

気候変動監視レポート 2022

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5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。

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第 6 次評価報告書では、地球温暖化の進行に伴う気候変動によって、極端な気象現象の頻度や強度が既に増加しており、今後更に増加すると予測されています。令和 4 年（2022 年）は、欧州や中国における記録的な高温、パキスタンにおける大雨など、世界各地で極端な気象現象が発生しました。

日本では、6 月下旬から 7 月初めに記録的な高温がみられました。この現象には、地球温暖化の影響が大きく寄与していたことがわかっています（本レポートのトピックス I をご覧ください）。他にも、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について、気候変動の影響に関する研究が気象研究所において行われてきました。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。

こうした状況を踏まえ、文部科学省と気象庁は、令和 2 年（2020 年）、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、「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-」として公表しています。本レポートは、日本の気候変動 2020 の「これまでに観測された変化」について、最新の 2022 年の観測データに基づいてとりまとめたものです。「日本の気候変動 2020」と併せてご活用ください。

なお、令和 4 年 12 月、国内各機関が作成した 15 種類の気候変動予測データを取りまとめた「気候予測データセット 2022」及びその解説書を、文部科学省と共に公開しています。「日本の気候変動 2020」及び「気候変動監視レポート」で、まず気候変動に関して概観して頂き、地域等において具体的かつ詳細な影響評価を行い、適応策をはじめとした気候変動対策を進めていく場合には、こちらも是非ご参照ください。

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

令和 5 年 3 月
気象庁長官 大林 正典

目次

トピックス.....	1
I 2022年(令和4年)6月下旬から7月初めの記録的な高温.....	1
II 2022年7月以降の北海道南東方、本州東方の記録的な高海面水温について.....	4
III フンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山の噴火に伴う成層圏エアロゾルの広がり と気候への影響.....	6
IV 2021年の大気中メタン濃度の年増加量が観測史上最大を記録.....	9
2022年(令和4年)の気候変動関連報道発表.....	12
第1章 2022年の気候.....	14
1.1 世界の天候・異常気象.....	14
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.....	21
1.3 大気・海洋の特徴.....	25
1.3.1 季節別の大気・海洋の特徴.....	25
1.3.2 対流圏の平均気温.....	36
1.3.3 夏季アジアモンスーン.....	36
1.3.4 台風.....	37
第2章 気候変動.....	38
2.1 大気中温室効果ガス濃度の変動.....	38
2.1.1 世界と日本における二酸化炭素.....	39
2.1.2 世界と日本におけるメタン.....	44
2.1.3 世界と日本における一酸化二窒素.....	46
2.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類.....	46
2.2 日本におけるエアロゾルと地上放射の変動.....	50
2.2.1 エアロゾル.....	50
2.2.2 黄砂.....	50
2.2.3 日射と赤外放射.....	51
2.3 気温の変動.....	53
2.3.1 世界の平均気温.....	53
2.3.2 日本の平均気温.....	55
2.3.3 日本における極端な気温.....	56
2.3.4 日本の大都市のヒートアイランド現象.....	58

2.4	降水量の変動	61
2.4.1	世界の陸域の降水量	61
2.4.2	日本の降水量	62
2.4.3	日本における大雨等の発生頻度と強度	63
2.5	積雪量の変動	68
2.5.1	北半球の積雪域の変動	68
2.5.2	日本の積雪量及び降雪量	70
2.6	台風の変動	73
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	74
2.8	海水温の変動	76
2.8.1	世界の海面水温	76
2.8.2	世界の海洋の貯熱量の変動	77
2.8.3	日本近海の海面水温	78
2.9	エルニーニョ／ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動	79
2.9.1	エルニーニョ／ラニーニャ現象	79
2.9.2	太平洋十年規模振動	80
2.10	日本沿岸の海面水位の変動	81
2.11	海氷域の変動	83
2.11.1	北極・南極の海氷	83
2.11.2	オホーツク海の海氷	85
2.12	海洋の二酸化炭素と海洋酸性化	86
2.12.1	海洋の二酸化炭素	86
2.12.2	海洋酸性化	90
	極端な気象に対する気候変動の影響を解析した事例	93
	変化傾向の有意性の評価について	95
	用語一覧（五十音順）	96
	参考図	100
	引用文献	102
	気候変動に関する情報リスト	107
	謝辞	109

トピックス

I 2022年(令和4年)6月下旬から7月初めの記録的な高温

- 2022年夏は全国的に高温となり、特に6月下旬から7月初めにかけては東・西日本を中心に記録的な高温となった。平均気温偏差は、6月下旬には東日本で+4.0℃、西日本で+3.2℃、7月上旬には北日本で+3.2℃となり、1946年の統計開始以降1位の記録を更新した。
- 日本付近で上層の亜熱帯ジェット気流が北に蛇行し、上層の高気圧と下層の太平洋高気圧がともにこの時期としては記録的に強まったことが主な要因で、これに持続的な温暖化傾向が加わったため、記録的な高温となった。

(1) 天候の状況

6月下旬には、下層の太平洋高気圧の北への張り出しが強まり、7月初めにかけて東・西日本を中心に記録的な高温となった(図 I.1)。平均気温偏差(平年値からの差)は、6月下旬には東日本で+4.0℃、西日本で+3.2℃、7月上旬には北日本で+3.2℃となり、1946年の統計開始以降1位の記録を更新した。また、猛暑日や真夏日となった地点も多く、6月下旬～7月初めに全国914地点のうち24地点で各地点における観測史上最も高い気温の記録を更新した。特に、群馬県伊勢崎市では40℃以上の日最高気温を6月25日、29日、7月1日の3日間観測し、東京でも猛暑日を6月25日から9日間連続(統計開始以降1位)して観測した。

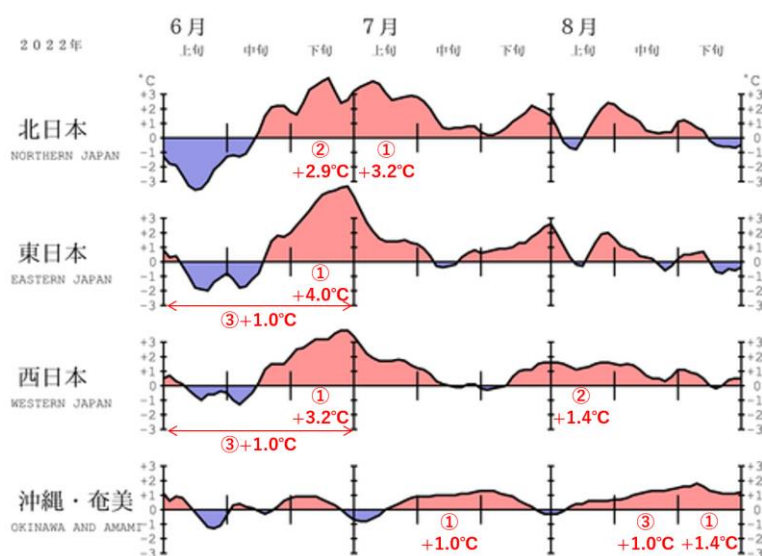


図 I.1 2022年6月～8月の5日移動平均した地域平均気温平年差の推移(℃)

赤字の○数字と値は、各月及び旬における1946年以降の平均気温が高い方からの順位と平年差を表す(上位3位まで)。

(2) 大気の流れの特徴

気象庁は2022年8月22日に異常気象分析検討会を開催し、記録的な高温をもたらした大規模な大気の流れの特徴とその要因を分析し、以下のとおり見解をまとめた。

日本付近では、上層の高気圧と下層の太平洋高気圧がともに、この時期としては記録的に強まった(図 I.2(a)と(b))。日本付近では暖かい空気を伴った背の高い高気圧に覆われ、強い下降気流や安定した晴天の持続による強い日射が昇温をもたらした。これに局地的な山越え気流の影響も加わり、40℃を超える記録的な高温が一部で観測された。

日本付近で上層の高気圧と太平洋高気圧が強まったことには、上層の亜熱帯ジェット気流がユーラシア大陸から日本の東海上にかけて大きく蛇行し、日本付近で北に大きく蛇行し続けたことが影響した。この蛇行の一因として、北大西洋～ヨーロッパ上空でジェット気流が大きく蛇行し、その

影響が東方に及んだことが考えられる（図 I.2(a)）。

さらに6月下旬後半以降、フィリピン付近で積雲対流活動が平年と比べて極端に強まり（図 I.3(a)）、太平洋高気圧の日本付近への張り出しの強化に影響した（太平洋・日本 (PJ) パターン、図 I.3(b)）。フィリピン付近における積雲対流活動の活発化には、周辺で海面水温が平年より高かったことに加え、上層の高気圧が日本付近で強まった影響で、その南側の亜熱帯域に侵入した寒冷渦の影響を受けやすかったことも関連したと考えられる。

上層の高気圧や太平洋高気圧の強まりに加えて、地球温暖化に伴って全球的な気温の上昇傾向が続いていること、さらに 2020 年後半以降、北半球中緯度域で対流圏の気温が全体的に著しく高かったことも、今回の高温をさらに底上げしたものと考えられる。北半球中緯度域で対流圏気温が高い状態が持続していることには、2020 年夏～2021 年春及び 2021 年秋以降持続するラニーニャ現象に伴い、熱帯域の対流圏気温が低下した一方、北半球全体で亜熱帯ジェット気流が平年より北偏したことが影響したとみられる。文部科学省による気候変動予測先端研究プログラムが気象庁気象研究所と協力して実施した、地球温暖化の影響を評価するイベント・アトリビューション¹の結果より、今回の高温事例は、地球温暖化の影響が無かったと仮定した状況下では、同じラニーニャ現象等の影響があったとしても、およそ 1200 年に 1 度という非常に稀な事例であったことが報告されている。このことから、この事例には地球温暖化が影響していた可能性が考えられる。

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

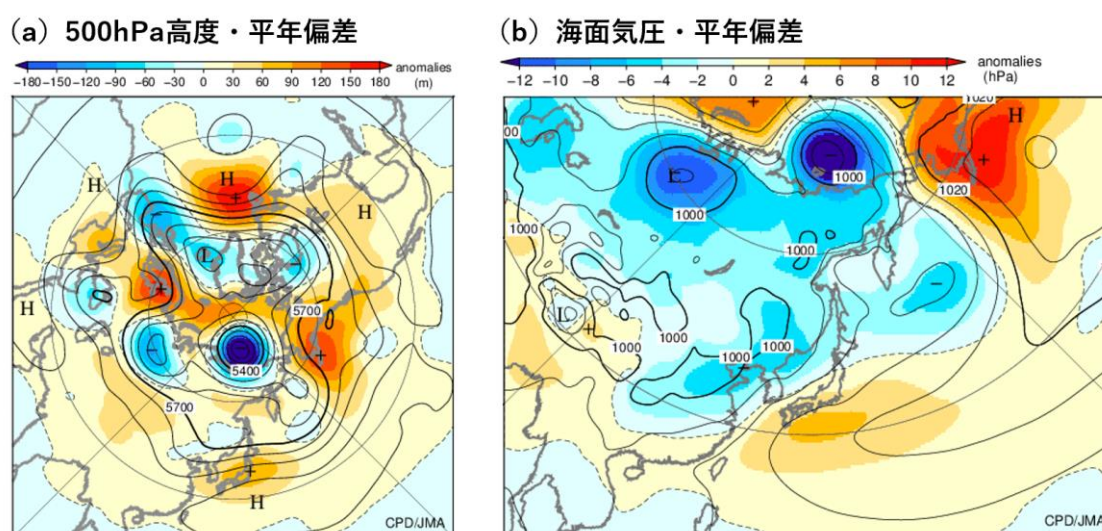


図 I.2 2022 年 6 月下旬で平均した(a)500hPa 高度（等値線）とその偏差（陰影）と(b)海面気圧（等値線）とその偏差（陰影）

単位は、(a)m、(b)hPa 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。

¹ 気候モデルを用いて、これまでの気候状態を模した数多くの実験を行うとともに、人間活動による温暖化が無いとする仮想的な設定でも数多くの実験を行い、両者の比較から個々の現象の発生確率が温暖化によりどれだけ変わったかを推定する手法。報道発表資料は以下のとおり。

https://www.mext.go.jp/b_menu/houdou/mext_01104.html

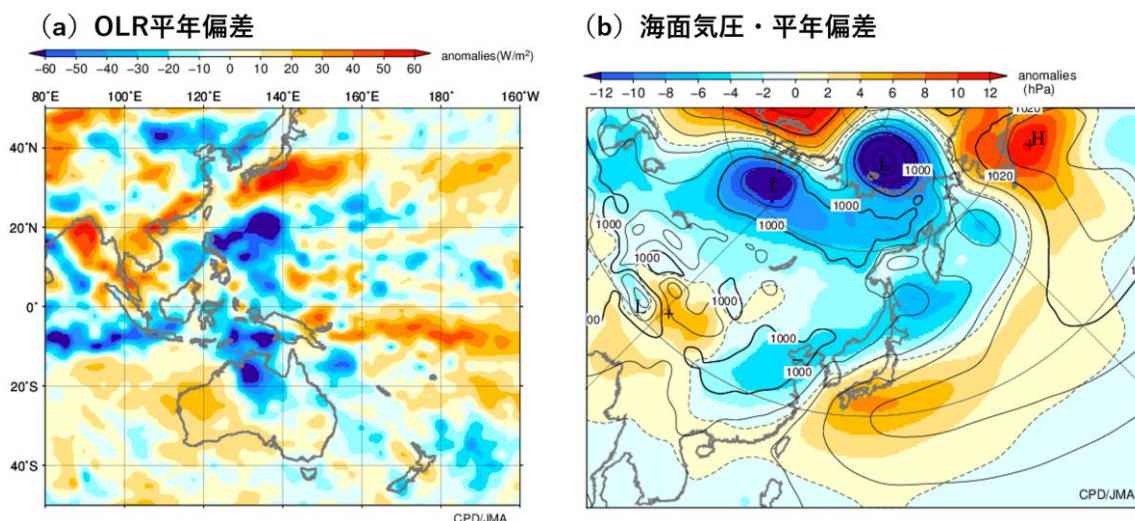


図 I.3 2022 年 6 月 25 日～29 日で平均した(a)外向き長波放射量 (OLR) 平年偏差と(b)海面気圧 (等値線) とその偏差 (陰影)

単位は、(a)W/m²、(b)hPa 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)は気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) に基づく。

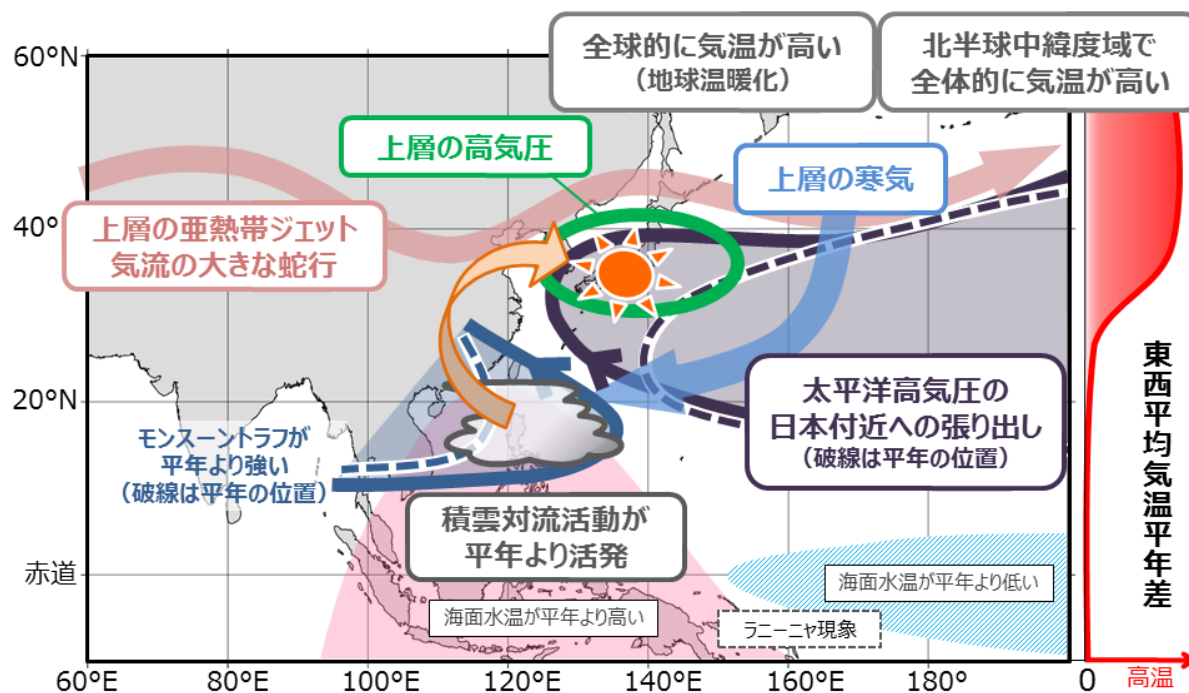


図 I.4 2022 年 6 月下旬～7 月初めの記録的な高温をもたらした大規模な大気の流れに関する模式図

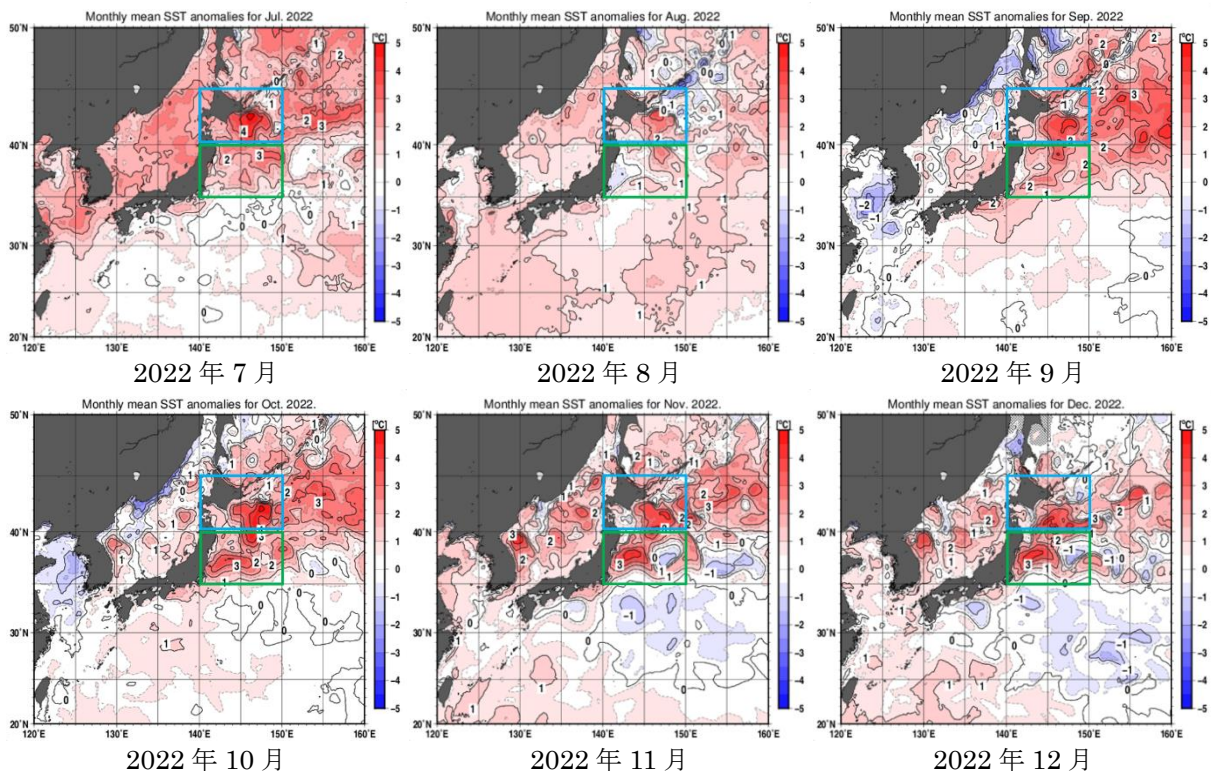
II 2022年7月以降の北海道南東方、本州東方の記録的な高海面水温について

○ 北海道南東方、本州東方の海面水温は、2022年7月以降平年より高く経過し、北海道南東方では7、10、11月、本州東方では10、11月に各月の海面水温として1982年以降で過去最高となった。

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、日本近海から全球にわたる海面水温を解析し、その変動を監視している。2022年の日本近海の海面水温は、7月から12月にかけて日本の東を中心とした海域で平年より高い状態が続いた(図II.1)。北海道南東方の海面水温は、6月下旬に平年より高くなり、7月上旬には一時的に平年より約3°C高くなった(図II.2)。7月の月平均海面水温は平年差+2.3°Cで、解析値のある1982年以降の第1位となった。月平均海面水温は8月に入ると平年差+0.9°Cで平年との差は小さくなったが、9月から12月にかけて平年差+1.5~+2.1°Cと平年より高い状態が続き、10月と11月の月平均海面水温は第1位、9月と12月は第2位だった。本州東方の海面水温は、北海道南東方のそれとほぼ同様に経過し(図II.2)、月平均海面水温は10月と11月に第1位、7月と9月に第2位、12月に第3位だった。

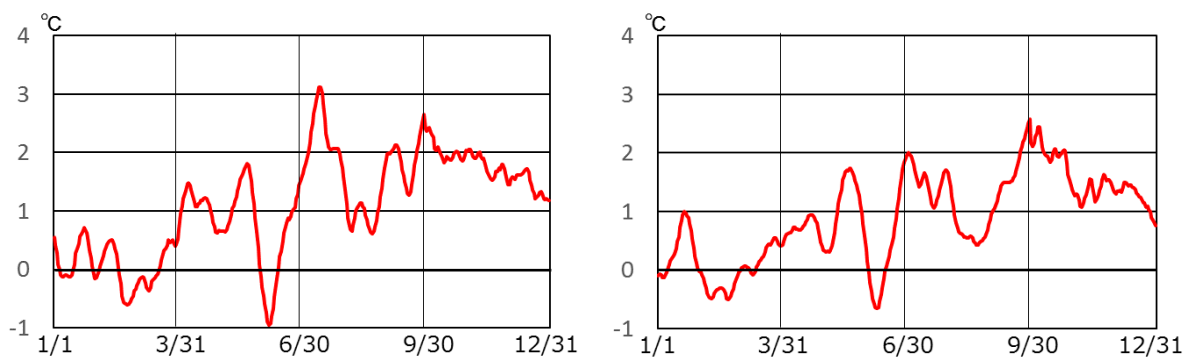
北海道南東方と本州東方の海面水温が2022年7月以降記録的に高く経過した要因として、以下の点があげられる。

- ・暖水渦や黒潮系暖水の影響を受け、100m深の水温でも平年より高い状態が続いた(図II.3)。
- ・6月後半から7月上旬にかけて平年より日射量が多かったことと暖かく湿った空気の影響があった。
- ・9月上旬と中旬に本州東方では平年より日射量が多かったことの影響があった。

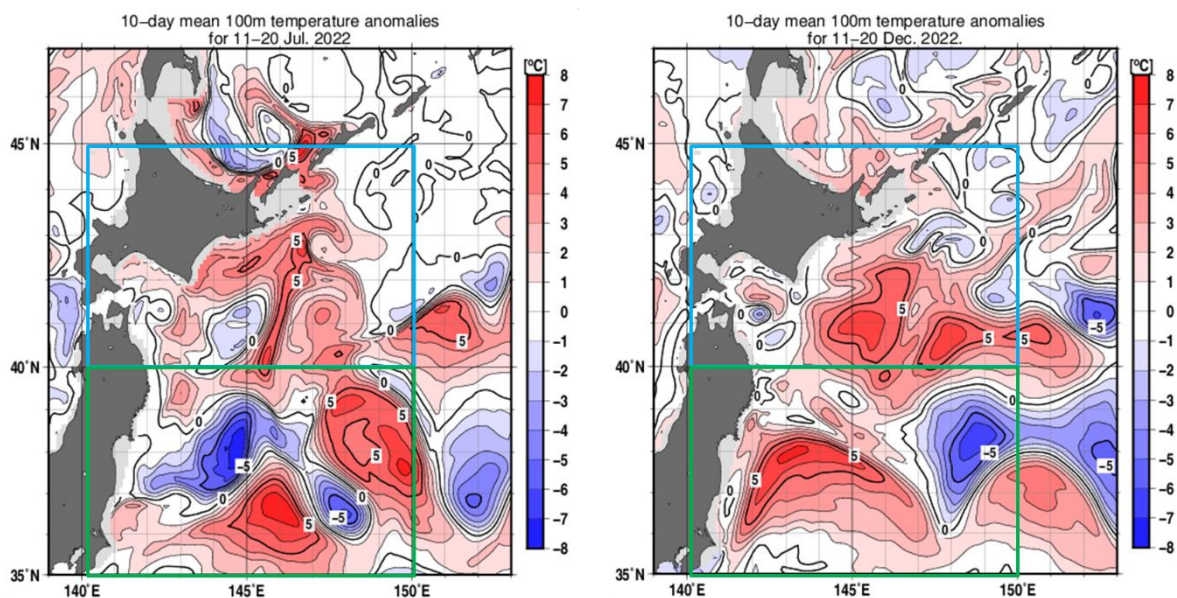


図II.1 2022年7月～12月の月平均海面水温の平年差分布図

青枠は北海道南東方、緑枠は本州東方の領域を示す。7～9月は確定値、10～12月は速報値を用いている。平年値は1991～2020年の平均値。



図Ⅱ.2 北海道南東方（左図）、本州東方（右図）の2022年1～12月の海面水温の平年差の日ごとの推移
平年値は1991～2020年の平均値。

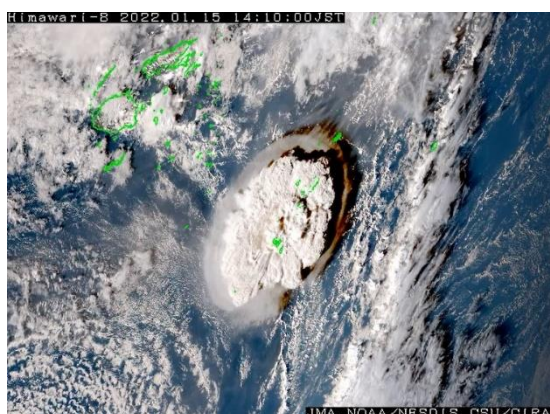


図Ⅱ.3 2022年7月中旬（左図）、12月中旬（右図）の100m深水温の平年差分布図
青枠は北海道南東方、緑枠は本州東方の領域を示す。平年値は1993～2017年の平均値。

Ⅲ フンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山の噴火に伴う成層圏エアロゾルの広がり と気候への影響

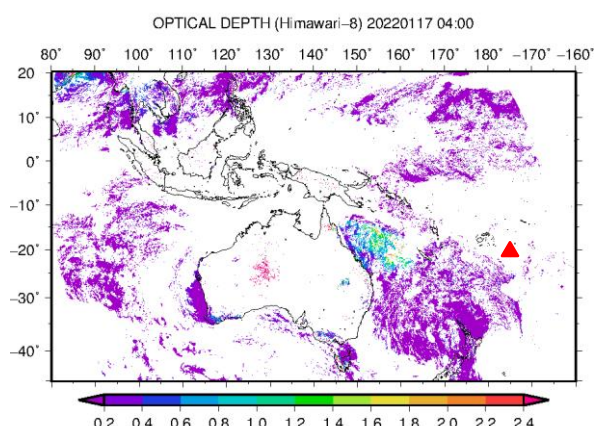
- 2022年1月のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山噴火では40～50万トンの二酸化硫黄（SO₂）が成層圏に運ばれ、これが硫酸エアロゾルに変わって低緯度域から中高緯度域に拡散しつつある。国内では、2022年の時点で、成層圏のエアロゾルに起因する直達日射量の減少は見られていない。
- 過去の大規模火山噴火では、成層圏を浮遊するエアロゾルが日射を遮ることにより、地上気温の低下をもたらした。今回の火山噴火では成層圏へのSO₂注入量が比較的少なかったため、気候への影響は限定的と考えられるが、成層圏への注入量が比較的多かった水蒸気の効果についてはまだわかっていない点も多い。

2022年1月15日に、南太平洋トンガ諸島のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山で大規模な噴火が発生した。火山爆発指数（VEI）は約6（Poli and Shapiro, 2022）と、1991年6月のピナトゥボ火山噴火（フィリピン）に匹敵する規模であり、日本では、南東から北西方向に伝播する気圧変化と、その直後に潮位変化が観測された。噴煙の状況は気象衛星ひまわり8号で観測され（図Ⅲ.1）、噴煙の高度は、複数の衛星観測データによる視差を用いた解析により、一部は成層圏を超え、高度57 kmの中間圏にまで達したことがわかった（Proud et al., 2022）。



図Ⅲ.1 2022年1月15日のトンガ諸島のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山の大規模噴火

気象衛星ひまわり8号による1月15日14:10（日本標準時）のトゥルーカラー再現画像。トゥルーカラー再現画像は、気象庁、米国海洋大気庁（NOAA）/NESDIS、コロラド州立大学（CSU）/CIRAとの協力によるプロダクト。



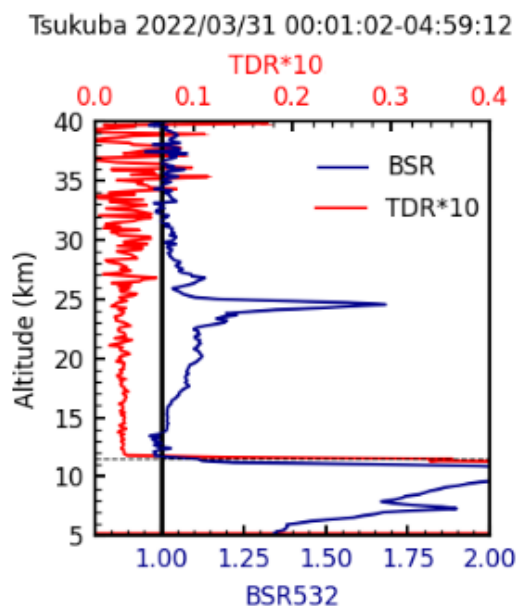
図Ⅲ.2 ひまわり8号の可視・近赤外観測データから算出した噴火2日後（2022年1月17日13:00（日本標準時））のエアロゾル光学的厚さ（AOD）

オーストラリアの北東海上にAODの大きい領域が見られる。白い部分は雲、又は太陽反射や衛星天頂角が大きいなどの理由により計算できなかった領域。▲印はフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山の位置。

大規模火山噴火では、火山ガスの主要成分の一つである二酸化硫黄（SO₂）が成層圏に到達して、これが水蒸気との反応を含む酸化反応を経て硫酸エアロゾルに変わって拡散し、地球に入射する太陽光を遮ることにより、世界規模で地上気温の低下をもたらすことが知られている。1991年のピナトゥボ火山噴火では、約2000万トン（20 Tg）のSO₂が成層圏に到達し、硫酸エアロゾルとなって浮遊することにより、全球平均地上気温に約0.5℃の低下を最大1年間もたらした（IPCC, 2013）。一方、今回のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山の噴火で成層圏に注入されたSO₂の量は40～50万トン（0.4～0.5 Tg）と推定されており、ピナトゥボ火山噴火と比べて大幅に少なかった（Carn et al., 2022）。

(トピックス)

1月15日のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山の噴火で成層圏に到達したSO₂は、次第に硫酸エアロゾルに変化しながら、南半球低緯度域の高度30 km前後の層を西に向かって移動したことが、複数の衛星により観測されている (Sellitto et al., 2022; Legras et al., 2022; Taha et al., 2022)。これは、ひまわり8号の可視・近赤外観測データから算出 (北島ほか, 2021; Yoshida et al., 2018) したエアロゾル光学的厚さにも見られている (図III.2)。成層圏の硫酸エアロゾルは、南半球低緯度域を西進して1月下旬には地球を1周し、その後、成層圏内の子午面方向の循環 (ブリューワー・ドブソン循環) に伴い、2月頃には一部が南半球の中高緯度域に広がり、3月末頃には一部が北半球の中高緯度域にも到達した。3月末には、茨城県つくば市の気象研究所のライダーで高度24 km付近にエアロゾルの層が観測され (図III.3)、4月から6月にかけて欧州や北極域でも一時的に観測された (Khaykin et al., 2022)。



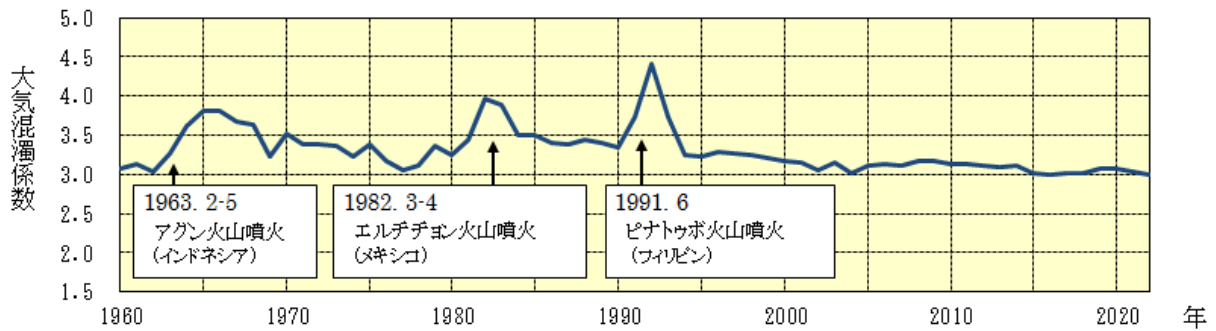
図III.3 つくばの地上ライダーで観測したフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山起源と思われる成層圏エアロゾル層のピーク

つくばでは3月31日の高度24 km付近で初めて観測された (図中の時刻は日本標準時)。青線 (BSR) は後方散乱比 (エアロゾルの混合比に対応)、赤線 (TDR) は偏光解消度 (エアロゾルの非球形度の指標) を示す (いずれも波長 532 nm)。ほぼ球形の硫酸エアロゾルでは偏光解消度は小さな値を示す。高度11 km付近の点線は対流圏界面を示し、それより下の高度では雲 (主に非球形度の高い巻雲) を観測していると考えられる。

過去の大規模火山噴火では、成層圏のエアロゾルが世界規模で広がり、年単位の期間にわたり成層圏大気を混濁させ、地上における日射量の減少をもたらした。図III.4は、国内5地点の直達日射量²観測により得られた大気混濁係数³のバックグランド値の経年変化である (2.2.1節も参照)。大気混濁係数は、エアロゾル等の大気を濁す物質によって直達日射量が減少すると高い値を示す。ここでは、月最小値を用いることにより、短期間で変動する対流圏の影響を除いている。1963年のアグン火山噴火 (インドネシア)、1982年のエルチチョン火山噴火 (メキシコ)、1991年のピナトゥボ火山噴火の後には、成層圏のエアロゾルにより直達日射量が減少し、大気混濁係数の上昇が見られたが、2022年はこのような変化が見られなかった。今回の噴火は成層圏に注入されたSO₂量が少なく大気混濁係数の変化が検出されていない可能性もあるが、これらの過去の火山噴火では国内の大気混濁係数は噴火の数か月から1年半後に上昇が始まっており (Yamauchi, 1995)、今後も注視が必要である。

² 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。

³ 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。



図Ⅲ.4 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化（1960～2022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。

