

# 第1部 オゾン層の状況



# 1. オゾン層の形成と分布・その変動

46億年前の地球誕生以来、地球上に海が生まれ、海の中の光合成生物によって大気中に大量の酸素が放出された結果、太陽光による酸素の光分解によって地球大気上層にオゾン層が形成されることとなった。オゾン層が形成されると、オゾン自身が太陽光を吸収してその周辺の大気を暖めるため、オゾン層周辺では上層の気温は下層より高くなる。この気温の逆転層を成層圏と呼んでいる。成層圏のオゾンは地球上の生物に有害な紫外線を吸収し、その地表への到達を防ぐことによって、地表生物の生存を可能にする重要な役割を担っている。ここではオゾン層の形成、オゾン層の分布と変動、及び人間活動によるオゾン層破壊について解説する。

## 1-1. オゾン層の形成・分布・破壊

### 大気中でのオゾンの生成

大気の主成分の一つである酸素分子は、太陽からの紫外線のうちエネルギーの高い（波長の短い）紫外線を吸収し2個の酸素原子に解離する。生成した酸素原子は周りの酸素分子と結合してオゾンを生成する。エネルギーの高い太陽紫外線は、大気中の酸素分子に吸収されるため、高度が低くなるにつれて強度が弱まる。一方、分解される酸素分子の量は高度が低い方が多いので、この2つの量のかねあいにより、オゾンが生成される効率はある高度で最大になる。

一方、生成されたオゾンは大気中での分解反応（詳細は第1部参考資料1(P57)を参照）により消失する。またオゾンは、大気の運動によってある場所から別の場所に輸送される。そのため、オゾンの分布は、大気中でのオゾンの生成・分解反応とオゾンの輸送のバランスによって決まってくる。

### オゾンの高度分布

図1-1-1にオゾン濃度の高度分布を示す。図からも分かる通り、オゾンの多く（大気中のオゾンの約90%）は地上から約10kmから50kmの高度領域に存在しており、「オゾン層」と呼ばれる。図1-1-1にはオゾン濃度の高度分布と合わせて、気温の高度分布が示されている。地表面から高度10数kmまでは、高度が高くなるに従って気温が低くなる。そのため、この高度領域は対流活動が起こることから、「対流圏」と呼ばれる\*。一方、高度約10kmより高い、オゾンが多く存在している高

\* 対流圏のオゾンは、成層圏からの輸送ならびに対流圏での光化学的な生成によって供給されている。なお、対流圏には酸素分子が吸収し解離を起こすようなエネルギーの高い太陽紫外線が到達しないため、対流圏では成層圏とは異なったメカニズムでオゾンが生成される。

度領域では、高度が高くなるに従って気温が高くなる。このような下層より上層の大気が暖かい温度構造が見られることには、オゾン層の存在が関係している（詳細は第1部参考資料1（P57）を参照）。この高度約10kmから50km付近までの気温が高度とともに上昇している領域は「成層圏」と呼ばれる。

オゾン層は、太陽から地球にやってくる、生物に有害な紫外線（UV-B）をほとんど（約90%）吸収する。一方、オゾン分子は生物にとって有害な物質である\*。地表面に生物が生存できるのは、このオゾン分子が地表面から離れた高度領域にオゾン層として存在し、有害紫外線に対するシェルターとして働いているおかげである。オゾン層によって吸収されなかったごく少量のUV-B（長波長側のUV-B）は地表面に到達するので、地上生物はそれに対する防御機能を備えるようになったといわれている。しかし、過度にUV-Bを浴びることは人の健康や動植物に悪影響を及ぼすおそれがある。

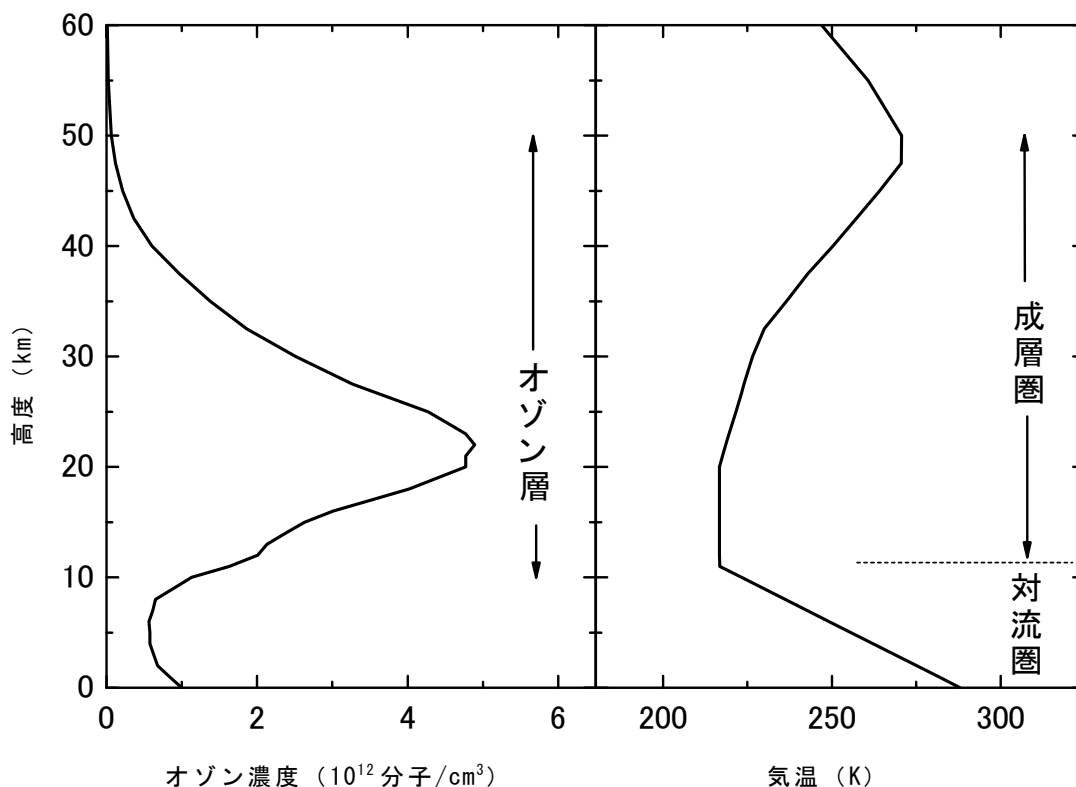


図1-1-1 オゾン濃度の高度分布（左図）及び気温の高度分布（右図）  
 （出典）US Standard Atmosphere（1976）をもとに作成

\* 成層圏に存在するオゾンも対流圏に存在するオゾンも化学的には同一の物質である。しかしながら、対流圏に存在するオゾンは人の健康や作物・生物等に悪影響を及ぼすため、汚染物質として扱われ、「悪いオゾン（スモッグオゾン）」と称されることがある。一方、成層圏に存在するオゾンは、生物に有害な紫外線の防御機能の役割を果たすため、「良いオゾン」と称されることがある。

## オゾン全量の地球規模の分布

オゾン量は、太陽紫外線照射量や大気中輸送量の違いによって、緯度・経度や季節による違いがある。低緯度上空の成層圏では、太陽紫外線の豊富な照射によりオゾンが多く生成される。ところが図1-1-2あるいは図1-1-3などからもわかるように、オゾン全量は低緯度域で少なく中高緯度域で多くなっている。そのような緯度分布を作り出している原因は、大規模な大気の輸送過程である。

大気は、平均的には、熱帯において対流圏から成層圏に入って上昇し、中高緯度において下降して対流圏に戻る。この全球大気循環の存在は、Alan BrewerとGordon Dobsonによる水蒸気とオゾンの観測によって、半世紀以上前に初めて推定された。提唱者の名前にちなんでこの循環はブリューワ・ドブソン循環と呼ばれる。成層圏内における下降流は、オゾンの豊富な低緯度成層圏の空気を中高緯度成層圏に輸送する主要なメカニズムであり、これによって低緯度から中高緯度にかけてのオゾン全量の増加が説明される。(詳細は第1部参考資料15(P87～88)を参照)。

衛星観測によるオゾン全量\*の地球規模の分布を図1-1-2に示す。オゾン全量は赤道域では少なく、南北両半球とも中・高緯度域で多く、特にオホーツク海上空は最も多い。また、緯度方向の変化は、中緯度では南半球に比べて北半球で大きく、日本上空は世界的に見ても最も大きい。

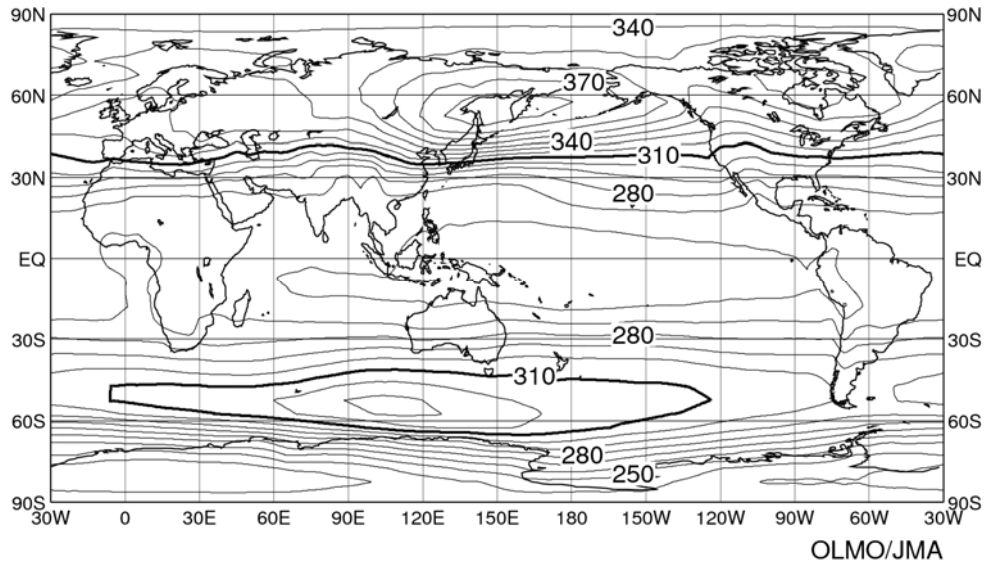


図 1-1-2 世界の年平均オゾン全量 (1997～2006年の平均値)

