

# 気候変動監視レポート 2021

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4年3月

気 象 庁



# はじめに

「気候変動監視レポート」は、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科学的な知見をとりまとめた年次報告で、平成 8 年（1996 年）より刊行しています。

令和 3 年（2021 年）は、北米における熱波やヨーロッパ中部での大雨など、世界各地で極端な気象現象が発生しました。我が国でも、令和 3 年 8 月中旬から下旬に前線の活動が非常に活発となった影響で、西日本から東日本の広い範囲で大雨となりました。また、令和 2 年（2020 年）12 月～令和 3 年 1 月には日本海側を中心に大雪となり、記録的な大雪となったところもありました。

極端な気象現象の長期的な変化傾向には地球温暖化の影響があり、気象研究所は、平成 29 年 7 月九州北部豪雨、平成 30 年 7 月豪雨、令和元年東日本台風（台風第 19 号）などいくつかの事例で、個々の極端な気象現象における気候変動の影響に関する研究を行ってきています。本レポートでは、このような研究の成果の一部も紹介しています。

地球温暖化の進行に伴って、極端な気象現象の頻度や強度が更に増加すると予測されています。気候変動への対応は喫緊の課題であり、気候変動予測の先駆的な研究を行った眞鍋淑郎博士に 2021 年のノーベル物理学賞が授与されたことも、気候変動の課題の大きさを示しているといえるでしょう。

今後も、国際的には「パリ協定」の枠組の下で、国内では令和 3 年 10 月に改定された「地球温暖化対策計画」や「気候変動適応計画」等に基づき、気候変動に関する取組が一層進められます。

こうした状況を踏まえ文部科学省と気象庁は、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とりまとめ、令和 2 年に「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-」として公表しました。当該報告書の観測された変化の記述は、「気候変動監視レポート」の知見も踏まえ、最新の観測データを用いて気候変動の現状をとりまとめたものです。

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 4 年 3 月  
気象庁長官 長谷川 直之





# 目次

トピックス.....	1
I 新型コロナウイルス感染症（COVID-19）の感染拡大が大気中二酸化炭素濃度変動に及ぼす影響.....	1
II 2021年8月の大雨.....	4
III 2021年の日本海、北海道南東方で7月として海面水温が過去最高を記録.....	8
<b>2021年（令和3年）の気候変動関連報道発表.....</b>	<b>11</b>
<b>第1章 2021年の気候.....</b>	<b>12</b>
1.1 世界の天候・異常気象.....	12
1.2 日本の天候・異常気象.....	19
1.2.1 年間の天候.....	19
1.2.2 季節別の天候.....	20
1.3 大気・海洋の特徴.....	24
1.3.1 季節別の大気・海洋の特徴.....	24
1.3.2 対流圏の平均気温.....	31
1.3.3 夏季アジアモンスーン.....	31
1.3.4 台風.....	32
<b>第2章 気候変動.....</b>	<b>33</b>
2.1 大気中温室効果ガス濃度の変動.....	33
2.1.1 世界と日本における二酸化炭素.....	34
2.1.2 世界と日本におけるメタン.....	38
2.1.3 世界と日本における一酸化二窒素.....	40
2.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類.....	40
2.2 日本におけるエアロゾルと地上放射の変動.....	44
2.2.1 エアロゾル.....	44
2.2.2 黄砂.....	44
2.2.3 日射と赤外放射.....	45
2.3 気温の変動.....	47
2.3.1 世界の平均気温.....	47
2.3.2 日本の平均気温.....	49
2.3.3 日本における極端な気温.....	50
2.3.4 日本の大都市のヒートアイランド現象.....	52
2.4 降水量の変動.....	54

2.4.1	世界の陸域の降水量 .....	54
2.4.2	日本の降水量 .....	55
2.4.3	日本における大雨等の発生頻度と強度 .....	55
<b>2.5</b>	<b>積雪量の変動 .....</b>	<b>59</b>
2.5.1	日本の積雪量 .....	59
2.5.2	北半球の積雪域の変動 .....	60
<b>2.6</b>	<b>台風の変動 .....</b>	<b>62</b>
<b>2.7</b>	<b>日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動 .....</b>	<b>63</b>
<b>2.8</b>	<b>海水温の変動 .....</b>	<b>65</b>
2.8.1	世界の海面水温 .....	65
2.8.2	世界の海洋の貯熱量の変動 .....	66
2.8.3	日本近海の海面水温 .....	66
<b>2.9</b>	<b>エルニーニョ／ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動 .....</b>	<b>68</b>
2.9.1	エルニーニョ／ラニーニャ現象 .....	68
2.9.2	太平洋十年規模振動 .....	69
<b>2.10</b>	<b>日本沿岸の海面水位の変動 .....</b>	<b>70</b>
<b>2.11</b>	<b>海氷域の変動 .....</b>	<b>72</b>
2.11.1	北極・南極の海氷 .....	72
2.11.2	オホーツク海の海氷 .....	73
<b>2.12</b>	<b>海洋の二酸化炭素と海洋酸性化 .....</b>	<b>74</b>
2.12.1	海洋の二酸化炭素 .....	74
2.12.2	海洋酸性化 .....	77
	<b>極端な気象に対する気候変動の影響を解析した事例 .....</b>	<b>81</b>
	<b>変化傾向の有意性の評価について .....</b>	<b>83</b>
	<b>用語一覧（五十音順） .....</b>	<b>84</b>
	<b>参考図 .....</b>	<b>88</b>
	<b>引用文献 .....</b>	<b>90</b>
	<b>気候変動に関する情報リスト .....</b>	<b>94</b>
	<b>謝辞 .....</b>	<b>96</b>

## トピックス

### I 新型コロナウイルス感染症 (COVID-19) の感染拡大が大気中二酸化炭素濃度変動に及ぼす影響

- 新型コロナウイルス感染症 (COVID-19) 感染拡大の影響により、2020 年の化石燃料起源の二酸化炭素排出量は減少したことがグローバル・カーボン・プロジェクト (GCP) 等により報告されている。しかしながら、世界気象機関 (WMO) 温室効果ガス世界資料センター (WDCGG) に報告されている各国の観測値を解析した結果では、大気中の二酸化炭素濃度は依然として増加が続いている。
- GCP で報告されている二酸化炭素排出量の減少幅から、理論的に推定される大気中の二酸化炭素濃度増加量の変動は、年々の自然変動幅より小さい。WDCGG の解析においても、大気中の二酸化炭素濃度観測による濃度増加量には、COVID-19 感染拡大による排出量減少の影響は確認されていない。

気象庁が運営を担う世界気象機関 (WMO) の温室効果ガス世界資料センター (WDCGG) の解析によれば、大気中の主要な温室効果ガス (二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>)、メタン (CH<sub>4</sub>) 及び一酸化二窒素 (N<sub>2</sub>O)) の増加が続いており、2020 年の世界平均濃度はいずれも観測史上最高を更新した (WMO, 2021a)。IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書 (IPCC, 2021) によると、1750 年頃以降の大気中温室効果ガスの濃度増加は、人間活動によって引き起こされたことに疑う余地がなく、これらの温室効果ガスのうち、二酸化炭素は地球温暖化に最も大きな影響を及ぼすとされている。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 I.1)。この経年増加は、化石燃料の消費や森林破壊等の土地利用変化等の人間活動により二酸化炭素が大気中に排出され、およそ半分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りもたらされる。工業化以前 (1750 年頃) の大気中の二酸化炭素濃度は、大気、海洋及び陸上生物圏の間の炭素交換のバランスを反映して約 278 ppm であったが、2020 年の世界平均濃度は 413.2 ppm となり、工業化以前の約 1.5 倍にまで増えている。

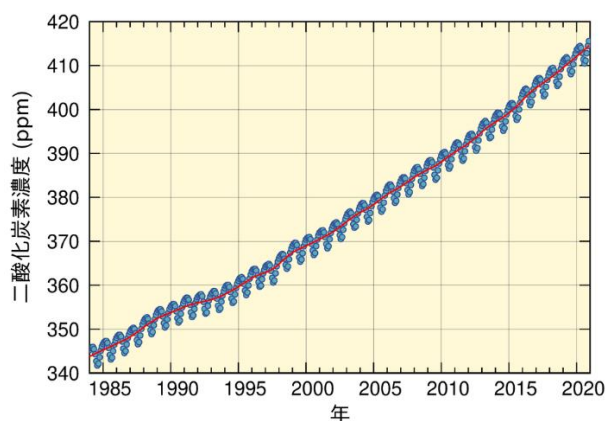


図 I.1 大気中の二酸化炭素の世界平均濃度

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, 2021a)。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 (2022) に掲載されている。

新型コロナウイルス感染症 (COVID-19) の感染拡大により、現在に至るまで世界各国で行動制限や防疫措置等の各種対策が継続的に実施されている。2020 年の感染拡大の初期の頃は、世界の各都市における封鎖措置や厳しい移動制限等に伴い社会経済活動が停滞し、結果として世界全体で人

為起源の二酸化炭素排出量が一時的に減少したことが報告されている (WMO, 2020)。グローバル・カーボン・プロジェクト (GCP) <sup>1</sup> の 2021 年の解析によると、2020 年の化石燃料起源の二酸化炭素排出量は 95±5 億トン炭素となり、2019 年と比較して約 5.4% の減少となった (Friedlingstein et al., 2021)。図 I.2 に、WDCGG による実際の大気観測に基づいた大気中二酸化炭素濃度の年増加量、及び、陸域生物圏や海洋による吸収がないと仮定した場合に化石燃料起源の二酸化炭素排出量から推定される大気中二酸化炭素の濃度増加量の理論値を示す。実際に観測された 2019 年から 2020 年までの年平均値の増加量 (2.5 ppm) は、2018 年から 2019 年までの増加量 (2.6 ppm) よりわずかに小さかったが、最近 10 年間の平均年増加量 (2.4 ppm/年) よりわずかに大きく、大気中の二酸化炭素濃度の年増加量の傾向は大きく変わっていないことを示している。2020 年の化石燃料起源の二酸化炭素の排出減少量が大気中の二酸化炭素濃度変化に及ぼす寄与は 0.2 ppm 程度と想定され (図 I.2 緑線)、陸域生物圏や海洋の吸収量の自然変動による年々の二酸化炭素濃度変動幅の 1 ppm より十分に小さい。このことは、年々の自然変動と区別できないことを示唆している (WMO, 2020; WMO, 2021b)。



図 I.2 観測された大気中二酸化炭素の濃度増加量と化石燃料起源の二酸化炭素排出量から想定される二酸化炭素の濃度増加量の理論値

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二酸化炭素の年平均濃度増加量 (赤棒)、及び、陸域生物圏や海洋による吸収がないと仮定した場合に化石燃料起源の二酸化炭素排出量から想定される二酸化炭素濃度増加量の理論値 (緑線) を示す。化石燃料起源の二酸化炭素排出量は、グローバル・カーボン・プロジェクト (GCP) の 2021 年の解析値 (Friedlingstein et al., 2021) を用いた。二酸化炭素排出量から想定される二酸化炭素濃度増加量との換算には、21 億 2400 万トン炭素/ppm (Ballantyne et al., 2012) を用いた。

COVID-19 の感染拡大に伴う二酸化炭素等の温室効果ガスや人為起源エアロゾルの排出量減少が気候変動に及ぼす影響を評価するために、世界各国の最新の気候モデルを用いた国際研究チームによるモデル相互比較計画 (略称 CovidMIP) が立ち上がり、日本からは国立研究開発法人海洋研究開発機構と気象庁気象研究所が参画した。その研究成果によれば、2020 年から 2021 年の 2 年間のみ温室効果ガスや人為起源エアロゾル等の排出量が減少しても、2020 年から 2024 年の地上気温や降水量にはほとんど影響せず、COVID-19 による一時的な排出量減少が地球温暖化の進行に与える影響は限定的であることが示唆されている (Jones et al., 2021)。

気象庁の 2021 年までの国内観測点 (綾里、南鳥島及び与那国島) における観測データによると、2021 年の年平均二酸化炭素濃度は、綾里で 419.5 ppm、南鳥島で 416.9 ppm、与那国島で 419.2

<sup>1</sup> 2001 年に発足した国際研究計画で、持続可能な地球社会の実現をめざす国際協働研究プラットフォーム「フューチャー・アース」のコアプロジェクト。

(トピックス)

ppm (いずれも速報値) となり、いずれも観測史上最高を更新した (図 I.3)。前年からの増加量は 2.0~3.2 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った。国内観測地点の大気中二酸化炭素濃度とメタン濃度の濃度比の解析から、2020 年に化石燃料起源の二酸化炭素排出量の減少を示唆した研究成果 (Tohjima et al., 2020; Tohjima et al., 2022) があるが、2021 年には COVID-19 感染拡大前の水準に戻っていることも報告されている。GCP の 2021 年の解析においても、2021 年の化石燃料起源の二酸化炭素排出量は約 99 億トン炭素となることが予測されている。これは、2020 年と比較して約 4.9% の増加となり、COVID-19 感染拡大前の 2019 年の値 (100±5 億トン炭素) とほぼ同じ水準まで戻ることが報告されている (Friedlingstein et al., 2021)。大気中の二酸化炭素濃度は依然として増加が続いており、引き続き、大気中の温室効果ガス濃度の長期的かつ広域での観測及び解析を継続することが重要である。

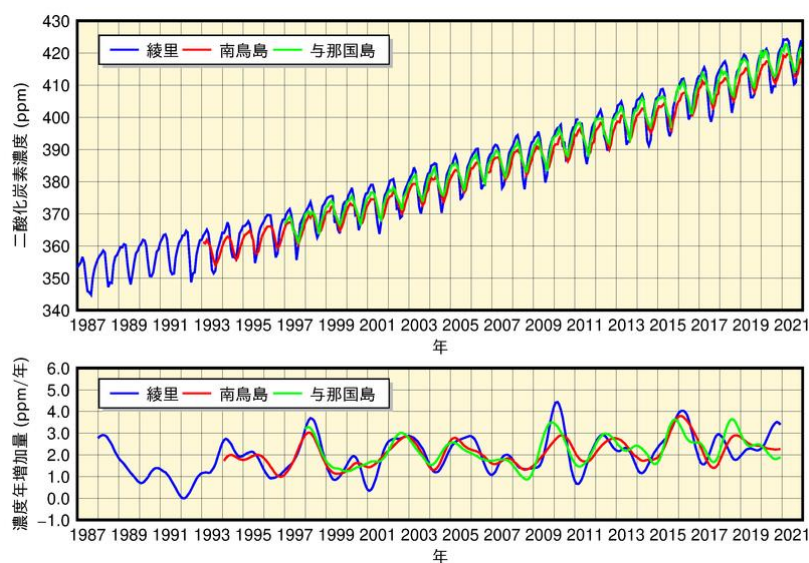


図 I.3 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の経年変化

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。

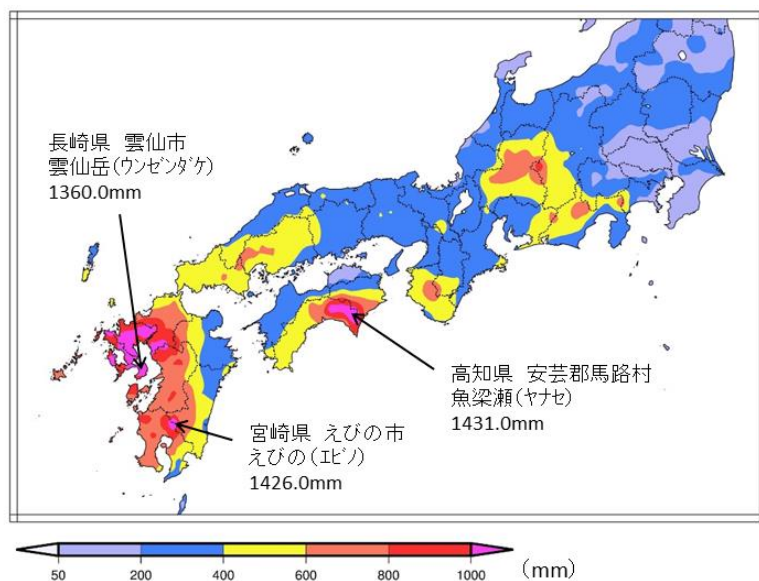


## II 2021年8月の大雨

- 2021年8月中旬～下旬は西日本～東日本の広い範囲で大雨が続き、総降水量が多いところで1,400mmを超える記録的な大雨となった。西日本日本海側と西日本太平洋側では、1946年の統計開始以降、8月として月降水量の多い記録を更新した。
- 日本の北で発達したオホーツク海高気圧と平年より南に偏って南海上に張り出した太平洋高気圧との間で対流圏下層気温の南北差が強まって、盛夏期にもかかわらず梅雨の後半のような大気の流れとなり、西日本～東日本に前線帯が形成された。そこに中国大陸からと太平洋高気圧の縁辺に沿った水蒸気の流入が集中する状態が続いたため、広範囲で持続的な大雨となった。

### (1) 天候の状況

2021年8月中旬～下旬は西日本～東日本の広い範囲で大雨となり、8月11日～26日の期間降水量は九州南部と四国地方の多いところで1,400mmを超えた(図II.1)。特に、8月12日～14日は九州北部地方と中国地方で線状降水帯が発生して、記録的な大雨となった。8月の月降水量は、西日本日本海側で平年の約3.7倍、西日本太平洋側で平年の約3.0倍となり、1946年の統計開始以降、第1位の多雨となった。また、東日本太平洋側でも平年の約2.2倍となり、1946年の統計開始以降、第2位の多雨となった。さらに、呉(広島県)、熊本(熊本県)、枕崎(鹿児島県)等、30地点で月降水量の多い記録を更新した。



図II.1 2021年8月11日～26日の期間降水量  
単位はmm。

### (2) 大気の流れの特徴

気象庁は2021年9月13日に異常気象分析検討会を開催し、大規模な大気の流れから見た大雨の要因を分析し、以下のとおり見解をまとめた。

8月初め以降、日本の北方で持続的に強まった地表のオホーツク海高気圧と日本の南海上に張り出した太平洋高気圧(図II.2a)の間で、対流圏下層で気温の南北勾配が強まり、盛夏期にもかかわらず梅雨の後半のような大気の流れとなり、西日本～東日本付近に前線帯が形成された。そこに太平洋高気圧の縁辺に沿う南からの水蒸気と中国大陸方面の西南西からの水蒸気が集中的に流れ込む状態が持続したことにより、記録的な大雨がもたらされた。

地表のオホーツク海高気圧は、寒帯前線ジェット気流の持続的な蛇行によって8月上旬前半に東シベリアで発達した対流圏上層のブロッキング高気圧(図II.2b)に伴って持続的に強まった。この

蛇行には、7月に寒帯前線ジェット気流が特に明瞭だったことが寄与している可能性がある。

また、太平洋高気圧は平年よりも南偏し、日本の南海上で強く西に張り出した。これには、北西太平洋で対流活動が不活発な状態(図 II.3a)となっていたことが寄与した可能性があり、この対流活動の不活発な状態は熱帯の季節内変動に伴って発生したと考えられる。日本付近には、この太平洋高気圧の縁辺に沿って南から水蒸気が流入しやすかった。加えて、中国の華中においても前線の活動が活発だったため、中国東部で異常多雨となった。中国から日本の上空にかけては、対流圏全体で気温の南北差が大きかったことに対応して対流圏中・下層で偏西風が強かったために、日本付近に華中方面からも水蒸気が流入しやすかった。

東アジア～日本上空では対流圏上層の亜熱帯ジェット気流が平年よりも南に位置し、地表の太平洋高気圧の南偏にも関わった。上層のチベット高気圧は中国南部上空で強まり、その北東側の東シナ海上空では気圧の谷となって(図 II.3b)、亜熱帯ジェット気流が日本の西側で顕著に南下した。この影響で、西日本～東日本付近では上昇気流が起きやすく、降水活動が維持されやすい状況が続いた。8月15日以降は、北大西洋上空で発達した気圧の尾根に伴う偏西風の蛇行の影響により、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流の蛇行が強まり、その影響がさらに東方へ及ぶことによって、日本の西側で上層の気圧の谷を持続させた可能性がある。

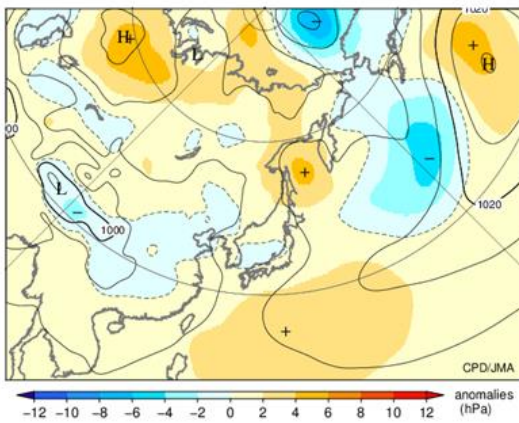
インド洋では負のインド洋ダイポールモード現象<sup>2</sup>が発生しており、7月中旬～8月上旬の海面水温は、スマトラ島の南西で正偏差、インド洋西部では負偏差となっていた(1.3.1 参照)。この影響でアジアモンスーン域の対流活動が変化し、東アジアの大気循環にも影響を及ぼした可能性がある。アジアモンスーン域の対流活動は、南シナ海～フィリピンの東で平年よりも不活発で、活動の中心は平年よりも南及び西に偏った(図 II.3a)。統計的な調査では、アジアモンスーンが不活発で活動の中心が南及び西に偏った場合には、東アジア上空で全般に亜熱帯ジェット気流が平年より南偏し、さらに日本の西方で気圧の谷となる傾向がある。これらは2021年8月中旬の特徴と一致しており、不活発で南西に偏ったアジアモンスーンの活動が今回の広域での持続的な大雨に影響した可能性がある。

さらに、日本では、長期的には極端な大雨の強さが増大する傾向があり、アメダス地点の年最大72時間降水量には、1976年以降、10年あたり3.7%の上昇傾向が現れている(第2.4.3項参照)。その背景要因として、地球温暖化による気温の長期的な上昇傾向に伴い、大気中の水蒸気量も長期的に増加傾向にあることが考えられる。なお、理論上、気温が1℃上昇すると飽和水蒸気量が7%程度増加することが知られている。更に詳細な調査が必要であるが、今回の一連の大雨には、地球温暖化に伴う水蒸気量の増加の寄与もあった可能性がある。

西日本～東日本に記録的な大雨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 II.4のとおりとなる。

<sup>2</sup> 「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。

(a) 海面気圧・平年偏差



(b) 500hPa高度・平年偏差

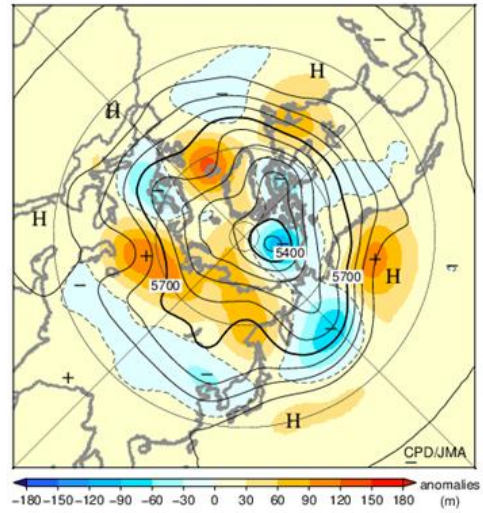
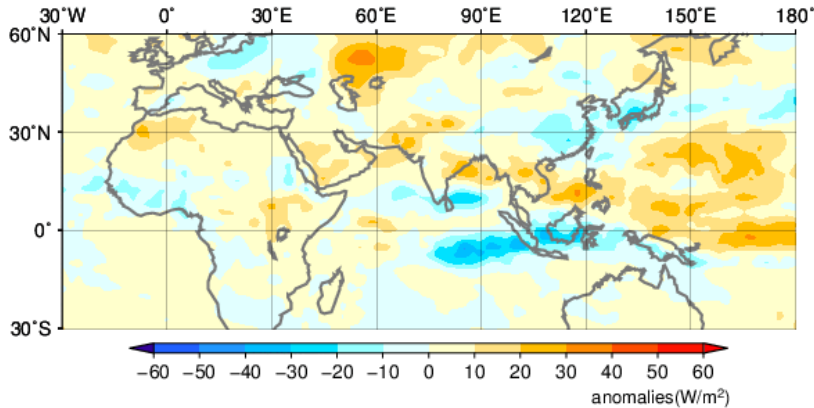


図 II.2 2021 年 8 月平均の (a) 海面気圧・平年偏差、(b) 500hPa 高度・平年偏差

単位は、(a) hPa、(b) m で、平年値は 1991～2020 年の平均値。気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)に基づく。

(a) 外向き長波放射量平年偏差



(b) 200hPa流線関数・平年偏差

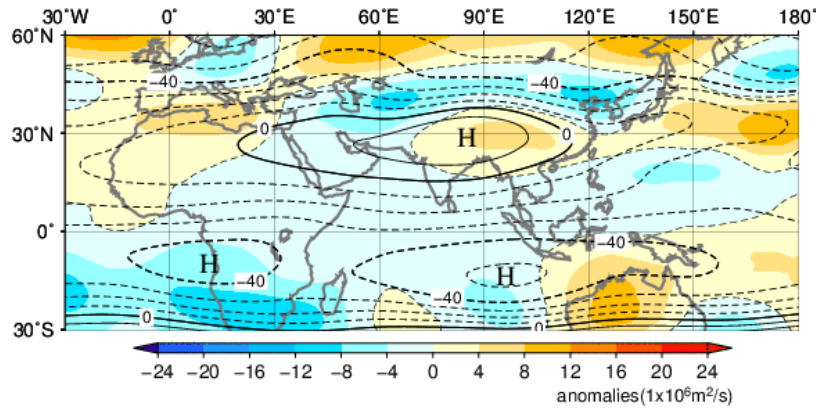


図 II.3 2021 年 8 月平均の (a) 外向き長波放射量平年偏差、(b) 200hPa 流線関数・平年偏差

単位は (a)  $W/m^2$ 、(b)  $10 \times 10^6 m^2/s$  で、平年値は 1991～2020 年の平均値。(a) は米国海洋大気庁 (NOAA) より提供されたデータ、(b) は JRA-55 に基づく。



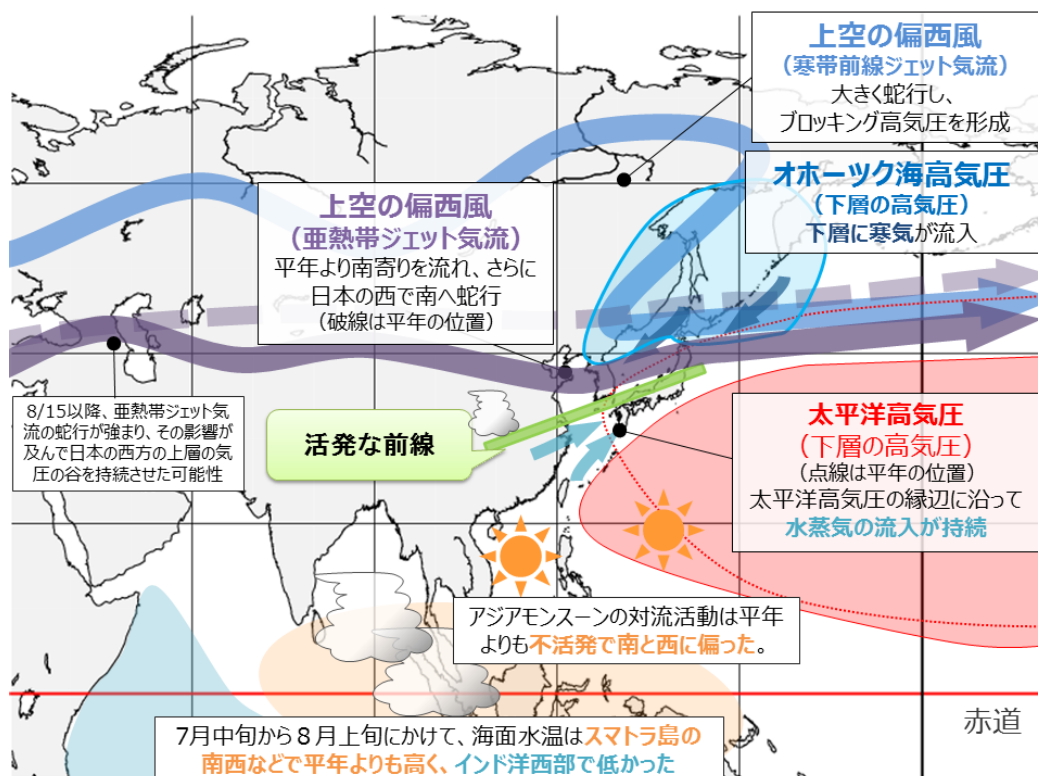


図 II.4 西日本～東日本に記録的な大雨をもたらした大規模な大気の流れの模式図 (2021年8月11日～17日の平均的な状況)

### Ⅲ 2021年の日本海、北海道南東方で7月として海面水温が過去最高を記録

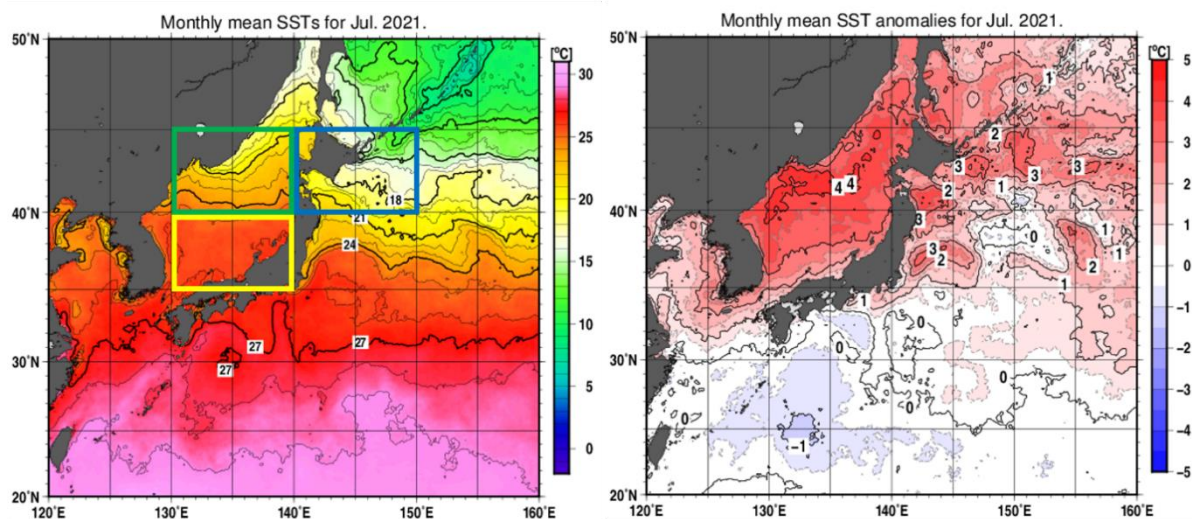
- 2021年7月の日本海や日本の東を中心とした海域の海面水温は、平年よりかなり高くなり、特に、日本海北部・南部、北海道南東方では、解析値のある1982年以降の7月では最も高くなった。

気象庁では、人工衛星、船舶、ブイ等による観測データを用いて、北西太平洋の海面水温を解析し、その変動を監視している。2021年7月は、日本海や日本の東を中心とした海域の海面水温が、平年よりかなり高くなった(図Ⅲ.1)。7月の海域別の月平均海面水温は、日本海北部で22.6℃(平年差+3.8℃)、日本海南部で25.7℃(平年差+2.9℃)、北海道南東方で17.7℃(平年差+2.4℃)(いずれも速報値)となり、解析値のある1982年以降の7月の平均海面水温の中で最も高くなった(図Ⅲ.2)。各海域の日ごとの海面水温の推移(図Ⅲ.3)をみると、7月中旬から平年に比べて大きく上昇し、7月下旬には1982年以降の過去最高値を大きく上回った。7月下旬から8月上旬は、日本海ではおおむね一定で、北海道南東方では平年値と同程度の上昇傾向で推移したが、8月中旬にかけて3海域とも海面水温が大きく低下し、平年値と同程度か下回って推移した。

