

平成 28 年 度 季 節 予 報

研 修 テ キ ス ト

1 か月予報システムの更新

～ 全球アンサンブル予報システムの運用開始～

(気 候 情 報 課)

平成 29 年 2 月

February 2017

気象庁 地球環境・海洋部

1 か月予報システムの更新

～全球アンサンブル予報システムの運用開始～

目 次

はじめに

1 全球アンサンブル予報システムの概要	1
1.1 はじめに	1
1.2 全球アンサンブル予報システムの仕様	1
2 再予報と検証	9
2.1 再予報の仕様	9
2.2 モデル平年値と平均誤差	12
2.3 予測精度	18
2.4 循環指数等の予測精度	24
2.5 変動特性	28
2.6 MJO	33
2.7 ブロッキング高気圧	38
2.8 アジアモンスーン	42
2.9 QBO、成層圏突然昇温	45
2.10 まとめ	47
3 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのガイダンスの改善	48
3.1 はじめに	48
3.2 ガイダンスの作成手法	49
3.3 1 か月予報ガイダンスの精度評価	56
3.4 早警ガイダンスの精度評価	60
3.5 地点ガイダンス	63
3.6 まとめ	64
4 開発した内容の詳細	65
4.1 予測途中の解像度変換	65
4.2 海面水温、海氷の取り扱いの変更と海氷密接度解析値の完全利用	70
4.3 海面水温摂動	76
5 全球アンサンブル予報システムの改善に向けて	80

はじめに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 か月予報を一体的に支援するアンサンブル予報システム(EPS)の構築を目指し、その開発を進めてきた。平成 29 年 1 月に、これまでの台風 EPS と週間 EPS を統合した EPS の運用が開始され、同 3 月には 1 か月 EPS の統合を実現する。この新しい EPS を「全球アンサンブル予報システム」(全球 EPS)と呼ぶ。この統合により、当庁の全球を対象とした1か月先までを予測する EPS の開発において、開発成果の共有及び相互活用を進めることが可能となり、更なる予測精度向上を効率的に実現できる体制ができたといえる。また、これまで 1 か月予報や異常天候早期警戒情報などの予報作業において、週間 EPS と 1 か月 EPS と予測結果に違いが生じることがあり、現場ではその都度検討する必要があった。今後は一つの EPS から生成された予測結果を用いることにより、使用する予報作業支援資料の整合性を高めることが可能となり、予報作業も効率的に進めることができるようになる。更に、一つの EPS であるメリットを生かし、2 週間先までの気温予測情報をシームレスな形で提供することについて、検討を進めているところである。

本テキストは、全球 EPS 並びにそれを用いた異常天候早期警戒情報及び 1 か月予報ガイダンスの仕様及び精度検証の結果について記している。予測結果の利用においては、予測精度を理解した上で利用することが重要であり、また、その予測精度は対象とする季節や地域、予報期間、注目する現象によって異なる。本テキストにより、全球 EPS 及びガイダンスの特徴及び特性を理解し、異常天候早期警戒情報及び 1 か月予報に関する予報資料の適切な解釈を通じて、予報作業及び解説業務に役立てていただきたい。

第 1 章では、全球 EPS の仕様を、特にこれまでの 1 か月 EPS との比較を中心に記述した。高解像度化が図られたことに加え、物理過程の精緻化、境界条件として数値予報モデルに与える海面水温に摂動を追加するなど新しい手法が導入されている。第 2 章では、

再予報に基づく検証結果を示す。これまでの 1 か月 EPS と比較して、総合的には予測精度は向上したことを確認している。第 3 章では、全球 EPS に基づく 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報ガイダンスの開発の内容と検証結果を示す。ガイダンスは基本的には数値予報モデルの予測精度に依存するが、予測因子の選び方などを工夫することでも、精度の改善を図った。第 4 章では、全球 EPS の運用に向けて実施した開発の中から、計算機資源の有効活用として採用した積分途中での解像度変換と、海面水温や海氷など境界条件の扱いについて詳しく紹介した。最後に第 5 章では、今後の全球 EPS の改善に向けて、特に 1 か月予報の観点で重視すべき開発課題の概要をまとめた。

今回の全球 EPS の導入により、台風情報から 1 か月予報まで、目的も異なる様々な時間スケールの予測を一つの EPS で支援することとなった。これらの様々な予測を対象として予測精度を一様に向上させることは容易ではなく、バランスの取れた開発が必要である。モデル開発は一朝一夕でできるものではなく、地道な積み重ねであることは変わらない。一つの EPS として効率的に改善を進めることで、着実に精度向上が図られるものと確信している。

¹ 眞鍋 輝子

1 全球アンサンブル予報システムの概要¹

1.1 はじめに

本章では、全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の仕様について、これまでの1か月アンサンブル予報システム(1か月 EPS)との違いを中心に記述する。第 1.1-1 表に、全球 EPS と、2017 年 3 月まで運用される予定の 1 か月 EPS(平井ほか, 2015; 佐藤ほか, 2015)及び同 1 月まで運用されていた台風アンサンブル予報システム(台風 EPS; 経田と越智, 2014; 経田, 2016b)と週間アンサンブル予報システム(週間 EPS; 越智と経田, 2014; 越智, 2016a)の仕様の概要を示すとともに、第 1.1-2 表に、1 か月 EPS 運用開始以降(1996 年～)の更新履歴を示したので、適宜参考にしていただきたい。

1.2 全球アンサンブル予報システムの仕様

以下、これまで運用されていた1か月 EPS を V1403、今回運用を開始した全球 EPS を GEPS と表記する。

1.2.1 予報モデルの変更

当庁の全球を対象としたアンサンブル予報システム(EPS)では、その予報モデルとして、気象庁全球モデル(GSM)の低解像度版を利用している。GEPS も同様で、用いる予報モデルは、2016 年 3 月に現業化された GSM1603²(米原, 2016)の低解像度版を基本としている。ただし、夏季を中心に北半球の中高緯度に見られる対流圏中下層の高温バイアスの緩和及び今後の GSM の改良計画との整合性向上を目的として、放射過程、陸面過程及び海氷過程において今後 GSM に導入が予定されている改良を先行導入している。以降では、GEPS と V1403 における予報モデルの違いを示す。なお、GSM1603 では、様々な改良により増加した実行時間を短縮するため、力学過程などの計算における高速化も同時に行った。

(1) 水平分解能の高解像度化及び鉛直層数の増強

GEPS の予報モデルの水平分解能は、予報 18 日目までは TL479(水平格子間隔約 40km)、その後は TL319(同約 55km)とする。鉛直層数は 100 層で、最上層は 0.01hPa である。すなわち、予報 18 日目までについて V1403 の TL319 から TL479 に高解像度化するとともに、鉛直層数は全ての予報期間を通じて 60 層から 100 層に増強し、最上層を 0.1hPa から 0.01hPa に引き上げた。

なお、水平分解能の予測途中における変更の取り扱いについては第 4.1 節に示す。

(2) 物理過程の改良

V1403 では 2013 年 4 月に現業化された GSM1304 の低解像度版を用いていた。GEPS で用いる予報モデルは GSM1403(米原, 2014)を経て、更なる改良が行われた GSM1603(米原, 2016)を基本としている。この 2 回の GSM の更新により、GEPS で用いる大気モデルには多くの物理過程の改良が加えられた。以下に主な変更の概要を記述する。詳細は米原(2014)及び米原(2016)を参照していただきたい。

ア 積雲対流・雲

積雲対流過程では、各格子のエネルギー収支を改善し、本過程による気温及び水蒸気の変化傾向をより適切に求められるようになった。具体的には、各格子で鉛直積算したエネルギーの収支に関する補正式の修正、固体降水の融解過程の導入、積雲対流の上昇流域での雲水から降水への変換の導入、雲底の静的エネルギー導出方法の変更及び摂動の付加、雲頂から放出(デトレインメント)される雲氷の鉛直再配分の廃止を行った。

また、雲過程では、雲氷の落下計算における積分時間間隔への依存性を減少させる改良を行うとともに、積雲対流過程に依存する比湿ゆらぎ幅の調整を廃止した。

¹ 新保 明彦

² GSM の各バージョンを、改良を導入した西暦の下二桁と月を組み合わせた四桁の数字を GSM の後ろにつけて呼称する。

イ 放射

短波放射過程における雲の取り扱いでは、1 格子内に複数の雲層の重なりを考慮する手法としてマキシマム・ランダムオーバーラップが導入された(Nagasawa, 2012)。長波放射過程では、2 方向吸収近似を用いた手法(Yabu, 2013)を導入することで、大気中層の計算精度が向上するとともに、放射計算にかかる時間が短縮された。それに伴い、長波放射計算における時間方向の間引き間隔を3 時間から1 時間に短縮することで計算精度の向上を更に図った。

また、水雲粒の光学特性に関するパラメタリゼーションの精緻化、成層圏の水蒸気量と温室効果ガス並びに1hPa より上層のオゾンの気候値の更新、これまで黒体として扱われていた地表面射出率の見直しや地表面気温の取り扱いの精緻化、砂漠及び半砂漠における裸地アルベドの計算手法の高度化を行った。

更に、今後の GSM の改良に向けた開発成果の先行導入として、夏季の陸上における短波放射の過剰な入射とそれに起因する対流圏中下層の高温傾向の緩和に効果があることから、陸上における水雲粒の有効半径の診断手法の導入を行った。

ウ 重力波

非地形性の重力波による運動量輸送を表現するパラメタリゼーションとして、レイリー摩擦に代えて Scinocca (2003) によるパラメタリゼーションを導入した。

エ 境界層

陸上での接地境界層におけるバルク係数の計算手法並びに境界層過程における安定時の熱、水蒸気及び運動量の輸送に関する評価手法を改良した。

オ 陸面

陸面過程は V1403 で用いられていた Simple Biosphere (SiB; 佐藤と里田, 1989)から全面的に刷新された。熱及び水分共通の7 層の土壌層の導入、最大4 層の積雪モデル導入など大幅な基本的仕様の向上、キャノピー、土壌及びアルベドの取り扱いの精緻化、大気とのフラックス交換スキームの改良、植

生分布の更新、植生及び土壌に関連する各種定数値の更新、土壌水分初期値として用いる気候値の更新などが行われた。

更に、今後の GSM の改良に向けた開発成果の先行導入として、夏季の陸上における高温及び多湿の傾向の緩和を目的として、土壌水分気候値の更なる見直しなどが行われた。

カ 海面

海面過程で考慮している開水面と海氷について、両者の接地境界層における輸送係数の計算手法を改良するとともに、海氷については、氷4 層に加えて表面も取り扱う新しい手法を導入した。また、従来は一つの格子では開水面か海氷のどちらかのみを取り扱う仕様であったが、これを海氷密度に応じて開水面と海氷が混在した状態で計算できるようにした。

(3) 初期値と境界値

ア 初期値

大気初期値は全球速報解析値であり、V1403 から変更は無い。一方、陸面初期値は、従来のオフライン陸面解析(徳広, 2002)に基づく値から、積雪深及び土壌温度は全球速報解析に基づく値、土壌水分は気候値に変更した。

イ 境界値

大気モデルに下部境界条件として与える海面水温及び海氷の基本データは、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; 栗原ほか, 2006)及び海氷データセット(Matsumoto et al., 2006)であり、V1403 から変更は無い。気候値として日別気候値を用いることも V1403 と同様であり、海面水温は MGDSST の利用可能期間を考慮して 1982～2010 年の29 年平均、海氷は 1981～2010 年の30 年平均を気候値として使用する。これにより、台風及び週間 EPS としては、従来の月平均値の利用から日別気候値の利用への変更となる。

海氷域の推定手法を杉本ほか(2015)から精緻化した。具体的には、海氷の平年偏差を求める際の海氷密度のしきい値(海氷密度が 0.55 以上)の廃

止、海氷の増減の推定に用いるデータとして過去の海氷出現頻度の分布を用いる手法から海氷密接度の気候値を用いる方法への変更、推定に必要な繰り返し計算手法の見直しなどである。

海氷密接度について、海面水温が結氷点(-1.6°C)以下のとき海氷密接度を1とする処理(完全結氷処理)を廃止し、海氷密接度解析値をより有効に利用することとした。

海氷と海面水温の推定値は日別値として求められている。この日別値から大気モデルの時間ステップごとの値を求める際に、V1403では1日ごとに値を更新していたが、GEPSでは各時間ステップにて前後の日別値を内挿して値を更新する手法に変更した。

なお、これらの境界値に関する変更は、今後のGSMの境界値の取り扱いとの整合を考慮して先行導入するものである。これらの海面水温及び海氷の取り扱いに関する開発については第4.2節に示す。

1.2.2 アンサンブル手法の変更

アンサンブル手法としては、V1403から大気初期摂動の改良と確率的物理過程強制法の調整が行われるとともに、新たに海面水温摂動が導入された。なお、1か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのプロダクトの作成における時間ずらし平均(LAF)法によるアンサンブルメンバーの組み合わせの変更については、第1.2.4項を参照していただきたい。

(1) 大気初期摂動の改良

V1403では、大気初期摂動として成長モード育成(BGM)法(Toth and Kalnay, 1997; 経田, 2000)を用いている。GEPSでは、これまで週間EPSで使用されていた特異ベクトル(SV)法(Buizza and Palmer, 1995; 山口, 2011)と、新たに気象庁数値予報課にて開発された局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF; Hunt et al., 2007; 太田, 2011; 太田と堀田, 2016a)の組み合わせを用いる。ただし、SV法について、従来の週間EPSでは、SVの各計算において求まる通常のSV(Initial SV)と過去から初期時刻までに線形成長したSV(Evolved SV)を組み合わせる初期摂動を作成していたが、LETKFと組み合わせるにあ

たり、Initial SVのみを用いることとした。また、SV法及びLETKFで求められる摂動の振幅は、予測精度及び計算安定性を考慮してそれぞれ設定した³(太田と堀田, 2016a; 越智, 2016b)。その他、SV法における計算安定性の改善を目的として、比湿摂動の上限値を7.5g/kgに設定するとともに、線形成長率は大きい実際の予測の実行時には成長しないSVの算出を抑えるための修正を行った。

なお、今回の変更により、V1403で考慮されていなかった南緯20度以南においても大気初期摂動が利用可能となり、全球で大気初期摂動が考慮されることとなった。

(2) 確率的物理過程強制法の調整

予測が進むとともにスプレッドが過小となる傾向を緩和するため、確率的物理過程強制法(米原, 2010)における分散パラメータを0.16から0.25に大きくするなどの変更を行った。

(3) 海面水温摂動の導入

堀田(2016)は、海面過程の不確実性と大気への影響について示し、アンサンブルを構成する全メンバーに同じ海面水温推定値を与えることがスプレッドの不足の一因となっていることを指摘した。これを踏まえ、太田と堀田(2016b)は、現在の海面水温の推定手法に起因する誤差を統計的に近似して、不確実性を表現する手法を提案した。GEPSでは、この太田と堀田(2016b)に基づく海面水温摂動を導入した。これにより、特に熱帯を中心として対流圏下層の気温や200hPa速度ポテンシャルのスプレッドが増加する。なお、1か月予報における海面水温摂動の導入の影響については、第4.3節で示す。

³ SV法の北・南半球中高緯度帯(それぞれ北緯30度以北及び南緯30度以南)における振幅は0.24(モデル面第15層目(約500hPa)の気温の気候学的変動幅を1とする)、同低緯度帯(南緯30度～北緯30度)における振幅は0.14(モデル面第6層目(約850hPa)の気温の気候学的変動幅を1とする)、LETKFは0.9倍。

1.2.3 全球 EPS の運用

GEPS は従来の台風 EPS、週間 EPS 及び 1 か月 EPS を統合することから、その運用においては、それぞれの EPS の予測結果に基づいて作成されていたプロダクトが GEPS の予測結果に基づいて適切に作成されるようにする必要がある。

初期時刻 00UTC 及び 12UTC の予測は、毎日予報 11 日目まで実行され、アンサンブルメンバー数は 27 である。そして、27 メンバーのうち 13 メンバーは、異常天候早期警戒情報に利用するため、毎週火曜日、水曜日、土曜日及び日曜日には予報 18 日目まで延長される。そして、毎週火曜日及び水曜日は 1 か月予報に利用するため、更に予報 34 日目まで延長される。第 1.2-1 図は、予報時間による分割実行に関する模式図である。

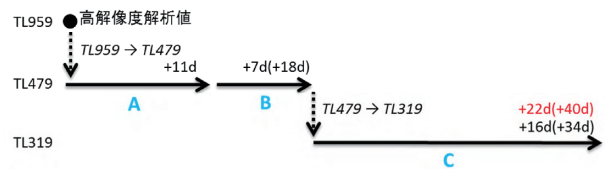
なお、台風予報の実行条件が満たされた場合、初期時刻 06UTC 及び 18UTC の予測が 5.5 日先まで実行され、アンサンブルメンバー数は 27 となる。

1.2.4 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのプロダクトの作成における LAF 法によるアンサンブルメンバーの組み合わせ

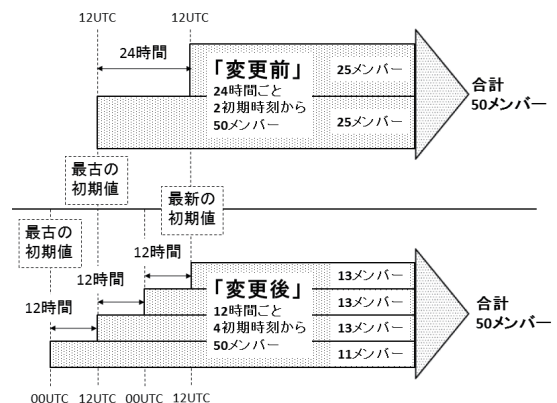
1 か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのプロダクトを作成する際には、複数の初期時刻の予測結果を組み合わせる LAF 法を採用している。第 1.2-2 図に、1 か月予報及び異常天候早期警戒情報に用いるアンサンブル予測における LAF 法に関する模式図を示す。V1403 では、1 日 1 回(初期時刻 12UTC、25 メンバー)計算される予測結果を 2 初期時刻分組み合わせ、全 50 メンバーのアンサンブルを構成していた。GEPS では、1 日 2 回(初期時刻 00UTC 及び 12UTC、それぞれ 13 メンバー)のアンサンブル予測結果を 4 回分組み合わせ、アンサンブルを構成する。ここで、GEPS の導入前後における 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報プロダクトの利便性の維持を考慮し、全 50 メンバーとする。なお、4 初期時刻のうち最も古い初期時刻の予測結果は 11 メンバーのみ利用する。

1.2.5 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのプロダクトに用いる解析値、平年値及びモデル統計値

1 か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのプロダクトに用いる解析値、平年値及びモデル統計値の作成における考え方は V1403 と同様である。解析値として気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al., 2015; 古林ほか, 2015) を使用する。モデル統計値は、再予報 (第 2 章) における初期日 (年 36 初期日) 別に、初期時刻からの予報時間 (リードタイム) ごとの統計値とする。高偏差確率のしきい値も V1403 と同様に、解析値から求めた標準偏差の 0.43 倍である。標準偏差の 0.43 倍は、正規分布を仮定した場合の「低い」「平年並」「高い」の 3 階級に区分するしきい値に相当する。



第 1.2-1 図 現業運用時における分割実行の概要図
高解像度解析値を TL959 から TL479 へ解像度変換し、初期時刻から予報 11 日目まで(図中 A、以下同様)実行する。次に予報 11 日目から予報 18 日目まで(B)を実行する。更に予報 18 日目の終了時点の予報値を解像度変換した後、予報 18 日目から予報 34 日目まで(C)を実行する。A、B、C の各段階での積分日数(初期時刻からの積分日数)をそれぞれ+Nd(N は整数)で記した。赤字は再予報における積分日数を示す。



第 1.2-2 図 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報に用いるアンサンブル予測における、時間ずらし平均(LAF)法の模式図

参考文献

- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 太田洋一郎, 2011: 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, 堀田大介, 2016a: 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 66-76.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016b: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 77-84.
- 越智健太, 2016a: 週間アンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 27-32.
- 越智健太, 2016b: 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. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 58-65.
- 越智健太, 経田正幸, 2014: 週間アンサンブル予報システム. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-61.
- 気象庁気候・海洋気象部, 2005: 1 か月予報モデルの変更. 配信資料に関する技術情報(気象編)第 187 号.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2006: 1 か月及び 3 か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更について. 配信資料に関する技術情報(気象編)第 219 号.
- 気象庁予報部, 1996: 一ヶ月予報に向けた全球モデルの開発ーバイアスの小さな予報モデルを目指してー. 数値予報課報告・別冊第 42 号, 93pp.
- 気象庁予報部, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報(気象編)第 275 号.
- 気象庁予報部, 気候・海洋気象部, 1997: 季節予報(1 か月予報)で利用する 1 か月数値予報モデルの変更について. 配信資料に関する技術情報(気象編)第 12 号.
- 北川裕人, 2006: モデルの概要. 平成 18 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 経田正幸, 2000: 週間アンサンブル予報システムの性能. 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, 気象庁予報部, 86-93.
- 経田正幸, 2002: 2002 年 2 月に行った EPS の変更. 平成 14 年度数値予報研修テキスト. 気象庁予報部, 30-31.
- 経田正幸, 2016a: 全球アンサンブル予報システムの開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 52-57.
- 経田正幸, 2016b: 台風アンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 35-42.
- 経田正幸, 越智健太, 2014: 台風アンサンブル予報システム. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-71.
- 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.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 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.
- 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.
- 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.
- 新保明彦, 佐藤均, 古林絵里子, 2003: 1 か月予報モデルの変更とその影響. 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 1-9.
- 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.
- 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, 76-77.
- 中川雅之, 2004: 全球モデルの改良. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 43-50.
- 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.
- 堀田大介, 2016: 中期予報における下部境界条件の影響. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 11-17.
- 松村崇行, 2000: 全球モデル. 平成 12 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-22.
- 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.
- 山口春季, 2011: 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-24.
- 米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル手法の導入. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-65.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434-1456.
- 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, doi: 10.1029/2006GL028450.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spationtemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica. D.*, **230**, 112-126.
- 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.
- 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, P2.21. Available on line at https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper_101105.htm.
- Nagasawa, R., 2012: The Problem of Cloud Over-lap in the Radiation Process of JMA's Global NWP Model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **42**, 4.15-4.16.
- Scinocca, J. F., 2003: An Accurate Spectral Non-orographic Gravity Wave Drag Parameterization for General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 667-682.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297-3319.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **43**, 4.7-4.8.

第 1.1-1 表 統合前の台風アンサンブル予報システム、週間アンサンブル予報システム及び1か月アンサンブル予報システムと、全球アンサンブル予報システムの仕様
(2017年3月現在;予定を含む)
経田(2016a)の表 3.1.1 を基に作成。

システム名称 (略称)	台風アンサンブル 予報システム (台風 EPS)	週間アンサンブル 予報システム (週間 EPS)	1か月アンサンブル 予報システム (1か月 EPS)	全球アンサンブル 予報システム (全球 EPS)
最終更新年月	2014年3月	2014年2月	2014年3月	2017年1月(11日先まで;週間及び台風 EPS 統合) 2017年3月(34日先まで;1か月 EPS 統合)
支援業務	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	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
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は通常11日、 土・日曜日は18日、火・水曜日は34日 初期時刻06, 18UTCは5.5日
アンサンブルメンバー数	25	27	50(25×連続する2初期時刻の組み合わせ)	11日先まで27、その後は13 異常天候早期警戒情報及び1か月予報プロダクトは50 (13×連続する4初期時刻の組み合わせ)
予報モデル	バージョン1 水平分解能 鉛直層数	GSM1304 TL479(約40km格子) 60層(最上層0.1hPa)	GSM1304 TL319(約55km格子)	GSM1603E ² 18日先までTL479(約40km格子) その後TL319(約55km格子) 100層(最上層0.01hPa)
初期値	大気 陸面	積雪深は全球解析に基づく値、土壌温度はオフライン陸面解析 ³ に基づく値、土壌水分は気候値	全球速報解析値 全球解析を強制力としたオフライン陸面解析 ³ (積雪深解析含む)に基づく値	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
境界値	海面水温・海水 海面水温 海水	全球日別海面水温解析(MGDSST)と海水データセットの解析値(いずれも前日分) 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	初期の海面水温解析(MGDSST)と海水データセットの解析値(いずれも前日分) 初期の海面水温解析(MGDSST)と海水データセットの解析値(いずれも前日分) 初期の海面水温解析(MGDSST)と海水データセットの解析値(いずれも前日分)	海面水温・海水 海面水温 海面水温
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
アンサンブル手法	海水 大気初期摂動	海水データセット月平均気候値に基づく内挿値 特異ベクトル(SV)法(北・南半球中高緯度帯+低緯度帯) +台風周辺域	成長モード育成(BGM)法(北半球域+熱帯域)	SV法(北・南半球中高緯度帯+低緯度帯) +局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)
モデル摂動 境界摂動	モデル摂動 境界摂動	なし	確率的物理過程強制法	海面水温摂動

¹ 全球モデル(GSM)の各バージョンを、改良を導入した西暦の下二桁と月を組み合わせた四桁の数字を GSM の後ろにつけて呼称する。

² GSM1603 に、「短波放射過程における陸上の水雲粒の有効半径の診断手法の導入」、「初期値に用いる土壌水分気候値の見直し」、「海水完全結氷処理の廃止」を適用。

³ 従来の台風及び週間 EPS に用いていたオフライン陸面解析と1か月 EPS に用いていたオフライン陸面解析は、それぞれの EPS の仕様に合わせて別々に運用していた。

第 1.1-2 表 1 か月アンサンブル予報システム(1996 年 3 月～2017 年 3 月)及び全球アンサンブル予報システム(2017 年 3 月～)の更新履歴(2017 年 3 月現在(予定を含む))

運用開始年/月	大気モデル		アンサンブル		手法	備考			
	水平分解能・鉛直層数(最上層)	バージョン ¹	メンバー数	1初期時刻			1か月予報プロダクト ²		
＜1か月アンサンブル予報システム(1か月EPS)＞									
1996/3	T63L30 (10hPa)	GSM9603	5	10 (24時間ごと、2初期時刻の組み合わせ)	SV法	(気象庁予報部, 1996) ・力学的予報開始			
1997/1	T63L30 (1hPa)					(気象庁予報部、気候・海洋気象部, 1997)			
2001/3	T106L40 (0.4hPa)	GSM0103 (松村, 2000)	13	26 (24時間ごと、2初期時刻の組み合わせ)	BGM法 (北) ³	(萬納寺と前田, 2001) 週間アンサンブル予報システムからの延長として運用			
2002/2						BGM法 (北・熱) ⁴	・熱帯への初期摂動の導入(経田, 2002)		
2002/4							・陸面解析開始(徳広, 2002)		
2003/4							・マイクロ波放射計SSM/Iによる積雪解析の利用開始		
2003/6							GSM0305 (中川, 2004)	(新保ほか, 2003)	
2005/3							GSM0407	(気象庁気候・海洋気象部, 2005)	
2006/3	TL159L40 (0.4hPa)	GSM0603C (北川, 2006)	25	50 (24時間ごと、2初期時刻の組み合わせ)	BGM法 (北・熱) +確物 ⁵	(気象庁地球環境・海洋部, 2006) ・週間アンサンブル予報システムと分離し独立したシステムとして運用 ・統一モデルの導入 ・セミラグランジュ法の導入 ・境界値としてCOBE-SST利用開始			
2007/3						GSM0711C (北川, 2007)	・熱帯初期摂動の改良(Chikamoto et al., 2007)		
2008/3						TL159L60 (0.1hPa)	GSM0801C (気象庁予報部, 2007)	GSM1011C (岩村, 2008)	・異常天候早期警戒情報試行開始 ・異常天候早期警戒情報本運用開始
2011/3									・適合ガウス格子の導入 ・エーロゾル気候値の更新
2014/3	TL319L60 (0.1hPa)	GSM1304				(平井ほか, 2015; 佐藤ほか, 2015) ・確率的物理過程強制法(米原, 2010)の導入 ・境界値としてMGDSST利用開始 ・海氷推定手法の改良 ・1か月予報及び異常天候早期警戒情報発表日変更			
＜全球アンサンブル予報システム(全球EPS)＞									
2017/3 ⁶	TL479L100 [～18日] TL319L100 [18日～] (0.01hPa)	GSM1603E ⁷	27 [～11日] 13 [11日～]	50 (12時間ごと、4初期時刻の組み合わせ)	SV法 (北・南・低) ⁸ +LETKF ⁹ +確物 +SST摂動	・台風、週間及び1か月EPSの統合 ・初期摂動の改良(SV法+LETKFの組み合わせ) ・SST摂動の導入			

¹ 全球モデル(GSM)の各バージョンを、改良を導入した西暦の下二桁と月を組み合わせた四桁の数字をGSMの後ろにつけて呼称する。1か月EPSの予報モデルについて、物理過程等の一部がGSMのバージョンと異なる場合、末尾に添え字Cを付けて表記する。全球EPSの予報モデルについて、物理過程等の一部がGSMのバージョンと異なる場合、末尾に添え字Eを付けて表記する。

² 2007年3月の異常天候早期警戒情報試行開始から、異常天候早期警戒情報プロダクトも含む。

³ 北半球域(北緯20度以北)。 ⁴ 北半球域(北緯20度以北)+熱帯域(南緯20度～北緯20度)。

⁵ 確率的物理過程強制法。

⁶ 2017年1月に週間EPS及び台風EPSを統合した全球EPS(予報11日目まで)の運用開始。その後、2017年3月に全球EPSを1か月先まで延長して1か月EPSを統合する予定である。

⁷ GSM1603(米原, 2016)に、「短波放射過程における陸上の水雲粒の有効半径の診断手法の導入」、「初期値に用いる土壌水分気候値の見直し」、「海氷完全結氷処理の廃止」を適用。

⁸ 北半球中高緯度帯(北緯30度以北)+南半球中高緯度帯(南緯30度以南)+低緯度帯(南緯30度～北緯30度)。

⁹ 局所アンサンブル変換カルマンフィルタ。

2 再予報と検証

2.1 再予報の仕様¹

再予報とは、数値予報モデルの予測精度と予測特性の把握や、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に、現業運用と同一の数値予報モデルを用いて過去の多数事例を対象に実施する予測実験であり、ハインドキャストとも呼ばれる(Hamill et al., 2006; 高谷, 2012; 新保と吉田, 2016)。本章では、全球アンサンブル予報システムについて実施した再予報について、異常天候早期警戒情報、1 か月予報を対象とした予報期間の予測精度の検証結果と予測特性について記す。全球アンサンブル予報システムを GEPS、GEPS の導入前に運用されていた 1 か月アンサンブル予報システム(1 か月 EPS)を V1403(平井ほか, 2015; 佐藤ほか, 2015)と記述する。GEPS を新システム、V1403 を旧システムと記載することもある。

V1403と比較したGEPSの再予報の仕様を第2.1-1表に示す。V1403の再予報の仕様については佐藤ほか(2015)も参照して頂きたい。計算機資源の制約から、再予報と現業運用の仕様(以下、現業仕様)は異なる。そのため、比較としてGEPSの現業仕様(第1.2節)も同時に示す。

現業仕様と再予報仕様で大きく異なる点として初期摂動作成手法が挙げられる。現業仕様では第1.2節にあるように、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF: Local Ensemble Transform Kalman Filter)と特異ベクトル(SV: Singular Vector)法(Initial SV)を併用して大気の初期摂動を作成する。一方で、再予報では従来の週間EPSと同様にSVの各計算において求まる通常のSV(Initial SV)と過去から初期時刻までに線形成長したSV(Evolved SV)を組み合わせで作成した初期摂動を用いる。SV法は必要とする初期時刻に対して48時間前からの計算が必要なことに対して、解析予報サイクルであるLETKFは6時間ごとに連続的に計算する必要があるため、再予報期間にわたってLETKF摂動を作成することが計算機資源の制約上困難なためである。初期摂動の違いにより予測

のばらつきも異なるが、LETKFとSVを併用した方がSV法単独を用いた場合よりも予報初期数日にわたって精度が高い(太田と堀田, 2016)ことを除くと、予測精度に大きな違いはない。

また、気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015; Kobayashi et al., 2015)を再予報の大気初期値として用いるにあたり、JRA-55再解析値が得られない0.1hPaより上層については、東西風、南北風、比湿、雲量、雲水量については0.1hPaの値と同じ値、気温は減率2.5K/kmを仮定した外挿値、雲底マスフラックスは0とした。

更に、温室効果ガスの濃度も現業仕様と再予報で異なる。現業仕様では温室効果ガスの濃度としてGSM1603で採用されている値(観測に基づく2013年の年平均値)を用いるが、再予報では検証データセットとの整合性を考慮して予報する年にあわせて経年変化させ²、年ごとの値を予報初期日に内挿し、予測期間中は固定値として扱う。これは季節EPS(高谷と石川, 2015)と同様の手法である。

次節からは、再予報による検証結果を示す。検証期間は1981年から2010年である。検証に用いた解析値は、大気解析値はJRA-55、海面水温解析値は全球日別海面水温解析値(MGDSST; 栗原ほか, 2006)、降水量解析値はGPCP(Global Precipitation Climatology Project)の月別値(version 2.2; Adler et al., 2003)と日別値(version 1.2; Huffman et al., 2001)である。また、外向き長波放射(OLR)データの観測値としてNOAAの極軌道衛星搭載の可視赤外放射計AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)による観測値(Liebmann and Smith, 1996)を利用した。

なお、断らない限り12~2月を初期時刻とする予測を「冬期間」の予測結果と定義する。同様に春期間は3~5月、夏期間は6~8月、秋期間は9~11月を初期時刻とする予測結果とする。また、検証にあたっては各季節の全ての初期日(計9初期日)の予測値を用いたが、月別降水量については検証に用いるGPCP月

¹ 金浜 貴史

² IPCC第5次評価報告書におけるRCP4.5シナリオに基づき、2008年までは観測に基づく値である。

別値にあわせて各季節の月末初期日(計 3 初期日)の予測値のみを用いた。

参考文献

- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 66-76.
- 経田正幸, 2016: 全球アンサンブル予報システムの開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 52-57.
- 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.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 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.
- 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.
- 新保明彦, 吉田拓馬, 2016: アンサンブル予報システムと再予報. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 85-92.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト. 天気, **59**, 493-495.
- 高谷祐平, 石川一郎, 2015: 新季節アンサンブル予報システム. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5-10.
- 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.
- Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P.P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, and E. Nelkin, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147-1167.
- 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.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeor.*, **2**, 36-50.
- 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.

Liebmann, B. and C.A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.

第 2.1-1 表 GEPS の再予報仕様と現業仕様及び V1403 の再予報仕様

		GEPS		V1403
		現業	再予報	再予報
モデル	バージョン	GSM1603 の改良版 ³		GSM1304
	水平分解能・鉛直層数	TL479L100(~18 日目) TL319L100(18~34 日目)、ただし再予報は 40 日目まで 最上層は 0.01hPa		TL319L60 最上層は 0.1hPa
	温室効果ガス	固定 (GSM1603)	経年変化	固定 (GSM1304)
初期条件	大気	全球速報解析	JRA-55	
	陸面(土壌水分を除く)	全球速報解析	オフライン陸面解析 (JRA-55 強制)	JRA-55
	土壌水分	気候値 (オフライン陸面解析に基づく)		JRA-55
	海面水温・海氷	MGDSST と海氷データセットの解析値 (いずれも前日分)		
境界条件	海面水温	MGDSST 初期偏差持続 (摂動あり)		MGDSST 初期偏差持続 (摂動なし)
	海氷	MGDSST に利用した海氷データセット 予測期間中は統計的推定 (ただし、V1403 の手法を修正)		MGDSST に利用した海氷データセット 予測期間中は統計的推定
アンサンブル手法	大気初期摂動	LETKF+SV 法 (Initial SV) SV 法は北半球域、熱帯域、南半球域	SV 法 (Initial SV, Evolved SV) SV 法は北半球域、熱帯域、南半球域	BGM 法 (北半球域 + 熱帯域)
	モデル摂動	確率的物理過程強制法 (振幅調整)		確率的物理過程強制法
	境界値摂動	SST 摂動		なし
	メンバー数	50 (4 初期時刻 LAF)	5	
気候値	海面水温	V1403 と同様 (ただし陸域の内挿手法を修正)		MGDSST の日別気候値 (1982 年-2010 年)
	海氷	V1403 と同様 (ただし陸域の内挿手法を修正、内陸の一部の湖は GSM 月別気候値の日別内挿値を利用)		MGDSST に利用した海氷データセットの日別気候値 (1981 年-2010 年)
再予報期間	(-)		1981-2012 年	
実行頻度	火・水曜 (1 か月予報) 土・日曜 (異常天候早期警戒情報) それぞれ 00, 12UTC		毎月 10 日、20 日、月末 (12UTC)	

³ 項目の詳細は第 1.2 節を参照

2.2 モデル平年値と平均誤差¹

本節では、再予報の結果から見積もられた GEPS の平均誤差を V1403 と比較した結果について、1 か月予報に重要な熱帯の対流活動及び北半球・日本付近の循環場の観点から述べる。なお、検証に利用した解析値と季節の定義は第2.1節を参照いただきたい。

2.2.1 熱帯域の平均誤差

GEPS は、予報モデルに含まれる物理過程の大幅な改良(第1.2節参照)に伴い、対流活動の予測特性が V1403 から大きく変化した。本項では、熱帯域の対流活動を特徴付ける要素である、降水量と 200hPa 速度ポテンシャルの平均誤差の変化について述べる。なお、以下では予測 1~4 週目の 28 日平均場に対する平均誤差について述べるが、週別に見ても概ね同様の傾向が見られた。

第 2.2-1 図に、夏期間における降水量と 200hPa 速度ポテンシャルの平均誤差とモデル平年値を示す。降水量を見ると、V1403(第 2.2-1 図(b))は熱帯海洋上のほぼ全域で解析と比べて降水を過大に予測する傾向があり、特に中部・東部太平洋や大西洋でその傾向が顕著であった。一方、GEPS(第 2.2-1 図(a))は V1403 と比べて熱帯海洋上での降水量が全般的に減少した。その結果、インド洋や中部太平洋では降水の過大な傾向が改善され解析に近づいたものの、東部太平洋や大西洋の一部では過少な傾向となった。陸上では、V1403 はアジアモンスーン領域で解析と比べて降水が過少であったが、GEPS では降水量が増加し解析と同程度かやや過大な傾向となった。200hPa 速度ポテンシャルの平均誤差を見ると、V1403(第 2.2-1 図(d))ではフィリピン付近に中心を持つ大規模発散場で上層発散が弱い傾向が見られていたが、GEPS(第 2.2-1 図(c))では同領域の平均誤差が大幅に減少し解析に近づいた。一方、海上では上述の降水量の変化に対応して、GEPS では東部太平洋や大西洋における対流圏上層での収束がより強まる傾向となった。

次に、冬期間における降水量と 200hPa 速度ポテンシャルの平均誤差(第 2.2-2 図)について述べる。冬期間においても夏期間と同様に、V1403(第 2.2-2 図(b))で見られた熱帯海洋上で広く降水を過大に予測する傾向が、GEPS(第 2.2-2 図(a))では大幅に改善され解析に近づいた。特に、GEPS では東部太平洋で夏期間に降水が過少な平均誤差が顕著であったが、冬期間では同領域における平均誤差は非常に小さくなった。陸上に着目すると、GEPS はアマゾンで降水量が増加し、解析と比べて過大な傾向となった。200hPa 速度ポテンシャルの平均誤差を見ると、V1403(第 2.2-2 図(d))においてインドネシアからオーストラリア付近に中心を持つ大規模発散が弱い傾向が GEPS(第 2.2-2 図(c))では改善された。一方、GEPS では夏期間と同様に東部太平洋における対流圏上層の収束がより強まる傾向が見られた。また、降水量が解析と比べて過大な傾向となったアマゾンでは、200hPa 速度ポテンシャルも局所的に上層発散が強い傾向となった(第 2.2-2 図(a)(c))。

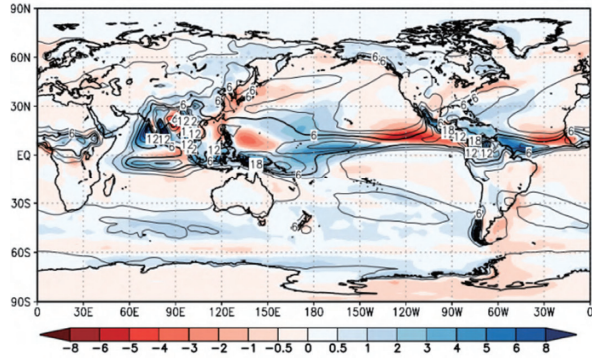
2.2.2 帯状平均場の平均誤差

第 2.2-3 図に、帯状平均東西風の平均誤差とモデル平年値を示す。中緯度の亜熱帯ジェット気流に関しては、佐藤ほか(2015)でも指摘されている通り、V1403(第 2.2-3 図(b)(d))は南北半球ともに亜熱帯ジェットの軸の低緯度側で西風が強く、高緯度側で弱い傾向が見られた。GEPS(第 2.2-3 図(a)(c))ではこの平均誤差は大幅に減少し、V1403 の特性の一つであった亜熱帯ジェット気流の軸が赤道側に偏る傾向が改善された。

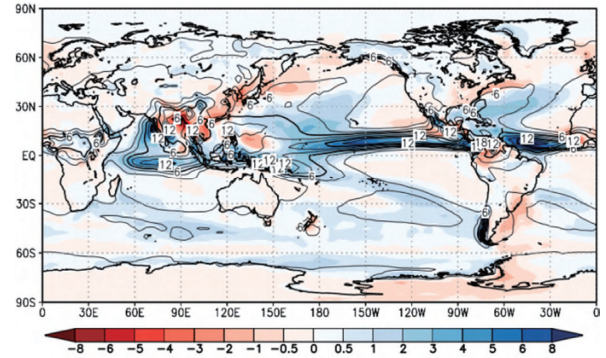
次に、帯状平均気温の平均誤差について述べる。GEPS では、成層圏における平均誤差が V1403 に比べて減少した。特に、V1403(第 2.2-4 図(b)(d))では熱帯の 100hPa 付近を中心に高温の平均誤差が見られたが、GEPS(第 2.2-4 図(a)(c))ではこの誤差が大幅に減少した。予報モデルの鉛直層数増強などにより成層圏の大気の表現が精緻化されたことが誤差の減少に寄与していると考えられる。一方、V1403 と比較して GEPS は熱帯の対流圏上層及び下層において

