

気候変動監視レポート

2019

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況

令和2年7月
気象庁

気候変動監視レポート 2019

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況

気 象 庁

はじめに

「気候変動監視レポート」は、社会・経済活動に影響を及ぼす気候変動に関して、我が国と世界の気候・海洋・大気環境の観測及び監視結果に基づいた最新の科学的な情報・知見をとりまとめた年次報告で、平成8年（1996年）から刊行しています。

平成31年・令和元年（2019年）は、世界各地で、異常高温や大雨など極端な気象・気候現象が発生しました。我が国でも、令和元年房総半島台風（台風第15号）や令和元年東日本台風（台風第19号）の接近・通過により、北日本から東日本を中心に記録的な暴風・大雨となりました。また、全国的に気温の高い状態が続き、日本の年平均気温は明治31年（1898年）の統計開始以降で最も高くなりました。

このような極端な気象・気候現象の長期的な増加傾向には、地球温暖化の影響があると考えられ、気象庁が今年4月に開催した「異常気象分析検討会」も、日本の記録的な暖冬（令和元年12月～令和2年2月）について、地球温暖化に伴う全球的な気温の上昇傾向が続いていることも背景にあったという見解を公表しました。

今後地球温暖化が進行すれば、前述のような極端な気象・気候現象が更に増加していくと予測されています。このような地球温暖化による気候変動への対応は喫緊の課題であり、令和2年（2020年）に開始された新たな国際的枠組みである「パリ協定」や、気候変動の影響に対する適応策の充実・強化を図る「気候変動適応法」（平成30年12月施行）のもと、国内外で気候変動対策に関する取組が一層進んでいます。

本レポートが、国内外の関係機関・関係者による気候変動への対策に広く活用されるとともに、地球環境に関心をお持ちの皆様の理解の一助になることを願っております。

令和2年7月
気象庁長官 関田 康雄

目次

トピックス	1
I 2019年の日本の年平均気温が統計開始以降第1位	1
I.1 日本の平均気温	1
I.2 高温の背景にある季節ごとの大気の流れの特徴	2
II 海洋気象観測船が捉えた海洋の深層循環	4
III 2019年の南極オゾンホール最大面積が1990年以降最小	6
第1章 2019年の気候	7
1.1 世界の天候・異常気象	7
1.2 日本の天候・異常気象	14
1.2.1 年間の天候	14
1.2.2 季節別の天候	15
1.3 大気・海洋の特徴	19
1.3.1 季節別の大気・海洋の特徴	19
1.3.2 対流圏の平均気温	26
1.3.3 夏季アジアモンスーン	26
1.3.4 台風	27
第2章 気候変動	29
2.1 気温の変動	29
2.1.1 世界の平均気温	29
2.1.2 日本の平均気温	30
2.1.3 日本における極端な気温	31
2.1.4 日本の大都市のヒートアイランド現象	33
2.2 降水量の変動	36
2.2.1 世界の陸域の降水量	36
2.2.2 日本の降水量	37
2.2.3 日本における大雨等の発生頻度	37
2.2.4 アメダスで見た大雨発生頻度	39
2.2.5 日本の積雪量	40
2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅(黄)葉日の変動	41
2.4 台風の変動	43
2.5 海面水温の変動	44
2.5.1 世界の海面水温	44
2.5.2 日本近海の海面水温	45

2.6	エルニーニョ／ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動	46
2.6.1	エルニーニョ／ラニーニャ現象	46
2.6.2	太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）	47
2.7	世界の海洋の貯熱量の変動	48
2.8	日本沿岸の海面水位の変動	49
2.9	海氷域の変動	51
2.9.1	北極・南極の海氷	51
2.9.2	オホーツク海の海氷	52
2.10	北半球の積雪域の変動	53
第3章 地球環境の変動		55
3.1	温室効果ガスの変動	55
3.1.1	世界と日本における二酸化炭素	56
3.1.2	世界と日本におけるメタン	65
3.1.3	世界と日本における一酸化二窒素	67
3.2	オゾン層と紫外線の変動	69
3.2.1	世界と日本におけるオゾン層	69
3.2.2	日本における紫外線	71
3.2.3	世界と日本におけるオゾン層破壊物質	71
3.3	日本におけるエアロゾルと地上放射の変動	74
3.3.1	エアロゾル	74
3.3.2	黄砂	74
3.3.3	日射と赤外放射	75
変化傾向の有意性の評価について		78
用語一覧（五十音順）		79
参考図		84
引用文献		86
謝辞		89
地球環境・海洋に関する情報リスト		90

トピックス

I 2019年の日本の年平均気温が統計開始以降第1位

- 2019年の日本の年平均気温偏差（1981～2010年の30年平均値からの偏差）は+0.92℃で、統計を開始した1898年以降で最も高い値となった。日本の年平均気温は長期的に上昇しており、特に1990年代以降、高温となる年が頻出している。
- これらの要因として、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響と自然変動の影響が考えられる。

I.1 日本の平均気温

気象庁では、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15の観測地点¹の観測結果に基づき、日本の気温の長期的な変化傾向を監視している。日本の年平均気温偏差（1981～2010年の30年平均値からの偏差）は、年～数十年規模の様々な時間スケールの変動を繰り返しながらも、長期的には100年あたり1.24℃の割合で上昇している。2019年の日本の年平均気温偏差は+0.92℃で、統計を開始した1898年以降で最も高い値となった（図I.1-1及び表I.1-1）。また、表I.1-2に示したように、2019年は、月別に見ても年を通して平均気温が高い月が多かった。

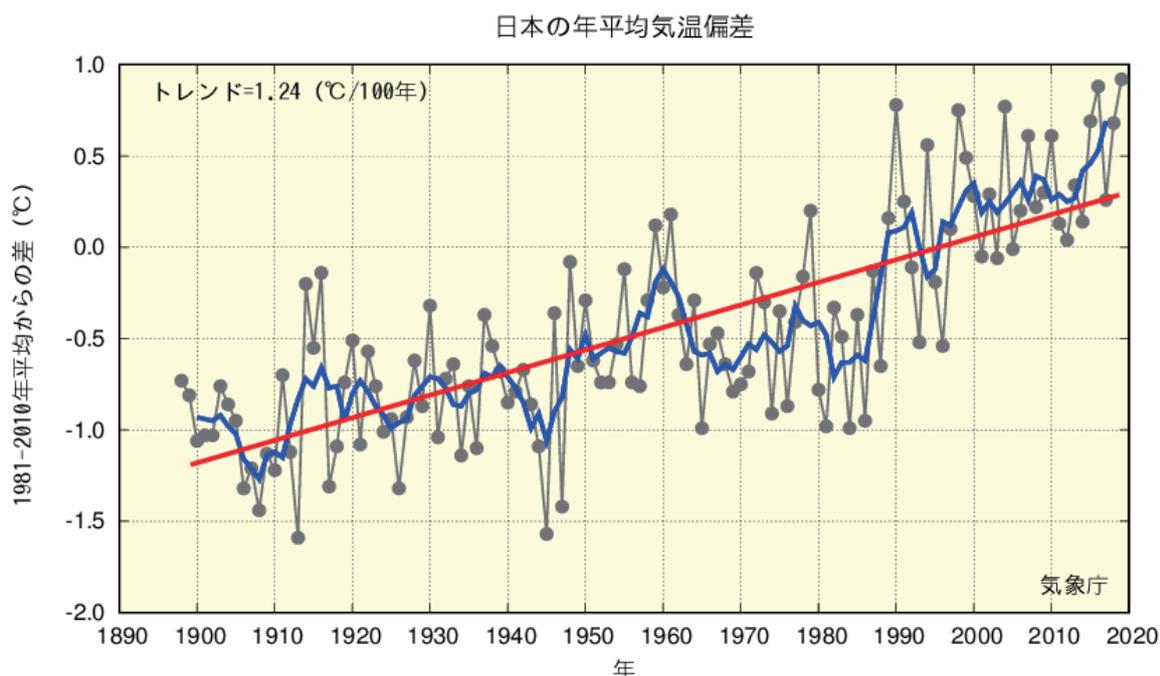


図 I.1-1 日本の年平均気温偏差の経年変化（1898～2019年）

細線（黒）は、国内15観測地点（脚注参照）での年平均気温の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。基準値は1981～2010年の30年平均値。

表 I.1-1 日本の年平均気温偏差の大きかった年上位10年

順位	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
年	2019年	2016年	1990年	2004年	1998年	2015年	2018年	2010年	2007年	1994年
偏差(°C)	+0.92	+0.88	+0.78	+0.77	+0.75	+0.69	+0.68	+0.61	+0.61	+0.56

¹ 網走、根室、寿都（すつつ）、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島。都市化の影響が比較的小さく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。

表 I.1-2 2019 年の日本の月平均気温偏差と 1898 年の統計開始以来の各月における順位

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
偏差 (°C)	+0.80	+1.49	+1.32	+0.05	+1.62	+0.42	+0.20	+0.73	+1.43	+1.61	+0.43	+0.99
順位	15	6	3	32	4	21	43	12	6	2	20	9

1.2 高温の背景にある季節ごとの大気の流れの特徴

2019 年の日本の年平均気温が統計開始以降第 1 位となった要因には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に加え、複数の自然変動が影響したと考えられる。その中には、2018 年秋から 2019 年春まで続いたエルニーニョ現象や、インド洋熱帯域の海面水温の状況、それらに伴う熱帯付近の積雲対流活動の状況や偏西風の蛇行などが含まれる。季節ごとに大気の流れの特徴をまとめると以下のとおり。

○冬（2018 年 12 月～2019 年 2 月）：

対流圏上層では亜熱帯ジェット気流の蛇行により東シナ海付近で高気圧性循環偏差となり（図 I.2-1）、暖かい空気に覆われやすかった。シベリア高気圧の東への張り出しは弱く、アリューシャン低気圧は平年と比べて北西寄りに位置したことから、日本の南ほど冬型の気圧配置が弱く、寒気の影響を受けにくかった。2 月には、インドネシア付近で積雲対流活動が不活発となり（図 I.2-2(b)）、対流圏下層ではフィリピン付近～日本の南では高気圧性循環偏差（図 I.2-2(a)）となった影響で、沖縄・奄美付近に暖かい空気をもたらした。このインドネシア付近の不活発な積雲対流活動と対流圏下層の高気圧性循環偏差は、エルニーニョ現象時の特徴と一致する。

○春（2019 年 3～5 月）：

高気圧に覆われる日が多く、強い日射の影響を受けやすかった。3 月は大陸からの寒気の流入が弱かった。5 月は中国東北区付近で低気圧が明瞭となることが多く、北日本を中心に南西から暖かい空気が流れ込みやすかった。

○夏（2019 年 6～8 月）：

7 月末から 8 月前半にかけて、偏西風の蛇行やフィリピン付近～フィリピンの東で積雲対流活動が活発となった影響で、日本付近では上層のチベット高気圧、下層の太平洋高気圧が強まった。このため、東日本を中心に晴れて暑い日が多かった。

○秋（2019 年 9～11 月）：

対流圏上層では偏西風が日本付近で北に蛇行し高気圧性循環偏差となり（図 I.2-3）暖かい空気に覆われやすく、また日本の東で高気圧が強かったことから、下層では南から暖かい空気が流れ込みやすかった。偏西風の蛇行には、南インド洋赤道域の中部～インドネシア付近の積雲対流活動が不活発だったことが影響しており、この積雲対流活動には、海面水温がインド洋西部で正偏差、東部で負偏差となる正のインド洋ダイポールモード現象の特徴が明瞭になったことが関連していたとみられる。また、9 月にはフィリピンの東で積雲対流活動が活発（図 I.2-4(b)）だったことに伴い、日本付近は高気圧に覆われ（図 I.2-4(a)）、晴れて日射の影響を受ける日が多かった。

全球平均気温は、エルニーニョ現象の発生にやや遅れて上昇することが知られており、例えば統計開始以降第 1 位の 2016 年と第 2 位タイの 2015 年は、いずれの年もその前年からエルニーニョ現象が続いていた。しかしながら、日本の年平均気温は全球の年平均気温に比べてエルニーニョ現象以外の現象の影響を受ける度合いが大きいことから、必ずしもエルニーニョ現象発生時に高温になるわけではなく、また、エルニーニョ現象が発生していないときでも高温になる場合がある。例えば表 I.1-1 に挙げられた年のうち、1990 年や 2004 年はエルニーニョ現象の発生時期とは異なっている。一方、2016 年、2015 年、1998 年はエルニーニョ現象の影響があったと考えられる。2019

(トピックス)

年の場合も、上述の通り、一部の地域・季節で 2019 年春まで続いたエルニーニョ現象が高温偏差に寄与したとみられるが、特に夏以降は、その他の大気変動の影響を反映しているとみられる。

200hPa流線関数・平年偏差(2018年12月～2019年2月)

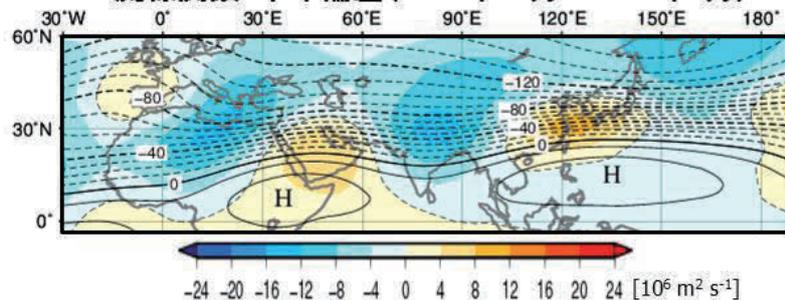
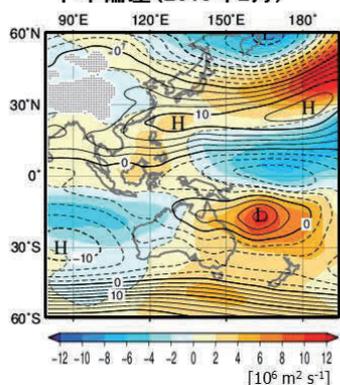


図 I.2-1 2019 年冬 (2018 年 12 月～2019 年 2 月) の 200hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影) 等値線間隔は $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影はカラーバーを参照。平年値は 1981～2010 年の平均値。

(a) 850hPa流線関数・平年偏差(2019年2月)



(b) 外向き長波放射量平年偏差(2019年2月)

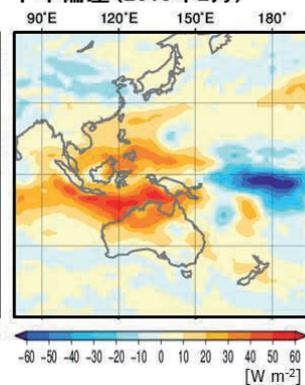


図 I.2-2 2019 年 2 月の (a) 850hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影)、(b) 外向き長波放射量平年偏差 (a)の等値線間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影はカラーバーを参照。(b)の単位は W/m^2 で、カラーバーを参照。平年値は 1981～2010 年の平均値。

200hPa流線関数・平年偏差(2019年9～11月)

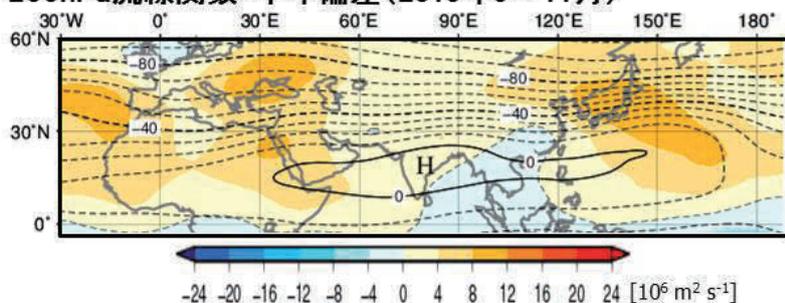
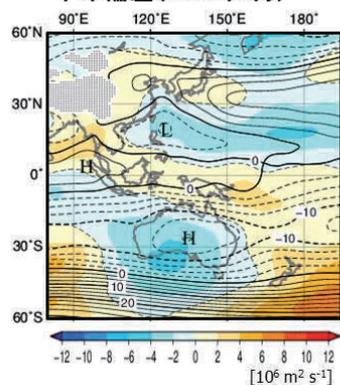


図 I.2-3 2019 年秋 (2019 年 9～11 月) の 200hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影) 等値線間隔は $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影はカラーバーを参照。平年値は 1981～2010 年の平均値。

(a) 850hPa流線関数・平年偏差(2019年9月)



(b) 外向き長波放射量平年偏差(2019年9月)

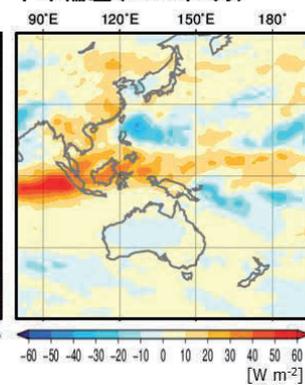


図 I.2-4 2019 年 9 月の (a) 850hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影)、(b) 外向き長波放射量平年偏差 (a)の等値線間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影はカラーバーを参照。(b)の単位は W/m^2 で、カラーバーを参照。平年値は 1981～2010 年の平均値。

II 海洋気象観測船が捉えた海洋の深層循環

- 2018～2019年の海洋気象観測船による観測において、北太平洋の海底付近でフロン類が検出された。南極周辺で沈み込んだ海水が海底地形に沿って底層を北上し北太平洋に至る海洋大循環を、化学物質の移動から裏付けることができた。

気象庁は、海洋気象観測船を用いて北西太平洋の海洋観測を継続して行っている。海洋観測では、気候変動対策に資する、大気海洋相互作用や海洋の二酸化炭素の挙動だけでなく、地球システムにおいて膨大な熱の南北輸送を担う海洋深層の大循環を捉えるために精度の高い観測データを取得している。

2018年8～9月および2019年1～2月の東経165度線沿いの観測において、北半球の底層付近でフロン類が検出された(図II-1)。フロン類は、自然界に存在しない人為的な化学物質であり、元々海水中には存在しない。大気に放出されたものが海面で溶け込み、海水中ではほとんど分解されず海水の混合や流れによって輸送され海洋内部に広がる。このためフロン類の検出された海水をたどることで海面から沈み込んでからの経過時間と流路を推定することができる。太平洋の海底付近では、水温、塩分、溶存酸素量等の分布や海底付近の流速計観測により、南極周辺の冷却や結氷過程により密度を増して海面付近から海底まで沈み込んだ海水が海底地形に沿って底層を北上し赤道を越え北西太平洋に至る流れがあると考えられている。今回東経165度線沿いでフロン類が検出されたことにより、過去に南半球でフロン類が観測されたことと合わせて海底付近の流路を化学物質の移動の観点から裏付けることができた。

南太平洋の底層付近では、2度の観測でフロン類が検出されていた。過去に検出された年と海域から今回検出されるまでの時間と距離をもとに底層を流れる海水の移動速度を見積もった結果、海水は約1cm/秒(約315km/年)で北上していると計算された。一方、図II-2に、気象研究所の海洋循環モデルによるフロン類の濃度を示す。1996年には北太平洋になかったフロン類が、2007年頃には赤道を越え2017年には東経165度線付近まで到達していることを表し、観測によるフロン類の検出と定性的には整合している。

今回の観測で初めて北太平洋でフロン類が検出された。今後こうした観測を引き続き行い観測データを蓄積することで海洋循環モデルとの定量的な比較を進め、モデルの信頼性を高めていくことにより地球温暖化予測の進展に貢献するものとする。

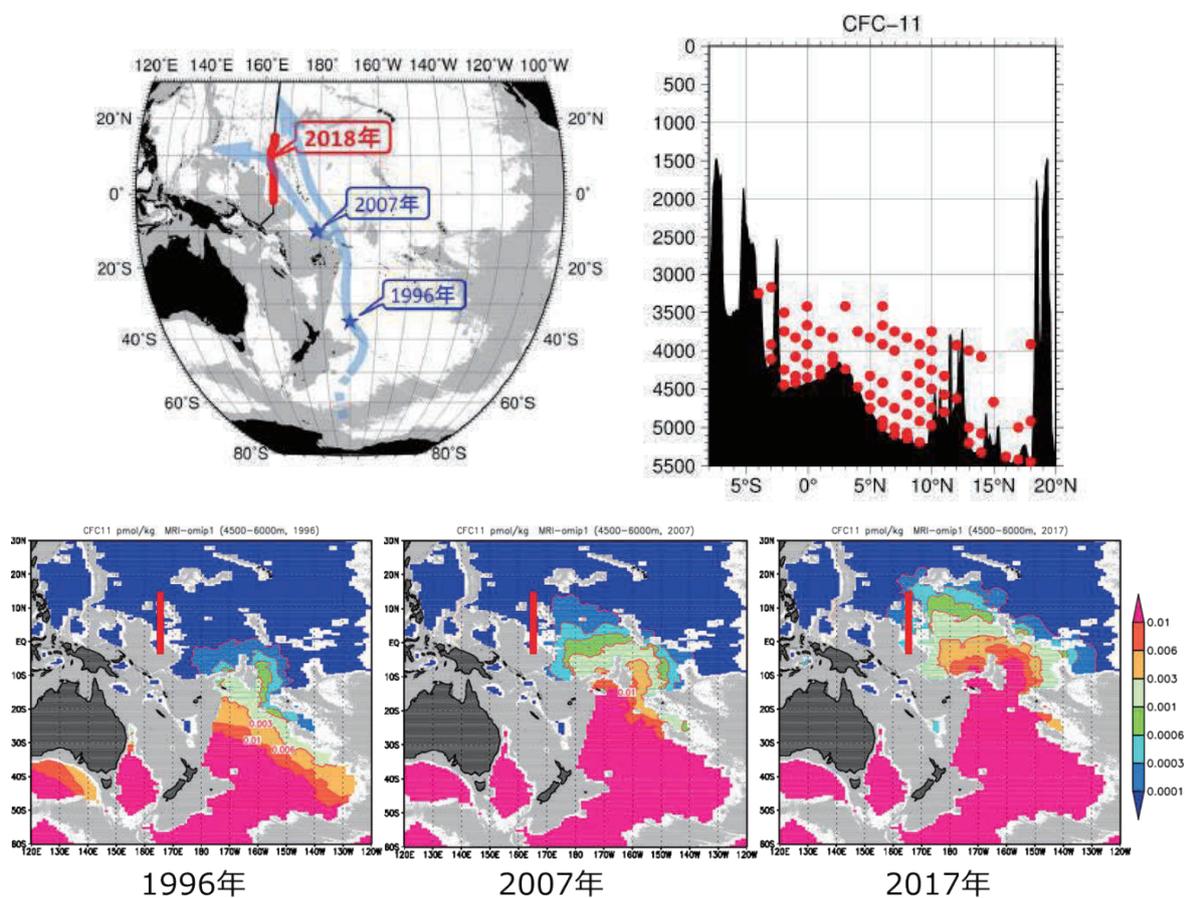


図 II-1 (上段左) 太平洋でフロン類が観測された場所

気象庁 (赤太線)、これまでに確認されていた場所 (★) および海底付近の流れの流路 (薄い青矢印)
陰影は 4000m 以浅の海域

(上段右) 東経 165 度線の断面図

●は海底付近でフロン類 (CFC-11) が検出限界以上で検出された箇所を表す

図 II-2 (下段) 海洋循環モデルによる 4500m~6000m 深の平均フロン類 (CFC-11) 濃度 (pmol/kg)

赤太線は今回フロン類が検出された観測定線

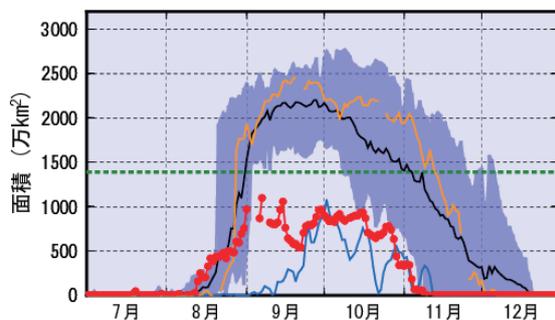
Ⅲ 2019年の南極オゾンホール最大の面積が1990年以降最小

- 2019年のオゾンホールは、大規模なオゾンホールが継続してみられるようになった1990年以降で最大面積が最も小さく、消滅が最も早くなった。
- 2019年8月末の南極域上空における成層圏突然昇温の発生などの気象状況を主な要因として、オゾンホールの拡大が抑制された。

オゾンホールの形成・発達には、クロロフルオロカーボン類（日本では一般にフロン類と呼ぶ）等のオゾン層破壊物質の大気中濃度と南極上空の気象状況が密接に関連する。オゾン層破壊物質は、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（1987年9月採択、1989年1月発効）に基づく生産規制等の効果により、世界的に1990年代半ば以降緩やかに減少を続けている。しかし、その濃度は1980年代と比べると依然として高い状態にあり（図3.2-7参照）、このため2019年の南極オゾンホールは、ここ数年と同程度の面積になると思われた。

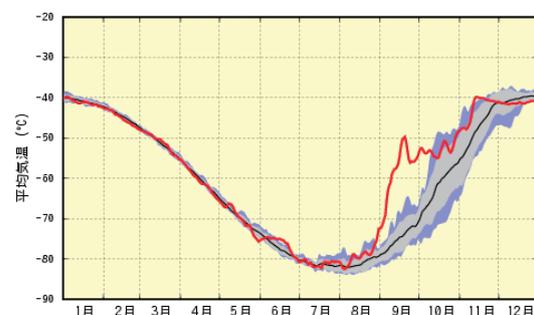
図III.1に2019年の南極オゾンホールの推移を示す。2019年の南極オゾンホールは、例年と同様に8月に現れ、その面積は9月上旬まで拡大したが、10月下旬から急速に縮小し、11月10日に1990年以降で最も早く消滅した。オゾンホールの最大面積は9月7日の1,100万km²（南極大陸の約0.8倍）で、オゾンホールが発見された1980年代半ばと同程度の大きさとなり、大規模なオゾンホールが継続してみられるようになった1990年以降で最も小さくなった（図3.2-3参照）。2019年と同程度の最大面積となった1982年と比較すると、1982年には9月後半に最大面積となる一方、2019年は近年同様8月から面積が急速に拡大した後、9月上旬に拡大が止まっている。

2019年のオゾンホールの最大面積が近年と比較して顕著に小さく、9月上旬で拡大が抑制された主な要因は、8月末に南極上空で成層圏突然昇温が発生し、極渦内部の高度約20km付近で気温の高い状態が続いたため、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲が例年より発達せずオゾン層破壊の進行が抑制されたことに加え、極渦の縮小や偏在により低緯度側から高濃度オゾンが流入したことなど、気象状況によるものと考えられる（図III.2）。



図Ⅲ.1 南極オゾンホールの2019年の面積の推移

赤線：2019年、橙線：2018年、青線 1982年
黒線：最近10年間（2009～2018年）の平均値
濃い紫色の領域：最近10年間の最大値と最小値の範囲
緑色の破線：南極大陸の面積
米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星観測データを基に
気象庁で作成。



図Ⅲ.2 南極上空（50hPa）における南緯60度以南の領域平均気温の推移

赤線：2019年
黒線：最近10年間（2009～2018年）の平均値
灰色領域：最近10年間の標準偏差の範囲
紫色領域：最近10年間の最大値と最小値の範囲
気象庁55年長期再解析（JRA-55）を基に作成。

世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）がとりまとめている「オゾン層破壊の科学アセスメント：2018」（WMO, 2018a）では、オゾン層の世界的な状況とその見通しについて、南極オゾンホールが縮小傾向にあること、また成層圏オゾンの回復が始まっていることが報告され、南極上空のオゾン層が、オゾンホールがほぼ見られなかった1980年の水準に回復するのは、2060年代になると予測されている。大気中のオゾン層破壊物質の濃度は減少しているものの依然として高いため、今後もオゾン層の監視を継続することが重要である。

第1章 2019年の気候

1.1 世界の天候・異常気象

- 世界各地で異常高温が発生した。ヨーロッパ北部から中部では、熱波（6～7月）により、各国の最高気温の記録を更新した地域もあった。
- 南アジア及びその周辺（7～10月）、東アフリカ北部から西部（10～12月）、東アフリカ南部（3月と4月のサイクロン）、バハマ（9月のハリケーン）では、大雨による多数の死者や多大な経済被害が発生した。また、オーストラリア（9～12月）では大規模森林火災が発生し、深刻な被害が発生した。

2019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。

2019年は、1年を通して世界各地で異常高温が発生した（図1.1-1中②③⑤⑨⑪⑫⑬⑯⑰⑲⑳㉑㉒㉓㉔㉕㉖㉗）。ヨーロッパでは南部を中心として6～12月に異常高温となり（同図中⑫）、ドイツとフランスの2019年の年平均気温は、それぞれ、1881年以降で2番目、1900年以降で3番目に高くなった。またヨーロッパ北部から中部では6～7月に熱波が発生し（同図中⑭）、フランスでは少なくとも1,400人以上が死亡したと伝えられた（フランス政府）。6月28日に46.0℃の日最高気温を観測したフランスをはじめ、6か国で気温の国内最高記録を更新した。米国アラスカ州では、2～3、6～7、9月に異常高温となり（同図中⑳）、年平均気温は1925年以降で最も高くなった。オーストラリアでは、1、3、7、9～12月に異常高温となり（同図中㉗）、年平均気温は1910年以降で最も高くなった。

米国中西部から南東部では2、4～5、9～10月に異常多雨となった（同図中㉒）。米国本土では、冬（2018年12月～2019年2月）の3か月降水量は1896年以降で最も多く、年降水量は1895年以降で2番目に多くなった。一方、マレー半島中部からジャワ島では6～7、9～11月に異常少雨

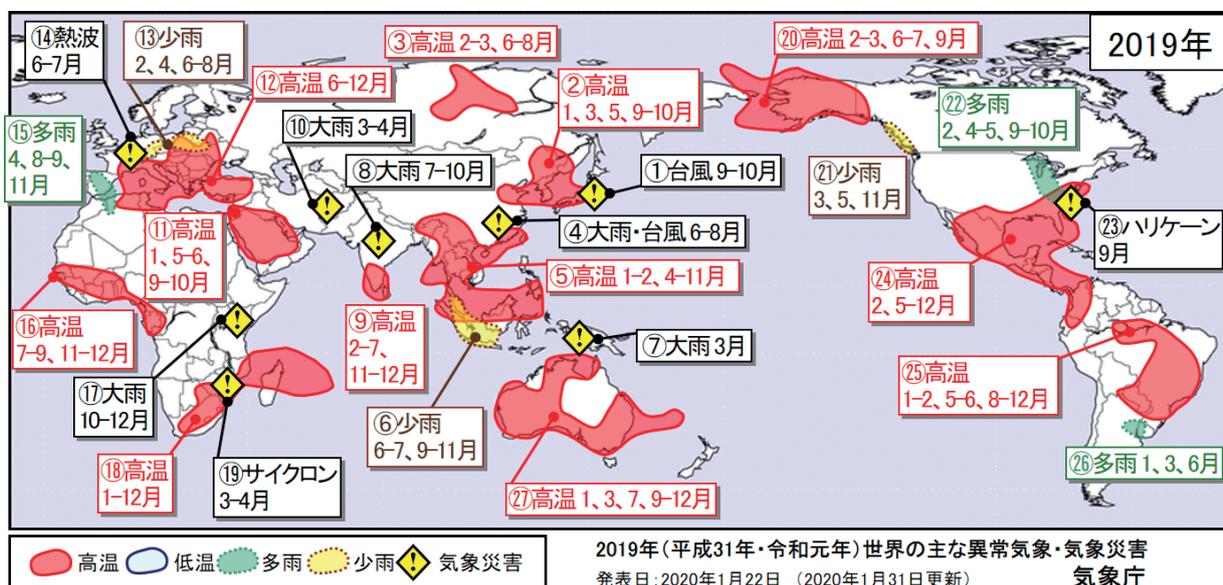


図1.1-1 2019年の主な異常気象・気象災害の分布図²

2019年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は、月平均気温と月降水量から異常と判断した現象が1年のうち3か月以上繰り返された場合に、地理的広がりも考慮しつつ取り上げた。ここでは異常気象を、ある場所において30年に1回以下のまれな頻度で発生する現象と定義している。災害の記述は、米国国際開発庁海外災害援助局及びブルーベン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。

² 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/gmd/cpd/monitor/annual/index.html>