日本海、北海道南東方で海面水温が過去最高になった要因として、2021年7月は、中旬以降から下旬の前半にかけて、北日本を中心に高気圧が強かった(図Ⅲ.4)ため、日本海から日本の東にかけての海域では、平年より風が弱く暖かい空気に覆われたこと、また平年より日射量が多くなったことが挙げられる。なお、8月中旬にかけて、台風第9号から変わった温帯低気圧と台風第10号が本州付近を通過したことや、その後オホーツク海高気圧からの下層の寒気などの影響を受けたため、海面水温が大きく低下した。

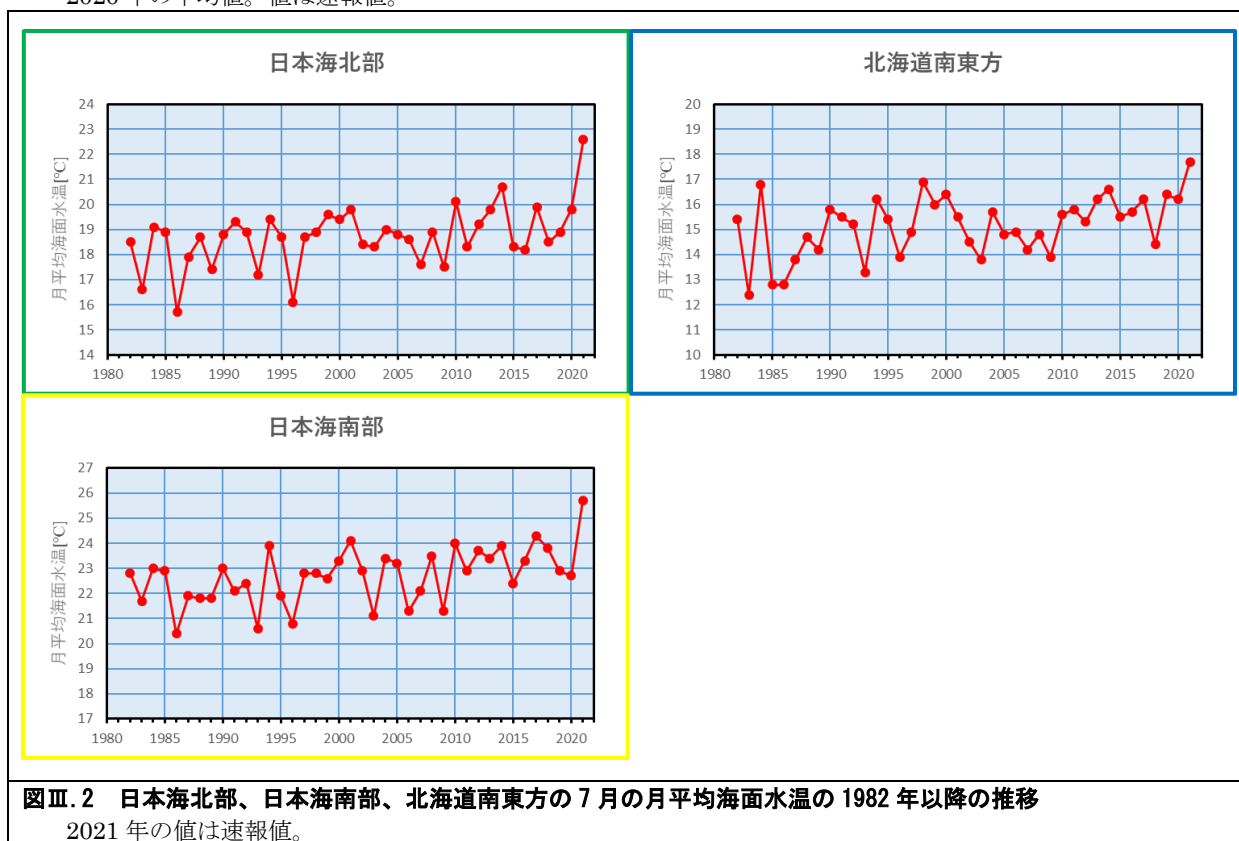
第2.8節で示すとおり、世界や日本近海の海面水温は、長期的な上昇傾向がみられるが、短期的に特定の海域の水温が極端に上昇し、最大数千kmのスケールで数日から数か月に及んで継続する「海洋熱波」とよばれる現象も近年注目されている。「海洋熱波」は、IPCC海洋・雪氷圏特別報告書(IPCC, 2019)でも取り上げられ、海洋の生態系や水産業などに大きな影響を及ぼし、近年、その頻度と強度が増加した可能性が非常に高いとされている。気象庁では「海洋熱波」としての情報発表はしていないが、本トピックで取り上げた2021年夏季の事象については、Kuroda and Setou(2021)が「海洋熱波」の観点から、1982年以降におけるオホーツク海南部から北西太平洋の北部にかけての海域(40°N~50°N、143°E~180°)についての解析結果を示している。この海域における「海洋熱波」の指標を超えた日数のうち、2021年7~8月が占める割合が大きく、特に顕著な現象だったことを示している。また、この要因として、偏西風の極端な北上により高気圧が発達したことなどをあげている。海洋熱波は、大気からの加熱によるだけではなく、海洋の現象を要因とする場合もある。Miyamaら(2021)は、北海道・東北沖の2010年から2016年の夏季に毎年発生していた海洋熱波が、この海域の暖水渦が親潮の南下を妨げたためであるとしている。また、この海洋熱波により北海道太平洋側におけるブリの漁獲量が増えたことを示した。

IPCC第6次評価報告書第1作業部会報告書(IPCC, 2021)では、「海洋熱波の頻度は、1980年代以降ほぼ倍増しており(確信度が高い)、人間の影響は、少なくとも2006年以降の多くの海洋熱波に寄与していた可能性が非常に高い。」としている。海洋熱波は、漁場の変化や養殖業への被害、サンゴの白化など様々な形で社会経済活動に影響を及ぼすと考えられ、今後も海洋の監視を継続することが重要である。



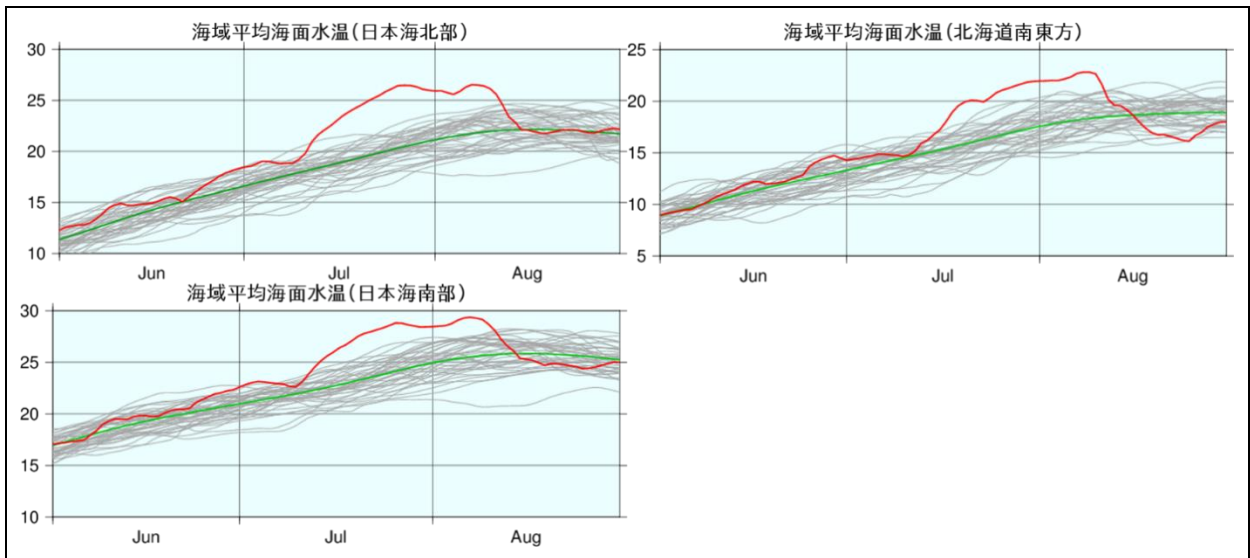
図Ⅲ.1 2021年7月の月平均海面水温（左図）と月平均海面水温平年偏差（右図）

左図の青枠、緑枠、黄色枠が、それぞれ北海道南東方、日本海北部、日本海南部の領域を示す。平年値は1991～2020年の平均値。値は速報値。



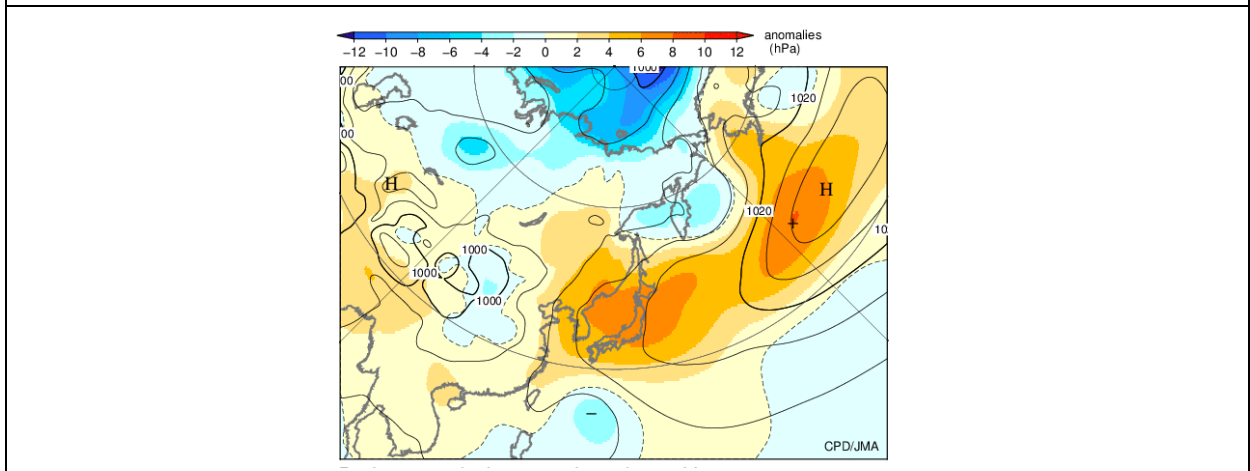
図Ⅲ.2 日本海北部、日本海南部、北海道南東方の7月の月平均海面水温の1982年以降の推移

2021年の値は速報値。



**図Ⅲ.3 日本海北部、日本海南部、北海道南東方の日別の海域平均海面水温の6月～8月の推移**

赤線は2021年の値、緑線は日別の平年値（1991～2020年の平均値）、灰色線は1982年～2020年の各年の値。単位は℃。2021年は速報値である。



**図Ⅲ.4 2021年7月中旬の海面気圧・平年偏差**

単位は、hPa で平年値は1991～2020年の平均値。JRA-55に基づく。

## 2021年（令和3年）の気候変動関連報道発表

2月25日	<p><b>2020年の日本沿岸の平均海面水位が過去最高を記録</b>  <a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2102/25a/SeaLevel_20210225.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2102/25a/SeaLevel_20210225.html</a>          2020年の日本沿岸の平均海面水位は、平年に比べて87mm高く、統計を開始した1906年以降で最も高くなりました。</p>
3月19日	<p><b>日本近海でも海洋酸性化が進行</b>  <a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2103/19a/20210319_0A_jpn.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2103/19a/20210319_0A_jpn.html</a>          海洋生態系に大きな影響を与えることが懸念されている海洋酸性化の状況について調査した結果、日本近海では、世界と同程度の速さで海洋酸性化が進行していることが分かりました。</p>
3月29日	<p><b>日本付近の二酸化炭素濃度、増加は止まらず</b>  <a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2103/29a/2021co2.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2103/29a/2021co2.html</a>          日本付近の大気中の二酸化炭素濃度は年々増加を続けており、2020年も陸上、洋上及び上空の観測全てにおいて観測史上最高を更新しました。</p>
8月9日	<p><b>気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第6次評価報告書第1作業部会報告書（自然科学的根拠）の公表について</b>  <a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2108/09a/ipcc_ar6_wg1.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2108/09a/ipcc_ar6_wg1.html</a>          気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第54回総会及び同パネル第1作業部会（WG1）第14回会合が7月26日（月）から8月6日（金）にかけてオンラインで開催され、IPCC第6次評価報告書（AR6）WG1報告書（自然科学的根拠）の政策決定者向け要約（SPM）が承認されるとともに、同報告書の本体等が受諾されました。</p>
10月25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 ～「WMO 温室効果ガス年報第17号」の公表～</b>  <a href="https://www.jma.go.jp/jma/press/2110/25b/GHG_Bulletin_17.html">https://www.jma.go.jp/jma/press/2110/25b/GHG_Bulletin_17.html</a>          気象庁が運営を担う温室効果ガス世界資料センターの解析によれば、大気中の主要な温室効果ガス（二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素）の増加が続いており、2020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>
10月29日	<p><b>IPCC シンポジウム/気候講演会『気候変動を知る～最新報告書が示すこれまでとこれから～』の開催について</b>          気象庁は、文部科学省及び環境省と共に IPCC シンポジウム/気候講演会『気候変動を知る ～最新報告書が示すこれまでとこれから～』をオンライン開催しました。</p>



# 第1章 2021年の気候

## 1.1 世界の天候・異常気象

- 主に北半球の各地で異常高温、異常多雨が発生した。
- 中国中部の大雨（7月）、フィリピン中部から南部の台風（12月）、南アジア及びその周辺の大雨（5～11月）、ヨーロッパ中部の大雨（7月）、北米中部から西部の熱波（6～7月）など、多数の死者を伴う災害が発生した。

2021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。

2021年は、主に北半球の各地で異常高温（図1.1-1中④⑨⑫⑮⑯⑰⑲⑳㉑）、異常多雨（図1.1-1中①②⑬⑭⑱㉕）が発生した。

朝鮮半島北部から中国南東部では2～3、5、7、9月に異常高温となり（図1.1-1中④）、韓国、中国、香港で月平均気温や季節平均気温の記録更新が伝えられ（韓国気象局、中国気象局、香港天文台）、中国の2021年の年平均気温は、1961年以降で最も高くなった（中国気象局）。カナダ南東部から米国北東部では1、4、6、8、10～11月に異常高温となり（図1.1-1中⑨）、米国北東部の8、10月の月平均気温は、それぞれの月としては1895年以降で最も高くなった（米国海洋大気庁）。

ヨーロッパ東部では1、5、8、11～12月に、ヨーロッパ中部では1、5～8月に異常多雨となった（図1.1-1中⑬⑭）。一方、カナダ南東部から米国北部では1～7、11月に異常少雨となり（図1.1-1中⑳）、米国北部の6月の月降水量は、6月としては1985年以降で最も少なくなった（米国海洋大気庁）。

中国中部では7月の大雨により（図1.1-1中③）、300人以上が死亡したと伝えられた（中国政府）。フィリピン中部から南部では12月の台風第22号により（図1.1-1中⑥）、400人以上が死亡したと伝えられた（フィリピン政府）。南アジア及びその周辺では5～11月の大雨により（図1.1-1中⑩）、合計

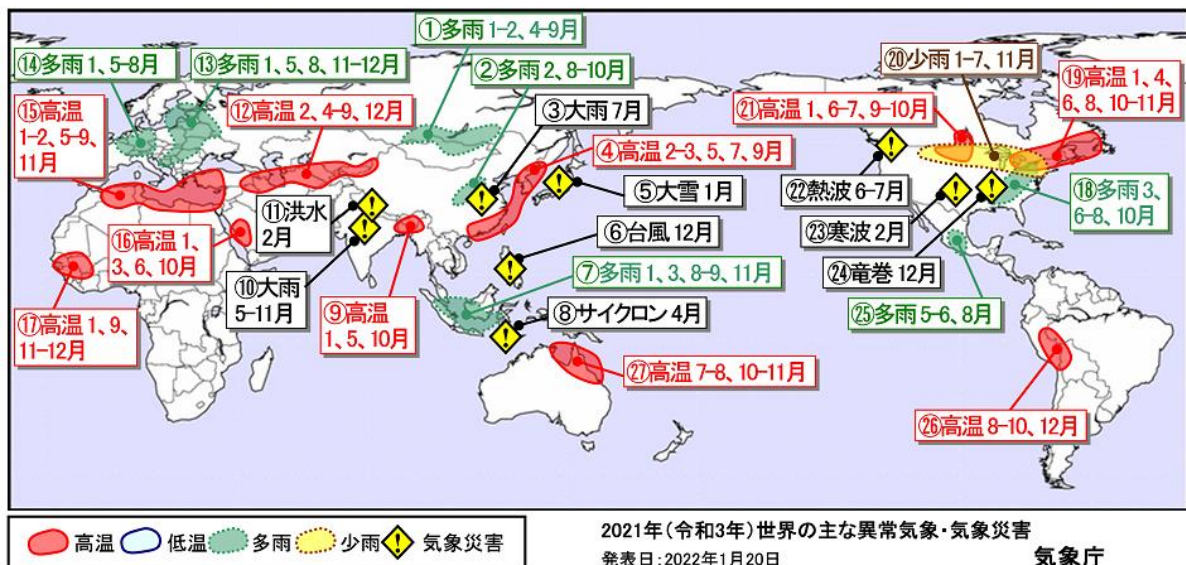


図1.1-1 2021年の主な異常気象・気象災害の分布図<sup>3</sup>

2021年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が大きかったものについて、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が1年のうち3か月以上繰り返された場合に、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

<sup>3</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>

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。

で2,200人以上が死亡したと伝えられた（インド政府、ネパール政府、パキスタン政府、スリランカ政府、EM-DAT）。ヨーロッパ中部では7月の大雨により（図1.1-1中④）、合計で240人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT）。北米中部から西部では6～7月の熱波により（図1.1-1中②）、合計で1,000人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT、オレゴン州政府、ワシントン州政府）。

表 1.1-1 2021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	多雨（1～2、4～9月）	中央シベリア南部～モンゴル北部	<ul style="list-style-type: none"> <li>中央シベリア南部のイルクーツク：1、5月の月降水量がそれぞれ39mm（平年比267%）、86mm（平年比244%）。</li> <li>中央シベリア南東部のチタ：1、2月の月降水量がそれぞれ11mm（平年比379%）、10mm（平年比556%）。</li> <li>モンゴルのウランバートル：4月の月降水量26mm（平年比286%）。</li> <li>中央シベリア南部のバルグジン：6～8月の3か月降水量300mm（平年比222%）。</li> <li>中央シベリア南部のバグダリン：9月の月降水量115mm（平年比305%）。</li> </ul>
②	多雨（2、8～10月）	中国中部	<ul style="list-style-type: none"> <li>中国のシャンシー（山西）省タイユワン（太原）：2、10月の月降水量がそれぞれ16mm（平年比348%）、222mm（平年比707%）。</li> <li>中国のシャンシー（陝西）省ハンチョン（漢中）：8、10月の月降水量がそれぞれ328mm（平年比275%）、219mm（平年比284%）。</li> <li>中国のシャンシー（陝西）省チンホー（精河）：9月の月降水量289mm（平年比292%）。</li> <li>中国の9月の月降水量は、9月としては1961年以降で3番目に多かった（中国気象局）。</li> </ul>
③	大雨（7月）	中国中部	<ul style="list-style-type: none"> <li>中国中部では、7月中旬～下旬の大雨により300人以上が死亡したと伝えられた（中国政府）。</li> <li>中国のホーナン（河南）省チェンチョウ（鄭州）：7月の月降水量900mm（平年比641%）。</li> </ul>
④	高温（2～3、5、7、9月）	朝鮮半島北部～中国南東部	<ul style="list-style-type: none"> <li>大韓民国南部のチェジュ（済州）：2、9月の月平均気温がそれぞれ9.4℃（平年差+2.6℃）、24.9℃（平年差+1.5℃）。</li> <li>中国のコワントン（広東）省スワトウ/シャントウ（汕頭）：3、9月の月平均気温がそれぞれ20.1℃（平年差+2.4℃）、30.3℃（平年差+2.4℃）。</li> <li>中国（香港）のカオルン（九龍）：5、9月の月平均気温がそれぞれ28.6℃（平年差+2.6℃）、29.1℃（平年差+1.5℃）。</li> <li>中国のコワンシー（広西）チワン族自治区ナンニン（南寧）：7月の月平均気温29.3℃（平年差+1.1℃）。</li> <li>香港の3、5、9月の月平均気温は、それぞれの月としては1885年以降で最も高かった（香港天文台）。</li> <li>韓国の3月の月平均気温は、3月としては1973年以降で最も高かった（韓国</li> </ul>

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			<p>気象局)。</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>中国の9月の月平均気温は、9月としては1961年以降で最も高かった(中国気象局)。</li> <li>香港の春(3~5月)の3か月平均気温は、春としては1885年以降で最も高かった(香港天文台)。</li> <li>中国の2021年の年平均気温は、1961年以降で最も高かった(中国気象局)。</li> </ul>
⑤	大雪(1月)	東日本日本海側及びその周辺	<ul style="list-style-type: none"> <li>東日本日本海側を中心に、各地で大雪となった。北日本~東日本では、除雪作業中の事故等により合計で64人が死亡した(5月14日現在、消防庁)。</li> </ul>
⑥	台風(12月)	フィリピン中部~南部	<ul style="list-style-type: none"> <li>フィリピン中部~南部では、台風第22号により400人以上が死亡したと伝えられた(フィリピン政府)。</li> </ul>
⑦	多雨(1、3、8~9、11月)	スマトラ島~スラウェシ島	<ul style="list-style-type: none"> <li>シンガポール:1月の月降水量693mm(平年比314%)。</li> <li>マレーシア西部のクアantan:3月の月降水量689mm(平年比445%)。</li> <li>インドネシアのスラウェシ島マカッサル:8月の月降水量133mm(平年比689%)。</li> <li>インドネシアのスマトラ島ジャンビ:9月の月降水量343mm(平年比270%)。</li> <li>インドネシアのバンカ島パンカルピナン:11月の月降水量530mm(平年比249%)。</li> <li>シンガポールの1月の月降水量は、1月としては1869年以降で2番目に多かった(シンガポール気象局)。</li> </ul>
⑧	サイクロン(4月)	インドネシア南東部~東ティモール	<ul style="list-style-type: none"> <li>インドネシア南東部~東ティモールでは、4月上旬のサイクロン「SEROJA」により合計で260人以上が死亡したと伝えられた(EM-DAT)。</li> </ul>
⑨	高温(1、5、10月)	南アジア東部及びその周辺	<ul style="list-style-type: none"> <li>インド北東部のガウハーティ:1月の月平均気温18.9℃(平年差+1.5℃)。</li> <li>インド北東部のシルチャル:5月の月平均気温28.9℃(平年差+1.2℃)。</li> <li>バングラデシュ東部のシルヘット:10月の月平均気温27.7℃(平年差+1.3℃)。</li> </ul>
⑩	大雨(5~11月)	南アジア及びその周辺	<ul style="list-style-type: none"> <li>南アジア及びその周辺では、5~11月の大雨により合計で2200人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、ネパール政府、パキスタン政府、スリランカ政府、EM-DAT)。</li> </ul>
⑪	洪水(2月)	インド北部	<ul style="list-style-type: none"> <li>インド北部では、2月上旬に氷河が崩壊して洪水が発生し、230人以上が死亡したと伝えられた(EM-DAT)。</li> </ul>
⑫	高温(2、4~9、12月)	中央アジア南部及びその周辺	<ul style="list-style-type: none"> <li>トルクメニスタン南部のサラフス:2、4月の月平均気温がそれぞれ13.9℃(平年差+6.6℃)、22.3℃(平年差+3.5℃)。</li> <li>イラン北西部のウルミエ:5月の月平均気温19.1℃(平年差+2.9℃)。</li> <li>カザフスタン南部のトゥルケスタン:6~8月の3か月平均気温29.7℃(平年差+2.0℃)。</li> <li>ウズベキスタンのタシケント:9月の月平均気温23.5℃(平年差+2.1℃)。</li> <li>カザフスタン南部のアルマトイ:12月の月平均気温1.3℃(平年差</li> </ul>



## (第1章 2021年の気候)

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			+4.0℃)。 ・トルコ南東部のジズレでは、7月20日に49.1℃の日最高気温を観測し、トルコの国内最高記録を更新した(トルコ気象局)。
⑬	多雨(1、5、8、11～12月)	ヨーロッパ東部	・ベラルーシのミンスク：1月の月降水量109mm(平年比234%)。 ・リトアニアのビリニユス：5月の月降水量147mm(平年比260%)。 ・ベラルーシ南部のピンスク：8月の月降水量145mm(平年比296%)。 ・ロシア西部のスモレンスク：11月の月降水量103mm(平年比173%)。 ・ボスニア・ヘルツェゴビナのサラエボ：12月の月降水量154mm(平年比189%)。
⑭	多雨(1、5～8月)	ヨーロッパ中部	・チェコのプラハ/ルジニェ国際空港：1月の月降水量43mm(平年比215%)。 ・ドイツ北東部のキューリッツ：5月の月降水量104mm(平年比246%)。 ・フランス東部のストラスブール：6～8月の3か月降水量360mm(平年比179%)。 ・ドイツ西部のトリール：7月の月降水量174mm(平年比252%)。 ・ドイツ～ベルギーでは、7月中旬の大雨により240人以上が死亡し、417億米ドルにのぼる経済被害が発生したと伝えられた(EM-DAT)。
⑮	高温(1～2、5～9、11月)	北アフリカ北部～中東西部	・エジプト北部のアレクサンドリア：1、7、8月の月平均気温がそれぞれ15.9℃(平年差+2.0℃)、28.6℃(平年差+1.6℃)、29.3℃(平年差+1.5℃)。 ・アルジェリア北部のベジャイア空港：2月の月平均気温14.9℃(平年差+3.5℃)。 ・リビア北東部のトブルク：5、11月の月平均気温がそれぞれ24.4℃(平年差+3.2℃)、22.3℃(平年差+2.7℃)。 ・アルジェリア北部のビスクラ：6～8月の3か月平均気温36.0℃(平年差+2.7℃)。 ・チュニジア中部のガベス：9月の月平均気温29.2℃(平年差+2.4℃)。
⑯	高温(1、3、6、10月)	サウジアラビア西部	・サウジアラビア西部のジッダ：1月の月平均気温25.7℃(平年差+2.2℃)。 ・サウジアラビア西部のメディナ：3、6、10月の月平均気温がそれぞれ27.2℃(平年差+3.0℃)、39.3℃(平年差+2.7℃)、32.5℃(平年差+1.9℃)。
⑰	高温(1、9、11～12月)	西アフリカ南西部	・ブルキナファソ西部のデドゥーグー：1、11月の月平均気温がそれぞれ28.4℃(平年差+2.5℃)、30.0℃(平年差+1.0℃)。 ・マリ西部のナラ：9、12月の月平均気温がそれぞれ30.6℃(平年差+1.5℃)、27.0℃(平年差+2.9℃)。
⑱	多雨(3、6～8、10月)	米国北東部～南部	・米国のテネシー州ナッシュビルメトロポリタン国際空港：3、7月の月降水量がそれぞれ312mm(平年比272%)、222mm(平年比209%)。 ・米国のアラバマ州ハンツビル：6～8月の3か月降水量540mm(平年比166%)。 ・米国のニューヨーク州ロチェスター：10月の月降水量190mm(平年比233%)。

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 米国北東部の月降水量は、7月としては1895年以降で2番目に多かった（米国海洋大気庁）。</li> <li>・ 米国東部～南部では、8～9月にハリケーン「IDA」及びそれから変わった低気圧により90人以上が死亡し、750億米国ドルにのぼる経済被害が発生したと伝えられた（米国海洋大気庁）。</li> </ul>
⑱	高温（1、4、6、8、10～11月）	カナダ南東部～米国北東部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ カナダのケベック州セティル：1、4、10、11月の月平均気温がそれぞれ7.4℃（平年差+7.1℃）、3.7℃（平年差+3.8℃）、7.5℃（平年差+3.3℃）、1.3℃（平年差+3.6℃）。</li> <li>・ 米国のニューヨーク州シラキュース：6、8月の月平均気温がそれぞれ22.5℃（平年差+2.9℃）、24.2℃（平年差+2.8℃）。</li> <li>・ 米国北東部の8、10月の月平均気温は、それぞれの月としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。</li> </ul>
⑳	少雨（1～7、11月）	カナダ南東部～米国北部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ カナダのオンタリオ州バンクロフト：1月の月降水量35mm（平年比45%）。</li> <li>・ 米国のオハイオ州クリーブランドホプキンス国際空港：2月の月降水量35mm（平年比48%）。</li> <li>・ カナダのオンタリオ州オタワ：3～5月の3か月降水量129mm（平年比60%）。</li> <li>・ 米国のサウスダコタ州アバディーン：6月の月降水量20mm（平年比24%）。</li> <li>・ 米国のミネソタ州ミネアポリス・セントポール：7月の月降水量22mm（平年比21%）。</li> <li>・ 米国のウィスコンシン州マディソン：11月の月降水量9mm（平年比16%）。</li> <li>・ 米国北部の6月の月降水量は、6月としては1895年以降で最も少なかった（米国海洋大気庁）。</li> </ul>
㉑	高温（1、6～7、9～10月）	北米中部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 米国のノースダコタ州ビズマーク：1、7、9月の月平均気温がそれぞれ3.4℃（平年差+7.1℃）、26.0℃（平年差+4.1℃）、18.4℃（平年差+3.0℃）。</li> <li>・ カナダのマニトバ州ドーフィン：6、7、9月の月平均気温がそれぞれ19.3℃（平年差+3.3℃）、21.3℃（平年差+2.3℃）、15.7℃（平年差+3.1℃）。</li> <li>・ カナダのマニトバ州ベレンズリバー：10月の月平均気温7.3℃（平年差+4.0℃）。</li> </ul>
㉒	熱波（6～7月）	北米中部～西部	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 北米西部では、6～7月の熱波により1000人以上が死亡したと伝えられた（EM-DAT、オレゴン州政府、ワシントン州政府）。</li> <li>・ カナダ西部のリットンでは、6月29日に49.6℃の日最高気温を観測し、カナダの国内最高記録を更新した（カナダ気象局）。</li> <li>・ 米国西部と南西部の6月の月平均気温は、ともに6月としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。</li> <li>・ 米国北西部と西部の7月の月平均気温は、ともに7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
㉓	寒波 (2月)	米国中部～南部	・ 米国中部～南部を中心に、2月中旬の寒波により合計220人以上が死亡し、240億米国ドルにのぼる経済被害が発生したと伝えられた (米国海洋大気庁)。
㉔	竜巻 (12月)	米国中部	・ 米国中部では、竜巻や暴風により90人以上が死亡したと伝えられた (米国海洋大気庁)。
㉕	多雨 (5～6、8月)	メキシコ中部	・ メキシコ中部のグアナフアト：5月の月降水量178mm (平年比441%)。 ・ メキシコ中部のアカプルコ：6、8月の月降水量がそれぞれ500mm (平年比215%)、592mm (平年比216%)。
㉖	高温 (8～10、12月)	ペルー東部～ボリビア北部	・ ペルー南部のクスコ：8、12月の月平均気温がそれぞれ14.6℃ (平年差+3.6℃)、14.5℃ (平年差+1.4℃)。 ・ ブラジル北西部のリオブランコ：9、10月の月平均気温がそれぞれ27.7℃ (平年差+1.4℃)、27.6℃ (平年差+1.1℃)。
㉗	高温 (7～8、10～11月)	オーストラリア北東部	・ オーストラリア北東部のウェイパ：7、8、10月の月平均気温がそれぞれ26.8℃ (平年差+2.2℃)、27.1℃ (平年差+2.0℃)、29.9℃ (平年差+1.7℃)。 ・ オーストラリア北部のニュールンバイ／ゴヴ空港：7、8、10、11月の月平均気温がそれぞれ25.6℃ (平年差+1.7℃)、26.1℃ (平年差+2.3℃)、28.8℃ (平年差+2.1℃)、29.8℃ (平年差+1.7℃)。

年平均気温は、主に北半球で平年より高く、東アジア東部、中央アジア南部から北アフリカ北部、カナダ東部から米国北部などで平年よりかなり高かった (図 1.1-2)。

年降水量は、中央シベリア南部から中国東部、インドネシア及びその周辺、インド西部などで平年より多く、中央アジア南部からアラビア半島東部、北アフリカ北西部などで平年より少なかった (図 1.1-3)。