¹ 関口 亮平

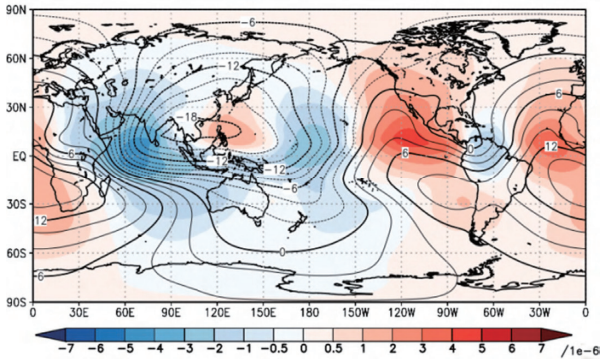
(a) 降水量 (GEPS)



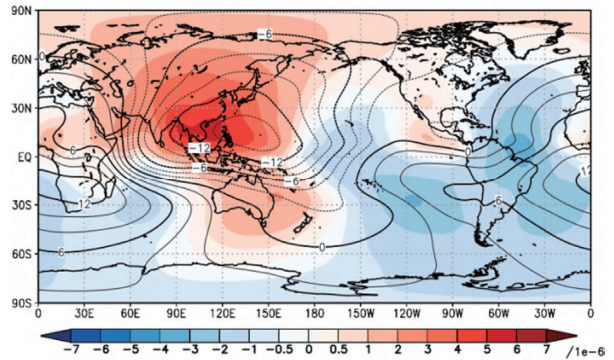
(b) 降水量 (V1403)



(c) 200hPa 速度ポテンシャル (GEPS)



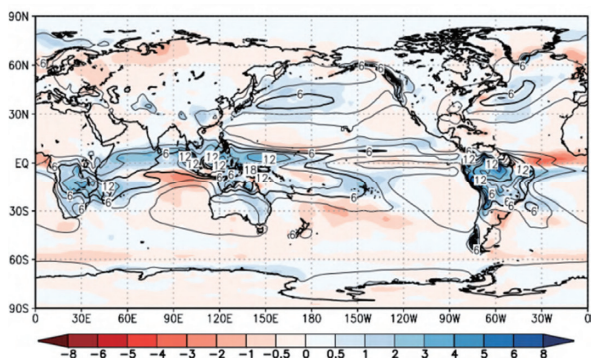
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



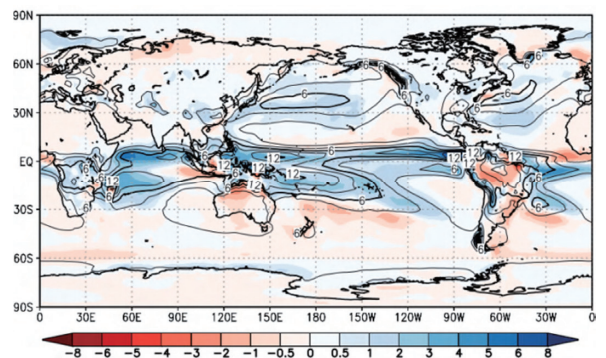
第 2.2-1 図 夏期間における、降水量と 200hPa 速度ポテンシャルの平均誤差(陰影)とモデル平年値(等値線)(予測 3~30 日目の 28 日平均場)

(a)GEPS 及び(b)V1403 の降水量[単位:mm/day]、(c)GEPS 及び(d)V1403 の 200hPa 速度ポテンシャル[単位: $10^6\text{m}^2/\text{s}$]。等値線間隔は、(a)及び(b):2mm/day、(c)及び(d): $2 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。平均誤差は、降水量は GPCP 月別値、200hPa 速度ポテンシャルは JRA-55 からの差。

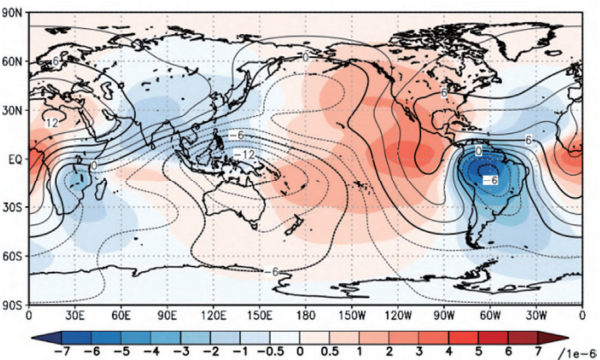
(a) 降水量 (GEPS)



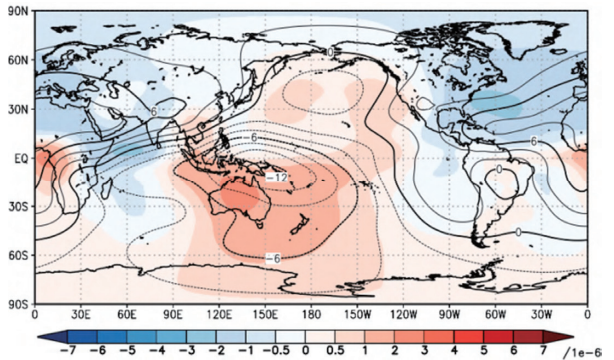
(b) 降水量 (V1403)



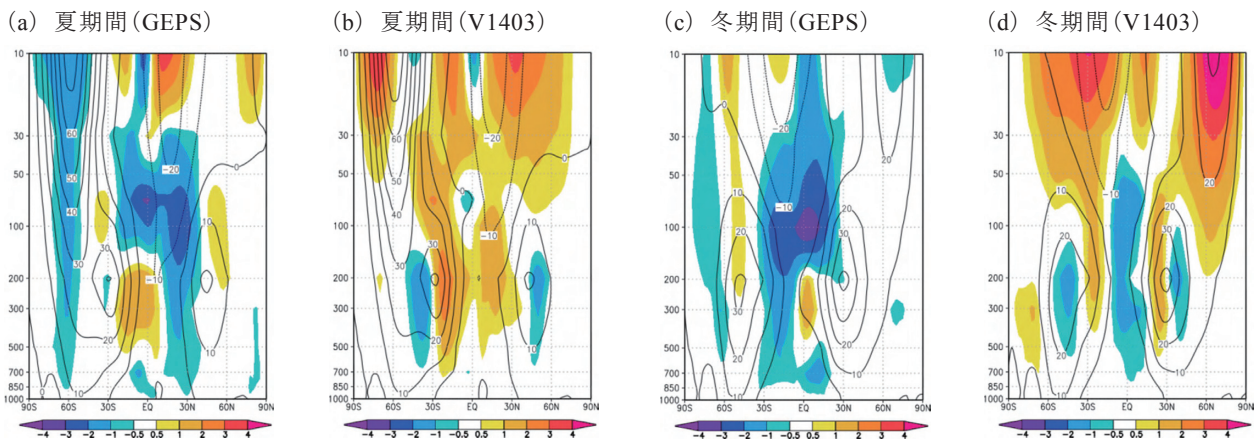
(c) 200hPa 速度ポテンシャル (GEPS)



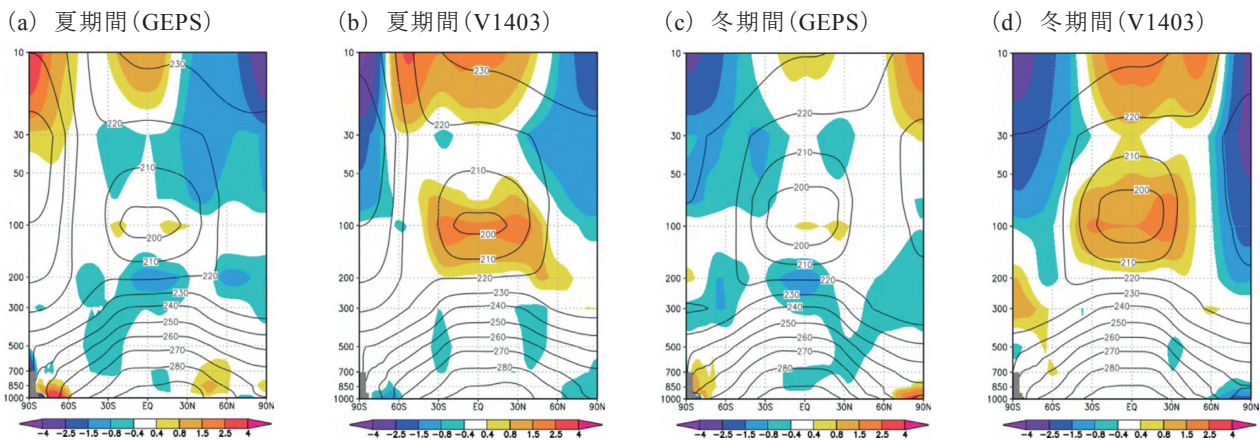
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



第 2.2-2 図 第 2.2-1 図と同じ。ただし、季節は冬期間



第 2.2-3 図 帯状平均東西風[単位:m/s]の平均誤差(陰影)とモデル平年値(等値線)(予測 3~30 日目の 28 日平均場) (a)GEPS 及び(b) V1403 の夏期間の結果、(c) GEPS 及び(d) V1403 の冬期間の結果。等値線間隔は 10m/s。平均誤差は、JRA-55 からの差。



第 2.2-4 図 第 2.2-3 図と同じ。ただし、要素は帯状平均気温[単位:K] 等値線間隔は 10K で、標高による灰色のマスクをかけている。

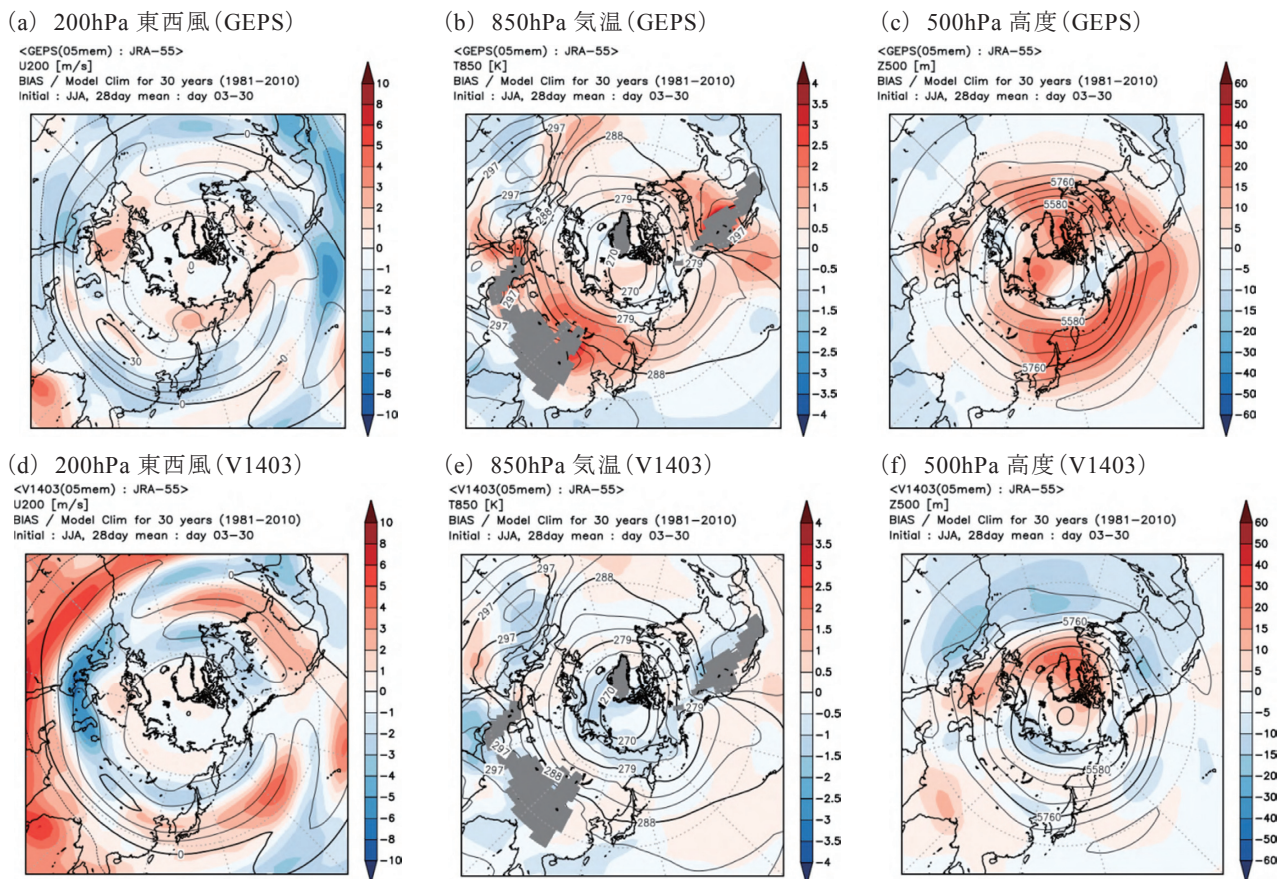
季節を問わず低温の平均誤差が拡大した。この特性の変化については、積雲や放射など予報モデルにおける様々な過程の変更が寄与しており、要因を特定することは難しい。

また、高緯度の対流圏下層では高温の平均誤差が拡大した。これは、主に予報モデルにおける海氷の取り扱いの変更(第 4.2 節参照)によるものであるが、検証値として利用した JRA-55 は特に冬半球の高緯度で下層気温が低く解析されていると考えられる(第 4.2 節参照)ことから、この高温誤差の拡大が必ずしも改悪であるとは言えない。

2.2.3 北半球の平均誤差

第 2.2-5 図に、夏期間における北半球の 200hPa 東西風、850hPa 気温、500hPa 高度の平均誤差とモデ

ル平年値を示す。200hPa 東西風の平均誤差分布(第 2.2-5 図(a) (d))を見ると、V1403 は亜熱帯ジェット気流の軸を赤道側に予測する傾向に対応して、アフリカからインドにかけての領域とヨーロッパ付近で平均誤差の大きい領域が帯状に広がっていた。これらの平均誤差は GEPS では大幅に減少し、亜熱帯ジェット気流の表現に改善が見られた。850hPa 気温の平均誤差(第 2.2-5 図(b) (e))について見ると、V1403 と比べて GEPS はユーラシアから北米にかけて帯状に正の平均誤差が拡大し、特にシベリアや北米の陸上でその傾向が顕著に見られた。この高温化の要因としては、予報モデルにおいて陸面に入射する短波放射フラックスが過大な傾向であることなどが考えられる。500hPa 高度の平均誤差(第 2.2-5 図(c) (f))も、850hPa 気温の平均誤差分布に概ね対応して、シベリ



第 2.2-5 図 夏期間における、北半球の平均誤差(陰影)とモデル平年値(等値線)(予測 3~30 日目の 28 日平均場)

(a)GEPS 及び(d)V1403 の 200Pa 東西風[単位:m/s]、(b)GEPS 及び(e)V1403 の 850hPa 気温[単位:K]、(c)GEPS 及び(f)V1403 の 500hPa 高度[単位:m]。等値線間隔は、(a)及び(d): 10m/s、(b)及び(e): 3K、(c)及び(f): 60m。(b)及び(e)は、標高 1500m 以上の領域に灰色のマスクをかけている。平均誤差は、JRA-55 からの差。

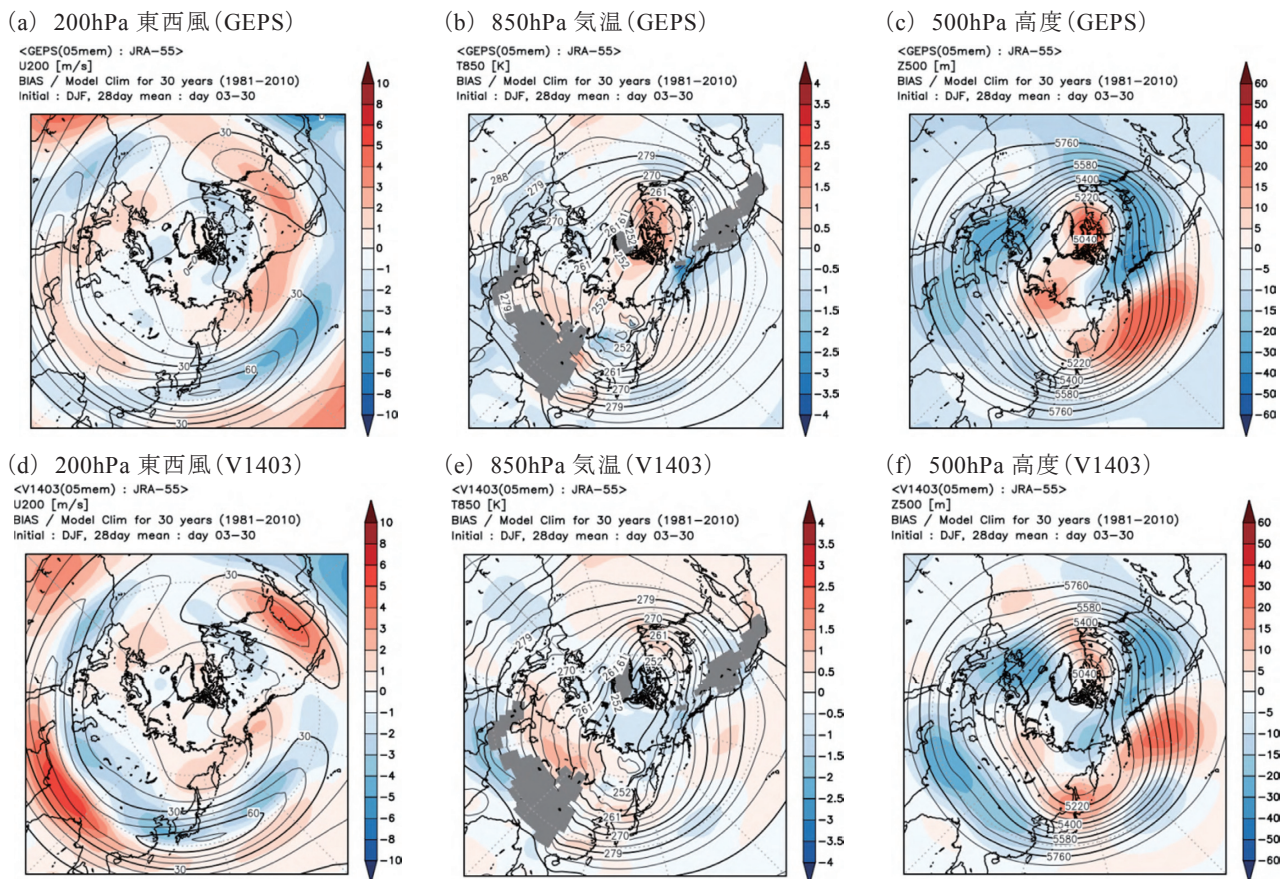
アから北米にかけて GEPS では正の平均誤差が帯状に拡大する傾向が見られた。

次に、冬期間における各要素の平均誤差(第 2.2-6 図)について述べる。200hPa 東西風(第 2.2-6 図(a)(d))については、インド付近を中心として正の平均誤差が見られていたが、GEPS ではこの誤差が減少し、夏期間と同様に亜熱帯ジェット気流の表現に改善が見られた。500hPa 高度の平均誤差(第 2.2-6 図(c)(f))は、亜熱帯ジェット気流の表現の改善と対応して、V1403 で見られた中央アジアから東アジアにかけての領域における負の平均誤差が GEPS では減少した。北米からヨーロッパにかけての平均誤差分布は V1403 と GEPS とで大きくは変わらないものの、全体的に負の平均誤差が拡大した。これは、予報モデルにおける陸面過程の変更などにより、モデル最下層付近が低温化したことが原因として考えられる。850hPa 気温の平均誤差(第 2.2-6 図(b)(e))については、

GEPS ではアラスカ付近で局所的に低温の平均誤差が拡大したものの、その他の領域では平均誤差分布に大きな差は見られなかった。

2.2.4 日本付近の平均誤差

第 2.2-7 図に、夏期間における日本周辺の 500hPa 高度、850hPa 気温、海面更正気圧の平均誤差を示す。GEPS はシベリアから北米にかけて対流圏下層気温を高く予測する傾向があり(第 2.2.3 項参照)、この影響で北日本から西日本にかけて 850hPa 気温と 500hPa 高度の正の平均誤差が拡大した(第 2.2-7 図(a)(b))。また、V1403 では南シナ海から沖縄・奄美付近にかけて下層気温が低い平均誤差が見られた(第 2.2-7 図(e))が、GEPS では熱帯対流圏下層における低温傾向の強まりに伴い、日本の南海上まで広くこの平均誤差が拡大した(第 2.2-7 図(b))。太平洋高気圧は、V1403 は日本の東海上において解析と比べ



第 2.2-6 図 第 2.2-5 図と同じ。ただし、季節は冬期間

てやや強い程度であったが(第 2.2-7 図(c))、GEPS ではさらに強まる傾向が見られた(第 2.2-7 図(f))。

冬期間(第 2.2-8 図)については、V1403 は北日本を中心に 500hPa 高度が高い(トラフが浅い)平均誤差分布となっていた(第 2.2-8 図(d))が、GEPS ではその傾向は改善され、北日本での平均誤差が減少した(第 2.2-8 図(a))。一方、海面更正気圧では、V1403 で見られたアリューシャン低気圧が弱い平均誤差は GEPS においてその傾向が拡大した(第 2.2-8 図(c)(f))。シベリア高気圧に着目すると、東シベリアから日本の北にかけての張り出しは V1403 では解析と比べて弱い傾向であった(第 2.2-8 図(f))が、GEPS では強い傾向へと変わった(第 2.2-8 図(c))。

2.2.5 まとめ

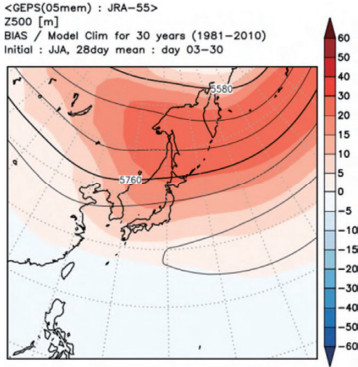
GEPS では、予報モデルの大幅な更新をはじめとしたシステム全体の改良に伴い、熱帯域・中高緯度ともに平均誤差の分布や特性が V1403 から大きく変化した。予報モデルの積雲過程の変更などに伴う熱帯域

での対流活動の予測特性の変化により、夏期間におけるアジアモンスーン領域での対流圏上層の大規模発散などに改善が見られた。また、V1403 の特性の一つであった、亜熱帯ジェット気流の軸が赤道側に偏る傾向が改善された。その一方で、日本付近を含む極東域では、予報モデルにおいて陸面に入射する短波放射フラックスが過大な傾向であることなどに起因して、夏期間に 850hPa 気温や 500hPa 高度の平均誤差が拡大するなど改悪した要素も見られた。

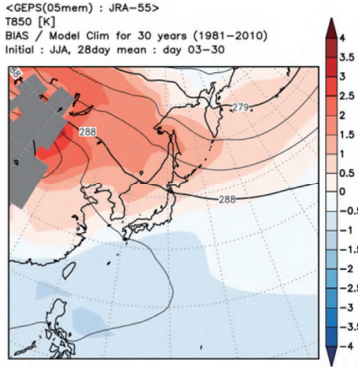
参考文献

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.

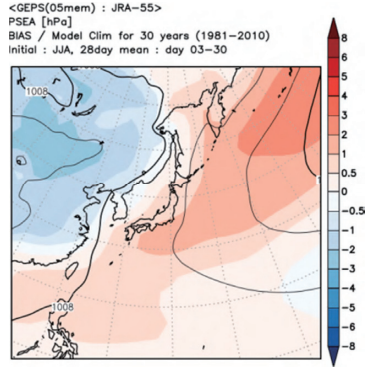
(a) 500hPa 高度 (GEPS)



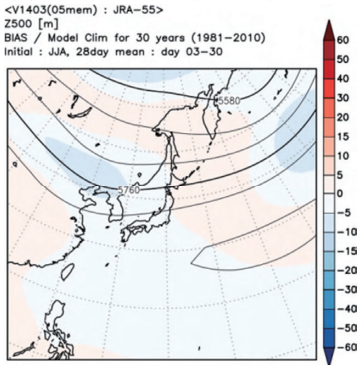
(b) 850hPa 気温 (GEPS)



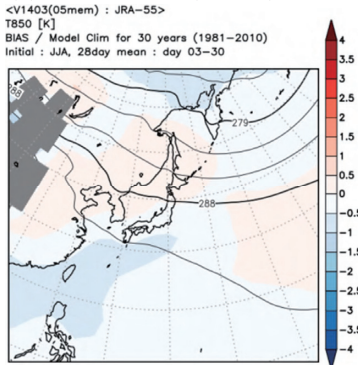
(c) 海面更正気圧 (GEPS)



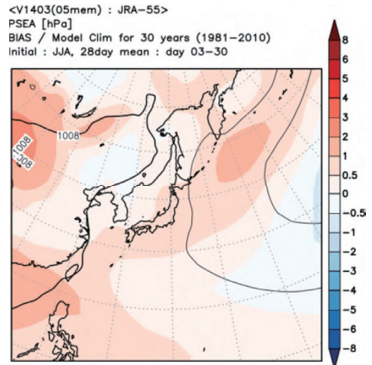
(d) 500hPa 高度 (V1403)



(e) 850hPa 気温 (V1403)

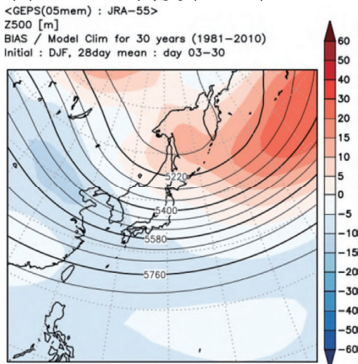


(f) 海面更正気圧 (V1403)

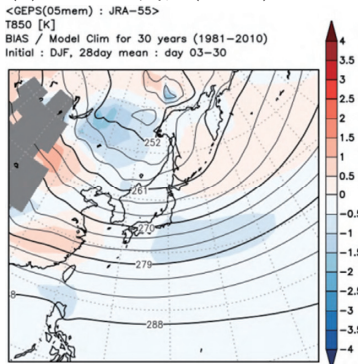


第 2.2-7 図 夏期間における、日本付近の平均誤差(陰影)とモデル平年値(等値線)(予測 3~30 日目の 28 日平均場)
(a)GEPS 及び(d)V1403 の 500hPa 高度[単位:m]、(b)GEPS 及び(e)V1403 の 850hPa 気温[単位:K]、(c)GEPS 及び(f)V1403 の海面更正気圧[単位:hPa]。等値線間隔は、(a)及び(d) : 60m、(b)及び(e) : 3K、(c)及び(f) : 4hPa。(b)及び(e)は、標高 1500m 以上の領域に灰色のマスクをかけている。平均誤差は、JRA-55 からの差。

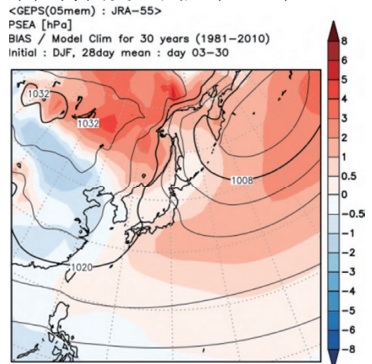
(a) 500hPa 高度 (GEPS)



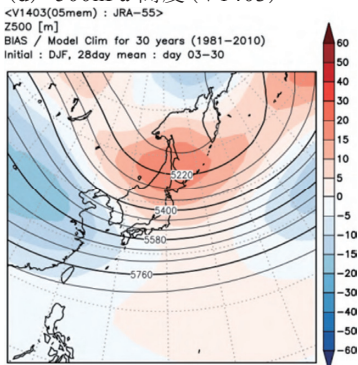
(b) 850hPa 気温 (GEPS)



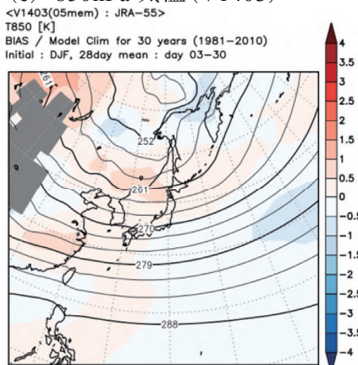
(c) 海面更正気圧 (GEPS)



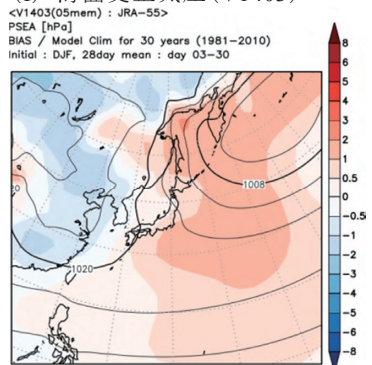
(d) 500hPa 高度 (V1403)



(e) 850hPa 気温 (V1403)



(f) 海面更正気圧 (V1403)



第 2.2-8 図 第 2.2-7 図と同じ。ただし、季節は冬期間

2.3 予測精度¹

本節では、GEPS における全球規模の大まかな予測精度を V1403 と比較した結果について、再予報の検証結果を基に述べる。なお、以下では系統誤差補正を施したアンサンブル平均によるアノマリー相関係数等について示す。検証に用いた解析値と季節の定義は第 2.1 節を、検証指標の定義は中三川 (2013) を参照いただきたい。また、年々変動や循環指数、各種現象の予測精度については、第 2.4 節以降に述べられているのであわせて参照いただきたい。

2.3.1 熱帯域の予測精度

本項では、各季節における熱帯域の降水や循環場の予測精度について述べる。なお、熱帯や中高緯度の循環場に影響を与える季節内変動であるマッデン・ジュリアン振動 (MJO) の予測精度については第 2.6 節を参照いただきたい。

まず、降水量と対流圏下層の循環を表す 850hPa 流線関数の予測精度について述べる。第 2.3-1 図に、夏期間における両要素の GEPS 及び V1403 のアノマリー相関係数の水平分布を示す。降水量 (第 2.3-1 図 (a) (b)) については、中部・東部太平洋で改悪の傾向が見られたものの、それ以外の領域では概ね同程度の予測精度となった。850hPa 流線関数 (第 2.3-1 図 (c) (d)) については、降水量の予測精度が改悪傾向であった中部・東部太平洋も含め、ほぼ全ての領域で同程度の予測精度であった。冬期間 (第 2.3-2 図) については、降水量 (第 2.3-2 図 (a) (b)) は、夏期間で改悪傾向が見られた中部・東部太平洋を含めたほぼ全ての領域で概ね同程度の予測精度であった。850hPa 流線関数 (第 2.3-2 図 (c) (d)) は、太平洋で広く予測精度に改善の傾向が見られた。一方、海洋大陸では改悪の傾向となった。

また、海洋モデルと結合していない大気モデルの一般的な予測特性として、海面水温と降水量との正の相関が解析と比べて強すぎる海域があることが指摘されている (平井と伊藤, 2013)。第 2.3-3 図に示す海面水温と降水量の相関係数 (6 月 30 日初期日の例)

を見ると、中部・東部太平洋では解析・予測ともに正相関 (海面水温が高いほど降水量も多くなる傾向) となっており、相関係数も 0.6 から 0.8 程度と比較的高い。一方、解析に見られない特徴として、予測では中部・東部太平洋以外の熱帯海洋上でも広く正相関の領域が広がっており、GEPS は V1403 と比べて正相関が更に強くなる傾向が見られた。これらの傾向は、他の初期日でも同様に見られた (図略)。

第 2.3-4 図に、熱帯域 (20°S~20°N) を対象とした各季節の予測精度 (アノマリー相関係数の GEPS と V1403 の差) を示す。対流圏下層の循環場に関連する 850hPa 東西風、海面更正気圧の予測精度は、夏期間の海面更正気圧が予測 3~4 週目で改悪となった以外は概ね中立から改善の傾向となった。特に、夏期間を除く予測 2 週目までの改善が顕著で、ブートストラップ法により信頼区間を見積もった結果、有意水準 2.5% (片側) で統計的に有意な改善も見られた。一方、対流圏上層の収束・発散を表す 200hPa 速度ポテンシャルについては、予測 2 週目までは冬・春期間において改善傾向であるが、予測 1~4 週平均では全ての季節で改悪の傾向となった。

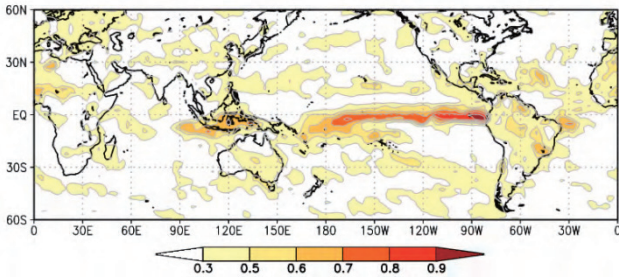
2.3.2 中高緯度の予測精度

本項では、中高緯度における 500hPa 高度、850hPa 気温、海面更正気圧の予測精度について述べる。まず、夏期間における各要素のアノマリー相関係数の水平分布について、GEPS 及び GEPS と V1403 の差を第 2.3-5 図に示す。V1403 と比較すると、アラスカ及びヨーロッパ付近では概ね予測精度に改善の傾向が見られた。一方、ユーラシア大陸から極東にかけては領域によって改善・改悪の傾向が異なり、日本付近では改悪の傾向となった。冬期間 (第 2.3-6 図) については、ユーラシア大陸上で予測精度の改善傾向が明瞭であった。日本付近についても、日本の東海上で 500hPa 高度の予測精度がやや悪化傾向であった以外は概ね中立から改善の傾向を示しており、特に海面更正気圧で改善傾向が顕著であった。

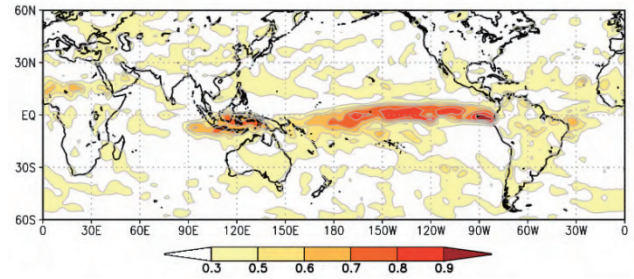
第 2.3-7 図に、北半球域 (20°N~90°N) を対象とした各季節の予測精度 (アノマリー相関係数の GEPS と V1403 の差) を示す。各要素とも夏期間以外は概ね

¹ 関口 亮平

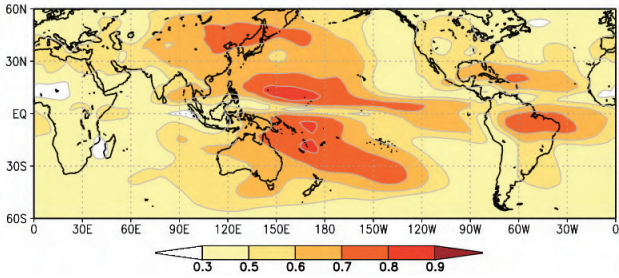
(a) 降水量 (GEPS)



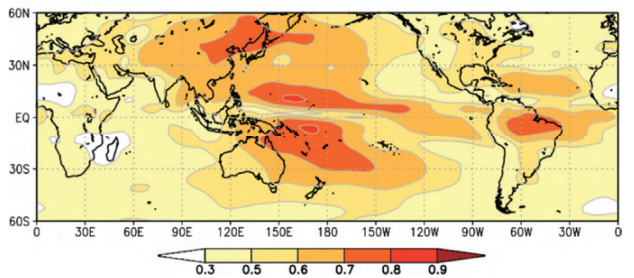
(b) 降水量 (V1403)



(c) 850hPa 流線関数 (GEPS)



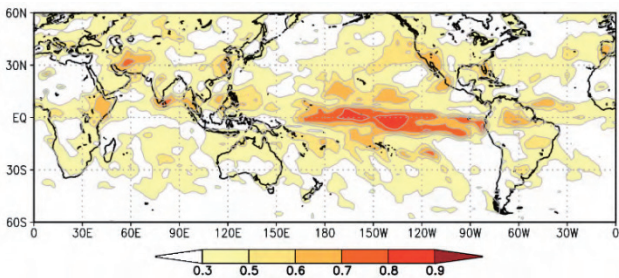
(d) 850hPa 流線関数 (V1403)



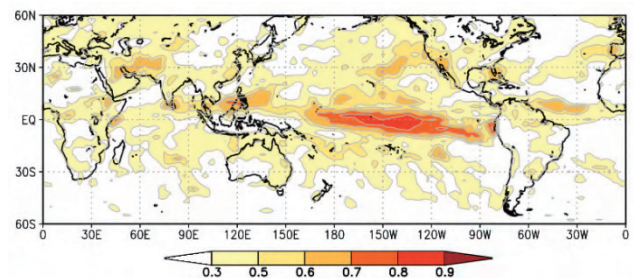
第 2.3-1 図 夏期間における、降水量と 850hPa 流線関数のアンマリー相関係数(予測 3~30 日目の 28 日平均場)

(a)GEPS 及び(b)V1403 の降水量、(c)GEPS 及び(d)V1403 の 850hPa 流線関数。検証値は、降水量は GPCP 月別値、850hPa 流線関数は JRA-55 を使用。

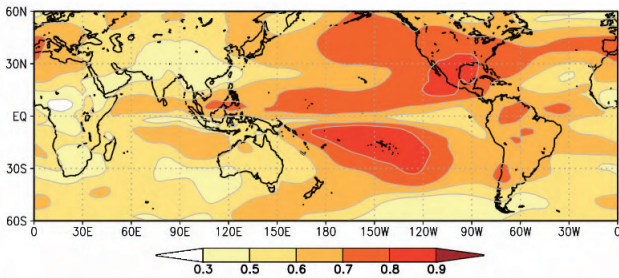
(a) 降水量 (GEPS)



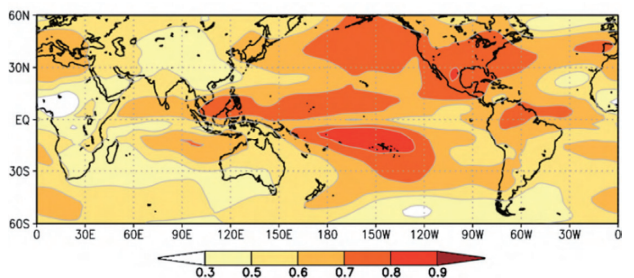
(b) 降水量 (V1403)



(c) 850hPa 流線関数 (GEPS)

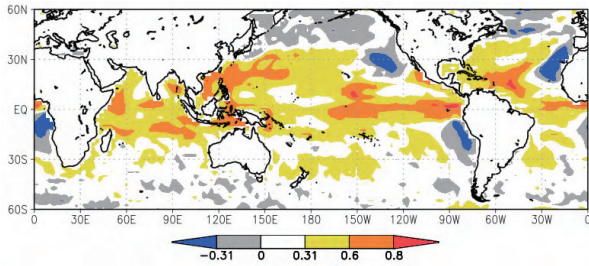


(d) 850hPa 流線関数 (V1403)

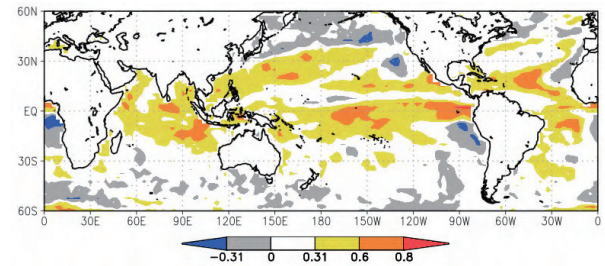


第 2.3-2 図 第 2.3-1 図と同じ。ただし、季節は冬期間

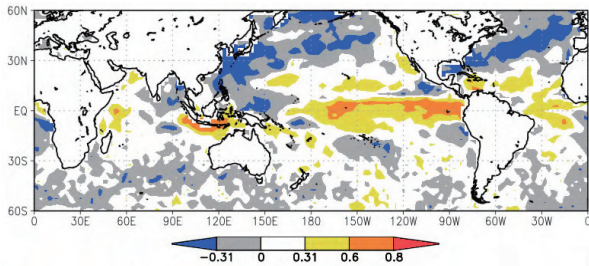
(a) 予測 (GEPS)



(b) 予測 (V1403)



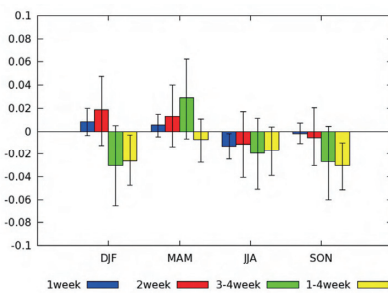
(c) 解析



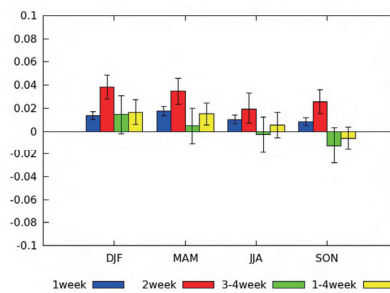
第 2.3-3 図 海面水温と降水量の相関係数 (6 月 30 日初期日)

(a) : GEPS の降水量 (予測 3~30 日の 28 日平均場) と境界条件として与えた海面水温との相関係数。 (b) : (a) と同じ。ただし、降水量は V1403。 (c) : (a) 及び (b) の予測期間に対応する GPCP 月別値 (降水量) と MGDSST (海面水温) との相関係数。