となった（同図中⑥）。また、オーストラリアでは、年降水量が 1900 年以降で最も少なくなった。

南アジア及びその周辺では、7～10 月の大雨により（同図中⑧）、合計で 2,300 人以上が死亡したと伝えられた（インド政府、パキスタン政府、欧州委員会）。東アフリカ南部では、3 月のサイクロン「IDAI」と 4 月のサイクロン「KENNETH」により（同図中⑨）、合計で 1,000 人以上が死亡したと伝えられた（欧州委員会）。バハマでは、9 月のハリケーン「DORIAN」により（同図中⑩）、34 億米ドルにのぼる経済被害が発生したと伝えられた（米州開発銀行）。オーストラリアでは、9～12 月に大規模森林火災が発生し、600 万ヘクタール（日本の国土面積の約 16 パーセント）以上が焼失したと伝えられた（国際赤十字・赤新月社連盟）。

表 1.1-1 2019 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	台風(9～10月)	北日本太平洋側～東日本太平洋側	9月の台風第15号と10月の台風第19号等により、北日本太平洋側から東日本太平洋側を中心として、河川の氾濫・決壊等の大きな被害が生じ、農林水産関係ではそれぞれ814.8億円、3,180.8億円にのぼる被害が発生した（令和元年12月5日及び12日現在、内閣府）。
②	高温(1、3、5、9～10月)	東アジア北東部及びその周辺	東アジア北東部及びその周辺では、1、3、5、9～10月に異常高温となった。中国のチーリン（吉林）省イエンチー（延吉）では1月の月平均気温 -8.8°C （平年差 $+4.2^{\circ}\text{C}$ ）、大韓民国南東部のポハン（浦項）では3月の月平均気温 10.3°C （平年差 $+2.4^{\circ}\text{C}$ ）、大韓民国北東部のカンヌン（江陵）では5月の月平均気温 21.0°C （平年差 $+3.4^{\circ}\text{C}$ ）、大韓民国北西部のインチョン（仁川）では9～10月の2か月平均気温 19.7°C （平年差 $+2.0^{\circ}\text{C}$ ）、高知県の高知では10月の月平均気温 21.9°C （平年差 $+2.6^{\circ}\text{C}$ ）となった。 韓国の5月と9月の月平均気温は、それぞれの月としては1973年以降で2番目、3番目に高かった（韓国気象局）。沖縄・奄美の冬（2018年12月～2019年2月）の3か月平均気温は、冬としては1947年以降で最も高く、東日本、西日本の秋（9～11月）の3か月平均気温は、秋としては1946年以降で最も高かった。
③	高温(2～3、6～8月)	中央シベリア北部～中部	中央シベリア北部から中部では、2～3、6～8月に異常高温となった。中央シベリア東部のショロゴンツィでは2月の月平均気温 -28.6°C （平年差 $+7.7^{\circ}\text{C}$ ）、中央シベリア中部のボグチャヌイでは3月の月平均気温 -1.8°C （平年差 $+7.9^{\circ}\text{C}$ ）、中央シベリア北部のオレニョクでは6～8月の3か月平均気温 15.8°C （平年差 $+3.7^{\circ}\text{C}$ ）となった。 ロシアの3月の月平均気温は、3月としては1891年以降で3番目に高かった（ロシア水文気象センター）。
④	大雨・台風(6～8月)	中国東部～タイ北部	中国東部からタイ北部では、6～8月に大雨や台風第9号、第12号等により合計で240人以上が死亡したと伝えられた（中国政府、ベトナム政府、欧州委員会）。
⑤	高温(1～2、4～11月)	東アジア南部～東南アジア中部	東アジア南部から東南アジア中部では、1～2、4～11月に異常高温となった。マレーシアのクアラルンプールでは1～2月の2か月平均気温 28.4°C （平年差 $+1.3^{\circ}\text{C}$ ）、インドネシアのシボルガ（スマトラ島北西部）では4～6月の3か月平均気温 27.3°C （平年差 $+0.8^{\circ}\text{C}$ ）、シンガポールでは7～9月の3か月平均気温 29.0°C （平年差 $+1.2^{\circ}\text{C}$ ）、ラオスのビエンチャンでは10月の月平均気温 29.0°C （平年差 $+1.9^{\circ}\text{C}$ ）、マレーシアのクチン（カリマンタン島北西

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			部)では11月の月平均気温26.9℃(平年差+1.0℃)となった。 香港の2019年の年平均気温は、1885年以降で最も高かった(香港天文台)。 シンガポールの8月、9月の月平均気温は、それぞれの月としてはともに1929年以降で最も高かった(シンガポール気象局)。シンガポールの年平均気温は、2016年と並んで、1929年以降で最も高かった(シンガポール気象局)。
⑥	少雨(6~7、9~11月)	マレー半島中部~ジャワ島	マレー半島中部からジャワ島では、6~7、9~11月に異常少雨となった。インドネシアのスラン(ジャワ島西部)では6~7月の2か月降水量24mm(平年比14%)、シンガポールでは7、9月の月降水量12mm(平年比8%)、23mm(平年比14%)、インドネシアのパレンバン(スマトラ島南東部)では10月の月降水量54mm(平年比27%)、マレーシア西部のムラカでは11月の月降水量96mm(平年比41%)となった。 シンガポールの9月の月降水量は、9月としては1869年以降で最も少なかった(シンガポール気象局)。
⑦	大雨(3月)	インドネシア東部	インドネシア東部では、3月の大雨により200人以上が死亡したと伝えられた(EM-DAT)。
⑧	大雨(7~10月)	南アジア及びその周辺	南アジア及びその周辺では、7~10月の大雨により合計で2300人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、パキスタン政府、欧州委員会)。インドの9月の月降水量は、9月としては1917年以降で2番目に多かった(インド気象局)。
⑨	高温(2~7、11~12月)	インド南部~スリランカ	インド南部からスリランカでは、2~7、11~12月に異常高温となった。インド南部のティルバナタプーラムでは2~7月の6か月平均気温29.6℃(平年差+1.5℃)、スリランカ南西部のコロンボでは7月の月平均気温28.7℃(平年差+0.8℃)、スリランカ西部のプッタラムでは11月の月平均気温27.9℃(平年差+1.0℃)、インド南東部のチェンナイでは12月の月平均気温26.4℃(平年差+1.1℃)となった。
⑩	大雨(3~4月)	中東北部~インド	中東北部からインドでは、3~4月の大雨により合計で370人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、パキスタン政府、欧州委員会)。
⑪	高温(1、5~6、9~10月)	アラビア半島	アラビア半島では、1、5~6、9~10月に異常高温となった。サウジアラビア南西部のアブハーでは1月の月平均気温16.1℃(平年差+2.9℃)、サウジアラビア西部のジッダでは5~6月の2か月平均気温33.2℃(平年差+2.4℃)、サウジアラビア北部のラフハーでは9~10月の2か月平均気温32.7℃(平年差+4.0℃)となった。 バーレーンの1月、10月の月平均気温は、それぞれの月としてはともに1902年以降で最も高かった(バーレーン気象局)。
⑫	高温(6~12月)	ヨーロッパ南部及びその周辺	ヨーロッパ南部及びその周辺では、6~12月に異常高温となった。イタリア北東部のトリエステでは6月の月平均気温26.7℃(平年差+4.8℃)、フランス中部のクレルモンフェランでは7月の月平均気温23.2℃(平年差+3.1℃)、スペインのマドリッドでは7月の月平均気温28.0℃(平年差+2.5℃)、ポーランドのワルシャワでは8月の月平均気温21.2℃(平年差+2.9℃)、ギリシャ南西部のカラマタでは9月の月平均気温24.9℃(平年差+2.0℃)、セルビアのベオグラードでは10月の月平均気温16.0℃(平年差+3.1℃)、ブルガリアのソフィアでは11月の月平均気温9.7℃(平年差+4.8℃)、チュニジア

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			<p>のチュニス/カルタゴでは12月の月平均気温15.3℃(平年差+2.2℃)となった。</p> <p>ドイツの6月の月平均気温は、6月としては1881年以降で最も高く、ドイツの夏(6～8月)の3か月平均気温は、夏としては1881年以降で3番目に高かった(ドイツ気象局)。ドイツの2019年の年平均気温は、1881年以降で2番目に高かった(ドイツ気象局)。フランスの夏(6～8月)の3か月平均気温は、夏としては1900年以降で3番目に高かった(フランス気象局)。フランスの2019年の年平均気温は、1900年以降で3番目に高かった(フランス気象局)。</p>
⑬	少雨(2、4、6～8月)	ヨーロッパ 東部～中部	<p>ヨーロッパ東部から中部では、2、4、6～8月に異常少雨となった。ウクライナ南西部のウジホロドでは2月の月降水量11mm(平年比22%)、ポーランド西部のポズナニでは4月の月降水量7mm(平年比22%)、ドイツ南東部のホーフでは6～8月の3か月降水量100mm(平年比43%)となった。</p>
⑭	熱波(6～7月)	ヨーロッパ 北部～中部	<p>ヨーロッパ北部から中部では、6～7月に熱波が発生した。フランスでは、6月24日～7月7日、7月21～27日の2回にわたって広域で熱波が発生し、これらの熱波により死者が推定で1400人以上増加したと伝えられた(フランス政府)。フランス南部のヴェラルグでは、6月28日に46.0℃の日最高気温を観測し、フランスの国内最高記録を更新した。フランスのパリでは、7月25日に42.6℃の日最高気温を観測し、同地点が観測を開始した1872年以降の最高記録を更新した(フランス気象局)。ドイツ北西部のリンゲンでは、7月25日に42.6℃の日最高気温を観測し、ドイツの国内最高記録を更新した(ドイツ気象局)。オランダ南部のギルゼ・レイエンでは、7月25日に40.7℃の日最高気温を観測し、オランダの国内最高記録を更新した(オランダ気象局)。ベルギー北部のベガイネンデイクでは、7月25日に41.8℃の日最高気温を観測し、ベルギーの国内最高記録を更新した(ベルギー気象局)。ルクセンブルク中部のスタンセルでは、7月25日に40.8℃の日最高気温を観測し、ルクセンブルクの国内最高記録を更新した(ルクセンブルク政府)。イギリス南東部のケンブリッジでは、7月25日に38.7℃の日最高気温を観測し、イギリスの国内最高記録を更新した(イギリス気象局)。</p>
⑮	多雨(4、8～9、11月)	スペイン及 びその周辺	<p>スペイン及びその周辺では、4、8～9、11月に異常多雨となった。スペイン南東部のムルシアでは4、9月の月降水量123mm(平年比449%)、218mm(平年比566%)、スペインのマドリードでは8月の月降水量58mm(平年比652%)。スペイン北部のオビエドでは11月の月降水量358mm(平年比293%)となった。</p> <p>スペイン南東部では、9月に洪水が発生した。同国として1879年以来最悪の洪水とみられ(スペイン気象局)、24億米ドルにのぼる経済被害が発生したと伝えられた(EM-DAT)。</p>
⑯	高温(7～9、11～12月)	西アフリカ 西部～中部 アフリカ西 部	<p>西アフリカ西部から中部アフリカ西部では7～9、11～12月に異常高温となった。トーゴ北部のサンサネマンゴでは7～9月の3か月平均気温27.4℃(平年差+1.2℃)、セネガル南部のコルダでは7～9月の3か月平均気温28.1℃(平年差+1.0℃)、マリ南西部のブグニでは11月の月平均気温28.6℃(平年差+2.3℃)、コンゴ共和国南西部のポワントノワールでは12月の月平均気温</p>

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			27.3℃(平年差+1.1℃)となった。
⑰	大雨(10～12月)	東アフリカ北部～西部	東アフリカ北部から西部では、10～12月の大雨により、合計で400人以上が死亡したと伝えられた(ジブチ政府、国連人道問題調整事務所、欧州委員会)。
⑱	高温(1～12月)	モーリシャス～南アフリカ	モーリシャスから南アフリカでは、1～12月に異常高温となった。モーリシャスのロドリゲス島では1～2月の2か月平均気温28.0℃(平年差+1.2℃)、南アフリカ中部のキンバリーでは3、6月の月平均気温24.9℃(平年差+3.2℃)、12.7℃(平年差+2.7℃)、トロムラン島では4月の月平均気温28.8℃(平年差+1.2℃)、南アフリカ北西部のアピントンでは5月の月平均気温20.9℃(平年差+4.3℃)、グロリュース諸島では7～11月の5か月平均気温26.8℃(平年差+1.1℃)、マダガスカルのアンタナナリボでは12月の月平均気温22.0℃(平年差+1.5℃)となった。
⑲	サイクロン(3～4月)	東アフリカ南部	東アフリカ南部では、3月のサイクロン「IDAI」と、4月のサイクロン「KENNETH」により、合計で1000人以上が死亡したと伝えられた(欧州委員会)。
⑳	高温(2～3、6～7、9月)	アラスカ及びその周辺	アラスカ及びその周辺では、2～3、6～7、9月に異常高温となった。米国のアラスカ州バローでは2～3月の2か月平均気温-14.7℃(平年差+10.6℃)、米国のアラスカ州アンカレジでは6～7月の2か月平均気温17.2℃(平年差+3.3℃)、東シベリア東部のウランゲル島では6～7月の2か月平均気温4.5℃(平年差+2.7℃)、米国のアラスカ州コールドベイでは9月の月平均気温11.1℃(平年差+2.1℃)となった。 米国アラスカ州の3月、6月、7月の月平均気温は、それぞれの月としては1925年以降で1番目、2番目、1番目に高かった(米国海洋大気庁)。米国アラスカ州の2019年の年平均気温は、1925年以降で最も高かった(米国海洋大気庁)。
㉑	少雨(3、5、11月)	カナダ南西部	カナダ南西部では、3、5、11月に異常少雨となった。カナダのブリティッシュコロンビア州サンドスピットでは、3、5、11月の月降水量34mm(平年比30%)、6mm(平年比11%)、98mm(平年比54%)となった。
㉒	多雨(2、4～5、9～10月)	米国中西部～南東部	米国中西部から南東部では、2、4～5、9～10月に異常多雨となった。米国のウィスコンシン州グリーンベイでは2月の月降水量79mm(平年比335%)、9～10月の2か月降水量350mm(平年比258%)、ノースカロライナ州アッシュビルでは4月の月降水量228mm(平年比265%)、イリノイ州シカゴでは5月の月降水量210mm(平年比226%)となった。 米国本土の2月と5月の月降水量は、それぞれの月としてはともに1895年以降で2番目に多く、米国北部の9月の月降水量は、9月としては1895年以降で3番目に多かった(米国海洋大気庁)。米国本土の冬(2018年12月～2019年2月)の3か月降水量は、冬としては1896年以降で最も多く、米国本土の2019年の年降水量は1895年以降で2番目に多かった(米国海洋大気庁)。
㉓	ハリケーン(9月)	米国東部～バハマ	米国東部からバハマでは、9月のハリケーン「DORIAN」により70人以上が死亡したと伝えられた(米国政府、バハマ政府)。バハマでは34億米国ドルにのぼる経済被害が発生したと伝えられた(米州開発銀行)。
㉔	高温(2、5～12月)	米国東部～南米北西部	米国東部から南米北西部では、2、5～12月に異常高温となった。米国のノースカロライナ州ハタラス岬では2月の月平均気温14.0℃(平年差+5.6℃)、

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
			<p>米国のテキサス州ブラウンズビルでは5～6月の2か月平均気温 29.8℃ (平年差+1.9℃)、メキシコ中部のグアナフアトでは7～10月の4か月平均気温 21.5℃ (平年差+2.3℃)、米国のフロリダ州マイアミでは9～10月の2か月平均気温 29.1℃ (平年差+1.8℃)、メキシコのメキシコシティでは11月の月平均気温 17.2℃ (平年差+2.1℃)、コロンビアのボゴタでは12月の月平均気温 14.2℃ (平年差+1.1℃) となった。</p> <p>米国南東部の5月と10月の月平均気温は、それぞれの月としては1895年以降で2番目、3番目に高く、米国本土の9月の月平均気温は、9月としては1895年以降で2番目に高かった (米国海洋大気庁)。米国南東部の2019年の年平均気温は、1895年以降で最も高かった (米国海洋大気庁)。</p>
②⑤	高温 (1～2、5～6、8～12月)	ブラジル及びその周辺	<p>ブラジル及びその周辺では、1～2、5～6、8～12月に異常高温となった。ブラジル東部のボンジェズダラバでは1～2月の2か月平均気温 28.9℃ (平年差+2.8℃)、12月の月平均気温 30.2℃ (平年差+4.3℃)、ブラジル南東部のサンパウロでは5～6月の2か月平均気温 20.0℃ (平年差+2.3℃)、ブラジル北部のイタイツーバでは8～9月の2か月平均気温 29.2℃ (平年差+1.2℃)、アルゼンチン北東部のイグアスでは10～11月の2か月平均気温 25.2℃ (平年差+2.3℃) となった。</p>
②⑥	多雨 (1、3、6月)	アルゼンチン北東部及びその周辺	<p>アルゼンチン北東部及びその周辺では、1、3、6月に異常多雨となった。アルゼンチン北東部のパソデロスリブレスでは1月の月降水量 622mm (平年比 423%)、アルゼンチン北東部のポサダスでは3月の月降水量 382mm (平年比 257%)、ウルグアイ西部のパイサンドゥでは6月の月降水量 297mm (平年比 428%) となった。</p>
②⑦	高温 (1、3、7、9～12月)	オーストラリア	<p>オーストラリアでは、1、3、7、9～12月に異常高温となった。オーストラリア南東部のシドニーでは1、7、11月の月平均気温 26.0℃ (平年差+3.1℃)、14.6℃ (平年差+2.1℃)、22.0℃ (平年差+2.2℃)、オーストラリア東部のティワンティンでは3月の月平均気温 25.6℃ (平年差+1.9℃)、オーストラリア南部のユークラでは9～10月の2か月平均気温 18.4℃ (平年差+2.5℃)、オーストラリアのキャンベラでは12月の月平均気温 22.4℃ (平年差+3.6℃) となった。</p> <p>オーストラリアの1月、3月、10月、12月の月平均気温は、それぞれの月としては1910年以降で1番目、1番目、3番目、1番目に高かった。オーストラリアの夏 (2018年12月～2019年2月) の3か月平均気温は、夏としては1911年以降で最も高く、オーストラリアの秋 (3～5月) の3か月平均気温は、秋としては1910年以降で3番目に高かった。オーストラリアの2019年の年平均気温は、1910年以降で最も高かった (オーストラリア気象局)。</p>

年平均気温は、世界の陸上の広い範囲で平年より高く、シベリア、東アジア北東部から南部、東南アジア、南アジア南部、中央アジア、中東、ヨーロッパ中部から南部、東アフリカ東部から南部、アラスカ、北米南部から中米、南米北部から東部、オーストラリアなどでは平年より非常に高かった。北米中部では平年より非常に低かった (図 1.1-2)。

年降水量は、南アジア、中東北部から北アフリカ北部、アラスカ、米国、南米北西部などでは平年より多く、東南アジア南東部、北アフリカ西部、南米南西部、オーストラリア東部から中部などで平年より少なかった (図 1.1-3)。

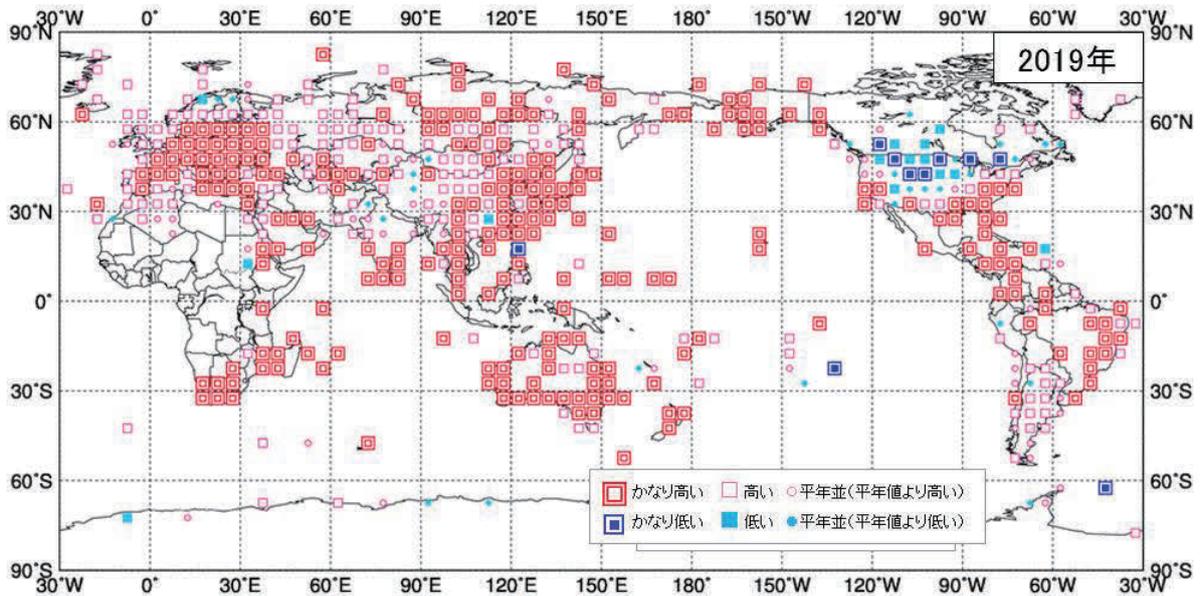


図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図 (2019年)³

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1981～2010年の平均値。標準偏差の統計期間も1981～2010年。

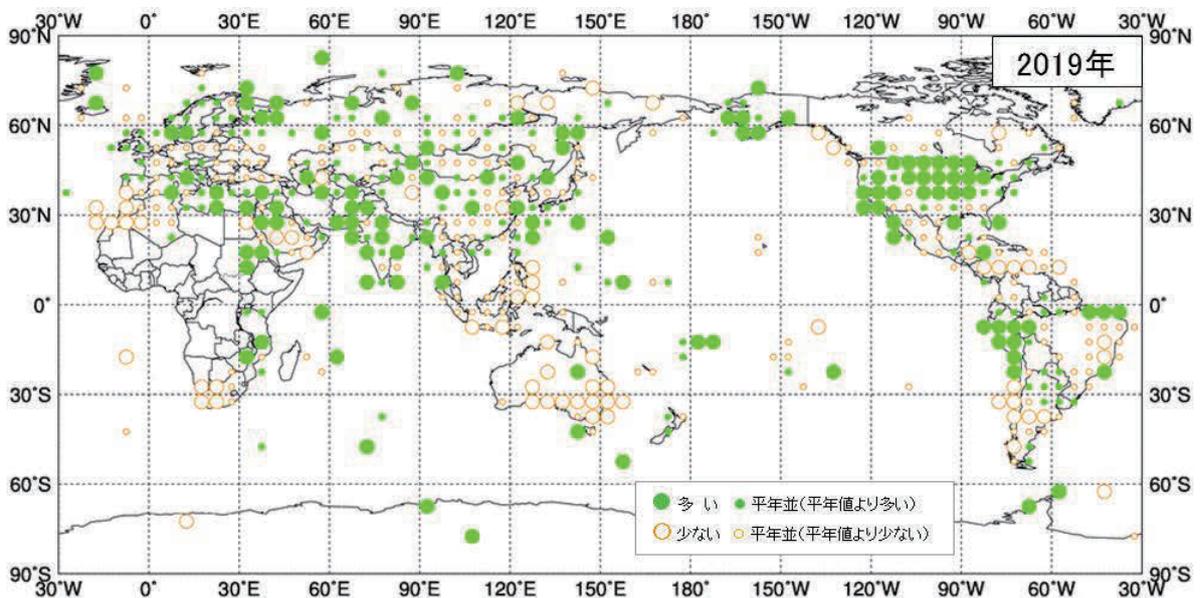


図 1.1-3 年降水量平年比分布図 (2019年)³

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1981～2010年の平均値。

³ 気象庁ホームページでは、2016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/gmd/cpd/monitor/climfig/?tm=annual>

1.2 日本の天候・異常気象⁴

- 気温の高い状態が続き、年平均気温は全国的にかなり高く、日本の年平均気温は 1898 年の統計開始以降で最も高くなった。
- 令和元年房総半島台風（台風第 15 号）、令和元年東日本台風（台風第 19 号）の接近・通過に伴い、北・東日本で記録的な暴風、大雨となった。
- 夏から秋にかけて各地で記録的な大雨となった。

1.2.1 年間の天候

2019 年の日本の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布を図 1.2-1 に示す。年統計値の特徴は以下のとおりである。

- 年平均気温：全国的にかなり高く、日本の年平均気温は 1898 年の統計開始以降で最も高くなった。
- 年降水量：北日本日本海側でかなり少なく、東日本日本海側で少なかった。一方、沖縄・奄美ではかなり多く、東・西日本太平洋側が多かった。北日本太平洋側と西日本日本海側は平年並だった。
- 年間日照時間：北日本と東日本日本海側でかなり多く、西日本日本海側が多かった。一方、沖縄・奄美では少なかった。東・西日本太平洋側は平年並だった。

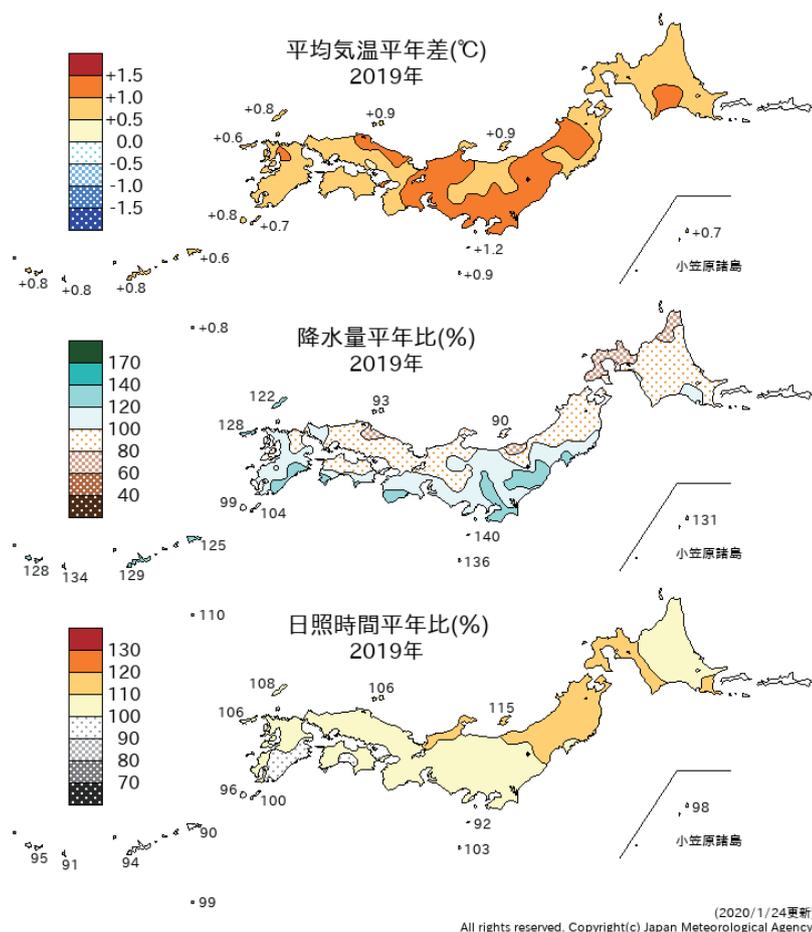


図 1.2-1 日本における 2019 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
平年値は 1981～2010 年の平均値。

⁴ 観測された気温や降水量が、平年値（1981～2010 年の平均値）を計算した期間の累積度数の上位 10%の値を超える場合に「かなり高い（多い）」、下位 10%以下の場合に「かなり低い（少ない）」と表現している。

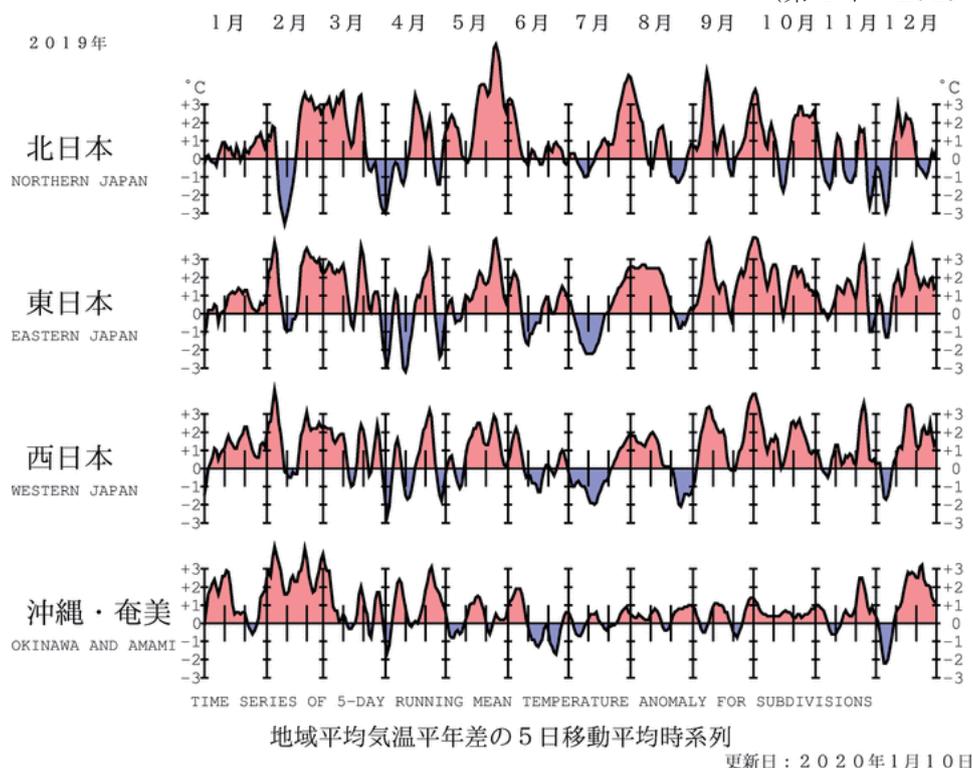


図1.2-2 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列（2019年1～12月）

平年値は1981～2010年の平均値。

1.2.2 季節別の天候

2019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（2018年12月～2019年2月）

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

冬（2018年12月～2019年2月）は、北からの寒気の影響が弱く、東日本以西では冬の平均気温がかなり高かった。特に、沖縄・奄美では冬の平均気温の平年差が $+1.8^{\circ}\text{C}$ となり、冬の平均気温として最も高くなった（統計開始は1946/47年冬）。日本海側の冬の降雪量はかなり少なく、特に、西日本日本海側の冬の降雪量は平年比7%となり、冬の降雪量として最も少なくなった（統計開始は1961/62年冬）。

(2) 春（2019年3～5月）

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

春は、北・東・西日本では、期間を通して高気圧に覆われる日が多く、春の日照時間はかなり多かった。北・東・西日本日本海側と北日本太平洋側では、1946年の統計開始以来、春の日照時間として最も多かった（西日本日本海側は1位タイ）。また、春の降水量は北日本日本海側でかなり

少なかった。全国的に、晴れて強い日射の影響を受けたことや、暖かい空気が流れ込みやすかったため、春の平均気温は北・西日本と沖縄・奄美でかなり高く、東日本で高かった。

(3) 夏 (2019年6~8月)

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

夏は、梅雨前線の北上が平年より遅かったため、梅雨明けは平年より遅れた地方が多く、7月は東・西日本を中心に気温が低く、日照時間が少ない不順な天候となった。7月末から8月前半にかけては、東日本を中心に太平洋高気圧に覆われて晴れて厳しい暑さが続いた。夏の平均気温は、北・東日本と沖縄・奄美で高かった。西日本では、前線や台風の影響により、たびたび大雨となり、特に、九州南部では7月に、九州北部地方では7月と8月に、それぞれ記録的な大雨となり、土砂災害や河川の氾濫など大きな被害が発生した。また、西日本太平洋側では夏の降水量はかなり多かった。沖縄・奄美では、梅雨前線や台風、湿った空気の影響を受けやすかったため、夏の降水量はかなり多く、夏の日照時間はかなり少なかった。

(4) 秋 (2019年9~11月)

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

秋は、全国的に暖かい高気圧に覆われやすかったため、気温が高かった。特に南から暖かい空気が流れ込みやすかった東・西日本の気温は、1946年の統計開始以来、秋の平均気温として最も高くなった。また、秋の日照時間は北・東・西日本で多かった。9月上旬は、令和元年房総半島台風（台風第15号）の影響で、東日本太平洋側を中心に大雨や記録的な暴風となり、千葉県などで大きな被害が発生した。10月中旬は、令和元年東日本台風（台風第19号）の影響で、東日本から東北地方の広い範囲で記録的な大雨となり、河川の氾濫が相次ぐなど、大きな被害が発生した。10月下旬には、低気圧の影響で、関東甲信地方や東北地方で再び大雨となり、河川の氾濫や土砂崩れなど大きな被害が発生した。沖縄・奄美では、この秋に台風第13号、第17号、第18号、第20号、第27号が接近・通過し、大雨や大荒れとなった所があった。

