

平成 27 年 度 季 節 予 報

研 修 テ キ ス ト

季節アンサンブル予報システムの更新・  
エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候

(気 候 情 報 課)

平成 27 年 12 月

December 2015

気象庁 地球環境・海洋部



季節アンサンブル予報システムの更新・  
エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候

目 次

はじめに

1	季節アンサンブル予報システムの更新	1
1.1	概論	1
1.2	新季節アンサンブル予報システム	5
1.3	新システムの改善点	20
1.4	再予報による新システムの評価	42
1.4.1	再予報の概要	42
1.4.2	新季節予報モデルの気候特性	43
1.4.3	海洋予測精度とENSOの再現性	52
1.4.4	3か月予報に対応するモデルの予測精度	65
1.4.5	暖・寒候期予報に対応するモデルの予測精度	73
1.4.6	大気指数の予測精度	79
1.4.7	アジアモンスーンの予測	82
1.4.8	マッデン・ジュリアン振動の予測精度	92
1.5	新システムによる予測結果を利用する際の注意点	96
1.6	3か月予報および暖・寒候期予報のためのガイダンスの更新	99
1.7	最後に	110
2	エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候	112
2.1	エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視	112
2.2	エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における世界の天候の特徴	122
2.3	エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における日本の天候の特徴	152
3	2014年8月の不順な天候	164



## はじめに<sup>1</sup>

気象庁が3か月予報、暖寒候期予報についてそれまでの統計的手法から、数値予報モデルを用いた力学的手法を中心とした手法に移行したのは2003年のことである。大気にはカオスの性質があることから、ごくわずかに異なる初期値から複数の数値計算を行うアンサンブル予報を行うことが必須であり、数値予報モデルの解像度が低くても多くの計算機資源を必要とする。大気海洋結合モデルを実行するためにはより多くの計算機資源が必要なため、当初はエルニーニョ予測モデルで予測されたエルニーニョ監視海域の海面水温偏差に対して、統計的に発生しやすい海面水温分布を求め、それを境界条件として大気モデルに与える二段階法を採用していた。その後、スーパーコンピュータの性能向上にあわせ、モデルの高解像度化やメンバー数の増強などの改善を加え、2010年には季節予報モデルとして主流である大気海洋結合モデルの利用を開始した。

今年6月には大気海洋結合モデルの導入後をはじめモデルの更新を行った。高解像度化に加え、温室効果ガスの効果の改善、海氷モデルの導入など多くの改善を行っている。これにより、中緯度の循環も含めて予測精度は向上し、年々変動分についても予測精度が向上したことを確認している。モデルの改善を受けて、ガイダンスの作成手法も変更した。一方で、モデルが改善されたとはいえ、出力された結果をそのまま翻訳すればよいというわけではないことには変わりはない。本テキストでは、新システムの概要、改善点、評価について第1章に詳しく記述した。また、利用上の注意点として独立した項を立てて解説しているので、ぜひここに示した注意点を意識してモデル結果を解釈してほしい。

3か月予報、暖寒候期予報の精度向上は、数値予報モデルの改善と表裏一体ではあるが、エルニーニョ現象など海洋変動が大きなシグナルであり、予報のよりどころとなる。第2章では、エルニー

ニョ／ラニーニャ現象発生時に統計的に現れやすい世界と日本の天候の特徴について記述している。これまでも同様の統計を気象庁HPで公開していたが、統計期間は第一世代の再解析データであるJRA-25/JCDASを利用し1979年～2008年としていた。より高品質な長期再解析JRA-55が2013年に完成したことから、その解析期間である1958年～2012年にあわせて再統計を行い、2015年7月に気象庁HPを更新した。統計期間が長くなり事例数が増えたことで、これまでは行っていなかった統計的有意性検定を実施できるようになり、より信頼性の高い特徴を抽出した。また、気温のように上昇トレンドをもつ要素については、これまで同様トレンドを除去する操作をしている。これら統計手法について本書では詳しく解説しているので、どのような統計処理をした結果であるかについて、理解した上で利用されたい。エルニーニョ／ラニーニャ現象は世界に異常気象をもたらす可能性があり、その際に起こりやすかった天候について把握しておくことは、予報や異常天候時の解説に役立つと考えている。

第3章では、2014年8月の不順な天候について、大気の流れの特徴とその要因を解説している。極端な天候をもたらす要因分析には、偏西風の状況や熱帯の対流活動との関係などいくつか注目するポイントがある。個々のイベントをその都度しっかり理解しておくことは、異常天候が発生した際の適時適切な解説に役立つはずである。

膨大な計算機資源を必要とするのみならず、気象現象の正しい理解、大気海洋相互作用、長期トレンド等が複雑に絡み合い、時間スケールの長い全球モデルの精度向上は困難を伴うものである。歩みを止めることなく季節予報の力学的手法による精度向上を目指すことが気候情報課に与えられた使命であると認識し、今後も世界に伍する全球季節予報モデルの開発、運用機関として日々研鑽に励んでいきたい。

---

<sup>1</sup> 林 久美



## 1 季節アンサンブル予報システムの更新

### 1.1 概論<sup>1</sup>

#### 1.1.1 はじめに

現在の3か月、暖・寒候期予報（以下、断らない限り、本章ではこの2種類の予報を「季節予報」と呼ぶ）では数値予報モデルを使用して予測する「力学的予測手法」が採用されている。季節予報では、大気・海洋のカオス的な振る舞いを確率論的に予測するため、同じ予測対象期間に対して複数の数値予報を行う「アンサンブル予報」を採用しており、この予報システムを「季節アンサンブル予報システム」と呼ぶ。気象庁では大気モデルを使用した力学的予測手法を2003年(平成15年)3月に3か月予報に、同年9月に暖・寒候期予報にそれぞれ導入した。その後も、技術開発により着実に予測精度を改善してきた。

季節予報のための数値予報システムの開発において最も大きな技術的進歩は2010年(平成22年)2月に実施した季節予報への大気海洋結合モデルの導入である(高谷 2010a; 2010b; 徳廣 2010)。季節予報の対象となる長い時間スケールの予測においては、大気に比べゆっくりと変動する海洋変動が主要なシグナルとなる。大気と海洋の時間発展を併せて予測できる大気海洋結合モデルを使用することで、大気、海洋共に、より精度良く予測することが可能となる。実際、大気海洋結合モデルの導入により、特に海洋変動の影響を強く受ける熱帯域の大気の前報精度が大幅に改善された(高谷 2010b)。季節アンサンブル予報システムの予測結果は、季節予報に加え、エルニーニョ監視海域及びインド洋の海面水温予測にも利用されており、気象庁における季節予報の基盤技術の一つである。

大気海洋結合モデルの導入後も、気象庁は更なる季節予報の精度改善に向けて、気象研究所と協力して新しい季節アンサンブル予報システムを開発してきた。その結果開発されたシステムが、本章で述べる新しい季節アンサンブル予報システム

(JMA/MRI-CPS2: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2)であり、2015年(平成27年)6月に運用を開始した。JMA/MRI-CPS2は気象庁が現業的に運用する大気海洋結合モデルを用いた予報システムとしてはエルニーニョ予測のためのシステムを含めて4代目、季節予報のための数値予報システムとしては大気モデルを利用したシステムを含めて5代目のシステムである(第1.1.1表)。

本章では新システムの仕様及び予測精度を更新前の季節アンサンブル予報システム(JMA/MRI-CPS1; 高谷 2010a; 2010b; 徳廣 2010; 平井と伊藤 2013)と比較して示す。第1.2節では新システムの仕様について記述する。第1.3節では新しく導入された温室効果ガスの経年変化の考慮、陸面の初期値化、海氷モデルについて紹介する。第1.4節では再予報(ハインドキャスト)を使用した予測性能の評価結果を示す。第1.5節では新システムの結果を利用する上での注意点について解説する。第1.6節では予報ガイダンスの変更について述べる。最後に第1.7節でまとめる。第1.2節及び第1.3節の内容は専門的な内容になるため、新季節予報システムによる予測精度の改善及びその利用方法をまず知りたい方は、適宜読み飛ばして頂いて構わない。また、その他の節も専門的な知識が必要となる部分が含まれるため、適宜、数値予報モデルによる季節予報の基本について解説した中三川と平井(2013)、平井と伊藤(2013)を参照されたい。

#### 1.1.2 季節アンサンブル予報システムの変更の概要

新システムの大気海洋結合モデルでは、大気モデルの水平格子間隔を水平約180kmから約110kmに、鉛直層を40層(モデルトップ0.4hPa)から60層(モデルトップ0.1hPa)に、海洋モデルの南北格子間隔を最大1度から0.5度に、それぞれ解像度を向上した。また、海洋モデルの計算域を全球に拡張し、

<sup>1</sup> 高谷 祐平

第1.1.1表 季節アンサンブル予報システムの更新履歴（2015年7月現在）

運用開始年/月	モデル・システムのバージョン*／解像度	システム概要	現業アンサンブルメンバー数（同再予報）	備考
2003/3	GSM0103 大気：T63 L40	2段階法 （大気モデル＋予測海面水温）	31（5）	気象庁（2003） 力学的予報開始
2006/3	GSM0502 大気：TL95 L40	同上	31（5）	気象庁（2006） COBE-SST利用開始
2007/9	GSM0703C 大気：TL95 L40	同上	51（11）	気象庁（2007） 予測海面水温に不確実性を考慮
2010/2	JMA/MRI-CPS1・ JMA/MRI-CGCM1 大気：TL95 L40 海洋：1°×0.3～1° L50	1段階法 （大気海洋結合モデル）	51（10）	気象庁（2010） 大気海洋結合モデルの導入 エルニーニョ予報システムと統合 フラックス修正あり
2015/6	JMA/MRI-CPS2・ JMA/MRI-CGCM2 大気：TL159 L60 海洋：1°×0.3～0.5° L52（+海底境界層）	同上	51（10）	気象庁（2014） 海氷モデルの導入 フラックス修正の廃止

\*大気モデルのバージョンとして、季節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。2007年9月以降は、物理過程の一部がGSMと異なる。モデル解像度のT、TLの後ろの数字は全球スペクトルモデルの切断波数を、Lの後ろの数字は鉛直層数を表す。

海氷モデルを導入した。これにより、旧システムにおいて境界条件として気候値を用いていた北緯75度以北及び南緯75度以南の海域において、海面水温及び海氷の時間変化を考慮できるようになった。モデルの物理過程については、大気モデルでは積雲・雲・放射・海面過程を、海洋モデルでは境界層、放射過程等の物理過程を改良した。この他、放射過程における温室効果ガスの考慮の精緻化、気象庁55年長期再解析（JRA-55）による陸面初期値の利用等の精緻化を行った。

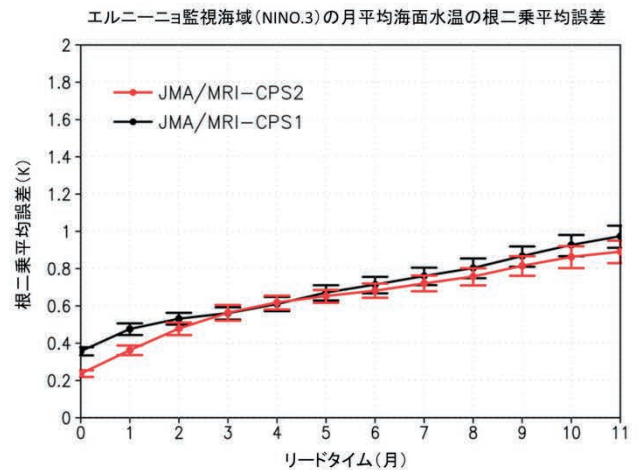
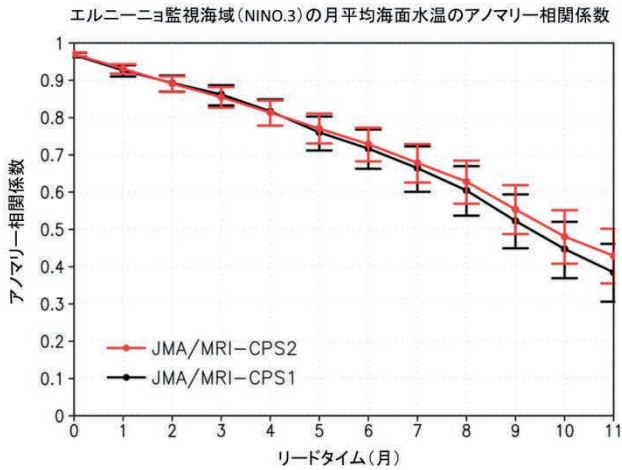
また、運用方法についても改良した。旧システムでは1初期日あたり9メンバーの予報を5日毎に行い、連続した6初期日分の予報結果を用いて計51メンバーのアンサンブルを構成していたが、新システムでは1初期日あたりのアンサンブルメンバー数を13メンバーに増やし、連続した5日間隔の4初期日分の予報結果を用いて、計51メンバーのアンサンブルを構成する。この変更により、最新の初期日（予報対象1か月目の前月半ば頃）から最も古い初期日の間隔は、旧システムの25日から15日に短縮され、より新しい初期値を用いた予報が利用できるようになった。

更に新システムの更新に合わせ、3か月予報及び暖・寒候期予報の確率予報ガイダンスも改良した。確率予報ガイダンスとは数値予報モデルの出力を統計手法によって補正、加工することで利用者が利用しやすい確率予測値を算出するものである。新システムでは日本域の予測精度が向上したことにより、モデルによる日本域の予測値を直接利用したガイダンスが利用できるようになった。熱帯域、東西帯状平均場を使用した従来のガイダンスに比べ日本周辺の循環場と整合したガイダンスの結果が得られるため、ガイダンスの結果を解釈しやすいという利点がある。

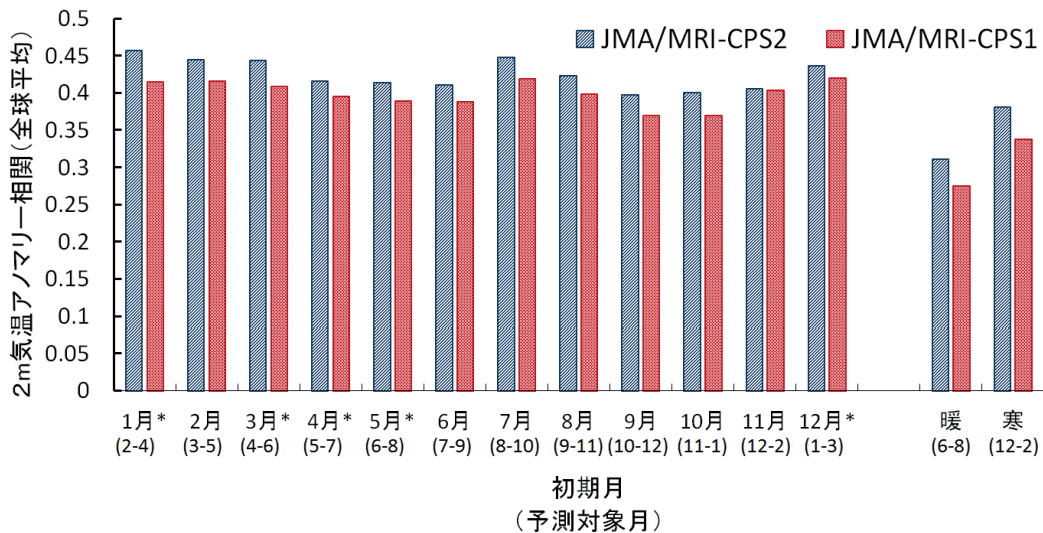
### 1.1.3 季節アンサンブル予報システムの予測精度の改善の概要

過去の事例を予測対象として予測する再予報の予測精度を検証した結果、エルニーニョ予報（第1.4.3項）、3か月予報（第1.4.4項）及び暖・寒候期予報（第1.4.5項）の予測精度について、それぞれ改善することが確認された。また、季節予報ガイダンスの予測精度についても向上した（第1.6節）。





第1.1.1図 NINO.3海域の月平均海面水温のアノマリー相関係数（左図）と根二乗平均誤差（右図）  
赤線がJMA/MRI-CPS2、黒線がJMA/MRI-CPS1の結果。1981～2010年の30年間の検証期間について、各月10メンバーアンサンブル平均予測を評価。



第1.1.2図 面積重み付き全球(南緯90度～北緯90度)平均2m気温アノマリー相関係数

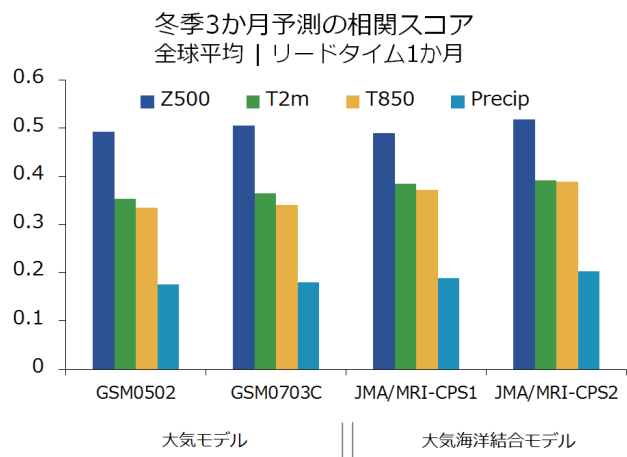
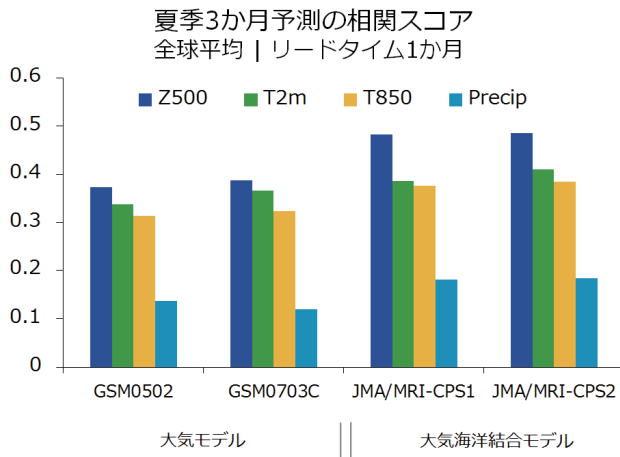
青色は新システム(JMA/MRI-CPS2)、赤色は旧システム(JMA/MRI-CPS1)を示す。横軸は初期月を示し、左側の12初期月は3か月予測に対応するリードタイム1か月の予測精度、右側の2初期月はそれぞれ、「暖」が暖候期予測（2月初期月、6～8月を対象）、「寒」が寒候期予測（9月初期月、12～2月を対象）の予測精度を示す。アスタリスク(\*)がついた月は初期日が両システムで異なる（第1.4.1項参照）。

第1.1.1図はNINO.3海域（南緯5度～北緯5度、西経150度～90度）の月平均海面水温の予測について、COBE-SST解析値とのアノマリー相関係数と根二乗平均誤差を示す。新システムは旧システムに比べ、NINO.3海域の海面水温の予測精度が改善したことが確認できる。第1.1.2図は面積重み付き全球(南緯90度～北緯90度)平均2m気温アノマリー相関係数を示す。全球平均アノマリー相関は全ての

初期月の予測で改善している。

#### 1.1.4 歴代季節アンサンブル予報システムの予測精度の向上

力学的季節予報が導入された2003年以来、季節アンサンブル予報システムの更新毎に着実に予測精度を向上してきた。一例として歴代のシステムの再予報（第1.4.1項参照）に基づく精度検証の比



### 第 1.1.3 図 歴代季節アンサンブル予報システムの精度比較 (アノマリー相関係数の全球平均)

(左図) 5月初期月(5月初め頃)から予測した夏季(6月~8月)、(右図) 11月初期月(11月初め頃)から予測した冬季(12月~2月)のアンサンブル平均の予測精度。500hPa 高度(Z500)、2m 気温(T2m)、850hPa 気温(T850)は JRA-55 再解析データを、降水量(Precip)は GPCP バージョン 2.2 月平均降水量データを使用して評価した。横軸のバージョン名は第 1.1.1 表を参照のこと。再予報のアンサンブルメンバー数(第 1.1.1 表)、初期日はバージョン毎に異なる。

較を第1.1.3図に示す。予測精度の指標として5月初期月(5月初め頃)の夏季(6~8月)を対象とする予測、及び11月初期月(11月初め頃)の冬季(12~2月)を対象とする予測のアノマリー相関の全球平均を示す。バージョン毎に再予報の実験仕様が若干異なるものの<sup>2</sup>(第1.1.1表)、予測精度が向上していることが確認できる。特に大気海洋結合モデルの導入による夏季(6~8月)の熱帯域及び北半球域の予測精度の向上が顕著である(図略)。このように季節予報モデルによる予測精度は着実に向上してきており、新システムの更新でも予測精度が向上されたことが確認できる。

### 参考文献

- 気象庁, 2003: 3か月予報資料の解説. 配信資料に関する技術情報(気象編)第124号, 気象庁気候・海洋気象部.
- 気象庁, 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.
- 気象庁, 2007: 3か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更. 配信資料に関する技術情報(気象編)関連お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2010: 季節予報(3か月、暖・寒候期予報)の改善について. 配信資料に関する技術情報(気象編)第301号関連お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2014: 平成27年6月の3か月、暖・寒候期予報関連の配信資料変更について. 配信資料に関する技術情報(気象編)第408号, 気象庁地球環境・海洋部.
- 高谷祐平, 2010a: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 10-14.
- 高谷祐平, 2010b: 季節アンサンブル予報システムの予測精度. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 15-44.
- 徳廣貴之, 2010: 季節予報システムの概要. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 6-9.
- 中三川浩, 平井雅之, 2013: 季節予報の予測システム. 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, 157-168.
- 平井雅之, 伊藤明, 2013: 3か月予報と暖・寒候期予報の予報システム. 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, 196-214.

<sup>2</sup> GSM0502, GSM0703Cの5月(11月)の初期月の初期日は5/10(11/10)、新システム、旧システムの初期日は4/16、5/1(10/13、10/28)である。アンサンブルメンバー数については、GSM0502は各月5メンバー、GSM0703Cは11メンバー、それ以外は10メンバーである。新旧システムは共にLAF法を併用する(第1.2.5項)。

## 1.2 新季節アンサンブル予報システム<sup>1</sup>

### 1.2.1 システムの概要

本節では新しい季節アンサンブル予報システム(JMA/MRI-CPS2)の仕様について記述する。季節アンサンブル予報システムは、①海洋初期値の作成のための解析を行う全球海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM-G2)、②アンサンブル予報のための複数の大気・海洋初期値の作成、③大気海洋結合モデル(JMA/MRI-CGCM2)により構成される(第1.2.1図)。この季節アンサンブル予報システムの構成は旧システム(JMA/MRI-CPS1; 高谷 2010)と同じである。第1.2.1表に新システムの概要を旧システムとの比較と共に示す。以降、JMA/MRI-CPS1に含まれる旧全球海洋データ同化システムをMOVE/MRI.COM-G、旧大気海洋結合モデルをJMA/MRI-CGCM1と表記する。

### 1.2.2 変更点の概要

各構成要素の変更点の詳細について述べる前に、旧システムから新システムへの変更内容を概括する。

#### ①海洋データ同化解析の改良

- ・海洋モデルの改良(後述)
- ・大気外力として最新の気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)の利用
- ・解析域を全球に拡張
- ・解析統計量の改良
- ・バイアス補正スキームの導入
- ・FGAT(First Guess at Appropriate Time)スキームの導入

#### ②数値予報モデルの改良

##### ア. 大気モデルの改良

- ・高解像度化(水平約110km、鉛直60層)
- ・温室効果ガスの与え方の精緻化
- ・積雲対流・雲・放射・海面過程の改良

- ・確率的物理過程強制法の導入
- ・大気モデルの初期値としてJRA-55大気解析値を利用
- ・陸面モデルの初期値としてJRA-55陸面解析値を利用

##### イ. 海洋モデルの改良

- ・高解像度化(南北0.3~0.5度、鉛直52層+海底境界層)
- ・三極座標系採用による海洋モデルの全球域への海域拡張
- ・移流スキームの高度化
- ・混合層スキームの調整
- ・等密度面混合における中規模渦による熱塩輸送のパラメータ化の精緻化
- ・日射の入射角と日変化を考慮した放射スキーム
- ・海水モデルの導入
- ・フラックス修正の廃止

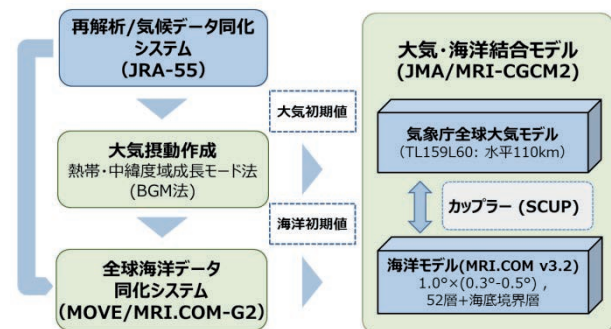
#### ③運用の変更

- ・1初期日あたりの予測メンバー数の増加(13メンバー)、時間ずらし平均法(LAF法)の初期日の減少

### 1.2.3 季節予報モデル

#### (1)はじめに

新モデル(JMA/MRI-CGCM2)では大気と海洋双方のモデルの高解像度化に加え、積雲対流過程をはじめとする各種物理過程の高度化、温室効果ガスの取り扱いの精緻化、陸面解析値の初期値への使



第1.2.1図 季節アンサンブル予報システムの概要

<sup>1</sup> 高谷 祐平 (第1.2.4項以外)、石川 一郎 (第1.2.4項)

第1.2.1表 季節予報システムの概要

システムバージョン	JMA/MRI-CPS1 (旧システム)	JMA/MRI-CPS2 (新システム)	
結合モデル名	JMA/MRI-CGCM1	JMA/MRI-CGCM2	
大気モデル	バージョン	GSM0603 <sup>a</sup> (北川 2007)	GSM1011C <sup>a</sup> (平井と伊藤 2013)
	水平解像度	TL95 (約180km)	TL159 (約110km)
	鉛直解像度	40層 (モデル上端0.4hPa)	60層 (モデル上端0.1hPa)
海洋モデル	バージョン	MRI.COM v2.4 (石川ほか 2005)	MRI.COM v3.2 (辻野 2010; Tsujino et al. 2010)
	計算領域	北緯75度～南緯75度	全球域
	水平解像度	東西1度、南北0.3～1度	東西1度、南北0.3～0.5度
	鉛直解像度	50層	52層+海底境界層1層
海氷モデル	無し (海氷域は気候値を与える。)	熱力学モデル (Mellor and Kantha 1989) 力学モデル: 弾粘塑性体モデル (Hunke and Dukowicz 1997; Hunke and Lipscomb 2006)	
カップラー	カップラー名	無し (カップラー不使用)	Scup (Yoshimura and Yukimoto 2008)
	結合間隔	1時間	1時間
大気初期値	JRA-25/JCDAS (Onogi et al. 2007)	JRA-55 (古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)	
海洋初期値	MOVE/MRI.COM-G	MOVE/MRI.COM-G2	
陸面初期値	ERA15 によるオフライン陸面積分月別気候値	JRA-55陸面解析値	
温室効果ガス	CO <sub>2</sub> 経年変化 <sup>b</sup>	温室効果ガス6種 <sup>b</sup> (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CFC-11, CFC-12, HCFC-22)、RCP4.5シナリオ	
アンサンブル手法	大気BGM (Chikamoto et al. 2007) +海洋初期摂動とLAF法の組み合わせ 海洋初期摂動は大気BGM法による強制摂動を使用して作成。	大気BGM (Chikamoto et al. 2007) +海洋初期摂動とLAF法の組み合わせ 海洋初期摂動は大気BGM法による強制摂動を使用して作成。 確率的物理過程強制法 (米原 2010)	
現業ルーチンアンサンブル数	51メンバー 1初期日あたり9メンバー、直近6初期日のアンサンブルを組み合わせる。	51メンバー 1初期日あたり13メンバー、直近4初期日のアンサンブルを組み合わせる。	
再予報期間	32年 (1979～2010年)	36年 (1979～2014年) <sup>c</sup>	
再予報初期日、メンバー数	毎月末、15日頃の海洋同化解析値が存在する日の00UTC (年24初期日)。各初期月あたり2初期日 (各5メンバー) のアンサンブルの組み合わせた計10メンバーアンサンブル。	毎月末、15日頃の海洋同化解析値が存在する日の00UTC (年24初期日) <sup>d</sup> 。各初期月あたり2初期日 (各5メンバー) のアンサンブルを組み合わせた計10メンバーアンサンブル。	
再予報予測期間	210日 (2月初期月) 180日 (3月、9月初期月) 150日 (4月、10月初期月) 120日 (上記以外の月) コントロール実験のみ16か月積分 (エルニーニョ予測用)	420日 (全初期月) エルニーニョ予測の再予報を兼ねる。	

a 結合モデルとしての性能向上のため、物理過程に変更が加えられている。詳細は本文を参照のこと。

b 水蒸気は放射過程において考慮されている。

c モデルのキャリブレーション (系統誤差の評価、平年値作成等) には、1981～2010年の30年間を使用。

d 毎月末の直近の半旬初期日とし、JMA/MRI-CPS1と異なる場合がある。詳細は第1.4.1項参照のこと。

用等、多くの点が改良されている。更に、新モデルでは大気、海洋、陸面過程に加え、海水過程についても海水モデルを結合することで、海水の時間発展を陽に予測できるようになった。よって、正確には新モデルは「大気・海洋・陸面・海水結合モデル」と呼ぶことができるであろう。以下、季節予報モデルの構成要素である大気モデル、海洋モデル、海水モデルの仕様及び大気モデルと海洋モデルの結合方法（カップラー）について詳しく述べる。

## （２）季節予報モデルの仕様

### ア．大気モデル

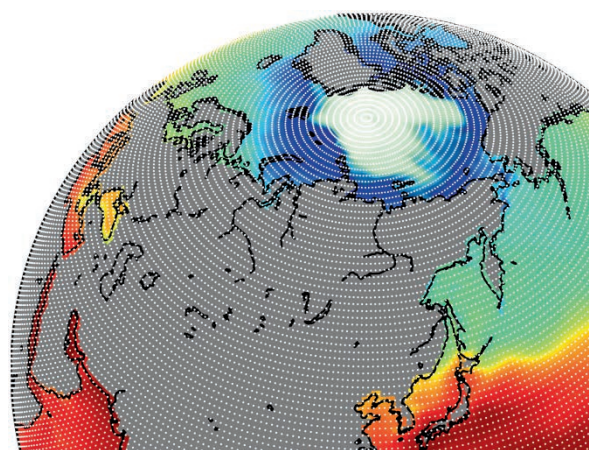
大気モデルは気象庁全球モデル（岩村 2008）を基に季節予報モデルとして利用するために改良・調整を加えたものである。

大気モデルの解像度について、水平格子間隔を旧モデル（JMA/MRI-CGCM1）の約180kmから約110kmに、鉛直解像度を40層（モデル上端0.4hPa）から60層（モデル上端0.1hPa）に高解像度化した。第1.2.2図の白点はJMA/MRI-CGCM2の大気モデルの格子点を示す。適合ガウス格子の導入（宮本 2005；岩村 2008）により極付近の格子間隔の密集が緩和され計算が効率化された。

また、物理過程も多くの点を改良した。まず、大気モデルのバージョンをGSM0603からGSM1011Cへ変更したことにより、GSM1011Cに導入されていたエーロゾル気候値の改良、重力波抵抗スキームの定数の変更が適用されている。それに加え、積雲対流過程の雲底マスフラックスの予測式の変更、積雲の雲底以下のエントレインメント・デトレインメントを考慮してプルームのエネルギーを計算するサブクラウドモデルの導入（Jacob and Siebesma 2003）、短波放射スキームにおける雲オーバーラップの変更（Nagasawa 2013）、層積雲スキームの変更（Kawai 2013）、新しい海面境界層スキーム（Fairall et al. 2003）とSST日変化スキーム（Takaya et al. 2010）の導入等の変更を加えた。これらの改良により放射フラックス収支、降水分布等が大幅に改善された。モデルの性能評価につ

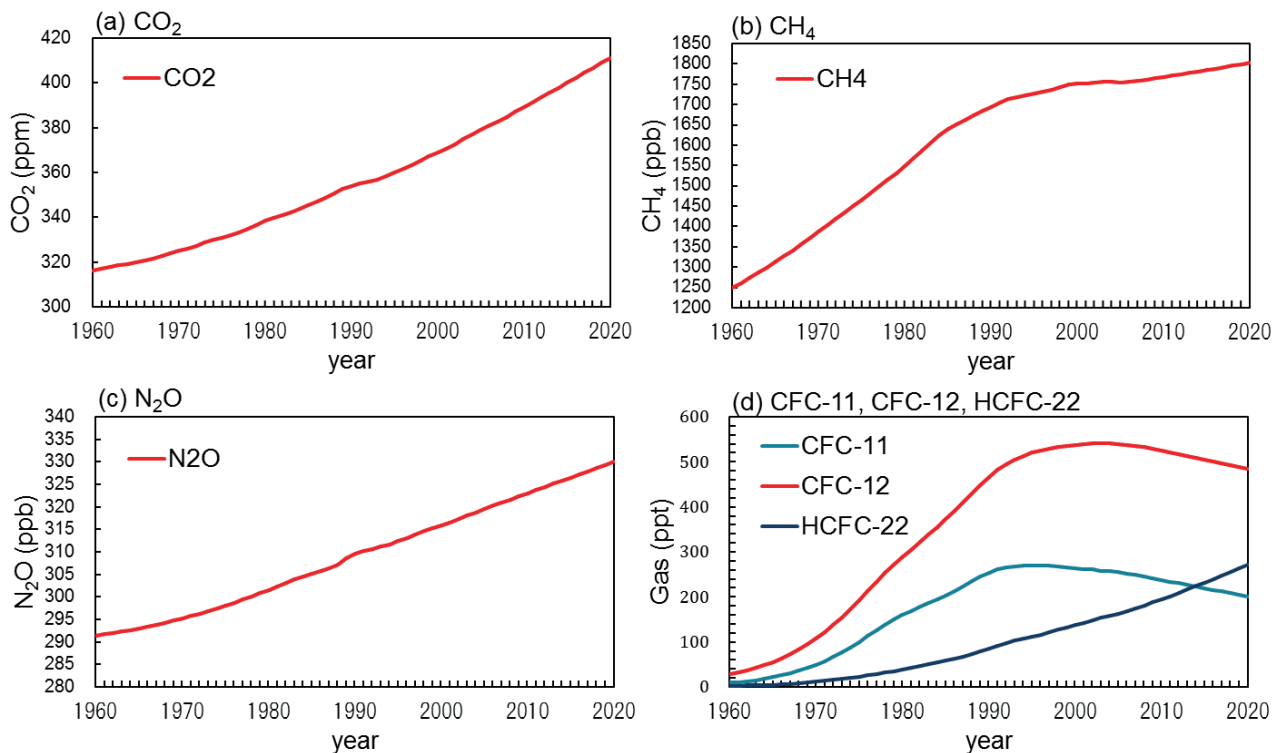
いては第1.4節で述べる。

新モデルでは温室効果ガス（GHG）濃度の経年変化を精緻に扱うように改良した。変更前の旧モデルではGHGのうち二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）の経年変化のみを考慮していた。CO<sub>2</sub>と海面水温の上昇に伴う水蒸気の増加により気温の上昇トレンドはある程度再現されるものの（Compo and Sardeshmukh 2009）、気温の上昇トレンドを更により良く再現するためにはCO<sub>2</sub>以外の温室効果ガスについても経年変化を考慮するのが望ましい（Doblas-Reyes et al. 2006；Liniger et al. 2007）。そこで、新モデルでは温室効果ガス6種（CO<sub>2</sub>、メタン（CH<sub>4</sub>）、一酸化二窒素（N<sub>2</sub>O）、トリクロロフルオロメタン（CFC-11）、ジクロロジフルオロメタン（CFC-12）、クロロジフルオロメタン（HCFC-22））の全球平均濃度を気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第5次評価報告書の気候変動予測の濃度シナリオの1つであるRCP4.5シナリオの設定によって与える（Van Vuuren et al. 2011；第1.2.3図）。2005年以前の温室効果ガス濃度は観測に基づいた値である。温室効果ガス濃度の経年変化を与えたことによる予測への影響については第1.3.2項で示す。



第1.2.2図 新季節予報モデル（JMA/MRI-CGCM2）の大気モデル格子点配置

図中の白点は、大気モデルの水平格子の位置を示す。陰影は2007年8月31日を初期値とする2007年9月の月平均海面水温及び海水密度予測値。



第 1.2.3 図 新モデル (JMA/MRI-CGCM2) に与える温室効果ガス濃度の経年変化  
気体名は凡例を参照。単位はグラフ毎に異なる。

### イ. 海洋モデル

海洋モデルは気象研究所海洋・地球化学研究部で開発されたMRI.COM v3.2 (Tsuji et al. 2010)を使用する。このモデルでは三極座標系<sup>2</sup>を用いて、結合モデルにおける海洋モデルの計算領域を全球域に拡張した (旧モデルでは南緯75度～北緯75度)。また、水平解像度については南北方向の格子間隔の最大値を1度から0.5度に高解像度化することで赤道0.3度～中高緯度0.5度となった。東西方向の格子間隔は1度 (約100km) から変更していない。鉛直層数は旧モデルの最大50層から52層 (+海底境界層) に変更した (第1.2.1表)。力学の移流スキームについてはUTOPIA (水平方向)、QUICKEST (鉛直方向) から数値拡散のより小さいSOMスキームに変更した (Tsuji et al. 2010)。

次に海洋モデルの物理過程について述べる。混合層スキームには旧モデルと同じNoh-Kimスキ-

ーム (Noh and Kim 1999) を使用するが、パラメータの調整により太平洋赤道域の水温躍層の再現性を改善した。また、等密度面混合においてGent-McWilliamsスキーム (Gent and McWilliams 1990) の係数をVisbeck et al. (1997) に従ってパラメータ化することにより黒潮続流域などで水温バイアスが軽減した。そのほか、海底境界層の導入 (Nakano and Sugihara 2002) や千島列島付近での鉛直拡散係数の調整が行われている。風応力計算のバルク式にはKara et al. (2000) に代えてLarge and Yeager (2004) を採用し、さらに海面での流速を考慮した相対風速から風応力を計算するよう変更した。放射過程において日射の入射角分布と日変化を考慮するスキーム (Ishizaki and Yamanaka 2010) を導入した。MRI.COMの改良の詳細については辻野 (2010) を参照されたい。

### ウ. 海氷モデル

使用する海氷モデルは気象研究所海洋・地球化

<sup>2</sup> 3つの特異点を陸に配置することにより、海洋モデルの計算に有効な座標系

学研究部で開発された。海氷の生成及び融解過程を求める熱力学モデルはMellor and Kantha (1989)に従う。運動方程式に基づく力学モデルには弾粘塑性体モデル(Hunke and Dukowicz 1997; Hunke and Lipscomb 2006)を採用している。これらのモデルを使用して海氷の厚さ別に5つのカテゴリーに分割した海氷面積、海氷厚、海氷温度等の時間発展を解く。

#### エ. カップラー

カップラーは気象研究所で開発されたScup (Simple Coupler; Yoshimura and Yukimoto 2008)を使用する。大気モデルと海洋モデルの間で物理量の交換を行う結合間隔は旧モデルと同じく1時間である。海面フラックスの計算は、大気海洋間の相対風速を用いて海面フラックスを算出することで海流の効果を考慮するよう変更した。大気モデルから海洋モデルに渡す変数については旧モデルと同等であり、海面水温、降水量、顕熱フラックス、潜熱フラックス、短波放射フラックス、長波放射フラックス及び運動量フラックスである。

新モデルではこれまで旧モデルで用いていたフラックス修正(平井と伊藤 2013)を適用しない。フラックス修正とは、人為的に結合モデルにおける海面フラックスの誤差を修正し、海面水温の誤差を低減することにより、より現実的な気候状態を維持するものである。フラックス修正の是非については専門家の間でも意見が分かれるところではあるが、以下の理由によりフラックス修正を使用しないこととした。

- ・新モデルの再予報において、フラックス修正を使用せずに変更前のJMA/MRI-CPS1を上回るエルニーニョ・南方振動(ENSO)、季節予測の精度が得られた。
- ・フラックス修正量の算出には追加の計算資源を要する。
- ・数値予報システムを構築するにあたり、理想的には人為的な修正は施さないほうが望ましいと考えられる。

#### (3) 初期条件

大気モデルの初期値には気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)を使用する。これにより再予報、現業運用を通じて高品質で均質な解析値を得ることができる。具体的には、JRA-55の1.25度等緯度経度格子の気圧面データ(43層、最上層0.1hPa)を大気モデルの計算格子(水平TL159、鉛直60層)に変換して初期値として使用する。今回、大気初期値の作成に使用する気圧面データを従来の23層(最上層1hPa)から43層(最上層0.1hPa)に変更することで、より鉛直方向に内挿誤差の小さい初期値が得られるようになった。また、計算格子への変換の前にBGM法(第1.2.5項)で作成した摂動を加えることで、アンサンブル予報のための複数の大気初期値を得ることができる。陸面モデルの初期値にはJRA-55の陸面解析値を利用する(初期値化)。陸面モデルの初期値化による予測精度への影響については第1.3.3項で示す。

海洋モデルの初期値にはJRA-55を大気強制力とした海洋データ同化システムによる解析データを使用する(第1.2.4項)。海氷モデルの初期値は、海洋データ同化システムによって海水温、塩分を同化することで作成される。この海氷モデルの初期値の作成において海水密度、海氷厚等の観測値は利用していない。

#### 1.2.4 海洋データ同化システム

本項では、新しい季節アンサンブル予報システム(JMA/MRI-CPS2)の一部として導入された、海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G2（以下 MOVE-G2 と略記）の仕様を記述し、次に、1958～2012年の55年間を対象に行った MOVE-G2 の再解析の概要とその結果について記述する。

##### (1) MOVE/MRI.COM-G2 の仕様

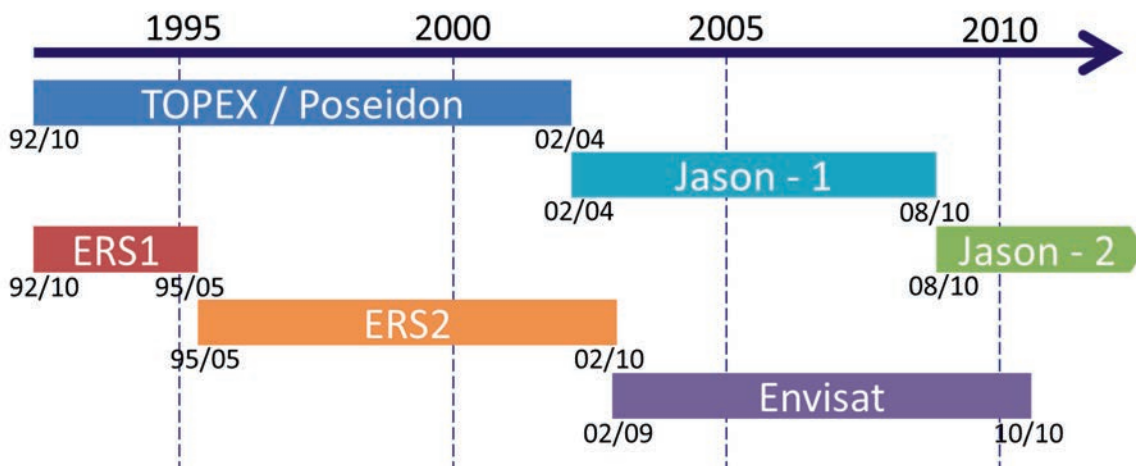
MOVE-G2 は従来運用していた MOVE/MRI.COM-G（以下 MOVE-G; 石崎ほか 2009）の後継として、気象研究所海洋・地球化学研究部で開発された。以下の記述にあたっては、Toyoda et al. (2013) を参考にした。

MOVE-G2 は、海洋モデルや解析に使用する統計値、同化スキームなどにおいて、いくつかの変更はあるものの、データ同化手法の大枠は MOVE-G とほぼ同じである。その概要を述べると、まず、海洋モデルによる予報計算を実行し、水温・塩分の第1推定値を得る。次に、水温・塩分の第1推定値と観測値から、水温・塩分の鉛直結合経験的直交関数(Empirical Orthogonal Function: EOF)モードを利用した3次元変分法による客観解析を行う(Fujii and Kamachi 2003)。最後に、客観解析結果に基づいて、IAU(Incremental Analysis Updates; Bloom et al. 1996)手法によって、水温・塩分値を修正しながら海洋モデルによる予報計算

を再び実行し、解析値を得る、というものである。なお、同化期間は10日間（2月29日を含む場合は11日間）である。

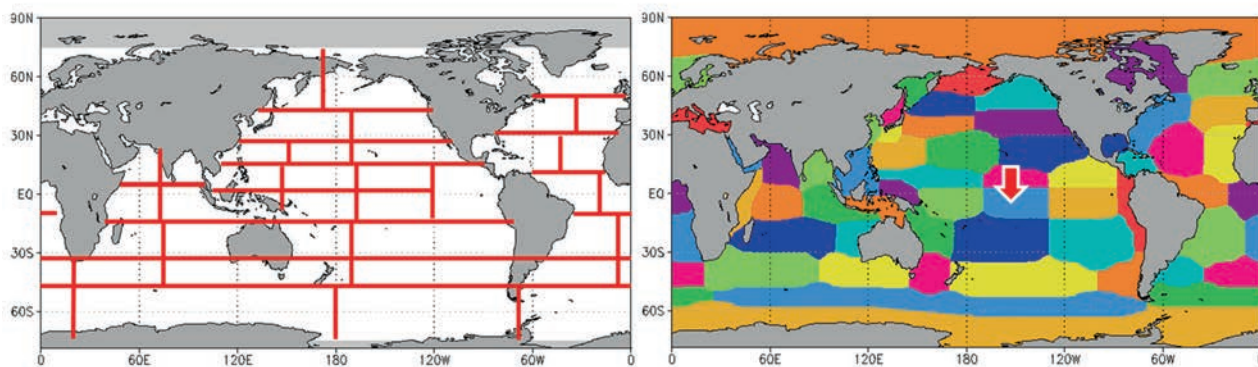
MOVE-G2 で同化するデータは次の通りである。海面水温のデータは、COBE-SST(Ishii et al. 2005)の海面水温解析値である。表層水温・塩分の現場観測データは、2012年までは World Ocean Database 2009 (WOD2009; Boyer et al. 2009)および Global Temperature-Salinity Profile Program Database (GTSP; Hamilton 1994)から得られたデータである。一方、2013年以降および現業運用期間は主に全球通信システム(Global Telecommunication System: GTS)上のデータを地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室で処理した現場観測データを使用する。

これらの水温・塩分のデータに加え、1992年9月以降は、衛星に搭載された海面高度計による海面高度偏差データ(CLS 2012)も使用した。使用した衛星と期間は第1.2.4図の通りである。なお、再解析実行中の2014年に海面高度偏差データの基準の平均期間が1993～1999年から1993～2012年に変更された。そのため、2012年までの再解析では1993～1999年基準のデータを用い、2013年以降の再解析とルーチンでは1993～2012年を用いる。各期間の解析では使用する平均海面力学高度の定数データを使い分ける。なお、2010～2012年については、1993～2012年基準のデータを用い



第1.2.4図 使用した衛星搭載海面高度計データの履歴





第 1.2.5 図 (左) MOVE-G、(右) MOVE-G2 の鉛直結合 EOF モード海域分割

左図の極域の灰色域は解析対象範囲の外側であることを示す。右図赤矢印は第 1.2.6 図参照。

た同化実験も行い、結果に大きな違いのないことを確認している。

次に、MOVE-G から MOVE-G2 への変更点を述べる。

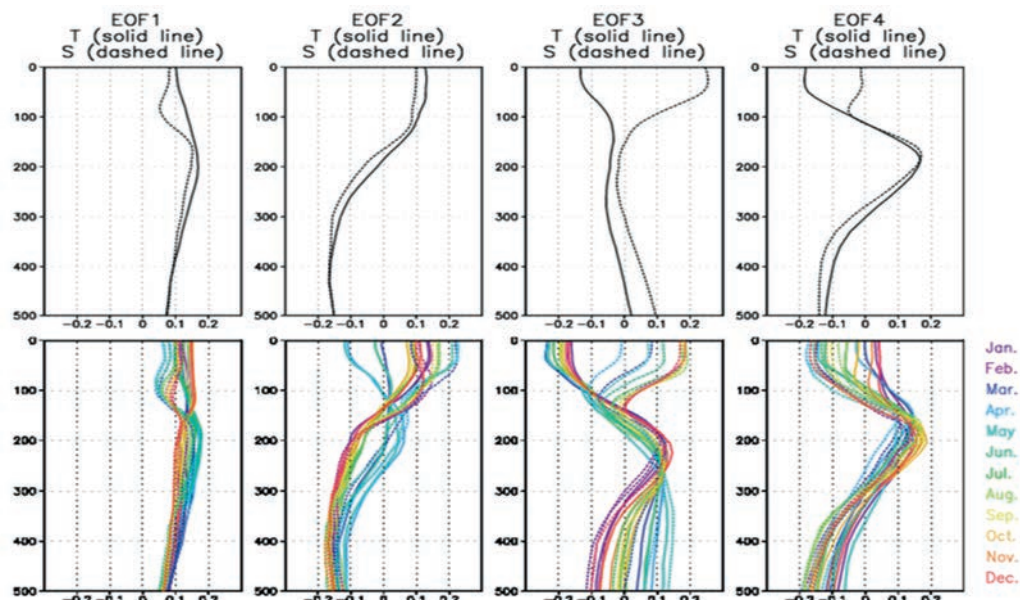
ア. 海洋モデルの更新、解析範囲の全球への拡張、海氷モデルの導入

MOVE-G2 の海洋モデルは、第 1.2.3 項の大気海洋結合モデル (JMA/MRI-CGCM2) の海洋部分と同じである。従来システムでは、極域の海洋は計算領域から外れていたが、新しい海洋モデルは三極座標系を用いて全球海洋を計算領域とし、緯度方向

および鉛直方向に高解像度化した。また、MOVE-G2 でも力学的な海氷モデル (第 1.2.3 項) を導入したが、海氷観測データの同化は行わず、海氷の場は、データ同化の結果得られた水温・塩分場と適合するように、海氷・海洋モデルの力学を通して調節される。

イ. 鉛直結合 EOF モード統計値の改善

鉛直結合 EOF モードについては、水塊分布に基づいて分割した海域の各々について、現場観測に基づくデータから計算している。MOVE-G2 の導入にあたって、海域の分割方法を見直し、EOF モー



第 1.2.6 図 中部太平洋赤道域 (第 1.2.5 図赤矢印で示した海域) における鉛直結合 EOF モード

過去の観測データから水温・塩分の変動の特徴を抽出したもので、これを用いて、まばらな観測から鉛直分布を推定する。上段が MOVE-G、下段が MOVE-G2。左から順に第 1、第 2、第 3、第 4 モード。実線が水温、破線が塩分。下段は月別に色分けを行っている。

ドの統計方法も変更した。

MOVE-G および MOVE-G2 の海域分割は第 1.2.5 図の通りである。MOVE-G と比べると、MOVE-G2 はより詳細に海域分割がなされ、40 海域から 57 海域と海域数が増えている。また、EOF モードの統計方法を変更し、その季節変化を考慮できるようにした。第 1.2.6 図に MOVE-G、MOVE-G2 それぞれの EOF モードを示す。MOVE-G では、EOF モードは年間を通じて同じものを使っていたが、MOVE-G2 では、図で示されるような月別の EOF モードを計算し利用している。

#### ウ. データ同化手法の改善

データ同化手法の改善として、バイアス修正スキーム (Fujii et al. 2012) の導入、FGAT (First Guess at Appropriate Time) スキーム (Lorenz and Rawlins 2005) の導入、海面高度データへの全球淡水補正スキーム (Kuragano et al. 2014) の導入、同化修正を行うモデル最深層の変更が挙げられる。

バイアス修正スキームとは、毎回の解析で計算されるインクリメント (解析値と第 1 推定値との差) の平均的な値をバイアスとして、3 次元変分法の計算に先立って海洋モデルの予報計算の結果を修正するものである。具体的には、ある同化期間のインクリメントと前回の同化期間のバイアス (初回はゼロ) との間で重みつき平均をとることでバイアスを計算する。重みは過去のインクリメントのバイアスへの影響が 5 年 (再解析のはじめの数年は 1 年) のスケールで減衰するように設定している。常に同符号のインクリメントが解析されるようなバイアスがある場合には、バイアスを軽減し、解析精度向上に効果がある。

FGAT スキームは、第 1 推定値として観測時刻に正確に対応する時刻の予報値を利用するものである。MOVE-G では、第 1 推定値として、観測日に関係なく、同化期間の中央時刻における予報値を利用していたが、MOVE-G2 では観測と同日の予報値を利用する。このスキームを採用することにより、観測の情報をより適切にモデルに取り入れることができるようになる。

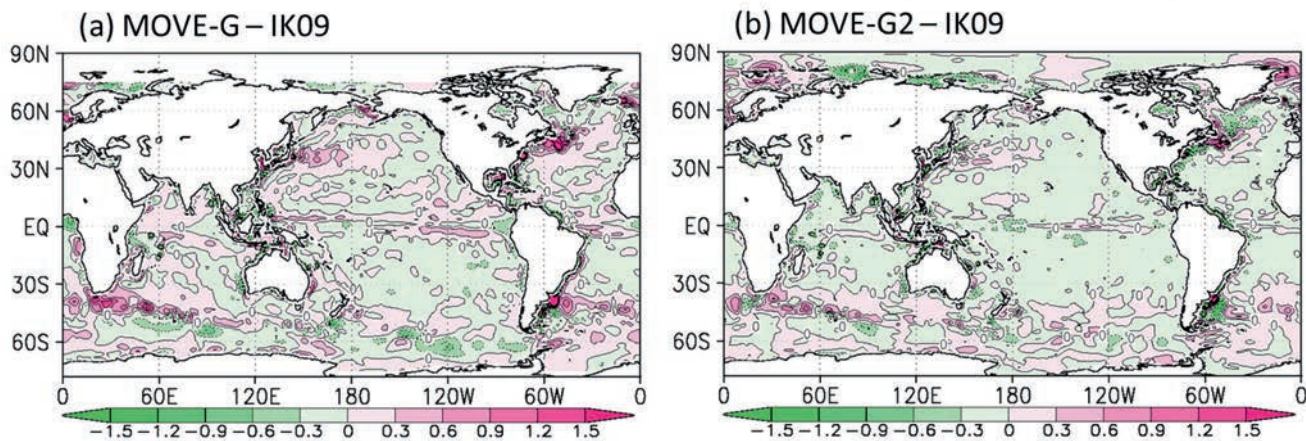
全球淡水補正スキームは、海面高度計データの海面高度偏差における海洋モデルでは表現できないプロセスの寄与を補正するスキームである。具体的には、海洋の淡水増加による海面高度の上昇トレンドと、風応力に対する順圧的な応答による海面高度の季節変化について補正を行う。このスキームにより、MOVE-G における近年の熱帯域の高温バイアスを解消することが期待できる。

最後に、同化修正を行うモデルの層は、MOVE-G では海面から水深 1500m までとしていたが、MOVE-G2 では海面から水深 1750m までに変更した。この変更は、近年のアルゴ観測網 (海面から 2000 m 深までの水温・塩分を十日に一度観測するアルゴフロートが 3000 個以上世界の海に展開している) の整備によって、水深が深いところの観測データが十分に増えてきたことに対応するものである。

#### エ. 大気外力データの変更

大気外力として MOVE-G ではヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の ERA-40 再解析 (1978 年以前; Uppala et al. 2005)、JRA-25 長期再解析 (1979 ~ 2004 年; Onogi et al. 2007) と、気象庁気候データ同化システム (JCDAS; 2005 年以降) の日別値を組み合わせて利用していた。MOVE-G2 では JRA-55 (Kobayashi et al. 2015) の 6 時間値に変更した。この変更により、50 年以上にわたる海洋再解析を行う上で、データの不連続がなくなり、均質な大気強制力で実施することが可能となった。さらに、より短い時間スケールの大気変動を強制として与えることができるようになった。

ただし、短波・長波放射フラックスについては、National Aeronautics and Space Administration / Global Energy and Water Cycle Experiment (NASA/GEWEX) の Surface Radiation Budget (SRB) Release-3.0 の衛星観測 (Stackhouse et al. 2011) と比較して JRA-55 にバイアスが見られ、海洋モデルの外力に用いると極域の海水を過少にすることがわかった。そのため、この衛星観測に合うよう JRA-55 の放射フラックスを補正して海洋モデル



第 1.2.7 図 (a) MOVE-G、(b) MOVE-G2 と IK09 の表層貯熱量 (300m 深までの平均水温 (°C) ; OHC) の年平均気候値の差  
気候値の統計期間は 1981~2010 年の 30 年間。

に与えている。また、太陽高度の日変化の効果を海洋モデル内で計算する (Ishizaki and Yamanaka 2010) ため、放射フラックスのデータとしては日平均値を与える。

## (2) 海洋再解析

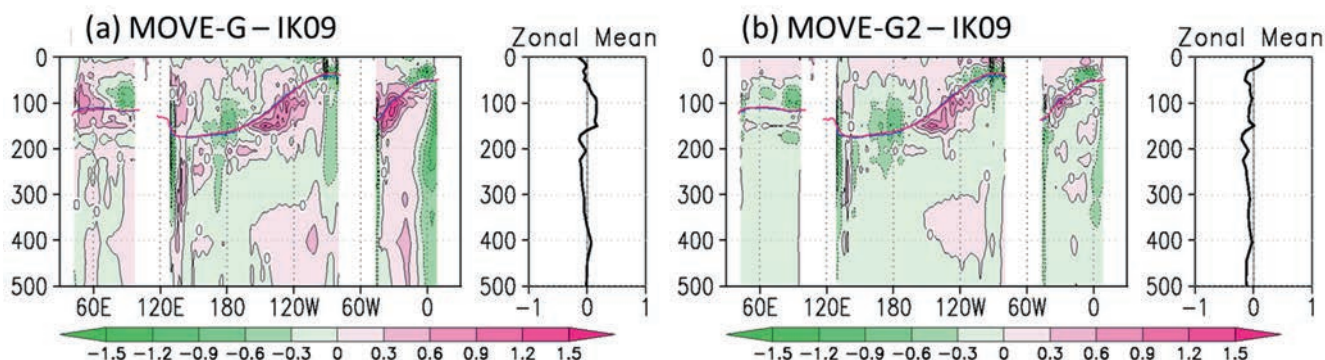
海洋解析値の品質調査や JMA/MRI-CGCM2 の再予報の海洋初期値作成のため、1958~2012 年を対象に MOVE-G2 による海洋再解析を行った。なお、バイアス修正スキームには十分なスピナップが必要のため、1958~1967 年の 10 年間でスピナップ期間とした。

前述の通り、同化期間は 10 日間であるが、結合モデルの海洋初期値を 5 日ごとに作成できるようにするため、解析期間を 5 日ずらした 2 系統の計算を実行した。最終的に海洋解析値として使用するものは、この 2 系統の解析値を平均したもので

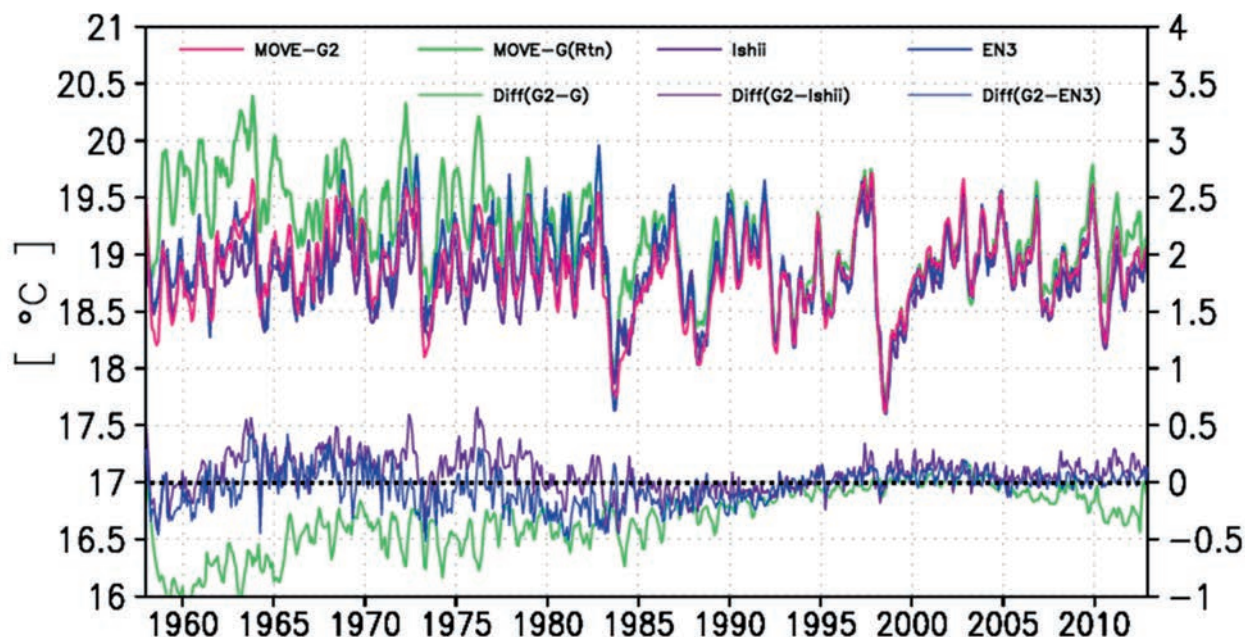
ある。この MOVE-G2 の再解析結果の検証のため、MOVE-G の再解析データ、Ishii and Kimoto (2009) の客観解析データ (以降、IK09 と呼ぶ)、英国気象局ハドレーセンターの客観解析データ (EN3; Ingleby and Huddleston 2007) を使用した。

第 1.2.7 図に MOVE-G、MOVE-G2 と IK09 の表層貯熱量 (水深 300m までの平均水温 ; OHC) の年平均気候値 (統計期間 : 1981~2010 年) の差を示す。MOVE-G2 は MOVE-G と比べて全球的に IK09 に対する差が小さくなっていることがわかる。特に、MOVE-G で太平洋赤道域、インド洋熱帯域、黒潮・メキシコ湾流など西岸境界流の流れる各大洋の西岸付近、南大洋など、IK09 と比べて高温バイアスが見られた海域において、MOVE-G2 ではその高温バイアスが縮小している。

第 1.2.8 図は、MOVE-G、MOVE-G2 の赤道に沿った表層水温の IK09 に対する年平均気候値 (統計期



第 1.2.8 図 第 1.2.7 図に同じ。ただし、赤道に沿った水温 (°C) の鉛直断面図  
各図の右側に東西平均した水温差を示す。紫色の実線は 20°C の等温線を示す。



第 1.2.9 図 太平洋赤道域 (5°S~5°N、120°E~80°W) で平均した表層貯熱量(°C)の時系列

上の時系列は各解析で計算した表層貯熱量(鉛直スケールは左側)を示し、赤が MOVE-G2、緑が MOVE-G、紫が IK09、青が EN3 である。下の時系列は MOVE-G2 と各解析の差(鉛直スケールは右側)を示し、緑が MOVE-G、紫が IK09、青が EN3 との差である。

間は 1981~2010 年の 30 年間) の差である。この分布においても、IK09 との差は MOVE-G2 のほうが全体的に小さくなっている。特に、水温躍層付近の差が太平洋に限らず、インド洋、大西洋においても縮小している。

以上のことは、MOVE-G2 のほうが MOVE-G より IK09 と整合的な気候値分布になったことを示している。なお、図は省略するが、上記の傾向は比較対象を EN3 とした場合でも同様に見られた。

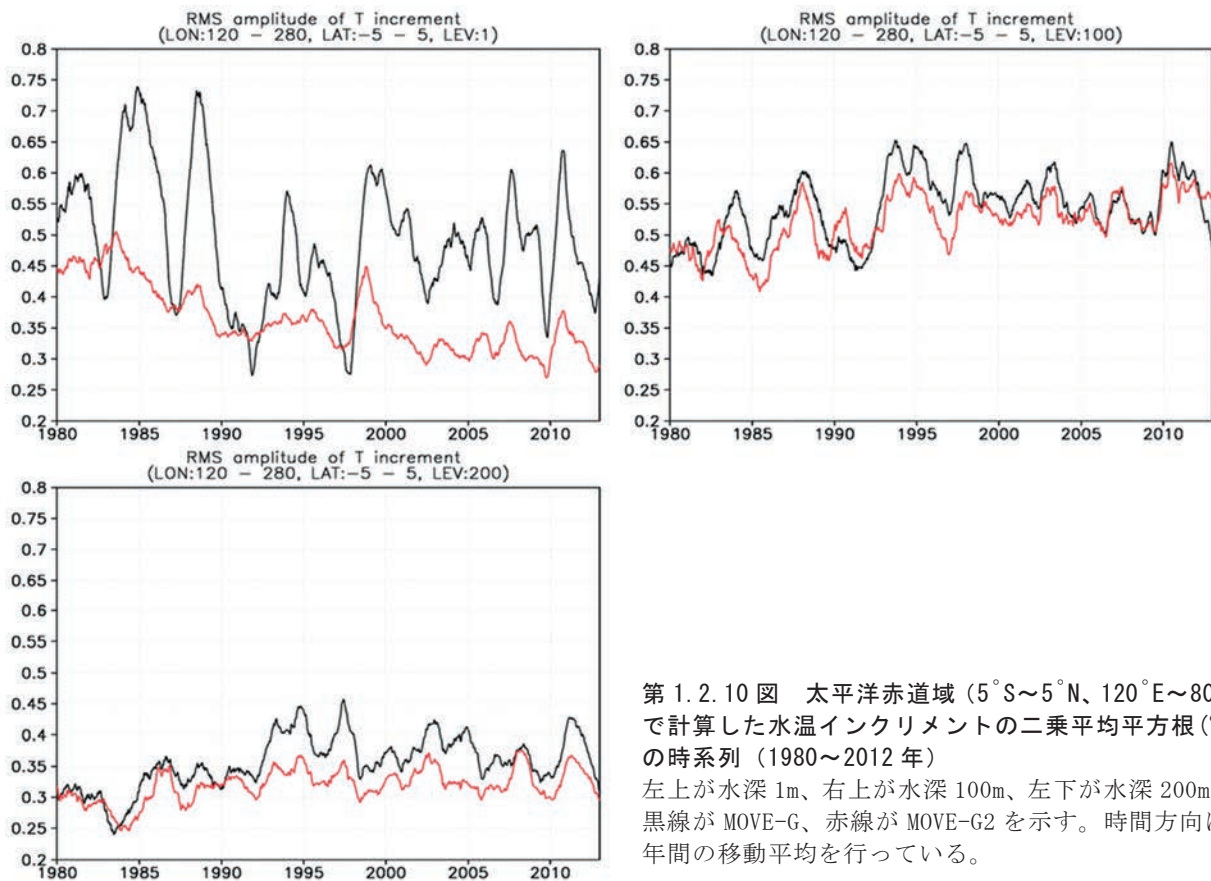
第 1.2.9 図は、太平洋赤道域で平均した OHC の時系列である。MOVE-G では、1980 年代前半以前及び 2000 年代後半以降において、IK09 や EN3 と比較して高温バイアスがあった。一方、MOVE-G2 ではこの高温バイアスが解消し、他解析との整合性が向上した。また、季節変化や年々変動についても、全期間を通して MOVE-G2 は他解析と整合的である。特に、太平洋赤道域に TAO/TRITON ブイが展開され始めた 1980 年代の後半以降は、MOVE-G2 と他解析との差がそれ以前と比べて小さくなっている。

MOVE-G から MOVE-G2 への変更により高温バイアスが解消した背景としては、データ同化スキーム

の改善の貢献が大きい。1980 年代前半以前の高温バイアスは、表層水温の観測データが十分に無かったために、データ同化を通じて海洋モデルを適切に修正できなかったことが要因として挙げられる。MOVE-G2 では、海洋モデルの高解像度化により水温躍層付近の再現性が向上したことと、バイアス修正スキームの導入により海洋モデルのバイアスを適切に評価して修正できるようになったことなどが改善に寄与したと考えられる。

一方、2000 年代後半の高温バイアスの低減には、全球淡水補正スキームの寄与が大きいと考えられる。前述の通り、海面高度計が観測する水位偏差には海洋モデルが表現できない長期トレンド成分と風応力変化に対する順圧応答の季節変化成分が含まれる。MOVE-G ではこれらの成分を除去せずにデータ同化を行ったために、特に長期トレンド成分の影響により表層水温を高く解析した可能性がある。MOVE-G2 ではこれらの成分を除去する全球淡水補正スキームを導入したため、高温バイアスが解消したと考えられる。

解析精度の向上を確認するため、太平洋赤道域における水深 1 m、100m、200m の水温インクリメ



第 1.2.10 図 太平洋赤道域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$ ) で計算した水温インクリメントの二乗平均平方根 ( $^{\circ}\text{C}$ ) の時系列 (1980~2012 年)

左上が水深 1m、右上が水深 100m、左下が水深 200m で、黒線が MOVE-G、赤線が MOVE-G2 を示す。時間方向に 1 年間の移動平均を行っている。

ントの推移を第 1.2.10 図に示す。MOVE-G2 は MOVE-G に比べ、各層の水温インクリメントが縮小しており、このことは解析精度が向上していることを示している。このインクリメントの縮小は、MOVE-G から MOVE-G2 にかけて行った変更が総合的に効いた結果と考えられる。

### (3) 今後の課題

現実の水温・塩分場とモデルの力学がよりよく整合するために、データ同化手法の高度化や、モデルの高解像度化などによる再現性の向上が必要である。次期季節アンサンブル予報システムでは、これらの改善を検討し、運用可能な中で最適のものを導入する計画である。

海氷については、より現実に近い解析値を得るために、海氷密接度などの観測値を反映させることが必要である。次期システムでは、海氷密接度の同化を導入することを計画している。

### 1.2.5 アンサンブル手法

#### (1) はじめに

新システムは旧システムと同様に成長モード育成法 (Breeding of Growing Mode method: BGM法) と時間ずらし平均法 (Lagged Average Forecasting method: LAF法) を用いて51メンバーのアンサンブルを構成している。さらにモデルの不完全性を考慮したモデルアンサンブル (確率的物理過程強制法) も新たに導入した。本項ではモデルアンサンブルの導入、BGM法を用いた大気及び海洋初期摂動の作成手法、旧システムからのLAF法の変更について述べる。アンサンブル手法の概論については平井と伊藤 (2013) を、旧システムにおけるアンサンブル手法については高谷 (2010) をあわせて参照されたい。

#### (2) 確率的物理過程強制法の導入

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ある。新システムではモデルアンサンブルのうち物理過程の不確実性を表現する確率的物理過程強制法を季節予報システムとして新たに採用した。確率的物理過程強制法は予報モデルの物理過程で計算された予報変数 (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ある。この確率的物理過程強制法は週間アンサンブル予報システム及び1か月アンサンブル予報システムに導入されており (米原 2010; 平井と伊藤 2013)、週間アンサンブル予報システム及び1か月アンサンブル予報システムにおいてアンサンブルのばらつき具合の指標であるスプレッドの過小傾向を軽減するなど、確率予測を改善した。新システムの開発においても熱帯域 (南緯20度～北緯20度) の200hPa速度ポテンシャルやNINO.3のスプレッドが明瞭に増大し、RMSEに対するスプレッドの比にみられる過小傾向が改善されることを確認した (図略)。なお、気象庁の週間アンサンブル予報システム及び1か月アンサンブル予報システムでは、その初期値に初期摂動を加えないコントロールメンバーにおいて、確率的物理過程強制法を適用しない設定となって

いるが、新システムでは確率的物理過程強制法を適用したメンバーと適用しないメンバーの予測特性に若干の差異が生じることを避けるために全メンバーに確率的物理過程強制法を適用する。

#### (3) アンサンブル初期値の作成

アンサンブル予報を行うには、メンバー数に応じた複数の初期値を作成する必要がある。以下に大気及び海洋のアンサンブル予報のための複数の初期値 (アンサンブル初期値) の作成手法について述べる。

##### ア. 大気初期摂動の作成に用いる大気モデル・境界値・初期値

大気初期摂動の作成に用いる大気モデルの設定は第1.2.3項で述べた大気海洋結合モデルの大気モデルの設定とほぼ同じである。大気初期値にはJRA-55を使用した。使用する大気の大気圧面データを従来の23層 (最上層1hPa) から43層 (最上層0.1hPa) に変更することで、より鉛直方向に内挿誤差の小さい初期値が得られるようになった。下部境界条件の海面水温には直近のCOBE-SST解析値 (Ishii et al. 2005) を、海氷分布には同解析の気候値を与える。なお、海面水温・海氷の気候値は1981～2010年の日別平年値である。積雪や土壌水分などの陸面初期値は旧システムで使用していたオフライン陸面積分<sup>1</sup>月別気候値 (1997～2007年平均値) に代えてJRA-55の陸面解析値を使用した。

##### イ. 大気初期摂動の作成に用いるBGM法の概要

中高緯度域と熱帯域では誤差成長の力学的起源が異なることを考慮し、旧システムと同様に北半球中高緯度域 (北緯20度～90度) と熱帯域 (南緯20度～北緯20度) の初期摂動をそれぞれ別に求める。北半球中高緯度域では主に傾圧不安定波動の誤差成長に起因する初期摂動を得るため、500hPa高度の摂動成長を基に初期摂動を求める。一方、

<sup>1</sup> 陸面モデルに大気解析値の地表面フラックス、降水等を与えて長期間積分したもの。

熱帯域の摂動作成には気象庁気候情報課と京都大学防災研究所の共同研究において開発された方法(Chikamoto et al. 2007)を用いる。この方法では熱帯域の200hPa速度ポテンシャルの誤差成長を基に熱帯の季節内変動に関連した比較的長い時間スケールで成長する初期摂動が得られる。これらの手法は旧システムや1か月アンサンブル予報システムと共通である。新システムでは北半球中高緯度域については従来から2つ増えた6モード、熱帯域については従来と同じく2モードの摂動を作成し、これらの摂動を組み合わせることで予測計算の初期摂動として使用する。

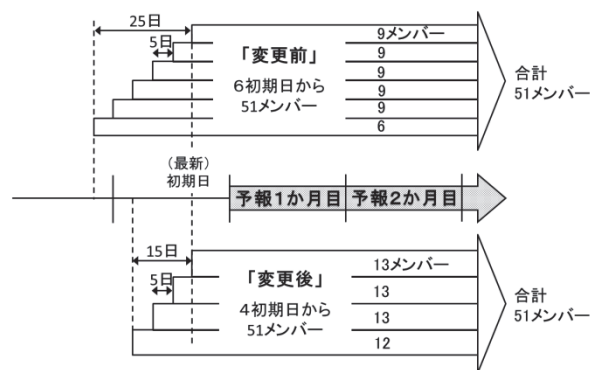
#### ウ. 海洋のアンサンブル初期値の作成手法

海洋のアンサンブル初期値は海洋データ同化システムに与える海面フラックス(熱・運動量フラックス)に大気初期摂動の作成で得られた摂動成分を加えて海洋データ同化を行うことで得る。具体的には、熱帯大気摂動サイクルの30~48時間予測値の大気摂動成分(摂動メンバーとコントロールメンバーの差)をJRA-55地表面解析値の気温・比湿・水平風に加算もしくは減算したものを使用して海面フラックスを計算し、その海面フラックスを用いて海洋データ同化を実行する。BGM法により得られた2モードの熱帯域の大気摂動を用いて、コントロールメンバー及び各大気摂動成分を加算・減算した大気外力を用いることで計5パターンの大気外力に対応する初期摂動を含む海洋初期値を求める。なお、これらの計算に北半球中高緯度域の大気摂動は使用しない。

#### (4) 現業運用時の初期摂動

摂動メンバーの大気初期値にはJRA-55解析値に摂動を加えたものを使用し、海洋初期値にはそれぞれのメンバーの熱帯大気摂動に対応する摂動を含む海洋初期値を使用する。

旧システムでは上述のBGM法により作成した4モードの北半球中高緯度大気摂動、2モードの熱帯大気摂動及び4パターンの海洋初期値を組み合わせることで8パターンの大気・海洋の初期値を作成し、



第 1.2.11 図 LAF 法によるアンサンブル予測の模式図  
上が旧システム (JMA/MRI-CPS1)、下が新システム (JMA/MRI-CPS2) の図。

コントロールメンバーとあわせて9メンバーの予測を実行していた。一方、新システムでは北半球中高緯度大気摂動6モード、熱帯大気摂動2モード、海洋初期値4パターンを組み合わせることで12パターン作成し、コントロールメンバーを含む13メンバーの予測を実行する。

#### (5) LAF法の変更

新システムの現業運用時の総アンサンブルメンバー数は51であり旧システムと同じである。ただし、1初期日あたりのアンサンブルメンバー数の増加によりLAF法で用いる初期日の構成が変更される(第1.2.11図)。

旧システムでは1初期日につき9メンバーの予測を行い、直近6初期日分のアンサンブル予測から合計51メンバーの結果を予測資料の作成に使用していた(最古の初期日は6メンバーのみ使用する)。一方、新システムでは1初期日につき13メンバーの予測を行い、直近4初期日の予測結果を使用して合計51メンバーの結果を使用する(最古の初期日は12メンバーのみ利用)。このため、従来のアンサンブル手法に比べ、より新しい初期日の予測を利用できる。

### 1.2.6 季節アンサンブル予報システムの運用

最後に季節アンサンブル予報システムの運用に関して簡単に説明する。季節アンサンブル予報システムの運用は、海洋データ同化の実行部分と大

気海洋結合モデルの予測計算の実行部分で構成される。

まず、海洋データ同化システムについて述べる。海洋データ同化の仕様は第 1.2.4 項に述べたとおりである。海洋データ同化の解析期間（同化ウィンドウ）は 10 日間であるため、互いに 5 日ずらした 2 系統の海洋データ同化を実行し、5 日毎の最終同化解析値による解析値及び速報同化解析値による初期値を得る（石崎ほか 2009）。

予測では、第 1.2.5 項で示したように気象庁の季節アンサンブル予報システムでは LAF 法と他のアンサンブル手法を組み合わせている。LAF 法を併用して数回に分けて予測を実行することで、限られた計算機資源を有効に利用し、計算負荷を分散することが可能となる。

以上に述べた海洋データ同化と予測計算を 5 日毎に繰り返して実行し、連続する 4 初期日の予測を組み合わせて 51 メンバーのアンサンブル予測を行っている。

## 参考文献

- 石川一郎, 辻野博之, 平原幹俊, 中野英之, 安田珠幾, 石崎廣, 2005: 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説. 気象研究所技術報告, **47**, 189pp.
- 石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 藤井陽介, 辻野博之, 石川一郎, 吉岡典哉, 倉賀野連, 蒲地政文, 2009: MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76** 特別号, S1-S15.
- 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.
- 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.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 10-14.
- 辻野博之, 2010: 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM). 最新版 (バージョン 3) と実施中の実験の紹介. 測候時報, **77**, S1-10.
- 平井雅之, 伊藤明 2013: 3 か月予報と暖・寒候期予報の予報システム. 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, 196-215.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊, **51**, 気象庁予報部, 39-42.
- 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.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. DaSilva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
- Boyer, T. P., J. I. Antonov, O. K. Baranova, H. E. Garcia, D. R. Johnson, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, T. D. O'Brien, D. Seidov, I. V. Smolyar, and M. M. Zweng, 2009: World Ocean Database 2009. NOAA Atlas NESDIS 66. S. Levitus (eds.). U.S. Government Printing Office, Washington D. C., USA, 216pp.
- CLS, 2012: Ssalto/Duacs user handbook: (M)SLA and (M)ADT near-real time and delayed-time products, CLS-DOS-NT-06-034, Issue 3.2. Collecte Localisation Satellites (CLS), Toulouse, France, 58pp.
- 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.
- Compo, G. P. and P. D. Sardeshmukh, 2009: Oceanic influences on recent continental warming. *Clim. Dyn.*, **32**, 333-342.
- Doblas-Reyes, F. J., R. Hagedorn, T. N. Palmer, and J.-J. Morcrette, 2006: Impact of increasing greenhouse gas concentrations in seasonal ensemble forecasts. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07708.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson, 2003: Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *J. Climate*, **16**, 571-591.
- Fujii, Y. and M. Kamachi 2003: Three-dimensional analysis of temperature and salinity in the equatorial Pacific using a variational method with vertical coupled temperature-salinity empirical orthogonal function modes. *J. Geophys. Res.*, **108** (C9), 3297, doi:10.1029/2002JC001745.
- Fujii, Y., M. Kamachi, S. Matsumoto, and S. Ishizaki, 2012: Barrier layer and relevant variability of the salinity field in the equatorial Pacific estimated in an ocean reanalysis experiment. *Pure Appl. Geophys.*, **169**, 579-594.
- Gent, P. R. and J. C. McWilliams, 1990: Isopycnal mixing in ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
- Hamilton, D., 1994: GTSPP builds an ocean temperature-salinity database. *Earth System Monitor*, **4**, 4-5.
- Hunke, E. C. and J. K. Dukowicz, 1997: An Elastic-Viscous-Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849-1867.



- Hunke, E. C and W. H. Lipscomb, 2006: CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual, 59 pp.
- Ingleby, B. and M. Huddleston, 2007: Quality control of ocean temperature and salinity profiles – historical and real-time data. *J. Mar. Syst.*, **65**, 158-175.
- Ishii, M. and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, **65**, 287-299.
- 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.
- Ishizaki, H. and G. Yamanaka, 2010: Impact of explicit sun altitude in solar radiation on an ocean model simulation. *Ocean Modelling*, **33**, 52-69.
- Jakob, C. and A. P. Siebesma, 2003: A New Subcloud Model for Mass-Flux Convection Schemes: Influence on Triggering, Updraft Properties, and Model Climate. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2765-2778.
- Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hulbert, 2000: Efficient and accurate bulk parameterizations of air-sea fluxes for use in general circulation models. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1421-1438.
- Kawai, H., 2013: Improvement of a Stratocumulus Scheme for Mid-latitude Marine Low Clouds. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling/WMO*, **43**, 0403-0404.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Kuragano, T., Y. Fujii, T. Toyoda, N. Usui, K. Ogawa, and M. Kamachi, 2014: Seasonal barotropic sea surface height fluctuation in relation to regional ocean mass variation. *J. Oceanogr.*, **70**, 45-62.
- Large, W. G. and S. G. Yeager 2004: Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies, *NCAR Tech. Note NCAR/TN-460+STR*, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Liniger, M. A., H. Mathis, C. Appenzeller, and F. J. Doblas-Reyes, 2007: Realistic greenhouse gas forcing and seasonal forecasts. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04705.
- Lorenc, A. C. and F. Rawlins, 2005: Why does 4D-Var beat 3D-Var? *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **131**, 3247-3257.
- Mellor, L. G. and L. Kantha, 1989: An ice-ocean coupled model. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10937-10954.
- Nakano, H. and N. Suginoara, 2002: Effects of bottom boundary layer parameterization on reproducing deep and bottom waters in a world ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1209-1227.
- Nagasawa, R., 2013: Problem of Cloud Overlap in Radiation Process in JMA Global NWP Model. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling/WMO*, 04-15.
- Noh, Y. and H. J. Kim, 1999: Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15 621-15 634.
- 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.
- Stackhouse, P. W., Jr., S. K. Gupta, S. J. Cox, T. Zhang, J. C. Mikovertz, and L. M. Hinkelman, 2011: 24.5-year SRB data set released. *GEWEX News*, **21(1)**, 10-12.
- Takaya, Y., J.-R. Bidlot, A. C. M. Beljaars, and P. A. E. M. Janssen, 2010: Refinements to a prognostic scheme of skin sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **115**, C06009.
- Toyoda T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and M. Kamachi, 2013: Improved analysis of seasonal-interannual fields using a global ocean data assimilation system. *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, **61**, 31-48.
- Tsujino, H., T. Motoi, I. Ishikawa, M. Hirabara, H. Nakano, G. Yamanaka, T. Yasuda, and H. Ishizaki, 2010: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3. *Tech. Rep. of MRI*, **59**, 241 pp.
- Uppala, S., and Coauthors, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- Van Vuuren, D. P., and Coauthors, 2011: The representative concentration pathways: an overview, *Climatic Change*, **109**, 1, 5-31.
- Visbeck, M., J. Marshall, T. Haine, and M. Spall, 1997: Specification of eddy transfer coefficients in coarse-resolution ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 381-402.
- Yoshimura, H. and S. Yukimoto, 2008: Development of a Simple Coupler (Scup) for Earth System Modeling. *Pap. Meteor. Geophys.*, **59**, 19-29.

