

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對して、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))。

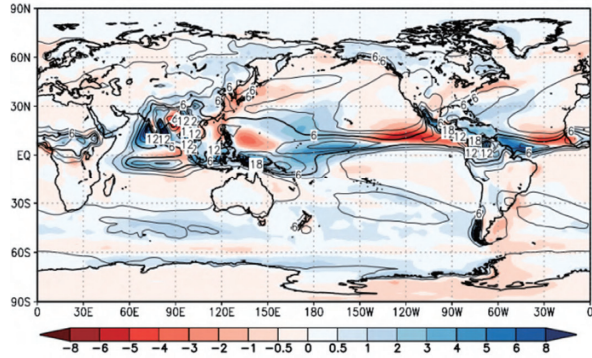
2.2.2 帯状平均場の平均誤差

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。

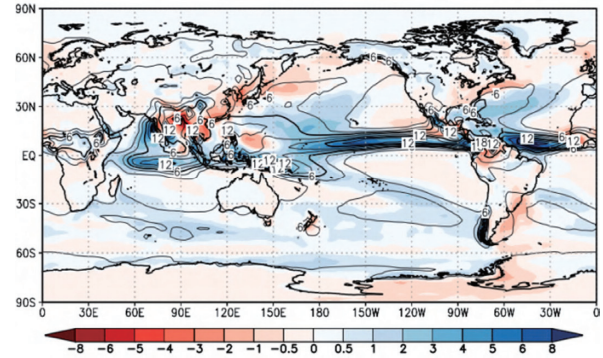
次に、帯状平均気温の平均誤差について述べる。GEPS では、成層圏における平均誤差が V1403 に比べて減少した。特に、V1403(第 2.2-4 図(b)(d))では熱帯の 100hPa 付近を中心に高温の平均誤差が見られたが、GEPS(第 2.2-4 図(a)(c))ではこの誤差が大幅に減少した。予報モデルの鉛直層数増強などにより成層圏の大気の実現が精緻化されたことが誤差の減少に寄与していると考えられる。一方、V1403 と比較して GEPS は熱帯の対流圏上層及び下層において

¹ 関口 亮平

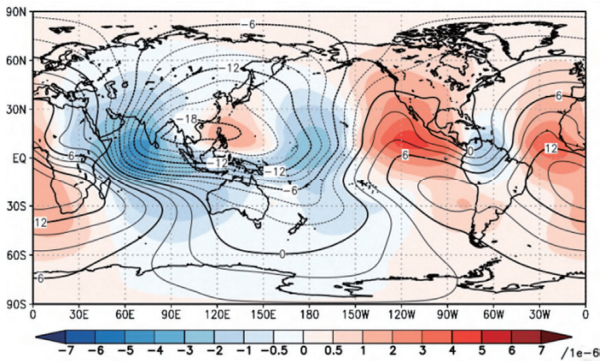
(a) 降水量 (GEPS)



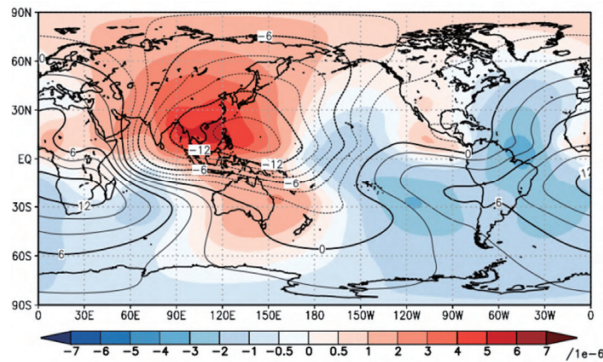
(b) 降水量 (V1403)



(c) 200hPa 速度ポテンシャル (GEPS)



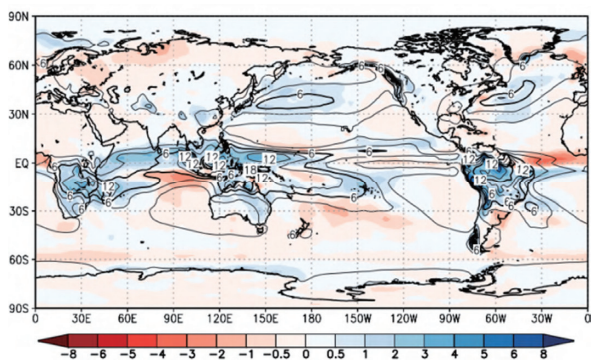
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



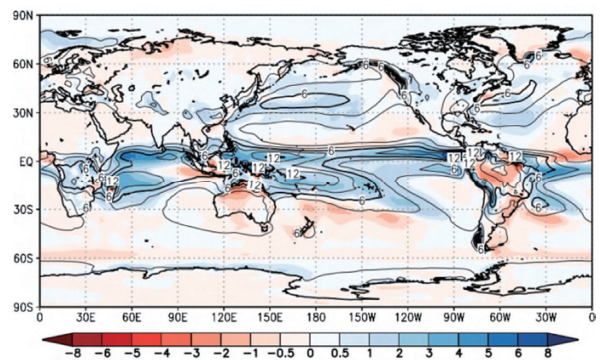
第 2.2-1 図 夏期間における、降水量と 200hPa 速度ポテンシャルの平均誤差(陰影)とモデル平年値(等値線)(予測 3~30 日目の 28 日平均場)

(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。

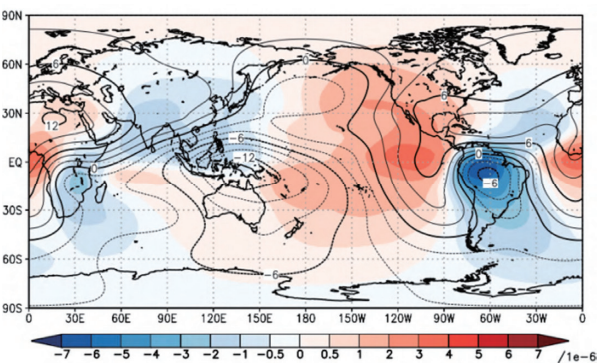
(a) 降水量 (GEPS)



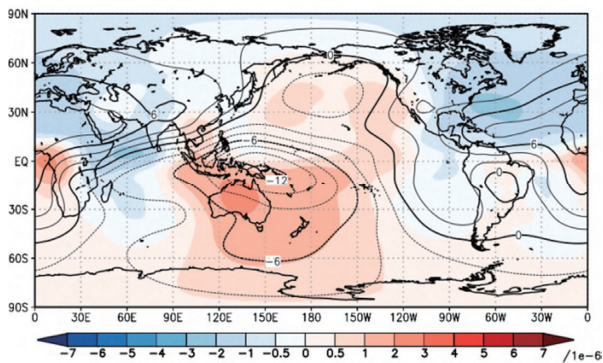
(b) 降水量 (V1403)



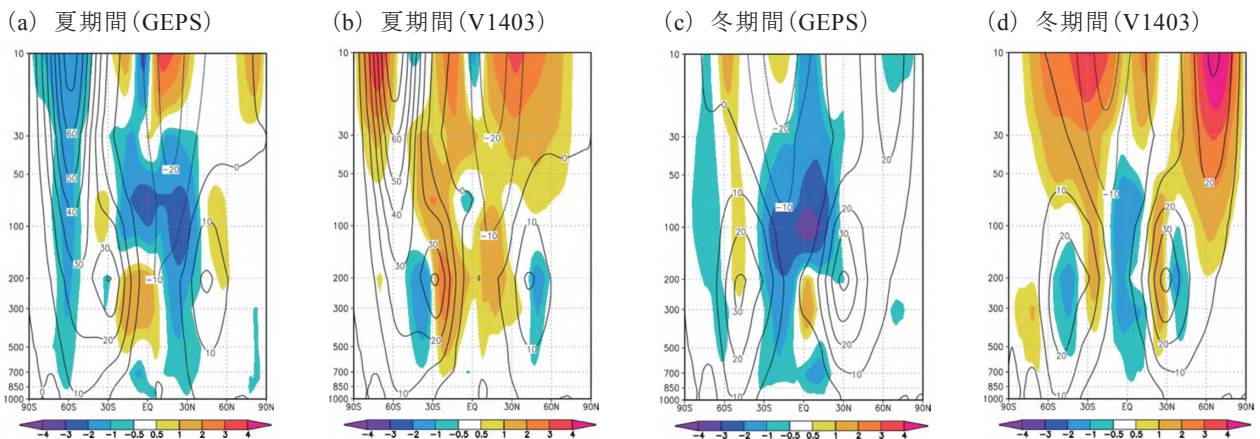
(c) 200hPa 速度ポテンシャル (GEPS)



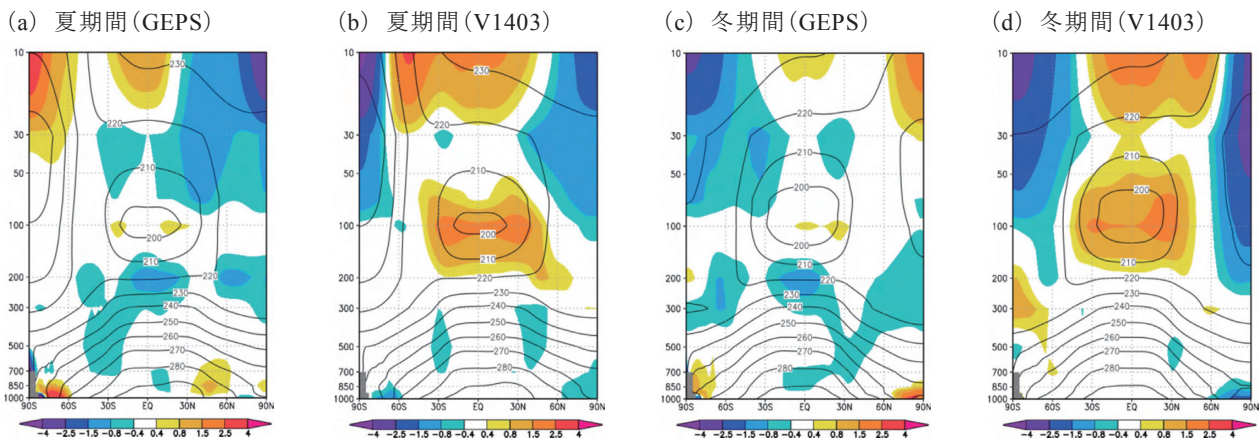
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



