

令和3年度季節予報

研修テキスト

2020年平年値

(気候情報課)

令和3年11月

November 2021

気象庁 大気海洋部

2020年平年値

目次

はじめに

1 国内地上平年値	
1.1 平年値の作成方法と特性	1
1.2 温暖化監視プロダクトへの影響	7
2 日本国外の地上観測データを用いた平年値	
2.1 使用したデータ (CLIMAT報及びGHCNデータ)	10
2.2 品質管理	10
2.3 平年値の算出方法	10
2.4 新平年値の特徴	13
3 大気循環場の平年値	
3.1 平年値の作成方法	20
3.2 新旧平年値の比較	20
4 海水温の平年値	
4.1 海面水温 (COBE-SST)	31
4.2 海洋表層水温 (MOVE-G2)	35
5 平年値更新による季節予報への影響	
5.1 予報への影響	39
5.2 季節予報ガイダンスの精度評価	51

はじめに¹

2021年5月19日から、1991～2020年の観測データによる新しい平年値の使用が始まった。世界気象機関(WMO)では「西暦の1の位が1の年から続く30年間の平均値を平年値とし、10年毎に更新する」ことが推奨されている。気象庁ではこれに基づいて2011年以来10年振りに平年値を更新した。以下、本テキストでは、2020年平年値(1991～2020年の30年平均)を新平年値、2010年平年値(1981～2010年の30年平均)を旧平年値と呼ぶことにする。

新平年値は、2020年までの観測データの品質や作成した新平年値に誤りがないかなどの確認を行った後、2021年3月に公開し、気象庁外も含めた利用者の準備期間を十分確保するとともに、出水期に入ってから切替を避けるため、同年5月に運用を開始した。

1か月予報や3か月予報などの季節予報では、明日の天気のように晴れや雨を予測するのではなく、平年からのずれを予報の対象としている(例:気温が高い/平年並/低い)。すなわち、平年値を作成する上で必須となる過去のデータが存在しなければ、季節予報自体実施することはできない。季節予報にとっては過去のデータと平年値が極めて重要である。

2020年の世界の年平均気温は、歴代最高となった2016年に匹敵する高い値となった。地球温暖化の監視においては、基準となる期間を定め、そこからの偏差が過去から現在に至るまでどのような変化をしているのか把握することが重要である。気象庁による地球温暖化の監視業務では、季節予報等と同じ期間で算出された平年値を基準として用いている。

本研修テキストでは、各業務で使用する新平年値について、旧平年値と比較しながら概要を紹介する。本テキストで新平年値の性質を理解したうえで、情報の作成や提供を実施していただきたい。

第1章では、国内各地点における平年値の作成手法及び特性についてまとめるとともに、日本の平均気温等の長期変化傾向の監視で使用する新平年値について概説する。地域及び日本平均の気温について、

新平年値では旧平年値に比べて0.1～0.5℃程度高温となっている。これには地球温暖化に伴う長期的な気温の上昇傾向と、十年規模の自然変動の重ね合わせが反映されていると考えられる。また年降水量については、平年値の算出期間が比較的降水量の多い期間に切り替わり、北日本日本海側や西日本太平洋側を中心に5～10%程度増加した地点があるなど多くの地点で増加している。

第2章では、日本国外の地上観測データを用いた平年値について概説する。世界の平年値を評価するために、様々なデータセットを参考にしており、採用する地点数をどのように選定するか記載されている。地点数の選定に絶対的な正解はなく、いかに最適な地点数を選定するかが重要である。第3章では大気循環場について、第4章では海面水温について、それぞれ経年変化も含めて平年値を示している。この10年間で大気循環場がどのように変化したのか、また、大気と海洋の変化にどのような整合性があるのかを評価することができる。

第5章では、実際に季節予報で用いられる天候の出現やガイダンスについて触れられている。季節予報を実施する際に、新平年値に基づいたガイダンス等を使用する上でどのようなことに注意すべきか述べられており、予報担当者にとっては極めて重要な内容である。

最後に、今年度の季節予報研修テキストの作成に当たっては、観測整備計画課に協力をいただき、第1章1節を執筆していただいた。この場を借りてお礼を申し上げる。

¹ 安田 珠幾

1 国内地上平年値

1.1 平年値の作成方法と特性¹

1.1.1 平年値の作成方法

国内地上平年値(地上気象観測平年値)は、全国の気象官署(气象台、測候所、特別地域気象観測所、父島気象観測所、南鳥島気象観測所及び昭和基地(南極)を含む157地点)における1991～2020年の地上気象観測値をもとに、大気海洋部観測整備計画課により、「気象観測統計指針(気象庁2005)」に則って作成された。

平年値には、累年の平均値である狭い意味での平年値のほかに、標準偏差、階級区分値があり、これらを平均気温、降水量合計、日照時間合計等の統計項目ごとに求める。期間は年別値や月別値のほかに、日別値や日別7日間値等がある。これらの値は、その地点や地域における気候の特性を表す値であるとともに、その時々々の気象(気温、降水量、日照時間等)や天候(冷夏、暖冬、少雨、多雨等)を評価する基準として利用されることから、平年値の統計期間中に観測場所や測器・統計方法に変更があった場合は、「仮に現在の場所・方法で観測した場合に得られる値」に補正した累年値を求めた上で計算している。

統計項目と補正方法の詳細は、気象庁ホームページの「平年値ダウンロード」ページ²における解説資料やデータファイル欄を参照して頂きたい。なお、新平年値は、統計項目、降雪の深さの補正方法、廃止地点及び統計終了・切断項目の扱いそれぞれに、旧平年値と以下の違いがある。

(1) 統計項目

統計項目は、旧平年値で作成した項目のほかに以下の項目を追加した。

- 地点別の、気温、降水量、日照時間、降雪の深さに関する日別5日間の平年値と階級区分値
- 地点別の、特別気温の日別の平年値と標準偏差(3時間ごとから毎時間に拡張した)

- 地点別の、降雪の深さと最深積雪(1cm以上)の階級別日数の年・月別の平年値
- 地点別の、積雪及び長期積雪の初終日の年別値の平年値
- 地域平均の、気温、降水量、日照時間、降雪の深さに関する日別5日間の階級区分値
- 地域平均の、気温に関する日別の階級区分値

(2) 降雪の深さの補正方法

降雪の深さの日合計は、積雪計による積雪差(24回)の合計として観測する方法と雪板による降雪の深さ(2回または3回)の合計として観測する方法があり、雪板で観測していた時期の観測値から積雪計による値相当への補正は旧平年値でも行ってきた。

一方、積雪計は2013年11月までに超音波式から雪面の凹凸や風による空気の揺らぎの影響を受けにくいレーザー式に変更しており、レーザー式では積雪深の短周期変動に起因する降雪が少ないという特性がある。このため、新平年値では雪板で観測していた時期の補正に加え、超音波式による観測値をレーザー式の特性に合わせる補正も地点ごとに実施した。具体的には次のとおりである。

- A) 積雪計(超音波式の期間及びレーザー式の期間)の時別値に対して平滑化を行い、加えて降水QC(降水が無い場合の積雪差を0cmとする)を施す
- B) レーザー式の期間の時別値に対して、降水QCを施す
- C) A)のうちレーザー式の期間の値とB)の値の割合を計算する
- D) C)の値は過剰な平滑化とみなし、A)のうち超音波式の期間の値をC)の値で割り戻すことで、過剰な平滑化を取り除く
- E) B)とD)の値を積雪計による積雪差(24回)の合計とする

¹ 村井 博一(観測整備計画課)

²

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/normal/index.html>

(3) 廃止地点及び統計終了・切断項目の扱い

観測所の廃止や観測の終了により統計を終了した項目については、これまで平年値を作成しなかった。また、統計を切断したため統計年数が足りない場合も同様である。しかし、その地点の気候を表す値であることを重視し、新平年値では次の観測所や統計項目について、統計を終了又は切断するまでの観測値を用いて平年値を作成した。なお、これらの平年値は平年差や平年比に使用することが出来ないことから、そのことを示す利用情報を付加している。

- 阿蘇山(熊本県)の全要素
- 特別地域気象観測所の雲量、雷日数、霜の初終日等。積雪の観測を廃止した地点では、これらに加えて、降雪の深さ、最深積雪及び日最深積雪の階級別日数
- 中枢以外の地方気象台・測候所の雲量、雷日数、日最深積雪の階級別日数(≧0cm)等

1.1.2 平年値の新旧の違い

地上気象観測平年値における新平年値と旧平年値を比較すると、以下のような特徴がある。

(1) 気温

年平均気温は、岡山大で 0.4℃低くなるほかは、全国的に 0.1～0.5℃高くなる(第 1.1-1 図(a))。地域別には、北日本と西日本で 0.3℃、東日本で 0.4℃、沖縄・奄美で 0.2℃高くなる。

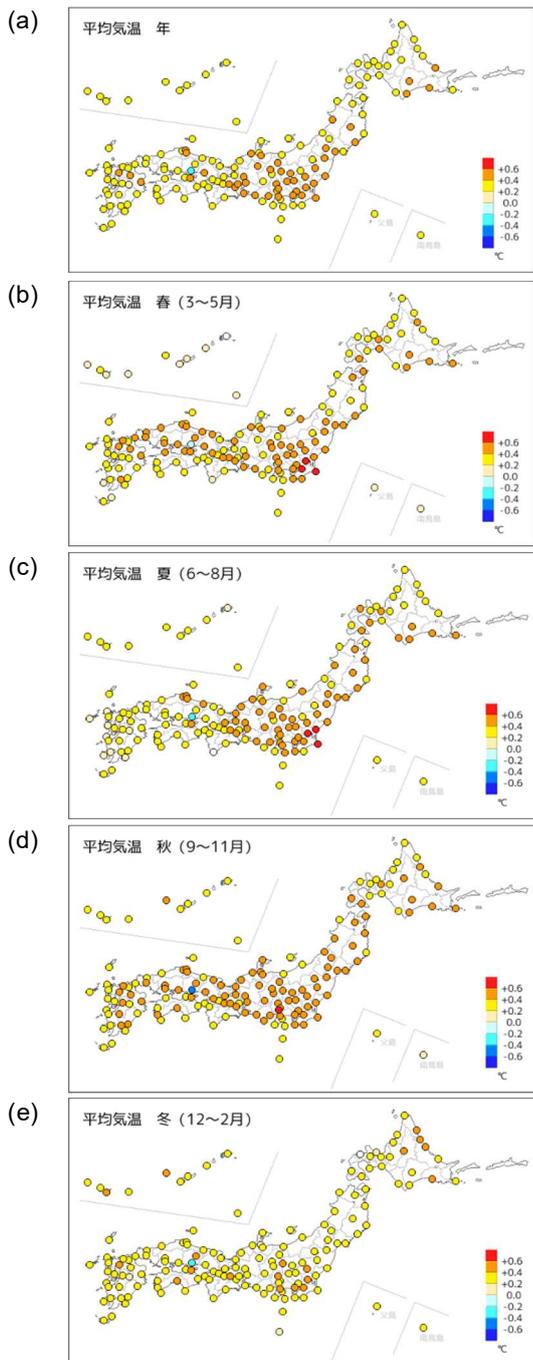
季節の平均気温でもこの傾向は変わらず、岡山大で季節をとおして 0.2～0.5℃低くなるほかは、全国的に 0.0～0.6℃高くなる。春から秋にかけては 0.4℃以上高くなる地点も多く、特に秋は半数以上の 89 地点で 0.4℃以上高くなる。一方、冬は 0.4℃以上高くなる地点は 19 地点のみである。なお、春と秋は北日本から西日本にかけて 0.4℃以上高くなる地点が分布するが、夏の西日本では全国の 60 地点に対して 7 地点のみと少ない。(第 1.1-1 図(b)～(e))

階級別の年間日数では、夏日(日最高気温 25℃以上)は東日本で 9 日以上増加する地点があるほか、真夏日(日最高気温 30℃以上)は東日本から沖縄・奄美の多くの地点で 3 日以上増加し、猛暑日(日最高気温 35℃以上)は 4 日以上増える地点もある。冬日(日最低気温 0℃未満)は北日本から西日本の多くの地点で 2 日以上減少し、真冬日(日最高気温 0℃未満)は北日本を中心に 3 日以上減少する地点がある。(第 1.1-2 図)

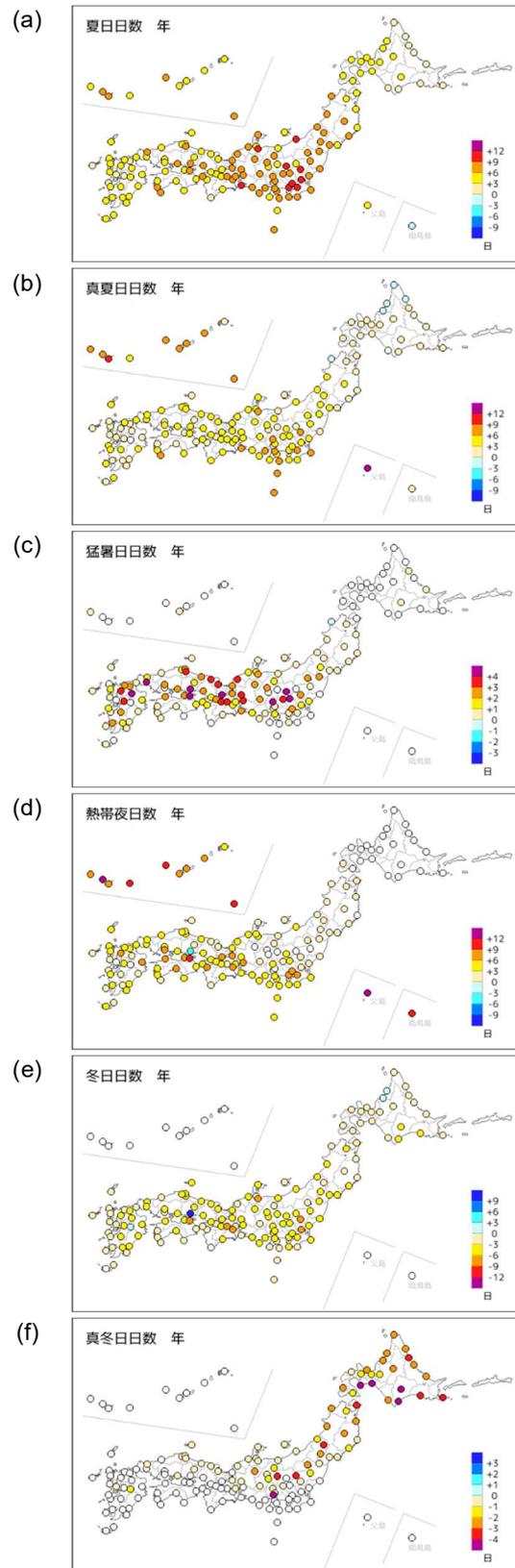
日本の平均気温は、長期的に見て、様々な時間スケールの変動を伴いながら 100 年あたり 1.26℃の割合で上昇しており、1980 年代後半から急速に気温が上昇している。その背景には、温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化による長期的な昇温傾向と数十年周期の自然変動の影響³があると考えられる。気温の平年値の新旧の違いの特徴は、こうした地球温暖化や自然変動の影響による 1981～1990 年と 2011～2020 年の差に加え(第 1.2-1 図)、地点によっては都市化も影響していると考えられる。

また、岡山は 2015 年に観測場所を郊外へ移転したため、「仮に現在の場所・方法で観測した場合に得られる値」への補正を行っている。岡山大で平均気温や熱帯夜日数、冬日日数において気温が低くなる傾向が認められる要因として、前述の地球温暖化や自然変動の影響により気温が高くなったことよりも、この移転の影響により気温が低くなったことの方が大きかったことが考えられる。

³ 数十年周期の変動の要因は、大気や海洋にみられる大規模な数十年周期の変動などが関係している可能性があるが、詳しいことはよくわかっていない。



第 1.1-1 図 平均気温の新・旧平年値の差



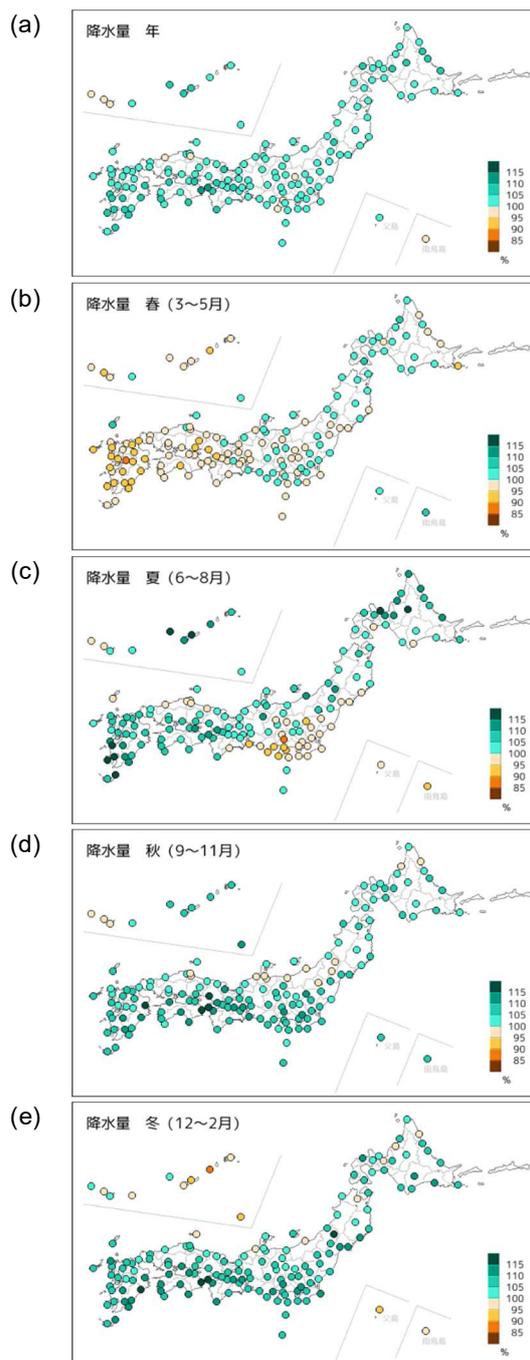
第 1.1-2 図 気温の階級別日数の新・旧平年値の差

(2) 降水量

年降水量は、北日本日本海側や西日本太平洋側を中心に5～10%程度多くなる地点があるなど、多くの地点で多くなる。(第1.1-3 図(a))

1981～1990年と2011～2020年の多雨の年と少雨の年を比較すると、前者は少雨の年が多く、後者は多雨の年が多かった。一方、1991～2010年は少雨、並、多雨の年がほぼ同じであった。降水量の平年値の新旧の違いは、一見すると降水量が増加傾向のように見られるが、1981～1990年と2011～2020年の特徴が現れていると考えられる。(第1.2-2 図)

季節の降水量は、春の西日本や夏の東日本太平洋側で5%程度少なくなり、特に春の九州北部地方や夏の関東甲信地方では10%程度少なくなる地点もある。一方、夏の西日本や南からの湿った空気が入りやすくなった(第3.2.3 項参照)秋と冬の太平洋側の多くの地点で10%程度多くなり、夏の九州南部、秋と冬の西日本太平洋側を中心に15%程度多くなる地点もある。(第1.1-3 図(b)～(e))



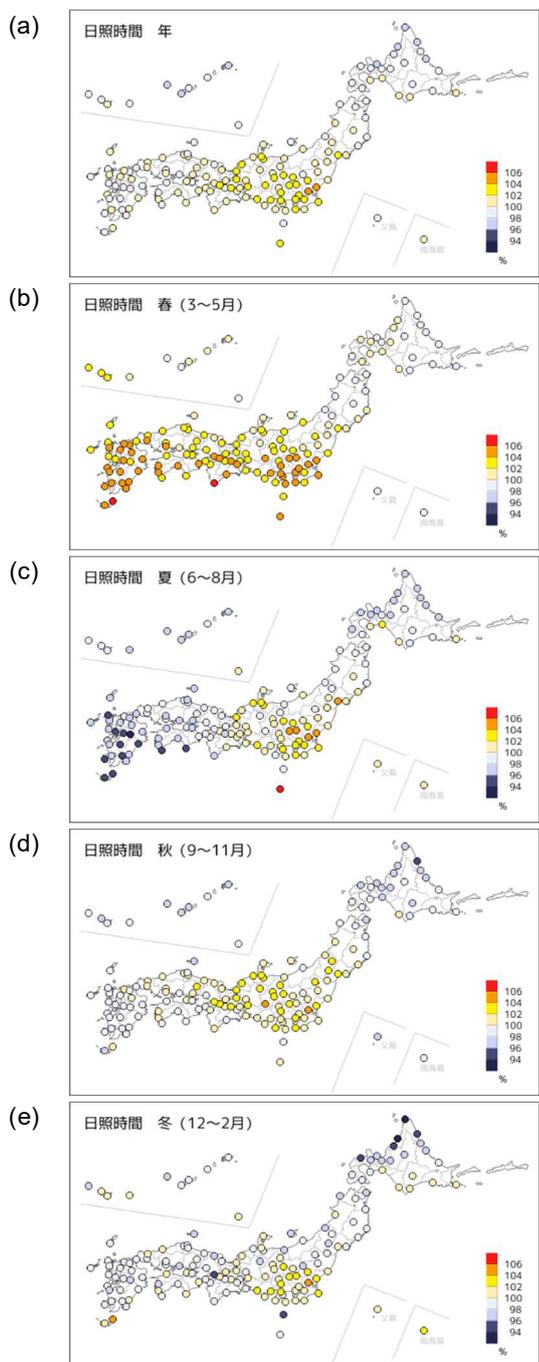
第1.1-3 図 降水量の新・旧平年値の比

(3) 日照時間

年間日照時間は、東日本のほとんどの地点で多くなり、特に関東甲信地方では4%以上多くなる地点もある。一方、北日本や沖縄・奄美では多くの地点で減り、2%以上減る地点もある。(第1.1-4 図(a))

季節の日照時間は、関東甲信地方では年間をとおして増える地点が多い。西日本と沖縄・奄美では日本付近のジェット気流の北上が遅れる傾向がみられた

(第 3.2.3 項参照) 春に多くの地点で 2%以上増え、6%以上増える地点もある。一方で、夏から冬は減る地点が多く特に夏は西日本太平洋側を中心に 4%以上減る地点がある。北日本は年間をとおして減る地点が多く、冬は 4%以上減る地点がある。(第 1.1-4 図(b)~(e))

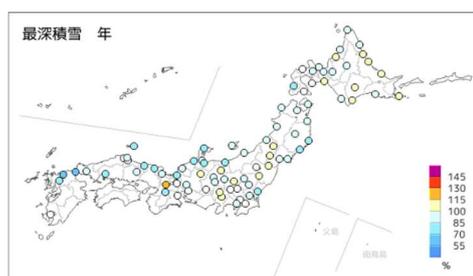


第 1.1-4 図 日照時間の新・旧平年値の比

(4) 最深積雪

寒候年最深積雪は、北日本から西日本の広い範囲で少なくなり、東日本日本海側や西日本では 20%以上減る地点がある。一方、東北地方から東日本の内陸と北海道地方の一部地点で 10%程度の増加がみられる。(第 1.1-5 図)

なお、京都の増加(117%)が目立つが、これは小さい値の比較(新平年値 7cm の旧平年値 6cm に対する比)であることによる。

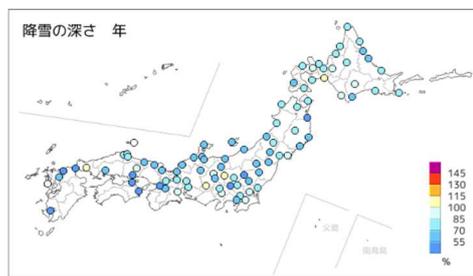


第 1.1-5 図 最深積雪の新・旧平年値の比

(5) 降雪の深さ

寒候年の降雪の深さの合計は、多くの地点で少なくなっており、30%以上減る地点もある(第 1.1-6 図)。

このことは、気温は上昇し、降水量は増加している地点が多いことから、降水があっても雪ではなく雨として降りやすくなったことと整合的である。しかし、積雪を観測している測器が超音波式積雪計からレーザー式積雪計に変わり、その特性に合わせる補正の影響も表れていることへの注意が必要である。



第 1.1-6 図 降雪の深さの新・旧平年値の比

1.1.3 このほかの平年値

地上気象観測平年値のほか、アメダス、高層気象観測、生物季節観測、梅雨入り・梅雨明けの時期、台風の発生数・接近数・上陸数等の平年値が作成され

た。以下に要約を示すほか、詳細は気象庁ホームページの「平年値ダウンロード」ページの解説資料等を参照して頂きたい。

参考文献

気象庁, 2005: 気象観測統計指針⁴, 133pp.

(1) アメダス

アメダス(地域気象観測)平年値は、全国の地域気象観測所(気象官署も含む約 1300 地点、要素により異なる)における、1991～2020 年の観測値をもとに作成した平年値である。

累年平均値である平年値のほかに、標準偏差、階級区分値があることは地上気象観測平年値と同様であるが、作成方法や統計項目が異なる。

また、同じアメダスとしての平年値でも、気象官署と気象官署でない地点では、作成方法が異なる。気象官署では、地上気象観測平年値を、アメダス平年値の同じ統計項目の値として採用している。ただし、地上気象観測平年値における降水量と雪の「現象なし」は、アメダス平年値では、0mm、0cm としている。また、アメダスの「積雪差合計」については、気象官署に積雪計が設置されている場合に限り、地上気象観測の「降雪の深さ」の値を採用している。

(2) 生物季節観測

生物季節観測平年値は、全国 58 の気象官署における 1991～2020 年の観測値をもとに作成した平年値である。

累年平均値である平年値のほかに、種目別に階級区分値を求めている。

対象は 2020 年末までの観測種目であった植物 34 種目(41 現象)と動物 23 種目(24 現象)で、気候条件の違い等により規定の生物の成育または生息が難しい地方、地域においては、同属の種目を代替種目として用いた。

全地点で観測しているさくらの開花では、新平年値は旧平年値とくらべ、ほとんどの気象官署で 1～2 日早くなっている。

4

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html>

1.2 温暖化監視プロダクトへの影響¹

1.2.1 はじめに

気象庁では、気候変動の監視業務の一環として、日本の平均気温や降水量、積雪量の長期変化を解析し、ホームページや気候変動監視レポート等で報告している²。これらは平年値期間の平均値を基準値とした偏差あるいは比率を指標としているが、今回の平年値更新に伴い、旧平年値期間から新平年値期間にかけて進行した地球温暖化等の影響で、指標の基準が変化しているため、その概要を報告する。

1.2.2 使用したデータ

気温のデータには、1898 年以降観測を継続している気象観測所の中から、都市化による影響が小さく、特定の地域に偏らないように選定された 15 地点³の月平均気温データを使用している。

降水量は気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、全国の気象観測所のうち、長期間にわたって観測を継続している 51 地点⁴のデータを使用している。また、年最大日降水量については全国のアメダス地点のうち 1976～2020 年の期間で観測が継続している 640 地点のデータを使用している。

積雪量のデータには日本海側の観測地点⁵について 1962 年以降の年最深積雪を使用している。解析地

¹ 岡部裕己、田巻優子

² https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/gw_portal/past_climate_change.html

³ 網走、根室、寿都(すつつ)、山形、石巻、伏木(高岡市)、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島

⁴ 旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇

⁵ 北日本日本海側：稚内、留萌、旭川、札幌、岩見沢、寿都、江差、倶知安、若松、青森、秋田、山形
東日本日本海側：輪島、相川、新潟、富山、高田、福井、敦賀
西日本日本海側：西郷、松江、米子、鳥取、豊岡、彦根、下関、福岡、大分、長崎、熊本。

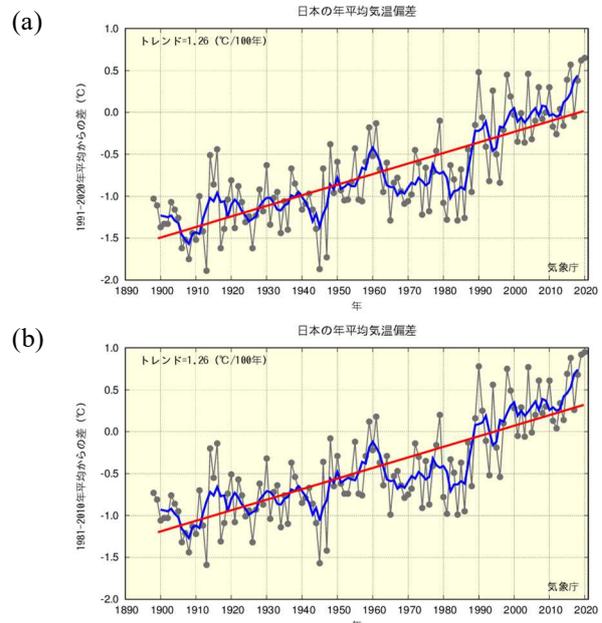
域は北日本日本海側、東日本日本海側、西日本日本側の 3 つである。

1.2.3 気温の変化

平年値の更新に伴う気温偏差の変化量を確認するために、2020 年における年及び季節の新平年値、旧平年値をそれぞれ基準値とした偏差を第 1.2-1 表に示す。新平年値からの偏差と旧平年値からの偏差の差は 0.23～0.35℃であった。この値は長期トレンドよりも大きく、温暖化の進行による年及び各季節での気温の上昇に加え、十年規模の変動を反映した結果

第 1.2-1 表 新平年値及び旧平年値を基準値とした 2020 年の年、季節平均気温偏差

2020 年の 気温偏差	新平年値 からの偏差 [℃]	旧平年値 からの偏差 [℃]
年平均	+0.65	+0.95
春(3～5月)	+0.42	+0.74
夏(6～8月)	+0.62	+0.96
秋(9～11月)	+0.58	+0.93
冬(前年12～2月)	+1.43	+1.66



第 1.2-1 図 (a)新平年値及び(b)旧平年値を基準値とした日本の年平均気温偏差の経年変化

細線(黒)は各年の平均気温の基準値からの偏差、太線(青)は偏差の 5 年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示す。

とみられる。なお、この特徴は 2020 年に限らずすべての年で見られる。次に年平均気温偏差の長期変化傾向について第 1.2-1 図に示す。偏差算出に使用する月平均気温は変わらないため、各年の偏差の順位及びトレンドの値にも変更はない。ここは年のみを示したが、各季節及び月についても同様である。

1.2.4 降水量の変化

次に降水量について、気温と同様に 2020 年における新平年値及び旧平年値をそれぞれ基準値とした偏差を第 1.2-2 表に示す。2020 年の年平均降水量の偏差は+210.2mm(旧平年値からの偏差)から+157.4mm(新平年値からの偏差)に減少した。

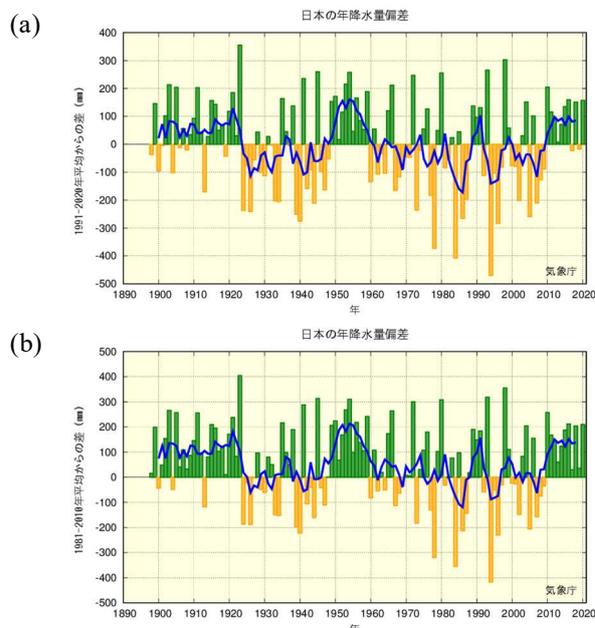
これは、平年値算出に使用される期間が、比較的降水量の少なかった 1980 年代から降水量の多かった 2010 年代へ切り替わり、降水量の平年値が増加したことが原因と考えられる(第 1.2-2 図)。また、年平均降水量の新旧平年値を比較すると、新平年値は旧平年値から約 3%の増加が見られた。これにより、新平年値を基準値とした場合、旧平年値からの偏差が負の年は偏差が拡大し、正の年は偏差が縮小した。