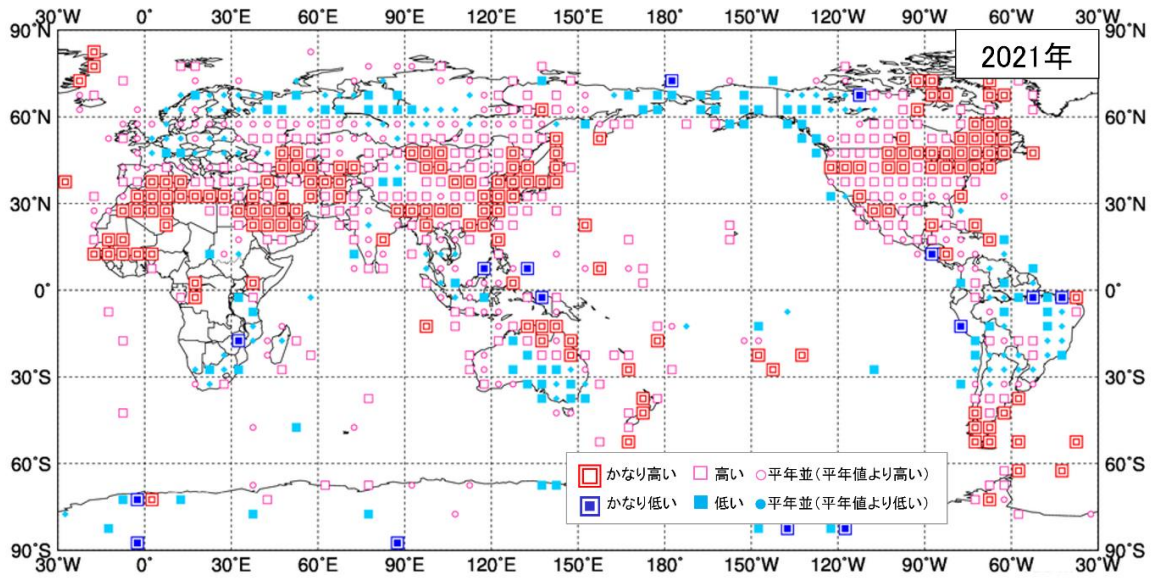


図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図 (2021 年)<sup>4</sup>

各観測点の年平均気温平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」「平年並 (平年値より低い)」「平年並 (平年値より高い)」「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、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は 1991～2020 年の平均値。標準偏差の統計期間も 1991～2020 年。

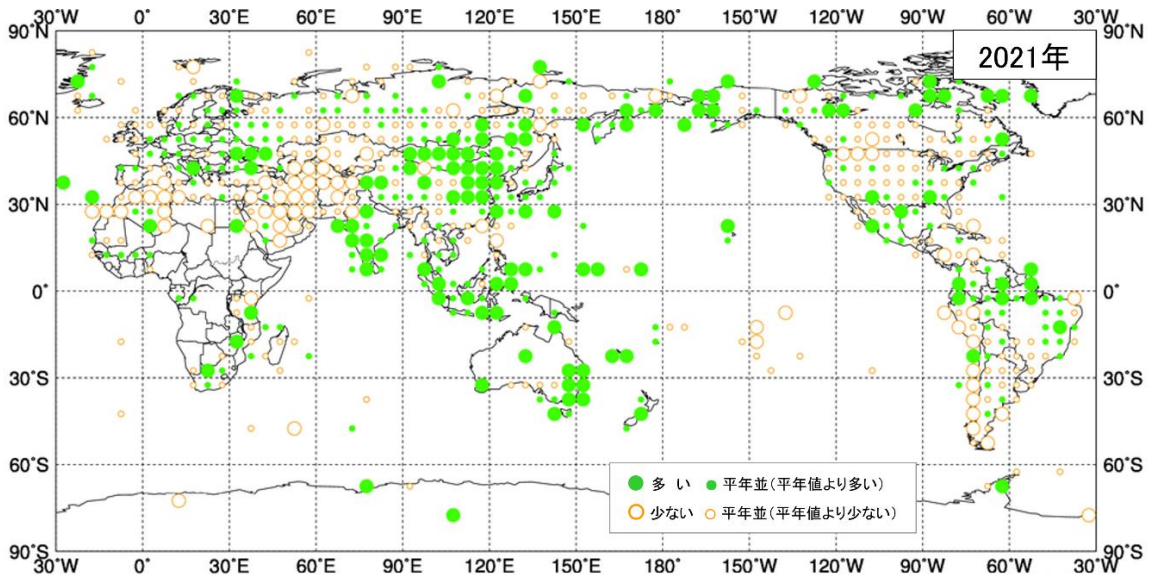


図 1.1-3 年降水量平年比分布図 (2021 年)<sup>4</sup>

各観測点の年降水量平年比を緯度・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」「平年並 (平年値より少ない)」「平年並 (平年値より多い)」「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、平年値がない領域を意味する。なお、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、2018 年以降の年平均気温規格化平年差階級分布図、年降水量平年比分布図を公開している。

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

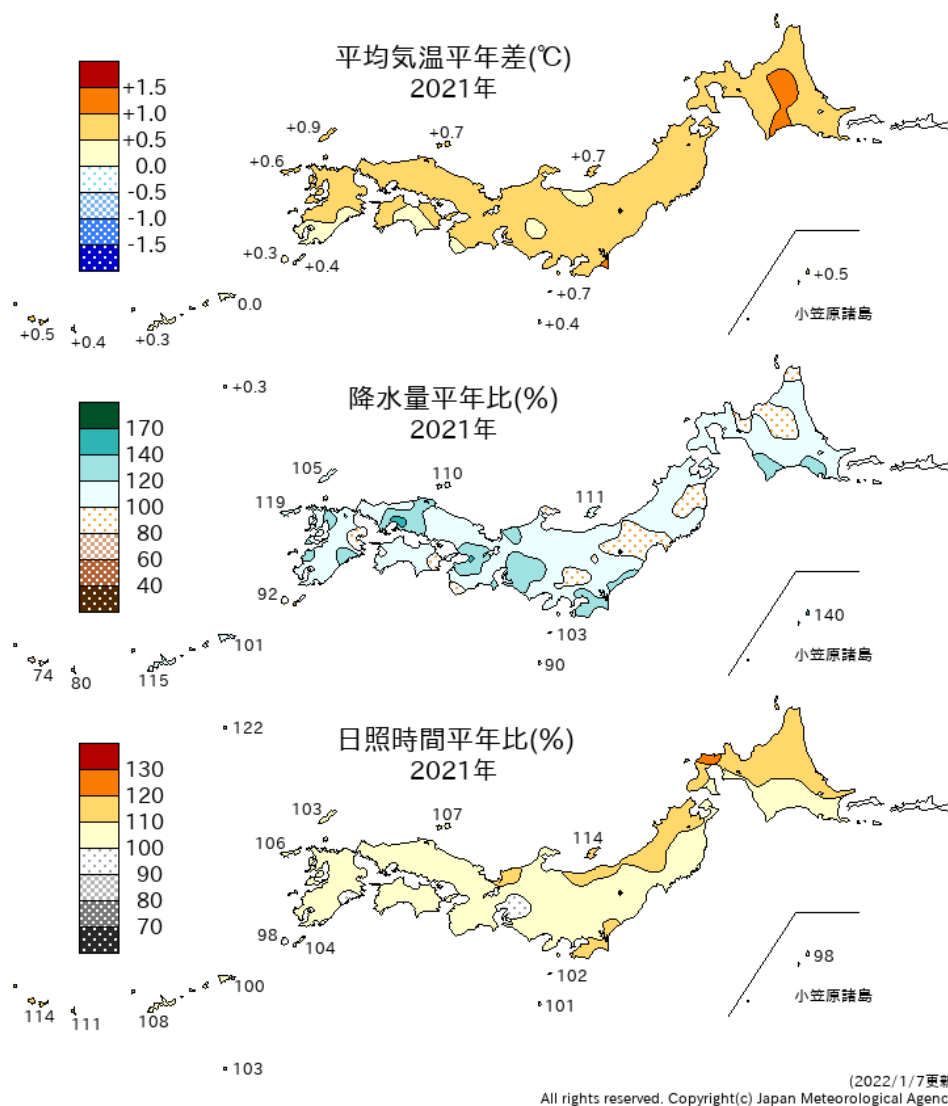
## 1.2 日本の天候・異常気象<sup>5</sup>

- 気温の高い状態が続き、年平均気温は全国的に高く、特に北・西日本ではかなり高かった。
- 前年12月～1月にかけて、日本海側では各地で大雪となった。
- 8月中旬は東・西日本で記録的な大雨となった。

### 1.2.1 年間の天候

2021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：全国的に高く、北・西日本でかなり高かった。
- 年降水量：北日本太平洋側、東・西日本で多く、東日本太平洋側ではかなり多かった。北日本日本海側と沖縄・奄美は平年並だった。
- 年間日照時間：西日本太平洋側で平年並だったほかは多く、北・東日本日本海側と沖縄・奄美ではかなり多かった。



(2022/1/7更新)  
All rights reserved. Copyright(c) Japan Meteorological Agency

図 1.2-1 日本における 2021 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>5</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）」、下位 10%以下の場合に「かなり低い（少ない）」と表現している。



## (第1章 2021年の気候)

春は、3月に日本付近への寒気の南下が顕著に弱かったことなどから、春の平均気温は全国的にかなり高かった。北日本では、期間を通して低気圧や前線の影響を受けやすく、西日本では5月に梅雨前線の影響を受けやすかったため、北日本と西日本太平洋側では春の降水量がかなり多くなった。沖縄・奄美は、移動性高気圧や太平洋高気圧に覆われやすく、梅雨前線の影響が小さかったため日照時間がかなり多かった。なお、梅雨前線が平年より早く北上したため、西日本の多くの地方では、平年よりかなり早い梅雨入りとなった。

### (3) 夏 (2021年6~8月)

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

夏は、7月上旬の梅雨前線による大雨や、8月中旬を中心に本州付近に停滞した前線による大雨などにより、東日本太平洋側と西日本の夏の降水量はかなり多かった。一方、北日本では、7月後半を中心に太平洋高気圧に覆われ、その前後も高気圧に覆われやすかったため、夏の日照時間はかなり多く、夏の平均気温はかなり高くなった。また、北日本日本海側では夏の降水量がかなり少なくなった。沖縄・奄美では、7月の終わりに台風第6号が沖縄付近をゆっくり進んだのをはじめ、熱帯低気圧や台風の影響をたびたび受けたため、夏の降水量は多く、日照時間は少なかった。

### (4) 秋 (2021年9~11月)

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

9月~10月は、西日本を中心に高気圧に覆われて晴れた日が多く、秋雨前線や台風の影響を受けにくかった。11月は北日本では寒気の影響が弱く、また低気圧の影響を受けやすく、低気圧の前面の南から暖かい空気が流れ込みやすかった。これらのことから、北日本と西日本では秋の平均気温が高くなり、秋の降水量は、北日本日本海側で多くなった一方、東日本太平洋側、西日本と沖縄・奄美では少なかった。秋の日照時間は、全国的に多かった。

### (5) 初冬 (2021年12月)

2021年(令和3年)12月の日本の天候は、寒暖の変動が大きかった。降水量は、北日本日本海側と東日本太平洋側でかなり多かった。日照時間は、西日本太平洋側と沖縄・奄美でかなり多かった。また下旬は大陸から強い寒気が流れ込んだため、日本海側を中心に大雪となった。



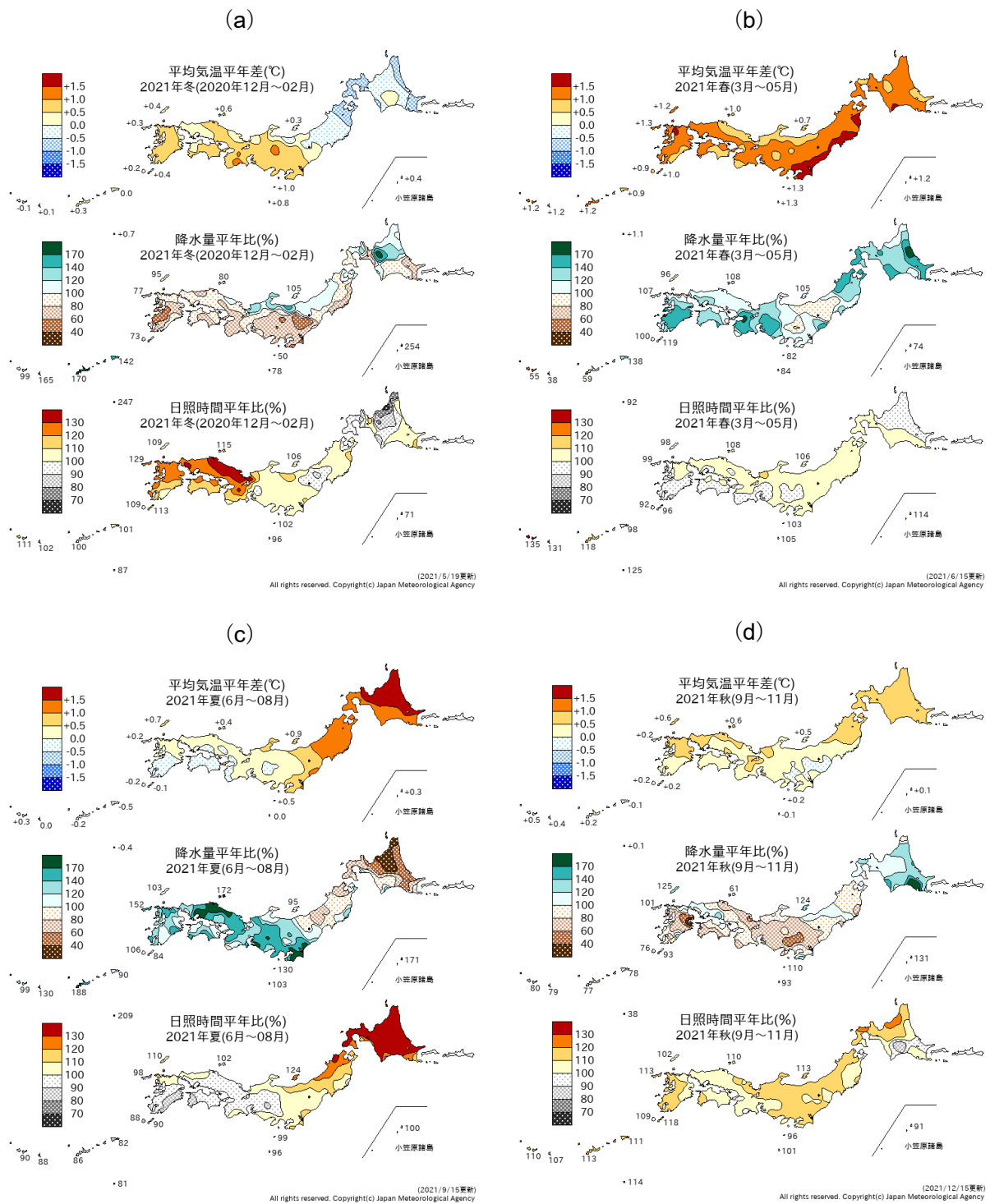


図 1.2-3 日本における 2021 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差(比)分布<sup>6</sup>

(a) : 冬 (2020 年 12 月~2021 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>6</sup> 気象庁ホームページでは、1961 年冬(前年 12~2 月)以降の季節の分布図を公開している。  
[https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/longfcst/trsmap\\_seasonal.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/longfcst/trsmap_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(2021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「値々」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) 北日：北日本日本海側、北太：北日本太平洋側、東日：東日本日本海側、東太：東日本太平洋側、西日：西日本日本海側、西太：西日本太平洋側、沖奄：沖縄・奄美(北、東、西は、日本海側、太平洋側ともに 1 位)

	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		3	1
2月	22、8々		1		40 東太、西日、沖奄	
3月	126、5々 北、東、西		4			
4月			1 々		1	
5月	5、2 々 沖奄		5			1
6月	2、1 々		3		3 北	
7月	10、2 々		1	8、1 々	11 北日	
8月			30 西			
9月				1	4 北日	
10月				1	1	
11月	3、1 々		2		15	
12月			3		2	

### 1.3 大気・海洋の特徴<sup>7</sup>

- 2020年夏に発生したラニーニャ現象は2021年春に終息した。2020/2021年冬の大気循環場には、このラニーニャ現象の影響と考えられる特徴が見られた。
- 2021年夏から秋にかけて負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、概して平年よりも不活発だった一方、季節内の変動が明瞭だった。
- 2021年夏は、北半球でしばしば大振幅の偏西風蛇行が見られ、各地で熱波や大雨が発生した。
- 2021年秋にはラニーニャ現象発生時に類似した海面水温分布が再び現れ、同年秋の大気循環場には、この海面水温分布の影響と考えられる特徴が見られた。

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>8</sup>。以下では、2021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 (2020年12月～2021年2月)

2020年夏に発生したラニーニャ現象が持続した。太平洋赤道域の海面水温は、150°E以西で顕著な正偏差、160°Eから中部にかけて顕著な負偏差だった(図1.3-1(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、北インド洋～インドネシア付近で活発、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))。熱帯の対流圏下層では、インド洋熱帯域～インドネシア付近で南北半球対の低気圧性循環偏差、太平洋熱帯域の西部～中部で南北半球対の高気圧性循環偏差となり、これはラニーニャ現象の影響が現れたものと考えられる(図1.3-1(c))。

500hPa高度を見ると、極渦がシベリア側と北米側に分裂し、北極付近は正偏差(平年と比べて高度が高い)、中央・東シベリアでは負偏差(平年と比べて高度が低い)となった(図1.3-1(d))。また、北米～ユーラシア大陸北部では波列パターンが見られ、北米北東部で正偏差、ヨーロッパ北西部で負偏差となった。偏西風は、東アジア～北太平洋で平年の位置と比べて北寄り flowed。海面気圧は、北極付近～ロシア北西部で正偏差、ヨーロッパ北西部で負偏差となった。シベリア高気圧の南東への張り出しは平年より弱く、アリューシャン低気圧は平年より北西側に位置した(図1.3-1(e))。850hPa気温をみると、北極付近～北米北東部、ヨーロッパ南東部で高温偏差、シベリアで低温偏差となった(図1.3-1(f))。冬前半には、寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流がとも

<sup>7</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>8</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/2021/index/html/soiolru/index\\_html\\_soiolru\\_2021.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/diag/2021/index/html/soiolru/index_html_soiolru_2021.html)

に日本付近で南に蛇行し、日本付近に強い寒気が流れ込んだ(図 1.1-1⑤)。この亜熱帯ジェット気流の蛇行には、ラニーニャ現象に伴うインドネシア付近での活発な積雲対流活動が影響していたと考えられる。

## (2) 春 (2021年3~5月)

2020年夏に発生したラニーニャ現象が終息した。海面水温は、太平洋赤道域の中部から東部にかけて顕著な負偏差だった一方、北太平洋では、熱帯域の西部から北米西岸沖にかけて顕著な正偏差が見られた(図 1.3-2(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、北インド洋熱帯域の西部~インド北部、北太平洋熱帯域の西部、ハワイの東で活発だった(図 1.3-2(b))。熱帯の対流圏下層は、フィリピン付近で低気圧性循環偏差、南太平洋熱帯域の中部で高気圧性循環偏差となった(図 1.3-2(c))。

500hPa 高度を見ると、北太平洋中緯度帯で帯状に正偏差となり、特にアリューシャンの南で顕著だったほか、地中海東部付近でも顕著な正偏差が見られた(図 1.3-2(d))。北アフリカ~ユーラシア大陸南部では亜熱帯ジェット気流が概ね平年と比べて弱く、北太平洋では偏西風が北偏した。海面気圧は、北太平洋中緯度帯で帯状に正偏差となり、特にアリューシャンの南、北米西岸沖で顕著だった(図 1.3-2(e))。850hPa 気温は、アラビア半島北部付近、千島の東で顕著な高温偏差、ヨーロッパ中部で顕著な低温偏差となった(図 1.3-2(f))。

## (3) 夏 (2021年6~8月)

太平洋赤道域ではエルニーニョ現象もラニーニャ現象も発生していない平常の状態だったが、海面水温は中部から東部にかけて負偏差だった。インド洋では、スマトラ島の南で顕著な海面水温の正偏差が見られ、負のインド洋ダイポールモード現象が発生した。また、大西洋赤道域で顕著な正偏差が見られた(図 1.3-3(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、スマトラ島の南西~インドネシア付近、日本の南海上、大西洋赤道域で活発、アラビア海、ベンガル湾~フィリピン付近、ニューギニア島の東で不活発だった(図 1.3-3(b))。特にアジアモンスーン域全体としては、対流活動が平年と比べて不活発だった(図 1.3-7)。熱帯の対流圏下層は、インド洋熱帯域の東部、大西洋熱帯域で南北半球対の低気圧性循環偏差、太平洋熱帯域の西部で南北半球対の高気圧性循環偏差となった(図 1.3-3(c))。太平洋高気圧は季節内の変動が明瞭で、日本の南海上での西への張り出しは、7月は弱かった一方、8月には一転して強まって日本付近の大雨をもたらした(詳細はトピックス II 参照)。

500hPa 高度をみると、極渦は平年より強く、北米の中緯度帯、北大西洋~ユーラシア大陸の北緯 60 度帯で正偏差となった(図 1.3-3(d))。ユーラシア大陸では、亜熱帯ジェット気流は平年と比べて南寄りを流れ、寒帯前線ジェット気流は明瞭だった。季節内の変動として、北半球ではしばしば大振幅の偏西風の蛇行が見られ、各地で熱波や大雨が発生した(1.1 節)。海面気圧はヨーロッパ北部~ロシア西部、千島近海で正偏差、北極域で広く負偏差となった(図 1.3-3(e))。8月にはオホーツク海高気圧が発達して日本付近の大雨につながった(詳細はトピックス II 参照)。850hPa 気温は、北米西部、地中海中部周辺、カスピ海周辺、中央シベリア~サハリン付近で顕著な高温偏差、東アジア北部、アラスカの北で低温偏差となった(図 1.3-3(f))。

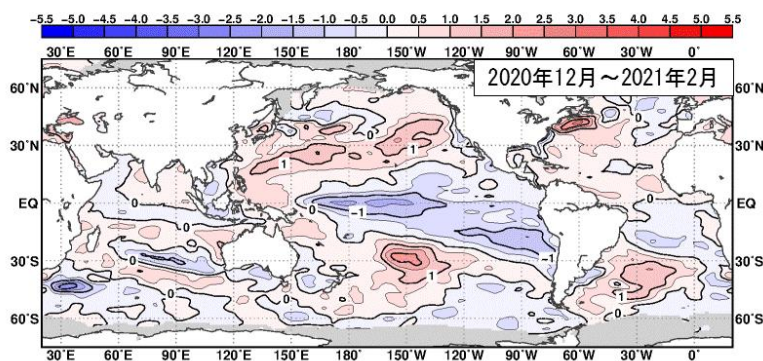
## (4) 秋 (2021年9~11月)

太平洋赤道域では 150°E 以西で顕著な正偏差、160°E 以東で負偏差が見られ、特に日付変更線付近で顕著な負偏差となり、再びラニーニャ現象発生時に類似した海面水温分布が現れた。インド洋では、スマトラ島の西で顕著な正偏差が見られ、負のインド洋ダイポールモード現象が持続した(図 1.3-4(a))。

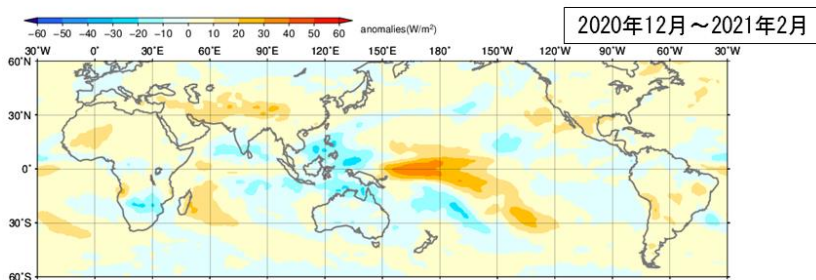
熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、アラビア海北部～インドシナ半島南部、南インド洋熱帯域の東部～ニューギニア島の西で活発、太平洋赤道域の西部～中部で不活発だった（図 1.3-4(b)）。熱帯の対流圏下層では、インド洋熱帯域で南北半球対の低気圧性循環偏差、太平洋熱帯域の西部～中部で南北半球対の高気圧性循環偏差となり（図 1.3-4(c)）、これは前述の太平洋赤道域の海面水温偏差の影響および負のインド洋ダイポールモード現象の影響が現れたものと考えられる。

500hPa 高度を見ると、アリューシャンの南から北米北部へ波列パターンが見られ、アリューシャンの南と北米北部で正偏差、アラスカ湾付近で負偏差となった（図 1.3-4(d)）。この波列パターンは、太平洋赤道域の海面水温偏差の影響を受けたものと考えられる。また、バイカル湖の東で 500hPa 高度の顕著な正偏差が見られた。偏西風はアリューシャンの南、北大西洋北部で北偏した。海面気圧は、グリーンランドの西で正偏差、ヨーロッパ北部～中央シベリア、北米の広い範囲で負偏差となった（図 1.3-4(e)）。850hPa 気温は、バイカル湖の北東、カナダ北部で顕著な高温偏差、アラスカ付近で顕著な低温偏差となった（図 1.3-4(f)）。

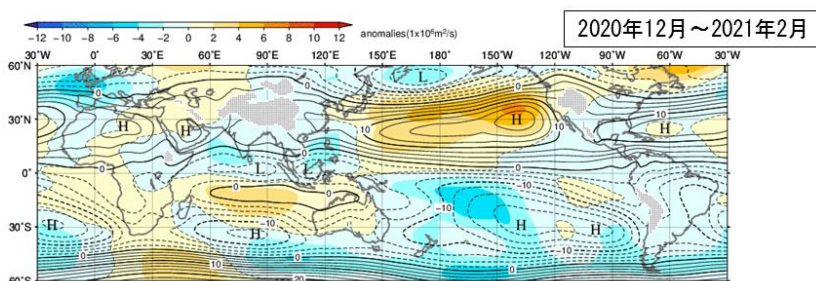
(a) 海面水温平年偏差



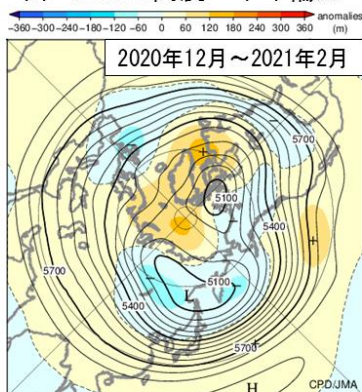
(b) 外向き長波放射量平年偏差



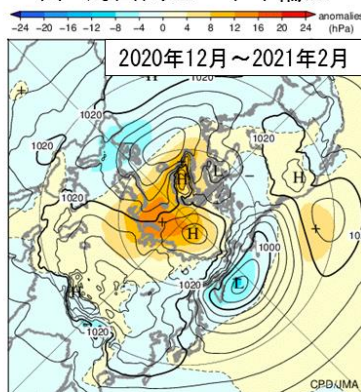
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

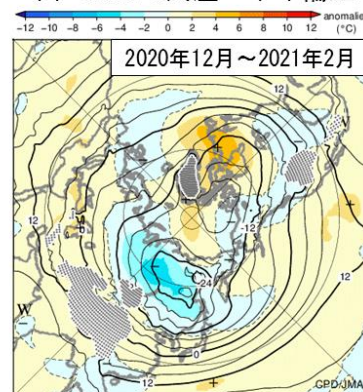


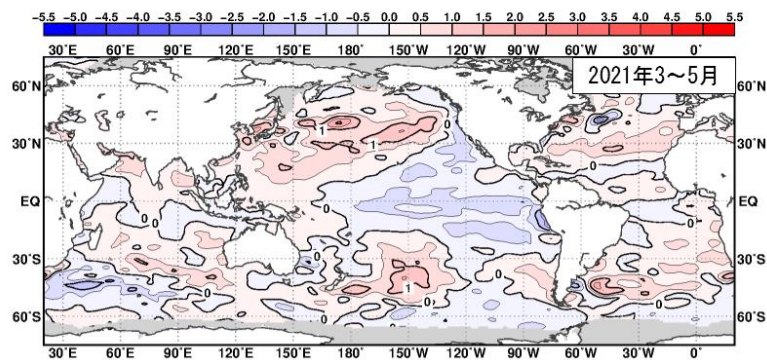
図 1.3-1 3 か月平均の海面水温、大気の循環図 (2020年12月～2021年2月)

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 (COBE-SST) (Ishii et al., 2005)、(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 55 年長期再解析 (JRA-55) (Kobayashi et al., 2015) に基づく。

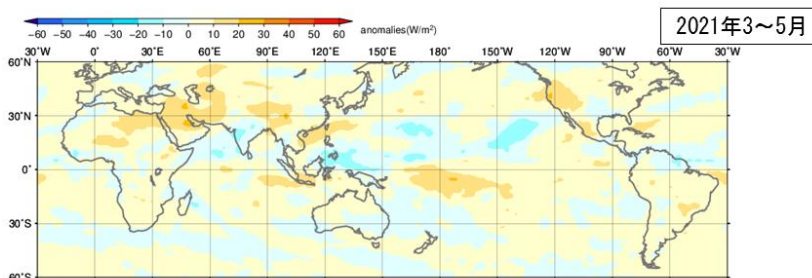
- (a) 海面水温平年偏差。等値線の間隔は 0.5°C。灰色陰影は海水域を表す。
- (b) 外向き長波放射量平年偏差。単位は W/m<sup>2</sup>。熱帯域では、負偏差 (寒色) 域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差 (暖色域) は平年より不活発と推定される。
- (c) 850hPa 流線関数及び平年偏差。等値線の間隔は 2.5 × 10<sup>10</sup> m<sup>2</sup>/s。北 (南) 半球では、流線関数が正 (負) の値の場合は高 (低) 気圧性循環、負 (正) の値の場合は、低 (高) 気圧性循環を表す。
- (d) 500hPa 高度及び平年偏差。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。
- (e) 海面気圧及び平年偏差。等値線の間隔は 4hPa。
- (f) 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。



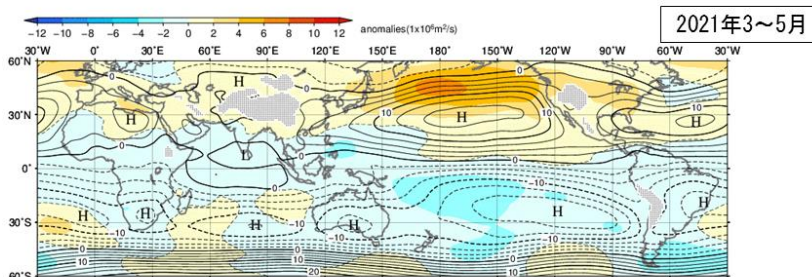
(a) 海面水温平年偏差



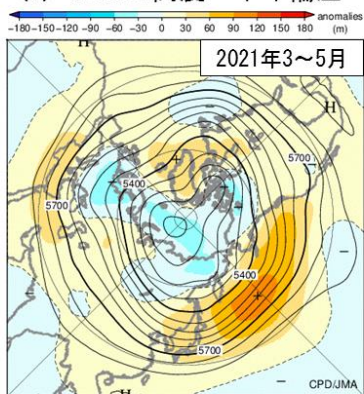
(b) 外向き長波放射量平年偏差



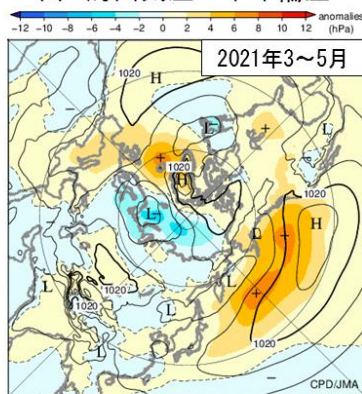
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

