

令和4年度季節予報

研修テキスト

## 第二号

# 新しい長期再解析/季節予報の展望

(気候情報課)

令和5年3月

March 2023

気象庁 大気海洋部

## 新しい長期再解析/季節予報の展望

### 目次

3	気象庁第3次長期再解析JRA-3Q	
3.1	JRA-3Q概要	16
3.2	JRA-3Qで見た循環場の主な特徴	27
3.3	海面水温データの特性	41
4	2030年に向けた季節予報の展望	58

### 3 気象庁第3次長期再解析 JRA-3Q

#### 3.1 JRA-3Q 概要<sup>1</sup>

気象庁で行う季節予報や気候監視等の業務は、過去の大気循環場と日本の天候の関係や、平均的な循環場(平年値)からの偏差等の情報が基盤となる。この過去の天候経過は、数十年にわたって蓄積した観測データと最新の数値予報技術を用いて解析し直すことによって得られる長期間の均質・高品質な「長期再解析」データとして再現されている。本節は、2022年1月より公開を開始した気象庁第3次長期再解析(Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; 以降、JRA-3Q)に関して、数値予報開発センター年報<sup>2</sup>(気象庁, 2021、気象庁, 2022)で報告された内容を簡単に紹介する。

#### 3.1.1 データ同化システム

気象庁の長期再解析は2006年に第1次データである気象庁長期再解析(Japanese 25-year Reanalysis; 以降、JRA-25)が公開され、JRA-3Qはその第3次となるものである。長期再解析を、季節予報や天候監視等に活用するためには、解析期間にわたり均質かつ再現性が高いことが求められる。本節では、一世代前の気象庁第2次長期再解析(Japanese 55-year Reanalysis; 以降、JRA-55)と比較して説明する。

第3.1-1表に同化システムの概要比較を示す。JRA-3Qは2018年12月時点の現業全球データ同化システムの低解像度(TL479解像度)版に基づいており、この時点での、JRA-55実施以降の現業システムにおける各種開発成果が反映されている。第3.1-2表に、このデータ同化システムで用いられた予報モデルの比

第3.1-1表 JRA-55とJRA-3Qで用いたデータ同化システムの仕様  
令和2年数値予報開発センター年報より引用し、一部加工。

	JRA-55	JRA-3Q
解析期間	1958年以降	1940年代末以降
基本システム	2009年12月時点の気象庁現業システム	2018年12月時点の気象庁現業システム
水平解像度	TL319(約55km)	TL479(約40km)
鉛直層	0.1hPaまでの60層	0.01hPaまでの100層
解析手法	4次元変分法(インナー解像度T106)	4次元変分法(インナー解像度TL319)
ラジオゾンデ 気温観測バイ アス補正	2006年まで:RAOBCORE V1.4 2007年以降:RAOBCORE V1.5 ・ERAに基づいたバイアス推定	RISE(RICH with solar elevation dependent) v1.7.2 ・周辺地点との比較に基づいたバイアス推定 ・季節依存性の考慮(1979年以降)
衛星輝度温 度	RTTOV-9.3	RTTOV-10.2 ・計算精度向上 ・温室効果ガス濃度変動の考慮
陸面解析	オフライン SiB	予報モデルの陸面予報値をサイクル
SST 及び海 氷	COBE-SST(1度格子)	1990年まで:COBE-SST2(1度格子) 1985年頃以降:MGDSST(0.25度格子) ・重複期間は複数ストリームにより並行作成
オゾン	1978年まで:気候値 1979年以降:MRI-CCM1(T42L68)	MRI-CCM2(TL159L64) ・新しいモデルを用いて全期間作成

<sup>1</sup> 原口 慶子

<sup>2</sup>

[https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/npdc/npdc\\_annual\\_report.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/npdc/npdc_annual_report.html)

較を示す。JRA-3Qには、例えば物理過程の大幅な改良により、放射収支、地表面顕熱・潜熱フラックス、降水分布等における系統誤差が縮小した気象庁の全球スペクトルモデル(Global Spectral Model:以降、GSM)が利用されている。

背景誤差分散については動的推定を行っていないが、非衛星期間である1972年以前及び旧世代の衛星観測システムを用いる1973年1月～1998年7月の期間については、背景値の誤差が増加することを

考慮するために、対数比湿以外の制御変数の背景誤差分散をそれぞれ50%及び11%増加させている。

積雪深解析については、JRA-55にあった不具合2点を改善した。1点目は、海岸部の積雪データの内挿処理の不具合により海岸付近の積雪深が非現実的な値となっていた不具合で、この点に対しては不具合の修正及び、再発防止のため積雪深解析値の上限値(5m)を設定した。2点目は、衛星積雪域に負バイアスがある領域(海岸付近等)で衛星積雪域が第一推定値として利用する場合、バイアス特性の異なる周辺地

第3.1-2表 JRA-55とJRA-3Qで用いた予報モデルの仕様  
令和2年数値予報開発センター年報より引用し、一部加工。

	JRA-55 2009年12月時点の 気象庁GSM	JRA-3Q 2018年12月時点の 気象庁GSM	改良の効果
長波放射	散光因子近似を用いた バンド射出率法	2方向吸収近似	・成層圏気温プロファイルの改善
雲放射	ランダムオーバーラップ (短波)	マキシマム・ランダムオーバーラップ(短波) 水雲粒光学特性の見直し 積雲上昇流域の雲量診断の導入	・放射収支の改善
エアロゾル	陸上型、海上型	硫酸塩、黒色炭素、有機炭素、海塩、 鉱塵	・放射収支の改善
積雲対流	Arakawa-Schubert スキーム	Arakawa-Schubert スキーム ・エネルギー収支補正方法の適正化 ・融解・蒸発過程の改良	・降水分布の改善 ・加熱プロファイルの改善
雲	Smith スキーム	Smith スキーム:雲水量計算法の改良 層積雲:発動条件に相対湿度の閾値を 追加 雲氷落下スキームの改良	・対流圏中層乾燥バイアスの緩和 ・過剰な層積雲を抑制 ・放射収支の改善
接地境界層	Monin-Obukhov 相似則 ・非反復解法	Monin-Obukhov 相似則 ・普遍関数法	・顕熱・潜熱の過剰バイアスの緩和
非地形性重力波抵抗	Rayleigh 摩擦(50hPa から上層)	Scinocca(2003)	・QBOの表現改善
陸面	生物圏モデル(SiB) ・温度1層、水分3層 ・雪1層	改良型 SiB ・土壌層7層(温度・水分共通) ・積雪4層(最大)	・地上気温の日変化の表現改善
海氷	1層海氷モデル 開水・海氷排他格子	4層海氷モデル 開水・海氷混在格子	・極域の低温バイアスが改善

域にまでこれが広がり、周辺地域の積雪深解析値が過大となる傾向が見られた不具合である。JRA-3Qではこの欠点を改善するために、第一推定値の作成において衛星積雪域の利用可否を判定する際にSYNOP積雪深観測も参照するよう変更した。

### 3.1.2 境界条件及び強制場

JRA-3Qでは、1990年代以降(ストリームA)、1960年代～1980年代(ストリームB)及び1940年代末～1950年代(ストリームC)の3つの期間に分けて計算を実施した。これは、主に再解析に利用する観測データの違いで分けており、またストリームCの期間はJRA-3Qで初めて再解析の対象とした。境界条件及び強制場については第3.1-1表も参照されたい。

#### (1) 海面水温及び海水

ストリームA期間については、西岸境界流付近の海面水温の急峻な水平勾配が大気境界層に与える影響をより適切に表現できるよう、衛星観測に基づいた0.25度解像度のMGDSST(Merged Satellite and In-situ Data Global Daily Sea Surface Temperature; 全球日別海面水温解析)を利用している。

ストリームB及びC期間については、海面水温の時間変動特性の表現向上のためのリコンストラクション手法、及び、品質の向上した海水データを用いた、現場観測に基づいた1度解像度のCOBE-SST2(Centennial in situ Observation-Based Estimates of the variability of sea surface temperature and marine meteorological variables - Sea Surface Temperature version2; 海面水温ならびに海上気象要素の客観解析データベース海面水温解析バージョン2)を利用する。

#### (2) オゾン

JRA-3Qでは全期間を通じ、下部成層圏のオゾン濃度ピークの過小バイアスが改善した気象研究所化学気候モデルバージョン2(Meteorological Research Institute Chemistry-Climate Model version 2; 以降、MRI-CCM2)を用いて作成されたオゾン再解析データを使用する。このオゾン再解析データの作成に際し、MRI-CCM2を駆動する気象場として1958年以降の

期間はJRA-55データを、1957年以前の期間はJRA-3Q予備実験データを利用する予定である(2021年3月時点)。衛星オゾン全量観測データのナッジングについては、Level2データを新たに取得して独自に均質化したものが1979年以降の期間に利用されているのに対し、1978年以前の期間は利用可能なデータが存在せず、ナッジングは行われていない。このため、1978年以前のオゾン再解析データについては1979年以降のデータに対して均質となるよう緯度・高度2次元スケーリングファクターを用いてオゾン混合比のバイアス補正を行っている。また、1hPaより上層のオゾン再解析値には過剰バイアスがあるため、1991～1997年のオゾン混合比平均値をSPARC(Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate; 成層圏対流圏過程とその気候における役割)で作成されているオゾン月別気候値に一致させる緯度・高度2次元スケーリングファクターを用いてバイアス補正を行っている。

### 3.1.3 観測データ

#### (1) ストリームA

第3.1-3表にストリームA期間で用いる観測データソースを示す。ストリームA期間の観測データは、JRA-55で整備した観測データセットを基本としつつ、再処理や再較正により均質性が向上した衛星データ等、JRA-55実施以降に新たに利用可能となった観測データセットを可能な限り収集して利用している。

衛星データについては、新しい観測システムである地上GNSSの天頂遅延量と高波長分解能赤外探査計の輝度温度を利用している。

#### (2) ストリームB及びC

第3.1-4表にストリームB及びストリームC期間で用いる観測データソースを示す。ストリームB期間の観測データは、JRA-55で整備した観測データセットを基本としつつ、再較正により均質性が向上した衛星データ等、JRA-55実施以降に新たに利用可能となった観測データセットを可能な限り収集して利用している。

ストリームC期間については、気象庁再解析では初めて対象とする期間であることから、同期間の本計算

実施に向けて次のデータソースから観測データの収集・整備を行った。

地上観測については、ハドレーセンター(英国気象局にある気候変動のための研究センター)から取得した。このデータセットは、NCEI(National Centers for Environmental Information;国立環境情報センター、以降 NCEI)の地上観測データセットから長期間観測を行っている地点のみを抽出し、品質管理が行われたものである。

海上観測については、包括的的海洋-大気データセット ICOADS リリース 3.0 から取得した船舶及びブイによる海上気象観測データを利用した。加えて、NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration; 米国大気海洋庁、以降 NOAA) / CIRES(Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences;環境科学共同研究所)の20世紀再解析等の入力データとして利用されている地表面気圧観測データバンク(The International Surface Pressure Databank; ISPD)バージョン 4 も取得した。

高層観測については、NCEI が収集・整備を行っている全球ラジオゾンデアーカイブ(Integrated Global Radiosonde Archive。以降、IGRA)バージョン 2 から取得した。加えて、国際地球観測年(1957~1958年)以前の期間の高層観測データのデータレスキューによりデジタル化されたデータを収録した CHUAN バージョン 1.7 から、IGRA バージョン 2 と重複のない国内地点のみを利用した。これらのデータセットに収録されている国内観測地点数は、特にストリーム C 前半において非常に少ないことから、気象研究所で観測原簿からデジタル化された地上観測データ及び館野のラジオゾンデ観測データを追加した。また、利根川・荒川決壊で東京など関東平野に大きな被害をもたらしたことで知られるカスリーン台風(1947年9月)について、本事例の調査・研究に資するよう解析精度向上を図るため、前後の期間(1947年7月~10月)の国内ラジオゾンデ観測を高層月報からデジタル化して追加した。

### (3) 全期間

熱帯低気圧ボーガスについては、JRA-55 と異なり、気象庁の台風ボーガス作成手法を用いて全領域で熱帯低気圧ボーガスを自主作成し利用している。これ

により、JRA-55 で見られた熱帯低気圧強度の不自然な長期変化が解消される。熱帯低気圧ボーガス作成に用いるベストトラックデータについては、1951年以降の北西太平洋領域は気象庁データ、それ以外の期間・領域は NOAA/NCEI のデータを利用している。気象庁の台風ボーガス作成手法ではベストトラックの中心位置、中心気圧、 $15\text{ms}^{-1}$  強風半径を利用するが、このうち強風半径についてはベストトラック作成機関により特性が顕著に異なる。このため、強風半径を用いるのは気象庁データのみとし、他機関データでは気象庁データから作成した回帰式を用いて中心気圧から算出した強風半径推定値を用いている。

また、JRA-3Q では JRA-55 と同様、地上気圧観測データの同化により対流圏下層高気圧性インクリメント-乾燥化フィードバックが生じることを避けるため、アマゾン川流域の地上気圧観測データを完全に排除し、更に同様の理由によりアフリカ大陸熱帯域でも地上気圧観測データも完全に排除している。

### 3.1.4 品質評価

令和3年数値予報開発センター年報執筆時点(2021年12月)では、JRA-3Q のストリーム A 期間の本計算が完了、ストリーム B 期間及びストリーム C 期間の本計算を実施中である。そのため、ここでは一部期間のデータに抜けがある品質評価の資料を示す。

#### (1) 2日予報スコア

北半球及び南半球の中・高緯度 500hPa 高度 2 日予報と熱帯域対流圏上層及び下層の風ベクトル 2 日予報で、JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの二乗平均平方根(RMS)誤差を示す(第 3.1-1 図、第 3.1-2 図)。JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 の順にスコアが良く、データ同化システムの着実な性能向上、及び再処理衛星データの取得・利用等による観測データの拡充・品質向上の効果が認められる。他方、前衛星期間(1972年以前)の南半球中・高緯度及び熱帯においては、JRA-55 と同様に観測システムの拡充に反して予報スコアが徐々に悪化する傾向が見られており、この期間は依然として課題があることが示唆される。

## (2) ラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度

第 3.1-3 図で、JRA-3Q、JRA-55 及び JRA-25 で使用したラジオゾンデ気温観測について、30、250、500、850hPa における対背景値 D 値(観測値-背景値)の全球平均及び RMS の時系列の比較を示す。JRA-3Q では、JRA-55 で見られた対流圏上層の高温バイアスが大幅に解消しているほか(第 3.1-3 図(c))、対流圏下層の低温バイアスが緩和していることが分かる(第 3.1-3 図(g))。成層圏においては、JRA-3Q では特に大規模火山噴火後の 1982 年(エルチチョン火山)や 1991 年(ピナツポ火山)に D 値平均値の増大(第 3.1-3 図(a))などが見られる。要因としては、JRA-3Q では現在の充実した観測システムに対して最適化された水平相関距離が短い背景誤差共分散を利用しているため、観測データの少ない過去期間においてモデルバイアスを十分に拘束できない場合があると推測される。1940 年代は D 値平均値・RMS ともに大きい、この期間の観測データ数が非常に少なく、特に高層観測が北半球の一部地域しか存在しないことにより、背景値の精度が低いことに加え、統計的ばらつきが大きいことも要因の一つと考えられる。

## (3) 対流圏下層から下部成層圏の全球平均気温時系列

第 3.1-4 図で、対流圏下層から下部成層圏までの 4 層の気温偏差を 82.5°N-82.5°S の領域で平均したものについて、JRA-3Q の月別時系列と、JRA-25、JRA-55 及び独立な観測データセットのものとの比較を示す。独立な観測データセットとして、ここではハドレーセンターのラジオゾンデ気温プロダクト(Hadley Centre's radiosonde temperature product;以降、HadAT2)とリモートセンシングシステム(Remote Sensing System;以降、RSS)の MSU(Microwave Sounding Unit;マイクロ波探査計)及び AMSU(Advanced Microwave Sounding Unit;改良型マイクロ波探査計)のマイクロ波探査計気温データのバージョン 4.0(以降、RSS V4.0)を用いる。JRA-3Q の全球平均気温では、(2)で述べた要因により、大規模火山噴火後の成層圏の昇温量が小さい傾向はあるが、その他の点では、HadAT2 や RSS V4.0 と非常によく似た変動が再現されている。特に、JRA-55

では過小だった下部成層圏気温の下降トレンドが JRA-3Q では HadAT2 とほぼ同等になっている(第 3.1-4 図(a))。その要因としては、JRA-55 では 1978 年以前のオゾンデータが月別気候値であったのに対し、JRA-3Q では全期間について MRI-CCM2 により作成されたオゾン再解析データを利用していることなどが考えられる。

## (4) 熱帯低気圧

第 3.1-5 図で JRA-3Q、JRA-55 及び ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts;欧州中期予報センター)の第 5 世代の気象再解析(ECMWF Reanalysis 5th Generation;以降、ERA5)における領域別の熱帯低気圧検出率の比較を示す。JRA-3Q では、3.1.3 で述べた熱帯低気圧ボーガス作成手法に変更したことにより、2010 年代初めまでは概ね 90%以上の検出率を維持しており、熱帯低気圧解析の一貫性が大幅に改善した。

しかしながら、2013 年以降の期間については、北西太平洋以外の領域で検出率の急落が見られる。JRA-3Q では熱帯低気圧ボーガス作成の入力データとして、2012 年までは第 3.1-3 表、第 3.1-4 表の通りのベストトラック・データベースを利用している。2013 年以降については、国際民間航空機関に指名された熱帯低気圧アドバイザリーセンターから受信した熱帯低気圧電文を利用している。この熱帯低気圧電文が、電文時刻・形式が想定外のものになっていたことや電文が未受信であったことにより、JRA-3Q で利用されない期間があったため、熱帯低気圧解析の品質が低下した。この改善のため、2013 年以降の期間について再計算を実施する予定である。

### 3.1.5 まとめ

JRA-3Q では、現業全球数値解析予報システム及び海面水温解析の開発成果や、国内外の気象機関等によるデータレスキュー、衛星運用機関による衛星データの再処理による過去の観測データ拡充の成果等を活用したことにより、JRA-55 から更にプロダクトの品質が向上していることが示された。他方で、大規模火山噴火後の成層圏の昇温量が小さい傾向や、1970 年代以前の対流圏中層のラジオゾンデ気温観

測との整合性が JRA-55 と比べて若干改悪しているといった問題点も明らかになった。

熱帯低気圧解析は、気象庁の台風ボーガス作成手法を用いて全領域で熱帯低気圧ボーガスを自主作成し利用することにより、JRA-55 と比べて熱帯低気圧解析の一貫性が大幅に改善した。しかし、2013 年以降の期間については、熱帯低気圧ボーガス作成処理の不備により、熱帯低気圧検出率が急落していることが判明したため、同期間の再計算が実施される予定である。

### 参考文献

- 気象庁, 2021: 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗. 数値予報開発センター年報(令和2年), 気象庁 数値予報開発センター, 115-124.
- 気象庁, 2022: 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗. 数値予報開発センター年報(令和3年), 気象庁 数値予報開発センター, 133-138.



第 3.1-3 表 ストリーム A 期間に用いる観測データソース

令和 2 年数値予報開発センター年報より引用し、一部加工。無地のセルで示された観測データは JRA-55 以降に追加、又は再較正・再処理されたもの、陰影のセルで示された観測データは JRA-55 で用いたものと同じものである。

データ提供元	データ種別、及びデータ提供元による識別名	期間
従来型データ		
ECMWF		～2002 年 8 月
気象庁	GAME 及び SCSMEX	ストリーム A 全期間 1998 年 4 月～1998 年 10 月
山中大学氏	ラジオゾンデ(インドネシア)	1991 年 11 月～1999 年 5 月
RIHMI	積雪深(ロシア)	～2008 年 12 月
UCAR	積雪深(米国)	～2011 年 8 月
中国地面気象記録月報	積雪深(中国)	～2006 年 12 月
IMH	積雪深(モンゴル)	～2007 年 12 月
熱帯低気圧ベストトラック		
NOAA/NCEI	IBTrACS v03r05	～2012 年 12 月
気象庁		ストリーム A 全期間
地上 GNSS 天頂遅延量		
気象研究所小司禎教室長	再処理地上 GNSS 天頂遅延量	1995 年 1 月～2014 年 8 月
気象庁		2014 年 9 月～
衛星輝度温度		
ECMWF	HIRS 及び SSU AMSU-A	～2001 年 12 月 1998 年 8 月～2003 年 5 月
NOAA/NCDC	SSM/I	～2004 年 12 月
NOAA/NCEI	MSU CDR V1.0	～2006 年 12 月
NOAA/CLASS	AMSU-A	1998 年 8 月～2012 年 12 月
	SSM/I	～2012 年 12 月
気象庁	AIRS, IASI, CrIS	2008 年 7 月～
	AMSU-A 及び MHS	2003 年 6 月～
	SSM/I, SSMIS, AMSR2	2006 年 3 月～
	GMI	2017 年 5 月～
	ATMS	2016 年 11 月～
	SAPHIR	2014 年 7 月～
	CSR	2005 年 6 月～
気象庁気象衛星センター	GMS-5、GOES 9、MTSAT-1R 再処理 CSR	1995 年 7 月～2009 年 12 月
宇宙航空研究開発機構	再較正 TMI V05A (8 相当)	1998 年 2 月～2015 年 4 月
	再較正 AMSR-E V4.400.400	2002 年 6 月～2011 年 10 月
	再較正 AMSR2 V2.220.220	2012 年 7 月～2016 年 8 月
	再較正 GMI V05A	2014 年 3 月～2017 年 5 月

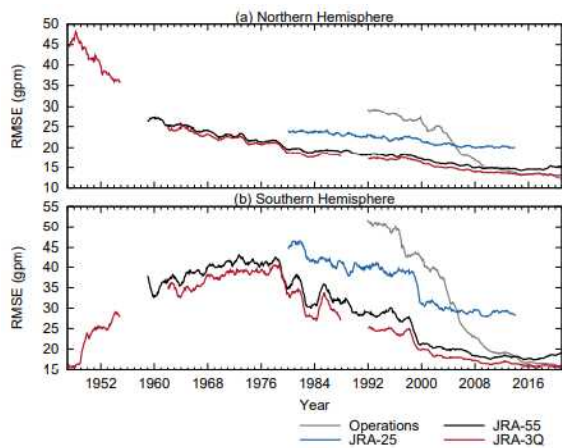
第 3.1-3 表 続き

データ提供元	データ種別、及びデータ提供元による識別名	期間
衛星輝度温度		
EUMETSAT	SSM/T-2, AMSU-B, MHS FCDR v4.1	1994 年 7 月～2017 年 12 月
	Meteosat CSR	2001 年 1 月～2009 年 8 月
EUMETSAT CM SAF	SSM/I, SSMIS FCDR E3	～2015 年 12 月
AMV		
EUMETSAT	再処理 Meteosat-3～-7	～2000 年 12 月
	Meteosat-5～-7	2001 年 1 月～2001 年 2 月
気象庁	Meteosat, GOES, Himawari	2001 年 1 月～
	AVHRR, MODIS	2004 年 6 月～
気象庁気象衛星センター	再処理 GMS-4	～1995 年 6 月
	再処理 GMS-5, GOES 9, MTSAT	1995 年 6 月～2015 年 7 月
ECMWF	GOES	～1996 年 1 月
CIMSS	再処理 GOES	1995 年 1 月～2015 年 7 月
散乱計海上風		
EUMETSAT OSI SAF	ERS/AMI CDR	1992 年 3 月～2001 年 1 月
	QuikSCAT/SeaWinds CDR	1997 年 7 月～2009 年 11 月
	Metop-A/ASCAT CDR	2007 年 1 月～2014 年 3 月
気象庁	Metop/ASCAT	2014 年 4 月～
GNSS-RO 屈折角		
EUMETSAT ROM SAF	CHAMP CDR v1.0	2001 年 9 月～2008 年 9 月
	COSMIC CDR v1.0	2006 年 4 月～2016 年 12 月
	Metop CDR v1.0	2006 年 10 月～2016 年 12 月
	Metop ICDR	2017 年 1 月～2017 年 7 月
	GRACE CDR v1.0	2007 年 2 月～2016 年 12 月
気象庁	COSMIC, Metop, GRACE, TerraSAR-X, TanDEM-X	2017 年 1 月～

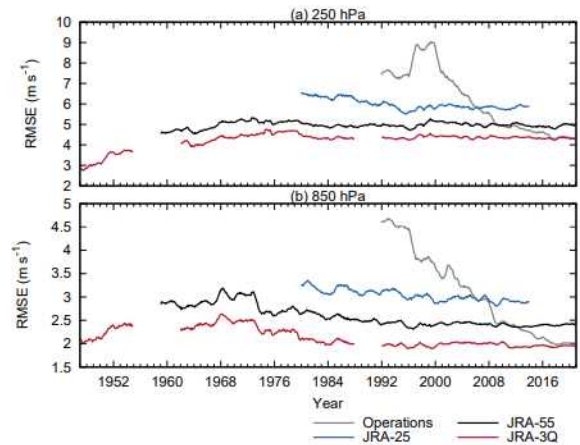
第 3.1-4 表 ストリーム B 及びストリーム C 期間に用いる観測データソース

令和 3 年数値予報開発センター年報より引用し、一部加工。無地のセルで示された観測データは JRA-55 で用いたものから新たに追加、又は再較正・再処理されたもの、陰影のセルで示された観測データは JRA-55 で用いたものと同じものである。