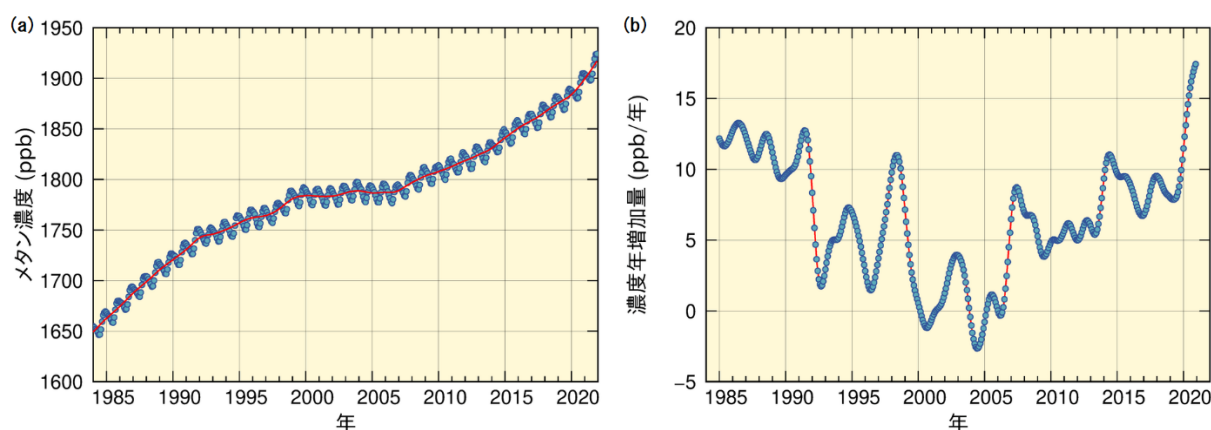
今回のフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山の噴火では、海底火山の噴火であったため、成層圏全体の水蒸気の10%に相当する約1億4000万トン（140 Tg）もの大量の水蒸気が成層圏に注入された点が注目されている（Millán et al., 2022; Xu et al., 2022）。成層圏に到達したSO₂量のみを考慮した場合、1～2年間にわたり最大で約0.1℃の降温をもたらすものの、気候への影響は限定的と考えられている（Zhang et al., 2022; Witze, 2022）。一方で、水蒸気を考慮した場合、成層圏への水蒸気の注入は正の放射強制力をもたらす（地上の昇温）、エアロゾルによる負の放射強制力（地上の降温）を打ち消す可能性が指摘されている（Millán et al., 2022; Sellitto et al., 2022）。また、水蒸気存在により、SO₂から硫酸エアロゾルへの変化が早まるとともに、硫酸エアロゾルの粒径が大きくなって負の放射強制力を強め、水蒸気による直接的な正の放射強制力を考慮しても、正味で負の放射強制力（約-0.2 W m⁻²）をもたらすという指摘もある（Zhu et al., 2022）。ただし、粒径の速やかな増加は、重力沈降による成層圏からのエアロゾル除去を早める可能性もある（Khaykin et al., 2022）。これらの効果は、1991年のピナトゥボ火山噴火による降温の効果（約-2 W m⁻²の放射強制力）（IPCC, 2021）に比べて絶対値が小さく、今回の噴火の気候への影響は限定的であると考えられるが、水蒸気の効果についてはまだわかっていない点が多く、今後の観測や研究の成果に期待がかかっている。

IV 2021年の大気中メタン濃度の年増加量が観測史上最大を記録

- 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、2020年から2021年までの大気中メタン濃度の増加量は、1984年からの解析期間で過去最大となった。また、気象庁の国内観測地点である綾里及び南鳥島においても、観測史上最大を記録した。
- WMO（2022）によれば、この記録的な大気中メタン濃度の増加量は、メタン放出量の長期的な増加傾向に年々変動が重なっている可能性があるとして指摘されている。2020年から始まったラニーニャ現象により、気温と降水パターンの変化に敏感な熱帯域湿地からのメタン放出量が増加したことが可能性として示唆されている。

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（CO₂）、メタン（CH₄）及び一酸化二窒素（N₂O））の増加が続いており、2021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, 2022）。メタンは二酸化炭素に次いで地球温暖化に及ぼす影響が大きい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。工業化以前（1750年）から2021年までの世界全体の放射強制力の増加量に対するメタンの寄与は、長寿命の温室効果ガス全体の約16%を占める（WMO, 2022）。大気中に放出されるメタンの約40%は自然起源（湿地やシロアリ等）であり、人為起源（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼等）によるものは約60%である（WMO, 2022）。メタンは主に、大気中のヒドロキシル（OH）ラジカル⁴と反応し消失することが知られている。

図IV.1に大気中メタンの世界平均濃度の時系列図を示す。WDCGGにおいて世界的な濃度の把握が可能となった1980年代半ば以降は、大気中のメタン濃度は季節変動を伴いながら上昇を続けてきたが、1999～2006年にかけては濃度増加が停滞し、2007年以降は再増加した。IPCC（2021）では、濃度増加が停滞した原因については、化石燃料による人為起源排出量減少の寄与が指摘されており、2007年以降の増加については、主に化石燃料と農業分野等からの放出の増加によると考えられている。

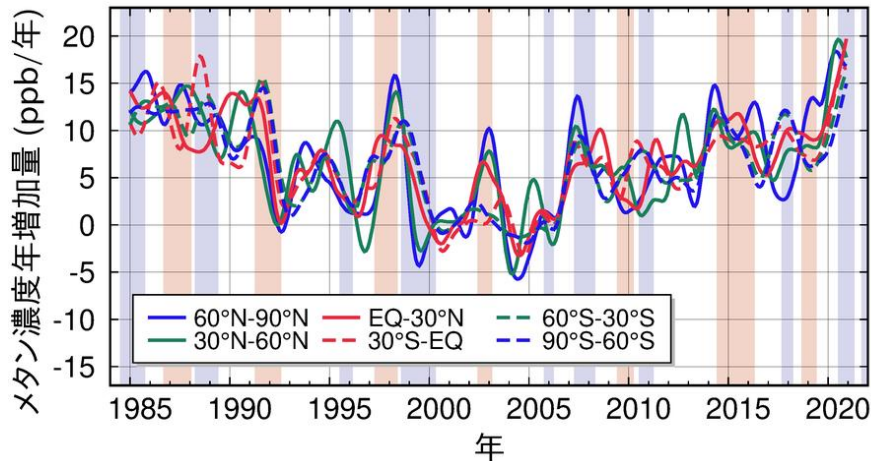


図IV.1 大気中メタンの世界平均濃度と年増加量

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メタンの（a）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）及び（b）年増加量の月別値を示す（WMO, 2022）。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（2023）に掲載されている。

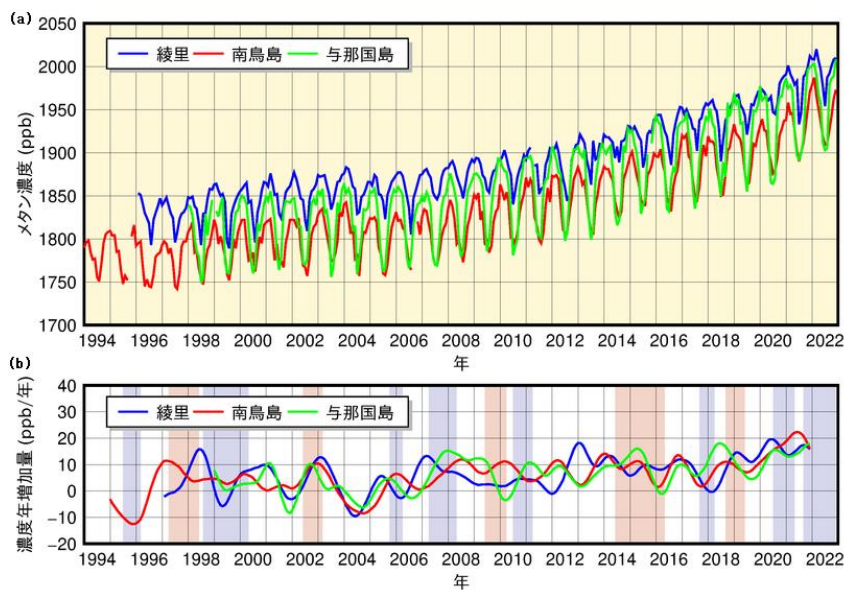
⁴ OHラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

2021年の大気中メタンの世界平均濃度は、工業化以前（1750年）の約729 ppbから約2.6倍の1908 ppbまで増加した。また、2020年から2021年までの大気中メタン濃度の増加量は、1984年からの解析期間で最大の18 ppbとなった。図IV.2に大気中メタンの緯度帯別平均濃度の年増加量の時系列図を示すが、2020年頃から年増加量が急激に大きくなっていることが分かる。同様の傾向は気象庁の国内観測点（綾里、南鳥島及び与那国島）でも見られており、綾里及び南鳥島における2020年から2021年までの大気中メタン濃度の増加量（それぞれ、16 ppb及び19 ppb）は観測史上最大、与那国島は13 ppbで過去第3位の増加量となった（図IV.3参照）。



図IV.2 大気中メタンの緯度帯別平均濃度の年増加量

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メタンの緯度帯別平均濃度の年増加量を示す。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（2023）に掲載されている。薄赤色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、薄青色の背景色はラニーニャ現象の発生期間をそれぞれ示す。



図IV.3 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中メタンの (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法はWMO（2009）による。濃度年増加量の薄赤色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、薄青色の背景色はラニーニャ現象の発生期間をそれぞれ示す。

この記録的なメタン濃度増加量に関して、現時点では明確な原因については分かっていないが、世界の温室効果ガス科学コミュニティにより調査中である。WMO (2022) によれば、メタン放出量の長期的な増加傾向に年々変動が重なっている可能性がある」と指摘されている。さらに、メタンの炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$) の観測によれば、最近のメタン濃度の増加において微生物起源のメタン放出の支配的な寄与が示唆されており、衛星観測を用いた研究においては、熱帯域からのメタン放出量増加が報告されている (Feng et al., 2022)。これらの結果に逆解析モデリングによる解析結果も組み合わせて、熱帯域湿地からのメタン放出量が過去数年間で増加した可能性があることも報告されている。また、熱帯域湿地からのメタン放出は気温と降水パターンの変化に敏感で、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) の影響を受けやすいことが知られており、2020年に始まったラニーニャ現象は、最近の記録的なメタンの濃度増加率の上昇に寄与している可能性が示唆されている (図IV.2も参照)。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からの放出のほか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 ラジカルの変動等、依然として不確実な部分も多い (IPCC, 2021)。

メタンは二酸化炭素と比べて大気中での寿命が短く、1分子当たりの温室効果が大きいことから、メタン排出量の削減により地球温暖化対策への速やかな効果が期待され、メタンの排出削減を二酸化炭素の長期的な排出削減と併せて実施することが、地球温暖化を緩和するために重要である。2021年11月に開催された国連気候変動枠組条約 (UNFCCC) 第26回締約国会議

(COP26) で開始されたメタン排出削減に関する国際的なイニシアティブであるグローバル・メタン・プレッジでは、世界のメタン排出量を2030年までに2020年比で30%削減することを目標としており、日本を含めて100以上の国と地域が参加を表明している。地球温暖化対策を効果的に推進するために、気象庁としても、温室効果ガスの観測・解析やWDCGG等の国際的な活動を通じて、世界的な温室効果ガス濃度の監視に貢献していく。

2022年（令和4年）の気候変動関連報道発表

2月28日	<p>気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第6次評価報告書第2作業部会報告書の公表について</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2202/28c/ipcc_ar6_wg2.html</p> <p>気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第55回総会及び同パネル第2作業部会（WG2）第12回会合が本年2月14日（月）から2月27日（日）にかけてオンラインで開催され、IPCC第6次評価報告書（AR6）WG2報告書の政策決定者向け要約（SPM）が承認されるとともに、同報告書の本体等が受諾されました。</p>
3月24日	<p>都道府県版気候変動リーフレットを作成しました ～「日本の気候変動2020」に基づく地域の観測・予測情報～</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2203/24c/ccleaflet_20220324.html</p> <p>各管区气象台及び沖縄气象台は、令和2年12月に公表した「日本の気候変動2020」（文部科学省・気象庁）に基づき、各都道府県における気候変動の観測成果・将来予測に関する情報をとりまとめたリーフレットを作成しました。地方公共団体等における気候変動対策の基礎資料や、地域の気候変動について関心を持つきっかけとしてご活用ください。</p>
4月5日	<p>気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第6次評価報告書第3作業部会報告書の公表について</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2204/05a/ipcc_ar6_wg3.html</p> <p>気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第56回総会及び同パネル第3作業部会（WG3）第14回会合が令和4年3月21日（月）から同年4月4日（月）にかけてオンラインで開催され、IPCC第6次評価報告書の政策決定者向け要約（SPM）が承認されるとともに、同報告書の本体等が受諾されました。</p>
9月1日	<p>夏の日本の平均気温と日本近海の平均海面水温の顕著な高温について</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2209/01d/temp_JJA.html</p> <p>夏（2022年6～8月）の日本の平均気温は顕著に高く、統計を開始した1898年以降で2番目に高い記録となりました。また、日本近海の6～8月の平均海面水温は、統計を開始した1982年以降で第1位の高い記録となりました。</p>
10月27日	<p>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18号」の公表～</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2210/27a/GHG_Bulletin_18.html</p> <p>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2021年の世界平均濃度はいずれも観測史上最高を更新し、特にメタンの年増加量は観測史上最高となりました。</p>
10月31日	<p>IPCCシンポジウム『第6次評価報告書から考える私たちと気候変動』の開催について</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2210/31a/ipcc_symposium2022.html</p> <p>気象庁は、文部科学省、農林水産省及び環境省と共同でIPCCシンポジウム『第6次評価報告書から考える私たちと気候変動』を開催しました。</p>

11月15日	<p>気候変動の影響を踏まえたまちづくりを考えてみませんか?～12月15日、気候講演会を開催～</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2211/15a/kouenkai.html</p> <p>気象庁は、専門家や大学生を交えて気候講演会「うみべのまちづくり」を開催しました。</p> <p>録画動画掲載先：https://www.youtube.com/watch?v=TR21ggOIqXs</p>
12月22日	<p>「気候予測データセット2022」及び解説書の公表について</p> <p>https://www.jma.go.jp/jma/press/2212/22a/dataset2022.html</p> <p>気象庁及び文部科学省は、地方公共団体や民間企業等の取組を促進するため、我が国の気候変動適応に資する予測情報として、「気候予測データセット2022」及び解説書を公表しました。</p>

第1章 2022年の気候

1.1 世界の天候・異常気象

- 中緯度帯を中心に異常高温が発生し、英国の最高気温の記録更新のほか、各国の月平均気温、季節平均気温、年平均気温の記録更新が伝えられた。
- フィリピンの台風（4、10月）、パキスタン及びその周辺の大雨（7～8月）、南アフリカ南東部の大雨（4月）など、多数の死者を伴う災害が発生した。

2022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。

2022年は、主に中緯度帯で異常高温（図1.1-1中①③⑤⑩）が発生した。

中国東部から北西部では6～9月に異常高温、9月に異常少雨となり（図1.1-1中①）、中国、香港で月平均気温の記録更新が伝えられた（中国気象局、香港天文台）。中国西部からパキスタンでは3～5月に異常高温となり（図1.1-1中③）、中国の3月の月平均気温は、3月としては1961年以降で最も高くなった（中国気象局）。

パキスタン及びその周辺では6～8月に異常低温、7～8月に異常多雨となった（図1.1-1中④）。

ヨーロッパ中部から北アフリカ北西部では5～12月に異常高温、1、5～8、10～12月に異常少雨となり（図1.1-1中⑤）、ヨーロッパ各国で月、季節、年の平均気温ならびに月降水量の記録更新が伝えられた（英国気象局、フランス気象局、ドイツ気象局、スペイン気象局、ポルトガル海洋大気研究所）。英国東部のコニングスビー（Coningsby）では7月19日に40.3℃の日最高気温を観測し、英国の国内最高記録を更新した（英国気象局）。

オーストラリア北部からニュージーランド北部では3～11月に異常高温となり（図1.1-1中⑩）、ニュージーランドで月、季節、年の平均気温の記録更新が伝えられた（ニュージーランド気象局）。

オーストラリア南東部では1、3～5、7～11月に異常多雨となった（図1.1-1中⑪）。

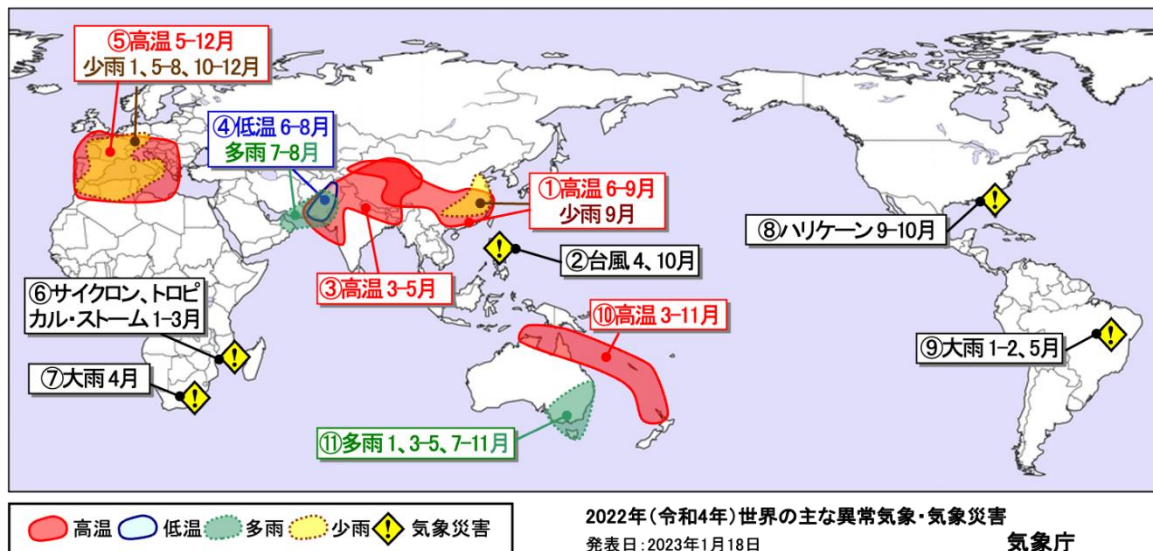


図1.1-1 2022年の主な異常気象・気象災害の分布図⁵

2022年に発生した異常気象や気象災害について、おおよその地域・時期を示した。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は、月平均気温と月降水量から異常と判断した現象のうち、1年の中で特に大きな被害や影響のあったものを、地理的広がりも考慮しつつ取り上げた。ここでは異常気象を、ある場所において30年に1回以下のまれな頻度で発生する現象と定義している。災害の記述は、米国国際開発庁海外災害援助局及び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。

⁵ 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>

(第1章 2022年の気候)

フィリピンでは4月の台風第2号や10月の台風第22号により(図1.1-1中②)、合計で440人以上が死亡したと伝えられた(フィリピン政府、EM-DAT)。南アジア及びその周辺では5～9月の大雨により(図1.1-1中④)、合計で4510人以上が死亡したと伝えられた。特にパキスタンでは大雨により1730人以上が死亡したと伝えられた(EM-DAT)。マダガスカルからマラウイでは1月のトロピカル・ストーム「ANA」、2月のサイクロン「BATSIRAI」、「EMNATI」、トロピカル・ストーム「DUMAKO」、3月のサイクロン「GOMBE」の影響により(図1.1-1中⑥)、合計で390人以上が死亡したと伝えられた(EM-DAT)。南アフリカ南東部では4月の大雨により(図1.1-1中⑦)、540人以上が死亡したと伝えられた(EM-DAT)。米国南東部から東部では9～10月のハリケーン「IAN」により(図1.1-1中⑧)、150人以上が死亡し、1129億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)。ブラジル北東部から南東部では1～2、5月の大雨により(図1.1-1中⑨)、合計で430人以上が死亡したと伝えられた(EM-DAT)。

表 1.1-1 2022年の世界の主な異常気象・気象災害の概要

図 1.1-1 中の番号ごとに概要をまとめた。

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
①	高温(6～9月)・少雨(9月)	中国東部～北西部	<ul style="list-style-type: none"> 中国のチョンチン(重慶)市チョンチン(重慶):6～8月の3か月平均気温31.5℃(平年差+3.3℃)。 中国のシンチアン(新疆)ウイグル自治区ハミ(哈密):6～8月の3か月平均気温28.3℃(平年差+2.3℃)。 中国のカンスー(甘肅)省トゥンホワン(敦煌):9月の月平均気温20.3℃(平年差+2.6℃)。 中国のチアンシー(江西)省ナンチャン(南昌):9月の月降水量0mm(9月の月降水量平年値64.5mm)。 中国の6、8月の月平均気温は、それぞれの月としては1961年以降で最も高かった(中国気象局)。 香港の7月の月平均気温は、7月としては1884年以降で最も高かった(香港天文台)。 中国の9月の月降水量は、9月としては1961年以降で3番目に少なかった(中国気象局)。
②	台風(4、10月)	フィリピン	<ul style="list-style-type: none"> フィリピンでは、4月の台風第2号や10月の台風第22号により合計で440人以上が死亡したと伝えられた(フィリピン政府、EM-DAT)。 フィリピン中部のマクタン:4月の月降水量368mm(平年比651%)。 フィリピンのマニラ:10月の月降水量371mm(平年比161%)。
③	高温(3～5月)	中国西部～パキスタン	<ul style="list-style-type: none"> 中国のシンチアン(新疆)ウイグル自治区ウルムチ(烏魯木齊):3～5月の3か月平均気温12.9℃(平年差+3.2℃)。 パキスタンのイスラマバード国際空港:3～5月の3か月平均気温26.8℃(平年差+3.2℃)。 中国の3月の月平均気温は、3月としては1961年以降で最も高かった(中国気象局)。
④	低温(6～8月)・多雨(7～8月)	パキスタン及びその周辺	<ul style="list-style-type: none"> パキスタン南部のジャコババード:6～8月の3か月平均気温32.6℃(平年差-2.4℃)。 パキスタン南部のジャコババード:7、8月の月降水量がそれぞれ290mm(平年比1025%)、493mm(平年比1793%)。

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			<ul style="list-style-type: none"> 南アジア及びその周辺では、5～9月の大雨により合計で4510人以上が死亡したと伝えられた。特にパキスタンでは、大雨により1730人以上が死亡したと伝えられた (EM-DAT)。
⑤	高温 (5～12月)・少雨 (1、5～8、10～12月)	ヨーロッパ中部～北アフリカ北西部	<ul style="list-style-type: none"> フランス東部のリヨン：5月の月平均気温19.2℃ (平年差+3.1℃)。 フランスのパリ・オルリー空港：6～8月の3か月平均気温21.7℃ (平年差+2.1℃)。 スイス西部のジュネーブ：9～11月の3か月平均気温12.9℃ (平年差+1.7℃)。 スペイン北西部のオレンセ：12月の月平均気温12.2℃ (平年差+3.6℃)。 フランス南部のモンペリエ：1月の月降水量0mm (1月の月降水量平年値63.7mm)。 フランス南部のトゥールーズ：5月の月降水量3mm (平年比4%)。 スペインのマドリード・バラハス：6～8月の3か月降水量1mm (平年比3%)。 チュニジアのチュニス/カルタゴ：10、12月の月降水量がそれぞれ4mm (平年比7%)、4mm (平年比6%)。 アルジェリア北部のムシラ：11月の月降水量0mm (11月の月降水量平年値19.7mm)。 フランスの5、10月の月平均気温は、それぞれの月としては1900年以降で最も高かった (フランス気象局)。 ポルトガルの5、7、12月の月平均気温は、それぞれの月としては1931年以降で最も高かった (ポルトガル海洋大気研究所)。 スペインの7、10月の月平均気温は、それぞれの月としては1961年以降で最も高かった (スペイン気象局)。 ドイツの10月の月平均気温は、10月としては1881年以降で最も高かった (ドイツ気象局)。 スペインの夏 (6～8月) の3か月平均気温は、夏としては1961年以降で最も高かった (スペイン気象局)。 英国の2022年の年平均気温は、1884年以降で最も高かった (英国気象局)。 ドイツの2022年の年平均気温は、1881年以降で最も高かった (ドイツ気象局)。 フランスの2022年の年平均気温は、1900年以降で最も高かった (フランス気象局)。 スペインの2022年の年平均気温は、1961年以降で最も高かった (スペイン気象局)。 フランスの5、7月の月降水量は、それぞれの月としては1959年以降で最も少なかった (フランス気象局)。 英国東部のコニングスビー (Coningsby) では、7月19日に40.3℃の日最高気温を観測し、英国の国内最高記録を更新した (英国気象局)。
⑥	サイクロン、トロピカル・スト	マダガスカル～マラウイ	<ul style="list-style-type: none"> マダガスカル～マラウイでは、1月のトロピカル・ストーム「ANA」、2月のサイクロン「BATSIRAI」、「EMNATI」、トロピカル・ストーム「DUMAKO」、3月のサイクロン「GOMBE」の影響により合計で390人以

(第1章 2022年の気候)

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
	ムーム (1～3月)		<p>上が死亡したと伝えられた (EM-DAT)。</p> <ul style="list-style-type: none"> モザンビーク東部のケリマネ：3月の月降水量536mm (平年比289%)。
⑦	大雨 (4月)	南アフリカ南東部	<ul style="list-style-type: none"> 南アフリカ南東部では、4月の大雨により540人以上が死亡したと伝えられた (EM-DAT)。 南アフリカ中部のブルームフォンテン：4月の月降水量177mm (平年比406%)。
⑧	ハリケーン (9～10月)	米国南東部～東部	<ul style="list-style-type: none"> 米国南東部～東部では、9～10月のハリケーン「IAN」により150人以上が死亡し、1129億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)。 米国のフロリダ州オーランド：9月の月降水量570mm (平年比356%)。
⑨	大雨 (1～2、5月)	ブラジル北東部～南東部	<ul style="list-style-type: none"> ブラジル北東部～南東部では、1～2、5月の大雨により合計で430人以上が死亡したと伝えられた (EM-DAT)。 ブラジル南東部のレゼンデ：2月の月降水量382mm (平年比186%)。
⑩	高温 (3～11月)	オーストラリア北部～ニュージーランド北部	<ul style="list-style-type: none"> オーストラリア北部のダーウィン：3～5月の3か月平均気温29.3℃ (平年差+1.4℃)。 ニュージーランド北部のギズボーン：6～8月の3か月平均気温12.1℃ (平年差+1.8℃)。 オーストラリア北東部のケアンズ：9～11月の3か月平均気温27.1℃ (平年差+2.1℃)。 ニュージーランドの11月の月平均気温は、11月としては1909年以降で最も高かった (ニュージーランド気象局)。 ニュージーランドの冬 (6～8月) の3か月平均気温は、冬としては1909年以降で最も高かった (ニュージーランド気象局)。 ニュージーランドの2022年の年平均気温は、1909年以降で最も高かった (ニュージーランド気象局)。
⑪	多雨 (1、3～5、7～11月)	オーストラリア南東部	<ul style="list-style-type: none"> オーストラリア南東部のナウラ：1月の月降水量241mm (平年比360%)。 オーストラリア南東部のシドニー：3～5月の3か月降水量910mm (平年比328%)。 オーストラリア東部のマイルズ：7月の月降水量98mm (平年比500%)。 オーストラリア南東部のニル：8月の月降水量89mm (平年比196%)。 オーストラリアのキャンベラ：9～11月の3か月降水量337mm (平年比196%)。 オーストラリアの10月の月降水量は、10月としては1900年以降で2番目に多かった (オーストラリア気象局)。 オーストラリアの春 (9～11月) の降水量は、春としては1900年以降で2番目に多かった (オーストラリア気象局)。

年平均気温は、主に中緯度帯で平年より高く、東アジアから中央アジア、ヨーロッパ北西部から北アフリカ北部、オーストラリア北部からニュージーランドなどで平年よりかなり高かった (図 1.1-2)。

年降水量は、南西諸島から東南アジア、インド北西部からパキスタン南部、オーストラリア南東

部からニュージーランドなどで平年より多く、ヨーロッパ南部から北アフリカ北西部、南アメリカ西部などで平年より少なかった（図 1.1-3）。

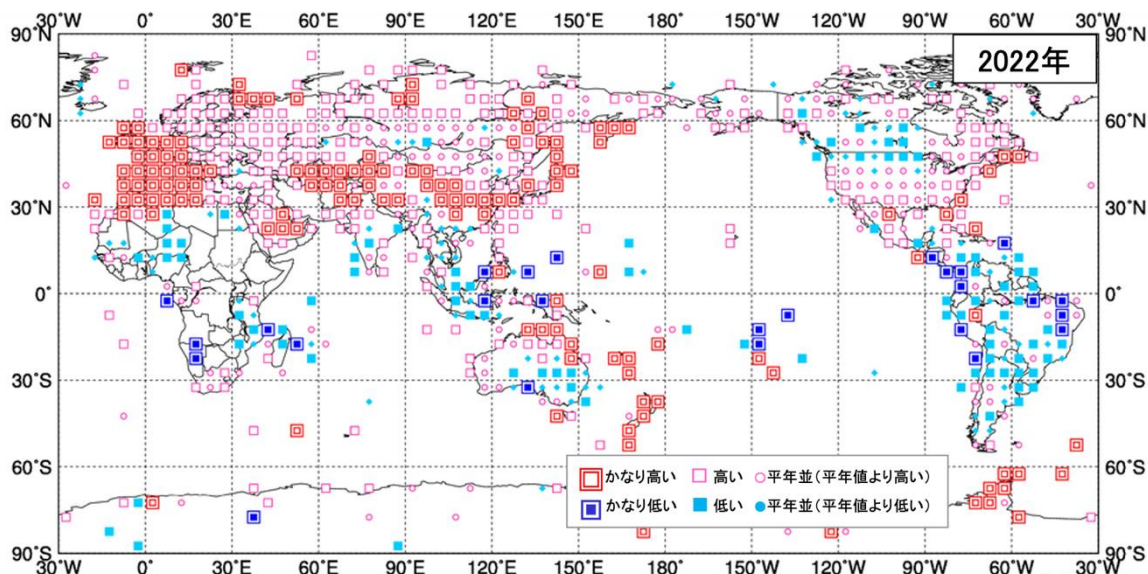


図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図 (2022年)⁶

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。

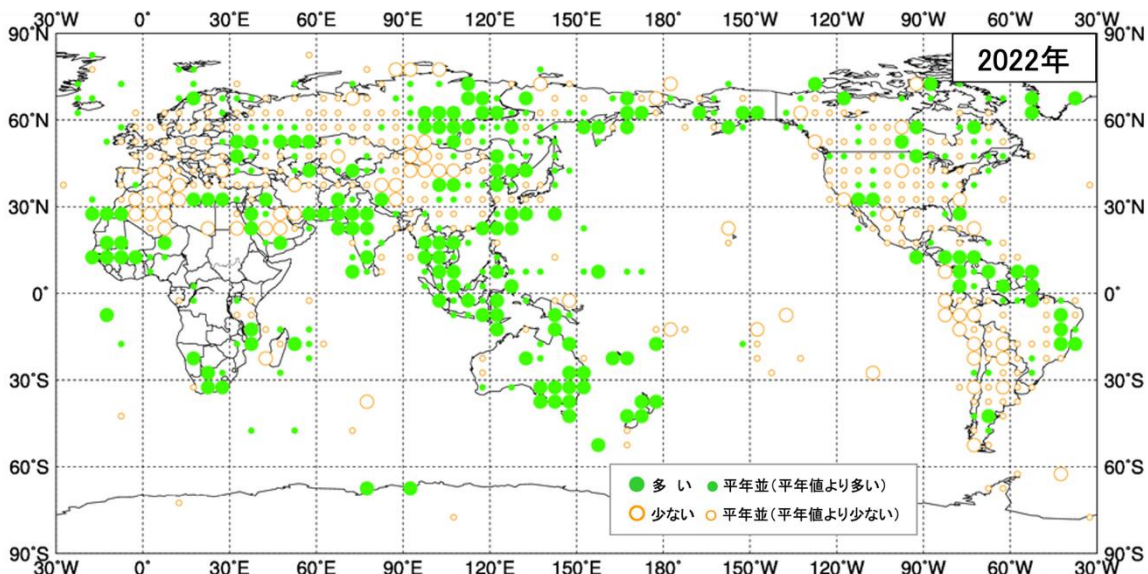


図 1.1-3 年降水量平年比分布図 (2022年)⁶

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。

⁶ 気象庁ホームページでは、2019 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.jma.go.jp/cpd/monitor/climfig/?tm=annual>

1.2 日本の天候・異常気象⁷

- 春から秋にかけて全国的に気温の高い状態が続き、低温は一時的だったため、年平均気温は全国的に高く、特に北日本でかなり高かった。
- 2021年12月～2022年2月は東・西日本では低温となり、日本海側を中心に大雪となった。
- 8月は北・東日本で不順な天候となった。東北北部・南部と北陸地方では梅雨明けが特定できなかった。

1.2.1 年間の天候

2022年の日本の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布を図1.2-1に示す。年統計値の特徴は以下のとおりである。

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

⁷ 観測された気温や降水量が、平年値（1991～2020年の平均値）を計算した期間の累積度数の上位10%の値を超える場合に「かなり高い（多い）」、上位33.3%の値を超える場合に「高い（多い）」、上位33.3%以下かつ下位33.3%を超える場合に「平年並」、下位33.3%以下の場合に「低い（少ない）」、下位10%以下の場合に「かなり低い（少ない）」と表現している。

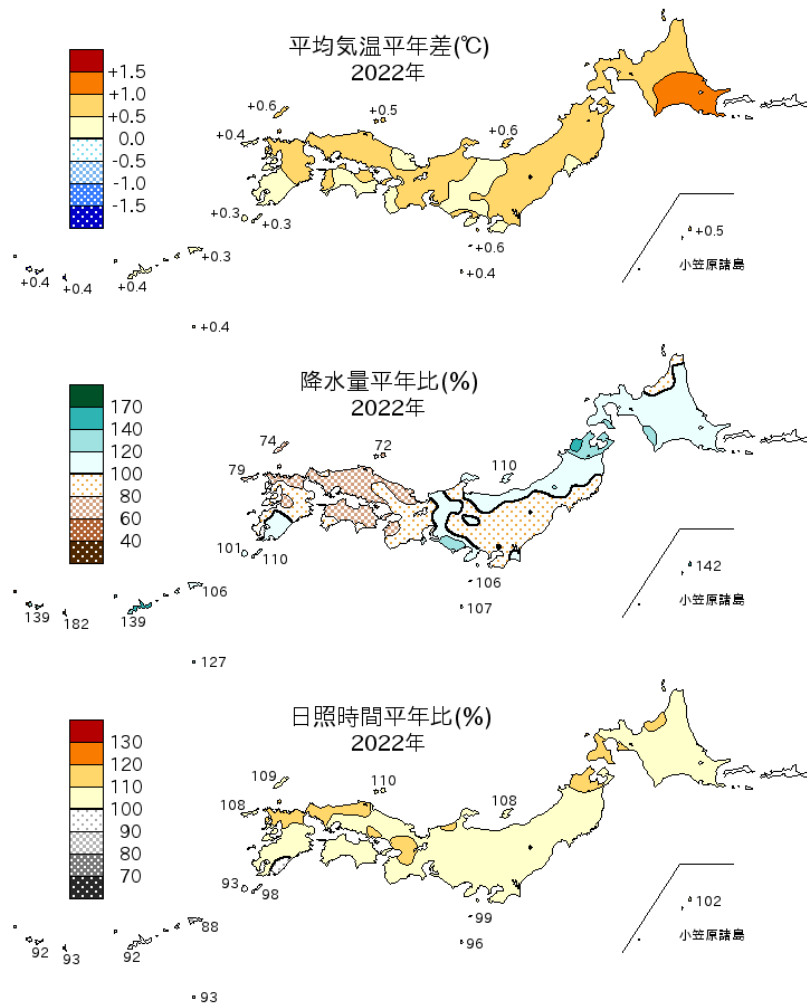


図 1.2-1 日本における 2022 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
 平年値は 1991~2020 年の平均値。

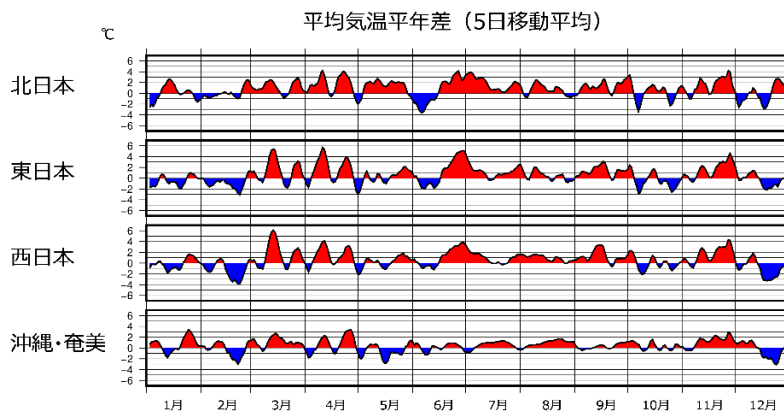


図1.2-2 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列 (2022年1~12月)
 平年値は1991~2020年の平均値。

1.2.2 季節別の天候

2022年の日本の地域別平均気温平年差の経過を図1.2-2に、日本の季節別の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を図1.2-3に示す。また、月統計値で記録を更新した地点数と主な地域を表1.2-1に示す。季節別の天候の特徴は以下のとおりである。

(1) 冬 (2021年12月～2022年2月)

- 平均気温：東・西日本で低かった。北日本と沖縄・奄美では平年並だった。
- 降水量：北日本日本海側でかなり多く、沖縄・奄美が多かった。一方、西日本日本海側と西日本太平洋側でかなり少なかった。北・東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・西日本日本海側と北・東・西日本太平洋側が多かった。一方、沖縄・奄美で少なかった。東日本日本海側では平年並だった。