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。

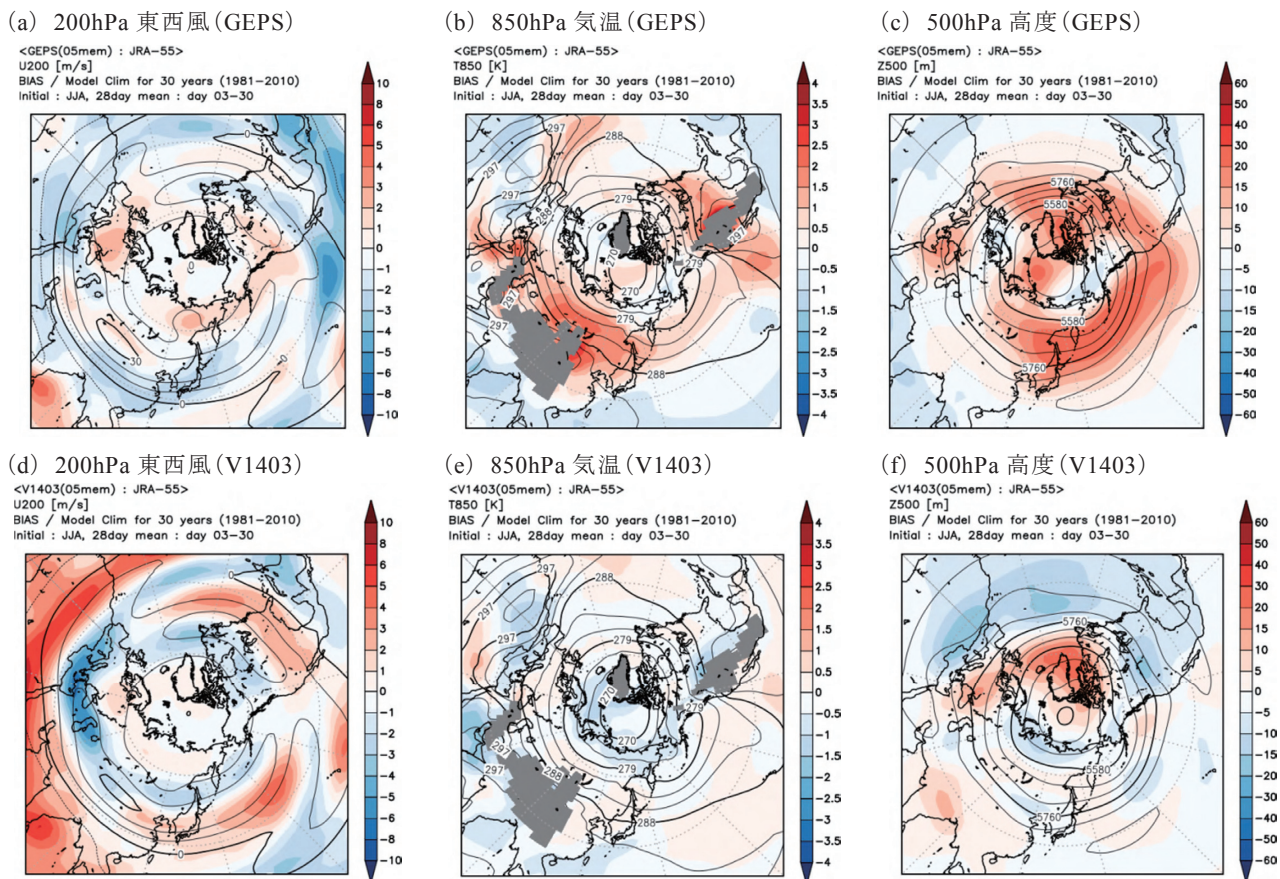
季節を問わず低温の平均誤差が拡大した。この特性の変化については、積雲や放射など予報モデルにおける様々な過程の変更が寄与しており、要因を特定することは難しい。

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。

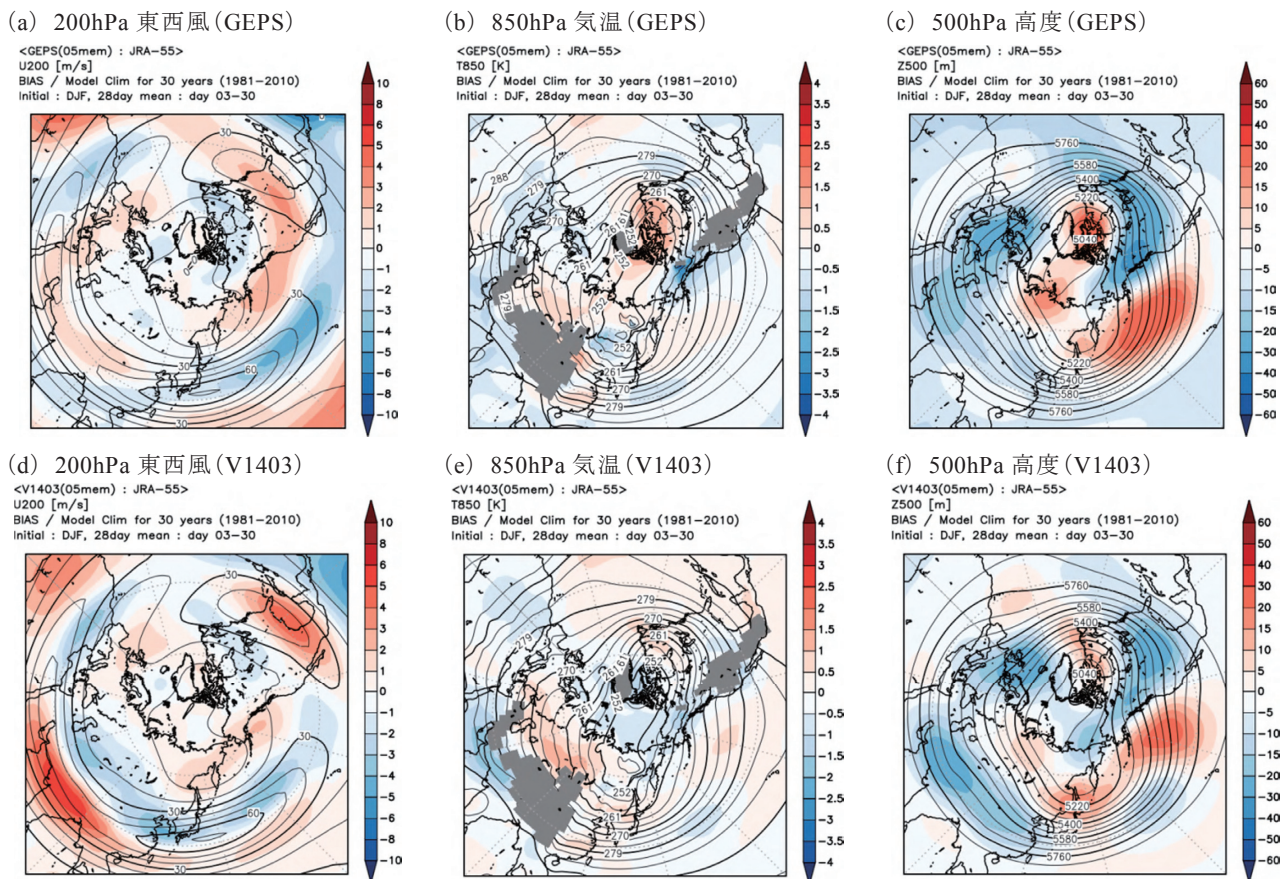
アから北米にかけて GEPS では正の平均誤差が帯状に拡大する傾向が見られた。

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

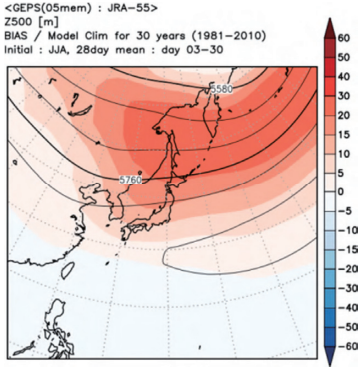
GEPS では、予報モデルの大幅な更新をはじめとしたシステム全体の改良に伴い、熱帯域・中高緯度ともに平均誤差の分布や特性が V1403 から大きく変化した。予報モデルの積雲過程の変更などに伴う熱帯域

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。

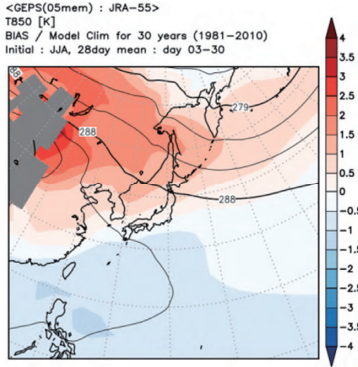
参考文献

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.

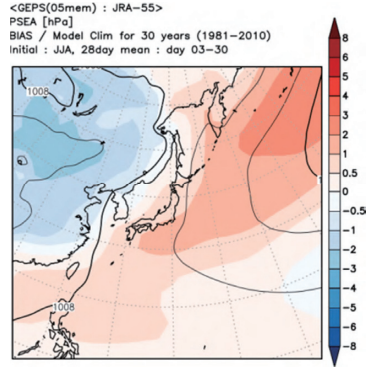
(a) 500hPa 高度 (GEPS)



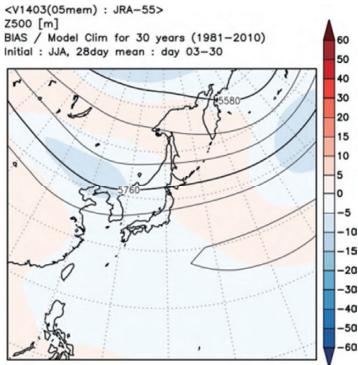
(b) 850hPa 気温 (GEPS)



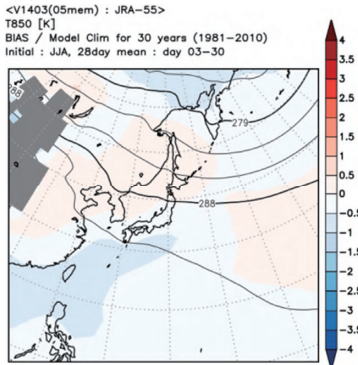
(c) 海面更正気圧 (GEPS)



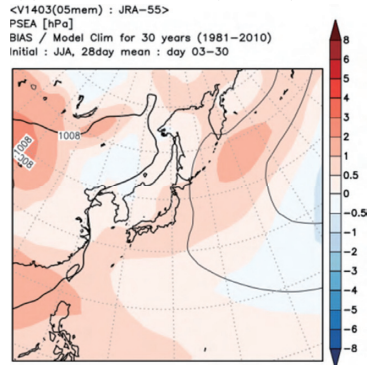
(d) 500hPa 高度 (V1403)



(e) 850hPa 気温 (V1403)

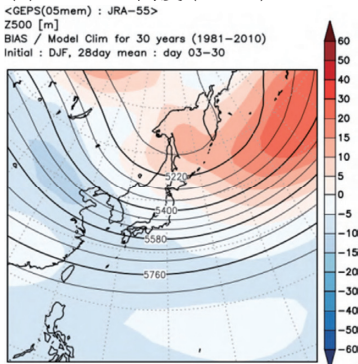


(f) 海面更正気圧 (V1403)