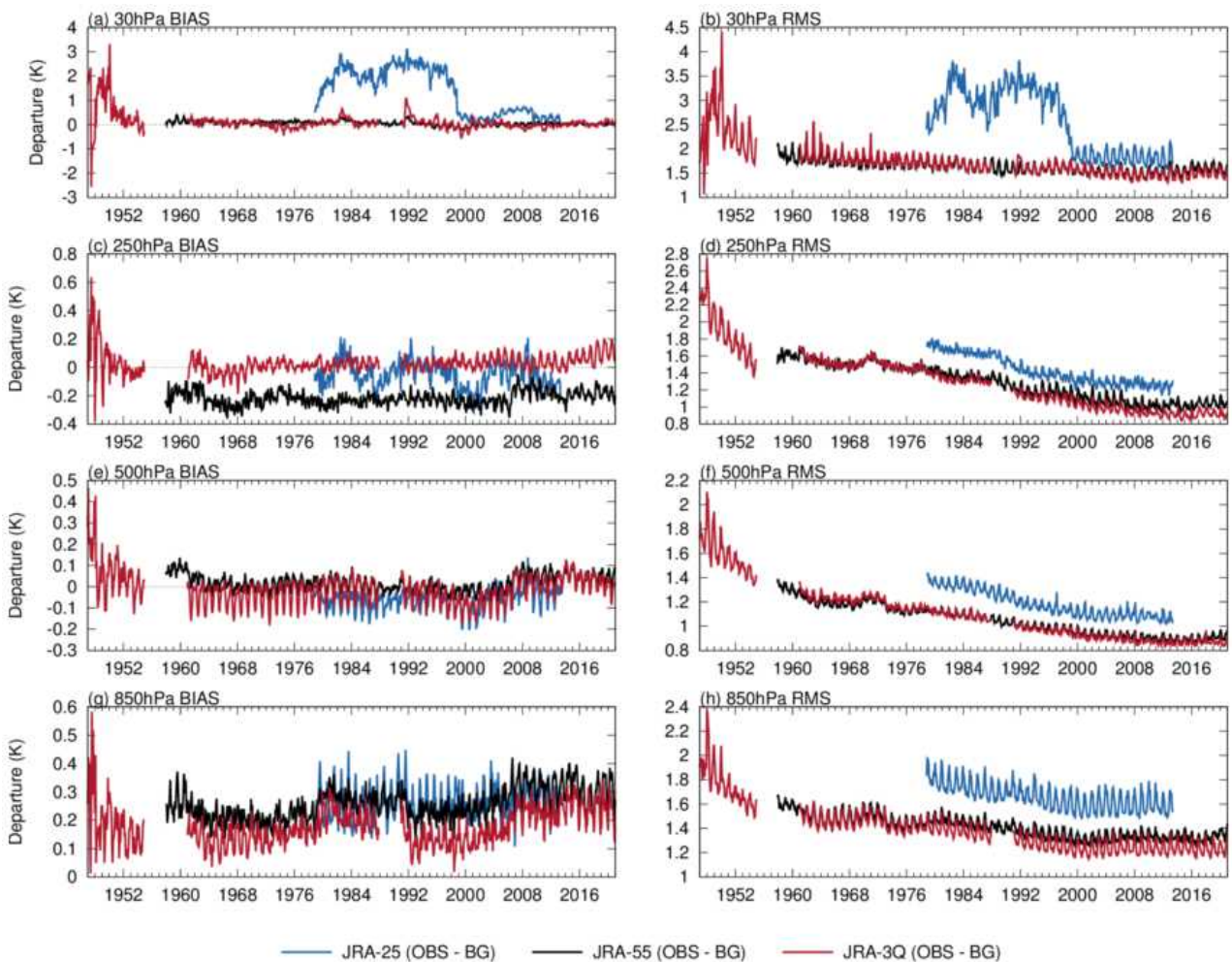
データ提供元	データ種別、及びデータ提供元による識別名	期間
従来型データ		
NOAA/NCEI	ICOADSR3.0	～1957 年 12 月
	IGRA V2	～1957 年 12 月
NOAA/CIRES	ISPD V4	～1957 年 12 月
ハドレーセンター	HadISD v3.1.0.201911p	～1957 年 12 月
NCAR	CHUAN V1.7(国内地点のみ利用)	～1957 年 12 月
	積雪深(米国)	1957 年 11 月～
ECMWF		1958 年 1 月～
気象庁		1961 年 1 月～
	ラジオゾンデ(国内地点)	1947 年 7 月～10 月
	ドロップゾンデ(伊勢湾台風周辺)	1959 年 9 月 21 日～26 日
気象研究所石井正好氏	地上観測(稚内、札幌、函館、新潟、東京、神戸、潮岬、福岡、鹿児島)	～1957 年 12 月
気象研究所釜堀弘隆氏	ラジオゾンデ(館野)	～1949 年 12 月
RIHMI	積雪深(ロシア)	1950 年 1 月～
中国地面気象記録月報	積雪深(中国)	1971 年 1 月～
IMH	積雪深(モンゴル)	1975 年 1 月～
熱帯低気圧ベストトラック		
NOAA/NCEI	IBTrACS v03r05	ストリーム C 及び B 全期間
気象庁		1951 年 2 月～
衛星輝度温度		
ECMWF	VTPR	1973 年 1 月～1979 年 2 月
	HIRS 及び SSU	1978 年 11 月～
NOAA/NCDC	SSM/I	1987 年 6 月～
NOAA/NCEI	MSU CDR V1.0	1978 年 11 月～
NOAA/CLASS	SSM/I	1987 年 7 月～
EUMETSAT CM SAF	SSM/I FCDR E3	1987 年 7 月～
AMV		
ECMWF	Meteosat, GMS, GOES	1979 年 1 月～
気象庁気象衛星センター	再処理 GMS	1979 年 1 月～1979 年 11 月
	再処理 GMS-3～-4	1987 年 3 月～
EUMETSAT	再処理 Meteosat-2～-4	1982 年 5 月～



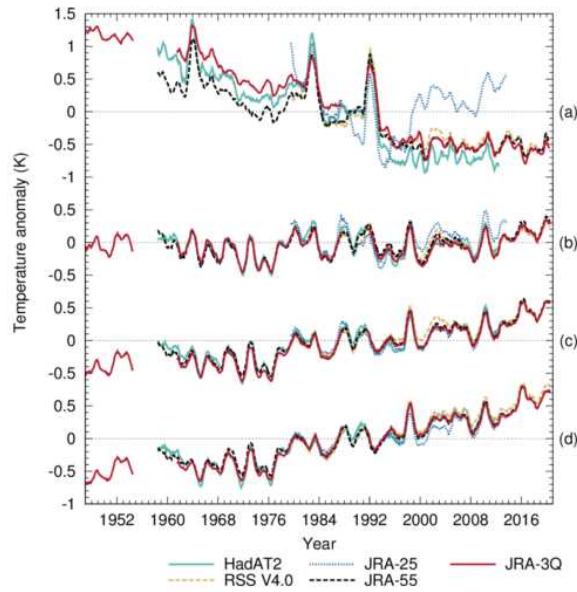
第 3.1-1 図 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差  
 検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度、(b) 南半球中・高緯度。令和 3 年数値予報開発センター年報より引用。



第 3.1-2 図 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの熱帯域風ベクトル 2 日予報 RMS 誤差  
 検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a)250hPa、(b)850hPa。令和 3 年数値予報開発センター年報より引用。

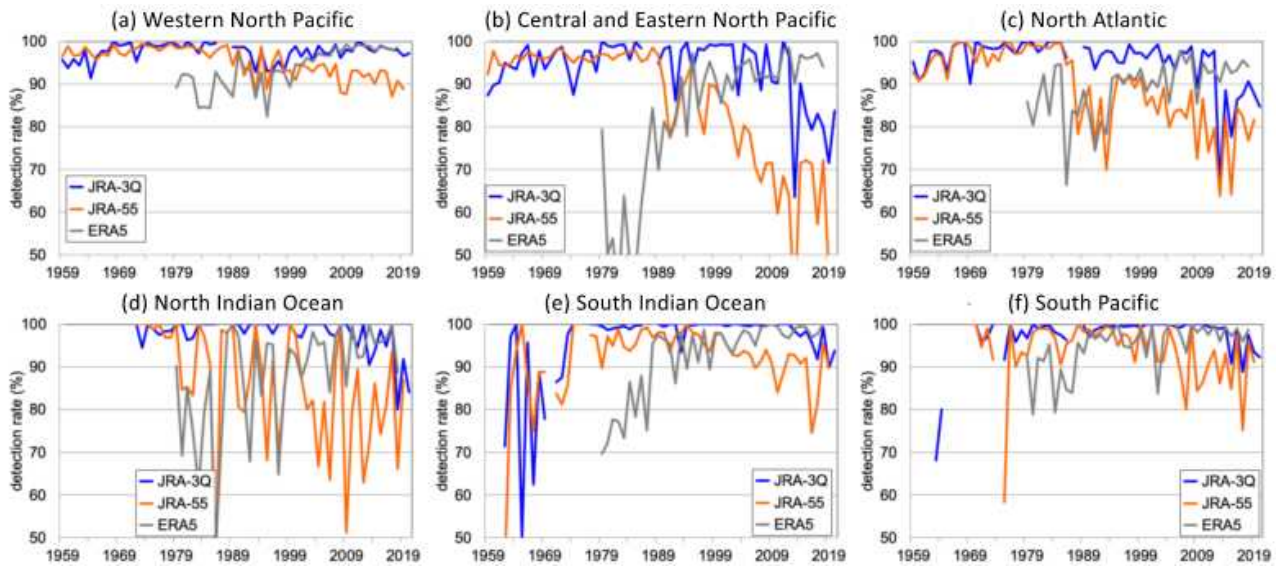


第 3.1-3 図 JRA-25、JRA-55 及び JRA-3Q で使用したラジオゾンデ気温観測対背景値 D 値の全球平均、及び RMS の時系列  
 令和 3 年数値予報開発センター年報より引用。



第 3.1-4 図 (a)下部成層圏、(b)対流圏上層、(c)対流圏中層、(d)対流圏下層の気温偏差の 82.5° N~82.5° S の領域平均の 12 か月移動平均値の時系列

RSSV4.0 の時系列は MSU チャンネル 4、3、2 の観測値とその対流圏下層への外挿値であるのに対し、HadAT2、JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 の時系列は気温から計算した MSU 等価量である。偏差は JRA-3Q を除きそれぞれのデータセットの 1979~1998 年の期間の月気候値に対して計算されている。JRA-3Q の偏差については JRA-55 の月気候値に対して計算されている。令和 3 年数値予報開発センター年報より引用。



第 3.1-5 図 (a)北西太平洋、(b)中部北太平洋及び北東太平洋、(c)北大西洋、(d)北インド洋、(e)南インド洋、(f)南太平洋における JRA-3Q、JRA-55 及び ERA5 の熱帯低気圧検出率(気象研究所釜堀弘隆氏提供)

令和 3 年数値予報開発センター年報より引用。

## 3.2 JRA-3Q で見た循環場の主な特徴<sup>1</sup>

### 3.2.1 はじめに

気象庁では、2023年5月から、気候系監視速報などの気候系監視に用いる大気循環場のデータセットの解析値を、JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) から JRA-3Q (気象庁, 2021; 気象庁, 2022) へ変更する予定である。このデータセットの変更に先立ち、JRA-3Q を用いた気候系監視・診断に資する調査として、JRA-3Q の全期間(1947年9月以降)の累年値及び統計期間を 1991～2020 年とする平年値の特徴について調査した。

本節では、主に気候系監視速報等で着目する大気的主要要素を中心に、JRA-3Q における各季節での平年値の特徴や JRA-55 との比較を行った結果、及び JRA-3Q の解析期間での統計解析に基づく主要な大気変動の特徴について述べる。

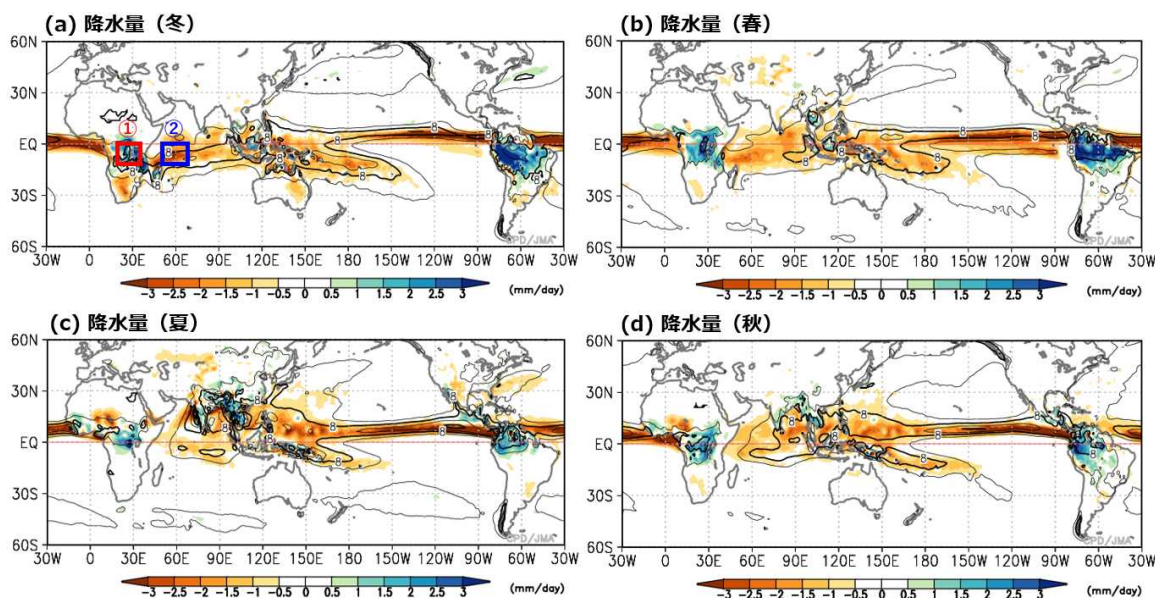
### 3.2.2 JRA-3Q と JRA-55 の平年値の比較

本項では、各季節(北半球冬(12～2月)、春(3～5月)、夏(6～8月)及び秋(9～11月))における JRA-

3Q の平年値を JRA-55 の平年値と比較した結果を示す。ここでは特に断りがない限り、両平年値の差を平年値期間での JRA-55 の標準偏差で規格化した大きさ(図は省略)が概ね 0.4 を上回る領域を、差が大きい領域とみなし、その領域に着目して述べる。なお、特定の領域で平均した降水量を比較するために、GPCP version 2.3 (Adler et al., 2018) や CMAP (Xie and Arkin, 1997) も利用した。

### ○熱帯域の降水量

初めに、熱帯域での対流活動の特徴を比較するために、降水量の平年値を見ると(第3.2-1図)、JRA-3Q ではどの季節においても JRA-55 と比べて熱帯域の海上で減少し、JRA-55 における降水量の過剰バイアスが軽減されている。一方、南米のアマゾン付近やアフリカの赤道域では降水量が増加している(第3.2-1図(a～d))。季節別に見ると、夏及び秋にはインド～インドシナ半島付近でも降水量が増加している(第3.2-1図(c)と(d))。

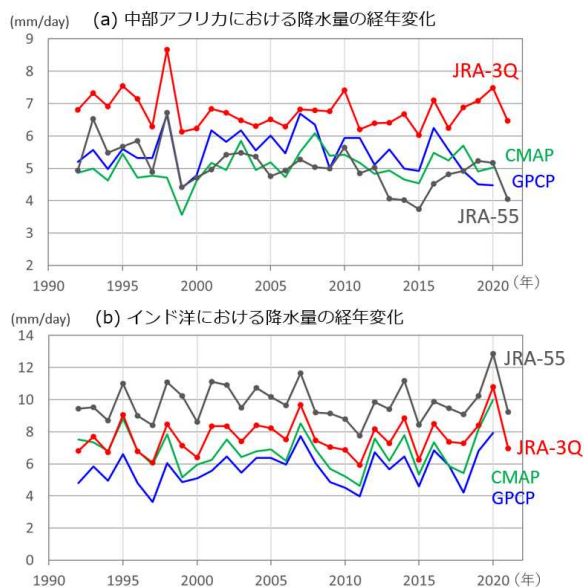


第 3.2-1 図 熱帯域における降水量平年値の差(JRA-3Q-JRA-55)

(a)は冬(12～2月)、(b)は春(3～5月)、(c)は夏(6～8月)、(d)は秋(9～11月)。単位は mm/day。等値線は JRA-3Q 平年値、陰影は平年値の差を表す。(a)の①は中部アフリカ(10°S-赤道、20°-35°E)、②はインド洋西部(10°S-赤道、50°-70°E)の領域を、それぞれ示す。

<sup>1</sup> 竹村 和人、佐藤 均、佐藤 大卓(現 沖縄気象台)

JRA-3Qの降水量がJRA-55と比べて増加した中部アフリカ(10°S-赤道、20°-35°E; 第3.2-1図(a)の①)と、減少したインド洋西部(10°S-赤道、50°-70°E; 第3.2-1図(a)の②)における、12~2月平均降水量の経年変化を第3.2-2図に示す。中部アフリカ(第3.2-2図(a))では、JRA-3Qの降水量(赤線)がJRA-55(黒線)と比べて平均的に増加しており、GPCP version 2.3(青線)やCMAP(緑線)と比べても多い傾向が見られる。一方、JRA-3QとJRA-55における降水量の年々変動の特徴は類似している。なお、JRA-55で見られた降水量の減少トレンドは、JRA-3Qでは見られない。インド洋西部(第3.2-2図(b))では、JRA-3Qの降水量(赤線)がJRA-55(黒線)と比べて減少し、降水量の過剰バイアスが軽減されている。また、両者の降水量の年々変動の特徴は類似しており、GPCP(青線)やCMAP(緑線)の年々変動の特徴ともよく対応している。インド洋での降水量は、熱帯季節内振動とも密接に関わるため、これらの領域における降水量の不自然な減少トレンドの解消やバイアスの軽減は、季節内振動の監視の高度化にも繋がることと期待される。



第3.2-2図 冬(12~2月)平均降水量の経年変化(1991/92~2020/21年)  
 (a)は中部アフリカ(10°S-赤道、20°-35°E)、(b)はインド洋西部(10°S-赤道、50°-70°E)での領域平均値を表す。赤線はJRA-3Q、黒線はJRA-55、青線はGPCP、緑線はCMAPを示す。横軸は中心の月(1月)の年を表す。

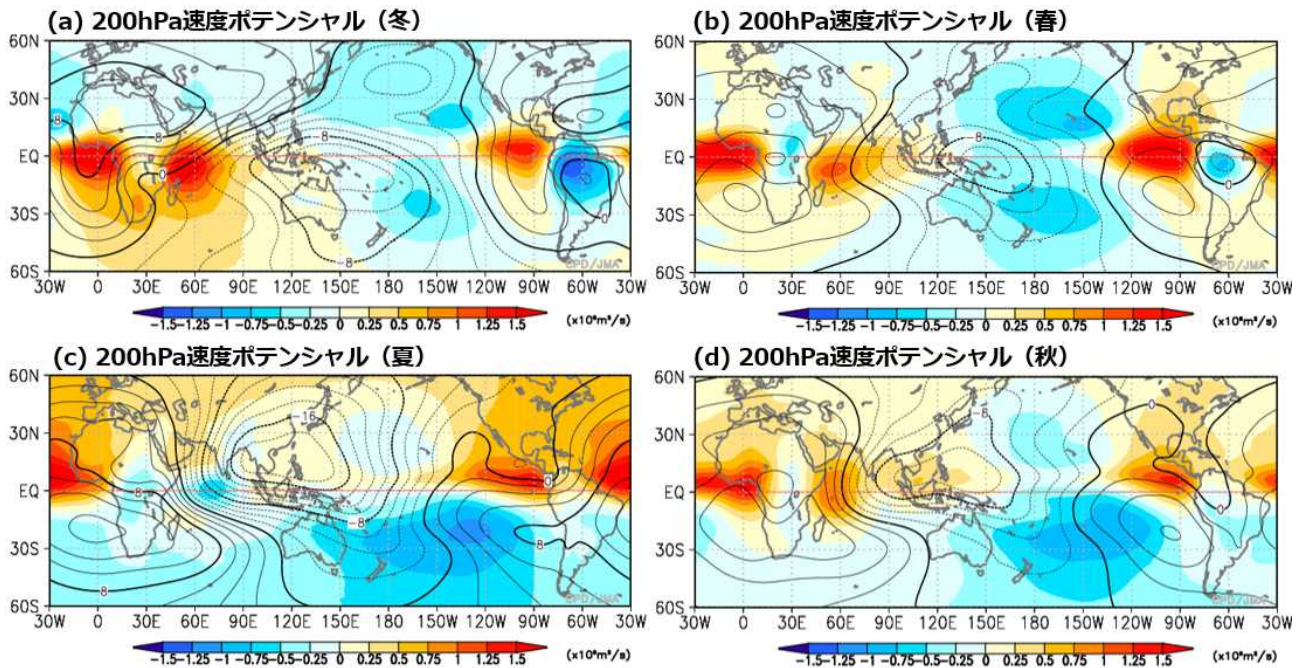
### ○熱帯域の対流圏上層の大規模収束発散場

対流圏上層での大規模収束発散場の特徴を比較するために、200hPa速度ポテンシャルの平年値を第3.2-3図に示す。JRA-55と比べてJRA-3Qでは、大西洋や太平洋東部の赤道域で収束が強化、アフリカの赤道域では収束が弱体化、南米北部では発散が強化する傾向が、どの季節にもほぼ共通して見られる(第3.2-3図(a~d))。これらの変化傾向は、降水量の変化傾向(第3.2-1図)と対応している。季節別に見ると、インド洋西部の赤道域では、冬・春・秋には発散が弱化する傾向が見られる一方(第3.2-3図(a),(b),(d))、夏には発散が強化する傾向が見られる(第3.2-3図(c))。夏から秋にかけてのインド洋における対流圏上層の収束発散場は、大気の遠隔影響を通して日本付近の天候とも密接に関わるため、JRA-3Qにおけるバイアスの軽減(第3.2-2図(b)も参照)は、気候監視において重要となる。

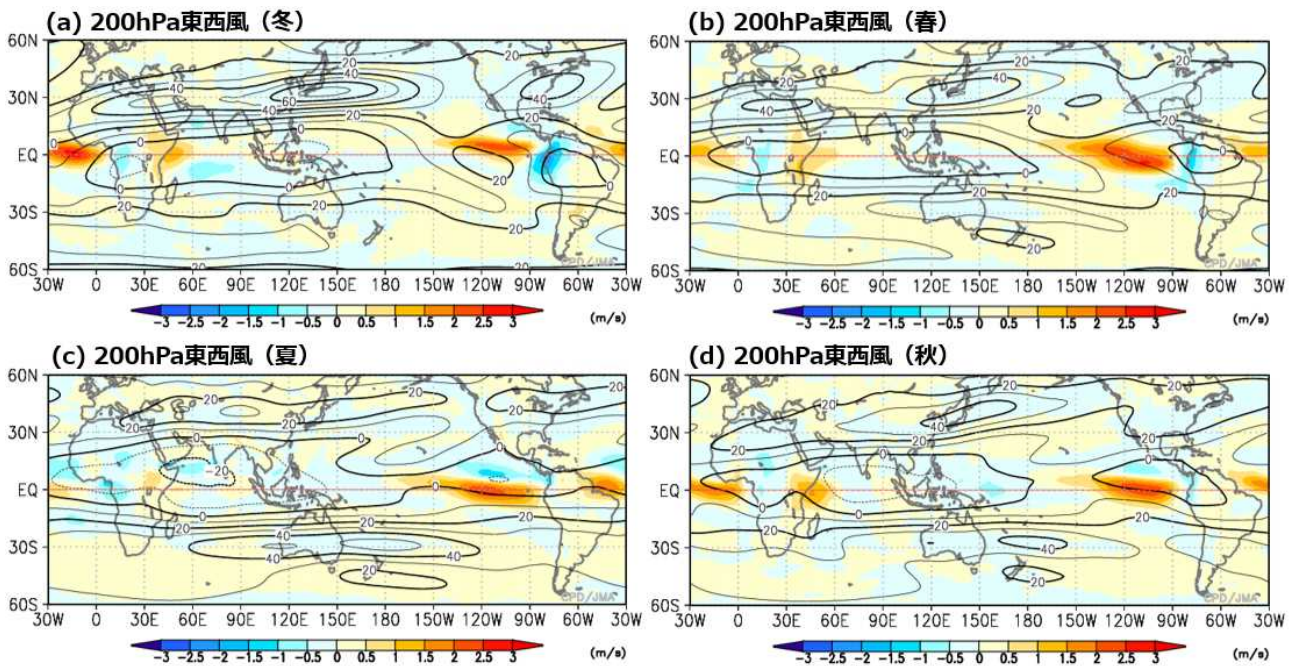
### ○熱帯域の対流圏上層の循環

対流圏上層での東西風の特徴を比較するために、200hPa東西風の平年値を第3.2-4図に示す。どの季節においても太平洋~大西洋~アフリカ付近の赤道域を中心に、西風及び東風の変化傾向を示す領域が東西に並んで見られ、太平洋東部、大西洋、アフリカ東部~インド洋西部では変化としては西風強化、南米西岸付近、アフリカ西部では東風が強化している。赤道域におけるこれらの東西風の変化傾向は、降水量(第3.2-1図)や対流圏上層での大規模収束発散場(第3.2-2図)の変化と対応している。

さらに、第3.2-5図に示した200hPa流線関数の平年値を比較すると、第3.2-4図で示した東西風の変化傾向が見られる領域で、赤道を挟んだ南北半球対の変化傾向が見られ、特に春・夏・秋には太平洋東部で南北半球対の低気圧性循環の変化傾向が明瞭である(第3.2-5図(c)と(d))。この赤道を挟んだ南北半球対の流線関数の変化もまた、赤道域での降水量や対流圏上層での大規模収束発散の変化と対応している。

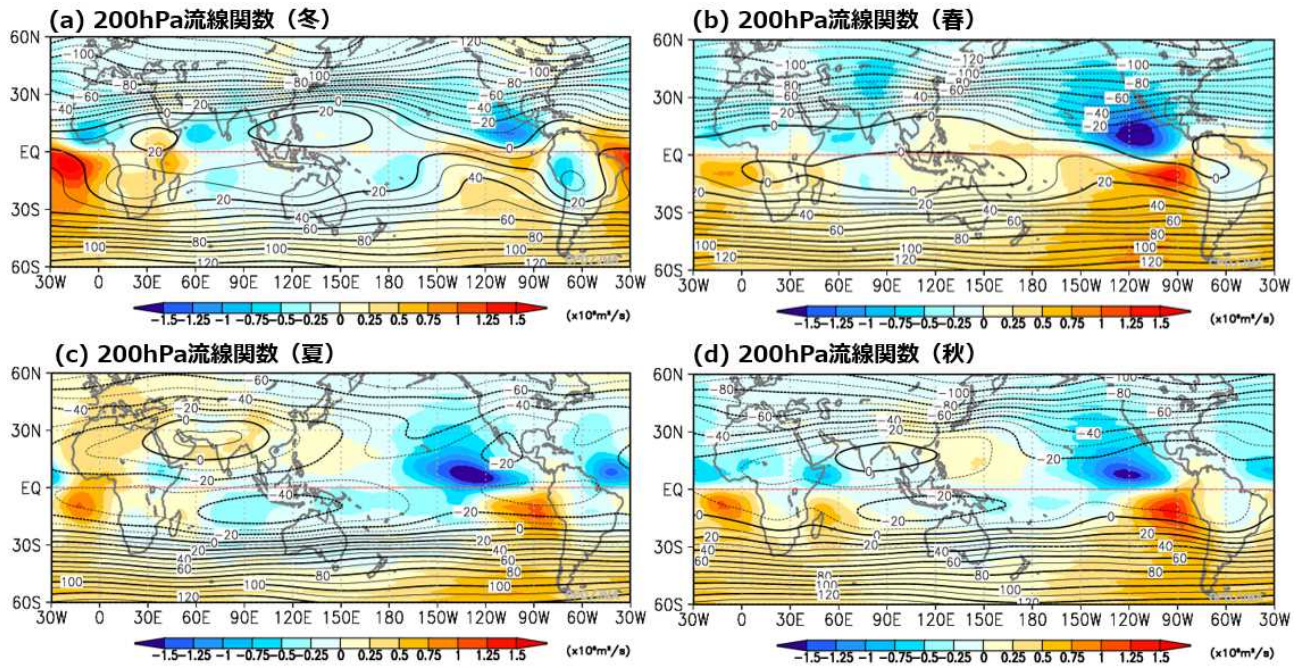


第 3.2-3 図 熱帯域における 200hPa 速度ポテンシャル平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
 図の見方は第 3.2-1 図と同じ。ただし、単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

