: 季節予報の予測可能性と確率予報. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 157–167.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.
- 佐藤均, 2013: 1 か月アンサンブル予報システムの検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 45–50.
- 佐藤均, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 高谷祐平, 松枝聡子, 杉本裕之, 2015: ハインドキャストによる検証. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 22–45.
- 杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析 (MGDSST) の利用と海水初期偏差を考慮した海水域推定手法の高度化. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5–19.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト. 天気, **59**, 493–495.
- 梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6–15.
- WMO, 2010: Standardised Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF). *Attachment II-8 to the Manual on the GPDFS (WMO-No.485), Volume I*, II.8–1–II.8–17.