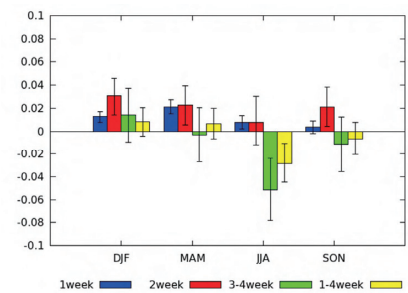
(a) 200hPa 速度ポテンシャル



(b) 850hPa 東西風



(c) 海面更正気圧



第 2.3-4 図 熱帯域 (20°S~20°N) を対象とした、(a) 200hPa 速度ポテンシャル、(b) 850hPa 東西風、(c) 海面更正気圧のアノマリー相関係数の差 (GEPS-V1403)

グラフの青線は予測 1 週目、赤線は予測 2 週目、緑線は予測 3~4 週目、黄線は予測 1~4 週目のスコア差をそれぞれ示しており (正の値で精度改善)、ブートストラップ法で見積もった 95% 信頼区間を誤差棒で表記している。横軸は季節を示しており、"DJF" は冬期間、"MAM" は春期間、"JJA" は夏期間、"SON" は秋期間にそれぞれ対応する。

改善傾向であり、特に予測 2 週目にかけては統計的に有意な改善も見られた。一方、夏期間は多くの要素で予測精度は中立であった。

次に、3 階級予測の「高い」「平年並」「低い」の各事象を全て集計した、ブライアスキルスコア (BSS) の GEPS と V1403 の差を第 2.3-8 図に示す。要素によって多少の差はあるものの、概ね改善の傾向が見られた。なお、この傾向は ROC 面積スコアで見ても同様であった (図略)。

南半球域 (90°S~20°S) では、全ての季節で予測精度に大幅な改善が見られた (図略)。南半球における

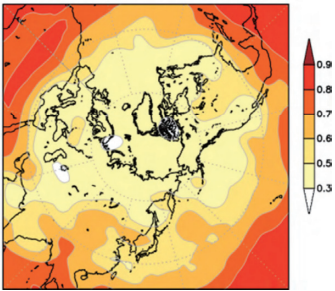
初期摂動の考慮など、アンサンブル手法の変更 (第 1.2 節参照) による予測精度の改善への寄与も大きいと考えられる。

2.3.3 日本域の予測精度

夏期間における、日本域 (20°N~60°N、100°E~170°E) を対象としたアノマリー相関係数の予報時間による変化を第 2.3-9 図に示す (要素は 500hPa 高度、850hPa 気温、海面更正気圧)。夏期間では、予測 1 週目 (グラフの横軸で 6 日目に対応) までは GEPS の予測精度が V1403 と同程度または上回っているもの

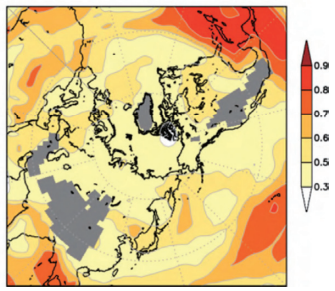
(a) 500hPa 高度 (GEPS)

<GEPS(05mem) : JRA-55>
Z500 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : JJA, 28day mean : day 03-30



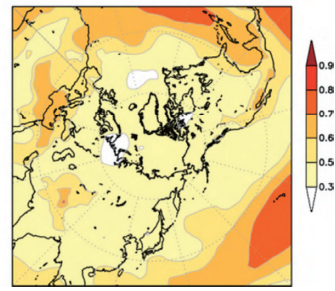
(b) 850hPa 気温 (GEPS)

<GEPS(05mem) : JRA-55>
T850 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : JJA, 28day mean : day 03-30



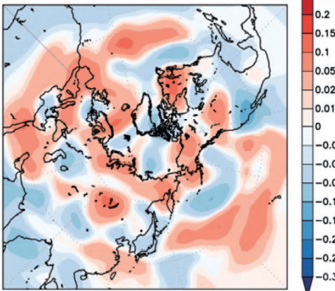
(c) 海面更正気圧 (GEPS)

<GEPS(05mem) : JRA-55>
PSEA anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : JJA, 28day mean : day 03-30



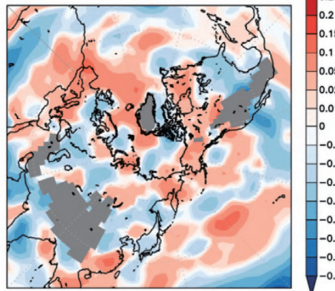
(d) 500hPa 高度 (GEPS-V1403)

<GEPS(05mem) : JRA-55> - <V1403(05mem) : JRA-55>
Z500 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : JJA, 28day mean : day 03-30



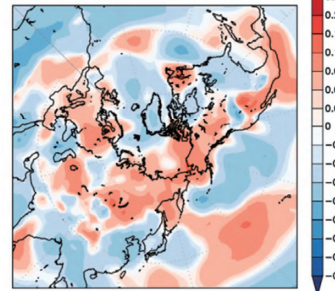
(e) 850hPa 気温 (GEPS-V1403)

<GEPS(05mem) : JRA-55> - <V1403(05mem) : JRA-55>
T850 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : JJA, 28day mean : day 03-30



(f) 海面更正気圧 (GEPS-V1403)

<GEPS(05mem) : JRA-55> - <V1403(05mem) : JRA-55>
PSEA anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : JJA, 28day mean : day 03-30



第 2.3-5 図 夏期間における、北半球域の予測精度(予測 3~30 日目の 28 日平均場)

上段は GEPS のアノミー相関係数、下段はアノミー相関係数の差 (GEPS-V1403)。要素は、(a) 及び (d) : 500hPa 高度、(b) 及び (e) : 850hPa 気温 (標高 1500m 以上の領域に灰色のマスクをかけている)、(c) 及び (f) : 海面更正気圧。検証値は JRA-55 を使用。(d)~(f) において暖色系は改善、寒色系は改悪を示す。

の、異常天候早期警戒情報の発表対象期間の初日 (グラフの横軸で 9 日目に対応) 付近で予測精度が逆転し、予測 2 週目にかけて GEPS の予測精度が V1403 を下回った。一方、冬期間 (第 2.3-10 図) においては予測前半から改善が見られ、予報時間が長くなるほどその傾向が顕著となった。

第 2.3-11 図に、日本域を対象とした各季節の予測精度 (アノミー相関係数の GEPS と V1403 の差) を示す。秋・冬期間については、北半球域 (第 2.3-7 図) ほどではないものの全ての要素で改善傾向であった。春期間については、予測 2 週目までは改善傾向であったが、予測 3~4 週目は改悪の傾向となった。夏期間は、上述の通り予測 2 週目は改悪傾向で、特に 850hPa 気温でその傾向が顕著であった。それ以外の予測期間については、850hPa 気温は改悪傾向であったものの、500hPa 高度及び海面更正気圧は改善の傾向であった。BSS の GEPS と V1403 の差 (第 2.3-12 図) では、季節・予報時間により傾向に差はあるものの、概ね改善傾向であった。

2.3.4 まとめ

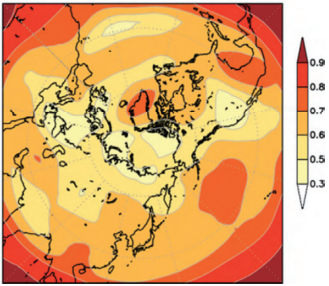
本節では、GEPS の大まかな予測精度について述べた。夏期間を除く各季節では、熱帯の下層循環場や中高緯度の予測精度が改善傾向で、予測 2 週目までは統計的に有意な改善も見られた。一方、夏期間については要素や領域、予報時間により差はあるものの、総合的に見て予測精度は中立の傾向であった。日本域に着目すると、冬期間を中心に改善傾向が見られたものの、夏期間は中立から改悪の傾向となった。

参考文献

- 中三川浩, 2013: 季節予報の検証指標. 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, 271-281.
- 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.

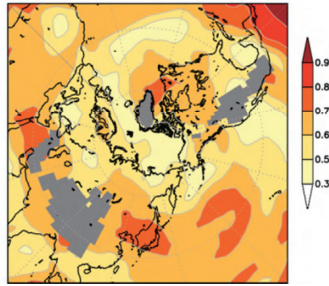
(a) 500hPa 高度 (GEPS)

<GEPS(05mem) : JRA-55>
Z500 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : DJF, 28day mean : day 03-30



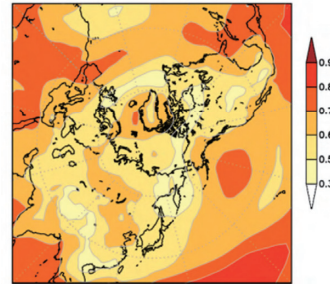
(b) 850hPa 気温 (GEPS)

<GEPS(05mem) : JRA-55>
T850 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : DJF, 28day mean : day 03-30



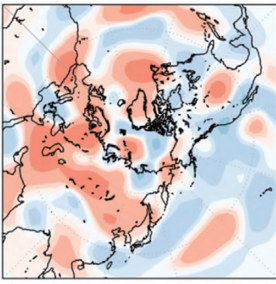
(c) 海面更正気圧 (GEPS)

<GEPS(05mem) : JRA-55>
PSEA anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : DJF, 28day mean : day 03-30



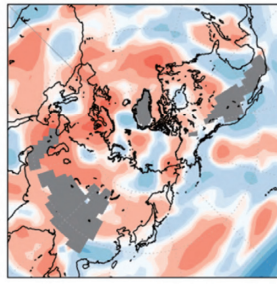
(d) 500hPa 高度 (GEPS-V1403)

<GEPS(05mem) : JRA-55> - <V1403(05mem) : JRA-55>
Z500 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : DJF, 28day mean : day 03-30



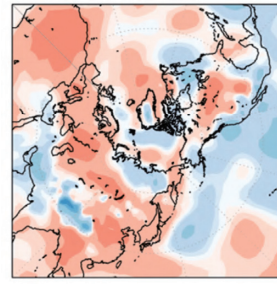
(e) 850hPa 気温 (GEPS-V1403)

<GEPS(05mem) : JRA-55> - <V1403(05mem) : JRA-55>
T850 anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : DJF, 28day mean : day 03-30



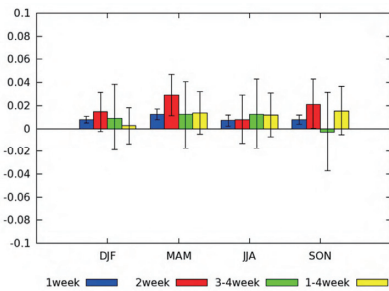
(f) 海面更正気圧 (GEPS-V1403)

<GEPS(05mem) : JRA-55> - <V1403(05mem) : JRA-55>
PSEA anomaly (with bias-correction)
Anomaly Correlation for 30 years (1981-2010)
Initial : DJF, 28day mean : day 03-30

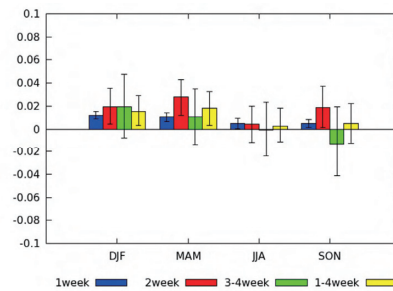


第 2.3-6 図 第 2.3-5 図と同じ。ただし、季節は冬期間

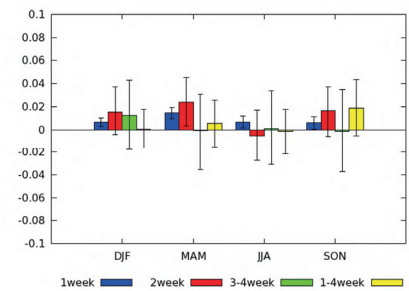
(a) 500hPa 高度



(b) 850hPa 気温

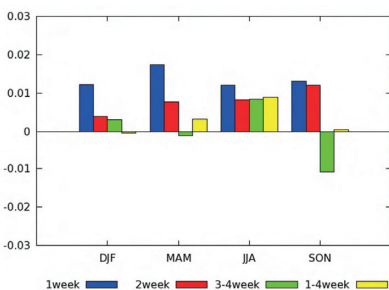


(c) 海面更正気圧

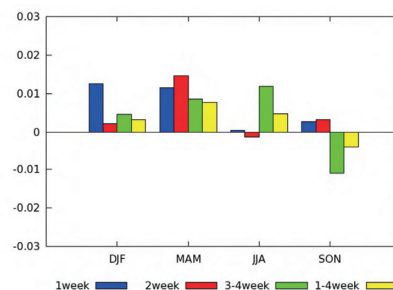


第 2.3-7 図 第 2.3-4 図と同じ。ただし、領域は北半球域 (20°N~90°N)、要素は (a) 500hPa 高度、(b) 850hPa 気温、(c) 海面更正気圧

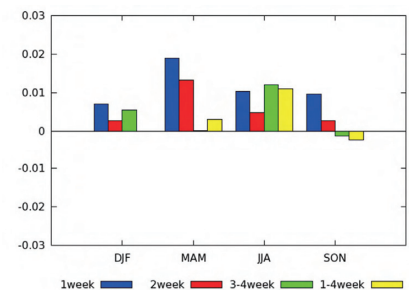
(a) 500hPa 高度



(b) 850hPa 気温

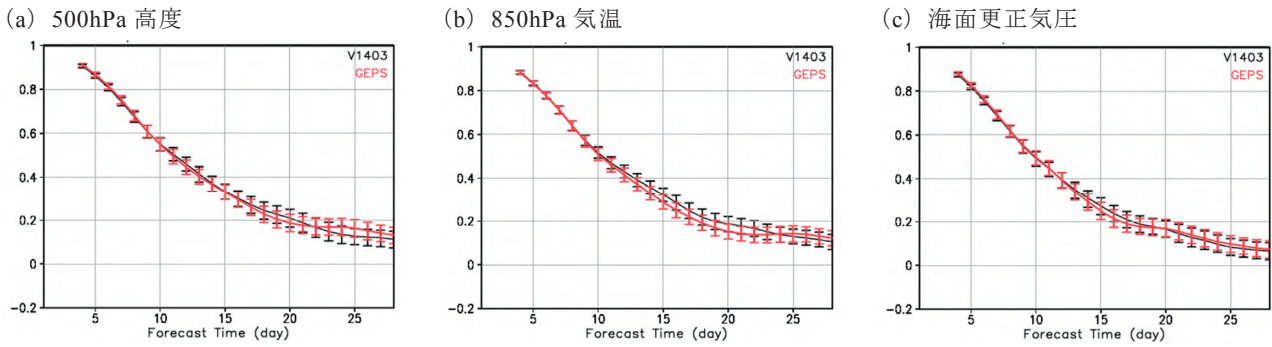


(c) 海面更正気圧



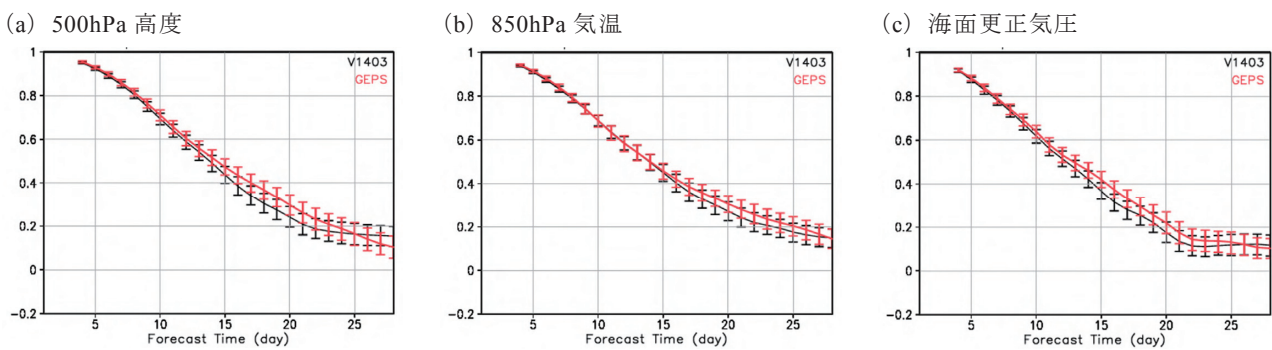
第 2.3-8 図 北半球域 (20°N~90°N) における、(a) 500hPa 高度、(b) 850hPa 気温、(c) 海面更正気圧のブライアスキルスコアの差 (GEPS-V1403)

3 階級予測の「高い」「平年並」「低い」の各事象を全て集計したスコア。図の見方は第 2.3-4 図と同じ。

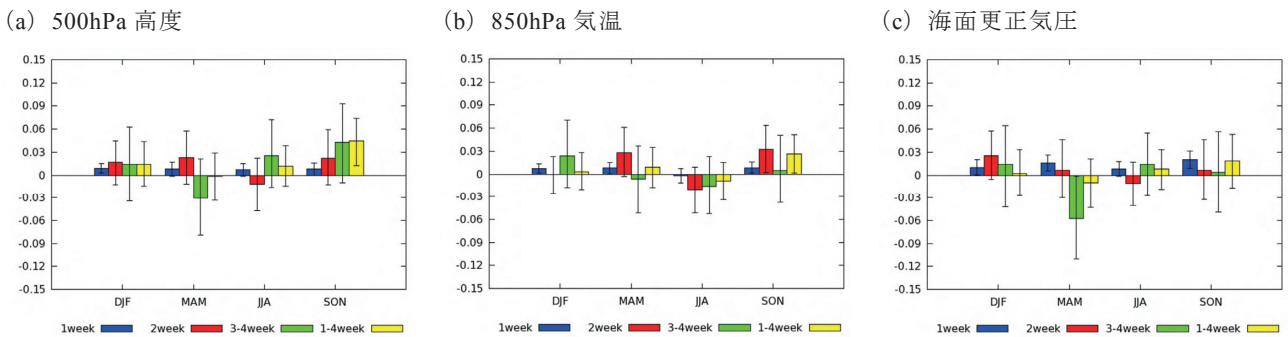


第 2.3-9 図 夏期間における、日本域 (20°N~60°N、100°E~170°E) を対象とした (a) 500hPa 高度、(b) 850hPa 気温、(c) 海面更正気圧のアノマリー相関係数の予報時間による変化 (7 日平均場)

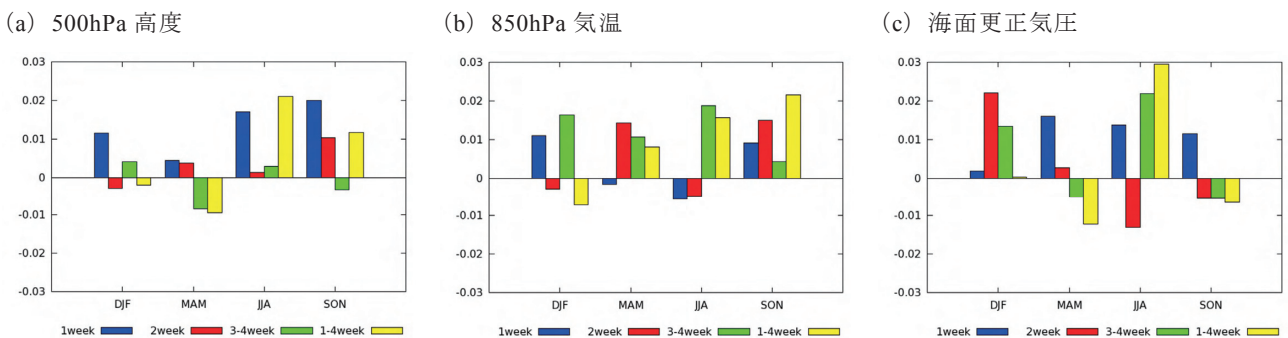
黒線、赤線はそれぞれ V1403、GEPS のスコアで、ブートストラップ法で見積もった 95% 信頼区間を誤差棒で表記している。横軸は予報時間 [day] で、7 日平均の中心日を示す (例えば、横軸の 4 日目は予報 1~7 日目の 7 日平均場に対応する)。



第 2.3-10 図 第 2.3-9 図と同じ。ただし、季節は冬期間



第 2.3-11 図 第 2.3-7 図と同じ。ただし、領域は日本域 (20°N~60°N、100°E~170°E)



第 2.3-12 図 第 2.3-8 図と同じ。ただし、領域は日本域 (20°N~60°N、100°E~170°E)

2.4 循環指数等の予測精度¹

本節では、予報作業で利用する循環指数等の予測精度を、再予報の予測値と解析値との年々変動の相関係数により評価する。評価対象期間、季節の定義、利用した解析値は、第 2.1 節を参照いただきたい。本節で掲載する循環指数等の定義については、第 2.4-1 表の通りである。

第 2.4-2 表に、初期日の季節ごとにまとめた GEPS による循環指数等のアノマリー相関係数を予測対象期間別に示す。評価対象期間の 30 年間について予測対象期間別に毎月 10 日・20 日・月末の全 36 初期日のアノマリー相関係数を求め、それらを季節ごとに 9 初期日分を平均したものである。ただし、降水量に関しては、検証に用いた解析データ(月平均値)の仕様上、月末の 3 初期日の平均としており、予報対象期間についても 4 週平均のみ掲載した。また、V1403 と比較するため、GEPS と V1403 とのアノマリー相関係数の差を第 2.4-3 表に示す。

全般にこれらの各指数の予測精度は、冬季に高く夏季に低い傾向がある。また、どの季節も予測 3~4 週目以外は、概ね有意な正相関がある。有意水準 5% (片側)の t 検定では、サンプル数 30 の場合、0.31 以上で予測結果と解析結果に統計的に有意な正相関があると言える。V1403 との比較では(第 2.4-3 表)、要素や領域、予測期間により差はあるものの、全般に冬季・秋季は改善、夏季は改悪の傾向にある。また、予測後半に比べ予測前半の方が改善している指数が多い。予報対象期間別の予測精度と V1403 との比較の概略は以下のとおりである。

4 週平均(予測 3~30 日目)の相関係数は、概ね 0.31 を超えていて有意な正相関があり、特に冬季は 0.6 を超えている指数が多い。日付変更線付近と SAMOI 領域の降水量は、冬季は 0.8 を超えており高相関である。V1403 と比較して、秋季は改善している指数が多い一方、夏季は改悪している指数が多い。海洋大陸付近の降水量の改善が顕著である一方、東南アジアモンスーン域の降水量は改悪が目立つ。

予測 1 週目(3~9 日目)の相関係数は、夏季の西日本と沖縄・奄美の気温以外は 0.8 以上で、全般に高相関である。特に冬季は全ての指数で 0.9 を超えている。V1403 と比較すると、全ての季節で精度が向上した指数が多いものの、元々高相関であったため、改善幅はあまり大きくはない。夏季の西日本の気温は大きく改善している。

異常天候早期警戒情報の初日である予測 6 日目からの 7 日間平均(早警初日;6~12 日目)の相関係数は、冬季の指数は、概ね 0.8 を超えている。西日本と沖縄・奄美の夏季の気温の指数は 0.6 以下であるが、0.31 は超えており、有意な正相関がある。V1403 との比較では、夏季以外は概ね改善した。特に、冬季の北日本の気温は改善が目立つ。

予測 2 週目(10~16 日目)の相関係数は、概ね、0.3 から 0.6 程度である。ただし、冬季の指数は 0.6 を超えているものが多い。V1403 と比較して、殆どの指数で春季・秋季は改善したが、夏季は改悪の指数が多い。特に、日本域の気温の指数は、夏季の改悪が目立つ。

予測 3~4 週目(17~30 日目)の相関係数は、冬季を中心に、0.3 から 0.6 程度のものがあるが、0.31 未満で、有意な正相関があるとは言えないものが多い。V1403 との比較では、全般に冬季は改善している指数が多い。また、日本付近の気温の指数は夏季以外で改善が目立つ。特に春季は沖縄・奄美の気温や沖縄高度などの熱帯に近い領域での改善が顕著である一方、500hPa 高度第 1 主成分など高緯度の指数では改悪となった。

¹ 足立 恭将、関口 亮平

第 2.4-1 表 各種循環指数等の定義

降水量	
CI1	インドモンスーン域 70°E~100°E、10°N~25°N の領域平均降水量偏差
CI2	東南アジアモンスーン域 115°E~140°E、10°N~20°N の領域平均降水量偏差
MC	海洋大陸付近 110°E~135°E、5°S~5°N の領域平均降水量偏差
DL	日付変更線付近 170°E~170°W、5°S~5°N の領域平均降水量偏差
SAMOI	SAMOI 領域 80°E~105°E、5°N~25°N の領域平均降水量偏差 + 107.5°E~140°E、5°N~20°N の領域平均降水量偏差
850hPa 気温	
北日本	140°E~145°E、37.5°N~45°N の領域平均 850hPa 気温偏差
東日本	135°E~140°E、35°N~37.5°N の領域平均 850hPa 気温偏差
西日本	130°E~135°E、30°N~35°N の領域平均 850hPa 気温偏差
沖縄・奄美	122.5°E~130°E、25°N~27.5°N の領域平均 850hPa 気温偏差
500hPa 高度の循環指数	
東西指数	40°N における帯状平均 500hPa 高度偏差 - 60°N における帯状平均 500hPa 高度偏差(高指数(正)は東西の流れが卓越)
東西指数(極東域)	40°N における 90°E~170°E で平均した 500hPa 高度偏差 - 60°N における 90°E~170°E で平均した 500hPa 高度偏差 (高指数(正)は東西の流れが卓越)
東方海上高度	40°N における 140°E~170°E で平均した 500hPa 高度偏差
オホーツク海高気圧指数	130°E~150°E、50°N~60°N の領域平均 500hPa 高度偏差
沖縄高度	30°N における 120°E~140°E で平均した 500hPa 高度偏差
極渦指数	70°N~80°N で平均した帯状平均 500hPa 高度偏差(低指数は極渦が強い)
極渦指数(極東域)	90°E~170°E、70°N~80°N の領域平均 500hPa 高度偏差(低指数は極渦が強い)
40 度西谷指数	40°N における 100°E~130°E で平均した 500hPa 高度偏差 - 40°N における 140°E~170°E で平均した 500hPa 高度偏差(東谷が正)
30 度西谷指数	30°N における 100°E~130°E で平均した 500hPa 高度偏差 - 30°N における 140°E~170°E で平均した 500hPa 高度偏差(東谷が正)
極東中緯度高度	90°E~170°E、30°N~40°N の領域平均 500hPa 高度偏差
小笠原高度	130°E~170°E、20°N~30°N の領域平均 500hPa 高度偏差
西太平洋亜熱帯指数	20°N における 130°E~170°E で平均した 500hPa 高度偏差 - 30°N における 130°E~170°E で平均した 500hPa 高度偏差
500hPa 高度の主成分スコア	
500hPa 高度第 1 主成分	季節平均した 30°N 以北の 500hPa 高度平年偏差における共分散行列の第 1 主成分スコア
500hPa 高度第 2 主成分	500hPa 高度第 1 主成分と同様、ただし、第 2 主成分

第 2.4-2 表 GEPS による循環指数等のアノマリー相関係数

初期日の季節ごとにまとめた GEPS による予測対象期間別の循環指数等のアノマリー相関係数。表中の黄・オレンジ・赤の陰影で示した要素はアノマリー相関係数がそれぞれ 0.31, 0.6, 0.8 以上であることを意味する。有意水準 5% (片側) の t 検定で評価した場合 (サンプル数 30)、アノマリー相関係数 0.31 以上のとき、各要素の偏差の予測結果と解析結果の間に、統計的に有意な正の相関があるといえる。循環指数の定義は、第 2.4-1 表を参照していただきたい。

初期日の季節		春					夏				
予測対象期間		4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目	4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目
850hPa気温	北日本	0.57	0.86	0.70	0.59	0.15	0.56	0.84	0.62	0.47	0.26
850hPa気温	東日本	0.64	0.85	0.69	0.58	0.23	0.55	0.82	0.62	0.43	0.24
850hPa気温	西日本	0.66	0.86	0.70	0.55	0.30	0.48	0.76	0.58	0.41	0.26
850hPa気温	沖縄・奄美	0.59	0.86	0.69	0.50	0.30	0.46	0.73	0.56	0.37	0.22
降水量	CI1	0.60					0.21				
降水量	CI2	0.60					0.51				
降水量	DL	0.64					0.58				
降水量	MC	0.48					0.75				
降水量	SAMOI	0.68					0.31				
東西指数		0.54	0.89	0.70	0.40	0.13	0.49	0.87	0.66	0.44	0.15
東西指数 (極東域)		0.54	0.87	0.69	0.43	0.18	0.49	0.86	0.71	0.43	0.19
東方海上高度		0.54	0.90	0.73	0.56	0.21	0.63	0.85	0.71	0.52	0.33
オホーツク海高気圧指数		0.52	0.83	0.67	0.41	0.15	0.47	0.86	0.67	0.45	0.06
沖縄高度		0.65	0.88	0.76	0.57	0.38	0.54	0.86	0.66	0.51	0.30
極渦指数		0.52	0.91	0.74	0.45	0.08	0.51	0.87	0.68	0.39	0.17
極渦指数 (極東域)		0.41	0.87	0.68	0.38	0.05	0.35	0.82	0.56	0.23	0.10
40度西谷指数		0.48	0.85	0.62	0.51	0.10	0.49	0.82	0.64	0.46	0.11
30度西谷指数		0.46	0.87	0.65	0.39	0.14	0.43	0.85	0.65	0.38	0.13
極東中緯度高度		0.63	0.93	0.80	0.62	0.32	0.70	0.88	0.77	0.63	0.46
小笠原高度		0.66	0.89	0.76	0.58	0.36	0.67	0.88	0.75	0.52	0.46
西太平洋亜熱帯指数		0.62	0.91	0.79	0.63	0.34	0.48	0.82	0.63	0.40	0.20
500hPa高度第1主成分		0.62	0.94	0.81	0.55	0.15	0.60	0.91	0.72	0.45	0.30
500hPa高度第2主成分		0.61	0.90	0.72	0.47	0.24	0.64	0.91	0.75	0.54	0.34
初期日の季節		秋					冬				
予測対象期間		4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目	4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目
850hPa気温	北日本	0.70	0.91	0.82	0.59	0.40	0.73	0.91	0.81	0.62	0.50
850hPa気温	東日本	0.68	0.92	0.84	0.61	0.36	0.74	0.94	0.83	0.61	0.45
850hPa気温	西日本	0.64	0.93	0.82	0.57	0.30	0.69	0.94	0.84	0.60	0.37
850hPa気温	沖縄・奄美	0.63	0.85	0.72	0.53	0.31	0.61	0.91	0.83	0.57	0.28
降水量	CI1	0.54					0.56				
降水量	CI2	0.60					0.70				
降水量	DL	0.70					0.86				
降水量	MC	0.62					0.37				
降水量	SAMOI	0.72					0.84				
東西指数		0.54	0.87	0.66	0.48	0.25	0.72	0.93	0.82	0.62	0.39
東西指数 (極東域)		0.54	0.89	0.73	0.50	0.15	0.65	0.93	0.79	0.60	0.27
東方海上高度		0.67	0.92	0.80	0.60	0.37	0.67	0.94	0.85	0.68	0.36
オホーツク海高気圧指数		0.49	0.89	0.71	0.36	0.17	0.60	0.90	0.74	0.54	0.24
沖縄高度		0.65	0.90	0.79	0.60	0.33	0.65	0.93	0.87	0.69	0.29
極渦指数		0.59	0.89	0.72	0.53	0.28	0.62	0.92	0.77	0.51	0.31
極渦指数 (極東域)		0.49	0.86	0.62	0.40	0.18	0.49	0.89	0.70	0.48	0.13
40度西谷指数		0.57	0.89	0.75	0.51	0.22	0.55	0.92	0.82	0.59	0.23
30度西谷指数		0.45	0.86	0.70	0.42	0.20	0.57	0.92	0.82	0.59	0.24
極東中緯度高度		0.68	0.93	0.83	0.66	0.38	0.73	0.96	0.90	0.75	0.42
小笠原高度		0.64	0.88	0.73	0.57	0.38	0.71	0.94	0.86	0.72	0.37
西太平洋亜熱帯指数		0.56	0.89	0.76	0.55	0.25	0.71	0.95	0.88	0.73	0.37
500hPa高度第1主成分		0.50	0.91	0.72	0.43	0.11	0.76	0.95	0.84	0.68	0.51
500hPa高度第2主成分		0.65	0.92	0.81	0.60	0.30	0.71	0.95	0.86	0.71	0.45

第 2.4-3 表 循環指数等のアノマリー相関係数(初期日の季節平均値)の GEPS と V1403 との差(GEPS-V1403)

指数の定義や算出方法等は、第 2.4-2 表と同様、ただし、GEPS と V1403 との差。表中の暖色・寒色の陰影で示した要素はアノマリー相関係数の差がそれぞれ正(改善)・負(改善)であることを意味する。また、表中の赤字・紫字で示した要素は、有意水準 5%(両側) の t 検定で評価した場合、各要素の偏差の予測結果と解析結果の間に、統計的に有意な差がある。同様に、オレンジ・青の数字は、有意水準 10%(両側)で検定した場合である。

初期日の季節		春					夏				
予測対象期間		4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目	4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目
850hPa気温	北日本	-0.01	0.01	0.01	0.04	-0.06	0.00	0.00	-0.04	-0.07	0.05
850hPa気温	東日本	0.01	-0.01	0.01	0.02	0.04	-0.02	0.00	-0.06	-0.09	-0.01
850hPa気温	西日本	0.08	0.00	0.03	0.06	0.14	-0.02	0.07	0.03	-0.06	-0.03
850hPa気温	沖縄・奄美	0.11	0.01	0.02	0.09	0.21	-0.02	0.00	0.00	-0.06	0.00
降水量	CI1	0.05					0.06				
降水量	CI2	-0.01					-0.02				
降水量	DL	-0.03					-0.13				
降水量	MC	0.11					0.04				
降水量	SAMOI	-0.01					-0.04				
東西指数		-0.01	0.02	0.02	-0.02	-0.06	0.00	0.01	0.03	0.05	0.05
東西指数(極東域)		0.05	0.02	0.02	0.06	0.04	0.00	0.01	-0.01	-0.06	0.10
東方海上高度		0.00	0.01	0.04	0.04	-0.02	0.04	0.01	-0.01	0.00	0.05
オホーツク海高気圧指数		-0.02	0.01	0.00	0.02	-0.03	-0.04	0.00	0.03	0.00	-0.09
沖縄高度		0.05	-0.01	-0.01	0.01	0.09	0.05	0.02	0.01	0.02	0.07
極渦指数		-0.05	0.02	0.04	-0.01	-0.11	-0.02	0.01	0.02	-0.05	-0.01
極渦指数(極東域)		-0.02	0.01	0.03	-0.04	-0.01	-0.03	0.01	-0.01	0.02	-0.06
40度西谷指数		-0.03	0.02	0.04	0.06	-0.08	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00
30度西谷指数		-0.01	0.00	0.02	0.06	-0.02	-0.01	0.00	-0.03	-0.03	0.07
極東中緯度高度		0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	-0.01	0.00	0.04
小笠原高度		-0.04	0.00	0.02	0.02	-0.09	-0.01	0.00	0.00	-0.01	-0.02
西太平洋亜熱帯指数		-0.02	-0.01	0.01	0.06	0.04	0.00	-0.01	-0.04	-0.01	0.02
500hPa高度第1主成分		-0.06	0.01	0.01	-0.02	-0.16	-0.03	0.01	-0.01	-0.09	0.00
500hPa高度第2主成分		0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	-0.02	0.01	0.01	-0.01	-0.02
初期日の季節		秋					冬				
予測対象期間		4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目	4週平均	1週目	早警初日	2週目	3~4週目
850hPa気温	北日本	0.04	0.01	0.03	0.00	0.08	-0.01	0.01	0.03	0.02	0.02
850hPa気温	東日本	0.03	0.03	0.04	0.02	0.06	-0.01	0.01	0.02	-0.02	0.03
850hPa気温	西日本	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	-0.02	0.02	0.01	-0.05	0.04
850hPa気温	沖縄・奄美	0.03	0.01	0.05	0.06	0.03	-0.02	0.02	0.02	-0.05	0.01
降水量	CI1	0.02					0.15				
降水量	CI2	-0.04					-0.06				
降水量	DL	0.03					0.06				
降水量	MC	0.07					0.26				
降水量	SAMOI	0.05					-0.01				
東西指数		0.04	0.00	-0.01	-0.03	0.12	0.01	0.00	-0.01	-0.05	0.02
東西指数(極東域)		-0.03	0.01	0.00	0.02	-0.04	-0.01	0.01	0.00	-0.05	0.01
東方海上高度		0.03	0.01	0.02	0.01	0.07	-0.04	0.01	0.02	0.01	-0.08
オホーツク海高気圧指数		-0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	-0.03	0.02
沖縄高度		0.03	0.01	0.03	0.02	0.09	-0.02	0.00	0.01	-0.01	-0.03
極渦指数		0.01	0.01	0.05	0.01	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	-0.02
極渦指数(極東域)		0.02	0.03	0.06	0.03	-0.07	-0.03	0.02	0.00	-0.02	0.02
40度西谷指数		0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	-0.01	0.01	0.03	0.04	-0.03
30度西谷指数		0.00	0.00	0.02	0.01	-0.03	0.03	0.01	0.01	0.05	0.04
極東中緯度高度		0.01	0.00	0.00	-0.02	0.06	-0.02	0.00	0.01	-0.01	-0.03
小笠原高度		-0.02	0.00	0.01	0.03	-0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	-0.01
西太平洋亜熱帯指数		-0.02	0.01	0.00	-0.03	-0.01	-0.02	0.00	0.01	0.02	-0.04
500hPa高度第1主成分		-0.02	0.00	0.01	0.00	-0.09	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04
500hPa高度第2主成分		-0.01	-0.01	0.00	0.03	0.00	-0.02	0.00	0.01	0.02	-0.04

2.5 変動特性¹

2.5.1 はじめに

本節では、GEPS の基本性能の評価として、年々変動の大きさや主要変動パターンの再現性を V1403 及び解析との間で比較する。更に、アンサンブルメンバー間のスプレッドの大きさについても検証する。季節の定義は第 2.1 節を参照されたい。ただし、主要変動モードでの季節の扱いについては、第 2.5.2 項(2)で別途説明する。

2.5.2 各種検証結果

(1)年々変動

GEPS の年々変動の大きさについて、再予報 30 年間の標準偏差により評価する。

第 2.5-1 図は、冬の北半球における 500hPa 高度の予測 2 週目平均場の標準偏差分布を解析、GEPS、V1403 について示したものである(モデルはコントロールラン)。V1403 ではカラ海付近で解析に比べて変動が過大な一方で、ロシア西部、太平洋北東部の極大域において過小の傾向がある。GEPS では太平洋北東部の極大域で変動が大きくなり解析に近づいた。カラ海付近では変動が解析と比べて過小に転じた。夏については GEPS では V1403 よりわずかに変動が大きくなったものの、どちらも解析と比べて過小の傾向となった(図略)。春、秋については GEPS、V1403 とも空間分布について、ほとんど違いはなく、どちらも解析と比べてやや変動が小さかった(図略)。

200hPa 速度ポテンシャルの予測 2 週目の標準偏差の分布(第 2.5-2 図)では、両モデルとも解析に比べて熱帯全域の標準偏差が小さい。ただし V1403 と比べると GEPS では赤道周辺、特にインド洋から海洋大陸にかけての極大域や、大西洋で変動が大きくなり解析に近づいた。ただし、南米北部では解析と比べて過大となった。

(2)主要変動モード

主要な変動成分に関する予測の特徴を確認するため、北半球域 500hPa 高度を対象として解析、及び

GEPS、V1403 の再予報について経験的直交関数(EOF)解析を行った。第 2.5-3 図に結果を示すが、モデルについてはコントロールランの結果のみを示す。

EOF 解析は 1 か月の予測月平均値を更に 3 か月平均したデータを使用した。具体的な 3 か月平均の手順として、例えば冬の場合、11 月、12 月、1 月の末日初期日の予測値について予測 3 日目から 30 日目までの値を平均して 12 月、1 月、2 月の月平均とする。そして、この 3 か月分の値を平均することで 3 か月平均場とした。

第 2.5-3 図上段は、冬を対象とした第 1 主成分の空間分布である。GEPS、V1403 とも解析でみられる分布を概ね再現している。振幅の大きさについてみると、どちらのモデルも北大西洋域における南北の変動の振幅が解析に比べて小さい。また、アリューシャンの南を中心とした北太平洋上の極大域は、両モデルのコントロール、アンサンブル平均(図略)とも解析より変動が大きく、GEPS では極大域の中心がやや西にずれた。

第 2.5-3 図下段は、夏を対象とした第 1 モードの空間分布である。V1403 では、解析にみられるような極域とヨーロッパ北部の対のパターンが弱いながら現れている。一方、GEPS では第 1 モードで極域の極大域はみられたものの、この対のパターンはむしろ第 2 モードでみられた。

各季節の第 1 モード、第 2 モードの寄与率を第 2.5-1 表に示す。解析、GEPS、V1403 共に、どの季節も概ね第 1 モードは 20%前後、第 2 モードは 15%前後であるが、冬の第 1 モードは 20 から 30%前後とやや値が大きい。

(3)スプレッド

スプレッドはアンサンブル予報を構成するメンバー間のばらつきの大きさを示す指標である。スプレッドと平方根平均二乗誤差(RMSE)との二乗比(R)を次式のように定義すると、この値が 1 に近づくほど誤差とばらつきの関係が適切であるとされている²(高野、2002)。

¹ 宮岡 健吾、関口 亮平

² スプレッドに関連した指標の定義については本節末の補遺を参照のこと

$$R = \frac{spread^2}{RMSE^2}$$

本節では、RMSE、スプレッド、及び R について、冬期間(90 事例)における各予測のスコアの平均値を利用して、スプレッドの大きさを評価した。

まず、北半球で平均した 500hPa 高度のスプレッドと RMSE の時間発展について、新旧モデルの比較を第 2.5-4 図上段に示す。V1403 では、予測初期に RMSE に対してスプレッドが過大で、3 週目中盤にかけて徐々に比が小さくなっていく傾向である。一方、GEPS では予測初期からスプレッドと RMSE はほぼ同じ大きさで推移している。なお、3~4 週目はどちらのモデルも RMSE に対してスプレッドがやや過大傾向である。熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャル(第 2.5-5 図)では、両モデルとも RMSE に対してスプレッドが過小であるが、GEPS では、その傾向が改善(スプレッドの過小傾向が緩和)している。