(5) 初冬 (2019年12月)

東日本以西への寒気の南下は弱く、気温は、北日本は平年並だったが、東・西日本でかなり高く、沖縄・奄美で高かった。北・東・西日本日本海側の降雪量はかなり少なかった。

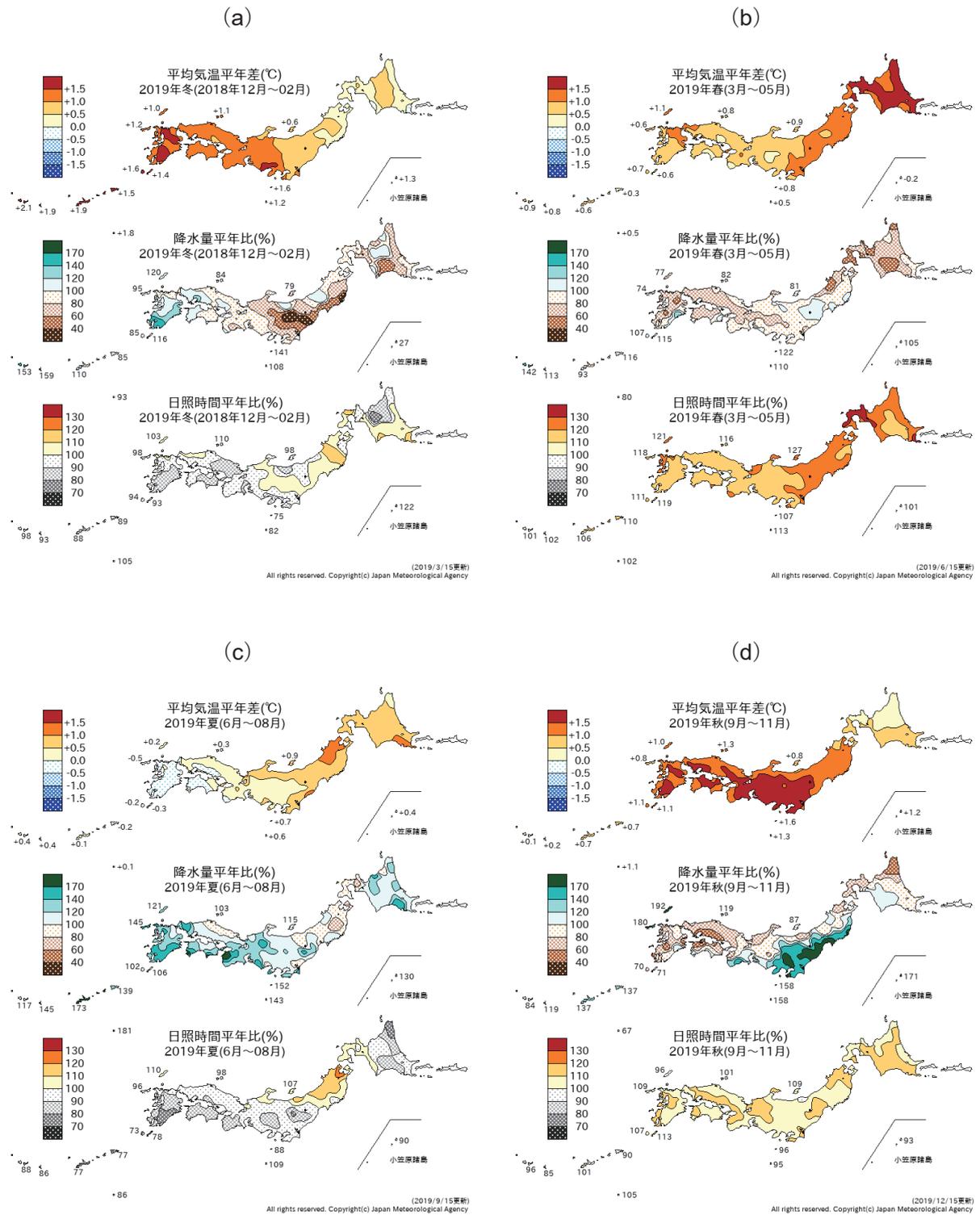


図 1.2-3 日本における2019年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差(比)分布⁵

(a) : 冬 (2018年12月~2019年2月)、(b) : 春 (3~5月)、(c) : 夏 (6~8月)、(d) : 秋 (9~11月)
平年値は1981~2010年の平均値。

⁵ 気象庁ホームページでは、1961年冬(前年12~2月)以降の季節の分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/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 (2019 年)

全国 153 地点 (降雪の深さ、最深積雪は 105 地点) の気象台等の統計値の中で、観測史上 1 位となった地点数を記載した。値は 1 位を更新した地点数。タイ記録は含まない。タイ記録がある場合には「値々」として横に併記した。地域は観測史上 1 位 (タイ記録を含む) となった地域を記載した。

(気温) 北：北日本、東：東日本、西：西日本、沖奄：沖縄・奄美

(降水量、日照時間) 北日：北日本日本海側、北太：北日本太平洋側、東日：東日本日本海側、東太：東日本太平洋側、西日：西日本日本海側、西太：西日本太平洋側、沖奄：沖縄・奄美 (北、東、西は、日本海側、太平洋側ともに 1 位)

	平均気温(地点)		降水量(地点)		日照時間(地点)	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月				6 北太	1	
2 月	6、3 々 沖奄			1		6、3 々 沖奄
3 月	1					
4 月				1	5	
5 月	24、4 々 北		1	3、1 々 西日	51 北、東日、西日	
6 月	1		2			1
7 月			2			2
8 月	1、3 々		1			
9 月	14、5 々		1	3	2	1
10 月	43、7 々 北、東		16	1	1	
11 月				7、2 々	10	
12 月	1、4 々			2		

1.3 大気・海洋の特徴⁶

- 2018年秋に発生したエルニーニョ現象は、2019年春まで持続した。このエルニーニョ現象は、2019年前半の対流圏の平均気温の昇温に影響したと考えられる。
- インド洋では夏から秋にかけて正のインド洋ダイポールモード現象の特徴が明瞭となり、海面水温はインド洋熱帯域の西部を中心に顕著な正偏差、南東部で顕著な負偏差となった。この海面水温偏差分布に対応し、熱帯の積雲対流活動はインド洋熱帯域の西部で活発、インド洋熱帯域の東部～インドネシア付近で不活発となった。

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⁷。以下では、2019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 (2018年12月～2019年2月)

2018年秋に発生したエルニーニョ現象がピークを迎えたが(2.6.1節参照)、海面水温は太平洋赤道域ではほぼ全域で正偏差となった(図1.3-1(a))。

熱帯の積雲対流活動は、日付変更線の西側で活発、南インド洋東部～インドネシア付近、フィリピン付近で不活発だった(同図(b))。熱帯の対流圏下層は、日付変更線の西～太平洋中部で南北半球対の低気圧性循環偏差、フィリピン付近及び南インド洋で高気圧性循環偏差となった(同図(c))。

500hPa高度で見ると、北半球の極渦の中心は北極付近とカムチャツカ半島付近に位置した。アラスカの南海上、ヨーロッパ西部、中国東部～日本の東海上で正偏差(平年と比べて高度が高い)、米国西部で負偏差(平年と比べて高度が低い)となった(同図(d))。亜熱帯ジェット気流は、北アフリカ～ユーラシア大陸で南北に蛇行し、中国東部～日本付近の偏西風は、平年の位置と比べて北寄り flowed。海面気圧をみると、シベリア高気圧は平年と比べ中心付近では強かったが東への張り出しは弱く、アリューシャン低気圧は平年の位置と比べ北西側で強かったことから、日本付近では南ほど冬型の気圧配置は弱かった。(同図(e))。850hPa気温で見ると、アラスカ付近、米国南東部、中国南部～日本の南海上で高温偏差、米国西部で低温偏差となった(同図(f))。

(2) 春 (2019年3～5月)

エルニーニョ現象は春まで持続した。海面水温は、太平洋赤道域ではインドネシア付近と西経

⁶ 本節の説明で言及する「エルニーニョ／ラニーニャ現象」「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。

⁷ 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/gmd/cpd/data/elnino/clmrep/sst-ano-global-seas.html>
 - ・外向き長波放射量、850hPa 流線関数、500hPa 高度、海面気圧及び 850hPa 気温：
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_3mon.html
 - ・対流圏層厚換算温度：https://www.data.jma.go.jp/gmd/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/gmd/cpd/db/diag/2019/index/html/soiolru/index_html_soiolru_2019.html

90 度以東を除きほぼ全域で正偏差となり、インド洋ではオーストラリア南西岸を除きほぼ全域で顕著な正偏差となった（図 1.3-2(a)）。

熱帯の積雲対流活動は、日付変更線の西～中部太平洋赤道域及び南インド洋赤道域の西・中部で活発、北インド洋熱帯域～フィリピン付近、南インド洋熱帯域の東部及び南太平洋熱帯域の西・中部付近で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、西部太平洋熱帯域付近で南北半球対の低気圧性循環偏差、北インド洋熱帯域で高気圧性循環偏差となった（同図(c)）。

500hPa 高度は、アラスカ付近及びグリーンランドの東で正偏差、グリーンランドの南で負偏差となり、日本付近～北太平洋東部の偏西風は平年の位置と比べて南寄りを流れた（同図(d)）。海面気圧をみると、米国北西部、グリーンランドの東で正偏差、カナダ北部～グリーンランドの南、カラ海～ベーリング海で負偏差となった。（同図(e)）。850hPa 気温は、中央・東シベリア、アラスカ付近、グリーンランド周辺で高温偏差、カナダ東部～グリーンランドの南で低温偏差となった（同図(f)）。

(3) 夏 (2019 年 6～8 月)

太平洋赤道域の海面水温は、日付変更線付近で顕著な正偏差となった。インド洋では正のインド洋ダイポールモード現象の特徴が明瞭となり、海面水温は東経 100 度以西のほぼ全域で顕著な正偏差、ジャワ島の南とオーストラリア南西岸で顕著な負偏差が見られた。（図 1.3-3(a)）。

熱帯の積雲対流活動は、アフリカ北部及びインド洋熱帯域の南西部で活発、インド洋熱帯域の南東部及び中米で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、アフリカ北西部で低気圧性循環偏差、オーストラリア、太平洋の東部で高気圧性循環偏差となった。東南アジアのモンスーントラフは 8 月を中心に平年よりも深かった（同図(c)）。

500hPa 高度は、グリーンランドの西～北極付近～中央シベリア、アラスカ南部、ヨーロッパ東部で正偏差、ヨーロッパの西海上及びロシア西部で負偏差となり、日本の東海上の偏西風は平年と比べて強かった（同図(d)）。特に、ヨーロッパ東部の顕著な正偏差はヨーロッパ北部～中部の熱波（図 1.1-1、表 1.1-1⑭）の発生に関連していると考えられる。海面気圧をみると、グリーンランド～北極付近、東シベリア～アラスカ南西部で正偏差、英国付近、ロシア西部～西シベリア及び東部北太平洋の北緯 40 度帯で負偏差だった。太平洋高気圧の日本付近への張り出しは平年と比べて概ね弱かったが、8 月前半を中心に本州付近、8 月下旬を中心に日本の南への張り出しが強まった時期があった（同図(e)）。850hPa 気温は、中央シベリア、アラスカ南部、グリーンランドの西及びヨーロッパで高温偏差、オホーツク海、カナダ北西部、ヨーロッパの西海上及びロシア西部で低温偏差となった（同図(f)）。

(4) 秋 (2019 年 9～11 月)

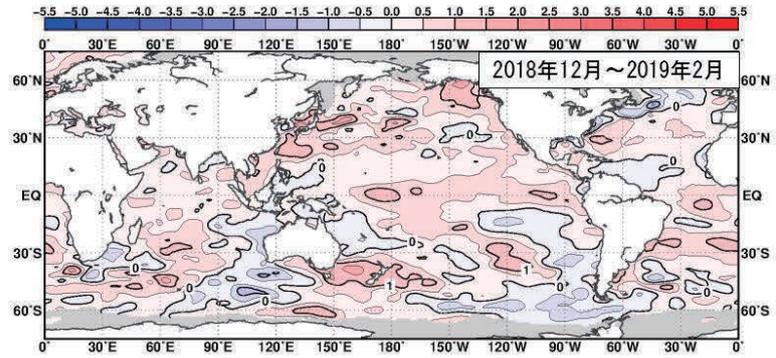
太平洋赤道域の海面水温は、西部で顕著な正偏差だった。インド洋では、正のインド洋ダイポールモード現象の特徴が更に明瞭となり、海面水温は西部を中心に広く顕著な正偏差、スマトラ島南西岸付近で顕著な負偏差が見られた（図 1.3-4(a)）。

熱帯の積雲対流活動は、西アフリカ～インド洋熱帯域の西部及び太平洋の北緯 10 度帯で活発、南インド洋赤道域の中部～インドネシア付近で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層では、インド洋熱帯域の中・東部で南北半球対の高気圧性循環偏差となった（同図(c)）。特にインド洋南東部～オーストラリアにかけての高気圧性循環偏差は正のインド洋ダイポールモード現象発生時に典型的に見られるものであり、9 月以降オーストラリアで発生した大規模森林火災 (1,1-1) に関連していると考えられる。

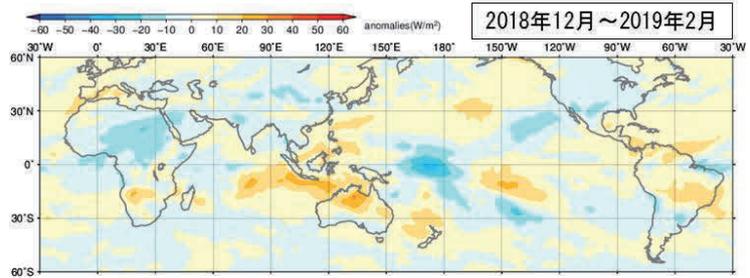
500hPa 高度は、アラスカの南海上、グリーンランド北部及びヨーロッパ東部で正偏差、ヨーロッパ北西部で負偏差となり、日本付近では偏西風は平年の位置と比べて北寄りを流れた（同図(d)）。海面気圧は、中央アジア西部、日本付近、北米西岸沖及びグリーンランドの東海上付近で正偏差、

オホーツク海付近～チュクチ海、ヨーロッパで負偏差だった(同図(e))。850hPa 気温は、チュクチ海付近～アラスカの南海上、グリーンランド周辺及びヨーロッパ東部で高温偏差、米国西部及びヨーロッパ北部で低温偏差となった(同図(f))。

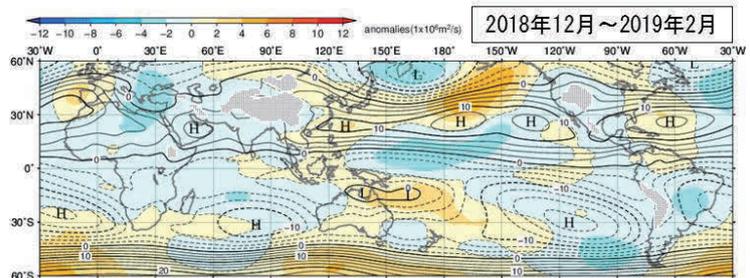
(a) 海面水温平年偏差



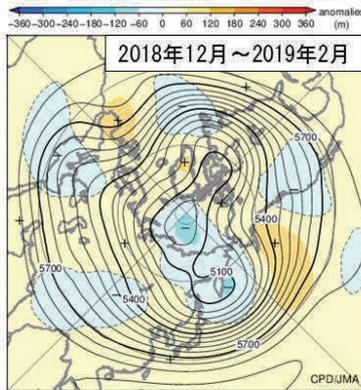
(b) 外向き長波放射量平年偏差



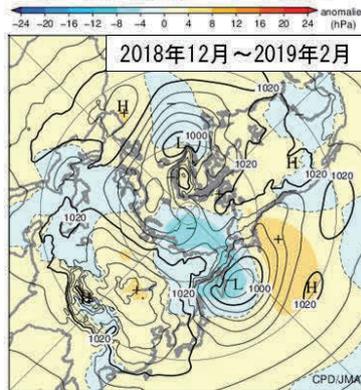
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

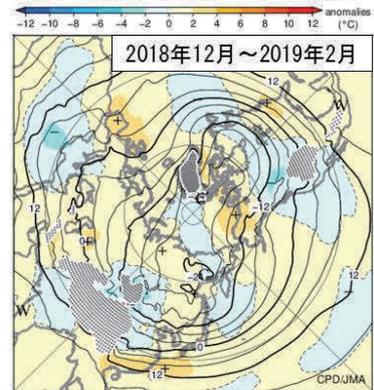


図 1.3-1 3 か月平均の海面水温、大気の循環図 (2018 年 12 月～2019 年 2 月)

平年値は 1981～2010 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℃。灰色陰影は海水域を表す。

(b) 外向き長波放射量平年偏差。単位は W/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。

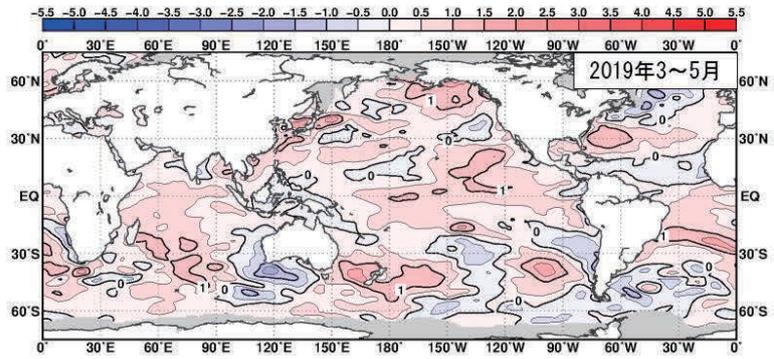
(c) 850hPa 流線関数及び平年偏差。等値線の間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。北 (南) 半球では、流線関数が正 (負) の値の場合は高 (低) 気圧性循環、負 (正) の値の場合は、低 (高) 気圧性循環を表す。

(d) 500hPa 高度及び平年偏差。等値線の間隔は 60m。等値線が高緯度側に出っ張っているところ (凸部分) は高压部、低緯度側に凹んでいるところは低压部に対応する。偏西風は等値線に沿って流れ、等値線間隔の広いところは風が弱く、狭いところは強い。

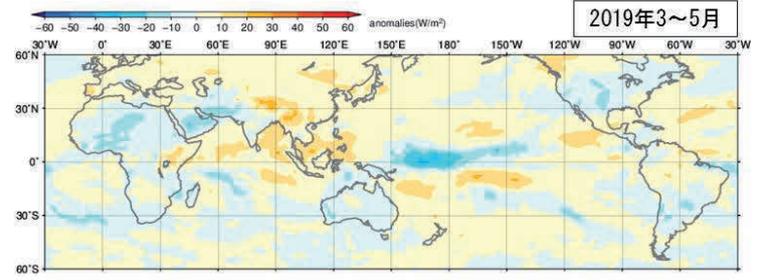
(e) 海面気圧及び平年偏差。等値線の間隔は 4hPa。

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

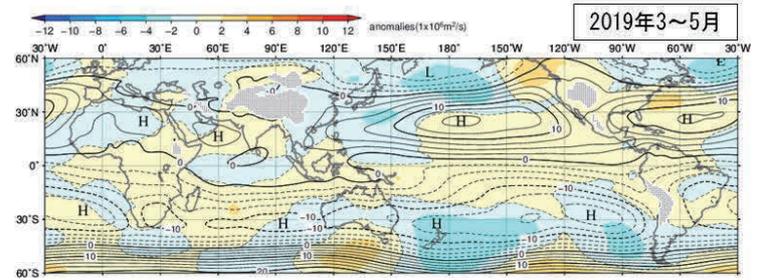
(a) 海面水温平年偏差



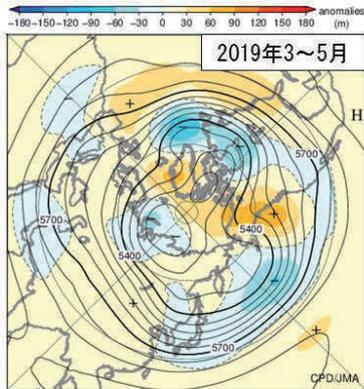
(b) 外向き長波放射量平年偏差



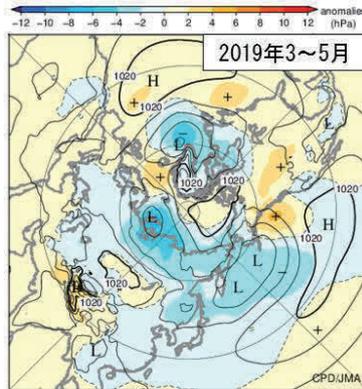
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

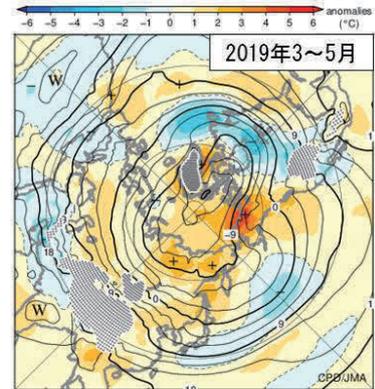
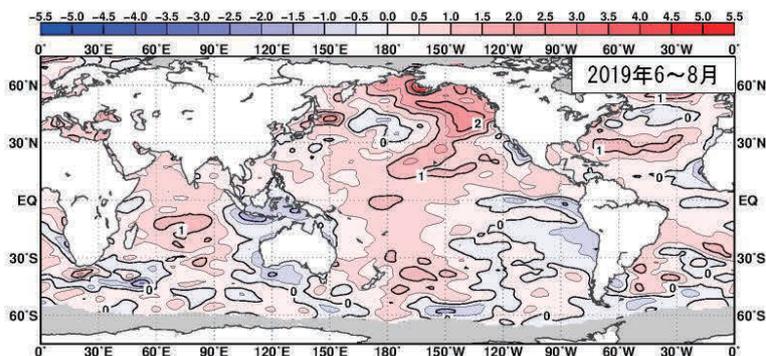


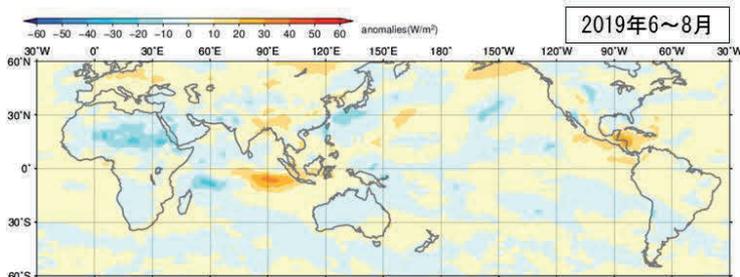
図 1.3-2 3 か月平均の海面水温、大気の循環図 (2019年3~5月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は 3°C。

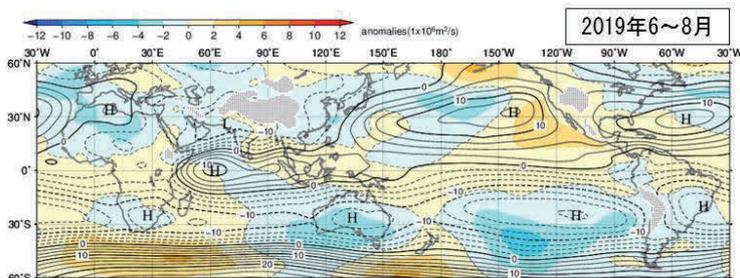
(a) 海面水温平年偏差



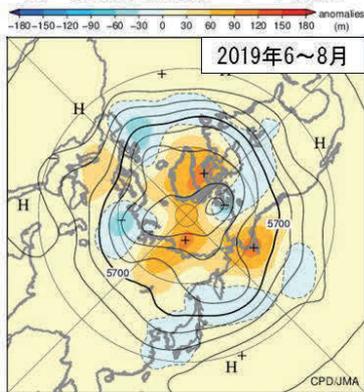
(b) 外向き長波放射量平年偏差



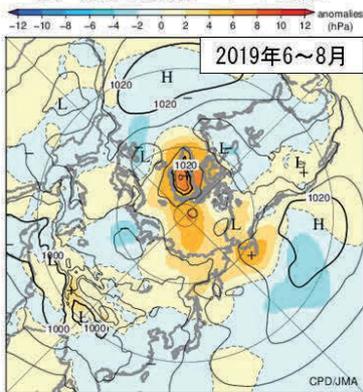
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

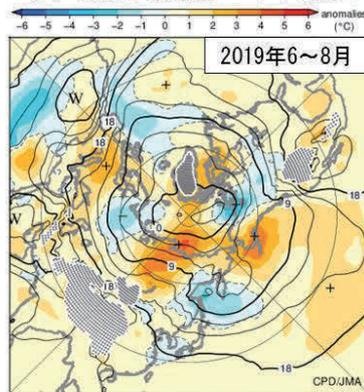
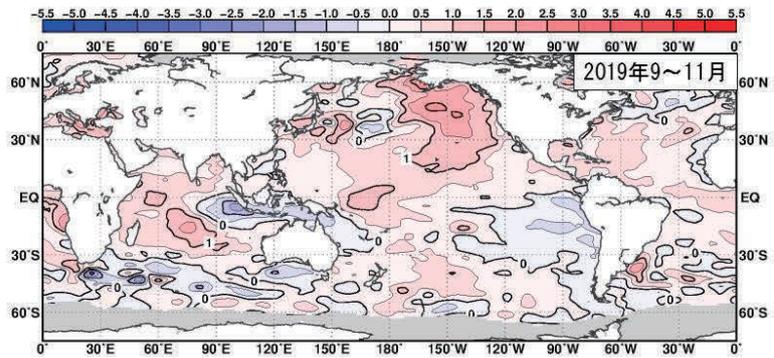


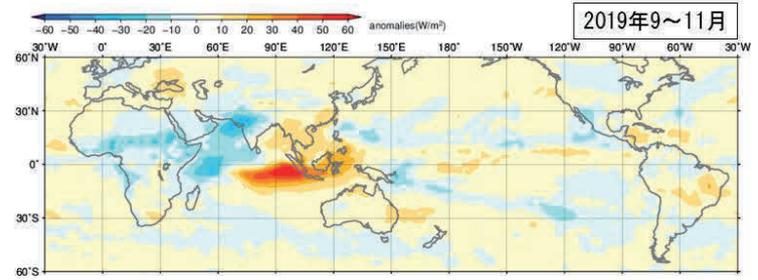
図 1.3-3 3 か月平均の海面水温、大気の循環図 (2019年6~8月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は 3°C。

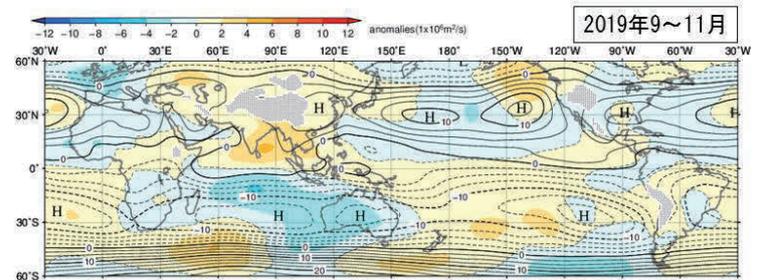
(a) 海面水温平年偏差



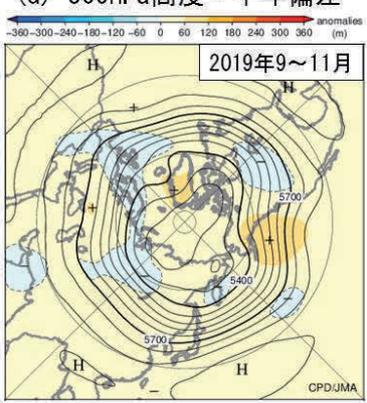
(b) 外向き長波放射量平年偏差



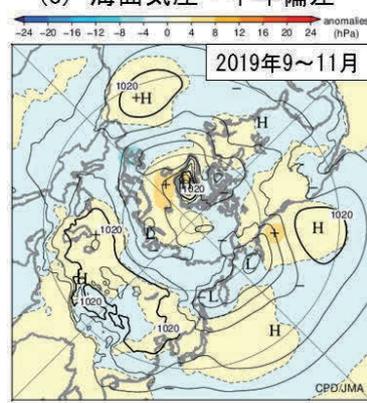
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

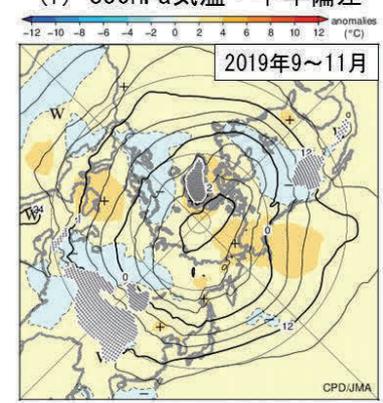


図 1.3-4 3か月平均の海面水温、大気の循環図 (2019年9~11月)

図の見方は図 1.3-1 と同様。

1.3.2 対流圏の平均気温

対流圏の全球平均気温（図 1.3-5）は、2016 年春に高温のピークとなった後、2018 年春まで低下傾向を示したが、その後 2019 年にかけて上昇傾向に転じ、2019 年 6 月（図 1.3-6）と 11 月にはそれぞれの月において 1958 年以降で最も高い値（11 月はタイ）となった。2019 年前半にかけての昇温は、2018 年秋に発生し 2019 年春まで続いたエルニーニョ現象が一つの要因と考えられ、2019 年の全球平均気温が 1981 年の統計開始以降で 2 番目に高い値となったことに影響したと考えられる。

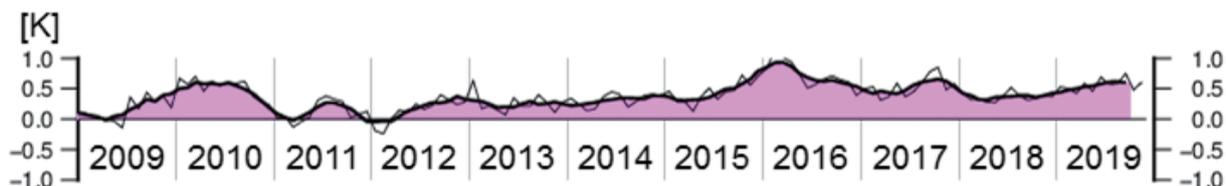


図 1.3-5 対流圏の全球平均層厚換算温度年平均偏差の時間変化 (K)
細線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正（負）の値は平年値より高い（低い）ことを示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al., 2015) に基づく。

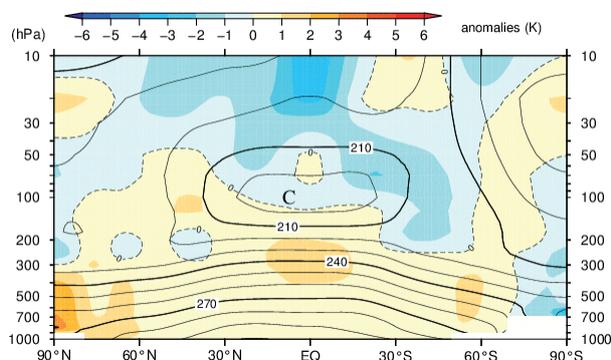


図 1.3-6 帯状平均気温の高度・緯度断面図 (2019 年 6 月)

等値線は帯状平均気温で、間隔は 10K。陰影は帯状平均気温年平均偏差を示し、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 1981～2010 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、8 月上旬頃及び下旬頃に活発となった時期があったが、概ね不活発であった（図 1.3-7）。フィリピン付近の積雲対流活動に注目すると、6 月～7 月中旬にかけては不活発となり、梅雨前線の北上が平年と比べて遅かったことと整合的である。一方、7 月下旬～8 月上旬には活発となり、太平洋高気圧の本州付近への張り出しが強かったことに影響したと考えられる。

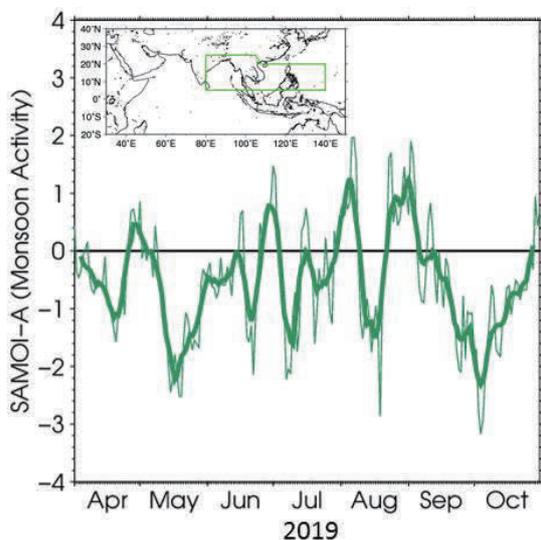


図 1.3-7 夏季アジアモンスーン OLR 指数 (SAMOI (A)) の時系列 (2019 年 4～10 月)