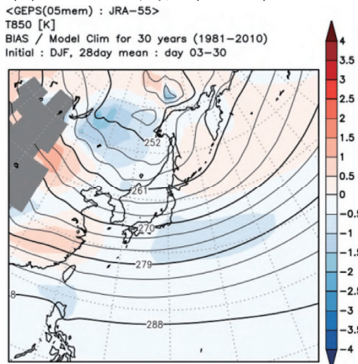


第 2.2-7 図 夏期間における、日本付近の平均誤差(陰影)とモデル平年値(等値線)(予測 3~30 日目の 28 日平均場)
(a)GEPS 及び(d)V1403 の 500hPa 高度[単位:m]、(b)GEPS 及び(e)V1403 の 850hPa 気温[単位:K]、(c)GEPS 及び(f)V1403 の海面更正気圧[単位:hPa]。等値線間隔は、(a)及び(d) : 60m、(b)及び(e) : 3K、(c)及び(f) : 4hPa。(b)及び(e)は、標高 1500m 以上の領域に灰色のマスクをかけている。平均誤差は、JRA-55 からの差。

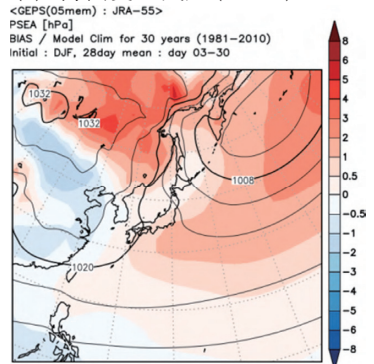
(a) 500hPa 高度 (GEPS)



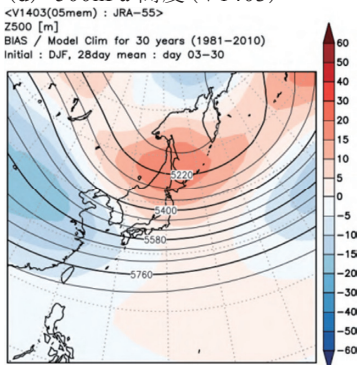
(b) 850hPa 気温 (GEPS)



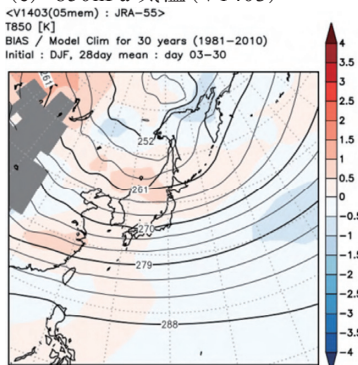
(c) 海面更正気圧 (GEPS)



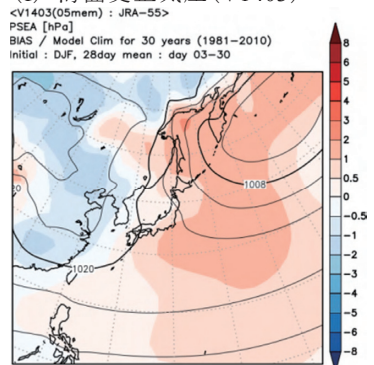
(d) 500hPa 高度 (V1403)



(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。

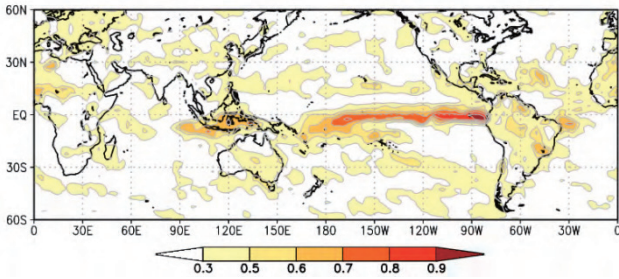
2.3.2 中高緯度の予測精度

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。

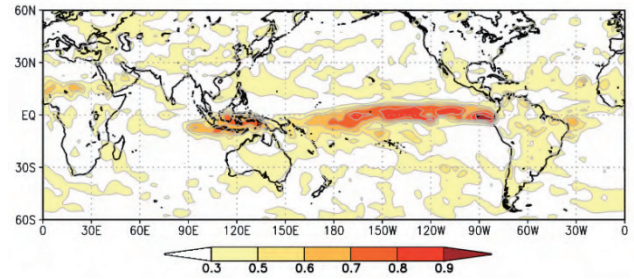
第 2.3-7 図に、北半球域 (20°N~90°N) を対象とした各季節の予測精度 (アノマリー相関係数の GEPS と V1403 の差) を示す。各要素とも夏期間以外は概ね

¹ 関口 亮平

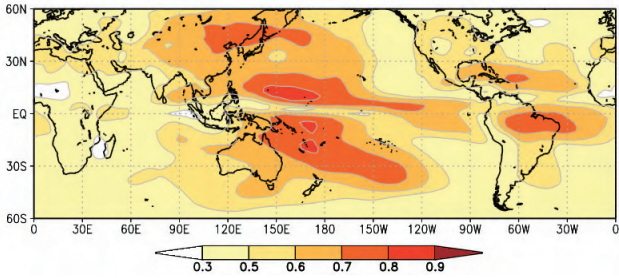
(a) 降水量 (GEPS)



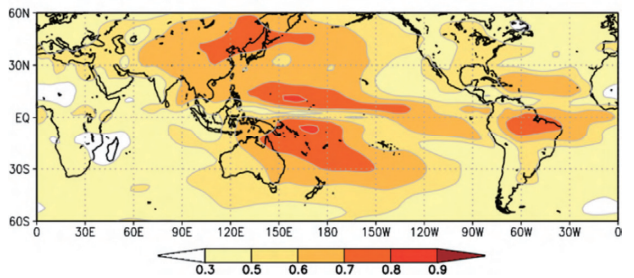
(b) 降水量 (V1403)



(c) 850hPa 流線関数 (GEPS)



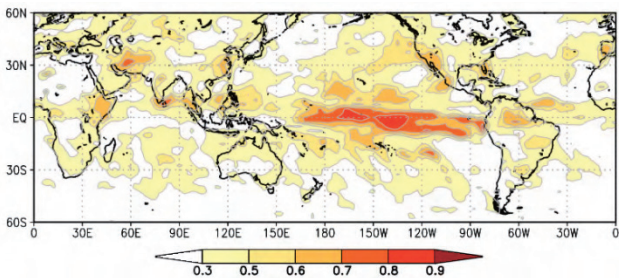
(d) 850hPa 流線関数 (V1403)



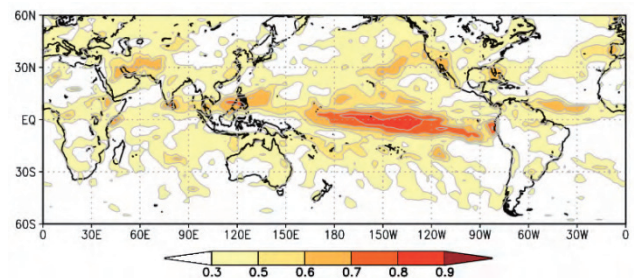
第 2.3-1 図 夏期間における、降水量と 850hPa 流線関数のアンモリー相関係数(予測 3~30 日目の 28 日平均場)

(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。

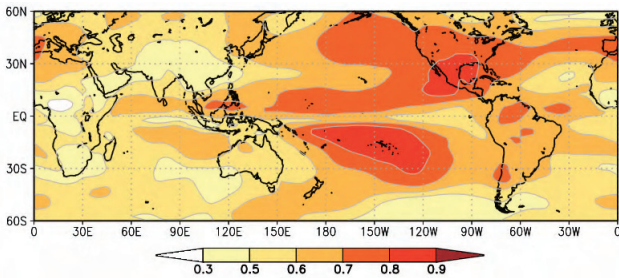
(a) 降水量 (GEPS)



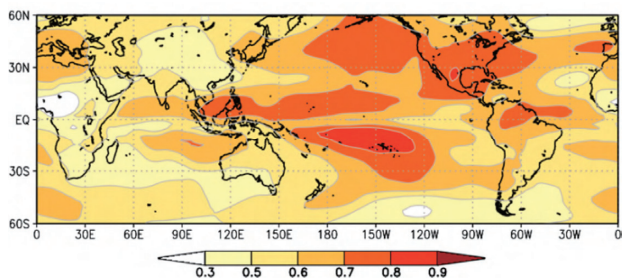
(b) 降水量 (V1403)



(c) 850hPa 流線関数 (GEPS)

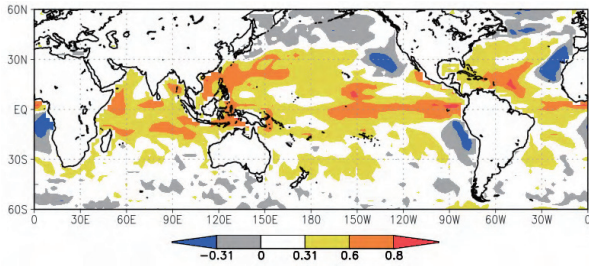


(d) 850hPa 流線関数 (V1403)

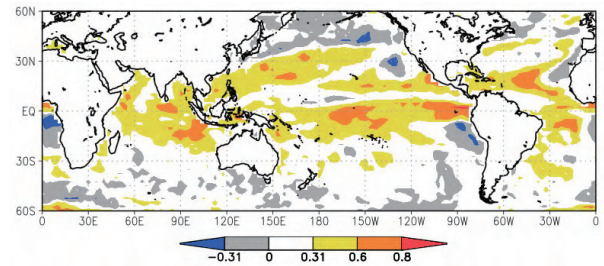


第 2.3-2 図 第 2.3-1 図と同じ。ただし、季節は冬期間

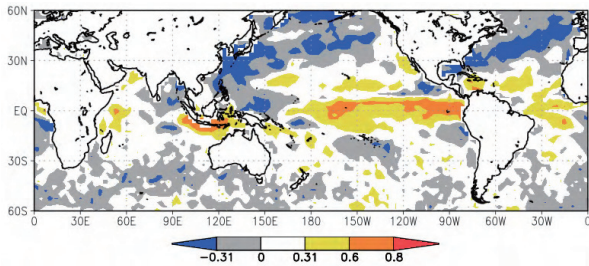
(a) 予測 (GEPS)



(b) 予測 (V1403)