12月下旬以降に強い寒気の影響を受けたため、東・西日本では冬の平均気温は低かった。北日本では、12月下旬以降の冬型の気圧配置の強まりのほか、低気圧の影響も受けやすかったため、北日本日本海側の冬の降水量はかなり多く、冬の降雪量は多かった。東・西日本は、12月下旬以降、断続的に強い冬型の気圧配置となり、北陸地方から山陰地方にかけての日本海側を中心に記録的な大雪となった所もあった。西日本は、平年に比べ低気圧の影響を受けにくく、日本海側・太平洋側ともに、降水量はかなり少なく、日照時間は多くなった。沖縄・奄美では、12月下旬以降寒気の影響で雲が広がりやすく、1月下旬から2月にかけては低気圧や前線の影響を受けやすかったため、降水量は多く、日照時間は少なかった。

(2) 春 (2022年3～5月)

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

北日本では期間を通して、東日本以西では3月から4月にかけて、暖かい空気が流れ込みやすかったため、春の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。3月は北日本付近を繰り返し低気圧が通過した一方、東・西日本は移動性高気圧に覆われやすかった。4月から5月にかけては本州南岸を低気圧や前線が通過して東・西日本太平洋側を中心に曇りや雨の日が多い時期があったが、北日本を中心に高気圧に覆われやすく、晴れた日が多かった。このため、春の日照時間は北・東日本日本海側と北日本太平洋側でかなり多く、西日本日本海側が多かった。沖縄・奄美では、3月から4月にかけては高気圧に覆われやすかったが、5月は前線や湿った空気の影響を受け、曇りや雨の日が続いたため、春の降水量はかなり多く、日照時間は少なかった。

(3) 夏 (2022年6～8月)

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

夏の平均気温は全国的に高かった。特に、東・西日本と沖縄・奄美では夏を通して暖かい空気に覆われやすかったため平均気温がかなり高く、西日本では平年差+0.9℃となり、1946年の統計開始以降、1位タイの高温を記録した。北日本日本海側と北日本太平洋側では、8月を中心に6月下旬と7月中旬にも低気圧や前線などの影響を繰り返し受けたため、夏の降水量はかなり多かった。東北北部・南部と北陸地方では、8月の上・中旬に前線や湿った空気の影響を受けやすく、曇りや雨の日が多かったため、梅雨明けが特定できなかった。一方、太平洋高気圧に覆われやすく6月に梅雨前線の影響が弱かった西日本太平洋側では、夏の降水量が少なく、日照時間が多かった。沖縄・奄美では、特に8月に太平洋高気圧に覆われて晴れた日が多く、夏の日照時間が多かった。

(4) 秋 (2022年9~11月)

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

9月は北・東・西日本を中心に暖かい空気に覆われやすく、11月は寒気の影響が弱かったため、秋の平均気温は全国的にかなり高かった。北・東・西日本では秋の後半を中心に西高東低の冬型の気圧配置が現れにくく寒気の影響が弱かったことや、高気圧に覆われて晴れの日が多かったため、秋の日照時間は北・東・西日本日本海側でかなり多く、北・東・西日本太平洋側で多かった。また、秋の降水量は北日本太平洋側でかなり少なかった。東・西日本では、9月には台風第11号、台風第14号、台風第15号の影響で記録的な大雨や大荒れとなった所があった。沖縄・奄美では、9月と10月に台風の影響をたびたび受け、また10月中旬以降は前線や湿った空気の影響を受けやすく曇りや雨の日が多かったため、秋の降水量はかなり多く、日照時間はかなり少なかった。

(5) 初冬 (2022年12月)

オホーツク海や日本の東で低気圧が発達して強い冬型の気圧配置となる日が多く、日本海側を中心に太平洋側の一部でも大雪となった所があった。月降水量は北・東日本日本海側でかなり多く、月降雪量は東日本日本海側でかなり多く、月間日照時間は北日本日本海側でかなり少なかった。沖縄・奄美は、上旬は前線や低気圧の影響、中旬以降は気圧の谷や寒気の影響を受けやすかったため、月降水量はかなり多く、月間日照時間はかなり少なかった。中旬以降、西日本を中心に強い寒気が南下したため、月平均気温は東・西日本で低かった。

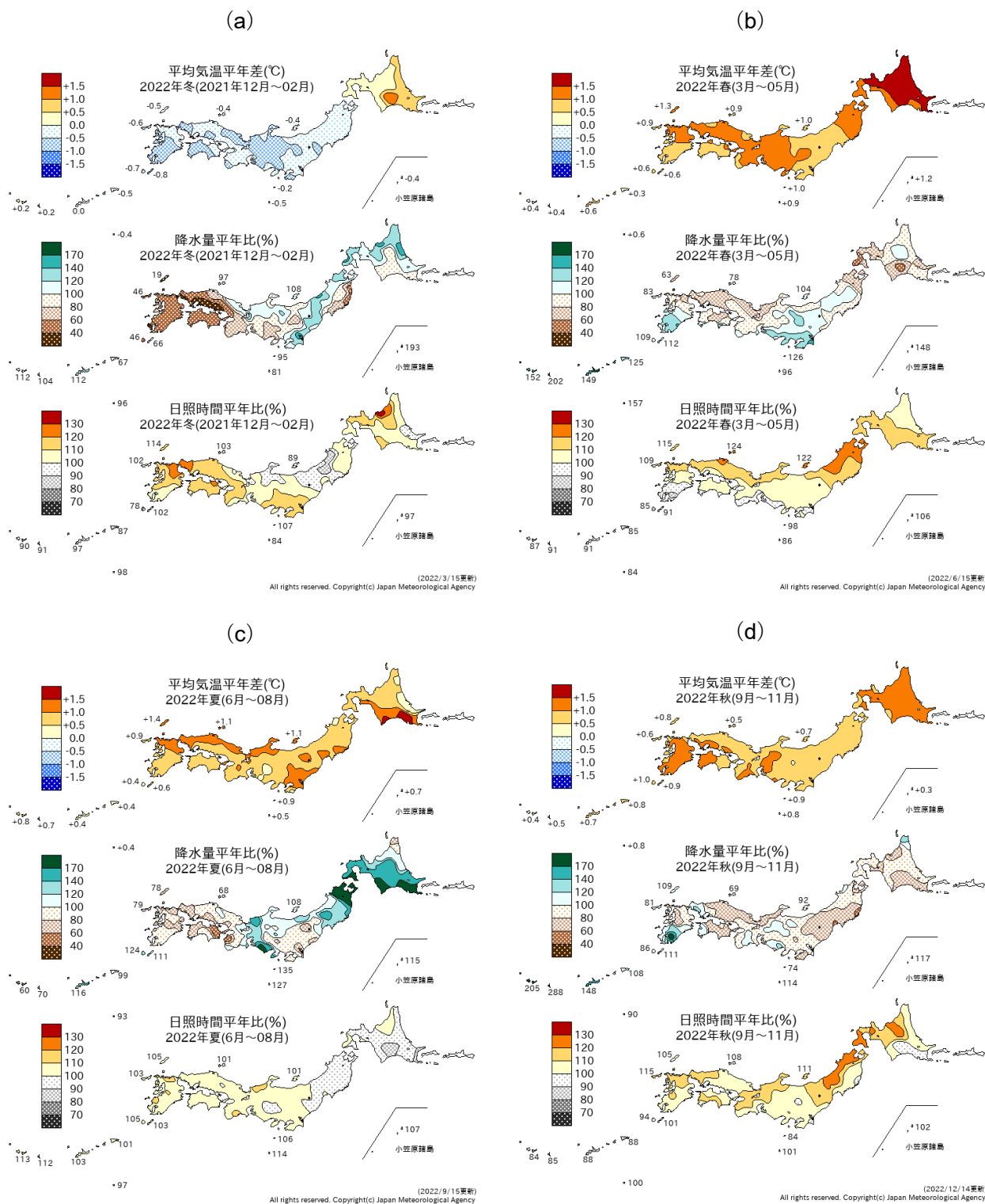


図 1.2-3 日本における 2022 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差 (比) 分布⁸
 (a) : 冬 (2021 年 12 月 ~ 2022 年 2 月)、(b) : 春 (3 ~ 5 月)、(c) : 夏 (6 ~ 8 月)、(d) : 秋 (9 ~ 11 月)
 平年値は 1991 ~ 2020 年の平均値。

⁸ 気象庁ホームページでは、1961 年冬 (前年 12 ~ 2 月) 以降の季節別の分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/cpd/db/longfcst/trsmmap_seasonal.html

表 1.2-1 月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数及び地域（2022 年）

全国 153 地点の气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	2	
2 月				9 西日		
3 月						1
4 月	6		3	7	2、1々	
5 月			6 沖奄	4		3 沖奄
6 月	9、4々		2			
7 月	5、3々		1			
8 月	4、2々		6	1	1	
9 月	1々				1	
10 月						
11 月	18、20々 東		2		14 西日	
12 月			1			1

1.3 大気・海洋の特徴⁹

- 2021年秋に発生したラニーニャ現象が持続し、2022年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。
- 2022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、季節内での変動が明瞭だった。

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¹⁰。以下では、2022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 (2021年12月～2022年2月)

2021年秋に発生したラニーニャ現象が持続し、太平洋赤道域の海面水温は170°E以東で負偏差となり、特に東部で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、フィリピン～ニューギニア島の北で活発、太平洋赤道域の日付変更線付近～東部で不活発だった(図1.3-1(b))。太平洋熱帯域の中部～東部では、不活発な積雲対流活動に対応して、対流圏上層で南北半球対の低気圧性循環偏差となり、これはラニーニャ現象の影響と考えられる(図1.3-1(c)と(d))。

500hPa高度では、東シベリアでの正偏差に伴って対流圏の極渦が分裂し、その一部は日本のすぐ北にまで南下した(図1.3-1(e))。北太平洋中央部～カナダ、ヨーロッパ～ユーラシア大陸南部で波列状の偏差が卓越した。亜熱帯ジェット気流は、北アフリカ～ユーラシア大陸上で顕著に蛇行し、日本の東海上で南偏して流れた(図1.3-1(c)も参照)。海面気圧では、アリューシャン低気圧が平年の位置と比べて南西寄りで強かった(図1.3-1(f))。850hPa気温では、シベリアの広い範囲、オホーツク海～アラスカの南で高温偏差、東アジアでは低温偏差が見られた(図1.3-1(g))。亜熱帯ジェット気流が日本の東海上で南偏したことには、ラニーニャ現象に伴ってフィリピン～ニューギニア島の北で積雲対流活動が活発だった影響により、日本の西方で亜熱帯ジェット気流が北に蛇行したことが関連したと考えられる。

⁹ 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。

¹⁰ 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。
- ・対流圏層厚換算温度：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/el_nino/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
- ・対流圏層厚換算温度：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/2022/index/html/soiolru/index_html_soiolru_2022.html

(2) 春 (2022年3~5月)

ラニーニャ現象が持続し、太平洋赤道域の海面水温は 150°E 以西で正偏差、中部から東部にかけて顕著な負偏差だった (図 1.3-2(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、インド南西部~フィリピン付近で活発、太平洋赤道域の西部~中部では不活発だった (図 1.3-2(b))。対流圏上層では、中東~東アジア南部で高気圧性循環偏差、太平洋熱帯域の日付変更線付近で南北半球対の低気圧性循環偏差となった (図 1.3-2(c))。対流圏下層では、太平洋熱帯域の日付変更線付近で南北半球対の高気圧性循環偏差、インド洋では南北半球対の低気圧性循環偏差となった (図 1.3-2(d))。これらの循環偏差は、熱帯域の積雲対流活動とよく対応しており、ラニーニャ現象による影響が考えられる。

500hPa 高度では、北大西洋~ユーラシア大陸中部で波列状の偏差が見られ、ヨーロッパ西・中部、インドの北では正偏差を伴っていた。東シベリア東部、日本付近~その東海上でも正偏差となった (図 1.3-2(e))。亜熱帯ジェット気流は、ユーラシア大陸~日本の東海上で平年の位置と比べて北寄りを流れ (図 1.3-2(c)も参照)、これにはインド南西部~フィリピン付近での活発な積雲対流活動による影響が考えられる。海面気圧では、ヨーロッパ、日本付近~北米西岸沖で正偏差、ユーラシア大陸中・東部の広い範囲で負偏差が見られた (図 1.3-2(f))。850hPa 気温では、ユーラシア大陸中部~北大西洋の 30°N 帯で高温偏差、ヨーロッパ東部付近で低温偏差が見られた (図 1.3-2(g))。

なおユーラシア大陸中部の 30°N 帯での高温偏差に対応して、中国では3月の月平均気温が1961年以降で最も高くなった (中国気象局、詳細は第 1.1 節を参照)。

(3) 夏 (2022年6~8月)

ラニーニャ現象が持続し、太平洋赤道域の海面水温は 150°E 以西で正偏差、中部で顕著な負偏差だった。インド洋熱帯域では、東部で正偏差、西部で負偏差が見られ、負のインド洋ダイポールモード現象が発生した (図 1.3-3(a))。

熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、アラビア海北部~パキスタン付近、インド洋熱帯域の南東部~インドネシア南部で活発、西部太平洋赤道域で不活発だった (図 1.3-3(b))。対流圏上層では、中国北部で高気圧性循環偏差を伴って北東へ連なる波列状の循環偏差が見られた。太平洋熱帯域の西・中部では、南北半球対の低気圧性循環偏差が見られた (図 1.3-3(c))。熱帯の対流圏下層では、太平洋西・中部で南北半球対の高気圧性循環偏差が見られた (図 1.3-3(d))。太平洋熱帯域の循環偏差は、西部太平洋赤道域での不活発な積雲対流活動とよく対応しており、ラニーニャ現象による影響が考えられる。

500hPa 高度では、ユーラシア大陸北部で波列状の偏差が見られ、ロシア西部、東シベリア南部で正偏差、中央シベリアで負偏差を伴っていた。ヨーロッパ付近でも正偏差となった (図 1.3-3(e))。ユーラシア大陸の亜熱帯ジェット気流は、平年の位置と比べて北寄りを流れた (図 1.3-3(c)も参照)。海面気圧では、北大西洋北部~ロシア西部で正偏差、中央シベリア付近で負偏差が見られた。太平洋高気圧は、日本の南海上で平年より西への張り出しが強かった (図 1.3-3(f))。850hPa 気温では、ヨーロッパ、ロシア西部、東シベリア西部付近、東アジアの広い範囲で高温偏差、中央シベリア南部付近で低温偏差となった (図 1.3-3(g))。

6月下旬から7月初めにかけては、太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強まり、東・西日本を中心に記録的な高温となった (詳細はトピックス I 参照)。また、東アジアの広い範囲での高温偏差に対応して、中国や香港では月平均気温が統計開始以降で最も高くなった月もあった (中国気象局、香港天文台、詳細は第 1.1 節を参照)。

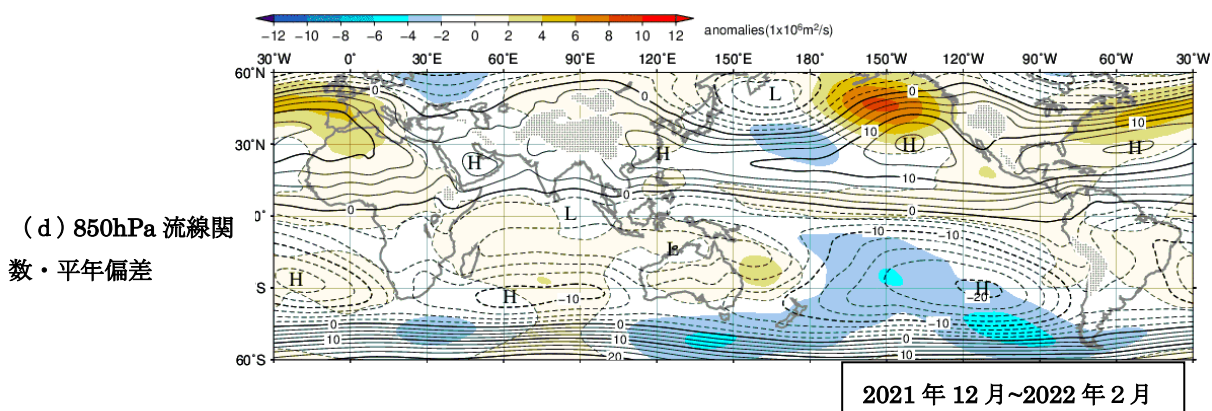
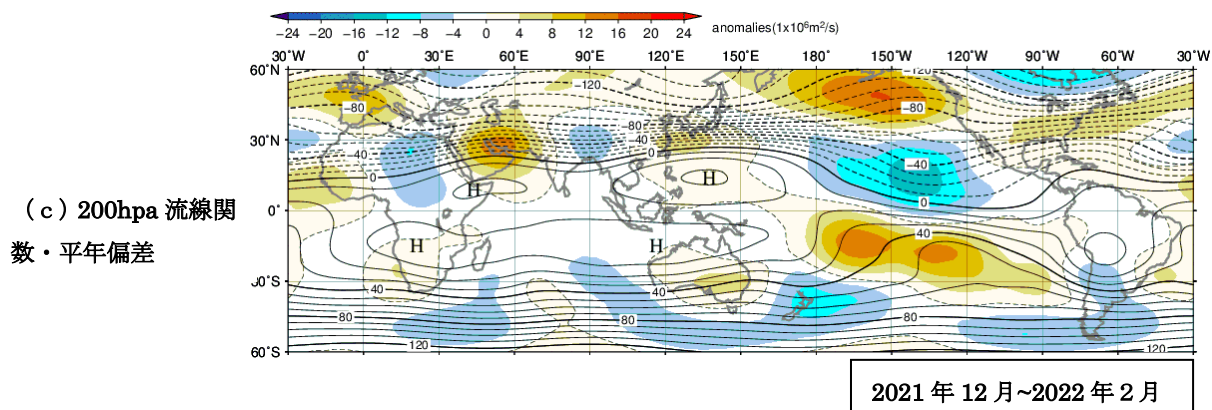
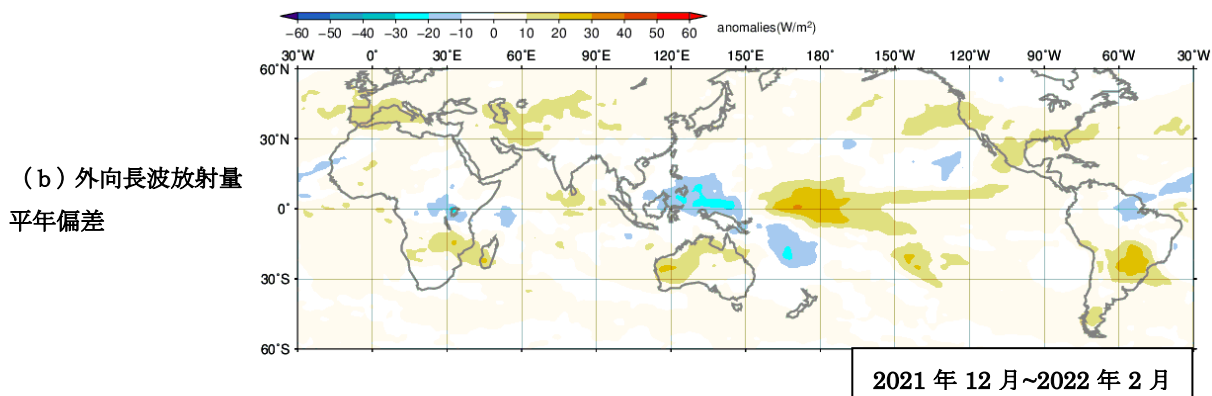
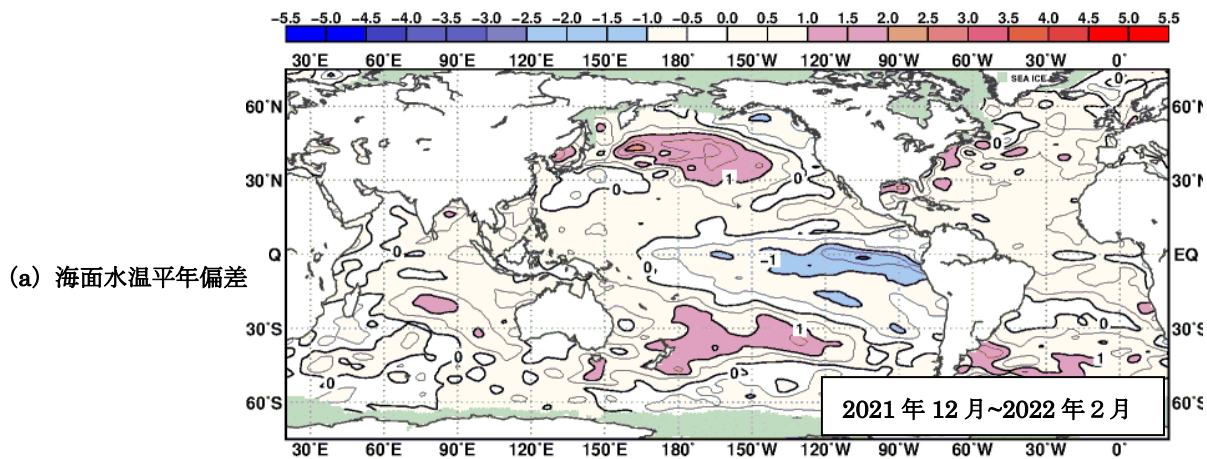
(4) 秋 (2022年9~11月)

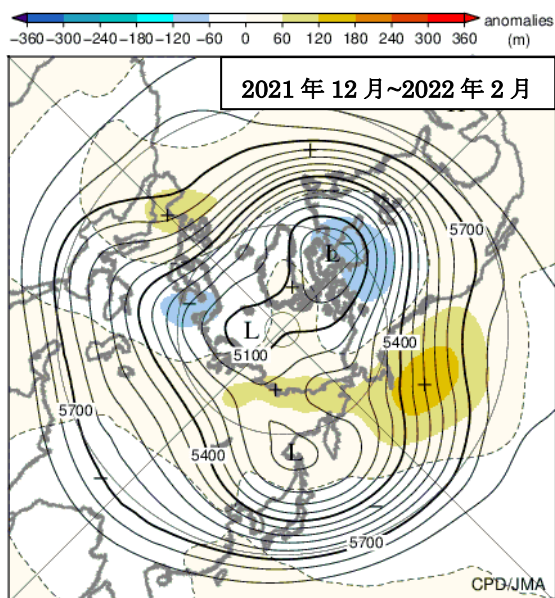
ラニーニャ現象が持続し、太平洋赤道域の海面水温は、150°E 以西で顕著な正偏差、中部から東部で顕著な負偏差となった。インド洋熱帯域では東部で正偏差が見られ、負のインド洋ダイポール

モード現象が持続した(図1.3-4(a))。

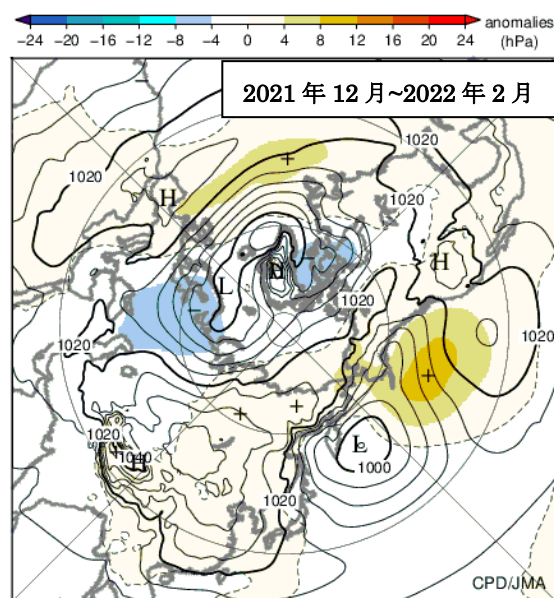
熱帯の積雲対流活動は、平年と比べて、インドネシア付近で活発、西・中部インド洋赤道域、西・中部太平洋赤道域で不活発だった(図1.3-4(b))。対流圏上層では、インド洋熱帯域の南東部～オーストラリア北部で高気圧性循環偏差、インド洋熱帯域の西部、太平洋熱帯域の中部で南北半球対の低気圧性循環偏差が見られた(図1.3-4(c))。対流圏下層では、太平洋熱帯域の西・中部で南北半球対の高気圧性循環偏差、インド洋熱帯域の東部～インドネシア付近で南北半球対の低気圧性循環偏差となった(図1.3-4(d))。インド洋～太平洋熱帯域の循環偏差は、インドネシア付近での活発な積雲対流活動や西部太平洋赤道域での不活発な積雲対流活動とよく対応しており、負のインド洋ダイポールモード現象やラニーニャ現象による影響が考えられる。

500hPa 高度では、北太平洋北部、ヨーロッパの北、中緯度帯の広い範囲で正偏差、英国の西海上、中央・東シベリア、日本の東海上で負偏差が見られた(図1.3-4(e))。北大西洋の偏西風は平年と比べて強く、ユーラシア大陸東部～日本の東海上の偏西風は平年の位置と比べて北寄りを流れた(図1.3-4(c)も参照)。海面気圧では、北太平洋北部、ヨーロッパ北部で正偏差、英国の西海上、中央・東シベリアで負偏差となった(図1.3-4(f))。850hPa 気温では、グリーンランドの東、中緯度帯の広い範囲で高温偏差が見られた(図1.3-4(g))。

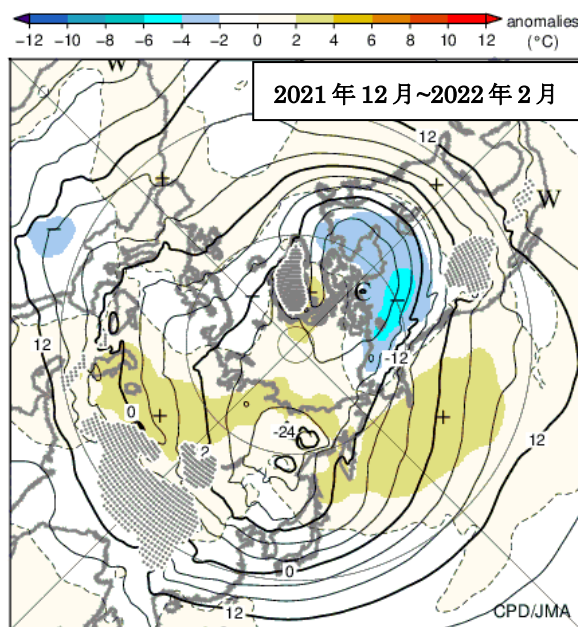




(e) 500hPa 高度・平年偏差



(f) 海面気圧・平年偏差



(g) 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 (2021 年 12 月～2022 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。緑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/m²。熱帯域では、負偏差 (寒色) 域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差 (暖色域) は平年より不活発と推定される。

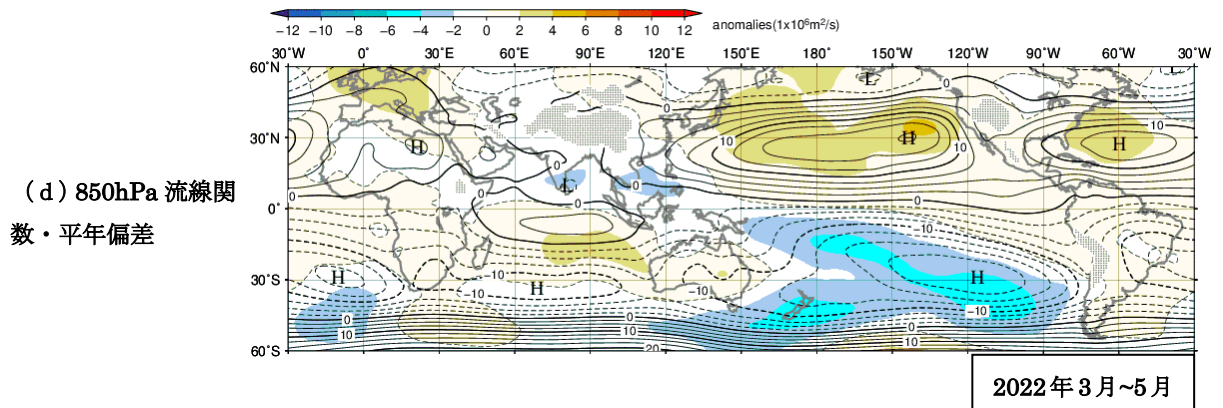
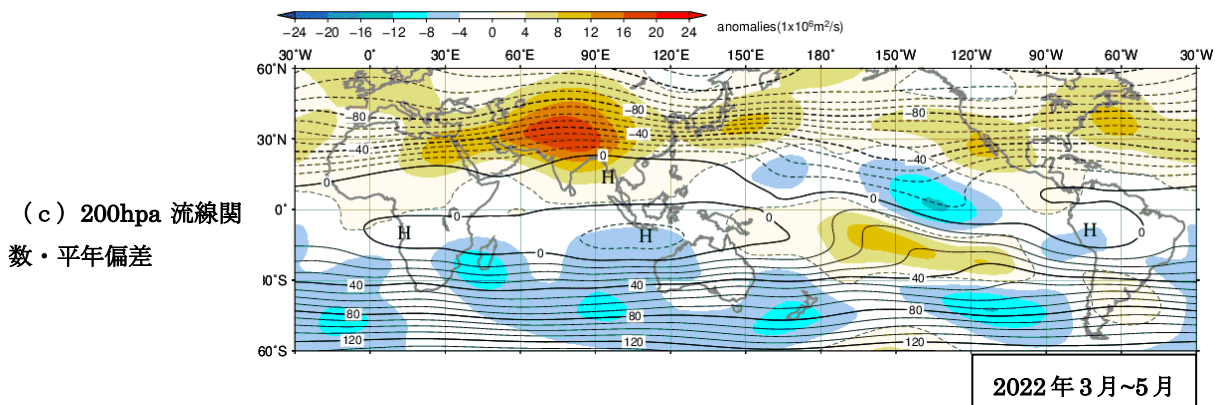
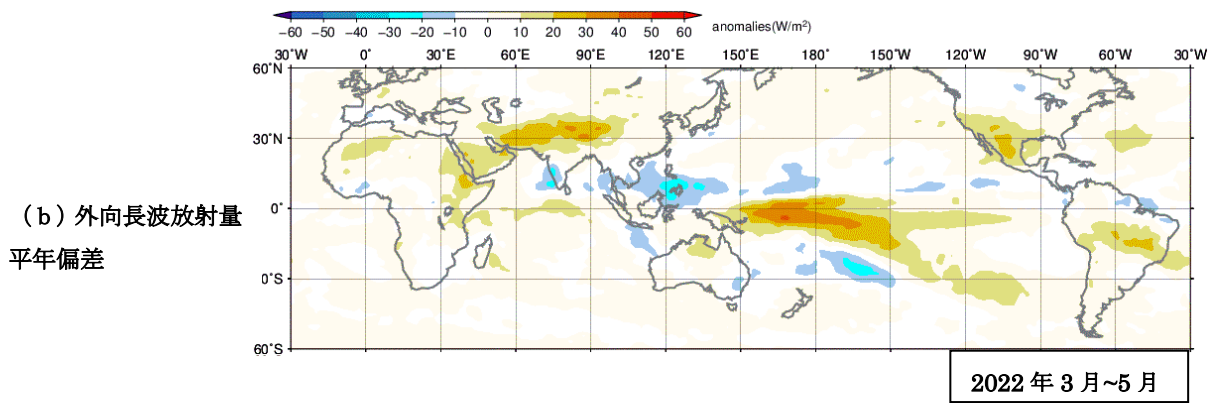
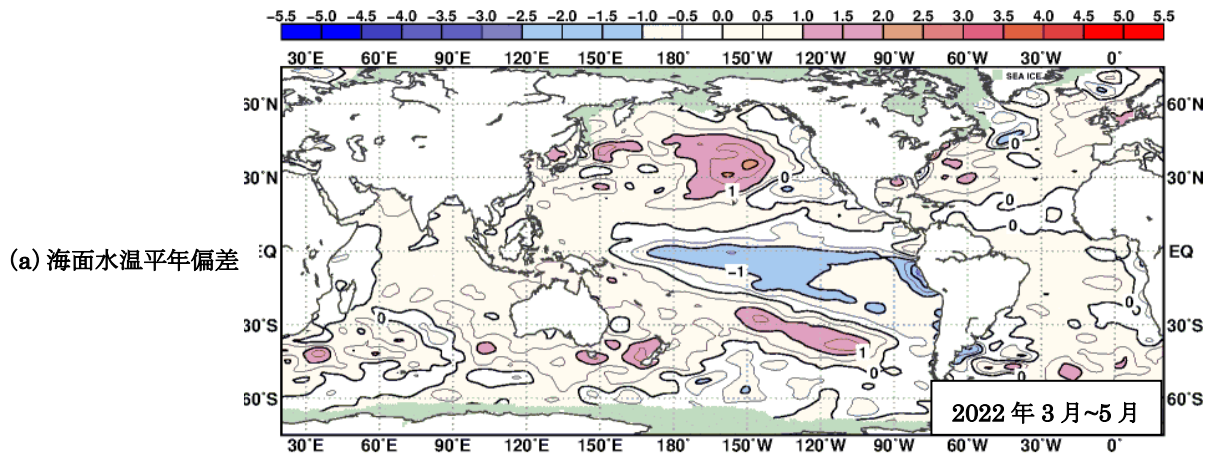
(c) 200hPa 流線関数及び平年偏差。等値線の間隔は 10×10⁶m²/s。北 (南) 半球では、流線関数が正 (負) の値の場合は高 (低) 気圧性循環、負 (正) の値の場合は、低 (高) 気圧性循環を表す。

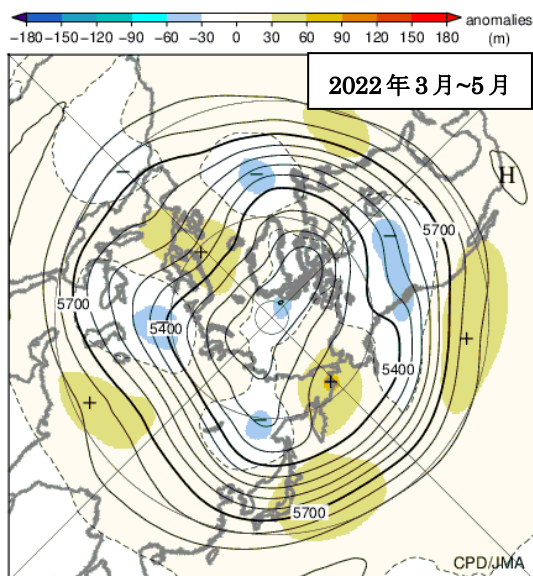
(d) (c)と同じ。但し、850hPa 流線関数及び平年偏差で、等値線の間隔は 2.5×10⁶m²/s。

