

# 平成 26 年度 季節 予 報

## 研 修 テ キ ス ト

### 1 か月予報システムの更新・JRA-55 の概要

(気 候 情 報 課)

平成 27 年 1 月

January 2015

気象庁 地球環境・海洋部



## 1 か月予報システムの更新・JRA-55 の概要

### 目 次

はじめに

1	1 か月予報システムの更新	1
1.1	1 か月アンサンブル予報システムの更新	1
1.2	ハインドキャストによる検証	22
1.3	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更新	46
2	気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要	66
2.1	序論	66
2.2	観測データ	68
2.3	データ同化システム	76
2.4	予報モデル	81
2.5	本計算	86
2.6	データ同化システムの基本性能	87
2.7	JRA-25からの改善点	91
2.8	JRA-55の基本特性	96
2.9	結論	103
	付録 2. A JRA-55 で用いた観測データソース	105
	付録 2. B 略語集	107
3	2013年夏の日本及び東アジアの極端な天候	116

はじめに<sup>1</sup>

季節予報研修テキストは、季節予報を解説する際に必要な知識をまとめ、季節予報担当者に伝えることを目的として発行しており、平成 24 年度には「季節予報作業指針～基礎から実践まで～」と題して、季節予報の背景にある気候学的知識からガイダンス等の現業的知識までを総合的に取りまとめた。今後も 5～6 年に一度程度の頻度で季節予報作業指針の改訂を行っていくが、季節予報業務には毎年のように新たな技術が導入されており、そのような最新の技術に関する情報は毎年のテキストで補っていく計画である。季節予報作業指針での基礎知識の習得に加え、毎年のテキストから最新の知見の習得に努めていただきたい。

昨年テキスト以降新たに導入された技術としては、まず 1 か月アンサンブル予報システムの更新が挙げられる。これは平成 24 年 6 月に更新されたスーパーコンピュータシステムの性能向上を受けて開発が進められてきたものであり、全球数値予報モデルの水平解像度が格子間隔約 55km と以前の 2 倍となり、総観規模擾乱やブロッキング高気圧の再現性が改善されている。近い将来における週間アンサンブル予報システムとの統合も意識して、週間アンサンブル予報システム向け全球数値予報モデルで先行して改善された物理過程等も合わせて取り入れられた。また、モデルの下部境界条件についても、海面水温は衛星観測を用いたより高解像度の解析 (MGDSST) に変更したほか、近年大幅な減少傾向にある海氷は、これまでの気候値から初期日の海氷域面積の平年差を用いた分布を与えるように変更した。

それぞれの改善内容や効果の詳細については第 1 章に記載されている所であるが、ハインドキャストを用いた検証結果では平均誤差の大幅な減少やパターン相関の改善が見られ、ガイダンスの予測精度も同じ精度でおよそ 1.5 日分長く予測できるまで大幅に改善された。このため、予測精度を

保ちつつ、1 か月予報の利便性向上の一環としての発表日の変更 (金曜日から木曜日へ、対象期間は土曜日からのまま) を実施することが可能となった (平成 26 年 3 月に実施)。

続いて第 2 章では、季節予報、気候系監視などの気候業務の根幹となる新たなデータセットとして JRA-55 長期再解析を紹介している。気候業務においては、平年値からの偏差が重要な情報であり、それには高品質かつ年代を問わず均質な過去の解析値が必要不可欠である。ところが過去に現業で作成された解析値はその時々モデルや計算機の性能によって品質が大きく変化してきたため、気候業務での利用には不向きである。そこで、気候情報課では、最新の現業数値解析予報システムに準拠した過去数十年にわたる長期再解析を実施し、それを多様な業務に活用している。当課ではこれまで第 1 回目の長期再解析 JRA-25 を利用してきたが、品質を大きく向上させた第 2 回目の長期再解析 JRA-55 が完了したことを受け、昨年度より JRA-55 の業務への利用を開始した。このようなデータセットの整備は、気象庁の気候業務の精度向上に大きく貢献しているだけでなく、過去の顕著現象の解析や再現実験にも活用されている。また国内外の研究者等の研究・応用利用にもデータは提供されており、今後の幅広い活用が期待されている。本テキストでは、研究者が利用する際の参考ともなるように、長期再解析に関するやや専門的な技術解説も含んでいる。季節予報業務に必要な基礎知識としては、2.8 基本特性や 2.9 結論を理解しておけば十分であろう。

最後の第 3 章には 2013 年夏の日本及び東アジアの極端な天候についての解析結果等を掲載した。夏や冬における平年から偏った天候は、社会経済に大きな影響を与えることから、その現象についての理解を深めることは不可欠である。何が起きていたのか、何が要因だったのかを理解し、今後予想される顕著現象に対する予備知識として役立てていただきたい。

<sup>1</sup>佐々木 徹

## 1 1 か月予報システムの更新

### 1.1 1 か月アンサンブル予報システムの更新

#### 1.1.1 1 か月アンサンブル予報システムの変更の概要<sup>1</sup>

1 か月アンサンブル予報システム（以下、1 か月 EPS）は、1996 年 3 月の現業化以降、数値予報モデルの高解像度化と物理過程の改良、初期摂動の作成手法の改良やメンバー数の増強などのアンサンブル手法の改良が進められてきた（第 1.1.1 表）。

本項では、2014 年 3 月に実施した 1 か月 EPS の変更の概要を記す。以下、変更前のシステムを V1103（平井 2013）、変更後のシステムを V1403 と表記する。第 1.1.2 表に V1103 と V1403 の仕様の比較を示すので、参考にいただきたい。

#### （1）全球数値予報モデルの変更

2013 年 4 月に気象庁全球モデル(GSM)で現業化されたモデル(GSM1304)を用いる。但し、水平解像度は TL319（水平格子間隔約 55km）、鉛直層は 60 層でモデルトップは 0.1hPa である。以下に V1103 で用いていた全球数値予報モデルとの違いを示す。

#### ア．水平解像度の高解像度化

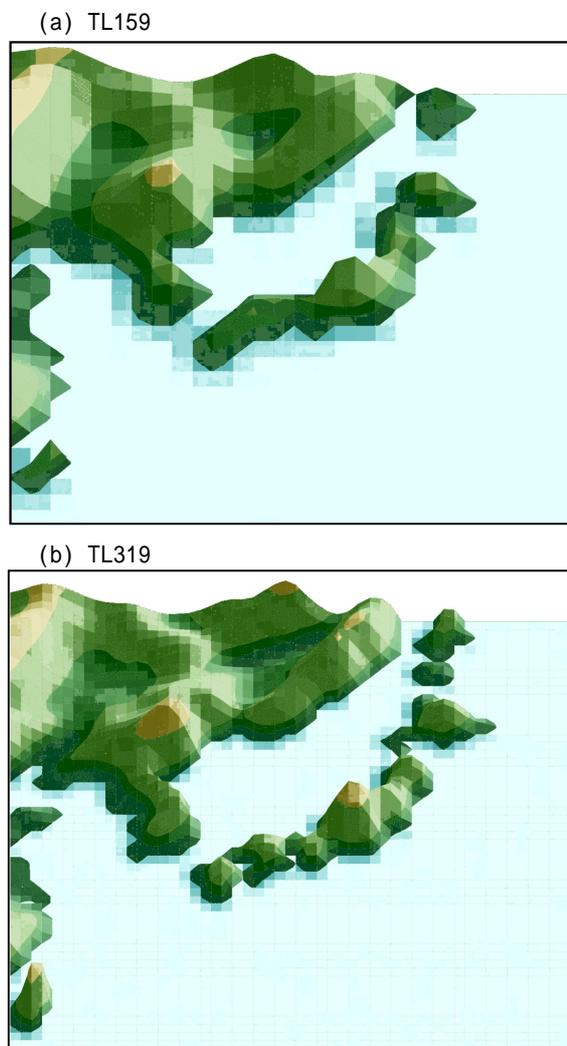
水平解像度を TL159（水平格子間隔約 110km）から TL319（同約 55km）へと高解像度化した。この水平解像度の高解像度化により、総観規模擾乱やブロッキング高気圧の再現性の改善が期待される（例えば、Jung et al. 2012）。また、これらの擾乱の再現性の改善に伴い平均場の再現性の改善、すなわち平均誤差の低減も期待される。用いる地形データも高解像度化され、より細かい地形の構造もモデルの中で考慮される。第 1.1.1 図は、TL159（変更前）と TL319（変更後）の日本周辺の地形分布の模式図である。TL319 の地形は TL159 と比べて、各地域の海岸線や地形がより詳細に表現されていることがわかる。

#### イ．物理過程の変更

物理過程の主な変更は、層積雲スキーム及び積雲対流スキームに関する変更である。以下に変更の概要を示す。なお、他に陸面過程も週間 EPS と同様の設定となるように変更している。

#### (a)層積雲スキームの改良

GSM には亜熱帯の大陸西岸海洋上に発生する海洋性層積雲の再現性を向上させるために層積雲スキーム（川合 2004）を採用しているが、V1103 で用いている GSM では水蒸気量が少なくても層積雲



第 1.1.1 図 モデルに与える地形分布の模式図（日本付近）  
(a)TL159(水平格子間隔約 110km) (b)TL319(同約 55km)。V1403 は(b)の地形分布を用いている。

<sup>1</sup> 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

第1.1.1表 1か月アンサンブル予報システムの更新履歴（2014年3月現在）

運用開始年/月	大気モデル		アンサンブル手法		備考
	解像度 括弧()内は 上端	バージョン <sup>1</sup>	メンバー数 <sup>2</sup>	手法	
1996/3	T63L30 (10hPa)	GSM9603	10	SV法	(気象庁予報部 1996) ・力学的予報開始
1997/1	T63L30 (1hPa)	同上	同上	同上	(気象庁予報部、気候・海洋気象部 1997)
2001/3	T106L40 (0.4hPa)	GSM0103 (松村 2000)	26	BGM法 (北半球域)	(萬納寺と前田 2001) ・物理過程の大幅な更新、解像度増強
2002/2	同上	同上	同上	BGM法 (北半球域 +熱帯域)	・熱帯への初期摂動の導入(経田 2002)
2002/4	同上	同上	同上	同上	・陸面解析開始(徳広 2003)
2003/4	同上	同上	同上	同上	・マイクロ波放射計SSM/Iによる積雪解析の 利用開始
2003/6	同上	GSM0305 (中川 2004)	同上	同上	(新保ほか 2003) ・積雲対流スキームの改良 (対流性下降流の精緻化; 中川 2004) ・積雪面アルベド変更
2005/3	同上	GSM0407	同上	同上	(気象庁気候・海洋気象部 2005) ・雲氷落下スキームの改良、層積雲スキーム の導入(川合 2004) ・氷床アルベド変更(平井と坂下 2005)
2006/3	TL159L40 (0.4hPa)	GSM0603C (北川 2006)	50	同上	(気象庁地球環境・海洋部 2006) ・統一モデルの導入 ・セミラグランジュ法の導入 ・晴天放射スキームの改良 ・境界値としてCOBE-SST利用開始 ・メンバー数増強
2007/3	同上	GSM0711C <sup>3</sup> (北川 2007)	同上	BGM法 (北半球域 +熱帯域) 熱帯の初期 摂動を改良	・異常天候早期警戒情報開始 <sup>4</sup> ・積雲対流スキームの改良(DCAPEによるトリ ガー関数の導入) ・晴天放射スキームの改良(水蒸気短波吸収 の改良) ・エーロゾル気候値の更新 ・熱帯初期摂動の作成手法の改良(Chikamoto et al. 2007)
2008/3	TL159L60 (0.1hPa)	GSM0801C (気象庁予報 部 2007)	同上	同上	(気象庁地球環境・海洋部 2008) ・鉛直解像度増強 ・積雲対流スキームの改良(DCAPEの評価法 の改良; 気象庁 2007) ・重力波抵抗スキームの定数変更及びハイン ドキャスト向け陸面初期値の改良
2009/3	同上	同上	同上	同上	・ハインドキャスト実験期間の延長
2011/3	同上 <sup>5</sup>	GSM1011C (岩村 2008)	同上	同上	・エーロゾル気候値の更新
2014/3	TL319L60 (0.1hPa)	GSM1304	同上	BGM法 (北半球域 +熱帯域) +確率的物理 過程強制法	・境界条件(海面水温と海水)の改良 ・確率的物理過程強制法(米原 2010)の導 入 ・層積雲スキームの改良(下河邊と古河 2012)

<sup>1</sup> 大気モデルのバージョンとして、1か月アンサンブル予報システムの基となる全球モデル(GSM)が現業運用された年月を4桁の数字として示す。ただし、2006年3月のシステムでは、時間積分法としてセミラグランジュ法を導入している点がGSMと異なる。また、2006年3月から2011年3月までは、物理過程の一部がGSMと異なるため、末尾に添え字Cを付けて表記する。

<sup>2</sup> 実際には連続する2日間の予測結果を組み合わせており、ここでは組み合わせたメンバー数の総和を示す。

<sup>3</sup> 2007年11月のGSMの更新に先行して1か月アンサンブル予報システムが更新された。

<sup>4</sup> 2007年3月からの1年間は関係機関の協力を得て試行。2008年3月以降、一般への情報提供を開始。

<sup>5</sup> 以降、適合ガウス格子。

第 1.1.2 表 1 か月アンサンブル予報システムの仕様

		変更前 (V1103)	変更後 (V1403)
更新年月		2011年 3月	2014年 3月
モデル	バージョン <sup>1</sup>	GSM1011C <sup>2</sup>	GSM1304
	解像度	TL159L60 (上端:0.1hPa)	TL319L60 (上端:0.1hPa)
初期条件	大気初期条件	全球速報解析	
	陸面初期条件	オフライン陸面解析	
境界条件	海面水温	COBE-SST 解析値 (前日) に基づき、 予測期間中は初期偏差持続	MGDSST解析値 (前日) に基づき、 予測期間中は初期偏差持続
	海氷 <sup>3</sup>	COBE-SST 気候値	日別海氷データセット解析値 (前日) に基づき、 予測期間中は初期の海氷密接度偏差及び 海氷域面積偏差から統計的に推定
気候値	海面水温	COBE-SST 気候値 (日別) (1979-2004年 (26年))	MGDSST 気候値 (日別) (1982-2010年 (29年))
	海氷	COBE-SST 気候値 (日別) (1979-2004年 (26年))	日別海氷データセット気候値 (日別) (1981-2010年 (30年))
	エーロゾル <sup>4</sup>	気候値 (atod0902)	
アンサンブル手法	BGM法 (北半球域 + 熱帯域) + LAF法 (1日ごと)	BGM法 (北半球域 + 熱帯域) + 確率的物理過程強制法 + LAF法 (1日ごと)	
メンバー数	50 (25 × 2初期時刻)		

<sup>1</sup> 大気モデルのバージョンとして、1 か月アンサンブル予報システムの基となる全球モデル(GSM)が現業運用された年月を 4 桁の数字として示す。

<sup>2</sup> オリジナルの大気モデルに対し、1 か月アンサンブル予報システム向けに物理過程の一部を変更している (本文参照)。

<sup>3</sup> モデルでは、部分海氷格子 (格子内に海氷域と開水域が共存している状態) は考慮せず、海氷密接度 55%をしきい値として海氷の有無を判別している。

<sup>4</sup> エーロゾルの光学的厚さの月別気候値。括弧 ( ) 内の文字列はデータのバージョンで、作成年月による 4 桁の数字で示す。

スキームが発動し過剰に下層雲を生成することがあった。そこで、層積雲スキームの発動条件に相対湿度を考慮する改良が 2012 年 12 月に GSM に導入された。1 か月 EPS にも今回の更新で導入した。変更内容の詳細は、下河邊と古河(2012)を参照いただきたい。

#### (b) 積雲対流スキームにおけるトリガー関数のしきい値の変更

GSM には、積雲対流スキームの発動を判別するトリガー関数 DCAPE<sup>2</sup>が導入されており、各格子において、 $DCAPE > -0.01 \times (640/\text{東西格子数})$  (J/kg/s) を満たす場合に、その格子にて積雲対流

<sup>2</sup> DCAPE は力学過程による CAPE の時間変化率で定義され、物理的には大規模場の移流による CAPE の時間変化率を意味する。GSM の積雲対流スキームでは、その発動の条件に DCAPE を用いている。

スキームが発動可能としている。1 か月 EPS へのトリガー関数の導入は 2007 年 3 月に行われたが、その際に DCAPE のしきい値を低解像度向けのモデルに適するように 0 とした。今回の更新ではモデルの水平解像度が高解像度化されたこと、今後の週間アンサンブル予報システム (週間 EPS) との統合 (第 1.1.3 項) を考慮し、DCAPE のしきい値を GSM 及び週間 EPS と同じ設定にした。これにより、V1103 に比べて V1403 の方が積雲対流スキームは発動しやすい設定となった。

#### (2) 境界条件の変更

ア. 海面水温及び海氷データの高解像度化

これまでの 1 か月 EPS では、全球海面水温解析 (COBE-SST; Ishii et al. 2005) に基づく海面水温及び海氷を境界条件に用いていた。V1403 では、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)及び日別海氷データセット(Matsumoto et al. 2006)を海面水温及び海氷の境界条件に用いる。これにより、1か月EPSに用いられる海面水温と海氷の水平解像度は1.0度から0.25度へ高解像度化される。COBE-SSTは現場観測データによる海面水温解析であるのに対し、MGDSSTは解析に衛星観測データ(AVHRR及びAMSR-E)を用いることで、空間的な高解像度化を図っている。COBE-SSTとMGDSSTの特性の違いについては第1.1.2項を参照していただきたい。

なお、海面水温と海氷の気候値の統計期間は、平年値期間と同じ1981~2010年の30年間にすることを基本とする。但し海面水温については、MGDSSTの利用可能期間を考慮し、1982~2010年の29年平均を気候値として使用することとした。

#### イ. 海氷域推定手法の改良

GSM及び週間EPSでは、モデルに境界条件として与える海氷について、予測期間中に初期の海氷密接度偏差が同じ大きさで持続すると仮定している。しかし、この方法を1か月先まで適用すると予測2週目以降では不自然な海氷域となり得ることから、従来の1か月EPSでは海氷域として気候値を与えてきた。一方、最近では北極域の海氷域の減少が北半球の大気循環場へ影響を与える可能性が指摘されており、このような海氷域の年々の分布の違いを考慮した、より適切な海氷域を1か月EPSの境界条件として与えることが課題となっていた。

そこで、今回の更新では、予測期間中の海氷域として、海氷密接度と海氷域面積の2つの初期偏差に基づく推定値(第1.1.2項)を用いることにする。海氷域の推定手法の概要は次の通りである。

##### (a) 予測14日目まで

海氷密接度の初期偏差を用いて求めた海氷域を基準として、初期の海氷域面積偏差と一致するように過去の海氷出現頻度の統計を用いて海氷域を修正。

##### (b) 予測15日目以降

予測対象日の前日の推定された海氷域を基準として、海氷域面積の初期偏差と一致するように過去の海氷出現頻度の統計を用いて海氷域を修正。

この推定手法の導入により、1か月先までの海氷域の推定精度は従来利用してきた気候値と比べて季節を通して改善するとともに、大気の1か月先の予測精度についても、海氷域の年々変動の大きい夏と秋に改善が期待される(第1.1.2項)。

#### (3) アンサンブル手法の改良

V1403では、モデルアンサンブルの一つである確率的物理過程強制法(Buizza et al. 1999)を導入した。これは、週間EPSには既に2010年11月に導入されている(米原2010)。モデルアンサンブルは、モデルの不完全性を考慮するアンサンブル手法で、数値予報モデルの中でも比較的不確実性が大きい物理過程に着目することが多い。確率的物理過程強制法は、予報モデルの物理過程で計算した予報変数(気温、比湿、風)の時間変化率を、ある一定の幅でランダムに変化させる手法で、初期摂動のみ考慮した従来のアンサンブル予報におけるスプレッドの過小傾向の軽減など、確率予測の改善が期待される。

初期摂動の作成手法は、今回の更新では変更しない。すなわち、摂動は成長モード育成法(Breeding of Growing Mode method; BGM法)(Toth and Kalnay 1997; 経田2000)により作成する。摂動は北半球の中・高緯度(20°N~90°N)と熱帯(20°S~20°N)のそれぞれの領域に対して求め、両者の摂動を組み合わせる解析値に加え、複数の初期値を生成する。中・高緯度に関しては500 hPa高度、熱帯に関しては200 hPaの速度ポテンシャルの誤差成長をもとに摂動を求める。なお、成層圏上部に大きな摂動が求まる場合に、その大きな摂動の振幅を抑制する処理を加えている。この抑制は、現在実行しているBGMサイクルでは、

対流圏におけるアンサンブル予測の妥当なスプレッドを実現するために、対流圏で大きく成長する成長モードを抽出することを想定してパラメーターを設定しているに基づいている。

#### (4) 実行曜日と予報時間の変更

今回の更新では、1か月予報と異常天候早期警戒情報の予報作業スケジュールの変更に伴い、1か月予報システムの運用日も変更された(第1.1.3表)。また、異常天候早期警戒情報向けの予報時間を17日から18日へ延長した。これは、異常天候早期警戒情報の発表日が祝日等と重なることにより発表日が通常の翌日になる場合でも全メンバーの予測値を確保するためである<sup>3</sup>。

第1.1.3表 今回の更新における1か月予報システムの運用の変更

目的	1か月予報	異常天候 早期警戒情報
初期時刻	水・木(12UTC) 火・水(12UTC)	日・月(12UTC) 土・日(12UTC)
予報時間	34日(変更なし)	17日 18日

#### (5) 解析値と平年値、モデル統計値

プロダクトに用いる解析(実況)値、平年値及び変動度(標準偏差)と、系統誤差統計値及びモデル平年値(モデル統計値)の計算のための参照データを、長期再解析/気象庁気候データ同化システム(JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007)から、平成25年に計算が完了した最新の「気象庁55年長期再解析」(JRA-55; Kobayashi et al. 2015)に変更した。JRA-55については第2章もご覧いただきたい。

モデル統計値は、ハインドキャスト(第1.2節)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; 日単位)ごとの統計値とする。

また、V1403では、高偏差確率のしきい値を気

<sup>3</sup> 異常天候早期警戒情報の発表日を1日遅らせた場合も、該当する配信資料の配信日は変更しない。

候値の標準偏差の0.5倍から0.43倍(3か月予報及び暖・寒候期予報プロダクト(季節予報プロダクト)と同様)に変更する。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。

#### 1.1.2 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<sup>4</sup>

##### (1) はじめに

従来1か月EPSにおいて、数値予報モデルの境界条件として与える海面水温や海氷域はCOBE-SSTをもとにしていた。2014年3月に実施した1か月EPSの更新では、用いる海面水温をこれまでのCOBE-SST(水平解像度1度)から、GSM及び週間EPSで利用されている、より解像度の高いMGDSST(同0.25度)に変更した。また、海氷域もMGDSSTと同じ解像度の海氷データを利用することとした。

海面水温は初期偏差を利用した推定値を与える一方で、海氷域はこれまで気候値を与えてきた(平井2013)。近年、地球温暖化等の影響により、特に北極域では海氷面積の減少傾向が顕著であり(気象庁2014)気候値による海氷域では近年の海氷域面積の減少傾向を適切に予測へ反映することができない。さらに、最近の研究では、北極海の海氷分布が北半球の大気循環場に影響を及ぼす可能性についても指摘されている(例えば、Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012)。これらのことから、初期の海氷域の状況から予報期間中の海氷域を推定し、それを境界条件として1か月予報モデルを駆動すれば、予報精度の更なる向上が期待される。

以下、MGDSSTの概要、海氷域の定義について述べ、COBE-SSTとMGDSSTの海面水温解析の特性の違いについて記述する。そして、1か月予報モデルで使用する海氷域推定手法について記述し、最後に、MGDSSTの海面水温と今回開発した手法で推

<sup>4</sup> 杉本 裕之、高谷 祐平、宮岡 健吾、長澤 亮二(現在、数値予報課)、新保 明彦

定した海水域を1か月EPSの境界条件として与えた場合のインパクト調査について示す。

### (2) MGDSSTの概要と海水域の定義

今回使用した海面水温は、気象庁海洋気象情報室が作成しているMGDSSTの日別データセットで、解像度は緯度、経度方向ともに0.25度である。海水密度度も、同じく気象庁海洋気象情報室が作成している日別データセットであり、日々の高緯度域のMGDSSTの推定にも利用されている。

GSM及び週間EPSでは、海水密度度が55%以上の海域を海水域と定義し、数値予報モデルの境界条件として用いている(野村1996)。1か月EPSでも同様である。なお、このしきい値で計算された海水域はマニュアルの解析における海水の有無の判別とよく一致することが示されている(Nomura1995)。

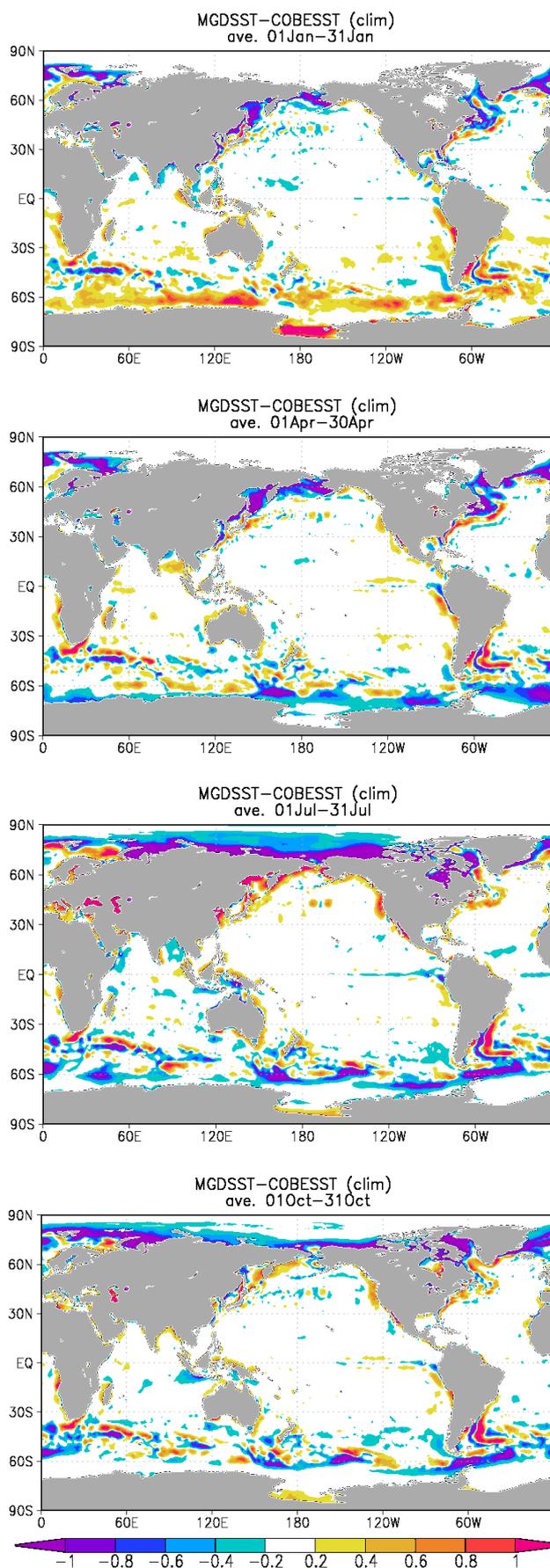
今回の調査における気候値等の統計期間は、用いたデータの利用可能期間を考慮し、海面水温は1982~2010年の29年、海水密度度は1981~2010年の30年とした。

### (3) COBE-SSTとMGDSSTの特性の違い

COBE-SSTとMGDSSTの特性の違いを理解するため、まず、海面水温の気候値分布を比較する。第1.1.2図は1月、4月、7月、10月のCOBE-SSTとMGDSSTの月平均海面水温気候値の差である。熱帯から中緯度にかけては、おおむねCOBE-SSTとMGDSSTの差は小さい。但し、水温フロント付近や現場観測の少ない海域で、解像度や衛星データの有無の違いなどの影響により、年間を通じて符号及び分布の似た差がみられる領域もある。一方、高緯度では、海水縁付近でMGDSSTの方がCOBE-SSTよりも海面水温気候値として

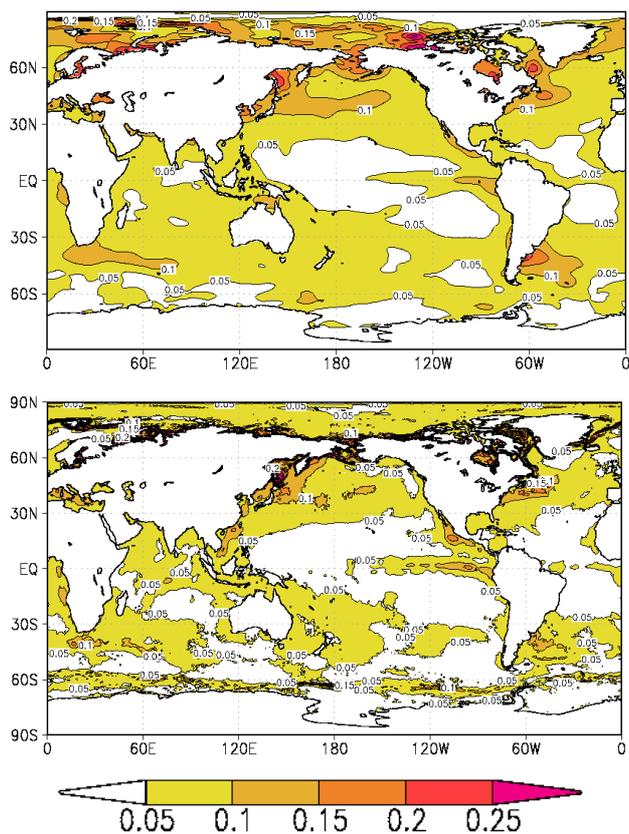
第1.1.2図 COBE-SSTとMGDSSTの月平均海面水温気候値の差[K]

上から1月、4月、7月、10月。差はMGDSSTからCOBE-SSTを引くことで求めた。気候値の統計期間は1982~2010年(29年)。



低い傾向がある。これは、海氷域の海面水温は、海氷密接度と海面水温との間の関係式を用いて海氷密接度から求めたデータが使用されているが、その式が両者で異なるためである。

次に、海面水温を境界値としてモデルに与える際に海面水温初期偏差を考慮することから、その初期偏差の日々の変動について両者の違いを調査するため、海面水温偏差の前日との差の二乗平均平方根の分布を第 1.1.3 図に示す。第 1.1.3 図より、日々の変動は全体的に MGDSST のほうがやや小さいことがわかる。他の年代についても同様の比較を行ったところ、両者とも古い年代ほど日々の変動が大きい傾向があったが、MGDSST のほうが日々の変動がやや小さい傾向は年代によらずみられた（図略）。



第 1.1.3 図 海面水温偏差の前日との差の二乗平均平方根分布 [K] (2010 年)  
上が COBE-SST、下が MGDSST から求めたもの。

#### (4) 海氷域推定手法とその精度

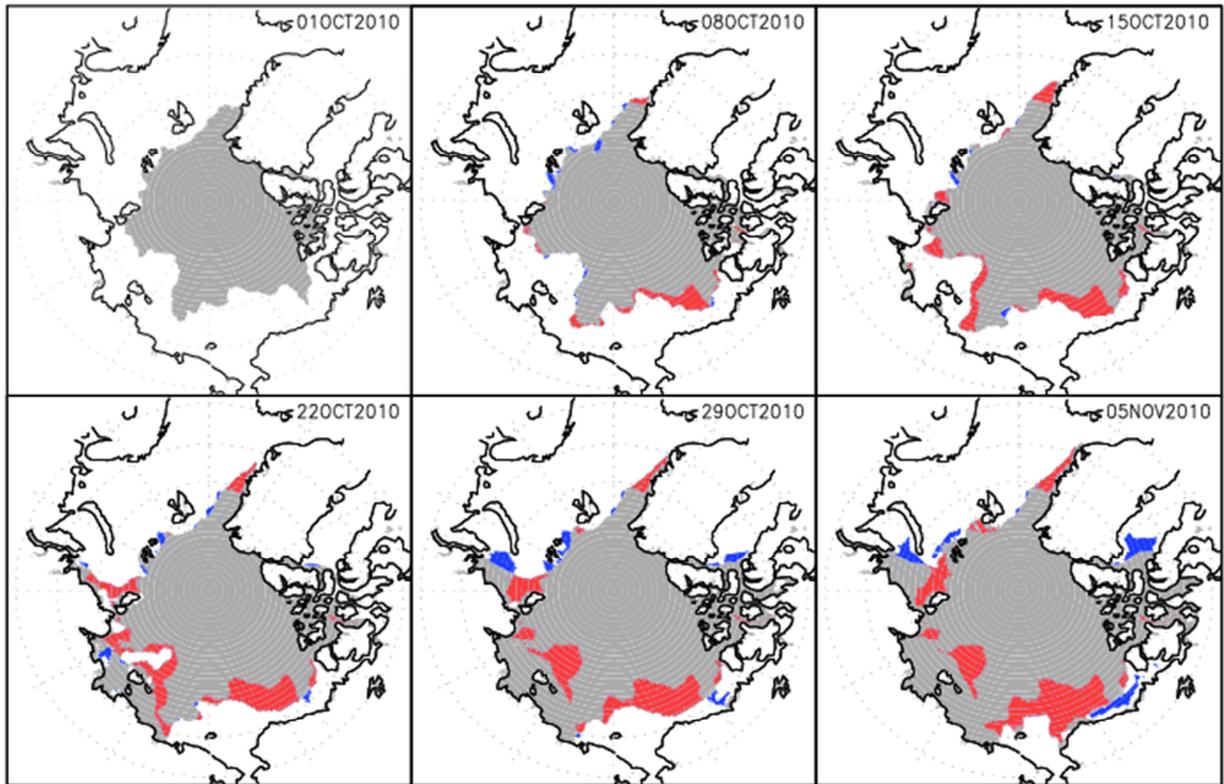
初期の海氷域の状況から、その後の海氷域を推定する手法として、海氷密接度の偏差を利用する手法と、海氷域面積の偏差を利用する手法、が挙げられる。前者は GSM 及び週間 EPS で用いている手法である。一方、後者は、海氷出現頻度に基づいて海氷域の平年値を求める場合や、将来気候予測計算での大気モデルの境界条件として海氷密接度分布を求めるとき (Mizuta et al. 2008) に使用されている。

ここでは、まず上述の 2 つの方法で 2010 年結氷期の北極域を一例に、2010 年 10 月 1 日初期日の 1 か月間の海氷域を推定した場合の特徴を説明する。この事例を選んだ理由としては、9 月の極小期から結氷期にかけては年々の変動が大きいために推定誤差が大きくなる傾向があること、及び 2010 年夏季の海氷面積が著しく小さかったことにより、各推定手法の特徴を把握しやすいことが挙げられる。次に、各手法の長所を活かして、1 か月予報用に最適化した海氷域推定手法について記述する。最後に各推定手法の海氷域の精度を比較する。

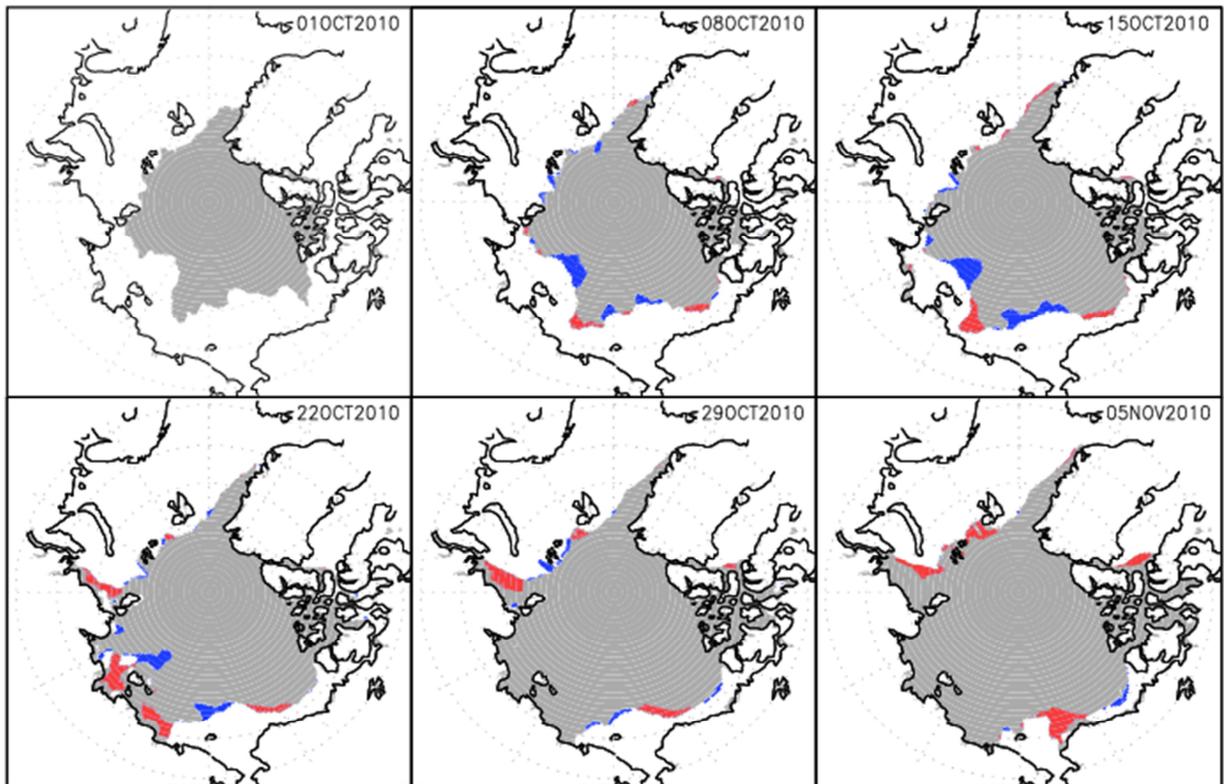
#### ア．海氷密接度初期偏差による推定

この方法は初期日の海氷密接度解析値と日々の海氷密接度気候値を利用する。まず、初期日の解析値と同日の気候値から海氷密接度初期偏差を求める。その後、日々の気候値にこの初期偏差を加えることによって海氷密接度分布を推定する。こうして推定した海氷密接度が 55%以上となる海域を海氷域とする。

第 1.1.4 図に、海氷密接度初期偏差を利用して求めた海氷域の推定値と解析値の比較結果を 7 日おきに 35 日後まで示す。この図は推定値と解析値の海氷域について、共通の海氷域を灰色、推定値のみ海氷域（推定値が過剰）を青色、解析値のみ海氷域（推定値が不足）を赤色で示している。つまり、赤色と青色の領域の面積の和が小さいほど、両者の分布の違いが小さく、再現性が高いことを示している。



第 1.1.4 図 海水密度初期偏差を利用して求めた海水域と解析値の比較  
 左上は初期の海水域（2010年10月1日）で、中央上は10月8日、右上は10月15日、左下は10月22日、中央下は10月29日、右下は11月5日を対象。灰色は解析値と推定値ともに海水域、赤色は解析値のみ海水域、青色は推定値のみ海水域の領域を示す。



第 1.1.5 図 第 1.1.4 図と同様、但し、海水域面積初期偏差を利用して求めた海水域と解析値の比較

この図からは、期間前半、おおむね2週目までは推定値と解析値の違いは海氷縁付近に限られ、比較的精度よく推定できていることがわかる。しかし、期間後半になると、海氷域内に不自然な「穴」（灰色領域内の赤色領域）が見られるようになり、これが期末まで残り続ける。この「穴」は海氷密接度の初期偏差をそのまま持続させることによって生ずるものである。例えば、海氷密接度初期偏差が-45%未満の場合、気候値が100%でも海氷域になることはなく、逆に+55%以上の場合、気候値が0%でも海氷域として残り続ける。実際には、海氷縁付近で気候値が0%や100%になることは多くないので、極端な偏差でなくとも海氷域にならなったり、逆に海氷域として残り続けたりする。以上から、海氷域面積が大きく変化する結氷期と融氷期の推定期間後半は気候値よりも推定誤差が大きくなる傾向があり、この方法の欠点と言える。

#### イ．海氷域面積初期偏差による推定

海氷域面積初期偏差による推定手法では、海氷出現頻度の分布を用いて海氷域を推定する。この出現頻度分布は、1981～2010年の30年を対象に、各格子点で日別に海氷域と分類された回数をカウントすることで求める。しかし、このままでは各格子点でのサンプル数が30と少なく海氷域を推定するには十分とは言えない。そのため、前後15日ずつ、合計31日分を積算し、930サンプルを確保した。こうして積算することによりサンプル数の増加だけでなく、季節進行による海氷域の時間変化をより適切に反映できるという利点もある。

海氷域面積初期偏差と海氷出現頻度分布を用いて海氷域を推定する手法を以下に示す。まず、初期の海氷域の面積を北極域と南極域についてそれぞれ計算し、それらの面積の気候値からの偏差（面積初期偏差）を求める。この面積初期偏差を維持するように、初期の海氷域から順に、海氷出現頻度に基づいて海氷域を追加・削減していく。すなわち、結氷期（融氷期）には出現頻度の高い（低い）海域から順に海氷域（開水域）に変更していくことで、海氷面積を調節し、その面積偏差が初

期偏差と等しくなるようにする。これを期末まで繰り返していくことにより、1か月分の日々の海氷域を推定することができる。

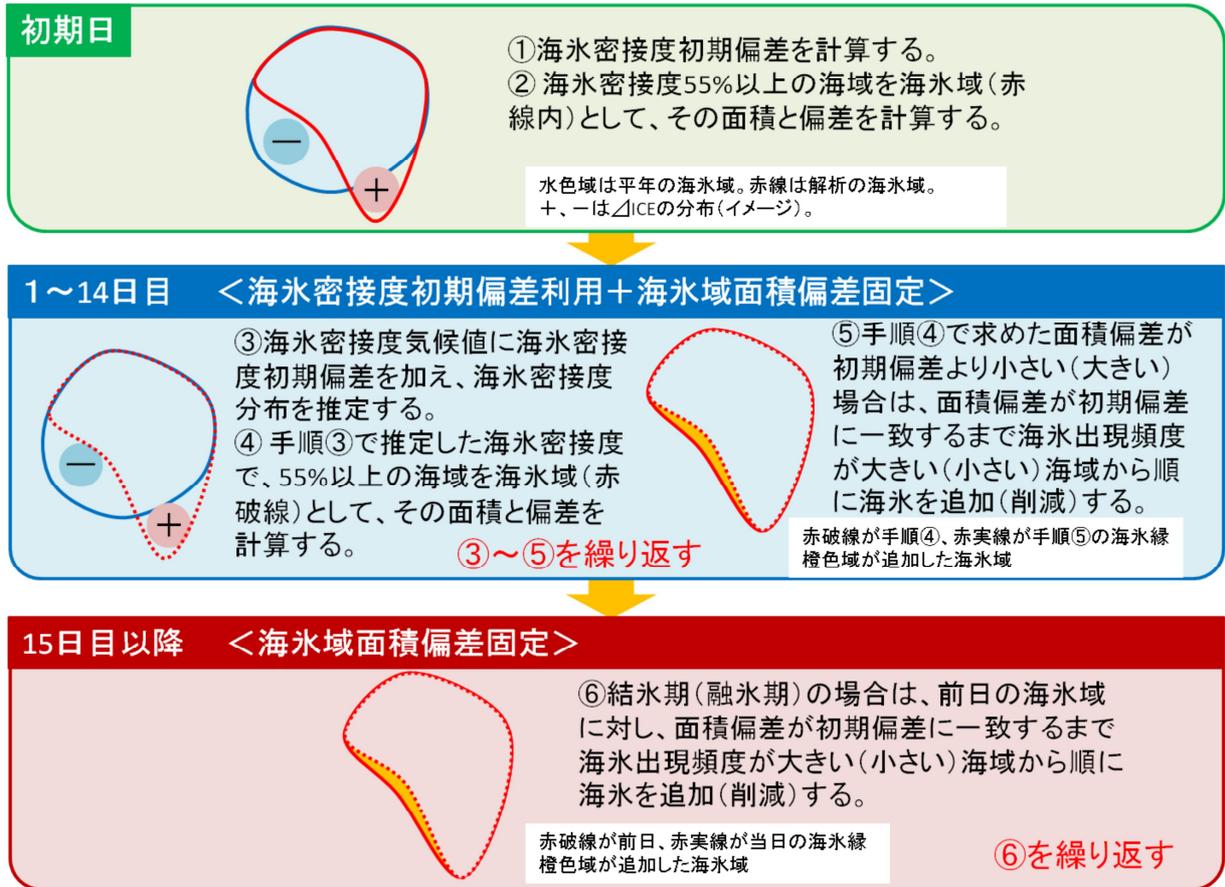
第1.1.5図に、海氷域面積初期偏差による手法により推定した海氷域の推定値と解析値の比較結果を7日ごとに示す。先ほどの海氷密接度初期偏差による推定の場合と異なり、この手法の長所は期間後半に現れてくる。海氷出現頻度は高緯度ほど高いため、高緯度側から順に海氷が増加し、低緯度側から減少していく。つまり、平年の季節進行と同様の海氷域の変化を表現することが可能である。この例では、期間後半に海氷密接度初期偏差による推定で見られた「穴」が見られず、自然な海氷域の分布となる。一方で、期間前半では初期の海氷分布の偏りを無視して統計的に海氷域を追加・削減するため、海氷密接度初期偏差の大きい海域から海氷域の実際の分布との差が生じ始め、比較的早い段階で誤差が大きくなることが多い。

#### ウ．1か月予報用の海氷域推定手法

ここまでの結果から、1か月先までを対象とした海氷域の推定において、おおむね2週目までは海氷密接度の初期偏差を利用した推定手法を用いた場合、その後は海氷域面積の初期偏差を利用した推定手法を用いた場合に、海氷域の推定精度がより高いと考えられる。この傾向は他の初期日においても同様に見られた。そこで両者の方法を組み合わせ、1か月先までの期間を通じて精度よく推定できる手法を開発した。

まず、初期日から14日目まで（期間前半）は海氷密接度の初期偏差を固定して、15日目以降（期間後半）は海氷域面積の初期偏差を固定して海氷域を推定することを考える。しかし、このままでは、期間前半は海氷域面積の制約がないため、海氷域面積偏差が初期偏差から徐々に離れていく。その後、15日目に海氷域面積を初期偏差に合うように海氷域を追加・削減するため、14～15日目の海氷域の間に不連続を生ずることになる。

このような不連続を防ぐため、期間前半は、海



第 1.1.6 図 1 か月予報用の海水域推定の模式図  
手順 の図は面積偏差が小さい場合、手順 の図は結氷期の場合を例示している。

氷密接度の初期偏差を固定して海水域を推定した上で、海水域面積偏差が常に初期偏差を維持する制約を設けた。つまり、海水密接度初期偏差から推定した海水域の面積を求め、この面積偏差が初期偏差より小さい(大きい)ときには、海水出現頻度に基づいて海水域を追加(削減)する。この制約により、14～15日目の間の不連続を防ぐとともに、初期日から期末まで海水域面積偏差が初期偏差と等しい一定値を取るようにした。この推定方法を模式的に示すと第 1.1.6 図になる。

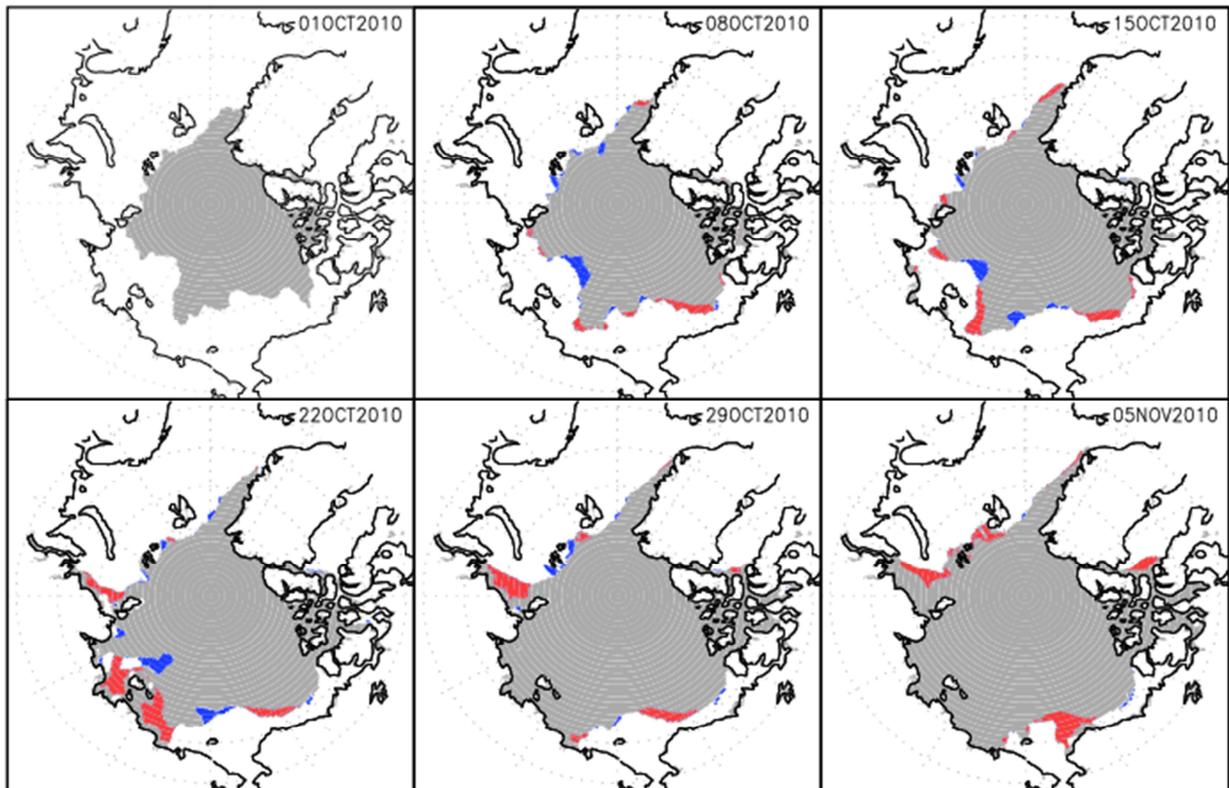
第 1.1.7 図に、この新しく開発した方法により推定した海水域の推定値と解析値の比較結果を7日ごとに示す。第 1.1.7 図を第 1.1.4 図(海水密接度初期偏差を利用して求めた海水域)と第 1.1.5 図(海水域面積初期偏差を利用して求めた海水域)と比較すると、海水密接度初期偏差を利

用した期間前半は第 1.1.4 図と、海水域面積初期偏差のみを利用する期間後半は第 1.1.5 図との対応がよい。期間を通じて「穴」の出現などの不自然な海水域は見られず、想定通り両者の強みを生かした海水域の推定が実現できている。

#### エ．推定精度の比較

ア～ウで述べた方法で推定した海水域と気候値の海水域について解析値の海水域と比較し、推定精度を評価した。その比較の指標として、エクイタブルスレットスコア(Equitable Threat Score; ETS)を用いた。ETSは、

$$ETS = \frac{FO - S_f}{FO + XO + FX - S_f}$$



第 1.1.7 図 第 1.1.4 図と同様、但し、1 か月予報用の海水域推定手法で求めた海水域と解析値の比較

で求められる。ここで、 $S_f$  は、

$$S_f = P_c(FO + FX)$$

$$P_c = \frac{FO + XO}{FO + XO + FX + XX}$$

で、 $FO, FX, XO, XX$  は、それぞれ適中（実況、予報とも海水あり）、空振り、見逃し、適中（実況、予報とも海水なし）の頻度である（第 1.1.4 表）。 $P_c$  は気候学的出現率（標本から見積もられる現象の平均的出現確率）、 $S_f$  は現象の発生をランダムに  $FO + FX$  回予報した場合（ランダム予報）に現

第 1.1.4 表 予報と実況の分割表

$FO, FX, XO, XX$  はそれぞれの頻度、 $N$  は標本数。

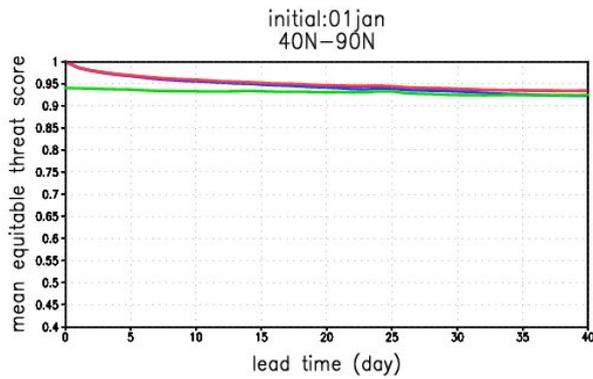
		実況		計
		あり	なし	
予報	あり	適中 ( $FO$ )	空振り ( $FX$ )	$FO + FX$
	なし	見逃し ( $XO$ )	適中 ( $XX$ )	$XO + XX$
計		$FO + XO$	$FX + XX$	$N$

象の発生を予報できた頻度である。ちなみに、 $S_f = 0$  としたものが通常のスレットスコアである。

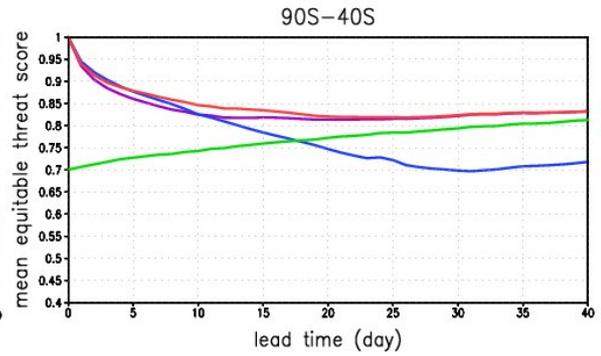
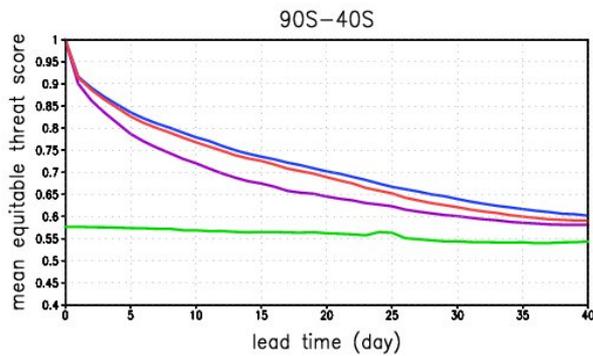
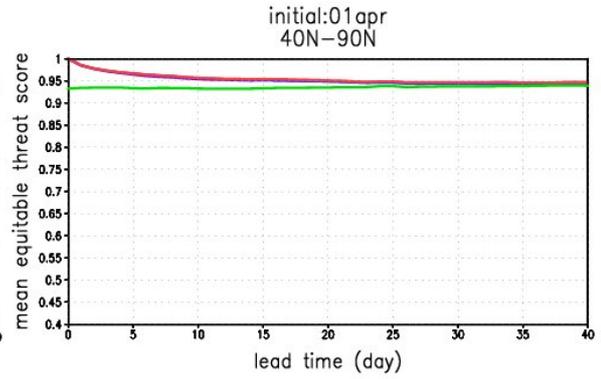
第 1.1.8 図にリードタイムによる  $ETS$  の推移を示す。海水密接度初期偏差による推定手法（青線）によると、スコアが時間の経過とともに徐々に低下していく傾向があり、気候値（緑線）を下回る場合がある。海水域面積初期偏差による推定手法（紫線）によると、期間前半のスコアの低下が海水密接度初期偏差により推定した場合よりも早い。期間後半になるとスコアの低下が弱まり、一部の初期日にはスコアが上昇するなどして気候値のスコアと同程度または上回ることが多い。1 か月予報用の手法（赤線）にすると、ちょうど海水密接度初期偏差による推定手法と海水域面積初期偏差による推定手法のスコアの高い方に近い  $ETS$  の推移になり、期待通り両者の長所をうまく取り込むことができていると考えられる。

今回開発した 1 か月予報用の手法では、期間前半に海水密接度初期偏差固定で求めた海水域に対し面積偏差が初期偏差と等しくなるように海水域

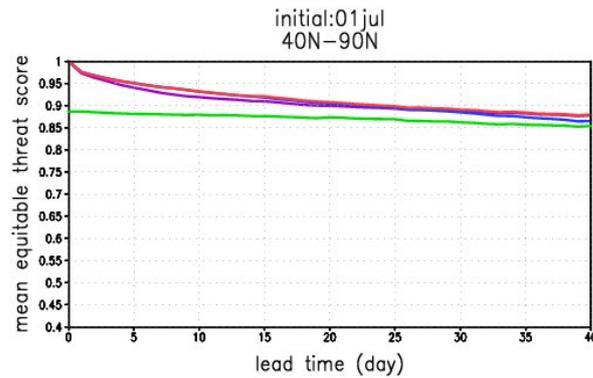
(a) 1月1日初期日



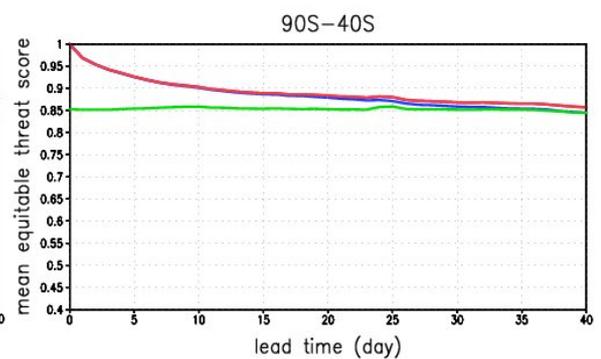
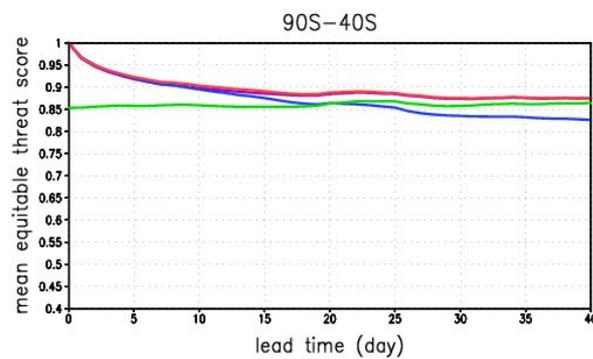
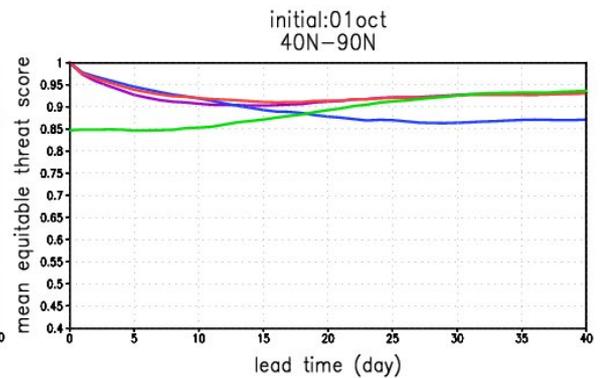
(b) 4月1日初期日



(c) 7月1日初期日



(d) 10月1日初期日



第 1.1.8 図 海氷域の解析値と推定値から求めたエクイタブルスレットスコア (ETS) の推移

横軸は初期日からの日数、縦軸はエクイタブルスレットスコア(0.4~1.0)。(a) 1月1日初期日、(b) 4月1日初期日、(c) 7月1日初期日、(d) 10月1日初期日としたスコアで1981~2010年の30年分を集計。それぞれ上段が北極域(40°N~90°Nを対象)、下段が南極域(90°S~40°Sを対象)。赤線が1か月予報用の海氷域、青線が海氷密度初期偏差による海氷域、紫線が海氷域面積初期偏差による海氷域、緑線が気候値による海氷域の推定値から求めたスコア。スコアは1に近いほど精度が高い。

第 1.1.5 表 850hPa 気温のアノマリー相関

アノマリー相関は系統誤差補正を行わない予測値を用いて計算し、1985～2004 年で 20 年平均した値。NH、EU、PAC、JPN はアノマリー相関を計算した領域を表しており、その範囲はそれぞれ NH:(20°N～90°N,0°～360°)、EU:(20°N～90°N,0°～180°)、PAC:(20°N～90°N,90°E～90°W)、JPN:(20°N～60°N,100°E～170°E)である。また、TEST1 について、黄色で着色された値は、V1103 の値と比較して、有意水準 5%(両側)の t 検定により、統計的に有意に改善しているものを示す。

初期値	予測対象期間	V1103 (COBE-SST、海氷気候値)				TEST1 (MGDSST、海氷 1 か月予報用の推定値)			
		NH	EU	PAC	JPN	NH	EU	PAC	JPN
3 月 31 日	1 週目	0.842	0.849	0.848	0.831	0.842	0.848	0.847	0.828
	2 週目	0.386	0.408	0.431	0.502	0.391	0.411	0.447	0.490
	3～4 週目	0.136	0.110	0.169	0.118	0.131	0.115	0.165	0.136
	1 か月	0.434	0.420	0.480	0.536	0.439	0.440	0.478	0.513
6 月 30 日	1 週目	0.759	0.747	0.774	0.714	0.761	0.749	0.777	0.713
	2 週目	0.303	0.319	0.335	0.411	0.313	0.331	0.353	0.445
	3～4 週目	0.029	0.082	0.031	0.167	0.066	0.080	0.097	0.148
	1 か月	0.300	0.357	0.324	0.431	0.321	0.366	0.367	0.448
9 月 30 日	1 週目	0.784	0.783	0.786	0.776	0.785	0.786	0.787	0.780
	2 週目	0.268	0.266	0.244	0.212	0.296	0.295	0.280	0.256
	3～4 週目	0.057	0.042	0.024	0.053	0.108	0.105	0.106	0.105
	1 か月	0.311	0.282	0.258	0.223	0.348	0.328	0.312	0.288
11 月 30 日	1 週目	0.860	0.867	0.860	0.884	0.861	0.870	0.859	0.886
	2 週目	0.440	0.436	0.450	0.516	0.435	0.429	0.455	0.519
	3～4 週目	0.186	0.181	0.189	0.256	0.108	0.137	0.091	0.212
	1 か月	0.422	0.428	0.411	0.480	0.396	0.408	0.376	0.457

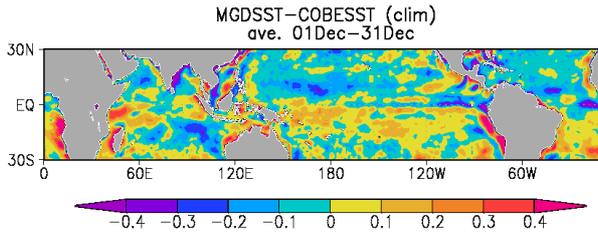
の調節を行ったが、海氷域の推定精度への影響は限定的であることがわかる。これは、海氷密接度初期偏差固定による推定も、その海氷域面積偏差が初期偏差からすぐに離れるわけではないため、期間の初めに海氷域面積初期偏差に合わせるための海氷域の追加・削減がそれほど大規模に行われないことによる。時間の経過とともに海氷域の加減の効果が表れてくるため、10 日程度でスコアの低下が弱まり、海氷密接度初期偏差の手法のスコアの低下傾向から離れ、海氷域面積初期偏差の手法のスコアに漸近していく。

なお、1 月 1 日初期日の南極域において、1 か月予報用の手法のスコアは、ほぼ全期間を通して

海氷密接度初期偏差による推定手法のスコアをやや下回る。しかし、1 か月予報用の推定手法は、海氷密接度初期偏差による推定手法とは異なり季節や海域によらず気候値による推定よりも常に精度がよい。以上から、今回開発した海氷密接度初期偏差と海氷域初期偏差を組み合わせた推定手法は、今回比較した他の手法よりも 1 か月 EPS の境界値として精度の安定した推定手法であると言える。

(5) 1 か月 EPS によるインパクト実験

本項では、MGDSST の海面水温と(4)で示した 1 か月予報用の推定手法に基づく海氷域を境界条



第 1.1.9 図 COBE-SST と MGDSST の 12 月の月平均海面水温気候値の差[K]  
 差は MGDSST から COBE-SST を引くことで求めた。気候値の統計期間は 1982~2010 年(29 年)。第 1.1.2 図とはカラーバーの設定が異なることに注意。

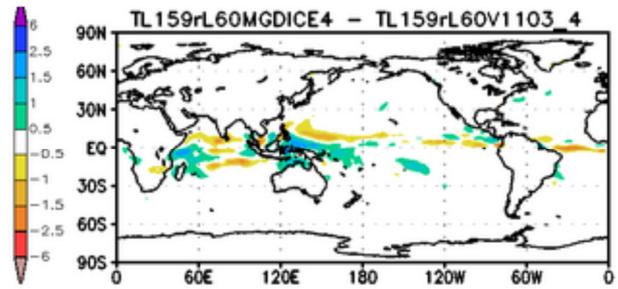
件として 1 か月 EPS に適用した場合の大気予測精度について調査を行った。

ア .MGDSST と 1 か月予報用の海水域推定手法を同時に適用した影響

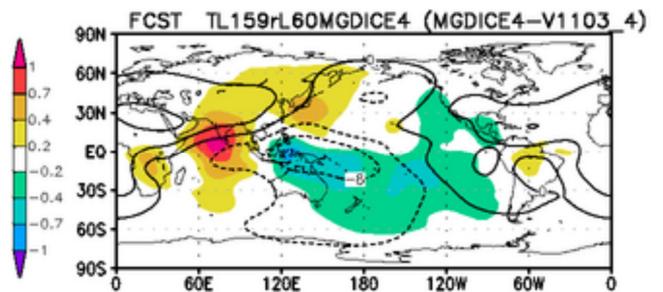
まず、MGDSST と 1 か月予報用の海水域推定手法の両方の変更を V1103 (平井 2013) に適用し、その影響を評価した。今回の実験は、大気モデル、初期値、初期摂動、アンサンブルメンバー数(5 メンバー)は V1103 のハインドキャスト実験と同じ仕様とした。実験期間は、計算機資源を考慮して 1985~2004 年の 20 年間とし、初期日も各季節から 1 初期日ずつ(春: 3 月 31 日、夏: 6 月 30 日、秋: 9 月 30 日、冬: 11 月 30 日)の計 4 初期日に限定した。検証に用いた大気解析値は JRA-25/JCDAS(Onogi et al. 2007)である。なお、1 か月 EPS には海面水温が一定値(-1.64 )を下回るときに開水域から海水域に変更するオプションが付いているが、今回は推定した海水域による影響を評価するため、陸に囲まれる開水域(湖沼に相当)を除いた海に相当する格子についてこのオプションを除外して実験を行った。また、V1103 の水平解像度は TL159 であり、1 格子のサイズは 1.125 度(約 110km)である。海面水温及び海水分布は、数値予報モデルの各格子では一定の値が与えられるので、今回の実験設定では MGDSST 及び海水データの高解像度化の効果は評価できないことをご了承いただきたい。

MGDSST と 1 か月予報用の海水域推定手法を導入した実験(以下、TEST1)の各季節のスコアを第

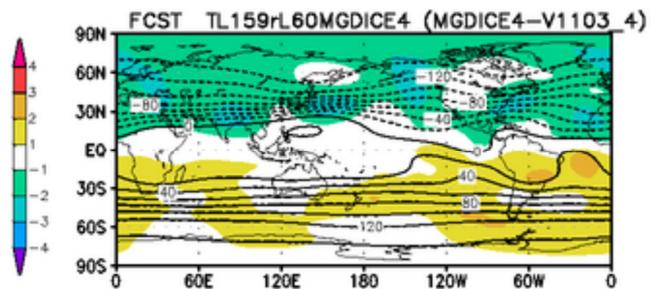
(a) RAIN [mm/day]



(b) CHI200 [ $\times 10^6$  m<sup>2</sup>/s]



(c) PSI200 [ $\times 10^6$  m<sup>2</sup>/s]



第 1.1.10 図 TEST1 と V1103 の 20 年平均場の差 11 月 30 日初期日の 4 週平均場の予測。(a)降水量 [mm/day]、(b)200hPa 速度ポテンシャル [ $\times 10^6$  m<sup>2</sup>/s]、(c)200hPa 流線関数 [ $\times 10^6$  m<sup>2</sup>/s]。陰影は TEST1 と V1103 の差 (TEST1 - V1103) 等値線は TEST1 の予測値。等値線間隔は、(b)  $4 \times 10^6$  m<sup>2</sup>/s、(c)  $20 \times 10^6$  m<sup>2</sup>/s。対象期間は 1985~2004 年の 20 年。

1.1.5 表にまとめた。ここでは、特に海水域推定手法の導入による影響に特に着目するため、下層気温に着目し、系統誤差補正前の 850hPa 気温のアノマリー相関(ACC)を示した。なお、ここには示していないが、海面気圧や 500hPa 高度の予測スコアの改善や改悪の傾向は、一部に有意な悪化を示すスコアが見られたほかは、おおむね 850hPa 気温と同様の傾向であった。第 1.1.5 表を見ると、どの

季節、予測対象期間、領域についても、統計的に有意な悪化を示すスコアは1つも見られず、特に夏と秋には有意な改善を示すスコア（黄色背景）がみられる。この夏と秋の有意な改善の背景としては、この時期の海水域の年々変動が大きいことが挙げられ、海水分布の偏差を利用したことの効果がより大きく現れたものと考えられる。