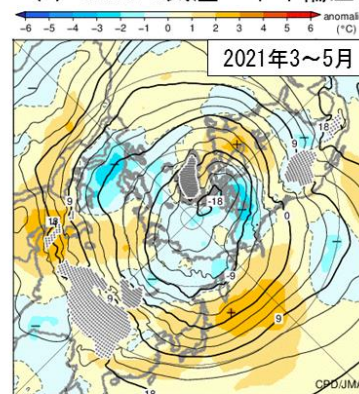
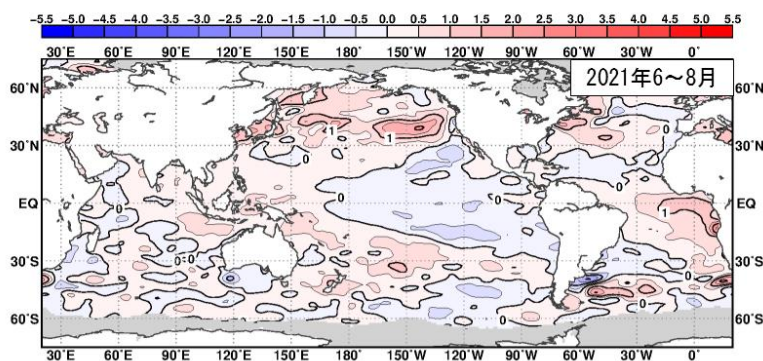


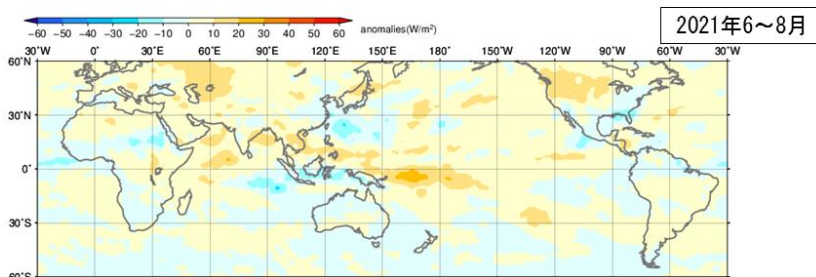
図 1.3-2 3 か月平均の海面水温、大気の循環図 (2021 年 3~5 月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は  $3^{\circ}C$ 。

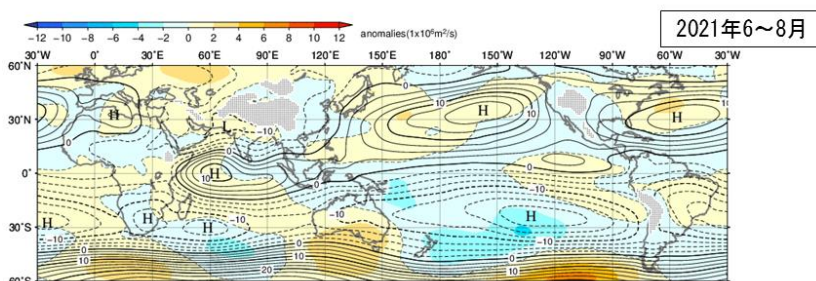
(a) 海面水温平年偏差



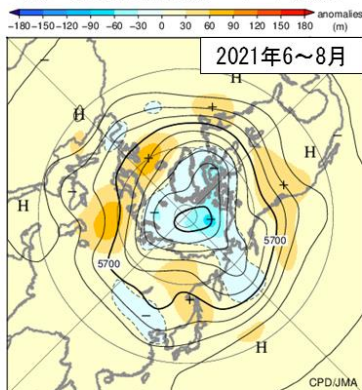
(b) 外向き長波放射量平年偏差



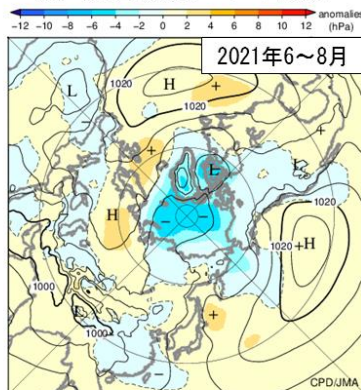
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

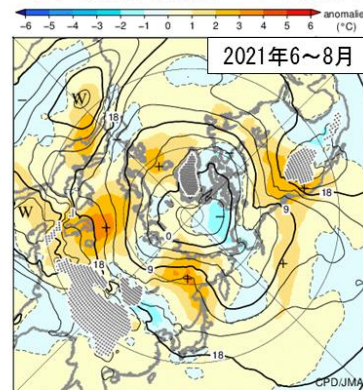
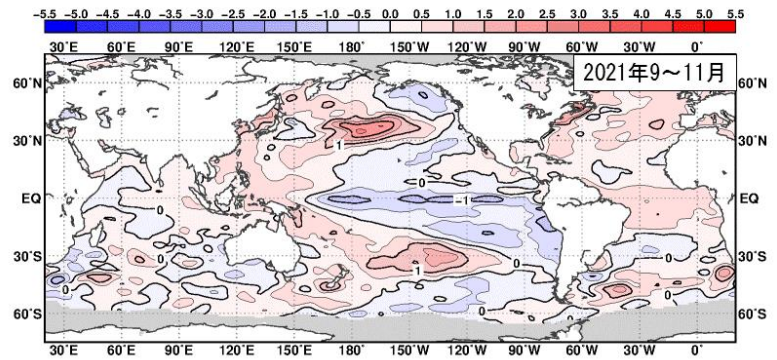


図 1.3-3 3 か月平均の海面水温、大気の循環図 (2021年6~8月)

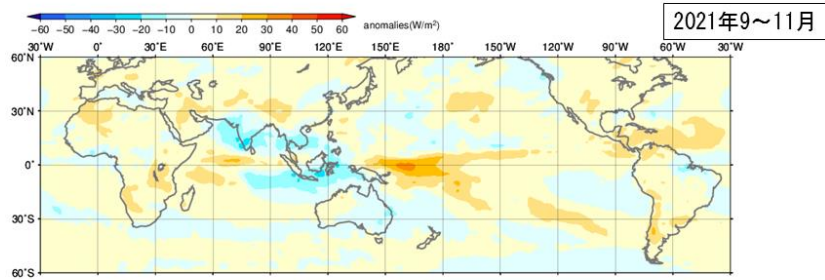
図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は 3°C。



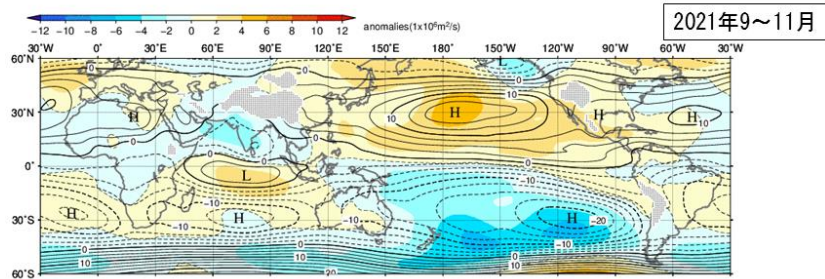
(a) 海面水温平年偏差



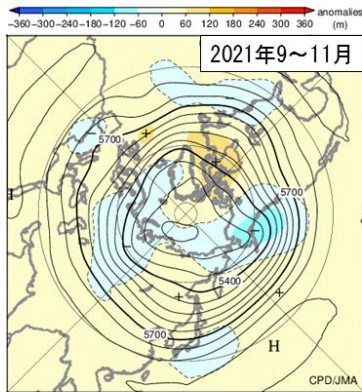
(b) 外向き長波放射量平年偏差



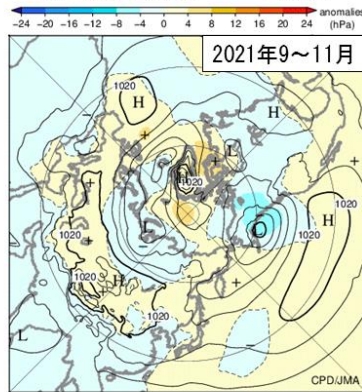
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

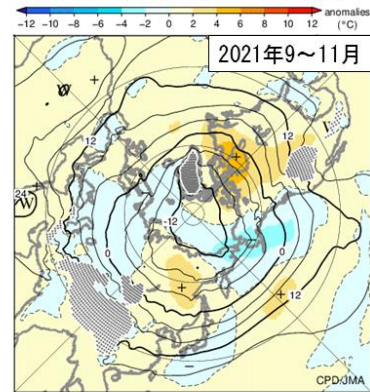


図 1.3-4 3 か月平均の海面水温、大気の循環図 (2021 年 9~11 月)  
図の見方は図 1.3-1 と同様。



### 1.3.2 対流圏の平均気温

対流圏の全球平均気温(図1.3-5)は、2020年は平年より高い状態が持続したが、2020/2021年冬に下降を始め、2021年春には平年並まで低下した。その後再び上昇し、2021年10月(図1.3-6)には、10月として1958年以降で2番目に高い値となった。

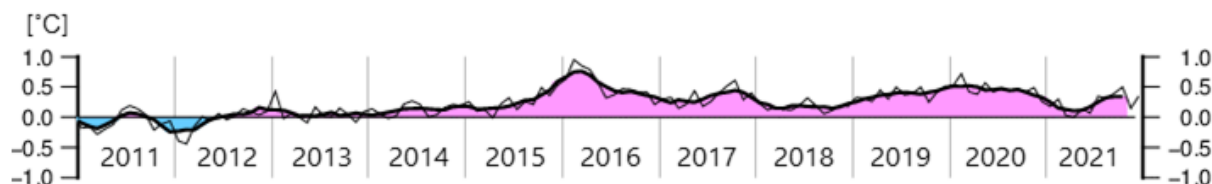


図 1.3-5 対流圏の全球平均層厚換算温度平年偏差の時間変化(°C)

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55年長期再解析(JRA-55; Kobayashi et al., 2015)に基づく。

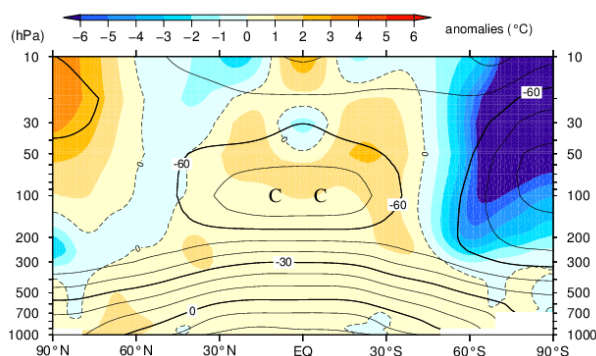


図 1.3-6 帯状平均気温の高度・緯度断面図(2021年10月)

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平年偏差を示し、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55年長期再解析(JRA-55; Kobayashi et al., 2015)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(6~9月)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して不活発であった(図1.3-7)。特に8月に不活発が明瞭だったことは、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流の顕著な南偏をもたらし、日本付近において盛夏期にもかかわらず前線が停滞しやすく持続的な大雨となったことに影響した可能性がある(詳細はトピックスII参照)。

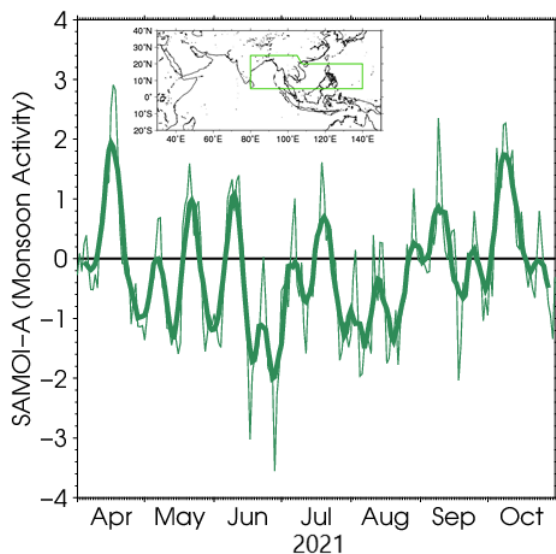


図 1.3-7 夏季アジアモンスーン OLR 指数(SAMOI (A))の時系列(2021年4~10月)

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、外向き長波放射量平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>9</sup>

2021年の台風の発生数は22個（年平均値25.1個）で、平年より少なかった（図1.3-8、表1.3-1）。特に、台風の発生数が最も多くなる8～9月において、例年台風が多く発生する海域での対流活動が不活発で、この期間の台風の発生数が8個（年平均値10.7個）と平年より少なくなり、このため年間の発生数も平年より少なくなった。

2021年の日本への台風の接近数は12個（年平均値11.7個）で平年並みであった。日本への台風のの上陸は第8号、第9号、第14号の3個（年平均値3.0個）で、このうち第8号は宮城県に初めて上陸した台風となるとともに、2016年台風第10号に次いで、東北地方太平洋側に上陸した2番目の台風となった。また、台風第14号は福岡県に初めて上陸した台風となった。

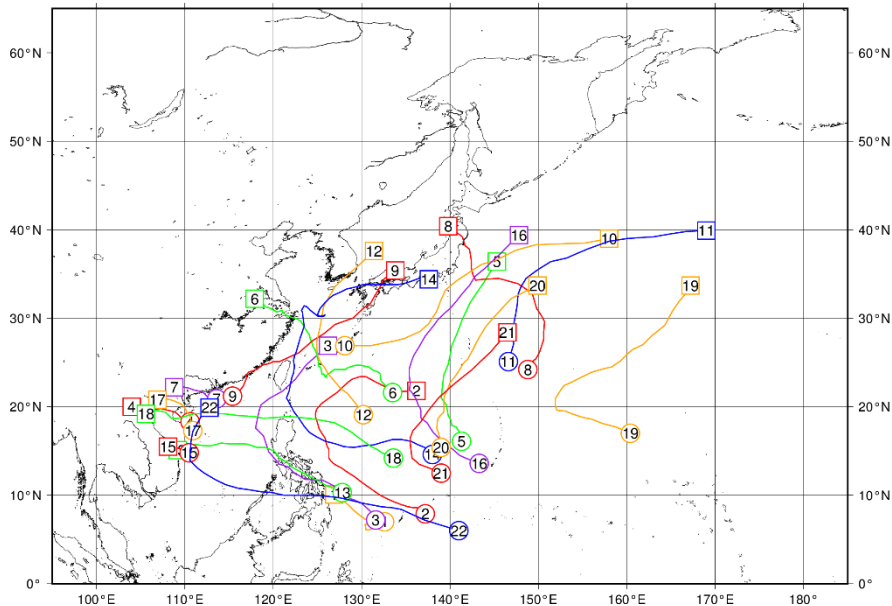


図 1.3-8 2021年の台風経路図

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 2021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)
T2101	ドゥージェン	2/18 9時-2/21 21時	20	T2112	オーマイス	8/20 21時-8/24 9時	23
T2102	スリゲ	4/14 3時-4/25 9時	60	T2113	コンソン	9/6 9時-9/12 3時	25
T2103	チョーイワン	5/31 3時-6/5 15時	20	T2114	チャンスー	9/6 21時-9/18 15時	60
T2104	コグマ	6/12 3時-6/13 15時	18	T2115	ディアンムー	9/23 15時-9/24 3時	18
T2105	チャンパー	6/23 9時-6/28 3時	35	T2116	ミンドゥル	9/23 21時-10/2 9時	55
T2106	インファ	7/17 21時-7/28 3時	45	T2117	ライオンロック	10/8 3時-10/10 15時	18
T2107	チャンパカ	7/19 3時-7/22 9時	35	T2118	コンパス	10/8 9時-10/14 21時	30
T2108	ニパルタック	7/23 21時-7/28 15時	20	T2119	ナムセーウン	10/10 9時-10/17 9時	25
T2109	ルビート	8/4 9時-8/9 9時	23	T2120	マーロウ	10/25 3時-10/29 21時	40
T2110	ミリネ	8/5 15時-8/10 9時	25	T2121	ニヤトー	11/30 9時-12/4 9時	50
T2111	ニーダ	8/4 9時-8/8 9時	30	T2122	ライ	12/13 15時-12/21 3時	55

<sup>9</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>10,11</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>12</sup>を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理及び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 代表的な温室効果ガスの世界平均濃度（2020 年）<sup>13</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)	2020 年平均濃度	工業化以降 の増加率			
二酸化炭素	約 278 ppm	413.2 ppm	+ 49 %	+2.5 ppm	+0.61 %	不定
メタン	約 729 ppb	1889 ppb	+159 %	+11 ppb	+0.59 %	11.8
一酸化二窒素	約 270 ppb	333.2 ppb	+ 23 %	+1.2 ppb	+0.36 %	109

<sup>10</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、2020 年までの結果を掲載している。

<sup>11</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/gmd/env/data/report/data/> （大気・海洋環境観測年報）

<sup>12</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>13</sup> 2020 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2021）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 2020 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。

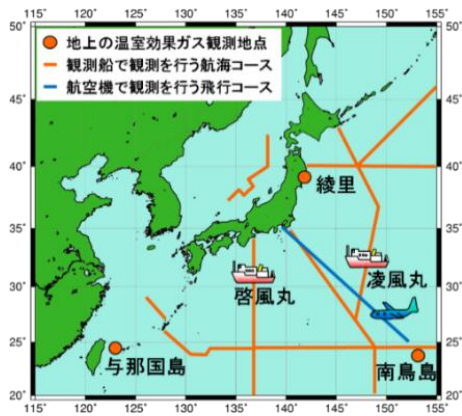


図 2.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

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。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。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反映して4月頃に極大となる。WDCGGの解析によると2020年の地表付近の世界平均濃度は413.2 ppmであり、前年からの増加量は2.5 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2.4 ppm）及び1990年代の平均年増加量（約1.5 ppm）より大きい。

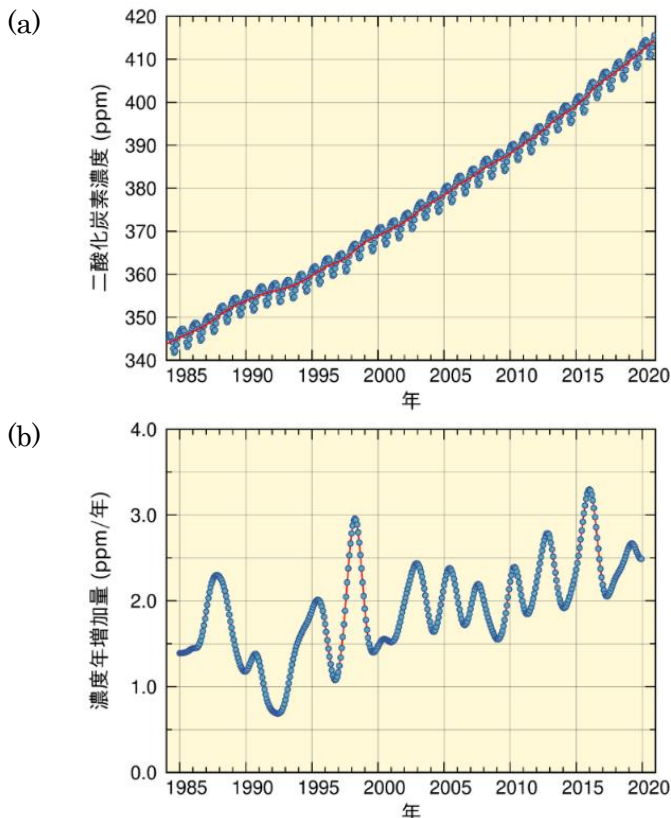


図 2.1-2 大気中の二酸化炭素の (a) 世界平均濃度と (b) 濃度年増加量

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, 2021）。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（2022）に掲載されている。



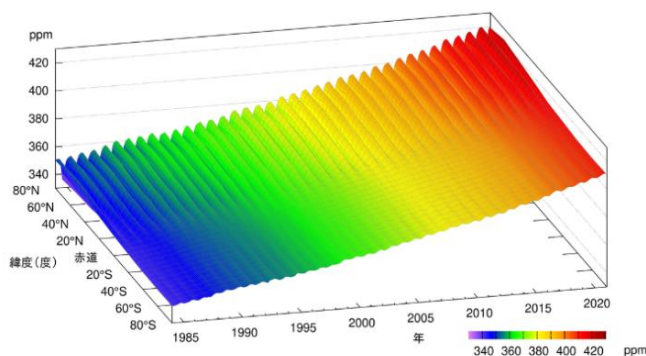


図 2.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

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経年変化を示す。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 (2022) 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みられる<sup>14</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が知られている (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、2019 年までの 10 年間の平均 (26±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 月のピナトゥボ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)。

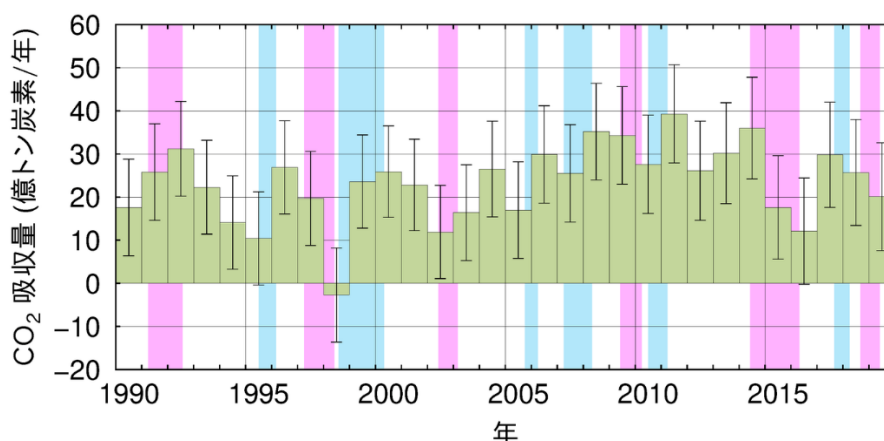


図 2.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

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., 2021) 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>14</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。2021 年の年平均濃度は、綾里で 419.5 ppm、南鳥島で 416.9 ppm、与那国島では 419.2 ppm となった（いずれも速報値）。前年からの増加量は 2.0~3.2 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。新型コロナウイルス感染症（COVID-19）拡大に伴う移動制限措置等により、2020 年の世界の化石燃料起源の二酸化炭素排出量は、2019 年と比較して約 5.4%減少したが、2021 年は 2020 年と比較して約 4.9%増加すると予測されており（Friedlingstein et al., 2021）、大気中の二酸化炭素濃度も依然として増加が続いている（トピックス I も参照）。

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)）。

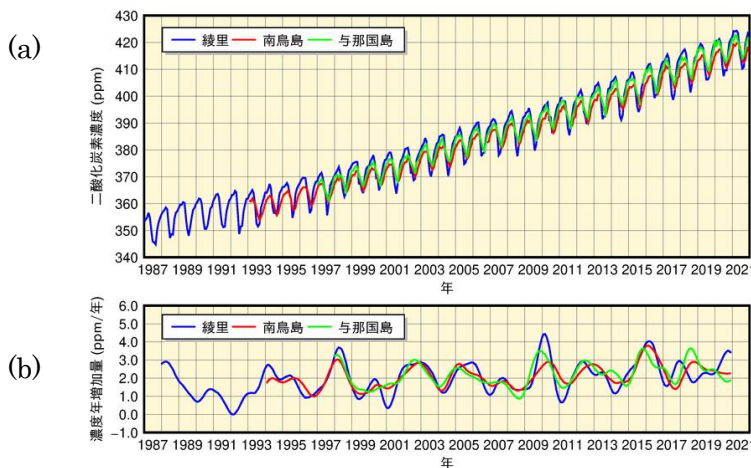


図 2.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の経年変化

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 6km 及び南鳥島に降下中の異なる高度<sup>15</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）及びその平均値（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

<sup>15</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。

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みられるが、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みられる。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。

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。南鳥島付近でみられるような、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 6km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）とその平均値（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。

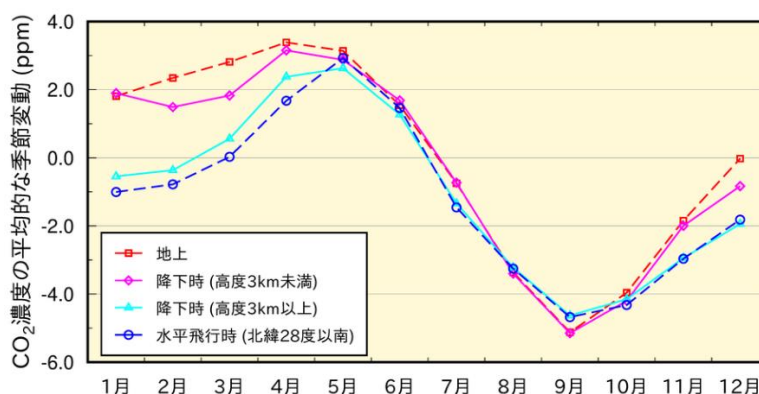


図 2.1-7 南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

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 3km 未満（桃色）と 3km 以上（水色）それぞれに対する平均値。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。

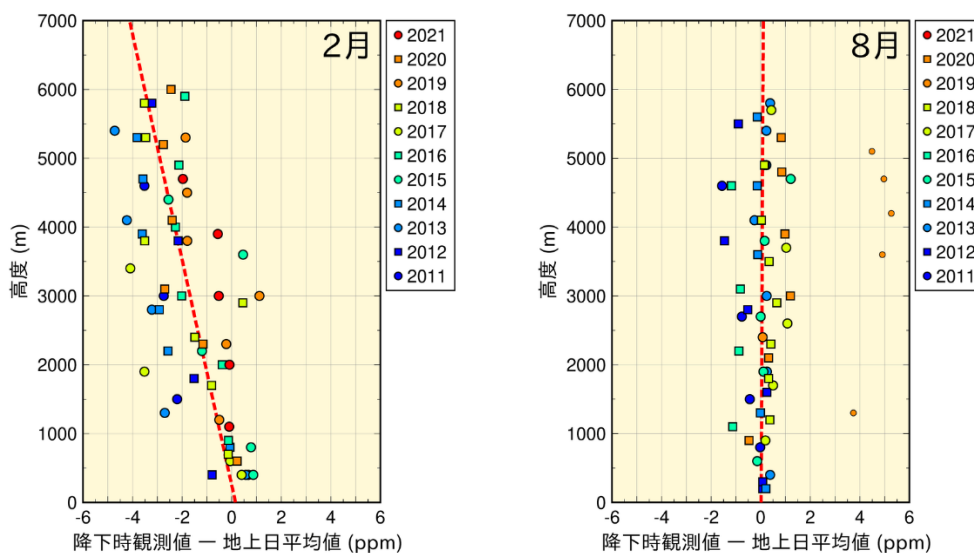


図 2.1-8 南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

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からの排出の変化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 OH ラジカル<sup>16</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2020年の世界平均濃度は1889 ppb で、1984年以降で最高値となった（表 2.1-1）。

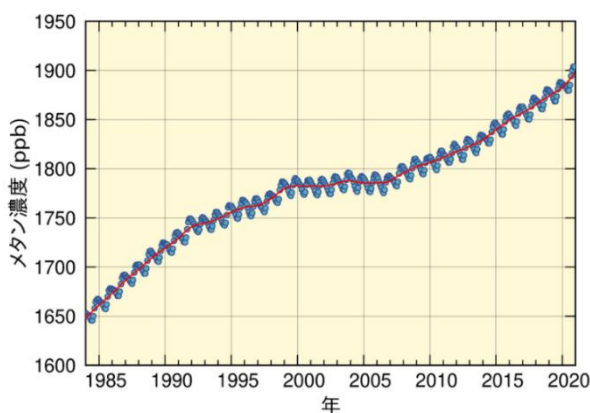


図 2.1-9 大気中のメタンの世界平均濃度

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, 2021)。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 (2022) に掲載されている。

<sup>16</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。



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、夏季には紫外線が強く水蒸気濃度が高くなることにより 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みられる (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 (159%増)、二酸化炭素の増加率 (49%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充実が期待されている。

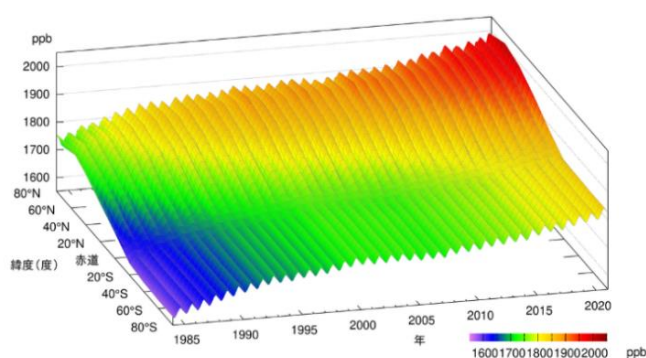


図 2.1-10 緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化

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経年変化を示す。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 (2022) 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。2021年の年平均濃度は、綾里で 1983 ppb、南鳥島で 1931 ppb、与那国島では 1950 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経年変化 (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。

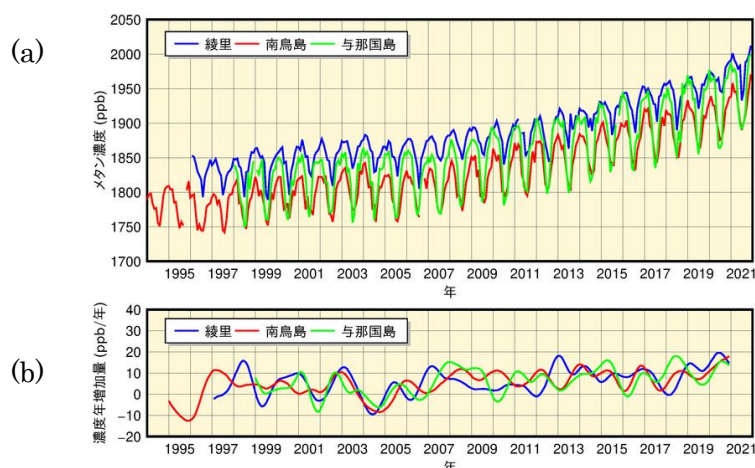


図 2.1-11 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の経年変化

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 2020 年の世界平均濃度は 333.2 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 270 ppb と比べ 23% 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 60% 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 40% 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、二酸化炭素やメタンほど顕著には見られない。また、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差も二酸化炭素や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経年変化を見ると、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）。2021 年の年平均濃度は 336.7 ppb（速報値）であった。

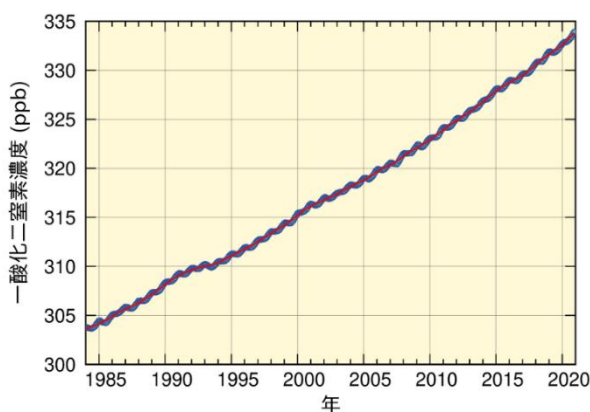


図 2.1-12 大気中的一酸化二窒素の世界平均濃度

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, 2021)。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 (2022) に掲載されている。

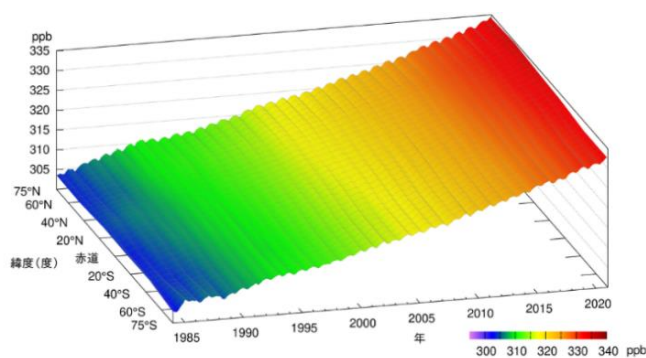


図 2.1-13 緯度帯別の大気中的一酸化二窒素濃度の経年変化

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経年変化を示す。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 (2022) に掲載されている。