### 1.3 新システムの改善点<sup>1</sup>

#### 1.3.1 はじめに

再予報（第1.4.1項）の対象期間である過去約30年の期間においても、温室効果ガス（GHG）濃度の経年変化による地球温暖化、北極域の海水面積の減少等、地球環境が著しく変化してきた。季節予報では予報対象期間の大気及び海洋の状態を、過去（気象庁では1981～2010年の30年間）の平均的な状態からの隔たりとして予報する。したがって季節予報システムではこうした「変わりつつある気候」を再現・予測することが求められる。近年の研究では従来の大気対流圏と海洋の予測シグナルに加え、成層圏、陸面、海水、人為起源・自然起源の温室効果ガス（GHG）及びエアロゾル濃度、太陽活動の変化等に予測可能性のシグナルがあることが指摘されている。そこで、新システム（JMA/MRI-CPS2）ではこうした長期的な変化を含む過程のうち、GHG濃度の取り扱い方法、陸面モデルの初期値化方法、海水過程を改良し、それらの過程をより精緻に表現することで予測精度の改善を図った。本節ではそれらの効果について解説する。

#### 1.3.2 温室効果ガス（GHG）の経年変化の考慮

##### （1）はじめに

GHGは大気中において赤外域の放射を吸収・射出する気体であり、地表面からの赤外線を吸収し熱として蓄え、その一部を再び地表面に向けて赤外線として射出することで地表付近の大気を暖める働きをする。それらのGHGの中には人間活動により産業革命後に増加したものがあり、その代表的なものとしては二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）、メタン（CH<sub>4</sub>）、一酸化二窒素（N<sub>2</sub>O）、フロンなどが挙げられる。これらの気体の濃度は過去30年間に於いても大きく変化しており（第1.2.3図）、地球全体の気候に大きな影響を与えている。

GHGの地球温暖化への寄与の大きさを評価する際には、GHG濃度の変化に伴う対流圏界面における放射収支の不均衡（下向きを正）を1750年の値を

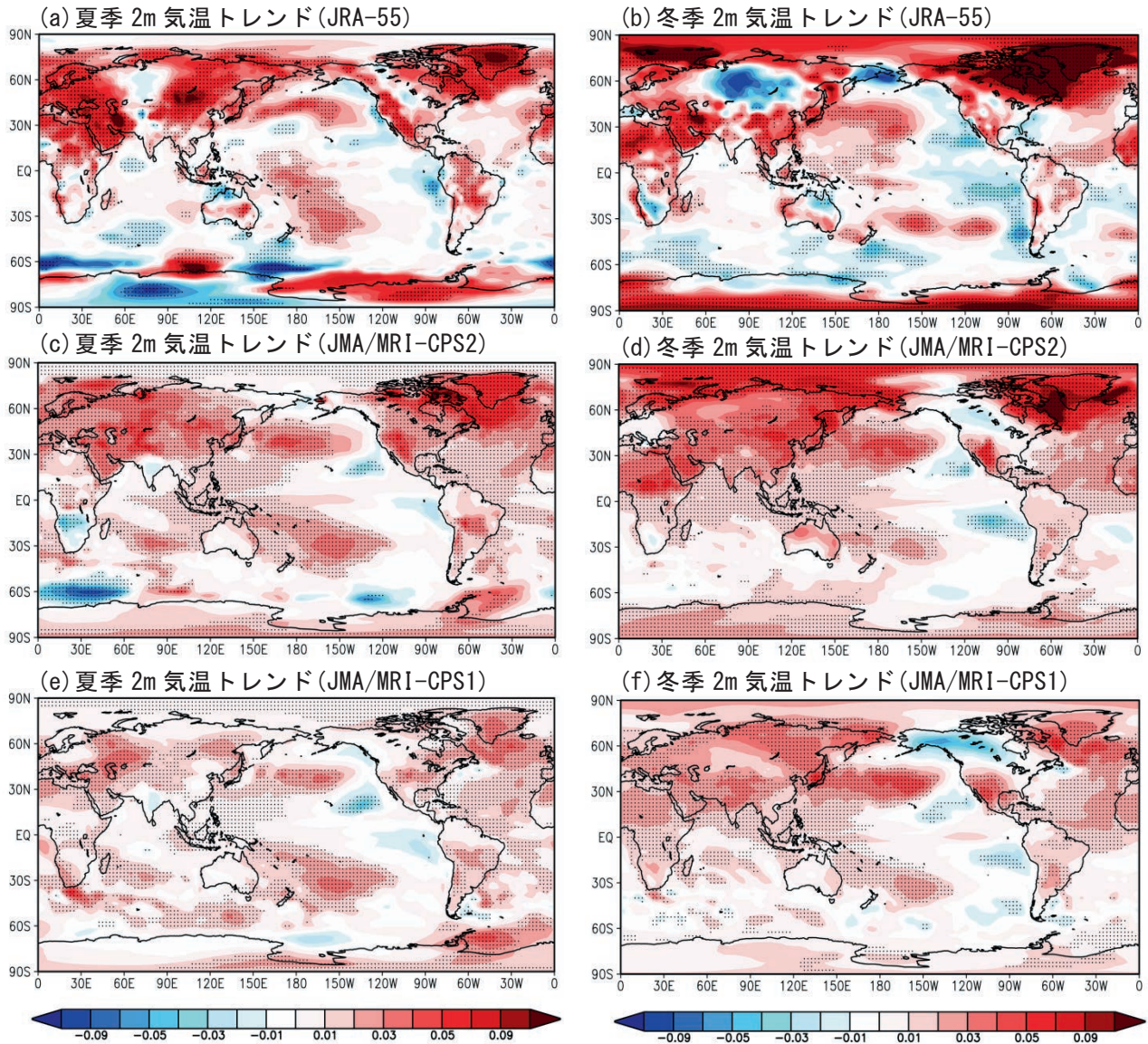
基準にして評価する。これを放射強制力という（中島と竹村 2009）。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第5次評価報告書第1作業部会報告書（IPCC 2013）による2011年時点のよく混合されたGHG（CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O、フロン等）の濃度変化による放射強制力は、寄与の大きい順にCO<sub>2</sub>（約1.82 W/m<sup>2</sup>）、CH<sub>4</sub>（約0.48 W/m<sup>2</sup>）、N<sub>2</sub>O（約0.17 W/m<sup>2</sup>）となっている。これら3種の気体でよく混合されたGHGの放射強制力の約87%を占める。

こうしたGHG濃度の変化及びそれによる放射強制力は、特に対流圏下層気温、地上気温の温暖化傾向に影響することが指摘されている（Doblas-Reyes et al. 2006; Liniger et al. 2007）。Doblas-Reyes et al. (2006)はヨーロッパ中期予報センター（ECMWF）の大気海洋結合モデルを使用し、GHG濃度を一定にした場合と経年変化を考慮した場合の予測実験を行い、経年変化を考慮した場合のほうが対流圏下層気温のトレンドを現実に近く再現することを報告している。またLiniger et al. (2007)は同様の実験により地上気温トレンドの再現性を調べ、GHG濃度の気温トレンドへの影響は北半球夏季の陸上気温に顕著に現れることを報告している。

こうした研究結果を受け、新システムではGHG濃度を旧システム（JMA/MRI-CPS1）より精緻に扱うように変更した。旧システムでは放射強制力の寄与が最も大きいCO<sub>2</sub>の経年変化のみを考慮していた。一方、新システムではCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O、トリクロロフルオロメタン（CFC-11）、ジクロロジフルオロメタン（CFC-12）、クロロジフルオロメタン（HCFC-22）の6種類の温室効果ガスの経年変化を考慮する。これらの気体濃度の経年変化はIPCC第5次評価報告書の気候変動予測の濃度シナリオの1つであるRCP4.5シナリオ（van Vuuren et al. 2011）に従って設定する。なお、2005年以前のGHG濃度は観測に基づく。それ以降のGHG濃度はシナリオに沿って与えるが、新システムが運用される目先5年程度先まではRCPの各シナリオ（RCP4.5、RCP8.5等）間に大きな違いは無い。

本項ではまず季節予報モデルによる温暖化トレ

<sup>1</sup> 高谷 祐平



第 1.3.1 図 2m 気温の線形トレンド

左列は夏季（6～8月）、右列は冬季（12～2月）を対象とするリードタイム1か月の3か月平均2m気温と解析の線形トレンド(K/年)。(上段)JRA-55解析、(中段)新システム(JMA/MRI-CPS2)、(下段)旧システム(JMA/MRI-CPS1)の結果。ハッチはt検定でトレンドが信頼度95%で有意であることを示す。対象期間は1981～2010年の30年間。

ンドの再現性について述べる。さらに、温室効果ガスの与え方の違いによる季節予測の精度への影響について調査した結果を紹介する。

### (2) 2m気温トレンドの評価

まず、新旧システムで予測した2m気温（地上気温）の線形トレンドを比較、評価する。新システムでは6種類のGHG濃度の経年変化を考慮するのに対し、旧システムではCO<sub>2</sub>濃度の経年変化のみを

考慮する。旧システムに与えるCO<sub>2</sub>濃度には、2007年以前はゴダード宇宙科学研究所による観測値、2008年以降は世界気象機関の温室効果ガス世界資料センターの1997～2007年の観測値から推定したトレンド成分を加算した外挿値を使用する（高谷2010a）。

第1.3.1図に新旧システムによる夏季及び冬季を対象とするリードタイム1か月の3か月平均予測とJRA-55解析の2m気温トレンドを示す。新旧シ

システムを比較すると、新システムの上昇トレンドのほうが全球的に大きく、解析の上昇トレンドに近いのがわかる。

### (3) GHG濃度の感度実験の設定

前述したとおり新システムでは旧システムに比べ温暖化トレンドの再現性が向上した。そこで、新システムを用いて、GHG濃度の経年変化を考慮した実験 (GHG-VAR) と GHG濃度を一定とした実験 (GHG-CON) を Doblas-Reyes et al. (2006) 及び Liniger et al. (2007) で影響が大きいと指摘されている夏季を対象に実施し、GHG濃度の扱い方の違いによる影響を調査した。GHG以外の実験設定は新システムの再予報 (第1.4.1項) と同じである。ただし、本実験では旧システムの再予報と条件を合わせ、過去30年間 (1981~2010年) の4/16、5/1を初期日とするリードタイム1か月の夏季 (6~8月) の予測を比較した。GHG-CON実験のGHG濃度は気象庁全球モデル (GSM1011C) の設定値<sup>2</sup>とした。

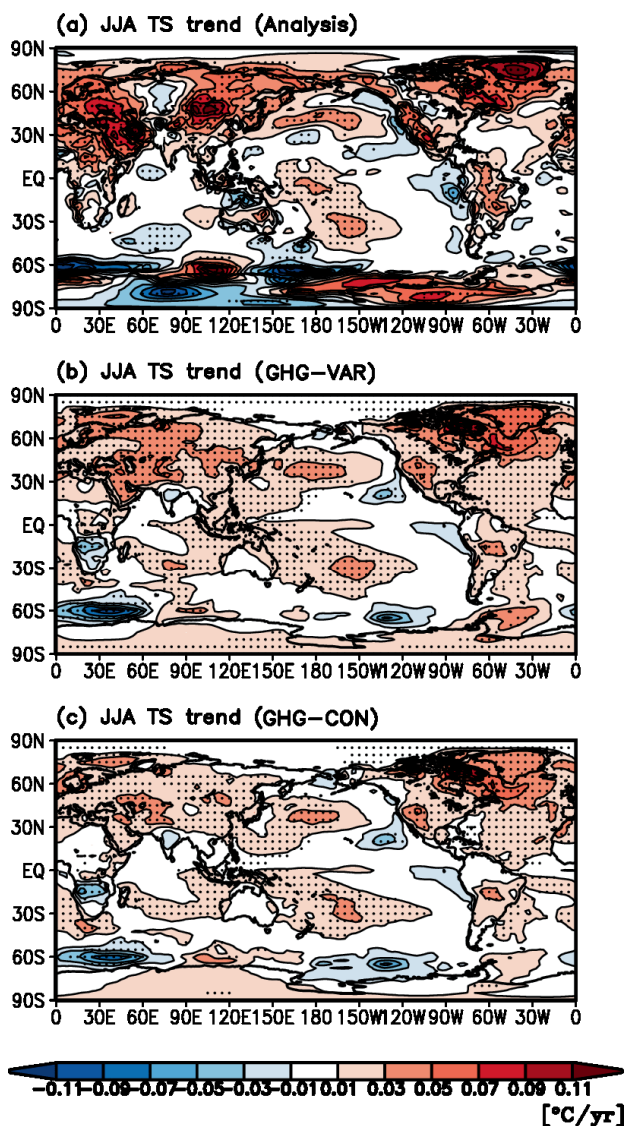
### (4) GHG濃度の感度実験の結果

#### ア. 2m気温トレンド

第1.3.2図にJRA-55の2m気温解析、GHG-VAR実験及びGHG-CON実験による3か月 (6~8月) 平均2m気温予測の線形トレンドを示す。予測における線形トレンドの計算には各年のアンサンブル平均値を使用した。解析ではLiniger et al. (2007) と同様に北半球の陸上で顕著に2m気温の上昇トレンドがみられる。GHG-VAR実験では解析値に比べてトレンドが過小であるものの、陸域における上昇トレンドがGHG-CON実験よりも良く再現されている。よって、GHG濃度の経年変化を考慮した場合のほうが、より現実的に2m気温の温暖化トレンドを再現できることが確認できる。また、850hPaの気温においても同様にGHG-VAR実験による温暖化トレンドの再現性に改善がみられる (図略)。なお、全ての実験において、海洋解析値 (初期値) に温暖化トレ

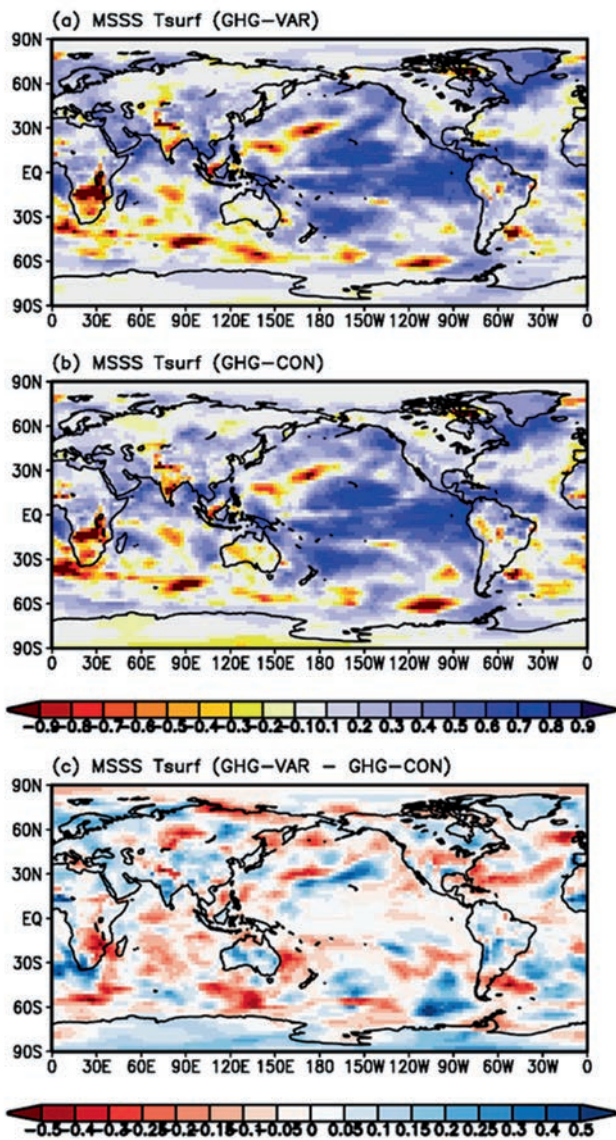
ンドが含まれるため、季節予報の時間スケールではこの海面水温のトレンドによる影響も2m気温の上昇トレンドに含まれている。

さらに、旧システムとGHG-CON実験の結果を比較したところ、旧システムの陸上2m気温のトレンドはGHG-CON実験より小さいことがわかった (図略)。



第1.3.2図 夏季の2m気温の線形トレンド  
(a)はJRA-55解析 (第1.3.1図(a)と同じ)、(b)は温室効果ガスの経年変化を考慮した実験 (GHG-VAR実験) のリードタイム1か月の3か月予測 (第1.3.1図(c)と同じ)、(c)は温室効果ガスの経年変化を考慮しない実験 (GHG-CON実験) のリードタイム1か月の3か月予測の線形トレンド (K/年)。ハッチはt検定でトレンドが信頼度95%で有意であることを示す。

<sup>2</sup> CO<sub>2</sub>: 375 ppm, CH<sub>4</sub>: 1750 ppb, N<sub>2</sub>O: 280 ppb, CFC-11: 300 ppt, CFC-12: 500 ppt, HCFC-22: 200 ppt



第1.3.3図 夏季3か月平均2m気温予測のMSSS

(a)は温室効果ガスの経年変化を考慮した実験 (GHG-VAR 実験) のリードタイム1か月の3か月予測、(b)は温室効果ガスの経年変化を考慮しない実験 (GHG-CON 実験) のリードタイム1か月の3か月予測のMSSS。(c)はGHG-VAR 実験とGHG-CON 実験のMSSSの差。

これについては旧システムではCO<sub>2</sub>の経年変化が考慮されているものの、極付近の海水及び海面水温が気候値に設定されていることが一因であると考えられる (第1.3.4項)。

#### イ. 2m気温の予測精度

第1.3.3図に夏季(6~8月)を対象としたリ

ードタイム1か月の3か月平均2m気温予測の平均二乗スキルスコア (MSSS: Mean Square Skill Score; WMO 2010)を示す。MSSSは1に近いほど予測精度が高いことを示す。全体的にはGHG-VAR 実験の予測スコアのほうが良く、特にGHG-VAR 実験において温暖化トレンドの再現性が良いユーラシア、グリーンランド上においてMSSSが高い傾向がある (第1.3.3図(c))。また、GHG-VAR 実験とGHG-CON 実験について全球陸上域で面積重み付き平均したMSSSは、それぞれ0.102、0.074であり、GHG-VAR 実験のMSSSのほうが良い。また、アノマリー相関係数及び各種確率予測スコア等の他のスコアについてもGHG-VAR 実験のほうが良い(図略)。以上の結果から、温室効果ガスの濃度変化を精緻に扱うことは夏季の2m気温の予測精度の改善に寄与することが確認された。

#### (5) まとめ

新モデルでは6種類の温室効果ガスの経年変化を考慮する精緻化を行った。再予報期間の過去約30年間において、温室効果ガスの経年変化は2m気温及び対流圏下層気温の長期変化に明瞭に影響している。夏季を予測対象とした比較実験により、温室効果ガスをより現実的に扱うことで2m気温の予測精度を改善できることが確認された。他の季節においても新システムにおいて温暖化トレンドの再現性が向上していることから、同様にGHG濃度の精緻化が2m気温の予測精度の向上に寄与していると考えられる。

地球の気温変動に影響を及ぼす外部強制には本項で調査した温室効果ガスのほか、自然起源及び人為起源のエーロゾル、太陽活動等がある。今後は、現在考慮されていないこれらの過程を扱うための開発が望まれる。

### 1.3.3 陸面初期値化の導入

#### (1) はじめに

陸面の状態は季節予測において予測可能性の源(source of predictability)の一つと考えられており、初期の陸面状態を観測、解析された状態に設定すること(初期値化)により、少なくとも1か月程度先まで予測の改善が得られることが先行研究によって指摘されている(Koster et al. 2010; Koster et al. 2011; Guo et al. 2011)。陸面の状態を表す要素のうち、特に土壌水分や積雪の影響が大きいことが報告されている(Koster et al. 2011; Orsolini et al. 2013; Jeong et al. 2013)。

このように陸面過程の影響、陸面初期値化の重要性が指摘される一方で、実際のモデル開発では陸面モデルの初期値化が必ずしも大気予測精度を向上させるわけではなく、その効果は陸面モデルの系統誤差や初期値の作成方法に依存することが報告されており(Koster et al. 2009; Materia et al. 2014)、陸面初期値化の開発の難しさの所以でもある。これらの研究は予報モデルと整合的な陸面初期値の必要性を指摘するものである。

気象庁の季節予報システムの開発においても、陸面初期値の取り扱いについてこれまで検討されてきた。旧システムの開発時には、JRA-25長期再解析の陸面解析値にアマゾン域の乾燥化等、品質上の問題があったことからJRA-25の陸面解析値を利用しないこととし、代わりにERA-15で駆動したオフライン陸面積分の月平均気候値を利用することにした。

新システムにおいては気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)の陸面解析においてアマゾンの乾燥化の問題が改善されたことから、JRA-55の陸面解析値を使用して新季節予測モデルの陸面を初期値化することとした。本項では陸面初期値化「あり」と「なし」の実験を行い、陸面の年々変動を考慮することによる潜在的予測可能性、予測精度への影響を評価する。

#### (2) 実験設定

本調査では陸面の年々変動を考慮した解析値で初期値化する実験(LAND-VAR実験)と年々変動を考慮せず気候値を初期値とする実験(LAND-CON実験)を実施した。LAND-VAR実験ではJRA-55の陸面解析値を解像度変換して利用する。LAND-CON実験ではLAND-VAR実験の初期値に用いた陸面解析値を各初期日毎に30年分(1981~2010年)平均したものを初期値とする。初期月は再予報30年間(1981~2010年)の2、5、8、11月とし、各初期値とも10メンバーアンサンブル実験を行った。

#### (3) 結果

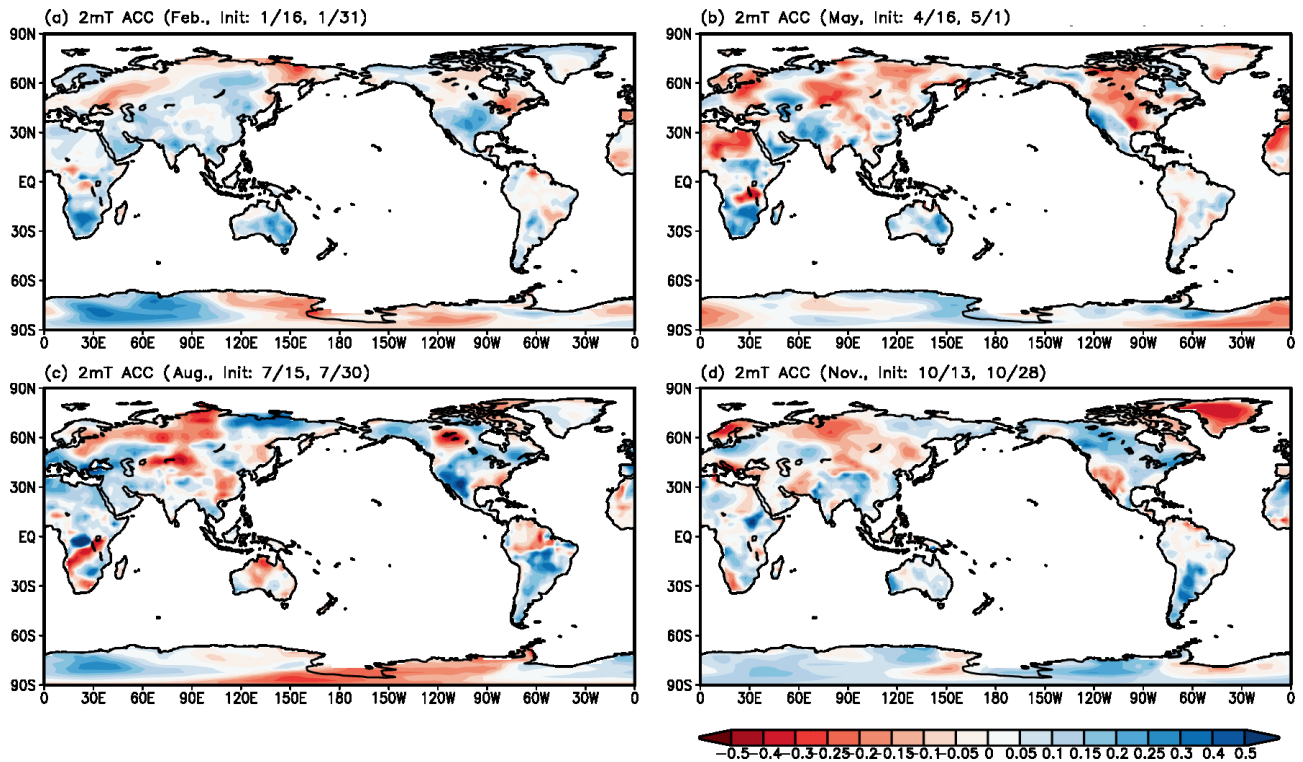
##### ア. 陸上2m気温の予測精度

前述したように陸面初期値化の影響は1か月程度先まで影響があることが知られているため、ここでは、1か月目の陸上2m気温予測のアノマリー相関係数についてLAND-VAR実験とLAND-CON実験の差を示す(第1.3.4図)。改善がみられた地域と改善がみられた地域があるものの、5月初期月の予測(第1.3.4図(b))以外は中立か改善傾向である。なお、平均二乗スキルスコア、ROC(Relative Operating Characteristics)面積スコア等の他のスコアでも同様の傾向である(図略)。

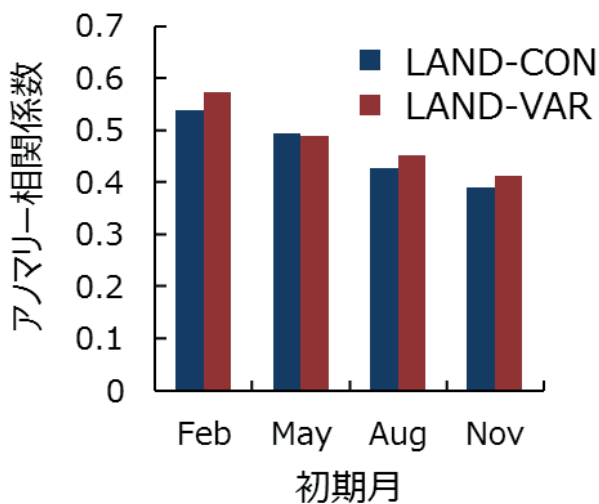
予測精度を定量的に比較するため、LAND-VAR実験とLAND-CON実験について1か月目の陸上2m気温予測のアノマリー相関係数の全球陸上平均を比較した(第1.3.5図)。この結果からも、5月初期月の予測を除き、陸面初期値化によりアノマリー相関係数が改善していることがわかる。5月初期月の予測精度が低下した要因については、今回の調査では特定できていないが、陸面初期値の品質のほか、モデルの陸面-大気間の相互作用の再現性(Zhang et al. 2011)等が関係する可能性がある。

##### イ. 陸上2m気温の潜在的予測可能性

第1.3.6図にLAND-VAR実験による2月、5月、8月、11月初期月の1か月平均2m気温の予測可能性の指標Rの平方根(高谷 2010b; 本項の補足を参照)を示す。このRは、モデルの全変動(全



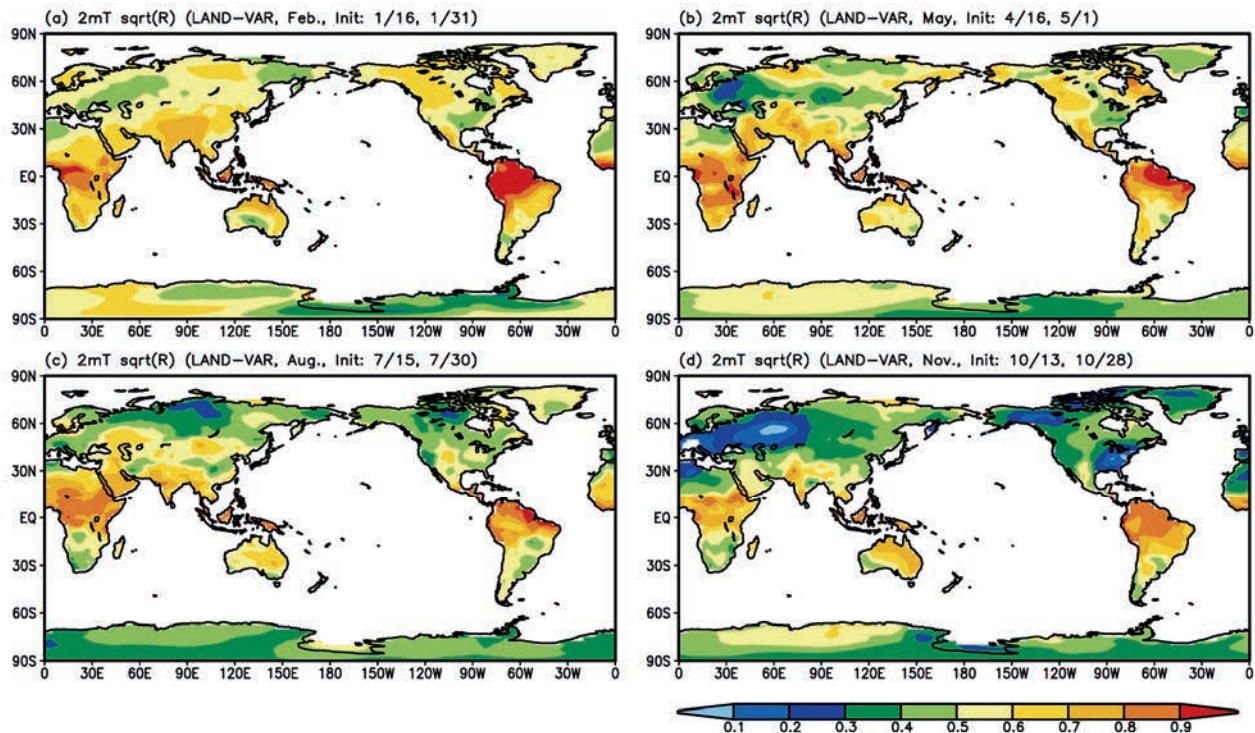
第 1.3.4 図 2 月、5 月、8 月、11 月の 1 か月平均陸上 2m 気温のアノマリー相関係数の LAND-VAR 実験と LAND-CON 実験の差 (LAND-VAR-LAND-CON)  
 予測対象期間は全て予測 1 か月目 (リードタイム 0 か月)。



第 1.3.5 図 2 月、5 月、8 月、11 月の 1 か月平均 2m 気温の全球陸上平均アノマリー相関係数  
 LAND-VAR 実験と LAND-CON 実験のそれぞれのアノマリー相関係数について面積重み付き平均により算出。

分散) に対するアンサンブル平均の分散の寄与分の割合から定義される。その平方根は、数値予報

モデルが完全かつアンサンブルメンバー数が無限大という仮定の下でアンサンブル平均による予測の期待されるアノマリー相関係数となる (杉 2002)。R の平方根が大きい熱帯域の南米北部、アフリカ大陸の中部等では、おおむね 2m 気温のアノマリー相関係数が高いことが確認された (図略)。陸面の年々変動シグナルによる予測可能性を見積もるため、LAND-VAR 実験と LAND-CON 実験の R の平方根の差を第 1.3.7 図に示す。LAND-VAR 実験では LAND-CON 実験に比べ、陸上域で広く R の増加した領域が見られ、陸面初期値の年々変動成分が陸上 2m 気温の潜在的予測可能性を高めることがわかる。この R の上昇には 2m 気温のアンサンブル平均の年々変動の分散 (シグナル) の増加が寄与しており、陸面初期値が 2m 気温に影響することを示す。R は熱帯域で大きい傾向があるが、陸面初期値の年々変動を考慮すると、R の比較的小さい中高緯度の陸上の方が、熱帯より R を大きくする (潜在的予測可能性を増す) ことがわかる。すなわち、



第 1.3.6 図 LAND-VAR 実験による 2 月、5 月、8 月、11 月の 1 か月平均陸上 2m 気温の予測可能性 R の平方根  
 予測対象期間は全て予測 1 か月目（リードタイム 0 か月）。

これらの結果は陸面の状態が予測可能性の源となることを示唆する。

#### （4）議論とまとめ

本調査では新システムを用いて、以下の点が確認された。

- 領域、季節に依存するものの、予測 1 か月目（リードタイム 0 か月）の 2m 気温の予測精度について、年々変動を考慮した陸面初期値による予測のほうが考慮しない予測に比べて全体的には精度が高い。
- 理想化したモデル実験の結果によると、陸面の初期状態は予測 1 か月目（リードタイム 0 か月）の 2m 気温に対し予測可能性の源となる。

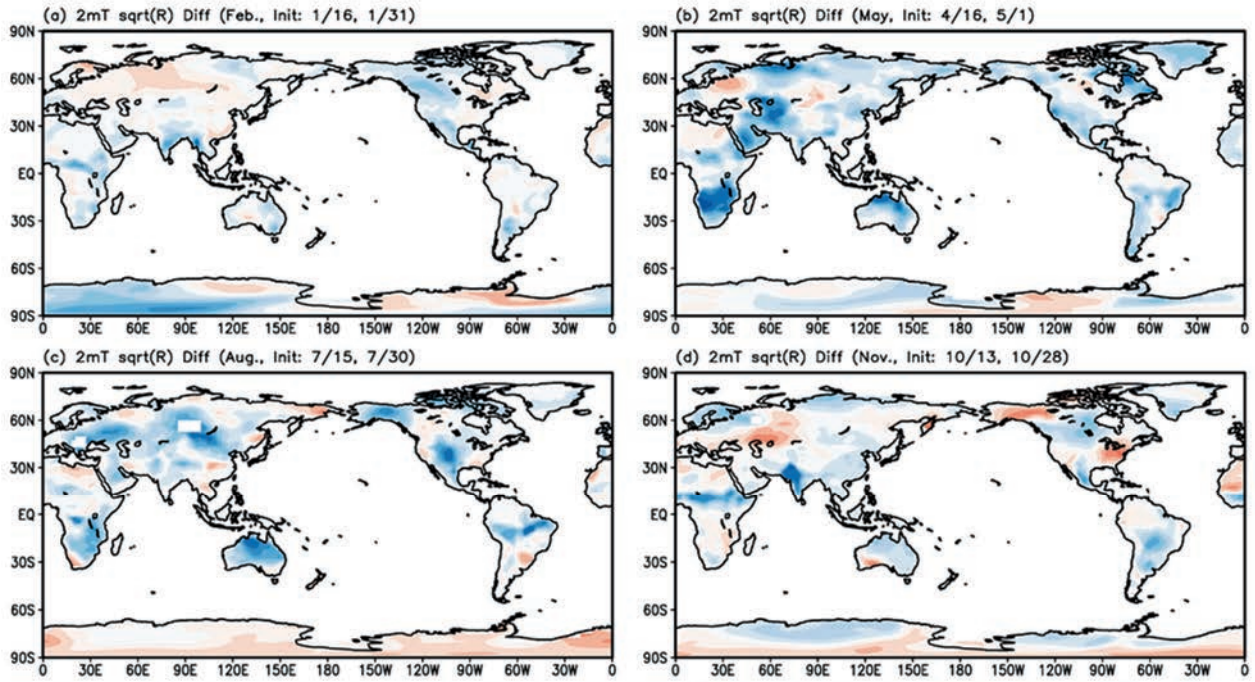
なお、本調査では旧システムの陸面気候値を初期値として使用した場合と JRA-55 陸面解析値を使用した場合の予測精度は比較していない。旧システムの陸面初期値の作成に使用した ERA-15 再解析大気強制データは 1995 年当時の ECMWF のデータ同化解析システムを基にしており、最新の気象庁の 4 次元変分法データ同化システムを基にし

た JRA-55 再解析大気強制データの方が優れていると期待されることから、JRA-55 ではより品質の高い陸面解析値が得られていると期待される。よって、新システムでは JRA-55 の陸面解析値を陸面初期値として利用することとした。

また、季節予報にとって、再予報期間とリアルタイム予測の運用期間において陸面解析値の品質（気候場等）が異なるとリアルタイム予測の精度を悪化させるため、陸面解析値の品質が均質であることが望ましい。JRA-55 気候同化システムは準リアルタイムで運用が継続されているため、気象庁の季節予報システムでは時間的により均質な陸面解析値をリアルタイム予測に利用することができる。

他機関では衛星観測による土壌水分の陸面同化技術の開発、実用化が進んでいるところである。気象庁においても今後、陸面データ同化の技術開発を行うことにより、季節予報の精度を向上できると期待される。





第 1.3.7 図 2 月、5 月、8 月、11 月の 1 か月平均地上気温の予測可能性 R の平方根の LAND-VAR 実験と LAND-CON 実験の差 (LAND-VAR-LAND-CON)  
 予測対象期間は全て予測 1 か月目 (リードタイム 0 か月)。

### 補足：予測可能性の見積もり

完全モデルを仮定した予測可能性の推定法を簡単に紹介する。ここでは Rowell et al. (1995) による予測可能なシグナルの分散を用いた決定論的な予測可能性の見積もり方法を用いることにする。

ここに十分な期間のアンサンブル予報の過去実験が得られているとする。予測可能性を見積もるためには、数値モデルが完璧であると仮定する (「完全モデル」の仮定)。この仮定のもと、数値モデルを用いた模擬実験により、予測で得られる情報 (シグナル) の大きさから予測できる可能性の度合いを見積もることができる。決定論的な予測可能性を測るものさしとして代表的なものにアンサンブル平均の変動 (シグナル) と各メンバーの分散 (ノイズ) を用いた指数がある。指数は以下のように定義される。

$$R = \frac{S^2}{S^2 + N^2} \quad (1)$$

ここで、 $N^2$  はアンサンブルメンバー間のスプレッドから見積もられる予測不可能な変動 (アンサ

ンブル平均の不偏分散の平均値)、 $S^2$  はアンサンブル平均の年々変動から見積もられる予測可能な変動を表し、 $\sigma_{em}^2$  (アンサンブル平均の不偏分散) を用いて、それぞれ以下のように書ける。

$$N^2 = \frac{1}{m(n-1)} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_i)^2 \quad (2)$$

$$\sigma_{em}^2 = \frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^m (\bar{x}_i - \bar{x})^2 \quad (3)$$

$$S^2 = \sigma_{em}^2 - \frac{1}{n} N^2 \quad (4)$$

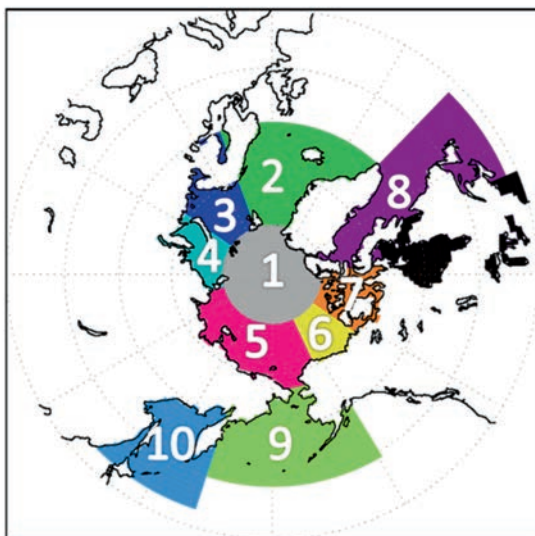
なお、 $x_{ij}$  は  $i$  事例のメンバー  $j$  のデータ、 $m$  は事例、 $\bar{x}_i$  は  $j$  メンバーのアンサンブル平均、 $\bar{x}$  はアンサンブル平均の全事例平均を表す。

### 1.3.4 海氷モデル結合

(1) はじめに

北極域の海氷域面積は地球温暖化に伴い近年急激に縮小している(Comiso et al. 2008; Stroeve et al. 2007)。特に海氷域面積が最小となる9月に縮小傾向が顕著である。こうした海氷域面積の縮小は中高緯度の大気循環に影響を及ぼすことが指摘されている(例えば、Balmaseda et al. 2010; Hospsch et al. 2013; Inoue et al. 2012; Mori et al. 2014)。

近年の観測、モデリング研究により海水の局所的、遠隔的な大気への影響が明らかになってきた。海水の大気への経年的な影響は特に海氷域の縮小トレンドの大きい海域<sup>1</sup>に顕著に現れると考えられる。ハインドキャストの対象となる1980年代以降において海氷域の縮小トレンドの大きな海域は季節に依存しており、例えば、夏季～秋季には北



第 1.3.8 図 海氷域の合成図解析に使用する海域  
各海域は番号順に 1. 北極中央部、2. グリーンランド海、3. バレンツ海、4. カラ海、5. ラプテフ海、東シベリア海、チュクチ海、6. ボーフォート海、7. 北極諸島、8. ラブラドル海、9. ベーリング海、10. オホーツク海。

<sup>1</sup> 北極の海域名については、第 1.3.8 図を参照。

極海(ラプテフ海から東シベリア海)、冬季～春季にはオホーツク海、バレンツ海での海氷縮小が顕著である(Screen et al. 2013)。こうした海域の海氷の大気への影響については、解析データ及び数値予報モデルを使用して調査されている。例えば、夏季～秋季のバレンツ海から東シベリア海の影響については、Honda et al. (2009)、Mori et al. (2014)、Hopsch et al. (2013)が、冬季～春季のオホーツク海、バレンツ海の影響については、Honda et al. (1999)やAlexander et al. (2004)が調査している。

こうした研究を受けて、季節予報における北極域の海氷減少の大気への影響についても近年議論されている(Balmaseda et al. 2010; Guemas et al. 2014)。海氷は季節予報における予測可能性の源と考えられるため、力学的海氷モデルの季節予報システムへの導入に向けて各国気象機関で開発が進められており(Chevallier et al. 2013; Peterson et al. 2014; Sigmond et al. 2013; Wang et al. 2013)、気象庁においても季節予報システムの開発課題の1つであった。

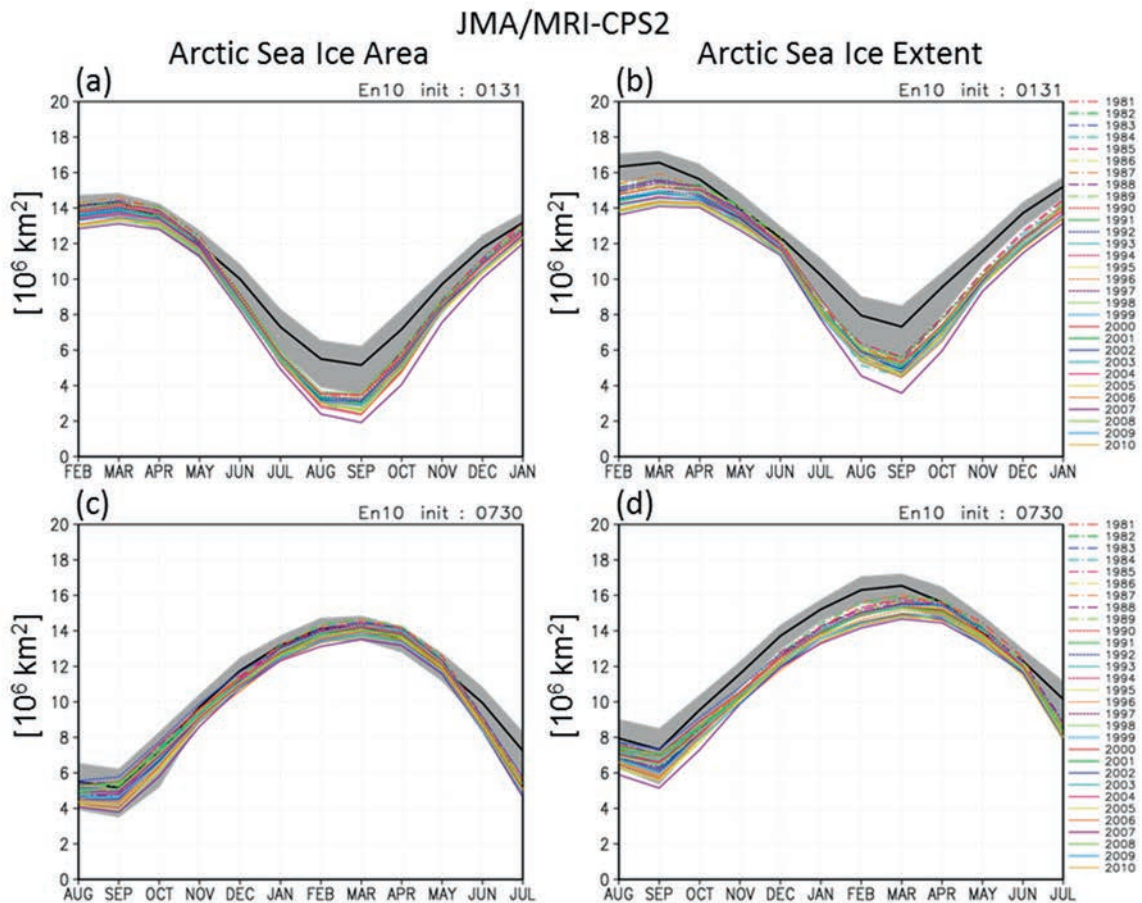
旧システム(JMA/MRI-CPS1)ではCOBE-SST解析(以降、COBE; Ishii et al. 2005)の海氷密接度気候値を下部境界条件に用いていた。新システム(JMA/MRI-CPS2)では気象庁の現業季節予報システムで初めて力学的海氷モデルを導入した。

海氷モデルは気象研究所海洋・地球化学研究部で開発されたものを使用した(Tsujino et al. 2010; 第1.2.3項)。海氷初期値の作成手法は新たに気象研究所海洋・地球化学研究部及び気候研究部により開発された(第1.2.4項)。

本項では新しく開発されたシステムによる海氷の再現性及び大気への影響について述べる。

(2) 使用データ

本調査では新システムによる再予報データ(第1.4.1項)を解析した。海氷密接度の検証データにはCOBE海氷密接度データ(水平1度格子)を使用した。大気解析データにはJRA-55(古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)を使用した。



第 1.3.9 図 北極域における海水の面積の季節変化

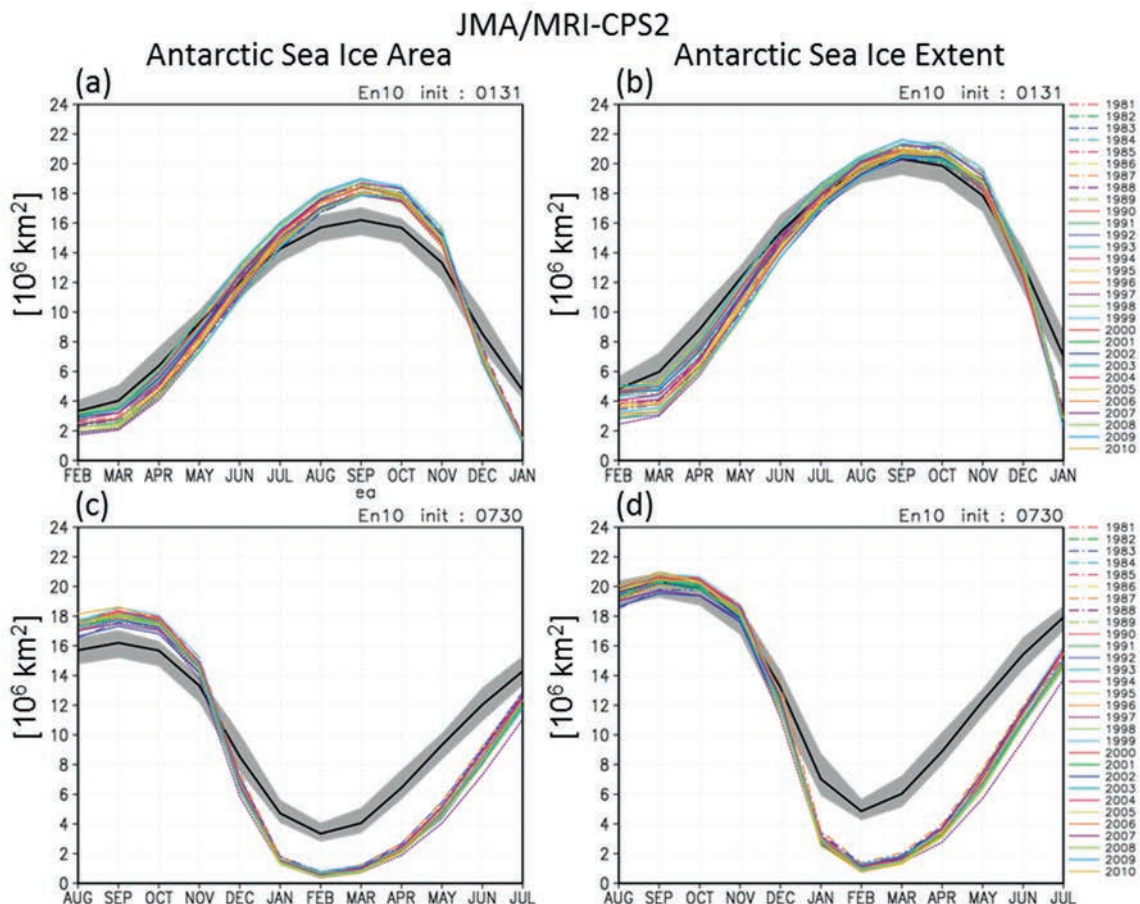
10 メンバーアンサンブル平均による北極域における海水の面積の予測（月平均）。色つきの線は、各年の予測を示す。黒線は解析の平年値（1981～2010 年の 30 年平均）で、陰影は解析の最大・最小の範囲。単位は  $10^6 \text{km}^2$ 。(a), (b)は 2 月初期月の予測、(c), (d)は 8 月初期月の予測、(a), (c)は海水面積 (Sea Ice Area)、(b), (d)は海水域面積 (Sea Ice Extent)を示す。

### (3) 海氷予測の評価

#### ア. 海水域面積の季節変化

はじめに予測された海氷の面積の季節進行を評価する。一般に海氷の面積の定義には海水面積 (Sea Ice Area: SIA) と海水域面積 (Sea Ice Extent: SIE)がある。海水面積は海氷密接度を考慮した海氷の面積（「各格子の海氷密接度×格子の面積」の総和）として定義される。一方、海水域面積は海氷密接度が 0.15 以上の領域の面積として定義され、海水域の広がりを表す。海水域の季節変化の再現性を調べるために、2 月及び 8 月初期月の 10 メンバー予測による北極域の海水面積及び海水域面積のアンサンブル平均を第 1.3.9 図に示す。モデルは冬季に海水域が拡大し、逆に夏

季に海水域が縮小するという季節変化を再現している。また、北極の海氷の面積が最小となる夏季には、予測された北極の海水面積及び海水域面積共に解析に比べ過小な傾向がある。冬季には海水面積は概ね解析の範囲内で推移する一方、海水域面積は解析に比べ過小である。すなわち、冬季にはモデルは解析よりも狭い領域で密な海氷が生成される傾向がある。一方、南極域の海氷の面積は南半球の冬季には解析よりも海水面積が大きく、南半球の夏季には海水面積、海水域面積が共に小さい（第 1.3.10 図）。これらの傾向は他の初期値の予測でもみられ、リードタイムに依存せず、予測対象となる季節に共通の特性である。



第 1.3.10 図 南極域における海氷の面積の季節変化  
第 1.3.9 図と同様。ただし、南極域の海氷の面積。

#### イ. 海氷密接度の気候特性

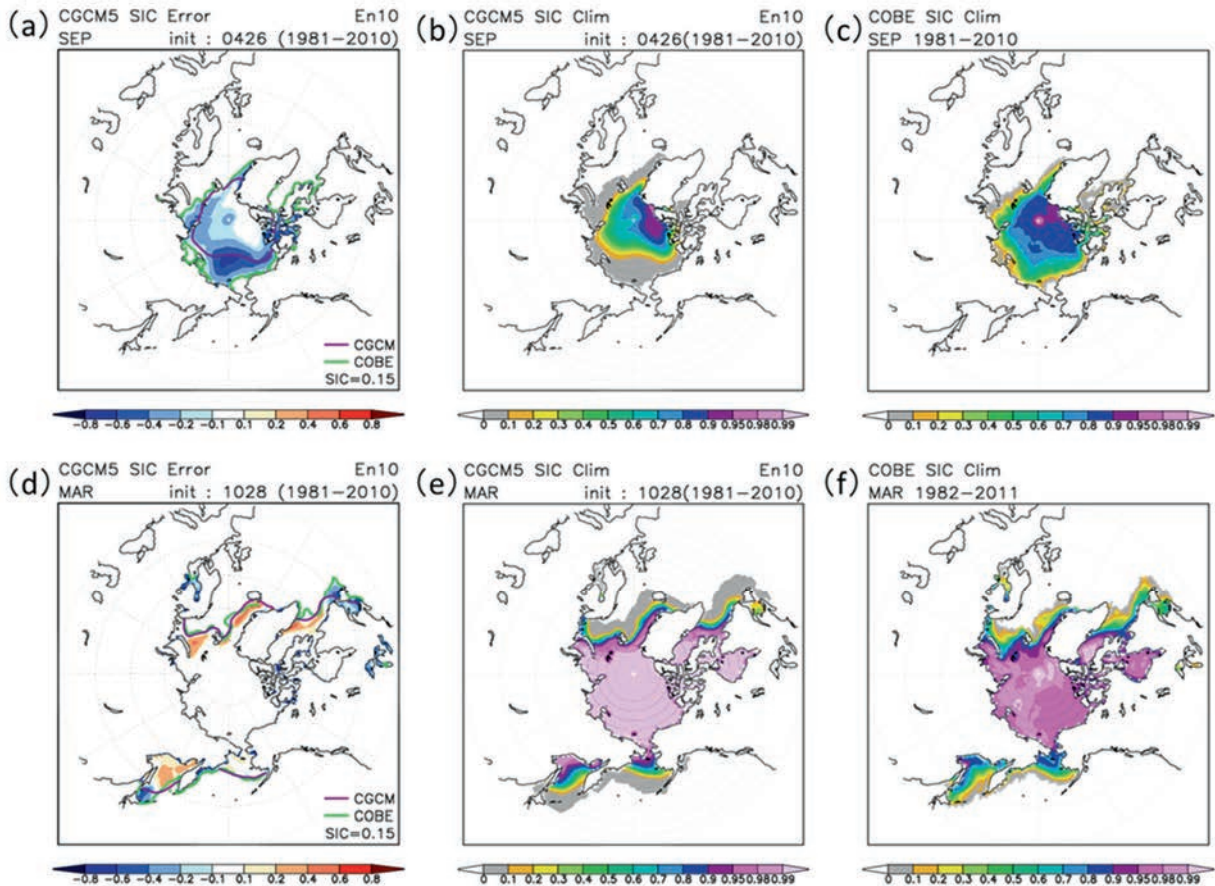
第 1.3.11 図は北極域における 9 月と 3 月を予測対象とするリードタイム 4 か月の予測及び解析の海氷密接度の月平均気候値分布 (1981~2010 年の 30 年平均) と予測のバイアスを示す。海氷域面積が最小となる 9 月には、モデル予測では海氷縁付近、特に東シベリア海やチュクチ海で海氷密接度が過小である。海氷域面積が最大となる 3 月には、モデル予測ではバレンツ海やグリーンランド海、バフィン海、オホーツク海で海氷密接度が過大である一方、カナダ北東沿岸、オホーツク海南部では過小である。北極域全体の海氷面積はこれらのバイアスが打ち消し合うことで見かけ上解析に近い値であるものの、海氷域面積はオホーツク海南部やカナダ北東沿岸の負バイアスによって解析より過小な値となっていると解釈される (第

1.3.9 図)。北極域の海氷密接度毎の海氷の割合 (第 1.3.12 図) をみると、モデル予測では解析に比べて密接度が 1 に近い海氷を作りやすいという特徴があることがわかる。

次に、南極域のバイアスと気候値分布をみると (第 1.3.13 図)、9 月の予測では海氷縁付近を中心に正バイアスを示しており、解析に比べて海氷密接度が大きい。3 月はモデル予測の海氷が解析に比べてかなり少なく、第 1.4.3 項に示す北半球冬季の南極周辺での海面水温の正バイアスにも対応している。これらのバイアス特性は予測のリードタイムにあまり依存しない。

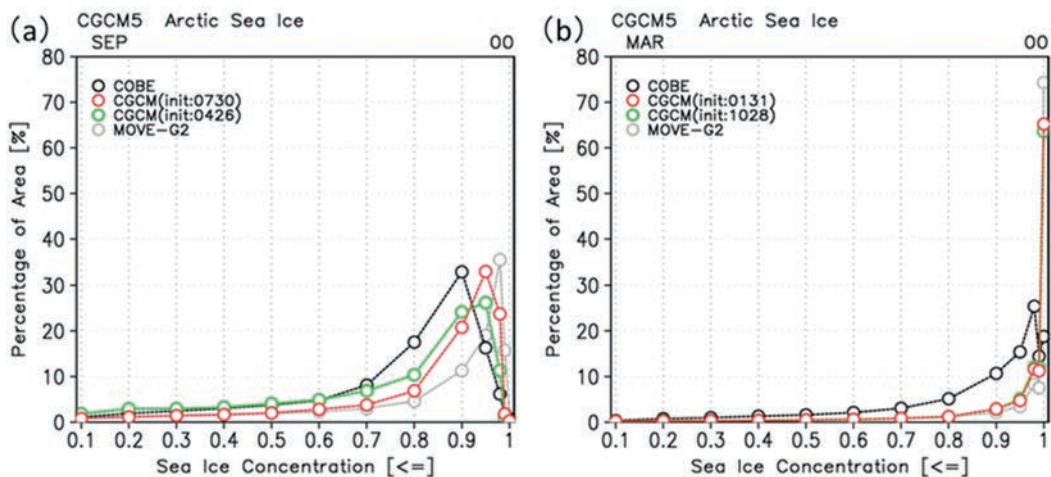
#### ウ. 北極域の海氷域面積の年々変動

第 1.3.14 図に 9 月と 3 月の海氷域面積の年々変動を示す。観測では 9 月は全月の中で最も海氷



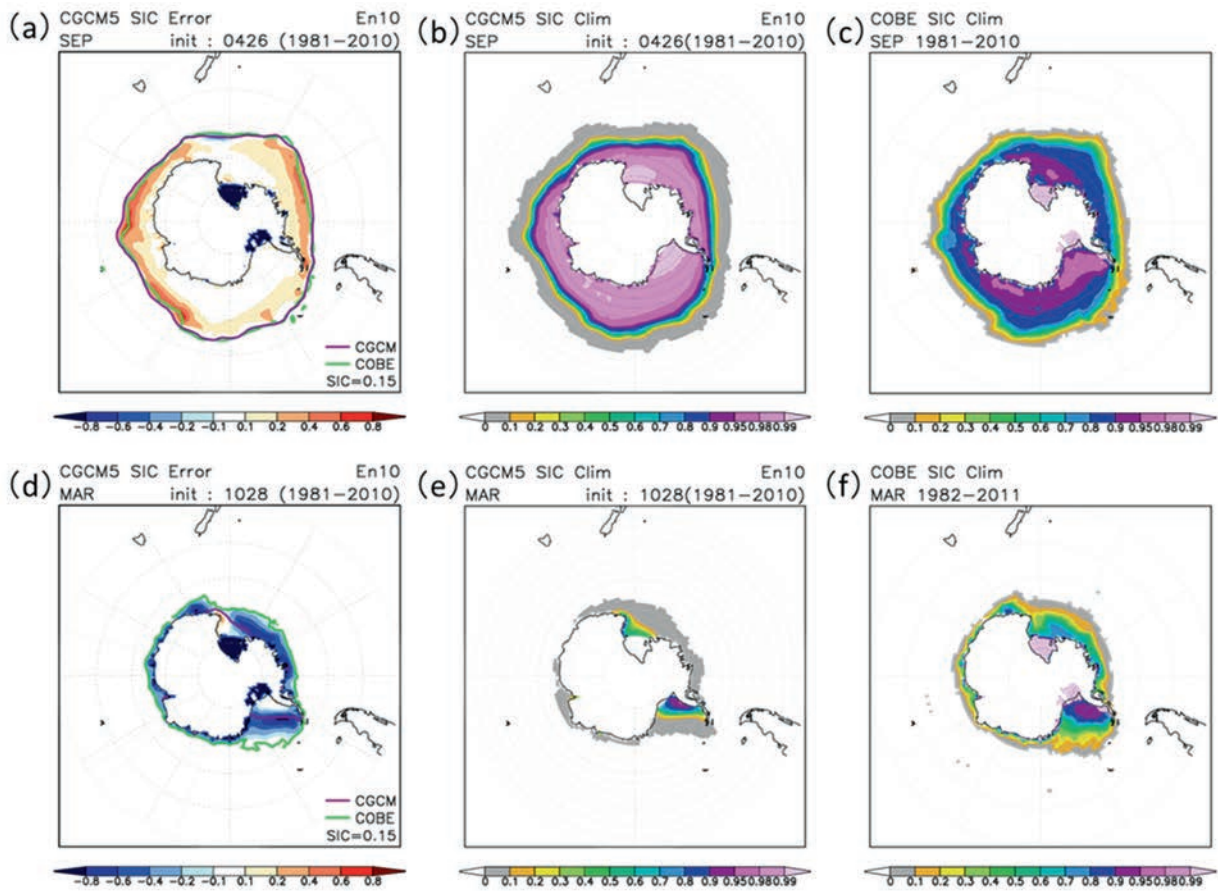
第 1.3.11 図 北極域の海氷密度のバイアスと気候分布

(a), (d) 10 メンバーアンサンブル平均による海氷密度バイアス (色)。紫 (緑) 線はリードタイム 4 か月予測 (解析) の海氷密度気候値が 0.15 の等値線。(b), (e) 10 メンバーアンサンブル平均の海氷密度気候分布、(c), (f) 解析の海氷密度気候分布。(a), (b) 5 月初期値の 9 月の予測、(d), (e) 11 月初期値の 3 月の予測を示す。統計期間は 1981~2010 年。



第 1.3.12 図 北極域の海氷密度毎の面積の割合

(a) 9 月、(b) 3 月の海氷域面積に対する海氷密度毎の面積の割合 (%)。例えば横軸 0.8 は、海氷密度が 0.7 より大きく 0.8 以下の面積の割合を示す。海氷密度 0.9 までは 0.1 毎に、それ以上は、0.95、0.98、0.99、1.0 の割合を描いている。黒線は解析、赤 (緑) 線は初期値に摂動を含まないコントロールランによるリードタイム 1 (4) か月の予測、灰色線は海洋同化(MOVE-G2)の値を示す。統計期間は 1981~2010 年。



第 1.3.13 図 南極域の海水密度のバイアスと気候分布  
 第 1.3.11 図と同様。ただし、南極域の海水密度。

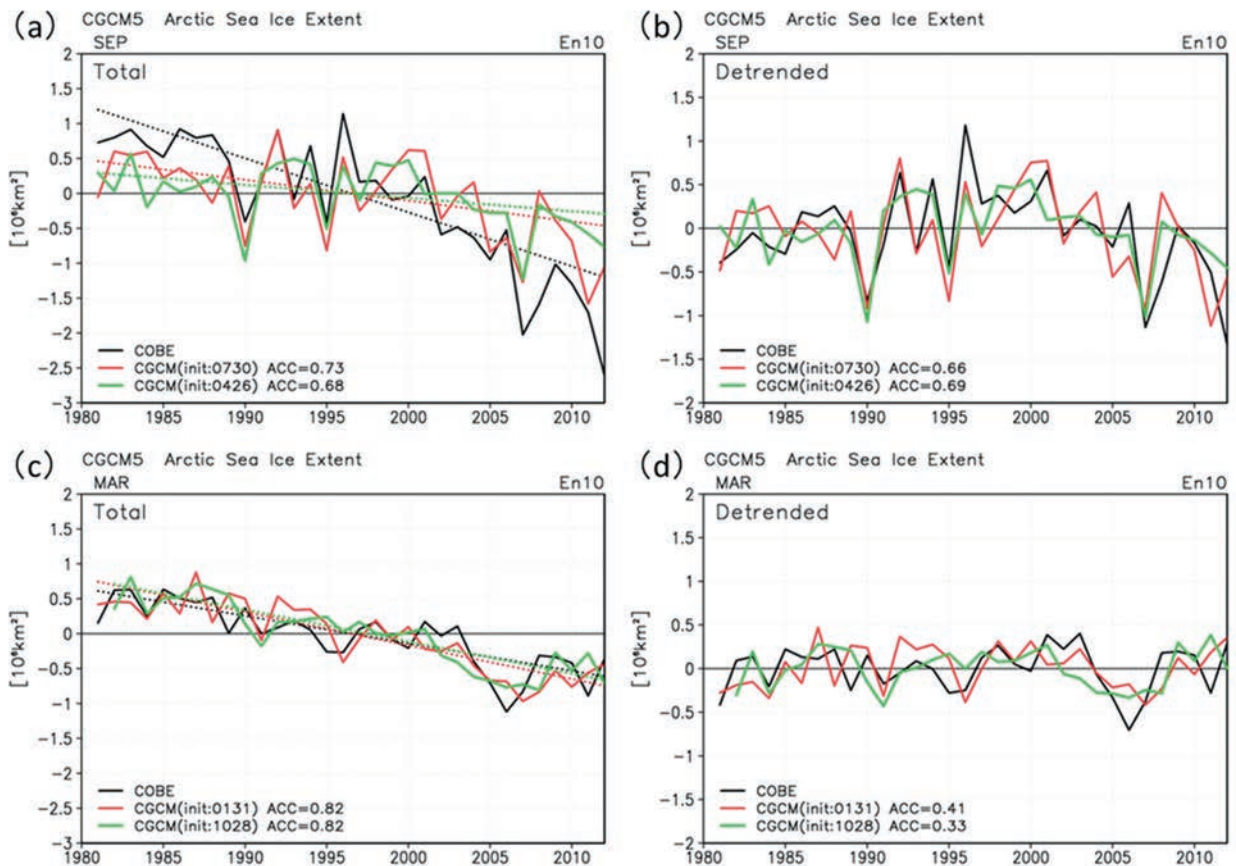
域面積の減少トレンドが大きい、モデル予測ではこの減少トレンドを過小評価している。予測の解析に対するアノマリー相関係数はリードタイム 1、4 か月で共に 0.6 を超えており、統計期間中の海水域面積の長期トレンドを除いて求めた偏差、年々の変動を比較的よく再現している。3 月は 9 月よりも年々の変動が小さく、適切にトレンドを再現しているため、トレンドを含めた予測精度は高い (第 1.3.14 図(c))。

全初期月の海水面積の予測精度を第 1.3.15 図に示す。平年値からの偏差では、冬季から春季にかけての海水域面積が大きい時期に精度が高く、夏季の海水域が小さい時期にアノマリー相関係数が小さい傾向がある。一方、トレンドを除いた偏差ではトレンドを含む偏差に比べ大幅にスコアが低い。すなわち、海水の予測精度の大部分はトレ

ンド成分による寄与によるものであるとわかる。また、冬季から夏季の初めにかけて北極域の海水面積のアノマリー相関係数が小さく、8~10 月のスコアは高い傾向がある。これらは先に述べたように、冬季から春季にかけてはモデルで適切に減少トレンドを再現しているためであり、夏季は減少トレンドを過小評価しているためであると考えられる。

#### エ. 北極域の海水域面積の予測可能性

北極域の海水域面積は季節~数年の時間スケールで予測可能性があると言われている (Blanchard-Wrigglesworth et al. 2011; Chevallier and Salas y Méliá 2012; Guemas et al. 2014)。Blanchard-Wrigglesworth et al. (2011) は観測データとモデルを用いて北極域の海水域面



第 1.3.14 図 北極域における海氷域面積の年々変動

(a), (b) 9 月、(c), (d) 3 月の海氷域面積 (Sea Ice Extent) の年々変動。(a), (c) は平年値 (1981~2010 年の 30 年平均) からの偏差、(b), (d) は長期トレンドを除去して求めた偏差。単位は  $10^6 \text{km}^2$ 。黒線は解析、赤 (緑) 線は 10 メンバーアンサンブル平均によるリードタイム 1 (4) か月の予測を示し、凡例の横の ACC の値は予測と解析のアノマリー相関係数である。(a), (c) の点線は解析、予測それぞれの線形トレンドを表す。アノマリー相関係数および線形トレンドは 1981~2010 年の 30 年間で計算した。

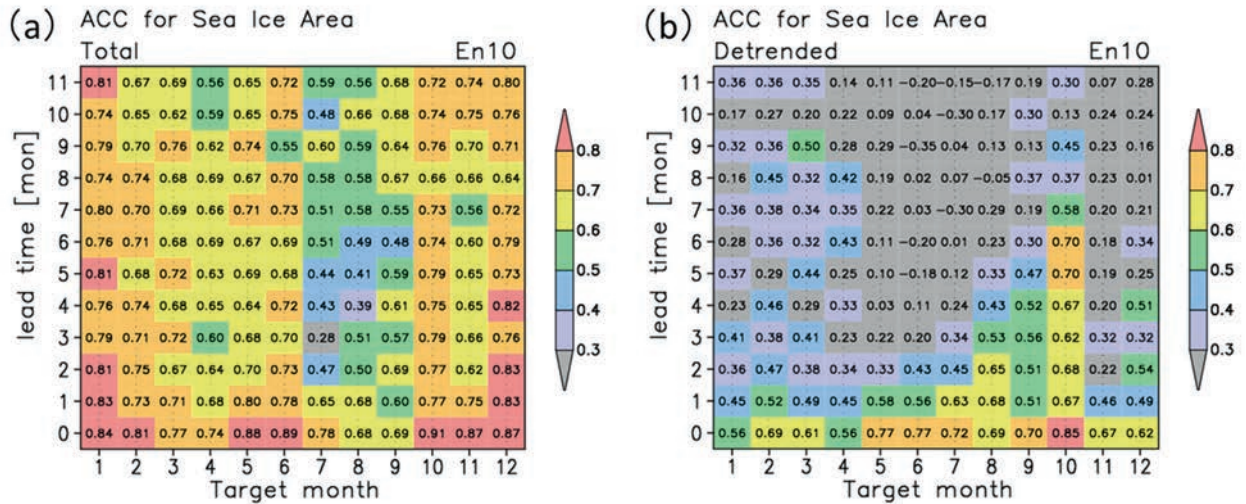
積の予測可能性について調べ、2 つの再現性 (予測可能性) を指摘している。1 つ目は融解期の海氷縁での海面水温偏差がメモリーとして残り、結氷期の海氷域に影響することで、融解期と結氷期の海氷域面積が正の相関を持つというものである。これは観測及びモデルの両方においてみられる。2 つ目は夏の海氷域面積が翌年の夏の海氷域面積と高い正の相関を示すというものである。これは海氷の厚さがメモリーとして残るため、モデルのみにおいてみられたと報告されている。Chevallier and Salas y Mélia (2012) は、9 月の海氷域面積は海氷厚分布を用いることにより 6 か月までのリードタイムで予測可能性がある」と指摘

している。また、冬季の海氷域面積は 3 か月ほどのリードタイムで予測可能性を持ち、秋季の終わり~冬季の初めの海氷域面積が予測因子となる。

新システムを用いた海氷域面積の予測精度の評価においても、融解期から開始した予測は夏季に一旦精度が落ちた後、結氷期に再び精度が高くなる傾向があり、Blanchard-Wrigglesworth et al. (2011) が指摘した 1 つ目の予測可能性と整合している (第 1.3.15 図)。

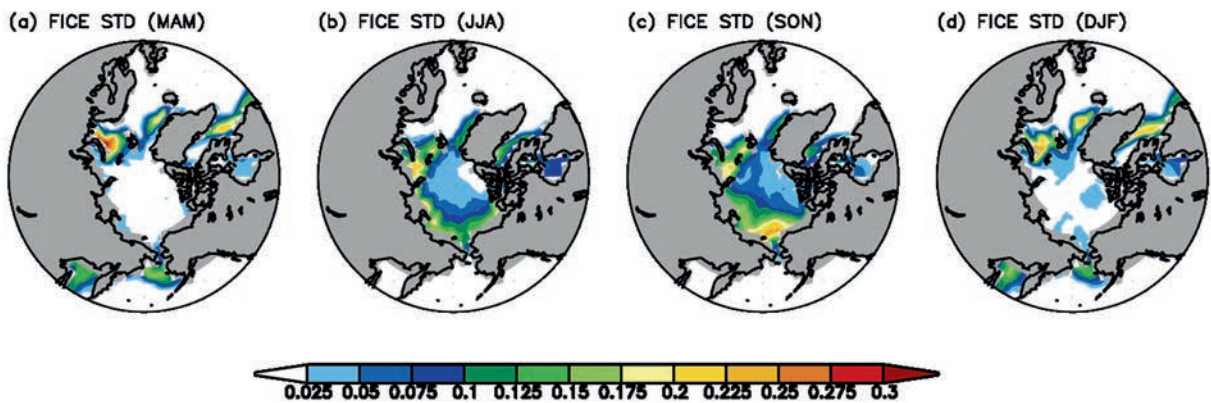
#### (4) 海氷変動の大気への影響

次に各海域の海氷面積の年々変動の予測とその大気への影響について述べる。海氷の大気への影



第 1.3.15 図 北極域の海水面積の予測精度

海水面積 (Sea Ice Area) の 10 メンバーアンサンブル平均のアノミー相関係数。(a) は平年値 (1981~2010 年の 30 年平均) からの偏差、(b) は長期トレンドを除去して求めた偏差を対象としている。横軸は予測対象月、縦軸はリードタイム (月)、統計期間は 1981~2010 年である。



第 1.3.16 図 3 か月平均海水密度の標準偏差

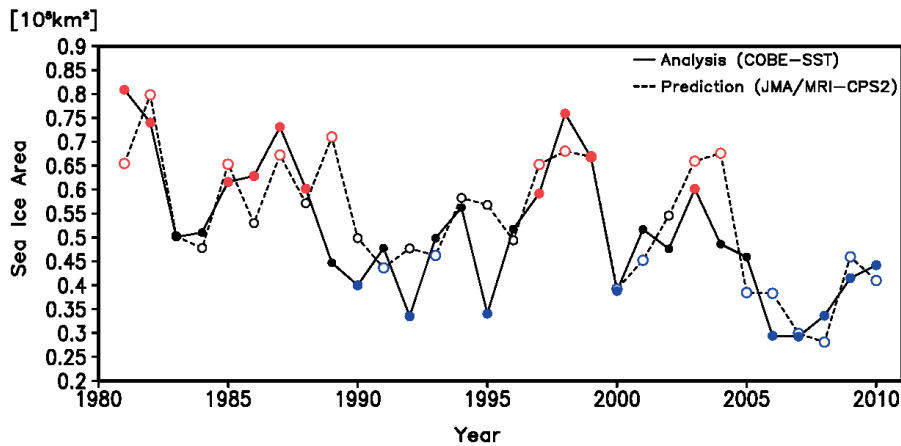
(a) 春季 (3~5 月)、(b) 夏季 (6~8 月)、(c) 秋季 (9~11 月)、(d) 冬季 (12~2 月)。COBE-SST データセットの海水密度解析値を使用し 1981~2010 年の期間について計算。図には陸域マスク (灰色) を施した。

響は海氷域の年々変動が大きい海域で大きいと考えられるため、まず、解析値における海水密度の年々変動 (3 か月平均場の標準偏差) を確認する (第 1.3.16 図)。この標準偏差には前述した海水の縮小トレンドも含まれる点に留意する必要がある。春季にはバレンツ海、オホーツク海、ラブラドル海で、夏季にはバレンツ海、カラ海で、秋

季にはカラ海、ラプテフ海、東シベリア海、ボーフォート海で、そして冬季にはバレンツ海、チュクチ海等で年々変動が大きいことがわかる。

以下では海水密度の年々変動が大きく、地上気温への影響が明瞭にみられた春季のバレンツ海、オホーツク海、秋季の東シベリア、ボーフォート海の例について紹介する。





第 1.3.17 図 バレンツ海域における春季（3～5月）3か月平均海氷面積の年々変動

実線は COBE-SST 解析による値、破線は 2 月初期月の 10 メンバーアンサンブル平均値。単位は  $10^6 \text{km}^2$ 。赤丸は偏差が標準偏差の 0.53 倍を上回る多海氷年、青丸は偏差が標準偏差の -0.53 倍を下回る少海氷年を示す。多海氷年、少海氷年は解析とアンサンブル予測で別々のしきい値で計算。

#### ア. 春季のバレンツ海の海氷の影響

ここでは春季のバレンツ海の影響について述べる。第 1.3.17 図にバレンツ海の家氷面積の時系列を示す。実線が解析、破線が 2 月初期月の 10 メンバーアンサンブル平均値を示し、赤（青）丸は解析とアンサンブル予測それぞれの標準偏差に対する多（少）海氷年を表す。多海氷年、少海氷年は解析と予測で必ずしも一致しないものの、年々変動や縮小傾向については概ね一致している。

次に多海氷年と少海氷年の差（多海氷年－少海氷年）の合成図を海氷密接度、地上気温、850hPa 気温について示す（第 1.3.18 図）。ここで示す多海氷年、少海氷年は COBE による解析値で定義した。解析、新システムの予測ともにバレンツ海で海氷密接度の合成図解析の差が正であり、それに対応して地上気温の差が負である。

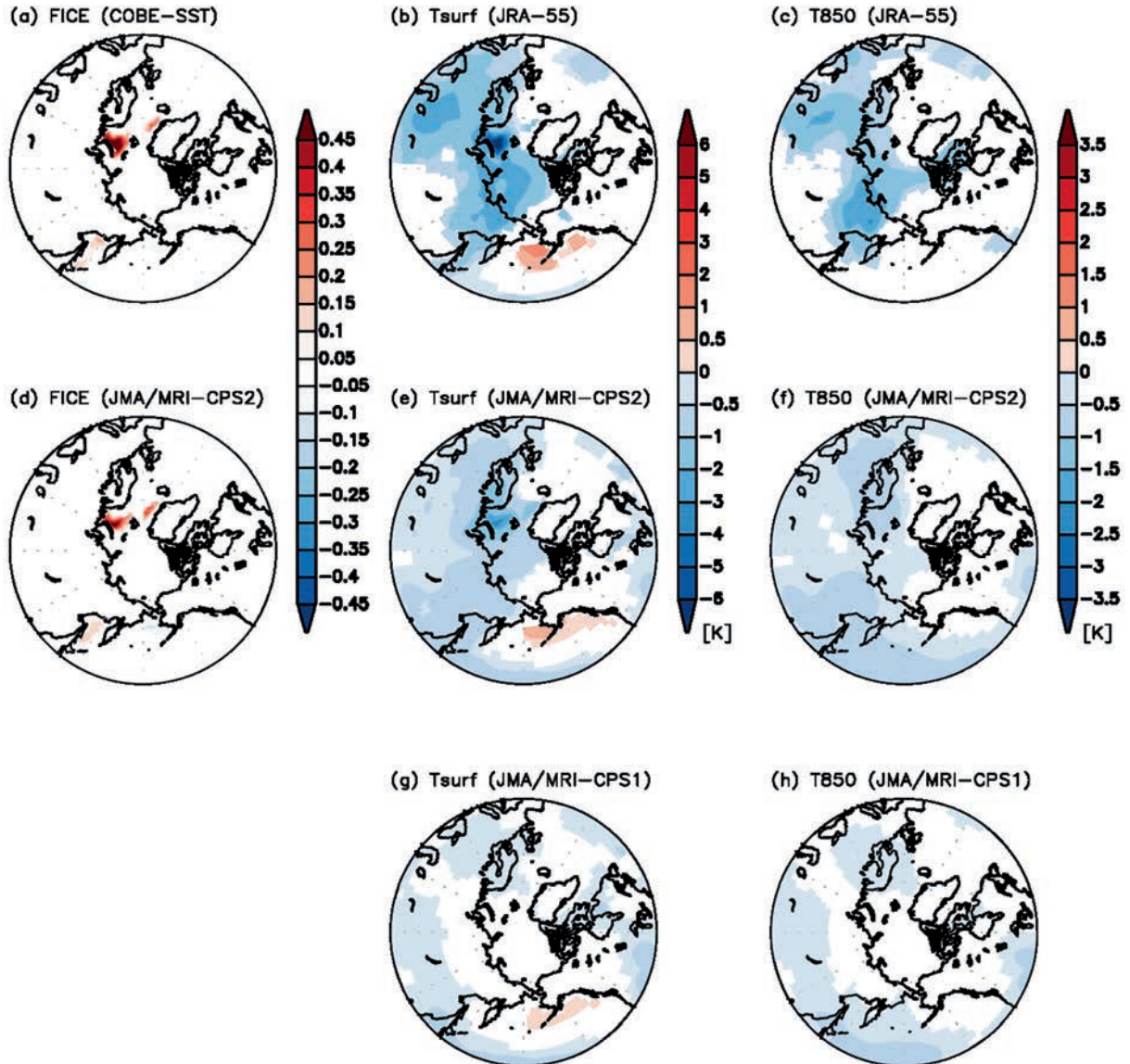
こうした合成図の結果は必ずしも海氷の影響とは限らず、全球的な気温トレンドや他の長期的な変動の影響を含む。よって、遠隔的な影響や因果関係については別途モデルを使用した理想実験等で精査する必要があるが、バレンツ海付近の局所的なパターンについては海氷偏差の影響によるものと考えてよいであろう。また、バレンツ海の海上だけでなく、周辺の陸域にも影響がみられるのがわかる。解析の 850hPa 気温にもバレンツ海の下

流域（東方）に負のパターンがみられるが予測では明瞭ではない。

最後に海氷気候値を境界条件に使用していた旧システムの結果（第 1.3.18 図 (g) (h)）と比較する。JMA/MRI-CPS1 では海氷が年々変動しないため、バレンツ海上の局所的な気温差はみられない。一方、新システムでは、海氷の年々変動を考慮することによりバレンツ海の家氷に関連した地上気温、対流圏下層気温の特徴を再現できている。

#### イ. 春季のオホーツク海の家氷の影響

オホーツク海は日本に近いため、解析値による海氷の気温への影響及びその予測の再現性を把握しておくことは日本の予報にとって重要であろう。オホーツク海の家氷面積も近年、縮小傾向が明瞭である（第 1.3.19 図）。多海氷年と少海氷年の地上気温の差の合成図（第 1.3.20 図）をみると、解析においてオホーツク海上に負のパターンがみられる。新システムではこれを弱いながらも表現している。一方、旧システムではオホーツク海上の地上気温に有意な負パターンはみられない。よって、新システムにおいてオホーツク海の家氷を予測することにより、現実的に海氷の年々変動の影響を再現できることを示唆している。



第 1.3.18 図 バレンツ海域における春季（3～5月）多海氷年と少海氷年の海氷密接度、地上気温、850hPa 気温の差

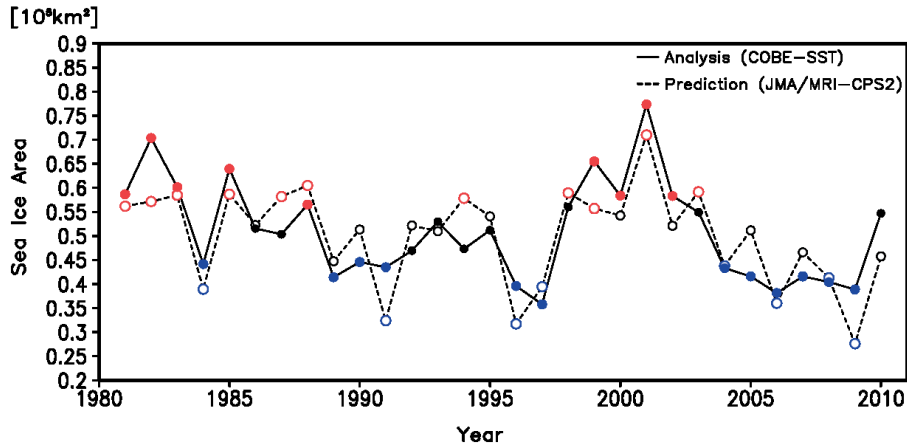
上段から解析値（COBE-SST、JRA-55）、新システム（JMA/MRI-CPS2）、旧システム（JMA/MRI-CPS1）の予測。信頼度 95%以上の領域のみ色を付けた。地上気温の合成図解析の差をみると、海氷面積の大きい年のほうが、小さい年に比べ、バレンツ海付近の 2m 気温が低いことがわかる。

#### ウ．秋季の東シベリア海、ポーフォート海の海氷の影響

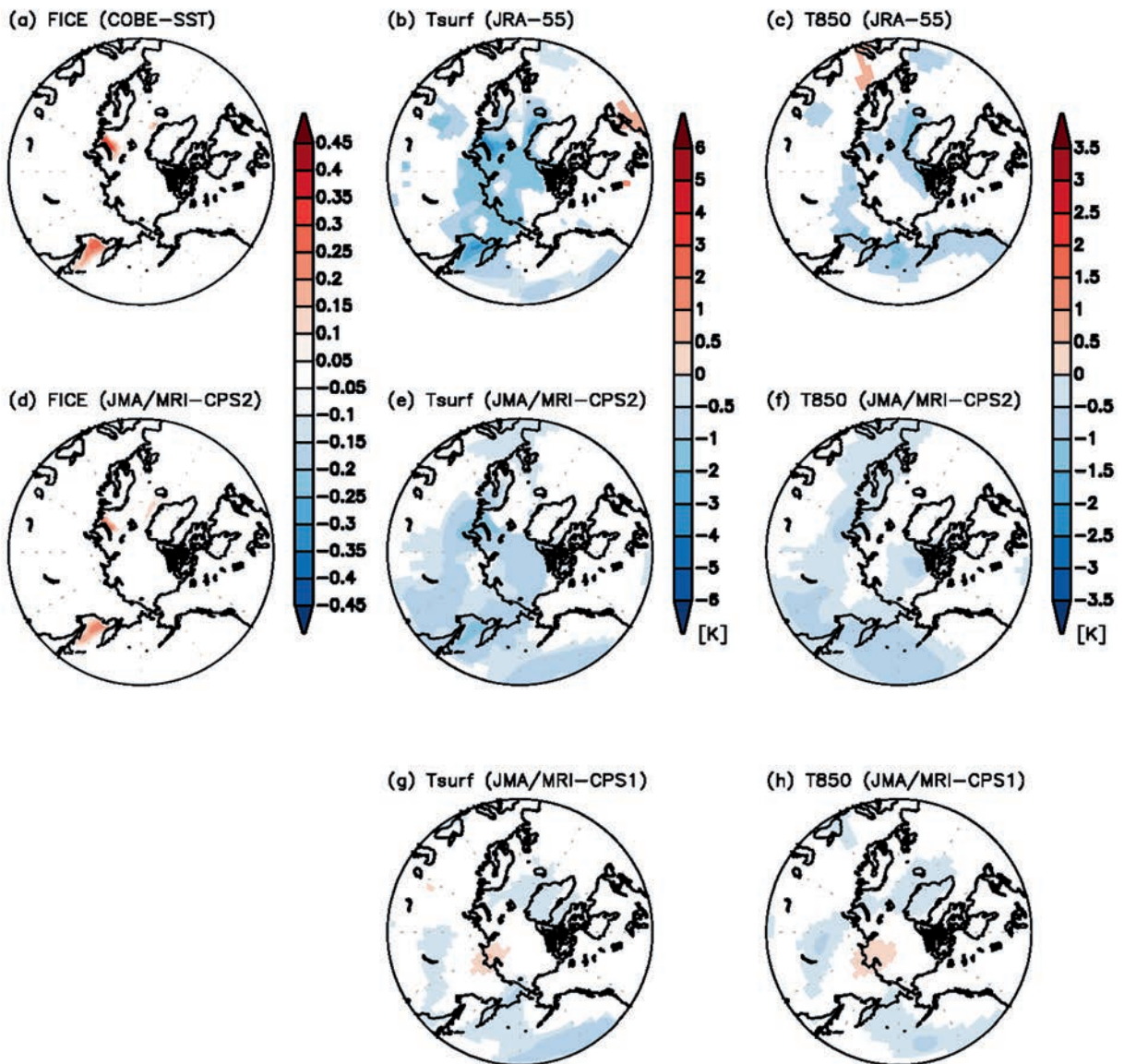
秋季は 4 季節の中で海氷面積の年々変動や縮小トレンドが最も大きく、特に東シベリア海、ポーフォート海付近で顕著である（第 1.3.16 図）。この顕著な年々変動及び縮小トレンドは新システムにより概ね再現されている（第 1.3.21 図）。

地上気温の合成図解析の差（第 1.3.22 図）をみ

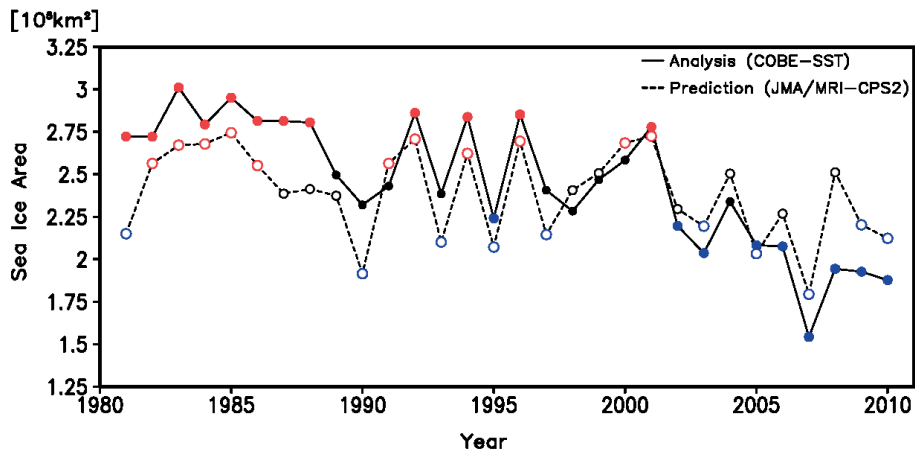
ると、解析では顕著な負の領域が東シベリア海付近にみられ、海氷縮小に対応する地上気温の上昇が現れているのがわかる。一方、新システムではこの振幅が小さい。新システムの予測では海氷縮小トレンドを過小評価しており、特に少海氷年が解析と必ずしも一致しない。この違いが地上気温への影響が過小に予測されている一因であると考えられる。



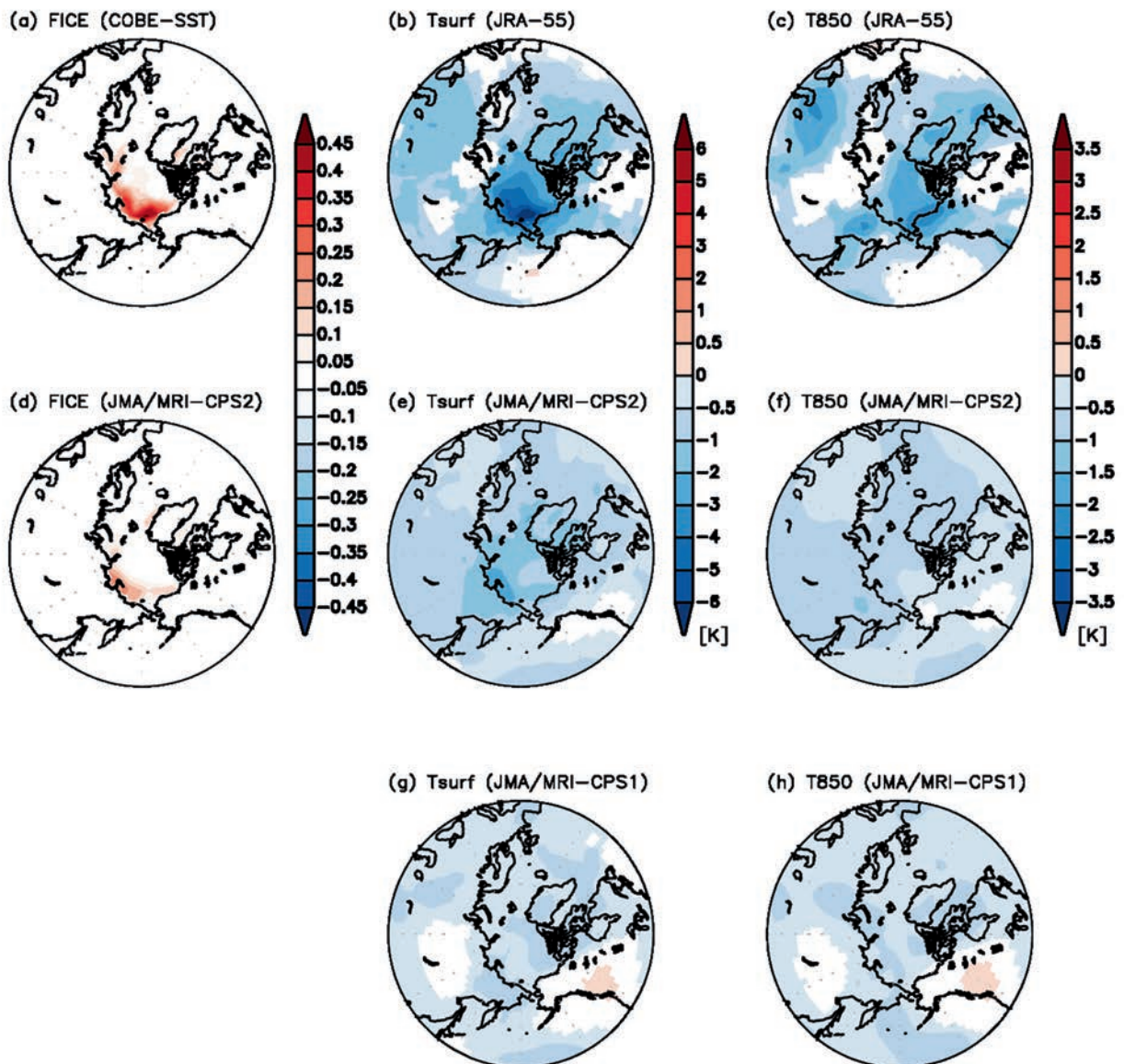
第 1.3.19 図 第 1.3.17 図と同じ。ただし、春季（3～5月）のオホーツク海の場合。



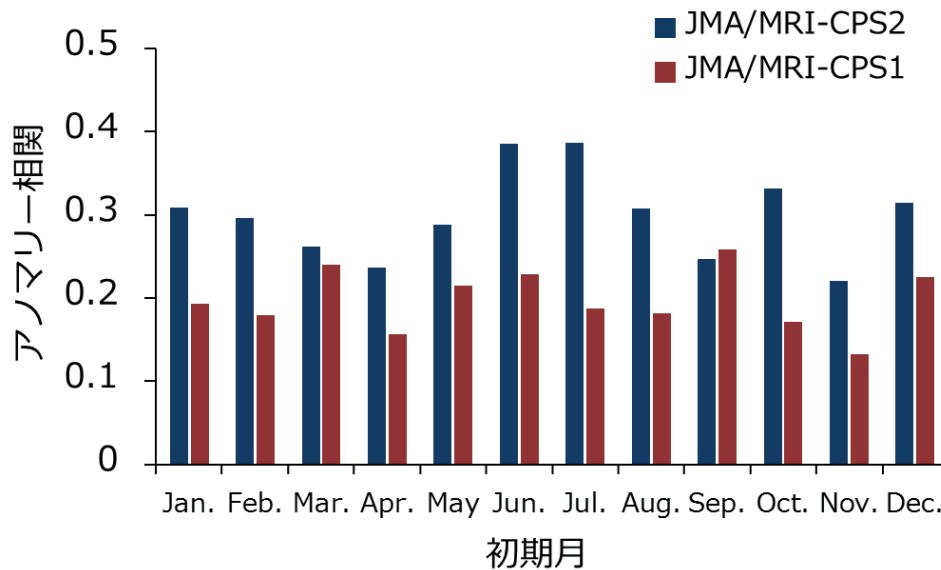
第 1.3.20 図 第 1.3.18 図と同じ。ただし、春季（3～5月）のオホーツク海の場合。



第 1.3.21 図 第 1.3.17 図と同じ。ただし、秋季（9～11 月）の東シベリア海とポーフォート海の場合。



第1.3.22図 第1.3.18図と同じ。ただし、秋季（9～11月）の東シベリア海とポーフォート海の場合。



第 1.3.23 図 リードタイム 1 か月の 3 か月平均地上気温のアノマリー相関係数の北極域 (60°N~90°N) 平均  
 検証期間は 1981~2010 年の 30 年間で 10 メンバーアンサンブル平均を JRA-55 地上気温解析で検証。初期日は  
 新旧システムで同一 (旧システムの初期日) である。

#### (5) 予測精度への影響

上述したように、海氷は対流圏下層、特に地上気温に対し直接的に影響する。そこで、新旧システムの地上 (2m) 気温の予測精度を確認する。第 1.3.23 図にリードタイム 1 か月の 3 か月平均地上気温のアノマリー相関係数の北極域平均 (北緯 60 度~北緯 90 度) を示す。まず、9 月初期月の予測を除く全ての初期月の予測について、新システムの精度が旧システムに比べ改善していることが確認できる。また、北極域海氷面積の減少トレンドが顕著な 9 月を予測対象期間に含む、6 月、7 月、8 月初期月の予測精度の改善が顕著である。地上気温の予測精度の改善が、全て海氷モデルの導入により説明できるわけではないものの、少なくとも海氷モデルの導入がこの改善に寄与していると考えられる。

#### (6) まとめ

本項では海氷予測の評価、海氷による大気 (地上気温、対流圏下層気温) への影響について示した。新システムでは、海氷の長期変化及び年々変

動をある程度予測している。また、旧システムでは表現できなかった海氷の影響を、海氷モデルを導入した新システムはある程度表現できるようになった。本項で示したとおり、その影響は対流圏下層気温、特に地上気温にみられており、こうした要素の予測精度の向上に寄与していると考えられる。

一方、海氷の初期値化、モデルでの再現性には課題も残る。海氷の影響を正しく再現するためには、より良い海氷初期値及び再現性の良いモデルが必要である。海氷の初期値化については衛星観測による海氷密接度及びリード域の海面と海氷の上面との高度差等のデータを用いた海氷解析の技術が研究されている。気象庁においても、今後、こうした技術を開発することにより更なる海氷予測の精度向上が期待される。

#### 参考文献

- 杉正人, 2002: 季節予報の技術的背景とその展望. 平成14年季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷

- 昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 高谷祐平, 2010a: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成22年度季節予報研修テキスト. 気象庁地球環境・海洋部, 10-14.
- 高谷祐平, 2010b: 季節アンサンブル予報システムの予測精度. 平成22年度季節予報研修テキスト. 気象庁地球環境・海洋部, 15-44.
- 中島映至, 竹村俊彦, 2009: 新用語解説「放射強制力」. 天気, **56**, 997-999.
- Alexander, M. A., U. S. Bhatt, J. E. Walsh, M. S. Timlin, J. S. Miller, and J. D. Scott, 2004: The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter. *J. Climate*, **17**, 890-905.
- Balmaseda, M. A., L. Ferranti, F. Molteni, and T. N. Palmer, 2010: Impact of 2007 and 2008 Arctic ice anomalies on the atmospheric circulation: Implications for long-range predictions. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **136**, 1655-1664.
- Blanchard-Wrigglesworth, E., K. Armour, C. M. Bitz, and E. deWeaver, 2011: Persistence and inherent predictability of Arctic sea ice in a GCM ensemble and observations. *J. Climate*, **24**, 231-250.
- Chevallier, M. and D. Salas y Méliá, 2012: The Role of Sea Ice Thickness Distribution in the Arctic Sea Ice Potential Predictability: A Diagnostic Approach with a Coupled GCM. *J. Climate*, **25**, 3025-3038.
- Chevallier, M., D. Salas y Méliá, A. Voltaire, M. Déqué, and G. Garric, 2013: Seasonal Forecasts of the Pan-Arctic Sea Ice Extent Using a GCM-Based Seasonal Prediction System. *J. Climate*, **26**, 6092-6104.
- Comiso, J. C., C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock, 2008: Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.
- Doblas-Reyes, F. J., R. Hagedorn, T. N. Palmer, and J.-J. Morcrette, 2006: Impact of increasing greenhouse gas concentrations in seasonal ensemble forecasts. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07708.
- Guemas, V., and Coauthors, 2014: A review on Arctic sea ice predictability and prediction on seasonal-to-decadal timescales. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, doi:10.1002/qj.2401.
- Guo, Z., P. A. Dirmeyer, and T. DelSole, 2011: Land surface impacts on subseasonal and seasonal predictability. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L24812.
- 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.
- Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura, and K. Takeuchi, 1999: Dynamic and Thermodynamic Characteristics of Atmospheric Response to Anomalous Sea-Ice Extent in the Sea of Okhotsk. *J. Climate*, **12**, 3347-3358.
- Hopsch, S., J. Cohen, and K. Dethloff, 2013: Analysis of a link between fall Arctic sea ice concentration and atmospheric patterns in the following winter. *Tellus A*, **64**, 18624.
- Inoue, J., M. 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.
- IPCC, 2013: International Panel on Climate Change Fifth Assessment Report. Climate Change 2013: The Physical Science Basis, pp. 1535.
- 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.
- Jeong, J.-H., H. W. Linderholm, S.-H. Woo, C. Folland, B.-M. Kim, S.-J. Kim, and D. Chen, 2013: Impacts of Snow Initialization on Subseasonal Forecasts of Surface Air Temperature for the Cold Season. *J. Climate*, **26**, 1956-1972.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Koster, R. D., Z. Guo, R. Yang, P. A. Dirmeyer, K. Mitchell, and M. J. Puma, 2009: On the Nature of Soil Moisture in Land Surface Models. *J. Climate*, **22**, 4322-4335.
- Koster, R. D. and Coauthors, 2010: Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L02402.
- Koster, R. D. and Coauthors, 2011: The Second Phase of the Global Land-Atmosphere Coupling Experiment: Soil Moisture Contributions to Subseasonal Forecast Skill. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 805-822.
- Liniger, M. A., H. Mathis, C. Appenzeller, and F. J. Doblas-Reyes, 2007: Realistic greenhouse gas forcing and seasonal forecasts. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02402.
- Materia, S., A. Borrelli, A. Bellucci, A. Alessandri, P. D. Pietro, P. Athanasiadis, A. Navarra, and S. Gualdi, 2014: Impact of Atmosphere and Land Surface Initial Conditions on Seasonal Forecasts of Global Surface Temperature. *J. Climate*, **27**, 9253-9271.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and

- M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, **7**, 869-873.
- Orsolini, Y. J., R. Senan, G. Balsamo, F. J. Doblas-Reyes, F. Vitart, A. Weisheimer, A. Carrasco, and R. E. Benestad, 2013: Impact of snow initialization on sub-seasonal forecasts. *Clim. Dyn.* **41**, 1969-82.
- Peterson, K. A., A. Arribas, H. T. Hewitt, A. B. Keen, D. J. Lea, and A. J. McLaren, 2014: Assessing the forecast skill of Arctic sea ice extent in the GloSea4 seasonal prediction system. *Clim. Dyn.*, **44**, 147-162.
- Rowell, D. P., C. K. Foll, K. Maskell, and M. N. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906-92): Observations and modeling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 669-704.
- Screen, J. A., I. Simmonds, C. Deser, and R. Tomas, 2013: The Atmospheric Response to Three Decades of Observed Arctic Sea Ice Loss. *J. Climate*, **26**, 1230-1248.
- Sigmond, M., J. C. Fyfe, G. M. Flato, V. V. Kharin, and W. J. Merryfield, 2013: Seasonal forecast skill of Arctic sea ice area in a dynamical forecast system, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 529-534.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze, 2007: Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09501.
- Tsujino, H., T. Motoi, I. Ishikawa, M. Hirabara, H. Nakano, G. Yamanaka, T. Yasuda, and H. Ishizaki, 2010: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3. Tech. Rep. of MRI, **59**, 241 pp.
- Van Vuuren, D. P., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith, and S. K. Rose, 2011: The representative concentration pathways: An overview. *Climatic Change*, **109**, 5-31.
- Wang, W., M. Chen, and A. Kumar, 2013: Seasonal prediction of arctic sea ice extent from a coupled dynamical forecast system, *Mon. Wea. Rev.*, **141**(4), 1375-1394.
- WMO, 2010: Standardised Verification System(SVS) for Long-Range Forecasts. New Attachment II-8 to the Manual on the GDFPS(WMO-No.485), Volume I.
- Zhang, L., P. A. Dirmeyer, J. Wei, Z. Guo, and C. -H. Lu, 2011: Land-Atmosphere Coupling Strength in the Global Forecast System. *J. Hydrometeor.*, **12**, 147-156.