一方で、冬に注目すると、TEST1 は有意な悪化ではないものの、他の季節と比べ、3～4週目のスコアの低下傾向がある。このスコア低下の要因について考察する。12月の海面水温気候値の差（第1.1.9図）を見ると、COBE-SSTと比べてMGDSSTは海洋大陸付近から太平洋西部で高く、インド洋中部で低くなっていることが分かる。このような気候値の差に対応して、TEST1では、降水量は海洋大陸付近で多く、インド洋中部で少なくなり、200hPa速度ポテンシャルは海洋大陸付近で発散偏差、インド洋で収束偏差を示している（第1.1.10図(a),(b)）。200hPa流線関数（第1.1.10図(c)）は北半球全体で負偏差となる中で、負偏差がインド付近で大きく、フィリピン付近で小さく、亜熱帯ジェットの蛇行パターンの違いを示唆する。3～4週目の中高緯度の両者の差（第1.1.11図(g)～(i)）に注目すると、500hPa高度は日本の南東海上から北太平洋、北米を經由して大西洋に抜ける波列パターンが明瞭で、海面気圧や850hPa気温においても同様のパターンが見られる。つまり、熱帯の海面水温の違いに伴う対流活動の予測の変化が、中高緯度の循環場に影響を及ぼし、スコア低下に寄与していた可能性がある。

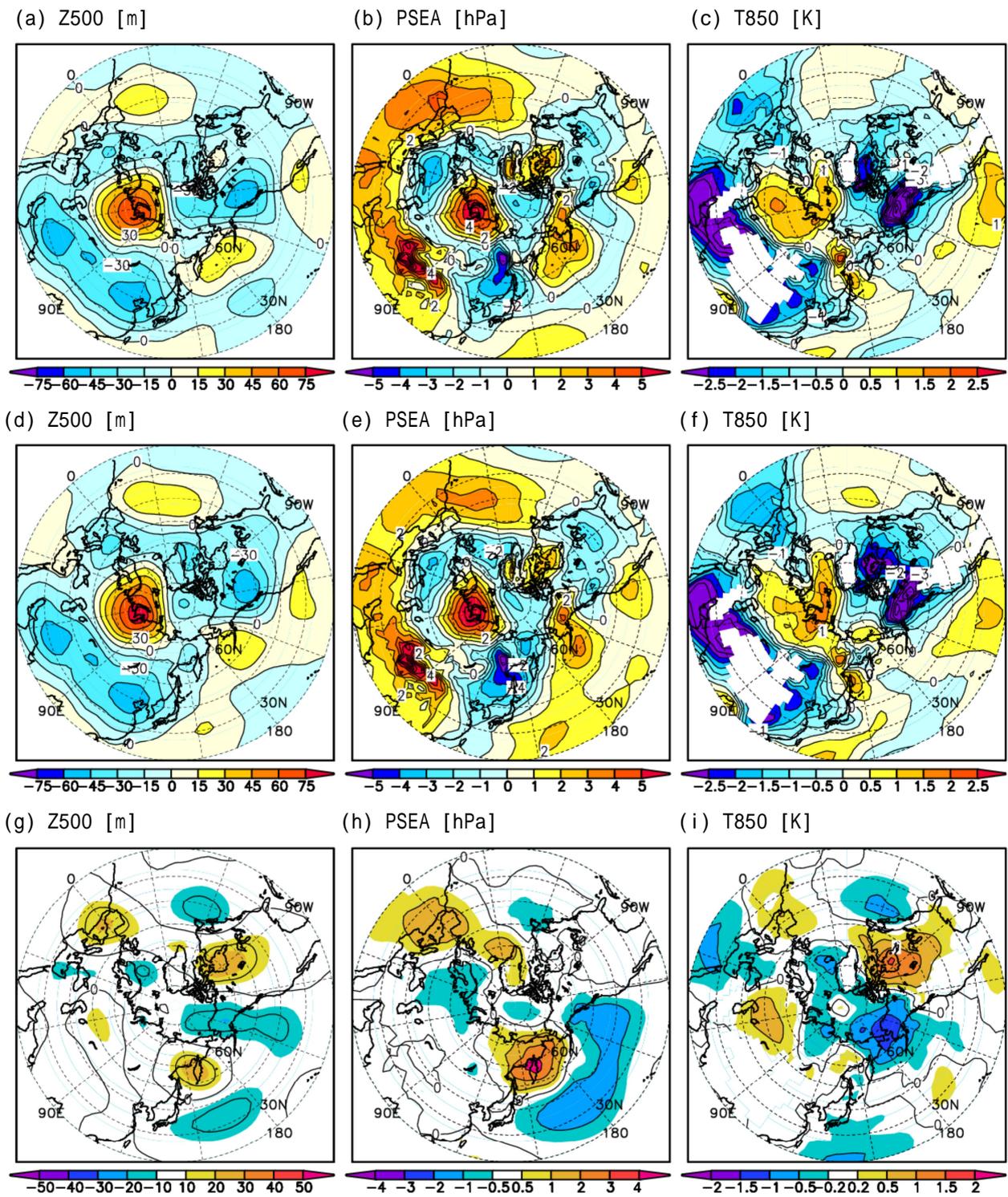
以上の実験の結果から、V1103を基本としてMGDSSTと1か月予報用の海水域推定手法を同時に1か月EPSに適用した際の影響を、夏季と秋季に改善傾向、他の季節では同程度と判断し、大気モデルの変更を含めたV1403のハインドキャストとそれに基づく検証（第1.2節）に進んだ。

イ．1か月予報用の海水域推定手法を単独で適用した影響

1か月予報用の海水域推定手法の影響を更に詳

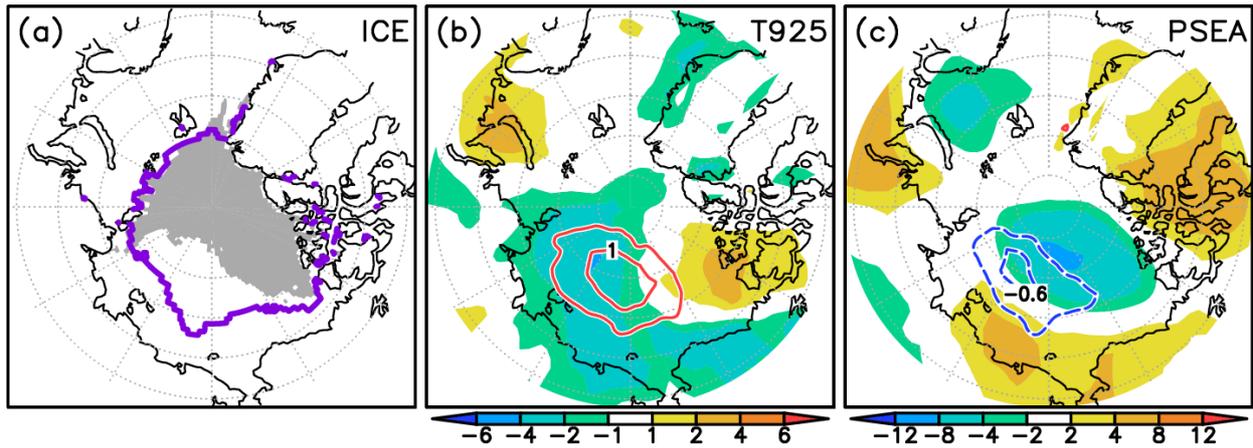
しく確認するために、TEST2として、V1403に対して海水気候値を境界条件として与えた5メンバーアンサンブル実験を行い、その差を評価した。但し、計算機資源の制約からTEST2も事例を限定して実施した。検証に用いた大気解析値はJRA-55である。

第1.1.12図は、2007年8月31日を初期日とする予測について、(a)に予測初期の海水域の解析値（実況）と気候値、(b)と(c)に925hPa気温(T925)及び海面更正気圧(PSEA)の予測第1週（予測3～9日目）の週平均の予測を示す。(b)と(c)の陰影はV1403の解析(JRA-55)からの差（V1403-JRA-55）等値線はV1403とTEST2の差（V1403-TEST2）で、同じ予測システムで、海水域のみ1か月予報用の推定手法を用いた場合と気候値を用いた場合の差である。(a)から、今回の事例はその予測初期において、東シベリア海周辺の気候値では海水が存在する領域で海水が無く、海水域の面積も気候値と比べて少なかったことがわかる。(b)と(c)のV1403とTEST2の差（等値線）から、海水が存在しない領域の上空で、T925はV1403がTEST2より高く、PSEAは低くなる傾向がみられる。海水が存在しないことで海水よりも温かい海面水温の影響で海面付近を中心に気温が上昇するのは整合的である。ここでT925に注目すると、V1403は解析よりも低い誤差の傾向（寒色）があることから、初期偏差を考慮した海水域の推定手法を用いることにより低温誤差を軽減していることがわかる。PSEAについてはこの事例において誤差の軽減に海水域の違いが影響しているかは明瞭ではない。地表面気温(TS)でもT925と同様の傾向がみられたが、850hPa気温(T850)及び500hPa高度(Z500)については、T925やPSEAのように気候値と解析値で海水域の異なる領域の上空に明瞭な差はみられなかった（図略）。2008～2012年の8月31日を初期日とする実験の結果からも、事例ごとに海水域の解析値と気候値に差がみられる領域は異なるが、TS及びT925については、その海水域に違いがみられる領域で予測誤差が軽減するという第1.1.12図と同様の傾向がみられた（図略）。



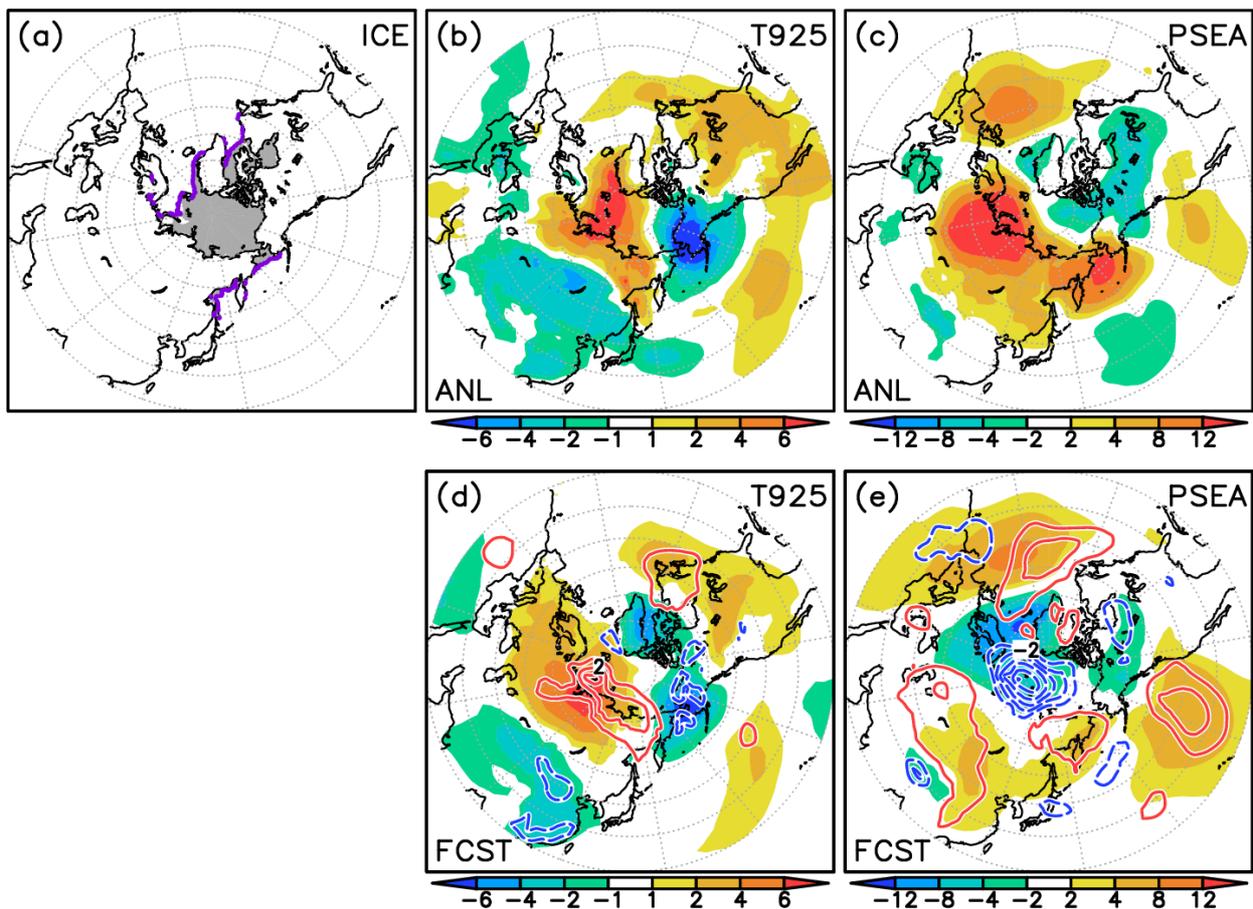
第 1.1.11 図 TEST1 と V1103 の平均誤差およびそれらの差

11月30日初期日の3~4週目平均場の予測。(a)~(c)はTEST1の平均誤差、(d)~(f)はV1103の平均誤差、(g)~(i)は両者の差 (TEST1 - V1103)。 (a)、(d)、(g)が500hPa高度[m]、(b)、(e)、(h)が海面気圧[hPa]、(c)、(f)、(i)が850hPa気温[K]。等値線間隔は(a)、(d)、(g)が15m、(b)、(e)、(h)が1hPa、(c)、(f)、(i)が0.5K。



第 1.1.12 図 2007 年 8 月 31 日における海水域と、それを初期日とする V1403 と TEST2 の第 1 週 ( 3 ~ 9 日目 ) の週平均の予測 ( 北半球、65°N 以北 )

(a) は 2007 年 8 月 31 日の解析値 ( 陰影 ) と気候値 ( 紫線 ) の海水域、(b) は 925hPa 気温 (T925) [K] の第 1 週の予測で、陰影は V1403 の解析からの誤差 ( V1403 - JRA-55 )、等値線は V1403 と TEST2 の差 ( V1403 - TEST2 )、等値線間隔は 0.5K。(c) (b) と同様、但し、海面更正気圧 (PSEA) [hPa]。等値線間隔は 0.3hPa。(b) と (c) の陰影はカラーバー参照。



第 1.1.13 図 2011 年 12 月 31 日における海水域と、2012 年 1 月の解析値及び 2011 年 12 月 31 日を初期日とする 2012 年 1 月に対する V1403 と TEST2 の月平均の予測 ( 北半球、20°N 以北 )

(a) は 2011 年 12 月 31 日の解析値 ( 陰影 ) と気候値 ( 紫線 ) の海水域。(b) は 925hPa 気温 (T925) [K] の 2012 年 1 月の月平均の解析の平年偏差 ( 陰影 )。(c) (b) と同様、但し、海面更正気圧 (PSEA) [hPa]。(d) は T925 の 2011 年 12 月 31 日を初期日とする 2012 年 1 月の月平均の予測で、陰影は V1403 のモデル平年値からの平年偏差、等値線は V1403 と TEST2 の差 ( V1403 - TEST2 )。等値線間隔は 1K。(e) (d) と同様、但し、PSEA。等値線間隔は 1hPa。(b) ~ (e) の陰影はカラーバー参照。

次に、予測1か月平均への影響をみるために、2011年12月31日を初期日とする2012年1月の月平均の予測について示す。第1.1.13図(a)は、2011年12月31日を初期日とする予測における予測初期の海水域の解析値と気候値である。同図(b)と(c)はそれぞれT925とPSEAの解析の2012年1月の半年偏差、同図(d)と(e)はT925とPSEAのV1403による2012年1月の1か月平均予測のモデル半年値からの半年偏差(陰影)と、V1403とTEST2の差(等値線)である。第1.1.13図の(d)と(e)は、第1.1.12図の(b)と(c)とは異なり、解析からの差(誤差)ではなく半年偏差を描画していることに注意していただきたい。本事例はバレンツ海及びカラ海で実況の海水が気候値よりも少ない事例である(第1.1.13図(a))。2012年1月の月平均のT925の解析(同図(b))と同じ期間を対象とした予測(同図(d))の半年偏差(陰影)を比較すると、T925のカラ海上空、北太平洋西部及び北米の高温偏差、中国南部及びアラスカの低温偏差について、V1403は現実の半年偏差をよく予測できていると考えられる。PSEAの解析(同図(c))と予測(同図(e))の半年偏差を比較すると、カラ海とその南側を中心とした解析にみられる正偏差は予測できていないものの、北太平洋東部、北大西洋東部、中国東部及びベーリング海の正偏差、カナダ上空の負偏差などはよく予測できていると思われる。この時のモデルに与える海水域の違いによる予測の違い((d)と(e)の等値線)をみると、特にT925では、与える海水域を気候値から1か月予報用の海水域推定手法に基づく推定値に変更することで、V1403の半年偏差と同じ符号の差が現れており、本事例では海水域推定手法の改善が予測により影響を与えていることが示唆される。このように、海水域の違いによりその海水域から離れた領域にも影響が現れる(テレコネクション)ことは過去の研究でも示されており(例えば、Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012)。今回の検証結果は、1か月予報において海水偏差を考慮することの重要性を示す一つの結果と考えられる。但し、今回は海水域の違いによるテレコネクシ

ョンのメカニズムや影響の現れ方の季節依存性などは確認できていないので、これらは今後の課題である。また、今回の結果は1か月EPS(V1403)における海水域の違いに対する大気の応答を確認しているが、現実の大気が海水域の違いで受ける影響を理解するには、そのメカニズムを議論することを含め、より詳細な調査が必要であることに注意が必要である。

#### (6) まとめ

1か月EPSの高度化を図るため、従来よりも高解像度の海面水温(MGDSST)及び海水データセットの利用、並びに、予測期間中の海水分布について初期偏差を考慮する方法を導入するに当たり、海面水温の特性の調査、1か月予報に最適な初期の海水偏差を利用した海水域推定手法の検討、1か月EPSにおけるインパクト調査を実施した。

海面水温の気候値は、MGDSSTとCOBE-SSTで熱帯から中緯度にかけてはほぼ同程度、高緯度域の海水縁付近でMGDSSTのほうが低かった。境界値として与える海面水温偏差の日々の変動はMGDSSTの方が小さかった。

海水域の推定については、海水域面積初期偏差に加え、期間の前半は海水密接度初期偏差を利用する手法を開発した。これにより1か月間の海水域の推定精度はこれまで利用していた気候値と比べ概ね改善した。

MGDSSTと今回開発した海水域推定手法をV1103に適用したインパクト実験では、COBE-SSTと海水気候値を利用したV1103のハインドキャスト実験と比べ、夏季と秋季に改善傾向、他の季節では同程度であった。夏季と秋季の改善傾向は海水偏差導入が主に影響したと考えられる。一方、冬季は3~4週目にスコアの低下傾向が見られるが、これは熱帯におけるMGDSSTとCOBE-SSTとの海面水温の違いに対して数値予報モデルが過敏に応答し、対流活動に違いが生じたことによるものと考えられる。

また、海水の影響を更に詳しく確認するために、V1403に海水気候値を与えた実験を行い、今回開

第 1.1.6 表 週間アンサンブル予報システムと 1 か月アンサンブル予報システムの仕様 (2014 年 3 月現在)  
 1 か月アンサンブル予報システムの記述は、第 1.1.2 表の変更後 (V1403) と同様。黄色セルは直近のシステム更新において共通化が図られた項目。

		週間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
更新年月		2014年 2 月	2014年 3 月
モデル	バージョン <sup>1</sup>	GSM1304	
	解像度	TL479L60 ( 上端:0.1hPa )	TL319L60 ( 上端:0.1hPa )
初期条件	大気初期条件	全球速報解析	
	陸面初期条件	積雪・土壌温度：解析に基づく 土壌水分：気候値	オフライン陸面解析
境界条件	海面水温	MGDSST 解析値 ( 前日 ) に基づき、予測期間中は初期偏差持続	
	海水 <sup>2</sup>	日別海水データセット解析値 ( 前日 ) に基づき、 予測期間中は初期の海水密接度偏差 持続	
気候値	海面水温	NOAA OI-SST気候値 ( 月平均 ) を内挿 ( Reynolds and Smith 1994 )	MGDSST気候値 ( 日別 ) ( 1982-2010年 ( 29年 ) )
	海水	海水気候値 ( 月平均 ) を内挿 ( Nomura 1998 )	日別海水データセット気候値 ( 日別 ) ( 1981-2010年 ( 30年 ) )
	エーロゾル <sup>3</sup>	気候値 (atod0902)	
アンサンブル手法		SV法 ( 北半球域 + 熱帯域 + 南半球域 )	BGM法 ( 北半球域 + 熱帯域 )
		+ 確率的物理過程強制法	
			+ LAF法 ( 1 日ごと )
メンバー数		27	50 ( 25 × 2初期時刻 )

<sup>1</sup> 大気モデルのバージョンとして、1 か月アンサンブル予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を 4 桁の数字として示す。

<sup>2</sup> モデルでは、部分海水格子 ( 格子内に海水域と開水域が共存している状態 ) は考慮せず、海水密接度 55% をしきい値として海水の有無を判別している。

<sup>3</sup> エーロゾルの光学的厚さの月別気候値。括弧 ( ) 内の文字列はデータのバージョンで、作成年月による 4 桁の数字で示す。

発した海水域推定手法を用いている V1403 の予測結果と比較した。この比較からは、予測第 1 週には海水の解析値と気候値に差がある領域の上空で海面付近を中心に大気に影響がみられた。また、1 か月予測では、海水域に差のある領域から離れた領域にも影響が広がり、予測結果に影響していることが確認された。

今後も、数値予報モデルに与える境界条件の改善と合わせて、境界条件が大気に与える影響のメカニズムの理解を進めるとともに、数値予報モデルの改善にも引き続き取り組んでいく必要がある。

### 1.1.3 全球アンサンブル予報システムの構築に向けて<sup>5</sup>

第 1.1.1 項では、2014 年 3 月に実施した 1 か月 EPS の変更の概要、第 1.1.2 項では、この変更中の海面水温と海水データの変更及び海水分布推定手法の改良の詳細を記述した。第 1.2 節で示すように、ハインドキャストに基づく検証結果から、今回の変更による予測精度の改善も確認された。

数値予報課と気候情報課は連携して、現在の台風アンサンブル予報システム( 台風 EPS )、週間 EPS、そして 1 か月 EPS を統合し、台風及び週間天気予報から 1 か月予報を一体的に支援する「全球アンサンブル予報システム」の構築を目指して開発を進めている。この一体化により、開発対象の集中

<sup>5</sup> 新保 明彦

及び開発成果の共有、相互活用を進め、更なる予測精度向上の実現につなげることに加え、各種現業作業において同じアンサンブル予報システム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る。

今回の1か月EPSの更新は、同時期(2014年2月)に実施された週間EPS(越智と経田 2014)及び台風EPS(経田と越智 2014)の更新とともに、各システムの仕様の共通化を考慮して進められた。第1.1.6表は、2014年3月現在の週間EPSと1か月EPSの仕様の比較である。第1.1.6表の黄色セルは、直近の両アンサンブル予報システムの更新において共通化が図られた項目である。ここからわかるように、今回の更新では、全球大気モデルのバージョンや用いる海面水温など多くの部分の共通化が進められた。

現在は、当面の課題である週間から2週先までのアンサンブル予報を生成する全球アンサンブル予報システムの運用の開始に向けた開発を進めている。このシステムの運用により、週間天気予報と異常天候早期警戒情報に用いるアンサンブル予報結果が共通化される予定である。

#### 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.  
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.  
川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.  
気象庁, 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, 2014: 気候変動監視レポート2013, 71pp.  
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.  
気象庁地球環境・海洋部, 2008: 1か月アンサンブル予報システムの変更. お知らせ.  
気象庁予報部, 1996: 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: 高解像度全球モデル. 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: 高解像度全球モデル. 平成18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, 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, 気象庁, S1-S18.  
下河邊明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-96.  
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.  
徳広貴之, 2003: 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.  
野村厚, 1996: SST・海水. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 62-78.  
平井雅之, 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, 168-181.  
平井雅之, 坂下卓也, 2005: 2004年7月の氷床アルベドの変更. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 70-71.  
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.  
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.  
Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887-2908.  
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.
- Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya, 2012: The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. *J. Climate*, **25**, 2561-2568.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Jung, T., M.J. Miller, T.N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J.M. Adams, E.L. Altshuler, B.A. Cash, J.L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K.I. Hodges, 2012: High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *J. Climate*, **25**, 3155-3172.
- 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*, Accepted.
- Matsumoto, T. M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea Ice Data Derived from Microwave Radiometer for Climate Monitoring. 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, P2.21. Available online at [https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper\\_101105.htm](https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper_101105.htm).
- Mizuta, R., Y. Adachi, S. Yukimoto, and S. Kusunoki, 2008: Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean. *Technical Reports of the Meteorological Research Institute*, **56**, 28pp.
- Nomura, A., 1995: Global sea ice concentration data set for use with the ECMWF re-analysis system. *ECMWF Technical Report Re-Analysis Project*, 76.
- Nomura, A., 1998: Global sea ice concentration data set used in ERA. ECMWF Re-Analysis Project Series vol. 4, ECMWF.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Reynolds, R.W. and T.M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297-3319.

## 1.2 ハインドキャストによる検証<sup>1</sup>

第 1.1 節で述べた新しい 1 か月アンサンブル予報システム (1 か月 EPS) について、多数の過去事例を対象とした予測実験 (ハインドキャスト) を実施し、予測性能を把握するための検証を行った。本節ではその検証結果を報告する。はじめにハインドキャストの実験概要を述べ、次に 1 か月 EPS の基本性能であるモデル平年値と平均誤差、予測精度、変動特性の検証結果を示す。さらに、個別の現象に着目して、ブロッキング高気圧、総観規模擾乱の活動度、マッデン・ジュリアン振動、夏のアジアモンスーンに関する予測特性を示す。

なお、ここでは新しい 1 か月 EPS を「V1403」、旧 1 か月 EPS を「V1103」と表記する。また、検証における各領域の定義は、北半球域は 20°N ~ 90°N、熱帯域は 20°S ~ 20°N、南半球域は 20°S ~ 90°S である。

### 1.2.1 ハインドキャストの概要

ハインドキャストにおける 1 か月 EPS の仕様 (第 1.2.1 表) は、第 1.1 節の現業システムとほぼ共通であるが、大気・陸面初期値、アンサンブルメンバー数は現業システムと異なる。ハインドキャストでは、大気初期値には再解析データを用

いており、従来は長期再解析/気象庁気候データ同化システム (JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007) であったが、今回は最新の再解析である気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015) を使用した。陸面初期値には、従来のハインドキャストでは、気象庁の全球客観解析 (GANAL) からの大気強制力及び積雪観測データを使ったオフライン陸面解析に基づく気候値を利用していたが、今回のハインドキャストでは JRA-55 陸面解析値を利用した。また、メンバー数は現業システムより少なく、1 初期値あたり 5 メンバーであり、これは新旧ハインドキャストで変わらない。

検証に用いた解析データは、V1403、V1103 ともに大気解析値は JRA-55、降水量解析値は GPCP 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。

### 1.2.2 モデル平年値と平均誤差

数値予報モデルで予測される平均的な循環場は、ある程度長い予測時間になるとモデルの持つ平衡的な状態 (モデル平年値) に近づき、系統的な誤差を生じる。プロダクトの作成時にはこの系統誤差を補正しているが、系統的にずれた基本場により大気の変動パターンも歪められてしまうと、そ

第 1.2.1 表 V1403 と V1103 のハインドキャストの仕様

		新システム (V1403)	旧システム (V1103)
モデル	バージョン	GSM1304	GSM1011C
	解像度	TL319L60 (上端: 0.1hPa)	TL159L60 (上端: 0.1hPa)
初期条件	大気初期条件	JRA-55	JRA-25/JCDAS
	陸面初期条件	JRA-55 陸面解析値	気候値 (1997 ~ 2009 年)
境界条件	海面水温	MGDSST 予測期間中は初期偏差持続 (気候値 1982 ~ 2010 年)	COBE-SST 予測期間中は初期偏差持続 (気候値 1979 ~ 2004 年)
	海氷分布	MGDSST に利用した海氷データ 予測期間中は初期の密接度偏差から 統計的に推定 (気候値 1981 ~ 2010 年)	COBE-SST 気候値 (1979 ~ 2004 年)
アンサンブル手法	摂動作成手法	BGM 法 (北半球域+熱帯域) + 確率的物理過程強制法	BGM 法 (北半球域+熱帯域)
	メンバー数	5	
対象期間		1981 ~ 2010 年	
初期値日		毎月 10 日、20 日、月末	

<sup>1</sup> 佐藤 均、宮岡 健吾、長澤 亮二 (現在、数値予報課)、  
新保 明彦、高谷 祐平、松枝 聡子、杉本 裕之

の歪みを系統誤差補正によって単純に修正することは難しい。そのため、モデルがなるべく解析に近い平年値を再現できることが望ましい。ここでは、主要な循環場のモデル平年値と平均誤差（系統誤差）を確認する。

### （１）北半球域

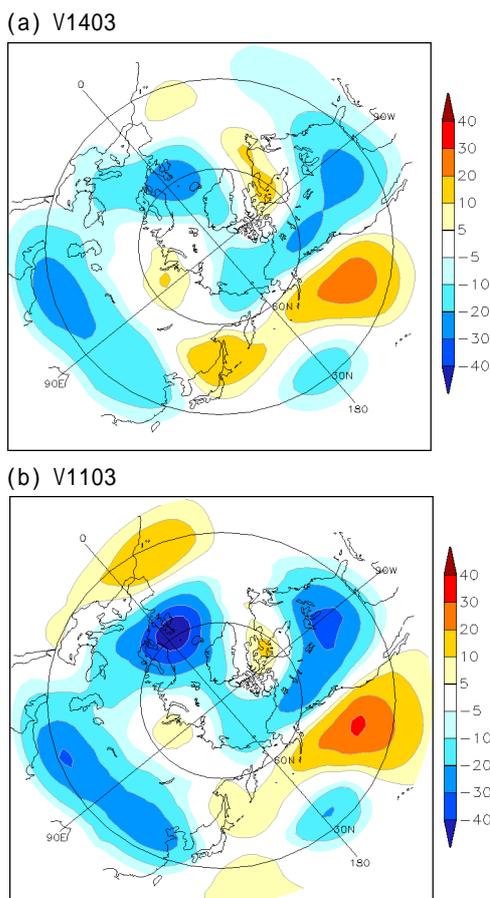
今回の１か月 EPS の更新では、中高緯度の平均誤差に大きな改善が見られる。その例として、500hPa 高度 4 週（予測 3～30 日）平均場の平均誤差の比較を第 1.2.1 図と第 1.2.2 図に示す。冬（11/30～2/20 の間の 9 初期日の予測）で平均した北半球域の平均誤差分布（第 1.2.1 図）では、V1103 で見られるヨーロッパ北部などの大きな誤差が V1403 では減少した。各格子点における平均誤差の大きさを北半球域平均して比較すると（第 1.2.2 図）季節によらず V1403 の平均誤差は減少

していることが分かる。

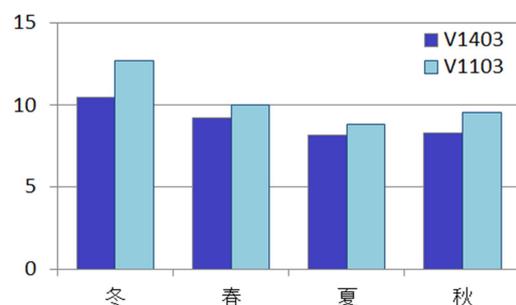
### （２）熱帯域

熱帯域の平均誤差も全般には同等または改善の傾向である。第 1.2.3 図は、北半球の冬（11 月末、12 月末、1 月末初期日の月平均の予測）で平均した降水量、200hPa 速度ポテンシャル、850hPa 流線関数のモデル平年値と平均誤差を表す。ここでは降水量の解析値として GPCP 月別値を利用するため、各月末の 3 初期日の月平均場を用いることとし、他の要素もこれに合わせた。降水量の平均誤差分布は新旧モデルでほとんど変わらず、海上を中心として解析に比べて降水量が多い。ただし、インド洋上の降水量過多、オーストラリアにおける過少の誤差などはやや改善された。これにより、200hPa 速度ポテンシャルでは大規模発散の中心の南側に当たるオーストラリア付近で正の平均誤差（発散が弱い誤差）が減少し、またインド洋西部の負の平均誤差も減少した。対流圏下層の循環（850hPa 流線関数）においても太平洋東部を除いて概ね平均誤差は減少し、改善が見られる。

一方、夏のアジアモンスーン域など、一部の季節、領域では平均誤差が大きくなる傾向がある。第 1.2.4 図は、第 1.2.3 図と同じ要素について、北半球の夏（5 月末、6 月末、7 月末初期日の月平均の予測）を対象としたものである。降水量では誤差の分布は新旧モデルで同様だが、アジア域に注目するとフィリピンや南シナ海周辺で降水量が少なく、赤道付近で多い誤差のコントラストが

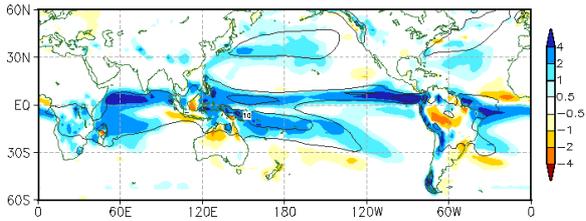


第 1.2.1 図 (a)V1403 と(b)V1103 の北半球域 500hPa 高度（4 週平均場）の平均誤差分布 冬の 9 初期日（11/30～2/20）の平均。単位は m。

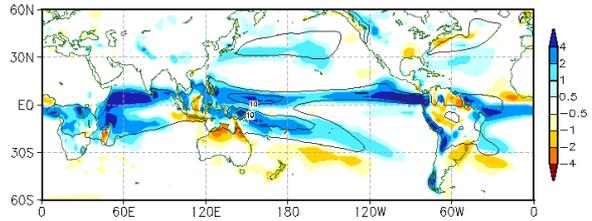


第 1.2.2 図 北半球域で平均した季節別 500hPa 高度（4 週平均場）の平均誤差の大きさ 冬（11/30～2/20）春（2/28～5/20）夏（5/31～8/20）秋（8/31～11/20）の各 9 初期日の平均。単位は m。

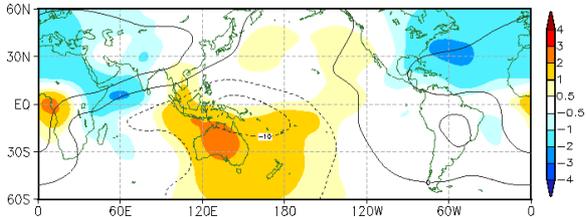
(a) 降水量 (V1403)



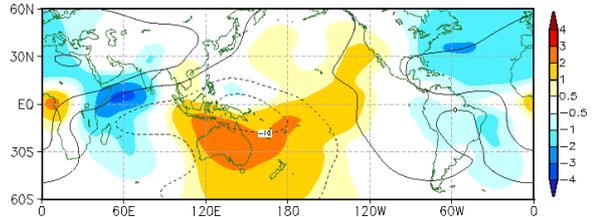
(b) 降水量 (V1103)



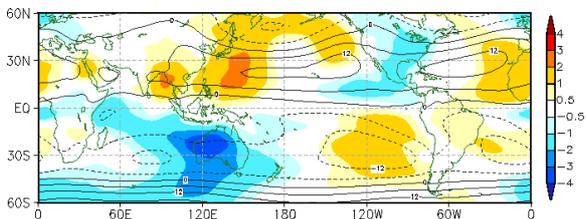
(c) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



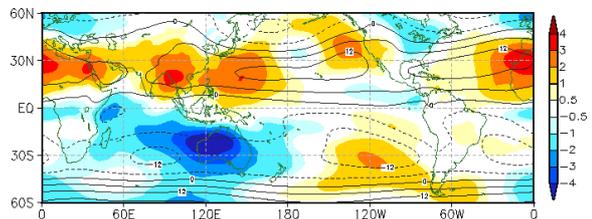
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1103)



(e) 850hPa 流線関数 (V1403)



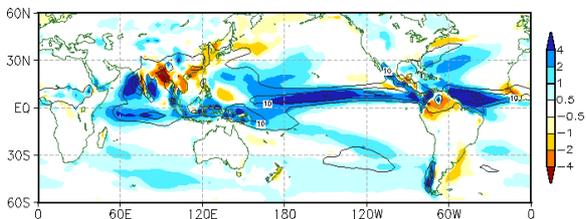
(f) 850hPa 流線関数 (V1103)



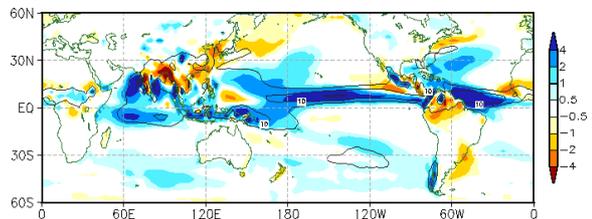
第1.2.3図 北半球の冬を対象とした月平均場のV1403 (左列)とV1103 (右列)のモデル年平均値 (等値線)と平均誤差 (陰影)

(a)と(b)は降水量 (単位はmm/day)、(c)と(d)は200hPa速度ポテンシャル (単位は $10^6\text{m}^2/\text{s}$ )、(e)と(f)は850hPa流線関数 (単位は $10^6\text{m}^2/\text{s}$ )。11/30、12/31、1/31初期日の月平均 (12月、1月、2月)を平均した。

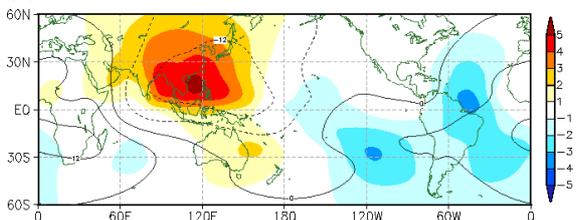
(a) 降水量 (V1403)



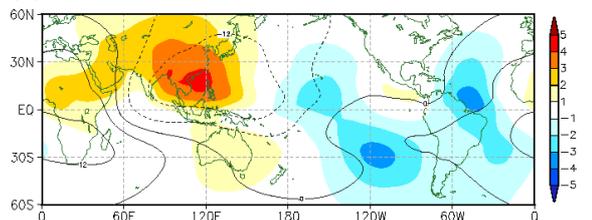
(b) 降水量 (V1103)



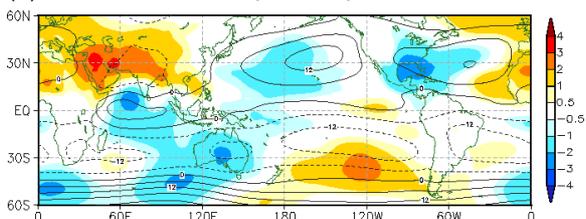
(c) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



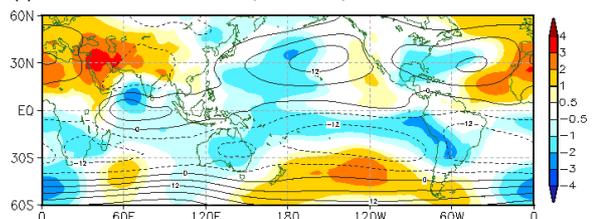
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1103)



(e) 850hPa 流線関数 (V1403)

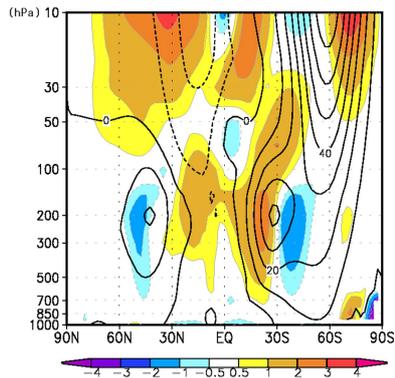


(f) 850hPa 流線関数 (V1103)

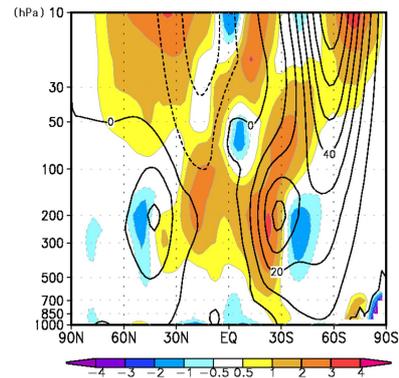


第1.2.4図 第1.2.3図と同じ。ただし、北半球の夏 (5/31、6/30、7/31初期日の月平均) 対象。

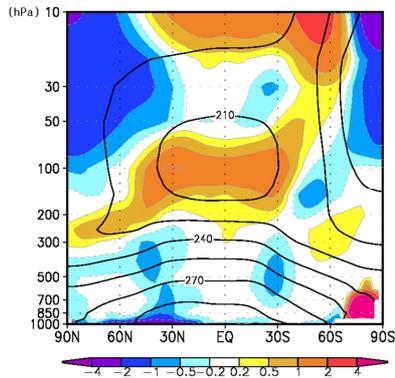
(a) 東西風 ( V1403 )



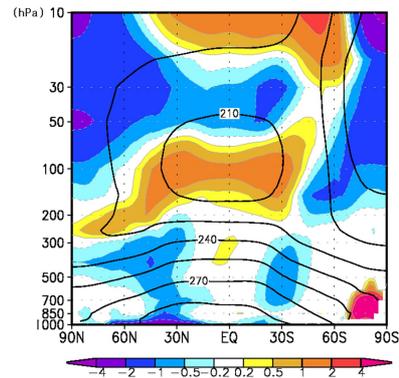
(b) 東西風 ( V1103 )



(c) 気温 ( V1403 )

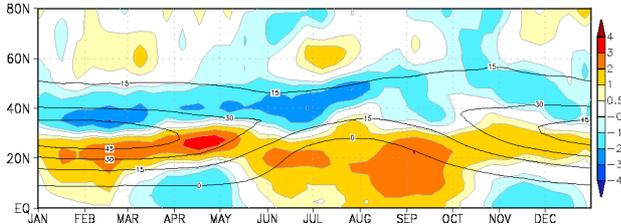


(d) 気温 ( V1103 )

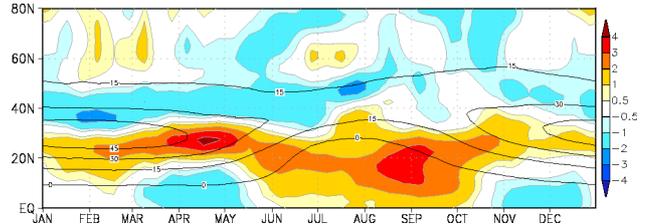


第 1.2.5 図 北半球の夏の帯状平均東西風（上段）と気温（下段）のモデル平年値（等値線）と平均誤差（陰影）の高度・緯度断面図  
 単位は、東西風:m/s、気温:K。夏（5/31～8/20の9初期日）の4週平均場の平均。

(a) V1403



(b) V1103



第1.2.6図 200hPa東西風のモデル平年値（等値線）と平均誤差（陰影）の緯度・時間断面図（東半球側の経度0°～180°平均）  
 36初期日の4週平均場から作成。単位はm/s。横軸の日付は予測対象期間の中心に対応。

V1403で強まったため、200hPa速度ポテンシャルでは大規模発散域の中心のやや西側にあたる南シナ海付近を中心として、正の平均誤差（発散が弱い誤差）がV1403で増加した。また、850hPa流線関数では、ユーラシア大陸南部からフィリピン付近で正の誤差、インド洋で負の誤差が大きくなり、モンスーン循環が弱まる誤差を示している。このアジアモンスーンの平均誤差の変化は、予備実験

の結果から、今回の変更点（第1.1節参照）のうち主に積雲対流スキームにおけるトリガー関数の閾値の変更による影響と考えられる。

### （3）帯状平均

北半球の夏における帯状平均の東西風と気温のモデル平年値と平均誤差を第1.2.5図に示す。南北両半球の対流圏における亜熱帯ジェット気流に

注目して東西風を見ると、新旧モデルともにジェット軸の低緯度側で西風が強く、高緯度側で西風が弱い平均誤差分布となっている。この特徴は他の季節にも共通する。また、V1403ではV1103に比べてジェット軸の位置はほとんど変わらないが、風速が小さくなり、ジェット軸の低緯度側における正の誤差が減少する一方、高緯度側の負の誤差はやや増加した。ジェット軸が低緯度側に偏る誤差に対応して、気温場では新旧モデルとも対流圏中層を中心に低温の平均誤差が見られるが、V1403ではV1103に比べてこの誤差が減少した。

さらに、日本の天候とも関係が深い北半球の東半球側（経度 $0^{\circ}$ ～ $180^{\circ}$ 平均）におけるジェット気流の季節変化に注目する。第1.2.6図は、200hPa東西風の4週平均場の予測を対象とした緯度・時間断面図である。新旧モデルとも、この領域における亜熱帯ジェット気流はほぼ年を通して軸の南側で強く、北側で弱い誤差傾向が明瞭である。V1403では、春や秋を中心にジェット軸の南側の正誤差が減少する一方、夏を中心にジェット軸の北側で負の誤差が増加した。夏の亜熱帯ジェット気流が弱まる平均誤差は、第1.2.4図で示した夏のアジアモンスーンがV1403でより弱いことと関係していると考えられる。一方、図は省略するが、北米から北大西洋における東西風の平均誤差は、概ね減少している。

### 1.2.3 予測精度

ここでは予測精度の評価として、アンサンブル平均による決定論的予測の精度やアンサンブルメンバーによる確率論的予測の精度、循環指数の予測精度を検証する。なお、これらの予測精度の計算に用いる予測値は、モデル平年値からの偏差、すなわち系統誤差補正後の平年偏差とした。

#### (1) アンサンブル平均の予測精度

各格子点におけるアンサンブル平均の年々変動のアノマリー相関係数を、北半球の冬と夏について第1.2.7図と第1.2.8図に示す。500hPa高度は予測3～30日の4週平均場を対象とし、降水量は

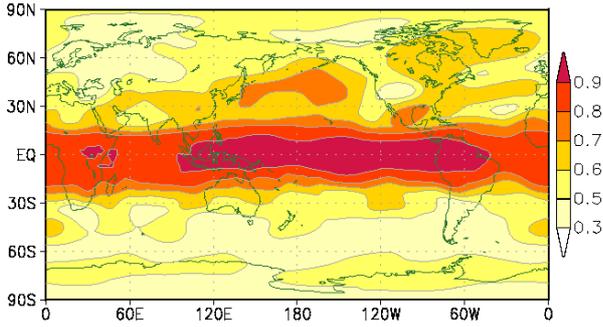
検証に用いるGPCP月別値データに合わせて、月末初期日の月平均場の予測を対象とした。500hPa高度の予測精度は、冬、夏ともにV1403はV1103に比べて中高緯度で概ね改善している。熱帯域では、冬に大西洋からアフリカ大陸、インド洋にかけて500hPa高度の予測精度の低下が見られるものの、降水量の予測精度ではこれらの領域で特に低下している様子は見られない。熱帯域における降水量の予測精度は、冬、夏ともに同等または改善している。他の季節、要素でも、熱帯域、中高緯度の循環場ともにV1403はV1103に比べて同等から改善の傾向である。

次に、予測時間ごとの予測精度を7日平均場の領域別アノマリー相関係数により示す。第1.2.9図は、北半球域の500hPa高度と海面更正気圧、熱帯域の200hPa速度ポテンシャルと海面更正気圧について、北半球の冬における7日平均場のアノマリー相関係数を予測30日目まで示したものである。北半球域では、ほぼ予測期間を通してV1403に改善傾向が見られ、特に予測期間前半は有意な改善である。熱帯域では北半球域に比べて改善幅は小さいが、V1403で改善が見られる。他の季節や要素、また二乗平均平方根誤差(RMSE)による評価でも同様である。なお、第1.2.9図(c)の熱帯域200hPa速度ポテンシャルでは、予測期間後半に改善傾向があるが、他の季節では予測期間前半中心の改善となっており、他の要素と同様の結果である。以上のようなV1403の改善のうち、特に1週目を中心とした予測期間前半の改善には、ハインドキャストの大気初期値をV1103におけるJRA-25/JCDASからV1403におけるJRA-55に変更したことによる効果が大きいことが、予備実験の結果から確認されている。なお、検証データをJRA-55からJRA-25/JCDASに変更しても、V1403の改善傾向は変わらない。

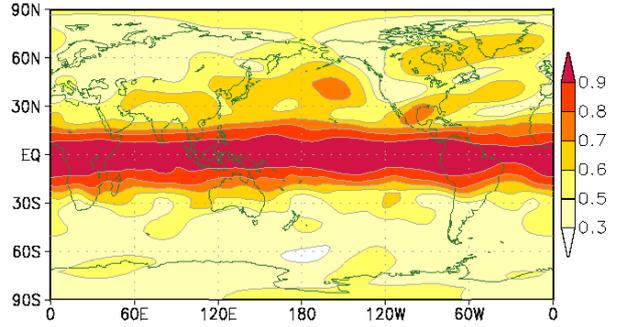
#### (2) 確率予測の評価

確率論的予測の検証指標として、ブライアスキルスコア(BSS)とROC面積を用いる。BSSは、0より大きい値であれば気候値予報より情報価値があ

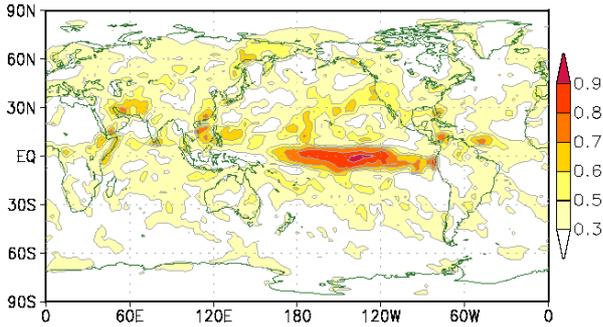
(a) 500hPa 高度 ( V1403 )



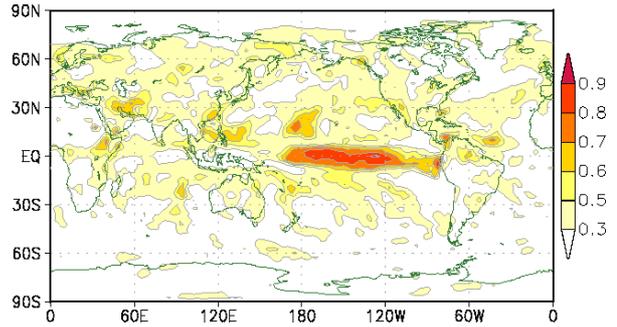
(b) 500hPa 高度 ( V1103 )



(c) 降水量 ( V1403 )



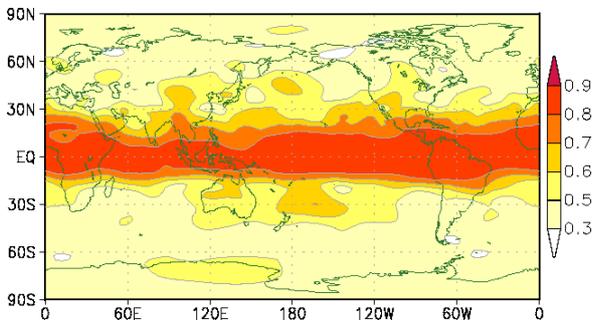
(d) 降水量 ( V1103 )



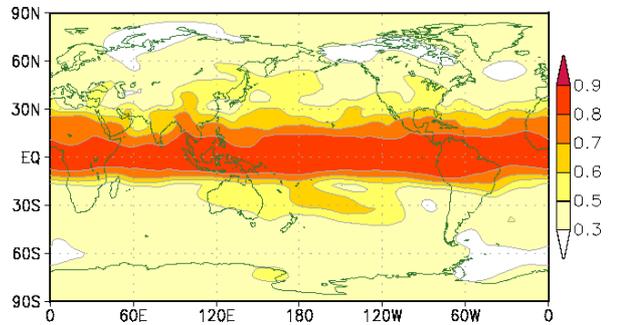
第 1.2.7 図 500hPa 高度と降水量の予測精度 (アノマリー相関係数、北半球の冬)

上段は 500hPa 高度 (予測 3 ~ 30 日の 4 週平均場)、下段は降水量 (月末初期日からの月平均場) の予測に対するアノマリー相関係数。左列は V1403、右列は V1103。500hPa 高度は 9 初期日 (11/30 ~ 2/20)、降水量は 3 初期日 (11/30, 12/31, 1/31) の予測を対象としている。

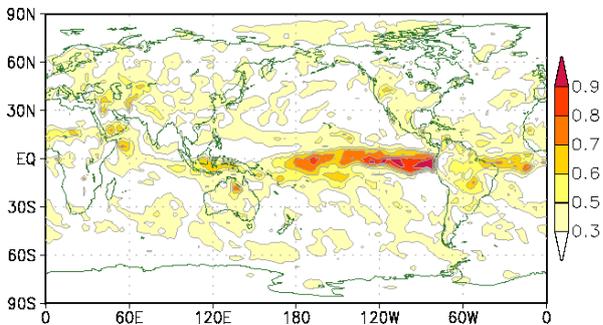
(a) 500hPa 高度 ( V1403 )



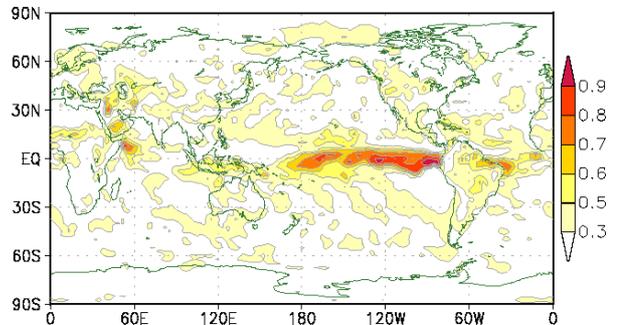
(b) 500hPa 高度 ( V1103 )



(c) 降水量 ( V1403 )



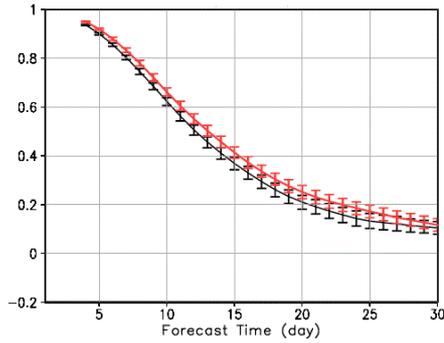
(d) 降水量 ( V1103 )



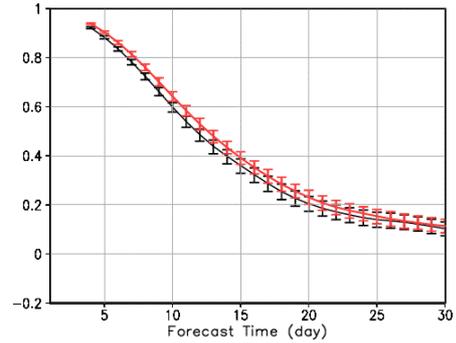
第 1.2.8 図 第 1.2.7 図と同じ。ただし、北半球の夏。

500hPa 高度は 5/31 ~ 8/20 の 9 初期日、降水量は 5/31、6/30、7/31 の 3 初期日対象。

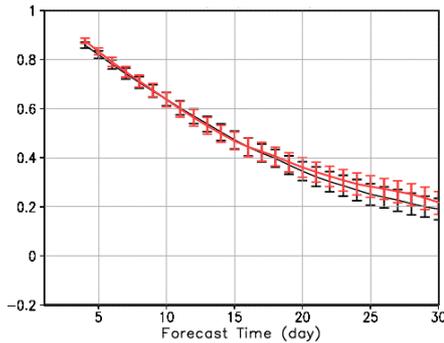
(a) 500hPa 高度 (北半球域)



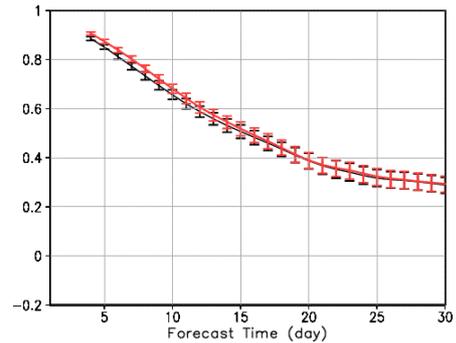
(b) 海面更正気圧 (北半球域)



(c) 200hPa 速度ポテンシャル (熱帯域)



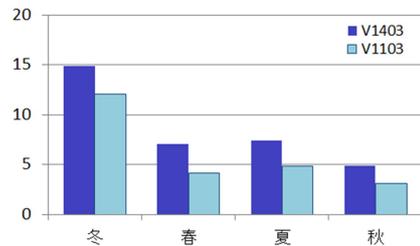
(d) 海面更正気圧 (熱帯域)



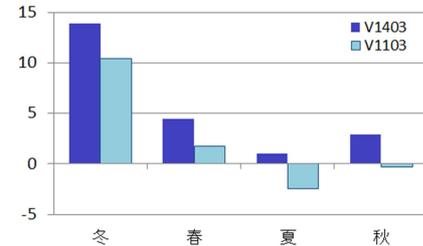
第 1.2.9 図 予測時間ごとの予測精度 (7日平均場のアノマリー相関係数、北半球の冬)

(a)北半球域の 500hPa 高度、(b)北半球域の海面更正気圧、(c)熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャル、(d)熱帯域の海面更正気圧。北半球の冬 (11/30 ~ 2/20 の 9 初期日) の予測が対象。横軸は予測対象日 (7日平均の中心)、赤線は V1403、黒線は V1103。誤差幅は信頼区間 95%の平均値の存在範囲を示す。

(a) 500hPa 高度 (北半球域)



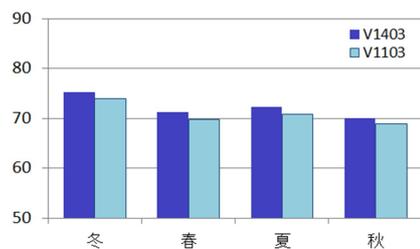
(b) 海面更正気圧 (熱帯域)



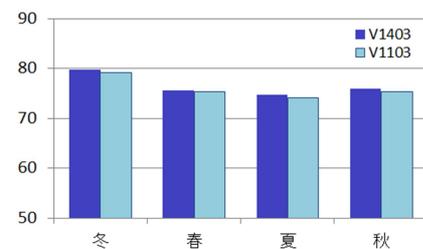
第 1.2.10 図 ブライアスキルスコア (%)

4週平均の(a)北半球域 500hPa 高度、(b)熱帯域海面更正気圧について、3階級の「高い」事象を対象とする。冬は 12 ~ 2月、春は 3 ~ 5月、夏は 6 ~ 8月、秋は 9 ~ 11月を初期日とする各 9 初期日の予測。

(a) 500hPa 高度 (北半球域)



(b) 海面更正気圧 (熱帯域)



第 1.2.11 図 ROC 面積 (%)

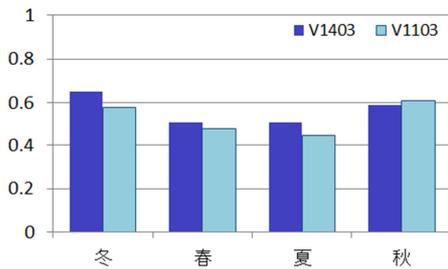
対象事象、季節は第 1.2.10 図と同じ。

ることを示し、完全予報では1となる。ROC 面積は、0.5 より大きい値であれば空振り率（誤警報率または誤発表率ともいう）より適中率の方が大きく有用であることを示し、完全予報では1となる。

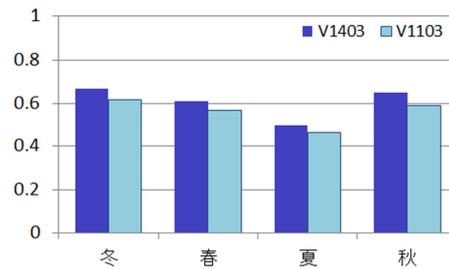
第 1.2.10 図は、4 週平均の北半球域 500hPa 高度と熱帯域海面更正気圧について、3 階級のうち「高い」階級を対象とした季節別の BSS を表す。北半球域 500hPa 高度、熱帯域海面更正気圧のどちらも、各季節で V1403 のスコアは改善している。

また、熱帯域の海面更正気圧では V1103 の夏と秋のスコアが負であったが、V1403 では正に変わった。週別予測（図略）では、1 週目や 2 週目を中心に V1403 でスコアの改善が見られる。また、他の階級（「平年並」、「低い」）でも、同様に V1403 で改善傾向が見られる（図略）。なお、「平年並」の階級は、「高い」や「低い」に比べて相対的にスコアが低い。また、要素、領域によらず、新旧モデルとも 3 ~ 4 週目の予測は BSS が負になることが多い。

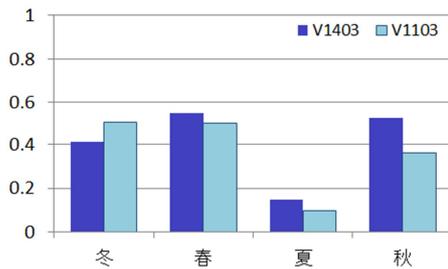
(a) 500hPa 高度 極東東西指数



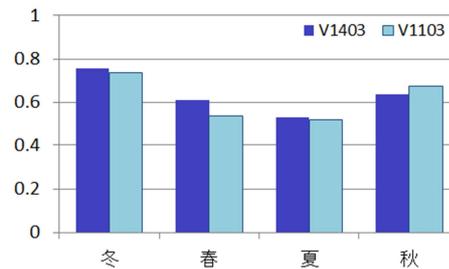
(b) 500hPa 高度 沖縄高度



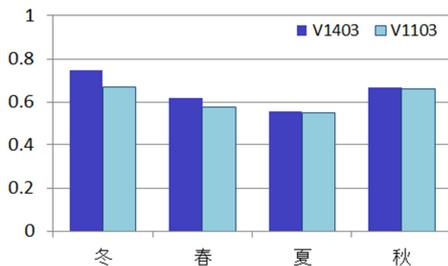
(c) 降水量 C11 (インドモンスーン域)



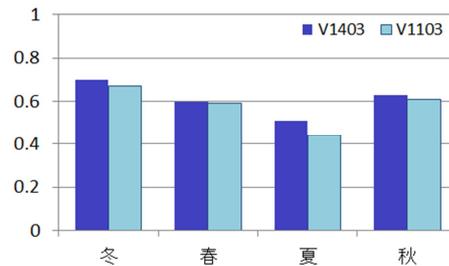
(d) 降水量 C12 (東南アジアモンスーン域)



(e) 850hPa 気温 (北日本)



(f) 850hPa 気温 (西日本)



第 1.2.12 図 循環指数の予測精度（相関係数）

500hPa 高度と 850hPa 気温の指数は、冬（12 ~ 2 月）、春（3 ~ 5 月）、夏（6 ~ 8 月）、秋（9 ~ 11 月）を初期値とする各季節 9 初期日の 4 週平均場の予測。降水量の指数は、各季節の月末を初期値とする 3 初期日の月平均場の予測。各循環指数の定義は以下のとおり。

極東東西指数：90°E ~ 170°E で平均した 500hPa 高度 500hPa 高度 40°N と 60°N の差 (40°N-60°N)

沖縄高度：30°N における 120°E ~ 140°E で平均した 500hPa 高度 500hPa 高度 500hPa 高度 500hPa 高度

降水量 C11：70°E ~ 100°E、10°N ~ 25°N の領域平均降水量 500hPa 高度 500hPa 高度

降水量 C12：115°E ~ 140°E、10°N ~ 20°N の領域平均降水量 500hPa 高度 500hPa 高度

850hPa 気温 (北日本)：140°E ~ 145°E、37.5°N ~ 45°N の領域平均 850hPa 気温 500hPa 高度

850hPa 気温 (西日本)：130°E ~ 135°E、30°N ~ 35°N の領域平均 850hPa 気温 500hPa 高度

ROC 面積についても同様に第 1.2.11 図に示す。こちら各要素、領域、季節で V1403 が V1103 に対して改善または同等である。また、いずれのスコアも 50%より大きいことから、空振り率より適中率の方が大きく有用な予測であることを示している。週別予測（図略）では、1 週目や 2 週目を中心に V1403 で改善が見られ、これは「平年並」や「低い」の階級でも同様である。なお、ROC 面積においても「平年並」の予測は「高い」や「低い」に比べて相対的にスコアが低い。

### (3) 循環指数の予測精度

予報作業で利用する循環指数の予測についても、予測精度を解析との相関係数により評価する。第 1.2.12 図は、500hPa 高度平年偏差から計算される極東東西指数と沖縄高度、降水量平年偏差の領域平均である C11 と C12、850hPa 気温平年偏差の北日本と西日本の領域平均の予測に対する年々変動の相関係数である。これらの各指数の予測精度は、

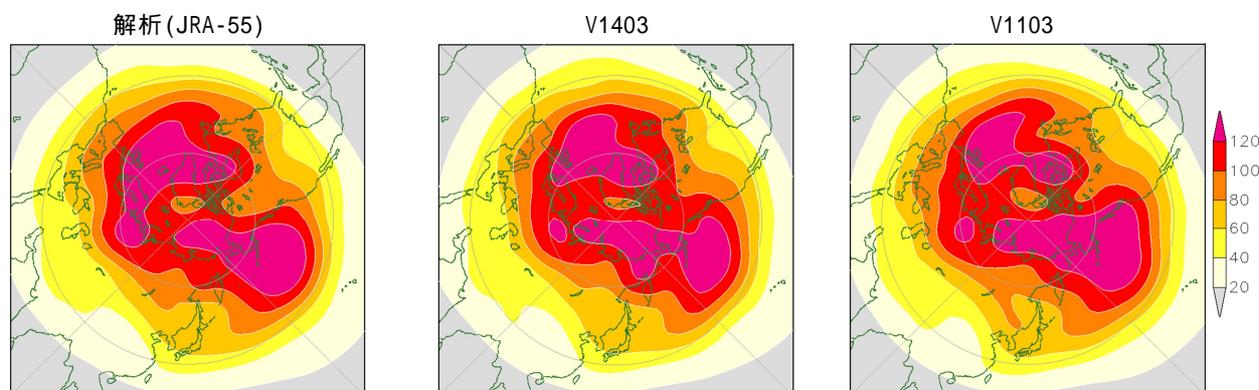
全般に冬に高く、夏に低い傾向が見られ、また V1403 は V1103 に対して概ね改善または同等である。ただし、秋の極東東西指数や降水量 C12、冬の降水量 C11 など、季節や指数によっては V1403 で改善も見られる。週別の予測でも同様に V1403 で概ね改善または同等の傾向である（図略）。ただし、指数や時期（初期日）による改善度合いの違いも大きい。

### 1.2.4 変動特性

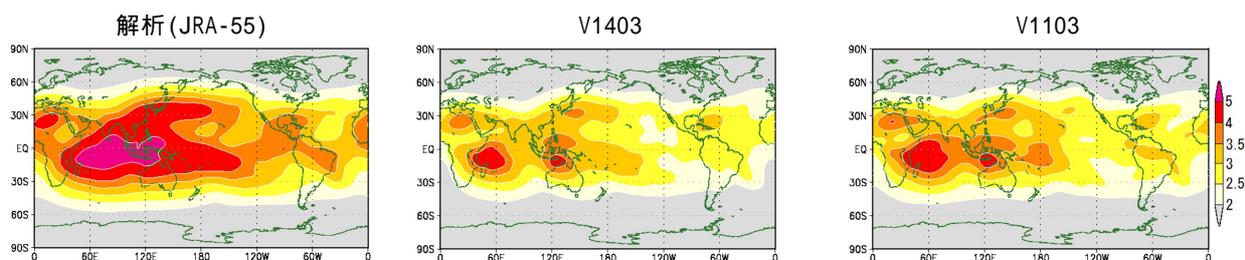
モデルの基本性能の一つとして、年々変動の大きさをハインドキャスト 30 年間の標準偏差により評価する。また、アンサンブルメンバー間のばらつきの大きさを表すスプレッドについても検証する。

#### (1) 標準偏差

第 1.2.13 図は、冬の北半球における 500hPa 高度の予測 2 週目の標準偏差分布を解析、V1403、

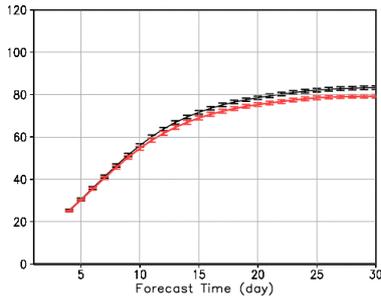


第 1.2.13 図 北半球域 500hPa 高度の標準偏差（2 週目平均場、北半球の冬）  
左から解析 (JRA-55)、V1403、V1103。モデルはコントロールランのみ。冬（11/30～2/20 の 9 初期日）の予測 2 週目を対象としている。単位は m。