次に、2020 年のアメダス地点における年最大日降水量について基準値との比を第 1.2-3 表に示す。年最大日降水量のような統計値は、場所による差が大きいため、偏差ではなく比を使用することで各観測点の変動を適切に反映することができる。2020 年の年日降水量の新平年値を基準値とした比(2020 年の値/新平年値)は、旧平年値を基準値とした比(2020 年の値/旧平年値)に比べ-4%となった。

全国のアメダス地点における年最大日降水量には増加傾向が現れており(第 1.2-3 図)、この傾向は大雨の発生頻度の増加傾向⁶とも一致する。この年最大日降水量の増加傾向を反映し、新平年値は旧平年値に比べ増加した。これにより、基準値 100%をゼロ線とする第 1.2-3 図において、新平年値を基準値とした場合、旧平年値を下回る年は比が拡大し、旧平年値を上回る年は比が縮小した。

第 1.2-2 表 新平年値及び旧平年値を基準値とした 2020 年の年降水量偏差

2020 年の降水量偏差	新平年値からの偏差 [mm]	旧平年値からの偏差 [mm]
年平均	+157.4	+210.2



第 1.2-2 図 (a)新平年値及び(b)旧平年値を基準値とした日本の年降水量偏差の経年変化

棒グラフは各地域の観測地点での各年の年降水量偏差を平均した値を示す。緑(黄)の棒グラフは基準値と比べて多い(少ない)ことを表す。太線(青)は偏差の 5 年移動平均値を示す。

第 1.2-3 表 新平年値及び旧平年値を基準値とした 2020 年の年最大日降水量の基準値に対する比

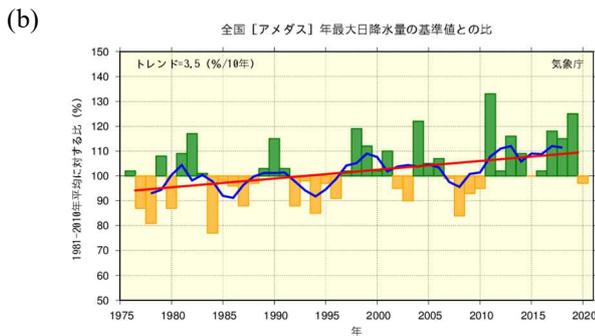
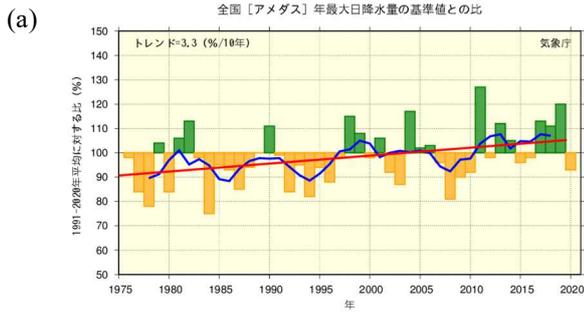
2020 年の年最大日降水量比	新平年値に対する比 [%]	旧平年値に対する比 [%]
年平均	93	97

1.2.5 最深積雪の変化

積雪量の変化を調べるため、年最深積雪においても同様の調査を行った。年最深積雪の値は場所による差が大きいため、年最大日降水量と同様に偏差ではなく比を使用する(第 1.2-4 表)。

6

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html



第 1.2-3 図 (a)新平年値及び(b)旧平年値を基準値とした日本の年最大日降水量の基準値に対する比の経年変化
棒グラフは各地域の観測地点での各年の年最大日降水量の基準値に対する比を平均した値を示す。緑(黄)の棒グラフは基準値と比べて多い(少ない)ことを表す。太線(青)は比の 5 年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示す。基準値は 1991~2020 年の 30 年平均値。

第 1.1.2 項(4)で示したとおり、年最深積雪は北日本から西日本の広い範囲で減少しており、気温の上昇傾向と整合的である。年最深積雪の平年値が減少したことで、2020 年の年最深積雪は新平年値との差が小さくなり、比は全地域で増加した。これにより、基準値 100%をゼロ線とする第 1.2-4 図において、新平年値を基準値とした場合、旧平年値を下回る年は比が縮小し、旧平年値を上回る年は比が拡大した。

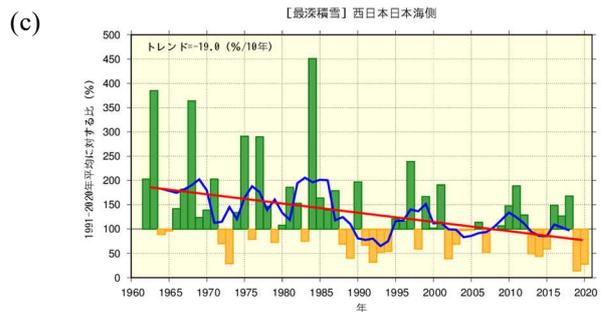
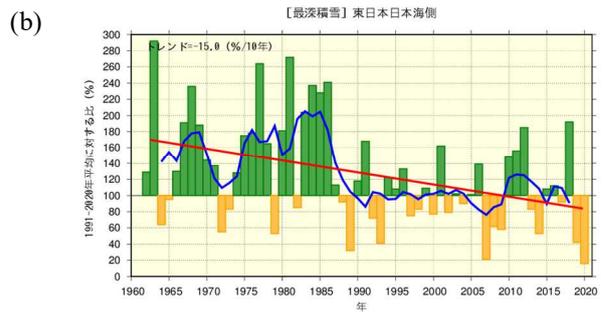
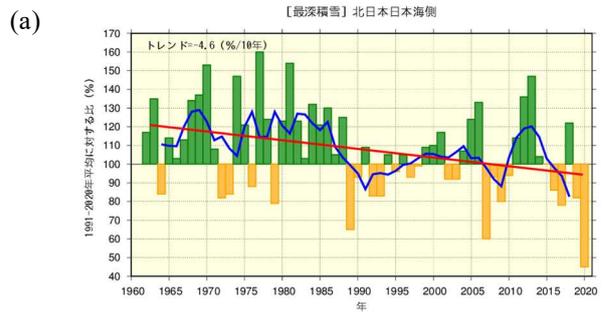
平年値の更新により、平年値が小さい地点の多い西日本日本海側においては、比で見ると極端に大きな値となる年もあり、減少トレンドも大きくなった。

参考文献

気象庁, 2021: 気候変動監視レポート 2020.

第 1.2-4 表 新平年値及び旧平年値を基準値とした 2020 年の年最深積雪の基準値に対する比

2020 年の年最深積雪比	新平年値に対する比[%]	旧平年値に対する比[%]
北日本 日本海側	45	43
東日本 日本海側	16	13
西日本 日本海側	28	24



第 1.2-4 図 新平年値を基準値とした年最深積雪の基準値に対する比 (a)北日本日本海側 (b)東日本日本海側 (c)西日本日本海側

棒グラフは各地域の観測地点での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均した値を示す。緑(黄)の棒グラフは基準値と比べて多い(少ない)ことを表す。太線(青)は比の 5 年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示す。基準値は 1991~2020 年の 30 年平均値。

2 日本国外の地上観測データを用いた平年値

日本国外の地上観測データを用いて作成された地上観測地点の平年値は、世界の天候及び世界の異常気象の監視のための基準値になり、また、気候変動監視のための全球平均気温の基準値の算出に使用される。

本章では、2021年5月に、1991～2020年の国外の地上観測データ等を用い、平年値を更新したことについて解説する。まず、国外の地上観測データについて、第2.1節で使用したデータ、第2.2節で品質管理を紹介する。その後、第2.3節で平年値の算出、第2.4節で新平年値の特徴を紹介するが、世界の天候及び世界の異常気象監視と気候変動監視では、地上観測地点の平年値からそれぞれ異なる方法で求めた基準値を使用している。このため、第2.3節、第2.4節では、世界の天候及び世界の異常気象の監視と気候変動監視について分けて述べる。

2.1 使用したデータ(CLIMAT 報及び GHCN データ)¹

日本国外の地上観測地点の平年値の作成には、気象庁が蓄積している地上月気候値気象通報(CLIMAT 報)データと、米国海洋大気庁の環境情報センター(National Centers for Environmental Information: NCEI)が配布している Global Historical Climatology Network(GHCN)の月別データを使用した。なお、気候変動監視のための基準値の算出には、これらに加え、気象庁の海面水温気候データセットである COBE-SST2(Hirahara et al., 2014)も使用する(第2.3.2項(2))。

2.1.1 CLIMAT 報

CLIMAT 報は、世界気象機関(WMO)に加盟している各国・地域の気象機関が、日々の気象観測データから計算した平均気温、降水量等の地上気象観測の月統計値を報じる電文である。毎月約2600～2700地点の CLIMAT 報が交換されており、気象庁では1982年6月以降の CLIMAT 報を蓄積している。

¹ 奥中 裕佳、西村 明希生

² <https://www.ncdc.noaa.gov/ghcn-monthly>

2.1.2 GHCN データ

GHCN データは NCEI が世界の気候変動の監視のために提供しているデータセットであり、月別データについては執筆時点で version 2(Peterson and Vose, 1997)、version 3(Lawrimore et al., 2011)、version 4(Menne et al., 2018)が公開されている²。

新平年値の作成にあたり、平均気温については執筆時点で最も新しいバージョンであり、データセットに含まれる近年の観測地点数が向上することから version 4を、降水量については唯一降水量のデータを提供していることから version 2を使用した(新平年値作成時点で、version 3, 4には降水量データは含まれていない)。

2.2 品質管理³

GHCN データに対して以下の自動および手動の品質管理を実施した。

- ・ 観測、通報時の誤りとみられるような極端な値がないか
- ・ 観測地点の移転が原因とみられるようなステップ状の変化がないか
- ・ 近傍地点の観測値とかけ離れた値がないか
- ・ 作成された平年値について、不自然な季節進行がみられないか

CLIMAT 報については、現業的に品質管理を実施しているため、再度の品質管理は実施しなかった。

2.3 平年値の算出方法⁴

2.3.1 世界の天候及び世界の異常気象監視

(1) 累年値の作成

まず、CLIMAT 報、GHCN データの二つのデータセットから、平年値の算出に使用する、1991～2020年の月別の累年値を作成した。一つの地点に CLIMAT 報、GHCN データの両方のデータが存在する場合は、現業的な天候及び異常気象の監視で用いている CLIMAT 報に近い品質の平年値を作成するため、CLIMAT 報を使用した。CLIMAT 報に欠測

³ 奥中 裕佳、西村 明希生

⁴ 奥中 裕佳、西村 明希生、田巻 優子、岡部 裕己

がある場合は同一地点の GHCN データによって補った。

その後、作成した累年値に対しても、第 2.2 節に記載した自動および手動の品質管理を実施した。

(2) 平年値の算出

(1)で作成した累年値を用いて平年値を算出した。基本的な計算方法は気象観測統計指針(気象庁, 2021)に従っているが、できるだけ多くの地点の平年値を求める観点から、月平均気温、月降水量は 1991～2020年の30年間に於いて全ての月で8年以上のデータがある地点について平年値を算出した(降水5分位値⁵は10年以上のデータがある地点・月のみ算出)⁶。3か月平均、年平均の平年値については、個々の年でみると一部の月に欠測が見られることがあることから、累年の3か月別値、年別値から求めるのではなく、月の平年値から算出した。

なお、日本国内の地上観測地点の平年値は観測整備計画課が作成したデータを使用した。

世界の天候及び世界の異常気象監視では、ここで算出した平年値そのものを基準値として、使用している。

(3) 従前の平年値との作成方法の違い

従前の平年値(1981～2010年の観測値から作成、以下、旧平年値と呼ぶ)の作成方法については、斎藤(2011)にまとめられているので参考にされたい。補助的に GHCN データを使用している点や算出方法については、旧平年値と新平年値で大きな違いはない。

ただし、気温の平年値については、用いる GHCN データを version 2 から version 4 に更新した。GHCN は複数のデータソースから作成されているデータセットである。旧平年値で使用した version 2 では、データソースの統合は最低限にとどめられ、同じ地点、同

じ月に複数のデータ(重複データ)が存在する。そのため、重複データについては優先順位をつけ、CLIMAT 報が存在しない地点の場合、最も優先順位の高いデータを累年値に使用した。既に CLIMAT 報もしくは優先順位が最も高い GHCN データから作成された累年値がある地点については、累年値の欠測部分を優先度の順に重複データで補う処理を繰り返した。なお、累年値の欠測を補う際は、累年値に対し6か月以上にわたってデータの比較が可能であり、そのうち8割以上のデータが累年値と一致する条件を満たした重複データのみを使用した。一方、新平年値の算出で使用した version 4 は、すでにデータソースの統合が実施され、重複データは存在しないため、GHCN データの中で優先順位をつける必要はなかった。

2.3.2 気候変動監視

(1) 世界の気候変動監視方法について

気象庁では世界及び日本の気温や降水量の経年変化を監視することで気候変動による影響を検出しており、日本の気温・降水量等については第 1.2 節で述べた。また、世界の降水量については、陸域の観測値のみを用いて各年の偏差を算出しており、統計期間初期は観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、長期変化傾向は求めている。

(2) 累年値の作成(解析に使用するデータセットの更新・移行)

世界の平均気温偏差の算出には陸域データに GHCN データ、CLIMAT 報の二つのデータセット(第 2.1 節)を使用し、海面水温解析データに COBE-SST(第 4.1 節)を使用している。このうち GHCN データと COBE-SST はいずれも新しいバージョンのデータセットが利用可能となった。

⁵ 降水5分位値とは30年間の月の総降水量を5つの群に分け、当月の降水量がどの群に入ったかを割り当てることにより求めたもの。0(6)は総計期間のどの値よりも少ない(多い)ことを示し、世界の異常気象の監視では異常少雨(異常多雨)と判断している。

⁶ 気象観測統計指針(気象庁(2021))では、「①欠測または資料不足値の年の合計が、統計期間の年数の20%以下であること、②資料年数(統計値のある年数)が8年以上あること、のいずれの条件も満たす場合に平年値を求める」としているが、世界の地上気象平年値においては、①の条件を考慮していない。

ア 陸域データ

平年値更新に伴い世界の天候監視(第 2.3.1 項)が GHCN データを version 4 に更新することから、世界の平均気温偏差の算出についても GHCN version 2 から version 4 に更新した。詳細は第 2.4.2 項に記載する。

イ 海面水温解析データ

COBE-SST の改良版である COBE-SST2 は、令和 4 年 3 月公開予定の大気再解析 JRA-3Q の境界条件として、全球日別海面水温解析(MGDSST)(栗原ほか, 2006)とともに採用され、海洋解析等の気候監視プロダクトもこれらに基づくものに移行予定である。

COBE-SST2 及び MGDSST はいずれもバイアス補正等の改良により他機関の海面水温解析データとの一致が良くなり、全球平均気温の算出においても COBE-SST から移行することで精度向上が期待される。

その一方で、MGDSST の解析期間は 1980 年代頃以降であることから、前述の他プロダクト(JRA-3Q)では COBE-SST2 と MGDSST を接続した解析を行うが、MGDSST の遅延解析には 5 か月程度の時間を要するため、全球平均気温月別値の公表時にはこれを用いることができない。

以上の点から、全球平均気温の算出に使用する海面水温解析データは COBE-SST から COBE-SST2 に移行した。

(3) 基準値の作成

世界や日本の平均気温や降水量は正確に何℃か何 mm かといった見積もりが困難である。長期的な気候変動の監視は偏差を用いて実施できることから、特定の年代を基準値期間として選び、その基準からの変化量として表現している。この基準は必ずしも直近

の 30 年間である必要はなく、たとえば「工業化以前からの偏差」、「20 世紀初頭からの偏差」など、さまざまな基準の選び方が考えられる。

今回の平年値更新でも、引き続き平年値と同じ期間を温暖化監視の基準として用いるものの、さまざまな基準の中から 1991～2020 年の 30 年間を選択して作成した基準値であることを示すために、「1991～2020 年の 30 年平均値を基準値とした偏差」という、より明確な表現を用いる。

(4) 従前の基準値との作成方法の違い

世界の平均気温偏差及び降水量偏差は、旧平年値で使用していた陸域のデータセットにおいて、観測地点数が 1990～2000 年にかけて大きく減少し、それに伴い偏差算出の基準となるデータの陸域被覆率⁷(全球面積に対して、算出に使用する陸域面積の比率)も減少することから、陸域被覆率を確保する目的で以下の手法をこれまで用いていた。

- ① 月ごとに、各地点の 1971～2000 年平均値(以下、71-00 平均値という。)に対する偏差を作成し、各 5 度格子の月平均偏差を算出
- ② ①に緯度による面積の違いを考慮した重みを付けた値を世界全体について平均
- ③ ②で算出した値を年、季節で平均
- ④ 1981～2010 年平均値(以下、81-10 平均値という。)と 71-00 平均値の差を差し引く⁸

また、WMO(2017)が取りまとめたガイドラインでは、長期的な気候変動を監視するための参照基準に関して 1961～1990 年を基準値期間として採用することを推奨しているが、従前の基準値期間はこれとは異なる期間であった。

これら二点を踏まえ、今回の平年値更新に伴い、偏差を算出に用いる基準値期間を再検討するとともに、データセットの移行等、全球平均気温偏差及び

⁷ 世界の平均気温偏差及び降水量偏差の算出において、緯度経度 5 度格子内に観測値が 1 点以上存在する場合に 5 度格子データを算出する。本稿中、全球面積に対して 5 度格子データ内の陸域面積を合計した比率を「陸域被覆率」として使用している。

⁸ ④は、①～③で求めた 71-00 平均値からの偏差を、従来の基準値期間である 81-10 平均値からの偏差に変換するための処理である。

降水量偏差算出に関する見直しを行い、以下のよう
に算出方法を変更した。

- ① 月ごとに、各地点の 1991～2020 年平均値
(以下、91-20 平均値という。)に対する偏差を
作成し、各 5 度格子の月平均偏差を算出
- ② ①に緯度による面積の違いを考慮した重みを
付けた値を世界全体について平均
- ③ ②で算出した値を年、季節で平均
(前述④の偏差の変換処理は行わない)

データセット及び基準値の見直しの詳細について
は本項(2)及び第 2.4.2 項を参照。

2.4 新平年値の特徴⁹

2.4.1 世界の天候監視

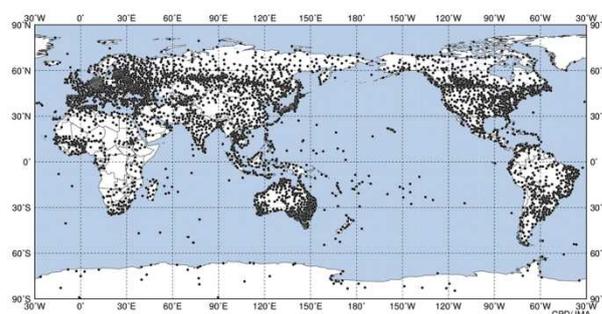
(1) 地点数の変化

日本の月平均気温 156 地点、月降水量 154 地点
を含めると新平年値が作成された地点は、月平均気
温は 5344 地点、月降水量は 3007 地点となった(旧
平年値では、月平均気温は 2549 地点、月降水量は
2658 地点)(第 2.4-1 図)。世界の幅広い地域で、月
平均気温の新平年値が作成された地点が大幅に増
加した。特に、ベトナムやインドネシア等の東南ア
ジアでは、月平均気温、月降水量ともに、新平年値が
作成された地点が増加し、天候及び異常気象の監視
が一層強化されることが期待できる。一方、旧平年値
同様、アフリカ等の一部の国では、観測データが十
分ではないため、1 地点も平年値が存在していない。

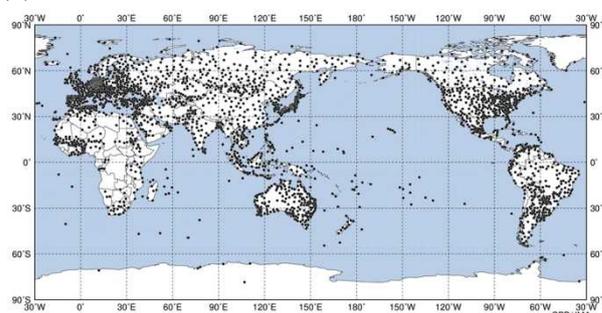
また、干ばつを評価するために算出している標準
化降水指数(SPI; Standardized Precipitation Index)
¹⁰についても最新の CLIMAT 報と GHCN データを
用いて再計算した。SPI の計算には過去の降水量の
頻度分布を推定するための十分なデータが必要であ
ることから、気象庁では 1950～2020 年において 30
年分以上の月降水量データが使用可能な地点につ
いてのみ SPI を算出している。SPI 算出可能地点数
はこれまで 1892 地点だったところ、世界の幅広い地
域で算出可能地点が増加し、2128 地点となった(図

略)。これにより、世界の干ばつ監視についても一層
の強化が期待できる。

(a) 月平均気温



(b) 月降水量



第 2.4-1 図 月平均気温及び月降水量の新平年値作成地
点

(a) 月平均気温、(b) 月降水量。1991～2020 年において、
全ての月で 8 年以上のデータが存在している地点を対象と
している。

(2) 新旧平年値の比較

新平年値の特徴を見るために、各季節を代表する
1, 4, 7, 10 月について月平均気温の新旧平年値の差、
月降水量の新旧平年値の比の分布図を第 2.4-2 図、
第 2.4-3 図に示すとともに、特徴を簡単に解説する。

月平均気温は、温暖化を反映して、各月とも多くの
地点で新平年値の方が高くなっている一方、北米中
部のように新平年値の方が低くなっている地域もある。

月降水量には、全球的には月平均気温ほど顕著
な特徴は見られない。地域的には、インドシナ半島や
南シナ海周辺では 1 月と 12 月に、オーストラリア北部
ではモンスーンの時期である 12～2 月に、サヘル地

⁹ 奥中 裕佳、西村 明希生、田巻 優子、岡部 裕己

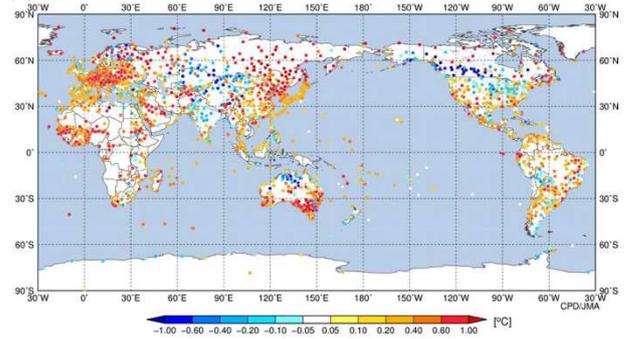
¹⁰

https://www.data.jma.go.jp/cpd/monitor/climatview/spi_commentary.html

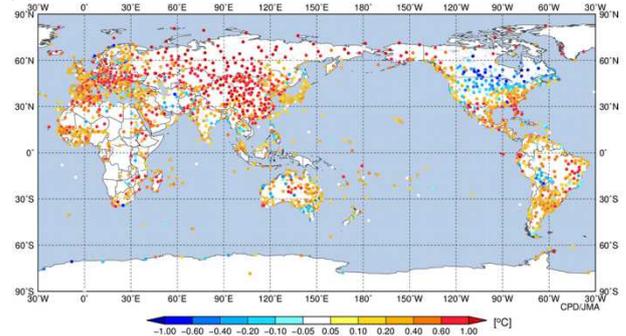
域では年を通して降水量が増加している地点が多い等の特徴が見られる。

新旧平年値の比較については、使用可能な累年値が存在する期間に偏りが生じている場合、これらの期間における気温・降水量の平均的な状態が強く反映されてしまい、長期再解析データ等による評価結果と異なる場合があるため、評価の際は注意が必要である。例えば 1 月のカナダ南西部では新平年値の方が、気温が低くなっているが、JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) で新旧平年値のそれぞれの期間で平均した地上 2m 気温を比較すると(第 2.4-4 図)、第 2.4-2 図(a)で見られるようなまとまった低温化は見られない。カナダ南西部では、旧平年値の算出の際は 1981～1990 年頃のデータ、新平年値の算出の際は 1991～2013 年頃のデータのみ使用可能な地点が多かった。JRA-55 では、1 月平均のカナダ南西部の月平均地上 2m 気温について、JRA-55 の平年値に対して、1981～1990 年の期間は正偏差の傾向、1991～2013 年の期間は負偏差の傾向がある。したがって、この場合、旧平年値の方が、気温が低い傾向があらわれることになる。このように、新旧平年値の比較においても使用可能な累年値が存在する期間の状態を反映している可能性がある。

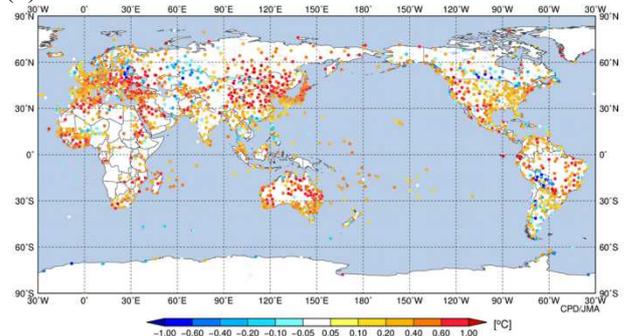
(a) 月平均気温(1月)



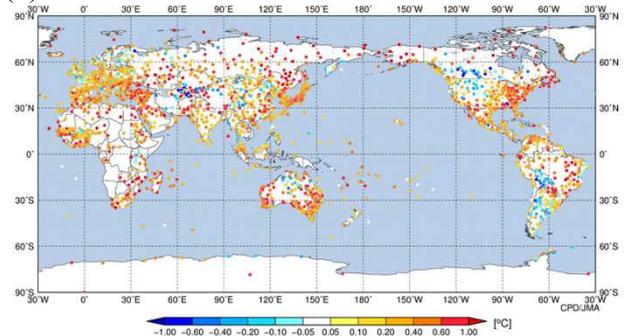
(b) 月平均気温(4月)



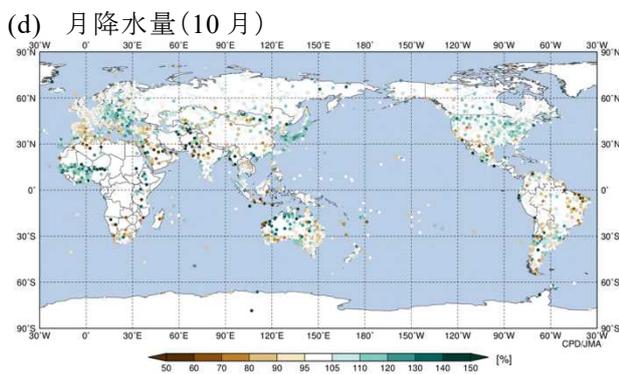
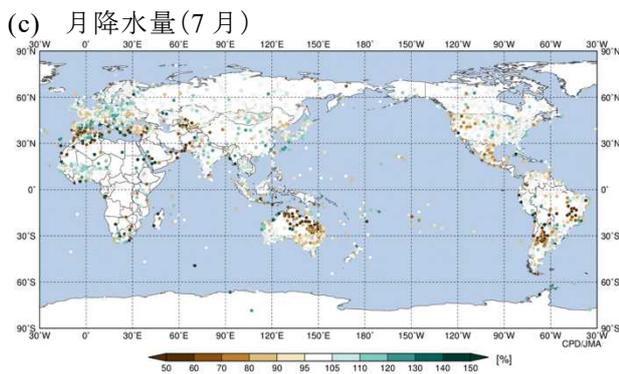
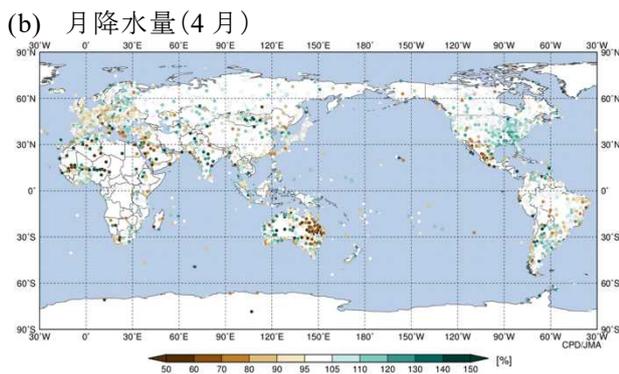
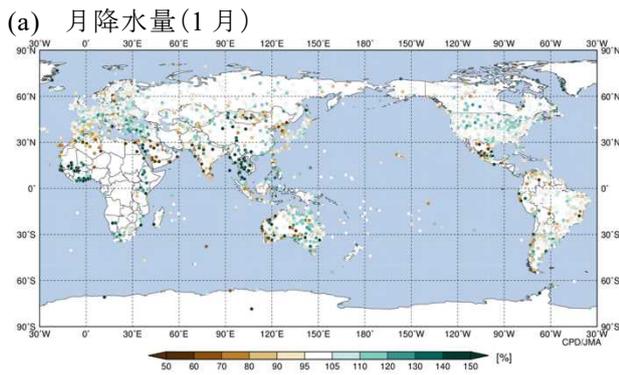
(c) 月平均気温(7月)



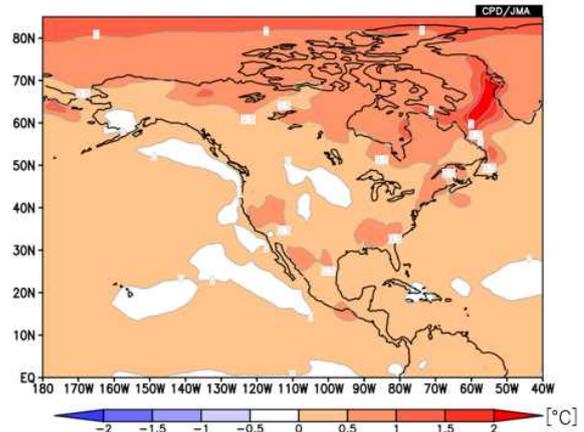
(d) 月平均気温(10月)



第 2.4-2 図 月平均気温の旧平年値(1981～2010 年)と新平年値(1991～2020 年)の差(新平年値－旧平年値)



第 2.4-3 図 月降水量の旧平年値(1981~2010 年)と新平年値(1991~2020 年)の比
旧平年値(1981~2010 年)に対する比



第 2.4-4 図 長期再解析データ(JRA-55)に基づく1月の月平均地上2m気温の旧平年値(1981~2010年)と新平年値(1991~2020年)の差(新平年値-旧平年値)

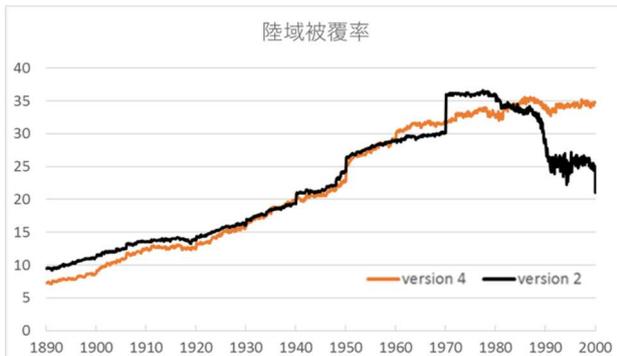
2.4.2 気候変動監視

(1) 陸域データセットの更新

前述のとおり、GHCN version 4 は version 2 よりも近年の観測地点数が大幅に増加していることから、全球平均気温偏差の算出に用いる陸域被覆率においても向上が見込まれる。version 4 と version 2 それぞれを用いた場合の陸域被覆率を比較すると、version 4 では 1891~1940 年ごろの陸域被覆率が 2~3%低下するが、1991~2000 年の期間では 6~15%程度上昇する(第 2.4-5 図)。

この統計期間初めの陸域被覆率の低下は、バージョン移行に伴う GHCN データと CLIMAT 報の作成条件の違いに起因すると考えられる。すなわち、今回の更新では GHCN version 4 と CLIMAT 報は、第 2.3.1 節のとおり、1991~2020 年の月別の累年値から平年値が作成された地点のデータを過去に延長したものであるため、この期間の観測データが十分に揃っていない(ある時期で観測を終了し、新平年値を作成不可能となった)地点が増加したことの影響と推測される。気候変動監視の観点からは近年の 1991 年以降の陸域被覆率の向上を重視し、陸域データは GHCN version 4 へ移行することとした。