## 1.4 再予報による新システムの評価<sup>1</sup>

### 1.4.1 再予報の概要

新しい季節予報システムの導入にあたっては、予測精度の検証及び予測結果に含まれる系統的な誤差の見積もりを目的として、過去の事例を対象とした再予報（ハインドキャスト；高谷 2012）を行う必要がある。季節予報では長期間の気候状態との差を予測することから、系統誤差の特性を知るために 15～30 年程度の期間を対象にして再予報を実施することが多い。世界気象機関(WMO: World Meteorological Organization)の長期予報のための標準検証システム(SVS-LRF: Standard Verification System for Long-Range Forecast; WMO 2010)では、20 年以上の再予報期間について検証することを推奨している。また、気象庁では、季節予報の発表に用いる平年値及び3階級の閾値の計算には、WMO が推奨する 1981～2010 年の 30 年間の平年値期間を使用している。そこで、新システムではモデル統計値（モデル平年値等）と系統誤差補正量の算出の際に、この平年値期間に合わせ 1981～2010 年の 30 年間の再予報の結果を使用した。また、予測精度の検証期間も 1981～2010 年の 30 年間とした。なお、再予報は 1979～2014 年の 36 年を対象に実施しており、今後の季節アンサンブル予報システムの開発や検証の充実に利用していく予定である。

新システムの再予報では一部の初期日が旧システム(JMA/MRI-CPS1)のものから変更されている(第1.4.1表)。これは時間ずらし平均法(LAF法)の最新の予測日が月末になるよう変更したためである。そのため、本節で示す新旧システムの検証結果は旧システムにおいてリードタイムが5日短いことにより旧システムの実験設定のほうが有利になる場合があることに留意されたい。

再予報ではアンサンブル手法として旧システムの再予報や現業運用時と同様にBGM法とLAF法を組み合わせて使用する(第1.2.5項)。15日ずらした2つの初期日から各5メンバーの予測を実行し、

それらを合わせて各初期月あたり10メンバーのアンサンブル予報を行う。積分期間は13か月とした。

検証データには、大気解析値に JRA-55 (古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)、SST 解析値に COBE-SST (Ishii et al. 2005)、降水量解析値に GPCP バージョン 2.2 月平均解析値(Huffman et al. 2009)、放射解析値に CERES ES4 解析データ(Loeb et al. 2009)、大気上端の外向き長波放射に米国海洋大気庁(NOAA)の AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer) OLR(Outgoing Longwave Radiation)データをそれぞれ使用した。また、予測、解析共に 2.5 度等緯度経度格子に内挿した月平均値を使用した。

以下、特に断らない限り冬季は 12～2 月(DJF)、春季は 3～5 月(MAM)、夏季は 6～8 月(JJA)、秋季は 9～11 月(SON)を指すこととする。

第1.4.1表 再予報の初期日

表中の\*は前年の初期日を表す。

初期月	旧システム (JMA/MRI-CPS1)	新システム (JMA/MRI-CPS2)
1月	1/1, 12/17*	12/27*, 12/12*
2月	1/31, 1/16	1/31, 1/16
3月	3/2, 2/15	2/25, 2/10
4月	4/1, 3/17	3/27, 3/12
5月	5/1, 4/16	4/26, 4/11
6月	5/31, 5/16	5/31, 5/16
7月	6/30, 6/15	6/30, 6/15
8月	7/30, 7/15	7/30, 7/15
9月	8/29, 8/14	8/29, 8/14
10月	9/28, 9/13	9/28, 9/13
11月	10/28, 10/13	10/28, 10/13
12月	12/2, 11/17	11/27, 11/12

<sup>1</sup> 高谷 祐平 (第 1.4.3 項以外)、石川 一郎 (第 1.4.3 項)



## 1.4.2 新季節予報モデルの気候特性

(1) はじめに

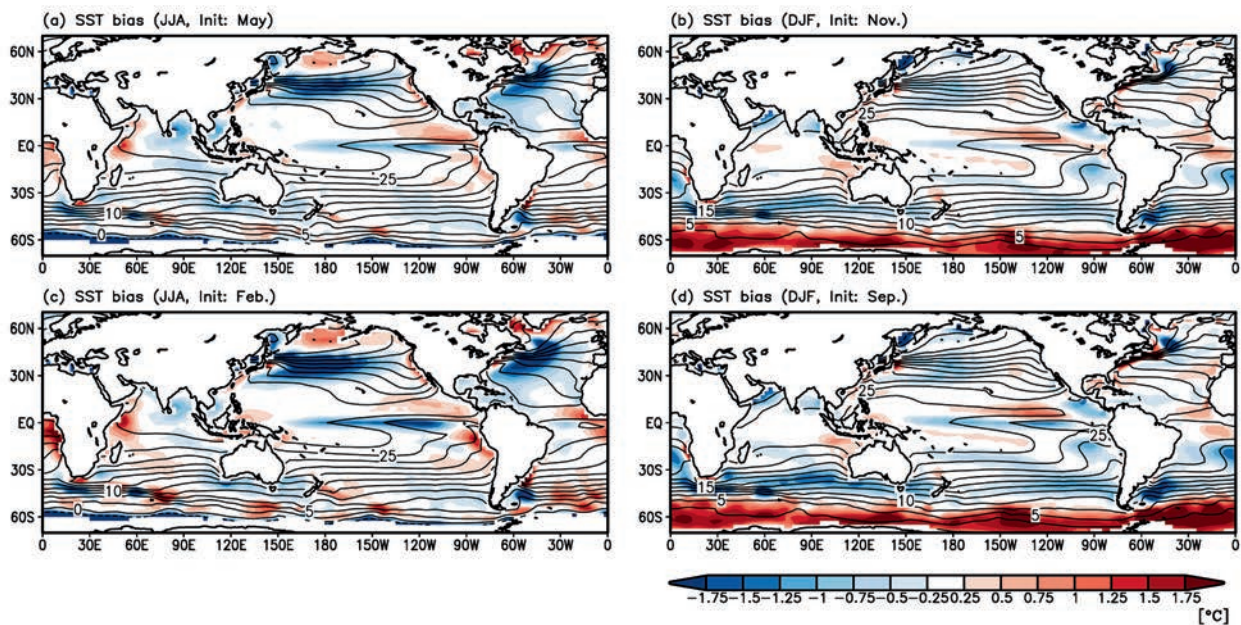
本項では、再予報実験の予測を用いて、新モデル(JMA/MRI-CGCM2)のモデル気候特性について調べた結果を示す。季節予報モデルでは、平均バイアス(系統誤差)が小さく、季節変化や年々変動をより現実的に再現するモデルが望ましい。一般に解析値で初期値化した数値予報モデルは、積分が進行するにつれて系統誤差が増大する傾向がある。特に大気海洋結合モデルである季節予報モデルでは海洋の系統誤差も大気とともに増大するため、系統誤差は更に増大しやすい特性がある。そのため季節予報モデルに大きな系統誤差があると特にリードタイムの長い予測において深刻な影響を与える。

ここでは海面水温(SST)、放射フラックス、降水、2m気温、500hPa高度、200hPa東西風といった基本的な要素について平均バイアスの評価を示す。実際に予測結果を予測資料として利用する際には

予測された値から平均バイアスを除いて利用するため、本項の平均バイアスが予測精度に対し直接影響するものではないが、平均バイアスの小さいシステムほど予測精度が高くなる傾向があるという調査もある(Lee et al. 2010)。平均バイアスの評価の後、降水量、500hPa高度の年々変動及び経験的直交関数 EOF 解析による 500hPa 高度の変動モードの再現性を評価する。

(2) SST 平均場

まず SST の季節平均場について述べる。フラックス修正を適用しない新モデルでは、SST の平均バイアスが旧モデル(JMA/MRI-CGCM1)に比べて増大しており、バイアスの大きさを確認しておくことが重要である。第 1.4.1 図に夏季及び冬季 3 か月平均の SST バイアスを 3 か月平均予測(リードタイム 1 か月)と暖候期予報に対応する夏季 3 か月平均予測(リードタイム 4 か月)、寒候期予報に対応する冬季 3 か月平均予測(リードタイム 3 か月)



第 1.4.1 図 北半球夏季(6~8月;左列)と冬季(12~2月;右列)を対象とする予測の海面水温気候値とバイアス

(a, b) 3 か月平均予測(リードタイム 1 か月)、(c)暖候期予報の夏季 3 か月を対象とする予測(リードタイム 4 か月)、(d)寒候期予報の冬季 3 か月を対象とする予測(リードタイム 3 か月)。等値線はモデル気候値(等値線の間隔は 2.5 度)、色は COBE-SST 解析との差を示す。

月)を示す。夏季、冬季共に SST バイアスの空間分布はリードタイムに依らず類似しているが、バイアスの大きさはリードタイムが長いほど大きい傾向がある。

夏季で特徴的なのは太平洋赤道域の中部から東部と北太平洋の黒潮続流域から中部にかけてとメキシコ湾流域から北大西洋中部にかけてみられる低温バイアスである。こうしたバイアスは世界の様々な現業及び研究機関で開発されている大気海洋結合モデルで共通にみられる特徴であり、例えば、地球温暖化予測研究のための第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5; Taylor et al. 2012)に参加している多くのモデルにもみられる。また、気象研究所の温暖化予測モデル(MRI-CGCM3)においても類似したバイアスがあることが報告されている(Yukimoto et al. 2012)。一方、インド洋熱帯域のアフリカ東岸沖、大西洋熱帯域の東部及び太平洋熱帯域の東部で高温バイアスがある。

冬季は南半球の高緯度域(南緯50度以南)に顕著な高温バイアスがみられる。このSSTバイアスも多くCMIP5モデルでみられており、現実と比べて過少な下層雲量に起因する過大な地表面下向き短波放射が一因であることが指摘されている(Bodas-Salcedo et al. 2014)。一方、南緯30度～南緯40度では低温バイアスがみられる。太平洋熱帯域東部では寒候期予測において低温バイアスがみられる。

春季と秋季の中高緯度域は夏季や冬季に比べSSTバイアスが小さい(図略)。ただし、秋季には夏季と同様に太平洋赤道域の中部から東部(冷舌域)に低温バイアスがみられる(第1.4.3項)。

上述したSSTバイアスは、フラックス修正を適用した旧モデル(高谷 2010)に比べれば増大傾向にあるものの、他機関のフラックス修正を適用していない季節予報モデル(大気海洋結合モデル)と同程度である(図略)。後述するように旧モデルに比べ増大したSSTバイアスによる大気場(降水、循環場等)のモデル気候値への影響は小さく、それらの年々変動の予測スコアは概ね改善されている。

### (3) 放射フラックス平均場

前述したSSTバイアスはある程度海面フラックス、特に放射フラックスのバイアスに起因する。そこで、モデルの放射フラックスのバイアスを衛星観測による解析値(CERES ES4)と比較して評価する。第1.4.2図はリードタイム1か月の夏季、冬季の3か月平均放射フラックスをCERES ES4解析値と比較したものである。比較期間は夏季については2001～2006年、冬季については2000/2001～2005/2006年のそれぞれ6年平均である。

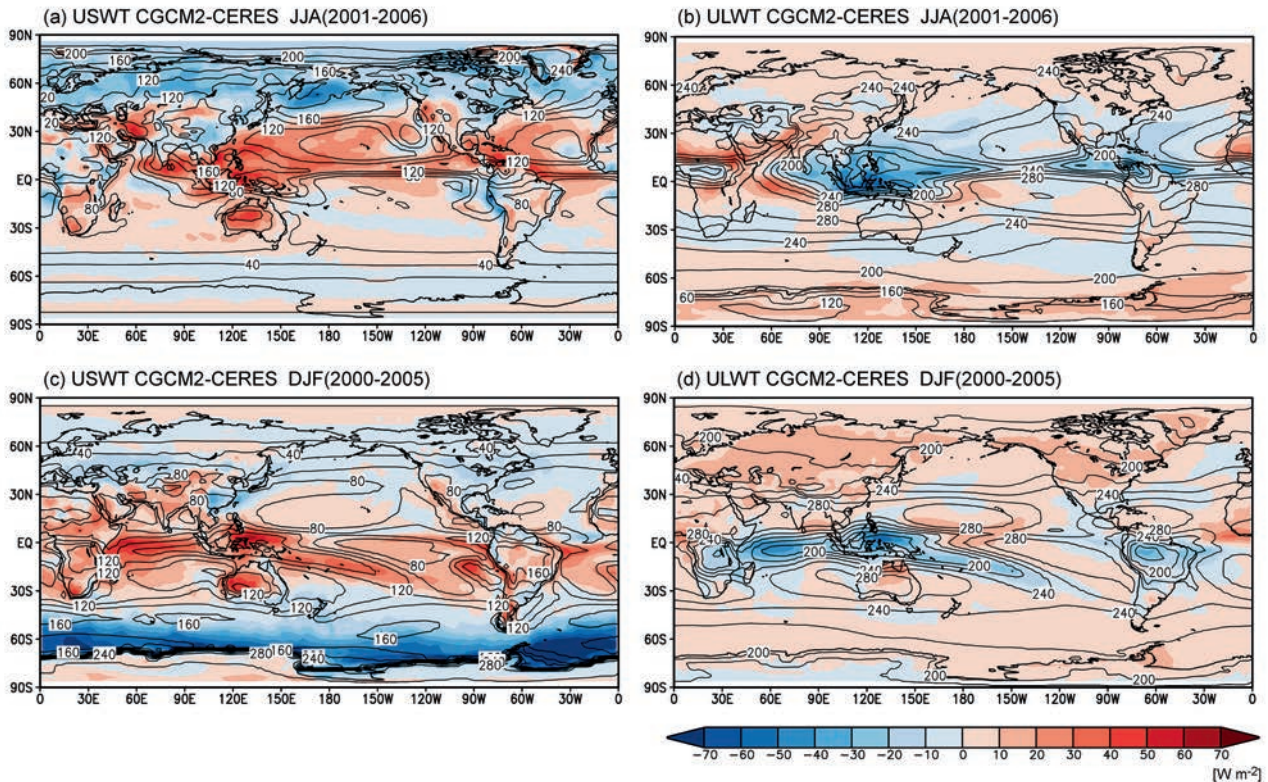
#### ア. 大気上端上向き短波放射

大気上端上向き短波放射(第1.4.2図(a)(c))には対流活動の活発な熱帯域を中心に過大、夏半球側の中高緯度域で過小な平均バイアスがある。熱帯域のように大気上端で上向き短波放射が過大であることは、一方で地表面の下向き短波放射が過小であることを意味する。逆に北半球夏季の中高緯度(第1.4.2図(a))や南半球夏季(12～2月)の南極付近(第1.4.2図(c))のように大気上端上向き短波放射が過小であることは、地表面の下向き短波放射が過大であるということの意味する。過大な地表面下向き短波放射は海を過剰に温めるため、SSTの高温バイアスを生じる(第1.4.1図(b))。

短波放射フラックスの誤差は雲の再現性、放射過程における雲の取り扱い等、大気モデルの物理過程の誤差に起因する。同様の短波放射の誤差は気象庁の全球モデル(GSM)及びそれを使用したJRA-55再解析データにもみられ、大気モデルの物理過程の改良による短波放射フラックスのバイアス軽減は重要な課題である。

#### イ. 大気上端上向き長波放射

大気上端上向き長波放射(第1.4.2図(b)(d))では短波放射と逆に対流活動の活発な熱帯収束帯(ITCZ)、南太平洋収束帯(SPCZ)等で過小なバイアスがみられる。逆に中高緯度では過大なバイアスとなっている。この中高緯度のバイアスはモデルにおいて雲量が少ないことに対応している。こう



第 1.4.2 図 大気上端上向き短波放射フラックス（左列）と長波放射フラックス（右列）に関するリードタイム 1 か月の 3 か月平均予測と衛星観測による解析値 (CERES ES4) との差  
 (a, b) 夏季は 2001～2006 年の 6～8 月の 3 か月平均値、(c, d) 冬季は 2000～2005 年の 12 月を初めの月とする 12～2 月の 3 か月平均値。符号は全て上向き正。等値線はモデル平均値を示し、色は衛星観測との差を示す。

した放射バイアスの特徴は CMIP5 の多くのモデルにみられる。

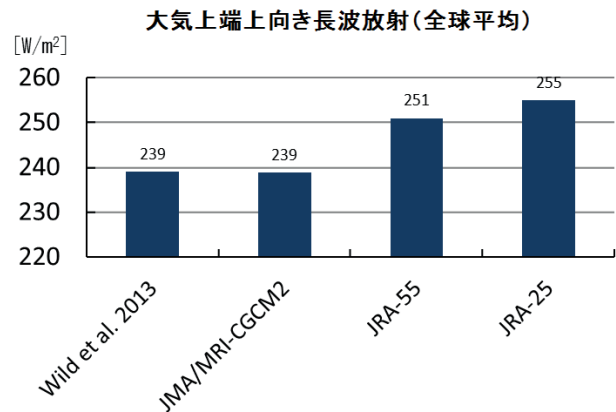
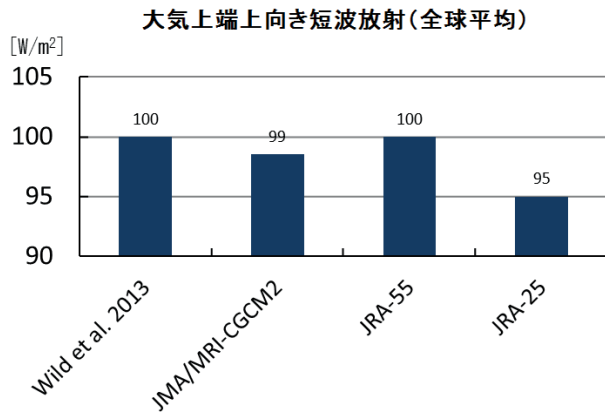
#### ウ. 全球平均放射収支

最後に全球平均の放射収支を確認しておく。ここでは 4 季節分のリードタイム 1 か月の 3 か月平均予測 (2、5、8、11 月初期月) を 2000 年 12 月～2006 年 11 月の期間にかけて平均した大気上端上向き放射フラックスを短波及び長波放射について評価する (第 1.4.3 図)。季節平均した大気上端上向き短波放射フラックスは Wild et al. (2013) による衛星観測に基づく全球平均と比べ、約  $1 \text{ W/m}^2$  程度の差に収まっており、大気上端での放射収支が比較的良く合っていると云える。第 1.4.3 図では、参考のために Kobayashi et al. (2015) による JRA-25、JRA-55 の値を示した。JRA-25 と JRA-55 の値には大気上端上向き長波放射は過大な傾向がみられるが、これは気象庁全球

大気モデルにもみられる (図略)。新モデルではこの誤差を軽減するように調整を加えている (第 1.2.3 項)。

#### (4) 降水量平均場

次に降水量平均場について確認する。第 1.4.4 図に夏季、冬季を対象とする GPCP バージョン 2.2 降水量解析値 (Huffman et al. 2009) 及び新旧モデルによる 3 か月平均の降水予測 (リードタイム 1 か月) を示す。また、第 1.4.5 図に同予測のバイアスを示す。新モデルでは旧モデルに比べて夏季、冬季共にバイアスが減少し、降水量平均場の再現性が向上している (第 1.4.5 図)。特に夏季の北西太平洋域、熱帯太平洋の東部、熱帯大西洋、ベンガル湾、南シナ海などで改善が明瞭である。また、日本付近の梅雨前線に伴う降水も過少バイアスが改善し、再現性が向上した。熱帯インド洋の南部などでは旧モデルではみられなかった過少なバイ



第1.4.3図 大気上端上向き短波放射フラックス(左図)と長波放射フラックス(右図)の4季節全球平均  
4季節分のリードタイム1か月の3か月平均予測(2、5、8、11月初期月の予測)を2000年12月~2006年11月の期間にかけて平均した大気上端放射フラックスと、21世紀初頭の期間を対象として解析したWild et al. (2013)を比較。JRA-55及びJRA-25の値はKobayashi et al. (2015)による2002~2008年の期間平均。

アスがみられる。冬季の改善は夏季ほど顕著ではないが、例えば、南米のアマゾンにおける降水量の過少バイアスが改善された。しかし、海洋大陸付近、熱帯インド洋では降水過剰なバイアスがみられる。暖・寒候期予報のバイアスの空間分布、大きさは3か月予報と同様である(図略)。

降水量平均場の再現性を定量的に評価するため、リードタイム1か月の3か月平均予測について解析気候値との降水量のパターン相関を計算した(第1.4.6図)。4季節共に気候場が改善していることが確認できる。平方根平均二乗誤差による評価も同様である(図略)。

全球平均の降水量は気候システムの水循環を測る指標となる。第1.4.2表にGPCP解析値及び新旧モデルの季節毎の全球平均降水量を示す。GPCPの全球平均降水量の解析誤差範囲が全球平均値の±7%程度であること(Adler et al. 2012)を考慮

第1.4.2表 全球平均降水量(mm/day)の比較

リードタイム1か月の3か月平均降水量をGPCP解析値と比較した。

季節	GPCP V2.2	JMA/MRI-CGCM2	JMA/MRI-CGCM1
春季	2.65	2.77	2.79
夏季	2.72	2.84	2.86
秋季	2.68	2.75	2.77
冬季	2.68	2.78	2.77

すると、新旧モデル共に解析誤差の範囲内に収まっている。以上に述べたように、新モデルは全体的に降水量平均場の再現性が良く、特に降水分布の再現性は気象庁の歴代の季節予報モデルの中で最も良い(図略)。また、(8)で示すように降水の年々変動についても旧モデルより改善されている。

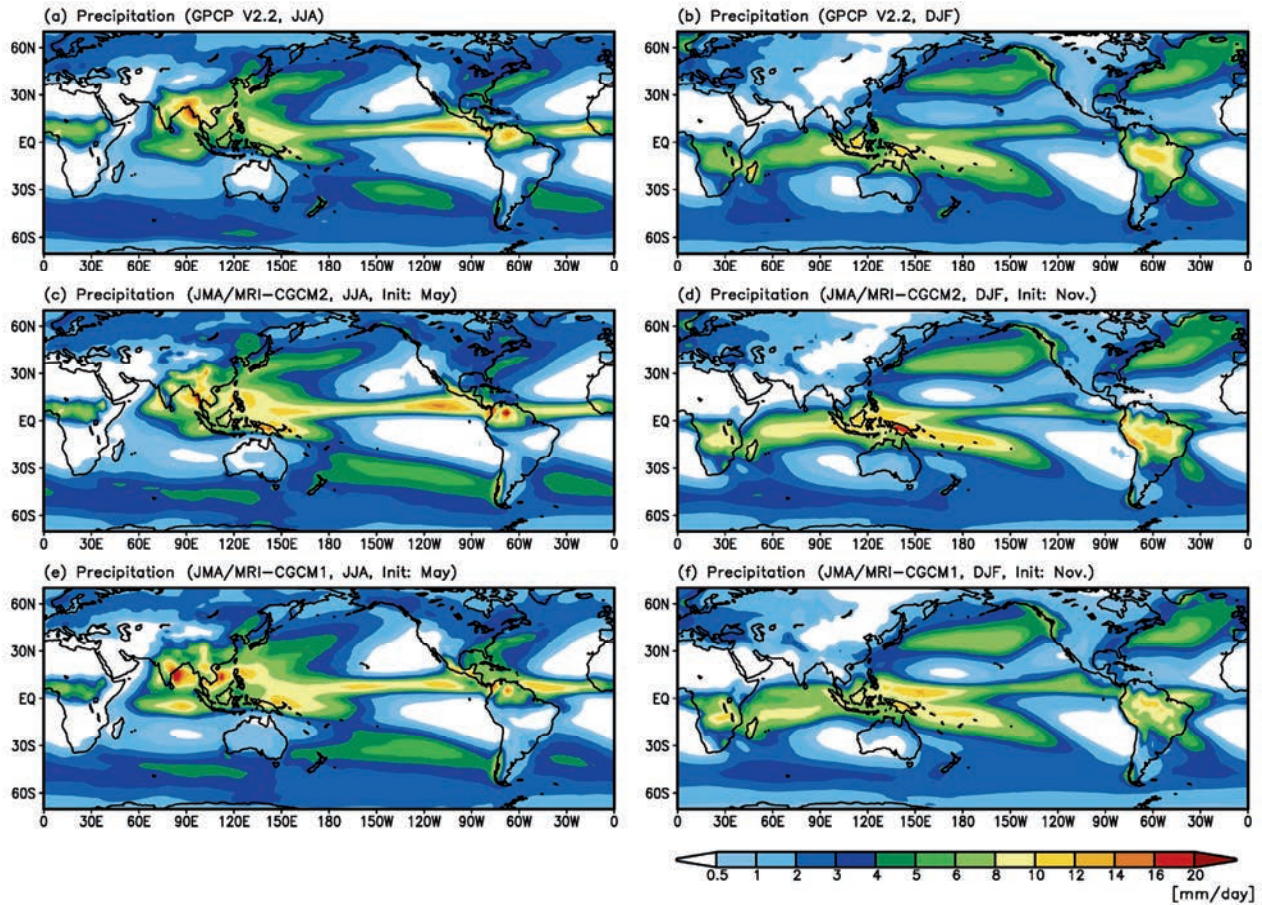
#### (5) 2m 気温平均場

第1.4.7図に新旧モデルによる夏季、冬季を対象とするリードタイム1か月の3か月平均2m気温とそのJRA-55に対するバイアスを示す。新モデルではリードタイム1か月の夏季予測では南極付近を除き全体的にバイアスが減少した。一方、南極大陸沿岸のロス海の周辺では正バイアスが増大した。

冬季予測では、北極域及びユーラシア、北米大陸で正バイアスが増大した。ユーラシア域の高温バイアスは気象庁全球大気モデルや旧モデルでもみられているものの、新モデルのほうが数度程度大きい。

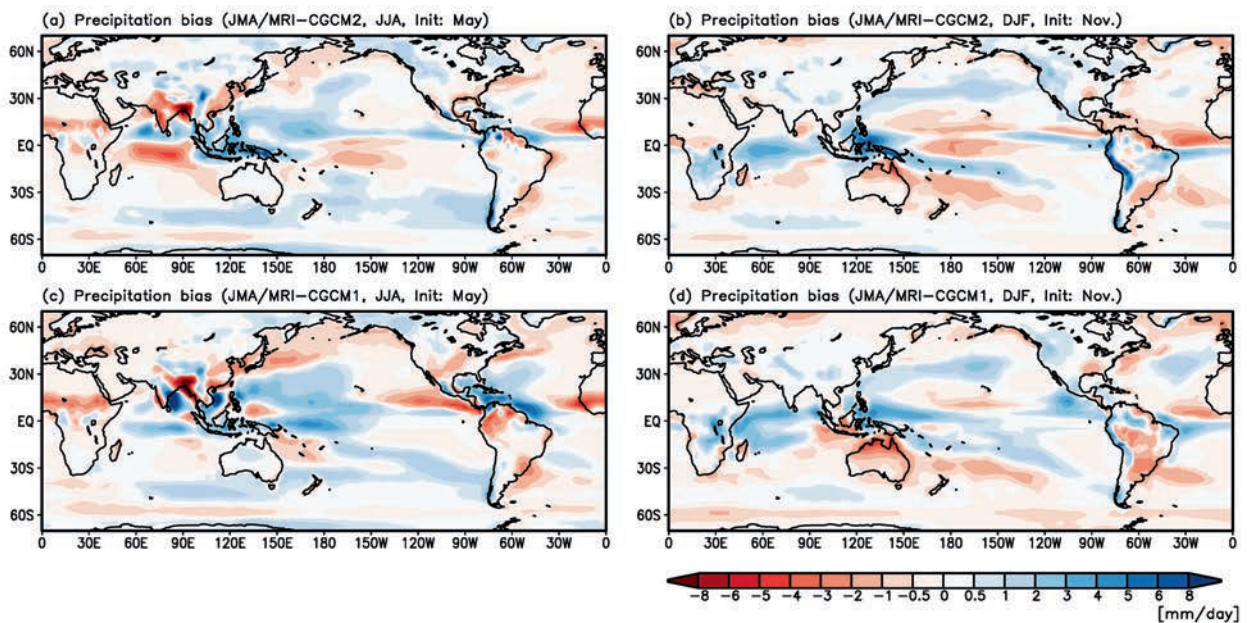
#### (6) 500hPa 高度平均場

リードタイム1か月の3か月平均500hPa高度のバイアスは夏季、冬季共に北半球を中心に改善し



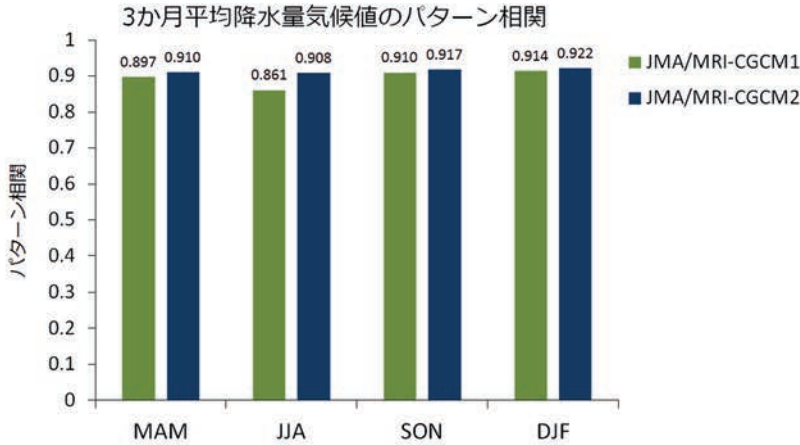
第1.4.4図 夏季（左列）、冬季（右列）を対象とする降水量平均値

(a, b) GPCP バージョン2.2解析値、及び、(c, d) 新モデル(JMA/MRI-CGCM2)、(e, f) 旧モデル(JMA/MRI-CGCM1)による降水量平均値。平均期間は1981~2010年の30年間。

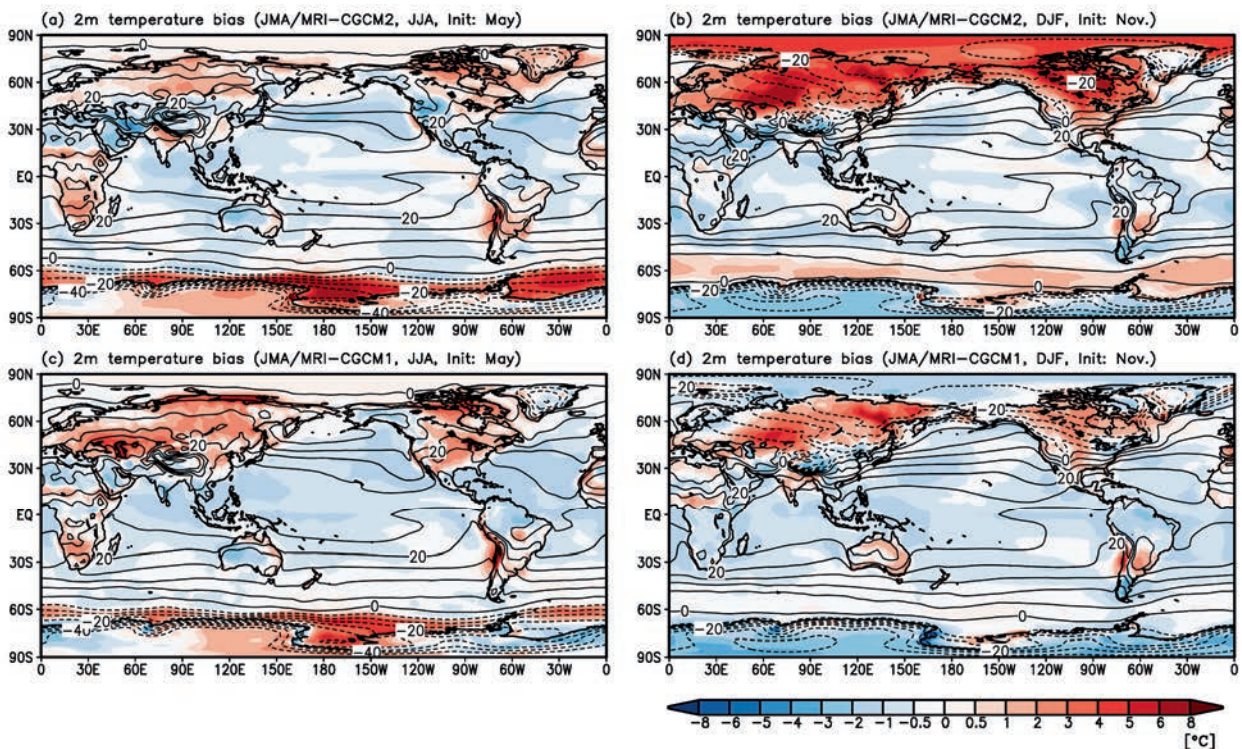


第1.4.5図 夏季（左列）、冬季（右列）を対象とするリードタイム1か月の3か月平均降水量平均値とGPCPバージョン2.2解析値との差

(a, b) 新モデル(JMA/MRI-CGCM2)、(c, d) 旧モデル(JMA/MRI-CGCM1)による結果。平均期間は1981~2010年の30年間。



第1.4.6図 4季節を対象とする新モデル (JMA/MRI-CGCM2) 及び旧モデル (JMA/MRI-CGCM1) のリードタイム1か月の3か月平均降水量モデル気候値とGPCP バージョン 2.2 降水量解析気候値のパターン相関 左から右に3～5月(MAM)、6～8月(JJA)、9～11月(SON)、12～2月(DJF)の結果。平均期間は1981～2010年の30年間。



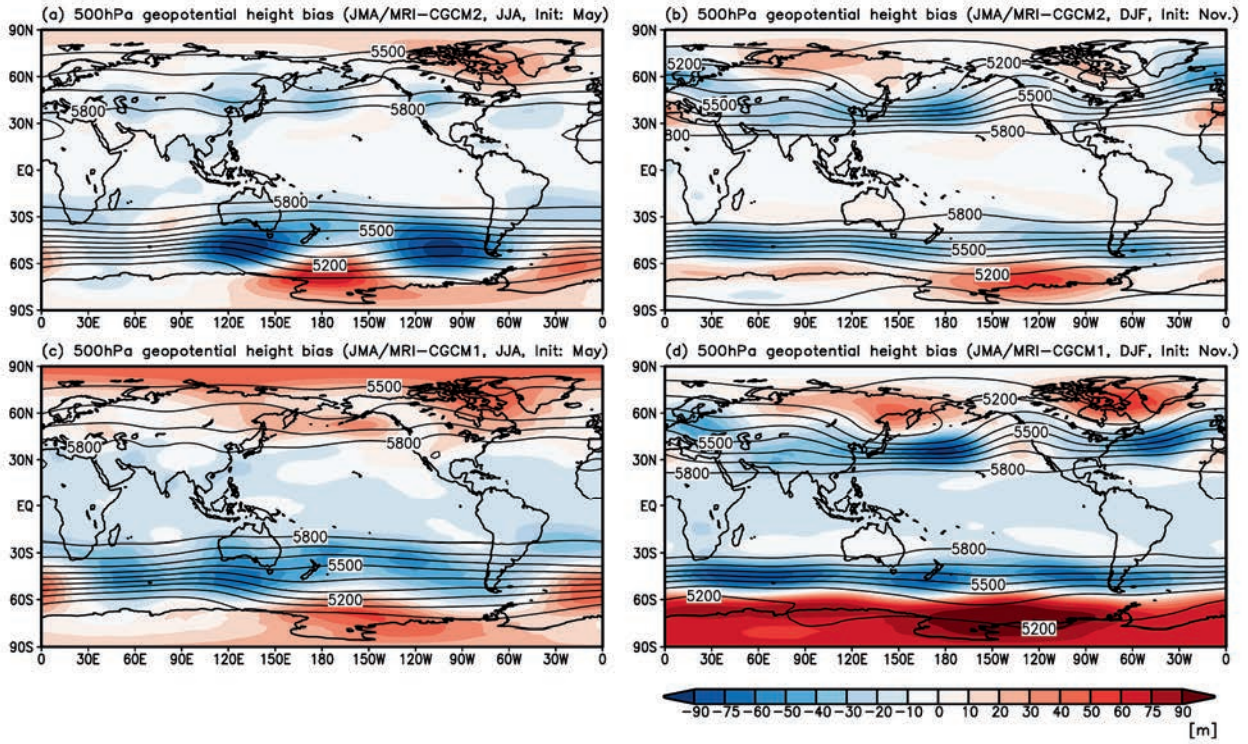
第1.4.7図 夏季(左列)、冬季(右列)を対象とするリードタイム1か月の3か月平均予測の2m気温平均値とJRA-55との差

(a, b) 新モデル(JMA/MRI-CGCM2)、(c, d) 旧モデル(JMA/MRI-CGCM1)の2m気温平均値(等値線)とJRA-55との差(色)。平均期間は1981～2010年の30年間。等値線間隔は5°C。

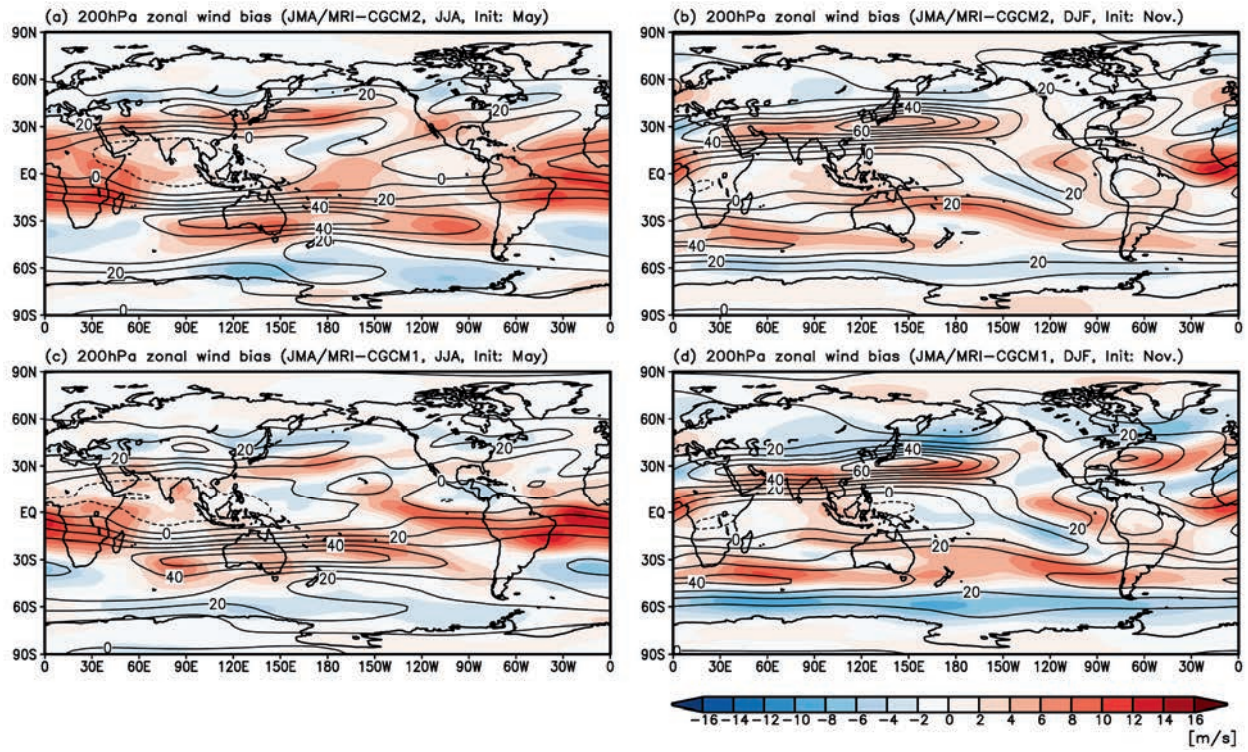
た(第1.4.8図)。他の季節、リードタイムでも概ね改善がみられる。特に旧モデルにみられる北半球夏季の北極の正バイアス及び北半球冬季の南極付近の正バイアスは大幅に改善した。一方、北半球夏季のオーストラリア南方、南太平洋南東部では負バイアスが増大している。

(7) 200hPa 東西風平均場

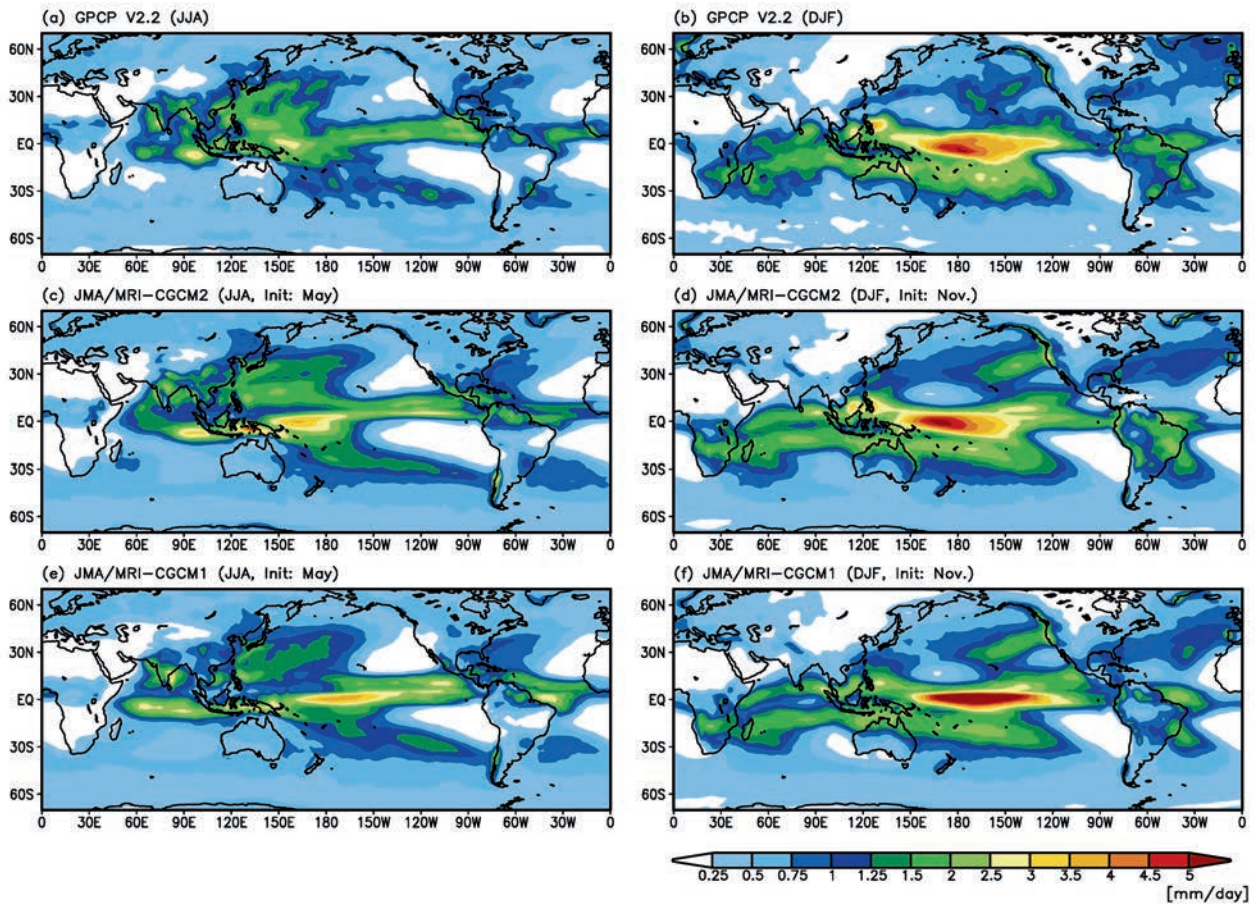
リードタイム1か月の夏季3か月平均の200hPa東西風(第1.4.9図(a)(c))では旧モデルでは日本付近で西風ジェットの南偏傾向がみられる。一方、新モデルでは日本付近のジェットの中心付近及び南側において西風が強すぎるバイアスがみられる。冬季(第1.4.9図(b)(d))はユーラ



第1.4.8図 第1.4.7図と同じ。ただし、500hPa高度についての図。  
等値線間隔は100m。



第1.4.9図 第1.4.7図と同じ。ただし、200hPa東西風についての図。  
等値線間隔は10m/s。



第1.4.10図 第1.4.4図と同じ。ただし、3か月平均降水量の標準偏差の図。  
 予測の標準偏差は各アンサンブルメンバーによる3か月平均降水量について計算し、アンサンブル平均した。

シア及び日本付近のジェット路南偏傾向や北米のバイアスが改善し、帯状平均東西風についてもバイアスが改善した（図略）。

#### (8) 降水量の年々変動

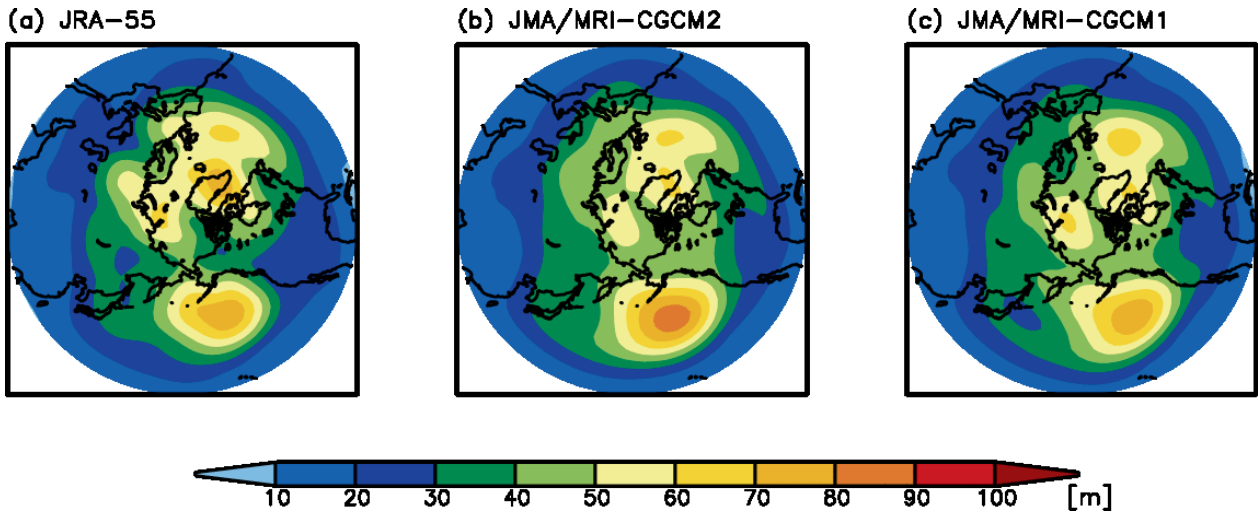
降水量の年々変動の大きさを評価するため、3か月平均降水量の標準偏差を第1.4.10図に示す。予測については、各アンサンブルメンバーによる3か月平均降水量の標準偏差をアンサンブル平均したものを示す。旧モデルでは、夏季の北西太平洋の過小であった年々変動が新モデルでは大きくなり解析値から求められる年々変動の大きさに近づいた。冬季では旧モデルで過大であった ENSO に伴う熱帯太平洋中部の年々変動が小さくなり、

新モデルでは解析値に近づいた。ENSO に伴う降水量の年々変動は熱帯域における大気の強制（大気加熱）の強さに関係するため季節予報にとって重要である。新モデルではこの点が改善されており、大気の ENSO に対する応答がより現実的となる可能性がある。

#### (9) 冬季 500hPa 高度の年々変動

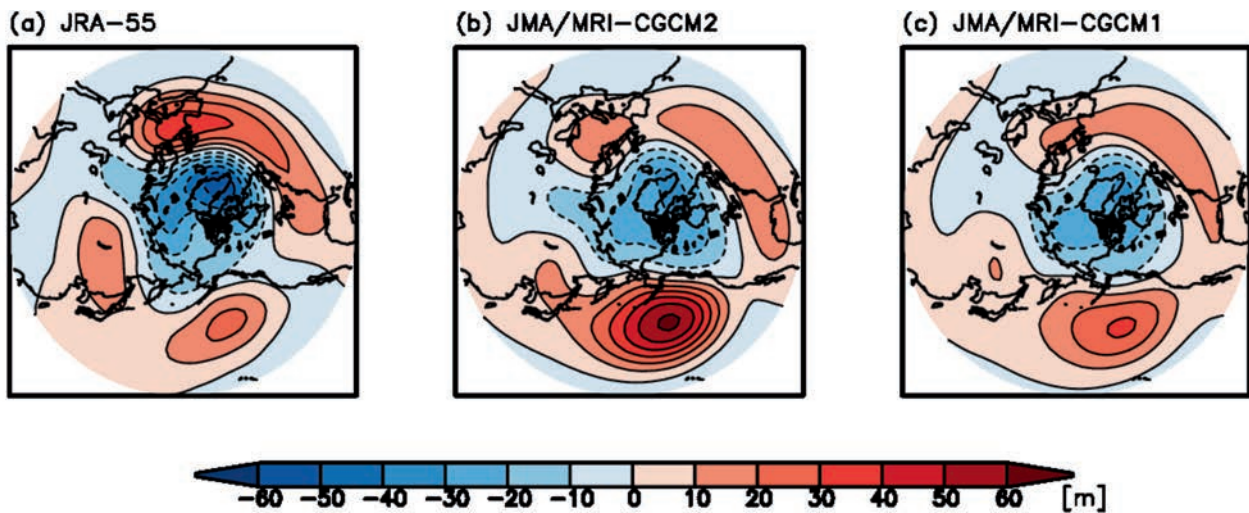
第1.4.11図に冬季を対象としたリードタイム1か月の3か月平均500hPa高度の標準偏差の図を示す。新旧モデル共に解析でみられるパターンを概ね再現している。新モデルでは、解析に比べ北太平洋上の年々変動が大きく、一方、グリーンランド付近の年々変動が小さい傾向がみられる。





第1.4.11図 冬季を対象とする3か月平均500hPa高度の標準偏差

各図はそれぞれ、(a) JRA-55及び(b)新モデル(JMA/MRI-CGCM2)、(c)旧モデル(JMA/MRI-CGCM1)の図。期間は1981～2010年の30年間。



第1.4.12図 冬季を対象とする3か月平均500hPa高度の経験的直交関数(EOF)の第1モード

各図はそれぞれ、(a) JRA-55及び(b)新モデル(JMA/MRI-CGCM2)、(c)旧モデル(JMA/MRI-CGCM1)の図。期間は1981～2010年の30年間。予測はコントロールメンバーの結果である。

(10) 冬季 500hPa 高度の主要変動モード

循環場の卓越する変動パターンを調べるため、経験的直交関数(EOF)による解析を行った。解析とモデルの詳細な比較のためには再予報を実施した期間(30年)が短すぎるため、ここでは大きな特徴のみ記述する。

第1.4.12図に冬季を対象とした3か月平均500hPa高度のEOF第1モードを示す。JRA-55、新モデル、旧モデルの第1モードはそれぞれ全分散

の約31%、29%、28%を説明する。解析、新旧モデルの予測共に北極付近で負、それを囲む正の環状のモード(北極振動パターン)が第1モードとして得られている。解析値と比べると新モデルの方が北太平洋上で振幅が大きく、北大西洋の南側で振幅が小さい傾向がみられる。北太平洋上の過大な振幅は500hPa高度の標準偏差(第1.4.11図)にもみられる。

### 1.4.3 海洋予測精度と ENSO の再現性

#### (1) 系統誤差

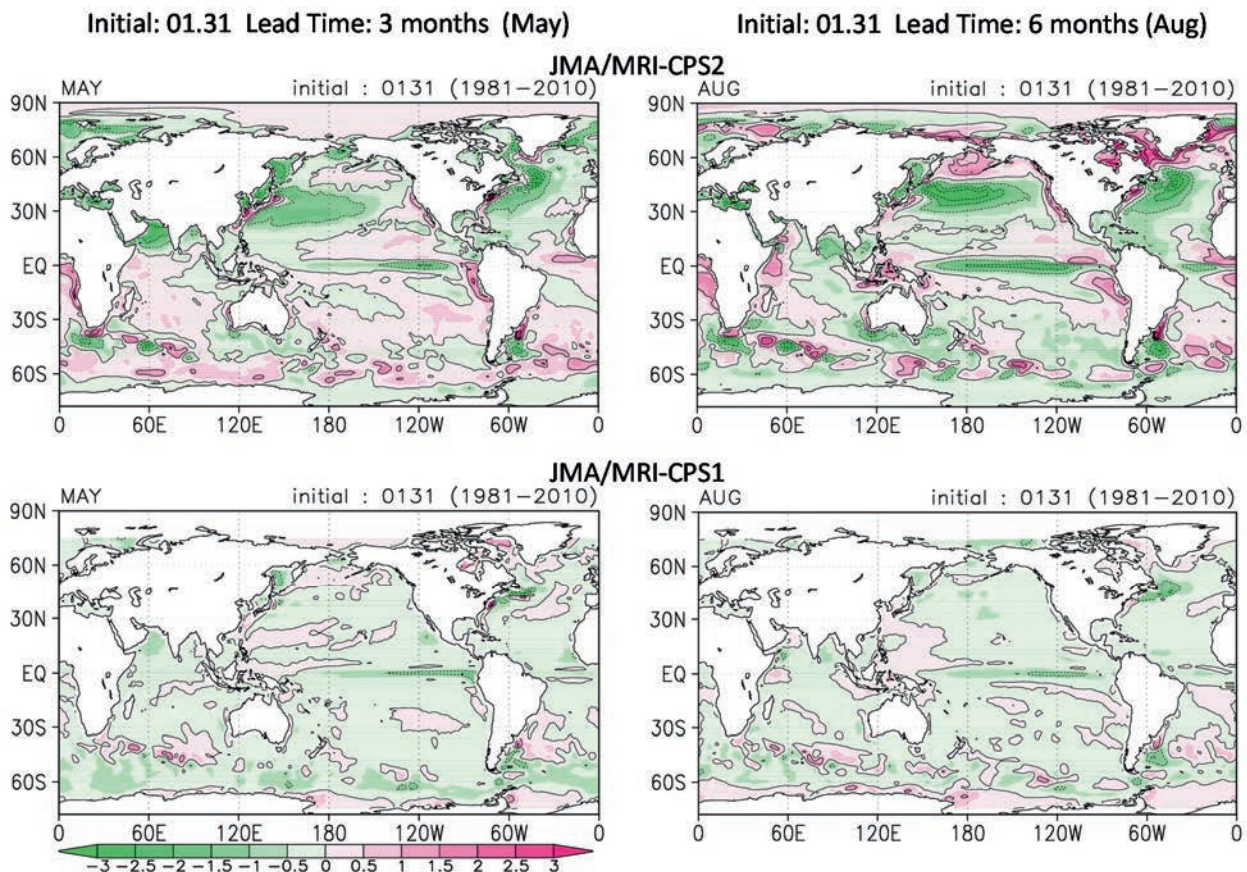
新システム(JMA/MRI-CPS2)の海面水温の系統誤差は全般に旧システム(JMA/MRI-CPS1)に比べて大きい(第1.4.13図、第1.4.14図)。

新システムの海面水温の系統誤差で特に目立つのは、北太平洋と北大西洋の中緯度帯の低温バイアスである。これには、西岸境界流とその続流に関するプロセスを精度よく再現できていないことが影響していると推測される。

太平洋の赤道に沿って東西に広がる低温バイアスは新旧システムに共通する特徴であるが、新システムの方が大きい。新システムでは、太平洋赤道域の西部から中部にかけての東向き風応力に負(西向き)のバイアスがあり、それによって、中部

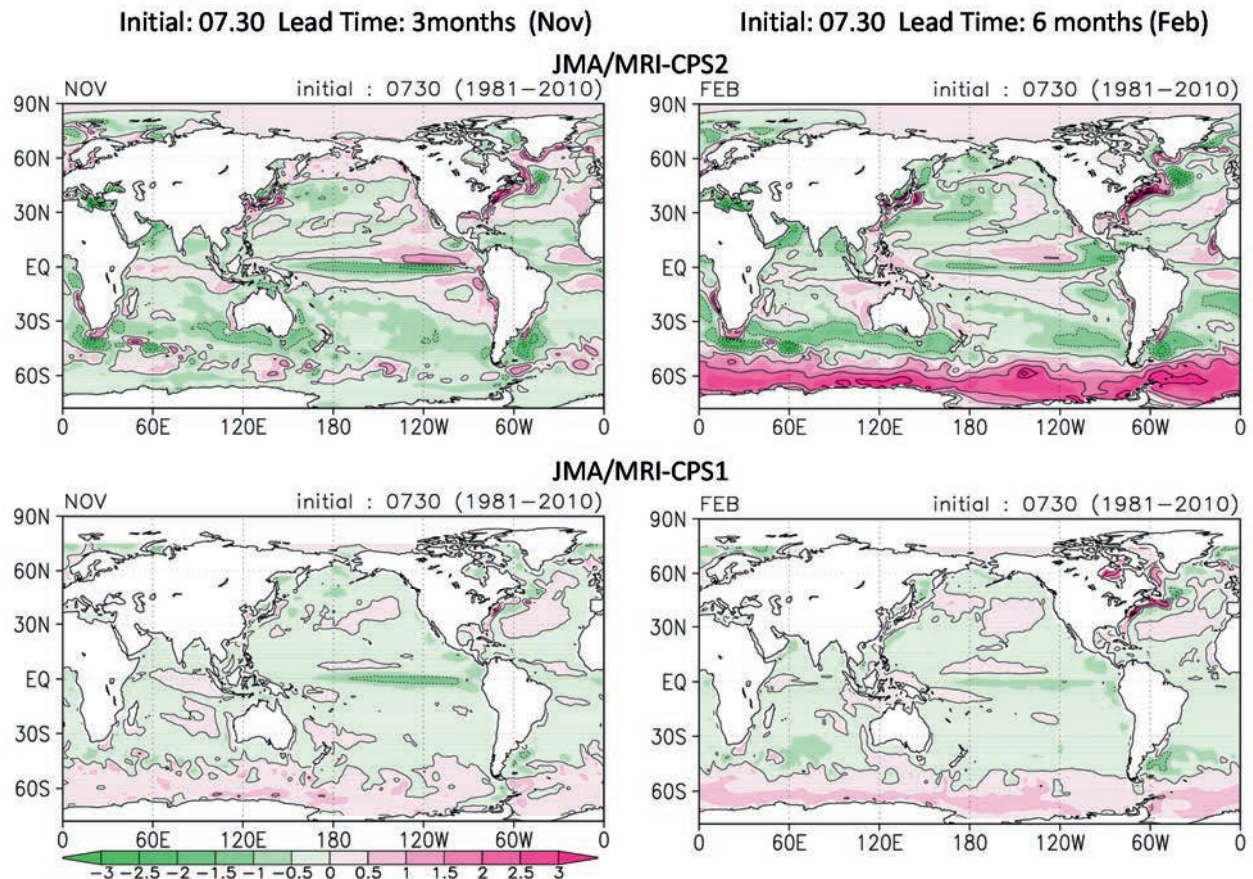
から東部にかけての表層水温に低温バイアスが生じている(第1.4.15図)。このようなバイアスは夏から秋にかけて大きいという季節に依存する傾向はあるものの、初期日やリードタイムによらず存在する。大気下層の風速には東風バイアスが新旧両システムで同程度に見られるので、新システムでの風応力のバイアスの増大には運動量のフラックス修正を止めた(第1.2.3項参照)ことが主に影響している可能性が高い。

新システムでは、南半球の夏に南極大陸周辺に大きな高温バイアスが見られる(第1.4.14図右上)。これは、程度の差はあるが初期日によらず見られる特徴であり、海氷の過小(第1.3.4項参照)と関係があると推測される。旧システムでも高温バイアスは見られるが、海氷密度の気候値を与えて



第1.4.13図 新システム(JMA/MRI-CPS2; 上)と旧システム(JMA/MRI-CPS1; 下)の再予報における月平均海面水温の系統誤差(2月初期値、10メンバーアンサンブル平均、統計期間1981~2010年)

単位は℃。左:5月(リードタイム3か月)、右:8月(同6か月)。



第 1.4.14 図 第 1.4.13 図と同じ（ただし 8 月初期値）  
左: 11 月（リードタイム 3 か月）、右: 2 月（同 6 か月）。

いたこともあり、新システムほど大きくはない。

以上のように、旧システムに比べて新システムの海面水温のバイアスは全体として増大している。旧システムでは、フラックス修正や、海氷密接度を気候値に固定することによって海面水温のバイアスが抑えられており（平井 2013）、新システムではこれらを、より適切に物理に基づいたプロセスに置き換えた（第 1.2.3 項参照）結果として、バイアスが増大したと考えられる。今後、フラックス修正なしで、かつ、海氷を陽に予測するシステムで、バイアスを低減していくことが、モデルの精度向上にとって重要である。そのためには、海洋モデルを高解像度化することによって、西岸境界流とその続流付近や赤道域における渦活動による熱・運動量輸送をより適切に表現することや、大気モデルの精緻化によって南大洋での過剰な加

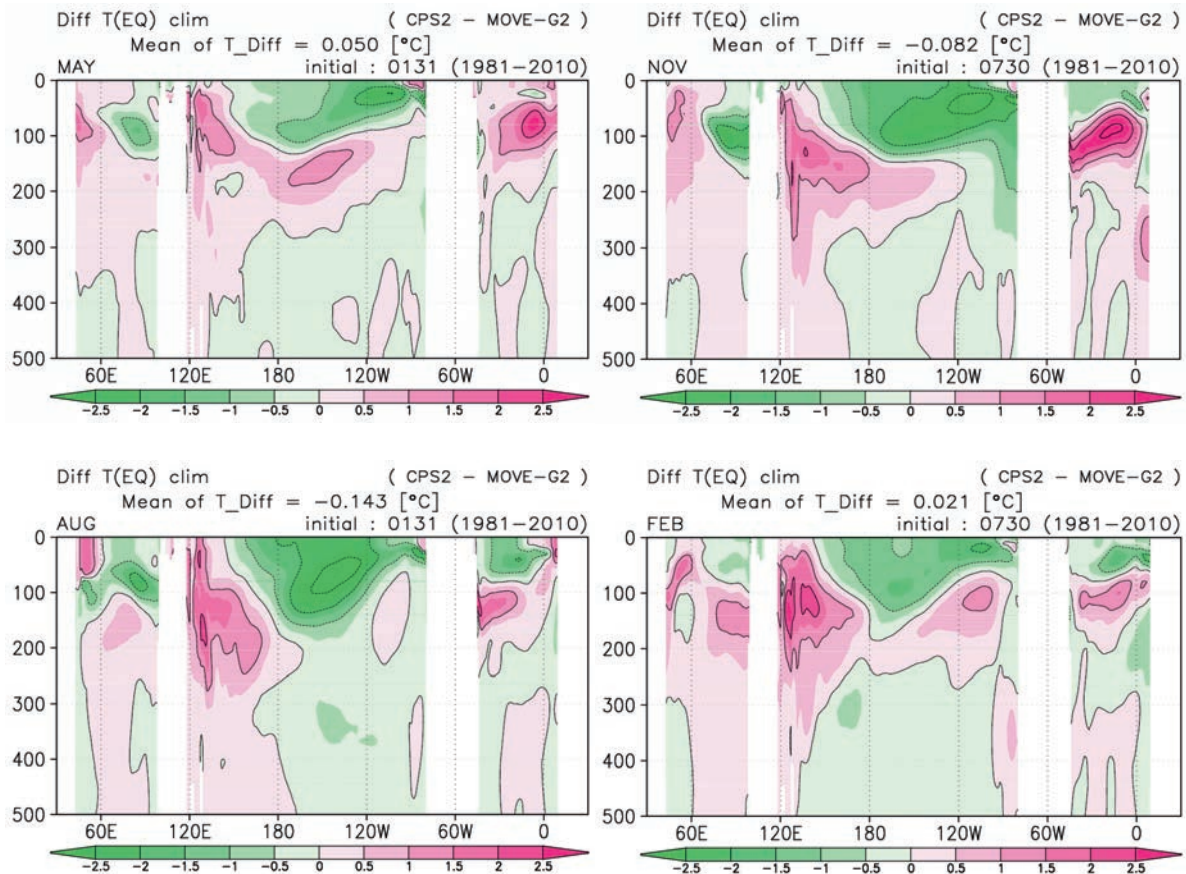
熱を低減することなどが必要である。

## （2）予測精度

第 1.4.16 図と第 1.4.17 図に、2 月初期値と 8 月初期値の海面水温の予測精度（アノマリー相関係数）の全球分布を示す。

新システムのアノマリー相関係数の分布では、大まかには、ENSO との相関が高い海域（後述；第 1.4.22～1.4.25 図 (a) を参照）、即ち、熱帯域と太平洋熱帯域を取り囲む C の字形の海域で精度が高いことが分かる。ただし、リードタイムが長い場合には、南北太平洋の中緯度（C の字形の一部）では精度が低下する。

新旧システムの比較では、リードタイムが短い（1～3 か月）場合には 2 月初期値の南極大陸周辺で改善が見られるほかは、大きな差はない。新



第 1.4.15 図 新システム (JMA/MRI-CPS2) の再予報における赤道に沿った月平均水温の系統誤差 (10 メンバーアンサンブル平均、統計期間 1981~2010 年)

海洋データ同化 (MOVE/MRI.COM-G2) との差。左: 2 月初期値、右: 8 月初期値、上段: リードタイム 3 か月、下段: 同 6 か月。

システムで海氷モデルを導入して年々変動を含む初期値を与えていることが改善に寄与している可能性はあるが、8 月初期値では改善が見られない。2 月初期値でもリードタイムが長くなると急速にこの海域の予測精度は下がっている。

リードタイムが長い (4~6 か月) 場合には、2 月初期値の太平洋熱帯域で、西部の北半球側で改善が見られるほかは広い範囲で改善している。インド洋熱帯域もわずかではあるが改善している。8 月初期値では、太平洋・インド洋熱帯域の精度は旧システムでも広い範囲で高く、さらなる改善は見られない。西部太平洋では新システムの方が精度が悪くなっている海域がある。大西洋熱帯域では改善が見られる。

エルニーニョ現象とそれに伴う西太平洋熱帯域、及びインド洋熱帯域の変動の指標となる、NINO.3

(南緯 5 度~北緯 5 度、西経 150 度~90 度)、NINO.WEST (赤道~北緯 15 度、東経 130 度~150 度)、及び IOBW (南緯 20 度~北緯 20 度、東経 40 度~100 度) 海域の領域平均 SST の予測精度を、予測対象月とリードタイムとの関数として、第 1.4.18~1.4.20 図に示す。先の平面図よりも長い 11 か月先まで示している。例えば 2 月初期値の予測の精度は左端の「2」という目盛のついたマスから右下に斜めに並んでいる。

新システムを旧システムと比べると、NINO.3 (第 1.4.18 図) と IOBW (第 1.4.20 図) はほとんどの対象月・リードタイムで、改善かほぼ同じになっている。一方、NINO.WEST (第 1.4.19 図) はほぼ同じか悪化となっている。

NINO.3 では春を越えると予測精度が下がるいわゆる「スプリングバリアー」が、両システムに共

通して見られる。第1.4.18図で5～6月対象のリードタイムの長い予測で精度の低いマスが目立ち、そこから右下に向かって予測精度が落ちているのが、それを表している。新システムでは、旧システムに比べて、このスプリングバリアーでの予測精度の低下が緩やかであり、リードタイムが長い予測での予測精度の改善を示している。

IOBWでも、NINO.3のスプリングバリアーから1季節程度遅れて予測精度の低い傾向が見られる(第1.4.20図)。新システムではNINO.3と同様に、予測精度の低下が緩和されて、長いリードタイムでの予測は改善している。このことから、ENSOの位相に遅れてインド洋熱帯域の海面水温偏差が変動するという現象(Xie et al. 2009 など)が、モデルの中である程度適切に再現されていて、エルニーニョ現象の予測精度の向上に伴ってインド洋熱帯域の予測精度も向上したことが考えられる。

新システムでスプリングバリアーによるエルニーニョ予測の精度低下が緩和した要因として、モデルのENSOの変動特性の変化が関係している可能性がある。第1.4.21図は、エルニーニョ現象あるいはラニーニャ現象の傾向(エルニーニョ現象の傾向の年はNINO.3 SST解析値の平年差の当年11～翌年1月の3か月平均値が $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上の年とした、ラニーニャ現象の傾向の年は $-0.5^{\circ}$ 以下)にあった時に、NINO.3海域の海面水温偏差がその後どのように変化したかを、解析と新旧両システムの予測(11月初期値)について示している。解析では、エルニーニョ現象の傾向の翌年春以降は、弱いながらラニーニャ現象の傾向に振れるという偏りが見られ、一方、ラニーニャ現象の傾向の翌年には偏りは見られない。旧システムでは、エルニーニョ現象・ラニーニャ現象の傾向のいずれについても、翌年には反対の位相に遷移する傾向が、解析に比べて強すぎるという誤差がみられた。一方、新システムでは、ラニーニャ現象の傾向の翌年にエルニーニョ現象の傾向に遷移しやすいという一種のバイアスは弱まり、解析に近づいている。

旧システムの結合モデル(JMA/MRI-CGCM1)の長期ランを行って、フラックス修正の有無による

ENSOの再現性の違いを調べたところ、フラックス修正を行った場合には、長期ランで2年周期の変動が卓越し、フラックス修正を行わない場合には変動周期が長くなって、現実によく。新システムの長期ランでフラックス修正の影響を確認してはいないが、フラックス修正を廃止したことが、スプリングバリアーによる予測精度低下の緩和に何らかの寄与をした可能性も考えられる。

ただし、一般にフラックス修正をしないほうがENSOの変動特性を現実的に再現するというわけではない。例えば、Pan et al. (2011)は米国大気研究センター(NCAR)で開発されているCCSM3という大気海洋結合モデルを用いて、フラックス修正なしではENSOの2年周期が卓越し、フラックス修正を用いることによって周期がより長く、現実的になると報告している。フラックス修正の影響はモデルやフラックス修正の方法によって異なると考えられる。

NINO.WESTについては、両システムとも全体的に年々変動の振幅が過小となる誤差がある。また、後述するようにエルニーニョ現象時に特徴的な海面水温偏差パターン(の再現性が、この海域付近で悪く、西部太平洋赤道域からフィリピンの東にかけて、現実にはNINO.3と負の相関が見られるところ、無相関に近くなっている。こうした誤差は新システムで悪化しており、フラックス修正を廃止したこと、それに伴って太平洋赤道域の低温バイアスが增大したことが関係している可能性がある。

### (3) ENSO応答の再現性

第1.4.22～1.4.25図に各季節のリードタイム1か月の3か月平均の予測で、ENSOに対するSST、降水量、及び、500hPa高度の応答パターンがどの程度現実的に再現されているかを示す。

まず、SSTについて、モデル(第1.4.22～1.4.25図の(b))と解析(同(a))の相違(モデルの誤差)として全般に言えることは、解析に見られる太平洋赤道域の中部から東部にかけてのくさび形の正相関のパターン(ENSO SSTパターン)が、モデルでは、南北には赤道に局在しすぎ、東西には西に

広がりすぎている、ということがある。この正相関の領域を囲むCの字形の負相関の領域は、モデルで形状はよく再現できているが、解析に比べて不明瞭であり、特に夏（第1.4.24図(a)(b)）と秋（第1.4.25図(a)(b)）に有意な相関を示す海域が解析に比べて小さい。また、正相関の領域が西に広がりすぎ、負相関の領域が不明瞭というモデルの特徴は、前述したNINO.WEST海域SSTの予測精度の悪化と関係している可能性がある。

Zhang and Jin (2012)が報告しているように、太平洋赤道域のENSO SSTパターンが赤道付近に局在しすぎるという傾向は、CMIP3（第3期結合モデル相互比較計画）やCMIP5（同第5期）の多くのモデルの歴史実験にも見られる。彼らの調査によると、CMIP5ではCMIP3に比べてこうした傾向に多少の改善が見られ、西向き風応力の強化とENSOの周期が長くなったことがENSO SSTパターンの再現性の改善に寄与していることが示唆されている。新システムでは旧システムに比べて、若干ENSO SSTパターンの南北幅が広がっているが、Zhang and Jin (2012)の議論に従えば、前述の新システムにおける太平洋赤道域の海上の西向き風応力の強化やENSOの周期性の変化と整合的である。ただ、西向き風応力の強化自体はフラックス修正の廃止に関係していると考えられ、また、系統誤差の拡大であり、全体として改善しているとはいえない。

インド洋熱帯域では、冬から春にかけてこの海域全体が同時に高温化・低温化する応答（第1.4.22～1.4.23図(a)(b)）や、夏から秋にかけてのインド洋ダイポールモード的な応答（第1.4.24～1.4.25図(a)(b)）がよく再現されている。ただし、東部を中心にモデルの応答が解析に比べてやや強い傾向が見られる。春に見られる北大西洋熱帯域の正相関の領域も、モデルで再現されている（第1.4.23図(a)(b)）。これらの特徴は旧システムと概ね共通している。

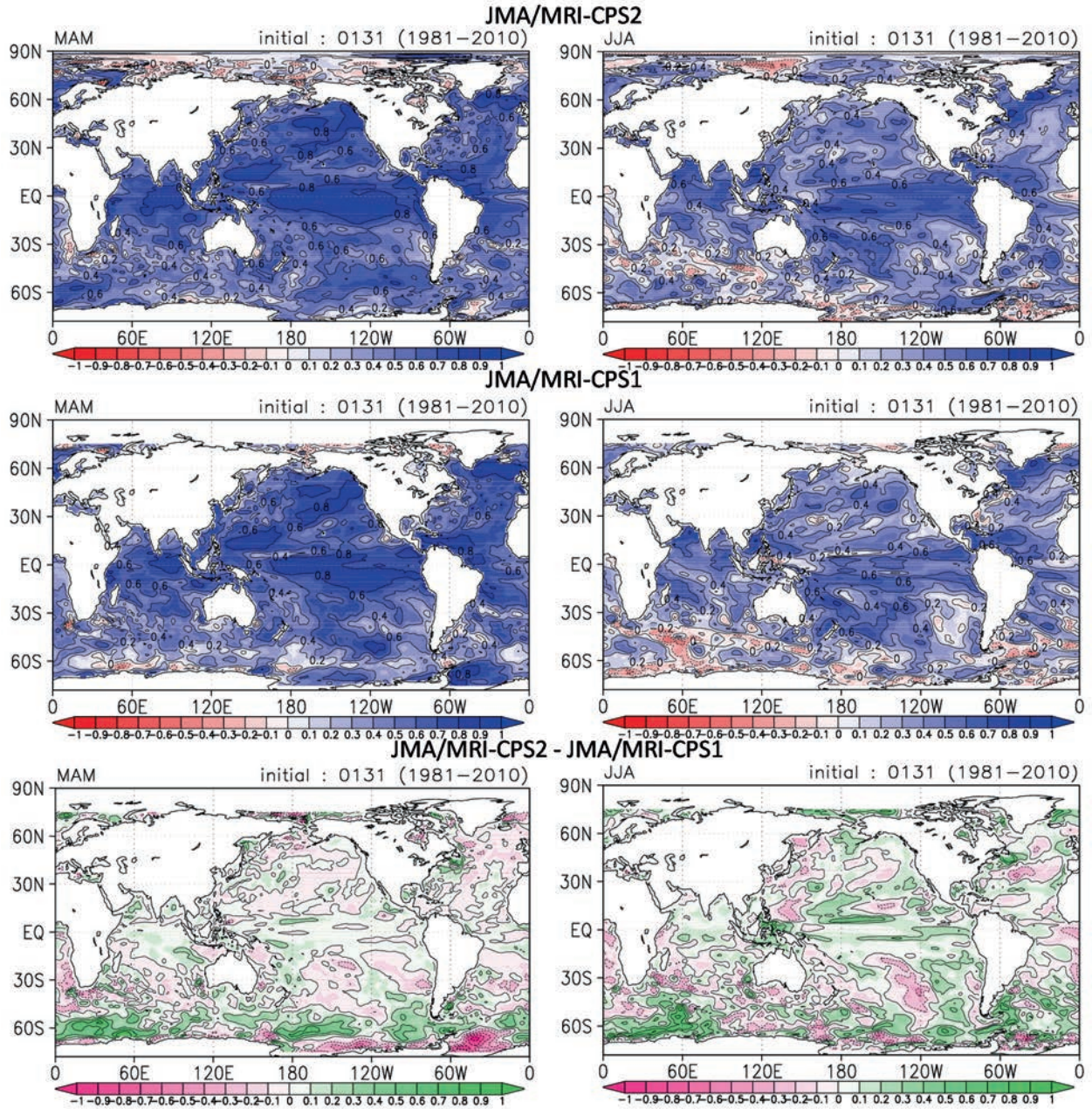
降水量はSSTに対応して、モデルでは解析に比べて全般に太平洋赤道域の正相関の領域が西に広がりすぎており、相関が過大な傾向がある（第1.4.22～1.4.25図(c)(d)）。また、正相関の北側の領域で

は、解析に比べて負相関が強い。海洋大陸付近では、モデルと解析ともに負相関となっているが、冬（第1.4.22図(c)(d)）と春（第1.4.23図(c)(d)）の赤道付近ではモデルは解析に比べて相関が弱い、もしくは局所的に正相関となっている。さらに、夏の南シナ海では解析（第1.4.24図(c)）は無相関なのに対してモデル（第1.4.24図(d)）では正相関となっている。これらは降水量の予測精度の低い領域と概ね一致している（後述；第1.4.29図、第1.4.37図）。

500hPa高度は、熱帯域で帯状に広がる正相関がモデルでも再現されている（第1.4.22～1.4.25図(e)(f)）。また、冬に明瞭に見られる、北太平洋から北米にかけての波列パターン(Pacific-North American; PNAパターン; Wallace and Gutzler 1981)も再現されている（第1.4.22図(e)(f)）が、モデルでは春に相関が過大である（第1.4.23図(e)(f)）。これは解析に比べて、春に降水量の正相関が太平洋赤道域で過大である（第1.4.23図(c)(d)）ことと関係している可能性がある。また、夏に日本付近に見られる500hPa高度の負相関（第1.4.24図(e)）はモデルでは中心が東にずれて弱い（第1.4.24図(f)）。これは降水量に見られたモデルの誤差（南シナ海で正相関；第1.4.24図(d)）と関係している可能性がある。つまり、エルニーニョ時に海洋大陸付近で降水量が減って日本付近の高度が下がるという傾向が、南シナ海の降水量の誤差によって弱められていると解釈できる。

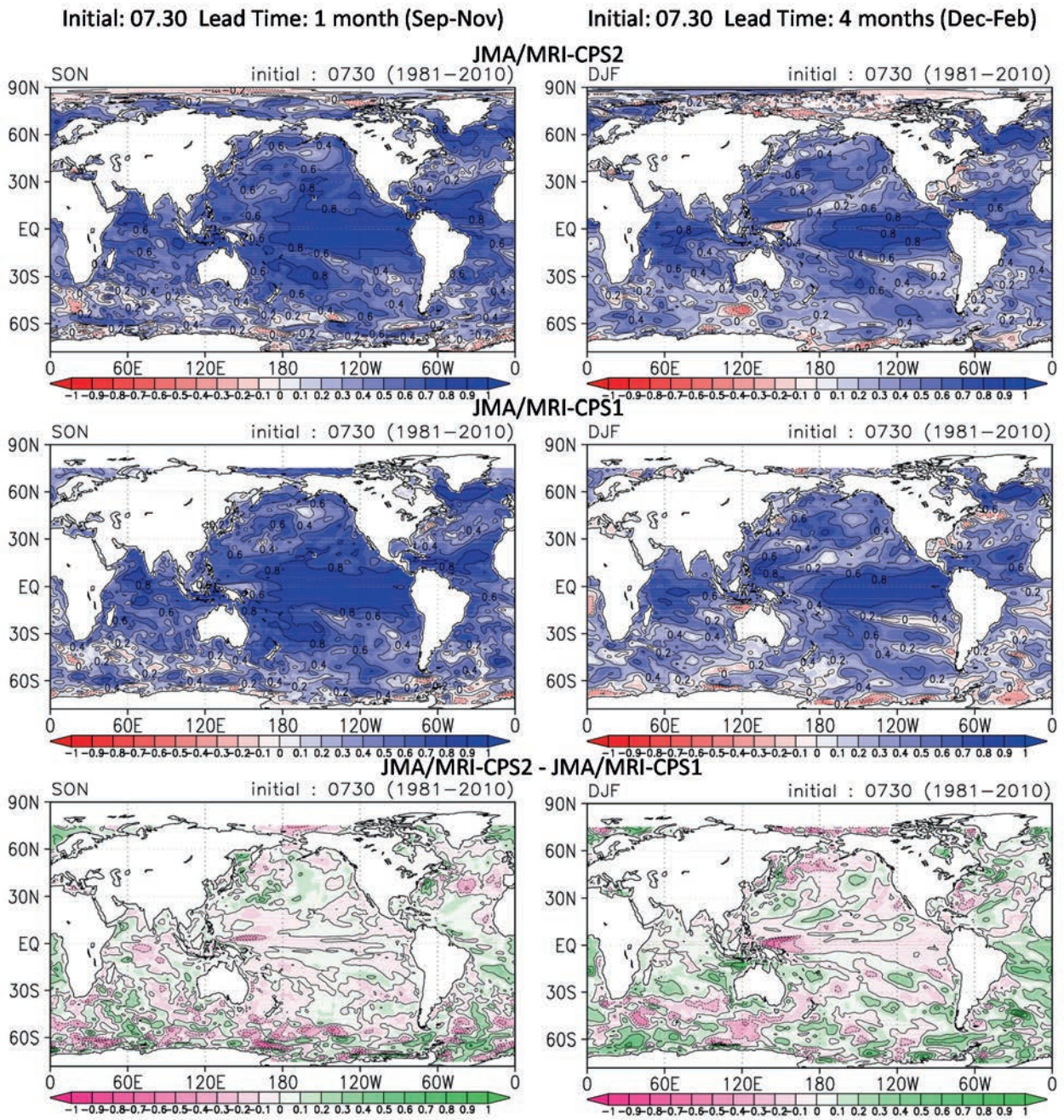
Initial: 01.31 Lead Time: 1 month (Mar-May)

Initial: 01.31 Lead Time: 4 months (Jun-Aug)



第 1.4.16 図 新システム（上段）と旧システム（中段）の再予報における海面水温の予測精度（アノマリー相関係数；2月初期値、統計期間1981～2010年）と両システムの差（下段）