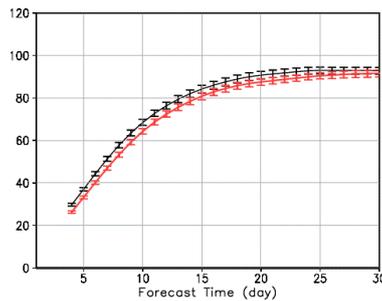


第 1.2.14 図 第 1.2.13 図と同じ。ただし、200hPa 速度ポテンシャル（単位は  $m^2/s$ ）。

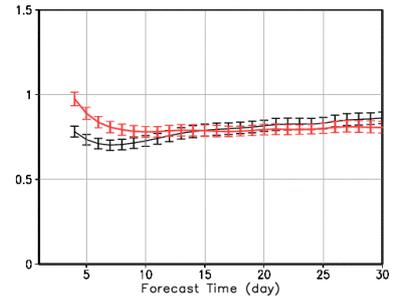
500hPa 高度 (北半球域)  
スプレッド



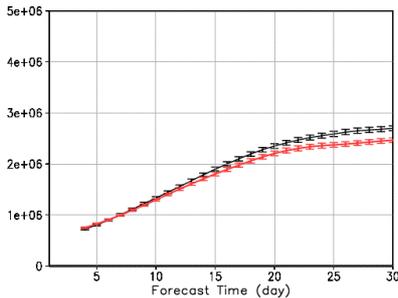
RMSE



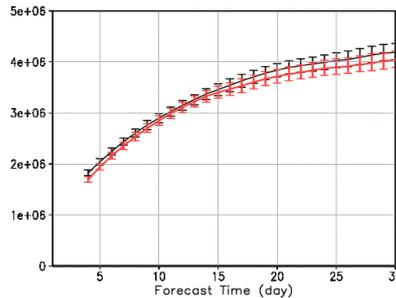
(スプレッド)<sup>2</sup> / (RMSE)<sup>2</sup>



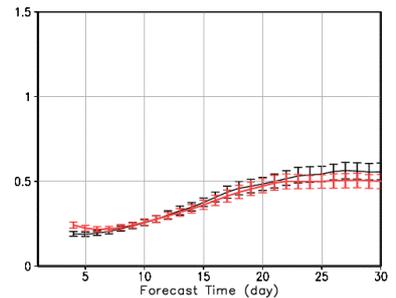
200hPa 速度ポテンシャル (熱帯域)  
スプレッド



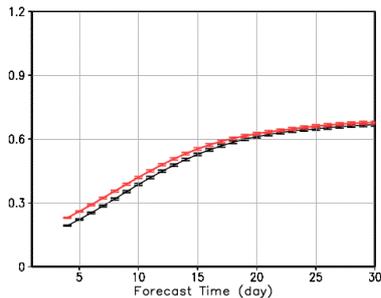
RMSE



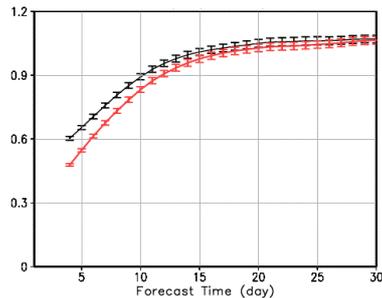
(スプレッド)<sup>2</sup> / (RMSE)<sup>2</sup>



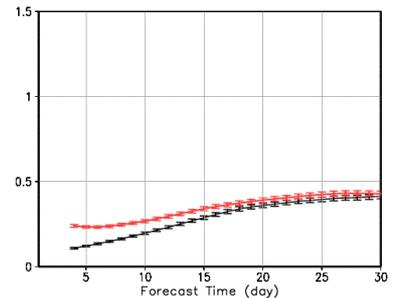
850hPa 気温 (熱帯域)  
スプレッド



RMSE



(スプレッド)<sup>2</sup> / (RMSE)<sup>2</sup>



第 1.2.15 図 予測時間ごとのスプレッド、RMSE、その二乗の比  $(\text{スプレッド})^2 / (\text{RMSE})^2$

北半球の冬 (11/30 ~ 2/20 の 9 初期日) の 7 日平均場の予測を対象とし、上から北半球域 500hPa 高度、熱帯域 200hPa 速度ポテンシャル、熱帯域 850hPa 気温。左からスプレッド、RMSE、その二乗の比。横軸は予測対象日 (7 日平均の中心)。赤線は V1403、黒線は V1103。誤差幅は、信頼区間 95% の平均値の存在範囲を示す。スプレッドと RMSE の単位は、500hPa 高度は m、200hPa 速度ポテンシャルは  $\text{m}^2/\text{s}$ 、850hPa 気温は K。

V1103 について示したものである。V1103 では、アラスカの南から北極海にかけての極大域で解析に比べて変動が過大な一方、大西洋からヨーロッパ北部の極大域では過小の傾向がある。V1403 では、アラスカの南から北極海にかけての極大域における過大な変動は小さくなり、解析に近づいた。また、大西洋からヨーロッパ北部の極大域のうち、大西洋では V1103 よりも変動が大きくなり解析に近づいたが、ヨーロッパ北部では V1103 と同様に解析と比べて過小である。春や秋も同様に V1403

は解析に近づいたが、夏には新旧モデルとも解析に比べて過小の傾向があり、V1403 はその傾向がより強まった (図略)。

熱帯域の大規模収束発散場の変動特性を比較するため、第 1.2.14 図には予測 2 週目の 200hPa 速度ポテンシャルの標準偏差を示す。熱帯域では、新旧モデルとも解析に比べて変動が小さい。また、解析では極大域がインド洋から海洋大陸付近に広がるが、モデルではインド洋東部の変動が小さく、極大域がインド洋西部と海洋大陸付近に分かれて

いる。この特徴は V1403 でより明瞭である。解析に比べてモデルの変動が小さく、V1403 でより小さい傾向は、他の季節でも同様に見られる。

## (2) スプレッド

予測の不確実性の大きさを表すスプレッドについて評価する。アンサンブル予報システムでは、統計的にはアンサンブル平均の予測誤差(RMSE)とスプレッドが同程度になることが期待される。

第 1.2.15 図は、北半球域の 500hPa 高度と熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャル及び 850hPa 気温のスプレッド、RMSE (系統誤差補正後の予測値から計算したもの)その二乗の比を予測時間ごとに示したものである。どの要素でも新旧モデルともにスプレッドと RMSE の比が 1 より小さく、RMSE に比べてスプレッドが過小(あるいは RMSE が過大)であることが分かる。この傾向は北半球域に比べて熱帯域でより明瞭である。平井(2013)は、現業システムにおける近年の北半球域 500hPa 高度のスプレッドと RMSE を比較し、両者の大きさは概ね同程度だが、夏は 2 週目以降の予測でスプレッドが過小であると指摘している。これと比較してハインドキャストにおけるスプレッドは、メンバー数が 5 と限定されていることや時間ずらし法(LAF 法)を利用していないことにより、現業システムよりも小さい傾向がある。その点を考慮した上でスプレッド、RMSE の各々の変化を見る。また、今回の変更ではモデルアンサンブル手法の一つである確率的物理過程強制法が導入され、過小であるスプレッドが大きくなることが期待される。

第 1.2.15 図左列のスプレッドは、北半球域 500hPa 高度や熱帯域 200hPa 速度ポテンシャルでは予測期間初期に V1403 と V1103 で同程度だが、予測期間後半は V1403 が有意に小さい。熱帯域 850hPa 気温では、ほぼ予測期間を通して V1403 が有意に大きい。一方、同図中列の RMSE は全般に V1403 で改善が見られ、V1403 の方が V1103 に比べて小さい。この結果、同図右列のスプレッドと RMSE の比は、いずれも 1 より小さいものの、熱帯域 850hPa 気温ではほぼ予測期間を通して V1403

が V1103 に比べて有意に大きくなり、RMSE に対するスプレッドはやや改善した。一方、北半球域 500hPa 高度や熱帯域 200hPa 速度ポテンシャルでは、V1403 が予測期間初期には大きくなったが、予測期間後半は有意ではないものの小さくなる傾向がある。今回の結果からは、熱帯域の 850hPa 気温では V1403 においてスプレッドが大きくなり、確率的物理過程強制法導入の効果が現れていると考えられるほか、初期摂動の与えられていない南半球域でも高度場や温度場などの多くの要素(図略)でスプレッドが大きくなる変化が見られる。一方、北半球域の多くの要素や熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャルなどでは、過小であるスプレッドが大きくなる改善は予測期間初期を除いて不明瞭である。これらの結果は他の季節でも同様である。

## 1.2.5 ブロッキング高気圧

ブロッキング高気圧(以下、ブロッキング)は、極東から太平洋の高緯度に発生すると、それに伴い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に直接影響する(藤川 2013)。またヨーロッパに発生すれば、その崩壊の過程で放出されるエネルギーの伝播により、下流にあたる日本付近の天候にも大きく影響する(前田 2013)。

最近の現業モデルを用いたブロッキングの再現性に関する研究として、Matsueda(2009)は TIGGE<sup>2</sup> プロジェクトで収集された世界の各現業機関の週間予報モデルの予測におけるブロッキングの出現頻度を検証し、気象庁の週間アンサンブル予報モデルではブロッキングの出現頻度が現実と比べて少ない傾向であることを指摘している。1 か月予報モデルについても基本的には同様の傾向である

<sup>2</sup> 観測システム研究・予測可能性実験 双方向グランド全球アンサンブル(THORPEX Interactive Grand Global Ensemble)。1 日から週間予報の改善を目的とした世界天気研究計画(WWRP)の下で実施されている研究プロジェクトである観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX)のサブプロジェクトの 1 つ。世界の主要な数値予報センターの現業週間予報システムの複合的な利用に関する研究や、モデルの相互比較が行われている。

ことが想定される（平井 2013）。

今回の1か月EPSの変更点の一つとして、水平解像度の高解像度化がある。これまでの研究によると、数値予報モデルの水平解像度が高くなるほど、特に大西洋からヨーロッパにおけるブロッキングの再現性が向上することが指摘されている（Matsueda et al. 2009; Jung et al. 2012）。このため、今回の1か月EPSの更新によりブロッキングの再現性の向上が期待される。本項では、北半球冬季におけるブロッキングの平均的な出現頻度について確認する。

### （1）データと解析方法

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、それぞれ11月10日～2月20日までの11初期日を使用する。用いた変数は500hPa高度であり、データの水平解像度は解析、予測とも2.5度格子である。

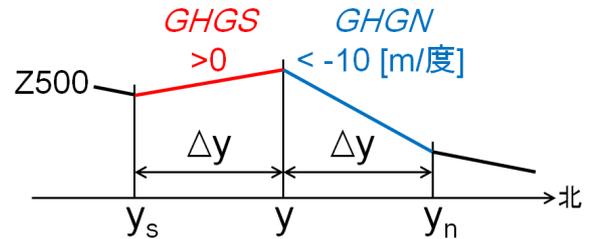
今回は、冬季におけるブロッキングの平均的な出現頻度について解析と予測を比較する。まず、注目するブロッキングよりも短周期の現象の影響を取り除くため、時間平均処理を行う。日4回（00Z、06Z、12Z、18Z）の値を平均し日別値を求めた後、前後3日の値を用いた7日移動平均を施し、移動性擾乱等の影響を取り除き、日別7日移動平均値を求める。以降、日付は7日移動平均の中心の日付を指す。予測について、リードタイム（予報初期日からの日数）で考えた場合、例えばリードタ

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。

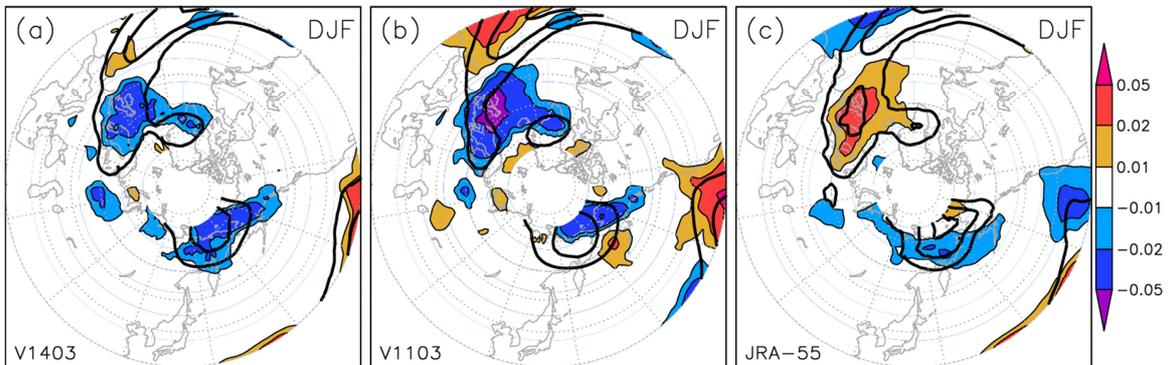
予測の集計には基本的にリードタイム4～31日目をを用いる。ただし、予測の実際の日付が今回の検証の対象である冬季に含まれる場合に限定する。例えば11月10日初期日の予測は、実際の日付が12月1～10日にあたるリードタイム21～31日目のみを使用する。

ブロッキングの検出を行うために、過去の研究においていくつかの指数が利用されている。今回は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に基づきブロッキングを検出する。

検出の手順は以下のとおりである。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。

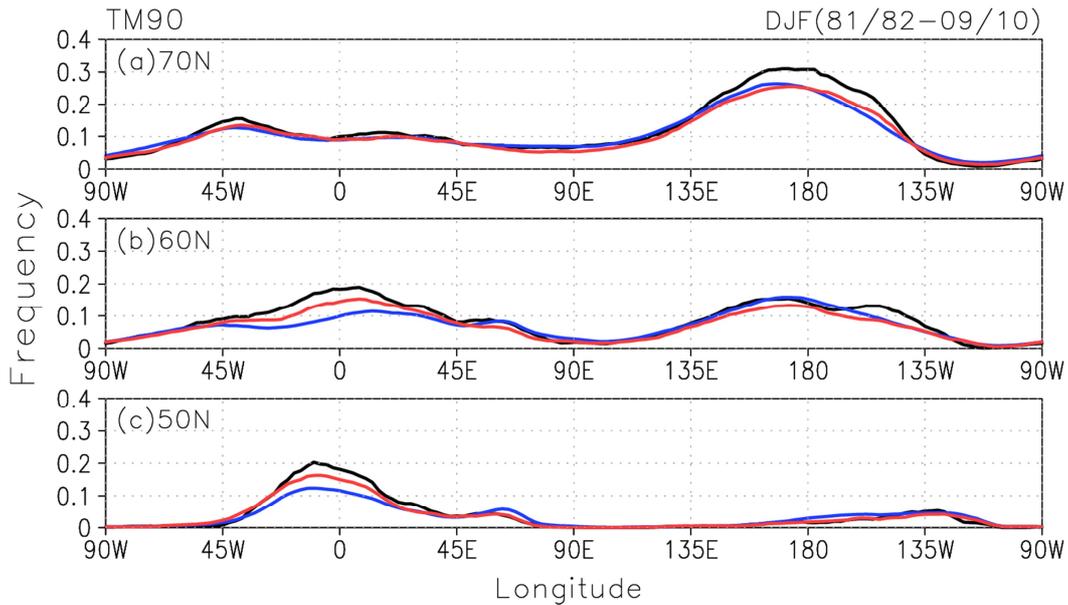


第1.2.16図 ブロッキングの検出に関する模式図  
変数の定義は本文参照。



第1.2.17図 ブロッキングの平均出現頻度分布

(a)等値線はV1403、陰影はV1403とJRA-55の差（V1403-JRA-55）、(b)(a)と同様、ただし予測はV1103、(c)等値線はJRA-55、陰影はV1403とV1103の差（V1403-V1103）。1981/1982～2009/2010年（29年）の12～2月対象。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。



第 1.2.18 図 緯度帯ごとのブロッキングの平均出現頻度分布

(a) 70°N、(b) 60°N、(c) 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。JRA-55（黒線）、V1403（赤線）、V1103（青線）。1981/1982～2009/2010 年（29 年）の 12～2 月を対象。

$$GHGS(x, y) = \frac{Z(x, y) - Z(x, y_s)}{y - y_s} > 0$$

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

$$y_n = y + \Delta y \text{ [度]}$$

$$y_s = y - \Delta y \text{ [度]}$$

$$\Delta y = 15 \text{ [度]}$$

(1.2.1)

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  $\Delta y$  [度] 離れた北側及び南側の格子の緯度である。今回は  $\Delta y$  を 15 度とした。第 1.2.16 図に模式図を示す。なお、予測におけるブロッキングの抽出は個々のメンバーごとを実施する。

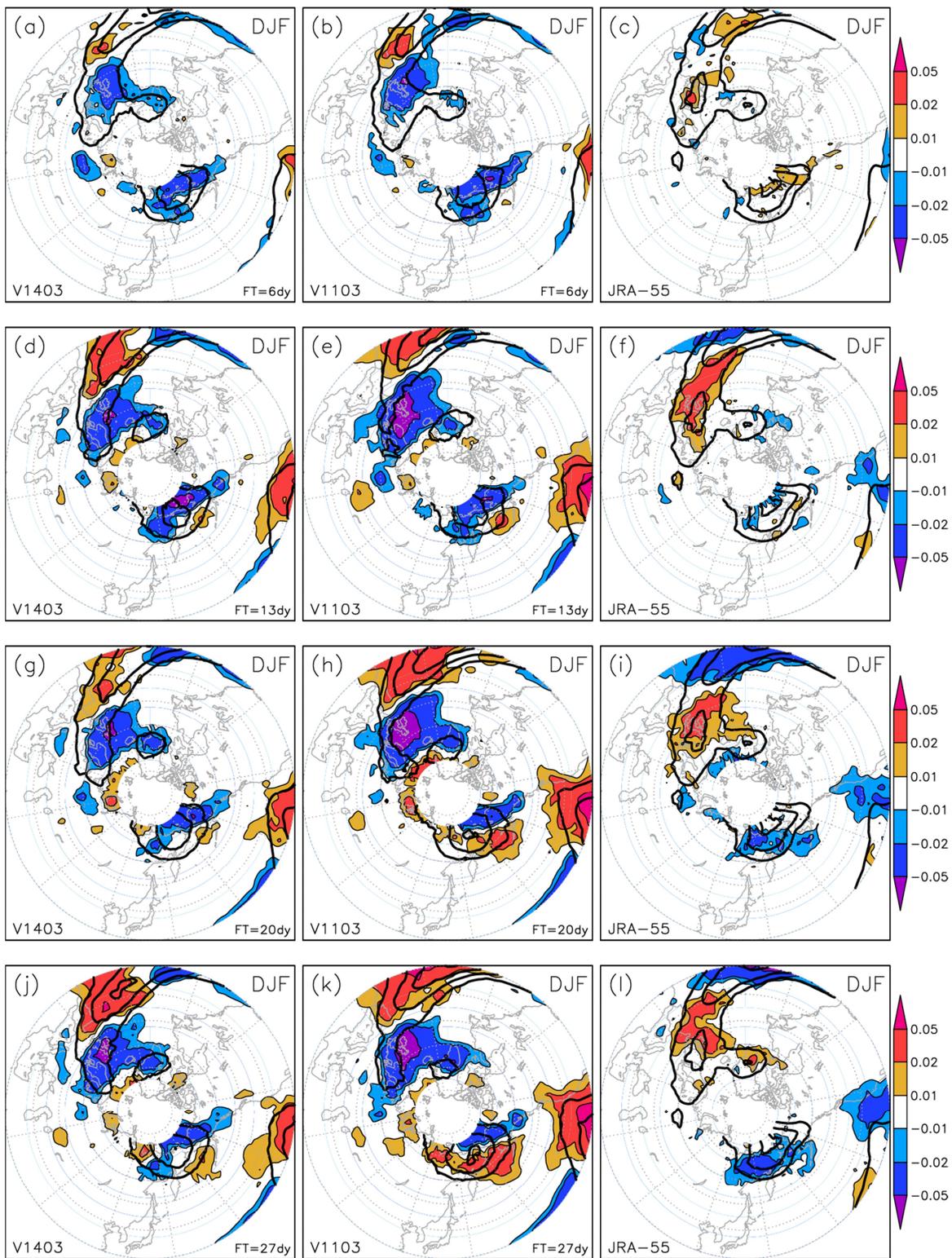
(1.2.1) 式に基づいてブロッキングを検出した場合には、東西南北 2 次元の出現頻度分布が得られる。一方、過去の研究では、ある緯度帯におけるブロッキングの出現頻度を議論するために、経度ごとに、ある緯度を中心とした南北に幅を持つ緯度帯の中で、少なくとも 1 格子でもブロッキング出現の条件（例えば (1.2.1) 式）を満たす場合

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という手法が用いられている。今回の検証では、50°N、60°N、70°N を中心とした南北にそれぞれ 5 度の緯度帯（全体で 10 度幅）において集計した結果を示す。

## (2) 平均的な出現頻度分布

第 1.2.17 図は、V1403 と V1103 におけるブロッキングの冬季の出現頻度分布と、解析（JRA-55）との差、及び V1403 と V1103 との差である。また、同図(c)の等値線は、解析における出現頻度分布を表す。ここでは、予測のリードタイムは考慮せず、冬季に含まれる全てのリードタイムの予測を集計の対象としている。

大西洋からヨーロッパ域について見ると、V1403 と V1103 とともに解析と同様にこの領域にブロッキングの平均的な出現頻度のピークが見られるが、その値は解析に比べて低い。ただし V1403 は出現頻度が増加し、V1103 よりも解析に近づいていることがわかる。一方で太平洋域も出現頻度のピークが予測でも存在し、大西洋からヨーロッパ域と同様に V1403 と V1103 とともに解析よりも低い。しかし、太平洋域では V1403 は V1103 よりも頻度が



第 1.2.19 図 リードタイムごとのブロッキングの平均出現頻度分布

(a) ~ (c) : リードタイム 6 日目における、(a) 等値線は V1403、陰影は V1403 と JRA-55 の差 (V1403-JRA-55)、(b) (a) と同様、ただし予測は V1103、(c) 等値線は JRA-55、陰影は V1403 と V1103 の差 (V1403-V1103)。 (d) ~ (f) : (a) ~ (c) と同様、ただしリードタイム 13 日目。 (g) ~ (i) : (a) ~ (c) と同様、ただしリードタイム 20 日目。 (j) ~ (l) : (a) ~ (c) と同様、ただしリードタイム 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。

減少し、特に  $60^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$  の範囲においては解析との差が拡大している。このような傾向は、 $70^{\circ}\text{N}$ 、 $60^{\circ}\text{N}$ 、 $50^{\circ}\text{N}$  を中心とした南北それぞれ 5 度の緯度帯 (全体で 10 度幅) におけるブロッキングの平均出現頻度分布 (第 1.2.18 図) でも見られる。

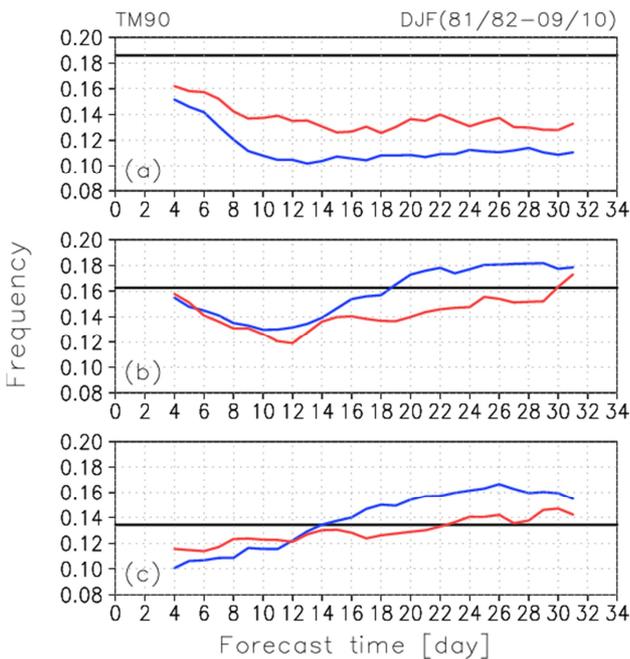
### (3) リードタイムごとの出現頻度分布

(2) では、全てのリードタイムの予測を用いて出現頻度分布を求めた。ここでは、リードタイムごとに出現頻度を集計し、その違いを確認する。なお、リードタイムごとに集計すると、各リードタイムに含まれる初期日はこれまでの全 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。例えば以降に示すリードタイム 6 日目を対象とした場合は 11 月 30 日から 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 日から 1 月 31 日までの 8 初期日を使用する。

第 1.2.19 図は、リードタイム 6 日目、13 日目、20 日目、27 日目におけるブロッキングの平均出現頻度分布である。それぞれ、予測 1 週目、2 週目、3 週目、4 週目に相当する。大西洋からヨーロッパ域に注目すると、ブロッキングの出現頻度はリードタイムによらず増加して、解析に近づく傾向が確認できる。ただしリードタイム 27 日目には、その出現頻度の増加する領域が、解析の出現頻度のピークよりも低緯度側または西側にずれていることがわかる。太平洋域では、V1403 の出現頻度が解析よりも低い傾向について、リードタイムごとの違いは明瞭ではない。一方、V1103 は特に  $60^{\circ}\text{N}$  から  $70^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E}$  から  $180^{\circ}$  の範囲について、リードタイム 6 日目、13 日目には解析と比較して出現頻度は低めの傾向だが、その後リードタイム 20 日目、27 日目には高い傾向に変わっている。よって、V1103 の方が V1403 よりも平均的な出現頻度が解析に近いことを (2) で示したが、これは全てのリードタイムを対象として集計したことによるものと考えられる。

第 1.2.20 図は、(a)ヨーロッパ ( $50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $15^{\circ}\text{W} \sim 15^{\circ}\text{E}$ )、(b)極東 ( $60^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ )、(c)太平洋中部 ( $55^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 、 $170^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$ ) における平均出現頻度のリードタイムによる変化を示したものである。参考として黒線で JRA-55 による同じ領域の平均出現頻度を描画している。(a)ヨーロッパでは、全てのリードタイムを通じて予測は解析に比べて低いが、V1403 の方が V1103 よりも出現頻度が増加し解析に近づいている。(b)極東では、リードタイム 10 日目までは V1403 と V1103 で出現頻度は同等で、ともに解析と比べて低い傾向がある。リードタイム 10 日目以降は、V1403 は更に出現頻度が少なくなるが、その後増加しリードタイム 30 日程度で解析と同等となっている。一方で V1103 は、リードタイム 10 日目以降は増加に転じ、リードタイム 19 日目に解析と同等となった後、解析と比べて高い傾向に変わる。(c)太平洋中部では、V1103 は予測当初には出現頻度が解析よ



第 1.2.20 図 ブロッキングの平均出現頻度のリードタイムによる変化  
(a)ヨーロッパ ( $50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $15^{\circ}\text{W} \sim 15^{\circ}\text{E}$ )、(b)極東 ( $60^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ )、(c)太平洋中部 ( $55^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 、 $170^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$ ) における平均出現頻度。横軸はリードタイムで、それぞれ 7 日移動平均の中心日。赤線は V1403、青線は V1103、黒線は JRA-55 に基づく各領域における平均出現頻度。1981/1982 ~ 2009/2010 年 (29 年) の 12 ~ 2 月対象。

りも低く、その後高めへと変わっていく。それに対し、V1403 は予測当初は出現頻度が低めだが、V1103 よりは解析に近い。その後リードタイムが長くなるに従い出現頻度は増加するが、その増加は小さく、リードタイム 14 日目以降は解析とほぼ同等であることがわかる。

#### (4) ブロッキングのまとめ

本項では V1403 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)及び V1103 と比較した。V1403 では、大西洋からヨーロッパ域の出現頻度が V1103 に比べて増加し、解析に近づいた。この改善は数値予報モデルの高解像度化に大きく起因すると考えられ、これまでの研究成果(例えば、Matsueda et al. 2009; Jung et al. 2012)とも一致する。一方、太平洋域については平均的には解析よりも少ない傾向だが、V1103 に見られた 1 か月予報期間前半では解析より少なく、後半で多い傾向は弱まり、リードタイムによる違いが小さくなった。全体に解析よりも少ない傾向があることについては、Matsueda(2009)による当庁の週間予報モデルに見られた傾向と同様である。

このように今回の 1 か月 EPS の変更により、平均的には北半球冬季のブロッキングの再現性が改善したと考えられる。ブロッキングの再現性の改善と平均誤差の減少(第 1.2.2 項)の組み合わせにより、ブロッキングが関係する波束の伝播の予測も改善することが期待されるが、その確認には

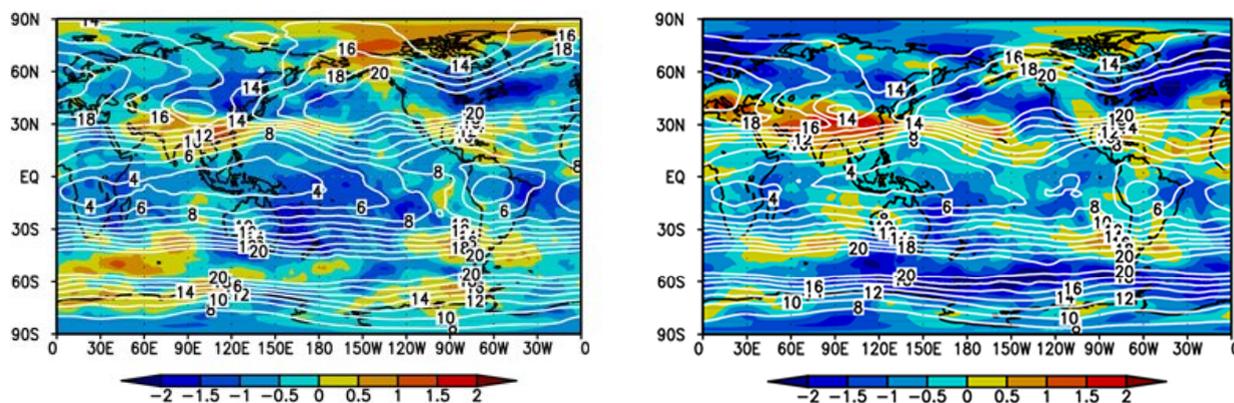
さらなる調査が必要である。

#### 1.2.6 総観規模擾乱の活動度

寒帯前線ジェット気流に沿った傾圧帯では移動性高低気圧(傾圧性擾乱)が発達する。また、このような周期の短い総観規模擾乱(高周波擾乱)は、中緯度のジェット気流の維持、形成に主要な役割を果たすことが知られている(例えば、Hartmann 2007)。V1403 では、V1103 に比べ水平解像度が高解像度化されており、これにより高周波擾乱の活動度の再現性も改善することが期待される(Jung et al. 2012)。本調査では、高周波擾乱(ここでは周期 10 日以下の擾乱を指すこととする)とジェット気流の関係に着目して評価検証を行った。

使用データは 2.5 度格子間隔とし、高周波擾乱成分の抽出には 6 時間瞬間値にカットオフ周期 10 日のハイパスフィルターを適用した。計算にはコントロールランのみを使用した。

第 1.2.21 図に高周波擾乱の活動度の指標として、300hPa 風の高周波擾乱成分の振幅( $\sqrt{u'^2 + v'^2}$ )を新旧モデルについて計算した結果を示す。この図は、12 月 31 日を初期値とする予測 30 日間の結果を 30 年(1981~2010 年)平均したものである。高周波擾乱の活動度が大きな領域(北半球の太平洋、北米、大西洋、ヨーロッパ、南半球の 50°S 帯など)に注目して解析と比較すると、V1103 では活動度が解析に比べて多くの領域で過小である。



第 1.2.21 図 高周波擾乱の活動度の年平均値(1981-2010 年の 1 月平均)  
左は V1403、右は V1103。等値線は 12/31 を初期日とする予測 30 日平均した 300hPa 風の高周波擾乱成分の振幅(単位 m/s)、陰影はその解析(JRA-55)との差(予測-解析)。

V1403 では、これらの領域の多くで活動度が増大し、解析との差が小さくなった。ただし、南半球域のインド洋や南米周辺などでは、解析に比べて過大な傾向も見られる。以上の結果から、V1403 は南半球の一部の領域で解析に比べて過大であるが、その他の多くの領域では高周波擾乱の活動度の再現性が V1103 に比べて改善されたといえる。

さらに、高周波擾乱による東西運動量フラックスの収束・発散( $-\partial(u'v')/\partial y$ )を計算すると、高周波擾乱の活動度が増大したことにより、東西風の加速が解析に近づく傾向が見られる(図略)。

### 1.2.7 マッデン・ジュリアン振動

マッデン・ジュリアン振動(MJO: Madden-Julian Oscillation, Madden and Julian 1994)は熱帯で卓越する周期 30~60 日の季節内変動であり、熱帯のみならず中高緯度の気にも影響を与える変動である。このため 1 か月予報にとって重要なシグナルであり、1 か月 EPS において MJO をより良く再現することは重要である。

本調査では、U.S. CLIVAR MJO ワーキンググループによって開発された MJO の診断ツール(Kim et al. 2009)を使用し、1 か月 EPS における MJO の予測精度や再現性を評価した。

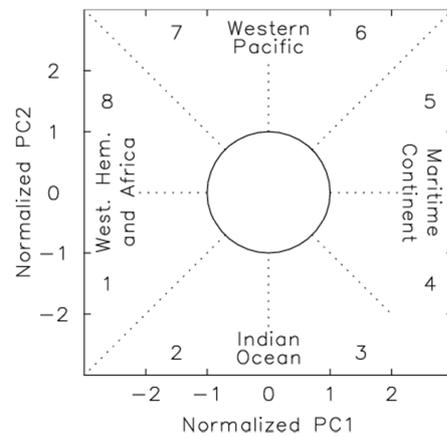
#### (1) データ

予測値には V1403 と V1103 の 1981 年から 2010 年の全メンバーのデータ、解析値には同期間の JRA-55(風、速度ポテンシャル)と NOAA の外向き長波放射データ(OLR, Liebmann and Smith 1996)を使用した。また、1997 年から 2010 年までの GPCP 日別降水量を使用した。

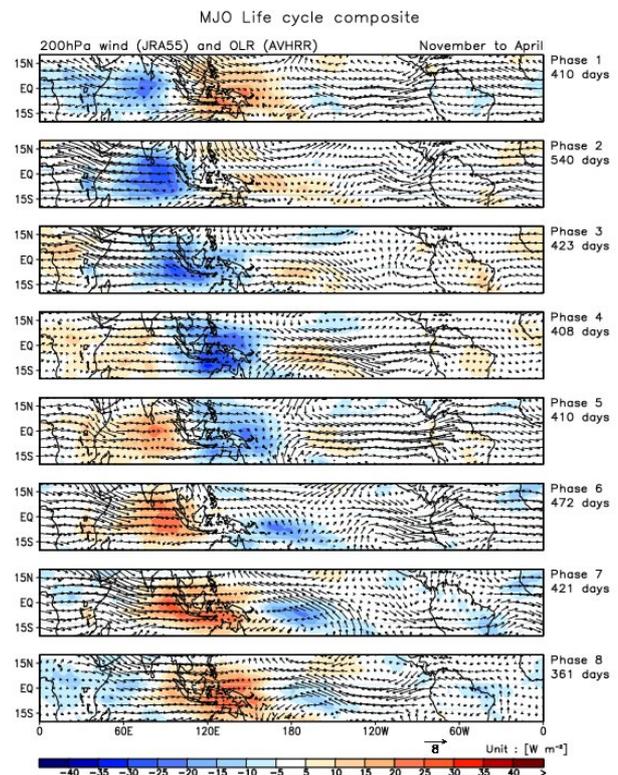
#### (2) MJO 指数の定義

MJO の位相、振幅を指数化するため、Wheeler and Hendon(2004)にならぬ MJO 指数を定義した。使用するデータは、15°S から 15°N で緯度平均した解析の OLR と 850hPa 及び 200hPa 東西風(U850, U200)である。まず、季節程度の時間スケールより周期の長い変動成分を除くため、30 年(1981~2010

年)の単純平均日別気候値、及び季節変動成分(first three harmonics: 1年、半年、4か月周期成分)を引き、さらに前 120 日平均値を引いた。また、各要素は各々の分散の全球平均の平方根で



第 1.2.22 図 PC1 と PC2 で張られる位相空間上で定義される MJO の位相  
図中の数字(1~8)は MJO の位相を表し、領域名は対流活発域の存在する領域を表す。



第 1.2.23 図 各位相における解析の OLR と 200hPa 風の合成図  
陰影は OLR(W/m²)、矢印は 200hPa 風(m/s)。期間は 11 月~4 月。右側には各位相の合成に用いた日数を示す。

規格化した。このように求めた入力データをもとに多変量 EOF 解析を行い、第 1 モード (EOF1) と第 2 モード (EOF2) を算出し、その規格化時係数 PC1 と PC2 を MJ0 指数と定義した。なお、MJ0 指数の予測値の計算には、OLR と U850 及び U200 の予測値から初期日と予報期間ごとに求めたモデル平年値、前 120 日平均値 (予測値がない期間は解析値を使用する) を引き、解析の分散の全球平均の平方根で規格化した値を解析の EOF1 と EOF2 に射影して求まる規格化時係数 PC1 と PC2 を用いた。

さらに、MJ0 の振幅を  $\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$  により定義し、PC1 と PC2 で張られる位相空間上に MJ0 の位相 1 から 8 を第 1.2.22 図のように定義する。

北半球冬季 (11 月 ~ 4 月) の MJ0 の各位相 (振幅 > 1) における解析の OLR と 200hPa 風の合成図を第 1.2.23 図に示す。熱帯域を東進する大規模な対流の特徴を捉えており、特にインド洋や海洋大陸で対流の強弱が明瞭である。

### (3) MJ0 指数の予測精度

MJ0 指数の予測精度を以下の指標で評価した。

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

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

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

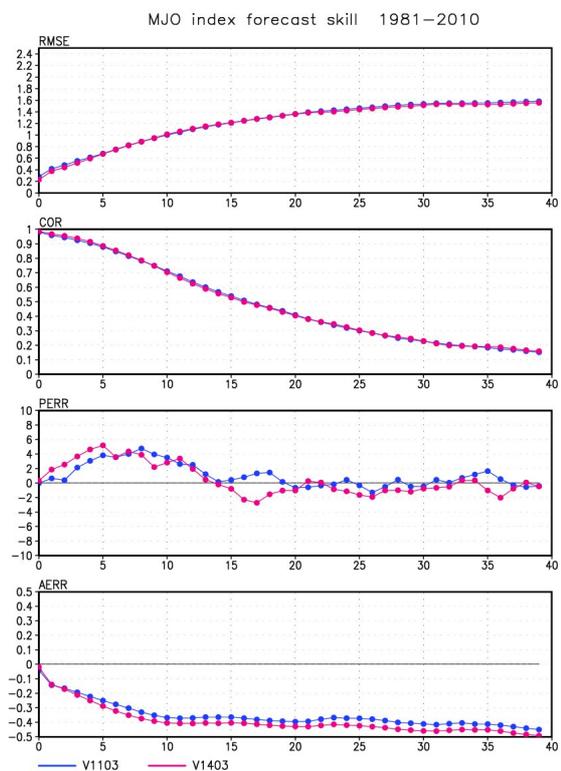
$$AERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (\sqrt{f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2} - \sqrt{a_1(t)^2 + a_2(t)^2})$$

ここで、 $a_1$  と  $a_2$  はそれぞれ解析の PC1 と PC2 であり、 $f_1$  と  $f_2$  は予測の PC1 と PC2 である。は予測期間を表し、 $N$  はサンプル数を表す。RMSE は二乗平均平方根誤差、COR は 2 変数の相関係数 (Gottschalck et al. 2010)、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。

新旧モデルの MJ0 指数の予測精度を第 1.2.24

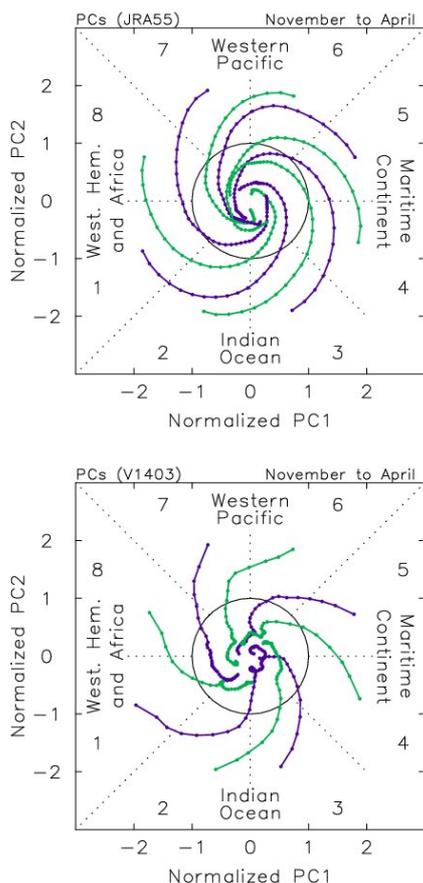
図に示す。決定論的な予測精度の目安となる COR が 0.6 を下回るのは予測 13 日目であり、その期間の予測では解析に比べて MJ0 の位相速度が速い。また、予測期間を通して振幅の小さい傾向がある。新旧モデルでこれらの特徴は共通しており、予測精度に大きな変化は見られない。また、V1103 よりも V1403 の方が予測期間初期での位相速度の速い誤差が大きく、振幅もほぼ予測期間を通してさらに小さくなっている。振幅が小さくなる傾向は、第 1.2.14 図に示した 200hPa 速度ポテンシャルの標準偏差が V1403 でより小さくなっている結果とも一致する。

MJ0 指数の時間発展を調べるため、北半球冬季における初期位相ごとの MJ0 指数の合成図を第 1.2.25 図に示す。これは、各位相において初期の振幅が 1.5 より大きい時の 40 日後までの指数を平均したものである。解析に比べて予測では位相の進み方が早く、振幅の減衰も早い。解析では 90°



第 1.2.24 図 MJ0 指数の予測精度 V1403 (赤) と V1103 (青) の予測精度。上から RMSE、COR、PERR (単位は度)、AERR。横軸は予測日数。スコアの定義については本文を参照のこと。

程度まで振幅1.0以上を維持して進むが、予測では45°程度までしか振幅1.0以上を維持できていない。また、各位相において振幅が1.0を下回るまでの日数を第1.2.2表に示す。この結果から、MJOの持続期間は解析に比べて予測では短く、MJOの衰退が早いことが分かる。予測では、平均して解析の半分程度の期間しか持続していない。



第1.2.25図 各位相において初期の振幅が1.5より大きい時の40日後までのPC1とPC2の合成図。上は解析、下はV1403の予測を示す。予測は初期日の振幅が1.5より大きい時の予測40日目まで。期間は11月～4月。

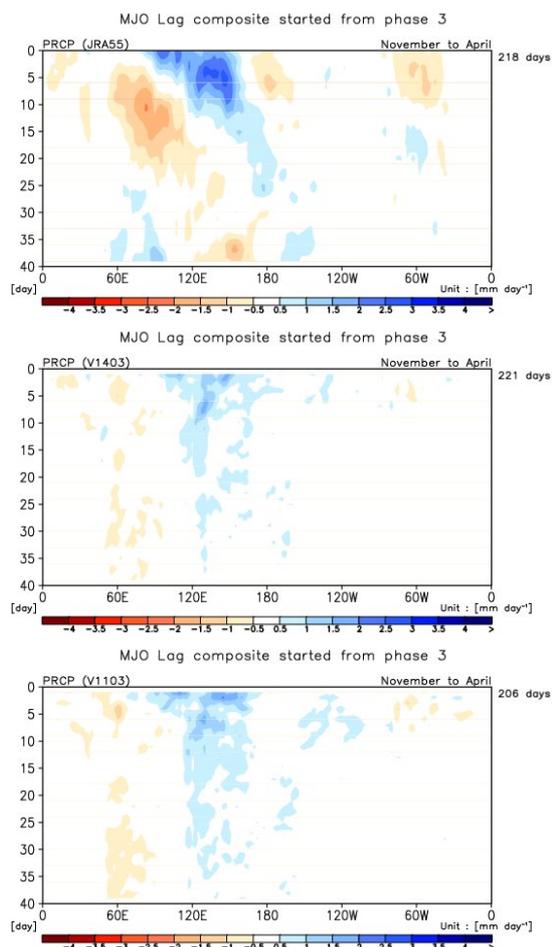
第1.2.2表 第1.2.25図の各位相において振幅が1.0を下回るまでの日数

	初期位相							
	1	2	3	4	5	6	7	8
解析	16	16	15	16	16	12	16	17
予測	10	8	6	7	9	9	7	7

#### (4) MJOの再現性

MJOに伴う対流活発域の東進の様子を解析、新旧モデルの予測それぞれについて調べた。

第1.2.26図は、北半球冬季において初期にMJOの位相が3（インド洋東部で対流活発）であり、かつ振幅が1.0より大きい事例について、赤道域（15°S～15°N）で緯度平均した降水量年偏差の経度時間断面合成図である。予測40日目までを示す。解析では、0日目でインド洋東部に見られる降水量の正偏差が東進し、20日目頃には日付変更線付近に達する様子が見られる。予測では1週目にかけて解析よりも速い位相速度で西太平洋へ偏差が進む一方、予測5日目以降、海洋大陸付近に

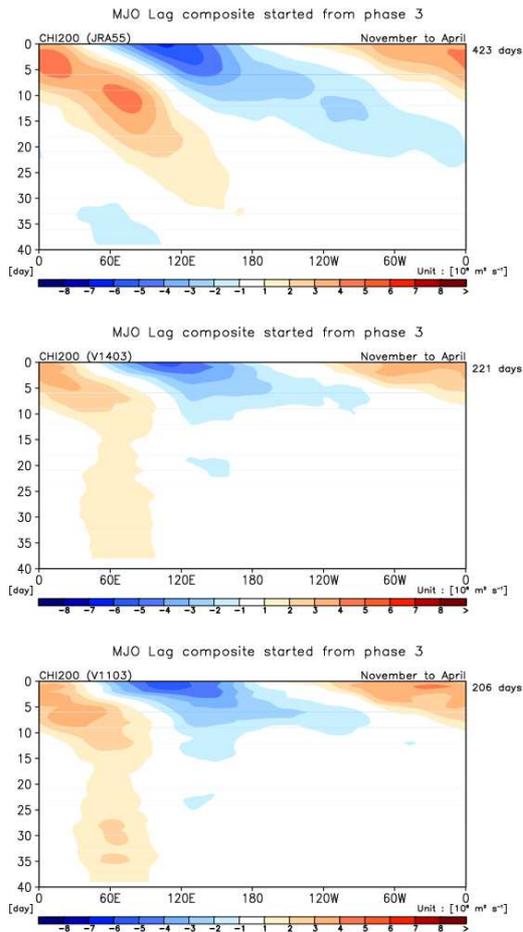


第1.2.26図 初期の位相が3、振幅が1より大きい事例について赤道域（15°S - 15°N）で緯度平均した降水量年偏差の経度時間断面合成図。上から解析、V1403、V1103。縦軸は日数で、予測の場合は予測日数。期間は11月～4月。単位はmm/day。右側の値は合成に用いた日数を表す。

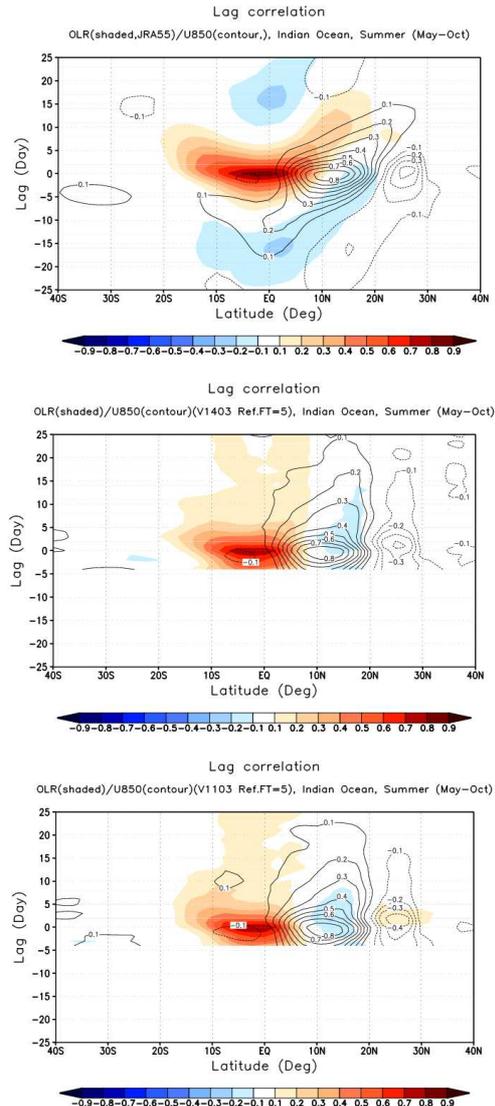
とどまる偏差も見られる。また、V1403 では V1103 よりもさらに振幅が小さくなっており、MJO の振幅の誤差傾向（第 1.2.24 図）と一致する。

第 1.2.27 図は同様に 200hPa 速度ポテンシャル 平年偏差についての合成図である。予測では降水量と同様に同じ経度にとどまる偏差が見られるほか、解析に比べて東進の速度が速い赤道ケルビン波と思われる波が見られる。このような MJO の東進が解析に比べて弱い傾向は、予測初期に他の位相で振幅が大きい場合や北半球の夏季においても見られる（図略）。

北半球の夏季には、MJO に伴う対流活発な位相がインド洋や海洋大陸付近で北進する (Kikuchi and Wang 2010; Lee et al. 2013)。そこで、インド洋域での対流活発な位相の北進の再現性を調べた。第 1.2.28 図は北半球夏季（5 月～10 月）に



第 1.2.27 図 第 1.2.26 図と同じ。ただし、200hPa 速度ポテンシャル平年偏差（単位は  $10^6 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ）。



第 1.2.28 図 インド洋の領域（OLR： $10^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\text{E} - 100^{\circ}\text{E}$ 、U850： $3.75^{\circ}\text{N} - 21.25^{\circ}\text{N}$ 、 $68.75^{\circ}\text{E} - 96.25^{\circ}\text{E}$ ）で平均した OLR、U850 に対する、インド洋（ $80^{\circ}\text{E} - 100^{\circ}\text{E}$  の平均）の OLR、U850 のラグ相関。陰影が OLR、等値線が U850。上から解析、V1403、V1103。予測はラグ 0 が予測 5 日目に対応する。期間は 5 月～10 月。

おいて、インド洋の領域（OLR： $10^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$ 、U850： $3.75^{\circ}\text{N} \sim 21.25^{\circ}\text{N}$ 、 $68.75^{\circ}\text{E} \sim 96.25^{\circ}\text{E}$ ）で平均した OLR、U850 に対する、インド洋東部（ $80^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$ ）で経度平均した OLR、U850 のラグ相関である。予測の検証では、ラグ 0 が予測 5 日目に対応するようにラグ相関を計算した。解析では時間とともに相関の高い領域が北へのび、インド洋での対流活発な位相の北進が見られる。一方、予測では北進傾向は弱く、インド洋域の対

流活発な位相の北進が良く再現できていないことを示している。

各位相での MJ0 の再現性を調べるため、北半球冬季における V1403 の予測 1 週目の OLR と 200hPa 風の MJ0 の位相別合成図を第 1.2.29 図に示す。予測では、解析(第 1.2.23 図)に比べて特にインド洋や海洋大陸で対流が弱い傾向がある。モデルの予測では MJ0 に伴う対流の組織化が弱く、特にインド洋域や海洋大陸での MJ0 の発達十分に再現されていないことを示唆する。これらの特徴は、北半球の夏季においても同様に見られる(図略)。

#### (5) MJ0 のまとめ

MJ0 の予測精度、再現性に関する評価では、予測 2 週目までは概ね予測精度があるが、モデルの予測は解析に比べて MJ0 の位相速度が速く、振幅も小さい傾向が示された。これらの特徴は、新旧モデルで共通している。また、V1403 は V1103 に比べてより振幅が小さい傾向があり、MJ0 が発達しづらい特徴があるといえる。さらに、北半球夏

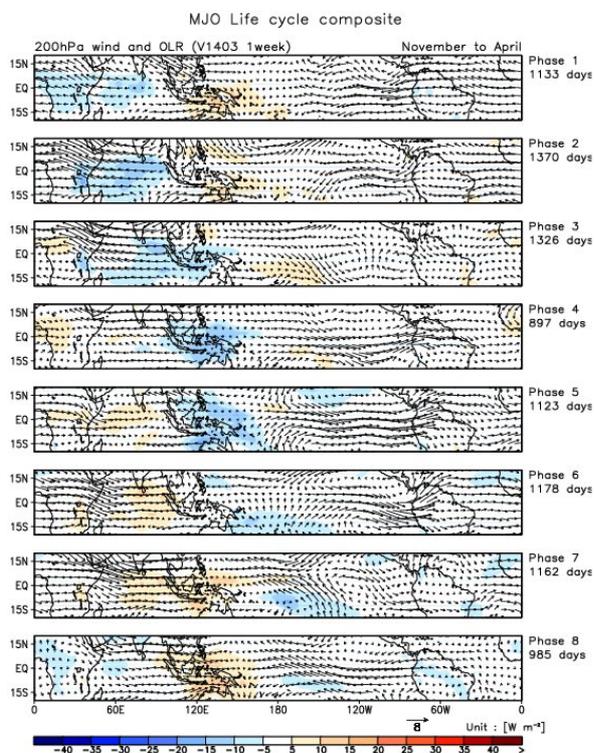
季におけるインド洋域の対流活発な位相の北進は、新旧モデルとも十分に予測できていないことが分かった。他機関のモデルを使った研究(Jung et al. 2012)では数値予報モデルを高解像度化しても MJ0 の予測精度は向上しないことが示されており、今回の調査結果と整合する。

#### 1.2.8 夏のアジアモンスーン

夏のアジアモンスーンの季節変化について、降水量の日別平年値を用いてモデルの再現性を確認する。

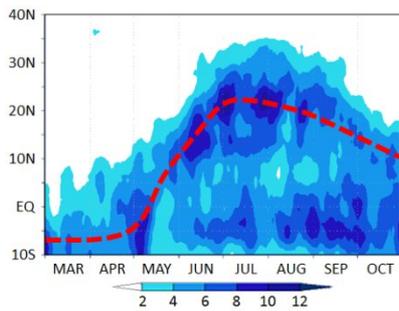
第 1.2.30 図は、インド付近とフィリピン付近で経度平均した降水量平年値(1997~2010 年平均)の緯度・時間断面図である。モデルの平年値は、各月末初期値からの 1 か月間の予測をつなぎ合わせている。インド付近について解析と予測を比較すると、解析の極大域(赤破線)は盛夏期に 20°N 以北まで北上するのに対し、予測では新旧モデルとも盛夏期の極大域が解析に比べて南寄りに位置し、かつ降水量が多い。また、5°S 付近の降水量も新旧モデルで解析に比べて多く、V1403 でより増加している。フィリピン付近については、解析の極大域は盛夏期に 15°N 付近まで北上する。モデルの予測でも同様だが、V1403 は V1103 に比べて解析の極大域にあたる緯度帯における降水量が減少し、夏から秋にかけての極大がやや北寄りに位置して不明瞭になっている。一方、赤道から 5°S 付近では新旧モデルとも解析に比べて降水量が多く、V1403 ではこの傾向がより強まった。これらの結果は、第 1.2.4 図の月平均場の平均誤差で見られた特徴とも一致する。

次に、インド洋北部から南アジア域における東西風の鉛直シア指数(WYI; Webster and Yang 1992)とフィリピン付近における北西太平洋モンスーン指数(WNPMI; Wang et al. 2001)の季節変化を第 1.2.31 図に示す。WYI は、40°E~110°E、0°~20°N の領域で平均した 850hPa 東西風(U850)と 200hPa 東西風(U200)の差(U850-U200)として計算され、インド洋北部から南アジア域における東西風の対流圏上下層の鉛直シアの強さを表す。WNPMI は、U850

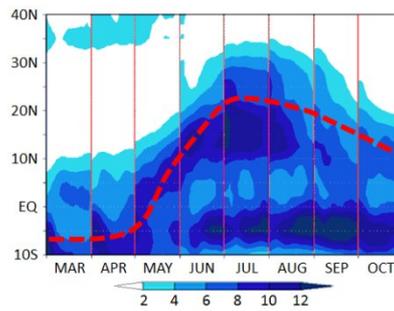


第 1.2.29 図 第 1.2.23 図と同じ。ただし V1403 の予測 1 週目に対するもの。

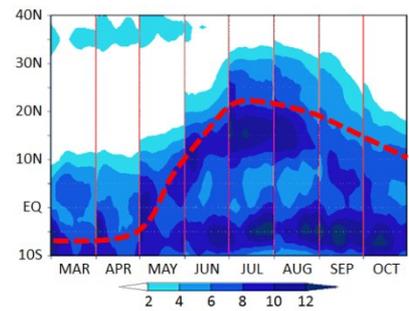
インド付近 (65°E ~ 85°E)  
解析 (GPCP)



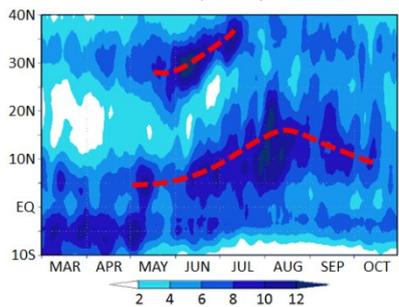
V1403



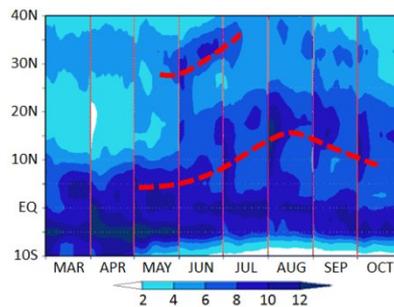
V1103



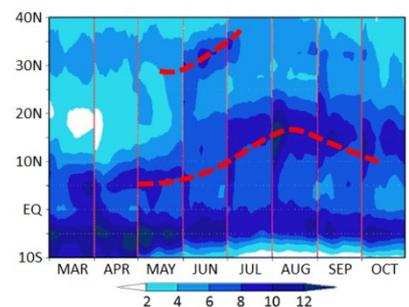
フィリピン付近 (125°E ~ 145°E)  
解析 (GPCP)



V1403

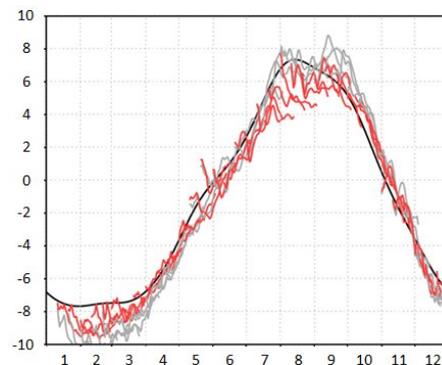
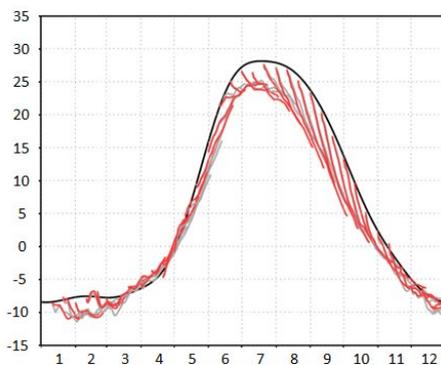


V1103



第 1.2.30 図 降水量年平均値の緯度・時間断面図

上段はインド付近 (65°E ~ 85°E)、下段はフィリピン付近 (125°E ~ 145°E) で経度平均した日別降水量の 1997 ~ 2010 年平均値の季節変化 (3 ~ 10 月)。左から解析 (GPCP)、V1403、V1103。モデルの値は各月末初期値 (縦目盛の赤線) からの 1 か月間の予測のつなぎ合わせ。単位は mm/day。赤破線は解析の極大値の季節変化を表す。



第 1.2.31 図 東西風の鉛直シア指数 (WYI) (左) と北西太平洋モンスーン指数 (WNPMI) (右) の季節変化

WYI は、40°E ~ 110°E、0° ~ 20°N における 850hPa と 200hPa の東西風の差 (U850-U200)。WNPMI は、850hPa 東西風のフィリピン付近の南 (100°E ~ 130°E、5°N ~ 15°N) と北 (110°E ~ 140°E、20°N ~ 30°N) の領域平均の差 (南-北)。どちらも単位は m/s。黒線は解析、赤線は V1403、灰色線は V1103 の各初期値からの予測の年平均値 (1981 ~ 2010 年)。横軸は月を表す。

のフィリピン付近の南 (100°E ~ 130°E、5°N ~ 15°N) と北 (110°E ~ 140°E、20°N ~ 30°N) の領域平均の差 (南 - 北) として計算され、フィリピン付近における対流圏下層のモンスーン循環の強さを表す。第 1.2.31 図から、WYI は V1403 (赤線)、V1103 (灰色線) とともに夏から秋にかけて、初期値から予測

が進むにつれて解析 (黒線) の季節進行から離れて、解析より小さい値となる傾向が共通して見られる。これは、東西風の鉛直シアが新旧モデルとも弱い系統誤差があることを示している。WNPMI では、夏の V1403 において同様に予測が進むにつれて解析より小さい値へと離れる傾向がある。こ

れは、フィリピン付近のモンスーン循環が V1403 では夏（特に盛夏期）に解析と比べて弱いことを示している。

このように夏のモンスーンの予測について、V1403 では特にフィリピン付近のモンスーン循環が弱まる系統誤差が大きくなった。これには第 1.2.2 項でも述べた積雲対流スキームにおけるトリガー関数の閾値の変更が主に影響しているものと考えられる。

#### 1.2.9 まとめ

2014 年 3 月に更新された新しい 1 か月 EPS(V1403)を用いてハインドキャストを実施し、予測性能の評価を行った。その結果について、プロダクトを利用する観点からまとめる。

平均誤差（系統誤差）や予測精度は、中高緯度を中心に V1103 と比べて概ね改善の結果が得られ、このうち予測精度は特に予測期間前半に大きく改善した。1 週目を中心とした予測期間前半の予測精度の改善には、今回のハインドキャスト実験仕様の変更のうち、大気初期値の変更（JRA-25/JCDAS から JRA-55 への変更）の効果が大きく寄与している。このため、大気初期値として新旧 EPS で同一の全球速報解析を利用する現業システムにおいては、V1403 の改善傾向は変わらないものの、改善幅は割り引いて考える必要がある。

熱帯域の平均誤差は季節や領域によって大きくなる変化が見られ、特に夏のアジアモンスーン循環が弱まる誤差が大きくなった。これには、今回の変更点のうち主に積雲対流スキームにおけるトリガー関数の閾値の変更が影響していると見られる。また、この誤差と関係して、夏のユーラシア大陸から日本付近にかけての亜熱帯ジェット気流が V1403 でより弱くなる特徴がある。ただし、予測値から平均誤差を引くことにより補正（系統誤差補正）した後の循環場の予測精度は、V1103 に比べて V1403 では全般に改善または同等の結果が得られており、平均誤差が大きくなったことによる予測精度への悪影響は見られていない。

プロダクトの作成時には系統誤差を補正してい

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身の推定誤差が大きくなることには留意する必要がある。またモデル開発の立場からは、系統誤差を小さくするためのモデルの改良が引き続き重要である。

中高緯度におけるブロッキングの出現頻度や総観規模擾乱の活動度の再現性については、V1403 で概ね改善が見られた。この改善にはモデルの水平高解像度化が寄与していると考えられる。一方、MJ0 の予測精度は新旧 EPS でほとんど変化していない。

年々変動の大きさは、北半球域では夏を除いて V1403 は V1103 と比べて解析に近づき、概ね適正といえる。しかし、夏の北半球域や、熱帯域では年を通して、新旧 EPS とともに解析に比べて過小傾向があり、その傾向が V1403 ではより強まった。この特徴は MJ0 の振幅が V1403 でより小さくなったことにも現れている。

スプレッドは、北半球の夏を中心に新旧 EPS とともに予測期間を通して予測誤差に比べて過小傾向がある。V1403 では確率的物理過程強制法が導入され、熱帯域の気温場や初期摂動の考慮されていない南半球域の循環場でスプレッドが大きくなる効果が確認できる一方、北半球域の主要要素や熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャルでは予測期間初期以外、そのインパクトは不明瞭であり、予測期間後半にはむしろスプレッドが V1103 に比べてやや小さくなった。プロダクトを利用する際は、北半球域では主に夏の 2 週目以降、熱帯域では季節によらず予測期間を通して、スプレッドが過小傾向であることを考慮する必要がある。また、降水量と海面水温の正相関が強すぎる大気モデルの特性（平井 2013）や、境界値（海面水温）の不確実性が考慮されていない点も新旧 EPS で変わらない。これにより、熱帯域の対流活動分布に関わるスプレッドが予測期間後半ほど過小となる可能性があることにも、これまで同様留意する必要がある。

## 参考文献

- 平井雅之, 2013: 1 か月アンサンブル予報システムの予測特性. 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, 173-181.
- 藤川典久, 2013: 停滞性の高低気圧及び前線の特徴と形成メカニズム. 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, 41-82.
- 前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 平成 24 年度季節予報研修テキスト「季節予報作業指針」, 気象庁地球環境・海洋部, 103-111.
- 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.
- 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. Meteor. Soc.*, **91**, 1247-1258.
- Hartmann, D.L., 2007: The atmospheric general circulation and its variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 123-143.
- 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.
- Jung, T., M.J. Miller, T.N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J.M. Adams, E.L. Altshuler, B.A. Cash, J.L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K.I. Hodges, 2012: High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *J. Climate*, **25**, 3155-3172.
- 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.
- 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**, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- 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.
- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Madden, R.A. and P.R. Julian, 1994: Observations of the 40-50-day tropical oscillation—A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Matsueda, M., 2009: Blocking predictability in operational medium-range ensemble forecasts. *SOLA*, **5**, 113-116.
- Matsueda, M., R. Mizuta, and S. Kusunoki, 2009: Future change in wintertime atmospheric blocking simulated using a 20-km-mesh atmospheric global circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D12114, doi:10.1029/2009JD011919.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Scherrer, S.C., M. Croci-Maspoli, C. Schwiertz, 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.
- 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.
- 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.

