

### 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

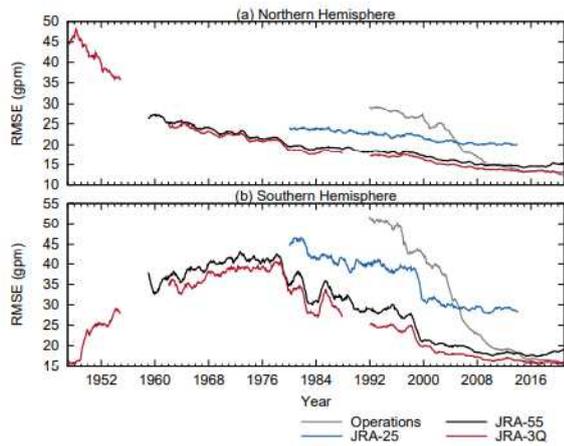
第 3.1-3 表 続き

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～

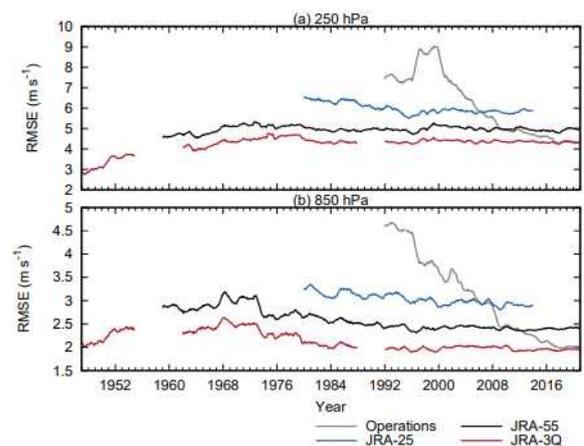
第 3.1-4 表 ストリーム B 及びストリーム C 期間に用いる観測データソース

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。

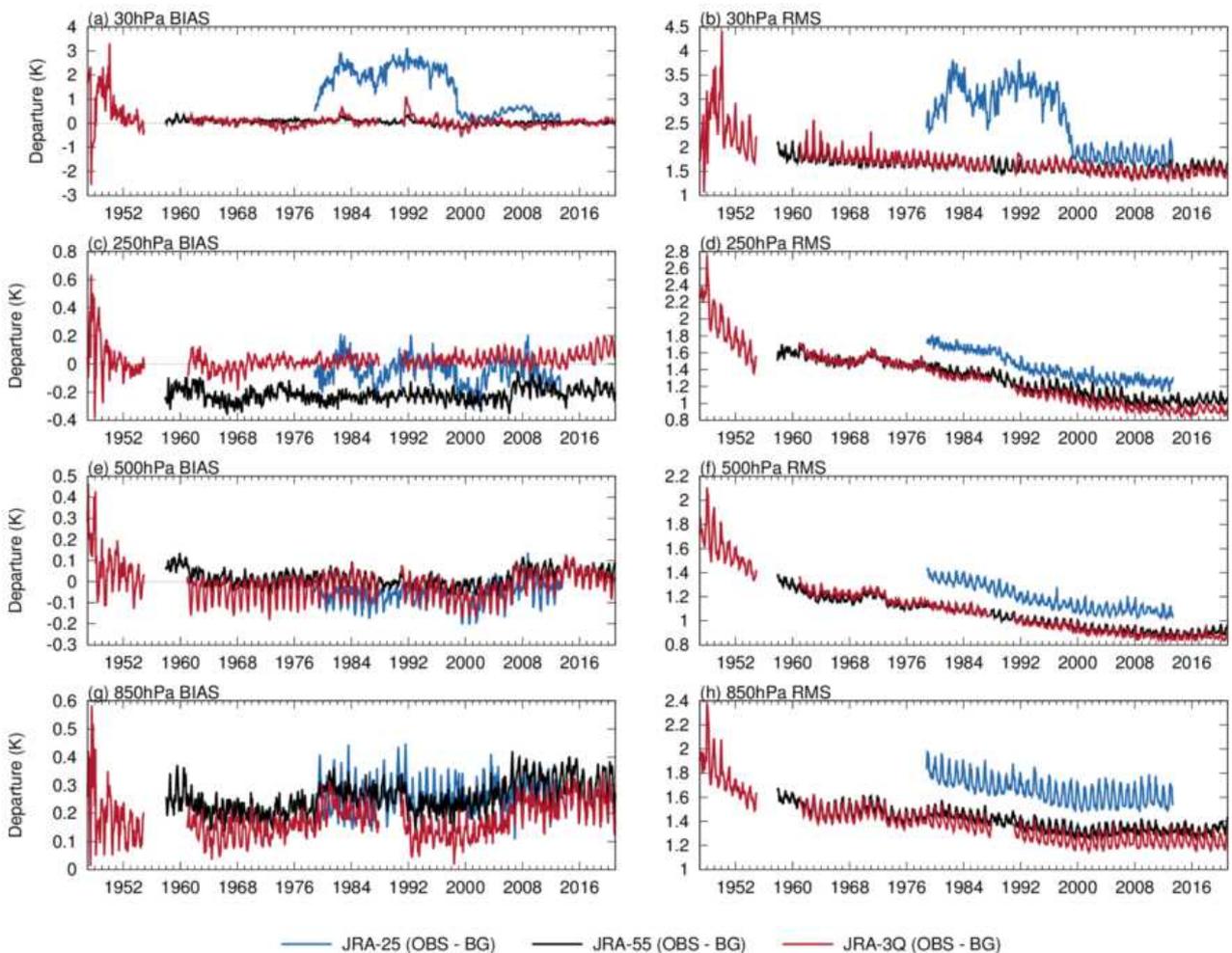
データ提供元	データ種別、及びデータ提供元による識別名	期間
従来型データ		
NOAA/NCEI	ICOADSR3.0	～1957 年 12 月
	IGRA V2	～1957 年 12 月
NOAA/CIRES	ISPD V4	～1957 年 12 月
ハドレーセンター	HadISD v3.1.0.201911p	～1957 年 12 月
NCAR	CHUAN V1.7(国内地点のみ利用)	～1957 年 12 月
	積雪深(米国)	1957 年 11 月～
ECMWF		1958 年 1 月～
気象庁		1961 年 1 月～
	ラジオゾンデ(国内地点)	1947 年 7 月～10 月
	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～



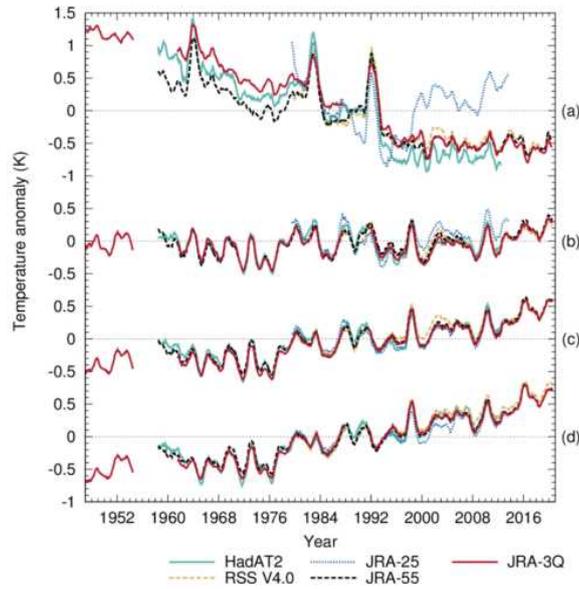
第 3.1-1 図 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差  
 検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度、(b) 南半球中・高緯度。令和 3 年数値予報開発センター年報より引用。



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。

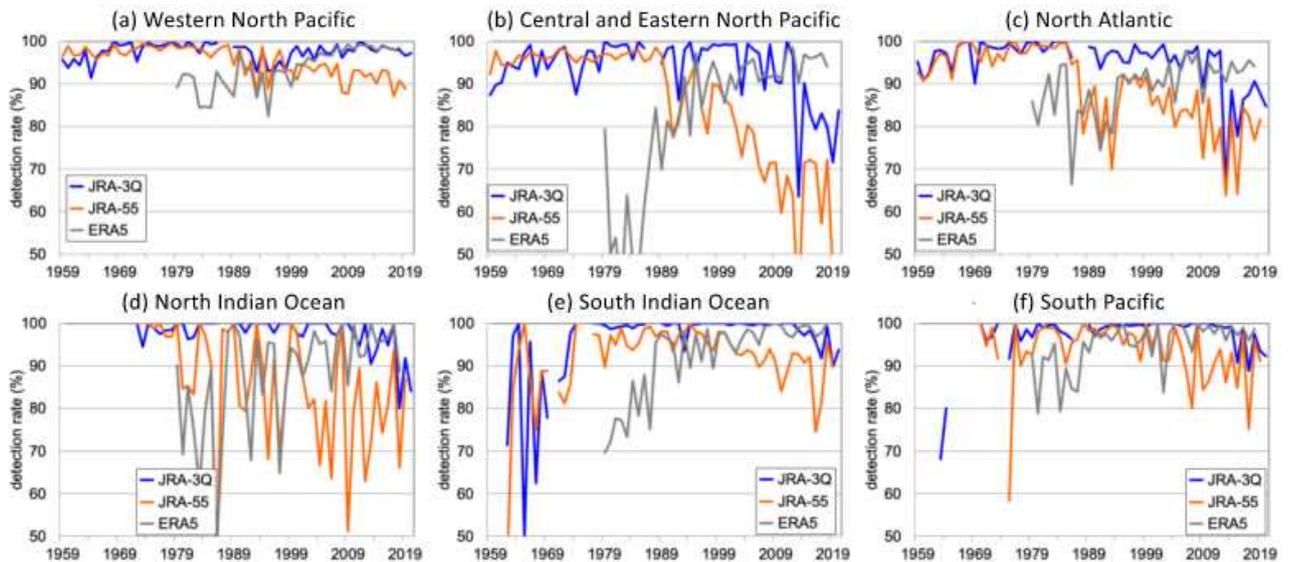


第 3.1-3 図 JRA-25、JRA-55 及び JRA-3Q で使用したラジオゾンデ気温観測対背景値 D 値の全球平均、及び RMS の時系列  
 令和 3 年数値予報開発センター年報より引用。



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。

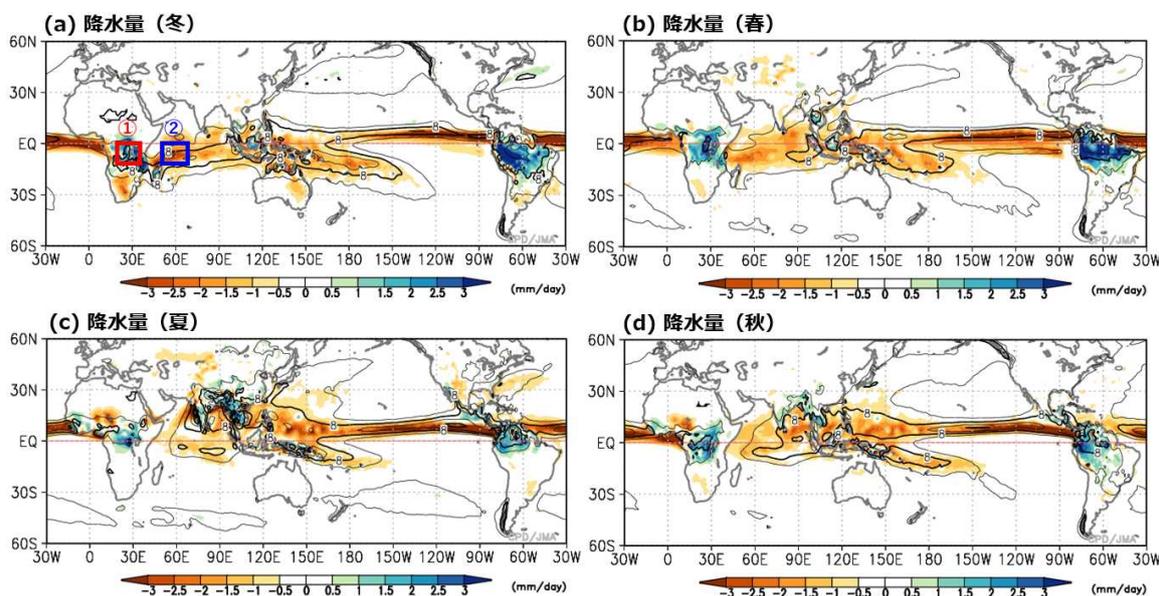
### 3.2.2 JRA-3Q と JRA-55 の平年値の比較

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))。

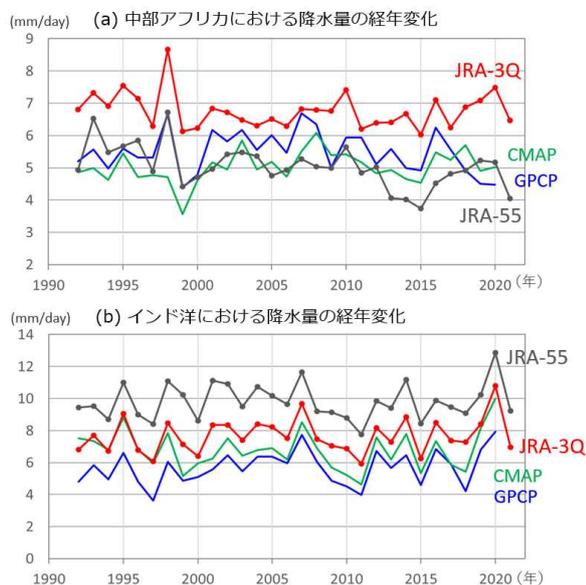


第 3.2-1 図 熱帯域における降水量平年値の差(JRA-3Q－JRA-55)