単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 、等値線間隔は $10 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 。NASA提供の衛星データ (TOMS及びOMIデータ) をもとに作成。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告: 2010より

\* 地表から大気上端までの鉛直気柱に含まれるすべてのオゾンを積算した量をオゾン全量という。これは、大気中のオゾンをすべて 1 気圧、 $0^{\circ}\text{C}$ として地表に集めた層の厚さに相当する量である。 $\text{cm}$  単位で表した厚みを 1000 倍した数値が使いやすいので、便宜的にこの単位を  $\text{m atm}\cdot\text{cm}$  (ミリ・アトモスフェア・センチメートル) 又は DU (Dobson Unit; ドブソン単位) と称している。地球全体の代表的なオゾン全量は  $300 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$  であるから、代表的なオゾン層の厚みは  $3 \text{ mm}$  だといえる。ちなみに、大気全体の厚みを同じ方法で表すと  $8 \text{ km}$  となる。

## 1-2. オゾン層の自然変動

オゾン量は、季節により変動する。また、より長期的にはQBO（準2年周期振動）、太陽黒点活動（約11年周期）などに対応した変動がある。また成層圏に達するような火山の大規模噴煙も一時的にオゾン量に影響を与えることが知られている。人為的要因によるオゾン層の変化を精度よく検出するためには、これらの自然要因による変動成分を正しく把握しておくことが必要である。

### オゾン全量の季節変動

東西方向に平均したオゾン全量の1997～2006年の平均値の季節変動を図1-1-3に示す。一般的に中高緯度域のオゾン全量は、南北半球ともに春に最大となり、秋に最小となる季節変動が見られる。これは、赤道域から中高緯度への成層圏大気の大規模輸送が冬に最も活発となるためと理解されている。

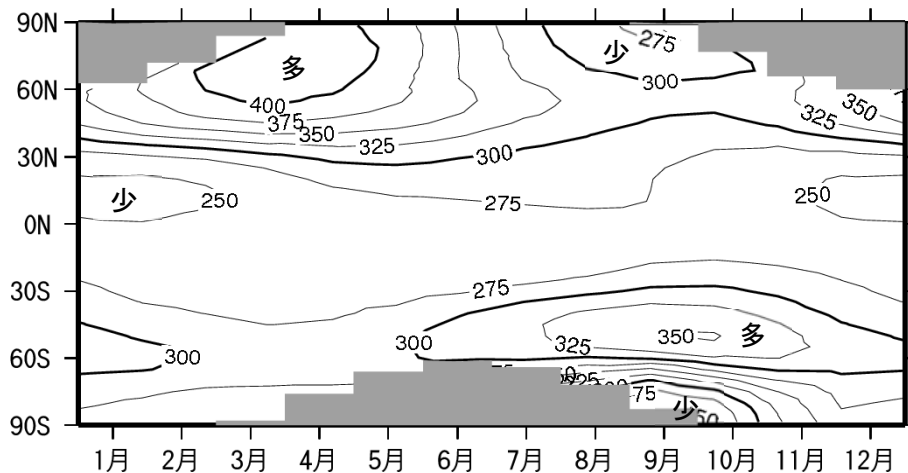


図 1-1-3 オゾン全量（1997～2006年の平均値）の季節変動

単位は m atm-cm、等値線間隔は 25m atm-cm。NASA 提供の衛星データ（TOMS 及び OMI データ）をもとに作成。図中、極域での等値線のない陰影部があるのは、太陽光が射さなくなる冬季の両極域では観測できないため。（出典）気象庁 オゾン層観測報告：2010 より

### 赤道上空成層圏の風向変化(準2年周期振動)

赤道付近の下部成層圏では東風と西風が約2年の周期で交代することが知られており、この現象は準2年周期振動(QBO)と呼ばれている。QBOに伴ってオゾン全量も地球規模で変動することがわかっており、赤道上空で東風の時は低緯度でオゾン全量が平均値より少なく、中緯度では平均値より多くなること、西風の時は低緯度でオゾン全量が平均値より多く、中緯度では平均値より少なくなることが観測データにより確認されている。この相関関係のメカニズムについては、赤道上空成層圏の東西風の変動と南北方向の大規模循環の変動とが結びついたものであろうと考えられている。

### 大気の大規模循環場の変動

一般的に、大気の大規模な流れの強さの変動によってオゾン量は変動する。成層圏において低緯度域から高緯度域へのオゾン輸送量が多くなると高緯度域におけるオゾン量が多くなる。このような成層圏大気の大規模循環の長期的変動がオゾン層に与える変動については、詳しいことはまだよくわかっていない。また、対流圏の循環場の変動とオゾン層との関連も気候変化の影響を受けることもあり、今後の研究の進展が待たれる(詳細は第1部4-4(c)オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響(P56)を参照)。

### 太陽黒点活動(太陽紫外線量及び成層圏力学過程の変動)

太陽黒点活動に伴ってエネルギーの高い太陽紫外線の放射量が増加することは、人工衛星により観測されている。この変動に伴って上中部成層圏におけるオゾンの生成量が増加するので、太陽黒点活動の極小期と極大期の間で世界平均のオゾン量は2~3%変動することがわかっている。また、上中部成層圏で吸収される太陽紫外線エネルギーの増加は成層圏気温の上昇をもたらすので、これによって成層圏大気の大循環場の変動が起こり、下部成層圏でもオゾン輸送の変動を通じてオゾン濃度が変動するという説が提案されている。

### 大規模火山噴煙

大規模な火山噴火の後で、例えば1991年のピナトゥボ火山噴火後の1992年と1993年には、北半球全体でオゾン全量の減少が観測された。これは、下部成層圏に注ぎ込まれた火山噴煙中の二酸化硫黄が硫酸エアロゾル粒子に変成し、その粒子表面での不均一相反応によってオゾンの消滅反応が促進されたためであるとされている(詳細は第1部4-4(b)火山噴火(エアロゾル)がオゾン破壊に及ぼす影響(P55)を参照)。

長期的な変動を考慮するときには、上述の変動(季節変動、赤道上空成層圏の風向変化、大気の大規模循環場の変動、太陽黒点活動、大規模火山噴煙)による影響を取り除く必要がある。

### 1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊

成層圏中に極微量に存在し、オゾンに触媒反応によって破壊する成分である水素酸化物 ( $\text{HO}_x$ )、窒素酸化物 ( $\text{NO}_x$ )、塩素酸化物 ( $\text{ClO}_x$ )、臭素酸化物 ( $\text{BrO}_x$ ) などには、自然界の大気供給源に加えて、近年の人間活動の増大による人為的供給源が無視できないものがある (詳細は第 1 部参考資料 1 (P57) を参照)。水素酸化物は自然界の水に比べれば人為起源のものは問題にならない。窒素酸化物の起源物質としては、一酸化二窒素と上空に直接排出される  $\text{NO}_x$  が人為起源物質として問題になる。 $\text{ClO}_x$  と  $\text{BrO}_x$  には自然界の発生源として塩化メチルと臭化メチルがあるが、 $\text{ClO}_x$  に対してはクロロフルオロカーボン (CFC) など、また  $\text{BrO}_x$  に対してはハロンや燻蒸用途などに用いられる臭化メチルが人為起源物質である。特に 1960 年代以降、人間活動に伴う CFC やハロンなどの人為起源物質の放出が著しく増加したことが引き金となり、オゾン層破壊が問題となった。



## 2. 世界と日本のオゾン層の観測状況

オゾン層の観測は、気球などを使って測定器を上空まで運び、その場でオゾン分子の濃度を直接測る方法と、オゾン分子による光の吸収や発光を用い間接的に濃度を算出する遠隔測定方法がある。遠隔測定では主に大気中の積分全量を計測するが、方式によっては高度分布まで測定できる。また、測定器を載せるプラットフォームにより、地上からの観測、人工衛星からの観測、気球を用いた観測などに分類できる。

### 地上観測体制

世界のオゾン観測地点を図 1-2-1 に示す。各観測点は北半球中緯度の陸上に偏在しており、低緯度、南半球、海洋等では、観測点の密度がまだ不十分といえる。我が国では現在、札幌・つくば（館野）・那覇・南極昭和基地において気象庁が観測を行っている。