細線は日別値、滑らかな太線は 7 日移動平均値。SAMOI (A) (気象庁, 1997) は、外向き長波放射量年平均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 1981～2010 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⁸

2019年の台風の発生数は29個(平年値25.6個)で平年より多かった⁹(図1.3-8、表1.3-1)。台風第1号の発生は1月1日15時で、台風の統計を開始した1951年以降で最も早い発生となり、初めて元日に発生した台風となった。2月に台風第2号が発生した後、3～6月中旬には台風は発生しなかったが、これにはフィリピン付近など北西太平洋熱帯域で対流活動が抑制され不活発だった(1.3.1(2)参照)ことが関係したと考えられる。一方、7月以降の発生数は26個と平年値21個を上回った。特に11月には6個の台風が発生し、台風の統計を開始した1951年以降では11月の発生数として1964年と1991年に並び最多となった。

2019年の日本への台風の接近数は15個(平年値11.4個)で平年より多かった。日本に上陸した台風は第6号、第8号、第10号、令和元年房総半島台風(第15号)、令和元年東日本台風(第19号)の5個(平年値2.7個)で平年を上回った。

台風第15号は、9月9日(日本時)に千葉県千葉市付近に上陸し、房総半島を中心に暴風による被害をもたらした。上陸時の最大風速は40m/sで、上陸時の台風の大きさの統計を取り始めた1991年以降において最も強い勢力で関東に上陸した台風となった。台風第19号は、10月12日(日本時)に伊豆半島に上陸し、東海地方から東北地方を中心に大雨などによる被害をもたらした。上陸時の最大風速は40m/sで、東日本に上陸した台風の上陸時の強さとして1991年以降で1位タイの記録となった。

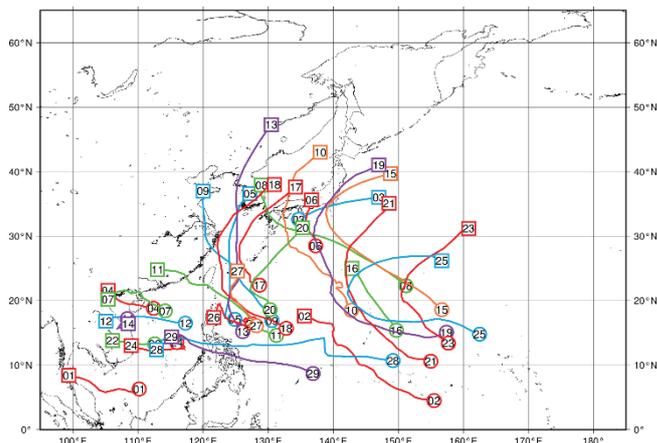


図 1.3-8 2019年の台風経路図

経路の両端の○と□は台風の発生位置と消滅位置、数字は台風番号、点線は熱帯低気圧の期間を示す。

⁸ 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.ima.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html>

⁹ 台風の発生数が、平年値(1981～2010年)を計算した期間の上位10位以上の場合に「多い」、下位10位以下の場合に「少ない」と表現している。

表 1.3-1 2019 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)
T1901	バブーク	1/1 15時-1/5 3時	23	T1916	ペイパー	9/15 9時-9/16 21時	18
T1902	ウーティップ	2/20 3時-2/28 15時	55	T1917	ターファー	9/19 9時-9/23 9時	35
T1903	セーパット	6/27 21時-6/28 15時	20	T1918	ミートク	9/28 9時-10/3 15時	40
T1904	ムーン	7/2 15時-7/4 15時	18	T1919	ハギビス	10/6 3時-10/13 12時	55
T1905	ダナス	7/16 15時-7/21 3時	23	T1920	ノグリー	10/17 9時-10/21 21時	40
T1906	ナーリー	7/26 3時-7/27 15時	18	T1921	ブアローイ	10/19 15時-10/25 21時	50
T1907	ウィパー	7/31 3時-8/3 21時	23	T1922	マツトウモ	10/30 3時-10/31 15時	25
T1908	フランシスコ	8/2 21時-8/7 9時	35	T1923	ハーロン	11/2 21時-11/9 9時	60
T1909	レキマー	8/4 15時-8/13 3時	55	T1924	ナクラー	11/6 3時-11/11 9時	35
T1910	クローサ	8/6 15時-8/16 21時	40	T1925	フンシェン	11/12 9時-11/17 21時	45
T1911	バイルー	8/21 15時-8/26 3時	25	T1926	カルマエギ	11/14 21時-11/20 9時	35
T1912	ポードル	8/28 9時-8/30 9時	20	T1927	フォンウォン	11/20 9時-11/22 21時	30
T1913	レンレン	9/2 9時-9/8 9時	50	T1928	カンムリ	11/26 9時-12/6 3時	45
T1914	カジキ	9/2 21時-9/3 21時	18	T1929	ファンフォン	12/22 21時-12/28 9時	40
T1915	ファクサイ	9/5 3時-9/10 9時	45				

第2章 気候変動

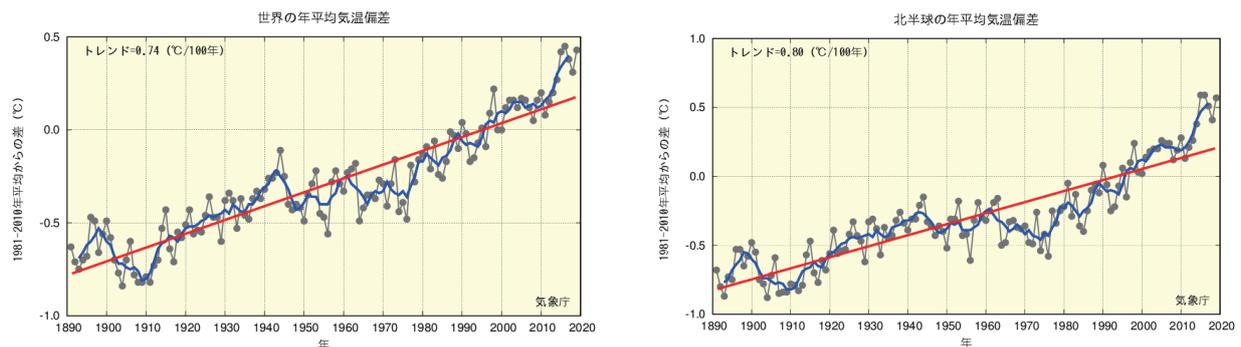
2.1 気温の変動^{10,11}

- 2019年の世界の年平均気温偏差(1981年～2010年の30年平均値からの偏差)は+0.43°Cで、1891年の統計開始以降で2番目に高い値になった。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。
- 2019年の日本の年平均気温は、1898年の統計開始以降で最も高い値となり、年平均気温偏差は+0.92°Cとなった。日本の年平均気温は、100年あたり1.24°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。

2.1.1 世界の平均気温

2019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(1981～2010年の30年平均値)からの偏差は+0.43°Cで、統計を開始した1891年以降では2番目に高い値となった。この結果、最近の2014年から2019年までの値が上位6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¹²(信頼度水準99%で統計的に有意¹³)。

北半球の年平均気温偏差は+0.57°C、南半球の年平均気温偏差は+0.30°Cで、北半球は3番目、南半球は2番目に高い値となった(図2.1-1)。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ100年あたり0.80°C、0.70°Cである(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。



¹⁰ 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)

¹¹ 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。

¹² IPCC第5次評価報告書(IPCC, 2013)では、世界の平均気温は1880～2012年の期間に0.85°C(可能性が高い範囲は0.65～1.06°C)上昇していると評価されている。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。

¹³ 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。

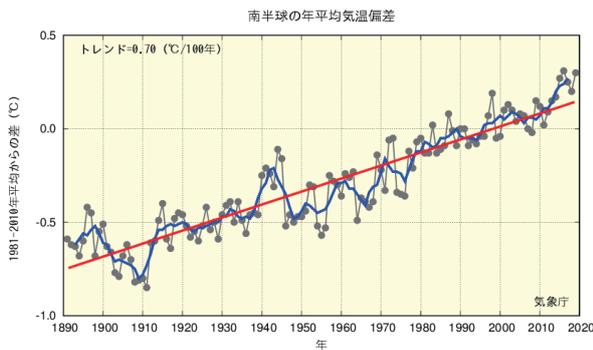


図 2.1-1 世界の年平均気温偏差の経年変化（1891～2019年）

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。細線（黒）は各年の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。基準値は1981～2010年の30年平均値。

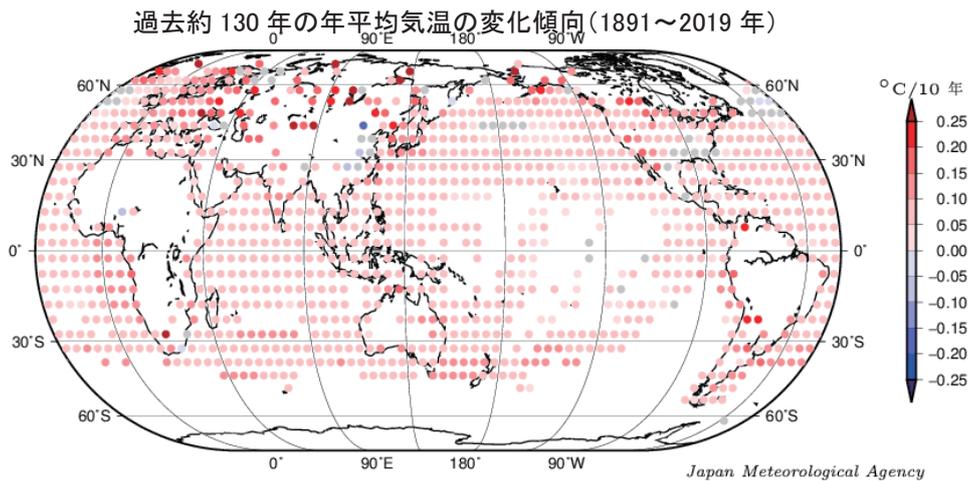


図 2.1-2 緯度経度5度の格子ごとに見た年平均気温の長期変化傾向（1891～2019年）

図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子で平均した1891～2018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（信頼度水準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。

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 2.1-2）。

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

2.1.2 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 2.1-1）について、1898～2019年の年平均気温の基準値（1981～2010年の30年平均値）からの偏差を用いて解析した。

2019年の日本の年平均気温の偏差は $+0.92^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した1898年以降で最も高い値となった（図 2.1-3）。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 1.24°C である（信頼度水準99%で統計的に有意）。季節別には、それぞれ100年あたり冬は 1.13°C 、春は 1.47°C 、夏は 1.11°C 、秋は 1.23°C の割合で上昇している（いずれも信頼度水準99%で統計的に有意）。

1940年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960年頃を中心とした比較的高温の時期、それ以降1980年代半ばまでの比較的低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、1990年代以降に集中している。近年、日本で高温となる年が頻出している要因として、世界の他の地域と同様に、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化及び数年～数十年程度で繰り返される自然変動の影響が考えられる。

表 2.1-1 日本の年平均気温偏差の計算対象地点

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

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

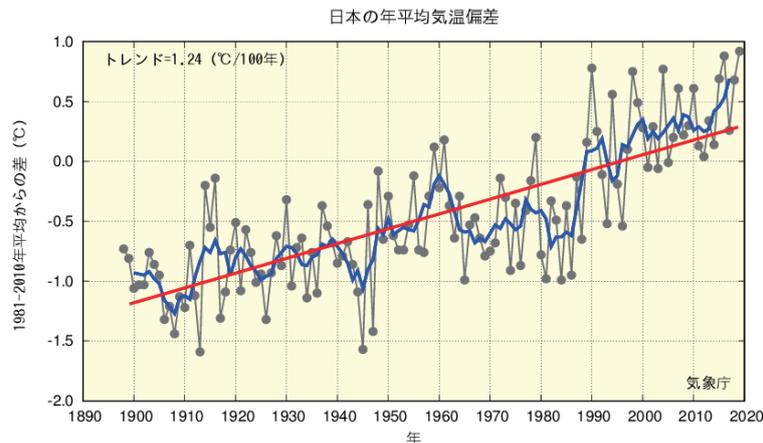


図 2.1-3 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898~2019年)

細線(黒)は、国内15観測地点(表2.1-1参照)での年平均気温の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。基準値は1981~2010年の30年平均値。

2.1.3 日本における極端な気温

表2.1-1の15観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析を行った。なお、宮崎及び飯田の月平均気温は移転による影響を除去するための補正¹⁴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¹⁵の出現数

統計期間1901~2019年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)(図2.1-4)。異常高温の出現数は、1990年頃を境に大きく増加している。

¹⁴ 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)

¹⁵ ここでは、異常高温・異常低温を「1901~2018年の118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、118年間に4回、つまり約30年に1回となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。

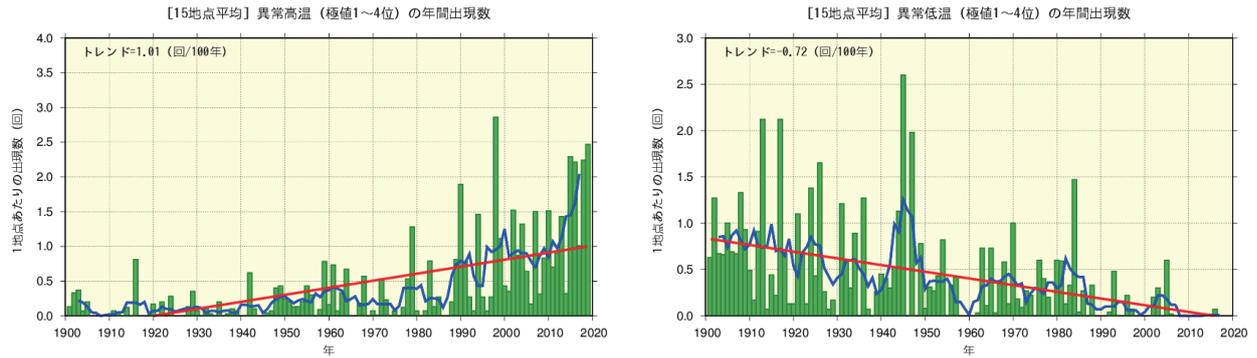


図 2.1-4 月平均気温の高い方から1～4位（異常高温、左図）と低い方から1～4位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2019年）

月平均気温に基づく異常高温と異常低温の年間出現数。棒グラフ（緑）は各年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1地点あたりの出現数）を示す。太線（青）は5年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

(1) 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1910～2019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（それぞれ信頼度水準99%で統計的に有意）（図2.1-5）。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。

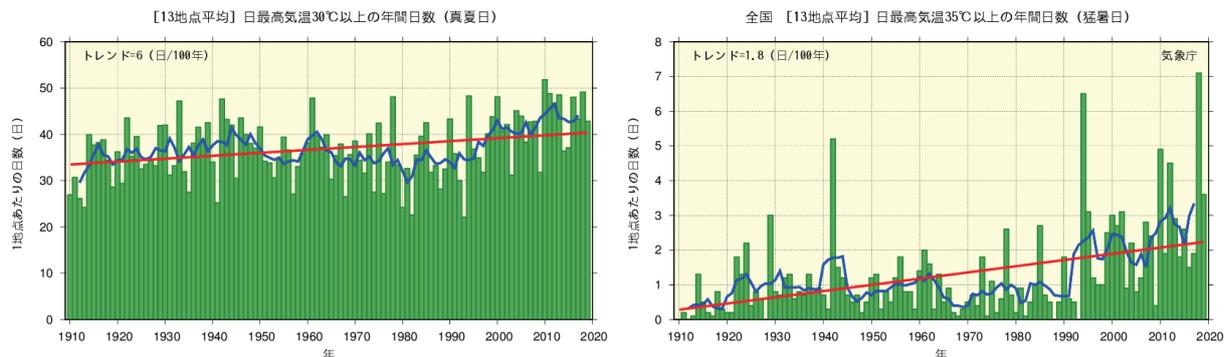


図 2.1-5 日最高気温30℃以上（真夏日、左図）及び35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2019年）

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

(2) 日最低気温0℃未満（冬日）及び25℃以上（熱帯夜¹⁶）の年間日数

統計期間1910～2019年における日最低気温が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（いずれも信頼度水準99%で統計的に有意）（図2.1-6）。

¹⁶ 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。

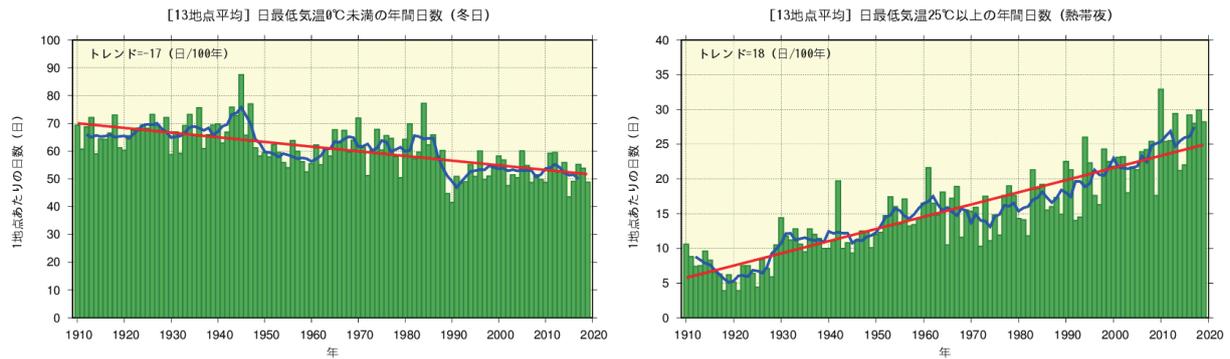


図 2.1-6 日最低気温 0°C未満 (冬日、左図) 及び日最低気温 25°C以上 (熱帯夜、右図) の年間日数の経年変化 (1910~2019年)

図の見方は図 2.1-5 と同様。

2.1.1 日本の大都市のヒートアイランド現象¹⁷

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、新潟、東京、横浜、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 2.1-1）を対象に、1927~2019 年における気温の変化率を比較すると、大都市の上昇量の方が大きく、地点によって差があるものの、例えば年平均気温では 15 地点平均の値を 0.4~1.7°C 程度上回っている。（表 2.1-2、図 2.1-7）。

15 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響によらない平均的な変化率を表していると考えられることから、各都市と 15 観測地点平均の変化率の差は、都市化による影響として見積もられる（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）。

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、新潟、東京、横浜、名古屋といった北日本や東日本の都市では冬や春に、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しているとみられる（表 2.1-3）。

¹⁷ ヒートアイランド現象とは、都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる（heat island = 熱の島）。気象庁ホームページでは、ヒートアイランド現象の解析や数値モデルによる再現実験の結果を毎年公表している。

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index_himr.html（ヒートアイランド現象）

表 2.1-2 大都市における気温の変化率

1927～2019¹⁸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2.1-1参照）の平均変化率を示す。斜体字は信頼度水準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	2.6	3.3	2.9	1.8	2.4	1.0	1.4	1.7	0.5	0.4	4.4	5.6	4.7	3.3	4.1
仙台	2.4	2.9	2.8	1.4	2.5	1.3	1.6	1.7	0.9	1.0	3.1	3.6	3.8	2.0	3.2
新潟※	2.0	2.2	2.6	1.4	1.8	2.0	2.6	2.8	0.9	1.6	2.2	2.3	2.7	1.9	1.8
東京※	3.2	4.2	3.3	2.1	3.4	1.8	2.1	2.2	1.3	1.8	4.4	5.8	4.6	2.9	4.4
横浜	2.8	3.5	3.1	1.8	2.8	2.5	2.8	3.0	1.8	2.4	3.5	4.5	3.7	2.2	3.5
名古屋	2.9	2.9	3.1	2.2	3.1	1.4	1.5	1.8	1.0	1.4	3.9	3.7	4.4	3.2	4.3
京都	2.7	2.6	3.0	2.2	2.8	1.1	0.9	1.7	1.1	0.9	3.7	3.7	4.1	3.2	4.0
大阪※	2.6	2.6	2.7	2.0	2.9	2.1	2.1	2.4	1.9	2.1	3.5	3.1	3.5	3.2	4.0
広島※	2.0	1.6	2.3	1.5	2.4	1.0	0.6	1.7	1.1	0.5	3.1	2.7	3.3	2.6	3.9
福岡	3.0	2.9	3.4	2.2	3.7	1.7	1.7	2.2	1.4	1.7	4.9	4.3	5.8	3.6	6.0
鹿児島※	2.5	2.5	2.8	2.0	2.9	1.3	1.1	1.7	1.0	1.4	3.9	3.5	4.4	3.3	4.6
15地点※	1.5	1.6	1.9	1.1	1.5	1.1	1.2	1.7	0.8	0.9	1.9	1.8	2.1	1.6	1.9

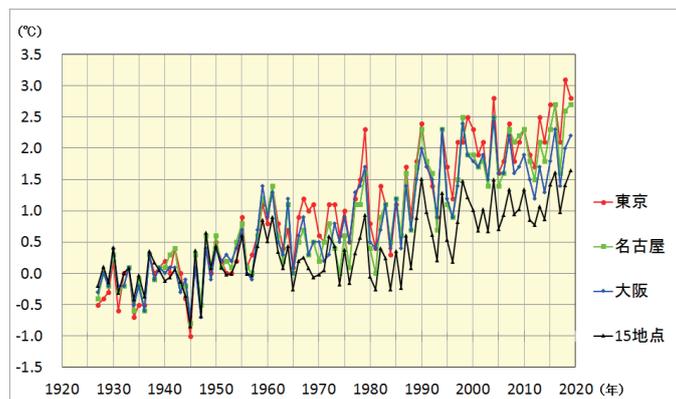


図 2.1-7 東京、名古屋、大阪と都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化（1927～2019年）

年平均気温偏差は、1927～1956年平均値からの差を表す（1927～1956年における東京、名古屋、大阪の各平均値と15観測地点平均の平均値はそれぞれ0で一致する）。

¹⁸ 1.1.2 では統計期間が1898～2019年となっているが、ここでは大都市の統計期間に合わせて1927～2019年としている。

表 2.1-3 大都市における階級別日数の変化率

1927～2019年の観測値から算出した、大都市における変化率（10年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる13観測地点（表2.1-1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。斜体字は信頼度水準90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。

観測地点	冬日 (日/10年)	熱帯夜 (日/10年)	真夏日 (日/10年)	猛暑日 (日/10年)
札幌	-4.3	<i>0.0</i>	<i>0.1</i>	<i>0.0</i>
仙台	-5.7	0.4	1.0	0.1
横浜	-6.0	3.1	2.2	0.2
名古屋	-6.8	3.7	1.2	1.0
京都	-7.2	3.6	1.4	1.4
福岡	-4.9	4.7	1.1	1.1
13地点	-2.0	1.8	0.6	0.2

2.2 降水量の変動^{19, 20}

- 2019年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は-15mmだった。
- 2019年の日本の年降水量偏差は+35.5mmだった。日本の年降水量には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。
- 北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量は減少傾向が見られる。

2.2.1 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、2019年の世界の陸域の年降水量の基準値（1981～2010年の30年平均値）からの偏差は-15mmであった（図2.2-1）。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、1930年頃、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。

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おり、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、変化傾向は求めていない。

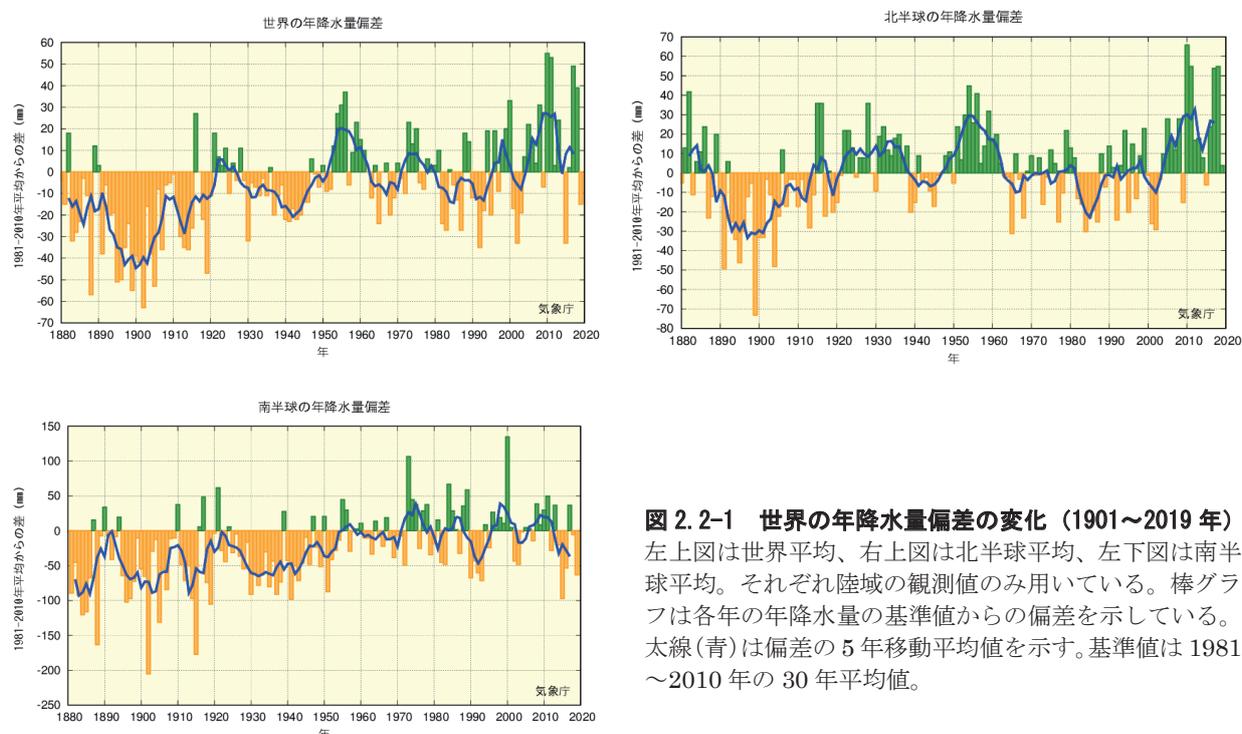


図 2.2-1 世界の年降水量偏差の変化（1901～2019年）
 左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を示している。太線(青)は偏差の5年移動平均値を示す。基準値は1981～2010年の30年平均値。

¹⁹ 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）

²⁰ 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。

2.2.2 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2.2-1)について、1898～2019年の年降水量の基準値(1981～2010年の30年平均値)からの偏差を用いて解析した。

2019年の日本の年降水量の偏差は+35.5mmであった。日本の年降水量には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年代に多雨期がみられ、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2.2-2)。

表2.2-1 日本の年降水量偏差の計算対象地点

降水量は、気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、観測データの均質性が長期間継続している51観測地点を選出している。なお、大都市の多くで降水量や大雨の有意な長期変化傾向は見られておらず、都市化の影響は確認できていない。

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

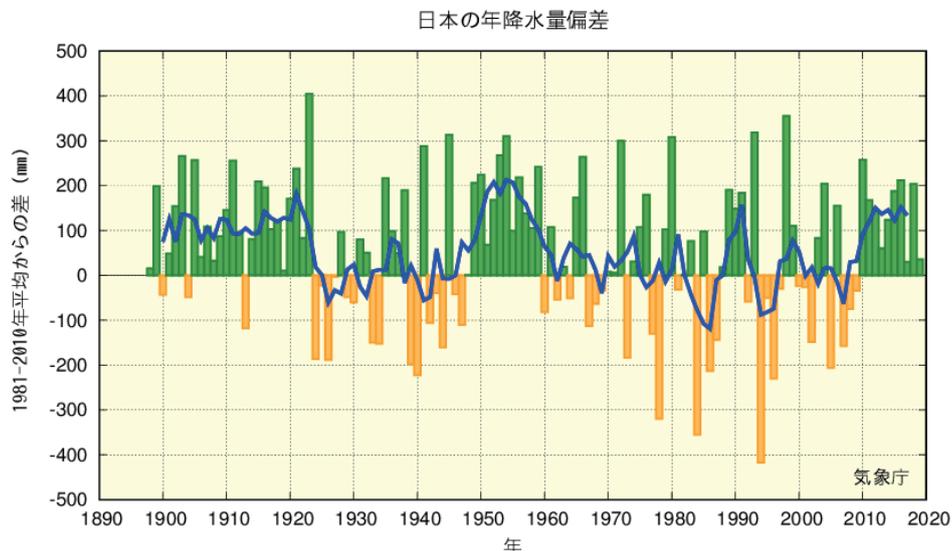


図2.2-2 日本の年降水量偏差の経年変化 (1898～2019年)

棒グラフは国内51観測地点(表2.2-1参照)での各年の年降水量の基準値からの偏差を平均した値を示す。緑(黄)の棒グラフは基準値と比べて多い(少ない)ことを表す。太線(青)は偏差の5年移動平均値を示す。基準値は1981～2010年の30年平均値。

2.2.3 日本における大雨等の発生頻度

表2.2-1の51地点の観測値を用い、日本における大雨等の発生頻度の変化傾向の解析を行った。

(1) 月降水量の異常値²¹の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2019年の119年間で増加している(信頼度水準99%で統計的に有意)(図2.2-3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2.2-3右図)。

²¹ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2019年の119年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から1～4位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量の少ない方あるいは多い方から1～4位の値が出現する割合は、118年間に4回、つまり約30年に1回となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。

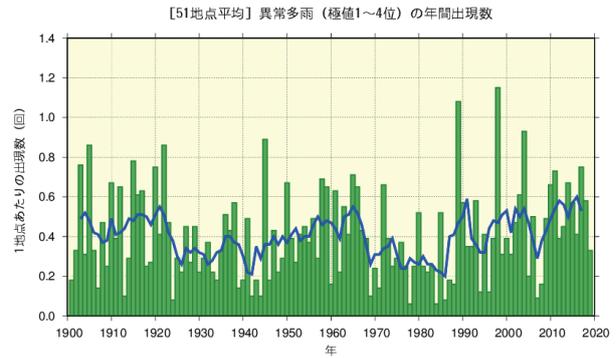
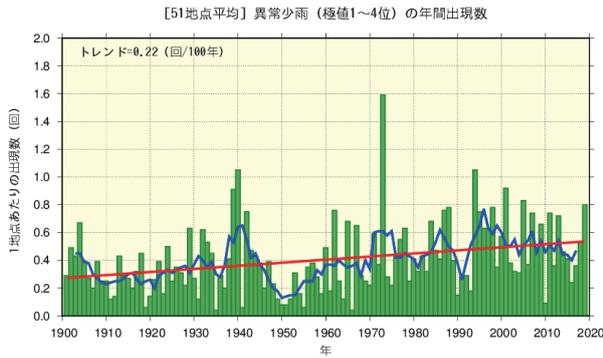


図 2.2-3 月降水量の少ない方から 1~4 位 (異常少雨、左図) と多い方から 1~4 位 (異常多雨、右図) の年間出現数の経年変化 (1901~2019 年)

月降水量に基づく異常少雨と異常多雨の年間出現数。棒グラフ (緑) は各年の異常少雨あるいは異常多雨の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値 (1 地点あたりの出現数) を示す。太線 (青) は 5 年移動平均値、直線 (赤) は長期変化傾向 (この期間の平均的な変化傾向) を示す。

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

日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の日数は、1901~2019 年の 119 年間でともに増加している (それぞれ信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-4)。一方、日降水量 1.0 mm 以上の日数は減少し (信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-5)、大雨の頻度が増える反面、弱い降水も含めた降水の日数は減少する特徴を示している。

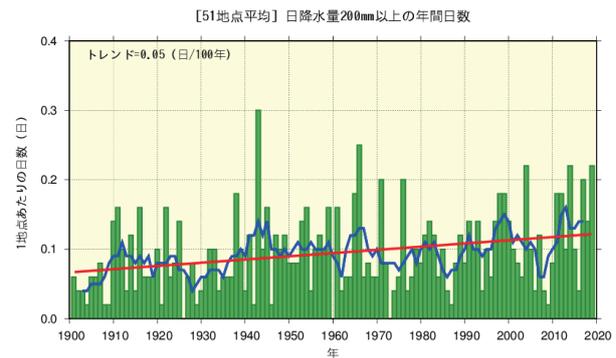
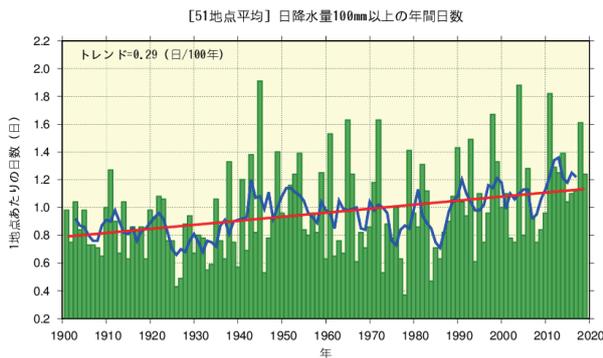