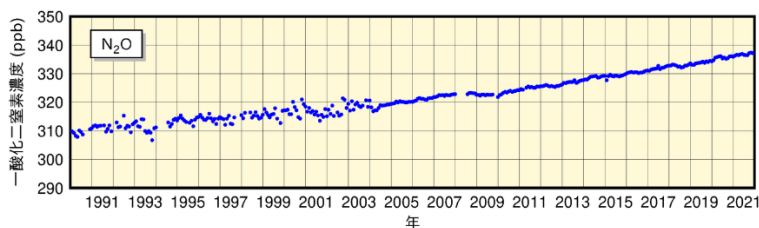


図 2.1-14 綾里における大気中的一酸化二窒素月平均濃度の経年変化

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、塩素等ハロゲン元素を含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下 CFC 類と表記。）は成層圏オゾンを破壊する物



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る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

世界の大气中の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）。要素別にみると、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年頃を境としてゆる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气中のCFC類の濃度に現れていることが分かる。

一方で、2012年以降の大气中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年以降の大气中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）。

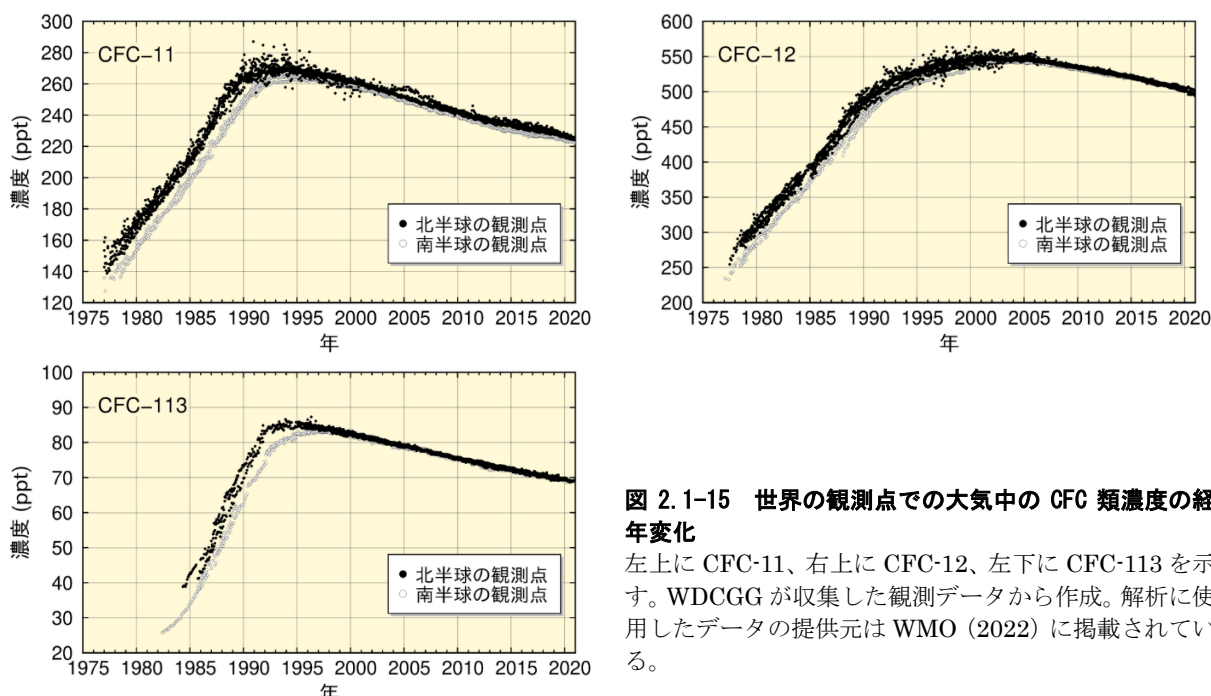


図 2.1-15 世界の観測点での大气中のCFC類濃度の経年変化

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(2022)に掲載されている。

世界の大气中の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排出源が少ない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は大气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きたことが分かる。また、HFC-152aには顕著な季節変動が見られることが分かる。

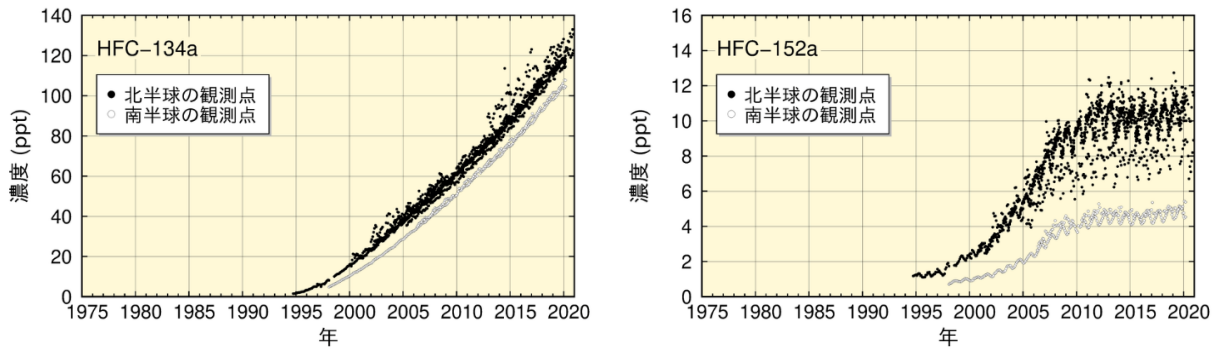


図 2.1-16 世界の観測点での大気中の HFC 類濃度の経年変化

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 (2022) 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みられる (図 2.1-17)。要素別にみると、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係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、その後減少傾向がみられる。

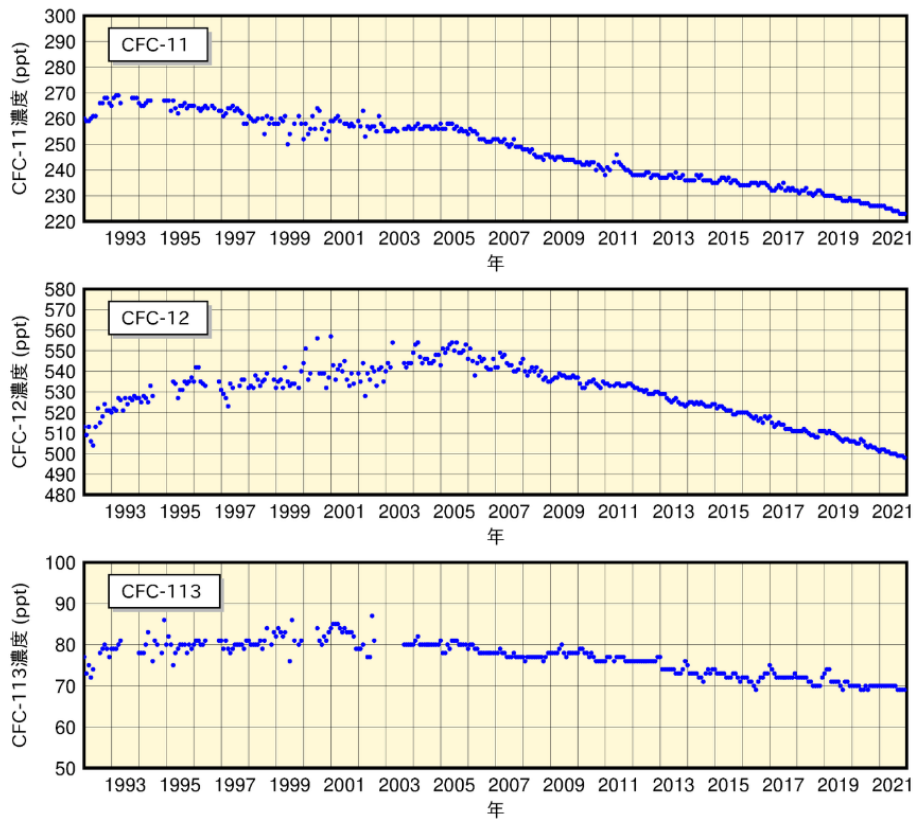


図 2.1-17 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化

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。

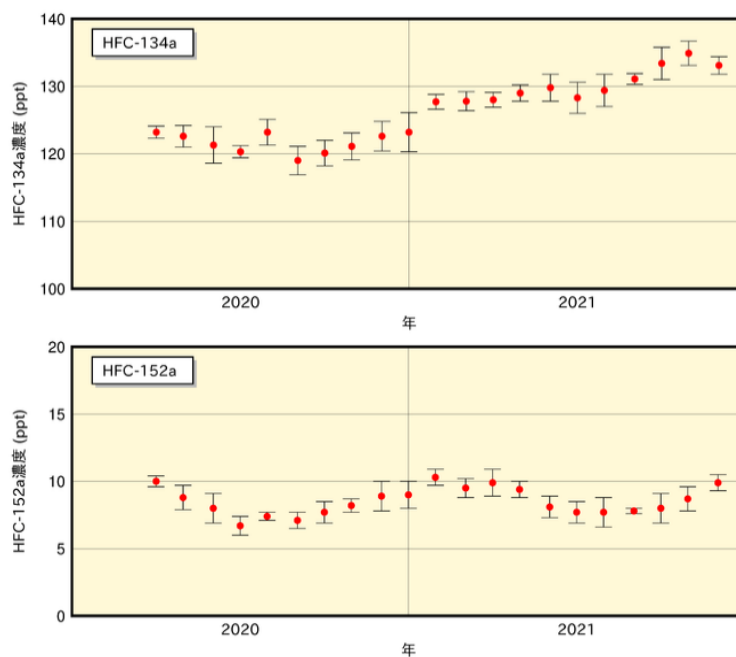


図 2.1-18 南鳥島における大気中のHFC類濃度の変化

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>17</sup>と地上放射の変動

- 地球規模で大きな影響を与えるような大規模な火山噴火は、1991年のピナトゥボ火山噴火以降は発生していないため、日本におけるエアロゾル等による大気混濁係数のバックグラウンド値は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 2021年の黄砂観測日数は16日、黄砂観測のべ日数は55日だった。

### 2.2.1 エアロゾル

国内の直達日射量<sup>18</sup>観測により得られる大気混濁係数<sup>19</sup>から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値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月のエルチチョン火山噴火(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大規模な火山噴火が発生していないため、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。

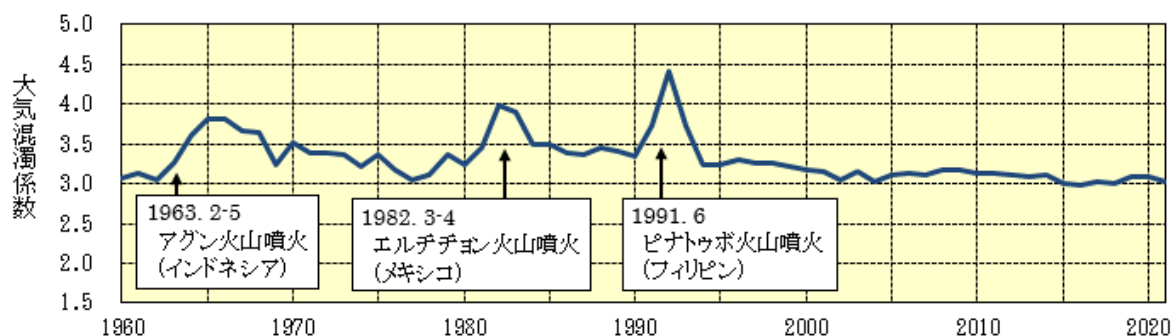


図2.2-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化(1960～2021年)

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(2021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。2021年の黄砂観測日数(国内の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16日(図2.2-2)、黄砂観測のべ日数(国内のそれぞれの気象台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れた場合には5日として数える。)は55日(図2.2-3)であった。

<sup>17</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/gmd/env/kosahp/aerosol.html> (黄砂・エアロゾル)

[https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosa/fcst/fcst-s\\_jp.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosa/fcst/fcst-s_jp.html) (黄砂情報)

<sup>18</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>19</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。

1967～2021年の統計期間では黄砂観測日数には変化傾向は見られない。同統計期間での黄砂観測のべ日数は増加しているとみられる(信頼水準90%で統計的に有意<sup>20</sup>)が、これは2000～2010年に黄砂観測のべ日数が多かった結果を反映しているためである。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、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。

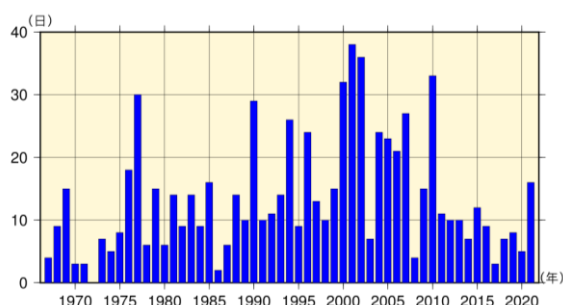


図 2.2-2 日本における年別の黄砂観測日数(1967～2021年、現在(2021年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

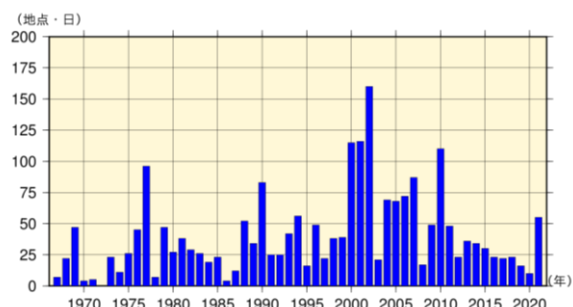


図 2.2-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数(1967～2021年、現在(2021年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

### 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>21</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)。

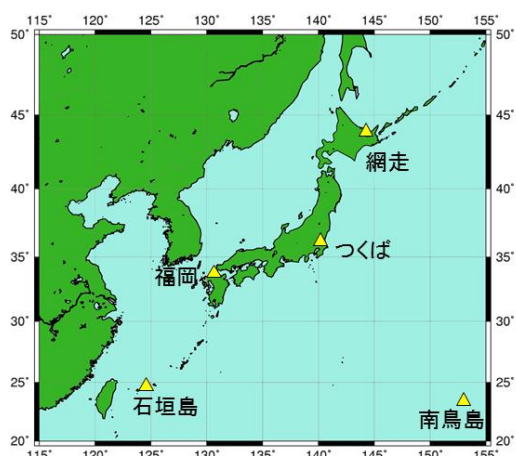


図 2.2-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点  
日本国内では網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

#### (1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量<sup>22</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

<sup>20</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>21</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・炭酸ガス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>22</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。



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、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、大気中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）。

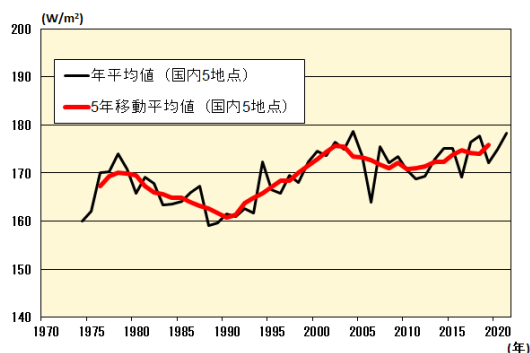


図 2.2-5 全天日射量の経年変化

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、1993～2021年の期間に1年あたり約0.3 W/m<sup>2</sup>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 W/m<sup>2</sup>の割合で増加）と整合している（WCRP, 2010）。

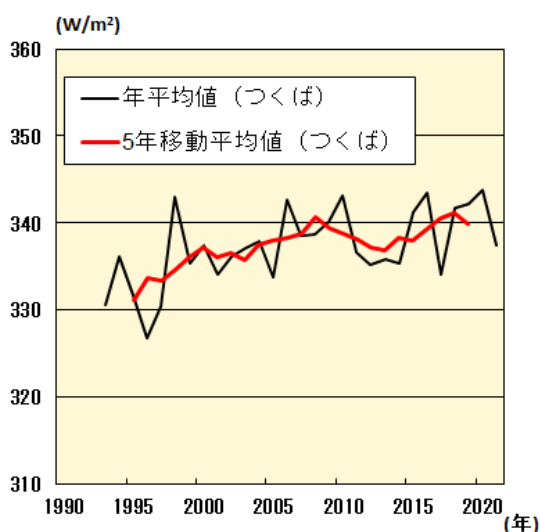


図 2.2-6 下向き赤外放射量の経年変化

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>23,24</sup>

- 2021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+0.22°Cで、1891年の統計開始以降、6番目に高い値となった。世界の年平均気温は、100年あたり0.73°Cの割合で上昇している。
- 2021年の日本の年平均気温偏差は+0.61°Cで、1898年の統計開始以降、3番目に高い値となった。日本の年平均気温は、100年あたり1.28°C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

2021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+0.22°Cで、統計を開始した1891年以降では6番目に高い値となった(図2.3-1)。この結果、最近の2014年から2021年までの値が上位8番目まで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0.73°Cである<sup>25</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+0.35°C、南半球の年平均気温偏差は+0.09°Cで、北半球は5番目に高い値に、南半球は9番目に高い値となった(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0.77°C、0.68°Cである(いずれも信頼水準99%で統計的に有意)。

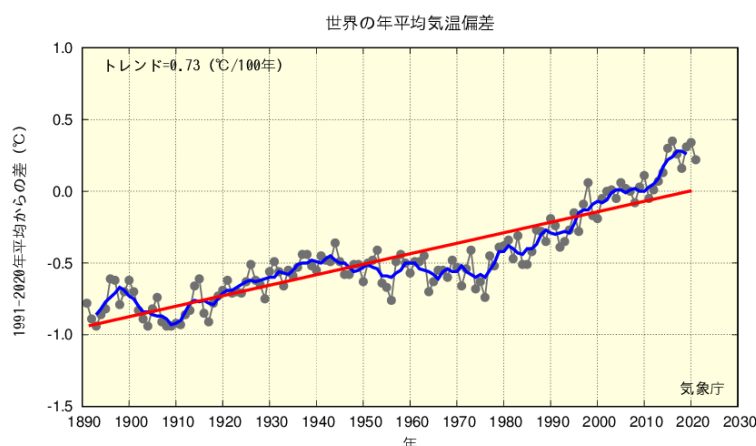


図 2.3-1 世界の年平均気温偏差の経年変化 (1891～2021年)

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>23</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>24</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。本レポートより、偏差の基準値は、これまでの1981～2010年の30年平均値から1991～2020年の30年平均値に変更した。

<sup>25</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°C(可能性が非常に高い範囲は0.84～1.10°C)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。

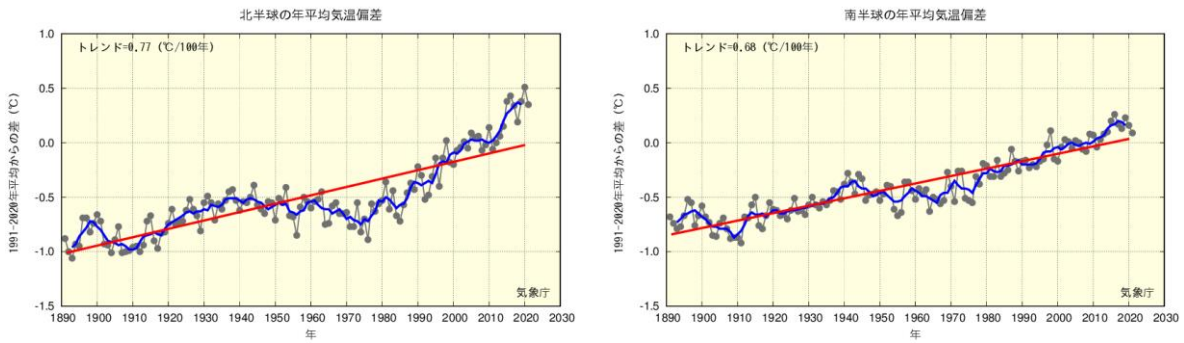


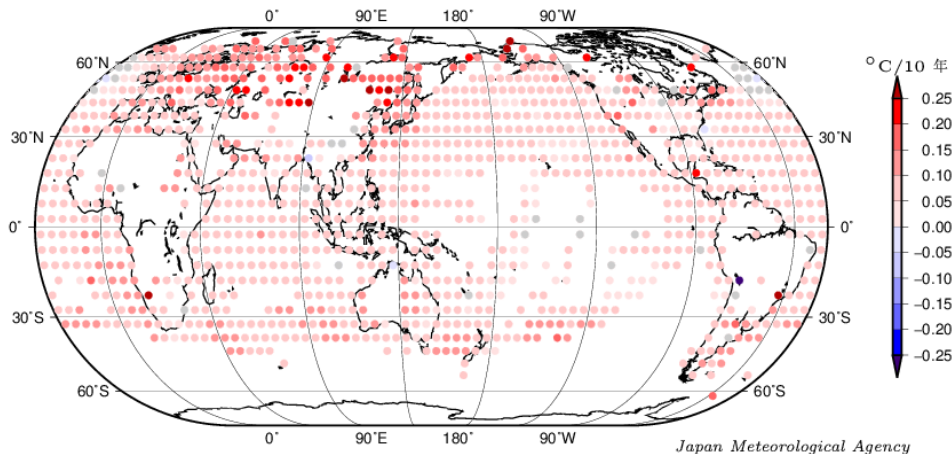
図 2.3-2 世界の年平均気温偏差の経年変化 (1891~2021 年)

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みられ、特に北半球高緯度域で明瞭である (図 2.3-3)。

これらの年平均気温の経年変化には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年~数十年程度の自然変動が重なって現れているものと考えられる。

過去約 130 年の年平均気温の変化傾向 (1891~2021 年)



図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  格子で平均した 1891~2021 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 (1891~2021 年)

図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  格子で平均した 1891~2021 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、1898~2021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。

2021年の日本の年平均気温の偏差は+0.61°Cで、統計を開始した1898年以降で3番目に高い値となった(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1.28°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1.20°C、春は1.53°C、夏は1.16°C、秋は1.27°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)。

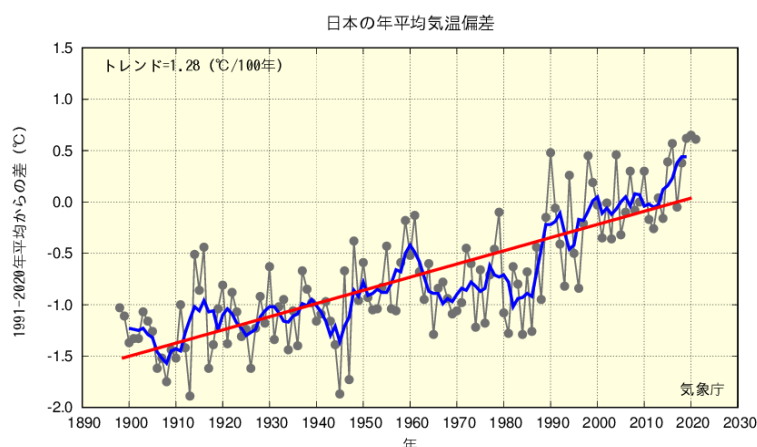
1940年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960年頃を中心とした比較的高温の時期、それ以降1980年代半ばまでの比較的低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、1990年代以降に集中している。

近年、日本で高温となる年が頻出している要因として、世界の他の地域と同様に、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化及び数年~数十年程度で繰り返される自然変動の影響が考えられる。

**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、多度津、宮崎、名瀬、石垣島



**図 2.3-4 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898~2021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。

### 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を行った。なお、宮崎及び飯田の月平均気温は移転による影響を除去するための補正<sup>26</sup>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 1901～2021 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（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.3-5）。異常高温の出現数は、1990 年頃を境に大きく増加している。

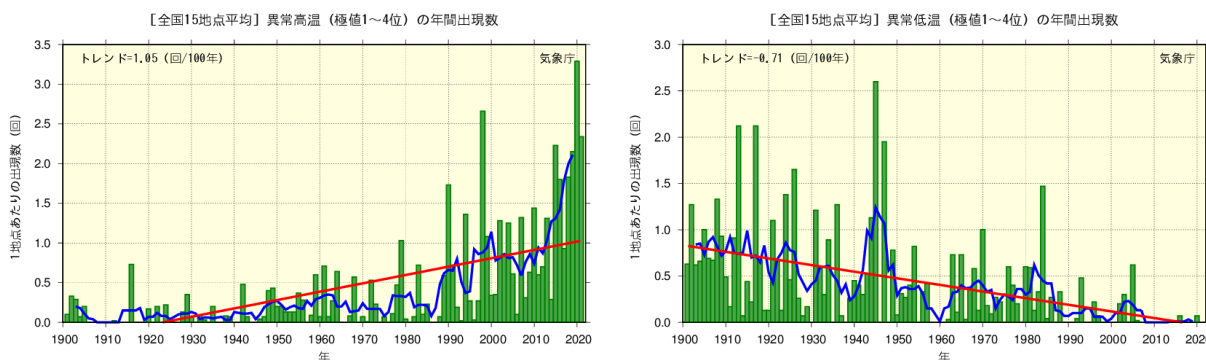


図 2.3-5 月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2021 年）

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（緑）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。太線（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）<sup>28</sup>を示す。

<sup>26</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）

<sup>27</sup> ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2021 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、121 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>28</sup> 1920 年代以前の異常高温及び 2007 年以降に異常低温はほとんど出現せず、年間出現数は 0 に収束しているが、ここでは長期変化傾向をわかりやすい直線で示している。



**(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 1910～2021 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）。特に、猛暑日の日数は、1990 年代半ば頃を境に大きく増加している。

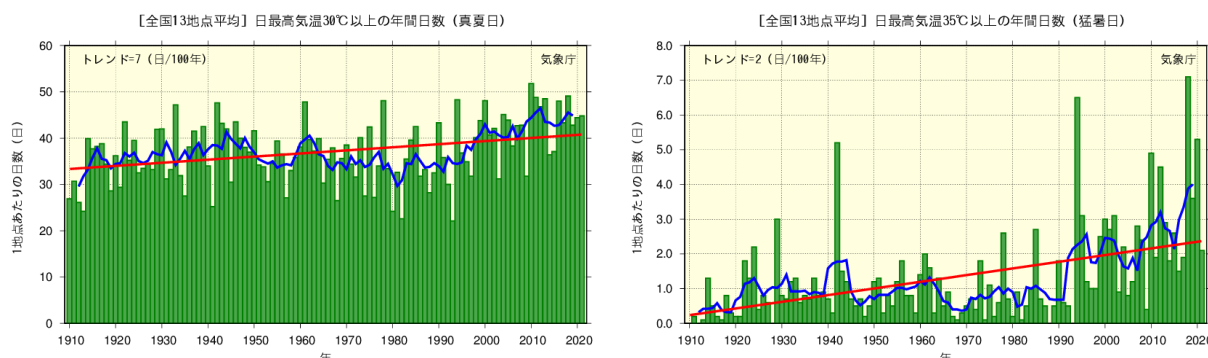


図 2.3-6 日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2021 年）

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。太線（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。

**(3) 日最低気温 0℃未満（冬日）及び 25℃以上（熱帯夜<sup>29</sup>）の年間日数**

統計期間 1910～2021 年における日最低気温<sup>30</sup>が 0℃未満（冬日）の日数は減少し、また、日最低気温が 25℃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）。

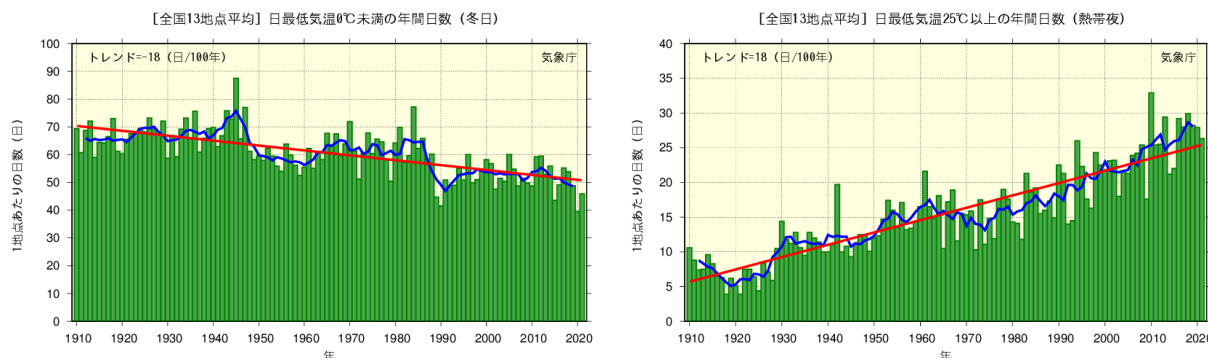


図 2.3-7 日最低気温 0℃未満（冬日、左図）及び日最低気温 25℃以上（熱帯夜、右図）の年間日数の経年変化（1910～2021 年）

図の見方は図 2.3-6 と同様。

<sup>29</sup> 熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

<sup>30</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℃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。

### 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、1927～2021 年<sup>31</sup>における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℃程度（100 年あたり）上回っている。（表 2.3-2、図 2.3-8）。

15 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響によらない平均的な変化率を表していると考えられることから、各都市と 15 観測地点平均の変化率の差は、都市化による影響として見積られる（ただし、15 観測地点も都市化の影響を多少は受けており、厳密にはこの影響を考慮しなければならない）。

これら都市において平均気温の上昇率を季節別に見ると、最小となるのはすべての都市で夏となっている。一方、最大となるのは札幌、仙台、東京、横浜、新潟といった北日本や東日本の都市では冬や春に、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島といった西日本の都市では春や秋になっており、季節や地域による違いも見られる。また、日最低気温は日最高気温より上昇率<sup>32</sup>が大きい傾向が見られる。

統計期間内に観測露場の移転の影響が無かった各都市の階級別日数の経年変化については、冬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傾向が現れている（表 2.3-3）。

**表 2.3-2 大都市における気温の変化率**

1927～2021 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。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。※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	2.7	3.2	3.0	1.9	2.6	1.1	1.5	1.8	0.7	0.6	4.4	5.5	4.7	3.3	4.2
仙台	2.5	3.0	3.0	1.5	2.5	1.4	1.7	1.9	1.1	1.1	3.2	3.6	3.8	2.1	3.3
東京※	3.3	4.3	3.4	2.1	3.3	1.9	2.2	2.3	1.4	1.8	4.5	5.9	4.6	3.0	4.4
横浜	2.8	3.6	3.1	1.9	2.8	2.6	2.9	3.1	1.9	2.4	3.5	4.6	3.8	2.3	3.5
新潟※	2.1	2.3	2.6	1.4	1.9	2.0	2.7	2.8	0.9	1.8	2.2	2.4	2.7	1.9	2.0
名古屋	2.9	3.1	3.2	2.3	3.1	1.5	1.7	1.9	1.1	1.4	3.9	3.9	4.4	3.2	4.3
京都	2.7	2.7	3.1	2.3	2.8	1.2	1.0	1.8	1.1	1.0	3.8	3.8	4.1	3.3	4.0
大阪※	2.6	2.7	2.7	2.0	2.9	2.2	2.2	2.5	2.0	2.1	3.5	3.2	3.5	3.2	4.0
広島※	2.0	1.7	2.4	1.5	2.5	1.0	0.8	1.7	1.1	0.6	3.1	2.8	3.4	2.6	3.9
福岡	3.1	3.0	3.4	2.2	3.7	1.8	1.9	2.3	1.4	1.8	4.9	4.4	5.8	3.6	6.0
鹿児島※	2.5	2.6	2.8	1.9	2.9	1.4	1.3	1.7	1.0	1.4	3.9	3.6	4.4	3.2	4.6
15 地点平均※	1.6	1.7	2.0	1.2	1.5	1.2	1.3	1.8	0.9	0.9	1.9	1.9	2.2	1.7	1.9

<sup>31</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。

<sup>32</sup> 脚注 30 で述べた 1953～1963 年の期間の日界の違いによる影響は、例として 15 地点平均の年平均日最低気温の変化率では変わらない程度と見積られる。

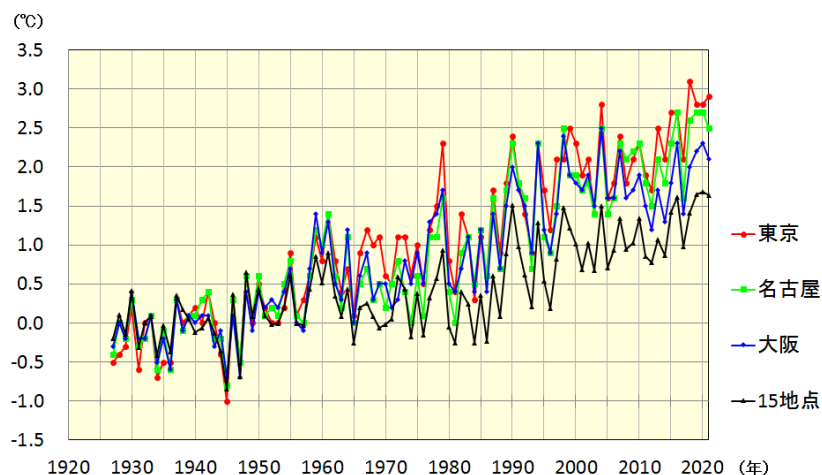


図 2.3-8 東京、名古屋、大阪と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化 (1927~2021 年)

