

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 $+0.92^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した1898年以降で最も高い値となった。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°C の割合で上昇している。2019 年の日本の年平均気温偏差は $+0.92^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した 1898 年以降で最も高い値となった（図 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。

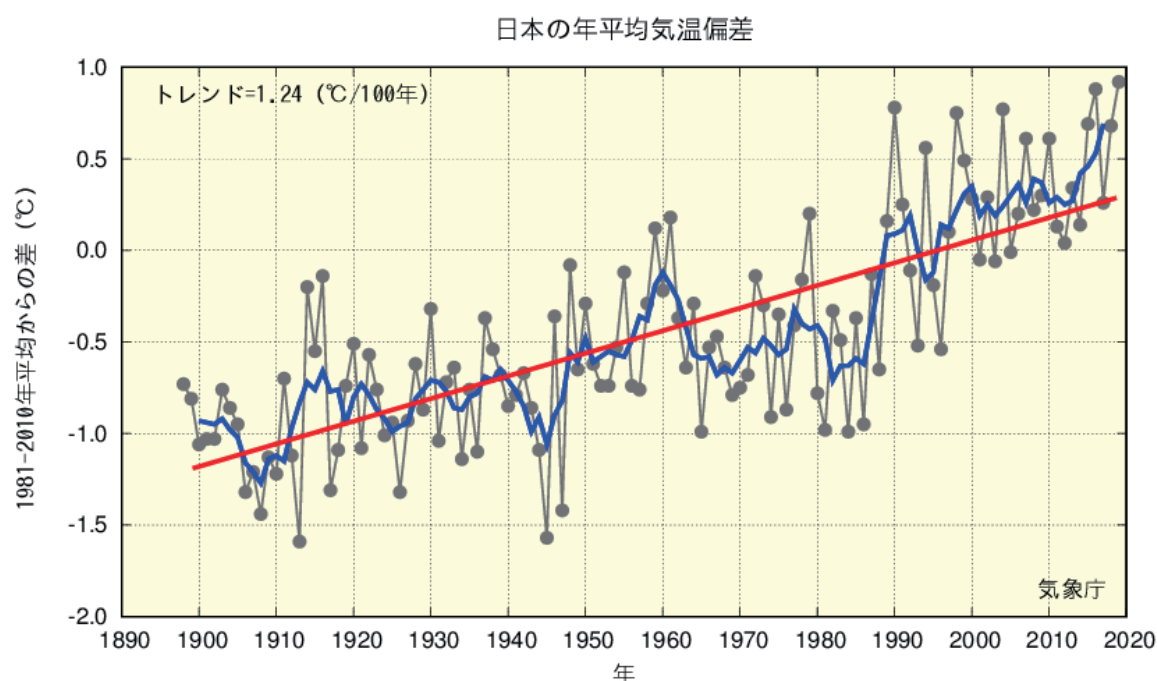


図 I.1-1 日本の年平均気温偏差の経年変化 (1898～2019 年)

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

I.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)

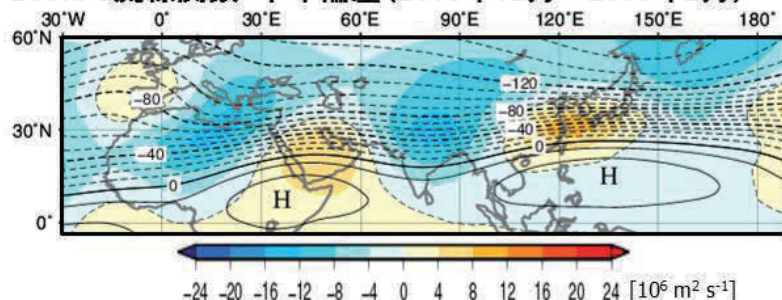
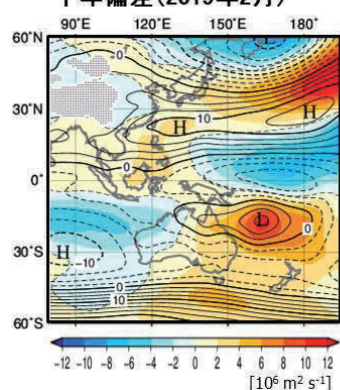