(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。

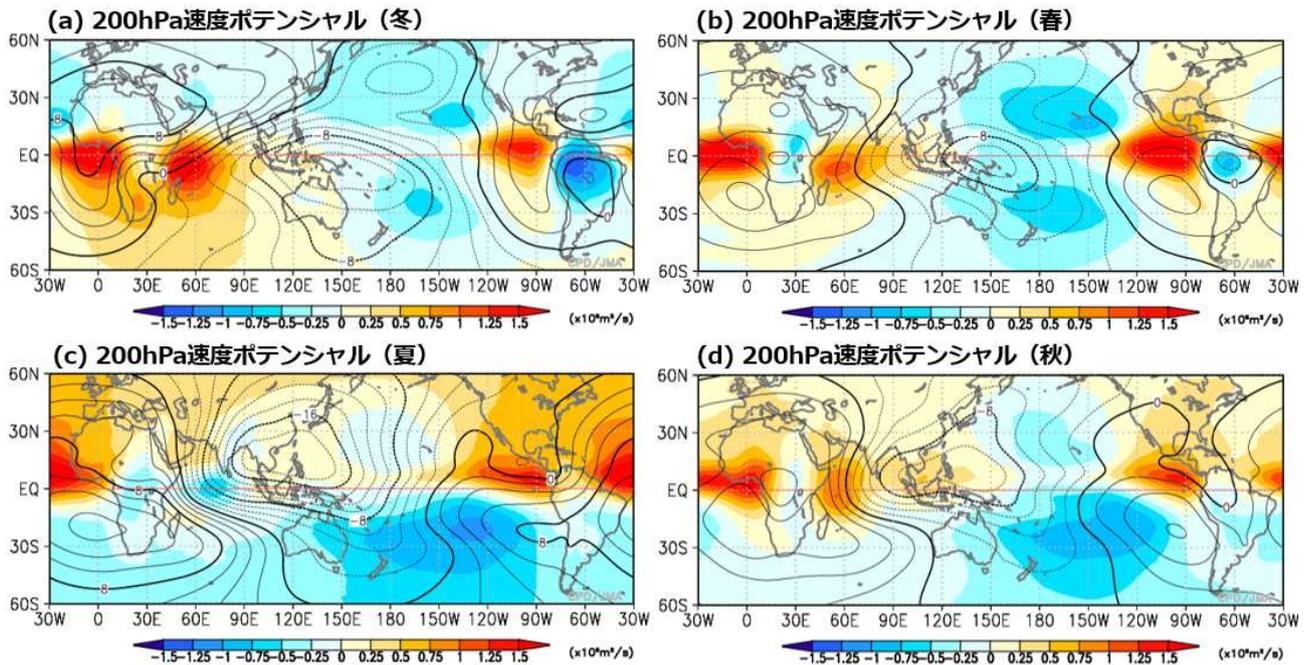
### ○熱帯域の対流圏上層の大規模収束発散場

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。

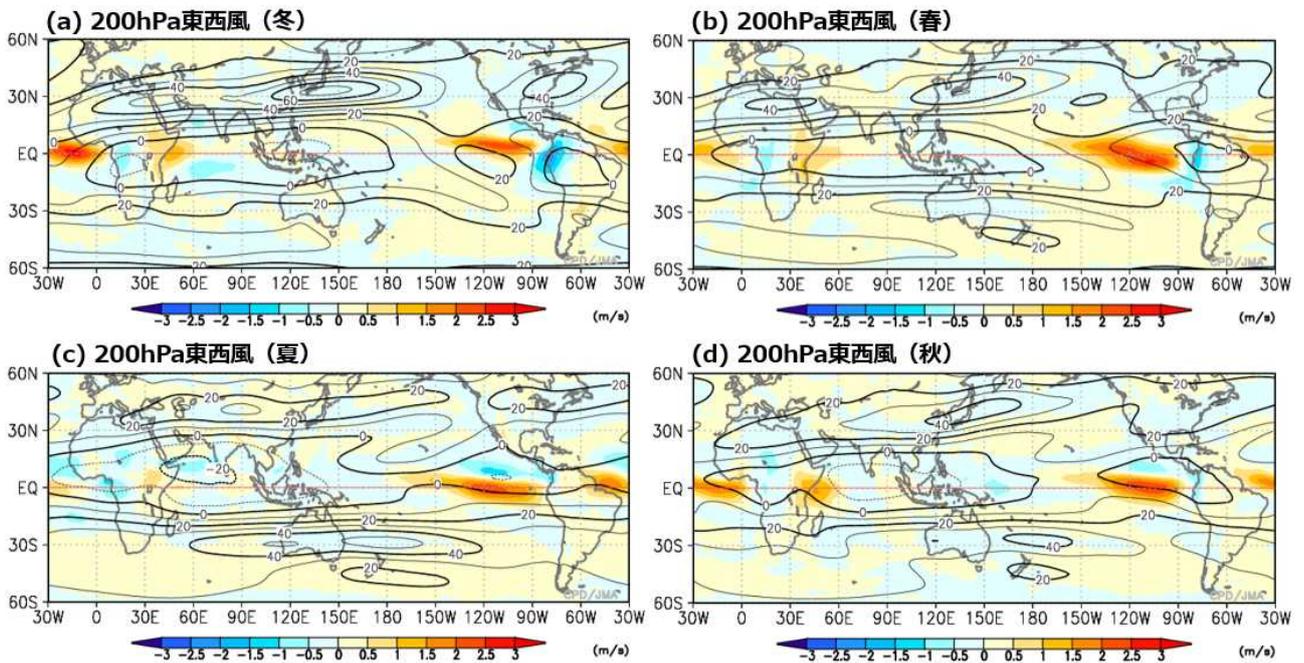
### ○熱帯域の対流圏上層の循環

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。

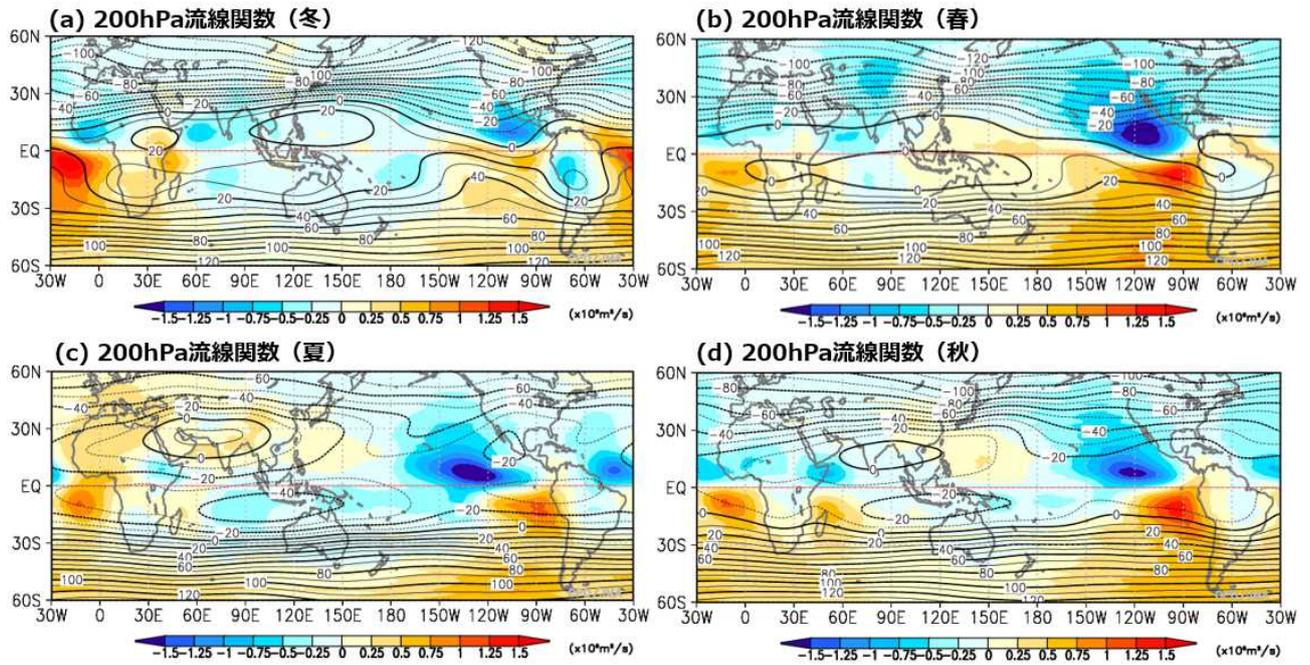
さらに、第3.2-5図に示した200hPa 流線関数の平  
 年値を比較すると、第3.2-4図で示した東西風の変  
 化傾向が見られる領域で、赤道を挟んだ南北半球対  
 の変化傾向が見られ、特に春・夏・秋には太平洋東  
 部で南北半球対の低気圧性循環の変化傾向が明瞭  
 である(第3.2-5図(c)と(d))。この赤道を挟んだ南  
 北半球対の流線関数の変化もまた、赤道域での降水  
 量や対流圏上層での大規模収束発散の変化と対応  
 している。