(4)まとめ

GEPS の基本性能の評価として、年々変動の大きさや主要変動パターンの再現性を V1403 及び解析との間で比較した。要素や期間によっては若干の改悪傾向があるが全体としては V1403 に比べて改善傾向となった。今回の更新で導入した初期摂動作成手法の改良や、SST 摂動の導入等が寄与していると考えられる。

最後にアンサンブルメンバー数について補足する。現在は、再予報では 1 初期時刻あたり 5 メンバーと現業運用時の 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増やすことができれば、より確からしい予測精度の計算が可能と考えられる。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 から増やすことは計算機資源の観点から難しいのが現状である(新保と吉田, 2016)。

補遺 2.5-A スプレッド、RMSE 及びスプレッドと RMSE の二乗比の計算式について

スプレッドは、アンサンブル予報を構成するメンバー間のばらつきの大きさを示す指標であり、次式で定義される(高谷, 2011)。

$$spread = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_k - \bar{x})^2}$$

ここでメンバー k の予測値を x_k とすると、 \bar{x} はアンサンブルメンバー数 n のアンサンブル平均である。

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_k$$

本節では、Fortin et al. (2014)を参考にし、スプレッドの平均値を以下の式で求めた。

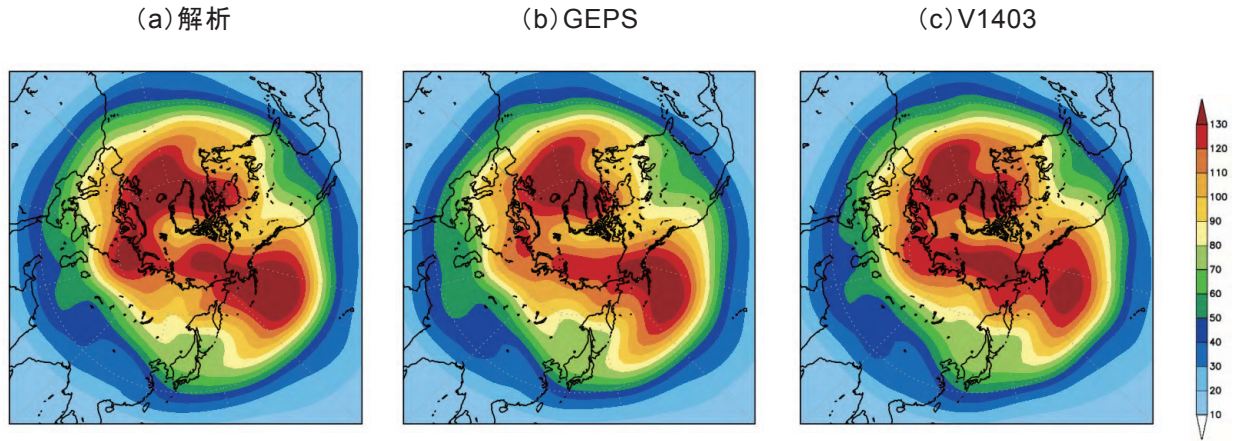
$$spread = \sqrt{\left(\frac{n+1}{n(n-1)T} \right) \sum_{t=1}^T \sum_{i=1}^N w_i \sum_{k=1}^n (x_{k,i} - \bar{x}_i)^2}$$

ここで T は事例数、 N は格子数、 w_i は緯度の重みをそれぞれ示す。スプレッドは確率密度関数の広がりを表す分散の推定値であり、この分散の推定精度は確率密度関数の推定精度を意味することになる。スプレッドの分散推定の妥当性に関して検証する方法としては例えば平方根平均二乗誤差(RMSE)との比をとる方法がある。多数事例の平均値は、以下の式で計算される。

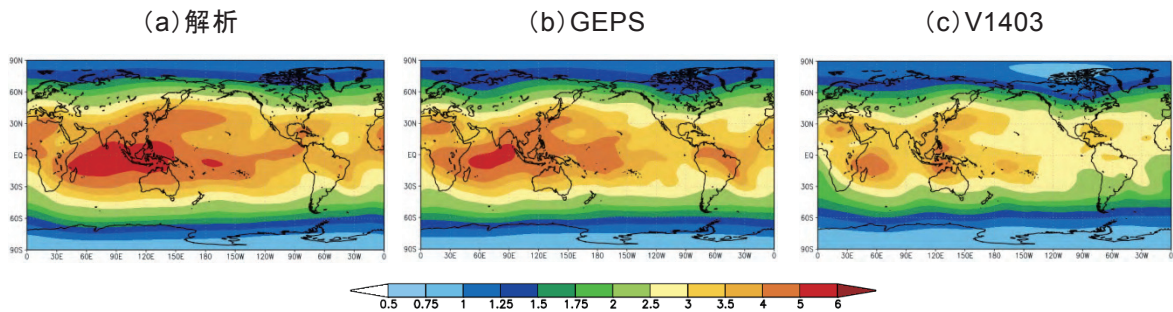
$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^T \sum_{i=1}^N w_i (\bar{x}_i - x_a)^2}$$

RMSE とスプレッドについて、それぞれ二乗をとりその比(以下式)が 1 に近いほどスプレッドの大きさが妥当であると判断される。

$$R = \frac{spread^2}{RMSE^2}$$



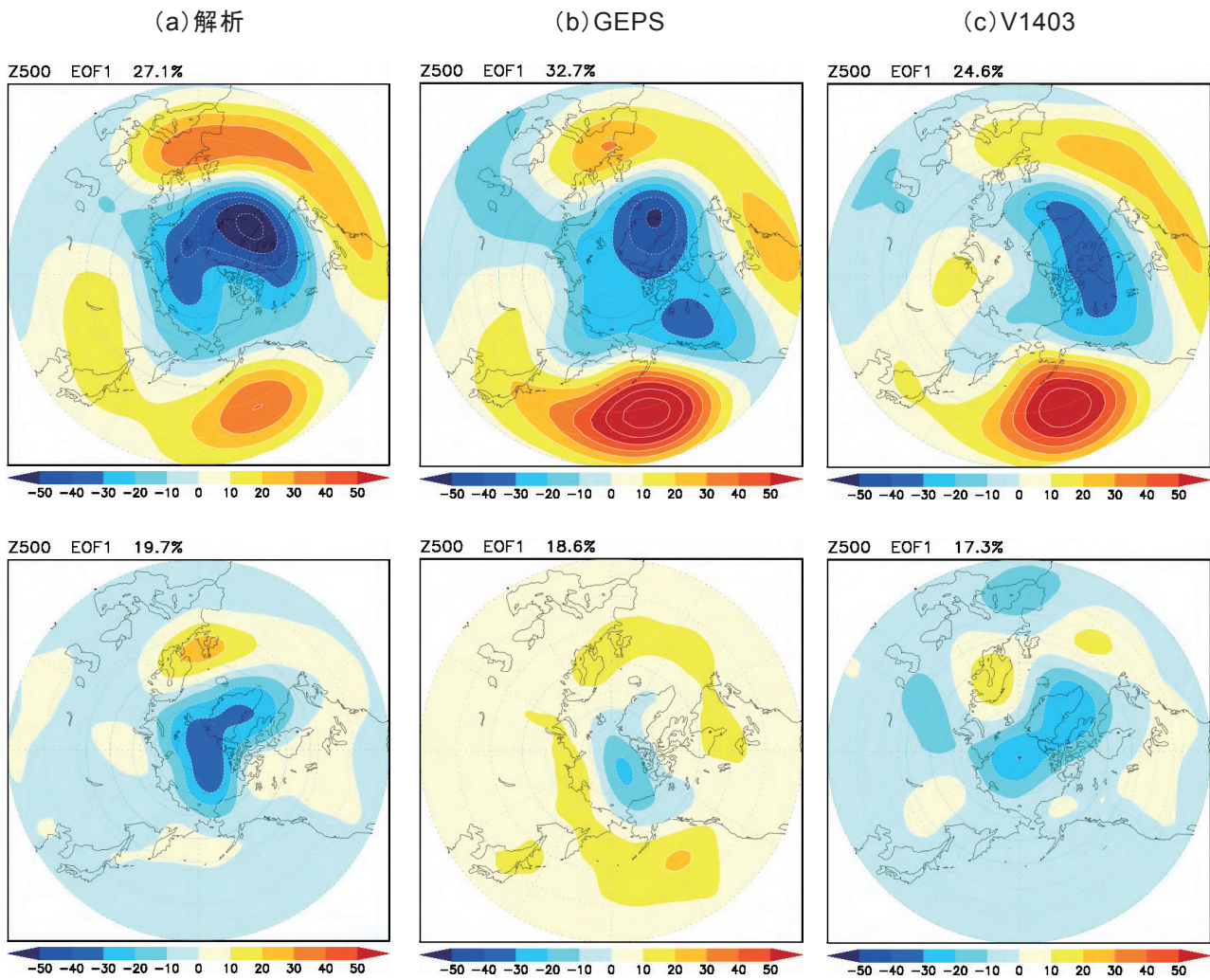
第 2.5-1 図 北半球の冬における 500hPa 高度 2 週目平均場の標準偏差
左から解析 (JRA-55)、GEPS、V1403。モデルはコントロールラン。単位は m。



第 2.5-2 図 第 2.5-1 図と同じ。ただし、200hPa 速度ポテンシャル。単位は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

参考文献

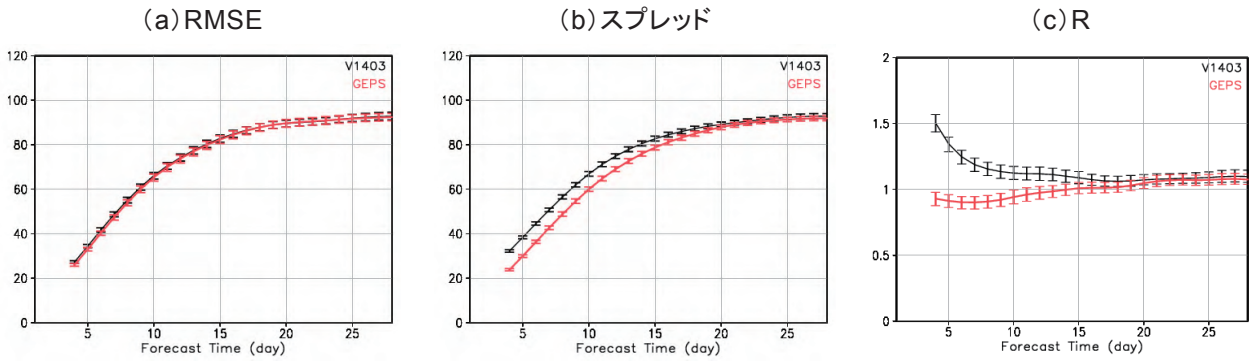
- 新保明彦, 吉田拓馬, 2016: アンサンブル予報システムと再予報. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 85-92.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73-103.
- 高谷祐平, 2011: 予測精度の評価に用いた指標. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 91-93.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1998: Impact of ensemble size on ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2503-2518.
- Fortin, V., M. Abaza, F. Anctil, and R. Turcotte, 2014: Why should ensemble spread match the RMSE of the ensemble mean? *J. Hydrometeor.*, **15**, 1708-1713, doi:10.1175/JHM-D-14-0008.1.
- 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.



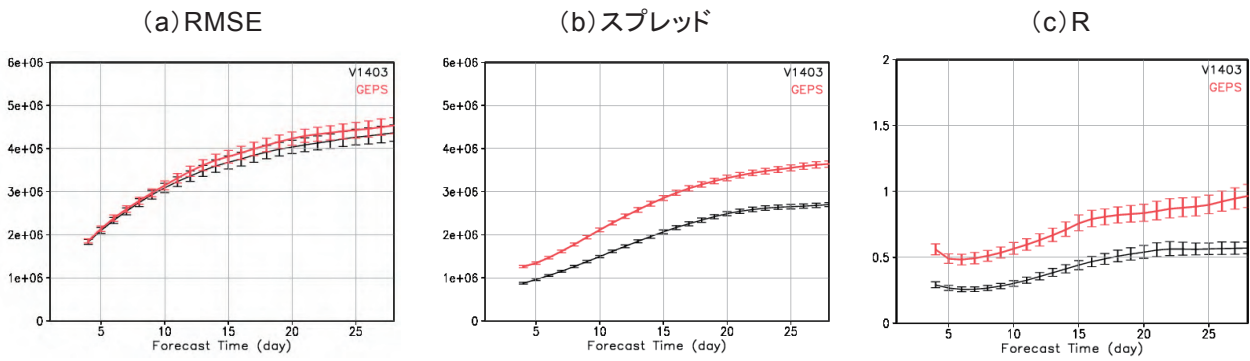
第 2.5-3 図 北半球域 500hPa 高度 3 か月平均場の第 1 主成分
 上段は冬、下段は夏の事例。左から解析 (JRA-55)、GEPS (コントロールラン)、V1403 (コントロールラン)。単位は m。各枠内左上の値 (%) は寄与率を表す。3 か月平均の方法については本文参照

第 2.5-1 表 北半球域 500hPa 高度 3 か月平均場の第 1 主成分と第 2 主成分の寄与率 (%)

	DJF		MAM		JJA		SON	
	第 1 モード	第 2 モード	第 1 モード	第 2 モード	第 1 モード	第 2 モード	第 1 モード	第 2 モード
解析	27.1	17.9	20.9	14.9	19.7	13.8	16.7	14.0
GEPS	32.7	14.3	20.0	14.5	18.6	15.5	17.2	15.5
V1403	24.6	17.6	19.2	13.0	17.3	14.9	21.5	12.5



第 2.5-4 図 北半球域 500hPa 高度の予測時間ごとの各予測要素の RMSE、スプレッド、R
 北半球の冬 (12/10~2/28 の 9 初期日) の 7 日平均場の予測を対象。左から RMSE、スプレッド、R。横軸は予測対象日 (7 日平均の中心)。赤線は GEPS、黒線は V1403。誤差幅は、95%信頼区間を示す。RMSE とスプレッドの単位は m。



第 2.5-5 図 第 2.5-4 図と同じ。ただし、熱帯域 200hPa 速度ポテンシャル。RMSE とスプレッドの単位は m^2/s 。

2.6 MJO¹

2.6.1 はじめに

マッデン・ジュリアン振動 (MJO: Madden-Julian Oscillation, Madden and Julian, 1971, 1972) は熱帯域を約 30~60 日周期で数 1000km スケールの対流活発・不活発域が東進する季節内時間スケールの現象である。MJO は熱帯から中・高緯度の循環場の変動を介して、日本付近の天候にも影響を与えることが知られており(遠藤と原田, 2008)、その予測は季節予報作業を行う上で大変重要である。しかしながら、予測の時間スケールとして2週間から2か月程度先を対象とした「季節内から季節予測プロジェクト」(S2S; Vitart et al., 2016)で世界の現業機関から集められた予測データを用いて MJO を検証した調査(Vitart et al., 2015)では、V1403 の MJO の振幅が解析に比べて小さいことが指摘されている。また、V1403 の MJO の予測初期の位相速度は解析に比べて速い傾向にあることがわかっている(佐藤ほか, 2015)。したがって、MJO の再現性の向上はモデルを開発する上での課題の一つとなっている。

GEPS では予報モデルの物理過程の改良がなされており、熱帯における積雲の予測特性が V1403 のものと異なることから、MJO の予測精度や再現性も異なっていると考えられる。本節では、U.S. Climate Variability and Predictability (CLIVAR) MJO ワーキンググループによって開発された MJO 診断ツール (Kim et al., 2009) を使用して、MJO の予測精度の検証を行った。

2.6.2 データと MJO 指数の定義方法

検証は 1981~2010 年の期間で行った。また、本節では 10/31~4/20 の計 18 初期日の予測を「冬の期間」、4/30~10/20 の 18 初期日とする予測を「夏の期間」として定義した。検証用の解析値のデータセットとして、JRA-55 及び NOAA の OLR データを使用した。

MJO の定義にあたっては、Wheeler and Hendon (2004) (以下、WH04) の手法が世界的に広く用いられていることから(Gottschalck et al., 2010)、この手法

に従って MJO 指数を定義した。WH04 で示された MJO 指数は、NOAA の OLR、NCEP/NCAR Reanalysis 1 (Kalnay et al., 1996) の 200hPa 及び 850hPa 東西風を基に、予め結合 EOF 解析を行うことで第 1 モード (EOF1) と第 2 モード (EOF2) の固有ベクトルを求めておき、これに解析値や予測値を投影することで算出されている。当検証でも WH04 の固有ベクトルを使用して MJO 指数を求めた²。

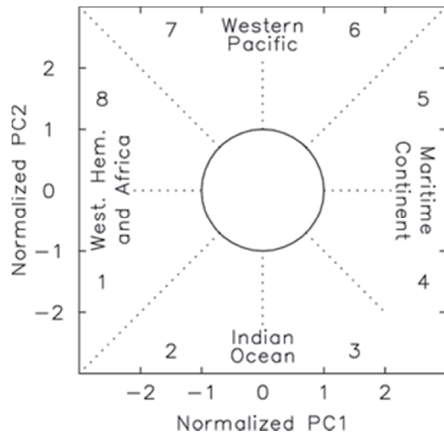
固有ベクトルに投影する解析値は次の手法で求めた。季節の時間スケールより長い周期の変動成分を除くため、OLR、200hPa 及び 850hPa 東西風の各要素の日別値に対して、それぞれ日平均気候値及び季節変動成分(波数 1~3)からの差をとり、更にその上で前 120 日平均値からの差をとった³。一方、予測値の求め方は、各要素に対して、それぞれ初期日と予報期間ごとに求めたモデル平年値からの差をとり、その上で前 120 日平均値からの差をとった。ただし、予測日数が 40 日間であるため、前 120 日平均値を算出する際、予測期間より前の期間については解析値も使用した。次に、解析値・予測値ともに各要素、解析値の分散の全球平均の平方根で規格化した。このように求めたデータを、EOF1 と EOF2 の固有ベクトルに投影し、主成分 (Principal Component; PC) 時系列 PC1、PC2 を求め、これらを MJO 指数と定義した。

MJO の振幅は $\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$ として定義した。MJO の位相は PC1 と PC2 で張られる位相空間を第 2.6-1 図のように 8 等分することで定義した。

² WH04 の固有ベクトルは世界中の多くの現業・研究機関で使用されており、投影元のベクトルが異なっていると各現業・研究機関の結果を相互に比較することができなくなる。このため、当検証では独自に固有ベクトルを求めず、WH04 で使用された固有ベクトルを用いた。

³ WH04 では El Niño-Southern Oscillation (ENSO) に伴う変動成分を除去するため、前 120 日平均からの差をとる前に次のような操作を行っている。検証期間内のインド洋~太平洋 (55°S~50°N, 30°E~70°W) における月平均 SST を回転 EOF 解析したときの第 1 主成分時系列 SST1 (Drosowsky and Chambers, 2001) に対する、各要素の日別値との回帰係数を事前に求めておき、この回帰係数に対応する各月の SST1 との積を除去することとしている。しかし、Gottschalck et al. (2010) では前 120 日平均の除去により、ENSO に伴う変動成分を除去できており、SST1 との回帰成分を除去してもほとんど結果が変わらないことが指摘されている。このことから、当検証では解析値と予測値の両方で SST1 の回帰成分の除去を行っていない。

¹ 久保 勇太郎



第 2.6-1 図 MJO の位相空間

図中の数字(1~8)は MJO の位相、領域名は対流活発域の存在する領域を表す。

MJO 指数の予測精度は以下の式 (Matsueda and Endo, 2011) で評価した。

$$RMSE(\tau) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N ((f_1(t, \tau) - a_1(t))^2 + (f_2(t, \tau) - a_2(t))^2)}$$

$$COR(\tau) = \frac{\sum_{t=1}^N (a_1(t)f_1(t, \tau) + a_2(t)f_2(t, \tau))}{\sqrt{\sum_{t=1}^N (a_1(t)^2 + a_2(t)^2)} \sqrt{\sum_{t=1}^N (f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2)}}$$

$$PERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \tan^{-1} \left(\frac{a_1(t)f_2(t, \tau) - a_2(t)f_1(t, \tau)}{a_1(t)f_1(t, \tau) + a_2(t)f_2(t, \tau)} \right)$$

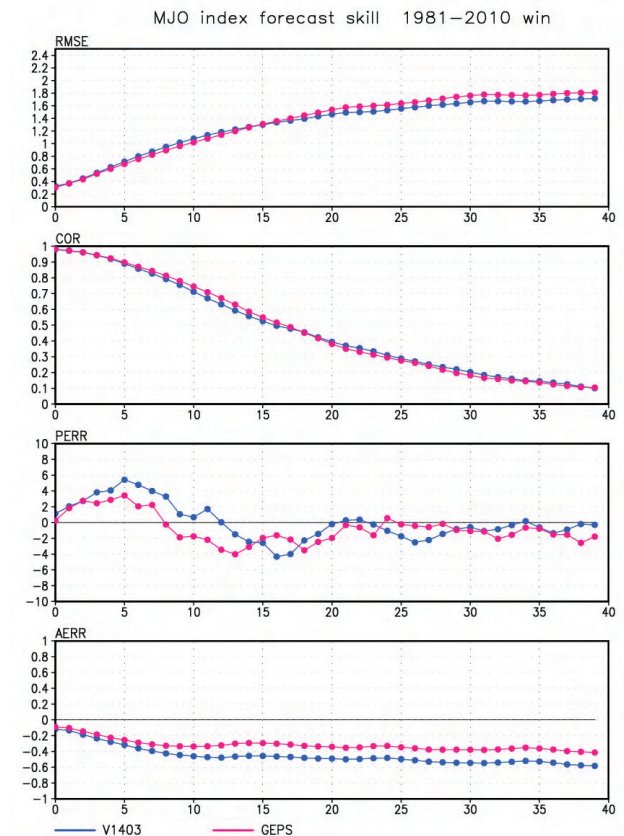
$$AERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left(\sqrt{f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2} - \sqrt{a_1(t)^2 + a_2(t)^2} \right)$$

ここで、 a_1 と a_2 はそれぞれ解析の PC1 と PC2、 f_1 と f_2 はそれぞれ予測の PC1 と PC2 である。 τ は予測期間を、 N はサンプル数を表す。サンプル数は検証に用いた予測の事例数であり、アンサンプルメンバー数と検証期間の初期値数の積である。RMSE は平方根平均二乗誤差、COR は相関係数、PERR は位相誤差、AERR は振幅誤差を示す。PERR>0(<0)は解析に比べて予測の位相速度が速い(遅い)ことを表し、AERR>0(<0)は解析に比べて予測の振幅が大きい(小さい)ことを表す。

2.6.3 MJO 指数の予測精度

新旧システムの冬の期間の MJO 指数の予測精度を第 2.6-2 図に示す。GEPS の RMSE は予測 2 週目までやや改善した。決定論的な予測精度の目安である COR が 0.6 を下回るのは、GEPS では予測 14 日目

であり、V1403 の予測 13 日目よりもやや改善した。PERRを見ると、GEPS では V1403 で見られた、解析よりも速く東進する予測初期の誤差が改善した。AERRを見ると、予測期間内を通して V1403、GEPS ともに解析よりも小さい傾向にあるが、GEPS は V1403 よりもやや改善した。

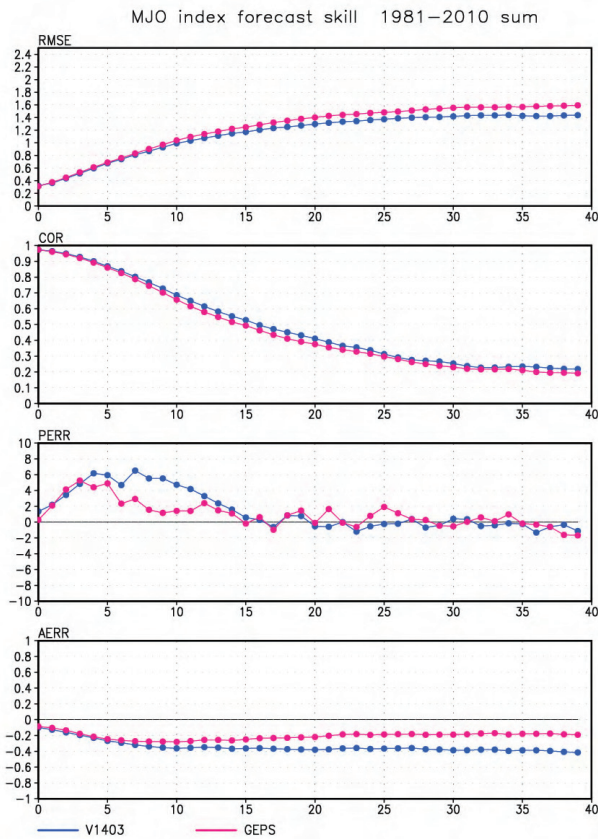


第 2.6-2 図 冬の期間の MJO 指数の予測精度

V1403 (青)と GEPS (赤)の予測精度。上から RMSE、COR、PERR(単位は度)、AERR。横軸は予測日数。スコアの定義は本文を参照。18 初期日(10/31~4/20)の予測を対象としている。

夏の期間の MJO 指数の予測精度を第 2.6-3 図に示す。GEPS の RMSE は V1403 に比べて予測後半になるほどやや悪化した。COR が 0.6 を下回るのは、GEPS では予測 12 日目であり、V1403 の予測 13 日目よりもやや悪化した。PERR を見ると、冬の期間と同様、GEPS では V1403 で見られた、解析よりも速く東進する予測初期の誤差が改善した。AERR も冬の期間と同様、予測期間内を通して V1403、GEPS ともに

解析よりも小さい傾向にあるが、GEPS は V1403 よりもやや改善した。



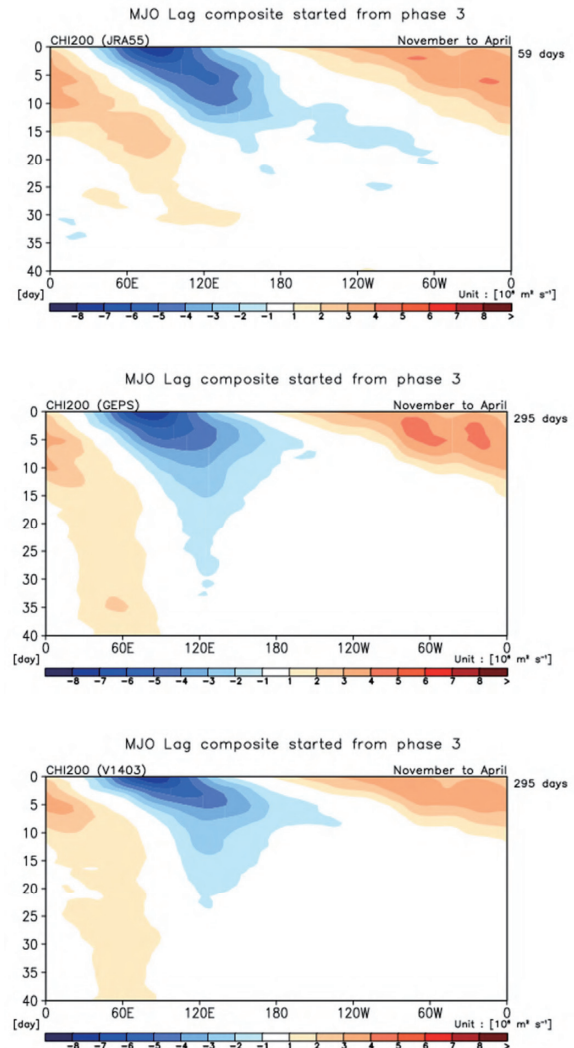
第 2.6-3 図 夏の期間の MJO 指数の予測精度
第 2.6-2 図と同じ。ただし、18 初期日 (4/30~10/20) の予測を対象としている。

2.6.4 MJO の位相毎の評価

初期値に対流活発な MJO が存在する場合の、冬の期間の大規模発散偏差の東進の再現性を見るため、第 2.6-4 図に、予測で MJO の位相が 3 (インド洋東部で対流活発) であり、かつ MJO の振幅が 1 より大きい事例について、赤道域 (15°S~15°N) で緯度平均した 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差の経度時間断面合成図を示す。解析では、インド洋東部で発散偏差になった約 8 日後に、発散偏差域の中心が海洋大陸付近に達し、更にその約 6 日後には西太平洋に達している。予測を見ると、V1403 では発散偏差域の中心が解析よりも速く海洋大陸に達し⁴、その後解析よりも速く西太平洋に東進する成分と、解析では明瞭

⁴ 対流活発域と結合していない場合が多いため (図略)、MJO だけでなくケルビン波も含まれていると考えられる。

でない海洋大陸にとどまる成分がある。GEPS では発散偏差域の予測初期の海洋大陸への位相速度がやや改善し、その後の西太平洋へ東進する成分の位相速度もやや改善した。一方、発散偏差域が海洋大陸にとどまる成分が GEPS でも見られる。これらの結果は MJO 指数の検証結果 (第 2.6-2 図) とも整合している。

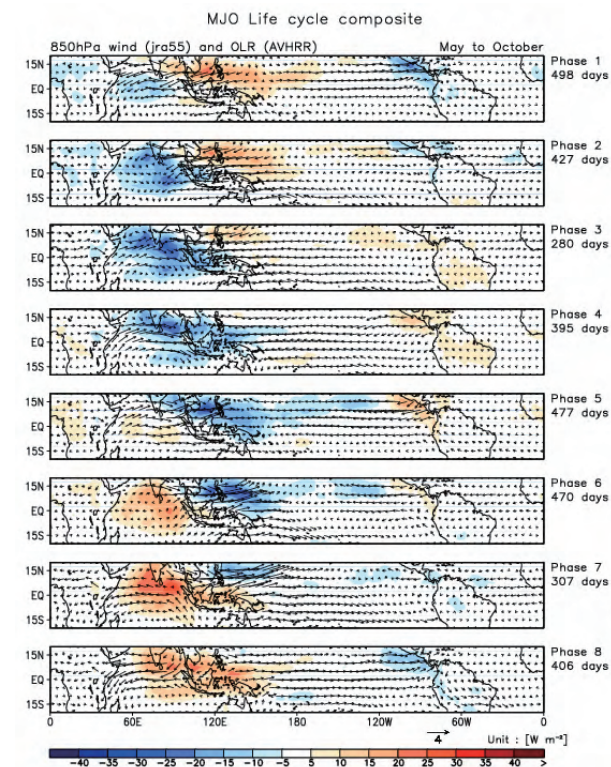


第 2.6-4 図 冬の期間の、MJO の初期位相が 3 (インド洋東部)、かつ振幅が 1 より大きい事例について、赤道域 (15°S-15°N) で緯度平均した 200hPa 速度ポテンシャル偏差の経度時間断面合成図

上から解析、GEPS、V1403。縦軸は対象となる事例を 0 とした時の日 (予測の場合は予測日)。単位は $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。右側の値は初期位相が 3、かつ振幅が 1 より大きい事例の日数。18 初期日 (10/31~4/20) の予測を対象としている。

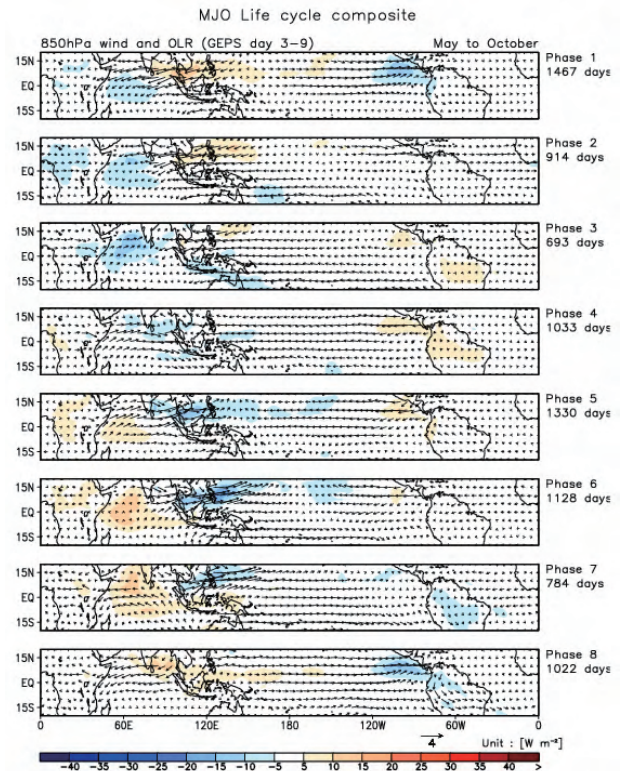
夏の期間の季節内振動には、MJO による対流活発・不活発域の東進する成分だけでなく、インド洋や

海洋大陸付近で北進する成分 (Boreal Summer Intra-Seasonal Oscillation; BSISO) も存在する (Kikuchi and Wang, 2010; Lee et al., 2013)。第 2.6-5 図は夏の期間において、MJO 指数で分類される位相別の解析の OLR 平年偏差と 850hPa 風偏差である。対流活発域が東進する成分とは別に、位相 3 と 4 で、インド洋からインド・ベンガル湾に北進する成分と、位相 5 と 6 で海洋大陸からフィリピン付近へ北進する成分が見られる。GEPS の予測 1 週目の位相別の合成図 (第 2.6-6 図) を見ると、振幅が小さいものの、解析で見られる北進する成分が予測でも見られることがわかった。



第 2.6-5 図 各位相における解析の OLR 偏差と 850hPa 風偏差の合成図

陰影は OLR (W/m^2)、矢印は 850hPa 風 (m/s)。期間は 5～10 月。右側には各位相の合成に用いた日数を示す。



第 2.6-6 図 第 2.6-5 図と同じ。ただし、夏の期間の GEPS の予測 1 週目。

18 初期日 (4/30～10/20) の予測を対象としている。

2.6.5 まとめ

MJO 指数と再現性の検証を GEPS と V1403 で行った。冬の期間では、GEPS の RMSE、COR は V1403 に比べて予測前半でやや改善しているが、夏の期間では予測 1 週目以降でやや悪化した。V1403 では夏・冬の期間ともに、予測前半で解析に比べて速く東進する誤差があったが、GEPS では夏・冬の期間ともにやや改善した。また、V1403 では夏・冬の期間ともに、予測初期から振幅が小さい誤差があったが、GEPS では夏・冬の期間ともにやや改善した。夏の期間の対流活発・不活発域の北進成分について、予測 1 週目の GEPS では、振幅が弱いものの北へ伝播する傾向が再現されていた。

参考文献

- 遠藤洋一, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬季の日本の天候及び循環場との関係, 天気, **55**, 159-171.
- 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.
- Drosowsky, W., and L. E. Chambers, 2001: Near-global sea surface temperature anomalies as predictors of Australian seasonal rainfall. *J. Climate*, **14**, 1677-1687.
- Gottschalck, J., M. Wheeler, K. Weickmann, F. Vitart, N. Savage, H. Lin, H. Hendon, D. Waliser, K. Sperber, M. Nakagawa, C. Prestrelo, M. Flatau, and W. Higgins, 2010: A framework for assessing operational Madden-Julian Oscillation forecasts: A CLIVAR MJO working group project. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **91**, 1247-1258.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kirtler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kikuchi, K., and B. Wang, 2010: Formation of tropical cyclones in the northern Indian Ocean associated with two types of tropical intraseasonal oscillation modes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 475-496.
- Kim, D., K. Sperber, W. Stern, D. Waliser, I.-S. Kang, E. Maloney, W. Wang, K. Weickmann, J. Benedict, M. Khairoutdinov, M.-I. Lee, R. Neale, M. Suarez, K. Thayer-Calder, and G. Zhang, 2009: Application of MJO simulation diagnostics to climate models. *J. Climate*, **22**, 6413-6436.
- Lee, J.-Y., B. Wang, M.C. Wheeler, X. Fu, D.E. Waliser, and I.-S. Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Clim. Dyn.*, **40**, 493-509.
- Madden, R., and P. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R., and P. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Matsueda, M., and H. Endo, 2011: Verification of medium-range MJO forecasts with TIGGE. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L11801.
- Vitart, F., C. Ardilouze, A. Bonet, A. Brookshaw, M. Chen, C. Codorean, M. Deque, L. Ferranti, E. Fucile, M. Fuentes, H. Hendon, J. Hodgson, H.S. Kang, A. Kumar, H. Lin, G. Liu, X. Liu, P. Malguzzi, I. Mallas, M. Manoussakis, D. Mastrangelo, C. MacLachlan, P. McLean, A. Minami, R. Mladek, T. Nakazawa, S. Najm, Y. Nie, M. Rixen, A. W. Robertson, P. Ruti, C. Sun, Y. Takaya, M. Tolstykh, F. Venuti, D. Waliser, S. Woolnough, T. Wu, D.-J. Won, H. Xiao, R. Zaripov, and L. Zhang, 2016: The Sub-seasonal to Seasonal Prediction (S2S) Project Database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in press.
- Vitart, F., M. Fuentes, and L. Ferranti, 2015: New S2S database complements TIGGE archive. *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Newsletter*, **144**, 11-12.
- Wheeler, M.C., and H.H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

2.7 ブロッキング高気圧¹

2.7.1 はじめに

ブロッキング高気圧(以下、ブロッキング)は、一度発生すると数日を超えて持続し、北半球においては夏のオホーツク海高気圧の盛衰や冬の寒気の流れの位置や強さなどに直接影響することから、季節予報において注目する重要な現象である(前田, 2013)。本節では、北半球冬季におけるブロッキングの平均的な出現頻度を対象に GEPS について評価し、V1403 と比較した結果を示す。

2.7.2 評価手法

ブロッキングの検出を含めた評価手法は、佐藤ほか(2015)におけるブロッキングの評価手法と同様である。以下にその評価手法について記述する。

ブロッキングの検出には、Tibaldi and Molteni (1990)の手法を基本とし、Scherrer et al. (2006)が2次元に拡張した方法を用いる。用いた変数は 500hPa 高度であり、データの水平解像度は解析及び予測ともに 2.5 度格子である。まず移動性擾乱等の影響を取り除くため、時間平均処理を行う。具体的には日 4 回(00UTC、06UTC、12UTC、18UTC)の値を平均して日別値を求めた後、前後 3 日の値を用いた 7 日移動平均により、日別の 7 日移動平均値を求める。以降、日付は 7 日移動平均の中心の日付を指す。予測について、リードタイム(予報初期日からの日数)で考えた場合、例えばリードタイム 6 日目(予報初期日から 6 日先)の 7 日移動平均値は、リードタイム 3~9 日目の日別値を平均した値となる。

7 日移動平均を施した 500hPa 高度に対し、各格子点において以下の条件を満たす場合にブロッキングが出現しているとする。

$$GHGS(x, y) = \frac{Z(x, y) - Z(x, y_s)}{y - y_s} > 0 \quad [m/度]$$

$$GHGN(x, y) = \frac{Z(x, y_n) - Z(x, y)}{y_n - y} < -10 [m/度]$$

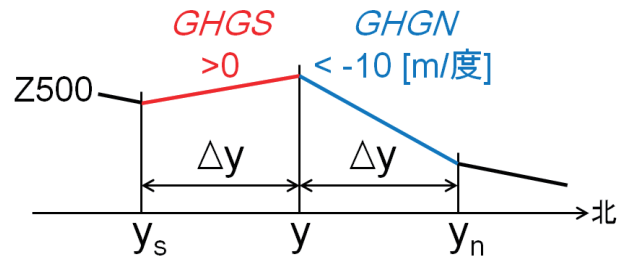
$$y_n = y + \Delta y [度]$$

$$y_s = y - \Delta y [度]$$

$$\Delta y = 15 [度]$$

(第 2.7-1 式)

ここで、 $Z(x, y)$ は格子点 (x, y) (x は経度、 y は緯度)における 500hPa 高度である。また、 y_n と y_s は y を中心として Δy [度]離れた北側及び南側の格子の緯度である。第 2.7-1 図に模式図を示す。本節では Δy を Scherrer et al. (2006)と同様に 15 度とし、北半球中高緯度に注目して 40°N~75°N の各格子においてブロッキングの検出を行った。なお、予測におけるブロッキングの検出はアンサンブルメンバーごとを実施する。

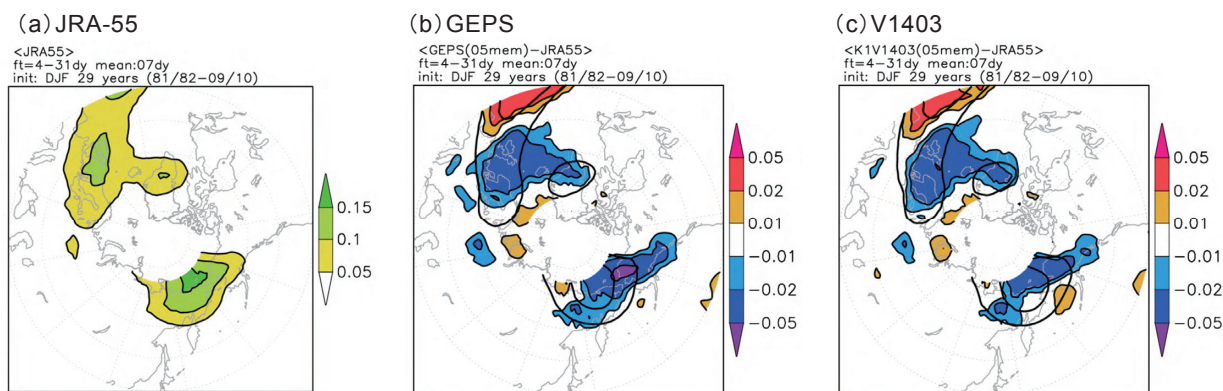


第 2.7-1 図 ブロッキングの検出に関する模式図
変数の定義は本文参照。

また、緯度帯ごとのブロッキングの出現頻度に関する評価も行った。この際には、ある経度において注目した緯度帯の中で、少なくとも 1 格子でもブロッキング出現の条件(第 2.7-1 式)を満たす場合には、その経度でブロッキングが出現していると判断する。今回は、50°N、60°N 及び 70°N を中心とした南北それぞれ 5 度の緯度帯(全体で 10 度幅)において評価した。