### 1.3 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更新<sup>1</sup>

#### 1.3.1 はじめに

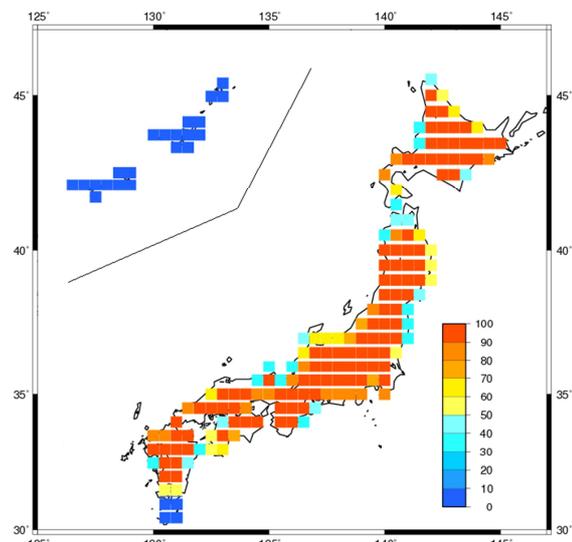
季節予報作業におけるガイダンスは、数値予報結果を客観的な予測式に基づいて各地域の予測値や確率値へ翻訳する予報資料のひとつである。1か月予報や異常天候早期警戒情報（以下、早警）のガイダンスは、予測値の誤差を考慮し、事前に過去事例の予測値と実況値との統計的関係を求め、実際の予報に適用する Model Output Statistics(MOS)方式で作成している。このため、今回の1か月予報モデルの更新に伴い、1か月予報及び早警のためのガイダンスシステムも更新した。ガイダンスの作成手法は、(伊藤 2013)と基本的には同じで、対象とする地域近傍の格子点値を仮予測因子とする線形重回帰式であり、確率分布には正規分布を仮定して、その分散は重回帰式の残差分散としている。今回は、地域平均に使用する格子点や仮予測因子などを変更した。

実際の予報作業においては、ガイダンスの特性を理解したうえで、予測された循環場の特徴を考慮してガイダンスを修正することが必要である。一方、これまでのガイダンスは、後に示すように解釈に難しい場合があり、精度を確保しつつも「シンプルで理解しやすい」ガイダンスを目標として更新を実施した。ガイダンスの作成には、1981年から2010年までの各月10日、20日、末日を初期値とする過去事例を対象とする予報実験（ハインドキャスト）の5メンバーの予測値を用いた。ここで現モデル（以下、V1403）のデータを用いて作成した新しいガイダンスを「新ガイダンス」、同じ事例に対して旧モデル（以下、V1103）のデータを用いて作成されたこれまでのガイダンスを「旧ガイダンス」と呼ぶ。その他の詳細なハインドキャストの仕様は第1.2節を参照されたい。本節では、更新の内容及び作成したガイダンスの精度について述べる。

<sup>1</sup>竹川 元章、大塩 健志（地球環境業務課）

#### 1.3.2 地域平均に用いる格子点の変更

これまでのガイダンスは、気温ガイダンスの予測因子に地上気温を導入(気象庁 2011)してから、平均的な精度は向上したものの、モデルで予測される850hPa気温など循環場から想定される地上気温とガイダンスの地上気温とが、整合していない場合があることが指摘されていた。



第 1.3.1 図 地域平均に使用した格子点 (V1403)  
図中右端のカラーバーは陸面積率 (%) を表す。

この原因の一つには、予測因子としているモデルの地上気温は海上の格子点も一部含まれているため、モデルでは初期値の偏差を固定している海面水温の影響を強く受けすぎて、循環場の予測と矛盾する結果が出るなど、地上気温が海面水温の影響を受けていることが考えられた。旧ガイダンスでは、1か月予報モデル自体の解像度の関係から、「陸上」とみなされる格子点が少なく、また、日本付近で選択できる格子点の数が少なかったため、陸面積率が0、すなわち海上の格子点を多数使用しなければならなかった。V1403では、高解像度化により日本付近の海陸分布が大幅に改善され、ガイダンスに用いる格子点間隔はこれまでの1.25度から0.5度となり、海上の格子点を使用しなくとも、予測因子の地域平均に使用する格子点を多数選択できるようになった。このため、新ガイダンスでは、陸面積率が30%以上の格子点を用いて地域平均を作成することとした(第1.3.1図)。なお、V1403においても南西諸島付近や種子島、

屋久島付近の格子点は陸面積率が0となっており、当該地域では地域平均に使用している気象官署付近の格子点を使用することとした。

### 1.3.3 仮予測因子の変更

旧ガイダンスでは、多重共線性<sup>2</sup>を十分に排除できていない場合があり、例えば地上気温と500hPa高度のように互いに相関の高い要素が予測因子に採用され、本来同じ性質を持つ要素であっても両者の回帰係数の符号が異なるなど、ガイダンスの結果と予測因子の関係について解釈の難しい回帰式がしばしば作成されていた。この問題を解消すべく、新ガイダンスでは、多重共線性の排除を考慮して回帰式を作成することを基本方針とした。具体的には、互いに相関の高い要素は同時に仮予測因子候補としないように、総当たりに試行を繰り返し、精度と解釈のしやすさの両面から判断し、仮予測因子を決定した。回帰式に選択された仮予測因子を第1.3.1表に示す。それぞれの予報要素について選択した予測因子は概ね以下の通りとなっている。

- ・気温ガイダンス：地上気温 + 湿数
- ・降水量ガイダンス：降水量 + 風
- ・日照時間ガイダンス：全雲量 + 風
- ・降雪量ガイダンス：地上気温 + 風

次に、仮予測因子を選定する際に特に検討した点について述べる。

#### (1) 気温ガイダンスに強制的に予測因子として与える要素の検討

ガイダンスでは、時間方向の予測値の連続性を考慮して特定の説明変数を強制的に採用する方法をとっている。気温ガイダンスに強制する予測因子を選定するため、地上気温、925hPa 気温及び850hPa 気温をそれぞれ用いたガイダンスの精度を比較する。なお、仮予測因子はそれぞれの気温

<sup>2</sup> 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など、回帰式の信頼性が低下する。

及び925hPa 湿数の2つである。

各ガイダンスのブライア・スキルスコア<sup>3</sup>(以下、BSS)を第1.3.2表に示す。各予報対象期間で、北・東・西日本では地上気温を用いたガイダンスが925hPa、850hPa 気温を用いたガイダンスよりも精度が上回っていることがわかる。早警の「かなり低い、かなり高い」で評価した場合も同様に、地上気温を用いたガイダンスの精度が最も良い結果となった(表略)。一方で沖縄・奄美では925hPa 気温を用いた場合の方が、精度の良い場合があり、特に春・秋・冬はより精度が良くなっている(表略)。

続いて、地上気温を用いた場合に海面水温の影響を受けすぎることがないか確認するために、地上気温を用いたガイダンスと850hPa 気温を用いたガイダンスの分布を第1.3.2図に示す。地上気温を用いたガイダンスの分布には、850hPa 気温を用いたガイダンスの分布から外れるような高温や低温の偏りはない。この傾向は、季節、地域を問わず、同様に分布に偏りは存在しない(図略)。このことから海面水温の影響が過大ではないことが確認できた。

地上気温を用いたガイダンスの精度が最も良く、値の分布に偏りもないことから、新ガイダンスでも旧ガイダンスと同様に基本的には地上気温を採用した。なお、春・秋・冬の沖縄・奄美は例外で、925hPa 気温が地上気温を用いた場合よりも精度が良いので、これを採用した。

#### (2) 夏の沖縄・奄美の気温ガイダンスの仮予測因子の検討

第1.2.8項で述べたように、V1403では沖縄・奄美をはじめ日本の夏の天候に影響する北半球の

<sup>3</sup> 確率値の精度を示す指標の1つに、予測確率値の2乗平均誤差で定義されるブライアスコア(BS)があり、気候値予報のブライアスコアからの改善率をブライア・スキルスコア(BSS)という。ブライアスコアは信頼度(Brel)と分離度(Bres)の項に分けることができ、信頼度曲線(横軸に予測確率値、縦軸に実況出現率をとり、予測確率値ごとの実況出現率を結んだ線)が対角線に近く、かつ気候的出現率から離れた確率の予測頻度が多いほど予測精度が高いといえる。

第 1.3.1 表 各予報要素の仮予測因子

表中、T：気温、TD：露点温度、Z：ジオポテンシャル高度、鉛直流、Rain：降水量、CLA：全雲量、Wind：風の北東成分・北西成分、Surf：地上気圧面、強制される予測因子、選択される予測因子、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、をそれぞれ示す。

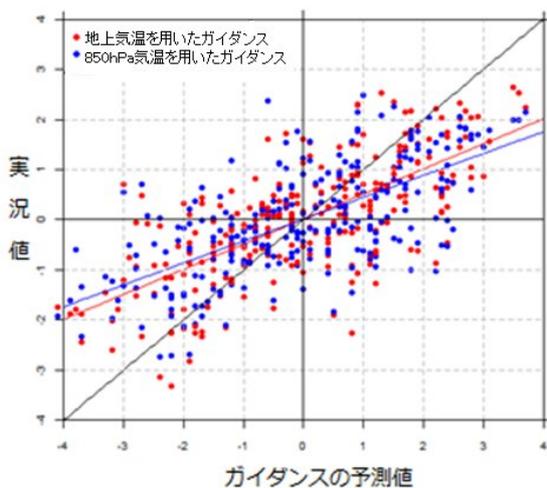
モデル要素				T				T-TD		Z		Rain	CLA	Wind			
予報要素	季節	地方	気圧面	Surf	925	700	700-Surf	925	700	500	700			925	850	500	
気温	春 <sup>4</sup> 、 秋、冬	北、東、西															
		沖縄・奄美															
	夏	北、東、西															
		沖縄・奄美															
降水量	春	東・西日															
		上記以外															
	夏	北・東日															
		上記以外															
	秋	北・東日															
		上記以外															
	冬	全ての地域															
	日照時間	春、秋	東日、西														
上記以外																	
夏		北太、東、西															
		上記以外															
冬	全ての地域																
降雪量	春	北日															
		東・西日															
	秋・冬	全ての地域															
降雪量 (早警)	春、秋	北海道日、北陸															
		東北日、近畿日、 山陰															
		群・長北、岐阜山															
	冬	北海道日															
		東北日、群・長北															
		岐阜山															
		北陸、近畿日、 山陰															

<sup>4</sup> 春は3～5月の全9初期日、夏は6～8月の全9初期日、秋は9～11月の全9初期日、冬は、12～翌年2月の全9初期日。

第 1.3.2 表 気温ガイダンスの BSS の比較

それぞれの気温を強制的に予測因子に選択した場合の通年の精度を表す。数値は BSS の値。同種で最も精度が良いものを赤字で示す（同値の場合はさらに小さい桁も考慮）。予測対象期間は、モデル初期値からそれぞれ、2 日目からの 28 日間（1 か月）、2 日目からの 7 日間（1 週目）、9 日目からの 7 日間（2 週目）、16 日目からの 14 日間（3 ~ 4 週目）。

強制予測因子	予測対象期間	北日本	東日本	西日本	沖縄・奄美
地上気温	1 か月	0.30	0.30	0.31	0.19
	1 週目	0.63	0.59	0.58	0.47
	2 週目	0.23	0.27	0.24	0.18
	3 ~ 4 週目	0.08	0.08	0.07	0.03
925hPa 気温	1 か月	0.28	0.29	0.29	0.19
	1 週目	0.59	0.55	0.53	0.43
	2 週目	0.22	0.26	0.22	0.17
	3 ~ 4 週目	0.07	0.06	0.06	0.02
850hPa 気温	1 か月	0.27	0.25	0.24	0.18
	1 週目	0.52	0.49	0.47	0.36
	2 週目	0.21	0.23	0.19	0.15
	3 ~ 4 週目	0.06	0.05	0.04	0.02



第 1.3.2 図 気温ガイダンスの分布の比較  
1981 ~ 2010 年冬（12 月から 2 月）の北日本のガイダンス予測値（2 週目、予報 6 日目からの 7 日間平均値）。横軸がガイダンス、縦軸が観測された 7 日平均気温の平年差（ ）。色実線は回帰直線。

夏のアジアモンスーンの予測精度が課題とされている。気温ガイダンスの仮予測因子は、気温と湿数の組み合わせとしているが、沖縄・奄美の夏においては、両者で作ったガイダンスでは旧ガイダンスに比べ精度が大幅に低下する。そこで、湿数に代わる仮予測因子を再度検討したところ、500hPa 高度を用いた場合の精度が最も良かった。沖縄・奄美の夏においては、地上気温と 500hPa 高度のモデル内での相関が低いため、両者を共に仮予測因子とした場合でも、両者の回帰係数の符号は一致しており、解釈しやすいという基本方針に反していない。

（3）日照時間ガイダンスに強制的に予測因子として与える要素の検討

旧ガイダンスでは、日照時間ガイダンスの予測因子に降水量を強制していたため、期間のはじめに降水量がかなり多く予想されていた場合に、それだけで 28 日間日照時間ガイダンスが少なくなってしまうなどの問題が指摘されていた。このためより適切な予測因子を採用すべく、湿りと関係する要素である全雲量、925hPa 湿数及び降水量それぞれを用いたガイダンスの精度を比較した。

各ガイダンスの BSS を第 1.3.3 表に示す。なお、仮予測因子は上述の 3 要素のいずれかと、925hPa の風の北東及び北西成分の 3 つである。全雲量を用いた場合が、全ての地域で最も精度が良い。季節別に比較しても、各地域で概ね全雲量を用いた場合の精度が良い（表略）。よって、日照時間ガイダンスでは、全雲量を用いることとした。

第 1.3.3 表 日照時間ガイダンスの BSS の比較  
それぞれの要素を強制的に予測因子に選択した場合の通年の精度を表す。数値は BSS の値。同種で最も精度が良いものを赤字で示す（同値の場合はさらに小さい桁も考慮）。

評価期間：通年	北日本	東日本	西日本	沖縄・奄美
全雲量	0.04	0.10	0.13	0.05
925hPa の湿数	0.01	0.07	0.07	0.05
降水量	0.02	0.05	0.08	0.01

#### 1.3.4 1か月予報ガイダンスの精度評価

新旧ガイダンスの精度の比較及び1か月予報の木曜日発表<sup>5</sup>に対応してリードタイムを1日延長した場合の精度の比較について述べる。なお、ここでの精度はハインドキャストデータを用いて独立資料<sup>6</sup>で評価した予測精度を指す。

通年の各期間別気温ガイダンス及び季節別の1か月気温ガイダンスのBSS及び平方根平均二乗誤差(以下、RMSE)を第1.3.3図から第1.3.6図に示す。リードタイムの延長を考慮しないV1403\_L2とV1103\_L2の比較ではいずれの精度も向上している。リードタイムを延長した影響も含めて精度を評価するためV1403\_L3とV1103\_L2の精度を比較すると、リードタイム延長の影響が大きい1週目を除き、各予測対象期間について概ね精度は向上している。また、季節別では沖縄・奄美の夏を除いてほとんどの季節・地域で概ね精度が向上している。

続いて、気温以外の通年の各1か月予報ガイダンスのBSS及びRMSEを第1.3.7図と第1.3.8図に示す。降水量、日照時間は気温に比べ精度は低いが、V1403\_L3とV1103\_L2の精度を比較すると、降水量ガイダンスは北日本及び東・西日本太平洋側では精度が向上している。一方、東・西日本日本海側と沖縄・奄美では、精度が低下している。V1403\_L2とV1103\_L2の比較では精度はほぼ同じか向上していることから、予測精度の高い予報期間はじめの降水量が1か月降水量に影響したと考えられる。日照時間ガイダンスは全ての地域で精度が向上している。強制する仮予測因子に全雲量を採用したことが精度向上に寄与したと考えられる。降雪量ガイダンスは、北日本日本海側では精度が低下しているが、東・西日本日本海側では向上している。今回はガイダンスの解釈のしやすさ

<sup>5</sup> 平成26年3月から1か月予報の発表日を毎週金曜日から木曜日に変更したが、予報対象期間のはじまりは土曜日からと変更せず、ユーザーが同じ期間の予報を1日早く入手できるようにした。

<sup>6</sup> 予測式を作成した資料とは独立な資料で評価を行うため、30年間のハインドキャスト期間の各年について、評価する年を除く29年間で予測式を作成して評価した。

も考慮し、予測因子をシンプルなものにしたが、北日本の冬の降雪量は、寒気の強さだけではなく、低気圧の影響もあるなど複雑であることが影響している可能性がある。一方で、東・西日本日本海側では気温と降雪量の相関は強く、気温の精度向上が反映されているものと考えられる。

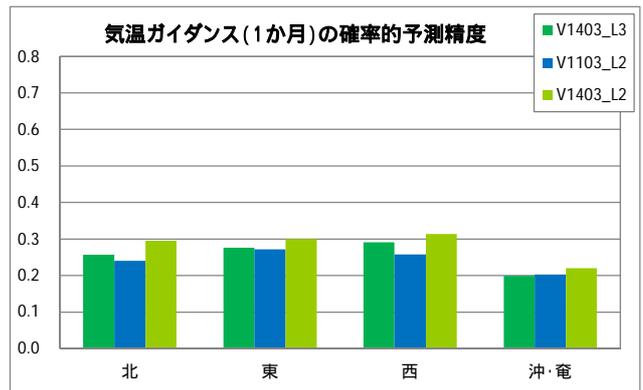
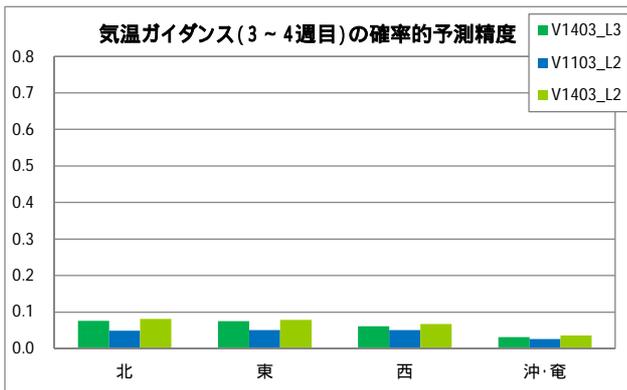
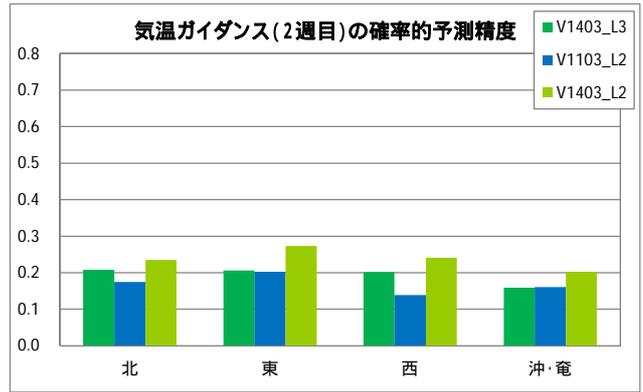
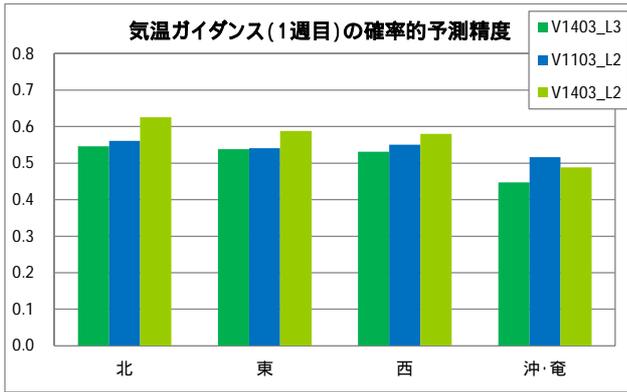
#### 1.3.5 気温の早警ガイダンスの評価

早警は、1か月予報とは異なり、リードタイムを延長しないので、旧ガイダンスと同様のリードタイムで発表している。このため、モデル更新による精度の向上分をそのままプロダクトに反映できる。

気温の早警ガイダンスのリードタイム6日(早警対象日の初日)の通年のBSSを第1.3.9図に示す。BSSは沖縄・奄美を除き向上しており、特に、北・西日本では改善率が大きい。リードタイム7日から9日(早警対象日の最終日)についても同様に向上がみられ(図略)、旧ガイダンスに比べおよそ1日分程度の精度の向上がみられる。精度の向上は、分離度(Bres)の向上によるところが大きく、旧ガイダンスに比べ気候的出現確率値である10%から離れた確率をより多く予想するガイダンスになっているといえる。沖縄・奄美は、1か月予報と同様に夏の精度が低下している(図略)。

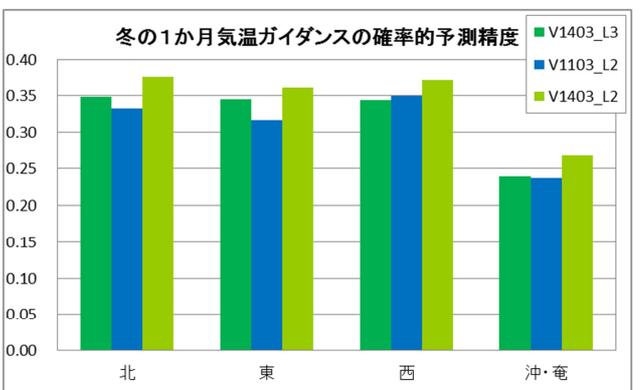
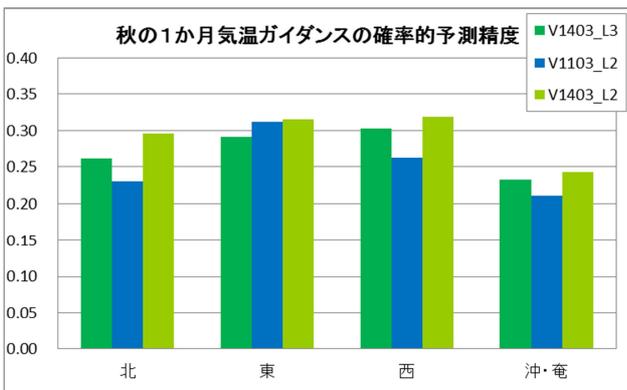
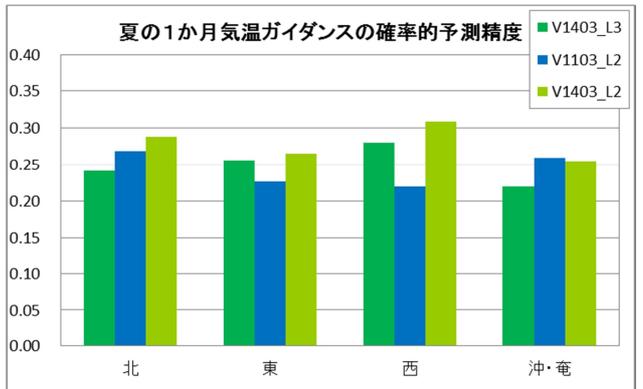
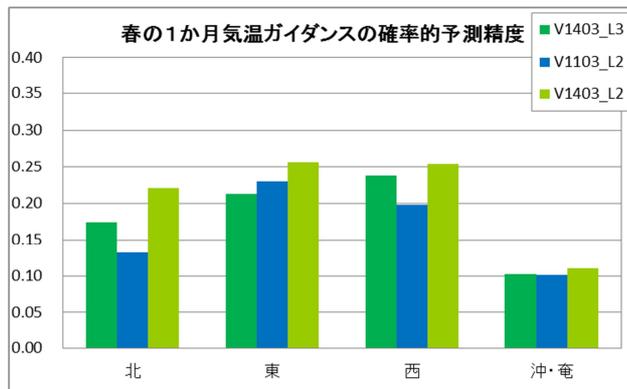
次に「かなり高い」と「かなり低い」を対象としたリードタイム6日の信頼度曲線を第1.3.10図に示す。信頼度曲線は対角線に沿って右肩上がりで、大きな確率を表現した場合であっても信頼度は高いといえる。リードタイム7日から9日であっても概ね右肩上がり(図略)で、旧ガイダンスに比べリードタイムが伸びても信頼度の高い確率を表現できるようになっている(図略)。

続いて、確率的精度指標の1つであるROC曲線のリードタイム6日の図を第1.3.11図に示す。早警の情報発表基準である予測確率30%以上の捕捉率(「発表あり」/「現象あり」)は、概ね各地とも向上しており、特に西日本で大きい。誤発表率(「発表あり」/「現象なし」)は旧ガイダンスと概ね同程度となっている。



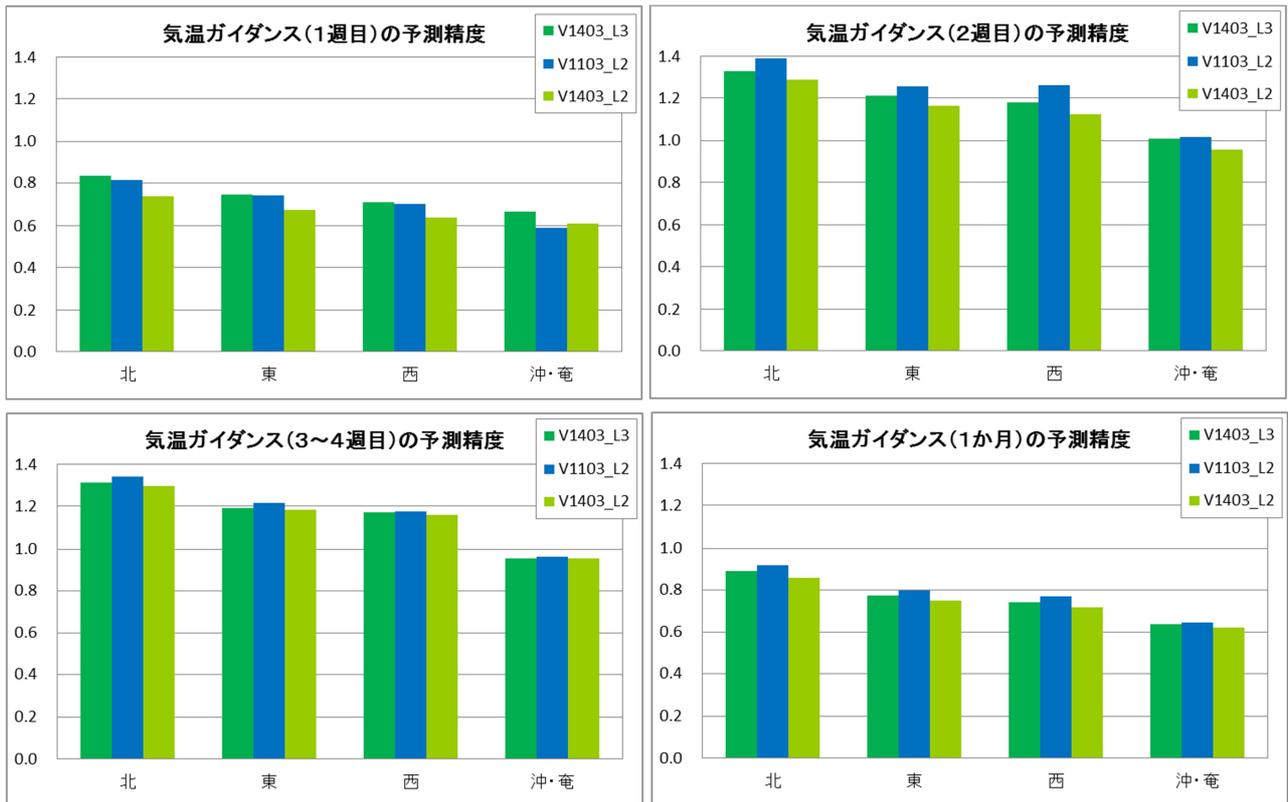
第 1.3.3 図 通年の各期間別気温ガイダンスの確率的予測精度 (BSS)

図中、L3：リードタイム 3 日からの精度 (L2 も同様)、北：北日本 (東、西も同様)、沖・奄：沖縄・奄美を指す。

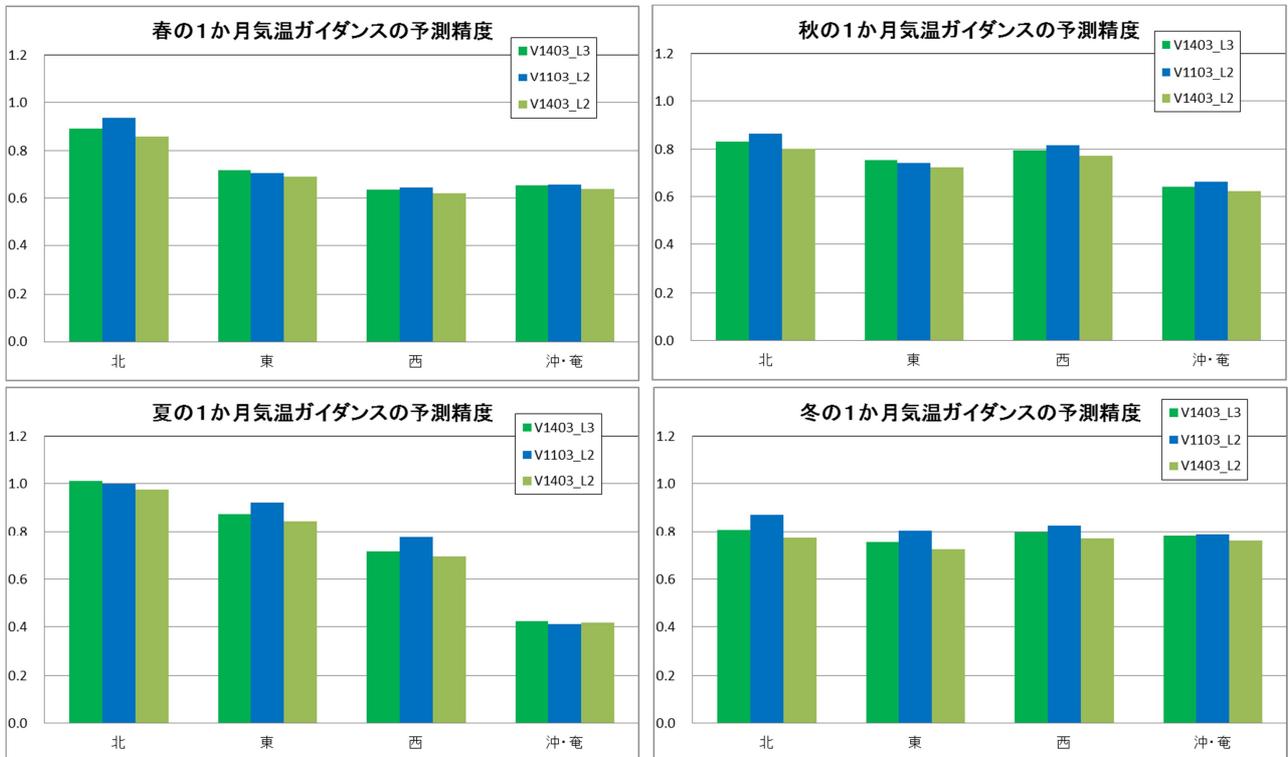


第 1.3.4 図 季節別の 1 か月気温ガイダンスの確率的予測精度 (BSS)

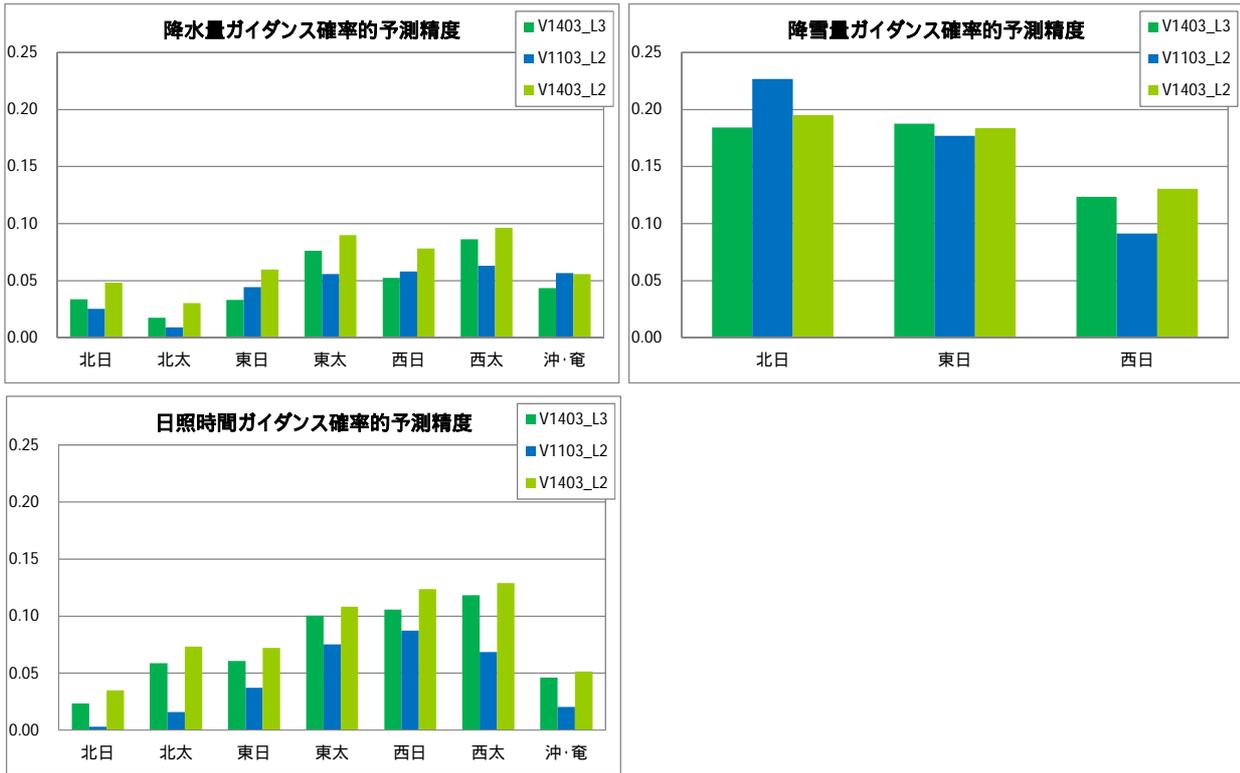
図中の略称等については第 1.3.3 図と同じ。



第 1.3.5 図 通年の各期間別気温ガイダンスの予測精度 (RMSE)  
縦軸の単位は 。図中の略称については第 1.3.3 図と同じ。

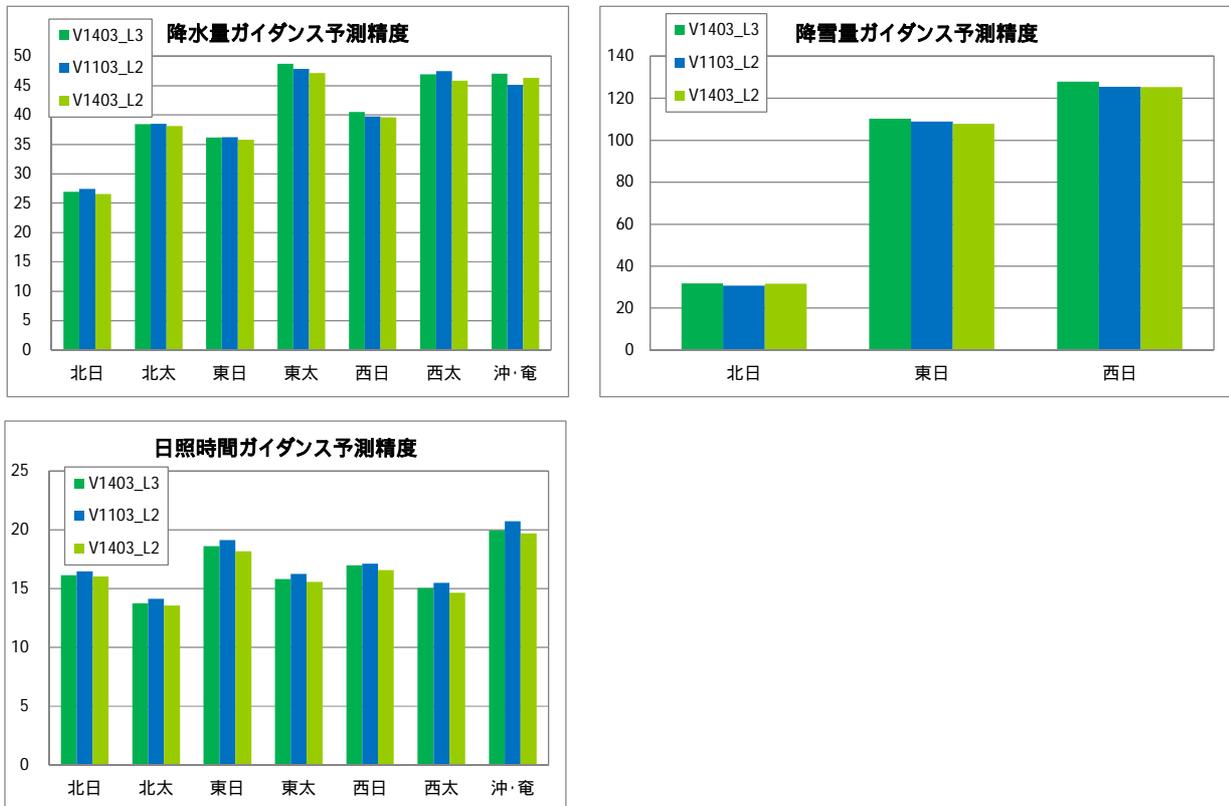


第 1.3.6 図 季節別の 1 か月気温ガイダンスの予測精度 (RMSE)  
縦軸の単位は 。図中の略称については第 1.3.3 図と同じ。



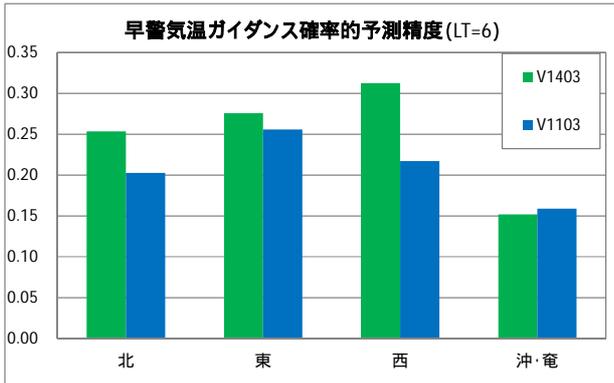
第 1.3.7 図 各 1 か月予報ガイダンスの確率的予測精度 (BSS)

1 か月予報の降雪量の評価期間は 11 月上旬から 3 月下旬 (以下、同じ)。図中、北日：北日本日本海側、北太：北日本太平洋側を指す。東日、東太、西日、西太も同様。沖・奄は沖縄・奄美。

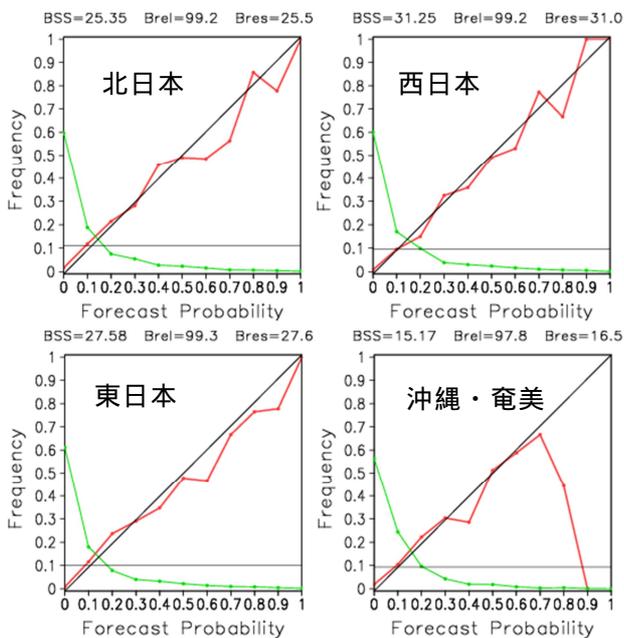


第 1.3.8 図 各 1 か月予報ガイダンスの予測精度 (RMSE)

縦軸の単位は%。図中の略称は第 1.3.7 図と同じ。



第 1.3.9 図 早警ガイダンスの確率的予測精度 (BSS) LT=6 はリードタイム 6 日の結果を表す。縦軸は分離度 (Bres)。図中の略称については第 1.3.3 図と同じ。

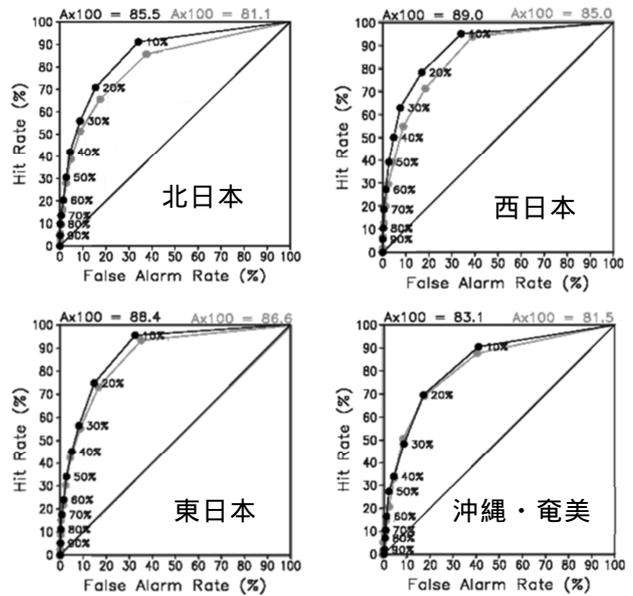


第 1.3.10 図 早警ガイダンスの信頼度曲線 (LT=6) 7 日平均気温の「かなり高い」または「かなり低い」の予測確率値に関する信頼度曲線 (赤線)、予測頻度 (緑線)、両階級の出現率の気候値 (黒横線) を表す。横軸が予測確率、縦軸が現象の出現率を表す。図上部の Brel は信頼度、Bres は分離度、数字は各スコアの 100 倍の値を表す。

### 1.3.6 降雪量の早警ガイダンス

#### (1) 使用した観測データと正規化の検討

降雪量の早警は、まとまった降雪による災害の軽減・防止が情報の目的である。このため、本ガイダンスでは、山地を多く含むアメダスの観測値を利用し作成した地域平均値を観測データとして用いて情報を作成している (大久保と中三川, 2013)。



第 1.3.11 図 新旧ガイダンスの ROC 曲線

リードタイム 6 日の 7 日平均気温の「かなり高い」または「かなり低い」の ROC 曲線の通年の図。横軸は誤発率、縦軸は捕捉率を表し、図上部の数字は ROC 面積の 100 倍を表す。濃い線が新ガイダンス、薄い線が旧ガイダンスの結果。捕捉率は (「予測確率 % 以上」の回数 / 「現象あり」の回数) で定義される。誤発率は (「予測確率 % 以上」の回数) / 「現象なし」の回数) で定義され、気候的出現率の低い現象を対象とする場合は値が小さい。例えば、予測確率 30% 以上のときに予報を発表する場合、新ガイダンスの西日本の捕捉率は約 65%、誤発率は約 10%、旧ガイダンスでは、捕捉率は約 55%、誤発率は約 10% と読み取れる。

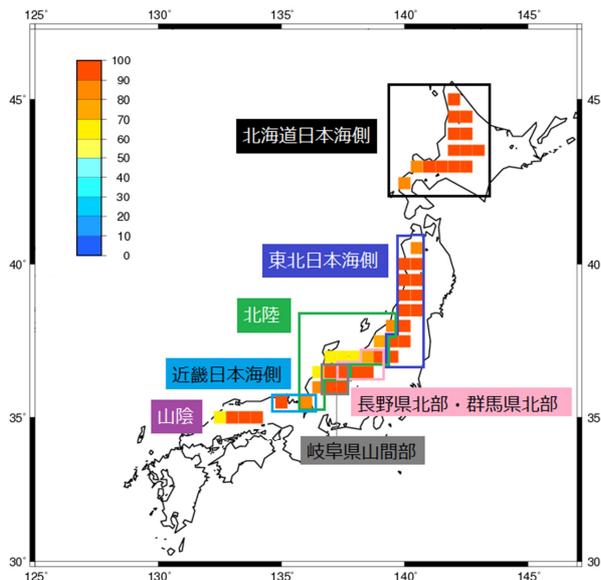
ガイダンスは、データが正規分布をしているという仮定の下で作成している。このため、降水量や降雪量など観測値が正規分布していない要素については値を 4 分の 1 乗することで正規化している。今回ガイダンスの参照格子点を変更したため、ガイダンス値がこれまでと同様に正規性が認められないことを確認するため Shapiro-Wilk 検定<sup>7</sup>を行った。結果を第 1.3.4 表に示す。北海道日本海側では 12 月中旬から 2 月下旬にかけては、P 値が 0.05 以上となり正規分布であることを棄却できないが、東北日本海側は 1 月上旬 ~ 2 月上旬のみだった。他の地域は全ての期間で、正規性が認め

<sup>7</sup> 標本  $x_1, \dots, x_n$  が正規母集団からサンプリングされたものであるという帰無仮説を検定する方法。

られなかった。北海道日本海側は、正規性が棄却されない期間が多いため、正規化を行わないこととし、その他の地域はこれまでと同様に正規化することとした。

(2) 地域平均に用いる格子点の変更

早警ガイダンスは、旧ガイダンスでは各地とも1か月予報ガイダンスと同じ格子点を用いて地域平均を作成していた。例えば、長野県北部・群馬県北部のガイダンスであっても関東甲信地方の格子点を用いていた。新ガイダンスでは、対象地域直上の格子点を用いるように変更している。また、陸面積率の閾値を50%以上としている。(1)で述べたように、観測データに山地のアメダス地点を多く用いているため、モデルの地域平均を行う際も山地の割合が相対的に大きくなるよう閾値を高めめに設定した。地域平均に用いた格子点を第1.3.12図に示す。



第1.3.12図 地域平均に使用した格子点  
 図中左上端のカラーバーは陸面積率(%)を表す。

(3) 仮予測因子の検討

1か月予報ガイダンスと同様に仮予測因子の見直しを行い、多重共線性を考慮し互いに相関の高い要素をあらかじめ排除した上で回帰式を作成した。回帰式に選択された仮予測因子は第1.3.1表に示したとおり、各地域とも基本的には地上気温

又は700hPa気温を強制している。各地域とも、降水量よりも気温の方が降雪量と相関が高く、そのため気温を強制した場合の方が精度は良いと考えられる。一方で、冬の北海道日本海側のみ例外で、700hPaの湿数を強制している。北海道日本海側は、気温を仮予測因子に強制して回帰式を作成しても精度が悪く、いずれもBSSは負となった。数多くの予測因子の組み合わせを試行した結果、BSSが正となった組み合わせが、今般作成した回帰式の組み合わせとなっている。

第1.3.4表 正規性の検定の結果

Shapiro-Wilk検定によるW検定の結果。北海道日本海側と東北日本海側以外は省略。「標本が抽出された母集団の分布は正規分布である」という帰無仮説を検定する。P値<0.05で帰無仮説を棄却する(赤字)。W値はShapiro-Wilk検定の基本統計量。標本数は150(ガイダンスを作成する際は対象旬の前後2旬を加える)。

	北海道日本海側		東北日本海側	
初期日	W値	P値	W値	P値
11/30	0.94	0.00	0.71	0.00
12/10	0.97	0.00	0.87	0.00
12/20	0.99	0.43	0.98	0.01
12/31	0.99	0.29	0.98	0.04
1/10	0.99	0.56	0.99	0.46
1/20	0.99	0.58	0.99	0.37
1/31	1.00	0.98	0.99	0.49
2/10	0.99	0.79	0.99	0.16
2/20	0.99	0.62	0.98	0.02
2/28	0.99	0.18	0.93	0.00
3/10	0.92	0.00	0.86	0.00

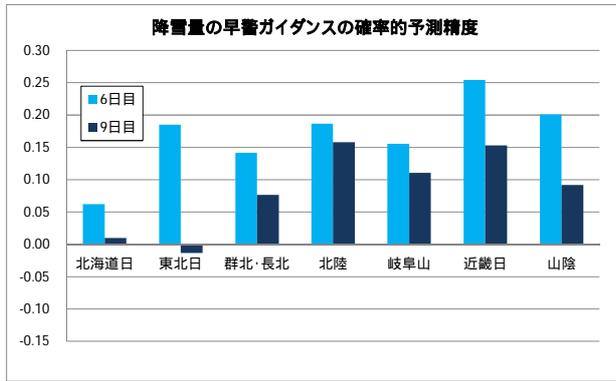
(4) 精度評価

降雪量の早警ガイダンスについては、新旧ガイダンスで評価の対象期間が異なるため、精度の比較ができない。このため、ここでは新ガイダンスのみについて述べる。

はじめに、降雪量の全期間<sup>8</sup>(11月から3月)の早警ガイダンスのリードタイム6日及び9日のBSSを第1.3.13図に示す。リードタイム6日に注

<sup>8</sup> ガイダンス作成に用いた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

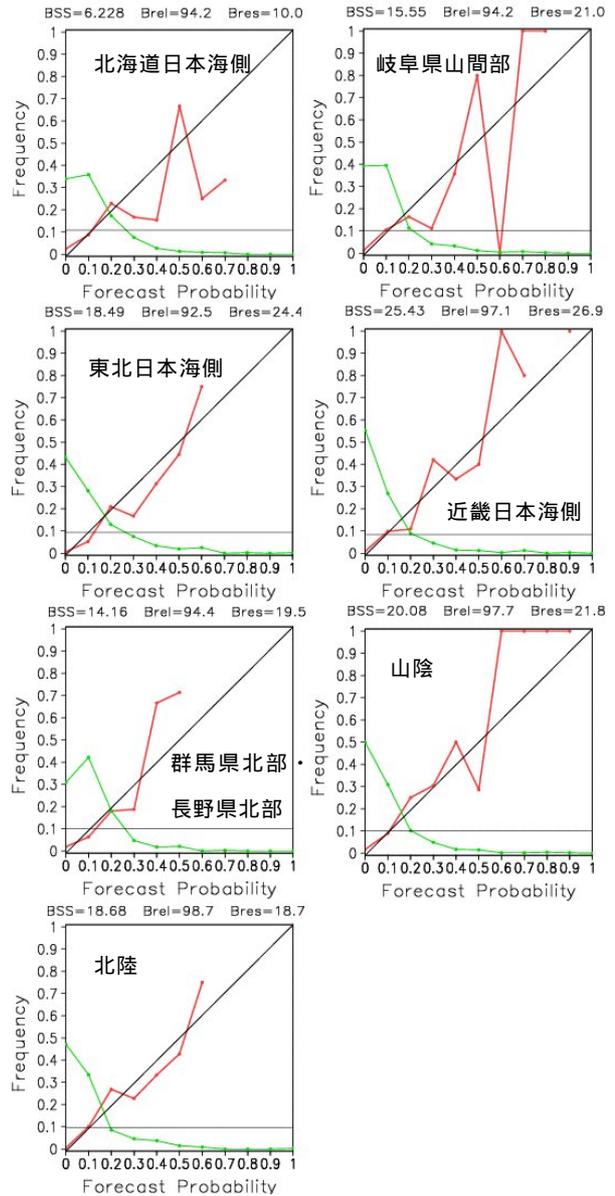
目すると、北海道日本海側を除けば、各地域とも早警の対象期間の精度は確保できていると言える。



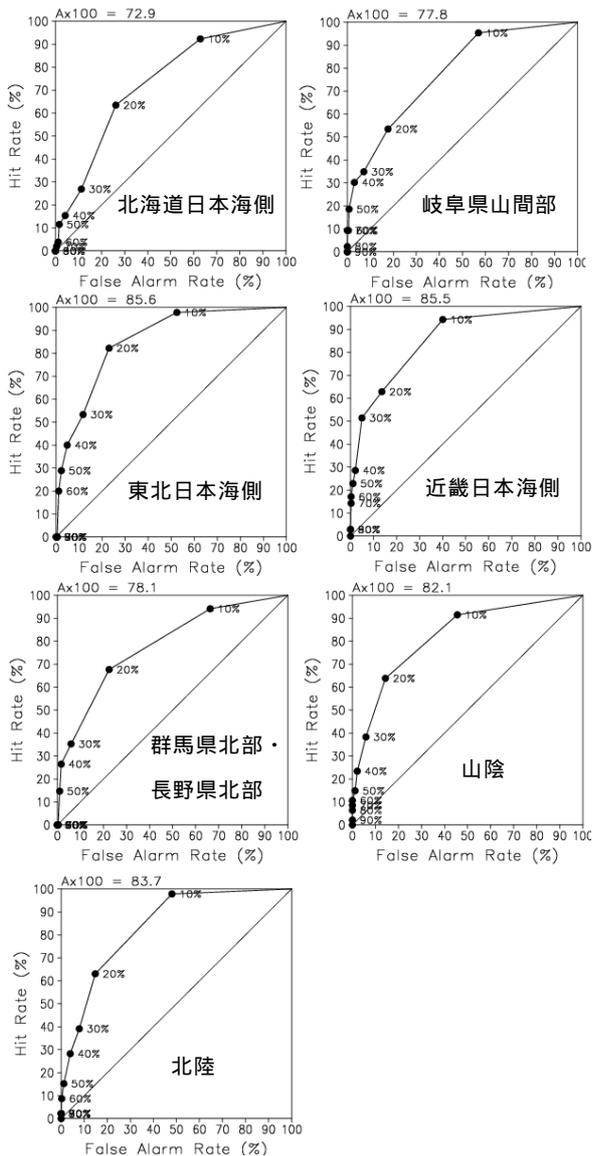
第 1.3.13 図 全期間(11月から3月)のリードタイム6日及び9日の降雪量の早警ガイダンスの確率的予測精度(BSS)

次に、信頼度曲線を第 1.3.14 図に示す。概ね 50%程度までは対角線に沿って右肩上がり信頼度は高いが、それ以上の確率になると、対角線から離れており、信頼度は低い。続いて、リードタイム6日の ROC 曲線を第 1.3.15 図に示す。早警の情報発表基準である予測確率 30%以上の捕捉率は、東北・近畿日本海側で約 50%、北陸、山陰で約 40%、群馬県北部・長野県北部、岐阜県山間部で約 35%、北海道日本海側で 30%弱となっており、気温の早警ガイダンスに比べると捕捉率が小さい地域が多い。一方、誤発表率は、北海道・東北日本海側以外は 10%以下となっておりこちらは気温の早警ガイダンスに比べると小さい値となっている。

地域平均7日間降雪量が「かなり多い」確率を30%以上と予測し、実際にかなり多くなった割合(適中率)を第 1.3.5 表に示す。また、「かなり多い」確率を30%以上と予測したときの実際の降雪階級(全国平均)を第 1.3.16 図に示す。適中率は北海道日本海側の31%から群馬県北部・長野県北部の52%までであるが、全国平均で43%である。ただし、「多い」階級を含めると78%となり、大雪に関する異常天候早期警戒情報を発表した場合には、降雪量が多くなる可能性は8割程度あることが期待される。



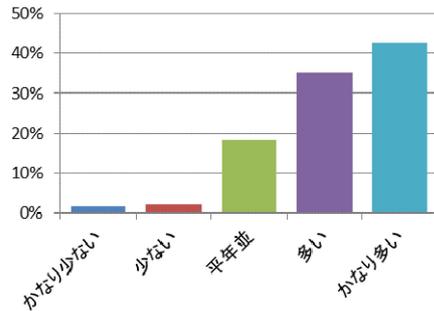
第 1.3.14 図 降雪量の早警ガイダンスの信頼度曲線 全期間(11月から3月)の7日間降雪量の「かなり多い」の予測確率値に関する6日目の信頼度曲線。その他は第 1.3.10 図と同じ。



第 1.3.15 図 降雪量ガイダンスの ROC 曲線  
全期間（11月から3月）のリードタイム6日の7日間降雪量の「かなり多い」の ROC 曲線の図。その他は第 1.3.11 図と同じ。

第 1.3.5 表 7日間降雪量ガイダンスの適中率  
検証期間：長野県北部・群馬県北部 1990～2010年、岐阜県山間部 1984年～2010年、その他の地域は1981年～2010年（いずれも11～3月）  
適中率：地域平均7日間降雪量の「かなり多い」確率が30%以上と予測した事例中、現象のあった割合

地域	適中率 (%)
北海道日本海側	31
東北日本海側	43
長野県北部・群馬県北部	52
北陸	42
岐阜県山間部	41
近畿日本海側	48
山陰	48



第 1.3.16 図 7日間降雪量ガイダンスで「かなり多い」確率が30%以上と予測した時の実際の階級（全国平均）（検証期間は第 1.3.5 表と同じ）

### 1.3.7 まとめ

1か月予報モデルの更新に伴い、ガイダンスを更新した。木曜日発表に対応しリードタイムを1日延長した場合であっても旧ガイダンスに比べ精度の向上を確認できた。また、リードタイムの延長がない気温の早警ガイダンスについては、およそリードタイム1日分精度が向上している。一方で、北日本や沖縄・奄美の降水量、日照時間ガイダンス及び冬の北海道日本海側の降雪量早警ガイダンスの精度は十分とはいえず、今後更なる改善を検討する必要がある。前者は、週別に積算する方法の導入により精度が改善される可能性がある。

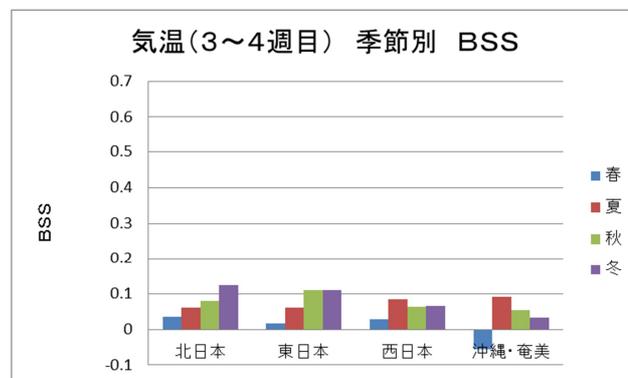
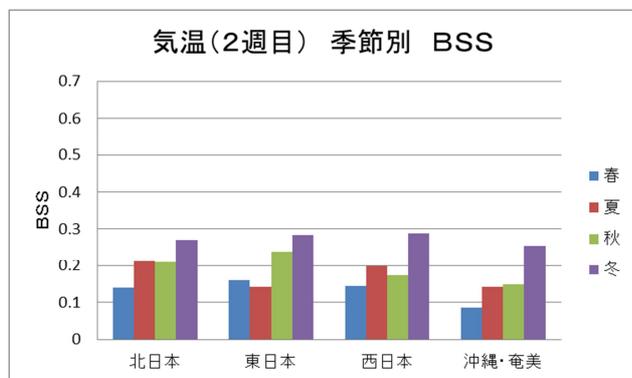
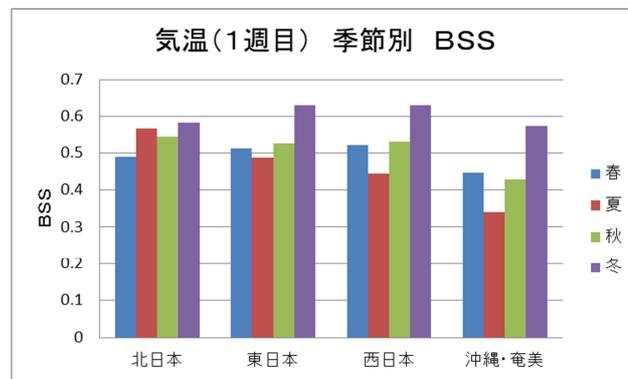
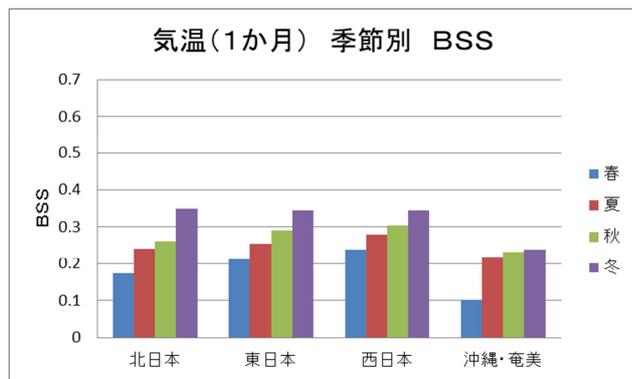
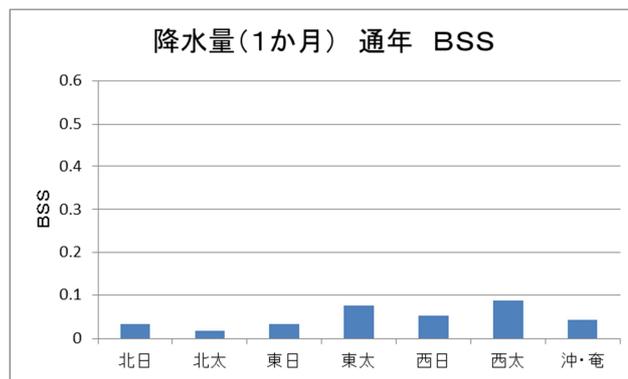
なお、付録にリードタイムを1日延長した新ガイダンスの予測精度に関する資料を添付している。

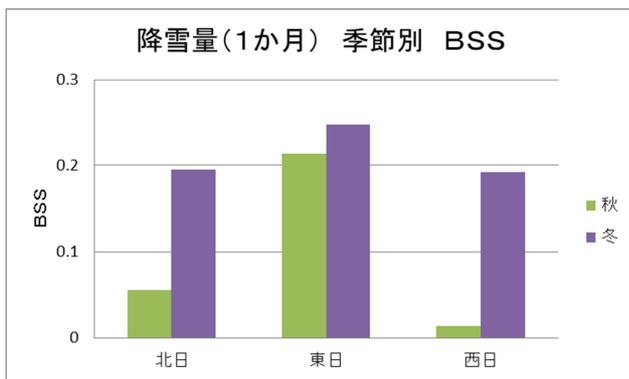
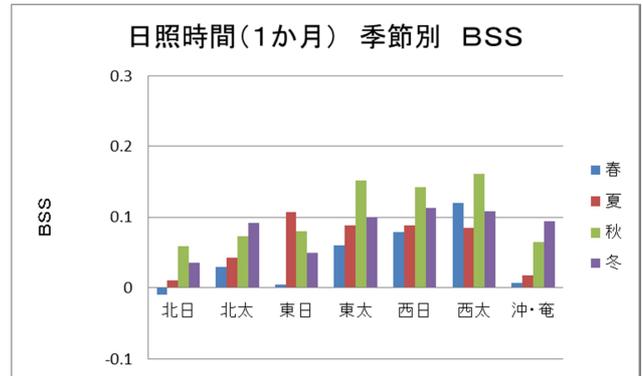
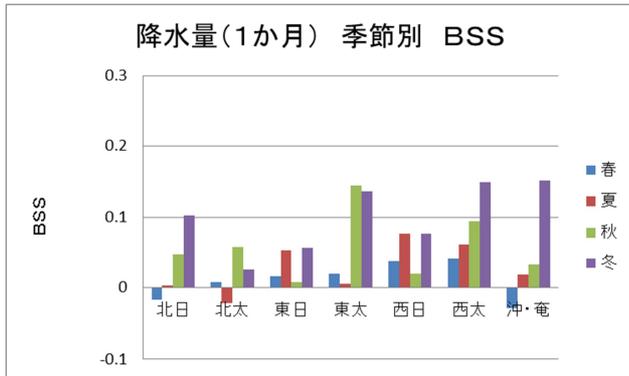
### 参考文献

- 伊藤明, 2013: 1か月予報と異常天候早期警戒情報のためのガイダンス. 季節予報作業指針. 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, 182-194.
- 気象庁, 2011: 1か月予報ガイダンス・異常天候早期警戒情報ガイダンスの改良について. お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第286号及び第293号関連), 気象庁地球環境・海洋部.
- 大久保忠之, 中三川浩, 2013: 大雪に関する異常天候早期警戒情報の開始. 大雪に関する異常天候早期警戒情報・気候リスク管理技術の普及への取り組み. 平成25年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-9.