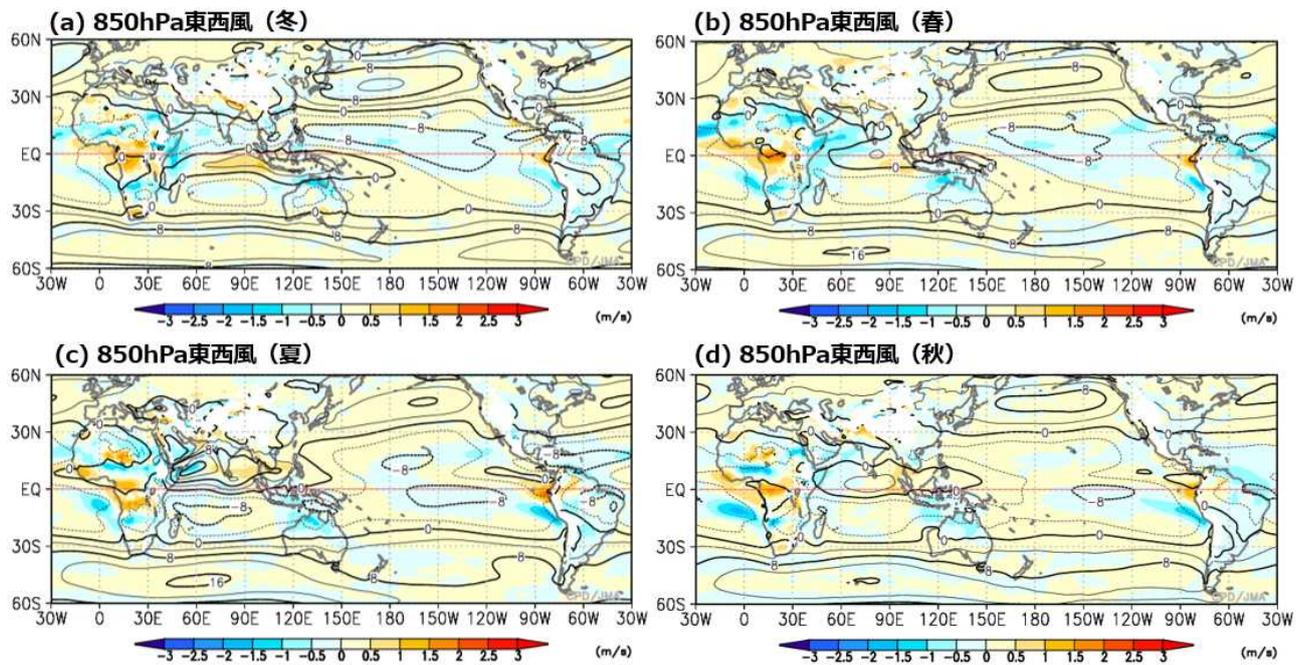
第 3.2-3 図 熱帯域における 200hPa 速度ポテンシャル年平値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
 図の見方は第 3.2-1 図と同じ。ただし、単位は  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。



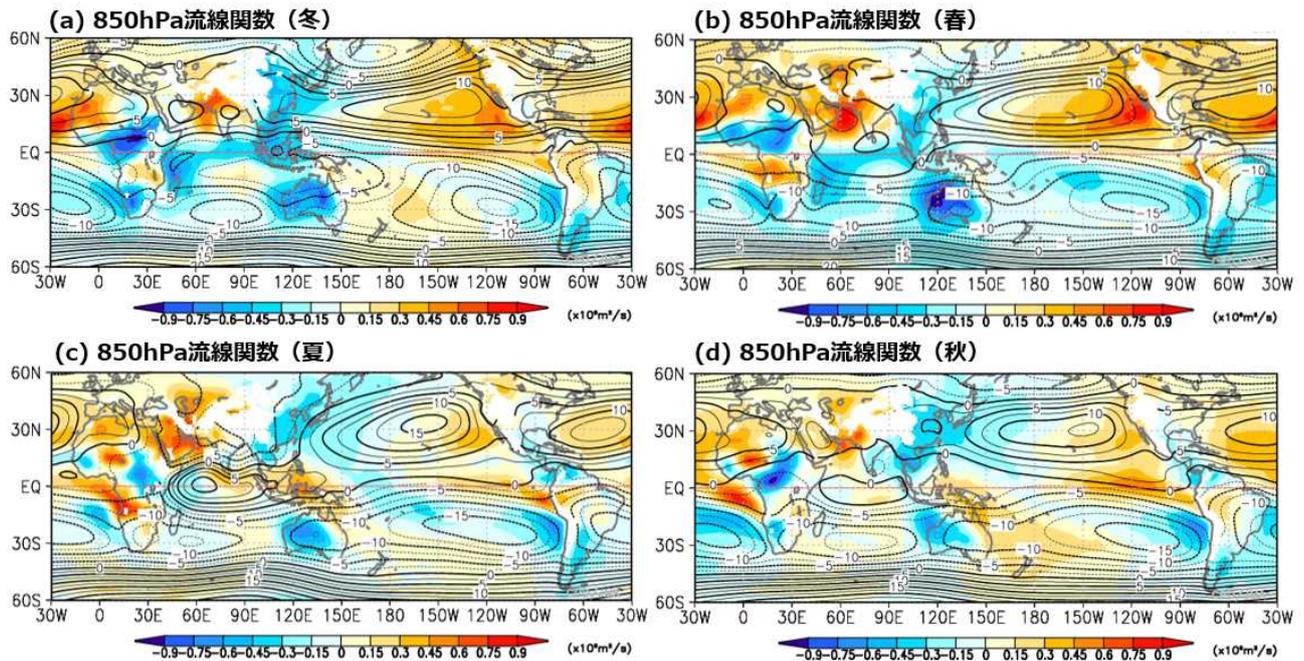
第 3.2-4 図 熱帯域における 200hPa 東西風年平値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
 図の見方は第 3.2-1 図と同じ。ただし、単位は  $\text{m/s}$ 。



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。

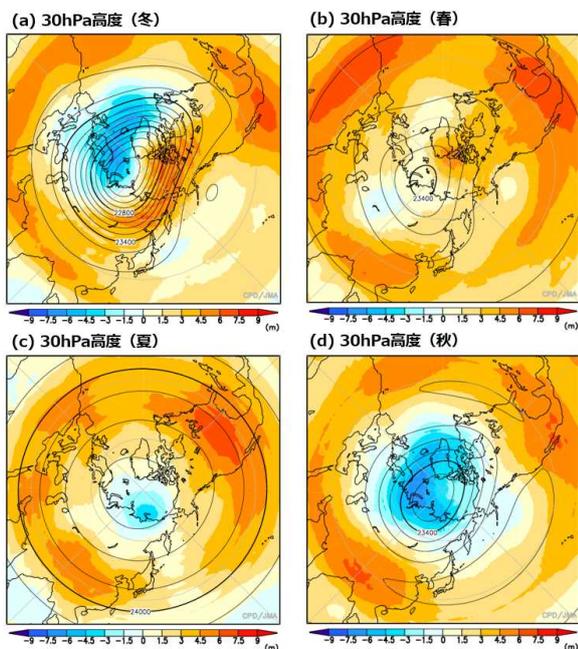
#### ○北半球の循環

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。

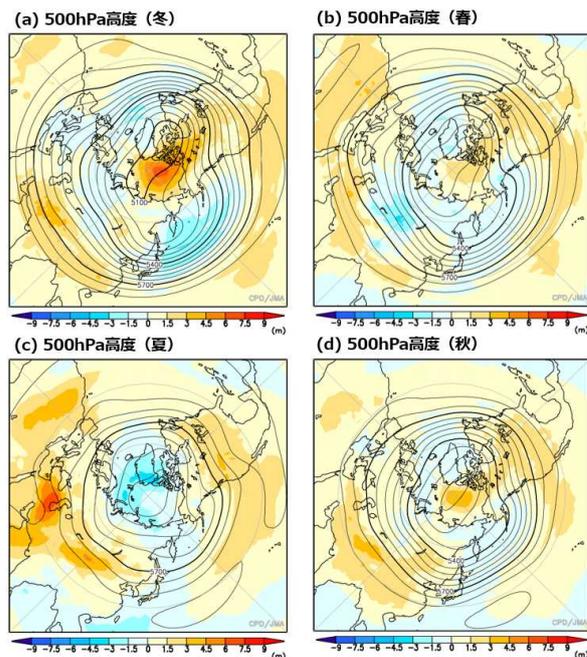
次に、対流圏の循環場の特徴を比較するために、500hPa 高度の年平均値を第 3.2-9 図に示す。対流圏の高度は、夏は北アフリカ～東アジア北西部付近で、秋は東アジア北西部付近で、それぞれ上昇する傾向が見られる(第 3.2-9 図(c)と(d))。一方、冬及び春は年平均値の差は標準偏差と比べて小さいものの、冬には高度は北極域で上昇、日本付近～北太平洋の中緯度帯で低下する傾向が見られる(第 3.2-9 図(a)と(b))。850hPa 気温の年平均値を比較すると、冬及び春は北アフリカ～南アジア付近及びチベット高原周辺域で高く、冬は日本の東海上では低くなる傾向が見られる(第 3.2-10 図(a)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

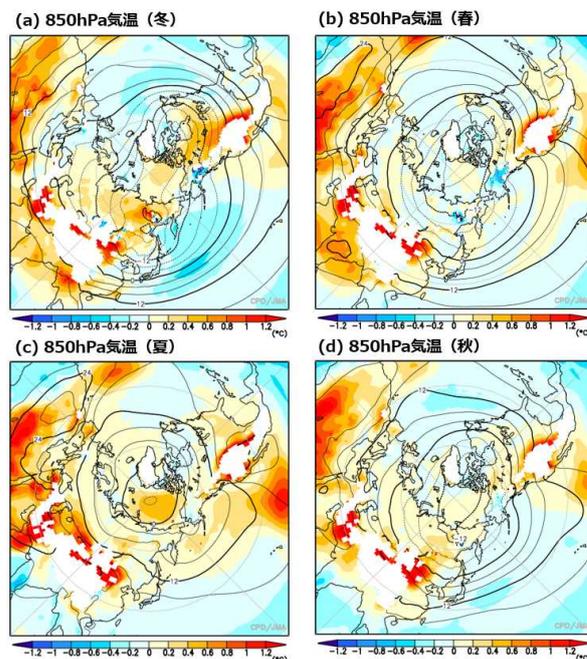
さらに地表面付近での気温を比較するために、2m 気温の平年値を見ると(第 3.2-12 図)、冬、春及び秋にはシベリア、北米北部、グリーンランドなどの積雪域やアフリカ北部などで、高温バイアス(米原 2019)の改善により低くなる傾向が見られ(第 3.2-12 図(a)、(b)、(d))、特に冬に明瞭である。一方、海氷域では低温バイアス(米原 2019)の改善により昇温が見られる。ここで、中央シベリア付近(60°-70°N、100°-120°E)における 2m 気温の経年変化を見ると(第 3.2.13 図)、JRA-3Q の気温が平均的に低下する変化に加えて、年々変動の振幅がやや大きいことが分か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



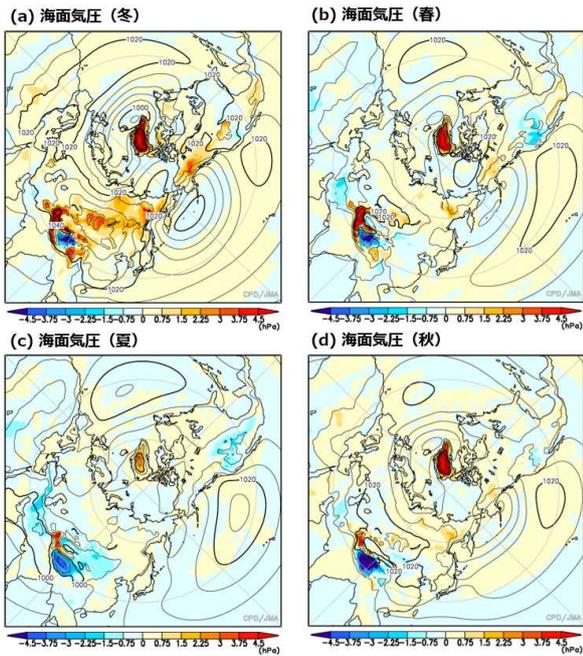
第 3.2-8 図 北半球域における 30hPa 高度平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の中心は北極。(a)は冬(12~2月)、(b)は春(3~5月)、(c)は夏(6~8月)、(d)は秋(9~11月)。単位は m。等値線は JRA-3Q 平年値、陰影は平年値の差を表す。