検証対象期間は 1981/1982 年から 2009/2010 年(29年)の 12~2 月の 3 か月間(冬季)である。解析データとして JRA-55 を使用する。検証に際しては、全てのリードタイムを集計した場合、及びリードタイム別に集計した場合について、それぞれ評価を行なった。予測は 11 月 10 日~2 月 20 日までの 11 初期日を使用し、基本的にリードタイム 4~31 日目をを用いる。ただし、予測対象日が今回の検証の対象である冬季に含まれる場合に限定する。例えば 11 月 10 日初期日の予測は、対象日が 12 月 1 日~11 日にあたるリードタイム

¹ 新保 明彦



第 2.7-2 図 北半球冬季におけるブロッキングの平均出現頻度分布

(a) 解析 (JRA-55)、(b) 等値線は GEPS、陰影は GEPS の解析 (JRA-55) からの差 (GEPS-JRA-55)、(c) 等値線は V1403、陰影は V1403 の解析 (JRA-55) からの差 (V1403-JRA-55)。1981/1982～2009/2010 年 (29 年) の 12～2 月、リードタイム 4～31 日目を対象。等値線間隔は 0.05 で、0.05 以上を描画。陰影はカラーバーを参照。なお、今回の手法では 75°N 以北は値が定義されていない。

21～31 日目のみを使用する。なお、リードタイムごとに集計する場合には、各リードタイムに含まれる初期日は全 11 初期日ではなく、8 または 9 初期日となり、含まれる初期日も変化する。例えばリードタイム 6 日目を対象とした場合は 11 月 30 日～2 月 20 日までの 9 初期日を使用するが、リードタイム 20 日目を対象とした場合は 11 月 20 日～1 月 31 日までの 8 初期日を使用する。

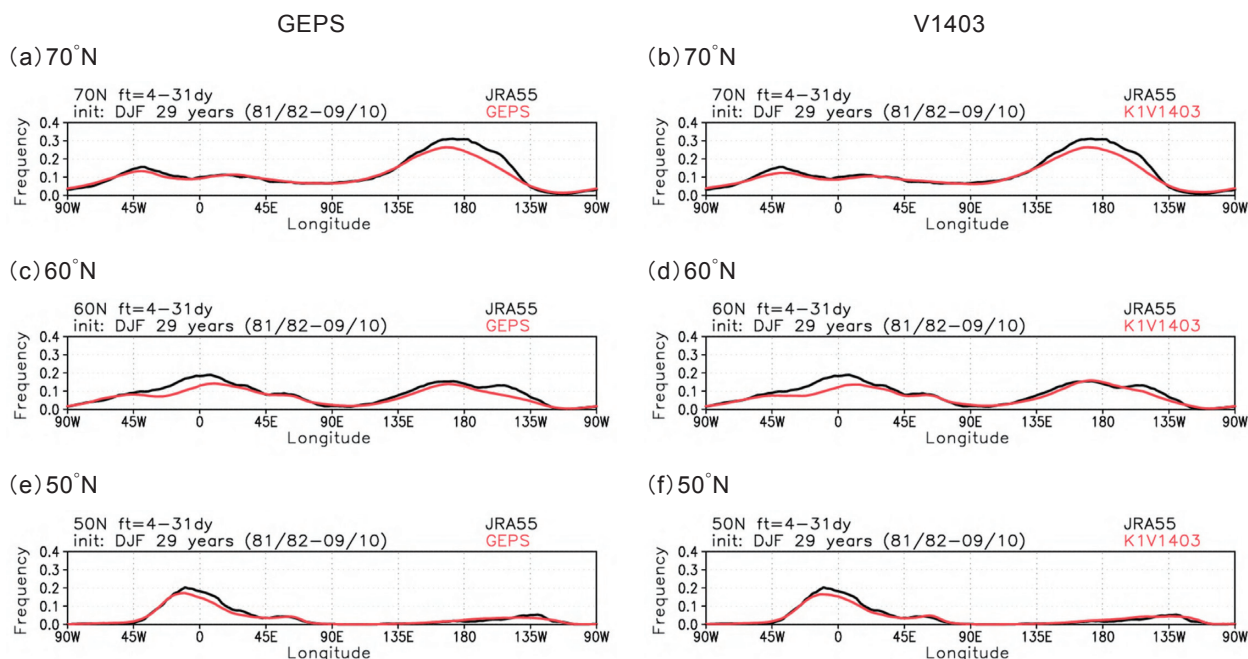
2.7.3 結果

第 2.7-2 図は、解析 (JRA-55) におけるブロッキングの冬季の平均出現頻度分布と、GEPS 及び V1403 について全てのリードタイム (リードタイム 4～31 日目) を用いて評価した平均出現頻度分布と、その解析からの差である。第 2.7-2 図 (a) の解析を用いた図から、北半球冬季においてブロッキングは大西洋からヨーロッパにかけての領域 (以下、大西洋域) と、極東からアラスカにかけての領域 (以下、太平洋域) の 60°N 以北で平均出現頻度が多いことがわかる。一方、予測 (第 2.7-2 図 (b) (c)) でも、これらの 2 つの領域で平均出現頻度が多くなっているものの、その大きさは解析と比べると、GEPS (第 2.7-2 図 (b)) も V1403 (第 2.7-2 図 (c)) も過少の傾向がある。GEPS と V1403 を比べると、大西洋域はあまり差が無いが、太平洋域では、GEPS の方が過少の傾向が強い。このような傾向は緯度帯ごとに評価したブロッキングの平均出現頻度分布でもみられる (第 2.7-3 図)。

次に、リードタイムごとに集計した結果を確認する。第 2.7-4 図は、リードタイム 6 日目、13 日目、20 日目及び 27 日目の GEPS 及び V1403 におけるブロッキングの平均出現頻度分布と、その解析からの差である。第 2.7-4 図から GEPS は、大西洋域及び太平洋域ともに、平均出現頻度の過少傾向は、リードタイムが進むほど強くなっていることがわかる。一方、V1403 も同様の傾向はみられるが、リードタイムによる違いは GEPS よりも小さい。GEPS と V1403 を比較すると、リードタイム 6 日目及び 13 日目では GEPS の方が解析と比べた際の過少の傾向は小さいが、リードタイム 20 日目になると特に太平洋域において GEPS の方が過少の傾向が強くなっている。このような GEPS と V1403 のリードタイムごとの傾向の違いにより、全リードタイムで集計した際には、大西洋域では GEPS と V1403 で同等、太平洋域では GEPS の方が V1403 よりも過少の傾向が強くなっている (第 2.7-2 図)。

2.7.4 まとめ

本節では、GEPS における北半球冬季のブロッキングの平均出現頻度を、解析 (JRA-55) を用いて評価するとともに、V1403 と比較した結果を示した。GEPS は V1403 と比較して、1 か月予報の時間スケールで考えたとき、予報期間の前半にあたる 2 週先程度までは冬季の平均出現頻度の過少傾向が緩和しているが、その先の予報時間では特に太平洋域において過少傾向が強まっていることがわかった。佐藤ほか (2015)



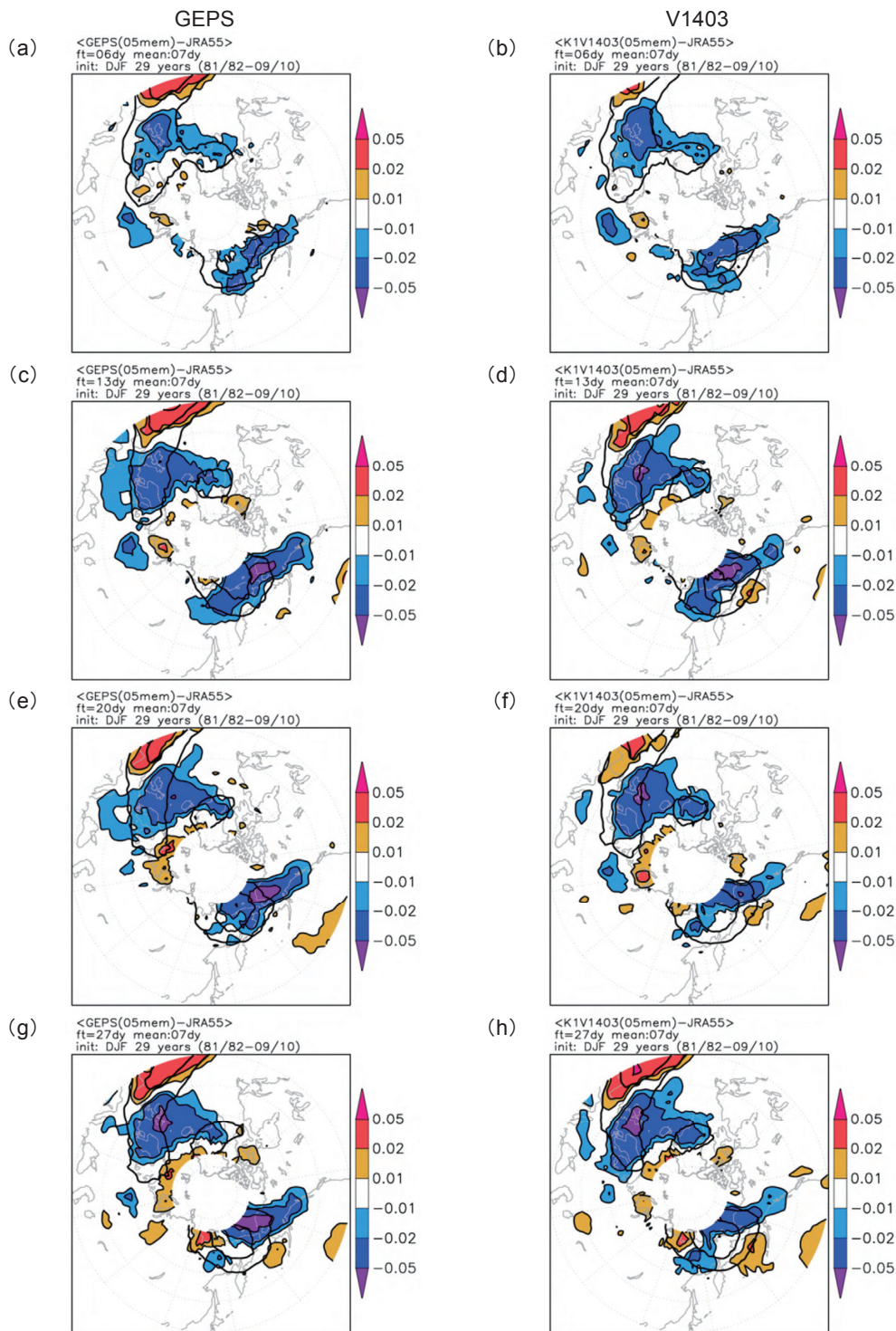
第 2.7-3 図 冬季における緯度帯ごとのブロッキングの平均出現頻度分布

左図((a)(c)(e))は GEPS(赤線)と解析(JRA-55; 黒線)、右図((b)(d)(f))は V1403(赤線)と解析(JRA-55; 黒線)。(a)(b)70°N、(c)(d)60°N、(e)(f)50°N を中心とした南北それぞれ 5 度の緯度帯(全体で 10 度幅)における平均出現頻度分布。1981/1982~2009/2010 年(29 年)の 12~2 月、リードタイム 4~31 日目を対象。

は、1 か月 EPS の V1403 への変更におけるブロッキングの平均的な出現頻度について調べた。その結果、変更前(バージョン名 V1103)と比べて平均的な北半球冬季のブロッキングの再現性が改善し、その改善には数値予報モデルの高解像度化が寄与している可能性を指摘した。GEPS も V1403 と比べると予報 18 日目までは水平分解能の高解像度化が施されており、予報 2 週目までの平均出現頻度が改善していることと整合している。一方、GEPS と V1403 は予報 18 日目を降の水平分解能は同じであり、GEPS で 3 週目以降に平均出現頻度の過少傾向が強まったことの原因は現時点では明らかではなく、その確認には更なる調査が必要である。

参考文献

- 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.
- 前田修平, 2013: 季節予報とは. 平成 24 年度季節予報研修テキスト「季節予報作業指針」, 気象庁地球環境・海洋部, 1-13.
- Scherrer, S.C., M. Croci-Maspoli, C. Schwierz, and C. Appenzeller, 2006: Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region, *Int. J. Climatol.*, **26**, 233-249.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42A**, 343-365.



第 2.7-4 図 北半球冬季におけるリードタイムごとのブロッキングの平均出現頻度分布

左図((a)(c)(e)(g))は等値線は GEPS、陰影は GEPS の解析(JRA-55)からの差(GEPS-JRA-55)、右図((b)(d)(f)(h))は等値線は V1403、陰影は V1403 の解析(JRA-55)からの差(V1403-JRA-55)。各図のリードタイムは(a)(b)リードタイム6日目、(c)(d)リードタイム13日目、(e)(f)リードタイム20日目、(g)(h)リードタイム27日目。リードタイムの日付は7日移動平均の中心日。1981/1982~2009/2010年(29年)の12~2月を対象。等値線間隔は0.05で、0.05以上を描画。陰影はカラーバーを参照。なお、今回の手法では75°N以北は値が定義されていない。

2.8 アジアモンスーン¹

2.8.1 はじめに

海陸の熱容量の差によって駆動されるモンスーン循環は大規模な流れの場として広範な地域の天候に大きな影響を及ぼす。日本の天候は、東南アジア域の対流活動をはじめとしたアジアモンスーンによる循環場の変動によって大きく左右されることが知られている(田中, 2013)。本節では、アジアモンスーンに伴う降水量と循環場の季節変化に関して、GEPS での再現性を確認する。

本検証で用いたデータセットは GEPS と V1403 の 1981~2010 年までの 5 メンバーアンサンブル平均の日平均値、解析値として JRA-55 の東西風と GPCP 降水量日別値である。

2.8.2 帯状平均降水量の季節変化

北半球夏季の南アジアモンスーン域及び東南アジアモンスーン域における降水量の季節変化を調べるために、インド付近とフィリピン付近で経度方向に平均した日平均降水量平年値(1998~2010 年)の緯度時間断面図を第 2.8-1 図に示す。GEPS と V1403 の図は再予報における全初期日(毎月 10 日、20 日、月末)のうち、予測 10~19 日目まで(ただし一部の初期日については 20 日目まで)に、5 月~10 月の期間を含むものの予測値を並べたものである。

インド付近(第 2.8-1 図(a)~(c))では、GPCP で見ると盛夏期に 20°N 付近まで降水量の極大域が北上する。GEPS でも概ね同様の季節変化が確認でき、佐藤ほか(2015)で指摘された盛夏期において降水の極大域が南に寄るバイアスは改善した。一方で 5°S 帯の多雨バイアスや盛夏期の 10°N 帯の多雨バイアスは V1403 とほぼ同等であった。フィリピン付近(第 2.8-1 図(d)~(f))でも同様に 5°S 帯の多雨バイアスがみられるほか、GPCP でみられるような盛夏期における 15°N 帯の降水量の極大が不明瞭であり、この少雨バイアスは V1403 とほぼ同等であった。

2.8.3 アジアモンスーンに伴う循環場の季節変化

アジアモンスーン域の循環場の季節変化を調べるために、インド洋北部から南アジアにおける東西風鉛直シアアの強さを表す指数(WYI(Webster and Yang monsoon Index); Webster and Yang, 1992)と、フィリピン付近の北西太平洋モンスーン指数(WNPMI(Western North Pacific Monsoon Index); Wang et al., 2001)の季節変化を第 2.8-2 図に示す。WYI はインド洋北部(40°E~110°E, 0°~20°N)で平均した 850hPa の東西風(U850)と 200hPa の東西風(U200)の差(U850-U200)で定義され、南アジアモンスーンが活発な時期にみられる東西風鉛直シアアの強さを表す。WNPMI はフィリピンの南に位置する領域(100°E~130°E, 5°N~15°N)と北に位置する領域(110°E~140°E, 20°N~30°N)でそれぞれ領域平均した U850 の差(南-北)として定義され、フィリピン付近の対流圏下層における東南アジアモンスーンの循環の強さを表す指数である。

春先から盛夏期にかけては南アジアにおける対流圏下層の偏西風と対流圏上層のチベット高気圧の南側の循環に相当する偏東風が卓越することによって東風鉛直シアアが明瞭になる(田中, 2013)ため、WYI はこの期間に最も値が大きくなる。GEPS と V1403 を比較すると、GEPS は予測が進んでも解析と同様の季節変化を示しており、佐藤ほか(2015)で指摘された V1403 でみられる盛夏期の南アジア域における東風鉛直シアアが小さいバイアスは大きく改善した。V1403 では、盛夏期の南アジア域において U200 西風バイアス、U850 東風バイアスが見られていた。GEPS では、U200 西風バイアスが改善した一方で、南アジア域の南部で U850 西風バイアス、北部で U850 東風バイアスがみられた(図略)。したがって、本検証で示した盛夏期における WYI の負バイアスの改善は、逆符号のバイアスが打ち消しあった、見かけの改善を一部含んでいると考えられる。

WNPMI の季節変化を解析と GEPS、V1403 のそれぞれで比較すると、夏季において GEPS、V1403 の両者は予測が進むにつれて解析に比べ指数の値が小さくなっている。これは GEPS と V1403 で共通してみられる、夏季のフィリピン付近における東南アジアモンス

¹ 西村 明希生

ーンによる対流圏下層の低気圧性循環の弱いバイアスと対応している。

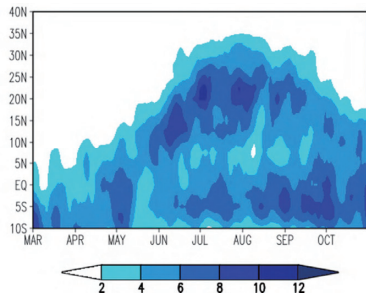
2.8.4 まとめ

アジアモンスーンの季節変化に関連した現象のうち、GEPS では V1403 と比較して、盛夏期を中心としてインド付近の降水量と南アジア域での東風鉛直シアーについて改善がみられた。一方で、南アジア域及び東南アジア域の 5°S 帯の多雨バイアスや、盛夏期におけるフィリピン付近の下層モンスーン循環が弱いバイアスは V1403 と同様に GEPS でもみられた。

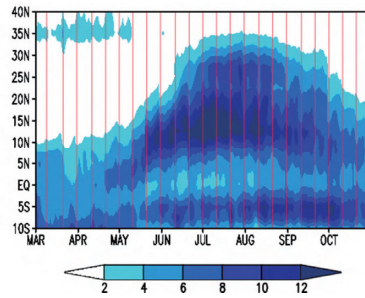
参考文献

- 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.
- 田中昌太郎, 2013: アジアモンスーンの季節変化. 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, 83-94.
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073-4090.
- Webster, P.J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.

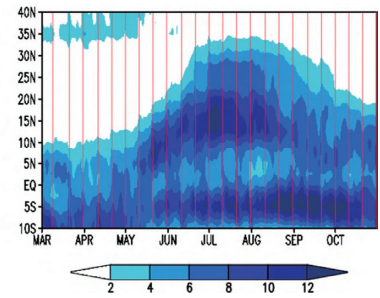
(a) インド付近(GPCP)



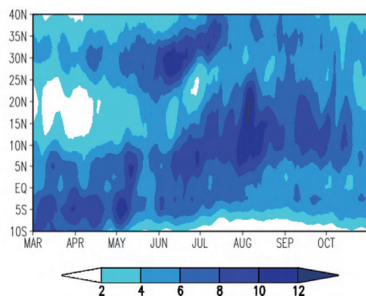
(b) インド付近(GEPS)



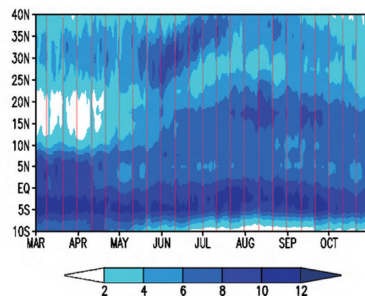
(c) インド付近(V1403)



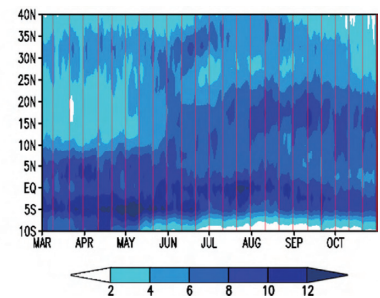
(d) フィリピン付近(GPCP)



(e) フィリピン付近(GEPS)



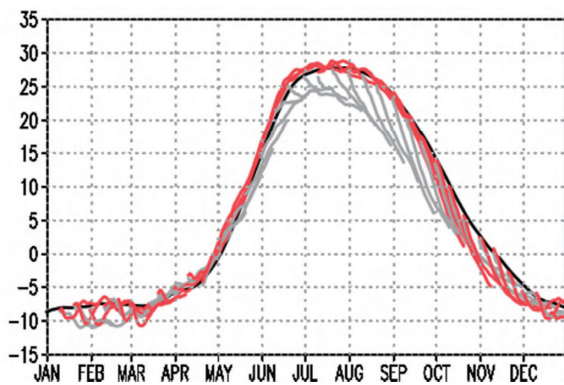
(f) フィリピン付近(V1403)



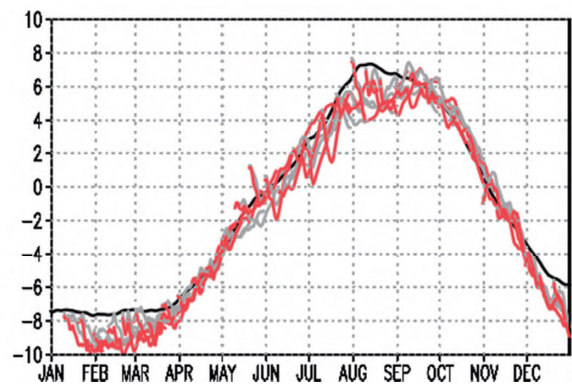
第 2.8-1 図 日降水量平年値の緯度時間断面図

(a)～(c)はインド付近(65°E~85°E)、(d)～(f)はフィリピン付近(120°E~145°E)で経度方向に平均した日平均降水量(mm/day)の平年値の季節変化。平年値を求める期間は、GPCP 日別値データセットの期間に合わせて、1998~2010年である。(a)、(d)は解析値(GPCP)、(b)、(e)は GEPS、(c)、(f)は V1403。解析値は 7 日間移動平均しており、GEPS と V1403 の予測値((b)、(c)、(e)、(f))は再予報における 2 月 20 日~10 月 20 日を初期日とする予測 10~19 日(ただし一部の初期日については 20 日目まで)の日別平年値のつなぎ合わせである(赤線はそれぞれの予測のつなぎ目を示す)。

(a) Webster and Yang monsoon Index



(b) Western North Pacific Monsoon Index



第 2.8-2 図 WYI(a)とWNPMI(b)の季節変化(1981~2010年平年値)

黒線は解析値の 30 日移動平均、赤線は GEPS、灰色線は V1403 である。GEPS と V1403 の値は、予測 1 日目から 28 日目までの日別値を全 36 初期日分について描画している。

2.9 QBO、成層圏突然昇温¹

2.9.1 はじめに

予報モデルの更新によって GEPS は V1403 に比較して東西風、気温を中心に成層圏の予測精度が大きく向上した(東西風、気温の帯状平均誤差については第 2.2 節を参照)。成層圏で良く知られた現象として準二年周期振動(QBO; Quasi-biennial oscillation; Baldwin et al., 2001)と成層圏突然昇温²があり、ともに対流圏-成層圏相互作用の観点から対流圏への影響を含めて活発に研究が行われている。そのため、その予測特性を把握しておくことは重要である。ここでは、QBO と成層圏突然昇温²の予測特性について簡単に述べる。

2.9.2 QBO

予報モデルの更新により、GEPS は Scinocca (2003) に基づく非地形性重力波パラメタリゼーションを含むようになる。非地形性重力波パラメタリゼーションは、2014 年 3 月に現業化された気象庁全球モデル(米原, 2014)で鉛直層数増強と同時に導入されており、QBO の予測精度向上に寄与する(小森ほか, 2012)。したがって、GEPS においても QBO の表現が改善されると期待される。

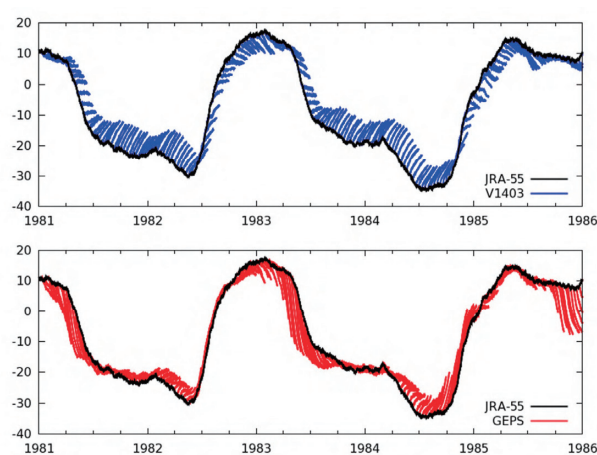
第 2.9-1 図は、5°S~5°N 平均した 30hPa 高度面における帯状平均東西風の JRA-55、V1403 及び GEPS の比較である。再予報は 1981 年から 2010 年を対象としているが、これから述べる GEPS と V1403 のそれぞれの QBO の予測特性は期間を通じて大きな変化がなかったため、第 2.9-1 図では一例として 1981 年から 1985 年までの 5 年間の結果を示した。

JRA-55 ではおおよそ 2 年程度の周期を持つ東西風の変動が見られているが、V1403 を見ると全般に JRA-55 との差が大きく、どの位相の初期値からの予

測であっても常に位相と反対方向の予測をしている(第 2.9-1 図上段)。

GEPS は再予報の予測時間である 40 日程度の範囲内で変動を概ね表現できている(第 2.9-1 図下段)。西風位相の初期値からの予測では、西風から東風に変わる時期が JRA-55 よりも早いものの、逆に東風位相の初期値では西風位相への転換が良く予測できている。その他の高度でも特性は概ね同じであった。

V1403 の予報モデルである GSM1304 では、中高緯度の中層大気の予報場を現実的なものとするために 50hPa より上層でレイリー摩擦³(北川, 2009)が使われている。そのため、赤道下部成層圏では初期値で表現されている QBO が予測時間の経過とともに常に弱められていく。結果として V1403 では QBO の予測が困難となる。GEPS ではレイリー摩擦の廃止と非地形性重力波パラメタリゼーションの導入によって、QBO の表現が改善された。



第 2.9-1 図 5°S~5°N 平均した 30hPa 帯状平均東西風の時系列(1981~1985 年)

黒線は JRA-55 による解析値を、青線は V1403、赤線は GEPS の各初期日からの 6 時間ごとのアンサンブル平均予測値をそれぞれ表す。初期日は各月の 10 日、20 日、月末であり、予測 40 日目まで。縦軸は 30hPa 帯状平均東西風(m/s)。

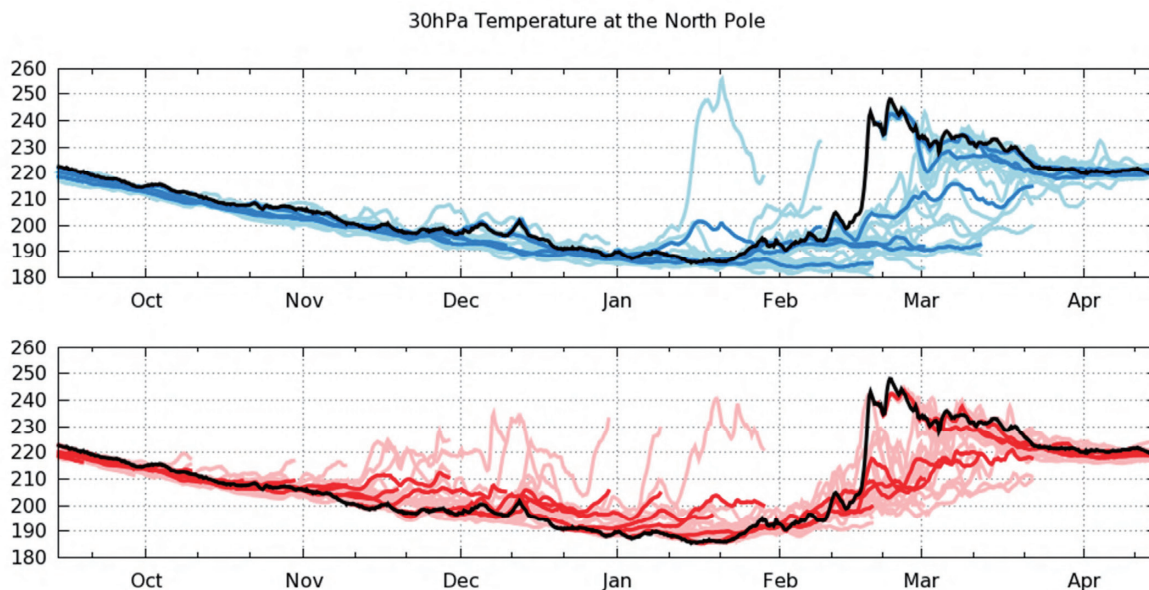
2.9.3 成層圏突然昇温

次に、成層圏突然昇温の予測特性を見る。ここで示す予測特性は概ねどの年でも同様であったため、一例として特徴的であった 1988 年から 1989 年にかけての冬の例を示す。

³ 風に対する線形摩擦項で表される。

¹ 金浜 貴史

² WMO の定義では、成層圏の極付近で 1 週間に 25°C 以上の昇温がみられた場合に小規模突然昇温の発生、更に、帯状平均気温が極域に向かうほど高くなり、帯状平均東西風が 60°N 以北、10hPa 付近かそれより下の気圧面で東風となった場合を大規模突然昇温の発生としている。しかし、本稿ではその定義を厳密に適用することはせず、再予報の予測時間 40 日の範囲で概ね 20K 程度気温が上昇する場合を指して昇温としている。



第 2.9-2 図 1988 年 9 月から 1989 年 4 月にかけての北極上空 30hPa 気温の時系列

黒線は JRA-55 による解析値、赤太線は GEPS、青太線は V1403 の 6 時間ごとのアンサンブル平均予測値をそれぞれ表す。同様に桃色は GEPS、水色線は V1403 のアンサンブルメンバーの予測値を表す。初期日は各月の 10 日、20 日、月末であり、予測 40 日目まで。縦軸は気温(K)。

第 2.9-2 図は JRA-55、V1403 及び GEPS の北極上空 30hPa 気温の時系列である。アンサンブル平均に着目すると、V1403 (第 2.9-2 図上段) は GEPS (第 2.9-2 図下段) よりも予測頻度が少なく、結果として空振りも少ないものの、2 月後半に解析値で昇温が発生している付近の初期日からの予測でも十分に昇温を予測できてない。メンバーごとに見ても昇温を予測しているメンバーは少ない。

GEPS (第 2.9-2 図下段) では JRA-55 よりも気温を高く予測するケースが多く、昇温予測の頻度が多いと言える。10 月から 12 月にかけて北極付近の気温が低下していく場合に解析にはない昇温を予測する傾向が目立ち、空振りが増加しているものの、昇温の予測頻度は V1403 よりも高い。2 月後半を対象とした予測を見ると、メンバーの中には解析に近い振幅の昇温を予測しているものも見られる。

他の期間についても、昇温の程度については V1403 と GEPS とともに 20K 程度の変化であればアンサンブル平均でも概ね予測できる場合が多いが、それよりも変化の大きな昇温の予測は十分とは言えない (図略)。しかしながら、メンバーごとに見ると GEPS では解析に匹敵する振幅の昇温を示すものもあり、メン

バー間のばらつきの観点でも GEPS は V1403 よりも良い。なお、これらの傾向は 10hPa 気温の時系列でも同様であった (図略)。

GEPS における昇温予測の改善要因は明らかではないものの、平均誤差の減少に代表される全般的な予測精度向上が昇温予測精度の向上につながっていると考えられる。要因を含めた更なる調査は今後の課題である。

参考文献

- 北川裕人, 2009: 鉛直高解像度化・上部境界. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 65-66.
- 小森拓也, 米原仁, 金浜貴史, 関口亮平, 2012: 全球モデルの鉛直層数増強. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 186-204.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Baldwin, M.P., L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, 2001: The quasi-biennial oscillation, *Rev. Geophys.*, **39**(2), 179-229.
- Scinocca, J.F., 2003: An Accurate Spectral Nonorographic Gravity Wave Drag Parameterization for General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 667-682.

2.10 まとめ¹

1 か月予報及び異常天候早期警戒情報における全球 EPS (GEPS) の利用に向けて、再予報を実施し予測性能の評価を行った。その結果についてまとめる。

平均誤差(系統誤差)については、熱帯域及び中高緯度ともにその分布や特性が 1 か月 EPS (V1403) から大きく変化した。夏季におけるアジアモンスーン領域での対流圏上層の大規模発散や亜熱帯ジェット気流の再現性が向上した一方で、日本周辺の対流圏下層気温及び 500hPa 高度の平均誤差は拡大した。1 か月予報及び異常天候早期警戒情報プロダクトの作成時には系統誤差を補正するため、利用者は通常系統誤差を意識する必要はない。しかし、系統誤差が大きいと補正值自体の推定誤差が大きくなることに留意する必要がある。

予測精度をアノマリー相関係数やブライアスキルスコアを用いて評価すると、要素や領域、予報時間により差はあるものの、多くの季節で予測精度が改善した。ただし、夏季は中立または改悪となった。

年々変動の大きさは、全般的には解析と比較して小さい傾向があるが、V1403 と比較するといくつかの要素において解析に近づいた。スプレッドは、全般に平方根平均二乗誤差との比が 1 に近づき、V1403 と比べて、より適切な大きさになった。なお、V1403 でみられた降水量と海面水温の正相関が強すぎる特性は GEPS においても引き続き存在しており、GEPS による予測結果の解釈においてこれまでと同様に留意する必要がある。

現象に注目した検証によると、マッデン・ジュリアン振動(MJO)については季節による違いはあるものの、解析と比べて振幅過小及び予測初期に東進が速い傾向は V1403 と比較して改善した。ブロッキング高気圧は、冬季の平均出現頻度の過小傾向が予報初期から2週間程度先までの予測において改善した。アジアモンスーンの観点では、盛夏期を中心としたインド付近の降水量と南アジア域での東風鉛直シアアの再現性が改善した。成層圏では準二年周期振動(QBO)

の再現性が改善するとともに、成層圏突然昇温については、V1403 よりも予測頻度が多く実際の昇温をより捉えることが可能となっていることがわかった。

以上をまとめると、対象とする季節、予報時間、要素及び注目する現象により違いはあるものの、全般的には GEPS は V1403 と比べて 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報に用いるシステムとして改善したと評価できる。一方で更に改善すべき課題も引き続き存在する。特に夏季の日本周辺の平均誤差の拡大及び予測精度の改悪の傾向は、GEPS の改善に向けた開発において重要な課題である。

¹ 新保 明彦

3 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのガイダンスの改善¹

3.1 はじめに

1 か月予報や異常天候早期警戒情報(以下、早警)は数値予報モデルの予測を基に作成している。数値予報の出力結果には常に系統誤差(バイアス)や偶然誤差が含まれるため、これらを統計的に補正する必要がある。また、季節予報を確率的に表現できるよう、予測を確率密度分布で表現できることが望ましい。そこで予報作業にあたっては、系統誤差を修正した予測値や偶然誤差を考慮した確率値に翻訳するガイダンスを用いている。

短期・週間予報ガイダンスでは逐次学習が多く使われているが(松下, 2012)、季節予報ガイダンスではリードタイムや予報対象とする平均期間が長く、逐次学習により回帰係数や誤差を適切に予測に反映するのが困難である。このため、1か月予報と早警のガイダンスは再予報と観測データの統計的關係から事前に予測式を求め、その予測式を数値予報モデルの現業時の予測値に適用する Model Output Statistics (MOS) 方式で作成している。なお、再予報の仕様については第 2.1 節を参照されたい。

気象庁では、週間アンサンブル予報システムと台風アンサンブル予報システム、1 か月アンサンブル予報システム(以下、V1403)を統合した全球アンサンブル予報システム(以下、GEPS)の運用を 2017 年 3 月に開始する予定である。現在、1 か月予報や早警のガイダンスでは、V1403 の再予報から作成した予測式を利用しているため、V1403 から GEPS への更新に伴い、ガイダンスで使用する予測式の更新も必要となる。本章では、この数値予報システム更新に伴うガイダンスの更新について述べる。

以下、第 3.2 節でガイダンスの作成手法について、第 3.3 節で 1 か月予報ガイダンス、第 3.4.1 項で気温の早警ガイダンス、第 3.4.2 項で大雪に関する早警(以下、大雪早警)ガイダンスの精度評価について述べ、第 3.5 節で地点ガイダンスの変更について述べる。最後に第 3.6 節でまとめる。

本章では特に断りがない限り、「旧ガイダンス」は V1403 の予測値による旧来の手法を用いたガイダンスを示し、「新ガイダンス」は GEPS の予測値による新手法を用いたガイダンスを示す。また、初期日を 0 日目と表記すると、1 か月予報では、予報期間「1 週目」は 3 日目から 9 日目までの 7 日間、予報期間「2 週目」は 10 日目から 16 日目までの 7 日間、予報期間「3~4 週目」は 17 日目から 30 日目までの 14 日間、予報期間「1 か月」は 3 日目から 30 日目までの 28 日間に相当する。

¹ 田中 基裕、伊藤 晋悟、平井 雅之

3.2 ガイドンスの作成手法

ガイドンス作成手法は旧ガイドンスの手法(竹川と大塩, 2014; 伊藤, 2013)と基本的には同様で、対応する地域の格子点値の時間空間アンサンブル平均を説明変数とした線形重回帰式である。今回の更新で旧ガイドンスから変更した点は以下である。

- ・予測因子(第 3.2.7 項)
- ・地域平均に使用する格子点(第 3.2.3 項)
- ・降水量と降雪量の正規化手法(第 3.2.6 項(2))
- ・日別値の作成方法(第 3.2.4 項)

本節では、これらの変更に加えて、過去の季節予報研修テキストの内容と重複するものを含めて、ガイドンスの作成手法の概要について述べる。

3.2.1 使用データ

ガイドンス作成に用いた再予報は、新・旧共に 1981 年から 2010 年までの 30 年間に於いて、各月 10 日、20 日、末日を初期値(年間 36 初期値)とした、全 1080 事例についての 5 メンバーアンサンブル予報である。

3.2.2 予報要素と対象地域

1 か月予報ガイドンスでは平均気温、降水量、日照時間、降雪量の 4 要素の 7 日、14 日、28 日間平均値を、早警ガイドンスでは平均気温と降雪量の 2 要素の 7 日間平均値を目的変数とするガイドンスを作成している。なお、これまでは前述の 4 要素に加えて天気日数(晴れ日数、降水日数、雨日数)²のガイドンスを作成してきたが、今回の更新から廃止する。これは、現在の気象庁における 1 か月予報作業では天気日数ガイドンスを用いていないことや、天気日数は、その定義から降水量または日照時間のガイドンスと強い相関があり、天気日数の予測値は日照時間または降水量の予測値から概算することができるためである(気象庁, 2016)。また、対象地域は、全般予報区、地方予報区及び細分予報区を組み合わせた 34 地域としている(第 3.2-1 表)。

第 3.2-1 表 予報対象地域

全般予報区	地方予報区(細分予報区)
北日本	北海道地方(北海道日本海側、北海道太平洋側、北海道オホーツク海側)
北日本日本海側	東北地方(東北日本海側、東北太平洋側、東北北部、東北南部)
北日本太平洋側	
東日本	関東甲信地方
東日本日本海側	北陸地方
東日本太平洋側	東海地方
西日本	近畿地方(近畿日本海側、近畿太平洋側)
西日本日本海側	中国地方(山陰、山陽)
西日本太平洋側	四国地方
	九州北部
	九州南部・奄美地方(九州南部、奄美地方)
沖縄・奄美	沖縄地方

² 日照時間が可照時間の 40%以上の日数、日降水量 1mm 以上の日数、日降水量 10mm 以上の日数をそれぞれ「晴れ日数」「降水日数」「雨日数」としている。

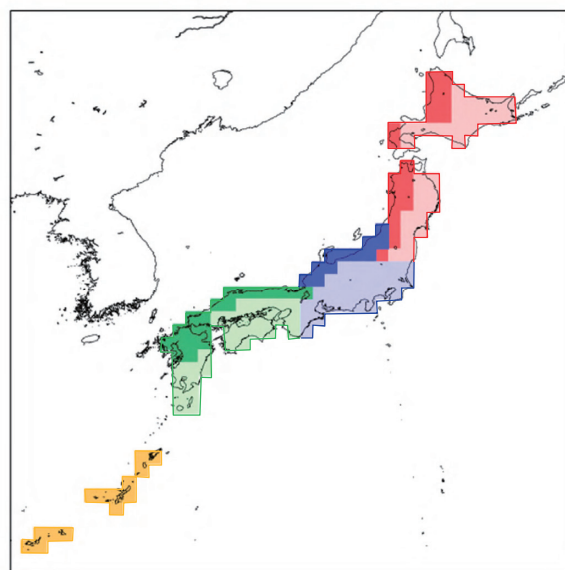
3.2.3 地域平均に用いる格子点の変更

旧ガイドランスに用いる V1403 では予報期間を通して数値予報モデルの水平解像度は一定であるが、新ガイドランスに用いる GEPS では予報 18 日目まで(予報期間前半)は約 40km(TL479)、予報 19 日目から(予報期間後半)は約 55km(TL319)と数値予報モデルの水平解像度が変化する(第 1.2.1 項参照)。ガイドランスで用いる数値予報モデルから出力される格子点データの水平格子点間隔は変わらないが、数値予報モデル自体の水平解像度の違いにより、格子点の陸面積率(格子点における陸地の割合)は予報期間前半と後半で少し異なる。このため、それぞれの予報期間で新たに地域平均に用いる格子点を選択し直した。