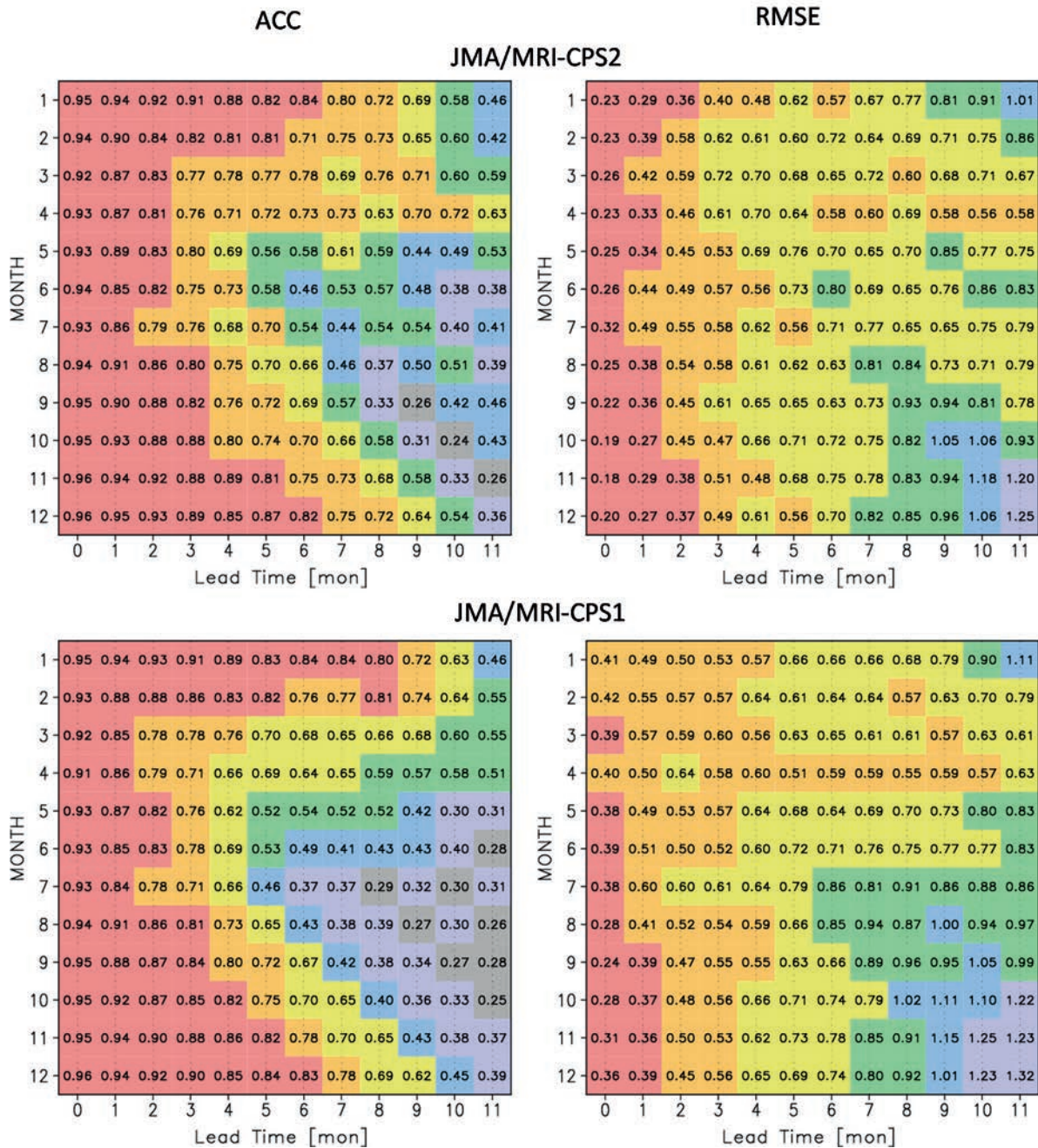
左：3～5月（リードタイム1か月）、右：6～8月（同4か月）。下段の図は緑色が予測精度改善、ピンク色が低下を示す。



第 1.4.17 図 第 1.4.16 図と同じ

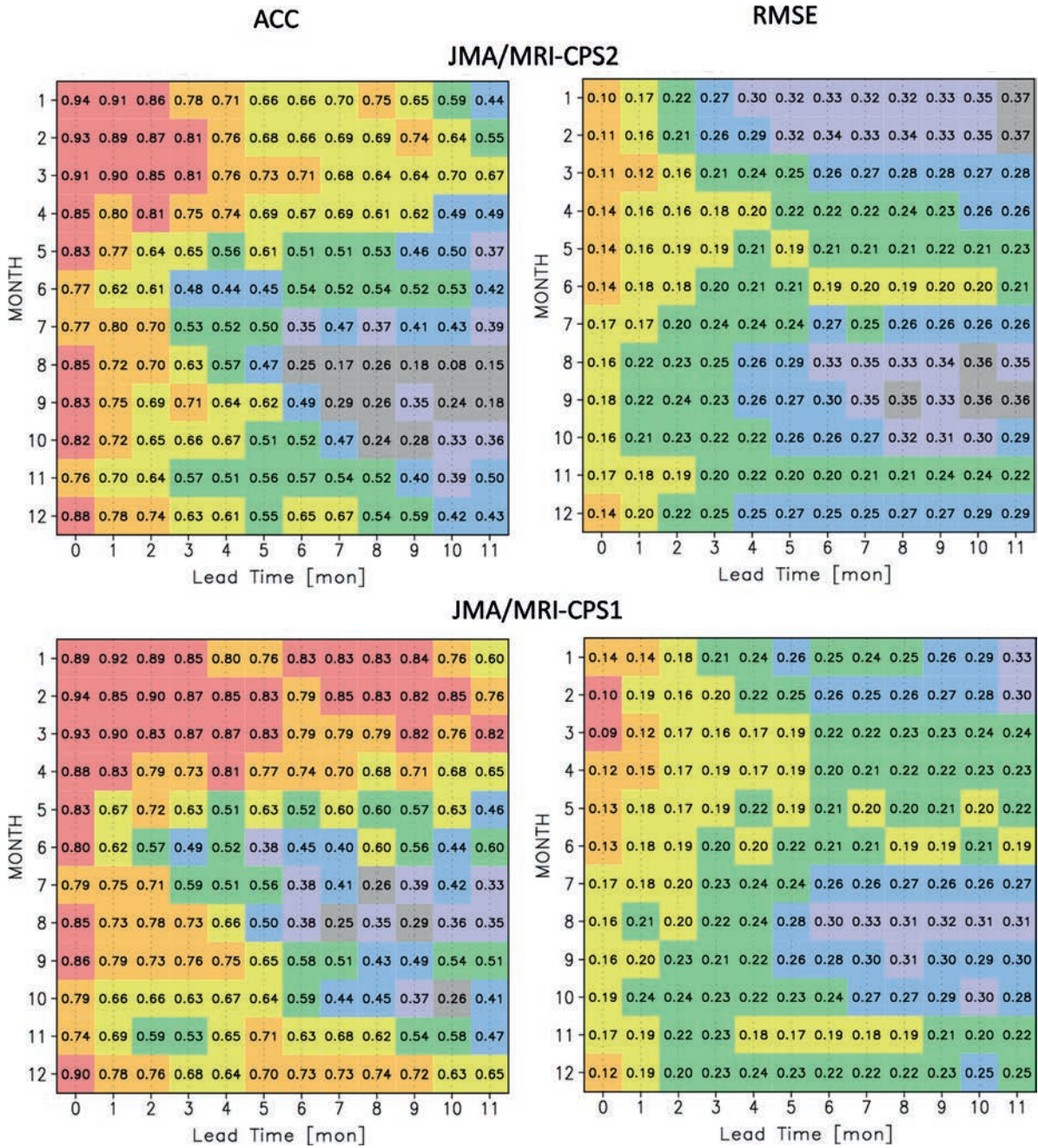
ただし、8月初期値で、左:9~11月(リードタイム1か月)、右:12~2月(同4か月)



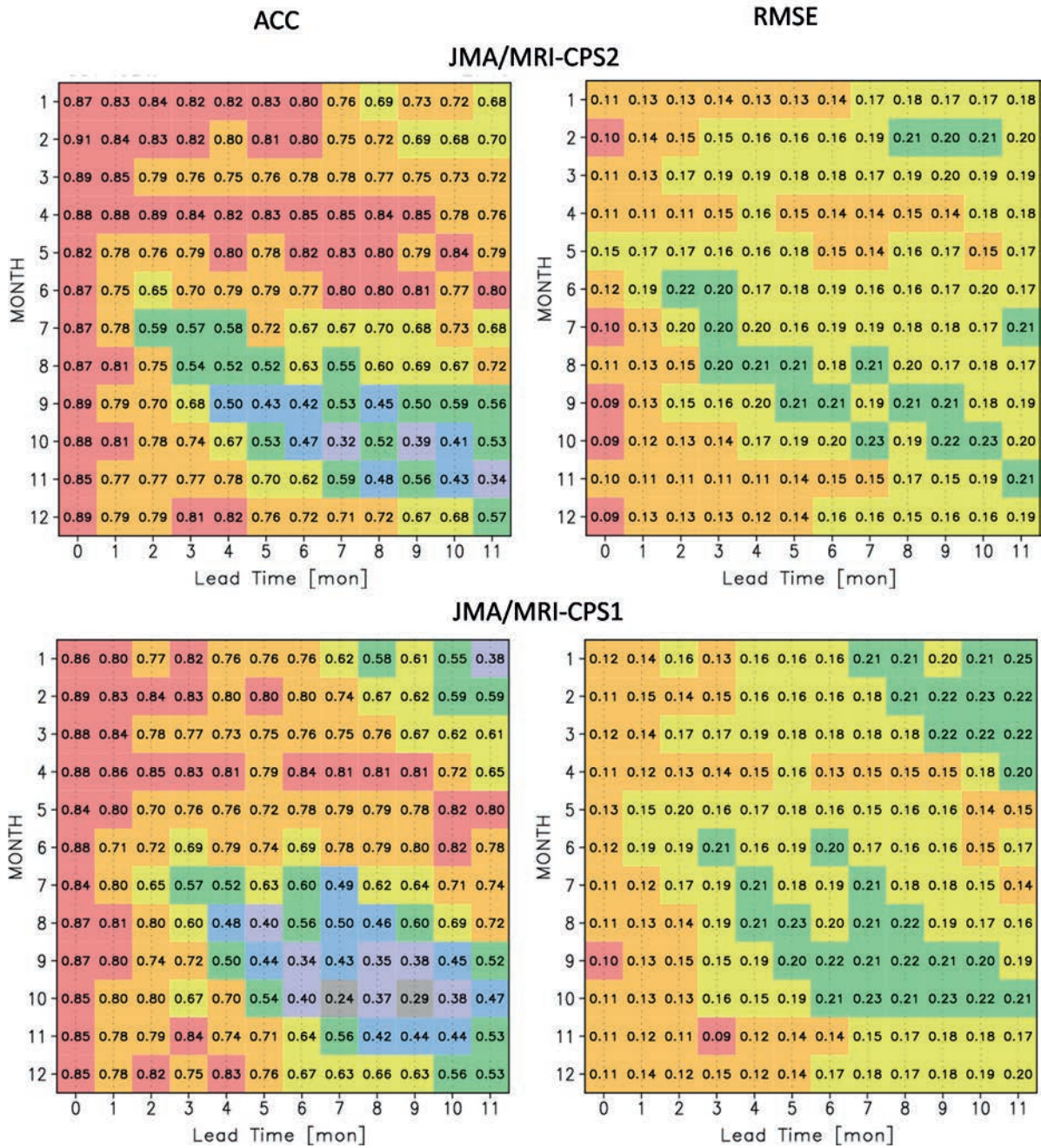


第 1.4.18 図 NINO.3 海域海面水温の予測精度

統計期間 1981~2010 年。上段：新システム、下段：旧システム、左：アノマリー相関係数、右：RMSE (°C)。縦軸：予測対象月、横軸：リードタイム (月)。暖色が精度が高く、寒色が精度が低い。



第 1.4.19 図 第 1.4.18 図と同じ  
ただし、NINO.WEST 海域海面水温の予測精度。

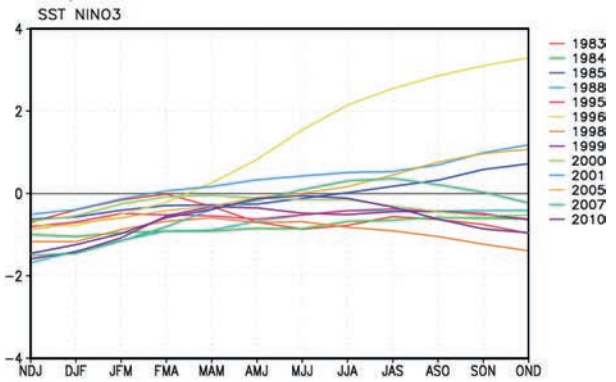
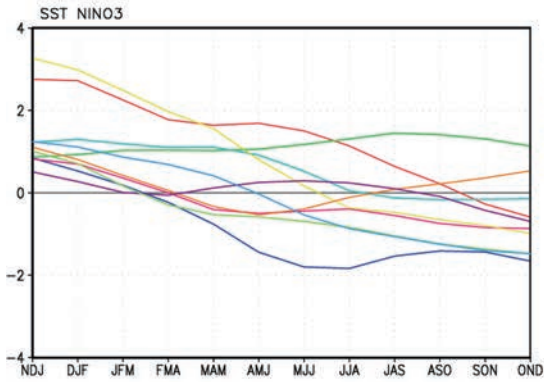


第 1.4.20 図 第 1.4.18 図と同じ  
ただし、IOBW 海域海面水温の予測精度。

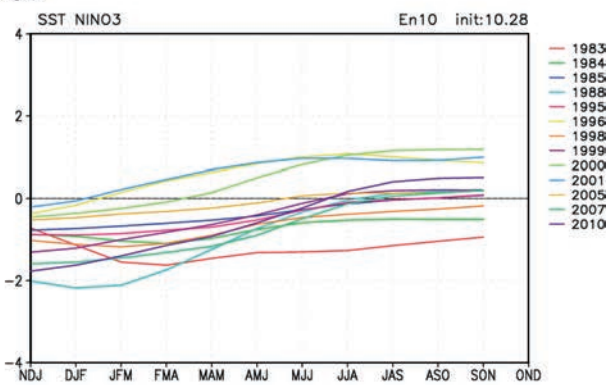
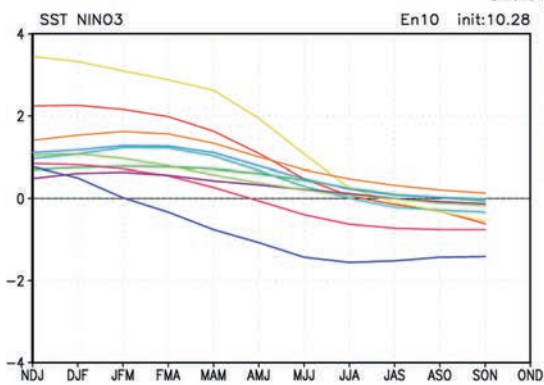
### El Nino

### La Nina

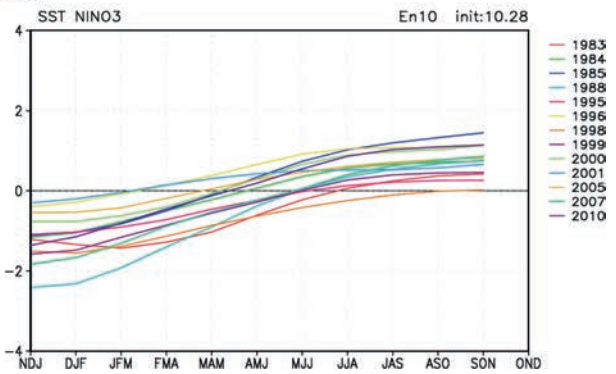
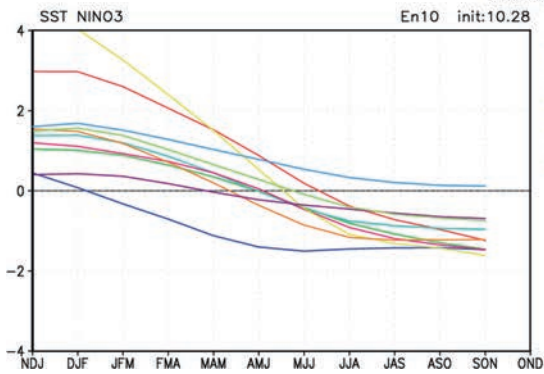
### Analysis



### JMA/MRI-CPS2

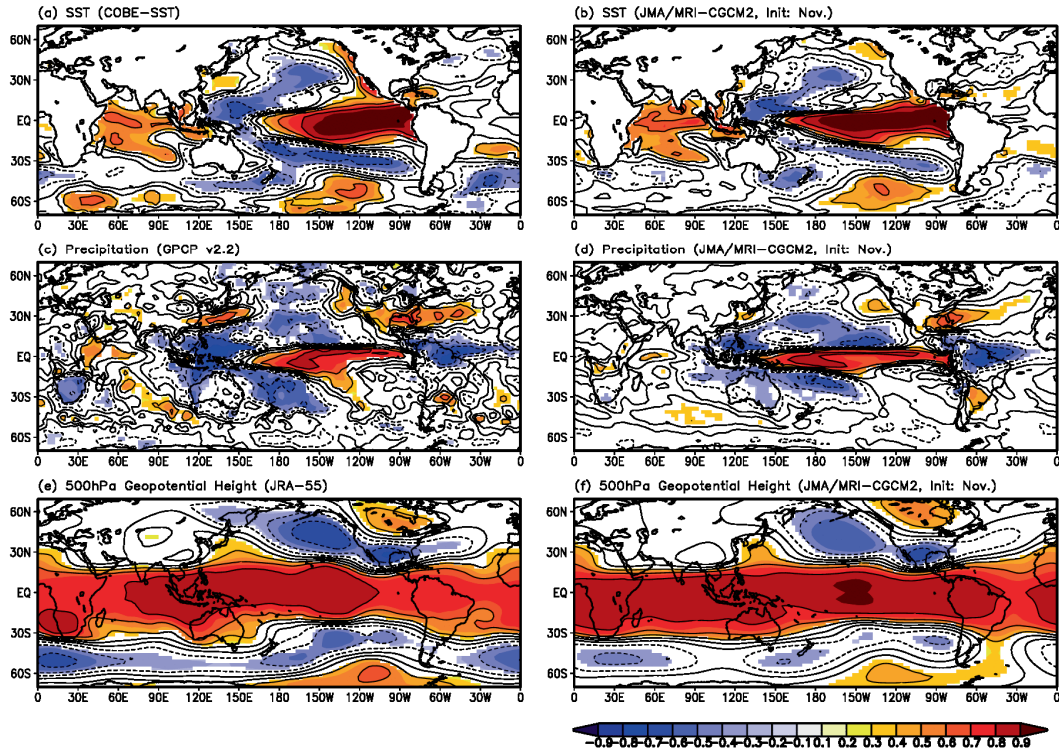


### JMA/MRI-CPS1



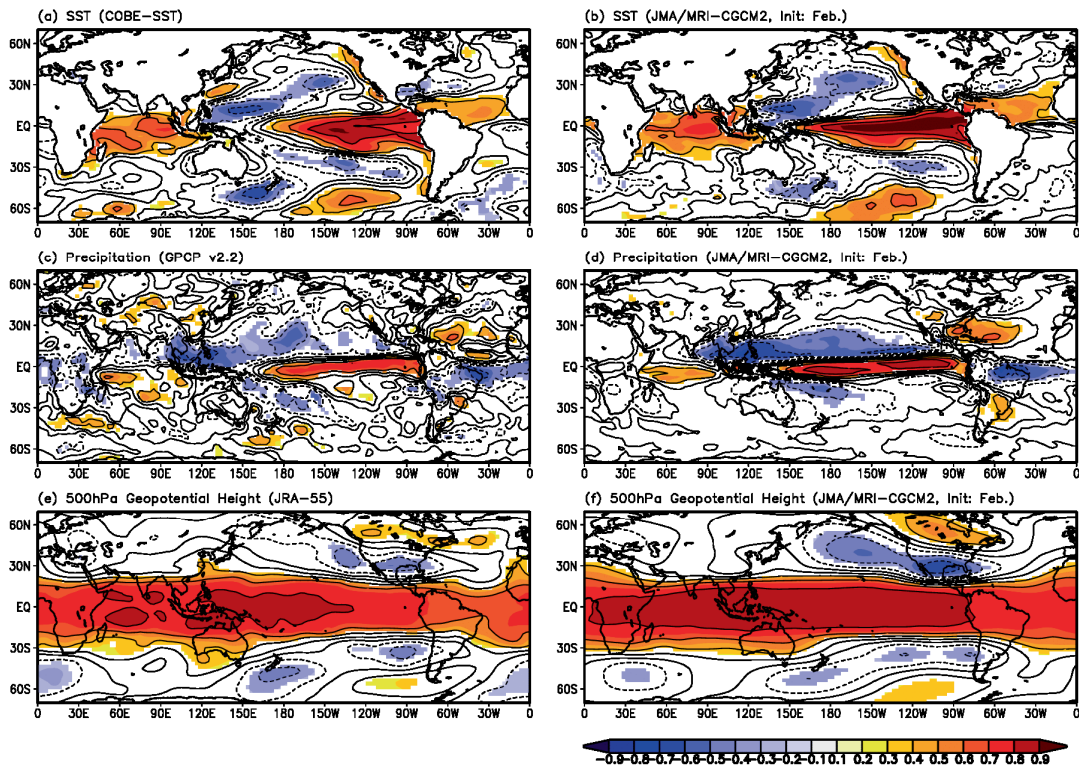
第 1.4.21 図 11～1月にエルニーニョ現象の傾向(左)あるいはラニーニャ現象の傾向(右)だった年の NINO.3 海域 SST 偏差の3か月移動平均値のその後の変化

上段：解析、中段：新システムの前測、下段：旧システムの前測。前測は11月初期値。エルニーニョ現象の傾向(ラニーニャ現象の傾向)の年は NINO.3 SST 解析値の平年差の当年11～翌年1月の3か月平均値が  $+0.5^{\circ}\text{C}$  以上 ( $-0.5^{\circ}\text{C}$  以下)の年とした。

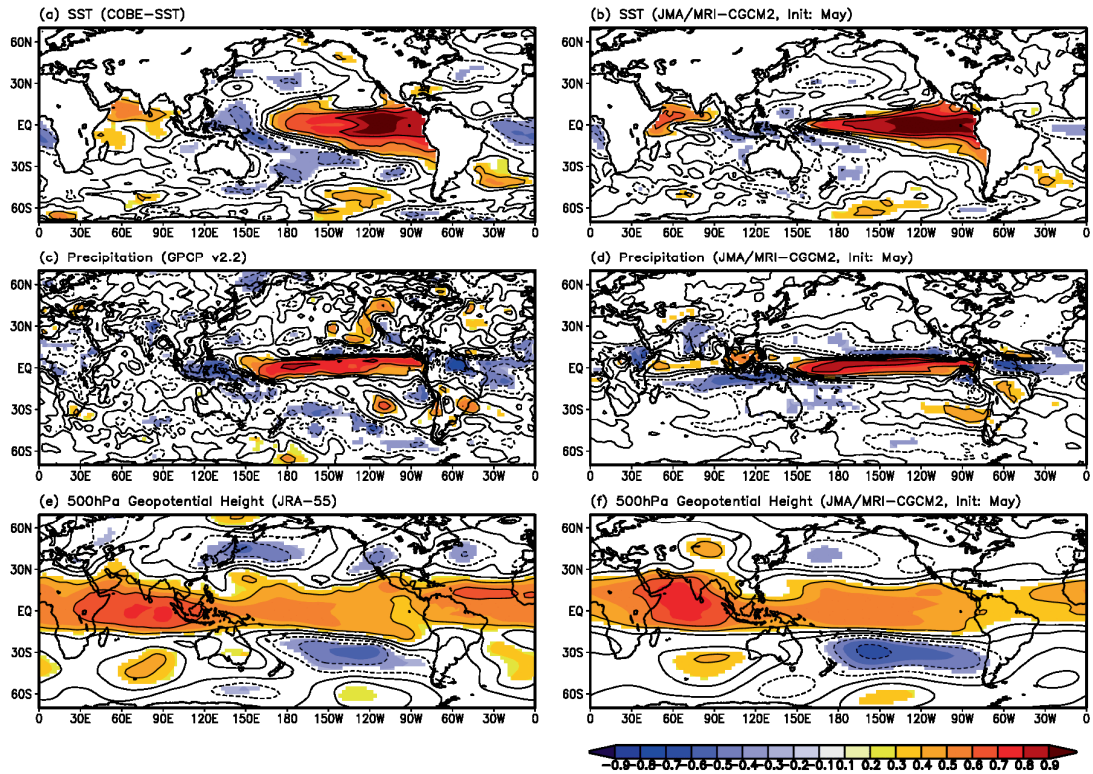


第 1.4.22 図 北半球冬季(12～2月)の NINO.3 SST に対する SST (上)、降水量(中)、500hPa 高度(下)の相関係数

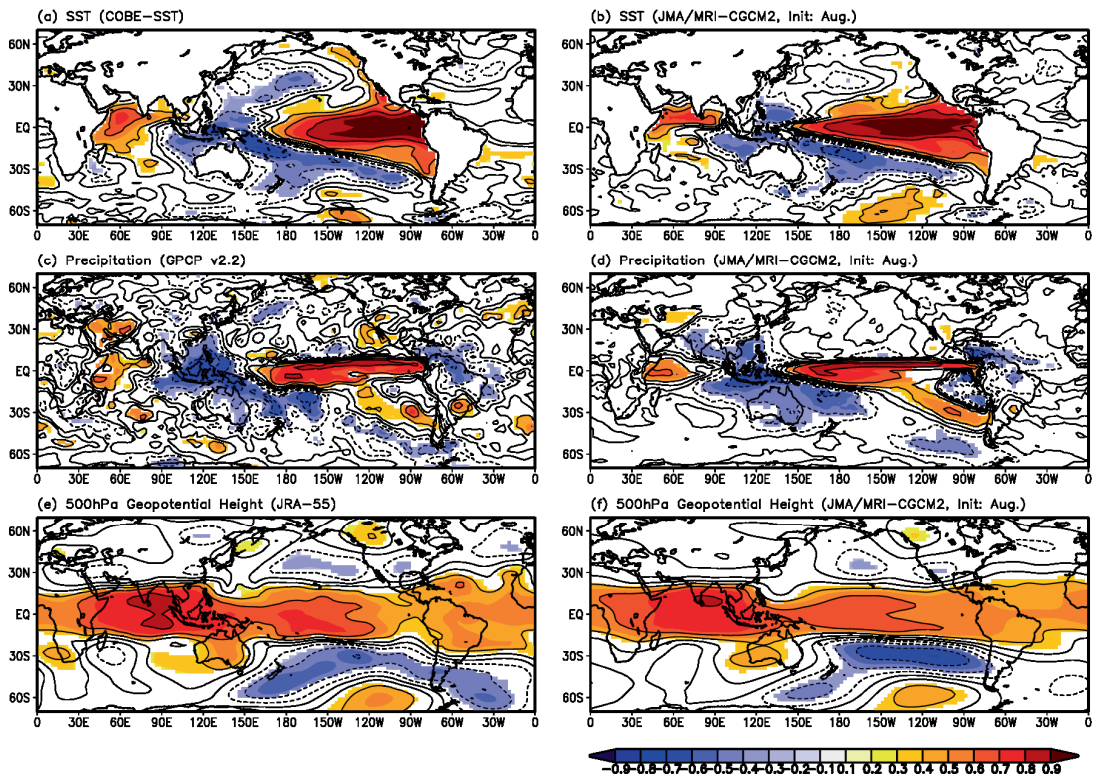
左：解析、右：新システムの前測(11月初期値、リードタイム1か月、統計期間1981～2010年)。等値線間隔は0.2、破線は負。5パーセントの有意水準で有意な相関のある領域に陰影を施している。



第 1.4.23 図 第 1.4.22 図と同じ  
ただし、北半球春季(3～5月)で、前測は2月初期値。



第 1.4.24 図 第 1.4.22 図と同じ  
ただし、北半球夏季(6~8月)で、予測は5月初期値。



第 1.4.25 図 第 1.4.22 図と同じ  
ただし、北半球秋季(9~11月)で、予測は8月初期値。

#### 1.4.4 3か月予報に対応するモデルの予測精度

新システム(JMA/MRI-CPS2)の性能評価のため、世界気象機関(WMO)の標準検証システム(SVS-LRF; WMO 2010)に基づき再予報(第1.4.1項)を用いて精度検証を行った。本項では3か月予報に対応するリードタイム1か月の3か月平均予測の予測精度について旧システム(JMA/MRI-CPS1)の結果と比較して記述する。

##### (1) 検証方法

ここでは決定論的な予測スコアとしてアノマリー相関係数を、確率論的な予測スコアとしてRelative Operating Characteristic(ROC)面積スコア(中三川 2013)を示す。本項及び次項で述べる確率論的な検証では、3階級の予測を対象として検証した。

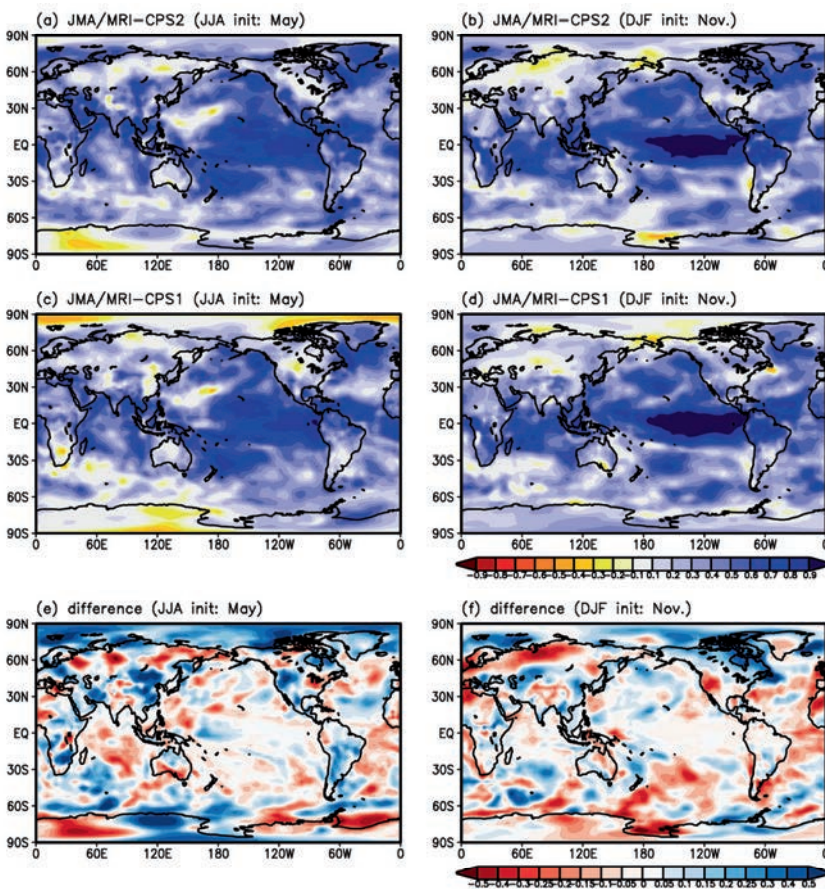
両スコアともに30年(1981~2010年)、10メンバーアンサンブルの再予報を使用して計算し、全てのスコアは交差検証(クロスバリデーション)<sup>1</sup>に基づき計算した。

##### (2) 検証結果

###### ア. 2m 気温

新旧システムを用いた夏季と冬季を対象とした3か月平均予測における2m気温のアノマリー相関係数及びその差を第1.4.26図に示す。一般的に2m気温の予測精度は海洋上で高く、特にENSOの影響が強い熱帯太平洋の中部から東部にかけて精度が高い。

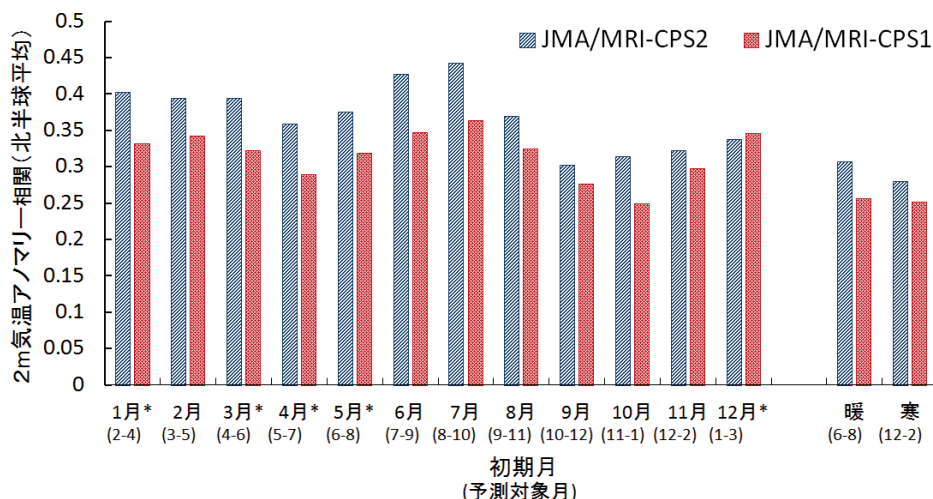
新旧システムのアノマリー相関係数を比較すると、夏季には改善された地域が全球的に広範囲にみられ、特に北極域や陸上を中心に改善傾向が明



第1.4.26図 2m 気温のアノマリー相関係数の分布図

(上段)新システム(JMA/MRI-CPS2)及び(中段)旧システム(JMA/MRI-CPS1)における2m気温のアノマリー相関係数の分布図と(下段)アノマリー相関係数の新旧システムの差(上段-中段)。下段の図の青(赤)色は新システムのアノマリー相関係数の方が高(低)いことを示す。左列は5月初期月の夏季(6~8月の3か月平均)予測、右列は11月初期月の冬(12~2月の3か月平均)予測のスコアを示す。統計期間は1981~2010年の30年間。

<sup>1</sup> 精度検証において系統誤差等を補正する際、補正值の算出に検証事例を用いない方法。



第 1.4.27 図 面積重み付き北半球域(北緯 20 度～北緯 90 度)平均 2m 気温アノマリー相関係数

青色は新システム、赤色は旧システムのアノマリー相関係数を示す。横軸は初期月を示し、左側の 12 初期月は 3 か月予測に対応するリードタイム 1 か月の予測精度、右側の 2 初期月はそれぞれ、「暖」が暖候期予測（2 月初期月、6～8 月を対象）、「寒」が寒候期予測（9 月初期月、12～2 月を対象）の予測精度を示す。アスタリスク(\*) がついた月は初期日が両システムで異なる（第 1.4.1 表）。

瞭である。冬季には夏季と同様に北極域を中心に改善がみられる一方、大西洋熱帯域やヨーロッパから西シベリアにかけてと南太平洋に改悪傾向がみられる。

面積重み付き北半球域平均 2m 気温アノマリー相関係数<sup>2</sup>（第 1.4.27 図）は 12 月初期月を除いた全ての初期月の予測で改善がみられ、特に夏季・秋季を対象とした予測での改善が明瞭である。なお、新旧システムの結果を同じ初期日の予測スコアで比較すると、12 月初期月を含む全ての初期月で改善している<sup>3</sup>（図略）。

次に、確率論的な予測スコアとして各格子点で計算した ROC 面積スコア（「高い」階級）の空間分布を第 1.4.28 図に示す。3 階級の「低い」階級や 2 階級での ROC 面積スコアは概ね「高い」階級と同様の傾向がみられる（図略）。ROC 面積スコアではアノマリー相関係数と同様に北半球中高緯度を中心に改善がみられる一方、冬季の西シベリアに

改悪がみられる。

第 1.4.3 表に新旧システムの各領域における「高い」階級の ROC 面積スコア一覧を示す。夏季の熱帯域で若干のスコアの低下がみられるものの旧システムとの差は小さく、他の領域ではスコアの改善がみられる。

2m 気温については特に北半球中高緯度を中心に改善が明瞭である。この改善の要因としては、温室効果ガスの取り扱いの精緻化（第 1.3.2 項）や海水モデルの導入（第 1.3.4 項）による温暖化トレンドの再現性の向上等が考えられる。

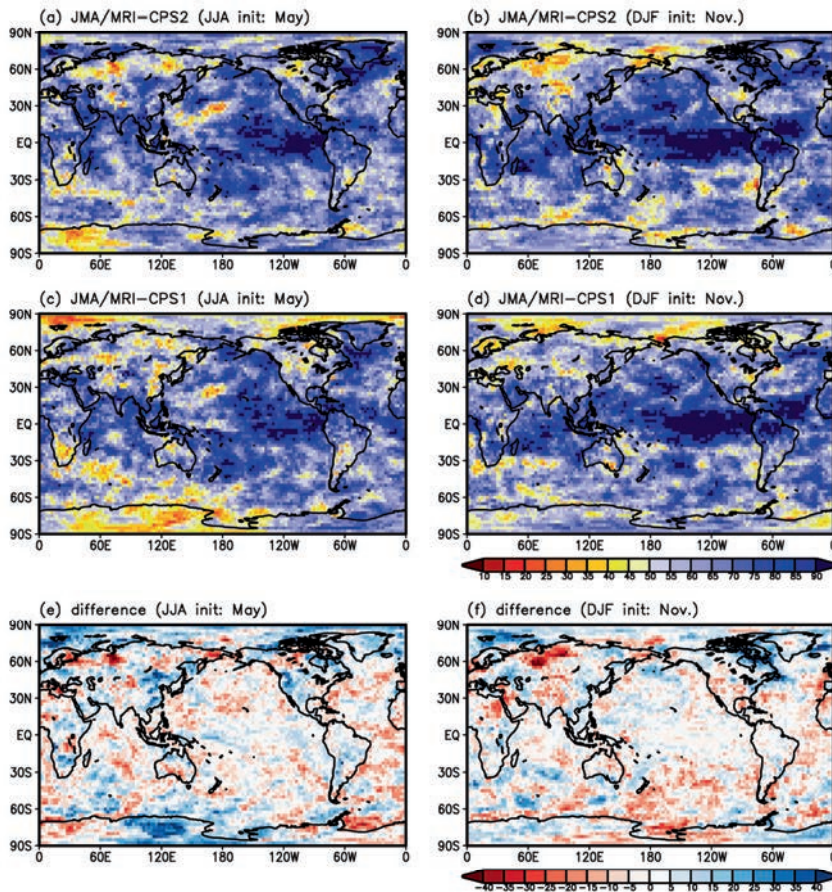
#### イ. 降水量

第 1.4.29 図に新旧システムを用いた 3 か月予測における降水量のアノマリー相関係数とその差を南緯 60 度～北緯 60 度の領域について示す。降水量のアノマリー相関係数の差は 2m 気温に比べて構造が細かいものの、熱帯域で概ね改善傾向がみられる。夏季には太平洋赤道域の西部から中部にかけてとインド洋で改善、冬季には赤道上を除く中部太平洋熱帯域や南インド洋で改善が明瞭にみられる。夏季の西部太平洋で予測精度にも改善

<sup>2</sup> 地点毎にアノマリー相関係数を計算し、面積重みを考慮して平均した値。

<sup>3</sup> 旧システムと新システムの再予報において、1、3、4、5、12 月初期月の初期日が異なり、新システムのリードタイムが 5 日長い（第 1.4.1 表）。





第 1.4.28 図 2m 気温の ROC 面積スコアの分布図

(上段) 新システム及び(中段) 旧システムにおける 2m 気温の「高い」階級における ROC 面積スコアの分布図と(下段) ROC 面積スコアの新旧システムの差(上段-中段)。下段の図の青(赤)色は新システムの方が ROC 面積スコアが高(低)いことを示す。左列は 5 月初期値の夏季(6~8 月の 3 か月平均)予測、右列は 11 月初期値の冬季(12~2 月の 3 か月平均)予測を示す。統計期間は 1981~2010 年の 30 年間。ROC 面積スコアは 100 倍した値を示している。

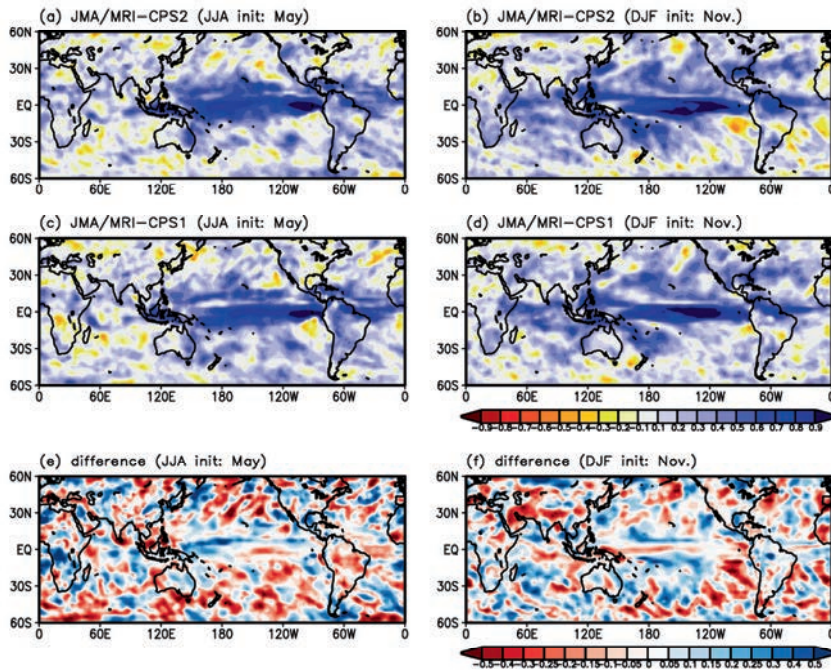
第 1.4.3 表 旧システム及び新システムの各領域における 2m 気温の ROC 面積スコア

リードタイム 1 か月の 3 か月平均 2m 気温の「高い」階級における ROC 面積スコア(100 倍)。新システムの下線付きのスコアは旧システムに比べて改善していることを示す。領域はそれぞれ北半球域(NH: 北緯 20 度~北緯 90 度)、熱帯域(TRP: 南緯 20 度~北緯 20 度)、太平洋域(PAC: 北緯 20 度~北緯 90 度、東経 90 度~西経 90 度)、日本域(JPN: 北緯 20 度~北緯 60 度、東経 100 度~東経 170 度)、全球域(GLB: 南緯 90 度~北緯 90 度)を示す。

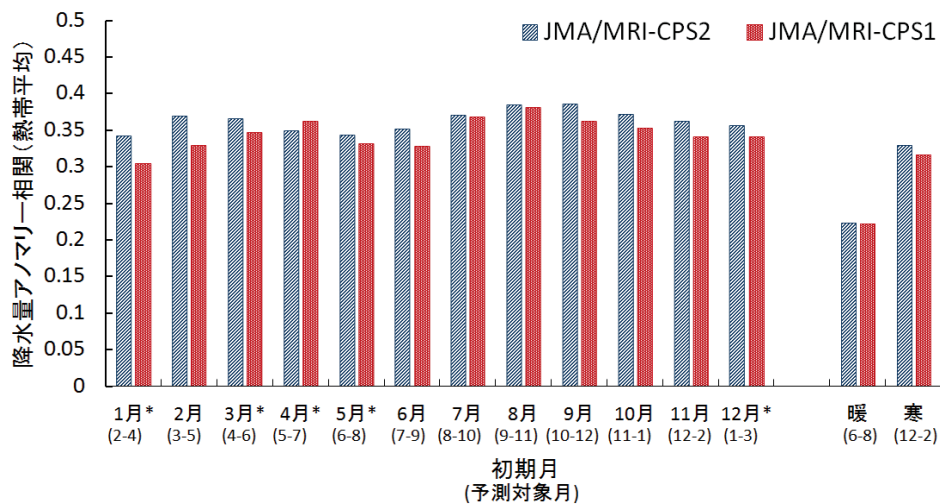
領域	夏季(初期月: 5 月)		冬季(初期月: 11 月)	
	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2
NH	64.63	<u>66.30</u>	64.70	<u>65.63</u>
TRP	74.37	74.30	78.72	<u>79.06</u>
PAC	64.46	<u>66.25</u>	66.35	<u>67.10</u>
JPN	59.19	<u>64.60</u>	65.13	<u>67.60</u>
GLB	67.65	<u>68.33</u>	70.12	<u>70.26</u>

がみられるが、フィリピン付近、南シナ海ではスコアが低下した。面積重み付き熱帯域(南緯 20 度~北緯 20 度)平均降水量アノマリー相関係数は、

4 月初期月を除いた全ての初期月で改善した(第 1.4.30 図)。特に冬季と春季を対象とした予測の改善が明瞭であり、これらは予測可能性のスプリ



第 1.4.29 図 降水量のアノマリー相関係数の分布図  
第 1.4.26 図と同じ。ただし、降水量の図。描画範囲は南緯 60 度～北緯 60 度。

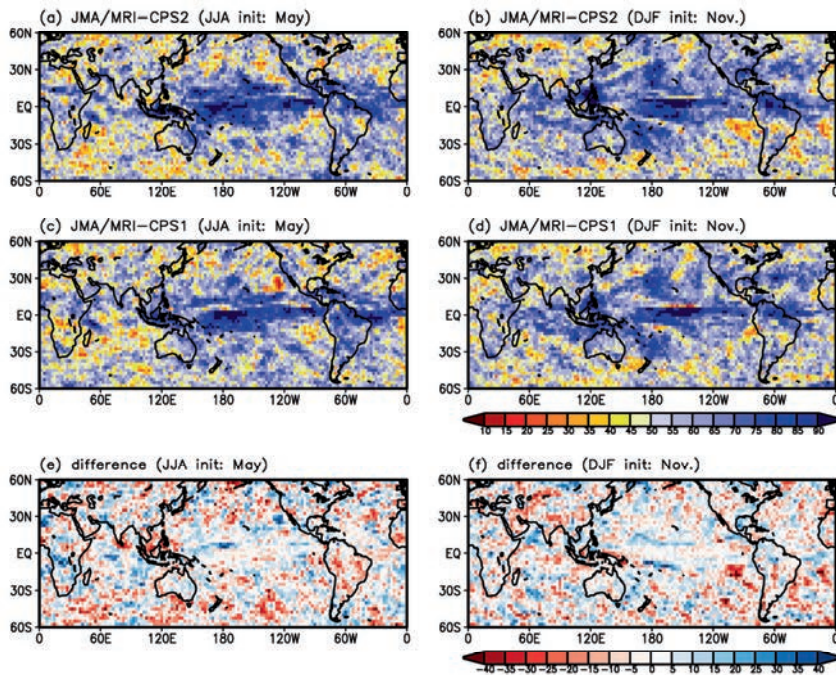


第 1.4.30 図 面積重み付き熱帯域平均降水量アノマリー相関係数  
第 1.4.27 図と同じ。ただし熱帯域(南緯 20 度～北緯 20 度)で面積重みつき領域平均した降水量の図。

ングバリア (spring predictability barrier) を越える海面水温の予測の改善とも整合的である (第 1.4.3 項参照)。なお、2m 気温と同様に 10 メンバーアンサンブルを構成する LAF 法で用いる初期日を旧システムと揃えて比較すると、4 月初期月を含む全ての初期月のスコアが改善している (図略)。

ROC 面積スコア (「多い」階級) の空間分布 (第

1.4.31 図) もアノマリー相関係数と同様に夏季、冬季共に太平洋赤道域の西部から中部で改善がみられる。旧システム及び新システムの各領域における「多い」階級の ROC 面積スコアを第 1.4.4 表に示す。熱帯域については、夏季、冬季共にわずかに改善している。一方、夏季 (JJA) の太平洋域、日本域、全球域で若干スコアが低下した。冬季の



第 1.4.31 図 降水量の ROC 面積スコアの分布図  
 第 1.4.28 図と同じ。ただし、降水量の「多い」の階級の図。描画範囲は南緯 60 度～北緯 60 度。

第 1.4.4 表 旧システム及び新システムの各領域における降水量の ROC 面積スコア

第 1.4.3 表と同じ。ただし、リードタイム 1 か月の 3 か月平均降水量の「多い」階級における ROC 面積スコア (100 倍)。

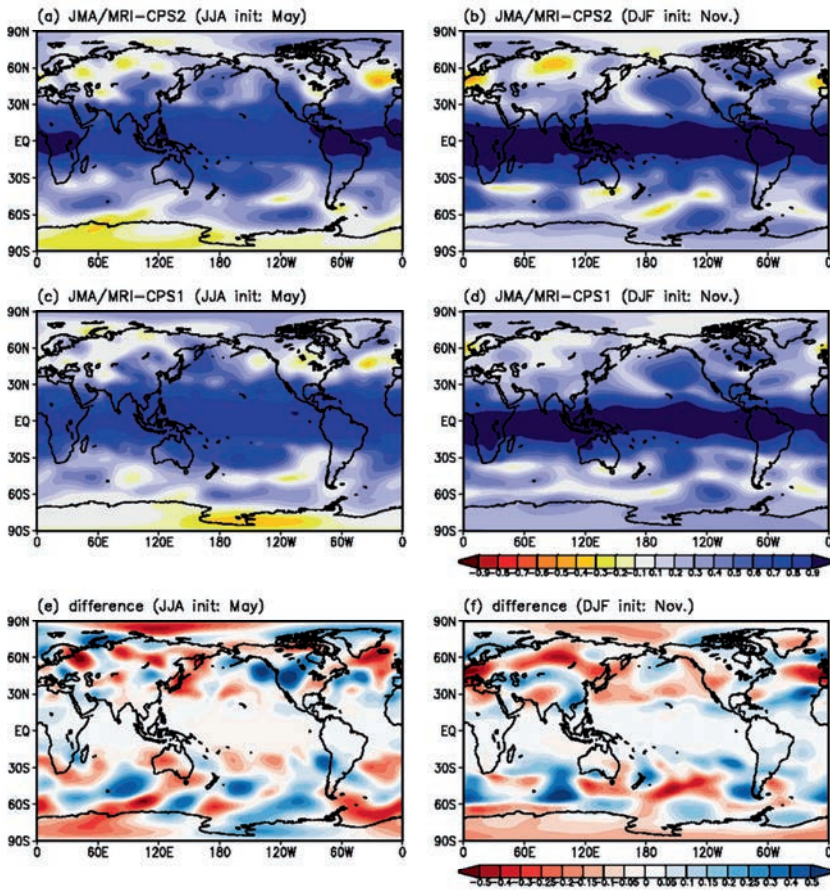
領域	夏季 (初期月: 5 月)		冬季 (初期月: 11 月)	
	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2
NH	52.75	<u>52.92</u>	57.17	56.87
TRP	65.55	<u>66.17</u>	64.59	<u>65.30</u>
PAC	54.07	53.33	58.21	<u>58.90</u>
JPN	52.94	52.91	55.87	<u>58.73</u>
GLB	58.81	58.55	59.38	<u>59.67</u>

予測については、北半球域を対象とした場合以外は僅かながら改善した。

降水量の決定論的及び確率論的スコアには、特に熱帯域を中心に改善が明瞭にみられる。これらの改善にはエルニーニョ現象、ラニーニャ現象をはじめとする海面水温の予測精度の改善がある程度寄与していると考えられる (第 1.4.3 項参照)。また、熱帯域の降水量の予測精度の改善は遠隔的な応答 (テレコネクション) を介した中高緯度循環場の予測改善にも寄与していることが期待される。

ウ. 500hPa 高度

新旧システムを用いた夏季と冬季を対象とした 3 か月予測における 500hPa 高度アノマリー相関係数とその差を第 1.4.32 図に示す。夏季・冬季ともに熱帯域ではアノマリー相関が 0.6 を超えており予測精度が高い。熱帯対流圏の気温及び高度はエルニーニョ現象時の活発な対流活動による加熱に対応して平年より高くなり、逆にラニーニャ現象時には平年より低くなる (Trenberth et al. 2002)。熱帯域では ENSO の応答が熱帯域全域に広がるため、ENSO がピークとなる冬季は ENSO の影



第 1.4.32 図 500hPa 高度のアノマリー相関係数の分布図  
第 1.4.26 図と同じ。ただし、500hPa 高度の図。

響が熱帯域全体に及ぶことから、500hPa 高度場の予測精度が高い（高谷 2010）。

大気の内変動の影響が大きい中高緯度では、熱帯域と比べると相対的に予測精度は低い。ただし、冬季の太平洋・北米 (PNA) パターン (Wallace and Gutzler 1981) に対応する北太平洋東部や北米域、及び、太平洋・南アメリカ (PSA) パターン (Mo and Ghil 1987) に対応するオーストラリア東方の南太平洋中部、南太平洋の東部 (南緯 60 度、西経 120 度付近) 等では ENSO の遠隔的影響を強く受けるため、比較的予測精度が高い。また、夏季の日本の東方海上でも相対的に予測精度が高い。これらの領域は ENSO 等の熱帯の変動に対するテレコネクションを介した影響をモデルが予測できているためであると考えられる。

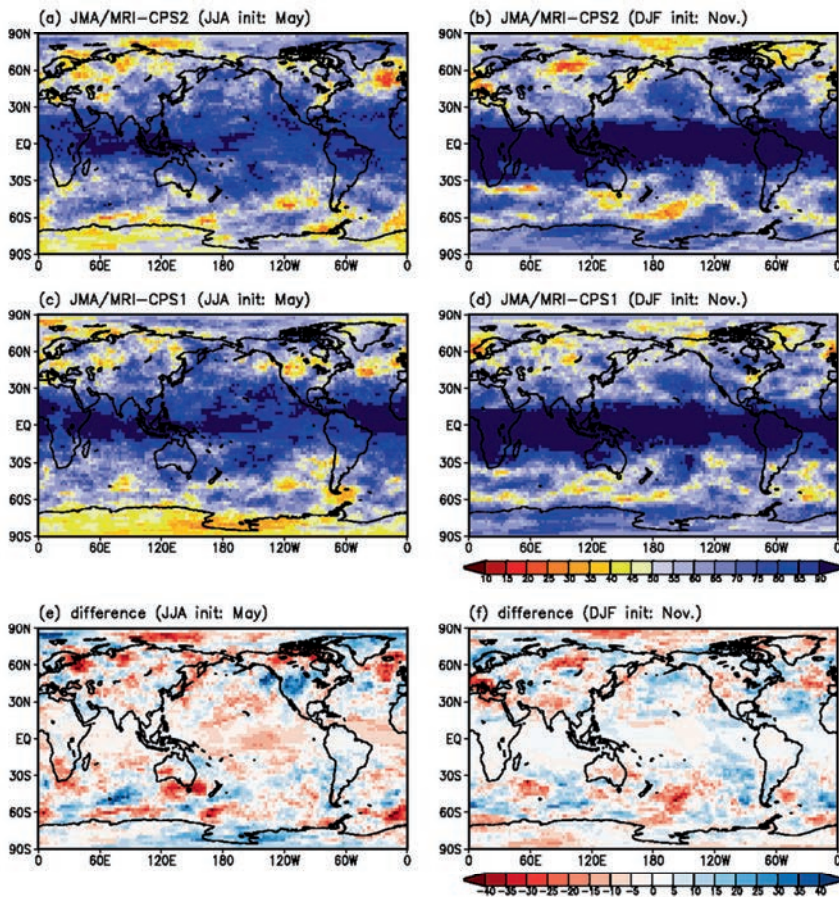
新旧システムのスコアを比較すると、領域によって傾向が異なり、日本付近でスコアの低下がみられるものの、北半球域で面積重みつき領域平均したアノマリー相関係数では旧システムとほぼ同

等である（図略）。

次に ROC 面積スコア（「高い」階級）の空間分布を第 1.4.33 図に示す。ROC 面積スコアの空間分布は概ねアノマリー相関係数の分布と対応しており、熱帯域では夏季にやや改悪、冬季にやや改善の傾向がみられる。

#### エ. 850hPa 気温

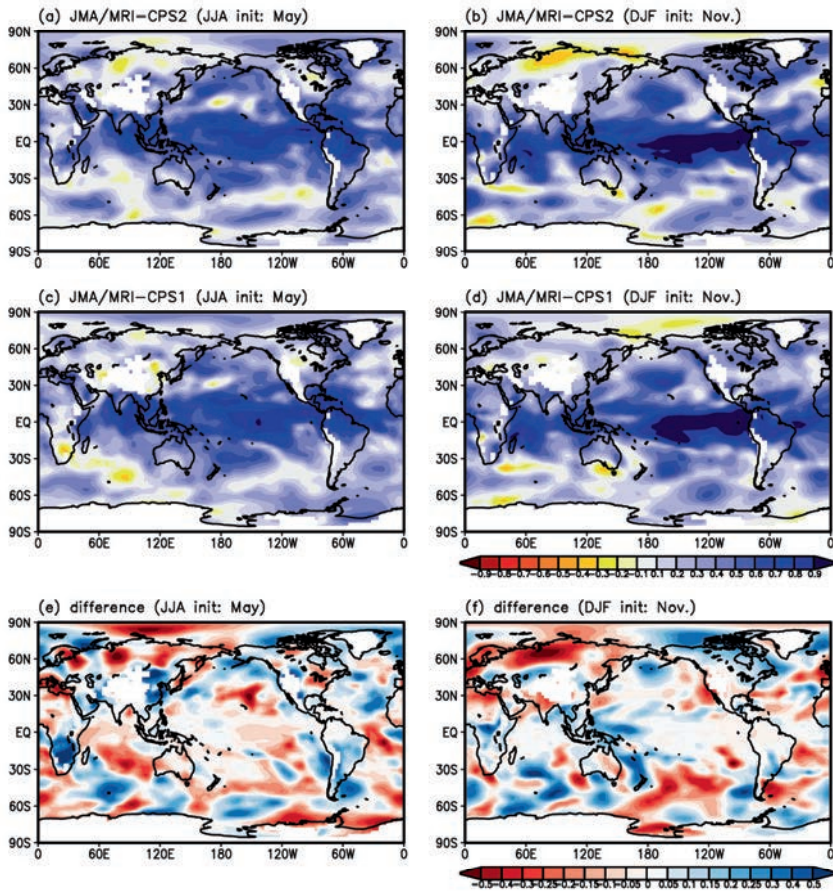
第 1.4.34 図に新旧システムを用いた 3 か月平均予測における 850hPa 気温のアノマリー相関係数とその差を示す。新旧システムと比較すると、新システムでは夏の西アジアの改善傾向や西シベリアの改悪傾向など、前述した 2m 気温のアノマリー相関係数と概ね同様の傾向がみられる。陸上で概ね改善傾向であることは 2m 気温と同様である。一方、北極域の改善が不明瞭であることや冬季の西部太平洋付近の改善が明瞭である点が、2m 気温の予測精度の特徴とやや異なる。



第 1.4.33 図 500hPa 高度の ROC 面積スコアの分布図  
 第 1.4.28 図と同じ。ただし、500hPa 高度の「高い」の階級の図。

### (3) まとめ

リードタイム 1 か月の 3 か月平均予測を新旧システムの再予報を用いて精度検証した。2m 気温や 850hPa 気温では陸上を中心に概ね全域で予測精度の改善が確認された。この改善には温室効果ガスの精緻化や海氷モデルの導入、陸面初期値化などの効果が現れていると考えられる。降水量では熱帯域を中心に改善傾向が明瞭にみられる。この熱帯域の降水量の予測精度の改善は ENSO 等の大気及び海洋の予測精度向上によるものであると考えられる。また、こうした改善はテレコネクションを介して中高緯度の 500hPa 高度の予測精度の改善にも寄与していると期待される。



第 1.4.34 図 850hPa 気温のアノマリ  
一相関係数の分布図

第 1.4.26 図と同じ。ただし、850hPa  
気温の図。標高が 1500m以上の領域  
はマスクしてある。

### 1.4.5 暖・寒候期予報に対応するモデルの予測精度

本項では新システム(JMA/MRI-CPS2)による暖候期予報に対応する夏季の予測(2月初期月の6~8月を対象とした3か月平均予測)及び寒候期予報に対応する冬季の予測(9月初期月の12~2月を対象とした3か月平均予測)の精度について記述する。第1.4.4項と同様にアノマリー相関係数とROC面積スコアを示す。なお、結果を解釈する際には、暖候期予測のリードタイムの方が寒候期予測に比べ1か月長いことに留意されたい。

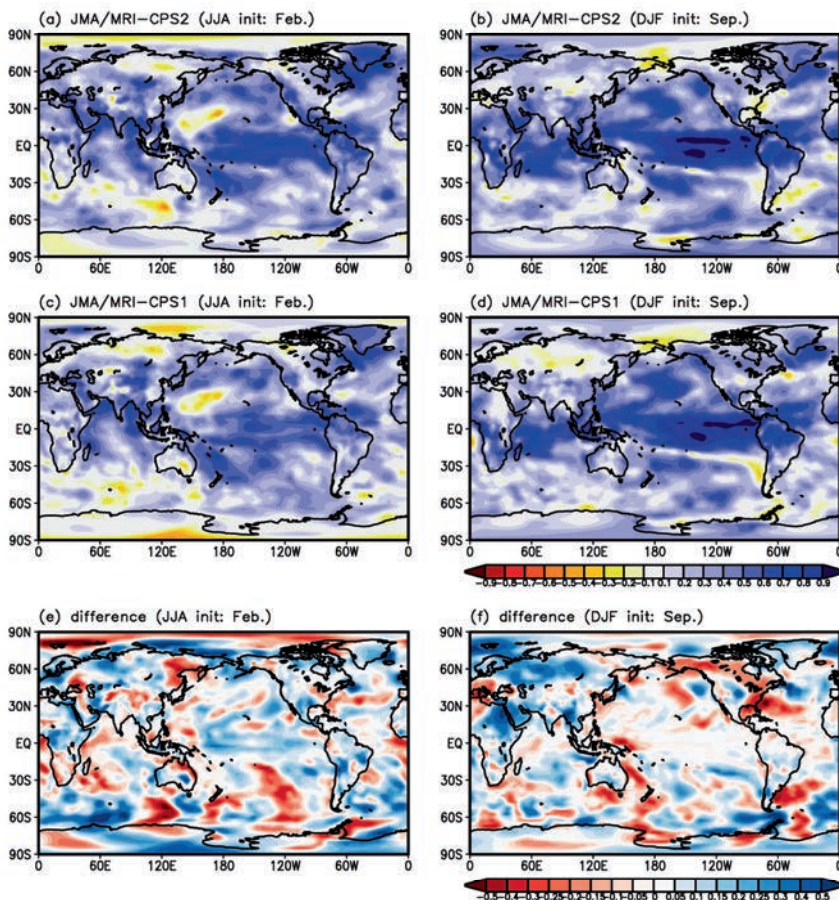
#### (1) 検証結果

##### ア. 2m 気温

第1.4.35図に夏季及び冬季の予測における新システム及び旧システム(JMA/MRI-CPS1)の2m気温アノマリー相関係数と新旧システムのアノマリー相関係数の差を示す。旧システムと比較して、新シ

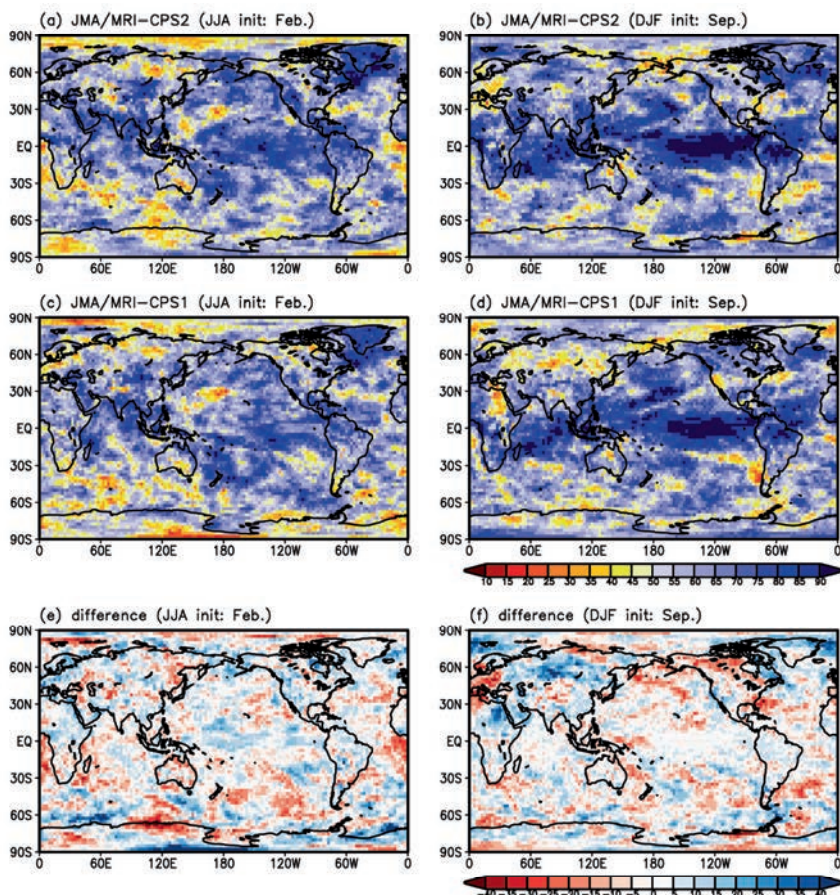
ステムでは全球的に両季節とも概ね改善がみられる。夏季には太平洋熱帯域やユーラシア大陸上での改善が明瞭である。夏季の太平洋熱帯域ではアノマリー相関係数が0.6を超える領域が拡大しており、スコアの改善が顕著にみられる。この改善には予測可能性のスプリングバリアを越えたENSOの予測精度が改善したことが寄与していると考えられる(第1.4.3項)。冬季には、夏季に比べると熱帯域のスコア改善は不明瞭である。北米ではスコアが低下しているが、一方、北半球中高緯度の特にユーラシア大陸上でスコア改善がみられ、北半球で領域平均した2m気温のアノマリー相関係数では、夏季及び冬季の予測ともに北半球中高緯度で予測精度が明瞭に改善している(第1.4.4項の第1.4.27図)。

ROC面積スコア(「高い」階級)の空間分布(第1.4.36図)もアノマリー相関係数の分布と同様に夏季の太平洋熱帯域及び、夏季及び冬季のユーラ



第1.4.35図 2m 気温のアノマリー相関係数の分布図

(上段)新システム及び(中段)旧システムにおける2m気温のアノマリー相関係数の分布図と(下段)アノマリー相関係数の新旧システムの差(上段-中段)。アノマリー相関係数の差の図(e,f)の青(赤)色は新システムの方がアノマリー相関係数が高い(低い)ことを示す。左列は暖候期に対応する2月初期月の夏季(6~8月)の3か月平均予測、右列は寒候期に対応する9月初期月の冬季(12~2月)の3か月平均予測を示す。統計期間は1981~2010年の30年間。



第 1.4.36 図 2m 気温の ROC 面積スコアの分布図

(上段) 新システム及び (中段) 旧システムにおける 2m 気温の「高い」階級における ROC 面積スコアの分布図と (下段) ROC 面積スコアの新旧システムの差 (上段-中段)。下段の図 (e, f) の青 (赤) 色は新システムの方が ROC 面積スコアが高 (低) いことを示す。左列は暖候期に対応する 2 月初期月の夏季 (6~8 月) の 3 か月平均予測、右列は寒候期に対応する 9 月初期月の冬季 (12~2 月) の 3 か月平均予測を示す。統計期間は 1981~2010 年の 30 年間。ROC 面積スコアは 100 倍した値を示している。

第 1.4.5 表 新旧システムの各領域における 2m 気温の ROC 面積スコア

第 1.4.3 表と同じ。ただし、暖・寒候期予測に対応する夏季及び冬季の 3 か月平均 2m 気温の「高い」階級における ROC 面積スコア (100 倍)。

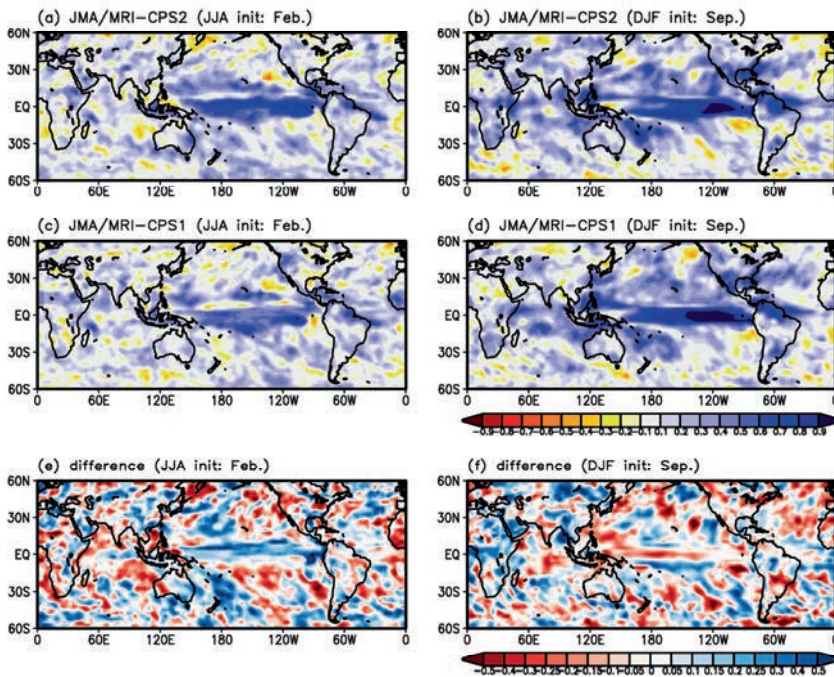
領域	夏季 (初期月: 2 月)		冬季 (初期月: 9 月)	
	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2
NH	61.36	<u>63.47</u>	61.75	<u>62.61</u>
TRP	66.29	<u>67.51</u>	75.17	<u>76.58</u>
PAC	61.26	<u>62.75</u>	63.27	62.82
JPN	60.34	<u>61.44</u>	62.53	<u>64.81</u>
GLB	62.05	<u>63.40</u>	66.70	<u>67.56</u>

シア大陸上などで改善が明瞭である。一方、冬季の太平洋北部や北米ではアノマリー相関係数と同様に改悪傾向がみられる。各領域における「高い」階級の ROC 面積スコア (第 1.4.5 表) をみると、冬

季の太平洋域を除く全ての主要領域で「高い」階級の ROC 面積スコアが改善している。「低い」階級についても概ね同様の傾向がみられる (図表略)。

以上をまとめると 2m 気温については、特に暖候





第 1.4.37 図 降水量のアノマリー相関係数の分布図

第 1.4.35 図と同じ。ただし降水量の図。描画範囲は南緯 60 度～北緯 60 度。

期予報に対応する夏季の予測において、太平洋熱帯域やユーラシア大陸上を中心に改善がみられる。

#### イ. 降水量

第 1.4.37 図に新旧システムの降水量のアノマリー相関係数及び新旧システムの差を示す。一般に降水量の予測精度は冬季が高く、新旧システム共にその傾向が現れている。

夏季では 2m 気温と同様に太平洋熱帯域の改善が明瞭である。また、南太平洋収束帯 (SPCZ) や北西太平洋域で改善が明瞭である。

冬季ではフィリピンの東海上を中心に西部太平洋熱帯域における降水量の予測精度の低下がみられる。冬季の東アジア域は北西太平洋域の対流活動の影響を受けるため (第 1.4.7 項)、このスコアの低下は、東アジア域の冬季の予測にとって好ましくない。一方、ユーラシア大陸上やアフリカ大陸上で予測精度の改善がみられる。また、熱帯域で領域平均した降水量のアノマリー相関係数では、両季節共にわずかながら改善している (図略)。

ROC 面積スコア (「多い」階級) の空間分布 (第 1.4.38 図) では、アノマリー相関係数と同様に夏

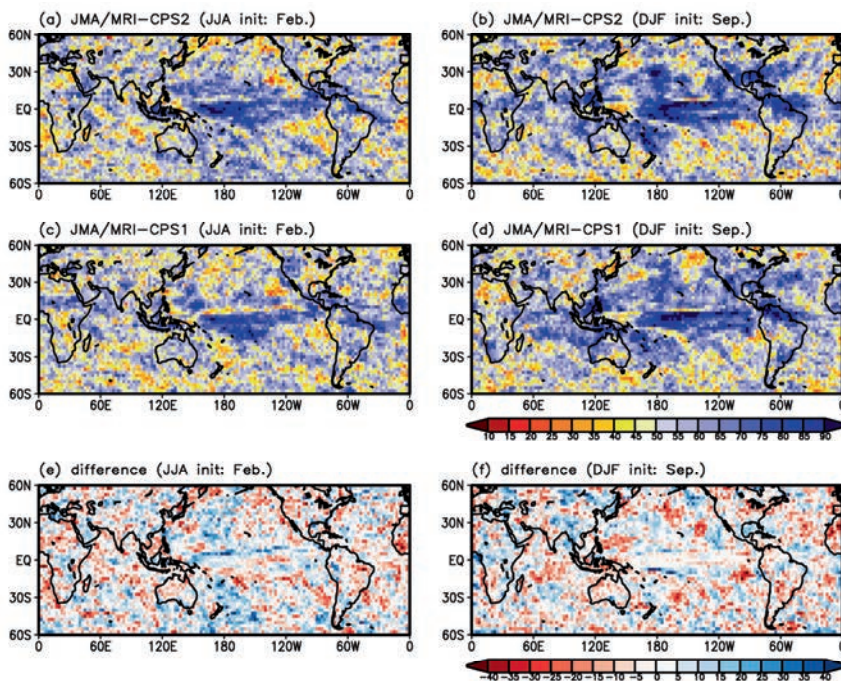
季予測における太平洋赤道域、太平洋西部中緯度域で改善がみられる。また、冬季予測におけるユーラシア大陸及びアフリカ大陸上で改善がみられる。

新旧システムの各領域における「多い」階級の ROC 面積スコアを第 1.4.6 表に示す。ROC 面積スコアは北半球域では概ね改善がみられる。ただし、冬季予測における全球域等、一部のスコアが旧システムに比べわずかに低下している。

#### ウ. 500hPa 高度

第 1.4.39 図に夏季及び冬季の予測における新旧システムの 500hPa 高度アノマリー相関係数と新旧システムのアノマリー相関係数の差を示す。夏季・冬季予測ともに熱帯域でアノマリー相関係数が 0.6 を超えている。また、夏季に比べて冬季の予測精度の方が高い。

夏季予測では中部太平洋熱帯域からインド洋西部にかけて、冬季予測では熱帯域全域でアノマリー相関係数が 0.8 を上回る (第 1.4.39 図 (a) (b))。さらに、冬季予測では熱帯域のかなり広い領域で 0.9 を上回っている。日本の東海上や冬季の北太



第 1.4.38 図 降水量の ROC 面積スコアの分布図

第 1.4.36 図と同じ。ただし、降水量の「多い」の階級の図。描画範囲は南緯 60 度～北緯 60 度。

第 1.4.6 表 JMA/MRI-CPS1 及び JMA/MRI-CPS2 の各領域における降水量の ROC 面積スコア

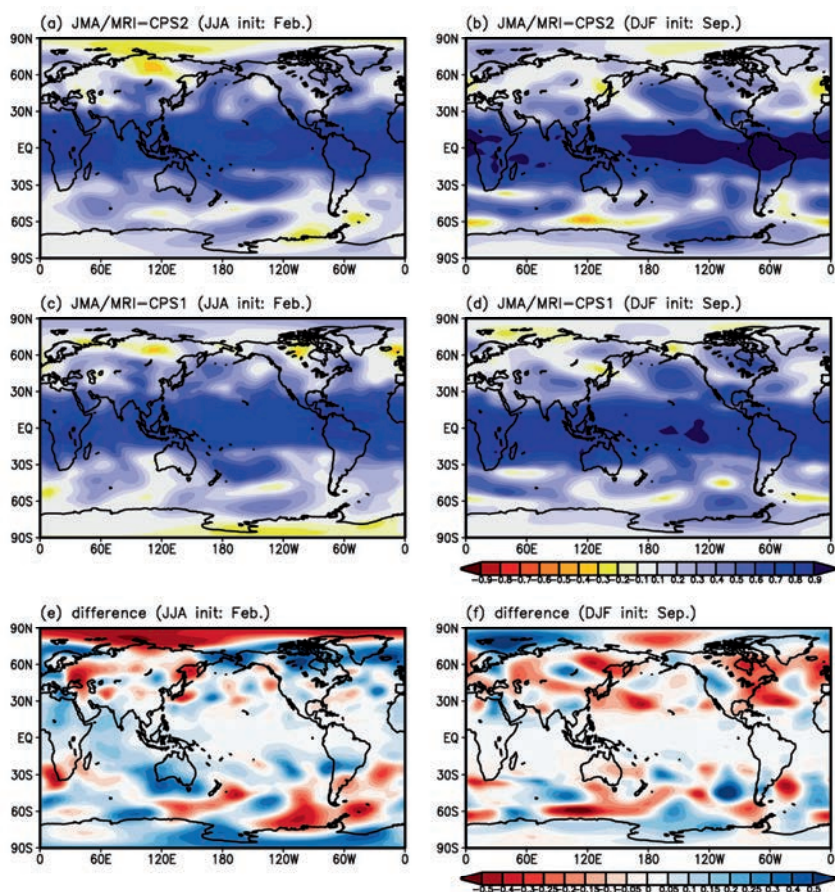
第 1.4.3 表と同じ。ただし、暖・寒候期予報に対応する夏季及び冬季の 3 か月平均降水量の「高い」階級における ROC 面積スコア (100 倍)。

領域	夏季 (初期月: 2月)		冬季 (初期月: 9月)	
	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2	JMA/MRI-CPS1	JMA/MRI-CPS2
NH	52.71	<u>53.32</u>	56.14	<u>56.47</u>
TRP	59.73	59.31	63.64	63.54
PAC	52.51	<u>52.88</u>	57.07	<u>58.24</u>
JPN	51.81	<u>53.67</u>	55.75	<u>58.12</u>
GLB	55.27	<u>55.92</u>	58.26	58.24

平洋東部などは、前項に示したリードタイム 1 か月と同様に、中高緯度の中でも相対的に予測精度が高い。旧システムと比較すると、夏季予測は北極域を除いてほぼ全球で改善がみられ、特に熱帯域での改善が明瞭である。冬季予測も夏季予測と同様にインド洋での改善が明瞭である。中高緯度の予測精度については旧システムと同程度である。

次に各格子点で計算した ROC 面積スコア(「高い」

階級)の分布を示す(第 1.4.40 図)。夏季予測の太平洋赤道域及び大西洋赤道域にやや改悪がみられるものの、「低い」階級では同領域で改善がみられる(図略)。冬季予測には中緯度域にやや改悪傾向がみられるものの、全球平均した ROC 面積スコアは「高い」及び「低い」両階級で若干の改善がみられる。



第 1.4.39 図 500hPa 高度のアノマリー相関係数の分布図  
第 1.4.35 図と同じ。ただし、500hPa 高度の図。

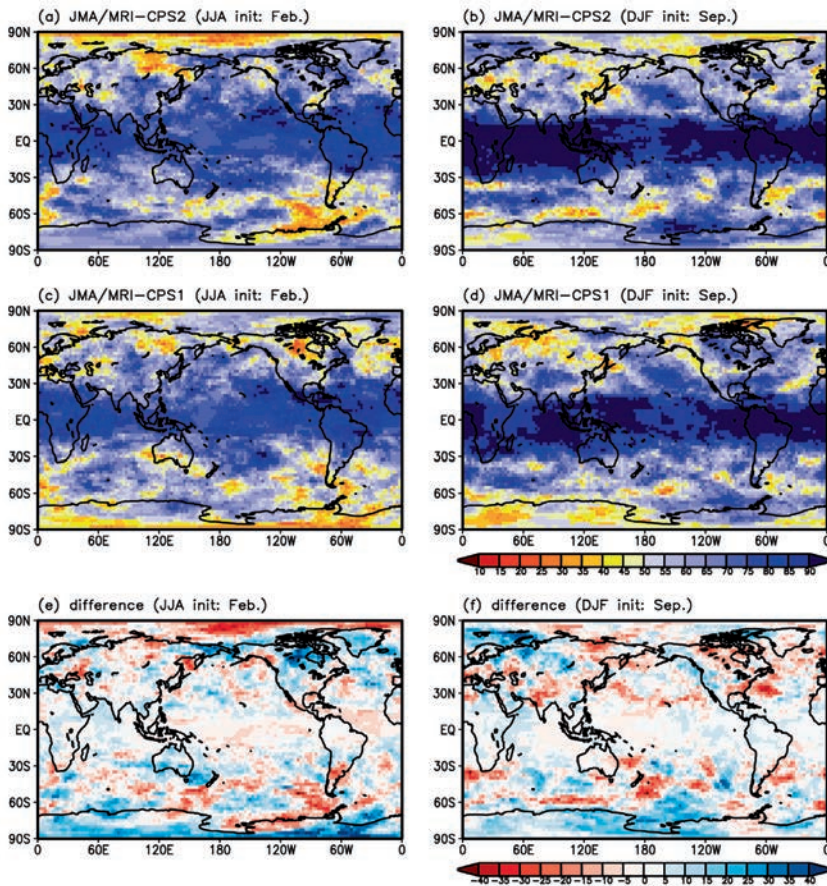
#### エ. 850hPa 気温

第 1.4.41 図に 850hPa 気温のアノマリー相関係数及びその新旧システムの差を示す。夏季予測では北極域を除くほぼ全域で概ね予測精度の向上がみられ、陸域や大西洋を中心に改善が明瞭である。冬季予測では、場所によって異なり、北米東部や東シベリアや西日本において、改悪している領域もみられる。西日本のスコアの低下は前述した北西太平洋域の降水予測精度の低下の影響があると考えられる。

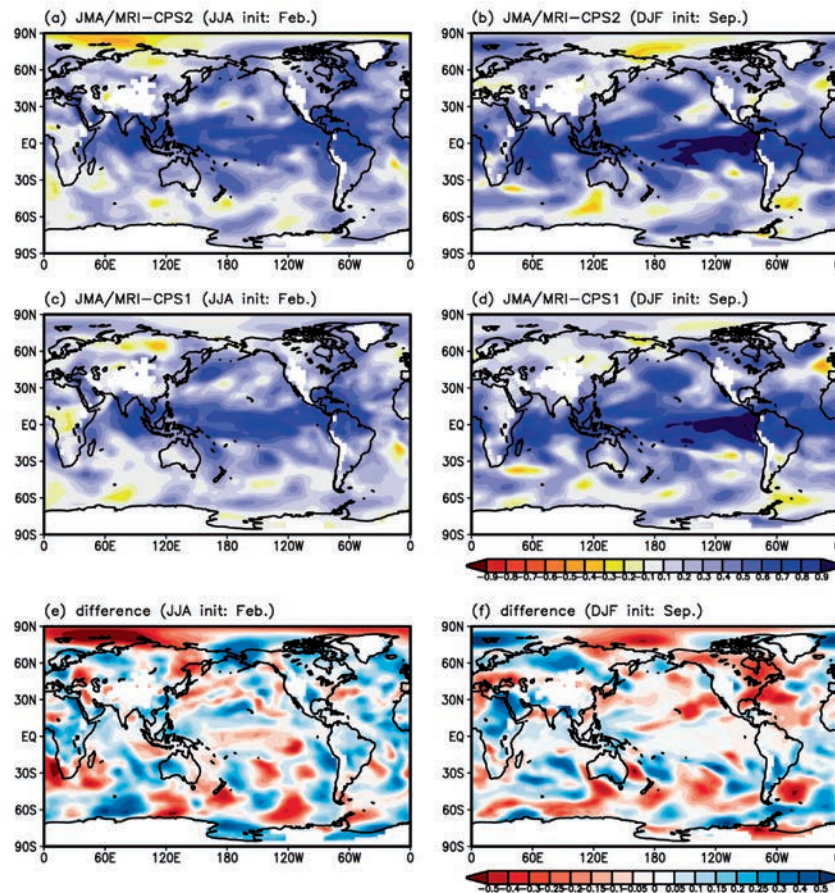
#### (2) まとめ

新旧システムの暖・寒候期予報に対応する夏季・冬季の予測について、再予報を使用して精度検証を行った。2m 気温や 850hPa 気温では、3 か月予測と同様に陸上を中心に概ね改善が得られた。降水量は夏季予測における太平洋熱帯域の予測精度の改善が明瞭であった。これには海面水温の予

測精度の改善が寄与していると考えられる。一方で、冬季予測の北西太平洋域の降水量予測の精度低下は、中国東部から西日本にかけての 2m 気温及び 850hPa 気温、500hPa 高度の予測精度に悪影響を与えている可能性がある。今回の更新で精度が改悪した点については、要因を分析し、今後の開発に活かしていく必要がある。



第 1.4.40 図 500hPa 高度の ROC 面積スコアの分布図  
 第 1.4.36 図と同じ。ただし、500hPa 高度の「高い」の階級の図。



第 1.4.41 図 850hPa 気温のアノマリ一相関係数の分布図  
 第 1.4.35 図と同じ。ただし、850hPa 気温の図。標高が 1500m 以上の領域はマスクしてある。

### 1.4.6 大気指数の予測精度

本項では季節予報資料に使用されている大気循環場の各種指数(大久保 2012)の予測精度について記述する。海洋の各種指数の精度評価については第1.4.3項を、旧システム(JMA/MRI-CPS1)の精度については高谷(2010)を参照されたい。精度検証に用いた解析データはGPCPバージョン2.2月平均解析値(降水量)とJRA-55(その他の大気要素)、予測データは再予報による10メンバーアンサンブル平均値である。

第1.4.7表に季節予報資料で使用される各種循環指数のアノマリー相関係数を初期月別に示す。予測対象期間は3か月予報及び暖・寒候期予報に対応する。各種循環指数の定義は第1.4.8表のとおりである。なお、領域平均については面積重みを考慮して平均したものである。新旧システムの予測精度を比較するため、指数毎のアノマリー相関係数を全初期月で平均した値を第1.4.42図に示す。なお、新旧システムではハインドキャスト

の初期日が一部の月で異なるため(第1.4.1項)、比較の際には注意する必要がある。

#### (1) 降水量指数

領域平均の降水量は東南アジアモンスーン領域(CI2; Wang and Fan 1999)と日付変更線付近(DL)では一年を通して精度が高く、特に夏季のDLでは相関係数が0.8を超える。また、インドモンスーン領域(CI1; Wang and Fan 1999)の精度は他の領域と比べて予測精度が低いが、旧システムに比べると改善傾向がみられる。夏季アジアモンスーンの指標であるSAMOIは当該領域においてモンスーンがオンセットする初夏の予測(3月初期月、4月初期月)は比較的精度が高いものの、8月、9月を含む期間は精度が低い。

#### (2) 500hPa 高度指数

500hPa 高度の帯状平均は低緯度ほど精度が高く、特に夏季の精度が高い。層厚換算温度は北半

第1.4.7表 季節予報資料で使用される各種循環指数等のアノマリー相関係数

新システムによる10メンバーアンサンブル平均のアノマリー相関係数。リードタイム1か月(暖候期及び寒候期はそれぞれ4か月、3か月)の3か月平均の値。表中の黄・オレンジ・赤の陰影で示した要素は、アノマリー相関係数がそれぞれ0.31, 0.6, 0.8以上であることを意味する。有意水準5%(片側)のt検定で評価した場合、相関係数0.31以上のとき、各要素の偏差の予測結果と解析結果の間に統計的に有意な正の相関があるといえる。統計期間は1981~2010年の30年間。循環指数の定義は第1.4.8表を参照のこと。

予測対象月 (初期値月)	12~2月 (11月)	1~3月 (12月)	2~4月 (1月)	3~5月 (2月)	4~6月 (3月)	5~7月 (4月)	6~8月 (5月)	7~9月 (6月)	8~10月 (7月)	9~11月 (8月)	10~12月 (9月)	11~1月 (10月)	6~8月 (2月)	12~2月 (9月)
SST NINO.3	0.92	0.88	0.86	0.85	0.84	0.85	0.84	0.87	0.91	0.89	0.92	0.93	0.71	0.88
SST NINO.WEST	0.86	0.89	0.88	0.87	0.72	0.70	0.75	0.77	0.74	0.72	0.75	0.78	0.44	0.70
SST IOBW	0.87	0.87	0.86	0.88	0.84	0.71	0.66	0.76	0.78	0.82	0.84	0.86	0.75	0.87
SST インド洋北部	0.83	0.79	0.81	0.82	0.78	0.73	0.74	0.76	0.73	0.80	0.83	0.86	0.75	0.79
降水量 CI1(インドモンスーン域)	0.16	0.29	0.40	0.41	0.65	0.68	0.00	0.04	0.44	0.70	0.47	0.27	-0.14	0.28
降水量 CI2(東南アジアモンスーン域)	0.75	0.80	0.75	0.71	0.60	0.72	0.50	0.36	0.33	0.71	0.75	0.73	0.37	0.60
降水量 DL領域	0.77	0.77	0.68	0.77	0.82	0.85	0.84	0.85	0.84	0.71	0.73	0.74	0.72	0.63
降水量 SAMOI領域	0.83	0.81	0.84	0.83	0.76	0.76	0.22	0.08	0.68	0.81	0.82	0.79	-0.03	0.75
Z500帯状平均(20°N-30°N)	0.51	0.67	0.73	0.79	0.79	0.73	0.86	0.87	0.86	0.78	0.55	0.45	0.78	0.55
Z500帯状平均(30°N-40°N)	0.38	0.54	0.58	0.51	0.60	0.62	0.72	0.82	0.82	0.56	0.36	0.16	0.66	0.34
Z500帯状平均(40°N-50°N)	0.38	0.41	0.40	0.30	0.36	0.41	0.53	0.66	0.61	0.40	0.25	0.22	0.56	0.34
北半球層厚換算温度	0.75	0.79	0.74	0.70	0.67	0.62	0.71	0.84	0.86	0.86	0.81	0.77	0.66	0.76
中緯度層厚換算温度	0.46	0.53	0.61	0.59	0.60	0.65	0.72	0.84	0.87	0.76	0.61	0.42	0.67	0.43
東西指数	0.25	0.31	0.19	-0.15	0.21	0.13	0.24	0.18	0.19	0.06	0.24	0.01	0.22	0.12
東西指数(極東域)	0.06	-0.09	0.22	0.09	0.26	0.08	-0.08	0.17	0.20	-0.14	0.07	0.25	-0.35	-0.10
東方海上高度	0.08	0.16	0.29	0.01	0.04	0.38	0.51	0.70	0.41	0.21	0.30	0.06	0.51	-0.07
オホーーツカ海高気圧指数	0.17	0.12	0.34	0.20	0.50	0.56	0.16	0.02	0.05	0.03	0.05	0.24	-0.10	-0.06
沖縄高度	0.26	0.24	0.57	0.27	0.27	0.26	0.54	0.72	0.80	0.23	0.13	0.25	0.34	0.19
極渦指数	0.31	0.13	0.40	0.30	0.14	-0.12	0.43	0.48	0.24	0.20	0.21	0.24	0.46	0.24
極渦指数(極東域)	0.23	0.07	0.35	0.12	0.15	-0.20	0.11	0.27	-0.09	-0.03	0.12	0.39	-0.08	0.11
40度西谷指数	0.23	0.24	0.18	-0.04	-0.10	0.06	0.33	0.59	0.19	-0.13	0.06	-0.04	0.35	0.18
極東中緯度高度	0.20	0.21	0.42	0.22	0.23	0.42	0.54	0.77	0.74	0.41	0.29	0.16	0.52	0.12
小笠原高度	0.36	0.39	0.51	0.62	0.54	0.47	0.79	0.78	0.78	0.47	0.29	0.37	0.78	0.41
T850偏差 北日本	0.21	0.23	0.38	0.25	0.11	0.11	0.18	0.35	0.39	0.38	0.46	0.25	0.39	0.21
T850偏差 東日本	0.31	0.27	0.47	0.30	0.14	0.16	0.12	0.41	0.42	0.42	0.49	0.23	0.31	0.11
T850偏差 西日本	0.33	0.28	0.53	0.37	0.18	0.33	0.38	0.48	0.63	0.36	0.41	0.29	0.26	0.16
T850偏差 沖縄・奄美	0.36	0.31	0.60	0.39	0.24	0.30	0.37	0.40	0.76	0.32	0.38	0.27	0.38	0.31
500hPa高度 第1主成分(冬)	0.22	0.29	0.30	0.18	0.03	-0.29	0.03	0.12	0.08	0.10	0.01	0.16	0.17	0.09
500hPa高度 第2主成分(冬)	0.37	0.56	0.50	0.39	0.36	0.29	0.50	0.29	0.04	0.09	-0.19	0.34	0.53	0.45
500hPa高度 第1主成分(春)	0.40	0.47	0.42	0.22	0.12	0.04	0.34	0.36	0.05	0.23	-0.06	0.30	0.19	0.18
500hPa高度 第2主成分(春)	0.41	0.43	0.47	0.47	0.37	0.44	0.50	0.45	0.47	0.38	0.28	0.33	0.60	0.57
500hPa高度 第1主成分(夏)	0.21	0.37	0.48	0.47	0.47	0.22	0.51	0.51	0.41	0.47	0.37	0.45	0.55	0.23
500hPa高度 第2主成分(夏)	0.49	0.51	0.53	0.34	0.48	0.48	0.43	0.40	0.30	0.22	0.34	0.53	0.39	0.53
500hPa高度 第1主成分(秋)	0.12	0.24	0.41	0.16	-0.04	-0.17	0.07	0.04	-0.11	-0.05	-0.06	0.12	0.19	0.11
500hPa高度 第2主成分(秋)	0.60	0.49	0.46	0.37	0.40	0.55	0.61	0.64	0.53	0.46	0.44	0.54	0.65	0.53