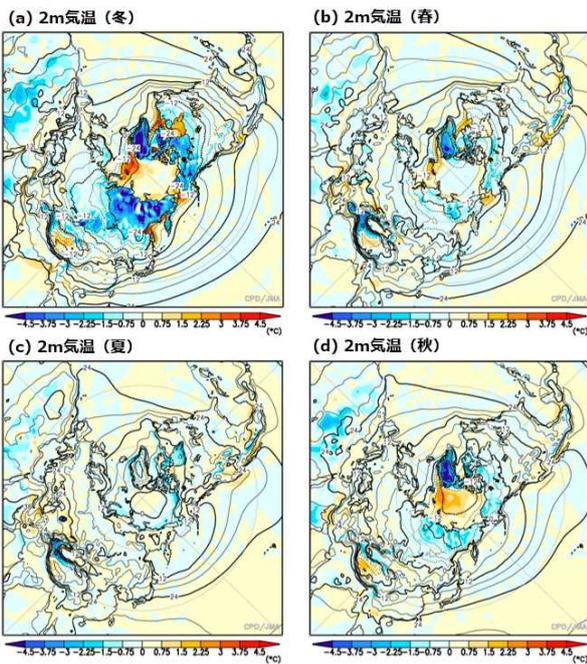
第 3.2-9 図 北半球域における 500hPa 高度平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-8 図と同じ。単位は m。



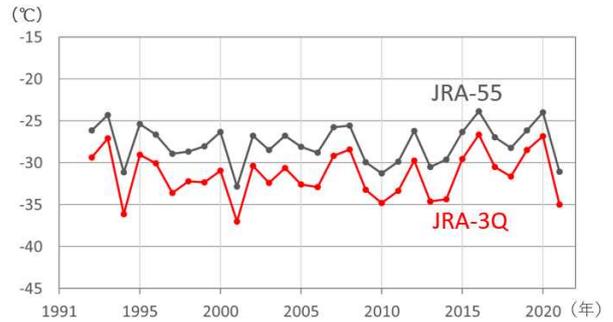
第 3.2-10 図 北半球域における 850hPa 気温平年値の差 (JRA-3Q-JRA-55)  
図の見方は第 3.2-8 図と同じ。単位は℃。



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。

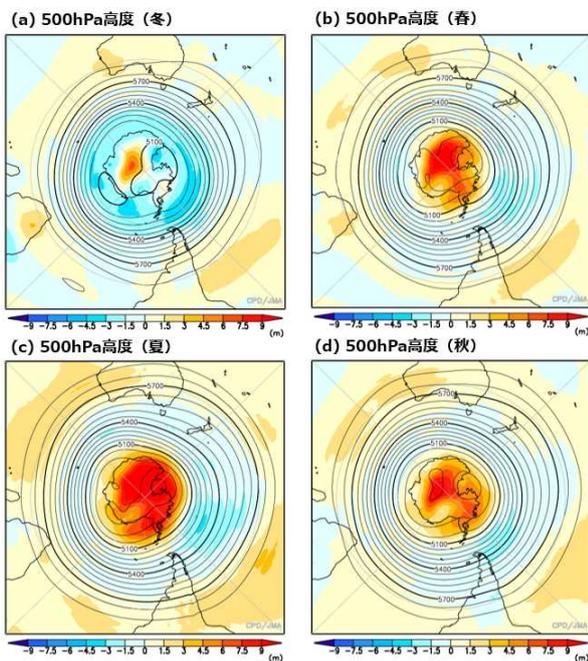
### ○帯状平均場

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。

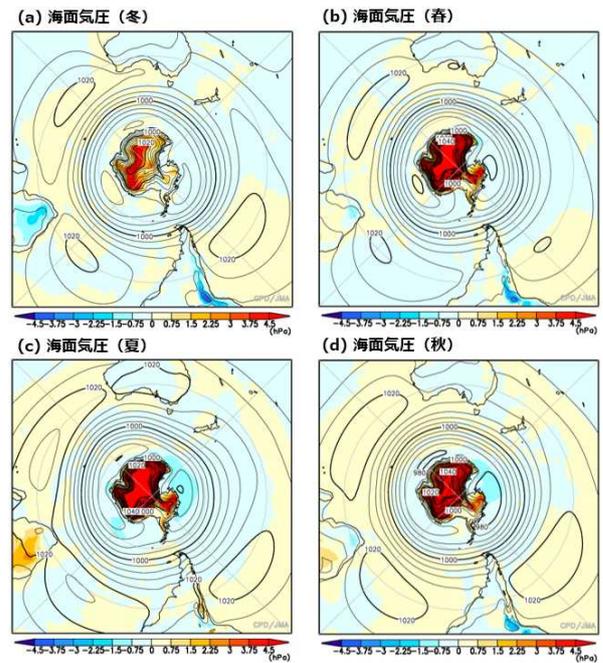
さらに、熱帯のハドレー循環を比較するために、対流圏での帯状平均鉛直  $p$  速度の平年値を第 3.2-18 図に示す。帯状平均鉛直流は、冬と春は赤道-5°N 帯、夏と秋は赤道-10°N 帯で上昇流が弱化する傾向が明瞭であり(第 3.2-18 図)、熱帯域海上の降水量が減少する傾向(第 3.2-1 図)やハドレー循環が弱化する傾向に対応する。一方、冬及び春は 10-15°N 帯で下降流が弱化する傾向が明瞭である。



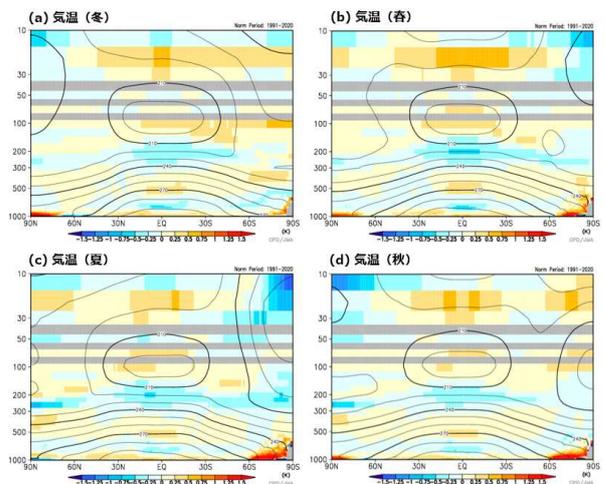
第 3.2-14 図 南半球域における 500hPa 高度平年値の差(JRA-3Q-JRA-55)  
図の中心は南極。(a)は冬(12~2月)、(b)は春(3~5月)、(c)は夏(6~8月)、(d)は秋(9~11月)。単位は m。等値線は JRA-3Q 平年値、陰影は平年値の差を表す。

### 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

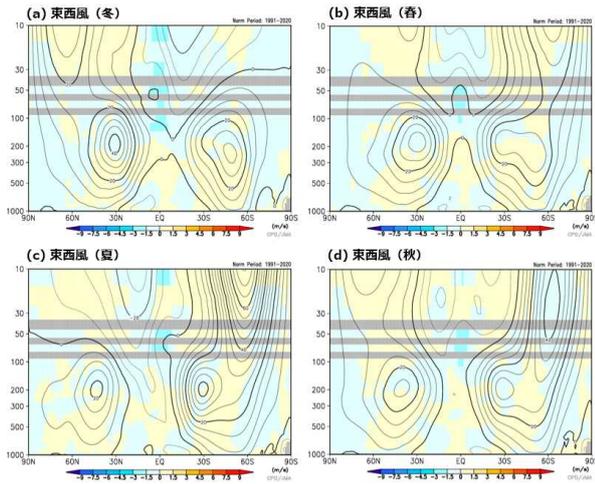
本項では、JRA-3Q における前項で述べた要素以外の月平均平年値の特徴や、解析期間での統計に基づく大気変動の特徴について述べる。なお、平年値の特徴は JRA-55 と同様であることを確認している(図は省略)。



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。

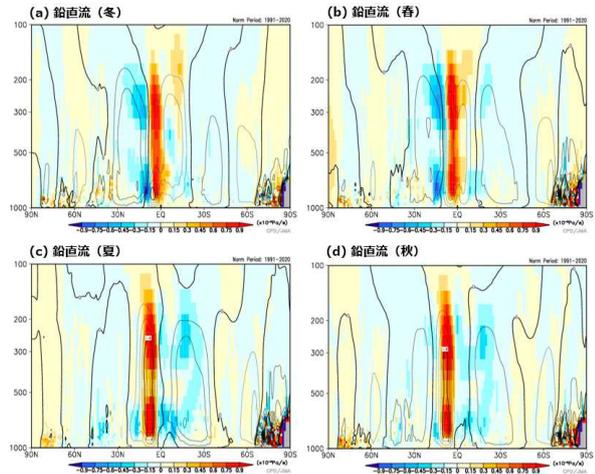


第 3.2-16 図 帯状平均した気温平年値の差(JRA-3Q-JRA-55)  
(a)は冬(12~2月)、(b)は春(3~5月)、(c)は夏(6~8月)、(d)は秋(9~11月)。単位は K。等値線は JRA-3Q 平年値、陰影は平年値の差を表す。灰色で塗りつぶした高度は、JRA-55 で存在しない気圧面を表す。



第 3.2-17 図 带状平均した東西風年平均値の差 (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 速度年平均値の差 (JRA-3Q-JRA-55)

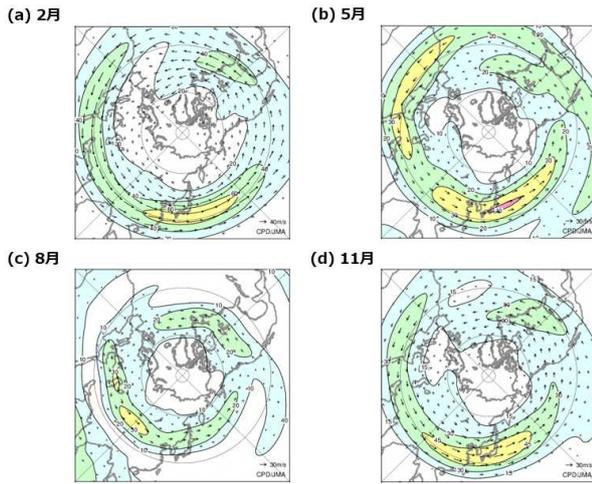
図の見方は第 3.2-16 図と同じ。単位は  $10^{-2}\text{Pa/s}$ 。

各季節における対流圏上層を流れる偏西風の年平均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風速の年平均値を第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年平均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。

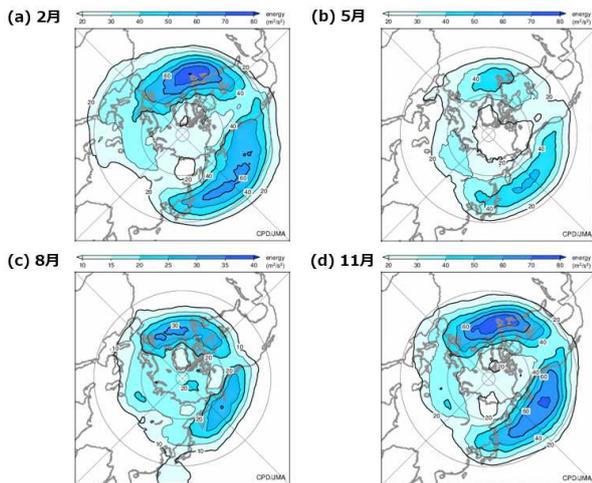
また、亜熱帯ジェット気流と比べると不明瞭ではあるが、2月、5月及び11月には北緯60度帯付近に軸を持つ偏西風も存在し、寒帯前線ジェット気流に対応する(第3.2-19図(a), (b), (d))。寒帯前線ジェット気流は、北半球における極渦の変動とも関連しており、その変動の特徴については次項で述べる。

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)の年平均値を第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 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

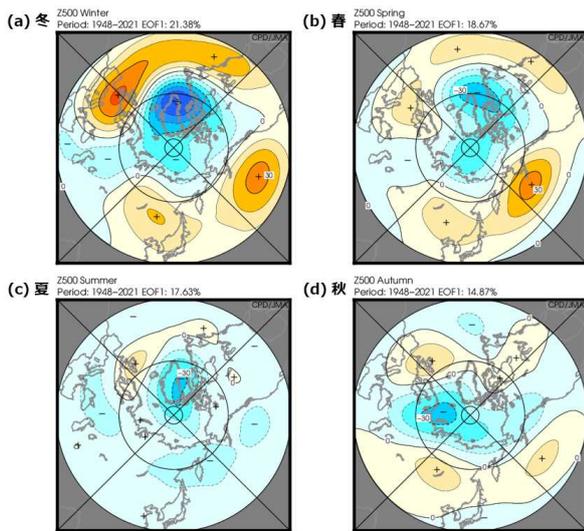
で EU パターンに類似した波列状の構造を示し、冬の固有ベクトル(第 3.2-21 図(a))の特徴と共通している。