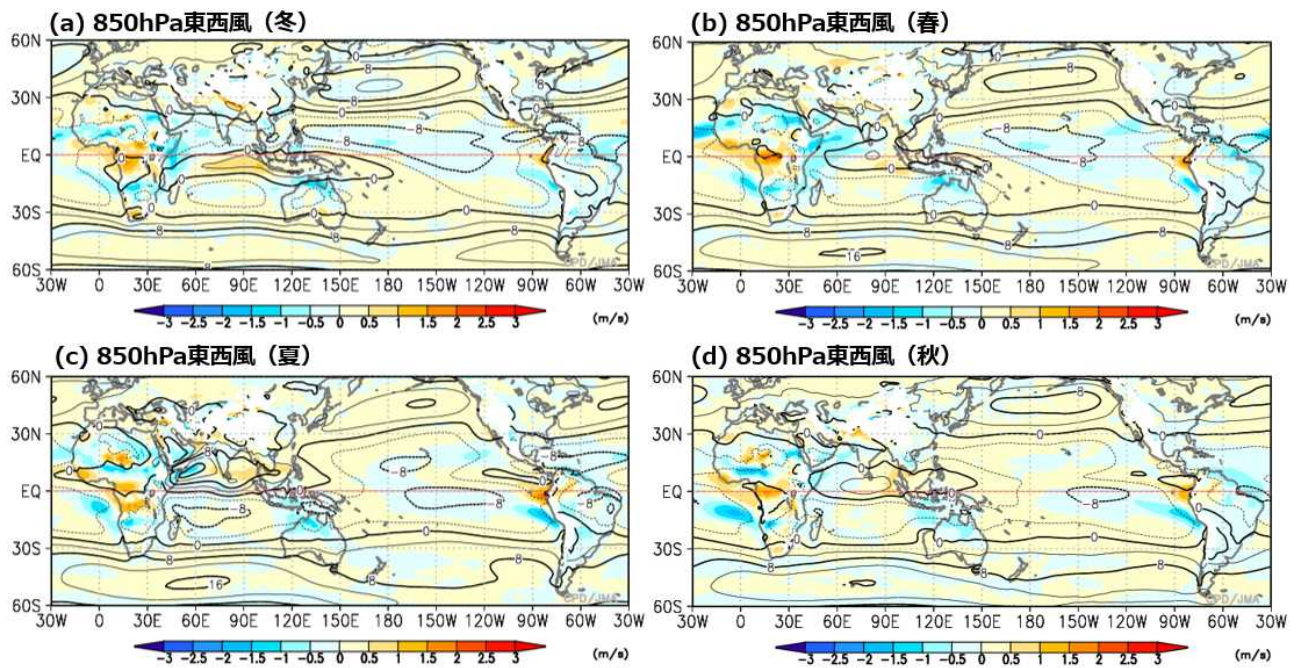


第 3.2-4 図 熱帯域における 200hPa 東西風平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
 図の見方は第 3.2-1 図と同じ。ただし、単位は  $\text{m/s}$ 。

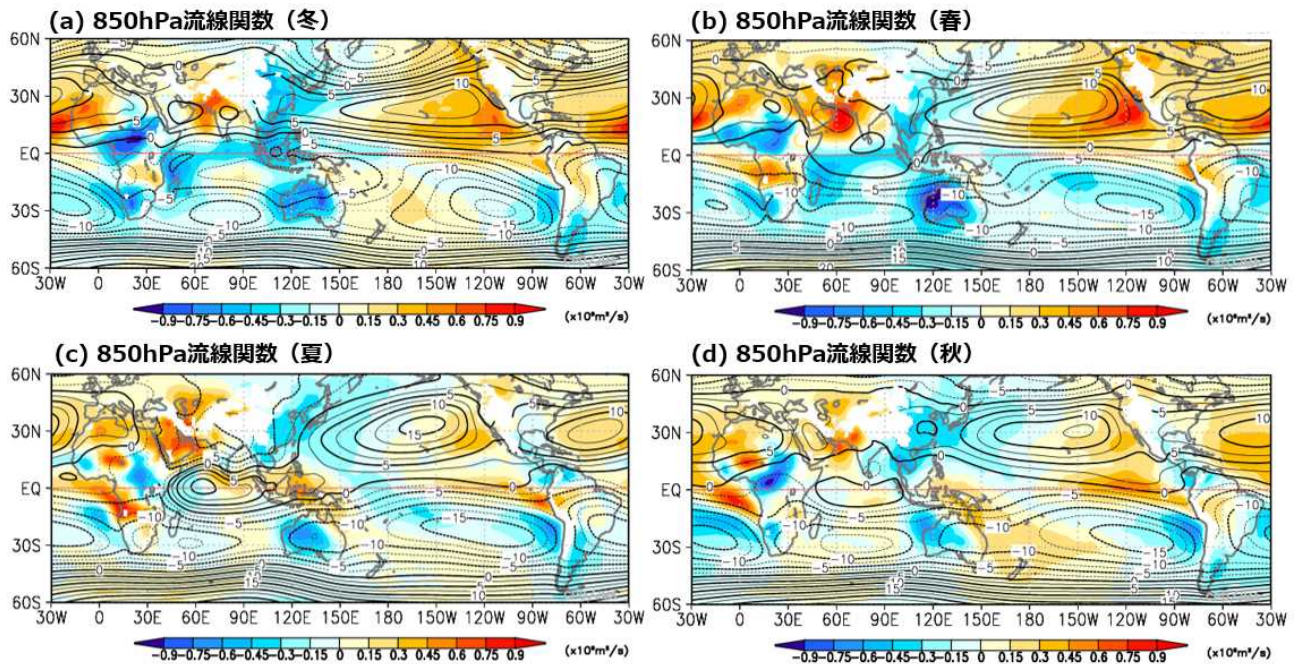




第 3.2-5 図 熱帯域における 200hPa 流線関数 平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
 図の見方は第 3.2-1 図と同じ。ただし、単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。



第 3.2-6 図 熱帯域における 850hPa 東西風 平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
 図の見方は第 3.2-1 図と同じ。ただし、単位は  $\text{m/s}$ 。



第 3.2-7 図 熱帯域における 850hPa 流線関数年平均値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-1 図と同じ。ただし、単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

#### ○熱帯域の対流圏下層の循環

対流圏下層での東西風の特徴を比較するために、850hPa 東西風の年平均値を第 3.2-6 図に示す。赤道域では、200hPa 東西風(第 3.2-4 図)とは逆符号の変化傾向が見られ、赤道域では南米西岸付近、アフリカ、インド洋東部で西風が強まる傾向、太平洋中部、大西洋西部、インド洋西部では東風が強まる傾向が明瞭となっている。これらの特徴は、降水量(第 3.2-1 図)や対流圏上層での大規模収束発散場(第 3.2-3 図)の変化と対応している。

さらに、第 3.2-7 図に示した 850hPa 流線関数の年平均値を比較すると、第 3.2-6 図で示した東西風の変化傾向が見られる領域で、赤道を挟んだ南北半球対の変化傾向が見られ、太平洋中・東部や大西洋で南北半球対の高気圧性循環、冬にはインド洋東部で南北半球対の低気圧性循環の変化傾向が明瞭である(第 3.2-7 図(a))。この赤道を挟んだ南北半球対の流線関数の変化もまた、赤道域での降水量や対流圏上層での大規模収束発散の変化と対応している。

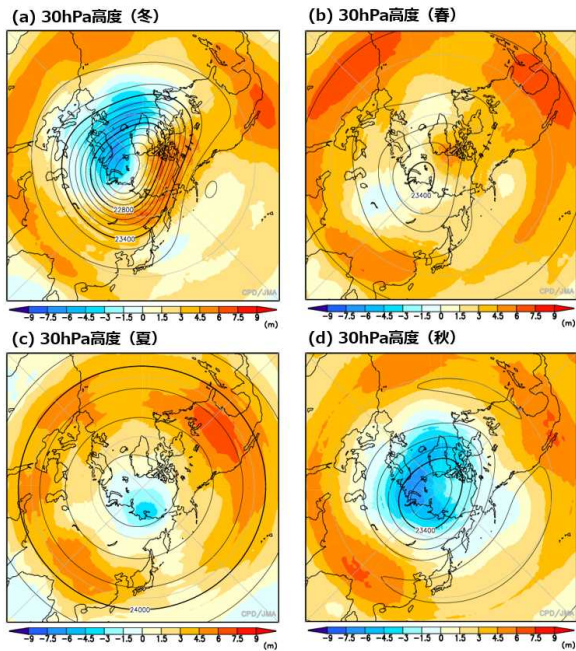
#### ○北半球の循環

北半球成層圏の循環場の特徴を比較するために、30hPa 高度の年平均値を第 3.2-8 図に示す。成層圏での高度は、中緯度帯では JRA-55 と比べて上昇する傾向が季節に依らず見られる一方(第 3.2-8 図)、夏は北極付近、秋は高緯度で低下する傾向が見られる(第 3.2-8 図(c)と(d))。ただし、成層圏における高度の年平均値の差は、標準偏差と比べると小さい。

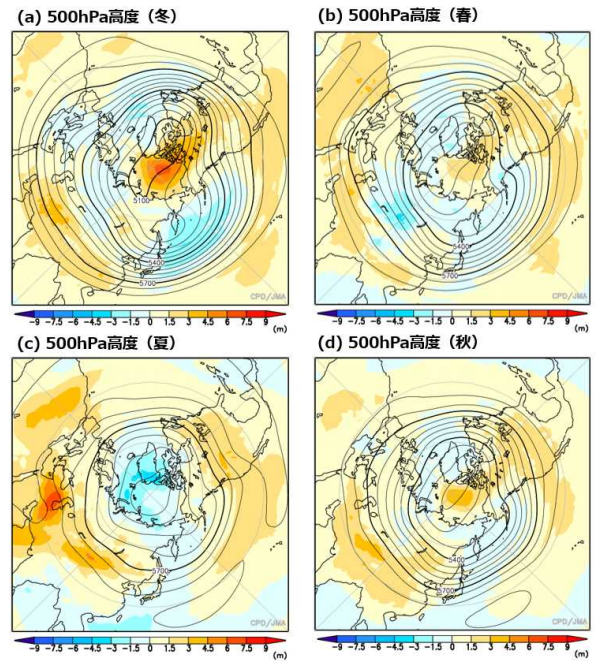
次に、対流圏の循環場の特徴を比較するために、500hPa 高度の年平均値を第 3.2-9 図に示す。対流圏の高度は、夏は北アフリカ～東アジア北西部付近で、秋は東アジア北西部付近で、それぞれ上昇する傾向が見られる(第 3.2-9 図(c)と(d))。一方、冬及び春は年平均値の差は標準偏差と比べて小さいものの、冬には高度は北極域で上昇、日本付近～北太平洋の中緯度帯で低下する傾向が見られる(第 3.2-9 図(a)と(b))。850hPa 気温の年平均値を比較すると、冬及び春は北アフリカ～南アジア付近及びチベット高原周辺域で高く、冬は日本の東海上では低くなる傾向が見られる(第 3.2-10 図(a)と(b))。また、夏と秋は北アフリカ～チベット高原周辺域で高く、低緯度域の広い範囲で低くなる傾向が見られる(第 3.2-10 図(c)と(d))。海面気圧の平

年値を見ると、冬、春及び秋はモンゴル付近～東シベリア南部で高く(第 3.2-11 図(a)、(b)、(d))、夏は東アジア北西部で低くなる傾向が見られる(第 3.2-11 図(c))。

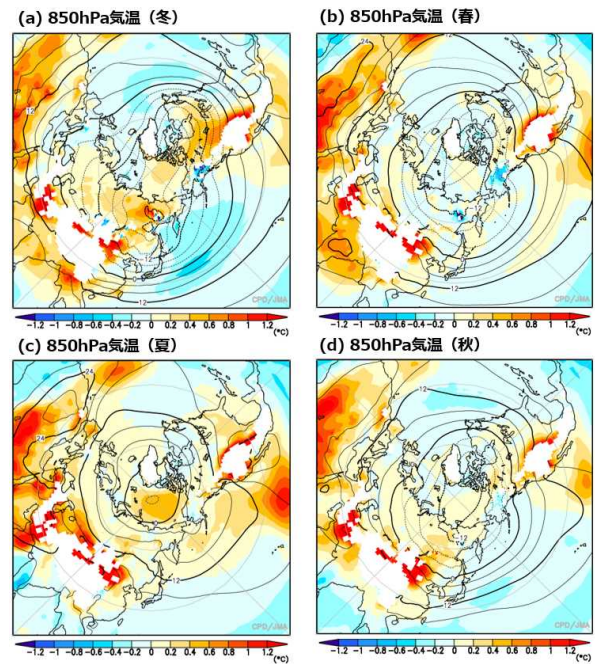
さらに地表面付近での気温を比較するために、2m 気温の平年値を見ると(第 3.2-12 図)、冬、春及び秋にはシベリア、北米北部、グリーンランドなどの積雪域やアフリカ北部などで、高温バイアス(米原 2019)の改善により低くなる傾向が見られ(第 3.2-12 図(a)、(b)、(d))、特に冬に明瞭である。一方、海氷域では低温バイアス(米原 2019)の改善により昇温が見られる。ここで、中央シベリア付近(60°-70°N、100°-120°E)における 2m 気温の経年変化を見ると(第 3.2.13 図)、JRA-3Q の気温が平均的に低下する変化に加えて、年々変動の振幅がやや大きいことが分かる。



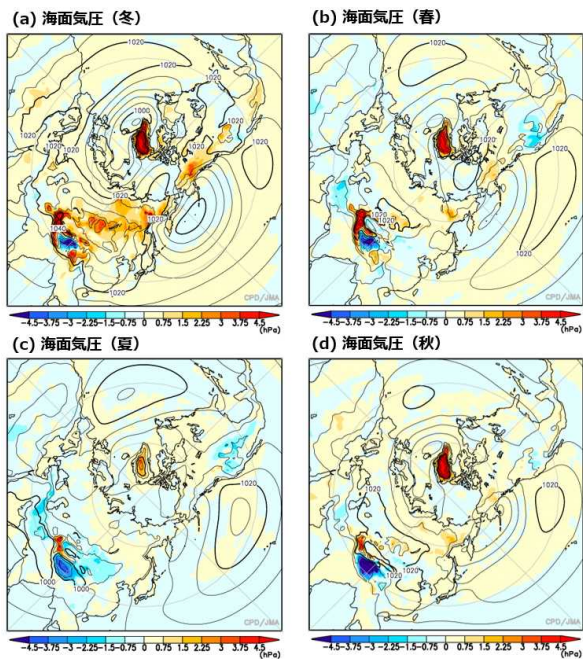
第 3.2-8 図 北半球域における 30hPa 高度平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の中心は北極。(a)は冬(12~2月)、(b)は春(3~5月)、(c)は夏(6~8月)、(d)は秋(9~11月)。単位は m。等値線は JRA-3Q 平年値、陰影は平年値の差を表す。



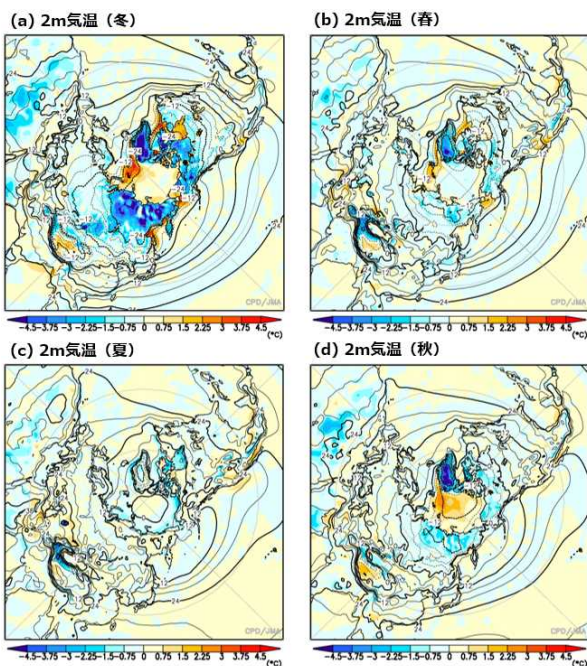
第 3.2-9 図 北半球域における 500hPa 高度平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-8 図と同じ。単位は m。



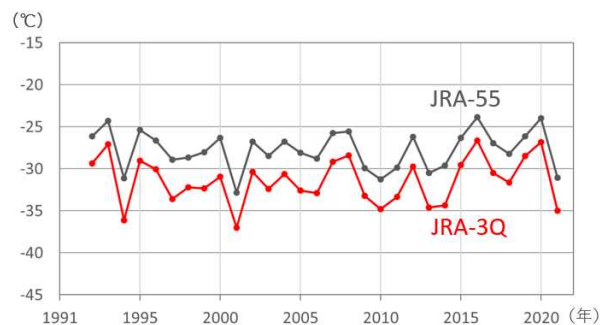
第 3.2-10 図 北半球域における 850hPa 気温平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-8 図と同じ。単位は °C。



第 3.2-11 図 北半球域における海面気圧平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-8 図と同じ。単位は hPa。



第 3.2-12 図 北半球域における 2m 気温平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-8 図と同じ。単位は °C。



第 3.2-13 図 12～2 月平均 2m 気温の中央シベリアにおける経年変化

JRA-3Q (赤線) と JRA-55 (黒線) の中央シベリア (60-70°N, 100-120°E) における 2m 気温 (°C) の経年変化。横軸は中心の月 (1 月) の年を表す。

### ○南半球の循環

南半球対流圏の循環場の特徴を比較するために、南半球域における 500hPa 高度の平年値を第 3.2-14 図に示す。高度は、冬 (12～2 月) は 50°-70°S 帯で帯状に低下、その他の季節では高緯度で上昇、中緯度で低下する傾向が見られるが、いずれも標準偏差と比べると小さい。海面気圧の平年値は、どの季節においても南極大陸で高くなる傾向が明瞭である (第 3.2-15 図)。南極大陸の周辺海域では、海面気圧は低くなる傾向が見られるが、その変化は標準偏差と比べると小さい。

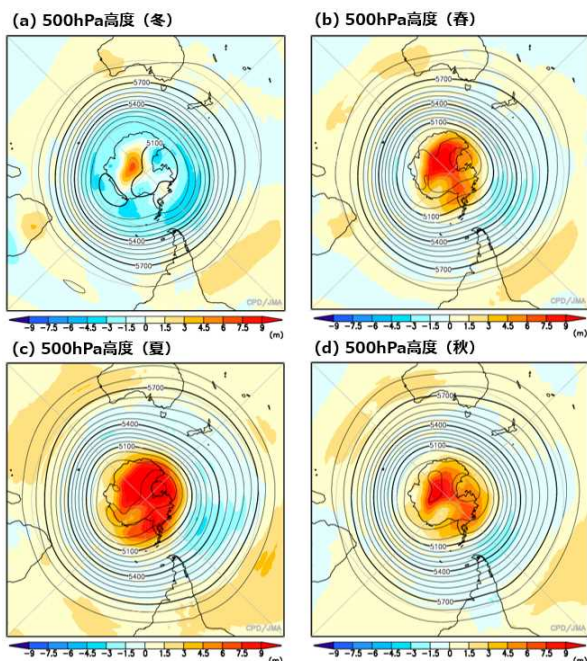
### ○帯状平均場

最後に、各季節における帯状平均場の平年値を比較する。第 3.2-16 図に示した帯状平均気温の変化傾向は、高度によって異なり、熱帯域では地表近くでは高温化、対流圏下層で低温化、中層で高温化、200hPa 付近で低温化、100hPa 付近で高温化する傾向がそれぞれ見られる。また中高緯度では、冬及び春は南半球の 500～300hPa で高温化、夏は両半球の 300～200hPa で低温化、秋は北半球の 500～300hPa で高温化、300～200hPa で低温化が見られる。

第 3.2-17 図に示した帯状平均東西風の平年値を見ると、熱帯域で標準偏差と比べて大きな変化が見られ、100hPa 付近の赤道域で東風が強化する傾向が見られる。また、対流圏下層では、赤道域で西風、

10°N 帯及び 10°S 帯で東風が強化する傾向が、それぞれ見られる。

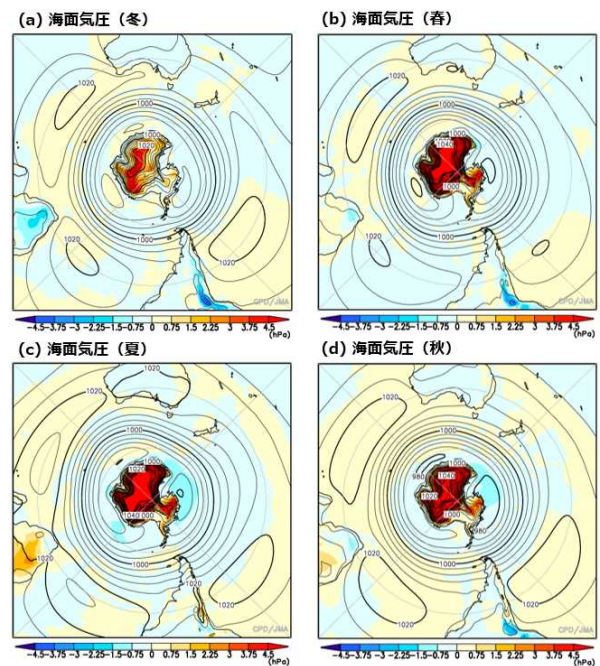
さらに、熱帯のハドレー循環を比較するために、対流圏での帯状平均鉛直  $p$  速度の平年値を第 3.2-18 図に示す。帯状平均鉛直流は、冬と春は赤道-5°N 帯、夏と秋は赤道-10°N 帯で上昇流が弱化する傾向が明瞭であり(第 3.2-18 図)、熱帯域海上の降水量が減少する傾向(第 3.2-1 図)やハドレー循環が弱化する傾向に対応する。一方、冬及び春は 10-15°N 帯で下降流が弱化する傾向が明瞭である。



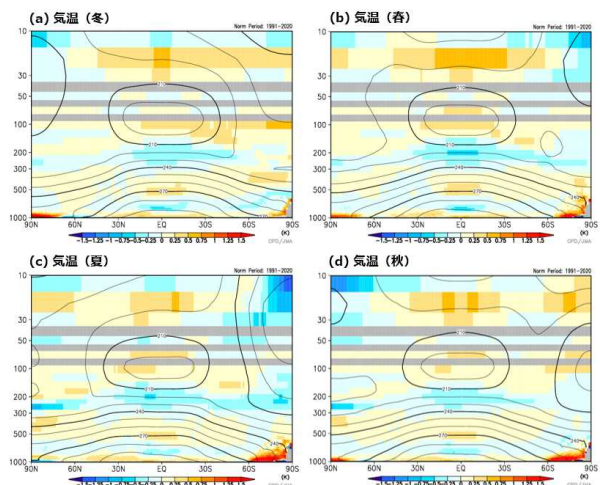
第 3.2-14 図 南半球域における 500hPa 高度平年値の差(JRA-3Q-JRA-55)  
図の中心は南極。(a)は冬(12~2月)、(b)は春(3~5月)、(c)は夏(6~8月)、(d)は秋(9~11月)。単位は m。等値線は JRA-3Q 平年値、陰影は平年値の差を表す。

### 3.2.3 JRA-3Q 平年値で見たジェット気流及びストームトラックの特徴

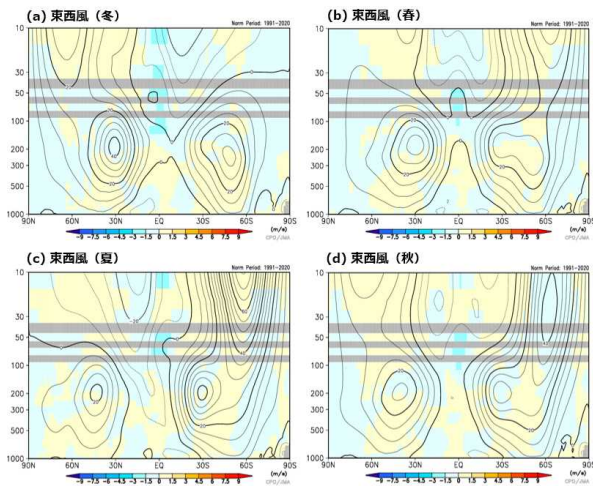
本項では、JRA-3Q における前項で述べた要素以外の月平均平年値の特徴や、解析期間での統計に基づく大気変動の特徴について述べる。なお、平年値の特徴は JRA-55 と同様であることを確認している(図は省略)。



第 3.2-15 図 南半球域における海面気圧平年値の差(JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-14 図と同じ。単位は hPa。

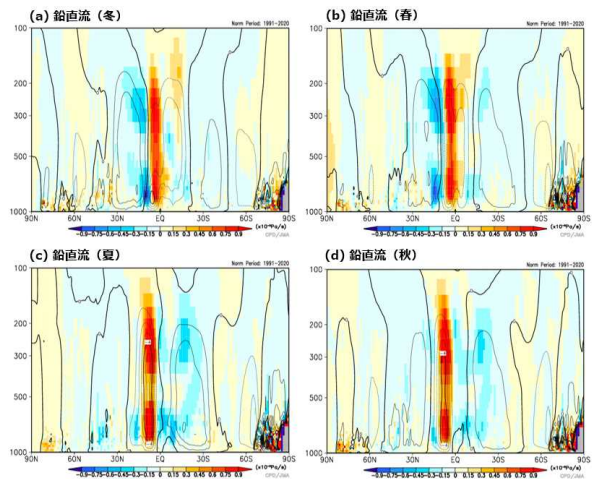


第 3.2-16 図 帯状平均した気温平年値の差(JRA-3Q-JRA-55)  
(a)は冬(12~2月)、(b)は春(3~5月)、(c)は夏(6~8月)、(d)は秋(9~11月)。単位は K。等値線は JRA-3Q 平年値、陰影は平年値の差を表す。灰色で塗りつぶした高度は、JRA-55 で存在しない気圧面を表す。