一方で、降水量に関しては GHCN version 4 では提供されていないことから、従来どおり version 2 を引き続き使用する(第 2.1.2 節参照)。



第 2.4-5 図 全球平均気温に用いる全球 5 度格子の陸域被覆率の推移(%) (1891~2000 年)

黒線は GHCN version 2、橙線は同 version 4 で、いずれも 1971~2000 年を基準値期間としている

(2) 基準値の変化

第 2.3.2 項(4)のとおり、全球平均気温の算出の際、これまでの算出手法では陸域被覆率の大きい 71-00 平均値を使用して全球平均気温を算出し、81-10 平均値と 71-00 平均値の差を求め、1981~2010 年を基準値期間とした偏差への変換を行っていた。この処理は偏差の算出に用いた 1971~2000 年が従来のデータセットで最も陸域被覆率が大きくとれる期間であることが前提となっている。このことから、第 2.3.2 項(2)及び前項第 2.4.2 項(1)で選択した陸域及び海面水温解析の各データセットを用い、以下の期間それぞれの陸域被覆率を比較し、基準値期間及び偏差の変換処理の要否を検討した。

- ・ 1961~1990 年(WMO の推奨する基準値期間)
- ・ 1971~2000 年(従来のデータセットによる陸域被覆率の最大期間)
- ・ 1991~2020 年(新平年値期間)

各期間における 5 度格子の陸域被覆率の推移を第 2.4-6 図に示す。従来のデータセット(GHCN version 2 と CLIMAT 報及び COBE-SST: 黒線)と新データセット(GHCN version 4 と CLIMAT 報及び COBE-SST2: 水色、橙、青線)との差は前項(1)で述べたとおりであり、新データセットには 2000 年から 2001 年にかけて陸域のデータセットが CLIMAT 報に切り替わるタイミングで陸域被覆率の急激な低下が発生する。また、1980 年代以降に見られる水色、橙、青線間の陸域被覆率の差は、偏差を算出するそれ

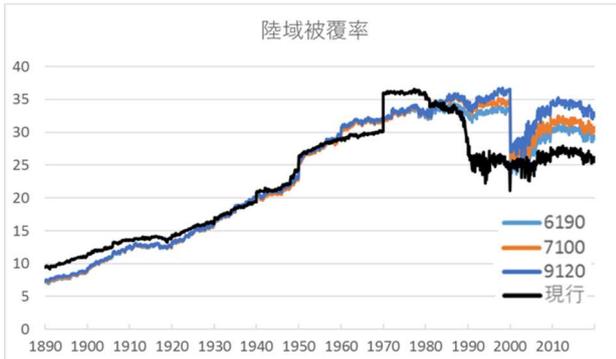
ぞれの期間よりも後に廃止・追加のあった観測地点の差に由来する。

偏差の変換処理に関しては、各期間の中で使用可能な格子の陸域被覆率が最も大きい 1991~2020 年を採用し、この期間を基準値期間とすることで、変換処理は不要となる。

降水量データについても同様に期間ごとの解析を行った。GHCN version 2 を使用しているため 1991 年以降の陸域被覆率の改善は見られなかったが、2000 年以降に関しては利用可能となるデータが増加したことから陸域被覆率の増加がみられた。そのため、降水量に関しても気温と同じく 1991~2020 年を偏差の算出に用い、また同期間を基準値期間とする。

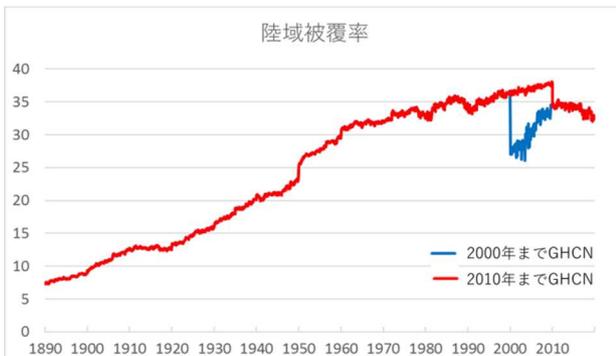
(3) 陸域データ GHCN データ及び CLIMAT 報の使用期間の変化

これまでの陸域データでは 1990~2000 年にかけての GHCN データの陸域被覆率の低下と 2000 年以前の CLIMAT 報の陸域被覆率の少なさから 2000 年までは GHCN データを主に使用し、2001 年以降は CLIMAT 報を使用していたが、GHCN version 4 を用いた場合、2001 年以降も GHCN データで十分な陸域被覆率を確保することが可能となった。GHCN の期間を 2010 年まで延長したところ、2001~2010 年の陸域被覆率は CLIMAT 報と比較して 3~10%程度高かった(第 2.4.7 図)。このため、GHCN データの使用期間を 2010 年まで延長することとした。



第 2.4-6 図 全球平均気温に用いる全球 5 度格子の陸域被覆率の推移(%)(1891~2020 年)

黒線:2000 年までは GHCN version 2、2001 年以降は CLIMAT 報を用い、1971~2000 年を偏差算出期間とする。水色、橙、青線:2000 年までは同 version 4、2001 年以降は CLIMAT 報を用い、それぞれ 1961~1990 年(水色)、1971~2000 年(橙)、1991~2020 年(青)を偏差算出期間とする。



第 2.4.7 図 全球平均気温に用いる全球 5 度格子の陸域被覆率の推移(%)(1891~2020 年)

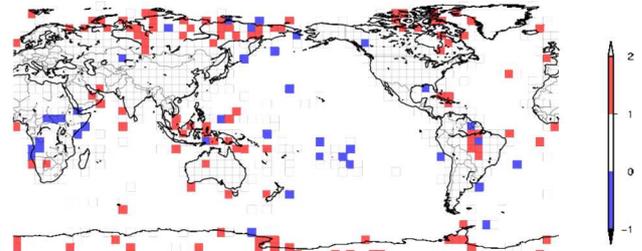
青線:2000 年までは GHCN version 4、2001 年以降は CLIMAT 報を使用。赤線:2010 年までは GHCN version 4、2011 年以降は CLIMAT 報を使用。

(4) 新旧基準値の比較

ここまでの(1)~(3)項で世界の気候変動監視のための全球平均気温偏差と降水量偏差に使用するデータセット及び偏差の算出処理と期間の変更について述べた。これ以降の(4)項では 91-20 年平均值(新基準値)と 81-10 年平均值(旧基準値)の違いについて述べる。

ア 算出利用格子数の変化

はじめに、気温偏差算出に用いる 5 度格子でデータの存在する領域の増減を調査した(第 2.4-8 図)。第 2.3.2 節(2)で記述したとおり、格子内に観測値が 1 点以上存在する場合に 5 度格子データを算出している。81-10 年平均值では利用可能な格子点数が 815 であるのに対し、91-20 年平均值では 898 となり約 10%増加した。91-20 年平均值で基準値を算出できる格子点は北半球高緯度地域や南極域で増加が顕著である。一方で、太平洋上を中心に偏差が算出不可能となり、減少した格子点も存在する。特に中央アジア~シベリア、アフリカ、中米、東アジアの一部で格子の増減が顕著である。これらの格子点の増減の結果、偏差を算出可能な陸域被覆率は 81-10 年平均值から約 3%増加した¹¹。



第 2.4.8 図 全球 5 度格子における年平均気温算出可能格子点の増減(91-20 年平均值と 81-10 年平均值におけるデータの有無)

赤:91-20 年平均值で算出可能となった格子点。
青:91-20 年平均值で算出不可能となった格子点。

イ 格子値の差分

全球 5 度格子の月平均気温の変化を見るために第 2.4.1 項(2)と同様に 91-20 年平均值と 81-10 年平均值の差分を調査した。ここまでに示したように、91-20 年平均值で使用した陸上データは GHCN version 4 と CLIMAT 報、海面水温解析データは COBE-SST2 である。また、81-10 年平均值では陸上データは GHCN version 2 と CLIMAT 報を使用し、海面水温解析データは COBE-SST を使用している。ここでは各季節を代表する 1,4,7,10 月について第 2.4-9 図に示す。比較には新旧ともに基準値期間の平均値が存在する格子のみを用いた。

¹¹ 利用可能な格子点数は約 10%増加した一方、格子点が極域に位置する場合、あるいは格子内に海陸両方が存在する場合には、緯度による面積の違いや陸域面積が

限られることから、陸域被覆率の増加は約 3%に留まった。

月平均気温を比較すると、各月共通して陸上、海上を問わず多くの格子点で 91-20 平均値の方が高く、近年の温暖化の進行を反映していると考えられる。一方で、第 2.4.1 項(2)と同じく、北米中部など、91-20 平均値で低くなった格子点も存在する。これらの格子点は新旧基準値期間の差である 10 年間の気候変化だけでなく、使用可能な累年値が存在する期間の状態や、新たに平年値を算出可能になった地点の平均気温を反映していると考えられる。

ウ 気温トレンドの変化

今回、偏差算出期間の変更に加えてデータセットの変更を実施したため、陸上、海上、全球平均気温の長期変化傾向の変化についても示す(第 2.4-1 表)。

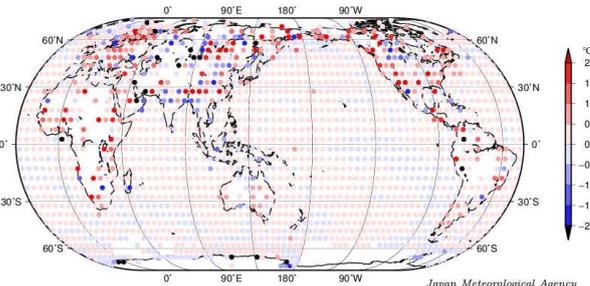
1891~2020 年における世界の年平均気温の長期的な上昇率を比較すると 91-20 平均値の陸上トレンドにおいて減少がみられた。これは本項(4)で示した GHCN version 4 へ移行したことによる利用可能格子の増減の影響が考えられる。利用可能格子の増加は、第 2.4-10 図に示す各格子の長期変化傾向においても見られ、また、累年値の変化は期間中の 1940~1990 年代の低下が比較的大きい(第 2.4-11 図)。一方で海上トレンドの差は小さく、この結果、全球トレンドにおいては、陸上トレンドの減少を反映して、若干の減少がみられた。

第 2.4-1 表 全球平均気温(年平均気温)のトレンドの比較(1891~2020 年)

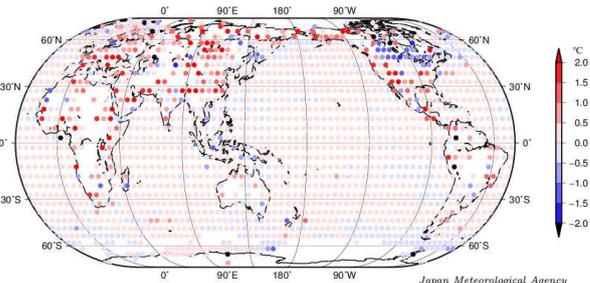
従来の基準値期間は 1981~2010 年だが、71-00 平均値に対する偏差から算出している。

基準値期間	1991-2020	1981-2010*
陸上トレンド (°C/100 年)	0.84	0.96
海上トレンド (°C/100 年)	0.68	0.67
全球トレンド (°C/100 年)	0.72	0.75

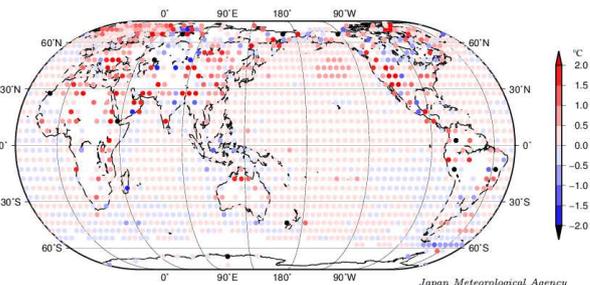
(a) 1 月平均気温



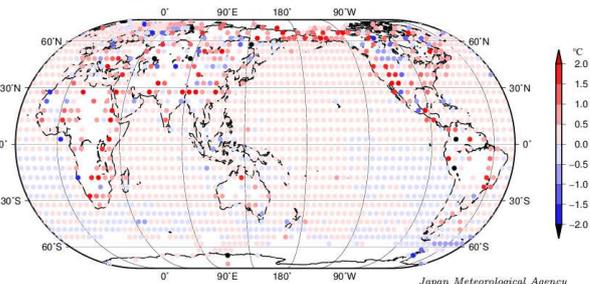
(b) 4 月平均気温



(c) 7 月平均気温

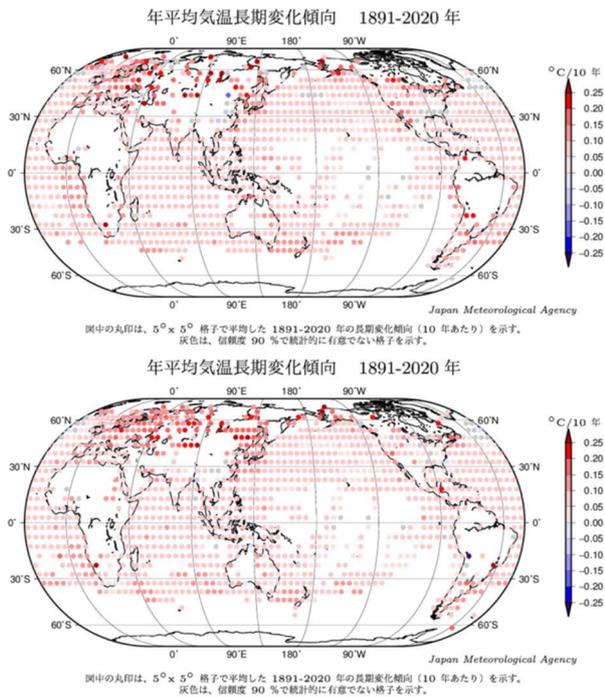


(d) 10 月平均気温

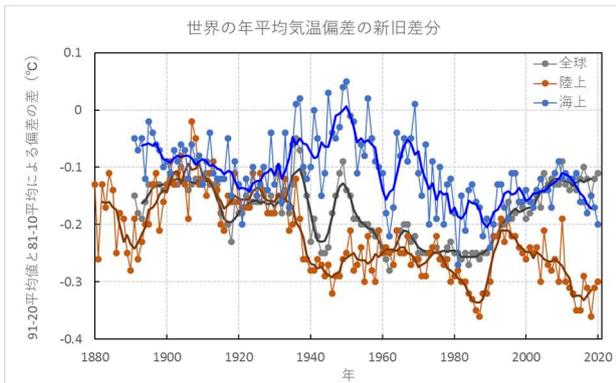


第 2.4-9 図 全球 5 度格子における月平均気温の 91-20 平均値と 81-10 平均値との差

(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月、(d) 10 月



第 2.4-10 図 全球 5 度格子における年平均気温の長期変化傾向(°C/10年)(1891~2020年)
上図:81-10 平均値、下図:91-20 平均値。



第 2.4-11 図 91-20 平均値と 81-10 平均値それぞれを用いた年平均気温偏差の新旧差分の推移(°C)(1891~2020年、陸上のみ 1880~2020年)
灰色:全球(陸域+海面水温解析データ)、茶色:陸域データのみのみ、青色:海面水温解析データのみのみ。それぞれ太線は 5 年移動平均値を示す。

エ 各年の全球平均気温偏差

次に、新旧の陸域及び海面水温解析のデータセットを使用した各年の全球平均気温偏差を比較した。年ごとの新旧差分については、第 2.4-11 図を参照。

上位の順位を比較した結果、2020 年が 1 位タイから 2 位となった以外では上位 7 年までの順位に変動はなかった。また、上位 5 年の偏差を比較すると、その差は 0.1°C 程度であった(第 2.4-2 表)。

第 2.4-2 表 各偏差算出期間による 1891~2020 年の気温偏差の上位 5 年とその年の偏差(括弧内は年)
従来の基準値期間は 1981~2010 年だが、71-00 平均値に対する偏差から算出としている。

年平均気温の上位	91-20 平均値からの偏差[°C]	81-10 平均値からの偏差[°C]
1 (2016)	0.35	0.45
2 (2020)	0.34	0.45
3 (2019)	0.31	0.43
4 (2015)	0.30	0.42
5 (2017)	0.26	0.38

参考文献

- 気象庁, 2021: 気象観測統計指針, 119
- 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-S18.
- 斎藤仁美, 2011: 2010 年平年値. 平成 23 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1.3 国外地上平年値
- Hirahara, S., M. Ishii, Y. Fukuda, 2014: Centennial-Scale Sea Surface Temperature Analysis and Its Uncertainty, *J. Climate*, **27**, 57-75, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00837.1>.
- 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.
- Lawrimore, J. H., M. J. Menne, B. E. Gleason, C. N. Williams, D. B. Wuertz, R. S. Vose, and J. Rennie, 2011: An overview of the Global Historical Climatology Network monthly mean temperature data set, version 3. *J. Geophys. Res.*, **116**, D19121, <https://doi.org/10.1029/2011JD016187>.
- Menne, M. J., C. N. Williams, B. E. Gleason, J. J. Rennie, and J. H. Lawrimore, 2018: The Global Historical Climatology Network Monthly Temperature Dataset, Version 4. *J. Climate*, in press. doi:10.1175/JCLI-D-18-0094.1
- Peterson, T. C., and R. S. Vose, 1997: An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2837-2849, doi:10.1175/1520-0477(1997)078%3C2837:AOOTGH%3E2.0.CO;2.
- WMO, 2017: WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals, WMO-No.2013, WMO, 29pp.

3 大気循環場の平年値¹

3.1 平年値の作成方法

気象庁において気候系の監視に利用している大気循環場データは、JRA-55 (Kobayashi et al., 2015) である(2021年9月時点)。また、対流活動の指標として、米国海洋大気庁(NOAA)より提供された外向き長波放射量(OLR)データ(Liebmann and Smith, 1996)を利用している。

これらのデータについて、日別及び月別の新平年値(2020年平年値)を作成した。なお、半月や旬を含む任意日数の平年値には日別平年値を期間平均した値を利用し、3か月別平年値には月別平年値を3か月平均した値を利用する。

日別平年値の作成においては、30年分の日別値を単純平均した後、高周波変動成分を取り除くため、ローパスフィルターをかける。ここではカットオフ周期60日、121項のランチョスフィルター(Duchon, 1979)を用いる。気象観測統計指針(気象庁, 2005)では、日別平年値の平滑化のため9日移動平均を3回繰り返すKZ(Kolmogorov-Zurbenko)フィルターを採用しているが、大気循環場データに対してこの手法を適用すると、季節内変動に伴うノイズを適切に除去できない。このため、2000年平年値(気象庁, 2001)以降、ランチョスフィルターを採用しており、今回も同じ手法を用いた。ただし、このフィルターはKZフィルターと比べてカットオフ周期が長いため、梅雨明け等の季節変化の表現が不明瞭になるデメリットがあること(大野ほか, 2011)もこれまでと同様である。

月別平年値は、各月で累年値を単純平均して求める。算出方法は気象観測統計指針に準じており、従来の平年値作成手法から変更はない。

3.2 新旧平年値の比較

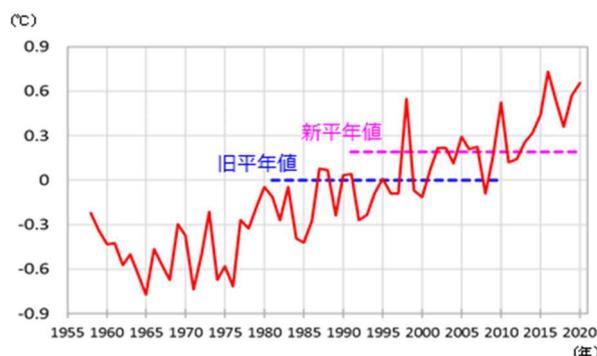
本節では、大気循環場の新平年値と旧平年値(2010年平年値、大野ほか(2011))を比較し、その変化について解説する。第3.2.1項では全球及び熱帯

域、第3.2.2項では北半球域の変化を述べる。第3.2.3項では、日本の天候との関係に着目しながら、日本付近の循環場平年値の変化を確認する。

3.2.1 全球・熱帯域の変化

対流圏の全球的な気温の変化の特徴を概観するため、第3.2-1図には全球平均した年平均対流圏層厚換算温度(300~850hPa間の平均気温)の経年変化を示す。対流圏気温の変化は上昇トレンドが明瞭であり、旧平年値から新平年値で約0.2°C上昇している。また新旧平年値期間の変化の特徴として、1997/1998年のエルニーニョ現象に伴う1998年の大きな昇温、1990年代末~2010年代初めにかけての昇温の停滞傾向(Eyring et al., 2021)、2010年代半ば以降の昇温が挙げられる。

次に、帯状平均気温・東西風の新旧平年値の差の緯度-鉛直分布を、12~2月と6~8月について第3.2-2~3図に示す。両期間ともに、気温は概ね対流圏で上昇、成層圏で低下の変化が明瞭であり、地球温暖化に伴う変化傾向(Eyring et al., 2021)と整合する。また、年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差の大きさ²は、昇温トレンドの寄与が比較的大きな対流圏の熱帯域~北半球中高緯度域で0.5を超える領域が見られる。東西風では、両半球の亜熱帯ジェット気流が赤道側で弱くなる変化傾向が見られる。この特

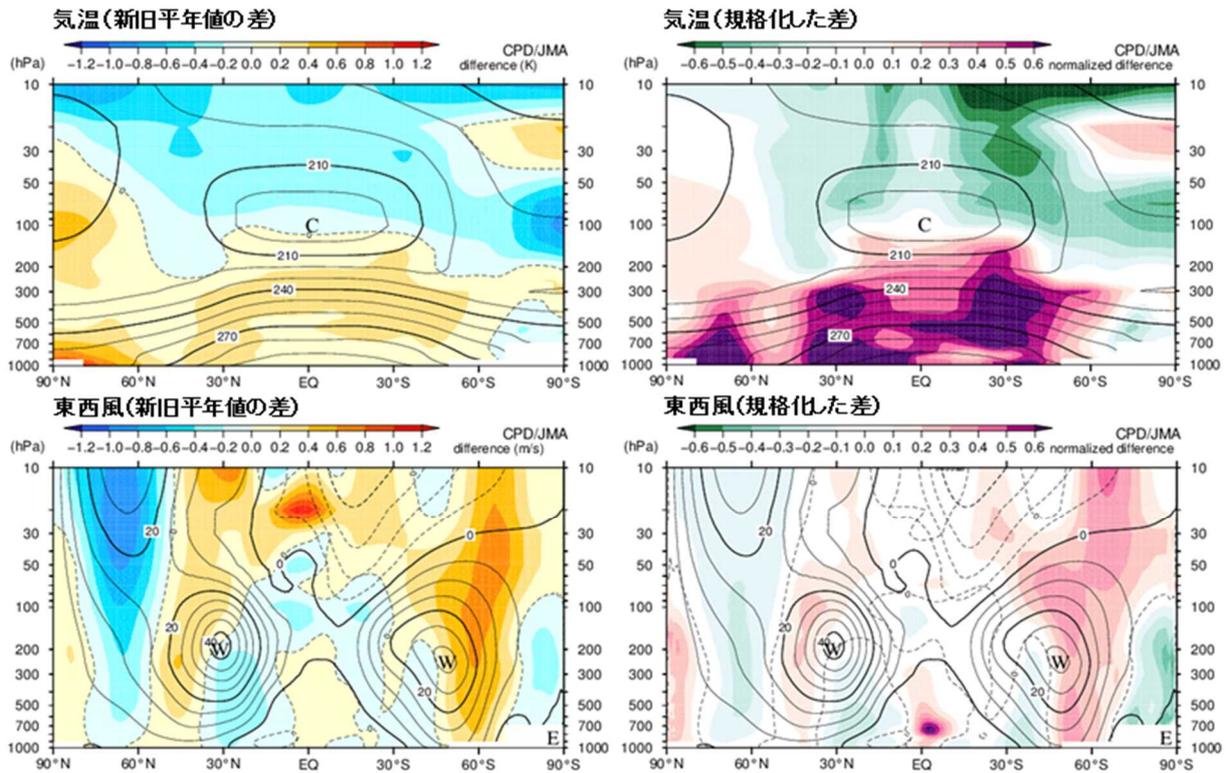


第3.2-1図 全球平均した年平均対流圏層厚換算温度の経年変化

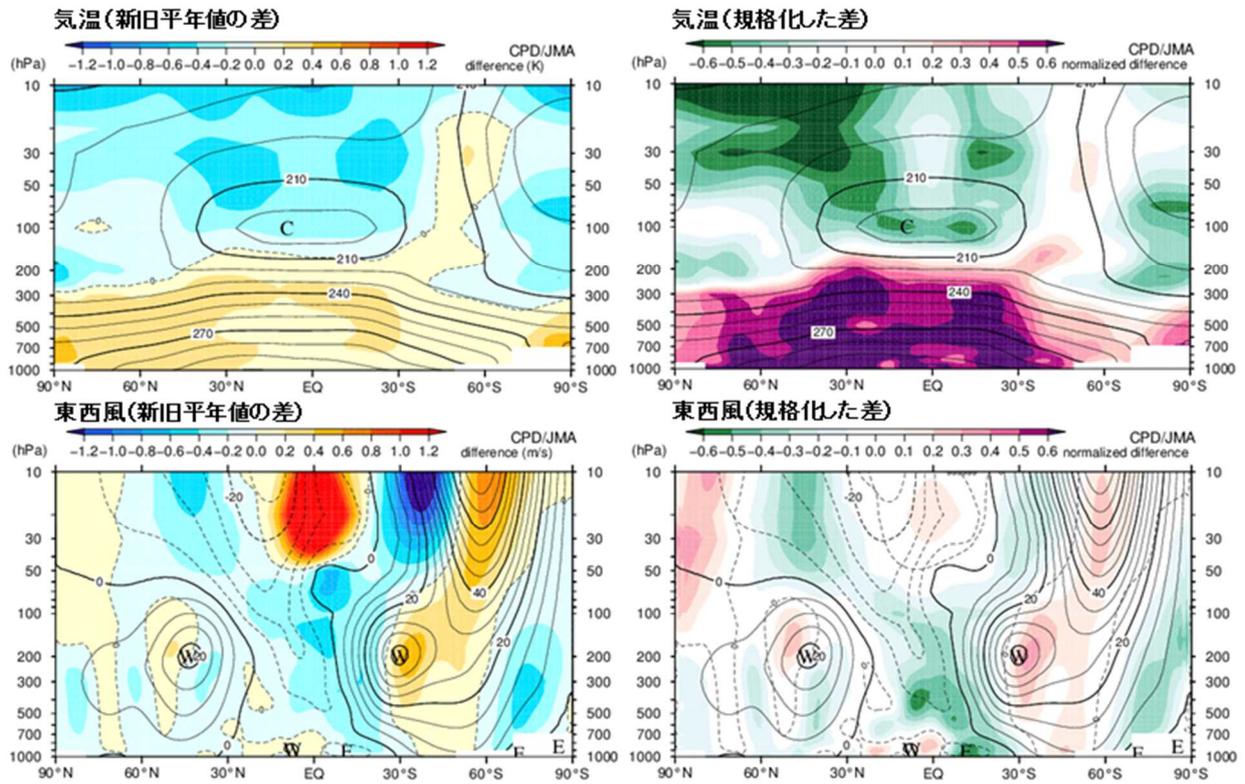
旧平年値に対する偏差(°C)。層厚の対象気圧面は300~850hPa。破線は新旧平年値とその期間を表す。

ここで示した仮定を完全に満たすわけではない)、標本平均の差の大きさが標準偏差の5割程度よりも大きい必要がある。

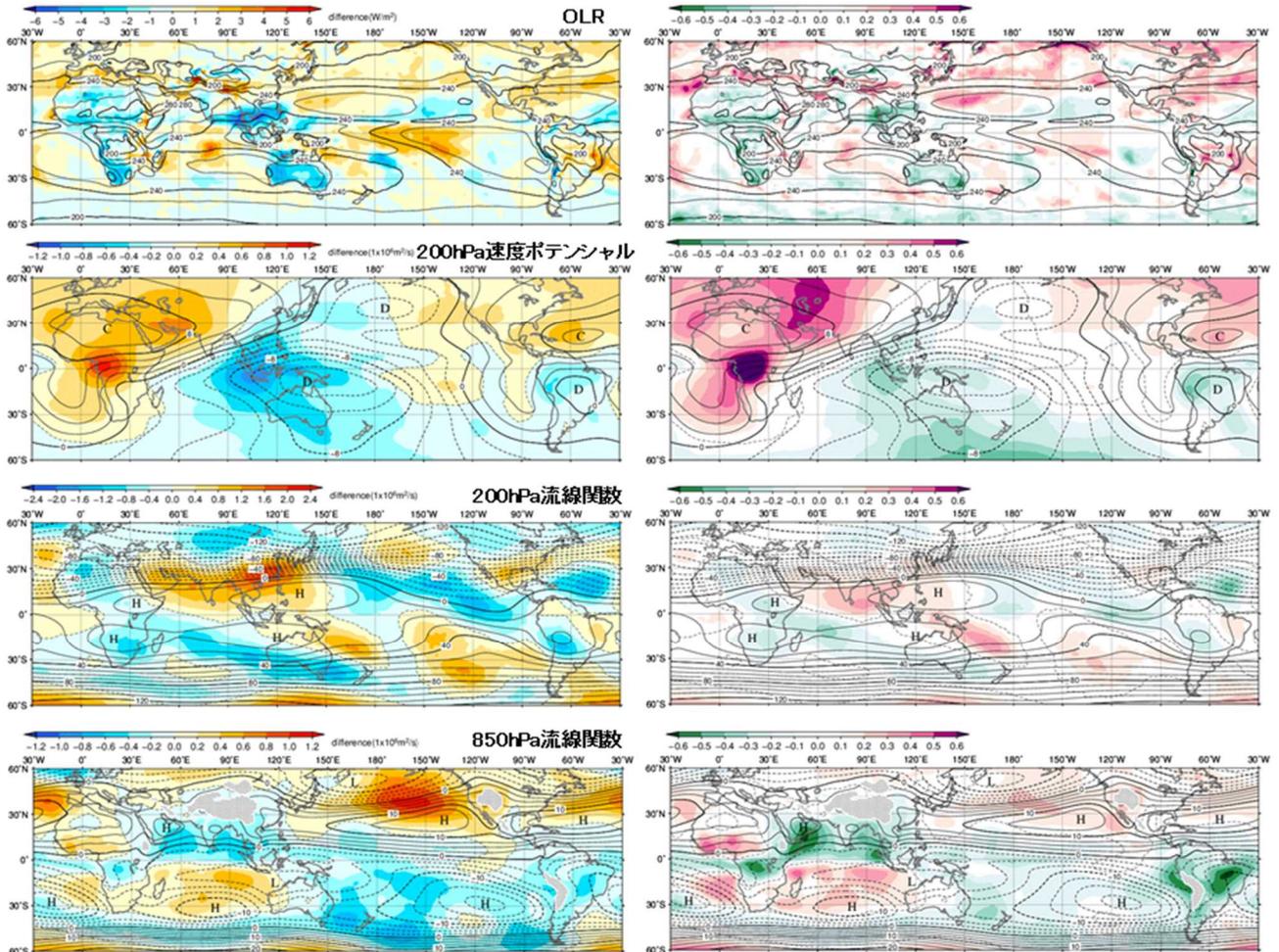
¹ 佐藤 均、佐藤 大卓、若松 俊哉、小野 茉莉花
² 分散が等しい2つの母集団から、それぞれ30個抽出したサンプルをもとに、両母平均が等しいという帰無仮説を有意水準5%で棄却するには(新旧平年値の比較の場合、



第 3.2-2 図 帯状平均気温・東西風の新旧年平均値の差の緯度-鉛直分布(12～2月平均)
 等値線は新平年値。単位は、気温が K、東西風が m/s。左列の陰影は、新旧年平均値の差(新平年値-旧平年値)で、単位は、気温が K、東西風が m/s。右列の陰影は、旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧年平均値の差を表す。