○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。

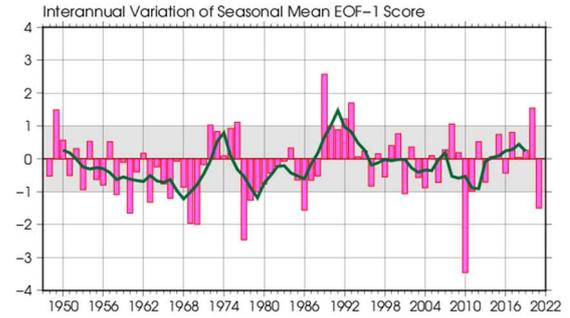
○秋の固有ベクトル

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。

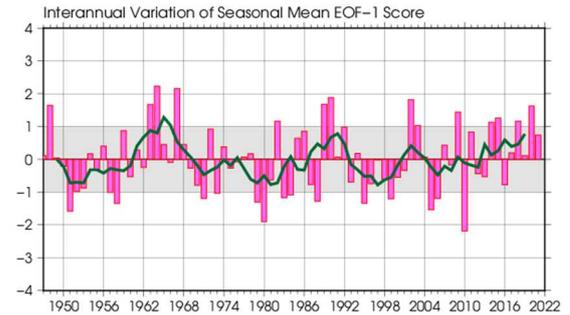


第 3.2-21 図 JRA-3Q における北半球 500hPa 高度の第 1 主成分の固有ベクトル  
図の中心は北極域。(a)は冬、(b)は春、(c)は夏、(d)は秋。等値線間隔は 10m。

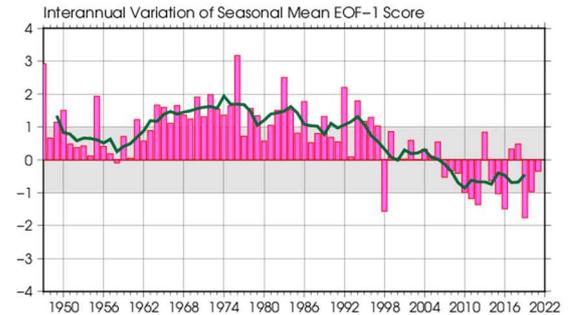
(a)冬



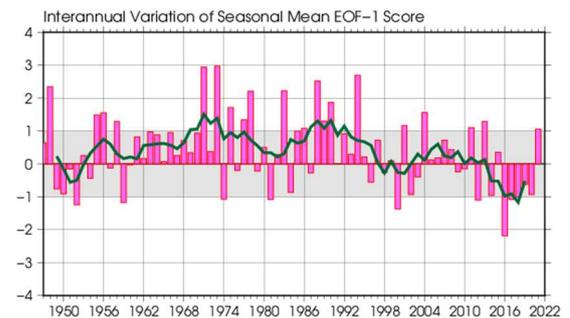
(b)春



(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。

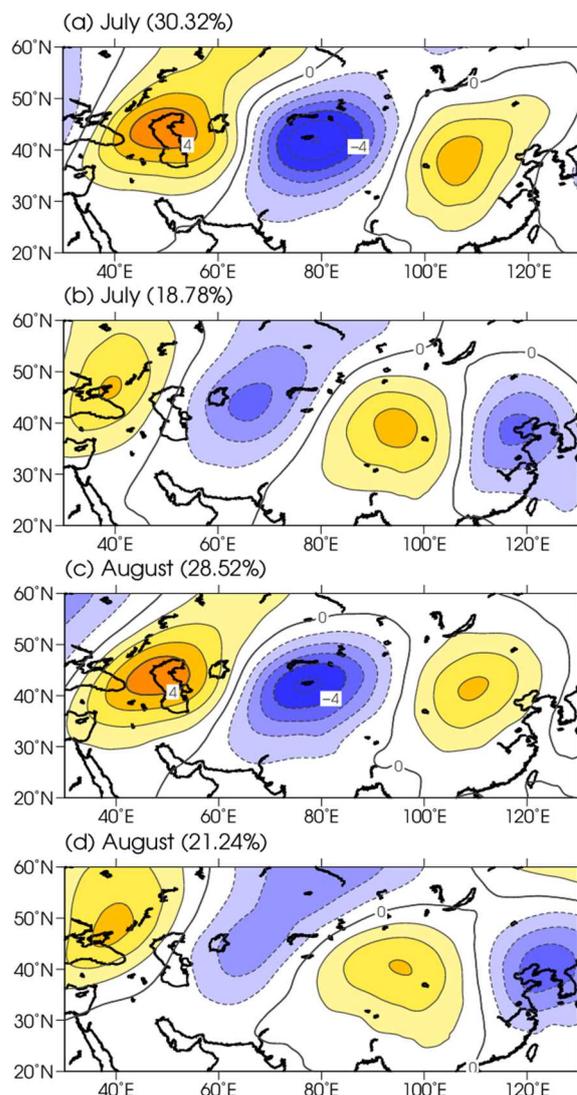
さらに、季節毎の固有ベクトルに各年の 500hPa 高度平年偏差を投影して算出した、第 1 主成分スコアの経年変化を第 3.2-22 図に示す。主成分スコアは、ど

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

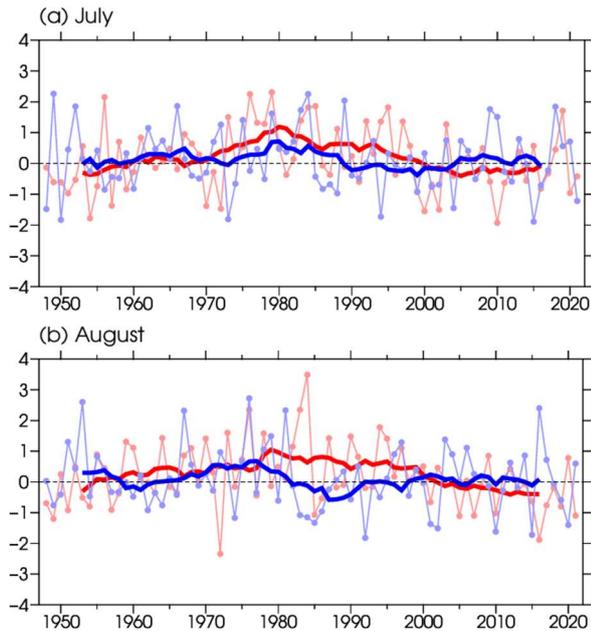
前項で述べた 500hPa 高度の主成分分析では、冬や春を中心に NAO や EU パターンといった北半球でのテレコネクションパターンが抽出された一方、夏には NAO 以外のパターンは抽出されなかった。そこで本項では、夏季東アジア付近の天候を支配する代表的なテレコネクションパターンとして知られるシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003, Enomoto 2004)を、200hPa 南北風平年偏差の主成分分析(Kosaka et al. 2009)を用いて抽出し、アジアジェット気流に沿う東西に並ぶ波列状の循環偏差パターンが抽出されるかどうかを確認した。

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 南北風年平均偏差の第 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。

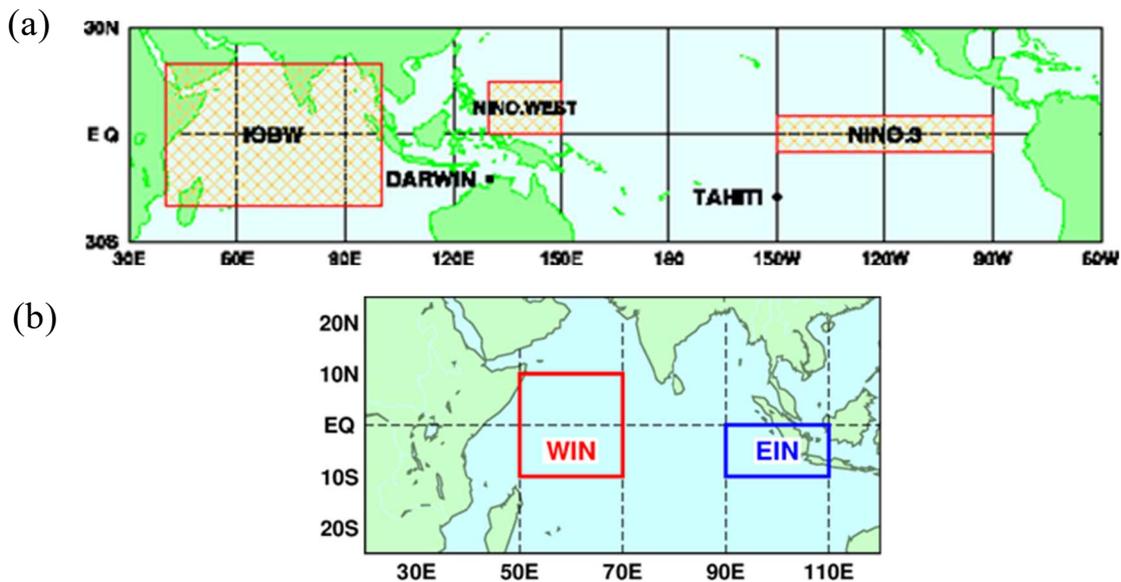
ここで I.※1 については、年偏偏差をいずれかの SST データセットで作成したものに統一することも考えられるが、MGDSST と COBE-SST2 には、海域や月によって、年偏偏差や年々変動の大きさに無視できない差が見られ、特に IOD 監視海域(第 3.3-1 表)でその差が明瞭に見られた(図略)。このため、異なるデータセットから年偏偏差等を求めることは適切ではないと考えられ、同一のデータセットを用いることとした。I.※2 については、まず「基準値」について補足する。SST の基準値とは、エルニーニョ監視海域(5°S-5°N、150°W-90°W)、西太平洋熱帯域(Eq.-15°N、130°E-150°E)、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

