

# 気候変動監視レポート 2023

世界と日本の気候変動および温室効果ガス等の状況

令和6年3月

気象庁



# はじめに

「気候変動監視レポート」は、社会・経済活動に影響を及ぼす気候変動に関して、日本と世界の大気、海洋等の観測及び監視結果に基づいた最新の情報をまとめた年次報告で、平成8年（1996年）より公表しています。

令和5年（2023年）は記録的な高温となった1年であり、世界年平均気温が統計開始以降で最も高い値となりました。各国の月平均気温や季節平均気温の記録更新が伝えられるなど、世界各地で異常高温が発生しました。我が国でも、年平均気温が統計開始以降最も高い値となりました。特に7月後半から8月にかけて、北・東日本を中心に記録的な高温となりました。この夏の高温には、地球温暖化の影響が寄与していたことがわかっています。

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第6次評価報告書では、地球温暖化の進行に伴う気候変動によって、極端な気象現象の頻度や強度が既に増加しており、今後更に増加すると予測されています。国連のグテーレス事務総長が、「地球沸騰の時代が到来した」という言葉で強い危機感を訴えるなど、気候変動への対応は喫緊の課題です。温室効果ガスの削減に関する国際的な枠組みである「パリ協定」や、気候変動の影響に対する適応策の充実・強化を図る「気候変動適応法」等、国内外で気候変動に関する取組が一層進んでいます。

こうした状況を踏まえ、令和2年（2020年）に気象庁と文部科学省は、日本における気候変動対策に基盤的な科学的知見を与え、対策の効果的な推進に資することを目的として、「日本の気候変動2020」を公表しました。この報告書では、日本の気候変動について、これまでに観測された変化と、今後世界平均気温が2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で推移した場合にあり得る将来予測を総合的に取りまとめています。現在、更新版となる「日本の気候変動2025」について令和6年度（2024年度）末の公表を目指して作成を進めております。

これに対して本レポートは、「これまでに観測された変化」に特化したものであり、最新の観測データに基づいてとりまとめ、毎年公表しているものです。科学的知見を総合的にとりまとめた「日本の気候変動2020」と併せてご活用ください。

また、令和4年（2022年）12月、国内各機関が作成した気候変動予測データを取りまとめた「気候予測データセット2022」及びその解説書を、文部科学省と共に公開しています。地域等において具体的かつ詳細な影響評価を行い、緩和策や適応策等の気候変動対策を進めていく場合には、こちらも是非ご参照ください。

本レポートが、気候変動に関する理解の一助になり、気候変動に対応する国内外の関係機関、関係者に広く活用されることを願っております。

令和6年3月  
気象庁長官 森 隆志





# 目次

トピックス.....	1
I 2023年7月後半から8月にかけての顕著な高温.....	1
II 2023年の日本近海の記録的な海面水温について.....	4
<b>2023年（令和5年）の気候変動関連報道発表.....</b>	<b>6</b>
<b>第1章 2023年の気候.....</b>	<b>9</b>
1.1 世界の天候・異常気象.....	9
1.2 日本の天候・異常気象.....	15
1.2.1 年間の天候.....	15
1.2.2 季節別の天候.....	16
1.3 大気・海洋の特徴.....	21
1.3.1 季節別の大気・海洋の特徴.....	21
1.3.2 対流圏の平均気温.....	32
1.3.3 夏季アジアモンスーン.....	32
1.3.4 台風.....	33
<b>第2章 気候変動.....</b>	<b>34</b>
2.1 大気中温室効果ガス濃度の変動.....	34
2.1.1 世界と日本における二酸化炭素.....	35
2.1.2 世界と日本におけるメタン.....	40
2.1.3 世界と日本における一酸化二窒素.....	42
2.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類.....	42
2.2 日本におけるエアロゾルと地上放射の変動.....	46
2.2.1 エアロゾル.....	46
2.2.2 黄砂.....	46
2.2.3 日射と赤外放射.....	47
2.3 気温の変動.....	49
2.3.1 世界の平均気温.....	49
2.3.2 日本の平均気温.....	51
2.3.3 日本における極端な気温.....	52
2.3.4 日本の大都市のヒートアイランド現象.....	53
2.4 降水量の変動.....	56
2.4.1 世界の陸域の降水量.....	56
2.4.2 日本の降水量.....	57
2.4.3 日本における大雨等の発生頻度と強度.....	57
2.5 積雪量の変動.....	62

2.5.1	北半球の積雪域の変動.....	62
2.5.2	日本の積雪量及び降雪量.....	64
2.6	台風の変動.....	67
2.7	日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動.....	68
2.8	海水温の変動.....	70
2.8.1	世界の海面水温.....	70
2.8.2	世界の海洋の貯熱量の変動.....	70
2.8.3	日本近海の海面水温.....	71
2.9	エルニーニョ／ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動.....	73
2.9.1	エルニーニョ／ラニーニャ現象.....	73
2.9.2	太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）.....	74
2.10	日本沿岸の海面水位の変動.....	75
2.11	海氷域の変動.....	77
2.11.1	北極・南極の海氷.....	77
2.11.2	オホーツク海の海氷.....	79
2.12	海洋の二酸化炭素と海洋酸性化.....	80
2.12.1	海洋の二酸化炭素.....	80
2.12.2	海洋酸性化.....	83
	極端な気象に対する気候変動の影響を解析した事例.....	86
	変化傾向の有意性の評価について.....	89
	用語一覧（五十音順）.....	90
	参考図.....	94
	引用文献.....	95
	気候変動に関する情報リスト.....	98

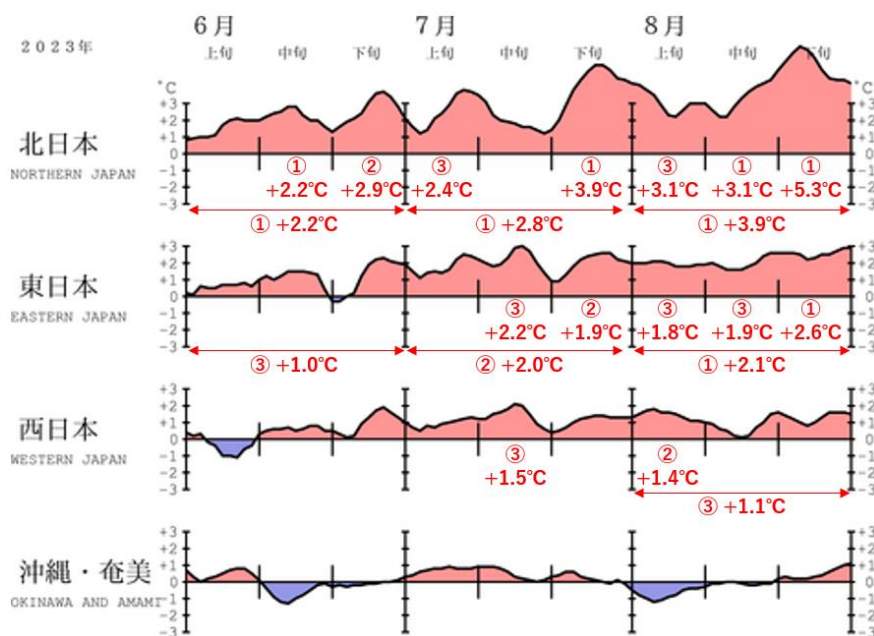
# トピックス

## I 2023年7月後半から8月にかけての顕著な高温

- 2023年夏は全国的に高温となり、特に7月後半からは北・東日本を中心に記録的な高温となった。7月下旬の平均気温は、北日本で1946年の統計開始以降1位の記録を更新したほか、東日本でも2位の高温だった。8月上旬の平均気温は、東日本日本海側と西日本日本海側で統計開始以降1位の記録を更新した。
- 7月後半の顕著な高温は、フィリピン付近で台風を含む積雲対流活動が活発だった影響で、日本付近で上層の亜熱帯ジェット気流が北偏して暖かい高気圧に覆われるとともに、下層の太平洋高気圧の張り出しが記録的に強まったことが主要因と考えられる。8月前半は、亜熱帯ジェット気流の北偏が顕著だったことに加え、台風第6号と第7号に伴って南寄りの暖かく湿った空気が日本付近に流れ込み続け、それにフェーン現象の影響も加わり、日本海側を中心に記録的な高温となった。

### (1)天候の状況

7月後半から8月にかけては太平洋高気圧の本州付近への張り出しが強まり、北日本を中心に記録的な高温となった(図I.1)。7月下旬の平均気温平年差は、北日本で+3.9℃となり、1946年の統計開始以降1位の記録を更新したほか、東日本で+1.9℃となり、2位の高温だった。8月に入ってから、太平洋高気圧は日本の東へ後退したが、高気圧縁辺や移動が遅かった台風第6号、第7号に伴う南からの暖かく湿った空気が日本付近へ持続的に流れ込み、北日本や東・西日本日本海側を中心に気温が平年と比べて顕著に高い状況が続いた。南からの湿った空気の流入に伴うフェーン現象の影響で、8月10日には石川県小松で40.0℃を観測し、夜間も気温が下がりにくく、新潟県糸魚川では10日の最低気温が31.4℃となり、最低気温の高い方からの歴代全国1位を更新した。8月上旬の平均気温平年差は、北・東・西日本はかなり高くなり、東日本日本海側と西日本日本海側はそれぞれ+3.4℃、+2.1℃と1946年の統計開始以降1位の記録を更新した。東京では、7月の猛暑日の観測日数が13日と、これまでの1位であった2001年の7日を大きく上回り、7月として観測史上最多となった。



図I.1 2023年6月～8月の5日移動平均した地域平均気温平年差の推移(℃) 赤字の○数字と値は、各月及び旬における1946年以降の平均気温が高い方からの順位と平年差を表す(上位3位まで)。

## (2) 大気の流れの特徴

気象庁は2023年8月28日に異常気象分析検討会を開催し、顕著な高温をもたらした大規模な大気の流れの特徴とその要因を分析し、以下のとおり見解をまとめた。

7月後半の顕著な高温は、フィリピン付近で台風を含む積雲対流活動が活発だった影響(図 I. 2(a))で、日本付近で上層の亜熱帯ジェット気流が北偏して暖かい高気圧に覆われるとともに(太平洋-日本(PJ)パターン)、下層の太平洋高気圧の張り出しが記録的に強まったこと(図 I. 2(b))が主要因と考えられる。フィリピン付近での積雲対流活動の活発化には、冬に終息したラニーニャ現象の影響で、熱帯インド洋において積雲対流活動が平年より弱かったことが影響した可能性がある。また、日本付近の亜熱帯ジェット気流の北偏には、ヨーロッパ・地中海方面でのジェット気流の蛇行の影響が及んだ可能性もある。

8月前半は、亜熱帯ジェット気流の北偏が顕著だったことに加え、台風第6号と第7号に伴って南寄りの暖かく湿った空気が日本付近に流れ込み続け(図 I. 3(a))、それにフェーン現象の影響も加わり、日本海側を中心に記録的な高温となった(図 I. 3(b))。

今夏の顕著な高温には、上記の要因に加え、持続的な温暖化傾向に伴う全球的な高温傾向の影響が加わったと考えられる。また、北日本周辺では海面水温が記録的に高く、特に三陸沖では黒潮続流の北上に伴って海洋内部まで水温が顕著に高い状態が続いていた。この高い海面水温によって、日本海北部や北海道南東方から東北沖にかけては下層大気が冷やされにくかったことも、北日本の記録的な高温に寄与した可能性がある。

記録的な高温をもたらした大規模な大気の流れの特徴をまとめると、図 I. 4 のとおりとなる。

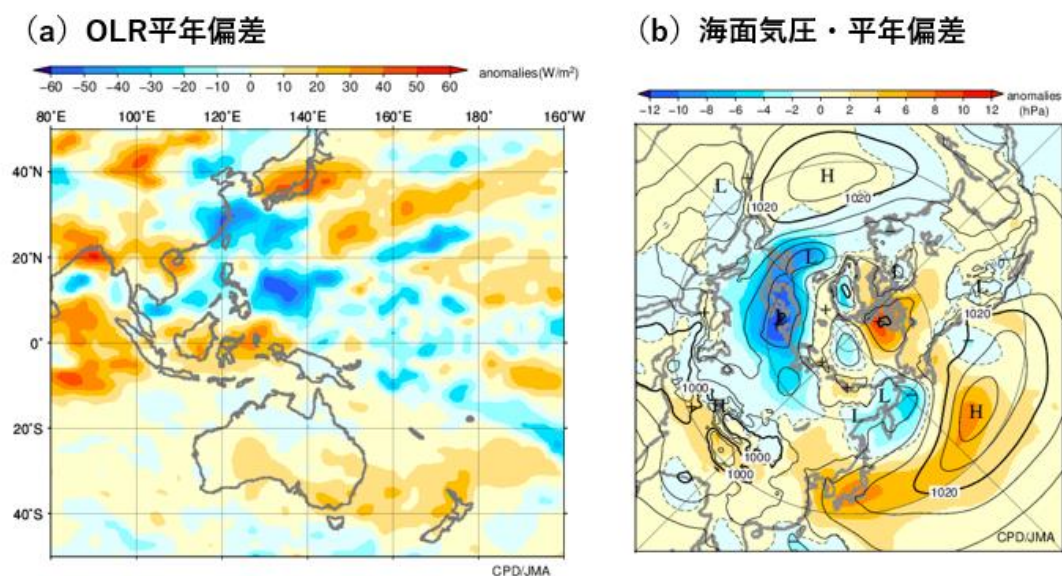


図 I.2 2023年7月下旬で平均した(a)外向き長波放射量平年偏差と(b)海面気圧・平年偏差

単位は、(a)  $W/m^2$ 、(b) hPa で、平年値は1991~2020年の平均値。(a)は米国海洋大気庁(NOAA)気候予測センター(CPC)より提供されたデータ、(b)は気象庁第3次長期再解析(JRA-3Q)に基づき、等値線は解析値、色は平年偏差を表す。

(a) 海面気圧・平年偏差

(b) 平均気温平年差、降水量平年比

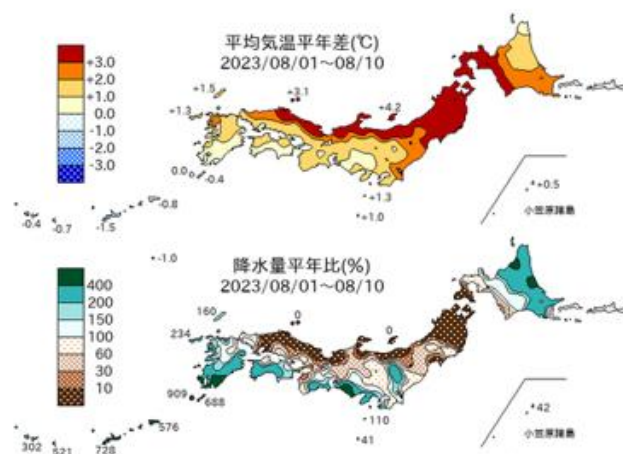
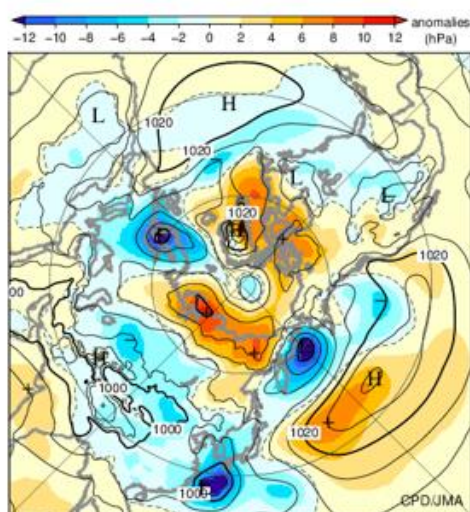


図 I.3 2023 年 8 月上旬で平均した(a)海面気圧・平年偏差と(b)日本の平均気温平年差、降水量平年比  
単位は、(a) hPa、(b)°C (平均気温平年差)、% (降水量平年比) で、平年値は 1991~2020 年の平均値。(a)気象庁  
第 3 次長期再解析 (JRA-3Q) に基づき、等値線は解析値、色は平年偏差。(b)は気象庁の観測に基づく。

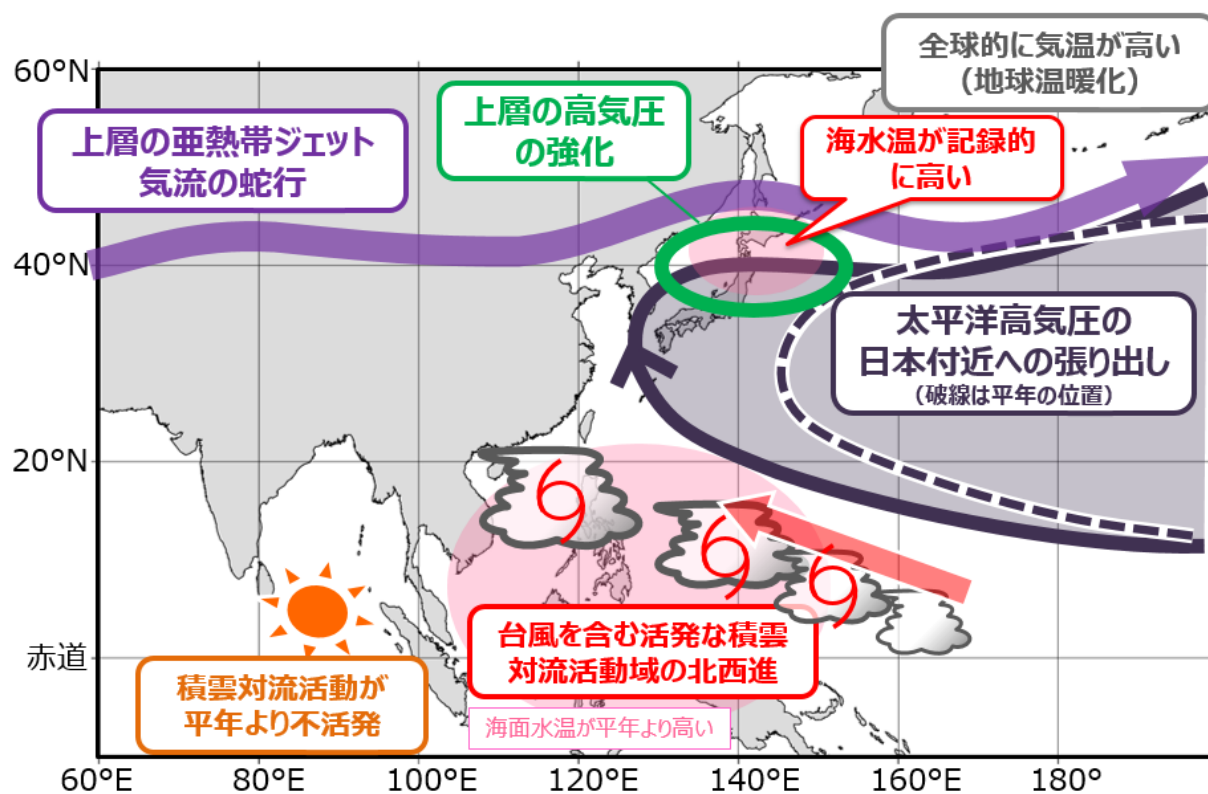


図 I.4 2023 年 7 月下旬の顕著な高温をもたらした大規模な大気の流れに関する模式図



## II 2023年の日本近海の記録的な海面水温について

- 2023年の日本近海の月平均海面水温は、年を通じて平年より高く経過し、特に北海道南東方海域・本州東方海域では記録的に高い状態が続いた。2023年の日本近海の年平均海面水温の平年差は、統計を開始した1908年以降、最も高い値となった。

人工衛星、船舶、ブイ等による観測データを用いて解析した 2023 年の日本近海の月平均海面水温は、1月から12月まで年を通じて平年より高く経過し、統計を開始した1982年以降の各月の順位は、8月から12月まで5か月連続で第1位となった。特に平年差が+1.6℃と最も大きくなった9月は、北海道南東方海域・本州東方海域で平年差+4℃、日本海でも平年差+3℃の海域がみられ(図II.1)、海面水温の監視を行っている10海域のうち6海域で9月としての第1位を記録した(表II.1)。また、船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データを用いて解析した日本近海の年平均海面水温は、2023年の平年差が+1.10℃で、統計を開始した1908年以降、最も高い値となった(図II.2、第2章8節参照)。

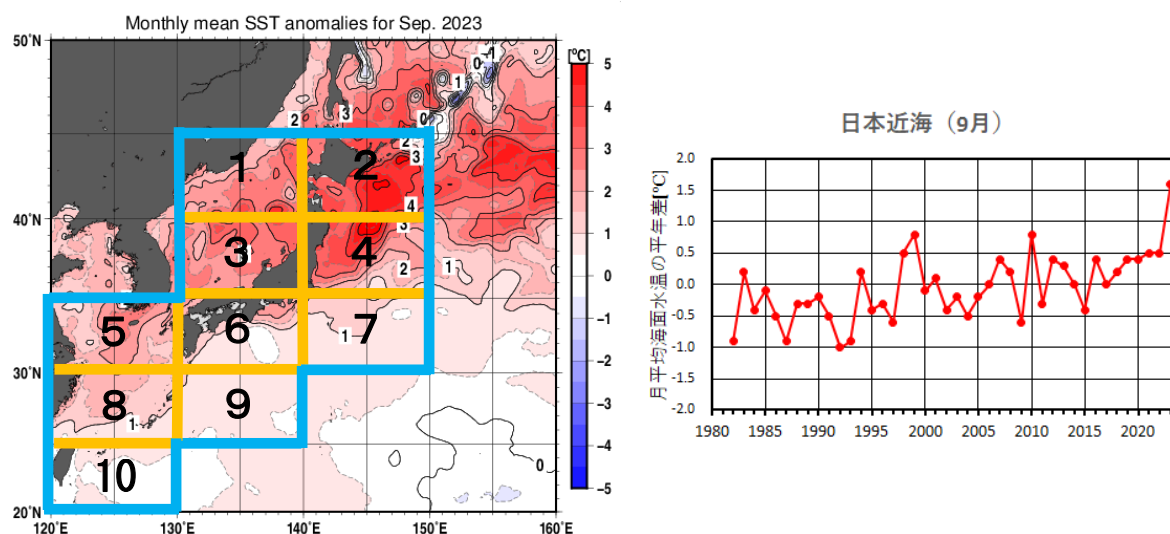
このように、2023年の日本近海海面水温が記録的に高かった要因の1つとして、日本付近が暖かい空気に覆われやすかったことが挙げられる。日本の2023年の年平均気温は、統計を開始した1898年以降最も高い値となった。

また、日本の東では黒潮続流が三陸沖まで北上した状態が春頃から続き、海洋内部まで水温が高いために海面水温が下がりにくかったことも、日本の東を中心に記録的に海面水温が高くなった要因である。2023年7月に行った気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」による三陸沖の海洋内部の観測では、平年より約10℃も高い水温が観測された(図II.3中央、右)。

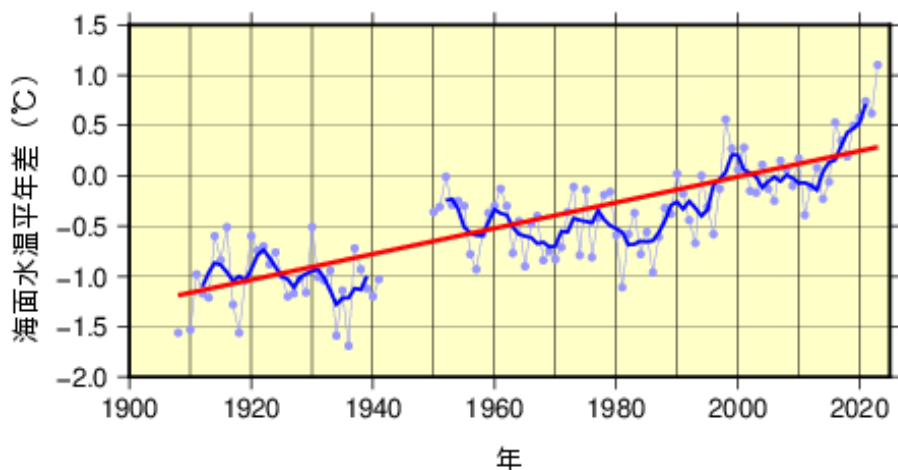
さらに、2023年は日本に接近した台風が平年より少なく、台風の通過に伴う海面水温低下の効果が小さかったことも日本近海の高海面水温の要因となった。

表II.1 2023年9月の各海域番号の平均海面水温の平年差(上段)と統計を開始した1982年以降の順位(下段)  
各海域番号の領域は図II.1を参照。

海域番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
平年差(℃)	+2.5	+3.7	+2.7	+2.5	+1.8	+0.9	+0.8	+1.2	+0.7	+0.4
順位	1	1	1	1	1	3	3	1	6	8

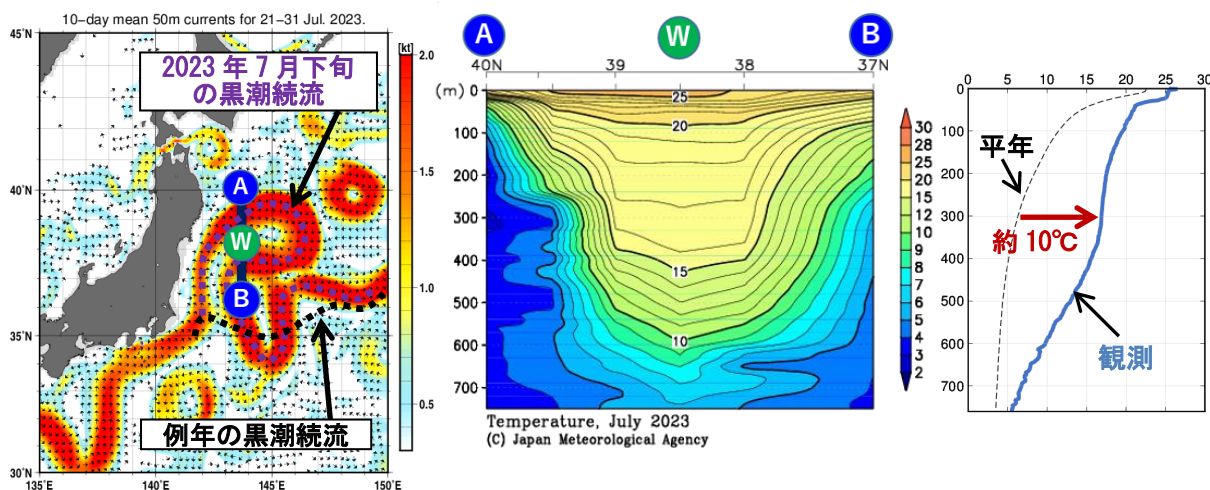


図II.1 2023年9月の日本近海平均海面水温の平年差(左図)と1982年以降の平年差の推移(右図)  
平年は1991年~2020年の平均値。青枠は日本近海の範囲を示す。



図Ⅱ.2 日本近海の全海域平均海面水温(年平均)の平年差の推移(1908~2023年)

図の青丸は各年の平年差を、青の太い実線は5年移動平均値を表す。赤の太い実線は長期変化傾向を表す。平年値は1991年~2020年の30年間の平均値。



図Ⅱ.3 2023年7月下旬の海流図と気象庁海洋気象観測船「凌風丸」の観測ライン(A点-B点)(左図)  
観測ライン(A点-B点)における水深約700mまでの水温の分布図(中央図)  
観測ライン(A点-B点)中央のW点における水深約700mまでの水温の平年(1993年~2017年の平均値)との比較(右図)

## 2023年（令和5年）の気候変動関連報道発表

1月24日	<p><b>「大雨や猛暑日等のこれまでの変化」のページを拡充しました～ 気候変動に伴い大雨の発生頻度が増加 ～</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2301/24a/20230124_kiko_extreme.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2301/24a/20230124_kiko_extreme.html</a></p> <p>気象庁ホームページにおいて、「大雨や猛暑日等のこれまでの変化」に2022年のデータを追加し、極端な大雨のこれまでの変化についての掲載データを拡充しました。気候変動に伴い、1980年頃と比較して、最近の10年間はおおむね2倍程度に大雨の発生頻度が増加しています。</p>
3月20日	<p><b>気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第6次評価報告書統合報告書の公表について</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2303/20a/ipcc_ar6_syr.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2303/20a/ipcc_ar6_syr.html</a></p> <p>気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第58回総会が令和5年3月13日（月）から3月20日（月）にかけてインターラーケン（スイス連邦）で開催され、IPCC第6次評価報告書（AR6）統合報告書の政策決定者向け要約（SPM）が承認されるとともに、同報告書の本体が採択されました。</p>
4月28日	<p><b>IPCCシンポジウム開催のご案内『IPCC第6次評価報告書 統合報告書から気候変動の最新知見を学ぶ』</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2304/28a/ipcc_symposium2023.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2304/28a/ipcc_symposium2023.html</a></p> <p>気候変動に関する最新の科学的知見を提供する役割を担う「気候変動に関する政府間パネル（IPCC）」は、第6次評価報告書 統合報告書を令和5年3月20日に公表しました。第6次評価報告書 統合報告書において評価された気候変動に関する最新知見を学ぶことを目的として、5月22日にIPCCシンポジウムを開催します。</p>
5月24日	<p><b>最新の技術を活用して過去約75年間の世界の気象・気候を解析・再現しました</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2305/24a/20230524_JRA-3Q_press.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2305/24a/20230524_JRA-3Q_press.html</a></p> <p>気象庁は、スーパーコンピュータを用いた最新の数値予報技術を活用し、過去約75年間の均質かつ高品質な気温、風等のデータを解析・再現しました。今後、本データを活用し、異常気象の詳細な分析等を通して予報の高度化に役立てます。</p>
6月1日	<p><b>春の日本の平均気温と日本近海の平均海面水温の記録的な高温について～統計開始以降最も高い平均気温～</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2306/01c/temp_MAM.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2306/01c/temp_MAM.html</a></p> <p>2023年の春（3～5月）、日本の平均気温は統計を開始した1898年以降で最も高い記録、日本近海の平均海面水温は統計を開始した1982年以降で第3位タイの高い記録と、いずれも記録的な高温となりました。</p>



6月16日	<p><b>エルニーニョ等の監視・統計に使用する海面水温データを高品質なものに更新しました ～過去のエルニーニョ現象等の発生期間を特定し直しました～</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2306/16a/elnino20230616.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2306/16a/elnino20230616.html</a></p> <p>エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視に使用する海面水温データをこれまでより品質の高いものに更新しました。この品質の高い海面水温データを使用することで、過去のエルニーニョ現象等について発生期間を特定し直しました。</p>
8月9日	<p><b>三陸沖の海洋内部の水温が記録的に高くなっています</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2308/09a/20230809_sanriku_seatemp.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2308/09a/20230809_sanriku_seatemp.html</a></p> <p>三陸沖では2022年(令和4年)秋以降、海洋内部の水温が記録的に高くなっていることが解析され、7月に行った気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」による海洋内部の観測でも、平年より約10℃も高い水温を観測しました。これは黒潮続流が三陸沖まで北上していることが原因と考えられ、水産資源の分布などに関連する海洋環境への影響が懸念されます。</p>
8月28日	<p><b>令和5年梅雨期の大雨事例と7月後半以降の顕著な高温の特徴と要因について～異常気象分析検討会の分析結果の概要～</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2308/28a/kentoukai20230828.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2308/28a/kentoukai20230828.html</a></p> <p>本日(28日)開催した異常気象分析検討会(会長:東京大学 中村尚教授)において、今夏の天候の特徴と要因を分析し、以下の見解をとりまとめました。</p> <p>6月から7月中旬の梅雨期に各地で発生した大雨は、日本付近に多量の暖湿な空気が流れ込み、梅雨前線の活動が活発化したことが要因と考えられます。</p> <p>一方、7月後半の顕著な高温は、本州付近への太平洋高気圧の張り出しが記録的に強まったことが主要因と考えられます。また、8月前半の日本海側を中心とした記録的な高温は、南寄りの暖かく湿った空気が日本付近に流れ込み続け、それにフェーン現象の影響も加わったことが要因と考えられます。</p>
9月22日	<p><b>IPCCシンポジウム『IPCC第7次評価報告書へ向けて～未来のために今私たちが行動しよう～』の開催について</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2309/22a/ipcc_symposium2023.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2309/22a/ipcc_symposium2023.html</a></p> <p>気象庁は、環境省、文部科学省、農林水産省、林野庁、経済産業省及び国土交通省と共催でIPCCシンポジウム『IPCC第7次評価報告書へ向けて～未来のために今私たちが行動しよう～』を令和5年10月23日に開催します。</p>
10月2日	<p><b>日本近海で記録的に高い海面水温が続いています ～9月は特に記録的～</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2310/02b/20231002_seatemp.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2310/02b/20231002_seatemp.html</a></p> <p>日本近海では2023年(令和5年)春以降記録的に高い海面水温が続いています。9月の平均海面水温は、統計を開始した1982年以降で9月として最も高く、平年差が+1.6℃と特に大きくなりました。</p>
11月15日	<p><b>世界の主要温室効果ガス濃度は観測史上最高を更新</b></p> <p><a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2311/15b/GHG_Bulletin_19_20231115.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2311/15b/GHG_Bulletin_19_20231115.html</a></p> <p>大気中の主要な温室効果ガスである二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の2022年の世界平均濃度は、いずれも観測史上最高を更新しました。</p>

12月1日	<p>秋の日本の平均気温と日本近海の平均海面水温の記録的な高温について～平均気温は3季節連続、平均海面水温は2季節連続で記録更新～ <a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2312/01c/temp_SON.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2312/01c/temp_SON.html</a></p> <p>日本の平均気温及び日本近海の平均海面水温は高温の状態が続いており、2023年の秋（9～11月）はいずれも、この季節として過去の記録を大きく上回る第1位の高温となりました。</p>
-------	--

# 第1章 2023年の気候

## 1.1 世界の天候・異常気象

- 世界各地で異常高温が発生し、中国、ベトナム、ブラジルの国内の最高気温の記録更新の他、各国の月平均気温や季節平均気温の記録更新が伝えられた。
- リビアの低気圧による大雨（9月）、ソマリア～カメルーンの大雨（3～5、10～12月）、マダガスカル～マラウイのサイクロン（2～3月）など、アフリカを中心に、多数の死者を伴う災害が発生した。

2023年に発生した主な異常気象・気象災害は、図1.1-1、表1.1-1のとおりである。

2023年は、世界各地で異常高温（図1.1-1①②③⑤⑦⑫⑬⑮）が発生した。

東アジア東部及びその周辺では3、6～10月に異常高温となり（図1.1-1①）、日本、中国、韓国で月、季節の平均気温の記録更新が伝えられた（気象庁、中国気象局、韓国気象局）。東南アジアでは4～12月に異常高温となり（図1.1-1②）、ベトナム北部のゲアン（Nghean）では、5月7日に44.2℃の日最高気温を観測し、ベトナムの国内最高記録を更新した（ベトナム気象局）。中国東部から中央アジア南部では6～8月に異常高温となり（図1.1-1③）、中国の新疆ウイグル自治区トルファンでは、7月16日に52.2℃の日最高気温を観測し、中国の国内最高記録を更新した（中国気象局）。

インド中部からパキスタンでは3～7月に異常多雨となった（図1.1-1④）。

トルコからアラビア半島では7～12月に異常高温となり（図1.1-1⑤）、トルコの11、12月の月平均気温は、それぞれの月としては1971年以降で最も高かった（トルコ気象局）。ヨーロッパ中部では8、10～12月に異常多雨となった（図1.1-1⑥）。ヨーロッパ中部から西アフリカでは3、6～

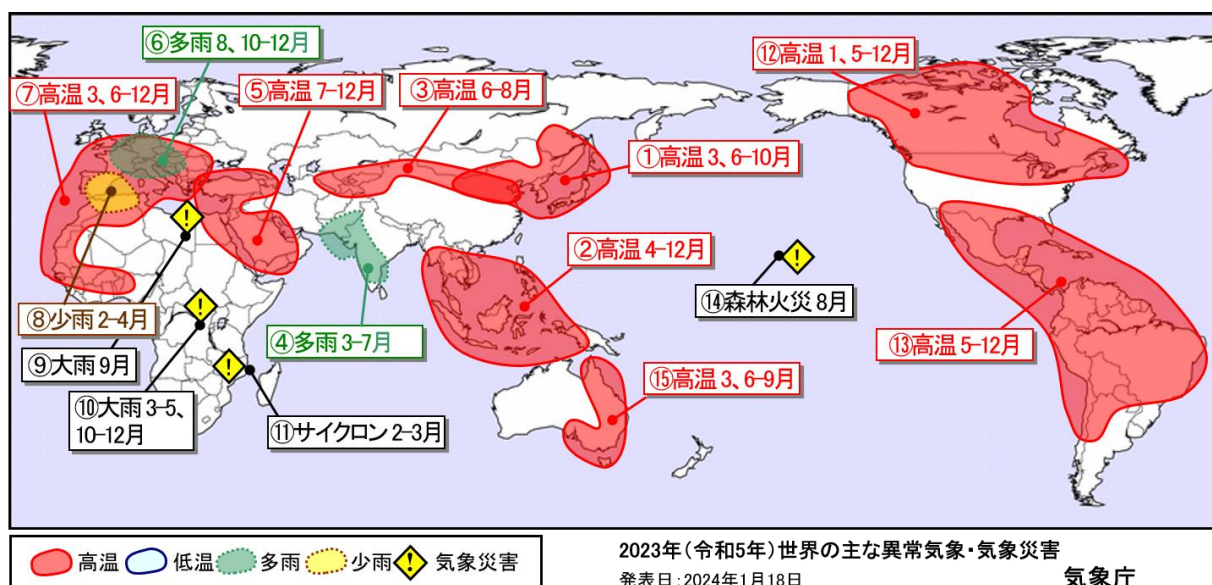


図1.1-1 2023年の主な異常気象・気象災害の分布図<sup>1</sup>

2023年に発生した異常気象や気象災害について、おおよその地域・時期を示した。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は、月平均気温と月降水量から異常と判断した現象のうち、1年の中で特に大きな被害や影響のあったものを、地理的広がりも考慮しつつ取り上げた。ここでは異常気象を、ある場所において30年に1回以下のまれな頻度で発生する現象と定義している。災害の記述は、米国国際開発庁海外災害援助局及びブルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）による災害データベース（EM-DAT）や各国政府機関、国連、欧州委員会等の発表に基づき、人的被害や経済的損失の大きさ、地理的広がりを考慮して取り上げている。

<sup>1</sup> 気象庁ホームページでは、2006年以降の主な異常気象・気象災害の分布図を公開している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpd/monitor/annual/index.html>

12月に異常高温となり（図 1.1-1⑦）、英国、フランス、ドイツ、スペインで月平均気温の記録更新が伝えられた（英国気象局、フランス気象局、ドイツ気象局、スペイン気象局）。スペインからアルジェリア北部では、2～4月に異常少雨となり（図 1.1-1⑧）、スペインの4月の月降水量は、4月としては1961年以降で最も少なかった。

リビアでは、9月の低気圧「Daniel」による大雨の影響で（図 1.1-1⑨）、12,350人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。ソマリアからカメルーンでは3～5、10～12月の大雨により（図 1.1-1⑩）、合計で3,970人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。マダガスカルからマラウイでは2～3月のサイクロン「FREDDY」により（図 1.1-1⑪）、合計で860人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。

北米北部から中部では1、5～12月に異常高温となり（図 1.1-1⑫）、米国北部と北中西部の平均気温は、ともに12月としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。カナダでは、森林火災により約18.5万平方キロメートルが焼失し、1983年以降で最大の焼失面積になったと伝えられた（カナダ省庁間森林火災センター）。

北米南部から南米中部では5～12月に異常高温となり（図 1.1-1⑬）、ブラジル南東部のアラスアイでは、11月19日に44.8℃の日最高気温を観測し、ブラジルの国内最高記録を更新した（ブラジル国立気象研究所）。

米国ハワイ州では8月の森林火災により（図 1.1-1⑭）、120人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。

オーストラリア北部から南東部では3、6～9月に異常高温となり（図 1.1-1⑮）、オーストラリアの冬（6～8月）の3か月平均気温は、冬としては1910年以降で最も高かった（オーストラリア気象局）。

表 1.1-1 2023年の世界の主な異常気象・気象災害の概要

図 1.1-1 中の番号ごとに概要をまとめた。

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
①	高温（3、6～10月）	東アジア東部及びその周辺	<ul style="list-style-type: none"> <li>・大阪府の大阪：3月の月平均気温13.0℃（平年差+3.1℃）。</li> <li>・東京都の東京：6～8月の3か月平均気温27.0℃（平年差+2.2℃）。</li> <li>・中国のペキン（北京）：6～8月の3か月平均気温28.2℃（平年差+2.0℃）。</li> <li>・宮城県の仙台：9月の月平均気温25.1℃（平年差+3.9℃）。</li> <li>・中国のリュオニン（遼寧）省ターリエン（大連）：10月の月平均気温17.1℃（平年差+2.8℃）。</li> <li>・日本では、7～9月に熱中症により104人が死亡した（消防庁）。</li> <li>・日本の3、7、8、9月の月平均気温は、それぞれの月としては1898年以降で最も高かった（気象庁）。</li> <li>・韓国の3、9月の月平均気温は、それぞれの月としては1973年以降で最も高かった（韓国気象局）。</li> <li>・中国の9、10月の月平均気温は、それぞれの月としては1961年以降で最も高かった（中国気象局）。</li> <li>・日本の春（3～5月）、夏（6～8月）、秋（9～11月）の3か月平均気温は、それぞれの季節としては1898年以降で最も高かった（気象庁）。</li> </ul>
②	高温（4～12月）	東南アジア	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ベトナム中部のダナン：4月の月平均気温28.0℃（平年差+1.4℃）。</li> <li>・マレーシア北西部のペナン：5、9月のそれぞれの月平均気温が29.7℃（平年差+1.4℃）、28.1℃（平年差+0.8℃）。</li> </ul>