年平均気温偏差は、1927~1956 年平均値からの差を表す (1927~1956 年における東京、名古屋、大阪の各平均値と 15 観測地点平均の平均値はそれぞれ 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

1927~2021 年の観測値から算出した、大都市における変化率 (10 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 2.3-1 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/10 年)	熱帯夜 (日/10 年)	真夏日 (日/10 年)	猛暑日 (日/10 年)
札幌	-4.5	0.0	<i>0.3</i>	<i>0.0</i>
仙台	-5.9	0.5	1.1	0.1
横浜	-5.9	3.1	2.2	0.3
名古屋	-6.8	3.8	1.3	1.0
京都	-7.1	3.7	1.4	1.4
福岡	-4.8	4.7	1.2	1.1
13 地点平均	-2.1	1.8	0.6	0.2

## 2.4 降水量の変動<sup>33,34</sup>

- 2021年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は+29 mm だった。
- 2021年の日本の年降水量偏差は+213.4mm 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、2021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+29 mmであった（1901年の統計開始以降5番目に多い）。世界の陸域の年降水量は、1901年の統計開始以降、数年～数十年規模の変動を繰り返している。北半球では、1950年代、2000年代半ば以降に降水量の多い時期が現れている（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る。

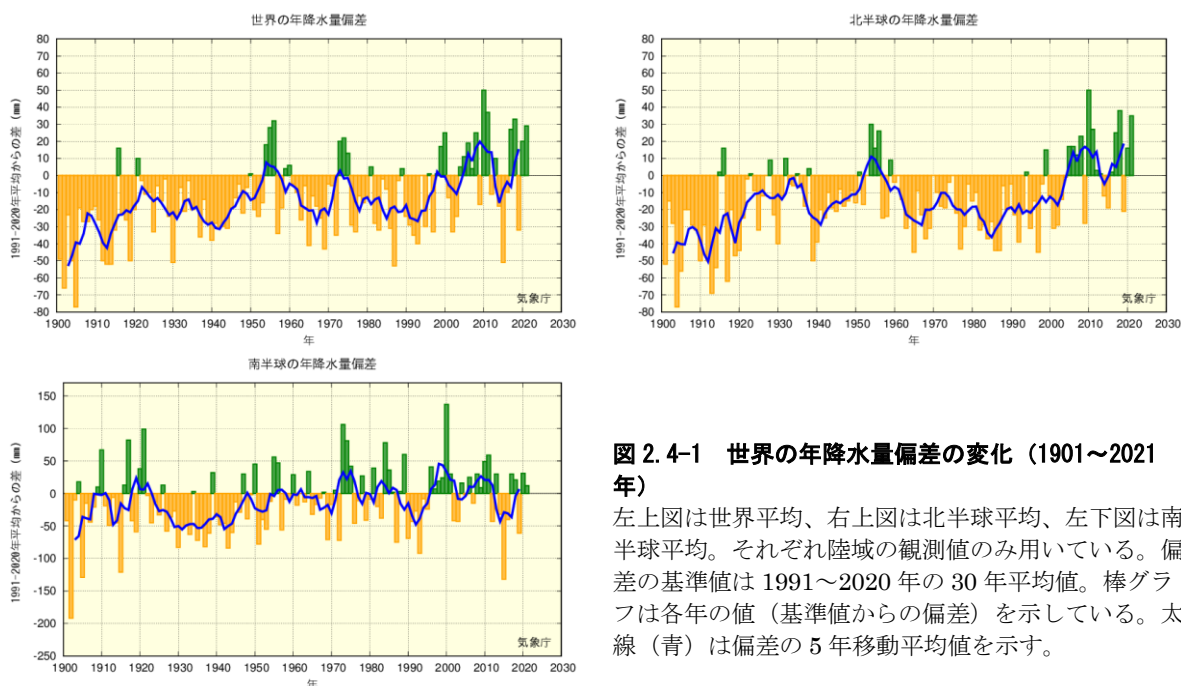


図 2.4-1 世界の年降水量偏差の変化（1901～2021年）

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。太線（青）は偏差の5年移動平均値を示す。

<sup>33</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>34</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。本レポートより、偏差の基準値は、これまでの1981～2010年の30年平均値から1991～2020年の30年平均値に変更した。

## 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、1898～2021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。

2021年の日本の年降水量の偏差は+213.4 mmであった(1898年の統計開始以降10番目に多い)。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が、統計開始から1920年代半ばまでと1950年代、2010年代に多雨期が見られる。また、1970年代から2000年代までは年ごとの変動が比較的大きかった(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、大都市の多くで降水量や大雨の有意な長期変化傾向は見られておらず、都市化の影響は確認できていない。

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

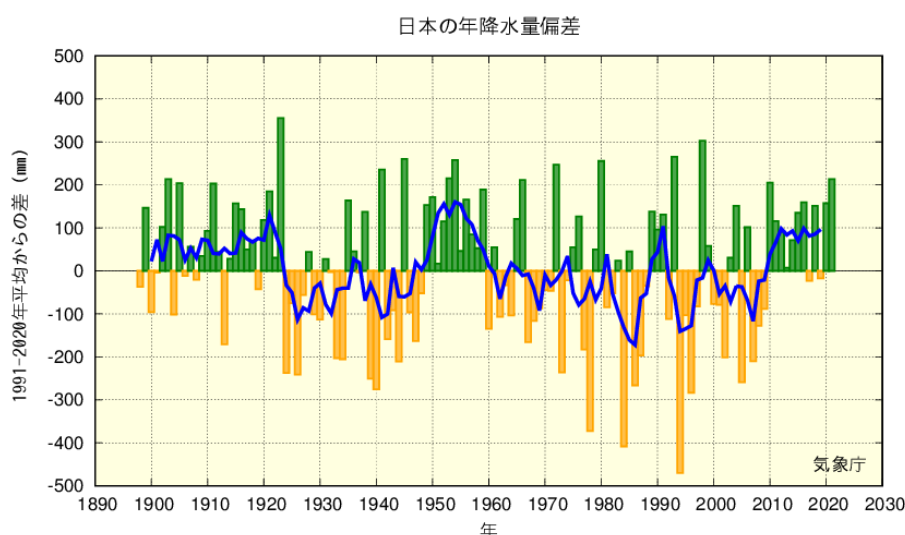


図 2.4-2 日本の年降水量偏差の経年変化 (1898～2021年)

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。太線(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>35</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を行った。

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2021年の121年間で増加している(信頼水準99%で統計的に有意)(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>35</sup> ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2021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、121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。



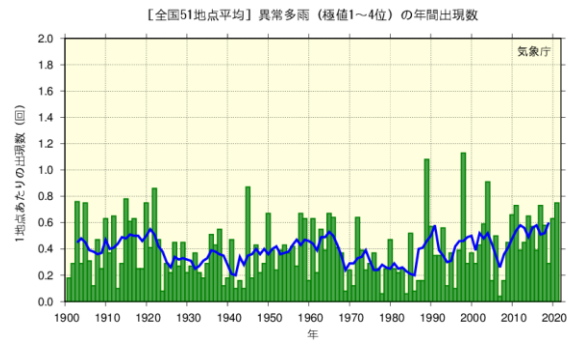
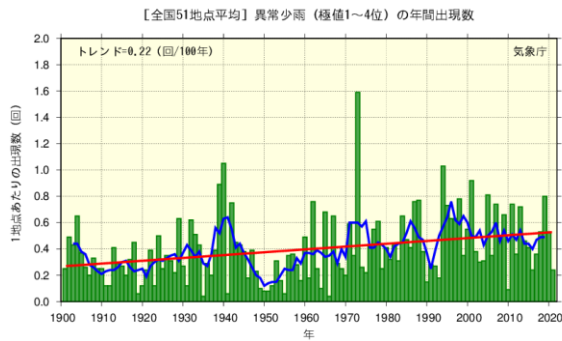


図 2.4-3 月降水量の少ない方から1~4位(異常少雨、左図)と多い方から1~4位(異常多雨、右図)の年間出現数の経年変化(1901~2021年)

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(緑)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。太線(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。

## (2) 日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上及び 1.0 mm 以上の年間日数

(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、1901~2021 年の 121 年間で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 以上の日数は減少している(信頼水準 99%で統計的に有意)(図 2.4-5)。これらの結果は、大雨の頻度が増える反面、雨がほとんど降らない日も増加する特徴を示している。

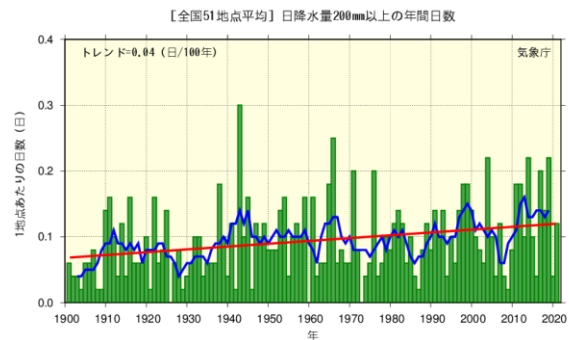
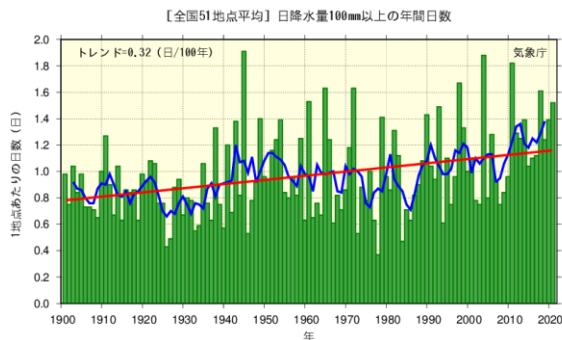


図 2.4-4 日降水量 100 mm 以上(左図)及び 200 mm 以上(右図)の年間日数の経年変化(1901~2021年)

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。太線(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。

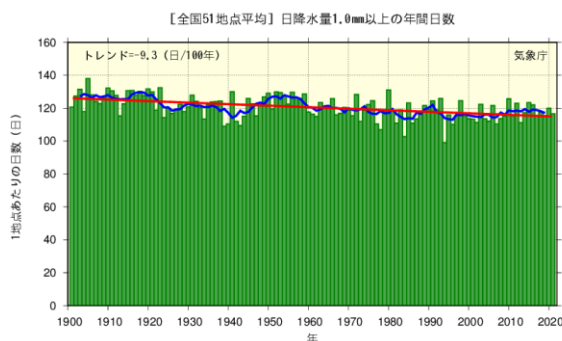


図 2.4-5 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化(1901~2021年)

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ており、1976 年からの約 45 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 100 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良好に捉えることが可能である。

1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50 mm 以上及び 80 mm 以上の短時間強雨の年間発生回数はともに増加している（信頼水準 99% で統計的に有意）（図 2.4-6）。50mm 以上の場合、統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）平均では、1,300 地点あたり約 226 回だったが、最近の 10 年間（2012～2021 年）平均では約 327 回と約 1.4 倍に増加している。

日降水量 200 mm 以上及び日降水量 400 mm 以上の大雨の年間日数には増加傾向が現れている（信頼水準 95% で統計的に有意）（図 2.4-7）。

ただし、大雨や短時間強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。

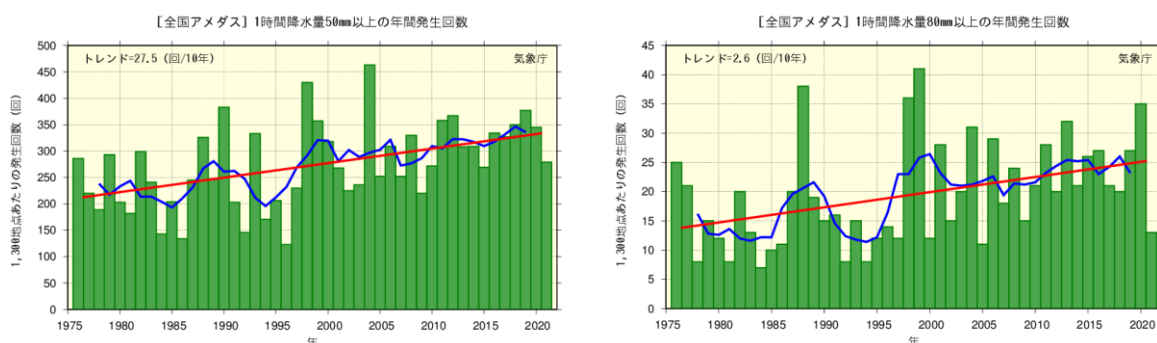


図 2.4-6 1 時間降水量 50 mm 以上（左図）及び 80 mm 以上（右図）の年間発生回数の経年変化（1976～2021 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間発生回数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）。太線（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。

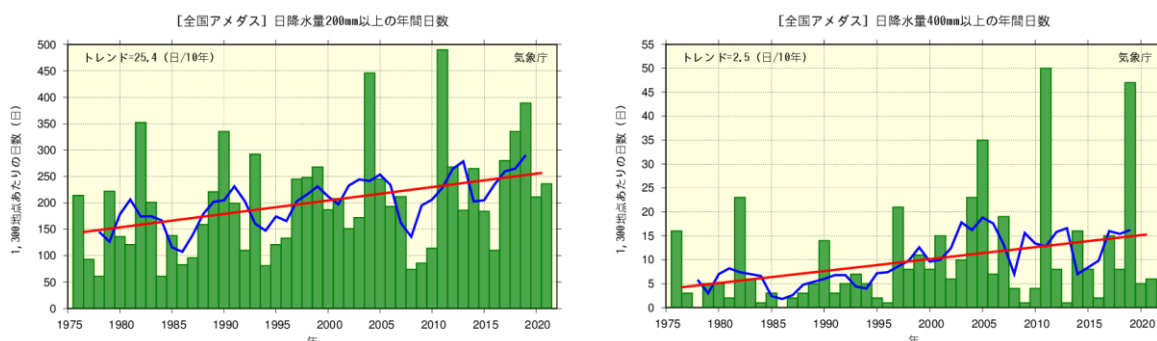


図 2.4-7 日降水量 200 mm 以上（左図）及び 400 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1976～2021 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間日数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）。太線（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>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。

#### (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 1976～2021 年の期間で観測が継続している地点（637 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 3.3%、3.8%、3.7%の割合で上昇傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）（図 2.4-8）。

気温と水蒸気量の関係については、気温が 1℃上昇すると飽和水蒸気量が 7%程度増加することが知られている。極端な大雨の強度が長期的に増大していることの背景要因として、地球温暖化による気温の長期的な上昇傾向に伴い、大気中の水蒸気量も長期的に増加傾向にあることが考えられる。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。

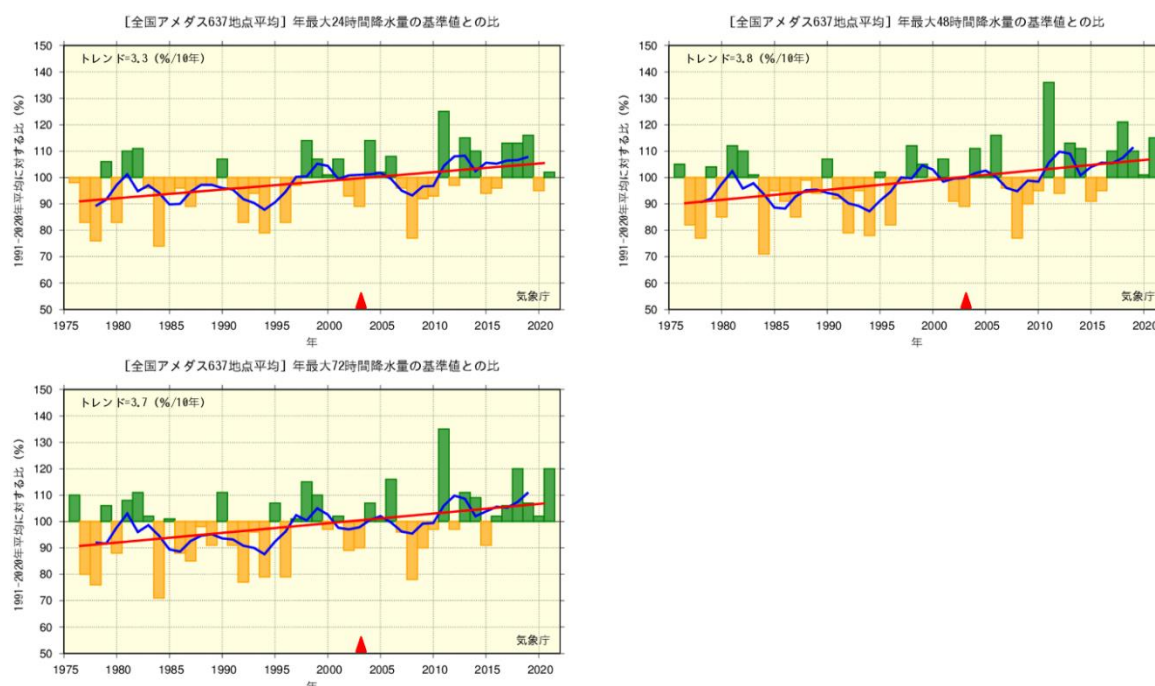


図 2.4-8 日本の年最大 24 時間（上段左図）、48 時間（上段右図）及び 72 時間降水量（下段）の基準値に対する比の経年変化（1976～2021 年）

棒グラフは全国のアメダスのうち 1976～2021 年の期間で観測が継続している地点（637 地点）の基準値に対する比を平均した各年の値を示す。太線（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>37</sup>。

<sup>37</sup> 2003 年 1 月 1 日から、毎正時の 1 時間降水量の最大を求める方法から毎正 10 分（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）。

## 2.5 積雪量の変動

- 北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量には減少傾向が現れている。
- 北半球では1月、6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。
- 2020/2021年冬の積雪日数は、中国北部、米国東部で平年より多く、ヨーロッパ東部、中国西部で平年より少なかった。

### 2.5.1 日本の積雪量

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、1962～2021年<sup>38</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>39</sup>を用いて解析した。

2021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120%、東日本日本海側で200%、西日本日本海側で152%であった。年最深積雪の基準値に対する比には、各地域とも減少傾向が現れている（それぞれ信頼水準95%で統計的に有意）（図 2.5-1）。また、全ての地域において、1980年代初めの極大期から1990年代初めにかけて大きく減少しており、それ以降は東日本日本海側と西日本日本海側で1980年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西日本日本海側では1980年代半ばまでは基準値に対する比が300%に近い年が出現していたものの、2000年代以降は基準値に対して300%に達するような年は現れていない。

ただし、年最深積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。

表 2.5-1 日本の年最深積雪の基準値に対する比の計算対象地点

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

<sup>38</sup> 第2.5.1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、2020年8月～2021年7月の1年間を2021寒候年といい、本項において2021年の値は2021寒候年の期間の値を意味する。

<sup>39</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。本レポートより、比の基準値は、これまでの1981～2010年の30年平均値から1991～2020年の30年平均値に変更した。



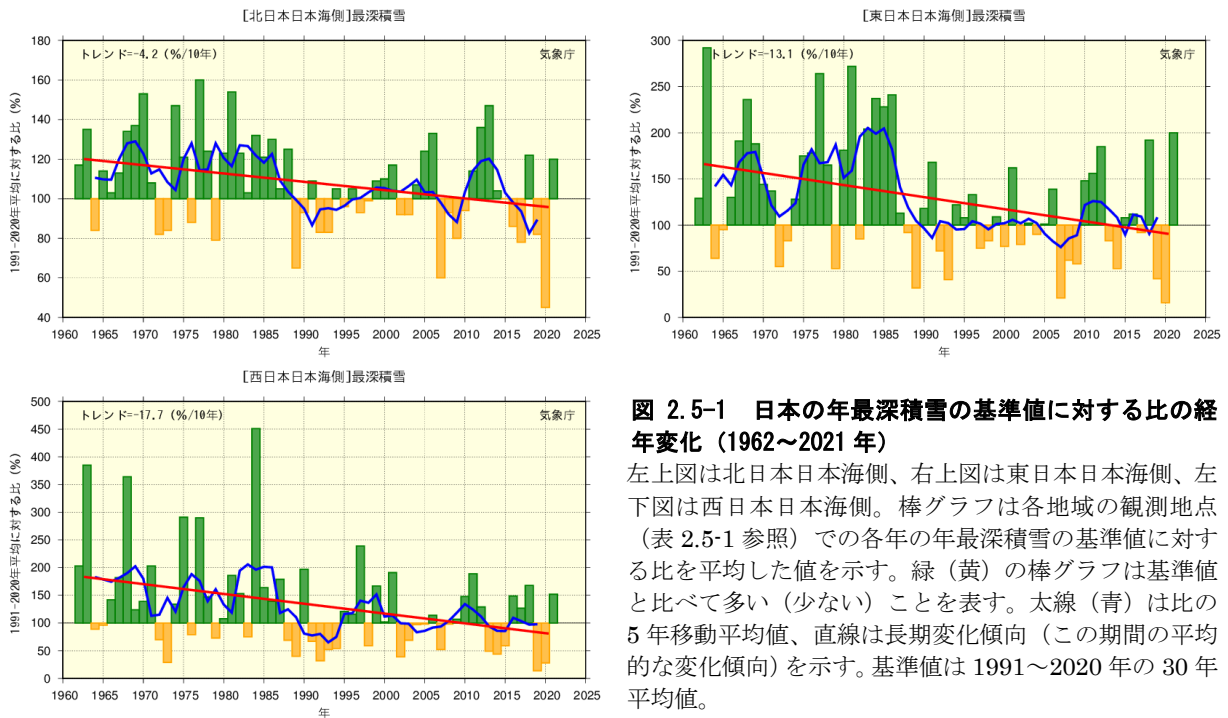


図 2.5-1 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化（1962～2021年）

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。太線（青）は比の5年移動平均値、直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は1991～2020年の30年平均値。

## 2.5.2 北半球の積雪域の変動<sup>40</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1988～2021年の過去34年間の経年変化は、北半球（北緯30度以北）では1月、6月と9～12月に減少傾向が現れている（信頼水準95%で統計的に有意、以下同様）一方、2～5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 2.5-2 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 2.5-2 の(b)と(d)に示し、他は図略）。2020/2021年冬（2020年12月～2021年2月）の積雪日数は、中国北部、米国東部で平年より多く、ヨーロッパ東部、中国西部で平年より少なかった（2月の分布図のみ図 2.5-2 (e)に示し、他は図略）。2021年11月の積雪日数は、北米で平年より少なかった（図 2.5-2 (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>40</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）



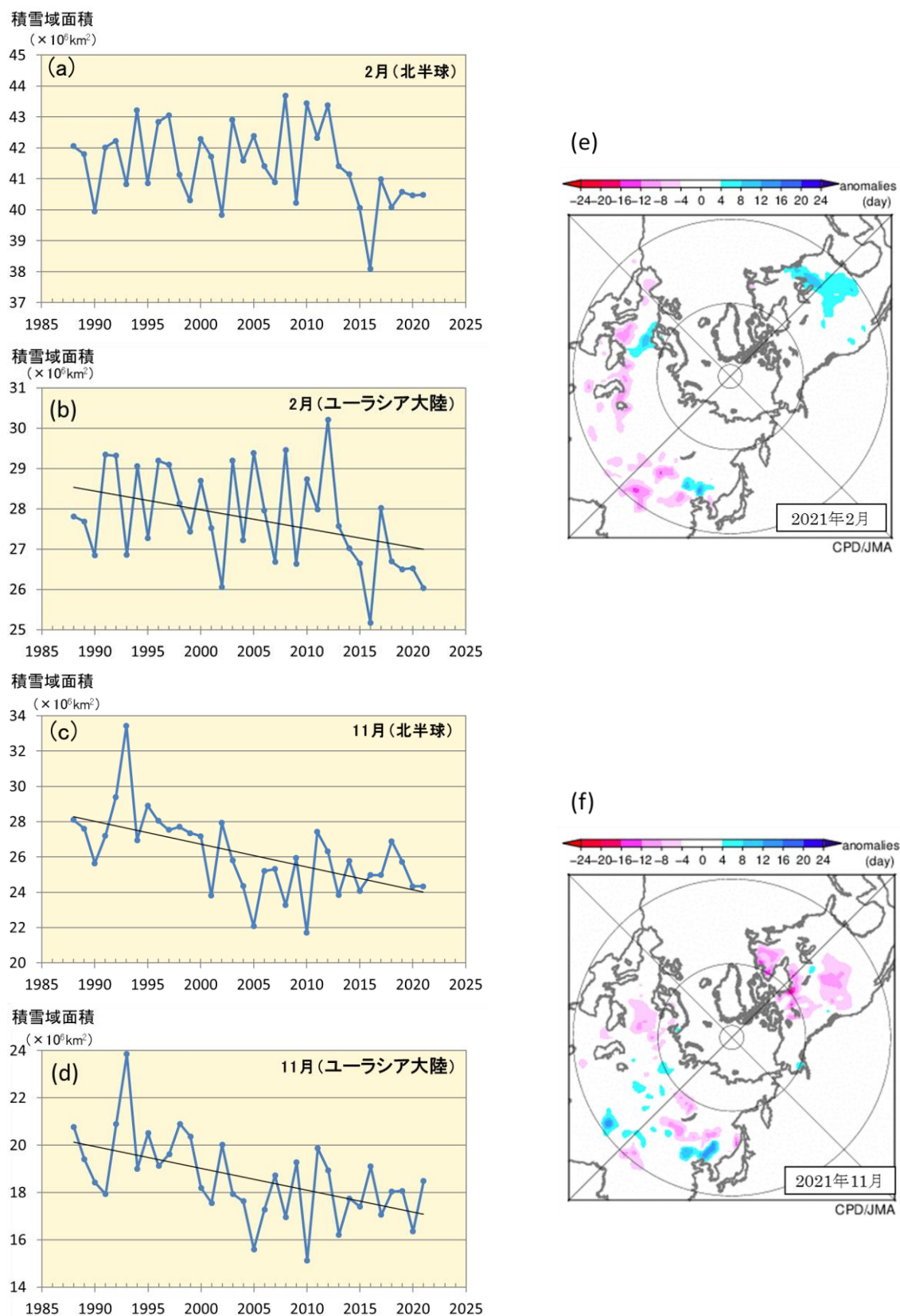


図 2.5-2 北半球（北緯 30 度以北）（(a):2 月、(c):11 月）及びユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）（(b):2 月、(d):11 月）の積雪域面積の経年変化（1988～2021 年）と 2021 年 (e)2 月及び (f)11 月の月積雪日数年平均偏差図

(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。

## 2.6 台風の変動<sup>41</sup>

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2021年の台風の発生数は22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。

2021年の台風の発生数は、22個（平年値<sup>42</sup>25.1個）で、平年より少なかった。1990年代後半から2010年代初めにかけて発生数の少ない年が多かったものの、1951～2021年の統計期間では長期変化傾向は見られない（図2.6-1）。2021年の日本への台風の接近数<sup>43</sup>は12個（平年値11.7個）で平年並みで、上陸数<sup>44</sup>は3個（平年値3.0個）だった。接近数は発生数と同様に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）。

2021年8月に公表されたIPCC第6次評価報告書第1作業部会報告書において、1980年代以降、カテゴリ4以上<sup>45</sup>（1分間の平均風速58m/s以上；概ね「猛烈な台風（10分間の平均風速54m/s以上）」に相当）の台風が増加している（確信度が中程度）と報告されている。また、北西太平洋域の熱帯低気圧がその強度のピークに達する緯度が北に遷移している可能性が高いとも報告されている。

北西太平洋域における強度の大きい台風に関する長期変化傾向については、最新のIPCC報告書でも確信度の高い評価までには至らなかった課題であり、引き続き、より長期かつ質の高い観測を継続し、それらを活用して長期変化傾向を監視していくことが必要である。

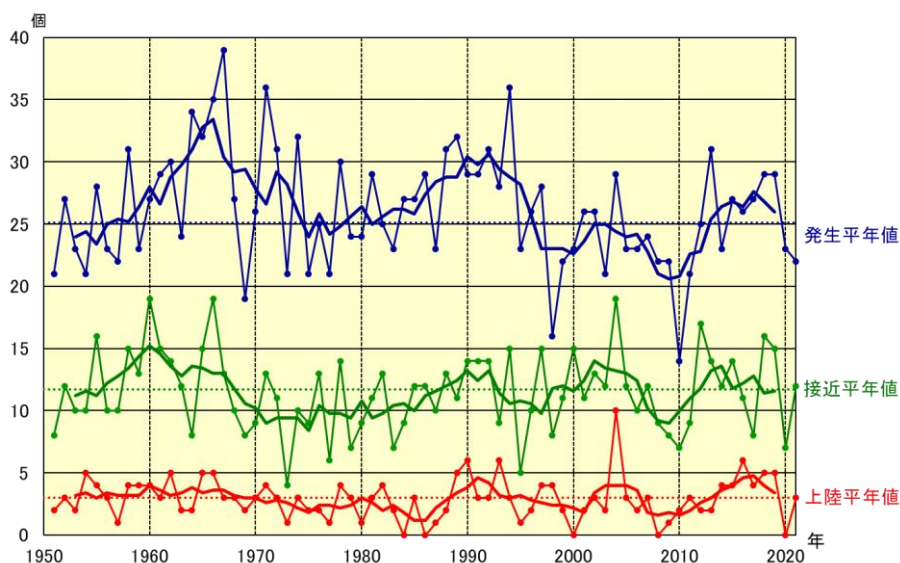


図 2.6-1 台風の発生数、日本への接近数・上陸数の経年変化

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>41</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>42</sup> 平年値は1991～2020年の平均値。

<sup>43</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>44</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。

<sup>45</sup> 気象庁の分類は10分間の平均風速、ハリケーンのカテゴリは1分間の平均風速に基づく。

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>46</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>47</sup>の観測対象地点(2022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1.1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3.1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(2022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

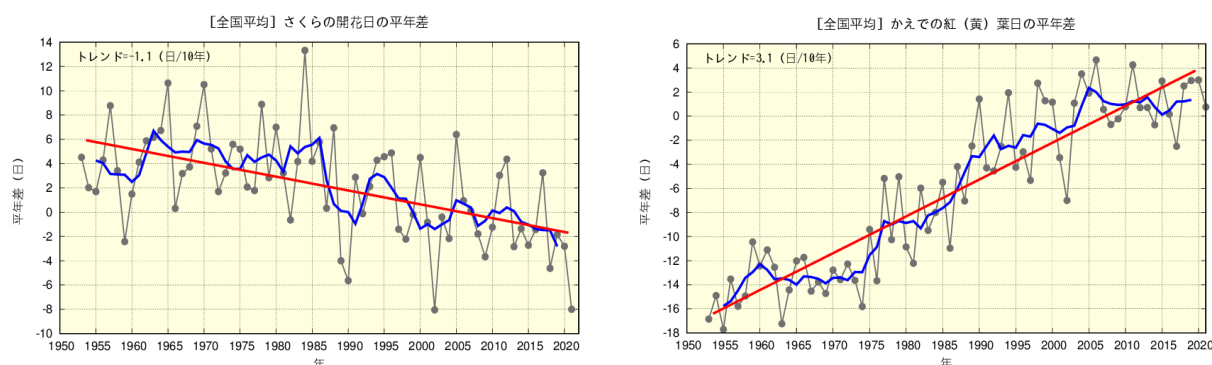


図2.7-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2021年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は平年差(観測地点(表2.3-1参照)で現象を観測した日の平年値(1991~2020年の平均値)からの差を全国平均した値)を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向(トレンド)をそれぞれ示す。

<sup>46</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>47</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>48</sup>

- 2021年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.13^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では6番目に高い値となった。
- 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 $+0.56^{\circ}\text{C}$ 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率は、それ以前と比べて上昇している。
- 日本近海における、2021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 $+1.19^{\circ}\text{C}$ である。