第 3.2-17 図 带状平均した東西風平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)

図の見方は第 3.2-16 図と同じ。単位は m/s。



第 3.2-18 図 带状平均した鉛直  $p$  速度平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)

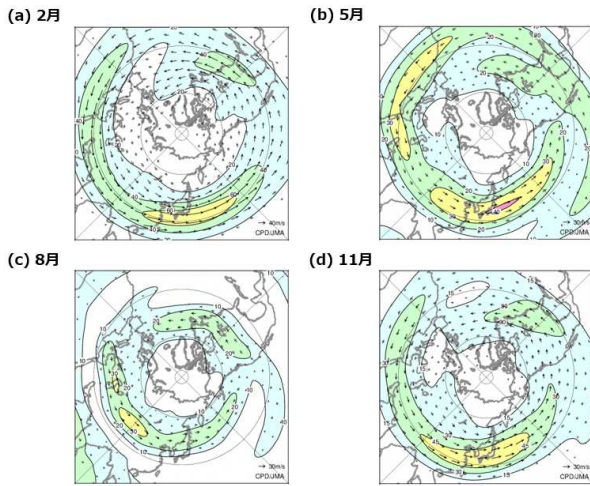
図の見方は第 3.2-16 図と同じ。単位は  $10^{-2}\text{Pa/s}$ 。

各季節における対流圏上層を流れる偏西風の平年値の特徴を確認するため、2月、5月、8月及び11月における200hPa風速の平年値を第3.2-19図に示す。ここで、平年での寒帯前線ジェット気流が流れる位置をより見やすくするため、季節平均ではなく月平均平年値を示していることに注意する。亜熱帯ジェット気流は、冬(2月)はより低緯度側を流れ、年間で最も強い(第3.2-19図(a))。また2月の亜熱帯ジェット気流は、北米東部～北大西洋西部の中緯度帯及び中国東部～本州の南海上～北太平洋西部の中緯度帯に風速の極大域が見られ、後者の領域では60m/s以上に達している(第3.2-19図(a))。5月及び11月の亜

熱帯ジェット気流は、冬季と比べて北を流れ、東アジア～北太平洋に軸を持つ偏西風は、本州付近の上空を流れている(第3.2-19図(b)と(d))。8月は、亜熱帯ジェット気流はさらに北にシフトし、北緯40度帯付近を流れている(第3.2-19図(c))。夏(8月)はその他の季節とは異なり、ジェット気流に伴う風速の極大域は、カスピ海～中国北部付近に見られ、チベット高気圧の北縁に沿って流れるアジアジェット気流に対応する。

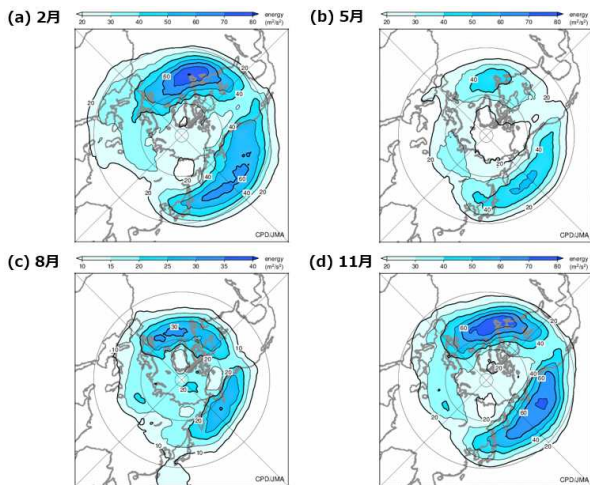
また、亜熱帯ジェット気流と比べると不明瞭ではあるが、2月、5月及び11月には北緯60度帯付近に軸を持つ偏西風も存在し、寒帯前線ジェット気流に対応する(第3.2-19図(a), (b), (d))。寒帯前線ジェット気流は、北半球における極渦の変動とも関連しており、その変動の特徴については次項で述べる。

さらに、ジェット気流の季節変化と対応する移動性高・低気圧の活動域(ストームトラック)を確認するために、2月、5月、8月及び11月における500hPa高周波変動の活動度(運動エネルギー)の平年値を第3.2-20図に示す。移動性高・低気圧の活動域の中心は、どの季節においても北太平洋北部及び北大西洋北部に見られ、活動度は寒候期ほど大きく、暖候期ほど小さい。より詳細に見ると、北太平洋北部での移動性高・低気圧の活動度は、冬(2月、第3.2-20図(a))は秋(11月、第3.2-20図(d))と比べてやや弱い。これは、移動性擾乱の経路が擾乱を発達させる要因のひとつである海洋前線帯とずれていることや、冬の強いジェット気流に伴って対流圏上-下層間での擾乱の結合が弱化する「真冬の振幅低下」(例えば Nakamura 1992; Okajima et al. 2022)が現れていると考えられる。また、亜熱帯ジェット気流の季節変化と対応して、移動性高・低気圧の活動域の中心もまた、冬季ほど低緯度側、夏季ほど高緯度側にシフトする特徴も見られる。



第 3.2-19 図 JRA-3Q における北半球 200hPa 風速 (等値線)と風ベクトル(矢印)の月平均年平値

図の中心は北極域。(a)は 2 月、(b)は 5 月、(c)は 8 月、(d)は 11 月。等値線間隔は、(a)は 20m/s、(b)と(c)は 10m/s、(d)は 15m/s。



第 3.2-20 図 JRA-3Q における北半球 500hPa 高周波変動の運動エネルギーの月平均年平値

図の見方は第 3.2-19 図と同じ。高周波変動は大気の大気 2～8 日周期での変動成分を表す。等値線間隔は(a), (b), (d)は 20m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> 以上の領域について 10m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>、(c)は 10m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> 以上の領域について 5m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>。

### 3.2.4 JRA-3Q における北半球 500hPa 高度の主成分分析

本項では、前項で触れた北半球の極渦の主要変動について、JRA-3Q を用いて評価した結果を示す。北極振動(Thompson and Wallace 1998)や北半球環状モード(Thompson and Wallace 2000)に代表されるような極渦の主要変動は、高度や海面気圧の第 1 主成分として抽出される(Thompson and Wallace 1998)。

このことから、対流圏極渦の主要変動を、JRA-3Q の統計期間における 500hPa 高度の第 1 主成分を用いて評価した。

各季節における JRA-3Q の 500hPa 高度の、第 1 主成分の固有ベクトルの分布を第 3.2-21 図に示す。ここで統計期間は、冬は 1947/48～2020/21 年、その他の季節は 1948～2021 年の 74 年間とした。なお、得られた固有ベクトルの分布は、JRA-55 を用いて算出したものほとんど同じだった(図は省略)。固有ベクトルの分布を見ると、どの季節においても、北極付近を含む高緯度域に中心をもつ高度の偏差が見られ、極渦の強弱を伴う変動と対応している(第 3.2-21 図)。以下では季節別の特徴について述べる。

#### ○冬の固有ベクトル

冬は、東西一様成分として高緯度と中緯度帯で逆符号の偏差となる環状パターンが見られ、中緯度帯の偏差の中心は北大西洋～ヨーロッパ付近と北太平洋に見られる(第 3.2-21 図(a))。また、東西非一様成分として、極渦の中心がグリーンランド側にシフトし、500hPa 高度はグリーンランド南部付近で負偏差、その低緯度側で正偏差となる南北双極子パターンが抽出される。この正負の高度偏差パターンは、北大西洋振動(North Atlantic Oscillation: NAO; 例えば Hurrell 1995)と呼ばれる南北双極子パターンに類似した構造を持っている。この他、ユーラシア大陸北部では東西に並ぶ波列状の偏差パターンが見られ、東アジアへの寒気流出の強弱と密接に関連するテレコネクションパターンとして知られるユーラシア(EU)パターン(Ohhashi and Yamazaki 1999; Wang and Zhang 2015; Maeda et al. 2021)に類似した循環偏差パターンも抽出されている。

#### ○春の固有ベクトル

春の固有ベクトルも冬と同様に、東西一様成分として高緯度と中緯度帯で逆符号の偏差となる環状パターンが見られ、中緯度では大きな振幅を持つ偏差の中心が北太平洋に存在している(第 3.2-21 図(b))。また高度偏差は、北大西洋北部～ユーラシア大陸北部

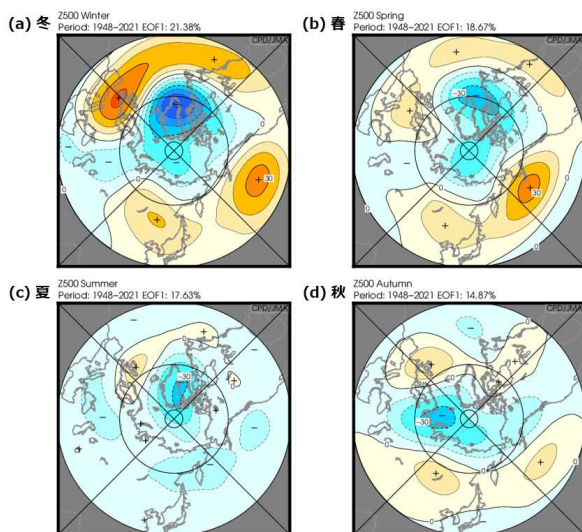
で EU パターンに類似した波列状の構造を示し、冬の固有ベクトル(第 3.2-21 図(a))の特徴と共通している。

○夏の固有ベクトル

夏の固有ベクトルは、冬や春とは異なり、中緯度帯での東西一様な偏差パターンは不明瞭である(第 3.2-21 図(c))。一方、北大西洋側ではNAOに類似した双極子構造が見られ、グリーンランド及びヨーロッパ西部付近に中心を持つ南北対の偏差パターンが見られる。夏の中緯度帯でのテレコネクションパターンに関連する主要変動については、次項で少し補足する。

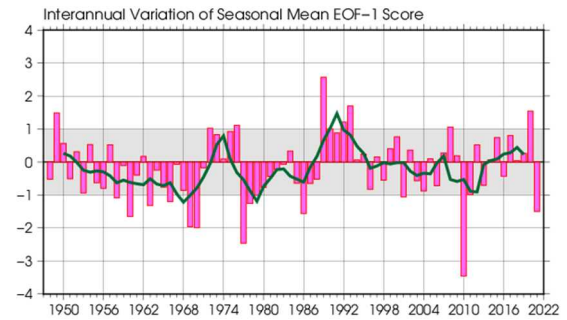
○秋の固有ベクトル

秋の固有ベクトルもまた、冬や春とは異なり、中緯度帯での東西一様な偏差パターンは不明瞭である(第 3.2-21 図(d))。また、ユーラシア大陸北部では東西に並ぶ波列状の高度偏差パターンが見られるが、そのパターンの位相は冬や春の固有ベクトルに見られるパターンよりもやや西にずれており、本州付近にもう 1 つの弱い負偏差の中心が見られる。さらに、日本付近の経度帯に着目すると、高度偏差は東西に伸びた構造を持ち、南北で異なる符号を示していることから、夏から冬に向かう季節進行の遅速や気温の変動の大きさとも関連している可能性が考えられる。

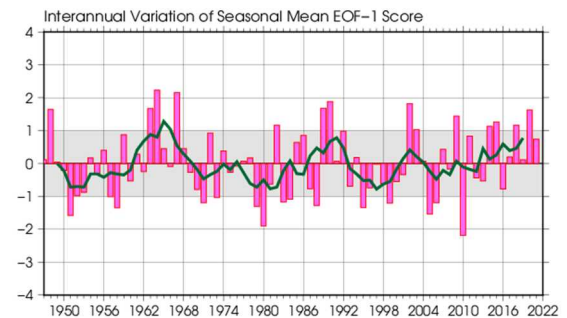


第 3.2-21 図 JRA-3Q における北半球 500hPa 高度の第 1 主成分の固有ベクトル  
図の中心は北極域。(a)は冬、(b)は春、(c)は夏、(d)は秋。等値線間隔は 10m。

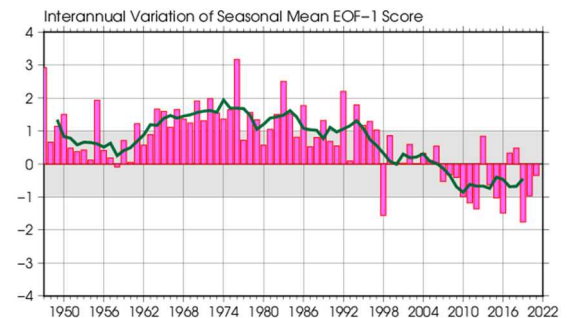
(a)冬



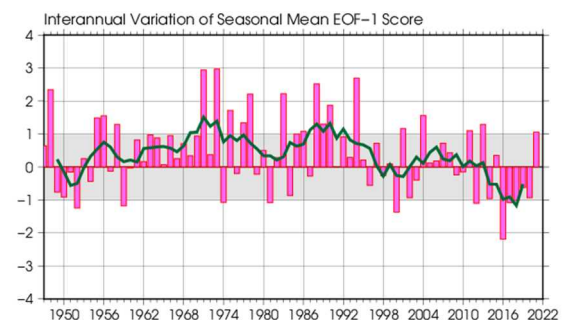
(b)春



(c)夏



(d)秋



第 3.2-22 図 JRA-3Q における北半球 500hPa 高度の第 1 主成分スコアの経年変化(1948~2021 年)

(a)は冬、(b)は春、(c)は夏、(d)は秋。棒グラフは各年の値、緑線は 5 年移動平均値を示す。スコアは平年値期間(1991~2020 年)における標準偏差で規格化している。

さらに、季節毎の固有ベクトルに各年の 500hPa 高度平年偏差を投影して算出した、第 1 主成分スコアの経年変化を第 3.2-22 図に示す。主成分スコアは、ど

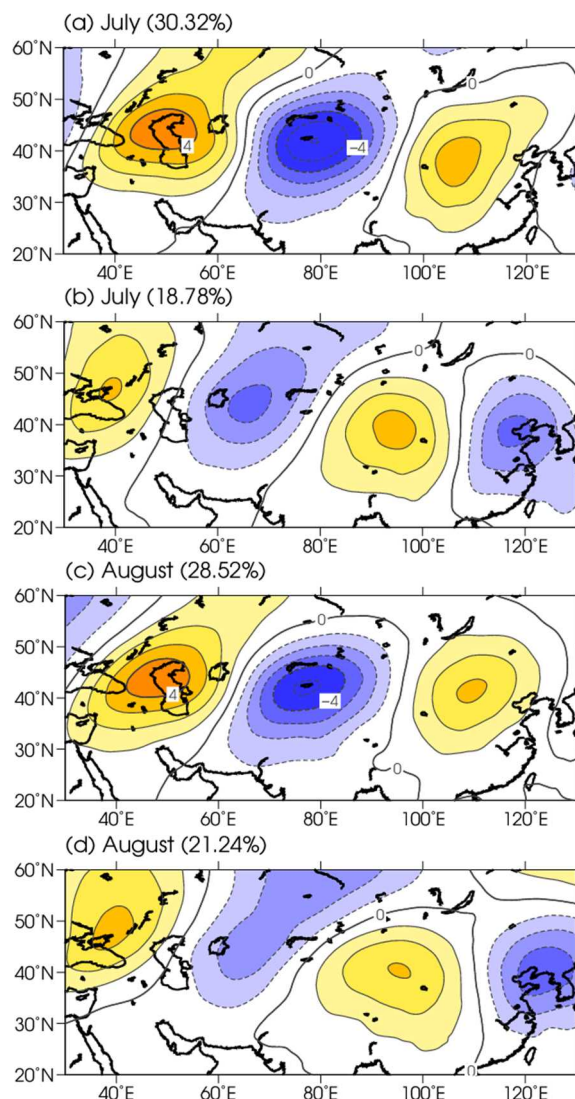


の季節においても大きな年々変動を示しているほか、十年～数十年の周期を持つ変動も見られ、循環場の十年規模変動の存在を示唆している。さらに、夏や秋には十年規模変動に加えて長期的な変化も確認され(第 3.2-22 図(c)と(d))、特に夏の主成分スコアは 2000 年代頃に正側から負側に転じている(第 3.2-22 図(c))。このような明瞭な主成分スコアの符号の変化と、地球温暖化をはじめとする気候変化等との関連性については、今後より詳細に調査する必要がある。

### 3.2.5 JRA-3Q におけるシルクロードパターンの抽出結果

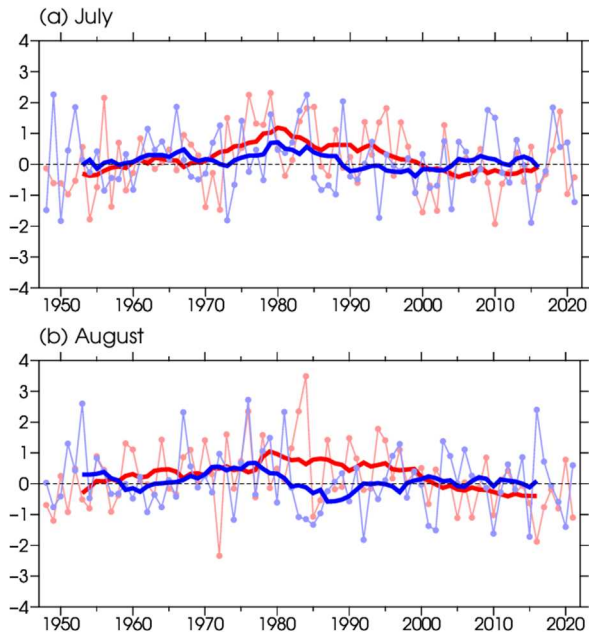
前項で述べた 500hPa 高度の主成分分析では、冬や春を中心に NAO や EU パターンといった北半球でのテレコネクションパターンが抽出された一方、夏には NAO 以外のパターンは抽出されなかった。そこで本項では、夏季東アジア付近の天候を支配する代表的なテレコネクションパターンとして知られるシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003, Enomoto 2004)を、200hPa 南北風平年偏差の主成分分析(Kosaka et al. 2009)を用いて抽出し、アジアジェット気流に沿う東西に並ぶ波列状の循環偏差パターンが抽出されるかどうかを確認した。

JRA-3Q の 1948～2021 年の期間を対象とした、20～60°N、30～130°E の領域における、7 月及び 8 月平均の 200hPa 南北風平年偏差の第 1, 2 主成分の固有ベクトルを第 3.2-23 図に示す。なお、主成分分析の対象領域は、Kosaka et al. (2009)の手法に合わせた。南北風の第 1 主成分では、60°E 付近で高気圧性循環偏差、90°E 付近で低気圧性循環偏差となる東西に並ぶ波列状の偏差パターンが見られる(第 3.2-23 図(a)と(c))。一方、第 2 主成分では、50°E 付近及び 110°E 付近で高気圧性循環偏差、80°E 付近で低気圧性循環偏差となる東西に並ぶ波列状の偏差パターンが見られる(第 3.2-23 図(b)と(d))。また、第 1, 2 主成分の固有ベクトルのパターンは、7 月と 8 月でほとんど差が見られない(第 3.2-23 図の(a)と(c)及び(b)と(d)を比較)。



第 3.2-23 図 JRA-3Q における 7 月及び 8 月平均の 200hPa 南北風平年偏差の固有ベクトルの分布 (a)は 7 月の第 1 主成分、(b)は 7 月の第 2 主成分、(c)は 8 月の第 1 主成分、(d)は 8 月の第 2 主成分。統計期間は 1948～2021 年。単位は m/s。寄与率は、(a)は 30.32%、(b)は 18.78%、(c)は 28.52%、(d)は 21.24%。

さらに、第 1, 2 主成分の固有ベクトルに各年の 200hPa 南北風平年偏差を投影して算出した主成分スコアの経年変化を第 3.2-24 図に示す。主成分スコアは、第 1, 2 主成分ともに大きな年々変動を示しているほか、スコアの 11 年移動平均値に着目すると数十年規模での変動も見られる。この数十年規模での主成分スコアの変動は、シルクロードパターンの十年規模変動の存在を示した Wang et al. (2017)の結果と整合的である。



第 3.2-24 図 JRA-3Q における 200hPa 南北風年間偏差の第 1, 2 主成分スコアの経年変化(1948~2021 年) (a)は 7 月、(b)は 8 月。丸印付きの薄い赤線及び青線は、それぞれ第 1 及び第 2 主成分スコアを表す。太い赤線及び青線は、それぞれ第 1 及び第 2 主成分スコアの 11 年移動平均値を示す。

### 3.2.6 まとめ

気候系監視速報などの気候系監視に用いる大気循環場のデータセットの JRA-3Q への切替えに先立ち、JRA-3Q の全期間(1947 年 9 月以降)の統計値や 1991~2020 年平年値の特徴について調査した。JRA-3Q の平年値を JRA-55 と比較した結果、主に以下に示す変化の特徴が見られた。

- ・ 熱帯域での降水量は海上で減少し、JRA-55 における降水量の過剰バイアスが軽減されていた。また、南米のアマゾン付近やアフリカの赤道域では降水量が増加し、これらの地域における JRA-55 の過少バイアスも概ね改善していた。
- ・ 熱帯域の大規模収束発散場や対流圏上・下層の東西風や流線関数の変化は、降水量の変化と対応する特徴を示していた。
- ・ 北半球対流圏の高度は、夏は北アフリカ~東アジア北西部付近で、秋は東アジア北西部付近で、それぞれ高度が上昇する傾向が見られた。対流圏下層での気温は、冬及び春は北アフリカ~南アジア付近及びチベット高原周辺域で高く、日本の東海上では低くなる傾向が見られた。また、夏と秋は北

アフリカ~チベット高原周辺域で高く、低緯度域の広い範囲で低くなる傾向が見られた。海面気圧は、冬、春及び秋はモンゴル付近~東シベリア南部で高く、夏は東アジア北西部で低くなる傾向が見られた。

- ・ 南半球での海面気圧は、南極大陸で高くなる傾向が見られた。
- ・ 帯状平均気温は、熱帯域を中心に、地表近くでは高温化、対流圏下層で低温化、中層で高温化、200hPa 付近で低温化、100hPa 付近で高温化が見られた。帯状平均東西風は、100hPa 付近の赤道域で東風が強化し、対流圏下層では赤道域で西風、10°N 帯及び 10°S 帯で東風が強化する傾向が見られた。また、帯状平均鉛直流より、ハドレー循環が弱化する傾向が見られた。

このような平年値の変化には、JRA-55 から JRA-3Q 間の現業数値解析予報システムの改良(米原, 2019)によるバイアスの縮小が大きく寄与していると考えられる。

次に、JRA-3Q における北半球ジェット気流や移動性高・低気圧の活動度の平年値の特徴を確認した。亜熱帯ジェット気流は、冬に最も低緯度側で強く流れ、北米東部~北大西洋西部及び中国東部~北太平洋西部の中緯度帯に風速の極大域が確認された。夏の亜熱帯ジェット気流は、カスピ海~中国北部付近に風速の極大を示し、チベット高気圧の北縁に沿って流れるアジアジェット気流が見られた。また、移動性高・低気圧の活動域(ストームトラック)の中心は、どの季節においても北太平洋北部や北大西洋北部に見られ、亜熱帯ジェット気流が流れる位置の季節変化と対応して、移動性高・低気圧の活動域の中心もまた、冬季ほど低緯度側、夏季ほど高緯度側にシフトする特徴が見られた。

JRA-3Q における北半球極渦の主要変動を評価するため、各季節における 500hPa 高度の第 1 主成分の固有ベクトルの分布及び主成分スコアの経年偏差を調べた。固有ベクトルの分布は、どの季節においても、北極付近を含む高緯度域に中心をもつ高度の偏差が見られ、極渦の強弱に対応する変動が抽出されていた。また、季節によっては NAO や EU パターンといった北半球の代表的なテレコネクションパターンに類

似した高度偏差のパターンも見られた。また、主成分スコアには大きな年々変動や十年～数十年の周期を持つ長周期変動も確認されたほか、夏や秋には長期的な変化も見られた。

最後に、夏季東アジア付近の天候を支配するテレコネクションパターンとして知られるシルクロードパターンに着目し、先行研究の手法に倣って JRA-3Q を用いて抽出した結果、アジアジェット気流に沿う東西に並ぶ波列状の循環偏差パターンが抽出され、シルクロードパターンが抽出されることが確認された。また、シルクロードパターンは大きな年々変動を示すほか、先行研究で指摘されている十年規模変動も見られた。

JRA-3Q を用いた気候系監視の充実化のため、今後引き続きデータセットの特性調査を進める予定である。

#### 参考文献

- 気象庁, 2021: 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗. 数値予報開発センター年報 (令和2年), 気象庁 数値予報開発センター, 115–124.
- 気象庁, 2022: 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗. 数値予報開発センター年報 (令和3年), 気象庁 数値予報開発センター, 133–138.
- 米原仁, 2019: 気象庁全球モデルにおける近年の改良. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 1–114.
- Adler, R. F., M. R. Sapiano, G. J. Huffman, J.-J. Wang, G. Gu, D. Bolvin, L. Chiu, U. Schneider, A. Becker, E. Nelkin, P. Xie, R. Ferraro, and D.-B. Shin, 2018: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, **9**, 138.
- Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019–1034.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157–178.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- 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.
- Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wavelike teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561–580.
- Maeda, S., K. Takemura, and C. Kobayashi, 2021: Planetary wave modulations associated with the Eurasian teleconnection pattern. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **99**, 449–458.
- Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629–1642.
- Ohhashi, Y., and K. Yamazaki, 1999: Variability of the Eurasian pattern and its interpretation by wave activity flux. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **77**, 495–511.
- Okajima, S., H. Nakamura, Y. Kaspi, 2022: Energetics of transient eddies related to the midwinter minimum of the North Pacific storm-track activity, *J. Climate*, **35**, 1137–1156.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000–1016.
- Wang, N., and Y. Zhang, 2015: Evolution of Eurasian teleconnection pattern and its relationship to climate anomalies in China. *Climate Dyn.*, **44**, 1017–1028.
- Wang, L., P. Xu, W. Chen, and Y. Liu, 2017: Interdecadal variations of the Silk Road pattern. *J. Climate*, **30**, 9915–9932.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.