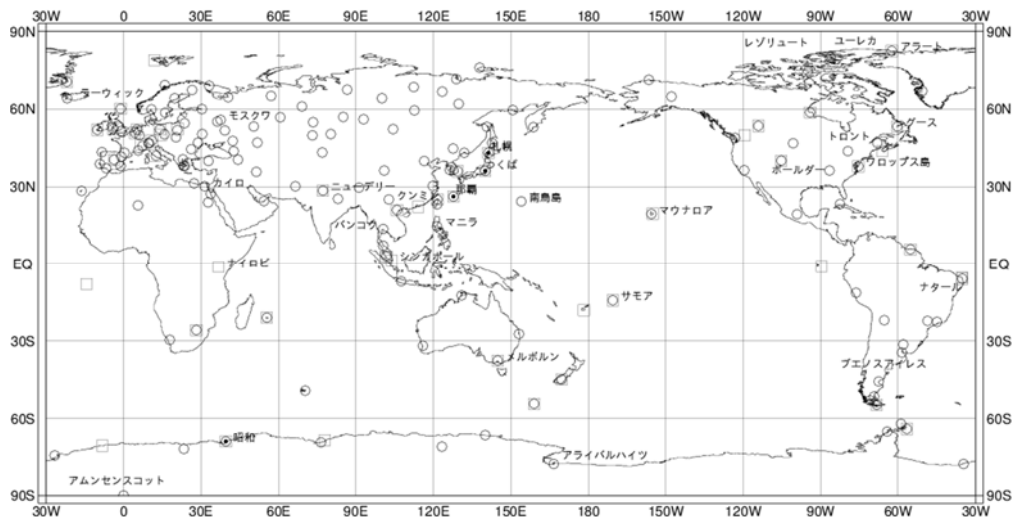


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2013～2017年)

全量観測は 161 地点（○印）、反転観測は 4 地点（●印）、オゾンゾンデ観測は 54 地点（□印）。南鳥島でのオゾン全量観測及び反転観測、札幌と那覇のオゾンゾンデ観測は 2018 年 1 月に終了した。（出典）気象庁提供データ オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018 年）より

### 衛星観測体制

人工衛星搭載センサーによる観測は、同一の測定器で地球全体を広くカバーし、地上観測だけではカバーできない広い海洋上や内陸地のデータが取得でき、これまで世界各国の衛星・測定器で観測が行われてきた。環境省では、衛星搭載センサー ILAS 及び ILAS-II の開発を行い、国立環境研究所において、データ処理解析とデータ利用研究を進めた。

気象庁では、継続性と安定性で世界的に見ても最も信頼性のある米国製衛星観測器 TOMS と OMI で得られたデータ\*を基に解析を行っている。

\* 気象庁では、2007 年 12 月以降の OMI のデータについて、地上観測値との偏差が大きいことなどから長期的な変化傾向を解析するには補正を行っている。

### 日本における観測体制

日本においては、1960年代後半から札幌、つくば、鹿児島、南極昭和基地においてオゾンゾンデ観測がおこなわれてきた。さらに1980年代後半には那覇における観測が加わっている。一方で2005年には鹿児島での観測が終了し、2018年2月には札幌と那覇でのオゾンゾンデ観測が終了した。

日本のオゾンゾンデ観測網は、南北に長い日本列島に沿って広く南北の緯度範囲をカバーし、アジアから西太平洋域のオゾン変動を理解する上で重要なものであった。また大陸の下流域にあって、東アジアからの人為起源大気成分の対流圏内輸送過程を把握するためにも重要な位置を占めていたといえる。さらにこれらの良質なデータは、衛星観測データの検証や化学気候モデルのパフォーマンスの確認に用いられてきた。

現在継続している観測は、札幌、つくば、那覇、南極昭和基地におけるオゾン全量観測とオゾン反転観測、つくば、南極昭和基地でのオゾンゾンデ観測である。オゾン層および紫外線の観測地点に関する詳しい情報は気象庁のホームページを参照されたい([https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/5\\_0station.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/5_0station.html))。

## 3. オゾン層の監視結果

### 3-1. 地球規模のオゾン層の状況

#### (a) 2018 年のオゾン全量の状況

##### 世界のオゾン全量偏差(%)の分布(2018 年)

2018 年の世界のオゾン全量の分布を図 1-3-1（上図）に、オゾン全量偏差（%）の分布を図 1-3-1（下図）に示す。2018 年の世界の年平均オゾン全量の分布を、オゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量がほぼ一定していた 1997～2006 年の平均値の分布と比較すると、北半球ではアラスカ、北太平洋付近等の負偏差\*を除いて、広い地域で正偏差となり、特にグリーンランド付近では+5%以上となった。赤道付近では、全域で負偏差となった。南半球では、中緯度のほぼ全域で正偏差となったが、高緯度では広い地域で負偏差となった。

世界の月平均オゾン全量偏差の分布（P70～72 の図 1-資-3 を参照）をみると、北半球では、-10%以上の負偏差がみられたのは、2 月の太平洋北東部から北アメリカ大陸北部にかけてと、3 月の太平洋北部やユーラシア大陸北部であり、+10%を超える正偏差がみられたのは、2 月のユーラシア大陸北部や 3 月の大西洋北部などであった。このうち負偏差の領域は、極渦が長く停滞したことにより促進したオゾン破壊に関連した領域や、対流圏界面の高度が平年より高い領域に対応している。赤道付近では、1 月から 8 月まで全域負偏差であったが、9 月以降は正偏差が広がった。一方、赤道から少し離れた南北両半球の 25 度付近では正偏差から負偏差に変化した。これは、QBO（赤道上空の成層圏において東風と西風が約 2 年周期で交代する自然変動）が、概ね 7 月頃まで正の位相（高度とともに西風から東風に変化）であったが、9 月頃から徐々に負の位相（高度とともに東風から西風に変化）に変化したことと対応している。

南半球では、4 月以降、中緯度の広い地域で正偏差となった。南極オゾンホールが発達する 9 月以降は、主に高緯度で負偏差が広がり、特に 10 月は南極大陸の太平洋側を中心に-20%以上となった。これは南極オゾンホールの規模が例年より大きく推移したことが要因である。

---

\* 偏差（%）とは、基準値（平均値など）からの差を基準値で割った大きさを百分率で示したもの。正偏差は基準値よりも大きな値であることを、負偏差は基準値よりも小さな値であることを意味する。

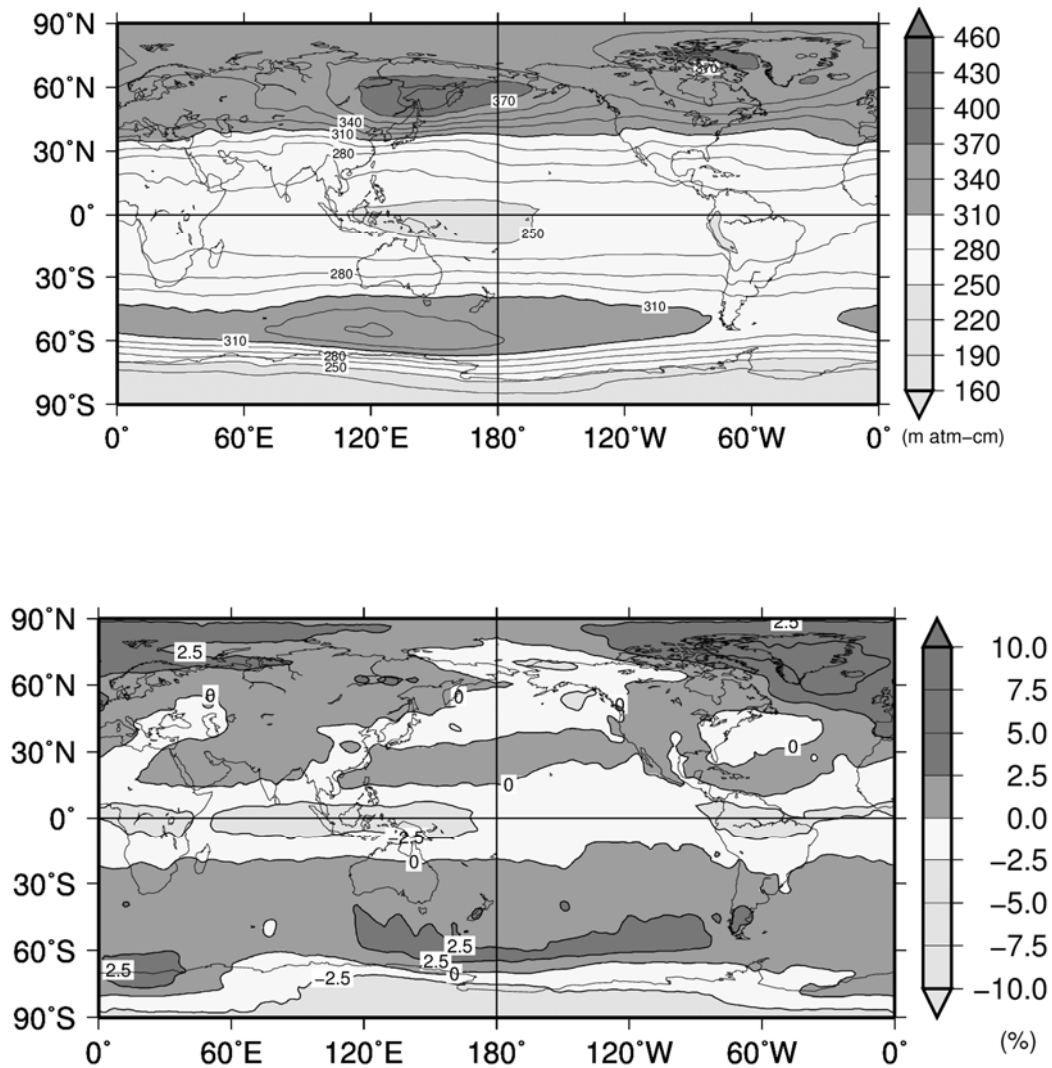


図 1-3-1 世界のオゾン全量（上）および偏差（下）の年平均分布図（2018 年）

（上図）月平均オゾン全量（m atm-cm）の年平均分布図および（下図）月平均オゾン全量偏差（%）の年平均分布図。（上図）の等値線は15m atm-cm間隔（下図）の等値線は2.5%間隔。1997～2006年の平均値を比較の基準とした。北緯60度以北の1月と11～12月及び南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測できない時期があるため省いて年平均を計算した。NASA提供の衛星観測データから作成。※口絵III参照。  
 （出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