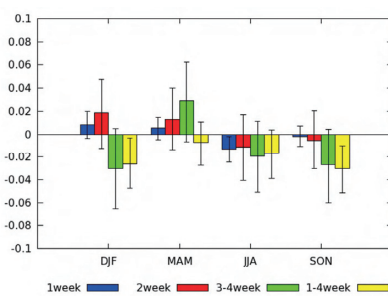
(c) 解析



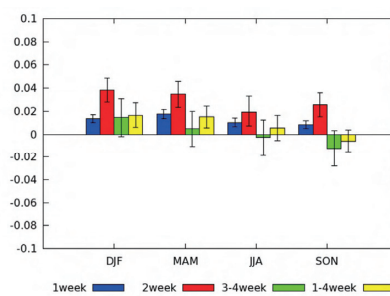
第 2.3-3 図 海面水温と降水量の相関係数 (6 月 30 日初期日)

(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 MGSST (海面水温) との相関係数。

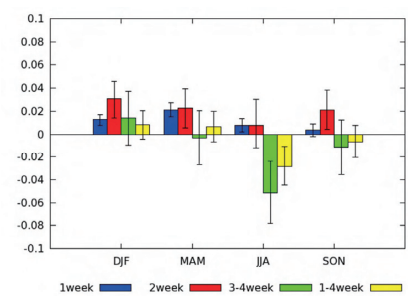
(a) 200hPa 速度ポテンシャル



(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

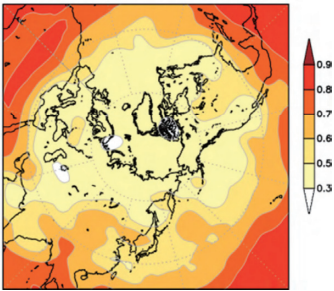
初期摂動の考慮など、アンサンブル手法の変更 (第 1.2 節参照) による予測精度の改善への寄与も大きいと考えられる。

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

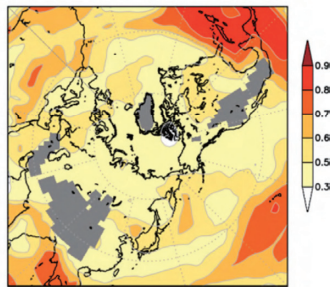
(a) 500hPa 高度 (GEPS)

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



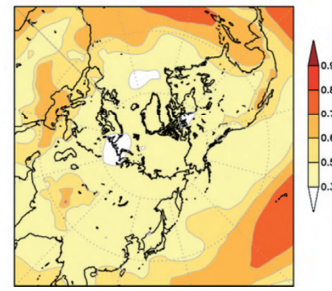
(b) 850hPa 気温 (GEPS)

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



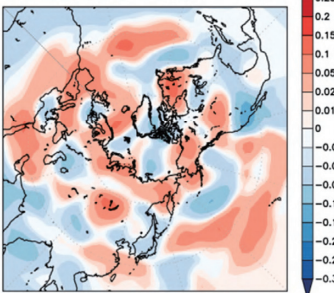
(c) 海面更正気圧 (GEPS)

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



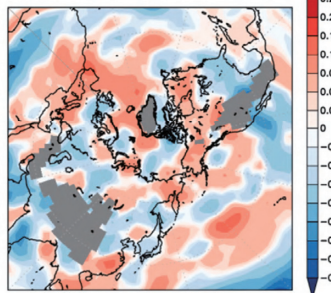
(d) 500hPa 高度 (GEPS-V1403)

<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



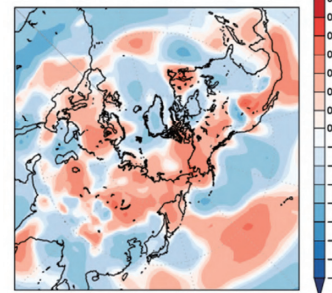
(e) 850hPa 気温 (GEPS-V1403)

<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

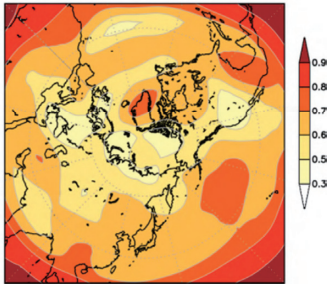
本節では、GEPS の大まかな予測精度について述べた。夏期間を除く各季節では、熱帯の下層循環場や中高緯度の予測精度が改善傾向で、予測 2 週目までは統計的に有意な改善も見られた。一方、夏期間については要素や領域、予報時間により差はあるものの、総合的に見て予測精度は中立の傾向であった。日本域に着目すると、冬期間を中心に改善傾向が見られたものの、夏期間は中立から改悪の傾向となった。

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.

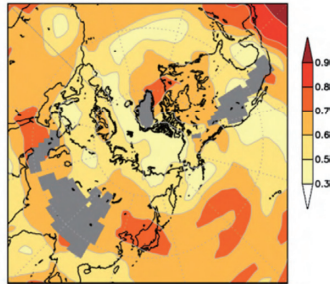
(a) 500hPa 高度 (GEPS)

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



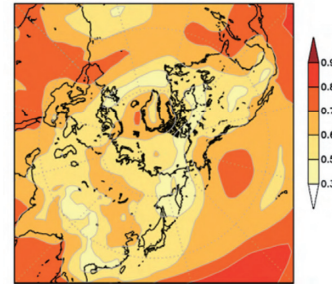
(b) 850hPa 気温 (GEPS)

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



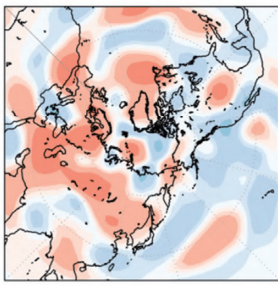
(c) 海面更正気圧 (GEPS)

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



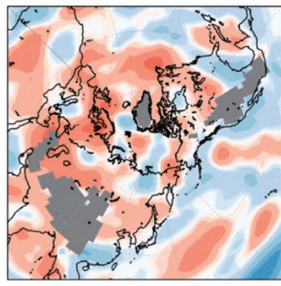
(d) 500hPa 高度 (GEPS-V1403)

<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



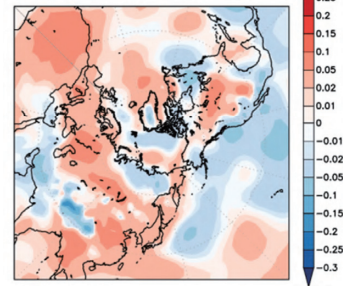
(e) 850hPa 気温 (GEPS-V1403)

<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



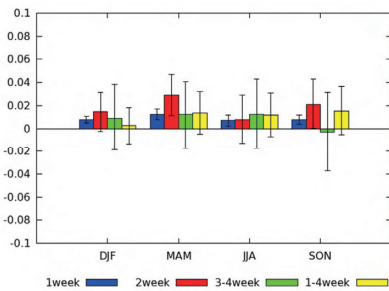
(f) 海面更正気圧 (GEPS-V1403)

<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

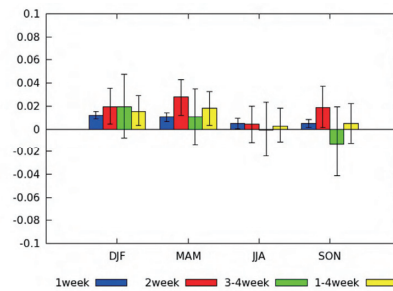


第 2.3-6 図 第 2.3-5 図と同じ。ただし、季節は冬期間

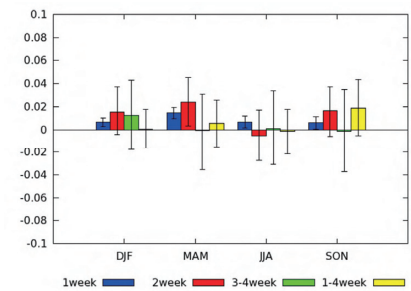
(a) 500hPa 高度



(b) 850hPa 気温

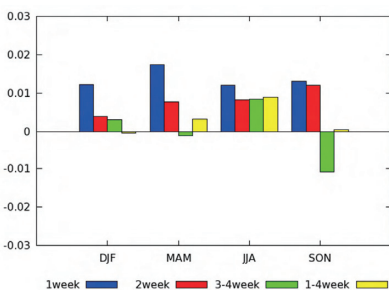


(c) 海面更正気圧

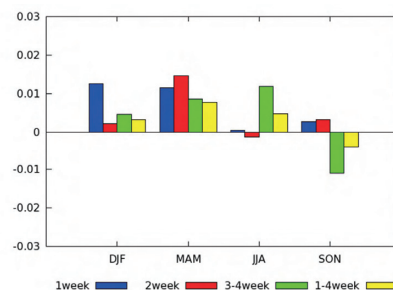


第 2.3-7 図 第 2.3-4 図と同じ。ただし、領域は北半球域 (20°N~90°N)、要素は (a) 500hPa 高度、(b) 850hPa 気温、(c) 海面更正気圧

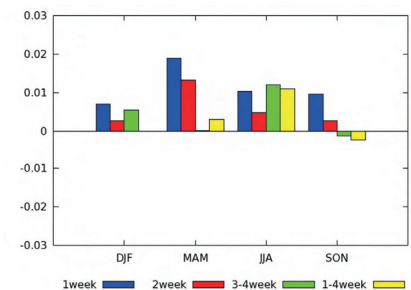
(a) 500hPa 高度



(b) 850hPa 気温

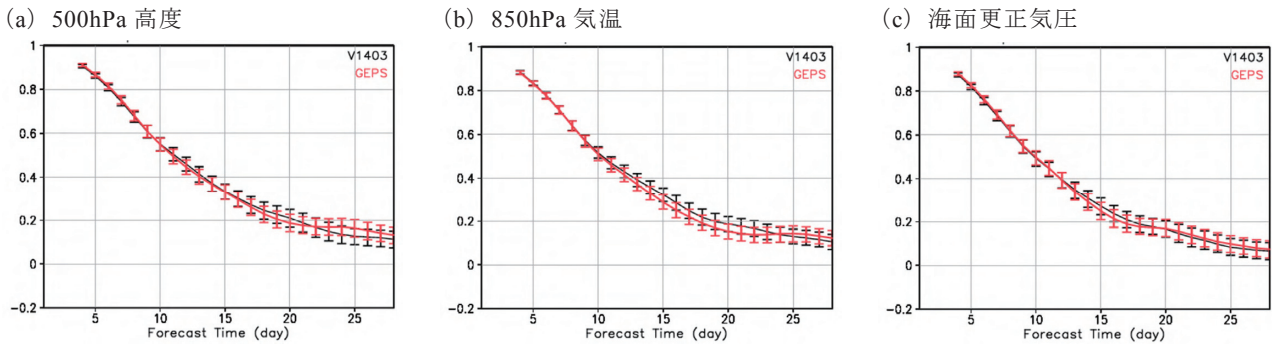


(c) 海面更正気圧



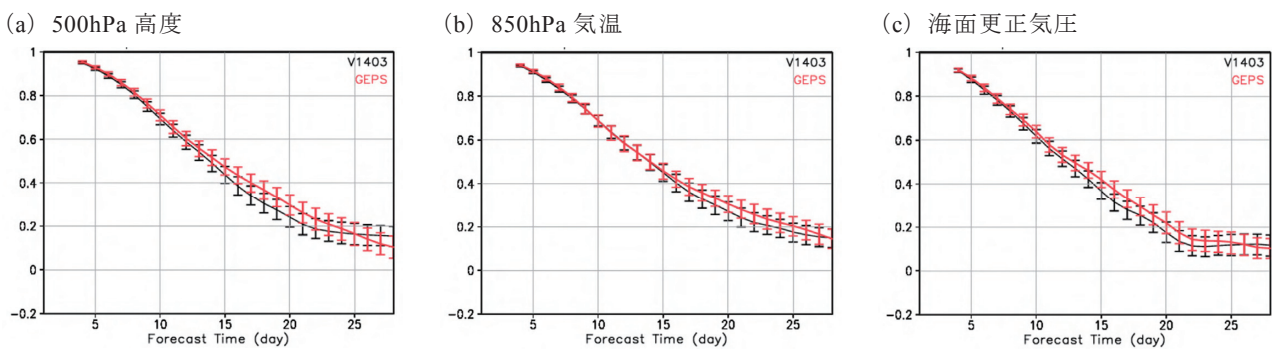
第 2.3-8 図 北半球域 (20°N~90°N) における、(a) 500hPa 高度、(b) 850hPa 気温、(c) 海面更正気圧のブライアスキルスコアの差 (GEPS-V1403)