図 I.2-1 2019 年冬 (2018 年 12 月～2019 年 2 月) の 200hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影)

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)

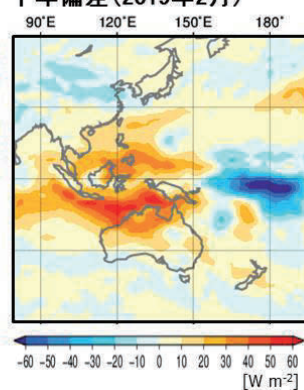


図 I.2-2 2019 年 2 月の (a) 850hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影)、(b) 外向き長波放射量平年偏差

(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)

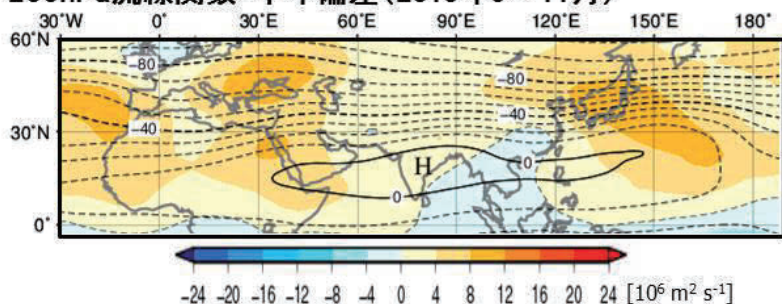
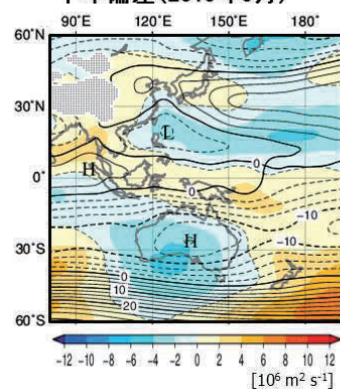


図 I.2-3 2019 年秋 (2019 年 9～11 月) の 200hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影)

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)