地域平均に使用する格子点の一例として予報期間前半のものを第 3.2-1 図に示す。旧ガイドランスと同様に、新ガイドランスでも地域平均に用いる格子点は陸面積率 30%以上の格子点を用い、陸面積率が 30%より小さくなっている南西諸島の格子点は地域平均に用いる気象官署付近の格子点を使用することとした。なお、予報期間後半の海陸分布は数値予報モデルの解像度が変化するため同一ではないが、その差は小さい(図略)。

3.2.4 日別値の作成方法の変更

旧ガイドランスでは、説明変数に用いる格子点値は協定世界時(UTC)の日別値を基に 7 日、14 日、28 日間平均したものを使用し、目的変数の観測値は日本標準時(JST)の 7 日、14 日、28 日間平均値を用いている。すなわち、旧ガイドランスでは説明変数として用いる数値予報モデルから出力される格子点値を 09 時、15 時、21 時、翌 03 時(JST)の日 4 回のデータを平均して日別値としており、その結果、7 日、14 日、28 日平均を作成した際に目的変数の該当期間とずれが生じる。この違いを解消するため、新ガイドランスでは、説明変数作成時にリードタイムを 6 時間手前にずらし、日別値として 03 時、09 時、15 時、21 時(JST)のデータを利用することで目的変数の統計期間と整合的になるようにした。また、モデル降水量については、旧ガイドランスでは 09 時(JST)の前 24 時間積算降水量用いていたが、新ガイドランスでは 03 時(JST)の前 24 時



第 3.2-1 図 地域平均に使用する格子点(予報期間前半)
格子点の色は、予報区ごとの地域平均に用いた格子点で、赤・青・緑・黄色はそれぞれ全般予報区の北日本、東日本、西日本及び沖縄・奄美に対応する。また、赤・青・緑の濃淡は、北・東・西日本の日本海側と太平洋側に対応する。

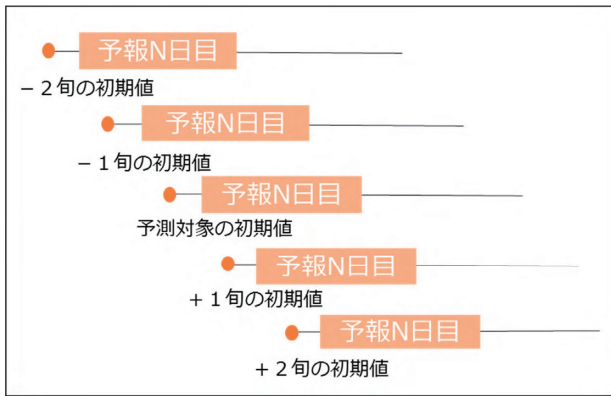
間積算降水量を新たに説明変数として用いることにした。これにより、リードタイムが短い予報期間を中心に予測精度の改善がみられた(図略)。

3.2.5 予測式の作成

予測式は、再予報の予測値を説明変数(予測因子)とし、各地域の観測値を目的変数(被予測因子)とした線形重回帰式とする。予測式の作成方法に変更点はないが、以下に概要を説明する。

目的変数と説明変数の関係は地域、季節及びリードタイムに依存することから、地域ごと、旬ごと(各月 10 日、20 日、月末の 36 初期値ごと)、リードタイムごとに予測式を作成している。

一般的に、アンサンブルメンバーごとの予測よりもアンサンブル平均の方が、予測精度が高くなることが知られている(高野, 2000)。そこで、個々のアンサンブルメンバーを基に回帰式を作成するのではなく、再予報のアンサンブルサイズである 5 メンバーのアンサンブル平均の予測値を回帰式の作成に用いた。更に、



第 3.2-2 図 前後 2 初期値のデータを使用するイメージ図

予報 N 日目の回帰式は、前後 2 旬の初期値の事例も用いて計算する。

ある旬のあるリードタイムに対して、前後 2 旬の初期値における同じリードタイムのデータも用いて(5 初期値 × 30 年の 150 サンプル) 予測式の作成を行った(第 3.2-2 図)。このようにしてサンプル数を増やすことで予測式の予測精度を高めている。

3.2.6 確率密度関数の作成

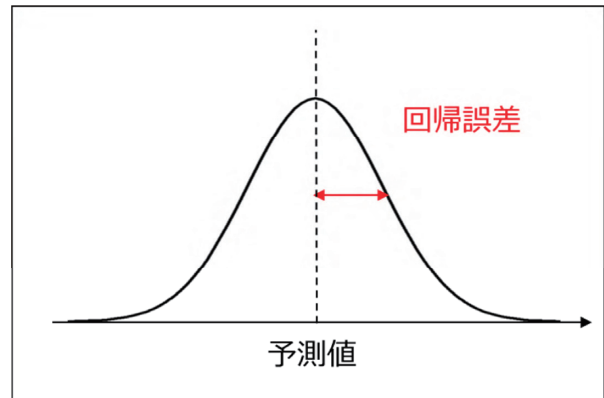
(1) 正規分布仮定法

1 か月予報や早警は確率で予報を行っているため、ガイダンスも確率値で表現する必要がある。

ガイダンスの確率分布は、正規分布を仮定し、平均値は予測式によって得られた予測値、標準偏差は平均的な予測誤差(回帰誤差)とする(第 3.2-3 図)。つまり、予測式で推定した予測値(シグナル)の周りに予測式で説明できない回帰誤差(ノイズ)を分散させた確率密度関数といえる(杉, 2004)。このように分散に回帰誤差を用いることで、リードタイムが短い予報期間では分散が小さく、リードタイムが長くなるにつれて分散が大きくなり、予測精度に見合った確率分布が得られる。これは旧ガイダンスから変更はない。

(2) 降水量・降雪量ガイダンスの正規化

予報要素である降水量と降雪量の観測頻度は少ない側に偏り、多い方の裾が長い分布になっている。ガイダンスの予測式は線形重回帰式を用いて作成していることから、ここでは目的変数・説明変数を正規分布と仮定したが、これらの要素は正規分布とは異なる



第 3.2-3 図 正規分布の仮定手法イメージ図

平均値を回帰式の予測値、標準偏差を回帰誤差とした正規分布を作成する。

る分布となっている。そこで、旧ガイダンスでは、これらの要素については観測値の 4 乗根をとることで正規化³を行い、重回帰式を求めていた。しかし、その後の調整の結果、旧ガイダンスでは少雨を予測する頻度が過大であることがわかった。そこで、新ガイダンスでは降水量と降雪量の正規化に用いる累乗根の指数を見直すこととし、これらの 2 要素においては目的変数となる観測値の 2.5 乗根をとり正規化することとした。

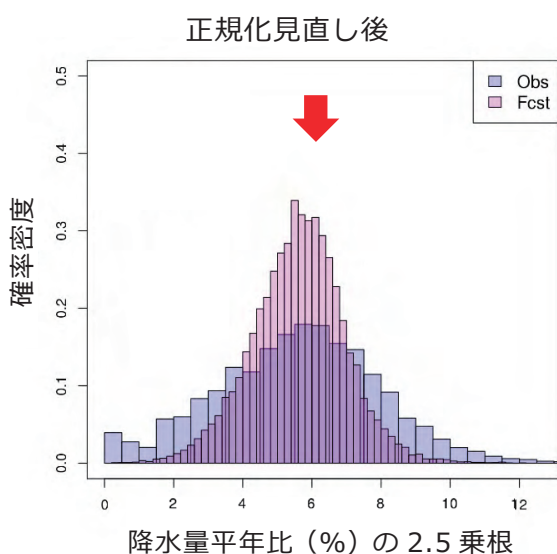
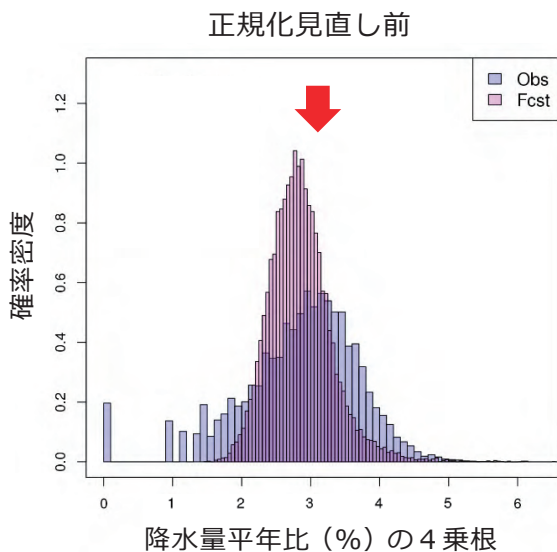
旧ガイダンスでは、説明変数の正規化は行っていないが、新ガイダンスでは、目的変数と同様に、正規分布と異なる分布をしている予測因子については、正規化を施すことを検討した。その結果、モデル降水量を 3 乗根することで正規化し、重回帰式に用いることとした。

第 3.2-4 図に、全季節⁴全地域⁵で集計した、正規化見直し前と見直し後の 1 週目降水量の観測値と旧ガイダンスの中央値(累積確率密度の 50%の値)のヒス

³ ここでは正規分布に近づけることを正規化と定義する。

⁴ 気温、降水量、日照時間は通年の 36 旬で集計。降雪量は全降雪量予報期間(北・東日本日本海側は 11 月 20 日初期値から 2 月月末初期値まで、西日本日本海側は 11 月 30 日初期値から 2 月 10 日初期値まで)で集計。

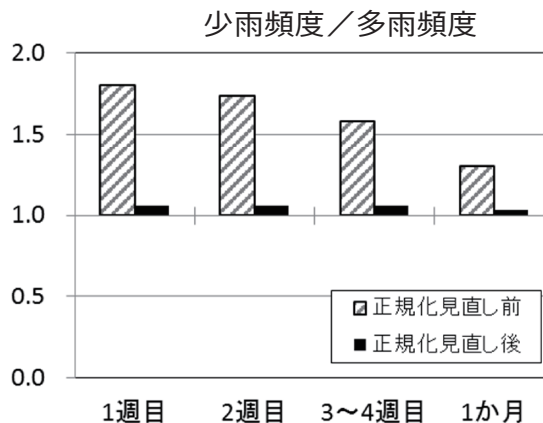
⁵ 気温は、北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部、奄美、沖縄の 12 地域で集計。降水量と日照時間は、北海道日本海側、北海道太平洋側、北海道オホーツク海側、東北日本海側、東北太平洋側、関東甲信、北陸、東海、近畿日本海側、近畿太平洋側、山陰、山陽、四国、九州北部、九州南部、奄美、沖縄の 17 地域で集計。降雪量は北海道日本海側、東北日本海側、北陸、近畿日本海側、山陰の 5 地域で集計。



第 3.2-4 図 降水量 1 週目の正規化見直し前と見直し後のヒストグラム(全季節全地域の集計)

青が観測値、ピンクが回帰式の予測値のヒストグラムを示す。上図が正規化見直し前、下図が正規化見直し後を示す。正規化見直し後は、観測及び予測頻度のピークが概ね一致している。赤矢印はそれぞれの累乗根前の平年比 100%(正規化見直し前は約 3.16、正規化見直し後は約 6.31)に相当する位置を示す。データは旧ガイダンスの中央値とその再予報期間(1981~2010 年)に対応する観測値を使用した。

トグラムを示す。正規化見直し前は、観測頻度のピークに比べ予測頻度のピークが小さい側に見られるが、正規化見直し後は、これらのピーク間の隔たりは小さい。第 3.2-5 図に、正規分布見直し前後の各予報期間における降水量を「多い」「平年並」「少ない」の 3 階級でそれぞれ「少ない」と予測した回数と「多い」と予



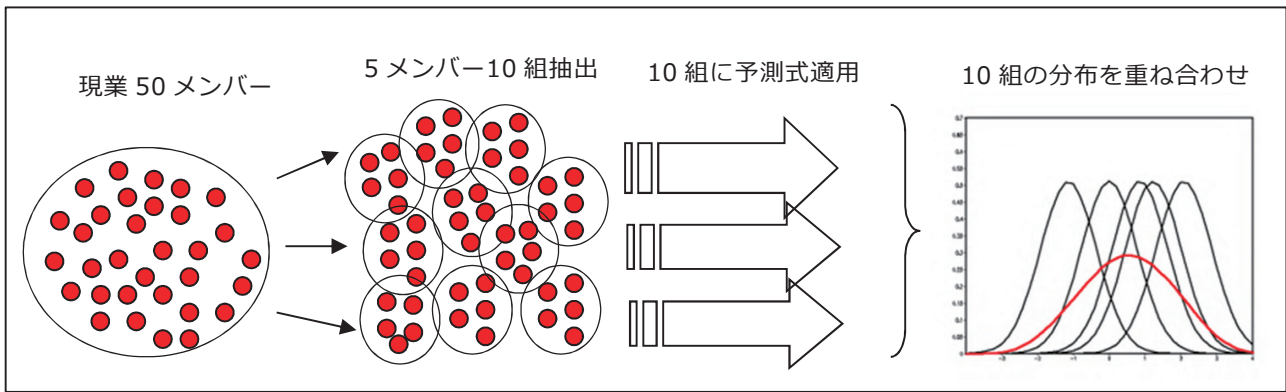
第 3.2-5 図 降水量の正規化見直し前と見直し後の少雨頻度と多雨頻度の比

少雨(多雨)頻度は、「少ない(多い)」と予測した回数を示す。値が 1 より大きい場合は少雨頻度過大、1 より小さい場合は多雨頻度過大、1 に近いほどそれぞれの予測回数に偏りが無いことを示す。データは第 3.2-4 図と同様。

測した回数の比を示す。正規化見直し前は比の値が 1 から大きく離れており、少雨を予測する頻度が過大であったが、正規化見直し後は比の値が 1 に近づき、この傾向が改善されている。

(3) 現業への適用

再予報から作成した予測式と回帰誤差は 5 メンバーのアンサンブル平均を用いて求められたものであり、これをそのまま現業の 50 メンバーのアンサンブル平均に適用すると 5 メンバーのアンサンブル平均の変動に比べ 50 メンバーのアンサンブル平均の変動が小さくなることから適切な確率予測が得られない。そこで現業のガイダンス作成においては、50 メンバーから 5 メンバーの組を重複なく 10 組取り出し、10 組それぞれのアンサンブル平均に予測式を適用して確率分布を求め、その 10 組の確率分布を重ね合わせることで最終的な予測の確率分布とした(第 3.2-6 図)。これは旧ガイダンスから変更はない。



第 3.2-6 図 現業ガイダンスへの適用(イメージ図)

3.2.7 変数選択(予測因子の決定)

(1) 変数選択の手法

多重共線性⁶を回避するために相関がある予測因子を同時に採用しないように変数選択を行った。この基本方針は旧ガイダンスと変わらない。具体的には、数値予報モデルから予測値として出力される予測要素からガイダンスの作成に有用と考えられる 35 の要素を予測因子の候補とした。このうち、各予測因子間の相関高い予測因子は同時に選択しないようにし、残った予測因子の全ての組み合わせについてガイダンスを作成し、予測精度を算出した。このようにして求めた予測精度と隣接する地域との整合、解釈のしやすさなどを考慮し、予測因子の組み合わせを決定した。なお、予測因子の組み合わせは季節ごとに決定した。

(2) 仮予測因子を用いない予測式の検討

旧ガイダンスでは一種類の強制因子⁷と一種類から三種類の仮予測因子⁸の組み合わせで最適なものを自動選択して重回帰式を作成していた。新ガイダンスでは、従来の自動選択した重回帰式より、あらかじめ

予測因子の組み合わせを決定した重回帰式の方が予測精度が高かったことから、仮予測因子を用いない予測式に変更した。なお、次に示すように、新ガイダンスでは予測因子として気温、降水量及び日照時間では二種類、降雪量では二種類または三種類選択した。

(3) 新ガイダンスにおける予測因子の組み合わせ

予測因子の組み合わせを第 3.2-2 表に示す。気温ガイダンスでは旧ガイダンス同様に目的変数と相関の高い地上気温もしくは下層の気温を一番目の予測因子として選択した。二番目の予測因子を旧ガイダンスでは 925hPa の湿数としていた地域が多かったが、新ガイダンスでは中層の相対湿度や下層または中層の風も選択した。

降水量と日照時間ガイダンスでは、旧ガイダンス同様にそれぞれモデル降水量と全雲量を一番目の予測因子として選択し、二番目の因子には風を選択した。旧ガイダンスでは風を予測因子として用いる際には直交する風の両成分を仮予測因子としていたが、新ガイダンスではどちらか 1 方向のみの風を強制因子とした。旧ガイダンスでは風の両成分を仮予測因子にすることで、リードタイムによって用いる風成分が頻繁に変わるなど解釈が難しく、時間方向の予測の傾向が不連続になることもあった。新ガイダンスではこれが改善され、リードタイムによって予測の傾向が連続的に変化し、より解釈しやすいガイダンスとなった。

降雪量ガイダンスについては、地上または中層の気温を一番目、中層の湿度または鉛直流を二番目の予測因子としてそれぞれ選択した。また、北陸、近畿

⁶ 変数間に複数の完全または近似的な線形関係が成立していること。多重共線性がある場合、用いる説明変数の加除により回帰式の係数が大きく変化したり、通常考えられる符号と異なる結果が得られたりすることなど、回帰式の信頼性が低下する。

⁷ 常に重回帰式に予測因子として与える因子を、ここでは強制因子と呼ぶことにする。

⁸ F 値(回帰係数の検定量)を選択基準とした変数増減(ステップワイズ)法により季節、地域、リードタイムごとに自動選択される予測因子。旧ガイダンスでは仮予測因子の候補は季節、地域で同じ因子としていた。

日本海側及び山陰においては中層と下層の気温差を三番目の予測因子として選択した。降水量ガイダンス同様、旧ガイダンスでは、リードタイムによって異なる風成分を選択することがあった。また、旧ガイダンスは気温と風を予測因子として選択していたが、冬季において気温と北西風の負相関が比較的高く、北西風が強いほど降雪量を減らすような場合もあった。以上のような点について新ガイダンスでは改善された。

また、旧ガイダンスでは大雪早警ガイダンスと1か月予報の降雪量ガイダンスで異なる予測因子を用いていたため、大雪早警と1か月予報のガイダンスの間で齟齬が見られることがあった。新ガイダンスでは、これを防ぐために気温及び降雪量について早警と1か月予報の予測因子を統一した。

第 3.2-2 表 各予報要素の予測因子の組み合わせ

使用する予測因子を「○」で示している。表中の略称は、TS:地上気温、T975:975hPa 気温、T925:925hPa 気温、T700:700hPa 気温、RH925:925hPa 相対湿度、RH700:700hPa 相対湿度、RH500:500hPa 相対湿度、Z500:500hPa 高度、 ω 700:700hPa 上昇流、RAIN:モデル降水量、CLA:全雲量、NW925:925hPa 北西風、SW925:925hPa 南西風、N925:925hPa 北風、NW700:700hPa 北西風、SW700:700hPa 南西風、SW500:500hPa 南西風、SW300:300hPa 南西風、W300:300hPa 西風、T5-T9:500hPa 気温と925hPa 気温の温度差、T7-T9:700hPa 気温と925hPa 気温の温度差、北:北日本(東、西についても同様)、日:日本海側、太:太平洋側、群・長北:群馬県北部・長野県北部、岐阜山:岐阜県山間部。

気温		TS	T975	T925	RH925	RH700	RH500	Z500	N925	SW500
季節	地域									
春	北、東、西	○					○			
	沖縄・奄美			○			○			
夏	北、東、西	○								○
	沖縄・奄美	○						○		
秋	北、東、西	○							○	
	沖縄・奄美			○		○				
冬	北		○						○	
	東、西	○			○					
	沖縄・奄美	○				○				

降水量		RAIN	NW925	N925	NW700	SW700	SW300	W300
季節	地域							
春	北、東、西	○						○
	沖縄・奄美	○			○			
夏	北	○					○	
	東、西	○		○				
	沖縄・奄美	○						○
秋	北、東、西	○						○
	沖縄・奄美	○		○				
冬	北、東日	○				○		
	東太、西	○	○					
	沖縄・奄美	○		○				

日照時間		CLA	SW925	N925	NW700	SW700	SW500	SW300	W300
季節	地域								
春	北	○	○						
	東、西	○					○		
	沖縄・奄美	○			○				
夏	北	○						○	
	東、西	○		○					
	沖縄・奄美	○							○
秋	北、東、西	○				○			
	沖縄・奄美	○		○					
冬	北、東日	○				○			
	上記以外	○			○				

降雪量		TS	T700	ω 700	RH700	T5-T9	T7-T9
地域							
北海道日、東北日		○			○		
群・長北、岐阜山			○	○			
北陸		○		○		○	
近畿日、山陰		○		○			○

3.3 1 か月予報ガイダンスの精度評価

本節では前節で述べた手法によって作成された新ガイダンスと旧ガイダンスの精度比較を示す。検証は検討対象年のみを除く交差検証(クロスバリデーション)に基づいて行った。ブライアスキルスコア(以下、BSS)や Relative Operating Characteristic(以下、ROC)面積などの確率を評価するガイダンスのスコアの算出には「高い(多い)」「平年並」「低い(少ない)」の3階級全てを用いた。これらのスコアについては、値が大きいほど予測精度が高いことを示す。スコアの詳細は中三川(2013)を参照されたい。また、検証期間は初期値がそれぞれ「3~5月」を「春季」、「6~8月」を「夏季」、「9~11月」を「秋季」、「12~2月」を「冬季」とした。

3.3.1 気温の精度評価

第3.3-1図に新旧ガイダンスそれぞれにおける全季節全地域で集計した気温の予報期間ごとのBSSとROC面積を示す。1か月のBSS、ROC面積にみられる予測精度は改善している。予報期間ごとにみると、全ての予報期間で改善しており、特に1週目の改善が大きい。

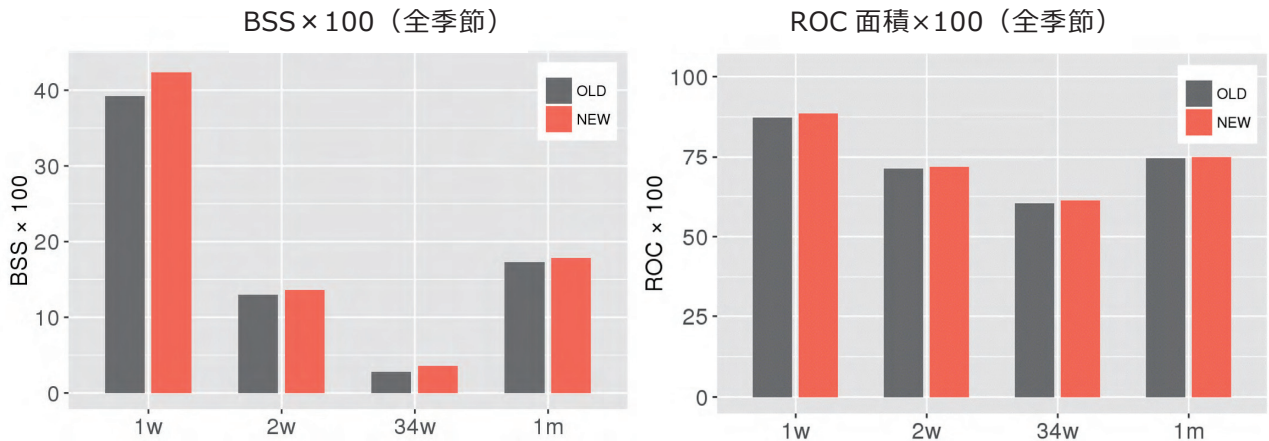
次に季節ごとのBSSの新旧比較を第3.3-2図に示す。夏季以外の季節では、全ての予報期間で予測精度が同等もしくは改善がみられた。一方夏季は、1週目の予測精度は向上しているものの、その他の予報期間は改悪している。これは、第2.3節、第2.4節で示されているように、夏季は数値予報モデルによる日本域周辺の対流圏下層気温の予測精度が改悪していることによる。

第3.3-3図に、新旧ガイダンスの全季節及び夏季にそれぞれについて全地域で集計した、1か月の気温の信頼度曲線及び予測頻度を示す。全季節でみると旧ガイダンスと比べて新ガイダンスは気候値予報(33%)から離れた確率を予測する頻度が多くなり、分離度(図中Bres)に改善がみられた。夏季は分離度が小さくなり、旧ガイダンスに比べると、気候値から離れた大きな確率を予測する頻度が少なくなっていることがわかる。一方、全季節及び夏季ともに信頼度曲線

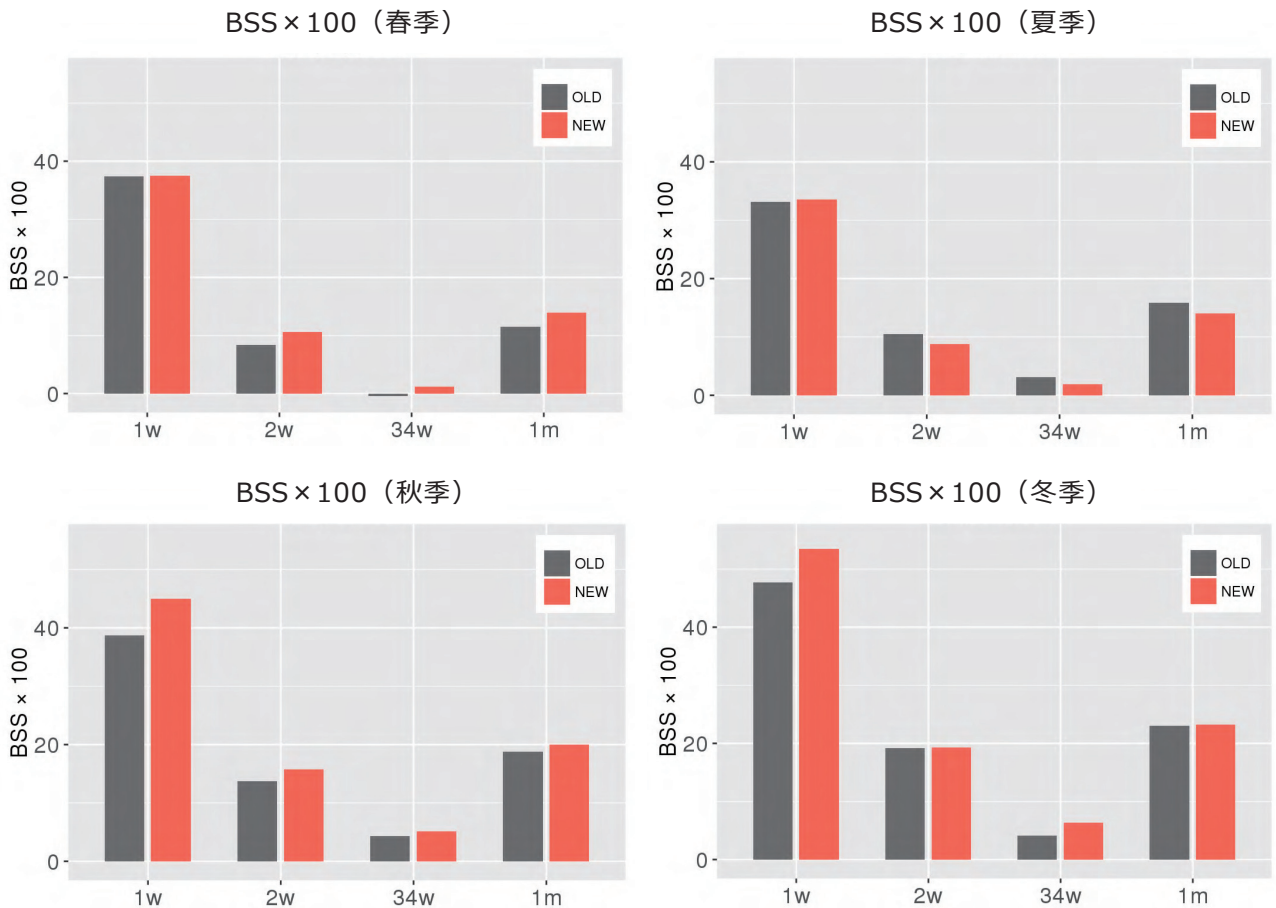
が対角線に沿っており、旧ガイダンスと同様に確率の信頼度は高い。

3.3.2 降水量、日照時間、降雪量の精度評価

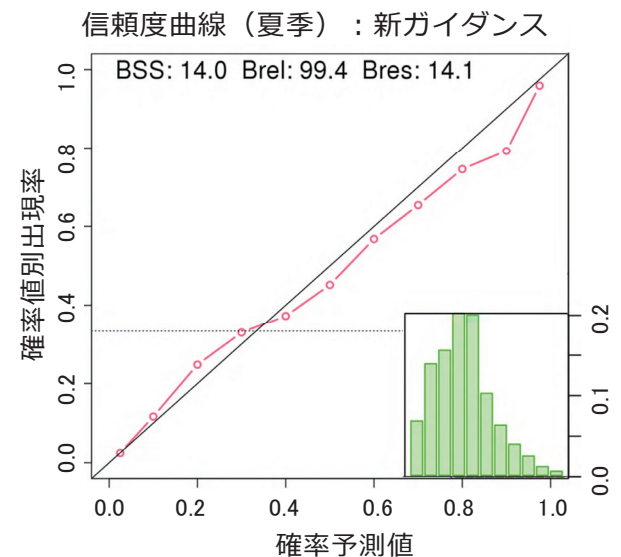
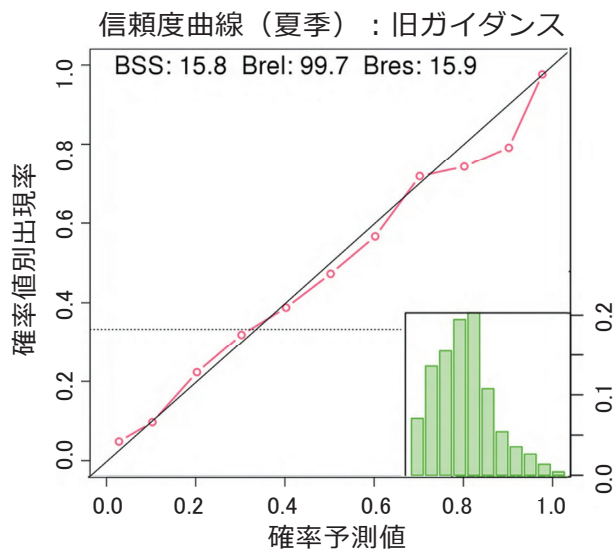
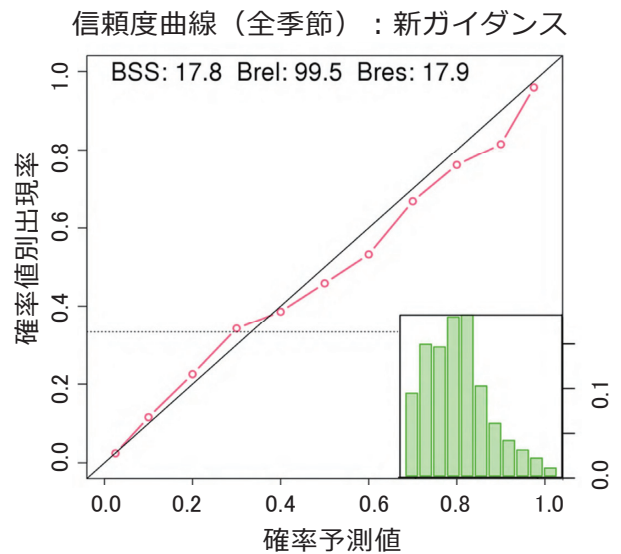
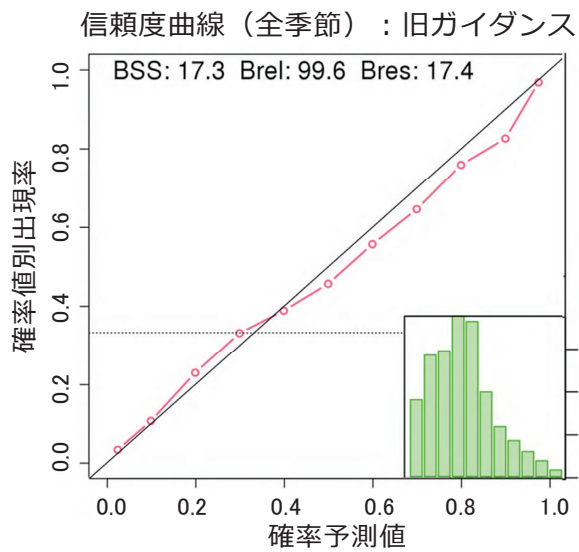
第3.3-4図に全季節全地域で集計した降水量、日照時間、降雪量の予報期間ごとのBSSと相関係数を示す。なお、相関係数はガイダンスの中央値と観測値から算出した相関係数を示す。降水量のBSSは全予報期間で改善しており、特に1週目の改善が大きい。これにはモデルの改善に加えて、第3.2.6項(2)で示した正規化を見直したことによる寄与が大きい。日照時間のBSSも全予報期間で予測精度の向上がみられた。季節別にみると、秋季と冬季に改善が大きい(図略)。降水量と日照時間の1か月のBSSは0.05以下になっており確率予報としての予測精度は乏しく、大きな確率の予測は困難であるが、相関係数でみると+0.3程度の相関があり、「多い」「少ない」の傾向予測として用いることができる。また、気温の予測精度がやや改悪した夏季については、降水量と日照時間でも2週目の予測精度は改悪しているものの、1か月を通してみるとほぼ同等であった(図略)。降雪量のBSSも全予報期間で大幅に予測精度の向上がみられた。



第 3.3-1 図 全季節全地域で集計した気温の BSS × 100 および ROC 面積 × 100 の新旧精度比較(予報期間ごと)
略語の 1w は予報 1 週目、2w は予報 2 週目、34w は予報 3～4 週目、1m は 1 か月の予報を示す。
灰色棒グラフは旧ガイダンス(OLD)、橙色棒グラフは新ガイダンス(NEW)を示す。

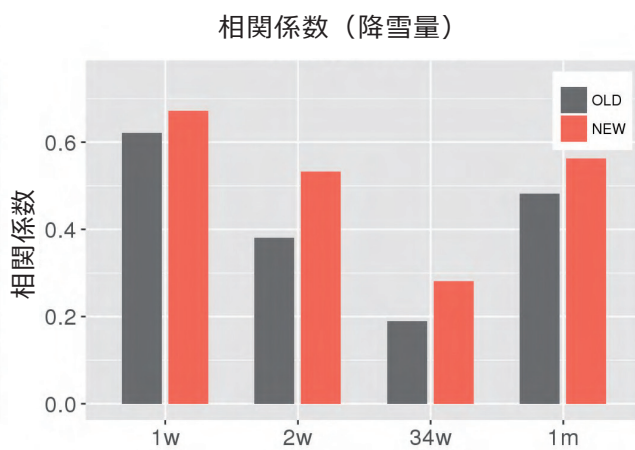
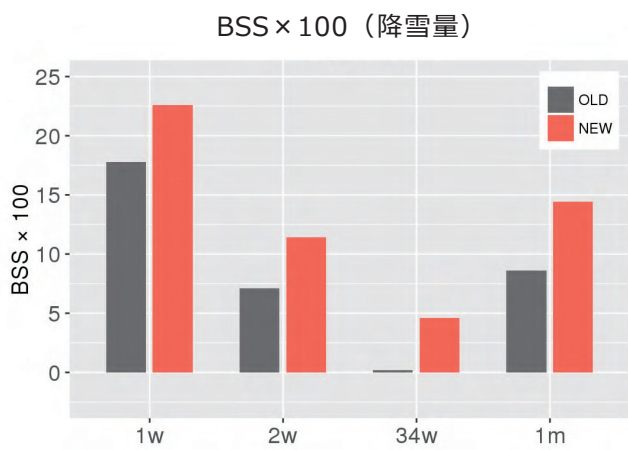
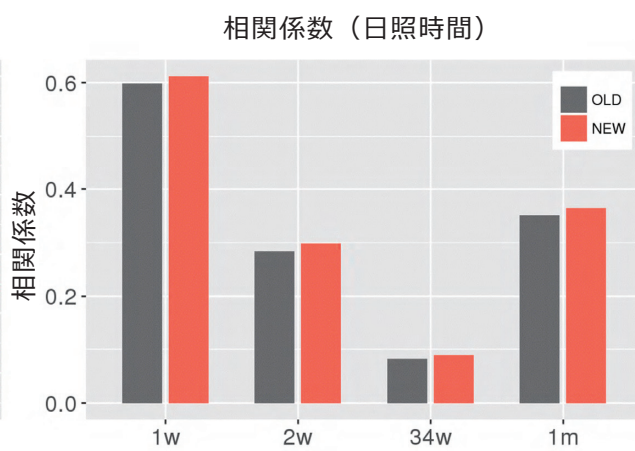
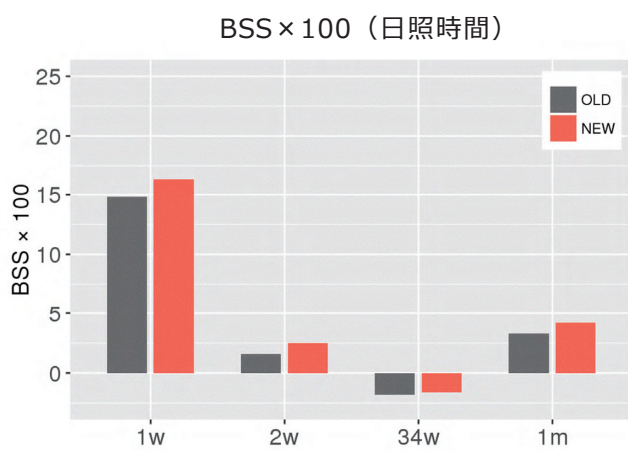
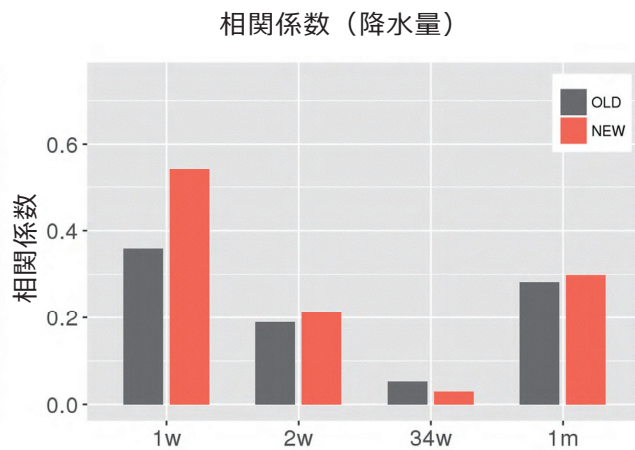
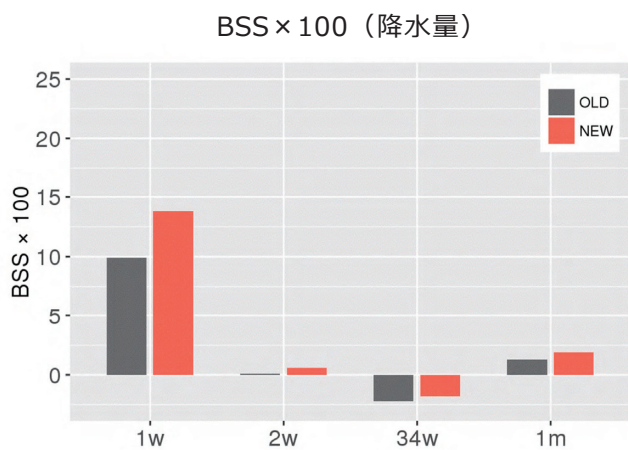


第 3.3-2 図 全地域で集計した気温の季節ごとの BSS × 100 の新旧精度比較(予報期間ごと)
略語とグラフの説明は第 3.3-1 図と同様。



第 3.3-3 図 全季節と夏季の全地域で集計した 1 か月気温の信頼度曲線

左が旧ガイダンス、右が新ガイダンス、上が全季節、下が夏季を示す。赤線が信頼度曲線、黒破線が気候値、図中右下の緑の棒グラフが予測頻度（左から 0~4%、5~14%、…、85~94%、95~100%）を示す。図中上部の BSS はブライアスキルスコア、Brel は信頼度、Bres は分離度を示し、それぞれのスコアの 100 倍値を示す。



第 3.3-4 図 全季節全地域で集計した降水量、日照時間、降雪量の予報期間ごとの BSS×100 と相関係数
 左が BSS×100、右が相関係数、上段が降水量、中段が日照時間、下段が降雪量を示す。略語とグラフの説明は第 3.3-1 図と同様。

3.4 早警ガイダンスの精度評価

3.4.1 気温の早警ガイダンスの精度評価

第 3.4-1 図に全季節全地域で集計した気温早警発表基準(「かなり高い」または「かなり低い」となる確率が 30%以上と予測)に達したときのリードタイムごとの「かなり高い」と「かなり低い」を合わせた適中率と捕捉率を示す。早警対象期間は予報 6 日目から予報 9 日目を初日とする 7 日間平均である(図中緑枠)。これによると適中率・捕捉率共に新ガイダンスの折れ線グラフが旧ガイダンスの上に位置しており、全予報期間で予測精度の向上がみられた。1 か月予報ガイダンスで 2 週目の予測精度が改悪した夏季については、早警対象期間前半はほぼ同程度の予測精度だが、早警対象期間後半は旧ガイダンスの予測精度を下回った(図略)。

次に、新旧ガイダンスの全季節全地域で集計した早警初日(予報 6 日目)において、早警発表基準に達したときの実際の階級と適中率及び捕捉率を、「かなり高い」と「かなり低い」それぞれについて第 3.4-2 図に示す。これによると「かなり高い」及び「かなり低い」共に改善がみられた。また、「かなり高い(かなり低い)」と予測したときに「低い(高い)」または「かなり低い(かなり高い)」となる確率は 3%以下であり、予測が早警発表基準に達したときに実況が逆の階級になる確率は低いといえる。