第 1.4.8 表 季節予報資料で使用される各種循環指数等の定義

SST NINO.3	150°W~90°W、5°S~5°Nの領域平均海面水温偏差
SST NINO.WEST	130°E~150°E、EQ~15°Nの領域平均海面水温偏差
SST IOBW	40°E~100°E、20°S~20°Nの領域平均海面水温偏差
SST インド洋北部	40°E~100°E、EQ~20°Nの領域平均海面水温偏差
降水量 CI1領域	70°E~100°E、10°N~25°Nの領域平均降水量偏差
降水量 CI2領域	115°E~140°E、10°N~20°Nの領域平均降水量偏差
降水量 DL領域	170°E~170°W、5°S~5°Nの領域平均降水量偏差
降水量SAMOI領域	80°E~105°E、5°N~25°Nの領域平均降水量偏差 +107.5°E~140°E、5°N~20°Nの領域平均降水量偏差
Z500帯状平均(20°N~30°N)	20°N~30°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差
Z500帯状平均(30°N~40°N)	30°N~40°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差
Z500帯状平均(40°N~50°N)	40°N~50°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差
北半球層厚換算温度	300hPaと850hPaの間の高度差を温度に換算した値(層厚換算温度)の帯状平均偏差を 30°N~90°Nで平均
中緯度層厚換算温度	北半球層厚換算温度と同様、ただし、30°N~50°Nで平均
東西指数	40°Nにおける帯状平均500hPa高度偏差-60°Nにおける帯状平均500hPa高度偏差 (高指数(正)は東西の流れが卓越)
東西指数(極東域)	東西指数と同様、ただし、90°E~170°Eで平均
東方海上高度	40°Nにおける140°E~170°Eで平均した500hPa高度偏差
オホーツク海高気圧指数	130°E~150°E、50°N~60°Nの領域平均500hPa高度偏差
沖縄高度	30°Nにおける120°E~140°Eで平均した500hPa高度偏差
極渦指数	70°N~80°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差
極渦指数(極東域)	極渦指数と同じ、ただし、90°E~170°Eで平均
40度西谷指数	40°Nにおける100°E~130°Eで平均した500hPa高度偏差 -40°Nにおける140°E~170°Eで平均した500hPa高度偏差(東谷が正)
極東中緯度高度	90°E~170°E、30°N~40°Nの領域平均500hPa高度偏差
小笠原高度	130°E~170°E、20°N~30°Nの領域平均500hPa高度偏差
T850偏差 北日本	140°E~145°E、37.5°N~45°Nの領域平均850hPa気温偏差
T850偏差 東日本	135°E~140°E、35°N~37.5°Nの領域平均850hPa気温偏差
T850偏差 西日本	130°E~135°E、30°N~35°Nの領域平均850hPa気温偏差
T850偏差 沖縄・奄美	122.5°E~130°E、25°N~27.5°Nの領域平均850hPa気温偏差
Z500 第1主成分	季節平均した30°N以北の500hPa高度偏差における共分散行列の第1主成分スコア
Z500 第2主成分	Z500 第1主成分と同じ、ただし、第2主成分スコア

球、中緯度共に一年を通して精度が高い。前冬にエルニーニョ(ラニーニャ)現象が発生した際には、それに遅れて数季節に亘り、中緯度の対流圏気温や高度場が高く(低く)なることが知られている。こうした ENSO の影響により帯状平均場は予測精度が高いことが知られている(高谷 2010)。

夏季の東方海上高度及び極東中緯度高度、沖縄高度、小笠原高度は比較的精度が高い。東方海上高度は ENSO との相関があるため、ENSO による遠隔的影響があると考えられる。また、大気海洋結合モデルではインド洋の影響を受けた北西太平洋域の対流活動の変動がある程度予測できることから、その影響で沖縄高度や小笠原高度といった日本南方の高度場の変動を精度良く予測できるようになった。

(3) 850hPa 気温指数

日本域(北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美)

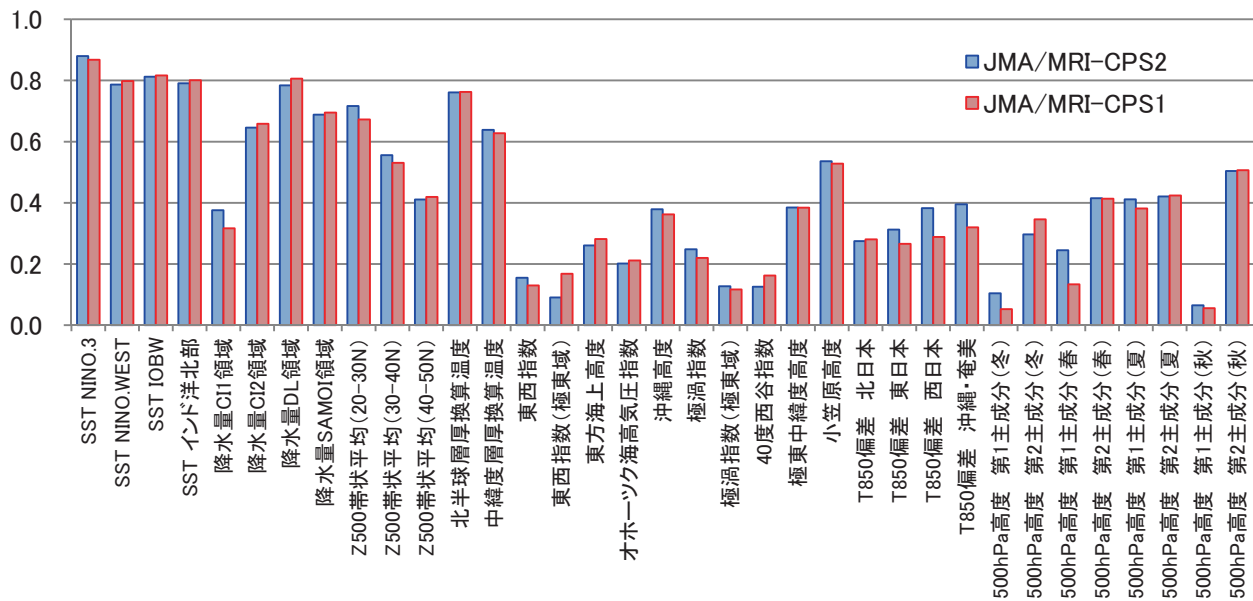
の 850hPa 気温は南の地域ほど精度が高い傾向がある。東日本以西では旧システムに比べ精度の改善がみられる。なお、日本域の気温は晩夏(7月初期月の8~10月予測)を中心として予測精度が比較的高いことが特徴的である。

(4) 500hPa 主成分

北半球における 500hPa 高度場の主要な変動パターンを予測精度を確認するため、経験的直交関数(EOF)を用いた主成分スコアのアノマリー相関係数を計算した。冬季の北極振動の変動を表す第1主成分は、新システムにおいても相関係数は低いものの、11月初期月の予測に比べ晩冬(12月及び1月初期月の3か月平均予測)において、アノマリー相関係数が高いことは興味深い。

(5) まとめ

本項では新システムによる指数の予測精度を簡



第 1. 4. 42 図 季節予報資料で使用される各種循環指数等のアノマリー相関係数の新旧システム比較

旧システム（赤）及び新システム（青）それぞれの 10 メンバーアンサンブル平均のアノマリー相関係数を全初期月で平均した値。予測対象はリードタイム 1 か月の 3 か月平均。ここで、旧システムと新システムではハインドキャストの初期日が一部の月で異なる（第 1. 4. 1 項参照）。

単に紹介した。こうした指数の予測精度や季節及び地域依存性を把握した上で予測結果を利用することが重要である。

#### 1.4.7 アジアモンスーンの予測

##### (1) はじめに

アジアモンスーンは、地域毎に異なる季節性や特徴的な循環の変動に応じて、インドを含む南アジア域の南アジアモンスーン(インドモンスーン)、インドネシアと海洋大陸付近の東南アジアモンスーン、東アジア域の東アジアモンスーンに分類することができる(Wang and LinHo 2002)。インドモンスーンや東南アジアモンスーンは日本を含む東アジア域の天候にも影響するため、それぞれのモンスーンの変動及びそれらの日本への影響を理解するとともに、季節予報システムによる予測精度を把握することは、日本の季節予報を行う上で重要である。そこで本項では新システム(JMA/MRI-CPS2)及び旧システム(JMA/MRI-CPS1)によるアジアモンスーン変動の再現性及び予測精度について、夏季及び冬季に注目して示す。

なお、以下では、夏季(6~8月)の予測結果は5月初期月(5月1日、4月16日)<sup>1</sup>の予測データを、冬季(12月~2月)の予測結果は11月初期月(10月28日、10月13日)の予測データを解析した。解析気候値及びモデル気候値の統計期間は共に1981~2010年の30年間である。大気の解析値にはJRA-55解析値を、降水量解析値にはGPCPバージョン2.2月解析値及び半旬解析値を使用した。

##### (2) 夏季アジアモンスーン

###### ア. 気候場

はじめに夏季アジアモンスーン循環の平均場を確認する。第1.4.43図に夏季(6~8月)を対象とする3か月平均850hPa水平風及び降水量気候値を解析、新旧システムそれぞれについて示す。解析(第1.4.43図(a))では、南インド洋の亜熱帯高気圧(マスカレン高気圧)から吹くモンスーンはソマリア沖で速度を増すとともに北に向きを変え(ソマリジェット)、さらにアラビア海で東に向きを変えてインド亜大陸から南シナ海に向かう西風

(モンスーン偏西風)となる。降水分布では、ベンガル湾、インド亜大陸の西岸、南シナ海、フィリピン東方などに強い降水がみられる。新旧システムでもこうした夏季モンスーンに伴う特徴的な対流圏下層の降水分布が概ね再現されている。特に、新システムでは梅雨前線に伴う降水帯が良く再現されているのがわかる。新システムの下層風のバイアス(第1.4.43図(c))としては、ソマリジェットが弱すぎる傾向がみられる。一方、インド亜大陸から南シナ海に向かう西風が強すぎる傾向がある。降水量のバイアスとしては、ベンガル湾の北部、南インド洋の赤道付近で降水が過少、南シナ海、フィリピン、海洋大陸付近で過多となっている。これらの降水過多のバイアスは前述した強い西風の誤差と関連があると考えられる。

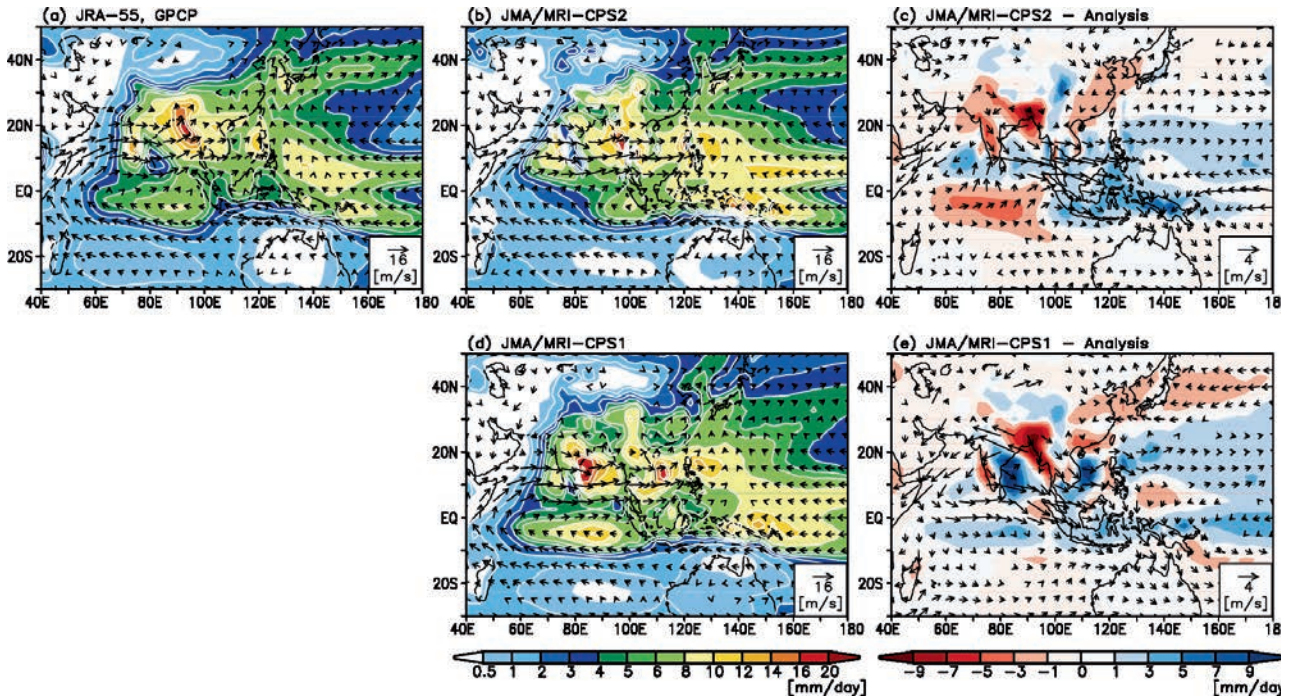
次に対流圏上層の循環を確認する。第1.4.44図に夏季(6~8月)を対象とする3か月平均200hPa水平風と200hPa高度の気候値を示す。200hPa高度場の解析場をみると、インドから東南アジア域の活発な対流活動(第1.4.43図)等に対応してチベット高気圧が形成されている。また、南アジア域でチベット高気圧(南アジア高気圧)縁辺の東風が明瞭である。したがって、インド亜大陸付近では対流圏下層で西風、対流圏上層で東風となっている。こうした特徴は新システム、旧システムでも概ね再現されている。新システムのバイアスをみると(第1.4.44図(c))、ソマリア東部からインド洋西部で西風バイアスがある。また、200hPa高度では北西太平洋域においてチベット高気圧が解析に比べ過剰に東に伸びて分布している。

###### イ. 季節進行

モンスーンの季節進行の中で、特にオンセットの時期は当該地域の社会や経済に対する影響が大きいことから、その予測は重要である。また、アジアモンスーン及びそれに関連するチベット高気圧や北西太平洋亜熱帯高気圧の季節進行は、東アジア域の天候にも影響があり、日本の季節予報にとっても重要である。

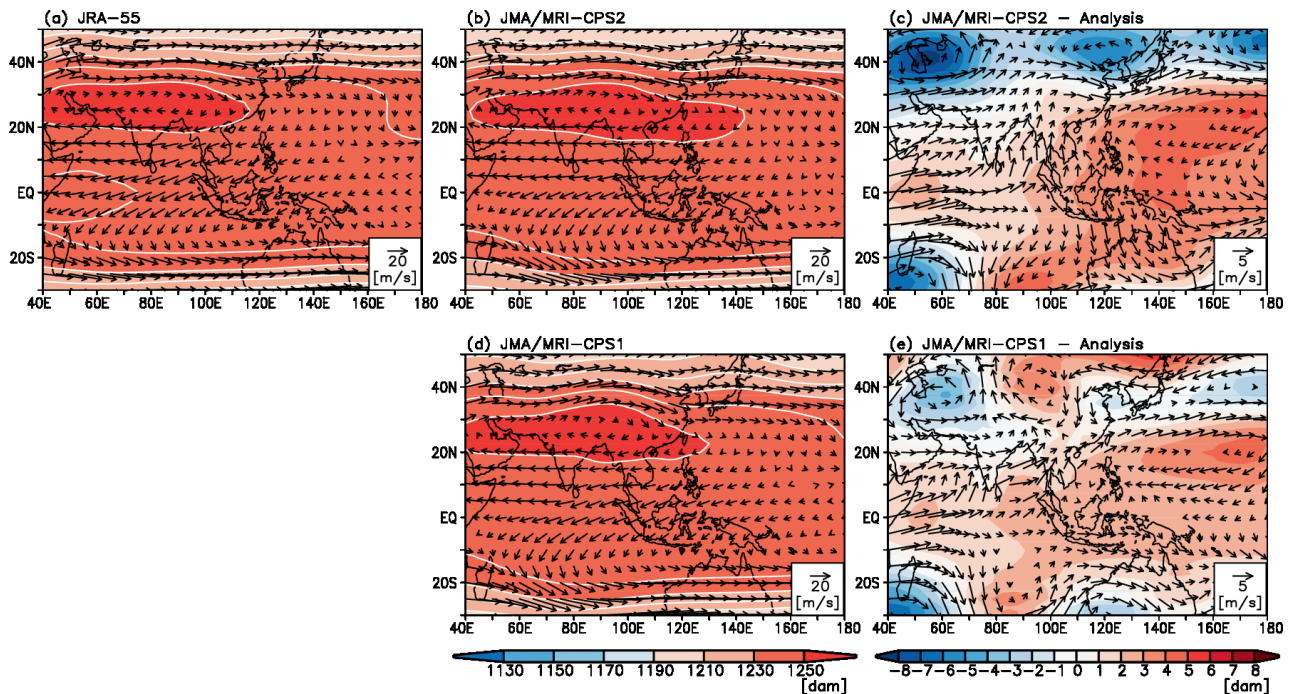
<sup>1</sup> 第1.4.1項で述べた再予報の初期日と異なるが、ここで示した気候特性は再予報の初期日でもほぼ変わらない。





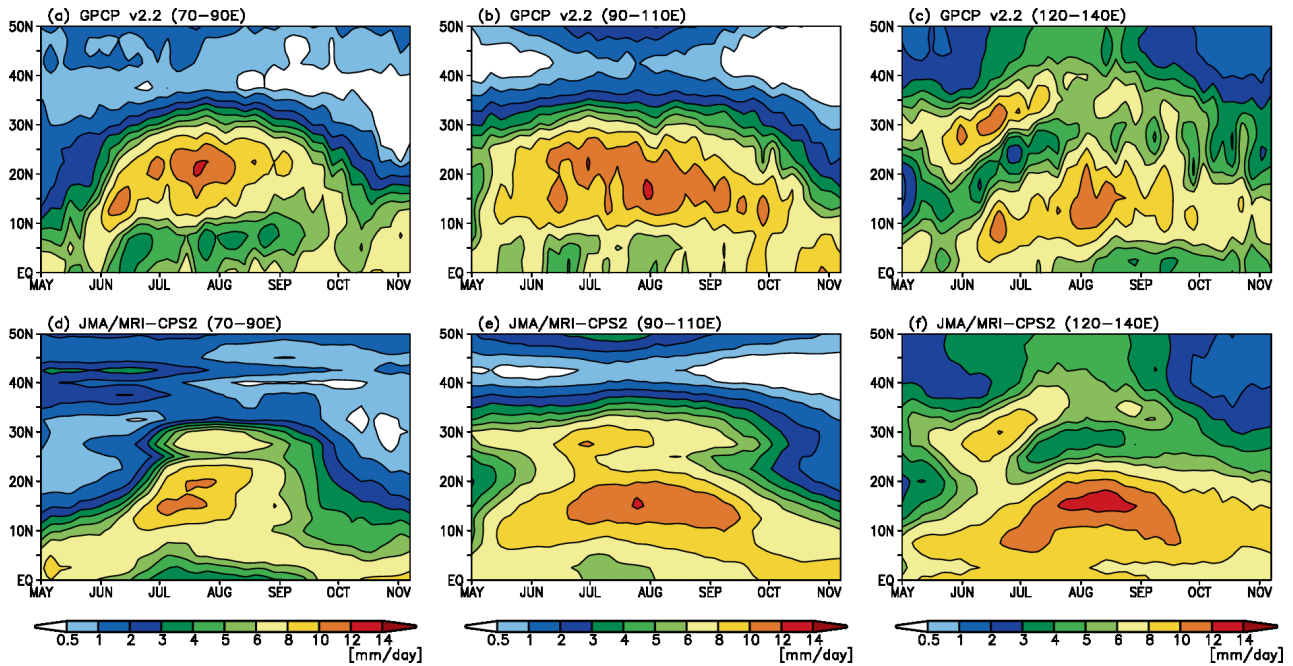
第 1.4.43 図 夏季（6～8月）を対象とするアジア域の 850hPa 水平風と降水量気候値

(a) JRA-55再解析 (850hPa水平風) 及びGPCPバージョン2.2月平均解析値 (降水量)、(b) 新システム (JMA/MRI-CPS2)、(c) 新システム (JMA/MRI-CPS2) と解析の差 (バイアス)、(d) 旧システム (JMA/MRI-CPS1)、(e) 旧システム (JMA/MRI-CPS1) と解析の差 (バイアス) の図。絶対値の図(a, b, d)のベクトルは850hPa水平風、等値線は降水量を表す。差の図(c, e)のベクトルは850hPa水平風の差、色は降水量の差を表す。統計期間は1981～2010年。



第 1.4.44 図 夏季（6～8月）を対象とするアジア域の 200hPa 水平風と 200hPa 高度気候値

(a) JRA-55再解析、(b) JMA/MRI-CPS2、(c) JMA/MRI-CPS2とJRA-55再解析の差 (バイアス)、(d) JMA/MRI-CPS1、(e) JMA/MRI-CPS1と解析の差 (バイアス) の図。ベクトルは200hPa水平風、色及び等値線(10m間隔)は200hPa高度を表す。統計期間は1981～2010年。



第 1.4.45 図 GPCP 降水量と JMA/MRI-CPS2 による半旬別降水量気候値の時間緯度断面図

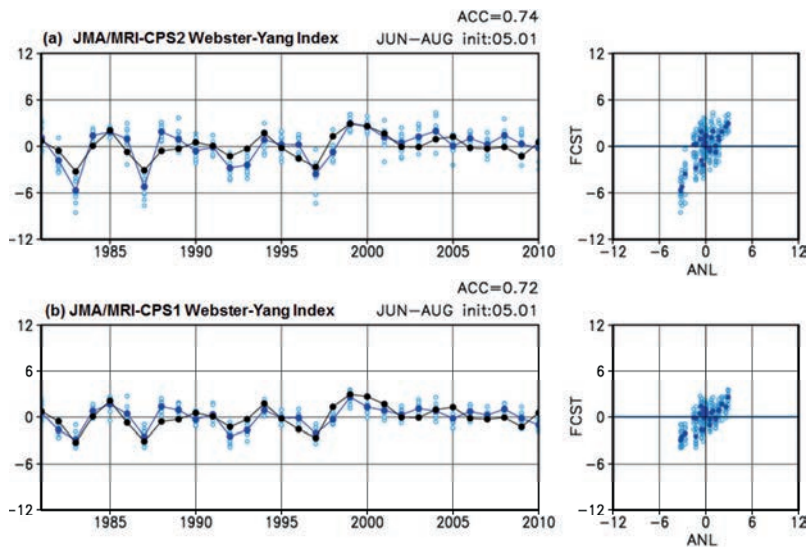
上段はGPCPバージョン2.2半旬解析値、下段はJMA/MRI-CPS2による5月初期月の予測結果。平均領域は(a, d)東経70度～90度、(b, e)東経90度～110度、(c, f)東経120度～140度。統計期間は1981～2010年。

第1.4.45図に降水量の半旬平均気候値の時間緯度断面図を示す。インド亜大陸付近(東経70度～90度)においては、解析では6月に赤道付近からインド亜大陸熱帯域に降水ピークが移動し、モンスーンがオンセットするのがみられる。そして、秋から冬にかけて降水域が南下し、モンスーンが退行する。新システムの予測では解析に比べオンセットの時期が平均的に遅れる傾向がある。一方、衰退期には新システムの降水域は解析に比べて早く退行する傾向がみられる。インドシナ半島付近(東経90度～110度)においては、解析では5月頃に急激にオンセットし、その後、秋の間に降水域がゆっくりと南下する。新システムも概ね同様の季節変化を再現しており、東アジア(東経120度～140度)では、メイユ(中国大陸上の前線)、梅雨前線に対応する降水が5月後半から7月前半にかけてみられる。

#### ウ. 年々変動

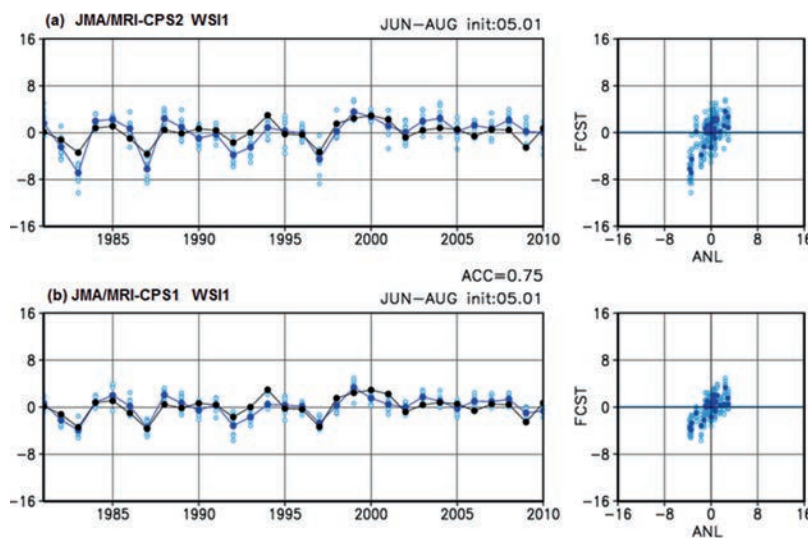
まず、夏季南アジアモンスーン(夏季インドモンスーン)の主要な年々変動について評価する。南アジアモンスーンの変動を表す指数として広く用いられているものにWebster-Yang Index(以下WYI)がある(Webster and Yang 1992)。WYIは200hPaと850hPaの東西風シア(U850-U200)を南アジア域(赤道～北緯20度、東経40度～110度)で平均したものと定義される。WYIは特にインドモンスーン、東南アジアモンスーンを含む大きなスケールの変動を捉える指数であると考えられる(Wang and Fan 1999)。第1.4.46図に新旧システムによるWYIの予測時系列と散布図を示す。WYI予測の解析とのアナマリー相関は両システム共に0.7を上回り、年々変動を良く予測できている。

次に南アジア域のモンスーンの変動パターンの再現性を調べる。Wang and Fan (1999)はベンガル湾、インド域の降水量指数(AIRI: All Indian



第 1.4.46 図 リードタイム 1 か月の夏季 (6 ~ 8 月) を対象とする Webster-Yang インデックス (WYI) の時系列と散布図

時系列、散布図の値は WYI の偏差を示し、(a) 新システム (JMA/MRI-CPS2)、(b) 旧システム (JMA/MRI-CPS1) の図。黒線は解析、青線 (青点) はアンサンブル平均、水色の丸は各アンサンブルメンバーの値。散布図の横軸は解析、縦軸は予測。



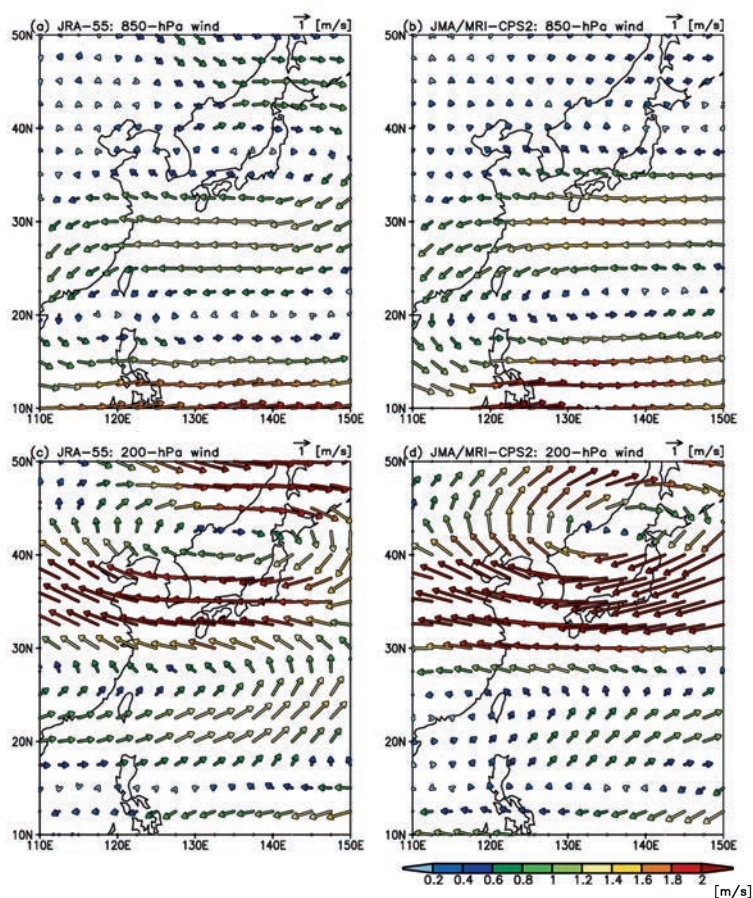
第 1.4.47 図 第 1.4.46 図と同じ。ただし、WSI1 の図。

Rainfall Index; Parthasarathy et al. 1995) と循環場の関係を調べ、AIRI やベンガル湾の降水量とより関係の強い指数として、アラビア海上で平均した 200hPa と 850hPa の東西風シアを用いた指数 (WSI1: Wind Shear Index 1; U850-U200 (東経 40 度 ~ 80 度, 北緯 5 度 ~ 20 度)) を提案している。第 1.4.47 図に WSI1 の予測精度を示す。新旧システム共にアノマリー相関が 0.75 であり、良く予測できている。

なお、インドにおける細かい地域スケールの降水量と循環場の関係はさらに複雑である。Cash et al. (2015) は、インド全域の降水量 (AIRI) に寄与の大きい、インド中東部のガンジス川流域及び

インド亜大陸西部の西ガーツ山脈域について、それらの領域の降水量と関連する循環場パターンが異なることを指摘している。具体的にはガンジス川流域の降水はアラビア海上の 850hPa 風において西風偏差を伴い、一方、西ガーツ山脈域の降水はベンガル湾からインド中部への東風偏差を伴う。こうしたインドの領域毎の降水や細かい地域領域スケールの循環場の予測は新システムでも難しい。

次に東南アジア (北西太平洋) モンスーン、東アジアモンスーンについて示す。ここでは卓越した変動モードを抽出するため、多変数経験的直交関数 (MV-EOF: Multivariate Empirical Orthogonal Function; Wang 1992) を使用する。MV-EOF に



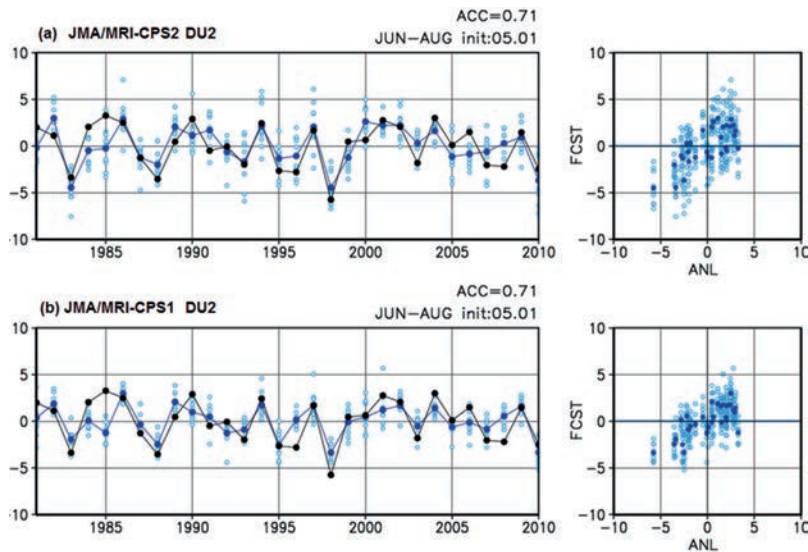
第 1.4.48 図 夏季(6~8月)の 200hPa、850hPa 水平風の北西太平洋、東アジア領域における MV-EOF 第 1 モード  
 解析領域は北緯10度~50度、東経110度~150度で、統計期間は1981~2010年。  
 (a) JRA-55 (ベクトル: 850hPa水平風)、(b) 新システム (ベクトル: 850hPa水平風)、  
 (c) JRA-55 (ベクトル: 200hPa水平風)、(d) 新システム (ベクトル: 200hPa水平風) の図。

は複数の要素が空間的、時間的に互いに関連して変動する場合に1つの卓越モードとして抽出することができるという利点がある。MV-EOFの適用例としては、東アジアモンスーンを解析したWang et al. (2008)やSun et al. (2010)などがある。

以下では200hPaと850hPaの東西風と南北風の4変数にMV-EOFを適用する。解析については1981~2010年の30例、また、予測については10メンバーの予測を全て使用し合計300例(10メンバー×30年)を用いてEOFを計算した。第1.4.48図に北緯10度~50度、東経110度~150度におけるMV-EOF第1モードを示す。このモードは規格化した解析の変動成分の21%、予測の変動成分の23%を説明する。このパターンはフィリピン東方で対流活動が活発で、東南アジアモンスーンの強い場合に対応する(Wang et al. 2001)。解析の850hPa東西風にはフィリピン付近からその東方にかけての西風偏差、北緯30度付近の東風偏差がみられる。さらに、日

本付近に太平洋・日本(PJ)パターン(Nitta 1987)に対応した高気圧性循環がみられる。一方、200hPaには日本海を中心とする高気圧性循環がみられる。このように夏季の東南アジアモンスーンと東アジアモンスーンは関係が強く一連の変動とみることもできる(Wang et al. 2001)。逆に言えば、東南アジアモンスーン及びPJパターンのテレコネクションが精度良く予測できれば、精度良い東アジア域の予測が期待できるということである(Kosaka et al. 2013)。新システムによる予測は上述した循環パターンを概ね再現しているが、850hPa風で日本付近の高気圧性循環が解析に比べて弱い傾向がみられる。

東南アジアモンスーンの変動を表す指数として広く使われているものに、DU2インデックス(Wang et al. 2008)がある。DU2インデックスは北緯5度~15度、東経90度~130度と北緯22.5度~32.5度、東経110度~140度の領域平均850hPa東西風の差と



第 1.4.49 図 第 1.4.46 図と同じ。  
ただし、DU2 の図。

して定義される。DU2は前述した東アジアのMV-EOF1（第1.4.48図）の変動を反映している。

第1.4.49図にDU2の時系列と散布図を示す。新旧システム共にアンサンブル平均予測と解析のアノマリー相関が0.71であり、予測精度は高い。各種インデックスで評価した夏季の東南アジアモンスーンの予測精度については、リードタイム1か月の3か月平均予測では新システムは旧システムと同程度の予測精度であるものの、リードタイム数か月の予測にスコアの低下傾向が若干みられる（図略）。

夏季の東南アジアモンスーンの比較的高い予測精度は、フィリピン東方を中心とする北西太平洋域の対流活動が夏季のENSOの影響及びインド洋コンデンサー効果(Indian Ocean capacitor effect)によるインド洋を介した前冬のENSOの影響を受ける（石川と前田 2013）ためであると考えられる。

### （3）冬季アジアモンスーン

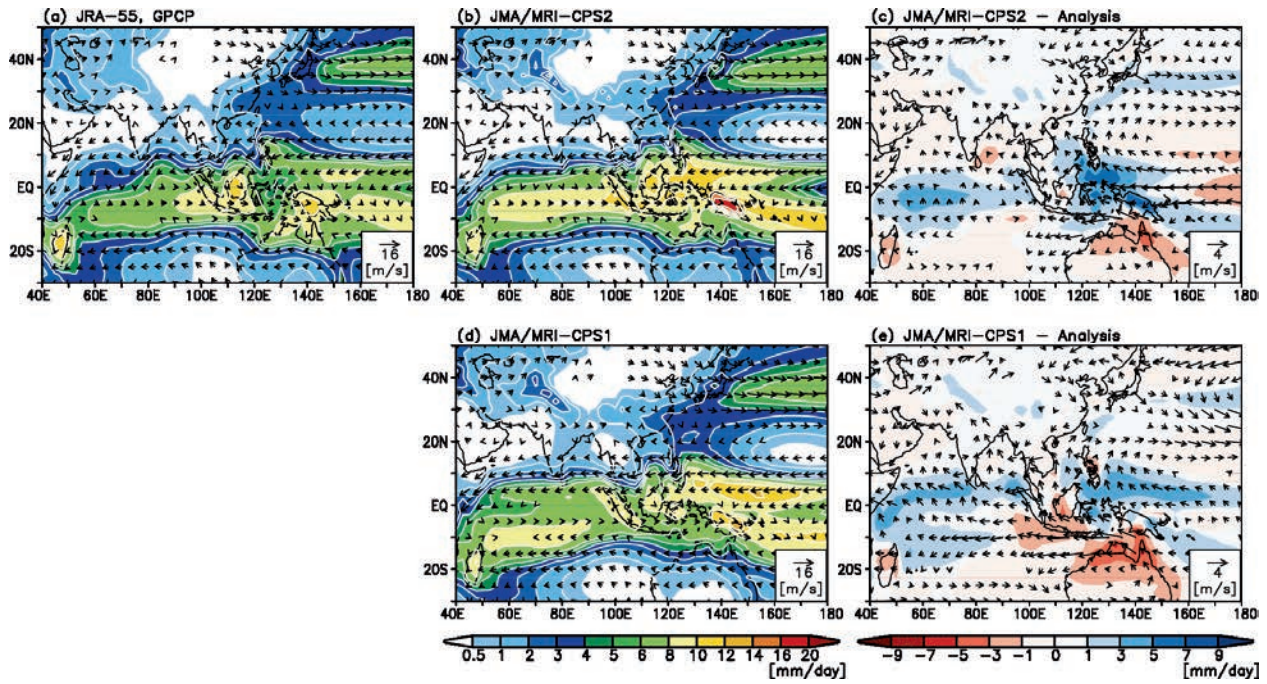
#### ア. 気候場

まず、冬季（12～2月）を対象とする3か月平均850hPa水平風と降水量気候値を示す（第1.4.50図）。冬季には、インド洋の熱帯収束帯(ITCZ)がインド洋の南半球側に分布し、南太平洋熱帯収束帯(SPCZ)が南太平洋側に分布する。850hPa風は夏季と風向が変わり、東南アジアからインド洋に向か

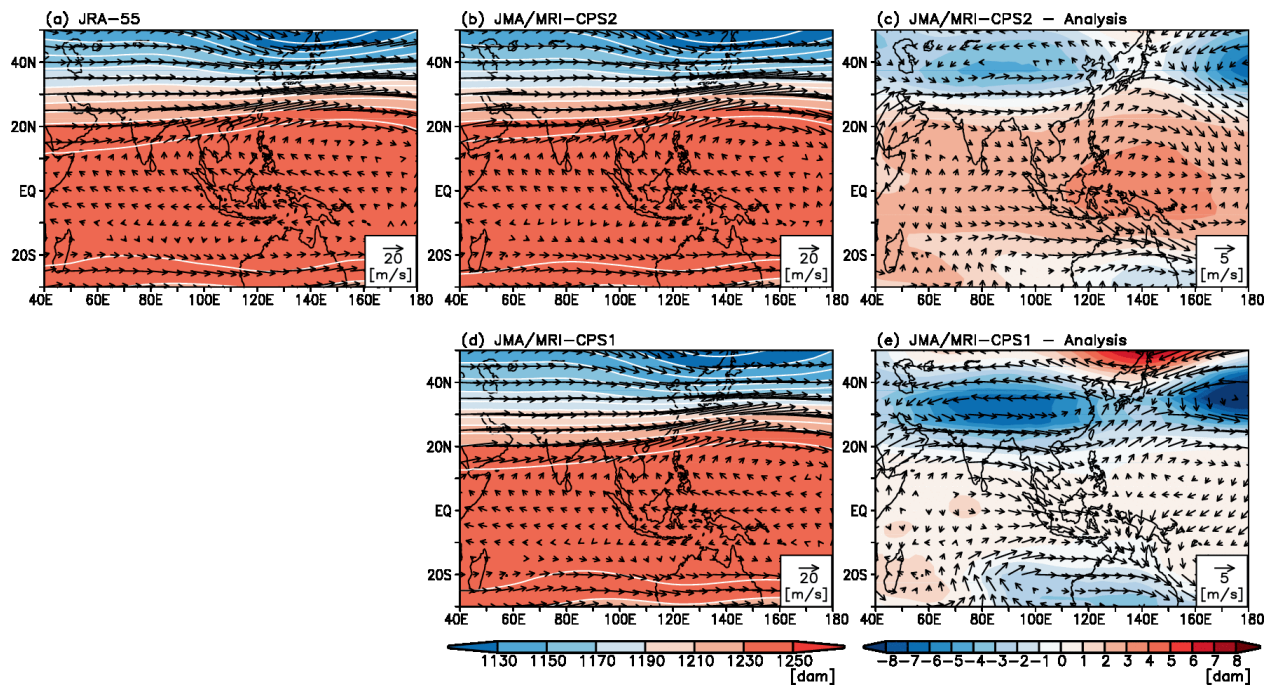
って吹く。また、東アジア域ではシベリア高気圧から吹き出した北西風が卓越する。200hPa風（第1.4.51図）では、熱帯域の高度場がユーラシア大陸側より高いことに対応して、南インドから東アジアにかけて西風が卓越する。東アジア域の200hPa風をみると、日本付近ではトラフとなっており、また、亜熱帯ジェットと寒帯前線ジェットが合流する。新旧システム共にこうした特徴を概ね再現できているものの、新システムではインド洋から海洋大陸にかけてみられる過剰な降水とそれに伴う対流圏の加熱により、旧システムと比較して200hPa高度のバイアスが熱帯で増大、中緯度で減少した。

#### イ. 年々変動

ここでは日本域の季節予報に影響の大きい東アジア域の冬季モンスーンに着目する。夏季と同様にMV-EOFを使用して主要変動モードを抽出するが、対流圏下層温度も合わせて解析するために北緯20度～55度、東経110度～155度における200hPa東西風、200hPa南北風、及び850hPa東西風、850hPa南北風、850hPa気温の5変数を使用してMV-EOFを計算した（第1.4.52図）。第1モードのパターンは規格化した解析の変動成分の27%、予測の変動の26%を説明する。解析の850hPaの場をみると大陸から日本にかけて北西風が吹き、それに対応する



第 1.4.50 図 第 1.4.43 図と同じ。ただし、冬季(12~2月)の図。

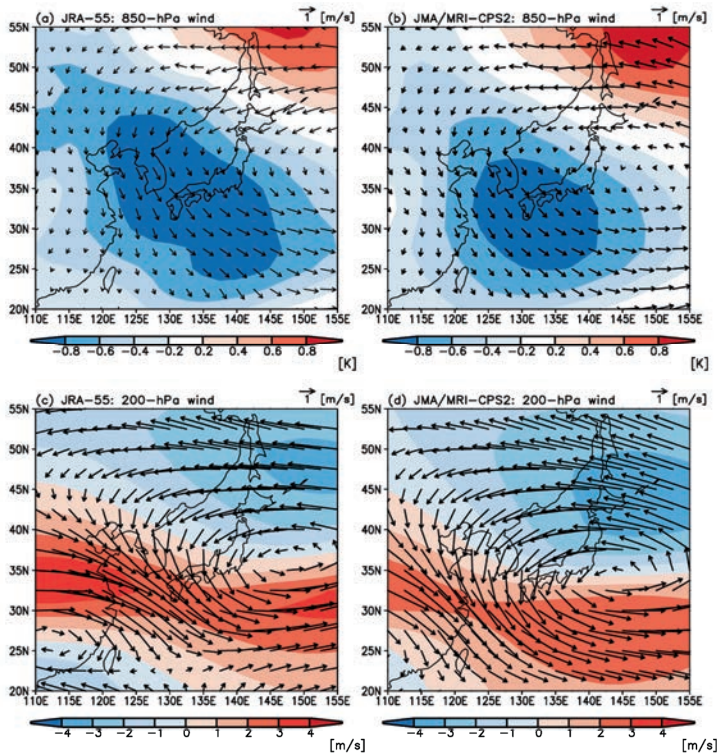


第 1.4.51 図 第 1.4.44 図と同じ。ただし、冬季(12~2月)の図。

ように中国大陸から西日本上にかけて負の気温パターンがみられる。これは西日本を中心に寒冬をもたらすパターンに対応する。一方、対流圏上層(第1.4.52図(c))では日本の東方を中心に低気圧性循環がみられる。200hPa東西風偏差をみると、

日本付近で南北対のパターンがみられ、西風ジェットが南偏し、西日本付近で強化されていることに対応する。新システムの予測もこうした変動を良く再現している。

このような変動モードは海洋大陸付近の降水量



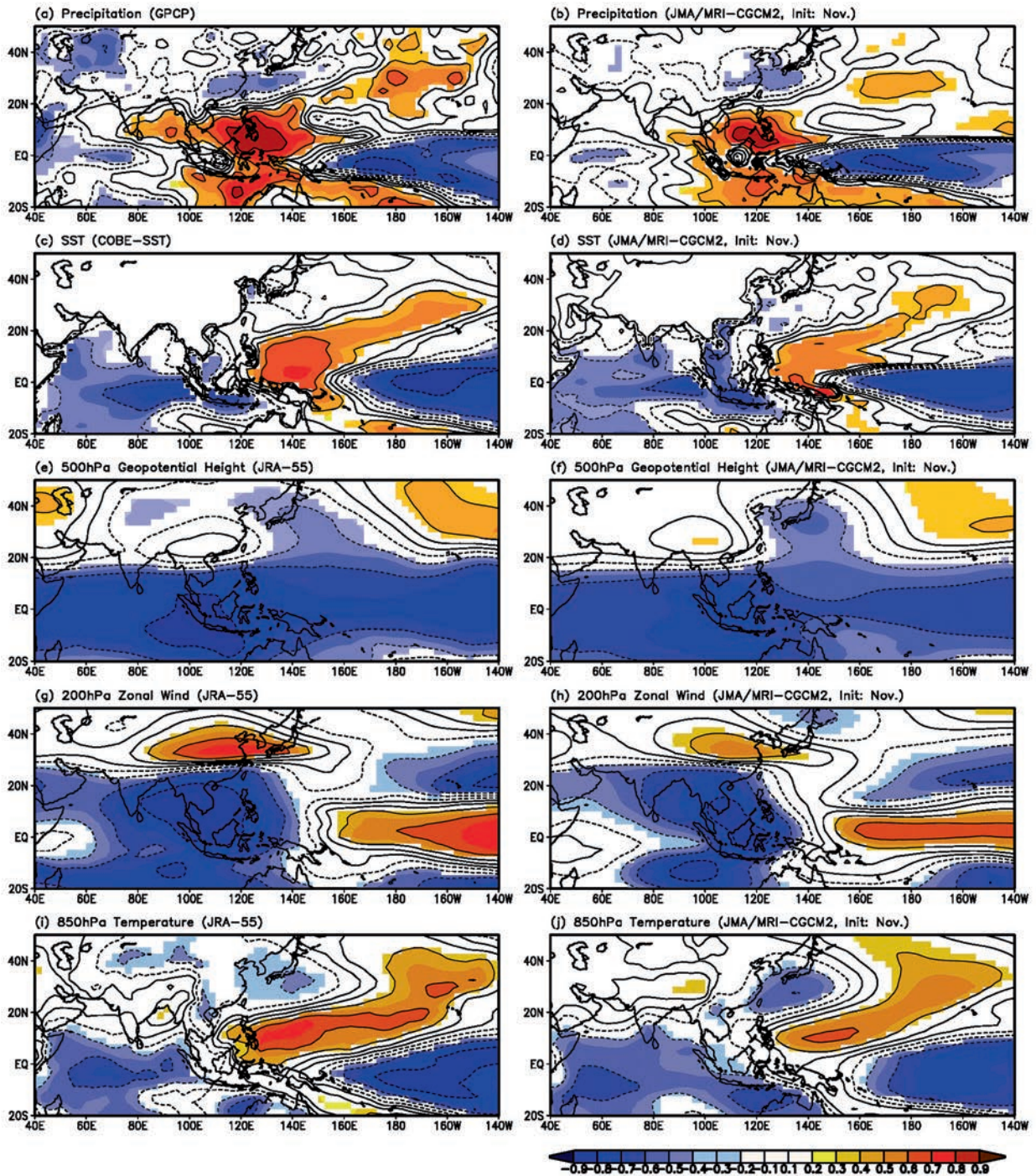
第 1.4.52 図 冬季(12～2月)の 200hPa、850hPa 水平風、及び 850hPa 気温の東アジア領域における MV-EOF 第 1 モード  
解析領域は北緯20度～55度、東経110度～155度で、統計期間は1981～2010年。  
(a) JRA-55 (ベクトル：850hPa水平風、色：気温)、(b) JMA/MRI-CPS2 (ベクトル：850hPa水平風、色：気温)、(c) JRA-55 (ベクトル：200hPa水平風、色：200hPa東西風)、(d) JMA/MRI-CPS2 (ベクトル：200hPa水平風、色：200hPa東西風) の図。

に関連していることが知られている (Jhun and Lee 2004)。そこで、冬季3か月平均(12～2月)を対象とした、降水量の海洋大陸付近(北緯15度～南緯15度、東経105度～135度)における領域平均と、降水量、海面水温、循環場との相関を第1.4.53図に示す。海洋大陸付近の降水量が多い年には赤道太平洋の中部から東部にかけて海面水温が低く、一方、熱帯太平洋の北西部で海面水温が高い傾向が解析及び予測にみられる。この海面水温の分布からもわかるようにこのモードは ENSO と強く関連しており、得られたパターンはラニーニャ現象発生時の冬季にみられる傾向を示す。

日本付近の循環場をみると、海洋大陸付近の降水量が多い年には対流圏中層(500hPa高度)のトラフが深くなり、北緯35度付近で中国から日本付近にかけて対流圏上層(200hPa)の東西風が強まる傾向がある。さらに、中国から西日本にかけて850hPa気温が低くなる傾向があるのがわかる。こうした循環場パターンは第1.4.52図でみた MV-EOF の第1モードと概ね一致することから、前述した

MV-EOFで得られた主要変動モードが海洋大陸(特に南シナ海からフィリピン東方)付近の対流活動により励起されていることが示唆される。ラニーニャ現象発生時の冬季には、沖縄・奄美、西日本で低温傾向となることが知られているが、ここで述べた変動モードで説明できる。エルニーニョ現象が発生した冬季については、ラニーニャ現象時と概ね逆の傾向を示す。以上のことから中国から西日本にみられる気温変動は海洋大陸付近の降水量が予測シグナルとなることがわかる。さらに、冬季東アジアモンスーンの循環場は海洋大陸のみならず、インド洋の対流活動も影響することが報告されている (Sakai and Kawamura 2009)。

冬季東アジアモンスーンの対流圏下層気温の年々変動には、上述した変動モード以外に、シベリア高気圧の強さに関連してシベリアから北日本にかけて変動するモードがあることが知られている (Wang et al. 2010; Takaya and Sato 2014)。特に北日本、東日本はその変動モードの直接の影響を受ける。シベリア高気圧の変動は北極振動や



第 1.4.53 図 海洋大陸付近（南緯 15 度～北緯 15 度、東経 105 度～135 度）の降水量と他要素との相関の分布図

左列が解析、右列が予測の結果。海洋大陸付近の降水量と (a, b) 降水量、(c, d) SST、(e, f) 500hPa 高度、(g, h) 200hPa 東西風、(i, j) 850hPa 気温の相関の分布図。ブートストラップ法による検定で信頼度 95% 以上の格子に色をつけた。等値線の間隔は 0.1。



極前線ジェット上を伝播する準定常ロスビー波にも関連しており(Gong et al. 2001, Takaya and Nakamura 2013)、新システムでも予測精度は高くはない(第1.4.4項)。

#### (4) まとめ

本項では夏季及び冬季アジアモンスーンについて季節予報システムによる再現性、予測シグナルとなる変動について記述した。大気海洋結合モデルを季節予報に導入したことにより大幅に改善された夏季アジアモンスーンの予測精度は、新システムでも同様に高いことが確認された。冬季アジ

アモンスーンについては東アジアモンスーンに着目して解析した結果、循環場の主要な変動モードをある程度再現することが確認された。冬季の気温変動モードにはシベリア高気圧と関連するものがあり、日本域もその影響を受ける。したがって、さらなる予測精度の向上にはシベリア高気圧の予測精度の向上が望まれる。シベリア高気圧の変動は北極海の海氷やユーラシア大陸の陸面状態と関連するという研究があるため、それらの過程の再現性、予測精度を改善することでさらなる日本域の予測精度の改善が得られる可能性がある。

#### 1.4.8 マッデン・ジュリアン振動の予測精度

(1) はじめに

熱帯域にはマッデン・ジュリアン振動(MJO: Madden-Julian Oscillation)と呼ばれる30日~60日程度の周期で赤道付近を一周する変動モードが存在することが知られている。MJOは決定論的予測可能性の限界が1か月を超えられているが、最新の数値予報モデルではリードタイム1か月の相関係数が0.5を超えるモデルもある(Miyakawa et al. 2015)。

MJOの予測可能な時間スケールは季節予報が対象とする代表的な時間スケール(3か月程度)に比べ短いため、MJOそのものが季節予報の予測シグナルとはならない。しかしながら、MJOはエルニーニョ現象の発生及び終息のきっかけ(トリガー)となることが観測データと数値予報モデルを用いた先行研究によって指摘されていることから、MJOを数値予報モデルでより良く再現し、その不確実性を表現することが、ENSO予測の不確実性を正しく表現するために重要である。

Neena et al. (2014)は旧システム(JMA/MRI-CPS1)を含む多数の予測システムの結果を用いてMJO予測の比較及び検証を行った。その結果によると、旧システムのMJOの予測精度は多数の予測システムの中でも比較的良い方であったものの、MJOに対応する季節内の変動が過小に表現されていることが分かった。こうした指摘を受け、新システムではMJOの再現性、特に季節内変動の振幅を現実的に再現するようにモデルを調整した(第1.2.2項)。本項ではMJOの検証結果を簡単に紹介する。

(2) MJOの予測精度

##### ア. 検証方法

本検証では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、MJOの予測精度や再現性を評価した。MJOの位相・振幅を指数化するため、Wheeler and Hendon (2004)を参考に、MJO指数を以下のように定義した。

まず、NOAAが解析した大気上端上向き長波放射

(OLR)とJRA-55再解析の850hPa及び200hPa東西風(U850, U200)を南緯15度から北緯15度で緯度平均した。さらに、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)を除き、さらに前120日平均値を除いた。また、各要素は各々の分散の全球平均の平方根で規格化した。このように求めた入力データを用いて多変量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MJO指数と定義した。なお、予測のMJO指数の計算には、OLR及びU850、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モデル特性の違いは無視できるものと仮定して解析値を使用する)を除き、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。

これらのPC1、PC2を用いた以下の指標を用いてMJOの予測精度を評価した。評価の際には、初期日における規格化した解析のMJO指数の振幅が1以上の事例を対象とした。

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

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

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

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

ここで、 $a_1$ と $a_2$ はそれぞれ解析のPC1とPC2であり、一方、 $f_1$ と $f_2$ は予測のPC1とPC2である。 $\tau$ は予測期間を表し、 $N$ はサンプル数を表す。RMSEは根二乗平均誤差、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が0より大きい(小さい)こと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が0より大きい(小

い) ことは解析に比べて予測の振幅が大きい(小さい)ことを表す。

#### イ. 結果

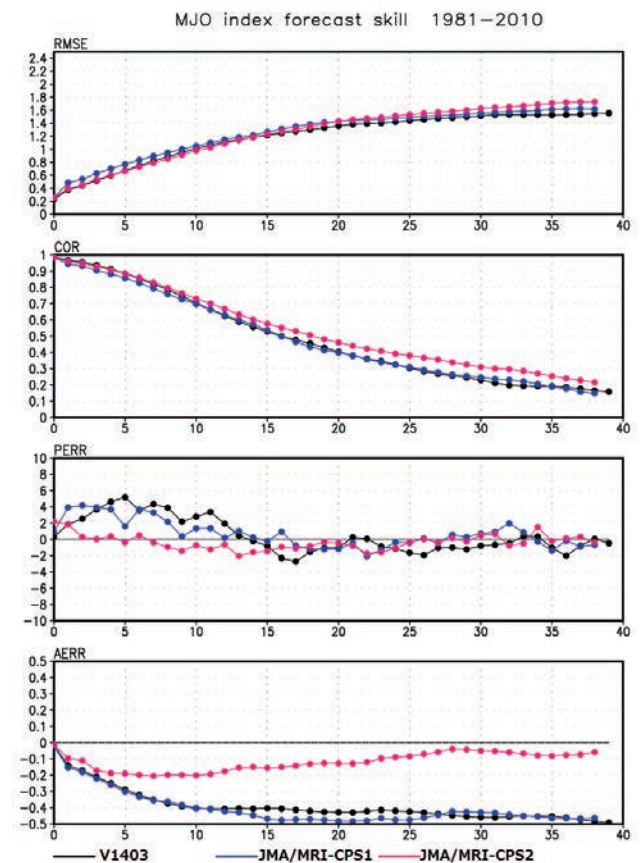
第1.4.54図に全ての初期日を対象とした各スコアを示す。新システムのCORは検証期間を通じて旧システム及び現1か月アンサンブル予報システム(V1403; 平井ほか 2014)を上回る。また、RMSEについても予測15日程度までは新システムが旧システムを上回る。RMSEは変動の振幅に依存するが(Taylor 2001)、旧システムではMJOの変動の振幅が解析よりも小さい傾向があったため、見かけ上RMSEが小さくなっていると考えられる。新システムで予測15日以降のRMSEが大きくなったのは、新システムでMJOの振幅が大きくなり、より再現性が向上したことによるためである。また、位相誤差(PERR)については、旧システムでは予測前半で東進速度が速すぎる誤差があったが、新システムではより解析に近づいた。これらのことから、新システムではMJOの予測精度が向上したと言える。特に、振幅誤差(AERR)が小さくなり、より現実的な振幅を持つMJOが再現されるようになったことは、季節予報において不確実性の成分(ノイズ成分)となる季節内時間スケールの熱帯変動が現実的な大きさで表現されるようになったことを意味する。実際に旧システムで過小であった熱帯域の速度ポテンシャル、流線関数の変動成分が大きくなり、解析に近づいた。これにより、NINO.3海域の海面水温予測において、スプレッド・スキルの関係(スプレッド/RMSE)が大きくなることで、ノイズ成分がより適切な振幅を持って表現されるようになった(図略)。

最後にMJOの予測精度の向上に対する海洋を結合することによる影響について触れておく。今回、新システムを使用し、海洋結合の有無によるMJOの予測精度の違いを評価した。冬季の予測事例において、海洋を結合した場合と結合しない場合(大気モデル単体の予測)のMJO指数のスコアを比較したところ、CORが0.6以上であるリードタイムについて海洋を結合した場合のほうが2日程度長いこ

とが分かった。先行研究でも海洋を結合することにより数日程度予測精度が向上することが報告されており(例えば Vitart et al. 2007)、この結果は先行研究の結果と符合する。したがって、本項で得られた新システムの予測精度についても海洋を結合することにより2日程度の改善が得られているものと考えられる。

#### (3) まとめ

本項では新システムによるMJOの予測精度の評価を示した。新システムでは旧システムに比べ、MJOの予測精度が改善したことが確認された。特に



第1.4.54 図 MJO 指数の予測精度

新システム(マゼンタ)及び旧システム(青)、1か月アンサンブル予報システム(V1403; 黒)の予測精度。上から根二乗平均誤差(RMSE)、相関係数(COR)、位相誤差(PERR、単位は度)、振幅誤差(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。

MJOの振幅が現実的に再現されるようになった。このことは、不確実性の大きさがより現実的に表現されていることを意味し、予測精度の向上に貢献していると考えられる。

## 参考文献

- 石川一郎, 前田修平, 2013: エルニーニョ/ラニーニャ現象に代表される熱帯海洋変動とその影響. 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, 123-156.
- 大久保忠之, 2012: 3か月予報と暖・寒候期予報. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 237-264.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁55年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 15-44.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト, 天気, **59**(6), 493-495.
- 中三川浩, 2013: 季節予報の評価手法. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 271-281.
- 平井雅之, 2013: 季節アンサンブル予報システム. 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, 196-202.
- 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, 2014: 1か月アンサンブル予報システム変更の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-5.
- Adler, R. F., G. Gu, and G. J. Huffman, 2012: Estimating Climatological Bias Errors for the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 84-99.
- Bodas-Salcedo, A., K. D. Williams, M. A. Ringer, I. Beau, J. N. S. Cole, J.-L. Dufresne, T. Koshiro, B. Stevens, Z. Wang, and T. Yokohata, 2014: Origins of the Solar Radiation Biases over the Southern Ocean in CFMIP2 Models. *J. Climate*, **27**, 41-56.
- Cash, B. A., J. L. Kinter III, J. Adams, E. Altshuler, B. Huang, E. K. Jin, J. Manganello, L. Marx, and T. Jung, 2015: Regional Structure of the Indian Summer Monsoon in Observations, Reanalysis, and Simulation. *J. Climate*, **28**, 1824-1841.
- Gong, D.-Y., S.-W. Wang, and J.-H. Zhu, 2001: East Asian Winter Monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2073 - 2076, doi:10.1029/2000GL012311.
- Gottschalck, J., M. Wheeler, K. Weickmann, F. Vitart, N. Savage, H. Lin, H. Hendon, D. Waliser, K. Sperber, M. Nakagawa, C. Prestrelo, M. Flatau, and W. Higgins, 2010: A framework for assessing operational Madden-Julian Oscillation forecasts: A CLIVAR MJO working group project. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **91**, 1247-1258.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, and G. Gu 2009: Improving the Global Precipitation Record: GPCP Version 2.1. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17808, doi:10.1029/2009GL040000.
- 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.
- Jhun J.-G. and E.-J. Lee, 2004: A New East Asian Winter Monsoon Index and Associated Characteristics of the Winter Monsoon. *J. Climate*, **17**, 711-726.
- 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. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Kosaka, Y., S.-P. Xie, N.-C. Lau, and G. A Vecchi, 2013: Origin of seasonal predictability for summer climate over the Northwestern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **110**, 7574-7579.
- Lee, J.-Y., B. Wang, I.-S. Kang, J. Shukla, A. Kumar, J.-S. Kug, J. K. E. Schemm, J.-J. Luo, T. Yamagata, X. Fu, O. Alves, B. Stern, T. Rosati, and C.-K. Park, 2010: How are seasonal prediction skills related to models' performance on mean state and annual cycle? *Clim. Dyn.*, **35**, 267-283.
- 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.
- Miyakawa, T., M. Satoh, H. Miura, H. Tomita, H. Yashiro, A. T. Noda, Y. Yamada, C. Kodama, M. Kimoto, and K. Yoneyama, 2015: Madden-Julian Oscillation prediction skill of a new-generation global model demonstrated using a supercomputer. *Nature Comm.*, **5**, doi:10.1038/ncomms4769.
- Mo, K. C. and M. Ghil, 1987: Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 877-902.
- Neena, J. M., J.-Y. Lee, D. Waliser, B. Wang, and X. Jiang, 2014: Predictability of the Madden-

- Julian Oscillation in the intraseasonal variability hindcast experiment (ISVHE). *J. Climate*, **27**, 4531-4543.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- Pan, X., B. Huang, and J. Shukla, 2011: Sensitivity of the tropical Pacific seasonal cycle and ENSO to changes in mean state induced by a surface heat flux adjustment in CCSM3. *Clim. Dyn.*, **37**, 325-341.
- Parthasarathy, B., A. A. Munot, and D. R. Kothawale, 1995: Monthly and seasonal rainfall series for All-India homogeneous regions and meteorological subdivisions: 1871-1994. Contributions from Indian Institute of Tropical Meteorology, Research Report RR-065, Aug. 1995, Pune 411 008 India.
- Sakai, K., and R. Kawamura 2009: Remote response of the East Asian winter monsoon to tropical forcing related to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **114**, D06105.
- Sun, X., R. J. Greatbatch, W. Park, and M. Latif, 2010: Two major modes of variability of the East Asian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **136**, 829-841.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2013: Interannual Variability of the East Asian Winter Monsoon and Related Modulations of the Planetary Waves. *J. Climate*, **26**, 9445-9461.
- Takaya., Y. and H. Sato, 2014: Current Capability of the JMA Operational Seasonal Prediction System in Predicting the East Asian Winter Monsoon. Asia Oceania Geosciences Society 11th Annual Meeting (AOGS2014), Sapporo, Japan.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498.
- Trenberth, K. E., J. M. Caron, D. P. Stepaniak, and S. Worley, 2002: Evolution of El Niño-Southern Oscillation and global atmospheric surface temperature, *J. Geophys. Res.*, **107**, NO. D8, 10.1029/2000JD00298
- Vitart, F., S. Woolnough, M. A. Balmaseda, and A. Tompkins, 2007: Monthly forecast of the Madden-Julian Oscillation using a coupled GCM, *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2700-2715.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Wang, B., R. Wu, and K.-L. 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.
- Wang, B., 1992: The Vertical Structure and Development of the ENSO Anomaly Mode during 1979-1989. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 698-712.
- Wang, B. and LinHo, 2002: Rainy Season of the Asian-Pacific Summer Monsoon. *J. Climate.*, **15**, 386-398.
- Wang, B. and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629-638.
- Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C. -P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to Measure the Strength of the East Asian Summer Monsoon. *J. Climate.*, **21**, 4449-4463.
- Wang, B., Z. Wu, C. -P. Chang, J. Liu, J. Li, and T. Zhou, 2010: Another Look at Interannual-to-Interdecadal Variations of the East Asian Winter Monsoon: The Northern and Southern Temperature Modes. *J. Climate.*, **23**, 1495-1512.
- 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.
- Wild, M., D. Folini, C. Schär, N. Loeb, E. G. Dutton and G. König-Langlo, 2013: The global energy balance from a surface perspective. *Clim. Dyn.*, **40**, 3107-3134.
- WMO, 2010: Standardised Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts, *New Attachment II-8 to the Manual on the GDPFS (WMO-No. 485), Volume I.*
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- Yukimoto, S., and Coauthors, 2012: A new global climate model of meteorological research institute: MRI-CGCM3 - Model description and basic performance, *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **90**, 23-64.
- Zhang, W., and F.-F. Jin, 2012: Improvements in the CMIP5 simulations of ENSO-SSTA meridional width. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L23704, doi:10.1029/2012GL053588.

## 1.5 新システムによる予測結果を利用する際の注意点<sup>1</sup>

### (1) はじめに

第 1.4 節で述べたように新システムでは予測精度が向上した。更に日本域の予測精度の向上を踏まえて 2m 気温の予測結果をガイダンス予測資料に使用するなど(第 1.6 節)、新たなプロダクトへの利用可能性が出てきた。一方で、季節予報モデルの ENSO の予測やその応答には、依然として既知の誤差傾向がみられる(第 1.4.3 項)。したがって、使用する予報システムの特性及び予測性能を把握した上で、予報を解釈し、予測結果を利用する必要がある。本節では新システムの利用における注意点について解説する。

### (2) 地上(2m)気温の利用

季節予報の気温予測では、地域平均(地上)気温を予測対象とする。エルニーニョ予測モデルと大気モデルによる二段階法を採用していた頃には、大気モデルにおいて海上の 2m 気温が境界条件として事前に与えた海面水温の影響を大きく受けていたこと、モデルの解像度の仕様により海陸分布の解像度も粗い設定となっていたこと、及び再解析のような長期間にわたる均質な地表面解析が利用できなかったこと等の理由により、モデルの 2m 気温予測値を直接使う代わりに、下部対流圏の気温を代表する 850hPa 気温の予測値を使って予報していた。現在では解像度が向上された大気海洋結合モデルを用いて海面水温を予測できるようになり、また再解析の地表面解析値も整備されたことから、新システムでは 2m 気温予測値を利用することが可能になった。それにより新システムでは 2m 気温の予測精度が更に向上した(第 1.4.4 項、第 1.4.5 項)。

第 1.5.1 図にリードタイム 1 か月の 3 か月平均 2m 気温について、2m 気温予測を直接用いた場合と 850hPa 気温の偏差を 2m 気温の偏差の代わりに用いた場合のアノマリー相関係数の差を示す。この

図を見てわかるように、全体的には 2m 気温予測値を利用したほうがアノマリー相関係数が高い傾向がみられる。このことは、2m 気温(地上気温)を予報する場合には、2m 気温予測値を用いたほうが予測精度が良いことを意味する。もちろん、2m 気温の予測だけを見ればよいのではなく、500hPa 高度や 850hPa 気温、海面更正気圧など従来から用いられている予測図を循環場の観点から解釈した上で 2m 気温の結果を参照すべきである。

### (3) エルニーニョ/ラニーニャ現象と天候の統計関係の使い方

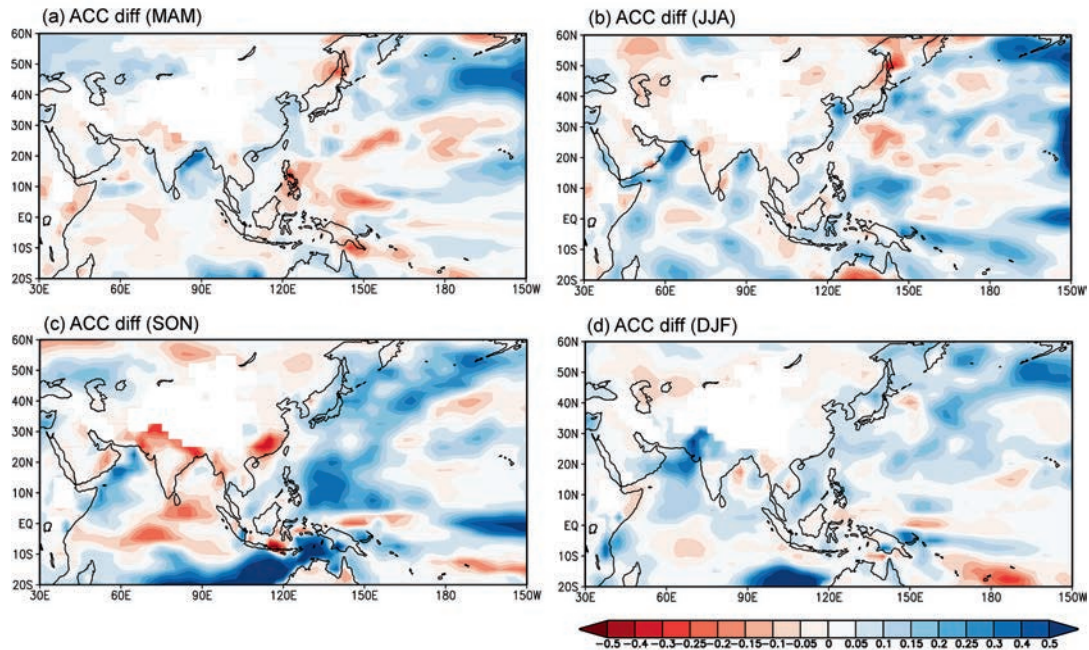
季節予報では、モデルで予測された循環場パターンを過去の ENSO に関連する循環場(天候)と比較しつつ結果を解釈することが行われる。しかしながら、個々のエルニーニョ、ラニーニャ現象発生年の特徴は、必ずしも過去の統計的な特徴と整合するわけではなく、年毎に「個性」がある。季節予報モデルによる予測は、この年毎の大気、海洋の状況を反映した結果を予測しているものと期待される。大気海洋結合モデルによる予測の精度は、ENSO(エルニーニョ監視海域の海面水温)の予測と、過去の ENSO と天候の関係を用いた統計的予測のものを上回る。

このことを示す一つの例として、2m 気温を NINO.3 海域の SST の回帰を用いて予測した場合とモデルで予測した場合の精度を比較する(第 1.5.2 図)。回帰式は 1981~2010 年の JRA-55 地表面解析による 2m 気温と COBE-SST 解析値で作成し、COBE-SST 解析の NINO.3 SST を使って回帰予測を行った<sup>2</sup>。第 1.5.2 図より、NINO.3 SST との統計関係を用いた回帰予測より季節予報モデルの予測スコアのほうが、全体的には高いことが確認できる。このことは、力学モデルの予測結果が統計関係と合わない場合でも、再予報の予測精度を通じて力学モデルの信頼性を確認しながら利用することが有効であることを示唆している。

第 1.3.2 項で述べたとおり、トレンドの予測結

<sup>1</sup> 高谷 祐平

<sup>2</sup> NINO.3 SST は予測時には得られない未来の解析値を用いているため、厳密には予測ではない。



第 1.5.1 図 3 か月平均 2m 気温について、JMA/MRI-CPS2 の 2m 気温予測を用いた場合と 850hPa 気温予測を 2m 気温の代わりに用いた場合のアノマリー相関係数の差

検証期間は 1981～2010 年の 30 年間。10 メンバーアンサンブル平均の予測を検証。春季（3～5 月； a）、夏季（6～8 月； b）、秋季（9～11 月； c）、冬季（12～2 月； d）を対象とするリードタイム 1 か月の予測。青色は JMA/MRI-CPS2 の 2m 気温予測を用いた場合のアノマリー相関係数が 850hPa 気温予測を用いた場合に比べ高いことを示す。標高 1500m 以上の地点はマスクをしている。

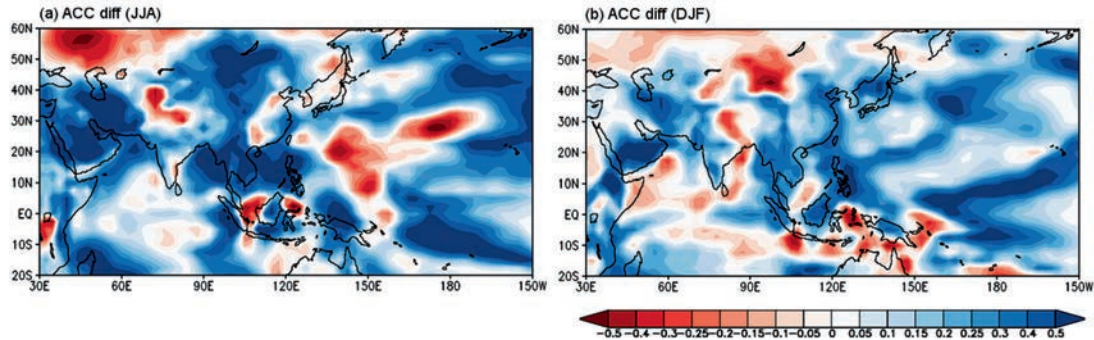
果への影響は大きい。ENSO に関連する天候は、しばしば気温トレンドを除いて解析される(第 2 章)。一方、モデルの結果は温室効果ガスの濃度の変化を反映し、その変化に伴う温暖化トレンドを含んだものである。したがって、統計的に得られた ENSO に関連する天候をもとに予測結果を解釈する場合には、トレンドの扱い方の違いについて十分留意し、モデルで表現されているトレンドを考慮して予報内容を検討するのが良い。

東アジア域における ENSO の影響はインド洋の 大気・海洋の状況等、太平洋赤道域以外の状況にも左右されることが知られており、ENSO 時の典型的な循環場と必ずしも一致するわけではない。さらに、中高緯度域の変動の影響もある。したがって予測された循環場が ENSO 時の典型的な特徴に

一致するかどうかに関わらず、循環場の形成について気候力学的観点から解釈し、予測結果の信頼性について常に検討することが必要である。

#### (4) ENSO 応答の再現性の解釈

前節までに述べたように、季節予報モデルの予測精度は、力学的予測手法導入時に比べ大幅に向上し、モデルの予測結果を予報資料として直接利用できるようになってきた。一方で、これまで述べてられているように ENSO の応答パターンの再現性には誤差がある。これについては、第 1.4.3 項に詳しく述べられているので本節では割愛するが、モデルによる ENSO 応答の再現性を把握して予測結果を解釈すべき点は新システムにおいても変わらない。



第 1.5.2 図 3 か月平均 2m 気温の JMA/MRI-CPS2 の予測と COBE-SST の NINO.3 SST による回帰予測のアノマリー相関係数の差

検証期間は 1981～2010 年の 30 年間。JMA/MRI-CPS2 の予測は 10 メンバーアンサンブル平均の予測を検証。夏季（6～8 月； a）、冬季（12～2 月； b）を対象とするリードタイム 1 か月の予測。青色は 3 か月平均 2m 気温の JMA/MRI-CPS2 のアノマリー相関係数が COBE-SST の NINO.3 SST による回帰予測に比べ高いことを示す。

#### （5） 再予報の精度検証の参照方法

再予報による精度検証では、計算機資源の制約のため、実際の現業運用時よりも少ないアンサンブルメンバー数で予測を評価する 경우가多い。一般的に予測精度はメンバー数に依存し、メンバー数が多いほど予測精度が高くなる。したがって、再予報で得られた精度はあくまで目安であり、現業の予測結果は再予報に比べて予測精度が高いことが期待される。第 1.5.1 表は Murphy (1988) の理論的見積もりによるアノマリー相関係数のメンバー数依存を示したものである。この結果を見て分かるように、特にアノマリー相関係数が比較的低い場合にメンバー数の増加による精度の向上が得られると期待される。また、再予報と実際の予報ではリードタイムが半月ほど短いため、実際の予報の予測精度は再予報より高い。こうした点を踏まえて再予報の予測精度を参照していただきたい。

第 1.5.1 表 アンサンブル数の違いによるアノマリー相関係数への影響

1 メンバーの 相関係数	10 メンバー アンサンブル 平均の相関係数	51 メンバー アンサンブル 平均の相関係数
0.04	0.10	0.15
0.08	0.20	0.26
0.14	0.30	0.36
0.22	0.40	0.45
0.31	0.50	0.54
0.41	0.60	0.63
0.53	0.70	0.72
0.67	0.80	0.82
0.83	0.90	0.91

#### 参考文献

Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasts on predictability. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **114**, 463-493.