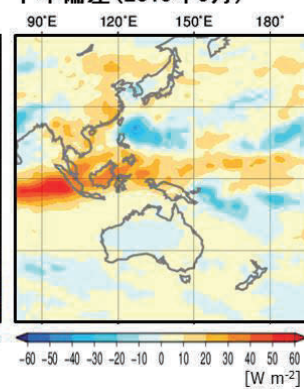


図 I.2-4 2019 年 9 月の (a) 850hPa 流線関数 (等値線)・平年偏差 (陰影)、(b) 外向き長波放射量平年偏差

(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

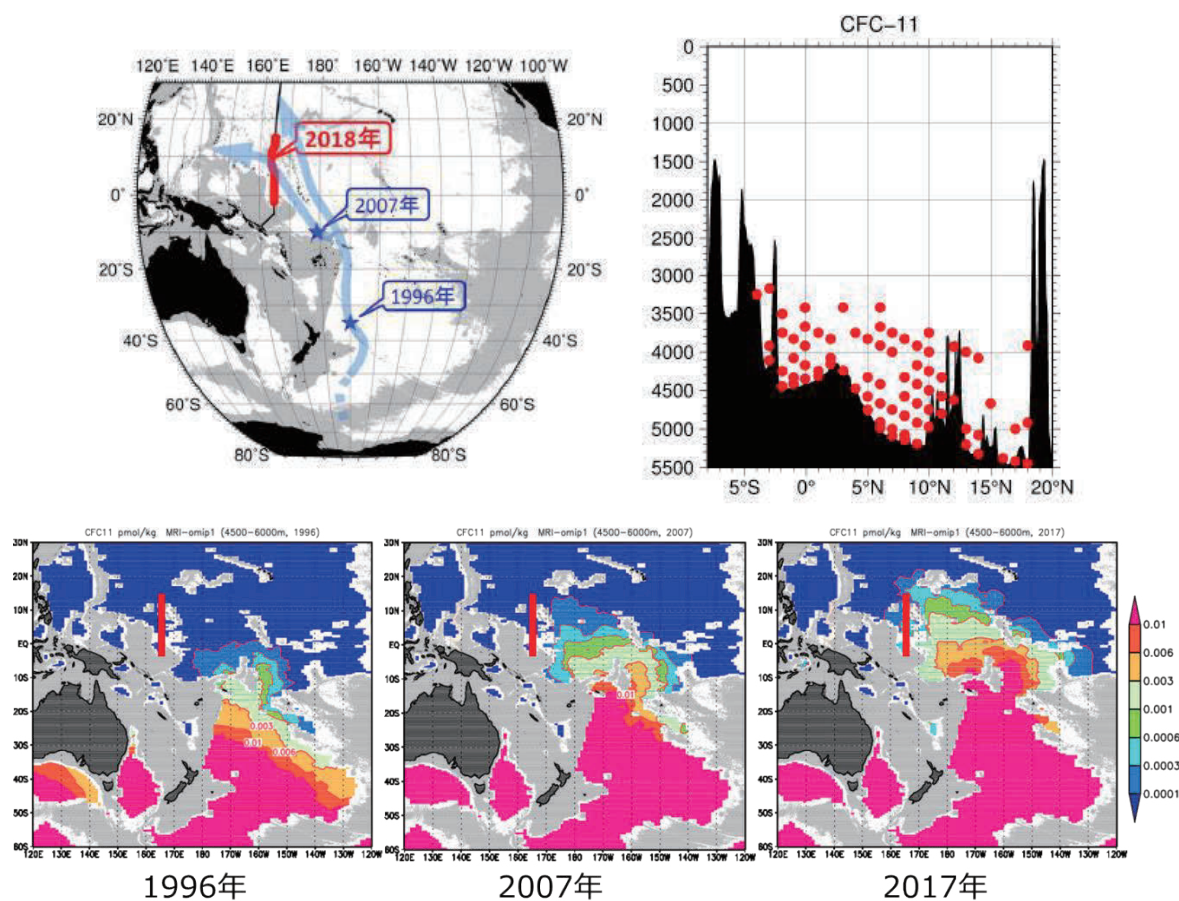
- 2018～2019年の海洋気象観測船による観測において、北太平洋の海底付近でフロン類が検出された。南極周辺で沈み込んだ海水が海底地形に沿って底層を北上し北太平洋に至る海洋大循環を、化学物質の移動から裏付けることができた。

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。今後も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

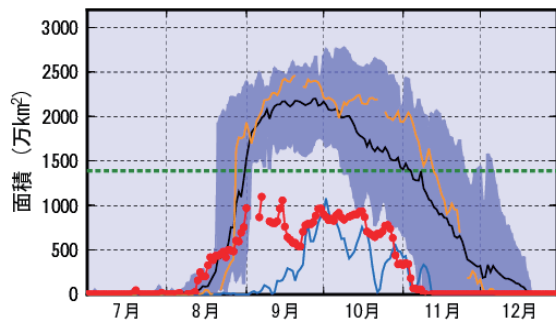
Ⅲ 2019 年の南極オゾンホール最大の面積が 1990 年以降最小

- 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。

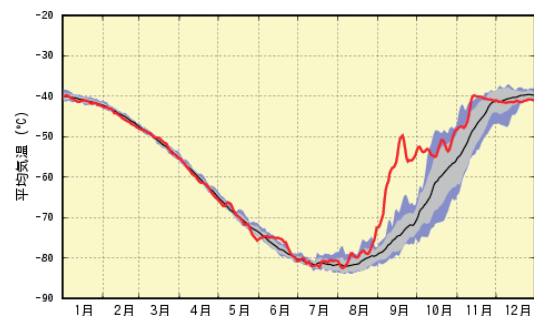
図 III.1 に 2019 年の南極オゾンホールの推移を示す。2019 年の南極オゾンホールは、例年と同様に 8 月に現れ、その面積は 9 月上旬まで拡大したが、10 月下旬から急速に縮小し、11 月 10 日に 1990 年以降で最も早く消滅した。オゾンホールの最大面積は 9 月 7 日の 1,100 万 km²（南極大陸の約 0.8 倍）で、オゾンホールが発見された 1980 年代半ばと同程度の大きさとなり、大規模なオゾンホールが継続してみられるようになった 1990 年以降で最も小さくなった（図 3.2-3 参照）。2019 年と同程度の最大面積となった 1982 年と比較すると、1982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