付録 1.3.A 1か月予報ガイダンスの精度 (BSS: ブライアスキルスコア)

図中の地域の略称は本文と同じ。

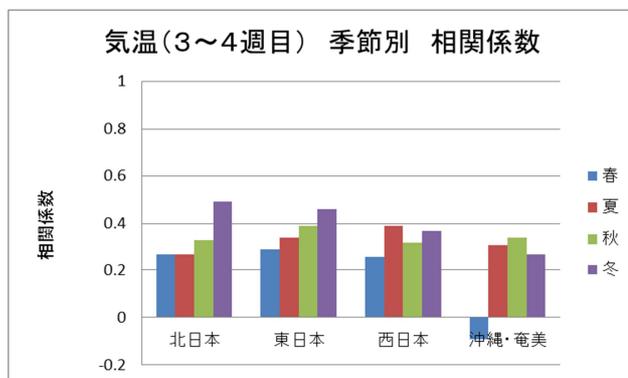
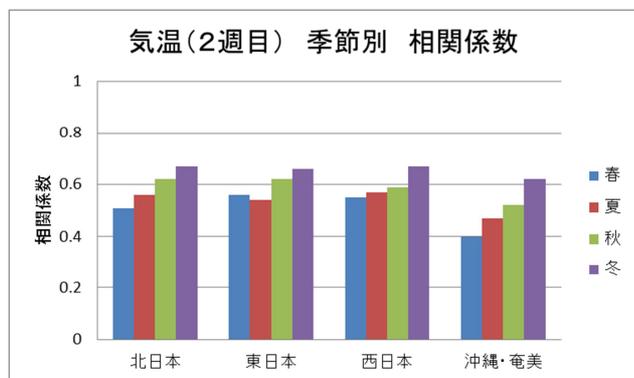
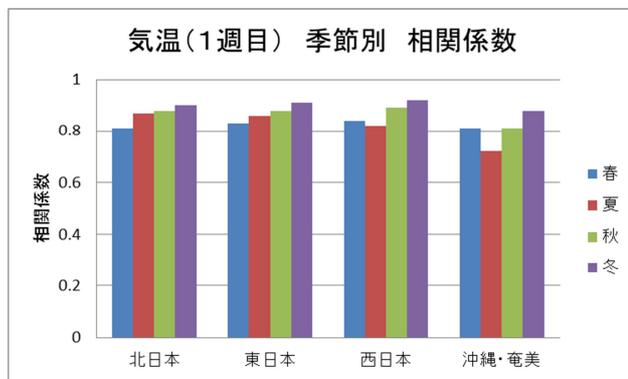
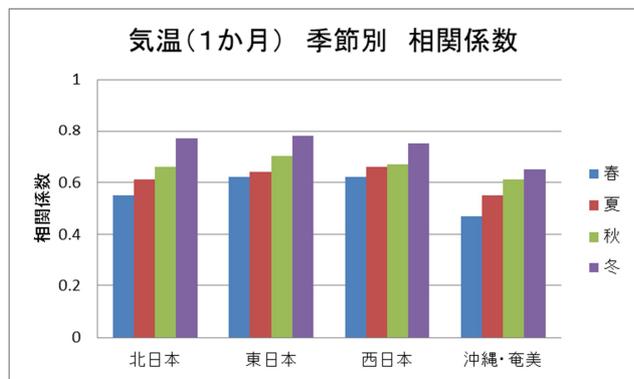
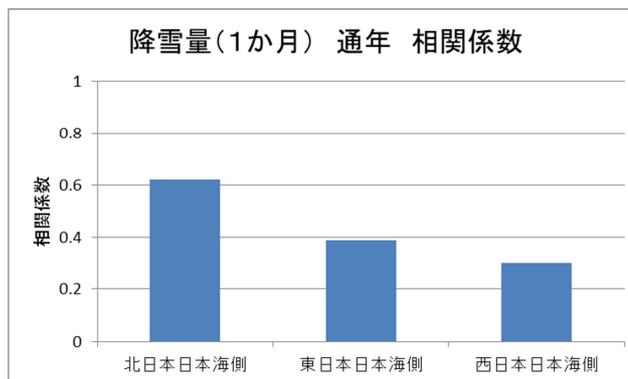
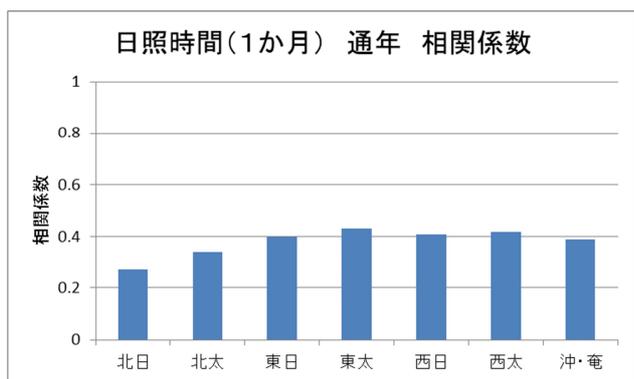
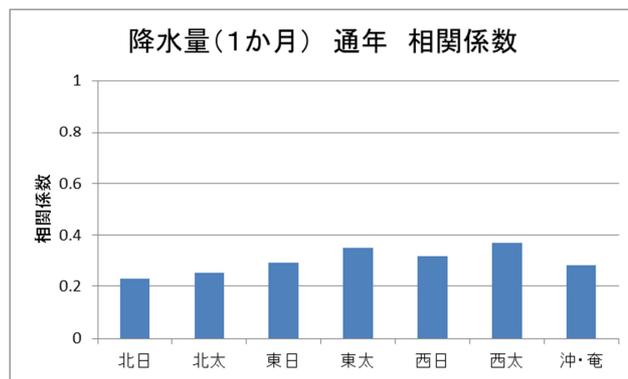
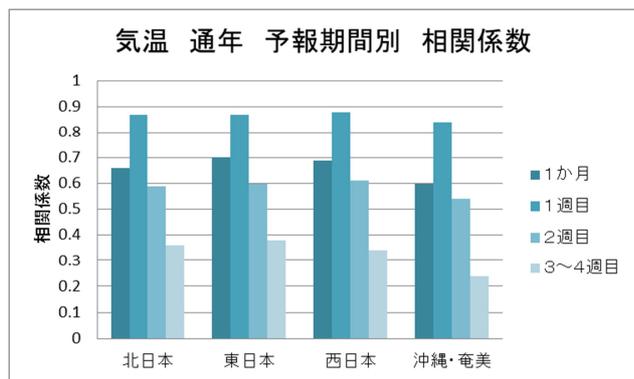


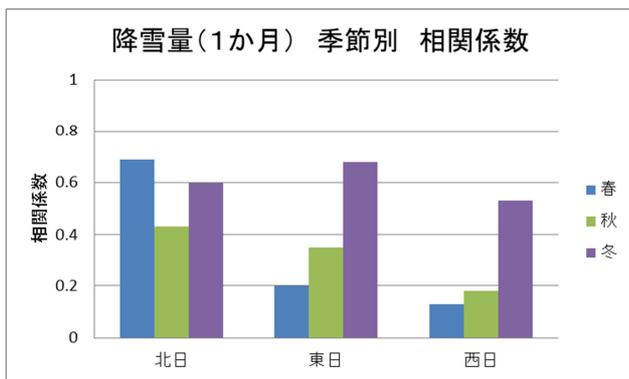
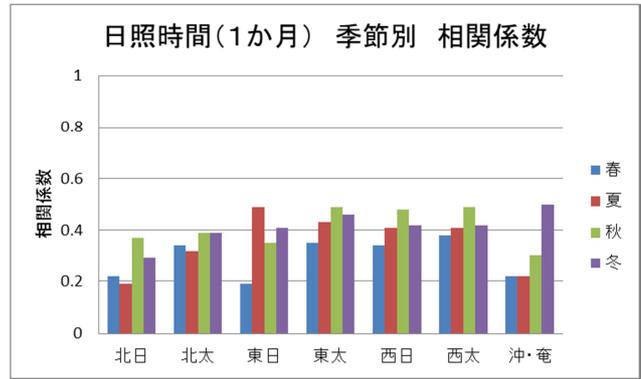
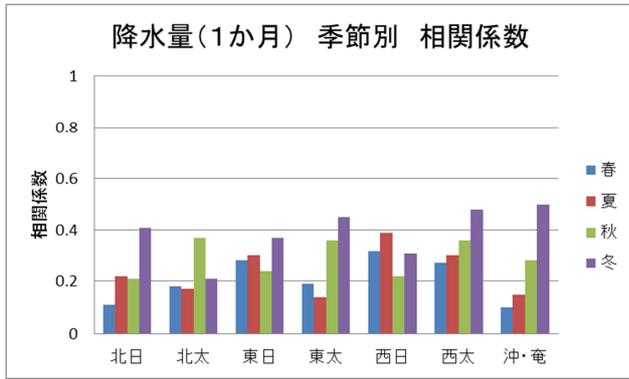


降雪量の秋は 11 月上旬から下旬の 3 旬を指す。

付録 1.3.B 1 か月予報ガイダンスの精度（相関係数）

図中の地域の略称は本文と同じ。

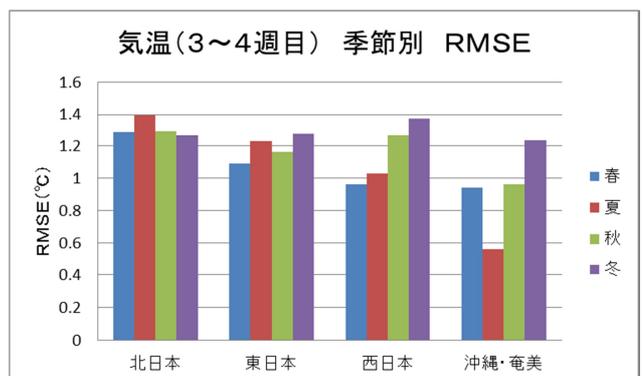
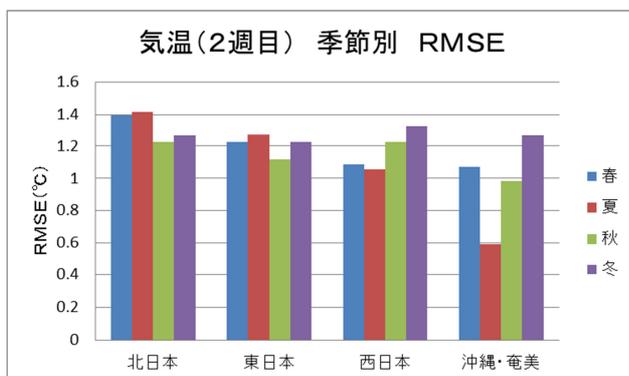
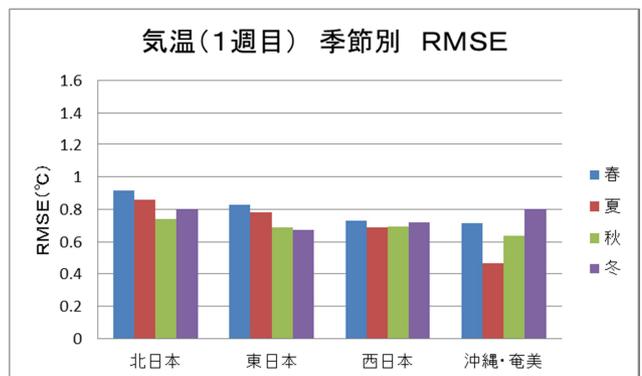
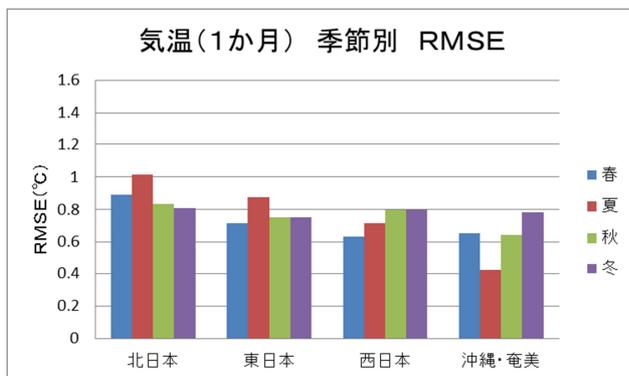
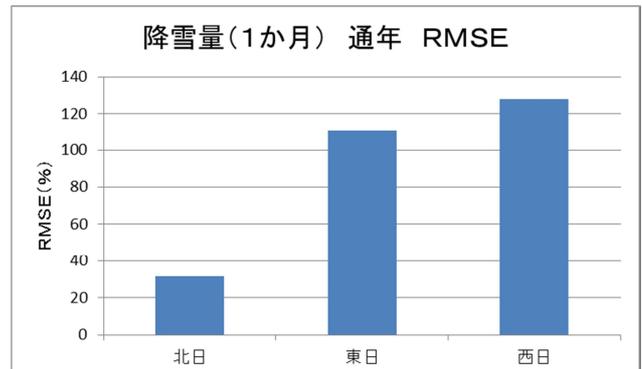
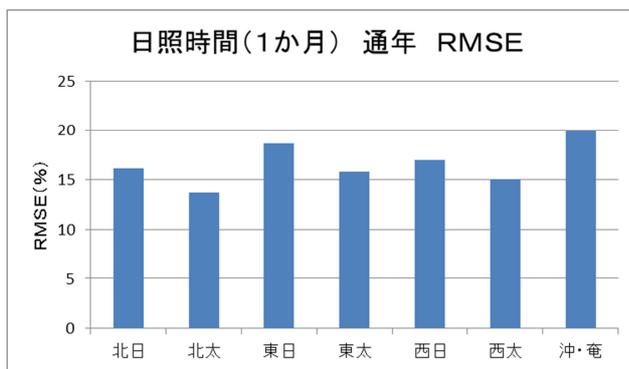
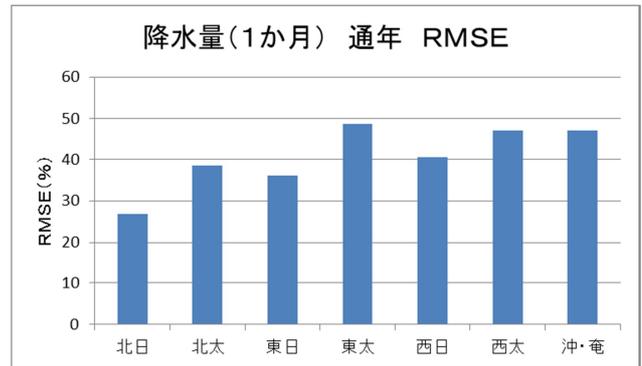
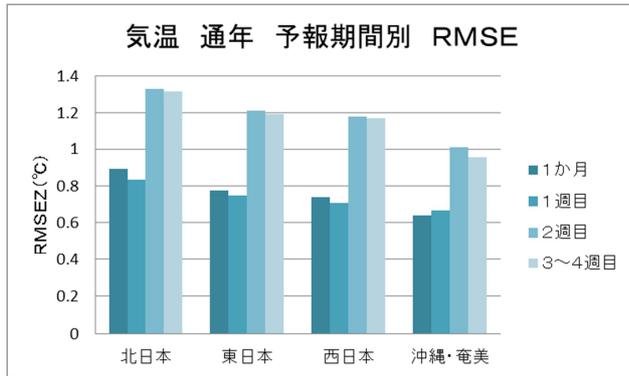


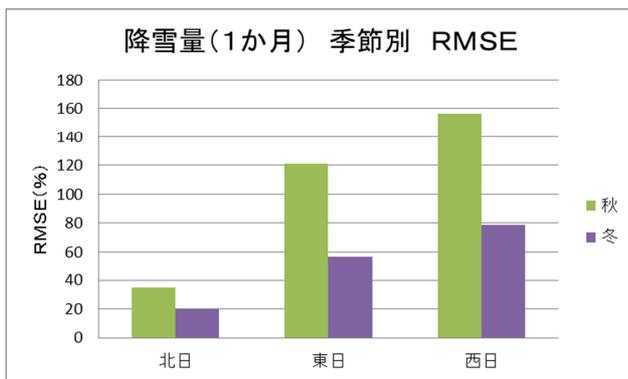
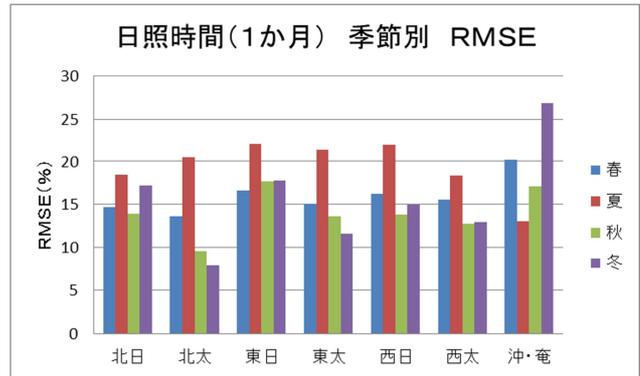
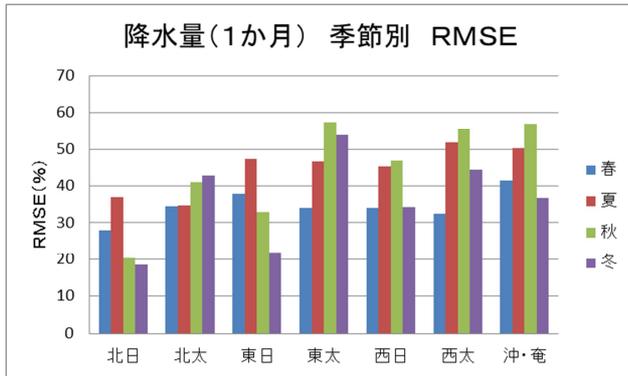


降雪量の秋は11月上旬から下旬の3旬を指す。

付録 1.3.C 1か月予報ガイダンスの精度 (RMSE: 平方根平均二乗誤差)

図中の地域の略称は本文と同じ。

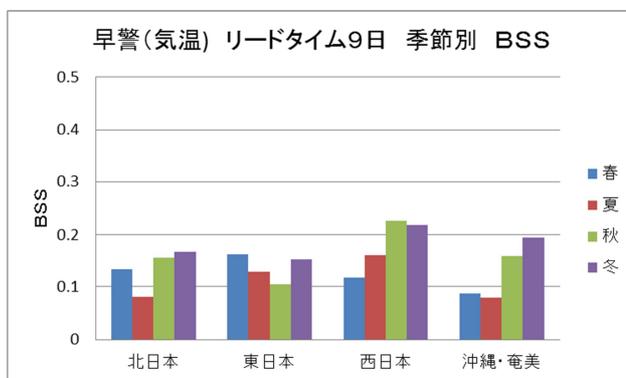
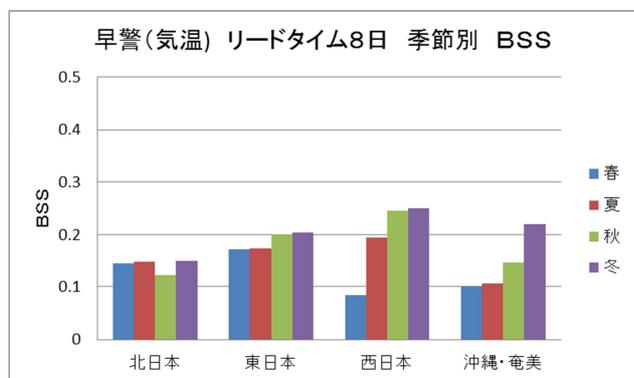
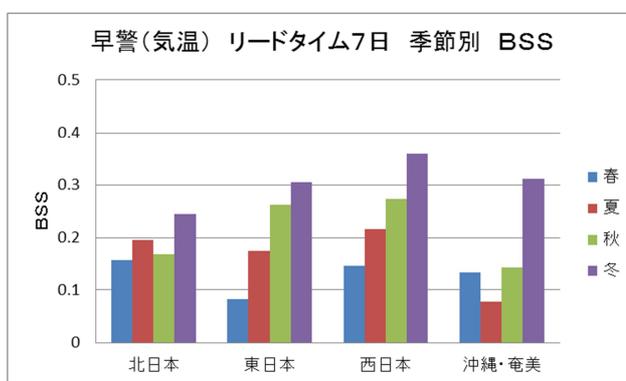
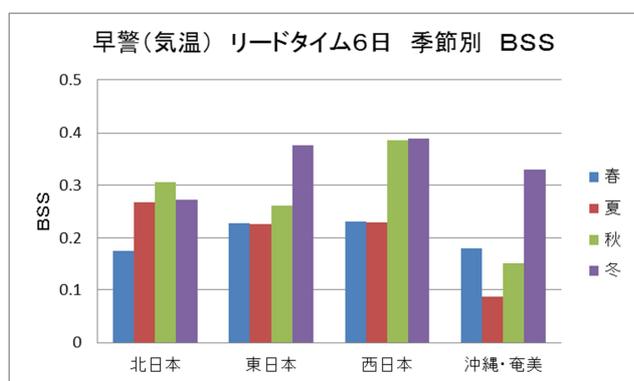
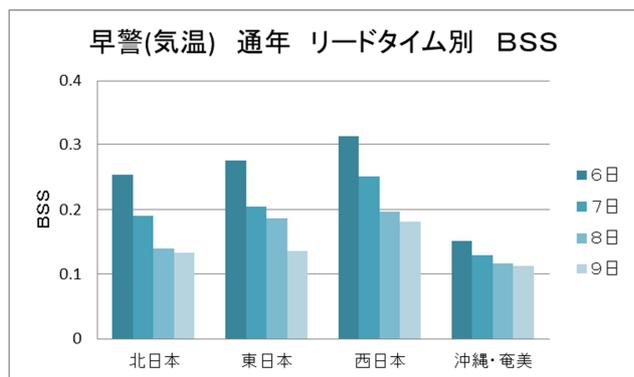


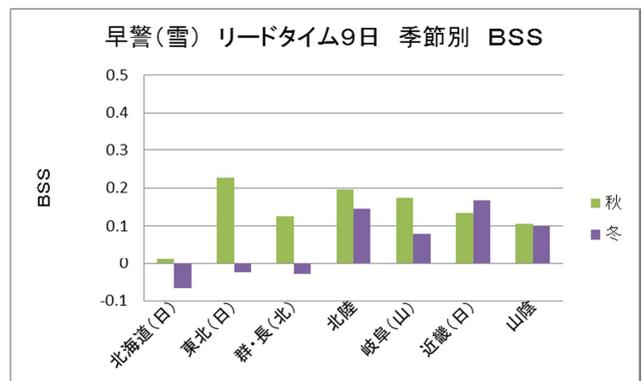
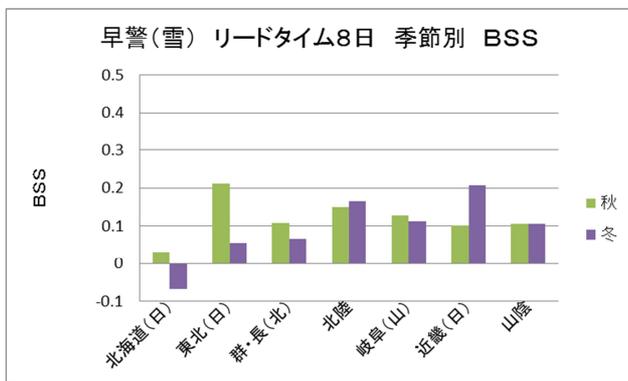
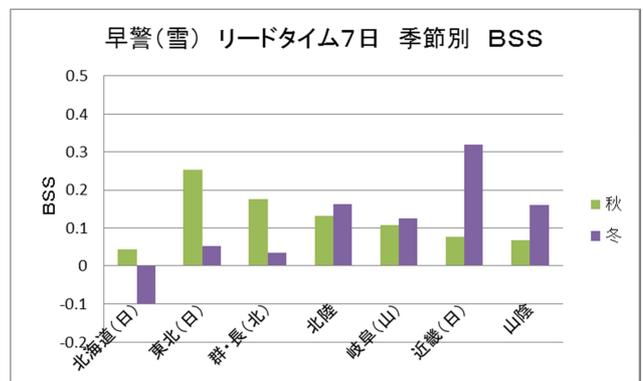
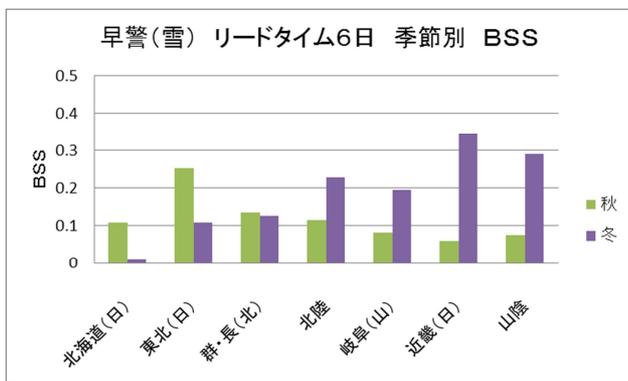
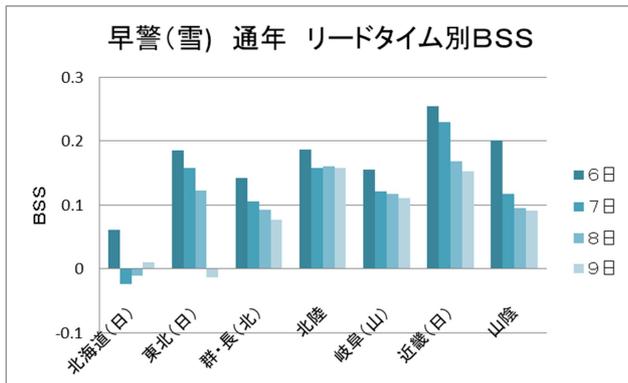


降雪量の秋は 11 月上旬から下旬の 3 旬を指す。

付録 1.3.D リードタイム別早警ガイダンスの精度 ((BSS : プライアスキルスコア)

図中の地域の略称は、北海道(日): 北海道日本海側、東北(日): 東北日本海側、群・長(北): 群馬県北部・長野県北部、岐(山): 岐阜県山間部、近畿(日): 近畿日本海側。





降雪量の検証に関して各地の秋の対象期間は次の通り

北海道日本海側：10月下旬～11月下旬

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～11月下旬

近畿日本海側、山陰：11月中旬～11月下旬

## 2 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要<sup>1</sup>

### 緒言

本章は日本気象学会誌・気象集誌第 93 巻第 1 号に発表した JRA-55 総合報告論文(S. Kobayashi et al. 2015)を和訳したもので、図表の出典も全て同論文である。但し、参考文献の一部を和文のものに変更してある。

### 2.1 序論

再解析は、高品質な気候データセットを作成することを目的として、最先端のデータ同化システムを、一貫性を保ちながら過去の観測データに適用するものである。観測の困難な物理量も含む様々な気象要素について、物理的な整合性を考慮しながら時空間的に規則正しいデータセットを作成可能なことから、再解析データは気候システムのメカニズム解明、気候系監視、予測可能性の研究を含む、気候に関連した研究、業務で幅広く利用されている。特に、ストームトラック、プロッキング、マッデン・ジュリアン振動、エルニーニョ・南方振動、準二年周期振動といった、総観規模から惑星規模の現象のメカニズムの研究や、大気モデルにおけるこれらの現象の再現性の検証に大きな貢献をしており、気候に関連した研究、業務を更に発展させるためには、再解析データの品質を高めることが非常に重要である。

再解析への取り組みは、主要な数値予報センターや気象研究機関において継続して行われている<sup>2</sup>。近年作成された再解析データは、過去の観測データの発掘、均質化やデータ同化技術の進展に伴い、以前のものよりも品質が格段に向上している。

<sup>1</sup> 古林 慎哉<sup>a,b</sup>、太田 行哉<sup>c,b</sup>、原田 やよい<sup>b,a</sup>、海老田 綾貴<sup>b</sup>、守谷 昌己<sup>c</sup>、小野田 浩克<sup>d</sup>、大野木 和敏<sup>a</sup>、釜塚 弘隆<sup>b</sup>、小林 ちあき<sup>b</sup>、遠藤 洋和<sup>b</sup>、宮岡 健吾<sup>a</sup>、高橋 清利<sup>e</sup>

<sup>a</sup> 地球環境・海洋部気候情報課

<sup>b</sup> 気象研究所

<sup>c</sup> 予報部数値予報課

<sup>d</sup> 地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室

<sup>e</sup> 福島地方気象台

<sup>2</sup> 詳細なリストについては、<http://reanalyses.org/>を参照。

日本においても、JRA-25 長期再解析が気象庁と電力中央研究所の共同で実施され、当時の他の再解析と比べて、降水量分布や熱帯低気圧、大陸西岸沖の層積雲の再現性が優れたプロダクトが作成された(Onogi et al. 2007)。しかしながら、下部成層圏の低温バイアスやアマゾン域の乾燥バイアスといった問題が判明した他、再解析対象期間が 1979 年以降に限られており、十年、数十年規模変動や気候変化の研究にはデータ期間が不十分という制約もあった。又、再解析共通の課題として、観測システムの変遷に伴う品質の変化や、大気 - 海洋、大気 - 陸面といった気候サブシステム間のフラックスの再現性等について、改善の必要性が指摘されている(Bengtsson et al. 2007)。

JRA-25 データ同化システムが構築されて以降、気象庁現業数値解析予報システム(以下、気象庁現業システム)には、長波放射過程の改良、4次元変分法(4D-Var)<sup>3</sup>、衛星輝度温度データを同化するための変分法バイアス補正(VarBC)手法の導入といった、様々な開発成果が導入された結果、モデルバイアスの軽減、解析値の力学的整合性の向上、衛星輝度温度データの取り扱いの高度化が図られている。又、観測データに関しては、ラジオゾンデ気温観測データの均質化(Haimberger et al. 2008, 2012)や、各国の気象衛星機関における衛星観測データの再処理等、均質性向上のための取り組みが進んでいる。

これらの進展の成果を活用しながら、気象庁は日本では 2 度目となる JRA-55 長期再解析を実施した。中間報告論文(Ebita et al. 2011)でも述べた通り、JRA-55 は、ラジオゾンデ定時観測の国際的なネットワークが確立された 1958 年以降を解析対象期間としており、過去半世紀を対象とした全観測システム<sup>4</sup>による再解析としては ECMWF

<sup>3</sup> 同化ウィンドウ(assimilation window)と呼ばれるある期間内の全ての観測データと、数値予報モデルによる状態変数の時間発展を利用して、状態変数の最適な推定値を求める手法。

<sup>4</sup> 固定観測システムの対義語として、利用可能な観測システムを全て含んだものを、ここでは全観測システムと呼ぶことにする。

で行われた ERA-40(Uppala et al. 2005)以来のものであり、4D-Var を適用した再解析としては初めてのものとなる。JRA-55 の主要な目標は、これまでの再解析で指摘されている課題に取り組み、十年、数十年規模変動や気候変化の研究にも利用可能な気候データセットを作成することである。

本章では、JRA-55 の仕様全般と基本特性について概略を述べる。第 2.2 節では、使用した観測データのデータソースと品質管理(QC)、選択方法を説明する。データ同化システムと予報モデルについては、JRA-25 で利用したものと比較しながら、第 2.3 節と第 2.4 節でそれぞれ述べる。第 2.5 節では計算環境や本計算ストリームについて簡潔に述べる。第 2.6 節では、データ同化システムの基本性能を、観測データとの適合度や解析インクリメント、予報成績を用いて考察する。第 2.7 節は、JRA-25 プロダクトからの品質面での主要な改善点である、気温解析値の時間均質性と、南アメリカ・モンスーンシステムの表現を焦点とする。第 2.8 節ではプロダクトの基本特性について述べる。結論は第 2.9 節で述べる。なお、本稿で用いた略語の意味は付録 2.B に記してある。

## 2.2 観測データ

### 2.2.1 データソース

JRA-55 で用いた観測データセットは、主に、ERA-40 で用いられた観測データ(Uppala et al. 2005)と気象庁保有データで構成される。ERA-40 観測データセットは、JRA-25 の実施の際にヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)から気象庁に提供されたもので、1979 年以降の期間については、JRA-25 で用いられた観測データと基本的には同じである。これらに加えて、JRA-25 実施以降に新たに利用可能となった観測データセットについても可能な限り収集して利用している(付録 2.A)。

ERA-40 観測データセットでは、1979 年に SYNOP 報や高層観測データが完全に欠落する期間が断続的に存在するため、米国環境予測センター(NCEP)/米国大気研究センター(NCAR)再解析(Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2001)で利用された観測データで補完した。熱帯低気圧周辺風データ(TCR, Fiorino 2002)については、ベストトラックデータ<sup>1</sup>の QC を改善した上で再作成されたものが米国海洋大気庁(NOAA)の Michael Fiorino 博士から提供された。

積雪深データについても、Russian Research Institute for Hydrometeorological Information (RIHMI)、University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)、Institute of Meteorology and Hydrology (IMH)から、ロシア、米国(NCDC et al. 1981)、モンゴルの観測データが新たに提供された。これらの積雪深データでは、現業保存データによく見られるデータの欠落や全球気象通信システム(GTS)<sup>2</sup>電文の解読ミスによる不良データが少ないことから、他のデータソースに対して優先的に利用した。

主要な気象衛星運用機関においては、最新の処

理アルゴリズムを過去期間の衛星観測データに適用して高品質で均質な衛星プロダクトを作成する“再処理”の取り組みが進んでいる。気象庁気象衛星センターにおいても、Sustained, Coordinated Processing of Environmental Satellite Data for Climate Monitoring (SCOPE-CM)<sup>3</sup>のパイロットプロジェクトの一つとして、過去期間の日本の静止気象衛星(GMS)/運輸多目的衛星(MTSAT)による大気追跡風(AMV)、晴天放射(CSR)データの再処理が行われており、JRA-55 はその再処理データを利用した初めての再解析である。

### 2.2.2 品質管理とデータ選択

観測データには、測器の故障や人為的ミス等、様々な原因による品質不良データが含まれている。又、観測データを利用するために必要な観測時刻、位置、地点番号等のメタ情報も、必ずしも正しいとは限らない。特に古い年代に、このような品質不良データが多く見られる。品質不良データが利用されると再解析プロダクトの品質が著しく低下するため、データ同化の前に発見し、取り除く必要がある。その一般的な方法として、他の観測データと整合しないものや、背景値<sup>4</sup>から著しく離れたものを自動的に除外している(JMA 2007; Onogi et al. 2007)。過去期間の解析ではリアルタイム運用の制約がないことから、再解析ではオフライン QC も有効な手段として活用されている。又、品質不良以外にも、背景値の精度から著しく劣るものや空間代表性が著しく異なるもの、背景値から精度よく算出できない物理量等は、同化に適さないことから、除外する必要がある。

以下の項では、観測種別毎に QC とデータ選択方法を説明する。

<sup>1</sup> 熱帯低気圧の諸元について事後に入手したデータを含めて解析しなおしたデータ。

<sup>2</sup> 世界気象機関(WMO)が推進する世界気象監視計画(WWW)において、観測資料および解析・予報等の処理資料を迅速に交換するために整備された全球通信組織。

<sup>3</sup>

[http://www.wmo.int/pages/prog/sat/scope-cm\\_en.php](http://www.wmo.int/pages/prog/sat/scope-cm_en.php)

<sup>4</sup> 数値モデルによる最新の予報値。データ同化では、第一推定値(背景値)を観測データで修正することによって最適な推定値(解析値)を求める。

第 2.2.1 表 JRA-25 と JRA-55 において 1995 年の 1 年間に使用された従来型観測のデータ数と QC 統計

観測種別	要素	レベル	投入数		リジェクト率 (%)		使用率 (%)	
			JRA-25	JRA-55	JRA-25	JRA-55	JRA-25	JRA-55
SYNOP	P	地上	14445140	10615854	2.16	3.22	36.11	42.34
SHIP	P	地上	2524820	2391174	3.38	7.85	44.36	43.18
BUOY	P	地上	2697799	2048419	2.12	5.55	8.65	10.45
高層	T	~ 100hPa	5055575	4409306	0.96	6.03	42.31	44.60
高層	T	100 ~ 1000hPa	12265485	10642362	0.63	5.90	38.54	41.78
高層	u	~ 100hPa	4884545	3953650	0.85	1.76	42.33	47.56
高層	u	100 ~ 1000hPa	12143438	8853872	0.49	3.11	44.62	55.45
高層	Rh	100 ~ 1000hPa	10985799	9109329	0.01	1.03	27.91	31.90
航空機	u	100 ~ 1000hPa	14082016	6664082	1.45	3.80	14.44	27.99
プロファイラー (米国)	u	100 ~ 1000hPa	8051614	7835794	3.95	4.09	4.16	4.26

第 2.2.2 表 気象庁現業システムと JRA-55 において 2010 年の 1 年間に使用された従来型観測のデータ数と QC 統計

観測種別	要素	レベル	投入数		リジェクト率 (%)		使用率 (%)	
			現業	JRA-55	現業	JRA-55	現業	JRA-55
SYNOP	P	地上	19181647	18701759	2.01	2.17	30.51	29.79
SHIP	P	地上	1152820	1173037	2.70	3.36	35.73	35.53
BUOY	P	地上	7040018	7296503	0.93	1.19	14.80	14.69
高層	T	~ 100hPa	6631550	6952966	3.92	3.68	39.66	38.12
高層	T	100 ~ 1000hPa	13696594	14399844	3.97	3.99	36.07	34.34
高層	u	~ 100hPa	8808256	8953899	1.45	1.37	28.73	28.31
高層	u	100 ~ 1000hPa	13192314	13377604	1.99	2.13	37.67	37.10
高層	Rh	100 ~ 1000hPa	12451435	12963016	0.93	0.88	26.38	25.27
航空機	u	100 ~ 1000hPa	34745677	75256027	0.93	1.18	17.72	11.00
プロファイラー (米国)	u	100 ~ 1000hPa	7469265	7468709	5.07	5.04	4.24	4.30
プロファイラー (日本)	u	100 ~ 1000hPa	22695916	22696592	6.78	7.32	0.80	0.79
プロファイラー (ヨーロッパ)	u	100 ~ 1000hPa	13695644	13702435	9.30	9.63	0.94	0.95

( 1 ) 従来型データ

従来型データの QC は、基本的には JRA-25 と同じものが用いられており、気候学的チェック、航路チェック、整合性チェック、グロスエラーチェック<sup>5</sup>等で構成されている(Onogi et al. 2007)。気象庁のデータ同化システムで用いられている QC 手法の特筆すべき特徴の一つは Dynamic QC(動的品質管理)である。Dynamic QC ではグロスエラーチェックの閾値が第一推定値の場の水平勾配、時間変化率に比例するように定義される(Onogi 1998)。JRA-25 実施以降、この閾値の大幅な見直し、調整が行われている(坂本 2009)。

重複データの除去も QC における重要な処理の一つである。JRA-55 で用いた観測データセットは複数のデータソースで構成されているため、重複データが数多く存在する。しかし、観測位置、時

刻、高度といったメタデータがデータソース間で必ずしも一致するとは限らないため、重複データを完全に除去するのは困難である。JRA-55 では、最も充実したデータセットである ERA-40 観測データセットを他のデータソースよりも優先的に使用することにより、重複データの最小化を図った。

TCR は気象庁現業システムの台風ボーガスデータと同じ観測誤差設定値を用いて同化されている。TCR データは 6 時間毎に作成されており、熱帯低気圧の中心と、そこから東西南北に 2 度離れた場所の計 5 箇所に 1000hPa から 400hPa までの指定気圧面の風データとして配置される。

第 2.2.1 表は JRA-55 で 1995 年の 1 年間に使用した従来型データの種別毎の投入数、リジェクト(QC による除外)率、使用率を JRA-25 のものと比べたものである。第 2.2.2 表は同様の比較を 2010 年の 1 年間について気象庁現業システムに対して行ったものである。なお、投入数にはブラ

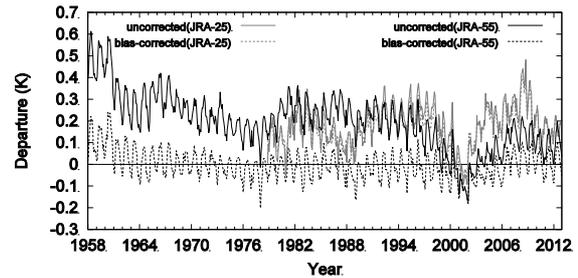
<sup>5</sup> 観測値と背景値の差の絶対値がある特定の閾値より大きい場合、その観測値は誤りであると判断して排除すること。

ックリスト<sup>6</sup>や事前間引き<sup>7</sup>で除外されたデータは含まれていない<sup>8</sup>。

JRA-55 で 1995 年に投入された観測データ数は JRA-25 よりも少ない。これは、JRA-25 では気象庁が保有する従来型観測データを全て投入したのに対し、JRA-55 では ERA-40 観測データセットが利用可能な 2002 年 8 月以前については日本域のデータのみ投入したことによる。又、JRA-55 では QC 閾値の調整により、高層観測データのリジェクト率が高いといった違いも見られる。

再解析では、現業システムとは異なり、観測データの入電に対する打ち切り時間の制約が無い。このため、2010 年の気象庁現業システムとの比較では、SYNOP 地上気圧観測データを除き、JRA-55 の方が多くの観測データを投入している。SYNOP 地上気圧観測データについては、JRA-55 ではアマゾン川流域で背景場との顕著な齟齬が見られたため、同地域の地上気圧観測データを完全に排除している。詳細は第 2.7.2 項で述べる。

JRA-55 では気象庁現業システムの 2 倍の航空機観測データが投入されている。これは、現業システムでは米国本土上空の航空機観測データを事前間引きで 50 分の 1 に減らしているのに対し (JMA 2013、第 2.2.2.7 項) JRA-55 では過去期間における疎らなデータ分布を考慮して、この事前間引きを適用していないことによる。又、気象庁現業システムでは航空機の気温観測データをバイアス補正した上で使用しているのに対し、JRA-55 では全く使用していない。これは、気象庁現業システムでは航空機の気温観測のバイアス補正量を機体識別名毎に 1 か月間の D 値 (観測値 - 背景値) 統計に基づいて算出しているが (酒匂 2010) 過去の航空機観測データには機体識別名が



第 2.2.1 図 JRA-25 と JRA-55 における北半球中・高緯度の 300hPa 付近のラジオゾンデ気温観測の D 値の月平均値時系列

実線はバイアス補正前の D 値、点線はバイアス補正後の D 値を示す。

不明となっているものが多く、このバイアス補正手法を再解析で用いることができないためである。

ラジオゾンデ気温観測には測器の変遷等による人為的な変動が多数含まれている。特に 1980 年代以前の期間においては、主に放射の影響による高温バイアスが顕著なものが見られる (Onogi 2000)。従って、気候分野で利用するには、それらのバイアスを取り除くことが非常に重要である。

JRA-25 では Andr  et al. (2004) の手法に基づいて気温バイアスを修正した。この手法では、各国、地域において類似した種類のラジオゾンデが使われていることを仮定し、国、地域別の D 値統計から 4 つの太陽高度角帯毎のバイアスを求めていた。バイアス補正係数は直近の 12 か月の D 値統計を用いて毎月更新されていた (Onogi et al. 2007)。

JRA-55 では Radiosonde Observation Correction using Reanalysis (RAOBCORE) バージョン 1.4 (Haimberger et al. 2008) を 2006 年末まで、それ以降については RAOBCORE バージョン 1.5 (Haimberger et al. 2012) を用いてラジオゾンデ気温のバイアス補正を行った。RAOBCORE では、ERA-40 と ERA-Interim (Dee et al. 2011) の D 値に統計切断を検出する手法を適用することにより、観測所毎にバイアスが推定されている。なお、RAOBCORE には 06、18UTC 用のバイアス推定値がないことから、日中及び夜間のそれぞれの時間帯中はバイアスがそれほど大きく変化しないと仮定して、00 又は 12UTC 用のいずれかのバイアス推定値

<sup>6</sup> 事前に整備した品質の悪いデータソースのリスト。リストに挙げた観測データは、データ同化に使用しない。

<sup>7</sup> データの観測密度が非常に高い場合に、計算負荷を軽減するために QC を行う前にデータを間引くこと。

<sup>8</sup> QC 通過後のデータに対して更に、データ同化システムの解像度を考慮して、高密度な観測データを間引く処理が行われるため、リジェクト率と使用率の和は 100%にはならない。

第 2.2.3 表 VTPR と HIRS/2 のデータ選択規則

VTPR の中心波数の出典は McMillin et al. (1973)、HIRS/2 の中心波数の出典は Werbowetzki (1981)。

チャンネル	中心波数 ( $\text{cm}^{-1}$ )	陸 / 海水		海	
		曇	晴	曇	晴
<b>VTPR</b>					
1	668.5				
2	677.5				
3	695.0				
4	708.0				
5	725.0				
6	747.0				
7	535.0		1500 m <sup>*</sup>		
8	833.0				
*この値よりも標高が高い場合は使用しない。 注：走査線の両端に位置する視野(FOV)番号 1 と 23 の観測データ、及びカスピ海上の観測データは使用していない。					
<b>HIRS/2</b>					
1	669				
2	680				
3	690				
4	703				
5	716				
6	733				
7	749				
8	900				
9	1030				
10	1225				
11	1365				
12	1488		1500 m <sup>*</sup>		
13	2190				
14	2210				
15	2240				
16	2270				
17	2360				
18	2515				
19	2660				
20	14500				
*この値よりも標高が高い場合は使用しない。 注：走査線の両端に位置する FOV 1 ~ 3、54 ~ 56 の観測データ、及びカスピ海上の観測データは使用していない。					

で代替した。

第 2.2.1 図は JRA-25 と JRA-55 における北半球中・高緯度の 300hPa 付近のラジオゾンデ気温観測の D 値の月平均値時系列をそれぞれ示している。バイアス補正前の D 値は過去の年代に大きな高温バイアスを示しているが、JRA-55 では RAOBCORE により顕著に減少しているのに対し、JRA-25 では補正前後の D 値の差が小さく、バイアス補正のインパクトが小さかったことが分かる。なお、JRA-55

の時系列ではバイアス補正後も季節変動が見られるが、これは、バイアスの太陽高度依存性が考慮されていないためである。

( 2 ) 衛星輝度温度

ア. 赤外探査計

JRA-55 では高速放射伝達モデルによる衛星輝度温度の推定の際、雲の影響を考慮していないため、雲の影響を受けた観測データを特定し除外す

### 第 2.2.4 表 マイクロ波探査計のデータ選択規則

MSU の周波数の出典は Werbowetzki (1981)、 AMSU-A、AMSU-B、MHS の周波数の出典は Robel (2009)。

チャンネル	周波数 (GHz)	陸 / 海水		海		
		雨 / 曇	晴	雨	曇	晴
<b>MSU</b>						
1	50.3					
2	53.74					
3	54.96					
4	57.95					
注：走査線の両端に位置する FOV 1 と 11 の観測データは使用していない。						
<b>AMSU-A</b>						
1	23.800					
2	31.400					
3	50.300					
4	52.800					
5	53.596 ± 0.115					
6	54.400		1500 m <sup>*</sup>			
7	54.940		2500 m <sup>*</sup>			
8	55.500					
9	f <sub>0</sub> =57.290344					
10	f <sub>0</sub> ± 0.217					
11	f <sub>0</sub> ± 0.3222 ± 0.048					
12	f <sub>0</sub> ± 0.3222 ± 0.022					
13	f <sub>0</sub> ± 0.3222 ± 0.010					
14	f <sub>0</sub> ± 0.3222 ± 0.0045					
15	89.000					
*この値よりも標高が高い場合は使用しない。						
<b>AMSU-B/MHS</b>						
1	89.0 ± 0.9 / 89.0					
2	150.0 ± 0.9 / 157.0					
3	183.31 ± 1.00 / 183.311 ± 1.0					
4	183.31 ± 3.00 / 183.311 ± 3.0					
5	183.31 ± 7.00 / 190.311					

る必要がある。JRA-25 では窓チャンネルを用いた雲域判別 (Sakamoto and Christy 2009) を適用したが、JRA-55 ではより高度化された手法を用いて雲域判別処理を行っている (Krzeminski et al. 2009)。

第 2.2.3 表は Vertical Temperature Profile Radiometer (VTPR) と高分解能赤外放射探査計 (HIRS) のデータ選択規則を表している (それぞれのデータの利用期間については付録 2.A を参照)。主に成層圏気温に感度のある中心波数 680 cm<sup>-1</sup> 付近のチャンネルについては雲域判別を適用していないのに対し、対流圏の気温、水蒸気に感度のあるチャンネルについては晴天域のみ利用している。陸域、海水域では地表面温度・射出率の推定精度

が低いことから、地表面に感度のあるチャンネルは利用していない。同様に、表面温度の推定精度の低いカスピ海上のデータは利用していない。又、天底角が大きくなる走査線の端付近のデータは、放射伝達モデルの不完全性等によりバイアスが大きくなる傾向があるため、利用していない。

成層圏探査計 (SSU) については、3 チャンネル全てを利用している。

#### イ. マイクロ波探査計

第 2.2.4 表はマイクロ波探査計のデータ選択規則を表している。マイクロ波領域では、波長が雲粒や雲氷の大きさよりも十分に長く、雨粒を除き、吸収や散乱の影響が小さいことから、他の波長帯

では観測の困難な雲域についても多くの観測データを利用することが可能である。しかしながら、JRA-25ではMicrowave Sounding Unit(MSU)に赤外探査計の雲域判別を適用したため、利用可能な対流圏のデータの多くが除外されていた。JRA-55ではより多くのデータが利用できるよう、MSUについては窓チャンネル(チャンネル1)のD値を用いた雲域判別を適用している。

改良型マイクロ波探査計(AMSU)-Aの雲・雨域判別は、散乱インデックスに加えて、海上については全気柱雲水量リトリーバルを用いて行われている。全気柱雲水量の推定にはJRA-25で用いたものから改良されたアルゴリズムが利用されており、全気柱雲水量リトリーバルが $100 \text{ g m}^{-2}$ 以上の場合を雲域、 $300 \text{ g m}^{-2}$ 以上の場合を雨域と判定している(岡本 2007)。

AMSU-Bとマイクロ波水蒸気サウンダ(MHS)については、雲や降水がない場合に水蒸気吸収帯の効果でチャンネル1の輝度温度 $T_b(\text{ch1})$ がチャンネル2の輝度温度 $T_b(\text{ch2})$ よりも低くなることを利用し、 $T_b(\text{ch1})-T_b(\text{ch2})>3\text{K}$ の場合、雨域と判定している。

#### ウ． マイクロ波放射計

JRA-25ではTakeuchi(2002)のアルゴリズムを用いて推定した可降水量を大気解析で同化した(田内 2004)。JRA-55では海上域において、事前に厚い雲域、雨域等のデータを除去した後、4つの周波数帯(19、22、37、90GHz付近)の垂直偏波チャンネルのデータを直接同化している。

マイクロ波放射計では地表面の物理量を推定するために、地表面射出率が異なる水平偏波でも垂直偏波チャンネルと同一周波数帯を観測している。しかし、JRA-55の大気解析では線形化されたモデル演算子を通して以外、衛星輝度温度データが地表面要素の推定に直接の影響を及ぼさないため水平偏波チャンネルデータは利用していない(佐藤 2007)。

その他、積雪解析ではSpecial Sensor Microwave/Imager(SSM/I)、及びSpecial Sensor

Microwave Imager Sounder(SSMIS)から推定した日別積雪域データを同化している。

#### エ． 晴天放射(CSR)

JRA-55では静止気象衛星搭載イメージャの水蒸気チャンネルの輝度温度データを同化している(石橋 2009)。近年の静止気象衛星には加重関数のピークが異なる複数の水蒸気チャンネルが搭載されているが(例えばMeteosat Second Generation(MSG)搭載スピン走査式可視熱赤外イメージャ(SEVIRI)の $6.2$ と $7.3 \mu\text{m}$ チャンネル)対流圏上層に感度のある水蒸気チャンネルのみ利用している。これは、高速放射伝達モデルによる衛星輝度温度の推定において、陸面射出率が $0.9$ で固定されており、地表面に感度のあるチャンネルの推定精度が十分でないためである。

GMS-5水蒸気チャンネルについては、修正版応答関数が公開されていることから(Bréon et al. 1999)、これに基づいた放射計算を行っている。

#### (3) 大気追跡風(AMV)

静止気象衛星、及び極軌道衛星のAMVをそれぞれ1979年1月、及び2004年6月から利用している。可能な限り再処理AMVを利用しているが(付録2.A)、無い場合は現業AMVを利用している。QCは従来型データ用と類似したものがAMVにも適用されている。加えて、センサ種別毎に使用可能な領域、高度を指定したAMVブラックリストを用いてデータ選択が行われている。Holmlund(1998)の品質指標も利用可能な場合にはデータ選択に用いている(JMA 2013)。

1995年以前のほとんどの現業AMVについては、算出手法(どのチャンネルから風データが導出されたか)に関する情報がないか、もしくは正しくエンコードされていないため、赤外チャンネルから導出されたものとしてデータ選択を行った。

#### (4) 散乱計海上風

散乱計海上風のQCは、風向の任意性の除去とグロスエラーチェック、それからgroup QCと呼ばれ

る、グロスエラーチェックでリジェクトされた風データのうち空間的に一貫性のあるものを復活させる処理（太原と村田 2007）で構成される（JMA 2013）。D 値はまず地上 10m 風速予報値を用いて計算されるが、その後の大気解析ではモデル最下層の D 値として取り扱われる。

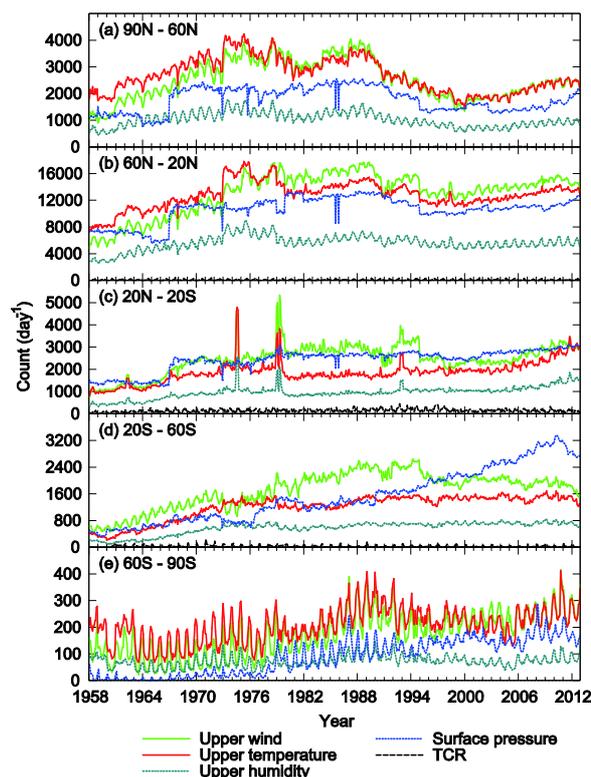
改良型散乱計 (ASCAT) の風データは強風域で予報モデルに対して弱風バイアスがあるため、 $15 \text{ m s}^{-1}$  以上の風データは使用していない。この条件は ASCAT と同じモデル関数である C バンドモデル関数 (CMOD) 5.N (Hersbach 2008) を用いて推定された能動型マイクロ波観測装置 (AMI) 再処理風 (De Chiara et al. 2007) にも適用されている。SeaWinds 再処理風 (Dunbar et al. 2006) については、雨域と判定されたデータは使用していない (太原と村田 2007)。

散乱計海上風データは地上解析でも同化されている。

#### (5) 全球航法衛星システム - 掩蔽観測 (GNSS-RO) 屈折率

GNSS-RO 屈折率は JRA-25 では利用されなかったが、JRA-55 では 2006 年 7 月から利用している。GNSS-RO 観測は、原子時計によって高精度で測定可能な電波信号の大気による遅延量から導出されることから、バイアス補正なしで同化することが可能である。又、地表面や天候の状態にほとんど影響されることがなく、解析サイクル毎に平均して約 500 の屈折率プロファイルが全球に渡って同化されている。従って、GNSS-RO 観測データは、ラジオゾンデ観測データとともに、モデルバイアスを拘束し、VarBC がモデル気候場に引きずられないようにする重要な役割を担っている。

屈折率は気温、湿度、気圧に依存するため、これらのプロファイルの推定に利用できる。屈折率データは 500m の鉛直解像度で高度 30km まで使用している。屈折率データの同化は局所演算子を用いて行われており、電波の近地点 (タンジェントポイント) における気温、湿度、気圧のみを考慮している。観測誤差は高度の関数として設定され



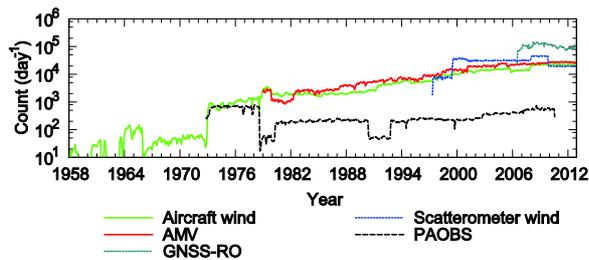
第 2.2.2 図 JRA-55 の大気解析で同化された従来型の高層観測、地上気圧観測、TCR の緯度帯別の月平均データ数時系列

ている (JMA 2013)。

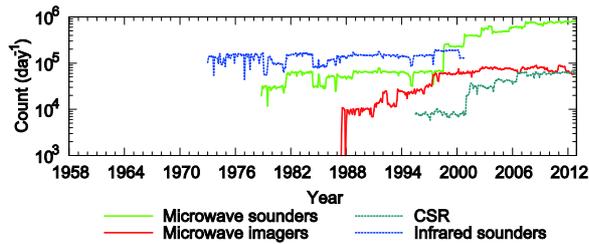
#### 2.2.3 カバレッジ

第 2.2.2 図は JRA-55 の大気解析で同化された従来型の高層観測、地上気圧観測、TCR の緯度帯別の月平均データ数時系列を示している。高層観測データの使用数は概ね 1980 年代末にピークがあり、1990 年代以降は減少傾向が見られる。特に北半球極域では、旧ソ連地域の観測所の閉鎖、観測回数の減少により、使用データ数が激減している。2000 年代以降は再び増加傾向に転じており、理由としては、特異点の通報数の増加、到達可能高度の上昇、品質の向上によるリジェクト率の低下等が考えられる。

地上気圧観測データの使用数については、北半球極域・中緯度、及び熱帯域において 1967 年の前後で大きな差が見られる (第 2.2.2 図 (a)、(b)、(c))。特に、1965 ~ 1966 年に一時的な減少が見られるのは、カナダ、メキシコ、中国、モンゴル、インド、ヨーロッパの大半の地上観測データが欠



第 2.2.3 図 JRA-55 の大気解析で同化された航空機観測、衛星風、PAOBS、GNSS-RO 屈折率の全球月平均データ数時系列



第 2.2.4 図 JRA-55 の大気解析で同化された衛星輝度温度の全球月平均データ数時系列

落していたためである。他方、南半球中緯度では陸上、海上ともに使用数が増加し続けている（第 2.2.2 図(d)）。

熱帯域（第 2.2.2 図(c)）では第 1 回全球大気研究計画全球実験 (FGGE) が行われた 1979 年等、比較的短期間の使用データ数の増加が見られる。南半球極域では使用データ数の季節変化が大きく、南半球の冬季に少なくなる傾向がある（第 2.2.2 図(e)）。

第 2.2.3 図と第 2.2.4 図は JRA-55 の大気解析で同化された航空機観測、衛星観測の全球月平均データ数時系列を示している。これらの観測データについては 1973 年から本格的に利用しており、特に 2000 年代以降に使用データ数が顕著に増加している。1980 年代に極軌道衛星搭載の赤外探査計、マイクロ波探査計の使用数の一時的な減少が見られるが、これは現業極軌道衛星が 1 衛星のみとなった期間に対応している。

静止気象衛星の AMV については、FGGE が行われた 1979 年に全経度帯の観測データが得られているが、その後、GMS と米国の静止気象衛星 (GOES) による観測のみとなり、1980 年代初頭の Meteosat-2 現業運用開始を経て、再び全経度帯の

観測データが得られるのは Meteosat-5 によるインド洋上の観測が開始された 1998 年からとなる。

## 2.3 データ同化システム

第2.3.1図はJRA-55データ同化システムの主要構成要素とそれらの間のデータの流れを示している。JRA-55データ同化システムでは大気解析、地上解析、陸面解析を6時間毎(00,06,12,18UTC)に、積雪解析を1日1回(18UTC)行っており、予報モデルは前のサイクルで作成された解析値を初期値として予報を行い、解析に必要な背景場や大気強制力を作成するために用いられる。それらと観測データの情報から推定される大気等の尤もらしい状態として解析値が作成され、それを初期値として次のサイクルの予報が行われる。JRA-55データ同化システムは2009年12月時点の気象庁現業データ同化システムの低解像度(TL319)版に基づいており(JMA 2007,2013)、JRA-25実施以降の様々な開発成果が導入されている(第2.3.1表)。JRA-55データ同化システムで作成されるプロダクトは気象庁(2013,2014)に記述されている。

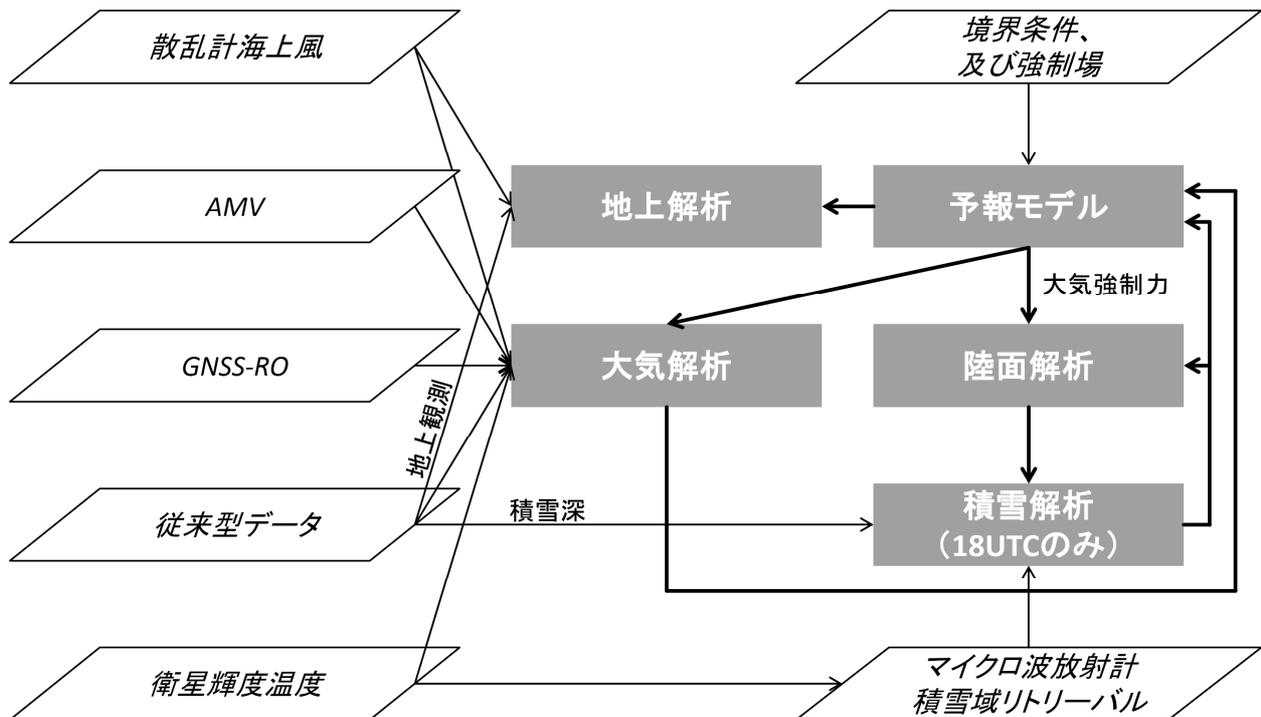
### 2.3.1 大気解析

JRA-55データ同化システムの大気解析はインクリメンタル4D-Var(Courtier et al. 1994)を用

いており、以下の評価関数  $J$  を最小化する解析インクリメント  $\Delta z_0$  を求めることによって解析値  $z^a = z^b + \Delta z$  を作成している。

$$\begin{aligned}
 J(\Delta z_0) &= \frac{1}{2} \Delta z_0^T \mathbf{B}^{-1} \Delta z_0 \\
 &+ \frac{1}{2} \sum_{i=0}^n (\mathbf{H}_i \Delta z_i - \mathbf{d}_i)^T \mathbf{R}_i^{-1} (\mathbf{H}_i \Delta z_i - \mathbf{d}_i) \\
 &+ J_c(\Delta z_0) \\
 \mathbf{d}_i &= \mathbf{y}_i^o - H_i(\mathbf{z}_i^b) \\
 \mathbf{z}_{i+1}^b &= M_i(\mathbf{z}_i^b) = M_i(M_{i-1}(M_{i-2}(\dots M_0(\mathbf{z}_0^b)))) \\
 \Delta z_{i+1} &= \mathbf{M}_i \Delta z_i = \mathbf{M}_i \mathbf{M}_{i-1} \mathbf{M}_{i-2} \dots \mathbf{M}_0 \mathbf{N} \Delta z_0
 \end{aligned}$$

ここで、 $\mathbf{y}^o$  は観測値、 $\mathbf{z}^b$  は背景場、 $\mathbf{B}$  は背景誤差共分散行列、 $\mathbf{R}$  は観測誤差行列、 $M$  と  $\mathbf{M}$  は非線形予報モデルとその接線形モデル、 $H$  と  $\mathbf{H}$  は非線形観測演算子とその接線形演算子、 $J_c$  は重力波を抑制するためのペナルティ項、 $\mathbf{N}$  は非線形ノーマルモード初期値化演算子、下付き文字  $i$  はタイムスロット、 $n$  は最終タイムスロットをそれぞれ表す(JMA 2013)。 $\mathbf{z}$  には大気の状態を表す変数に



第2.3.1図 JRA-55データ同化システムの主要構成要素とそれらの間のデータの流れ

第 2.3.1 表 JRA-25 と JRA-55 で用いたデータ同化システムの仕様

	JRA-25	JRA-55
基本システム	2004 年 3 月時点の気象庁現業システム (JMA 2002)	2009 年 12 月時点の気象庁現業システム (JMA 2007, 2013)
水平格子系	ガウス格子	適合ガウス格子
水平解像度	T106 (約 110km)	TL319 (約 55km)
<b>大気解析</b>		
鉛直層	0.4hPa までの 40 層と地表面	0.1hPa までの 60 層と地表面 (北川 2009)
解析手法	3D-Var (インナー解像度T106)	4D-Var (インナー解像度T106)
背景誤差共分散	静的	静的、但し、1972年以前の期間は分散を1.8倍
衛星輝度温度バイアス補正	TOVS 対 1D-Var 解析 D 値を用いた適合型手法 (Sakamoto and Christy 2009) ATOVS ラジオゾンデと背景場を用いた静的 (2009 年 7 月迄)・適合型 (それ以降) 手法 (計盛ほか 2005)	VarBC (Derber and Wu 1998; Dee and Uppala 2009; JMA 2013)
衛星輝度温度推定用放射伝達モデル	TOVS: RTTOV-6 ATOVS: RTTOV-7	RTTOV-9.3
<b>地表面の解析</b>		
地上解析	2D-01	FGAT手法を用いた2D-01
陸面解析	オフラインSiB (6 時間大気強制力)	オフラインSiB (3 時間大気強制力)
積雪解析	2D-01	2D-01

加えて、衛星輝度温度データに適用される変分法バイアス補正のパラメータも含まれている。観測演算子  $H$  と  $\mathbf{H}$  はモデル空間から観測空間への変換を行うもので、観測点近傍の格子点から観測点への空間内外挿、放射伝達モデル等によるモデル変数から観測物理量への変換及び変分法バイアス補正により構成されている。

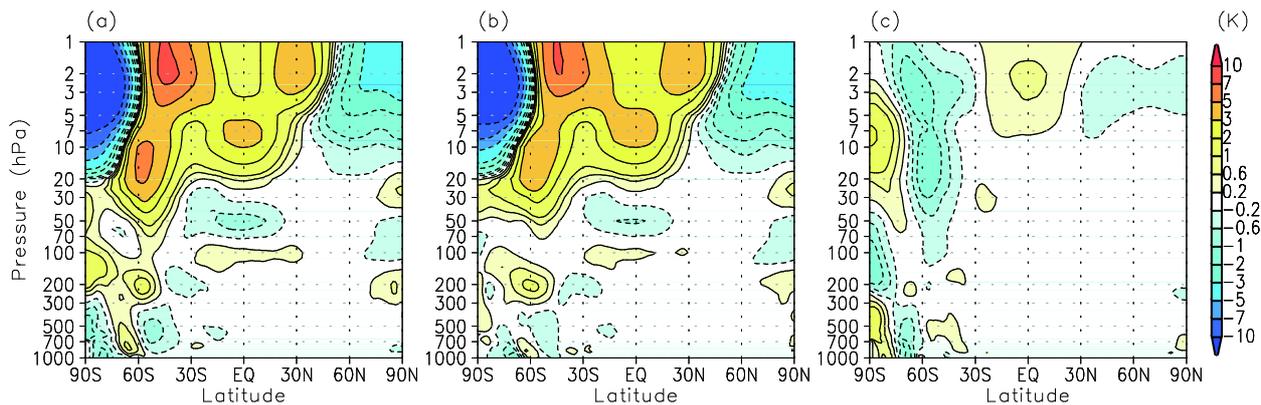
( 1 ) 4D-Var

JRA-25 で用いた 3D-Var と比較して、4D-Var では、誤差の時間発展が予報モデルによって表現されることにより、力学的整合性の高い解析値の作成が可能である他、同化されるデータが持つ観測時刻が適切に考慮されるという利点がある。他方、評価関数  $J$  の最小化の中で予報モデルの時間積分が行われるため、大きな計算機資源を必要とする。その計算コストを減らすために、JRA-55 データ同化システムでは、第一推定値は TL319 モデル、解析インクリメントは T106 モデルを用いて計算している (JMA 2007)。評価関数  $J$  の最小化には、Veersé et al. (2000) のプリコンディショナーを用

いた限定メモリー - Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (BFGS) アルゴリズムを利用している (Liu and Nocedal 1989)。

( 2 ) 背景誤差共分散

JRA-55 データ同化システムでは、JRA-25 のものと同じ、Derber and Bouttier (1999) の定式化に類似した背景誤差共分散モデルを用いている (竹内 2002; 藤田 2004)。この定式化では、制御変数をモデル面毎にスペクトル空間で表現された相対渦度、非バランス発散、非バランス気温・地表面気圧、対数比湿とし、発散、及び気温・地表面気圧の復元は、制御変数からモデル変数への変換の際に、相対渦度との地衡風バランスと、非バランス発散と気温・地表面気圧との相関を回帰式で加味した上で行われる。異なるスペクトル係数間の相関はないが、全波数毎に完全な鉛直自己共分散行列が定義されているため、格子空間での自己共分散は等方的で、水平・鉛直相関は分離不可能 (誤差の鉛直相関が水平スケールに依存する) である。Derber and Bouttier (1999) の定式化との相違点は、



第 2.3.2 図 1990 年 8 月の帯状平均気温解析値の差

(a)衛星排除実験 - 衛星有実験、(b)背景誤差分散を 1.8 倍した衛星排除実験 - 衛星有実験、(c)背景誤差分散を 1.8 倍した衛星排除実験 - 衛星排除実験

地衡風バランスの回帰式をスペクトル空間の代わりに特異ベクトル空間で計算することにより、赤道付近で地衡風バランスが成り立たなくなる効果が考慮されている他、比湿の代わりに対数比湿を用いていること、格子空間での誤差分散の調節が行われておらず、水平一様となっていることである。

回帰係数行列及び背景誤差共分散行列の計算は、NMC 法(Parrish and Derber 1992)を用いて、2004 年 10 月から 1 年間の 24 時間予報と 48 時間予報との差から統計的に行っている。

背景誤差共分散  $B$  は静的<sup>1</sup>だが、1972 年以前の非衛星期間については、背景値の誤差が増加することを考慮するために、対数比湿以外の制御変数の背景誤差共分散を 80%増加させている。このスケールリングファクターは、Desroziers et al.(2005)による観測空間での背景誤差の診断法を、1990 年を対象にして行った衛星排除インパクト実験の D 値に適用して得たものである。第 2.3.2 図は衛星排除実験と全観測システム実験との帯状平均気温解析値の差を表しており、背景誤差分散の調整により、その差が僅かながら減少していることが分かる。

### (3) 変分法バイアス補正

衛星輝度温度データを有効に同化するためには、

測器に起因したバイアスや放射伝達モデルの不完全性によるバイアスを適切に取り除く必要がある。これらのバイアスは、時間及び大気の状態に依存し得るため、バイアスの変化に応じて補正量を適切に見積もる必要がある。変分法バイアス補正では、バイアス補正パラメータを制御変数に含めることにより、衛星輝度温度データ以外の観測データも含め、評価関数に現れる全ての情報と尤も整合するようにバイアス補正パラメータが推定される(Derber and Wu 1998; Dee and Uppala 2009; JMA 2013)。JRA-55 では全ての衛星輝度温度データに変分法バイアス補正を適用している。

### (4) 衛星輝度温度推定用放射伝達モデル

JRA-55 データ同化システムでは高速放射伝達モデル Radiative Transfer for the TIROS Operational Vertical Sounder(RTTOV)バージョン 9.3(Saunders et al. 2008)を用いて衛星輝度温度データを同化している。JRA-25 で TOVS データの同化に用いた RTTOV-6 と比べると、HIRS 水蒸気チャンネルの計算誤差が大幅に減少している他(Matricardi et al. 2004)、低仰角のマイクロ波の海面射出率の計算精度が著しく改善している(Saunders 2002)。又、JRA-25 で改良型 TOVS(ATOV)データの同化に用いた RTTOV-7(Matricardi et al. 2004)と比べると、マイクロ波水蒸気チャンネルの計算精度が向上している他、不正確なゼーマン効

<sup>1</sup> 動的な推定を行っていない。

果<sup>2</sup>の表現の除去により、マイクロ波上部成層圏気温チャンネルの計算精度が改善している(S. Kobayashi et al. 2009)。

### 2.3.2 地表面の解析

#### (1) 地上解析

地上気象要素(陸上、海上の地上2m気温・湿度、地上10m風)の解析は、大気解析とは別に単変量2次元最適内挿法(2D-01)を用いて解析されている。JRA-25では、D値は観測値と解析時刻における第一推定値を比較することにより計算されていたが、JRA-55では、実際の観測時刻における第一推定値と比較することによりD値を計算した後、解析時刻におけるD値として同化している(first guess at the appropriate time(FGAT)手法と呼ばれる)。

島嶼の気温と風の観測データは、必ずしもJRA-55の格子スケールを代表しているとは限らないことから使用していない。観測データが島のものかどうかの判断は、0.25度解像度の海陸分布データに基づいて行っている。このため、沿岸付近の陸上観測データも除外されている。

なお、地上解析値は初期値として用いられていない。

#### (2) 陸面解析

陸面解析値は、JRA-25と同様に、オフライン版気象庁生物圏モデル(SiB)を大気モデルの出力で強制することにより作成されている(Onogi et al. 2007)。大気モデルの出力については、JRA-25と同様に、大気モデル最下層の気圧、気温、比湿、風、地表面気圧、降水量、下向き短波・長波放射フラックス、全雲量が与えられているが、JRA-25では6時間値を用いていたのに対し、JRA-55では3時間値を用いている。これにより、地表面における大気強制力の日変化がより現実に近づいている。

<sup>2</sup> 酸素分子は磁気双極子モーメントを有するため、地磁気のもとで回転吸収帯が磁気量子数に応じた分裂を生ずる。

なお、毎日00UTCに陸面解析の積雪深を後述の積雪解析値で置き換えている。

#### (3) 積雪解析

積雪解析値は、JRA-25と同様に、毎日1回、SYNOP積雪深データを用いて2D-01で作成されている(Onogi et al. 2007)。第一推定値は(A)陸面解析の積雪深と(B)衛星積雪域データから以下のように求められる。

- (A)と(B)の両方で積雪有りと判定された場合：(A)を使用。
- (B)でのみ積雪有りと判定された場合：地面温度を氷点にするのに必要な融解熱を持つ積雪深(最大約2.1cm)
- (A)でのみ積雪有りと判定された場合：0cm
- (A)と(B)の両方で積雪無しと判定された場合：2D-01を行わず、0cmを解析値とする。

なお、氷床上の第一推定値は解析毎に気候値が2cmのいずれか大きい方で置き換えられている。これは、オフラインSiBでは氷床の物理過程が考慮されておらず、積雪深が増え続ける傾向があるためである。

衛星積雪域データは、JRA-25と同じ手法を用いて、マイクロ波放射計輝度温度データから0.25度×0.25度緯度/経度格子の解像度で推定している(操野2001)。このアルゴリズムでは、以下の条件を満たす場合に積雪域であると判定している。

$$T_b(19\text{GHz}, H) < 265 \text{ K}$$

$$T_b(19\text{GHz}, H) - T_b(37\text{GHz}, H) > \text{threshold}(H)$$

$$T_b(19\text{GHz}, V) - T_b(37\text{GHz}, V) > \text{threshold}(V)$$

ここで $T_b$ は輝度温度、HとVは水平・垂直偏波チャンネルを表す。閾値 $\text{threshold}(H, V)$ は理想的な積雪層に対しては0Kとなるべきだが、雪や地表面の状態によって調整が必要なため、領域、植生、月別に値が設定されている。マイクロ波放射計による積雪域推定値が得られない期間については、1987~2000年の期間のデータを用いて作成した

月別気候値で代用している。

## 2.4 予報モデル

予報モデルは前のサイクルで作成された解析値を初期値として予報を行い、解析に必要な背景場や大気強制力を作成するために用いられる。予報モデルは観測で得られた情報を時空間的に伝播させる役割を担っていることから、再解析データの品質はその性能に大きく依存する。JRA-55 で用いている予報モデルは 2009 年 12 月時点の気象庁全球スペクトルモデル(GSM)の TL319 解像度版に基づいており(JMA 2007,2013)、JRA-25 実施以降の様々な開発成果が導入されている(第 2.4.1 表)。