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

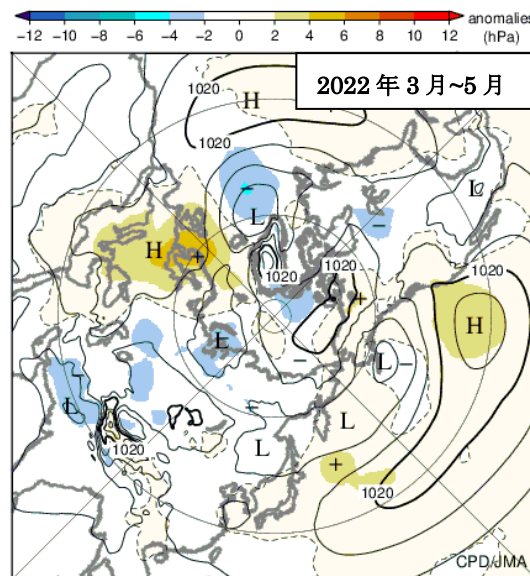
(f) 海面気圧及び平年偏差。等値線の間隔は 4hPa。

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

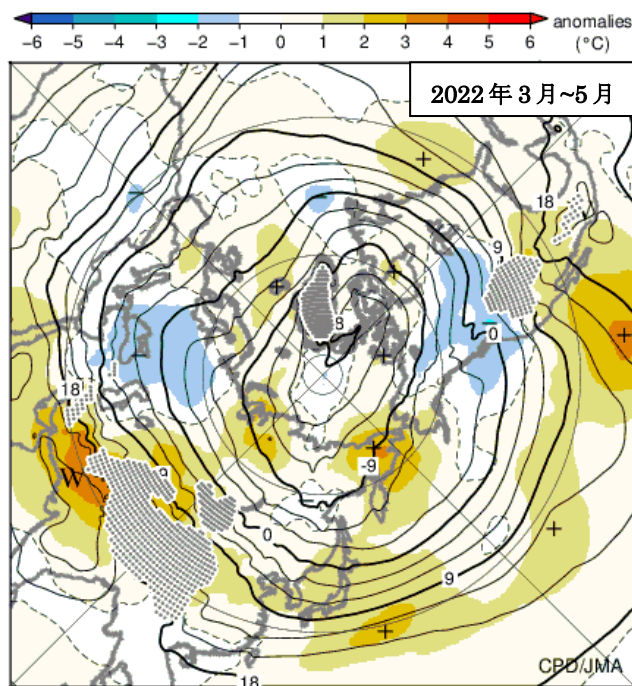




(e) 500hPa 高度・平年偏差



(f) 海面気圧・平年偏差

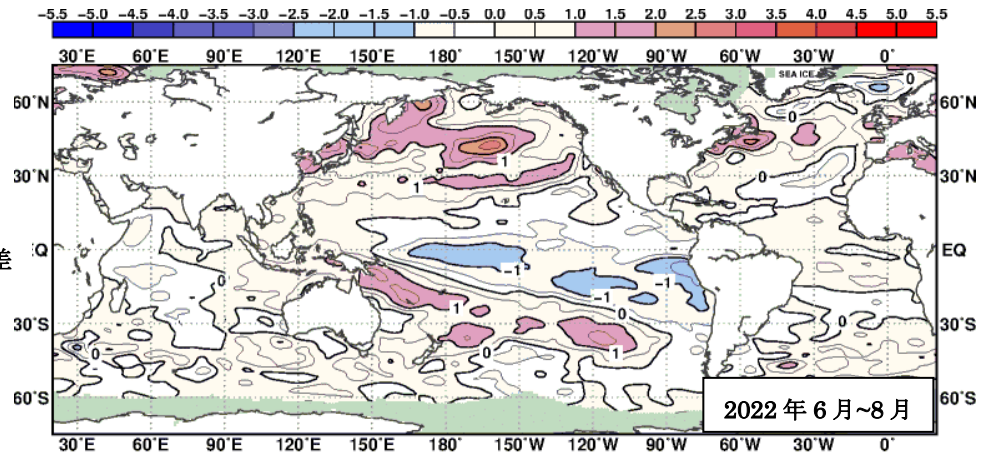


(g) 850hPa 気温・平年偏差

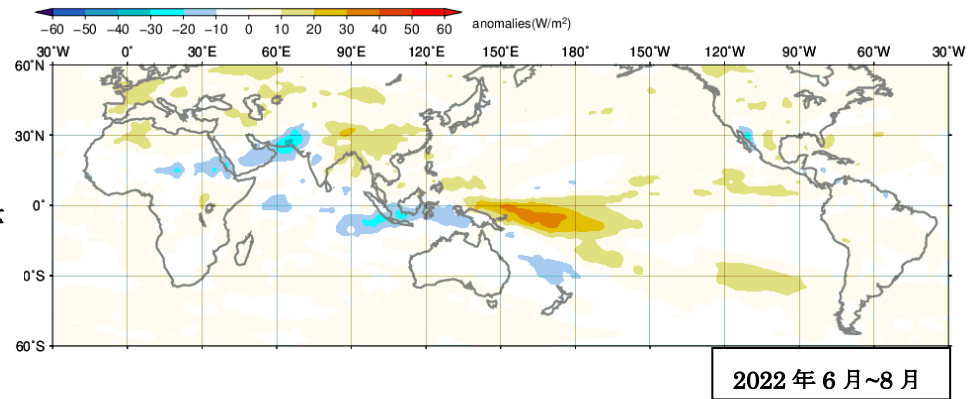
図 1.3-2 3か月平均の海面水温、大気の循環図 (2022年3~5月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(g)の等値線の間隔は 3°C。

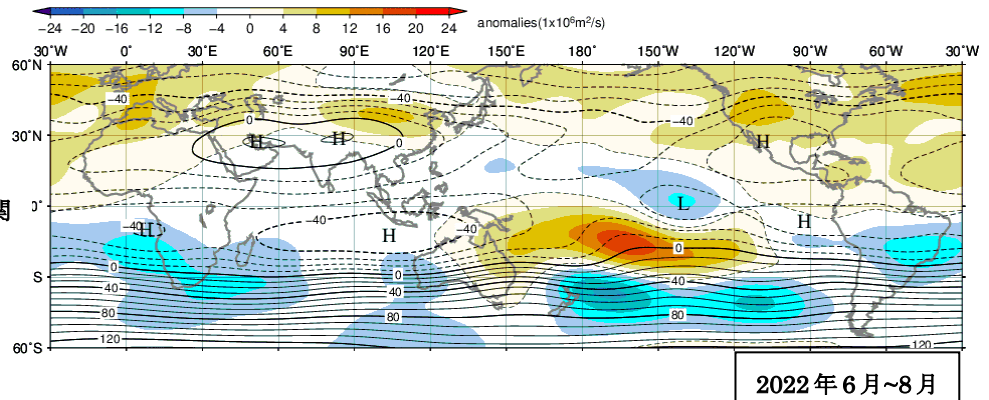
(a) 海面水温平年偏差



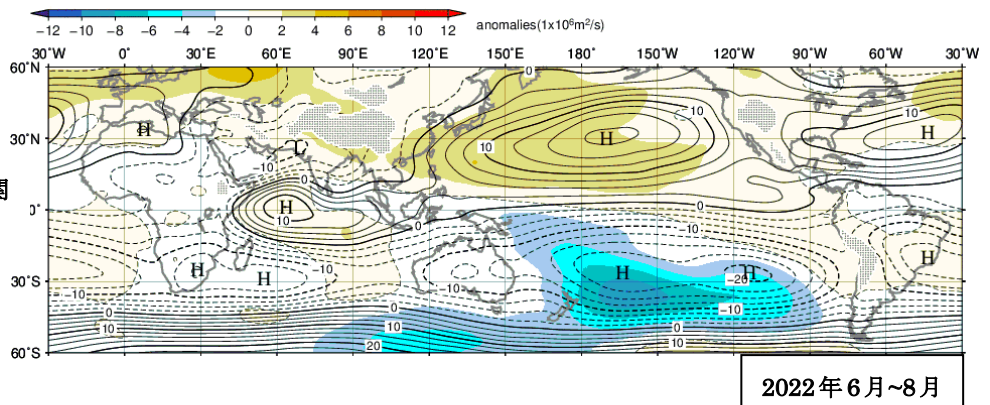
(b) 外向長波放射量
平年偏差

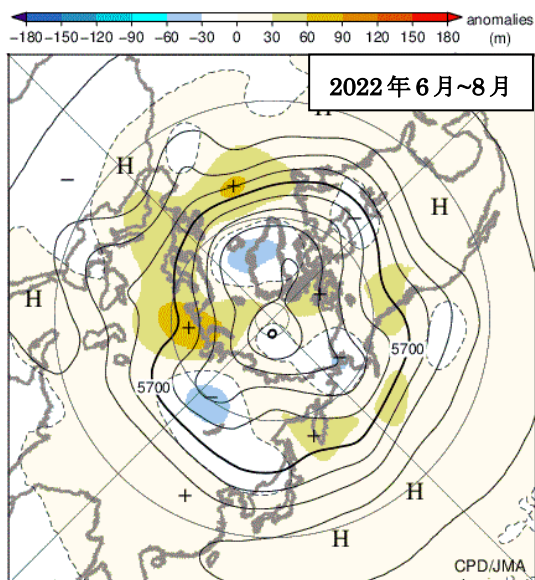


(c) 200hpa 流線関
数・平年偏差

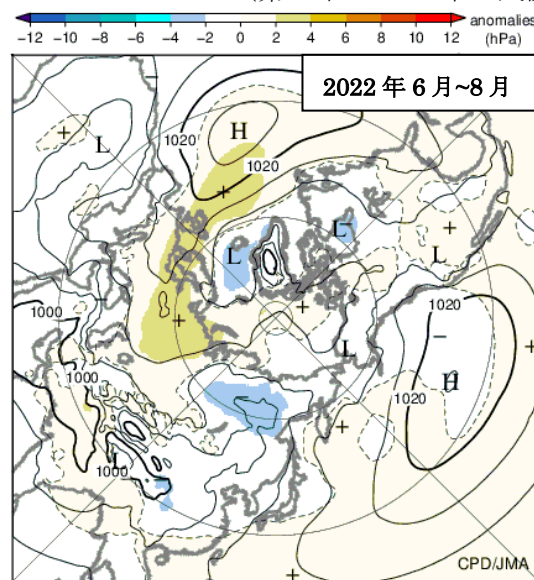


(d) 850hPa 流線関
数・平年偏差

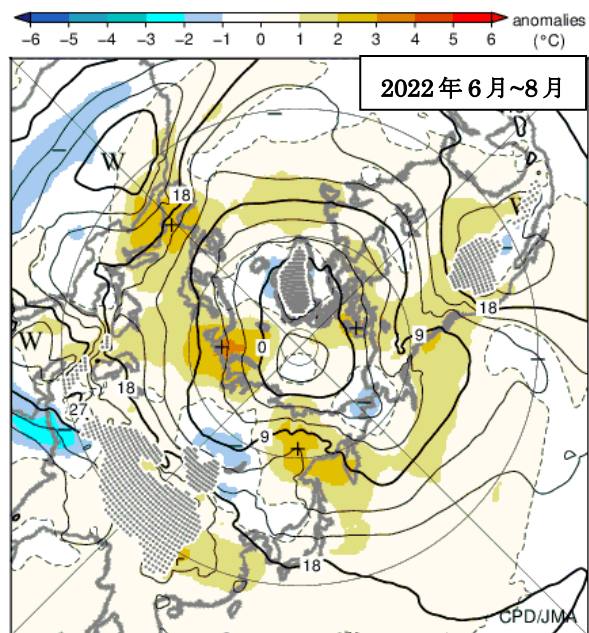




(e) 500hPa 高度・平年偏差



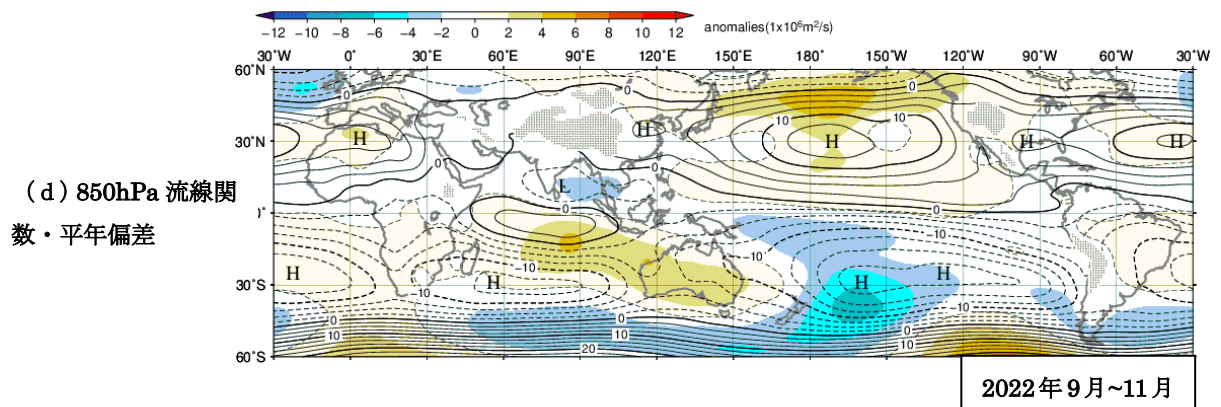
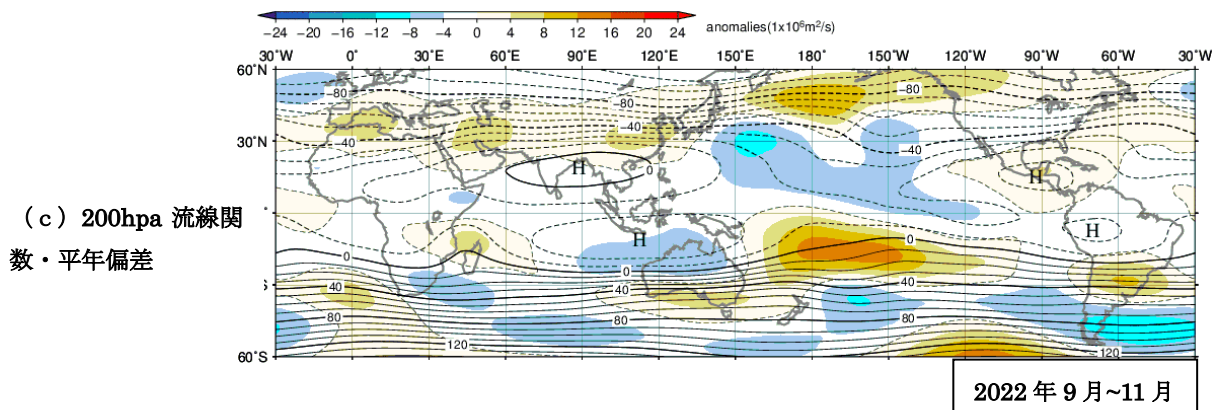
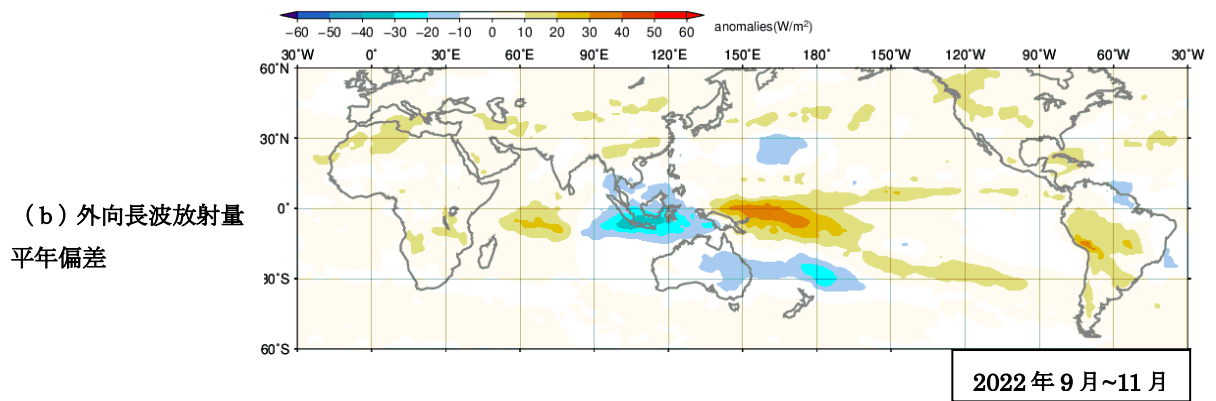
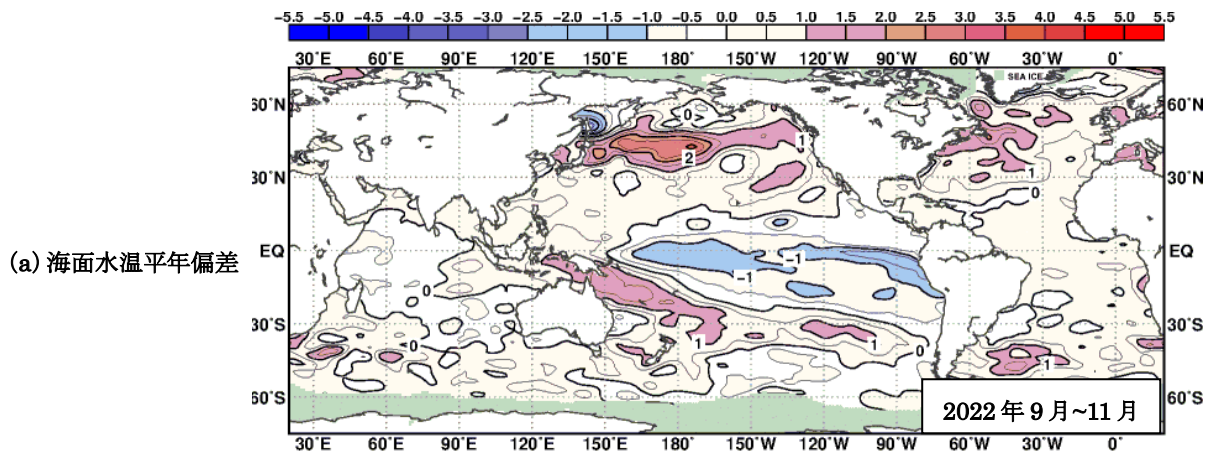
(f) 海面気圧・平年偏差

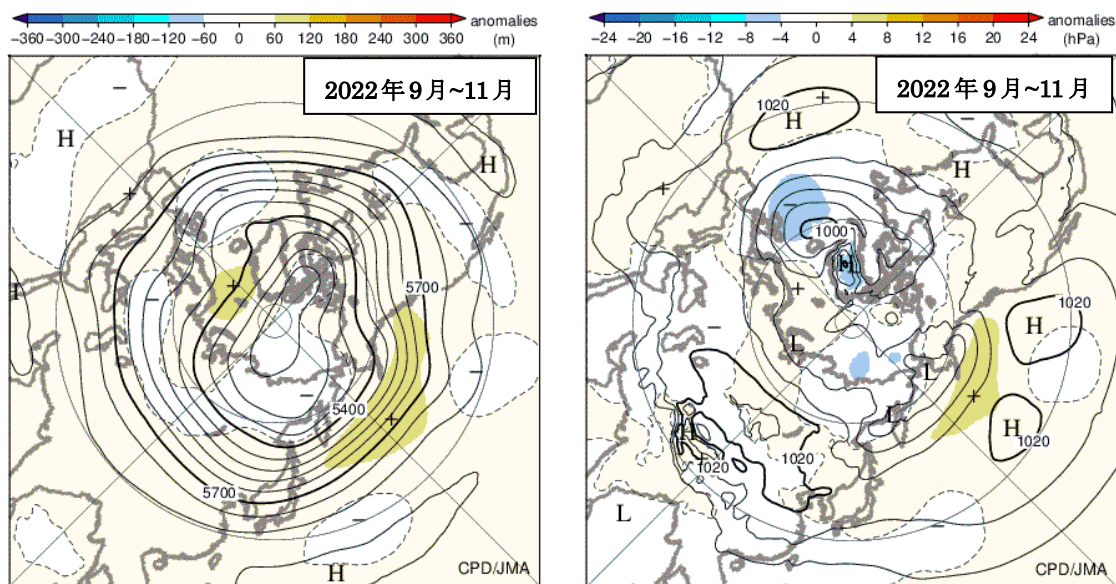


(g) 850hPa 気温・平年偏差

図 1.3-3 3か月平均の海面水温、大気の循環図 (2022年6~8月)

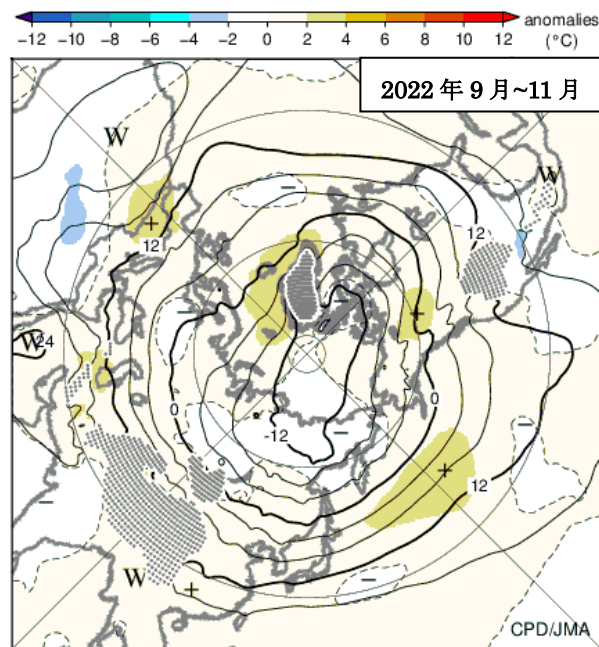
図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(g)の等値線の間隔は 3°C。





(e) 500hPa 高度・平年偏差

(f) 海面気圧・平年偏差



(g) 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 (2022年9~11月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

1.3.2 対流圏の平均気温

対流圏の全球平均気温は、2021年夏以降高い状態で継続し（図 1.3-5）、2022年7月には気温偏差の値が+0.5°Cとなり、7月としては1958年以降で最も高い値となった。7月の月平均帯状平均気温では、対流圏全体で広く高温偏差となった（図 1.3-6）。

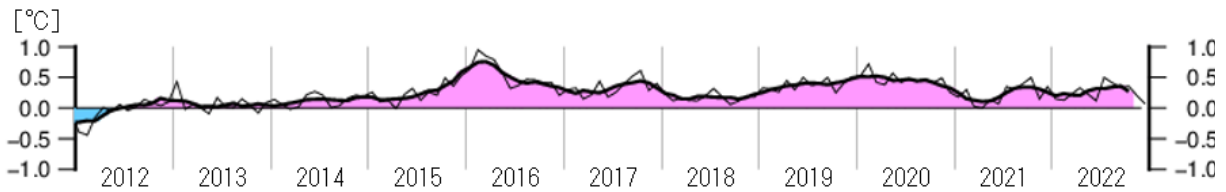


図 1.3-5 対流圏の全球平均層厚換算温度平年偏差の時間変化（°C）

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。

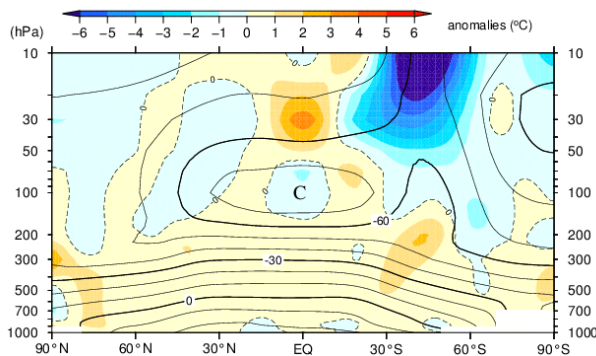


図 1.3-6 帯状平均気温の高度・緯度断面図（2022年7月）

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、特に期間の前半を中心に1か月程度の周期で大きく変動し、6月下旬～7月上旬頃及び8月上旬頃には活発、6月中旬頃及び7月下旬頃には不活発となった（図 1.3-7）。

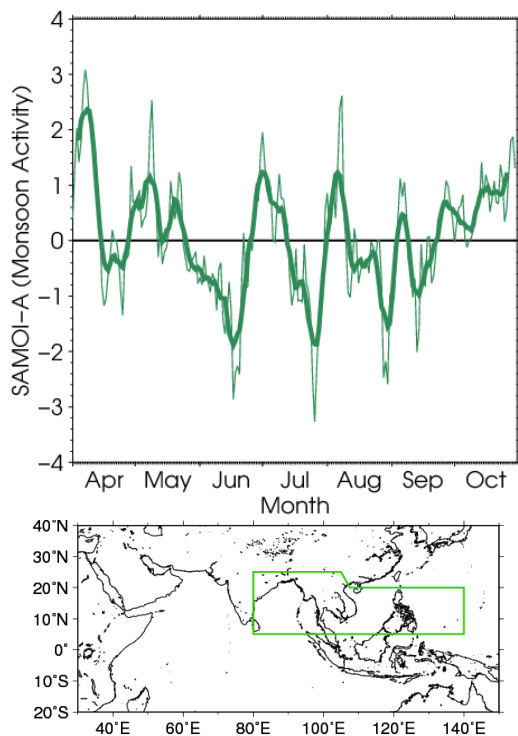


図 1.3-7 夏季アジアモンスーン域での外向き長波放射量（OLR）指数（SAMOI（A））の時系列（2022年4～10月）

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図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¹¹

2022年の台風の発生数は25個（平年値25.1個）で平年並であった（図1.3-8、表1.3-1）。7月までの発生数は6個（平年値7.8個）だったが、8月以降は19個（17.3個）発生した。

2022年の日本への台風の接近数は11個（平年値11.7個）で平年並であった。日本への台風の上陸は第4号、第8号、第14号の3個（平年値3.0個）だった。

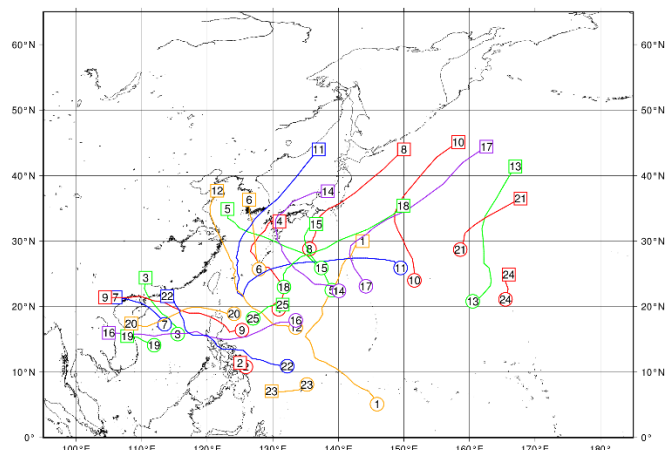


図 1.3-8 2022年の台風経路図

経路の両端の○と□はそれぞれ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 2022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)
T2201	マラカス	4/8 9時 - 4/15 21時	45	T2214	ナンマドル	9/14 3時 - 9/20 3時	55
T2202	メーギー	4/10 3時 - 4/11 9時	20	T2215	タラス	9/22 9時 - 9/23 21時	18
T2203	チャバ	6/30 9時 - 7/3 15時	35	T2216	ノルー	9/23 3時 - 9/28 21時	50
T2204	アイレー	7/1 3時 - 7/5 9時	23	T2217	クラー	9/26 9時 - 9/29 21時	30
T2205	ソングダー	7/28 21時 - 8/1 3時	20	T2218	ロウキー	9/28 21時 - 10/2 3時	35
T2206	トロージェス	7/31 9時 - 8/1 21時	18	T2219	ソーカー	10/14 9時 - 10/15 9時	18
T2207	ムーラン	8/9 15時 - 8/11 9時	18	T2220	ネサット	10/15 15時 - 10/20 9時	40
T2208	メアリー	8/11 21時 - 8/14 21時	20	T2221	ハイタン	10/18 9時 - 10/19 21時	18
T2209	マーゴン	8/22 3時 - 8/26 9時	30	T2222	ナルガエ	10/27 9時 - 11/3 3時	30
T2210	トカゲ	8/22 9時 - 8/26 3時	40	T2223	パンヤン	10/31 3時 - 11/1 9時	20
T2211	ヒンナムノー	8/28 15時 - 9/6 21時	55	T2224	ヤマネコ	11/12 21時 - 11/14 15時	18
T2212	ムイファー	9/8 3時 - 9/16 9時	45	T2225	パカー	12/11 21時 - 12/12 21時	20
T2213	マールボック	9/11 21時 - 9/15 15時	35				

¹¹ 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^{12, 13}

- 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）¹⁴を運営しており、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理し、国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータをもとにした解析によると、地球温暖化に及ぼす影響の大きい代表的な長寿命の温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 2.1-1）。

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

表 2.1-1 代表的な長寿命の温室効果ガスの世界平均濃度（2021 年）¹⁵

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)	2021 年平均濃度	工業化以降 の増加率			
二酸化炭素	約 278 ppm	415.7 ppm	+ 49 %	+2.5 ppm	+0.61 %	不定
メタン	約 729 ppb	1908 ppb	+162 %	+18 ppb	+0.95 %	11.8
一酸化二窒素	約 270 ppb	334.5 ppb	+ 24 %	+1.3 ppb	+0.39 %	109

¹² 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、2021 年までの結果を掲載している。

¹³ 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 （大気中の温室効果ガス）
<https://www.data.jma.go.jp/env/data/report/data/> （大気・海洋環境観測年報）

¹⁴ 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/>

¹⁵ 2021 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2022）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 2021 年平均濃度の差から算出した。なお、寿命は IPCC（2021）にある応答時間（一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間）を採用した。

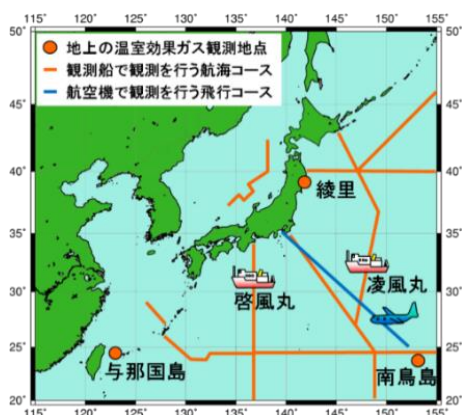


図 2.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

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

2.1.1 世界と日本における二酸化炭素

(1) 世界における二酸化炭素濃度

大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している（図 2.1-2 (a)）。この経年増加は、化石燃料の消費、森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に排出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによってもたらされる（IPCC, 2021）。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で低い（図 2.1-3）。また、季節変動は主に陸上生物圏の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が優勢となって濃度が上昇する（IPCC, 2021）。濃度が極大となるのは、北半球で3～4月頃、南半球で9～10月頃である。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい（図 2.1-3）。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を強く反映して4月頃に極大となる。WDCGGの解析によると2021年の地表付近の世界平均濃度は415.7 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2.5 ppm）と同程度であり、1990年代の平均年増加量（約1.5 ppm）より大きい。

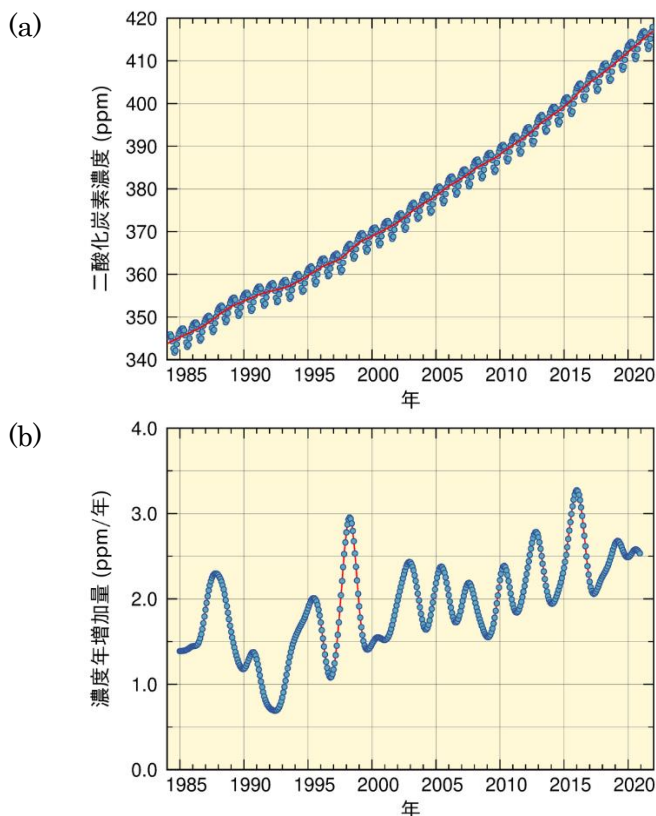


図 2.1-2 大気中の二酸化炭素の (a) 世界平均濃度と (b) 濃度年増加量

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, 2022）。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（2023）に掲載されている。

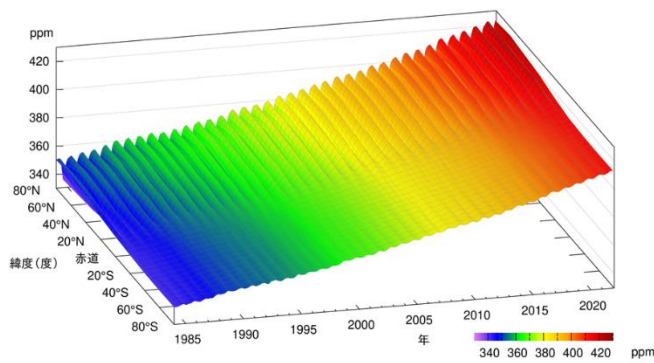


図 2.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) 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¹⁶ (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、2020 年までの 10 年間の平均 (27±12 億トン炭素) よりも小さい。同様に 1997~1998 年や 2002~2003 年に発生したエルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による吸収量が減少している。例外的に、1991~1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、陸上生物圏による正味の吸収量が大きかった。これは、1991 年 6 月のピナト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)。

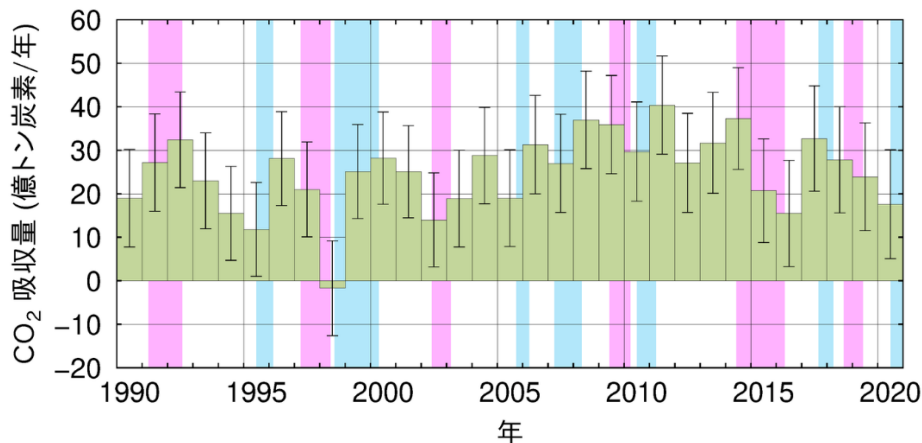


図 2.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

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., 2022) 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。

¹⁶ 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

(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。2022 年の年平均濃度は、綾里で 421.8 ppm、南鳥島で 419.7 ppm、与那国島では 421.8 ppm となった（いずれも速報値）。前年からの増加量は 2.0~2.6 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。なお、米国海洋大気庁（NOAA）が管理する二酸化炭素の国際的な観測基準の更新に伴い、大気中二酸化炭素濃度のこれまでの報告値に対して+0.10~+0.25 ppm の補正を行っている。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 5.2%減少した。2021 年には COVID-19 感染拡大前の 2019 年とほぼ同水準の排出量に戻り、2022 年には 2021 年と比較して約 1.0%増加すると予測されており（Friedlingstein et al., 2022）、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。

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

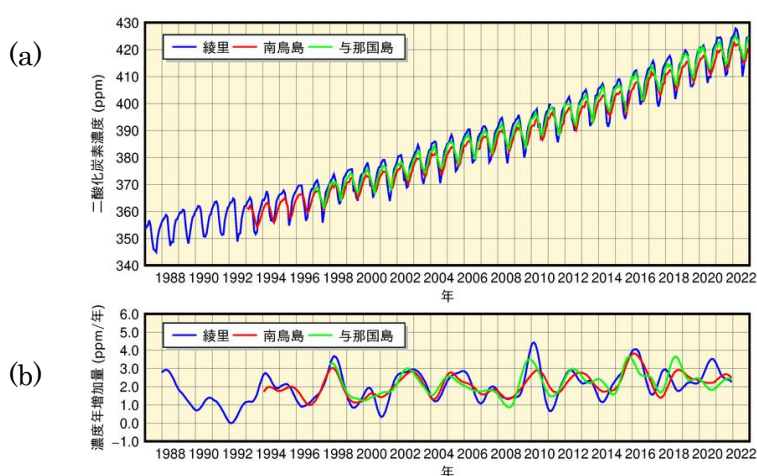


図 2.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

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

(3) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011 年から厚木航空基地（神奈川県綾瀬市）－南鳥島間の輸送機において、北緯約 34~25 度の航路上で水平飛行中の上空約 6 km 及び南鳥島に降下中の異なる高度¹⁷で二酸化炭素濃度の観測を月に 1 回行っている（Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014）。

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

¹⁷ 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。

平均的には上空の濃度が地上の濃度よりも低い傾向にある。

図 2-1.7 は、地上観測及び水平飛行時のデータに加えて、輸送機が南鳥島に降下する際に採取した大気中の濃度を用いて、観測開始以降の期間の平均的な季節変動を高度別に示したものである。比較しやすくするため、いずれも地上における観測値から季節変動を取り除いた成分を基準として算出している。いずれの高度においても、冬から春にかけて濃度が高く、夏から秋にかけて濃度が低くなる季節変動がみられるが、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)。

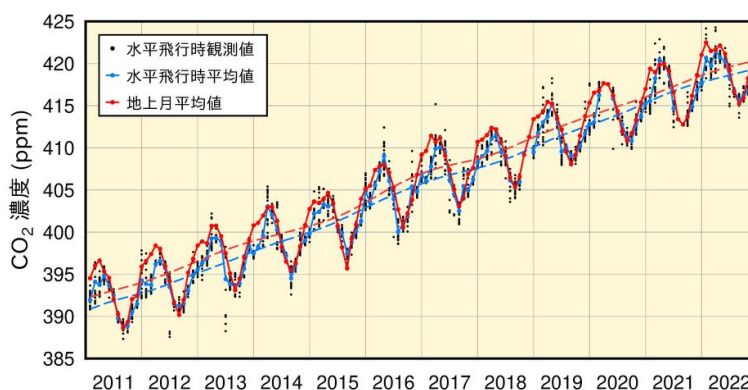


図 2.1-6 厚木航空基地—南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約 6 km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）と 1 回の飛行中における観測の平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）