第 3.2-3 図 第 3.2-2 図と同じ。ただし、6～8月平均。



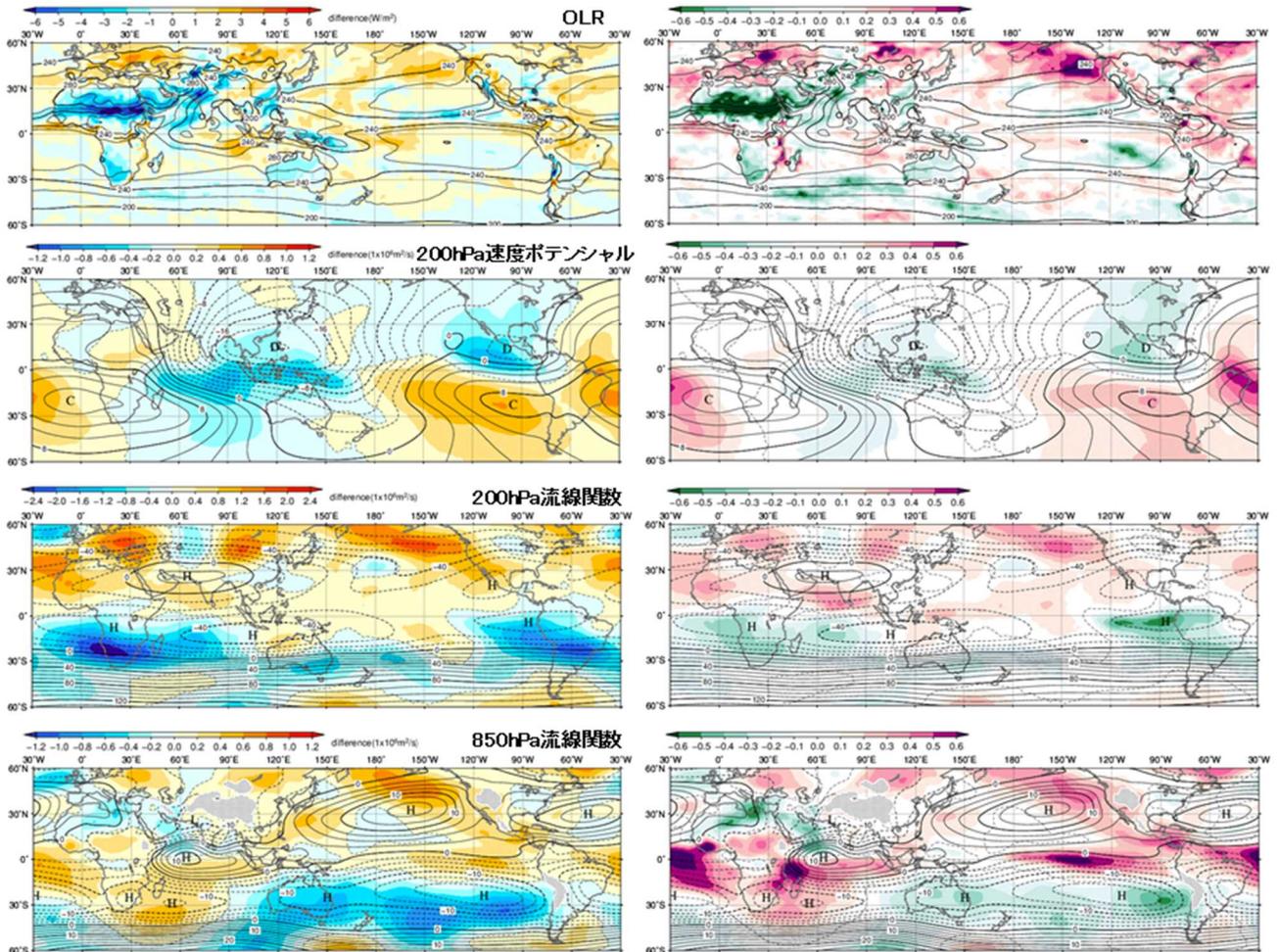
第 3.2-4 図 熱帯域における 12~2 月平均の新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)

等値線は新平年値。陰影は、左列が新旧平年値の差、右列が旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差を表す。上から、OLR (W/m^2)、200hPa 速度ポテンシャル ($10^6 m^2/s$)、200hPa 流線関数 ($10^6 m^2/s$)、850hPa 流線関数 ($10^6 m^2/s$)。ただし、右列は無次元量。

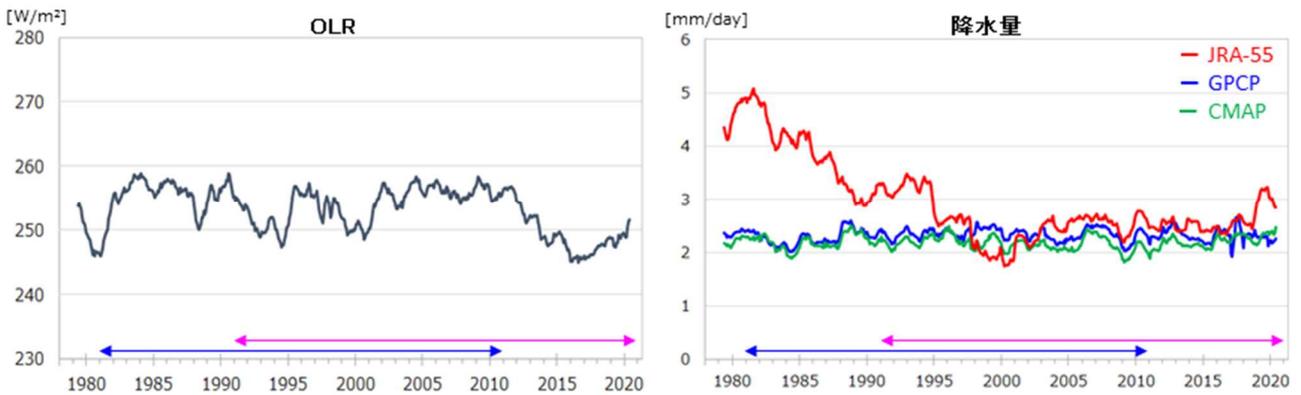
徴はラニーニャ現象時に現れやすい平年偏差分布の特徴と共通しており、海面水温 (SST) 平年値の変化 (第 4 章参照) や後述する対流活動の平年値の変化と整合する。また、12~2 月の北極域に注目すると、極夜ジェットが弱まり、対流圏~成層圏にかけて極渦が弱まる変化傾向である。一方、南極域では 12~2 月の 100hPa 付近を中心にオゾン減少の影響とみられる気温の低下があり、12~2 月、6~8 月ともに南緯 50~60 度付近で西風が強まり、極渦が強まる変化傾向 (Banerjee et al., 2020) である。ただし、東西風平年値におけるこれらの変化は、年々変動に比べるとかなり小さい。

次に、熱帯域における平年値の変化を確認する。第 3.2-4~5 図は、12~2 月平均、6~8 月平均の OLR、

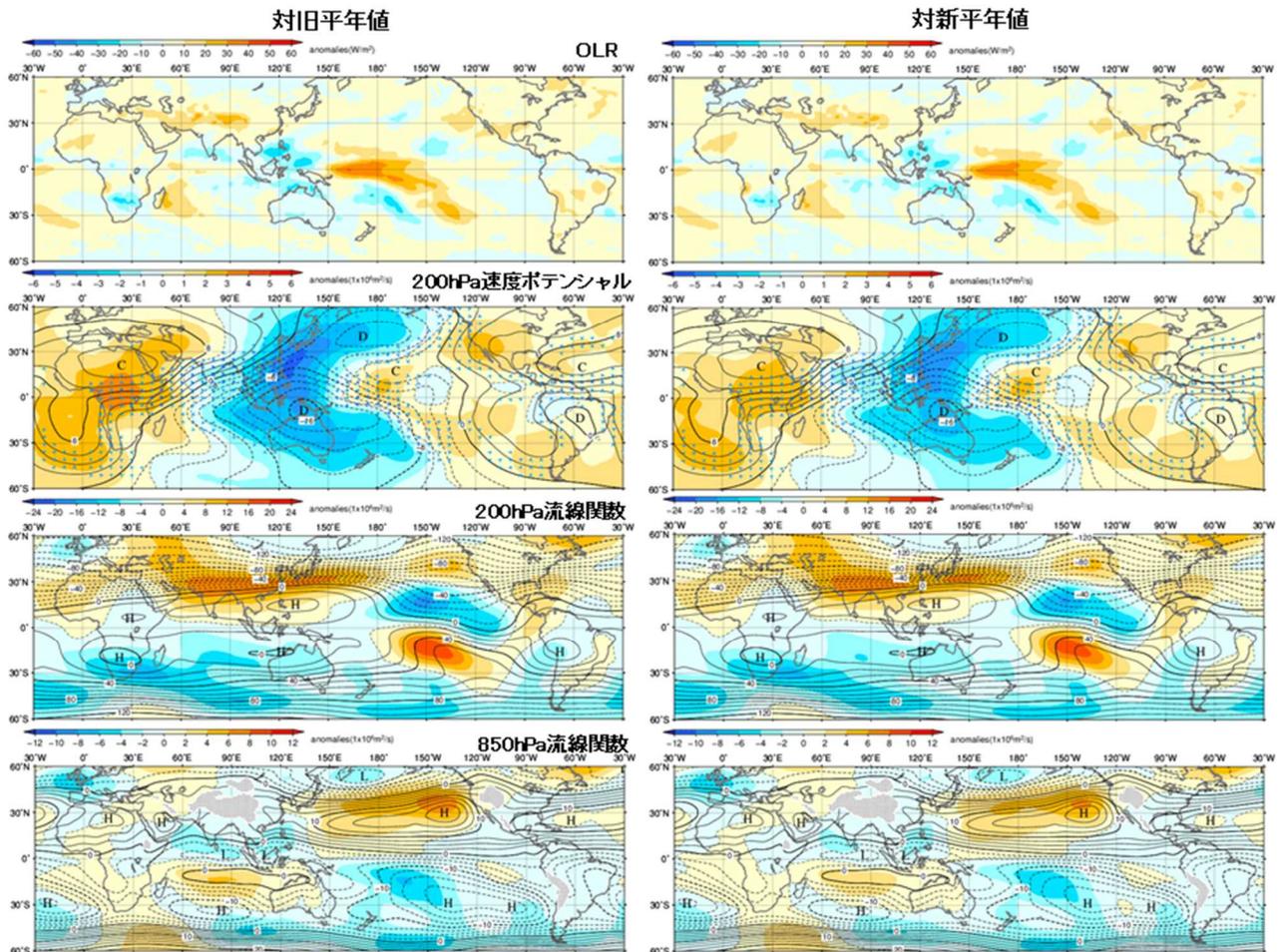
200hPa 速度ポテンシャル、200hPa と 850hPa の流線関数の新旧平年値の差である。両期間ともに、新旧平年値の差は年々変動の標準偏差と比べて全般的にかなり小さい値ではあるが、SST 平年値の変化 (第 4 章参照) と整合してインド洋熱帯域の東部~太平洋熱帯域の西部で対流活動が活発となり、この領域で OLR の低下や 200hPa 速度ポテンシャルにおける発散強化が見られる。この変化には、ラニーニャ現象時の傾向に加えて、対流活発域がインド洋側にも広がる特徴や太平洋熱帯域の中~東部の対流不活発域が南半球側に偏る特徴も重なっている。流線関数では、12~2 月を中心にインド洋熱帯域~インドネシア付近で南北半球対となる対流圏上層の高気圧性循環強化、下層の低気圧性循環強化の変化が見られる。



第 3.2-5 図 第 3.2-4 図と同じ。ただし、6～8 月平均。



第 3.2-6 図 アフリカ中部の熱帯域北半球側で領域平均した OLR(左)と降水量(右)の経年変化
 左図の OLR(W/m^2)は、値が小さいほど対流活動が活発であることを表す。右図の降水量(mm/day)は、赤線が JRA-55、青線が GPCP version 2.3、緑線が CMAP。赤道～北緯 20 度、東経 10～40 度で領域平均した月別値の 12 か月移動平均値。横軸上の矢印は新旧平年値期間を表す。



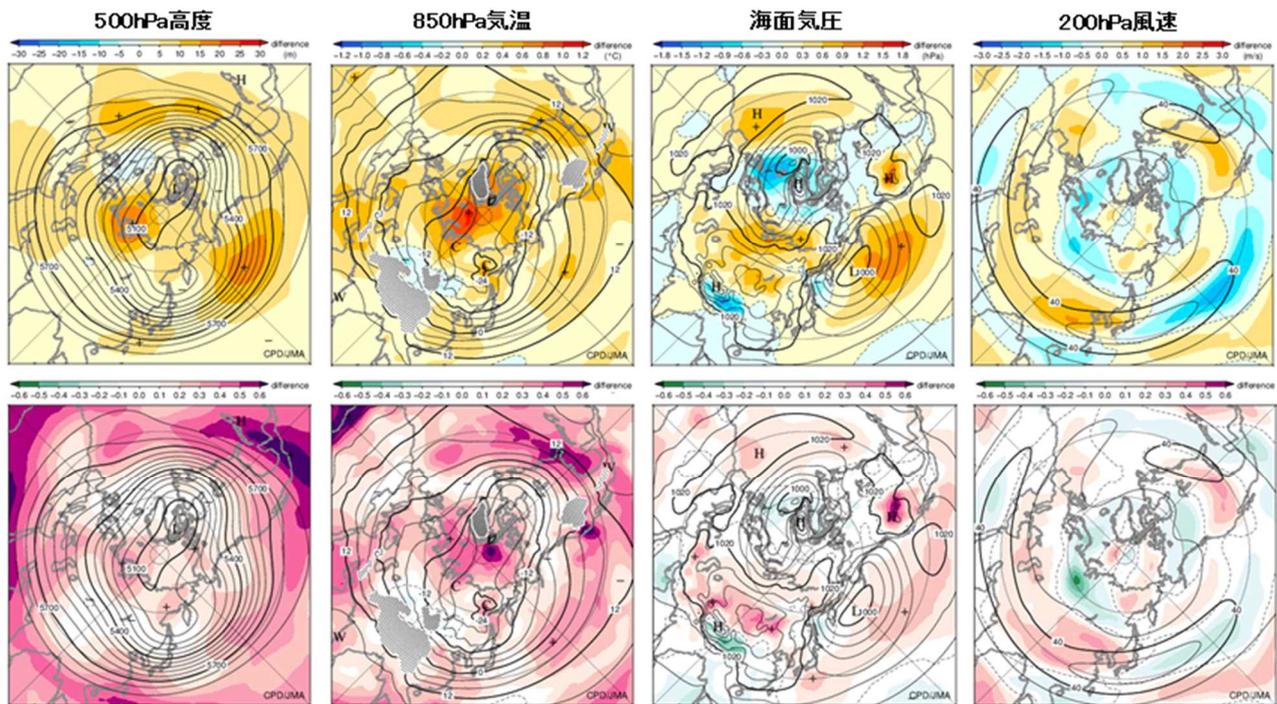
第 3.2-7 図 新旧平年値に対する年平均偏差の比較(2020 年 12 月～2021 年 2 月平均の熱帯・中緯度図)
等値線は解析値、陰影は年平均偏差(左列は対旧平年値、右列は対新平年値)。上から OLR (W/m^2)、200hPa 速度ポテンシャル ($10^6 m^2/s$)、200hPa 流線関数 ($10^6 m^2/s$)、850hPa 流線関数 ($10^6 m^2/s$)。

また、6～8 月にはチベット高気圧はやや西寄りとなり、下層における南シナ海～フィリピン付近のモンスーンラフはやや浅くなる変化が見られる。

ここでアフリカ付近の OLR と 200hPa 速度ポテンシャルの変化に注目すると、OLR の変化は旧平年値から新平年値で対流活発化の変化を示すが、200hPa 速度ポテンシャルでは収束強化(対流不活発化)となり、要素間で変化傾向が整合しない。そこで第 3.2-6 図では、アフリカ中部の熱帯域北半球側で領域平均した OLR データと JRA-55、GPCP version 2.3(Adler et al., 2018)、CMAP(Xie and Arkin, 1997)の降水量データの経年変化を比較する。OLR の変化を見ると、2010 年代に大きく低下する時期があり、これが OLR の新平年値の特性に影響しているとみられる。一方、JRA-55 を含む各降水量データでは、2010 年代にこのような変化は見られない。また、JRA-55 降水量データ

の経年変化に注目すると、他の降水量データと比べて 1980 年代に多く、2000 年頃にかけて他のデータと同程度まで減少する変化特性がある。JRA-55 におけるこの地域の降水量は、特に 1980 年代に他の再解析データと比べても多いことが指摘されており(Hua et al., 2019; Quagraine et al., 2020)、JRA-55 の新旧平年値間の差として見られるアフリカ付近の対流圏上層の収束強化は、このようなデータ特性の年代による変化が影響していると考えられる。このように、対流活動の評価に関しては、データセットや対象とする年代によりデータ特性の違いが存在するため、留意が必要である。

ここまで示した新旧平年値間の変化の大きさは、帯状平均の対流圏気温やアフリカ周辺の対流活動に関係する要素などを除いて、年々変動と比べてかなり小さい。このため、第 3.2-7 図の例で示すように、ある年の季節平均や月平均といった特定の期間で新・旧平

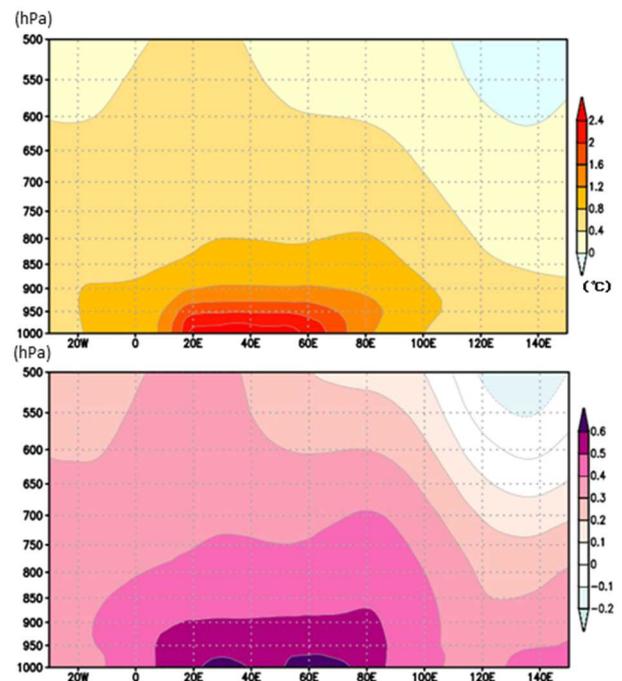


第 3.2-8 図 北半球における 12~2 月平均の新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)
 等値線は新平年値。陰影は、上段が新旧平年値の差、下段が旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差。左から、500hPa 高度 (m)、850hPa 気温 (°C)、海面気圧 (hPa)、200hPa 風速 (m/s)。

年値それぞれに対する平年偏差分布を比較すると、平年偏差の値はやや異なるものの、平年偏差分布の特徴はほとんど変わらない。

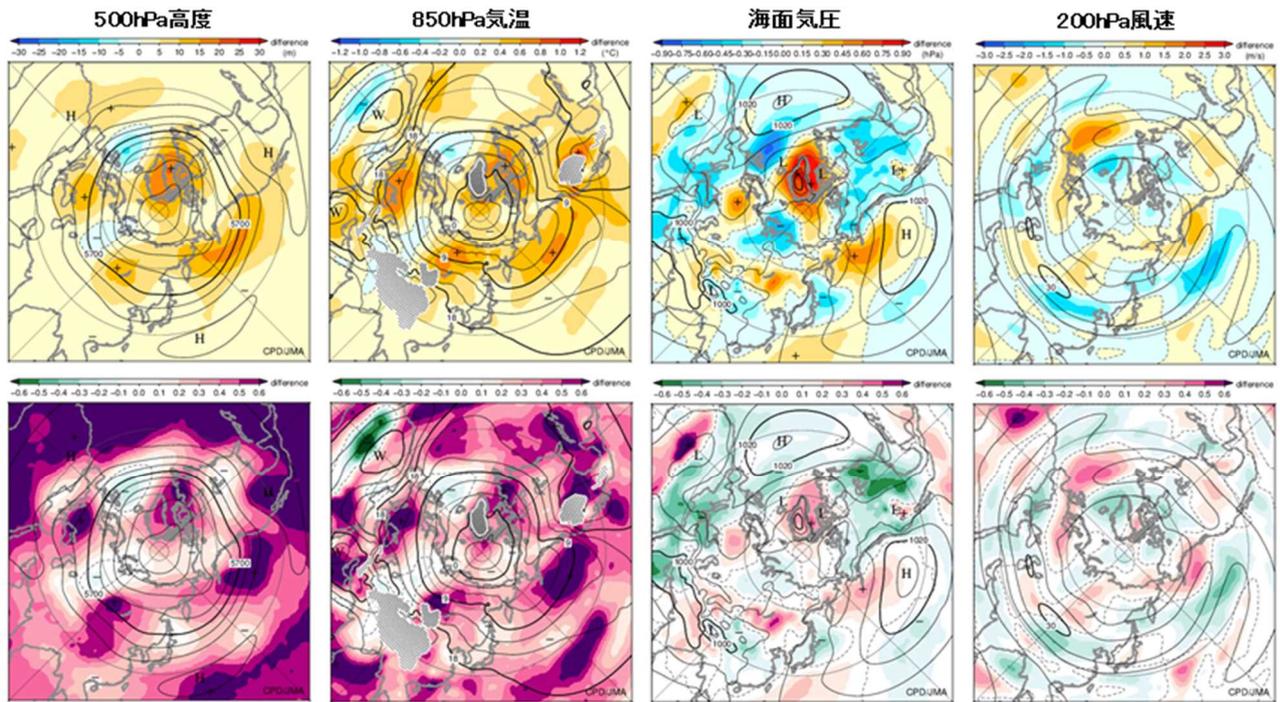
3.2.2 北半球域の変化

北半球域の変化について、12~2 月(冬)の新旧平年値の差を第 3.2-8 図に示す。地球温暖化に伴う対流圏気温の上昇に対応して、500hPa 面では北半球の広範囲で高度の上昇が見られ、高緯度域ではバレンツ・カラ海のユーラシア大陸沿岸付近で上昇が大きい。850hPa 気温は広範囲で昇温し、特にバレンツ・カラ海付近での昇温が明瞭である。その一方、ユーラシア大陸中央部では気温の低下している領域も見られる。海面気圧は、シベリアの北極海沿岸~ユーラシア大陸中央部で上昇し、シベリア高気圧は北寄りの位置で強まる変化傾向である。アリューシャン低気圧は東側を中心に弱まる傾向が見られる。また、200hPa 風速を見ると、ユーラシア大陸南部の亜熱帯ジェット気流は中東や東アジアで北寄りとなる変化傾向である。これらの平年値の変化を年々変動と比較すると、熱帯域の 500hPa 高度の上昇や北極付近の 850hPa 気温の



第 3.2-9 図 北緯 75~85 度で平均した気温平年値の差(新平年値-旧平年値)の経度-鉛直断面(12~2 月平均)

上段は新旧平年値の差(°C)、下段は旧平年値期間の年々変動の標準偏差で規格化した新旧平年値の差。横軸は西経 30 度~東経 150 度、縦軸は 1000~500hPa。



第 3.2-10 図 第 3.2-8 図と同じ。ただし、6～8 月平均。

上昇は、年々変動の標準偏差の半分程度となる領域が見られるものの、全般的に平年値の変化は年々変動に比べてかなり小さい。ここで、昇温が顕著な北極海における気温変化の鉛直分布を確認するため、新旧平年値の差の経度-鉛直断面を第 3.2-9 図に示す。これを見ると、海氷の減少が大きなバレンツ・カラ海（東経 20～70 度）付近で下層ほど昇温が大きい。

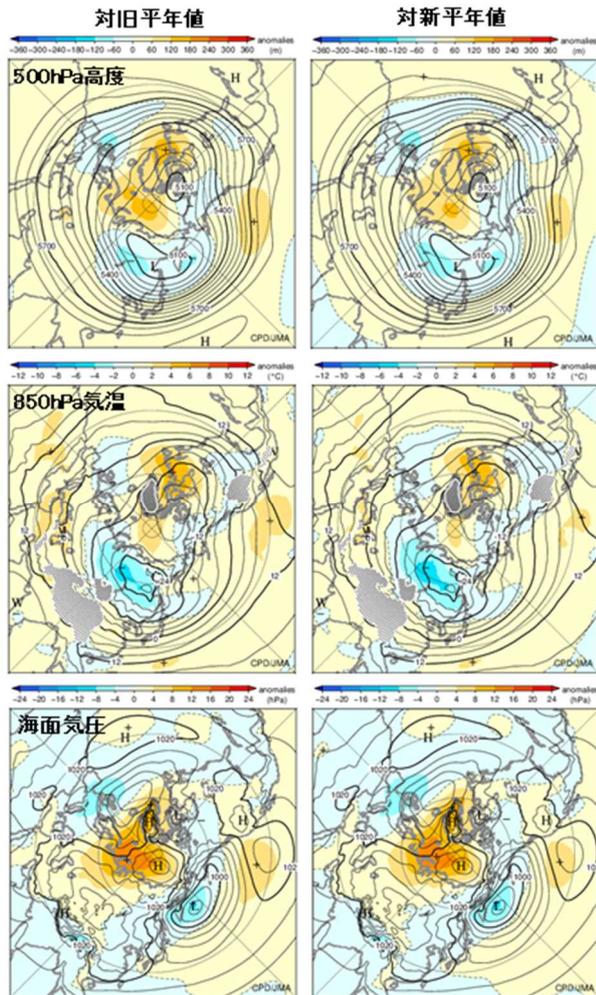
次に、6～8 月（夏）の新旧平年値の差を第 3.2-10 図に示す。冬と同様に、広範囲で 500hPa 高度や 850hPa 気温の上昇が見られる。海面気圧は、北米などで低下が見られ、日本付近では日本の南海上で太平洋高気圧の勢力が強まり、北日本付近では気圧が低下する変化である。200hPa 風速では、中国付近の亜熱帯ジェット気流は弱化し、北大西洋中緯度の偏西風は強化する変化傾向が見られる。これらの変化のうち、北半球全体で 500hPa 高度や 850hPa 気温が上昇する傾向は、年々変動との比較でも明瞭であるが、海面気圧や 200hPa 風速の変化は全般的に年々変動と比べて小さい。

2020 年 12 月～2021 年 2 月の冬を例として、新旧平年値に対する平年偏差の比較を第 3.2-11 図に示す。500hPa 高度平年偏差では、北極付近や北太平

洋中緯度帯東部の正偏差の縮小、北米～北大西洋の中緯度帯における負偏差の拡大が見られ、850hPa 気温平年偏差では、シベリアにおける低温偏差の拡大などが見られる。しかし、いずれの要素においても新旧平年値に対する平年偏差分布の特徴はほとんど変わらない。

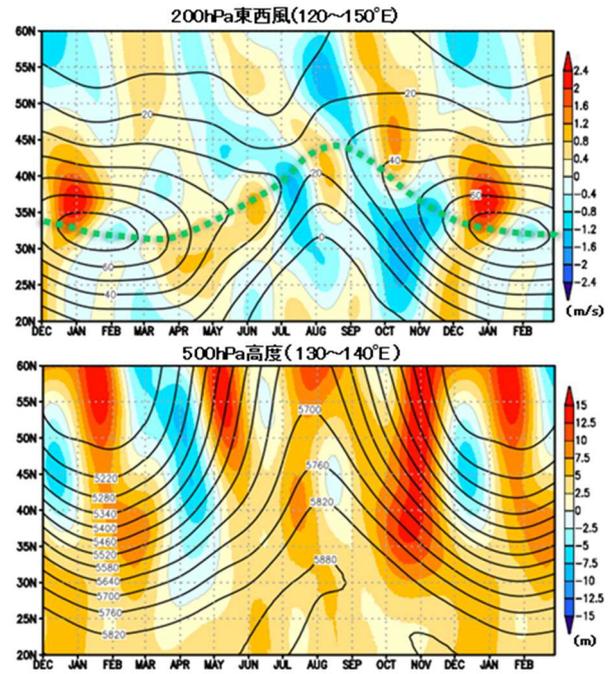
3.2.3 日本の天候との関係

日本付近の偏西風や 500hPa 高度場の季節変化について、日別平年値を用いた新旧平年値の比較を行う。第 3.2-12 図は、日本付近の経度帯で平均した 200hPa 東西風及び 500hPa 高度の新旧平年値の差の緯度-時間断面である。日本付近の偏西風は、冬に北寄り、春は南寄りで強まる変化傾向がある。夏は月により変化傾向が異なり、秋は 10 月を中心に北寄りで強まる傾向がある。春と秋は、季節進行が遅れる傾向ともいえる。500hPa 高度は、4 月に低下、10 月に上昇の変化が見られ、偏西風の季節進行の変化傾向と対応する。また、冬には 12 月の北日本付近を除いて概ね高度が上昇する傾向があり、夏には 8 月の北日本付近を除いて日本付近全体で高度が上昇する変化傾向である。

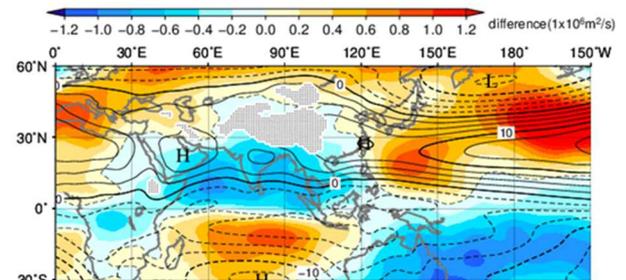


第 3.2-11 図 新旧平年値に対する平年偏差の比較 (2020 年 12 月～2021 年 2 月平均の北半球図) 等値線は解析値、陰影は平年偏差(左列は対旧平年値、右列は対新平年値)。上から、500hPa 高度(m)、850hPa 気温(°C)、海面気圧(hPa)。

冬、春、秋(10 月)の循環場の変化の特徴について、日本の天候に関する平年値の変化(第 1 章及び第 5 章参照)との関係をさらに確認する。まず冬について、第 3.2-4, 8, 12 図では、東アジアで偏西風が北寄りとなる変化が見られる。これにはインドネシア付近で対流活発となる変化や、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流及び寒帯前線ジェット気流沿いの波列構造などが関係しているとみられる。また、日本の南～東海上では対流圏下層で高気圧性循環が強まる傾向である。これには、熱帯域の対流活動がラニーニャ現象側に変化していることや、太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation; PDO)の位相が負側へ変化している(平均すると 1980 年代、2010 年代のど



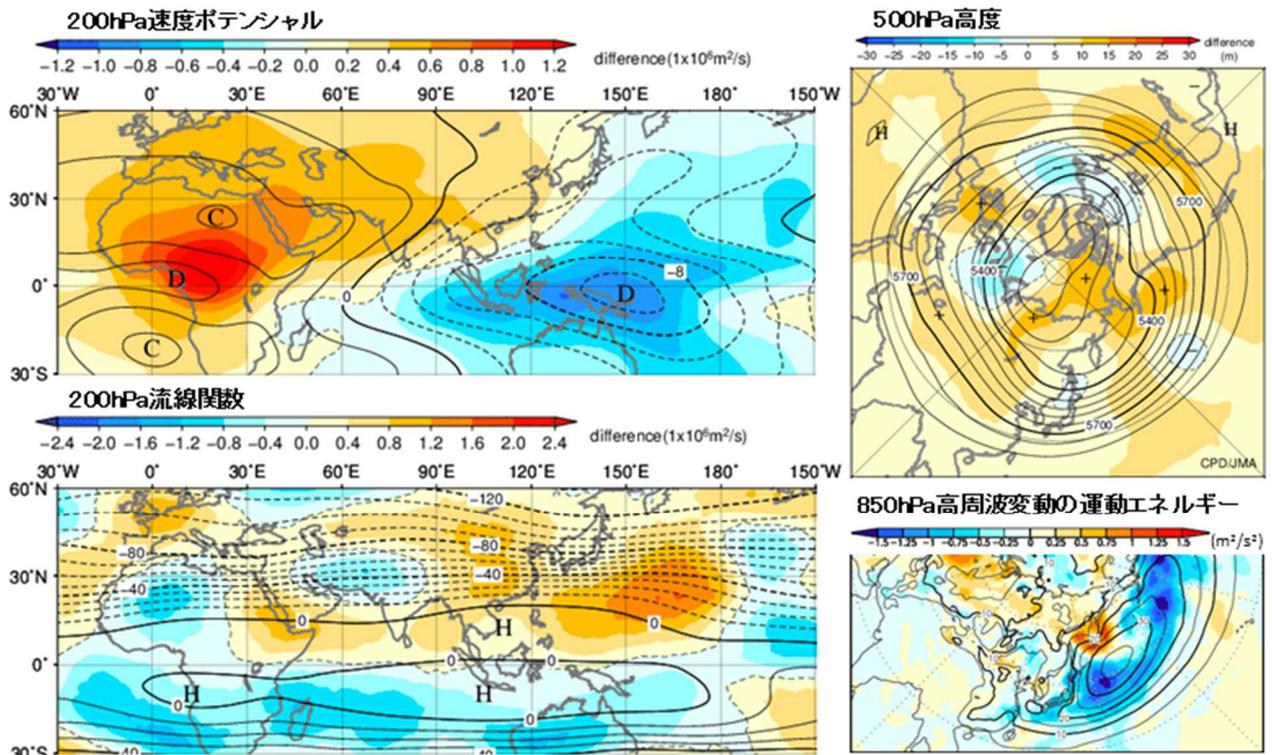
第 3.2-12 図 日本付近における 200hPa 東西風及び 500hPa 高度の新旧平年値の差(緯度-時間断面) 上段は 200hPa 東西風(m/s)(東経 120～150 度平均)、図中の緑破線は東西風の極大値。下段は 500hPa 高度(m)(東経 130～140 度平均)。等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差(新平年値－旧平年値)。日別平年値を利用し、12～2 月は 2 回描画している。