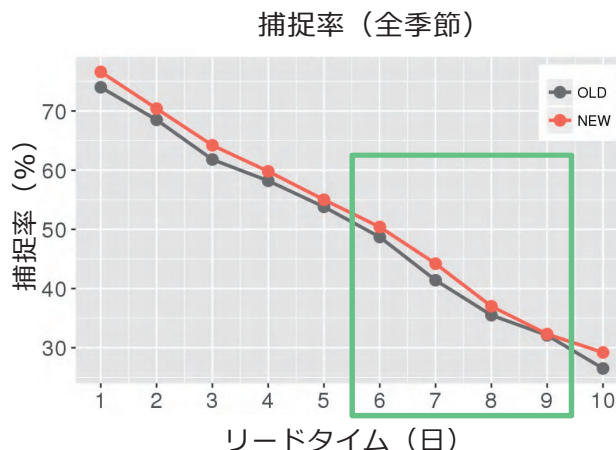
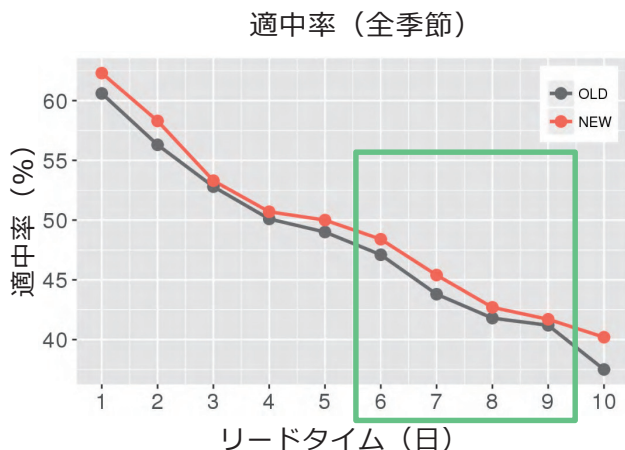
3.4.2 大雪早警ガイダンスの精度評価

大雪早警対象期間(11 月～3 月)⁹において、全地域で集計した「かなり多い」の適中率及び捕捉率を第 3.4-3 図に示す。早警対象期間の適中率はやや悪く、捕捉率はやや良くなっているものの、旧ガイダンスと概ね同程度であることがわかる。一方、相関係数(図略)は早警対象期間を通して改善しており、より正確に傾向が予測できることになったことがわかる。

次に、大雪早警対象期間で、早警初日において新旧ガイダンスが大雪早警発表基準(「かなり多い」とな

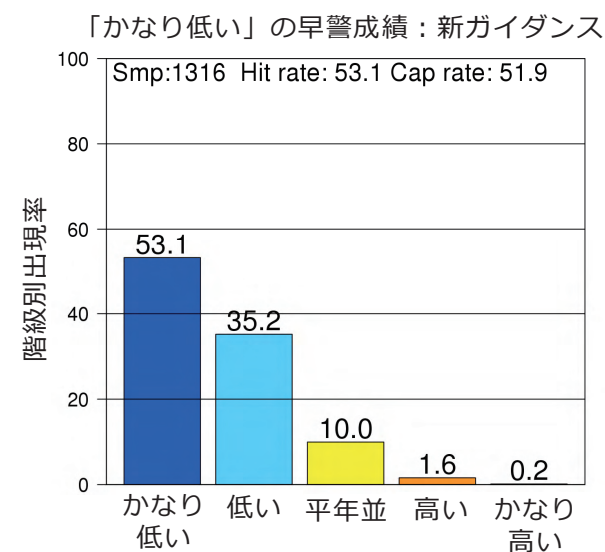
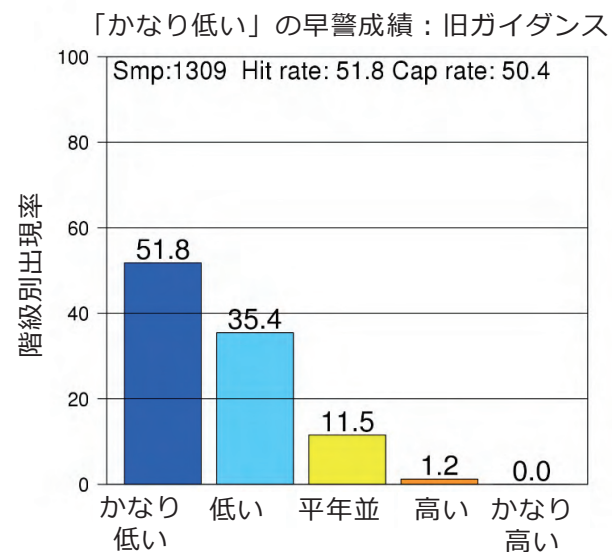
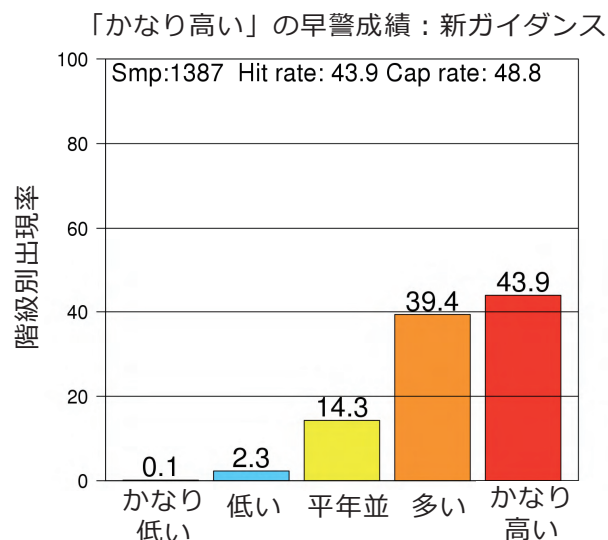
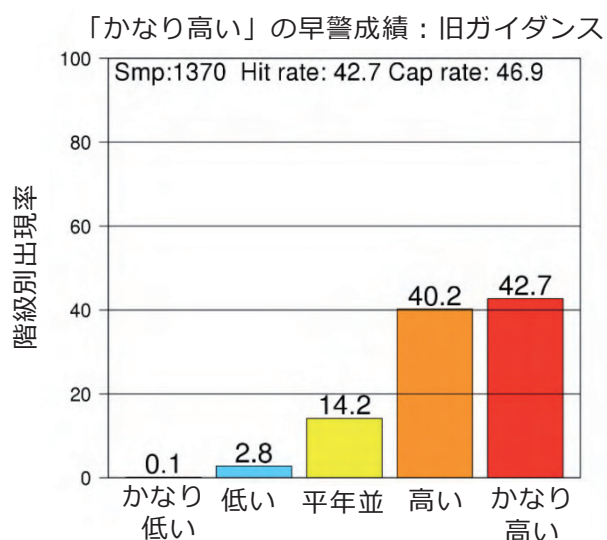
る確率が 30%以上と予測)に達したときの、観測値の階級と適中率、捕捉率を第 3.4-4 図に示す。これからも新ガイダンスと旧ガイダンスの精度は概ね同程度であることが確認できる。一方、新ガイダンスでは大雪早警発表基準に達したにもかかわらず、「かなり少ない」となる事例が 3%程度存在する。これは主に秋や春の西日本日本海側で生じており(図略)、平年の降雪量が少ないときに空振りが発生しやすいことが考えられる。ただし、冬季(12 月～2 月)期間に限って見ると、検証期間内において、大雪早警発表基準に達した場合に「かなり少ない」となった事例はなく(図略)、平年の降雪量が多い時期には、逆の階級を予測する可能性が低いことが確認できる。

⁹ 検証期間の始まりは地域によって異なる。北海道日本海側:10 月下旬から、東北日本海側、群馬県北部・長野県北部、北陸、岐阜県山間部:11 月上旬から、近畿日本海側、山陰:11 月中旬から。

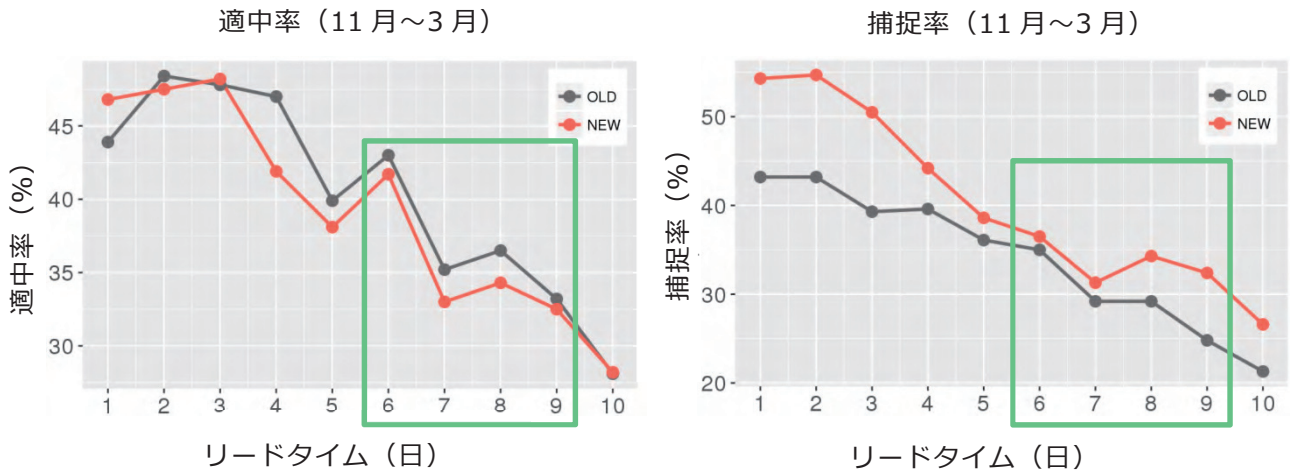


第 3.4-1 図 全季節全地域で集計した気温早警の適中率および捕捉率の新旧精度比較

左図が適中率、右図が捕捉率を示す。黒線は旧ガイダンス(OLD)、赤線は新ガイダンス(NEW)を示す。緑枠は早警対象期間を示し、図中のリードタイム 6 日が早警対象期間初日を表す。

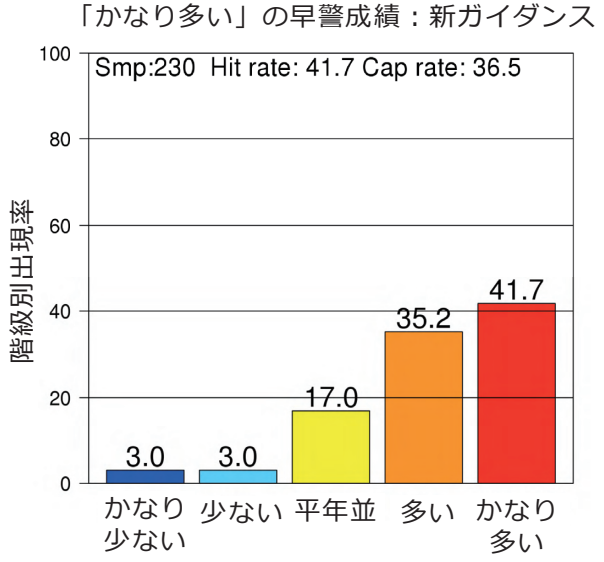
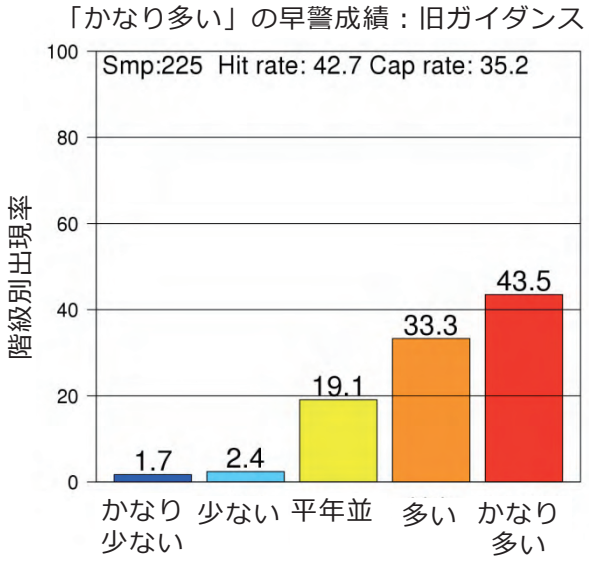


第 3.4-2 図 全季節全地域で集計した早警初日におけるガイダンスが早警発表基準に達したときの実際の階級出現率
 図中棒グラフ上部の数値はそれぞれの階級の出現率(%)、図中上部にサンプル数(Smp)、適中率(Hit rate)、捕捉率(Cap rate)を示す。サンプル数は、ガイダンスが早警発表基準に達した事例数。



第 3.4-3 図 大雪早警対象期間(11月～3月)の全地域で集計した大雪早警ガイダンスの適中率および捕捉率の新旧精度比較

左図が適中率、右図が捕捉率を示す。黒線、赤線、緑枠、は第 3.4-1 図と同様。



第 3.4-4 図 大雪早警対象期間(11月～3月)の全地域で集計した早警初日における早ガイダンスが警基準に達したときの実際の階級出現率

図中棒グラフ上部の数値、図中上部の数値は第 3.4-2 図と同様。

3.5 地点ガイダンス

1 か月予報や早警では地域平均を予報対象としているが、高度利用者向けに、各地上気象観測地点（以下、地点）のガイダンスについても部外配信している。また、気象庁 HP では早警対象期間の 7 日間平均気温と 1 か月予報対象期間の 28 日間平均気温に関する確率予測資料を公開している¹⁰。本節では地点ガイダンスの変更について述べる。

3.5.1 地点ガイダンスの作成方法の改善

旧ガイダンスの地点ガイダンス(旧地点ガイダンス)は各地点が対応している地方予報区及び細分予報区(第 3.2-1 表)の地域平均の予報を補正して作成される(伊藤 2008)。具体的には、地域平均と地点のガイダンスで予測される平年差は等しいとし、地点の予測誤差は地域平均の予測誤差に再予報期間における地域の観測値から求めた標準偏差(全分散の平方根)の対する地点の観測値から求めた標準偏差の比を乗じて求め、これらから正規分布を仮定して作成している。

地点ガイダンスの運用が始まった 2008 年頃と比較すると、数値予報モデルの解像度が高くなることともに様々な改良を経てその予測精度も向上してきている。また、地点の予報に対するニーズも高まっている。そこで、新ガイダンスの地点ガイダンス(新地点ガイダンス)では、地点ごとに近傍の 4 つの格子点値を地点の緯度経度に内挿し予測因子を求め、地域平均のガイダンス同様に地点ごとに直接重回帰式を求めた。

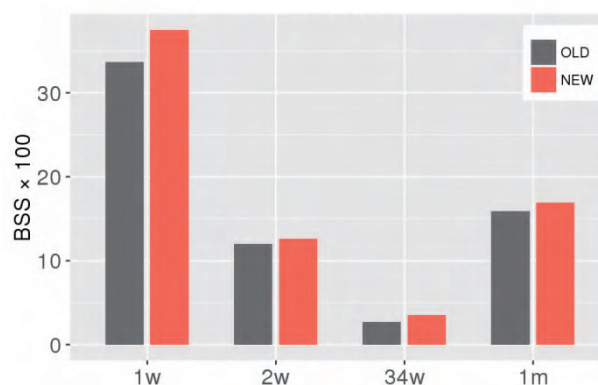
3.5.2 地点ガイダンスの予測精度

第 3.5-1 図に全季節全地点(152 地点)で集計した気温の予報期間ごとの新旧ガイダンスの BSS を示す。1 週目を中心に全予報期間で予測精度の向上がみられた。

なお、地点ガイダンスではその地点が属する地域と同予測因子を用いることで、地点と地域平均のガイダンス値が大きく異ならないように整合をとった(第 3.2-2 表参照)。また、降水量と降雪量ガイダンスに対して

¹⁰ <http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/probability/index.html> (2016 年 12 月現在)

BSS × 100 (全季節)



第 3.5-1 図 全季節全地点で集計した気温の BSS × 100 略語は第 3.3-1 図と同様。

行った説明変数と目的変数の正規化も地域平均と同様の処理を行った。

旧地点ガイダンスでは、関東甲信地方のように内陸部と沿岸部で気温の変動幅が大きく異なる地域や四国地方のように太平洋側と瀬戸内側で季節によっては地域特性が異なる地域に属する地点でも、平年差は同じ予測値となっていたが、新地点ガイダンスではそれぞれの地点ごとにこれまでより適切に予測値を見積もることが可能となった。ただし、地点の予測精度(第 3.5-1 図)は地域平均の予測精度(第 3.3-1 図)に比べると低いことに留意が必要である。

3.6 まとめ

週間アンサンブル予報システムと台風アンサンブル予報システム、1 か月アンサンブル予報システムを統合した全球アンサンブル予報システムの運用開始に伴い、1 か月予報および早警ガイダンスの更新を行う予定である。新ガイダンスでは、旧ガイダンスのように仮予測因子による自動選択ではなく、あらかじめ選択した二種類または三種類の予測因子を用いた重回帰式を予測式とした。これによって予測精度が向上しただけではなく、シンプルで解釈しやすいガイダンスとなった。更に、早警と1 か月予報で同じ予測因子を用いることでプロダクト間の整合を図った。新ガイダンスでは、夏季の気温の予測精度はやや改悪したものの、その他の季節・予報要素においては概ね改善がみられ、1 年を通してみたときの予測精度は改善した。降水量と降雪量については、目的変数及び説明変数のそれぞれについて正規化の見直しを行ったことにより、少雨及び少雪の予測頻度過大傾向が改善された。

また、旧地点ガイダンスでは地域平均の予測値を基にガイダンスを作成してきたが、新地点ガイダンスでは地点ごとに回帰式を作成することで、より適切に予測値を見積もることが可能となった。

参考文献

- 伊藤明, 2008: 異常天候早期警戒情報のためのガイダンスとその評価. 平成 20 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 28-34.
- 伊藤明, 2013: 1 か月予報ガイダンス・異常天候早期警戒情報のためのガイダンス. 平成 24 年度研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 182-194.
- 気象庁, 2016: 天気日数の廃止について, 配信資料に関する技術情報, 第 449 号.
- 杉正人, 2004: 確率予報の利用. 平成 16 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 1-9.
- 高野清治, 2000: 1 か月予報とアンサンブル予報. 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, 8-19.
- 竹川元章, 大塩健志, 2014: 1 か月予報及び異常天候警戒情報のためのガイダンス更新. 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, 46-65.
- 中三川浩, 2013: 季節予報の評価手法. 平成 24 年度研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 271-281.
- 松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.

4 開発した内容の詳細

4.1 予測途中の解像度変換¹

4.1.1 はじめに

気候情報課では数値予報課と共同で GEPS の開発を進めてきた。GEPS では週間 EPS、台風 EPS と 1 か月 EPS と同等の解像度を維持し、また、計算機資源を有効に活用するため、予測 18 日目までは TL479 (格子間隔約 40km) の水平解像度、18 日目以降は TL319 (格子間隔約 55km) の水平解像度で予測計算を行う。本節では、この予測途中の解像度変換について記す。GEPS の仕様全般については、第 1.2 節及び経田 (2016) を参照して頂きたい。

なお、本節で記す全球モデル (GSM) モデル面データ解像度変換ツール Convres は数値予報課で開発されたものである。

4.1.2 背景

米国環境予測センター (NCEP) では、2000 年 6 月より予測 16 日目までを対象としたアンサンブル予報システムに予測期間中に予測開始時の水平解像度と比較して粗い解像度に変更する、すなわち水平解像度を落とす処理を導入している²。これにより、必要となる計算機資源を抑えつつ、予測開始時の水平解像度で継続して予測を実行した場合と比較して精度の劣化が少ないこと、また、予測開始時から低い解像度で予測を実施した場合よりも予測精度が向上することを報告している (Tracton and Kalnay, 1993; Szunyogh and Toth, 2002)。その根拠として彼らは、小スケールの現象ほど予測可能性が早く低下するため、特に解析値や予測初期の高解像度化が有効としている。その後、欧州中期予報センター (ECMWF) においても、同様の考え方に基づき可変解像度アンサンブル予報システム (VAREPS; Variable Resolution Ensemble Prediction System; Buizza et al., 2007; Vitart et al., 2008) を 1 か月先までを対象とした現業アンサンブル予報システムに導入した。

¹ 金浜 貴史

² http://www.emc.ncep.noaa.gov/GEFS/gmb/Doc-5.1.1_EPS_activities_NCEP_GEFS.pdf

限られた計算機資源を有効に活用するためには、予測期間の途中で予報モデルを低解像度化することは有効な手段であると考えられる。そこで、週間 EPS、台風 EPS、1 か月 EPS を統合した GEPS においても、予測途中で解像度を変換するシステムを採用した。次項以降にその概要と予測特性を示す。

4.1.3 計算機資源

第 4.1-1 表に解像度変換システムと予測期間を通して TL479 あるいは TL319 で実行した場合の計算機資源の比較を示す。34 日予測、1 メンバーで比較した場合、解像度変換システムでは TL479 のみの場合に比較して 3 分の 2 程度の資源で実行できることが分かる。たとえば、仮に TL479 のみで構成した 20 メンバーアンサンブル予報を行う計算機資源があった場合、可変解像度システムでは同じ資源で 30 メンバーのアンサンブル予報が可能となる³。

4.1.4 解像度変換手法

解像度変換に用いる Convres は TL959 (格子間隔約 20km) の全球速報解析の大気解析値、水物質⁴第一推定値、サブモデル⁵解析値を TL479 の週間 EPS 及び台風 EPS の解像度に変換するために使われている⁶。

GEPS では、上記の全球速報解析を初期値として用いるための解像度変換に加えて、予測 18 日目の TL479 のモデル面予報値、水物質予報値、サブモデル予報値を TL319 へ解像度変換する場合にも Convres を用いる。解像度変換は鉛直、水平の順に行う。まず、大気の前報変数のうち 3 次元要素である東西風、南北風、気温、比湿及び水物質は、変換先

³ ただし、実際の数値予報ルーチンの運用では同時並列実行可能なメンバー数に限りがあり、また、プロダクト作成時刻に期限があるためこの限りではない。

⁴ 雲量、雲水量、雲底マスマックス、中層対流の雲底マスマックス。

⁵ 陸面モデル、海氷スキーム (表面+4 層モデル) のこと。陸面モデル初期値は陸面解析値から、海氷スキーム初期値は予報値を引き継ぐ予報-予報サイクルから与えられる。海氷スキームについては米原 (2016) を参照。

⁶ Convres はデータの線形結合機能も持ち、摂動の足し込みにも使われている。

解像度の波数成分を持つ変換前格子系の標高データ⁷を用いて鉛直内挿を行う。

次に、水平解像度変換を行う。水平解像度変換は、大気の前報変数のうち、東西風、南北風、気温、地上気圧は球面調和関数展開を行い、波数切断により変更後の最大波数よりも高波数成分をなくす。比湿及び水物質については波格子変換に伴う負値の発生を防ぐため線形内挿を行う。サブモデルの前報変数については、様々な種類の植生格子の物理量を整合的に内挿することが困難なため、内挿ではなく変換先格子に近い変換前の格子点の値を使う。

4.1.5 解像度変換による予測結果への影響

(1) 先行研究

ECMWF の VAREPS では、低解像度予測は高解像度予測の予測終了時刻より 24 時間前の時刻から開始している(Buizza et al., 2007)。その理由として、解像度変換の影響により変換直後は降水量のアンサンブルスプレッドが熱帯域で過小となることを挙げている。また、予報場に対する解像度変換の影響は熱帯で大きく、中高緯度ではほとんど見られないことが報告されている。

(2) 降水予測特性

ここでは、解像度変換によって予測特性が変化していないか確認するために解像度変換後の降水予測を確認する。なお、以降で示す実験に用いた予報モデルは、GEPS の開発段階で評価した予報モデルであり、最終的に GEPS に用いられている予報モデルとは異なる。しかしながら、この違いがここで示す結果に与える影響は小さい。

第 4.1-1 図は予測時間 48 時間で TL479 から TL319 に解像度変換を行った予測(解像度変換実験)と、そのまま TL479 で実行した予測(TL479 実験)の前 6 時間積算降水量の比較である。実際の解像度変換は予測 18 日目で行うが、ここでは、予測 18 日目よりも影

響が顕著に現れると予想される予測初期の予測 2 日目(48 時間予測)の時点で解像度変換を行った。

解像度変換 6 時間後となる 54 時間予報の前 6 時間積算降水量を見ると、TL479 実験(第 4.1-1 図(a))と解像度変換実験(第 4.1-1 図(b))はほぼ同様の分布をしている。しかし、解像度変換実験の TL479 実験との差(第 4.1-1 図(c))を見ると、熱帯域では対流活動が活発な南半球収束帯付近を中心にわずかに降水量が増加している一方で、中高緯度では降水が集中している前線付近で降水量が減少している。

解像度変換 24 時間後となる 72 時間予測では解像度変換実験と TL479 実験の差分(第 4.1-1 図(d))は予測する場の違いを反映したものとなり、第 4.1-1 図(c)と比較すると帯状平均でも熱帯に系統的な差は見られない。一方で、中高緯度は前線帯に沿って系統的に降水量が少なくなっている。高解像度ほど強い雨が表現可能なことを考慮すると、この結果は不自然ではない。これらのことから、解像度変換直後の数時間は熱帯域で予測される降水量は増加する可能性があるものの、その影響は 24 時間程度で見えなくなると言える。また、中高緯度に関しては、強雨表現は低解像度ほど弱いと考えられる。

熱帯における予測時間に対する降水予測特性の変化を避けるためには、ECMWF のように高解像度予測と低解像度予測をオーバーラップさせる手法が考えられる。しかしながら、予測時間をオーバーラップさせることで個々のメンバーの予測場が不連続となることが懸念される。更に、システム構成を複雑化させる一因ともなる。また、解像度変換により降水予測特性が変換直後に変化したとしても、実際に解像度変換が適用される 18 日目の予測値は予測可能性を考慮して時間方向の移動平均値が利用されるため、変換直後のみの特性の変化には実用上の問題はないと考えられる。以上のことから、システム構成がより単純となる方が良いと判断し、GEPS では解像度変換前後の予測はオーバーラップさせないこととした。

(3) 平均誤差と予測精度への影響

解像度変換による平均誤差と予測精度への影響を確認するため、コントロールランのみの再予報実験を

⁷ TL479 から TL319 への解像度変換の場合、波数空間で最大波数 319 の解像度を持つ TL479 の格子系の標高データのこと。

1981年から2010年の3, 6, 9, 12月末日初期日について実施した。ここでは、予測18日目まではTL479、それ以降をTL319に解像度変換した実験(解像度変換実験)と、TL479のみで実施した実験(TL479実験)の結果を比較する。以下では6月末日初期日の結果のみを示す。なお、他の初期日についても同様の結果であった(図略)。

第4.1-2図は予測3, 4週目平均の200hPa面速度ポテンシャル(CHI200)の気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015; Kobayashi et al., 2015)との平均誤差である。解像度変換実験はインド洋と中部太平洋で対流活発、海洋大陸と東部太平洋、大西洋で対流不活発な誤差を持つが、TL479実験との比較では解像度変換実験はTL479実験とほぼ同様の平均誤差を持ち、その違いはごくわずかである。これは、その他の要素についても同様であった(図略)。

予測精度として、全球平均した予測時間ごとの7日平均のアノマリー相関係数(第4.1-3図)を見る。CHI200(第4.1-3図(a))、500hPa面高度(Z500)(第4.1-3図(b))ともに解像度変換を適用した18日目以降の両者の差は非常に小さく、予測精度においてもほぼ同等であることが分かる。これは平均誤差と同様に他の要素についても同様であった(図略)。

4.1.6 おわりに

本節で示したように、解像度変換実験はTL479実験と比較して1メンバーあたり3分の2程度の計算機資源でありながら実用上は同様の平均誤差を持ち、予測精度も同等である。そのため、GEPSでは予測18日目で解像度変換を行い、以降は低解像度で予測を実行する。

GEPSでは18日目でTL479からTL319へ解像度変換を行うが、解像度変換を予測何日目で実行することが予測精度と計算機資源の有効活用のバランスの観点で最適となるかについては今後のシステム設計にあたって更なる調査が必要であろう。複数の解像度変換を実行することや、より低解像度化することも考えられる。今回調査した範囲では解像度変換の影響は大きくはなく許容範囲内と評価したが、変換前後の特性の変化は解像度の差や、用いる予報モデルに

関係する可能性も否定できず、この観点からも今後の調査が必要と考える。

参考文献

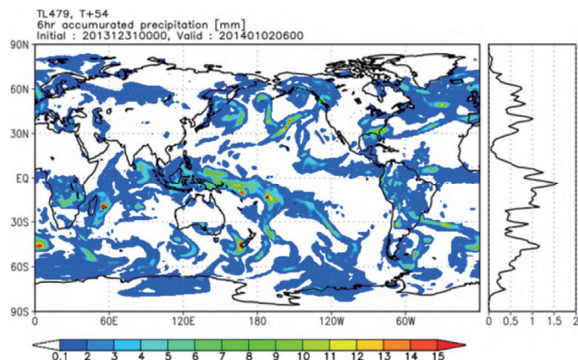
- 経田正幸, 2016: 全球アンサンブル予測システムの開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 52-57.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁55年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成28年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Buizza, R., J.R. Bidlot, 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. doi:10.1002/qj.75
- 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.
- Szunyogh, I. and Z. Toth, 2002: The effect of increased horizontal resolution on the NCEP global ensemble mean forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **130(5)**, 1125-1143.
- Tracton, M.S. and E. Kalnay, 1993: Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects. *Weather and Forecasting*, **8(3)**, 379-398.
- Vitart, F., R. Buizza, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, J.R. Bidlot, A. Bonet, M. Fuentes, A. Hofstadler, F. Molteni, and T.N. Palmer, 2008: The new VAREPS-monthly forecasting system: A first step towards seamless prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1789–1799.

第 4.1-1 表 それぞれの解像度で 34 日予測をした場合の計算機資源の比較(1 メンバー)

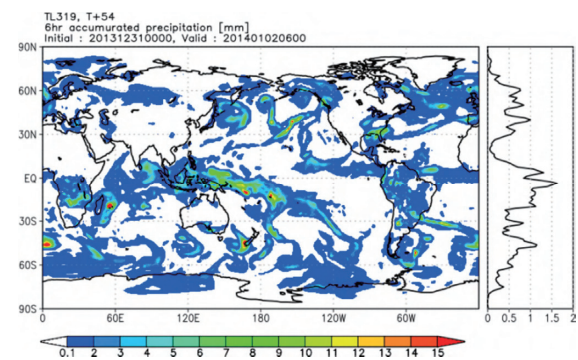
TL479L100 から TL319L100 へ予測 18 日目まで解像度変換した場合と解像度変換しない場合の比較。日立 SR16000 を使用。ノード分は使用した計算ノードと実行時間の積であり、費やした計算機資源量を表す。

解像度	計算機資源	ノード分
TL479L100	6node, 24mpi, 16thread	720node 分
TL319L100	2node, 8mpi, 16thread	200node 分
TL479L100(~18 日) →TL319L100(18 日~)	6node, 24mpi, 16thread →2node, 8mpi, 16thread	480node 分

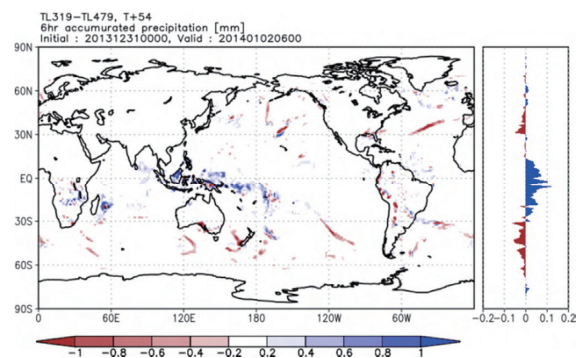
(a) TL479 実験, 54 時間予測



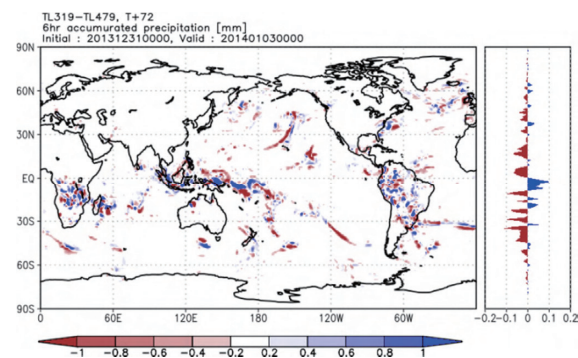
(b) 解像度変換実験, 54 時間予測



(c) 解像度変換実験 - TL479 実験, 54 時間予測



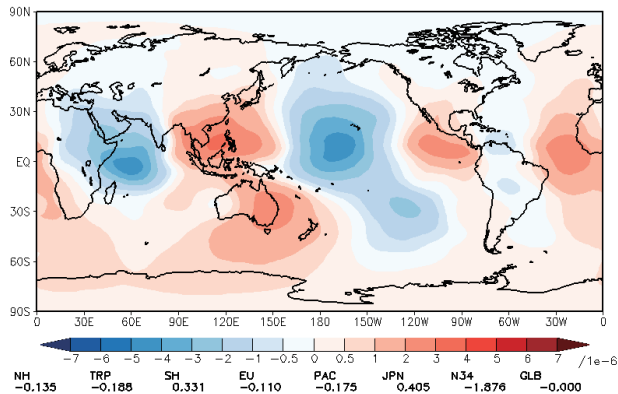
(d) 解像度変換実験 - TL479 実験, 72 時間予測



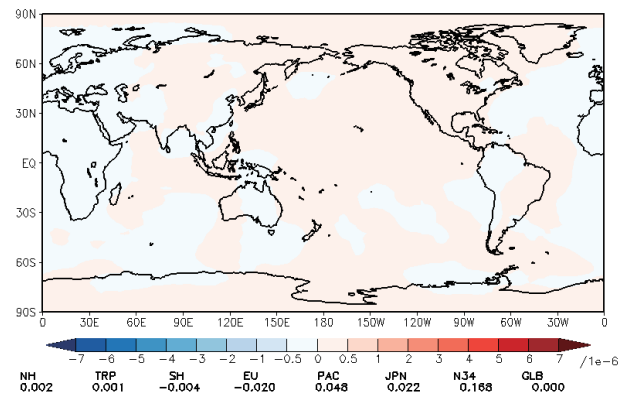
第 4.1-1 図 解像度変換前後の降水予測の比較

前 6 時間積算降水量 (mm) とその帯状平均値。(a) 比較用に実行した TL479 の 54 時間予測における前 6 時間積算降水量。(b) 解像度変換実験 (48 時間予測で TL479 から TL319 に解像度変換) の 54 時間予測における前 6 時間積算降水量。(c) 54 時間予測における前 6 時間積算降水量の差 (解像度変換実験-TL479 実験)。(d) 同(c)、ただし 72 時間予測 (hr)。いずれも降水量の単位は (mm)。

(a) 解像度変換実験



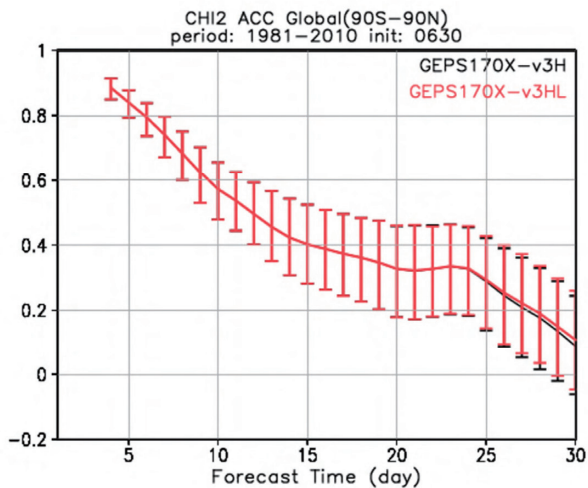
(b) 解像度変換実験-TL479 実験



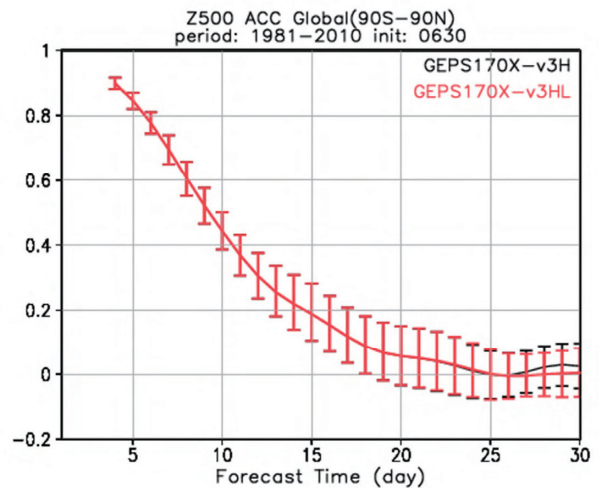
第 4.1-2 図 予測 3,4 週目 (17-30 日平均) の 200hPa 面速度ポテンシャル (CHI200) 平均誤差 ($10^6 m^2/s$) の比較 (6/30 初期日)

(a) 解像度変換実験の 3, 4 週目平均した CHI200 の平均誤差。(b) 3, 4 週目平均した CHI200 の解像度変換実験と TL479 実験の差。

(a) 200hPa 面速度ポテンシャル



(b) 500hPa 面高度



第 4.1-3 図 全球平均 7 日平均アンモリー相関係数 (6/30 初期日)

(a) 200hPa 面速度ポテンシャル (CHI200), (b) 500hPa 面高度 (Z500). TL479 実験を黒線、解像度変換実験を赤線で示す。誤差棒は試行回数 1000 回のブートストラップ法による 95%信頼区間。

4.2 海面水温、海氷の取り扱いの変更と海氷密接度解析値の完全利用¹

4.2.1 はじめに

本節では、GEPS における海面水温と海氷の取り扱いについて述べる。GEPS の予報モデルは基本的には GSM1603 (米原, 2016) と同等のものであるが、GSM1603 に対して海面水温、海氷の取り扱いの変更点として、

- 海面水温・海氷密接度気候値の日別値化
- 海氷密接度の時間発展の統計的推定手法の精緻化
- 海氷密接度解析値の完全利用

が加えられている。これらは GEPS には先行導入となり、同様の改良が次期の全球モデル (GSM) に導入され、GEPS は GSM 及び全球解析と同じ仕様となる見込みである。本節ではこれら 3 点について記す。なお、GEPS で導入された海面水温摂動の手法については太田と堀田 (2016)、1 か月 EPS としての精度評価は第 4.3 節を参照して頂きたい。

本開発は数値予報課と共同で行われた。特に、高解像度解析予報実験は米原仁氏によって実行され、推定アルゴリズムの精緻化は米原仁、太田洋一郎の両氏によって行われた。

4.2.2 日別気候値作成手法の変更

GEPS では V1403 と同様に海面水温と海氷密接度の気候値として日別気候値を使用する。気候値の元データは杉本ほか (2015) と同じであり、海洋気象情報室作成の全球日別海面水温解析値 (MGDSST; 栗原ほか, 2006) とその SST 解析に利用した海氷密接度日別解析値 (Matsumoto et al., 2006) を用いた。ただし、陸域上などの未定義値の扱いを次のように変更した。

海面水温と海氷密接度の元データは陸地や湖沼の海面水温、海氷密接度が未定義値となっている。しかしながら、数値予報モデルの境界値としては何らかの値が必要であり、また、モデルでは湖沼の海面水温、海氷密接度も利用するため、気候値は未定義値を

まない方が望ましい。そのため、何らかの方法で日別解析値の未定義値を現実的な値にする必要がある。

V1403 では、日々の解析値の沿岸部分の値を陸地に対して外挿することで未定義値に値を割り当て、その解析値から日別気候値を作成していた。しかしながら、この外挿処理によって海面水温や海氷密接度の地理的分布が空間的に不連続となるなど非現実的なものとなっていたため、この処理を改めた。

MGDSST には未定義値を含む解析値と、数値予報モデルでの利用を念頭とした、海洋気象情報室所有の気候値²を用いて未定義値を除いた解析値が存在する。GEPS の気候値作成に用いる元データは未定義値を含む解析値であるため、海面水温日別気候値については、前述の MGDSST で使用されている気候値を未定義値に割り当てた日別解析値から作成した。海氷密接度日別気候値は、元データでは未定義値となっている一部湖沼に関して、GSM1603 で使われている月別気候値 (Nomura, 1998) には値が存在することから、湖沼領域は月別気候値の日別内挿値とした。陸域などのそのほかの未定義値は密接度 0 とした。

4.2.3 海氷密接度の統計的推定手法の精緻化

海氷密接度の時間発展の推定には、杉本ほか (2015) の推定手法を開水 (open water)・海氷混在格子 (米原, 2016) に合わせて精緻化した手法を用いた。具体的には、

- 混在格子では密接度を陽に扱うことから、開水・海氷格子の判定に用いた海氷密接度の閾値 (海氷密接度 0.55) を廃止
- より滑らかな時間発展を表現するため、海氷密接度の増減の推定に用いるデータとして過去の海氷出現頻度分布を用いる手法から海氷密接度の気候値を用いる方法への変更
- 推定に必要な繰り返し計算の見直し

¹ 金浜 貴史

² 1971 年から 2000 年までの 30 年分の現場観測データを基にした解析値と NCEP の 1971-2000 年平均による日別平年値から作成されたもの (栗原ほか, 2006)。