## (b) オゾン量のトレンド解析

### 既知の自然要因による変動の除去

オゾン量のトレンド（長期変化傾向）をより正確に評価するためには、既知の様々な自然要因によるオゾン変動を取り除くことが必要である。そのためオゾン量の観測値から、季節変動、太陽黒点活動の変動（約 11 年ごと）、準 2 年周期振動（QBO）及び大規模火山噴煙による影響（成層圏エアロゾル）、ENSO（エルニーニョ／ラニーニャ現象）を差し引いた時系列を計算する。こうして得られるオゾン量の長期的な変動は、大気中のオゾン層破壊物質の濃度の変化にともなう変動成分と、未知の要因による変動成分が重なった時系列と関連づけて理解されている。この時系列からオゾンのトレンド（長期変化傾向）を求める。

オゾン量の長期的な変化はその特徴から、1970 年代及びそれ以前のオゾン量がほぼ一定していた状態、1979～1990 年代前半までのほぼ直線的な減少傾向、1990 年代後半の減少傾向の緩和、及び 2000 年代からの緩やかな増加傾向に分類できる。

### トレンドの評価方法及びその留意点

オゾン量の長期的な変化傾向を抽出するため、これまで EESC\*（Newman et al., 2007 : 等価実効成層圏塩素の時系列（図 1-3-2）と関連づけた解析を採用していたが、このような解析は、オゾン量の長期変化傾向が EESC の変化曲線で規定され、他の変動要因の影響を排除してしまう欠点がある（WMO2018）。

本報告書では、「オゾン層破壊の科学アセスメント 2018」で用いられている手法に準じて、既知の周期的な自然変動を除去したオゾン時系列データを用いて、1979 年 1 月から 1996 年 12 月の回帰直線によりオゾン量が減少した時期の変化傾向を求め、2000 年 1 月から最新年までの回帰直線で近年の変化傾向を求めた（図 1-3-3）。

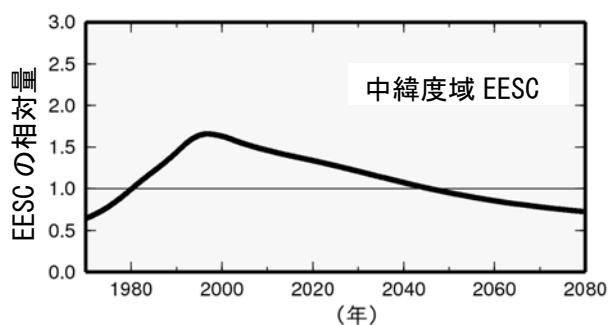


図1-3-2 等価実効成層圏塩素（EESC）の経年変化

1980年を1とした相対的な値として示した。WMO（2014）と同様に、対流圏から成層圏に入ったオゾン層破壊物質が中緯度域まで塩素・臭素原子として到達するまでの時間を3年として算出。また、臭素原子のオゾン破壊効率を塩素原子の60倍とした。EESCの数値は米国航空宇宙局（NASA）から提供。（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

\* EESC（等価実効成層圏塩素）とは、塩素及び臭素によるオゾン破壊効率が異なることを考慮して臭素濃度を塩素濃度に換算して求めた成層圏での塩素・臭素濃度のことをいう。

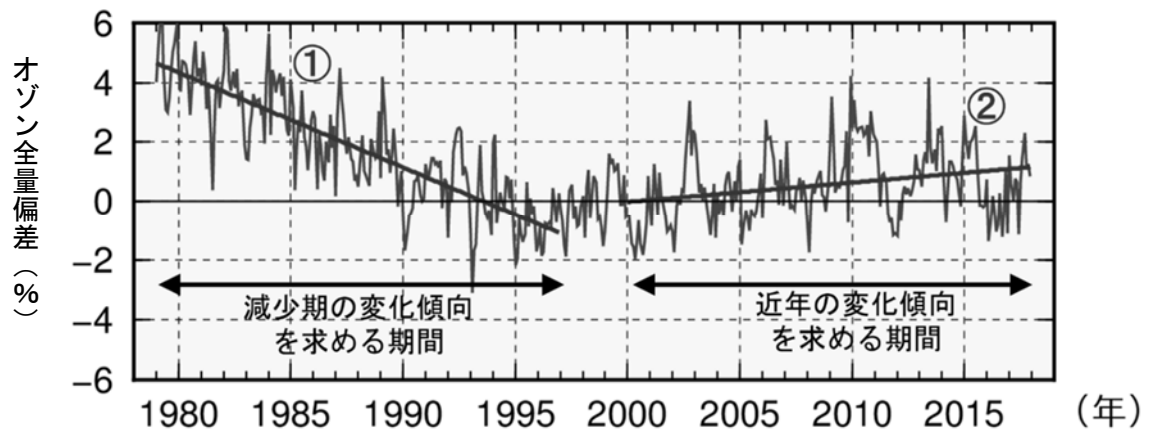


図1-3-3 オゾンの長期変化傾向の解析

長期変化傾向の解析を、世界のオゾン全量に適用した例。

実線は世界の地上観測によるオゾン全量偏差(%)で、既知の自然変動成分を除去している。比較の基準値は1994～2008年の平均値。直線は地上観測データの1979～1996年の回帰直線(①)と2000～2017年の回帰直線(②)。世界の地上観測点は世界オゾン・紫外線資料センター(WOUDC)のデータを用いた。

(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ(2018年)より

なお、本報告書において、月別平均値から季節変動および既知の自然変動による影響を除去した時系列データの回帰直線から長期変化傾向を算出した図表は下記のとおり。

図1-3-14下段 【P34：南極昭和基地上空のオゾン分圧の高度別トレンド】

図1-3-19 【P40：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向】

図1-3-20下段 【P42：日本上空のオゾン分圧の高度別トレンド】

本報告書では2000年以降のオゾン量の変化を「近年の変化傾向」として評価した。

第1部3-1(c)オゾン全量のトレンドの分布及び季節変動(P22～23)で使用する地上観測地点の選択にあたっては、毎月の月平均値と衛星による観測データとの全期間を通じた比較において、データの精度に大きな問題がないと判断されることを基準とした。また、観測機器の変更等により観測データに不自然な段差がみられる場合には、その観測データに補正を施したのち、解析を行った。衛星観測データの扱いについては第1部参考資料13(P83～84)を参照。

図 1-3-4 に、気温・東西風速・南北風速データを同化した化学気候モデルで計算された北半球中緯度のオゾン全量の長期変化傾向を示す。EESC の増加が顕著であった 1996 年以前のオゾン全量の低下傾向は、モデルによる計算結果にも見られる。

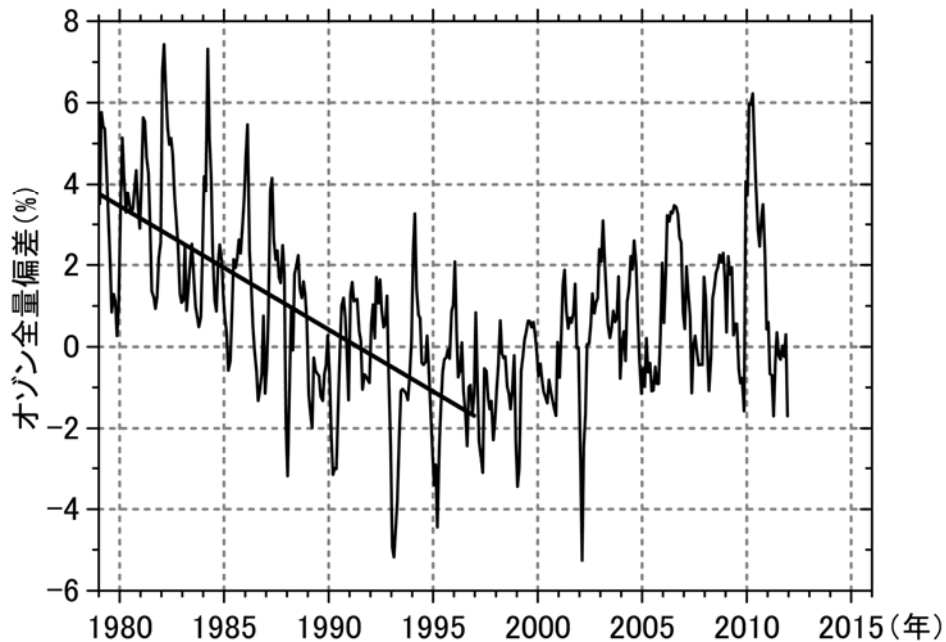


図 1-3-4 化学気候モデルで計算されたオゾンの長期変化傾向

長期変化傾向の解析を、化学気候モデルで計算されたオゾン全量に適用した例。実線は国立環境研究所の化学気候モデルの30-60°N平均のオゾン全量偏差（%）で、既知の自然変動成分を除去している。比較の基準値は図1-3-3と同じく1994～2008年の平均値。直線は1979～1996年の回帰直線。

(c) オゾン全量トレンドの分布及び季節変動

オゾン全量トレンドの地球規模の分布

オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけてオゾン層破壊が進行した後、地球規模（北緯 70 度～南緯 70 度）で大きく減少した。近年のオゾン層の状況は、人為的なオゾン層破壊によりオゾン量が少なかった時期（1990 年代後半）と同程度か僅かに増加しているが、依然として 1970 年代と比べて少ない状態が続いている。