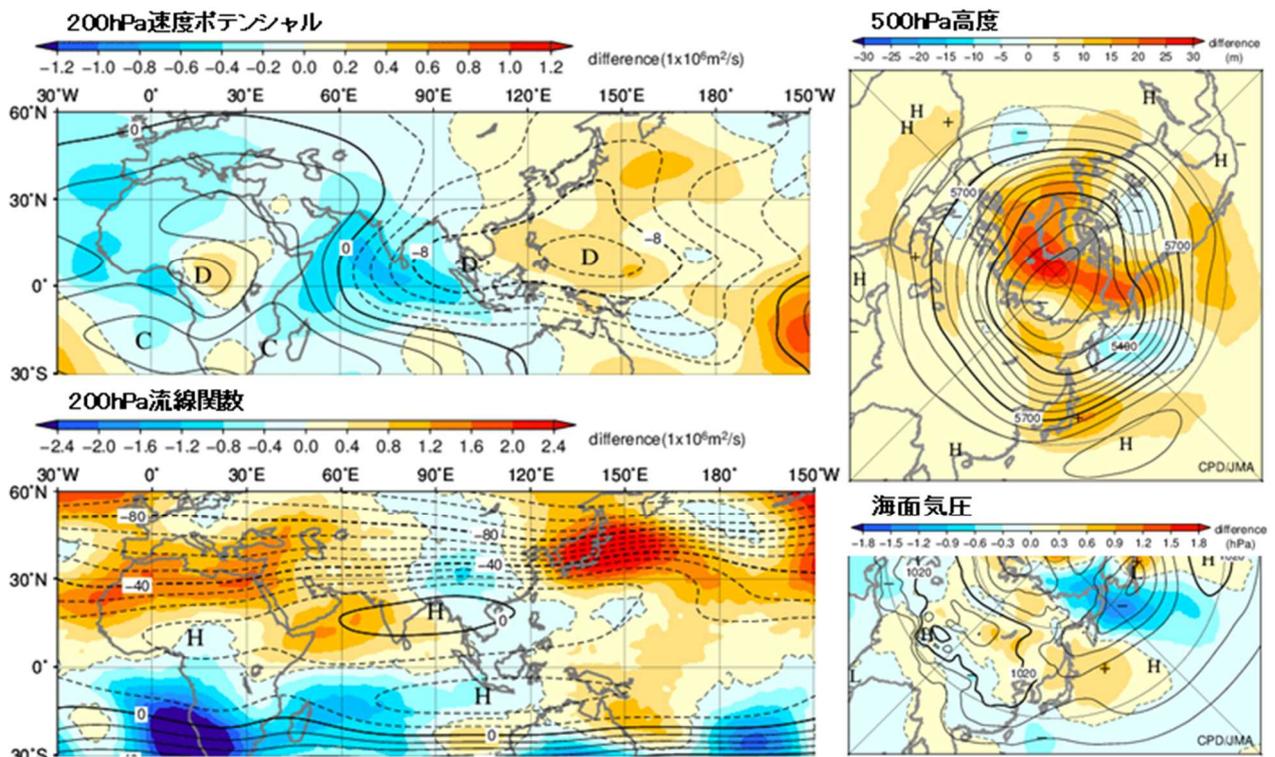
第 3.2-13 図 12 月の 850hPa 流線関数の新旧平年値の差 等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差(新平年値－旧平年値)。単位は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

ちらも正の値だが、2010 年代は正の値が小さい)ことが関係しているとみられる。このような下層循環の特徴は特に 12 月(第 3.2-13 図)に明瞭であり、日本付近へ南から湿った空気が入りやすくなる変化傾向を示しており、12 月を中心に新平年値期間で降水量が増加したと整合する。

春には、第 3.2-12 図において新旧平年値間で日本付近のジェット気流の北上が遅れる変化傾向が見ら



第 3.2-14 図 3~5 月平均の新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)
等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差。左列は上から 200hPa 速度ポテンシャル ($10^6 \text{m}^2/\text{s}$)、200hPa 流線関数 ($10^6 \text{m}^2/\text{s}$)。右列は上から 500hPa 高度 (m)、850hPa 高周波変動の運動エネルギー (m^2/s^2)。



第 3.2-15 図 10 月平均の新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)
等値線は新平年値、陰影は新旧平年値の差。左列は上から 200hPa 速度ポテンシャル ($10^6 \text{m}^2/\text{s}$)、200hPa 流線関数 ($10^6 \text{m}^2/\text{s}$)。右列は上から 500hPa 高度 (m)、海面気圧 (hPa)。

れる。また、西・東日本の春の日照時間は、新平年値期間で増加する傾向がある。そこで、3～5月平均の循環場の新旧平年値の差を、日本付近とその上流側について第3-2-14図に示す。対流圏上層では、熱帯域の大規模収束・発散の差の分布は12～2月(第3.2-4図)や6～8月(第3.2-5図)と同様であるが、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流沿いの波列により、北日本付近では相対的に気圧の谷、日本の南～東海上では気圧の尾根が強まる変化傾向である。対流圏下層の高周波変動の運動エネルギーは日本の南岸～東海上で低下し、西・東日本を中心に低気圧の影響を受けにくくなる変化である。これは、新平年値期間で日照時間が増加したことと整合する。

秋は、10月の西日本を中心に新平年値期間の降水量が増加する傾向がある。そこで、10月の循環場の新旧平年値の差を第3.2-15図に示す。対流圏上層では本州付近～日本の東海上で高気圧性循環が強まり、海面気圧では沿海州～日本の東海上で高気圧が強まる変化である。一方、日本の南海上で気圧の谷が深まる変化となり、西日本では気圧の谷や湿った気流の影響を受けやすくなったと言える。本州付近～日本の東海上の上層高気圧性循環の強化には、インド洋北部で対流活動が活発化したことが亜熱帯ジェット気流沿いの波束伝播を通じて影響した可能性や、北西太平洋の北緯15度帯で対流活動が活発化した(図略)ことが影響した可能性もある。

3.2.4 まとめ

本節では、大気循環場の新平年値と旧平年値を比較し、その変化について解説した。主な特徴は以下のとおりである。

- ・ 地球温暖化に伴う全球的な対流圏気温の上昇や、これに対応した500hPa高度の上昇傾向が見られる。
- ・ ラニーニャ現象時の特徴に近い変化傾向や、十年～数十年規模の変動(PDOの負位相への変化)に伴う変化の特徴が見られる。
- ・ ただし、新旧平年値の差は全般的に年々変動と比べて小さいため、毎年の月平均や季節平均などの平年偏差分布の特徴には大きな変化はない。

- ・ 対流活動に関しては、データセット間や年代間でデータ特性に違いも見られるため、累年値データを利用した評価には注意が必要である。
- ・ 日本付近の偏西風は、冬には北寄り、春は南寄り、秋は10月を中心に北寄りとなる変化傾向がある。
- ・ なお前節で述べたように、日別平年値では新旧平年値ともに、梅雨明け等の急速な季節変化の表現が不明瞭であるため、利用する際には留意する必要がある。気候系監視に適した平年値の作成手法の検討を今後も進めたい。

参考文献

- 大野浩史, 萱場互起, 田中昌太郎, 2011: 大気循環場の平年値. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 31-42.
- 気象庁, 2001: 気候系監視報告別冊第7号—循環場の新平年値の作成—, 113pp.
- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 133pp.
- Adler, R. F., M. R. Sapiiano, 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.
- Banerjee, A., J. C. Fyfe, L. M. Polvani, D. Waugh, and K.-L. Chang, 2020: A pause in Southern Hemisphere circulation trends due to the Montreal Protocol. *Nature*, **579**, 544-548.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Applied Met.*, **18**, 1016-1022.
- Eyring, V., N. P. Gillett, K. M. Achuta Rao, R. Barimalala, M. Barreiro Parrillo, N. Bellouin, C. Cassou, P. J. Durack, Y. Kosaka, S. McGregor, S. Min, O. Morgenstern, and Y. Sun, 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. *Cambridge University Press*. In Press.
- Hua, W., L. Zhou, S. E. Nicholson, H. Chen, and M. Qin, 2019: Assessing reanalysis data for understanding rainfall climatology and variability over Central Equatorial Africa. *Clim. Dyn.*, **53**, 651-669.
- 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.

- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Quagraine, K. A., F. Nkrumah, C. Klein, N.A.B. Klutse, and K. T. Quagraine, 2020: West African summer monsoon precipitation variability as represented by reanalysis datasets. *Climate*, **8(10)**, 111.
- 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.

4 海水温の平年値¹

本章では、海面水温と海洋表層水温の新平年値について、旧平年値との比較を通じてその特徴を述べる。海面水温は気象庁海面水温気候データセット COBE-SST (Ishii *et al.*, 2005; 気象庁, 2006)、海洋表層水温は全球海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G2 (Toyoda *et al.*, 2013) (以下、「MOVE-G2」と書く。)で作成された再解析データセットにそれぞれ基づく。

平年値は、原則として気象観測統計指針(気象庁, 2005)に則って作成した。各月の平年値は、1991～2020年の各月の累年値を30年分単純平均して算出したもので、3か月と半月の平年値も同様である。なお、MOVE-G2の解析値は半月単位であるため、半月平年値は統計指針にある日別平滑平年値を経た値ではなく単純平均値である。また、経度-時間断面図については、各半月の値を単純平均したのに対して3点のBinomialフィルター²(Aubury and Luk, 1995)で時間方向の平滑化を施して描画した。

4.1 海面水温(COBE-SST)

第4.1-1図に各3か月平均³の海面水温について、新平年値(1991～2020年平均値)と旧平年値(1981～2010年平均値)との差の分布を示す。

どの季節においても、新平年値では広い範囲で高温化が見られる。高温化が明瞭に見られた北太平洋、南太平洋、北大西洋、インド洋では、長期的な昇温トレンド(第4.1-2図)をベースに、新平年値で新たに算出期間に入った2011～2020年の高温化が明瞭であった(第4.1-3図)という点が共通している。その一方で、太平洋赤道域中部～東部では変化が小さく、南太平洋熱帯域の東部、グリーンランドの南、南極周辺では低温化している領域もある。特に太平洋熱帯域では、概してラニーニャ的な変化傾向が見られる。以下、各海域について述べる。

4.1.1 太平洋の海面水温変化

第4.1-1図より、太平洋の海面水温について、旧平年値と比べて新平年値では、

- ① 北太平洋全体で高温化し、特に中緯度帯でその傾向が明瞭である
- ② 熱帯域において、西部で高温化し、東部では変化が小さいあるいは低温化する、という東西のコントラスト(ラニーニャ的な変化傾向)が見られる

ことが特徴的である。

北太平洋中緯度帯の高温化は年を通じて見られ、夏に最も明瞭である。特に、北米西岸沖に見られる平年値差分の極大(第4.1-1図(c))は、年々変動の標準偏差の0.7倍(図省略)を超えるほど大きい。太平洋熱帯域では、西部の暖水プールにおいて、特にフィリピンの東やニューギニア島の東で高温化が見られる。一方、太平洋熱帯域東部においては秋～冬を中心に、変化が小さいあるいは低温化しているという傾向が見られる。

①及び②の変化には、長期的な昇温トレンドをベースに、太平洋十年規模変動(Pacific Decadal Oscillation: PDO) (Mantua *et al.*, 1997)の負位相時の特徴が重なったことが効いていると考えられる。

まず長期変化傾向に関しては、第4.1-2図より、北太平洋全体の昇温、赤道域では西部で昇温が大きく中部～東部で昇温が小さい、という特徴があり、上述の平年値差分の特徴と一致していることがわかる。

次に、PDOとの関係を確認するため、第4.1-4図(a)にPDO指数の時系列を示す。今般の平年値更新に伴っては、PDO正位相が続いた1981～1990年が平年値期間から除かれ、PDO位相が前半の負から後半の正に遷移した2011～2020年が新たに加わった。このため、平年値期間の差分としてはPDO指数が負側に寄る方向の変化となった。PDO負位相時の海面水温パターン(第4.1-4図(b))に示す正位相時のパターン

¹ 佐藤 大卓、西村 明希生

² 自身の点が1/2、前後の時間が1/4の重みで平均をかける手法である。例えば通年第2半月の平年値を求める際には、第2半月の単純平均値に1/2、第1半月と第3半月の単純平均値にそれぞれ1/4の重みをかけた上で積

算する。なお、経度-時間断面描画に際しては実況値にも同じフィルターを施している。

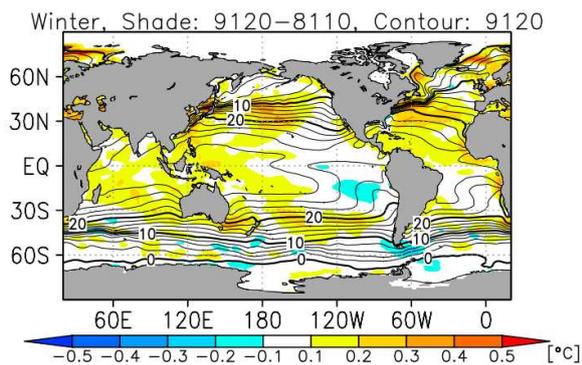
³ 本稿では、北半球の季節、すなわち冬(12～2月)、春(3～5月)、夏(6～8月)、秋(9～11月)、の各3か月平均を対象とする。

の正負符号反転させたもの)と平年値差分のパターン(第 4.1-1 図)を比べると、北太平洋中緯度帯で海面水温が特に高温化している点、太平洋熱帯域でラニーニャ的な変化傾向を示している点、南太平洋中部の南緯 30 度付近で高温化する点が類似している。なお、ラニーニャ的な変化については、海洋表層の変化と関連付けて第 4.2 節で再び言及する。

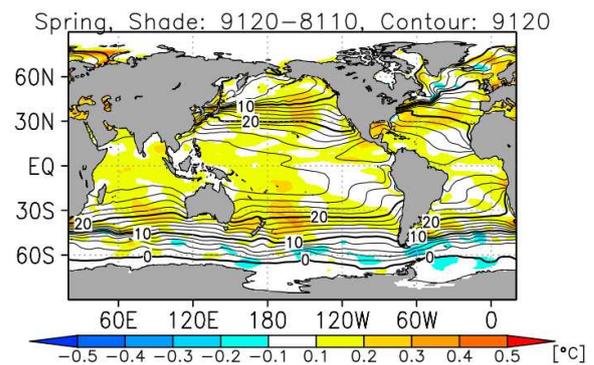
また、太平洋熱帯域の中部～東部では、北太平洋側では高温化している一方、南太平洋側では変化が小さい、あるいは低温化、という南北のコントラストが見られる(第 4.1-1 図)。第 4.1-2 図との類似から、この特徴には長期変化傾向が反映されている可能性が考えられる。十年規模変動との関連については詳細な調査が必要であるが、こうした太平洋熱帯域の南北パターン型の変動は、季節～年の時間スケールで見られること(Chiang and Vimont, 2003)、さらに数年よりも長

い時間周期の変動モードとしても存在すること(Di Lorenzo *et al.*, 2015)、いずれも風-蒸発-海面水温(WES)フィードバック(Xie and Philander, 1994)が関与している(例えば前述の Di Lorenzo *et al.*, 2015; Amaya, 2019)ことが指摘されている。第 3.2-4 図及び第 3.2-5 図を見ると、太平洋熱帯域の中部～東部では概して、南半球側で対流不活発化している一方で北半球側では対流活発化しており、南半球側で下層の高気圧性循環が相対的に強まって、下層の東風が強まるという変化をしている。このことは、太平洋熱帯域における海面水温変化の南北コントラストが、WES フィードバックを介して、大気循環場の変化と相互に関連している可能性を示唆する。

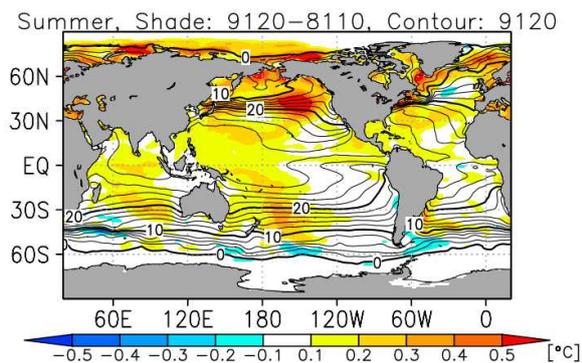
(a) 冬(12～2月)



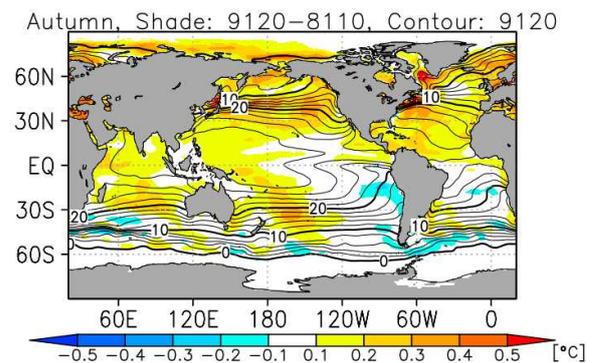
(b) 春(3～5月)



(c) 夏(6～8月)

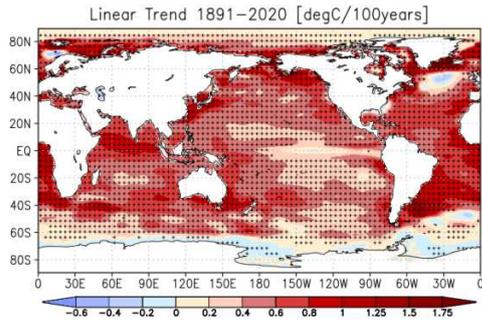


(d) 秋(9～11月)



第 4.1-1 図 各季節の海面水温の新平年値(1991～2020 年平均)(等値線)と旧平年値(1981～2010 年平均)からの差(陰影)

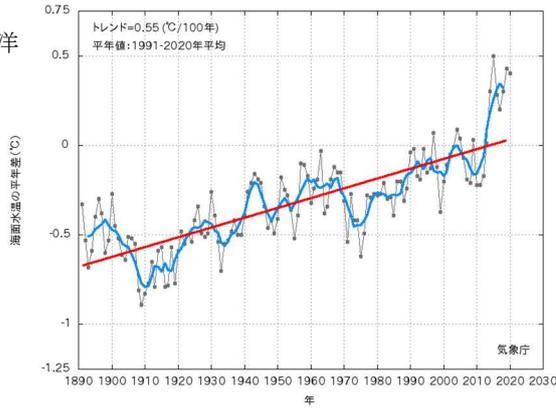
等値線(2℃間隔)は新平年値。陰影(単位は℃)は新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)。(a) 冬(12～2月)、(b) 春(3～5月)、(c) 夏(6～8月)、(d) 秋(9～11月)。



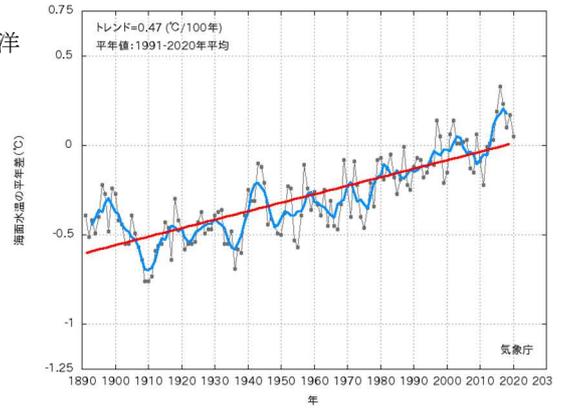
第 4.1-2 図 年平均海面水温の長期変化傾向(°C/100年)

1891~2020年の期間から算出した変化傾向を示す。+記号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。

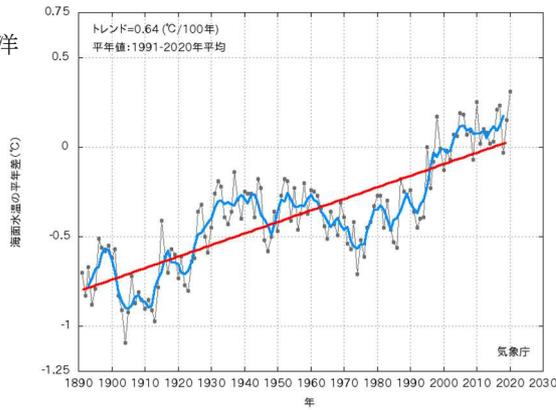
(a) 北太平洋



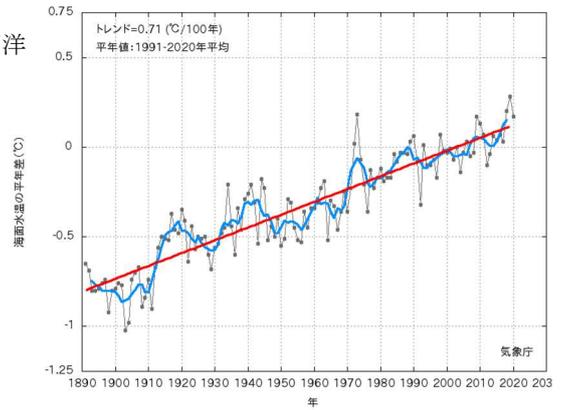
(b) 南太平洋



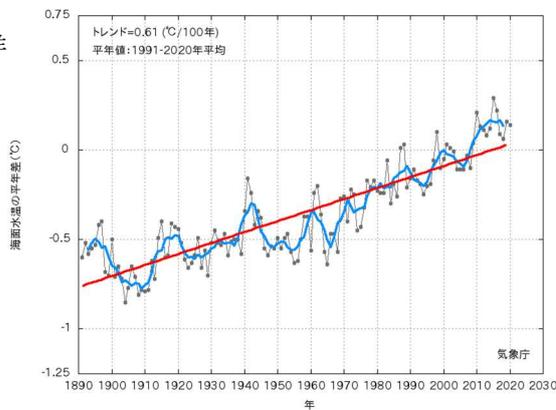
(c) 北大西洋



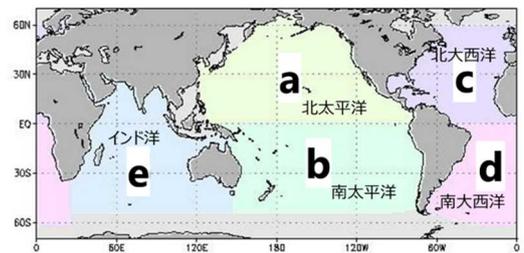
(d) 南大西洋



(e) インド洋



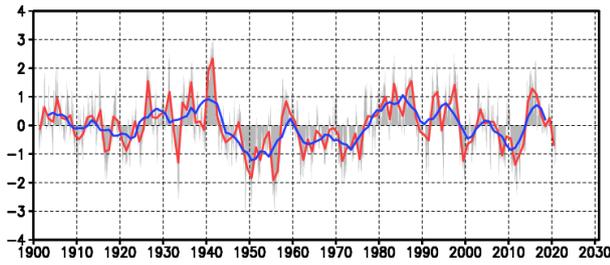
(f) 海域



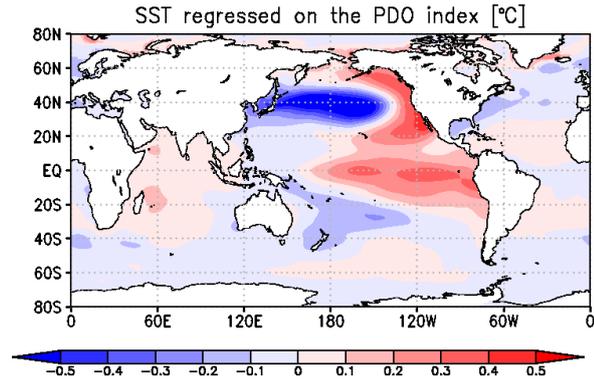
第 4.1-3 図 各海域の海面水温年平均偏差の時系列

(a)北太平洋、(b)南太平洋、(c)北大西洋、(d)南大西洋及び(e)インド洋((f)に各海域を示す)の海面水温年平均偏差の時系列。各年の値を黒線、11年移動平均を青線、長期変化傾向を赤線で示す。平年値は新平年値(1991~2020年平均)。

(a) PDO 時系列

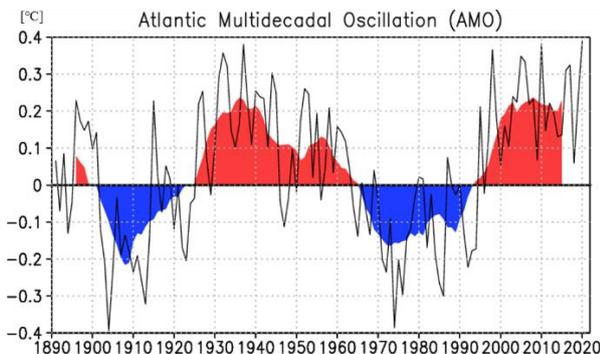


(b) PDO 正位相時の海面水温偏差パターン



第 4.1-4 図 PDO 指数の推移と PDO 正位相時の海面水温偏差パターン

(a) PDO 指数の推移。赤線は年平均値、青線はその 5 年移動平均値、灰色の棒グラフは月毎の指数を示す。(b) PDO 指数に対する海面水温の回帰係数(PDO 指数が正の時に海面水温に見られる傾向)。統計期間は 1901 年 1 月～2000 年 12 月。



第 4.1-5 図 AMO 指数の推移

北大西洋で平均した海面水温。ただし、1901 年～2000 年の 100 年間の線形トレンド成分を差し引いてある。黒線が年平均値、陰影はその 11 年移動平均(一般的にこちらが AMO 指数として用いられる)を表す。

4.1.2 大西洋の海面水温変化

第 4.1-1 図より、大西洋では、年間を通じて北大西洋の北緯 40 度付近の中緯度を中心に高温化が見られ、特に北米東岸付近で明瞭である。ただし北大西

洋中緯度帯の高温化は、北太平洋とは異なり秋～冬に明瞭である。一方、南大西洋では北大西洋に比べると高温化は小さく、低温化している海域も見られ、南北大西洋のコントラストが明瞭である。

北大西洋における明瞭な高温化は、長期的な昇温トレンドに北大西洋数十年規模変動 (AMO) (Kerr, 2000) の高温位相が重なったものと考えられる。AMO は、北大西洋の平均海面水温が 60～100 年程度の周期で上昇、下降を繰り返す現象である。第 4.1-5 図に AMO 指数の時系列を示す。1970 年代～1980 年代は概ね低温位相で、1990 年代に低温から高温への遷移がみられ、2000 年代以降は高温位相が続いている。今般の平年値更新においては、1981～1990 年の AMO 低温位相が平年値算出期間から外れ、2011～2020 年の AMO 高温位相が加わったことで、新旧の平年値の差分として AMO 高温位相の特徴が強調されることとなった。

4.1.3 インド洋の海面水温変化

第 4.1-1 図より、インド洋では、特に熱帯域において、年間を通じて高温化が見られる。インド洋にも数十年規模の変動 (Han *et al.*, 2014) が存在し、これが長期的な昇温傾向に重なっている(第 4.1-3 図(e))。特に、2011～2020 年に見られた数十年規模変動の高温位相が平年値期間に含まれたことが、第 4.1-1 図に見られる高温化に反映されたと考えられる。また、太平洋や大西洋ほど明瞭ではないが、夏～秋に、北インド洋に比べて赤道域～南インド洋熱帯域で高温化が明瞭である。

まず、第 4.1-1 図のインド洋の海盆スケールでの高温化は、第 4.1-2 図に示す長期変化傾向と整合的である。さて第 4.1.1 項で、太平洋ではラニーニャ的な変化が見られていることを述べた。年々変動のスケールでは、太平洋のラニーニャ現象発生に付随して、インド洋の海面水温は海盆スケールで低下する傾向があることはよく知られている(例えば吉川 (2015)) が、第 4.1-1 図の平年値差分ではそうになっていない。第 4.1-1 図の平年値差分においては、ラニーニャ現象に付随する低温化よりも長期的な昇温傾向が勝って表れていると考えられる。インド洋は、1950 年代以降、太平

洋や大西洋の熱帯域よりも昇温が速いことが知られている(Han *et al.*, 2014)。

次に、夏～秋に、北インド洋に比べて南インド洋で高温化が明瞭という南北コントラスト(第 4.1-1 図(c)と(d))には、直接的には、新たに平年値の算出期間となった 2011～2020 年において、南インド洋の高温化が北インド洋に比べて明瞭だった(第 4.1-6 図)ということが反映されているが、その背景には各海域の海面水温の長期変化傾向の違いがあると考えられる。第 4.1-2 図に示す過去 130 年の長期変化傾向では南北のコントラストは見られないが、第 4.1-6 図に示すとおり、1960 年代以降に限ってみれば、南インド洋の方が北インド洋に比べて昇温トレンドが大きく、こうした特徴が平年値差分に反映されていると考えられる。20 世紀後半以降の南北インド洋の昇温の違いには、北インド洋では、温室効果ガスによる放射強制が、海面からの蒸発強化と南アジアからのエアロゾルによる太陽入射の減少によって相殺されていることが効いていると考えられている(Chung and Ramanathan, 2006; Han *et al.*, 2014)。

4.1.4 北半球高緯度の海面水温変化

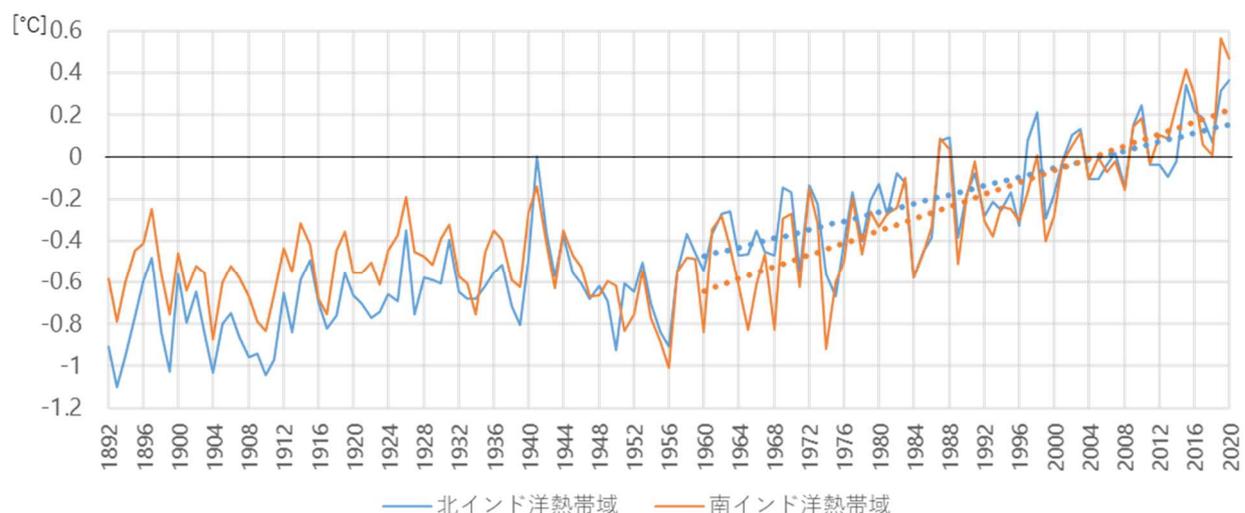
北極海や北大西洋の高緯度では、年間を通じて、高温化が明瞭である。これは年々変動の標準偏差の約 0.5～1 倍に相当する大きなものである(図は省略)。特に、季節的に海水面積が小さくなる夏から秋に、より広範囲で高温化が見られる。