## (第1章 2023年の気候)

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			<ul style="list-style-type: none"> <li>・タイのバンコク：6～8月の3か月平均気温30.3℃（平年差+0.9℃）。</li> <li>・シンガポール：9～11月の3か月平均気温28.5℃（平年差+0.8℃）。</li> <li>・インドネシアのジャカルタ/スカルノハッタ国際空港：9～11月の3か月平均気温28.6℃（平年差+0.8℃）。</li> <li>・インドネシアのスラウェシ島西部のマジェネ：12月の月平均気温28.8℃（平年差+1.1℃）。</li> <li>・ベトナム北部のゲアン（Nghean）では、5月7日に44.2℃の日最高気温を観測し、ベトナムの国内最高記録を更新した（ベトナム気象局）。</li> </ul>
	③ 高温（6～8月）	中国東部～中央アジア南部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・中国のシンチアン（新疆）ウイグル自治区ウルムチ（烏魯木齊）：6～8月の3か月平均気温24.8℃（平年差+1.6℃）。</li> <li>・ウズベキスタンのタシケント：6～8月の3か月平均気温29.1℃（平年差+1.9℃）。</li> <li>・中国の夏（6～8月）の3か月平均気温は、夏としては1961年以降で2番目に高かった（中国気象局）。</li> <li>・中国の新疆ウイグル自治区トルファンでは、7月16日に52.2℃の日最高気温を観測し、中国の国内最高記録を更新した（中国気象局）。</li> </ul>
	④ 多雨（3～7月）	インド中部～パキスタン	<ul style="list-style-type: none"> <li>・インド西部のアーメダバード：3～5月の3か月降水量81mm（平年比900%）。</li> <li>・インド西部のベラーバル：6月の月降水量439mm（平年比311%）。</li> <li>・インド中部のアコラ：7月の月降水量522mm（平年比248%）。</li> <li>・アフガニスタン～インドでは、6～8月の大雨により1,010人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。</li> </ul>
	⑤ 高温（7～12月）	トルコ～アラビア半島	<ul style="list-style-type: none"> <li>・クウェートのクウェート：7、9月の月平均気温がそれぞれ40.9℃（平年差+1.8℃）、37.1℃（平年差+2.2℃）。</li> <li>・サウジアラビア西部のジッダ：7、8月の月平均気温がそれぞれ35.2℃（平年差+2.0℃）、35.0℃（平年差+1.7℃）。</li> <li>・サウジアラビアのリヤド国際空港：9～11月の3か月平均気温28.9℃（平年差+2.0℃）。</li> <li>・トルコ南西部のアンタリヤ：12月の月平均気温15.7℃（平年差+3.9℃）。</li> <li>・バーレーンの8月の月平均気温は、8月としては1902年以降で最も高かった（バーレーン気象局）。</li> <li>・トルコの11、12月の月平均気温は、それぞれの月としては1971年以降で最も高かった（トルコ気象局）。</li> </ul>
	⑥ 多雨（8、10～12月）	ヨーロッパ中部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・モンテネグロのポドゴリツァ：8月の月降水量192mm（平年比319%）。</li> <li>・フランス中部のリモージュ：10月の月降水量195mm（平年比207%）。</li> <li>・ハンガリーのブダペスト：11月の月降水量117mm（平年比250%）。</li> <li>・ドイツのベルリン/シェーネフェルト国際空港：12月の月降水量116mm（平年比304%）。</li> </ul>
	⑦ 高温（3、6～12月）	ヨーロッパ中部～西アフリカ	<ul style="list-style-type: none"> <li>・スペイン北東部のバルセロナ：3月の月平均気温13.9℃（平年差+1.8℃）。</li> <li>・スペイン南部のグラナダ空港：6～8月の3か月平均気温26.8℃（平年差+2.0℃）。</li> </ul>

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			<ul style="list-style-type: none"> <li>・セネガルのダカール：6～8月、9～11月の3か月平均気温がそれぞれ28.3℃（平年差+1.3℃）、28.5℃（平年差+1.0℃）。</li> <li>・フランスのパリ・オルリー空港：9～11月の3か月平均気温14.8℃（平年差+2.7℃）。</li> <li>・チュニジアのチュニス/カルタゴ：9～11月の3か月平均気温23.2℃（平年差+1.6℃）。</li> <li>・セルビアのベオグラード：12月の月平均気温6.8℃（平年差+3.9℃）。</li> <li>・英国の6、9月の月平均気温は、それぞれの月としては1884年以降で最も高かった（英国気象局）。</li> <li>・スペインの8月の月平均気温は、8月としては1961年以降で最も高かった（スペイン気象局）。</li> <li>・ドイツの9月の月平均気温は、9月としては1881年以降で最も高かった（ドイツ気象局）。</li> <li>・フランスの9月の月平均気温は、9月としては1900年以降で最も高かった（フランス気象局）。</li> </ul>
⑧	少雨（2～4月）	スペイン～アルジェリア北部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・スペイン中部のシウダーレアル：2月の月降水量0mm（2月の月降水量平年値30.8mm）。</li> <li>・モロッコ北東部のウジダ：3月の月降水量0mm（3月の月降水量平年値35.5mm）。</li> <li>・スペイン西部のサモラ：4月の月降水量1mm（平年比2%）。</li> <li>・スペインの月降水量は、4月としては1961年以降で最も少なかった（スペイン気象局）。</li> </ul>
⑨	大雨（9月）	リビア	<ul style="list-style-type: none"> <li>・リビアでは、9月の低気圧「Daniel」による大雨の影響で12,350人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。</li> <li>・リビア北東部のBENINA：9月の月降水量52mm（平年比963%）。</li> </ul>
⑩	大雨（3～5、10～12月）	ソマリア～カメルーン	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ソマリア～カメルーンでは、3～5、10～12月の大雨により3,970人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT、国際連合人道問題調整事務所）。</li> </ul>
⑪	サイクロン（2～3月）	マダガスカル～マラウイ	<ul style="list-style-type: none"> <li>・マダガスカル～マラウイでは、2～3月のサイクロン「FREDDY」により860人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。</li> </ul>
⑫	高温（1、5～12月）	北米北部～中部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・カナダのユーコン準州オールドクロー：1月の月平均気温-20.8℃（平年差+8.0℃）。</li> <li>・カナダのマニトバ州チャーチル：5月、12月の月平均気温がそれぞれ5.4℃（平年差+6.2℃）、-11.5℃（平年差+9.1℃）。</li> <li>・カナダのヌナバット準州ベーカーレーク：6～8月、9～11月の3か月平均気温がそれぞれ12.0℃（平年差+2.4℃）、-3.1℃（平年差+3.8℃）。</li> <li>・カナダでは、2023年に発生した森林火災により約18.5万平方キロメートルが焼失し、1983年以降で最大の焼失面積になったと伝えられた（カナダ省庁間森林火災センター）。</li> <li>・米国北部と北中西部の平均気温は、ともに12月としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。</li> </ul>

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
⑬	高温 (5~12月)	北米南部~南米中部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ペルーのリマ・カヤオ：5、9月の月平均気温がそれぞれ22.4℃（平年差+3.2℃）、19.3℃（平年差+2.6℃）。</li> <li>・米国のテキサス州ダラス：6~8月の3か月平均気温31.5℃（平年差+2.1℃）。</li> <li>・コロンビアのボゴタ：6~8月の3か月平均気温14.6℃（平年差+1.1℃）。</li> <li>・メキシコのメキシコシティ：9~11月の3か月平均気温18.1℃（平年差+1.7℃）。</li> <li>・コロンビアのボゴタ：12月の月平均気温14.7℃（平年差+1.3℃）。</li> <li>・ブラジル南東部のアラスアイでは、11月19日に44.8℃の日最高気温を観測し、ブラジルの国内最高記録を更新した（ブラジル国立気象研究所）。</li> </ul>
⑭	森林火災 (8月)	米国ハワイ州	<ul style="list-style-type: none"> <li>・米国ハワイ州では、8月の森林火災により120人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。</li> <li>・米国のハワイ州カウアイ島/リフエ：8月の月平均気温28.3℃（平年差+1.6℃）。</li> </ul>
⑮	高温 (3、6~9月)	オーストラリア北部~南東部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・オーストラリア南東部のシドニー：3月の月平均気温23.9℃（平年差+2.0℃）。</li> <li>・オーストラリア南東部のメルボルン：6~8月の3か月平均気温10.9℃（平年差+1.0℃）。</li> <li>・オーストラリア南東部のモーリー：9月の月平均気温19.1℃（平年差+2.7℃）。</li> <li>・オーストラリアの冬（6~8月）の3か月平均気温は、冬としては1910年以降で最も高かった（オーストラリア気象局）。</li> </ul>

年平均気温は、世界各地で平年より高く、東アジアから東南アジア、中央アジアから北アフリカ北部、北米北部、北米東部から南部、南米中部などで平年よりかなり高かった（図 1.1-2）。

年降水量は、中央アジア北西部からアラビア半島、ヨーロッパ中部から西部などで平年より多く、中央アジア南西部、ヨーロッパ南西部から北アフリカ西部などで平年より少なかった（図 1.1-3）。



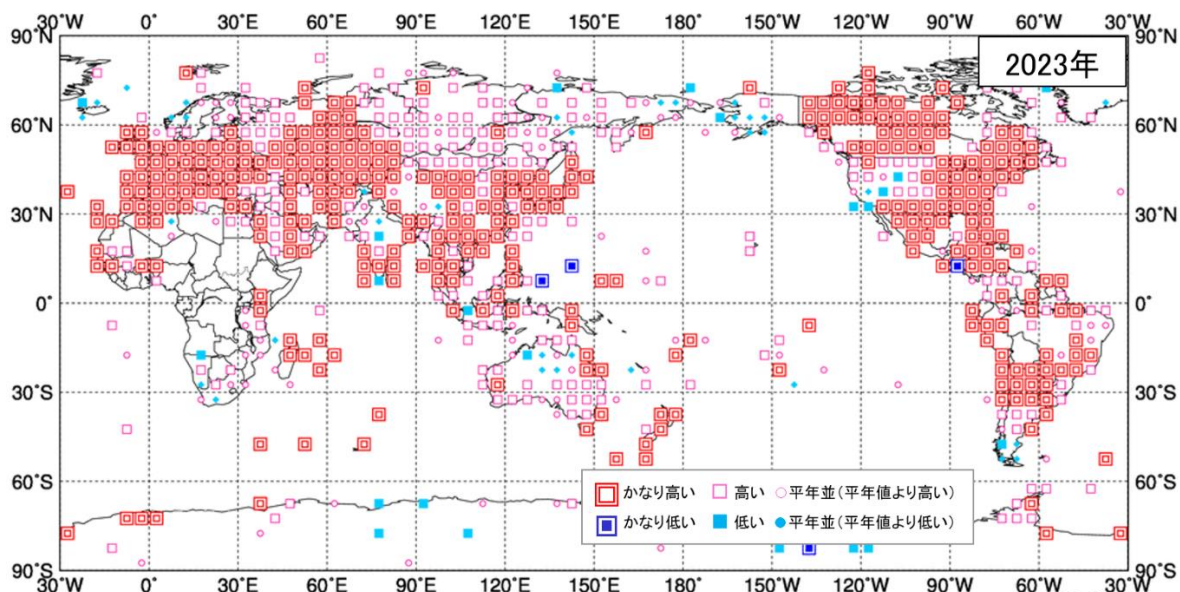


図 1.1-2 年平均気温規格化年差階級分布図 (2023年)<sup>2</sup>

各観測点の年平均気温年差を年の標準偏差で割り (規格化)、緯度・経度 5 度格子の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を-1.28、-0.44、0、+0.44、+1.28 とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平常並 (平常値より低い)」「平常並 (平常値より高い)」「高い」「かなり高い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平常値がない領域を意味する。なお、平常値は 1991～2020 年の平均値。標準偏差の統計期間も 1991～2020 年。

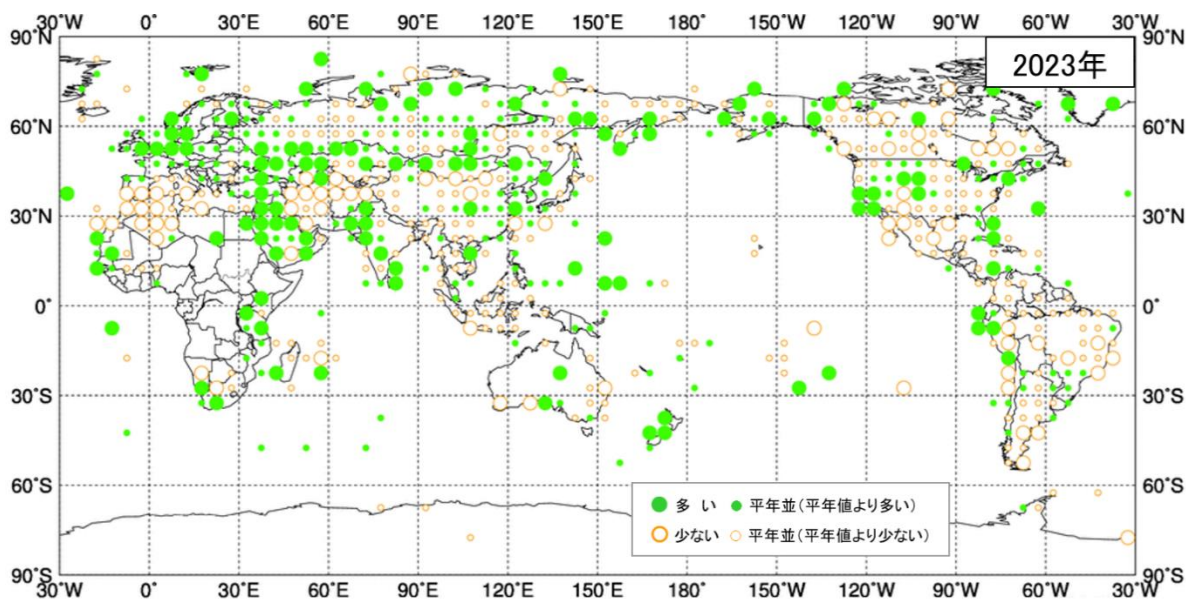


図 1.1-3 年降水量年比分布図 (2023年)<sup>2</sup>

各観測点の年降水量年比を緯度・経度 5 度格子の領域ごとに平均した。階級区分値を 70%、100%、120% とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平常並 (平常値より少ない)」「平常並 (平常値より多い)」「多い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平常値がない領域を意味する。なお、平常値は 1991～2020 年の平均値。

<sup>2</sup> 気象庁ホームページでは、2020 年以降の年平均気温規格化年差階級分布図、年降水量年比分布図を公開している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpd/monitor/climfig/?tm=annual>



## 1.2 日本の天候・異常気象<sup>3</sup>

- 春から秋にかけて気温の高い状態が続き、低温は一時的だったため、年平均気温は全国的に高く、特に北・東・西日本でかなり高かった。1946年の統計開始以降、北・東日本では年平均気温が1位の高温、西日本では1位タイの高温となった。
- 東・西日本太平洋側と沖縄・奄美では、秋雨前線や低気圧、台風の影響を受けにくく、高気圧に覆われて晴れた日が多かったため、秋の降水量はかなり少なく、秋の日照時間はかなり多かった。特に西日本太平洋側では、1946年の統計開始以降、秋として1位の少雨及び多照となった。

### 1.2.1 年間の天候

2023年の日本の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布を図1.2-1に示す。年統計値の特徴は以下のとおりである。

- 年平均気温：北・東・西日本でかなり高く、沖縄・奄美で高かった。
- 年降水量：北日本日本海側が多かった。一方、北・東日本太平洋側と沖縄・奄美で少なかった。東・西日本日本海側と西日本太平洋側では平年並だった。
- 年間日照時間：北・東・西日本日本海側と北・東日本太平洋側でかなり多く、西日本太平洋側と沖縄・奄美で多かった。

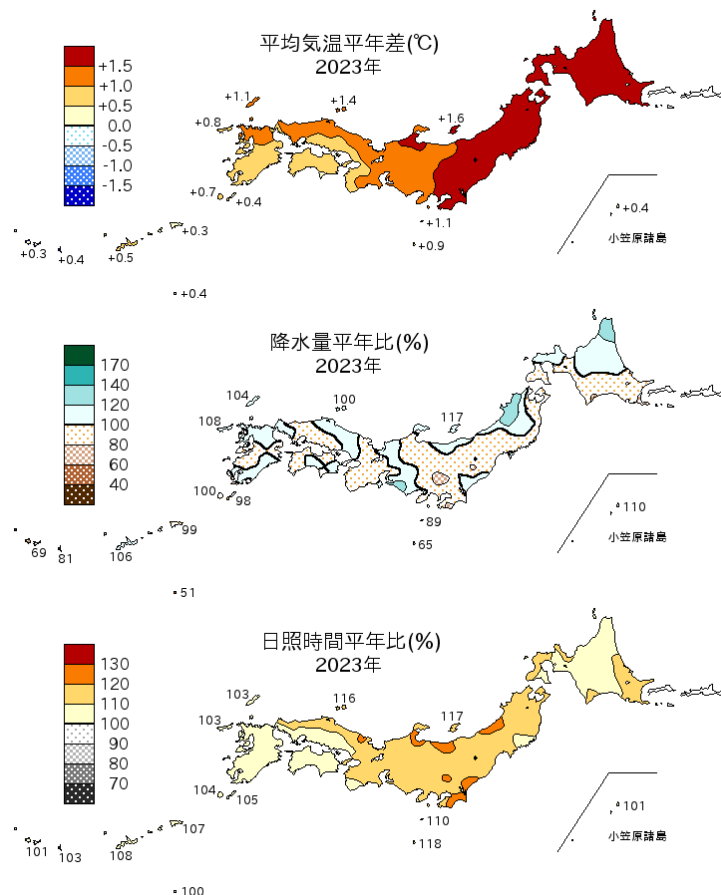


図1.2-1 日本における2023年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布  
平年値は1991~2020年の平均値。

<sup>3</sup> 観測された気温や降水量が、平年値（1991～2020年の平均値）を計算した期間の累積度数の上位10%の値を超える場合に「かなり高い（多い）」、上位33.3%の値を超える場合に「高い（多い）」、上位33.3%以下かつ下位33.3%を超える場合に「平年並」、下位33.3%以下の場合に「低い（少ない）」、下位10%以下の場合に「かなり低い（少ない）」と表現している。

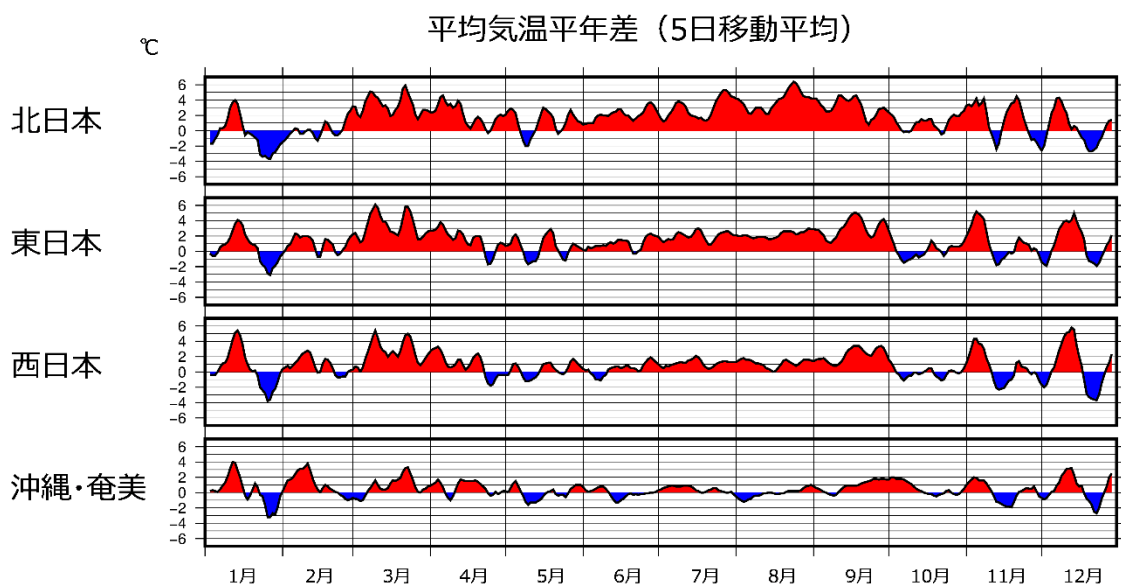


図1.2-2 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列（2023年1～12月）  
平年値は1991～2020年の平均値。

### 1.2.2 季節別の天候

2023年の日本の地域別平均気温平年差の経過を図1.2-2に、日本の季節別の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を図1.2-3に示す。また、月統計値で記録を更新した地点数と主な地域を表1.2-1に示す。季節別の天候の特徴は以下のとおりである。

#### (1) 冬（2022年12月～2023年2月）

- 平均気温：沖縄・奄美で高かった。一方、北日本で低かった。東・西日本では平年並だった。
- 降水量：東日本日本海側が多かった。一方、北・東・西日本太平洋側と西日本日本海側で少なかった。北日本日本海側と沖縄・奄美では平年並だった。
- 日照時間：西日本日本海側と西日本太平洋側が多かった。北・東日本日本海側、北・東日本太平洋側、沖縄・奄美では平年並だった。

全国的に寒気の影響を受けやすい時期と受けにくい時期が交互に現れた。12月や1月下旬などは冬型の気圧配置が強まって寒気の影響を受けたため、冬の平均気温は北日本で低くなった。一方、沖縄・奄美では1月中旬や2月前半などは暖かい空気に覆われやすかったため、冬の平均気温は高くなった。冬型の気圧配置が強まる時期があったため、雪または雨の日となりやすかった東日本日本海側の冬の降水量は多かった。特に冬型の気圧配置が強まった12月後半には北・東・西日本日本海側を中心に太平洋側の一部でも交通機関等に影響が出るような大雪となった所があり、1月下旬には西日本日本海側と西日本太平洋側の旬降雪量がかなり多くなった。このため、冬の降雪量は西日本太平洋側でかなり多かったが、冬型の気圧配置となりにくかった時期もあったため北・東・西日本日本海側では平年並だった。北・東・西日本太平洋側と西日本日本海側では、低気圧や前線の影響を受けにくかったため、冬の降水量は少なかった。西日本日本海側と西日本太平洋側では、12月上旬や1月上旬などに高気圧に覆われやすい時期があり、平年に比べ晴れた日が多くなったため、冬の日照時間は多かった。沖縄・奄美では、12月は前線や低気圧、寒気の影響を受けやすく、2月上旬は前線の影響を受けやすかったため、曇りや雨の日が多かったが、1月や2月中旬は高気圧に覆われやすく、平年に比べ晴れた日が多かった。

## (2) 春 (2023年3~5月)

- 平均気温：北・東・西日本でかなり高く、沖縄・奄美で高かった。
- 降水量：西日本日本海側でかなり多く、東日本日本海側と西日本太平洋側で多かった。一方、沖縄・奄美で少なかった。北日本日本海側と北・東日本太平洋側では平年並だった。
- 日照時間：北・東日本日本海側でかなり多く、西日本日本海側、北・東・西日本太平洋側、沖縄・奄美で多かった。

暖かい空気に覆われやすく、特に3月を中心に大陸からの寒気の影響を受けにくく、暖かい空気が流れ込みやすかった。このため、春の平均気温は全国的に高く、特に北・東・西日本でかなり高かった。春の平均気温平年差は北日本で+2.2℃、東日本で+1.8℃となり、1946年の統計開始以降、春として1位の高温となった。また、高気圧に覆われやすく、晴れた日が多かったため、春の日照時間は全国的に多く、北・東日本日本海側ではかなり多かった。春の日照時間平年比は東日本日本海側で121%となり、1946年の統計開始以降、春として1位タイの多照となった。また、低気圧や前線の影響を受けにくかったため、春の降水量は沖縄・奄美で少なかった。一方、東日本日本海側と西日本では低気圧や前線の影響でまとまった雨が降った日があったため、春の降水量は西日本日本海側でかなり多く、東日本日本海側と西日本太平洋側で多かった。

## (3) 夏 (2023年6~8月)

- 平均気温：北・東・西日本でかなり高かった。沖縄・奄美では平年並だった。
- 降水量：東・西日本太平洋側と沖縄・奄美で多かった。一方、北日本太平洋側で少なかった。北・東・西日本日本海側では平年並だった。
- 日照時間：北・東日本日本海側と北・東日本太平洋側でかなり多かった。一方、沖縄・奄美で少なかった。西日本日本海側と西日本太平洋側では平年並だった。

北日本を中心に暖かい空気に覆われやすく、また南から暖かい空気が流れ込みやすかったため、夏の平均気温は北・東・西日本でかなり高かった。夏の平均気温平年差は北日本で+3.0℃、東日本で+1.7℃、西日本で+0.9℃となり、1946年の統計開始以降、北日本と東日本で1位、西日本で1位タイの高温となった。北日本の記録的な高温には、周辺海域での海水温の顕著な高温も影響した。北・東日本では高気圧に覆われやすく晴れた日が多かったため、夏の日照時間は北・東日本日本海側と北・東日本太平洋側でかなり多かった。また、夏の降水量は北日本太平洋側で少なかった。一方、梅雨前線や台風第6号、第7号などの影響を受けたため、夏の降水量は東・西日本太平洋側と沖縄・奄美で多く、夏の日照時間は沖縄・奄美で少なかった。

## (4) 秋 (2023年9~11月)

- 平均気温：北・東・西日本でかなり高く、沖縄・奄美で高かった。
- 降水量：北日本日本海側でかなり多く、東日本日本海側で多かった。一方、東・西日本太平洋側と沖縄・奄美でかなり少なく、西日本日本海側で少なかった。北日本太平洋側では平年並だった。
- 日照時間：東・西日本太平洋側、西日本日本海側、沖縄・奄美でかなり多く、北・東日本日本海側と北日本太平洋側で多かった。

秋の日照時間は、全国的に高気圧に覆われやすく、晴れた日が多かったため、東・西日本太平洋側、西日本日本海側、沖縄・奄美でかなり多く、北・東日本日本海側と北日本太平洋側で多かった。秋の日照時間平年比は、東日本太平洋側で125%、西日本日本海側で115%、西日本太平洋側で120%となり、1946年の統計開始以降、それぞれ秋として1位の多照となった。秋の降水量は、低

気圧や台風の影響を受けにくかったため、東・西日本太平洋側と沖縄・奄美でかなり少なく、西日本日本海側で少なかった。秋の降水量平年比は西日本太平洋側で48%となり、1946年の統計開始以降、秋として1位の少雨となった。一方、北日本を中心に低気圧の影響を受けやすく、寒気の影響を受けた時期もあったため、秋の降水量は北日本日本海側でかなり多く、東日本日本海側で多かった。秋の降水量平年比は北日本日本海側で134%となり、1946年の統計開始以降、秋として1位の多雨となった。日本近海の海面水温が顕著に高かったことや、日本海から日本の北を通る低気圧に向かって南から暖かい空気が流れ込みやすい時期があったため、全国的に暖かい空気に覆われやすかった。このため、秋の平均気温は北・東・西日本でかなり高く、沖縄・奄美で高かった。秋の平均気温平年差は、北日本で+1.9℃、東日本で+1.4℃となり、1946年の統計開始以降、それぞれ秋として1位の高温となった。

#### **(5) 初冬 (2023年12月)**

日本付近は月平均としては寒気の影響が弱かったため、気温が平年を上回った所が多く、東日本では月平均気温がかなり高くなった。また、上旬後半から中旬前半にかけて寒気の流れ込みが顕著に弱かった一方、中旬後半から下旬前半にかけては冬型の気圧配置に伴って大陸から強い寒気が流れ込んだため、西日本を中心に全国的に気温の変動が大きかった。寒気が流れ込んだ時期には、48時間降雪量の日最大値が北海道留萌(12月19日に105cm)や石川県輪島(12月23日に60cm)で観測史上1位の値を更新するなど、北・東・西日本日本海側で大雪となった所があった。月降水量は、中旬から下旬にかけて低気圧と冬型の気圧配置の影響を受けやすかった東日本日本海側で多かった一方、冬型の気圧配置の影響が弱かった北・西日本日本海側と低気圧の影響が弱かった北・東日本太平洋側では少なかった。月間日照時間は、冬型の気圧配置や高気圧の影響で晴れた日が多かった東・西日本太平洋側で多かった。上旬と下旬に低気圧や寒気の影響を受けやすかった沖縄・奄美では、月降水量が多く、月間日照時間が少なかった。

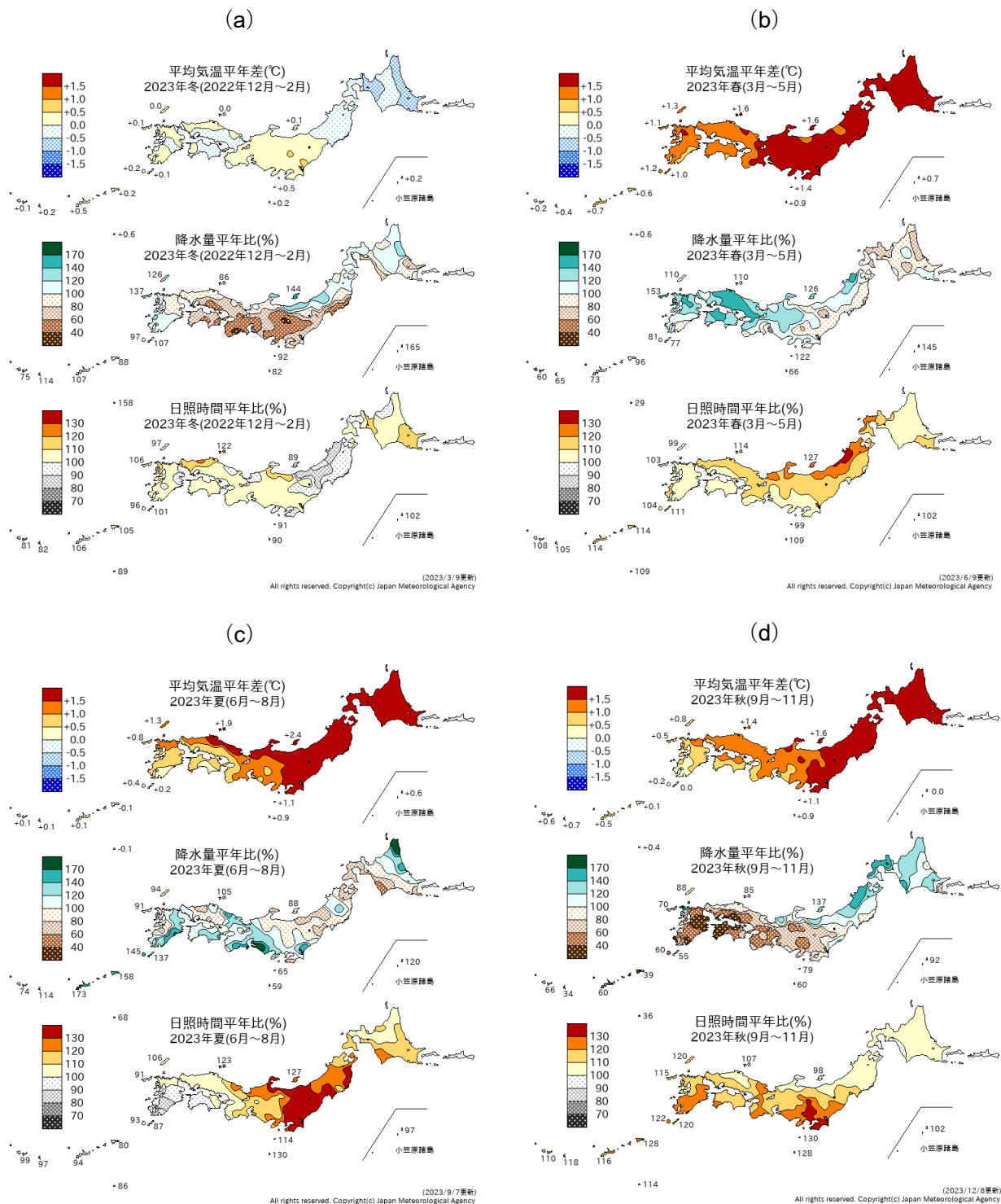


図 1.2-3 日本における 2023 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）分布<sup>4</sup>  
 (a)：冬（2022 年 12 月～2023 年 2 月）、(b)：春（3～5 月）、(c)：夏（6～8 月）、(d)：秋（9～11 月）  
 平年値は 1991～2020 年の平均値。

<sup>4</sup> 気象庁ホームページでは、1961 年冬（前年 12～2 月）以降の季節別の分布図を公開している。  
[https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/longfcst/trsmmap\\_seasonal.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/longfcst/trsmmap_seasonal.html)

**表 1.2-1 月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数及び地域（2023 年）**

全国 153 地点の気象台等の統計値の中で、観測史上 1 位となった地点数を記載した。値は 1 位を更新した地点数。タイ記録は含まない。タイ記録がある場合には「値タイ」として横に併記した。地域は観測史上 1 位（タイ記録を含む）となった地域を記載した。

（気温）北：北日本、東：東日本、西：西日本、沖奄：沖縄・奄美

（降水量、日照時間）北：北日本、北日：北日本日本海側、北太：北日本太平洋側、東：東日本、東日：東日本日本海側、東太：東日本太平洋側、西：西日本、西日：西日本日本海側、西太：西日本太平洋側、沖奄：沖縄・奄美

	平均気温(地点)		降水量(地点)		日照時間(地点)	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月				1	4	
2 月				2		
3 月	105、9 タイ 北、東、西			1	25 北、北日、東日	
4 月	13 北		1			
5 月				1		
6 月	23、4 タイ 北		1			
7 月	20、5 タイ 北			1	4	
8 月	63、7 タイ 北、東		4	3	2	
9 月	101、10 タイ 東、西			3	1	
10 月	3、2 タイ			1、1 タイ	9	
11 月	7、1 タイ		1	1	3	
12 月	1、1 タイ				4	

### 1.3 大気・海洋の特徴<sup>5</sup>

- 2021年秋に発生したラニーニャ現象が2022/23年冬に終息した後、2023年春にエルニーニョ現象が発生し秋にかけて発達した。これらの影響は、主に熱帯域の大気循環場の特徴に現れていた。2023年夏から秋にかけて正のインド洋ダイポールモード現象が発生した。
- 夏季アジアモンスーンの対流活動は、概ね平年と比べて不活発な状態で推移した。

異常気象の要因を把握するためには、上空の大気の流れや熱帯の積雲対流活動、海面水温、夏季アジアモンスーン等の状況など、大気・海洋の特徴を把握することが重要である<sup>6</sup>。以下では、2023年のこれらの特徴について記述する。

#### 1.3.1 季節別の大気・海洋の特徴

##### (1) 冬 (2022年12月～2023年2月)

2022/23年冬まで続いたラニーニャ現象に関連して、太平洋赤道域の海面水温は西部で顕著な正偏差、中部から東部にかけて負偏差だった(図1.3-1(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、インド洋東部～東南アジア付近で活発、太平洋赤道域の日付変更線付近で不活発だった(図1.3-1(b))。対流圏上層では、南アジア～日本の南海上で高気圧性循環偏差、太平洋中部の熱帯域では不活発な積雲対流活動に対応して南北半球対の低気圧性循環偏差となった(図1.3-1(c))。対流圏下層の熱帯域では、太平洋西・中部では南北半球対の高気圧性循環偏差、インド洋～インドネシア付近で南北半球対の低気圧性循環偏差となった(図1.3-1(d))。熱帯域における対流圏上・下層での偏差パターンの一部には、ラニーニャ現象の影響が現れていたと考えられる。

500hPa高度では、極渦は分裂し、極域で正偏差、東シベリア～東アジア北部で負偏差となった。ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェット気流に沿って波列状の偏差パターンが見られた(図1.3-1(e))。海面気圧では、極域で正偏差となった。シベリア高気圧は平年と比べて中央部～西側で強く、アリューシャン低気圧は平年と比べて北西側で強かった(図1.3-1(f))。850hPa気温では、極域、北米東部で高温偏差、中央・東シベリア～東アジア北部で低温偏差となった(図1.3-1(g))。

##### (2) 春 (2023年3～5月)

エルニーニョ現象の発生・発達に関連して、太平洋赤道域東部の海面水温が上昇し、西部と東部

<sup>5</sup> 本節の説明で言及する「エルニーニョ／ラニーニャ現象」「北極振動」「モンスーン」「インド洋ダイポールモード現象」については、巻末の用語一覧を参照のこと。

<sup>6</sup> 大気・海洋の特徴の監視に用いられる代表的な図としては、以下のものがある。

- ・海面水温図：海面水温の分布を表し、エルニーニョ／ラニーニャ現象等の海洋変動の監視に用いられる。
- ・外向き長波放射量図：晴天時は地表から、雲のある場合は雲の上端から、宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。
- ・850hPa 流線関数図：上空 1,500m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧等の監視に用いられる。
- ・500hPa 高度図：上空 5,500m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、偏西風の蛇行や極渦等の監視に用いられる。
- ・海面気圧図：地表の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧やシベリア高気圧、北極振動等の監視に用いられる。
- ・850hPa 気温図：上空 1,500m 付近の気温の分布を表す。
- ・対流圏厚換算温度：2つの等圧面(300hPa面と850hPa面)の間の気層の平均気温を表し、対流圏の平均気温の監視に用いられる。

これらの図やより詳しい情報については、下記の気象庁ホームページに掲載している。

- ・海面水温：<https://www.data.jma.go.jp/cpd/data/elnino/clmrep/sst-ano-global-seas.html>
- ・外向き長波放射量、850hPa 流線関数、500hPa 高度、海面気圧及び 850hPa 気温：  
[https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/db\\_hist\\_3mon.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/db_hist_3mon.html)
- ・対流圏厚換算温度：[https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/db\\_hist\\_indx.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/db_hist_indx.html)
- ・熱帯の大気および海洋の監視指数(夏季アジアモンスーン)：  
[https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/2023/index/html/soiolru/index\\_html\\_soiolru\\_2023.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/2023/index/html/soiolru/index_html_soiolru_2023.html)



で顕著な正偏差となった(図 1.3-2(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、西・中部太平洋熱帯域の北緯 10~20 度帯で活発、インドシナ半島~インド洋東部、南太平洋赤道域の中部で不活発だった(図 1.3-2(b))。対流圏上層では、インド洋で南北半球対の低気圧性循環偏差、北太平洋の熱帯域で低気圧性循環偏差となった(図 1.3-2(c))。対流圏下層の熱帯域では、インド洋で南北半球対の高気圧性循環偏差、北太平洋西部で低気圧性循環偏差となった(図 1.3-2(d))。これらの循環偏差は、熱帯域の積雲対流活動と概ね対応していた。

500hPa 高度では、極渦は中央シベリアの北で平年と比べて強かった。グリーンランド付近~ユーラシア大陸北部で波列状の偏差パターンが見られた一方、東アジア~北太平洋中緯度帯では帯状に正偏差となった(図 1.3-2(e))。海面気圧では、北極海のシベリア側~中央・東シベリア、北大西洋中緯度帯で負偏差、日本付近~アリューシャンの南で帯状に正偏差となった(図 1.3-2(f))。850hPa 気温では、北米北部、日本付近~北太平洋中緯度帯で高温偏差、北極海で低温偏差となった(図 1.3-2(g))。

### (3) 夏 (2023 年 6~8 月)

春に発生したエルニーニョ現象が発達し、太平洋赤道域の海面水温はほぼ全域で正偏差となり、特に中部から東部にかけては顕著な正偏差となった。インド洋では、ベンガル湾~熱帯域の西部で顕著な正偏差、熱帯域の南東部で負偏差となり、正のインド洋ダイポールモード現象が発生した(図 1.3-3(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、フィリピンの東海上~西部太平洋赤道域、赤道側に寄った太平洋東部の熱帯収束帯で活発、インド洋で不活発だった(図 1.3-3(b))。対流圏上層では、アフリカ~インド洋で南北半球対の低気圧性循環偏差、太平洋中部~東部で南北半球対の高気圧性循環偏差となった。また、ハワイの北西海上から米国西岸にかけて帯状に低気圧性循環偏差となり、中部太平洋トラフは平年と比べて明瞭だった(図 1.3-3(c))。対流圏下層では、インド洋で南北半球対の高気圧性循環偏差、日本の南海上で低気圧性循環偏差となった。太平洋東部では南北半球対の低気圧性循環偏差となった(図 1.3-3(d))。太平洋熱帯域の循環偏差は、太平洋東部での赤道側に寄った活発な積雲対流活動と対応しており、エルニーニョ現象による影響が考えられる。

500hPa 高度では、半球規模で波列状の偏差パターンとなり、北米北西部、グリーンランドの南海上、スカンディナビア半島の北、日本の東海上で正偏差、北米東部では負偏差となった(図 1.3-3(e))。海面気圧の分布より、平年と比べて北大西洋の亜熱帯高気圧は弱く、北太平洋の亜熱帯高気圧は強かった。日本の西~アリューシャン列島付近で負偏差となった(図 1.3-3(f))。850hPa 気温では、北半球の広い範囲で高温偏差となった(図 1.3-3(g))。

7 月下旬には太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強まり、北・東日本を中心に記録的な高温となった(詳細はトピックス I 参照)。

### (4) 秋 (2023 年 9~11 月)

春に発生したエルニーニョ現象が持続し、太平洋赤道域の海面水温はほぼ全域で正偏差となり、特に中部から東部にかけて顕著な正偏差となった。インド洋では、熱帯域の西部で顕著な正偏差、熱帯域の南東部で顕著な負偏差となり、夏に発生した正のインド洋ダイポールモード現象が発達・持続した。北大西洋では広い範囲で正偏差が見られ、特に熱帯域で顕著な正偏差となった(図 1.3-4(a))。

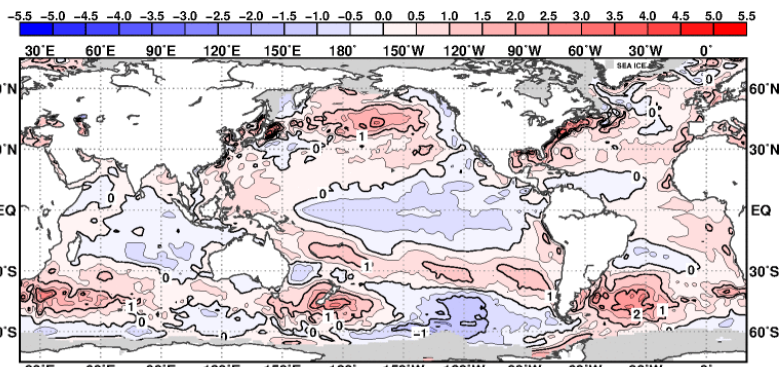
熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、太平洋赤道域とインド洋西部で活発、インド洋東部~インドネシア付近で不活発だった(図 1.3-4(b))。対流圏上層では、太平洋熱帯域では広く南北半球対の高気圧性循環偏差となった。インド洋では南北半球対の低気圧性循環偏差となった(図 1.3-4(c))。



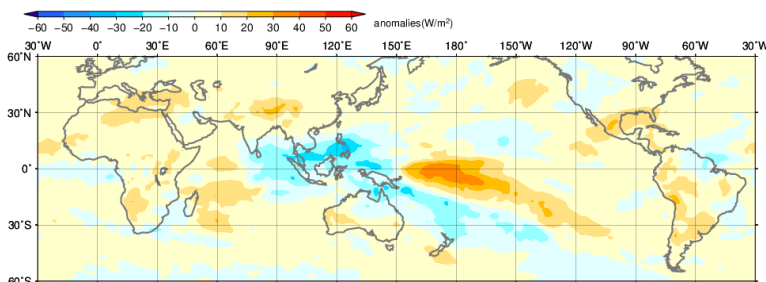
対流圏下層では、インド洋で南北半球対の高気圧性循環偏差となった。南シナ海～北西太平洋の亜熱帯でも高気圧性循環偏差となった(図 1.3-4(d))。インド洋～太平洋における熱帯域の循環偏差は熱帯の積雲対流活動と対応しており、エルニーニョ現象や正のインド洋ダイポールモードによる影響が考えられる。