### 2.8.1 世界の海面水温

2021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 $+0.13^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では6番目に高い値となった。この結果、2014年から2021年までの直近8年間の値が、すべて歴代上位8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 $+0.56^{\circ}\text{C}$ である(信頼度水準99%で統計的に有意。統計期間:1891~2021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)。

世界全体の平均海面水温は、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温(第2.3節参照)と同様、その長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での変動の影響も受けて変動している。

数年以上の時間規模での変動に注目すると、最近では1970年代半ばから2000年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、2010年代前半にかけての期間は横ばい傾向で推移し、その後再び上昇傾向を示した(図2.8-1 青線)。これは地球温暖化に伴う百年規模の変化に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動(PDO)については第2.9.2項で解説する。

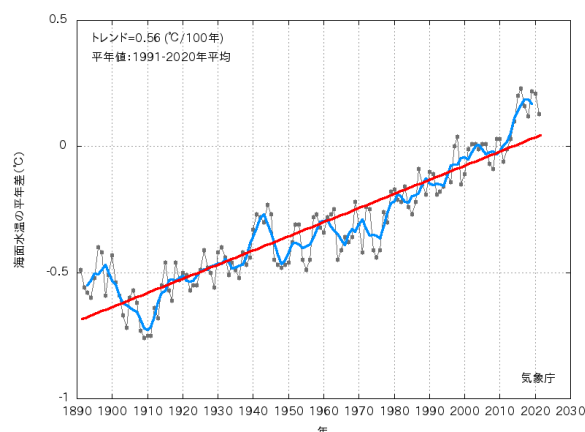


図 2.8-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化(1891~2021)

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。

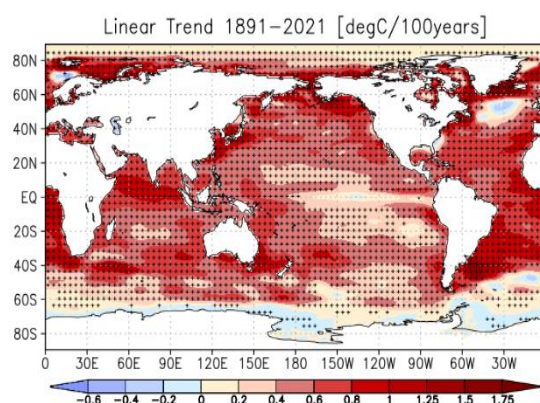


図 2.8-2 年平均海面水温の長期変化傾向(°C/100年)

1891~2021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。

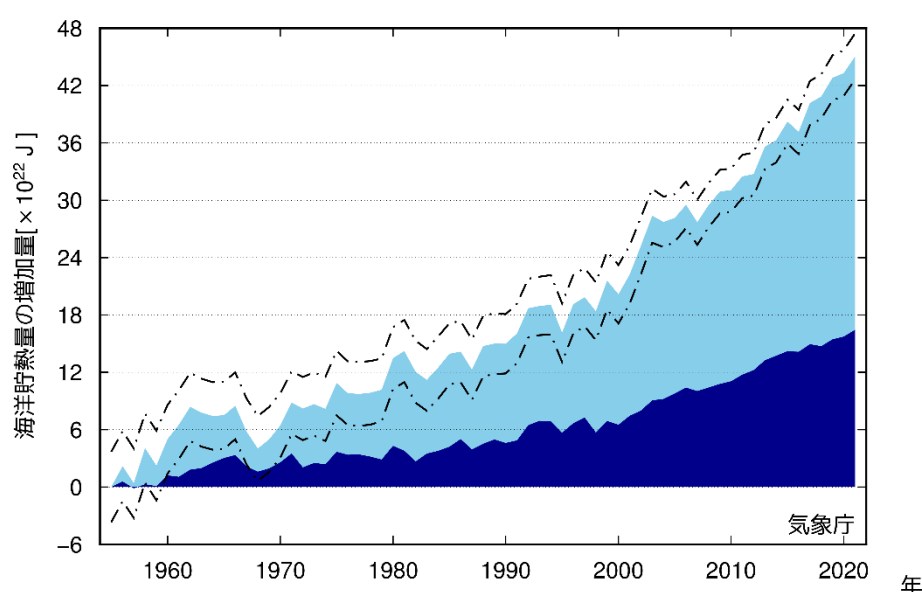
<sup>48</sup> 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a\\_1/glb\\_warm/glb\\_warm.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html) (世界)  
[https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a\\_1/japan\\_warm/japan\\_warm.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html) (日本近海)



## 2.8.2 世界の海洋の貯熱量の変動<sup>49</sup>

地球表面の7割を占める海洋は、大気と比べて熱容量が大きいため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC 第6次評価報告書第1作業部会報告書 (IPCC, 2021) は、1971年から2018年の間に地球温暖化により地球システムに蓄積した熱エネルギーのうち、約90%が海洋に取り込まれていると指摘している。

Ishii et. al. (2017) の手法を用いて解析した海洋の700m深までと2000m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、2021年の貯熱量は1955年から約 $45 \times 10^{22}$ J増加した。1990年代半ばからは、増加率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 $9.9 \times 10^{22}$ Jとなり、増加速度がおよそ2.5倍となっている。海洋貯熱量の増加速度の加速は、IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書 (2019) や IPCC 第6次評価報告書第1作業部会報告書でも指摘されている。



## 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-SST) (Ishii et al., 2005) 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。

図2.8-4に、日本近海(海域別)の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2021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)の上昇率は、 $+1.19^\circ\text{C}/100$ 年となっており、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率( $+0.55^\circ\text{C}/100$ 年)よりも大きく、日本の気温の上昇率( $+1.28^\circ\text{C}/100$ 年)と同程度の値となっている。

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、釧路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、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。

<sup>49</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/gmd/kaivou/shindan/a\\_1/ohc/ohc\\_global2000.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaivou/shindan/a_1/ohc/ohc_global2000.html)

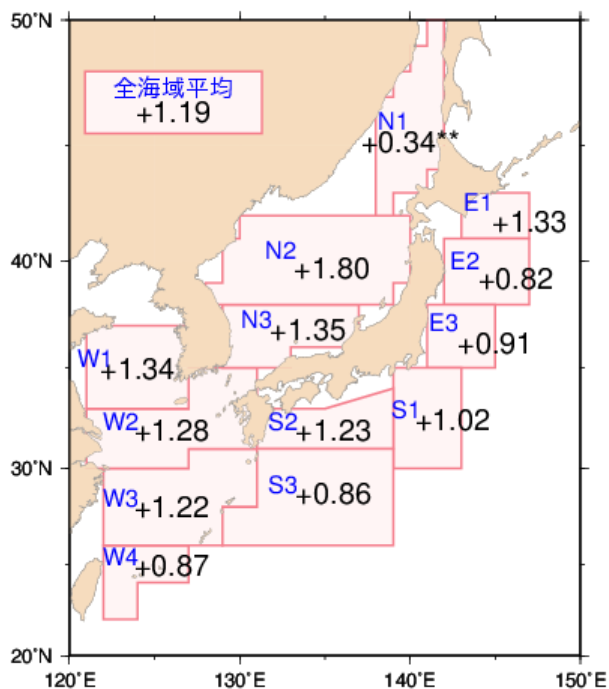


図 2.8-4 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（°C/100 年）

1900～2021 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 90%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>50</sup>と太平洋十年規模振動<sup>51</sup>

- 2020年夏に発生したラニーニャ現象は、2021年春に終息した。その後、2021年秋以降に再びラニーニャ現象の特徴が明瞭となった。
- 太平洋十年規模振動（PDO）指数は2000年頃から2010年代前半にかけておおむね負の状態に推移し、2010年代後半はおおむね正の値が続いた。

### 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2011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>52</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6月から2021年5月にかけてと2021年10月以降は基準値より低い値、2021年6月から9月は基準値に近い値で推移した。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は、2020年6月から2021年4月にかけてと2021年8月から11月は基準値より高い値、2021年5月から7月と12月は基準値に近い値か基準値より低い値で推移した。これらの海域の海面水温の変化は、2020年夏から2021年春にかけてと2021年秋以降、ラニーニャ現象の特徴が明瞭となったことに対応している。

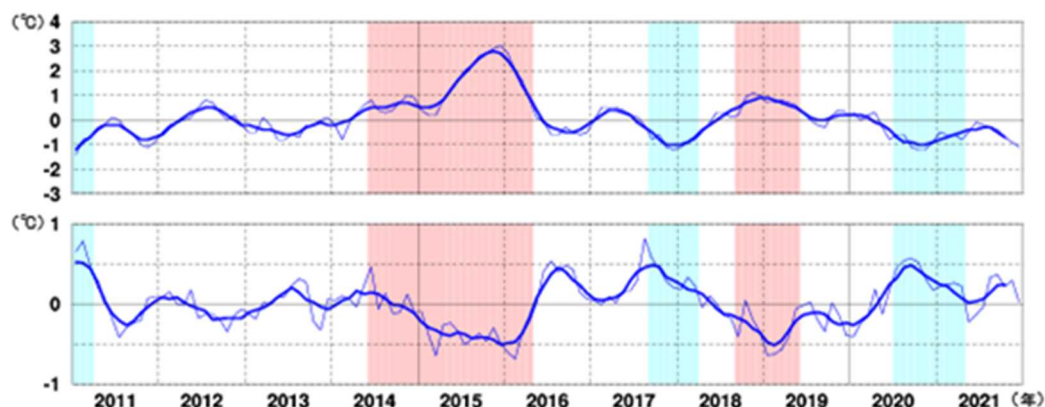


図 2.9-1 エルニーニョ監視海域(上図)及び西太平洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差の時間変化(°C)  
折線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。  
エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

<sup>50</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/gmd/cpd/elnino/kanshi\\_joho/kanshi\\_joho1.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html)

<sup>51</sup> 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/gmd/kaiyou/data/shindan/b\\_1/pdo/pdo.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html)

<sup>52</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

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、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）なるととき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。これらの海面水温のパターンと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エルニーニョ／ラニーニャ現象などの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）現象に似た分布が見られる（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、米国南東部及び中国の一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年代前半にかけてと、1970年代末から2000年頃にかけて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、2010年代後半はおおむね正の値が続いた（図2.9-4）。

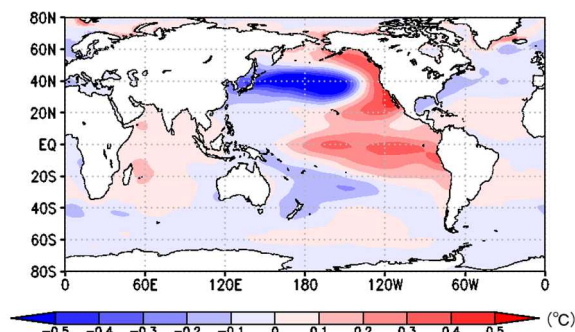


図 2.9-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

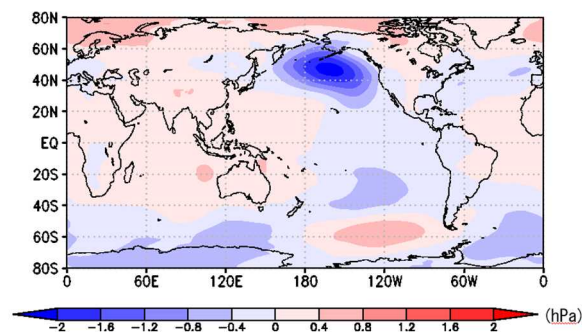


図 2.9-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

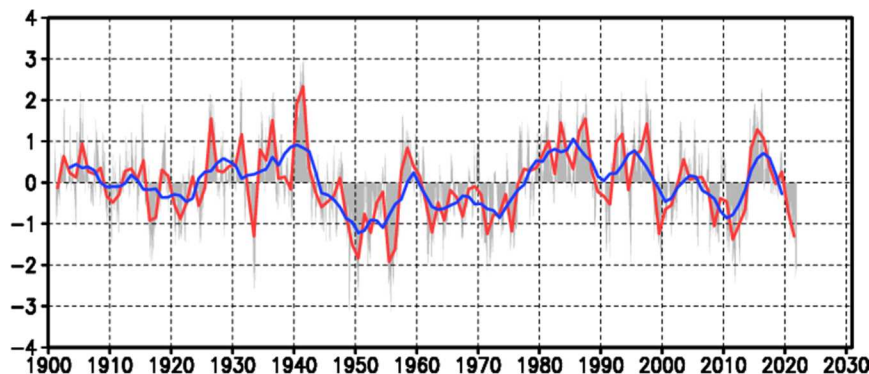


図 2.9-4 PDO 指数（年平均値）の経年変化

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。また、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>53</sup>

- 日本沿岸の海面水位は、過去 100 年間に有意な上昇傾向は見られないものの、1980 年以降では上昇傾向が見られる。

日本沿岸の海面水位は、観測データの揃っている 1906～2021 年の全期間では統計的に有意な上昇傾向は見られない（図 2.10-1）。

1906～2021 年の期間で有意な上昇傾向が見られないのは、全期間を通じ 10 年から 20 年周期の変動と 50 年を超えるような長周期の変動が卓越しているためである。これらの変動は、北太平洋上の大気循環場の変動が要因と考えられている。北太平洋では冬季に中緯度偏西風が卓越するが、この偏西風が十年規模で変動することによって、北太平洋中央部の海面水位が変動する。その海面水位変動が地球自転の影響を受けて西方に伝播し、日本沿岸海面水位の変動をもたらす。また、1950 年頃に見られる変動のピークについては、アリューシャン低気圧の弱まりに対応している。

一方、1980 年代以降の日本沿岸の海面水位には上昇傾向が見られる。2021 年の日本沿岸の海面水位は、平年値（1991～2020 年平均）と比べて 71mm 高く、統計を開始した 1906 年以降で第 1 位の値を更新した。

IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書（IPCC, 2021）によると、気候システムの蓄熱は、陸域の氷の減少と海洋温暖化による熱膨張により、世界平均海面水位の上昇をもたらした。氷河の質量の減少及び海洋の熱膨張の継続により、世界平均の海面水位は最近加速化して上昇している。具体的には、世界平均海面水位は 1901～2018 年の期間に 0.20 [0.15～0.25] m 上昇した<sup>54</sup>。その平均上昇率は、1901～1971 年の間は 1 年あたり 1.3 [0.6～2.1] mm だったが、1971～2006 年の間は 1 年あたり 1.9 [0.8～2.9] mm に増大し、2006～2018 年の間には 1 年あたり 3.7 [3.2～4.2] mm に更に増大した（確信度が高い）。少なくとも 1971 年以降に観測された世界平均海面水位の上昇の主要な駆動要因は、人間の影響であった可能性が非常に高いことが示されている。IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書とほぼ同じ期間での日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1906～2018 年の期間では上昇傾向が見られない一方、2006～2018 年の期間で 1 年あたり 2.9[0.8～5.0] mm の割合で上昇している。近年だけで見ると、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。

日本沿岸の海面水位は数十年周期の変動が卓越しており、これらの変動と地球温暖化に伴う変動のそれぞれの寄与について定量的な評価はできていない。地球温暖化に伴う海面水位の上昇を評価するため、引き続き監視が必要である。

<sup>53</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_1/sl\\_trend/sl\\_trend.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html)

<sup>54</sup> 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。



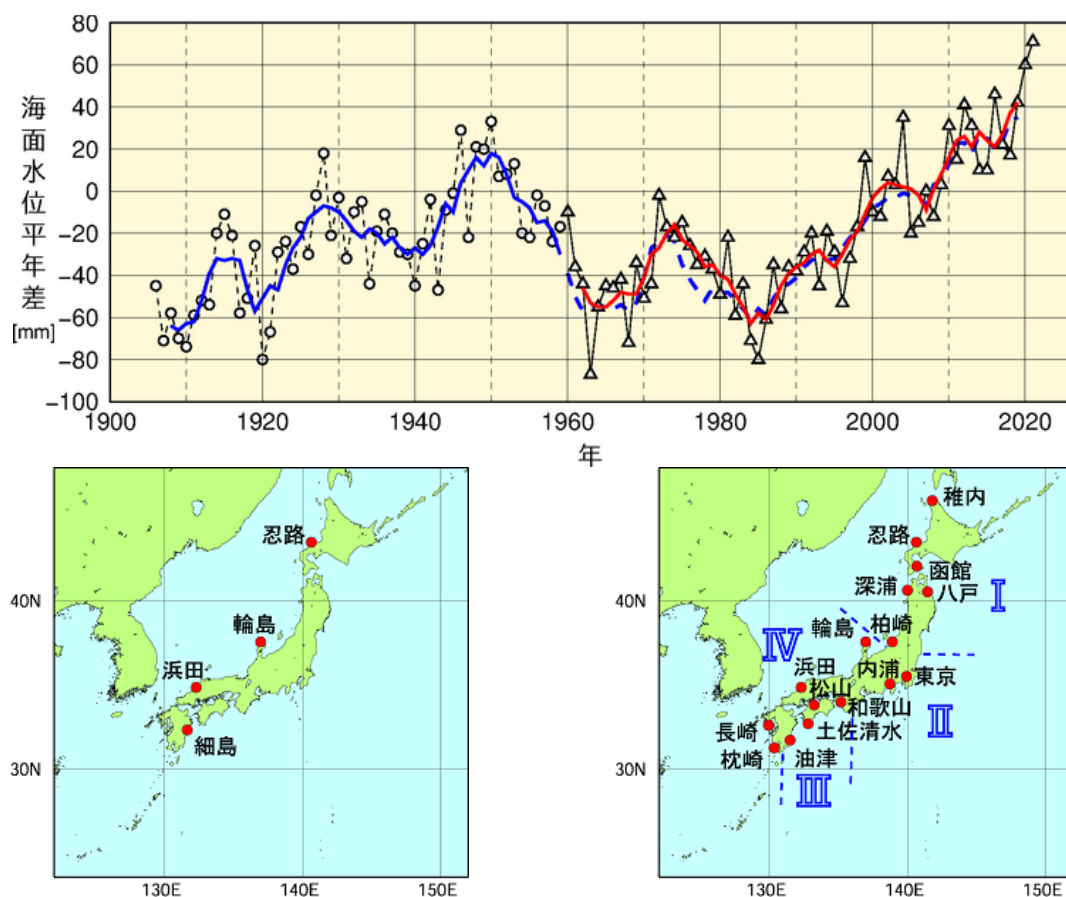


図 2.10-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2021 年、上図）と検潮所位置図（左下図、右下図）

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906～1959 年は日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺を I：北海道・東北地方の沿岸、II：関東・東海地方の沿岸、III：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、IV：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（右下図に、使用した 16 地点の検潮所とともに示す）し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1991～2020 年の期間で求めた平年値を 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 4 海域平均の平年差の 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（1962～2019 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.99 で両者の対応は良く、1959～1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる）。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011 年以降のデータを使用していない。

## 2.11 海氷域の変動<sup>55</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の年最大値には増加傾向が現れている。
- オホーツク海の最大海氷域面積は、10年あたり 5.8 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

海氷とは海水が凍ってできた氷であり、北極域及び南極域に分布する。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、長期的に見ると減少している（信頼水準 99% で統計的に有意）（図 2.11-1）。特に、年最小値は減少が顕著で、1979 年から 2021 年までに 1 年あたり 8.9 万 km<sup>2</sup> 減少している。一方、南極域については、海氷域面積の年最大値には増加傾向が現れており、1 年あたり 1.4 万 km<sup>2</sup> 増加している（信頼水準 95% で統計的に有意）。年平均値は増加しているとみられ、1 年あたり 0.9 万 km<sup>2</sup> の割合で増加している（信頼水準 90% で統計的に有意）。年最小値に関しては有意な変化傾向が見られない<sup>56</sup>。

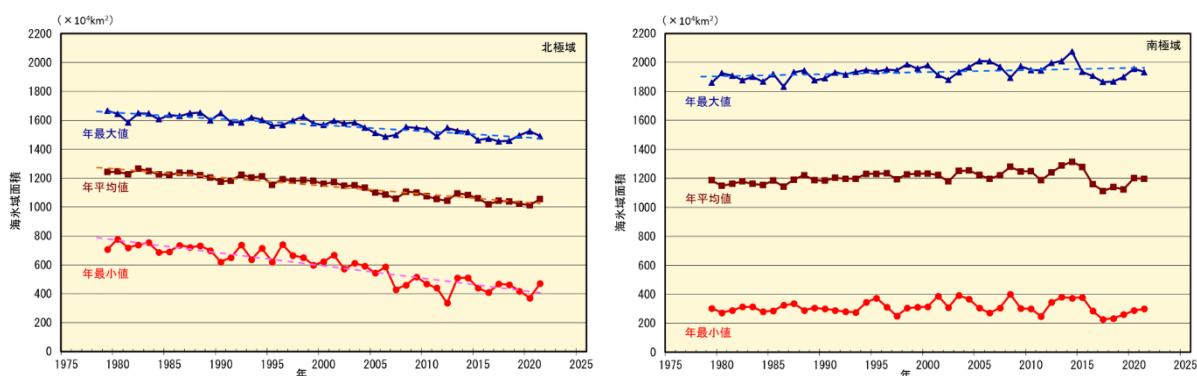


図 2.11-1 北極域（左図）と南極域（右図）の海氷域面積の経年変化（1979～2021 年）

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。

2021 年の海氷域面積は、北極域では 3 月 8 日に年最大値（1491 万 km<sup>2</sup>）となり、年最大値としては 1979 年以降 7 番目に小さかった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9 月 11 日に年最小の 471 万 km<sup>2</sup> となった。年最小値としては 1979 年以降 12 番目に小さい値であった（図 2.11-1、図 2.11-2、図 2.11-3 の各左図）。

一方、南極域では 2 月 17 日に年最小値（301 万 km<sup>2</sup>）となり、1979 年以降 18 番目に小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、8 月 30 日に年最大値（1934 万 km<sup>2</sup>）となった。年最大値としては 1979 年以降で 22 番目に小さい値であった（22 番目に大きかった）（図 2.11-1、図 2.11-2、図 2.11-3 の各右図）。

<sup>55</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_1/series\\_global/series\\_global.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html)（北極域・南極域）

[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\\_1/series\\_okhotsk/series\\_okhotsk.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html)（オホーツク海）

<sup>56</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。

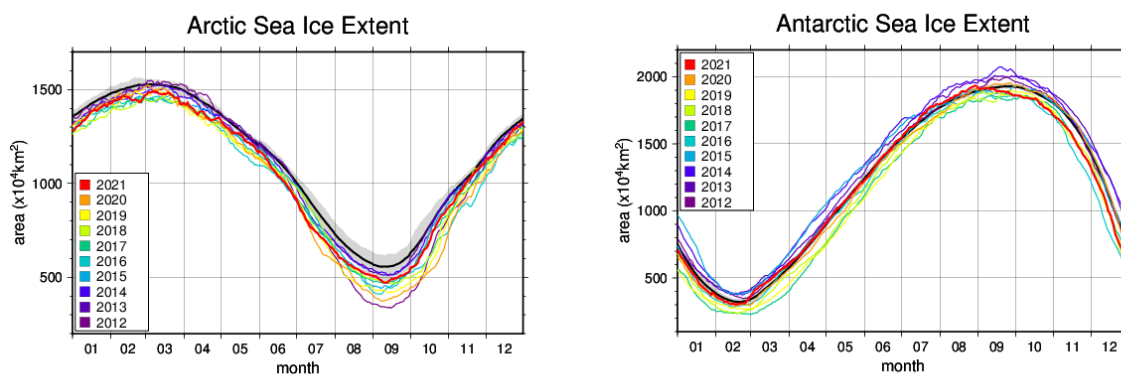


図 2.11-2 2021 年の北極域と南極域の海氷域面積の推移  
黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

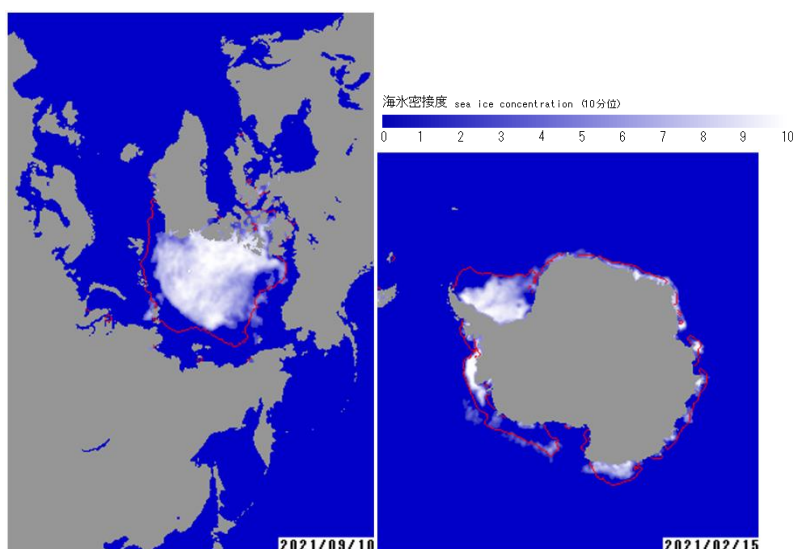


図 2.11-3 北極域、南極域それぞれの年最小となった時期の海水分布 (半月ごとの図より作成)  
左は 2021 年 9 月 10 日の北極域の海水密度、右は 2 月 15 日の南極域の海水密度、赤線はそれぞれの時期の平年の海水域を示す。

### 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>57</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 5.8 万 km<sup>2</sup> (オホーツク海の全面積の 3.7%に相当) の割合で減少している。

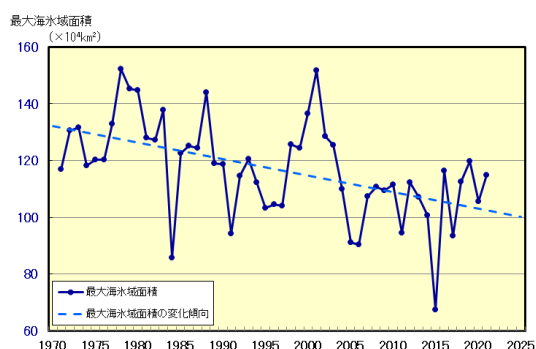


図 2.11-4 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化 (1971~2021 年)  
破線は変化傾向を示す。

<sup>57</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月の海氷域面積。

## 2.12 海洋の二酸化炭素と海洋酸性化<sup>58</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。

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の大きな吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収し内部に蓄積することで、大気中の二酸化炭素増加を緩和している。一方、その反面、海水の化学的性質に変化が生じている。特に、“海洋酸性化”として知られている海水中的の水素イオン濃度指数（pH）の低下は、海洋による大気中の二酸化炭素の吸収能力を低下させて地球温暖化を加速させたり、プランクトンの成長を阻害して海洋の生態系に影響を与えたりするなど、懸念すべき問題となっている。IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書（IPCC, 2021）によると、人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、全球平均の海洋表面 pH は、今世紀末には 19 世紀終盤に比べ 0.16～0.44 低下すると予測している。また、海洋表層で吸収された二酸化炭素が、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ蓄積することによる、海洋内部での酸性化も指摘されている（Doney et al., 2009）。

### 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 ～ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 ～ 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 2021 年までの 37 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は 1.5 ～ 2.1 $\mu$ atm/年（平均 1.8 $\mu$ atm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.8 ～ 2.0 $\mu$ atm/年（平均 1.8 $\mu$ atm/年）の割合で増加している。東経 165 度線では、1996 年から 2021 年までの 26 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 2.1 $\mu$ atm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.8 ～ 2.1 $\mu$ atm/年（平均 2.0 $\mu$ atm/年）の割合で増加している。亜熱帯域においては、表面海水中の二酸化炭素分圧は、海面水温が高くなる夏季に高く、海面水温が低くなる冬季に低いという季節変動をしており、その変動幅は東経 137 度線、東経 165 度線ともに緯度が高いほど大きくなるという特徴がある。それに対して大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を下回るため、一年を通じて平均すると海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。東経 137 度線と東経 165 度線の二酸化炭素分圧を比較すると、観測期間・観測範囲の違いによる差はみられるが、その増加傾向に大きな違いはない。ただし東経 165 度線における赤道周辺ではエルニーニョ・ラニーニャ現象の影響を受けて、表面海水中の二酸化炭素分圧は変動する。赤道域の日付変更線より東側の海域では、海洋の下層から二酸化炭素を多く含む海水が湧昇することによって二酸化炭素分圧の高い海水が広がっているが、エルニーニョ現象発生時には貿易風が弱まり湧昇域が東側に限られるため東経 165 度の二酸化炭素分圧は低く抑えられ、ラニーニャ現象発生時には貿易風が強まり湧昇域が西側まで広がり二酸化炭素分圧は高くなる。このため年ごとの表面海水中二酸化炭素分圧の変動が大きい。また、この湧昇による高い二酸化炭素分圧は大気中の二酸化炭素分圧を上回るため、165 度線の赤道域では海洋が大気中に二酸化炭素を放出している。

<sup>58</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/gmd/kaiyou/shindan/index\\_co2.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html)（海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）



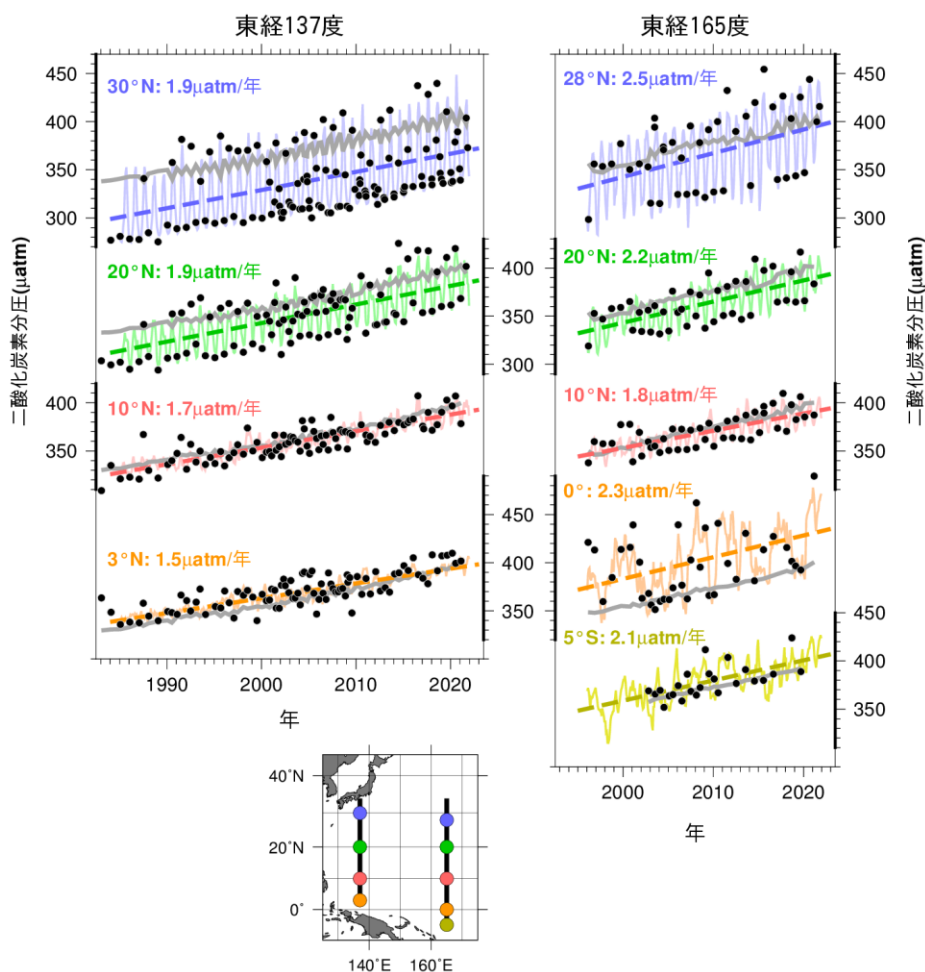


図 2.12-1 東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化<sup>59</sup>

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水温度や塩分などから推定する手法を用いた。

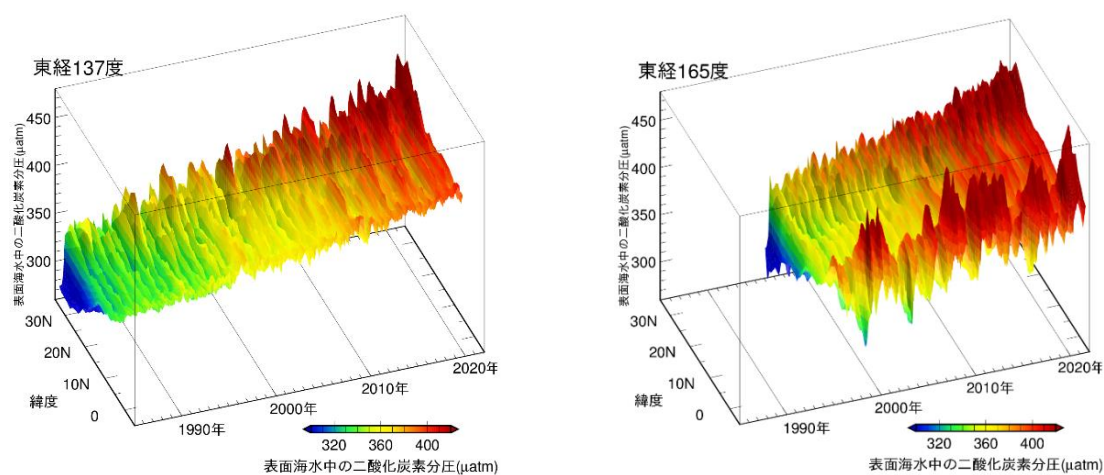


図 2.12-2 緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化

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。

<sup>59</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_2/co2\\_trend/co2\\_trend.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html)