である。また、予報モデル内での気候値更新間隔も、これまでは 24 時間ごとの更新から予報ステップ³毎への時間内挿に変更した。

4.2.4 海水密接度解析値の完全利用

(1) 全球モデルにおける海水密接度の取り扱い

ここでは、GSM における海水密接度の扱いの変遷を簡単にまとめる。野村(1996)によると、当時の GSM では海氷はあり、もしくはなしの扱いであり、海面水温によって海氷分布を決めていた。このとき、海面水温が結氷点 -1.6°C 以下ならば海水密接度は 1 となり(以降、完全結氷処理と呼ぶ)、反対に、 4°C 以上であれば海水密接度は 0 としていた。

その後、海氷データの利用としてまず気候値が利用され、そして GSM の水平解像度 20km 化と同時に海氷解析値の利用が開始された(北川, 2007)。このとき、 -1.6°C から 4°C の間では海水密接度 0.55 を閾値としてそれ以上では海水密接度 1、閾値未満では 0 として扱っていた。GSM1603 では、開水・海氷混在格子が導入され(米原, 2016)、1つの格子は海水密接度に応じて開水と海氷の混在状態を取るようになった。海面水温による海水密接度解析値の修正処理は海氷データが用いられるようになってからも、基本的に野村(1996)の手法が変わらず用いられている。

(2) 海面水温による海水密接度修正の妥当性

海水密接度解析値はマイクロ波衛星輝度温度観測値からのリトリーブ量であり(たとえば Cavalieri et al., 1984; 野村, 1996)、陸地や雲の影響によるノイズに起因する海氷の誤検出が含まれる可能性がある。そのため、何らかの手段で海水密接度の誤解析を除去する必要があり、(1)で述べた海面水温を用いた海氷の除去は誤解析の修正として妥当な方法と考えられる。しかし、完全結氷処理については不自然である可能性もあることから、ここで必要性について検討した。

完全結氷処理の目的は 2 つ考えられる。1 つは、解析値及び気候値のいずれでも凍結が表現されない湖沼の凍結を表現することである。全球モデルでは海面

³ TL479L100 では 1 ステップ 720 秒、TL319L100 では 1200 秒である。

水温を減率 $6.5\text{K}/\text{km}$ で標高補正している(岩村, 2009)。これにより、標高が高い地点の陸水は冬季に凍結する。湖沼の水温の観測値を得ることは難しく、また、実際に凍結するかも分からないが、湖沼が大気下層の非現実的な熱源となることを防ぐため現時点ではこのように扱っている。もう 1 つは、前述の通り海面水温に基づき極域の海氷を表現するためである。

1 点目については、観測値や解析値が不十分である以上、現時点では必要と考えられる。しかし、2 点目の極域の海氷を表現することを目的とした完全結氷処理は、海氷解析値の品質の劣化につながりかねず、完全結氷処理を適用した海氷は混在格子に与える下部境界条件としてもふさわしくないと考えられる。

(3) 完全結氷処理

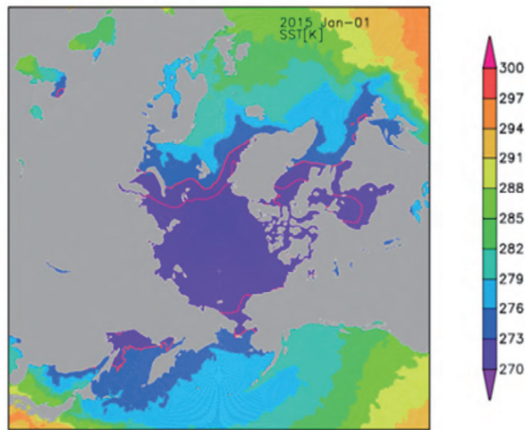
第 4.2-1 図は、完全結氷処理の適用例である。第 4.2-1 図(a)の海面水温解析値では北極海がほぼ全域で結氷点 -1.64°C 以下となっている。このとき、第 4.2-1 図(b)の海水密接度解析値に対して完全結氷処理を適用すると、海水密接度が 1 へ上方修正される(第 4.2-1 図(c))。完全結氷処理の適用後は元の解析値や同日の米国環境予測センター(NCEP)による海水密接度解析値(Grumbine, 1996)(第 4.2-1 図(d))と比較して過剰である。また、解析値を比べると、密接度に差があるものの分布は概ね似通っている。

更に、栗原ほか(2006)によると、MGDSST では海水密接度が 0.1 以上の格子は海面水温の解析をしておらず、解析段階では未定義値となっている⁵。つまり、数値予報ルーチンにおける現在の処理の流れとしては、海水密接度解析は海面水温解析より上流である。海面水温に基づき海氷を結氷させることは、多くの場合、海氷解析値によって海面水温が解析されず気候値となった海面水温によって、海氷解析値を修正していることになる。これは、明らかに不自然な処理であるため、廃止することとした。

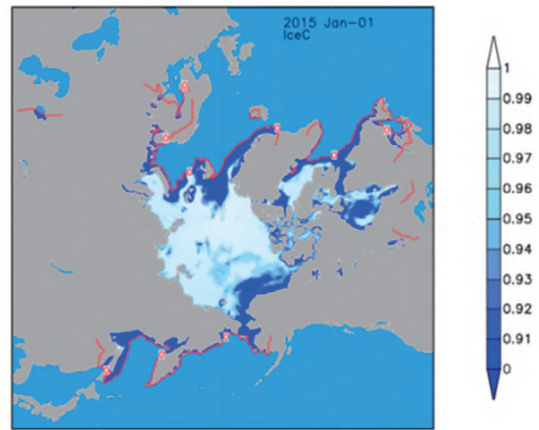
⁴ 現在の GSM の結氷点の値は野村(1996)とは異なるが、変更の経緯は不明である。

⁵ GSM で利用している海面水温解析値は後続利用のために未定義値に気候値を入れた MGDSST 解析値である。

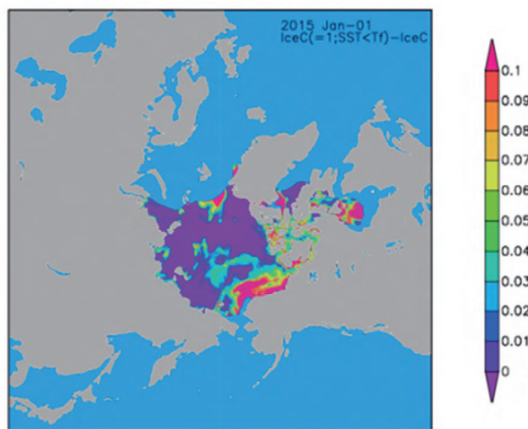
(a) 海面水温解析値



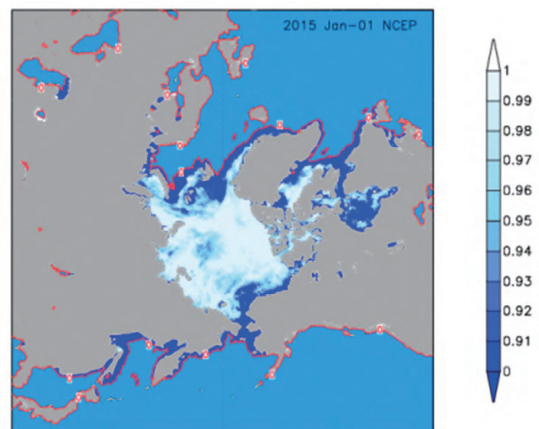
(b) 海水氷接度解析値



(c) 完全結氷処理による修正量



(d) NCEP 海水氷接度解析値



第 4.2-1 図 完全結氷処理の例 (2015 年 1 月 1 日)

(a)海面水温解析値(K) (陰影)と0°C及び結氷点の-1.64°Cの等値線(赤線)、(b)海水氷接度解析値(陰影)と氷接度0の等値線(赤線)、(c)完全結氷処理による海水氷接度の修正量(陰影)、(d)NCEP 海水氷接度解析値(陰影)と氷接度0の等値線(赤線)。

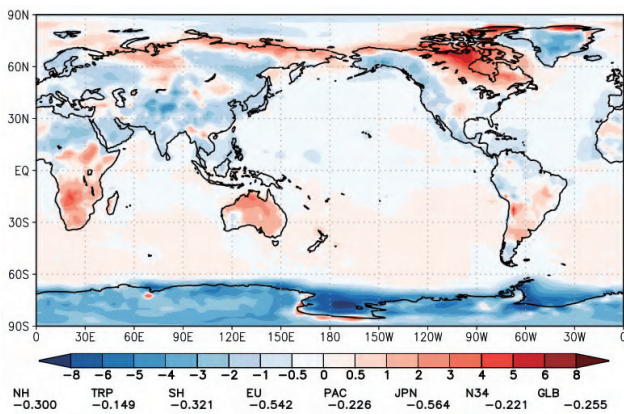
(4) 再予報による評価

これまで見てきたように、GSM に混在格子が導入されていることから、完全結氷処理を廃止し海水解析値を完全利用することで混在格子の性能をより引き出すことが可能となると考えられる。ここでは完全結氷処理の廃止の影響を再予報により評価した結果を示す。実行した再予報初期日は1981年から2010年の3月31日と12月31日であり、完全結氷処理を廃止した実験(NoSIC1)と、対照実験として完全結氷処理を適用した実験(SIC1)を行った。この実験を行った時点では再予報の陸面初期値に用いるオフライン陸面解析値の作成が完了していなかったため、1980年のオフライン陸面解析値をすべての年の初期日で使用し

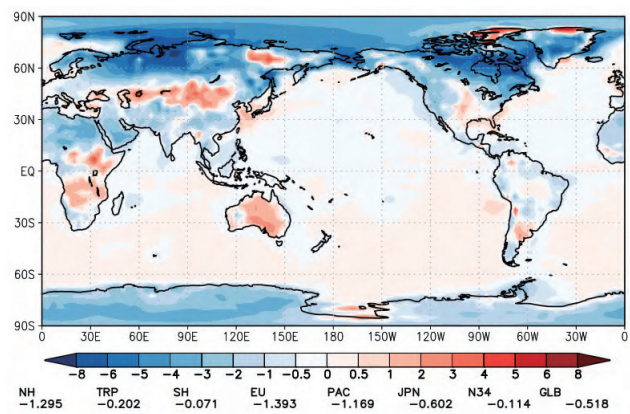
た。また、予報モデルも再予報を実施した時点と異なるが、海面過程に変更はなく、ここで示す結果には影響を与えない。

ここでは、検証に用いる解析値として ERA-Interim (Dee et al., 2011)を用いた。気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015; Kobayashi et al., 2015)は開水・海氷混在格子を考慮しないため、海水氷接度は0.55を閾値とする海氷あり・なしの扱いである。極域下層の解析値は観測による修正よりも境界値の影響が卓越し、特に冬半球の海氷域で下層気温が低く解析されていると考えられ、この実験の検証に用いる解析値として適切ではない。

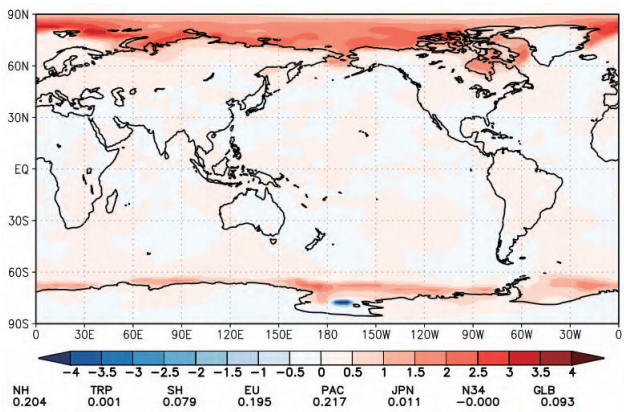
(a) NoSIC1 平均誤差(3/31 初期日)



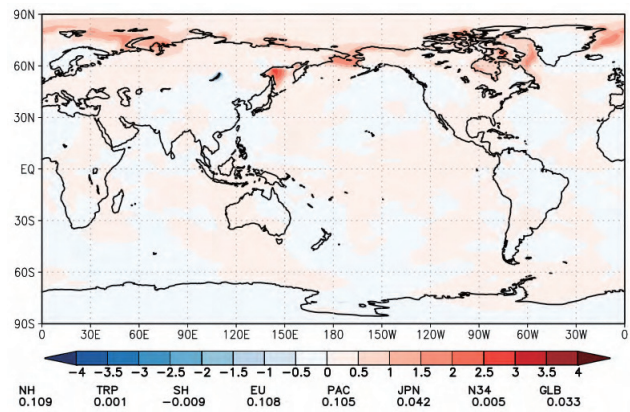
(b) NoSIC1 平均誤差(12/31 初期日)



(c) NoSIC1 - SIC1(3/31 初期日)



(d) NoSIC1 - SIC1(12/31 初期日)



第 4.2-2 図 28 日平均地上気温(K)の比較

(a)3/31 初期日の NoSIC1 実験の対 ERA-Interim 誤差、(b)同 12/31 初期日、(c) 3/31 初期日の実験間差分(NoSIC1-SIC1)、(d)同 12/31 初期日。

第 4.2-2 図に 28 日平均場のアンサンブル平均地上気温の比較を示す。NoSIC1 と SIC1 の比較では、NoSIC1 は 3 月 31 日初期日の対 ERA-Interim 誤差(第 4.2-2 図(a))では北極域でわずかに低温誤差を持つ。NoSIC1 と SIC1 の比較(第 4.2-2 図(c))では、NoSIC1 の北極域で気温が上昇しており、SIC1 の低温誤差を解消していることが分かる。12 月 31 日初期日を見ても、NoSIC1 は北極域下層で低温バイアスを持つものの(第 4.2-2 図(b))、SIC1 に比較して海水域縁辺で見られる領域で下層気温が上昇している(第 4.2-2 図(d))。このときにモデルに与えた海氷推定値を見ると(第 4.2-3 図)、地上気温が低温誤差を示す領域と海氷密接度推定値が解析値に対して過剰となる領域が概ね対応している。また、実験間の気温の差分と海氷密接度推定値の差分が対応している

ことがわかる。GSM1603 では完全結氷処理は解析値にのみ適用されるが、統計的推定によって予測期間中にわたって影響を与えるため、予測期間を通じた変化は大きい。このように、冬半球極域下層を中心に気温の平均誤差の変化は大きいものの、予測精度には大きな変化が無く中立であった(図略)。

(5) 全球モデルとしての評価

(4)ではおもに再予報実験による 1 か月予報としての評価結果を示したが、GEPS は 1 か月予報のためだけではなく、週間天気予報及び台風予報のための EPS としての役割も持つ。また、全球モデルの継続的な発展のためには改良の効果を様々な時間スケールで評価することが重要である。今回の完全結氷処理の廃止については、再予報実験のほかに、GEPS の

予報開始時の解像度である TL479 (格子間隔約 40km) を使った直近の夏冬を対象とした連続初期日実験、高解像度決定論予報の解析予報サイクル実験も実施した。いずれの実験においても、再予報実験と同様に冬半球極域下層を中心とした気温の上昇が見られ、これまで見られていた低温誤差を緩和するという期待通りの結果が得られた(図略)。そのため、全球モデルでは完全結氷処理は廃止される見込みである。

なお、再予報実験による評価の後に、完全結氷処理について更に検討を行った結果、内陸の湖沼の凍結を表現するためと、将来的な陸・開水・海氷混在格子化を視野に、海氷解析の対象外の格子は全球モデルの陸水、陸地を問わず完全結氷処理を適用することとした。

4.2.5 おわりに

開水・海氷混在格子の導入と、海上における完全結氷処理の廃止による海氷密度の完全利用によって、GEPS における冬半球の極域下層の低温誤差は大きく改善した。この開発は GSM にも導入が見込まれている。

謝辞

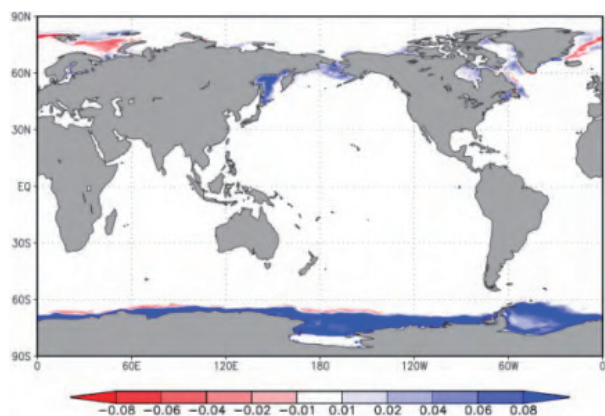
ERA-Interim は ECMWF より提供されたものを使用した。

参考文献

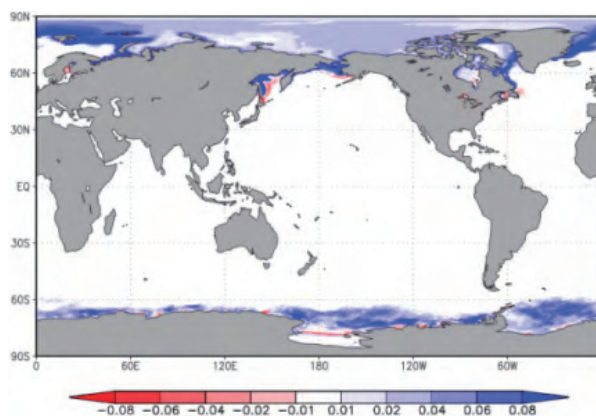
- 岩村公太, 2009: 下部境界条件. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 59-62.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 77-83.
- 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73 特別号, 気象庁, S1-S18.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 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.
- 杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析(MGDSST)の利用と海氷初期偏差を考慮した海氷域推定手法の高度化. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5-20.
- 野村厚, 1996: SST・海氷. 数値予報課報告・別冊第 42 号, 気象庁予報部, 62-78.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Cavalieri, D.J., P. Gloersen, and W.J. Campbell, 1984: Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR, *J. Geophys. Res.*, **89(D4)**, 5355-5369.
- 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. Hólm, L. Isaksen, P. Kállberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597.
- Grumbine, R. W., 1996: Automated passive microwave sea ice concentration analysis at NCEP, U.S. Department of Commerce, *NCEP Tech. Note*, Natl. Weather Serv., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Camp Springs, Md.
- 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.
- 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*, P2.21. Available on line at https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper_101105.htm.
- Nomura, A., 1998: Global sea ice concentration data set used in ERA. *ECMWF Re-Analysis Project Report Series*, **no. 4**, 25pp.

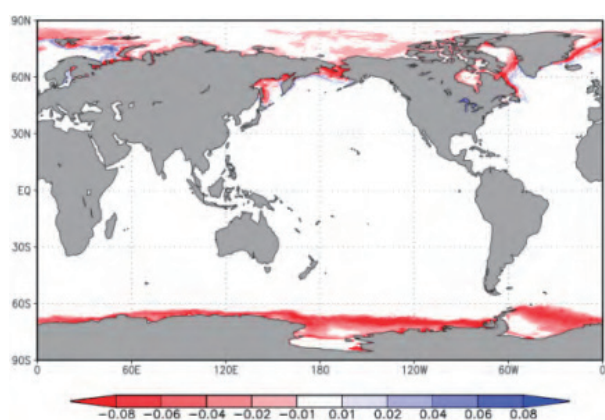
(a) NoSIC1 平均誤差(3/31 初期日)



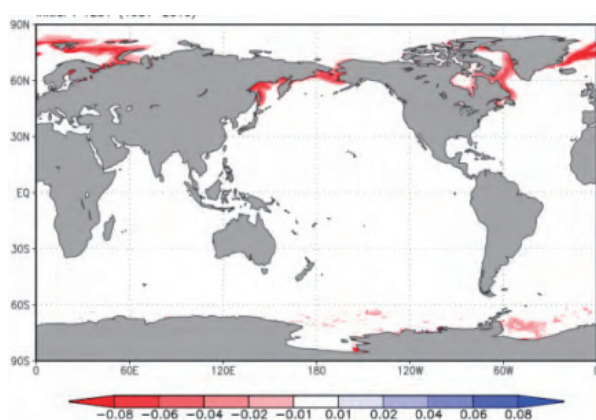
(b) NoSIC1 平均誤差(12/31 初期日)



(c) NoSIC1 - SIC1(3/31 初期日)



(d) NoSIC1 - SIC1(12/31 初期日)



第 4.2-3 図 海水推定値の比較

(a) 3/31 初期日の予測に使用した完全結氷処理廃止実験 (NoSIC1) の海水密度推定値の対解析値平均誤差、(b) 同 12/31 初期日、(c) 3/31 初期日の実験間差分 (NoSIC1 - 完全結氷処理あり (SIC1))、(d) 同 12/31 初期日。推定 0 日 (解析値) から 35 日目の平均。

4.3 海面水温摂動¹

4.3.1 はじめに

気象庁の3か月予報、暖候期予報、寒候期予報及びエルニーニョ予測に用いる季節アンサンブル予報システムでは、大気海洋結合モデルを用いている(高谷, 2015)。1か月アンサンブル予報システム(1か月EPS)のV1403(平井ほか, 2015)では、全球モデル(GSM)や週間EPS、台風EPSと同様に、境界条件として与える海面水温の推定値を、解析値と平年値から求められる初期の平年偏差が持続することを仮定し、その時間発展は季節変動する気候値で与えられる。その値はアンサンブルを構成する全てのアンサンブルメンバーで共通であり、各アンサンブルメンバーに境界条件として与えられる海面水温がその解析誤差及び時間発展の確率密度分布を表したものとを言えない(堀田, 2016)。よって、1か月程度先までを対象とした予測においても下部境界条件の影響を適切に考慮し、その不確実性を予測にどのように反映させるかは重要な課題である(堀田, 2016)。

V1403では、大気初期摂動として成長モード育成(BGM)法、モデルアンサンブルとして確率的物理過程強制法が導入されているが、主要な予測要素のスプレッドが平方根平均二乗誤差よりも小さく、その大きさが十分ではないことがわかっている。特に、領域・要素別には、海面水温の影響を強く受ける地上気温や、潜熱輸送及び対流を通じて海面水温の影響を受ける熱帯の速度ポテンシャルのスプレッドが不足している(佐藤ほか, 2015)。この一因として、全てのアンサンブルメンバーに同じ海面水温推定値が与えられていることが考えられる。

そこで、GEPSでは、太田と堀田(2016)による海面水温摂動を導入し、海面水温解析の不確実性及び時間発展の不確実性の表現による予測精度の改善を狙った。本節では、GEPSへの海面水温摂動の導入に向けた開発の中から、V1403に対して海面水温摂動を導入した際の2週目~1か月先の予測への影響について調べた結果を示す。海面水温摂動の導入による1~2週目を対象とした予測に対する影響を調

べた結果は太田と堀田(2016)を参照していただきたい。

なお、本節に関する実験及び評価は、数値予報課の太田洋一郎氏及び堀田大介氏の協力の下に実施した。

4.3.2 海面水温摂動の作成手法

ここでは、海面水温摂動の作成手法の概要を示す。この内容は太田と堀田(2016)を抜粋したものであるため、詳細については太田と堀田(2016)を参照していただきたい。

(1) i 番目 ($i=1, \dots, K$) のメンバー (K はアンサンブルメンバー数) に対して、過去(ここでは2003~2013年の11年分)の海面水温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。類似の空間構造を持つ摂動が作成されて重複が起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10日以上)。

(2) それぞれのアンサンブルメンバーについて、上で選択した時刻から ΔT だけ離れた時刻を選択し、海面水温摂動 ΔSST_i を以下のように与える。

$$\begin{aligned} \Delta SST_i(T_0 + t_f) \\ = \alpha [SSTA(T_i + \Delta T + t_f) - SSTA(T_i)] \end{aligned} \quad (\text{第 4.3-1 式})$$

ここで、 t_f は予報時間で海面水温解析値の時間間隔刻みで変化し、本実験では全球日別海面水温解析(MGDSST; 栗原ほか, 2006)を用いているため t_f を1日としている。 $SSTA(T)$ は時刻 T における海面水温の気候値に対する偏差を表す。 α は摂動の振幅を調整するパラメータである。今回の調査においては、調整パラメータ ΔT 及び α は太田と堀田(2016)と同じ値(それぞれ1日及び1.0)を採用した。

また、実験に際しては、上記のほかに以下の2つの処理を実装している。

¹ 吉田 拓馬、新保 明彦

(3) 海水域及び陸域・沿岸域のマスク

初期時刻と海面水温摂動作成に用いた日時 of 海水密度解析値の最大値をとり、これが閾値(0.001)以上となる地点及び欠測となっている地点にマスクをかける。この際、マスクの境界で急激な変化が起きない

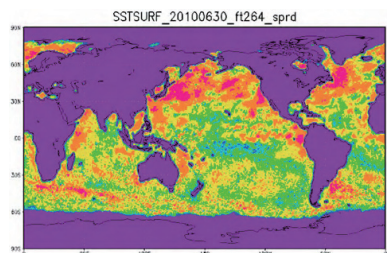
ように摂動の振幅パラメータを0から1へ滑らかに変化させる。

(4) アンサンブル平均の修正

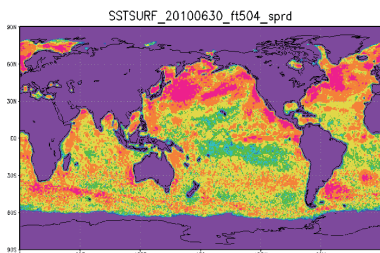
全摂動メンバー(今回の実験では4メンバー)の海面水温摂動の平均が0になるように、作成した海面水

スプレッド

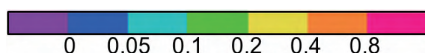
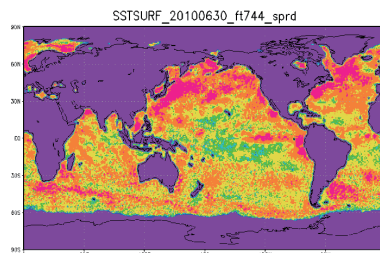
(a) 予報 10 日目



(b) 予報 20 日目

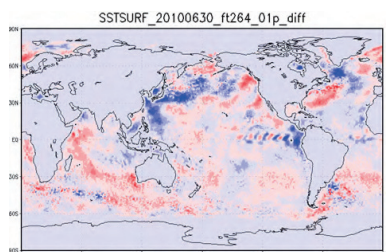


(c) 予報 30 日目

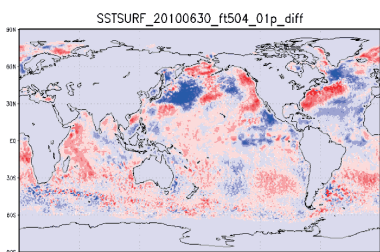


海面水温摂動(01p)

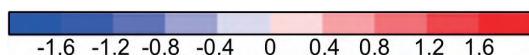
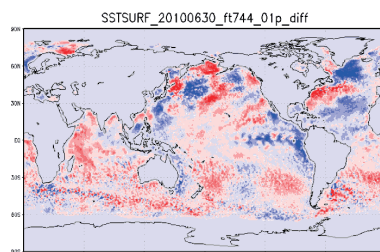
(d) 予報 10 日目



(e) 予報 20 日目

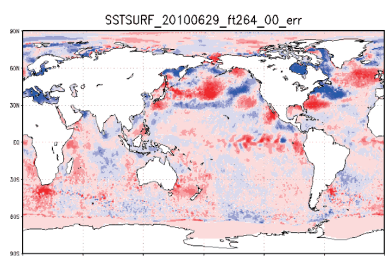


(f) 予報 30 日目

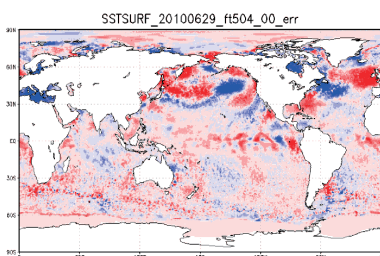


海面水温推定値(海面水温摂動無し)の誤差(推定値-解析値)

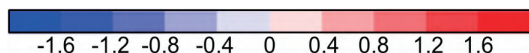
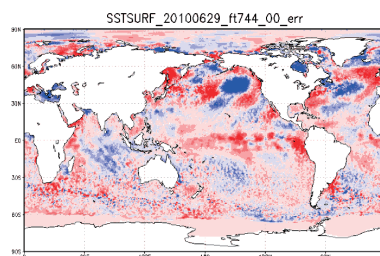
(g) 予報 10 日目



(h) 予報 20 日目



(i) 予報 30 日目



第 4.3-1 図 2010 年 6 月 30 日 12UTC を初期時刻とする 5 メンバーの予測における(上段)海面水温摂動のスプレッド、(中段)摂動メンバー(01p)の海面水温摂動及び(下段)海面水温推定値(海面水温摂動無し)の誤差(推定値-解析値)

左から予報 10 日目、予報 20 日目、予報 30 日目。単位は全て[K]。陰影はカラーバーを参照。海面水温摂動無しの場合の海面水温推定値は、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与えた値である。

温摂動の平均を全摂動メンバーの海面水温から差し引く。これにより、各アンサンブルメンバーに与えられる海面水温の平均は摂動を与えない海面水温と同じになる。

4.3.3 実験仕様

海面水温摂動の効果を確認するため、V1403 に対して海面水温摂動を適用し、過去 30 年を対象とした再予報を実施した。ただし、初期日は年 4 初期日(3月31日、6月30日、9月30日及び12月31日)とし、それぞれ 12UTC を初期時刻とした。再予報の仕様は佐藤ほか(2015)及び第 2.1 節を参照いただきたい。また、検証には、大気解析値として気象庁 55 年長期

再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015; Kobayashi et al., 2015)、海面水温には MGDSST を使用した。

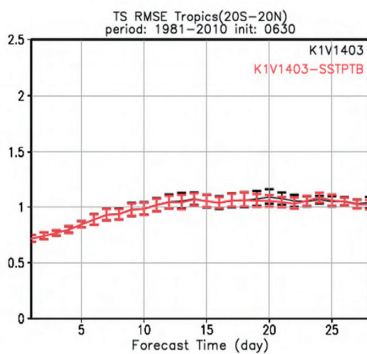
4.3.4 結果

本項では第 4.3.3 項で示した実験仕様に基づく結果のうち、6 月 30 日初期日の予測結果を示す。なお、6 月 30 日以外の 3 初期日においても、海面水温摂動の導入による影響としては同様の結果であった(図略)。

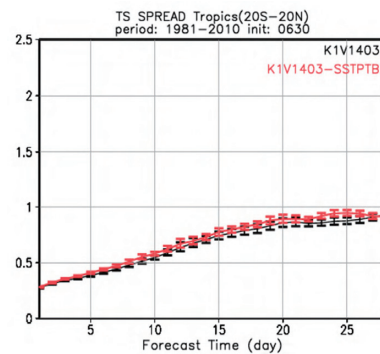
まず、今回の予報実験で与えた海面水温摂動の空間分布を確認する。第 4.3-1 図には、2010 年 6 月 30 日を初期日とする予測における海面水温のスプレッド、海面水温摂動及び初期半年偏差を固定して与えた海面水温推定値の誤差(推定値－解析値)を示して

地上気温(熱帯域)

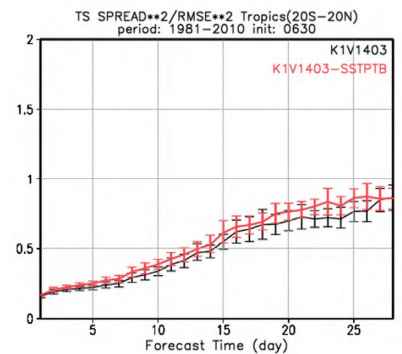
(a)RMSE



(b)スプレッド

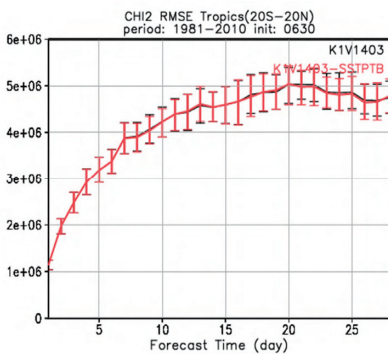


(c)R

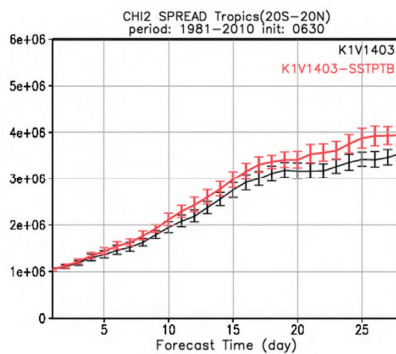


200hPa 速度ポテンシャル(熱帯域)

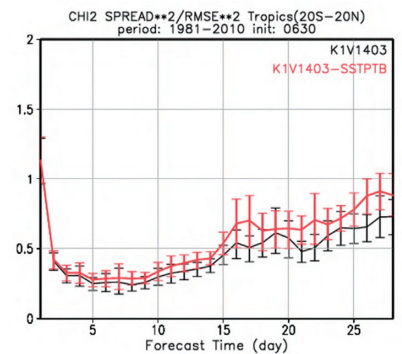
(d)RMSE



(e)スプレッド



(f)R



第 4.3-2 図 海面水温摂動の導入前と導入後のスプレッド、RMSE 及び R

黒線は V1403(海面水温摂動無し)、赤線は V1403 に海面水温摂動を適用した実験。熱帯域(20°S-20°N)の(a)~(c)地上気温と(d)~(f)200hPa 速度ポテンシャル。(a) (d)RMSE、(b) (e)スプレッド、(c) (f)R(定義は補遺 2.5-A を参照)。単位は(a) (b)は[K]、(d) (e)は[m²/s]。誤差幅は信頼区間 95%信頼区間を示す。6 月 30 日 12UTC を初期時刻とする 1981~2010 年の 30 年を対象とした 5 メンバーのアンサンブル実験に基づく。日別値(日 4 回平均)を対象。

いる。スプレッド(第 4.3-1 図(a)~(c))から、予報時間の発展に伴い海面水温の摂動が成長していく様子がわかる。また、初期半年偏差固定の海面水温推定値の誤差(第 4.3-1 図(g)~(i))と比較すると、海面水温の誤差の大きな領域(例えば、南アフリカ沖のアガラス(Agulhas)海流続流域や夏半球(この例では北半球)側の中高緯度)で大きな海面水温の摂動及びスプレッドを与えることができていることが確認できる。

次に、海面水温摂動導入により増加が期待されるスプレッドの変化を確認する。第 4.3-2 図は、1981~2010 年の 30 年を対象とした 6 月 30 日初期日の予測について、海面水温摂動の導入前(黒線)と導入後(赤線)における平方根平均二乗誤差(RMSE)、スプレッド及びスプレッドと RMSE の二乗比(R; 定義は補遺 2.5-A を参照)を、熱帯域の地上気温及び 200hPa 速度ポテンシャルについて示している。第 4.3-2 図から、海面水温摂動の導入により、RMSE に明瞭な違いが現れていないのに対し、スプレッドが不足している熱帯の地上気温及び 200hPa 速度ポテンシャルにおいてスプレッドが増加し、R がアンサンブル予報における理想的なスプレッドと RMSE の比(1.0)に近づいていることがわかる。なお、南北半球中・高緯度の地上気温においても、わずかにスプレッドが増加している(図略)。

平均誤差については海面水温摂動の導入前後でほとんど変化は無く、海面水温摂動の導入による平均的なモデルの循環場への影響は小さい(図略)。また、アノマリー相関係数にも明瞭な変化はみられなかった(図略)。

一方、確率論的スコアとしてブライアスキルスコア(BSS)を用いて評価すると、複数の領域・要素で BSS が大きくなり改善がみられた(図略)。海面水温摂動の導入により、スプレッドの増加に対応して BSS が大きくなっていると考えられる。

4.3.5 まとめ

海面水温摂動の 2 週目~1 か月先の予測への影響について調べるために V1403 ~海面水温摂動を導入した実験を行い、その影響を調査した。その結果、

対流圏下層を中心とした気温及び熱帯の大規模発散場の指標となる 200hPa 速度ポテンシャルのスプレッドの増加など、概ね期待される通りの影響を確認した。GEPS による再予報を用いた評価において、例えば熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャルのスプレッドが増加し R がアンサンブル予報としてより理想的な値に近づいている(第 2.5-5 図)。今回の GEPS に対する海面水温摂動の導入による効果がスプレッドの変更に寄与していると考えられる。

参考文献

- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 77-84.
- 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.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 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.
- 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.
- 高谷祐平, 2015: 概論. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-4.
- 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.
- 堀田大介, 2016: 中期予報における下部境界条件の影響. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 11-17.
- 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.

5 全球アンサンブル予報システムの改善に向けて¹

本テキストでは、全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の運用開始にあたり、この新しいシステムの仕様を特にこれまでの1か月アンサンブル予報システム(1か月 EPS)との比較を中心に記述するとともに、1か月予報及び異常天候早期警戒情報に用いる EPS としての再予報に基づく検証結果及びガイダンスの開発内容と検証結果を示した。また、全球 EPS の運用開始に向けて実施した開発の中から一部の項目について概要を示した。

第1.1節で示したように、これまでの台風アンサンブル予報システム(台風 EPS)、週間アンサンブル予報システム(週間 EPS)及び1か月 EPS を統合した全球 EPS として開発対象を集中することにより、開発を効率的に行うとともに開発成果の共有や相互活用を進め、台風情報、週間天気予報、異常天候早期警戒情報及び1か月予報を一体的に支援するシステムとして予測精度の向上を実現した。今後の全球 EPS の改善においても、数日から1か月先までを通した様々な時間スケール及び予測対象における総合的な精度向上が必要である。

以下では、今後の全球 EPS の改善を目指すにあたり、特に1か月予報及び異常天候早期警戒情報の精度向上の観点で、中・長期的課題も含めて重視すべき開発課題について示す。

5.1 全球数値予報システムの改善に向けた開発との連携

全球 EPS は台風情報や週間天気予報の支援にも用いられることから、これを意識した開発が必要である。これまでの1か月予報に用いる予報モデルの物理過程や初期値及び境界値に関する開発は、主に1か月平均場及び7日平均場の予測の改善、特に平均誤差の軽減を目的に行われてきた。今後は平均誤差の軽減とともに、予報開始から1週間程度先における7日平均よりも短い時間スケールを対象とした予測精度を考慮して開発を行う必要がある。

また、全球 EPS の大気初期値及び陸面初期値は、短期予報等に用いられる全球数値予報システムで作成される値を利用しており、更に全球 EPS に用いる予報モデルは全球モデル(GSM)の分解能を粗くしたモデルである。開発成果の共有及び相互活用、効率的な開発の実施を考慮すると、今後の全球数値予報システムの開発との連携は益々重要となる。

具体的な課題としては、数日から1か月程度先までの時間スケールの予測に重要と考えられる「陸面初期値」の改善が挙げられる。特に、これまでの1か月 EPS の陸面初期値に用いる積雪深解析には衛星観測データを用いていたが、今回の統合では大気初期値との整合性を重視して現在の全球数値予報システムに準じた陸面初期値を利用することから、その積雪深解析には衛星観測データは考慮されていないことになる。今後、全球数値予報システム及び全球 EPS に用いる陸面初期値の積雪深解析において衛星観測データが利用可能となるように開発を進める。更に積雪深解析以外の陸面解析においても、入手可能な観測データとその利用について検討を進め、陸面解析の高度化を図る必要がある。

5.2 再予報の仕様の検討

全球 EPS の再予報は、約30年を再予報期間とし、実行頻度を月3回、1初期時刻あたりのアンサンブルメンバー数を5としている。現在の仕様は、利用可能な計算機資源を考慮しつつ、再予報期間を平年値期間である30年間を満たすように設定している。再予報による予測結果は、当該システムの精度検証及びそのシステムの予測を用いたガイダンスの開発に利用されている。新保と吉田(2016)は、再予報の仕様の検討にあたり、アンサンブルメンバー数の増加や実行頻度の増加が検討課題であるとした。特に現在の1か月予報及び異常天候早期警戒情報ガイダンスの開発においては、1初期時刻あたり5メンバーという制約から、アンサンブル平均を用いた正規分布仮定法を採用しており、この手法では個々の事例における予測のばらつきを考慮することができない。この観点から、1初期時刻あたりのアンサンブルメンバー数の増加により、ガイダンス開発において新たな手法の導入が検討

¹ 新保 明彦

できるかもしれない。そのためにはまず、アンサンブルメンバー数の増加によるガイダンス開発への有効性の確認が必要である。

一方、全球 EPS の予測精度の改善のためには、全球数値予報システムにおける GSM の更新後、できるだけ速やかに全球 EPS に用いる予報モデルを最新の GSM に基づく予報モデルに変更することが望まれる。この実現には、台風情報及び週間天気予報に用いる EPS としての評価に加えて、1 か月予報及び異常天候早期警戒情報に用いる EPS としての評価を速やかに行うことが重要であり、それには再予報の速やかな実施が不可欠である。

以上から、今後は、利用可能な計算機資源を考慮しつつ、再予報の更なる有効利用及び再予報の速やかな実施が可能となる、最適なアンサンブルメンバー数及び再予報期間等の組み合わせを検討することが重要である。

5.3 大気海洋結合モデルの利用

全球 EPS では境界値摂動として海面水温摂動を導入し、大気モデルに与える海面水温の不確実性の考慮において一つの成果を得た。一方、より現実的な精度の高い海面水温の時間発展及びその不確実性

を考慮するためには、大気海洋結合モデルの利用が有効と考えられる。また、大気海洋結合モデルの利用により、大気と海洋の間の相互作用も考慮することが可能となる。

気象庁は、3 か月予報、暖候期予報、寒候期予報及びエルニーニョ予測を支援するため、大気海洋結合モデルを用いた季節アンサンブル予報システム(季節 EPS; 高谷, 2015)を運用しており、その改善に向けて開発を進めている。この大気海洋結合モデルの開発は、これまではその予測対象である 3 か月予報、暖候期予報、寒候期予報及びエルニーニョ予測の改善を課題としてきた。今後も大気海洋結合モデル開発の主要課題は現在と同様であるが、将来の 1 か月先までを対象とした予測システムの改善を念頭に、1 か月先までの予測における大気海洋結合モデルの利用の有効性の調査を進める予定である。

参考文献

- 新保明彦, 吉田拓馬, 2016: アンサンブル予報システムと再予報. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 85-92.
- 高谷祐平, 2015: 概論. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-4.