500hPa 高度では、中央シベリア北部、北太平洋北部で正偏差、北太平洋東部、米国東部～ヨーロッパ北部、東シベリア付近では負偏差となった(図 1.3-4(e))。北米～北大西洋の偏西風は平年よりも強く、平年の位置に比べて南寄りを流れた(図 1.3-4(c)も参照)。海面気圧では、北太平洋中部、グリーンランドの東で正偏差、ヨーロッパ～中央アジア、北極海の広い範囲で負偏差となった(図 1.3-4(f))。850hPa 気温では、北米北部、ヨーロッパ南部、中央シベリアで高温偏差、ヨーロッパ北部付近で低温偏差となった(図 1.3-4(g))。

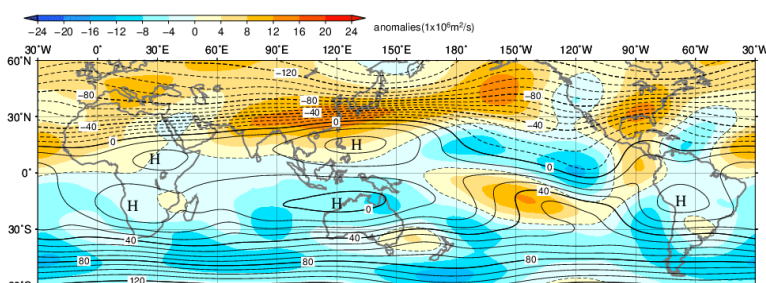
(a) 海面水温平年偏差  
(2022年12月~2023年2月)



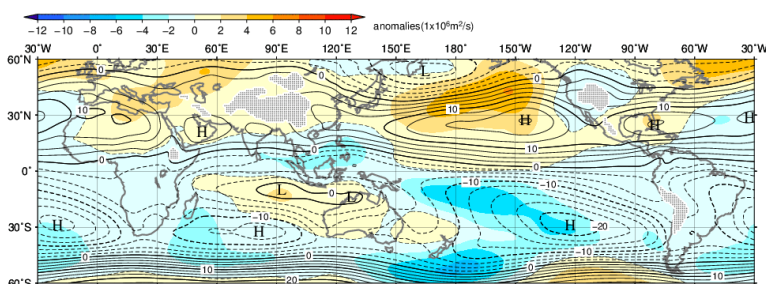
(b) 外向き長波放射量平年偏差  
(2022年12月~2023年2月)



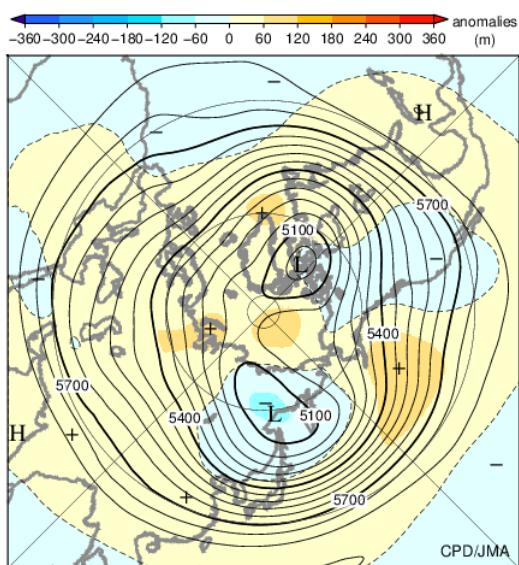
(c) 200hPa 流線関数・平年偏差  
(2022年12月~2023年2月)



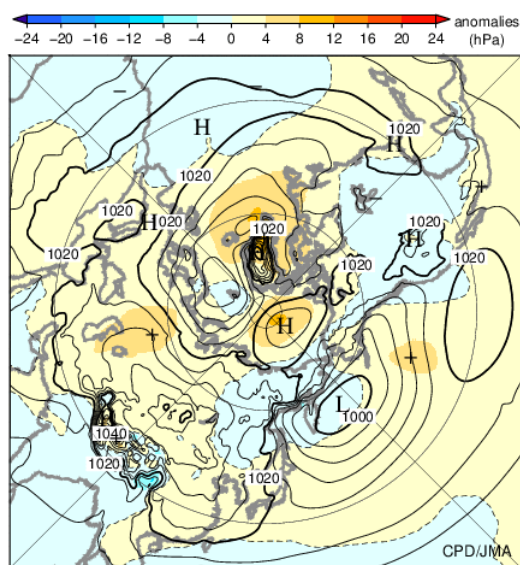
(d) 850hPa 流線関数・平年偏差  
(2022年12月~2023年2月)

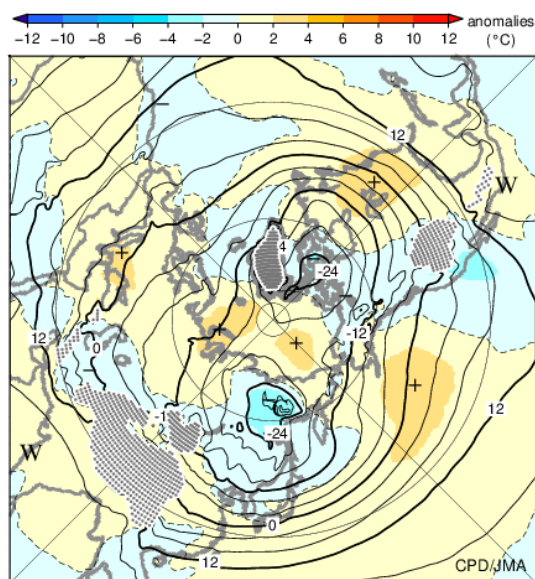


(e) 500hPa 高度・平年偏差  
(2022年12月~2023年2月)



(f) 海面気圧・平年偏差  
(2022年12月~2023年2月)



(g) 850hPa 気温・平年偏差  
(2022年12月～2023年2月)**図 1.3-1 3か月平均の海面水温、大気の流れ図 (2022年12月～2023年2月)**

平年値は1991～2020年の平均値。陰影は平年偏差。(a)は気象庁の海面水温格子点データ

(MGDSST) (栗原ほか, 2006)、(b)は米国海洋大気庁より提供された外向き長波放射量データ、(c)～(f)は気象庁第3次長期再解析(JRA-3Q) (Kosaka et al., 2024)に基づく。

(a) 海面水温平年偏差。等値線の間隔は0.5°C。灰色陰影は海水域を表す。

(b) 外向き長波放射量平年偏差。単位はW/m<sup>2</sup>。熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色域)は平年より不活発と推定される。

(c) 200hPa 流線関数及び平年偏差。等値線の間隔は10×10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s。北(南)半球では、流線関数が正(負)の場合、高(低)気圧性循環、負(正)の場合、低(高)気圧性循環を表す。

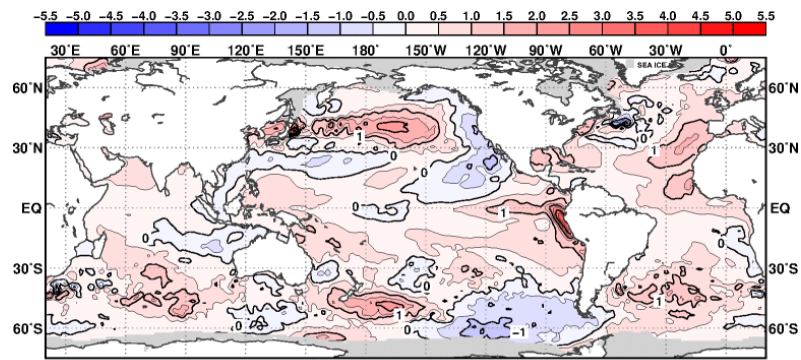
(d) (c)と同じ。但し、850hPa 流線関数及び平年偏差で、等値線の間隔は2.5×10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s。

(e) 500hPa 高度及び平年偏差。等値線の間隔は60m。等値線が高緯度側(図の中心方向)に湾曲しているところは高圧部、低緯度側(図の外側)に湾曲しているところは低圧部に対応する。偏西風は概ね等値線に沿って流れ、等値線間隔の広いところは風が弱く、狭いところは強い。

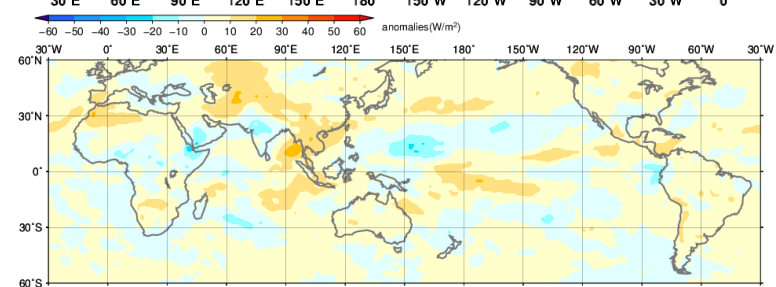
(f) 海面気圧及び平年偏差。等値線の間隔は4hPa。

(g) 850hPa 気温及び平年偏差。等値線の間隔は4°C。点状の陰影域は高度1,600m以上の領域を表す。

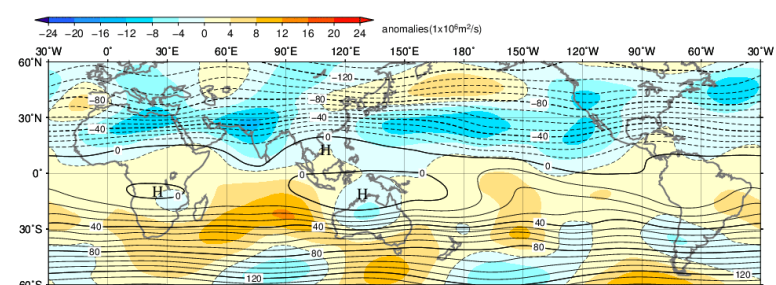
(a) 海面水温平年偏差  
(2023年3月~5月)



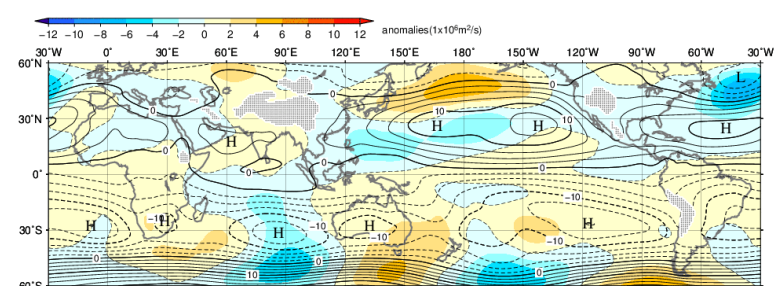
(b) 外向き長波放射量平年偏差  
(2023年3月~5月)



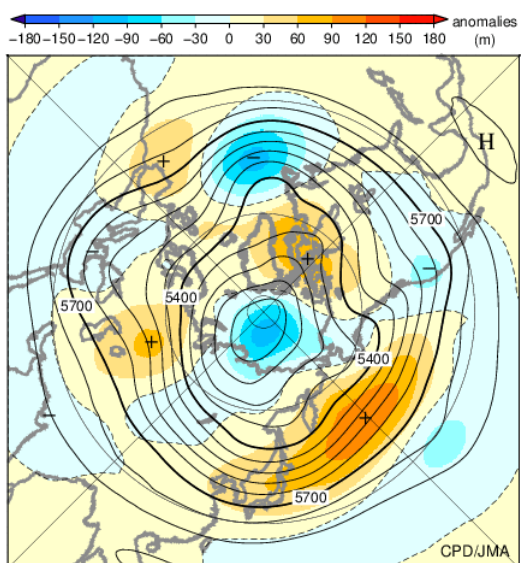
(c) 200hPa 流線関数・平年偏差  
(2023年3月~5月)



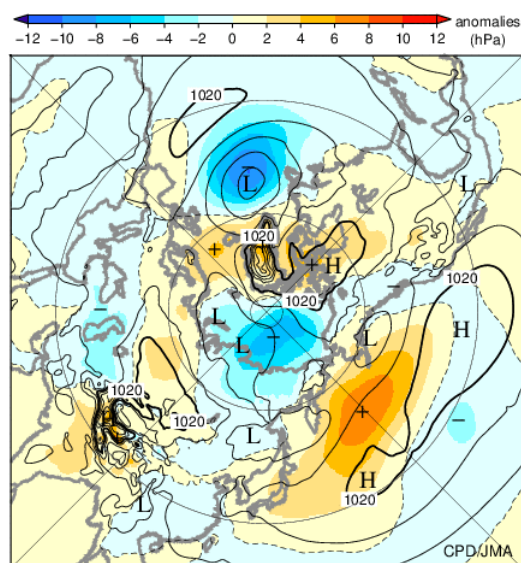
(d) 850hPa 流線関数・平年偏差  
(2023年3月~5月)



(e) 500hPa 高度・平年偏差  
(2023年3月~5月)



(f) 海面気圧・平年偏差  
(2023年3月~5月)





(g) 850hPa 気温・平年偏差  
(2023年3月～5月)

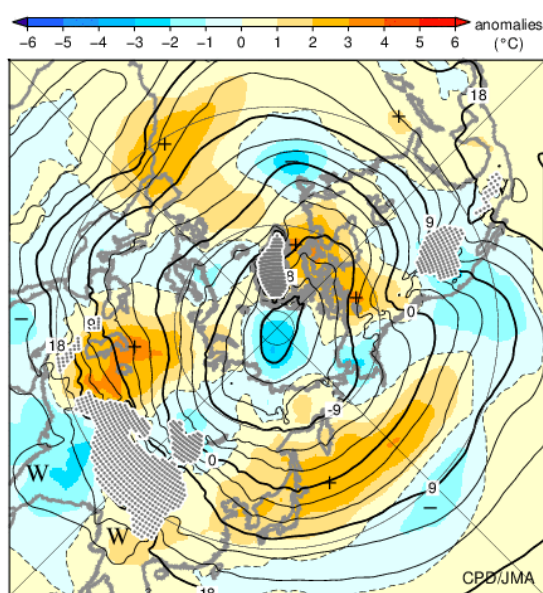
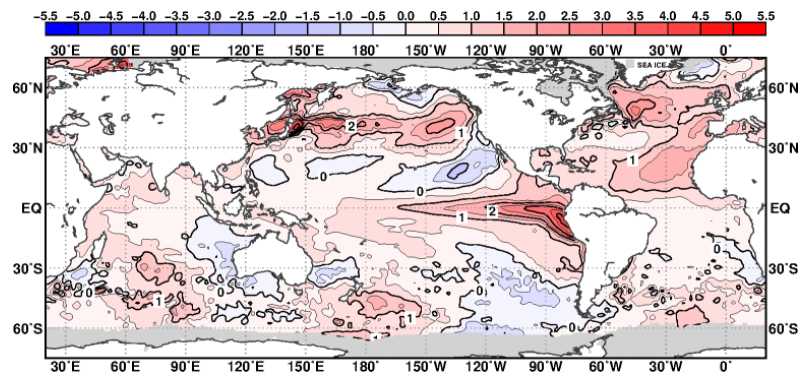


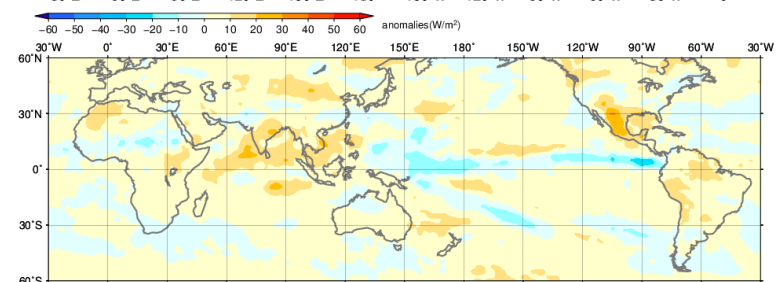
図 1.3-2 3か月平均の海面水温、大気の循環図 (2023年3～5月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(g)の等値線の間隔は 3°C。

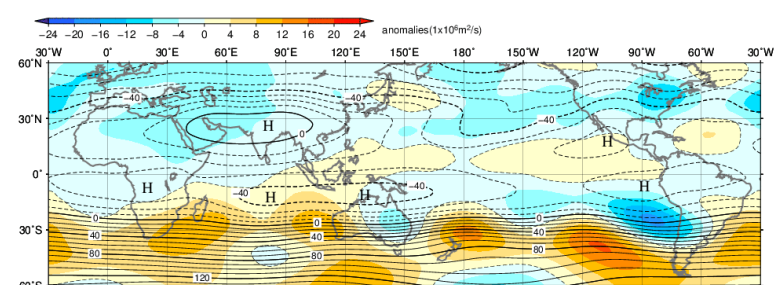
(a) 海面水温平年偏差  
(2023年6月~8月)



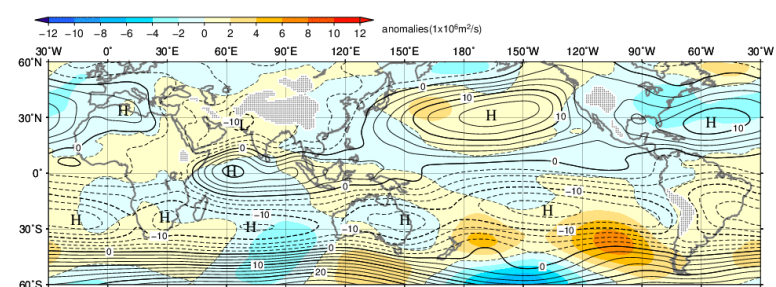
(b) 外向き長波放射量平年偏差  
(2023年6月~8月)



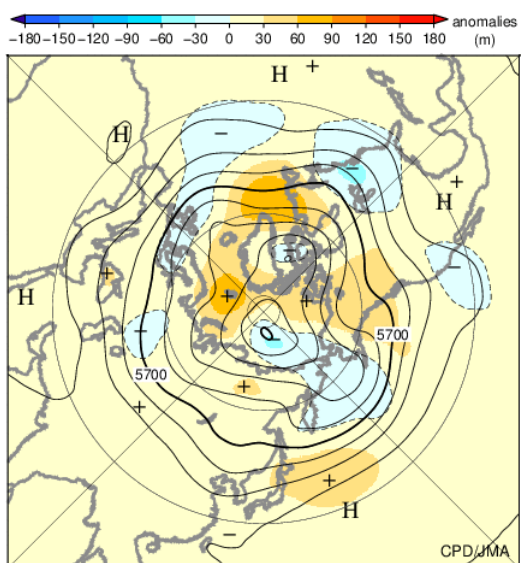
(c) 200hPa 流線関数・平年偏差  
(2023年6月~8月)



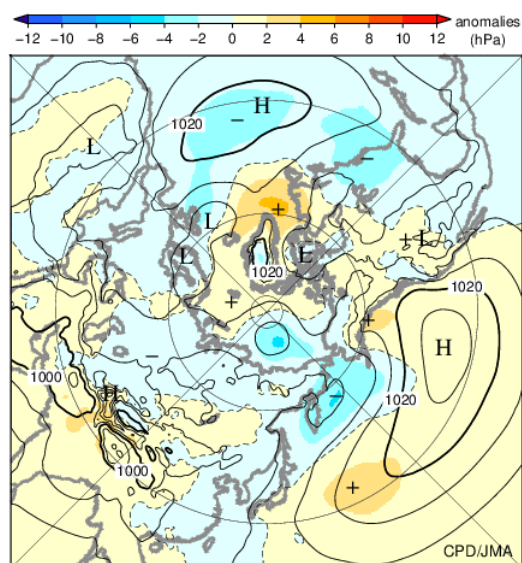
(d) 850hPa 流線関数・平年偏差  
(2023年6月~8月)



(e) 500hPa 高度・平年偏差  
(2023年6月~8月)



(f) 海面気圧・平年偏差  
(2023年6月~8月)



(g) 850hPa 気温・平年偏差  
(2023年6月～8月)

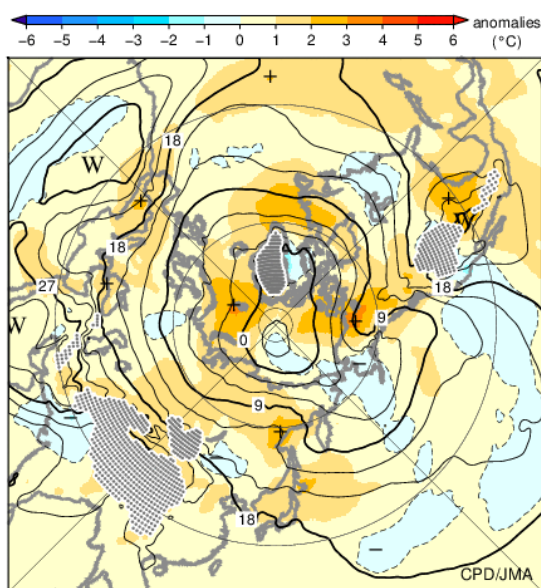
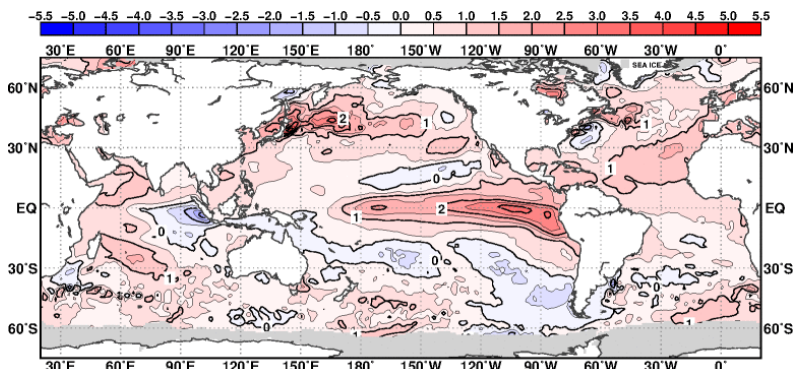


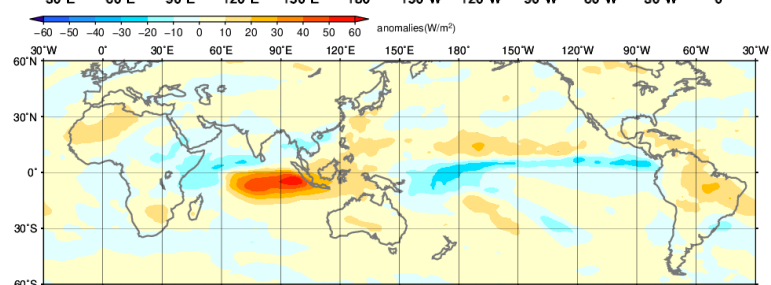
図 1.3-3 3か月平均の海面水温、大気の循環図 (2023年6～8月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(g)の等値線の間隔は 3°C。

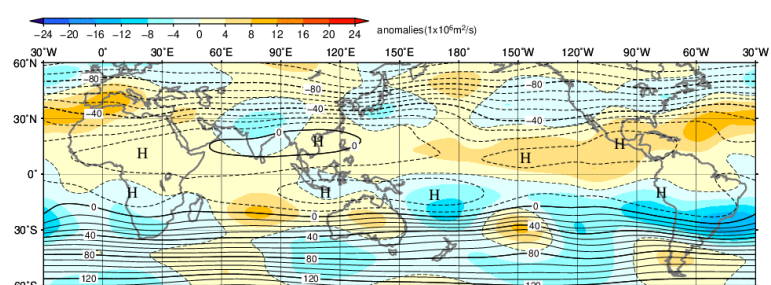
(a) 海面水温平年偏差  
(2023年9月~11月)



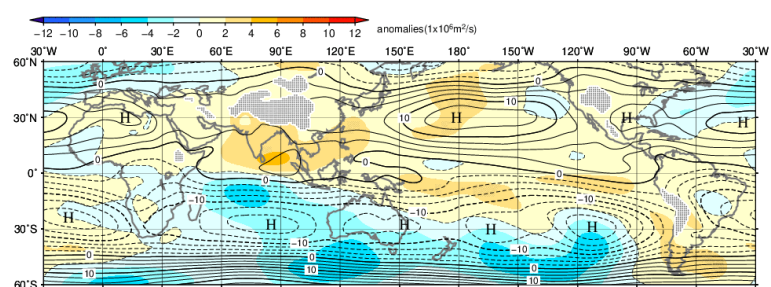
(b) 外向き長波放射量平年偏差  
(2023年9月~11月)



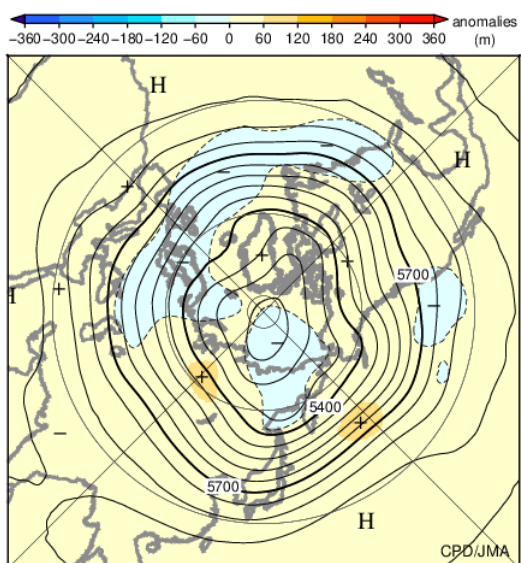
(c) 200hPa 流線関数・平年偏差  
(2023年9月~11月)



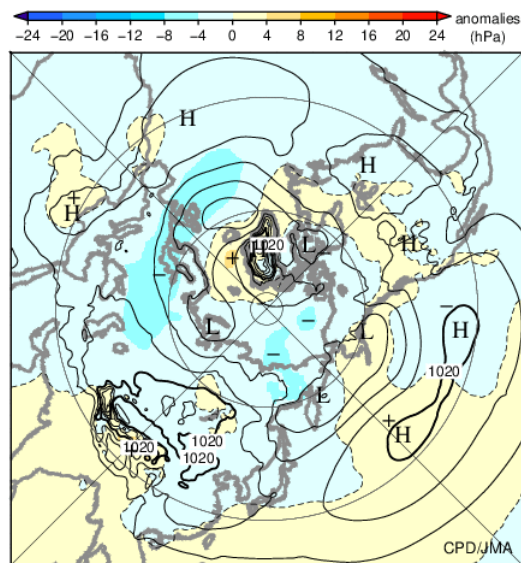
(d) 850hPa 流線関数・平年偏差  
(2023年9月~11月)



(e) 500hPa 高度・平年偏差  
(2023年9月~11月)



(f) 海面気圧・平年偏差  
(2023年9月~11月)





(g) 850hPa 気温・平年偏差  
(2023年9月～11月)

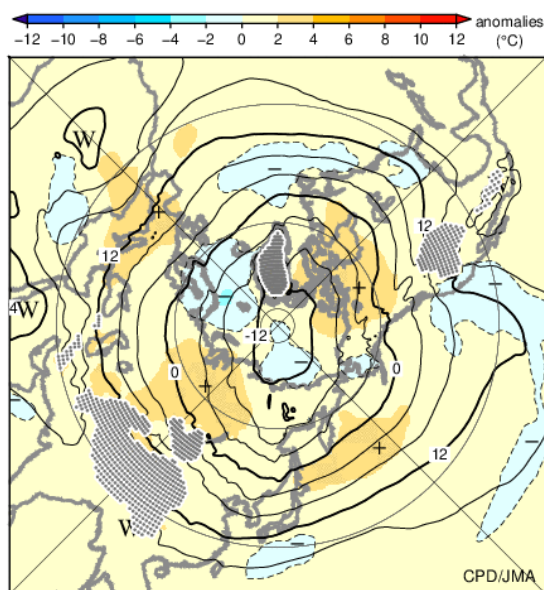


図 1.3-4 3か月平均の海面水温、大気の循環図 (2023年9～11月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。

### 1.3.2 対流圏の平均気温

対流圏の全球平均気温は、2023年は高温偏差が持続し、秋にかけて著しく昇温した（図 1.3-5）。秋（9～11月）で帯状平均した気温は、エルニーニョ現象に対応して対流圏の熱帯域を中心に顕著な高温偏差となった（図 1.3-6）。

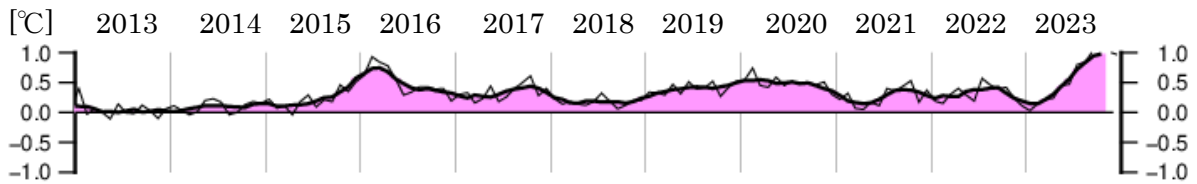


図 1.3-5 対流圏の全球平均層厚換算温度年偏差の時間変化（°C）

細線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正（負）の値は平年値より高い（低い）ことを示す。平年値は1991～2020年の平均値。気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）（Kosaka et al., 2024）に基づく。

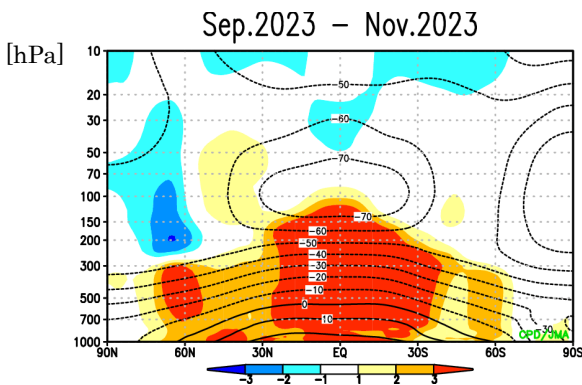


図 1.3-6 帯状平均気温の高度・緯度断面図（2023年9～11月平均）

等値線は帯状平均気温で、間隔は10°C。陰影は帯状平均気温の規格化偏差を示し、正（負）の値はその高度・緯度において平年値より気温が高かったことを示す。平年値は1991～2020年の平均値。気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）（Kosaka et al., 2024）に基づく。

### 1.3.3 夏季アジアモンスーン

夏季アジアモンスーン期におけるベンガル湾～フィリピン付近の積雲対流活動は、概ね平年と比べて不活発な状態となり、数週間～1か月程度の周期で大きく変動した。5月初め、6月初め、7月中旬、9月初めと終わり頃には一時的に活発となった（図 1.3-7）。

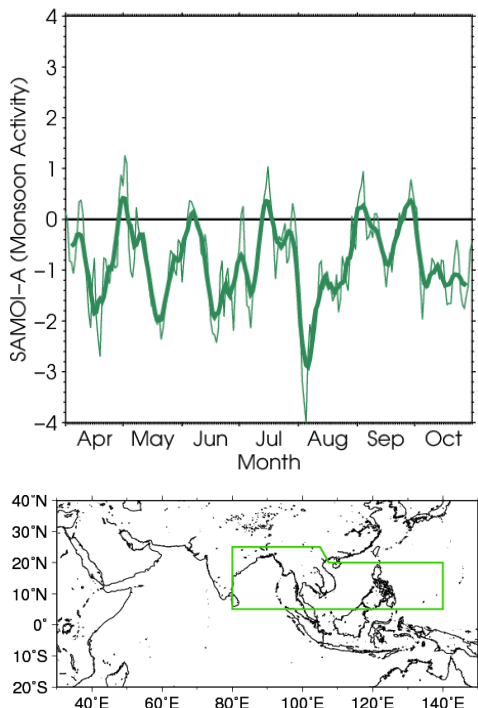


図 1.3-7 夏季アジアモンスーン OLR 指数（SAMOI (A)）の時系列（2023年4～10月）

細線は日別値、滑らかな太線は7日移動平均値。SAMOI (A)（気象庁, 1997）は、外向き長波放射量年偏差を图中地図の緑枠の領域で平均し、年々変動の標準偏差で規格化した後に符号を反転した値で、正（負）の値は夏季アジアモンスーンの対流活動が活発（不活発）であることを示す。平年値は1991～2020年の平均値。外向き長波放射量は米国海洋大気庁より提供されたデータに基づく。

### 1.3.4 台風<sup>7</sup>

2023年の台風の発生数は17個（年平均値25.1個）で、1951年の統計開始以降最も少なかった（図1.3-8、表1.3-1）。9月以降の発生数は5個（年平均値11.6個）と、1951年の統計開始以降最も少なかった。

2023年の日本への台風の接近数は9個（年平均値11.7個）で、1951年の統計開始以降最も少なかった。日本への台風の上陸は第7号の1個（年平均値3.0個）だった。

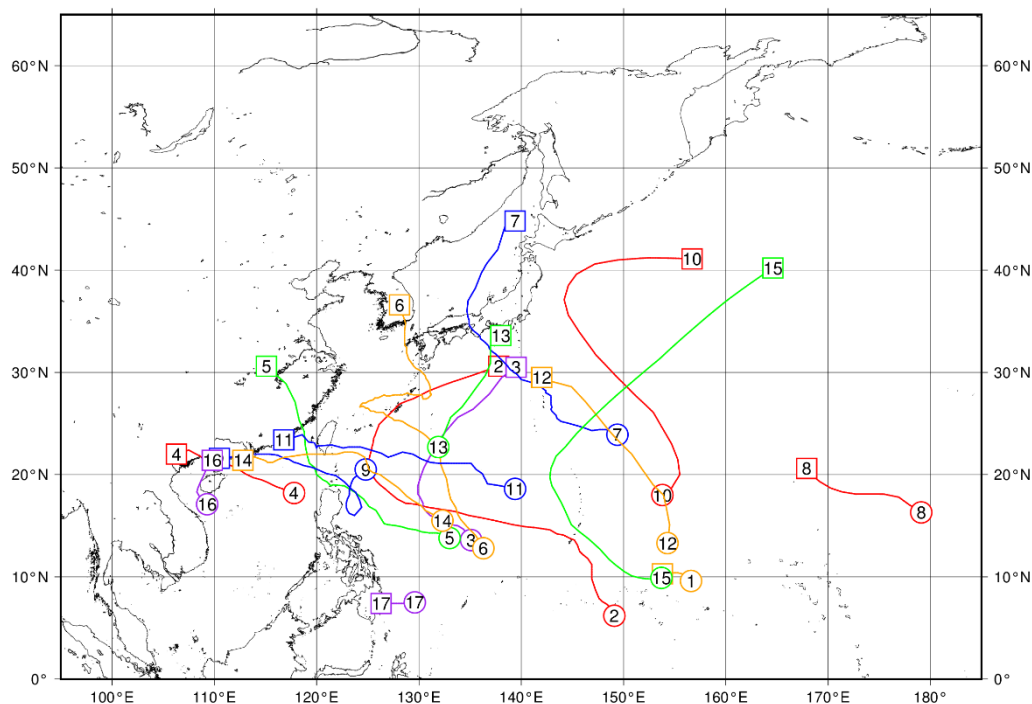


図 1.3-8 2023年の台風経路図

経路の両端の○と□は台風の発生位置と消滅位置、数字は台風番号を示す。

表 1.3-1 2023年の台風一覧

台風期間は日本標準時（JST）による。最大風速は10分間平均した値である。

台風番号	呼名	台風期間	最大風速 (m/s)	台風番号	呼名	台風期間	最大風速 (m/s)
T2301	サンブー	4/20 21時 - 4/22 9時	23	T2310	ダムレイ	8/25 3時 - 8/29 15時	25
T2302	マーワー	5/20 21時 - 6/3 9時	60	T2311	ハイクイ	8/29 3時 - 9/5 9時	45
T2303	グチョル	6/6 21時 - 6/12 21時	40	T2312	キロギー	8/30 21時 - 9/3 9時	23
T2304	タリム	7/15 15時 - 7/18 21時	30	T2313	インニョン	9/5 21時 - 9/8 21時	20
T2305	トクスリ	7/21 9時 - 7/29 9時	50	T2314	コイヌ	9/30 3時 - 10/9 15時	45
T2306	カーヌン	7/28 9時 - 8/10 15時	50	T2315	ボラヴェン	10/7 21時 - 10/14 21時	60
T2307	ラン	8/8 9時 - 8/17 15時	45	T2316	サンバ	10/18 9時 - 10/20 9時	20
T2308	ドーラ	8/12 15時 - 8/15 9時	40	T2317	ジェラワット	12/17 15時 - 12/18 9時	18
T2309	サオラー	8/24 15時 - 9/3 3時	55				

<sup>7</sup> 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋または南シナ海に存在し、低気圧内の最大風速（10分間の平均風速）がおおよそ17m/s以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。

気象庁ホームページでは、統計を開始した1951年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。

<https://www.data.jma.go.jp/yoho/typhoon/statistics/index.html>

## 第2章 気候変動

### 2.1 大気中温室効果ガス濃度の変動<sup>8,9</sup>

- 大気中の二酸化炭素の濃度は、長期的に増加している。
- 大気中のメタンの濃度は、ほぼ横ばいだった 1999～2006 年を除き、長期的に増加傾向にある。
- 大気中の一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加している。
- ハロカーボン類のうち、クロロフルオロカーボン類の大気中濃度は減少傾向にある一方で、ハイドロフルオロカーボン類の大気中濃度は増加傾向にある。

気象庁では世界気象機関（WMO）／全球大気監視（GAW）計画に基づき、温室効果ガスの変動を把握するため、世界の監視ネットワークの一翼として温室効果ガスの観測を行うとともに、温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）<sup>10</sup>を運営しており、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理し、国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータをもとにした解析によると、地球温暖化に及ぼす影響の大きい代表的な長寿命の温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 2.1-1）。

気象庁では国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において、地上付近の温室効果ガス濃度を観測している。また、海洋気象観測船によって、日本周辺海域及び北西太平洋における洋上大気及び海水中の二酸化炭素等の観測を実施している。さらに、2011 年からは北西太平洋において航空機による上空の温室効果ガス観測を行っている（図 2.1-1）。

表 2.1-1 代表的な長寿命の温室効果ガスの世界平均濃度（2022 年）<sup>11</sup>

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	前年から の増加率	参考数値 寿命 (年)
	工業化以前 (1750 年)	2022 年平均濃度	工業化以降 の増加率			
二酸化炭素	約 278 ppm	417.9 ppm	+ 50 %	+2.2 ppm	+0.53 %	不定
メタン	約 729 ppb	1923 ppb	+164 %	+16 ppb	+0.84 %	11.8
一酸化二窒素	約 270 ppb	335.8 ppb	+ 24 %	+1.4 ppb	+0.42 %	109

<sup>8</sup> 本節では、世界の温室効果ガス等の観測データの収集や解析に時間を要する項目については、2022 年までの結果を掲載している。

<sup>9</sup> 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/ghg/info\\_ghg.html](https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html) （大気中の温室効果ガス）  
<https://www.data.jma.go.jp/env/data/report/data/> （大気・海洋環境観測年報）

<sup>10</sup> WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと。<https://gaw.kishou.go.jp/jp/>

<sup>11</sup> 2022 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2023）を、工業化以前の濃度及び寿命については IPCC（2021）を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の濃度と 2022 年平均濃度の差から算出した。なお、寿命は IPCC（2021）にある応答時間（一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間）を採用した。

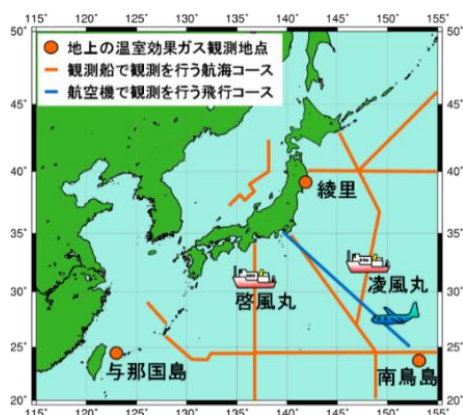


図 2.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の3地点で連続観測を実施しているほか、2隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的に行っている。

## 2.1.1 世界と日本における二酸化炭素

### (1) 世界における二酸化炭素濃度

大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している（図 2.1-2 (a)）。この経年増加は、化石燃料の消費、森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に排出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによってもたらされる（IPCC, 2021）。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で低い（図 2.1-3）。また、季節変動は主に陸上生物圏の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が優勢となって濃度が上昇する（IPCC, 2021）。濃度が極大となるのは、北半球で3～4月頃、南半球で9～10月頃である。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい（図 2.1-3）。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を強く反映して4月頃に極大となる。WDCGGの解析によると2022年の地表付近の世界平均濃度は417.9 ppmであり、前年からの増加量は2.2 ppmであった（表 2.1-1）。この増加量は、最近10年間の平均年増加量（約2.5 ppm）よりわずかに小さく、1990年代の平均年増加量（約1.5 ppm）より大きい。

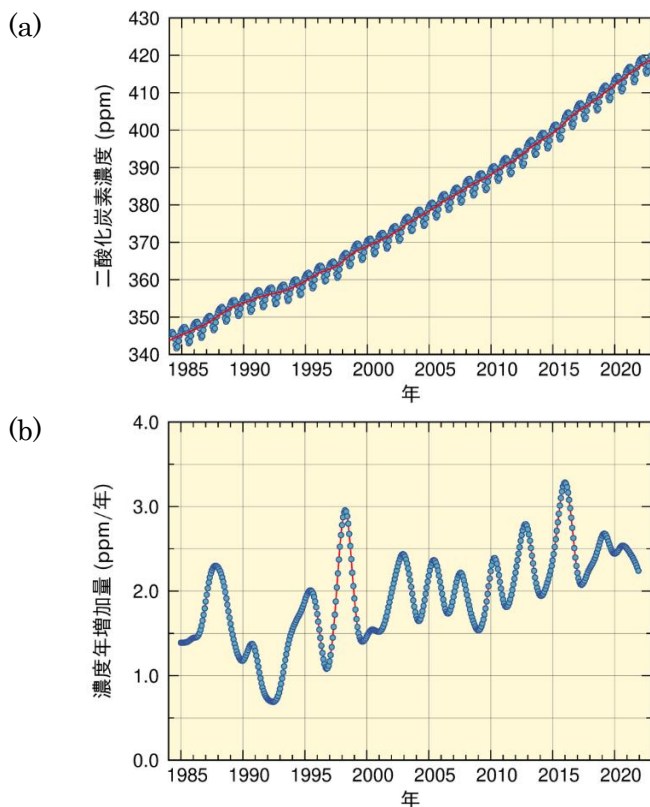


図 2.1-2 大気中の二酸化炭素の (a) 世界平均濃度と (b) 濃度年増加量

温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）が収集した観測データから作成した大気中の二酸化炭素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2023）。濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法はWMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元はWMO（2024）に掲載されている。