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

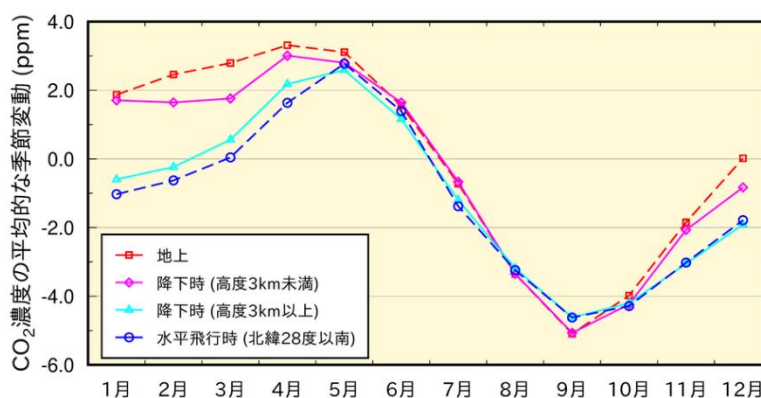


図 2.1-7 南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

地上での月平均濃度（赤色）、北緯 28 度以南を水平飛行中に採取した大気中の濃度の平均値（青色）、降下時に採取した大気中の濃度のうち高度 3 km 未満（桃色）と 3 km 以上（水色）それぞれに対する、2011 年 2 月～2022 年 12 月までの各月の平均値。地上での月平均濃度について季節変動を取り除いた成分を求め（図 2.1-6 赤破線）、それを各濃度時系列から差し引き、各月について平均したものを示している。

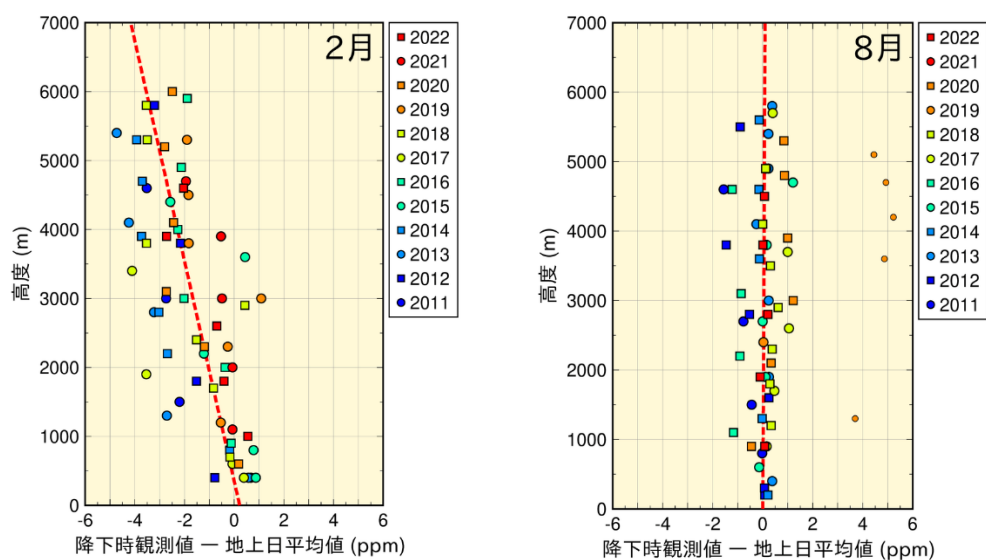


図 2.1-8 南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

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

2.1.2 世界と日本におけるメタン

(1) 世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度を図 2.1-9 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代半ば以来上昇を続けてきたが、1999～2006 年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007 年以降は再び増加している。IPCC (2021) では、濃度増加が止まった原因については、化石燃料による人為起源の排出量減少の寄与が指摘されており、2007 年以降の濃度増加については、主に化石燃料と農業分野等からの放出の増加によると考えられている。一方、メタンの定量的な収支評価には、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う湿地やバイオマス燃焼からの放出及びメタン消滅に寄与する OH ラジカルの変動等、依然として不確実な部分も多い。WDCGG の解析では 2021 年の世界平均濃度は 1908 ppb となり、2020 年から 2021 年までの濃度増加量も 1984 年以降で最大の 18 ppb となった (表 2.1-1) (トピックスIVも参照)。

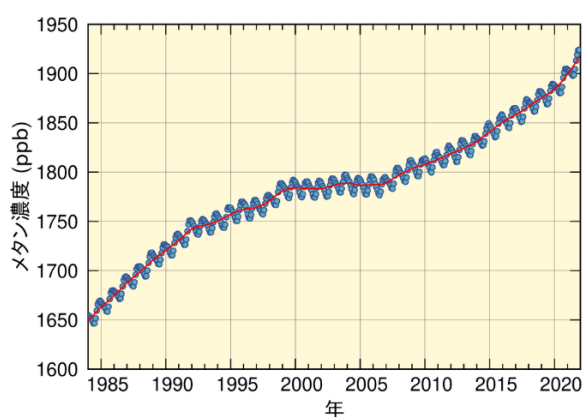


図 2.1-9 大気中のメタンの世界平均濃度

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, 2022)。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 (2023) に掲載されている。

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯に比べて熱帯域では低くなっている。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカルと反応し消滅するためである。また、夏季には水蒸気濃度が高く、また紫外線が強くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子が両半球でみられる (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 (162%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一層の充実が期待されている。

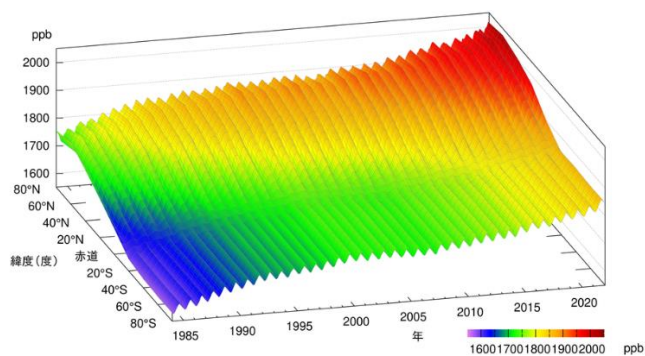


図 2.1-10 緯度帯別の大気中のメタン濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

(2) 日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している (図 2.1-11 (a))。高緯度に位置する綾里は OH ラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近いので、3 つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島では、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団とともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。2022 年の年平均濃度は、綾里で 1997 ppb、南鳥島で 1947 ppb、与那国島では 1967 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)。綾里及び南鳥島における 2020 年から 2021 年までの大気中メタン濃度の増加量 (それぞれ、16 ppb 及び 19 ppb) は観測史上最大、与那国島は 13 ppb で過去第 3 位の増加量となった (トピックス IV も参照)。

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

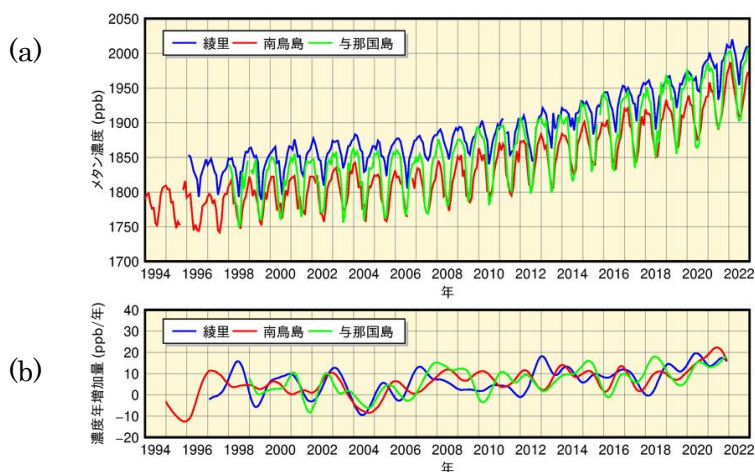


図 2.1-11 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の時間変化

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

2.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

大気中の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 2021 年の世界平均濃度は 334.5 ppb であった。これは、工業化以前 (1750 年当初) の平均的な値とされる約 270 ppb と比べ 24% の増加である (表 2.1-1)。大気中に放出される一酸化二窒素の約 57% は自然起源 (海洋や土壌など) であり、人為起源 (バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など) によるものは約 43% である。一酸化二窒素は大気中の寿命が 109 年と長いために、濃度の季節変動はメタンほど顕著には見られない。また、大気中寿命の長さを反映して、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差もメタンほど顕著に見られないが、人為起源の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い (図 2.1-13)。

綾里における一酸化二窒素濃度の時間変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している (図 2.1-14)。2022 年の年平均濃度は 338.2 ppb (速報値) であった。

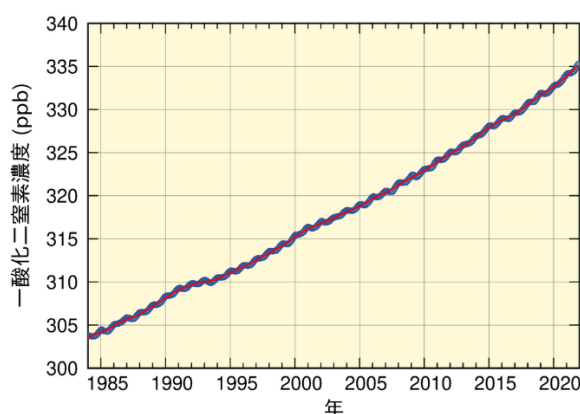


図 2.1-12 大気中の一酸化二窒素の世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中の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, 2022)。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 (2023) に掲載されている。

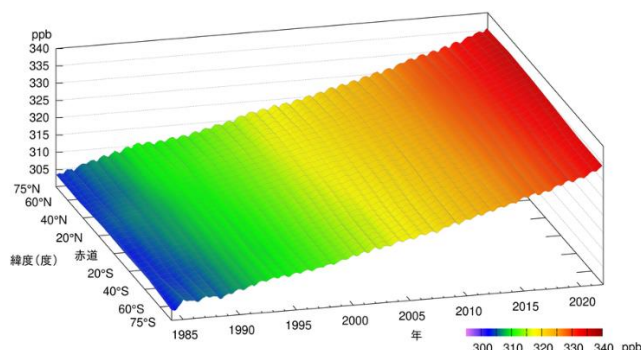


図 2.1-13 緯度帯別の大気中の一酸化二窒素濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の一酸化二窒素月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

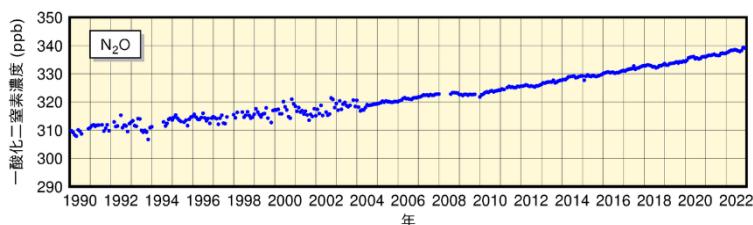


図 2.1-14 綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の時間変化

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

2.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類

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

このうちクロロフルオロカーボン類 (CFC-11、CFC-12、CFC-113 など、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

世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる (図 2.1-15)。要素別にみると、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気中の CFC 類の濃度に現れていることが分かる。

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

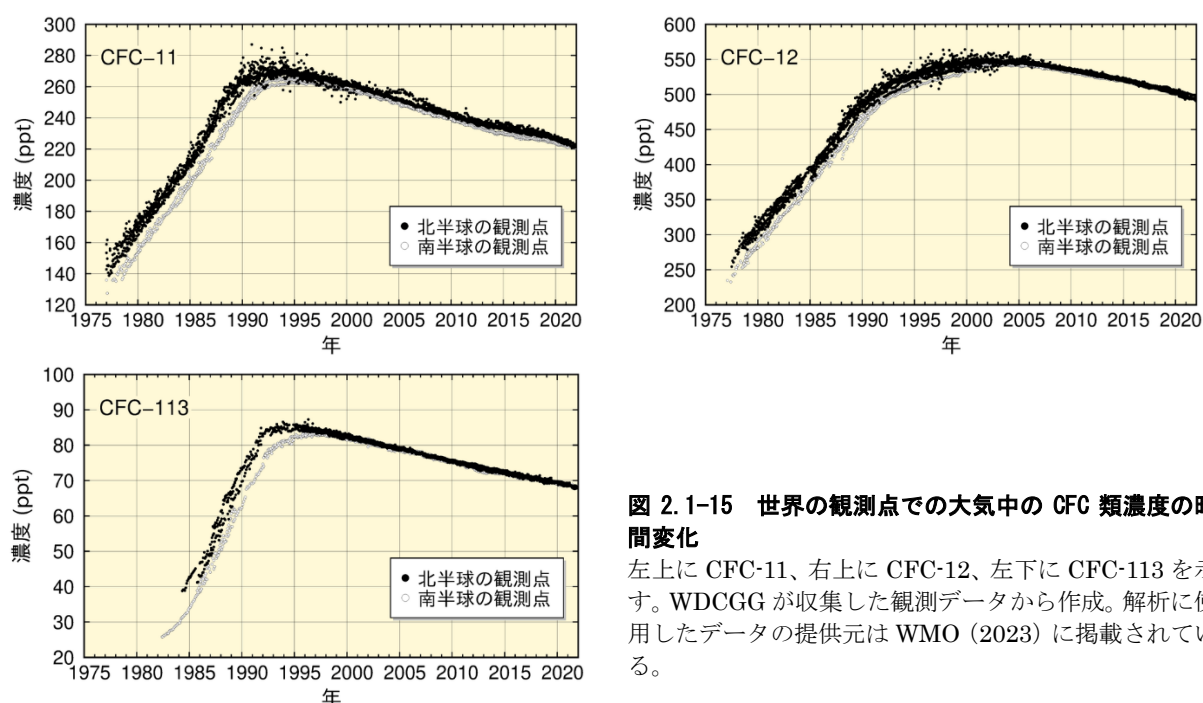


図 2.1-15 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の時間変化

左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) に掲載されている。

世界の大気中の HFC 類の濃度は、CFC 類同様に、排出源が多く存在する北半球の方が南半球の濃度より高くなっている (図 2.1-16)。要素別に見ると、HFC-134a は大気中濃度が増加し続けているが、HFC-152a は近年その増加傾向が見られなくなっていることが分かる。特に HFC-152a

については、大気中の寿命が短いことから北半球－南半球間で濃度差が大きい。また、顕著な季節変動が見られることが分かる。

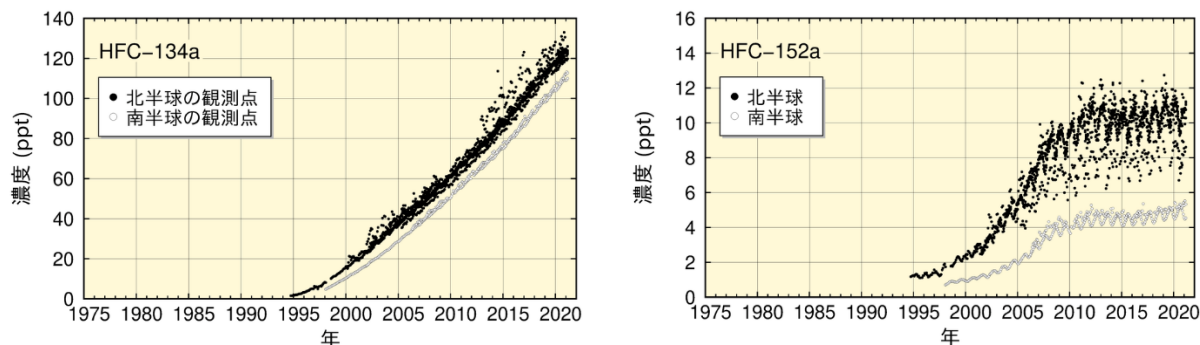


図 2.1-16 世界の観測点での大気中の HFC 類濃度の時間変化

左に HFC-134a、右に HFC-152a を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO (2023) 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。

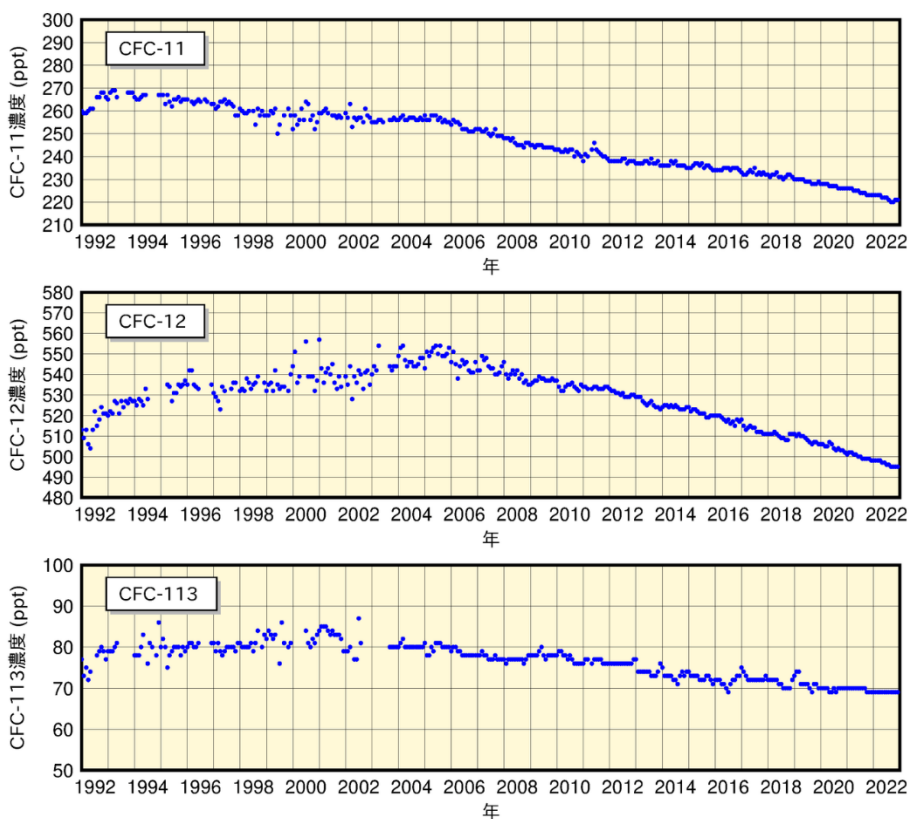


図 2.1-17 綾里における大気中の CFC 類濃度の時間変化

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

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

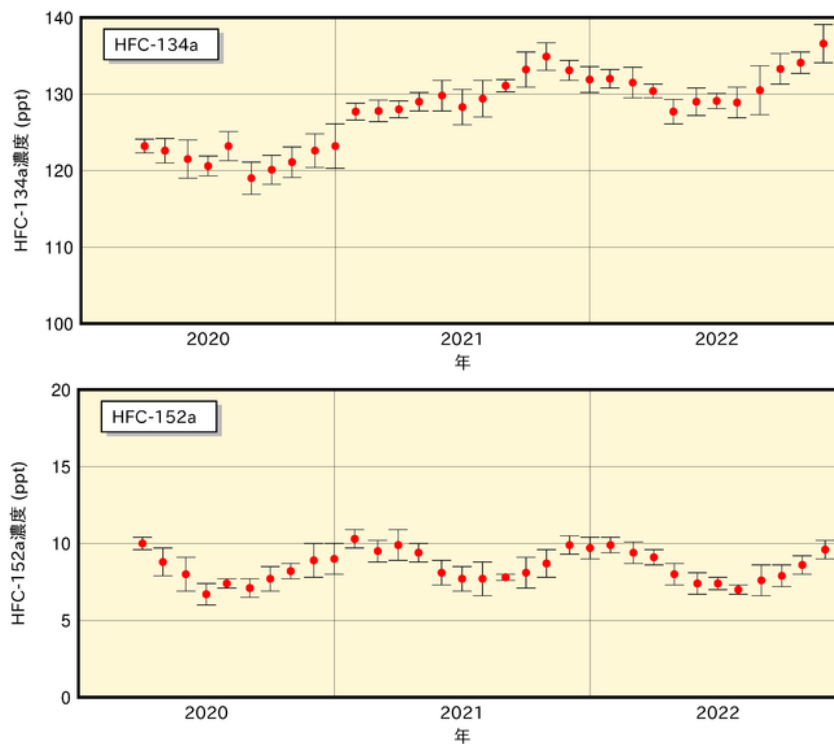


図 2.1-18 南鳥島における大気中のHFC類濃度の時間変化

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

2.2 日本におけるエアロゾル¹⁸と地上放射の変動

- 1960年以降の日本における大気混濁係数のバックグラウンド値は、大規模な火山噴火によるエアロゾルの影響で成層圏大気が混濁したことにより、1990年代初めまでに数回の極大を示している。2022年1月にフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山で大規模な噴火が発生したが、2022年の日本における大気混濁係数のバックグラウンド値に変化は見られていない。
- 2022年の黄砂観測日数は8日、黄砂観測のべ日数は11日だった。

2.2.1 エアロゾル

国内の直達日射量観測により得られる大気混濁係数から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値の1960年以降の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エアロゾルの影響が明瞭に確認できる(図2.2-1)。1963年から数年継続しているやや高い値、1982～1983年と1991～1993年にみられる極大は、それぞれ1963年2～5月のアグン火山噴火(インドネシア)、1982年3～4月のエルチチョン火山噴火(メキシコ)、1991年6月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)によって二酸化硫黄等の火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。2022年1月にフンガ・トンガーフンガ・ハアパイ火山(トンガ)で大規模な噴火が発生したが、2022年の日本における大気混濁係数のバックグラウンド値に変化は見られていない。成層圏への二酸化硫黄の注入量がピナトゥボ火山噴火と比べて少なかったため変化が検出されなかった可能性もあるが、2023年以降に変化が現れる可能性も残っている(トピックⅢも参照)。

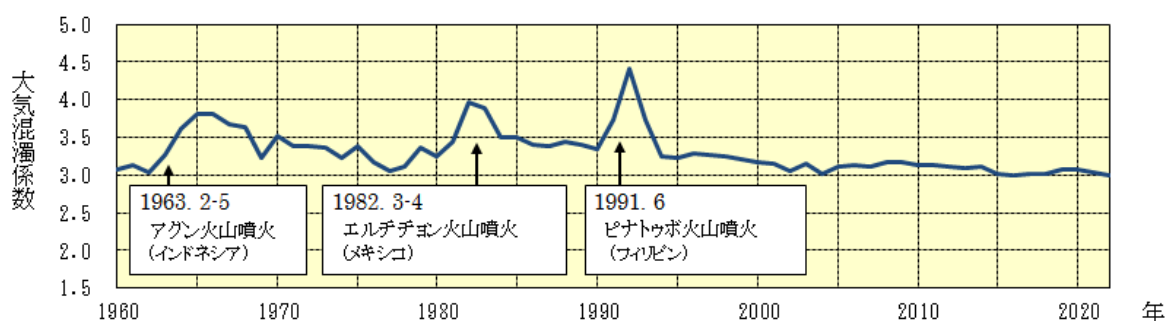


図 2.2-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化 (1960～2022年)

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(2022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。2022年の黄砂観測日数(上記気象台のいずれかで黄砂現象を観測した日数。同じ日に何地点で観測しても1日として数える。)は8日(図2.2-2)、黄砂観測のべ日数(上記気象台のそれぞれで黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば5地点で黄砂が観測さ

¹⁸ 「エアロゾル」については巻末の用語一覧を参照。気象庁ホームページでは、エアロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

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

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

れた場合には5日として数える。)は11日(図2.2-3)であった。

1967～2022年の統計期間では黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数には変化傾向は見られない¹⁹。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。

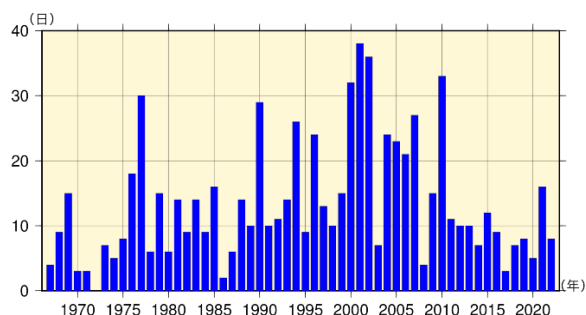


図 2.2-2 日本における年別の黄砂観測日数(1967～2022年、現在(2022年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

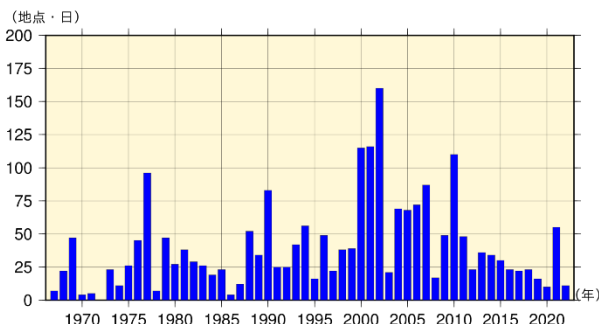


図 2.2-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数(1967～2022年、現在(2022年12月31日)まで観測を継続している国内11地点)

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²⁰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)。

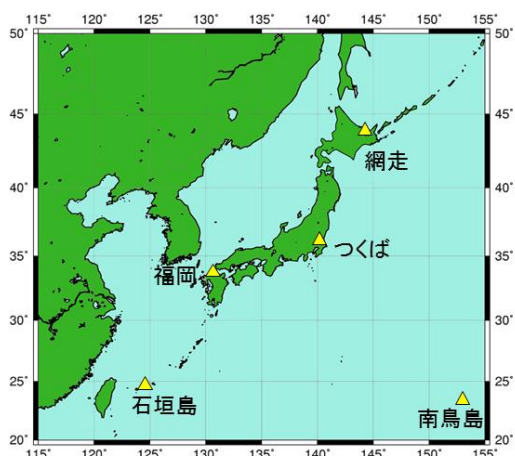


図 2.2-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点
日本国内では網走、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

(1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量²¹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

¹⁹ 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。

²⁰ 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射(赤外線)である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・二酸化炭素等からその絶対温度の4乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

²¹ 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）。

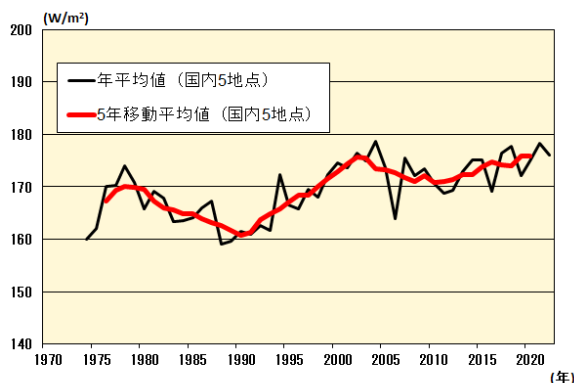


図 2.2-5 全天日射量の経年変化

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、1993～2022年の期間に1年あたり約0.3 W/m²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/m²の割合で増加）と整合している（WCRP, 2010）。

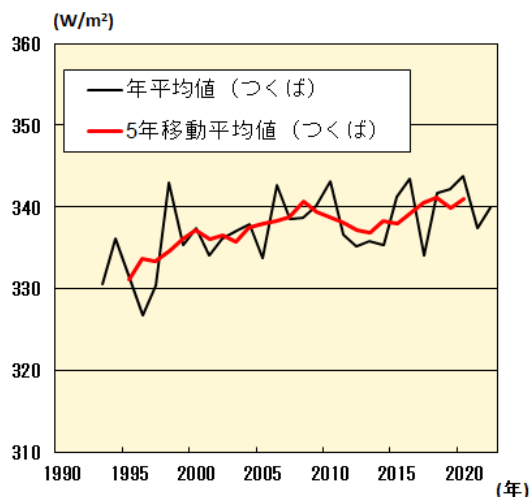


図 2.2-6 下向き赤外放射量の経年変化

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^{22, 23}

- 2022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+0.24°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0.74°Cの割合で上昇している。
- 2022年の日本の年平均気温偏差は+0.60°Cで、1898年の統計開始以降、4番目に高い値となった。日本の年平均気温は、100年あたり1.30°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

2022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+0.24°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2022年までの値が上位9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0.74°Cである²⁴(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+0.11°Cで、北半球は5番目に高い値に、南半球は7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0.78°C、0.68°Cである(いずれも信頼水準99%で統計的に有意)。

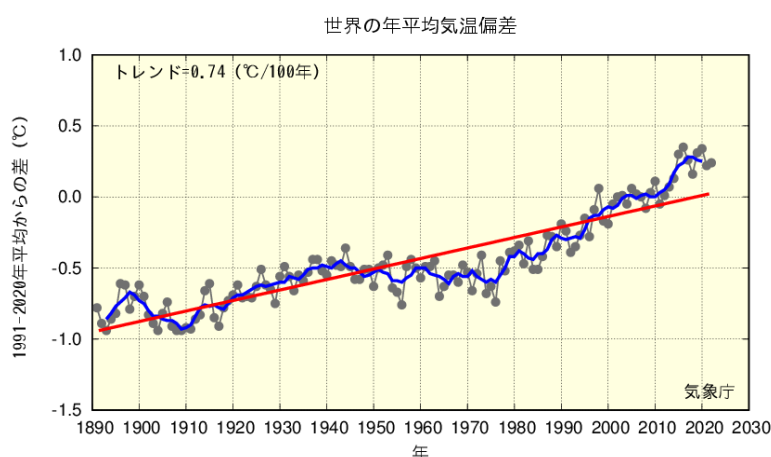


図2.3-1 世界の年平均気温偏差の経年変化(1891～2022年)

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。

²² 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 (日本の猛暑日や熱帯夜等)

²³ 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。

²⁴ 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。

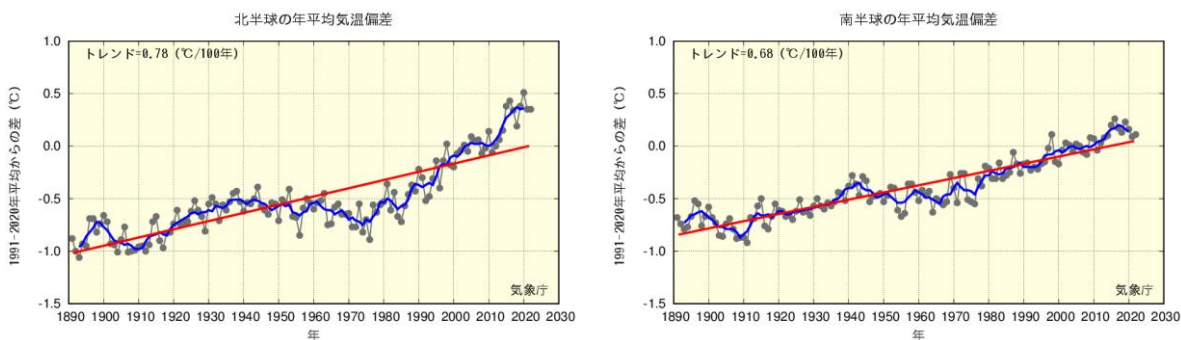
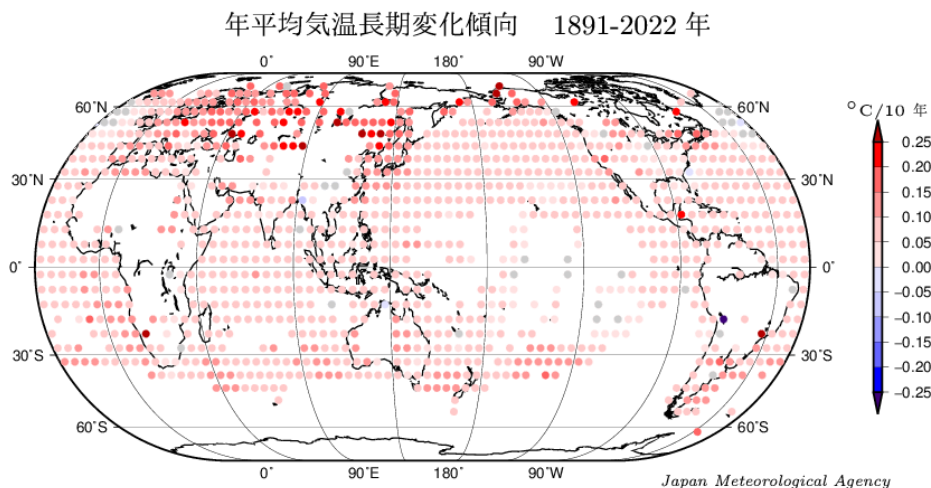


図 2.3-2 北半球及び南半球の年平均気温偏差の経年変化（1891～2022 年）

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等の人為起源の要因による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。



図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子で平均した 1891-2022 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（1891～2022 年）

図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子で平均した 1891～2022 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、1898~2022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。

2022年の日本の年平均気温の偏差は+0.60°Cで、統計を開始した1898年以降で4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1.30°Cである(信頼水準99%で統計的に有意)。季節別には、それぞれ100年あたり冬は1.19°C、春は1.56°C、夏は1.19°C、秋は1.31°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等の人為起源の要因による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。

これらの気温の上昇傾向に加え、2022年は春から秋にかけては上空の偏西風が平年より北寄りを流れやすく大気全体の気温が高かったこと、夏は日本の南海上で太平洋高気圧の勢力が強かったことなどから平均気温の高い月が多くなった(日本の天候の詳細は第1章に記載)。

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²⁵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

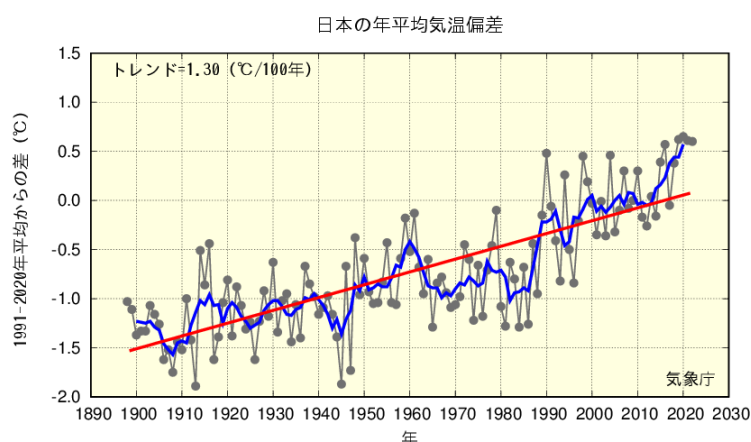


図 2.3-4 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898~2022年)

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。

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

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

2.3.3 日本における極端な気温

表 2.3-1 の 15 観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析²⁶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²⁷の出現数

統計期間 1901～2022 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している（図 2.3-5）。異常高温の出現数は、1990 年頃を境に大きく増加している。

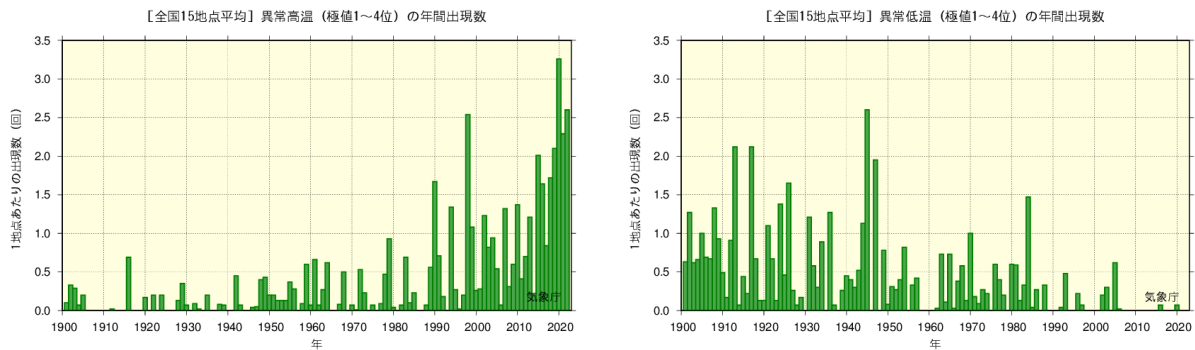


図 2.3-5 月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2022 年）

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

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

²⁷ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2022 年の約 120 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1～4 位の値が出現する割合は、約 120 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

(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 1910～2022 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。