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。

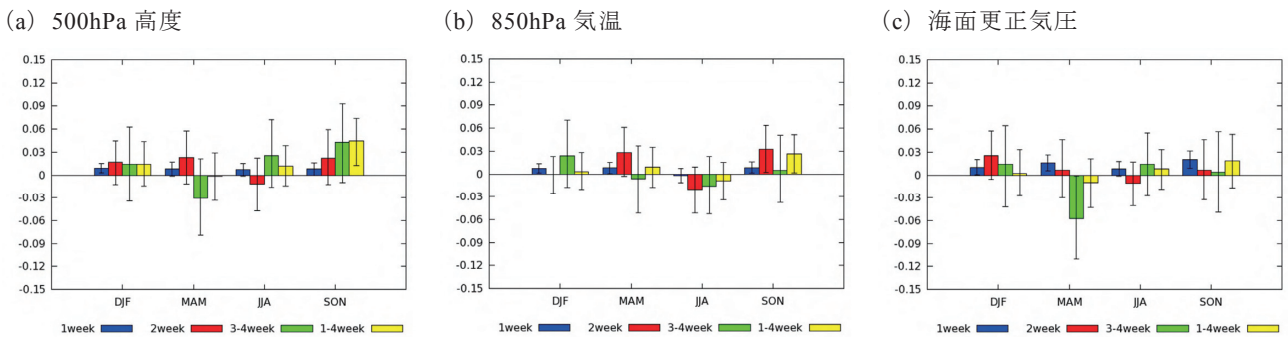


第 2.3-9 図 夏期間における、日本域 (20°N~60°N、100°E~170°E) を対象とした (a) 500hPa 高度、(b) 850hPa 気温、(c) 海面更正気圧のアノマリー相関係数の予報時間による変化 (7 日平均場)

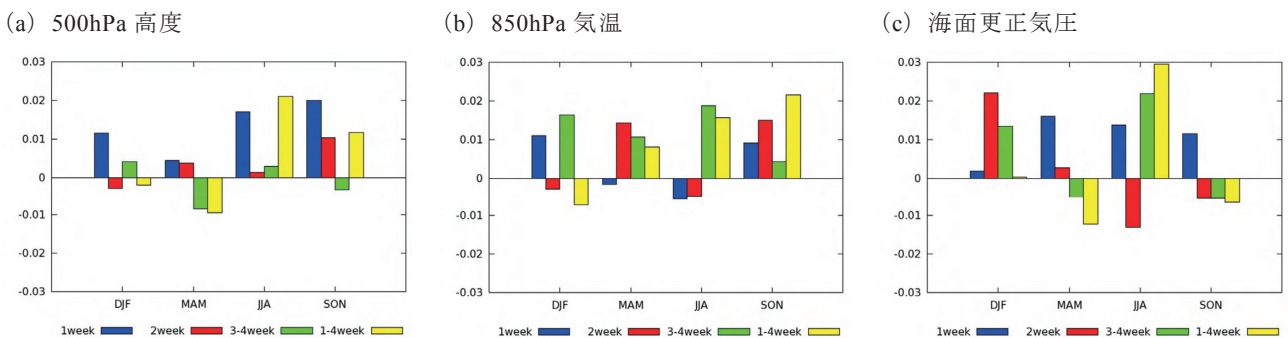
黒線、赤線はそれぞれ V1403、GEPS のスコアで、ブートストラップ法で見積もった 95% 信頼区間を誤差棒で表記している。横軸は予報時間 [day] で、7 日平均の中心日を示す (例えば、横軸の 4 日目は予報 1~7 日目の 7 日平均場に対応する)。



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。

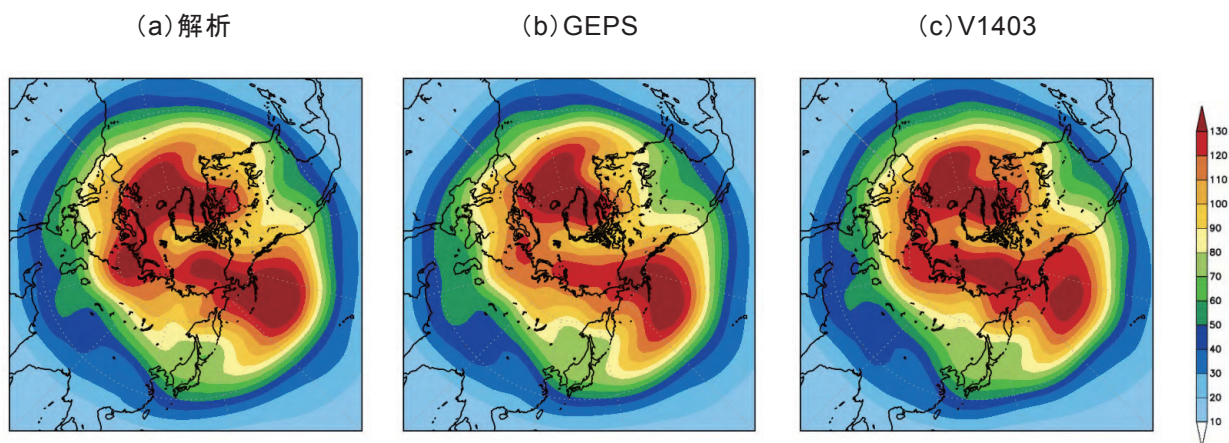
$$spread = \sqrt{\left(\frac{n+1}{n(n-1)T} \right) \sum_{t=1}^T \sum_{i=1}^N w_i \sum_{k=1}^n (x_{k,i} - \bar{x}_i)^2}$$

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。

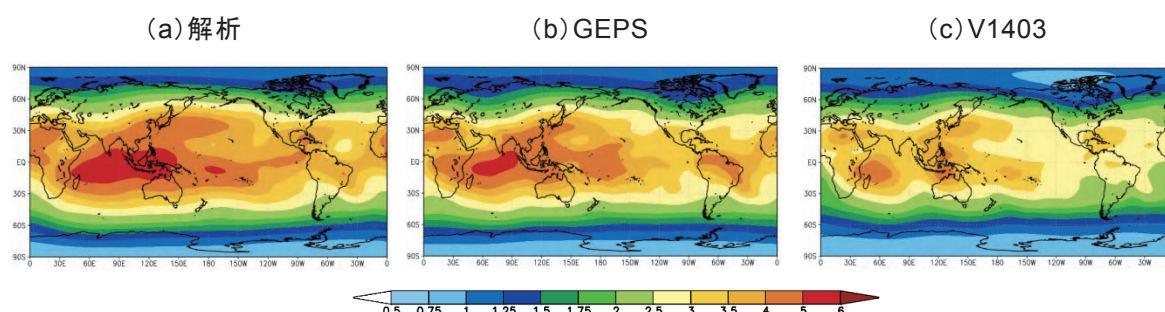
$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^T \sum_{i=1}^N w_i (\bar{x}_i - x_a)^2}$$

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。

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



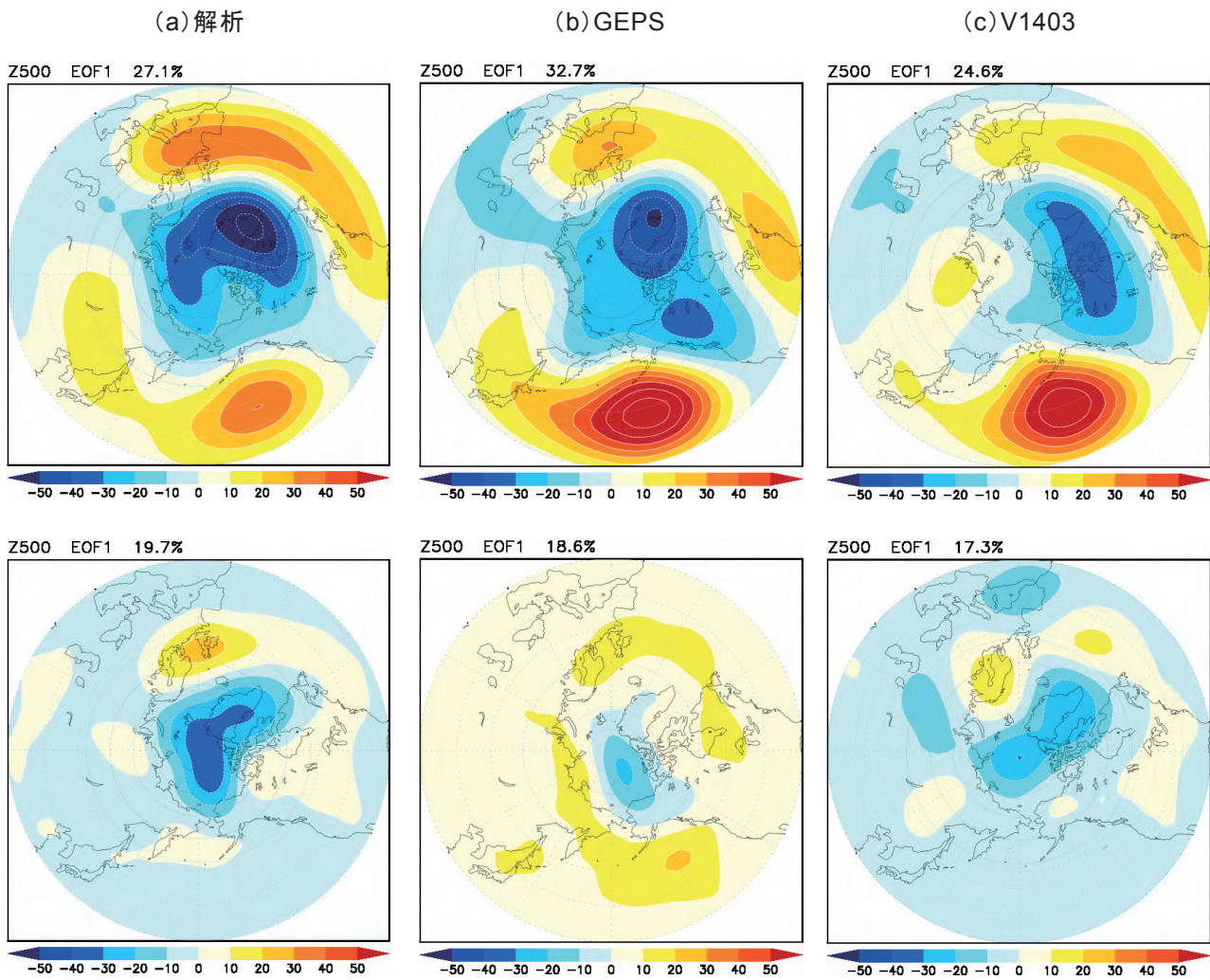
第 2.5-1 図 北半球の冬における 500hPa 高度 2 週目平均場の標準偏差
左から解析 (JRA-55)、GEPS、V1403。モデルはコントロールラン。単位は m。