### 3.3 海面水温データの特性<sup>1</sup>

#### 3.3.1 はじめに

気候情報課では、令和5年5月に、気候系監視プロダクトに使用する大気循環場、海面水温(SST; Sea Surface Temperature)のデータセットを、各々、気象庁55年長期再解析(the Japanese 55-year Reanalysis; JRA-55; Kobayashi et al. 2015)、COBE-SST (Centennial in situ Observation-Based Estimates of Sea Surface Temperature and marine meteorological variables; Ishii et al. 2005)から、気象庁第3次長期再解析 (Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; JRA-3Q; 気象庁 2021 及び気象庁 2022)、COBE-SST2 (COBE-SST version 2; Hirahara et al. 2014)と MGDSST (Merged Satellite and In-situ Data Global Daily SST; 栗原ほか, 2006)に切り替える予定である(なお、3.3.4 項(3)に示す SST 長期変化傾向及び太平洋十年規模振動(PDO)関連のプロダクトについては、気象庁が年1回実施している海洋の健康診断(年診断)に合わせて、令和5年2月に切り替えた)。このうち、本節では後者の SST データセット切り替えに関連して、2つの SST データセットの使い分けや、エルニーニョ/ラニーニャ現象 (El Niño–Southern Oscillation; ENSO)、インド洋ダイポールモード現象 (Indian Ocean Dipole Mode; IOD)に関連する指数・発生期間等の海洋プロダクトが、これまでとどのように変わるのかについて解説する。

まず 3.3.2 項において、2つの SST データセットの仕様(概略)を述べ、3.3.3 項で各 SST データセットの使い分けについて解説する。続いて 3.3.4 項でこれまでの海洋プロダクトとの比較を示し、最後に 3.3.5 項でまとめる。

#### 3.3.2 SST データセットの仕様(概略)

前述の通り、SST データセットには COBE-SST2 と MGDSST を組み合わせて使用する。具体的な使い分けについては後述するとして、ここではまず各々のデータセットの仕様(概略)について述べる。

COBE-SST2 は、COBE-SST の後継となるもので、現場観測をベースとした全球 SST データセットである。水平解像度は 1 度×1 度、1850 年以降の非常に長い期間のデータが提供されている。現場観測には、International Comprehensive Ocean and Atmosphere Data Set (ICOADS) release 2.5 (Woodruff et al. 2011) が用いられているほか、1997 年以降には、気象庁が現業的に取得している全球通信システム (Global Telecommunication System; GTS) の通報値も使用されている。また、日本近海では水産庁により蓄積された観測データ (Tomosada 1982) も併用されている。COBE-SST2 の日平均解析値は、SST の長期トレンド、年々変動及び日変動の 3 成分の和で与えられており、このうち長期トレンド成分と年々変動成分は経験直交関数 (Empirical Orthogonal Function; EOF) パターンが基になって計算されている。EOF パターンの定義には衛星観測による SST データも用いられているが、SST 解析の均質性確保のため、最終的なプロダクトには現場観測のみが使用されている。解析手法の詳細は Hirahara et al. (2014) を参照されたい。

MGDSST は、現場観測に加えて衛星観測も用いた、水平解像度 0.25 度×0.25 度の高解像度全球 SST データセットである。衛星観測も使用していることから、COBE-SST2 と比べてデータ期間が短く、提供期間は 1982 年以降である。現場観測には、GTS の通報値のほか、官庁、大学等の関係機関から提供されたデータも使用されている。また衛星観測には、米国海洋大気庁 (NOAA) の衛星や欧州気象衛星機関 (EUMETSAT) が運用する衛星 (MetOp) に搭載された赤外放射計 (Advanced Very High Resolution Radiometer; AVHRR)、米国国防省と米国航空宇宙局 (NASA) が運用する衛星 (Coriolis) や宇宙航空研究開発機構 (JAXA) が運用する衛星 (GCOM-W1) に搭載されたマイクロ波放射計 (各々 WINDSAT、Advanced Microwave Scanning Radiometer-2 (AMSR-2)) から得られた SST データが使用されている。加えて、2002 年 5 月から 2011 年 11 月 5 日までは、NASA の衛星 (Aqua) に搭載されたマイクロ波放射計 (AMSR

<sup>1</sup> 南 敦、西村 明希生、佐藤 大卓(現 沖縄気象台)

for Earth Observing System; AMSR-E)による SST データが使われている。なお、赤外線を用いる AVHRR では、雲があるとその下の SST を測ることができないが、マイクロ波を使った AMSR-E 等では雲の有無にかかわらず SST が観測できる利点がある。これらの SST データは、時空間解像度が各々異なることから、各データを時空間方向にいくつかの成分に分割した上で最適内挿法を適用し、最後に各成分を結合して MGDSST が作成されている。詳細は、栗原ほか(2006)を参照されたい。

### 3.3.3 SST データセットの使い分け

3.3.2 項から、各 SST データセットの特性を改めてまとめると以下の通りである。

- ✓ COBE-SST2 は、現場観測ベースのデータセットで、水平解像度が 1 度×1 度であるものの、1850 年以降の 150 年以上にわたる非常に長い期間にわたって均質なデータが利用可能である。
- ✓ MGDSST は、現場観測に加えて衛星観測も活用することにより、水平解像度が 0.25 度×0.25 度と高分解能で解析精度も高いものの、データ期間が 1982 年以降と短い。

また、これらの SST データセットは、大気循環場の解析で活用する JRA-3Q の下部境界条件としても使用されている。すなわち、1985 年 5 月までは COBE-SST2 が、1985 年 6 月以降は MGDSST が各々用いられている。これは、MGDSST が 1980 年代前半に低緯度域を中心に高温バイアスを持つこと等による。こうした運用面との整合性も踏まえつつ、各 SST データセットのメリット・デメリットを考慮し、以下の通り使い分けるとした。

I. 年スケール程度までの海況監視においては、解析精度を優先するとともに、JRA-3Q との整合も考慮し、1985 年 5 月までは COBE-SST2、1985 年 6 月以降は MGDSST を用いる。

※1 年偏偏差や規格化偏偏差の計算においては同一のデータセットを用いる。従って、MGDSST と COBE-SST2 の両方の年偏偏差を作成し、期間に応じて使い分ける。

※2 ENSO 等の監視指数の計算においても、実況値と基準値で同一のデータセットを用いる。従ってこれら監視指数の計算においては、MGDSST のみで基準値が作成できるようになる 2015 年 6 月以降は MGDSST を用い、2015 年 5 月以前は COBE-SST2 を用いる。

II. 年スケールを超える現象の監視、具体的には十年規模変動や長期変化傾向の監視については、長期間にわたるデータの均質性を優先して COBE-SST2 を使用する。

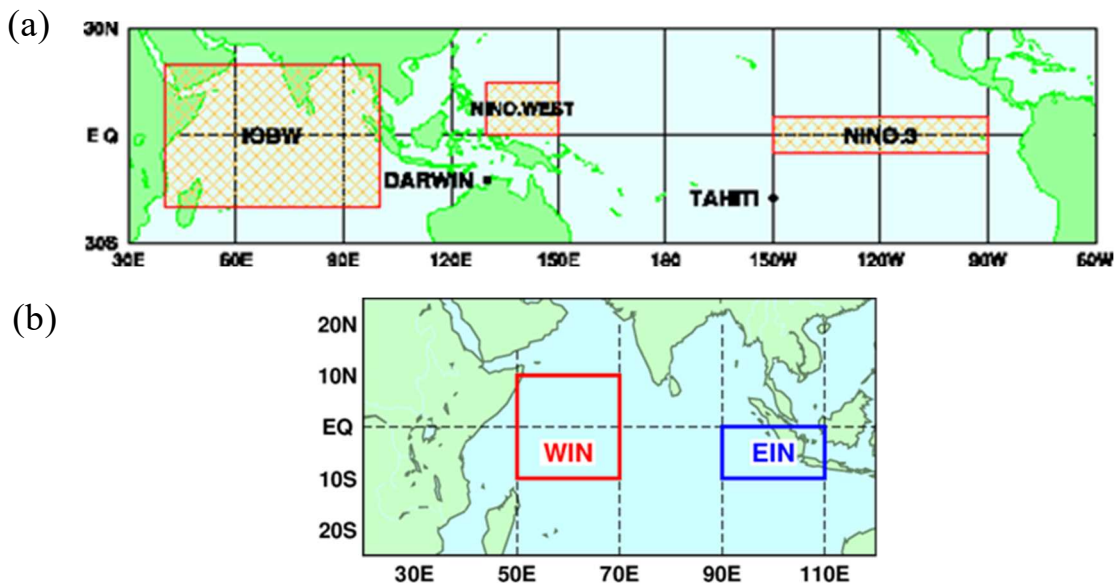
ここで I.※1 については、年偏偏差をいずれかの SST データセットで作成したものに統一することも考えられるが、MGDSST と COBE-SST2 には、海域や月によって、年偏偏差や年々変動の大きさに無視できない差が見られ、特に IOD 監視海域(第 3.3-1 表)でその差が明瞭に見られた(図略)。このため、異なるデータセットから年偏偏差等を求めることは適切ではないと考えられ、同一のデータセットを用いることとした。I.※2 については、まず「基準値」について補足する。SST の基準値とは、エルニーニョ監視海域(5°S-5°N、150°W-90°W)、西太平洋熱帯域(Eq.-15°N、130°E-150°E)、インド洋熱帯域(20°S-20°N、40°E-100°E)及び IOD 監視海域(西極:10°S-10°N、50°E-70°E、東極:10°S-Eq.、90°E-110°E)の SST の変動を評価するために設定した基準の値である(監視海域の詳細は第 3.3-1 表参照)。気候分野では変動を評価するための基準として主に年偏偏差(気象庁では、西暦年の 1 の位が 1 の年から続く 30 年間の平均値と定義。2022 年現在では、1991 年～2020 年から年偏偏差を作成。)が用いられるが、年偏偏差からの差で監視指数を求めると、ENSO 等より長い時間スケールの SST の変動や地球温暖化による長期変化傾向(トレンド)等の影響により、ENSO 等の現象を適切に評価できない。このため、「基準値」からの差で監視指数を求めると、トレンド等の影響を取り除いている。エルニーニョ監視海域については、月別に前年までの 30 年間の海面水温を平均した値を基準値とし、西太平洋熱帯域、インド洋熱帯域及び IOD 監視海域については、月別に前年までの 30 年間の海面水温のトレンドを直線で近似し、その直線を延長して得られた値を基準値としている。このため、基

準値の作成には前年までの30年間のデータが必要となることから、基準値を使用する ENSO 等の監視指数の計算においては、MGDSST のみで基準値が作成で

きるようになる 2015 年 6 月以降は MGDSST を、2015 年 5 月以前は COBE-SST2 を用いる。

第 3.3-1 表 ENSO、IOD 等の監視海域

監視海域名	監視指数	計算領域	備考
エルニーニョ監視海域	NINO.3	5°S-5°N、150°W-90°W (第 3.3-1 図(a)参照)	ENSO 発生の定義に使用。 月別に前年までの 30 年間の SST を平均した値を基準値として、監視指数(実況値－基準値)の 5 か月移動平均値が 6 か月以上続けて +0.5°C 以上(-0.5°C 以下)となった場合を、エルニーニョ現象(ラニーニャ現象)と定義。なお、SST は左記計算領域で領域平均する。
西太平洋熱帯域	NINO.WEST	Eq.-15°N、130°E-150°E (第 3.3-1 図(a)参照)	ENSO に関連する西太平洋熱帯域の海洋監視に使用。 月別に前年までの 30 年間の SST のトレンドを直線で近似し、その直線を延長して得られた値を NINO.WEST の基準値として、実況値と基準値との差が +0.15°C 以上(-0.15°C 以下)の場合、高い(低い)と定義。なお、SST は左記計算領域で領域平均する。
インド洋熱帯域	IOBW	20°S-20°N、40°E-100°E (第 3.3-1 図(a)参照)	ENSO に関連するインド洋熱帯域の海洋監視に使用。 月別に前年までの 30 年間の SST のトレンドを直線で近似し、その直線を延長して得られた値を IOBW の基準値として、実況値と基準値との差が +0.15°C 以上(-0.15°C 以下)の場合、高い(低い)と定義。なお、SST は左記計算領域で領域平均する。
IOD 監視海域	WIN(西極)	10°S-10°N、50°E-70°E (第 3.3-1 図(b)参照)	IOD 発生の定義に使用。 各海域の月別 SST の前年までの 30 年間から計算したトレンドを外挿して得られた値を基準値として、DMI(Dipole Mode Index)の 3 か月移動平均値が 6～11 月の間で 3 か月以上続けて +0.4°C 以上(-0.4°C 以下)となった場合を正(負)のインド洋ダイポールモード現象と定義。 ここで、DMI = WIN - EIN であり、WIN、EIN は各々の海域で領域平均した実況値と基準値との差。
	EIN(東極)	10°S-Eq.、90°E-110°E (第 3.3-1 図(b)参照)	



第 3.3-1 図 ENSO、IOD 等の監視海域

(a)エルニーニョ監視海域、西太平洋熱帯域、インド洋熱帯域の監視海域、(b)IOD の監視海域を示す。

### 3.3.4 海洋プロダクトの比較

本項では、COBE-SST2 及び MGDSST の使用により、これまでの海洋プロダクトがどう変わるのか示す。

#### (1) SST 平年値、標準偏差

まず、現平年値期間(1991 年～2020 年)における COBE-SST2 または MGDSST と COBE-SST の平年値の差、標準偏差の比(各季節を代表して 1、4、7、10 月)を各々第 3.3-2 図、第 3.3-3 図に示す。COBE-SST2 と COBE-SST の差は、いずれの季節でも熱帯域では  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  程度以内に収まっており、両者の違いは大きくない(第 3.3-2 図(a)(c)(e)(g))。他方で、南北両半球高緯度帯の海氷域付近では比較的大きな差がみられ、場所によっては  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  以上異なる領域もある。こうした領域は、標準偏差(年々変動)の比も大きく異なっている(第 3.3-3 図(a)(c)(e)(g))。COBE-SST2 では COBE-SST と同様に、海氷密接度を用いた統計的関係式により海氷域の SST を推定しているが、COBE-SST2 では海面塩分濃度の違いによって結氷温度が異なる効果も新たに考慮されており(Hirahara et al. 2014)、こうした関係式の違いが差として現れていると考えられる。

MGDSST と COBE-SST の差は、熱帯域においては  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  程度以内に概ね収まっているものの、部分的

にはやや大きな差が見られる(第 3.3-2 図(b)(d)(f)(h))。例えば、MGDSST は COBE-SST と比べて、1 月にはマレー半島付近で、4 月にはソマリア沖やベンガル湾で高温傾向が見られ、7 月にはインドネシア付近で低温傾向が見られる。特に北半球の夏～秋にかけては、IOD 監視海域の西及び東極で各々高温、低温傾向となっている(第 3.3-2 図(f)(h))。これらの領域では、標準偏差も COBE-SST と比べて大きくなっており(第 3.3-3 図(f)(h))、MGDSST では平年値期間(1991 年～2020 年)において、正の IOD 的な SST パターンが強めに出やすくなっている可能性を示唆している。また中緯度帯では、黒潮続流域等でやや大きな差のパターンが現れており、標準偏差比も大きい。この違いは、両者の空間解像度の違いに起因するものと思われる。南北両半球高緯度帯の海氷域付近では、MGDSST も COBE-SST との差や標準偏差比が大きく異なっている。MGDSST も COBE-SST/COBE-SST2 と同じく海氷域の SST を統計的関係式から推定していることから、この関係式の違いに起因する差であると考えられる。

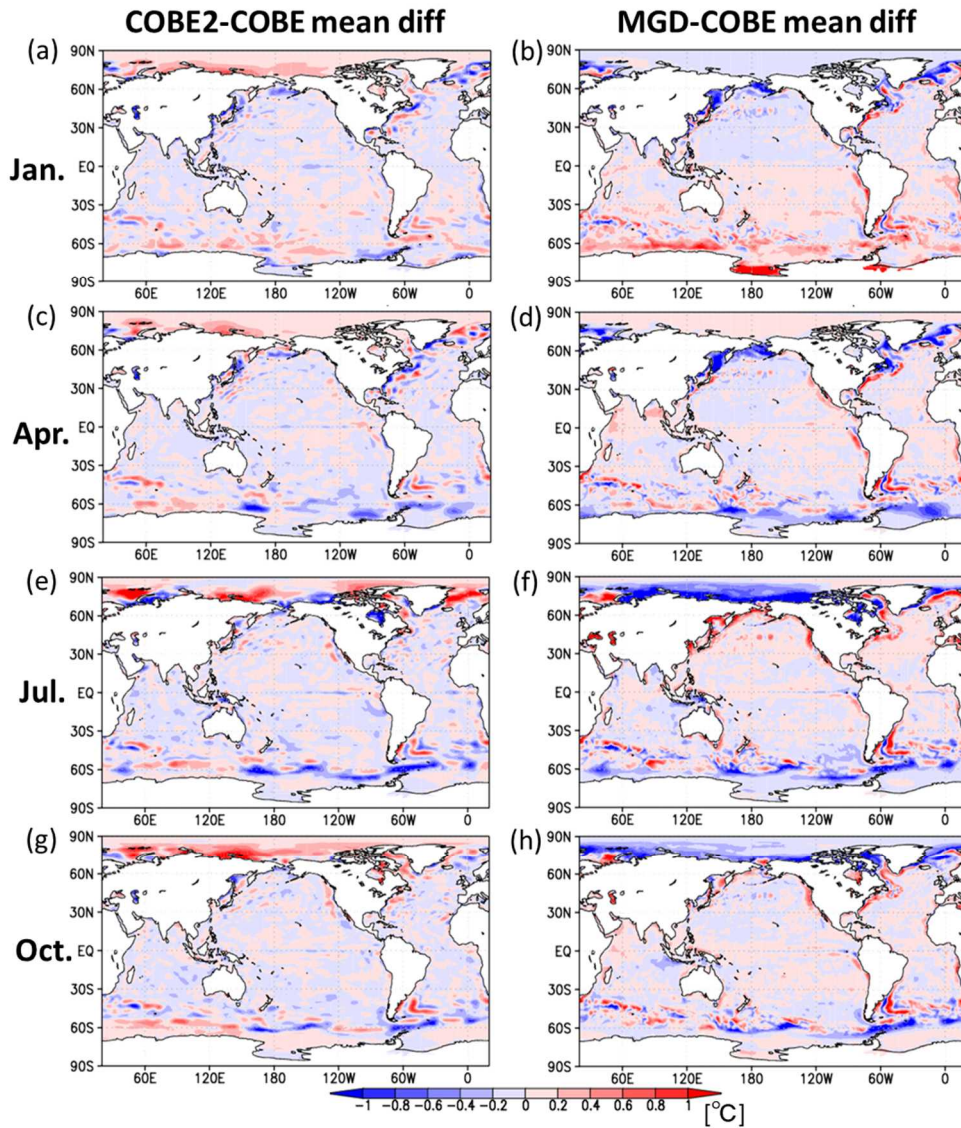
以上、現平年値期間(1991 年～2020 年)における COBE-SST2/MGDSST と COBE-SST の違いについて述べたが、年程度までの海況監視においては、この

期間では(監視指数の計算を除いて)MGDSST のみを使用し、COBE-SST2 は使用しない。年程度までの海況監視において、COBE-SST2 は 1985 年 5 月以前に使用することから、少し前の年代(1961 年～1990 年)における COBE-SST2 と COBE-SST の違いについても簡単に触れておく。

第 3.3-4 図に、1961 年～1990 年の 30 年間平均の COBE-SST2 と COBE-SST の差、及びこの期間で計算した両 SST データセットの標準偏差比(COBE-SST2/COBE-SST)を示す。30 年間平均の差は、南北両半球の高緯度域を除いて全体的に COBE-SST2 は

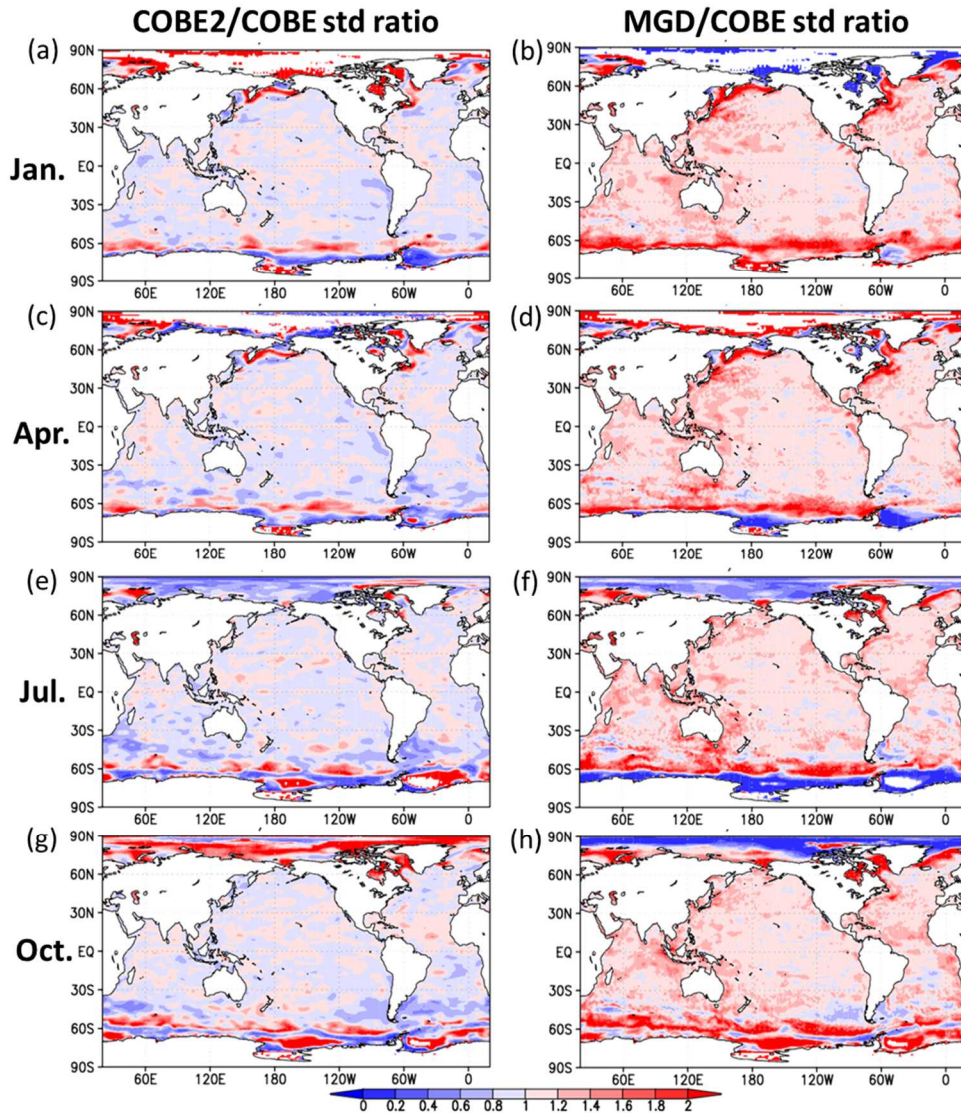
COBE-SST よりも低温傾向となっている。COBE-SST2 では、1970 年代後半～1990 年代に主流となっていた船舶のエンジン室採水(Engine Room Intake; ERI)による水温観測に正バイアスを仮定して SST 観測値を下げるという補正を新たに取り入れており(Hirahara et al. 2014)、この効果が現れていると考えられる。また COBE-SST2 は、太平洋中・東部の赤道付近で低温傾向がやや強く見られ、標準偏差もやや大きくなっている。南北両半球の高緯度帯では、この年代においても両 SST データセットの差及び標準偏差比は大きい。





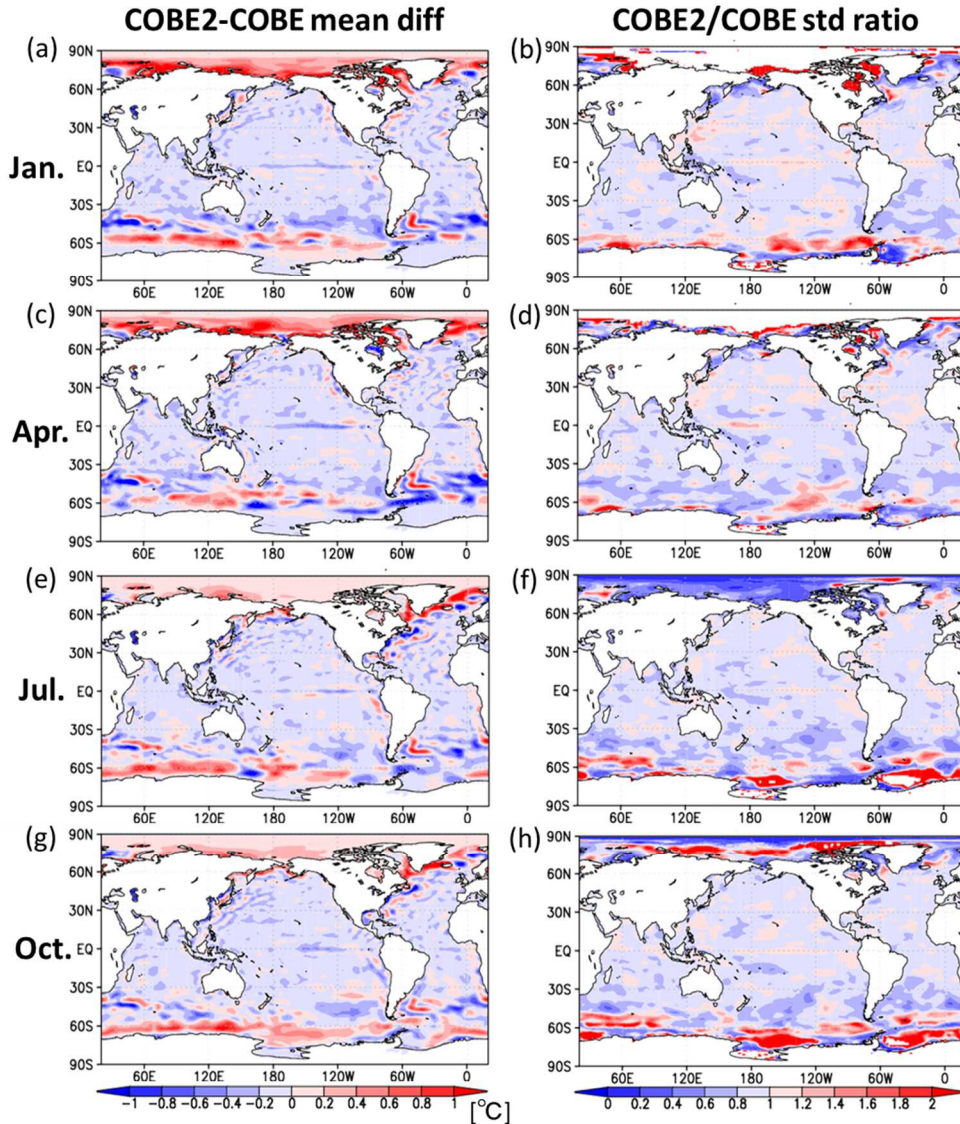
第 3.3-2 図 COBE-SST2/MGDSST と COBE-SST の年平均値の差