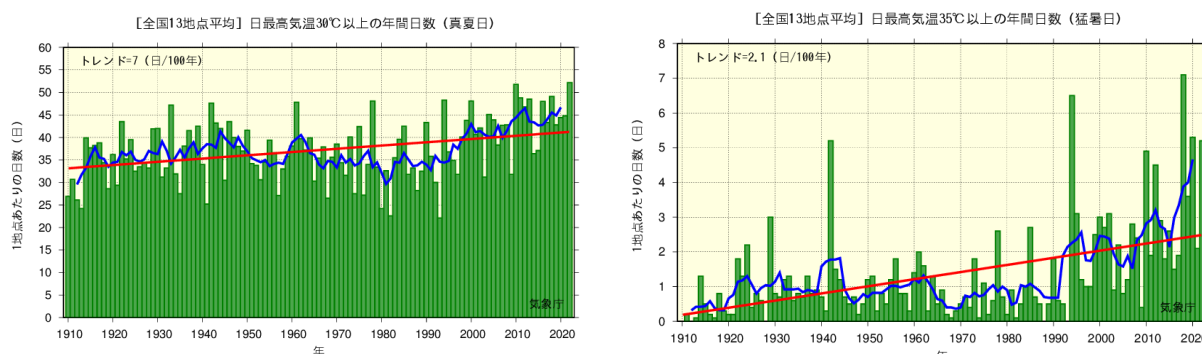


図 2.3-6 日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2022 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

(3) 日最低気温 0℃未満（冬日）及び 25℃以上（熱帯夜²⁸）の年間日数

統計期間 1910～2022 年における日最低気温²⁹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）。

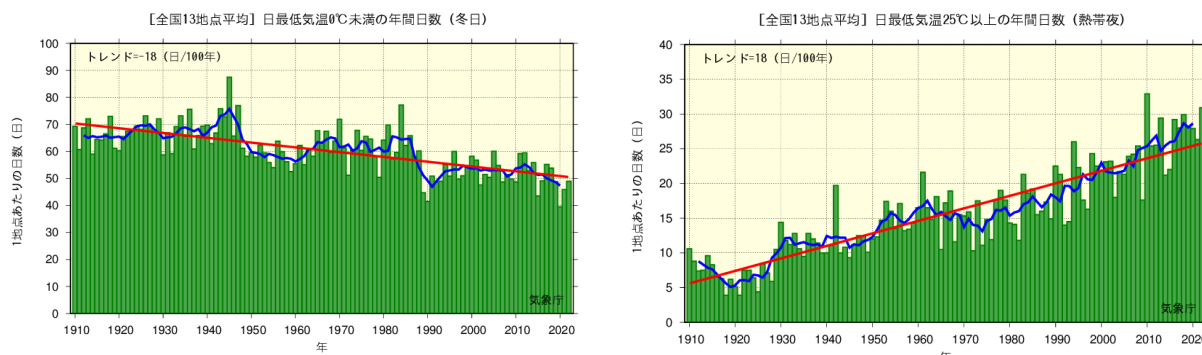


図 2.3-7 日最低気温 0℃未満（冬日、左図）及び日最低気温 25℃以上（熱帯夜、右図）の年間日数の経年変化（1910～2022 年）

図の見方は図 2.3-6 と同様。

²⁸ 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。

²⁹ 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は約 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）と見積もられる。これらの値は、2009～2020 年の観測値から地点ごとに 09 時日界と 24 時日界の日最低気温の差を月別に見積もることにより算出したものである。

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、1927～2022 年³⁰における気温（平均気温、日最高気温、日最低気温）の変化率を比較すると、大都市の上昇量の方が大きく、地点によって差があるものの、例えば年平均気温では 15 地点平均の値を 0.4～1.7℃程度（100 年あたりの変化率）上回っている。（表 2.3-2、図 2.3-8）。

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³¹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もられる（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）。都市部の気温は、地球温暖化の影響に都市化によるヒートアイランド現象が加わり、全国平均を上回る割合で上昇している。

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³²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、冬日の年間日数は減少傾向が顕著であり、また、熱帯夜や真夏日、猛暑日の年間日数は札幌を除いて増加傾向が現れている（表 2.3-3）。

³⁰ 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。

³¹ 同じ 15 観測地点平均から算出される日本の平均気温の上昇率は、日本近海の海域を平均した年平均海綿水温の上昇率と同程度の値であり、都市化の影響が比較的小さいと考えられる。（第 2.8.3 節 日本近海の海面水温を参照）

³² 脚注 32 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もられる。

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

1927～2022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 (°C/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	3.1	1.9	2.6	1.2	1.5	1.9	0.7	0.7	4.4	5.4	4.8	3.4	4.2
仙台	2.5	2.9	3.0	1.6	2.6	1.5	1.7	2.0	1.1	1.1	3.2	3.6	3.8	2.1	3.3
東京※	3.3	4.2	3.4	2.2	3.4	1.9	2.2	2.3	1.5	1.9	4.4	5.8	4.6	3.0	4.4
横浜	2.8	3.5	3.2	1.9	2.8	2.6	2.8	3.1	2.0	2.5	3.5	4.5	3.8	2.3	3.5
新潟※	2.1	2.3	2.7	1.4	2.0	2.1	2.7	2.9	1.0	1.9	2.2	2.3	2.7	1.9	2.0
名古屋	2.9	3.0	3.2	2.3	3.2	1.5	1.6	1.9	1.1	1.5	3.9	3.8	4.4	3.2	4.3
京都	2.7	2.6	3.1	2.3	2.8	1.3	1.0	1.9	1.2	1.1	3.8	3.7	4.1	3.3	4.0
大阪※	2.6	2.6	2.8	2.0	3.0	2.2	2.2	2.5	2.0	2.2	3.4	3.1	3.5	3.2	3.9
広島※	2.0	1.7	2.4	1.5	2.5	1.1	0.8	1.8	1.1	0.7	3.1	2.8	3.4	2.6	3.9
福岡	3.1	2.9	3.5	2.3	3.8	1.9	1.8	2.3	1.5	1.8	4.9	4.3	5.8	3.7	6.0
鹿児島※	2.5	2.6	2.9	2.0	2.9	1.4	1.3	1.8	1.1	1.5	3.9	3.6	4.4	3.2	4.6
15地点平均※	1.6	1.6	2.0	1.2	1.6	1.3	1.3	1.8	0.9	1.0	1.9	1.9	2.2	1.7	1.9

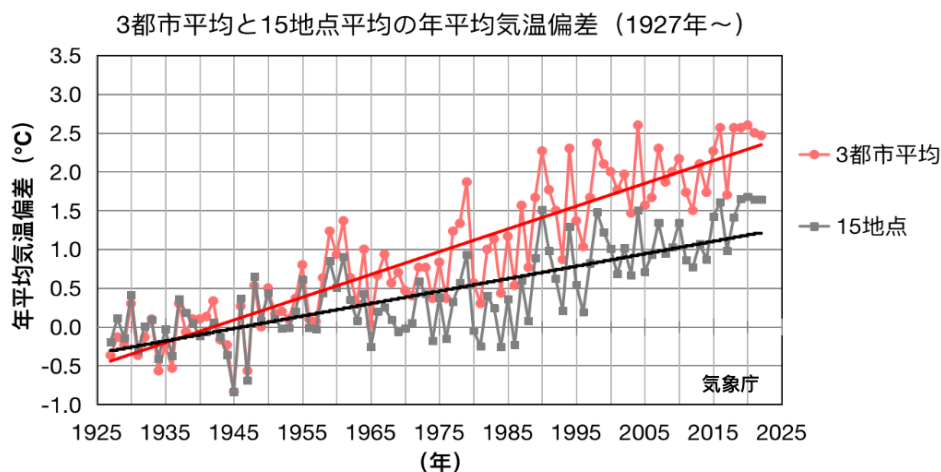


図 2.3-8 東京、名古屋、大阪の3都市平均と都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化（1927～2022年）

ここでの年平均気温偏差は、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3都市平均の平均値と15観測地点平均の平均値はともに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

1927～2022年の観測値から算出した、大都市における変化率（100年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる13観測地点（表2.1-1の15観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田、宮崎を除いた13観測地点の平均）の平均変化率を示す。斜体字は信頼水準90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。

観測地点	冬日 (日/100 年)	熱帯夜 (日/100 年)	真夏日 (日/100 年)	猛暑日 (日/100 年)
札幌	-46	<i>0</i>	<i>3</i>	<i>0</i>
仙台	-58	5	11	1
横浜	-58	31	22	3
名古屋	-67	38	14	10
京都	-70	37	15	14
福岡	-47	48	14	12
13地点平均	-21	18	7	2

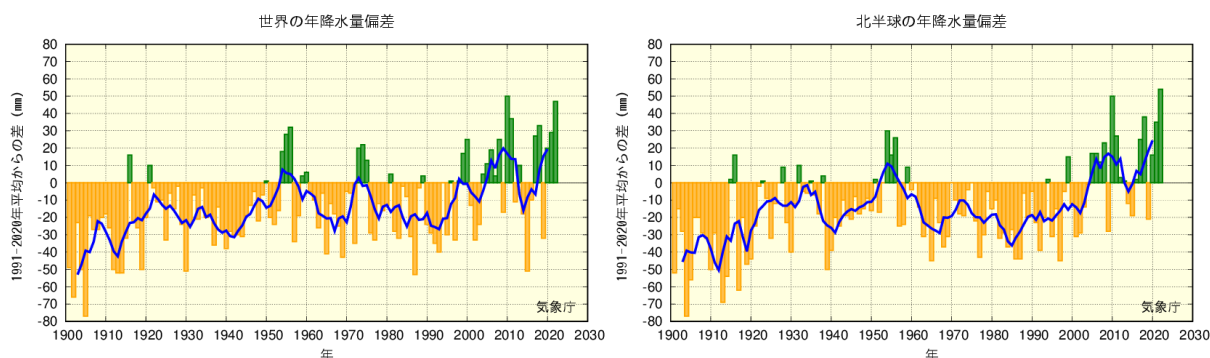
2.4 降水量の変動^{33,34}

- 2022年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は+47 mm だった。
- 2022年の日本の年降水量偏差は-71.5mm 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、2022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+47mmであった（1901年の統計開始以降2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ない³⁵。



³³ 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 （日本の大雨の発生回数や降水日数等）

³⁴ 世界全体や日本全体の降水量について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、降水の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

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

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

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

³⁵ IPCC第6次評価報告書第1作業部会報告書（IPCC, 2021）において、世界の陸域における降水量は、1950年以降増加している可能性が高く、1980年代以降はその増加率が加速している（確信度が中程度）と報告されている。図2.4-1の統計期間を1950年以降に限定すると、世界の陸域の降水量（世界平均）は増加しているとみられる（信頼水準90%で有意）。

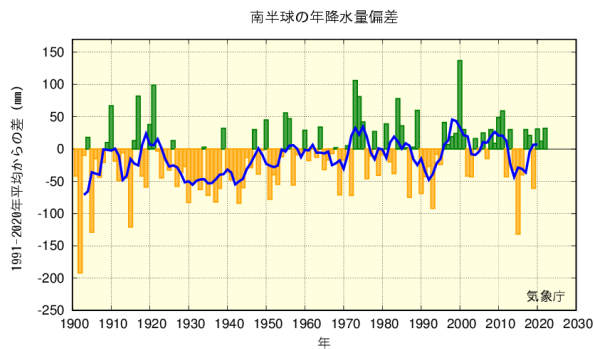


図 2.4-1 世界の年降水量偏差の変化（1901～2022年）

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

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、1898～2022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。

2022年の日本の年降水量の偏差は-71.5mmであった（1898年の統計開始以降、少ない方から43番目）。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、降水量や大雨の変化傾向には都市化との明確な関連性は確認されていない。

要素	観測地点
降水量 (51観測地点)	旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇

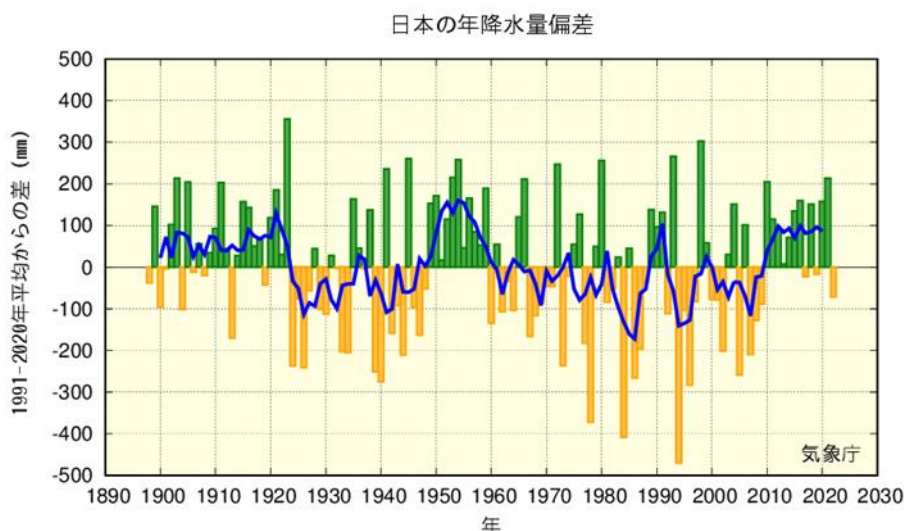


図 2.4-2 日本の年降水量偏差の経年変化（1898～2022年）

偏差の基準値は1991～2020年の30年平均値。棒グラフは国内51観測地点（表2.4-1参照）での各年の値（基準値からの偏差）を平均した値を示す。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。折れ線（青）は偏差の5年移動平均値を示す。

2.4.3 日本における大雨等の発生頻度と強度

(1) 月降水量の異常値³⁶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³⁷を行った。

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

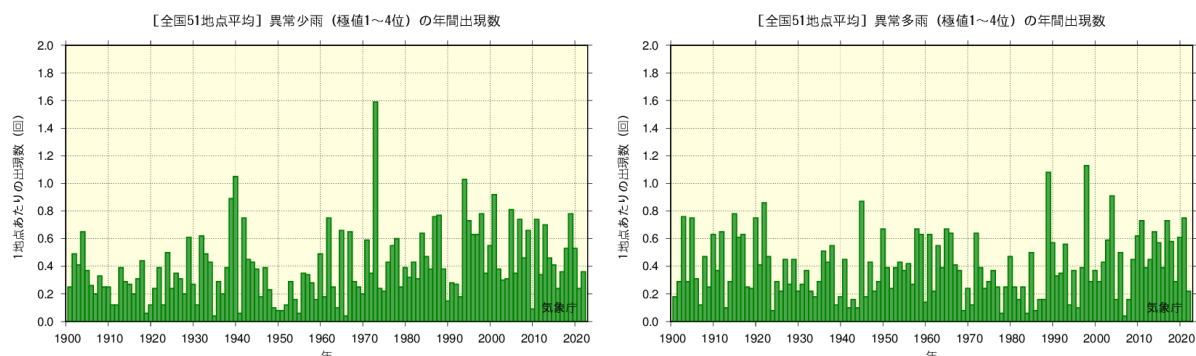


図 2.4-3 月降水量の少ない方から 1~4 位 (異常少雨、左図) と多い方から 1~4 位 (異常多雨、右図) の年間出現数の経年変化 (1901~2022 年)

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

³⁶ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901~2022 年の約 120 年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から 1~4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量 (雪による降水も含む) の少ない方あるいは多い方から 1~4 位の値が出現する割合は、約 120 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義 (巻末の用語一覧参照) である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

³⁷ 第 2.4.2 項では統計期間の開始年を 1898 年としているが、解析に用いる統計値の開始時期が異なることから本節 (1)、(2) では開始年を 1901 年としている。

(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、降水がほとんどない日も増加する特徴を示している。

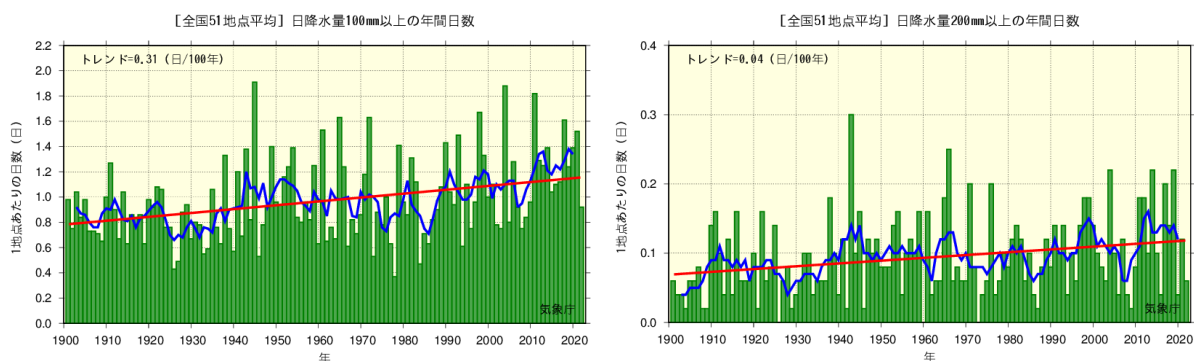


図 2.4-4 日降水量 100 mm 以上（左図）及び 200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1901～2022 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

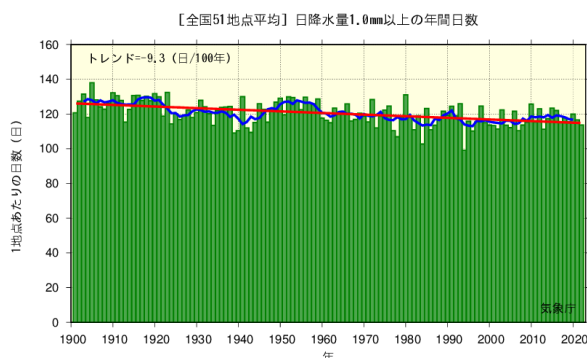


図 2.4-5 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2022 年）
図の見方は図 2.4-4 と同様。

(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 50 年間のデータが利用可能となっている³⁸。气象台や測候所等では約 120 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの観測期間は短い、アメダスの地点数は气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。

³⁸ 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。

極端な大雨の年間発生回数は有意に増加しており、より強度の強い雨ほど頻度の増加率が大きい。また、1時間降水量³⁹80mm以上、3時間降水量⁴⁰150mm以上、日降水量300mm以上といった強度の強い雨では、1980年頃と比較して、おおむね2倍程度に増加している⁴¹(表2.4-2、図2.4-6)。

このような大雨の頻度と強度の増大には、地球温暖化が影響している可能性がある。ただし、極端な大雨は発生頻度が少なく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、これらの長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

表 2.4-2 アメダスで見た極端な大雨の変化 (1976~2022年)

極端な大雨の指標としている各要素の変化傾向及び統計期間の最初の10年間(1976~1985年)と最近10年間(2013~2022年)の変化の倍率(平均年間発生回数(日数)の比)。平均年間発生回数(日数)はアメダス1,300地点あたりに換算した値⁴²。これらは1976~2022年の観測値から算出した。

要素	変化傾向 (信頼水準)	変化の倍率 (最初の10年間と最近10年間の比)
1時間降水量 50mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.5 倍 (約 226 回→約 328 回)
1時間降水量 80mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.8 倍 (約 14 回→約 25 回)
1時間降水量 100mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 2.0 倍 (約 2.2 回→約 4.4 回)
3時間降水量 100mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.6 倍 (約 155 回→約 254 回)
3時間降水量 150mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 1.8 倍 (約 19 回→約 34 回)
3時間降水量 200mm 以上	増加している (信頼水準 99%以上)	約 2.1 倍 (約 2.8 回→約 6.0 回)
日降水量 200mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.5 倍 (約 160 回→約 239 回)
日降水量 300mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.8 倍 (約 28 日→約 51 日)
日降水量 400mm 以上	増加傾向が現れている (信頼水準 95%以上)	約 1.9 倍 (約 6.4 日→約 12 日)

³⁹ 1時間降水量には、毎正時の前1時間降水量の観測値を使用している。

⁴⁰ 3時間降水量には、毎正時における前3時間降水量の観測値を使用しており、発生回数を一度カウントした後は3時間以上経過してから次をカウントする処理を行っている。極端な降水現象の経年変化の指標として、本レポートより追加した要素である。

⁴¹ 以下のような幅を持った表現もできる。「1980年頃と比較して、約1.8倍~約2.1倍(※)に頻度が増加している。(※ただし、数値は統計手法や期間等で変わりうることに留意。1時間降水量80mm以上、3時間降水量150mm以上、日降水量300mm以上など強度の強い雨。統計期間は1976~2022年。)」

⁴² 1時間降水量100mm以上など特に強度の強い大雨の回数は現象の発生がまれなことから、各年の値の換算が適切でない場合がある。

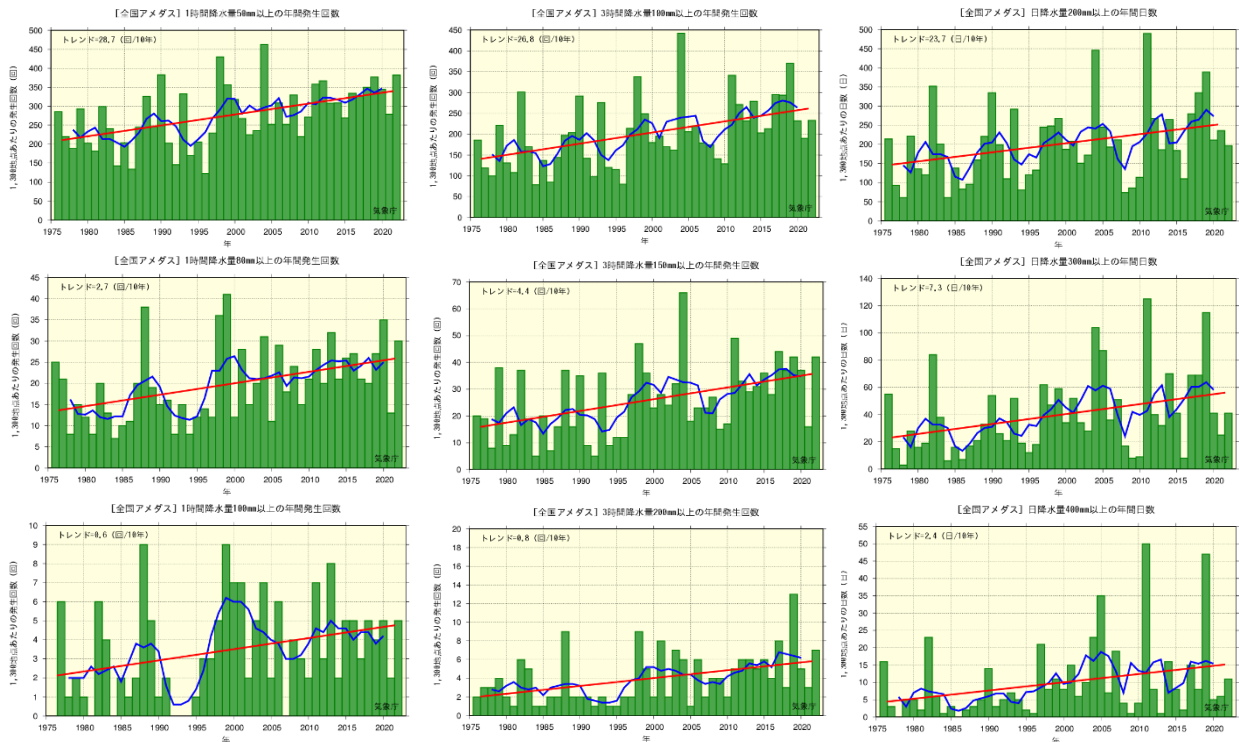


図 2.4-6 アメダスで見た極端な大雨の年間発生回数（日数）の経年変化（1976～2022 年）

左列：1時間降水量 50 mm 以上（上段左）、80 mm 以上（中段左）及び 100 mm 以上（下段左）の年間発生回数、中央列：3時間降水量 100 mm 以上（上段中央）、150 mm 以上（中段中央）及び 200 mm 以上（下段中央）の年間発生回数、右列：日降水量 200 mm 以上（上段右）、300 mm 以上（中段右）及び 400 mm 以上（下段右）の年間日数。棒グラフ（緑）は全国のアメダス地点の各年の年間発生回数（日数）を示す（1,300 地点あたりに換算した値）。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

(4) アメダスで見た極端な大雨の強度

全国のアメダスのうち 1976～2022 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 3.2%、3.5%、3.3%の割合で上昇傾向が現れている（それぞれ信頼水準 95%で統計的に有意）（図 2.4-7）。

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。

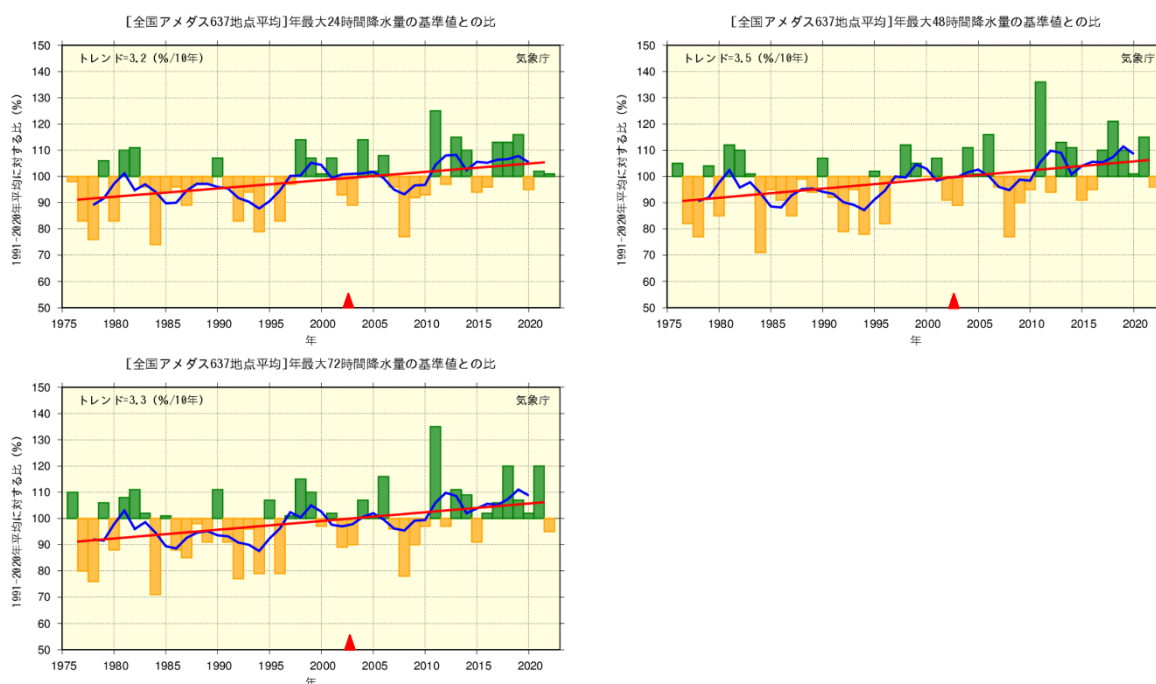


図 2.4-7 日本の年最大 24 時間（上段左図）、48 時間（上段右図）及び 72 時間降水量（下段）の基準値に対する比の経年変化（1976～2022 年）

棒グラフは全国のアメダスのうち 1976～2022 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。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1991～2020 年。図中の赤い三角（▲）は観測値の時間間隔を変更した年を示す（2003 年より前は 1 時間間隔、以後は 10 分間隔）⁴³。

⁴³ 2003 年 1 月 1 日から、毎正時（1 日当たり 12 個）の 1 時間降水量の最大を求める方法から毎正 10 分（1 日当たり 144 個）の最大を求める方法に変更した。これにより、観測値には▲の前後でサンプリング間隔に起因する系統的な違いがある（例として、日最大 1 時間降水量が 50mm 以上の場合には、平均して 8mm 多くなる傾向があるが、ここで用いる 24～72 時間降水量の基準値に対する比への影響は相対的に小さいと考えられる）。

2.5 積雪量の変動

- 北半球では1月、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。
- 2021/2022年冬の積雪日数は、中国南西部で平年より多く、ヨーロッパ中部、中央アジアで平年より少なかった。
- 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。

2.5.1 北半球の積雪域の変動⁴⁴

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1988～2022年の過去35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2.5-1の(a)と(c)に示し、他は図略）。同じくユーラシア大陸（北緯30度以北、東経0度～東経180度）の積雪域面積の経年変化は、1～3月、6月と9～12月に減少傾向が現れている一方、4～5月と7～8月には変化傾向は見られない（北半球と同様、2月、11月のみ図2.5-1の(b)と(d)に示し、他は図略）。2021/2022年冬（2021年12月～2022年2月）の積雪日数は、中国南西部で平年より多く、ヨーロッパ中部、中央アジアで平年より少なかった（2月の分布図のみ図2.5-1(e)に示し、他は図略）。2022年11月の積雪日数は、米国北西部で多く、中央シベリア付近やカナダ東部で平年より少なかった（図2.5-1(f)）。

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

⁴⁴ 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（北半球）

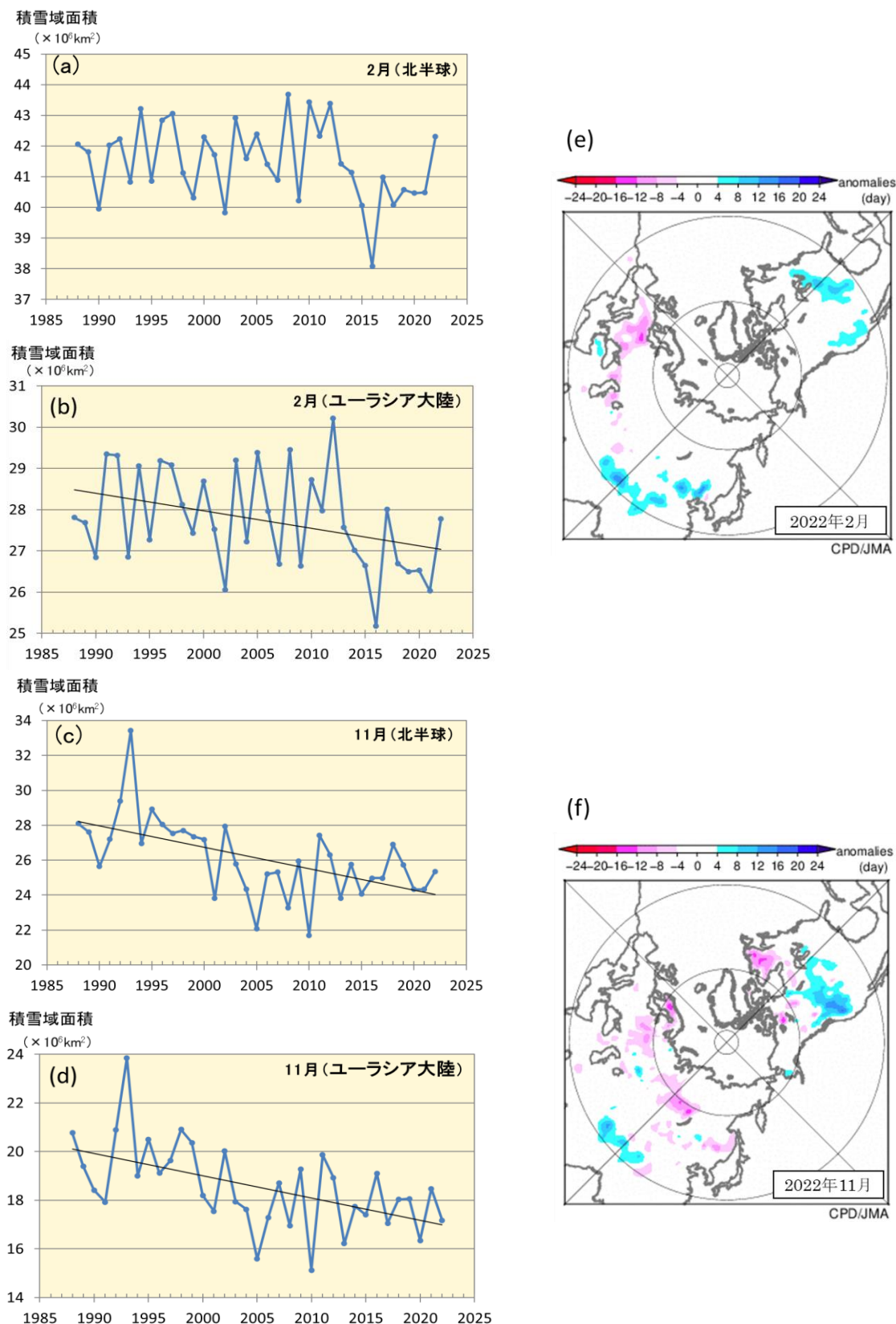


図 2.5-1 北半球（北緯 30 度以北）（(a):2 月、(c):11 月）及びユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）（(b):2 月、(d):11 月）の積雪域面積の経年変化（1988～2022 年）と 2022 年 (e)2 月及び (f)11 月の月積雪日数年平均偏差図

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

2.5.2 日本の積雪量及び降雪量

(1) 年最深積雪の変化

日本の積雪量の変化傾向を見るため、気象庁の日本海側の観測地点（表 2.5-1）について、1962～2022 年⁴⁵の年最深積雪の基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）に対する比⁴⁶を用いて解析した。

2022 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 145%、東日本日本海側で 82%、西日本日本海側で 62%であった。年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少しているとみられる（北日本日本海側で信頼水準 90%、東日本及び西日本日本海側でそれぞれ信頼水準 95%で統計的に有意）（図 2.5-2）。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%を超える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。

(2) 極端な降雪の日数の変化

(1)と同じ気象庁の日本海側の観測地点（表 2.5-1）について、降雪量⁴⁷のデータを基に日降雪量 20cm 以上及び 50cm 以上の年間日数の経年変化を示す（図 2.5-3）。

北日本日本海側では日降雪量 20cm 以上の年間日数には統計的に有意な変化傾向は確認できない一方、東日本日本海側及び西日本日本海側では減少傾向が現れている（東日本日本海側では信頼水準 95%、西日本日本海側では信頼水準 99%で統計的に有意）。また、最近 10 年間（2013～2022 年）の平均年間日数と、統計期間の最初の 10 年間（1962～1971 年）の平均年間日数を比べると、日降雪量 20cm 以上の日数はいずれの地域でも減少している（表 2.5-2）。

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

ここで示した基準については、地域特性による雪の降り方の違いがあるため、地点によっては極端な降雪の指標としてなじまない場所もあると考えられる。

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

⁴⁵ 第 2.5.2 項では、寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）の統計を行っている。例えば、2021 年 8 月～2022 年 7 月の 1 年間の 2022 寒候年といい、本項において 2022 年の値は 2022 寒候年の期間の値を意味する。

⁴⁶ 年最深積雪の値は場所による差が大きいため、偏差ではなく比を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。各地点の基準値となる 1991～2020 年の 30 年平均値（平年値）は以下の気象庁ホームページから公表されている。

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

⁴⁷ 降雪量データでは、統計期間中の観測方法の変更等による影響を補正している。このため、公開されている観測値と本要素の基データは値が異なる。これらは降雪量の経年変化の指標として、本レポートより追加した要素である。

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html（大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化）

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

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

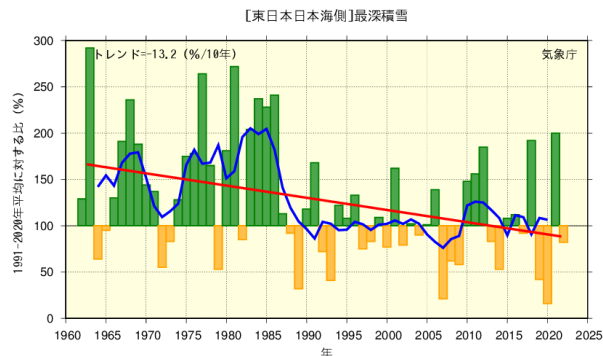
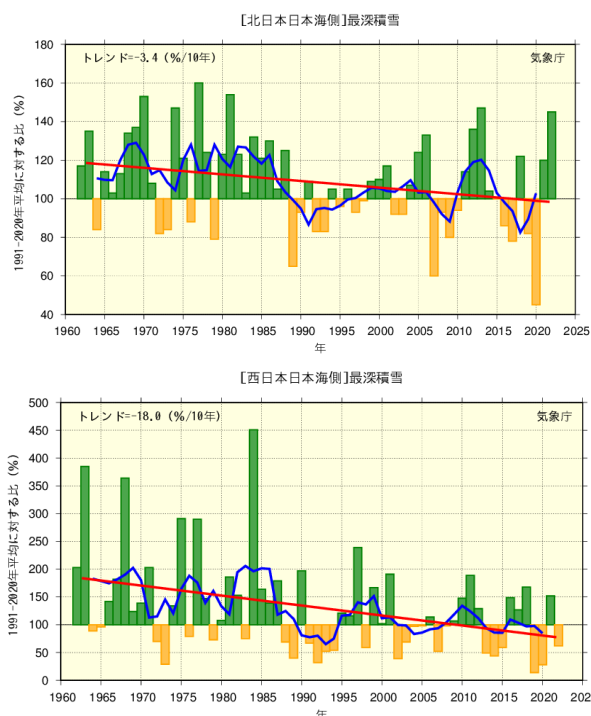