こうした変化は、北極海及びその周辺における海水面積の減少に伴うものであると考えられる。

4.2 海洋表層水温(MOVE-G2)

次に、MOVE-G2 による海洋表層の新平年値について、新旧平年値間の比較を通じて特徴を述べる。特に第 4.1.1 項で述べた太平洋のラニーニャ的な変化傾向に着目する。

第 4.2-1 図に、各季節における海洋表層貯熱量(OHC:海面から 300m 深までの水温の鉛直平均)の新平年値と旧平年値の差の分布を示す。概ね第 4.1 節で述べた海面水温のパターンと対応して、広い範囲で高温化が見られるとともに、太平洋熱帯域の西部で高温化が大きく、同東部では変化が小さいあるいは低温化する、というラニーニャ的な変化傾向が見られる。



第 4.1-6 図 北インド洋熱帯域と南インド洋熱帯域の年平均海面水温偏差の時系列

北インド洋熱帯域[0° -25°N, 50°-90°E](青)、南インド洋熱帯域[25°S-0°, 50°-90°E](橙)それぞれの年平均海面水温偏差(実線)と1960年以降の線形トレンド成分(点線)。偏差は新平年値(1991～2020年平均)からのずれ。

第 4.2-2 図に、赤道に沿った水温の鉛直断面を示す。12～2 月を中心に、太平洋西部で温度躍層が深くなり、東部で浅くなるというラニーニャ的な変化傾向が見られる。赤道に沿った経度時間断面図(第 4.2-3 図)を見ると、太平洋赤道域では、11～12 月を中心に西部で貿易風が強まり、これに伴って 1～3 月に中～東部で海面水温及び OHC が低温化している。対流活動(第 3.2.1 項参照)は、12～2 月にインドシナ半島～フィリピンの南東で活発化、太平洋赤道域の中部で不活発化しており、上述の貿易風、海面水温及び OHC の変化と整合的である。また、上述した貿易風、海面水温、OHC の変化と類似して、7～9 月にも中部で貿易風が強まり、付随して 9 月を中心に中部～東部で海面水温と OHC が低温化している(第 4.2-3 図)。

4.3 まとめ

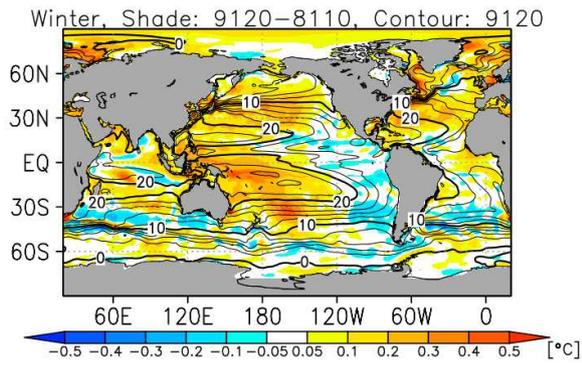
本章では海水温の新平年値について、旧平年値との比較を通じて、その特徴を述べた。旧平年値からの主な変化は以下のとおりである。

- ・ 太平洋では、北太平洋の高温化と熱帯域のラニーニャ的な変化が特徴的である。これには、長期的な昇温トレンドをベースに、PDO の負位相時の特徴が重なったことが効いていると考えられる。
- ・ 太平洋のラニーニャ的な変化傾向は、対流活動、大気循環場の変化とも整合的である。
- ・ 北大西洋で高温化が明瞭である。これには、長期的な昇温トレンドに加えて、それをさらに強調する方向で AMO の位相が重なったためと考えられる。
- ・ インド洋では、太平洋のラニーニャ的な変化にもかかわらず、長期的な昇温トレンドが勝って海盆スケールでの高温化が見られる。

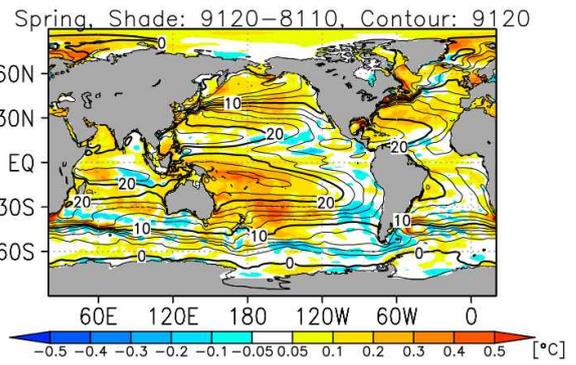
参考文献

- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針, 134pp.
- 気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号.
- 吉川郁夫, 2015: エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 112-121.
- Amaya, D. J., 2019: The Pacific Meridional Mode and ENSO: a Review. *Curr Clim Chang Rep.*, **5**, 296-307.
- Aubury, M. and W. Luk, 1995: Binomial filters. *J. VLSI Signal Process*, **i**, 1-8.
- Chiang, J. C. H. and D. J. Vimont, 2004: Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability. *J. Climate*, **17**, 4143-4158.
- Chung, C. E. and V. Ramanathan, 2006: Weakening of North Indian SST Gradients and the Monsoon Rainfall in India and the Sahel. *J. Climate*, **19**, 2036-2045.
- Di Lorenzo, E., G. Liguori, N. Schneider, J. C. Furtado, B. T. Anderson, and M. A. Alexander, 2015: ENSO and meridional modes: A null hypothesis for Pacific climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 9440–9448.
- Kerr, R. A., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288**, 1984–1985.
- Han, Weiqing, J. Vialard, M. K. McPhaden, T. Lee, Y. Masumoto, M. Feng and W. P. M. de Ruijter, 2014: Indian Ocean Decadal Variability: A Review. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 1069-1079.
- 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.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- Toyoda T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and M. Kamachi, 2013: Improved analysis of seasonal-interannual fields using a global ocean data assimilation system. *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, **61**, 31-48.
- Xie, S. P. and S. G. H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, **46A**, 340–350.

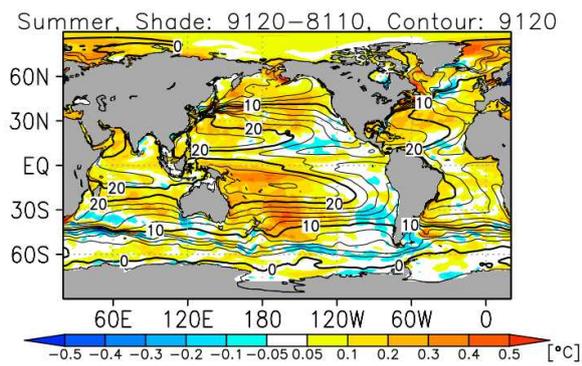
(a) 冬(12~2月)



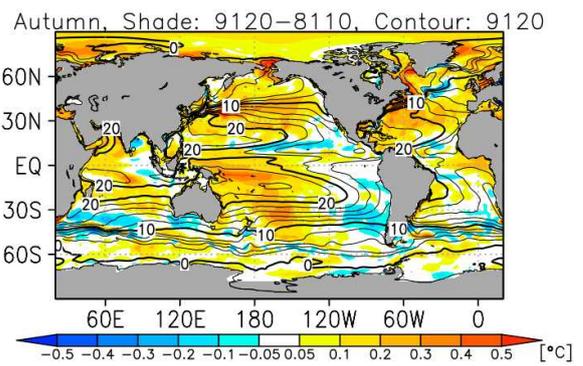
(b) 春(3~5月)



(c) 夏(6~8月)



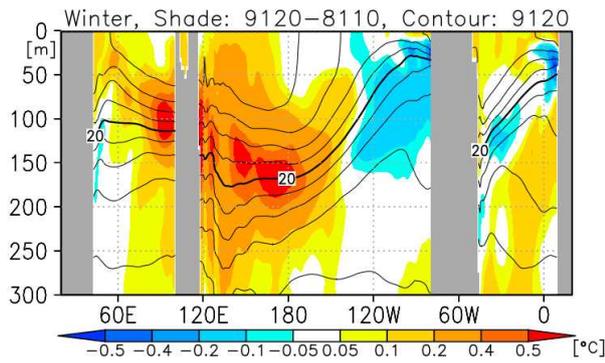
(d) 秋(9~11月)



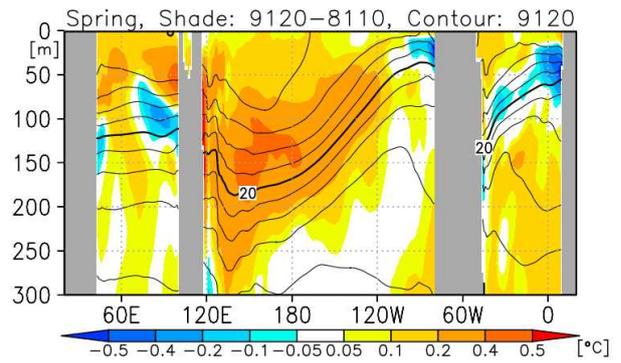
第 4.2-1 図 各季節の海洋表層貯熱量(OHC:海面から 300m 深までの水温の鉛直平均)の新平年値(1991~2020 年平均)(等値線)と旧平年値(1981~2010 年平均)からの差(陰影)

等値線(2°C間隔)は新平年値。陰影(単位は°C)は新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)。(a) 冬(12~2月)、(b) 春(3~5月)、(c) 夏(6~8月)、(d) 秋(9~11月)。

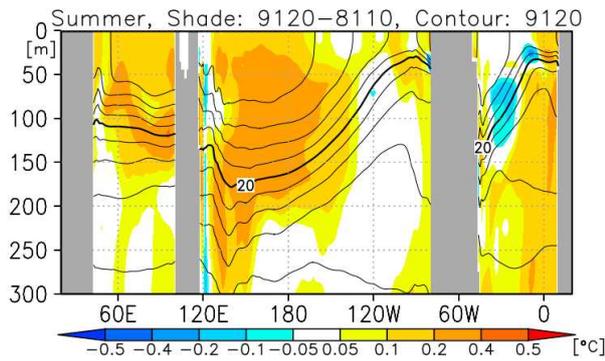
(a) 冬(12~2月)



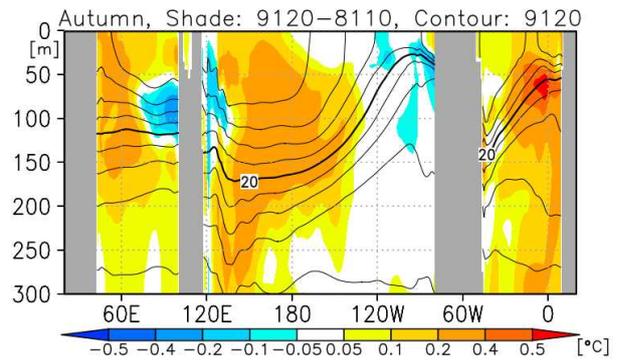
(b) 春(3~5月)



(c) 夏(6~8月)



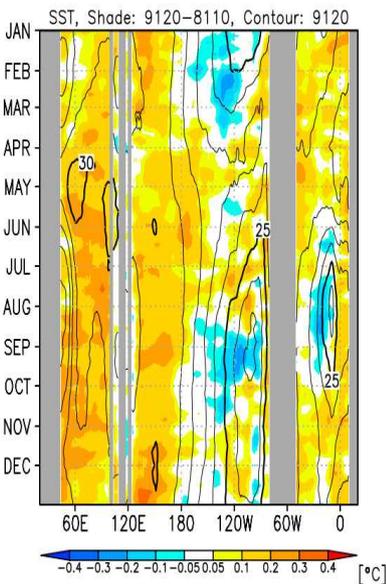
(d) 秋(9~11月)



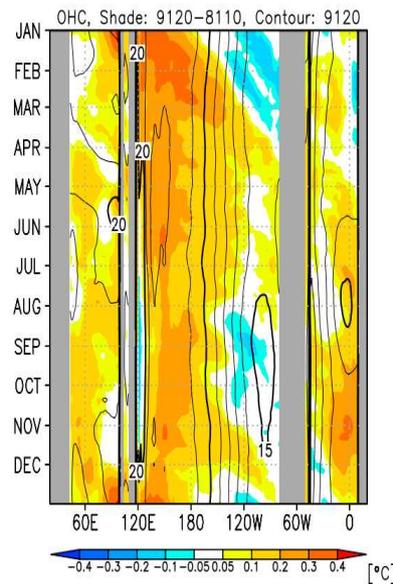
第 4.2-2 図 各季節の赤道に沿った水温の新平年値(1991~2020年平均)(等値線)及び旧平年値(1981~2010年平均)からの差(陰影)の鉛直断面図

等値線(2°C間隔)は新平年値。陰影(単位は°C)は新旧平年値の差(新平年値-旧平年値)。(a) 冬(12~2月)、(b) 春(3~5月)、(c) 夏(6~8月)、(d) 秋(9~11月)。

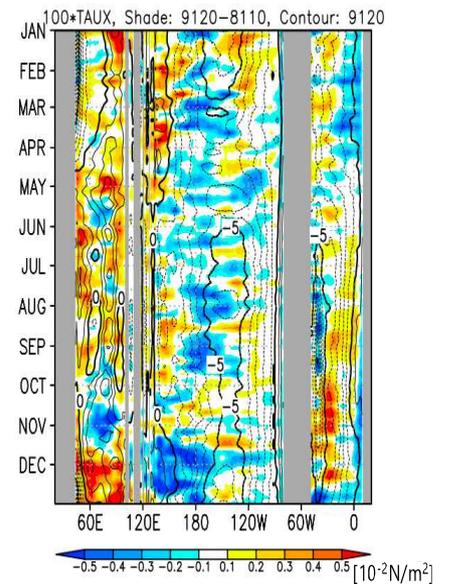
(a) 海面水温



(b) OHC



(c) 海面の東西風応力



第 4.2-3 図 各季節の赤道に沿った新平年値(1991~2020年平均)(等値線)と旧平年値(1981~2010年平均)からの差(陰影)の経度時間断面図

(a) 海面水温(°C)。等値線は1°C間隔。(b) OHC(単位は°C)。等値線は1°C間隔。(c) 海面の東西風応力(単位は $10^{-2}N/m^2$)。等値線は $10^{-2}N/m^2$ 間隔。

5 平年値更新による季節予報への影響

5.1 予報への影響¹

季節予報は、数日間以上の平均的な天気の状態、いわゆる「天候」を対象に、ある地域における平年の天候からの偏りを予報するものである。気象庁及び気象台(地方予報中枢)が発表する1か月予報、3か月予報、暖・寒候期予報においては、平均気温・降水量などの気象要素について3つの階級(「低い(少ない)」「平年並」「高い(多い)」)の出現確率で予報するほか、「出現の可能性が最も大きい天候」として、「平年に比べ曇りや雨の日が多い」といった天気の傾向も予報文で表現する。

平年値の更新に伴い、季節予報で表現する階級の閾値が変わり、各階級の出現率だけでなく、階級に対応する天候の状態も変わる。また、気温については、これまで長期的な変化傾向として線形の昇温トレンドが見られており、実況は過去30年間の平均である平年値より正偏差に寄りやすく、平年値更新時点から年を経るほどその傾向が強まっていく。

本節では、予報の利用・解説に当たっての参考として、長期的に線形の変化(昇温)傾向が認められる平均気温について(「気候変動監視レポート2020」, 気象庁, 2021)、新平年値が使われる2021~2030年の期間についても外挿・推定しながら、各階級の出現率を新旧平年値で比較し、このトレンドへの平年値の追従の状況を、概観する。併せて、このような線形のトレンドが認められない日照時間、降水量、降雪量についても新旧平年値の違いを概観する。また、季節予報の予報文で適切に文章表現するため、新平年値統計期間の平均的な天候経過に対応して天候表現も見直したので、これも本節で触れることにする。

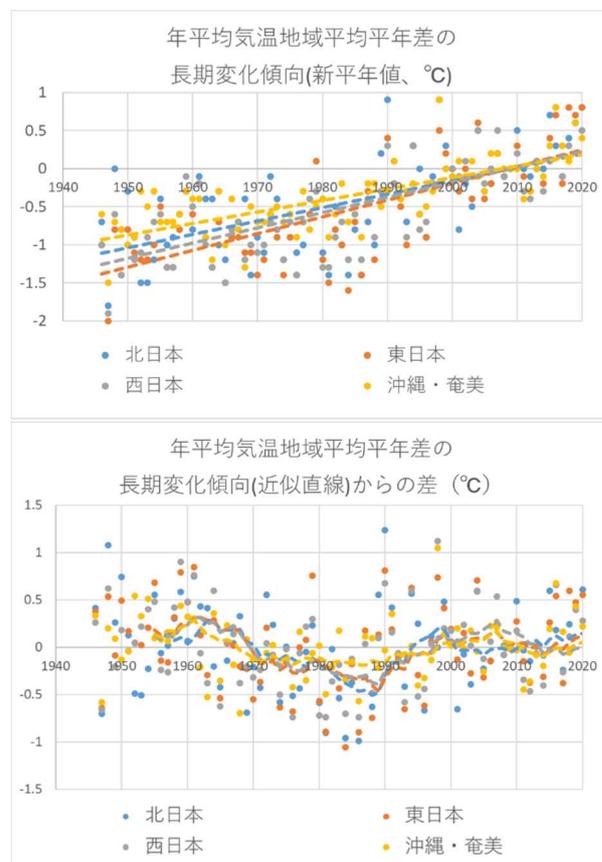
5.1.1 階級の出現率等への影響

(1) 年平均気温の長期変化傾向の概観

平年値更新による気温の階級表現への影響を把握するため、まず平均気温の長期変化傾向(昇温トレンド)の状況を概観する。北・東・西日本と沖縄・奄美の各地域について、1946年から2020年までの年平均気温(新平年値に基づく地域平均平年差)の推移

を第5.1-1図(上)に示す。年平均気温は、ばらつきは大きいものの線形の昇温トレンド(図中破線が近似直線)に一定程度沿った変化をしていることがわかる。

この線形近似値からの差をプロットしたものが第5.1-1図(下)で、前10年間移動平均を破線で示している。おおむね1970~1990年は線形近似値を下回り、その前後は上回る年が多くなっていて、線形の長期変化(昇温)傾向のほかにも10年規模の変動が大きいことが示唆される。新旧平年値の統計期間に着目すると、旧平年値期間に含まれる1981年~1991年は北日本を中心に線形近似値を明瞭に下回っていたのに対し、1991年~2020年の平均ではおおむね線形近似値を上回っている。



第5.1-1図 年平均気温の昇温トレンド線形近似(上)点は地域平均平年差(新平年値)の年別値、破線は線形近似。(下)地域平均平年差(新平年値)の線形近似値からの差。点は年別値、破線はその前10年間移動平均。

¹ 名取 洋晃

(2) 階級区分値

新旧平年値において、各階級の境界となる値(階級区分値)は、気象観測統計指針に沿って求められている。累年の資料が 30 個あり十分ばらついている場合、統計期間中の累年値を小さい方から順に並べ、10 番目と 11 番目の平均値を「低い(少ない)」と「平年並」の区分値とし、20 番目と 21 番目の平均値(有効数字以下切捨)を「平年並」と「高い(多い)」の区分値とする。同様に「かなり低い」は 3 番目と 4 番目の平均、「かなり高い」は 27 番目と 28 番目の平均として求める。

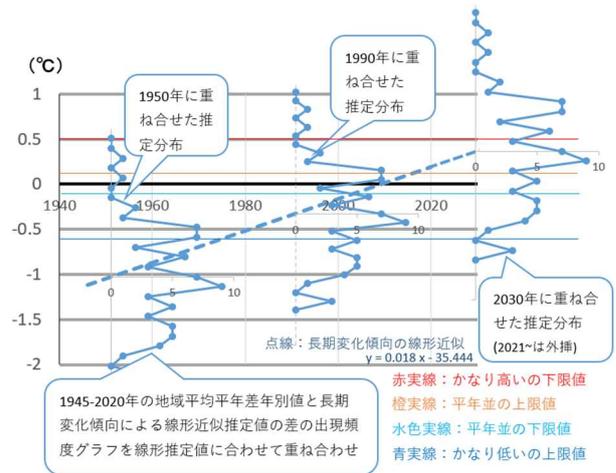
更に、区分値付近に同じ値が偏在する場合に、区分値の出現数が偏らないよう、更に最小単位分の微調整を行ったものが階級区分値となる(詳細は統計指針参照)。この微調整によるずれや、同値の年が複数あることにより、多少のずれはあるものの、平年値の統計期間 30 年間分の累年値があれば、その中におおむね高い年とかなり低い年が各 3 年、高い年と低い年(かなりを除く)が各 7 年、平年並が 10 年含まれるなることになる。

(3) 年平均気温の各階級の出現率

(1)で求めた年平均気温の線形近似値と、(2)で述べた階級区分値とから、線形トレンドに沿った各階級の出現率の変化を概観したい。出現率の推定には、線形近似からの偏差の頻度分布を仮定する必要がある。ここではこの分布(以下、「推定分布」という)が第 5.1-1 図(下)に示した 1946 年から 2020 年までの 75 年間の平均気温の線形近似値からの差の分布に一致しているとごく単純に仮定し、10 年規模変動の影響を包括するようにした。この推定分布を対象年の線形近似値に重ね合わせ(第 5.1-2 図参照)、1945 年から 2030 年にかけての各階級の出現率を推定した。

このように求めた各階級の出現率の経年変化をプロットしたものを第 5.1-3 図に示す。縦軸全体で 100% を表し、4 本の線(旧平年値であれば点列、新平年値であれば実線)で区切られた領域がそれぞれ、下から順に「かなり低い」、「低い」、「平年並」、「高い」、「かなり高い」の出現率である。

第 5.1-3 図を見ると、まず、新平年値で過去の「かなり低い」や「低い」の年が多くなったことがわかる。旧平年値では、1980 年代の低温が「かなり低い」などの基



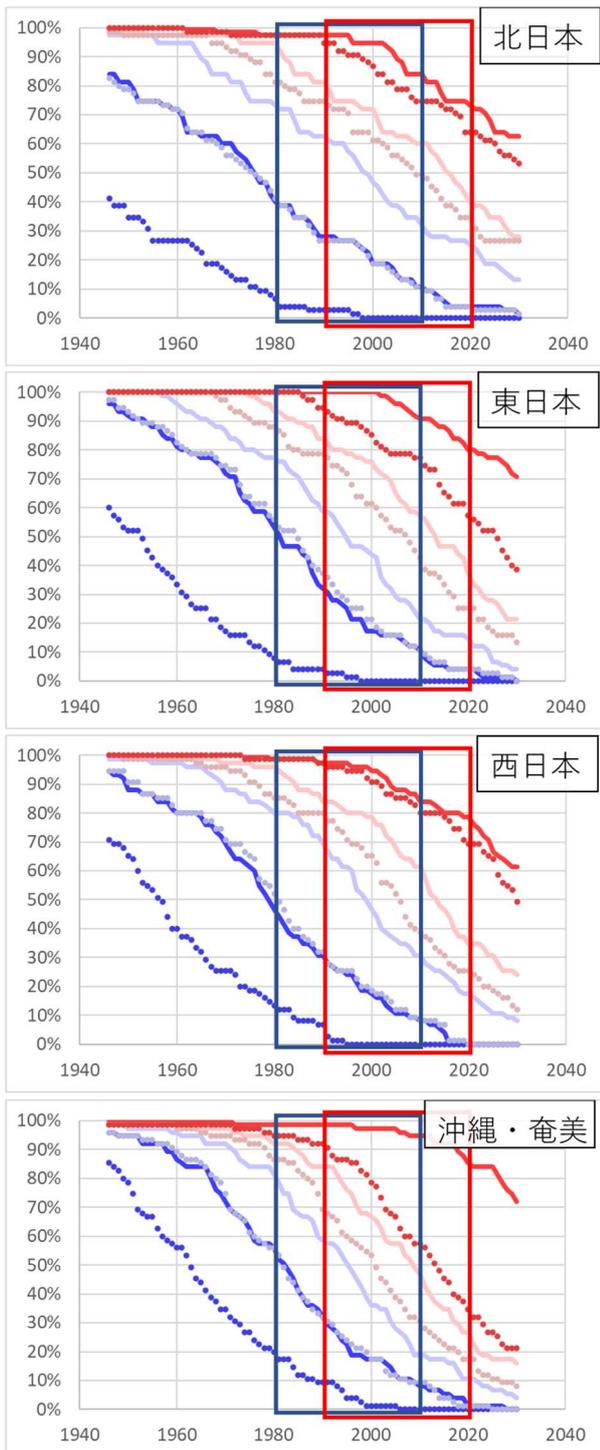
第 5.1-2 図 年平均気温の推定分布と階級区分値との対応イメージ

北日本の例。縦軸は地域平均平年差(°C)。偏差の推定分布(1945-2020 年の年平均気温の地域平均平年差の線形近似値からの差の頻度分布)を、偏差 0°C が年平均気温の線形近似値(点線)に一致するよう重ね合わせたもの(分布のグラフの Y 軸は推定対象の 1950 年、1990 年、2030 年に合わせている)。各年の階級区分値との対応が概観できる。

準の気温を引き下げていたため、2000 年以降は「かなり低い」年はなかったが、新平年値となって、2001 年の北日本、2011 年の沖縄・奄美は「かなり低い」の階級に変わった。但し、今後(2021 年以降)の「かなり低い」年の出現は、新平年値でもたかだか数パーセント以下しか推定されない。

また「かなり高い」について、旧平年値では 2020 年時点で東日本は 40%以上、沖縄・奄美は 60%以上の出現率が推定されたが、新平年値では全国的に 30%以下になり、特に沖縄・奄美は 2020 年時点で推定される出現頻度が 20%以下となった。沖縄・奄美は、2016 年、2019 年の年平均気温が特に高い値となったことで「かなり高い」の下限値も高くなった。

この推定で北・東・西日本と沖縄・奄美で推定される各階級の出現数と新旧平年値に基づく各階級の実際の出現数を第 5.1-1 表に示す。この表で、各階級の実際の出現数同士、あるいは推定値同士で新旧平年値の値を比較すると、近年の昇温傾向でほとんど出現しなかった「低い」階級が平年値更新で一定程度出現するようになったこと、現在の昇温傾向が続けば、新平年値を使い続けているはずの 2030 年頃には、新

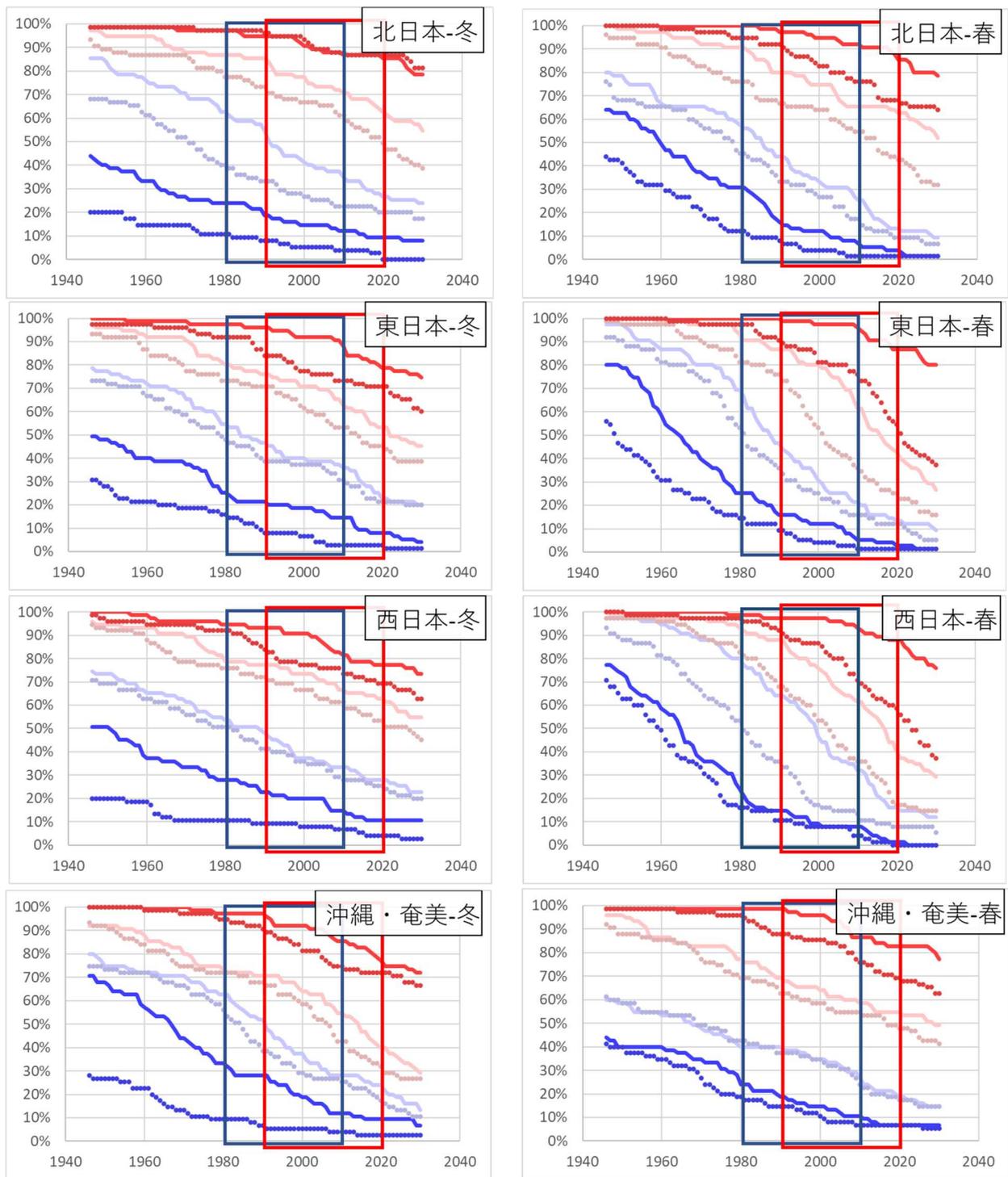


第 5.1-3 図 年平均気温階級出現頻度の経年変化
 実線が新平年値、点線(プロット列)が旧平年値の階級区分値で推定される各階級の出現率を示す。横軸は西暦年。薄赤線より上が平年より高い、薄青線より下が平年より低い、これらが「平年並」の出現率を示す。濃い赤線の上、濃い青線の下はそれぞれ「かなり高い」、「かなり低い」の出現率を示す。赤青の四角は新旧平年値の統計期間。

平年値でも「低い」階級がほとんど出現しなくなってしまうだろうことが読み取れる。なお、1991~2020 年の 30 年間(新平年値の統計期間)は、「低い」及び「かなり低い」の出現回数の合計は新平年値で期待される 10 年(=30 年×気候学的出現率 33%)より多く、また「平年並」の出現数は期待される 10 年より少なくなってしまうているが、これらは本質的ではない。前者は、昇温トレンドの線形近似を 75 年間で行ったため、この 30 年間の平均値(新平年値)が線形近似値より高いことにより、後者は推定分布に用いた 75 年間の方が、1991~2020 年の 30 年間の偏差より分布がばらついてることによる。