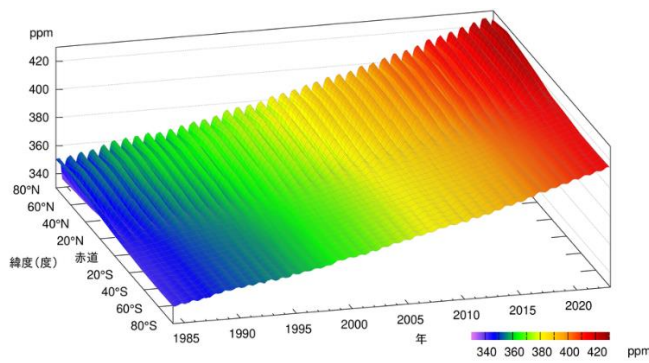


図 2.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2024) に掲載されている。

二酸化炭素濃度の年増加量は一定ではなく年々変動が見られる<sup>12</sup> (図 2.1-2 (b))。年増加量が大きくなる時期はエルニーニョ現象の発生時期におおむね対応しており、エルニーニョ現象がもたらす熱帯域を中心とした高温と少雨により植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化及び光合成活動の抑制が生じ、陸上生物圏から大気への二酸化炭素の正味放出が強まることから知られている (Keeling et al., 1995 ; Dettinger and Ghil, 1998)。図 2.1-4 は、人為起源排出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く方法 (Le Quéré et al., 2016) により推定した陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量 (炭素の重量に換算した年間吸収量) である。例えば 2015~2016 年には、2014 年夏から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象に呼応するように陸上生物圏による吸収量が減少した (WMO, 2018b)。2015 年及び 2016 年の吸収量は、2021 年までの 10 年間の平均 (27±12 億トン炭素) よりも小さい。同様に 1997~1998 年や 2002~2003 年に発生したエルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による吸収量が減少している。例外的に、1991~1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、陸上生物圏による正味の吸収量が大きかった。これは、1991 年 6 月のピナトッポ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらし、土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている (Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999)。

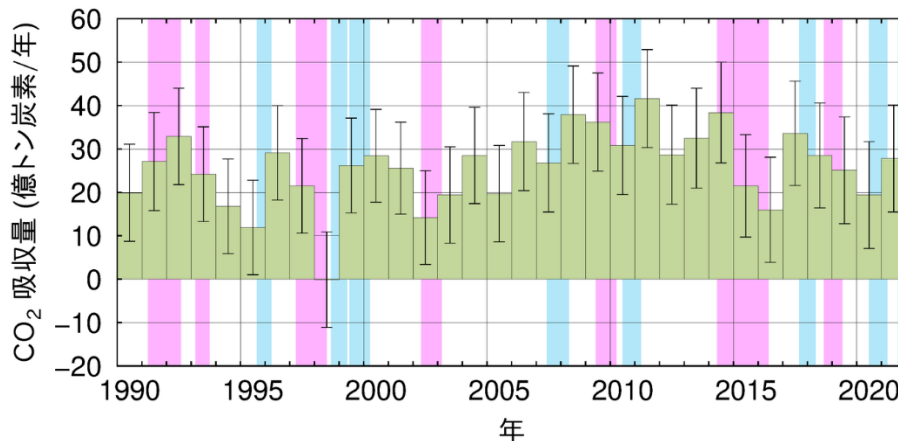


図 2.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

人為起源の排出量 (化石燃料の消費、セメント生産 (セメント中性化による吸収を含む) 及び土地利用変化等による排出量 (Friedlingstein et al., 2023) の合計) から、大気中濃度の増加による蓄積量 (図 2.1-2 (b) を年平均したもの) と海洋による吸収量 (気象庁が解析した海洋による吸収量 (Iida et al., 2021; 2.12.1 (2) 節も参照) に河川からの流入を含む自然の炭素循環による 6 億トン炭素/年 (IPCC, 2021) を考慮したもの) を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ (信頼区間 68% の範囲) である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。

<sup>12</sup> 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因については気象庁ホームページも参照のこと。

[https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour\\_a3.html](https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_a3.html)

## (2) 日本における二酸化炭素濃度

国内観測点における二酸化炭素濃度は、植物や土壌微生物の活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている（図 2.1-5 (a)）。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では（図 2.1-1）、季節変動が最も大きくなっている。これは、北半球では、中高緯度域の陸上生物圏の活動の季節変動が大きいことを反映して、高緯度ほど濃度の季節変動が大きくなる傾向があるためである。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にあるものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい。これは、与那国島がアジア大陸に近く、秋から春にかけて人間活動や植物及び土壌微生物の活動により二酸化炭素濃度が高くなった大陸の大気の影響を強く受けるためである。2023 年の年平均濃度は、綾里で 425.0 ppm、南鳥島で 421.8 ppm、与那国島では 424.4 ppm となった（いずれも速報値）。前年からの増加量は 2.1~3.1 ppm/年であり、これは最近 10 年間の平均年増加量と同程度である。

国内観測点においても二酸化炭素濃度の年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。最近では 2014 年夏~2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した（図 2.1-5 (b)）。

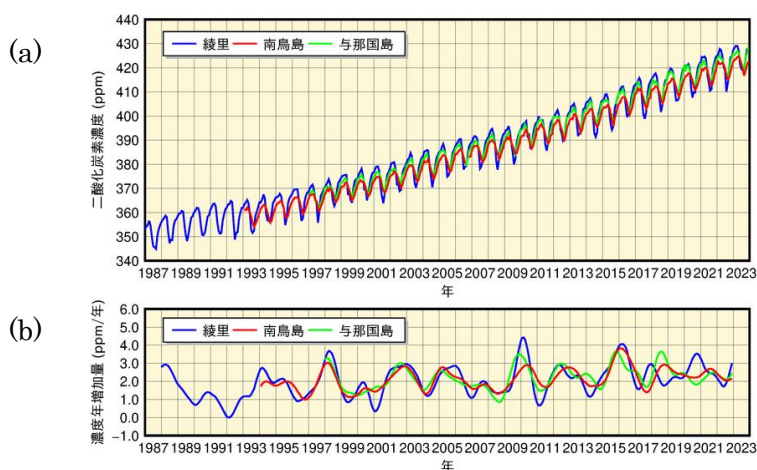


図 2.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO (2009) による。

## (3) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011 年から厚木航空基地（神奈川県綾瀬市）—南鳥島間の輸送機において、北緯約 34~25 度の航路上で水平飛行中の上空約 6 km 及び南鳥島に降下中の異なる高度<sup>13</sup>で二酸化炭素濃度の観測を月に 1 回行っている（Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014）。

図 2-1.6 に、水平飛行時に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）及び 1 回の飛行中における観測の平均値（青点）、また、南鳥島の地上で観測した濃度の月平均値（赤点）を示す。図中の破線は青点及び赤点の時系列データから、季節変動を取り除いた成分を示す。図が示すように、上空の二酸化炭素濃度は、地上における観測値と同様に年々増加している。ただし、破線が示すように、平均的には上空の濃度が地上の濃度よりも低い傾向にある。

図 2-1.7 は、地上観測及び水平飛行時のデータに加えて、輸送機が南鳥島に降下する際に採取した大気中の濃度を用いて、観測開始以降の期間の平均的な季節変動を高度別に示したものである。比較しやすくするため、いずれも地上における観測値から季節変動を取り除いた成分を基準として算出している。いずれの高度においても、冬から春にかけて濃度が高く、夏から秋にかけて濃度が低くなる季節変動が見られるが、冬から春にかけては上空に向かうほど濃度が低くなる傾向が見られる。結果として、上空の濃度の季節変動の振幅は地上のものよりも小さくなっている。

<sup>13</sup> 南鳥島からの上昇時に高度別の観測を行った例もあるが、ごく少数のため、ここではまとめて降下中と記述する。



図 2-1.8 は、2 月と 8 月に実施された観測のうち、南鳥島降下中に採取した大気中の濃度から、観測当日の地上における濃度の日平均値を差し引いたものであり、鉛直方向の濃度変化を示している。2 月は上空に向かうほど濃度が低くなっているのに対し、8 月は地上と上空の濃度値に大きな変化がみられない。

以上の結果は、大陸域において陸上生物圏の影響を受けた地表付近の大気が南鳥島の地上や上空まで輸送されていること、また、その輸送の様相が季節や高度により差異があることを示唆している。南鳥島付近で見られるような、冬から春にかけて上空ほど濃度が低くなり、夏に鉛直方向の濃度勾配が緩やかになる傾向は、アジアや北米においても航空機観測によって確認されている (Sweeney et al., 2015; Umezawa et al., 2018)。

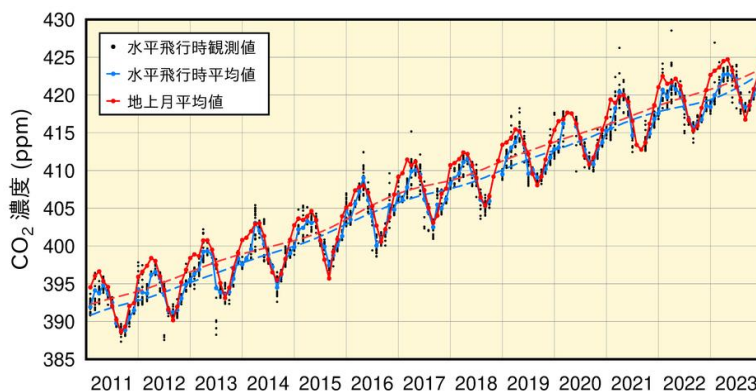


図 2.1-6 厚木航空基地—南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約 6 km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）と 1 回の飛行中における観測の平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）

青破線及び赤破線は、上空及び地上の各平均値からそれぞれの季節変動を取り除いた成分。算出方法は WMO (2009) による。

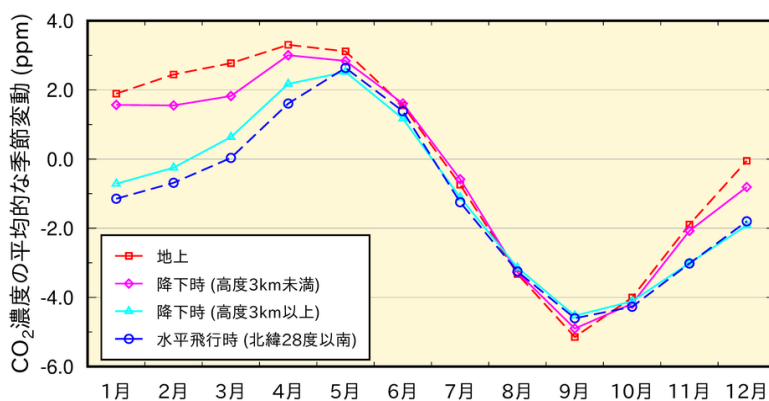


図 2.1-7 南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

地上での月平均濃度（赤色）、北緯 28 度以南を水平飛行中に採取した大気中の濃度の平均値（青色）、降下時に採取した大気中の濃度のうち高度 3 km 未満（桃色）と 3 km 以上（水色）それぞれに対する、2011 年 2 月～2023 年 12 月までの各月の平均値。地上での月平均濃度について季節変動を取り除いた成分を求め（図 2.1-6 赤破線）、それを各濃度時系列から差し引き、各月について平均したものを示している。

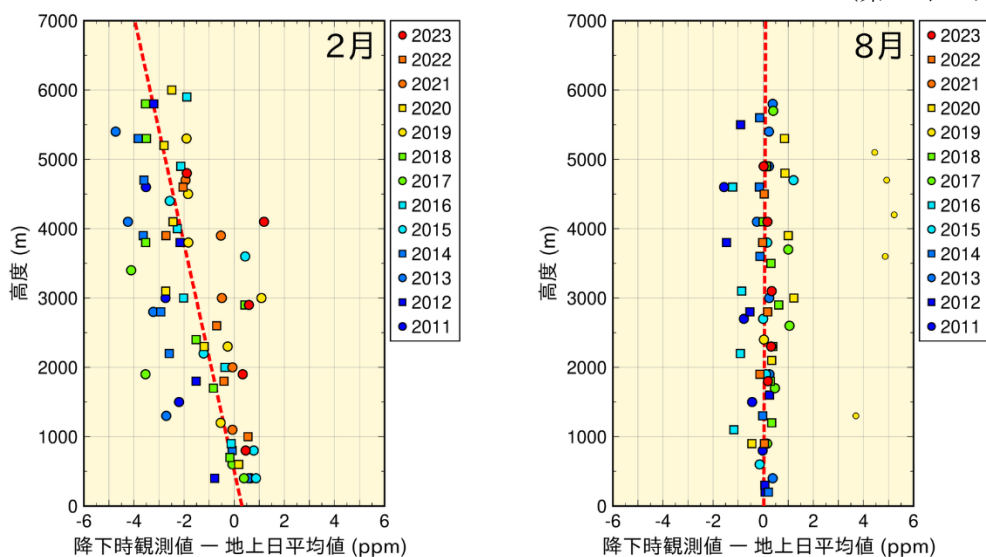


図 2.1-8 南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

各年の2月（左）と8月（右）に実施された航空機観測のデータのうち、南鳥島へ降下中に採取した大気中の二酸化炭素濃度から、観測当日における南鳥島の地上の日平均値を差し引いたものを丸及び四角の印で示している（観測年によって印の色や形を変えている）。赤色の破線は、最小二乗法によって求めた各月の鉛直方向の濃度勾配を表す。観測空域の平均的な特徴を得るため、最小二乗法による近似直線からの残差が、残差の標準偏差の3倍を超えるもの（小さい丸印）は外れ値として鉛直勾配の計算から除外した。2019年8月の観測当日は、地上付近において大陸性の濃度が低い気塊の影響が強く、日平均値が上空の観測値と比較して4~5 ppm 低くなった。なお、2021年8月の観測は欠測である。

## 2.1.2 世界と日本におけるメタン

### (1) 世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度を図 2.1-9 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代半ば以来上昇を続けてきたが、1999～2006 年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007 年以降は再び増加している。IPCC (2021) では、濃度増加が止まった原因については、化石燃料による人為起源の排出量減少の寄与が指摘されており、2007 年以降の濃度増加については、主に化石燃料と農業分野等からの放出の増加によると考えられている。一方、メタンの定量的な収支評価には、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う湿地やバイオマス燃焼からの放出及びメタン消滅に寄与するヒドロキシル (OH) ラジカル<sup>14</sup>の変動等、依然として不確実な部分も多い。WDCGG の解析では 2022 年の世界平均濃度は 1923 ppb で、1984 年以降で最高値となった (表 2.1-1)。

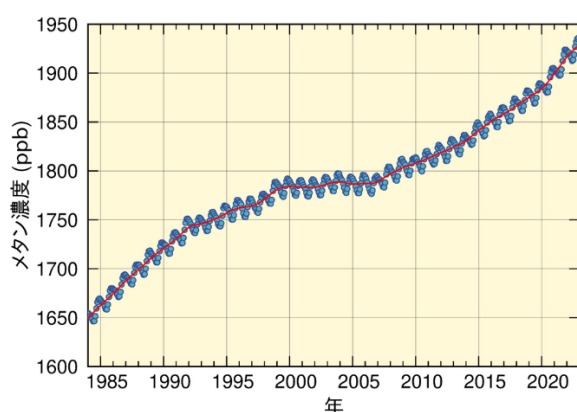


図 2.1-9 大気中のメタンの世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度 (青丸) と、季節変動成分を除いた濃度 (赤線) を示す (WMO, 2023)。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2024) に掲載されている。

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯に比べて熱帯域では低くなっている。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカルと反応し消滅するためである。また、夏季には水蒸気濃度が高く、また紫外線が強くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子が両半球で見られる (図 2.1-10)。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化以降に著しく (164%増)、二酸化炭素の増加率 (50%増) をはるかに上回っている (表 2.1-1)。これは、大気中に放出されるメタンの約 40%は自然起源 (湿地やシロアリなど) である一方、人為起源 (畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て及びバイオマス燃焼など) によるものは約 60%であり、自然界での放出に対して、人間活動に伴う排出が相対的に大きいことに起因していると考えられる。その変動の要因については、人間活動に伴う排出や陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部分が残されている。今後、世界規模での観測の一層の充実が期待されている。

<sup>14</sup> OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

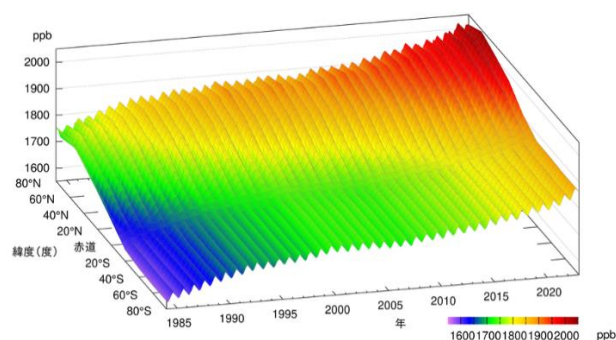


図 2.1-10 緯度帯別の大気中のメタン濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2024) に掲載されている。

## (2) 日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している (図 2.1-11 (a))。高緯度に位置する綾里は OH ラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近いので、3 つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島では、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団とともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。2023 年の年平均濃度は、綾里で 2004 ppb、南鳥島で 1957 ppb、与那国島では 1981 ppb で、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった (いずれも速報値)。

大気中のメタンの濃度年増加量の時間変化 (図 2.1-11 (b)) には年々変動があり、観測地点によって濃度年増加量が大きく異なる年が見られる。

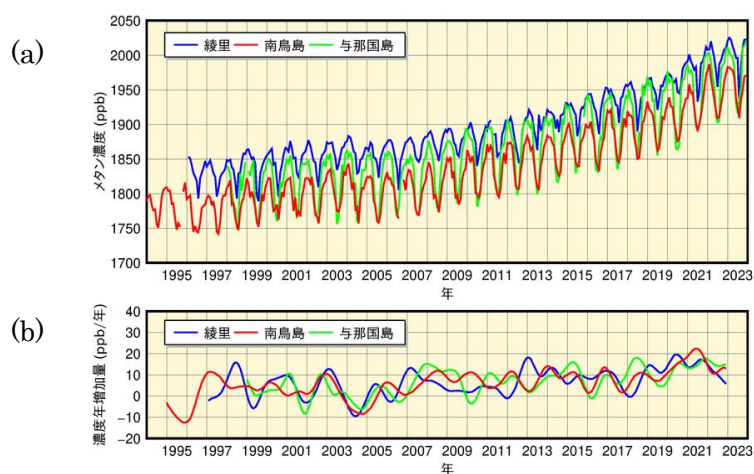


図 2.1-11 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO (2009) による。

### 2.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

大気中的一酸化二窒素濃度を図 2.1-12 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2022 年の世界平均濃度は 335.8 ppb であった。これは、工業化以前（1750 年当初）の平均的な値とされる約 270 ppb と比べ 24% の増加である（表 2.1-1）。大気中に放出される一酸化二窒素の約 57% は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 43% である。一酸化二窒素は大気中の寿命が 109 年と長いために、濃度の季節変動はメタンほど顕著には見られない。また、大気中寿命の長さを反映して、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差もメタンほど顕著に見られないが、人為起源の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い（図 2.1-13）。

綾里における一酸化二窒素濃度の時間変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している（図 2.1-14）。2023 年の年平均濃度は 339.8 ppb（速報値）であった。

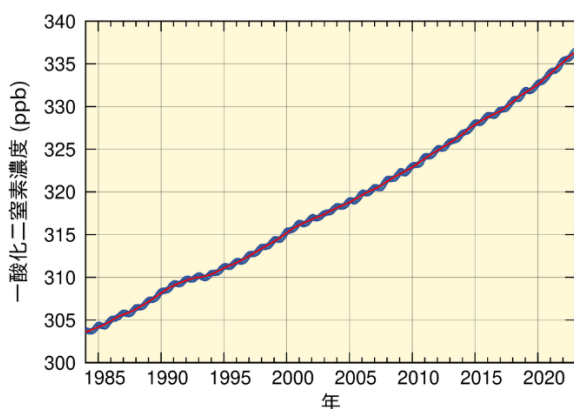


図 2.1-12 大気中的一酸化二窒素の世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中的一酸化二窒素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す(WMO, 2023)。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2024) に掲載されている。

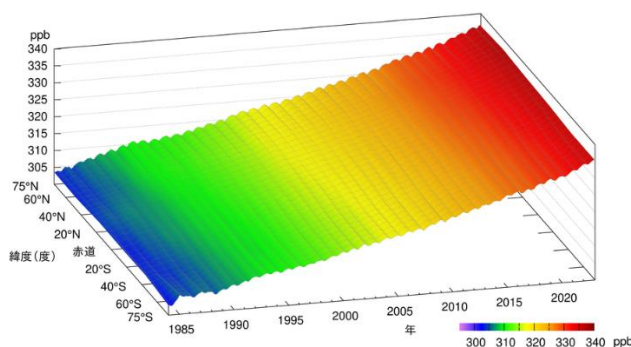


図 2.1-13 緯度帯別の大気中的一酸化二窒素濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中的一酸化二窒素月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2024) に掲載されている。

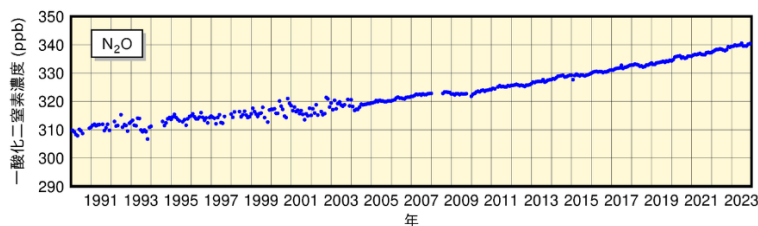


図 2.1-14 綾里における大気中的一酸化二窒素月平均濃度の時間変化

2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

### 2.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類

ハロカーボン類は、塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称である。その多くは強力な温室効果ガスであり、人工的な生産により、その大気中濃度は 20 世紀後半以降急速に増加した。その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。

このうちクロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。フッ素及び塩素を含んだ炭素化合物であり、ハロカーボン類の一種。以下 CFC 類と表記。）は成層圏オゾン破壊する物



質であり、1987年に採択され、1989年に発効した「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書（以下モントリオール議定書と表記。）」によりその生産等が規制されている。

一方、ハイドロフルオロカーボン類（フッ素及び水素を含んだ炭素化合物であり、ハロカーボン類の一種。以下HFC類と表記。）は成層圏オゾン破壊する効果はなく、CFC類の代替物質として使用されてきたが、強力な温室効果をもつため、2016年にHFC類をモントリオール議定書の規制対象物質に追加する改正（キガリ改正）が行われた（2019年発効）。

### (1) 世界のハロカーボン類

世界の大気中のCFC類の濃度は、1980年代までは急速に増加したが、1990年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる（図2.1-15）。要素別に見ると、CFC-11は1992～1994年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12は2003年頃まで増加しその後減少傾向に転じている。CFC-113は北半球で1993年頃を境に、南半球では1996年頃を境として緩やかな減少傾向に転じている。また、CFC類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980年代よりも1990年代以降の方が差が小さくなっており、このことから、CFC類の排出を抑制した効果が大気中のCFC類の濃度に現れていることが分かる。

一方で、2012年以降の大気中CFC-11の全球濃度の減少速度が、2002～2012年の減少速度のおよそ3分の2に低下しているという観測結果が報告された。その要因として、CFC-11の全球排出量が増加していたことが数値モデルの結果から推定されており、東アジアからの寄与が示唆された（WMO, 2018a; WMO, 2018b; Montzka et al., 2018; Rigby et al., 2019）。2018年以降は、地上観測や数値モデルの解析結果から、東アジアからのCFC-11排出量が再び減少傾向にあることが報告されており（Park et al., 2021）、世界の地上観測結果からも2019年以降の大気中CFC-11の全球濃度の減少速度が加速していることが報告されている（Montzka et al., 2021）。

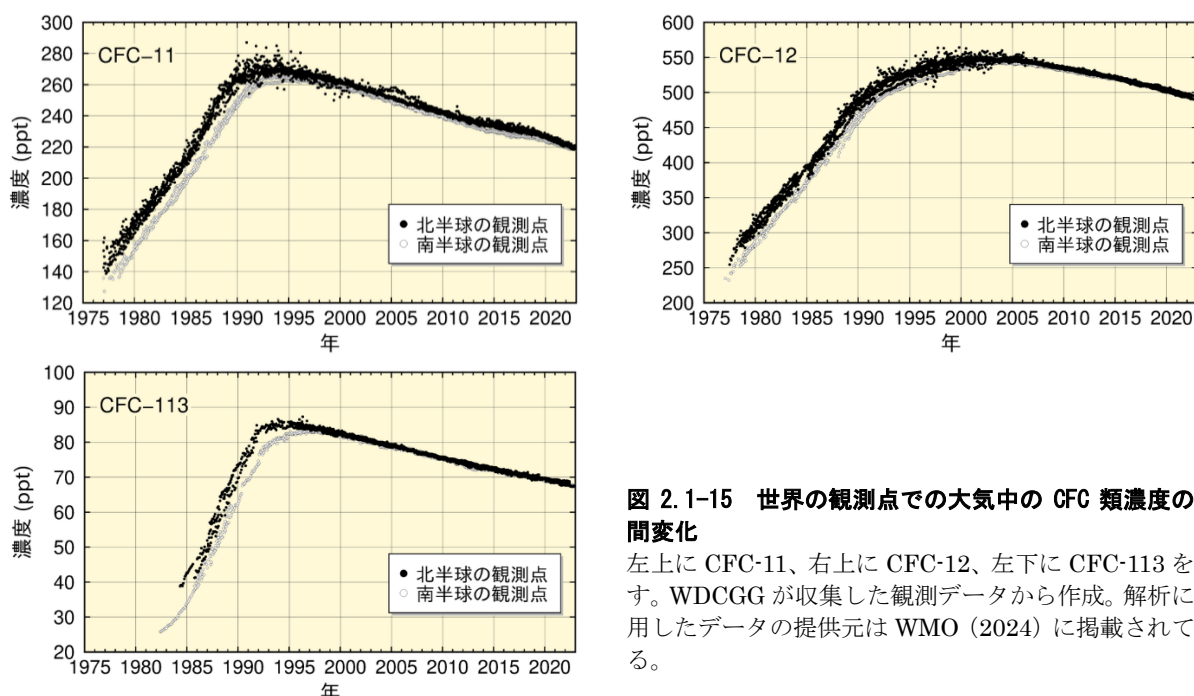


図 2.1-15 世界の観測点での大気中のCFC類濃度の時間変化

左上にCFC-11、右上にCFC-12、左下にCFC-113を示す。WDCGGが収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元はWMO（2024）に掲載されている。

世界の大気中のHFC類の濃度は、CFC類同様に、排出源が多く存在する北半球の方が南半球の濃度より高くなっている（図2.1-16）。要素別に見ると、HFC-134aは大気中濃度が増加し続けているが、HFC-152aは近年その増加傾向が見られなくなっていることが分かる。特にHFC-152aについては、大気中の寿命が短いことから北半球－南半球間で濃度差が大きい。また、顕著な季節

変動が見られることが分かる。

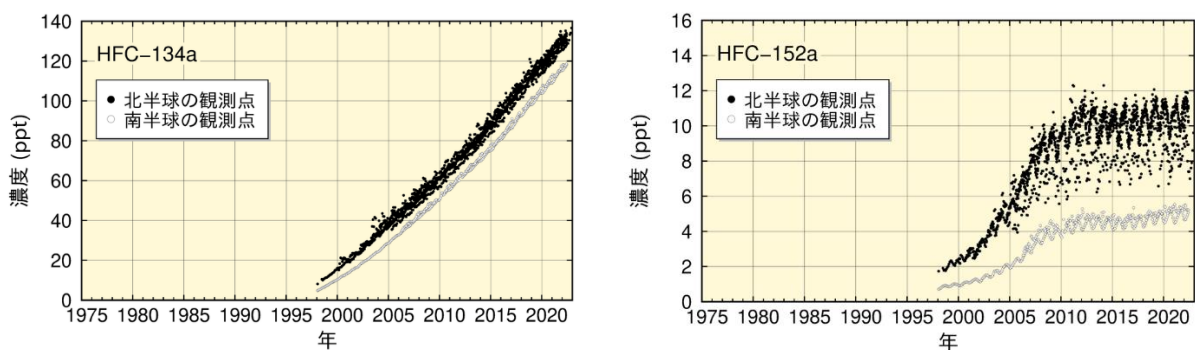


図 2.1-16 世界の観測点での大気中の HFC 類濃度の時間変化

左に HFC-134a、右に HFC-152a を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO (2024) に掲載されている。

## (2) 日本のハロカーボン類

綾里における CFC 類の観測結果においても大気中濃度の減少傾向が見られる (図 2.1-17)。要素別に見ると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993~1994 年の約 270 ppt をピークとして減少している。2011 年に CFC-11 濃度が極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関して損傷したポリウレタン発泡断熱材から CFC-11 が漏れ出した可能性が指摘されている (Saito et al., 2015)。CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向が見られる。

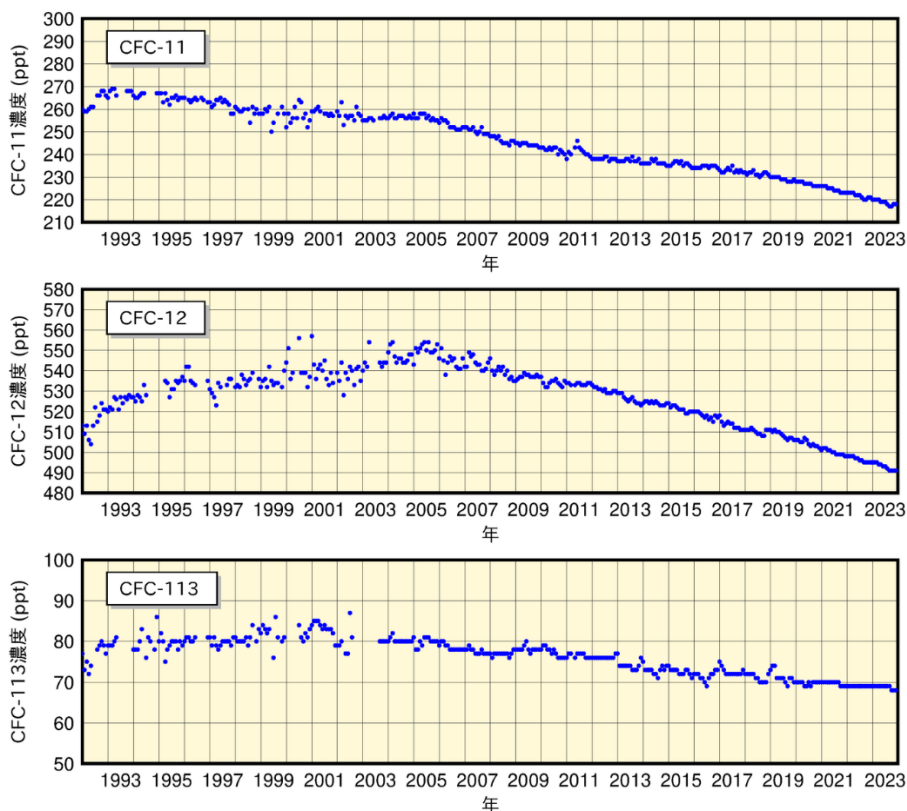


図 2.1-17 綾里における大気中の CFC 類濃度の時間変化

上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。



気象庁では、2020年4月から南鳥島でHFC類の観測を開始した。南鳥島における大気中のHFC-134a及びHFC-152aの濃度は、北半球の他の観測地点とほぼ同程度の値となっている(図2.1-18)。特にHFC-152aについては、冬季から春季にかけて濃度が高く、夏季から秋季にかけて濃度が低くなる顕著な季節変動が見られる。今後も長期的に監視を続けることが重要である。

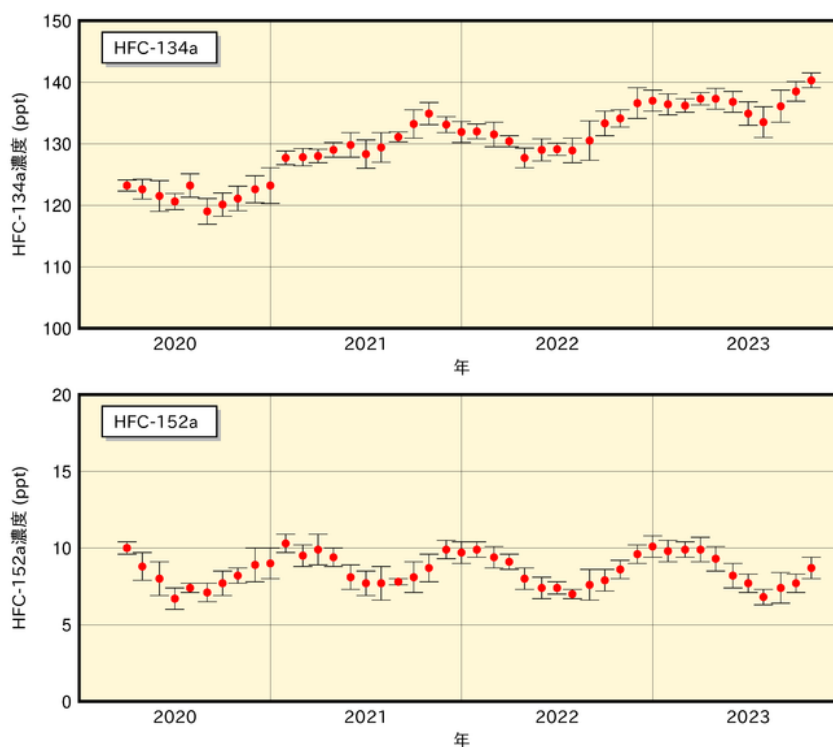


図 2.1-18 南鳥島における大気中のHFC類濃度の時間変化

上から順にHFC-134a、HFC-152aを示す。南鳥島では、2020年4月に観測を開始した。

## 2.2 日本におけるエアロゾル<sup>15</sup>と地上放射の変動

- 1960年以降の日本における大気混濁係数のバックグラウンド値は、大規模な火山噴火によるエアロゾルの影響で成層圏大気が混濁したことにより、1990年代初めまでに数回の極大を示し、2023年現在までに1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 2023年の黄砂観測日数は14日、黄砂観測のべ日数は40日だった。

### 2.2.1 エアロゾル

国内の直達日射量<sup>16</sup>観測により得られる大気混濁係数<sup>17</sup>から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値の1960年以降の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エアロゾルの影響が明瞭に確認できる(図2.2-1)。1963年から数年継続しているやや高い値、1982～1983年と1991～1993年にみられる極大は、それぞれ1963年2～5月のアグン火山噴火(インドネシア)、1982年3～4月のエルチチオン火山噴火(メキシコ)、1991年6月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)によって二酸化硫黄等の火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

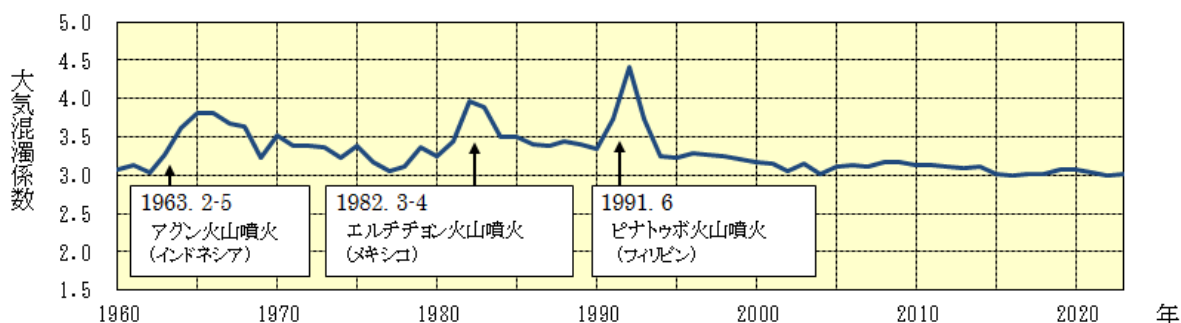


図 2.2-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化 (1960～2023年)

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エアロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内5地点(網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島、ただし2020年までは網走ではなく札幌の観測値を使用)の平均値を求め、年平均値を算出している。矢印は大規模な火山噴火が発生した時期を示す。

### 2.2.2 黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエアロゾルの一種である。気象庁では、国内11地点(2023年12月31日現在)の気象台で、職員が目視により大気中に黄砂粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。2023年の黄砂観測日数(上記気象台のいずれかで黄砂現象を観測した日数。同じ日に何地点で観測しても1日として数える。)は14日(図2.2-2)、黄砂観測のべ日数(上記気象台のそれぞれで黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば5地点で黄砂が観測さ

<sup>15</sup> 「エアロゾル」については巻末の用語一覧を参照。気象庁ホームページでは、エアロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/env/kosahp/aerosol.html> (黄砂・エアロゾル)

<https://www.data.jma.go.jp/env/kosa/fcst/fcst-s.jp.html> (黄砂情報)

<sup>16</sup> 直達日射量とは、太陽から地表面に直接入射するエネルギーである。直達日射量からは大気の濁り具合に関する指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数(大気混濁係数)を算出することができる。

<sup>17</sup> 大気混濁係数は、エアロゾルのほか、水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気の光学的厚さ(日射に対する大気の不透明さ、濁り具合)が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気的光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示す。

れた場合には5日として数える。)は40日(図2.2-3)であった。1967~2023年の統計期間では黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数とも年々の変動が大きく、有意な変化傾向は見られない<sup>18</sup>。

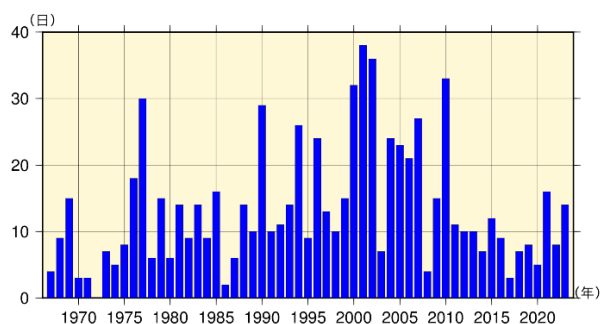


図2.2-2 日本における年別の黄砂観測日数(1967~2023年、現在(2023年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

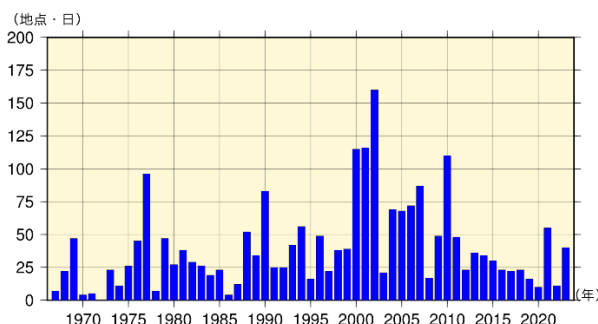


図2.2-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数(1967~2023年、現在(2023年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

### 2.2.3 日射と赤外放射

地球における放射収支の変化は気候変動をもたらすため、その変化を監視することは重要である。気象庁では、直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射<sup>19</sup>の観測を国内5地点(網走・つくば・福岡・石垣島・南鳥島)で行っている(図2.2-4)。

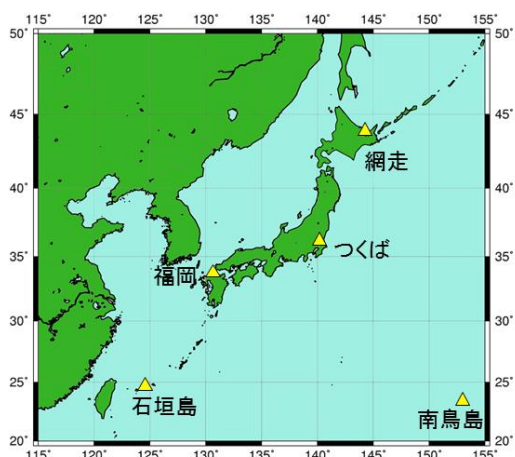


図2.2-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点  
日本国内では網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

#### (1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量<sup>20</sup>は、1960年頃から1980年代後半まで減少し、1980年代後半から2000年頃まで急速に増加し、その後は大きな変化が見られないという傾向が報告されている(Ohmura, 2009)。日本における変化傾向(国内5地点平均)によると、1970年代後半から1990年頃にかけて減少し、1990年頃から2000年代初めにかけて増加し、その後は大きな変化は見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している(図2.2-5)。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エアロゾルの変化による影響が大きく、

<sup>18</sup> 本レポートにおける有意性の評価と表現については、巻末の「変化傾向の有意性の評価について」を参照。

<sup>19</sup> 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射(赤外線)である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・二酸化炭素等からその絶対温度の4乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

<sup>20</sup> 全天日射は、直達日射と天空の全方向から入射する散乱日射(雲からの反射日射を含む)を合わせたものであり、全天日射量は水平面で受けた全天日射エネルギー量である。全天日射の観測は、全天日射計による方法と、直達日射と散乱日射をそれぞれ観測しそれらを足し合わせたものによる方法があり、図2.2-5で使用したデータはより精度の高い後者の方法をできる限り採用している。

その他、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている (Wild, 2009)。日本の 1990 年頃から 2000 年代初めにかけての増加の原因についても、その 2/3 が人為起源エアロゾルの減少によるもので、残りの 1/3 が雲量の減少によるものと評価されており (Norris and Wild, 2009)、人為起源エアロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示されている。また、エアロゾルは種類によって光学特性が異なる。先述の日本における増加には、大気に含まれる人為起源エアロゾル総量の減少のみならず、その構成の変化による平均的な光学的特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている (Kudo et al., 2012)。

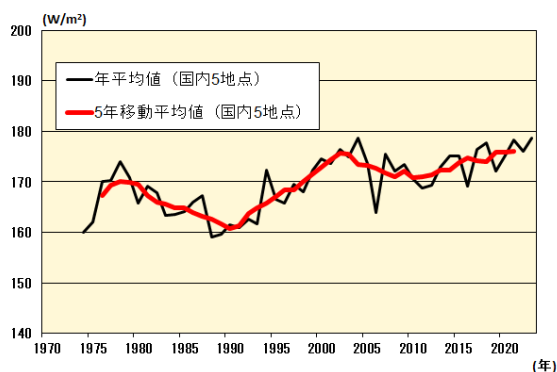


図 2.2-5 全天日射量の経年変化

国内 5 地点 (網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島) で平均した全天日射量の年平均値 (黒線) 及び 5 年移動平均値 (赤線)。

年平均値は、日合計値の観測日数が 20 日以上である月の月平均値の平均を示す。2010 年 3 月 (網走は 2021 年 2 月、つくばは 1987 年 12 月) 以前は全天日射計による全天日射量を使用し、2010 年 4 月 (網走は 2021 年 3 月、つくばは 1988 年 1 月) 以後は直達日射計と散乱日射計から算出した全天日射量を使用している。