図 2.5-2 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化 (1962~2022年)

左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは各地域の観測地点(表2.5-1参照)での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均した値を示す。緑(黄)の棒グラフは基準値と比べて多い(少ない)ことを表す。折れ線(青)は比の5年移動平均値、直線(赤)は長期変化傾向(この期間の平均的な変化傾向)を示す。基準値は1991~2020年の30年平均値。

表 2.5-2 日本海側各地域で見た極端な降雪の変化 (1962~2022年)

各地域の日降雪量20cm以上の年間日数の変化傾向及び統計期間の最初の10年間(1962~1971年)と最近10年間(2013~2022年)の変化の倍率(平均年間日数の比)。

要素	日降雪量20cm以上の年間日数の変化傾向 (信頼水準)	変化の倍率 (最初の10年間と最近10年間の比)
北日本日本海側	変化傾向は見られない	約0.8倍(約4.3回→約3.6回)
東日本日本海側	減少傾向が現れている (信頼水準95%以上)	約0.5倍(約3.9回→約1.9回)
西日本日本海側	減少している (信頼水準99%以上)	約0.4倍(約1.1日→約0.5日)

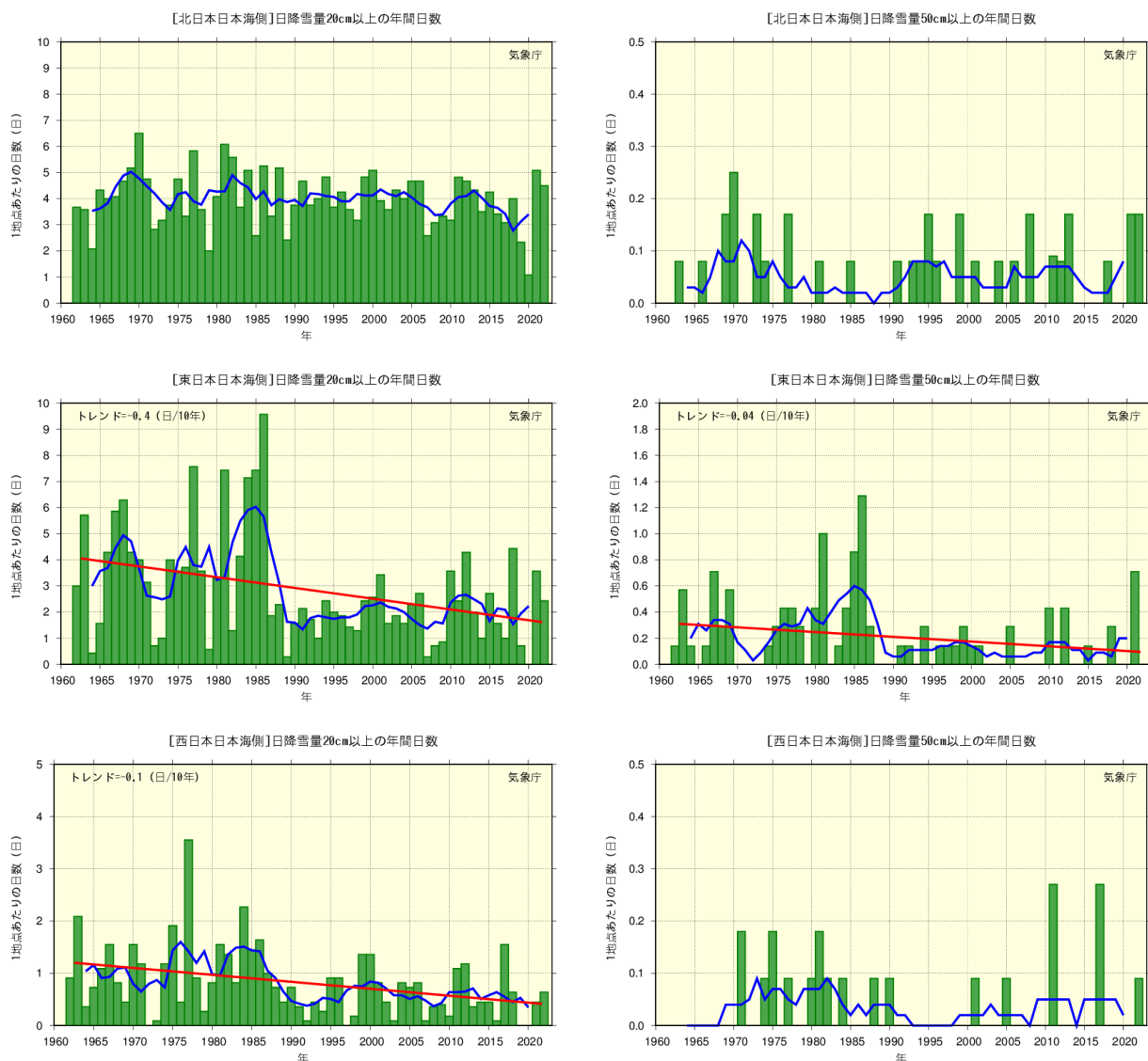


図 2.5-3 日本海側の各地域における日降雪量 20cm 以上、50cm 以上の年間日数の経年変化 (1962~2022 年)
 上段から順に、北日本、東日本、西日本各地域の日本海側について、左列が日降雪量 20cm 以上、右列が同 50cm 以上の日数。棒グラフは各地域の観測地点 (表 2.5-1 参照) での各年の日数を平均した値を示す。折れ線 (青) は 5 年移動平均値、直線 (赤) は長期変化傾向 (この期間の平均的な変化傾向、信頼水準 90%以上) を示す。

2.6 台風の変動⁴⁸

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2022年の台風の発生数は25個で、平年並だった。
- 台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2022年の台風の発生数は、平年並の25個（平年値⁴⁹25.1個）だった。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、1951～2022年の統計期間で台風の発生数には長期変化傾向は見られない（図2.6-1）。2022年の日本への台風の接近数⁵⁰は11個（平年値11.7個）で平年並で、上陸数⁵¹は3個（平年値3.0個）だった。発生数と同様に、接近数には長期変化傾向は見られない。上陸数は年あたり2、3個程度とサンプル数が少ないため、長期変化傾向を述べるのは難しい（図2.6-1）。

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（IPCC,2021）において、世界の（全熱帯低気圧に占める）強い熱帯低気圧（カテゴリ3～5⁵²）（1分間の平均風速50m/s以上）の発生割合は過去40年間で増加している可能性が高い（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非常に高い（確信度が中程度）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。

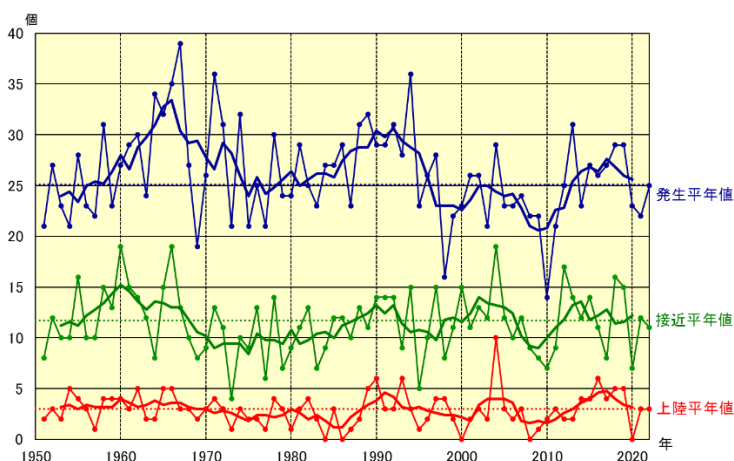


図 2.6-1 台風の発生数、日本への接近数・上陸数の経年変化（1951～2022年）

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

⁴⁸ 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）

⁴⁹ 平年値は1991～2020年の平均値。

⁵⁰ 「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。

⁵¹ 「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。

⁵² 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。カテゴリ1は33～42m/s、カテゴリ2は43～49m/s、カテゴリ3は50～57m/s、カテゴリ4は58～69m/s、カテゴリ5は70m/s以上。

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⁵³

- 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⁵⁴の観測対象地点（2023年1月1日現在）を表2.7-1に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅（黄）葉日の経年変化を図2.7-1に示す。また、主な都市のさくらの開花日の2020年平年値と1990年平年値との比較を表2.7-2に示す。

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

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

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

表2.7-1 さくらの開花とかえでの紅（黄）葉の観測対象地点(2023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

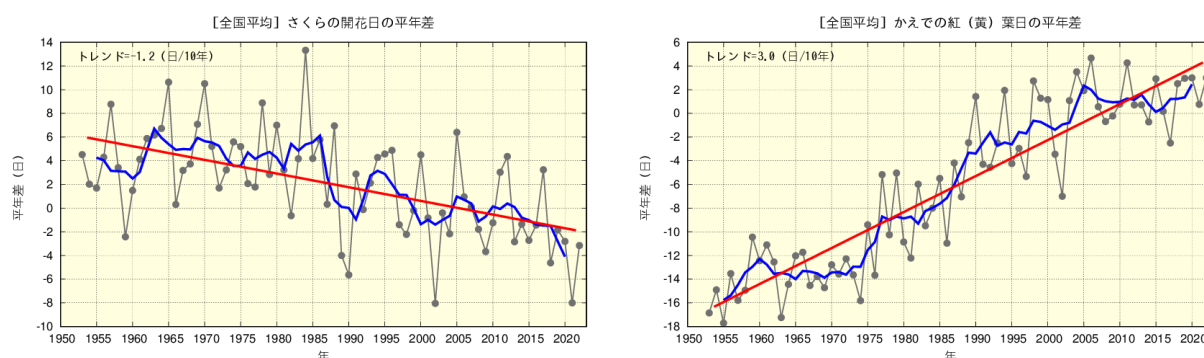


図2.7-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2022年：左図)と、かえでの紅（黄）葉日の経年変化(同：右図) 黒の実線は平年差（観測地点（表2.3-1参照）で現象を観測した日の平年値（1991~2020年の平均値）からの差を全国平均した値）を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向（トレンド）をそれぞれ示す。

⁵³ 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/>

⁵⁴ 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⁵⁵

- 2022 年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.17^{\circ}\text{C}$ 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 $+0.60^{\circ}\text{C}$ 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速度は、それ以前と比べて上昇している。
- 日本近海における、2022 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 $+1.24^{\circ}\text{C}$ である。

2.8.1 世界の海面水温

2022 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 $+0.17^{\circ}\text{C}$ で、1891 年以降では 6 番目に高い値となった。この結果、2013 年から 2022 年までの直近 10 年間の値が、すべて歴代上位 10 位までを占めることとなった。

世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年あたり $+0.60^{\circ}\text{C}$ である（信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2022 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。

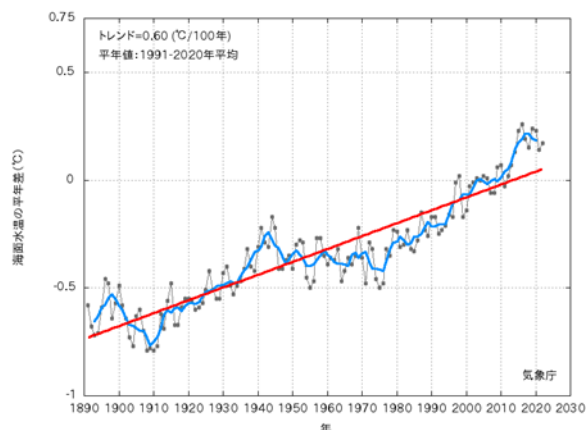


図 2.8-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2022）

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。

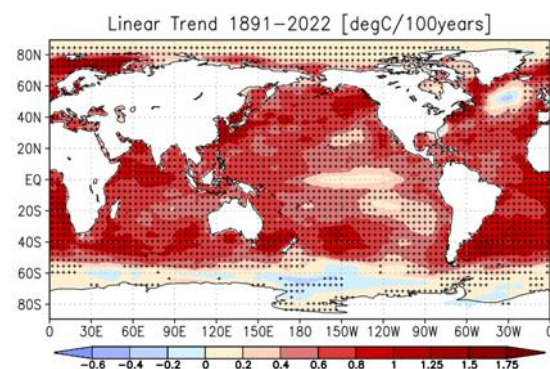


図 2.8-2 年平均海面水温の長期変化傾向（ $^{\circ}\text{C}/100$ 年）

1891～2022 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。

⁵⁵ 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 （世界）

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⁵⁶

地球表面の7割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいいため、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、2022年の貯熱量は1955年から約 47×10^{22} J増加した。1990年代半ばからは、増加速度がそれ以前と比べて大きくなっており、1993年の前後で比べると、1993年以前は10年あたり 3.9×10^{22} Jだったのが1993年以降は10年あたり 10.0×10^{22} Jとなり、増加速度がおよそ2.6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 (IPCC, 2021) でも指摘されている。

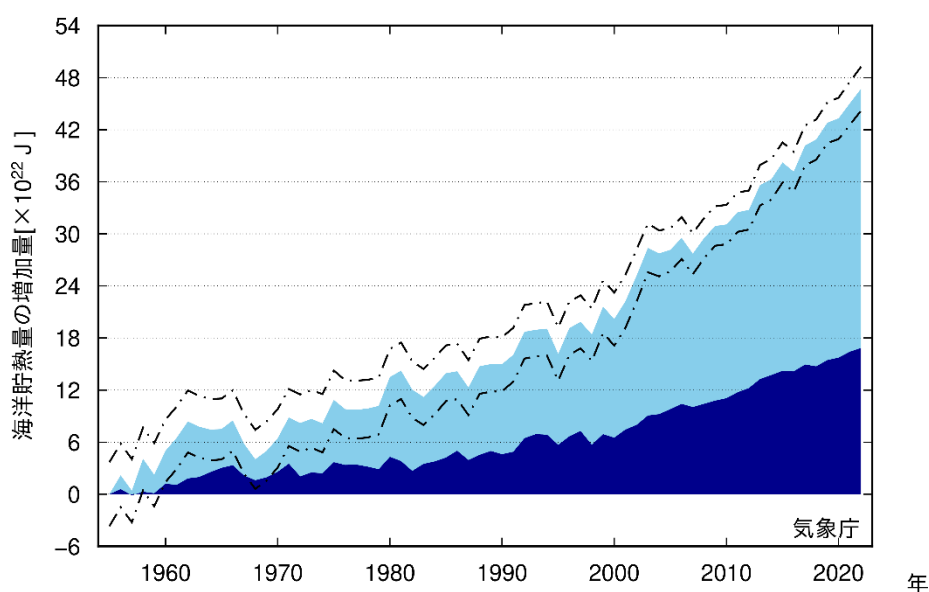


図 2.8-3 海洋貯熱量の増加量

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

⁵⁶ 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/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global2000.html

2.8.3 日本近海の海面水温

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

日本近海の平均海面水温は様々な周期の変動を繰り返しながら長期的には上昇している。図2.8-4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、2022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、+1.24°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（+0.62°C/100年）よりも大きく、日本の気温の上昇率（+1.30°C/100年）と同程度の値となっている。近年は高水温となる年が多い傾向にあり、2022年の全海域平均の年平均海面水温平年差（平年値は1991～2020年の30年平均値）は+0.62°Cで、全海域平均の解析値がある1908年以降、2021年の+0.74°Cに次いで2番目に高い値となった。

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

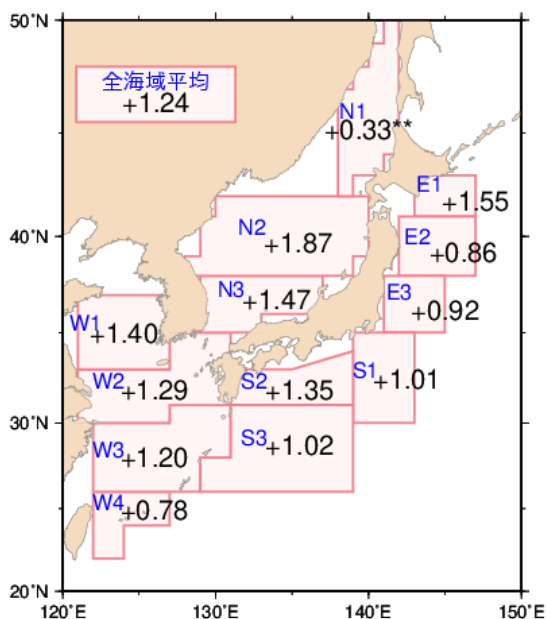


図 2.8-4 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（°C/100年）

1900～2022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⁵⁷と太平洋十年規模振動⁵⁸

- 2021 年秋に発生したラニーニャ現象が 2022 年にかけて続いている。
- 太平洋十年規模振動 (PDO) 指数は、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値、その後は一時的に正の値で推移したが、2021 年頃以降は負の状態が続いている。

2.9.1 エルニーニョ／ラニーニャ現象

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

図 2.9-1 はエルニーニョ監視海域と西太平洋熱帯域における海面水温の基準値との差の 2012 年以降の変化を示したものである（海域の範囲と基準値⁵⁹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、2021 年 10 月から 2022 年 6 月にかけてと 2022 年 8 月以降は基準値より低い値、2022 年 7 月は基準値に近い値で推移した。この海域での海面水温の変化は、2021 年秋以降に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。また、この海域での海面水温が概ね基準値より低い状態は、2020 年 6 月から続いており、それ以降 2022 年までラニーニャ現象発生時に現れやすい海面水温の分布が持続している。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は、2021 年 8 月から 11 月にかけて基準値より高い値、2021 年 12 月から 2022 年 8 月にかけては基準値に近い値かそれよりも低い値で推移した。

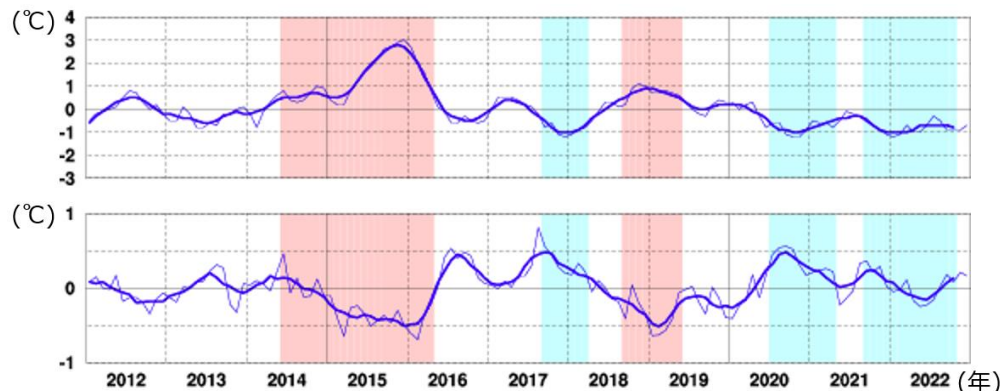


図 2.9-1 エルニーニョ監視海域(上図)及び西太平洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差(°C)

折線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。

エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

⁵⁷ 「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

⁵⁸ 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

⁵⁹ 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、Mantua et al. 1997、以下 PDO と略す）と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるときの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、十年以上の周期で繰り返している。この変動を表す指標として、北太平洋の北緯 20 度以北の海面水温の偏差パターンから定義される PDO 指数が用いられる。PDO 指数は、月ごとの海面水温偏差に基づいて求められることから、十年から数十年規模の変動に加えて相対的に短い時間規模の変動も反映されている点に注意が必要である。

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

PDO 指数は 1920 年代後半から 1940 年前半にかけて、1970 年代末から 2000 年頃にかけてと 2010 年代後半の期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代半ばにかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値で推移した（図 2.9-4）。2021 年頃以降、PDO 指数は負の状態が続いている。

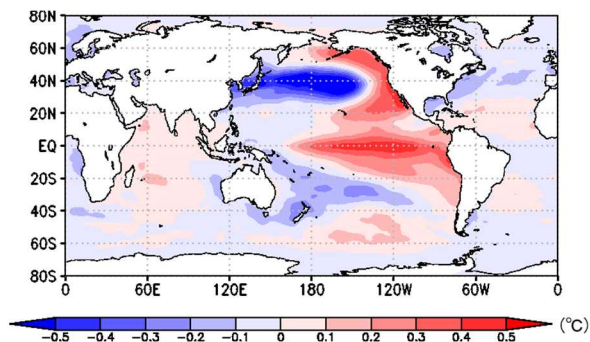


図 2.9-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

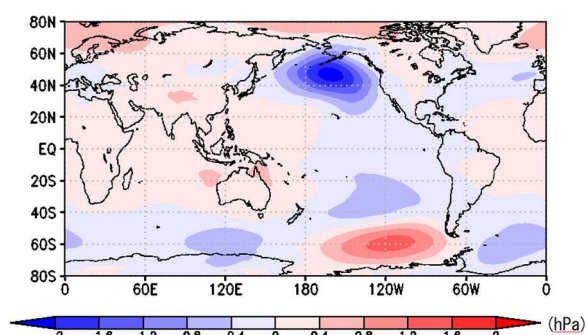


図 2.9-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

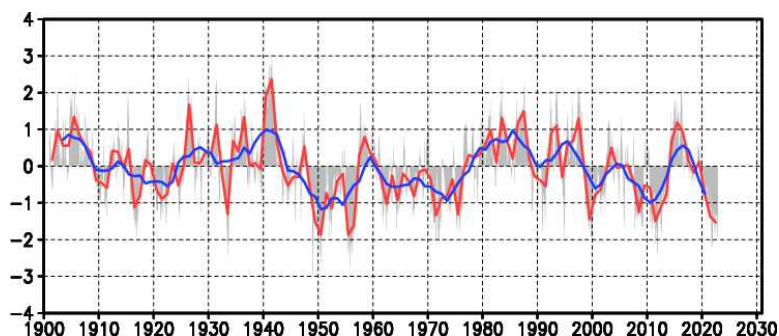


図 2.9-4 PDO 指数の経年変化

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

2.10 日本沿岸の海面水位の変動⁶⁰

○ 日本沿岸の海面水位には、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には、観測データの揃っている 1906～2022 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)。

1906～2022 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 年頃に見られる海面水位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。2022 年の日本沿岸の海面水位は、平年値 (1991～2020 年平均) と比べて 63mm 高く、統計を開始した 1906 年以降で 2021 年の 71mm に次いで 2 番目に高い値であった。

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⁶¹。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。

⁶⁰ 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

⁶¹ 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。

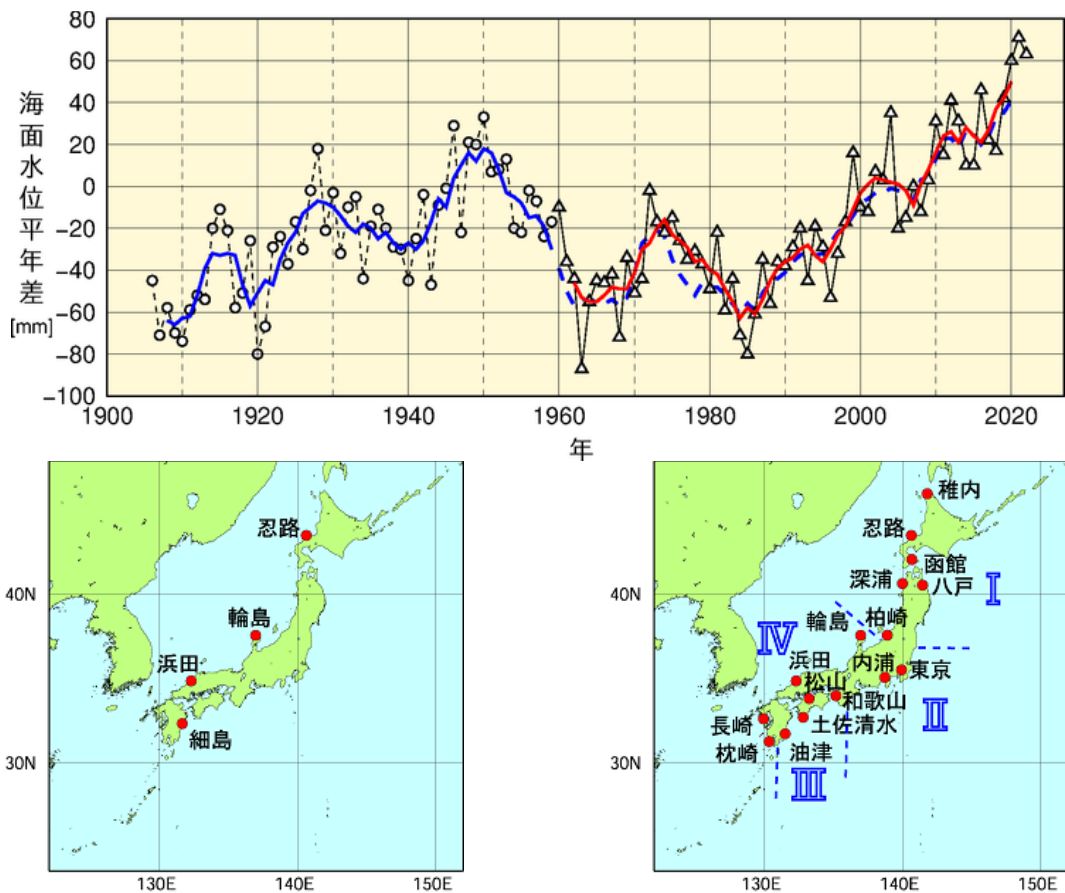


図 2.10-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2022 年、上図）と検潮所位置図（左下図、右下図）
 日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906～1959 年は日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位年平均差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺を I：北海道・東北地方の沿岸、II：関東・東海地方の沿岸、III：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、IV：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（右下図に、使用した 16 地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年平均差をさらに平均し、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年平均差の時系列である。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（1962～2020 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年平均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⁶²

- 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5.6万km²の割合で減少している。

2.11.1 北極・南極の海氷

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

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった1979年以降、長期的には減少している（信頼水準99%で統計的に有意）（図2.11-1）。特に、年最小値において減少が顕著で、1979年から2022年までに1年あたり8.7万km²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1.1万km²増加している（信頼水準95%で統計的に有意）が、年平均値と年最小値に関しては有意な変化傾向が見られない⁶³。2022年の年平均値と年最小値は、それぞれ1979年の統計開始以降で最も小さかった。

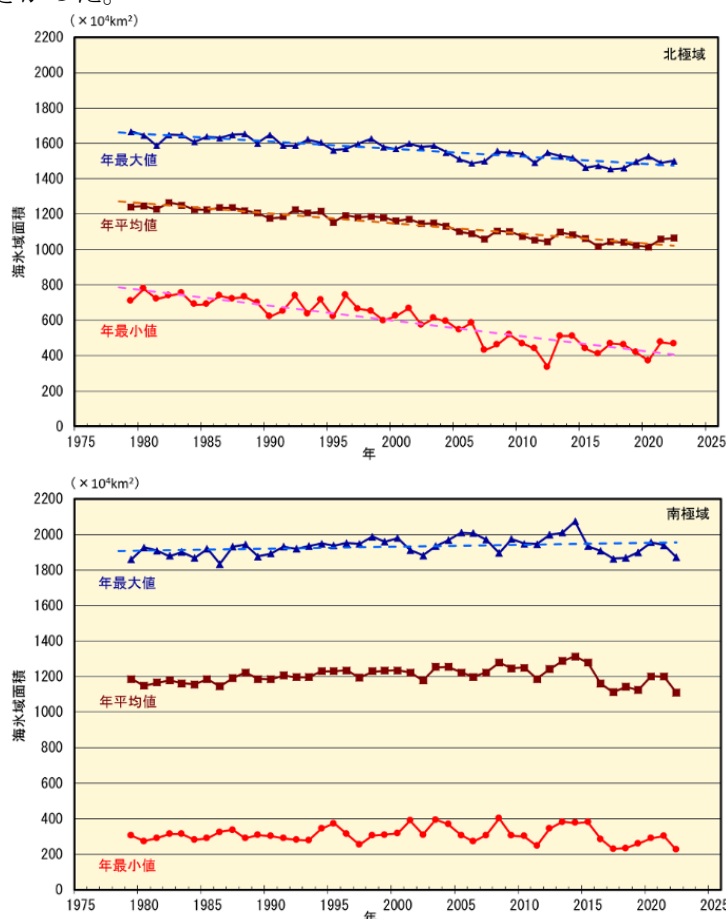


図 2.11-1 北極域（上図）と南極域（下図）の海氷域面積の経年変化（1979～2022年）

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。

⁶² 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html（北極域・南極域）
https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html（オホーツク海）

⁶³ 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。

2022年の海氷域面積は、北極域では2月22日に年最大値（1501万km²）となった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9月17日に年最小の467万km²となった（図2.11-2、図2.11-3の各左図）。

一方、南極域では2月19日に年最小値（224万km²）となり、年最小値としては1979年の統計開始以降で最も小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9月15日に年最大値（1870万km²）となった（図2.11-2、図2.11-3の各右図）。

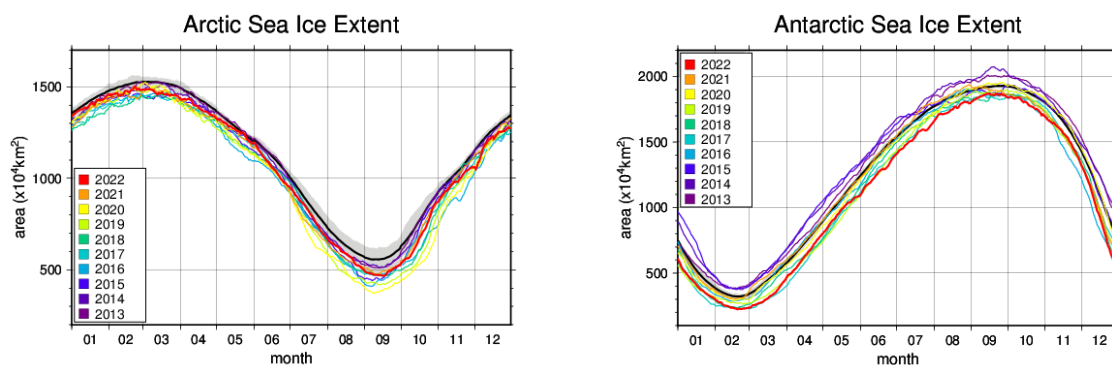


図 2.11-2 2022年の北極域と南極域の海氷域面積の推移
黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

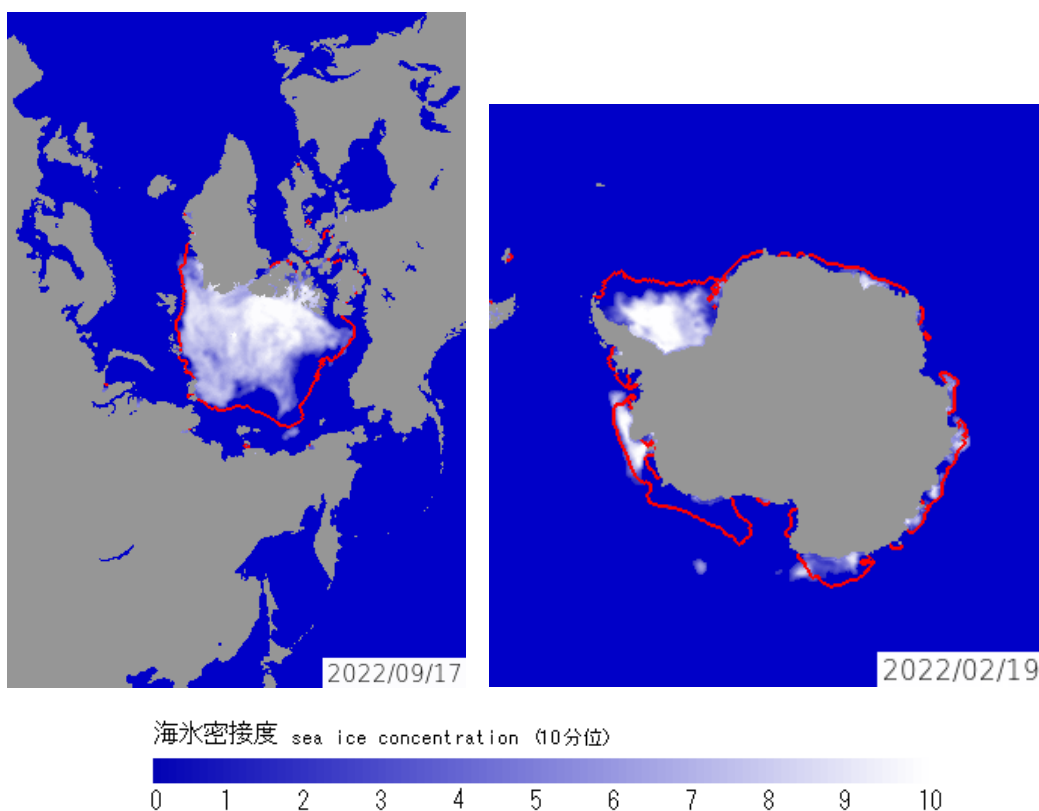


図 2.11-3 北極域、南極域それぞれの海氷域面積が年最小となった日の海氷分布

左は2022年9月17日の北極域の海氷密接度、右は2月19日の南極域の海氷密接度、赤線はそれぞれの日の平年の海氷縁を示す。

2.11.2 オホーツク海の海氷

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

オホーツク海の最大海氷域面積⁶⁴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 5.6 万 km²（オホーツク海の全面積の 3.5%に相当）の割合で減少している。

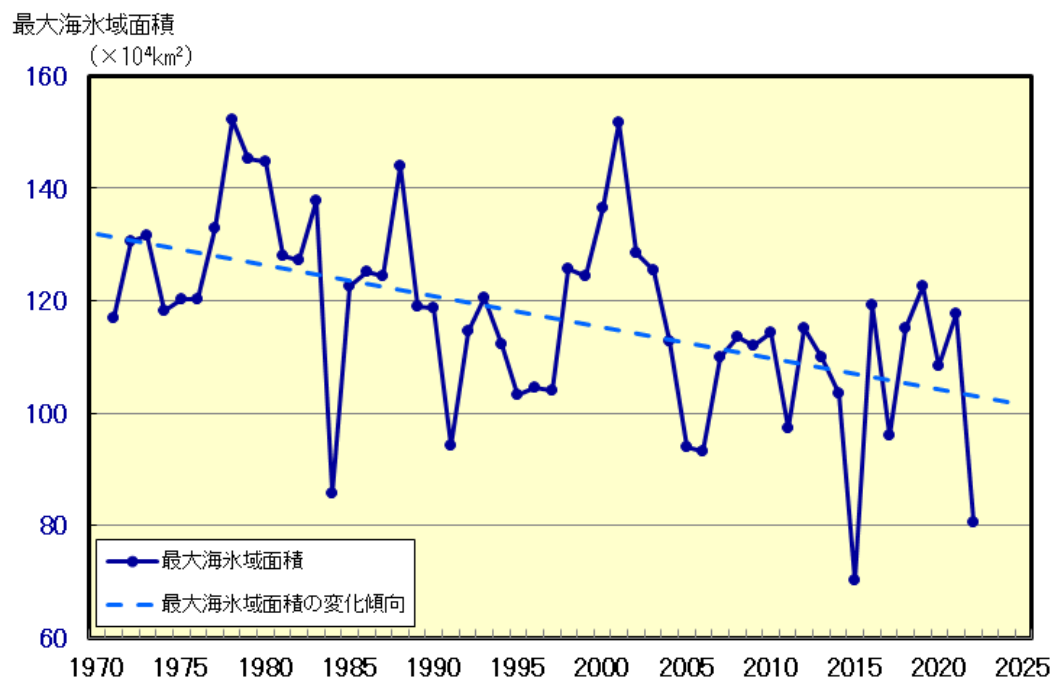


図 2.11-4 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化 (1971~2022年)
破線は変化傾向を示す。

⁶⁴ 最大海氷域面積：海氷シーズン中に海氷域が最も拡大した半旬の海氷域面積。

2.12 海洋の二酸化炭素と海洋酸性化⁶⁵

- 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。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) は、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。

2.12.1 海洋の二酸化炭素

(1) 北西太平洋における二酸化炭素の吸収と蓄積

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋 (東経 137 度線上の北緯 3 度 ~ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 度 ~ 北緯 35 度) の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている (図 2.12-1、図 2.12-2)。東経 137 度線では、1985 年から 2022 年までの 38 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は 1.6 ~ 2.1 μ atm/年 (平均 1.8 μ atm/年) の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.8 ~ 2.0 μ atm/年 (平均 1.8 μ atm/年) の割合で増加している。東経 165 度線では、1996 年から 2022 年までの 27 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は 1.7 ~ 2.7 μ atm/年 (平均 2.2 μ atm/年) の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は 1.9 ~ 2.1 μ atm/年 (平均 2.0 μ 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示しており、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 (Ishii et al., 2014)。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、東経 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。