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

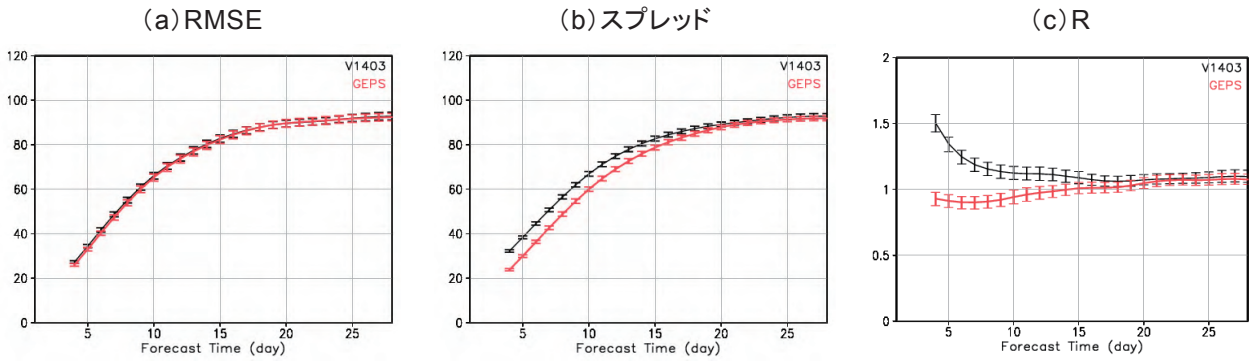
- 新保明彦, 吉田拓馬, 2016: アンサンブル予報システムと再予報. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 85-92.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73-103.
- 高谷祐平, 2011: 予測精度の評価に用いた指標. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 91-93.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1998: Impact of ensemble size on ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 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.



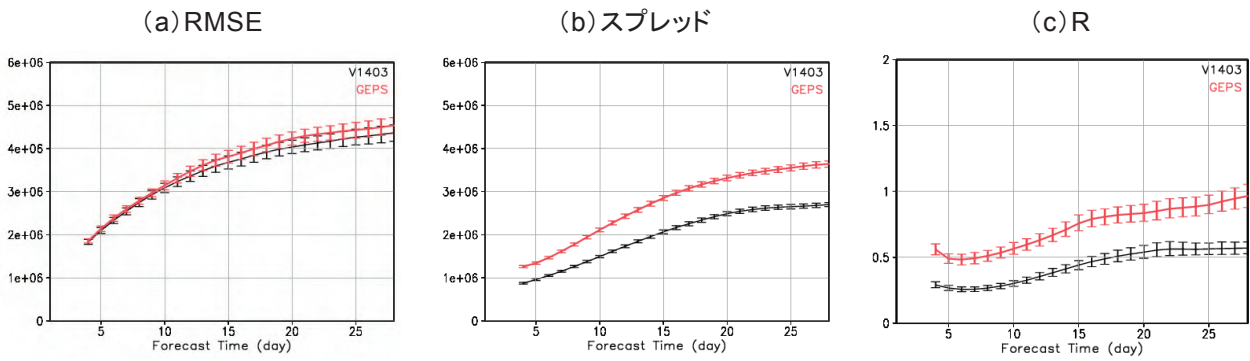
第 2.5-3 図 北半球域 500hPa 高度 3 か月平均場の第 1 主成分
 上段は冬、下段は夏の事例。左から解析 (JRA-55)、GEPS (コントロールラン)、V1403 (コントロールラン)。単位は m。各枠内左上の値 (%) は寄与率を表す。3 か月平均の方法については本文参照

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。

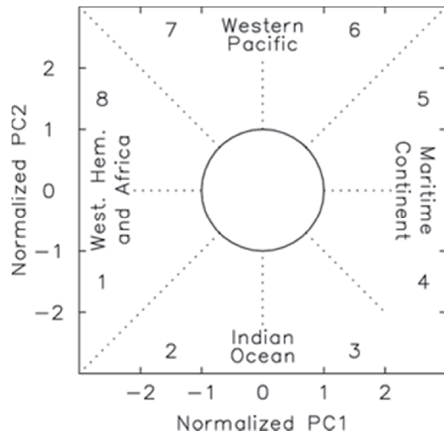
固有ベクトルに投影する解析値は次の手法で求めた。季節の時間スケールより長い周期の変動成分を除くため、OLR、200hPa 及び 850hPa 東西風の各要素の日別値に対して、それぞれ日平均気候値及び季節変動成分(波数 1~3)からの差をとり、更にもその上で前 120 日平均値からの差をとった³。一方、予測値の求め方は、各要素に対して、それぞれ初期日と予報期間ごとに求めたモデル平年値からの差をとり、その上で前 120 日平均値からの差をとった。ただし、予測日数が 40 日間であるため、前 120 日平均値を算出する際、予測期間より前の期間については解析値も使用した。次に、解析値・予測値ともに各要素、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。

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

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

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

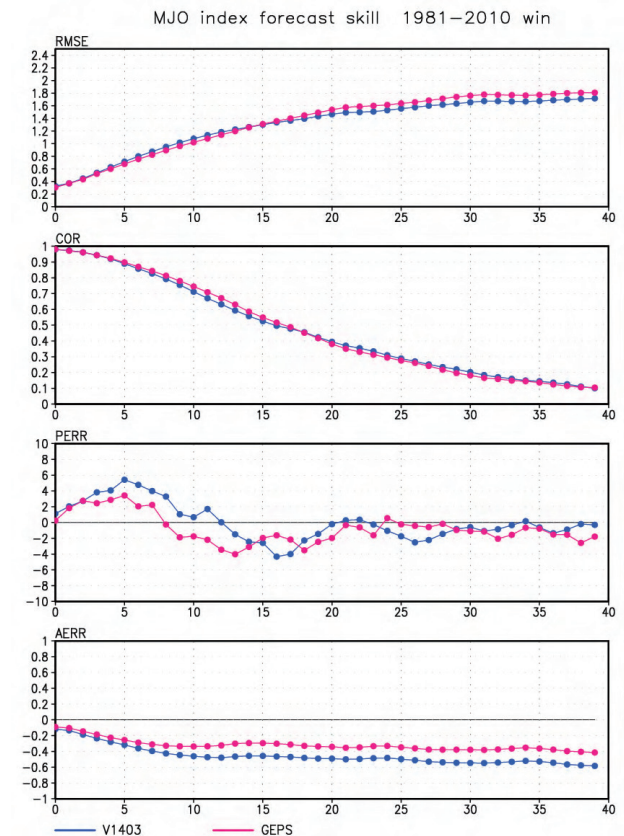
$$AERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left(\sqrt{f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2} - \sqrt{a_1(t)^2 + a_2(t)^2} \right)$$

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。

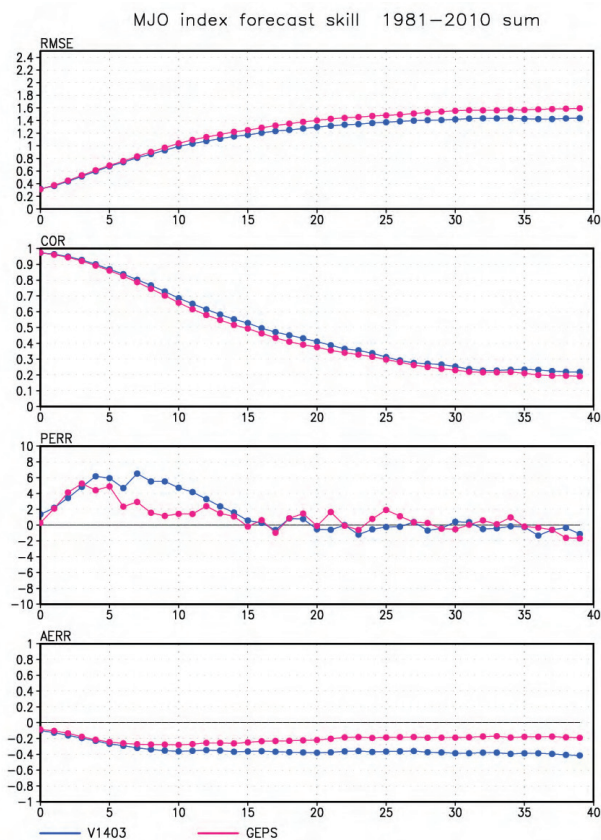


第 2.6-2 図 冬の期間の MJO 指数の予測精度

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。



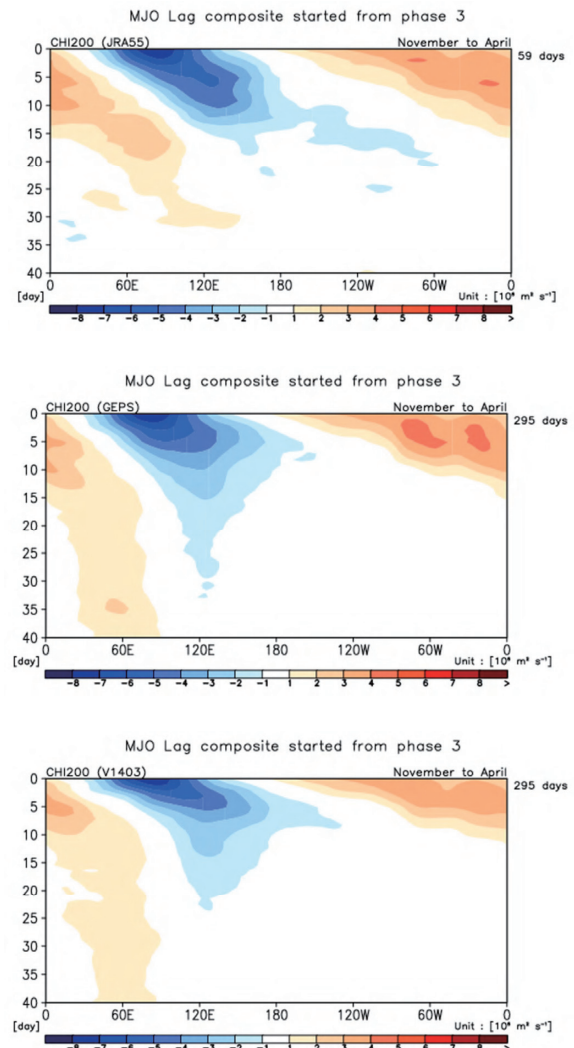
第 2.6-3 図 夏の期間の MJO 指数の予測精度
第 2.6-2 図と同じ。ただし、18 初期日 (4/30~10/20) の予測を対象としている。