以下の項では、JRA-25 で用いた予報モデルからの主要な変更点を述べる。

### 2.4.1 力学

高緯度における格子点の過度の集中緩和と計算負荷軽減のために、GSM には適合ガウス格子が採用されている。各緯線上の格子点の個数は、高階数のルジャンドル陪関数の大きさが高緯度で無視できるほど小さくなることを利用して決められている。この手法はルジャンドル変換の計算負荷低減による高速化にも役立っている(Juang 2004;

第 2.4.1 表 JRA-25 と JRA-55 で用いた予報モデルの仕様

	JRA-25	JRA-55
基本モデル	2004 年 3 月時点の気象庁 GSM (JMA 2002)	2009 年 12 月時点の気象庁 GSM(JMA 2007,2013)
水平解像度	T106 (約 110km)	TL319 (約 55km)
鉛直層	0.4hPa までの 40 層と地表面	0.1hPa までの 60 層と地表面 (北川 2009)
<b>力学</b>		
水平格子系	ガウス格子	適合ガウス格子
移流スキーム	オイラー法	セミラグランジュ法
<b>放射</b>		
長波放射	線吸収 Goody(1952)のランダムバンドモデル 水蒸気連続吸収(e-タイプ) Roberts et al.(1976) 吸収気体 H <sub>2</sub> O, O <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> (375ppmv固定)	線吸収 テーブル参照法、及びk-分布法(Chou et al. 2001) 水蒸気連続吸収(e-タイプ及びp-タイプ) Zhong and Haigh(1995)をMK_CKD(Clough et al. 2005)で調整 吸収気体 H <sub>2</sub> O, O <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFC-11, CFC-12, HCFC-22
短波放射	H <sub>2</sub> O, O <sub>2</sub> , O <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> による吸収 Briegleb(1992)	H <sub>2</sub> Oによる吸収 Briegleb(1992) O <sub>2</sub> , O <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> による吸収 Freidenreich and Ramaswamy(1999)
雲放射	長波 マキシマム ランダム・オーバーラップ 短波 ランダム・オーバーラップ	長波 Räisänen(1998)の手法によるマキシマム ランダム・オーバーラップ 短波 ランダム・オーバーラップ
エアロゾル	WMO(1986)のエアロゾルプロファイル(陸上は CONT-I、海上は MAR-I)	WMO(1986)のエアロゾルプロファイル(陸上は CONT-I、海上は MAR-I)、但し、光学的厚さを月別 2 次元気候値で調整
積雲対流	荒川 シューバート	DCAPE を用いた荒川 シューバート
初期値化	非線形ノーマルモードイニシャリゼーション	不使用
<b>境界条件、及び強制場</b>		
SST 及び海水	COBE-SST(Ishii et al. 2005)	COBE-SST(Ishii et al. 2005)
オゾン	T42L45版MRI-CCM1 (Shibata et al. 2005)	1978年まで: 気候値 1979年以降: T42L68 版 MRI-CCM1(Shibata et al. 2005)

宮本 2009)。

GSM はセミインプリシット・セミラグランジュ法の枠組のもとに構築されている。セミラグランジュ法では全般的に、保存性が保証されていないことや、3次元内挿に伴う大きな計算負荷といった短所がある。吉村と松村(2004)はこの問題に取り組むために、鉛直保存セミラグランジュ法を開発した。この手法では、鉛直移流を水平移流とは別に扱うことで、水蒸気等の鉛直積算量の保存性の改善を図っており、又、内挿による計算負荷も低減されている(JMA 2013)。

## 2.4.2 放射

### (1) 長波放射

長波放射フラックスの計算は、波長領域をいくつかのバンドに分割して透過関数を求めた上で、散乱がない仮定のもとで放射伝達方程式を解くことにより行われている(散光因子近似を用いたバンド射出率法)。計算負荷の軽減のため、長波放射の計算はタイムステップ毎ではなく3時間に1回行われている(JMA 2007)。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、長波領域を4バンドに分割し、大気分子による線吸収については Goody(1952)のランダムバンドモデル、水蒸気連続吸収については水蒸気分子同士の衝突で生じる *e*-タイプの吸収に対する Roberts et al.(1976)の経験式に基づいて、透過関数が算出されていた(杉と多田 1988)。JRA-55 では、バンド数が9に増加し、線吸収についてはテーブル参照法(Chou and Kouvaris 1991)と *k*-分布法(Arking and Grossman 1972)を併用した Chou et al.(2001)の手法、水蒸気連続吸収については、*e*-タイプと水蒸気と他の大気分子との衝突で生じる *p*-タイプの吸収に対する Zhong and Haigh(1995)の経験式に基づいて、透過関数が算出されている(藪ほか 2005)。

テーブル参照法は、成層圏より上層の冷却率に大きく寄与している吸収帯(二酸化炭素 15  $\mu\text{m}$  バンド、オゾン 9.6  $\mu\text{m}$  バンド、及び水蒸気的主要な線吸収帯)の透過関数の計算に用いられており、

それ以外の吸収帯については *k*-分布法が用いられている。この様に2つの手法を使い分けられているのは、*k*-分布法の方が計算負荷が小さいが、ドップラー吸収幅が重要となる低い気圧のもとでは、*k*-分布法で仮定されている対流圏で支配的なローレンツ型吸収<sup>1</sup>を想定した気圧スケールリングが成り立たなくなり、計算精度が低下するためである。JRA-55 で用いた予報モデルでは、テーブル参照法を併用することにより、JRA-25 で用いた予報モデルと比べて、ドップラー型の吸収<sup>2</sup>がより適切に取り扱われている。

考慮されている吸収物質は、JRA-25 で用いた予報モデルでは水蒸気、オゾン、二酸化炭素(375ppmv 固定)の3種類の大気分子のみであったが、JRA-55 で用いた予報モデルでは新たに5種類の分子(メタン、一酸化二窒素、クロロフルオロカーボン(CFC)-11、CFC-12、ハイドロクロロフルオロカーボン(HCFC)-22)を追加した。オゾンと温室効果ガス(二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、CFC-11、CFC-12、HCFC-22)については時間変動が考慮されている(詳細は第2.4.4項(3)(4)を参照)。

テーブル参照法の透過関数テーブルは、High Resolution Transmission(HITRAN)2000 吸収線データベース(Rothman et al. 2003)とラインバイライン放射伝達モデル(LBLRTM, Clough et al. 1992; Clough and Iacono 1995)を用いて計算されたものである。水蒸気連続吸収の吸収係数については、Mlawer-Tobin-Clough-Kneizys-Davies(MT\_CKD)水蒸気連続吸収モデル(Clough et al. 2005)に基づいている。

### (2) 短波放射

短波放射フラックスの計算は、 $\delta$ -エディントン近似による二方向近似を用いて行われている(Joseph et al. 1976; Coakley et al. 1983)。計算負荷軽減のため、短波放射の計算はタイムステ

<sup>1</sup> 分子同士の衝突による吸収線の拡がりをもたらす吸収

<sup>2</sup> 分子の熱運動によるドップラーシフトをもたらす吸収

ップ毎ではなく1時間に1回行われている(JMA 2007)。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、Briegleb(1992)に基づいて、紫外域7バンド、可視域1バンド、近赤外域10バンド( $k$ -分布法のサブバンド)の計18バンドに分割し、オゾン(紫外、可視域)、酸素(可視、近赤外域; 209,490ppmv 固定)、二酸化炭素(2.7及び4.3 $\mu\text{m}$ バンド)、水蒸気(近赤外域)による吸収と、レイリー散乱が考慮されていた(北川 2000)。JRA-55 で用いた予報モデルでは、水蒸気分子による吸収以外についてはFreidenreich and Ramaswamy(1999)によるパラメタリゼーションに変更されており、バンド数が紫外域で10、可視域で5バンドに増えているほか、酸素のシューマン・ルンゲ帯における吸収が新たに考慮されている(藪ほか 2005)。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、陸面アルベド(キャノピー上端)は、Dorman and Sellers(1989)の光学的特性の値(裸地反射率は等方的)を用いて、植生キャノピー内の放射伝達方程式を解くことにより算出、海面アルベドはBriegleb et al.(1986)によるパラメタ化、海氷面アルベドについては、可視域で0.8、近赤外域で0.4の固定値を用いた。JRA-55 で用いた予報モデルでは、このうち、海氷面アルベドについては太陽天頂角と表面温度によってパラメタ化され、太陽天頂角(表面温度)との相関(逆相関)が考慮されているほか、砂漠域についてはBriegleb et al.(1986)による太陽天頂角を用いたパラメタ化により計算されている。又、氷床上の雪面アルベドを約10%増加させる変更が加えられている。

### (3) 雲放射

長波放射フラックスの計算では、基本的には全ての雲を黒体として扱っている。雲の鉛直層間の重なりについては、マキシマム ランダム・オーバーラップ(Geleyn and Hollingsworth 1979)が仮定されており、雲量と射出率を別々に考慮しながら雲の重なりを計算する Räsänen(1998)の手法が用いられている。この手法では、有効雲量(雲

量に射出率をかけたもの)を用いた場合に生じる雲放射強制力の鉛直解像度依存性(鉛直解像度が高くなるほど雲放射強制力が過小評価される)が大幅に解消されている(北川ほか 2005)。雲の射出率は雲水、雲氷量と雲粒の有効半径でパラメタ化されている。

短波放射過程で用いている雲の光学的厚さ、単一散乱アルベド、非対称因子は、水滴についてはSlingo(1989)、氷晶についてはEbert and Curry(1992)による雲水(氷)積算量と雲粒の有効半径を用いたパラメタ化によって計算されている(岩崎と北川 1996)。雲の鉛直層間の重なりについては、ランダム・オーバーラップが仮定されている。

JRA-25 で用いた予報モデルでは、水滴の有効半径は15 $\mu\text{m}$ の固定値、氷晶の有効半径はOu and Liou(1995)による気温を用いたパラメタ化によって計算されていた(北川 2000)。JRA-55 で用いた予報モデルでは、水滴の有効粒径については、陸上で10 $\mu\text{m}$ 、海上で13 $\mu\text{m}$ の固定値となっている。氷晶の有効粒径については、Wyser(1998)による気温と雲氷量を用いたパラメタ化によって計算されている(JMA 2007)。

### (4) エーロゾル

基本的にはJRA-25と同様に、WMO(1986)のエーロゾルプロファイルCONT-Iを陸上で、MAR-Iを海上でそれぞれ用いて、エーロゾルの直接効果を考慮している。JRA-25 で用いた予報モデルでは季節変化が考慮されていなかったが、JRA-55 で用いている予報モデルでは、中分解能撮像分光放射計(MODIS)とオゾン全量分光計(TOMS)の観測に基づいた光学的厚さの2次元月別気候値を用いている(村井 2009)。

#### 2.4.3 積雲対流

積雲対流スキームの基本フレームワークは、JRA-25(Onogi et al. 2007)で使われたものと同じ、荒川-シュバートスキーム(Arakawa and Schubert 1974)である。但し、JRA-55では、対流

第 2.4.2 表 温室効果ガスのデータソース

分子	期間	出典
CO <sub>2</sub>	1958	Law Dome 氷床コアデータ (Etheridge et al. 2008)
	1959-1982	Keeling マウナロア観測
	1983-2010	温室効果ガス世界資料センター (WMO 2012)
	2011-	RCP4.5 (Clarke et al. 2007; Smith and Wigley 2006; Wise et al. 2009)
CH <sub>4</sub>	-1983	20C3M (Meinshausen et al. 2011)
	1984-2010	温室効果ガス世界資料センター (WDCGG 2012)
	2011-	2010 年の値で固定
N <sub>2</sub> O	-1979	20C3M (Meinshausen et al. 2011)
	1980-2010	温室効果ガス世界資料センター (WDCGG 2012)
	2011-	RCP4.5 (Clarke et al. 2007; Smith and Wigley 2006; Wise et al. 2009)
CFC-11, CFC-12, HCFC-22	-2005	20C3M (Meinshausen et al. 2011)
	2006-	オゾン層破壊の科学アセスメント：2010 の A1 シナリオ (WMO 2010)

有効位置エネルギー (CAPE) の力学過程による時間変化傾向 (DCAPE) を、対流の発生を判定するトリガー関数として用いている (JMA 2013)。

#### 2.4.4 境界条件、及び強制場

##### (1) 海面水温 (SST)

基本的には JRA-25 と同様に、Centennial In Situ Observation-based Estimates of the Variability of SSTs and Marine Meteorological Variables (COBE, Ishii et al. 2005) の SST を用いている。

この SST 解析値は 1 度 × 1 度緯度 / 経度解像度で、OI 手法を用いて作成されている。第一推定値には、前日の解析値の平年値からの差に 0.95 をかけたものを用いている。解析は、解析対象日とその前後の 3 日間を含む 7 日間の観測データを用いて毎日行われている。観測データは、日別に 1.5 度 × 1.5 度格子で平均した後、OI 手法で解析されている (JMA 2007)。

##### (2) 海氷

基本的には JRA-25 と同様に、COBE-SST 用に作成された日別海氷密接度データを用いている。この海氷密接度データは、1978 年 10 月以前の期間の北半球については Walsh and Chapman (2001) のデータ、南半球については気候値、1978 年 11 月以降の期間についてはマイクロ波放射計リトリバル (Matsumoto et al. 2008) で構成される。Walsh

and Chapman (2001) ではオホーツク海、セントローレンス湾、五大湖の解析が行われなかった期間があり、COBE-SST ではその期間に海氷・湖氷が無いのに対し、JRA-55 では 1978 年 10 月以前の期間、これらの領域の海氷密接度を 1979 ~ 1986 年の期間のデータを用いて作成した気候値で代用した。

予報モデルでは、海氷密接度が 55% を超える (以下の) 領域を海氷有り (無し) とみなしている。

##### (3) オゾン

1979 年以降の期間については、JRA-55 データ同化システムとは別に、T42L68 解像度バージョンの気象研究所 chemistry climate model (MRI-CCM1, Shibata et al. 2005) を全気柱積算オゾンリトリバルでナッジングすることにより作成した日別 3 次元オゾンデータを用いている。1979 ~ 2004 年の期間については Nimbus-7 等の TOMS データ、それ以降の期間については Aura 衛星のオゾン観測測器 (OMI) データを用いて、モデルの各格子点で 1 日 1 回、太陽の南中時刻にオゾンの鉛直分布の調整が行われている (詳細は JMA (2013) の化学輸送モデルの節を参照)。又、化学種の輸送をできるだけ現実的にシミュレーションするために、6 時間ごとの JRA-25 の水平風で MRI-CCM1 をナッジングしている。さらに 1980 年代から 1990 年代にかけてのオゾン層破壊を考慮し、塩素、臭素濃度について鉛直 1 次元モデルで求めた経年変化を境界条件として与えた (詳細は C. Kobayashi and

Shibata, 2011 を参照)。この塩素、臭素濃度の経年変化を与える方法は JRA-25 で使用したオゾン分布の作成の際にも用いられた方法である (Maki et al. 2008)。

1978 年以前の期間については、上記の方法によって求めた 1980～1984 年の 5 年平均月別 3 次元オゾン気候値を日別に線形内挿して用いている。

#### (4) 温室効果ガス

再解析における長期変化傾向の再現性を改善するためには、予報モデルにおいて、長寿命温室効果ガスの増加による放射強制力を正確に表現することが重要である。JRA-25 で用いた予報モデルで考慮されていた長寿命温室効果ガスは二酸化炭素のみで、その濃度は 375ppmv で固定されていた。JRA-55 で用いた予報モデルでは 6 種類の分子(二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、CFC-11、CFC-12、HCFC-22)が考慮されている。それらの濃度は全球一様で、第 2.4.2 表に挙げたデータソースに基づいて時間変化させている。

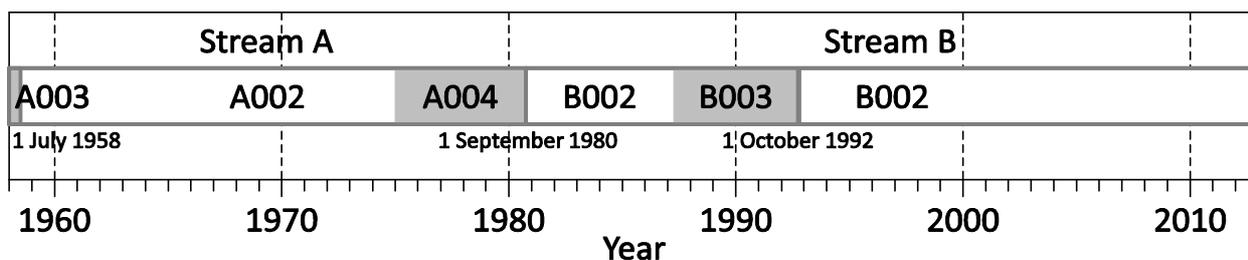
## 2.5 本計算

JRA-55 の本計算は約 3 年の計算期間を経て、2013 年 3 月に完了した。その後は、JRA-25 データ同化システムに基づいた気象庁気候データ同化システム(JCDAS)に代わって、準リアルタイムでプロダクトの作成が継続されている。本計算は当初、気象庁第 8 世代計算機システム(JMA 2007)のスーパーコンピューター(日立 SR11000 モデル J1)の 8 ノード(ノード毎ピーク性能 121.6GFLOPS)を用いて実施され、2012 年 6 月以降は第 9 世代計算機システム(JMA 2013)のスーパーコンピューター(日立 SR16000 モデル M1)の 16 ノード(ノード毎ピーク性能 0.98TFLOPS)を用いて継続された。データ同化システムは複雑な依存関係を持った多数のプログラムで構成され、これらを効率的に実行するスケジューラーが必要なことから、ECMWF で開発された Supervisor Monitor Scheduler(SMS)を用いて本計算のタスク制御を行った。

本計算を上記の期間中に完了させるために、JRA-55 では当初、解析期間を 2 ストリーム(A002, B002)に分割して計算を行った。その後、以下の 3 期間については不具合が判明したため、再計算を行った(第 2.5.1 図)。

- 1958 年 1 ~ 6 月(A003) : オホーツク海、セントローレンス湾、五大湖の海氷・湖氷データ欠落のため
- 1974 年 12 月 ~ 1980 年 8 月(A004) : VTPR 輝度温度データの雲域判別不具合のため
- 1987 年 6 月 ~ 1992 年 9 月(B003) : マイクロ波放射計積雪域リトリーバルの位置間違いのため

これにより、第 2.5.1 図のストリームのうち、ストリーム間でデータの引継ぎが行われず切断が生じているのは 1958 年 7 月 1 日 00UTC(A003/A002)、1980 年 9 月 1 日 00UTC(A004/B002)、1992 年 10 月 1 日 00UTC(B003/B002)の 3 か所で、その他のストリームの切り替えではデータの引継ぎが行われている。



第 2.5.1 図 JRA-55 本計算ストリーム

陰影は再計算が行われた期間を表す。縦実線は 3 つある切断箇所を表す(本文を参照)。

## 2.6 データ同化システムの基本性能

### 2.6.1 観測データに対する背景値、解析値の適合度

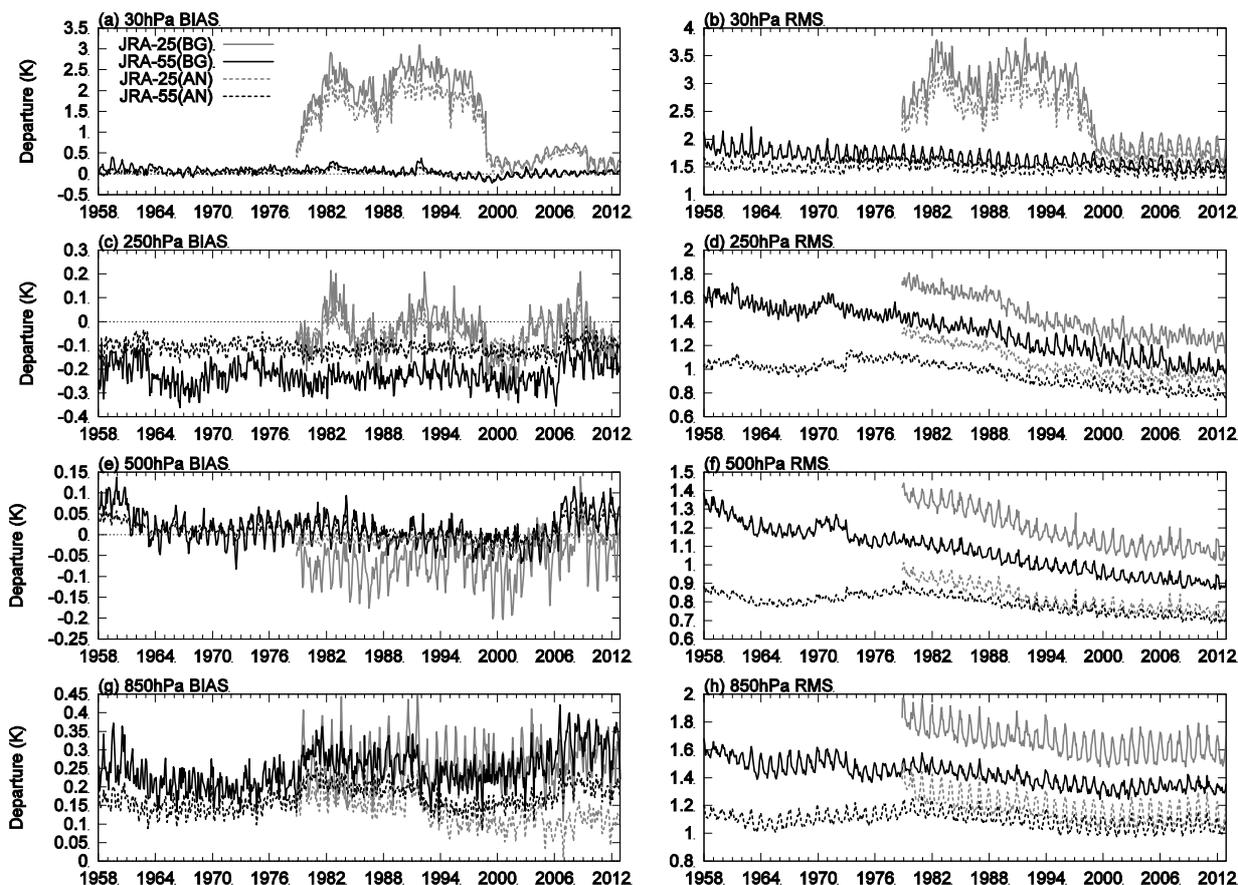
データ同化システムからのフィードバックとして得られる対背景値、対解析値 D 値（観測値 - 背景値、観測値 - 解析値）統計は、データ同化サイクルを監視するのに役立つ情報を多く含んでいる。特に、対背景値 D 値は、背景誤差や観測誤差といったデータ同化システムの調整パラメータに対して独立であることから、それらの最適性や予報モデルの性能、観測データのバイアス等、様々な評価に利用できる。ここでは、JRA-25 及び JRA-55 で使用したラジオゾンデ気温観測 D 値の全球平均、及び 2 乗平均平方根(RMS)の時系列の比較を行う。

30hPa 付近では、JRA-25 の D 値時系列は、TOVS データを利用した 1998 年以前の期間において、下部成層圏に大きな低温バイアスがあったことを示

している（第 2.6.1 図(a)）。一方、JRA-55 では、下部成層圏の低温バイアスが大幅に解消しており、ラジオゾンデ気温観測との整合性が非常に良くなっていることが分かる。この改善は主に、改良された長波放射過程においてドップラー型の吸収が適切に表現されていることによるものと考えられる。

250hPa 付近では、JRA-55 の D 値時系列は JRA-25 のものと比べて安定しているが、平均値が負の方向にシフトしており、対流圏上層に高温バイアスがあることを示唆している（第 2.6.1 図(c)）。又、2006 年 7 月にジャンプがあり、それ以降の期間については高温バイアスが縮小しているが、これは、GNSS-R0 観測データの利用によるものである。

500hPa 付近では、JRA-55 の D 値時系列は 1960 年代初頭以前や 2000 年代後半以降に正の方向にややシフトしているものの、背景場とラジオゾンデ気温観測との整合性は JRA-25 と比べて概ね改



第 2.6.1 図 JRA-25、及び JRA-55 で使用したラジオゾンデ気温観測 D 値の全球平均、及び RMS の時系列  
実線は対背景値 D 値、点線は対解析値 D 値を示す。

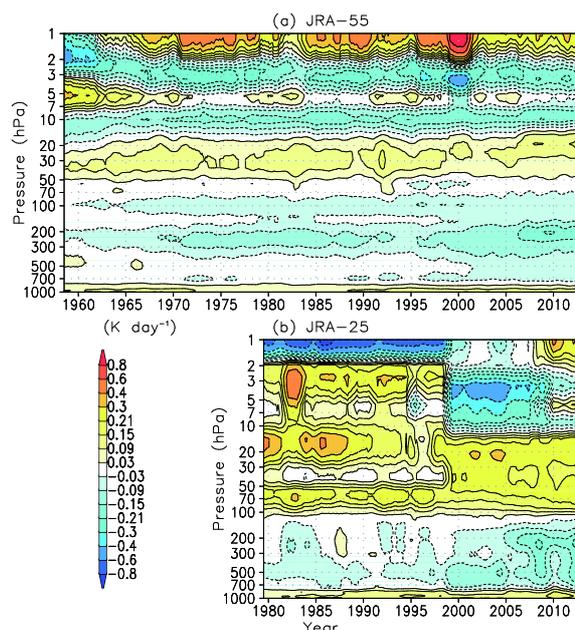
善されている（第 2.6.1 図(e)）。又、対背景値 D 値と対解析値 D 値の RMS の差の縮小から、JRA-55 では解析インクリメントが JRA-25 のものよりも小さくなっており、解析場の物理的整合性も向上していると言える（第 2.6.1 図(f)）。

850hPa 付近では、JRA-25、JRA-55 とともに再解析期間を通して D 値平均値が正の方向にシフトしており（第 2.6.1 図(g)）対流圏下層の低温バイアスを示唆している。これらの時系列には 1970 年代末や 1990 年代初頭、2000 年代半ばにジャンプが見られるが、観測システムの変遷の影響だけでなく、標本となった観測データの数、分布が固定されていないことによる見かけの変動の可能性も考えられる。これらのジャンプの原因については、今後、詳細な調査を行う必要がある。

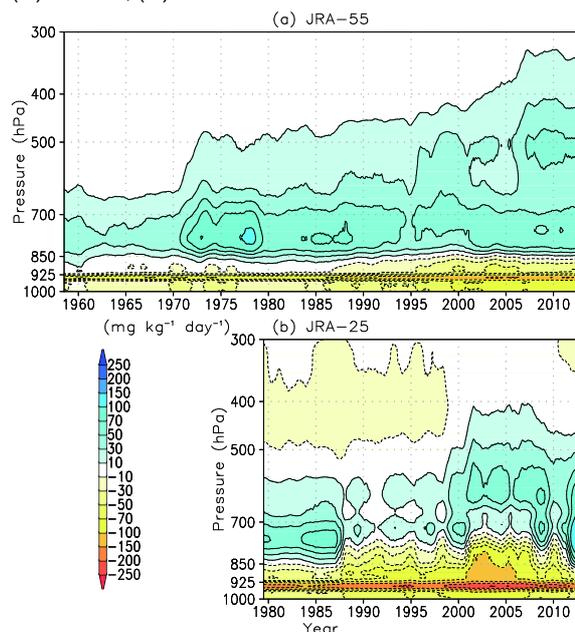
### 2.6.2 解析インクリメント

解析インクリメント（解析値 - 背景値）はデータ同化システムが観測データの情報を背景値にどのように反映させたかを表すもので、必ずしも背景値の誤差を表すものではないが、その時間変化から、観測システムの変遷や観測データの質、量の変化が解析値の時間均質性に及ぼす影響を窺い知ることができる。

第 2.6.2 図は JRA-55 と JRA-25 の全球平均気温インクリメントの時間・高度断面図を示している。JRA-25 と比べて、JRA-55 では全般にインクリメントが小さく、又、衛星観測システムの変遷に伴うパターンの変化が大幅に縮小しており、予報モデルの気候場の再現性能の向上や、ラジオゾンデ気温観測データや衛星輝度温度データのバイアス補正の精度向上による寄与が窺われる。しかしながら、対流圏上層に見られる冷却インクリメントは観測システムが充実するにつれて徐々に増加しており、特に GNSS-RO 屈折率データの利用を開始した 2006 年 7 月以降、顕著となっている。この冷却インクリメントから、予報モデルの対流圏上層に高温バイアスがあることが示唆される。又、成層圏では鉛直方向に波状のパターンが見られるが、上部成層圏に到達するラジオゾンデがほとんどな



第 2.6.2 図 12 か月移動平均した全球平均気温インクリメントの時間・高度断面図  
(a) JRA-55, (b) JRA-25



第 2.6.3 図 12 か月移動平均した全球平均比湿インクリメントの時間・高度断面図  
(a) JRA-55, (b) JRA-25

かった 1960 年代前半以前や TOVS と ATOVS を併用した 1998 年 8 月～2000 年 12 月ではやや異なったパターンとなっており、観測システムの変化の影響が示唆される。

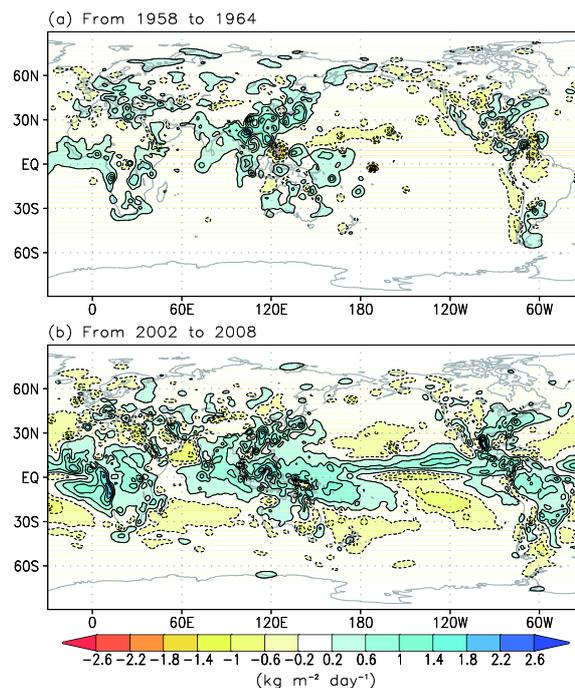
第 2.6.3 図は JRA-55 と JRA-25 の全球平均比湿インクリメントの時間・高度断面図を示している。

JRA-55 では、JRA-25 ほどはっきりとした衛星観測システムの変遷の影響は見られないものの、全般的に 850hPa より上層で加湿インクリメント、下層で乾燥インクリメントが見られ、予報モデルの対流圏上・中層に乾燥バイアス、下層に湿潤バイアスがあることが示唆される。この対流圏上・中層の加湿インクリメントは、水蒸気に感度のある衛星観測データが充実するにつれて徐々に増加する傾向がある。又、1971～1978 年の北半球の夏季には 800hPa 付近に大きな加湿インクリメントがあり、この期間に利用したラジオゾンデ湿度観測や VTPR 水蒸気チャンネルの QC を改善する必要があることを示唆している。なお、対流圏下層に非常に大きな乾燥インクリメントが生じる層が存在するが、これは、層積雲が発生する大陸西岸において、予報モデルでは過飽和が許容されているところを、解析では過飽和を除去する処理が行われていることによる。

第 2.6.4 図は 1958～1964 年と 2002～2008 年の期間平均の可降水量インクリメントを示している。前者の期間の水蒸気観測はラジオゾンデによるもののみに対し、後者の期間には様々な衛星の水蒸気観測データが利用可能であることから、特に海洋上のインクリメントのパターンに大きな違いがある。JRA-55 の可降水量を独立なマイクロ波放射計リトリバルと比べると、後者の期間に大きな加湿インクリメントが見られる領域は、JRA-55 が乾燥バイアスを示す領域と概ね対応している（図略）。又、後者の期間のインクリメントのパターンから、積雲対流活動の活発な領域で、予報モデルに乾燥バイアスがあることが示唆される。

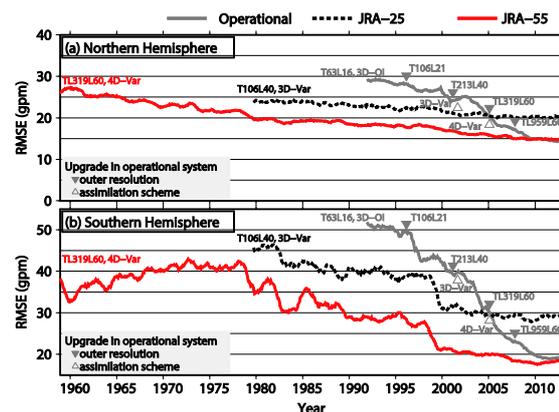
### 2.6.3 2日予報スコア

プロダクトの時間均質性や、それに対する観測システムの影響を評価するために、JRA-55 では毎日 12UTC から短期予報を実行している。第 2.6.5 図は JRA-25、JRA-55 及び気象庁現業システムの北半球と南半球の中・高緯度における 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差を示している。これらの予報スコアはそれぞれのデータ同化システムで作成された



第 2.6.4 図 可降水量インクリメント

(a) 1958～1964 年の平均値、(b) 2002～2008 年の平均値



第 2.6.5 図 JRA-25、JRA-55 及び気象庁現業システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差

検証対象はそれぞれの解析値。データ同化手法、及びアウトモデルの解像度の変更を併せて記す。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度、(b) 南半球中・高緯度。

解析値を初期値・検証データとして計算されたもので、予報モデルも異なるため共通基準に基づいた比較ではないが、それぞれのプロダクトの時間均質性等を窺い知ることができる。

JRA-25 本計算実施以降、現業システムでは、長波放射過程の改良、4D-Var、VarBC の導入といった、様々な開発成果が導入されている。JRA-55 で

は、これらの成果を取り入れた 2009 年 12 月時点での現業システムの TL319 解像度版をもとに構築されたデータ同化システムを一貫して用いており、予報スコアの変動は観測システムの変遷や大気予測可能性の自然変動のみによるものである。これに対し、現業システムの予報スコアではそれらに加えてデータ同化手法や予報モデルの改良のインパクトも大きく表れており、このことから、JRA-55 プロダクトの時間均質性の高さが窺われる。又、2004 年 3 月時点の現業システムの T106 解像度版に基づいた JRA-25 システムと比べて、予報スコアに大幅な向上が見られる。特に、南半球における予報スコアの向上には、データ同化システムの改善に加えて、JRA-25 本計算実施以降に新たに取得した衛星観測データの利用も寄与しているものと考えられる。

JRA-55 では、1973 年の VTPR、1970 年代末の本格的衛星観測システム、1998 年の ATOVS、2006 年の GNSS-R0 の導入や、1980 年代前半の TOVS データの被覆率の変動に対応して予報スコアに比較的大きな変動がみられており、JRA-55 システムは縮退した観測システムのもとでの性能に課題があると言える。なお、南半球では、非衛星期間に予報スコアが徐々に悪化する傾向が見られるが、観測データ利用数はむしろ増加しており（第 2.2.2 図 (d)、(e)）傾向は必ずしも一致していない。この期間の観測システムのもとでは JRA-55 データ同化システムが十分な性能を発揮できていなかった可能性も窺われる。

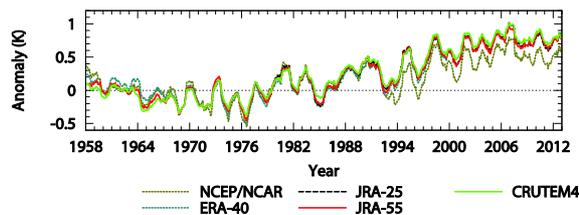
## 2.7 JRA-25 からの改善点

### 2.7.1 気温解析値の時間均質性

再解析での長期変化傾向の再現性については、これまでも様々な調査が行われており、初期の再解析については時間均質性の問題が指摘されているが、その後の再解析では改善が報告されている (Santer et al. 2004; Simmons et al. 2004, 2010, 2014)。JRA-55 は、過去半世紀を対象とする全観測システムによる再解析としては ERA-40 以来のものであり、数十年規模変動や気候変化に関する研究を含む幅広い分野での利用が期待されるため、その時間均質性を評価しておくことは非常に重要である。ここでは、JRA-25 を含むこれまでの再解析や独立した観測データセットで再現されている長周期変動や長期変化傾向との比較を行う。

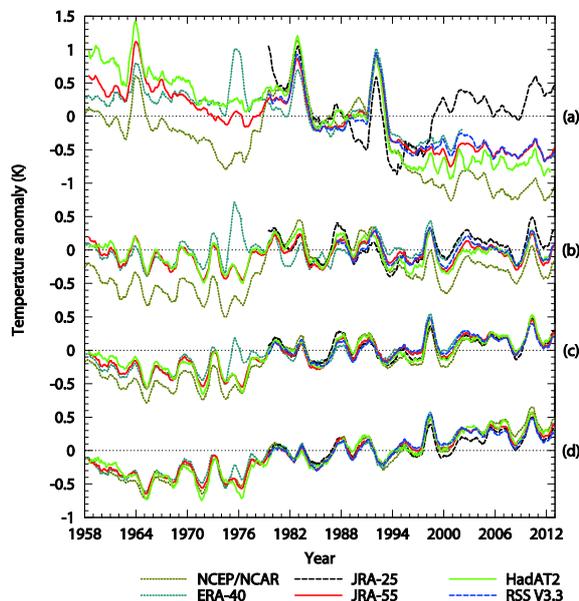
#### (1) 陸上地上気温

第 2.7.1 図は、陸上地上気温について、Climatic Research Unit (CRU) 気温データセット (CRUTEM4, Jones et al. 2012) の時系列と、NCEP/NCAR 再解析、ERA-40、JRA-25、JRA-55 のものとの比較を示している。なお、再解析の時系列は CRUTEM4 でデータが存在する格子のみを用いて算出されたものである。JRA-55 では JRA-25 で用いたものと同じ地上解析手法を基本的には用いているため、陸上 2m 気温の長周期変動の再現性は JRA-25 のものと非常によく似ている。ERA-40 と比べると、JRA-55 の方が CRUTEM4 に近い長期変化傾向が再現されているが、CRUTEM4 と JRA-55 の昇温量には 1990 年代末以降に 0.1K 弱の差が見られる。この差は CRUTEM4 と JRA-55 での観測データの使用方法の違いと関連している可能性が考えられる。CRUTEM4 は島嶼や海岸部も含む陸上の観測データのみに基づいている。一方、第 2.3.2 項 (1) で述べたように、JRA-55 の地上解析では島嶼や海岸部の地上観測データを利用していない。そのため、沿岸域の船舶による海上観測 (SHIP) やブイによる観測 (BUOY)、加えて背景場を通して SST 解析値によ



第 2.7.1 図 CRUTEM4、NCEP/NCAR 再解析、ERA-40、JRA-25、JRA-55 の 12 か月移動平均陸上地上気温偏差時系列

JRA-25 を除き、偏差はそれぞれのデータセットの 1961 ~ 1990 年の期間の月気候値に対して計算されている。JRA-25 については、まず 1981 ~ 2010 年の期間の月気候値に対して偏差を計算し、次に 1979 ~ 1990 年の期間の偏差の平均値が JRA-55 のものと同じ値になるように調整している。なお、再解析の時系列は CRUTEM4 でデータが存在する格子のみを用いて算出されたものである。



第 2.7.2 図 (a)下部成層圏、(b)対流圏上層、(c)対流圏中層、(d)対流圏下層の気温偏差の  $82.5^{\circ}\text{N} \sim 82.5^{\circ}\text{S}$  の領域平均の 12 か月移動平均値の時系列

RSS V3.3 の時系列は MSU チャンネル 4、3、2 の観測値とその対流圏下層への外挿値であるのに対し、HadAT2、NCEP/NCAR 再解析、ERA-40、JRA-25、JRA-55 の時系列は気温から計算した MSU 等価量である。偏差はそれぞれのデータセットの 1979 ~ 1998 年の期間の月気候値に対して計算されている。

て島嶼や海岸部の格子点の解析データが影響され得る。

#### (2) 対流圏下層から下部成層圏

第 2.7.2 図は、対流圏下層から下部成層圏まで

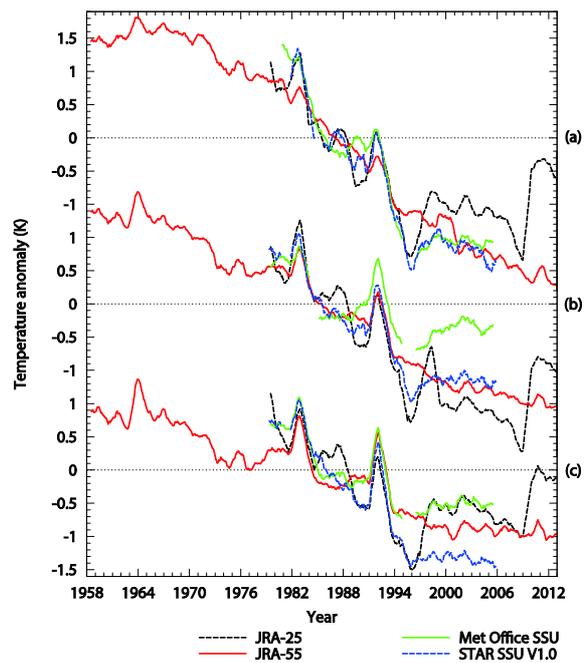
の4層の気温偏差を  $82.5^{\circ}\text{N} \sim 82.5^{\circ}\text{S}$  の領域で平均したものについて、JRA-55 の月別時系列と、既存の再解析データ、及び独立な観測データセットのものとの比較を示している。独立な観測データセットとして、ここでは、ハドレーセンターのラジオゾンデ気温プロダクト(HadAT2, Thorne et al. 2005)とリモートセンシングシステム(RSS)のMSU 及び AMSU マイクロ波探査計気温データV3.3(Mears and Wentz 2009a,2009b)を用いる。

JRA-25 の予報モデルには下部成層圏に顕著な低温バイアスがあり、観測システムの変遷やバイアス補正手法の変更に伴って気温解析値に大きなジャンプが生じる原因の一つとなっていた。JRA-55 では観測システムの変遷の影響が小さくなっており、特に1970年代以前の対流圏下層から対流圏上層については、NCEP/NCAR 再解析やERA-40 と比べて、HadAT2 と非常によく似た変動が再現されている。

下部成層圏においても、JRA-55 では他の再解析に比べてHadAT2やRSSに近い長周期変動が再現されているが、長期変化傾向については HadAT2 よりも下降トレンドが小さく見積もられている。McCarthy et al. (2008)は、HadAT の数十年スケールのトレンド推定値の不確実性について、自動均質化システムを用いて調査を行い、近隣観測所のラジオゾンデが共通の系統誤差を有する場合にバイアス補正量が過小評価される可能性を示唆している。このことが HadAT2 と JRA-55 の間で下降トレンドに差が生じた原因の一つとして考えられる。一方、JRA-55 で2006年まで用いたRAOBCORE v1.4については、RAOBCORE の最新バージョン(v1.5)と比べて対流圏上層で上昇トレンドが大きく、下部成層圏で下降トレンドが小さいことが指摘されており(Haimberger et al. 2012)、JRA-55 において下降トレンドが過小評価されている可能性も否定できない。

### (3) 中部成層圏から成層圏上端

第2.7.3図は、中部成層圏、上部成層圏、成層圏上端の気温偏差を  $75^{\circ}\text{N} \sim 75^{\circ}\text{S}$  の領域で平均



第2.7.3図 (a)成層圏上端、(b)上部成層圏、(c)中部成層圏の気温偏差の  $75^{\circ}\text{N} \sim 75^{\circ}\text{S}$  の領域平均の12か月移動平均値の時系列

英国気象局のSSUデータセットとSTARのSSUデータセットV1.0の時系列はSSUチャンネル3、2、1の観測値であるのに対し、JRA-25、JRA-55の時系列は気温から計算したSSU等価量である。偏差はそれぞれのデータセットの1980~1994年の期間の月気候値に対して計算されている。

したものについて、JRA-25、JRA-55、及び独立な観測データセットの月別時系列の比較を示している。成層圏気温の観測データセットとしては、英国気象局のSSUデータセット(Nash and Forester 1986; Nash 1988; Shine et al. 2008)とNOAA・衛星利用研究センター(STAR)のSSUデータセット・バージョン1.0(Wang et al. 2012)が現在利用可能だが、両者の時系列の間には大きな差があり、成層圏気温の長期変化傾向に関して、より信頼度の高い見積もりを得るためには、SSUの観測特性について理解を深める必要があることが指摘されている(Thompson et al. 2012)。JRA-55では、観測システム変遷の影響を小さくするためSSUの全チャンネルの輝度温度にVarBCを適用して直接同化している。

JRA-55の時系列はJRA-25と比べて観測システムの変遷の影響が小さくなっているが、長周期変

動の表現については、特に成層圏上端で SSU データセットのものよりも小さい。JRA-55 の予報モデルでは火山性エアロゾル、太陽定数、成層圏水蒸気量の年々変動が考慮されていないが、変分法バイアス補正は観測データのバイアスと予報モデルのバイアスを区別することができないため、解析場がモデル気候場に引きずられないようにするには、ラジオゾンデや GNSS-RO の様な“アンカー”的な観測データの存在が重要な要素となる。しかし、上部成層圏よりも上層ではそのような“アンカー”的な観測データは疎らである。その結果、変分法バイアス補正は成層圏気温チャンネルの観測データを完全に取り除くことができず、モデル気候場に引きずられて時間変動が小さくなったものと考えられる。

両 SSU データセットで表現されている長期変化傾向については、成層圏上端ではかなり一致しており、JRA-55 の時系列もそれに近い長期変化傾向を示している。しかしながら、中部及び上部成層圏における時系列では両 SSU データセットはかなりの相違を示している。JRA-55 の長期変化傾向は中部成層圏では英国気象局の SSU データセットに、上部成層圏では STAR の SSU データセットに近い。これらの相違の原因としては、SSU データセットの均質性に関する不確実性と JRA-55 における年々変動の過小評価の両方が可能性として考えられる。これらそれぞれの寄与を解明していくことが、各データセットで表現されている長期変化傾向の信頼性を評価する上で、必要であると考えられる。再解析の視点からは、予報モデルに現在考慮されていない前述の要因を取り入れることに加えて、変分法バイアス補正への依存を減らせるよう、較正における既知の問題の修正(Nash and Saunders 2013)や、上部成層圏気温チャンネルの放射伝達モデルを精緻化すること(S. Kobayashi et al. 2009)で、成層圏気温の変動の再現性を更に向上させることが可能と考えられる。

## 2.7.2 南アメリカ・モンスーンシステムの表現

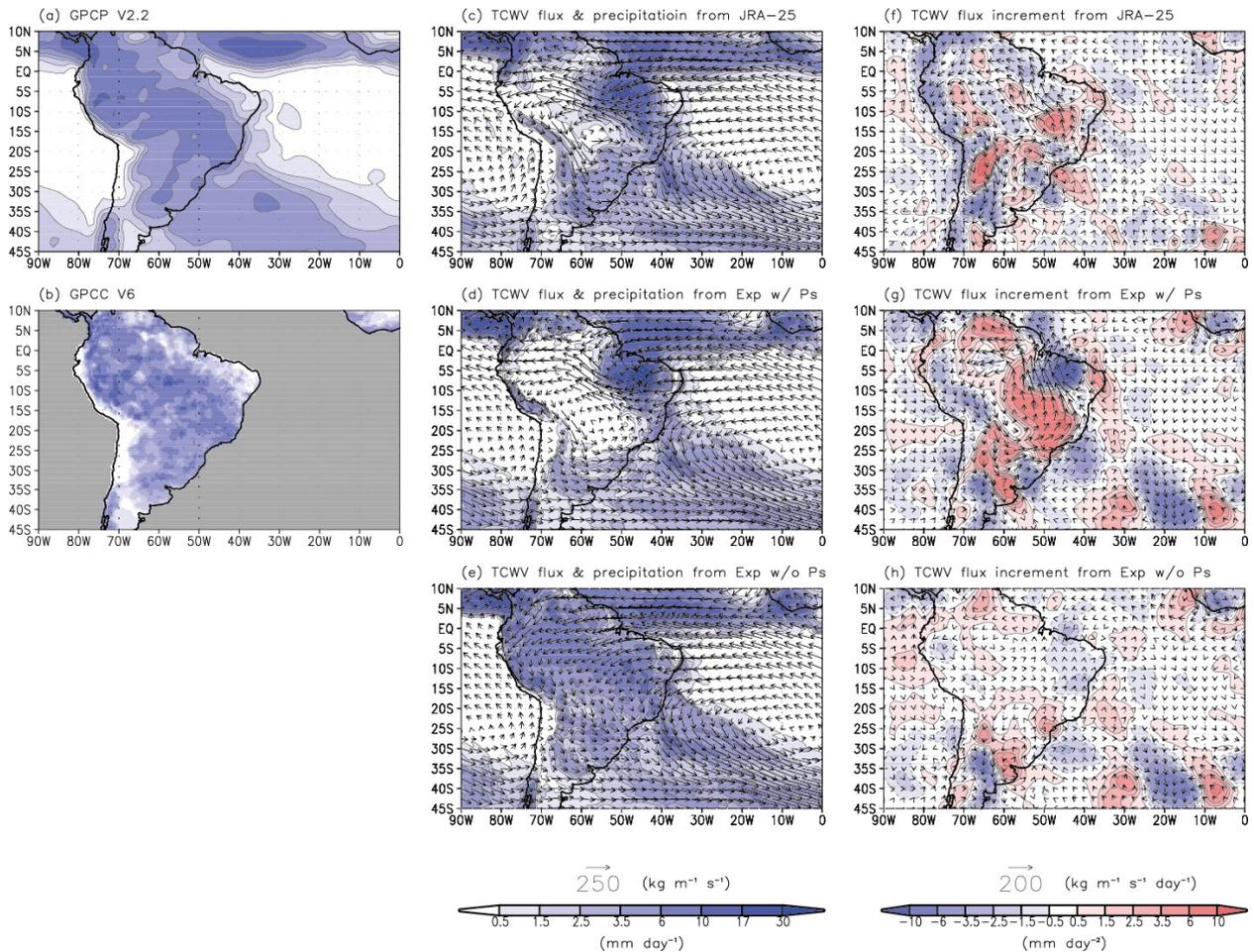
JRA-25 では南米アマゾン領域で観測地点高度

に誤りのある地上気圧データを使用したことにより、対流圏下層に人工的な高気圧性循環偏差が生じ、アマゾン川流域の乾燥バイアスにつながった(第 2.7.4 図(c))。このことから、JRA-55 予備実験は当初、問題の観測地点の地上気圧データを排除して行われたが、対流圏下層の人工的な高気圧性循環偏差は解消せず、南アメリカ・モンスーンシステム地域で依然として乾燥バイアスが生じていることが確認された(第 2.7.4 図(d))。

この地域の雨季の循環パターンは、1)南アメリカ大陸北岸からアンデス山系東縁を経て、ボリビア付近を南東方向に流れる水蒸気フラックスと、2)ブラジル南東部に流れ込む南大西洋亜熱帯高気圧縁辺流によるものとで特徴付けられることが知られている(Raia and Cavalcanti 2008)が、JRA-25、JRA-55 予備実験ともに、高気圧性循環インクリメントが水蒸気フラックスの大陸への流入を妨げており(第 2.7.4 図(f)、(g))。乾燥バイアスの一因となっていることが推測された。この高気圧性循環偏差は正の地上気圧インクリメントによるもので、この地域でメソ対流系が発生し始める 18UTC(現地の昼過ぎに相当)に最も強いものが見られた(第 2.7.5 図(a)、(b)、(c)、(d))。

正の地上気圧インクリメントが生じる根本的原因ははまだ特定されていないが、地上気圧観測データのバイアス、観測所高度の誤りに加えて、気象庁 GSM では太陽周期半日潮汐成分の再現性が観測のものに比べて約 10 度位相が早いこととの関連も考えられている(堀田大介、私信、2010)。JRA-55 予備実験の地上気圧インクリメントでは、熱帯域で波数 2 成分の西進が明瞭で、そのピークは太陽周期半日潮汐成分の節にほぼ対応している。南アメリカ周辺海域では地上気圧観測が疎らで、地上気圧インクリメントが陸域に局在化しやすいことも、高気圧性循環偏差が生じる原因の一つと考えられる。

ひとたび乾燥化すると、顕熱フラックスの増加により対流圏下層が加熱され、地上気圧の背景値が下降し、結果として、正の地上気圧インクリメントが強化される、というフィードバックがデー



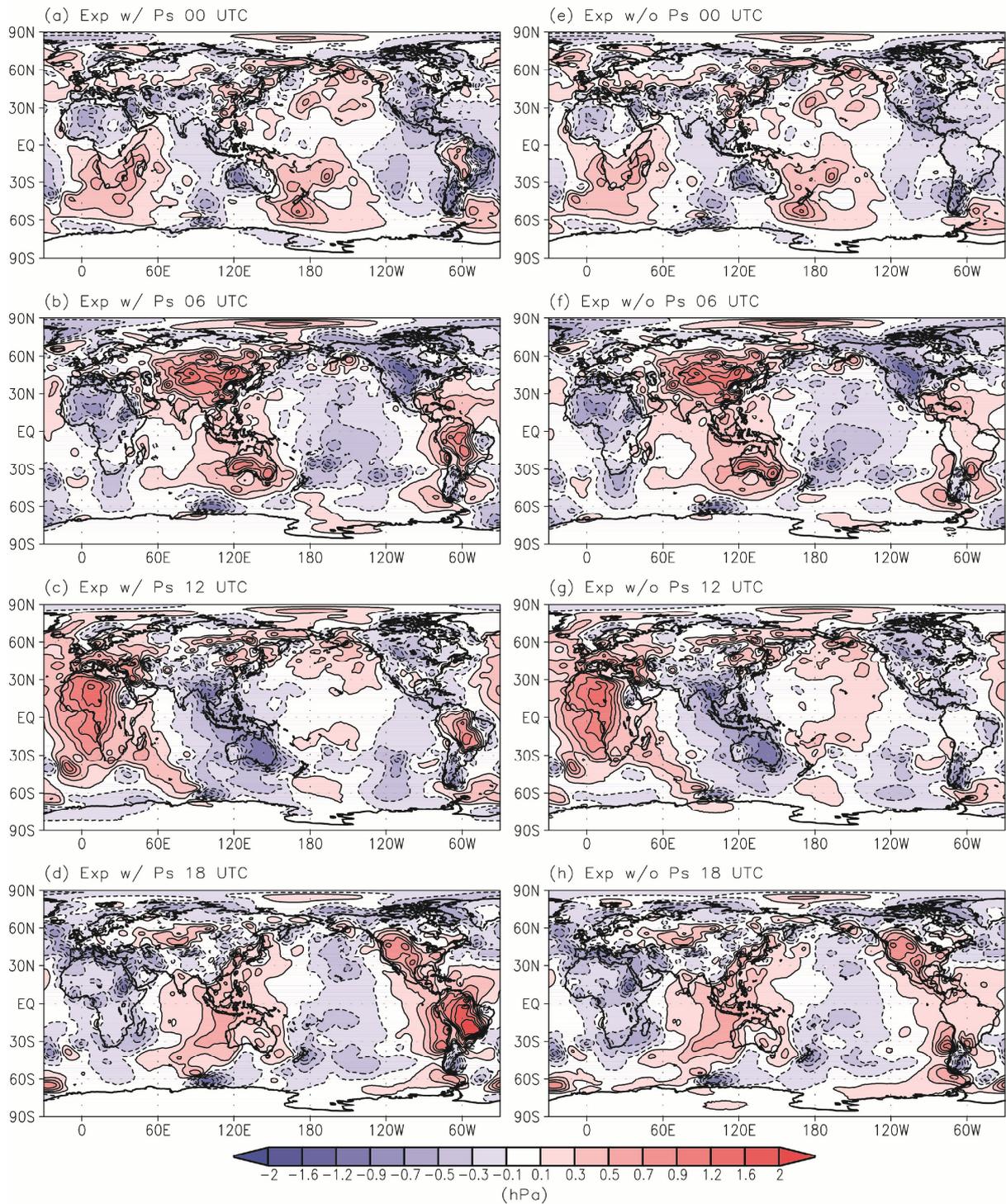
**第 2.7.4 図 1979 年 11 月の (a~e) 降水量と (f~h) 鉛直積算水蒸気フラックスインクリメント**

(a)GPCP V2.2、(b)GPCP V6、(c,f)JRA-25、(d,g) アマゾン川流域の地上気圧観測データを同化した JRA-55 予備実験、(e,h) アマゾン川流域の地上気圧観測データを排除した JRA-55 予備実験。(c~e) には鉛直積算水蒸気フラックス解析値も併せて示している。

タ同化システムの中で働いていた可能性も考えられる。JRA-55 の陸面解析では積雪データ以外に観測データが利用されておらず、土壌水分の拘束が不十分であることも一因と考えられる。

上記の問題の根本的解決には時間を要すると予想されたことから、JRA-55 では応急措置として、アマゾン川流域周辺の地上気圧観測データを全て排除することとした。1979 年 11 月を対象に行った実験では、地上気圧観測データの排除により、アマゾン川流域周辺の地上気圧インクリメントがほとんど見られなくなった他(第 2.7.5 図(e)、(f)、(g)、(h)) 鉛直積算水蒸気フラックスに見られていた高気圧性循環インクリメントも見られなくなり(第 2.7.4 図(h))、全球降雨計画(GPCP)バージョン 2.2(Adler et al. 2003)や Global

Precipitation Climatology Centre(GPCP)全データ再解析バージョン 6.0(Schneider et al. 2011)に近い降水量分布の再現が確認されている(第 2.7.4 図(a)、(b)、(e))。



第 2.7.5 図 1979 年 11 月の予備実験における地上気圧インクリメント

(a~d) アマゾン川流域の地上気圧観測データを同化、(e~h) アマゾン川流域の地上気圧観測データを排除。  
 (a,e)00UTC、(b,f)06UTC、(c,g)12UTC、(d,h)18UTC。

## 2.8 JRA-55 の基本特性

### 2.8.1 全球エネルギー収支

データ同化である再解析では、解析インクリメントにより、エネルギーバランスが厳密には保たれていない。故に、どの程度、現実のエネルギーバランスが再現されているかは、再解析の品質や様々な用途への有用性に関する有益な評価となり得る(Trenberth et al. 2011)。地球のエネルギーバランスの観測についても、特に衛星による直接観測ができない地表面のエネルギーバランスの見積りに大きな不確実性がある。Wild et al. (2013) は、Global Energy Balance Archive(GEBA)及びBaseline Surface Radiation Network(BSRN)による地上観測データをCoupled Model Intercomparison Project Phase 5(CMIP5)のシミュレーションの放射収支と組み合わせることにより、全球平均エネルギーバランスの新たな見積りを不確実性の幅とともに提案している。ここでは、JRA-55、JRA-25 で再現された年平均全球エネルギーバランスについて、Wild et al. (2013)の見積りを用いて評価する。更に、JRA-55 で計算された大

気上端の放射フラックスについて、Clouds and the Earth's Radiant Energy System(CERES)の衛星観測データ、及びJRA-25のものとの違いを考察する。

第2.8.1表と第2.8.2表は、Wild et al. (2013)、及びJRA-25、JRA-55における大気上端と地表面の年平均全球エネルギーバランスをそれぞれ示している。JRA-55のエネルギーバランスは、全球平均で見ると、大気上端外向き赤外放射フラックス、水循環、正味エネルギーフラックスを除き、概ねWild et al. (2013)の不確実性の幅に収まっている。特に、地表面下向き赤外放射フラックスについては、予報モデルの長波放射過程における水蒸気連続吸収帯の表現の改善により、Wild et al. (2013)の見積りに大幅に近づいている。

大気上端太陽放射反射量についてもWild et al. (2013)の見積りに近づいており、主に短波の晴天放射スキームの改良によるものと考えられる。加えて、砂漠域の陸面アルベド及び氷床上の雪面アルベドの改訂による地表面の太陽放射反射量の増加も寄与しているものと考えられる。

#### 第2.8.1表 大気上端の年平均全球エネルギーバランス( $W m^{-2}$ )

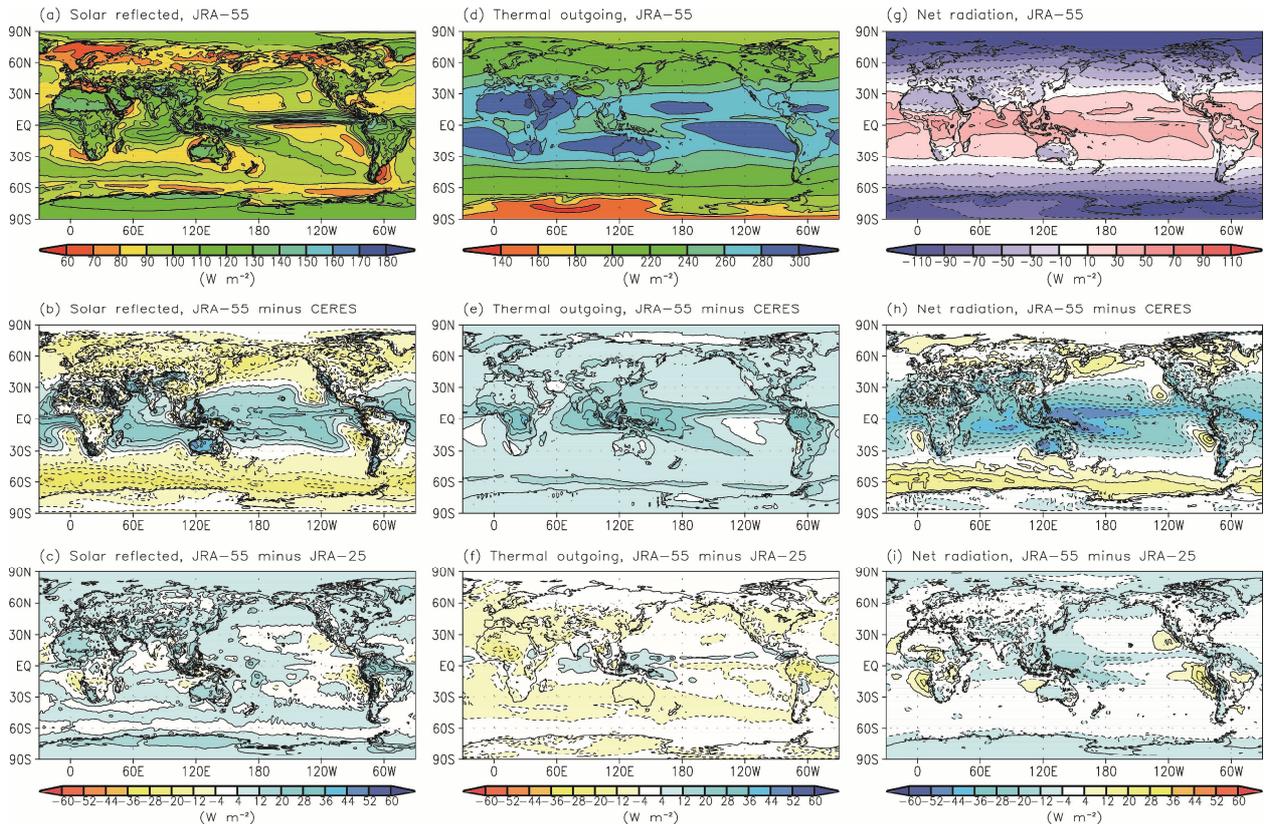
JRA-25とJRA-55の値は2002～2008年の期間平均であるのに対し、Wild et al. (2013)の値は21世紀初頭における現在気候を代表している。括弧内の値は不確実性の幅を表している。

	Wild et al. (2013)	JRA-25	JRA-55
太陽放射入射量	340(340,341)	341	341
太陽放射反射量	100(96,100)	95	100
外向き赤外放射	239(236,242)	255	251
残差(下向き)		-7.9	-10.0

#### 第2.8.2表 地表面の年平均全球エネルギーバランス( $W m^{-2}$ )

JRA-25とJRA-55の値は2002～2008年の期間平均であるのに対し、Wild et al. (2013)の値は21世紀初頭における現在気候を代表している。括弧内の値は不確実性の幅を表している。

	Wild et al. (2013)	JRA-25	JRA-55
下向き太陽放射	185(179,189)	197	189
太陽放射反射量	24(22,26)	25	26
地表面による太陽放射吸収量	161(154,166)	172	164
大気による太陽放射吸収量	79(74,91)	75	77
残差(下向き)	0.6(0.2,1.0)	-11.6	-11.2
下向き赤外放射	342(338,348)	327	338
上向き赤外放射	397(394,400)	399	400
顕熱	20(15,25)	20	20
蒸発	85(80,90)	91	93



第 2.8.1 図 大気上端における (a~c) 太陽放射反射量、(d~f) 外向き長波放射フラックス、(g~i) 正味放射フラックスの 2002~2008 年の期間平均値

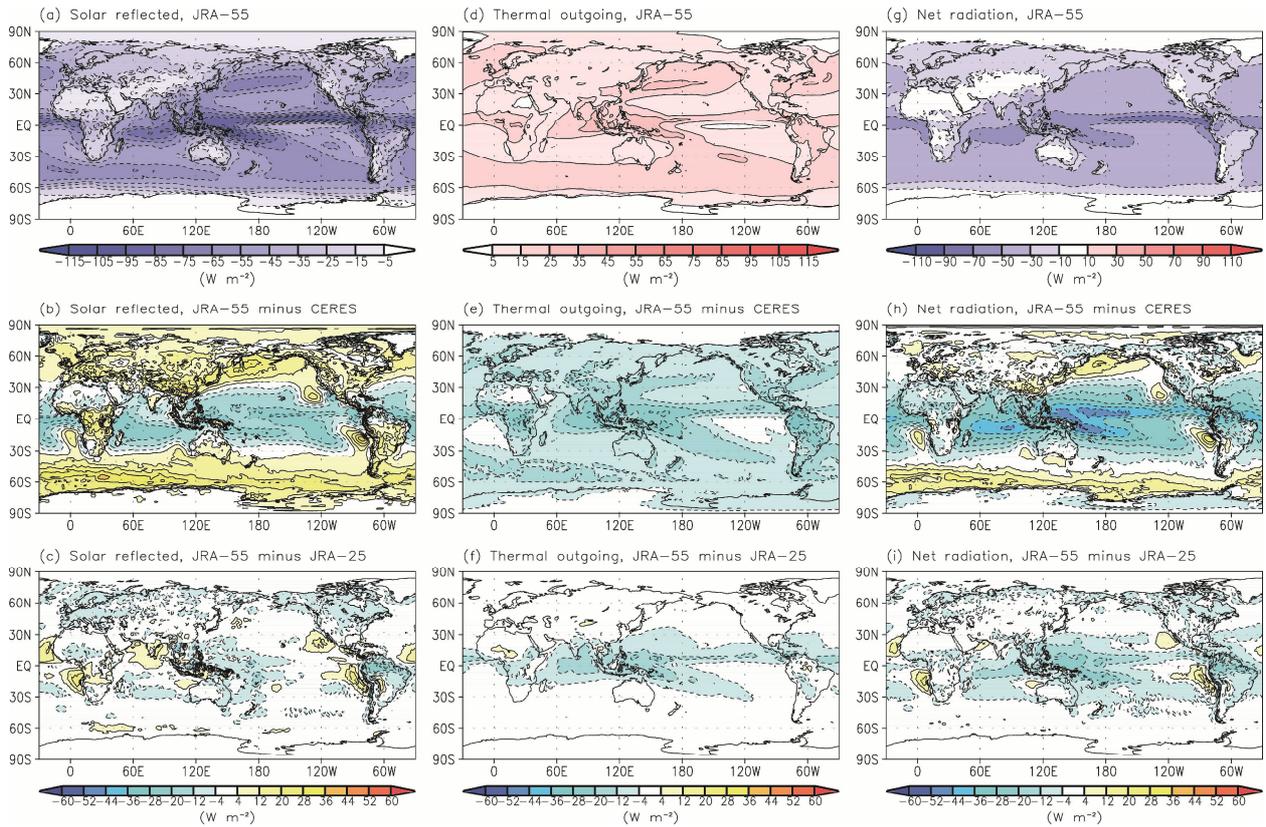
(a,d,g)JRA-55、(b,e,h)JRA-55 と CERES-EBAF ed. 2.7 の差、(c,f,i)JRA-55 と JRA-25 の差

太陽放射入射量が Wild et al. (2013) と僅かに異なっているが、これは、全太陽放射束密度として、Wild et al. (2013) が Kopp et al. (2005)、Kopp and Lean (2011) の最新の見積り ( $1360.8 \pm 0.5 \text{ W m}^{-2}$ ) を用いているのに対し、JRA-25 と JRA-55 では以前の見積り ( $1365 \text{ W m}^{-2}$ , Kopp and Lean 2011) を用いていることによる。

第 2.8.1 図は、JRA-55 の大気上端の放射フラックスと、CERES-Energy Balanced and Filled (EBAF) フラックスデータセット・エディション 2.7 (Loeb et al. 2009) と JRA-25 のものとの差の分布図をそれぞれ示している。JRA-55 の太陽放射反射量は JRA-25 のものから全般的に増加しており、特にアマゾン川流域と砂漠及び半砂漠域で大幅な増加が見られる。第 2.8.2 図は JRA-55 の大気上端における雲の放射への影響 (晴天放射 - 全天放射) と、CERES と JRA-25 のものとの差の分布図を示している。アマゾン川流域では雲による反射量が増加しており (第 2.8.2 図(c))、積雲対流活動の再現性