図 2.2-4 日降水量 100 mm 以上 (左図) 及び 200 mm 以上 (右図) の年間日数の経年変化 (1901~2019 年)

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

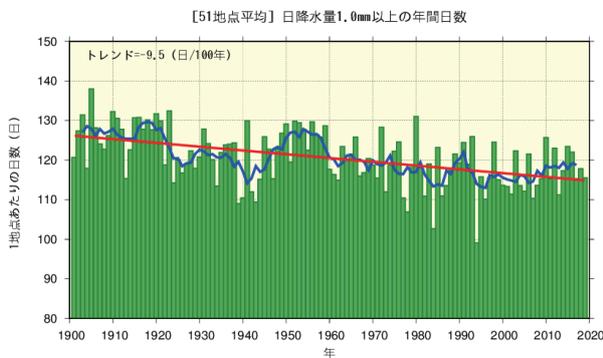


図 2.2-5 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化 (1901~2019 年)

図の見方は図 2.2-4 と同様。

2.2.4 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 40 年間のデータが利用可能となっている²²。気象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの約 40 年間は短い、アメダスの地点数は気象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較的良好に捉えることが可能である。

1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50 mm 以上及び 80mm 以上の短時間強雨の年間発生回数はともに増加している（信頼度水準 99% で統計的に有意）（図 2.2-6）。50mm 以上の場合、統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）平均では、1,300 地点あたり約 226 回だったが、最近の 10 年間（2009～2019 年）平均では約 327 回と約 1.4 倍に増加している。

日降水量 200 mm 以上及び、日降水量 400 mm 以上の大雨の年間日数には増加傾向が現れている（信頼度水準 95% で統計的に有意）（図 2.2-7）。

ただし、大雨や短時間強雨の発生回数は年々変動が大きく、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、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。

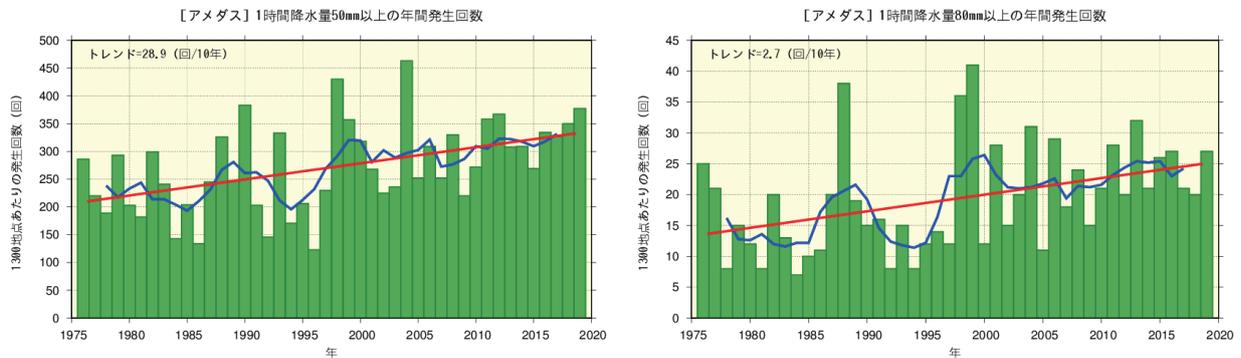


図 2.2-6 1 時間降水量 50 mm 以上（左図）及び 80 mm 以上（右図）の年間発生回数の経年変化（1976～2019 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間発生回数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

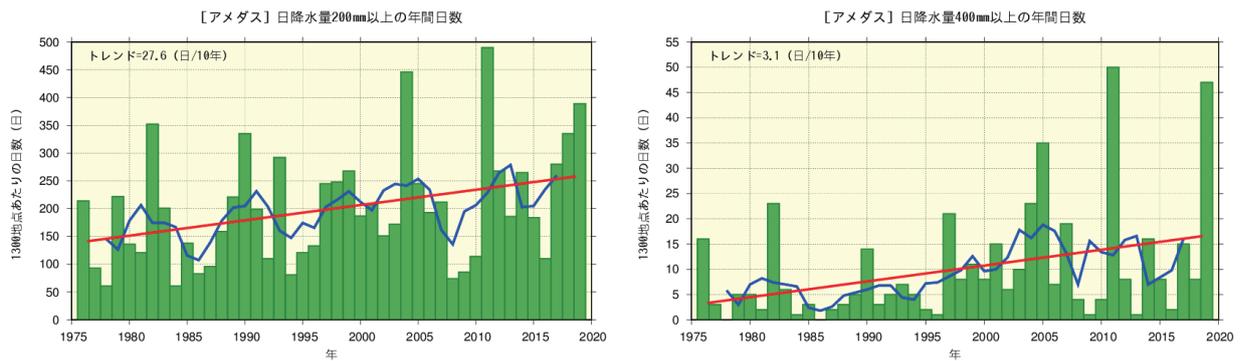


図 2.2-7 日降水量 200 mm 以上（左図）及び 400 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1976～2019 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間日数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

²² 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、2019 年では約 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除外している。

2.2.5 日本の積雪量

日本の積雪量の変化傾向を見るため、気象庁の日本海側の観測地点（表 2.2-2）について、1962～2019年²³の年最深積雪の基準値（1981～2010年の30年平均値）に対する比（%）²⁴を用いて解析した。

2019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79%、東日本日本海側で36%、西日本日本海側で13%であった。年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少傾向が見られ、10年あたりの減少率は北日本日本海側で3.2%（信頼度水準90%で統計的に有意）、東日本日本海側で11.4%（信頼度水準95%で統計的に有意）、西日本日本海側で13.5%（信頼度水準95%で統計的に有意）である（図 2.2-8）。また、全ての地域において、1980年代はじめの極大期から1990年代はじ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200%を超える年が出現していたものの、それ以降は全く現れていない。

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

表 2.2-2 日本の年最深積雪基準比の計算対象地点

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

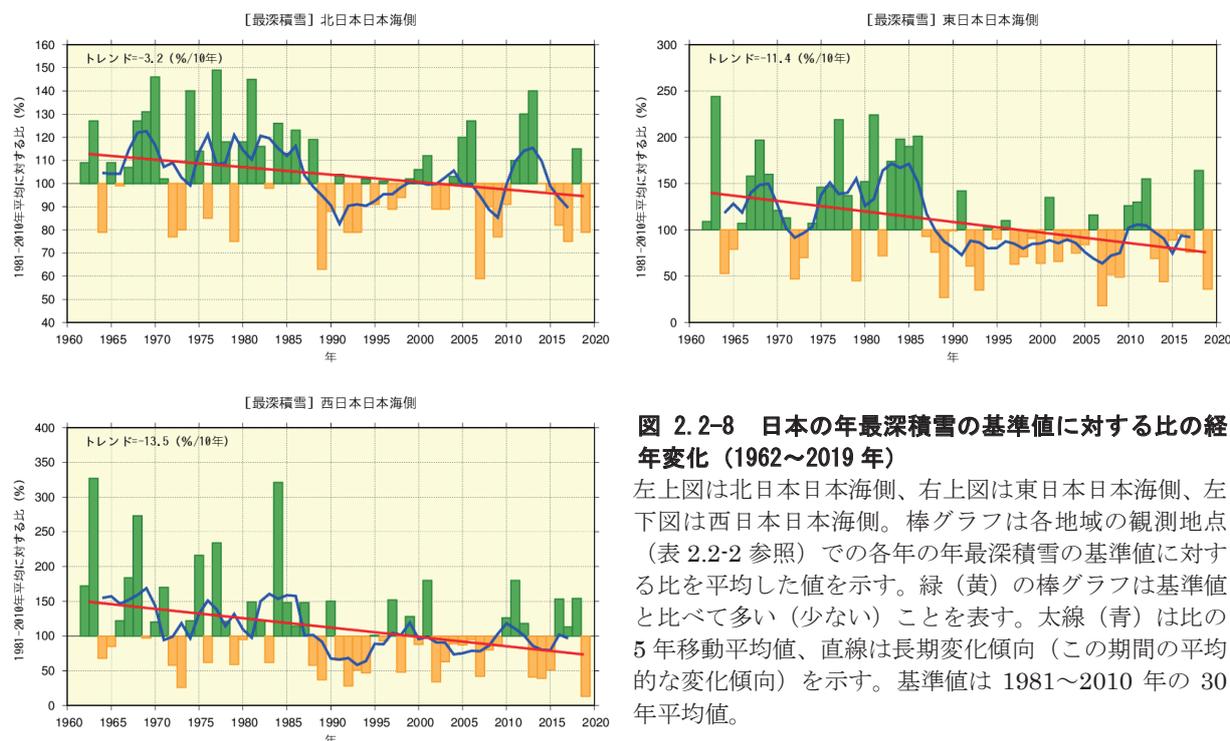


図 2.2-8 日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化（1962～2019年）

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 2.2-2 参照）での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均した値を示す。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。太線（青）は比の5年移動平均値、直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は1981～2010年の30年平均値。

²³ 第 2.2.5 項では、年は寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）である。例えば、2019 年は 2018 年 8 月～2019 年 7 月の期間を意味する。

²⁴ 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（平均に対する割合）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。

2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅(黄)葉日の変動²⁵

- さくらの開花日は早くなっている。
- かえでの紅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²⁶の観測対象地点(2020年1月1日現在)を表2.3-1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2.3-1に示す。また、主な都市のさくらの開花日の平年値と1990年までの30年平均値との比較を表2.3-2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1.0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2.8日の変化率で遅くなっている(いずれの変化も信頼度水準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。

表 2.3-1 さくらの開花とかえでの紅(黄)葉の観測対象地点(2020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

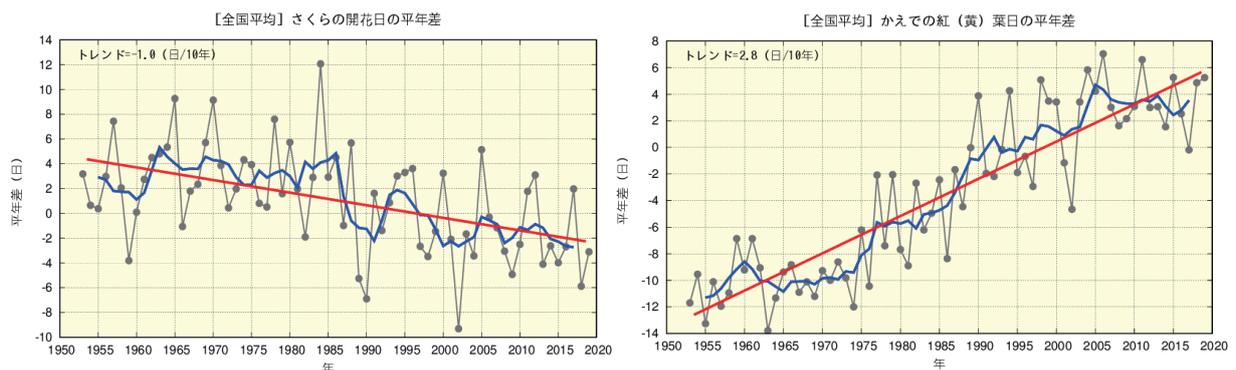


図 2.3-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2019年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は平年差(観測地点(表2.3-1参照)で現象を観測した日の平年値(1981~2010年の平均値)からの差を全国平均した値)を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

²⁵ 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/>

²⁶ 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 2.3-2 主な都市におけるさくらの開花日の比較

1961年～1990年の平均値と平年値（1981～2010年）とを比較し、平年値から1990年までの平均値を引いた日数の差を示す。

	30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差		30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差
釧路	5月19日	5月17日	2日早い	大阪	4月1日	3月28日	4日早い
札幌	5月5日	5月3日	2日早い	広島	3月31日	3月27日	4日早い
青森	4月27日	4月24日	3日早い	高松	3月31日	3月28日	3日早い
仙台	4月14日	4月11日	3日早い	福岡	3月28日	3月23日	5日早い
新潟	4月13日	4月9日	4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26日	3日早い	那覇	1月16日	1月18日	2日遅い
名古屋	3月30日	3月26日	4日早い	石垣島	1月15日	1月16日	1日遅い

2.4 台風の変動²⁷

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2019年の台風の発生数は29個で、平年より多かった。
- 台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2019年の台風の発生数は29個(平年値25.6個)で、平年より多かった。1990年代後半から2010年代初めにかけて発生数の少ない年が多かったものの、1951～2019年の統計期間では長期変化傾向は見られない(図2.4-1)。2019年の日本への台風の接近数²⁸は15個(平年値11.4個)、上陸数²⁹は5個(平年値2.7個)で、ともに平年より多かった。接近数は発生数と同様に長期変化傾向は見られない。上陸数は、年あたり2、3個程度とサンプル数が少ないため、長期的な変動傾向を述べるのは難しい(図2.4-2)。

「強い」以上の台風の発生数や発生割合の変動については、台風の中心付近の最大風速データが揃っている1977年以降について示す。「強い」以上の勢力となった台風の発生数は、1977～2019年の統計期間では変化傾向は見られない(図2.4-3)。

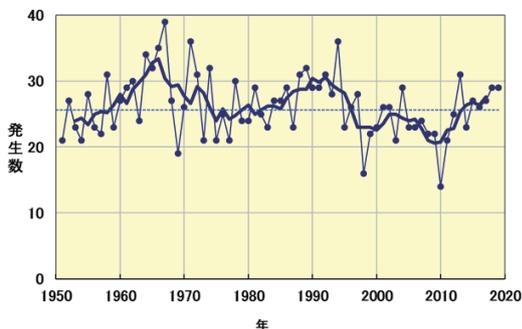


図 2.4-1 台風の発生数の経年変化

細い実線は年々の値を、太い実線は5年移動平均を、破線は平年値を示す。

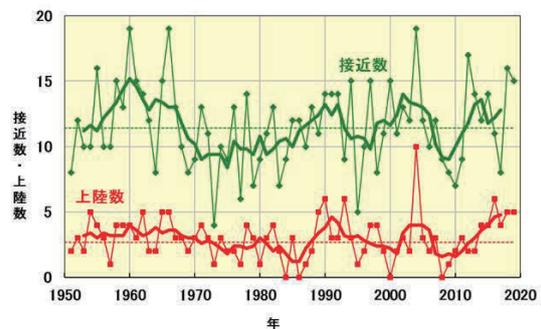


図 2.4-2 日本への台風の接近数と上陸数の経年変化

細い実線は、日本への台風接近数(緑)と上陸数(赤)の年々の値。太い実線はそれぞれの5年移動平均。破線は平年値を示す。



図 2.4-3 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化

細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数(青)と全台風に対する割合(赤)の経年変化。太い実線は、それぞれの5年移動平均。

²⁷ 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、台風の中心付近の最大風速により、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/fcd/voho/typhoon/statistics/index.html>

²⁸ 「接近」は台風の中心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。

²⁹ 「上陸」は台風の中心が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を指す。

2.5 海面水温の変動³⁰

- 2019年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.33°Cで、1891年以降では2016年と並んで最も高い値となった。
- 世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり+0.55°Cである。
- 日本近海における、2019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+1.14°Cである。

2.5.1 世界の海面水温

2019年の世界全体の年平均海面水温平年差（1981～2010年の平均値からの差）は+0.33°Cで、1891年以降では2016年と並んで最も高い値となった。この結果、最近の2014年から2019年までの値が上位6番目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+0.55°Cである（信頼水準99%で統計的に有意。統計期間：1891～2019年）（図2.5-1）。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2.5-2）。

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2.1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2.5-1 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2.6.2項で解説する。

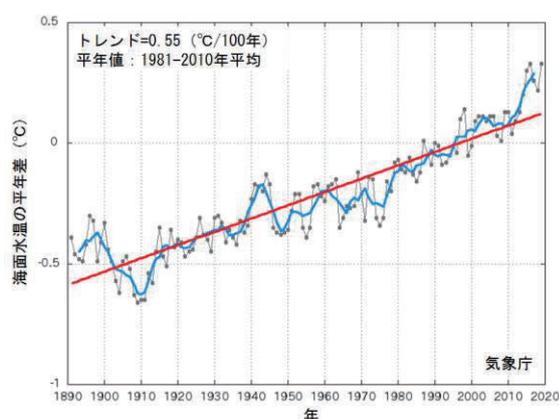


図 2.5-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2019年）

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。

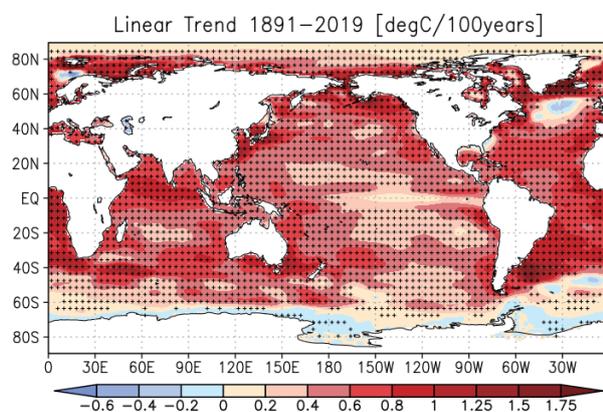


図 2.5-2 年平均海面水温の長期変化傾向（°C/100年）

1891～2019年の期間から算出した変化傾向を示す。+記号は変化傾向が信頼水準95%で統計的に有意であることを示す。

³⁰ 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海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/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html（世界）

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html（日本近海）

2.5.2 日本近海の海面水温

気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データ(COBE-SST) (Ishii et al.,2005) を用いて、日本近海における100年あたりの海域別海面水温の上昇率を見積もった。海域は、海面水温の特性が類似している13の海域に分けている。

図2.5-3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、2019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、 $+1.14^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ 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($+0.53^{\circ}\text{C}/100\text{年}$)よりも大きく、日本の気温の上昇率($+1.24^{\circ}\text{C}/100\text{年}$)と同程度の値となっている。

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

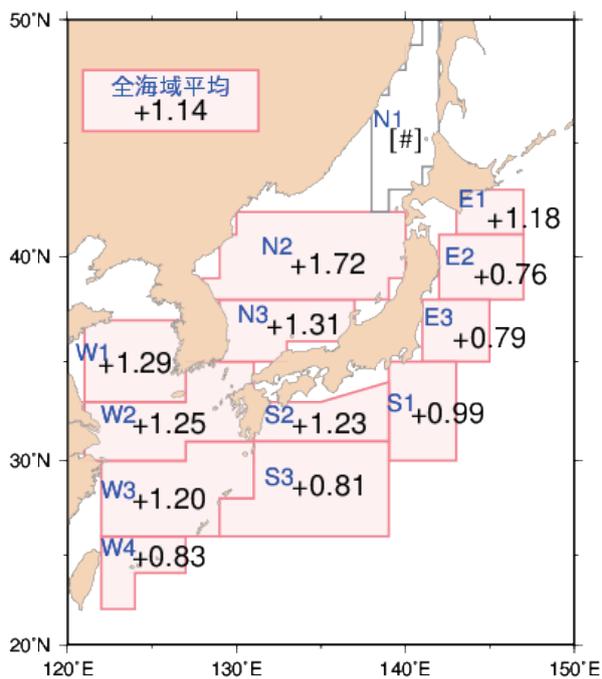


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向($^{\circ}\text{C}/100\text{年}$)

1900～2019年までの上昇率を示す。値は、信頼度水準 99%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100年間の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

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

2.6 エルニーニョ／ラニーニャ現象³¹と太平洋十年規模振動³²

- 2018 年秋に発生したエルニーニョ現象は 2019 年春まで続いた。2019 年夏以降はエルニーニョ現象もラニーニャ現象も発生していない平常の状態が持続した。
- 太平洋十年規模振動 (PDO) 指数は 2000 年頃から 2010 年代前半にかけておおむね負の状態が続いていた。2014 年以降、PDO 指数の年平均値はおおむね正の値が続いている。

2.6.1 エルニーニョ／ラニーニャ現象

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

図 2.6-1 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 2009 年以降の変化を示したものである（海域の範囲と基準値³³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、2019 年 1 月から 5 月にかけては基準値より高い値、6 月以降は基準値に近い値で推移した。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は 2019 年 1 月から 4 月にかけては基準値より低い値で、その後は基準値に近いか基準値より低い値で推移した。これらの海域の海面水温の変化は、2018 年秋に発生したエルニーニョ現象が 2019 年春まで持続し、2019 年夏以降はエルニーニョ現象もラニーニャ現象も発生していない平常の状態が続いたことを示している。

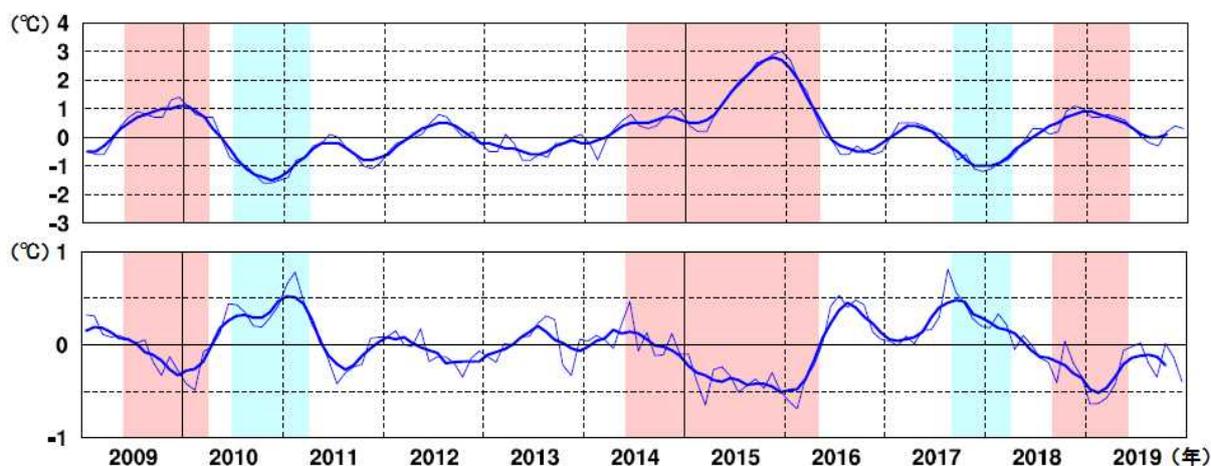


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域(上図)及び西太平洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差の時間変化(°C)
折線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。
エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

³¹ 「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

³² 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

³³ 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。

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

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

PDO 指数が正 (負) のとき、海面水温は北太平洋中央部で平年より低く (高く) なり、北太平洋の北米沿岸で平年より高く (低く) なるとともに、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけても平年より高く (低く) なり、エルニーニョ (ラニーニャ) 現象に似た分布が見られる (図 2.6-2)。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 2.6-3)。これは冬季・春季においてアリューシャン低気圧が平年より強い (弱い) ことを示している。このような大気循環の変化に伴って、北米を中心に天候への影響も見られる。PDO 指数が正のとき、冬季の気温は北米北西部、南米北部などで高い傾向が、一方、米国南東部及び中国の一部などで低い傾向が見られる (Mantua and Hare, 2002)。

PDO 指数は 1920 年代後半から 1940 年前半にかけてと、1970 年代末から 2000 年頃にかけての期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代半ばにかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値で推移していた。2014 年以降の PDO 指数 (年平均値) はおおむね正の値が続いている (図 2.6-4)。

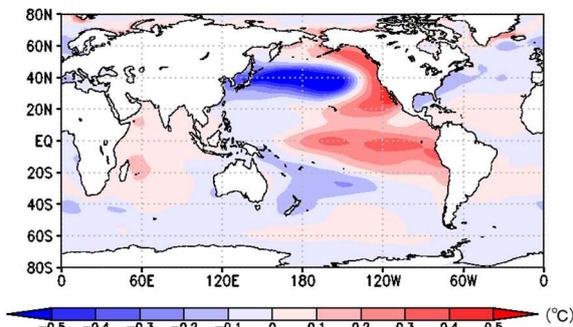


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

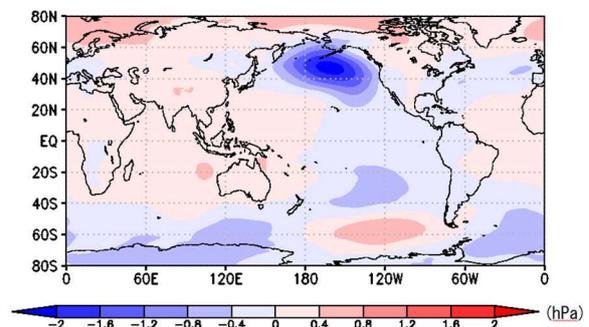


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

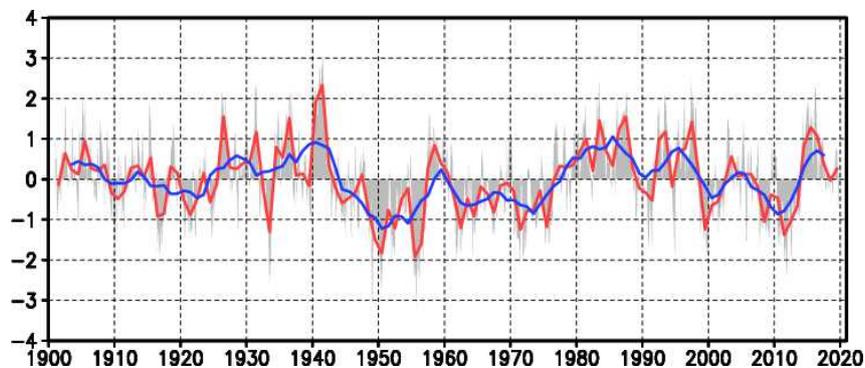


図 2.6-4 PDO 指数 (年平均値) の経年変化

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

2.7 世界の海洋の貯熱量の変動³⁴

- 世界の海洋の貯熱量は、長期的に増加している。
- 1990年代半ば以降の増加率は、それ以前と比べて上昇している。

地球表面の7割を占める海洋は、大気と比べて熱容量が大きいため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書 (IPCC, 2019) は、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約90%が海洋に取り込まれていると指摘し、さらにそのうちの約90%が海面から2000m深までに蓄積していると指摘されている (Johnson et. al. 2019)。

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2.7-1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、2019年の貯熱量は1955年から約 43×10^{22} J増加した。1990年代半ばからは、増加率がそれ以前と比べて大きくなっており、1993年の前後で比べると、1993年以前は10年あたり 3.9×10^{22} Jだったのが1993年以降は10年あたり 9.7×10^{22} Jとなり、増加速度がおおよそ2.5倍となっている。海洋貯熱量の増加速度の加速は、IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書でも指摘されている。

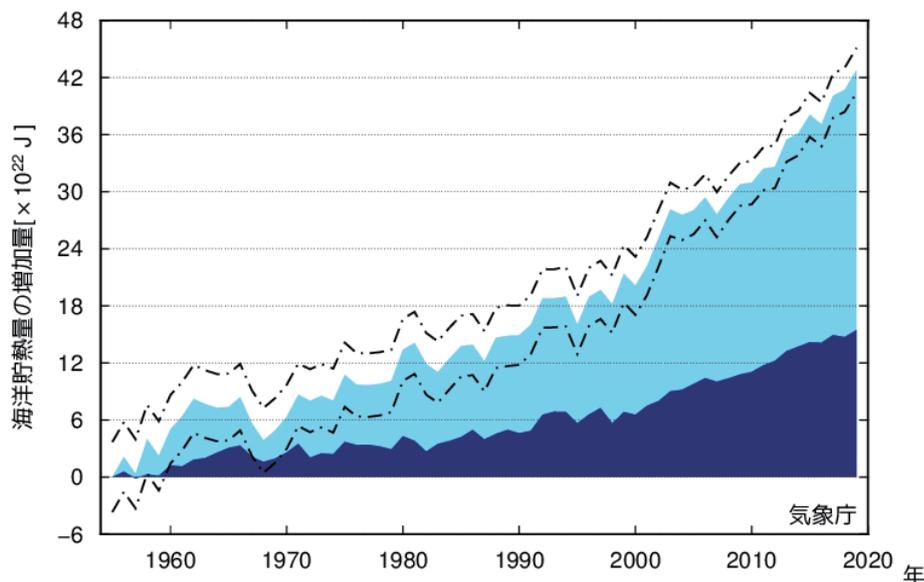


図2.7-1 海洋貯熱量の増加量

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。

³⁴ 気象庁ホームページでは、世界の貯熱量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 日本沿岸の海面水位の変動³⁵

- 日本沿岸の海面水位は、1980年代以降、上昇傾向が見られる。
- 1906～2019年の期間では上昇傾向は見られない。

IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書 (IPCC, 2019) によると、グリーンランド及び南極の氷床から氷が減少する速度の増大 (確信度が非常に高い)、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の数十年加速化して上昇している。また、世界平均海面水位は、1902～2010年の期間に 0.16 [0.12～0.21] m 上昇した。2006～2015年の期間の世界平均の海面水位の上昇率である 1年あたり 3.6 [3.1～4.1] mm は、直近の 100年で例がなく (確信度が高い)、1年あたり 1.4 [0.8～2.0] mm であった 1901～1990年の期間の上昇率の約 2.5倍であることが示されている³⁶。

日本沿岸の海面水位は、1906～2019年の期間では上昇傾向は見られない (図 2.8-1) もの、1980年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書 (2019) 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、1906～2010年の期間では上昇傾向が見られない。一方、2006～2015年の期間で 1年あたり 4.1 [0.1～8.2] mm の割合で上昇した。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、1906～2019年の期間を通して、10年から20年周期の変動がある。北太平洋において10年から20年周期で海面水位が変動する原因は、北太平洋上の大気循環場の変動である。北太平洋では、冬季に中緯度偏西風が卓越する。この偏西風が十年規模で変動することによって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じ、その海面水位変動は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。

日本沿岸の海面水位は、地球温暖化のほか上述したような海洋の十年規模の変動など様々な要因で変動しているため、地球温暖化の影響がどの程度現れているのかは明らかでない。地球温暖化に伴う海面水位の上昇を検出するためには、引き続き監視が必要である。

³⁵ 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/kaivou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html

³⁶ [] 内に示した数値は、解析の誤差範囲 (信頼区間 95%) を表している。

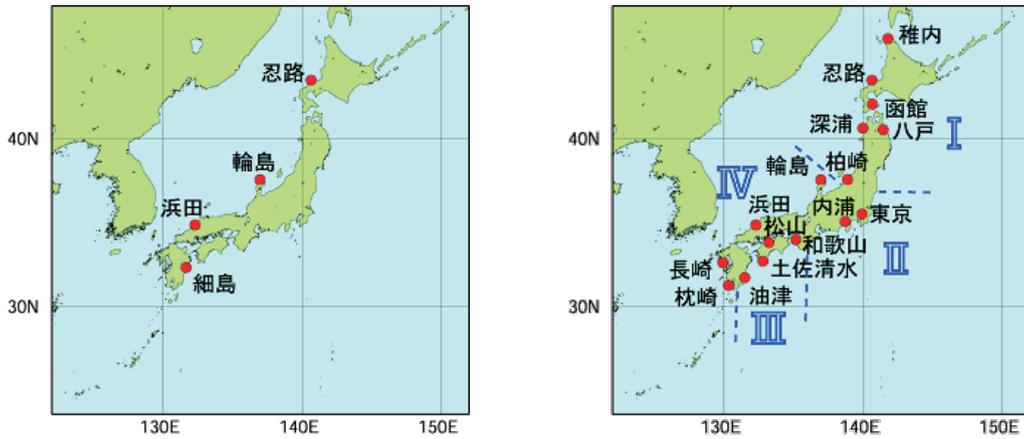
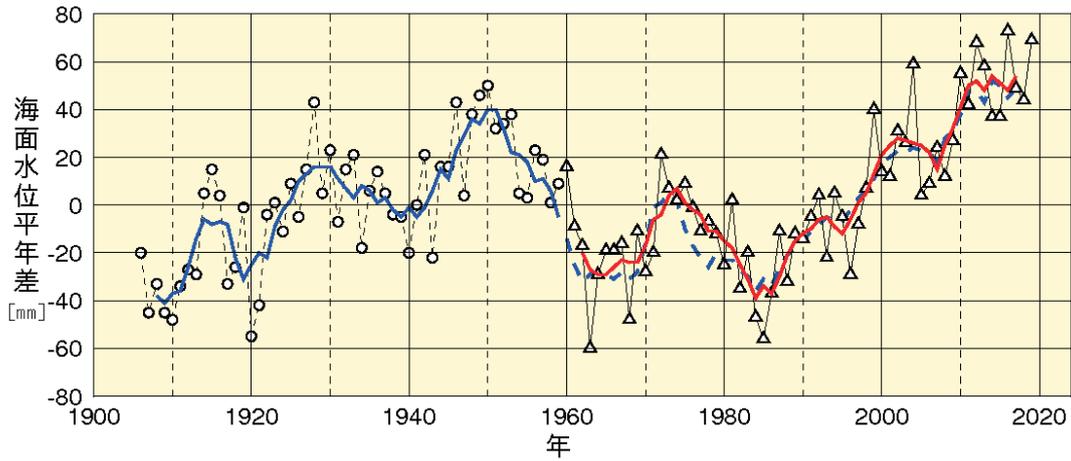