## 1.6 3か月予報および暖・寒候期予報のためのガイダンスの更新<sup>1</sup>

### 1.6.1 はじめに

気象庁では季節予報作業の基礎資料として季節アンサンブル予報システムの出力結果を使用している。システムの出力値は、システムの不完全性によって常に誤差を持つため、そのまま予報作業に使用することは難しい。そこで予報作業にあたっては、システムの出力値を経験的な予測式を使って各地域の予測値や確率値へ翻訳するガイダンスを使用している。3か月予報および暖・寒候期予報のためのガイダンスは Model Output Statistics(MOS; Glahn and Lowry 1972)方式<sup>2</sup>で作成しているため、季節アンサンブル予報システムを更新した場合には、再予報データを用いてガイダンスで使用している予測式も更新しなければならない。本節では2015年6月の季節アンサンブル予報システム更新に伴う、ガイダンスの更新について報告する。

旧システム(JMA/MRI-CPS1)では、予報対象地域である日本付近の予測精度が不十分だった。そこで、先行研究により日本の天候と相関の高いことが示されていた熱帯等の循環指数を予測因子としてガイダンスを作成し、予報作業に必要な精度を確保した(伊藤 2010)。

新システム(JMA/MRI-CPS2)では、2m気温の精度向上をはじめとして日本付近のモデル要素の精度が向上したため(第1.4.4項、第1.4.5項)、予測因子として予報対象地域のモデル要素を用いた。

予報作業資料としては理解しやすいガイダンスとすることも重要であるため、精度を確保しつつ理解しやすいガイダンスとすることも重視して開発した。

なお、暖・寒候期予報のためのガイダンスは、2月初期月(リードタイム<sup>3</sup>4か月)や、3月初期月(リードタイム3か月)など、特定の初期月、

リードタイムの組み合わせとなり検証のための事例が不足するため、統計的に意味のある考察が難しい。そのため、本節での検証・考察は3か月予報ガイダンスについてのみ行った。

以下、第1.6.2項ではガイダンスの作成手法を、第1.6.3項ではガイダンスの検証結果を、第1.6.4項では考察を、第1.6.5項ではまとめと今後の課題を述べる。

また本節で特に断りがない場合は、「旧ガイダンス」はJMA/MRI-CPS1の予測を用い、旧来の手法を用いたガイダンスを示し、「新ガイダンス」はJMA/MRI-CPS2の予測を用い、日本付近のモデル要素を使用する等の新手法を用いたガイダンスを示す。

### 1.6.2 ガイダンスの作成手法

ここでは、予測対象期間や目的変数(被予測因子)、予測式の作成手法について述べる。

#### (1) 使用データ

新ガイダンスの作成に用いた再予報データは、1979年1月から2012年12月までを初期月としたJMA/MRI-CPS2の10メンバーアンサンブルである。ここでは、15日ずらした2つの初期日から各5メンバーを合わせて1回のアンサンブル予報のメンバーを構成している。検証に使用した再予報データは、1979年1月から2008年12月までを初期月とし、JMA/MRI-CPS1の再予報初期日と一致させた10メンバーアンサンブル平均である。その他の詳細な再予報の仕様は第1.4.1項を参照されたい。

#### (2) 予測対象期間

ガイダンスの予測対象期間は、リードタイム1か月から3か月までの1か月平均と、リードタイム1か月の3か月平均とする。これらは旧ガイダンスと変更はない。

#### (3) 目的変数(被予測因子)

検証に用いる目的変数の要素は、予測対象期間における気温の平年差と、降水量、日照時間、降

<sup>1</sup> 遠藤 新、竹川 元章

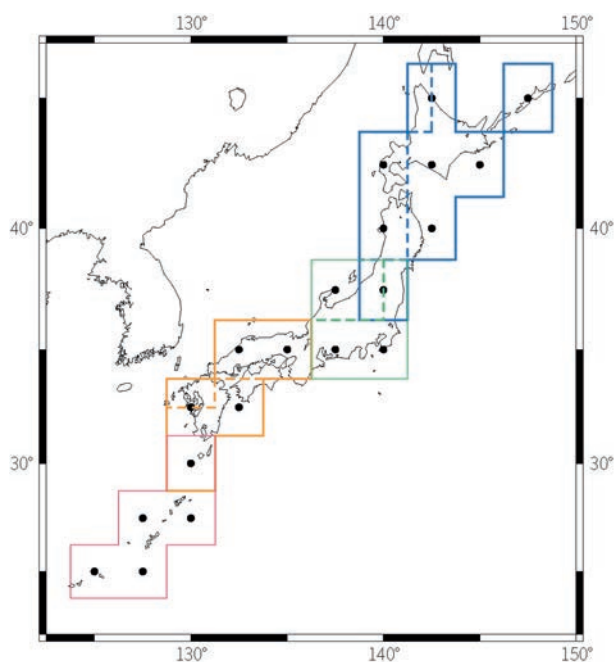
<sup>2</sup> 予測値の誤差を考慮し、事前に過去事例の予測値と実況値との統計的関係を求め、実際の予報に適用する手法。

<sup>3</sup> 予測初期日から予測対象期間初日までの時間。

雪量それぞれの平年比とする。目的変数の対象地域は、全般予報区（北日本などの広域区分）、地方予報区（北海道地方等）および細分地域（北海道太平洋側等）を合わせた 34 地域とした。これらは旧ガイダンスと変更はない。

#### （４）地域平均に用いる格子点

今回のガイダンス更新の際に使用した格子点を第 1.6.1 図に示す。これらの格子点は、格子点の対象範囲内の陸面積率等を勘案して決定した。



第 1.6.1 図 使用したモデル格子点

気温のガイダンスには実線で囲まれた全般予報区（4 区分）、降水量、日照時間および降雪量のガイダンスには実線と点線で囲まれた全般予報区（7 区分）の格子点を使用した。格子点の上を通る線は、格子点がある線によって分けられた両地域で使われたことを示す。

#### （５）予測式の作成

予測式は、季節アンサンブル予報システムのモデル要素を説明変数（予測因子）とし、各地域の気候要素を目的変数（被予測因子）とした線形重回帰によって作成した。また、同じサンプル数で比較検証するため、予報対象が 1979 年 12 月～1980 年 2 月から 2008 年 11 月～2009 年 1 月となるような初期月を使用して予測式を作成した。

旧ガイダンスでは、予測式は各初期月毎および

リードタイム毎に作成していた。また、できるだけサンプル数を増やし、予測式の精度を高めるために、ある予報対象月に対して、前後にリードタイムを 1 か月ずらした初期月のデータも予測式の作成に用いていた（伊藤 2010）。

新ガイダンスでは、予報対象月ごとに精度の高い仮予測因子を選び、予測式を作成する方法に変更した。この方法を用いるためには、予報対象月ごとに予測式を固定する必要がある。そのため予測式は、各予報対象月毎に、すべてのリードタイムを使用して作成した。

この方法は、ある程度長いリードタイムを持つことで初期値の影響が小さくなり、予報誤差がほぼリードタイムに依存しなくなると考えられる季節アンサンブル予報システムにおいては、適用が可能である。ブライアスキルスコア<sup>4</sup>（以下 BSS）を用いて行った新・旧ガイダンスの比較検証を第 1.6.2 図に示した。第 1.6.2 図を見ると、これまでの手法とリードタイム増加による精度低下の傾向は大きくは変わらず、リードタイムによる BSS の変動も抑えられていることが分かる。

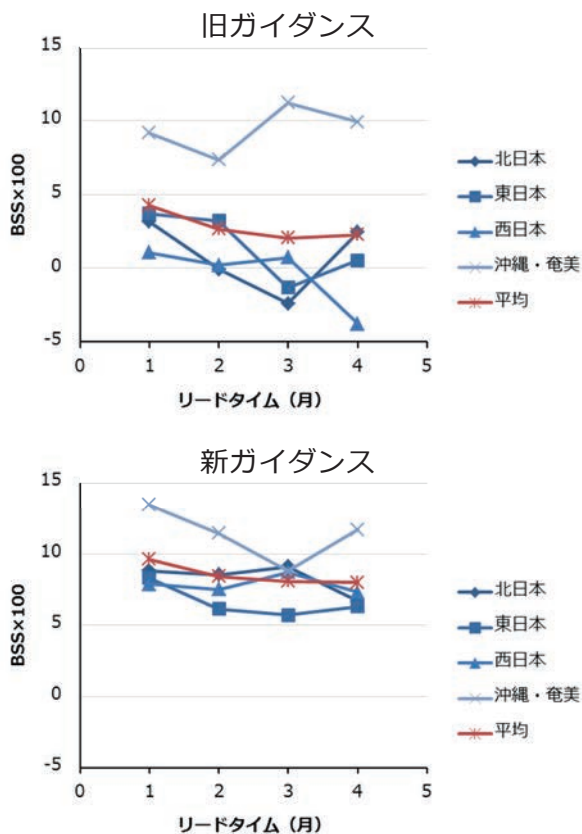
#### （６）確率密度関数の作成

季節予報は確率予報のため、ガイダンスも確率値で表現している。新ガイダンスでは、求めた回帰式の残差標準誤差を標準偏差とした正規分布となる確率密度関数を予測確率密度関数とした。

再予報から作成した予測式は 10 メンバーのアンサンブル平均値の予測精度や変動の大きさをもつ。そのため、現業運用の季節アンサンブル予報システムの予測結果にその予測式を適用すると、51 メンバーのアンサンブル平均値の事例毎の変動幅が、10 メンバーのものに比べて小さいために、アンサンブル平均値の変動の大きさで示されるシグナルが過小となる。

したがって 3 か月予報システムに予測式を適用するときは、51 メンバーから 10 メンバーの組を重複無く 5 回とりだしてそれぞれのアンサンブル

<sup>4</sup> ガイダンスの検証スコアに関しては、例えば中三川 (2013) が詳しい。



第 1.6.2 図 3 か月平均気温のリードタイムと BSS×100 の関係

上図が旧ガイダンス、下図が新ガイダンス。「平均」(赤線)は、月ごとの全般予報区(4区分)地域平均を表し、線形近似した際の傾きは旧ガイダンスで-0.66、新ガイダンスで-0.52。

平均値に予測式を適用し、その後5組の正規分布を重ね合わせ、最終的な確率分布とした。このようにすることで予測式の変動幅や予測精度を反映させるとともに、予報事例毎のスプレッドの大きさや各メンバーのばらつきをある程度活かした確率密度関数を得ることができる。これは旧ガイダンスと変更はない。

#### (7) 予測因子の決定と予測式の作成

予測因子の決定、予測式の作成の手順は以下の通り。

1. モデル要素の予測精度や被予測因子との相関から、仮予測因子候補を決定した。

2. 多重共線性<sup>5</sup>を排除するために、互いに相関の高い仮予測因子候補を特定した。その後それらのうちいずれか一つを使った仮予測因子群を全パターン用意し、それぞれの仮予測因子群について BSS による精度検証を行った。
3. その中で最も BSS の高い仮予測因子群を各月ごとに選定し、仮予測因子とした。
4. 仮予測因子から変数選択により予測因子を確定させ、線形重回帰を行い、予測式を作成した。

各月、各地方において使用した仮予測因子は第 1.6.1 表に示した。なお、地方予報区のガイダンスの予測因子は、その予報区が含まれる全般予報区の予測因子と同じものを使用した。

#### (8) 予測因子の選択方法

これまでのガイダンスの開発では、F 値(付録 1.6.A)を選択基準とした変数増減法が使われてきた。一方、今回は R 言語の glmulti パッケージ(Calcagno and Mazancourt 2010)を使用し、有限修正した赤池情報量規準(AIC with a correction for finite sample size: AICc; Sugiura 1978; 付録 1.6.B)を選択基準として、総当たり法を用いた。AICc は F 値に比べモデル選択の指標として広く用いられているため、AICc による選択を行った。

変数選択を行う際、ガイダンスの安定性を補強し、かつ「理解しやすいガイダンス」を作成するため、選択される変数を1つ以上3つ以下となるように制限した。

<sup>5</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するなど、回帰式の信頼性が低下する。

第 1.6.1 表 3 か月平均気温の仮予測因子（全般予報区）

使用した因子を「○」で示している。表内の略称は、Z300：300hPa ジオポテンシャル高度、Z500：500hPa ジオポテンシャル高度、T850：850hPa 気温、TS：地上気温、TTD850：850hPa 湿数、TTDS：地上湿数、U850：850hPa 東向き風速、V850：850hPa 北向き風速、CLA：全雲量。

北日本									
予報対象月	Z300	Z500	T850	TS	TTD850	TTDS	U850	V850	CLA
12月-2月	○				○		○	○	○
1月-3月	○				○		○	○	○
2月-4月		○			○	○	○	○	
3月-5月				○	○		○	○	○
4月-6月	○				○		○	○	○
5月-7月				○	○		○	○	○
6月-8月			○		○	○	○	○	○
7月-9月			○		○	○	○	○	○
8月-10月				○	○	○	○	○	○
9月-11月				○	○	○	○	○	○
10月-12月			○		○	○	○	○	○
11月-1月				○	○	○	○	○	○

東日本									
予報対象月	Z300	Z500	T850	TS	TTD850	TTDS	U850	V850	CLA
12月-2月				○	○	○	○	○	
1月-3月				○	○		○	○	○
2月-4月		○			○	○	○	○	
3月-5月	○				○		○	○	○
4月-6月		○			○		○	○	○
5月-7月		○			○		○	○	○
6月-8月			○		○	○	○	○	
7月-9月			○		○		○	○	○
8月-10月	○				○	○	○	○	
9月-11月				○	○	○	○	○	
10月-12月				○	○	○	○	○	
11月-1月	○				○		○	○	○

西日本									
予報対象月	Z300	Z500	T850	TS	TTD850	TTDS	U850	V850	CLA
12月-2月		○			○		○	○	○
1月-3月				○	○		○	○	○
2月-4月		○			○	○	○	○	
3月-5月				○	○	○	○	○	
4月-6月		○			○		○	○	○
5月-7月			○		○	○	○	○	
6月-8月	○				○	○	○	○	
7月-9月			○		○		○	○	○
8月-10月				○	○	○	○	○	
9月-11月				○	○		○	○	○
10月-12月				○	○	○	○	○	
11月-1月	○				○	○	○	○	

沖縄・奄美									
予報対象月	Z300	Z500	T850	TS	TTD850	TTDS	U850	V850	CLA
12月-2月				○	○		○	○	○
1月-3月	○				○		○	○	○
2月-4月	○				○	○	○	○	
3月-5月				○	○	○	○	○	
4月-6月				○	○		○	○	○
5月-7月	○				○		○	○	○
6月-8月	○				○	○	○	○	
7月-9月				○	○	○	○	○	
8月-10月				○	○		○	○	○
9月-11月	○				○		○	○	○
10月-12月				○	○	○	○	○	
11月-1月				○	○	○	○	○	

### 1.6.3 検証結果

ここでは、前項で述べた手法によって作成された予測式の検証結果を述べる。検証は、検証対象年のみを除く交差検証（クロスバリデーション）<sup>6</sup>に基づいた。

#### （1）気温の予測精度

第 1.6.3 図、第 1.6.4 図に 3 か月平均気温（リードタイム 1 か月）の BSS および ROC 面積の新旧ガイダンスのスコアを示す。

全期間総合<sup>7</sup>BSS、ROC 面積（第 1.6.3 図）は、ともに全地域で改善した。予報対象季節別の BSS（第 1.6.4 図）は、夏季北日本、冬季沖縄・奄美を除いた全地域、全季節で改善しており、特に冬季の北日本と西日本では BSS が負から正へ大きく改善した。予報対象季節別の ROC 面積は、冬季沖縄・奄美を除いた全地域、全季節で改善した（図略）。

1 か月平均気温の BSS は、リードタイム 1 か月では、北・西日本および沖縄・奄美で、リードタイム 2 か月では西日本および沖縄・奄美で改善した（図略）。

#### （2）降水量、日照時間、降雪量の予測精度

第 1.6.5 図に 3 か月合計降水量、日照時間、降雪量の全期間総合 BSS の新旧ガイダンスのスコアを示す。

降水量の BSS は北日本で正となり、大きく改善した。

日照時間の BSS は、全期間総合では改善は見られなかったが、一部季節や地域では BSS が正となり改善した（図略）。

降雪量の BSS は全地域で負から正となり、大きく改善した。なお、降雪量の予報期間は、北日本

日本海側は 10 月から 1 月、東日本日本海側、西日本日本海側は 11 月および 12 月となっている。

#### （3）現業運用のガイダンス

検証用のガイダンスは 1979 年から 2008 年の再予報データを用いて作成したが、現業で運用するガイダンスは、より期間を延長した 1979 年から 2012 年の再予報データを用いて作成した。

BSS および ROC 面積による検証結果を第 1.6.2 表に示す。旧ガイダンスとの比較検証で使用した 1979 年から 2008 年の JMA/MRI-CPS2 直上ガイダンスに比べ、地域によって多少のスコアの変化は見られるものの、概ね同様のスコアとなっている。

しかし、予測式作成のための標本数が増えるため、データ期間延長によりスコアの信頼性が向上する。また、近年の情報がより多く回帰式に含まれるため、現業運用時には予測精度の向上も期待される。

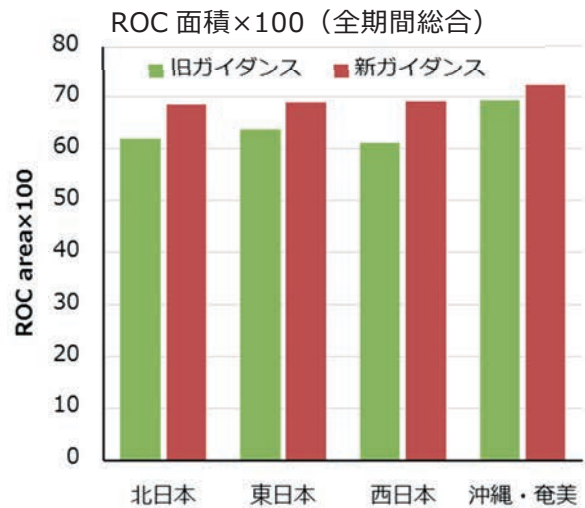
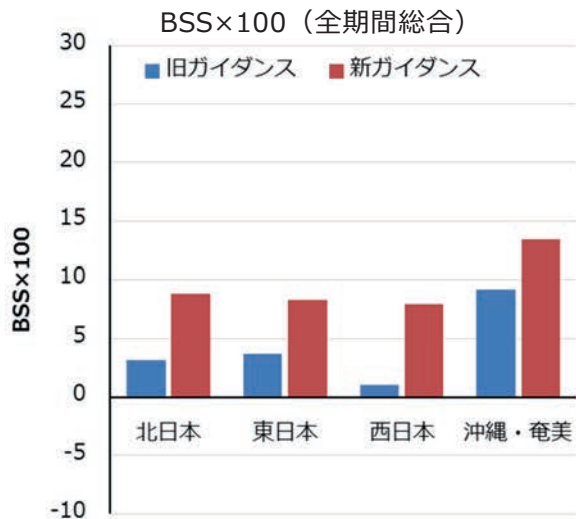
第 1.6.2 表 3 か月平均気温（リードタイム 1 か月）の全期間総合の BSS×100（表中 BSS）と ROC 面積×100（表中 ROC 面積）の結果

「1979-2008」は旧ガイダンスとの比較検証に使用したガイダンス、「1979-2012」は現業運用のガイダンス。

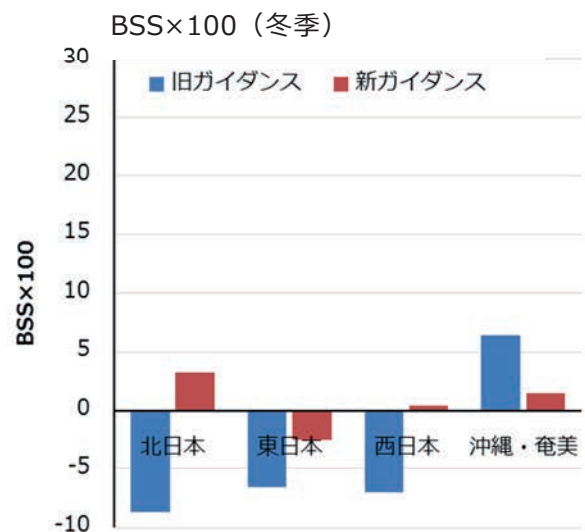
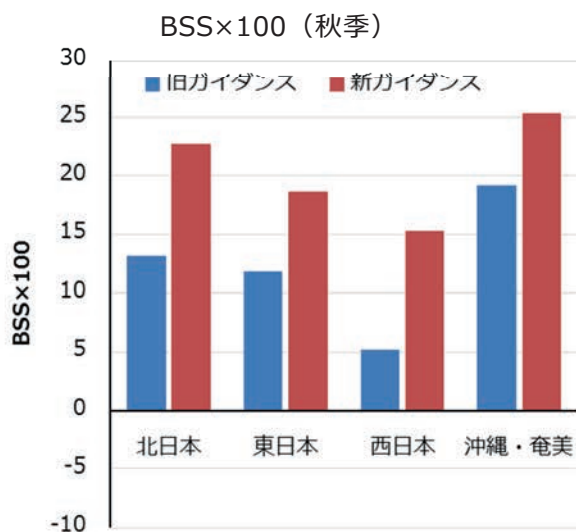
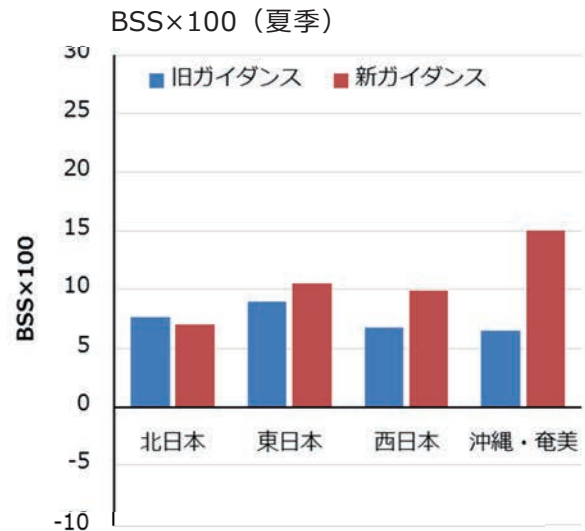
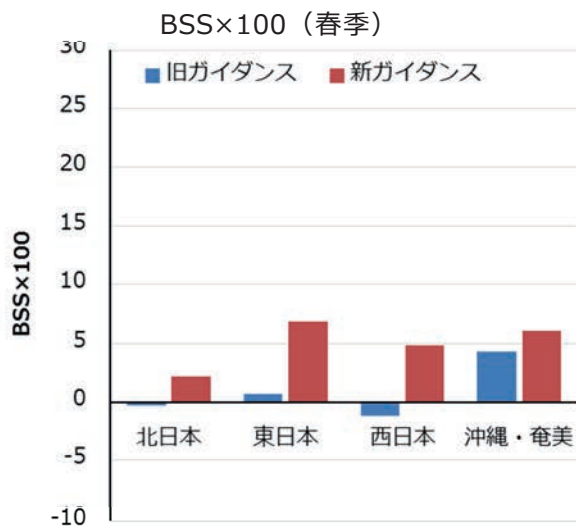
	1979-2008		1979-2012	
	BSS	ROC面積	BSS	ROC面積
北日本	8.84	68.65	8.07	68.69
東日本	8.33	68.95	10.37	69.25
西日本	7.89	69.22	11.25	69.13
沖縄・奄美	13.47	72.41	13.03	71.71

<sup>6</sup> 精度検証において系統誤差等を補正する際、補正值の算出に検証事例を用いない方法。

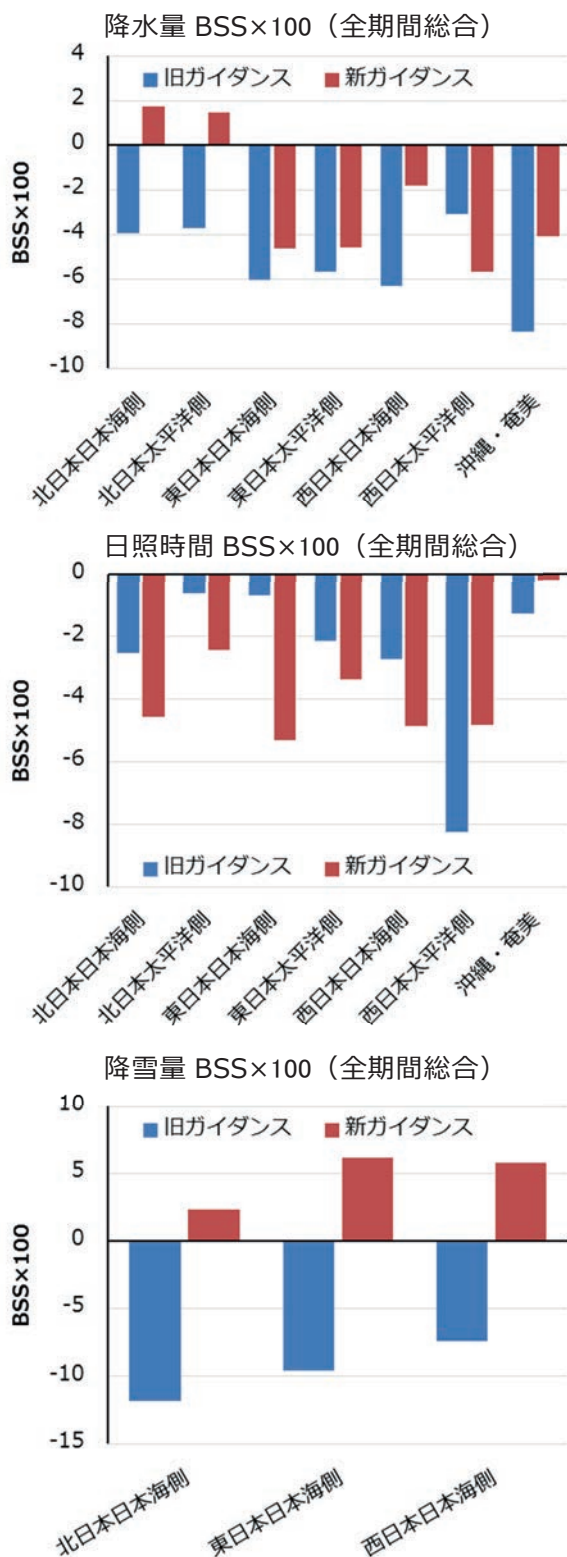
<sup>7</sup> 「全期間総合」とは、検証対象月を 1 月から 12 月すべてとして計算したもの。BSS や ROC 面積の特性上、各月毎に計算したスコアを 12 か月分平均したものとは値が異なるので、「全期間平均」という表記は避けている。



第 1.6.3 図 3 か月平均気温（リードタイム 1 か月）の全季節を総合した BSS×100 および ROC 面積×100 の新旧ガイドンスのスコア



第 1.6.4 図 3 か月平均気温（リードタイム 1 か月）の各予報対象季節別 BSS×100 の新旧ガイドンスのスコア  
ここで、春季は初期月 1 月、2 月、3 月、夏季は 4 月、5 月、6 月、秋季は 7 月、8 月、9 月、冬季は 10 月、11 月、12 月を示す。



第 1.6.5 図 3 か月合計降水量、日照時間、降雪量 (リードタイム 1 か月) の BSS×100

降雪量の予報期間は、北日本日本海側は 10 月から 1 月、東日本日本海側、西日本日本海側は 11 月および 12 月となっている。

#### 1.6.4 考察

ここでは、前項で示された結果についての考察を行う。

##### (1) 全球ガイダンスと直上ガイダンスの比較

旧ガイダンスでは予測因子に熱帯等の循環指数を採用していた。この理由は、熱帯等の因子を使用して作成したガイダンス(全球ガイダンス)が、予報対象地域直上のモデル要素を用いて作成したガイダンス(直上ガイダンス)よりも精度が高かったためである。今回のガイダンス開発においても、直上ガイダンスと全球ガイダンスの比較検証を行ったので、その結果について紹介する。

全球ガイダンスの作成手法は概ね新ガイダンスと同様で、予測因子のみ熱帯等の因子を用いた。JMA/MRI-CPS2 においては、春、夏を中心に東方海上高度の精度が下がっていたため、一部の季節では予測因子として小笠原高度を使用し、予測式を作成した。

全球ガイダンスと直上ガイダンスの BSS および ROC 面積を第 1.6.3 表に示した。検証の結果、直上ガイダンスは全球ガイダンスに比べ、全地域で BSS および ROC 面積が上回っていることがわかった。

第 1.6.3 表 3 か月平均気温 (リードタイム 1 か月) の全期間総合の BSS×100 (表中 BSS) と ROC 面積×100 (表中 ROC 面積) の結果  
全球・直上ガイダンスを比較し、スコアの高い方に着色した。

	全球ガイダンス		直上ガイダンス	
	BSS	ROC面積	BSS	ROC面積
北日本	1.81	62.41	8.84	68.65
東日本	4.87	67.39	8.33	68.95
西日本	3.34	66.91	7.89	69.22
沖縄・奄美	9.22	70.94	13.47	72.41

##### (2) ハイブリッドガイダンスと直上ガイダンスの比較

直上ガイダンスと全球ガイダンスの全期間総合

比較では、全地域で直上ガイダンスの精度の方が上回っているが（第 1.6.3 表）が、予報対象月によっては全球ガイダンスの精度の方がよいことがある。そこで、予報対象月毎に全球、直上ガイダンスのうちスコアの高いガイダンスを選択する手法（ハイブリッドガイダンス）を開発し、直上ガイダンスと比較した。第 1.6.4 表はハイブリッドガイダンスと直上ガイダンスの BSS および ROC 面積である。

検証の結果、3 か月予報ガイダンスにおいてはハイブリッドガイダンスの直上ガイダンスからの明確な精度向上は見られなかった。そのため、現業運用には不採用とした。

第 1.6.4 表 3 か月平均気温（リードタイム 1 か月）の全期間総合の BSS×100（表中 BSS）と ROC 面積×100（表中 ROC 面積）の結果  
ハイブリッド・直上ガイダンスを比較し、スコアの高い方に着色した。

地域	ハイブリッドガイダンス		直上ガイダンス	
	BSS	ROC面積	BSS	ROC面積
北日本	8.84	68.65	8.84	68.65
東日本	11.39	70.98	8.33	68.95
西日本	8.23	69.16	7.89	69.22
沖縄・奄美	12.50	72.25	13.47	72.41

### （3）気温ガイダンス精度向上の要因

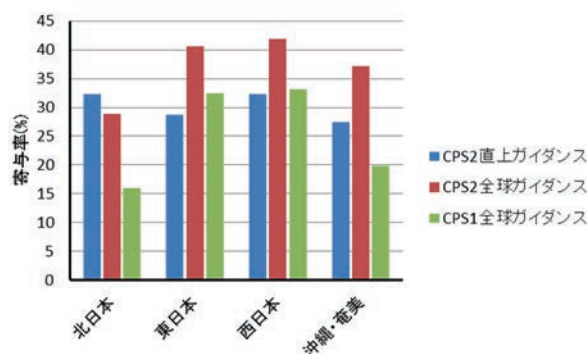
今回のガイダンス更新では、特に気温ガイダンスの精度が向上した（第 1.6.3 項）。予報作業においては、この精度向上が年々変動の再現性によるものなのか、温暖化の影響のような長期的なトレンドの再現性によるものなのか把握しておく必要である。ここでは、ガイダンスをトレンド成分と年々変動成分に分けて分析し、気温ガイダンスの精度向上の要因について調査した結果を述べる。

本項では、JMA/MRI-CPS1 の全球ガイダンス（旧ガイダンス）、JMA/MRI-CPS2 の全球ガイダンス、JMA/MRI-CPS2 の直上ガイダンス（新ガイダンス）について、それぞれのガイダンスにおけるトレ

ンドの寄与率<sup>8</sup>を確かめたうえで、トレンドの再現性と年々変動の再現性について分析した。

#### ア．トレンドの寄与率

第 1.6.6 図に、それぞれのガイダンスにおけるトレンドの寄与率を示した。第 1.6.6 図を見ると、どの地域においてもトレンドの寄与が 15%以上存在し、無視できないことが分かる。



第 1.6.6 図 ガイダンスにおけるトレンドの寄与率（全期間平均）

JMA/MRI-CPS1 の全球ガイダンス（緑、以下同じ）と JMA/MRI-CPS2 の全球ガイダンス（赤、以下同じ）、JMA/MRI-CPS2 の直上ガイダンス（青、以下同じ）におけるトレンドの寄与を示したグラフ。3 か月平均気温（リードタイム 1 か月）を予測する直上ガイダンスと全球ガイダンスについて、それぞれのガイダンスのトレンドとの相関係数を各月ごとに計算し、12 か月分平均したもの。値が大きいほどガイダンスにおけるトレンドの寄与が大きいことを表す。

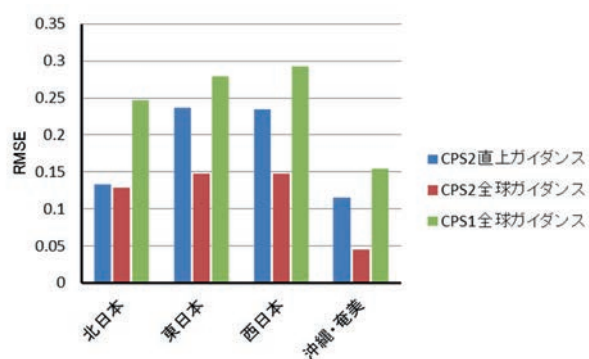
#### イ．トレンドの再現性

第 1.6.7 図に、それぞれのガイダンスにおけるトレンドの再現性を示した。これは、3 か月平均気温（リードタイム 1 か月）を予測するそれぞれのガイダンスのトレンドの傾きについて、観測値のものとの RMSE を各月ごとに計算し、12 か月分平均したものである。

<sup>8</sup> 寄与率とは全変動における回帰の変動の割合で、相関係数の 2 乗に一致する。



JMA/MRI-CPS1 の全球ガイダンスと JMA/MRI-CPS2 の全球ガイダンスを比較すると、JMA/MRI-CPS2 の全球ガイダンスのトレンド再現性の方が高い。また、JMA/MRI-CPS2 の全球ガイダンスと直上ガイダンスを比較すると、全球ガイダンスのトレンド再現性の方が高い。以上から、同じシステムを使用したガイダンスでは、全球ガイダンスの方がトレンドの再現性は高いが、システム更新によるトレンドの再現性向上が著しいため、旧ガイダンスよりも新ガイダンスのトレンド再現性が高くなったことが分かる。



第1.6.7図 ガイダンスのトレンドの傾きと観測値のトレンドの傾きのRMSE (全期間平均)

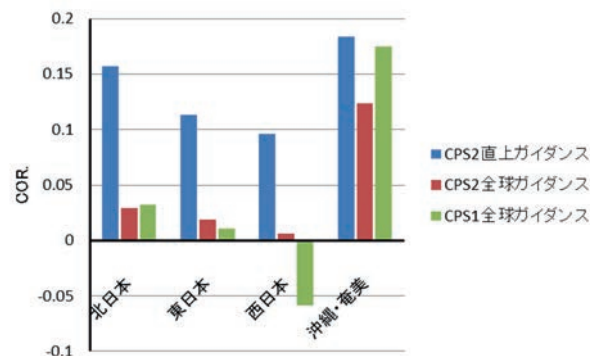
それぞれのガイダンスについて、トレンドの再現性を示したグラフ。3か月平均気温（リードタイム1か月）を予測するそれぞれのガイダンスのトレンドの傾きについて、観測値のものとのRMSEを各月ごとに計算し、12か月分平均したもの。値が小さいほどガイダンスのトレンドが実際のトレンドに近いことを表す。

#### ウ. 年々変動の再現性

第1.6.8図に、それぞれのガイダンスにおける年々変動の再現性を示した。これは、3か月平均気温（リードタイム1か月）を予測するそれぞれのガイダンスについて、ガイダンスからトレンドを除去し、トレンドを除去した観測値との相関係数を各月ごとに計算し、12か月分平均したものである。

JMA/MRI-CPS1の全球ガイダンスとJMA/MRI-CPS2の全球ガイダンスを比較すると、JMA/MRI-CPS2の全球ガイダンスの年々変動の再現性の向上は東・西日本に限られていることが分かる。一方、

JMA/MRI-CPS2の全球ガイダンスとJMA/MRI-CPS2の直上ガイダンスを比較すると、JMA/MRI-CPS2の直上ガイダンスの方が年々変動の再現性が高い。以上から、全球ガイダンスから直上ガイダンスに変更したことで、旧ガイダンスに比べて新ガイダンスの年々変動の再現性が高くなったことが分かる。



第1.6.8図 トrendを除去したガイダンスとトレンドを除去した観測値の相関係数 (全期間平均)

それぞれガイダンスにおける年々変動の再現性を示したグラフ。3か月平均気温（リードタイム1か月）を予測するそれぞれのガイダンスについて、ガイダンスからトレンドを除去し、トレンドを除去した観測値との相関係数を各月ごとに計算し、12か月分平均したもの。数値が大きいほど、ガイダンスの年々変動の再現性が高いことを表す。

#### エ. まとめ

第1.6.4項(3)イ、第1.6.4項(3)ウの要因により、新ガイダンスの精度が旧ガイダンスに比べて大幅に向上したと考えられる。

ただし、年々変動の再現性が旧ガイダンスに比べて向上したものの、ガイダンスにおけるトレンドの寄与は少なくなく(第1.6.6図)、年々変動の表現は十分ではない(第1.6.8図)。そのため予報作業においては、ガイダンスだけでなく、モデルの循環場の予報特性等も含め総合的に検討する必要がある。

### 1.6.5 まとめと今後の課題

ここでは、本節のまとめと今後の課題について述べる。

#### (1) まとめ

季節アンサンブル予報システムの更新に伴って、3か月予報および暖・寒候期予報のためのガイドランスの更新を行った。ガイドランス更新にあたって、JMA/MRI-CPS1と比較できるJMA/MRI-CPS2再予報データを使用し、比較検証を行った。検証には地域平均した気温、降水量、日照時間、降雪量の観測値を使用した。予測因子には、予報対象地域のモデル要素を使用した。その際、ガイドランスの安定性を補強し、かつ「理解しやすいガイドランス」を作成するため、予測因子の絞り込みを行った。絞り込みの手順は以下のとおりである。

1. モデル要素の予測精度や被予測因子との相関から、仮予測因子候補を決定した。
2. 多重共線性を排除するために、互いに相関の高い仮予測因子候補を特定した。その後それらのうちいずれか一つを使った仮予測因子群を全パターン用意し、それぞれの仮予測因子群についてBSSによる精度検証を行った。
3. その中で最もBSSの高い仮予測因子群を各月ごとに選定し、仮予測因子とした。
4. 仮予測因子から変数選択により予測因子を確定させ、線形重回帰を行い、予測式を作成した。

これらの手法とモデル精度の向上のため、ガイドランスのトレンドの再現性、年々変動の再現性が共に向上し、3か月予報ガイドランスの全期間総合BSSおよび全期間総合ROC面積が、気温では全地域、そのほかの予報要素でも多くの地域で向上した。

#### (2) 今後の課題

今回のガイドランス更新によりガイドランスの精度は向上したものの、トレンド成分、年々変動ともに精度は十分ではないことが分かった。そのため予報作業においては、ガイドランスだけでなく、モ

デルの循環場等も含め総合的に検討する必要がある。

#### 参考文献

- 伊藤明, 2010: 数値予報ガイドランス. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 61-72.
- 中三川浩, 2013: 季節予報の評価手法. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 271-281.
- Burnham, K. P. and D. R. Anderson, 2004: Multimodel inference: understanding AIC and BIC in Model Selection, *Sociological Methods & Research* **33**, 261-304.
- Calcagno, V. and C. Mazancourt, 2010: glmulti: An R Package for Easy Automated Model Selection with (Generalized) Linear Models. *J. Statistical Software*, **12**, 1-29.
- Glahn, H. R. and D. A. Lowry, 1972: The Use of Model Output Statistics (MOS) in Objective Weather Forecasting. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 1203-1211.
- Hurvich, C. N. and C. L. Tsai, 1989: Regression and time series model selection in small samples, *Biometrika*, **76**, 297-307.
- Sugiura, N., 1978: Further analysts of the data by akaike's information criterion and the finite corrections. *Communications in Statistics - Theory and Methods*, 13-26.

### 付録 1.6.A F 値

F 値とは、回帰分析における回帰変動の分散と残差変動による分散の比を示し、以下の仮説を検定するための統計量である。 $p$ を予測因子の数、 $\beta_i$ を $i$ 番目の重回帰係数として、

$$H_0: \forall 1 \leq i \leq p [\beta_i = 0],$$

$$H_1: \exists 1 \leq i \leq p [\beta_i \neq 0].$$

F 値は帰無仮説のもとで自由度 $(p, n - p - 1)$ の F 分布に従うので、F 値を用いることで重回帰式の有意性を検定できる。この F 値を使用して、説明変数を追加したときの F 値の増加が 4 以上であればその変数を追加し、説明変数を削除したときの F 値の減少が 4 以下であればその変数を削除するという方法がこれまで用いられてきた (伊藤 2010)。旧ガイダンスの開発では、変数増減の基準となる F 値を、ガイダンスの精度をその都度参照しながら適切に定める作業が発生した。(伊藤 2010)

### 付録 1.6.B AICc

AICc は統計モデルの選択指標として広く知られている赤池情報量規準(AIC)を有限のサンプルサイズに対して拡張したもので、以下の式であらわされる。

$$\text{AICc} = \text{AIC} + \frac{2k(k+1)}{n-k-1} = -2\ln(\mathcal{L}) + \frac{2kn}{n-k-1}$$

ここで  $\mathcal{L}$  は最大尤度、 $n$  はサンプルサイズ、 $k$  はパラメータの数である。

$n$  が大きい、または  $k$  が小さく、誤差項が正規分布のとき、AIC よりも AICc を使用することが推奨されている (Burnham and Anderson, 2004)。AIC および AICc に関するより詳しい説明は、例えば Hurvich and Tsai (1989) が参考になる。

## 1.7 最後に<sup>1</sup>

本章では平成 27(2015)年 6 月から運用を開始した新しい季節アンサンブル予報システム(JMA/MRI-CPS2)の構成、改良の内容、そして再予報に基づく予測性能について記述した。新システムでは海洋データ同化、大気海洋結合モデル及びシステムの運用において多くの点で改良を実施した。こうした改良によりエルニーニョ現象を含む海洋の予測及び季節予報の精度が向上した。更にこの予測精度の向上を踏まえて、新しい確率予報ガイダンスを開発し、数値予報モデルの結果をより有効に利用できるようにした。これらの改善は気象庁が発表する季節予報の精度向上に資すると期待される。

本章の最後にこれまでの季節予報システムの開発を振り返るとともに、今後の開発の方向性について述べる。気象庁は 2003 年に力学的季節予報を導入したが、2000 年代前半はまさに気象庁における力学的季節予報の「萌芽期」であった。気象庁では気象研究所の協力を得て、季節予報システムの開発を精力的に進めてきた。2010 年には大気海洋結合モデルを導入し、さらに新システムでは海氷モデルを導入するなど、2000 年代後半以降は力学的季節予報の「成長期」であったと言える。今後により良く気候システムを再現する季節予報システムを目指して開発する計画であるが、この十余年のような飛躍的な予測技術の進歩は難しく、そのような意味で「成熟期」のフェーズに向かいつつあるように思われる。

新システムでは、大気・陸面・成層圏・海洋・海氷といった気候システムを構成する要素について再現できるようになり、そのモデル構成は世界のトップレベルの現業季節予報モデルとなった。しかしながら、各国気象機関の開発競争が激化していることから、気象庁としても地道にかつ着実に精度を向上していく必要がある。中長期的な開発課題も一部含まれるが、以下に今後の課題を挙げる。

### ①数値予報モデルの高解像度化

スーパーコンピューターの計算能力の向上に伴い、季節予報を行う他の気象機関ではより高解像度の数値予報モデルによる季節予報が行われつつある。特に「渦許容モデル」と呼ばれる水平解像度が 0.25 度程度の海洋モデルを用いた季節予報モデルの開発が複数の機関で進められている。また、大気モデルの水平解像度を 0.5 度程度に高解像度化した季節予報モデルも開発されている(MacLachlan et al. 2014; Takaya 2013)。季節予報では成層圏の変動も予測シグナルとなるため、大気モデルの鉛直解像度を向上させるとともにモデル上端高度を上げたモデルが使用されるようになってきた。このようなモデルを使用することで成層圏の予測シグナルをより良く再現することができ、さらに成層圏のみならず対流圏の予測精度も向上させることができるとの指摘もある(Sigmond et al. 2013)。したがって、大気モデルの鉛直高解像度化も季節予報にとって重要な課題である。現在は気象庁の次期季節アンサンブル予報システムの仕様の検討を進めている段階であり、高解像度化も選択肢の一つとして開発を進める計画である。

### ②海洋データ同化の更なる高度化

季節予報システムの精度向上には海洋データ同化の高度化が重要である。昨今衛星観測が得られるようになった海面塩分データの利用や 4 次元変分法といった高度な解析手法の導入が考えられる。これらについても開発を進めている。

### ③海氷データ同化

新システムでは力学的海氷モデルを導入した。しかしながら、その海氷モデルの実行に用いる海氷初期値の作成時には海氷密接度のデータ同化は行われておらず、解析された海水温等と整合するようにモデルが予測した海氷状態を初期値としている。海氷密接度をデータ同化することにより海氷解析値の解析精度が向上すると期待されるため(Toyoda et al. 2011)、次期システムに向けて開

<sup>1</sup> 高谷 祐平

発を進める計画である。

#### ④波浪結合

新システムでは、力学的海氷モデルを導入することにより、季節予報のための数値予報モデルとして更に高度化したと考えられるが、気候システムの主要な構成要素の一つである波浪過程が含まれていない。波浪は海面における運動量、熱フラックスの輸送に関係するだけでなく、波浪による海洋混合を通じて海洋変動にも影響を与える。新システムで用いている海洋モデルでは波浪による海洋混合の効果は簡略化した形で組み込まれているが、より精緻に波浪による海洋混合の効果を表現するためには波浪モデルの結合が必要である (Breivik et al. 2015; Fan and Griffies 2014)。

#### ⑤大気及び海洋モデルの物理過程の更なる高度化

季節予報システムの精度向上のためには、上述した新しい過程の開発だけでなく、既存の物理過程の精緻化及び改良が不可欠であり、両者の開発を着実に実施する予定である。

今後は上述した季節予報システムの開発による精度向上に加え、利活用の促進も重要である。季節予報においては、気候システムのカオス的な振る舞いを含む様々な理由により、予測精度の限界が存在する。国内では季節予報が十分に活用されているとは言えず、今後は予測精度の限界を知りつつ、利活用を促進することが重要である。気象庁においても異常天候早期警戒情報や1か月予報などの気候情報の利活用を促進している (中三川 2013)。世界気象機関(WMO: World Meteorological Organization) では、気候サービスのための世界的枠組み(GFCS: Global Framework for Climate Services)のもと、特に、農業と食料安全、災害リスク軽減、健康、水資源、エネルギーといった優先分野における気候情報の利活用を促進している。

また、気象庁は季節予報の提供を通じた国際貢献を行っている。気象庁はWMOが定める12の全球

長期予報プロダクトセンター(GPC: Global Producing Centre for Long-Range Forecasts)の1つとして季節予報のための数値予報データを世界の地区気候センター(RCC)、地域気候予測フォーラム(RCOF)、国家気象水文機関(NMHS)に提供し、それらの活動を支援している。こうした季節予報の情報は、季節予報システムを現在運用していない国々において利用されている。

今後は上述したような季節予報モデルの開発と季節予報の利活用の促進を積極的に進めることで、気候サービスの向上に努めていきたい。

#### 謝辞

末筆ながら、5年余りの開発期間にわたり開発に携わった開発者及びご指導、ご支援いただいた方々に重ねて感謝の意を表する。

#### 参考文献

- 中三川浩, 2013: 気候リスク管理技術の普及に向けた取り組み. 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, 17-62.
- Breivik, Ø, K. Mogensen, J.-R. Bidlot, M. A. Balmaseda, and P. A. E. M. Janssen, 2015: Surface wave effects in the NEMO ocean model: Forced and coupled experiments. *J. Geophys. Res.*, **120**, 2973-2992.
- Fan Y. and S. M. Griffies, 2014: Impacts of Parameterized Langmuir Turbulence and Nonbreaking Wave Mixing in Global Climate Simulations. *J. Climate*, **27**, 4752-4775.
- MacLachlan, C., A. Arribas, K. A. Peterson, A. Maidens, D. Fereday, A. A. Scaife, M. Gordon, M. Vellinga, A. Williams, R. E. Comer, J. Camp, P. Xavier, and G. Madec, 2014: Global Seasonal forecast system version5 (GloSea5): a high-resolution seasonal forecast system. *Quart. J. Roy. Meteorol.*, **141**, 1072-1084.
- Sigmond, M., J. F. Scinocca, V. V. Kharin, and T. G. Shepherd, 2013: Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature geoscience*, **6**, 98-102.
- Takaya, Y., 2013: High resolution effort. *Proceedings of ECMWF Seminar on Seasonal Prediction*, 207-216.
- Toyoda, T. and co-authors, 2011: Impact of the Assimilation of Sea Ice Concentration Data on an Atmosphere-Ocean-Sea Ice Coupled Simulation of the Arctic Ocean Climate. *SOLA*, **7**, 37-40.

## 2 エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候

### 2.1 エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視<sup>1</sup>

#### 2.1.1 エルニーニョ現象とは

エルニーニョ現象は、数年に一度、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけての海面水温が通常よりも高くなり、その状態が半年から1年半程度続く現象である。ラニーニャ現象は、エルニーニョ現象とは逆に同じ海域の海面水温が通常より低くなる現象である。「エルニーニョ」という言葉は、毎年クリスマスの頃になるとペルー北部沿岸に北からの暖流が現れて漁が休みになることから、沿岸の漁民がこの暖流のことを El Niño（スペイン語で幼子イエス・キリストの意）と呼んだことに由来する。ペルー沿岸で年末に起こる季節的なエルニーニョと太平洋熱帯規模で数年に一度発生する海面水温の上昇を区別するために後者をエルニーニョ現象と呼んでいる。ラニーニャ現象は La Niña（スペイン語で女の子の意）に由来し、1985年に米国の海洋学者の George Philander がエルニーニョ現象の逆側の位相にあたる現象の名前として提唱したことにより定着した（Philander 1985）。これらエルニーニョ/ラニーニャ現象は、海洋の側から現象をとらえた場合の呼称である。

大気の側では、太平洋熱帯域の海面気圧が下がる/上がるとインド洋熱帯域の海面気圧が上がる/下がるという、太平洋とインド洋（またはインドネシア付近）の間でシーソーのように変動する現象がエルニーニョ/ラニーニャ現象の発見よりも半世紀以上前の1897年に知られており、南方振動（the Southern Oscillation）と呼ばれていた（Walker and Bliss 1932）。この南方振動の指標としてはオーストラリアのダーウィンと南太平洋ポリネシアのタヒチとの間の気圧差の変動を用いるのが現在では一般的である。やがて南方振動がペルー沖の大気の高気圧性循環の強弱及びペルー沿岸で毎年12月頃に起こるエルニーニョの強弱と関係のあることが見出される（Schell 1965）。

大気の南方振動と海洋のエルニーニョ現象の関係を明らかにしたのが Bjerknes (1966, 1969) である。Bjerknes (1966) は、1957～1958年の国際地球観測年 (IGY: International Geophysical Year) に発生したエルニーニョ現象を詳しく解析し、貿易風の弱まりによる赤道湧昇の停止が関係することを示し、ハドレー循環が強化されることでアリューシャン低気圧が強まり、アイスランド低気圧が弱まるなどの中高緯度とのつながりにも言及した。Bjerknes (1969) ではその後の1963/64年と1965/66年のエルニーニョ現象でも1957/58年と同様な応答が繰り返されることを確認し、大気と海洋の正のフィードバックによってエルニーニョ現象が発達するメカニズムや南方振動とエルニーニョ現象の関係を示した。正のフィードバックメカニズムとは、

- ・貿易風が弱まることで赤道湧昇も弱まり、東部太平洋赤道域の海面水温が上昇する。
- ・その結果、海面水温の東西傾度が弱まり、太平洋赤道域の対流圏の東西循環が弱まる。
- ・これら一連の過程が連鎖的に生じることによりエルニーニョ現象が発達する。

という過程である。

これらの過程で現れる海面気圧の東西傾度の減少（東西の気圧差の変化）が、南方振動に対応する。Bjerknes (1969) は、海面水温の東西傾度が対流圏の東西循環の原因であり、Walker and Bliss (1932) の示した南方振動の主要なメカニズムであることから、この東西循環をウォーカー循環と名づけた。

一方、米国の海洋学者の Klaus Wyrtki は、貿易風に対する海洋の力学的な応答でエルニーニョ現象が発生することを示した (Wyrtki 1975, 1985)。すなわち、

- ・エルニーニョ現象の発生に先立つ2年前から強い南東貿易風が海面水位の東西傾度を強め、西部太平洋赤道域に暖水を蓄積する。
- ・貿易風が弱まると西部太平洋に蓄積されていた暖水が東に流れだし、ケルビン波として東へ伝播し、ペルー沖に暖水を運び、水温躍層を押し下げ、エルニーニョ現象が発生する。

<sup>1</sup> 吉川 郁夫

という説で、海洋の力学的役割の重要性を初めて示した。

エルニーニョ現象と南方振動は、それぞれの名称の起源を異にするが、熱帯域の海洋と大気が相互に作用することで、発生・発達・衰退する一体の現象であることから、二つを合わせた El Niño and the Southern Oscillation (ENSO) という名称がしばしば用いられるようになった (Cane 1983; Philander 1990)。

### 2.1.2 標準的な (Canonical) エルニーニョ現象

Rasmusson and Carpenter (1982) は、1949 年から 1976 年までに発生した 6 回のエルニーニョ現象の合成図を作ることにより、発生前から終息後までの一連の特徴を初めて記述した。ここで示されたエルニーニョ現象は以下のような経過をたどる。

エルニーニョ現象の前年には日付変更線の西側で平年よりも強い東風が吹いている。エルニーニョ現象発生に先立つ 10~11 月には西部太平洋赤道域の海上風が西風偏差に変化し、日付変更線付近の海面水温が正偏差となる。その後の 12~1 月には南米沿岸に海面水温の正偏差が現れて次第に増大し、4~6 月に最大になる。日付変更線付近の正偏差は持続するが、8~12 月に中部太平洋赤道域の西風偏差が大きくなるとともに、南米沿岸の正偏差は西に伝播し、年末には日付変更線付近の正偏差と合流して 170°W 付近で正偏差が最大になる。そしてエルニーニョ現象の後には南米沿岸から負偏差が広がり、5~7 月には東部太平洋赤道域が負偏差となる。

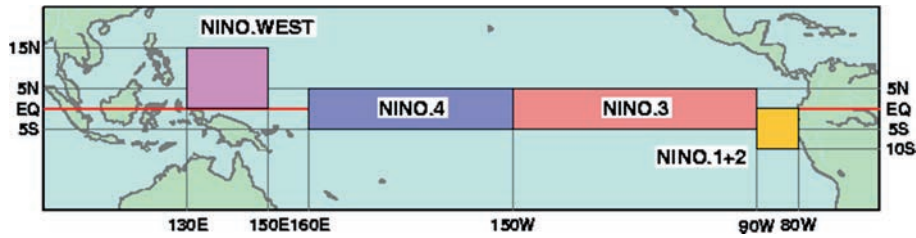
Rasmusson and Carpenter (1982) の記述のような現象は、標準的な (Canonical) エルニーニョ現象と呼ばれ (Cane 1983)、通常のエルニーニョ現象ならば同じようなパターンとして推移するため、予測可能であることが期待された。

ところが、1982 年に発生した大規模なエルニーニョ現象においては、その大きさや発達の仕方が Rasmusson and Carpenter (1982) の記述した推移と異なり、海面水温の正偏差が中部太平洋赤道域に

現れて東に伝播するという特徴を呈したことで注目された。このような状況は 1980 年代以降に発生したエルニーニョ現象の発達の過程で頻繁に見られ、Trenberth and Stepaniak (2001) は 1976/77 年の気候シフトを境にしてエルニーニョ現象の発達の特徴に変化が見られることを指摘している。更に 1990 年代以降には海面水温の正偏差の中心が中部太平洋赤道域に留まるような状態も観測されるようになり、エルニーニョ現象にも色々な個性のあることが知られるようになった。この中部太平洋赤道域で昇温するタイプの現象は「エルニーニョもどき現象」(Ashok et al. 2007)、「中央太平洋 (central Pacific) エルニーニョ現象」(Kao and Yu 2009) や「暖水プール (warm pool) エルニーニョ現象」(Kug et al. 2009) と呼ばれ、これと対比して東部太平洋赤道域で昇温するタイプのエルニーニョ現象を「標準的なエルニーニョ現象」と呼ぶことが最近では多い。

### 2.1.3 エルニーニョ現象等の監視海域

エルニーニョ現象が発生すると、南米ペルー沿岸での漁獲に大きな影響を与えるが、1972 年に発生したエルニーニョ現象では、カタクチイワシの漁獲量が激減し、大豆等の世界の穀物相場にまで影響が及んだ (Philander 1990)。1982 年のエルニーニョ現象の発生期間中には、エクアドルやペルー北部及び米国南東部で大洪水が発生、オーストラリアで干ばつや山火事などが発生した (木村 1992)。また日本では、「昭和 57 年 7 月豪雨 (長崎豪雨)」や島根県を中心とした「昭和 58 年 7 月豪雨」が発生している。このような背景の中、米国気候解析センター (CAC/NMC/NOAA、現 CPC/NCEP/NOAA) では、エルニーニョ現象に関する海面水温の変動を監視するために、南米沿岸に NINO.1 (5°S-EQ, 90°W-80°W) と NINO.2 (10°S-5°S, 90°W-80°W)、及び太平洋東部赤道域付近に NINO.3 (5°S-5°N, 150°W-90°W)、太平洋中部赤道域付近に NINO.4 (5°S-5°N, 160°E-150°W) という 4 つの海域 (第 2.1.1 図) を設定した。そして、1982 年からこれらの海域の月平均海面水温をリアルタ



第 2.1.1 図 エルニーニョ現象に関係した海面水温を監視するために設定された監視海域

イムで監視するに至っている (Barnston et al. 1997)。NINO. 1 と NINO. 2 に関しては、これらを合わせた海域 (NINO. 1+2) として用いられることが一般的である。

気象庁におけるエルニーニョ現象の監視は、初期においては米国気候解析センターで作成された資料を基に行われていたが、手作業による全球海面水温の解析が 1986 年から始まり、修正法を用いた全球海面水温の客観解析が 1990 年に導入された (海洋気象部海洋課 1990) ことにより、独自の海面水温資料を用いて行うようになった。エルニーニョ現象を監視する海域としては、NINO. 1+2、NINO. 3、NINO. 4 に対応する C 海域 (10°S-EQ, 90°W-80°W)、B 海域 (4°S-4°N, 150°W-90°W)、A 海域 (4°S-4°N, 160°E-150°W) が設定された。さらに日本の天候と関係の深い海域として NINO. WEST (EQ-15°N, 130°E-150°E) とこれに対応する D 海域 (EQ-14°N, 130°E-150°E) が設けられた。

また 1991 年には過去に発生したエルニーニョ現象の期間を決める定義を導入し、エルニーニョ現象の監視にも用いるようになった。すなわち B 海域の月平均海面水温の平年値 (1961~1990 年の平均) からの偏差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上連続して +0.5°C 以上になった場合をエルニーニョ現象とし、逆に -0.5°C 以下の場合をラニーニャ現象として 1949 年以降のエルニーニョ/ラニーニャ現象の期間を特定した。

エルニーニョ現象の期間を同定した過去の研究としては、Quinn et al. (1978) が 1726 年以降のエルニーニョ現象の期間を同定し、強さのランク分けを試み、Rasmusson and Carpenter (1982, 1983) がエクアドルからペルー沿岸の船舶による観測の

海面水温データを使って 1950 年以降のエルニーニョ現象を同定している<sup>2</sup>。

気象庁の定義に基づく 1949 年以降のエルニーニョ現象の発生年は、Rasmusson and Carpenter (1982, 1983) と齟齬の無い結果となっている。エルニーニョ現象の期間を同定するための定義を設定する試みとしては、1980 年代初期に海洋研究者の学術団体のワーキンググループ (SCOR WG55) において構築されたエルニーニョ現象の定義の例があるが、ペルー沿岸の観測点の海面水温を使用するもので、広く受け入れられるものではなかった。これに対して気象庁の定義はおそらく客観的手法を用いた最初のものであり、フロリダ大学で JMA の定義として採用されるなど ENSO の研究コミュニティでも受け入れられる定義として評価されている (Trenberth 1997)。1992 年 4 月に設置された気象庁エルニーニョ監視センターにおいては、上記の気象庁の定義を用いてエルニーニョ現象の監視業務を開始した。

気象庁がエルニーニョ現象の監視海域として設定した B 海域 (NINO. 3 に相当) では、貿易風 (東風) が卓越し、赤道湧昇の効果による海面水温の低温が明瞭 (冷舌: cold tongue と呼ばれる) で、季節変化が大きく、ENSO にともなう海面水温偏差の年々変動も大きいという特徴を持つ。

一方、米国気候解析センターでは、1996 年 4 月

<sup>2</sup> Ropelewski and Halpert (1987) が 1875 年から 1983 年の 109 年間の降水データを用いて世界の降水へのエルニーニョ現象の影響を調査した結果は、Quinn et al. (1978) 及び Rasmusson and Carpenter (1983) の同定した 25 回のエルニーニョ現象に基づいている。この影響調査の結果は米国気候予測センターにおける資料として現在も使用されている。



から大気の南方振動との相関が高い海域として、NINO.3 と NINO.4 の領域にまたがる NINO.3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) をエルニーニョ現象の監視海域として設定している (Barnston et al. 1997; Trenberth 1997)。これに先立ち、Barnett and Preseindorfer (1987) は米国の地上気温の季節予報をするための予測因子の1つとして同海域の海面水温を用いており、米国気候解析センターでは ENSO 予測の対象として同海域の海面水温の現業的な予測を 1990 年 3 月から開始していた (Barnston and Ropelewski 1992)。Barnston et al. (1997) は、ENSO の適切な指標の条件として、(1) 南方振動との相関が大きいこと、(2) 予測可能性が高いこと、(3) ENSO の遠隔影響に最も強く関与することを挙げ、夏と初秋における南方振動と海面水温との相関が NINO.3 よりも NINO.3.4 の領域で有意に高いことを示している。

NINO.3.4 の「3.4」の意味としては、海域の中心が NINO.3 及び NINO.4 の中心間距離のおよそ 4/10 に位置し、若干 NINO.3 寄りであることが Barnston et al. (1997) に記述されている。

2001 年の平年値期間の更新では、1961~1990 年の 30 年平均値を「基準値」として固定して継続利用し、基準値からの差を海面水温指標とすることで同定される現象の変更を回避した。

2006 年 3 月には、新しい海面水温解析 (COBE-SST: Ishii et al. 2005) を導入した。これに伴い、エルニーニョ監視海域を B 海域から南北に 1 度ずつ広い NINO.3 海域に変更した。また、数年規模変動の ENSO より長期の変動である数十年規模変動や温暖化による変化の影響を減らすため、「基準値」を、各対象年の前年までの 30 年平均値

に変更した。これにより、新しい「基準値」は年ごとに異なる値となった。この変更では、1950 年から 1992 年の期間において同定されたエルニーニョ現象の発生年 (回数) に変更はなかったが (終息時期が 1 季節延びる程度の変化のみ)、持続期間が 5 か月と短くなった 1993 年春~1993 年夏は、エルニーニョ現象として同定されなくなった。ラニーニャ現象の期間については、1995 年夏~1995/96 年冬が新たに同定されたほか、発生期間が 1 季節以上変化した現象もあり、エルニーニョ現象よりもやや大きな変更となった (エルニーニョ/ラニーニャ現象の期間については第 2.1.3 図 (b)、発生年については後出の第 2.1.4 図及び第 2.1.5 図を参照のこと)。

Trenberth (1997) は、気象庁の定義に倣い、NINO.3.4 海域と NINO.3 海域の海面水温に対し 1950~1979 年の 30 年平均値を平年値とした偏差の 5 か月移動平均値を用いてエルニーニョ/ラニーニャ現象の期間を求めた。その結果、NINO.3 では現象の期間が海面水温や平年値期間のとり方に影響を受けやすい (特にラニーニャ現象) ことを示している (彼は気象庁の定義で NINO.3 の代わりに NINO.3.4 を使い、しきい値として 0.5°C の代わりに 0.4°C を使うことを推奨している)。

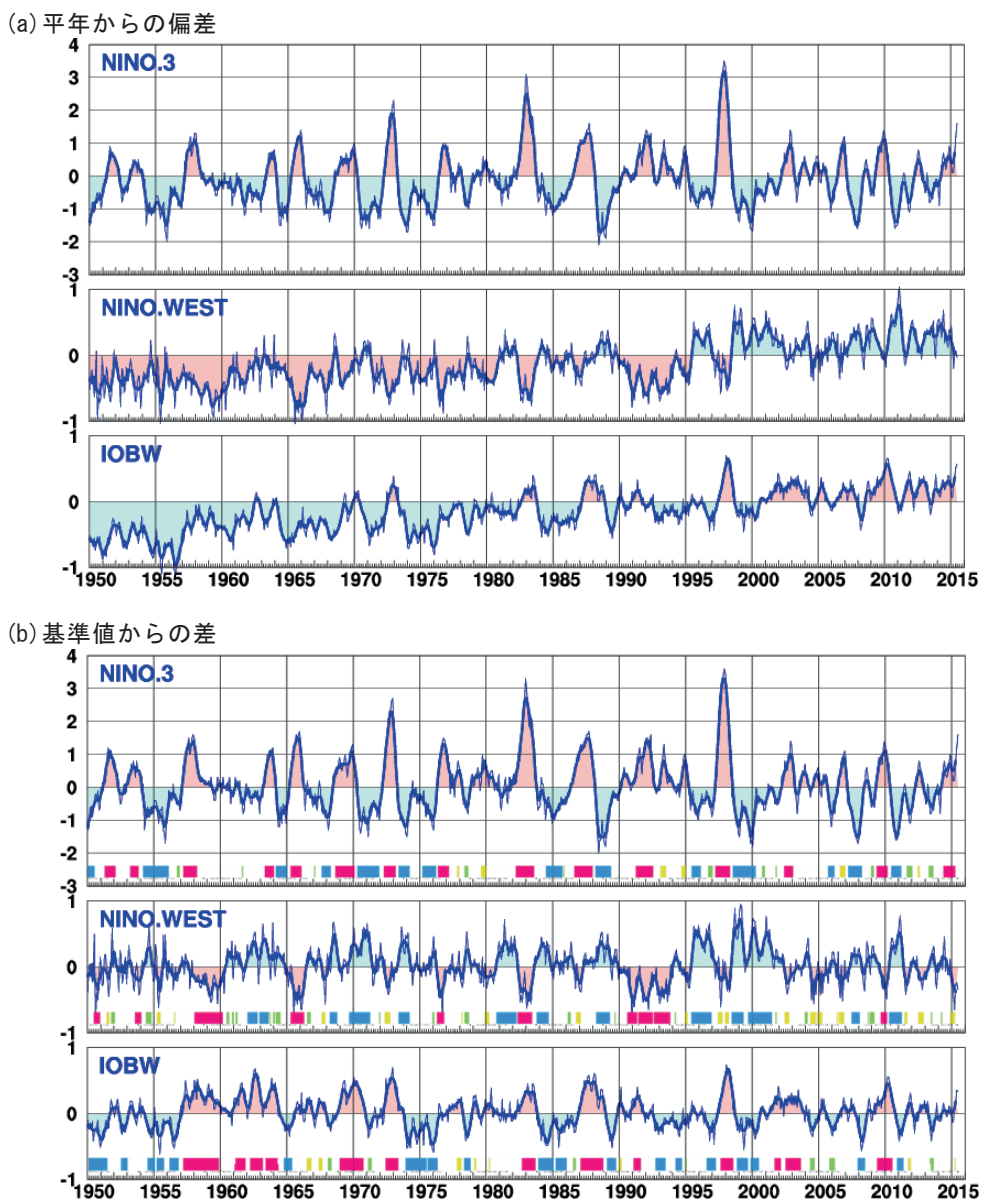
気象庁では 2009 年 7 月からエルニーニョ監視速報に西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) とインド洋熱帯域 (IOBW) の海面水温情報を新たに加え、熱帯海洋情報の拡充を行った (第 2.1.2 図)。エルニーニョ現象 (ラニーニャ現象) の発生に伴い、西太平洋熱帯域の海面水温は低温 (高温) に、インド洋熱帯域の海面水温は高温 (低温) になる傾向があるが、年々変動に対する温暖化トレンドの割合が



第 2.1.2 図 エルニーニョ監視海域 (NINO.3) と熱帯情報の拡充により新たに監視海域として設定された西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) 及びインド洋熱帯域 (IOBW) の位置  
ダーウィンとタヒチは南方振動指数の算出で使用する地上気圧観測点。

大きく、平年からの偏差では ENSO の 4～9 年周期の変動を見るには適さない（第 2.1.3 図(a)）。このため、西太平洋熱帯域とインド洋熱帯域では、エルニーニョ監視海域の基準値の設定方法（各年の前年までの過去 30 年平均値）とは異なり、各月毎に各年の前年までの過去 30 年間の長期変化傾向（トレンド）を直線で近似し、その直線を該当年の月に延長した値を「基準値」として用い、海

面水温の基準値からの差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上連続して  $+0.15^{\circ}\text{C}$  以上となった場合に各海域の高温期間、逆に  $-0.15^{\circ}\text{C}$  以下となった場合を各海域の低温期間とした（第 2.1.3 図(b)）。エルニーニョ監視海域では、十年規模変動や温暖化による長期変化傾向に比べて ENSO による年々変動が大きいため、平年からの偏差でも変動は明瞭で（第 2.1.3 図(a)）、基準値からの差（第 2.1.3 図



第 2.1.3 図 各監視海域の海面水温の (a) 平年からの偏差及び (b) 基準値からの差の時系列（1950 年 1 月～2015 年 6 月）

各図ともに（上）エルニーニョ監視海域（NINO.3）、（中）西太平洋熱帯域（NINO.WEST）及び（下）インド洋熱帯域（IOBW）。細線は月平均値、太線は 5 か月移動平均値。赤（青）の陰影は、各海域でエルニーニョ現象（ラニーニャ現象）時に現れやすい偏差の符号を表す。(a)の平年値は 1981～2010 年の 30 年平均。(b)の時系列の下の色付 BOX は、赤（青）がエルニーニョ現象、NINO.WEST 低温、IOBW 高温（ラニーニャ現象、NINO.WEST 高温、IOBW 低温）の定義を満たす期間を、黄（緑）は持続期間が 6 か月に満たなかった期間を表す。

(b) との違いは明瞭ではない。

気象庁では、エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視を開始して以来、適宜天候との関係資料を作成し、利用している。

2009年7月の熱帯海洋情報の拡充に伴い、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時における世界及び日本の天候の特徴に関する資料も更新した。統計期間は、この時期に完成していた JRA-25 長期再解析(Onogi et al. 2007)の気候循環場資料と整合をとるため、1979～2008年の30年間とした。その際、統計事例を増やすために6か月持続という現象発生定義を満たさない場合も統計に加えて処理をした(第2.1.3図(b)の黄あるいは緑で示される期間)。

2015年7月には、1958～2012年の55年間の期間で統計を取り直したエルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時における世界及び日本の天候の特徴の統計資料を気象庁HPで公開した(詳細については次節以降で解説)。統計期間は、気象庁55年長期再解析(JRA-55: Kobayashi et al. 2015)の期間に合わせたもので、統計期間が長くなったことに伴い、現象発生定義を満たす場合のみを発生事例として統計処理をした(第2.1.3図(b)の赤または青で示される期間)。これにより統計から外れた年は、エルニーニョ現象を例にとると、1979/80年、1993年、1994/95年、2006/07年である。

#### 2.1.4 各監視海域の海面水温変動の特徴

この項では、各監視海域の海面水温の基準値との差が、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時にどの様に推移するかを示す。

第2.1.4図にはエルニーニョ現象及びエルニーニョ現象の発生時に現れやすいNINO.WESTの低温期間とIOBWの高温期間の特徴をまとめた。

第2.1.4図の左列は、エルニーニョ現象が始まった年(Year0)を基準とし、その前年(Year-1)から翌年(Year+1)までの各監視海域の海面水温の基準値との差の時系列を重ねた図である。1949～2013年の期間に発生した全ケースの平均を黒太線で、年代による違いを見るために1980年以前の平均

を赤太線、1980年以降の平均を青太線で示してある。NINO.3海域の海面水温の基準値との差の推移を見ると、発生時期や終息時期、及びピークの時期や大きさにばらつきはあるが、平均では1月から6月頃にかけて急上昇し(4月頃に負から正に変わる)、7月以降は穏やかに上昇して12月頃にピークを迎える。その後は下降して翌年の6月頃にはゼロ付近に戻る。1980年より前と後の平均の推移では、エルニーニョ現象発生年(Year0)の8月頃までに大きな差は無いが、9月以降は1980年以前(以降)の上昇が穏やか(急)でピークが小さい(大きい)。更に、1980年以前ではピーク翌年(Year+1)の4月には負になるが、1980年以降ではピーク翌年(Year+1)の8月まで正が持続する。

エルニーニョ現象発生時のNINO.WEST海域の海面水温の基準値との差は、発生年(Year0)の6月頃から負になり、9月頃には負のピークとなるが、10～12月にかけて一旦ゼロに近づいた後、翌年(Year+1)の1～2月に2度目の負のピークが現れる。その後5～6月にはゼロ付近に戻る。1980年以後の平均では1980年以前の平均に比べて変動が大きくなるが、負になる時期やゼロ付近に戻る時期に大きな違いはない。2つ目のピークの時期はNINO.3海域に比べて2か月程度遅れる。

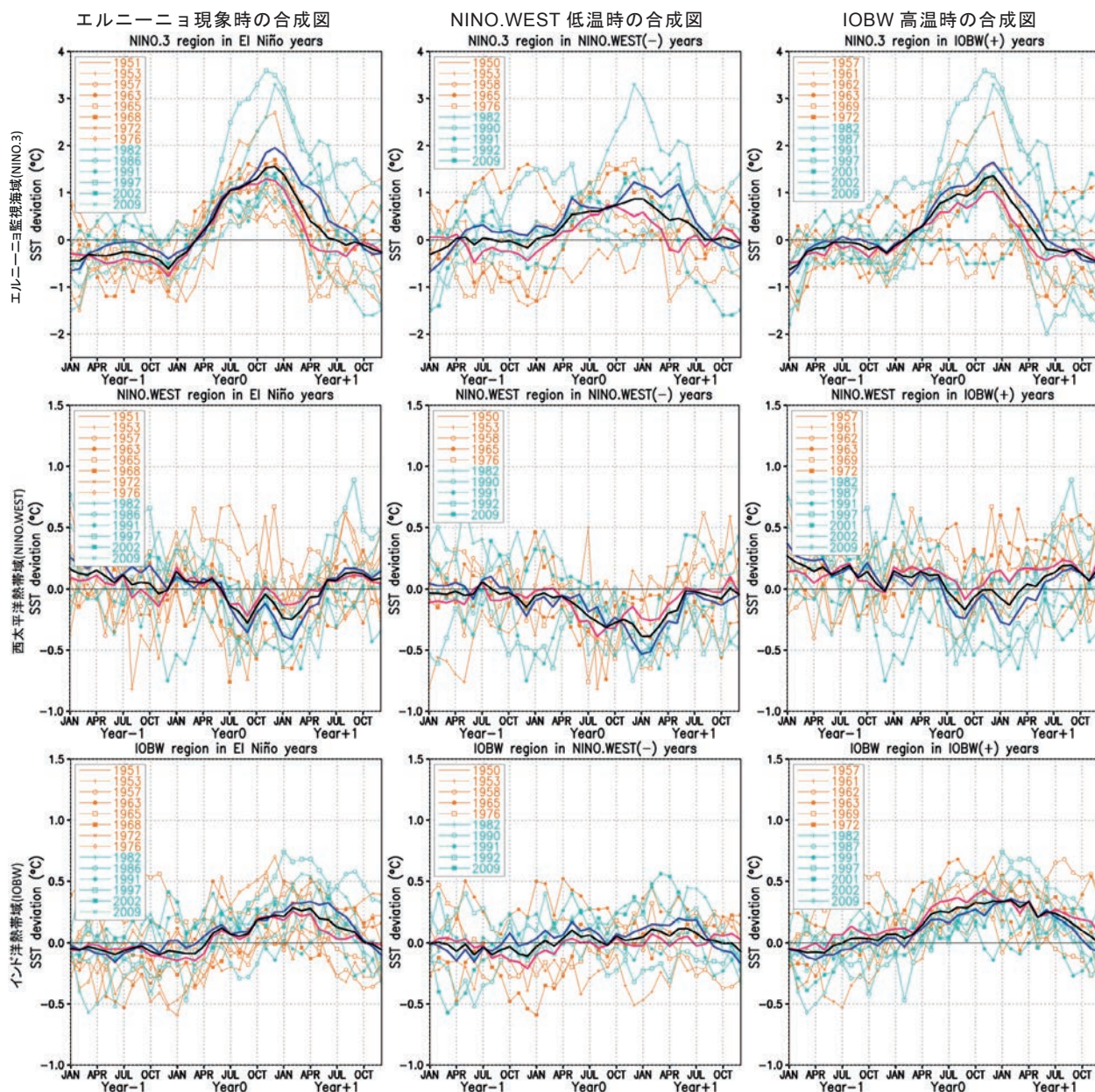
エルニーニョ現象発生時のIOBW海域の海面水温の基準値との差は、NINO.3海域に1か月程遅れて発生年の5月に正になるが、その後の上昇は緩やかで、NINO.3海域に3～4か月遅れた発生翌年2～4月頃が正のピークとなる。1980年以前の平均はピーク後の翌年夏にかけて急速にゼロに近づくが、1980年以降の平均では発生翌年7月頃までピークと同程度の正の値が持続する。これらの特徴は、1980年以降のエルニーニョ現象発生翌年の夏に北日本で低温(1983年、1988年、1998年、2003年)や多雨(1998年)が現われやすいことに夏のインド洋の高温が関係しているという報告(Xie et al. 2009, 2010)と整合的である。

第2.1.4図の中央列は、NINO.WESTの低温期間における各海域の海面水温の基準値との差の推移を示したものである。NINO.WEST海域の平均の推

移には発生年の9月と翌年1～2月の2回ピークが現れ、1980年以前の平均では発生年の8月のピークが大きく、1980年以降では翌年2月のピークが大きいが、年によるばらつきが大きい。NINO.3海域の平均の推移は発生年の春から翌年の夏まで基準値より高い値で推移しているが、エルニーニョ現象発生時の平均よりもピークの値が小さ

い。IOBW 海域の平均の推移では対応する変化が不明瞭である。

第 2.1.4 図の右列は、IOBW の高温期間における各海域の海面水温の基準値との差の推移を示したものである。IOBW 海域の平均の推移はエルニーニョ現象発生時とほぼ同様である。1962 年と 2001 年（エルニーニョ現象発生の前年）以外は、エルニーニョ現象発生年か、秋に発生したエルニーニ



第 2.1.4 図 エルニーニョ現象（左列）、NINO.WEST 低温（中央列）、IOBW 高温（右列）各発生時における各監視海域の月平均海面水温の基準値からの差の推移の合成図

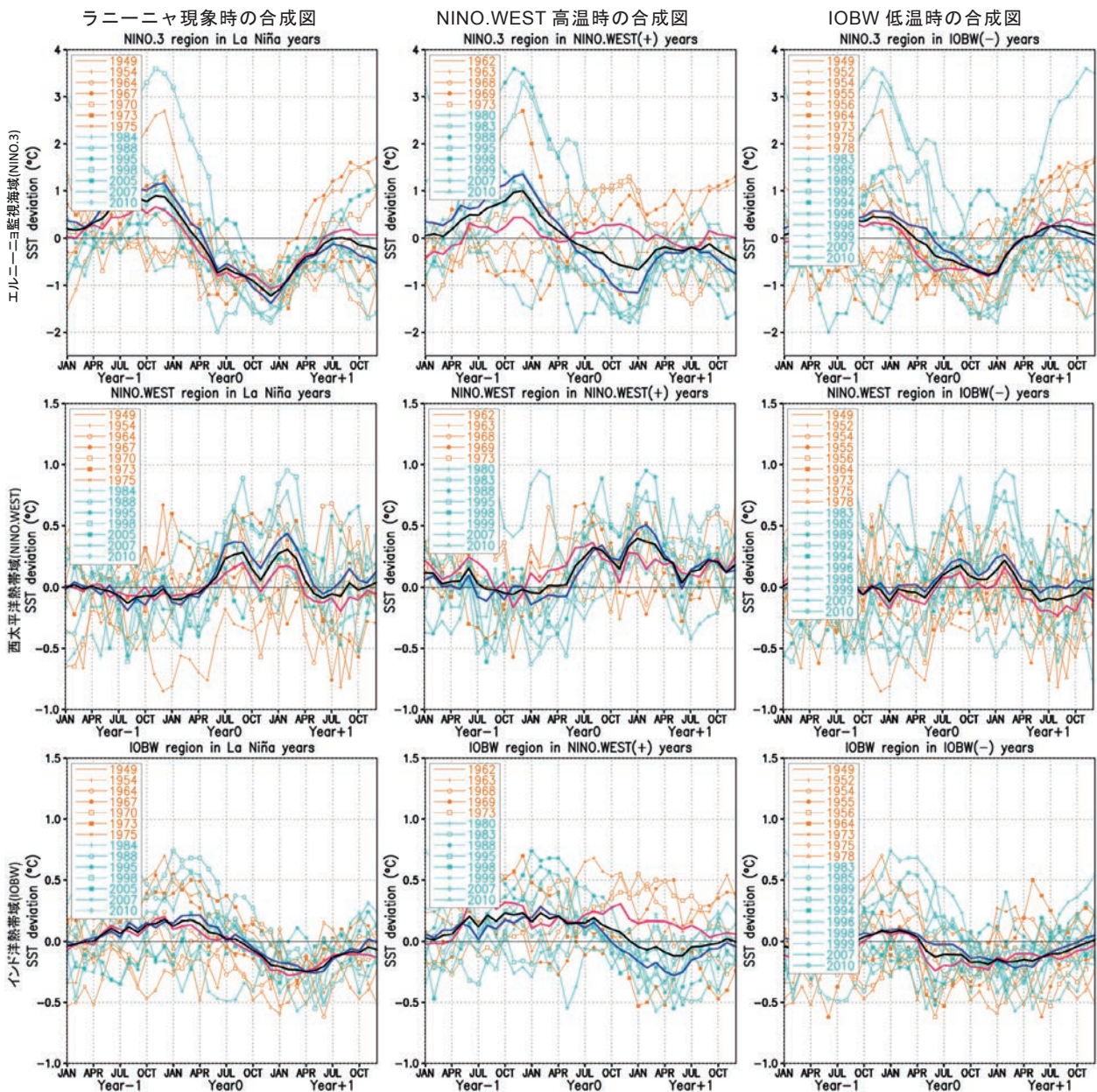
（上段）エルニーニョ監視海域(NINO.3)、(中段)西太平洋熱帯域(NINO.WEST)、(下段)インド洋熱帯域(IOBW)。各図の凡例の数字は現象が発生した年、黒太線は1949～2013年の期間の全ケースの平均、赤太線は1980年以前の平均、青太線は1980年以降の平均を表す。横軸のYear0が各現象の発生した年、Year-1とYear+1が発生前年及び発生翌年に対応する。

ヨ 現象が翌年まで持続している場合（1969年と1987年）で、NINO.3 海域や NINO.WEST 海域の推移もエルニーニョ現象時の推移に近い。

第 2.1.5 図の左列は、ラニーニャ現象が発生した年を基準としてその前年から翌年までの各監視海域の海面水温の時系列を重ねた図である。発生や終息の時期にばらつきはあるが、各海域ともエルニーニョ現象時とは符号を逆にしたような推移となる。NINO.WEST 海域では、1980 年以前の平均

より 1980 年以降の平均の方がラニーニャ現象に対応する変化幅が大きい、NINO.3 海域と IOBW 海域では年代による大きな差は無い。

第 2.1.5 図の中央列は、NINO.WEST の高温期間における各海域の推移を示している。NINO.WEST 海域の平均では 6 月頃に正になった後、正の値が 1 年以上続く傾向が見られる。NINO.3 海域では年代による差が大きく、1980 年以降の平均はラニーニャ現象時の傾向を示すが、1980 年以前の平均は



第 2.1.5 図 ラニーニャ現象（左列）、NINO.WEST 高温（中央列）、IOBW 低温（右列）発生時における各監視海域の月平均海面水温の基準値からの差の推移の合成図  
他は第 2.1.4 図と同じ。

ラニーニャ現象時の傾向を示さない。IOBW 海域も同様で、1980 年以前の平均は前年から高温傾向が持続し、NINO.WEST と連動した変化が見られない。

第 2.1.5 図の右列は、IOBW の低温期間における各海域の海面水温の基準値との差の推移を示している。各海域ともにラニーニャ現象時の特徴と同様な傾向であるが、ラニーニャ現象が発生していない年が多数（5 例）含まれる他、ラニーニャ現象が前年から持続する年も多数（5 例）含まれることから、IOBW 海域の平均では低温傾向がラニーニャ現象発生時よりも早く現れ、5 月頃から翌年の 9 月頃まで低温となり、明瞭なピークが見られない。

以上示したように、平均像としてはエルニーニョ/ラニーニャ現象と NINO.WEST 低温/高温及び IOBW 高温/低温の各現象が連動しているように見えるが、年代によって関係が不明瞭な場合も見られる。今後、数十年規模変動の影響を考慮するなど、関係を整理する必要がある。

## 参考文献

- 海洋気象部海洋課 1990: 旬平均海面水温解析. 測候時報, **57**, 283-291.
- 木村吉宏 1992: エルニーニョ現象. 財団法人 日本海洋協会, 157pp.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Barnett, T. P. and R. Preseindorfer 1987: Origins and Levels of Monthly and Seasonal Forecast Skill for United States Surface Air Temperatures Determined by Canonical Correlation Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1825-1850.
- Barnston, A. G. and C. F. Ropelewski 1992: Prediction of ENSO Episodes Using Canonical Correlation Analysis. *J. Clim.*, **5**, 1316-1345.
- Barnston, A. G., M. Chelliah, and S.B. Goldenberg, 1997: Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific. *Atmosphere-Ocean*, **35**, 367-383.
- Bjerknes, J. 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820-829.
- Bjerknes, J. 1969: Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Cane, M. A. 1983: Oceanographic Events During El Niño. *Science*, **222**, 1189-1195.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20<sup>th</sup> Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Kao, H. Y. and J. Y. Yu 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *J. Clim.*, **22**, 615-632.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Kug, J. S., F. F. Jin, and S. I. An 2009: Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *J. Clim.*, **22**, 1499-1515.
- 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.
- Philander, S. G. H. 1985: El Niño and La Niña. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2652-2662.
- Philander, S. G. 1990: El Niño, La Niña, and Southern Oscillation. *Academic Press, San Diego*, 289pp.
- Quinn, W. H., D. O. Zopf, K. S. Short, and T. W. K. Yang 1978: Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull.* **76**, 663-678.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter 1982: Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter 1983: The Relationship Between Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures and Rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 517-528.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert 1987: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Schell, I. I. 1965: The origin and possible prediction of the fluctuations in the Peru Current and upwelling. *J. Geophys. Res.*, **70**, 5529-5540.
- Trenberth, K. 1997: The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- Trenberth, K. and D. P. Stepaniak 2001: Indices of El Niño Evolution. *J. Clim.*, **14**, 1697-1701.
- Walker, G. T. and E. W. Bliss 1932: World Weather V. *Memoirs of the Roy. Meteor. Soc.*, **4**, 53-84.
- Wyrtki K. 1975: El Niño-The Dynamic Response of the

Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing.  
*J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584.

Wyrski K. 1985: Water displacements in the Pacific and genesis of El Niño. *J. Geophys. Res.*, **20**, 7129-7132.

Xie, S. P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Clim.*, **22**, 730-747.

Xie, S. P., Y. Du, G. Huang, A. T. Zheng, H. Tokinaga, K. Hu, and Q. Liu, 2010: Decadal Shift in El Niño Influence on Indo-Western Pacific and East Asian Climate in the 1970s. *J. Clim.*, **23**, 3352-3368.

## 2.2 エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における世界の天候の特徴<sup>1</sup>

### 2.2.1 はじめに

熱帯域の海面水温の変動は、大気の大規模な循環を通じて、世界の天候へ大きな影響を及ぼす。これまでも気象庁では、中部～東部太平洋赤道域 (NINO.3) の海面水温変動として同定されるエルニーニョ/ラニーニャ現象をはじめ、西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) 及びインド洋熱帯域 (IOBW) の海面水温変動に伴う世界の天候への影響について調査を行ってきた (竹内 2006; 福田 2009)。ここで、NINO.3、NINO.WEST 及び IOBW は第 2.1.3 項で定義される監視海域である。

気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) (古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015) が 2013 年に整備されたことを踏まえ、熱帯域の海面水温変動に伴う世界の天候 (気温及び降水量) への影響について、統計期間を過去に延長するなどの変更を加え、再度調査を行った。

本調査は、世界各地の時系列観測データについて、

- ・統計期間全体の出現率が等しくなるよう「低い (少ない)」「並<sup>2</sup>」「高い (多い)」の 3 階級に分け (つまり各階級の出現率は一部の例外を除いて 1/3 となる<sup>3</sup>。この割合を「気候的出現率」という)、
- ・エルニーニョ現象等のイベント発生時の各階級の出現率が気候的出現率と比べて有意に大きいかどうかを統計的に検定し、
- ・イベントが発生したときに世界各地のどの地域にどのような影響が見られるかを把握するものである。福田 (2009) の調査では、イベントが発生していない時期の出現率と比べて有意に大きいかどうかを検定していたが、今回は方法が異

<sup>1</sup> 佐藤 大卓、桜井 敏之 (現所属: 海洋気象課海洋気象情報室)、竹内 綾子

<sup>2</sup> ここでは、「西暦年の 1 位が 1 の年から数えた連続する 30 年間」で定義される「平年並」と区別するため「並」という用語を用いる。

<sup>3</sup> 後述するように気候的出現率が 1/3 を超える場合がある。

なる。

なお、NINO.3、NINO.WEST 及び IOBW の海面水温変動はお互いに密接に関連している。以下の結果は、各海域の海面水温変動と世界の天候との関連を統計的に抽出したものであり、必ずしも着目した海域だけからの直接の因果関係が示されているわけではないことに注意を要する。

### 2.2.2 統計期間と観測データ

統計期間については、福田 (2009) の調査では 1979 年～2008 年 (冬は 1979/80～2008/09 年) の 30 年間を対象としていたが、今回の調査では 1958 年～2012 年 (冬は 1958/59 年～2012/13 年) の 55 年間とし、より長期間のデータを用いて調査を行った。

用いた気温及び降水量の地上観測データは、1982 年 6 月以降の地上月気候値気象通報 (CLIMAT 報) データ及び米国海洋大気庁 (NOAA) が整備した GHCN (Global Historical Climatology Network; Peterson and Vose 1997) データの 1958 年以降分である。これらはいずれも、世界各地の地上観測地点の月統計値である。CLIMAT 報データは、各国から毎月送信される電文を基に、異常値を除くなど気象庁において品質管理を施したものを使用している。CLIMAT 報データ及び GHCN データの両方が利用可能な場合は、CLIMAT 報データを優先して利用した。

また、特に大洋上などについて、地上観測データから得られた結果を補完する目的で JRA-55 の 2m 気温及び降水量、COBE-SST (Ishii et al. 2005) の海面水温データ並びに NOAA が提供する外向き長波放射量 (OLR) データを用いた。解析期間は地上観測データと同様の 55 年間であるが、OLR については 1979 年～2012 年 (冬は 1979/80 年～2012/13 年) の 34 年間である。

### 2.2.3 調査方法

(1) エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生期間



NINO.3 海域における海面水温の基準値<sup>4</sup>との差の5か月移動平均値が6か月以上続けて+0.5℃以上(-0.5℃以下)となった期間をエルニーニョ現象(ラニーニャ現象)発生期間とした。また、西太平洋熱帯域(NINO.WEST)及びインド洋熱帯域(IOBW)の海面水温の基準値<sup>5</sup>との差の5か月移動平均値が6か月以上続けて+0.15℃以上(-0.15℃以下)となった期間を、高温(低温)であるとした。各イベントの発生期間を第2.2.1図に示す。

以下では、エルニーニョ現象発生時、NINO.WEST 高温時、IOBW 高温時をそれぞれ「NINO.3 (+)」、「NINO.WEST (+)」、「IOBW (+)」とし、海域に関わらず各イベントを表現する場合には「監視指数 (+)」と表記する。一方、ラニーニャ現象発生時、NINO.WEST 低温時、IOBW 低温時をそれぞれ「NINO.3 (-)」、「NINO.WEST (-)」、「IOBW (-)」とし、海域に関わらず各イベントを表現する場合には「監視指数 (-)」と表記する。同様に、平常時は「NINO.3 (0)」、「NINO.WEST (0)」、「IOBW (0)」、「監視指数 (0)」と表記する。

## (2) 観測地点ごとの気温規格化偏差と降水量基準比の算出

まず、CLIMAT 報データ及び GHCN データから、各観測地点について、統計期間中に観測地点が大きく移動したと考えられる地点(移転地点)を除外した上で、3か月平均気温/3か月降水量の時系列を計算した。ただし、もし連続する3か月のうち1か月でも欠測があった場合には、計算しないこととした(例えば、ある年の3月が欠測であれば、その年の1月~3月、2月~4月、3月~5月の値を欠測扱いとした)。なお、移転地点の判定は以下の手順で行った。

- ・気象庁では、毎月 WMO 国際地点データ(WMO 出版物 No.9, Volume A(Pub9))より地点情報を入手しているが、この Pub9 データには、移

<sup>4</sup> NINO.3 の海面水温基準値は、その年の前年までの30年間の各月の海面水温平均値。

<sup>5</sup> NINO.WEST と IOBW の海面水温基準値は、各月の海面水温について前年までの30年の線形回帰直線を当該年に外挿した値。

転がないと考えられる場合でも、記載間違いと考えられる緯度・経度のわずかな違いが見られる。

- ・このため、観測地点ごとに、月ごとの緯度・経度情報から統計期間(ここでは1958年1月~2012年12月)で最多数となる緯度・経度を求め、これを「基準緯度・経度」とし、各地点の「基準緯度・経度」から、緯度または経度方向に50kmを超えて離れている地点情報を持つ月が全体の5%以上ある場合は、移転があったと判断し「移転地点」とする。

続いて、観測地点ごとに統計期間の平均値を基準値とし、各3か月の平均気温規格化偏差(統計期間(1958年~2012年)内の年々変動に伴う標準偏差で規格化した基準値からの偏差)と降水量基準比(各3か月降水量をその基準値で割ったもの)をそれぞれ求めた。このとき、観測データ数が統計年数(55年)の5割以上ある地点のみを利用した。5割以上としたのは、解析結果の信頼性を高める観点からは、より欠測の少ない時系列データを使うのが望ましいものの、その一方で、データ数の割合を厳しくすると、利用できる観測地点数が減ってしまうためであり、解析結果の信頼性と解析できる地点数のバランスを考慮した結果である。

さらに、観測データ数が少ない場合には、観測値の存在する期間が監視指数(+)-あるいは監視指数(-)の期間に偏ってしまい、統計期間の気温平均値及び降水量基準値そのものが偏ってしまうことが考えられる。これを避けるため、観測データ数が統計期間の5割以上かつ8割未満の場合には、以下で定義する「偏りの割合」が20%以下の地点のみを利用した。

偏りの割合(%)

$$\equiv \frac{|\text{監視指数}(+) \text{の年数} - \text{監視指数}(-) \text{の年数}|}{\text{監視指数}(0) \text{の年数}} \times 100$$

## (3) 格子データへの変換と線形トレンドの除去

計算された観測地点ごとの気温規格化偏差／降水量基準比を緯度5度×経度5度の格子ごとに平均した。その際、格子内に1地点でも観測データがあれば格子点平均値を算出した。

各観測点のデータには、熱帯域の海面水温変動の影響のほか、地球温暖化等による長期的な変化傾向（トレンド）が含まれている。後者による解析結果への影響を除くため、気温データについては線形トレンドを除去した。降水量についてはトレンドが明瞭ではないため、特にトレンド除去を行っていない。

#### (4) 格子点データの階級分け

前項で求めた格子点データについて、統計期間全体の出現率が等しくなるよう「低い（少ない）」「並」「高い（多い）」の3階級に分けた。階級区分値の算出方法は、「気象観測統計指針」（気象庁2005）に示される、平年の階級区分値の求め方を参考に、各格子点の時系列データを値の小さい順に並びかえた上で、

・「低い（少ない）」と「並」の階級区分値

$$\frac{1}{3} \times 55 \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値と、}$$

$$\left(\frac{1}{3} \times 55 + 1\right) \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値の平均}$$

・「並」と「高い（多い）」の階級区分値

$$\frac{2}{3} \times 55 \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値と、}$$

$$\left(\frac{2}{3} \times 55 + 1\right) \times \frac{N}{55} \text{ 個目の値の平均}$$

とした。ここで、いずれも $N$ は資料年数である。

また、「気象観測統計指針」（気象庁2005）に基づいて、観測値が同じ値を持つ年が複数ある、あるいは、区分値付近に同じ値の観測値が集まる場合に、階級区分値を修正した。本調査では、このようにして求めた各階級に含まれるデータの割合を「気候的出現率」と呼び、第2.2.1項で述べたように、多くの場合で33%に近い値をとる。ただし、例外的に、砂漠などの雨のほとんど降らない地域では、データのほとんどが降水量0mmで同じ

順位となり、「少ない」階級の気候的出現率が33%を大きく超える場合があることに注意を要する。

#### (5) 有意性の検定

第2.2.1項で述べたとおり、各格子における気温及び降水量の各階級の出現率が、エルニーニョ現象等のイベント発生時に、気候的出現率と比べて有意に大きいかどうかを統計的に検定する。これはいわゆる「母比率の検定」に相当するものである。

まず、母集団での比率（母比率）を以下に示す $p$ とする。

$$p = \frac{\text{ある階級となる年数}}{\text{イベント発生年数}}$$

気候的出現率を $p_0$ とし、帰無仮説を

$$H_0 : p = p_0$$

片側対立仮説を

$$H_1 : p > p_0$$

とする。そして、帰無仮説の下では標本から得られた検定統計量の実現される確率（P値）が（あらかじめ設定された信頼度水準を基に）十分低いことを示し、帰無仮説を棄却するという評価を行う。ここで、帰無仮説の下での確率分布は以下に示すように二項分布で表される。

統計期間において、イベント発生時の合計年数が $n$ 、そのうちある階級（例えば「高い」となる年数が $x$ であったとすると、その出現率は $x/n$ である。つまり、出現率は、合計年数 $n$ からある階級を $x$ 年選ぶことに置き換えて考えることができる。帰無仮説が正しいとした場合、ある階級の出現率は $p_0$ （一定）で、その確率分布 $f(x)$ は次式に示す二項分布で与えられる。

$$f(x) = {}_n C_x p_0^x (1 - p_0)^{n-x}$$

ここで、

$${}_n C_x = \frac{n!}{x!(n-x)!}$$

である。

一般的に、二項分布とは、結果が成功か失敗かのいずれかの場合、1回の試行における生起確率が $p_0$ で一定として、 $n$ 回の独立な試行を行ったとき

の成功数 ( $x$ ) を変数として表される離散確率分布である。本調査の場合は、「成功」・「失敗」を例えば「高い」・「高くない」と置き換えて考えることにより、二項分布が利用できる。

なお、一般に、サンプル数が大きい場合には正規分布等で近似して検定することもあるが、二項分布を直接計算すれば、近似することなく、サンプル数が小さい場合でも検定ができる。そのため、本調査でも二項分布を用いた検定方法を採用した。

## 2.2.4 結果

### (1) 格子ごとの分布図

格子ごとに、エルニーニョ現象等のイベント発生時に気温(降水量)が「高い(多い)」又は「並」又は「低い(少ない)」傾向となるかを、第2.2.2図～第2.2.13図に示した。ここで格子点上に示されている階級は、 $P$  値が最小、すなわち信頼度  $((1-P) \times 100)$  が最大となる階級である。 $P$  値が小さいほど、その階級の出現率が気候的出現率より大きくなる確率が高いことを示す。単純に出現率が一番大きい階級を示すことをしないのは、第2.2.3項(4)に述べたように、気候的出現率が33%を大きく超える階級がある格子(砂漠など)では、ある階級の $P$  値が最小の場合でも、その階級の出現率が最大とは限らないためである。図中では、特に「少ない」降水量の気候的出現率が50%を超える格子には背景に四角枠を表示してある。気候的出現率が階級によって変わらない格子では、最も出現率の大きい階級で最小の $P$  値が見出されるので、出現率の大きさを基に表示した場合と同じになる。 $P$  値が全く同じとなる階級が2つ以上ある場合には、「階級不定」として示した。

なお、図中で何も示されていない格子点は、データ数が十分でないか、観測点が存在しないため計算が行われなかったことを意味している。大洋上を除くと、インドネシア付近、アフリカ、ブラジル、極域で空白となる領域が多い。

また、今回の検定で有意な関係が見出されなかった格子について、直ちに「イベントの発生との関連がない」と結論できるわけではないことに注

意されたい。今回の調査では、いわゆる検出力を考慮して必要な資料数を求めることは行っていない。本来、帰無仮説(母比率が気候的出現率と等しい)が正しくないにもかかわらず、資料数が少なかったために今回の検定ではそれを否定できなかったことも考えられる。

なお、気候的出現率ではなく平常時の出現率と比較した検定も別途行ったが、概ね本検定の結果と大きな違いはなかった(結果は省略)。

### (2) 領域図

次に、第2.2.4項(1)で求めた格子点ごとの分布図から、信頼度水準90%以上で統計的に有意な「高い(多い)」及び「低い(少ない)」の階級がある程度まとまっている領域を実線で囲った(第2.2.14図～第2.2.19図。以下「領域図」という)。領域図の作成において、気温についてはJRA-55の2m気温とCOBE-SSTのエルニーニョ現象等イベント発生時における合成図、降水量についてはJRA-55の降水量と衛星データのOLRの合成図を補助資料として用いた。例えば、観測地点がまばらな大洋上でも、信頼度水準90%以上で統計的に有意な領域が広がっていれば領域として囲うこととした。

領域図を基に、エルニーニョ現象等イベント発生時における世界の天候の特徴を第2.2.1表～第2.2.6表にまとめた。福田(2009)の調査と比較して、統計期間や手法の変更などにより、エルニーニョ現象等イベント発生時の特徴として挙げられる領域が全体的に増えた。特に、福田(2009)の調査では大洋上における「領域」の特定は困難であったが、本調査では、上述の補助資料を援用することで、大洋上でも「領域」を特定した。また、エルニーニョ現象発生時及びラニーニャ現象発生時の領域図(第2.2.14図及び第2.2.15図)については、海外の気象機関(NOAA及び英国気象局)が公開している同様の調査結果とも比較したところ、大まかな分布は一致していた。

## 2.2.5 まとめ

JRA-55 の公開を踏まえ、エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時の世界の気温及び降水量の傾向について、統計期間を従前の調査よりも長い1958年～2012年（冬は1958/59年～2012/13年）の55年間に延ばして調査した。従前の調査との大きな違いは、

- ① 気温／降水量を3階級に分け、ある階級のイベント発生時の出現率が気候的出現率より大きくなるかどうかを検定し、その結果に基づいてイベント発生時の「傾向」としたこと
  - ② 検定により信頼度水準90%以上で有意となった領域を囲んだ「領域図」の作成に、循環場や海況に関する統計資料を活用し、観測点が疎らな大洋上にも「領域」を広げたこと
- である。

本調査では、熱帯の海面水温変動と世界の天候との関連を統計的に抽出するため、気温については線形トレンドを除去した。ただし実際の気温の出現頻度は、この線形トレンドに、本調査で得られた熱帯の海面水温変動による影響や、十年から数十年程度の時間スケールの自然変動の影響などが重なったものとして実現されることに留意する必要がある。

また、本調査では、CLIMAT 報のデータが無い期間にはGHCN データを利用したが、インドネシアやブラジルなど熱帯域の一部では、これまでの調査と同様に観測データの不足による統計結果の空白域を解消することはできなかった。今後はこのような地域の過去データを整備することが重要であろう。

## 参考文献

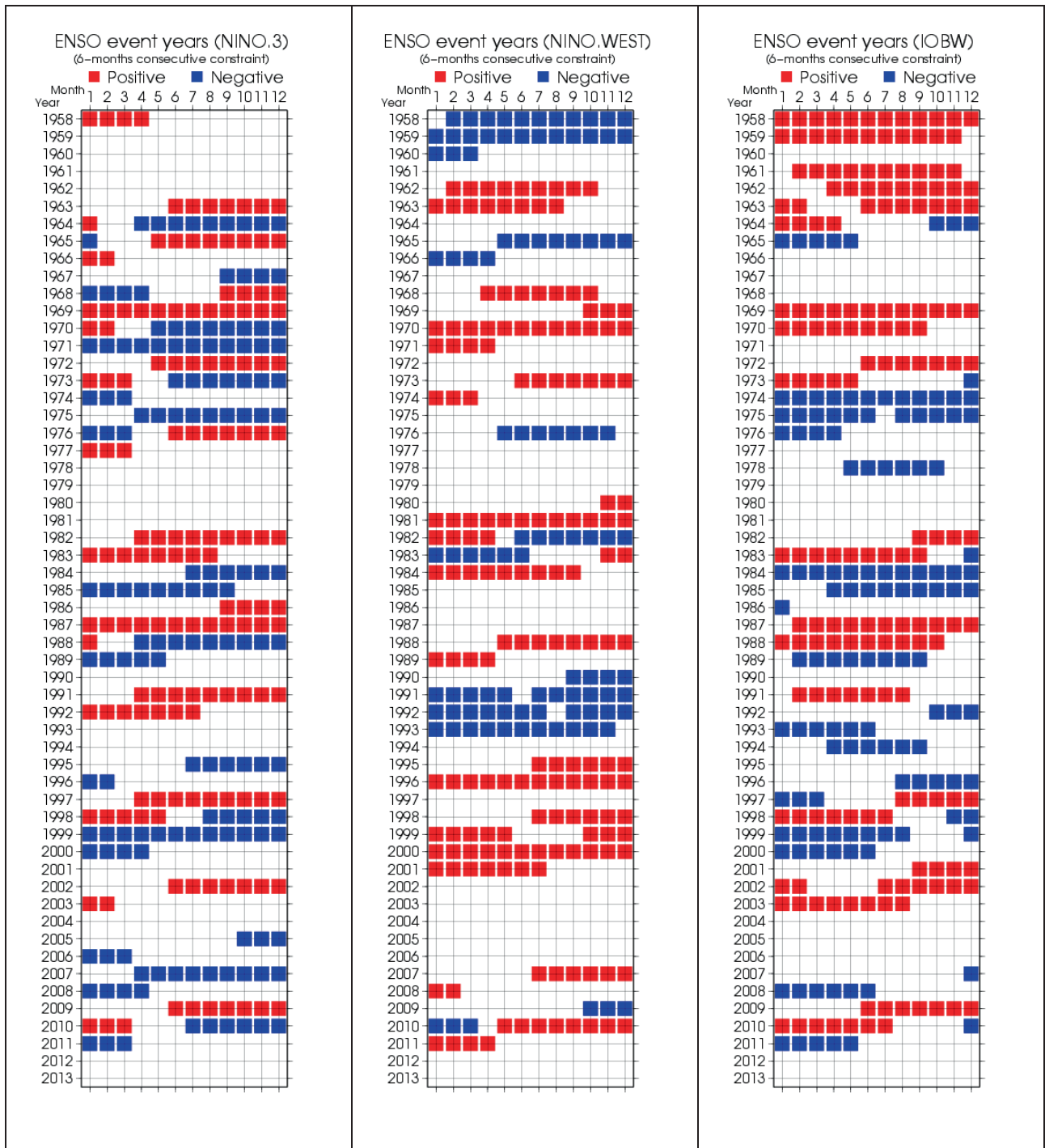
- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 121-124.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁55年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 竹内綾子, 2006: エルニーニョ/ラニーニャ現象と世界の天候. 平成18年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 26-36.