観測されたデータによる緯度帯別オゾン全量の 1979～1996 年（左図）および 2000～2018 年（右図）の変化傾向（%）を図 1-3-5 に示す。

1979～1996 年の（左図）衛星観測（●印）では低緯度帯の一部（北緯 20 度～南緯 20 度）を除き統計的に有意な減少傾向がみられ、高緯度ほど減少傾向が大きくなっている。地上観測も概ね同様の傾向が確認できる。なお、南半球高緯度は、南極オゾンホールに関連した大規模なオゾン破壊の影響により、北半球高緯度よりも減少傾向が大きい。

2000～2018 年の変化傾向では、南緯 10～40 度を除いて有意な増加傾向がみられ、南半球高緯度（南緯 60 度以南）では増加傾向が大きい。地上観測では、衛星観測と同様の傾向がみられるが、北半球中緯度（北緯 40～60 度）においてはばらつきが大きい。南半球では、南緯 60 度以南の信頼区間は他の緯度帯と比べても幅があることから、南極オゾンホールの規模の年々変動が影響していると考えられる。

なお、オゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類等の濃度は、大気中で緩やかに減少しており、2000 年以降、オゾン全量は複数の緯度帯で増加傾向がみられる。大気中のオゾン層破壊物質の減少と自然変動が影響していると考えられているが、自然変動と比べてオゾン層破壊物質が及ぼすオゾン全量変化が小さいため、オゾン層破壊物質がオゾン全量に及ぼす影響を正確に見積もることは現状では難しい（WMO, 2014）。

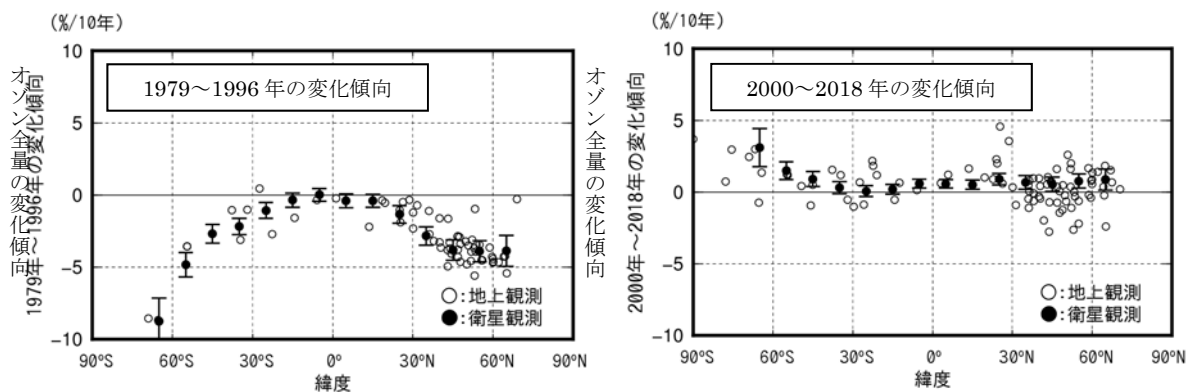


図 1-3-5 オゾン全量緯度別トレンド

オゾン全量の長期変化傾向を示す。左図は、1979～1996 年の変化傾向、右図は 2000～2018 年の変化傾向を示す。緯度帯（10 度）毎の衛星観測データ（●印）をプロットしている。衛星観測データの縦線は 95% 信頼区間の範囲。世界の地上観測地点（121 地点）のオゾン全量データ及び NASA 提供の衛星観測データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018 年）より



### オゾン全量トレンドの季節変動（衛星データ）

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、緯度別・月別オゾン全量の1979～1996年（上図）と2000～2018年（下図）の変化傾向（%/10年）を図1-3-6に示す。

1979～1996年では、年間を通して低緯度帯を除き、南北両半球のほとんどの領域で有意な減少傾向がみられた。北半球の高緯度では3～4月に、南半球の中・高緯度では8～12月にオゾン全量の減少の割合が大きく、極域での冬季から春季にかけてのオゾン層破壊の影響が比較的大きかったことを示している。これは冬季の低温条件下で塩素や臭素がオゾンを破壊しやすい物質となって蓄積され、太陽光の照射を受ける春季に特にオゾン層破壊を進行させるためと考えられる（詳細は第1部参考資料1（P57～62）を参照）。

2000年以降ではほとんどの領域で増加傾向が見られるが、有意なものは南半球高緯度の1～8月や低緯度の7～12月等の一部の領域である。南半球高緯度では8～9月にオゾンの増加の割合が大きいが、増加が有意な領域は8月のみである。その理由は、これらの領域では、毎年の南極オゾンホール規模やオゾンホールの影響の及ぶ緯度が移り変わることによる年々変動が大きいことが影響していると思われる。

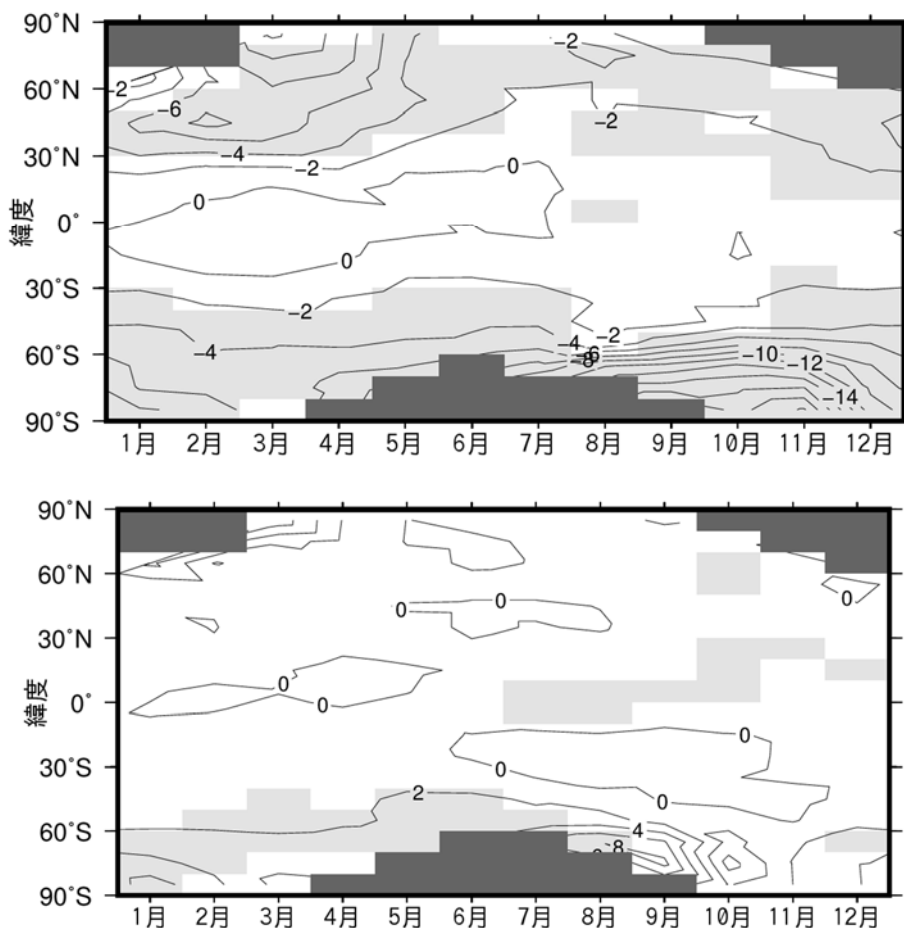


図 1-3-6 緯度別・月別オゾン全量の変化傾向（%/10年）

（上図）1979～1996年と（下図）2000～2018年のオゾン全量の変化傾向（%/10年）の月別分布。衛星観測による帯状平均オゾン全量データを用いて求めたもの。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間で有意に増加または減少している領域。濃い陰影部は欠測域（太陽高度角の関係で観測できない領域）。NASA提供の衛星観測データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

## （d）オゾンの高度別分布のトレンド

### オゾンの高度分布のトレンド(地球規模)

オゾンの鉛直分布のトレンドをみるため、1980年代のオゾン量の変化傾向（%/10年）を緯度高度別に示したものを図1-3-7に示す。

北半球では、中緯度から高緯度にかけての、40km付近と20km付近以下の2つの高度に減少率の大きい領域がみられる。南半球でも、中緯度から高緯度にかけての40km付近は減少率が高い領域が見られる。

高度40km付近と高度20km付近のオゾン減少は、ともにCFC等から解離した塩素によるものであるが、高度40km付近の減少は、気相反応のみによって働く触媒反応サイクルによるのに対し、高度20km付近の減少は主にエアロゾル粒子表面での不均一相反応によって活性化される別の触媒反応サイクルによると考えられている（詳細は第1部参考資料1（P57）を参照）。

最近では、複数の衛星観測をつなげた長期間のデータにもとづいて、こういったトレンド解析がおこなわれている。一方最新の衛星観測結果から、これまでオゾンの日周変動成分は小さく無視できるとされていた中部・下部成層圏でも、オゾンの日周変動が明瞭に検出されている（第1部参考資料14（P85～86）を参照）。そういった成果を踏まえ、最新のオゾンアセスメントレポートでは、成層圏領域におけるオゾンの日変化がトレンド解析に及ぼす影響（さまざまな手法によるオゾン測定がその固有な観測時間によってバイアスを持ちうること）について述べられている（WMO, 2015）。