## (2) 下向き赤外放射量

地球温暖化の原因物質である二酸化炭素を始めとする大気中の温室効果ガスは、人間活動により年々増加を続けている。温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化のシグナルは、地上気温の上昇よりも下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観測要素である。数値モデル実験の結果によれば、個々の観測地点における 20 年間の観測データを解析すれば、95%水準で統計的に有意な増加が検出可能であると示唆され、約 10 年間の実際の観測データによる解析では増加の兆候が明瞭に示されている (Wild and Ohmura, 2004)。

日本における下向き赤外放射量については、1990 年代初めからつくばにおいて研究観測が行われている。この観測データを用いて長期変化傾向を解析すると、1993~2023 年の期間に 1 年あたり約  $0.3 \text{ W/m}^2$  の割合で増加している (図 2.2-6)。これは、全世界の基準地上放射観測網 (BSRN) 20 観測地点の解析結果 (1992~2009 年において、年  $0.3 \text{ W/m}^2$  の割合で増加) と整合している (WCRP, 2010)。

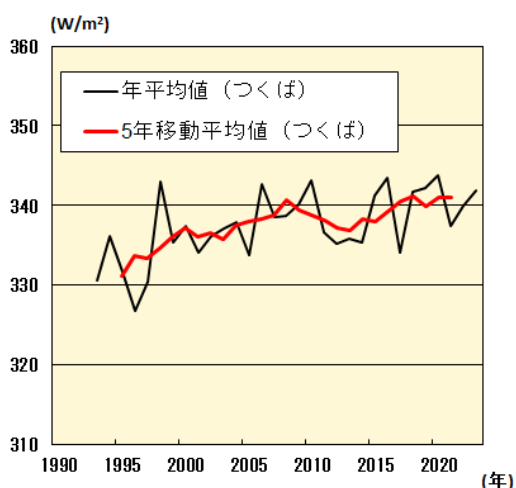


図 2.2-6 下向き赤外放射量の経年変化

つくばにおける下向き赤外放射量の年平均値 (黒線) 及び 5 年移動平均値 (赤線)。

## 2.3 気温の変動<sup>21, 22</sup>

- 2023年の世界の年平均気温偏差(1991年～2020年の30年平均値からの偏差)は+0.54℃で、1891年の統計開始以降、最も高い値となった。世界の年平均気温は、100年あたり0.76℃の割合で上昇している。
- 2023年の日本の年平均気温偏差は+1.29℃で、1898年の統計開始以降、最も高い値となった。日本の年平均気温は、100年あたり1.35℃<sup>23</sup>の割合で上昇している。
- 全国的に、猛暑日や熱帯夜は増加し、冬日は減少している。

### 2.3.1 世界の平均気温

2023年の世界の年平均気温(陸域における地表付近の気温と海面水温の平均、海氷部は含まない)の基準値(1991～2020年の30年平均値)からの偏差は+0.54℃で、統計を開始した1891年以降では最も高い値となった(図2.3-1)。この結果、最近の2014年から2023年までの値が上位10年全てを占めることとなった。世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年あたり0.76℃である<sup>24</sup>(信頼水準99%で統計的に有意)。

北半球の年平均気温偏差は+0.68℃、南半球の年平均気温偏差は+0.38℃で、北半球及び南半球ともに最も高い値となった(図2.3-2)。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ100年あたり0.80℃、0.69℃である(いずれも信頼水準99%で統計的に有意)。

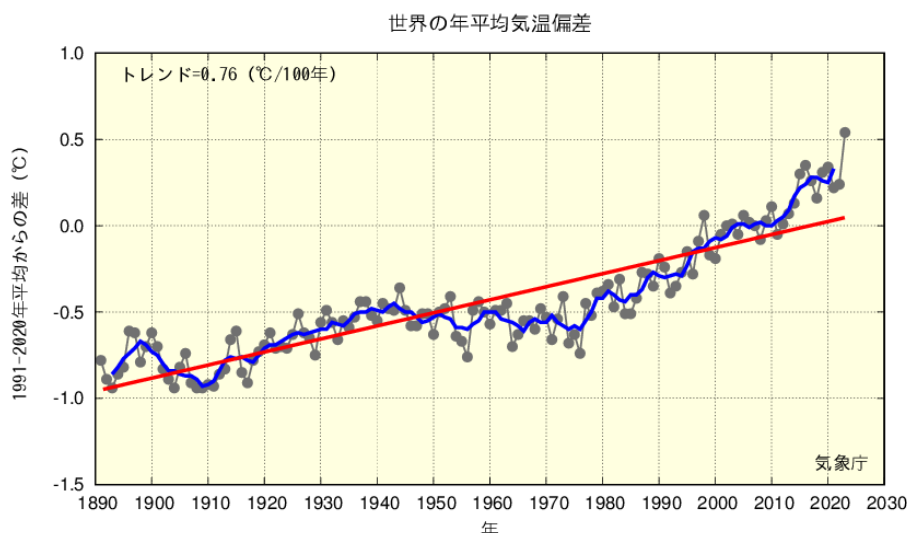


図 2.3-1 世界の年平均気温偏差の経年変化(1891～2023年)

偏差の基準値は1991～2020年の30年平均値。細線(黒)は各年の値(基準値からの偏差)を示している。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)を示している。

<sup>21</sup> 気象庁ホームページでは、気温等に関する長期変化の監視成果を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html> (世界及び日本の年別等の平均気温)

[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme\\_p.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html) (日本の猛暑日や熱帯夜等)

<sup>22</sup> 世界全体や日本全体の平均気温について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ(偏差)を用いている。その理由は、気温の観測が世界や日本でくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

<sup>23</sup> 100年間あたり上昇率について、昨年までの期間(2022年まで)では+1.30℃/100年であったが、今般期間(2023年まで)では今年の記録的な高温も含むこととなり+1.35℃/100年に増加した。1年追加しただけで上昇率の値が0.05増加したことになるが、元々、この上昇率には±0.10の標準誤差がある。このため、この0.05の増加は、特筆すべき変化というわけではない。

<sup>24</sup> IPCC第6次評価報告書(IPCC, 2021)では、21世紀最初の20年間(2001～2020年)における世界平均気温は、1850～1900年の気温よりも0.99℃(可能性が非常に高い範囲は0.84～1.10℃)高かったと評価されている。100年あたりの上昇率に換算した値は本レポートとは異なるが、長期的に上昇し1990年代半ば以降高温となる年が多いという同様の変動を示している。なお、本レポートと異なる値となるのは、元となるデータや世界平均の算出方法及び統計期間の違いによる。



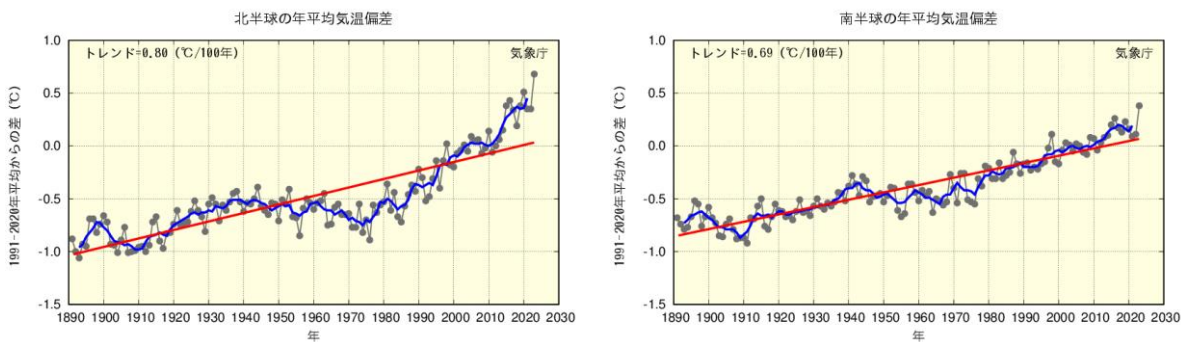
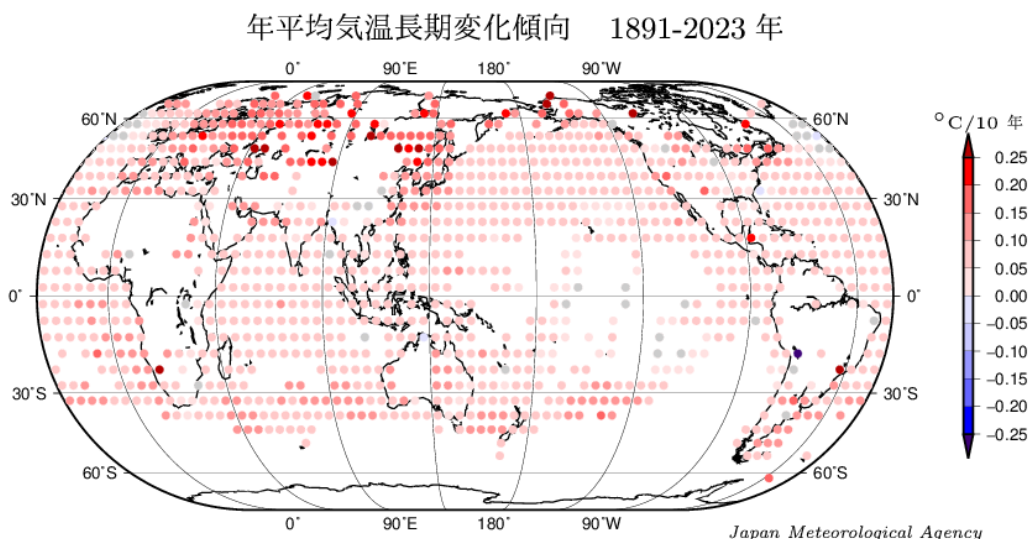


図 2.3-2 北半球及び南半球の年平均気温偏差の経年変化（1891～2023 年）

左図は北半球平均、右図は南半球平均。偏差の基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。細線（黒）は各年の値（基準値からの偏差）を示している。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）を示している。

また、緯度経度 5 度の格子ごとの変化傾向を見ると、長期的な統計ではほとんどの地域で上昇していると思われる（図 2.3-3）。



図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  格子で平均した 1891-2023 年の長期変化傾向（10 年あたり）を示す。  
灰色は、信頼度 90 % で統計的に有意でない格子を示す。

図 2.3-3 緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の長期変化傾向（1891～2023 年）

図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  格子で平均した 1891～2023 年の長期変化傾向（10 年あたりの変化量）を示す。灰色は長期変化傾向が見られない（信頼水準 90 % で統計的に有意でない）格子、空白は利用可能なデータが十分でない格子を示す。



### 2.3.2 日本の平均気温

日本の気温の変化傾向を見るため、都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の15観測地点(表2.3-1)について、1898~2023年の年平均気温の基準値(1991~2020年の30年平均値)からの偏差を用いて解析した。

2023年の日本の年平均気温の偏差は+1.29°Cで、統計を開始した1898年以降で最も高い値となった(図2.3-4)。日本の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年あたり1.35°Cである(信頼水準99%で統計的に有意)。季節別には、それぞれ100年あたり冬は1.19°C、春は1.62°C、夏は1.25°C、秋は1.36°Cの割合で上昇している(いずれも信頼水準99%で統計的に有意)。

表 2.3-1 日本の年平均気温偏差の計算対象地点

都市化の影響が比較的小さく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正<sup>25</sup>を行ったうえで利用している。

要素	観測地点
地上気温 (15観測地点)	網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島

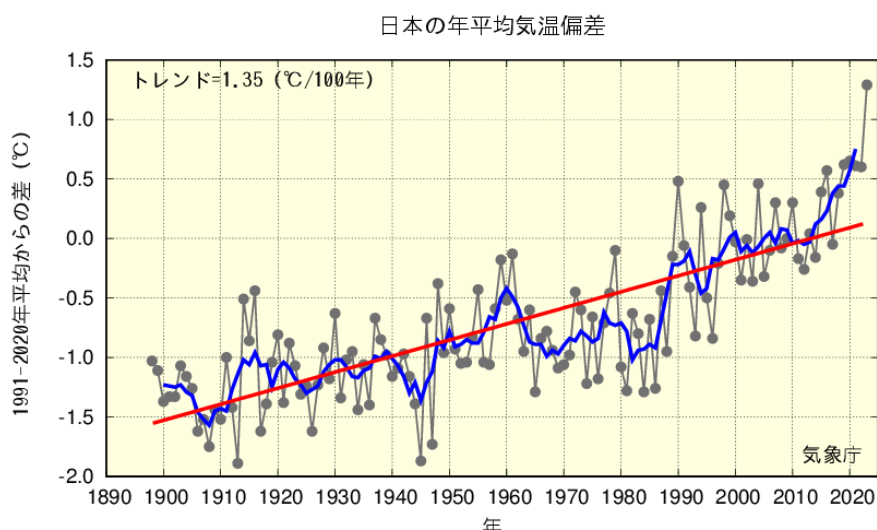


図 2.3-4 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898~2023年)

偏差の基準値は1991~2020年の30年平均値。細線(黒)は、国内15観測地点(表2.3-1参照)での各年の値(基準値からの偏差)を平均した値を示している。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)を示している。

<sup>25</sup> データの補正についての解説は、下記の気象庁ホームページに掲載している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/correction.html> (観測場所の移転に伴う気温データの補正方法について)

### 2.3.3 日本における極端な気温

表 2.3-1 の 15 観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析<sup>26</sup>を行った。なお、飯田及び宮崎の月平均気温は移転による影響を除去するための補正を行ったうえで利用しているが、日最高気温、日最低気温に基づく猛暑日や熱帯夜等の日数については移転による影響を除去することが困難であるため、当該地点を除く 13 観測地点で解析を行った。

#### (1) 月平均気温における異常値<sup>27</sup>の出現数

統計期間 1901～2023 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している（図 2.3-5）。

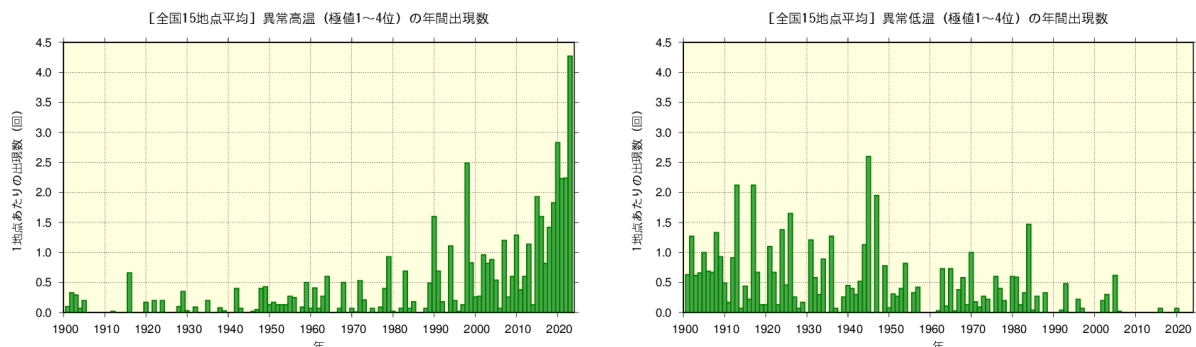


図 2.3-5 月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2023 年）

月平均気温に基づく異常高温と異常低温の年間出現数。棒グラフは各年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。

#### (2) 日最高気温 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の年間日数

統計期間 1910～2023 年における日最高気温が 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の日数はともに増加している（それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.3-6）。

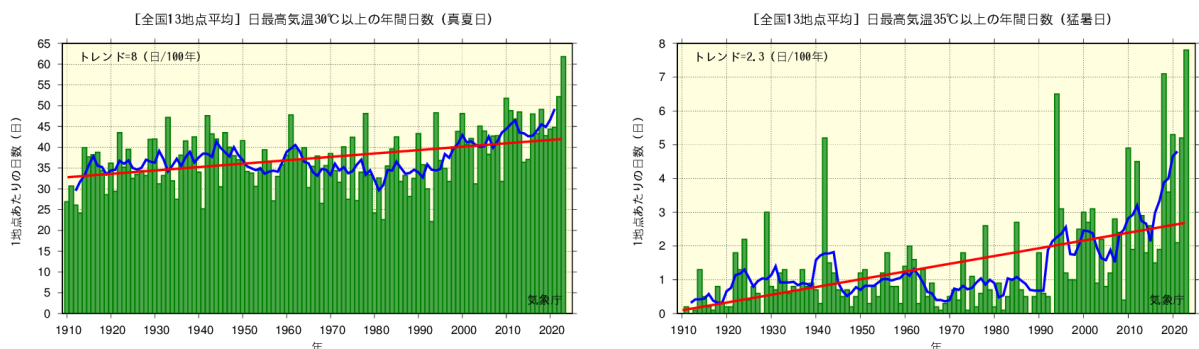


図 2.3-6 日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2023 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。折れ線（青）は 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。

<sup>26</sup> 第 2.3.2 項では統計期間の開始年を 1898 年としているが、それぞれの解析に用いる統計値の開始時期が異なることから、それぞれ開始年を本項の(1)月平均気温における異常値では 1901 年、(2)真夏日・猛暑日及び(3)冬日・熱帯夜の日数では 1910 年としている。

<sup>27</sup> ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2023 年の約 120 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1～4 位の値が出現する割合は、約 120 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

**(3) 日最低気温 0°C未満 (冬日) 及び 25°C以上 (熱帯夜<sup>28</sup>) の年間日数**

統計期間 1910～2023 年における日最低気温<sup>29</sup>が 0°C未満 (冬日) の日数は減少し、また、日最低気温が 25°C以上 (熱帯夜) の日数は増加している (それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意) (図 2.3-7)。

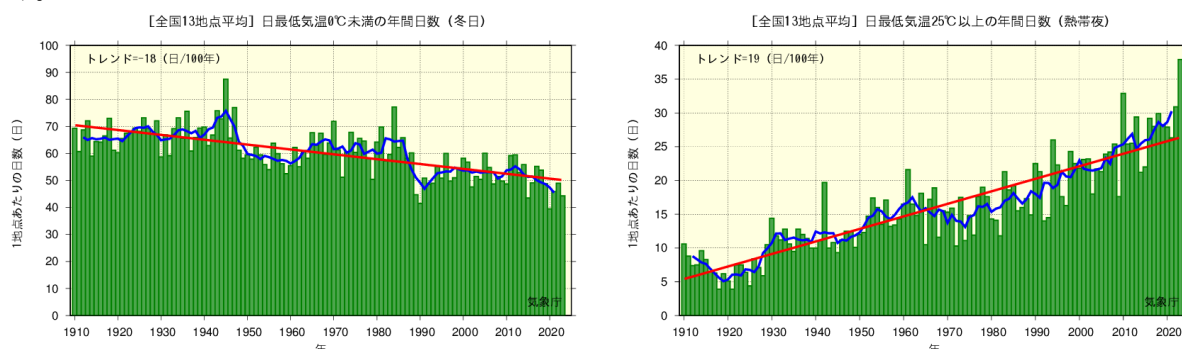


図 2.3-7 日最低気温 0°C未満 (冬日、左図) 及び日最低気温 25°C以上 (熱帯夜、右図) の年間日数の経年変化 (1910～2023 年)

図の見方は図 2.3-6 と同様。

**2.3.4 日本の大都市のヒートアイランド現象**

長期間にわたって均質なデータを確保できる日本の大都市 (札幌、仙台、東京、横浜、新潟、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島) の観測地点と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点 (表 2.3-1) を対象に、1927～2023 年<sup>30</sup>における気温 (平均気温、日最高気温、日最低気温) の変化率を比較すると、大都市の上昇量の方が大きく、地点によって差があるものの、例えば年平均気温では 15 地点平均の値を 0.4～1.7°C程度 (100 年あたりの変化率) 上回っている。(表 2.3-2、図 2.3-8)。

統計期間内に観測露場の移転の影響がなかった各都市の階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は減少傾向が顕著であり、また、熱帯夜や真夏日、猛暑日の年間日数は札幌を除いて増加している (表 2.3-3)。

<sup>28</sup> 熱帯夜は夜間の最低気温が 25°C以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25°C以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

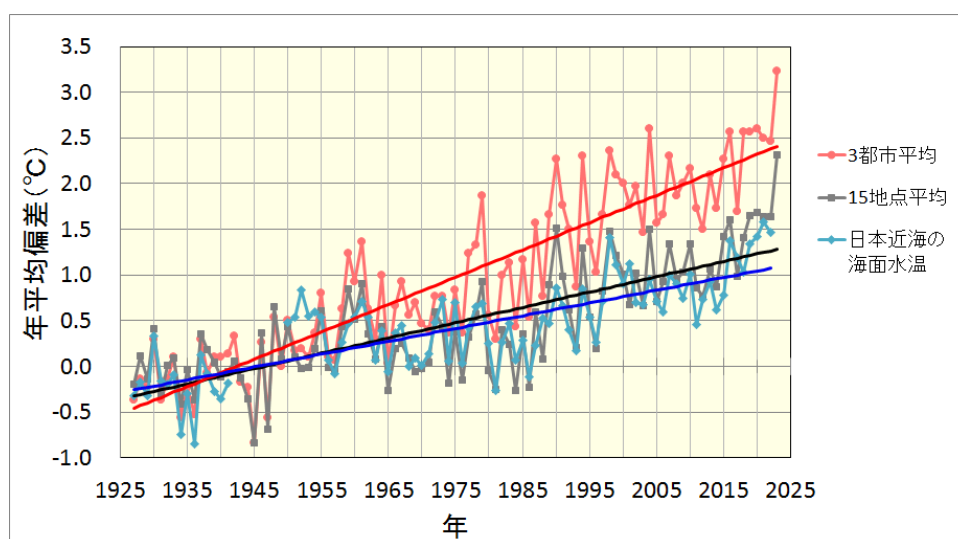
<sup>29</sup> 気象庁の統計値において、1953～1963 年の期間は日界 (日別値を求める際に用いる一日の区切り) を 9 時として日最高・最低気温を観測していた。日界時刻の変更による系統的な違いについては、藤部 (1999) などで述べられている。現在は 24 時を日界として観測していることから、日最低気温は、現在の値に対して地点・月により大きいところで約 0.4～0.6°C程度高くなっていることが見込まれる。このため、当該期間において冬日日数はグラフ中の各年の値よりも約 4.6 日程度多く、熱帯夜日数は約 0.5 日程度少なくなっている (全国 13 地点平均の 1 地点あたりの日数) と見積もられる。これらの値は、2009～2020 年の観測値から地点ごとに 09 時日界と 24 時日界の日最低気温の差を月別に見積もることにより算出したものである。

<sup>30</sup> 第 2.3.2 項では統計期間の開始年を 1898 年としているが、ここでは大都市の統計期間に合わせて開始年を 1927 年としている。

**表 2.3-2 大都市における気温（平均気温、日最高気温、日最低気温）の変化率**

1927～2023年の観測値から算出した、大都市における変化率（100年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点（表2.3-1参照）の平均変化率を示す。いずれも信頼水準90%以上で統計的に有意。※を付した5地点と15観測地点のうちの飯田、宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

観測地点	気温変化率（℃/100年）														
	平均気温					日最高気温					日最低気温				
	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.8	3.2	3.2	2.1	2.7	1.3	1.4	2.1	0.9	0.8	4.5	5.3	4.8	3.5	4.3
仙台	2.6	2.9	3.1	1.8	2.7	1.6	1.7	2.2	1.4	1.3	3.3	3.5	3.9	2.3	3.4
東京※	3.4	4.2	3.5	2.3	3.5	2.1	2.2	2.4	1.6	2.0	4.5	5.7	4.7	3.1	4.4
横浜	2.9	3.5	3.3	2.0	2.9	2.7	2.8	3.2	2.1	2.6	3.6	4.5	3.9	2.4	3.6
新潟※	2.2	2.3	2.7	1.6	2.1	2.2	2.7	3.0	1.1	2.0	2.3	2.3	2.8	2.0	2.1
名古屋	3.0	3.0	3.3	2.4	3.2	1.6	1.7	2.1	1.2	1.6	3.9	3.8	4.5	3.3	4.3
京都	2.8	2.6	3.2	2.4	2.9	1.3	1.0	2.0	1.3	1.1	3.8	3.7	4.2	3.3	4.1
大阪※	2.6	2.6	2.8	2.1	3.0	2.3	2.2	2.6	2.0	2.2	3.5	3.1	3.5	3.2	4.0
広島※	2.1	1.6	2.5	1.6	2.6	1.1	0.8	1.9	1.2	0.8	3.2	2.7	3.5	2.7	3.9
福岡	3.1	2.9	3.5	2.3	3.8	1.9	1.8	2.4	1.6	1.9	4.9	4.2	5.8	3.7	6.0
鹿児島※	2.6	2.6	2.9	2.0	2.9	1.4	1.3	1.8	1.1	1.6	3.9	3.5	4.5	3.2	4.6
15地点平均※	1.7	1.6	2.1	1.3	1.7	1.3	1.3	1.9	1.1	1.1	2.0	1.9	2.3	1.8	2.0



**図 2.3-8 東京、名古屋、大阪の3都市平均と都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点平均の気温及び日本近海平均海面水温の経年変化（1927～2023年）**

赤線は東京・名古屋・大阪の3都市平均の年平均気温の基準値からの偏差（ここでは1927～1956年の期間の平均値からの差）を、黒線は都市化の影響が比較的小さいとみられる15地点それぞれの年平均気温の基準値からの偏差を平均した値、青線は日本近海平均海面水温の基準値からの偏差（基データは図2.8-4と同じ）を表す。（したがって、いずれも1927～1956年の30年平均値は0で一致する）。

**表 2.3-3 大都市における階級別日数の変化率**

1927～2023年の観測値から算出した、大都市における変化率（100年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる13観測地点（表2.1-1の15観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田、宮崎を除いた13観測地点の平均）の平均変化率を示す。斜体字は信頼水準90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。

観測地点	冬日 (日/100年)	熱帯夜 (日/100年)	真夏日 (日/100年)	猛暑日 (日/100年)
札幌	-46	1	<i>4</i>	<i>0</i>
仙台	-58	7	14	1
横浜	-58	34	24	3
名古屋	-67	39	15	12
京都	-70	39	16	16
福岡	-47	49	15	12
13地点平均	-21	19	8	3

## 2.4 降水量の変動<sup>31,32</sup>

- 2023年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は-15mmだった。
- 2023年の日本の年降水量偏差は-27.8mmだった。日本の年降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない。
- 全国的に、大雨や短時間強雨の発生頻度は増加しており、一方、降水の日数は減少している。

### 2.4.1 世界の陸域の降水量

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量から計算した、2023年の世界の陸域の年降水量の基準値（1991～2020年の30年平均値）からの偏差は-15mmであった（1901年の統計開始以降123年間で57番目に多い）（図2.4-1）。

なお、世界全体の降水量の長期変化傾向を算出するには、地球表面積の約7割を占める海上における降水量を含める必要があるが、本レポートにおける降水量は陸域の観測値のみを用いている。また、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ない<sup>33</sup>。

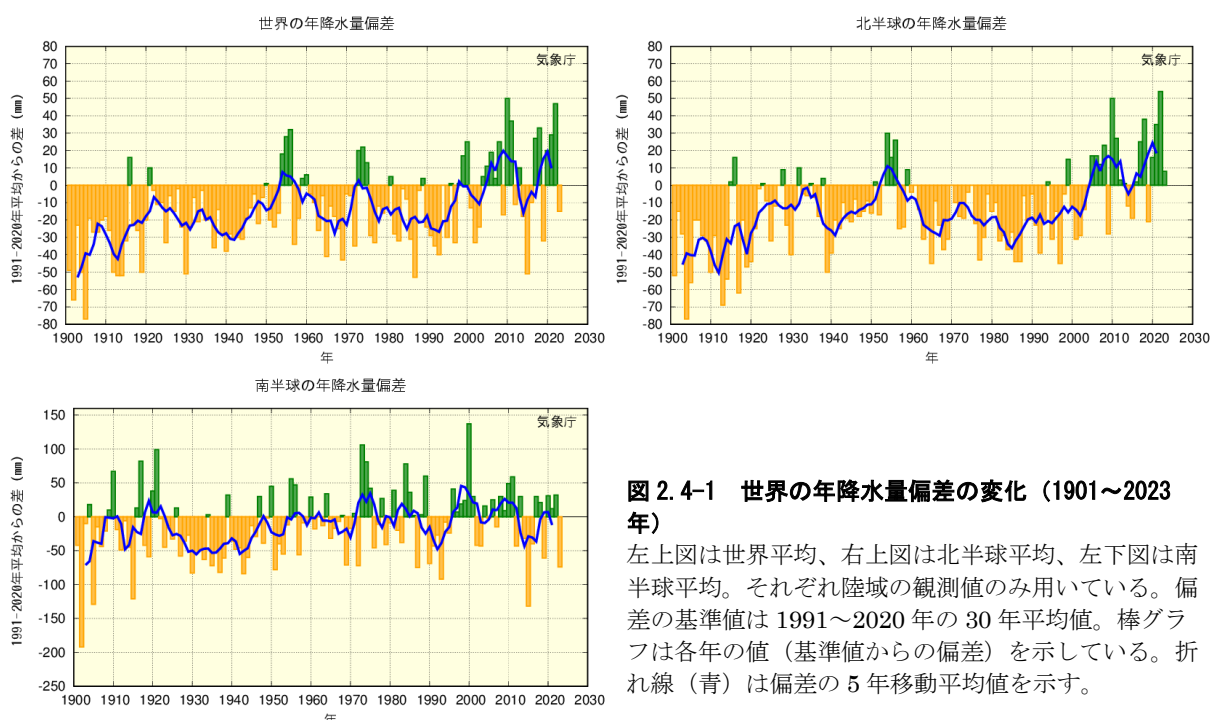


図 2.4-1 世界の年降水量偏差の変化（1901～2023年）

左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。偏差の基準値は1991～2020年の30年平均値。棒グラフは各年の値（基準値からの偏差）を示している。折れ線（青）は偏差の5年移動平均値を示す。

<sup>31</sup> 気象庁ホームページでは、降水量等に関する長期変化の監視成果を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html> （世界及び日本の年降水量）

[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme\\_p.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html) （日本の大雨の発生回数や降水日数等）

<sup>32</sup> 世界全体や日本全体の降水量について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、降水の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

各地点の基準値となる1991～2020年の30年平均値（平年値）は以下の気象庁ホームページから公表されている。

<https://www.data.jma.go.jp/cpd/monitor/climfig/?tm=normal&el=rn> （世界の天候図表）

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/normal/index.html> （平年値ダウンロード）

<sup>33</sup> IPCC第6次評価報告書第1作業部会報告書（IPCC, 2021）において、世界の陸域における降水量は、1950年以降増加している可能性が高く、1980年代以降はその増加率が加速している（確信度が中程度）と報告されている。図2.4-1の統計期間を1950年以降に限定すると、世界の陸域の降水量（世界平均）は増加しているとみられる（信頼水準90%で有意）。



## 2.4.2 日本の降水量

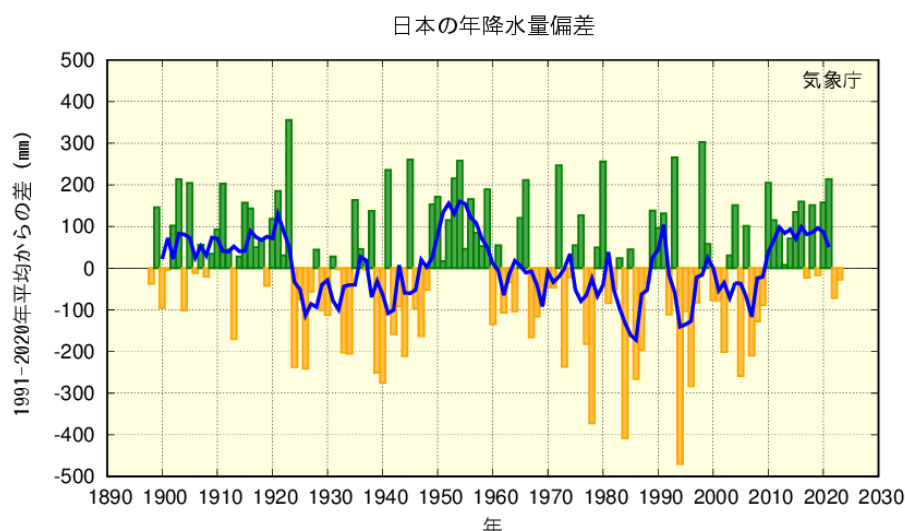
日本の降水量の変化傾向を見るため、気象庁の51観測地点(表2.4-1)について、1898～2023年の年降水量の基準値(1991～2020年の30年平均値)からの偏差を用いて解析した。

2023年の日本の年降水量の偏差は-27.8mmであった(1898年の統計開始以降、少ない方から53番目)(図2.4-2)。

**表 2.4-1 日本の年降水量偏差の計算対象地点**

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、観測データの均質性が長期間継続している51観測地点を選出している。なお、降水量や大雨の変化傾向には都市化との明確な関連性は確認されていない。

要素	観測地点
降水量 (51観測地点)	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



**図 2.4-2 日本の年降水量偏差の経年変化 (1898～2023年)**

偏差の基準値は1991～2020年の30年平均値。棒グラフは国内51観測地点(表2.4-1参照)での各年の値(基準値からの偏差)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。折れ線(青)は偏差の5年移動平均値を示す。

## 2.4.3 日本における大雨等の発生頻度と強度

### (1) 月降水量の異常値<sup>34</sup>の出現数

表2.4-1の51地点の観測値を用い、日本における大雨等の発生頻度の変化傾向の解析<sup>35</sup>を行った。

月降水量における異常少雨の年間出現数は増加している(図2.4-3左図)。一方、異常多雨については同期間で変化傾向は見られない(図2.4-3右図)。

<sup>34</sup> ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2023年の約120年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から1～4位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量(雪による降水も含む)の少ない方あるいは多い方から1～4位の値が出現する割合は、約120年間に4回、つまり約30年に1回となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。

<sup>35</sup> 第2.4.2項では統計期間の開始年を1898年としているが、解析に用いる統計値の開始時期が異なることから本節(1)、(2)では開始年を1901年としている。

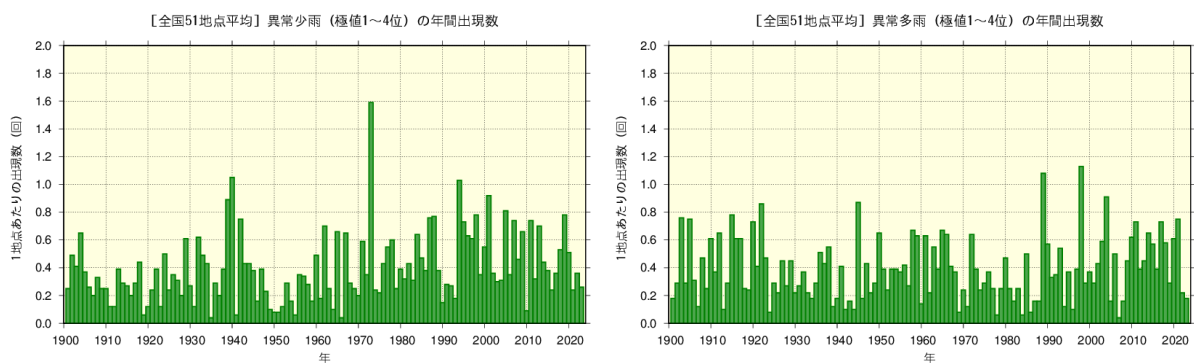


図 2.4-3 月降水量の少ない方から 1~4 位（異常少雨、左図）と多い方から 1~4 位（異常多雨、右図）の年間出現数の経年変化（1901~2023 年）

月降水量に基づく異常少雨と異常多雨の年間出現数。棒グラフは各年の異常少雨あるいは異常多雨の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。

## (2) 日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上及び無降水日の年間日数

(1) と同じ、表 2.4-1 の 51 地点において、日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の日数はともに増加している（それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.4-4）。一方、日降水量 1.0mm 未満で降水の見られない日（無降水日）の日数も増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.4-5）。

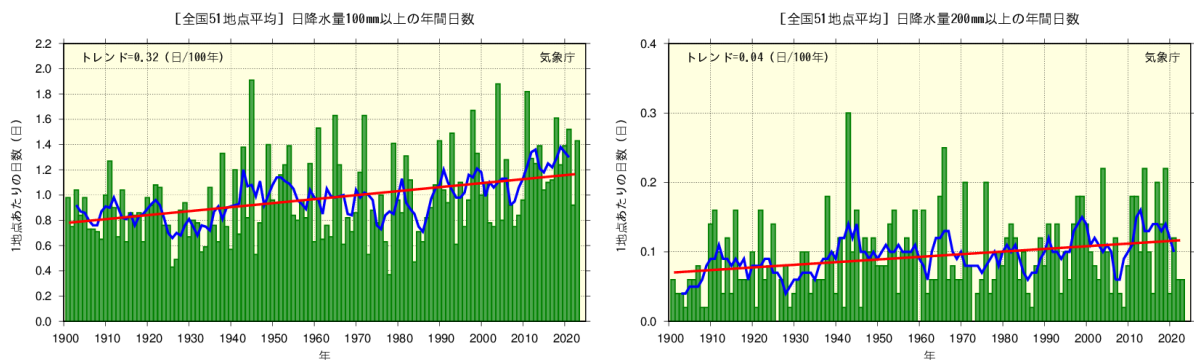


図 2.4-4 日降水量 100 mm 以上（左図）及び 200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1901~2023 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。折れ線（青）は 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。

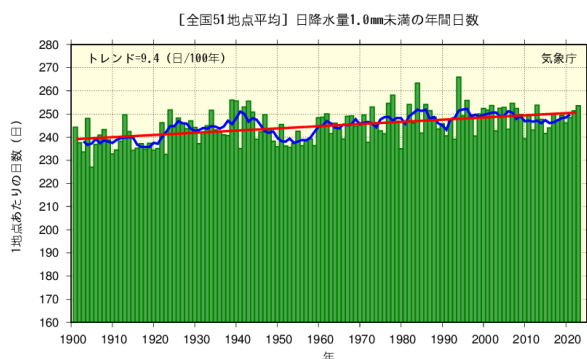


図 2.4-5 日降水量 1.0 mm 未満の年間日数（無降水日数）の経年変化（1901~2023 年）

図の見方は図 2.4-4 と同様。

**(3) アメダスで見た大雨発生頻度**

気象庁では、現在、全国約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）において、降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始め、1976 年からの約 50 年間のデータが利用可能となっている<sup>36</sup>。気象台や測候所等では約 120 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの観測期間は短い、アメダスの地点数は気象台や測候所等の約 8 倍あり、面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較的よく捉えることが可能である。

極端な大雨の年間発生回数は有意に増加している（表 2.4-2、図 2.4-6）。ただし、極端な大雨は発生頻度が少なく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、これらの長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

**表 2.4-2 アメダスで見た極端な大雨の変化（1976～2023 年）**

極端な大雨の指標としている各要素の変化傾向及び統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）と最近 10 年間（2014～2023 年）の変化の倍率（平均年間発生回数（日数）の比）。平均年間発生回数（日数）はアメダス 1,300 地点あたりに換算した値<sup>37</sup>。これらは 1976～2023 年の観測値から算出した。

要素	変化傾向 (信頼水準)	変化の倍率 (最初の 10 年間と最近 10 年間の比)
1 時間降水量 50mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.5 倍 (約 226 回→約 330 回)
1 時間降水量 80mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.7 倍 (約 14 回→約 24 回)
1 時間降水量 100mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.8 倍 (約 2.2 回→約 4.0 回)
3 時間降水量 100mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.6 倍 (約 155 回→約 253 回)
3 時間降水量 150mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.8 倍 (約 19 回→約 34 回)
3 時間降水量 200mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 2.0 倍 (約 2.8 回→約 5.6 回)
日降水量 200mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.6 倍 (約 160 回→約 251 回)
日降水量 300mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 2.1 倍 (約 28 日→約 57 日)
日降水量 400mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 2.3 倍 (約 6.4 日→約 15 日)

<sup>36</sup> この解析に用いたアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、現在は約 1,300 地点となっている。なお、山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は統計期間を通じて除外している。

<sup>37</sup> 1 時間降水量 100mm 以上など特に強度の強い大雨の回数は現象の発生がまれなことから、各年の値の換算が適切でない場合がある。

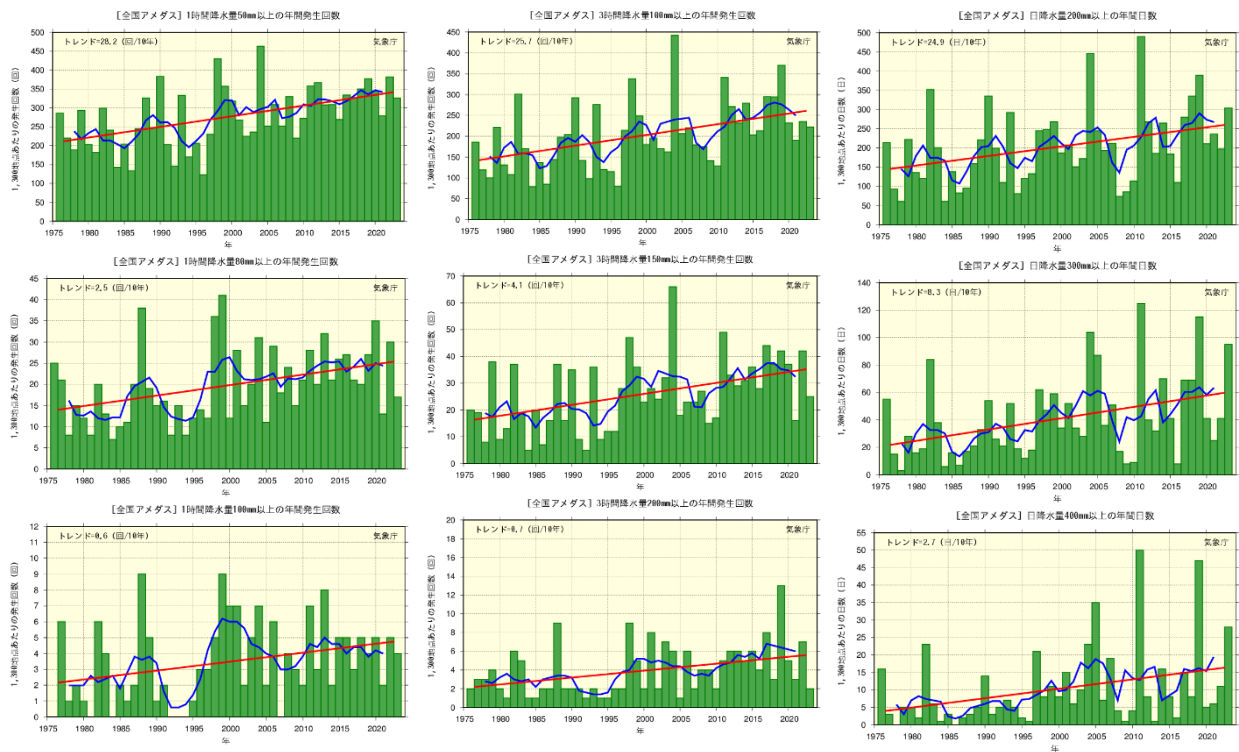


図 2.4-6 アメダスで見た極端な大雨の年間発生回数（日数）の経年変化（1976～2023年）

左列：1時間降水量50mm以上（上段左）、80mm以上（中段左）及び100mm以上（下段左）の年間発生回数、中央列：3時間降水量100mm以上（上段中央）、150mm以上（中段中央）及び200mm以上（下段中央）の年間発生回数、右列：日降水量200mm以上（上段右）、300mm以上（中段右）及び400mm以上（下段右）の年間日数。棒グラフ（緑）は全国のアメダス地点の各年の年間発生回数（日数）を示す（1,300地点あたりに換算した値）。折れ線（青）は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。