福田義和, 2009: 熱帯域の海面水温と世界の天候. 平成21年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-81.

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.

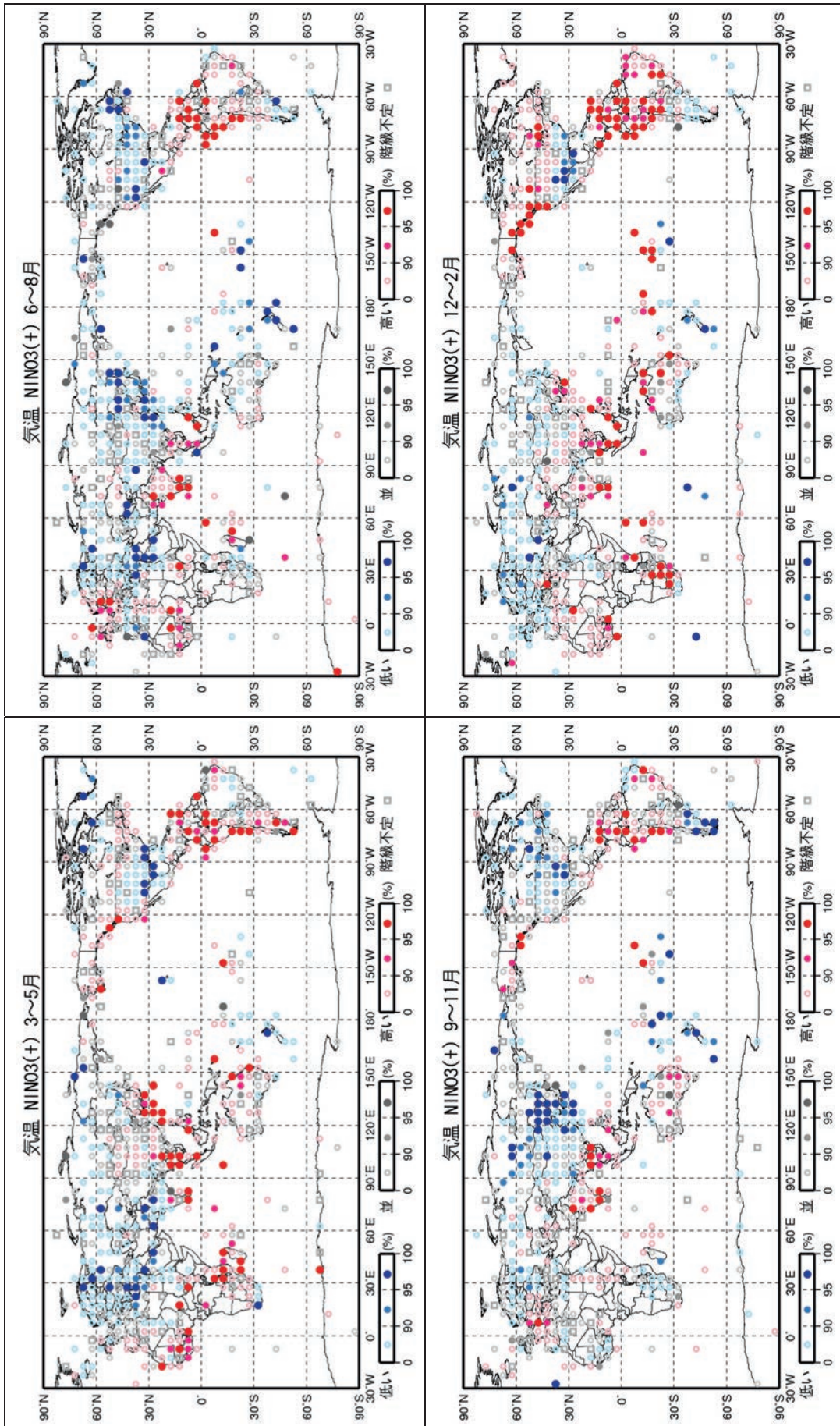
Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.

Peterson, T. C. and R. S. Vose, 1997: An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2837-2848.



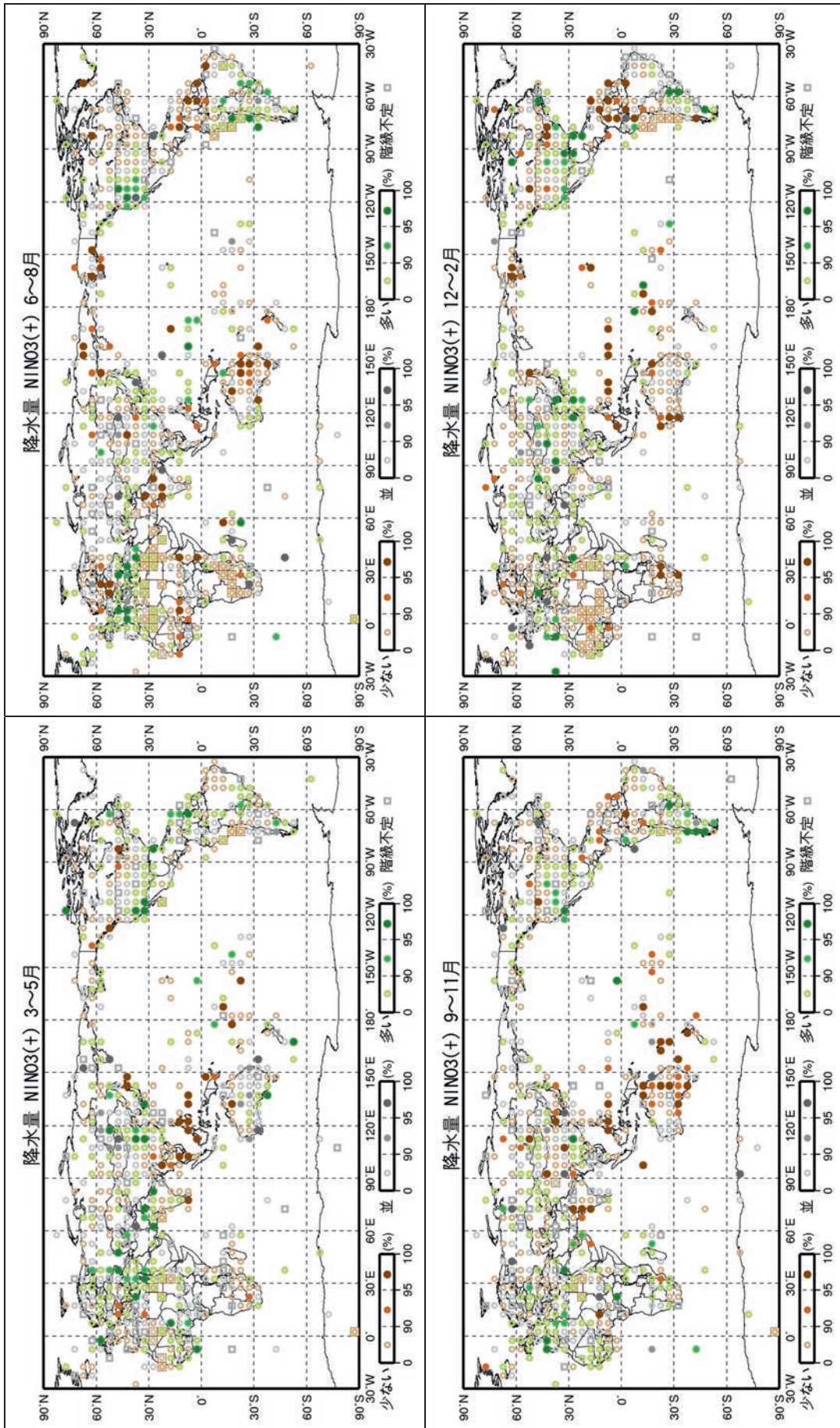
第 2.2.1 図 NINO.3 (左)、NINO.WEST (中央) 及び IOBW (右) の各海域における監視指数 (+) 及び (-) の発生期間

1958～2013 年の期間において、NINO.3 (左)、NINO.WEST (中央) および IOBW (右) の各海域について、監視指数 (+) となった期間を赤色で、監視指数 (-) となった期間を青色で示す。



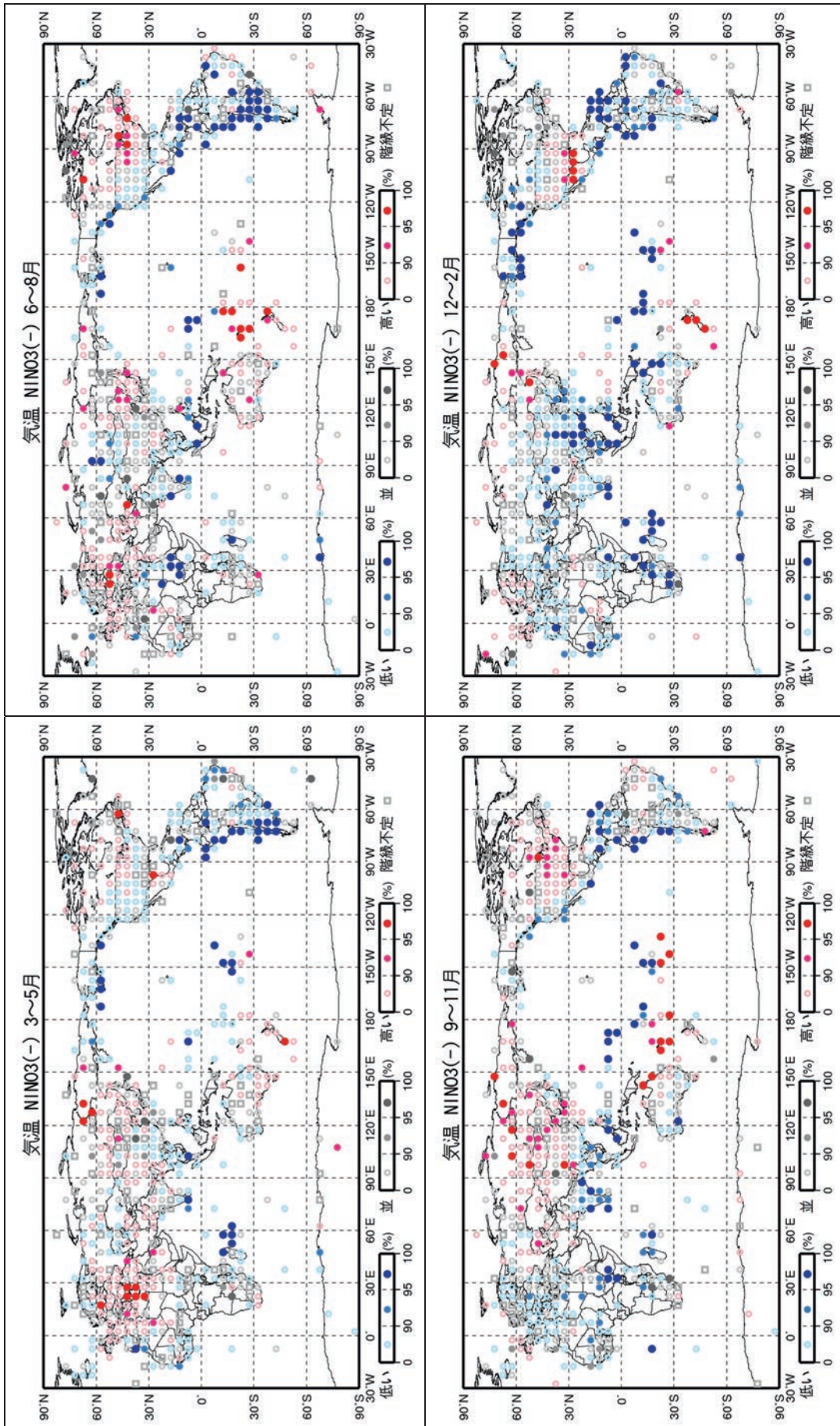
第 2.2.2 図 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

左上から 3～5 月 (左上)、6～8 月 (右上)、9～11 月 (左下)、12～翌年 2 月 (右下)。緯度 5 度・経度 5 度ごとの格子内の平均的な気温について、イベント発生時の出現率が気候的出现率より大きくなる信頼度 (1-P 値) が最大となる階級を示したものの。図の下側にある凡例の数字は、信頼度を表している。同一格子で、信頼度が 2 つ以上の階級で同じ場合、最も現れやすい階級を 1 つに決定できないため「階級不定」とし、灰色の四角いマークで示している。なお、マークが無い格子は統計解析を行うのに十分な資料がない格子である。



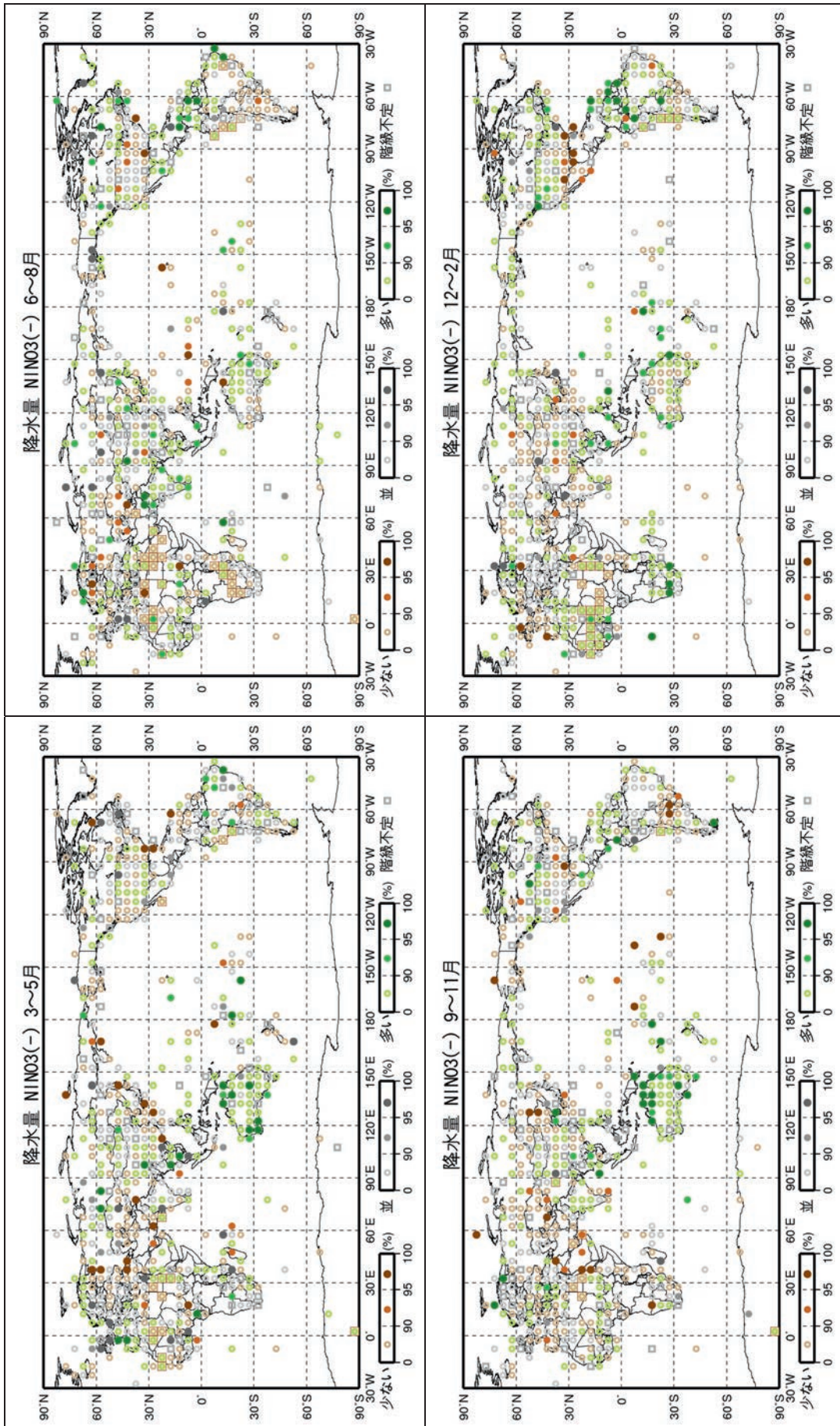
第2.2.3図 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～翌年2月 (右下)。緯度5度・経度5度ごとの格子内の平均的な降水量について、イベント発生時の出現率が気候的出現率より大きくなる信頼度 (1-P 値) が最大となる階級を示したものの。図の下側にある凡例の数字は、信頼度を表している。同一格子で、信頼度が2つ以上の階級で同じ場合、最も現れやすい階級を1つに決定できないため「階級不定」とし、灰色の四角いマークで示している。また、「少ない」階級の気候的出現率が50%を超える格子には、背景に四角枠を示した。なお、マークが無い格子は統計解析を行うのに十分な資料がない格子である。

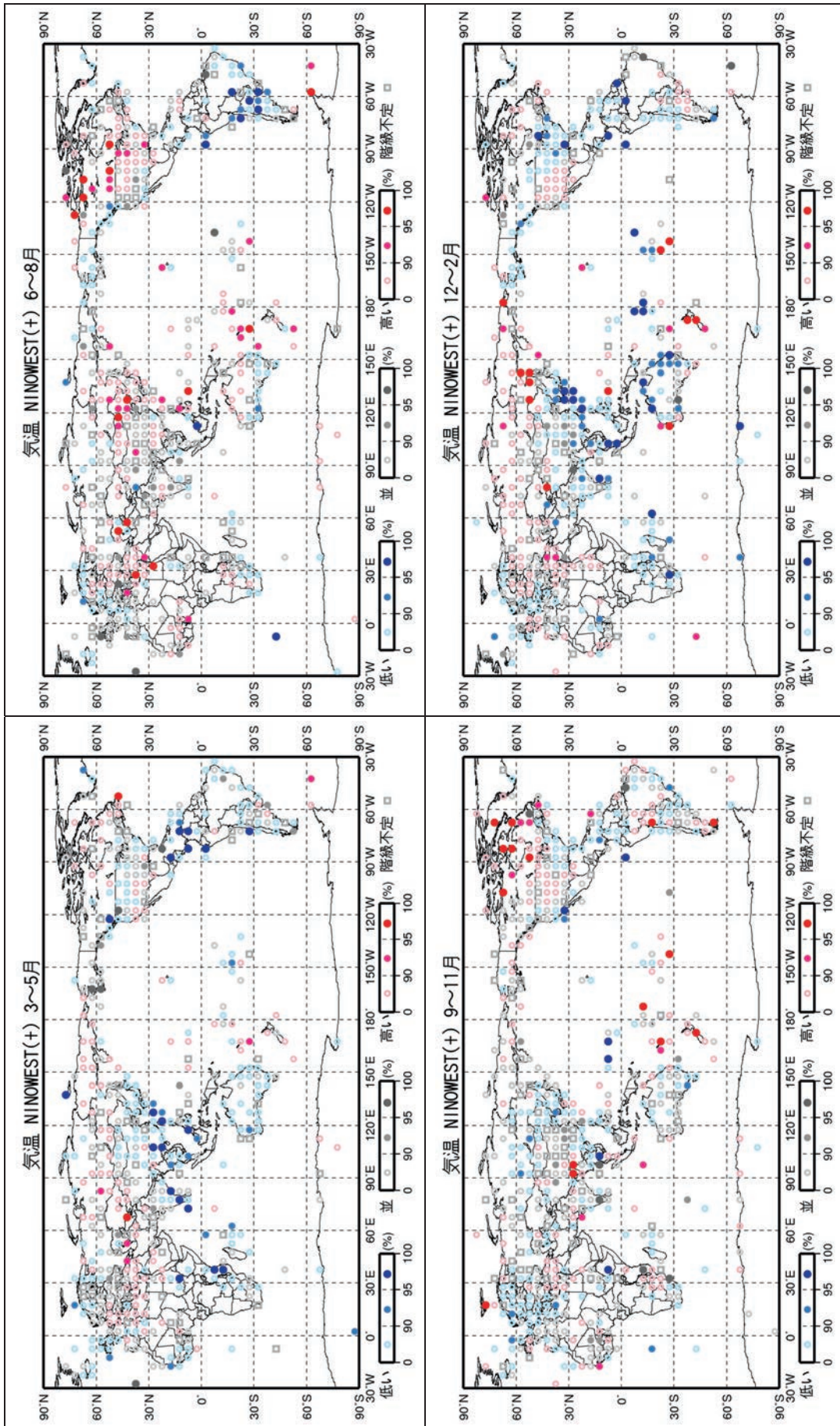


第 2.2.4 図 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温  
第 2.2.2 図に同じ。ただし NINO.3 (-) を示す。



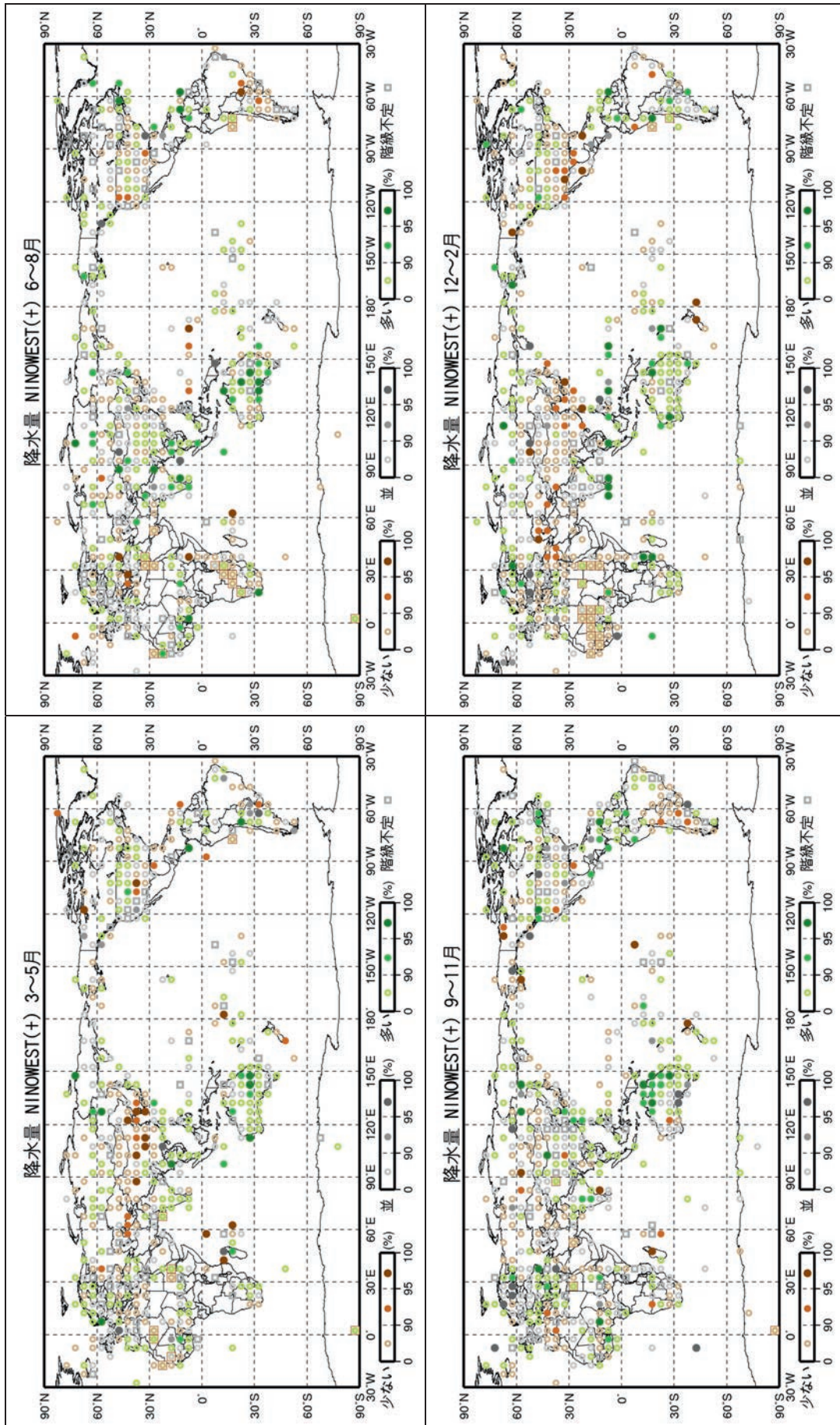


第 2.2.5 図 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量  
第 2.2.3 図に同じ。ただし NINO.3 (-) を示す。



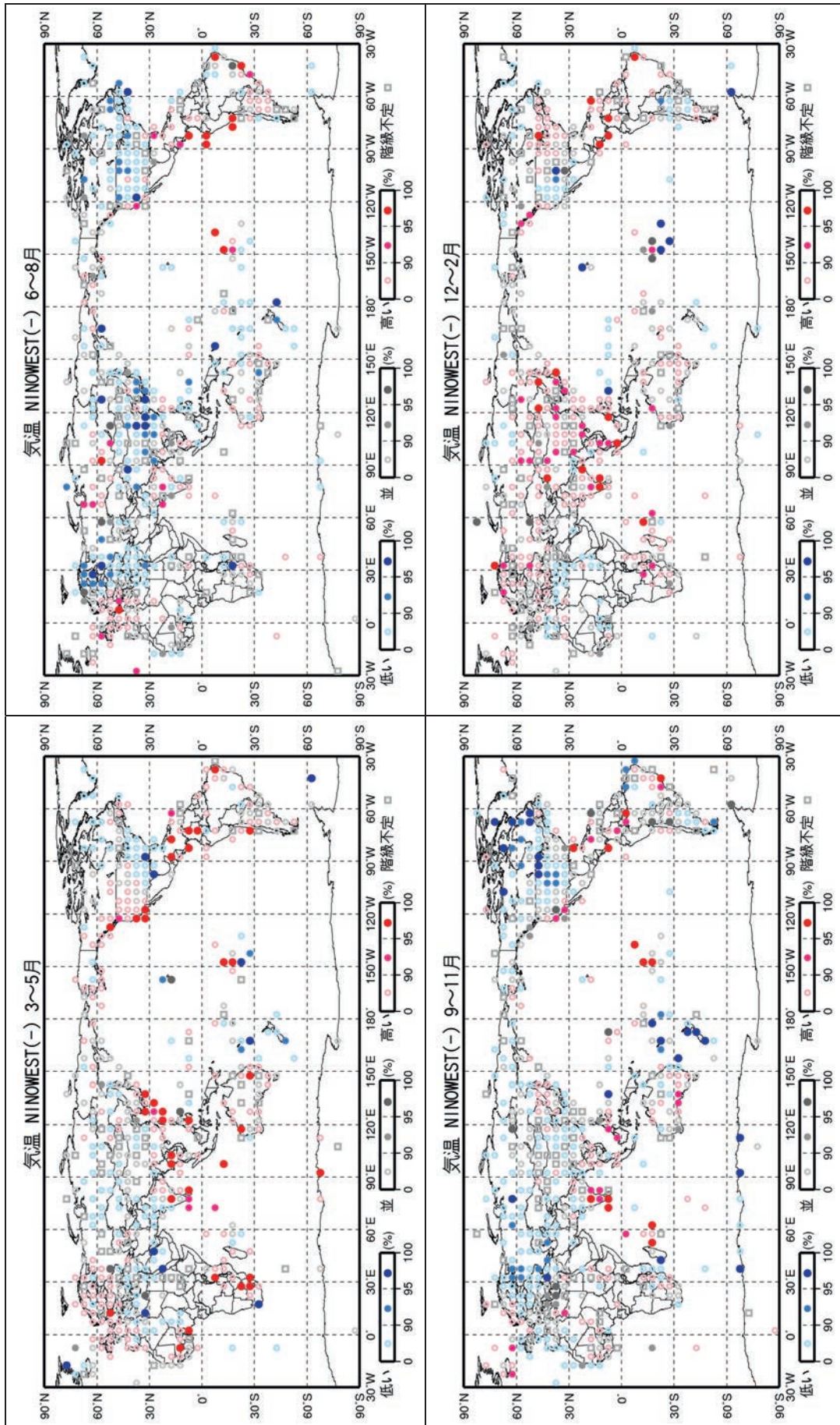
第 2.2.6 図 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

第 2.2.2 図に同じ。ただし NINO.WEST (+) を示す。



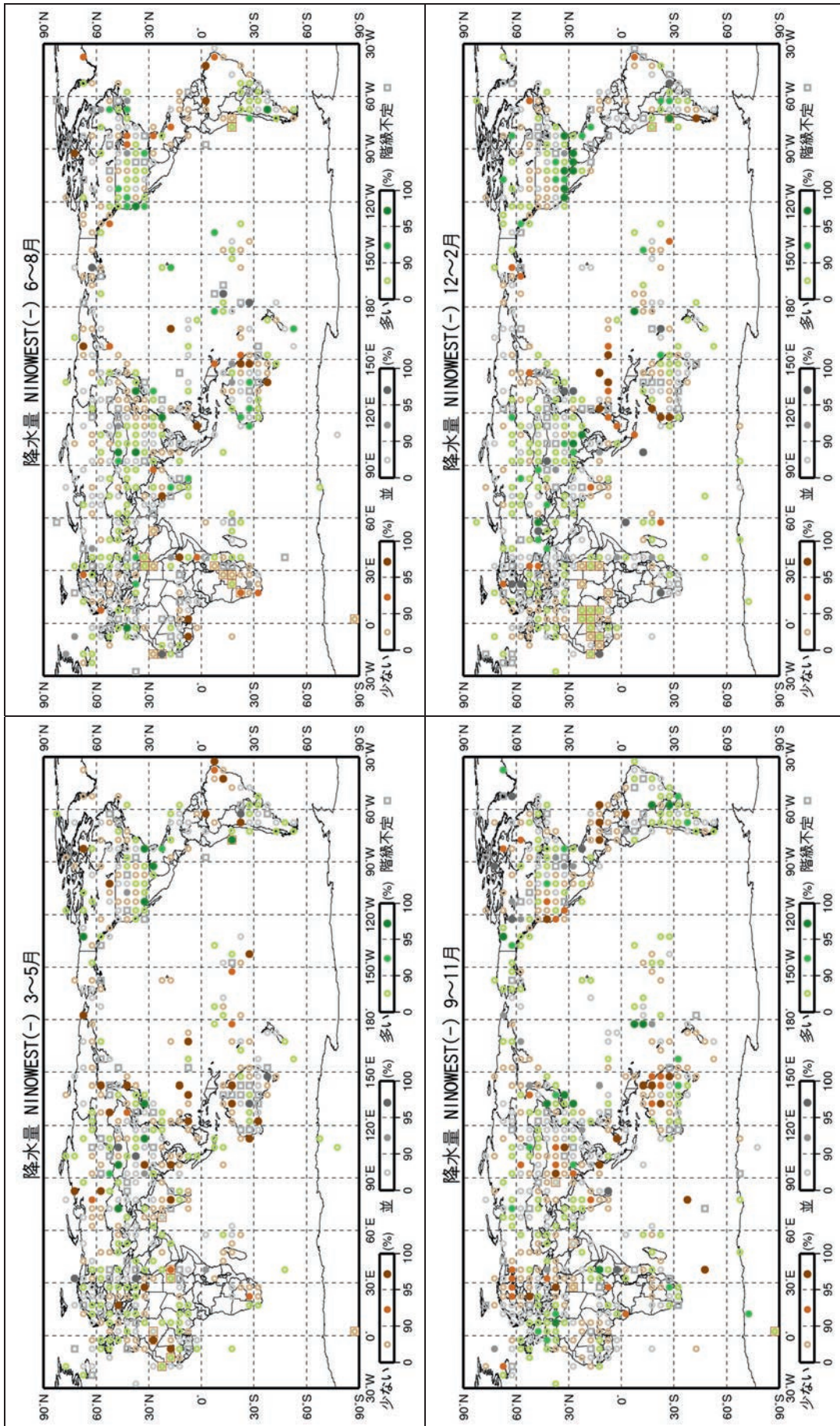
第 2.2.7 図 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

第 2.2.3 図に同じ。ただし NINO. WEST (+) を示す。



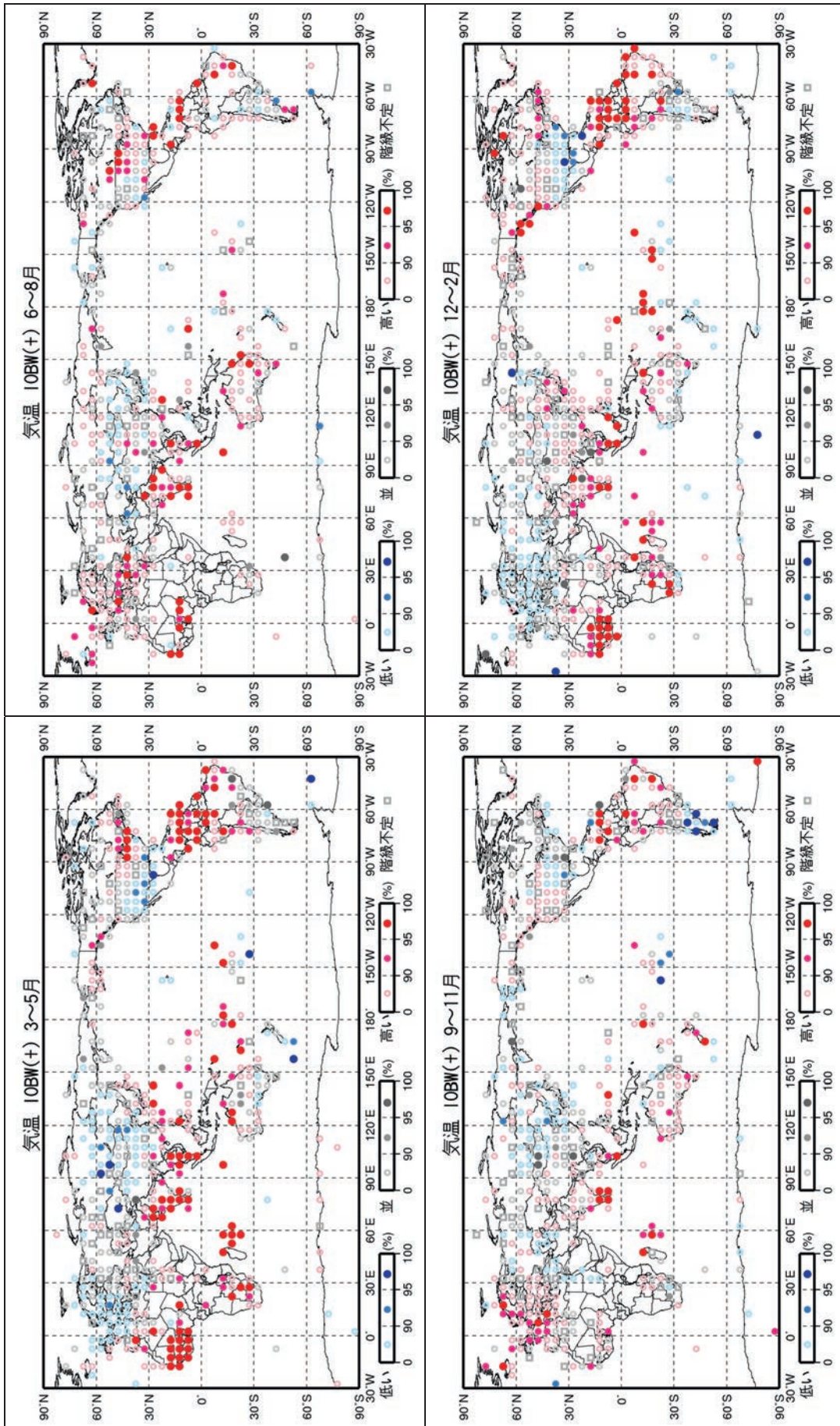
第 2.2.8 図 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

第 2.2.2 図に同じ。ただし NINO.WEST (-) を示す。



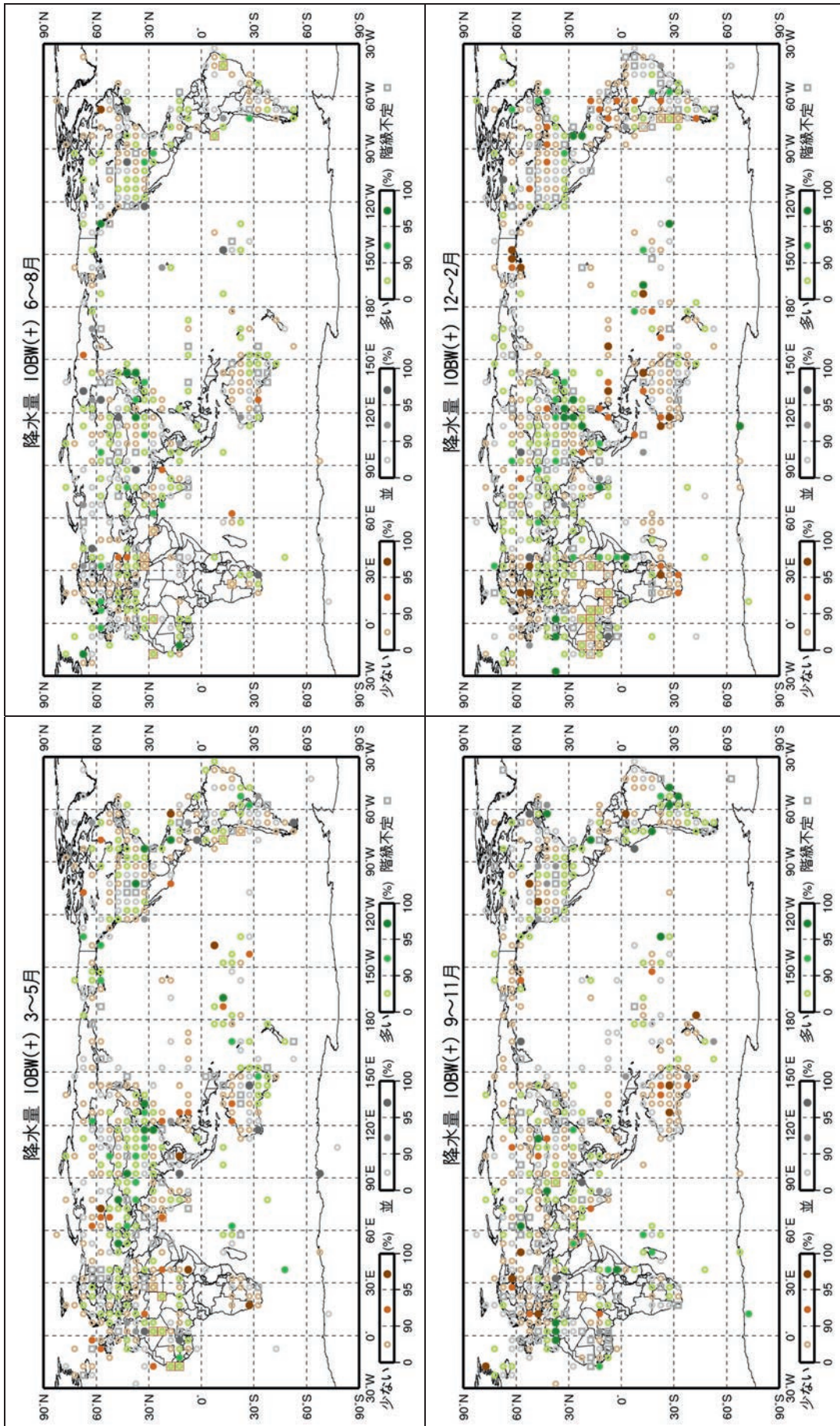
第 2.2.9 図 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

第 2.2.3 図に同じ。ただし NINO.WEST (-) を示す。



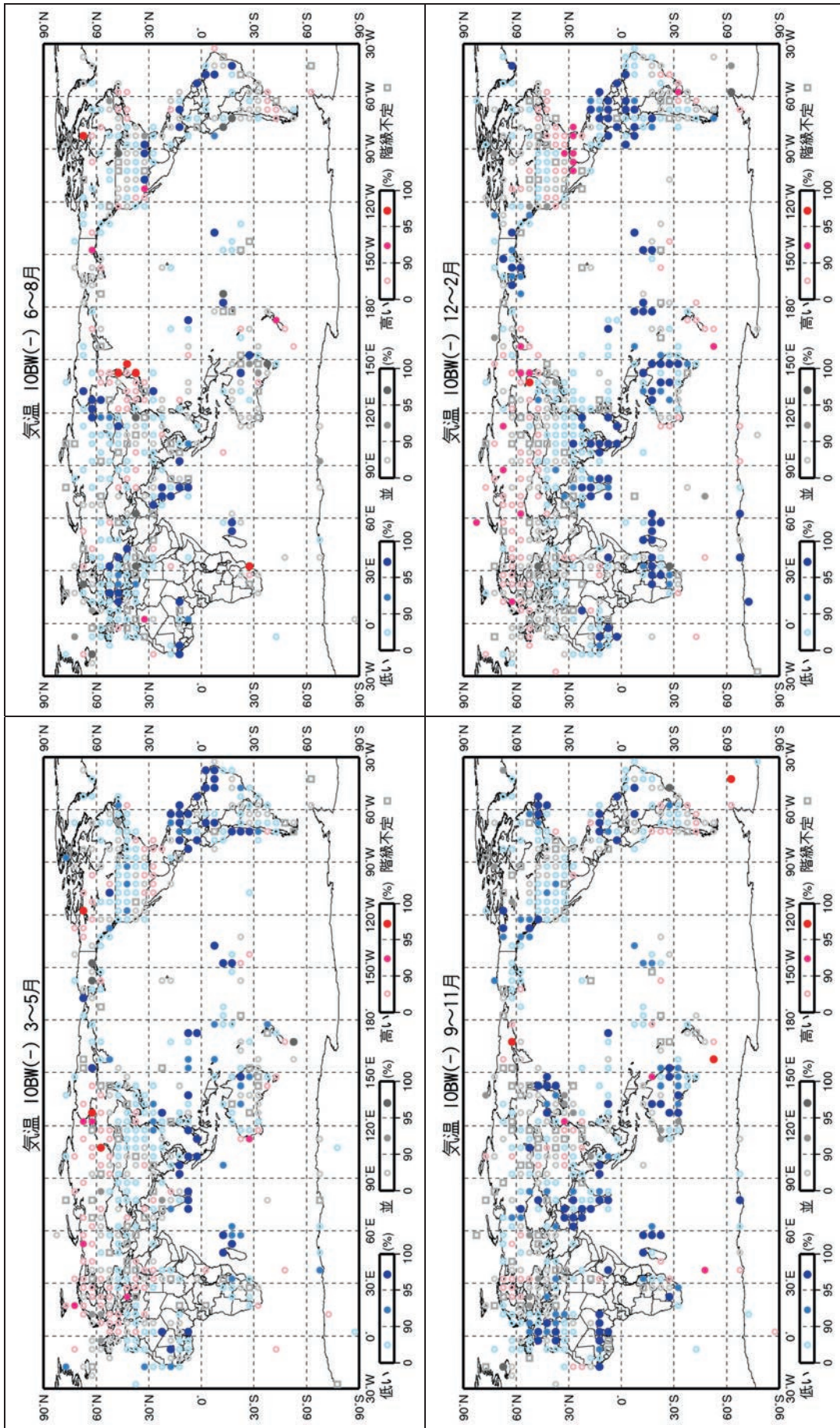
第 2.2.10 図 インド洋熱帯域の海面水温が高水温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

第 2.2.2 図に同じ。ただし IOBW (+) を示す。



第 2.2.11 図 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

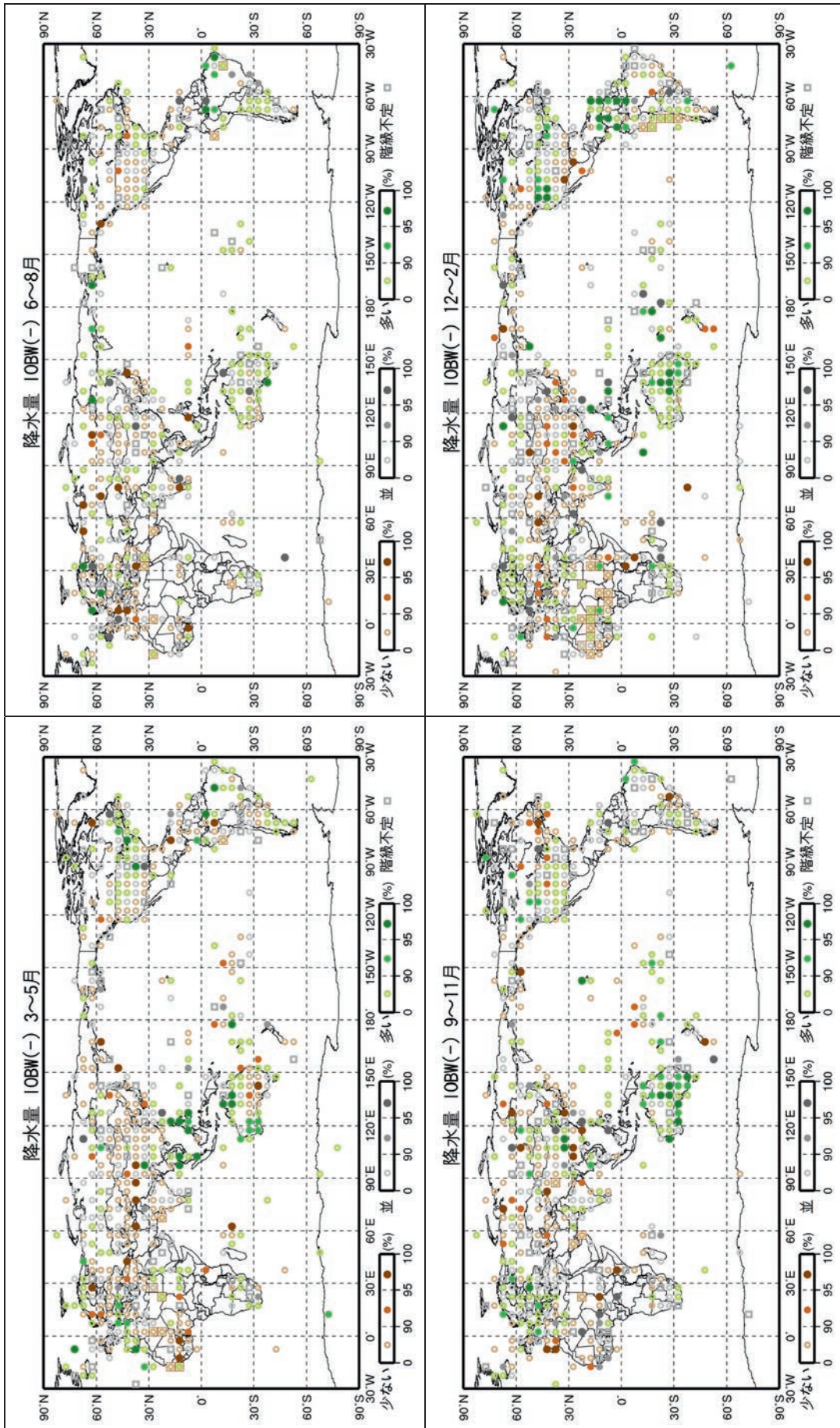
第 2.2.3 図に同じ。ただし IOBW (+) を示す。



第 2.2.12 図 インド洋熱帯域の海面水温が低水温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 気温

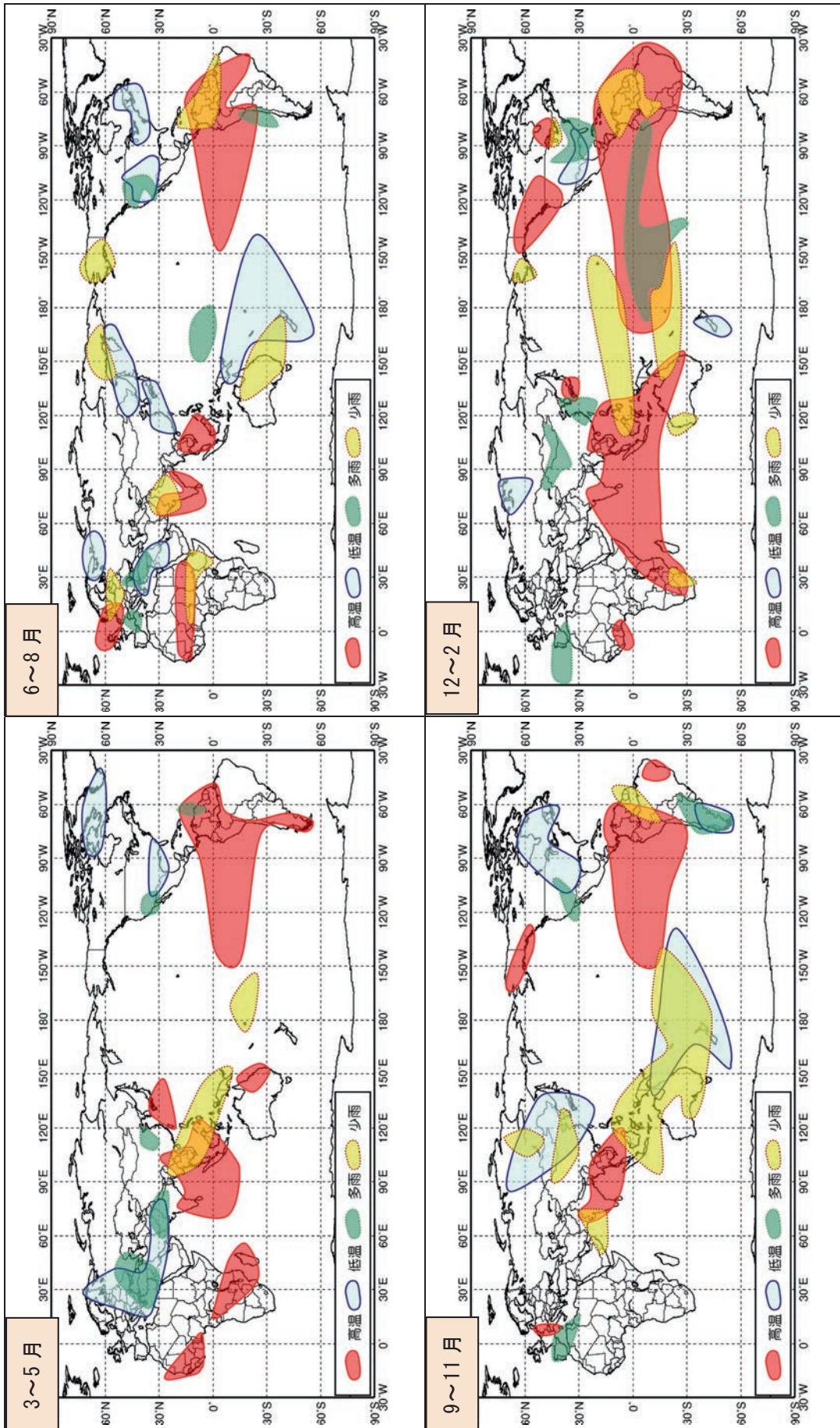
第 2.2.2 図に同じ。ただし IOBW (-) を示す。



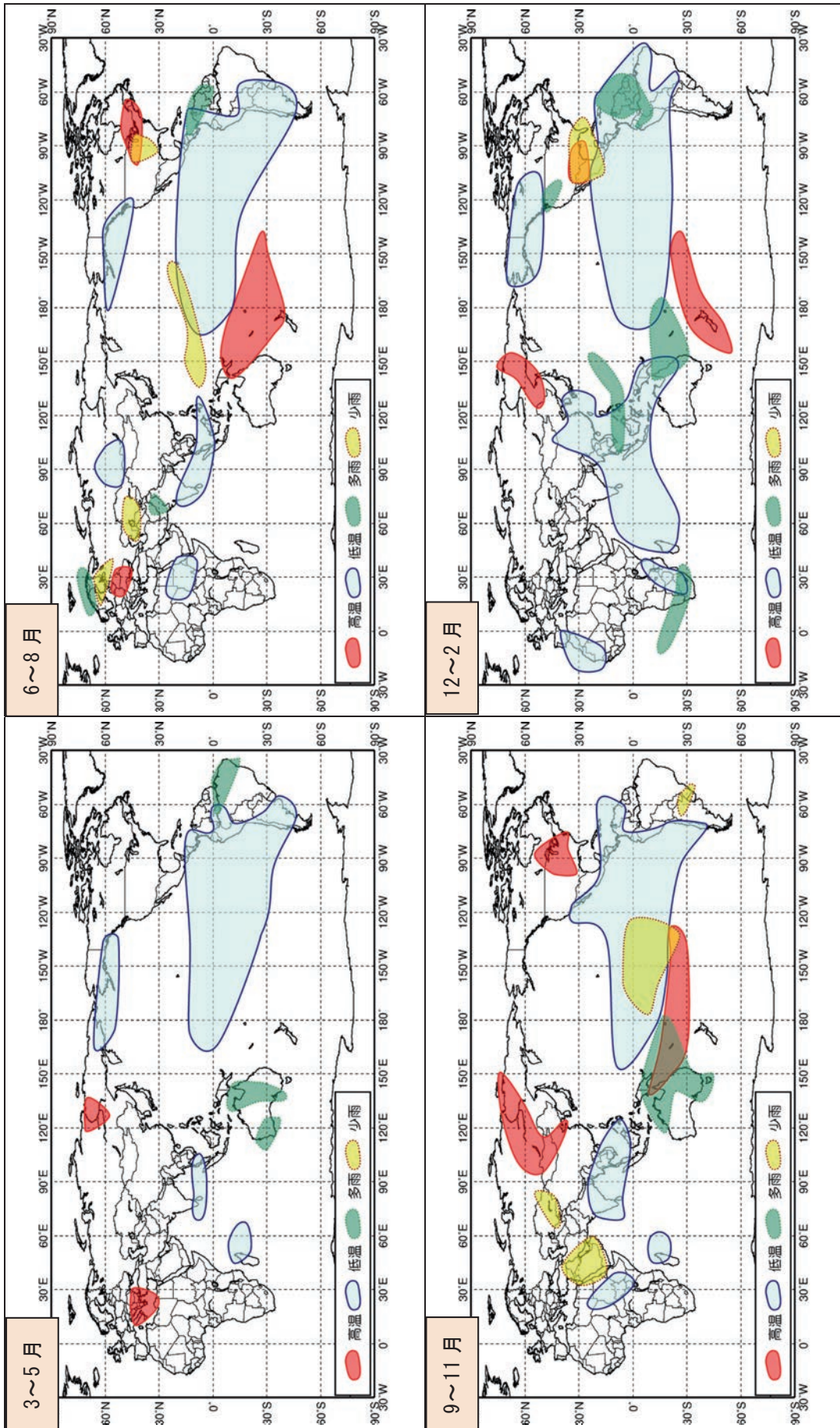


第 2.2.13 図 インド洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (格子点版) 降水量

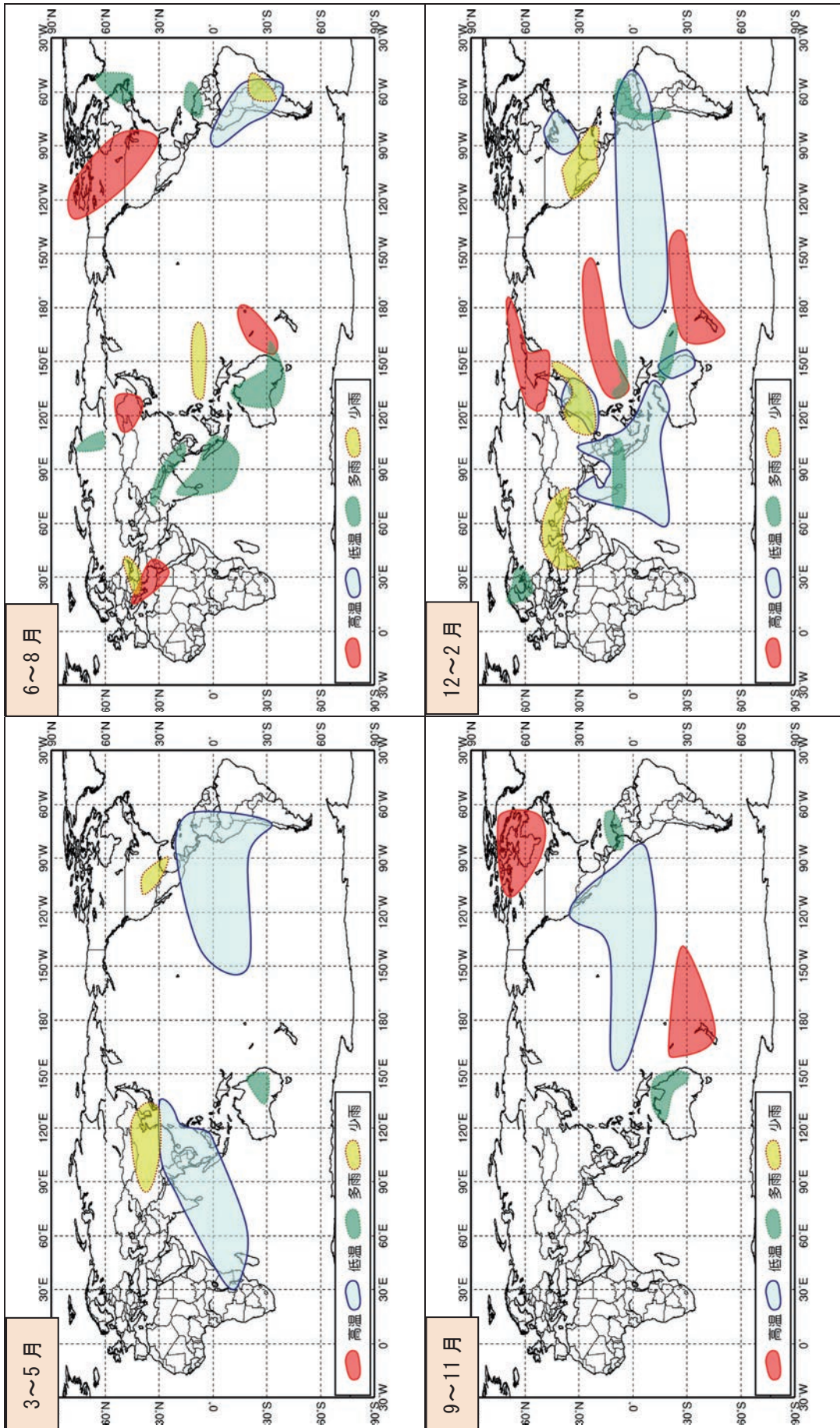
第 2.2.3 図に同じ。ただし IOBW (-) を示す。



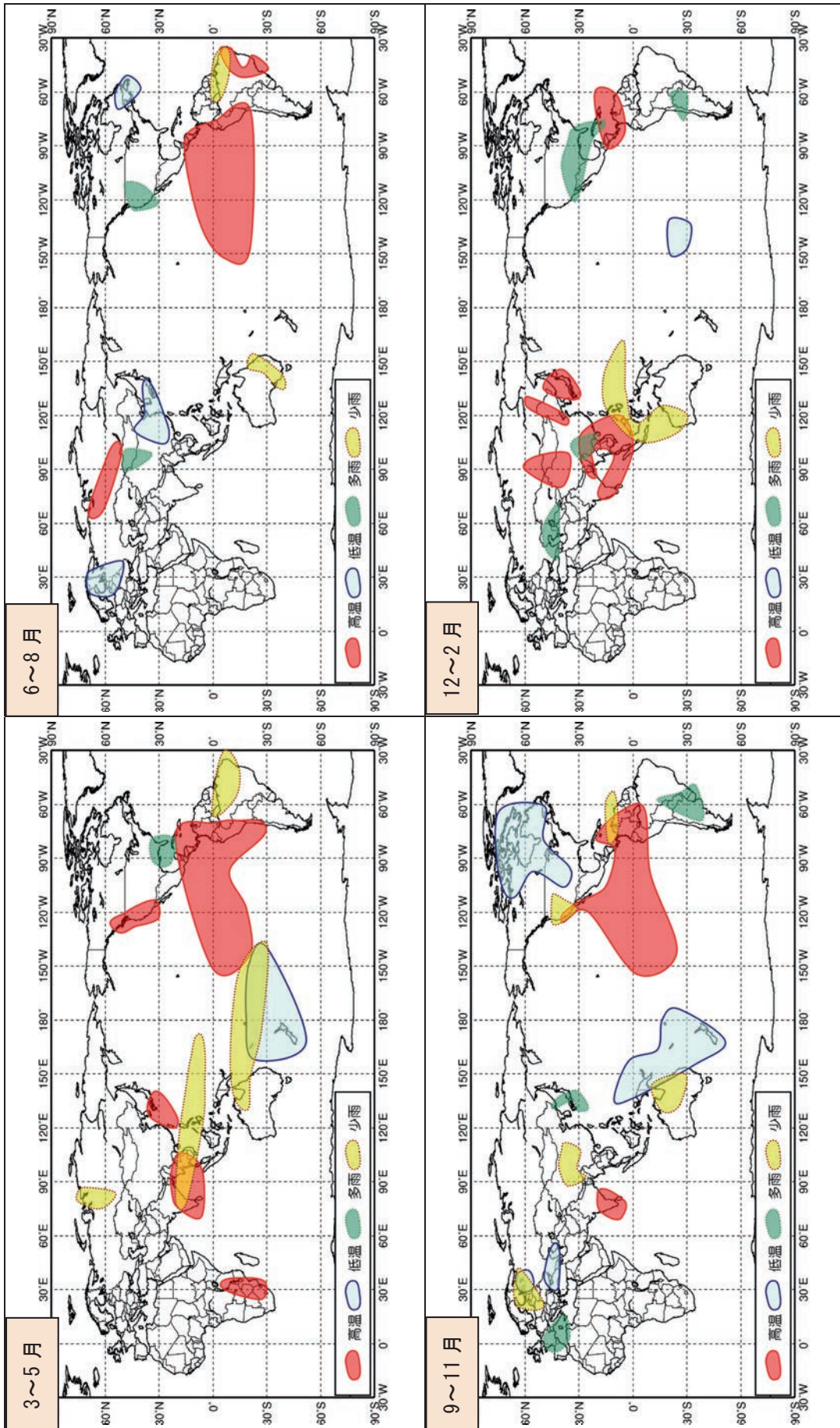
第 2.2.14 図 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴 (領域図版)  
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



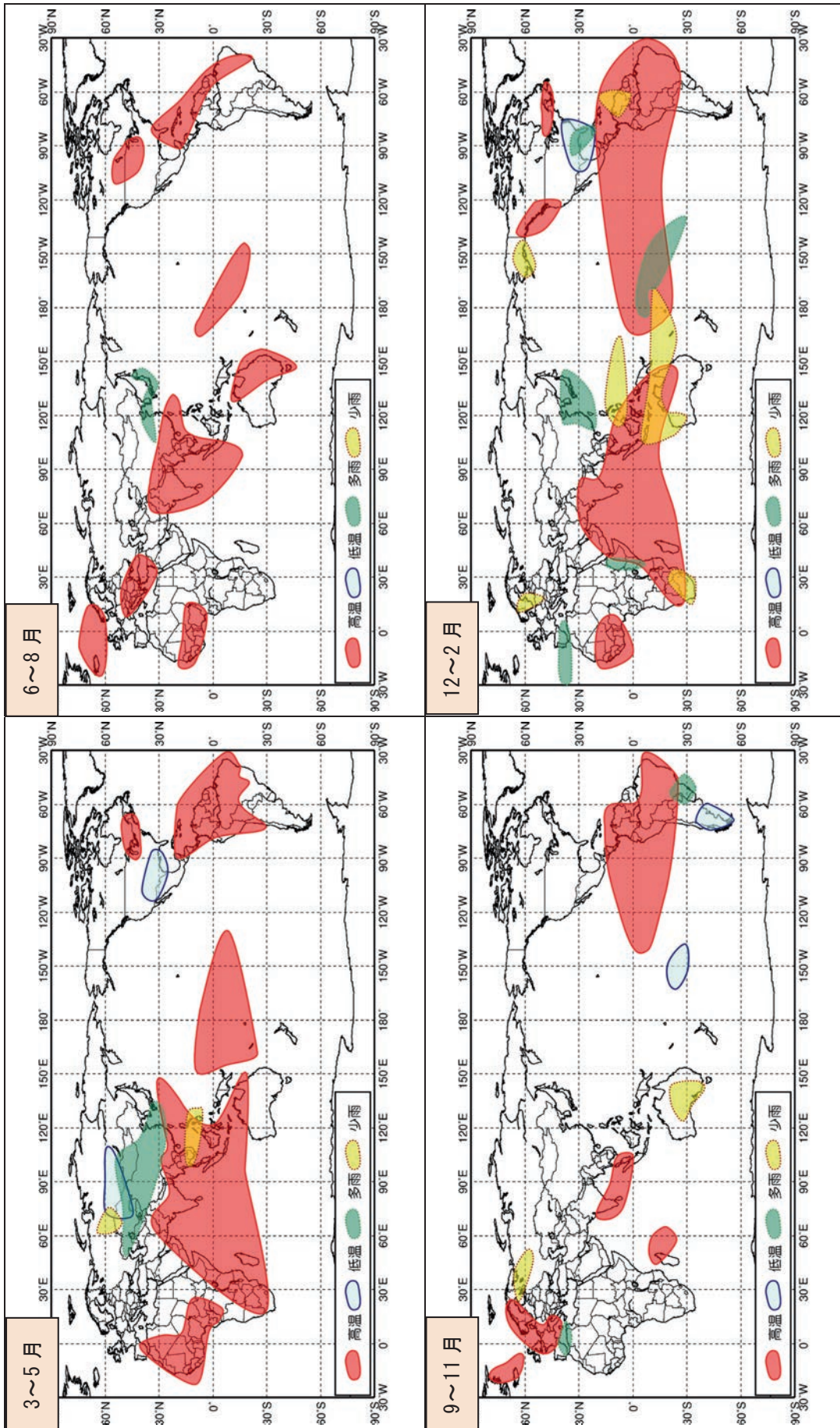
第 2.2.15 図 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴 (領域図版)  
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



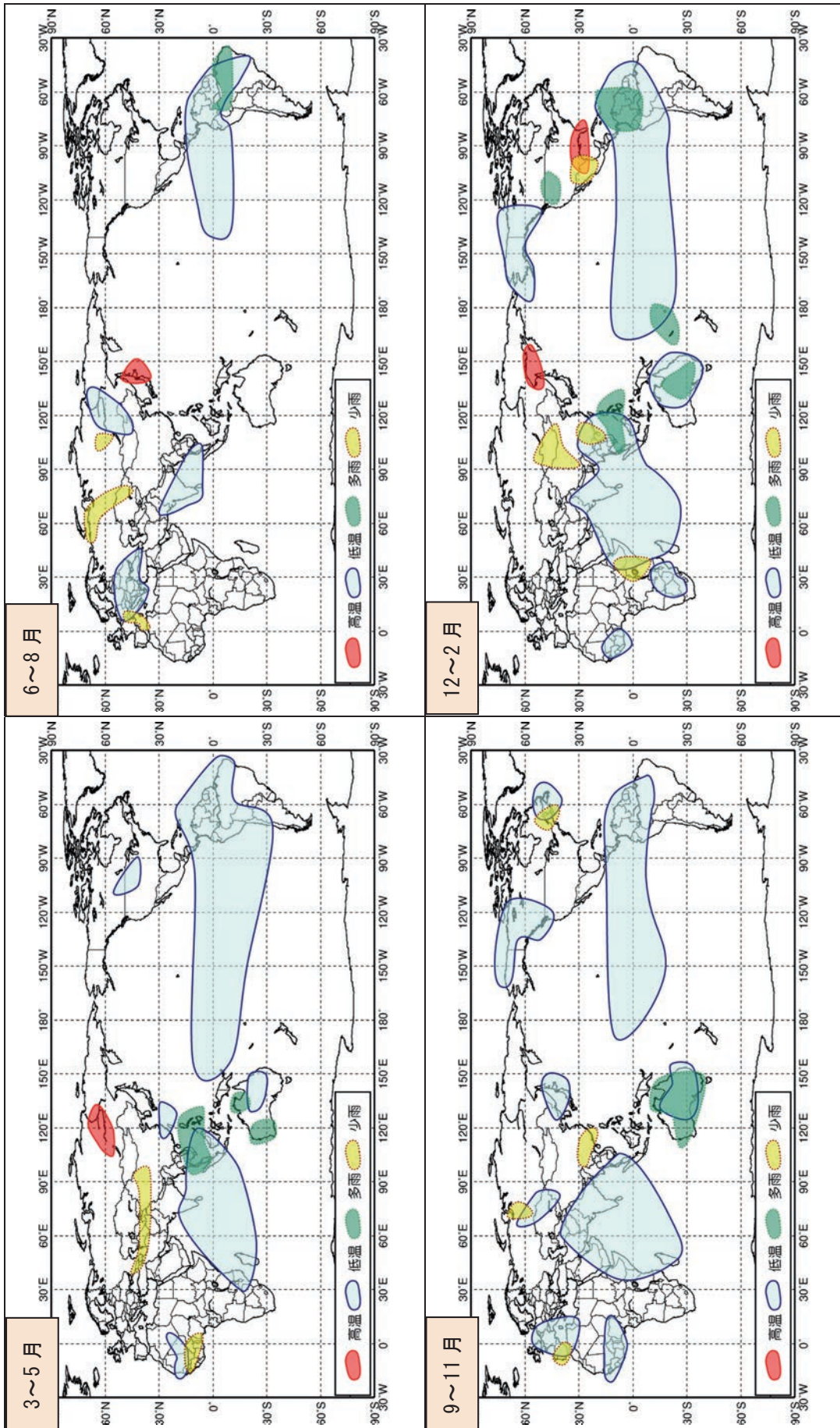
第 2.2.16 図 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (領域図版)  
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



第 2. 2. 17 図 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (領域図版)  
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



第 2.2.18 図 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴 (領域図版)  
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。



第 2.2.19 図 インド洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴 (領域図版)  
 左上から、3～5月 (左上)、6～8月 (右上)、9～11月 (左下)、12～2月 (右下)。

第 2.2.1 表 エルニーニョ現象発生時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>小笠原諸島～南西諸島周辺、東南アジア～インド南部～東部インド洋熱帯域、西アフリカ、中部アフリカ～マダガスカル、南米北部・西部～中部太平洋熱帯域、オーストラリア北東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ロシア西部～地中海東部沿岸部～インド北西部、カナダ北東部～グリーンランド南部、米国南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>中国東部、インド北部～パキスタン、ロシア南西部～地中海東部沿岸部、米国南西部、ベネズエラ付近</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>インドシナ半島～ニューギニア島、南太平洋中部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>タイ～マレーシア、パキスタン～インド東部、ヨーロッパ北西部、アフリカサヘル地域、南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>カムチャツカ半島～中国北東部、東日本～中国南東部、ロシア北西部、トルコ～サウジアラビア北部、米国北東部付近、米国西部、ポリネシア南部～ニュージーランド～パプアニューギニア東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ヨーロッパ南東部～トルコ、フランス付近、米国西部、チリ北部付近、ミクロネシア南東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>東シベリア付近、インド北部～パキスタン、バルト海周辺、エチオピア～ナイジェリア北部、アラスカ、カリブ海～南米北部、オーストラリア北東部～ニュージーランド北西部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>マレーシア～インド、フランス東部付近、アラスカ付近、南米北西部～中部太平洋熱帯域、ブラジル東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>中央シベリア南部～南西諸島周辺、カナダ東部～米国中部、南米南部、ポリネシア南部～ニュージーランド～オーストラリア北東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>スペイン～アルジェリア北部周辺、米国南西部付近、南米南部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中央シベリア東部、朝鮮半島～中国北部、インド西部～アラビア半島南部、ブラジル北西部付近、ポリネシア南部～オーストラリア東部～インドネシア周辺</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東日本～西日本、東南アジア～オーストラリア北部～インド南部～アフリカ南部、西アフリカ南部、カナダ西部付近、カナダ南東部、中米南部～南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>西シベリア、米国南部、ニュージーランド</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>朝鮮半島～沖縄・奄美周辺、モンゴル東部～中国北西部、スペイン～アゾレス諸島、米国南東部、東部太平洋赤道域～中部太平洋熱帯域</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ハワイ諸島～ボルネオ島北部、南アフリカ、アラスカ西部、米国五大湖周辺、南米北部、ポリネシア南部～オーストラリア北東部、オーストラリア西部</p>



第 2.2.2 表 ラニーニャ現象発生時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】 東シベリア西部、地中海東部沿岸部</p> <p>【低温傾向】 マレーシア～インド南部、マダガスカル北部付近、ベーリング海～アラスカ湾周辺、南米南部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】 ブラジル北部、オーストラリア中部、オーストラリア南西部</p> <p>【少雨傾向】 特になし。</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】 ヨーロッパ東部、米国北東部付近、ポリネシア南部～オーストラリア北東部</p> <p>【低温傾向】 中央シベリア南西部付近、フィリピン南部～インド南部、スーダン付近、アラスカ湾周辺、中米南部～南米南部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】 パキスタン付近、スカンディナビア半島北部、ベネズエラ付近</p> <p>【少雨傾向】 中央アジア、ロシア北西部付近、米国中部、ハワイ諸島～ミクロネシア</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】 東シベリア西部～中国北東部、米国中西部～南部周辺、ポリネシア南部～オーストラリア北東部</p> <p>【低温傾向】 フィリピン南部～インド南部、北アフリカ南部～東アフリカ北西部、マダガスカル北部付近、カリフォルニア半島～カリブ海～南米西岸～ミクロネシア南西部</p>	<p>【多雨傾向】 メラネシア～オーストラリア北部・東部</p> <p>【少雨傾向】 中央アジア東部、アラビア半島付近、アルゼンチン北部付近、中部太平洋熱帯域</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】 東シベリア中部、米国南部付近、ポリネシア南部～ニュージーランド</p> <p>【低温傾向】 西日本～中国東部～オーストラリア北東部～マダガスカル、北アフリカ西部～西アフリカ西部周辺、東アフリカ南部～南部アフリカ、カナダ西部～アラスカ、カリブ海～南米北部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】 フィリピンの東海上～マレーシア、南アフリカ～セントヘレナ島、米国北西部、南米北部付近、メラネシア～オーストラリア北東部</p> <p>【少雨傾向】 フロリダ半島～メキシコ</p>

第 2.2.3 表 西太平洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>特になし</p> <p>【低温傾向】</p> <p>沖縄・奄美地方～インド南部～東アフリカ南部、カリブ海～南米西部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>オーストラリア東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>西日本～中国北部、米国南部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>中国北東部、地中海東部沿岸部、北米中部、オーストラリアの東海上</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ペルー沖～南米中部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>中央シベリアの一部、パキスタン北部～ミャンマー、インドネシア西部～インド南部、カナダ東岸付近、ベネズエラ付近、オーストラリア中部～南東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ヨーロッパ南東部、ブラジル南部～アルゼンチン北東部、ミクロネシア南部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>カナダ東部、ポリネシア南部～ニュージーランド</p> <p>【低温傾向】</p> <p>カリフォルニア半島～東部太平洋熱帯域～ミクロネシア</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>コロンビア北部付近、オーストラリア北部・北東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>特になし</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東シベリア～オホーツク海、ハワイ諸島～フィリピンの東海上、ポリネシア南部～ニュージーランド</p> <p>【低温傾向】</p> <p>東日本～中国南東部、東南アジア～オーストラリア北部～マダガスカルの東海上、米国東部、南米北部～中部太平洋熱帯域、オーストラリア東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ミクロネシア南部、マレーシア～インド南部、ヨーロッパ北東部、南米北部、メラネシア～オーストラリア北東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>北日本太平洋側～中国東部、中央アジア南部～トルコ東部周辺、米国南部～メキシコ～キューバ西部</p>

第 2.2.4 表 西太平洋熱帯域の海面水温が低温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>西日本～フィリピン北部、インドシナ半島～インド南部、東アフリカ南部付近、米国西部付近、カリブ海～南米西部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ポリネシア南部～ニュージーランド</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>米国南東部～キューバ西部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>西シベリア東部、ミクロネシア～インドシナ半島～インド中部、ブラジル北部、ポリネシア南部～オーストラリア北部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>中央シベリア南西部～西シベリア、中米南部～南米北西部～中部太平洋熱帯域、ブラジル東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>東日本～中国東部、ロシア西部～ヨーロッパ北西部、米国北東部付近</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>モンゴル西部付近、米国西部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ブラジル北部、オーストラリア東部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>インド南部、カリフォルニア半島～南米北西部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ロシア北西部付近、ロシア南西部付近、カナダ東部～米国中西部、ミクロネシア南部～ニュージーランド</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ロシア沿海州南部～西日本太平洋側、ヨーロッパ南西部～アルジェリア北部、ブラジル南部～アルゼンチン北部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中国中部、ロシア北西部～ヨーロッパ北東部、米国西部、ベネズエラ付近、オーストラリア北東部</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>日本付近、中国北東部付近、中央シベリア南部～中国北西部、中国南部～フィリピン西部～インド南部、カリブ海周辺</p> <p>【低温傾向】</p> <p>ポリネシア南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>中国南部、中央アジア南西部付近、米国南部付近、アルゼンチン北部付近</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ミクロネシア南部～オーストラリア西部</p>

第 2.2.5 表 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>日本の南海上～南・東南アジア～オーストラリア北部～南部アフリカ、西アフリカ付近、カナダ南東部～米国北東部、カリブ海～南米北部、中部太平洋熱帯域～ミクロネシア南部～メラネシア</p> <p>【低温傾向】</p> <p>中央シベリア南西部～中央アジア北東部、米国南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>西日本～中央アジア</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>西シベリア南西部、フィリピン南部～インドシナ半島南部</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>沖縄・奄美地方～南アジア、ヨーロッパ中部～トルコ周辺、ノルウェー南部～アイスランド、西アフリカ、北米中部、米国南東部～ブラジル東部、中部太平洋熱帯域、オーストラリア東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>特になし</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>日本～中国東部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>特になし</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>マレーシア～インド南部、スカンディナビア半島～フランス周辺、アイスランド付近、マダガスカル北部付近、南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>南米南部、ポリネシア南部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>地中海西部沿岸、ブラジル南部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ロシア北西部、オーストラリア中部</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>南・東南アジア～オーストラリア北部～南部アフリカ、西アフリカ、米国北東部付近、北米西岸、カリブ海～南米北部～中部太平洋熱帯域</p> <p>【低温傾向】</p> <p>米国南部～キューバ西部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>東日本～中国東部、地中海西部沿岸部～アゾレス諸島、東アフリカ、米国南東部、ポリネシア南部付近</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>ミクロネシア～フィリピン南部周辺、ヨーロッパ北東部、南アフリカ付近、アラスカ南部、ベネズエラ付近、メラネシア～オーストラリア北西部付近</p>

第 2.2.6 表 インド洋熱帯域の海面水温が高温時の世界の天候の特徴

季節名は北半球での季節を記載している。

季節	気温	降水量
春 (3～5月)	<p>【高温傾向】</p> <p>東シベリア西部～中央シベリア東部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>沖縄付近～中国南東部、東南アジア～東アフリカ南部付近、西アフリカの一部、米国中西部付近、南米北部～ミクロネシア南部～メラネシア北部、オーストラリア東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>フィリピン～マレーシア周辺、オーストラリア北部、オーストラリア西部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中国西部～中央アジア南部、西アフリカ</p>
夏 (6～8月)	<p>【高温傾向】</p> <p>北日本</p> <p>【低温傾向】</p> <p>東シベリア西部～モンゴル東部、マレーシア～インド西部、ロシア南西部～ヨーロッパ中部、南米北部～中部太平洋熱帯域</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>ブラジル北部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中央シベリアの一部、西シベリア西部付近、ヨーロッパ中部～アルジェリア北部</p>
秋 (9～11月)	<p>【高温傾向】</p> <p>特になし</p> <p>【低温傾向】</p> <p>北日本～朝鮮半島北部、マレーシア～南アジア～マダガスカル、ヨーロッパ西部～アルジェリア北部、西アフリカ、カナダ西部～アラスカ北部、米国北東部付近、南米北部～中部太平洋熱帯域、オーストラリア中部・東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>オーストラリア</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>中国南部、西シベリアの一部、ポルトガル付近、米国北東部付近</p>
冬 (12月～翌年2月)	<p>【高温傾向】</p> <p>オホーツク海北部周辺、米国南部</p> <p>【低温傾向】</p> <p>中国南部～南・東南アジア～マダガスカル北部、西アフリカ、南部アフリカ付近、カナダ西部～アラスカ、南米北部付近～中部太平洋熱帯域、オーストラリア中部・東部</p>	<p>【多雨傾向】</p> <p>フィリピン～マレーシア、米国北西部、南米北部付近、メラネシア、オーストラリア中部</p> <p>【少雨傾向】</p> <p>モンゴル～中国西部、中国南部付近、東アフリカ、メキシコ北部付近</p>

## 2.3 エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における日本の天候の特徴<sup>1</sup>

### 2.3.1 はじめに

エルニーニョ/ラニーニャ現象に代表される熱帯の海洋変動は日本の天候に様々な影響を及ぼす。

これまで、統計期間を1979～2008年(30年間)として東部太平洋赤道域(NINO.3)、西太平洋熱帯域(NINO.WEST)及びインド洋熱帯域(IOBW)の海面水温変動に伴う日本の天候の特徴について、調査が行われてきた(竹川ほか 2011)。今般、気象庁55年長期再解析(JRA-55: 古林ほか 2015; Kobayashi et al. 2015)が2013年に整備されたことを踏まえ、統計期間を1958～2012年(55年間)に拡大し、改めて統計を行った。また、統計手法を改善し、統計的な有意性の検定も行った。

### 2.3.2 調査方法

統計期間は1958年～2012年(冬は1958/59年～2012/13年)の55年間とし、天候の特徴を季節ごとにまとめた。天候の特徴を示す気象要素として、平均気温、降水量、日照時間を取り上げ、季節現象として、梅雨入り・明けの時期を取り上げた。また、対象とする平均期間は3か月平均と梅雨の時期を用いた。3か月平均の特徴においては、中央月(1～3月なら2月)が以下に述べる各監視海域の現象発生条件を満たしている場合とし、梅雨の時期<sup>2</sup>においては、対象となる2か月のいずれかの月が条件を満たしている場合とした。

NINO.3の海面水温の基準値<sup>3</sup>との差の5か月移動平均が $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上( $-0.5^{\circ}\text{C}$ 以下)の状態が6か月継続したときをエルニーニョ現象(ラニーニャ現象)とした。また、NINO.WESTおよびIOBWの海面水温の基準値<sup>4</sup>との差の5か月移動平均が6