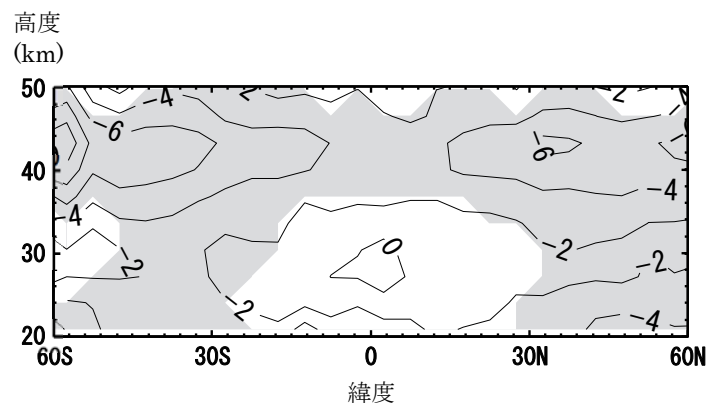


図 1-3-7 オゾン量の 1980 年代の変化傾向（%/10 年）の緯度・高度分布

オゾン量の 1980 年代の変化傾向（%/10 年）。SAGE 衛星データで補正した最新の SBUV データを用いて EESC フィッティングを行い、1980 年代のオゾンの変化傾向（%/10 年）を求めたもの。等値線間隔は 2%。薄い陰影部は 95%信頼区間で減少している領域。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010（WMO, 2011）より

## 3-2. 極域のオゾン層の状況

### 3-2-1. 南極域上空のオゾン層の状況

1980 年代初め以降、南極域上空では、毎年 8~12 月にオゾン量が極端に減少し、オゾンホールと呼ばれる現象が発生する。南極域上空のオゾン層の状況に関して、2018 年のオゾン全量、オゾン全量の経年変化、及び高度別トレンドは以下のとおりである。

#### (a) 2018 年の南極域におけるオゾン全量

##### オゾンホールの規模の推移(衛星観測)

衛星観測データの日別値から求めた 2018 年の南極オゾンホールの規模の推移を図 1-3-8 に示す。

2018 年の南極オゾンホールは、8 月上旬に発生し、その面積は 8 月下旬に急速に拡大した。8 月下旬以降、最近 10 年間（2008~2017 年）の平均値より大きく推移し、9 月 20 日に最大面積 2,460 万 km<sup>2</sup>（南極大陸の約 1.8 倍）を観測した。2018 年は、成層圏の高度約 20km 付近の気温が低く、オゾン層破壊を促進させる極成層圏雲が例年より発達したことが要因と考えられる。11 月に入ると、環状の極渦が崩れ、渦が弱まったことで、オゾンホールの面積は急速に縮小し、12 月上旬に消滅した。

オゾン欠損量は、9 月中旬から 11 月中旬まで、最近 10 年間（2008~2017 年）の平均値より大きく推移し、9 月 28 日に年最大値となる 8,300 万トン記録した。最低オゾン全量は、9 月中旬から 12 月上旬まで、最近 10 年間（2008~2017 年）の平均値より少なく、10 月 12 日に年最低値である 104m atm-cm を記録した。南極オゾンホールの規模は 1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大し、1990 年代半ば以降では年々変動はあるものの長期的な拡大傾向はみられなくなった。2018 年は、下部成層圏気温が例年より低く（P29 図 1-3-11 参照）、大規模なオゾン層破壊が進行する気象状況であったが、1990 年代半ばから 2000 年代半ばほどの規模には拡大しなかった。これは、大気中のオゾン層破壊物質の濃度が減少しているためと考えられる。

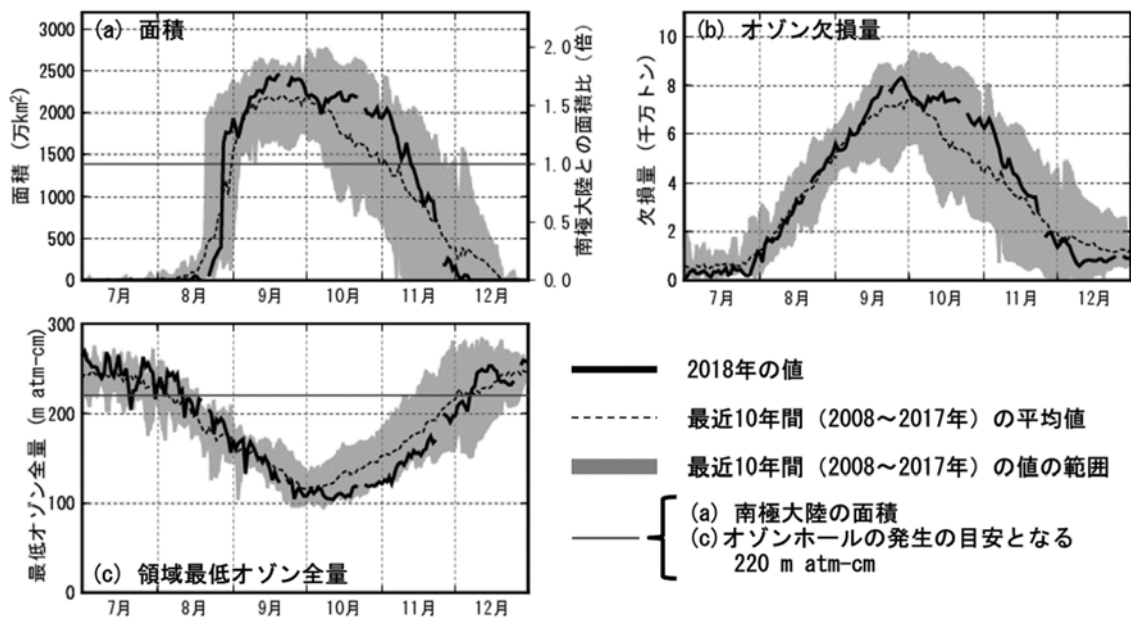


図 1-3-8 南極オゾンホールの規模の推移 (2018年7月~2018年12月)

実線は2018年、破線は最近10年間 (2008~2017年) の平均値、陰影部の上端と下端は、同期間の最大 (最高) 値と最小 (最低) 値を示す。また、面積の図の横直線は南極大陸の面積、最低オゾン全量図の横直線はオゾンホールの広がり目安となる220 m atm-cmを表す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ (2018年) より

### 月平均オゾン全量・日別オゾン全量（南極昭和基地の地上観測）

南極昭和基地上空の月平均オゾン全量を図1-3-9に示す。

2018年のオゾンホール季節（8～12月）は、1994～2008年の平均値と比較すると、8～11月は同程度で推移したが、12月は多くなった。

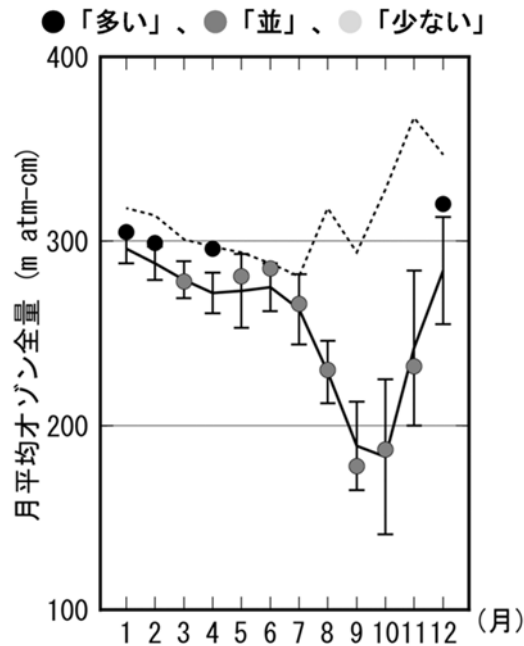


図 1-3-9 南極昭和基地における月平均オゾン全量（2018年）

丸印は2018年の月平均値。点線はオゾンホールが出現する以前の1961～1980年の平均値。折線（実線）は1994～2008年の平均値で、縦線はその標準偏差である。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

南極昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変動を図1-3-10に示す。

8月下旬から11月中旬まで、期間のほとんどでオゾンホールが目安である 220m atm-cm より小さくなった。これは、2018年の南極オゾンホールの面積が大きく推移し、南極昭和基地がオゾンホールの内側に位置することが多かったことによる。特に11月上旬と中旬は、南極オゾンホールの中心位置が南極昭和基地側にずれたため、オゾン全量が参照値期間（1994～2008年）の最小値に近い値となった。

11月下旬になると、南極オゾンホールの急速な縮小と周囲のオゾン量の多い空気の流入により、参照値期間の最大値を超えるほど急増し、以降は最大値程度で推移した。

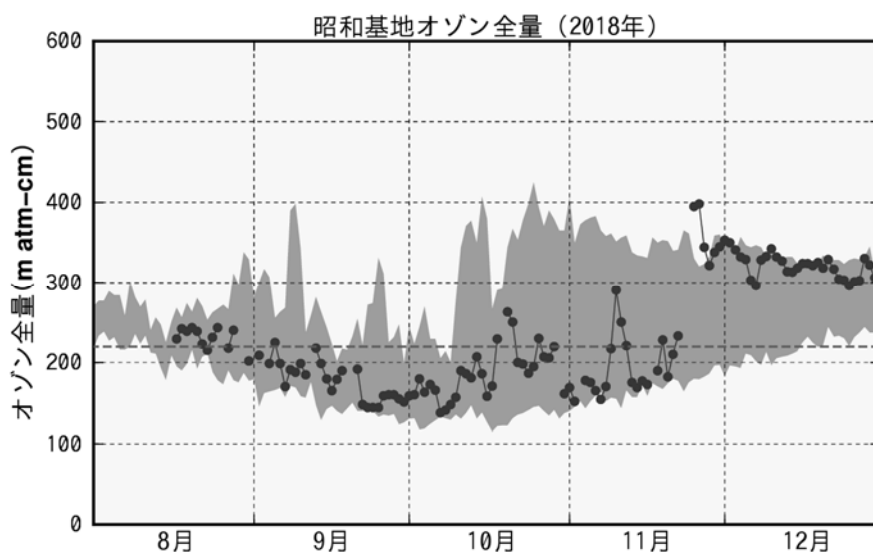


図 1-3-10 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2018年8月～2018年12月）  
●は2018年の観測値（日代表値）。陰影部の上端と下端は参照値期間（1994～2008年）の最大及び最小値。横破線はオゾンホールの目安である220m atm-cmを示す。  
（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