が改善されたことにより、太陽放射反射量の負バイアスが軽減されたものと考えられる。砂漠及び半砂漠域での増加についてはアルベドの改訂によるものであるが、サハラ砂漠上の負バイアスを軽減しているものの、その他の砂漠域の正バイアスを悪化させている。従って、サハラ砂漠とその他の砂漠域で同じアルベドを仮定することの妥当性について再評価が必要と考えられる。又、Trenberth and Smith (2008) で指摘された JRA-25 の熱帯、亜熱帯域における過大バイアスや、南極海における過小バイアスは、JRA-55 でも依然として見られる。現行の短波領域の雲放射過程では格子内の部分雲の鉛直相関が考慮されていないため、雲が鉛直方向に重なる傾向のある積雲対流活動の活発な領域で反射量が過大となる傾向があり (Kitagawa and Yabu 2002)、熱帯、亜熱帯域における過大バイアスにも関連していると考えられる。

大気上端外向き赤外放射フラックスについては、乾燥バイアスが緩和されたアマゾン川流域におい



**第 2.8.2 図 大気上端における雲の放射への影響（晴天放射 - 全天放射）**

(a~c) 太陽放射反射量、(d~f) 外向き長波放射フラックス、(g~i) 正味放射フラックスの 2002~2008 年の期間平均値。(a,d,g)JRA-55、(b,e,h)JRA-55 と CERES-EBAF ed. 2.7 の差、(c,f,i)JRA-55 と JRA-25 の差。

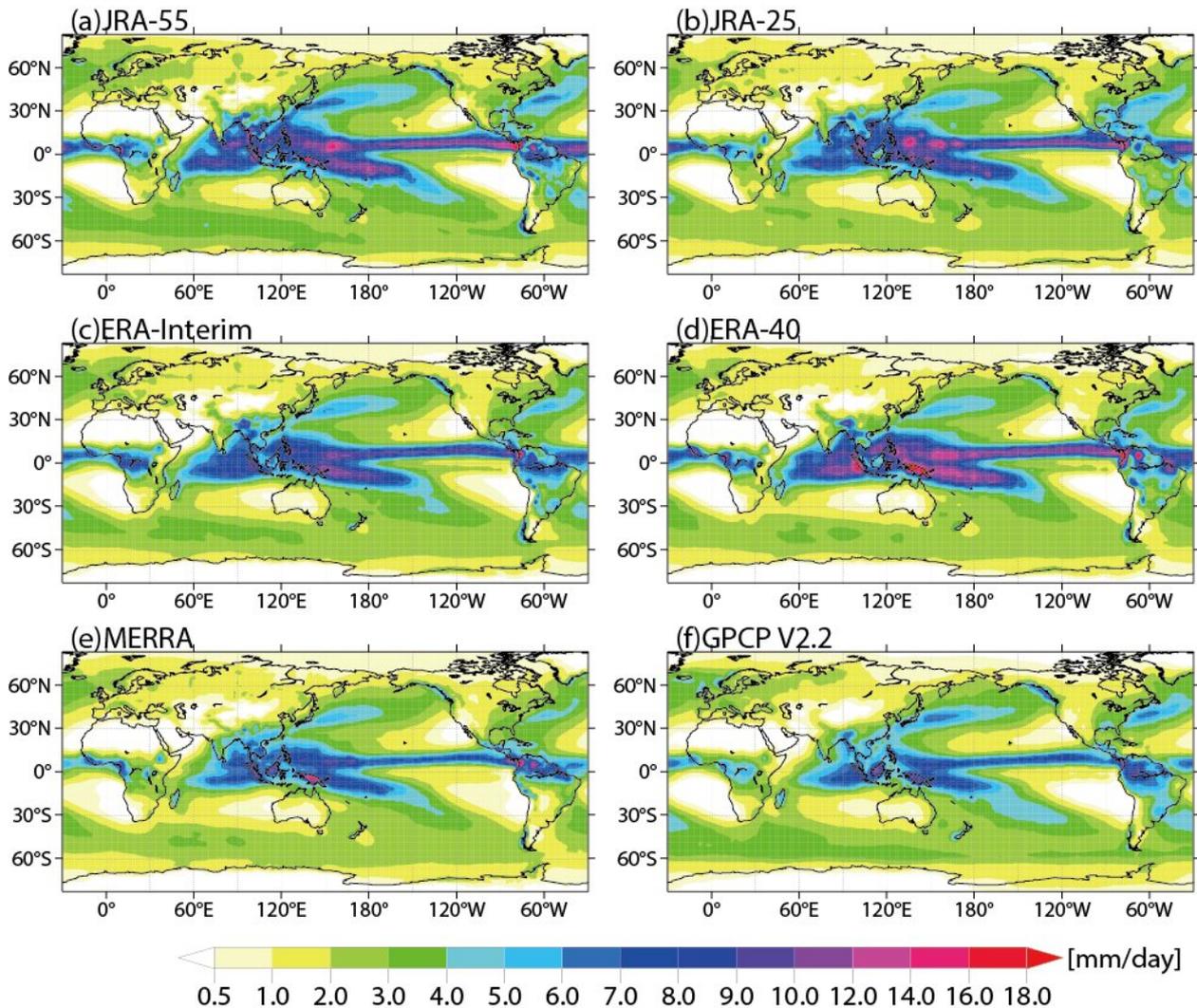
て可降水量増加により正バイアスが顕著に緩和しているほか、中緯度でも全般に正バイアスが減少している。しかし、Trenberth and Smith(2008)で指摘された JRA-25 の熱帯域の対流活発な領域における過大バイアスは、JRA-55 でも依然として見られており、特に、赤道インド洋から西部熱帯太平洋、熱帯収束帯、南太平洋収束帯においては、JRA-25 よりも過大バイアスが悪化している。これは、これらの領域で雲の放射への影響が過小評価されていることが原因の可能性が高い(第 2.8.2 図(e)、(f))。

大気上端の太陽放射反射量と外向き赤外放射フラックスのバイアスにより、大気上端正味放射フラックスは、JRA-25 と同様に、JRA-55 でも依然として熱帯域での吸収と中・高緯度での射出が共に過小となっている。これらのバイアスは、ストームトラックの活動度の低下をもたらし、熱帯域から高緯度へのエネルギー輸送にも影響を及ぼし得る(Trenberth and Fasullo 2010)。これらのバイ

アスは予報モデルにおける雲放射強制力のバイアスに概ね一致することから(第 2.8.2 図)雲の表現(分布、高さ、光学的特性等)や雲の鉛直層間の重なり仮定に関連している可能性が高いと考えられる。これらの結果は、エネルギーバランスをより正確に再現するには、雲の表現を改善することが必要であることを示している。

## 2.8.2 降水量

降水、蒸発、大気の水蒸気輸送、河川流出といった一連の水循環のメカニズムを理解することは、気候監視や気候モデリングを高度化する上で非常に重要である。再解析では観測とモデリングの融合によってこれらの物理量を生成することが可能である。しかしながら、予報モデルには不確実性があり、観測データによる修正は水収支に人工的な湧き出し、吸い込みをもたらし、それは更に水循環のスピンアップ(スピンドウン)を引き起こす。又、観測システムの変遷が再解析における水



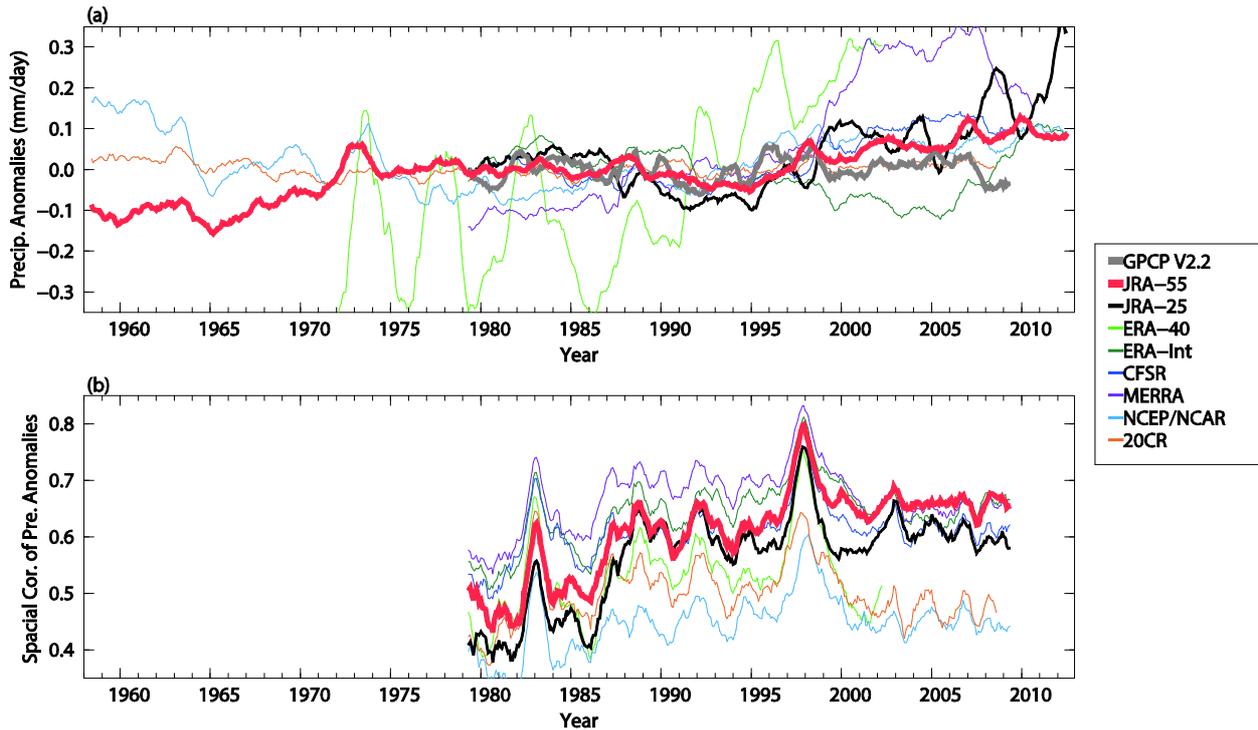
第 2.8.3 図 1980～2001 年の期間平均降水量

(a)JRA-55, (b)JRA-25, (c)ERA-Interim, (d)ERA-40, (e)MERRA, (f)GPCP V2.2

循環の表現に与える影響も大きい。これらの弱点のため、再解析の水文学的物理量、特に降水量、蒸発量等のモデル診断量を利用するには十分な注意が必要であると指摘されている (Bosilovich et al. 2011; Trenberth et al. 2011)。ここでは、JRA-55 で表現された水循環の主な特徴について、JRA-25 を含むこれまでの再解析や GPCP V2.2 と比較しながら述べる。

第 2.8.3 図は、JRA-55、JRA-25、ERA-Interim、ERA-40、Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA, Rienecker et al. 2011)、及び観測データである GPCP における気候学的全球降水量分布を示している。ほとんど

の再解析において、中・高緯度帯の降水量が寡少となっているが、その傾向が JRA-55 では改善されている。この傾向は、特に北緯 30 度より北の太平洋及び北大西洋で見てとれる。他方、JRA-55 は GPCP と比較して熱帯域で降水量が過剰な傾向にある。降水量が過剰な領域では、予報開始直後に降水量が過剰となり、その後、予報時間が進むにつれて降水量が減少する“スピンドウン”を示す傾向があり (図略) 又、加湿インクリメントが見られる領域 (第 2.6.4 図 (b)) との比較的高い相関も見られる。従って、JRA-55 の過剰な降水量は、積雲対流活動の活発な領域に見られる予報モデルの乾燥バイアスやスピンドウンと関連している可



第 2.8.4 図 (a)再解析と GPCP V2.2 の全球平均降水量偏差と、(b)12 か月移動平均した GPCP V2.2 との空間アノマリ相関  
偏差はそれぞれのデータセットの 1980～2001 年の期間の月気候値に対して計算されている。

能性が考えられる。

第 2.8.4 図は再解析と GPCP V2.2 の全球平均降水量偏差と、GPCP V2.2 との空間アノマリ相関を示している。GPCP によれば、過去 30 年間の全球平均降水量にはほとんどトレンドが無いが、多くの再解析には大きなトレンドが存在し、ERA-40 や MERRA においては降水量が増加していることが分かる。その中で、JRA-55 の全球平均降水量偏差は、時間方向の変動が小さく安定性は優れている。20 世紀再解析(20CR, Compo et al. 2011)の時系列は更に安定しているが、その空間アノマリ相関は他の最新世代の再解析ほど高くない。これは、同再解析で使用されている観測データが地上気圧観測のみであることによるものと考えられる。JRA-55 の空間アノマリ相関は JRA-25 に較べて調査対象期間を通して 0.1 程度の改善を示し、1980 年代後半以降は 0.6 以上の値を保っている(第 2.8.4 図(b))。1980 年代後半に、JRA-55 及び他の多くの再解析でその品質が急激に向上しているが、これは Defense Meteorological Satellite Program 衛星

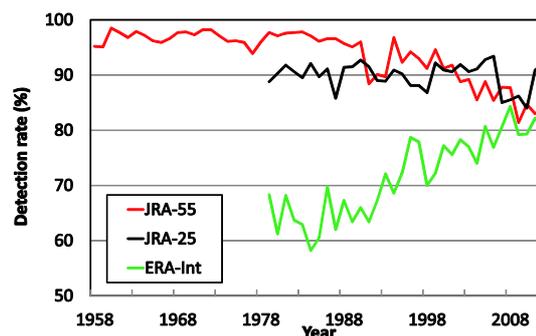
搭載の SSM/I による水蒸気観測の導入によるものと考えられる。それまでの期間については、MERRA、ERA-Interim、Climate Forecast System Reanalysis(CFSR, Saha et al. 2010)の空間アノマリ相関が他の再解析よりも高い。第 2.8.4 図(b)のもうひとつの特徴として、振幅の大きなエルニーニョ現象に対応して相関が高くなることが上げられる。特に、1997/1998 年のエルニーニョ現象では JRA-55 における相関係数は 0.8 を超えている。1990 年代末以降は、JRA-55 は ERA-Interim や MERRA と並び再解析の中で最も高い相関係数を示しており、その相関係数は 0.7 を超えている。JRA-55 の全球空間アノマリ相関に見られる大きな上昇トレンドは、降水量の再現性が他の最新世代の再解析に比べて衛星観測システムに大きく依存していることを示しており、特に 1990 年代末に衛星観測データが大幅に増加する以前の期間について、降水量の再現性を改善する必要性を示唆している。

### 2.8.3 熱帯低気圧

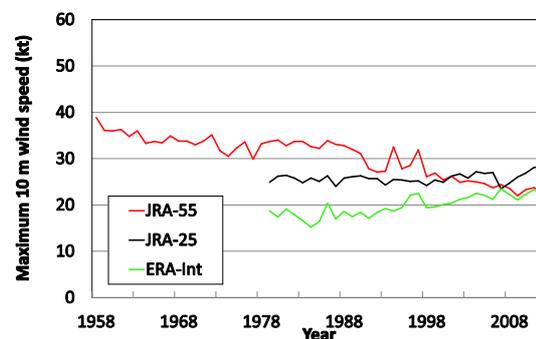
JRA-25 では、再解析としては初めて TCR が同化され、当時の他の再解析に較べて熱帯低気圧の良好な表現に貢献した(Hatsushika et al. 2006)。しかしながら、JRA-25 で使用した TCR にはベストトラックデータに由来する重複や位置情報の誤りが含まれていたことから、JRA-55 のために、ベストトラックデータの QC を改善して TCR の再作成が行われた。

第 2.8.5 図は、JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim における熱帯低気圧の全球検出率を示している。観測に基づいた熱帯低気圧の定義は最大風速が 34 ノット ( $17.5 \text{ m s}^{-1}$ ) 以上の熱帯擾乱であるが、この基準は格子点データには適用できないことから、代わりに、等圧面データに対する Hatsushika et al. (2006) の検出基準を採用した。この調査で用いた格子点データの水平解像度は、JRA-55 及び JRA-25 については 1.25 度、ERA-Interim については 1.5 度であるが、この解像度の違いについては調査結果に大きな影響を及ぼさないと判断し、同じ検出基準を適用した。JRA-55 における検出率は 1950 年代から 1980 年代まで約 95% を保っているが、その後時代と共に低下し、2000 年代では約 85~90% となっている。他方、JRA-25 では、2000 年代後半を除き、検出率は 90% 付近で期間を通してほぼ一定である(第 2.8.5 図)。第 2.2.2 図、第 2.2.3 図、第 2.2.4 図に見られるように、年代と共に再解析に利用できる観測データ(特に衛星観測データ)は増大しており、それに伴って検出率も向上するはずである。実際、ERA-interim における検出率は、年代と共に向上しており、1980 年代には 60% 程度だったものが、2000 年代には 75~80% に達している。

第 2.8.6 図は、JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim から検出された熱帯低気圧中心付近の地上 10m 最大風速の全球平均値を示している。JRA-55 においては弱化的トレンドが見られ、地上 10m 最大風速が 1960 年代には 35 ノット程度だったものが、2000 年代には 25 ノット程度に減少している。他方、JRA-25 では最大風速に明瞭なトレンドは見られ



第 2.8.5 図 JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim における熱帯低気圧の全球検出率



第 2.8.6 図 JRA-55、JRA-25、及び ERA-Interim から検出された熱帯低気圧中心付近の地上 10m 最大風速の全球平均値

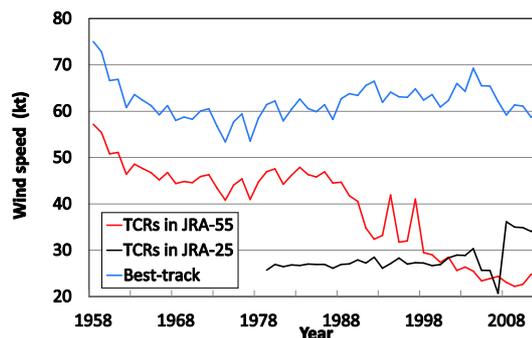
ない。TCR の様な人工的な熱帯低気圧情報を同化していない ERA-Interim においては、風速の増加トレンドが検出率の増加トレンドにつながっていると考えられる。ERA-Interim における熱帯低気圧の強化トレンドは、観測データの増加による熱帯低気圧の表現の改善を反映したものと容易に推測できるが、JRA-55 における熱帯低気圧の弱化的トレンドは観測データの増加の効果に反している。

第 2.8.7 図は、JRA-55 及び JRA-25 で用いられた TCR の全球年平均風速と、参考のためにベストトラックの全球年平均最大風速を示している。JRA-55 の TCR は、1960 年代から 1980 年代までは 40~50 ノット程度でトレンドが無くほぼ一定で、ベストトラックと整合的であった。それ以降は減少し、2000 年代には 20~25 ノット程度になっているが、ベストトラックにはそのような傾向は見られない。他方、JRA-25 においては、2000 年代後

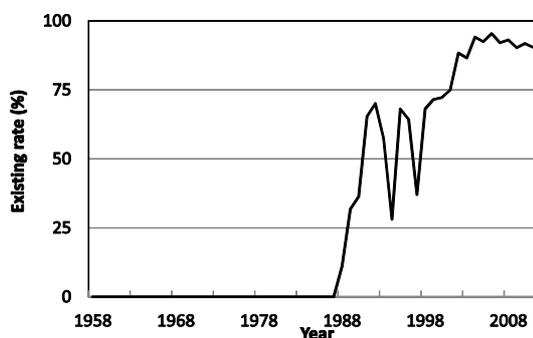
半を除けばTCRの全球年平均風速は約25ノットと一定であり、そのため検出率も調査対象期間を通してほぼ一定の値となっていると解釈することができる。

TCRは位置、最大風速、30ノット強風半径(R30)、移動速度から算出されているが、第2.8.8図はそのうちのR30が記録されているベストトラックデータの割合の年々変動を示している。ベストトラックにおいてR30の記録が始まったのは1980年代末からのため、JRA-25ではルックアップ表で代用された。他方、JRA-55ではこのルックアップ表は使用されず、ベストトラックのR30が使用された。R30が記録されていない熱帯低気圧に対しては予め決められた固定値が使用されたが、この固定値とベストトラックのR30との間に大きな差があったため、R30の有無により算出されるTCRの風速に大きな差が生じるといった結果となった。第2.8.7図と第2.8.8図を較べると、TCRの風速とR30の記録率との間には明瞭な負の相関があることが分かる。

JRA-55で用いたTCRは偽の弱化トレンドを示しているが、それでも熱帯低気圧を正しい位置に表現するには役立っており、それは、JRA-55では高い検出率が保たれていることから分かる。従って、個々の熱帯低気圧の事例解析に用いる場合などには、JRA-55が最適なデータセットとなることが期待される。しかしながら、JRA-55における熱帯低気圧の長期変化傾向は、TCR風速に見られる偽の弱化トレンドの影響を受けた可能性が非常に高い。TCR風速に見られる偽の弱化トレンドがJRA-55における熱帯低気圧の表現に与えた影響を評価するために、今後、更なる調査を行う予定である。



第2.8.7図 JRA-55及びJRA-25で用いられたTCRの全球年平均風速と、ベストトラックの全球年平均最大風速



第2.8.8図 R30が記録されているベストトラックデータの割合

## 2.9 結論

JRA-55 は 2009 年 12 月時点の気象庁現業データ同化システムの低解像度版 (TL319) を用いて実施された。このデータ同化システムには、改良版長波放射過程や 4D-Var、衛星輝度温度のための VarBC といった、JRA-25 実施以降の様々な開発成果が取り入れられている。又、新たに整備された均質性の向上した観測データセットも可能な限り利用された。観測データとの適合度の改善や解析インクリメントの縮小、予報成績の向上からも明らかのように、これらの進展の成果を活用することによって、JRA-55 では、JRA-25 よりも物理的整合性が大幅に向上したプロダクトが作成された。

JRA-25 における主要な問題点の一つであった下部成層圏の低温バイアスについては、放射過程の改良、特に長波放射過程におけるドップラー型の吸収の表現の改善により、JRA-55 では解消された。地表面下向き赤外放射フラックスについては、長波放射過程の改良、特に水蒸気連続吸収帯の表現の改善により、観測による見積もりに大幅に近づいた。加えて、予報モデルにおける気候場の再現性の向上、ラジオゾンデ気温観測データのバイアス補正や衛星輝度温度データの取扱いの高度化により、JRA-55 の気温解析値の時間均質性は、既存の再解析データのものから大幅に向上した。もう一つの主要な問題点であったアマゾン川流域の乾燥バイアスについては、アマゾン川流域周辺の地上気圧観測データを全て排除するという応急措置によって、JRA-55 では緩和された。しかしながら、問題の根本的解決には更なる調査と改良を要する。

これまでに行われた品質評価により、対流圏上層における高温バイアス、対流圏下層における低温バイアス、対流活発域における可降水量の負バイアス、といった問題点も明らかとなった。対流圏上層における高温バイアスは、観測システムが充実するにつれて徐々に減少しており、観測システムの変遷の影響は、特に GNSS-R0 観測データの利用を開始した 2006 年 7 月にはっきりと現れている。プロダクトの時間均質性を高めるためには、

これらのモデルバイアスの更なる削減が必要である。予報モデルから導出される診断量には未だ大きな系統誤差があり、例えば、熱帯域の降水量が過多、大気上端太陽放射反射量が熱帯、亜熱帯域 (南極海周辺) で過大 (過小)、大気上端外向き赤外放射フラックスが対流活発域で過大なことや、全体として、大気上端、地表面における全球平均正味フラックスに、上向きに約  $10 \text{ W m}^{-2}$  の大きな不均衡がある。これらの診断量が気候用途に利用できるようになるまでには、モデルの物理過程の更なる改良が必要である。加えて、解析された熱帯低気圧の強度に不自然な長期変化があることも明らかとなった。この不自然な長期変化は TCR の算出方法に起因するものと考えられており、再解析における観測データの均質化の重要性を再認識させるものとなった。

JRA-55 データにおける長周期変動や長期変化傾向の再現性について、及びモデルの系統誤差や観測システムの変遷の影響について、更なる調査を可能とするために、気象庁気象研究所では、従来型観測データのみを使用した再解析 (JRA-55C, C. Kobayashi et al. 2014) と、大気モデル相互比較プロジェクト (AMIP) 型シミュレーション (JRA-55AMIP) を実施している。これらは、JRA-55 と共通の数値解析予報システムを用いて作成されており、JRA-55 と合わせて、JRA-55 ファミリーとして提供される。JRA-55 ファミリー間の相互比較により、データ同化システムや予報モデルの問題点が明らかにされ、将来の再解析における改善へと繋がっていくことが期待される。

将来の再解析に向けて、海面境界条件の高解像度化も検討が必要と考えられる。Nakamura et al. (2008) は対流圏の循環とその変動性に対する中緯度の海面水温前線の重要性を指摘している。JRA-55 で用いた COBE-SST は  $1 \text{ 度} \times 1 \text{ 度}$  緯度 / 経度の解像度で現地観測のみを用いて作成されたものであるが、中緯度の海面水温前線の表現は十分とは言えない。衛星時代については、衛星観測データをできるだけ用いた高解像度 SST データの利用を検討すべきと考えられる。

又、観測データセットの拡充も再解析の更なる発展に欠かすことができない。過去の観測データの発掘、整備や過去の衛星観測データの再処理等の活動が、ERA-CLIM<sup>1</sup>や SCOPE-CM 等の国際プロジェクトにより実施されている。これらのプロジェクトにより整備される観測データセットは再解析の品質向上に不可欠と考えられる。

#### 謝辞

JRA-55 プロジェクトは、気象庁の関係各署の協力のもとに実施された。JRA-55 で用いたデータ同化システムは、数値予報課における長年の数値予報技術の開発成果に基づいている。気象衛星センターでは、GMS、MTSAT の AMV、CSR データの再処理が行われた。日別 3 次元オゾンデータは、環境気象管理官の協力のもと作成された。又、気候情報課、及び気象研究所の多くの職員が本計算の当初からプロダクトの品質評価に貢献している。

JRA-55 で用いた観測データの収集においても、多くの方々や機関の支援を受けた。JRA-55 観測データセットの主要部分は、ECMWF から提供された ERA-40 観測データセットである。NOAA の Michael Fiorino 博士には、TCR を再作成し、準リアルタイム作成用にソフトウェアを提供していただいた。加えて、付録 2.A に示した通り、多くの機関から様々な観測データの提供を受けた。

衛星輝度温度データの同化には、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) Satellite Application Facility on Numerical Weather Prediction (NWP SAF) により開発された RTTOV-9.3 を利用した。英国気象局の Roger Saunders 博士からは、VTPR、GMS-5 用の最新の放射伝達係数を提供していただいた。

岩崎俊樹東北大学教授を委員長とする長期再解析推進委員会の委員の先生方からは、JRA-55 プロジェクト開始当初から、再解析実施に関わる様々な側面にわたって貴重な助言をいただいた。又、外部から 27 名の研究者に、プロダクトの公開に先

立って品質評価に協力していただいた。

JRA-55 プロジェクトは、これら様々な方面からの協力によって実現された。JRA-55 プロジェクトに協力いただいたすべての方々に、著者一同、厚く御礼申し上げる。

---

<sup>1</sup> <http://www.era-clim.eu/>

付録 2.A JRA-55 で用いた観測データソース

JRA-55 で用いた観測データの提供元、観測種別、利用期間を第 2.A1 表に示す。

**第 2.A1 表 JRA-55 で用いた観測データソース**

無地のセルで示された観測データは JRA-25 以降に追加、又は再処理されたもの、陰影のセルで示された観測データは JRA-25 で用いたものと同じものである。

データ提供元	データ種別、及び データ提供元による識別名	期間	備考
<b>従来型データ</b>			
ECMWF		1958 年 1 月 ~ 2002 年 8 月	Uppala et al.(2005)
気象庁		1961 年 1 月 ~	
	GAME 及び SCSMEX	1998 年 4 月 ~ 1998 年 10 月	
NCEP/NCAR	SYNOP 及び高層観測	1979 年 1 月 ~ 1979 年 12 月	Kalnay et al.(1996) Kistler et al.(2001)
山中大学氏	ラジオゾンデ(インドネシア)	1991 年 11 月 ~ 1999 年 5 月	Okamoto et al. (2003)
Mike Fiorino 氏	TCR	1958 年 1 月 ~	Fiorino(2002)
RIHMI	積雪深(ロシア)	1958 年 1 月 ~ 2008 年 12 月	<a href="http://meteo.ru/english/climate/snow.php">http://meteo.ru/english/climate/snow.php</a>
UCAR	積雪深(米国)	1958 年 1 月 ~ 2011 年 8 月	NCDC et al.(1981)
中国地面気象記録月報	積雪深(中国)	1971 年 1 月 ~ 2006 年 12 月	印刷物からデジタル化
IMH	積雪深(モンゴル)	1975 年 1 月 ~ 2007 年 12 月	
<b>衛星輝度温度</b>			
ECMWF	VTPR	1973 年 1 月 ~ 1979 年 2 月	Uppala et al.(2005)
	HIRS 及び SSU	1978 年 11 月 ~ 2000 年 12 月	
	MSU 及び AMSU	1978 年 11 月 ~ 2003 年 5 月	
NOAA/NCDC	SSM/I	1987 年 6 月 ~ 2004 年 12 月	
NOAA/CLASS	AMSU 及び MHS	1998 年 8 月 ~	
	SSM/I	1987 年 7 月 ~	
気象庁	AMSU 及び MHS	2003 年 6 月 ~	
	SSM/I 及び SSMIS	2006 年 3 月 ~	
	TMI	2011 年 12 月 ~	
	CSR	2005 年 6 月 ~	
気象庁気象衛星センター	GMS-5、GOES 9、MTSAT-1R 再処理 CSR	1995 年 7 月 ~ 2009 年 12 月	
宇宙航空研究開発機構、NASA	再処理 TMI バージョン 7	1998 年 2 月 ~ 2011 年 12 月	
宇宙航空研究開発機構	再処理 AMSR-E バージョン 3	2002 年 6 月 ~ 2011 年 10 月	
EUMETSAT	Meteosat CSR	2001 年 1 月 ~ 2009 年 8 月	
<b>AMV</b>			
ECMWF	GMS, Meteosat, GOES	1979 年 1 月 ~ 1997 年 12 月	Uppala et al.(2005)
気象庁	GMS, MTSAT, Meteosat, GOES	1979 年 12 月 ~ 1980 年 12 月 1998 年 1 月 ~	
	MODIS	2004 年 6 月 ~	
気象庁気象衛星センター	再処理 GMS、GOES 9、MTSAT-1R	1979 年 1 月 ~ 1979 年 11 月 1987 年 3 月 ~ 2009 年 9 月	
EUMETSAT	再処理 Meteosat-2	1982 年 5 月 ~ 1988 年 8 月	van de Berg et al.(2002)
	再処理 Meteosat-3 ~ -7	1988 年 8 月 ~ 1988 年 11 月 1989 年 1 月 ~ 2000 年 12 月	
	Meteosat-5 ~ -7	2001 年 1 月 ~ 2001 年 2 月	
<b>散乱計海上風</b>			
ESA	再処理 AMI(ERS.ASPS20.N)	1997 年 5 月 ~ 2001 年 1 月	De Chiara et al.(2007) Hersbach(2008)
JPL	QuikSCAT 再処理 SeaWinds (QSCAT_LEVEL_2B_V2)	1999 年 7 月 ~ 2009 年 11 月	Dunbar et al.(2006)

気象庁	ASCAT	2008年1月～	
<b>GNSS-RO 屈折率</b>			
CDAAC	再処理 CHAMP、SAC-C、COSMIC、GRACE、Metop-A、TerraSAR-X、C/NOFS	2006年7月～2012年6月	
気象庁	COSMIC、GRACE、Metop、TerraSAR-X、C/NOFS	2012年6月～	

## 付録 2.B 略語集

1D-Var	One-dimensional variational analysis	1次元変分法
20C3M	Twentieth century climate in coupled models	
20CR	Twentieth Century Reanalysis	20世紀再解析
2D-OI	Two-dimensional OI	2次元OI
3D-Var	Three-dimensional variational analysis	3次元変分法
4D-Var	Four-dimensional variational analysis	4次元変分法
AMI	Active Microwave Instrument	能動型マイクロ波観測装置
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project	
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS	
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit	改良型マイクロ波探査計
AMV	Atmospheric motion vector	大気追跡風
ASCAT	Advanced Scatterometer	改良型散乱計 (Metop 衛星に搭載)
ASPS	Advanced Scatterometer Processing System	
ATOVS	Advanced TOVS	改良型 TOVS
BFGS	Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (algorithm)	
BSRN	Baseline Surface Radiation Network	
BUOY	Report of a buoy observation	
C/NOFS	Communications/Navigation Outage Forecasting System	
CAPE	Convective available potential energy	対流有効位置エネルギー
CCM	Chemistry climate model	
CDAAC	COSMIC Data Analysis and Archive Center	
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System	
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis	
CHAMP	Challenging Mini-satellite Payload	
CLASS	Comprehensive Large Array-data Stewardship System	
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5	
CMOD	C-band model function	
COBE	Centennial In Situ Observation-based Estimates of the Variability of SSTs and Marine Meteorological Variables	
COSMIC	Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate	
CRU	Climatic Research Unit	
CRUTEM4	CRU temperature dataset	
CSR	Clear sky radiance	晴天放射
DCAPE	Dynamic CAPE generation rate	CAPE の力学過程による時間変化傾向
DOE	Department of Energy	
EBAF	Energy Balanced and Filled (flux dataset)	
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast	ヨーロッパ中期予報センター
EORC	Earth Observation Research Center	地球観測研究センター
EOS	Earth Observing System (NASA)	
ERA	ECMWF Reanalysis	ECMWF 再解析
ERA-40	A 45-year ERA from September 1957 to August 2002	
ERA-CLIM	European Reanalysis of Global Climate Observations	
ERS	European Remote Sensing Satellite	欧州リモートセンシング衛星
ESA	European Space Agency	欧州宇宙機関
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites	欧州気象衛星開発機構
FAA	Federal Aviation Administration	
FGAT	First guess at the appropriate time	
FGGE	First GARP Global Experiment	第1回全球大気研究計画全球実験
FOV	Field of view	視野
GAME	GEWEX Asia Monsoon Experiment	GEWEX アジア・モンスーン実験
GARP	Global Atmospheric Research Programme	全球大気研究計画
GEBA	Global energy balance archive	
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment	全球エネルギー・水循環実験計画
GMS	Geostationary Meteorological Satellite	静止気象衛星 (日本)
GNSS-RO	Global Navigation Satellite System - Radio Occultation	全球航法衛星システム-掩蔽観測

GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite	静止気象衛星 (米国)
GPCP	Global Precipitation Climatology Project	全球降雨計画
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment	
GSM	Global spectral model	全球スペクトルモデル
HadAT	Hadley Centre's radiosonde temperature product	
HIRS	High-Resolution Infrared Spectrometer	高分解能赤外放射探査計
HITRAN	High Resolution Transmission	
IMH	Institute of Meteorology and Hydrology (Mongolia)	
JCDAS	JMA Climate Data Assimilation System	気象庁気候データ同化システム
JMA	Japan Meteorological Agency	気象庁
JPL	Jet Propulsion Laboratory	ジェット推進研究所
JRA-25	Japanese 25-year Reanalysis	JRA-25 長期再解析
JRA-55	Japanese 55-year Reanalysis	気象庁 55 年長期再解析
JRA-55AMIP	JRA-55 AMIP-type simulation	
JRA-55C	JRA-55 sub-product assimilating Conventional observations only	
LBLRTM	Line-by-Line Radiative Transfer Model	
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications	
MHS	Microwave Humidity Sounder	マイクロ波水蒸気サウンダ
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer	中分解能撮像分光放射計
MRI	Meteorological Research Institute (JMA)	気象研究所
MSG	Meteosat Second Generation	
MSU	Microwave Sounding Unit	マイクロ波探査計
MT_CKD	Mlawer-Tobin-Clough-Kneizys-Davies (water vapor continuum absorption model)	
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite	運輸多目的衛星
NASA	National Aeronautics and Space Administration	米国航空宇宙局
NCAR	National Center for Atmospheric Research	米国大気研究センター
NCDC	National Climate Data Center	
NCEP	National Center for Environmental Prediction	国家環境予測センター (米国)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	米国海洋大気庁
NWP SAF	Satellite Application Facility on Numerical Weather Prediction	
NWS	National Weather Service	
OI	Optimal interpolation	最適内挿法
OMI	Ozone Monitoring Instrument	オゾン監視測器 (Aura 衛星に搭載)
PAOBS	Pseudo Surface Pressure Observations produced by Australia	
QC	Quality control	品質管理
QuikSCAT	Quick Scatterometer	
R30	Radius of 30-kt winds	30 ノット強風半径
RAOBCORE	Radiosonde Observation Correction using Reanalyses	
RCP	Representative Concentration Pathway	
RIHMI	Russian Research Institute for Hydrometeorological Information	
RMS	Root-mean-square	2 乗平均平方根
RSS	Remote Sensing Systems	
RTTOV	Radiative Transfer for the TIROS Operational Vertical Sounder	
SAC-C	Satélite de Aplicaciones Cientificas-C	
SCOPE-CM	Sustained, Coordinated Processing of Environmental Satellite Data for Climate Monitoring	
SCSMEX	South China Sea Monsoon Experiment	
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager	スピン走査式可視熱赤外イメージャ
SHIP	Report of surface observation from a sea station	
SiB	Simple Biosphere (model)	生物圏モデル
SMS	Supervisor Monitor Scheduler	
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager	マイクロ波放射計
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder	SSM/I にサウンダ機能を持つチャンネルを追加した放射計
SST	Sea surface temperature	海面水温
SSU	Stratospheric Sounding Unit	成層圏探査計
STAR	Center for Satellite Applications and Research	米国衛星利用研究センター

SYNOP	Report of surface observation from a fixed land station	
TCR	Wind profile retrieval surrounding tropical cyclones	熱帯低気圧周辺風
TIROS	Television and Infrared Observation Satellite	実験用観測衛星（米国）
TMI	TRMM Microwave Imager	TRMM マイクロ波観測装置（TRMM 衛星に搭載）
TOA	Top of the atmosphere	大気上端
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer	オゾン全量分光計
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder	TIROS 実用型鉛直探査計
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission	熱帯降雨観測衛星
UCAR	University Corporation for Atmospheric Research	
VarBC	Variational bias correction	変分法バイアス補正
VTPR	Vertical Temperature Profile Radiometer	
WDCGG	World Data Centre for Greenhouse Gases	温室効果ガス世界資料センター
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関

## 参考文献

- 石橋俊之, 2009: 静止気象衛星晴天輝度温度の利用、及び変分法バイアス補正の改良. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-53.
- 岩崎俊樹, 北川裕人, 1996: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 42 号, 気象庁予報部, 1-29.
- 岡本幸三, 2007: ATOVS 直接同化. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 58-70.
- 計盛正博, 大和田浩美, 福田和代, 2005: ATOVS レベル 1C 輝度温度の直接同化. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 82-89.
- 気象庁, 2013: JRA-55 プロダクト利用手引書: 1.25 度緯度/経度格子データ編. 気象庁地球環境・海洋部気候情報課, 22pp. [http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index\\_ja.html](http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_ja.html).
- 気象庁, 2014: JRA-55 プロダクト利用手引書: モデル格子データ編. 気象庁地球環境・海洋部気候情報課, 31pp. [http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index\\_ja.html](http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_ja.html).
- 北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 46 号, 気象庁予報部, 16-31.
- 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, 54-58.
- 北川裕人, 藪将吉, 村井臣哉, 2005: 雲-放射過程. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 65-66.
- 操野年之, 2001: 衛星による観測データを用いた監視資料の作成(マイクロ波による積雪情報抽出アルゴリズムの開発及び季節予報業務への利用). 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, 27-34.
- 坂本雅巳, 2009: 従来型観測の品質管理に関するその他の開発. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 19-26.
- 酒匂啓司, 2010: 航空機気温データの全球解析での利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 33-37.
- 佐藤芳昭, 2007: 全球解析における利用(輝度温度直接同化). 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 96-101.
- 杉正人, 多田一正, 1988: 長波放射. 数値予報課報告・別冊第 34 号, 2-18.
- 田内利治, 2004: マイクロ波放射計可降水量の同化. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 116-121.
- 竹内義明, 2002: 全球 3 次元変分法. 数値予報課報告・別冊第 48 号, 17-36.
- 太原芳彦, 村田一則, 2007: マイクロ波散乱計. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 121-132.
- 藤田匡, 2004: 背景誤差統計量のスムージング廃止. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 127-132.
- 宮本健吾, 2009: 適合ガウス格子版全球モデル. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 27-49.
- 村井臣哉, 2009: 放射. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 87-90.
- 藪将吉, 村井臣哉, 北川裕人, 2005: 晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 53-64.
- 吉村裕正, 松村崇行, 2004: セミラグランジュ統一モデル. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 51-60.
- 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.
- Andræ, U., N. Sokka, and K. Onogi, 2004: *The radiosonde temperature bias corrections used in ERA-40. ECMWF ERA-40 Project Report Series*, 15, ECMWF, UK, 34pp. <http://www.ecmwf.int/en/research/publications/>.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Arking, A., and K. Grossman, 1972: The influence of line shape and band structure on temperatures in planetary atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 937-949.
- Bengtsson, L., P. Arkin, P. Berrisford, P. Bougeault, C. K. Folland, C. Gordon, K. Haines, K. I. Hodges, P. Jones, P. Kallberg, N. Rayner, A. J. Simmons, D. Stammer, P. W. Thorne, S. Uppala, and R. S. Vose, 2007: The need for a dynamical climate reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 495-501.
- Bosilovich, M. G., F. R. Robertson, and J. Chen, 2011: Global energy and water budgets in MERRA. *J. Climate*, **24**, 5721-5739.
- Bréon, F.-M., D. Jackson, and J. Bates, 1999: Evidence of atmospheric contamination on the measurement of the spectral response of the GMS-5 water vapor channel. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1851-1853.
- Briegleb, B. P., 1992: Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. *J. Geophys. Res.*, **97**, D7, 7603-7612.
- Briegleb, B. P., P. Minnis, V. Ramanathan, and E. Harrison, 1986: Comparison of regional clear-sky albedos inferred from satellite observations and model computations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 214-226.
- Chou, M.-D., and L. Kouvaris, 1991: Calculations of transmission functions in the infrared CO<sub>2</sub> and O<sub>3</sub> bands. *J. Geophys. Res.*, **96**, D5, 9003-9012.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, X.-Z. Liang, and M. M.-H. Yan, 2001: *A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies. Technical report series on global modeling and data assimilation*, NASA/TM-2001-104606, 19, National Aeronautics and Space Administration

- (NASA) Goddard Space Flight Center, USA, 68pp. <http://ntrs.nasa.gov/>.
- Clarke, L., J. Edmonds, H. Jacopy, H. Pitcher, J. Reilly, and R. Richels, 2007: *Scenarios of greenhouse gas emissions and atmospheric concentrations*. Sub-report 2.1A of Synthesis and Assessment Product 2.1 by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. Department of Energy (DOE), Office of Biological & Environmental Research, USA, 154pp. <http://library.globalchange.gov/products>.
- Clough, S. A., and M. J. Iacono, 1995: Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates 2. Application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons. *J. Geophys. Res.*, **100**, D8, 16519-16535.
- Clough, S. A., M. J. Iacono, and J.-L. Moncet, 1992: Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates: Application to water vapor. *J. Geophys. Res.*, **97**, D14, 15761-15785.
- Clough, S. A., M. W. Shephard, E. J. Mlawer, J. S. Delamere, M. J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. D. Brown, 2005: Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **91**, 233-244.
- Coakley, J. A., Jr., R. D. Cess, and F. B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 116-138.
- Compo G. P., J. S. Whitaker, P. D. Sardeshmukh, N. Matsui, R. J. Allan, X. Yin, B. E. Gleason, Jr., R. S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R. I. Crouthamel, A. N. Grant, P. Y. Groisman, P. D. Jones, M. C. Kruk, A. C. Kruger, G. J. Marshall, M. Maugeri, H. Y. Mok, Ø. Nordli, T. F. Ross, R. M. Trigo, X. L. Wang, S. D. Woodruff, and S. J. Worley, 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 1-28.
- Courtier, P., J.-N. Thépaut, and A. Hollingsworth, 1994: A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1367-1387.
- De Chiara, G., R. Crapolicchio, and P. Lecomte, 2007: *ERS-1/2 scatterometer new products: mission reprocessing and data quality improvement. Paper presented at the 2nd Space for Hydrology Workshop*, Geneva, Switzerland, November 12-14, 2007. <http://earth.esa.int/hydrospace07/programme.html>.
- Dee, D. P., and S. Uppala, 2009: Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1830-1841.
- 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.
- Derber, J., and F. Bouttier, 1999: A reformulation of the background error covariance in the ECMWF global data assimilation system. *Tellus A*, **51**, 195-221.
- Derber, J. C., and W.-S. Wu, 1998: The use of TOVS cloud-cleared radiances in the NCEP SSI analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2287-2299.
- Desroziers, G., L. Berre, B. Chapnik, and P. Poli, 2005: Diagnosis of observation, background and analysis error statistics in observation space. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3385-3396.
- Dorman, J. L., and P. J. Sellers, 1989: A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). *J. Appl. Meteor.*, **28**, 833-855.
- Dunbar, R. S., T. Lungu, B. Weiss, B. Stiles, J. Huddleston, P. S. Callahan, G. Shirtliffe, K. L. Perry, C. Hsu, C. Mears, F. Wentz, and D. Smith, 2006: *QuikSCAT science data product user's manual*, Version 3.0, D-18053 - Rev A, Jet Propulsion Laboratory (JPL), USA, 85pp.
- Ebert, E. E., and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *J. Geophys. Res.*, **97**, no. D4, 3831-3836.
- Ebita, A., S. Kobayashi, Y. Ota, M. Moriya, R. Kumabe, K. Onogi, Y. Harada, S. Yasui, K. Miyaoka, K. Takahashi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, M. Soma, Y. Oikawa, and T. Ishimizu, 2011: The Japanese 55-year Reanalysis "JRA-55": An interim report. *SOLA*, **7**, 149-152.
- Etheridge, D. M., L. P. Steele, R. L. Langenfelds, R. J. Francey, J.-M. Barnola, and V. I. Morgan, 1998: *Historical CO<sub>2</sub> records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores*. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, DOE, USA. <http://cdiac.ornl.gov/trends/co2/lawdome.html>.
- Fiorino, M., 2002: Analysis and forecasts of tropical cyclones in the ECMWF 40-year reanalysis (ERA-40). *Extended abstract of 25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, San Diego,

- CA, USA, 29 April - 3 May 2002, 261-264.
- Freidenreich, S. M., and V. Ramaswamy, 1999: A new multiple-band solar radiative parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **104**, D24, 31389-31409.
- Geleyn, J.-F., and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **52**, 1-16.
- Goody, R. M., 1952: A statistical model for water-vapour absorption. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **78**, 165-169.
- Haimberger, L., C. Tavalato, and S. Sperka 2008: Toward elimination of the warm bias in historic radiosonde temperature records--Some new results from a comprehensive intercomparison of upper-air data. *J. Climate*, **21**, 4587-4606.
- Haimberger, L., C. Tavalato, and S. Sperka. 2012: Homogenization of the global radiosonde temperature dataset through combined comparison with reanalysis background series and neighboring stations. *J. Climate*, **25**, 8108-8131.
- Hatsushika, H., J. Tsutsui, M. Fiorino, and K. Onogi, 2006: Impact of wind profile retrievals on the analysis of tropical cyclones in the JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 891-905.
- Hersbach, H., 2008: *CMOD5.N: A C-band geophysical model function for equivalent neutral wind*. ECMWF Technical Memorandum, 554, ECMWF, UK, 20pp. <http://www.ecmwf.int/en/research/publications/>
- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, **13**, 1093-1104.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the KOBE collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- JMA, 2002: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Numerical Weather Prediction Progress Report*, JMA, Japan, 158pp.
- JMA, 2007: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-Processing and Forecasting System and Numerical Weather Prediction*, JMA, Japan, 194pp. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/nwp-top.htm>.
- JMA, 2013: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research*, JMA, Japan, 188pp. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/nwp-top.htm>.
- Jones, P. D., D. H. Lister, T. J. Osborn, C. Harpham, M. Salmon, and C. P. Morice, 2012: Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. *J. Geophys. Res.*, **117**, D05127, doi:10.1029/2011JD017139.
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman, 1976: The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2452-2459.
- Juang, H.-M. H., 2004: A reduced spectral transform for the NCEP Seasonal Forecast Global Spectral Atmospheric Model. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1019-1035.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, and M. Fiorino, 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 247-267.
- Kobayashi, C., H. Endo, Y. Ota, S. Kobayashi, H. Onoda, Y. Harada, K. Onogi, and H. Kamahori, 2014: Preliminary results of the JRA-55C, an atmospheric reanalysis assimilating conventional observations only. *SOLA*, **10**, 78-82.
- Kobayashi, C., and K. Shibata, 2011: Evaluation of dynamical contribution to lower stratospheric ozone trends in northern mid-latitudes over the last three decades (1980-2006) using a chemical transport model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 363-376.
- Kobayashi, S., M. Matricardi, D. Dee, and S. Uppala, 2009: Toward a consistent reanalysis of the upper stratosphere based on radiance measurements from SSU and AMSU-A. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 2086-2099.
- 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**, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Kopp, G., G. Lawrence, and G. Rottman, 2005: The Total Irradiance Monitor (TIM): science results. *The Solar Radiation and Climate Experiment*.

- Springer., **230**, 129-139.
- Kopp, G., and J. L. Lean, 2011: A new, lower value of total solar irradiance: evidence and climate significance. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01706, doi:10.1029/2010GL045777.
- Krzeminski, B., N. Bormann, G. Kelly, T. McNally, and P. Bauer, 2009: Revision of the HIRS cloud detection at ECMWF. *EUMETSAT/ECMWF Fellowship Programme Research Report*, 19, ECMWF, UK, 15pp. <http://www.ecmwf.int/en/research/publications/>.
- Liu, D. C., and J. Nocedal, 1989: On the limited memory BFGS method for large scale optimization. *Math. Programming*, **45**, 503–528.
- Loeb, N. G., B. A. Wielicki, D. R. Doelling, G. L. Smith, D. F. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith, and T. Wong, 2009: Toward optimal closure of the earth's top-of-atmosphere radiation budget. *J. Climate*, **22**, 748–766.
- Maki, T., A. Ebita, T. Ishimizu, K. Nagata, M. Ikegami, and T. Sasaki, 2008: The daily 3D ozone produced by the chemical transport model for JRA-25. *Extended abstracts of the Third WCRP International Conference on Reanalysis*, Tokyo, Japan, January 28 – February 1, 2008. <http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/Workshops/Reanalysis2008/abstract.html>.
- Matricardi, M., F. Chevallier, G. Kelly, and J.-N. Thépaut, 2004: An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 153-173.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from microwave radiometer for climate monitoring. *Proceedings of the 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, Atlanta, USA, January 29 – February 3, 2006, P2.21.
- McCarthy, M. P., H. A. Titchner, P. W. Thorne, S. F. B. Tett, L. Haimberger, and D. E. Parker, 2008: Assessing bias and uncertainty in the HadAT-adjusted radiosonde climate record. *J. Climate*, **21**, 817–832.
- McMillin, L. M., D. Q. Wark, J. M. Siomkajlo, P. G. Abel, A. Werbowetzki, L. A. Pritchard, D. S. Crosby, H. M. Woolf, R. C. Luebbe, M. P. Weinreb, H. E. Fleming, F. E. Bittner, and C. M. Hayden, 1973: *Satellite infrared soundings from NOAA spacecraft*. *NOAA Technical Report NESS*, 65, NOAA, USA, 112pp.
- Mears, C. A., and F. J. Wentz, 2009a: Construction of the Remote Sensing Systems V3.2 atmospheric temperature records from the MSU and AMSU microwave sounders. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1040-1056.
- Mears, C. A., and F. J. Wentz, 2009b: Construction of the RSS V3.2 lower tropospheric dataset from the MSU and AMSU microwave sounders. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1493-1509.
- Meinshausen, M., S. J. Smith, K. Calvin, J. S. Daniel, M. L. T. Kainuma, J.-F. Lamarque, K. Matsumoto, S. A. Montzka, S. C. B. Raper, K. Riahi, A. Thomson, G. J. M. Velders, and D. P. P. van Vuuren, 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, **109**, 213-241.
- Nakamura, H., T. Sampe, A. Goto, Q. Ohfuchi, and S.-P. Xie, 2008: On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L15709, doi:10.1029/2008GL034010.
- Nash, J., 1988: Extension of explicit radiance observations by the Stratospheric Sounding Unit into the lower stratosphere and lower mesosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1153–1171.
- Nash, J., and G. F. Forrester, 1986: Long-term monitoring of stratospheric temperature trends using radiance measurements obtained by the TIROS-N series of NOAA spacecraft. *Adv. Space Res.*, **6**, 37–44.
- Nash, J., and R. Saunders, 2013: *A review of Stratospheric Sounding Unit radiance observations in support of climate trends investigations and reanalysis*. *Forecasting Research Technical Report*, 586, Met Office, UK, 58pp. <http://www.metoffice.gov.uk/learning/library/publications/science/weather-science-technical-reports>.
- NCDC, NWS, and FAA, 1981: NCDC TD3200 U.S. cooperative summary of day, 1890(1948)-cont. Research Data Archive at NCAR, Computational and Information Systems Laboratory, USA. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds510.0>.
- Okamoto, N., M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, H. Hashiguchi, N. Nishi, T. Sribimawati, and A. Numaguchi, 2003: Seasonal variations of tropospheric wind over Indonesia: comparison between collected operational radiosonde data and NCEP reanalysis for 1992-99. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 829-850.
- Onogi, K., 1998: A data quality control method using forecasted horizontal gradient and tendency in a NWP system: Dynamic QC. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 497-516.
- Onogi, K., 2000: *The long-term performance of the radiosonde observing system to be used for ERA-40*. *ECMWF ERA-40 Project Report Series*, 2, ECMWF, UK, 77pp. <http://www.ecmwf.int/en/research/publications/>.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N.

- Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Ou, S.-C., and K.-N. Liou, 1995: Ice microphysics and climatic temperature feedback. *Atmos. Res.*, **35**, 127-138.
- Parrish, D., and J. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.
- Raia, A., and I. F. A. Cavalcanti, 2008: The life cycle of the South American monsoon system. *J. Climate*, **21**, 6227-6246.
- Räisänen, P., 1998: Effective longwave cloud fraction and maximum-random overlap of clouds: a problem and a solution. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3336-3340.
- Rienecker M. M., M. J. Suarez, R. Gelaro, R. Todling, J. Bacmeister, E. Liu, M. G. Bosilovich, S. D. Schubert, L. Takacs, G.-K. Kim, S. Bloom, J. Chen, D. Collins, A. Conaty, A. da Silva, W. Gu, J. Joiner, R. D. Koster, R. Lucchesi, A. Molod, T. Owens, S. Pawson, P. Pegion, C. R. Redder, R. Reichle, F. R. Robertson, A. G. Ruddick, M. Sienkiewicz, and J. Woollen. 2011: MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, **24**, 3624-3648.
- Robel, J. (ed.), 2009: *NOAA KLM user's guide with NOAA-N, -N' supplement*. February 2009 revision, NOAA, USA. <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/pod-guide/ncdc/docs/klm/index.htm>.
- Roberts, R. E., J. E. A. Selby, and L. M. Biberman, 1976: Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12- $\mu$ m window. *Appl. Opt.*, **15**, 2085-2090.
- Rothman, L. S., A. Barbe, D. Chris Benner, L. R. Brown, C. Camy-Peyret, M. R. Carleer, K. Chance, C. Clerbaux, V. Dana, V. M. Devi, A. Fayt, J.-M. Flaud, R. R. Gamache, A. Goldman, D. Jacquemart, K. W. Jucks, W. J. Lafferty, J.-Y. Mandin, S. T. Massie, V. Nemtchinov, D. A. Newnham, A. Perrin, C. P. Rinsland, J. Schroeder, K. M. Smith, M. A. H. Smith, K. Tang, R. A. Toth, J. Vander Auwera, P. Varanasi, and K. Yoshino, 2003: The HITRAN molecular spectroscopic database: edition of 2000 including updates through 2001. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **82**, 5-44.
- Saha, S., S. Moorthi, H.-L., Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, R. Kistler, J. Woollen, D. Behringer, H. Liu, D. Stokes, R. Grumbine, G. Gayno, Y.-T. Hou, H.-Y. Chuang, H.-M. H. Juang, J. Sela, M. Iredell, R. Treadon, D. Kleist, P. van Delst, D. Keyser, J. Derber, M. Ek, J. Meng, H. Wei, R. Yang, S. Lord, H. van den Dool, A. Kumar, W. Wang, C. Long, M. Chelliah, Y. Xue, B. Huang, J.-K. Schemm, W. Ebisuzaki, R. Lin, P. Xie, M. Chen, S. Zhou, W. Higgins, C.-Z. Zou, Q. Liu, Y. Chen, Y. Han, L. Cucurull, R. W. Reynolds, G. Rutledge, and M. Goldberg, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015-1057.
- Sakamoto, M., and J. Christy, 2009: The Influences of TOVS radiance assimilation on temperature and moisture tendencies in JRA-25 and ERA-40. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1435-1455.
- Santer, B. D., T. M. L. Wigley, A. J. Simmons, P. W. Källberg, G. A. Kelly, S. M. Uppala, C. Ammann, J. S. Boyle, W. Brüggemann, C. Doutriaux, M. Fiorino, C. Mears, G. A. Meehl, R. Sausen, K. E. Taylor, W. M. Washington, M. F. Wehner, and F. J. Wentz, 2004: Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21104, doi:10.1029/2004JD005075.
- Saunders, R., 2002: *RTTOV-7 science and validation report*. EUMETSAT NWP SAF, 51pp. <http://nwpsaf.eu/deliverables/rtm/>.
- Saunders, R., 2008: *RTTOV-9 science and validation report*. EUMETSAT NWP SAF, 74pp. <http://nwpsaf.eu/deliverables/rtm/>.
- Schneider, U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, and M. Ziese, 2011: GPCC full data reanalysis version 6.0 at 0.5°: monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data. DOI: 10.5676/DWD\_GPCC/FD\_M\_V6\_050. [ftp://ftp.dwd.de/pub/data/gpcc/html/fulldata\\_v6\\_doi\\_download.html](ftp://ftp.dwd.de/pub/data/gpcc/html/fulldata_v6_doi_download.html).
- Shibata, K., M. Deushi, T. T. Sekiyama, and H. Yoshimura, 2005: Development of an MRI chemical transport model for the study of stratospheric chemistry. *Pap. Geophys. Meteor.*, **55**, MRI, Japan, 75-119.
- Shine, K. P., J. J. Barnett, and W. J. Randel, 2008: Temperature trends derived from Stratospheric Sounding Unit radiances: The effect of increasing CO<sub>2</sub> on the weighting function. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L02710, doi:10.1029/2007GL032218.
- Simmons, A. J., P. D. Jones, V. da Costa Bechtold, A. C. M. Beljaars, P. W. Källberg, S. Saarinen, S. M. Uppala, P. Viterbo, and N. Wedi, 2004: Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24115, doi:10.1029/2004JD005306.
- Simmons, A. J., P. Poli, D. P. Dee, P. Berrisford, H. Hersbach, S. Kobayashi, and C. Peubey, 2014: Estimating low frequency variability and trends in atmospheric temperature using ERA Interim. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 329-353.
- Simmons, A. J., K. M. Willett, P. D. Jones, P. W. Thorne, and D. P. Dee, 2010: Low-frequency

- variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets. *J. Geophys. Res.*, **115**, D01110, doi:10.1029/2009JD012442.
- Slingo, A., 1989: A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1419-1427.
- Smith, S. J., and T. M. L. Wigley, 2006: Multi-gas forcing stabilization with Minicam. *Energy J.*, **27**, Special Issue no. 3, 373-391.
- Takeuchi, Y., 2002: Algorithm theoretical basis document (ATBD) of the algorithm to derive total water vapor content from ADEOS-II/AMSR. *EORC Bull.*, **9**, Earth Observation Research Center (EORC), Japan, 3-7. <http://sharaku.eorc.jaxa.jp/AMSR/doc/index.htm>
- Thompson, D. W. J., D. J. Seidel, W. J. Randel, C.-Z. Zou, A. H. Butler, C. Mears, A. Osso, C. Long, and R. Lin, 2012: The mystery of recent stratospheric temperature trends. *Nature*, **491**, 692-697.
- Thorne, P. W., D. E. Parker, S. F. B. Tett, P. D. Jones, M. McCarthy, H. Coleman, and P. Brohan, 2005: Revisiting radiosonde upper-air temperatures from 1958 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18105, doi:10.1029/2004JD005753.
- Trenberth, K. E., and J. T. Fasullo, 2010: Simulation of present-day and twenty-first-century energy budgets of the Southern Oceans. *J. Climate*, **23**, 440-454.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Mackaro, 2011: Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses. *J. Climate*, **24**, 4907-4924.
- Trenberth, K. E., and L. Smith, 2008: Atmospheric energy budgets in the Japanese reanalysis: evaluation and variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 579-592.
- Uppala, S. M., P. W. Källberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Cairns, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- van de Berg, L., J. Gustafsson, and A. Yildirim, 2002: Reprocessing of atmospheric motion vectors from Meteosat image data. *ECMWF ERA-40 Project Report Series*, 3, ECMWF, UK, 159-168. <http://www.ecmwf.int/en/research/publications/>
- Veersé, F., D. Auroux, and M. Fisher, 2000: Limited-memory BFGS diagonal preconditioners for a data assimilation problem in meteorology. *Optimization and Engineering*, **1**, 323-339.
- Walsh, J. E., and W. L. Chapman, 2001: 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annals of Glaciology*, **33**, 444-448.
- Wang, L., C.-Z. Zou, and H. Qian, 2012: Construction of stratospheric temperature data records from Stratospheric Sounding Units. *J. Climate*, **25**, 2931-2946.
- Werbowetzki, A. (ed.), 1981: *Atmospheric sounding user's guide*. NOAA Technical Report NESS, **83**, NOAA, USA, 82pp.
- Wild, M., D. Folini, C. Schär, N. Loeb, E. G. Dutton, and G. König-Langlo, 2013: The global energy balance from a surface perspective. *Climate Dyn.*, **40**, 3107-3134.
- Wise, M., K. Calvin, A. Thomson, L. Clarke, B. Bond-Lamberty, R. Sands, S. J. Smith, A. Janetos, and J. Edmonds, 2009: Implications of limiting CO<sub>2</sub> concentrations for land use and energy. *Science*, **324**, 1183-1186.
- WMO, 1986: *A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation*, World Climate Programme (WCP), 112, 53pp.
- WMO, 2010: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010*. Global Ozone Research and Monitoring Project, 52, World Meteorological Organization (WMO), Switzerland, 572pp.
- WMO, 2012: *WMO WDCGG data summary*, 36, JMA, Japan, 100pp. <http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/products/publication.html>.
- Wyser, K., 1998: The effective radius in ice clouds. *J. Climate*, **11**, 1793-1802.
- Xie, S., and M. Zhang, 2000: Impact of the convection triggering function on single-column model simulations. *J. Geophys. Res.*, **105**, D11, 14983-14996.
- Zhong, W., and J. D. Haigh, 1995: Improved broadband emissivity parameterization for water vapor cooling rate calculations. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 124-138.