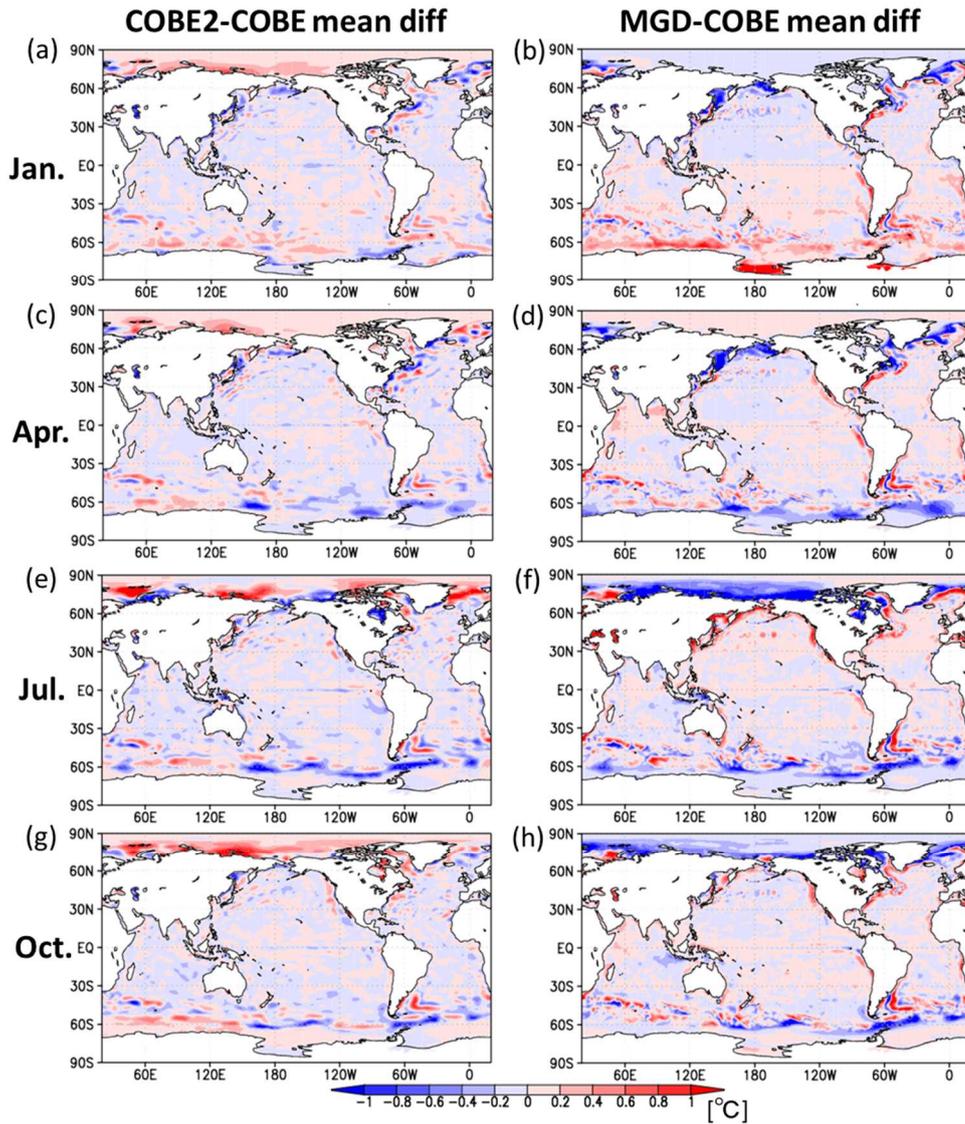
にはやや大きな差が見られる(第 3.3-2 図(b)(d)(f)(h))。例えば、MGDSST は COBE-SST と比べて、1 月にはマレー半島付近で、4 月にはソマリア沖やベンガル湾で高温傾向が見られ、7 月にはインドネシア付近で低温傾向が見られる。特に北半球の夏～秋にかけては、IOD 監視海域の西及び東極で各々高温、低温傾向となっている(第 3.3-2 図(f)(h))。これらの領域では、標準偏差も COBE-SST と比べて大きくなっており(第 3.3-3 図(f)(h))、MGDSST では平年値期間(1991 年～2020 年)において、正の IOD 的な SST パターンが強め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。

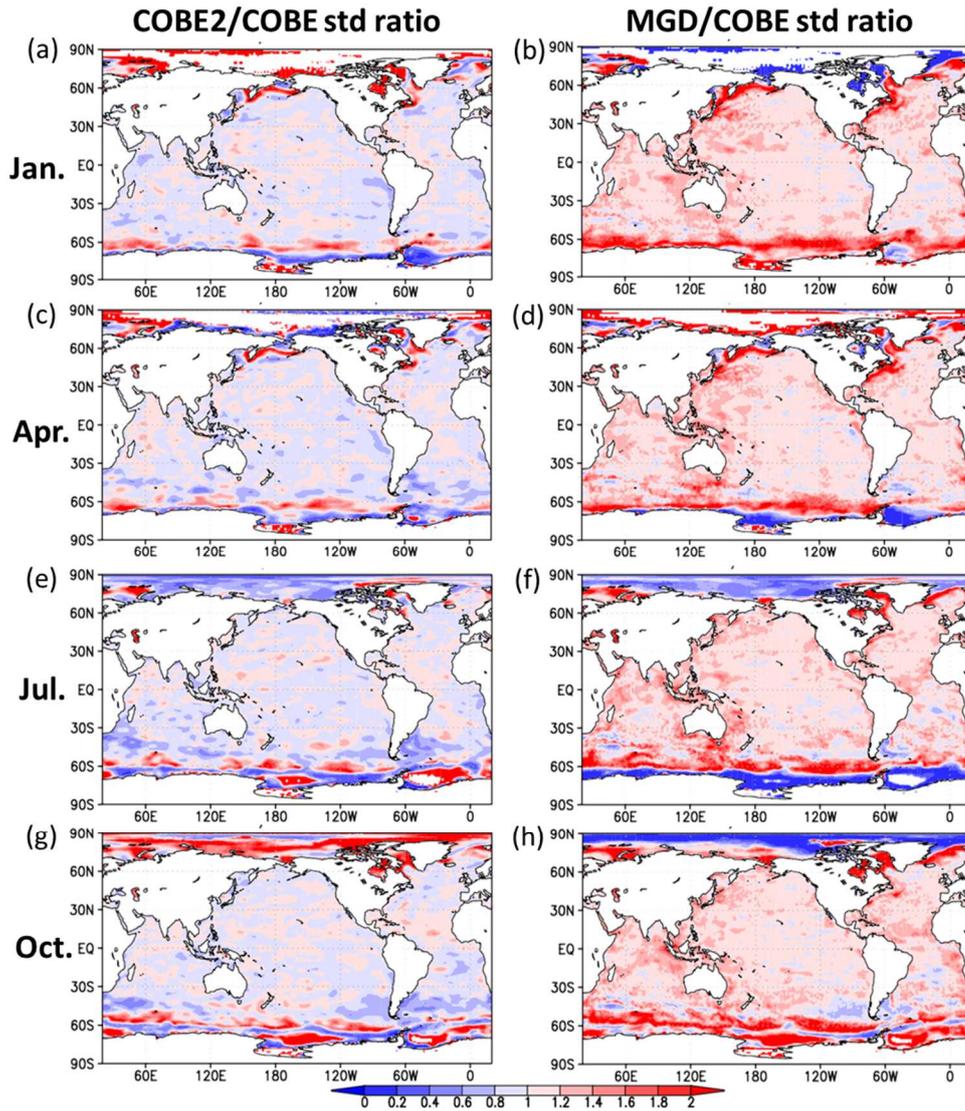
第 3.3-4 図に、1961 年～1990 年の 30 年間平均の COBE-SST2 と COBE-SST の差、及びこの期間で計算した両 SST データセットの標準偏差比(COBE-SST2/COBE-SST)を示す。30 年間平均の差は、南北両半球の高緯度域を除いて全体的に COBE-SST2 は

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。



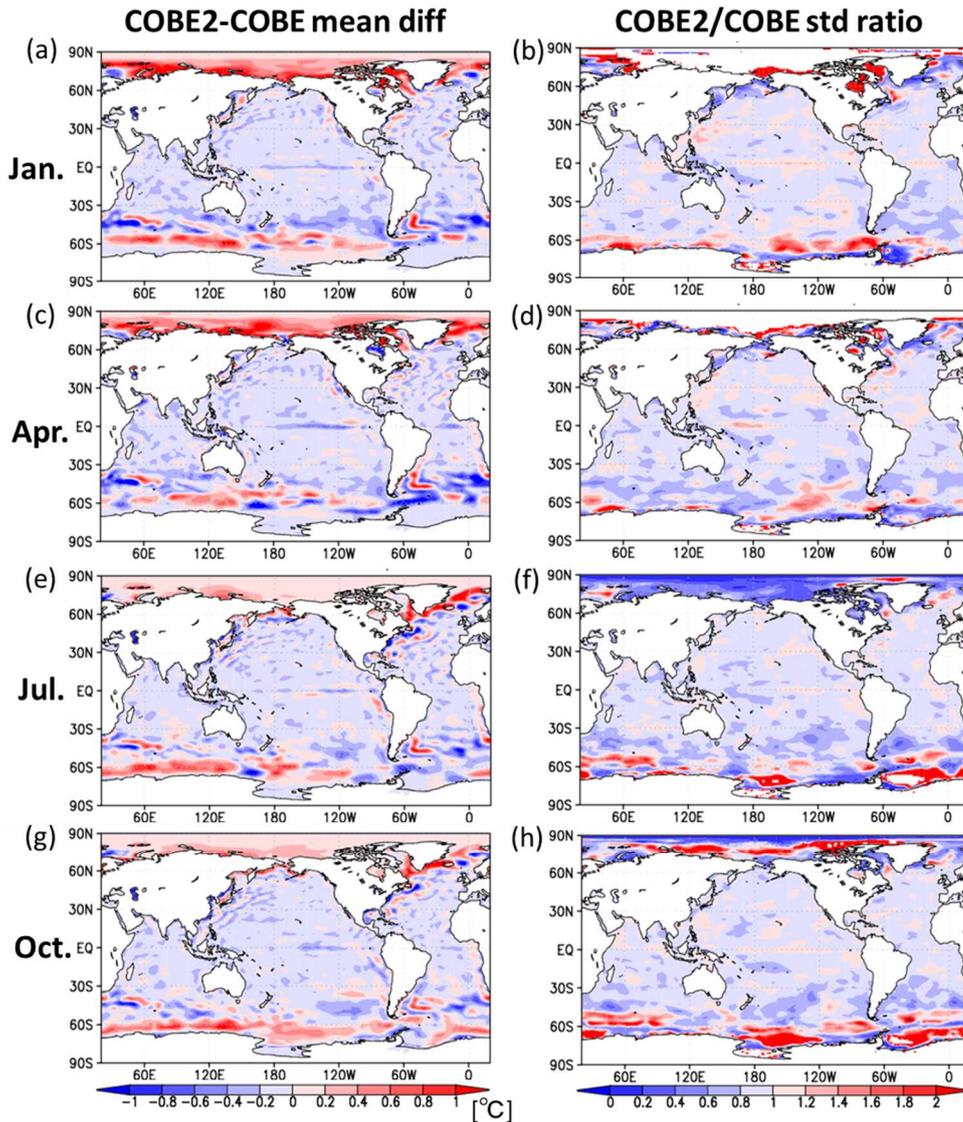
第 3.3-2 図 COBE-SST2/MGDSST と COBE-SST の年平均値の差

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。

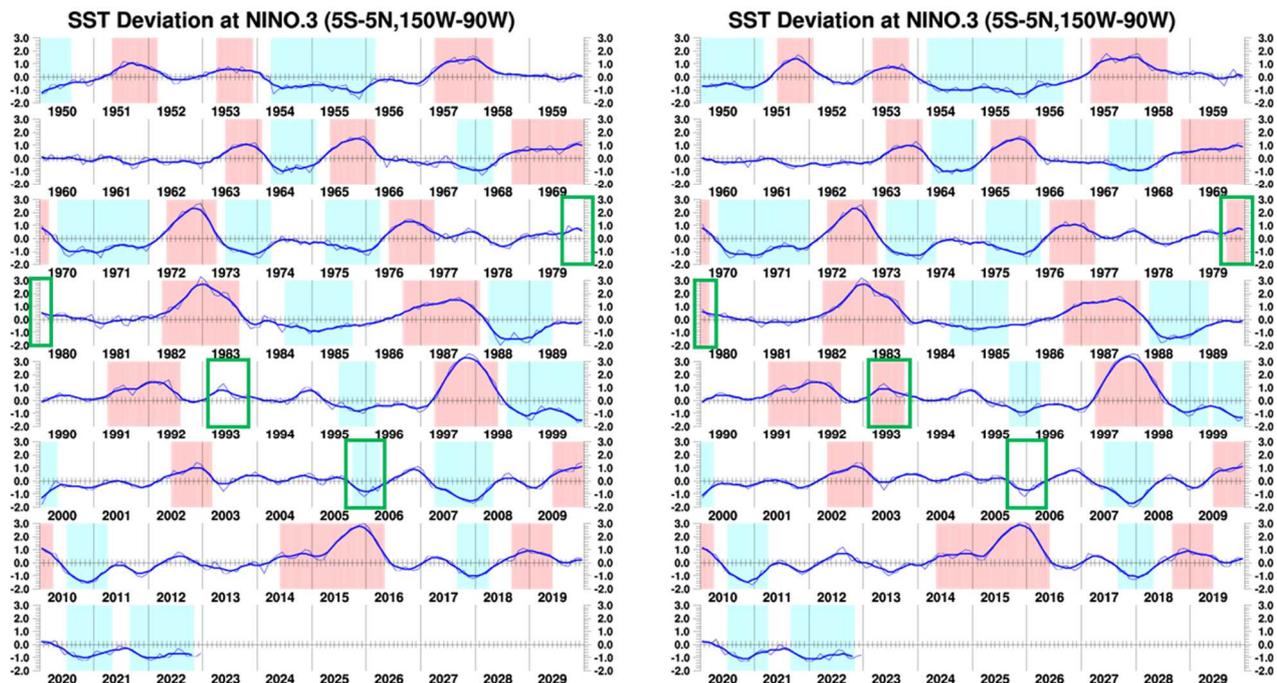
この系統的な変化は COBE-SST と COBE-SST2 の差に由来するものであるが、特に 1993 年や 2005/06 年の ENSO イベント判定の変化は、1970 年代後半～1990 年代に主流となっていた ERI 観測の正バイアス補正や、2000 年代以降の漂流ブイによる観測の増加に伴い、COBE-SST と COBE-SST2 の差が小さくなったことが関係している可能性がある。つまり、第 3.3-6 図に示す通り、ERI 観測が主流だった年代の SST を