左列は COBE-SST2 と COBE-SST の年平均値 (1991~2020 年平均) の差を、右列は MGDSST と COBE-SST の年平均値の差を示す。(a,b)1 月、(c,d)4 月、(e,f)7 月、(g,h)10 月。なお、MGDSST (0.25 度×0.25 度) は 1 度×1 度格子に格子重み付きで内挿後、COBE-SST と比較した。



第 3.3-3 図 COBE-SST2/MGDSST と COBE-SST の標準偏差比

左列は COBE-SST2 と COBE-SST の平年値期間 (1991~2020 年) の標準偏差比 (COBE-SST2/COBE-SST) を、右列は MGDSST と COBE-SST の平年値期間の標準偏差比 (MGDSST/COBE-SST) を示す。(a,b) 1 月、(c,d) 4 月、(e,f) 7 月、(g,h) 10 月。なお、MGDSST (0.25 度×0.25 度) は 1 度×1 度格子に格子重み付きで内挿後、COBE-SST と比較した。



第 3.3-4 図 COBE-SST2 と COBE-SST の 30 年間平均の差、標準偏差比(1961 年～1990 年)

左(右)列は COBE-SST2 と COBE-SST の 1961～1990 年平均値の差(標準偏差比:COBE-SST2/COBE-SST)を示す。  
(a,b)1 月、(c,d)4 月、(e,f)7 月、(g,h)10 月。

## (2) ENSO 及び IOD 発生期間

続いて、COBE-SST2、MGDSST を使用した場合の ENSO や IOD の発生期間等がどのように変わるのかを示す。

### ア ENSO

NINO.3 指数の時系列と ENSO 発生期間の比較を第 3.3-5 図に示す。NINO.3 指数の時系列については、ほぼ同じような変動を示しているが、ENSO のイベント発生期間、特に ENSO のイベント判定には若干の違いが見られる。すなわち新プロダクトでは、2005/06 年のラニーニャ現象が無くなり 1979/80 年及び 1993

年のエルニーニョ現象が加わっており、ラニーニャ現象が減り、エルニーニョ現象が増えるという系統的な変化が見られる。

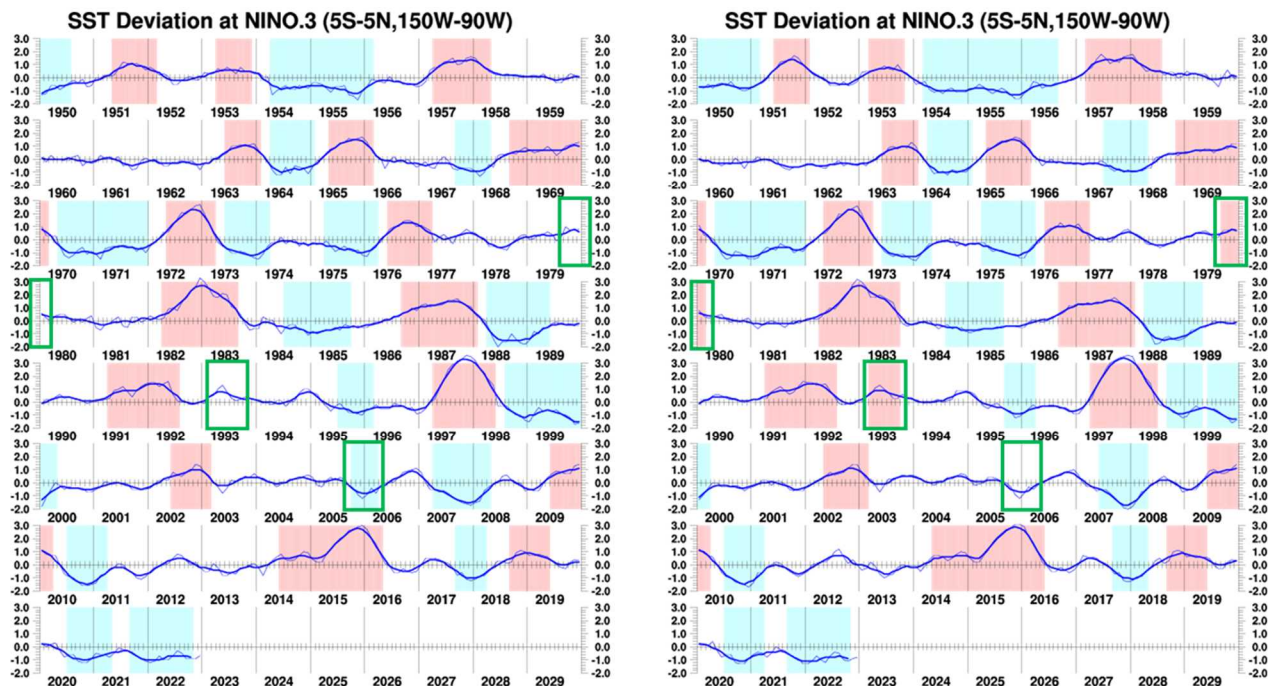
この系統的な変化は COBE-SST と COBE-SST2 の差に由来するものであるが、特に 1993 年や 2005/06 年の ENSO イベント判定の変化は、1970 年代後半～1990 年代に主流となっていた ERI 観測の正バイアス補正や、2000 年代以降の漂流ブイによる観測の増加に伴い、COBE-SST と COBE-SST2 の差が小さくなったことが関係している可能性がある。つまり、第 3.3-6 図に示す通り、ERI 観測が主流だった年代の SST を

基準値に用いる期間では、より低温傾向のある COBE-SST2 による基準値からの差として NINO.3 指数が算出されるため、これまで使用していた COBE-SST によるものより NINO.3 指数が大きくなる傾向があり、エルニーニョ現象の発生が判定されやすくなっている可能性が示唆される。

なお、切り替え後のデータでラニーニャ現象と判定されなくなった 2005/06 年の冬は、日本海側で記録的な大雪が観測された平成 18 年豪雪が発生した年であり、新たにエルニーニョ現象と判定された 1993 年の夏は、北日本～西日本にかけて、低温・多雨・日照不足の大冷夏となった年であることに触れておく。

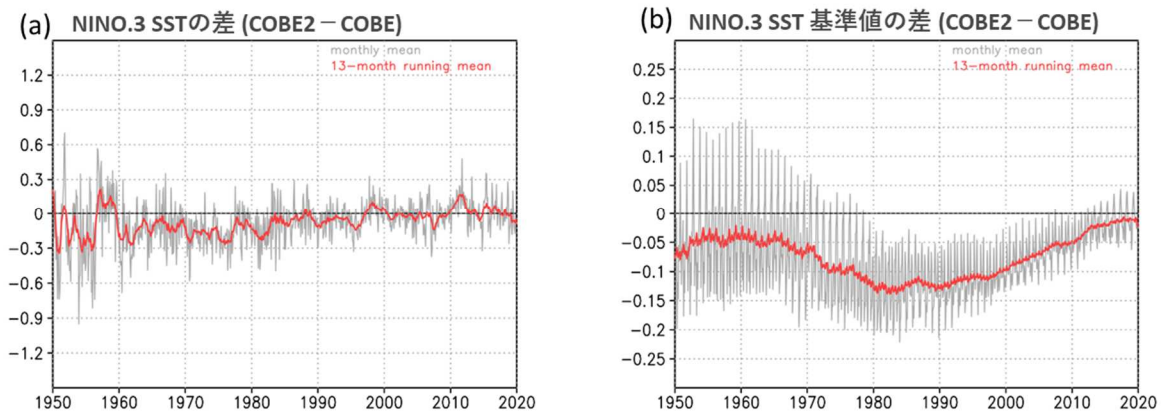
(a) 旧プロダクト

(b) 新プロダクト



第 3.3-5 図 NINO.3 指数(°C)と ENSO 発生期間の新旧比較

折線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示す。エルニーニョ現象の発生期間を赤で、ラニーニャ現象の発生期間を青で、それぞれ陰影で示す。(a) 旧プロダクト、(b) 新プロダクト。(a)、(b) の間でイベント発生の有無が一致しない箇所を緑色の四角でマークした。



第 3.3-6 図 NINO.3 海域における COBE-SST2 と COBE-SST の差の経年変化(°C)

灰色線は月平均値、赤線は 13 か月移動平均値を示す。(a)NINO.3 海域で平均した COBE-SST2 と COBE-SST の差。(b)COBE-SST2 と COBE-SST の基準値の差。

## イ IOD

次に、DMI 指数の時系列と IOD 発生期間の比較を第 3.3-7 図に示す。IOD 現象を発見した Saji et al. (1999) が挙げた主要な正の IOD イベント(1961 年、1967 年、1972 年、1982 年、1994 年、1997 年)は、いずれもイベント発生と判定されているが、第 3.3-5 図の ENSO の場合と異なり、全体的にイベント判定の差異が多い。1950 年代や 1980 年代は負のイベント判定が減少する一方、1990 年～2000 年代は負のイベントが増え、また 2010 年代後半は正のイベントが増えており、ENSO の場合と比べると系統的な変化傾向が見られない。なお、1950 年～2022 年までのイベント判定数は、負の IOD は 17 から 14 に減少し、正の IOD は 14 で同じである。

イベント判定の変化要因をより詳細にみるため、第 3.3-1 式の通り DMI 指数を実況部分と基準値部分に分解し※、各々の成分の SST データセット間の差を示したものを第 3.3-8 図に示す。

$$\begin{aligned}
 DMI &\equiv (WID_{obs} - WID_{ref}) - (EID_{obs} - EID_{ref}) \\
 &= (WID_{obs} - EID_{obs}) + (EID_{ref} - WID_{ref}) \\
 &\dots \text{(第 3.3-1 式)}
 \end{aligned}$$

ここで、 $WID_{obs}$ 、 $EID_{obs}$  は各々、西極、東極の領域平均から求めた実況値、 $WID_{ref}$ 、 $EID_{ref}$  は各々、西極、東極の領域平均から求めた基準値を示し、 $WID_{obs} - EID_{obs}$  を実況成分、 $EID_{ref} - WID_{ref}$  を基準値成分と呼ぶこととする。

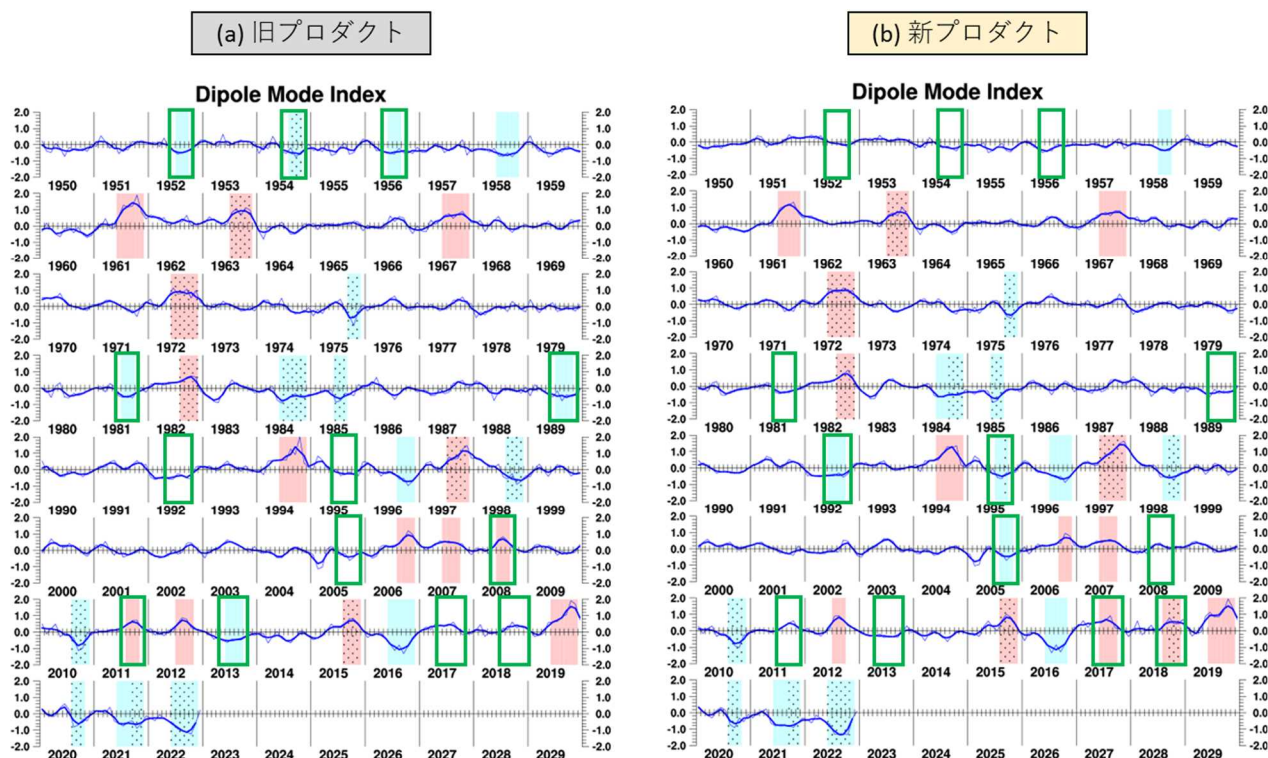
※基準値は、各海域の月別 SST の前年までの 30 年間で計算したトレンドを外挿して得られた値であり、前年までの実況値とは関係があることに注意

基準値成分は、1950 年代半ばから 1970 年代半ばにかけて負の値(新プロダクト(この年代では COBE-SST2 使用)は旧プロダクト(COBE-SST 使用)に比べて小さい値)となっており、DMI 指数が小さくなる方向に寄与している。逆に、1980 年代は DMI 指数がやや大きくなる方向に、2000 年代はやや小さくなる方向へ寄与しており、十年規模で変動しているようにも見える。他方、2010 年代半ばから基準値成分の負の値がかなり明瞭になる。これは、2015 年 6 月以降は COBE-SST2 ではなく MGDSSST に基づいて基準値成分が計算されていることで、不連続な変化が現れていると考えられる。ただ、こうした基準値成分の変化傾向は、第 3.3-7 図に見られる IOD イベント判定の変化とは必ずしも一致していない。

実況成分は、1960 年前後には正から負の値になる傾向が見られるが、多くの年代でゼロ線付近を短期間に変動している。新プロダクトで、正/負の IOD イベント判定がなくなった(加わった)箇所では、実況成分が負/正(正/負)の値を取っているが、そのほとんどは一時的な変化である。2010 年代後半には、正の値が明瞭に見られ、第 3.3-2 図(f)(g)に見られる変化パターン(インド洋熱帯域西部で正、東部で負)とも整合するが、2020 年代に入るとこの傾向は不明瞭となる。この

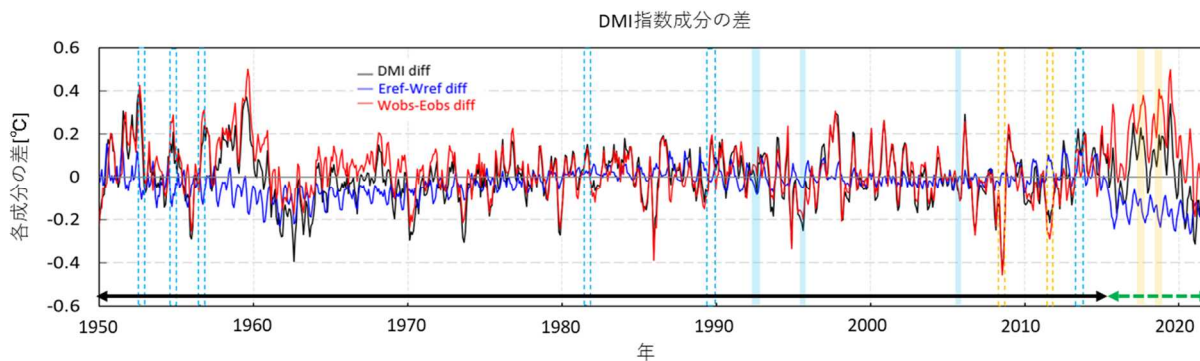
ように、実況成分も系統的な変化傾向を示しているわけではなく、DMI 指数の時系列の比較からは、IOD イベント判定の変化を単純に説明することは難しいことが分かる。

ように、実況成分も系統的な変化傾向を示しているわけではなく、DMI 指数の時系列の比較からは、IOD イベント判定の変化を単純に説明することは難しいことが分かる。



第 3.3-7 図 DMI 指数(°C)と IOD 発生期間の新旧比較

折線は月平均値、滑らかな太線は 3 か月移動平均値を示す。正の IOD 現象の発生期間を赤で、負の IOD 現象の発生期間を青で、それぞれ陰影で示す。エルニーニョ現象(ラニーニャ現象)と同時に発生していた正(負)の IOD 現象の発生期間には、陰影に加えハッチを施してある。(a) 旧プロダクト、(b) 新プロダクト。(a)、(b)の間でイベント発生の有無が一致しない箇所を緑色の四角でマークした。



第 3.3-8 図 新旧プロダクトにおける DMI 指数成分の差

DMI 指数の差(COBE-SST2/MGDSST-COBE-SST(他成分も同じ); 黒線)、実況成分の差(赤線)、基準値成分の差(青線)で、いずれも 3 か月移動平均の値。赤線と青線の和が黒線に一致する。水色破線(水色塗りつぶし)の四角は、旧プロダクトから新プロダクトへの変更に伴って負の IOD イベントが無くなった(新たに加わった)箇所、橙色破線(橙色塗りつぶし)の四角は、旧プロダクトから新プロダクトへの変更に伴って正の IOD イベントが無くなった(新たに加わった)箇所を示す。なお、新プロダクトでは 2015 年 5 月までは COBE-SST2、2015 年 6 月以降は MGDSST を使用し、旧プロダクトでは全期間 COBE-SST を使用している。図下方の黒(緑破線)矢印は、新プロダクトにおいて COBE-SST2(MGDSST)を使用している期間を示す。

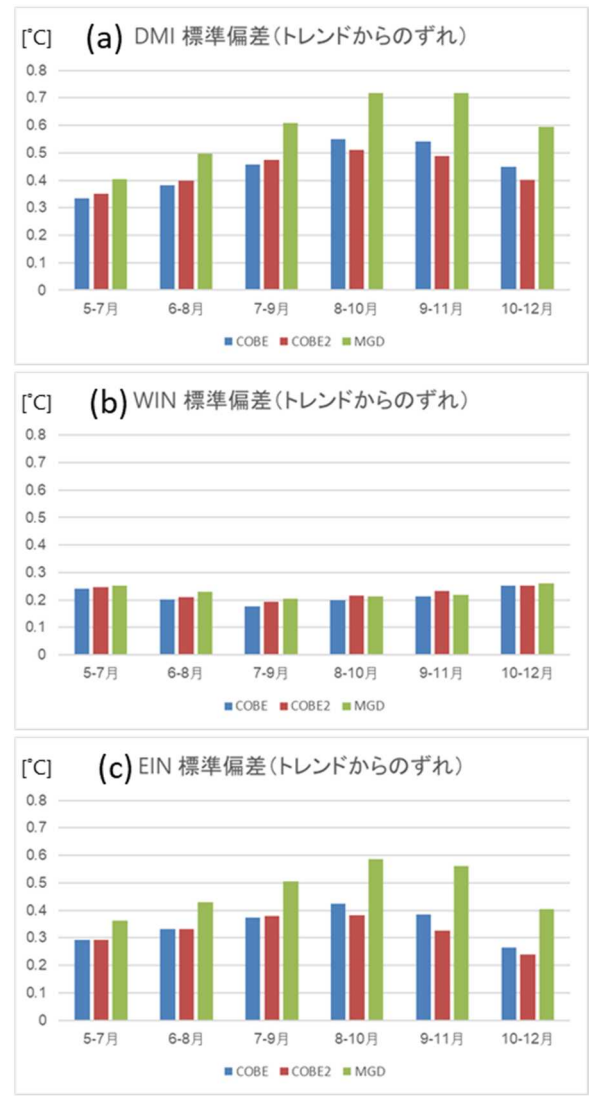
続いて IOD 現象が発生する北半球夏～秋にかけての期間で、DMI、WID、EID 指数の年々変動が新旧プロダクトでどのように変わるかを確認するため、COBE-SST、COBE-SST2、MGDSST それぞれを用いて 1991 年～2020 年の標準偏差を比較したものを第 3.3-9 図に示す。ここで、これらの IOD 監視指数は前 30 年間のトレンド成分からのずれで定義されるが、この定義では、MGDSST を用いた場合では 2015 年以降の 6 年分程度と十分なサンプルが得られないことから、ここでは平年値期間 (1991 年～2020 年) のトレンドからのずれで代用した。このようにして算出した DMI は、IOD が最盛期を迎える 9 月～11 月において、MGDSST に基づくものは COBE-SST や COBE-SST2 のものに比べて年々変動が約 30%大きかった (第 3.3-9 図(a))。西極では 3 つのデータセットで変動の大きさにほぼ差が無いが、東極では MGDSST によるものの変動が他のものに比べて大きく (第 3.3-9 図 (b)(c)、第 3.3-2 図(b)(d)(f)(g)のインド洋熱帯域東部付近で標準偏差が大きくなる傾向と整合的である。ここで DMI の分散は、

$$(\text{DMI の分散}) = (\text{西極の分散}) + (\text{東極の分散}) - (\text{西極と東極の共分散}) \times 2 \quad \dots (\text{第 3.3-2 式})$$

と分解できる。このように分解した各成分の寄与を 8～10 月を例に見てみると、DMI の分散に占める割合はいずれのデータセットでも東極の分散が最も大きく、COBE-SST によるものでは 59%、COBE-SST2 では 56%であるのに対し、MGDSST では 67%で他の 2 つに比べて割合が大きかった。次に大きいのは共分散の項で、いずれのデータセットでも約 25%である。西極の分散の占める割合は、COBE-SST によるものでは 13%、COBE-SST2 では 18%だが、MGDSST では 9%だった。従って、DMI の変動の大きさの違いは東極の変動の大きさの違いに由来すると考えられる。

以上のように、IOD イベントの判定には新旧プロダクト間で差異が多く見られたが、ENSO のような系統的な変化は見られず、DMI 指数の時系列の比較からはその要因の説明は困難であった。他方で、DMI 指数の年々変動の大きさは、北半球夏～秋の期間において、MGDSST を使用した場合に旧プロダクトと比べて大きくなる傾向が確認され、これには東極の変動度の

違いが寄与していると考えられた。DMI 指数の変動が大きくなることは、現行の IOD 現象の定義では、今後 IOD 現象のイベント判定数が増える可能性を示唆している。この点は、数事例ではあるものの、2017 年、2018 年の正の IOD が新たにイベント判定されたこととは整合的であり、今後の動向は注視する必要がある。



第 3.3-9 図 1991-2020 年のトレンドからのずれで定義した 3 か月平均 IOD 監視指数の年々変動の大きさ(°C) 青 : COBE-SST、赤 : COBE-SST2、緑 : MGDSST。(a) DMI、(b) 西極、(c) 東極。

### (3) SST 長期変化傾向及び PDO 関連プロダクト

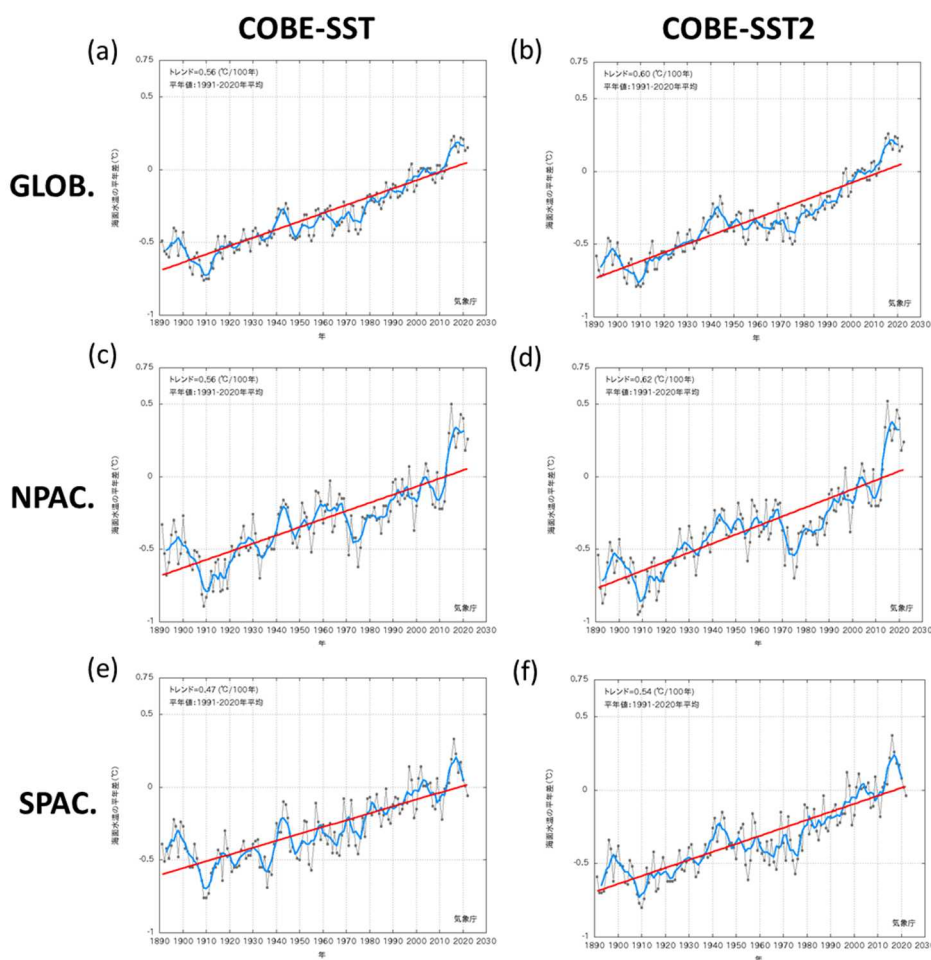
全球平均 SST、太平洋、大西洋等の各海域平均の SST の長期変化傾向や、PDO 関連のプロダクトにおいては、長期間にわたるデータの均質性を優先して COBE-SST2 を使用するため、以下では COBE-SST