（参考） 南極域上空の最低気温等の推移（2018年）

南極オゾンホール形成に大きな役割を果たす極成層圏雲は、 $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の低温状態が持続する場合に生成される。

図1-3-11に、2018年の南極域上空の下部成層圏（50hPa）の最低気温及び気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の面積の推移を示す。2018年の南極域の50hPaの日最低気温\*は、5月上旬から10月下旬まで $-78^{\circ}\text{C}$ 以下となり、過去の平均値（1979～2017年）より低いか同程度で推移し、10月は特に低かった。 $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の面積の推移を見ると、7月から10月まで過去の平均値よりも大きく推移した。この要因としては、南極成層圏に形成される極渦が例年より大きく、またその形がほぼ円形で安定していたことが考えられる。

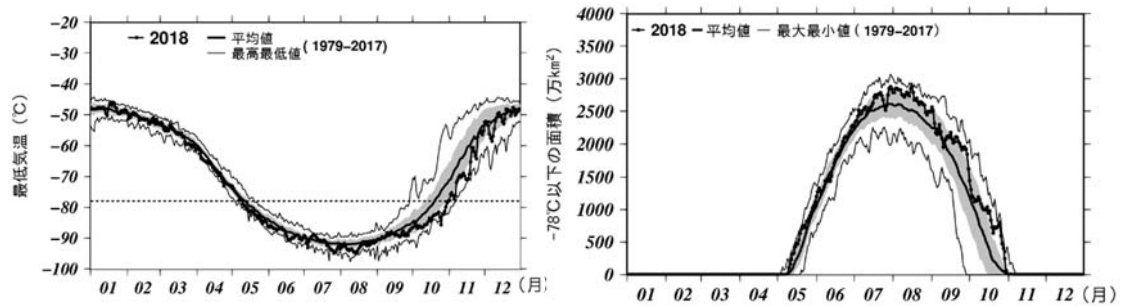


図 1-3-11 南極域上空の下部成層圏の最低気温（左）及び気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積（右）の推移（2018年1月～2018年12月）

南緯60度以南の50hPa(高度約20km)面における日別の最低気温の推移（左図）と極成層圏雲の出現する目安となる $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積の推移(右図)。●印は2018年の値を示す。陰影中の太実線は1979～2017年の平均値。陰影外の細実線は同期間の最高（最大）値及び最低（最小）値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極成層圏雲出現の目安である $-78^{\circ}\text{C}$ 。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

\* 「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2011年）」までは、南極下部成層圏として30hPaの気温データを用いていた。しかし、WMOの報告等では50hPaのデータが用いられることが多く、最大オゾン欠損量との相関も良いことが確認されているため、「オゾン層・紫外線の年のまとめ（2012年）」よりこれを用いている。

## （b）オゾン全量の経年変化

### オゾンホール<sup>1</sup>の経年変化（衛星データ）

最盛期（9～10月）のオゾンホール<sup>1</sup>の規模を表す3要素（年最大面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量（破壊量））の極値、オゾンホール出現期間全体のオゾンホール規模の指標としてのオゾンホール面積の年積算値、ならびにオゾンホール<sup>1</sup>の消滅日の経年変化（1979～2018年）を図1-3-12に示す。

南極オゾンホール<sup>1</sup>の規模は3要素のいずれにおいても1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大したことが認められる。一方、1990年代後半以降は、年々変動による増減はあるものの、長期的な拡大傾向はみられなくなった。また、南極オゾンホール<sup>1</sup>の年最大面積とオゾン欠損量は、2000年以降、統計的に有意な縮小傾向となっている。

2018年は、下部成層圏気温が例年より低く、大規模なオゾン層破壊が進行する気象状況であったが、1990年代半ばから2000年代半ばほどの規模には拡大しなかった。これは、大気中のオゾン層破壊物質の濃度が減少しているためと考えられる。

オゾンホール<sup>1</sup>面積の年積算値は年々変動が大きい。これは、オゾンホール<sup>1</sup>の出現期間全体での評価が、最盛期以外の時期の極渦の偏在や下部成層圏気温の状況をもたらす気象要因の影響を受けやすいためと考えられる。オゾンホール<sup>1</sup>の消滅日は、オゾンホール<sup>1</sup>の消滅する11月や12月の極渦の状況が影響していると考えられるが、2000年代と比較すると、近年は早く消滅する傾向がある。オゾン層破壊物質の濃度は緩やかに減少しているが、依然として高い状態である。「オゾン層破壊の科学アセスメント：2018」（WMO, 2018）では、南極オゾンホール<sup>1</sup>は今後次第に縮小する見込みであり、南極オゾンホール<sup>1</sup>が発生する春季のオゾン全量が1980年の水準に回復するのは2060年代と予測している。



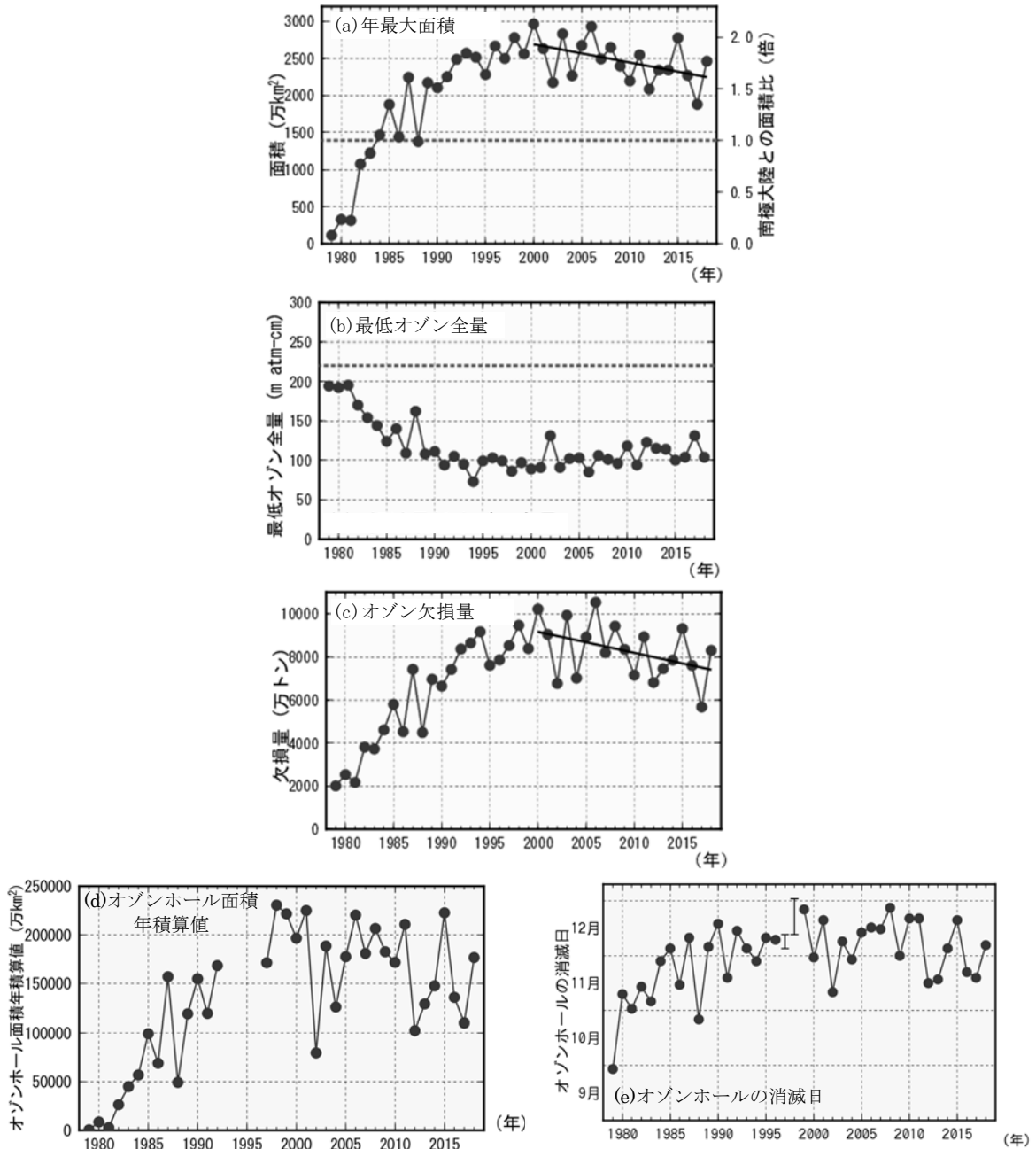


図 1-3-12 オゾンホールの規模の経年変化（1979～2018 年）

1979～2018年の(a)オゾンホール年最大面積、(b)最低オゾン全量、(c)オゾン欠損量の年極値、(d)オゾンホール面積の年積算値、(e)オゾンホールの消滅日の経年変化。いずれの図もNASA提供の衛星データをもとに作成（主にTOMS/OMIデータを使用。1995年のみTOVSの高分解能赤外放射計のデータを使用）。(d)年積算値の1993～1996年はデータが十分得られていないため、面積を求めていない。(a)横破線は南極大陸の面積、(b)横破線はオゾンホールの目安である220m atm-cmを表す。(e) 1997～1998年はデータが欠測であるためエラーバーで記している。(a)、(c)の直線は2000年以降の統計的に有意な変化傾向を示している。