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。

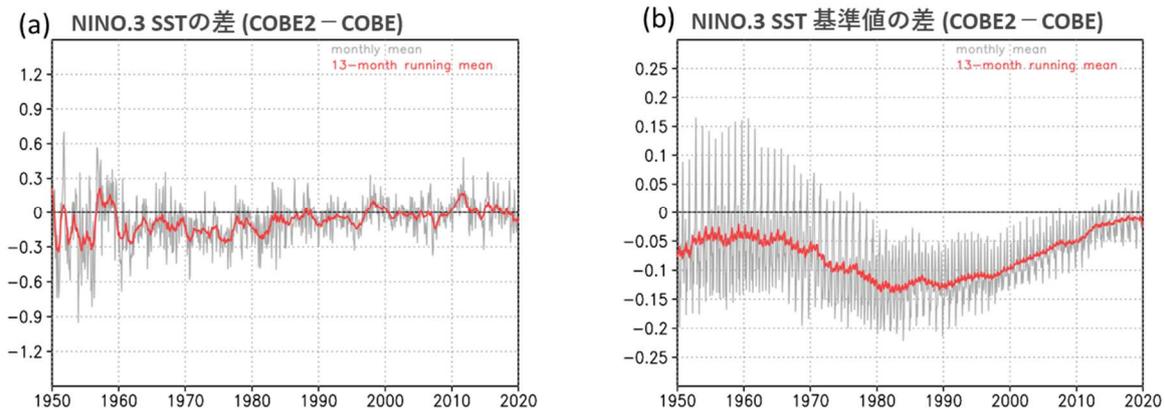
(a) 旧プロダクト

(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。

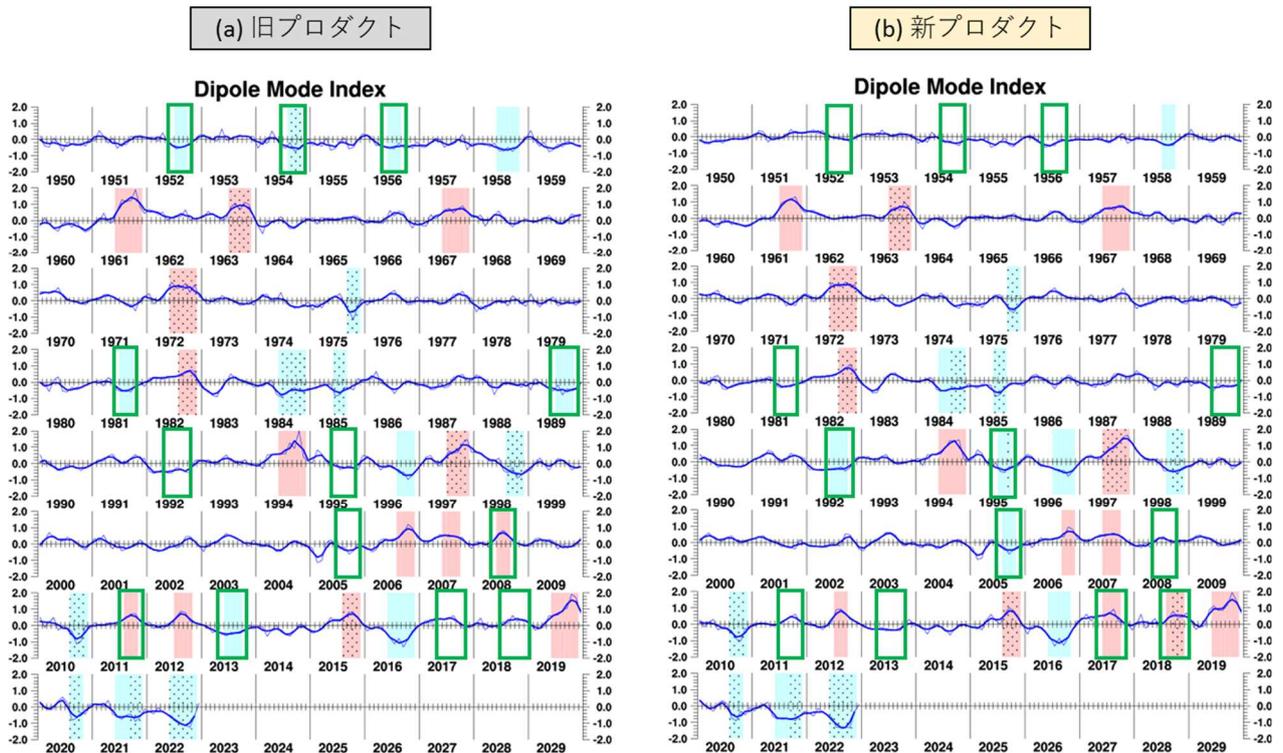
※基準値は、各海域の月別 SST の前年までの 30 年間で計算したトレンドを外挿して得られた値であり、前年までの実況値とは関係があることに注意

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

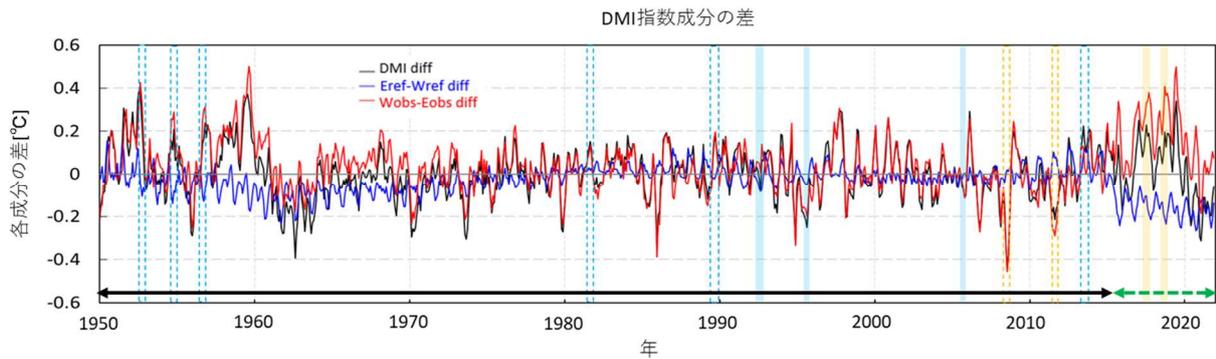
ように、実況成分も系統的な変化傾向を示しているわけではなく、DMI 指数の時系列の比較からは、IOD イベント判定の変化を単純に説明することは難しいことが分かる。

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。

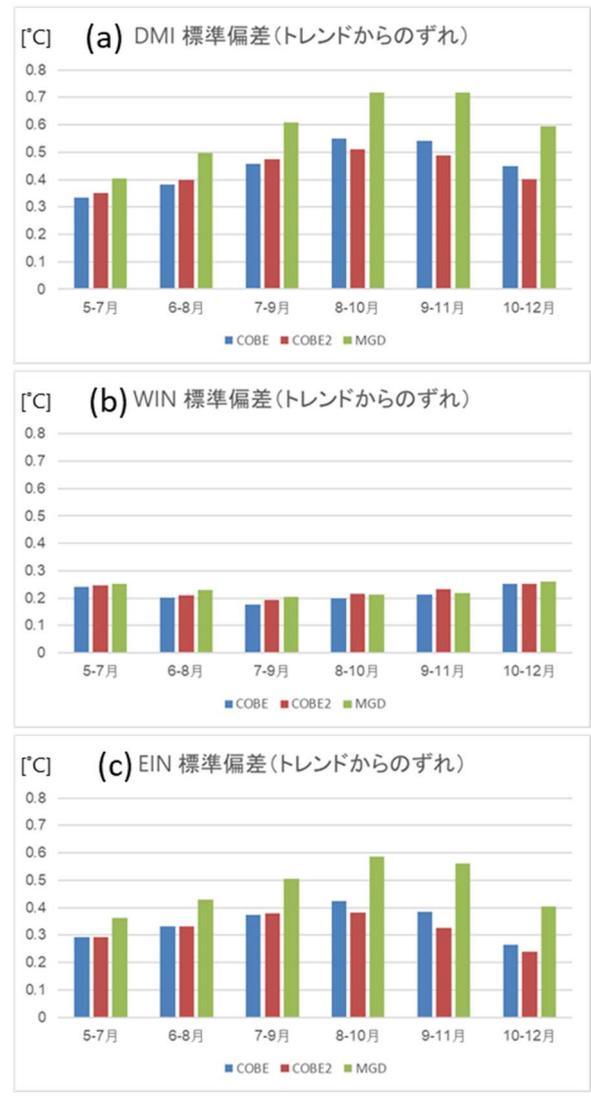
続いて IOD 現象が発生する北半球夏～秋にかけての期間で、DMI、WID、EID 指数の年々変動が新旧プロダクトでどのように変わるかを確認するため、COBE-SST、COBE-SST2、MGDSST それぞれを用いて 1991 年～2020 年の標準偏差を比較したものを第 3.3-9 図に示す。ここで、これらの IOD 監視指数は前 30 年間のトレンド成分からのずれで定義されるが、この定義では、MGDSST を用いた場合では 2015 年以降の 6 年分程度と十分なサンプルが得られないことから、ここでは平年値期間 (1991 年～2020 年) のトレンドからのずれで代用した。このようにして算出した 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

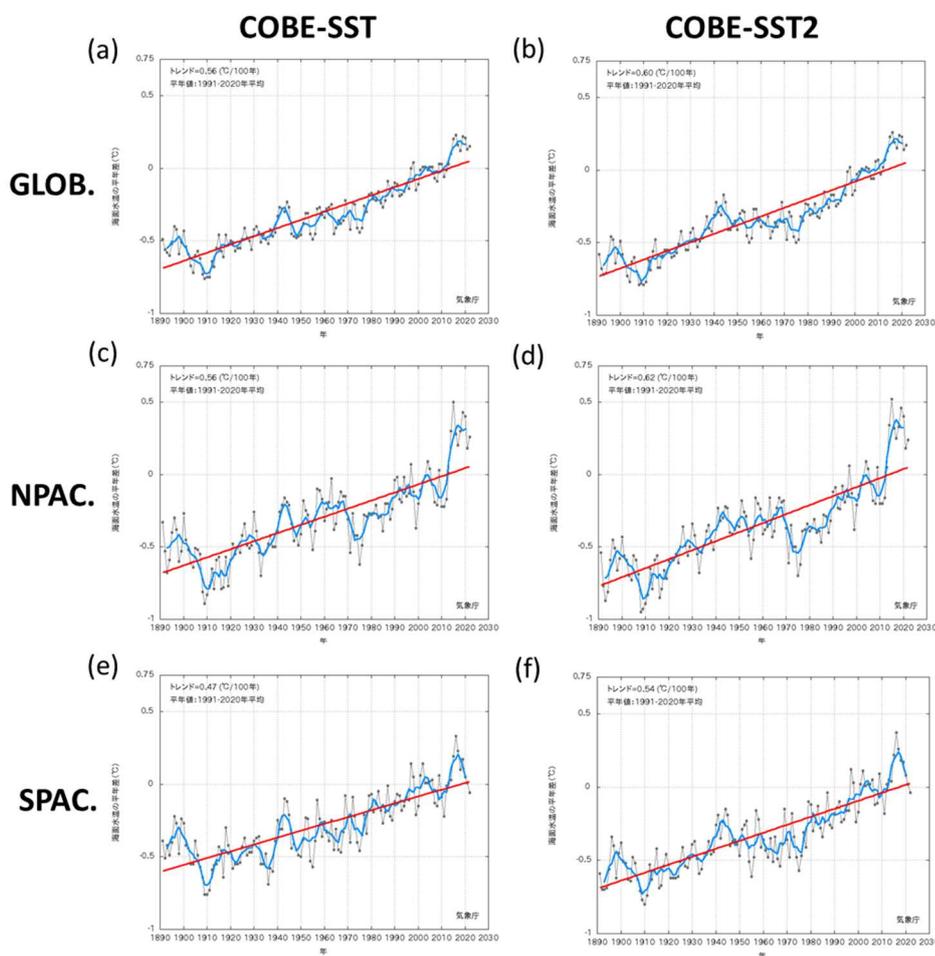
全球平均 SST、太平洋、大西洋等の各海域平均の SST の長期変化傾向や、PDO 関連のプロダクトにおいては、長期間にわたるデータの均質性を優先して COBE-SST2 を使用するため、以下では COBE-SST