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。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1000m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。東経137度と東経165度のこれらの海域では、大量の二酸化炭素が溶け込んだ海水が北太平洋亜熱帯モード水や北太平洋中層水と呼ばれる水塊によって海洋内部に輸送され、より深くまで分布しているため、北緯10度や北緯35度に比べて二酸化炭素蓄積量が多くなっていると考えられる。

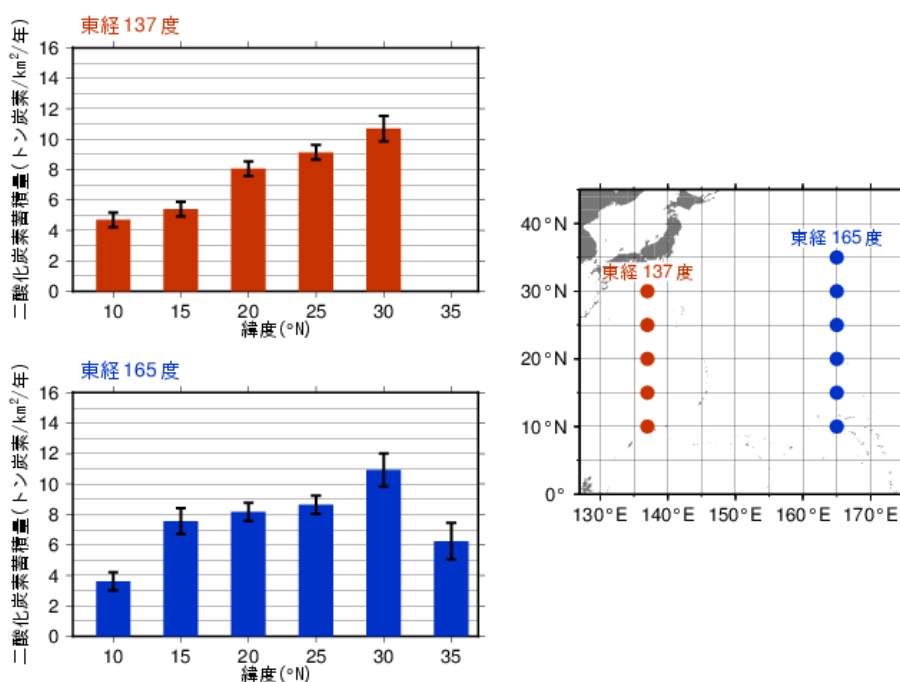


図 2.12-3 東経 137 度及び東経 165 度における緯度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量(左図)と解析対象とした海域(右図)<sup>60</sup> 左図中のエラーバーは、信頼区間 95% の範囲を示す。解析期間は、東経 137 度が 1994 年～2021 年、東経 165 度が 1992 年～2021 年。

## (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、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、二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出(赤色域)されている。それ以外の広い海域では表面海水よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二酸化炭素を吸収(青色域)している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。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、1990～2020 年の平均で年間に 21 億トン炭

<sup>60</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_2/co2\\_inventory/inventory.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html)

素の二酸化炭素を吸収している。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(IPCC, 2021)を考慮すると、海洋が蓄積する二酸化炭素の量は、化石燃料の燃焼や土地利用の変化といった人間の活動によって放出された二酸化炭素(2010年代において1年あたりおよそ94億トン炭素(IPCC, 2021))の約3割に相当する。また、海洋の二酸化炭素吸収量は増加傾向にある。

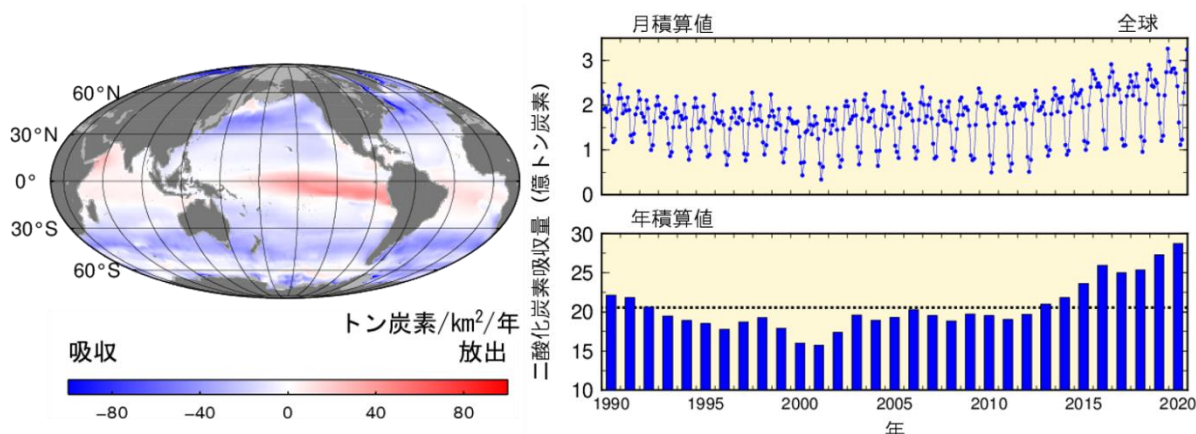


図 2.12-4 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の2020年の分布(左図)及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値(1990~2020年)<sup>61</sup>

左図は2020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1990~2020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。

## 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0.020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、関東沖で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0.023と大きく、北海道周辺・日本東方海域では0.017、九州・沖縄海域では、0.016と小さくなっている。一般に水温の低い高緯度ほどpHの低下の割合が大きくなることや、海域に特有の海洋循環の自然変動の影響などによる差があらわれていると考えられるが、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。

<sup>61</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_2/co2\\_flux\\_glob/co2\\_flux\\_glob.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html)

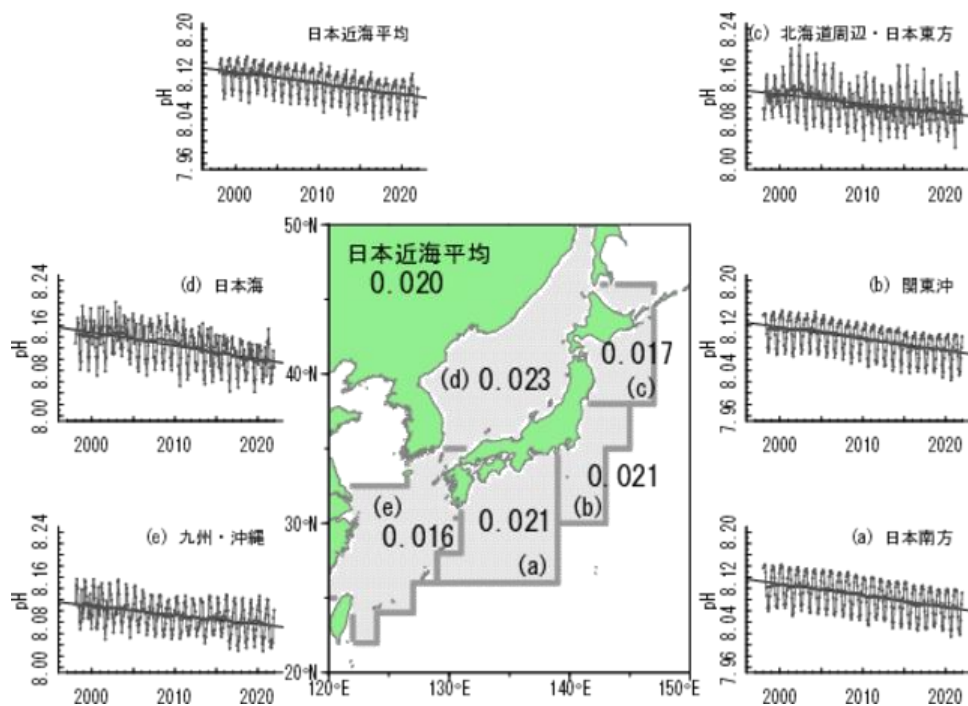


図 2.12-5 日本近海の pH の 10 年あたりの低下速度

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、細破線は長期変化傾向を示す<sup>62</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 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 2021 年までの 36 年間で 10 年あたり 0.014～0.021（平均 0.018）、東経 165 度線では 1996 年から 2021 年までの 25 年間で 10 年あたり 0.016～0.028（平均 0.020）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 0.011～0.031 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>62</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_3/pHtrend\\_jpn/pHtrend\\_jpn.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend_jpn/pHtrend_jpn.html)

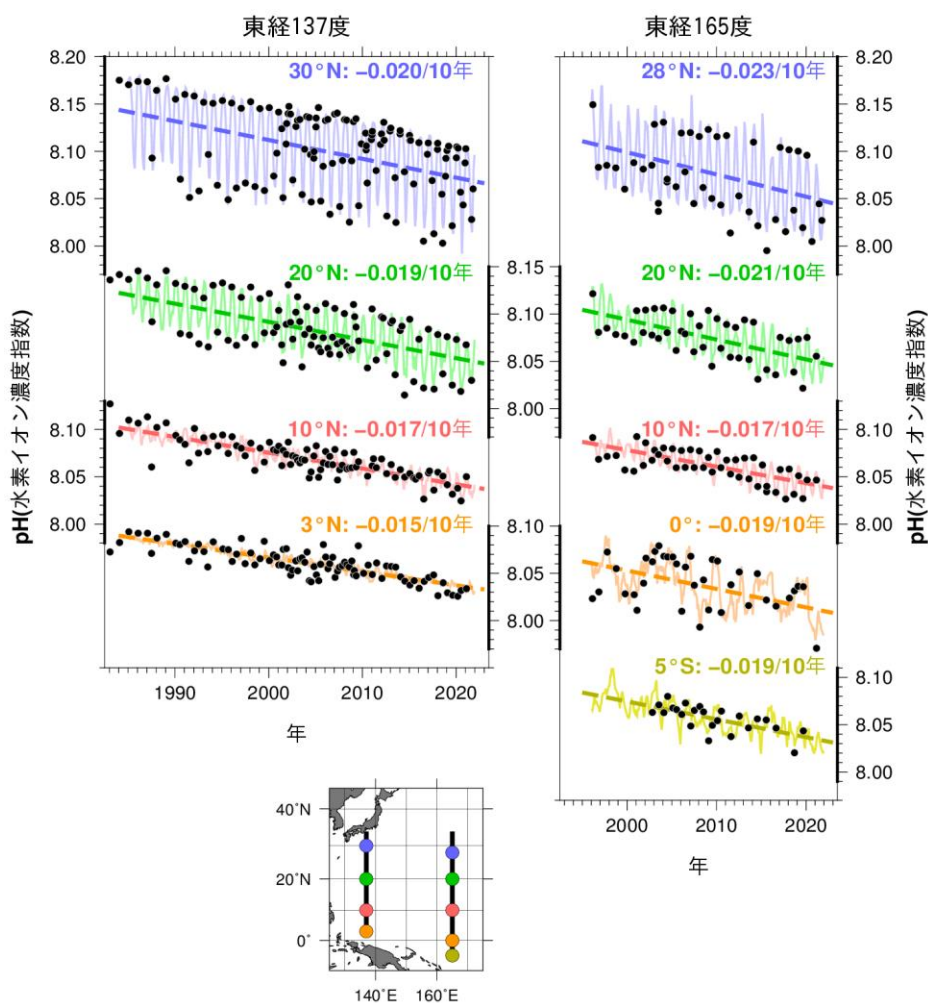


図 2.12-6 東経 137 度線 (左上図)、東経 165 度線 (右上図) の各緯度における表面海水中的の水素イオン濃度指数 (pH) の長期変化<sup>63</sup>

黒丸は表面海水中の 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。

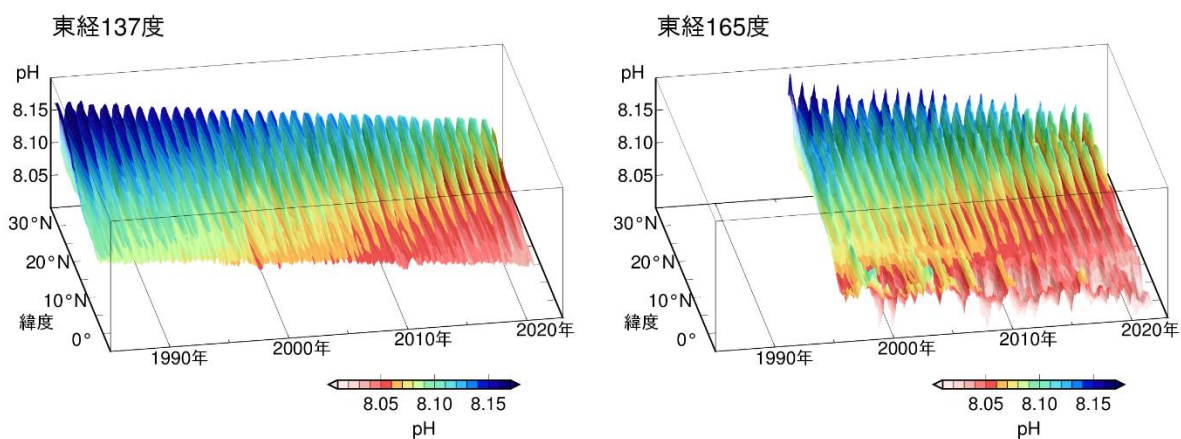


図 2.12-7 東経 137 度線 (左図)、東経 165 度線 (右図) における表面海水中的の水素イオン濃度指数 (pH) の変化  
エラー! ブックマークが定義されていません。

<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 (北西太平洋) について公表している。  
[https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\\_3/pHtrend/pH-trend.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html)



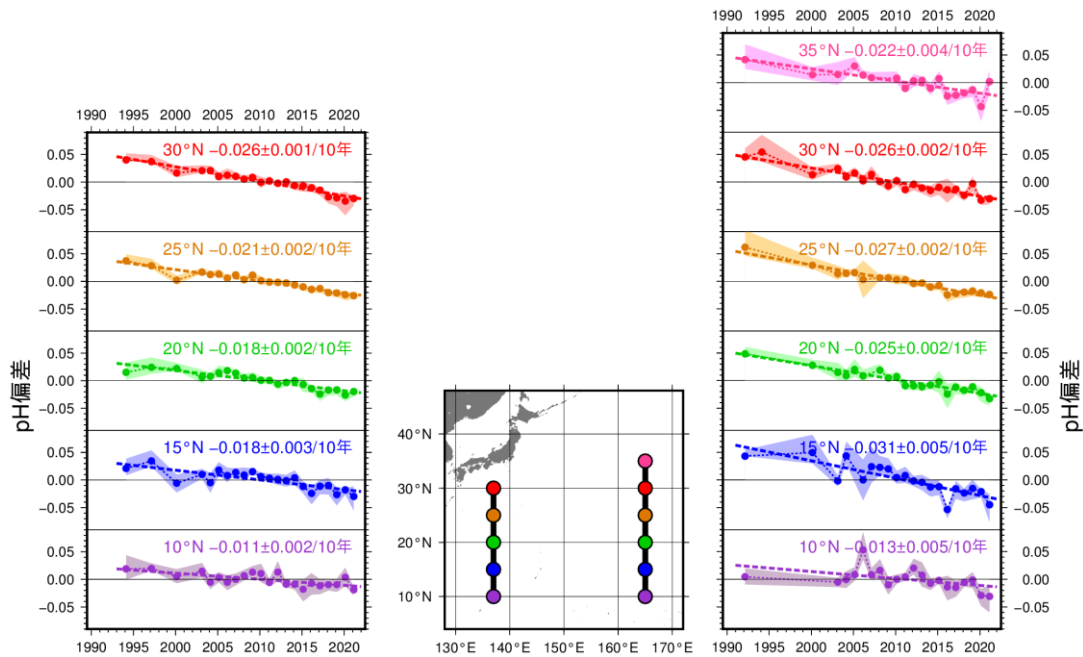


図 2.12-8 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数偏差の長期変化<sup>64</sup>

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 2020 年の解析期間において、全球の pH は 10 年あたり 0.018 の割合で低下しており、1990 年以降、およそ 0.06 低下した。

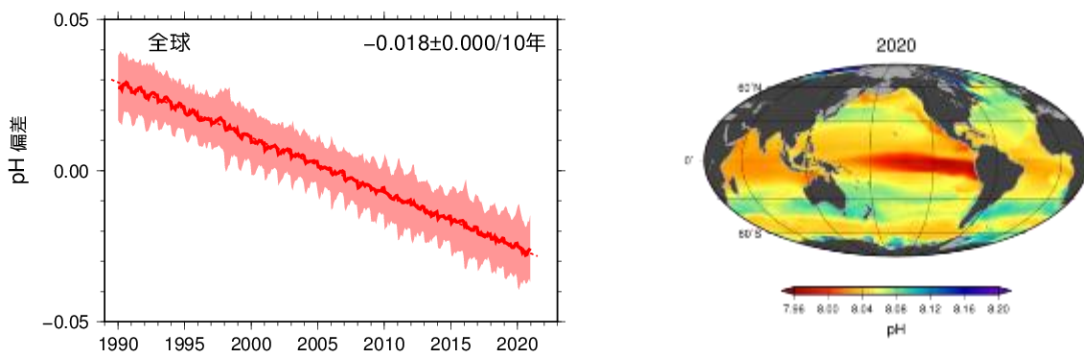


図 2.12-9 全球の表面海水中的の水素イオン濃度指数 (pH) 偏差の長期変化 (左図) と 2020 年における pH 分布図 (右図)<sup>65</sup>

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>64</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_3/pHin/pH-in.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html)

<sup>65</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/gmd/kaiyou/shindan/a\\_3/pHglob/pH-glob.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/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。

## 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煤煙、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, 2021）。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。

**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 60%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 40%である（WMO, 2021）。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。

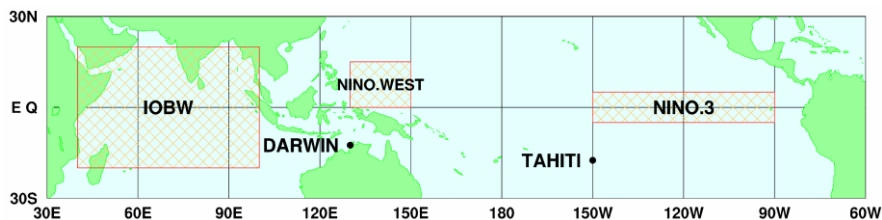
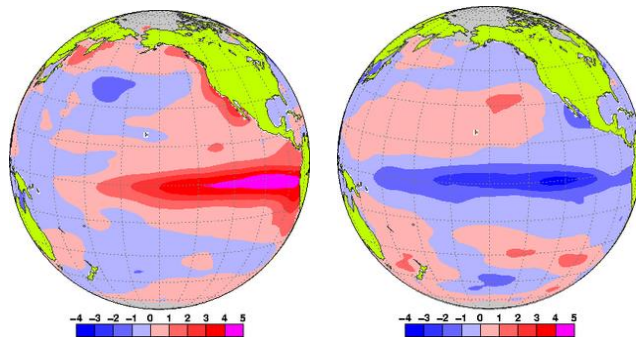


図 A エルニーニョ監視海域 (NINO.3) の位置





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

中国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。

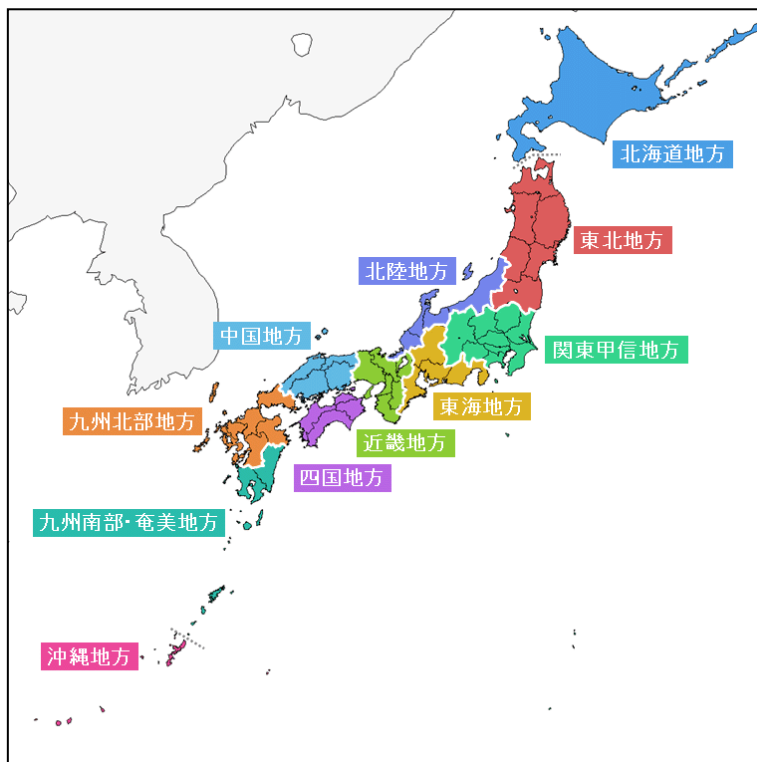
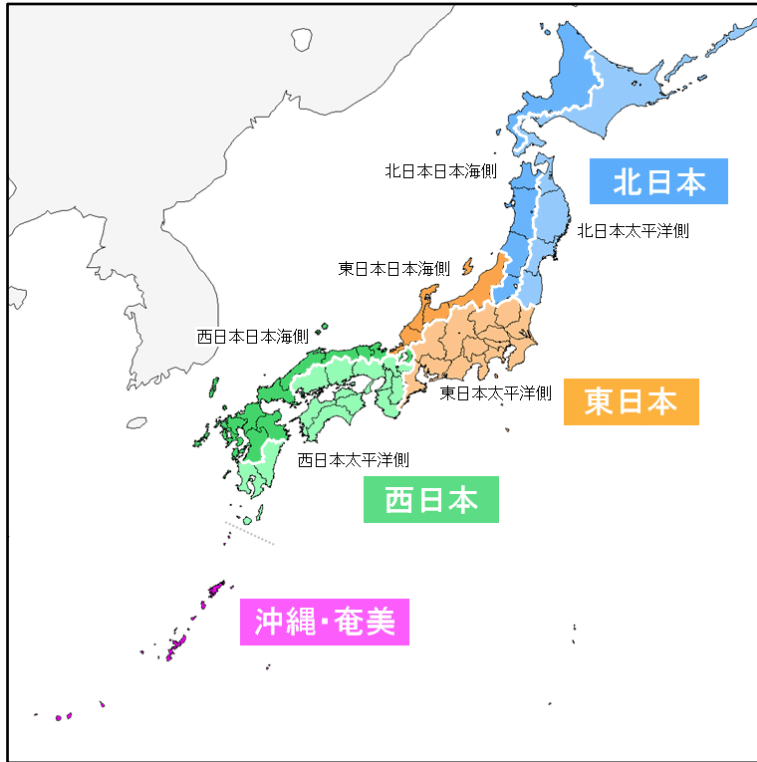
## モンスーン

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。

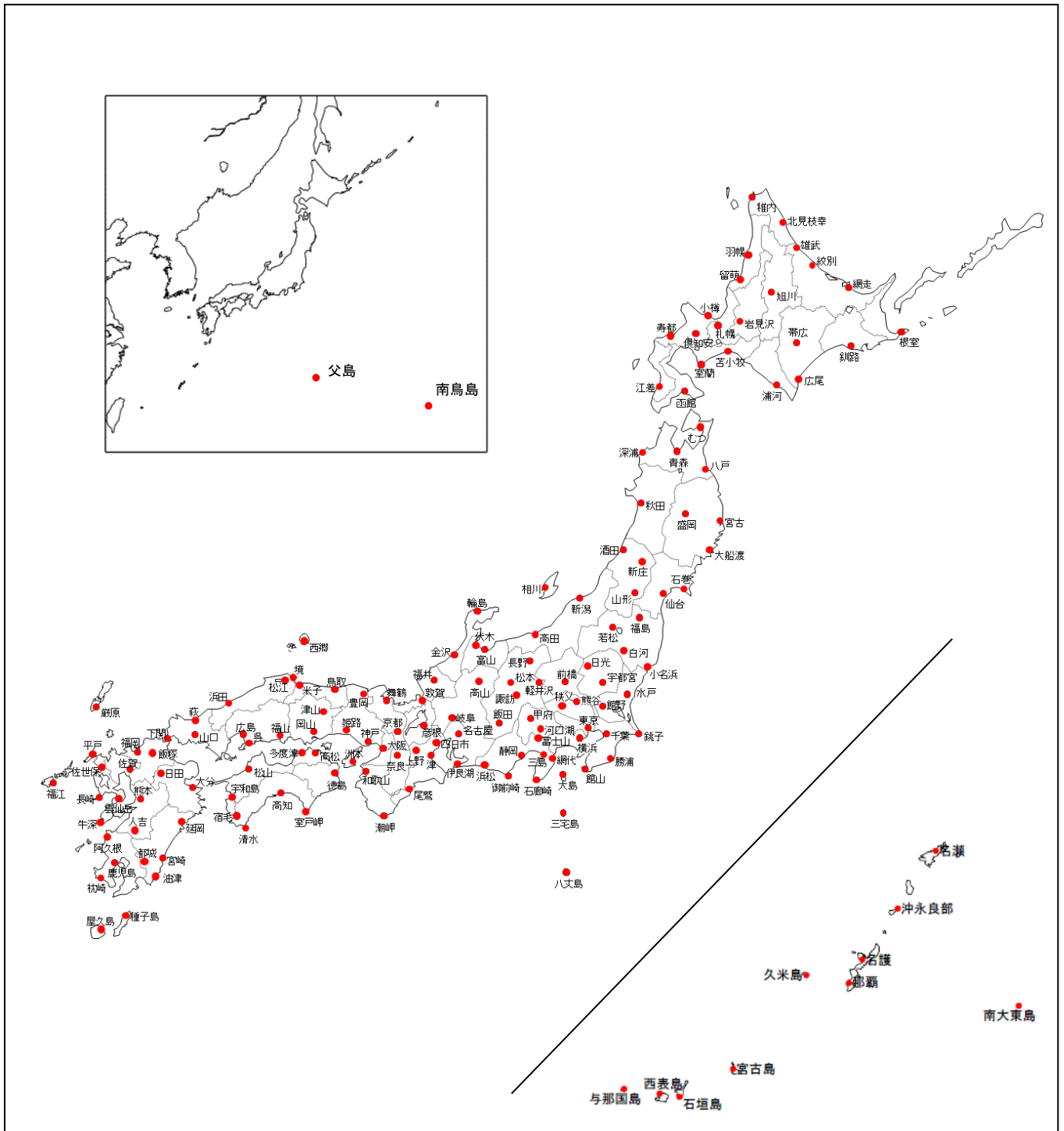
これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。

([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1 日本の地域区分



参考図 2 日本の地上気象観測所分布図

## 引用文献

### 【トピックス】

- Ballantyne, A. P., et al., 2012: Increase in observed net carbon dioxide uptake by land and oceans during the past 50 years, *Nature*, 488, 70-72, <https://doi.org/10.1038/nature11299>.
- Friedlingstein, P., et al., 2021: Global Carbon Budget 2021, *Earth Syst. Sci. Data*, doi:10.5194/essd-2021-386.
- IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
- 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. Pean, 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. Yelekci, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Jones, C. D. et al., 2021 : The climate response to emissions reductions due to COVID-19: Initial results from CovidMIP. *Geophys. Res. Lett.*, 48, e2020GL091883. <https://doi.org/10.1029/2020GL091883>.
- Kuroda, H. and T. Setou, 2021: Extensive Marine Heatwaves at the Sea Surface in the Northwestern Pacific Ocean in Summer 2021. *Remote Sens.* 2021, 13, 3989. <https://doi.org/10.3390/rs13193989>.
- Miyama T, Minobe S and H. Goto, 2021: Marine Heatwave of Sea Surface Temperature of the Oyashio Region in Summer in 2010–2016. *Front. Mar. Sci.* 7:576240. doi: 10.3389/fmars.2020.576240.
- Tohjima, Y. et al., 2020: Detection of fossil-fuel CO<sub>2</sub> plummet in China due to COVID-19 by observation at Hateruma. *Scientific Reports*, 10(1), 18688, doi:10.1038/s41598-020-75763-6.
- Tohjima, Y. et al., 2022: Did Atmospheric CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> Observation at Yonagunijima Detect Fossil-Fuel CO<sub>2</sub> Reduction due to COVID-19 Lockdown?, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, Article ID 2022-021, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2022-021> (in press).
- 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, 2020: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 16.  
(英語版) [https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice\\_display&id=3030](https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=3030)  
(日本語訳) [https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg\\_bulletin.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html)
- WMO, 2021a: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 17.  
(英語版) [https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice\\_display&id=3030](https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=3030)  
(日本語訳) [https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg\\_bulletin.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html)
- WMO, 2021b: United In Science 2021: A multi-organization high-level compilation of the latest climate science information.
- WMO, 2022: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.46, 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)



## 【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.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. *Int. J. of Climatology*, 25, 865-879.
- Kobayashi et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 93, 5-48.

## 【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.
- Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: The other CO<sub>2</sub> problem, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 1, 169–192, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834.
- Friedlingstein, P., et al., 2021: Global Carbon Budget 2021, *Earth Syst. Sci. Data*, doi:10.5194/essd-2021-386.
- 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, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
- 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. Pean, 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. Yelekci, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. *Int. J. of Climatology*, 25, 865-879.
- 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., T. P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375, 666–670.
- Keeling, R. F., S. C. Piper, and M. Heinmann, 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., I. G. Enting, R. J. Francey, and R. Langenfelds, 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, 2021: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 17.  
(英語版) [https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice\\_display&id=3030](https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=3030)  
(日本語訳) [https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg\\_bulletin.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html)
- WMO, 2022: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.46, 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/gmd/cpd/longfcst/extreme_japan/index.html">https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/extreme_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/gmd/cpd/monitor/extreme_world/index.html">https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/extreme_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/gmd/kaiyou/shindan/index.html">https://www.data.jma.go.jp/gmd/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/gmd/kaiyou/shindan/sougou/index.html">https://www.data.jma.go.jp/gmd/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/gmd/env/info/wdcgg/wdccc_bulletin.html">https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdccc_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。



## 謝辞

本書は、気象庁関係各々が作成し、内容に関する検討は、以下の先生方の協力を得た。

- 鬼頭 昭雄 一般財団法人 気象業務支援センター  
研究推進部 第一研究推進室 研究員
- 須賀 利雄 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科 教授
- 藤部 文昭 東京都公立大学法人 東京都立大学  
都市環境科学研究科 特任教授
- 町田 敏暢 国立研究開発法人 国立環境研究所 地球システム領域  
地球環境研究センター 大気・海洋モニタリング推進室 室長
- 渡部 雅浩 国立大学法人 東京大学 大気海洋研究所 教授

(敬称略)