#### (4) アメダスで見た極端な大雨の強度

全国のアメダスのうち1976～2023年の期間で観測が継続している地点（636地点）を対象に、各地点の年最大24時間、48時間及び72時間降水量の変化を解析した。各年の値は、地点ごとの基準値（1991～2020年の30年平均値）に対する比（%）を平均して求めた。年最大24時間、48時間及び72時間降水量それぞれの基準値に対する比には10年あたり3.2%、3.5%、3.3%の割合で上昇傾向が現れている（いずれも信頼水準95%以上で統計的に有意）（図2.4-7）。ただし、本節(3)と同様に、これらの長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

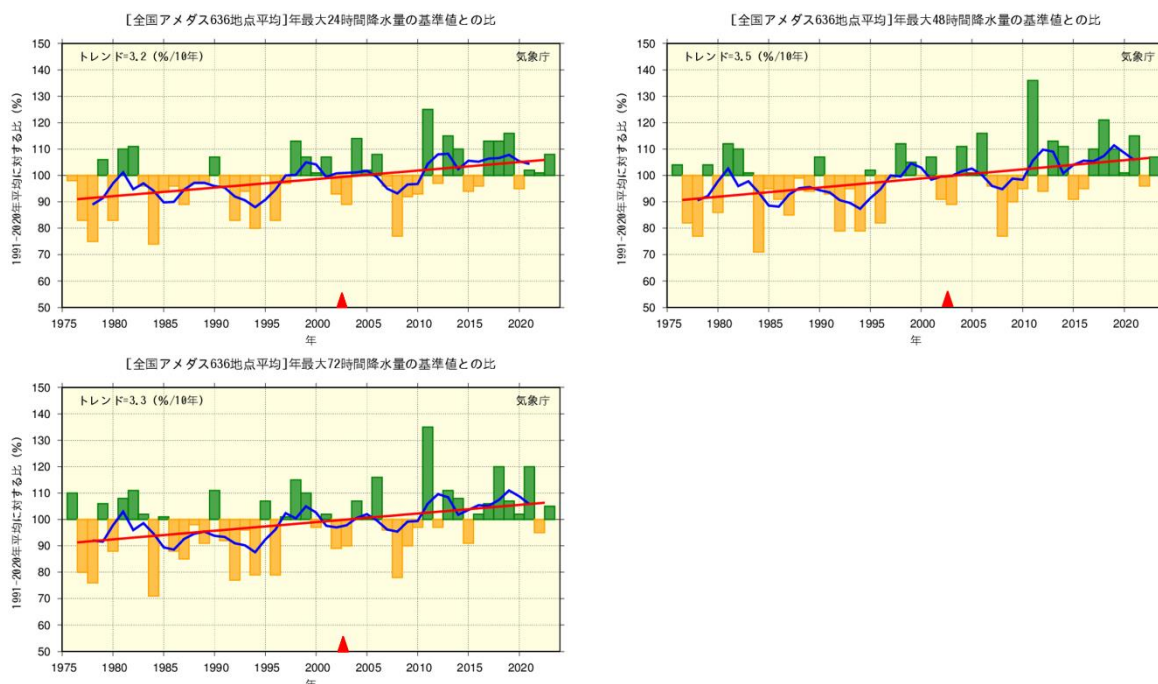


図 2.4-7 日本の年最大 24 時間（上段左図）、48 時間（上段右図）及び 72 時間降水量（下段）の基準値に対する比の経年変化（1976～2023 年）

棒グラフは全国のアメダスのうち 1976～2023 年の期間で観測が継続している地点（636 地点）の基準値に対する比を平均した各年の値を示す。折れ線（青）は 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。図中の赤い三角（▲）は観測値の時間間隔を変更した年を示す（2003 年より前は 1 時間間隔、以後は 10 分間隔）<sup>38</sup>。

<sup>38</sup> 2003 年 1 月 1 日から、毎正時（1 日当たり 12 個）の 1 時間降水量の最大を求める方法から毎正 10 分（1 日当たり 144 個）の最大を求める方法に変更した。これにより、観測値には▲の前後でサンプリング間隔に起因する系統的な違いがある（例として、日最大 1 時間降水量が 50mm 以上の場合には、平均して 8mm 多くなる傾向があるが、ここで用いる 24～72 時間降水量の基準値に対する比への影響は相対的に小さいと考えられる）。



## 2.5 積雪量の変動

- 北半球では1月と9～12月に、ユーラシア大陸では1～3月、6月と9～12月に、積雪域面積の減少傾向が明瞭に現れている。
- 2022/2023年冬の積雪日数は、平年と比べて、米国西部で多く、東アジア北部で少なかった。
- 北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量は減少しているとみられる。

### 2.5.1 北半球の積雪域の変動<sup>39</sup>

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視するため、独自に開発した解析手法（気象庁, 2011）に基づいて人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測値を解析し、1988年以降の積雪域を求めている。解析には、米国国防気象衛星プログラム（DMSP）衛星に搭載されたマイクロ波放射計（SSM/I 及び SSMIS）及び宇宙航空研究開発機構（JAXA）の地球環境変動観測ミッション水循環変動観測衛星（GCOM-W）に搭載されたマイクロ波放射計（AMSR2）の観測値を用いている。

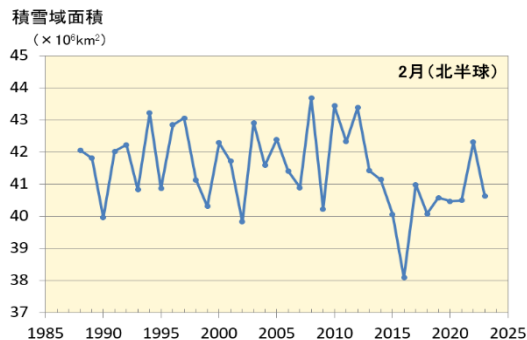
北半球の積雪域面積には、平年では10月頃から拡大し始め、1、2月に最も大きくなり、春にかけて縮小するという季節変動が見られる。積雪域面積の1988～2023年の過去36年間の経年変化は、北半球（北緯30度以北）では1月と9～12月に減少傾向が現れている（信頼度水準95%で統計的に有意、以下同様）一方、2～8月には変化傾向は見られない（極大期と拡大期の代表として2月、11月のみ図2.5-1の(a)と(c)に示し、他は図略）。同じくユーラシア大陸（北緯30度以北、東経0度～東経180度）の積雪域面積の経年変化は、1～3月、6月と9～12月に減少傾向が現れている一方、4～5月と7～8月には変化傾向は見られない（北半球と同様、2月、11月のみ図2.5-1の(b)と(d)に示し、他は図略）。2022/2023年冬（2022年12月～2023年2月）の積雪日数は、平年と比べて、米国西部で多く、東アジア北部で少なかった（2月の分布図のみ図2.5-1(e)に示し、他は図略）。2023年11月の積雪日数は、中国北東部で多く、ロシア西部～中央アジア、カナダ北部では少なかった（図2.5-1(f)）。

積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は、地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い、周辺の熱が奪われたり、土壌水分量が変化することなどによっても、結果として気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。北半球やユーラシア大陸の積雪域の変動が日本の天候にも影響を与えている可能性があるが、その具体的なメカニズムについての評価は定まっていない。長期変化傾向やその影響を確実に捉えるためには、今後のデータの蓄積や研究が必要である。

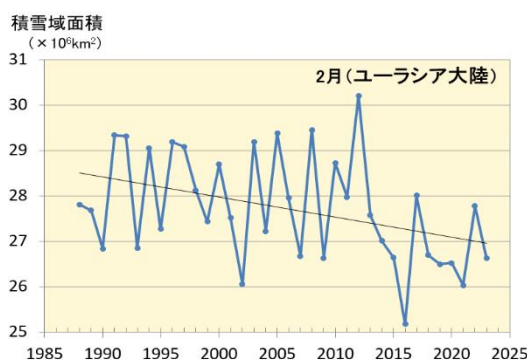
<sup>39</sup> 気象庁ホームページでは、衛星観測による積雪日数及び平年偏差を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/db\\_hist\\_mon.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/db_hist_mon.html)（北半球）



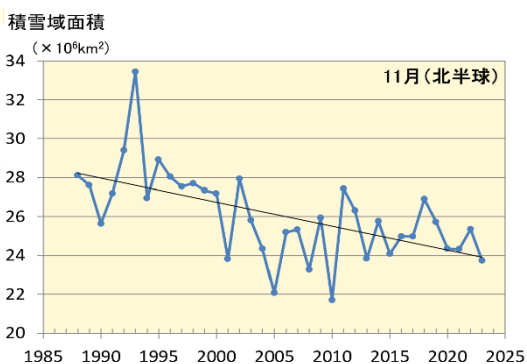
(a) 2月 (北半球)



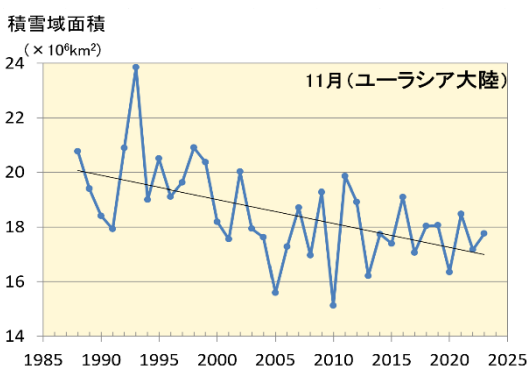
(b) 2月 (ユーラシア大陸)



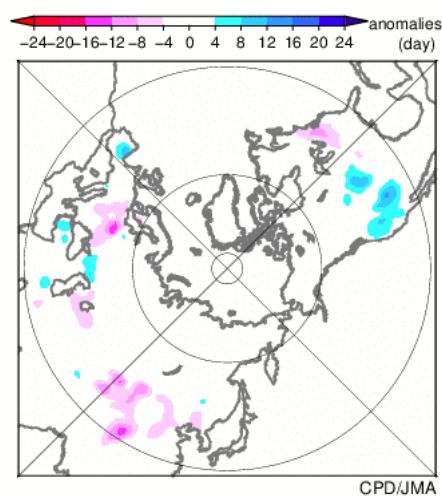
(c) 11月 (北半球)



(d) 11月 (ユーラシア大陸)



(e) 2月



(f) 11月

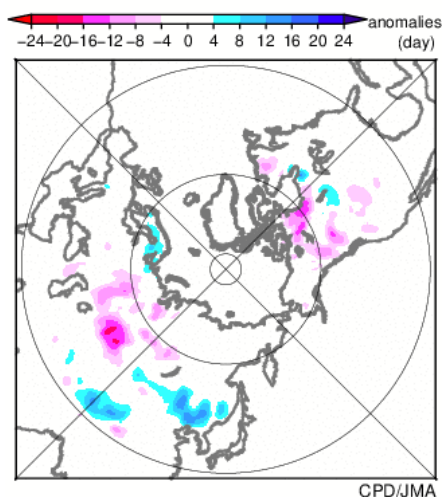


図 2.5-1 北半球 (北緯 30 度以北) ((a):2 月、(c):11 月) 及びユーラシア大陸 (北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度) ((b):2 月、(d):11 月) の積雪域面積の経年変化 (1988～2023 年) と 2023 年 (e)2 月及び (f)11 月の月積雪日数年平均偏差図

(a)～(d)の直線 (黒色) は、積雪域面積の信頼水準 95%で統計的に有意な変化傾向を示す。(e) (f)の暖色 (寒色) 域は、平年と比べて積雪日数が少ない (多い) ところを示す。平年値は 1991～2020 年の平均値。

## 2.5.2 日本の積雪量及び降雪量<sup>40</sup>

### (1) 年最深積雪の変化

日本の積雪量の変化傾向を見るため、気象庁の日本海側の観測地点（表 2.5-1）について、1962～2023 年<sup>41</sup>の年最深積雪の基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）に対する比<sup>42</sup>を用いて解析した。

2023 年の年最深積雪の基準値に対する比は、北日本日本海側で 100%、東日本日本海側で 124%、西日本日本海側で 99%であった。年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少しているとみられる（北日本日本海側で信頼水準 90%、東日本及び西日本日本海側でそれぞれ信頼水準 95%で統計的に有意）（図 2.5-2）。

### (2) 極端な降雪の日数の変化

(1)と同じ気象庁の日本海側の観測地点（表 2.5-1）について、降雪量<sup>43</sup>のデータを基に日降雪量 20cm 以上及び 50cm 以上の年間日数の経年変化を示す（図 2.5-3）。

北日本日本海側では日降雪量 20cm 以上の年間日数には統計的に有意な変化傾向は確認できない一方、東日本日本海側及び西日本日本海側では減少傾向が現れている（東日本日本海側では信頼水準 95%、西日本日本海側では信頼水準 99%で統計的に有意）。また、最近 10 年間（2014～2023 年）の平均年間日数と、統計期間の最初の 10 年間（1962～1971 年）の平均年間日数を比べると、日降雪量 20cm 以上の日数はいずれの地域でも減少している（表 2.5-2）。

なお、日降雪量 50cm 以上の降雪は、北日本日本海側や西日本日本海側では、統計的に有意な変化傾向はみられないが、1 地点あたり数年に 1 度程度しか発生していないため、事例数の不足により傾向を十分にとらえきれていない可能性がある。その一方で、東日本日本海側では、統計的に有意な減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。

積雪及び降雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

<sup>40</sup> 気象庁ホームページでは、日本の年最深積雪の変化及び極端な降雪の日数の変化を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme\\_p.html](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html)（大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化）

<sup>41</sup> 第 2.5.2 項では、寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）の統計を行っている。例えば、2021 年 8 月～2022 年 7 月の 1 年間の 2022 寒候年といい、本項において 2022 年の値は 2022 寒候年の期間の値を意味する。

<sup>42</sup> 年最深積雪の値は場所による差が大きいため、偏差ではなく比を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。各地点の基準値となる 1991～2020 年の 30 年平均値（平年値）は以下の気象庁ホームページから公表されている。

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/normal/index.html>（平年値ダウンロード）

<sup>43</sup> 降雪量データでは、統計期間中の観測方法の変更等による影響を補正している。このため、公開されている観測値と本要素の基データは値が異なる。

表 2.5-1 日本の年最深積雪の基準値に対する比及び極端な降雪の年間日数の計算対象地点

地域	観測地点
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

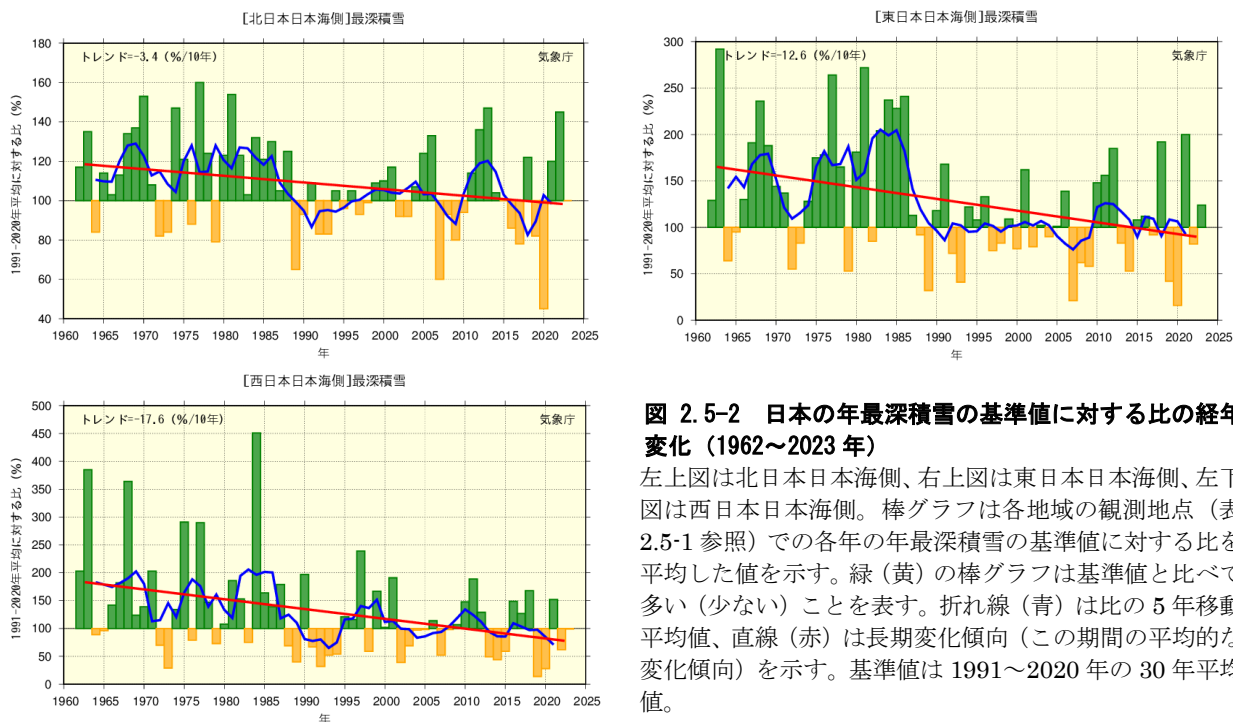


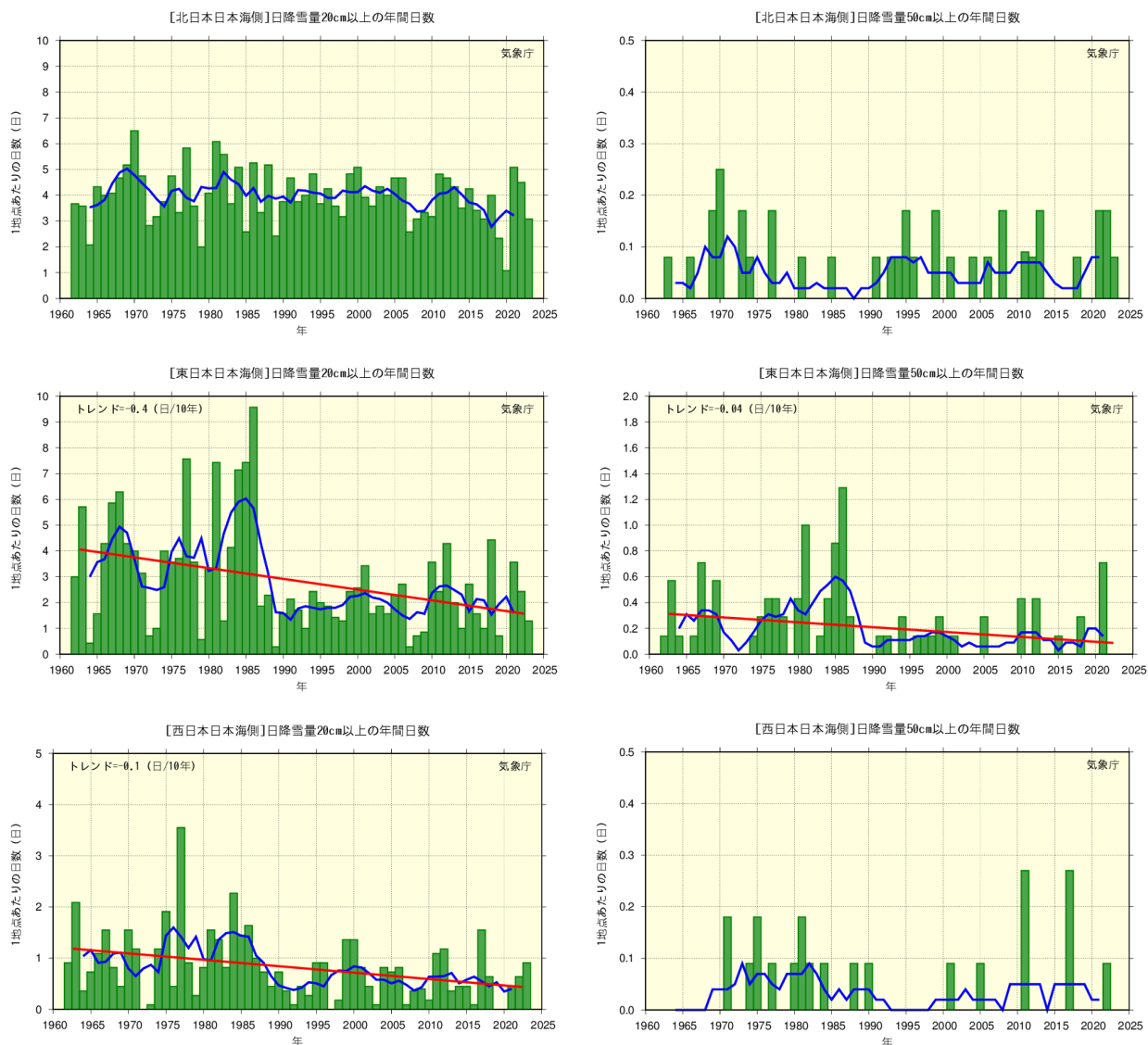
図 2.5-2 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化 (1962~2023年)

左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは各地域の観測地点 (表 2.5-1 参照) 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。折れ線 (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。

表 2.5-2 日本海側各地域で見た極端な降雪の変化 (1962~2023年)

各地域の日降雪量 20cm 以上の年間日数の変化傾向及び統計期間の最初の 10 年間 (1962~1971年) と最近 10 年間 (2014~2023年) の変化の倍率 (平均年間日数の比)。

要素	日降雪量 20cm 以上の年間日数の変化傾向 (信頼水準)	変化の倍率 (最初の 10 年間と最近 10 年間の比)
北日本日本海側	有意な変化傾向は見られない	約 0.8 倍 (約 4.3 回→約 3.4 回)
東日本日本海側	減少傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 0.5 倍 (約 3.9 回→約 1.9 回)
西日本日本海側	減少している (信頼水準 99%以上)	約 0.5 倍 (約 1.1 日→約 0.5 日)



**図 2.5-3 日本海側の各地域における日降雪量 20cm 以上、50cm 以上の年間日数の経年変化 (1962~2023 年)**  
 上段から順に、北日本、東日本、西日本各地域の日本海側について、左列が日降雪量 20cm 以上、右列が同 50cm 以上の日数。棒グラフは各地域の観測地点 (表 2.5-1 参照) での各年の日数を平均した値を示す。折れ線 (青) は 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、信頼水準 90%以上) を示す。

2.6 台風の変動<sup>44</sup>

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2023年の台風の発生数は17個で、平年より少なかった。
- 台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2023年の台風の発生数は、平年より少ない17個（平年値<sup>45</sup>25.1個）だった。1951～2023年の統計期間で台風の発生数には長期変化傾向は見られない（図2.6-1）。2023年の日本への台風の接近数<sup>46</sup>は9個（平年値11.7個）で平年より少なく、上陸数<sup>47</sup>は1個（平年値3.0個）だった。発生数と同様に、接近数には長期変化傾向は見られない。上陸数は年あたり2、3個程度とサンプル数が少ないため、長期変化傾向を述べるのは難しい（図2.6-1）。

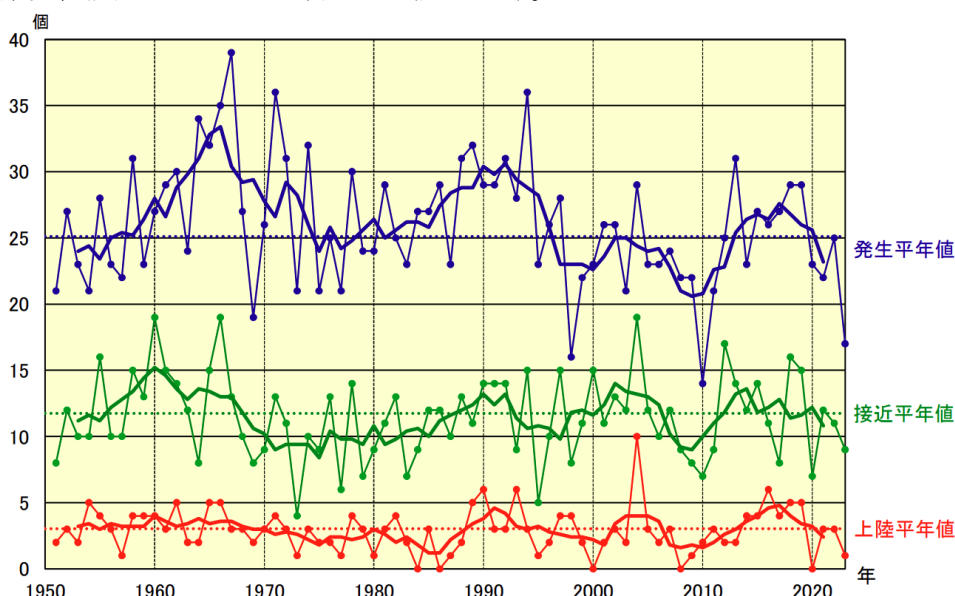


図 2.6-1 台風の発生数、日本への接近数・上陸数の経年変化（1951～2023年）

青：発生数、緑：接近数、赤：上陸数。細線は各年値、太線は5年移動平均値、点線は平年値（1991～2020年の30年平均値）を示す。

<sup>44</sup> 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋または南シナ海に存在し、低気圧域内の最大風速（10分間の平均風速）がおよそ17m/s以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風の最大風速により、勢力を「強い」（33m/s以上44m/s未満）、「非常に強い」（44m/s以上54m/s未満）、「猛烈な」（54m/s以上）と区分している。

気象庁ホームページでは、統計を開始した1951年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。<https://www.data.jma.go.jp/yoho/typhoon/statistics/index.html>（台風の統計資料）

<sup>45</sup> 平年値は1991～2020年の平均値。

<sup>46</sup> 「接近」は台風が国内のいずれかの気象官署等から300km以内に入った場合を指す。

<sup>47</sup> 「上陸」は台風が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を指す。



## 2.7 日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動<sup>48</sup>

- さくらの開花日は早くなっている。
- かえでの紅（黄）葉日は遅くなっている。

気象庁では、季節の遅れ進みや、気候の違いや変化など総合的な気象状況の推移を知ることを目的に、植物の開花や紅（黄）葉などの生物季節観測を実施している。

さくらの開花とかえでの紅（黄）葉<sup>49</sup>の観測対象地点（2024年1月1日現在）を表2.7-1に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅（黄）葉日の経年変化を図2.7-1に示す。また、主な都市のさくらの開花日の2020年平年値と1990年平年値との比較を表2.7-2に示す。

この経年変化によると、1953年以降、さくらの開花日は、10年あたり1.2日の変化率で早くなっている。また、かえでの紅（黄）葉日は、10年あたり3.0日の変化率で遅くなっている（いずれの変化も信頼水準99%で統計的に有意）。

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅（黄）葉日が遅くなる傾向は、これらの現象が発現する前の平均気温との相関が高いことから、これら経年変化の特徴の要因の一つとして長期的な気温上昇の影響が考えられる。

IPCC第6次評価報告書第1作業部会報告書でも、数百年間の歴史的資料から、京都における桜の満開日がここ数十年で早まっていること（Aono and Saito, 2010）など、植物の生育期間に関する長期変化傾向が示されている。

表2.7-1 さくらの開花とかえでの紅（黄）葉の観測対象地点(2024年1月1日現在)

観測項目	観測地点
さくらの開花 (58観測地点)	稚内、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島
かえでの紅(黄)葉 (51観測地点)	旭川、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島

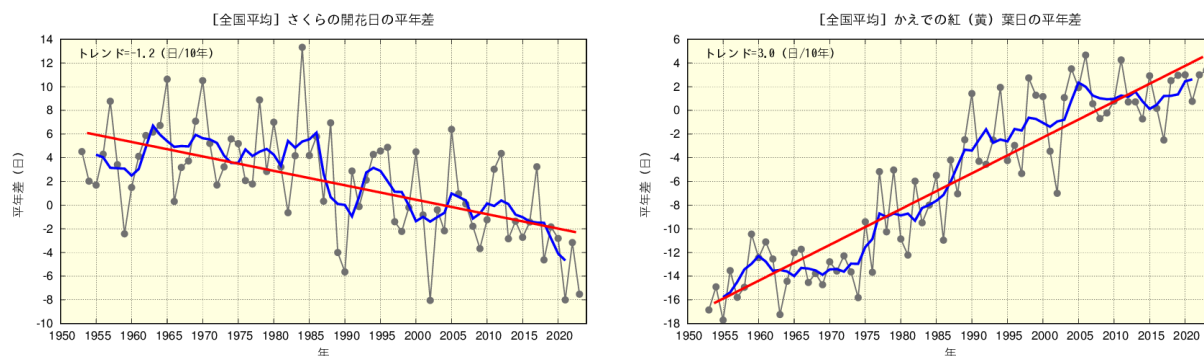


図2.7-1 さくらの開花日の経年変化（1953～2023年：左図）と、かえでの紅（黄）葉日の経年変化（同：右図）  
黒の実線は平年差（観測地点（表2.7-1参照）で現象を観測した日の平年値（1991～2020年の平均値）からの差を全国平均した値）を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向（トレンド）をそれぞれ示す。

<sup>48</sup> 気象庁ホームページでは、さくらをはじめとした生物季節観測の情報を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/sakura/data/>

<sup>49</sup> さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」を対象に、かえでの紅（黄）葉は「いろはかえで、やまもみじ、おおもみじ（以上紅葉）、いたやかえで（黄葉）」を対象に観測を行っている。

表 2.7-2 主な都市におけるさくらの開花日の比較

1990年平年値（1961～1990年）と2020年平年値（1991～2020年）とを比較し、2020年平年値から1990年平年値を引いた日数の差を示す。

	1990年平年値 (1961-1990年)	2020年平年値 (1991-2020年)	差		1990年平年値 (1961-1990年)	2020年平年値 (1991-2020年)	差
釧路	5月19日	5月16日	3日早い	大阪	4月1日	3月27日	5日早い
札幌	5月5日	5月1日	4日早い	広島	3月31日	3月25日	6日早い
青森	4月27日	4月22日	5日早い	高松	3月31日	3月27日	4日早い
仙台	4月14日	4月8日	6日早い	福岡	3月28日	3月22日	6日早い
新潟	4月13日	4月8日	5日早い	鹿児島	3月27日	3月26日	1日早い
東京	3月29日	3月24日	5日早い	那覇	1月16日	1月16日	なし
名古屋	3月30日	3月24日	6日早い	石垣島	1月15日	1月18日	3日遅い

## 2.8 海水温の変動<sup>50</sup>

- 2023 年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.40°Cで、1891 年以降では最も高い値となった。
- 世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年あたり+0.61°Cである。
- 世界の海洋の貯熱量は、長期的に増加している。
- 1990 年代半ば以降の増加速度は、それ以前と比べて上昇している。
- 日本近海における、2023 年までのおよそ 100 年間にわたる海域平均海面水温（年平均）は上昇しており、上昇率は 100 年あたり+1.28°Cである。

### 2.8.1 世界の海面水温

2023 年の世界全体の年平均海面水温平年差（1991～2020 年の平均値からの差）は+0.40°Cで、1891 年以降では最も高い値となった。この結果、2014 年から 2023 年までの直近 10 年間の値が、すべて歴代上位 10 位までを占めることとなった。

世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年あたり+0.61°Cである（信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2023 年）（図 2.8-1）。また、海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあるが、多くの海域で上昇傾向が現れている（図 2.8-2）。

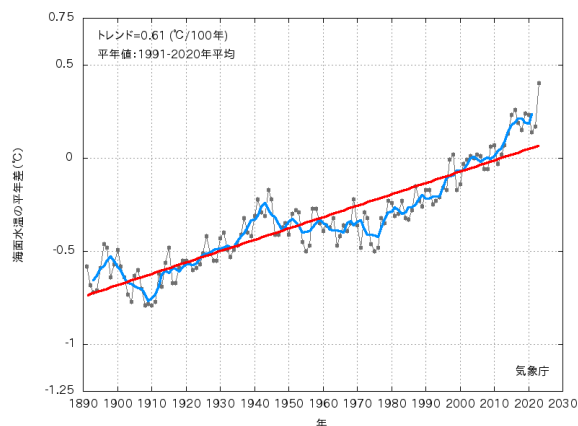


図 2.8-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2023）  
各年の値を黒い実線、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

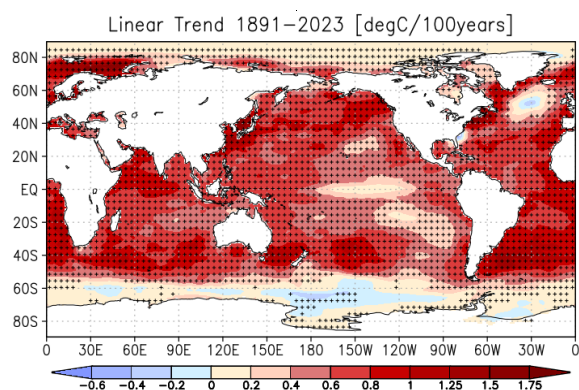


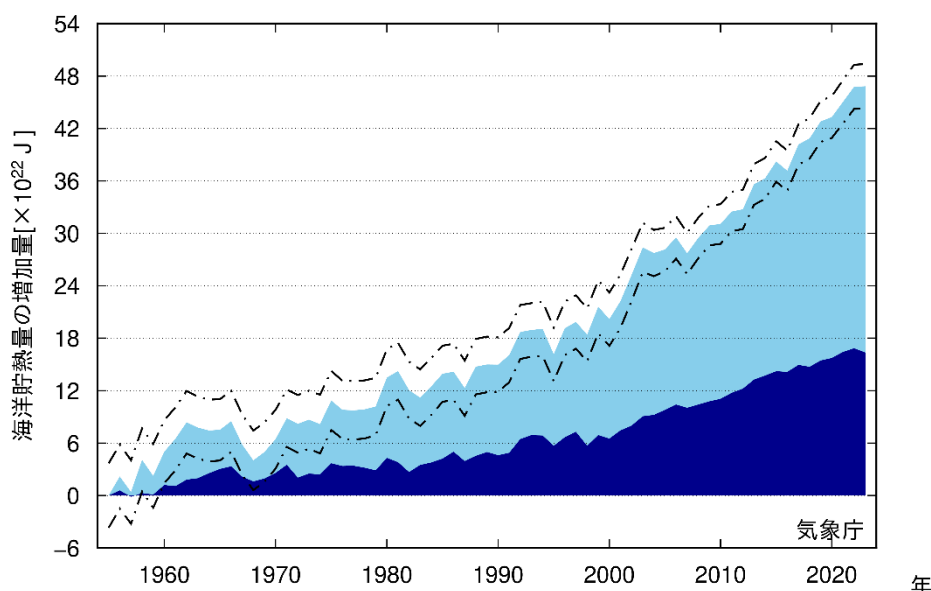
図 2.8-2 年平均海面水温の長期変化傾向（°C/100 年）  
1891～2023 年の期間から算出した変化傾向を示す。  
+記号は変化傾向が信頼度水準 95%で統計的に有意であることを示す。

### 2.8.2 世界の海洋の貯熱量の変動<sup>51</sup>

Ishii et al. (2017) の手法を用いて解析した海洋の 700 m 深までと 2000 m 深までの全球貯熱量の経年変化を図 2.8-3 に示す。1955 年以降、海洋の貯熱量は長期的には増加しており、2023 年の貯熱量は 1955 年から約  $47 \times 10^{22}$  J 増加した。1990 年代半ばからは、増加速度がそれ以前と比べて大きくなっており、1993 年の前後で比べると、1993 年以前は 10 年あたり  $3.9 \times 10^{22}$  J だったのが 1993 年以降は 10 年あたり  $10.1 \times 10^{22}$  J となり、増加速度がおよそ 2.6 倍となっている。

<sup>50</sup> 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a\\_1/glb\\_warm/glb\\_warm.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html)（世界）  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a\\_1/japan\\_warm/japan\\_warm.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html)（日本近海）

<sup>51</sup> 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、表層水温の長期変化傾向について公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_1/ohc/ohc\\_global2000.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global2000.html)



**図 2.8-3 海洋貯熱量の増加量**

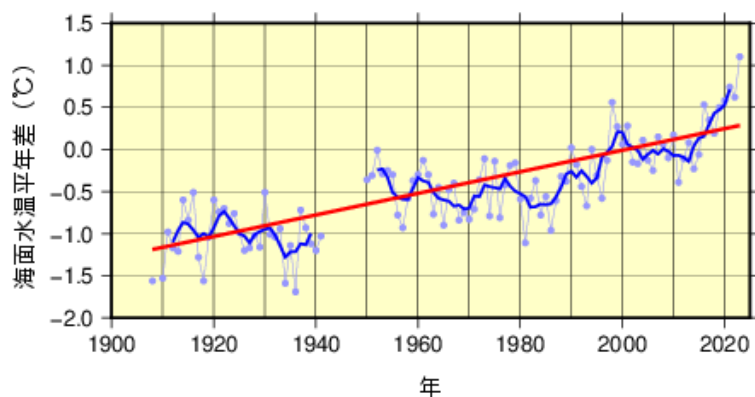
水色の陰影は海面から深度 700m まで、紺色の陰影は深度 700m から 2000m までの貯熱量を示し、一点鎖線は海面から深度 2000m までの解析値の 95%信頼区間を示す。

### 2.8.3 日本近海の海面水温

気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データ(COBE-SST2) (Hirahara et al.,2014) を用いて、日本近海における100年あたりの海域別海面水温の上昇率を見積もった。海域は、海面水温の特性が類似している13の海域に分けている。

日本近海の平均海面水温は様々な周期の変動を繰り返しながら長期的には上昇している(図2.8-4)。日本近海における、およそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)の上昇率は、 $+1.28^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ となっており(統計期間は全海域平均の解析値がある1908~2023年)、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率( $+0.64^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ )よりも大きく、日本の気温の上昇率( $+1.35^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ )と同程度の値となっている。近年は高水温となる年が多い傾向にあり、2023年の全海域平均の年平均海面水温平年差(平年値は1991~2020年の30年平均値)は $+1.10^{\circ}\text{C}$ で、統計期間中で最も高い値となった。

日本近海を海域別にみると、海域平均海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、日本海北東部、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東及び先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部、釧路沖では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている(図2.8-5)。



**図 2.8-4 日本近海の全海域平均海面水温(年平均)の平年差の推移**

青丸は各年の平年差を、青の太い実線は5年移動平均値を、赤の太い実線は長期変化傾向を表す。平年値は1991~2020年の30年間の平均値。

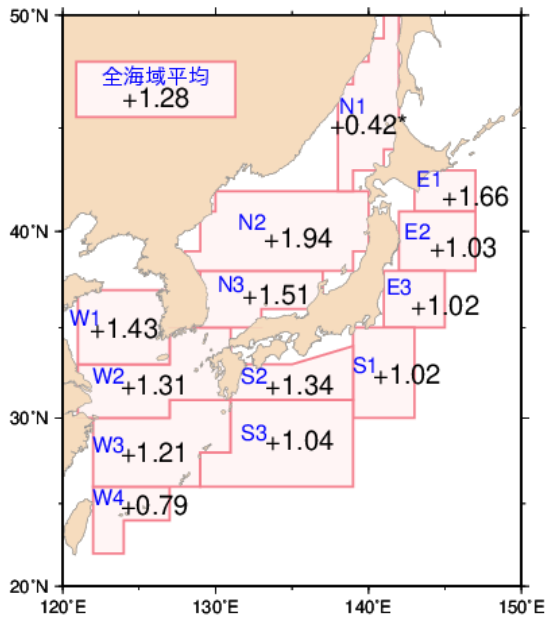


図 2.8-5 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（°C/100 年）

1900～2023 年の上昇率を示す。上昇率の数字に印がない場合は、信頼水準 99%以上で有意な変化傾向があることを、「\*」が付加されている場合は信頼水準 95%以上で有意な変化傾向があることを示す。

海域番号	海域名	海域番号	海域名
E1	釧路沖	N1	日本海北東部
E2	三陸沖	N2	日本海中部
E3	関東の東	N3	日本海南西部
S1	関東の南	W1	黄海
S2	四国・東海沖	W2	東シナ海北部
S3	沖縄の東	W3	東シナ海南部
		W4	先島諸島周辺



## 2.9 エルニーニョ／ラニーニャ現象<sup>52</sup>と太平洋十年規模振動<sup>53</sup>

- 2022/23年冬にラニーニャ現象が終息し、2023年春にエルニーニョ現象が発生した。
- 太平洋十年規模振動(PDO)指数は、2000年頃から2010年代前半にかけての期間はおおむね負の値、2010年代後半はおおむね正の値で推移したが、2020年頃からは負の値が続いている。

### 2.9.1 エルニーニョ／ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が1年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ／ラニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。日本付近では、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・寒冬となる傾向がある。

図2.9-1はエルニーニョ監視海域と西太平洋熱帯域における海面水温の基準値との差の2013年以降の変化を示したものである(海域の範囲と基準値<sup>54</sup>については脚注と巻末の用語一覧参照)。エルニーニョ監視海域の海面水温は、2020年5月から2023年1月にかけては基準値に近い値かそれよりも低い値、2023年3月以降は基準値より高い値で推移した。この海域での海面水温の変化は、2022/23年冬にラニーニャ現象が終息し、2023年春以降にエルニーニョ現象の特徴が明瞭となったことに対応している。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は、2022年8月から2023年5月にかけて基準値に近い値かそれよりも高い値、2023年6月以降は基準値に近い値かそれよりも低い値で推移した。