と COBE-SST2 を使用した場合の新旧プロダクトの違いを示す。

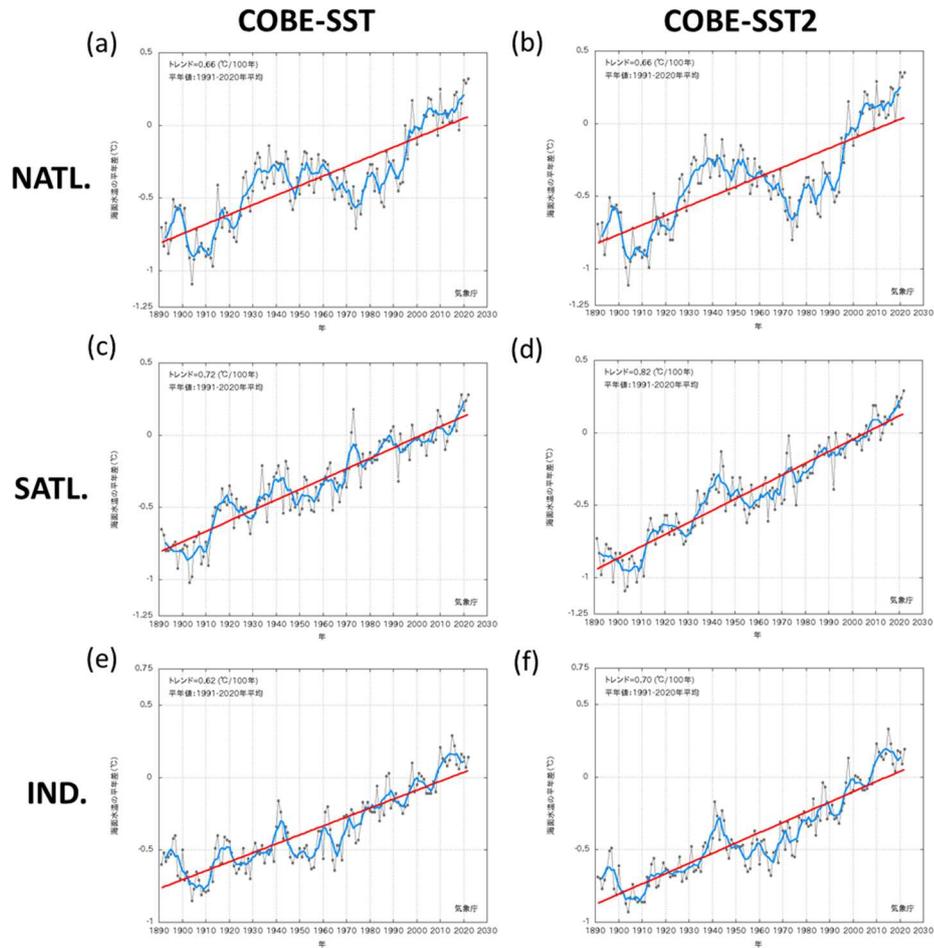
### ア 長期変化傾向

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

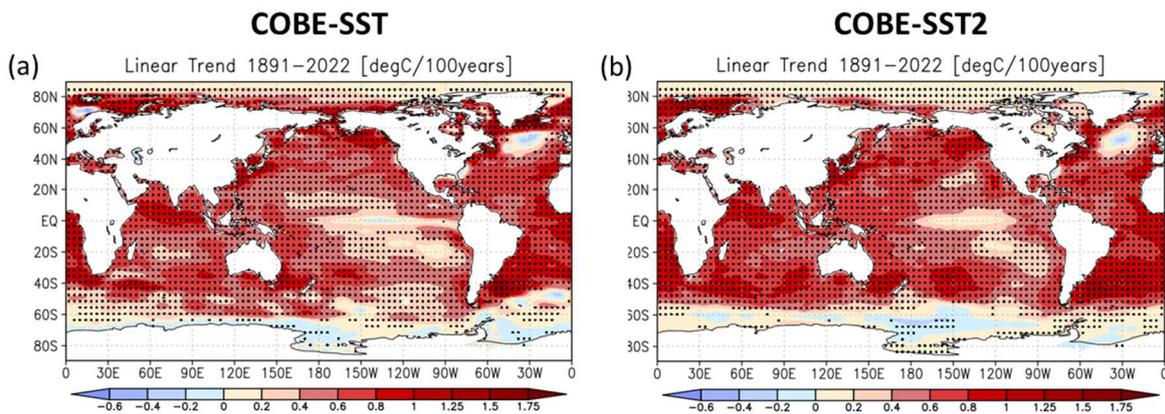
大きく、特に南太平洋、南インド洋、南大西洋での両データ間の違いが大きい(第 3.3-12 図、第 3.3-2 表)。この COBE-SST2 の全球平均 SST の昇温トレンドは Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version 3b(ERSST.v3b; Smith et al. 2008)や Hadley Centre Sea Surface Temperature(HadSST3; Kennedy et al. 2011)といった諸外国の SST データセットから算出した値とよく一致することが Hirahara et al.(2014)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

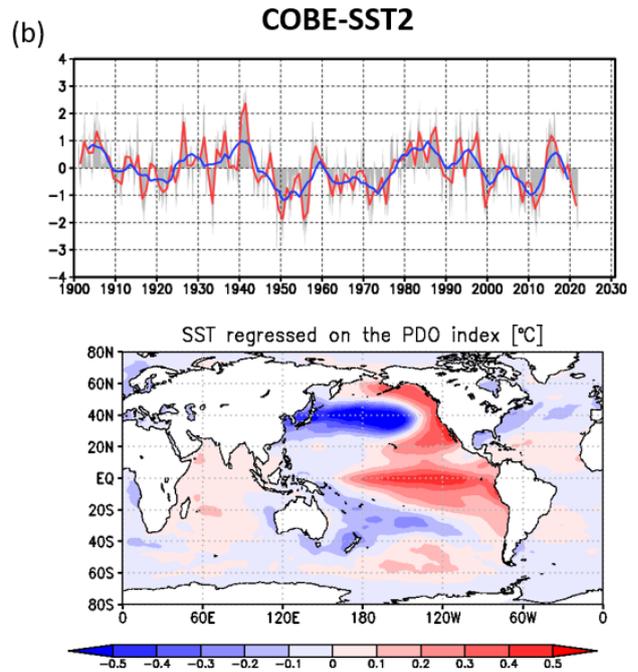
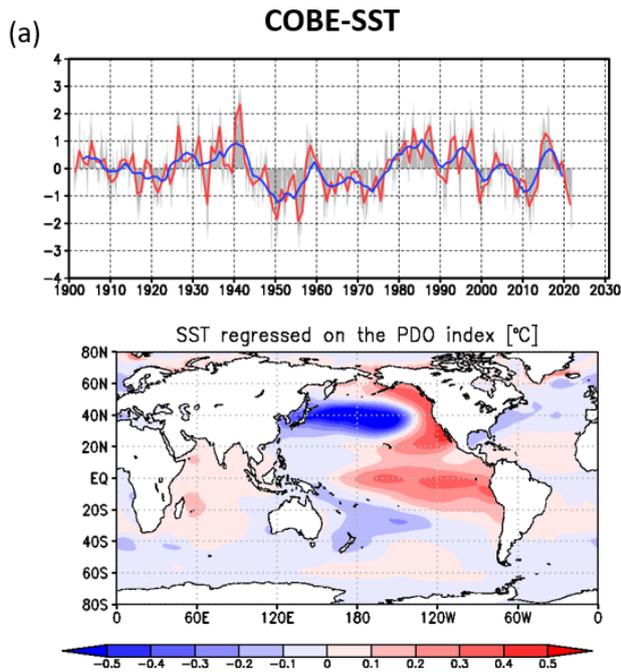
  

#### イ PDO 関連プロダクト

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。

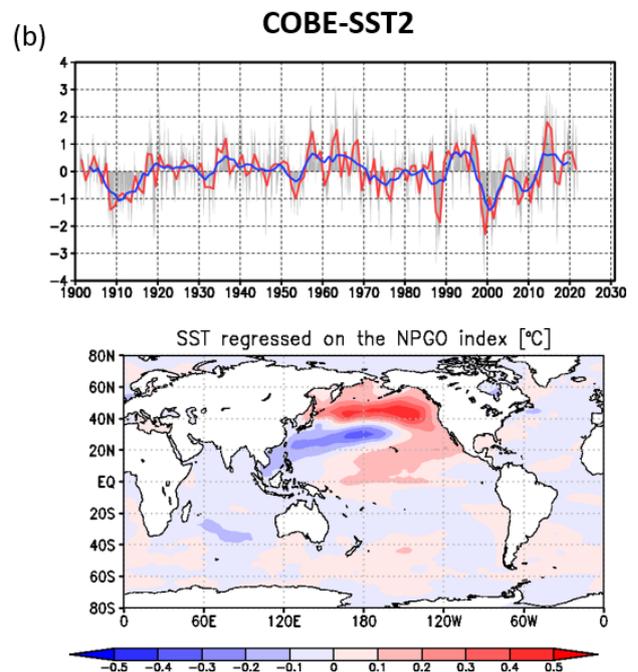
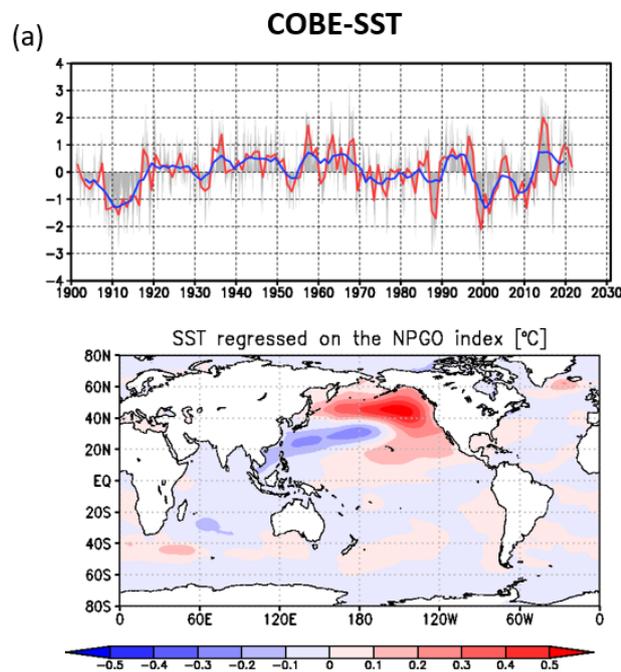


第 3.3-13 図 PDO 指数(上段)と PDO 指数に回帰した SST 偏差パターン(下段)

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.