と COBE-SST2 を使用した場合の新旧プロダクトの違いを示す。

### ア 長期変化傾向

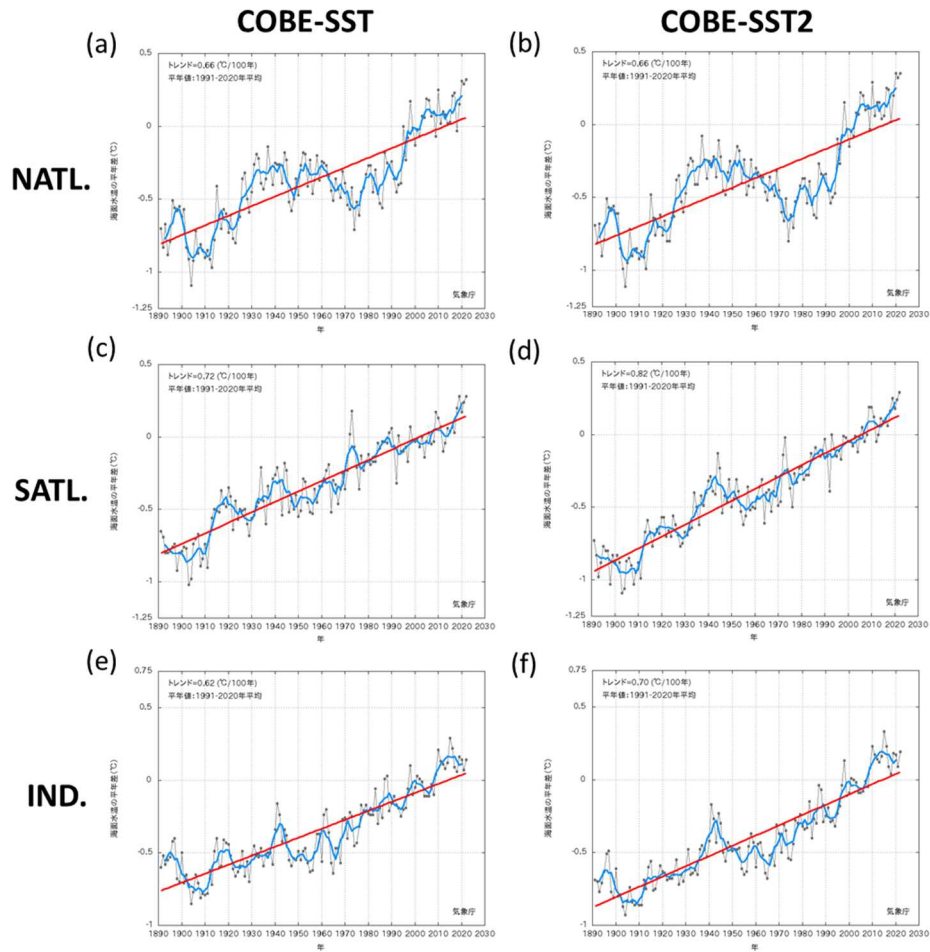
COBE-SST と COBE-SST2 それぞれを用いた SST の長期変化傾向のプロダクトを第 3.3-10 図～第 3.3-12 図及び第 3.3-2 表に示す。全球及び各海域平均の SST 長期変化傾向は新旧プロダクト間で差は見られるものの、概ね特徴は類似している(第 3.3-10 図、第 3.3-11 図)。平面で見た SST の昇温トレンドは、海氷域を除き、概ね COBE-SST2 の方が COBE-SST よりも

大きく、特に南太平洋、南インド洋、南大西洋での両データ間の違いが大きい(第 3.3-12 図、第 3.3-2 表)。この COBE-SST2 の全球平均 SST の昇温トレンドは Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version 3b(ERSST.v3b; Smith et al. 2008)や Hadley Centre Sea Surface Temperature(HadSST3; Kennedy et al. 2011)といった諸外国の SST データセットから算出した値とよく一致することが Hirahara et al.(2014)によって報告されている。

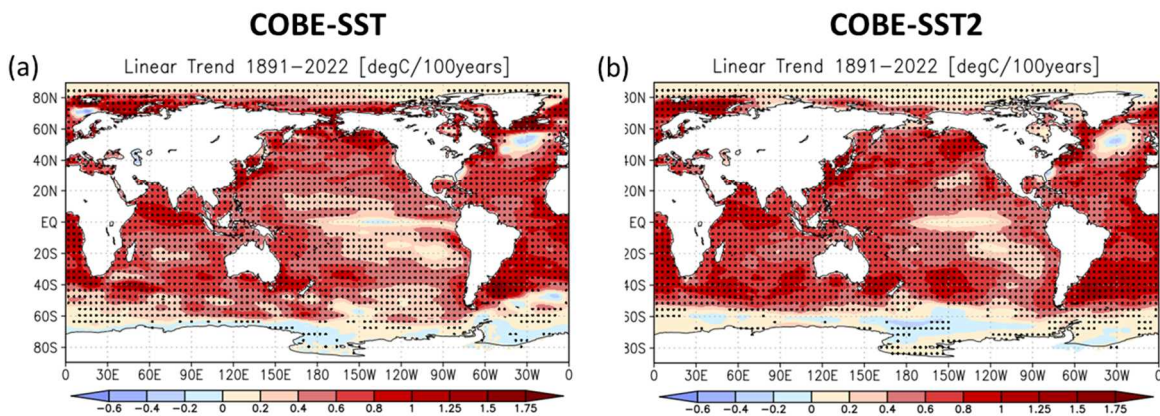


第 3.3-10 図 全球、北太平洋、南太平洋平均の年平均海面水温平年差の経年変化(1891～2022 年)  
 (a,b) 全球平均、(c,d) 北太平洋平均、(e,f) 南太平洋平均海面水温平年差の経年変化。左列が COBE-SST、右列が COBE-SST2 によるもの。各年の値を黒い実線、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。





第 3.3-11 図 北大西洋、南大西洋、インド洋平均の年平均海面水温平年差の経年変化 (1891~2022 年)  
 (a,b) 北大西洋平均、(c,d) 南大西洋平均、(e,f) インド洋平均海面水温平年差の経年変化。左列が COBE-SST、右列が COBE-SST2 によるもの。各年の値を黒い実線、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。



第 3.3-12 図 年平均海面水温の長期変化傾向 (°C/100 年)  
 1891~2022 年の期間から算出した変化傾向を示す。黒色のドットで示した領域は、変化傾向が信頼水準 95% で統計的に有意であることを示す。(a) が COBE-SST、(b) が COBE-SST2 に基づく。

第 3.3-2 表 各海域の 100 年あたりのトレンド  
各海域の範囲は図を参照。

	COBE-SST (°C/100 年)	COBE-SST2 (°C/100 年)	COBE2/COBE ト レンド比(%)
全球	0.56	0.60	107
北太平洋	0.56	0.62	111
南太平洋	0.47	0.54	115
北大西洋	0.66	0.66	100
南大西洋	0.72	0.82	114
インド洋	0.62	0.70	113

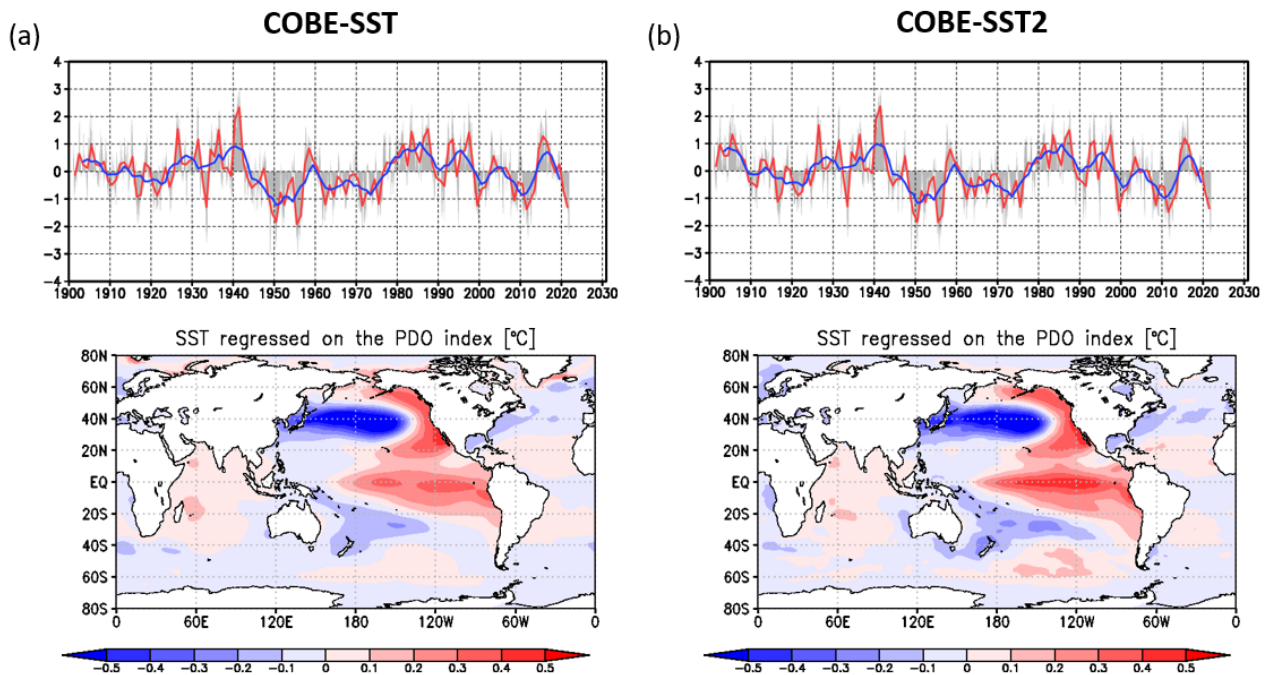
  

#### イ PDO 関連プロダクト

次に COBE-SST と COBE-SST2 それぞれを用いた PDO 指数時系列と SST 偏差パターンを第 3.3-13 図に示す。PDO 指数は、現行同様、北太平洋の 20°N 以北における月毎の SST 偏差(1901 年から 2000 年までの平均値に対する差)に対して EOF 解析を行い、その第 1 モードの時係数で定義してある。ただし、地球温暖化の影響を取り去るため、EOF 解析を行う前にそれぞれの地点の月平均 SST 偏差から全球平均 SST 偏差を除いてある。第 3.3-13 図(a)(b)の PDO 指数の時系列を比較すると、両者ではほぼ同じような変動を示していることが分かる。PDO 指数に回帰した SST

偏差パターンは、COBE-SST2 を用いた場合、中・東部太平洋熱帯域に見られる ENSO 発生時に見られるような SST パターンの構造がややシャープになるが、COBE-SST によるものとの本質的な差は見られない。

次に、PDO に次ぐ変動モード(EOF 第 2 モード)である NPGO (North Pacific Gyre Oscillation; Di Lorenzo et al. 2008)についても、COBE-SST と COBE-SST2 それぞれを用いた NPGO 指数時系列と SST 偏差パターンを第 3.3-14 図に示す。こちらも同様に両 SST データ間で本質的な差は見られない。

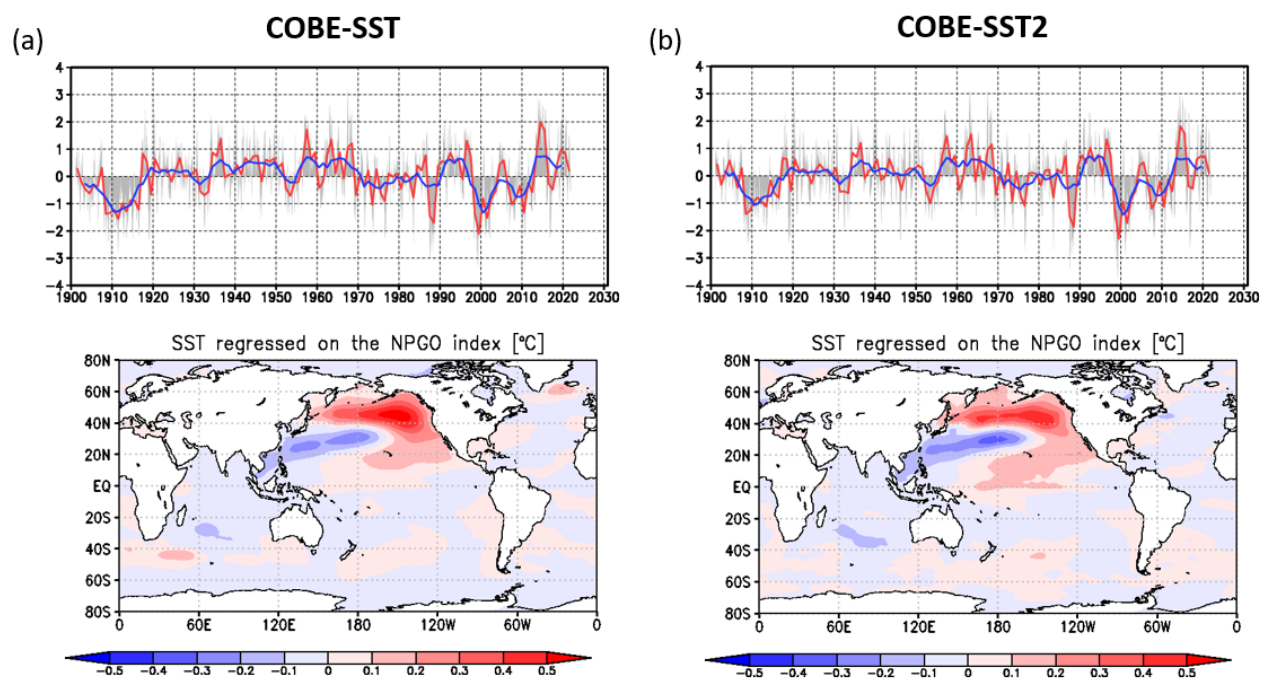


第 3.3-13 図 PDO 指数(上段)と PDO 指数に回帰した SST 偏差パターン(下段)

上段:年平均した PDO 指数の時系列。赤線が年平均値、青線はその 5 年移動平均を表す。また、月毎の指数を灰色の棒グラフで示している。

下段:PDO 指数に対する SST(°C)の回帰係数。統計期間は 1901 年 1 月~2000 年 12 月。

(a)が COBE-SST、(b)が COBE-SST2 に基づく。



第 3.3-14 図 NPGO 指数(上段)と NPGO 指数に回帰した SST 偏差パターン(下段)

上段:年平均した NPGO 指数の時系列。赤線が年平均値、青線はその 5 年移動平均を表す。また、月毎の指数を灰色の棒グラフで示している。

下段:NPGO 指数に対する SST(°C)の回帰係数。統計期間は 1901 年 1 月~2000 年 12 月。

(a)が COBE-SST、(b)が COBE-SST2 に基づく。

### 3.3.5 まとめ

本項では、令和 5 年 5 月(一部プロダクトは令和 5 年 2 月)以降に気候系監視プロダクトに使用する 2 つの SST データセット(COBE-SST2 及び MGDSST)の仕様(概略)とその使い分け、そして新旧プロダクトの違いについて解説した。新旧プロダクトの違いについて、主な結果は以下のとおりである。

現平年値期間(1991 年~2020 年)において、熱帯域では COBE-SST2 と COBE-SST との差は大きくないものの、MGDSST との間にはインド洋等で比較的大きな差や変動度(標準偏差)の違いが見られた。COBE-SST2、MGDSST とともに南北両半球高緯度帯の海氷域付近で COBE-SST との差や変動度の違いが大きく、これは、海氷域における SST の推定手法の違いが現れているものと考えられる。そのほか MGDSST では、COBE-SST と比べて解像度が増したことによると思われる差も見られた。また、1961 年~1990 年の期間では、COBE-SST2 は COBE-SST と比べて全体的に低く、SST 観測手法のバイアス補正の効果と考えられた。

ENSO 及び IOD 関連のプロダクトについては、ENSO 発生のイベント判定には旧プロダクトと比べてラニーニャ現象が減り、エルニーニョ現象が増えるという系統的な変化が見られた。この一部には、COBE-SST2 で取り入れられた SST 観測手法のバイアス補正が影響していると考えられる。IOD 発生のイベント判定には ENSO のような系統的な変化は見られず、DMI 指数の時系列の比較からはその要因の説明は困難だった。他方で、MGDSST を使用した DMI 指数の北半球夏~秋における年々変動は、東極の変動度の大きさの違いに起因して COBE-SST を使用した場合より 30%程度大きく、新プロダクトにおいて近年新しく正の IOD イベント判定が加わった(IOD イベント判定が増加した)こととは整合的だった。このことは、現行の IOD 現象の定義では、今後 IOD 現象のイベント判定数が増える可能性を示唆しており、今後の動向を注視する必要がある。

COBE-SST2 を使用する SST の長期変化傾向や PDO 関連プロダクトには、新旧プロダクトの間で本質的な違いは見られなかった。

### 参考文献

- 気象庁, 2021: 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗. 数値予報開発センター年報(令和2年), 気象庁 数値予報開発センター, 115-124.
- 気象庁, 2022: 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗. 数値予報開発センター年報(令和3年), 気象庁 数値予報開発センター, 133-138.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73, S1-18.
- Di Lorenzo, E., N. Schneider, K. M. Cobb, P. J. S. Franks, K. Chhak, A. J. Miller, J. C. McWilliams, S. J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T. M. Powell and P. Rivière, 2008: North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08607.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57-75.
- 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. of Climatology*, 25, 865-879.
- Kennedy, J. J., N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby, 2011: Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenisation. *J. Geophys. Res.*, 116, D14104, doi:10.1029/2010JD015220.
- 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.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.
- Smith, T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson, and J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean temperature analysis (1880-2006). *J. Climate*, 21, 2283-2296.
- Tomosada, A., 1982: Stationary observation data at lighthouses and stations committed by fisheries (in Japanese). Research Institutes Collections of Tokai Regional Fisheries Research Laboratory 10, 369 pp
- Woodruff, S. D., S. J. Worley, S. J. Lubker, Z. Ji, J. E. Freeman, D. I. Berry, P. Brohan, E. C. Kent, R. W. Reynolds, S. R. Smith, C. Wilkinson, 2011: ICOADS release 2.5: Extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *Int. J. Climatol.*, 31, 951-967, doi:10.1002/joc.2103.

## 4 2030年に向けた季節予報の展望<sup>1</sup>

### 4.1 はじめに

交通政策審議会気象分科会は、2018年8月20日に「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」を提言した。その中で、目標のひとつとして「気候リスク低減、生産性向上に資する数ヶ月先までの予測精度向上」を掲げ、取組みの具体的内容として、①2週先までの顕著現象(極端な高温、低温に加え、暴風、大雪等)の予測情報を提供、②1ヶ月先までの熱波/寒波等による極端な高温、低温の発生する可能性を週ごとに予測、提供、③3ヶ月先の冷夏/暖冬等の極端な高温、低温を現在の1か月予報と同等の精度で予測を挙げた。本報告では、数値予報システムによる季節予報技術に対して、提言を受けた2018年当時とその後の進展、そして今後の展望について述べる。

### 4.2 気象庁における季節予報技術の現状

気象庁では、1か月予報に対しては1996年に、3か月予報と暖・寒候期予報に対しては2003年に、数値予報システムを導入した。その後、数値予報システムの改善によって、着実に予測精度を向上させてきた。現在の数値予報システムは第4.2-1表のとおりで、1か月予報のためには大気モデルを用いた全球アンサンブル予報システム(全球EPS)、3か月と暖・寒候期予報には大気海洋結合モデルを用いた季節アンサンブル予報システム(季節EPS)を用いている。

#### (1) 1か月予報

第4.2-1図に、2018年当時までの1か月予報に用いる現業モデルの精度を示す。1981～2010年の30年間の再予報実験(ハインドキャスト)による北日本域における予測3～4週目(予測17～30日目までの14日平均)の2m気温偏差のアンサンブル平均と解析(不規則に分布した観測データから、データ同化と呼ばれる計算手法により規則的な格子点上に値を内挿して、大気の状態を表したもの)との相関係数である(アンサンブル数は5)。2014年3月までの現業モデルに比べ、2018年時点の現業モデルでは、冬期、春

期を中心に予測精度が大幅に向上し、相関係数が0.5以上の月もみられる。一方、この期間に限ると、夏期の予測精度は明瞭には改善していない。

冬期、春期については、顕著現象の予測精度も向上した。第4.2-2図には、2005年11月30日初期値の12月の予測事例を示す。この年の12月は、非常に強い寒気が南下し、日本海側では記録的な大雪となった。この冬の大雪を対象に気象庁は「平成18年豪雪」と命名した。また、この異常低温・大雪は、気象庁が異常気象分析検討会<sup>3</sup>を設置するきっかけにもなった。図に示すように、当時の現業モデルでは、予測初期に近い12月上旬の低温は予測できたが、中旬には平年並に戻ってしまった。一方、2018年時点の現業モデルでは、12月下旬までの低温の持続を予測できている。海面気圧の予測図からわかるとおり、アリ

第4.2-1表 気象庁の現業数値予報システム(気象庁ウェブページ<sup>2</sup>より:2023年1月現在)。赤枠内が季節予報関連。

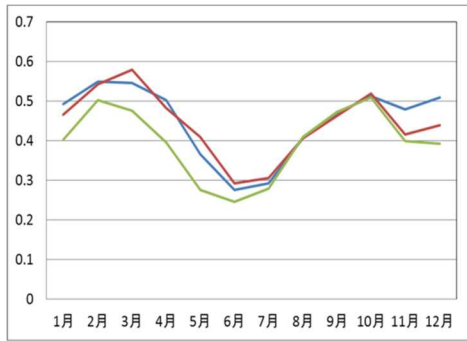
数値予報システム(略称)	モデルを用いて発表する予報	予報領域と格子間隔	予報期間(メンバー数)	実行回数(初期値の時刻)
局地モデル(LFM)	航空気象情報 防災気象情報 降水短時間予報	日本周辺 2km	10時間	毎時
メソモデル(MSM)	防災気象情報 降水短時間予報 航空気象情報 分布予報 時系列予報 府県天気予報	日本周辺 5km	39時間	1日6回(03,06,09,15,18,21UTC)
			78時間	1日2回(00,12UTC)
全球モデル(GSM)	分布予報 時系列予報 府県天気予報 台風予報 週間天気予報 航空気象情報	地球全体 約20km	5.5日間	1日2回(06,18UTC)
			11日間	1日2回(00,12UTC)
メソアンサンブル予報システム(MEPS)	防災気象情報 航空気象情報 分布予報 時系列予報 府県天気予報	日本周辺 5km	39時間(21メンバー)	1日4回(00,06,12,18UTC)
全球アンサンブル予報システム(GEPS)	台風予報 週間天気予報 早期天候情報 2週間気温予報 1か月予報	地球全体 18日先まで 約27km 18～34日先まで 約40km	5.5日間(注1)(51メンバー)	1日2回(06,18UTC)
			11日間(51メンバー)	1日2回(00,12UTC)
			18日間(51メンバー)	1日1回(12UTC)
季節アンサンブル予報システム(季節EPS)	3か月予報 暖候期予報 寒候期予報 エルニーニョ監視速報	地球全体 大気 約55km 海洋 約25km	34日間(25メンバー)	週2回(12UTC 火・水曜日)
			7か月(5メンバー)	1日1回(00UTC)

(注1) GEPSは、00,06,12,18UTC 初期値の1日4回実行されるが、06,18UTC 初期値時刻の予測は、全般海上予報区(赤道～北緯60度、東経100～180度)内に台風が存在する、または同区内で24時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合、または全般海上予報区外に最大風速34ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想された場合に配信される。

<sup>1</sup> 榎田 貴郁、前田 修平(以上、大気海洋部気候情報課)、小森 拓也(情報基盤部数値予報課)

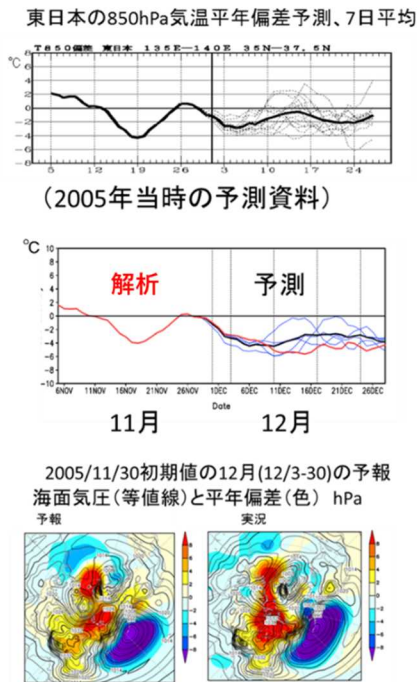
<sup>2</sup> <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/whitep/1-3-4.html>

<sup>3</sup> <https://www.data.jma.go.jp/gmd/extreme/index.html>



第 4.2-1 図 北日本域 (37.5-45N,140-145E) の予測 3～4 週目 (予測 17～30 日目) の 2m 気温偏差の精度 (5 メンバーアンサンブル平均と解析との相関係数)

1981～2010 年の 30 年間の再予報実験と比較。緑:2011 年 3 月～2014 年 3 月の現業モデル (水平約 110km、鉛直 60 層)、赤:2014 年 3 月～2017 年 3 月の現業モデル (水平約 55km、鉛直 60 層)、青:2017 年 3 月～2020 年 3 月の現業モデル (予測 18 日まで水平約 40km、18 日以降は水平約 55km、鉛直 100 層)。横軸は予測初期値の月 (前 3 か月平均)。



第 4.2-2 図 2005 年 12 月の異常低温の予測

初期値は 11 月 30 日。上:2005 年当時の現業モデルによる東日本域 (35-37.5N,135-140E) の 7 日移動平均 850hPa 気温偏差 (°C)。太い実線が解析 (11/30 まで) とアンサンブル平均予測。細い線が各メンバーの予測。中:同上、ただし 2018 年時点の現業モデルによる予測。赤線が解析、黒線がアンサンブル平均予測、青線が各メンバーの予測。下:2018 年時点の現業モデルによる海面気圧の予測で、左) 予測 3～30 日目の 28 日平均場 右) 同期間の解析。等値線が海面気圧で陰影が年平均偏差 (hPa)。

ユーシャン低気圧とシベリア高気圧がともに強い冬型の気圧配置の持続をよく予測できた。

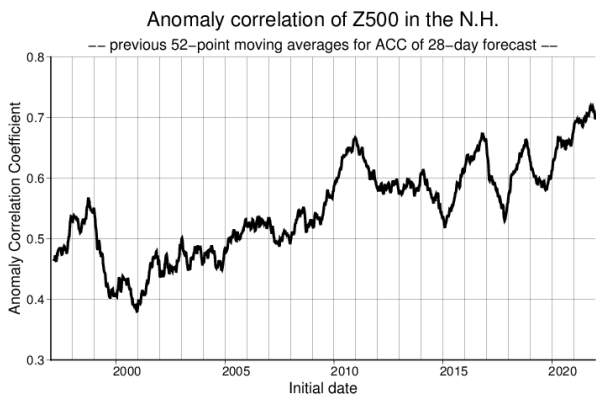
この冬は、雪害による死者が 152 人と、非常に多かったが、現在の精度で予報すれば、極端な低温の持続と大雪への万全の警戒 (自治体等による除雪計画の見直し、マスコミによる除雪作業の注意喚起等) を、早い段階で呼び掛けることができ、雪害を軽減することが出来たと考えられる。