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。

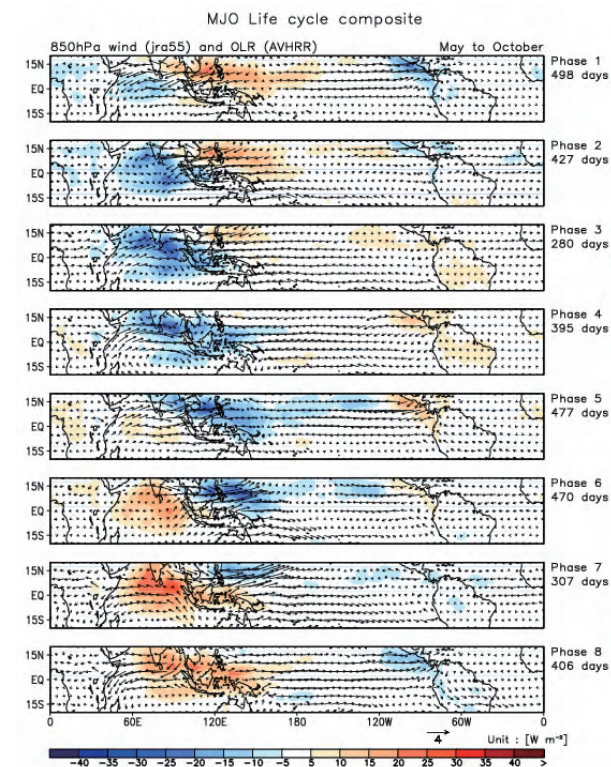


第 2.6-4 図 冬の期間の、MJO の初期位相が 3 (インド洋東部)、かつ振幅が 1 より大きい事例について、赤道域 (15°S-15°N) で緯度平均した 200hPa 速度ポテンシャル偏差の経度時間断面合成図

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。

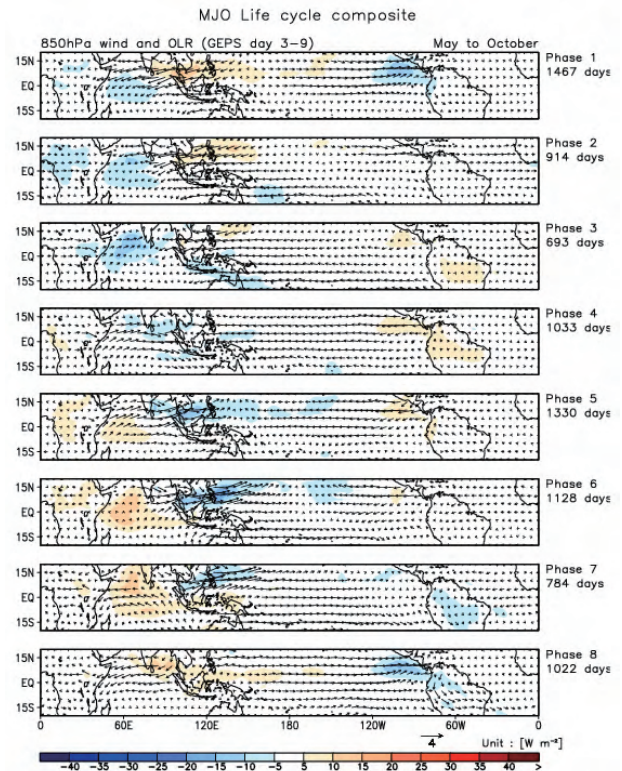
夏の期間の季節内振動には、MJO による対流活発・不活発域の東進する成分だけでなく、インド洋や

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。

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

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

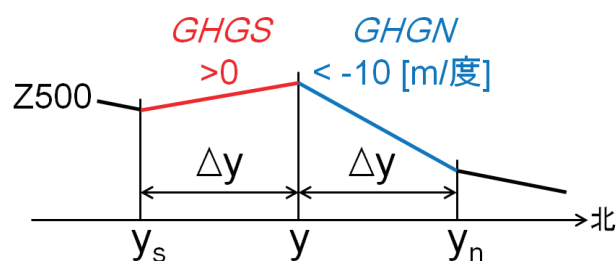
$$y_n = y + \Delta y [度]$$

$$y_s = y - \Delta y [度]$$

$$\Delta y = 15 [度]$$

(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。

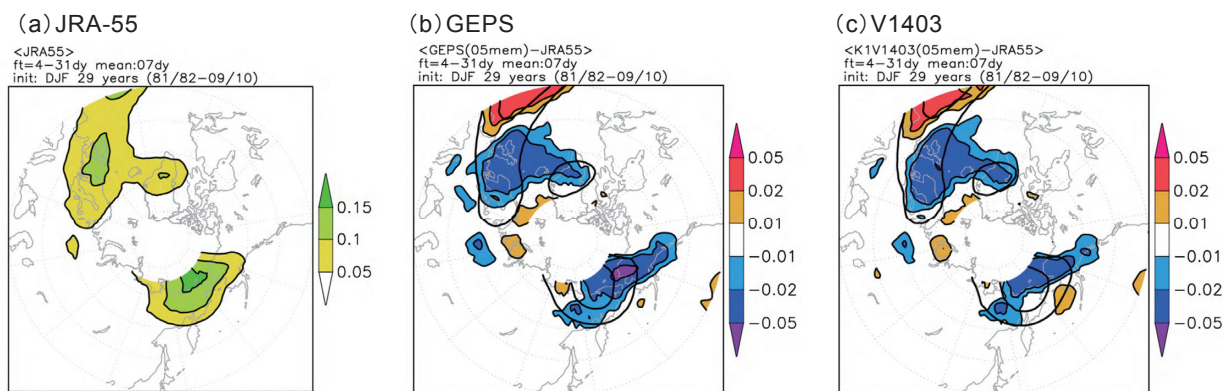


第 2.7-1 図 ブロッキングの検出に関する模式図
変数の定義は本文参照。

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。

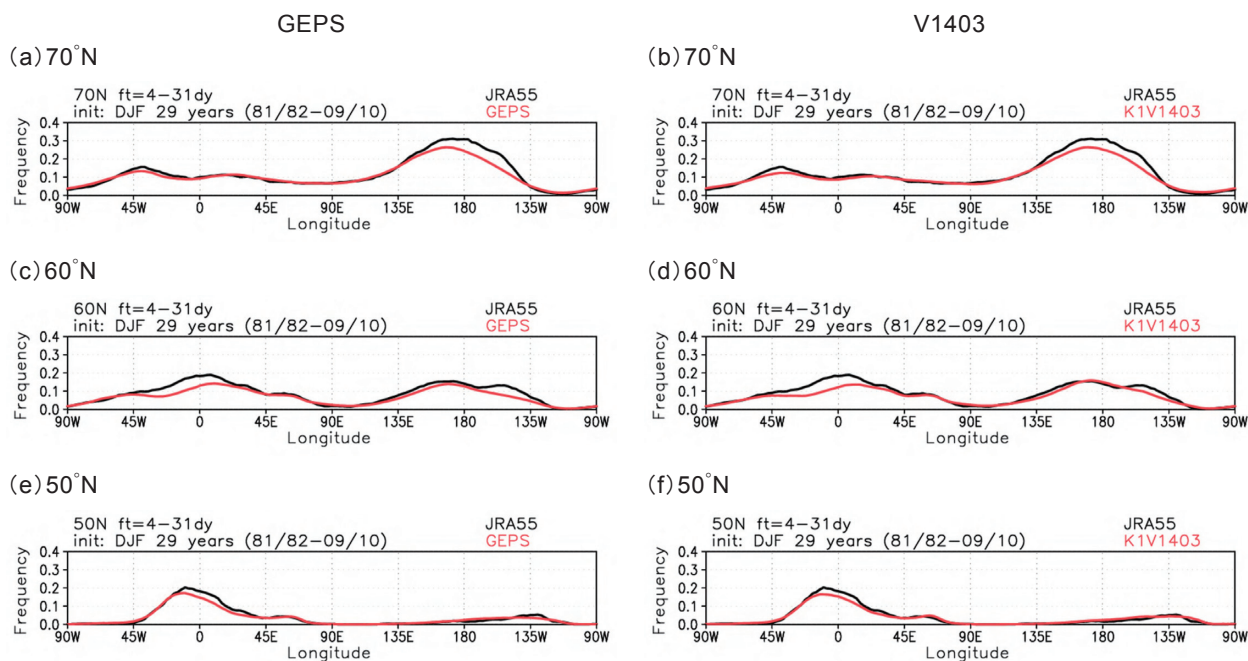
2.7.3 結果

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)