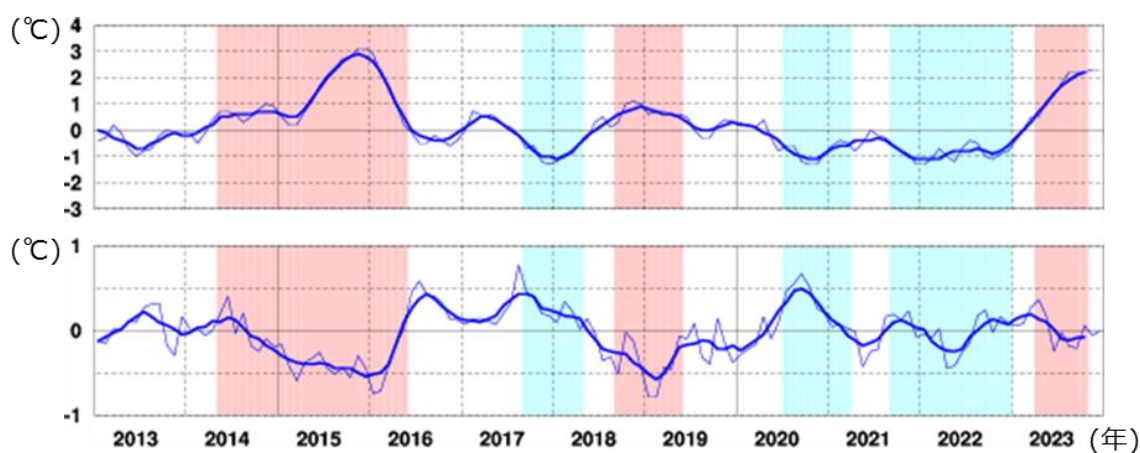


図2.9-1 エルニーニョ監視海域(上図)及び西太平洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差(°C)

折線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

<sup>52</sup> 「エルニーニョ／ラニーニャ現象」については巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋変動の実況と見通しに関する情報を「エルニーニョ監視速報」として毎月1回発表している。

[https://www.data.jma.go.jp/cpd/elnino/kanshi\\_joho/kanshi\\_joho1.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html)

<sup>53</sup> 「太平洋十年規模変動」については巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation: PDO)指数の変動についての診断結果を公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/b\\_1/pdo/pdo.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html)

<sup>54</sup> エルニーニョ監視海域の基準値については巻末の用語一覧を参照のこと。西太平洋熱帯域の基準値はその年の前年までの30年間における当該月の海域の海面水温の平均値に、同期間の変化傾向から推定される変化分を加えた値。基準値より高い(低い)とは、エルニーニョ監視海域では基準値より+0.5°C以上(-0.5°C以下)、西太平洋熱帯域では基準値より+0.15°C以上(-0.15°C以下)である場合。

## 2.9.2 太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation : PDO)

海面水温の変動には、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う数年規模の変動や地球温暖化に伴う百年規模の変化に加え、十年から数十年規模の変動が存在する。特に太平洋に見られる十年以上の周期を持つ大気と海洋が連動した変動は、太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation、以下 PDO と略す) と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く (高く) になると北太平洋の北米沿岸で平年より高く (低く) なるといったシーソーのような変動を、十年以上の周期でゆっくりと繰り返している。この変動を表す指標として、北太平洋の北緯 20 度以北の海面水温の偏差パターンから定義される PDO 指数が用いられる。PDO 指数は、月ごとの海面水温偏差に基づいて求められることから、十年から数十年規模の変動に加えて相対的に短い時間規模の変動も反映されている点に注意が必要である。

PDO 指数が正 (負) のとき、海面水温は北太平洋中央部で平年より低く (高く) なり、北太平洋の北米沿岸で平年より高く (低く) なるとともに、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけても平年より高く (低く) なり、エルニーニョ (ラニーニャ) 現象発生時に現れやすい分布を示す (図 2.9-2)。また、PDO 指数が正 (負) のとき、海面気圧は北太平洋高緯度で平年より低く (高く) なる傾向がある (図 2.9-3)。これは冬季・春季においてアリューシャン低気圧が平年より強い (弱い) ことを示している。このような大気循環の変化に伴って、北米を中心に天候への影響も見られる。PDO 指数が正のとき、冬季の気温は北米北西部、南米北部などで高い傾向が、一方、米国南東部などで低い傾向が見られる (Mantua and Hare, 2002)。

PDO 指数は 1920 年代後半から 1940 年前半にかけて、1970 年代末から 2000 年頃にかけてと 2010 年代後半の期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代半ばにかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値で推移した (図 2.9-4)。2020 年頃からは PDO 指数は負の値が続いている。

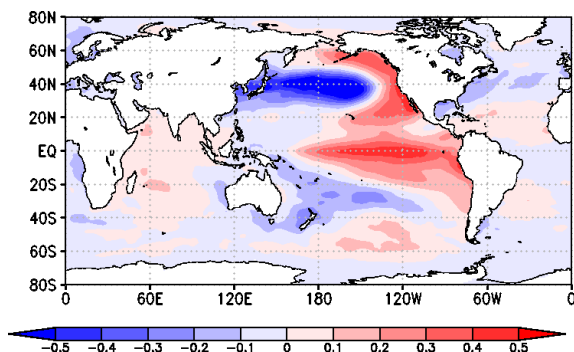


図 2.9-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

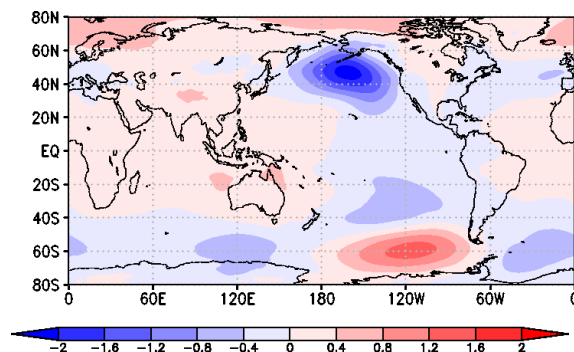


図 2.9-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

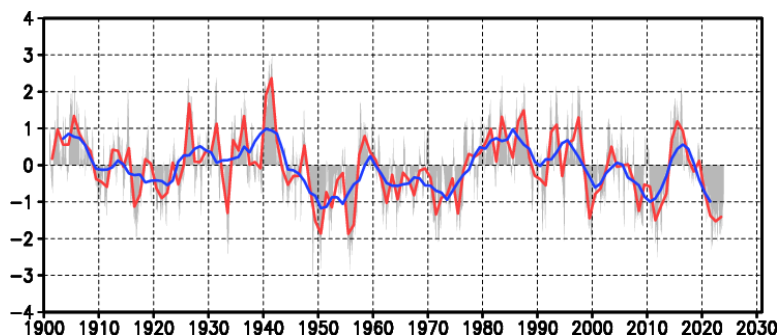


図 2.9-4 PDO 指数の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。赤線は PDO 指数の年平均値、青線は 5 年移動平均値を表す。月ごとの指数を灰色の棒グラフで示している。

## 2.10 日本沿岸の海面水位の変動<sup>55</sup>

- 日本沿岸の平均海面水位は、過去約 110 年間に上昇傾向は見られないものの、1980 年代以降は上昇傾向が見られる。国内 13 地点の GPS を併設した検潮所の地盤上下変動を補正したデータでは、海面水位が 2006～2018 年の期間に 1 年あたり 3.4 [1.1～5.6] mm 上昇した。

気象庁では、1906～1959 年の期間は全国 4 地点、1960 年以降は全国 16 地点の検潮所での年平均海面水位を用いて、日本沿岸の長期的海面水位変動を監視している。図 2.10-1 は、4 地点及び 16 地点で観測された年平均海面水位を用いて計算した、1906～2023 年の日本沿岸の年平均海面水位である。日本沿岸の長期的海面水位は、1906～2023 年の約 110 年間では上昇傾向は見られないものの、1980 年代以降は上昇傾向が明瞭である。2023 年の日本沿岸の海面水位は、平年値（1991～2020 年平均）と比べて 72 mm 高く、統計を開始した 1906 年以降で最も高い値であった。

長期的な海面水位変動の監視では、検潮所の地盤上下変動の影響を大きく受ける。前述の 4 地点及び 16 地点の選定には、地盤上下変動の少ない地点を選定しているが、それでも地盤上下変動の影響を十分除外できていない可能性があるとの指摘がある。

気象庁では、2004 年から、国土地理院と連携して全国 13 地点の検潮所に GPS 観測装置を設置し、その観測データを活用して地盤上下変動の影響を除外した海面水位変動を精密に評価している。図 2.10-2 は、この 13 地点における 2004～2023 年の年平均海面水位を、検潮所併設の GPS で観測された地盤変動量により補正したものである。この 13 地点を単純平均した 2023 年の海面水位は、2004 年に比べ 57 mm 高く、統計を開始した 2004 年以降で最も高い値であった。

IPCC(2021)によると、世界平均海面水位上昇率は 1960 年後半以降加速しており、2006～2018 年の間には 1 年あたり 3.7 [3.2～4.2]mm だった。日本沿岸の海面水位上昇率は、2006～2018 年の期間で、図 2.10-1 の 16 地点では 1 年あたり 2.9 [0.8～5.0] mm、図 2.10-2 の地盤変動補正後の 13 地点では 1 年あたり 3.4 [1.1～5.6] mm であった。この期間の日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。

本節において、[ ]内に示した数値の範囲は、「可能性が非常に高い範囲 (90～100%)」を表している。

<sup>55</sup> 気象庁ホームページでは、日本沿岸の海面水位の長期変化傾向を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_1/sl\\_trend/sl\\_trend.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html)

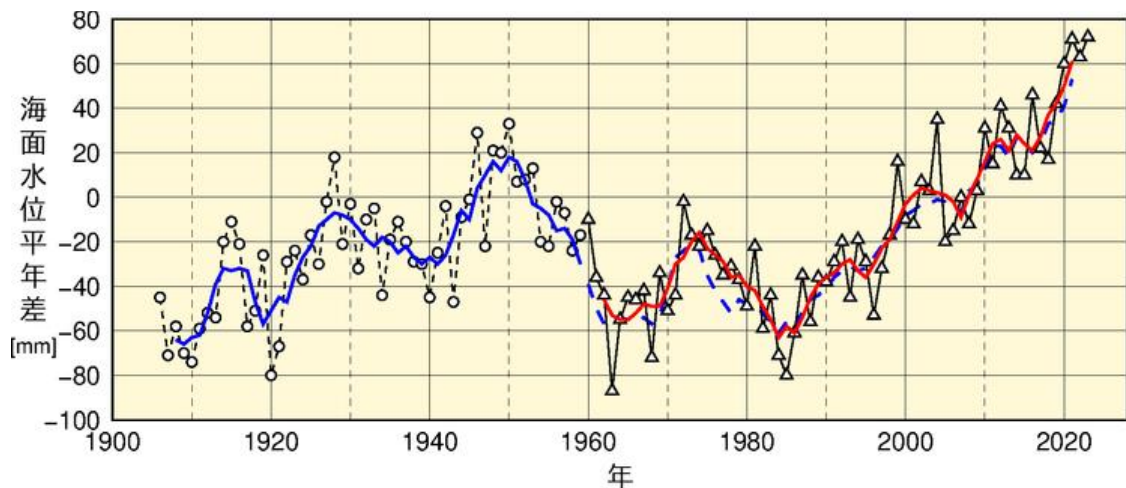


図 2.10-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2023 年）

グラフの海面水位は、1991～2020 年の期間で求めた年平均値を 0 mm とした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤実線は 16 地点の海面水位から求めた 4 海域（北日本、東日本太平洋側、西日本太平洋側、西日本日本海側・東シナ海側と北陸地方）の平均の平年差の 5 年移動平均値を示している。なお、青破線は、4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半（1960 年以降）について算出し、参考として示したものである。

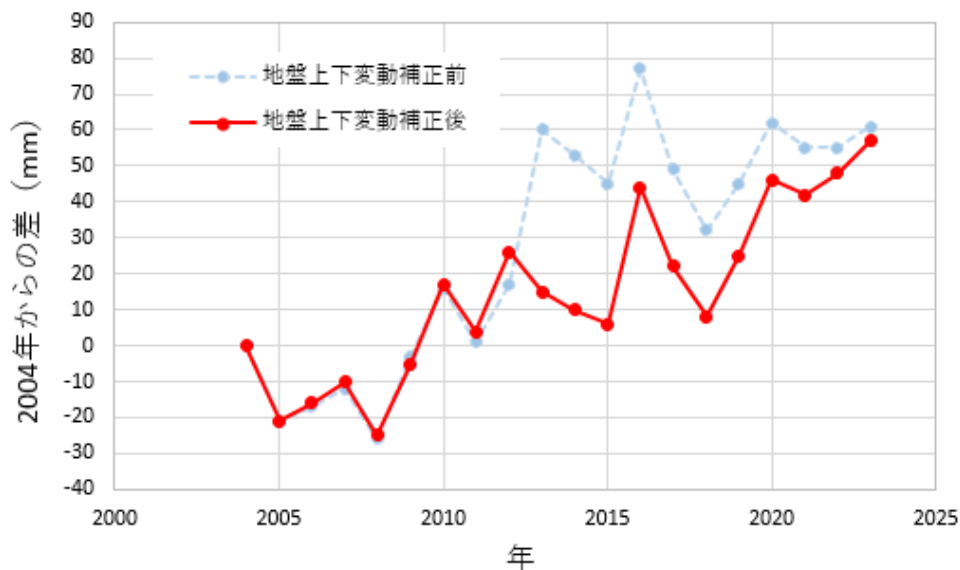


図 2.10-2 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（2004～2023 年）

グラフの海面水位は、2004 年の GPS 併設検潮所の 13 地点の単純平均した潮位を 0 mm とした各年の年平均海面水位の時系列である。青破線は GPS による地盤上下変動補正前の海面水位、赤実線は補正後の海面水位を示している。



## 2.11 海氷域の変動<sup>56</sup>

- 北極域の海氷域面積は減少している。
- 南極域の海氷域面積は変化傾向が見られない。
- オホーツク海の最大海氷域面積は、10年あたり5.5万km<sup>2</sup>の割合で減少している。

### 2.11.1 北極・南極の海氷

海氷は北極域及び南極域に分布しており、海氷域は海水面に比べ太陽光の反射率（アルベド）が大きいという特徴がある。このため、地球温暖化の影響により海氷が減少すると、海水面における太陽放射の吸収が増加し、地球温暖化の進行を加速すると考えられている。また、海氷生成時に排出される高塩分水が深層循環の駆動力の一つと考えられており、海氷の変動は海洋の深層循環にも影響を及ぼす。

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった1979年以降、長期的には減少している（信頼水準99%で統計的に有意）（図2.11-1）。特に、年最小値において減少が顕著で、1979年から2023年までに1年あたり8.6万km<sup>2</sup>減少している。一方、南極域については有意な変化傾向が見られない<sup>57</sup>。2023年の年最大値、年平均値及び年最小値は、それぞれ1979年の統計開始以降で最も小さかった。

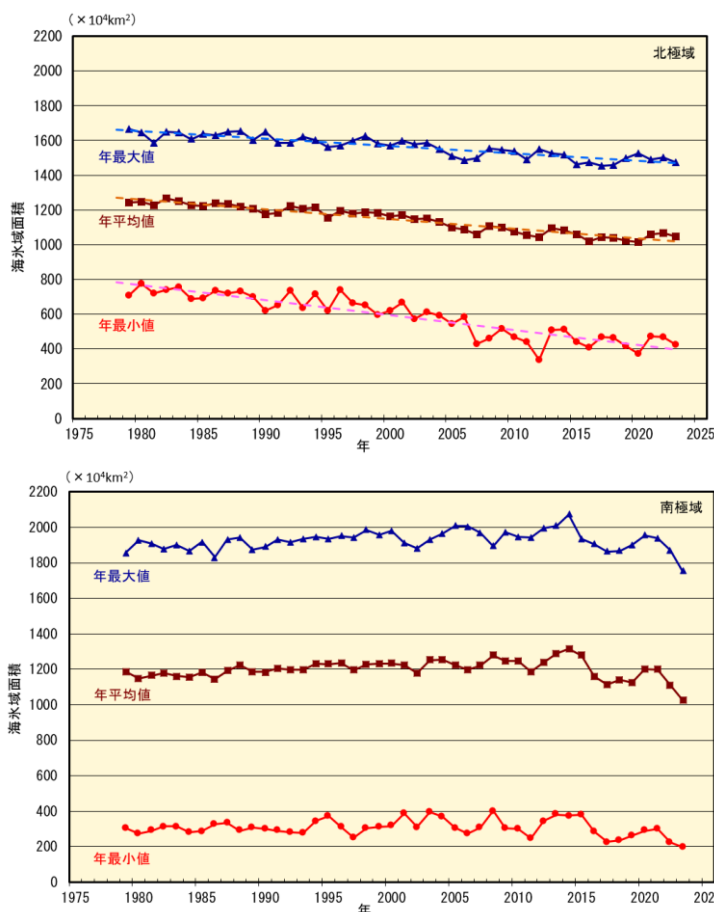


図 2.11-1 北極域（上図）と南極域（下図）の海氷域面積の経年変化（1979～2023年）

折れ線は海氷域面積（上から順に年最大値、年平均値、年最小値）の経年変化、破線は各々の長期変化傾向（ただし、信頼水準95%以上で統計的に有意な場合のみ）を示す。海氷データは、NSIDC（米国雪氷データセンター）等が提供している輝度温度データを使用して作成している。

<sup>56</sup> 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_1/series\\_global/series\\_global.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html)（北極域・南極域）  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_1/series\\_okhotsk/series\\_okhotsk.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html)（オホーツク海）

<sup>57</sup> IPCC 第6次評価報告書（IPCC, 2021）では南極域の海氷面積は、地域により相反する変化傾向が見られることや、内部変動が大きいことを理由に、1979年から2020年の間に有意な変化傾向はなかったとしている。



2023年の海氷域面積は、北極域では3月2日に年最大値（1472万km<sup>2</sup>）となった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9月16日に年最小の425万km<sup>2</sup>となった（図2.11-2、図2.11-3の各左図）。

一方、南極域では2月21日に年最小値（198万km<sup>2</sup>）となり、年最小値としては1979年の統計開始以降で最も小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9月7日に年最大値（1754万km<sup>2</sup>）となり、年最大値としては1979年の統計開始以降で最も小さかった（図2.11-2、図2.11-3の各右図）。

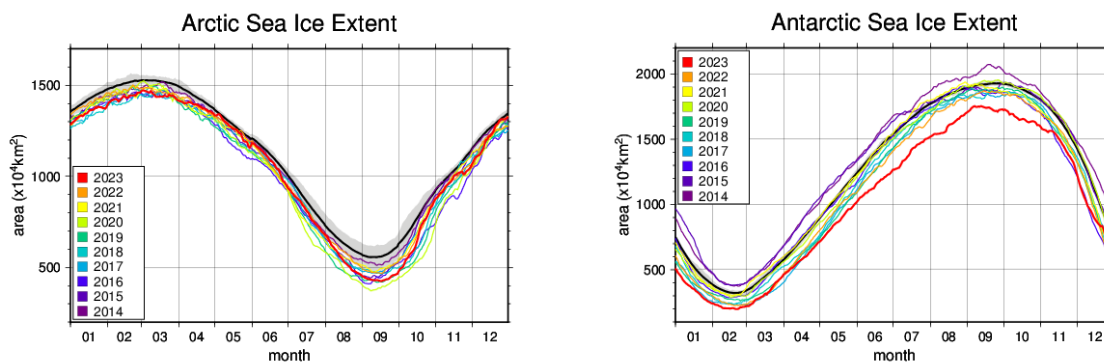


図 2.11-2 2023年の北極域と南極域の海氷域面積の推移  
黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

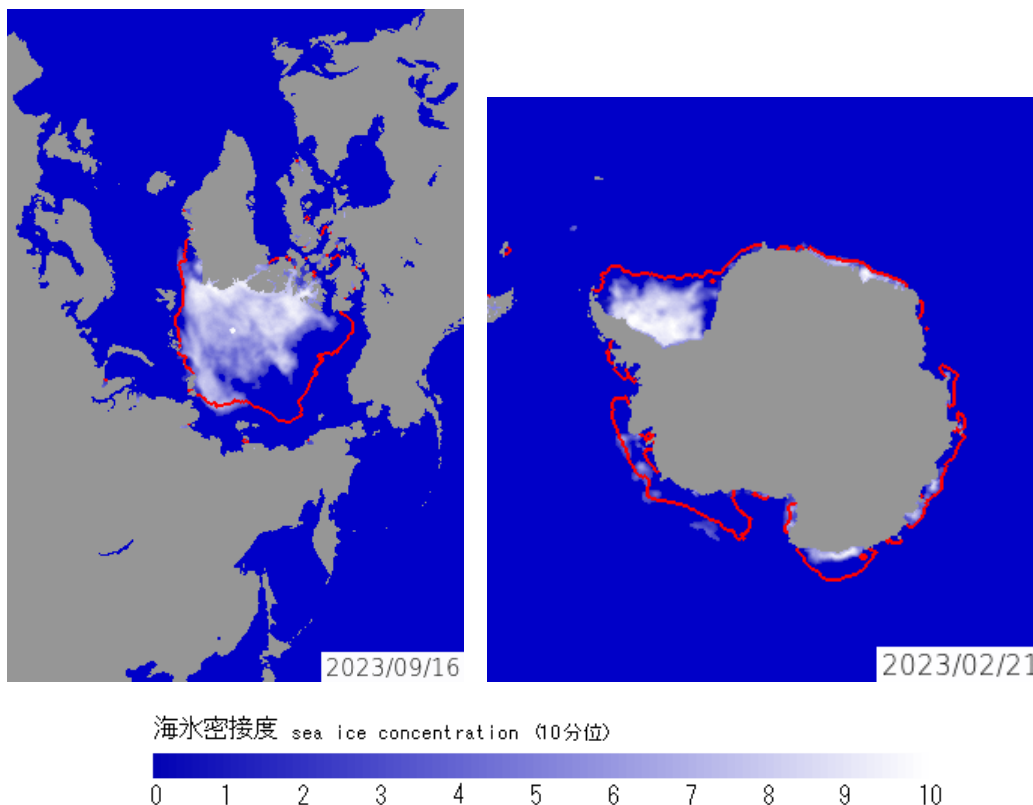


図 2.11-3 北極域、南極域それぞれの海氷域面積が年最小となった日の海氷分布

左は2023年9月16日の北極域の海氷密接度、右は2月21日の南極域の海氷密接度、赤線はそれぞれの日の平年の海氷縁を示す。

### 2.11.2 オホーツク海の海氷

オホーツク海は、広範囲に海氷が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海氷の変化は、北海道オホーツク海沿岸の気候や親潮の水質などにも影響を及ぼす。

オホーツク海の最大海氷域面積<sup>58</sup>は年ごとに大きく変動しているものの長期的には減少しており（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.11-4）、10年あたり 5.5 万 km<sup>2</sup>（オホーツク海の全面積の 3.5%に相当）の割合で減少している。

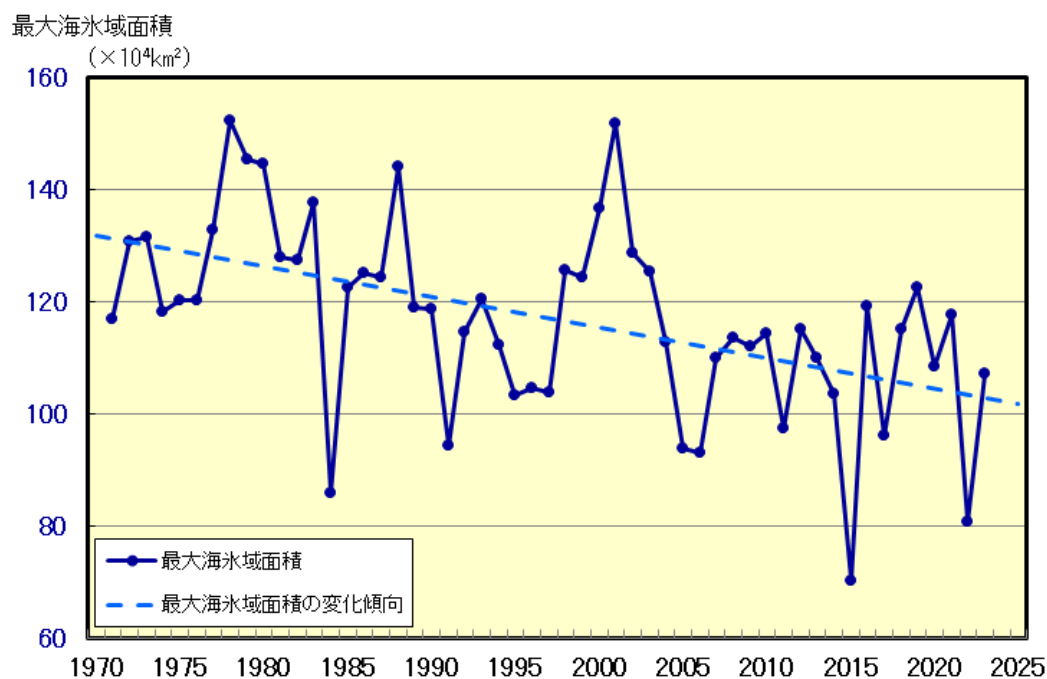


図 2.11-4 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2023 年）  
破線は変化傾向を示す。

<sup>58</sup> 最大海氷域面積：海氷シーズン中に海氷域が最も拡大した半旬の海氷域面積。

## 2.12 海洋の二酸化炭素と海洋酸性化<sup>59</sup>

- 二酸化炭素の濃度は、洋上大気、表面海水ともに長期的に増加している。
- 海洋は人為起源の二酸化炭素を吸収しており、吸収された二酸化炭素は海洋中へ蓄積している。
- 人為起源二酸化炭素の吸収・蓄積に伴い、海洋の pH は低下傾向にある。

### 2.12.1 海洋の二酸化炭素

#### (1) 北西太平洋における二酸化炭素の吸収と蓄積

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋（東経 137 度線上の北緯 3 度 ~ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 度 ~ 北緯 35 度）の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている（図 2.12-1、図 2.12-2）。東経 137 度線では、1985 年からの 39 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は 1.5 ~ 2.1 $\mu\text{atm}/\text{年}$ （平均 1.8 $\mu\text{atm}/\text{年}$ ）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.8 ~ 2.0 $\mu\text{atm}/\text{年}$ （平均 1.9 $\mu\text{atm}/\text{年}$ ）の割合で増

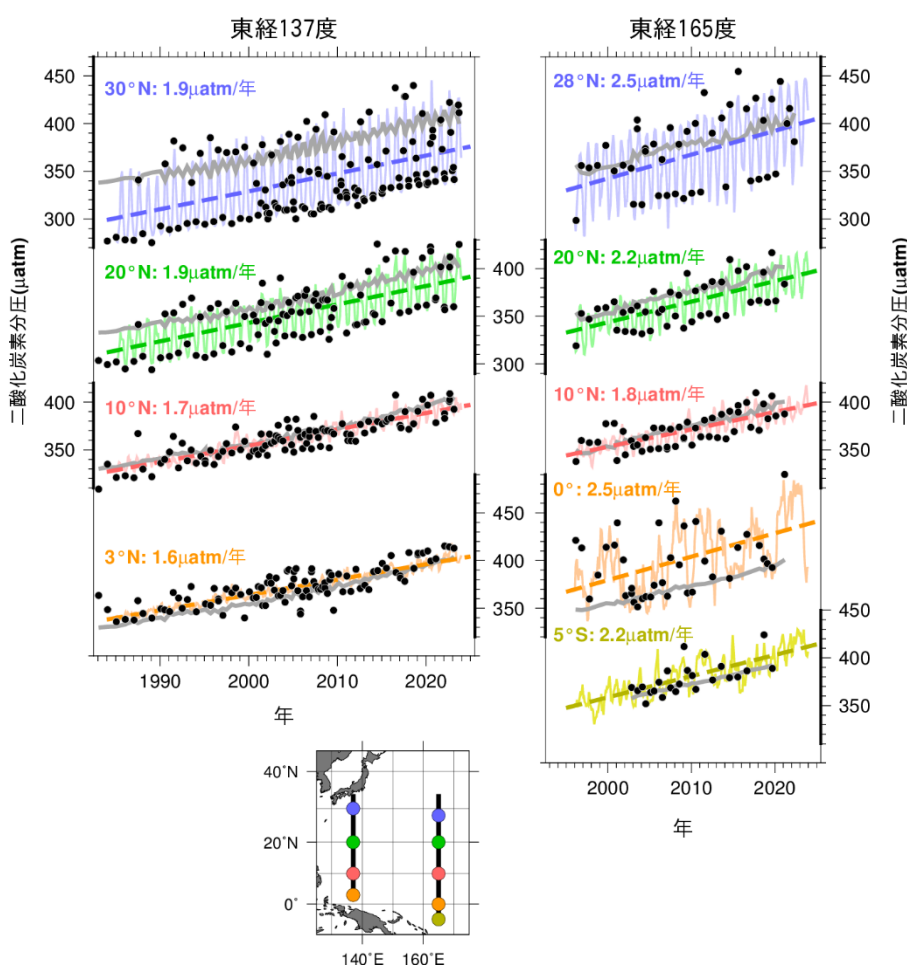


図 2.12-1 東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化<sup>60</sup>

図は、表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値（●）及び解析によって得られた推定値（細線）と長期変化傾向（破線）並びに大気中の二酸化炭素分圧（灰色の実線）を示している。推定値は二酸化炭素濃度や全炭酸、アルカリ度などの観測データに基づいて海面水温や塩分などから推定する手法を用いた。

<sup>59</sup> 気象庁ホームページでは、海洋の二酸化炭素・海洋酸性化の監視成果を公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index\\_co2.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index_co2.html)（海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）

<sup>60</sup> 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収（北西太平洋）について公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_2/co2\\_trend/co2\\_trend.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html)

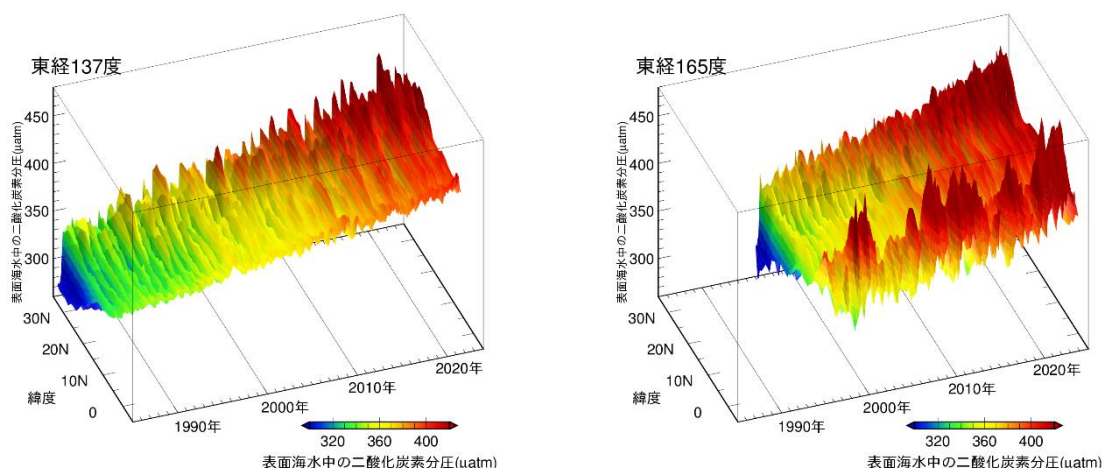


図 2.12-2 緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化

図は東経 137 度線の北緯 3 度～北緯 34 度 (左)、東経 165 度線の南緯 5 度～北緯 35 度 (右) における緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化を示している。

加している。東経 165 度線では、1996 年から 2023 年までの 28 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は 1.8 ～ 2.8 $\mu$ atm/年 (平均 2.2 $\mu$ atm/年) の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.9 ～ 2.1 $\mu$ atm/年 (平均 2.0 $\mu$ atm/年) の割合で増加している。

海洋に蓄積された二酸化炭素の量は、海洋内部の二酸化炭素量の増加傾向から見積もることができる。1990 年代以降の海洋内部の二酸化炭素の長期時系列観測データを利用して、東経 137 度に沿った北緯 10～30 度と東経 165 度に沿った北緯 10～35 度の海域に蓄積された二酸化炭素量を見積もった (図 2.12-3)。1990 年代以降、海面から深さ約 1000 m までの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137 度及び東経 165 度及び北緯 24 度で 4～11 トン炭素/km<sup>2</sup>/年 (単位面積 1 年あたりに蓄積した炭素の重量に換算) であった。特に北緯 20～30 度付近で二酸化炭素の蓄積量が多い。

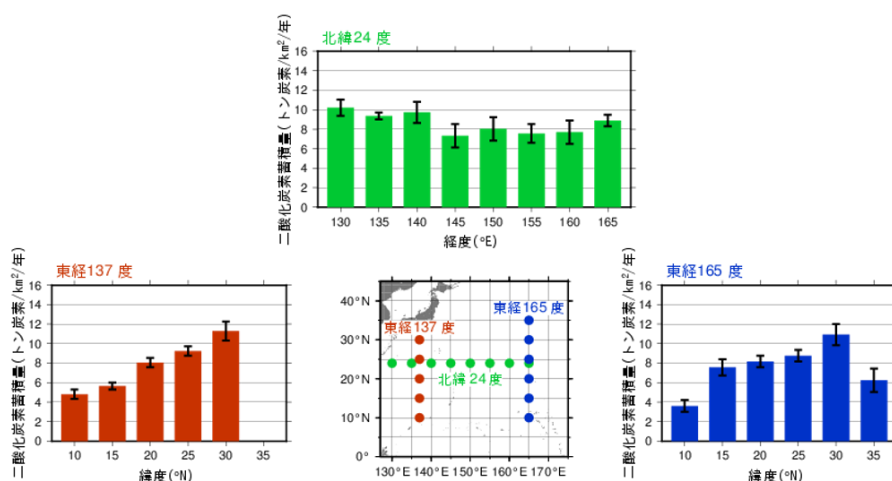


図 2.12-3 東経 137 度、東経 165 度及び北緯 24 度における緯度・経度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量と解析対象とした海域<sup>61</sup>

左図中のエラーバーは、信頼区間 95% の範囲を示す。解析期間は、東経 137 度が 1994 年～2023 年、東経 165 度が 1992 年～2022 年、北緯 24 度が 1992 年～2023 年。

<sup>61</sup> 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_2/co2\\_inventory/inventory.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html)

## (2) 海洋全体の二酸化炭素の吸収

これまで蓄積された国内外の海洋観測データから、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温・塩分・クロロフィル濃度との間には、海域や季節によってそれぞれ特徴の異なる相関関係があることがわかっている。この相関関係を利用して、水温と塩分の解析データや衛星によるクロロフィル濃度の観測データから、全海洋の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、二酸化炭素の吸収・放出を解析した（図 2.12-4）。

図 2.12-4 左図は、2022 年の二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、海洋から大気中に二酸化炭素が放出（赤色域）されており、それ以外の広い海域では、海洋が大気から二酸化炭素を吸収（青色域）している。図 2.12-4 右図は、二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値を示している。海洋全体では、1990～2022 年の平均で年間に 21 億トン炭素の二酸化炭素を吸収している。また、海洋の二酸化炭素吸収量は増加傾向にある。

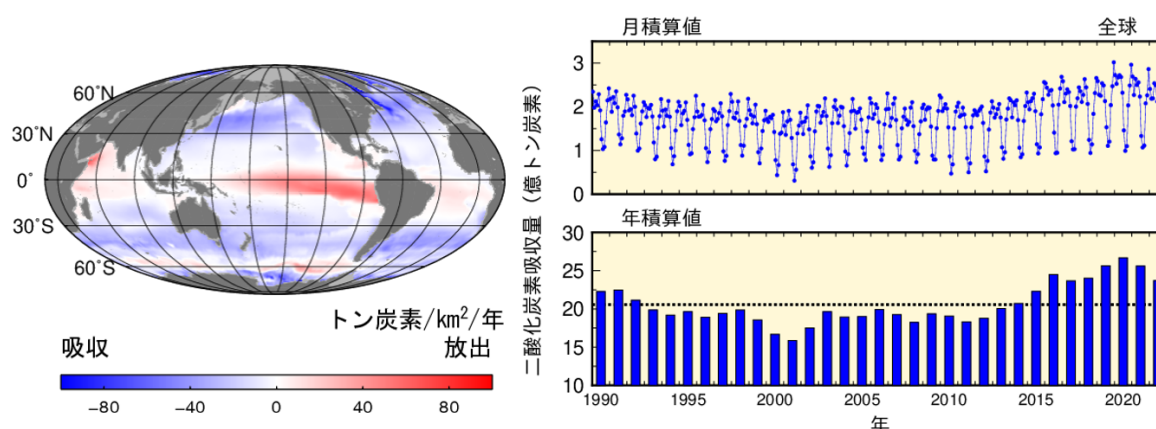


図 2.12-4 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2022 年の分布（左図）及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値（1990～2022 年）（右図）<sup>62</sup>

左図は 2022 年の全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の分布を表したもので、赤で着色した海域は海洋から大気へ二酸化炭素が放出されていることを、青で着色した海域は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていることを、灰色の領域は解析対象範囲外であることを示す。右図は月積算値及び年積算値を示したもので、年積算値の図の点線は 1990～2022 年の平均 21 億トン炭素を表す。単位は、炭素の重量に換算した値を用い、分布図では 1 年あたり単位面積あたりの「トン炭素/km<sup>2</sup>/年」、積算値では「億トン炭素」を用いている。

<sup>62</sup> 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_2/co2\\_flux\\_glob/co2\\_flux\\_glob.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html)



## 2.12.2 海洋酸性化

### (1) 日本近海における海洋酸性化

表面海水中の pH を、観測データに基づいて海面水温や塩分などから推定する手法を用いて、日本近海の表面海水中の pH の分布を求め、海域ごとの長期変化傾向を解析した (図 2.12-5)。日本近海全体としては、表面海水中の pH は、10 年あたり 0.021 の割合で低下しており、世界各地で観測された pH の低下 (10 年あたり概ね 0.02 前後：日本の気候変動 2020) と同程度の速度で海洋酸性化が進行している。海域ごとにみると、日本南方海域、関東沖、北海道周辺・日本東方海域及び九州・沖縄海域で 0.019~0.021 と、日本近海の平均値に近い値となっている一方、日本海では 0.024 と大きくなっている。海域間の差は不確かさの範囲内にあり、日本近海では、酸性化の進行に大きな違いはみられていない。

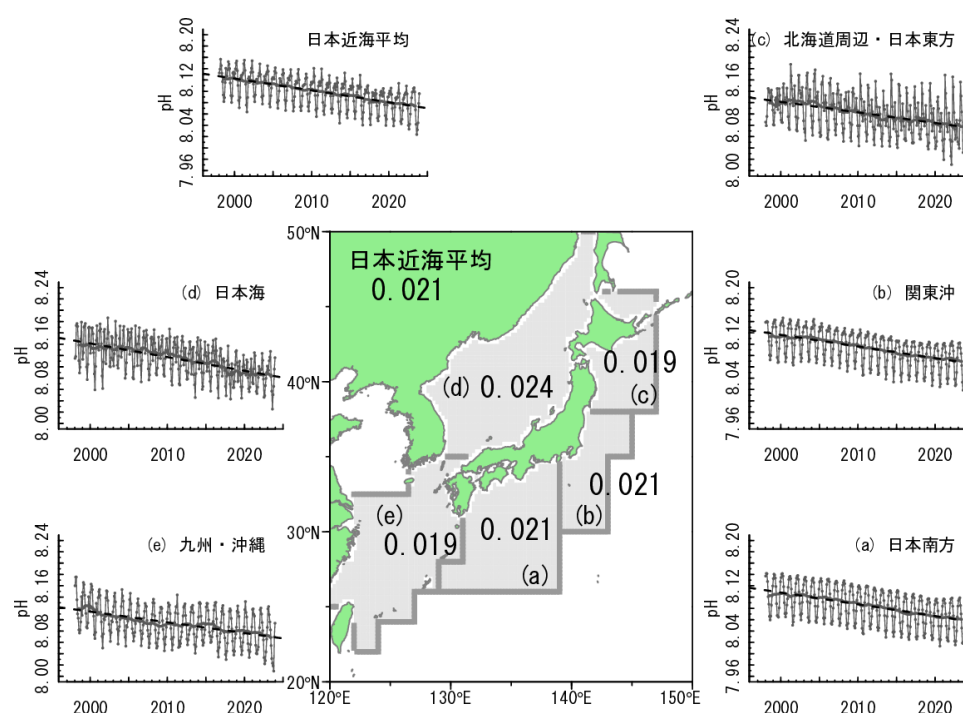


図 2.12-5 日本近海の pH の 10 年あたりの低下速度

現場水温における pH の値。時系列図の黒丸 (及び細線) は海域内の pH の月平均値、太線はその 13 ヶ月移動平均、破線は長期変化傾向を示す<sup>63</sup>

### (2) 北西太平洋における海洋酸性化

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋 (東経 137 度及び東経 165 度線) の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった (図 2.12-6、図 2.12-7、図 2.12-8)。その結果、表面海水中の pH は全ての緯度で明らかに低下しており、その低下率は、東経 137 度線では 1985 年から 2023 年までの 39 年間で 10 年あたり 0.014~0.022 (平均 0.018)、東経 165 度線では 1996 年から 2023 年までの 28 年間で 10 年あたり 0.016~0.028 (平均 0.021) であった。深さ約 150~800m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10 年あたり 0.013~0.031 低下していた。亜熱帯では、北部のほうが南部よりも低下率が大きい傾向がみられ、これは亜熱帯北部ほど二酸化炭素蓄積量が多いことと整合している (図 2.12-3)。

<sup>63</sup> 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向 (日本近海) について公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_3/pHtrend\\_jpn/pHtrend\\_jpn.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend_jpn/pHtrend_jpn.html)

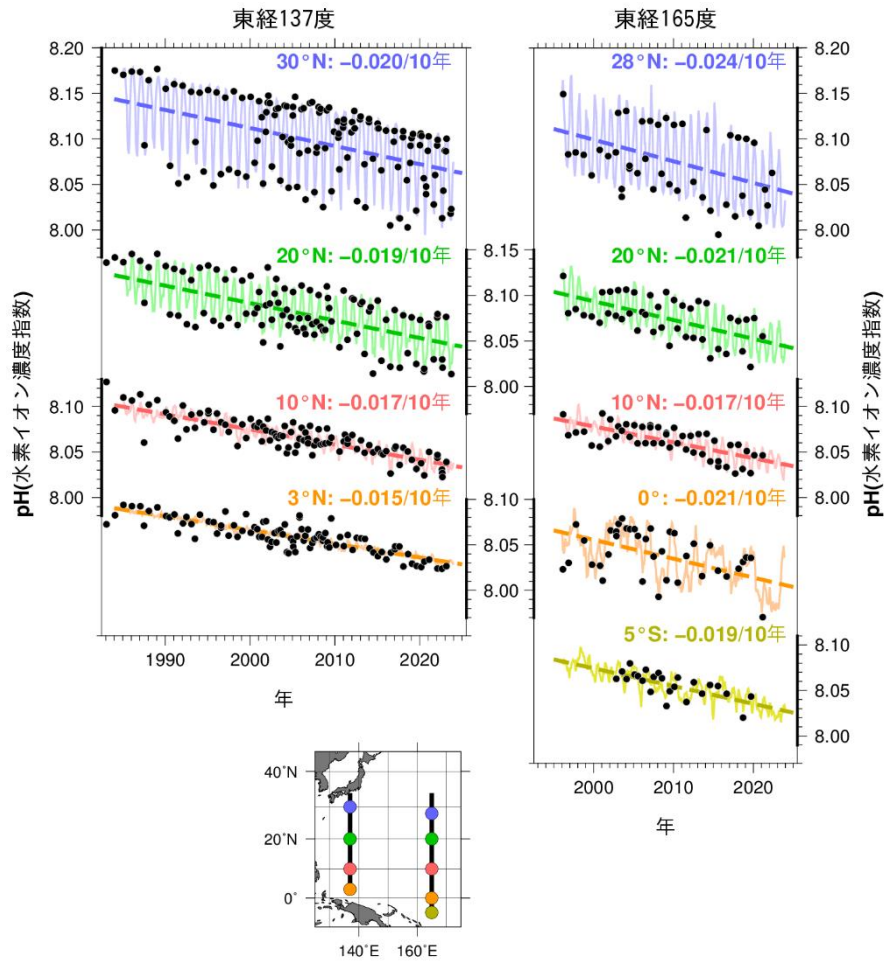


図 2.12-6 東経 137 度線（左上図）、東経 165 度線（右上図）の各緯度における表面海水中的の水素イオン濃度指数（pH）の長期変化<sup>64</sup>  
 黒丸は表面海水中的の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率を示す。