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2019 年、上図）と検潮所位置図（左下図、右下図）

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 年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺を I：北海道・東北地方の沿岸、II：関東・東海地方の沿岸、III：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、IV：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（右下図に、使用した 16 地点の検潮所とともに示す）し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981～2010 年までの期間で求めた平年値を 0 mm とした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤実線は 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値を示している。なお、青破線は、4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半（1960 年以降）について算出し、参考として示したものである（1962～2017 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.98 で両者の対応は良く、1959～1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる）。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011 年以降のデータを使用していない。

2.9 海氷域の変動³⁷

- 北極域の海氷域面積は減少している。2019年の海氷域面積の年最小値は418万km²で、1979年以降3番目に小さかった。
- 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が、2016年以降は平年値を下回っている。
- オホーツク海の最大海氷域面積は、10年あたり6.2万km²の割合で減少している。

2.9.1 北極・南極の海氷

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

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった1979年以降、長期的に見ると減少している（信頼度水準99%で統計的に有意）（図2.9-1）。特に、年最小値は減少が顕著で、1979年から2019年までに年あたり8.9万km²減少している。一方、南極域の海氷域面積の年最大値には増加傾向が現れており、年あたり1.6万km²増加している（信頼度水準95%で統計的に有意）が、2016年以降は平年値を下回っている。

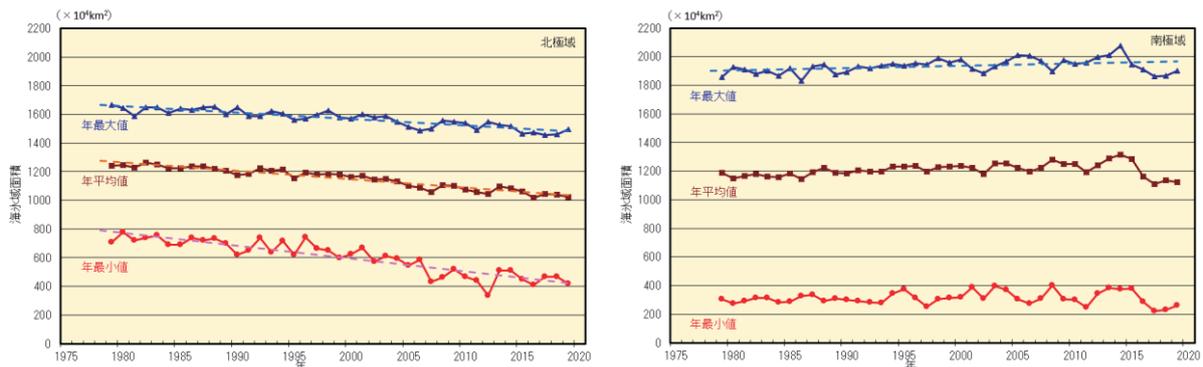


図 2.9-1 北極域（左図）と南極域（右図）の海氷域面積の経年変化（1979～2019年）

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。

2019年の海氷域面積は、北極域では3月11日に年最大値（1496万km²）となり、年最大値としては1979年以降7番目に小さかった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9月13日に年最小の418万km²となった。年最小値としては1979年以降3番目に小さい値であった。一方、南極域では2月24日に年最小値（260万km²）となり、1979年以降5番目に小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9月30日に年最大値（1900万km²）となった。年最大値としては1979年以降で11番目に小さい値であった（図2.9-1、図2.9-2、図2.9-3）。

³⁷ 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html （北極域・南極域）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html （オホーツク海）

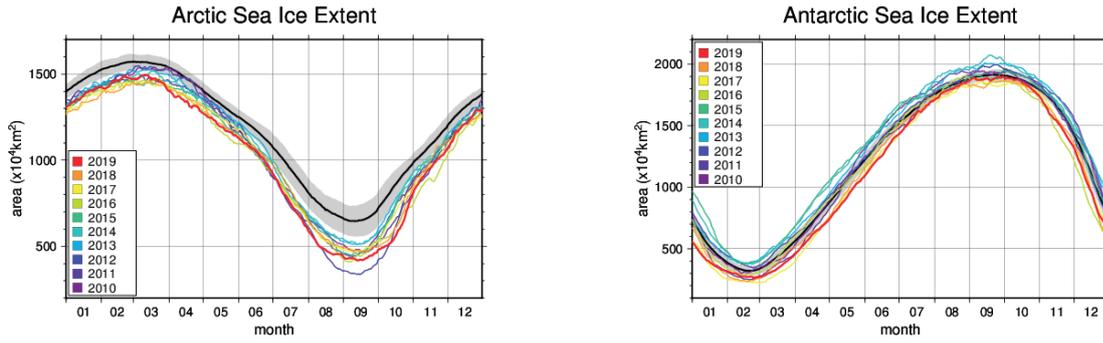


図 2.9-2 2019 年の北極域と南極域の海氷域面積の推移

黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

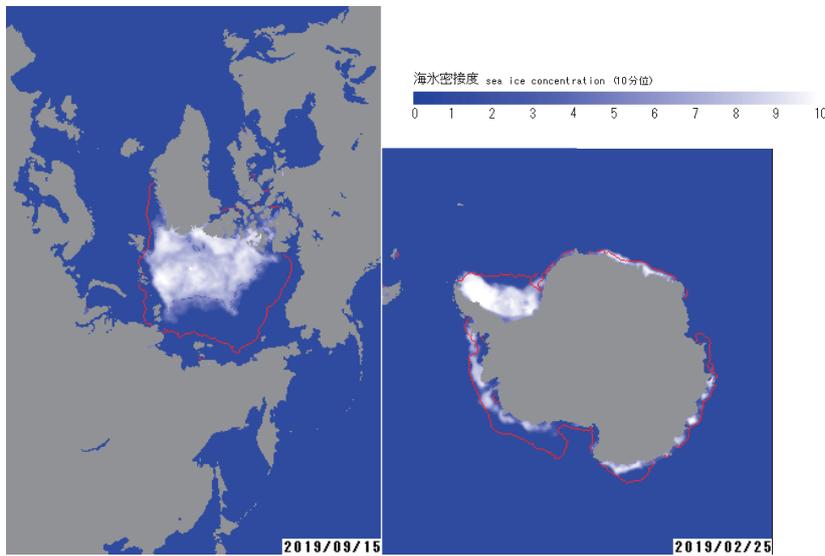


図 2.9-3 北極域、南極域それぞれの年最小となった時期の海氷分布 (半旬ごとの図より作成)

左は 2019 年 9 月 15 日の北極域の海氷密接度、右は 2 月 25 日の南極域の海氷密接度、赤線はそれぞれの時期の平年の海氷域を示す。

2.9.2 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³⁸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(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.9-4)、10 年あたり 6.2 万 km²(オホーツク海の全面積の 3.9%に相当)の割合で減少している。

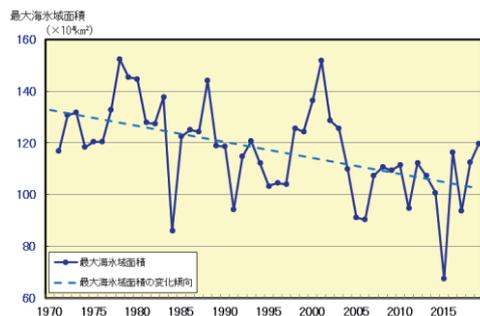


図 2.9-4 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化 (1971~2019 年)

破線は変化傾向を示す。

³⁸ 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。

2.10 北半球の積雪域の変動³⁹

- 北半球では1月、6月と9～12月に、ユーラシア大陸では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。
- 2018/2019年冬の積雪日数は北米の西部～中部で平年より多く、東アジア北東部で平年より少なかった。

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に基づいて米国の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）の観測値を解析し、1988年以降の積雪域を求めている（気象庁, 2011）。

北半球の積雪面積には、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1988～2019年の過去32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（信頼度水準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2.10-1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、6月と9～12月に減少傾向が現れている一方、1～5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2.10-1の(b)と(d)に示し、他は図略）。2018/2019年冬（2018年12月～2019年2月）の積雪日数は、北米の西部～中部で平年より多く、東アジア北東部で平年より少なかった（2月の分布図のみ図2.10-1(e)に示し、他は図略）。2019年11月の積雪日数は、北米中部で平年より多く、ヨーロッパ東部～ロシア西部付近、東アジア北東部で平年より少なかった（図2.10-1(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。

³⁹ 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/gmd/cpd/db/diag/db_hist_mon.html （北半球）

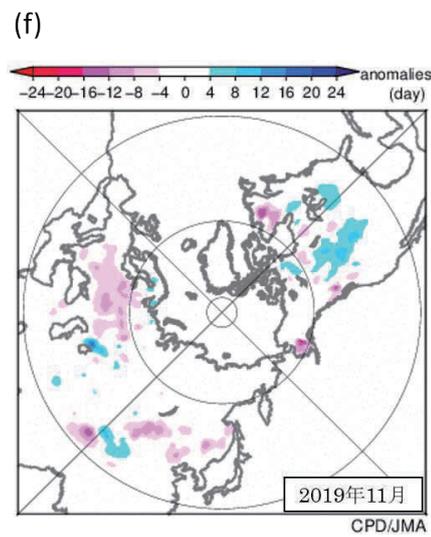
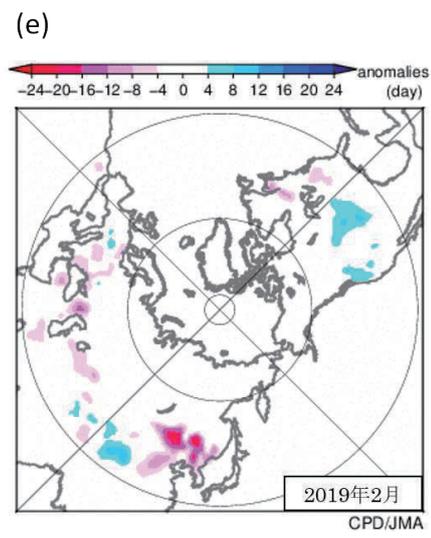
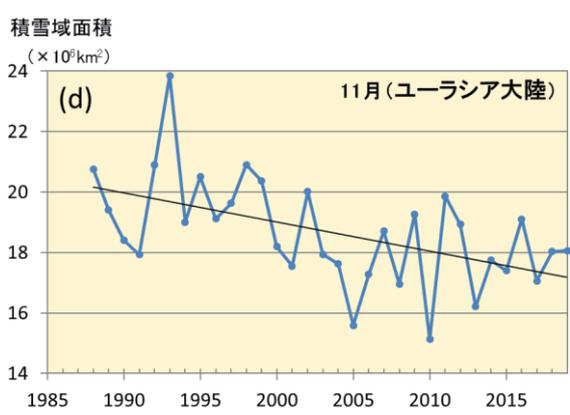
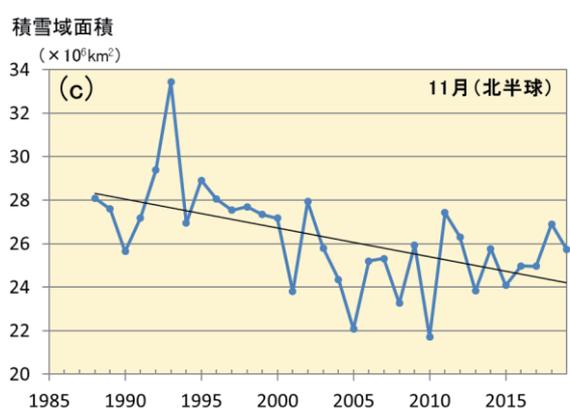
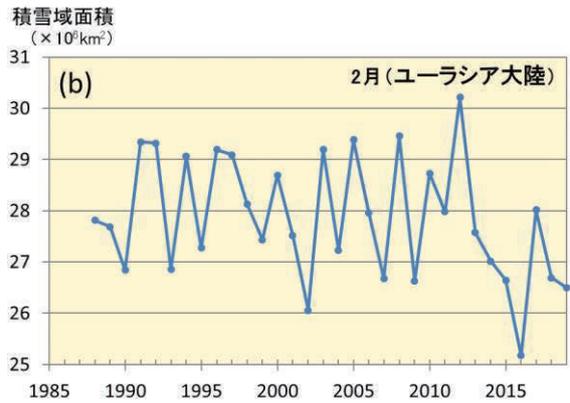
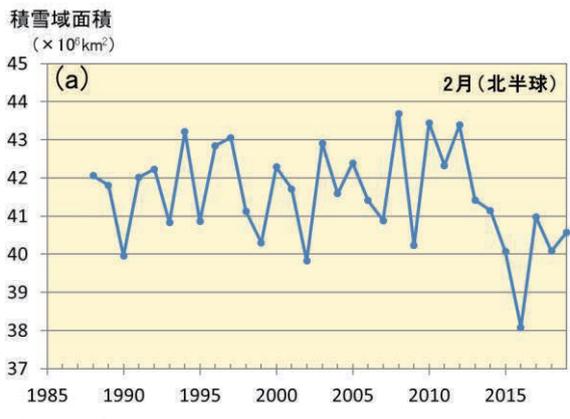


図 2.10-1 北半球（北緯 30 度以北）（(a): 2 月、(c): 11 月）及びユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）（(b): 2 月、(d): 11 月）の積雪域面積の経年変化（1988～2019 年）と 2019 年 (e) 2 月及び (f) 11 月の月積雪日数年平均偏差図

(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 1989～2010 年の平均値。

第3章 地球環境の変動⁴⁰

3.1 温室効果ガスの変動⁴¹

- 二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに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。

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）⁴²を運営し、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 3.1-1）。

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 3.1-1）。

表 3.1-1 代表的な温室効果ガスの世界平均濃度（2018 年）⁴³

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)	2018 年平均濃度	工業化以降 の増加率			
二酸化炭素	約 278 ppm	407.8 ppm	+ 47%	+2.3 ppm	+0.57%	不定
メタン	約 722 ppb	1869 ppb	+159%	+10 ppb	+0.54%	12.4
一酸化二窒素	約 270 ppb	331.1 ppb	+ 23%	+1.2 ppb	+0.36%	121

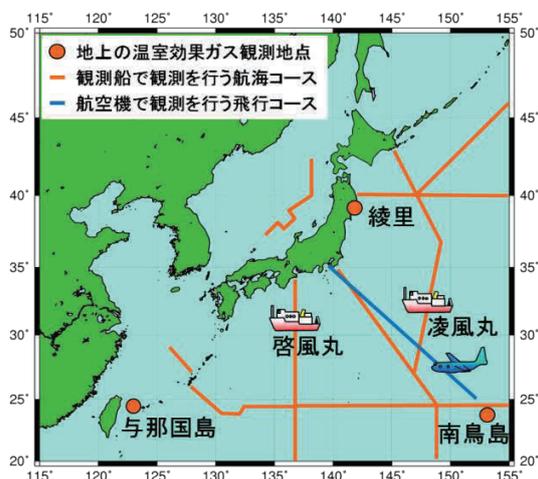


図 3.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

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。

⁴⁰ 本章では、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、2018 年までの結果を掲載している。

⁴¹ 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/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html （海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/> （大気・海洋環境観測年報）

⁴² 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/>

⁴³ 2018 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2019）を、工業化以前の濃度及び寿命については IPCC（2013）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 2018 年平均濃度の差から算出した。なお、寿命は IPCC（2013）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。

3.1.1 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 3.1-2 (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放出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによってもたらされる。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で低い(図 3.1-3)。また、季節変動は主に陸上生物圏の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が優勢となって濃度が上昇する。濃度が極大となるのは、北半球で 3~4 月頃、南半球で 9~10 月頃である。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい(図 3.1-3)。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を反映して 4 月頃に極大となる。WDCGG の解析によると 2018 年の地表付近の世界平均濃度は 407.8 ppm であり、前年からの増加量は 2.3 ppm であった(表 3.1-1)。この増加量は、最近 10 年間の平均年増加量(約 2.3 ppm)と同じであり、1990 年代の平均年増加量(約 1.5 ppm)より大きい。

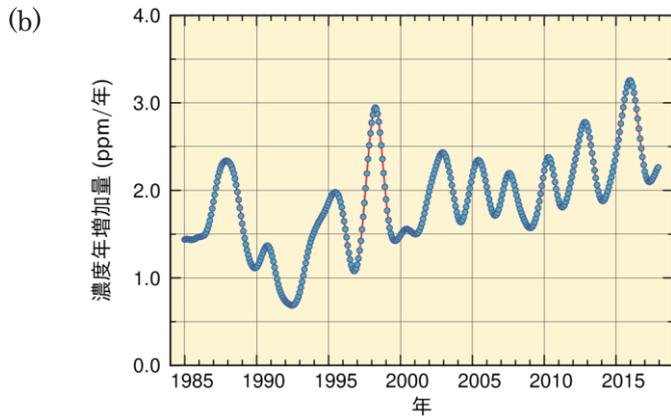
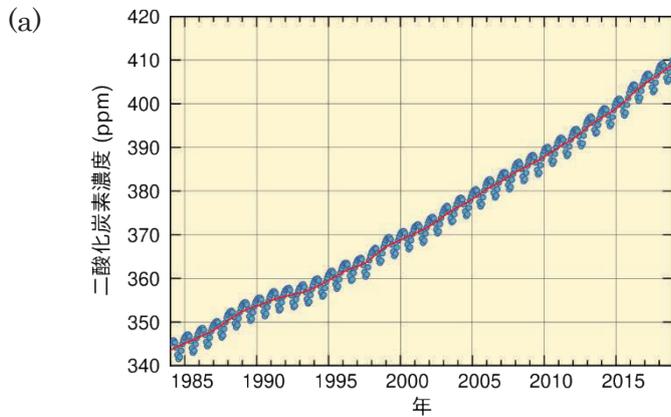


図 3.1-2 大気中の二酸化炭素の (a) 世界平均濃度と (b) 濃度年増加量

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, 2019)。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(2020)に掲載されている。

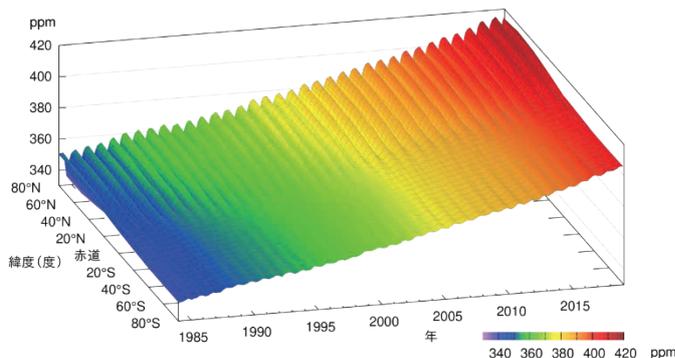


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法はWMO(2009)による。解析に使用したデータの提供元はWMO(2020)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⁴⁴ (図 3.1-2 (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放出が強まることから知られている (Keeling et al., 1995; Dettinger and Ghil, 1998)。図 3.1-4 は、人為起源放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 年の吸収量はそれぞれ年間 21 ± 11 億トン炭素、年間 18 ± 11 億トン炭素で、これは 2017 年までの 10 年間の平均 (32 ± 10 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。特に 1998 年は、陸上生物圏による正味の吸収量が 1990 年以降で最も小さく、ほぼゼロであった。例外的に、1991~1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、陸上生物圏による正味の吸収量が大きかった。これは、1991 年 6 月のピナトッポ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらし、土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている (Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999)。

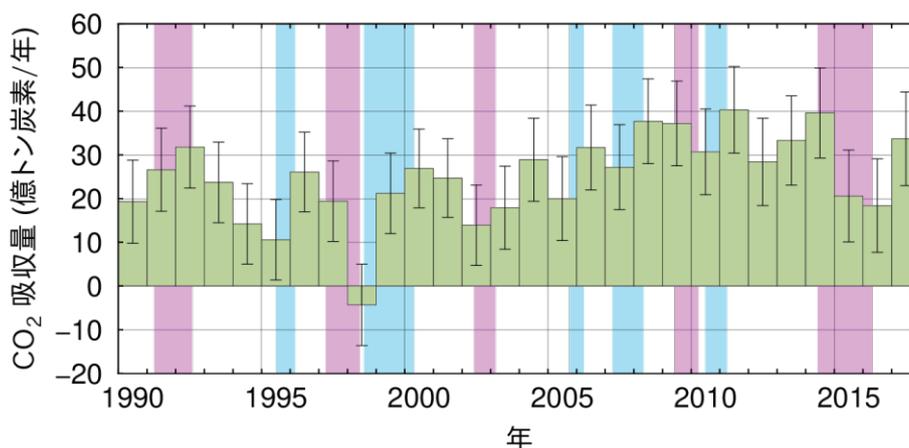


図 3.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

人為起源の放出量 (化石燃料の消費、セメント生産及び土地利用変化による放出量 (Friedlingstein et al., 2019) の合計) から、大気中増加量 (図 3.1-2 (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., 2015; 3.1.1 (3) 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 7 億トン炭素/年 (IPCC, 2013) 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。

(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 3.1-5 (a))。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では (図 3.1-1)、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。2019 年の年平均濃度

⁴⁴ 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_c1.html

は、綾里で 414.0 ppm、南鳥島で 412.2 ppm、与那国島では 414.8 ppm で、前年に比べていずれも増加し観測開始以来の最高値となった（いずれも速報値）。

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 3.1-5 (b)）。

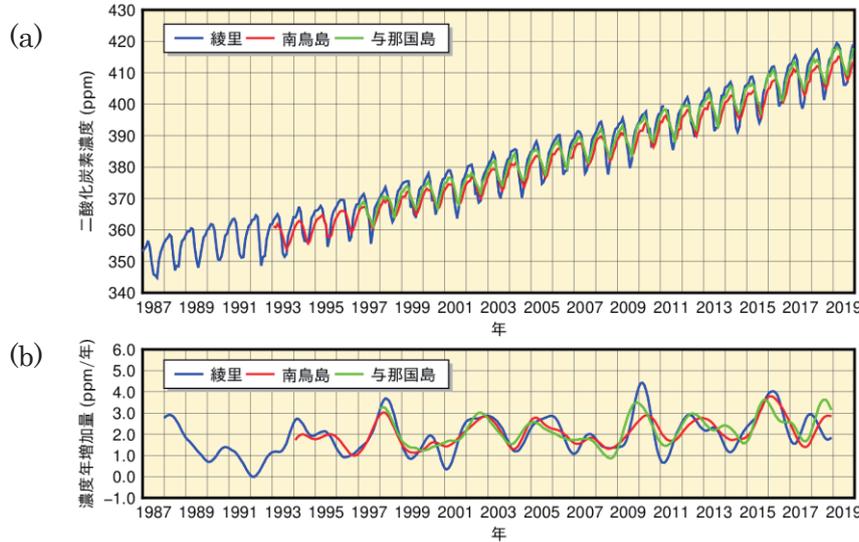


図 3.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の経年変化

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

(3) 海洋の二酸化炭素

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋（東経 137 度線上の北緯 3 ～ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 ～ 北緯 35 度）の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている（図 3.1-6、図 3.1-7）。東経 137 度線では、1983 年から 2019 年までの 37 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 $1.7\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.5 \sim 2.0\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 $1.8\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.7 \sim 1.9\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で増加している。東経 165 度線では、1996 年から 2019 年までの 24 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 $2.1\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.5 \sim 3.1\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 $2.0\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.7 \sim 2.1\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で増加している。亜熱帯域においては、表面海水中の二酸化炭素分圧は、海面水温が高くなる夏季に高く、海面水温が低くなる冬季に低いという季節変動をしており、その変動幅は東経 137 度線、東経 165 度線ともに緯度が高いほど大きくなるという特徴がある。それに対して大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を下回るため、一年を通じて平均すると海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。一方熱帯域においては、ほぼ一年を通じて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上回るため、海洋が大気中に二酸化炭素を放出している。東経 137 度線と東経 165 度線を比較すると、観測期間・観測範囲の違いによる差はみられるが、二酸化炭素分圧に大きな違いはない。ただし赤道域においては、東経 165 度線ではエルニーニョ・ラニーニャ現象の影響を受けるため、表面海水中の二酸化炭素分圧は年ごとの変動が大きい。これは赤道域の東側では海洋の下層から二酸化炭素の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ためである。

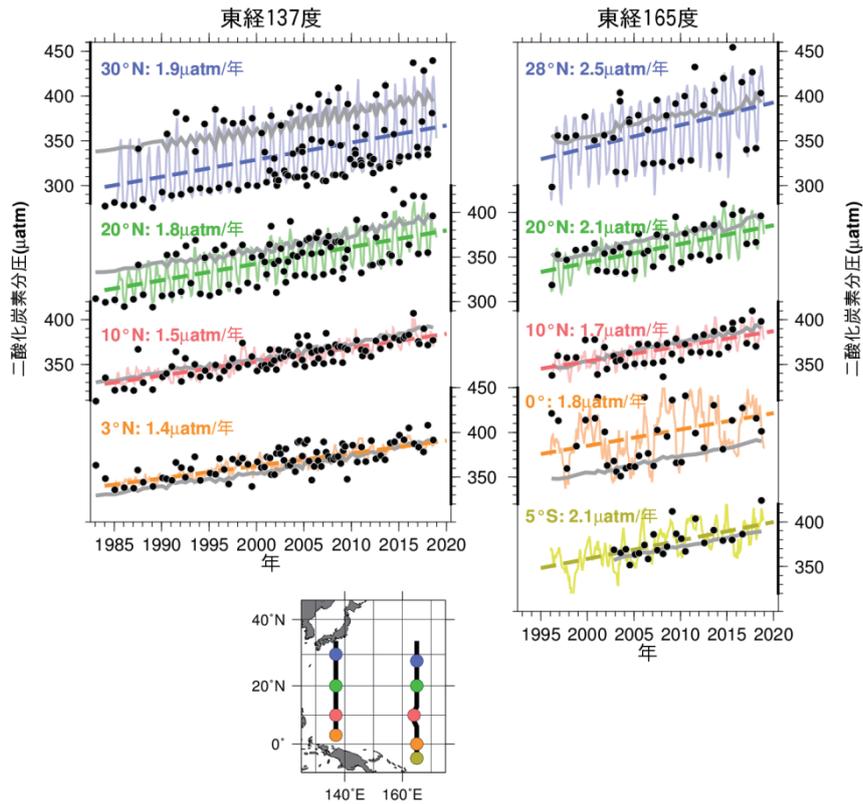


図 3.1-6 東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化⁴⁵

図は、表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値（●）およ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。

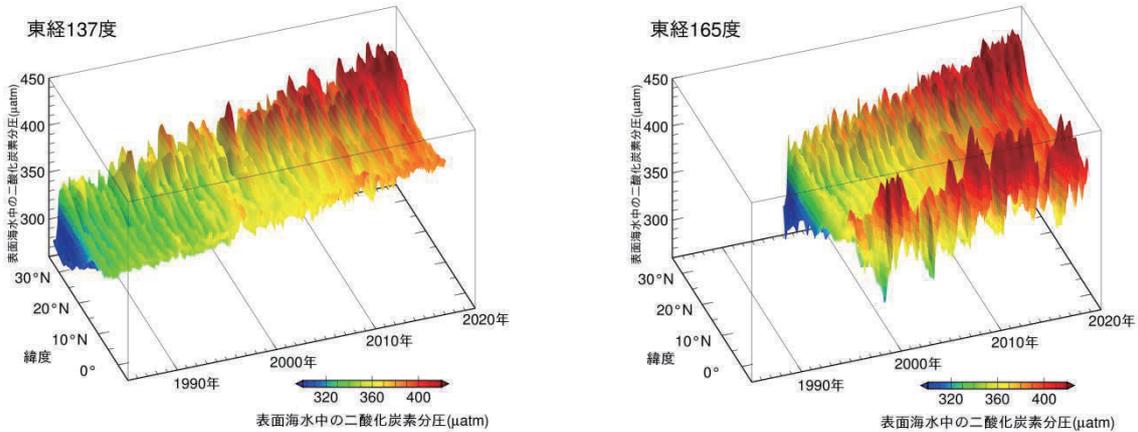


図 3.1-7 緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化⁴³

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。

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

⁴⁵ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収（北西太平洋）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaivou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html

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 (Iida et al., 2015 : 図 3.1-8)。

図 3.1-8 左図は、二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出 (赤色域) されている。それ以外の広い海域では表面海水中よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二酸化炭素を吸収 (青色域) している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。図 3.1-8 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、1990~2018年の平均で年間に20億トン炭素 (炭素の重量に換算した年間吸収量) 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7億トン炭素 (IPCC, 2013) 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 (2000年代において1年あたりおよそ90億トン炭素 (IPCC, 2013)) の約3割に相当する。また、海洋の二酸化炭素吸収量は2000年以降増加傾向にある。

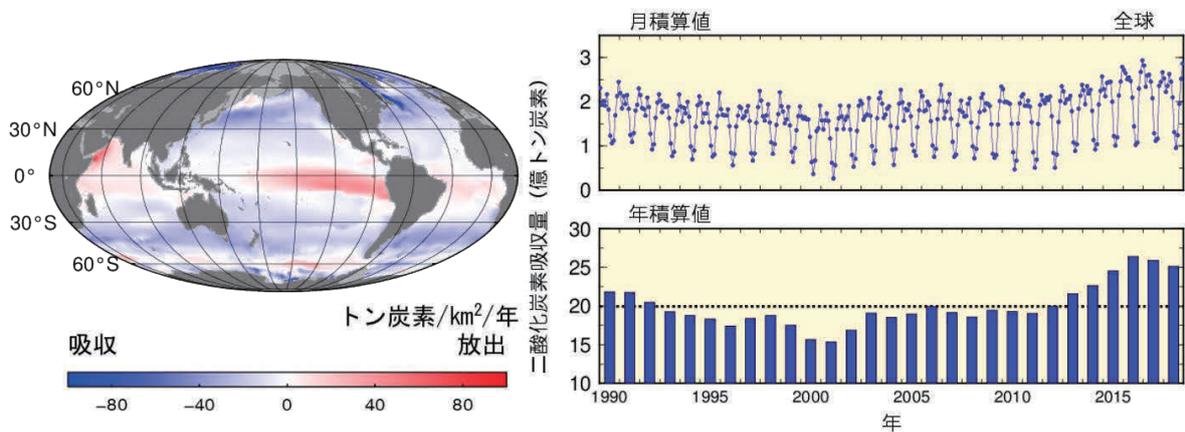


図 3.1-8 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2018 年の分布 (左図) 及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値 (1990~2018 年) (右図) ⁴⁶

左図は 2018 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 1990~2018 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。

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 3.1-9)。1990 年代以降、海面から深さ約 1200~1400 m までの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137 度及び東経 165 度で 3~12 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。

⁴⁶ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。

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

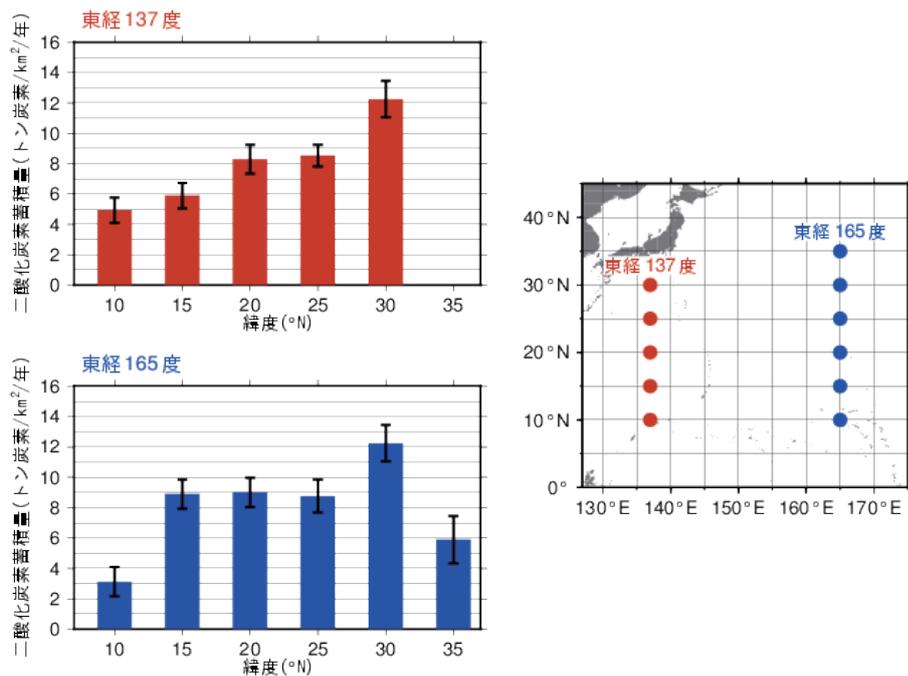


図 3.1-9 東経 137 度及び東経 165 度における緯度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量(左図)と解析対象とした海域(右図)⁴⁷
 左図中のエラーバーは、信頼区間 95% の範囲を示す。解析期間は、東経 137 度が 1994 年～2019 年、東経 165 度が 1992 年～2019 年。