### 3 2013年夏の日本及び東アジアの極端な天候<sup>1</sup>

2013年夏(6～8月)の日本は全国的に高温となり、西日本の夏平均気温は統計を開始した1946年以降で最も高くなった。また、日本海側の地域を中心に多雨となった一方、太平洋側の地域や沖縄・奄美で少雨となった。気象庁の異常気象分析検討会<sup>2</sup>では、このような極端な天候をもたらした大気循環について分析を行い、その要因に関する見解を発表した(平成25年9月2日報道発表)。本章では異常気象分析検討会での分析結果を中心に、この事例の詳細について述べる。また、日本以外の東アジアやその周辺でも、中国南部の高温・少雨、中国中部から朝鮮半島北部の大雨、アムール川流域の多雨等、極端な天候が現れたことから、その概要も記す。なお、本章で用いた大気循環データは、気象庁と電力中央研究所が共同で実施した長期再解析(JRA-25)及びそれと同じシステムの気象庁気候データ同化システム(JCDAS)による解析値である。

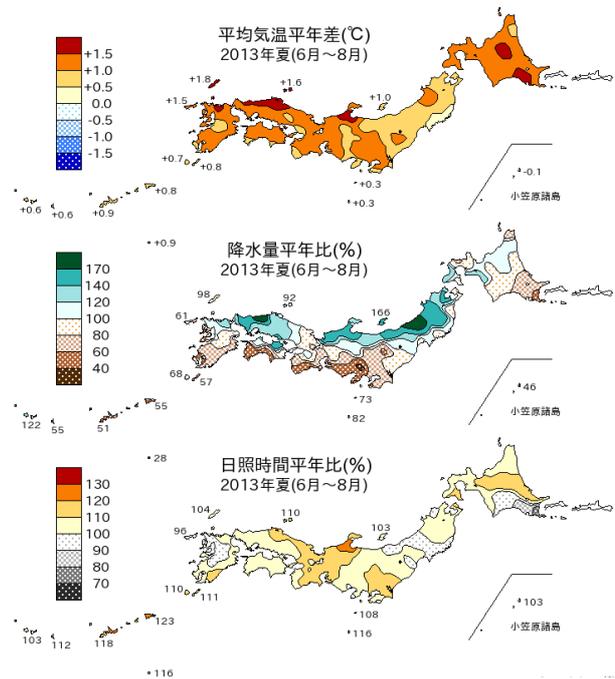
#### 3.1 天候の特徴

2013年夏の日本の平均気温(第3.1.1図)は、全国的に平年を上回った。西日本では統計を開始した1946年以降で最も暑い夏となり、東日本では3位タイ、沖縄・奄美は2位タイの高温となった(第3.1.1表)。8月上旬後半～中旬前半は、東・西日本太平洋側を中心に厳しい暑さとなり、多くの地点で真夏日や猛暑日を記録した(第3.1.2図)。8月12日には高知県四万十市江川崎で国内の日最高気温の歴代1位となる41.0℃を記録した。この夏に日最高気温の高い記録を更新した地点は143地点、日最低気温の高い記録を更新した地点は93地点にのぼった(タイ記録含む)。

<sup>1</sup> 田中 昌太郎

<sup>2</sup> 異常気象分析検討会は、気象庁が2007年6月に設置し、大学・研究機関等の気候に関する専門家から構成される。社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、検討会は最新の科学的知見に基づいて発生要因を分析し、気象庁は検討会の分析結果を踏まえて異常気象の発生要因等に関する見解を迅速に発表している。

2013年夏の降水量(第3.1.1図)は、東北日本海側、北陸地方、中国地方で多雨となった。東北地方では7月に梅雨前線が停滞することが多く、雨の日が続いたため、降水量平年比は182%となり、7月の降水量としては統計を開始した1946年以降で最も多かった。北陸地方の夏の降水量平年比は151%で、歴代4位の記録となった。また、7月末～8月上旬や8月下旬には山口県、島根県、秋田県、岩手県の一部地域で、豪雨に見舞われた。

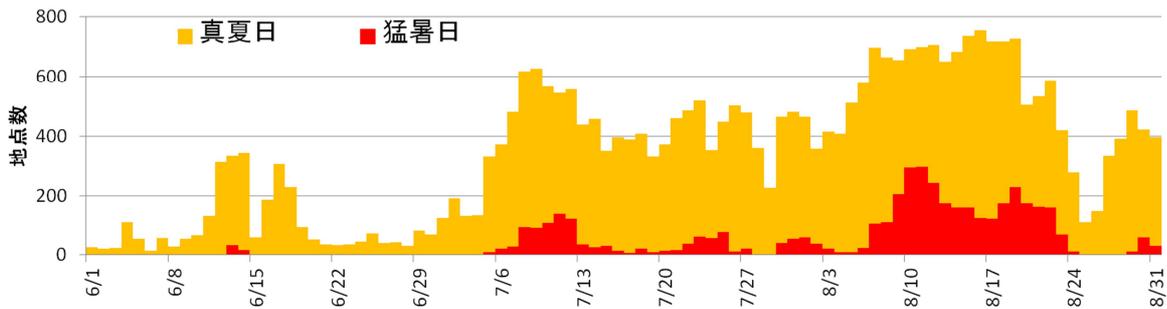


第3.1.1図 2013年夏(6～8月)の平均気温、降水量、日照時間の平年差(比)の分布  
平年値は1981～2010年の平均値。

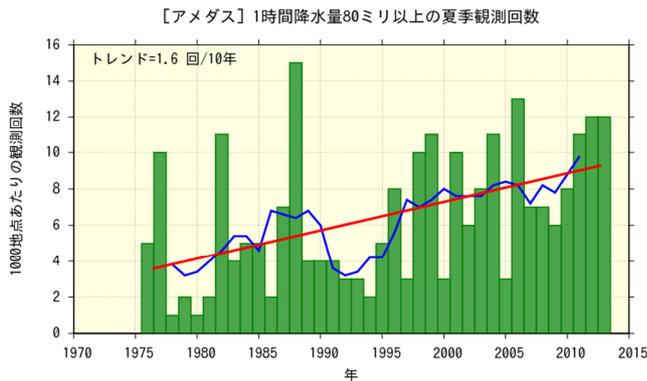
第3.1.1表 地域別の夏(6～8月)平均気温平年差(単位:℃)の高い方からの順位  
2013年の値を黄色セルで示す。平年値は1981～2010年の平均値。

	1位	2位	3位
北日本	+2.2 (2010年)	+1.9 (1978年)	+1.5 (1999・1950・1946年)
東日本	+1.5 (2010年)	+1.3 (1994年)	+1.1 (2013・1978年)
西日本	+1.2 (2013年)	+1.1 (1994年)	+0.9 (2004・1990年)
沖縄・奄美	+0.8 (1991年)	+0.7 (2013・2001・1998年)	—

北日本の2013年は+1.0 (10位タイ)



第 3.1.2 図 2013 年の猛暑日・真夏日の地点数の推移（6 月 1 日～8 月 31 日）  
 全国のアメダス 927 地点について。猛暑日は日最高気温 35 以上、真夏日は日最高気温 30 以上。



第 3.1.3 図 アメダス地点における 1 時間降水量 80mm 以上の夏（6～8 月）の観測回数の経年変化（1976～2013 年）  
 期間を通して均質な統計値を得るため、正時に観測された 1 時間降水量を対象とし、1,000 地点あたりの観測回数に換算した。棒グラフ（緑）は各年の値、折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期にわたる変化傾向を示す。

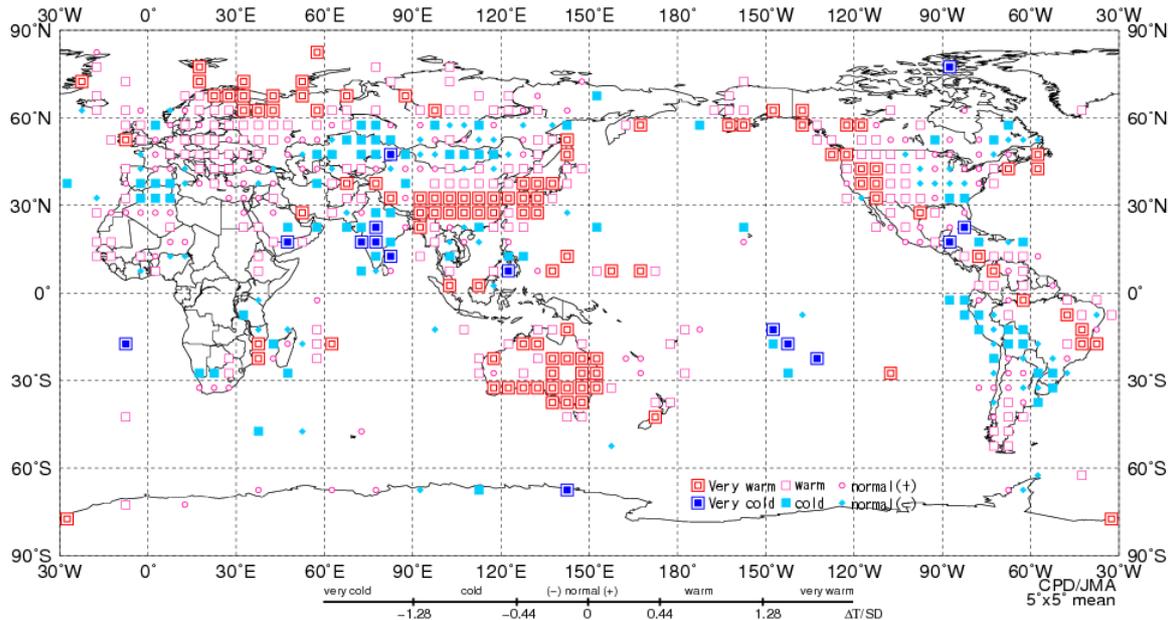
この夏のアメダス地点で観測した 1 時間降水量 80 mm 以上の観測回数は 1976 年以降で 3 番目に多かった（第 3.1.3 図）。一方、太平洋側では夏の降水量が平年を下回り、東日本太平洋側と沖縄・奄美ではかなり少なかった。九州南部・奄美地方の 7 月の降水量平年比は 11%で、7 月としては統計を開始した 1946 年以降で最も少なく、東海地方の夏の降水量平年比は 64%で 3 番目に少なかった。

2013 年夏の東アジアの気温は、モンゴルを除いて平年より高く、特に日本から中国南部にかけては平年よりかなり高くなった（第 3.1.4 図）。月平均気温について、7 月は北海道や朝鮮半島東部、中国中部から南部で、8 月は朝鮮半島東部や中国中部から南部で 2 以上高かった（第 3.1.5 図(a)と(c)）。中国気象局によると、重慶市や湖南省などで 35 以上の日最高気温が 20 日以上続き、40～42 に達する地域もあった。上海市のシージャーホウエイ（徐家匯）では、1872 年の統計開始以

来最も高い気温（40.8 ）を記録した。

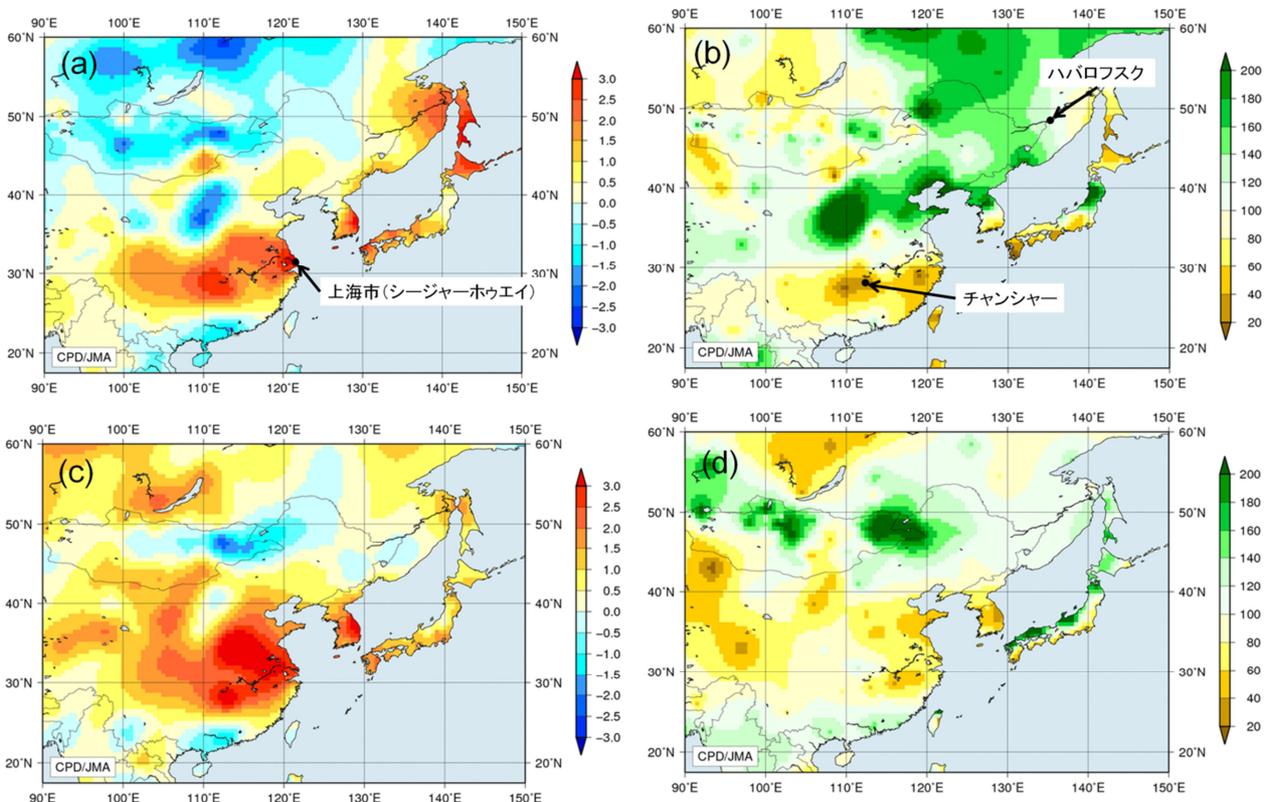
東アジアの月降水量は、7 月に東北地方や朝鮮半島北部から中国北部、東シベリア南部から中国北東部で平年の 160%以上の地域がある一方、九州地方南部や中国南部では平年の 40%以下の地域がみられた（第 3.1.5 図(b)）。8 月の月降水量は、東日本・西日本の日本海側の地域とモンゴル東部付近で平年の 160%以上、朝鮮半島から中国東部で平年の 60%以下となった（第 3.1.5 図(d)）。中国気象局によると、湖南省のチャンシャー（長沙）では、7 月の月降水量が 8mm（平年比約 6%）だった（第 3.1.6 図）。7 月以降の少雨により、貴州省・湖南省では 2,120 万人が影響を受け、187 万ヘクタール以上で農作物への被害が発生した（中国政府）。

中国の北東部から東シベリア南部のアムール川流域では、降水量が平年より多かった（第 3.1.5 図(b)と(d)）。アムール川流域の 39 地点で平均した 7 月 1 日～9 月 18 日の積算降水量は 1996 年以降で最も多く、1996～2012 年の平均値（183mm）の約 2.1 倍（381mm）となった（第 3.1.7 図）。ロシア水文気象環境監視局によると、アムール川の中流・下流域の各地では過去最高の水位を 1.5～2m 上回り、洪水が発生した。ハバロフスク市の水位は 9 月 3～4 日に 808cm となり、これまでの最高記録 642cm（1897 年）を上回った。ロシア極東域では 13 万 5 千人以上の住民、1 万 4 千の家屋、総延長 1,600km に及ぶ道路や 170 以上の橋が洪水の影響を受けた（ロシア政府）。中国北東部では 8 月に、大雨による洪水の影響で 110 人以上が死亡した（中国政府）。



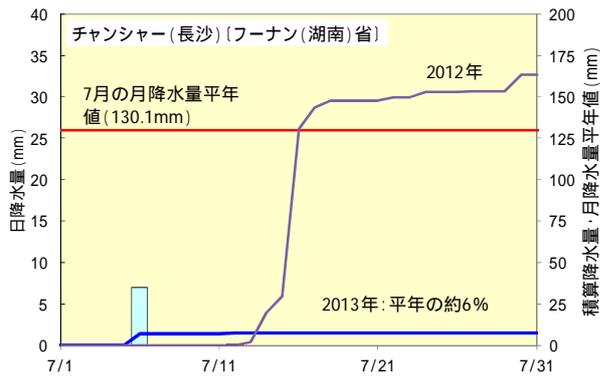
第 3.1.4 図 2013 年夏（6～8 月）平均気温の規格化平年差の分布

3 か月平均気温の平年差を標準偏差で割って求めた値（規格化偏差）を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、6 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は±1.28、±0.44、0。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。平年値及び標準偏差は、1981～2010 年のデータに基づく。

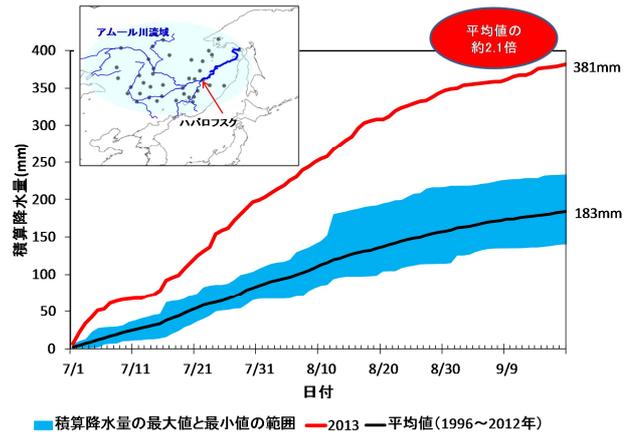


第 3.1.5 図 2013 年 7 月と 8 月の月平均気温平年差と月降水量平年比の分布

(a) 7 月の月平均気温平年差 ( ) (b) 7 月の月降水量平年比 (%) (c) 8 月の月平均気温平年差 ( ) (d) 8 月の月降水量平年比 (%)。平年値は 1981～2010 年の平均値。



第 3.1.6 図 湖南省チャンシャー（長沙）での降水量の推移（2013 年 7 月 1 ～ 31 日）  
水色の棒グラフは 2013 年の日降水量（mm；左軸）、青実線は 2013 年の積算降水量（mm；右軸）、紫実線は 2012 年の積算降水量、赤実線は 7 月の月降水量平年値（1981 ～ 2010 年の平均値：130.1mm；右軸）。



第 3.1.7 図 アムール川流域の平均積算降水量（7 月 1 日～9 月 18 日）  
アムール川流域の 39 地点（地図の黒丸）から算出した 7 月 1 日からの平均積算降水量。赤実線は 2013 年の値、青い領域は 1996～2012 年の最大値と最小値の範囲、黒実線は 1996～2012 年の平均値を示す。左上の地図の水色の領域は、アムール川流域のおおよその範囲。

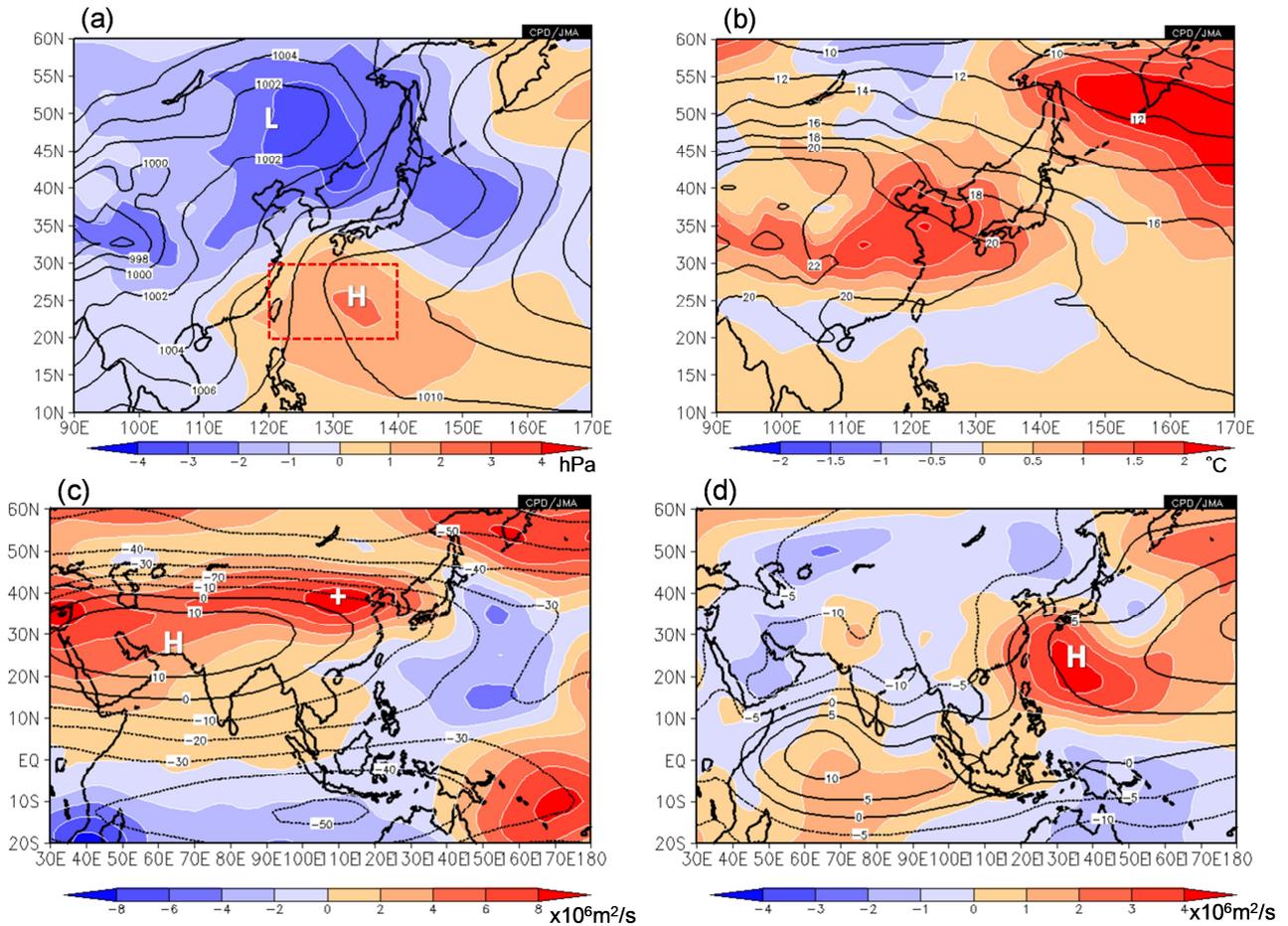
### 3.2 極端な天候をもたらした大気循環場の特徴

2013 年 7 ～ 8 月は、太平洋高気圧が本州の南海上で優勢で、中国東部や西日本への張り出しが非常に明瞭だった（第 3.2.1 図(a)と(d)）。太平洋高気圧が本州南海上で勢力の強い状態は、台風第 12 号が通過した 8 月半ば頃を除いて持続した（第 3.2.2 図）。また、対流圏上層では、チベット高気圧が平年より強く、中国東部や西日本への張り出しが明瞭だった（第 3.2.1 図(c)）。中国東部から西日本にかけては、上層のチベット高気圧と下層の太平洋高気圧に覆われ（第 3.2.1 図(c)と(d)）、顕著な高温偏差となった（第 3.2.1 図(b)）。また、日本近海の海面水温（SST）は 8 月中旬を中心に平年を大きく上回った（第 3.2.3 図）。

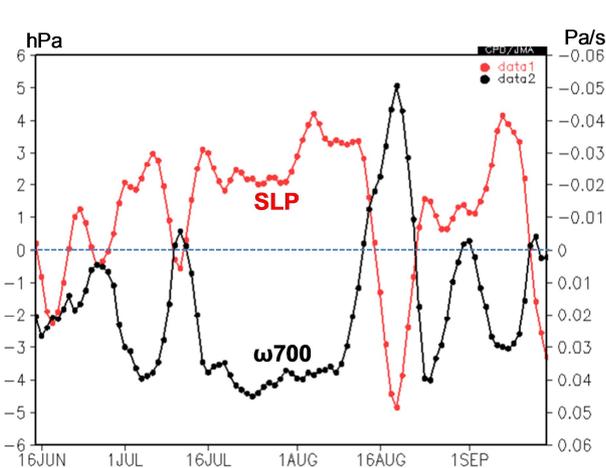
2013 年 7 ～ 8 月のアジアモンスーン域（東南アジアや南アジア）の積雲対流活動は全般に平年より活発で、特にインドネシア付近や南シナ海で明瞭だった（第 3.2.4 図）。これに対応して、東南アジアの対流圏上層では発散偏差となり（第 3.2.5 図）収束域となったフィリピン東海上や本州南海上では顕著な下降流偏差となった（第 3.2.6 図）。本州南海上の下降流は 1979 年以降で最も強い水

準であった（第 3.2.7 図）。第 3.2.2 図に本州南海上での海面気圧と下降流の平年偏差の推移を示しているが、期間を通して両者はよく対応している。第 3.2.8 図に 850hPa における渦度収支解析の結果を示す。本州南海上の優勢な太平洋高気圧に対応した負の渦度偏差の領域では、収束・発散の寄与が渦度移流の寄与に比べて卓越していることがわかる。これらのことから、アジアモンスーンの対流活発域の上層発散域を起源とする下降流により、本州南海上の優勢な太平洋高気圧が維持されていたと考えられる。

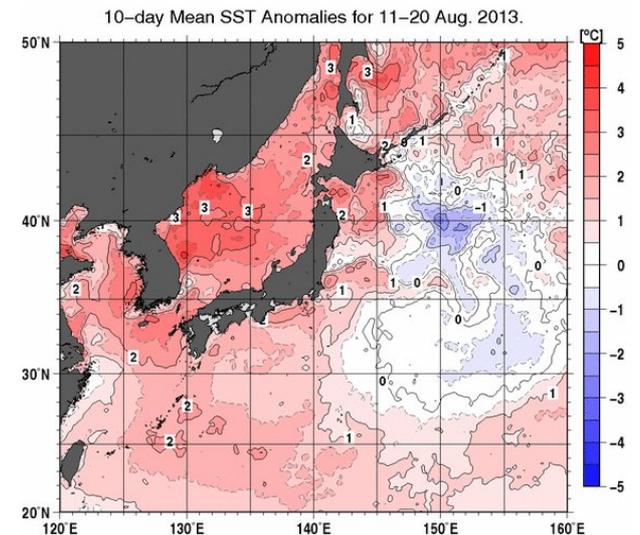
次に、チベット高気圧と積雲対流活動の関係を見るため、インドからフィリピン付近にかけての領域で平均した外向き長波放射量（OLR）に対する上層の流線関数の回帰係数の分布を第 3.2.9 図に示す。これによれば、対流活発時にはチベット高気圧が強く、本州付近へ張り出す傾向がみられ、この夏の特徴と一致する（第 3.2.1 図(c)）。このため、チベット高気圧の中国東部や本州付近への張り出しにもアジアモンスーン域の活発な対流活動が寄与したと考えられる。



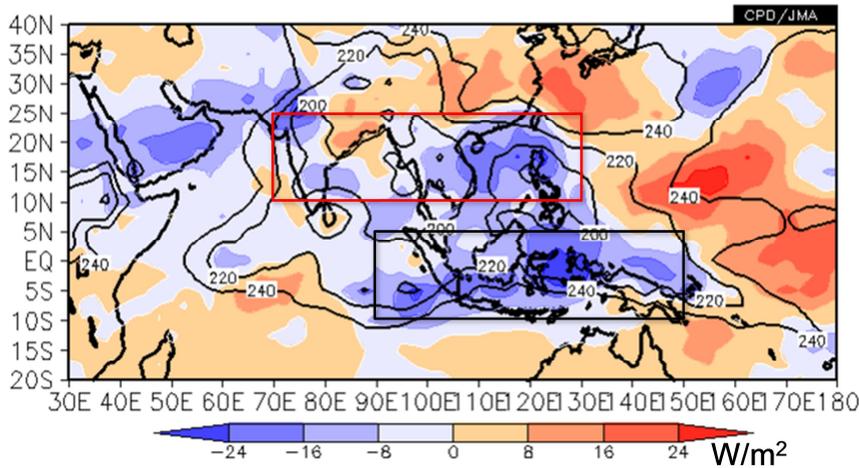
第 3.2.1 図 2013 年 7 ~ 8 月平均 (a)海面気圧、(b)850hPa 気温、(c)200hPa 流線関数、(d)850hPa 流線関数  
 陰影は平年偏差。等値線間隔は(a)2hPa、(b)2、(c)10 × 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s、(d)5 × 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



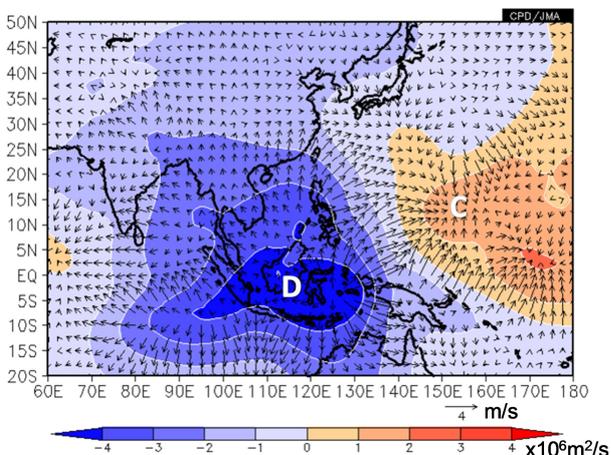
第 3.2.2 図 本州南海上 (20°N ~ 30°N、120°E ~ 140°E :  
 第 3.2.1 図 (a) 赤破線枠や第 3.2.6 図黒破線枠) で領域平均した海面気圧 (赤線; 左軸) 及び 700hPa 鉛直 p 速度 (黒線; 右軸) の平年偏差の推移 (2013 年 6 月 15 日 ~ 9 月 15 日)  
 5 日移動平均値。鉛直 p 速度は正の値 (下側) が下降流偏差を示す。



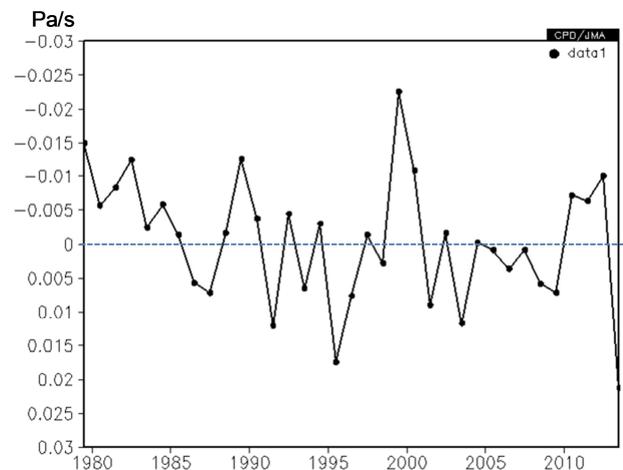
第 3.2.3 図 2013 年 8 月中旬の海面水温 (SST) 平年偏差  
 平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



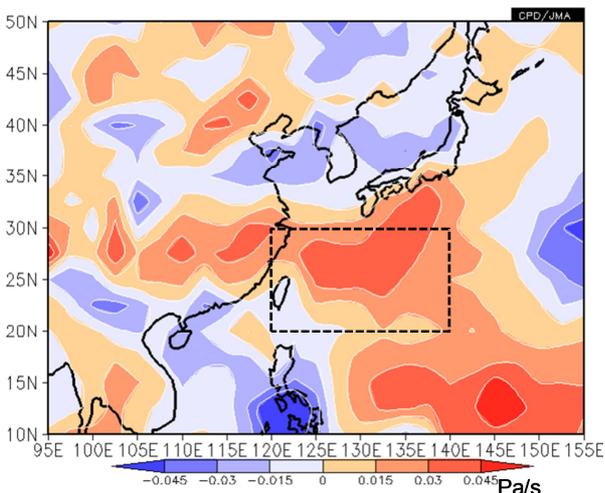
第 3.2.4 図 2013 年 7 ~ 8 月平均外向き長波放射(OLR)  
陰影は平年偏差。等値線は  $240\text{W/m}^2$  以下を  $20\text{W/m}^2$  ごとに表示。負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色）域は平年より不活発と推定される。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



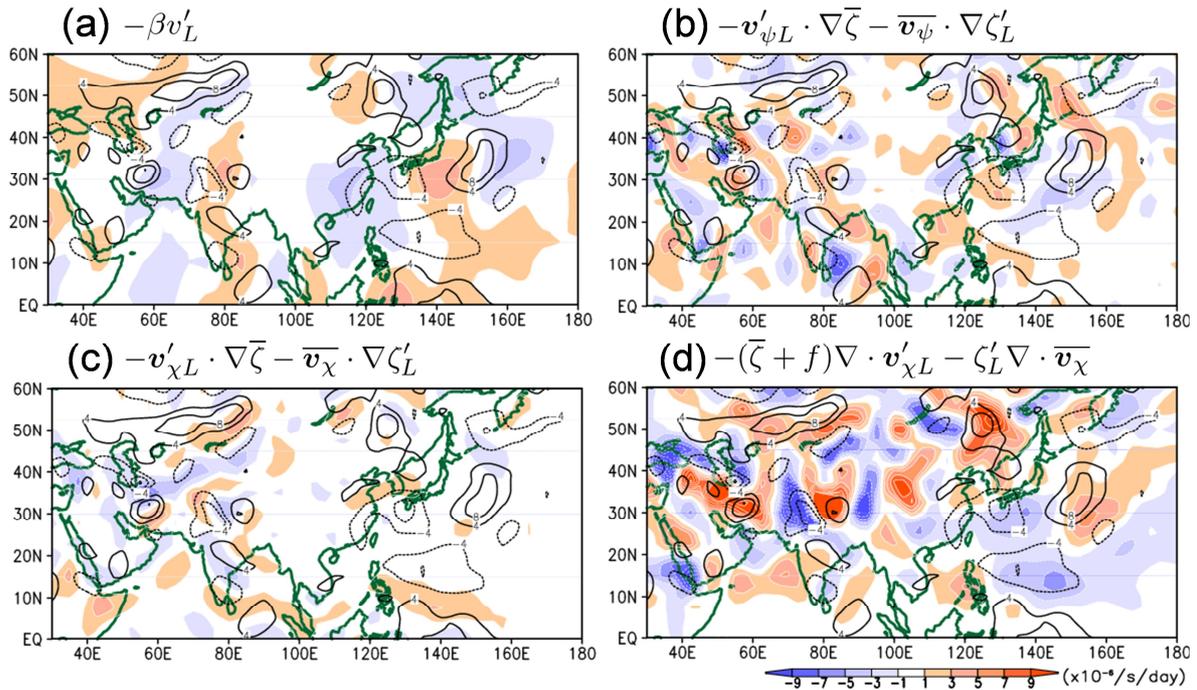
第 3.2.5 図 2013 年 7 ~ 8 月平均 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差（陰影）及び 200hPa 発散風平年偏差（矢印）  
平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



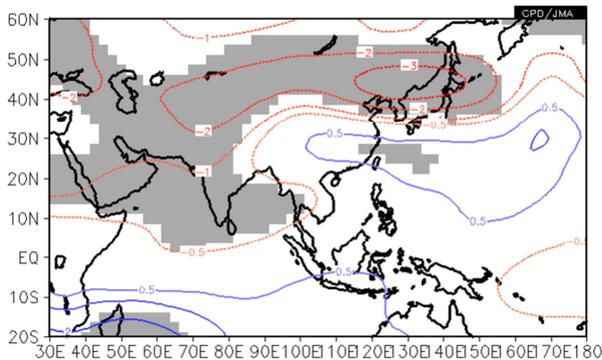
第 3.2.7 図 本州南海上 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$  : 第 3.2.6 図黒破線枠) で領域平均した 7 ~ 8 月平均 700hPa 鉛直 p 速度平年偏差の経年変化(1979 ~ 2013 年) 正の値（下側）は下降流偏差を示す。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



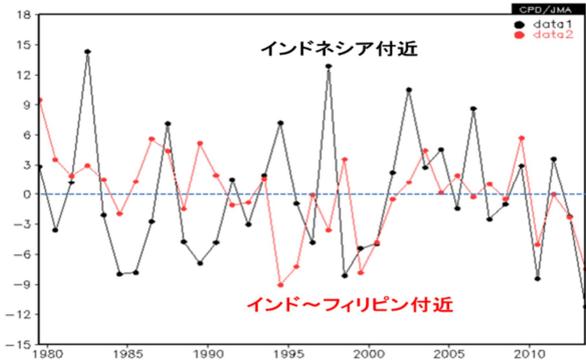
第 3.2.6 図 2013 年 7 ~ 8 月平均 700hPa 鉛直 p 速度平年偏差  
正の値（暖色）は下降流偏差を示す。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



第 3.2.8 図 2013 年 7 ~ 8 月平均 850hPa 渦度収支解析  
 陰影は(a)惑星渦度移流、(b)回転風による相対渦度移流、(c)発散風による相対渦度移流、(d)収束・発散による渦度変化率の年平均偏差を表す。等値線は相対渦度の年平均偏差を示す(間隔： $4 \times 10^{-6}/s$ 、ただし 0 線は省略)。計算式を各図の上に表示している。ここで、 $f$ ：惑星渦度、 $\zeta$ ：惑星渦度の南北勾配、 $\zeta_L$ ：相対渦度、 $v$ ：南北風、 $v$ ：発散風ベクトル、 $v$ ：回転風ベクトル、ダッシュ・添え字 L：5 日移動平均値の年平均偏差場の 2013 年 7 ~ 8 月平均、 $\bar{\quad}$ ：7 ~ 8 月平均年値を示す。年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



第 3.2.9 図 インド～フィリピン付近 ( $10^{\circ}N \sim 25^{\circ}N$ 、 $70^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$ ；第 3.2.4 図赤枠)で領域平均した 7 ~ 8 月平均 OLR に対する 200hPa 流線関数の同時回帰係数  $\pm 0.5, 1, 2, 3 \times 10^6 m^2/s$  の等値線を、正值(低気圧性循環)は青色、負値(高気圧性循環)は赤色で表示。灰色は 95%信頼度水準で統計的に有意な領域。統計期間は 1979 ~ 2012 年。



第 3.2.10 図 インド～フィリピン付近(赤線； $10^{\circ}N \sim 25^{\circ}N$ 、 $70^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$ ；第 3.2.4 図赤枠)及びインドネシア付近(黒線； $10^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$ 、 $90^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$ ；第 3.2.4 図黒枠)で領域平均した 7 ~ 8 月平均 OLR 年平均偏差の経年変化(1979 ~ 2013 年) 負の値は年より対流活発であることを示す。年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。

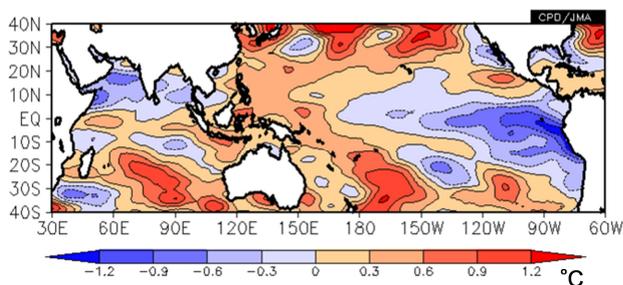
以下、アジアモンスーンの活動が活発となった要因について考察する。第 3.2.10 図はインドからフィリピン付近の領域及びインドネシア付近でそれぞれ領域平均した 7 ~ 8 月平均 OLR 年偏差の経年変化であるが、2013 年 7 ~ 8 月の積雲対流活

動はいずれの領域でも 1979 年以降で最も活発な水準であったことがわかる。なお、両者に相関関係はみられなかった(相関係数： $+0.07$ ；統計期間：1979 ~ 2012 年)。

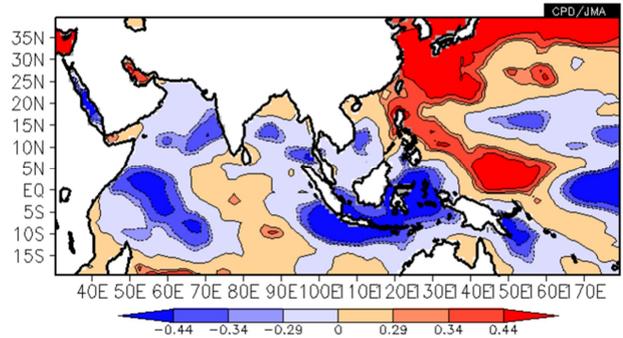
2013 年 7 ~ 8 月の熱帯域の SST はインドネシア

付近から太平洋西部にかけて平年より高かった（第 3.2.11 図）。また、太平洋中・東部の赤道域では平年より低く、太平洋ではラニーニャ現象時に現れやすい偏差パターンとなった。SST と OLR の相関関係から、7～8月にインドネシア付近で SST が高いとき（第 3.2.12 図）あるいはエルニーニョ監視海域(NINO.3)で低いとき（第 3.2.13 図）にはいずれもインドネシア付近で積雲対流活動が活発となる傾向があり、2013 年の特徴とよく一致する。このため、インドネシア付近の活発な対流活動には、インドネシア付近から太平洋西部で平年より高く、太平洋東部で平年より低いという海面水温偏差分布が影響した可能性がある。

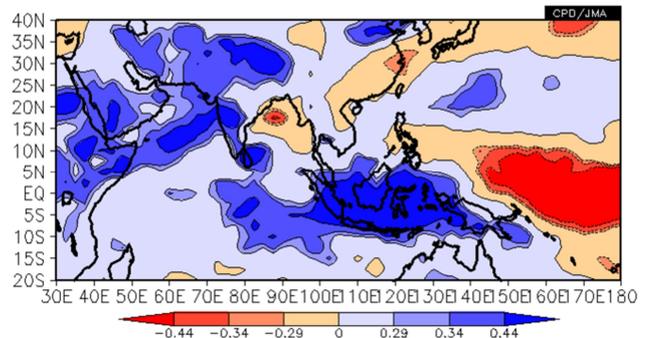
アジアモンスーンは、基本的にユーラシア大陸とインド洋の温度差によって生じ、季節的に交替する大規模な風系である。第 3.2.14 図は、インド洋からユーラシア大陸における地表付近の南北温度勾配を表す指標として、ユーラシア大陸南部（20°N～40°N、50°E～100°E）と北インド洋付近（赤道～20°N、50°E～100°E）のそれぞれで領域平均した 2m 気温平年偏差の差の推移を示す。これによると、2013 年の南北の温度勾配は 5 月後半以降、平年よりかなり大きい状態で推移した。この指標には長期的に明瞭な上昇傾向が見られることもあり（図略）、月平均すると 6 月と 7 月ともに 1979 年以降で最も大きな値となった。したがって、モンスーン期の早い段階から海陸間の温度勾配の大きい状態が持続したことが、活発なアジアモンスーンに関連した可能性があるが、この点についてはさらに調査する必要がある。



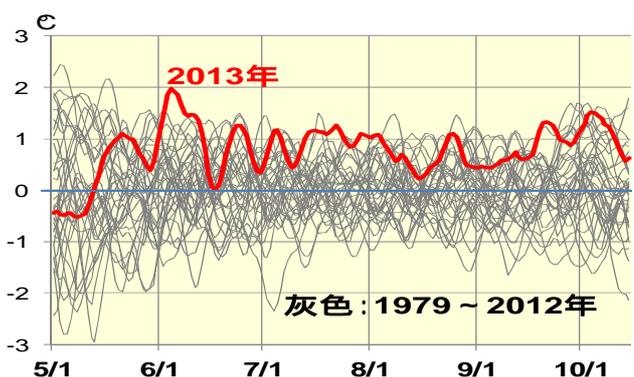
第 3.2.11 図 2013 年 7～8 月平均 SST 平年偏差  
平年値は 1981～2010 年の平均値。



第 3.2.12 図 7～8 月平均した OLR と SST の同時相関係数  
青（赤）色は負（正）相関の領域で、SST 高温時にその上空の積雲対流活動が活発（不活発）傾向であることを示す。 $\pm 0.29, 0.34, 0.44$  はそれぞれ 90, 95, 99% の信頼度水準で統計的に有意であることに相当。統計期間は 1979～2012 年。



第 3.2.13 図 7～8 月平均した OLR とエルニーニョ監視海域（5°S～5°N、150°W～90°W）SST との同時相関係数  
青（赤）色は正（負）相関の領域で、エルニーニョ監視海域の SST 低（高）温時に積雲対流活動が活発（不活発）傾向であることを示す。 $\pm 0.29, 0.34, 0.44$  はそれぞれ 90, 95, 99% の信頼度水準で統計的に有意であることに相当。統計期間は 1979～2012 年。



第 3.2.14 図 インド洋～ユーラシア大陸における 2m 気温平年偏差の南北差の推移（5 月 1 日～10 月 15 日）  
20°N～40°N、50°E～100°E で領域平均した 2m 気温平年偏差から赤道～20°N、50°E～100°E で領域平均した 2m 気温平年偏差を引いた値。正（負）の値は、大陸と海洋間の温度傾度が平年より大きい（小さい）ことを示す。赤線は 2013 年、灰色線は 1979～2012 年の各年。5 日移動平均値。平年値は 1981～2010 年の平均値。

### 3.3 大雨や少雨をもたらした要因

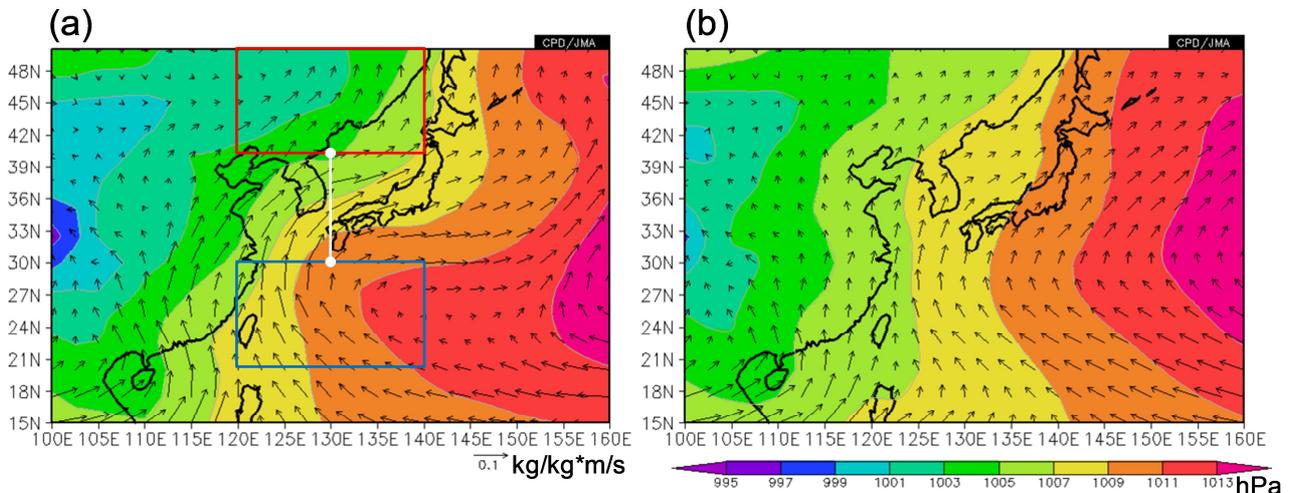
第3.1節で述べたとおり、2013年夏は日本海側の地域を中心に多雨となった。太平洋高気圧が本州南海上から沖縄・奄美を中心に勢力の強い状態が続いたため(第3.2.1図(a))、太平洋高気圧の周縁を吹く暖かく湿った空気が東北地方と日本海側の地域に流れ込みやすくなり大雨になったと考えられる(第3.3.1図(a))。また、中国北東部の顕著な低気圧偏差は、本州南海上の優勢な太平洋高気圧との間の南北の気圧勾配を強めることで、日本海側の地域における西寄りの水蒸気フラックスの強化に寄与した可能性がある(第3.3.2図)。

そのほか、7月下旬など偏西風の蛇行に伴って上空に寒気が流入するときがあり、そのため大気の状態が不安定になったことも大雨が降りやすい状況をもたらしたとみられる。さらに、日本海海面水温が平年よりかなり高かったことから(第3.2.3図)大量の水蒸気を含んだ空気がほとんど

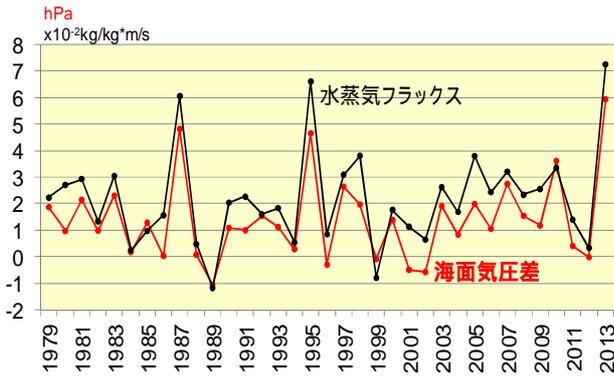
水蒸気を失わずに東北地方まで達しやすい状況となり、このことが大雨に寄与した可能性がある。

一方、高気圧に覆われやすかった沖縄・奄美や西・東日本太平洋側では、雨の少ない状態が続いた。太平洋側の地域では、平年では本州東海上を中心とする太平洋高気圧の周縁に沿って南から水蒸気が流入するが(第3.3.1図(b))、2013年は太平洋高気圧の勢力が本州南海上で強く、南からの水蒸気が流入しにくかったことが(第3.3.1図(a))、少雨の一因と考えられる。

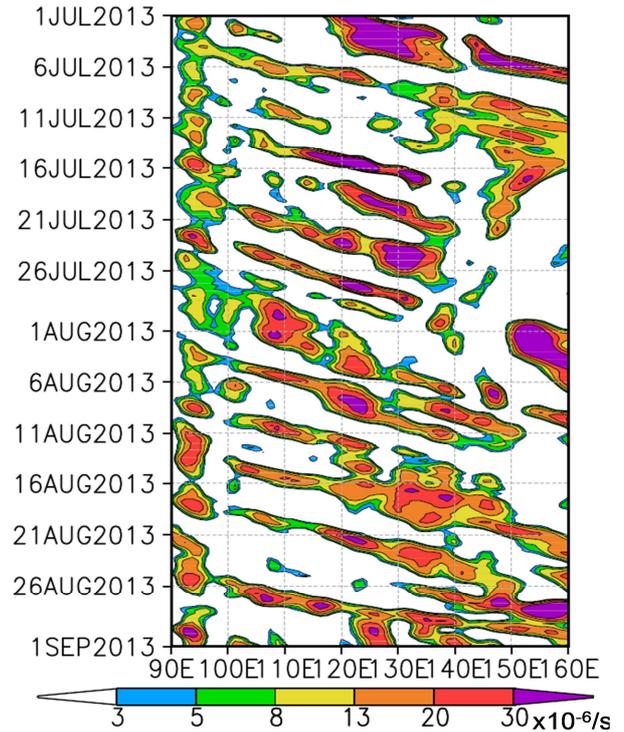
本節の最後に、第3.1節で述べたアムール川流域の多雨をもたらした循環場について簡単に触れる。アムール川流域では、低気圧がたびたび通過し(第3.3.3図、第3.3.4図)多雨となった。上述の中国北東部付近での顕著な低気圧偏差は、この活発な低気圧の活動に対応していると考えられる。



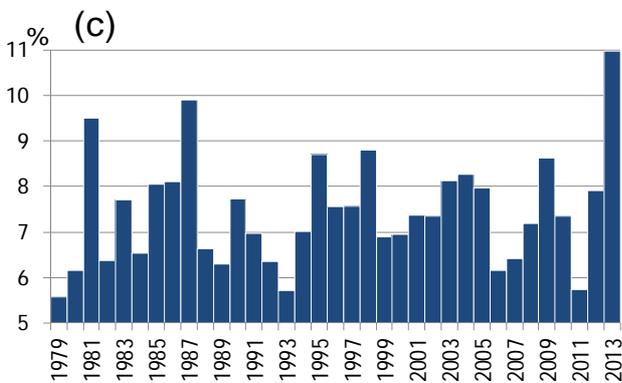
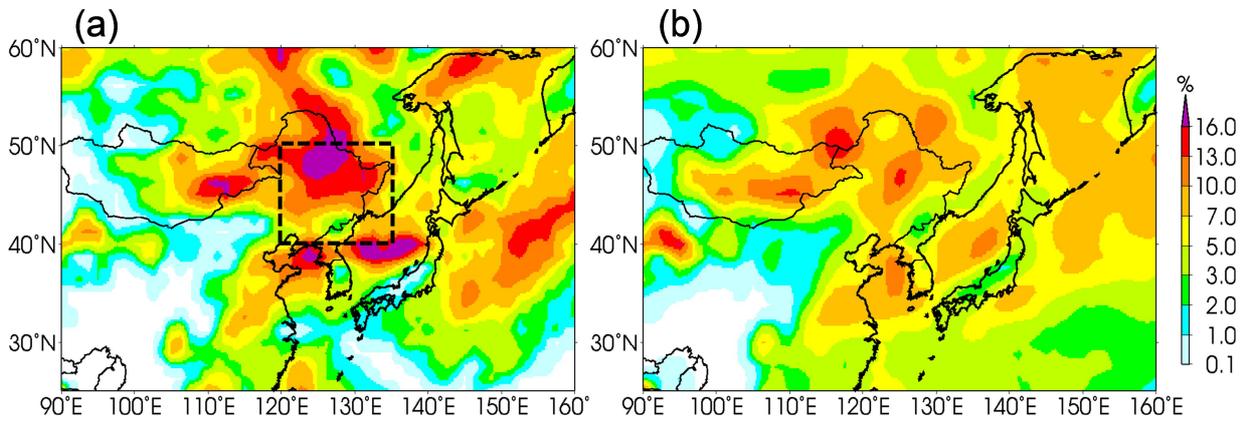
第3.3.1図 (a)2013年及び(b)平年の7～8月平均海面気圧(陰影)及び925hPa水蒸気フラックス(矢印) 平年値は1981～2010年の平均値。



第 3.3.2 図 第 3.3.1 図(a)の青枠 (20°N ~ 30°N, 120°E ~ 140°E) と赤枠 (40°N ~ 50°N, 120°E ~ 140°E) で領域平均した海面気圧の差 (赤線) 及び同図の白線 (30°N ~ 40°N, 130°E) を横切る 925hPa 東向き水蒸気フラックス (黒線) の 7 ~ 8 月平均値の経年変化 (1979 ~ 2013 年)  
両者の相関係数は +0.91 (統計期間: 1979 ~ 2012 年)。



第 3.3.3 図 40°N ~ 50°N 平均 850hPa 相対渦度の時間 - 経度断面図 (2013 年 7 月 1 日 ~ 9 月 1 日)



第 3.3.4 図 (a)2013 年と(b)平年の 7 ~ 8 月の低気圧の存在頻度の分布及び(c)中国北東部付近 (40°N ~ 50°N, 120°E ~ 135°E; (a)の黒破線枠) における 7 ~ 8 月の低気圧の存在頻度の経年変化 (1979 ~ 2013 年)  
1.25 度格子、6 時間ごとに、850hPa 相対渦度が  $40 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$  以上の閉領域を低気圧として抽出し、期間内に低気圧が存在した頻度を集計した (詳細は Inatsu 2009、Inatsu and Amada 2013 を参照)。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。

### 3.4 8月上旬後半～中旬前半の顕著な高温をもたらした要因

8月上旬後半～中旬前半は、太平洋高気圧が沖縄・奄美から西・東日本で強まるとともに、亜熱帯ジェット気流が北へ蛇行したことに対応してチベット高気圧の本州付近への張り出しが強まった(第3.4.1図)。それにより、高気圧に覆われて晴れたことや高気圧に伴う下降流によって気温が上昇した。

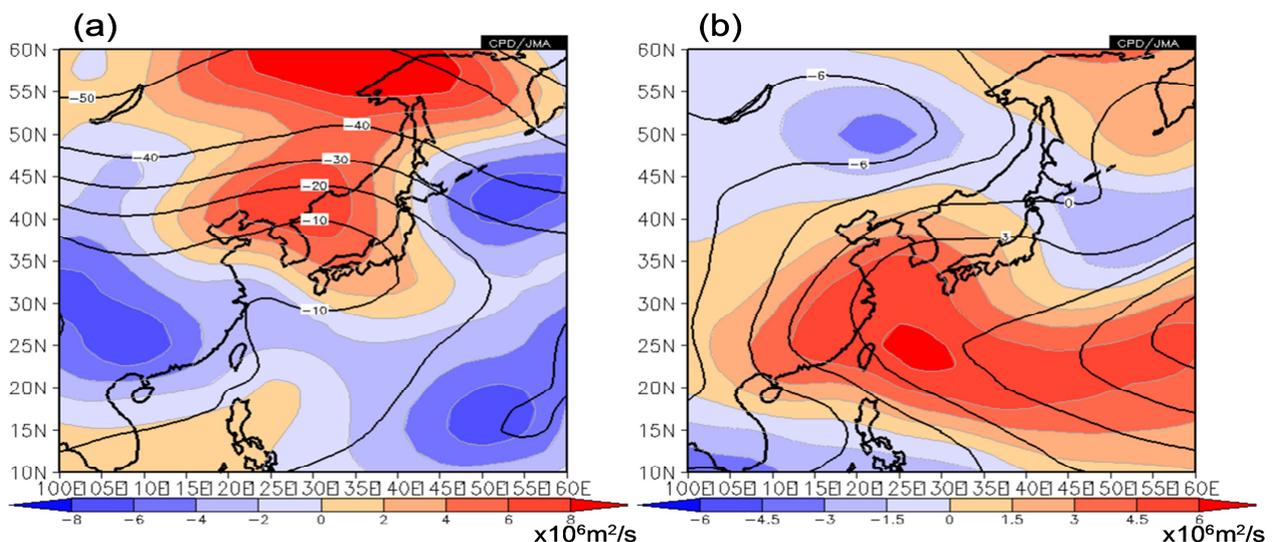
また、西に強く張り出した太平洋高気圧の周りを流れる風が、平年と比べて非常に暖かかった中国東部～東シナ海の空気を西・東日本に移流させた(第3.4.2図)。さらに、平年では西・東日本の太平洋側は南寄りの海風が卓越するが(第3.4.2図(b))、2013年は西寄りあるいは北寄りの流れとなったため海風の入りにくい状態であった(第3.4.2図(a))。これらも顕著な高温に寄与したと考えられる。

気温の変動の要因を詳細にみるため、第3.4.3図に西日本付近における断熱加熱と水平温度移流

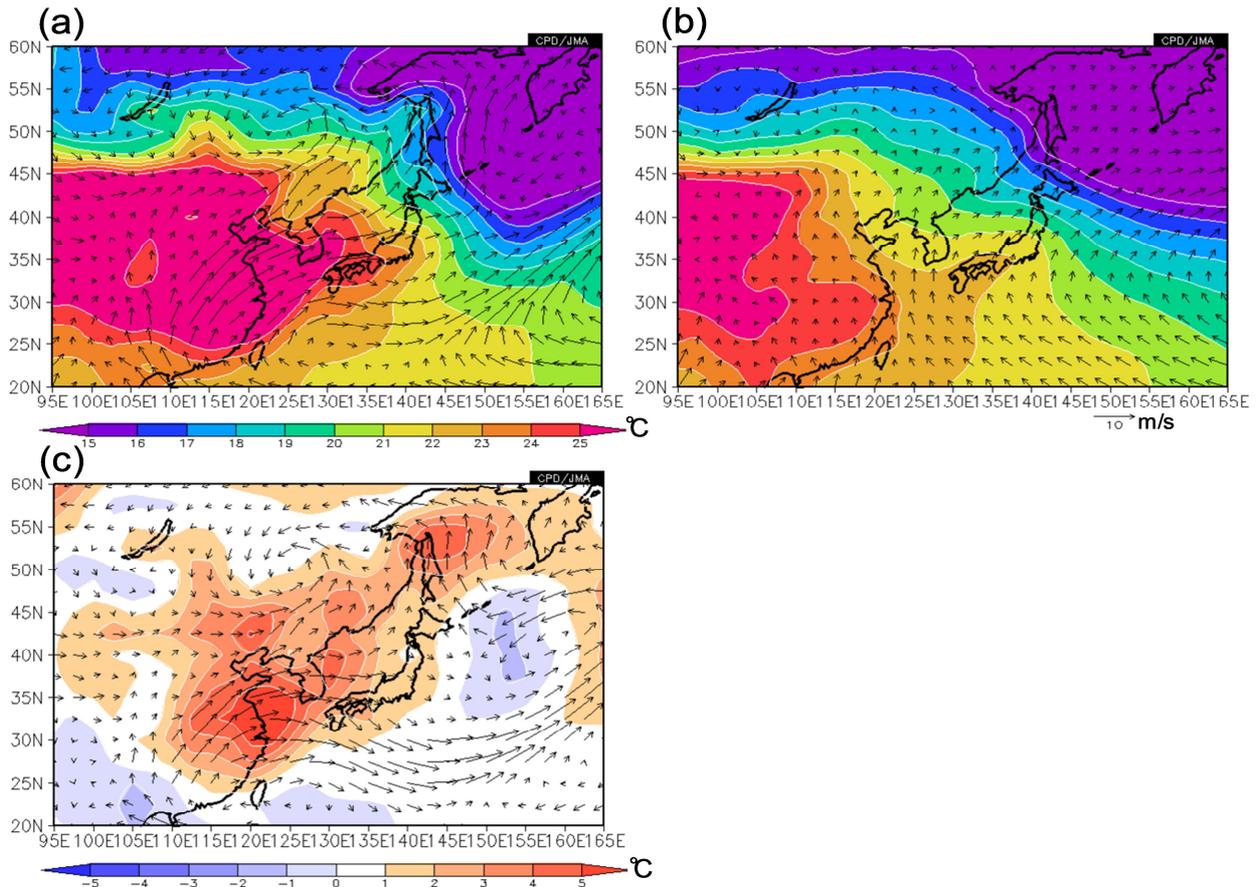
の寄与及び地表面短波放射フラックスの推移を示す。西日本付近では、8月に入って水平暖気移流の寄与が卓越するようになり、6日頃に最も大きくなったことがわかる。さらに8日頃以降、背の高い高気圧に覆われたことに対応して、断熱加熱と日射の効果も加わったことが顕著な高温につながったと考えられる。

また、水平暖気移流に対して気温平年偏差と風平年偏差の寄与を評価すると、両者が同時に現れたことが重要であった(第3.4.4図;風平年偏差・気温平年偏差(d)の項が卓越)。これは、中国東部～東シナ海の高温度偏差と西に張り出した太平洋高気圧の北側の西風偏差がともに暖気移流に寄与したことを示しており、前述の内容と整合している。

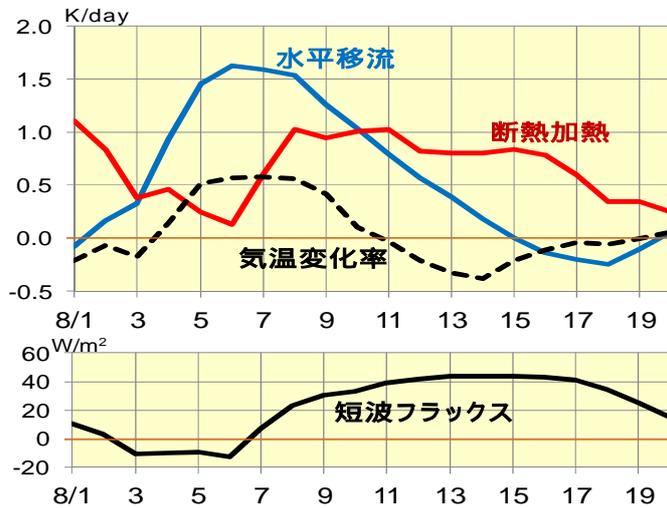
そのほか、太平洋側を中心に、日照時間が長く、また、南寄りの海風が入りにくいなど、ヒートアイランド現象などの都市化の影響が強まりやすい気象条件であったため、太平洋側の都市部では高温がさらに強められたと考えられる(第3.4.5図)。



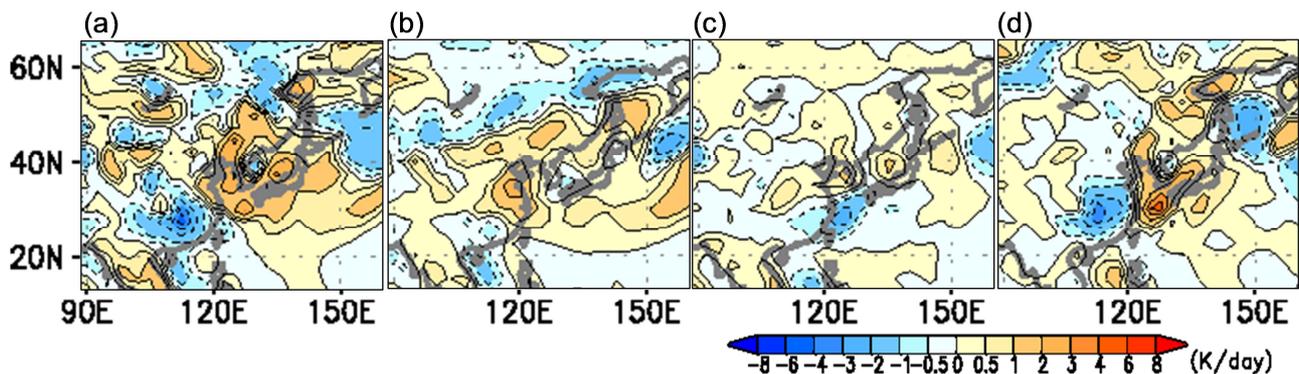
第3.4.1図 2013年8月7～13日平均(a)200hPa及び(b)850hPa 流線関数  
陰影は平年偏差。等値線間隔は(a) $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b) $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。平年値は1981～2010年の平均値。



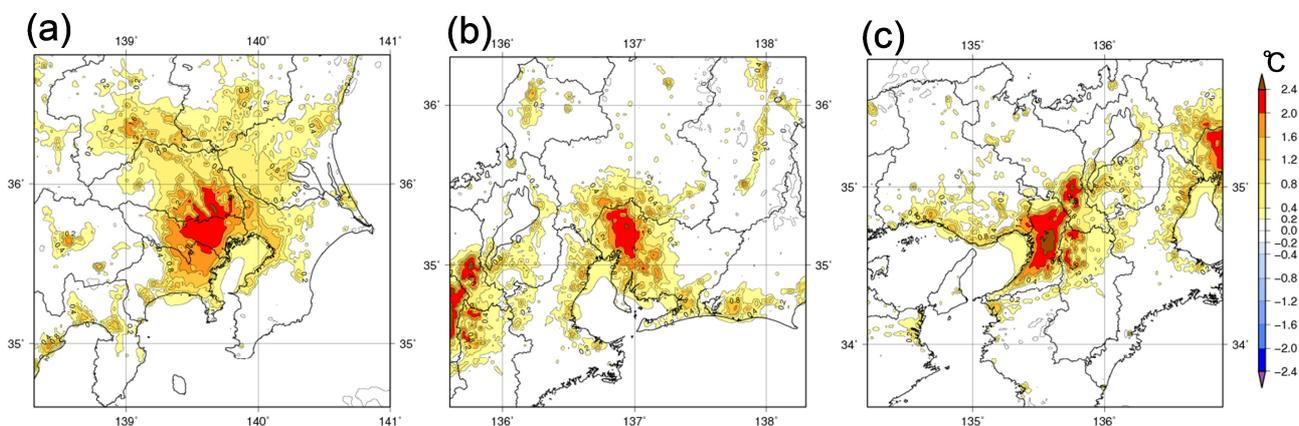
第 3.4.2 図 2013 年 8 月 4 ~ 10 日平均 925hPa 気温及び風ベクトル  
(a)実況、(b)平年値 (1981 ~ 2010 年の平均値)、(c)平年偏差。



第 3.4.3 図 西日本付近 (30°N ~ 37.5°N、130°E ~ 137.5°E) における (上段) 925hPa 気温平年偏差変化率 (黒線)、水平温度移流平年偏差 (青線)、断熱加熱平年偏差 (赤線) 及び (下段) 地表面下向き短波放射フラックス平年偏差の推移 (2013 年 8 月 1 ~ 20 日) 6 時間ごとのデータから評価。5 日移動平均値。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



第 3.4.4 図 2013 年 8 月 4 ~ 10 日平均 925hPa 水平温度移流平年偏差  
 水平温度移流の各項の大きさを評価した。(a)全項(非定常擾乱の寄与を含む)、(b)風平年偏差・気温平年値、(c)  
 風平年値・気温平年偏差、(d)風平年偏差・気温平年偏差による寄与。平年値は 1981 ~ 2010 年の平均値。



第 3.4.5 図 2013 年 8 月の気温に対する都市化の効果の寄与  
 (a)関東地方、(b)中部地方、(c)近畿地方。気象庁非静力学都市気候モデル(Aoyagi and Seino 2011)を用いて、都  
 市化の効果がある場合とない場合のシミュレーションを行い、両者の気温の差を示す。都心部では数度程度の気温  
 上昇の影響がみられる。

### 3.5 気温の長期変化傾向

都市化の影響が比較的少ないと考えられる 15  
 の観測地点<sup>3</sup>で平均した日本の夏の平均気温は、統  
 計を開始した 1898 年以降長期的に上昇している  
 (第 3.5.1 図)。また、日最高気温 35 以上の猛  
 暑日の年間日数は 1931 年以降増加傾向が明瞭に  
 現れている(第 3.5.2 図)。これらの長期的な傾向  
 には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴  
 う地球温暖化の影響が現れているとみられる。近  
 年、夏季に高温が現れやすくなっている背景には、  
 地球温暖化が影響していると考えられる。

### 3.6 まとめ

2013 年 7 ~ 8 月の日本の極端な天候をもたら  
 した主な要因の概念図を第 3.6.1 図に示す。2013  
 年 7 ~ 8 月は、優勢な太平洋高気圧とチベット高  
 気圧により、西日本を中心に顕著な高温となった。  
 また、日本海側の地域では、西に張り出した太平  
 洋高気圧の縁辺を回る暖かく湿った空気が流入し、  
 たびたび大雨となった。太平洋高気圧、チベット  
 高気圧が平年より強まったのは、アジアモンス  
 ーンの活動が広い範囲で活発だったことが影響し  
 たとみられる。アジアモンスーンの活動が活発な  
 ったのは、インドネシア付近や太平洋西部で海面  
 水温が平年より高く、太平洋東部で低かったこ  
 とが寄与した可能性がある。

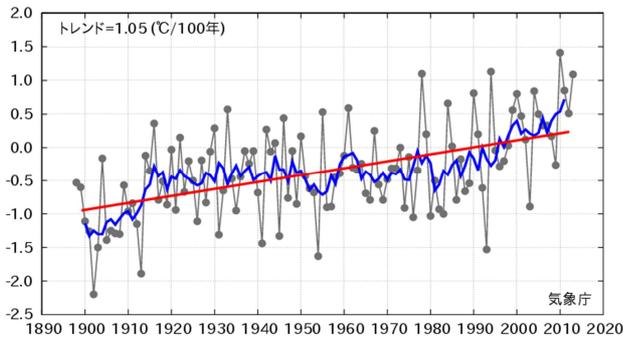
<sup>3</sup> 網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、  
 境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島の 15 地  
 点

参考文献

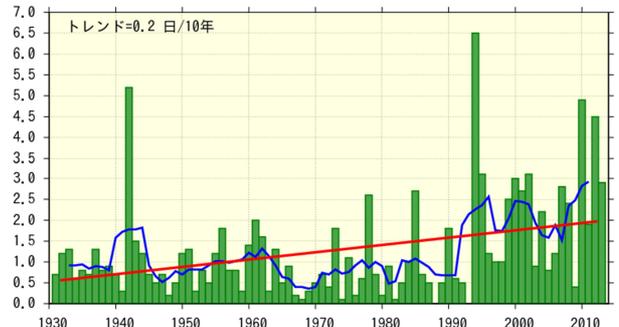
Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 1476-1496.  
 Inatsu, M, 2009: The neighbor enclosed area tracking algorithm for extratropical wintertime cyclones.

*Atmos. Sci. Lett.*, **10**, 267-272.

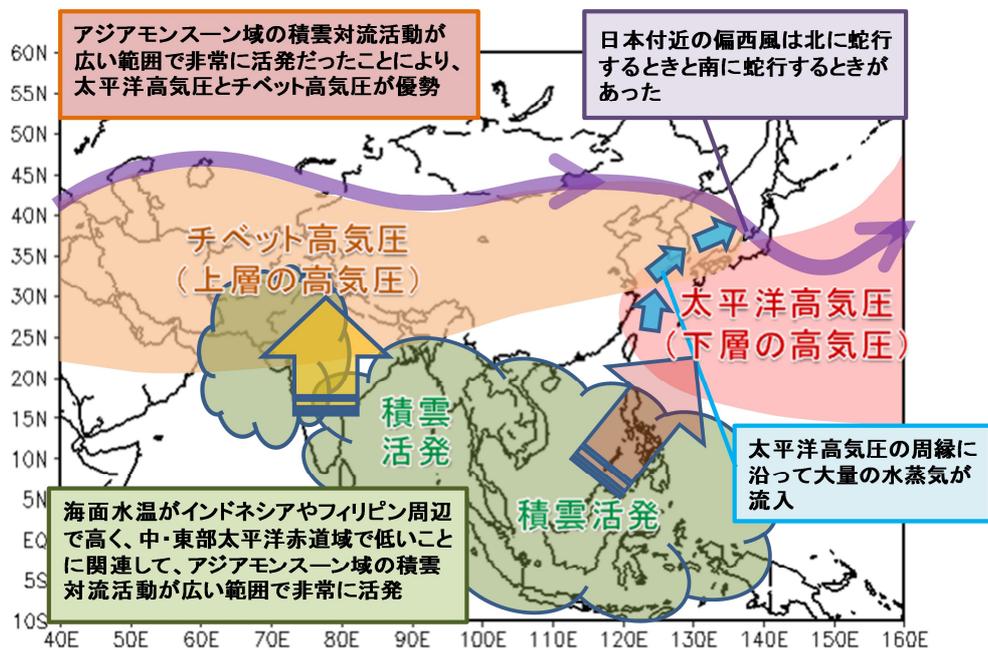
Inatsu, M. and S. Amada, 2013: Dynamics and geometry of extratropical cyclones in the upper troposphere by a neighbor enclosed area tracking algorithm. *J. Climate*, **26**, 8641-8653.



第 3.5.1 図 日本における夏(6~8月)平均気温の経年変化(1898~2013年)(単位: )  
 細線(黒)は、都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の15観測地点での各年の夏平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示す。太線(青)は偏差の5年移動平均値、直線(赤)は長期的な変化傾向を示す。基準値は1981~2010年の平均値。



第 3.5.2 図 日最高気温 35 以上(猛暑日)の年間日数の経年変化(1931~2013年、1地点あたりに換算)棒グラフ(緑)は各年の値、折れ線(青)は5年移動平均値、直線(赤)は長期的な変化傾向を示す。都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の13観測地点(第3.5.1図で利用した15観測地点のうち、期間内に移転のあった宮崎と飯田を除く)のデータで解析。



第 3.6.1 図 2013 年 7 ~ 8 月の日本の極端な天候をもたらした要因の概念図