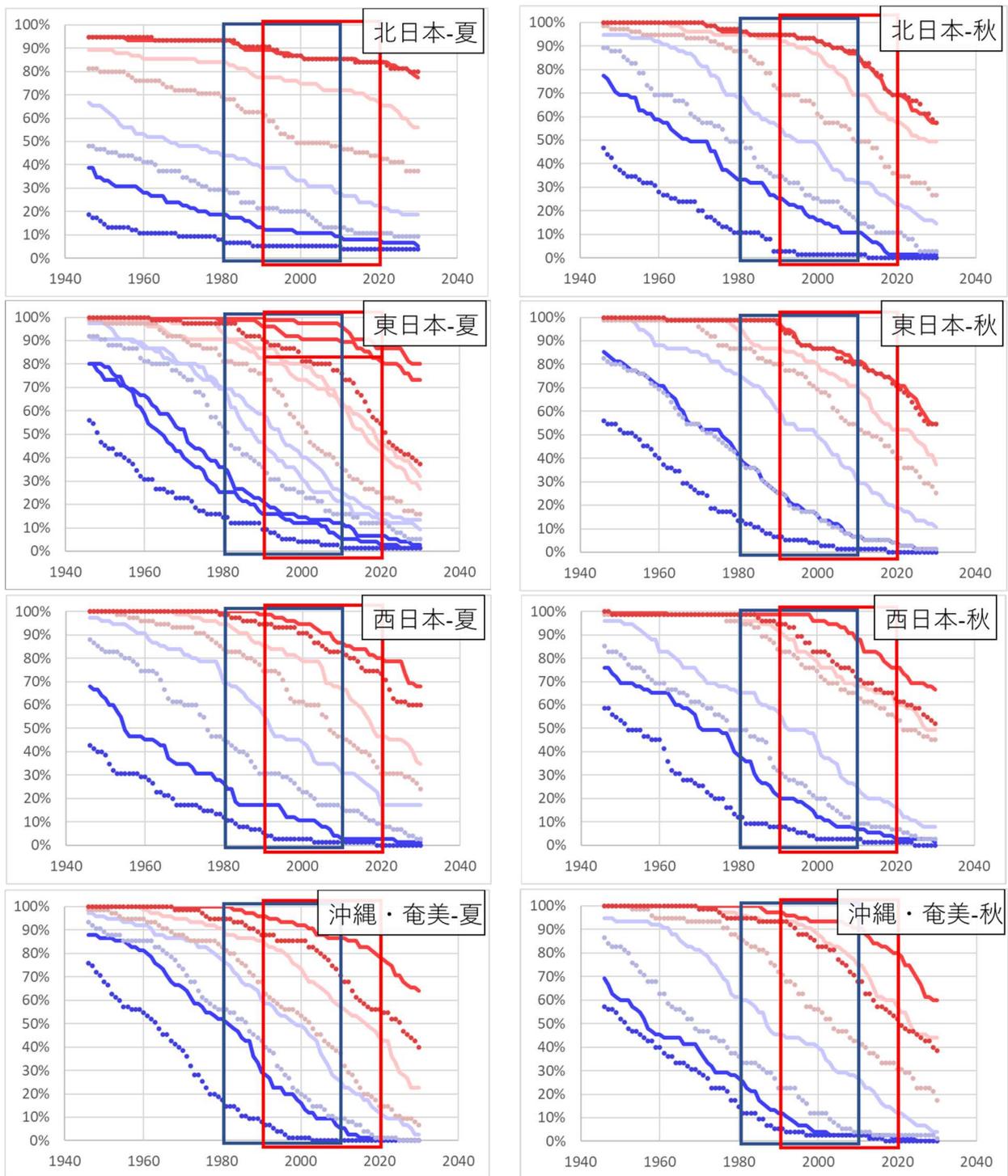
第 5.1-1 表 年平均気温各階級出現数(推定と実際)
 「かなり高い」及び「かなり低い」年は「高い」及び「低い」として計上していない。なお、1991~2020 年を統計期間とする新平年値の階級区分値は、微調整を無視すれば 5.1.1(2)のとおり同期間の階級出現数が高い方から 3 年、7 年、10 年、7 年、3 年となるよう定義されている。このため、1991~2020 年の新平年値での階級出現数は省略している。

地域	階級区分	2021 ~2030	2011~2020		1991~2020 (30年間)		
		推定出現数 新平年値	実際の出現数		推定 新平年 値	実際 旧平年 値	
			新平 年値	旧平 年値			
北日本	かなり高い	3.4	2.3	3	3	3.8	5
	高い	3.3	2.7	2	2	7.4	7
	平年並	1.6	2.3	5	5	6.7	15
	低い	1.4	2.1	0	0	7.5	3
	かなり低い	0.3	0.6	0	0	4.6	0
東日本	かなり高い	2.4	1.4	2	5	1.8	7
	高い	5.0	3.9	3	1	9.1	7
	平年並	1.9	3.0	4	4	9.3	13
	低い	0.6	1.2	1	0	5.4	3
	かなり低い	0.2	0.5	0	0	4.3	0
西日本	かなり高い	3.3	1.9	2	3	3.3	6
	高い	3.8	3.6	2	3	7.3	9
	平年並	1.8	2.2	3	4	7.7	12
	低い	1.1	2.0	3	0	7.9	3
	かなり低い	0.0	0.3	0	0	3.8	0
沖縄・奄美	かなり高い	2.0	0.9	2	5	1.4	8
	高い	6.2	5.7	4	2	12.1	11
	平年並	1.1	1.8	2	2	7.3	7
	低い	0.6	1.0	1	1	5.2	4
	かなり低い	0.1	0.5	1	0	4.0	0



第 5.1-4 図 3 か月平均気温階級出現頻度経年変化推定値(左:冬、右:春)

第 5.1-3 図同様、実線が新平年値、点線(プロット列)が旧平年値の階級区分値で推定される各階級の出現確率を示す。横軸は西暦年。薄赤線より上が「高い」の確率、薄青線より下が「低い」の確率、これらが「平年並」。濃い赤線の上、濃い青線の下はそれぞれ「かなり高い」、「かなり低い」の確率を示す。赤青の四角は新旧平年値の統計期間。



第 5.1-5 図 3 か月平均気温階級出現頻度経年変化推定値(左:夏、右:秋)
 季節が異なるほかは、第 5.1-4 図に同じ。

(4) 季節毎の3か月平均気温階級区分出現率

前項までと同様の方法で、季節ごとに推定される3か月平均の気温階級区分の出現頻度を、第5.1-4図(冬・春)、第5.1-5図(夏・秋)に示す。

新平年値では、「かなり高い」の出現頻度は、全国的にみると春に大きく減っている。また、北日本では、春以外の「かなり高い」の出現頻度は新旧平年値でほぼ変わっておらず、「かなり高い」の基準が旧平年値から大きく変わっていないことがわかる。

また、春の西日本で従来「平年並」だった範囲がほとんど「低い」となった点、夏の沖縄・奄美、秋の東・西日本で従来「低い」だった範囲がほぼ「かなり低い」と

なった点で新旧平年値の違いが顕著にみられ、過去の「かなり低い」の出現数は全国的に新平年値で大きく増えたが、2021年以降の推定を見ると冬以外は新旧平年値でも「かなり低い」の出現率が0%に近い地域が多くなっている。

参考として、年平均気温と同様、推定値及び新旧平年値に基づく各階級の実際の出現数を第5.1-2表に付す。

第5.1-2表 季節別3か月平均気温各階級出現数(推定と実際の出現数)
「かなり高い」及び「かなり低い」年は「高い」及び「低い」として計上していない。

地域	階級区分	冬				春				夏				秋			
		2021~2030		2011~2020		2021~2030		2011~2020		2021~2030		2011~2020		2021~2030		2011~2020	
		推定出現数 新平年値	実際の出現数 新平年値	旧平年値	推定出現数 新平年値	実際の出現数 新平年値	旧平年値	推定出現数 新平年値	実際の出現数 新平年値	旧平年値	推定出現数 新平年値	実際の出現数 新平年値	旧平年値	推定出現数 新平年値	実際の出現数 新平年値	旧平年値	
北日本	かなり高い	1.8	1.3	0	0	1.9	1.0	2	5	1.9	1.5	0	0	3.7	2.4	2	2
	高い	2.4	2.0	3	5	2.3	2.5	4	1	2.0	1.5	4	9	1.0	1.3	4	4
	平年並	3.3	3.6	4	2	4.7	4.7	1	2	4.2	4.5	6	1	3.4	3.5	2	2
	低い	1.7	2.0	1	3	1.0	1.3	3	2	1.3	1.7	0	0	1.7	2.3	1	2
	かなり低い	0.9	1.0	2	0	0.1	0.5	0	0	0.7	0.8	0	0	0.1	0.5	1	0
東日本	かなり高い	2.0	1.7	2	3	2.1	1.1	2	3	2.7	2.0	1	3	3.0	2.0	2	2
	高い	2.6	2.3	2	1	3.8	3.4	4	5	2.1	1.6	3	6	1.5	1.3	2	5
	平年並	2.3	2.5	1	1	2.9	3.6	2	1	3.6	4.2	6	1	4.1	4.2	5	3
	低い	2.6	2.7	3	5	1.1	1.7	1	1	1.4	1.6	0	0	1.1	2.1	1	0
	かなり低い	0.4	0.8	2	0	0.1	0.1	1	0	0.3	0.6	0	0	0.3	0.5	0	0
西日本	かなり高い	2.4	2.2	2	3	1.9	1.1	2	4	2.9	1.9	2	2	2.8	1.7	2	3
	高い	2.3	1.7	2	1	5.5	4.7	2	4	2.6	2.6	3	5	2.2	2.1	1	0
	平年並	2.8	3.2	0	1	1.6	2.5	5	1	2.9	3.1	2	1	3.8	3.9	5	7
	低い	1.4	1.8	4	5	1.0	1.2	0	0	1.5	1.9	3	2	0.9	1.7	2	0
	かなり低い	1.1	1.1	2	0	0.0	0.4	1	1	0.1	0.4	0	0	0.3	0.5	0	0
沖縄・奄美	かなり高い	1.9	1.5	2	3	1.8	1.2	1	3	2.0	1.6	2	5	3.2	1.9	2	6
	高い	2.5	2.2	3	2	1.9	2.1	4	2	1.9	1.4	3	3	1.8	2.3	5	1
	平年並	3.1	3.5	1	1	5.2	4.8	3	3	3.2	3.8	4	2	3.4	3.4	1	2
	低い	1.9	2.1	2	4	0.9	1.4	1	1	2.2	2.5	1	0	1.2	2.1	1	0
	かなり低い	0.5	0.7	2	0	0.2	0.5	1	1	0.6	0.7	0	0	0.2	0.3	1	1

(5) 降雪量の階級区分出現率について

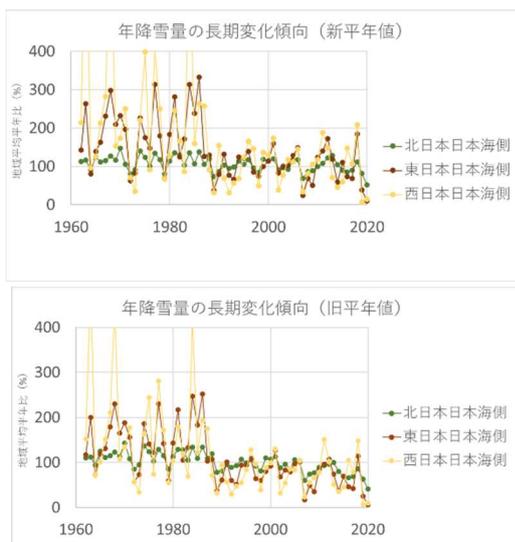
第 5.1-6 図(上)に 2020 年までの北・東・西日本日本海側の年降雪量地域平均平年比の経過を示す。これを見ると、北日本日本海側は年降雪量に減少トレンドがあるようにも見られるが、東・西日本を見るに 1990 年頃に値の大きな段差が見られ、その後は年変動が大きいものの増大・減少していく傾向は明瞭には見られない。

第 5.1-6 図の上下の図を見比べると、1990 年代以降、数年に 1 度見られる多雪年の降雪量は、新平年値では増大傾向に見えるが、旧平年値ではさほど明瞭でない。新平年値では旧平年値より各観測地点の年降雪量は減っている(1.1.2 項(5)参照)ことから、これは、標高が低く降雪量の平年値が小さい観測地点で平年値が更に小さくなったことによると思われる。このような観測地点で雪が多く降った(里雪が降った)年には、これら観測地点の平年比が顕著に大きくなって地域平均平年比への寄与が大きくなるからである。加えて今回の平年値更新においては、過去の雪板や超音波式積雪深計による観測値について、現行観測値(レーザー式積雪深計による測定)で得られると想定する値に補正する(均質化する)ための補正量が見直されていることも影響していると考えられる。

2010 年の平年値更新時は、「平成 23 年度季節予報研修テキスト 2010 年平年値」(気象庁, 2011)で、気温と同様に、更新前と更新後の平年値に基づいて、降雪量の各階級区分の出現率も長期変化傾向(減少トレンド)を線形近似して将来の各階級の出現率を推定・比較していたが、新旧平年値で補正量が代わってしまっていること、東・西日本日本海側では減少傾向に段差があることから、気温のような推定は本節では差し控える。

単純な新旧平年値の比較としては、新平年値による年降雪量平年比について、新平年値統計期間で期間平均した値の旧平年値の統計期間で期間平均した値に対する比を求めたところ(第 5.1-4 表参照)、北日本日本海側で 94.9%、東日本日本海側で 77.7%、西日本日本海側で 72.0%であった。

新旧平年値による降雪量の階級出現数の実績は、第 5.1-3 表に示す通りとなっている。いずれの地域でも、旧平年値では 1991 年~2020 年の 30 年に 1 度も「かなり多い」が出現しなかったが、新平年値では直近 10 年のうち 2 年が「かなり多い」となっている。新平年値で「かなり多い」の基準が大きく下がったことは、1980 年代以前の降雪量が多かった期間(第 5.1-6 図参照)が新平年値の統計期間から外れたことを端的に象徴している。



第 5.1-6 図 年降雪量の減少トレンド概観
新旧平年値に基づく北・東・西日本日本海側の地域平均平年比。

第 5.1-3 表 年降雪量各階級出現数

「かなり多い」及び「かなり少ない」年は「多い」及び「少ない」として計上していない。新平年値の出現回数で、旧平年値より出現回数が多いものは太字にし、少ないものは下線を付した。

地域	階級区分	2011~2020		1991~2020 (30年間)
		実際の出現数		実際の出現数 旧平年値
		新平年値	旧平年値	
北日本 日本海側	かなり多い	2	0	0
	多い	1	0	3
	平年並	2	3	12
	少ない	3	2	7
	かなり少ない	2	5	8
東日本 日本海側	かなり多い	2	0	0
	多い	1	2	4
	平年並	2	2	12
	少ない	3	2	8
	かなり少ない	2	4	6
西日本 日本海側	かなり多い	2	0	0
	多い	2	4	8
	平年並	2	1	8
	少ない	2	3	9
	かなり少ない	2	2	5

第 5.1-4 表 新旧平年値統計期間の平均値の違い

新平年値の統計期間で平均した累年値の、旧平年値の統計期間で平均した累年値に対する差・比をとったもの。累年値の平年差、平年比には新平年値に基づくものを用いた。

		年平均 気温平 年差	年降 水量 平年 比	年間日 照時間 平年比	年降 雪量 平年 比
単位		℃	%	%	%
北日本	日本海側	+0.32	104.3	98.6	94.9
	太平洋側		102.8	99.8	93.6
東日本	日本海側	+0.37	102.7	101.5	77.7
	太平洋側		102.2	102.3	82.5
西日本	日本海側	+0.28	102.5	100.1	72.0
	太平洋側		105.5	100.1	55.6
沖縄・奄美		+0.21	102.1	98.6	-

(6) 地域平均平年比等

新平年値による地域平均平年差、地域平均平年比について、新平年値統計期間で平均した累年値の、旧平年値の統計期間で平均した累年値に対する平年差・比を第 5.1-4 表に示す。降水量及び日照時間については、長期的に一定なトレンドは見られない(図等略)が、年降水量平年比は、全般予報区の中で西日本太平洋側が最も大きく 105.5%、そのほかの予報区も 102%以上と、新平年値期間の降水量は全国的に旧平年値期間より多い傾向であった。年間日照時間平年比は 98.6%~102.3%で、東日本太平洋側を中心に東・西日本で、旧平年値より日照時間が多い傾向だった(気温、降雪量平年比については 5.1.1 節で概観しているのでここでの説明は割愛する)。

なお、新平年値では、データの利用の環境が整ったため西表島(沖縄・奄美、沖縄地方)、名護(沖縄・奄美、沖縄地方)、雲仙岳(西日本日本海側、九州北部地方)、館野(東日本太平洋側、関東甲信地方)が地域平均に利用されるようになり、2017 年 12 月に観測を終了した阿蘇山(西日本日本海側、九州北部地方)は、新平年値では地域平均の計算から除外された。地点の変更による地域平均平年値への影響は小さいと考えられるが、参考としてここに書き添えておく。

(7) まとめ

年平均気温については、線形の昇温トレンドの影響が大きく、平均値統計期間の中でも低温側の階級が次第に出づらくなっていき、新平年値利用開始時には既に出現率が偏っている傾向が見られた。新平年値利用期間中も現行以上に偏っていくと見られ、階級区分値や経年の実況の推移を理解して、統計予測資料も適切に活用して予報を検討していく必要がある。

気温以外の要素を含め、旧平年値の資料と関連付けて考える場合には、階級区分値がどの程度変わったのかは踏まえておく必要がある。要素や地域ごとの大まかな新旧平年値の比較はここでは網羅していないが、気象庁ホームページ(過去の地域平均気象データ検索)でも公表している新平年値による累年値で新旧平年値統計期間を比較することができる。

5.1.2 新しい統計期間に基づく平年の天候表現

季節予報における天候表現については、季節予報作業指針(2013, 気象庁)に概要が解説されている。平年値の更新に伴い、統計期間のデータの違に基づいて天候表現を見直した。本項では改めて季節予報の天候表現の概要を紹介し、平年値更新による天候表現の変更点を簡単に紹介する。

(1) 季節予報における「平年と同様」の天候表現

季節予報では、1 か月単位の予報期間に対しては、平年で最も現れやすい天気や天候経過を基本に、必要に応じ平年からの偏りを示した天候経過の表現を「出現の可能性が最も大きい天候」として予報する。平年と同様の天候を予想する場合、平年の²天候経過に応じて、基本的に以下のルールに沿って表現している。

- ① 平年の晴れ日数が 28 日(4 週間)当たり 15.5 日以上は原則「晴れの日が多い」を含む表現
- ② 平年の晴れ日数が 28 日(4 週間)当たり 12.4 日未満は原則「曇り(や雨)の日が多い」を含む表現
- ③ 平年の日照率の変化が大きい時期は「天気は数日の周期が変わる」を含む表現

日照率の変化は、地域平均した日照率の前日からの変化量を 3 日間移動平均し、対象期間(天候表現の検討では 28 日)で平均した値(日照率の変動度)を参考に判断する。平年と同様の天候を予想場合に用いる表現は、具体的には以下のいずれかとなる。

- ・ 平年と同様に晴れの日が多い
- ・ 天気は数日の周期で変わり、平年と同様に晴れの日が多い
- ・ 天気は数日の周期で変わる
- ・ 天気は数日の周期で変わり、平年と同様に曇りや(降水表現)の日が多い
- ・ 平年と同様に曇りや(降水表現)の日が多い
- ・ 平年と同様に曇りの日が多い

ここで、降水表現は「雨」、「雨または雪」、「雪または雨」、「雪」のいずれかである。平年の天候からの偏りを予想する場合は、基本的に「平年と同様に○○の

日が多い」を「平年に比べ○○の日が多い(少ない)」という表現で置き換えて表現する。但し、平年が「天気は数日の周期で変わる」の場合は「天気は数日の周期で変わり、平年に比べ○○の日が多い」のように表現する。

平年でも、1 か月の中で天候経過が大きく変わるような時期については、更に以下のルールを設けている。

- ④ 晴れ日数の前半 14 日間、後半 14 日間平年値の差が 28 日当たり 3.0 日以上るとき、表現を前半と後半に分ける
- ⑤ 梅雨入り、梅雨明けの日の平年値から、その前後の天候遷移期間を決定する(対象期間の半数以上の日数が梅雨期間に含まれる時に「曇りや雨の日が多い」とする

今般、平年値の統計期間が変わり、対応する晴れ日数なども変わることから、今回これらルールを大きく外れないよう、各予報区の天候表現の調整を行った。

なお、これら①～⑤のルールに基づく平年の天候表現は、ある程度全国で統一する運用とするため、2010 年当時の平年値(旧平年値)の整備後に定めたものである。但し、地域ごとの様々な背景を考慮するため、2010 年以前の各地方における天候の解説や、隣接地方との整合も考慮して、ある程度幅をもって運用している。特に、平年の晴れ日数 12.4 日以上 15.5 日未満で天気の周期的な変化も見られない時期や、短期間閾値近傍の値となる場合にどの表現とするかには基準を設けていない³。

(2) 新旧平年値統計期間の天気日数と天候表現

全般予報の各予報区における天候表現と天気日数及び日照率の変動度の通年変化を図示したものを第 5.1-7 図に示した(地方予報区ごとの図は省略)。晴れ日数、降水日数(降水量 $\geq 1\text{mm}$)及び日照率の変動度は 28 日当たりの日数を示しており、新旧平年値の統計期間のものを線の色の濃淡で示している。天候表現は、左下が初日(1 日目)、右上が最終日(4 週目の末日、28 日目)となる斜め線を積み重ねたパーチ

² 地域平均の晴れ日数や日照率の変動度などは、便宜的に「平年の」と表現しているが、天候表現の検討のために、平年値更新時時点で利用可能であった累年値等から個別に新旧平年値統計期間について計算したもの(中間データ)で、気象庁の正式な統計値ではない。

³ 特に地方予報区やさらに細分(日本海側と太平洋側など)した地域の天候表現については、今後も随時解説上より適切な表現に調整を行う可能性がある。

ャートで、上側に従来のもの、下側に新表現を示している。(ルール④に関する14日当たりの晴れ日数の図表は省略)

新旧統計期間で地方ごとに様々な傾向の違いが見られるが、以下のような特徴が全般予報の細分区をまたがって広範囲にみられた。

ア 北日本で7月頃の曇雨天⁴のピークが不明瞭となった

主に北海道の傾向。天候表現に影響しないが、北海道オホーツク海側は夏季を通して晴れ日数がやや減り、7月頃に「平年と同様に曇りの日が多い」を表現する期間を新設した。

イ 梅雨の時期の曇雨天傾向は、西日本でより明瞭になったが、東北と東日本では不明瞭となった

梅雨の時期は、西日本では降水日数が増加、晴れ日数が減少したが、東北と東日本では逆の傾向となった。天候表現はルール⑤により「曇りや雨の日が多い」の表現時期が早まった地方が多くなった。(3)参照)

ウ 東日本で盛夏の晴天傾向と初秋の曇雨天傾向が弱まった(東北地方と西日本も同様の傾向)

東日本で、盛夏の晴れ日数の多い期間が短くなった一方、初秋の晴れ日数が少ない傾向も弱まり、季節的な天気変化のコントラストが弱まった。東北地方と西日本でもやや季節的な天気変化が不明瞭になった。天候表現は、東日本日本海側でルール④で前後半に表現を分ける期間がなくなり、東日本太平洋側で「天気は周期的に変わり、平年と同様に曇りや雨の日が多い」を用いる期間がなくなった。

エ 西日本太平洋側と沖縄・奄美で3月頃が前後と比べて曇雨天が多い傾向が見られなくなった

明瞭ではないが西日本日本海側でも同様の傾向の変化が見られた。天候表現は、この時期曇雨天基調としている西日本日本海側と沖縄・奄美で天気の周期変化を表現する時期が早まった。

なお、前述の①～⑤のルールを定めた際、降水種別については「雨」、「雨または雪」、「雪または雨」、「雪」のいずれで表現するのが適切かを暦日半旬単位、地方またはその細分の単位で整理し、それを天

候表現に反映していた。天候表現の見直しにあたり、気象官署で大気現象として降水を観測した日数と雪(みぞれを含む)を観測した日数を新旧統計期間で比較したところ、半旬単位で降水種別を調整するだけの傾向の変化は見られなかったため、降水種別を表現する時期は従前のままとしている。

(3) 梅雨入りと梅雨明けの時期の平年値

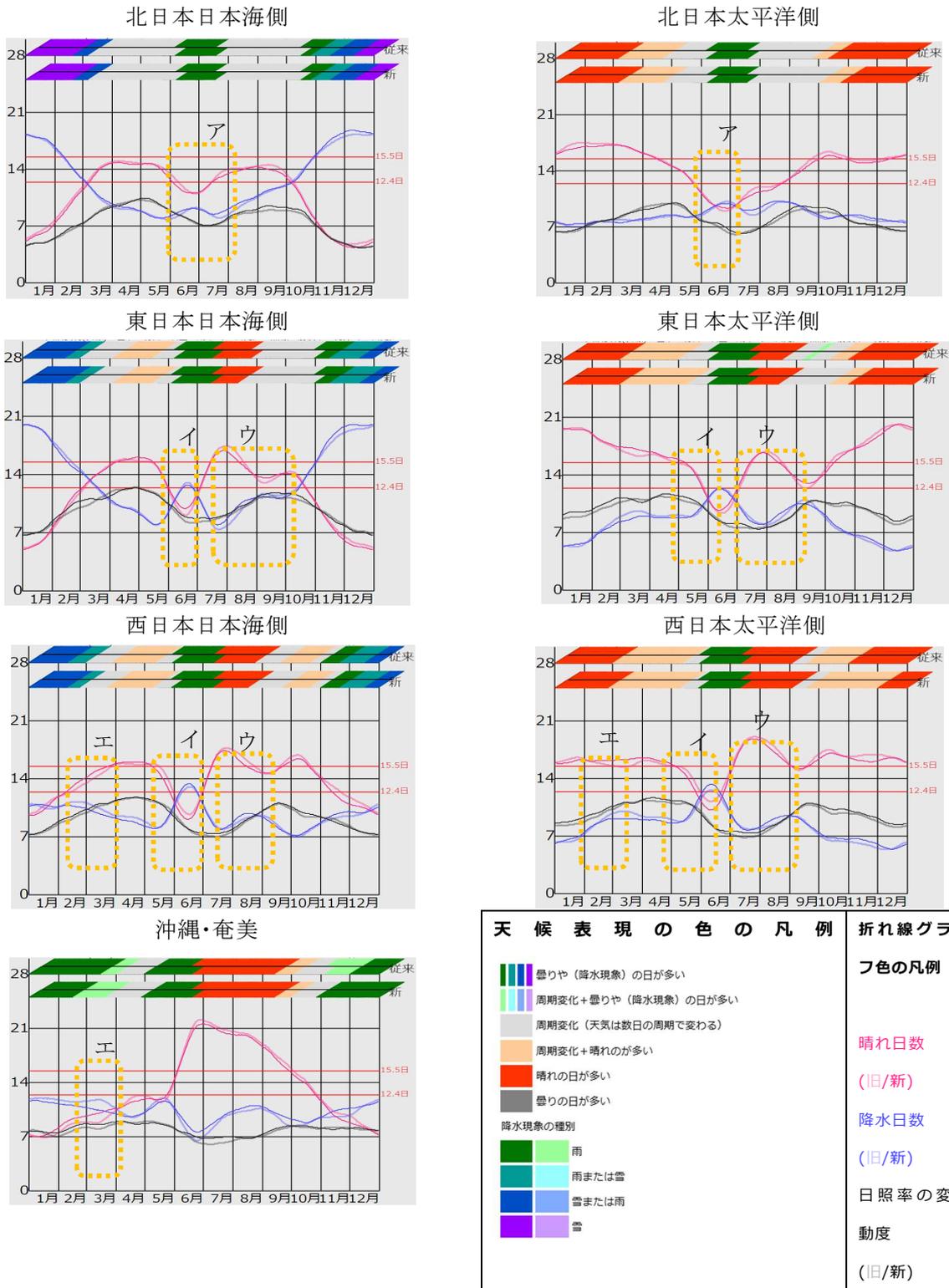
ルール⑤の平年の天候表現への適用の参考として、梅雨入り、梅雨明けの時期が新平年値でどのように変わったかを第5.1-5表に示す。梅雨入りと梅雨明けの時期の平年値は、確定値(近年は例年9月初めに公表している)に基づいて計算したものである。

新平年値となって、梅雨入りは沖縄・奄美と東北北部で1日遅く、九州南部から東日本にかけては1～2日早くなった。梅雨明けは九州南部で1日遅くなったほかは、1～2日早くなったところが多くなった。

参考文献

- 気象庁, 2011: 2010年平年値. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 51-54.
- 気象庁, 2013: 季節予報作業指針. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 243.
- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針. 119-133.
- 気象庁, 2021: 気候変動監視レポート2020. 28-29.