(4) 海洋酸性化

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する反面、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 (Raven et al., 2005)、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 5 次評価報告書 (IPCC, 2013) では、産業革命以降 (1750 年以降) の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、現在までに全球平均の海洋表面 pH は 0.1 低下したと見積もられており、今世紀末までには更に 0.065～0.31 低下すると予測している。また、海洋に吸収された二酸化炭素は、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ蓄積し、海洋内部での酸性化も指摘されている (Doney et al., 2009)。

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋 (東経 137 度及び 165 度線) の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった (図 3.1-10、図 3.1-11、図 3.1-12)。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 2019 年までの 35 年間で 10 年あたり平均 0.018 (0.014～0.021)、東経 165 度線では 1996 年から 2019 年までの 24 年間で 10 年あたり平均 0.020 (0.014～0.030) であった。大気中及び海水中の二酸化炭素が年々増加しているために表面海水中の pH が低下していると考えられる。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 0.010～0.034 低下していた。亜熱帯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。

⁴⁷ 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html

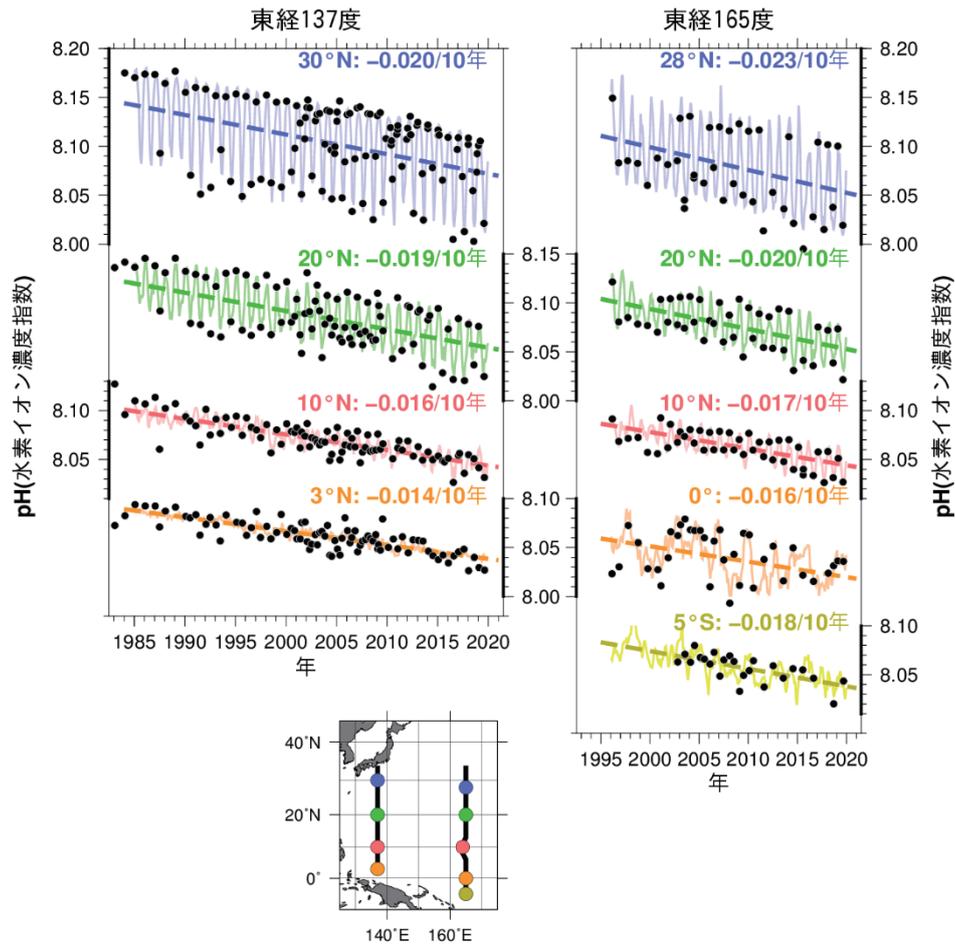


図 3.1-10 東経 137 度線 (左上図)、東経 165 度線 (右上図) の各緯度における表面海水中の水素イオン濃度指数 (pH) の長期変化⁴⁸
●黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率を示す。

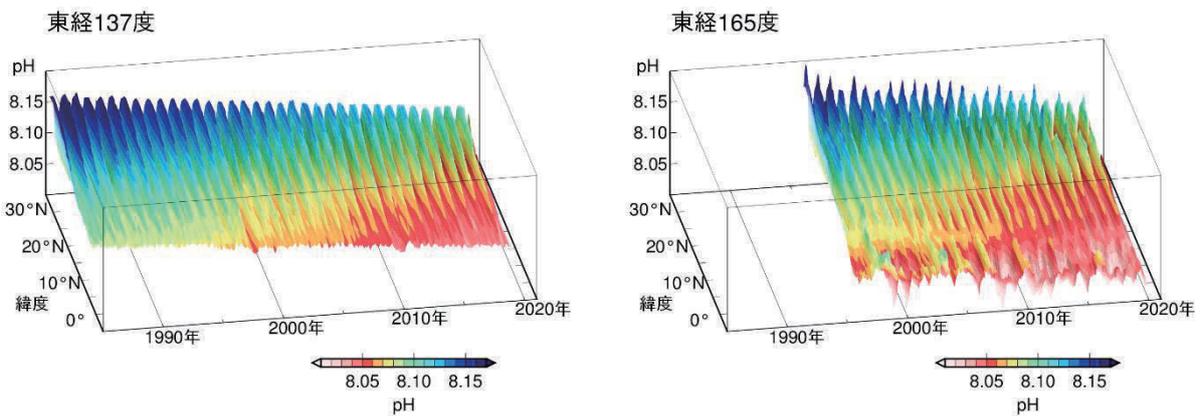


図 3.1-11 東経 137 度線 (左図)、東経 165 度線 (右図) における表面海水中の水素イオン濃度指数 (pH) の変化⁴⁹

⁴⁸ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向 (北西太平洋) について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

⁴⁹ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向 (北西太平洋) について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

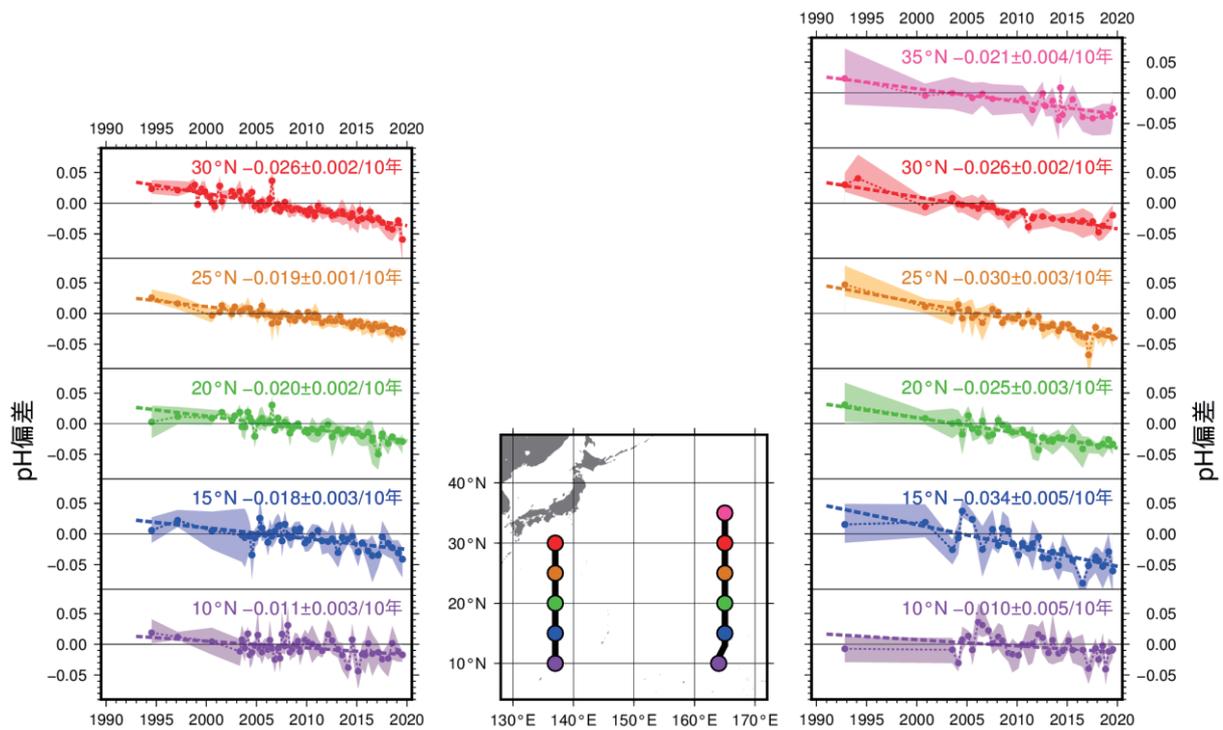


図 3.1-12 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数偏差の長期変化⁵⁰

東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における深さ約 150m から 800m の海洋内部での pH の平均年間偏差時系列を示す。平年値は 1991 年から 2010 年までの平均である。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 年当たりの変化率（減少率）を示す。

⁵⁰ 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html

(5) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011年から厚木航空基地（神奈川県綾瀬市）－南鳥島間の輸送機において、北緯約34～25度の航路上で水平飛行中の上空約6km及び南鳥島に降下中の異なる高度⁵¹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3-1.13に、水平飛行時に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）及びその平均値（青点）、また、南鳥島の地上で観測した濃度の月平均値（赤点）を示す。図中の破線は青点及び赤点の時系列データから、季節変動を取り除いた成分を示す。図が示すように、上空の二酸化炭素濃度は、地上における観測値と同様に年々増加している。ただし、破線が示すように、平均的には上空の濃度が地上の濃度よりも低い傾向にある。

図3-1.14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3-1.15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）。

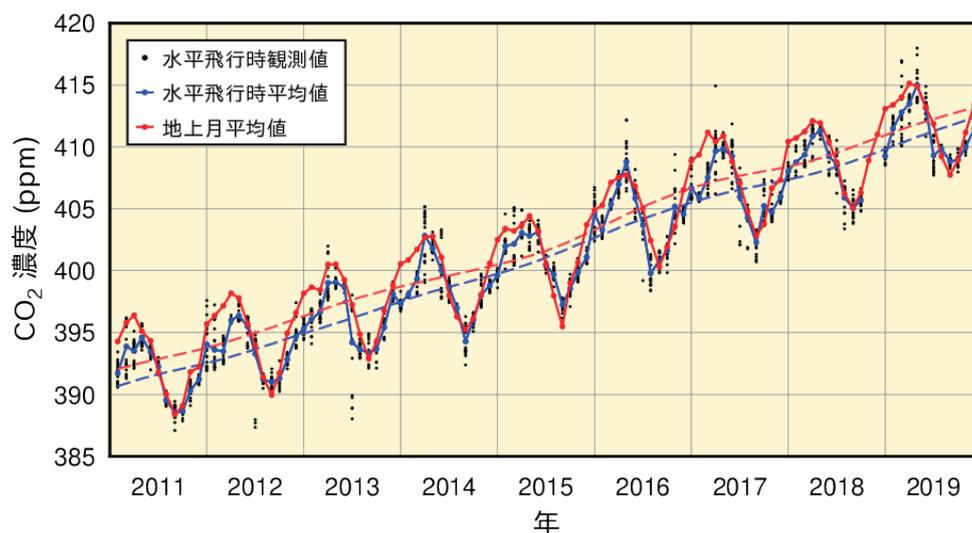


図 3.1-13 厚木航空基地－南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約6km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）とその平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）

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

⁵¹ 南鳥島からの上昇時に高度別の観測を行った例もあるが、ごく少数のため、ここではまとめて降下中と記述する。

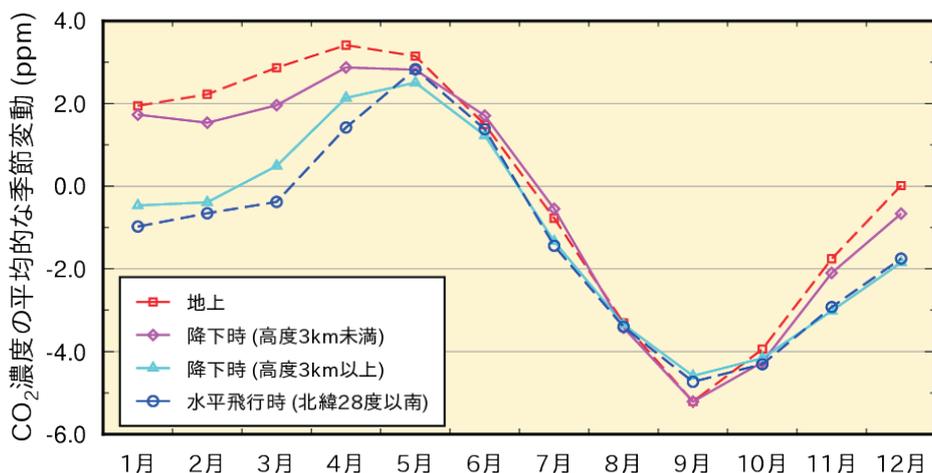


図 3.1-14 南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

地上での月平均濃度（赤色）、北緯 28 度以南を水平飛行中に採取した大気中の濃度の平均値（青色）、降下時に採取した大気中の濃度のうち高度 3km 未満（桃色）と 3km 以上（水色）それぞれに対する平均値。地上での月平均濃度について季節変動を取り除いた成分を求め（図 3.1-13 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。

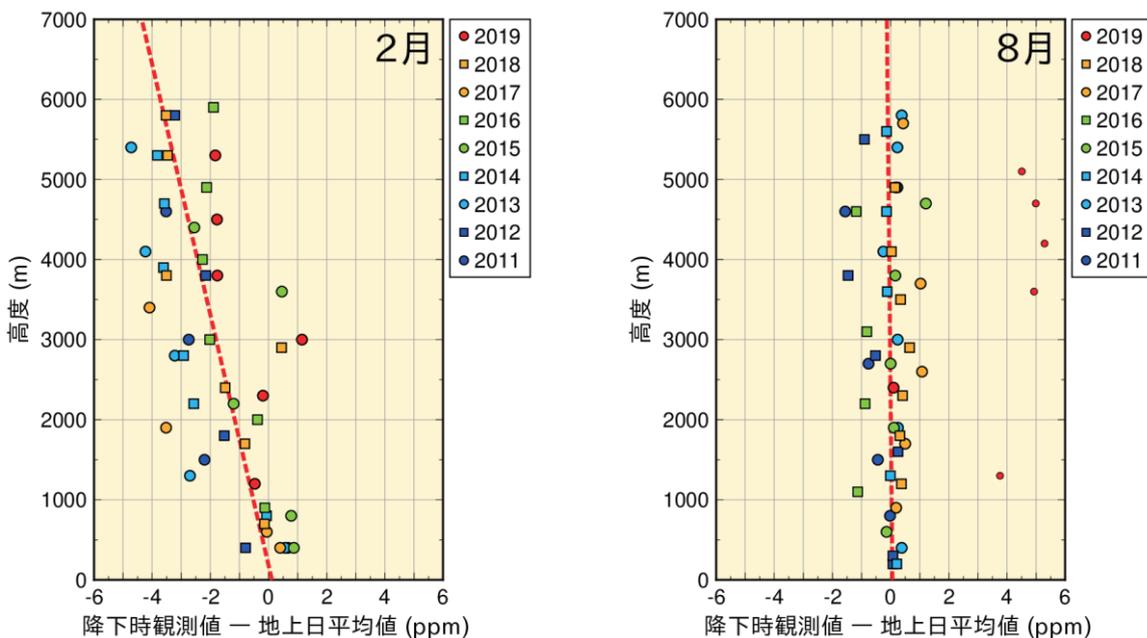


図 3.1-15 南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

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。

3.1.2 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 3.1-16 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。増加が止まった原因については、IPCC (2013) 等でいくつ

かの可能性が指摘されているが、まだ特定されていない。一方、2007年以降の増加については、熱帯の湿地及び北半球中緯度での人為起源による排出が寄与しているという見解が示されている(WMO, 2019)。WDCGGの解析では2018年の世界平均濃度は1869 ppbで、1984年以降で最高値となった(表 3.1-1)。

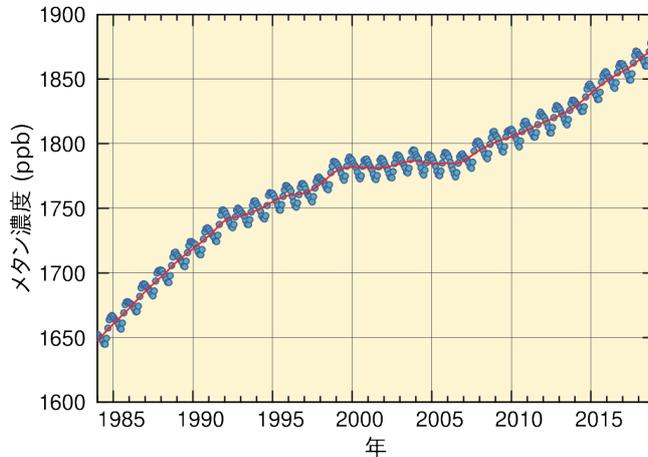


図 3.1-16 大気中のメタンの世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度(青丸)と、季節変動成分を除いた濃度(赤線)を示す(WMO, 2019)。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2020) に掲載されている。

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⁵²と反応し消滅するためである。また、夏季には紫外線が強く水蒸気濃度が高くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子が両半球でみられる(図 3.1-17)。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化時代以降に著しく(159%増)、二酸化炭素の増加率(47%増)をはるかに上回っている(表 3.1-1)。これは、自然界での放出に対して、人間活動による排出が相対的に大きいと考えられる。一方で、その変動の要因については、人間活動に伴う排出や陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部分が残されている。今後、世界規模での観測の充実が期待されている。

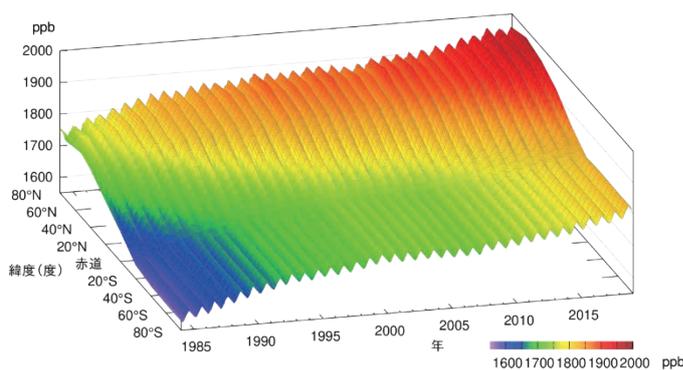


図 3.1-17 緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2020) に掲載されている。

(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 3.1-18 (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

⁵² 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。

の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島は、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団に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。2019 年の年平均濃度は、綾里で 1954 ppb、南鳥島で 1902 ppb、与那国島では 1928 ppb で、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった（いずれも速報値）。

大気中のメタンの濃度年増加量の経年変化（図 3.1-18 (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。

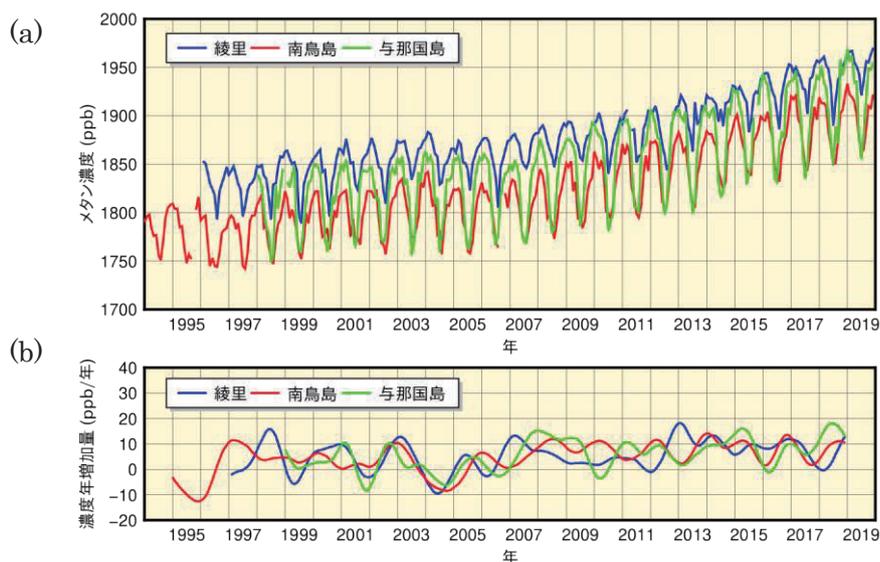


図 3.1-18 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の経年変化

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

3.1.3 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 3.1-19 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2018 年の世界平均濃度は 331.1 ppb であった。これは、工業化以前 (1750 年当初) の平均的な値とされる 270 ppb と比べ 23% の増加である (表 3.1-1)。一酸化二窒素は大気中の寿命が 121 年と長いために、濃度の季節変動は、二酸化炭素やメタンほど顕著には見られない。また、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差も二酸化炭素やメタンほど顕著に見られないが、人為起源の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い (図 3.1-20)。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している (図 3.1-21)。2019 年の年平均濃度は 333.8 ppb (速報値) であった。

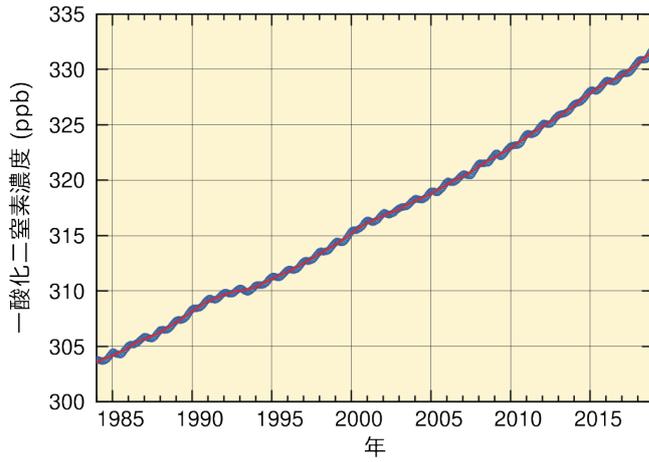


図 3.1-19 大気中の一酸化二窒素の世界平均濃度

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, 2019）。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（2020）に掲載されている。

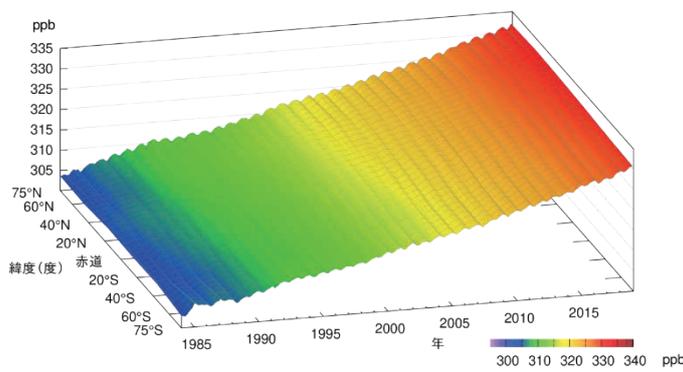


図 3.1-20 緯度帯別の大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2020）に掲載されている。

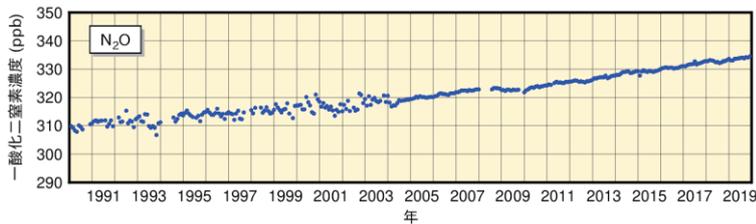


図 3.1-21 綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化

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

3.2 オゾン層と紫外線の変動⁵³

- オゾン全量は、1980年代から1990年代前半にかけて大きく減少し、その後はわずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている。
- 南極のオゾンホールは、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降、拡大傾向はみられず、2000年以降では統計的に有意な縮小傾向を示している。
- 国内3地点（札幌、つくば、那覇）全てで、観測を開始した1990年代初めに比べ、近年の红斑紫外線量は増加している。つくばでは、観測を開始した1990年から10年あたり4.3%増加した。
- オゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類（CFC類）の大気中濃度は、減少傾向にある。

気象庁では、「特定物質等の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」第二十二条第一項⁵⁴に基づき、国内3地点（札幌、つくば、那覇）及び南極昭和基地においてオゾン層観測を実施し、つくば、南極昭和基地において、紫外域日射観測（紫外線観測）を実施している（図3.2-1）。

また、綾里においてオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類の大気中濃度を観測している。

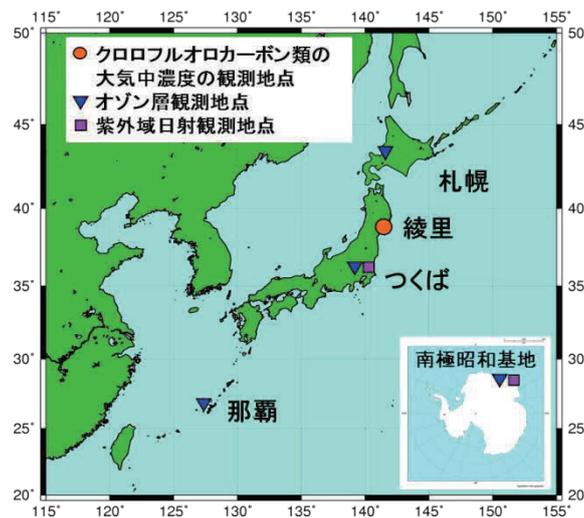


図3.2-1 気象庁におけるオゾン層・紫外線の観測網（2019年12月31日現在）

3.2.1 世界と日本におけるオゾン層

(1) 世界全体のオゾン層

世界のオゾン全量は、1980年代から1990年代前半にかけて大きく減少した。その後、1990年代半ば以降はほぼ変化がないかわずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている（図3.2-2）。地上観測データの全球解析が可能な最近5年間（2014～2018年）の平均値は、1994～2008年（世界平均のオゾン量の減少傾向がとまり、少ない状態で安定していた期間）と比較するとわずかに増加がみられるが、オゾン層破壊が進む前の値（1970～1980年平均）と比較すると、まだ3%ほど低い。

オゾン層破壊の原因となる対流圏の塩素量は、1980年代に急速に増加した後、1990年代半ば以

⁵³ 気象庁ホームページでは、気象庁で実施した観測データ等を用いたオゾン層及び紫外線に関する解析結果を「オゾン層・紫外線の年のまとめ」として、毎年公表している。

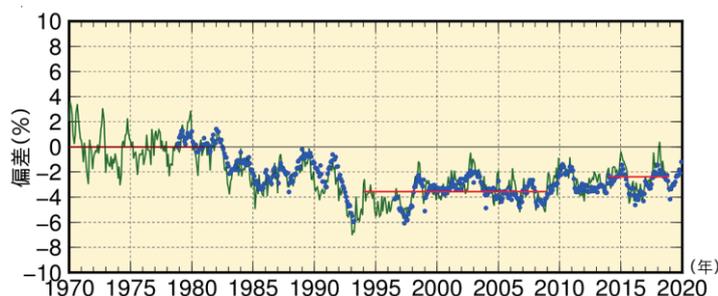
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/diag_o3uv.html

⁵⁴ 「特定物質等の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」（昭和六十三年法律第五十三号）

第二十二条 気象庁長官は、オゾン層の状況並びに大気中における特定物質の濃度の状況を観測し、その成果を公表するものとする。

降はほとんど変化していないか緩やかに減少している(3.2.3節参照)。世界気象機関(WMO)と国連環境計画(UNEP)による「オゾン層破壊の科学アセスメント:2018」(WMO,2018a)では、モントリオール議定書の下に実施された施策により対流圏及び成層圏のオゾン層破壊物質が減少し、2000年以降、成層圏上部ではオゾン層の回復が始まっていると評価されている。

図 3.2-2 世界のオゾン全量の偏差(%)の経年変化



実線(緑)は世界の地上観測による月平均オゾン全量の偏差(%)で、実線(赤)はその1970~1980年の平均値、参照値期間(1994~2008年)の平均値、及び全球解析が可能な最近5年間(2014~2018年)の平均値。●印は衛星観測データ(北緯70度~南緯70度)の月平均オゾン全量偏差(%)。地上観測及び衛星観測データは共に季節変動成分を除去している。使用した地上観測点数は114地点(北半球91地点、南半球23地点)、偏差の基準は1970~1980年の平均値で衛星観測も地上観測の基準に合わせて補正している。

(2) 南極域上空のオゾンホール⁵⁵

2019年のオゾンホールは、大規模なオゾンホールが継続してみられるようになった1990年以降で最大面積が最も小さく、消滅が最も早くなった。南極域上空の気温が高く推移したことなど、気象状況が主な要因とみられる。(図3.2-3及び図3.2-4、詳細はトピックスⅢ「2019年の南極オゾンホールの最大面積が1990年以降最小」を参照)。オゾンホールの年最大面積は、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降では拡大傾向はみられなくなり、さらに2000年以降では、統計的に有意な縮小傾向を示している。

年毎の南極オゾンホールの規模は、気象状況により変動するが、長期的には成層圏のオゾン層破壊物質の総量に従って変化する。「オゾン層破壊の科学アセスメント:2018」(WMO,2018a)では、今後、南極オゾンホールは次第に縮小し、(南極オゾンホールが発生する)春季の南極域のオゾン全量が1980年の量まで回復するのは、2060年代になると予測している。

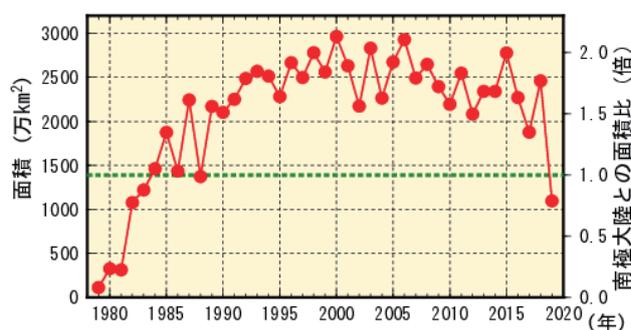


図 3.2-3 南極オゾンホールの面積の経年変化

南極オゾンホールの面積(南緯45度以南のオゾン全量が220 m atm·cm以下の領域の面積)の推移。1979年以降の年最大値の経年変化。なお、南極大陸の面積(1390万 km²)を緑破線で示す。米国航空宇宙局(NASA)提供の衛星データを基に作成。

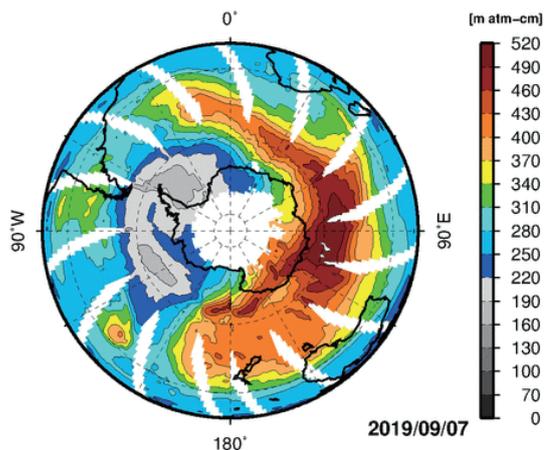


図 3.2-4 オゾンホール面積が年最大を記録した2019年9月7日のオゾン全量の南半球分布

灰色の部分、オゾンホールの目安となる220 m atm·cm以下の領域。白色の部分、観測値が得られなかった領域。米国航空宇宙局(NASA)提供の衛星データを基に作成。