⁶⁵ 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 (海洋の温室効果ガスと海洋酸性化)

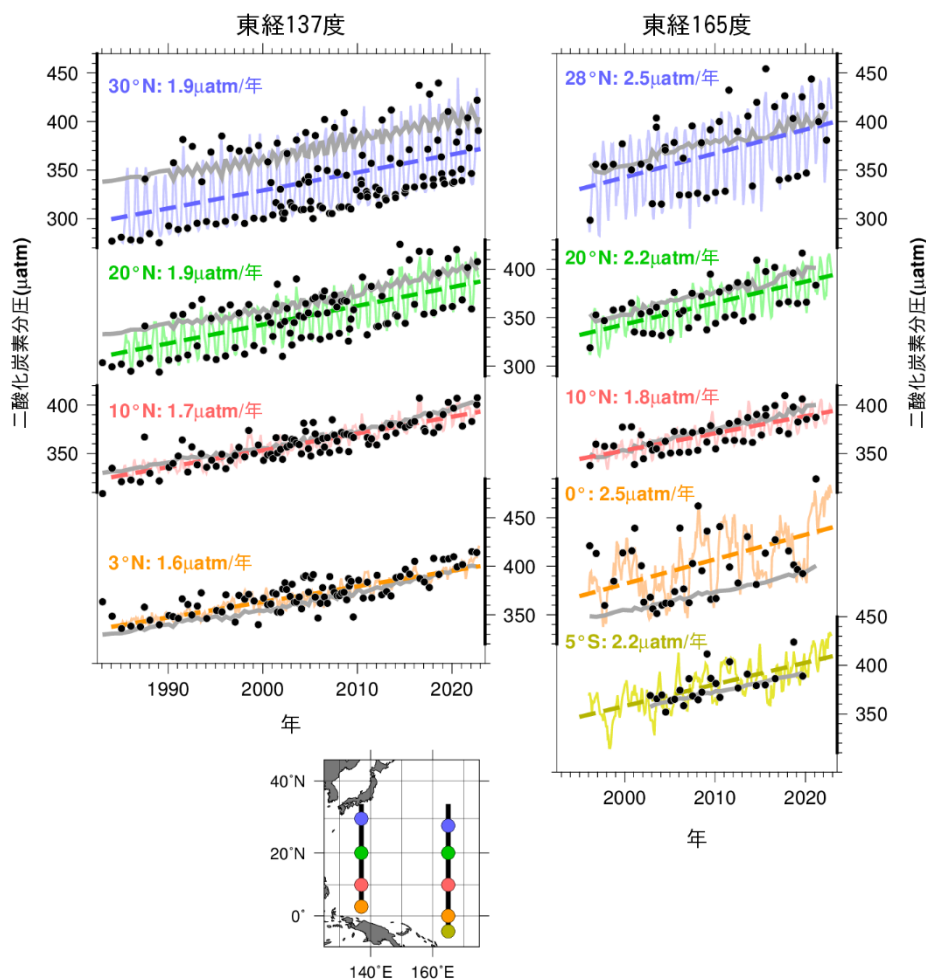


図 2.12-1 東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化⁶⁶

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

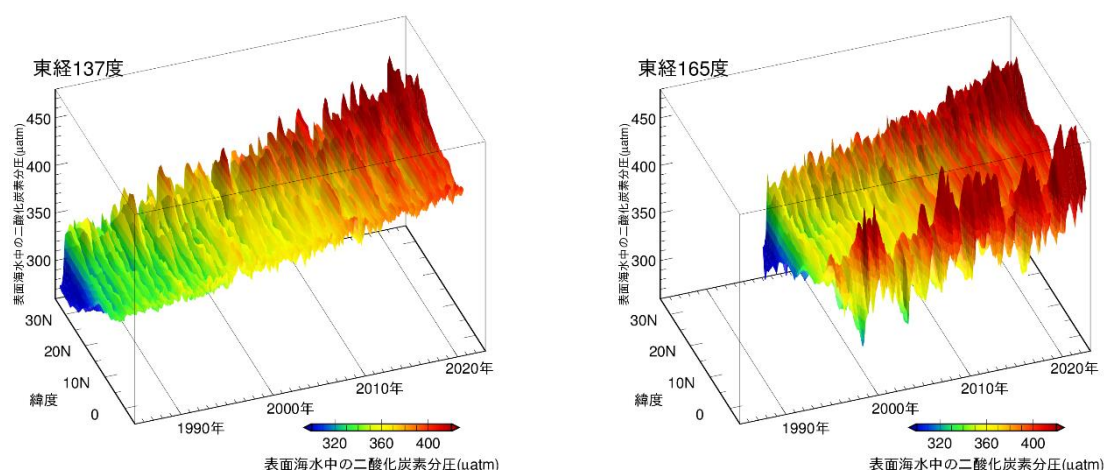


図 2.12-2 緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化

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。

⁶⁶ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html

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度及び北緯24度で4～11トン炭素/km²/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。

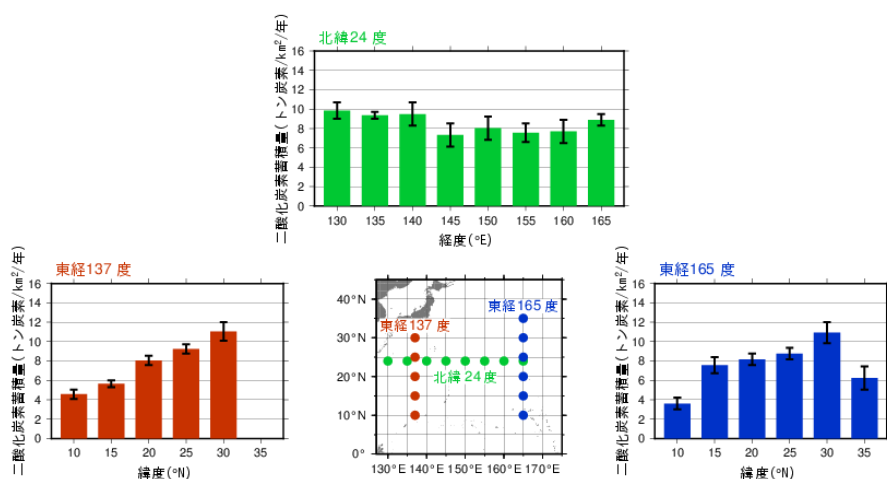


図 2.12-3 東経 137 度、東経 165 度及び北緯 24 度における緯度・経度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量と解析対象とした海域⁶⁷

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～2022 年、東経 165 度が 1992 年～2022 年。

⁶⁷ 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html

(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、2021 年の二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、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、1990~2021 年の平均で年間に 20 億トン炭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 109 億トン炭素(IPCC, 2021))の約 4 分の 1 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。

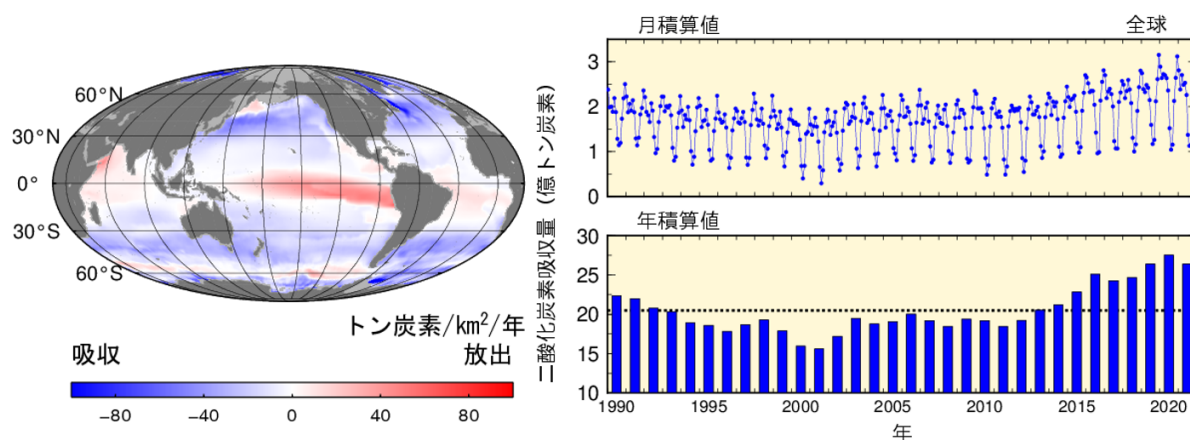


図 2.12-4 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2021 年の分布(左図)及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値(1990~2021 年)(右図)⁶⁸

左図は 2021 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 1990~2021 年の平均 20 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/km²/年」、積算値では「億トン炭素」を用いている。

⁶⁸ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html

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、北海道周辺・日本東方海域及び九州・沖縄海域で 0.019~0.021 と、日本近海の平均値に近い値となっている一方、日本海では 0.022 と大きくなっている。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。

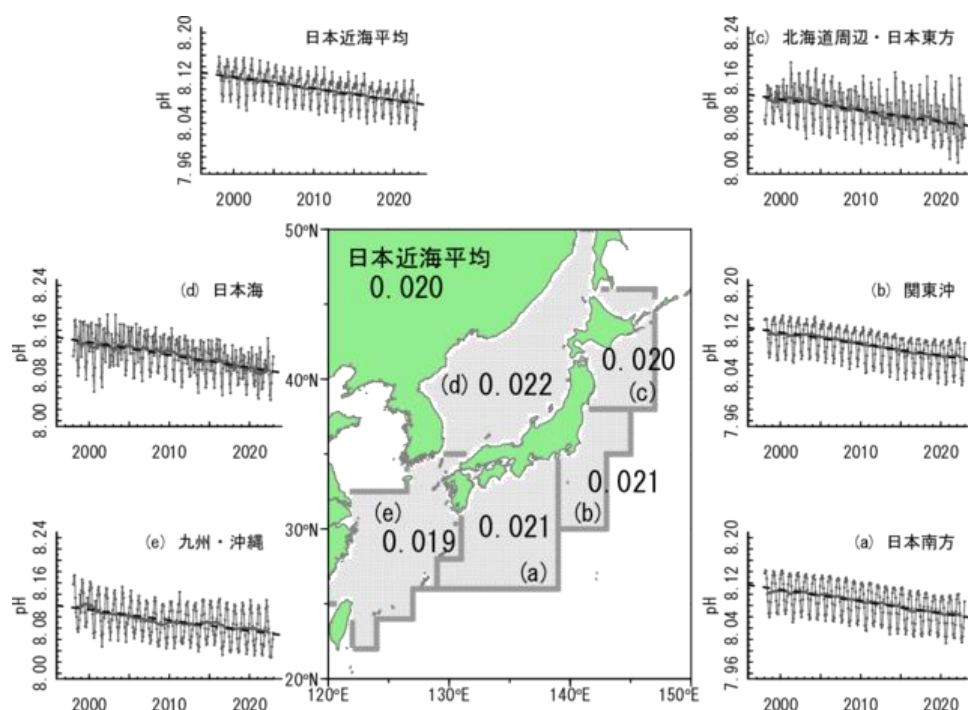


図 2.12-5 日本近海の pH の 10 年あたりの低下速度

現場水温における pH の値。時系列図の黒丸 (及び細線) は海域内の pH の月平均値、太線はその 13 ヶ月移動平均、破線は長期変化傾向を示す⁶⁹

(2) 北西太平洋における海洋酸性化

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋 (東経 137 度及び東経 165 度線) の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった (図 2.12-6、図 2.12-7、図 2.12-8)。その結果、表面海水中の pH は全ての緯度で明らかに低下しており、その低下率は、東経 137 度線では 1985 年から 2022 年までの 38 年間で 10 年あたり 0.015~0.021 (平均 0.018)、東経 165 度線では 1996 年から 2022 年までの 27 年間で 10 年あたり 0.017~0.027 (平均 0.021) であった。深さ約 150~800m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10 年あたり 0.012~0.031 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)。

⁶⁹ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向 (日本近海) について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend_jpn/pHtrend_jpn.html

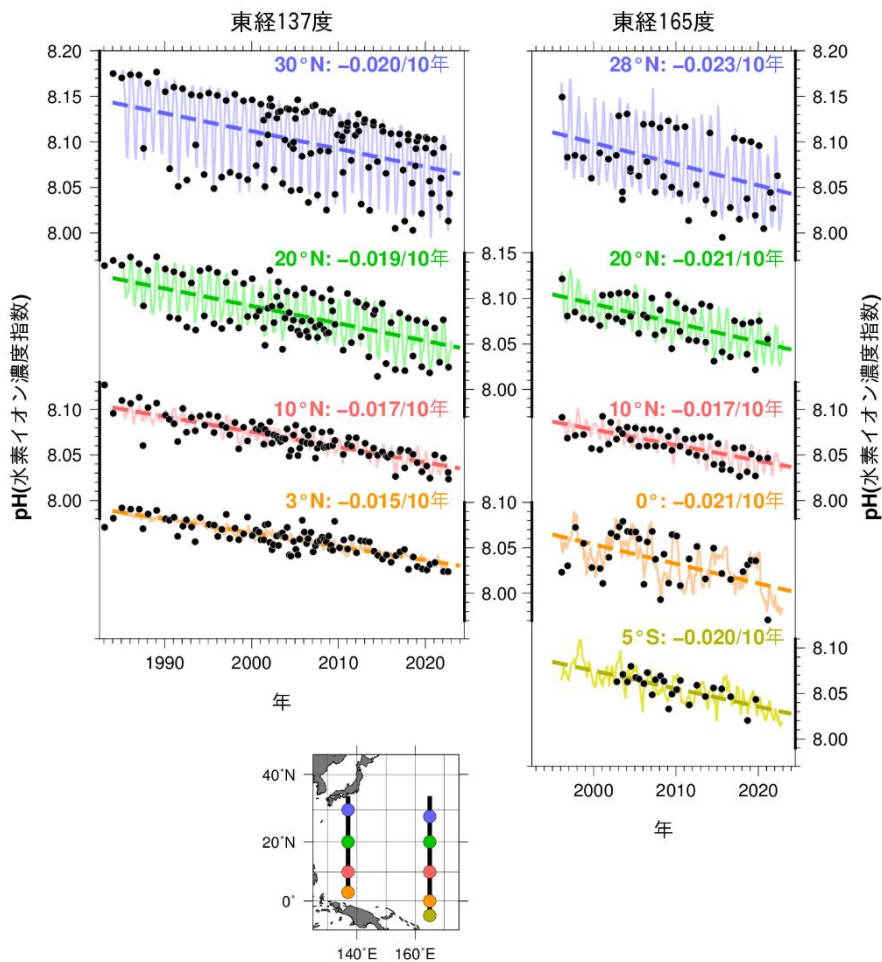


図 2.12-6 東経 137 度線 (左上図)、東経 165 度線 (右上図) の各緯度における表面海水の水素イオン濃度指数 (pH) の長期変化⁷⁰
 黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率を示す。

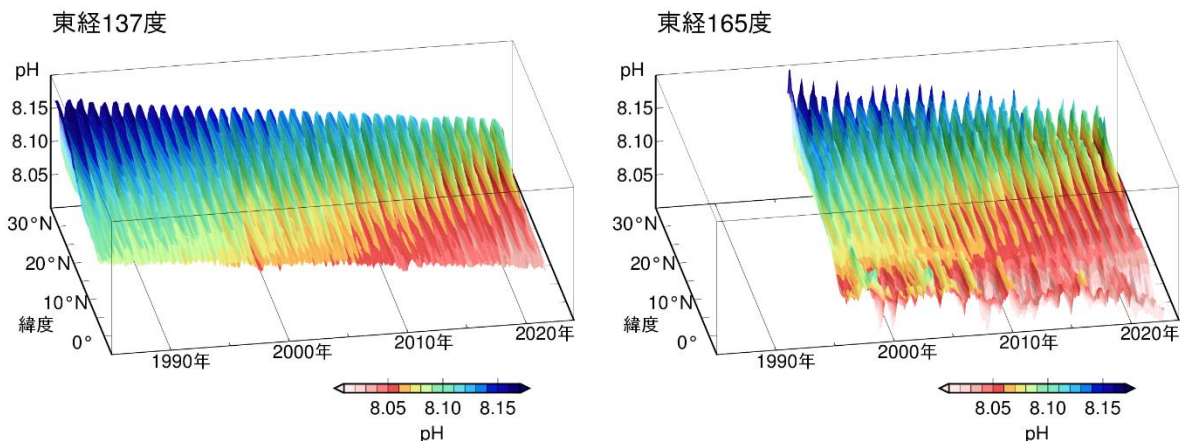


図 2.12-7 東経 137 度線 (左図)、東経 165 度線 (右図) における表面海水の水素イオン濃度指数 (pH) の変化

⁷⁰ 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/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

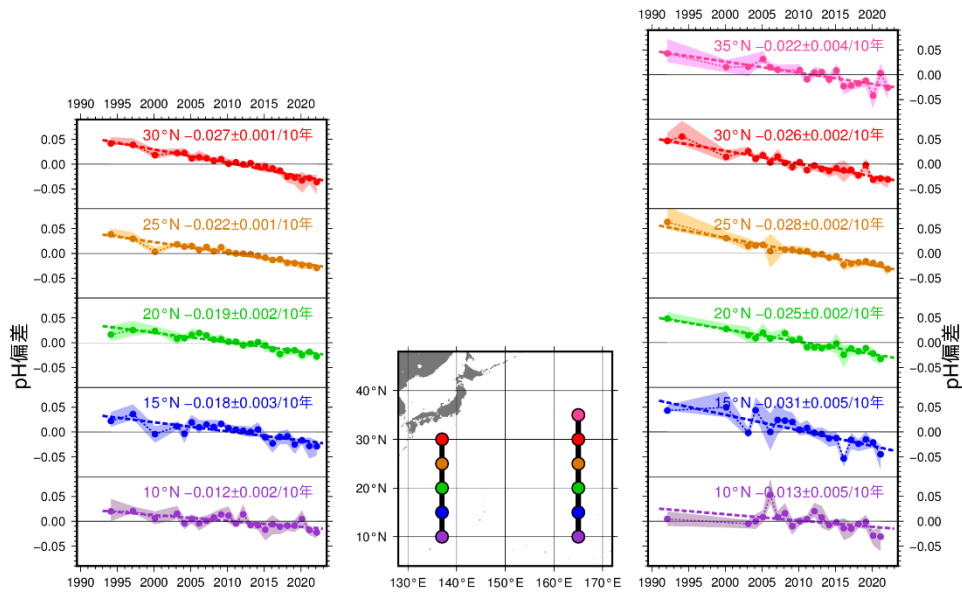


図 2.12-8 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数 (pH) 偏差の長期変化⁷¹

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 2021 年の解析期間において、全球の pH は 10 年あたり 0.019 の割合で低下しており、1990 年以降、およそ 0.06 低下した。

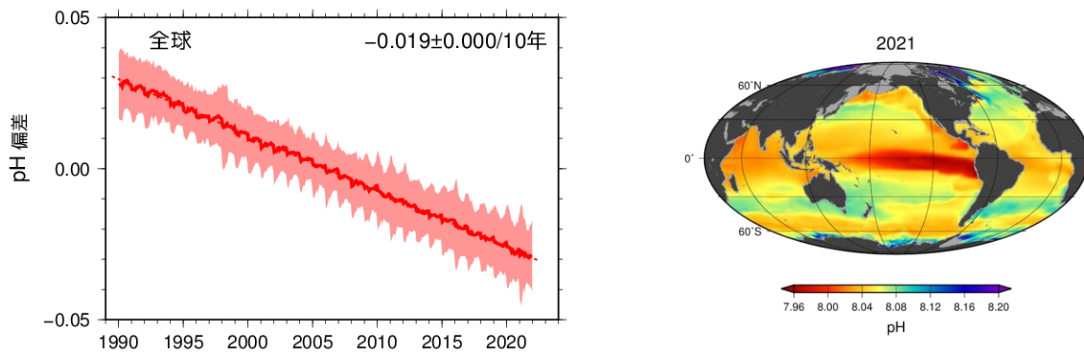


図 2.12-9 全球の表面海水中の水素イオン濃度指数 (pH) 偏差の長期変化 (左図) と 2021 年における pH 分布図 (右図)⁷²

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。

⁷¹ 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向 (北西太平洋) について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html

⁷² 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向 (全球) について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHglob/pH-glob.html

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

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

「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

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

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

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

(4) 令和 4 年 6 月下旬から 7 月初めの記録的な高温

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

【令和 4 年 8 月 22 日 気象庁 報道発表】

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

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

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

https://www.mext.go.jp/b_menu/houdou/mext_01104.html

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

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	「有意な変化傾向は見られない」

なお、この統計的検定にあたっては次のような手法により検定している。

(1) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できる場合

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

(2) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できない場合

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

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

用語一覧（五十音順）

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

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

異常気象

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

エアロゾル

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出されるばい煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エアロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が $2.5\mu\text{m}$ 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質（PM_{2.5}）という。PM_{2.5}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°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°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, 2022）。メタンは、主に大気中のOHラジカ

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

一酸化二窒素：1 分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約 273 倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が 109 年と長い気体である。大気中に放出される一酸化二窒素の約 57%は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 43%である（WMO, 2022）。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°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。

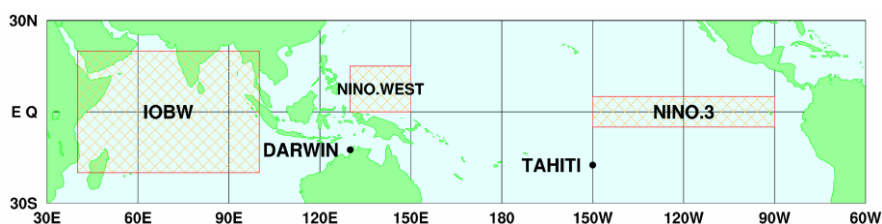
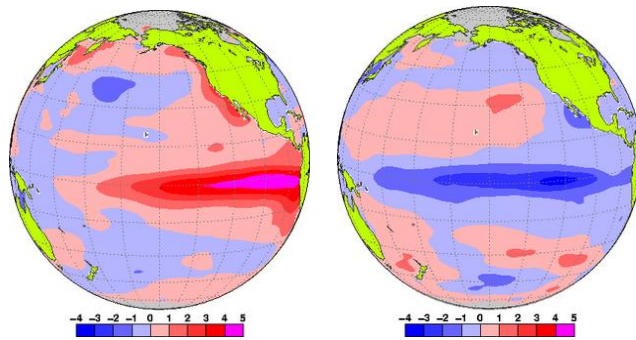


図 A エルニーニョ監視海域 (NINO.3) の位置



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34.2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。

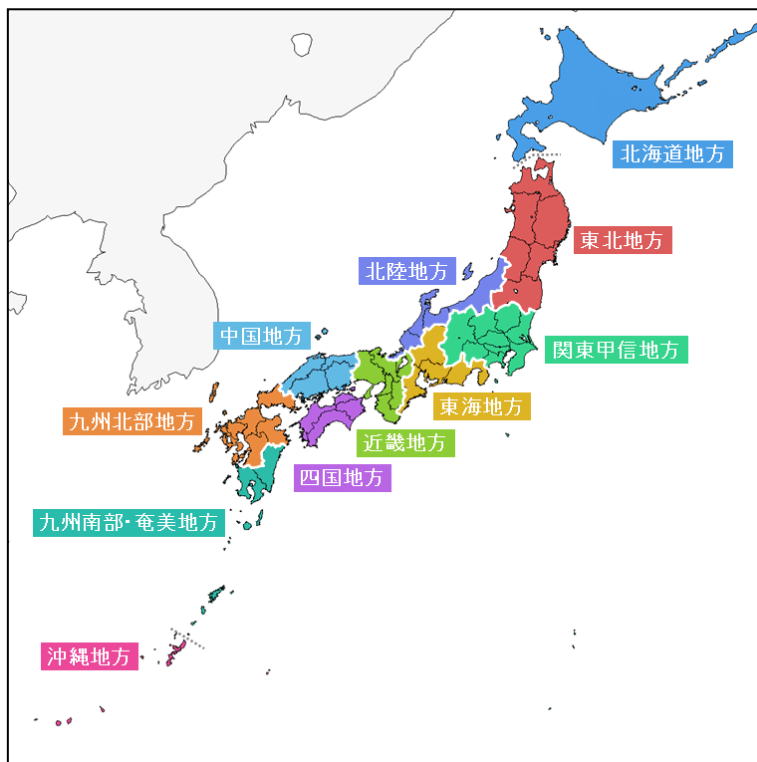
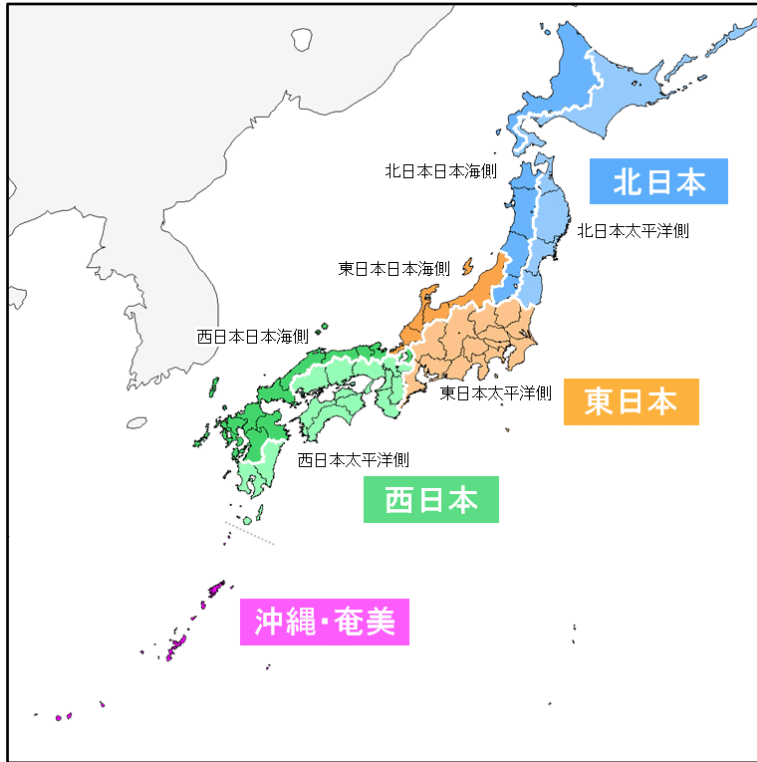
モンスーン

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。

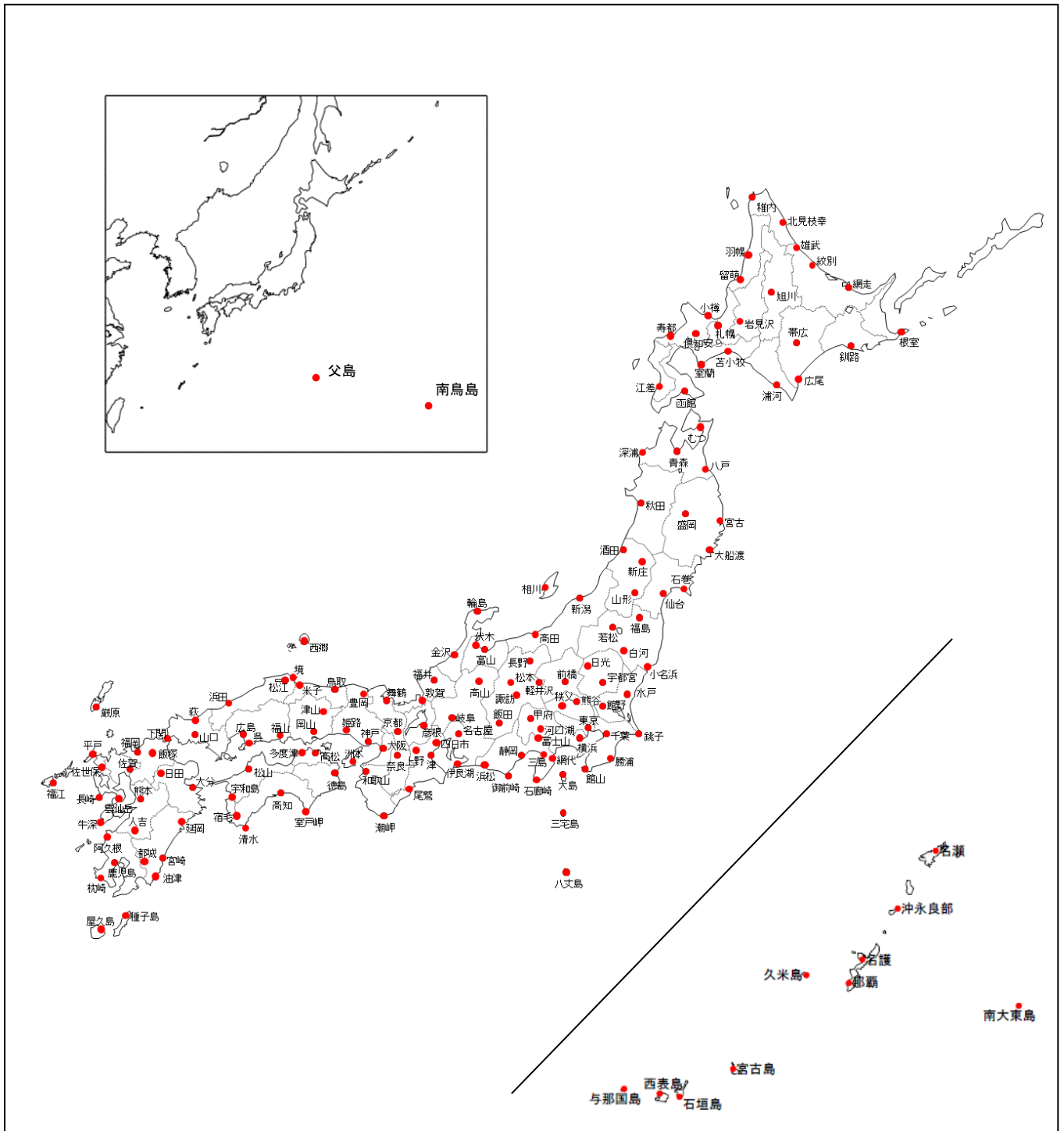
これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。

(https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/mokuji.html)

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】

- Carn, S. A. et al., 2022: Out of the blue: Volcanic SO₂ emissions during the 2021–2022 eruptions of Hunga Tonga—Hunga Ha’apai (Tonga), *Front. Earth Sci.*, 10:976962, <https://doi.org/10.3389/feart.2022.976962>.
- Feng, L. et al., 2022: Methane emissions responsible for record-breaking atmospheric methane growth rates in 2020 and 2021, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* [preprint], <https://doi.org/10.5194/acp-2022-425>, in review.
- 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.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>.
- IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. doi:10.1017/9781009157896.
- Khaykin, S. et al., 2022: Global perturbation of stratospheric water and aerosol burden by Hunga eruption, *Commun. Earth Environ.*, 3, 316, <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00652-x>.
- 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>.
- Legras, B. et al., 2022: The evolution and dynamics of the Hunga-Tonga Ha’apai sulfate aerosol plume in the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 14957–14970, <https://doi.org/10.5194/acp-22-14957-2022>.
- Millán, L. et al., 2022: The Hunga Tonga-Hunga Ha'apai hydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 49, e2022GL099381, <https://doi.org/10.1029/2022GL099381>.
- 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.
- Poli, P. and N. M. Shapiro, 2022: Rapid characterization of large volcanic eruptions: Measuring the impulse of the Hunga Tonga Ha’apai explosion from teleseismic waves, *Geophys. Res. Lett.*, 49, e2022GL098123, <https://doi.org/10.1029/2022GL098123>.
- Proud, S. R., A. T. Prata and S. Schmauss, 2022: The January 2022 eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai volcano reached the mesosphere, *Science*, 378, 554–557,

<https://doi.org/10.1126/science.abo4076>.

- Sellitto, P. et al., 2022: The unexpected radiative impact of the Hunga Tonga eruption of 15th January 2022, *Commun. Earth Environ.*, 3, 288, <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00618-z>.
- Taha, G. et al., 2022: Tracking the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai aerosol cloud in the upper and middle stratosphere using space-based observations, *Geophys. Res. Lett.*, 49, e2022GL100091, <https://doi.org/10.1029/2022GL100091>.
- Witze, A., 2022: Why the Tongan volcanic eruption was so shocking, *Nature*, 602, 376–378, <https://doi.org/10.1038/d41586-022-00394-y>.
- 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, 2022: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 18.
(英語版) 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
- WMO, 2023: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.47, 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)
- Xu, J. et al., 2022: Large amounts of water vapor were injected into the stratosphere by the Hunga Tonga–Hunga Ha’apai volcano eruption, *Atmosphere*, 13, 912, <https://doi.org/10.3390/atmos13060912>.
- Yamauchi, T., 1995: Statistical analysis of atmospheric turbidity over Japan: The influence of three volcanic eruptions, *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 91-103.
- Yoshida, M. et al., 2018: Common retrieval of aerosol properties for imaging satellite sensors, *J. Meteor. Soc. Japan*, 96B, 193-109, doi:10.2151/jmsj.2018-039.
- Zhang, H. et al., 2022: Potential impact of Tonga volcano eruption on global mean surface air temperature, *J. Meteor. Res.*, 36(1), 1–5, doi: 10.1007/s13351-022-2013-6.
- Zhu, Y. et al., 2022: Perturbations in stratospheric aerosol evolution due to the water-rich plume of the 2022 Hunga-Tonga eruption, *Commun. Earth Environ.*, 3, 248, <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00580-w>.
- 北島俊行・吉田真由美・村上浩, 2021: ひまわり 8号・9号可視・近赤外エアロゾルプロダクトのアルゴリズム更新, *測候時報*, 88, 19-28.

【第1章】

- EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster, Database – 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 CO₂ and climate. *Tellus*, 50B, 1–24.
- Friedlingstein, P., et al., 2022: Global Carbon Budget 2022, *Earth Syst. Sci. Data*, doi:10.5194/essd-14-4811-2022.
- Hirahara, S., M. Ishii and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57-75.
- Iida, Y., et al., 2021: Global trends of ocean CO₂ 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.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>.
- IPCC, 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. doi:10.1017/9781009157896.
- Ishii, M., et al., 2014: Air–sea CO₂ flux in the Pacific Ocean for the period 1990–2009, *Biogeosciences*, 11, 709–734, <https://doi.org/10.5194/bg-11-709-2014>
- Ishii, M., Y. Fukuda, H. Hirahara, S. Yasui, T. Suzuki, and K. Sato, 2017: Accuracy of Global Upper Ocean Heat Content Estimation Expected from Present Observational Data Sets. *SOLA*, Vol. 13, 163-167, doi:10.2151/sola.2017-030.
- Keeling, C. D., et al., 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375, 666–670.
- Keeling, R. F., et al., 1996: Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ 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 CO₂, CH₄, N₂O and CO in the Mid-Troposphere over the Western North Pacific Observed Using a C-130H Cargo Aircraft. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 92(1), 50-70, doi:10.2151/jmsj.2014-104.
- Norris, J. R., and M. Wild, 2009: Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening,”. *J. Geophys. Res.*, 114(D00D15), doi:10.1029/2008JD011378.
- Ohmura, A., 2009: Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. *J. Geophys. Res.*, 114(D00D05), doi: 10.1029/2008JD011290.
- Park, S., et al., 2021: A decline in emissions of CFC-11 and related chemicals from eastern China. *Nature*, 590, 433-437, <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03277-w>.
- Rayner, P. J., et al., 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO₂, δ¹³C and O₂/N₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 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, 2022: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 18.
- (英語版) https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=3030
- (日本語訳) https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdogg/wdogg_bulletin.html

WMO, 2023: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.47, 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 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/extreme_japan/index.html	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 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/extreme_world/index.html	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 https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bo/sai/report/index.html	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 https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html	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 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html	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 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html	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 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html	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 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/sougou/index.html	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 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html	都市化の影響による気温上昇等について分析したもの。
国際機関による報告書等	IPCC 第6次評価報告書関連情報 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/index.html	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 https://www.data.jma.go.jp/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html	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 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/index.html	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— https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/cj/index.html	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 http://www.env.go.jp/earth/tekiou.html	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～ https://www.env.go.jp/earth/ondanka/knowledge.html	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、気象庁関係各部が作成し、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 (元) 気象庁気象研究所 気候研究部 部長
小坂 優 国立大学法人 東京大学 先端科学技術研究センター 准教授
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
 大気・海洋モニタリング推進室 室長

(敬称略)