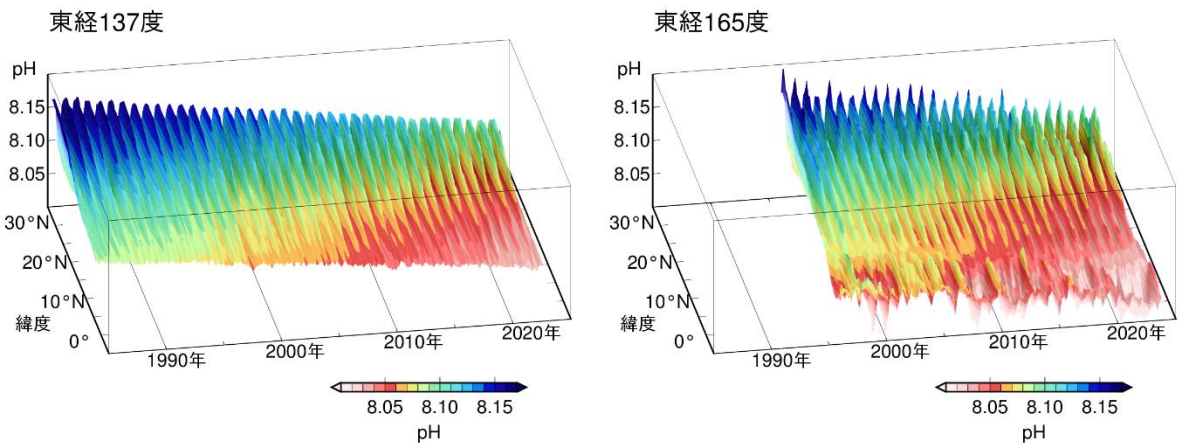


図 2.12-7 東経 137 度線（左図）、東経 165 度線（右図）における表面海水中的の水素イオン濃度指数（pH）の変化

<sup>64</sup> 気象庁ホームページでは、表面海水中的の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_3/pHtrend/pH-trend.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html)

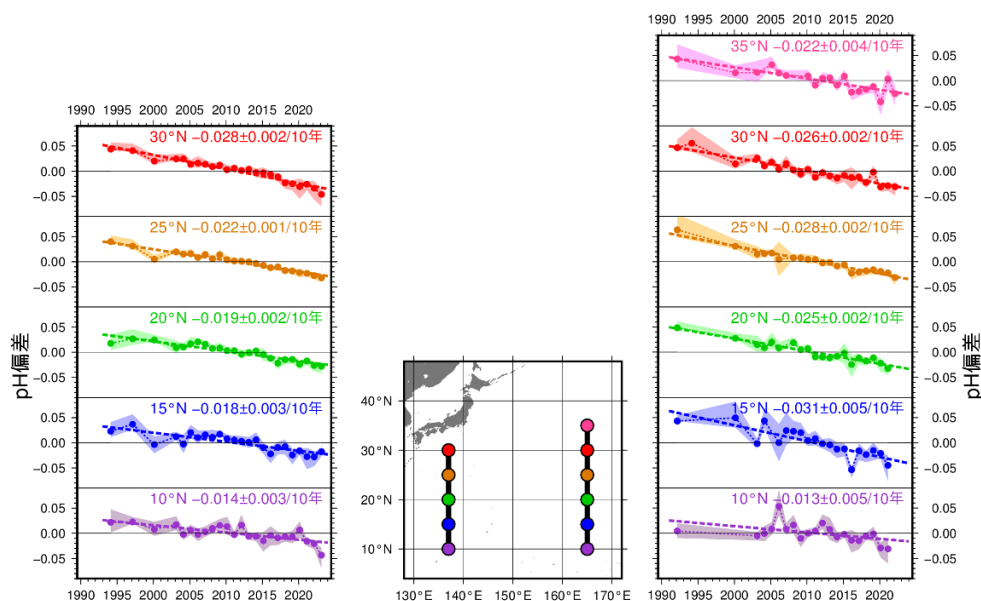


図 2.12-8 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数 (pH) 偏差の長期変化<sup>65</sup>

東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での pH の偏差時系列を示す。偏差は、全観測期間の密度面ごと (深さ 150m から 800m) の平均値からの差として求めている。塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率 (減少率) を示す。

### (3) 世界における海洋酸性化

2.12.1 (2) と同様の手法に基づいて、海洋の表面海水中の pH 分布を推定し、世界の海洋の平均的な pH の長期変化傾向を解析した (図 2.12-9)。赤道付近や高緯度域など、二酸化炭素を多く含む下層の海水の影響を受ける海域では、表面海水中の二酸化炭素濃度が高くなっており、pH の値は低い。一方、中緯度域では、海面水温の分布に従って、緯度が高いほど pH の値が高い分布を示している。1990 年から 2022 年の解析期間において、全球の pH は 10 年あたり 0.019 の割合で低下しており、1990 年以降、およそ 0.06 低下した。

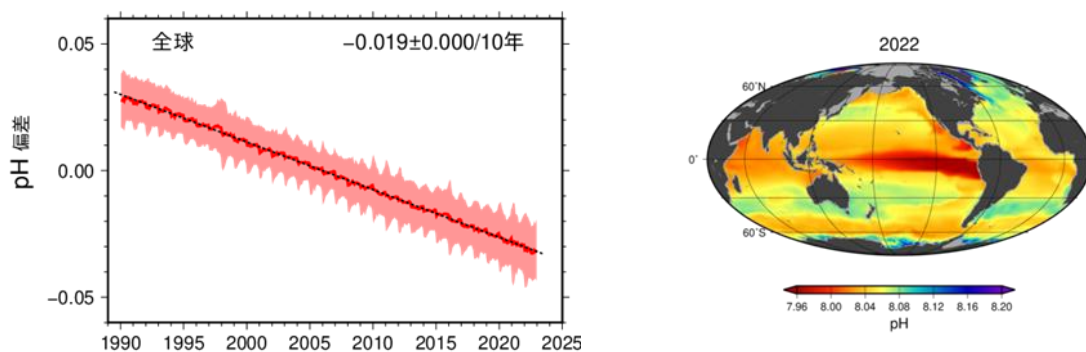


図 2.12-9 全球の表面海水中的水素イオン濃度指数 (pH) 偏差の長期変化 (左図) と 2022 年における pH 分布図 (右図)<sup>66</sup>

左図は全球の表面海水中の pH の偏差時系列を示す。現場水温における pH の値。1991 年から 2020 年までの平均からの差を偏差としている。太線は偏差の平均値、塗りつぶしは偏差の空間的変動幅 ( $\pm 1\sigma$ ) を示す。破線は長期変化傾向を示す。左図中の数字は 10 年あたりの変化率 (減少率) を示し、"±"以降の数値は変化率に対する 95%信頼区間を示す。

<sup>65</sup> 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向 (北西太平洋) について公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_3/pHin/pH-in.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html)

<sup>66</sup> 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向 (全球) について公表している。

[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a\\_3/pHglob/pH-glob.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHglob/pH-glob.html)

# 極端な気象に対する気候変動の影響を解析した事例

## (1) 平成30年7月豪雨

平成30年7月豪雨（前線及び台風第7号による大雨等）

【気象庁HP 災害をもたらした気象事例】

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2018/20180713/20180713.html>

「平成30年7月豪雨」及び7月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について

【平成30年8月10日 気象庁 報道発表】

<https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouon20180810.html>

地球温暖化が近年の日本の豪雨に与えた影響を評価しました

【令和2年10月20日 気象庁気象研究所、東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所、海洋開発研究機構、(一財)気象業務支援センター 共同プレスリリース】

[https://www.mri-jma.go.jp/Topics/R02/021020/press\\_021020.html](https://www.mri-jma.go.jp/Topics/R02/021020/press_021020.html)

気象庁気象研究所、東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所及び海洋研究開発機構の研究チームは、文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プログラム」の一環として、最新の数値シミュレーションを用い、平成29年7月九州北部豪雨及び平成30年7月豪雨に相当する大雨の発生確率に地球温暖化が与えた影響を定量的に評価することを初めて可能にしました。

この結果、上記2事例における大雨の発生確率は、地球温暖化の影響がなかったと仮定した場合と比較して、それぞれ約1.5倍および約3.3倍になっていたことが示されました。

## (2) 平成30年夏の記録的な高温

7月中旬以降の記録的な高温と今後の見通しについて

【平成30年7月23日 気象庁 報道発表】

[https://www.jma.go.jp/jma/press/1807/23a/20180723\\_kouon.html](https://www.jma.go.jp/jma/press/1807/23a/20180723_kouon.html)

「平成30年7月豪雨」及び7月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について

【平成30年8月10日 気象庁 報道発表】

<https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouon20180810.html>

平成30年7月の記録的な猛暑に地球温暖化が与えた影響と猛暑発生の将来見通し

【令和元年5月22日 気象庁気象研究所、東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所、(一財)気象業務支援センター 共同プレスリリース】

[https://www.mri-jma.go.jp/Topics/R01/010522/press\\_010522.html](https://www.mri-jma.go.jp/Topics/R01/010522/press_010522.html)

気象庁気象研究所、東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所の研究チームは、平成30年7月の記録的な猛暑に対する地球温暖化の影響と猛暑の発生回数の将来見通しを評価しました。

その結果、工業化以降の人為起源による温室効果ガスの排出に伴う地球温暖化を考慮しなければ、昨年のような猛暑は起こりえなかったことが明らかになりました。また、工業化以降の世界の気温上昇が2度に抑えられたとしても、国内での猛暑日の発生回数は現在の1.8倍となると推定されました。



### **(3) 令和元年東日本台風**

#### **令和元年東日本台風（台風第 19 号）による大雨、暴風等（速報）**

【気象庁 HP 災害をもたらした気象事例】

<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2019/20191012/20191012.html>

#### **令和元年台風第 19 号に伴う大雨の要因について**

【令和元年 12 月 24 日 気象庁 お知らせ】

<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yohokaisetu/T1919/mechanism.pdf>

#### **近年の気温上昇が令和元年東日本台風の大雨に与えた影響**

【令和 2 年 12 月 24 日 気象庁気象研究所、(一財)気象業務支援センター 共同プレスリリース】

[https://www.mri-jma.go.jp/Topics/R02/021224-1/press\\_021224-1.html](https://www.mri-jma.go.jp/Topics/R02/021224-1/press_021224-1.html)

気象庁気象研究所の研究チームは、数値シミュレーションを行い、人為起源の温室効果ガス排出の増加等に伴う気温及び海面水温の上昇が、令和元年東日本台風（台風第 19 号）に伴う関東甲信地方での大雨に与えた影響を評価しました。

この結果、1980 年以降、また、工業化以降（本研究では 1850 年以降としています）の気温及び海面水温の上昇が、総降水量のそれぞれ約 11%、約 14%の増加に寄与したと見積もられました。

### **(4) 令和 4 年 6 月下旬から 7 月初めの記録的な高温**

#### **6 月下旬から 7 月初めの記録的な高温及びその後の天候の特徴と要因について**

【令和 4 年 8 月 22 日 気象庁 報道発表】

<https://www.jma.go.jp/jma/press/2208/22b/kentoukai20220822.html>

#### **令和 4 年 6 月下旬から 7 月初めの記録的な高温に地球温暖化が与えた影響に関する研究に取り組んでいます—イベント・アトリビューションによる速報—**

【令和 4 年 9 月 6 日 気象庁気象研究所、文部科学省 共同プレスリリース】

[https://www.mext.go.jp/b\\_menu/houdou/mext\\_01104.html](https://www.mext.go.jp/b_menu/houdou/mext_01104.html)

令和 4 年 6 月下旬から 7 月初めに、東日本及び西日本で統計開始以降 1 位となる記録的な高温となりました。この研究では、今回の高温事例（イベント）に対する発生確率を見積もった結果、昨年から持続しているラニーニャ現象等の影響と地球温暖化の影響が共存する状況下では、5 年に 1 度程度の確率で起こり得たことが分かりました。これに対し、地球温暖化の影響が無かったと仮定した状況下では、同じラニーニャ現象等の影響があったとしても、およそ 1200 年に 1 度という非常に稀な事例であったことが分かりました。



## (5) 令和5年夏の大雨および記録的な高温

### 令和5年梅雨期の大雨事例と7月後半以降の顕著な高温の特徴と要因について

【令和5年8月28日 気象庁 報道発表】

<https://www.jma.go.jp/jma/press/2308/28a/kentoukai20230828.html>

### 令和5年6月から7月上旬の大雨及び令和5年7月下旬から8月上旬にかけての記録的な高温

【令和5年9月19日 気象庁気象研究所、文部科学省 共同プレスリリース】

[https://www.mext.go.jp/b\\_menu/houdou/mext\\_01287.html](https://www.mext.go.jp/b_menu/houdou/mext_01287.html)

令和5年6月から7月初めに西日本で線状降水帯に伴う豪雨災害が発生し、続く7月から8月にかけては、統計開始以降1位となる記録的な高温となりました。

この研究では、今年の梅雨期の大雨に対してイベント・アトリビューションを実施した結果、地球温暖化によって6月から7月上旬の日本全国の線状降水帯の総数が約1.5倍に増加していたと見積もられました。また、7月9日から10日に発生した九州北部の大雨を対象に地球温暖化の影響を評価したところ、総雨量が約16%増加していたことが確認されました。

一方、高温イベントに対する発生確率を見積もった結果、今年に入って発生したエルニーニョ現象等の影響と地球温暖化の影響が共存する状況下では1.65%程度の確率で起こり得たことが分かりました。これに対し、地球温暖化の影響が無かったと仮定した状況下では、その他の気候条件が同じであっても、発生し得ない事例であったことが分かりました。

## 変化傾向の有意性の評価について

気温や降水量等の観測値は、様々な時空間スケールの大気や海洋の運動のため、大きく変動している。自然変動を背景に地球温暖化に伴う気候系の変化傾向をとらえるためには、観測データを適切な統計量に変換し、時系列で並べた統計量にランダムな変動要因だけでは説明しにくい系統的な変化傾向が含まれている可能性がどの程度か検定を行う。この「統計的検定」の結果、経年変化がランダムな変動要因だけでは説明できないと判断することが妥当な場合には、「統計的に有意な変化傾向がある」等と表現される。

本レポートでは、統計量に見られる経年変化傾向の有無の可能性について、統計的有意性を99%、95%、90%の信頼水準で検定した結果を判断基準としており、それぞれ本文中の記述とは下表のとおり対応させている。

信頼水準	本文中の対応する記述
99%以上で有意	「増加（減少）している（信頼水準99%で統計的に有意）」 「上昇（下降）している（信頼水準99%で統計的に有意）」
95%以上で有意	「増加（減少）傾向が現れている（信頼水準95%で統計的に有意）」 「上昇（下降）傾向が現れている（信頼水準95%で統計的に有意）」
90%以上で有意	「増加（減少）しているとみられる（信頼水準90%で統計的に有意）」 「上昇（下降）しているとみられる（信頼水準90%で統計的に有意）」
上記以外	「変化傾向は見られない」

なお、この統計的検定にあたっては次のような手法により検定している。

### (1) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できる場合

気温偏差の場合、トレンド成分を除去した年々の統計量の出現頻度はおおむね正規分布に従うと考えることができる。正規分布とみなしてよい統計量に対しては、西暦年と累年の統計量との相関係数を用いて、t検定を行う。

### (2) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できない場合

猛暑日や熱帯夜等の階級日数、1時間降水量50mm以上等の発生頻度の統計量は正規分布に従うことが仮定できない場合があるので、これらの統計量に対しては分布に依らない検定（ノンパラメトリック検定）を行う。

統計的検定では、原理的に、「統計的に有意」と判定されてもその結果が誤りである可能性が常に存在する。「信頼水準90%（95%、99%）以上で統計的に有意」の場合には、観測値における経年変化傾向がランダムな変動要因により出現しているにも関わらず誤って有意と判定してしまう確率をそれぞれ最大で10%（5%、1%）まで許していることを意味している。逆に、系統的な変化傾向が存在していても、それを正しく検出できない場合もある。一般に、統計年数が短い、年々の変動幅が大きい、発生頻度が稀、等の場合には、今後新しいデータが追加されることにより検定結果が変化する可能性が大きい。本レポートの分析結果は、以上の性質に留意の上で活用されたい。

# 用語一覧（五十音順）

## IPCC（Intergovernmental Panel on Climate Change：気候変動に関する政府間パネル）

気候変動に関する政府間パネル。世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により、1988年に設立された。気候変動の（1）自然科学的根拠、（2）影響・適応策及び脆弱性、（3）緩和策について評価を行う3つの作業部会と、温室効果ガス目録（インベントリ）に関するタスクフォースを設置し、各国の科学者や専門家の協力の下、報告書を取りまとめている。その報告書の内容は、気候変動に関する条約交渉などにおいて、様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用されている。

## 異常気象

一般に、過去に経験した現象から大きく外れた現象のこと。大雨や強風等の激しい数時間の現象から数か月も続く干ばつ、極端な冷夏・暖冬なども含む。また、気象災害も異常気象に含む場合がある。気象庁では、気温や降水量などの異常を判断する場合、原則として「ある場所（地域）・ある時期（週、月、季節等）において30年に1回以下の頻度で発生する現象」を異常気象としている。

## エアロゾル

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出されるばい煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エアロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が $2.5\ \mu\text{m}$ 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質（PM<sub>2.5</sub>）という。PM<sub>2.5</sub>は、髪の毛の太さの1/30程度と非常に小さいため、吸引による健康への影響が懸念されている。

## 温室効果に関する用語

**温室効果**：地球の大気には二酸化炭素などの温室効果ガスと呼ばれる気体がわずかに含まれている。これらの気体は赤外線を吸収し、再び放出する性質があるため、太陽からの光で暖められた地球の表面から熱放射として放出された赤外線の多くが、大気に吸収され、再び射出された赤外線が地球の表面に吸収される。これらの過程により、地表面及び地表面付近の大気を暖めることを温室効果と呼ぶ。仮に温室効果が無い場合の地球の表面の平均温度は $-19^{\circ}\text{C}$ と見積もられているが、温室効果のために世界の平均気温はおよそ $14^{\circ}\text{C}$ と推定される。大気中の温室効果ガスが増えると温室効果が強まり、地球の表面の気温が高くなる。代表的な温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素などがある。なお、水蒸気は最も大きな温室効果を持つが、大気中の水蒸気量の主な変動要因は気温であり、人間活動に伴う水蒸気排出量ではない。水蒸気は気候変動に対する強制力というよりフィードバック因子と考えられるため、地球温暖化問題を議論する際には一般的に人為起源温室効果ガスとは区別して扱う。

**二酸化炭素**：地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガス。工業化時代の始まり（18世紀半ば）以降、人間活動に伴う化石燃料の消費、森林減少などの土地利用の変化、セメント生産などによる二酸化炭素の排出により大気中の濃度が増加しつつある。工業化以降に人間活動によって排出された二酸化炭素量のおよそ半分が大気中に残留しており、残りは大気から取り除かれ、海洋や陸上生物圏に蓄積されている（IPCC, 2021）。

**メタン**：二酸化炭素に次いで地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスであり、1分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約27.9倍と大きい。大気中に放出されるメタンのおよそ40%は自然起源（湿地やシロアリなど）であり、人間活動（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼など）によるものはおよそ60%である（WMO, 2023）。メタンは、主に大気中のOHラジカ

ル（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失するために大気中の寿命は 11.8 年と短い。

**一酸化二窒素**：1 分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約 273 倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が 109 年と長い気体である。大気中に放出される一酸化二窒素の約 57%は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 43%である（WMO, 2023）。これらは成層圏において主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

**ハロカーボン類**：塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称であり、その多くは強力な温室効果ガスであり、人工的な生産により、その大気中濃度は 20 世紀後半以降急速に増加した。その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある）、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどは、温室効果ガスであると同時にオゾン層破壊物質でもある。この他、ハイドロフルオロカーボン類（HFC-134a、HFC-152a など。）などがある。

**モントリオール議定書**：オゾン層を破壊するおそれのある物質を特定し、当該物質の生産や消費の規制とそのスケジュールを規定するために 1987 年にカナダで採択され 1989 年に発効した国際条約。我が国は 1988 年に締結した。採択後もオゾン層の破壊状況について各国で検討を行い、規制措置の強化のための改正がなされた。正式名称は「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」。

ppm, ppb, ppt: 対象物質がどの程度大気中に存在しているかを表す割合。ppm (parts per million) は  $10^{-6}$  (乾燥空気中の分子 100 万個中に 1 個)、ppb (parts per billion) は  $10^{-9}$  (10 億個中に 1 個)、ppt (parts per trillion) は  $10^{-12}$  (1 兆個中に 1 個)。

### 海面水温の変動に関する用語

**エルニーニョ／ラニーニャ現象**：エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が一年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ現象やラニーニャ現象は、日本を含め世界中の異常な天候の要因となり得ると考えられている。

気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度；図 A 中の NINO.3 の領域）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の各月の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて  $+0.5^{\circ}\text{C}$  以上 /  $-0.5^{\circ}\text{C}$  以下となった場合をエルニーニョ／ラニーニャ現象としている。

図 B は典型的なエルニーニョ現象及びラニーニャ現象が発生している時の太平洋における海面水温の平年偏差の分布を示している。日付変更線（経度 180 度）の東から南米沿岸にかけての赤道沿いで、赤あるいは青の色が濃く、海面水温の平年偏差が大きくなっている。

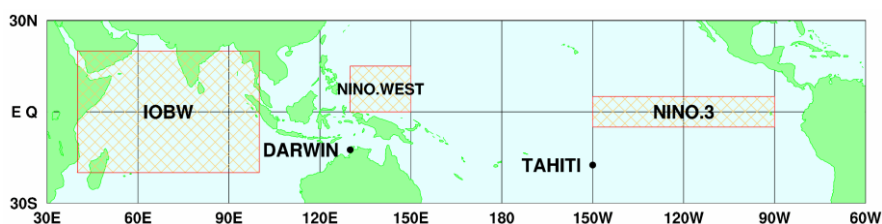
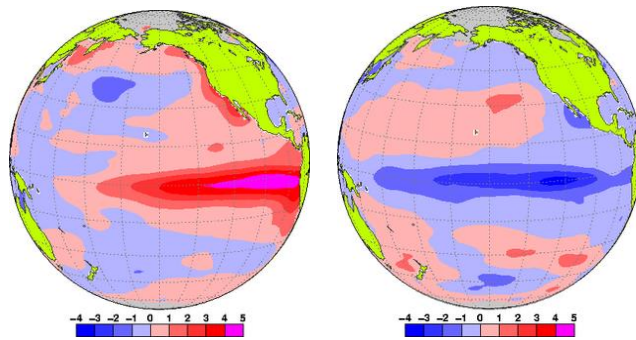


図 A エルニーニョ監視海域 (NINO.3) の位置



図B エルニーニョ現象時(1997年11月)の月平均海面水温平年偏差(左)及び、ラニーニャ現象時(1988年12月)の月平均海面水温平年偏差(右)赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃いほど平年偏差が大きいことを表す。左の図は、1997/1998 エルニーニョ現象が最盛期にあった1997年11月における海面水温の平年偏差、右の図は1988/1989 ラニーニャ現象が最盛期であった1988年12月における海面水温の平年偏差。単位は℃。

**南方振動**：エルニーニョ／ラニーニャ現象は、太平洋の赤道付近で吹いている持続的な東風（貿易風）と密接な関係がある。貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い傾向が見られる。貿易風の強さを決める要因は太平洋の東部と西部の間の海面気圧の差だが、この気圧差は大小を交互に繰り返しており、これを南方振動という。エルニーニョ／ラニーニャ現象と南方振動は、それぞれが独立に起きているのではなく、大気と海洋が相互に影響を及ぼしあっている一つの現象の異なった側面であり、これらを総合的に捉えて「エルニーニョ・南方振動 (El Niño - Southern Oscillation)」、略して「エンソ (ENSO)」という。

**太平洋十年規模変動 (Pacific Decadal Oscillation : PDO)**：北太平洋で大気と海洋が連動して十年から数十年の時間規模で変動する現象。海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき、北太平洋東部や太平洋赤道域の中部から東部で平年より高く（低く）なる変動。このとき、海面気圧が北太平洋の高緯度で平年より低く（高く）なる傾向がある。このような大気循環の変化に伴い、北米を中心に天候への影響が見られる。

**インド洋ダイポールモード現象**：北半球の夏から秋（6～11月）にインド洋熱帯域の海面水温が、南東部（スマトラ島沖）で平年より低くなり、西部で平年より高くなる現象。このとき現れる海面水温偏差の東西二極の構造によりダイポール（双極子）モードと呼ばれる。これとは逆に海面水温がスマトラ島沖で平年より高くなり、西部で平年より低くなる場合を負のインド洋ダイポールモード現象と呼び、先に説明した現象を正の現象として区別している。海面水温が平年より高く（低く）なる海域で大気の大気対流活動が平年より活発（不活発）になることによる大気循環場の変化に伴い、インドネシアや東アフリカのほか、日本付近やオーストラリアの天候への影響が見られる。

### 海水の性質に関する用語

**北太平洋亜熱帯モード水 (NPSTMW; North Pacific Subtropical Mode Water)**：黒潮続流南側の亜熱帯循環北西部海域において形成される冬季の深い混合層の水が海洋内部に沈みこむことで形成された等温層として定義される。137度定線においては、20°～30°Nの100～400m深にみられる16～18℃の等温層がこれにあたる。

**北太平洋中層水 (NPIW; North Pacific Intermediate Water)**：本州東方において、黒潮系の海水と親潮系の海水が混合することで形成される中層塩分極小で特徴付けられる水。137度定線においては、20°～30°Nの800m深を中心に塩分34.0以下の領域がこれにあたる。

### 気候変動

ある地点や地域の気候が変わること。ある時間規模から見て一方向に変化することを「気候変化」、可逆な変化を「気候変動」として区別することもある。地球の気候システムの内部変動に起因する数年規模の変動から、外部強制力による数万年以上の規模の変動までを含む。



## 極端現象

気候的な平均状態から大きく離れた現象。異常気象は 30 年に 1 回以下の発生頻度の現象を指すが、極端現象はこれより発生頻度が大きい現象も含む。台風のように年に複数回起こる現象でも気象災害を起こしたり、社会経済に大きな影響を及ぼすことから、統計上の発生頻度に関わらず極端現象と呼ぶ。

## 黄砂

大陸を発生源とする土壌粒子エアロゾルがもたらす現象。東アジアの砂漠域（ゴビ砂漠、タクラマカン砂漠など）や黄土地帯から吹き上げられた多量の砂じん（砂やちりなど）が、上空の強い風によって東方へ輸送され、徐々に降下する現象。日本における黄砂現象は、春先から初夏にかけて観測されることが多く、空が黄褐色に煙ることにより、一般にもよく知られた現象である。現象が著しいときは、視程の悪化により交通機関へ影響を与える場合がある。

## 人為起源

ある現象の原因のうち、人間活動に帰せられるもの。気候変動の場合、気候システムの内部変動等は自然起源であるのに対して、人間活動に伴う温室効果ガスやエアロゾル等の排出に起因する変動について人為起源と呼ぶ。

## 長期変化傾向

年々の値から短周期の変動を取り除いた際の変化の方向、又はその量。10 年や 100 年あたりの変化量として表すことが多い。

## 平年値

その地点での気候を表す値で、その時々々の気象（気温、降水量、日照時間など）や天候（冷夏、暖冬、少雨、多雨）を評価する基準として利用される。気象庁では、西暦年の 1 の位が 1 の年から続く 30 年間の平均値をもって平年値とし、10 年ごとに更新している（現在は 1991～2020 年の平均）。

## 北極振動

高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高いと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の気圧が平年より低く、中緯度帯の気圧が平年より高い場合を「正の北極振動」と呼び、中緯度への寒気の南下が弱くなる。

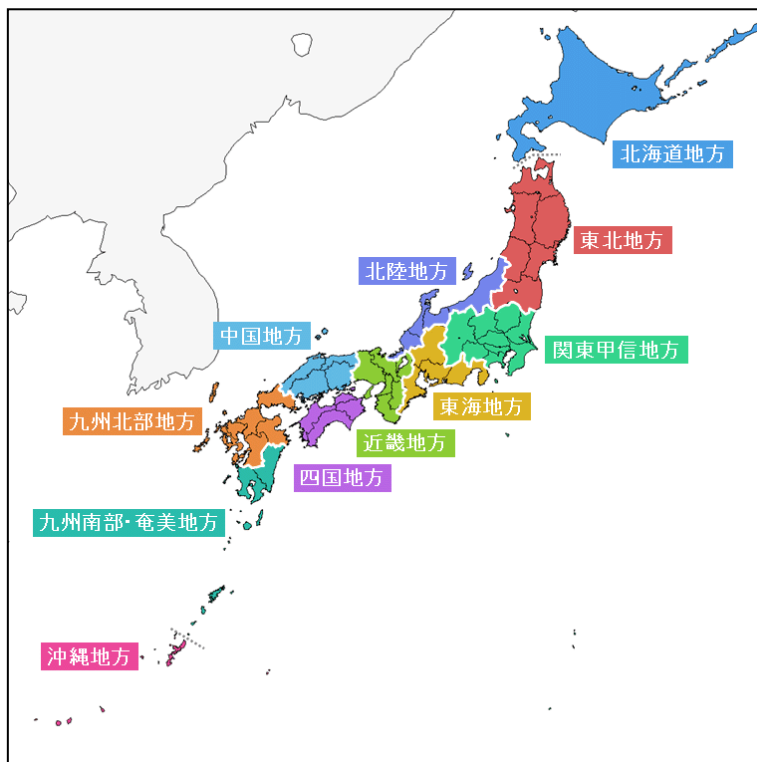
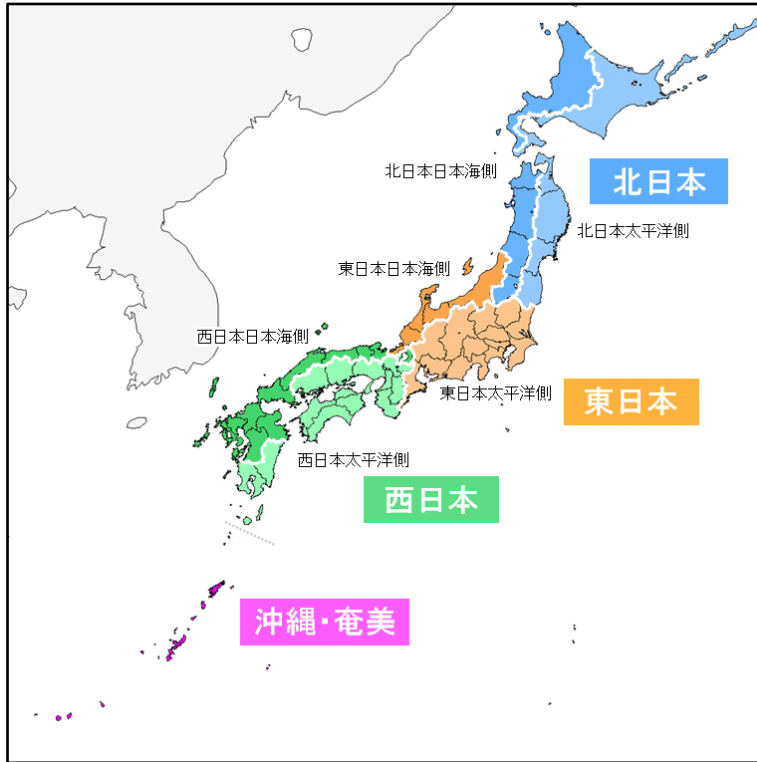
## モンスーン

季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。

([https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo\\_hp/mokuji.html](https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/mokuji.html))

# 参考図



参考図 日本の地域区分

# 引用文献

## 【第1章】

- EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster, Database – [www.emdat.be](http://www.emdat.be) – Université Catholique de Louvain – Brussels – Belgium (米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所 (ベルギー) の災害データベース) .
- 気象庁, 1997: 表紙の説明 : 夏のアジアモンスーン OLR インデックス. 気候系監視報告, 平成 9 年 6 月.
- Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa, T. Y. Tanaka, T. Tokuyoshi, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA 3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 102, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2024-004>.

## 【第2章】

- Aono and Saito, 2010: Cherry blossom phenology and temperature reconstructions at Kyoto. <http://atmenv.envi.osakafu-u.ac.jp/aono/kyophenotemp4/>
- Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO<sub>2</sub> and climate. *Tellus*, 50B, 1–24.
- Friedlingstein, P., et al., 2023: Global Carbon Budget 2023, *Earth Syst. Sci. Data*, doi:10.5194/essd-15-5301-2023.
- Hirahara, S., M. Ishii and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57-75.
- Iida, Y., et al., 2021: Global trends of ocean CO<sub>2</sub> sink and ocean acidification: an observation-based reconstruction of surface ocean inorganic carbon variables. *J. Oceanogr.*, doi.org/10.1007/s10872-020-00571-5.
- IPCC, 2021: Climate Change 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, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. doi:10.1017/9781009157896.
- Ishii, M., Y. Fukuda, H. Hirahara, S. Yasui, T. Suzuki, and K. Sato, 2017: Accuracy of Global Upper Ocean Heat Content Estimation Expected from Present Observational Data Sets. *SOLA*, Vol. 13, 163-167, doi:10.2151/sola.2017-030.
- Keeling, C. D., et al., 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375, 666–670.
- Keeling, R. F., et al., 1996: Global and hemispheric CO<sub>2</sub> sinks deduced from changes in atmospheric O<sub>2</sub> concentration. *Nature*, 381, 218-221.
- Kudo, R., et al., 2012: Aerosol impact on the brightening in Japan. *J. Geophys. Res.*, 117(D07208), doi:10.1029/2011JD017158.
- Le Quéré, C., et al., 2016: Global Carbon Budget 2016, *Earth Syst. Sci. Data*, 8, 605-649, doi:10.5194/essd-8-605-2016.
- Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, 58, 35–44,

doi: 10.1023/A:1015820616384.

- Montzka, S. A. et al., 2018: An unexpected and persistent increase in global emissions of ozone-depleting CFC-11, *Nature*, 557, 413-417, doi:10.1038/s41586-018-0106-2.
- Montzka, S. A. et al., 2021: A decline in global CFC-11 emissions during 2018-2019. *Nature*, 590, 428-432, <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03260-5>.
- Niwa, Y., et al., 2014: Seasonal Variations of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O and CO in the Mid-Troposphere over the Western North Pacific Observed Using a C-130H Cargo Aircraft. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 92(1), 50-70, doi:10.2151/jmsj.2014-104.
- Norris, J. R., and M. Wild, 2009: Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening.” *J. Geophys. Res.*, 114(D00D15), doi:10.1029/2008JD011378.
- Ohmura, A., 2009: Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. *J. Geophys. Res.*, 114(D00D05), doi: 10.1029/2008JD011290.
- Park, S., et al., 2021: A decline in emissions of CFC-11 and related chemicals from eastern China. *Nature*, 590, 433-437, <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03277-w>.
- Rayner, P. J., et al., 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO<sub>2</sub>, δ<sup>13</sup>C and O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> observations. *Tellus*, 51B, 213-232.
- Rigby, M., et al., 2019: Increase in CFC-11 emissions from eastern China based on atmospheric observations, *Nature*, 569, 546-550, doi:10.1038/s41586-019-1193-4.
- Saito, T., et al., 2015: Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2014GL062814.
- Sweeney, C., et al., 2015: Seasonal climatology of CO<sub>2</sub> across North America from aircraft measurements in the NOAA/ESRL Global Greenhouse Gas Reference Network, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 5155-5190, doi:10.1002/2014JD022591.
- Tsuboi, K., et al., 2013: Evaluation of a new JMA aircraft flask sampling system and laboratory trace gas analysis system. *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 1257–1270, doi:10.5194/amt-6-1257-2013.
- Umezawa, T., et al., 2018: Seasonal evaluation of tropospheric CO<sub>2</sub> over the Asia-Pacific region observed by the CONTRAIL commercial airliner measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 14851-14866, doi:10.5194/acp-18-14851-2018.
- WCRP, 2010: Summary Report from the Eleventh Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Scientific Review and Workshop. WCRP Informal Report No. 08/2010, 21pp.
- Wild, M., 2009: Global dimming and brightening: A review. *J. Geophys. Res.*, 114(D00D16), doi:10.1029/2008JD011470.
- Wild, M. and A. Ohmura, 2004: BSRN longwave downward radiation measurements combined with GCMs show promise for greenhouse detection studies. *GEWEX news*, 14, 4, 20 pp.
- WMO, 2009: Technical report of global analysis method for major greenhouse gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report, 184, WMO/TD, 1473.
- WMO, 2018a: Scientific assessment of ozone depletion: 2018. *Global Ozone Research and Monitoring Project-Report*, 58.
- WMO, 2018b: *WMO Greenhouse Gas Bulletin*, 14.
- WMO, 2023: *WMO Greenhouse Gas Bulletin*, 19.  
(英語版) [https://library.wmo.int/records/?refine\[Serial\]\[\]=WMO+Greenhouse+Gas+Bulletin](https://library.wmo.int/records/?refine[Serial][]=WMO+Greenhouse+Gas+Bulletin)  
(日本語訳) [https://www.data.jma.go.jp/env/info/wdcgg/wdcgg\\_bulletin.html](https://www.data.jma.go.jp/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html)

WMO, 2024: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.48, GAW Data Volume IV-  
Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by the Japan Meteorological  
Agency in co-operation with World Meteorological Organization. Available at  
<https://gaw.kishou.go.jp/publications/summary>. (in preparation)

気象庁, 2011: 衛星データによる積雪域解析. 気候系監視資料 2010.

藤部文昭, 1999: 日最低・最高気温の統計値における日界変更の影響. 天気, 46, 819-829.



## 気候変動に関する情報リスト

ジャンル	名称	概要
特定の現象に関する見解	日本の異常気象の状況と要因 <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpd/longfcst/extra/eme_japan/index.html">https://www.data.jma.go.jp/cpd/longfcst/extra/eme_japan/index.html</a>	社会的に大きな影響をもたらした異常気象や天候について、その特徴と要因をまとめたもの。異常気象分析検討会の見解も掲載。
	世界の異常気象の状況と要因 <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpd/monitor/extra/eme_world/index.html">https://www.data.jma.go.jp/cpd/monitor/extra/eme_world/index.html</a>	世界の異常気象の発生状況に関する情報や、社会的に大きな影響をもたらした異常気象や天候について特徴と要因をまとめたもの。
	災害をもたらした気象事例 <a href="https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bo/sai/report/index.html">https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bo/sai/report/index.html</a>	過去に発生した主な気象災害事例の詳細を掲載。
観測・監視	温室効果ガス <a href="https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html">https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html</a>	大気中の二酸化炭素など温室効果ガス濃度の観測結果やシミュレーションにより解析した二酸化炭素の濃度分布などを掲載。
	大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化 <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html">https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html</a>	気象庁の観測データに基づく、大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化を掲載。
	気温・降水量の長期変化傾向 <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html">https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html</a>	世界及び日本の気温や降水量の経年変化を掲載。
	海洋の健康診断表定期診断表 <a href="https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index.html">https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index.html</a>	海水温、海流、波浪、潮汐などの要素に加え、地球温暖化や海洋酸性化、海洋汚染など海洋に関する環境について診断するとともに、今後の見通しに関する情報や過去のデータを提供するもの。
	海洋の健康診断表総合診断表 <a href="https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/sougou/index.html">https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/sougou/index.html</a>	気候変動に加え、気候より短い時間スケールの現象、海洋汚染、診断項目に関する過去文献のレビューや海洋に関する基礎知識を提供するもの。
	ヒートアイランド現象 <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html">https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html</a>	都市化の影響による気温上昇等について分析したもの。
国際機関による報告書等	IPCC 第6次評価報告書関連情報 <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/index.html">https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/index.html</a>	気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第6次評価報告書（AR6）第1作業部会（WG1）報告書の政策決定者向け要約（SPM）の和訳などを掲載。
	WMO 温室効果ガス年報の和訳 <a href="https://www.data.jma.go.jp/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html">https://www.data.jma.go.jp/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html</a>	世界気象機関（WMO）が発行する、世界の温室効果ガスの状況の取りまとめを気象庁が和訳したもの。掲載されている解析は気象庁が行っている。

ジャンル	名称	公表年	概要
報告書	気候変動監視レポート <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/index.html">https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/index.html</a>	平成 8 (1996) 年 より毎年	その年までの地球環境・海洋の観測・監視情報を、報道機関や政策決定者向けに横断的に提供するもの。
	日本の気候変動 2020 —大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書— <a href="https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/cj/index.html">https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/cj/index.html</a>	令和 2 (2020) 年	日本及びその周辺における大気中の温室効果ガスの状況や、気温や降水、海面水温などの現在までに観測されている変化と将来予測される変化をまとめたもの。
	気候変動影響評価報告書 <a href="http://www.env.go.jp/earth/tekiou.html">http://www.env.go.jp/earth/tekiou.html</a>	令和 2 (2020) 年 より 5 年毎	環境省が取りまとめて公表した報告書。「総説」は気候変動適応法(平成 30 年法律第 50 号)に基づくもので、各分野における気候変動の影響や、気温や降水量などの観測事実と将来予測、影響の評価に関する今後の課題や現在の政府の取組がまとめられている。
	気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート 2018 ～日本の気候変動とその影響～ <a href="https://www.env.go.jp/earth/ondanka/knowledge.html">https://www.env.go.jp/earth/ondanka/knowledge.html</a>	平成 30 (2018) 年	日本を対象とした気候変動の観測・予測・影響評価に関する知見を掲載。環境省・文部科学省・農林水産省・国土交通省・気象庁が共同で作成。