⁵⁵ 「オゾンホール」については巻末の用語一覧を参照。

(3) 日本上空のオゾン層

国内のオゾン全量は、札幌とつくばでは1980年代から1990年代半ばまで減少した後、緩やかな増加傾向がみられる(図3.2-5)。また、那覇のオゾン全量は、1990年代半ば以降緩やかな増加傾向がみられるが、近年はやや少なくなっている。

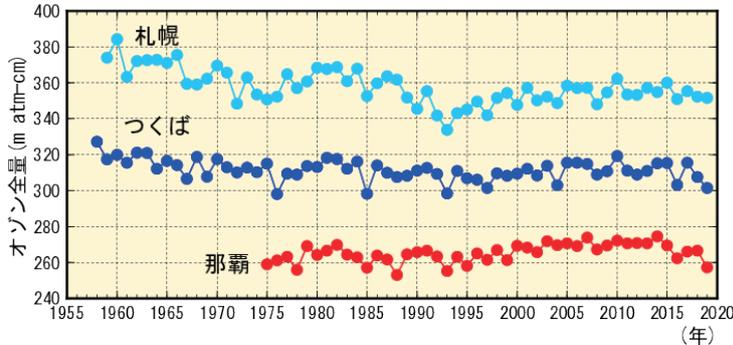


図3.2-5 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

札幌、つくば、那覇におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。気象庁におけるオゾン観測は、1957年につくばで開始し、現在は国内3地点(札幌、つくば、那覇)及び南極昭和基地で実施している。

3.2.2 日本における紫外線

国内の红斑紫外線量⁵⁶年積算値をみると、国内3地点(札幌、つくば、那覇)全てで、観測を開始した1990年代初めに比べ、近年の红斑紫外線量は増加している(図3.2-6)。つくばでは、観測を開始した1990年から10年あたり4.3%増加した。増加の特徴として、札幌では、1990年代半ばから2000年代に顕著な増加がみられ、つくばでは1990年代に顕著な増加がみられる。那覇では1990年代は増加傾向がみられたが、2000年代は変化傾向がみられなかった。

国内3地点における红斑紫外線量の増加はオゾン全量の状況(図3.2-5)から説明することができず、エアロゾルの減少等の影響が要因として考えられる(UNEP, 2018)。

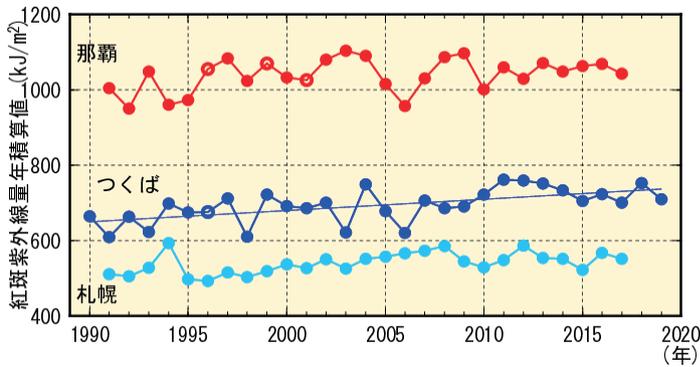


図3.2-6 红斑紫外線量年積算値の経年変化

札幌、つくば、那覇における红斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値(●及び○印)は、月平均値に月日数をかけて12か月分を積算して算出する。○印は、月平均値が資料不足値(1か月の日別観測数が20日未満)となる月が含まれることを示す。つくばの直線は年積算値の回帰直線であり、統計的に有意な増加傾向を示す。*札幌、那覇は2018年1月をもって、紫外線観測を終了した。

3.2.3 世界と日本におけるオゾン層破壊物質

クロロフルオロカーボン類(CFC-11、CFC-12、CFC-113など、塩素等ハロゲン元素を含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下CFC類と表記。)は成層圏オゾンを破壊する物質であり、1987年に採択され、1989年に発効した「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている。

また、ハロカーボン類は温室効果ガスであり、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。

⁵⁶ 「红斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

(1) 世界のオゾン層破壊物質

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 3.2-7）。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ている。その要因として、CFC-11 の全球排出量が増加している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ている（WMO, 2018a; WMO, 2018b; Montzka et al., 2018; Rigby et al., 2019）。

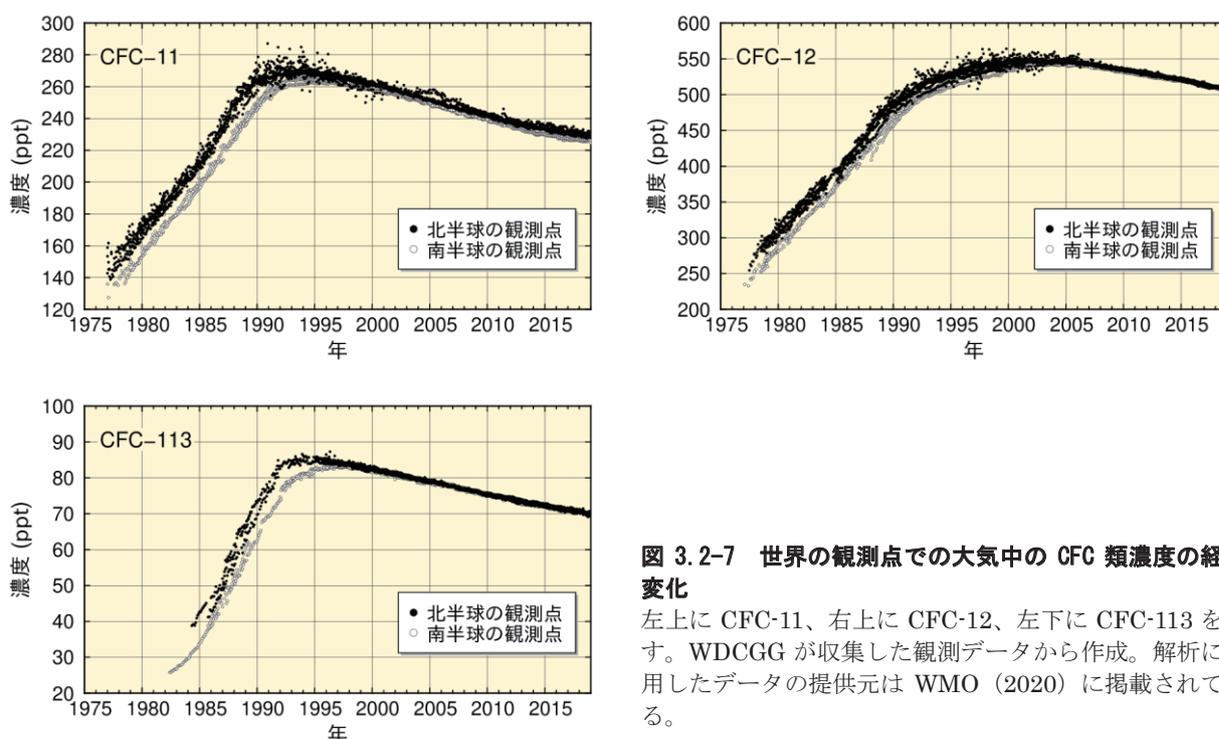


図 3.2-7 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化

左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO (2020) に掲載されている。

(2) 日本のオゾン層破壊物質

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 3.2-8）。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。

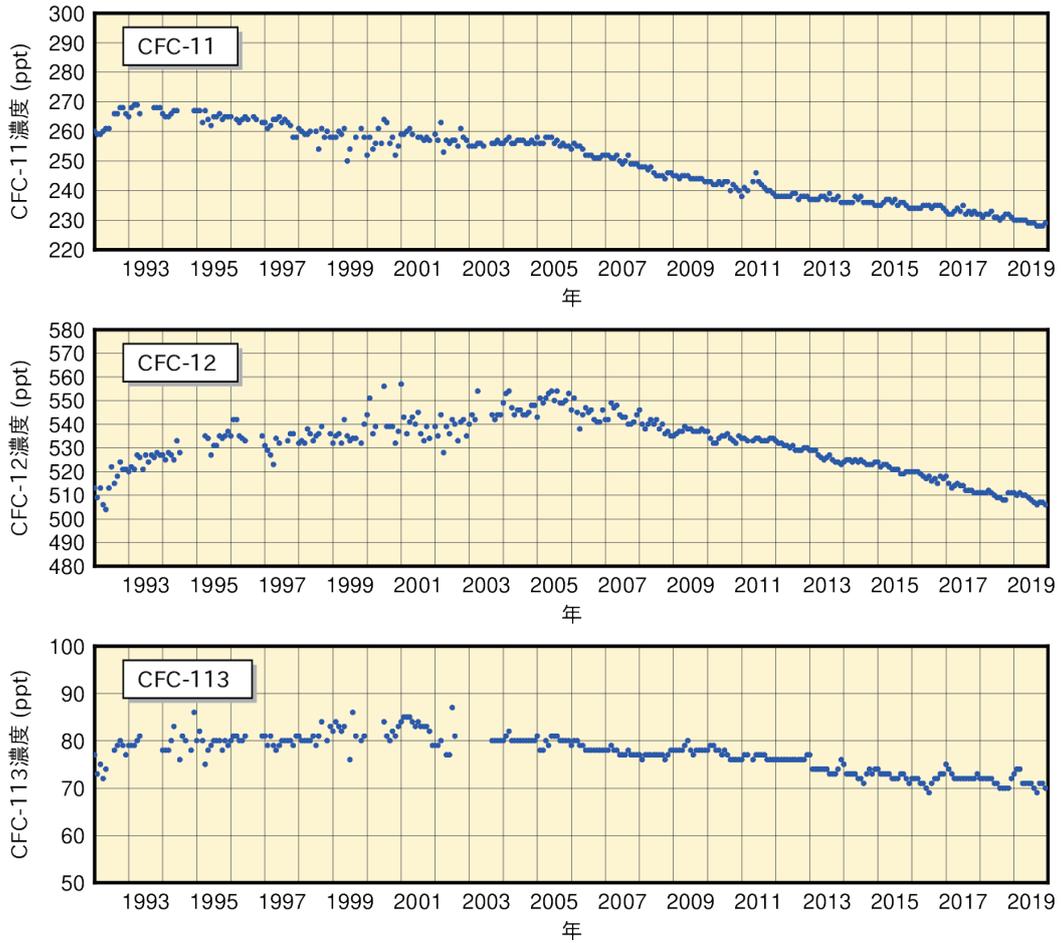


図 3.2-8 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化

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

3.3 日本におけるエアロゾル⁵⁷と地上放射の変動

- 地球規模で大きな影響を与えるような大規模な火山噴火は、1991年のピナトゥボ火山噴火以降は発生していないため、日本におけるエアロゾル等による大気混濁係数のバックグラウンド値は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 2019年の黄砂観測日数は8日、黄砂観測のべ日数は16日だった。

3.3.1 エアロゾル

国内の直達日射量⁵⁸観測により得られる大気混濁係数⁵⁹から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エアロゾルの影響が明瞭に確認できる(図3.3-1)。1963年から数年継続しているやや高い値、1982～1983年と1991～1993年にみられる極大は、それぞれ1963年2～5月のアグン火山噴火(インドネシア)、1982年3～4月のエルチチョン火山噴火(メキシコ)、1991年6月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)によって火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は大規模な火山噴火が発生していないため、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

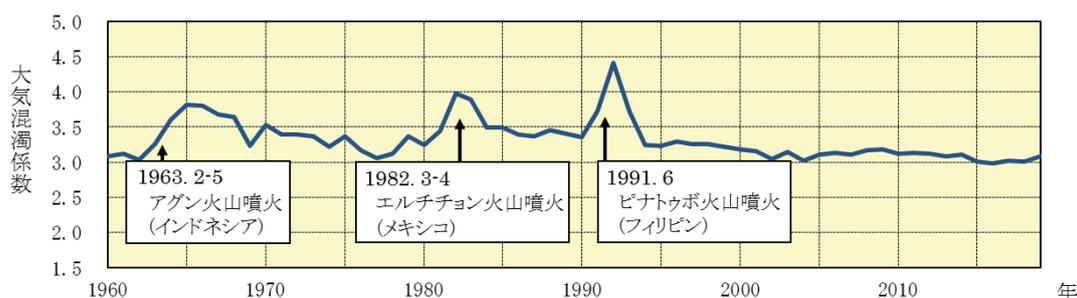


図 3.3-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化 (1960～2018年)

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(札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島)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。

3.3.2 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(2020年7月1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。2019年の黄砂観測日数(国内の気象台のいずれかで黄砂現象を観測した日数。同じ日に何地点で観測しても1日として数える。)は8日(図3.3-2)、黄砂観測のべ日数(国内のそれぞれの気象台で黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば5地点で黄砂が観測された場合には5日として数える。)は16日(図3.3-3)であった。

1967～2019年の統計期間では、黄砂観測日数には変化傾向は見られないが、黄砂観測のべ日数

⁵⁷ 「エアロゾル」については巻末の用語一覧を参照。

気象庁ホームページでは、エアロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

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

<https://www.jma.go.jp/jp/kosa/> (黄砂情報(実況図))

<https://www.jma.go.jp/jp/kosafcst/index.html> (黄砂情報(予測図))

⁵⁸ 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。

⁵⁹ 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、値が大きいくほど大気を濁す物質が多いことを示す。

は増加傾向が現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）。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。

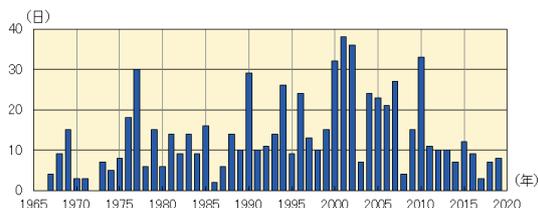


図 3.3-2 日本における年別の黄砂観測日数（1967～2019年、現在（2020年7月1日）まで観測を継続している国内11地点）

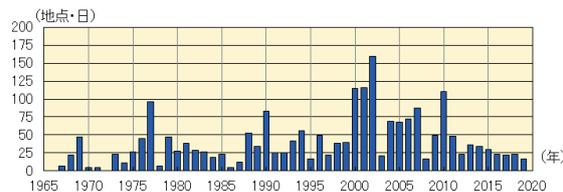


図 3.3-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数（1967～2019年、現在（2020年7月1日）まで観測を継続している国内11地点）

3.3.3 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⁶⁰を国内5地点（札幌・つくば・福岡・石垣島・南鳥島）で行っている（図 3.3-4）。

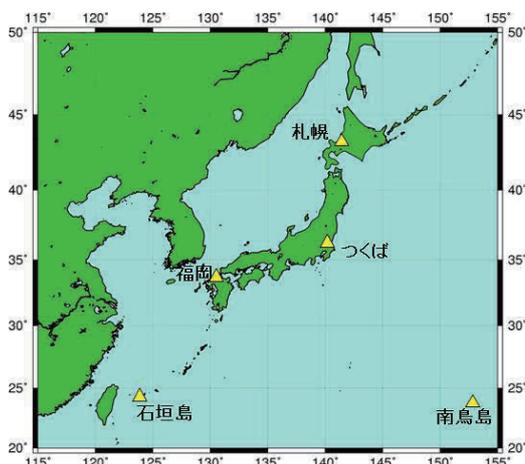


図 3.3-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点

日本国内では札幌、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年頃にかけて急激に減少し、1990年頃から2000年代初めにかけて急激に増加し、その後は大きな変化は見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している（図 3.3-5）。

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急激な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

⁶⁰ 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射（赤外線）である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・炭酸ガス等からその絶対温度の4乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

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急激な増加には、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)。

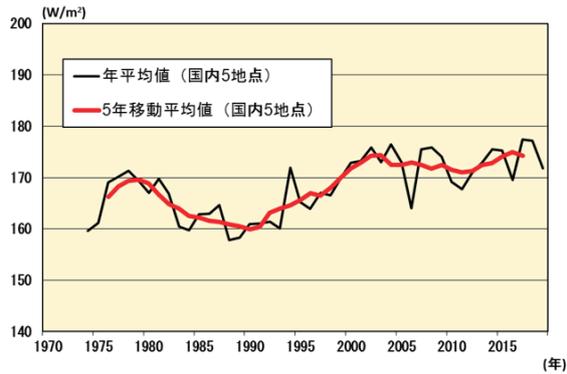


図 3.3-5 全天日射量の経年変化

国内5地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）で平均した全天日射量（直達日射と散乱日射の和）の年平均値（黒線）および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（つくばのみ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（つくばのみ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。また、2019年の平均値は、障害に伴う欠測のため、札幌の9月の月平均値を用いずに算出した。

(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、1993～2018年の期間に1年あたり約 0.3 W/m^2 の割合で増加している (図 3.3-6)。これは、全世界の基準地上放射観測網 (BSRN) 20観測地点の解析結果 (1992～2009年において、年 0.3 W/m^2 の割合で増加) と整合している (WCRP, 2010)。

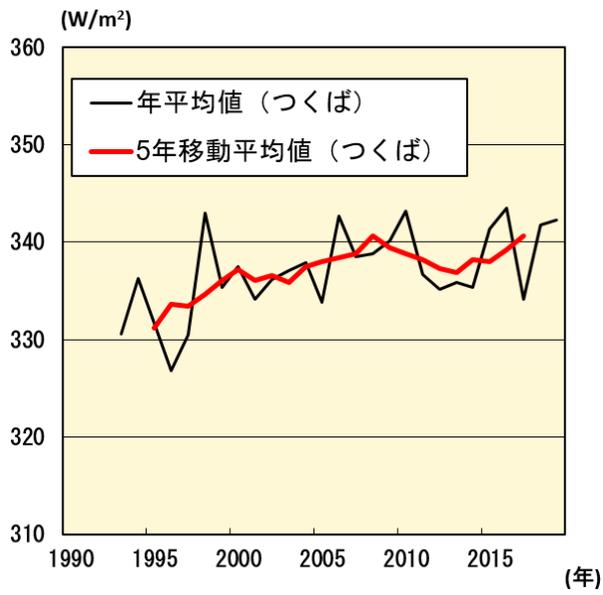


図 3.3-6 下向き赤外放射量の経年変化

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

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%の信頼度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。

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

なお、この統計的検定にあたっては次のような手法により検定している。

(1) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できる場合

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

(2) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できない場合

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

統計的検定では、原理的に、「統計的に有意」と判定されてもその結果が誤りである可能性が常に存在する。「信頼度水準 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（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、各国の科学者や専門家による評価を行い、報告書としてとりまとめている。その報告書の内容は、地球温暖化に関する条約交渉などにおいて、様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用されている。

異常気象

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

エアロゾル

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出される煤煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エアロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が $2.5\mu\text{m}$ 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質（PM2.5）という。PM2.5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。

オゾン層及び紫外線に関する用語

オゾン全量：地表から大気圏上端までの気柱に含まれる全てのオゾンを積算した量。仮に大気中のオゾンを全て1気圧、 0°C として地表に集めたときに、オゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位で測り、この数値を1000倍したもので、単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ （ミリアトムセンチメートル）又はDU（Dobson Unit：ドブソン単位）である。地球全体の平均的なオゾン全量は約 $300\text{ m atm}\cdot\text{cm}$ で、これは地表で約3mmの厚さに相当する。

オゾン層破壊物質：成層圏オゾンを破壊する物質であり、通常、「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」によりその生産等が規制されている物質を指す。主要なものとして、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、臭化メチルなどがある。また、これらのオゾン層破壊物質は温室効果ガスでもある。

オゾンホール：南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴のあいたような状態であることからその名が付けられた。南半球の冬季から春季にあたる8～9月頃発生、急速に発達し、11～12月頃に消滅するという季節変動をする。1980年代初めからこのような現象が観測されている。なお、オゾンホール面積は、南緯45度以南におけるオゾン全量が220DU以下の領域面積として算出している。

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」。

紅斑（こうはん）紫外線量：太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びると、皮膚が赤くなる（紅斑）などの変化が起きる。これが長年にわたって繰り返されると、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。紅斑紫外線量は、人体に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量である。

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、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, 2013）。

メタン：二酸化炭素について地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスである。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（畜牛、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, 2019）。メタンは、主に大気中のOHラジカル（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失する。

一酸化二窒素：1分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約300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121年と長い気体である。大気中への放出は海洋や土壌などの自然起源のものと、窒素肥料の使用や工業活動などによる人為起源のものがあり、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。

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。

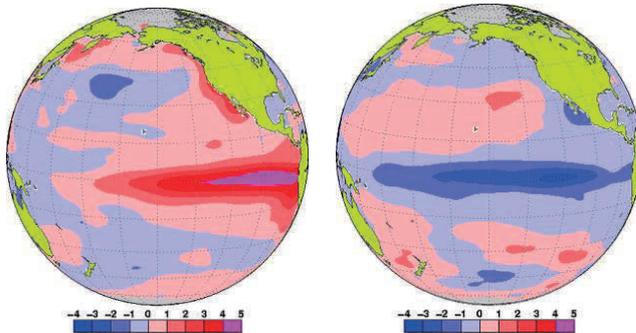
気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯5度～南緯5度、西経150度～西経90度；図A中のNINO.3の領域）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの30年間の各月の平均値）との差の5か月移動平均値が、6か月以上続けて $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上/ -0.5°C 以下となった場合をエルニーニョ／ラニーニャ現象としている。

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 34.0 以下の領域がこれにあたる。

気候変動

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

極端現象

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

黄砂

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

人為起源

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

長期変化傾向

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

平年値

その地点での気候を表す値で、その時々々の気象（気温、降水量、日照時間など）や天候（冷夏、暖冬、少雨、多雨）を評価する基準として利用される。気象庁では 30 年間の平均値を用い（現在は 1981～2010 年の平均）、西暦年の 1 位の数字が 1 になる 10 年ごとに更新している。

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

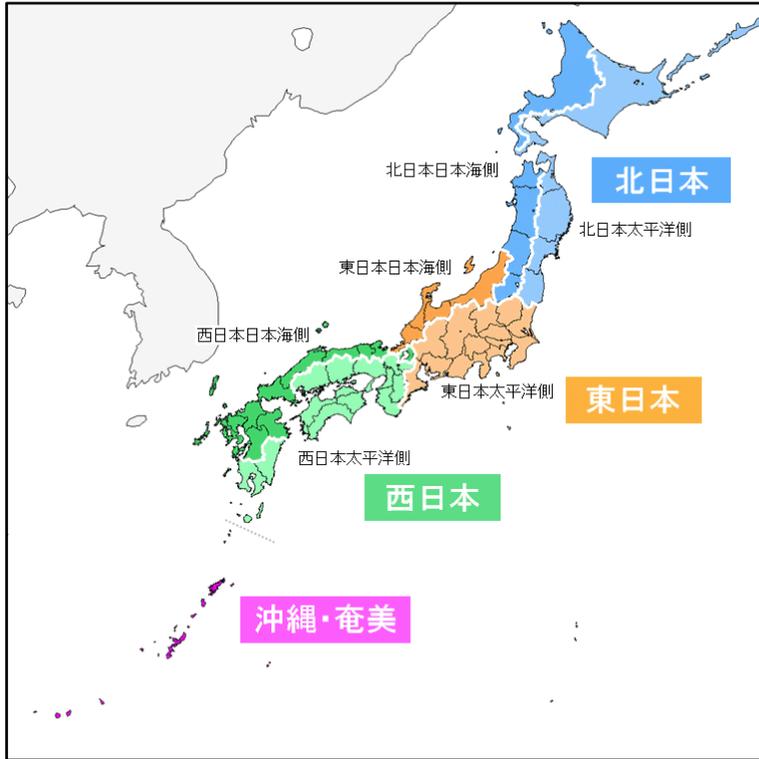
季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、

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。

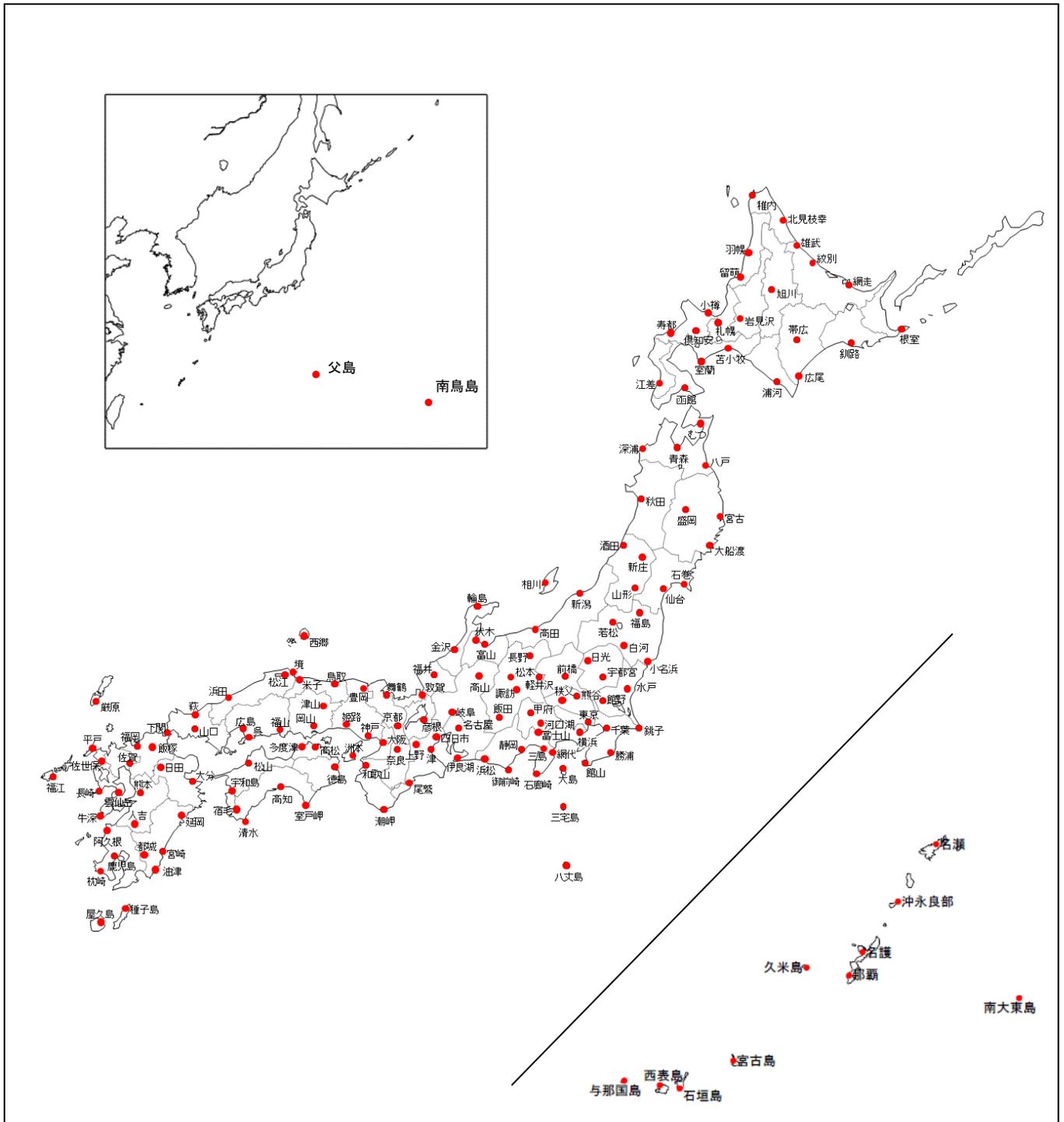
これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。

(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】

【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.

Kobayashi et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 93, 5-48.

【第2章】

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. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. *Int. J. of Climatology*, 25, 865-879.

Ishii, M., Y. Fukuda, H. Hirahara, S. Yasui, T. Suzuki, and K. Sato, 2017: Accuracy of Global Upper Ocean Heat Content Estimation Expected from Present Observational Data Sets. *SOLA*, Vol. 13, 163-167, doi:10.2151/sola.2017-030.

Johnson, G. C., J. M. Lyman, T. Boyer, L. Cheng, C. M. Domingues, J. Gilson, M. Ishii, R. E. Killick, D. Monselesan, S. G. Purkey, and S. E. Wijffels, 2019: Ocean heat content. [in "State of the Climate in 2018"]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 100 (9), S74-S77, doi:10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.I.

Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, 58, 35–44, doi: 10.1023/A:1015820616384.

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.

【第3章】

Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO₂ and climate. *Tellus*, 50B, 1–24.

Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: The other CO₂

- problem, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 1, 169–192, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834.
- Friedlingstein, P., et al., 2019: Global Carbon Budget 2019, *Earth Syst. Sci. Data*, 11, 1783–1838, doi:10.5194/essd-11-1783-2019.
- Iida Y., et al., 2015: Trends in $p\text{CO}_2$ and sea-air CO_2 flux over the global open oceans for the last two decades. *J. Oceanogr.* doi:10.1007/s10872-015-0306-4.
- 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.
- Keeling, C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375, 666–670.
- Keeling, R. F., S. C. Piper, and M. Heinmann, 1996: Global and hemispheric CO_2 sinks deduced from changes in atmospheric O_2 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.
- 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.
- Niwa, Y., et al., 2014: Seasonal Variations of CO_2 , CH_4 , N_2O 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.
- Raven, J., et al., 2005: *Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05.* The Royal Society, London, UK, 60 pp.
- Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey, and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO_2 , $\delta^{13}\text{C}$ and O_2/N_2 observations. *Tellus*, 51B, 213–232.
- Rigby, M., et al., 2019: Increase in CFC-11 emissions from eastern China based on atmospheric observations, *Nature*, 569, 546–550, doi:10.1038/s41586-019-1193-4.
- Saito, T., et al., 2015: Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2014GL062814.
- Sweeney, C., et al., 2015: Seasonal climatology of CO_2 across North America from aircraft measurements in the NOAA/ESRL Global Greenhouse Gas Reference Network, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 5155–5190, doi:10.1002/2014JD022591.
- Tsuboi, K., et al., 2013: Evaluation of a new JMA aircraft flask sampling system and laboratory trace gas analysis system. *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 1257–1270, doi:10.5194/amt-6-1257-2013.
- Umezawa, T., et al., 2018: Seasonal evaluation of tropospheric CO_2 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.
- UNEP, 2018: *Environmental effects and interactions of stratospheric ozone depletion*, UV

- radiation, and climate change: 2018assessmentreport.
- 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, 2019: *WMO Greenhouse Gas Bulletin*, 15.
(英語版) <https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html>
(日本語訳) https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html
- WMO, 2020: *WMO WDCGG DATA SUMMARY*, WDCGG No.44, *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)

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、下記先生方の協力を得た。

- 鬼頭 昭雄 一般財団法人 気象業務支援センター
研究推進部 研究員
- 須賀 利雄 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科 教授
- 藤部 文昭 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 地球環境研究センター
大気・海洋モニタリング推進室 室長
- 渡部 雅浩 国立大学法人 東京大学 大気海洋研究所 教授

(敬称略)

地球環境・海洋に関する情報リスト

ジャンル	名称	開始年 報告頻度	概要
観測・監視	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。英語版を「Climate Change Monitoring Report」として提供している。
	海洋の健康診断表 定期診断表 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html	平成 17 (2005) 年 より随時	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。
	オゾン層・紫外線年のまとめ https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/annualreport_o3uv.html	平成 23 (2011) 年 より毎年	その年のオゾン層と紫外線についての観測・解析情報を提供するもの。
	WMO 温室効果ガス年報の和訳 https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdceg/wdceg_bulletin.html	平成 18 (2006) 年 より毎年	世界の温室効果ガスの状況を示す「WMO Greenhouse Gas Bulletin」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。
予測・見解	異常気象レポート https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/climate_change/index.html	昭和 49 (1974) 年 よりおよそ 5 年毎	我が国や世界の異常気象、地球温暖化などの気候変動及びその他の地球環境の変化や現状・見通しについての気象庁の見解を示すもの。
	地球温暖化予測情報 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/index.html	平成 8 (1996) 年 よりおよそ 3 年毎	我が国における地球温暖化予測に関する気象庁の見解を示すもの。
	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	平成 18 (2006) 年 よりおよそ 10 年毎	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。
	オゾン層破壊の 科学アセスメント： 総括要旨の和訳 https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/9-1assessment.html	平成 24 (2012) 年 よりおよそ 4 年毎	オゾン層に関する WMO の見解を示すもの。気象庁のオゾン層についての見解は、このアセスメントに沿っている。
	温暖化の観測・予測 及び影響評価統合レポート https://www.env.go.jp/earth/ondanka/knowledge.html	平成 21 (2009) 年 より随時	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示すもの。
	ヒートアイランド監視報告 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/	平成 16 (2004) 年 より毎年	ヒートアイランド対策大綱に基づき、ヒートアイランドについての観測・監視・予測情報を体系的に提供するもの。