か月以上続けて $+0.15^{\circ}\text{C}$ 以上( $-0.15^{\circ}\text{C}$ 以下)となった場合を高温(低温)であるとした。竹川ほか(2011)では、5か月移動平均が閾値を上(下)回った事例を全て抽出したが、本統計では事例数が多くなったことから、気象庁の定義どおり6か月継続の条件を新たに加えた。これらの3海域の海面水温変動が基準を満たした期間を第2.2節の第2.2.1図に示す。例えば、エルニーニョ現象の夏(冬)の事例数は13(13)、ラニーニャ現象の夏(冬)の事例数は12(13)である。

これらの現象が発生しているときの季節ごとの各気象要素・季節現象の階級出現率を求める。階級は、気温は「低い」、「並」、「高い」、梅雨入り・明けの時期は「早い」、「並」、「遅い」、その他の要素は「少ない」、「並」、「多い」の3階級とする。ここでは、本統計期間が55年で平年値の計算に用いる30年とは異なるため、「平年並」ではなく「並」とした。また、梅雨入り・明けの時期が「特定しない」場合は、これらのどの階級にも属さないとして別に示す。各階級の出現率は、百分率の小数点以下を四捨五入した。

階級区分値は第2.2.3項(4)と同様に気象観測統計指針(気象庁 2005)の考え方を適用して求めた。なお、本調査では第2.2節のように砂漠など雨のほとんど降らない地域を考慮する必要はないため、気候的出現率はこの階級区分値から求めた各階級の出現率とせず、各階級の出現率が等しい33%とした。

### 2.3.3 有意性の検定

本調査では、事例数が増えたことから、各期間における各要素の各階級の出現率が各海域の現象発生時に気候的出現率と比べて有意に大きいかどうかを統計的に検定した。

検定は世界の天候の特徴(第2.2節)と同様に、信頼度水準10%の片側二項検定を行った。

検定方法は、例えば、平均気温では3か月ごとに「高い(低い)」階級の出現率が、気候的出現率(33%)に比べて有意に大きい場合「高い(低い)傾向がある」とした。また、「高い(低い)または

<sup>1</sup> 田中 基裕、竹川 元章、野津原 昭二

<sup>2</sup> 梅雨の時期は沖縄・奄美では5・6月、その他の地域(北日本は北海道を含まない)では6・7月とした。

<sup>3</sup> NINO.3の海面水温の基準値は、その年の前年までの30年間の各月の平均値。

<sup>4</sup> NINO.WESTとIOBWの海面水温の基準値は、各月のSSTについて前年までの30年の線形回帰直線を該当年に外挿した値。

並」階級の出現率が有意に大きく、かつ「並」の階級の出現率が有意に大きいとはならない場合、「並か高い(低い)傾向がある」とした。気温以外の要素についても同様の処理を行い、梅雨の入り・明けについては「特定しない」の事例を除いて検定を行った。なお、「並」の出現率が有意に大きい、または小さい場合は抽出しなかった。

### 2.3.4 長期的な変化傾向(トレンド)の除去

日本の天候にはエルニーニョ/ラニーニャ現象等熱帯域の海面水温の影響のほか、十年から数十年の時間規模の自然変動や地球温暖化に伴う気温の上昇などの長期的な変化傾向(トレンド)がある。竹川ほか(2011)と同様に、トレンドが明瞭な気温については、以下の方法により、トレンドの影響を除く処理(デトレンド)を施した。

- ① 統計を行った1958年～2012年(冬は1958/59年～2012/13年)の地域平均値を直線で近似する。
- ② その直線を基準とし、その差をもとに1958年～2012年(冬は1958/59年～2012/13年)の55年間の出現率が等確率になるよう階級を区分した。

なお、トレンドが明瞭でない降水量と日照時間および、梅雨入り・明けの時期についてはトレンドの除去は行っていない。

### 2.3.5 統計結果

第2.3.1図～第2.3.6図に4季節における各気象要素の階級別の出現率を、第2.3.7図と第2.3.8図に梅雨入り・明けの時期の階級別出現率を示す。また、図の中で統計的に有意な傾向がみられる地域名には赤い帯をかけ、有意な傾向がみられる階級は太黒枠で囲って示した。

以下に、夏と冬のエルニーニョ現象とラニーニャ現象が発生したときの特徴を示す。なお、ここでは夏と冬の前後1か月ずらした3か月平均の特徴も夏と冬の天候の特徴として記述した。例えば、6、7、8月の各月を中心とする3か月平均(図略)のいずれかで統計的に有意な傾向がみられた

ら、夏の天候の特徴として抽出した。また、第2.1.4項のとおり、エルニーニョ(ラニーニャ)現象はNINO.WESTの低温(高温)とIOBWの高温(低温)と関連していることから、これらの特徴も合わせて示す。IOBWの海面水温はNINO.3の変動に遅れて変動するがここでは同じ季節の特徴を示す。

#### (1) エルニーニョ現象発生時の夏

- ・ エルニーニョ現象発生時の夏は、気温は北・東・西日本で低い傾向、降水量は西日本日本海側で多い傾向、日照時間は東・西日本で少ない(もしくは並か少ない)傾向がみられた。
- ・ NINO.WEST低温時の夏は、気温はエルニーニョ現象発生時と同様の地域に加え、沖縄・奄美でも低い傾向がみられた。降水量は東・西日本で多く、エルニーニョ現象発生時より広範囲で有意な傾向がみられた。日照時間は東日本、西日本日本海側では並か少ない傾向、沖縄・奄美で多い傾向がみられた。
- ・ IOBW高温時の夏は、気温は北・東・西日本では有意な傾向はみられないが、沖縄・奄美で高い傾向がみられた。降水量は北日本、東日本太平洋側、西日本日本海側で多い(もしくは並か多い)傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時より広範囲に有意な傾向がみられた。日照時間は北日本、東・西日本日本海側で少ない(もしくは並か少ない)傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時にはみられなかった北日本でも有意な傾向がみられた。一方、沖縄・奄美では多い傾向がみられた。

#### (2) ラニーニャ現象発生時の夏

- ・ ラニーニャ現象発生時の夏は、気温は東・西日本で並か高い傾向、降水量は沖縄・奄美で多い傾向がみられた。日照時間は傾向がみられなかった。
- ・ NINO.WEST高温時の夏は、気温は北日本で高い傾向、降水量は東日本日本海側と西日本太平洋側で少ない(もしくは並か少ない)傾向がみられた。これらはそれぞれラニーニャ現象

発生時にはみられない特徴である。日照時間はラニーニャ現象発生時と同様に傾向がみられなかった。

- ・ IOBW 低温時は、気温は北日本で高い傾向、沖縄・奄美で並か低い傾向、降水量は北・西日本日本海側で少ない傾向、日照時間は北・東日本、西日本日本海側で多い傾向がみられた。これらはラニーニャ発生時にはみられなかった特徴であり、IOBW 高温時の夏と逆の傾向を示す。

### (3) エルニーニョ現象発生時の冬

- ・ エルニーニョ現象発生時の冬は、気温は全国で高い傾向、降水量は西日本太平洋側、沖縄・奄美で多い傾向、日照時間は北日本日本海側、東・西日本太平洋側で少ない（もしくは並か少ない）傾向がみられた。
- ・ NINO. WEST 低温時の冬は、気温は北・東・西日本、沖縄・奄美で高い傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時の傾向より出現率が高い。降水量は北日本太平洋側、東・西日本、沖縄・奄美で多い傾向がみられ、エルニーニョ現象発生時の傾向が広範囲にみられた。日照時間は北日本、東日本太平洋側で少ない傾向、沖縄・奄美で多い傾向がみられた。
- ・ IOBW 高温時の冬は、気温は東日本で高い傾向がみられた。降水量は東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美で多い（もしくは並または多い）傾向がみられ、NINO. WEST 低温時と同様にエルニーニョ現象発生時の傾向が広範囲でみられた。日照時間は東日本太平洋側、西日本で並か少ない傾向がみられた。

### (4) ラニーニャ現象発生時の冬

- ・ ラニーニャ現象発生時の冬は、気温は東日本で低い傾向、降水量は北・西日本太平洋側、東日本、沖縄・奄美で少ない（もしくは並か少ない）傾向、日照時間は北日本太平洋側、西日本で多い（もしくは並か多い）傾向がみられた。

- ・ NINO. WEST 高温時の冬は、気温は東・西日本、沖縄・奄美で低い傾向がみられ、ラニーニャ現象発生時の特徴がより広範囲で明瞭にみられた。降水量は北・東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美で少ない傾向がみられた。日照時間は北・西日本、東日本太平洋側で多い傾向がみられ、ラニーニャ現象発生時より広範囲に有意な傾向がみられた。
- ・ IOBW 低温時の冬は、気温は沖縄・奄美で並か低い傾向、降水量は北・東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美で少ない（もしくは並か少ない）傾向、日照時間は北・東日本太平洋側、西日本日本海側で多い傾向がみられた。

### 2.3.6 まとめ

今回の調査では二項検定を用い、統計的に有意な傾向だけを抽出することで、これまでより信頼性の高い傾向を抽出することができた。ただし、今回の特徴は、各海域の海面水温変動に対して今後も同様の割合で出現することを意味するものではないことに留意が必要である。

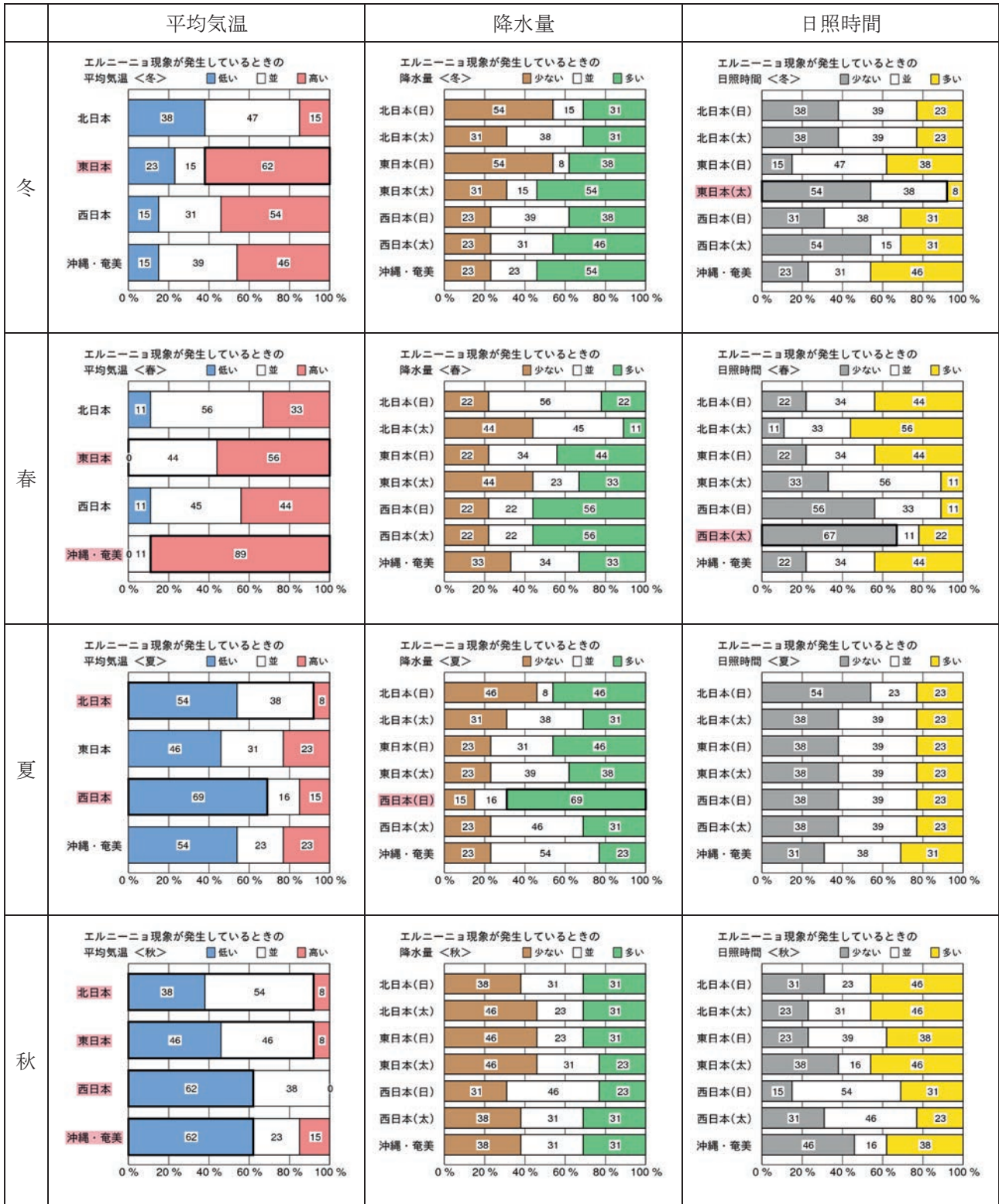
日本の天候は、エルニーニョ現象等の熱帯海面水温の変動以外にも十年から数十年程度の時間スケールの自然変動や大気の変動などにも影響を受ける。本調査ではこれらを考慮していない。

本調査ではデトレンドした気温で解析を行ったが、天候の傾向を最近の気候に適用する際には注意を要する。第 2.3.1 表に、本調査での 2012 年における基準値を地域ごと季節ごとに示す。すべての地域、季節で平年より高い値が基準となっている。実際に現れた気温（地域平均平年差）はこのようにトレンドを考慮して評価する必要がある。

また、天候の特徴がどのような循環場から得られるのか、その循環場に海洋変動がどのように影響を与えているのかについては、現在解析を進めているところであり、今回作成した統計資料は今後それらの解析結果とあわせてエルニーニョ現象等の解説に利用されたい。



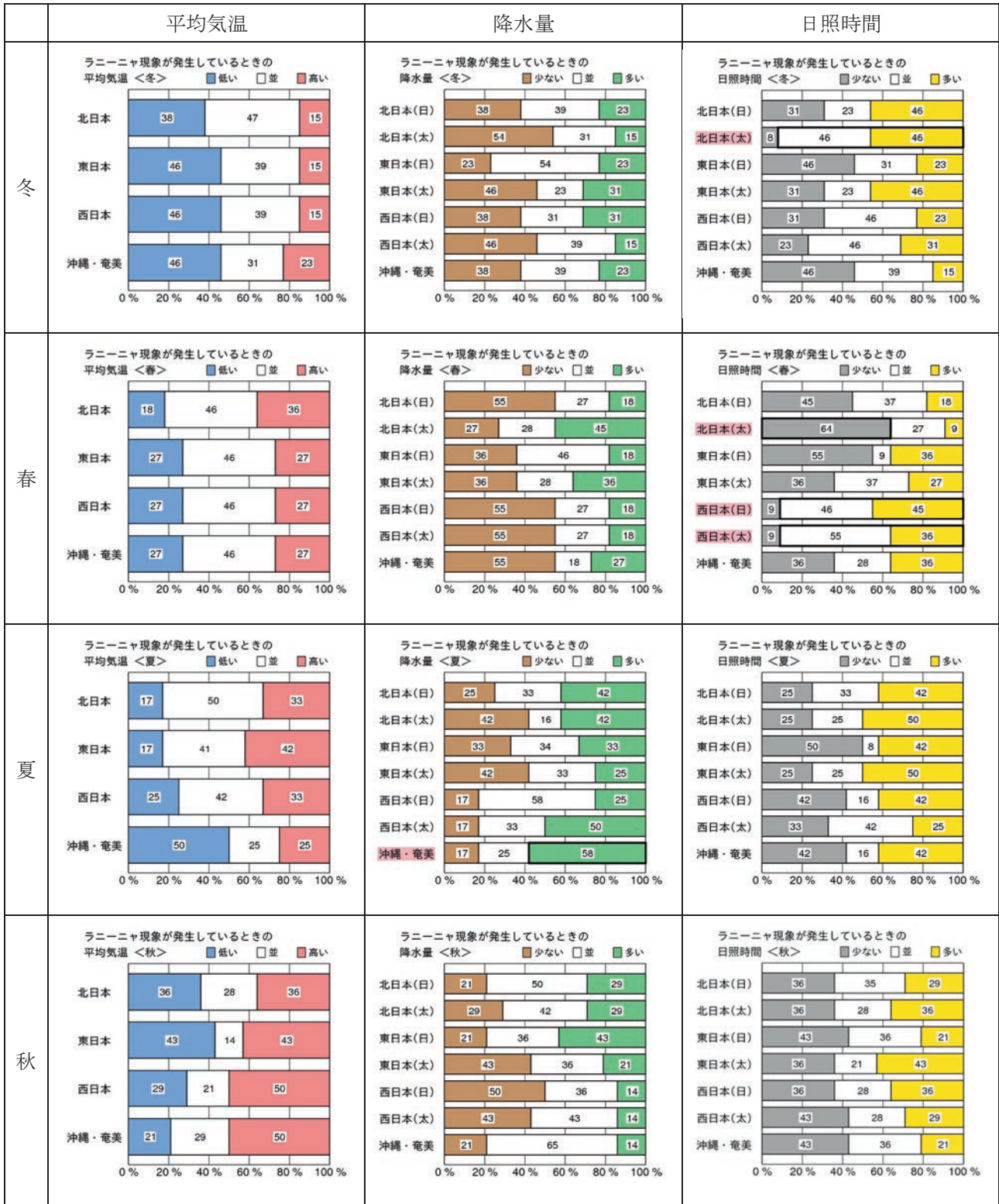
エルニーニョ現象発生時



第 2.3.1 図 エルニーニョ現象発生時の天候の出現率（冬・春・夏・秋）

グラフ内の数字は出現率（%）。統計的に有意な傾向がみられる地域名には赤い帯をかけ、有意な傾向がみられる階級は黒太枠で囲って示した。

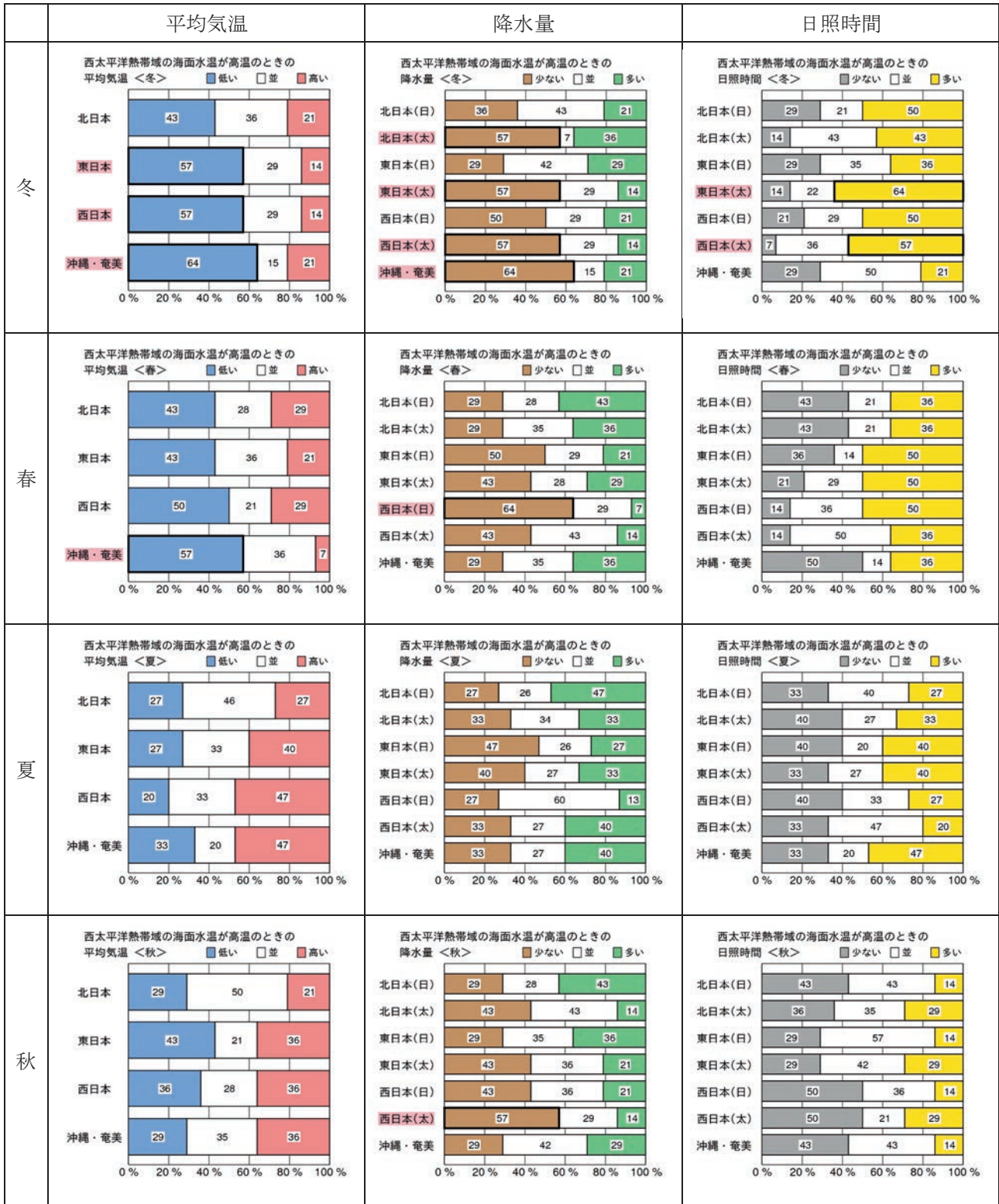
ラニーニャ現象発生時



第 2.3.2 図 ラニーニャ現象発生時の天候の出現率（冬・春・夏・秋）

第 2.3.1 図と同じ。

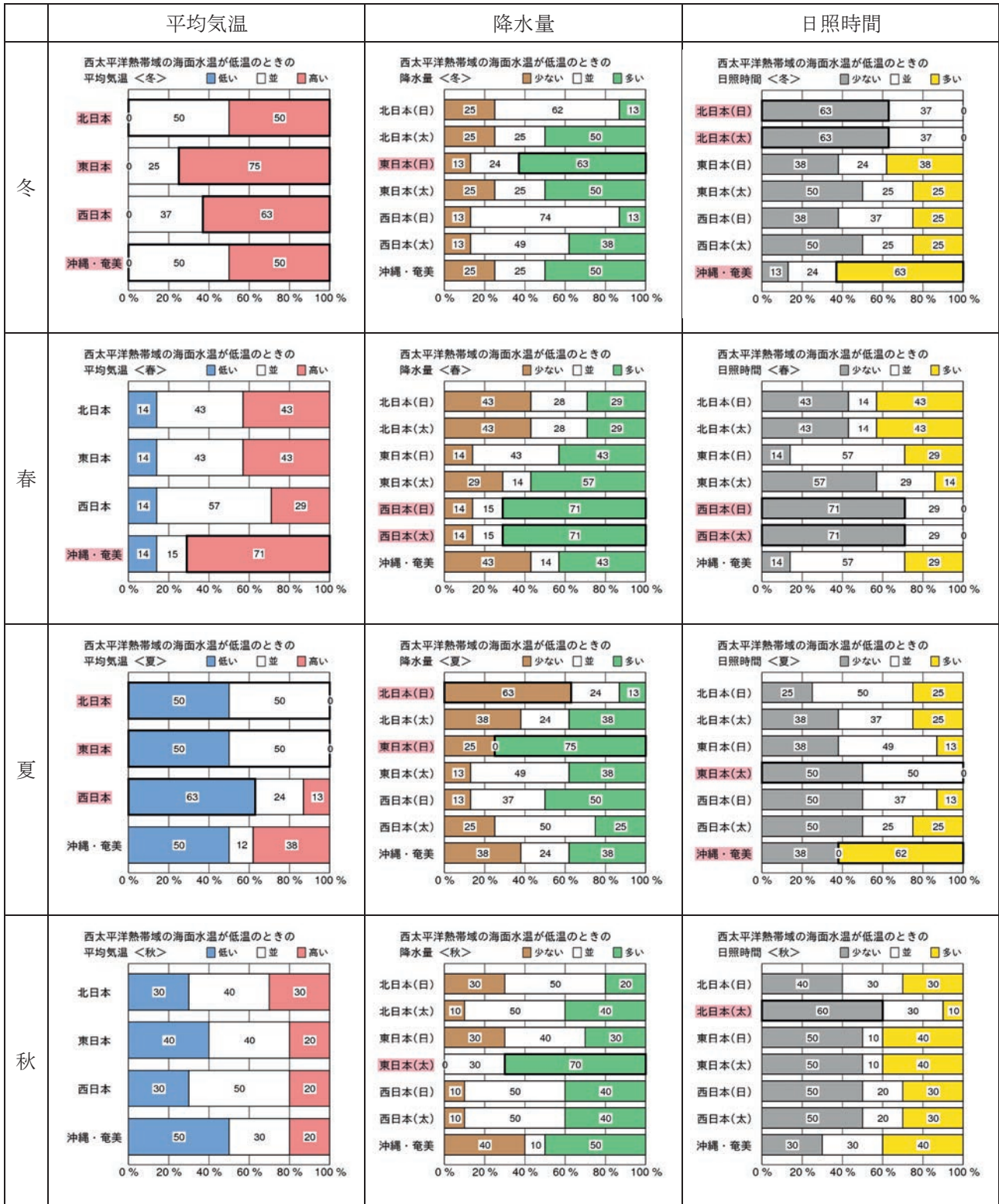
西太平洋熱帯域高温時



第 2.3.3 図 西太平洋熱帯域高温時の天候の出現率 (冬・春・夏・秋)

第 2.3.1 図と同じ。

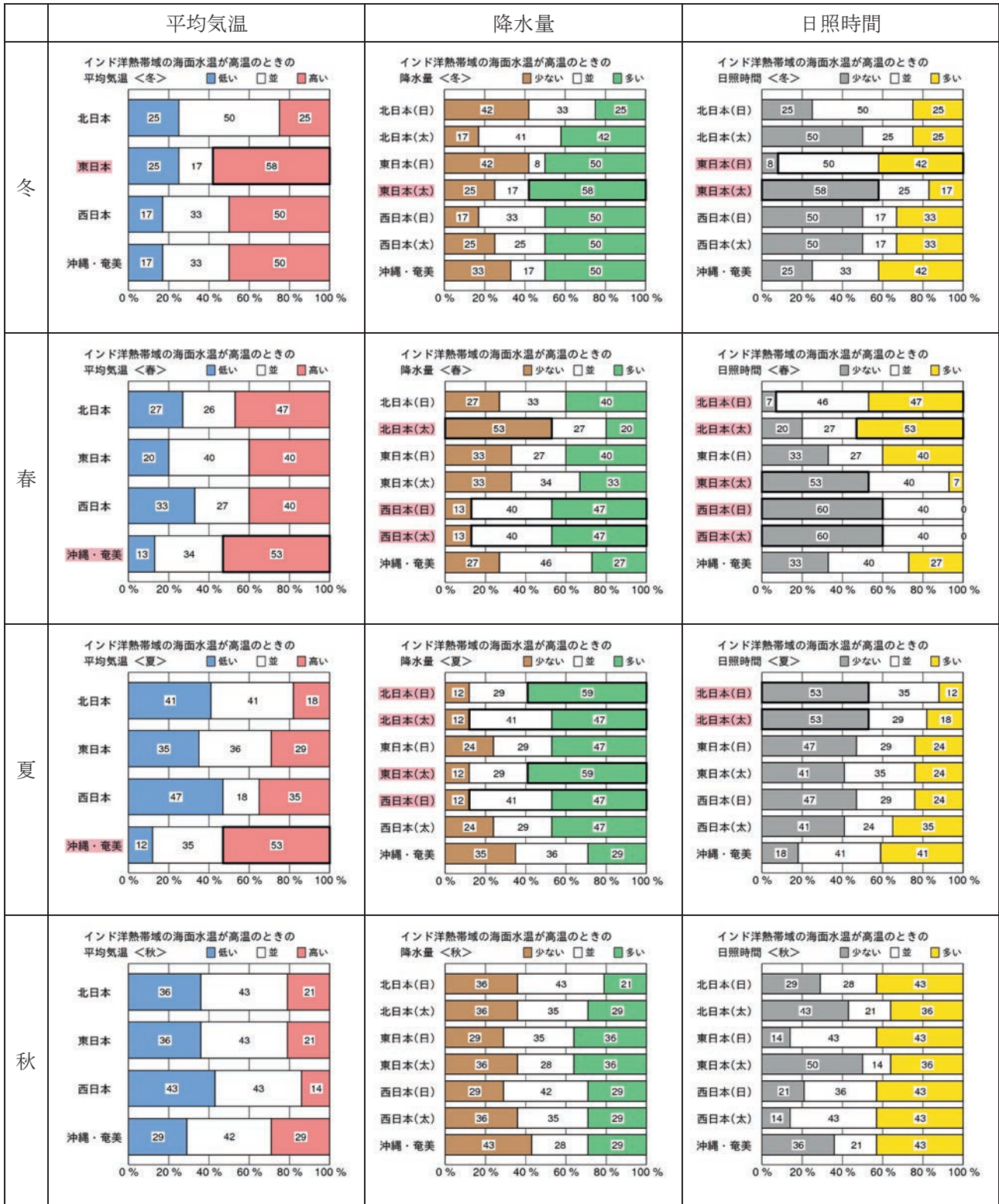
西太平洋熱帯域低温時



第 2.3.4 図 西太平洋熱帯域低温時の天候の出現率 (冬・春・夏・秋)

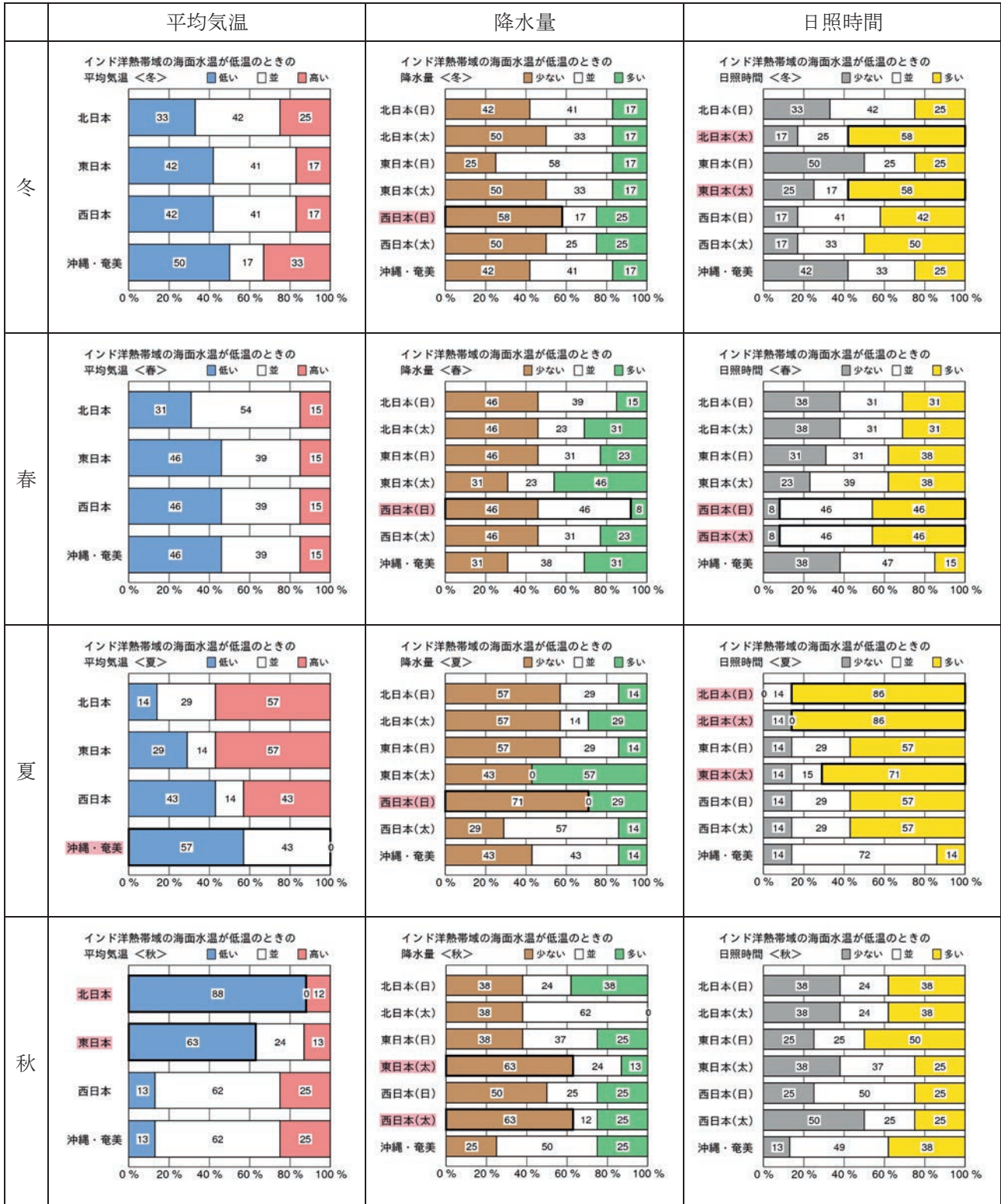
第 2.3.1 図と同じ。

インド洋熱帯域高温時



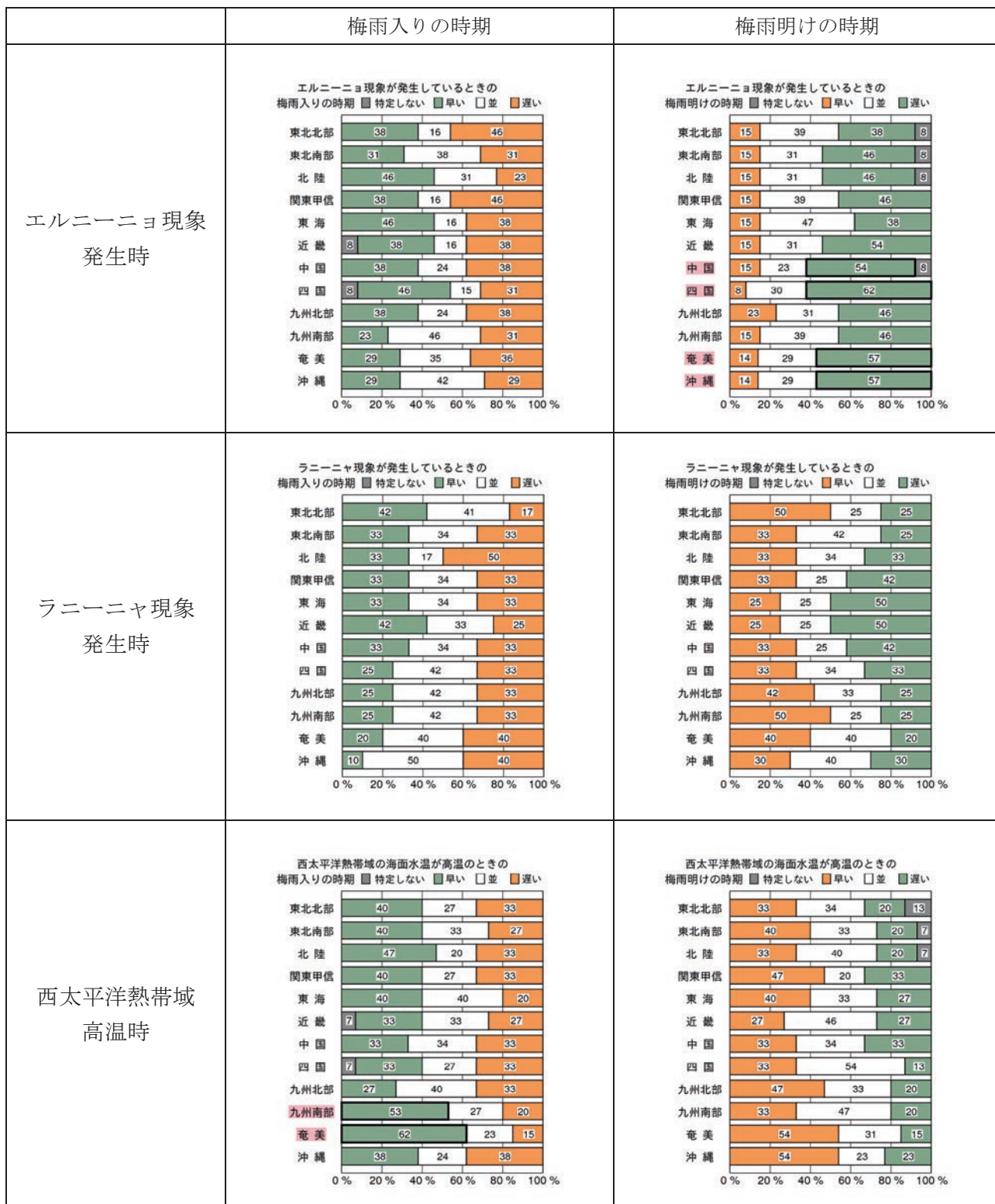
第 2.3.5 図 インド洋熱帯域高温時の天候の出現率 (冬・春・夏・秋)  
第 2.3.1 図と同じ。

インド洋熱帯域低温時



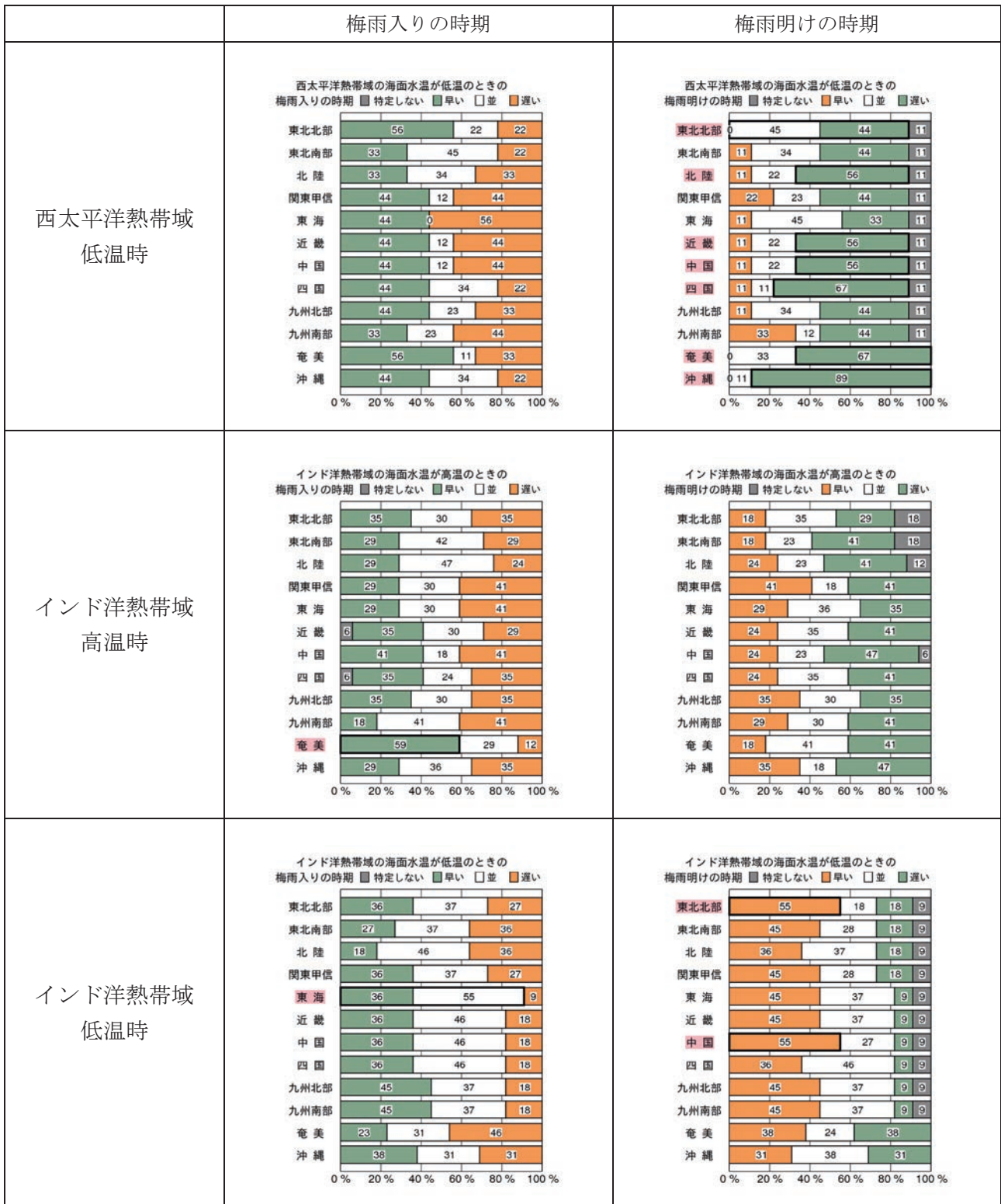
第 2.3.6 図 インド洋熱帯域低温時の天候の出現率 (冬・春・夏・秋)  
第 2.3.1 図と同じ。

梅雨入り・明けの時期



第 2.3.7 図 梅雨入り・明けの時期（エルニーニョ現象発生時、ラニーニャ現象発生時、西太平洋熱帯域高温時）  
第 2.3.1 図と同じ。

梅雨入り・明けの時期



第2.3.8図 梅雨入り・明けの時期（西太平洋熱帯域低温時、インド洋熱帯域高温時、インド洋熱帯域低温時）  
第2.3.1図と同じ。



第 2.3.1 表 2012 年における 3 か月平均気温の基準値

地域	季節	2012 年の基準値(°C)
北日本	冬	0.1
	春	0.1
	夏	0.4
	秋	0.6
東日本	冬	0.3
	春	0.2
	夏	0.4
	秋	0.5
西日本	冬	0.3
	春	0.2
	夏	0.3
	秋	0.4
沖縄・奄美	冬	0.4
	春	0.0
	夏	0.3
	秋	0.2

#### 参考文献

- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 121-124.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 竹川元章, 小林健二, 平原翔二, 2011: 熱帯の海水温と日本の天候. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 53-65.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.

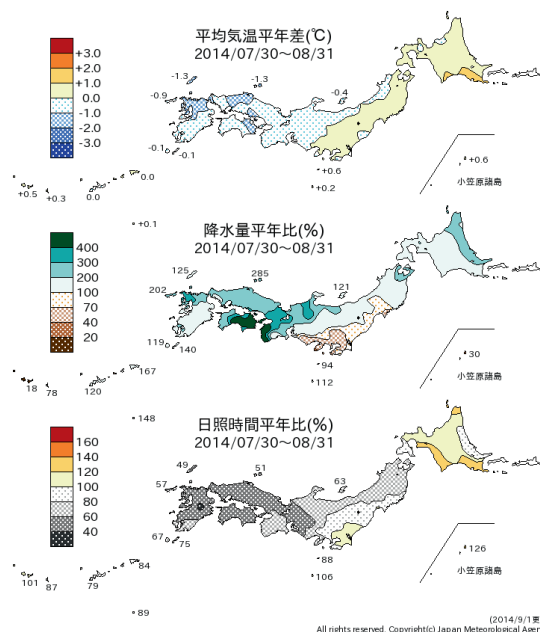
### 3 2014年8月の不順な天候<sup>1</sup>

2014年7月末から8月にかけての日本は、台風が相次いで接近・上陸したことや、湿った空気が持続的に流入したことにより、全国的に曇りや雨の日が多い不順な天候となった。7月30日から8月26日にかけては各地で大雨が発生し（「平成26年8月豪雨」と命名）、大きな被害を生じた。特に広島市では、8月19日から20日の明け方にかけて、集中豪雨により大規模な土砂災害が発生し、多数の人命が失われた。不順な天候は、野菜等の生育状況の悪化、消費活動の低迷など、経済的な面でも国民生活に大きな影響を及ぼした。このような状況を踏まえて、気象庁の異常気象分析検討会<sup>2</sup>は、この時期の気象循環の特徴を詳しく分析し、不順な天候をもたらした要因等について見解を発表した（平成26年9月3日報道発表<sup>3</sup>）。本章では、同検討会での分析結果をもとに、この不順な天候の事例の詳細について記述する。

#### 3.1 天候の特徴

2014年7月30日から8月31日までの期間の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比を第3.1図に示す。西日本太平洋側を中心に降水量が顕著に多くなっており、四国や紀伊半島の一部の地域では平年比400%を上回った。高知、徳島、潮岬ではこの期間の総降水量が1,000mmを超え、高知県内のアメダス観測点では2,000mmを超える地点もあった（第3.1表）。西日本太平洋側では8月の月降水量が平年比301%に達し、1946年の統計開始以降で8月としては最も多い記録となった。北海道などを除いて全国的に日照不足となり、西日本太平洋側の8月の日照時間は平年比54%で1946年の統計開始以降の8月としては最も少ない記録となった。また、西日本の8月の平均気温

は2009年以来5年ぶりに低温となった。



第3.1図 2014年7月30日～8月31日の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）の分布

第3.1表 2014年7月30日～8月31日の期間降水量上位10地点（アメダスによる）

順位	都道府県	地点名	期間降水量 (mm)
1	高知県	繁藤	2401.0
2	高知県	魚梁瀬	2320.5
3	高知県	鳥形山	2267.0
4	高知県	船戸	2047.5
5	高知県	本山	1941.0
6	高知県	佐川	1776.0
7	高知県	大栃	1701.0
8	徳島県	福原旭	1602.5
9	高知県	須崎	1592.5
10	高知県	大正	1591.0

#### 3.2 7月30日～8月上旬の状況

7月30日～8月上旬は、台風第12号と台風第11号が相次いで日本の南海上を北上し、西日本や沖縄・奄美に接近、上陸した。第3.2図に8月1日9時、8月8日21時の地上天気図と同時刻の解析雨量を示す。

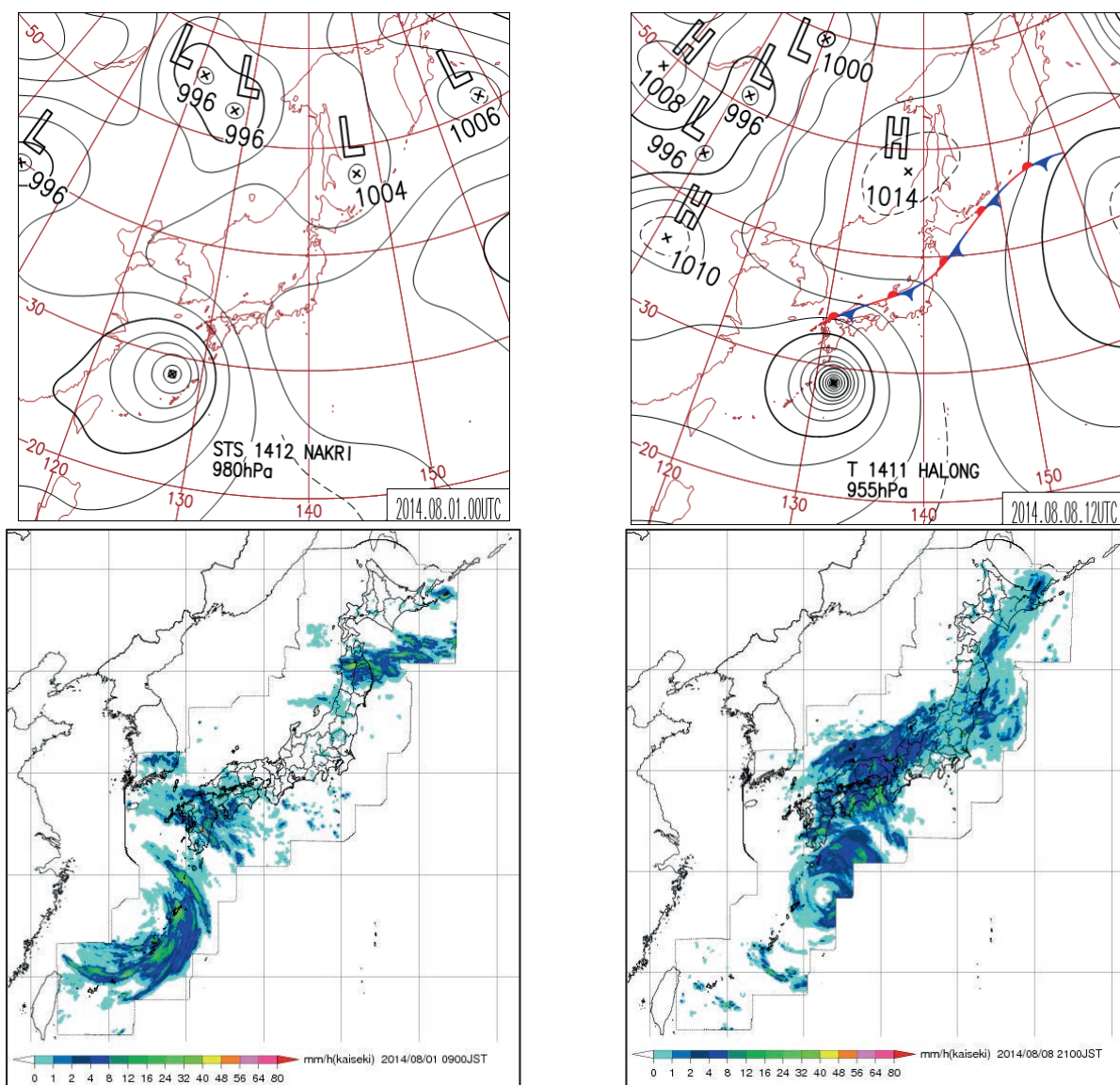
7月29日にフィリピンの東で発生した台風第12号は、31日から8月1日にかけて沖縄本島に接近、東シナ海を北上後、3日には黄海で熱帯低気圧に変わった。この時期、上空の偏西風は平年の

<sup>1</sup> 及川 義教

<sup>2</sup> 大学・研究機関等の気候に関する専門家から構成され、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、最新の科学的知見に基づく分析検討を行う。

<sup>3</sup>

[http://www.jma.go.jp/jma/press/1409/03b/kentouka\\_i140903.html](http://www.jma.go.jp/jma/press/1409/03b/kentouka_i140903.html)



第 3.2 図 台風第 12 号、第 11 号が接近した 2014 年 8 月 1 日 09 時（左）と 8 日 21 時（右）の地上天気図（上）及び解析雨量（下）。

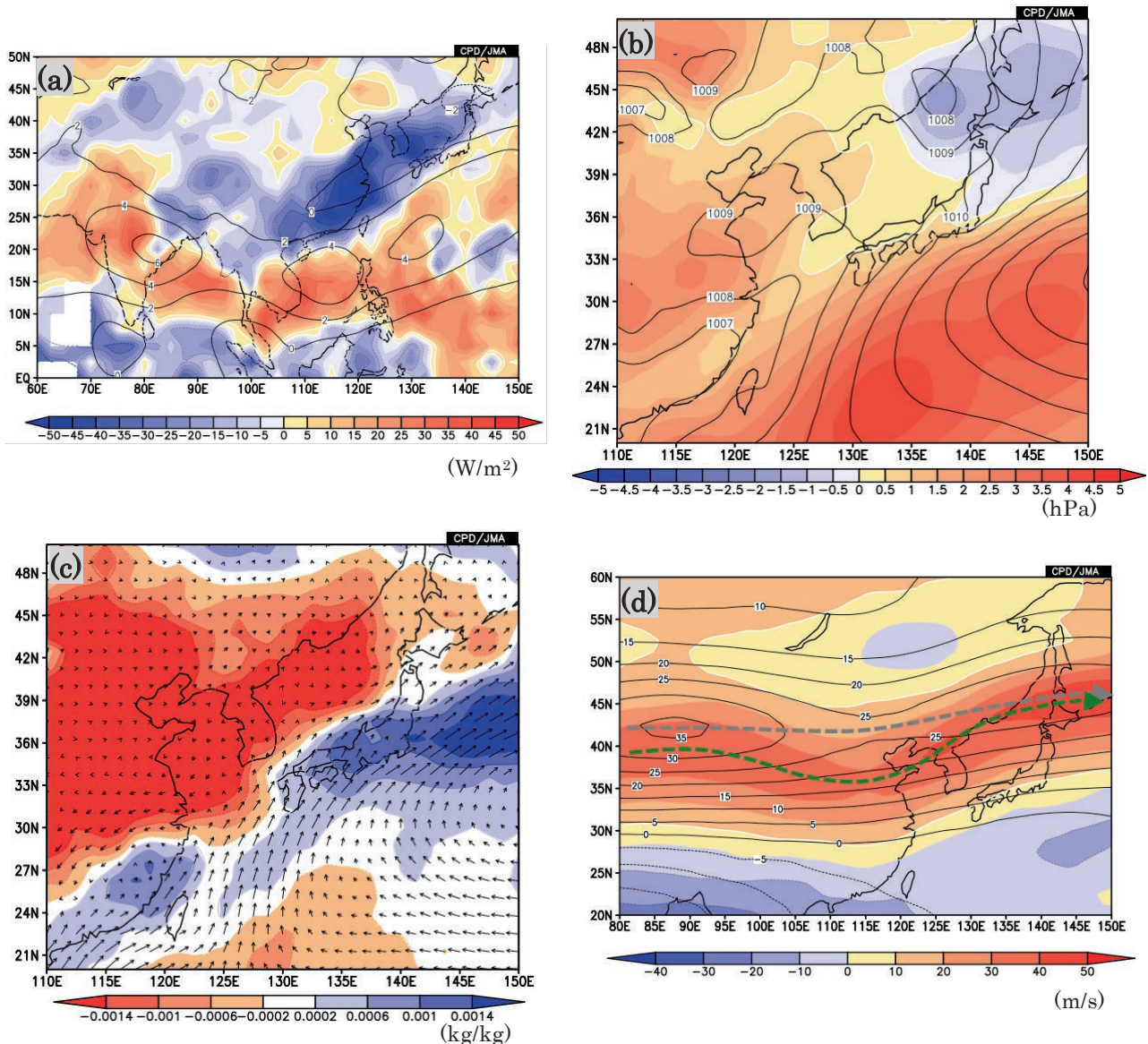
解析雨量とは、気象レーダーとアメダス等の雨量計を組み合わせ、雨量分布を 1 km 四方の格子で解析したもの。

位置よりも北偏し北海道の北に軸があり、台風の移動速度が遅かったことから、進路の東側に入った西日本太平洋側を中心に、長時間にわたって湿った空気が流入して雨が降り続いた。4 日には熱帯じょう乱としては消滅したものの、このじょう乱に伴って流れ込んでいた湿った空気の影響で、5 日には北海道でも日降水量が 100mm を超える大雨となったところがあった。

台風第 11 号は 7 月 29 日にグアム島の東の海上で発生し、西進後、8 月 4 日には北に向きを変えて 9 日にかけて日本の南海上を進み、10 日には四国に上陸した。この台風も第 12 号と同様に遅い速

度で南海上を北上したため、日本付近は長時間にわたって湿った空気が流れ込みやすい状態が続き、日本海から北日本にかけて停滞した前線の影響もあって全国的に大雨となった。9 日には三重県で大雨特別警報が発表された。11 日には日本海北部に達し温帯低気圧に変わったが、この低気圧により北海道では日降水量や 1 時間降水量の極値を更新する大雨となった地点もあった。

このように、7 月末から8月上旬にかけては、移動速度の遅い二つの台風が相次いで接近・上陸した影響と前線の影響で、広い範囲で記録的な降水量となった。



第 3.3 図 8 月 11 日～20 日で平均した (a) 850hPa 流線関数年偏差 (等値線、間隔は  $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) と外向き長波放射射量 (OLR、単位は  $\text{W}/\text{m}^2$ ) 年偏差 (陰影)、(b) 海面気圧 (等値線、間隔は 1 hPa) と年偏差 (陰影)、(c) 925hPa 水蒸気フラックス (矢印) と比湿年偏差 (陰影、単位は  $\text{kg}/\text{kg}$ )、及び (d) 200hPa 東西風の年偏差 (等値線、間隔 5m/s) と実況値 (陰影)。(d) の太い破線は亜熱帯ジェット気流の軸の実況の位置 (緑色) と平年の位置 (灰色) を示す。

### 3.3 8月中旬の状況

台風第 12 号と台風第 11 号が相次いでフィリピンの東海上を通過した後、フィリピン周辺では対流活動が不活発となり、それに伴って下層には明瞭な高気圧性循環偏差が形成された (第 3.3 図 (a))。太平洋高気圧は日本付近から後退し、南東海上で勢力を強めた (第 3.3 図 (b))。このため、西日本周辺の対流圏下層では南西からの湿った気流が入りやすい状況が続いた (第 3.3 図 (c))。ま

た、この期間、上空の偏西風は中国東部から日本海で平年の位置より南偏、かつ、大きく南に蛇行してトラフを強化し (第 3.3 図 (d))、トラフの前面となった黄海～日本海周辺は前線帯となって低気圧がたびたび発生した。これらの湿った気流や前線、低気圧の影響を受け、上旬に引き続き広い範囲で大雨が降りやすい状況となった。

8 月 19 日から 20 日の明け方にかけての広島市内では、発達した積乱雲に伴い局地的に 1 時間降

水量 100mm、3 時間降水量で 200mm を超える大雨となり、住宅地で大規模な土砂災害が発生して死者 75 名（広島市、災害関連死を含む）の甚大な被害となった。

### 3.4 8 月下旬の状況

下旬に入ると偏西風の蛇行は小さくなったが、引き続き中国東部付近で南偏して流れ、黄海から日本海付近でトラフ、日本の南東でリッジとなる気圧配置が続き、日本付近には前線が停滞した。24 日には、日本海で発生した低気圧と上空寒気の影響により北海道で大雨となり、日降水量が 160mm となった礼文島では土砂崩れによる住宅倒壊で 2 名が死亡した（消防庁調べ）。

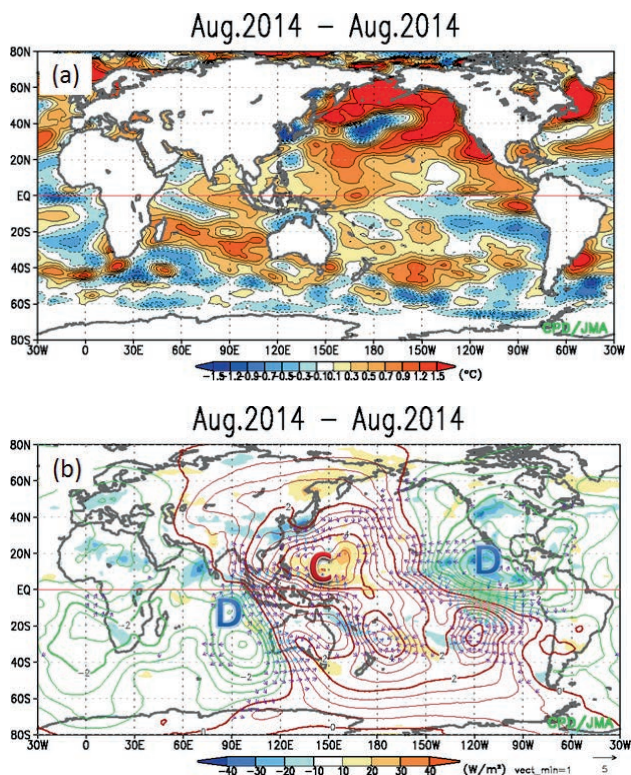
下旬後半になるとオホーツク海高気圧の勢力が強まって、前線は日本の南海上まで南下し、大雨の降りやすい状況は解消した（図省略）。

### 3.5 全球の大気と海洋の状況

第 3.4 図に 8 月平均の全球海面水温偏差分布、及び OLR と 200hPa 速度ポテンシャル偏差分布を示す。海面水温は春頃から全球的に高い状態が続いており、特に北太平洋では広い範囲で顕著な正偏差だった（第 3.4 図(a)）。

太平洋の熱帯域では、2014 年の初めは東部で海面水温が平年より低くラニーニャ現象時に現れやすい偏差分布だったが、1 月から 2 月にかけて西部で見られた強い西風偏差を契機に海洋表層の暖水域が東へ拡大し、5 月にはほぼ全域で海面水温が正偏差となり、夏にはエルニーニョ現象が発生した。インド洋熱帯域の海面水温は西部を除いて正偏差だった。

2014 年 8 月は、これらの海面水温分布に対応して北太平洋熱帯域の東部とインド洋熱帯域の中部から東部で対流活動が活発で、これらの地域の上層で発散偏差となった。一方、南シナ海周辺から太平洋西部にかけては、海面水温は正偏差だったものの対流活動は不活発で、上層では収束偏差となった（第 3.4 図(b)）。



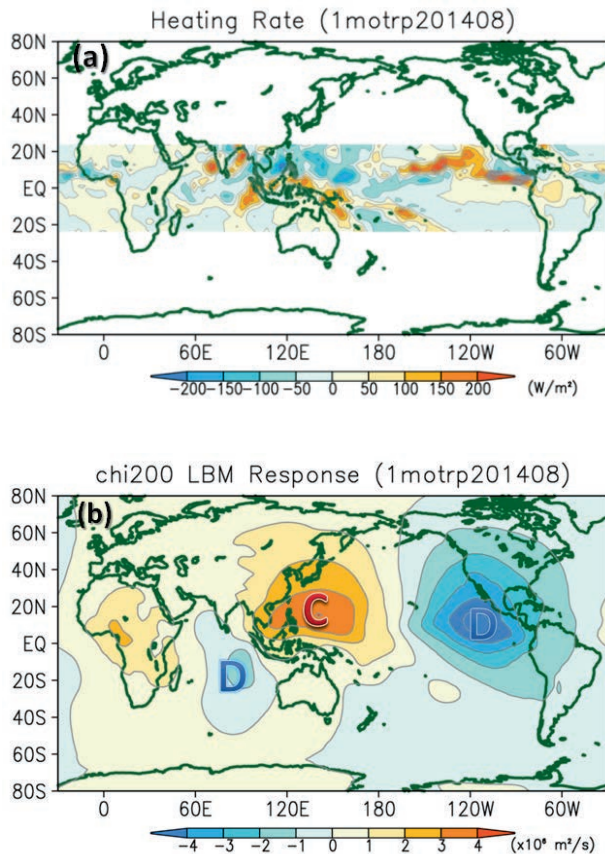
第 3.4 図 8 月平均の (a) 海面水温平年偏差、(b) OLR 平年偏差（陰影）及び 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差（等値線、間隔は太線  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、細線  $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）大文字アルファベットで示された C 及び D は、それぞれ収束偏差、発散偏差であることを示す。

### 3.6 熱帯域の加熱偏差に対する応答

前節で述べた熱帯域の対流活動偏差分布に対する大気循環の応答を確認するため、線型傾圧モデル（Linear Baroclinic Model: LBM、Watanabe and Kimoto 2000）を用いた再現実験の結果を示す。

第 3.5 図(a)は、2014 年 8 月平均の非断熱加熱偏差である。太平洋熱帯域の東部とインド洋熱帯域の中部から東部で正の加熱偏差、南シナ海から太平洋西部で負の加熱偏差となっている。この加熱偏差分布を与えた LBM による 200hPa 速度ポテンシャルの応答を第 3.5 図(b)に示す。インド洋から太平洋にかけての大規模な上層発散・収束の偏差パターンは、実況で解析された分布（第 3.4 図(b)）と整合している。

同様に、200hPa 流線関数、850hPa 流線関数における LBM の応答について、解析された実況と対比



第 3.5 図 (a) 線形傾圧モデル (LBM) に与えた熱帯域の非断熱加熱偏差 (2014 年 8 月平均) 及び (b) 200hPa 速度ポテンシャルにおける LBM の定常応答 (b) では基本場として 8 月の平年値を使用。大文字アルファベットで示された C 及び D は第 3.4 図と同様。

して第 3.6 図に示す。上層では、中国南部の高気圧性循環偏差、海洋大陸北部と東アジア東部の低気圧性循環偏差が実況の特徴と対応して再現されている。また、北太平洋中部ではミッドパシフィックトラフが平年と比べて顕著に浅い (高気圧性循環偏差) 状況が解析されていたが、この特徴も LBM の応答として再現されている。下層の応答を見ると、南シナ海からフィリピン海北部にかけての高気圧性循環偏差、日本海周辺の低気圧性循環偏差、北太平洋では亜熱帯高気圧の循環が西部を除き広範囲で弱い特徴が実況と整合している。

これらの結果から、2014 年 8 月の日本付近で解析された大気循環場の特徴には、熱帯の対流活動の偏差分布の寄与があったと考えられる。

### 3.7 アジアモンスーンと亜熱帯ジェット気流

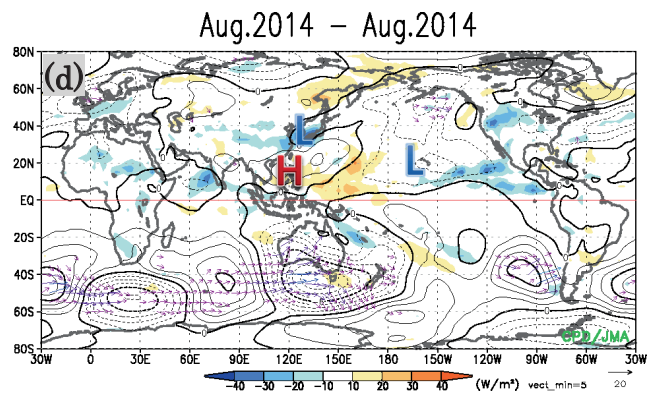
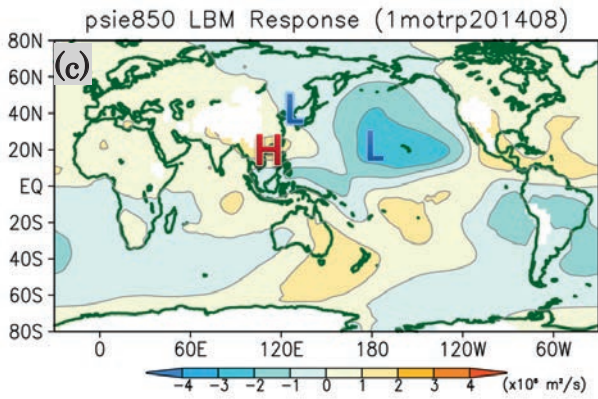
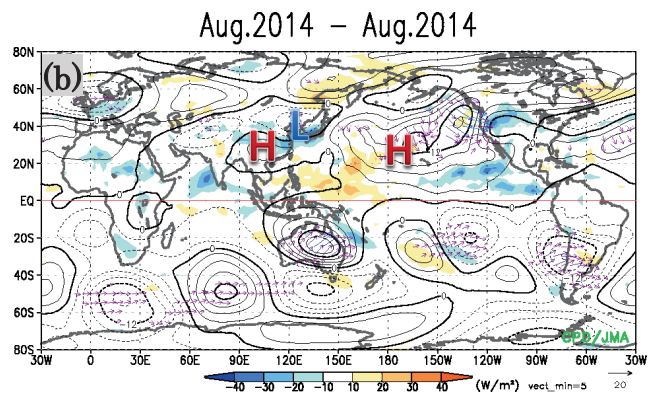
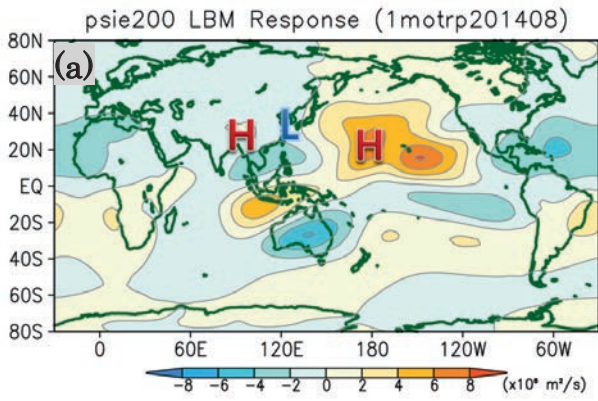
アジアモンスーンの全体的な活動度を示す指数である SAMOI-A<sup>4</sup>の変動を第 3.7 図(a)に、フィリピン付近で平均した OLR を同図(b)に示す。

アジアモンスーンは、7 月はほぼ月を通して平年より活発な状態が続いたが、8 月になって急速に活動が低下し、月末まで不活発な状況が続いた。同様に、フィリピン周辺の対流活動は 7 月にかなり活発な状況が続いたが、8 月は一転して対流不活発となった。

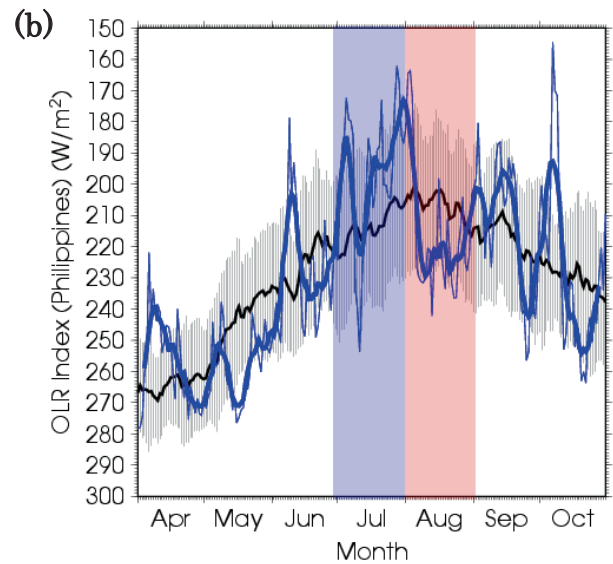
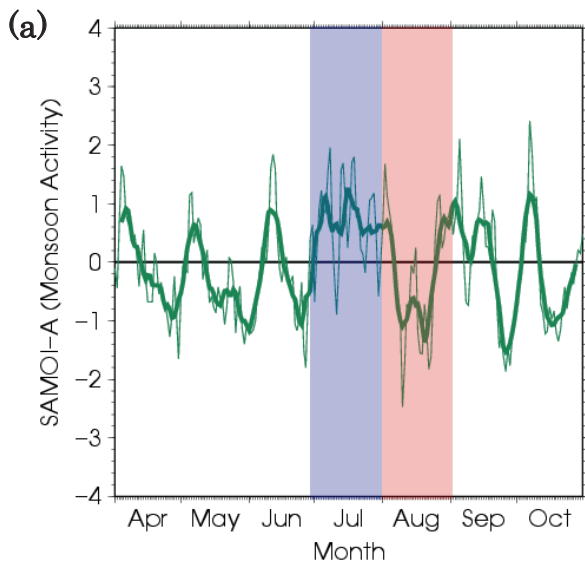
7 月から 8 月にかけては、アジアモンスーンの活動に対応して亜熱帯ジェット気流が北偏 (活発時) あるいは南偏 (不活発時) する傾向がみられた (第 3.8 図)。また、過去の統計関係からは、アジアモンスーンが不活発なときには、東アジア周辺で亜熱帯ジェット気流が平年の位置より南偏・蛇行する傾向がみられる (第 3.9 図)。

このことから、8 月に中国東部から日本海で亜熱帯ジェット気流が南偏・蛇行したことには、アジアモンスーンの不活発な状態が関連した可能性がある。

<sup>4</sup> ベンガル湾からフィリピン海にかけての領域で平均した OLR 偏差に基づく指数で、対流活発時に正の値となるよう符号を反転させたもの。

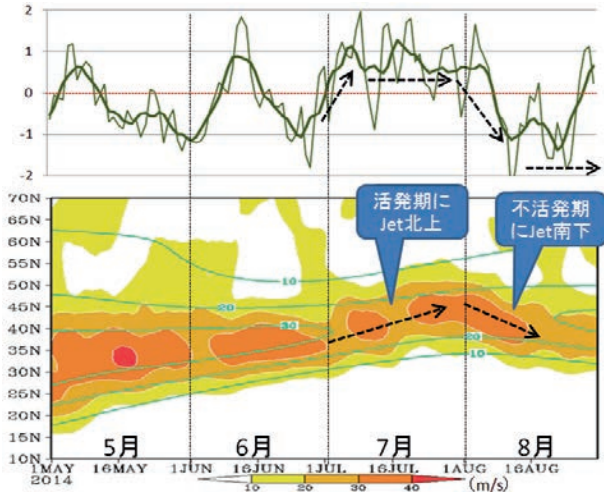


第 3.6 図 第 3.5 図 (a) の加熱偏差を与えた LBM 実験による (a) 200hPa 流線関数の応答と (c) 850hPa 流線関数の応答、及び、それぞれに対応する実況の (b) 200hPa 流線関数偏差と (d) 850hPa 流線関数偏差 (a) と (c) の偏差は帯状平均からのずれとして表示している。大文字アルファベットの H、L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差を示している。(b) の等値線間隔は太線  $12 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、細線  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(d) の等値線間隔は太線  $6 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、細線  $1.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$  で、陰影は OLR 偏差。



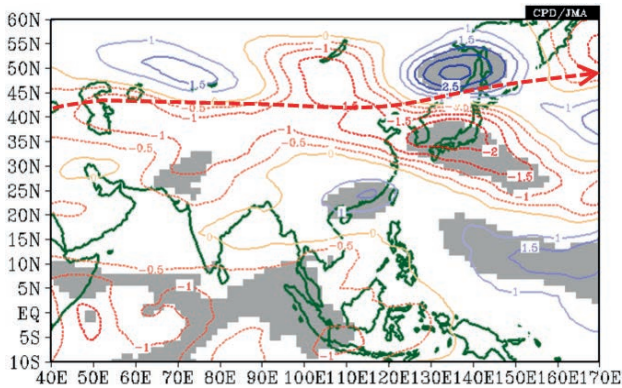
第 3.7 図 (a) SAMOI-A 及び (b) フィリピン周辺 ( $10^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ ,  $115^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$ ) で平均した OLR の変動 (2014 年 4 月 ~ 10 月)

左図の緑線、右図の青線について、いずれも細線は日平均値、太線は 7 日平均値を示す。右図の黒線は日平年値、灰色の陰影は 1 標準偏差の範囲を示す。7 月に青い陰影、8 月に赤い陰影を施している。



第 3.8 図 2014 年 5 月～8 月の (上) SAMO1-A の変動と (下) 60°E～150°E で平均した 200hPa 東西風の 7 日移動平均 (陰影) 及び平年値 (緑線) の時間緯度断面図

上図の細線は日平均、太線は 7 日移動平均。アジアモンスーンの活動が活発化 (不活発化) すると、やや遅れてアジア域の偏西風が北上 (南下) する傾向がみられる。



第 3.9 図 SAMO1-A に回帰した 200hPa 東西風 (8 月) 統計期間は 1979～2013 年。暖色系 (寒色系) の等値線は、アジアモンスーンが不活発なときに西風が強い (弱い) 傾向があることを示す。単位は m/s。信頼度水準 95% で有意な領域に灰色の陰影を施している。赤の太い破線は平年の亜熱帯ジェット気流の軸の位置を表している。

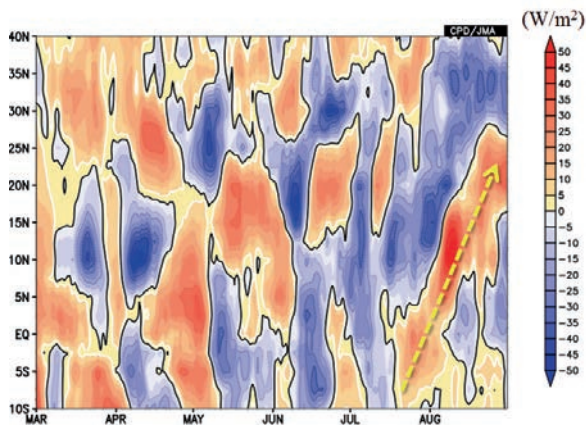
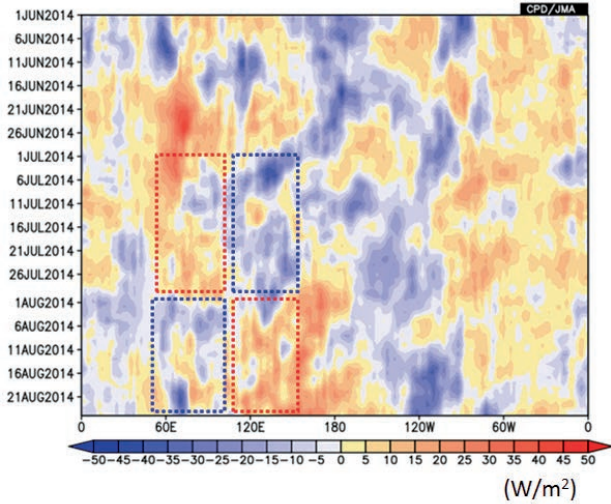
### 3.8 夏季熱帯季節内振動

前節で述べたように、フィリピン周辺の対流活動は、7 月には活発だったが、8 月に入って急激に不活発な状態に転じた。これと対照的に、インド洋の対流活動は 7 月に不活発だったが 8 月に活発になった。赤道～20°N で平均した OLR 偏差の時間-経度断面図 (第 3.10 図 (上)) はこの様子を明瞭に示している。また、フィリピン付近の 115°E～135°E で平均した OLR 偏差の時間-緯度断面図 (第 3.10 図 (下)) で見ると、7 月後半から対流不活発域が北進し、8 月にはフィリピン付近の緯度に不活発域の位相が位置していたことがわかる。

このような対流活発・不活発域の変動は、北半球夏季熱帯季節内振動 (Boreal Summer Intra-seasonal Oscillation: BSISO) として知られる変動の各位相の典型的な特徴と一致していることがわかる。第 3.11 図は、Lee et al. (2013) に基づき、OLR 及び 850hPa 東西風の多変量経験的直交関数の第 1・第 2 主成分から合成した、BSISO における 8 つの特徴的な位相と、2014 年 7 月末から 8 月にかけての日ごとの実況に対して各主成分得点をプロットした位相ダイアグラムを示している。7 月下旬の対流活動はフィリピン付近で活発、インド洋では不活発で、Phase5 から Phase7 に対応している。8 月に入るとインド洋の対流不活発域は北東進して、南シナ海からフィリピン周辺に達し、中旬から下旬前半は Phase2 から Phase3 に対応した分布となった。

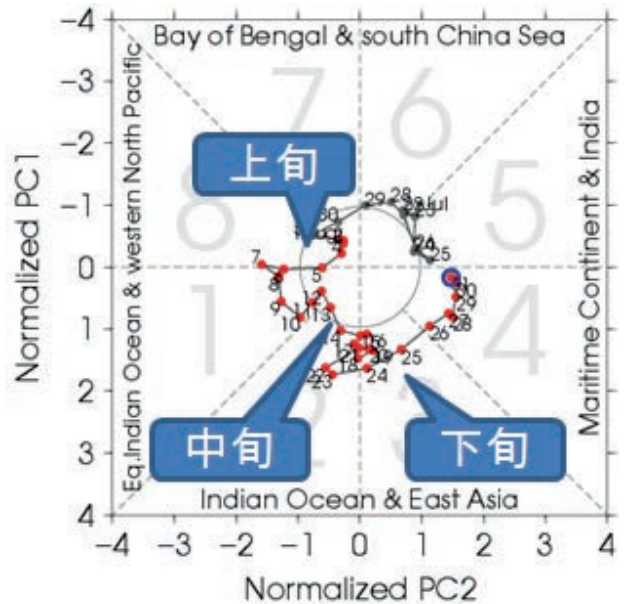
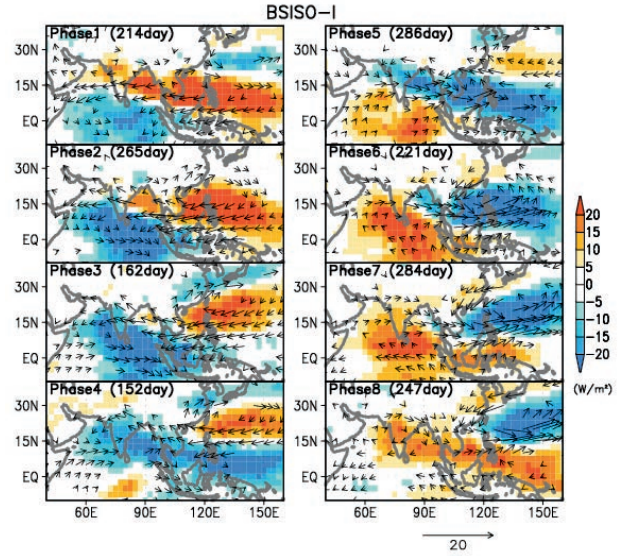
このように、2014 年 8 月は、BSISO に伴う変動が卓越し、その対流不活発な位相が北東進してフィリピン付近に達するタイミングだったことが、フィリピン付近で対流活動が不活発だったことに寄与した可能性がある。





第 3.10 図 (上) 赤道～20°N で平均した OLR 平年偏差の時間-経度断面図 (2014 年 6 月 1 日～8 月 31 日)、及び (下) 115°E～135°E で平均した OLR 平年偏差の時間-緯度断面図 (2014 年 3 月 1 日～8 月 31 日、7 日移動平均)

暖色域 (正偏差) は対流活動が平年より不活発なことを、寒色域 (負偏差) は平年より活発なことを示す。上図は、7 月はインド洋で不活発、フィリピン付近で活発、8 月はインド洋で活発、フィリピン付近で不活発となったことを表している。下図の破線矢印は、7 月後半から 8 月にかけて対流不活発域が北上しフィリピン付近に達したことを示している。



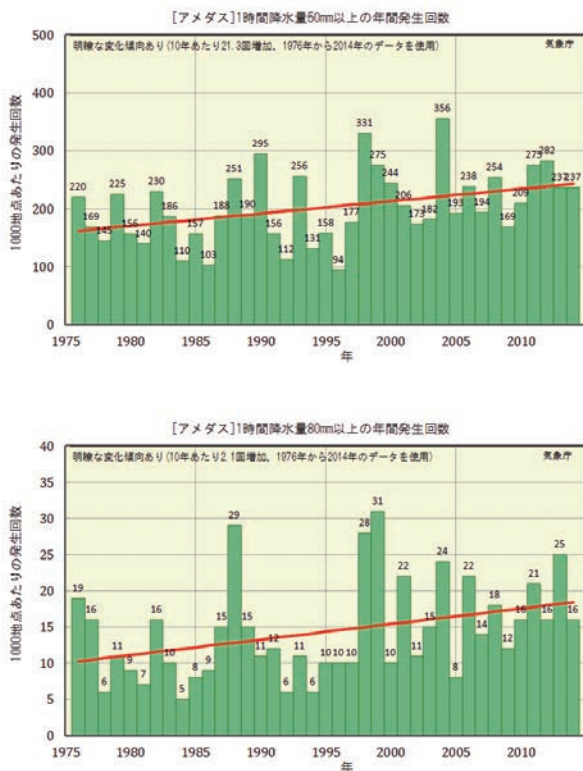
第 3.11 図 (上) 夏季熱帯季節内振動 (BSISO) における特徴的な 8 つの位相、及び (下) 位相ダイアグラム

上図は、1981～2010 年のデータを用いて求めた、OLR 及び 850hPa 東西風の多変量経験的直交関数の第 1・第 2 主成分から合成。矢印は 850hPa 風偏差、陰影は OLR 偏差を表す。下図は、2014 年 7 月末から 8 月にかけての第 1・第 2 主成分得点をプロットしたもの。

### 3.9 短時間強雨発生回数の長期変化傾向

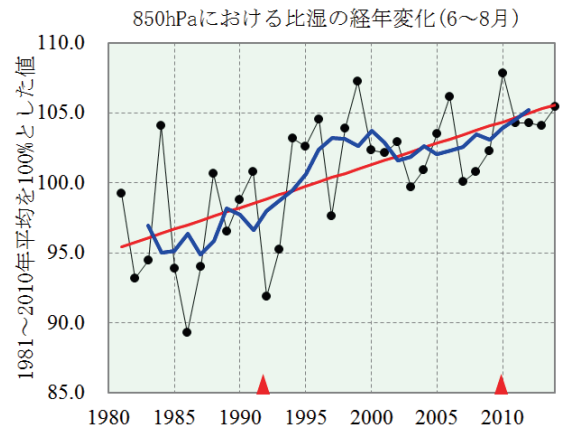
2014年8月は、広島市で1時間降水量が100mmを超える猛烈な雨が降るなど、短時間強雨に伴う被害が発生した。

気象庁の地域気象観測所（アメダス）で観測された1時間降水量50mm以上の発生回数は増加しており、80mm以上の年間の発生回数についても、明瞭な増加傾向が現れている（第3.12図）。また、高層気象観測による上空の水蒸気量にも増加傾向が現れており（第3.13図）、これは大気中の二酸化炭素等の温室効果ガスの増加に伴う気温上昇から予期される変化と整合的である。一般に、短時間に降る強い雨の量は、大気中の水蒸気量の増加に伴って増えると考えられる。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第5次評価報告書第1作業部会報告書は、地球温暖化の進行に伴って、今世紀末までに、我が国を含む中緯度陸域のほとん



第3.12図 アメダスによる1時間降水量（上）50mm以上、及び（下）80mm以上の年間発生回数（1976～2014年）。1,000地点あたりの回数として示している。赤い直線は期間にわたる変化傾向。

どで極端な降水がより強く、より頻繁となる可能性が非常に高いこと、大気中の水蒸気量が世界平均で5～25%増加することを予測している（Collins et al. 2013）



第3.13図 日本付近における対流圏下層の夏季（6～8月）の水蒸気量の経年変化（1981～2014年）850hPa 気圧面の比湿（空気1kgあたりに含まれる水蒸気量、1981～2010年平均を100%とした値で示す）の経年変化。ここでは、国内13高層気象観測地点（稚内、札幌、秋田、輪島、館野、八丈島、潮岬、福岡、鹿児島、名瀬、石垣島、南大東島、父島）の算術平均を用いた。細線（黒）は13高層観測地点の平均、太線（青）は5年移動平均、直線（赤）は期間にわたる変化傾向。赤三角は測器の変更のあった年を示す。

以上のことから、日本における短時間強雨の増加傾向には、地球温暖化の影響が現れていると考えられる。ただし、観測期間がまだ40年程度と短いことから、因果関係についてより確実に評価するためには、今後さらにデータを蓄積する必要がある。

### 3.10 まとめ

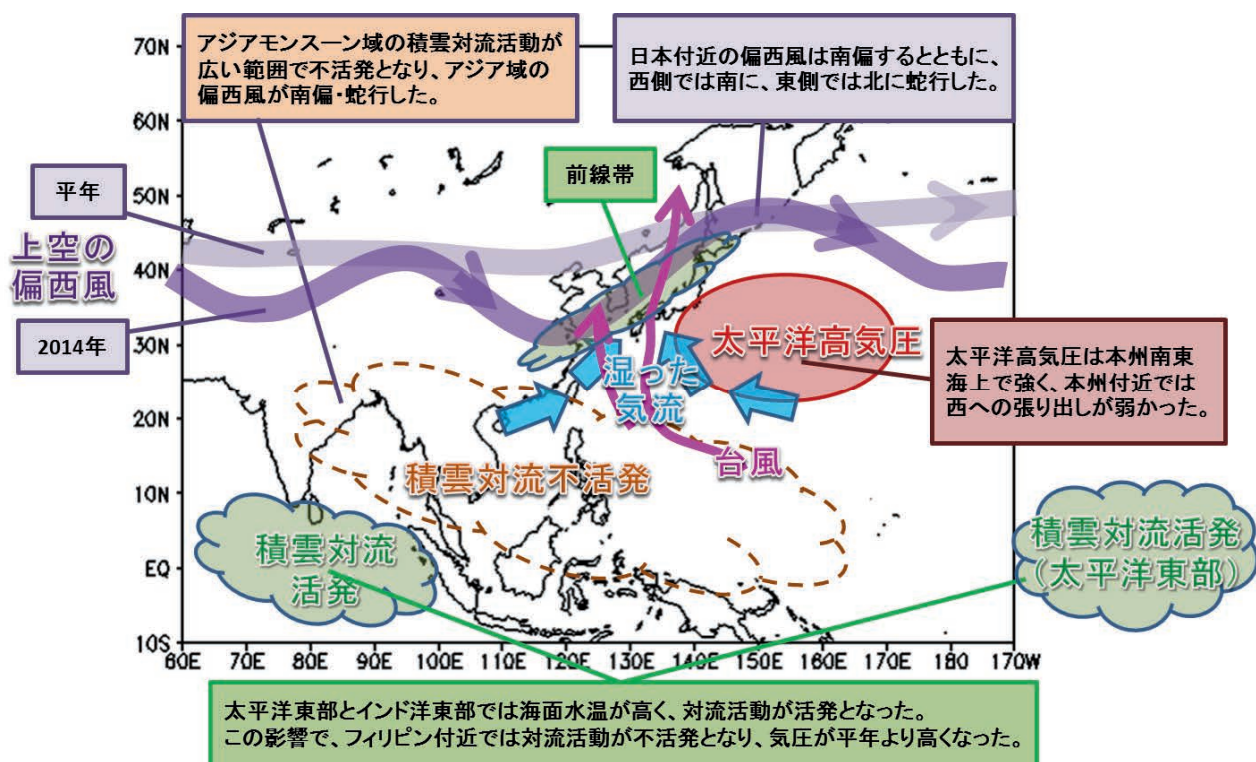
2014年8月の日本の不順な天候の要因は、次のように要約される。上旬の天候不順は、2つの台風が日本に接近・上陸したことと前線の影響による。偏西風が平年の位置と比べて北寄りを流れており、台風の移動が遅かったために西日本を中心に台風の影響を長く受けた。中旬以降は、日本付近の前線帯と、南～南西からの水蒸気の流入が持続したために、雨量が多くなった。前線帯の形成・

持続は、亜熱帯ジェット気流の南偏・蛇行に伴うものとみられる。亜熱帯ジェット気流の南偏・蛇行は、不活発だったアジアモンスーンに関連していると考えられる。湿った気流の持続は、日本の南東海上での高気圧偏差の強まりや、フィリピン付近の高気圧偏差に伴う下層の南西風が寄与した。フィリピン付近の高気圧偏差は、季節内振動に伴いフィリピン付近で対流活動が不活発になる位相だったことが関連したとみられる。また、太平洋東部とインド洋東部熱帯域で海面水温が高かったことにより対流活動が活発だったことも関連していると考えられる。さらに、長期的な傾向として、短時間強雨の発生数と対流圏の水蒸気量には明瞭な増加傾向があり、この背景には地球温暖化の影響が現れていると考えられる。

以上の結果を概念的に表した図を第 3.14 図に示す。

### 参考文献

- Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W.J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A.J. Weaver, and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lee, J., B. Wang, M. C. Wheeler, X. Fu, D. E. Waliser, and I. Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region, *Climate Dynamics*, **40**, 493-509.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in North Atlantic: A positive feedback, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.



第 3.14 図 2014 年 8 月の日本の不順な天候をもたらした要因の概念図