その後、予測モデル本体の改良に加えて、2020 年に 2 段階 SST 法 (高倉・小森, 2020) が全球 EPS に導入された。この手法では、予測の途中から、季節 EPS で予測された海面水温 (SST) を全球 EPS の下部境界として利用しており、1 か月予報に重要なマッデンジュリアン振動 (MJO) の予測精度向上にも大きく貢献した。2 段階 SST 法の導入に伴い、季節 EPS の更新 (後述) によっても、1 か月予報の精度改善への効果が得られることとなった。第 4.2-3 図を見ると、年々変動はあるものの、北半球 500hPa 高度に対する 1 か月予報のアノマリー相関係数は改善傾向であり、2021 年には初めて 0.7 を超えたことが分かる。

第 4.2-4 図は、現在の現業モデルによる予測の例である。2022 年 9 月は、北・東・西日本で高温となった。特に 9 月中旬に一部で猛暑日となるなど、残暑が厳しかった。この時、現業モデルは、まだ実況が平年並であった 9 月初めから、その後高温に転じ、3～4 週目にかけて高温が持続することを予測できていた。これは、日本～日本の東のジェット気流が平年より北偏し、持続することを予測できていたことが関係している。日付変更線付近でジェット気流が平年より南に蛇行し、次々に切離した上層寒冷低気圧が亜熱帯域を西進、日本の南で対流活動が活発化し、日本～日本の東で高気圧が強まり、ジェット気流がさらに北偏、ということも、ある程度表現されていた (図略)。

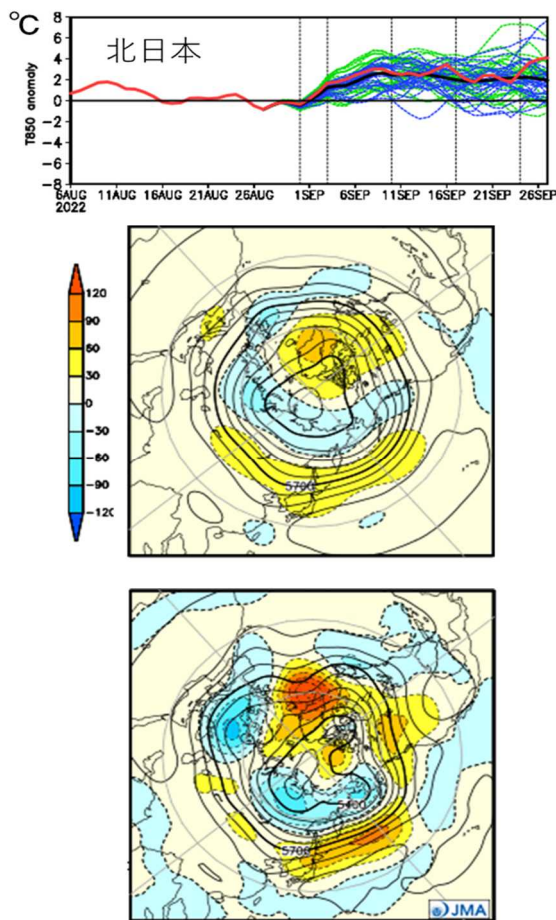
## (2) 3 か月予報、暖・寒候期予報

3 か月予報、暖・寒候期予報には、2003 年に数値予報システムを使い始めた。当初は、エルニーニョ/ラニーニャ現象の予測のための大気海洋結合モデルによる海面水温予測を統計的に加工した値を下部境界条件とする (2 段階 SST 法)、大気モデルによる予測を



第 4.2-3 図 北半球 500hPa 高度に対する 1 か月予測精度

毎週の予測 3~30 日の 28 日平均に対して、前 1 年間で移動平均した解析に対するアノマリー相関係数。



第 4.2-4 図 現業の全球 EPS による 2022 年 8 月 31 日初期値の予測

上: 現業モデルによる北日本域 (37.5-45N, 140-145E) の 7 日移動平均 850hPa 気温偏差 (°C)。赤線が気象庁第 3 次長期再解析 (JRA-3Q、気象庁, 2021)、黒線がアンサンブル平均、青・緑線が各メンバーの予測。中: 500hPa 高度場のアンサンブル平均予測で、予測 3~30 日の 28 日平均場。等値線が高度、陰影が平年偏差 (m)。下: 中と同じで対応する解析。

用いていた。2010 年には、大気海洋結合モデルを 3 か月予報、暖・寒候期予報のために導入し、第 4.2-5 図に示すように、システム更新の度に着実に予測精度が向上している。

そして更に、2022 年 2 月に現在の季節 EPS (JMA/MRI-CPS3) (Hirahara et al., 2023) が現業化されたことで、エルニーニョ/ラニーニャ現象、MJO (後述)、ブロッキング高気圧などの現象の予測や、季節

予報の主要予測指標である 2m 気温の予測など、多くの予測精度が大幅に向上した (気象庁, 2022)。第 4.2-6 図に、2022 年 9 月を初期値とした 2022 年 12 月の予測結果を示す。この時、東・西日本が低温で、12 月中旬から下旬にかけて全国の日本海側を中心に広い範囲で

大雪となり、新潟県で車両の立ち往生も発生した。500hPa 高度場は、日本付近で負偏差、南アジア付近で正偏差、といったパターンがよく予測されており、ラニーニャ現象に伴う亜熱帯ジェット気流の蛇行がよく表現されていたと考えられる。

このように予測精度が着実に向上し、よく予測できる事例もあるものの、本節冒頭で述べた 2030 年に向けた提言の実現や産業分野から強く求められている生産計画策定等での活用のためにはまだ十分ではなく、更なる精度向上が必要である。例えば、エルニーニョ/ラニーニャ現象の予測は大きな改善が見られているが、熱帯域の多様な大気海洋変動の再現に改善の余地があり、そのことなどにより、日本付近へのテレコネクションによる影響予測が難しい場合がある。

### 4.3 季節予報技術に関わる国際的な動向

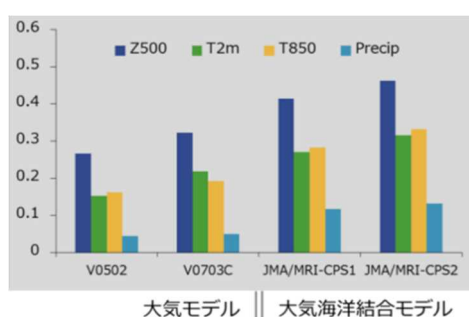
#### (1) 二つのブレイクスルー

これまで、季節内~年々変動の予測に関して二つのブレイクスルーがあった。一つ目は MJO、二つ目は北極振動/北大西洋振動 (AO/NAO)、という季節予報にとって重要な現象の予測に関するものである。

MJO は、大規模な対流活動とカップルした赤道波が 30~60 日の周期で東進する現象で、中・高緯度にも影響を与え、季節内から季節を対象とする予報にとって重要な現象である。予測が難しく、その誤差が中・高緯度大気にとっては偽の強制になることなどから、

15年ほど前までは「モデラーにとって MJO は悪夢」とも呼ばれていた。しかし、Miura et al. (2007)によるシミュレーションの成功の頃から予測可能な現象であると認識され、現業機関による予測精度も向上してきた。

Vitart(2017)によれば、Wheeler and Hendon (2004)に基づいて計算した MJO Index の相関係数が予測 15 日ごろまで 0.6 を超える機関が多い。顕著な特徴は、他の機関に比べヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の予測精度がよく、予測約 30 日まで 0.6 を超えることであった。2014 年 3 月～2017 年 3 月に気

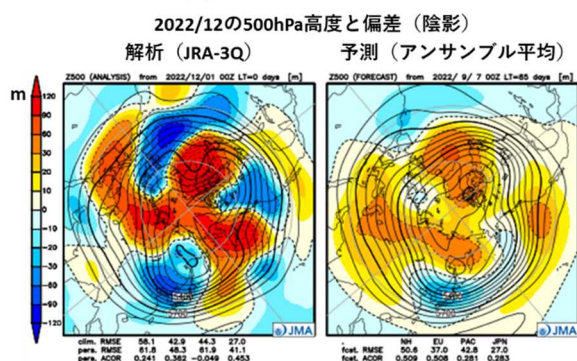


第 4.2-5 図 気象庁の季節予測システムの予測精度の変遷

アノマリー相関係数の全球平均。紺: 500hPa 高度、緑: 2m 気温、橙: 850hPa 気温、水色: 降水量。2 月初期値の 6～8 月の 3 か月平均場。それぞれハインドキャストの結果から算出した値(ハインドキャストの仕様はシステムによって異なる)。それぞれの運用開始の時期は以下のとおり:

V0502(2006), V0703C(2007), JMA/MRI-CPS1(2010), JMA/MRI-CPS2(2015)。

季節アンサンブル予報システム (JMA/MRI-CPS3) による予測  
初期値 : 2022/9/7

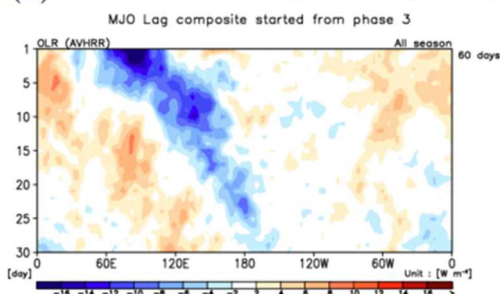


第 4.2-6 図 現業の季節 EPS による 2022 年 12 月の予測、2022 年 9 月 7 日初期値

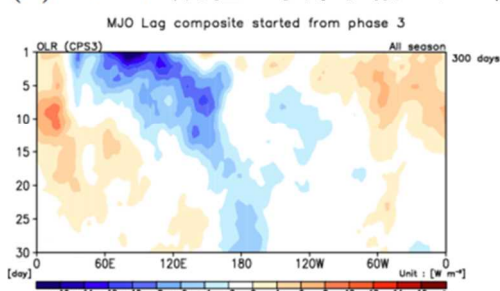
500hPa 高度(等値線)と平年偏差(陰影)。左:解析、右:アンサンブル平均予測。

象庁で運用していた現業の 1 か月予報モデルの MJO 予測精度は ECMWF と比べて大きな差があったが、2020 年の 2 段階 SST 法導入によって改善した。さらに 2022 年の季節 EPS 更新は、2 段階 SST 法を通じて全球 EPS に MJO を含む予測精度改善をもたらした。これはモデル更新によって、季節 EPS の MJO 予測精度などが明瞭に改善したことが大きい(第 4.3-1 図)。MJO はもはや「悪夢」ではなく、1 か月予報の後半にとって予測可能性のソースとなっている。

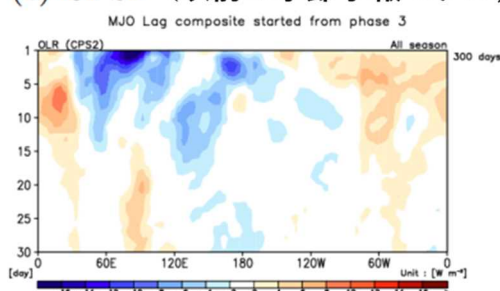
(a) NOAA OLR (衛星データ解析)



(b) CPS3 (現在の季節予報モデル)



(c) CPS2 (以前の季節予報モデル)



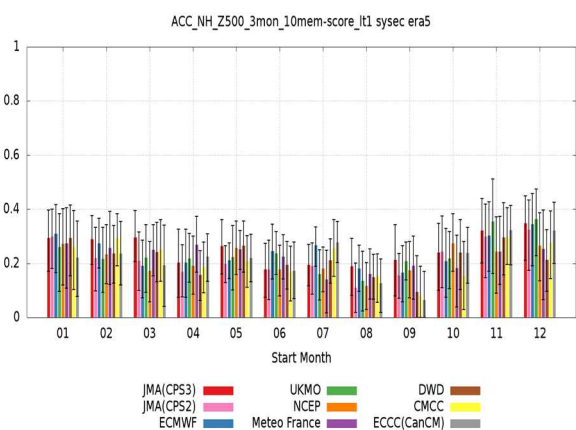
第 4.3-1 図 インド洋域 (Phase-3) に MJO の対流発域の初期位相があるときの大気上端外向き長波放射量 (OLR) 時間合成図(全季節)

横軸は経度、縦軸は予測時間 [日]。位相 (Phase) の定義は、Wheeler and Hendon (2004) に従う。



二つ目は、AO/NAO の予測である。AO/NAO は、極域の寒気の中緯度への放出に関係しており、季節予報にとって重要な現象である。しかしながら、大気の内変動動的な性質が強く、季節予報の時間スケールでは予測可能性の小さい現象であることが関係者の常識であった。気象庁でも発表する寒候期予報の解説資料に「冬の天候に影響の大きい北極振動の予測は難しく、現時点では考慮できていない。」と明示している。ところが、イギリス気象局(UKMO)の季節予測システム(GloSea5)でAO/NAOが予測出来るようになったと報告され(Scaife et al., 2014)、関係者に衝撃を与えた。予測が可能となった明確な理由は示されていないが、AO/NAOの予測可能性のソースと考えられる過程、例えばENSO、北大西洋の亜寒帯ジャイアの水温、バレンツ-カラ海など北極海の海氷、成層圏の準2年振動(QBO)、がよく予測されていることが寄与しているのではないかと述べられている。

第4.3-2図に、各国気象機関の現業季節予測システムの北半球500hPa高度場の予測精度を示す。気象庁(JMA)の予測精度を見ると、2022年の季節EPS



第4.3-2図 C3S参加機関の再予報の1~3か月目の3か月平均500hPa高度の北半球における解析値とのアノマリー相関

エラーバーは試行回数1000回のbootstrap法による95%信頼区間。アンサンブルメンバー数は全ての機関でそれぞれ10。対解析値としてECMWF長期再解析ERA5(Hersbach et al. 2020)を使用。平年値期間は1993-2016年。

※C3S:欧州委員会が主導する地球観測計画であるコペルニクス計画の計画要素の一つである、コペルニクス気候変動サービス。

の更新により、予測精度が向上していることが分かる。また、UKMOの予測精度は特に冬期(11~12月)に他の機関に比べて高いが、これにはAO/NAOの予測の成功が関係していると考えられる。

## (2) シグナルーノイズパラドックス

UKMOにおけるAO/NAO予測の成功は関係者に衝撃を与えた一方、その予測精度はアンサンブル平均とスプレッドで求められるシグナル(S)/ノイズ(N)比から推察される予測可能性の限界を大きく超えており、予測事例の不足やアンサンブル予測システムの問題を指摘する論文も発表される(例えば、Saito et al., 2017)など論争を巻き起こした。これに対して、Scaife and Smith(2018)は、AO/NAOの予測の他にいくつかの事例を挙げ、季節あるいは気候予測の分野では、中・高緯度においてアンサンブル平均で推定されるシグナルが小さすぎて、「モデルのコントロールランとアンサンブル平均との相関よりも解析値とアンサンブル平均との相関の方が高い」、つまり、モデルによるモデルの振る舞いの予測よりも、モデルによる現実世界の振る舞いの予測の方が精度が高い、というパラドックスがよく見られると主張し、このことを「シグナルーノイズパラドックス」と名付けた。彼らが挙げた事例は、解析の海面水温を与えた大気モデルによるNAOの変動、QBOに対する中・高緯度大気の応答、火山噴火、太陽活動、オゾン減少といった外部強制に対する大気応答、などである。彼らはシグナルーノイズパラドックスの要因は証明できていないとしつつ、その候補として「中緯度における大気海洋相互作用の欠如」、「モデル解像度が粗いことによる弱いエディーフードバック」、「テレコネクションの誤差」、「積雲対流などのパラメタリゼーションの誤差」を挙げている。

Mori et al. (2019)は、7つの大気モデルを用いたマルチモデルアンサンブルデータと解析との比較から、大気モデルで見積もられる、バレンツ-カラ海を中心とする北極海の海氷が強制するシグナルが、解析に比べて小さすぎることを示した。北極海の海氷影響が弱いことも、シグナルーノイズパラドックスの要因の一つとなっている可能性がある。

シグナル・ノイズパラドックスは、アンサンブル予測システムがきちんと変動を再現していないことを意味しているが、これまで考えられていたよりも、中・高緯度における季節予報の可能性が高いことも示唆している。解かねばならないパラドックスである一方、季節予報関係者としては勇気づけられるパラドックスでもある。

#### 4.4 季節予報技術の展望と今後の課題

気象庁は、4.2 節で示したように数値予報システムの導入後、その改善を行い、季節予報のための予測精度を着実に向上させてきた。また、4.3 節で示したように、近年、世界的には MJO と AO/NAO の予測の成功という、季節予報に関する二つのブレイクスルーがあり、さらに、現在の季節 EPS が予測のシグナルを過小評価している(シグナル・ノイズパラドックス)可能性を示す研究もいくつか現れてきた。これらのことは、季節予報の明るい将来を示しているが、その実現には課題が多い。

ENSO は気候システムの年々変動として最も顕著な現象であるが、各々の ENSO の時空間構造は多様である。また、エルニーニョもどき、インド洋ダイポールモード、カリフォルニアニーニョ、太平洋・大西洋の南北モードなど、年々以上の時間スケールを持ち、季節予報のシグナルとなる熱帯域の大気海洋変動が多く発見されている。現在の季節 EPS は、これらの多様な空間・時間スケールの変動とその中・高緯度への多様なテレコネクションが十分に再現・予測出来ているとは言えない。

これまで、季節予報の時間スケールでは、中緯度の海洋は大気の影響を受けて変動すると考えられてきたが、最近の研究では太平洋、大西洋の海洋前線帯を中心に大気と海洋が相互に作用して変動することが知られてきた。中緯度における海洋前線帯の形成・維持や大気海洋相互作用には、傾圧不安定性等で発達する海洋の中規模渦が本質的な役割を果たしている。ロスビー変形半径を考慮すると、海洋モデルで中緯度の中規模渦を表現するためには 0.1 度程度の水平解像度が必要である。現在の季節 EPS では解像度が粗く、海洋大循環の重要な要素である中規模渦を

再現できていないため、その大規模場への影響に改善の余地がある。

海洋初期値について考えると、アルゴ計画により、2000 年以降には海洋内部の観測データが充実してきている。これらのデータを生かす海洋データ同化手法も改善され、現在の季節予測システムでは海洋に対して 4 次元変分法が、海氷に対しては 3 次元変分法が採用されている。しかし、データ同化期間中の大気強制力と結合モデルの大気場は整合していないため、予測開始直後の初期ショックに伴って海洋混合層が大きく変化して予測に影響を与えるという課題がある。

1991 年のピナツボ火山噴火のような、成層圏にまでエアロゾルが注入される大規模な火山噴火は、その後の大気・海洋循環に年から数年のスケールで影響を与える。現在の季節 EPS では、リアルタイムで火山性エアロゾルの 3 次元構造を初期値化できないため、このような火山噴火時には対応出来ない。また、オゾン予報変数化していないため、近年、季節内から季節予報の時間スケールで地上気温などへの影響が指摘されている成層圏オゾンと放射過程の相互作用(Deushi, 2022 など)を考慮できていない。

現在、気象庁では、これらの課題の解決に向けて精力的に開発を進めている。今後の季節予測システムの改良に向けた主な方向性は、①大気モデルの水平・鉛直の高解像度化、各種物理過程の改良、②海洋モデルの水平高解像度化と鉛直ハイブリッド座標の導入、③大気海洋結合データ同化と衛星観測 SST 直接同化の導入、④大気化学と放射過程の相互作用の導入、である。①の高解像度化と物理過程の改良では、大気における波・平均流相互作用、対流圏・成層圏相互作用の改善などが期待される。②では、海洋モデルの水平解像度を 0.1 度(渦解像モデル)とすることで、中緯度の海洋前線帯の水温傾度とその影響を受ける大気擾乱の改善や海洋混合層における水温ドリフトの軽減を狙う。③では、現実的な大気海洋相互作用が反映された、予測モデルと物理的に整合した初期ショックの小さい、大気海洋初期値作成を目指す。また、時間フィルタによる位相の遅れが指摘されている全球日別海面水温解析値(MGDSST; 栗原ほか, 2006)の代わりに衛星観測 SST を直接同化する

ことで、SST 変化の位相遅れ軽減を狙う。④では、オゾンの予報変数化やエーロゾル日別解析値の利用（現在は月別気候値）など、これまで考慮されていない地球システム構成要素と大気の放射過程との相互作用を導入・改善するための開発等を行う。

一方、システム構成について考えると、2022 年の季節 EPS 更新によって、それまで 5 日毎に計算していた予測を毎日更新できるようになり、また上述の MJO 予測精度の大幅な改善によって、季節 EPS の 1 か月予報（特に 3～4 週目）への利用を検討できるようになった。これにより、全球 EPS を 2 週目予測までに限定することで、3～4 週目に必要だった計算機資源を大気海洋結合化に有効利用できると考えられる。

以上の課題に取り組むためには、庁内の開発・研究体制を確立しつつ、大学・研究機関の協力も得ながら数値予報システムの開発・研究をこれまでよりも強力に推進する必要がある。

#### 4.5 季節予報のニーズ

今年(2023年)1月24～26日の寒波の見通しは、1月16日頃から報道されていた。大雪と低温の早期天候情報を発表しており、十年に1回の寒波と報道されていた(早期天候情報の発表基準が、その地点・時期として10年に1度程度しか起きない現象が、確率として30%以上はあると見込まれる場合、としていることと、真冬の時期だったためと思われる)。早期天候情報(2週間先までの情報)は、防災気象情報として社会に浸透しつつあると言える。なお、この寒波では、大雪による交通障害、低温による水道管破裂のほか、強風による通行止めも発生した。

現在は、2週間先までの発表予報を毎日提供しているのは気温のみであり、大雪、暴風の予報の追加が今後の課題であり、数値予測システムの更なる精度向上が重要となる。また、情報を受け取る人々に有効な対応をとってもらうには、2週間予報・週間予報・短期予報、と切れ目なく、情報を発信する体制の強化が重要であり、そのためには、情報体系の整理や、気候と総観気象の知識を併せ持つ人材の育成も必要となる。

1か月先や3か月先の気温の発表予報の精度向上は、極端な高温や低温の見通しを人々に提供する

ことを可能とすること以外に、産業への活用という観点でも重要である。これまで家電流通分野や清涼飲料分野など、様々な分野から精度向上の要望をいただいている。また、農業分野は、近年、スマート農業の導入が目覚ましく、気象データの利用はその中核である。水稲刈取り適期の予測等は、積算気温(毎日の気温の積算)が重要とされ、これまで平年値が利用されていることが多かったが、1か月予報等と相性が良い(高温や低温の詳細な時期に依存しない)といわれており、季節予報の活用が有望な分野といえる。

更に、保険分野を含む様々な産業分野から、6か月予報、1年予報の要望もある。1年の計画の初期から、気象予測を活用したい、という要望である。一方、国際的には、近未来予測研究が進行中である。これは、1年から十年程度の予測を目的としたもので、予測スキルの向上などが議論されている(Cassou et al., 2018)。こうした知見も吸収しつつ、将来的な予測期間の延長を視野にいれたい。

#### 4.6 おわりに

本稿では、継続的な数値予報システムの改善について、季節予報の未来は明るい、ということを含めて述べた。とはいえ、大気のカオスの性質に起因する予測可能性の限界はあり、また、予測モデル自体の不完全性に起因する誤差は完全に無くなりはないであろう。

季節予報は、本来、予報要素の確率分布に基づいて作成されるべきであり、不完全な予測システムの出力を補正して適切な確率分布を作成するガイダンスの開発が必要である。予測モデルの系統誤差補正や確率予報の精度改善には、過去の多数の事例を予測する“再予報”の充実も必要である。また、予測システムの出力とガイダンス、気象・気候の変動のメカニズムとその予測可能性に関する知見、さらにはその社会的影響や対策に関する知識を適切に用いて発表予報や情報を作成・提供・解説する、予報担当者の能力開発も必要である(そのための体制構築も必要である)。改善される予測システムによる予測を最大限活かして、より社会に活用される季節予報を提供していきたい。

## 謝辞

本報告の作成に当たり、気象庁情報基盤部数値予報課と気象研究所の関係者の協力を得た。

## 参考文献

Cassou, C., Y. Kushnir, E. Hawkins, A. Pirani, F. Kucharski, I. Kang and N. Caltabiano, 2018: Decadal Climate Variability and Predictability: Challenges and Opportunities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **99**, 479 – 490, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0286.1>.

Deushi, 2022: Climate Impacts: Impacts of Ozone on Southern Hemisphere Climate. *Handbook of Air Quality and Climate Change*. Springer, 1-25.

Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Hornyi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hlm, M. Janiskov, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, de P. Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, and J.-N. Thpaut, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 1999-2049.

Hirahara, S., Y. Kubo, T. Yoshida, T. Komori, J. Chiba, T. Takakura, T. Kanehama, R. Sekiguchi, K. Ochi, H. Sugimoto, Y. Adachi, I. Ishikawa, and Y. Fujii, 2023: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute Coupled Prediction System Version 3 (JMA/MRI-CPS3). *J. Meteor. Soc. Japan*, accepted. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2023-009>.

気象庁, 2021: 気象庁第3次長期再解析(JRA-3Q)の本計算進捗. 気象庁数値予報開発センター年報(令和2年), 115-124.

気象庁, 2022: 季節アンサンブル予報システムの改良. 気象庁数値予報開発センター年報(令和3年), 122-132.

栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた

全球日別海面水温解析. 測候時報, 73 特別号, 気象庁, S1-S18.

Miura, H., M. Satoh, T. Nasuno, A. T. Noda, K. Oouchi, 2007: A Madden-Julian Oscillation event realistically simulated by a global cloud-resolving model. *Science*, **318**, 1763-1765.

Mori, M., Y. Kosaka, M. Watanabe, H. Nakamura, and M. Kimoto, 2019: A re-evaluated estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. *Nat. Clim. Change*, **9**, 123–129.

Saito, N., S. Maeda, T. Nakaegawa, Y. Takaya, Y. Imada, and C. Matsukawa, 2017: Seasonal predictability of the North Atlantic Oscillation and zonal mean fields associated with stratospheric influence in JMA/MRI-CPS2. *SOLA*, **13**, 209-213.

Scaife, A. A., A. Arribas, E. Blockley, A. Brookshaw, R. T. Clark, N. Dunstone, R. Eade, D. Fereday, C. K. Folland, M. Gordon, L. Hermanson, J. R. Knight, D. J. Lea, C. MacLachlan, A. Maidens, M. Martin, A. K. Peterson, D. Smith, M. Vellinga, E. Wallace, J. Waters, and A. Williams, 2014: Skillful long-range prediction of European and North American winters. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2514-2519.

Scaife, A., and D. Smith, 2018: A signal-to-noise paradox in climate science. *Npj Clim. and Atmos. Sci.* (2018) 28.

高倉寿成, 小森拓也, 2020: 2段階 SST 法の詳細と導入事例紹介. 令和2年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 2-8.

Vitart, F., 2017: Madden-Julian Oscillation prediction and teleconnections in the S2S database. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **143**, 2210-2220.

Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An allseason real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932.