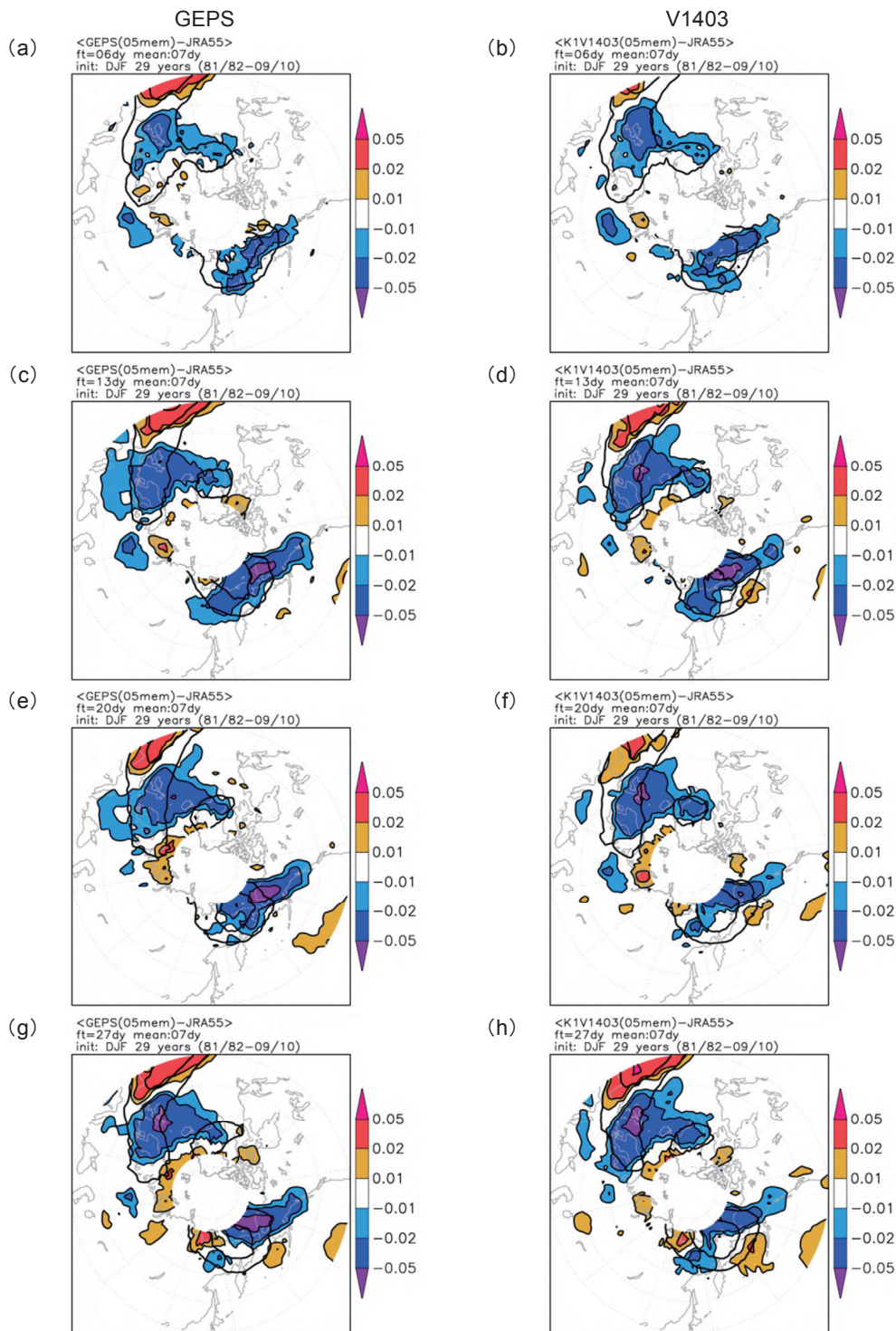
第 2.7-3 図 冬季における緯度帯ごとのブロッキングの平均出現頻度分布

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。

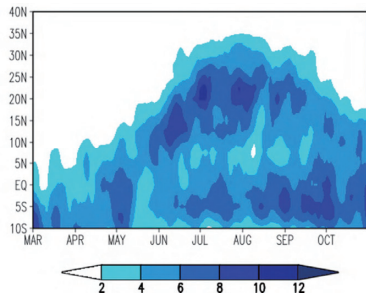
2.8.4 まとめ

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。

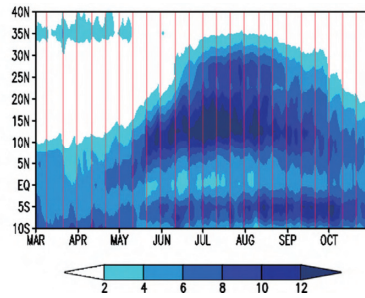
参考文献

- 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.

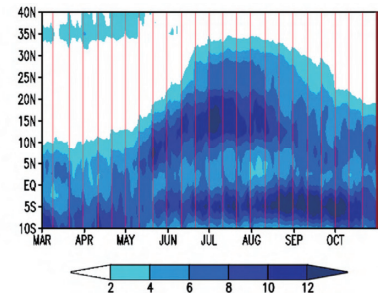
(a) インド付近(GPCP)



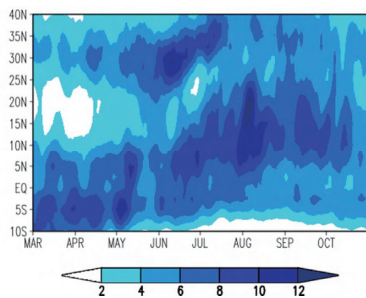
(b) インド付近(GEPS)



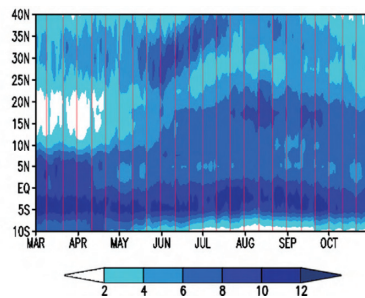
(c) インド付近(V1403)



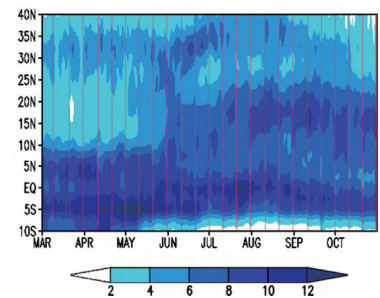
(d) フィリピン付近(GPCP)



(e) フィリピン付近(GEPS)



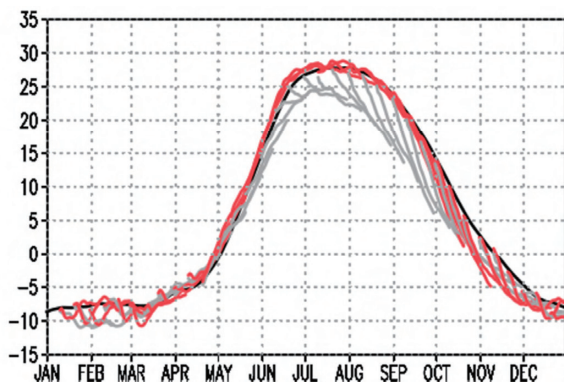
(f) フィリピン付近(V1403)



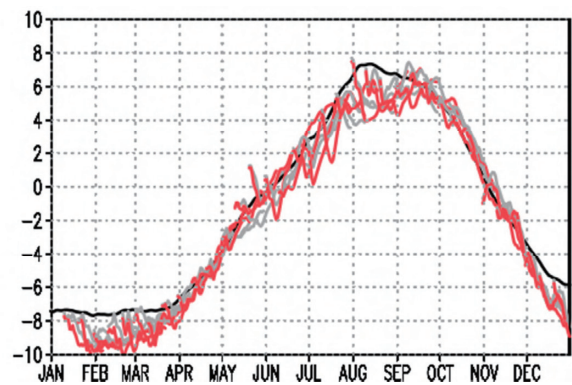
第 2.8-1 図 日降水量平年値の緯度時間断面図

(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。

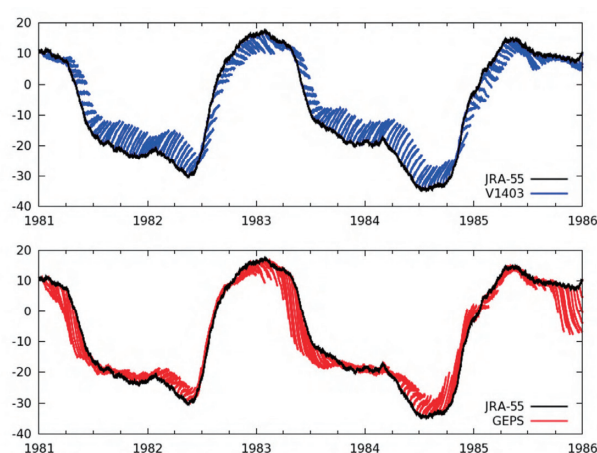
第 2.9-1 図は、5°S~5°N 平均した 30hPa 高度面における帯状平均東西風の JRA-55、V1403 及び GEPS の比較である。再予報は 1981 年から 2010 年を対象としているが、これから述べる GEPS と V1403 のそれぞれの QBO の予測特性は期間を通じて大きな変化がなかったため、第 2.9-1 図では一例として 1981 年から 1985 年までの 5 年間の結果を示した。

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)。

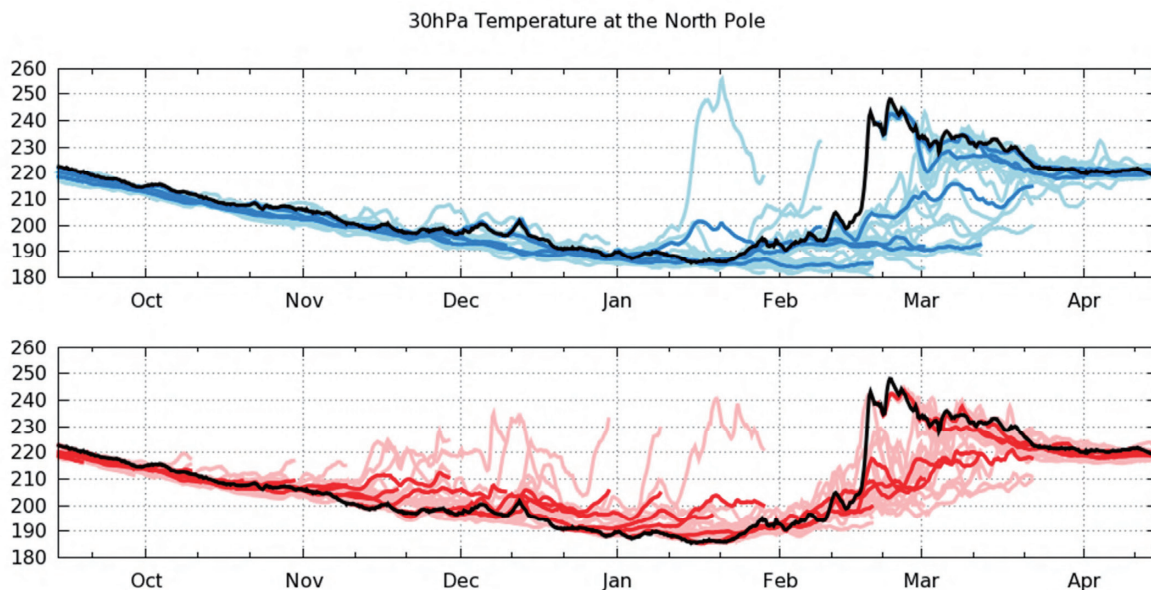
2.9.3 成層圏突然昇温

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