⁴ ここでは降水種別が雨か雪かは区別せず、晴れ日数にカウントされない日を指している。



第 5.1-7 図 全般予報の細分区毎の新旧天候表現、天気日数及び日照率の変動度の年間変化

天候表現はグラフ上端のカラーバー。上段が従来表現、下段が新表現で、28 日間の初日（左下）から期末（右上）の斜め線で表現、黒線は 28 日間の前後半の境（14 日目と 15 日目の間）。天気日数（28 日当たりの晴れ日数、降水日数（降水量 $\geq 1\text{mm}$ ））と日照率の変動度（28 日の積算、単位無し）は 28 日の初日の位置にプロットした。カナを付した点線枠は本文中の記述に対応。

第 5.1-5 表 梅雨入りと梅雨明けの時期の新旧平年値

	梅雨入り		梅雨明け	
	新平年値	旧平年値	新平年値	旧平年値
沖縄地方	5月10日ごろ	5月9日ごろ	6月21日ごろ	6月23日ごろ
奄美地方	5月12日ごろ	5月11日ごろ	6月29日ごろ	6月29日ごろ
九州南部	5月30日ごろ	5月31日ごろ	7月15日ごろ	7月14日ごろ
九州北部 地方	6月4日ごろ	6月5日ごろ	7月19日ごろ	7月19日ごろ
四国地方	6月5日ごろ	6月5日ごろ	7月17日ごろ	7月18日ごろ
中国地方	6月6日ごろ	6月7日ごろ	7月19日ごろ	7月21日ごろ
近畿地方	6月6日ごろ	6月7日ごろ	7月19日ごろ	7月21日ごろ
東海地方	6月6日ごろ	6月8日ごろ	7月19日ごろ	7月21日ごろ
関東甲信 地方	6月7日ごろ	6月8日ごろ	7月19日ごろ	7月21日ごろ
北陸地方	6月11日ごろ	6月12日ごろ	7月23日ごろ	7月24日ごろ
東北南部	6月12日ごろ	6月12日ごろ	7月24日ごろ	7月25日ごろ
東北北部	6月15日ごろ	6月14日ごろ	7月28日ごろ	7月28日ごろ

5.2 季節予報ガイダンスの精度評価¹

5.2.1 はじめに

ガイダンスとは、数値予報に含まれている系統誤差を統計的に補正することや、数値予報が出力していない天気などを作成することによって、予報作業を支援するものである(高田, 2018)。気象庁では、2 週間気温予報、早期天候情報、1 か月予報、3 か月予報、暖寒候期予報のために、再予報データを用いて一括学習型のガイダンスを作成、提供している(伊藤ほか, 2020; 遠藤と竹川, 2015)。ガイダンスは、目的変数として、地点ごとの平年値からの偏差・比の地域平均を主に使用している。今回、2021 年 5 月 19 日の平年値更新に伴い、地域平均の値が変わった²ため、用いる値を変更して、ガイダンス予測式の再作成を行った。本節では再作成したガイダンスの評価について述べる。なお、簡単のため、以下では 2 週間気温予報、早期天候情報(以下、早天)、1 か月予報のために作成するガイダンスを 1 か月予報等ガイダンス、3 か月予報、暖寒候期予報のために作成するガイダンスを 3 か月予報等ガイダンスと記述する。

5.2.2 ガイダンスの概要

ここでは、ガイダンスの作成方法の概要について、用いるデータに関係する部分を取り上げながら述べる。なお、作成手法そのものの詳細については、1 か月予報等ガイダンスは伊藤ほか(2020)、3 か月予報等ガイダンスは遠藤と竹川(2015)を参照いただきたい。

ガイダンスは、大きく分けて一括学習型と逐次学習型があり(伊藤ほか, 2020)、1 か月予報等ガイダンス、3 か月予報等ガイダンスともに一括学習型を採用している。学習には、平年値期間の再予報データを説明変数として使用し、大雪早天ガイダンス以外は線形回帰、大雪早天ガイダンスはロジスティック回帰により、予測式を作成している。

予測式の推定の際には、学習に使うサンプル数が多いほど、予測式のパラメータの推定誤差が小さくな

ることが知られている。そこで、それぞれの学習に使うサンプル数を増やすため、1 か月予報等ガイダンスではリードタイムを固定して係数作成対象初期値の前後 2 初期値のデータも使い、3 か月予報等ガイダンスでは、予測対象月を固定し、異なる初期値、リードタイムのものを含めて学習に使うことで、予測式のパラメータの推定精度を高めている。予測式に使う説明変数については、従来ガイダンスと変更はない。

5.2.3 検証に使うデータと指標

(1) 検証手法

検証は、検証対象年のみを除いて学習を行う交差検証(クロスバリデーション)に基づいて行った。

(2) 使用データ

検証では、地方予報区の地域平均を主に用いて、各要素の対象地域全体³を集計した。検証対象期間は 1991 年から 2020 年で、平年値期間と等しくした。このようにすることで、実況が多い(高い)・平年並・少ない(低い)の各階級に該当する割合が概ね 33%と均一となり、各階級の検証事例が揃うことになるため、比較がしやすい。

学習に用いる説明変数としては、1 か月予報等ガイダンスでは全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の予測値を、3 か月予報等ガイダンスでは季節アンサンブル予報システム(大気海洋結合モデル)の予測値を使い、これらの格子点値を地域平均、または地点については周囲の 4 点から内挿したものを使用している。使用したデータの期間は 1991 年から 2020 年で、全球 EPS は 1 か月あたり 2 初期値、1 年あたり 24 初期値、30 年で 720 初期値の予測データを使用する。大気海洋結合モデルも 1 か月あたり 2 初期値の予測データがあるが、学習時はそれをまとめて一つの初期値の予測データとして扱い(Lagged Average Forecast, LAF)、1 か月 1 初期値、1 年あたり 12 初期値、30 年

¹ 伊藤 晋悟, 住友 雅司

² 地点ごとの平年値で、移転による補正の新たな適用や降雪量の補正方法の見直しが適用されたことも影響している。

³ 気温は、北海道地方、東北地方、関東甲信地方、北陸地方、東海地方、近畿地方、中国地方、四国地方、九州北部地方、九州南部、奄美地方、沖縄地方。その他の要素は、北海道地方、東北地方、近畿地方は日本海側と太平洋側(北海道地方はオホーツク海側も)に、中国地方を山陰、山陽に分けて集計した。

で 360 初期値のデータとして使用する。なお、メンバー数は、全球 EPS は 13 メンバー、大気海洋結合モデルは 10 メンバー(1 初期値あたり 5 メンバー)である。

(3) 検証指標

この検証で用いた検証指標は、RMSE、BSS、適合率、捕捉率、F1 Score である。以下ではこれらについて説明する。

ア Root Mean Square Error (RMSE)

Root Mean Square Error (RMSE) は以下で定義される。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i^N (f_i - v_i)^2}$$

ここで、 f_i は予測値、 v_i は実況値である。RMSE は完全予報で 0 となり、精度が悪くなれば値が大きくなる指標である。

イ Brier Score (BS)

Brier Score (BS) は以下の定義で算出される、確率の精度指標である (Brier, 1950)。

$$BS = \frac{1}{N} \sum_i^N \sum_j^M (p_{ij} - o_{ij})^2$$

ここで、 N はサンプル数、 M は階級数、 p_{ij} は階級 j の予測確率、 o_{ij} は実況が階級 j になった場合は 1、それ以外は 0 となる変数である。1 か月予報のような 3 階級予報の場合、 $M = 3$ である。BS は、実況と予測の差を確率で測ったものの平均二乗誤差に相当し、完全予報で 0 となり、精度が悪くなれば値が大きくなる指標である。

ウ Skill Score

RMSE や BS は検証対象の現象の予測技術だけでなく、平均偏差や気候的出現率に応じて変化するため、検証の期間や現象が異なる場合にその大小のみで予報技術の高さを評価することはできない。そこで、基準となる予測からの改善の程度を表す Skill Score をよく用いる。Skill Score は、一般的に次式のように定義される。

$$Skill\ Score = \frac{S_{fcst} - S_{ref}}{S_{perf} - S_{ref}}$$

ここで、 S_{fcst} は評価対象の予測によるスコア、 S_{ref} は比較対象となる予測のスコアで、気候的出現率などがよく用いられる。 S_{perf} は完全予測のスコアである。

BS の Skill Score である BSS は、 p_{ij} に気候値予測 (3 階級の気候的出現率 33%) を使ったものを BS_c とすると、 $S_{ref} = BS_c$ 、 $S_{fcst} = B_s$ 、 $S_{perf} = 0$ であるため、以下であらわされる。

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_c}$$

BSS は、0 より大きい場合は比較対象となる予測より精度が良いことを示し、0 より小さい場合は比較対象となる予測より精度が劣ることを示す。最良は 1 である。詳細は中三川 (2013) を参照。

RMSE についても、 f_i に気候値予測 (平年値) を使って求めた $RMSE_c$ (実況の標準偏差に相当) を用いて、以下の式で算出される Skill Score である RMSE-SS を使用する。

$$RMSE-SS = 1 - \frac{RMSE}{RMSE_c}$$

エ 適合率、捕捉率、F1 Score

カテゴリ検証で用いる評価指標である適合率、捕捉率、F1 Score について説明する。適合率は「あり」と予測した数とそのうち実際に現象の発生した数の比であり、捕捉率は実況で「あり」の事例数のうち現象が発生すると予測していた事例数の比である。第 5.2-1 表の分割表を用いると、適合率 (precision)、捕捉率 (recall) は以下の通りとなる。

$$precision = \frac{TP}{TP + FP}$$

$$recall = \frac{TP}{TP + FN}$$

適合率と捕捉率は分割表を定める閾値によって変化し、片方を上げると片方が下がるトレードオフの関係にあるため、これらの高低のみから全体の良し悪しは判断しづらい。そこで、総合的な評価には、適合率と捕捉率を用いて定義される次の F1 score も使用する。

$$F1\ score = \frac{2}{\frac{1}{precision} + \frac{1}{recall}}$$

F1 Score は適合率と捕捉率の調和平均であり、0～100 の値を取る。値が大きいほど精度が良いことを意味する。

5.2.4 結果

(1) 1 か月予報等ガイダンス

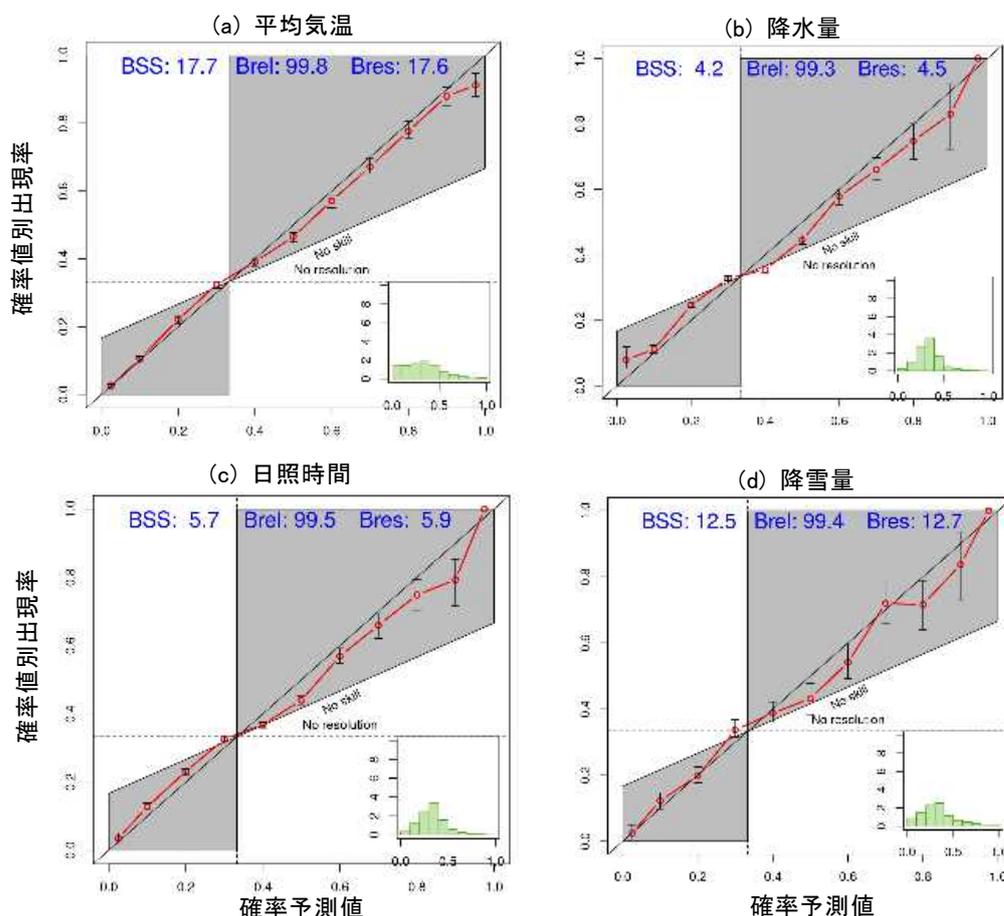
ここでは1か月予報、2週間気温予報と大雪早天で使われるガイダンスの精度について説明する。

1 か月予報では、平均気温、降水量、日照時間、降雪量の要素を予報している。そこで、これらの要素について、全季節・全地域で集計した 28 日平均ガイダンスの信頼度曲線を第 5.2-1 図に示す。全ての要素で信頼度曲線は対角線(信頼度が完全な場合の線)に近く、系統的な誤差がよく除かれたガイダンスで

第 5.2-1 表 カテゴリー検証で用いる分割表

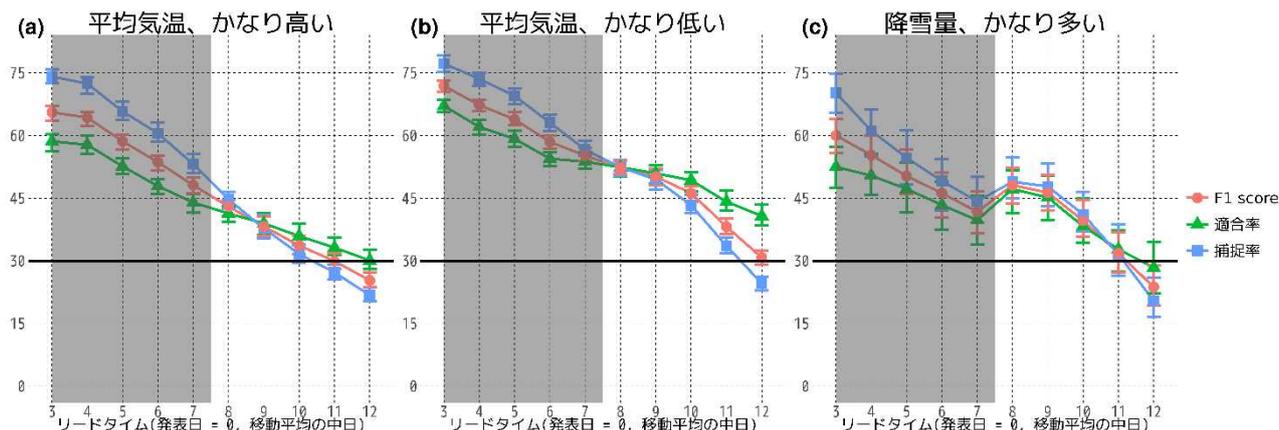
		実況	
		あり	なし
予測	あり	TP	FP
	なし	FN	TN

あることが確認できる。気温と降雪量は降水量と日照時間に比べ分離度が高く(Bres が大きい)、十分な信頼度が確保されている(Brel が大きい)ことから、0% や 100%により近く利用価値も高い確率を予測できていることが分かる。なお、季節別では夏季より冬季の方が高精度となる傾向があり、これは数値予報モデルの傾向とも一致する(図略)。



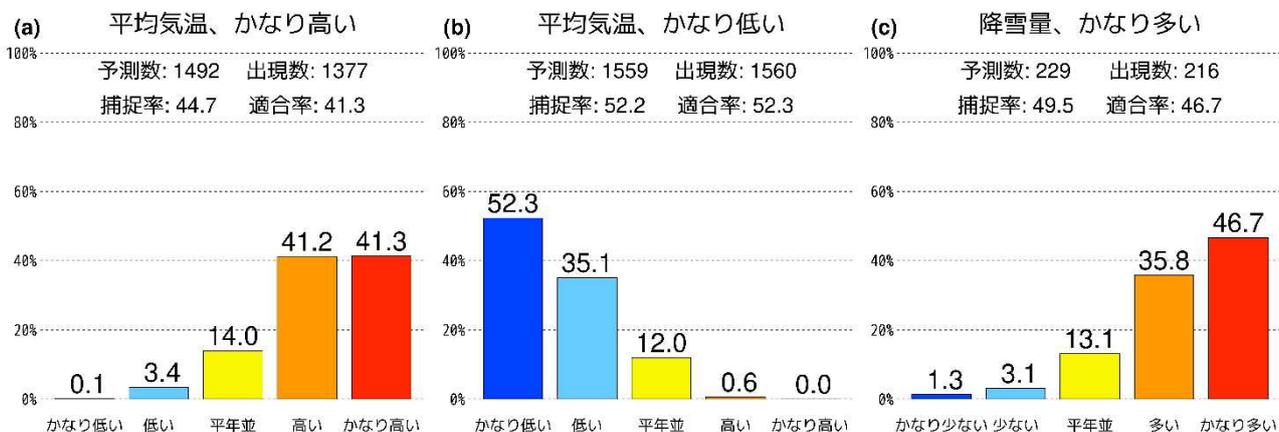
第 5.2-1 図 全季節・全地域で集計した 1 か月予報ガイダンスの信頼度曲線

28 日(a)平均気温、(b)降水量、(c)日照時間、(d)降雪量の信頼度曲線。BSS は Brier Skill Score、Brel は信頼度、Bres は分離度で、それぞれのスコアの 100 倍値を示す。集計は、3 階級で行った。また、ブートストラップ法で見積もった 95% 信頼区間を誤差棒で表記している。



第 5.2-2 図 全季節・全地域で集計した 2 週間気温予報および大雪早天ガイダンスの F1 score、適合率、捕捉率

(a)は平均気温がかなり高い、(b)は平均気温がかなり低い、(c)は降雪量がかなり多い階級となる確率が 30%以上と予測したときの F1 score (赤線および丸(●))、適合率(緑線および三角(▲))、捕捉率(青線および四角(■))。リードタイムは 5 日間平均の中日で発表日を 0 日としている。陰影は2週間気温予報対象期間外。信頼度区間は第 5.2-1 図と同様。



第 5.2-3 図 全季節・全地域で集計した 2 週間気温予報および大雪早天ガイダンスが早期天候情報発表基準を超過したときの実際の階級別出現率

早期天候情報初日における集計結果。図中棒グラフ上部の数値はそれぞれの階級の出現率(%)を示す。(a)は平均気温がかなり高い、(b)は平均気温がかなり低い、(c)は降雪量がかなり多い階級となる予測確率が 30%以上となったときの出現率を示す。

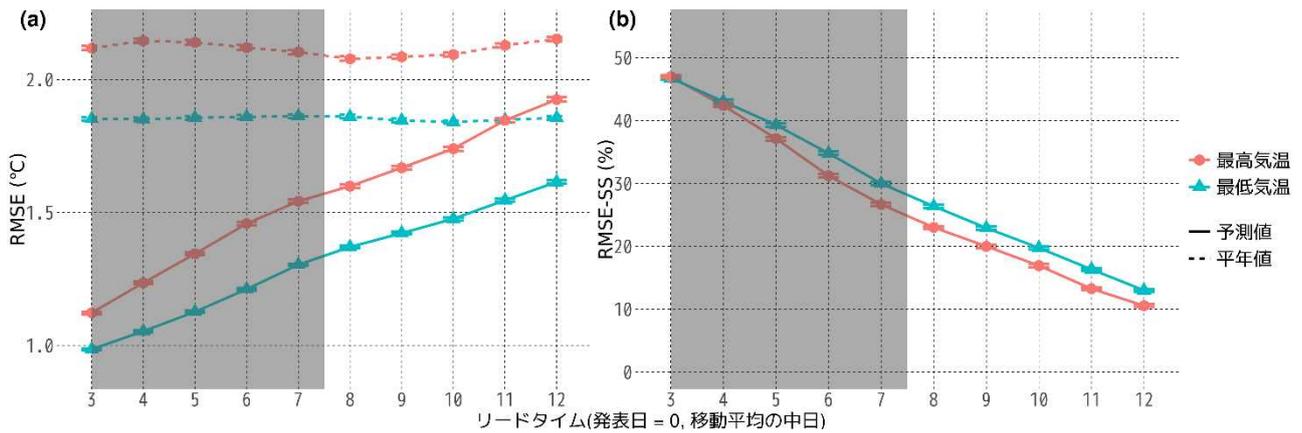
2 週間気温予報は、5 日間地域平均気温の階級(かなり高い、高い、平年並、低い、かなり低い)を予測する。大雪早天は、11 月から 3 月にかけての日本海側の 5 日間地域平均降雪量を対象として、「かなり多い」となる予測確率が 30%以上となった場合に発表される。

全季節・全地域で集計した 2 週間気温予報および大雪早天ガイダンス⁴の適合率、捕捉率、F1 score を第 5.2-2 図に示す。適合率は、概ね全リードタイムで

早天発表基準である 30%を確保できている。捕捉率は、リードタイム前半を中心に高い値を示している。平均気温について、「かなり高い」の精度は「かなり低い」の精度に比べ低い傾向である。この傾向は 2010 年平年値でも見えており、今後原因の調査を行いたい。

予報期間初日の精度を詳しく見るために、2 週間気温予報および大雪早天ガイダンスが早天発表基準を超過した事例のうち、実況が属した階級の出現率を第 5.2-3 図に示す。第 5.2-2 図と同様に全季節・全地域で集計している。この図から早天発表基準に達した場合、高い(低い、多い)以上になる割合は 80%を超えており、その傾向を十分予測できていることが分かる。また、逆の階級になる確率は 5%以下と十分小さ

⁴ 検証期間は 11 月から 3 月(大雪早天発表期間に相当)の全球 EPS の再予報。ただし近畿日本海側と山陰は 11 月末から 3 月。



第 5.2-4 図 全季節・全地点で集計した 5 日間平均地点別ガイダンスの(a)RMSE(°C)と(b)RMSE-SS(%)
赤線および丸(●)は最高気温、青線および三角(▲)は最低気温、実線はガイダンスによる予測、破線は平年値による予測を表す。リードタイムは 5 日間平均の中日で発表日を 0 としている。陰影は 2 週間気温予報対象期間外。信頼度区間は第 5.2-1 図と同様。

いことが分かる。第 5.2-2 図では、平均気温が「かなり高い」の精度は「かなり低い」の精度に比べ低い傾向であることが読み取れるが、第 5.2-3 図から高温になるという傾向は十分に予測できていると言える。

2 週間気温予報では、地域平均気温に加えて、地点別に 5 日間平均最高気温と最低気温についても予報を発表している。地点別気温については、それぞれの階級に加えて、値自体も予測する。そこで、各地点の予測値は RMSE を用いて評価した。全季節・全地点で集計した 2 週間気温予報ガイダンスの最高気温と最低気温の RMSE とそのスキルスコアを第 5.2-4 図に示す。スキルスコアの計算は「5.2.3 (3) 検証指標(ウ)スキルスコア」で示したように、平年値の RMSE を基準とした。この図から最高気温、最低気温ともに全てのリードタイムで、ガイダンスによる予測は平年値による予測より改善していることが分かる。また、右図からは最高気温より最低気温の方が、予測精度が高いことが分かる。

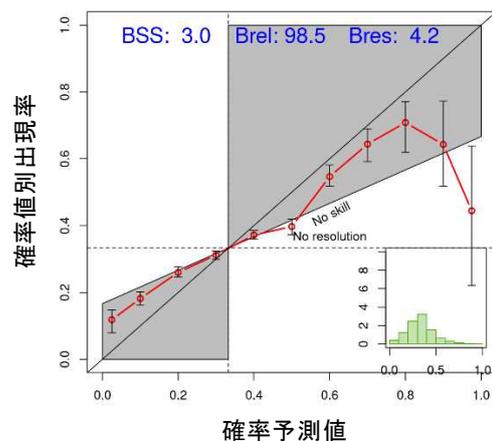
なお、1 か月予報ガイダンス同様に 2 週間気温予報ガイダンスも、季節別では夏季より冬季の方が高精度となる傾向がある(図略)。

(2) 3 か月予報等ガイダンス ア 気温

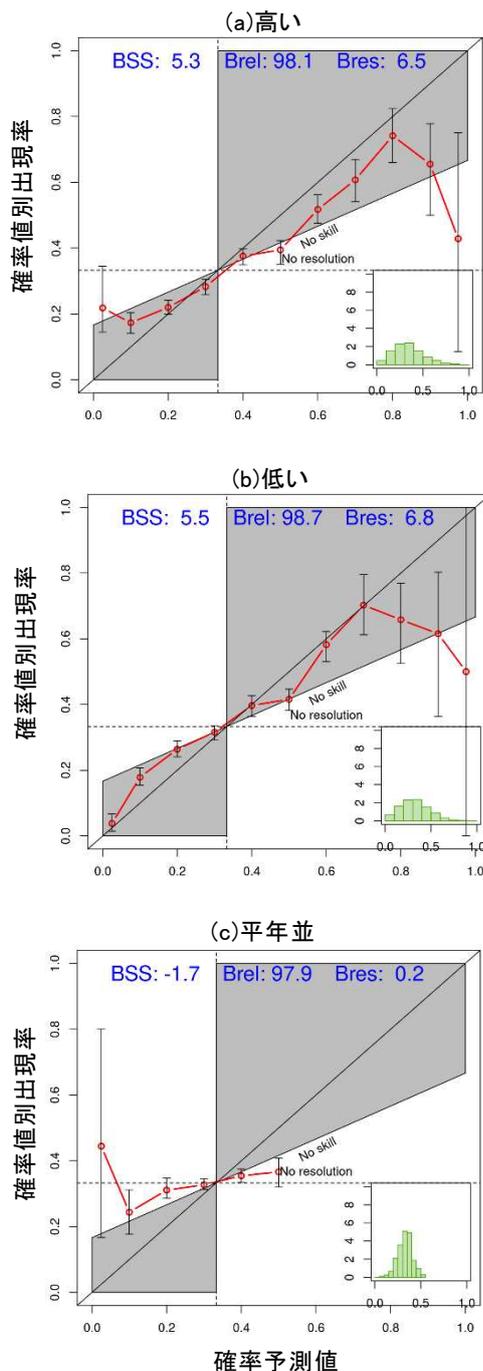
はじめに、全季節、全地域、3 階級で集計した 3 か月平均気温ガイダンスの信頼度曲線を第 5.2-5 図に

示す。まず緑棒グラフで示した予測頻度を確認すると、予測頻度は気候値予測(33%)付近の予測が多いものの、気候値予測から離れた確率も一定の割合で予測していることがわかる。一方、信頼度曲線は概ね右肩上がりであることが確認できるが、傾きは対角線(信頼度が完全な場合の線)より小さい。これは、気候値予測より大きい(小さい)確率は過大(過小)に予測する傾向があることを示している。

次に、気温が高い、低い、平年並それぞれの信頼度曲線を第 5.2-6 図に示す。高い・低い予測の場合ともに信頼度曲線の傾向は第 5.2-5 図の場合と大きく変わらないが、予測頻度を見ると、気候値予測より

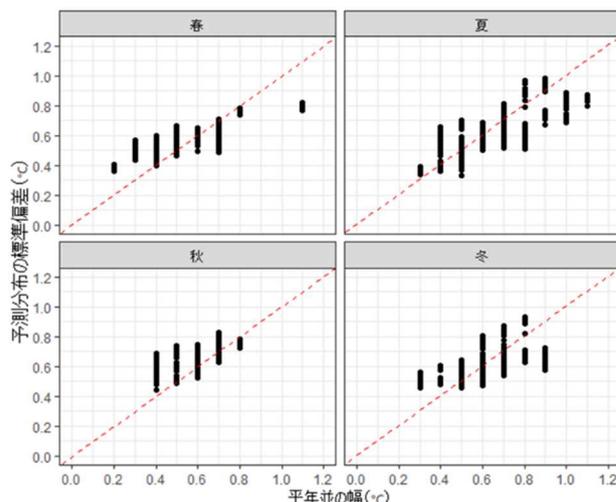


第 5.2-5 図 全季節・全地域で集計した 3 か月平均気温ガイダンスの信頼度曲線
図の見方は第 5.2-1 図と同様。ただし、3 か月平均気温ガイダンスを全地域、全 12 初期値で集計した。



第 5.2-6 図 全季節・全地域で集計した 3 か月平均気温ガイダンスの信頼度曲線
 図の見方は第 5.2-1 図と同様。ただし、気温が(a)高い、(b)低い、(c)平年並の予測の場合を全地域、全季節で集計した。

高い確率で予測する割合が大きく(分離度が高く)、BSSも3階級の場合に比べて良い傾向にあることがわかる。一方、平年並の予測の場合は、気候値予測付近の予測が多いことが確認できる。季節予報では予測精度がそれほど高くないため予測分布の標準偏差

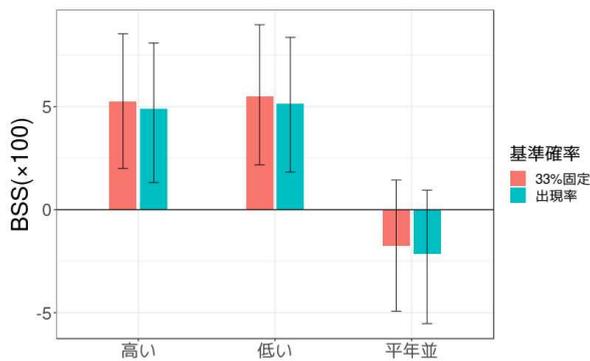


第 5.2-7 図 全季節で各地域について集計した 3 か月平均気温ガイダンスの予測分布の標準偏差と平年並の幅
 赤破線は対角線で、これより上では平年並の幅より予測分布の幅が大きいことを意味する。

は大きくなる傾向にあり、特に 3 か月予報では平年並の範囲が狭く、予測分布の標準偏差が小さくかつそれが平年並の範囲に入るような事例は稀となり、「平年並」を高確率で予測する頻度が少なくなる。第 5.2-7 図に予測分布の標準偏差と平年並の幅の関係を示す。平年並の幅が一番狭いときで 0.2°C とかなり狭いことがわかる。また、夏を除いて、平年並の幅よりも予測分布の標準偏差が大きいことがわかる。このため、平年並の確率は高確率となりにくく、実際、夏に比べて他の季節は平年並の確率は低い傾向にある(図略)。このように平年並は大きな確率が出づらいため、BSS は平年並の予測では低く、一方で高いまたは低い予測の場合は高い傾向にある。地域別にみると、相対的に東・西日本の精度が良い傾向がある(図略)。

最後に、BSS の比較対象として用いた気候値予測の確率について、考察する。検証では、気候値予測は 33%を用いてきた。階級区分値は、各階級が等しい頻度となるよう算出されるが、データのばらつきが小さい場合など、どうしても偏りが出てしまう⁵。特に、データのばらつきが小さいことが多い地域平均階級区

⁵日別データの場合は、KZ フィルターの影響で各階級の頻度は均一にはならない。



第 5.2-8 図 全季節・全地域で集計した 3 か月平均気温ガイダンスの気候値予測の違いによる BSS の比較
気候値予測を 33%で固定したもの(赤)と実際の出現率を用いたもの(青)。

分値については、各区分に該当するデータの数をより均等に出来る場合は、区分値を最小単位だけ微調整することとなっている⁶が、その結果、平年値期間の実際の出現頻度は3階級の区分本来の定義(33%)からずれる可能性がある。そこで、気候値予測として、実際の出現率を使用したものと 33%を使用した場合の BSS の比較を行った。その結果を第 5.2-8 図に示す。実際の出現率を使うことで比較対象となる予測の精度が高くなるため BSS は下がってしまうが、誤差幅が大きく有意な差とは言えないだろう。このことから、気候値予測は 33%としても、実用上問題ないことを確認できた。

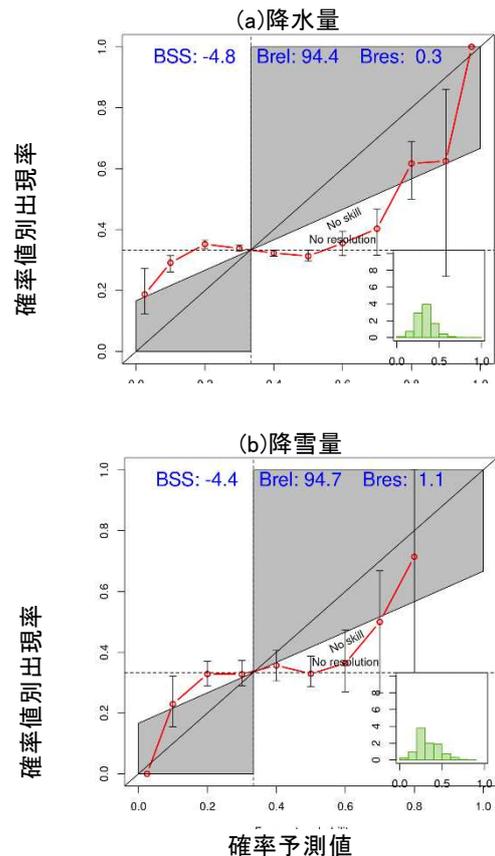
イ 降水量、降雪量

全季節、全地域、3 階級で集計した 3 か月降水量・降雪量の信頼度曲線を第 5.2-9 図に示す。降水量、降雪量ともに、気温に比べると予測精度が低いことがわかる。また、予測頻度も 30%、40%が多く、気候値予測から離れた予測が出づらいことが確認できる。降水量、降雪量についてはまだ予測精度が低いため、今後の精度向上に向けてさらなる調査・開発が必要であることを示唆している。

5.2.5 まとめ

2021 年 5 月 19 日の平年値更新に伴い、全期間の地域平均の値が変わった。そのため、2週間気温予

⁶ 詳しくは、気象観測統計指針(気象庁, 2005)を参照。



第 5.2-9 図 全季節・全地域で集計した 3 か月降水量ガイダンス(a)と 3 か月降雪量ガイダンス(b)の信頼度曲線

図の見方は第 5.2-1 図と同様。ただし、降水量ガイダンスは全季節、降雪量は冬季で集計した。

報、1か月予報、3か月予報、暖候期予報の各ガイダンスに用いる予測式の再作成を行い、評価を行った。

1 か月予報ガイダンスは、全ての要素で信頼度の高いガイダンスであることを確認した。気温と降雪量は降水量と日照時間に比べ分離度が高く、十分な信頼度が確保されていることから、0%や 100%により近く利用価値も高い確率を予測できていることが分かった。

2 週間気温予報および大雪早天ガイダンスは対象期間初日を中心に高い捕捉率と適合率を確保できていることを確認した。早天発表基準に達した場合には、高温・低温・大雪の傾向が十分に予測できていることが分かった。また、地点別 2 週間気温予報ガイダンスでは最高気温と最低気温の値そのものを予測してい

るが、ともに全てのリードタイムで気候値予測を上回る精度であることが分かった。

3 か月予報ガイドランスでは、気候値予測(33%)より大きい(小さい)気温の予測確率は過大(過小)の傾向があるものの、概ね信頼度が高いことを確認した。高い、低い、平年並で精度を比較すると、高いまたは低い予測した場合の精度が平年並を予測した場合に比べ相対的に高いことが確認できた。また、BSS の算出時に気候値予測として実況の出現頻度を用いたものと、33%として計算したものを比較した。その結果、出現頻度による BSS のほうが低かったが、誤差幅が大きく、有意な差とは言えなかった。一方、降水量、降雪量については、気温に比べて信頼度は低く、予測頻度も気候値予測(33%)付近の予測が多かった。

以上の評価は平年値更新前の評価と大きな違いはなく、平年値更新前後でガイドランスの特性に変わりがないことが確認できた。

参考文献

- 伊藤晋悟, 住友雅司, 伊藤明, 2020: 2 週間気温予報、早期天候情報および1 か月予報のためのガイドランスの更新. 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, 22-34.
- 遠藤新, 竹川元章, 2015: 3 か月予報および暖・寒候期予報のためのガイドランスの更新. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 99-109.
- 気象庁, 2005: 気象観測統計指針⁷, 133pp
- 高田伸一, 2018: ガイドランスの概要. 平成 29 年度数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部.
- 中三川浩, 2013: 季節予報の評価手法. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 271-281.
- Brier, G.W., 1950: Verification of Forecasts Expressed in Terms of Probability, *Mon. Wea. Rev.*, 78, 1-3.

7

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html>