(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

**(参考) 南極オゾンホールの規模の定義**

オゾンホールの規模の目安として、オゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量(破壊量)の3要素が以下のように定義されている。

オゾンホール面積 : 南緯45度以南でのオゾン全量が220m atm-cm以下の領域の面積

最低オゾン全量 : オゾンホール内のオゾン全量の最低値

オゾン欠損量 : 南緯 45 度以南のオゾン全量を 300m atm-cm(オゾン全量の地球規模の平均値)に回復させるために必要なオゾンの質量

### 月平均オゾン全量の経年変化(南極昭和基地上空)

オゾンホール縁辺となることが多い南極昭和基地における9～12月の平均オゾン全量の経年変化を図1-3-13に示す。各月ともオゾン全量は、1980年頃から長期的に減少し、1990年代半ば以降は減少傾向がみられなくなったものの、少ない状態が継続している。なお、2002年の10～11月にオゾン全量が大きく増加しているのは、9月下旬に南極域で大規模な成層圏突然昇温が発生し、成層圏の気温が上昇し、高濃度オゾンが流入したためオゾン層破壊の規模が小さかったことによる。また、2009年の11月にオゾン全量が多かったのは、極渦の変動により南極オゾンホールが偏って、南極昭和基地が南極オゾンホールの外に位置することが多かったためである。

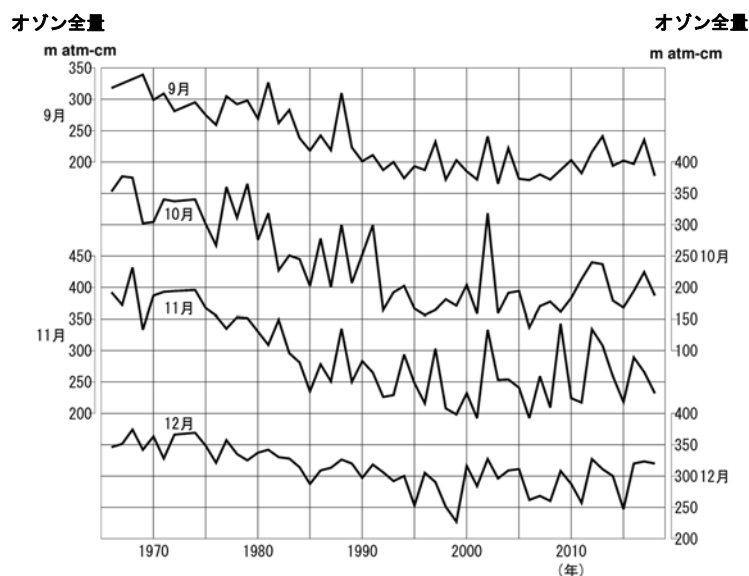


図 1-3-13 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年 9～12 月）  
 （出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018 年）より

### （c）高度分布のトレンド

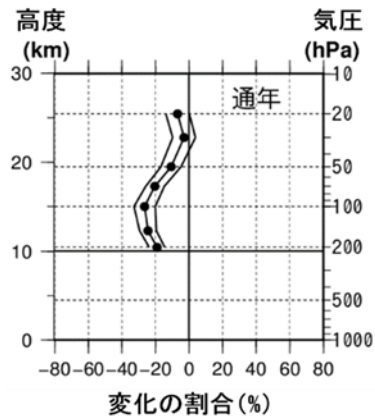
南極昭和基地上空におけるオゾンゾンデ観測による高度別オゾン分圧のトレンドを図1-3-14に示す。

オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））を通年（図1-3-14（a））と南極オゾンホールが発生する9～11月の春季（図1-3-14（b））で示す。この結果によると、通年では高度約10～20kmで有意な減少傾向を示し、特に15kmの減少率が大きい。春季では、通年よりもさらに減少率が大きく、また高度約22kmでも有意な減少傾向を示している。これらの減少率が大きい高度は、極渦内におけるオゾン破壊の影響が大きい下部成層圏にあたるため、南極昭和基地上空のオゾン分圧の減少は南極渦内で起こった化学的なオゾン破壊の影響が考えられる。

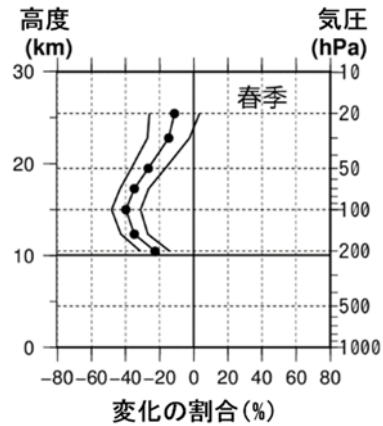
また、2000～2018年の長期変化傾向（10年あたりの変化率（%））の高度分布を通年（図1-3-14（c））、9～11月の春季（図1-3-14（d））で示す。これらの結果によると、通年では全高度で大きな増減はみられず、また統計的に有意な増減もなかった。春季では高度約15～18km付近で、統計的に有意ではないが、高い増加率となっていた。

このように、南極オゾンホールの規模が顕著になった1980年頃から1990年代半ばにかけて、南極昭和基地上空10～25km付近のオゾン分圧は大きく減少した。2000年以降、同高度での回帰直線から求めたオゾン分圧の増加率は正となっているが、統計的に有意な増加傾向とはなっていない。

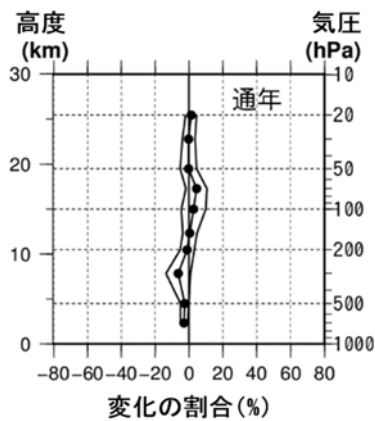
(a) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(b) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(c) 2000～2018年の変化傾向（%/10年）



(d) 2000～2018年の変化傾向（%/10年）

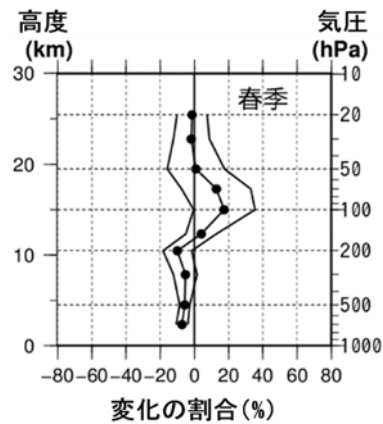


図1-3-14 南極昭和基地上空のオゾン分圧の高度別トレンド

●印はオゾンゾンデ観測から求めた高度別オゾン分圧のトレンド。上段(a)、(b)は、1979～1996年におけるオゾン分圧の変化傾向（%/10年）。下段(c)、(d)は、2000～2018年におけるオゾン分圧の変化傾向（%/10年）を示しており、月別平均値から季節変動および既知の自然変動による影響を除去した時系列データの回帰直線から求めた。横軸は変化量、縦軸は高度。外側の折線は95%信頼区間の範囲。左 (a) (c)（通年）は月別値（1～12月）から、右 (b) (d) が春季（9～11月）の月別値から求めた。  
 （出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

### 3-2-2. 北半球高緯度域のオゾン層の状況

北半球高緯度域でも、南極オゾンホールほど大規模ではないものの、オゾンの少ない領域が現れることがある。北半球高緯度域のオゾン層の状況に関して、2018年のオゾン全量、及びオゾン層の推移は以下のとおりである。

#### (a) 2018年の北半球高緯度域のオゾン層の状況

衛星観測によれば、2018年2月のオゾン全量偏差分布は、北半球高緯度の広い地域で大きな正偏差となり、太平洋北東部から北アメリカ大陸北部にかけては-10%以上の負偏差となった。この偏差の分布は、2月上旬から中旬にかけて、極渦が北アメリカ大陸付近に長く位置したことが要因となっている。-10%以上の負偏差域については、北アメリカ大陸付近は概ね極渦内のオゾン量が少ない領域と対応しているが、太平洋東部においては加えて対流圏界面高度が高かったことも要因と考えられる。この負偏差域は、極渦の偏在により極域から離れた地域でみられている。北半球高緯度の下部成層圏の気象状況から、2018年の北半球では顕著なオゾン破壊は起こらなかったと考えられる。北極域は南極域と違って安定した極渦が発達しにくく、その年の気象条件によって、低温域が広がったり狭かったりと変動しやすい。2017年7月～2018年6月の北極域の下部成層圏の最低気温、及び-78℃以下の面積の推移を図1-3-15に示す。

北極域の下部成層圏の最低気温の推移をみると、11月中旬から2月中旬にかけて平均値（1979～2017年）より低いか同程度で推移したが、2月下旬から成層圏突然昇温に伴って急激に高くなり、以降は概ね平均値より高く推移した。2月下旬以降、それまで円形であった極渦の形が崩れ、渦が偏在して弱まったことが要因と考えられる。

極成層圏雲出現の目安である-78℃以下の領域の面積は、2017年11月下旬から2018年2月中旬にみられ、1月までは、概ね平均値（1979～2017年）よりも大きく推移した。しかし、面積の大きさは2018年2月上旬に急激に小さくなり、2月中旬には消滅した。

北半球高緯度上空の顕著なオゾン層破壊は、1990年代以降、複数回観測されているが、南極オゾンホールほど大規模とはなっていない。これは、北半球高緯度上空の気温が南極域上空に比べ高いためである。

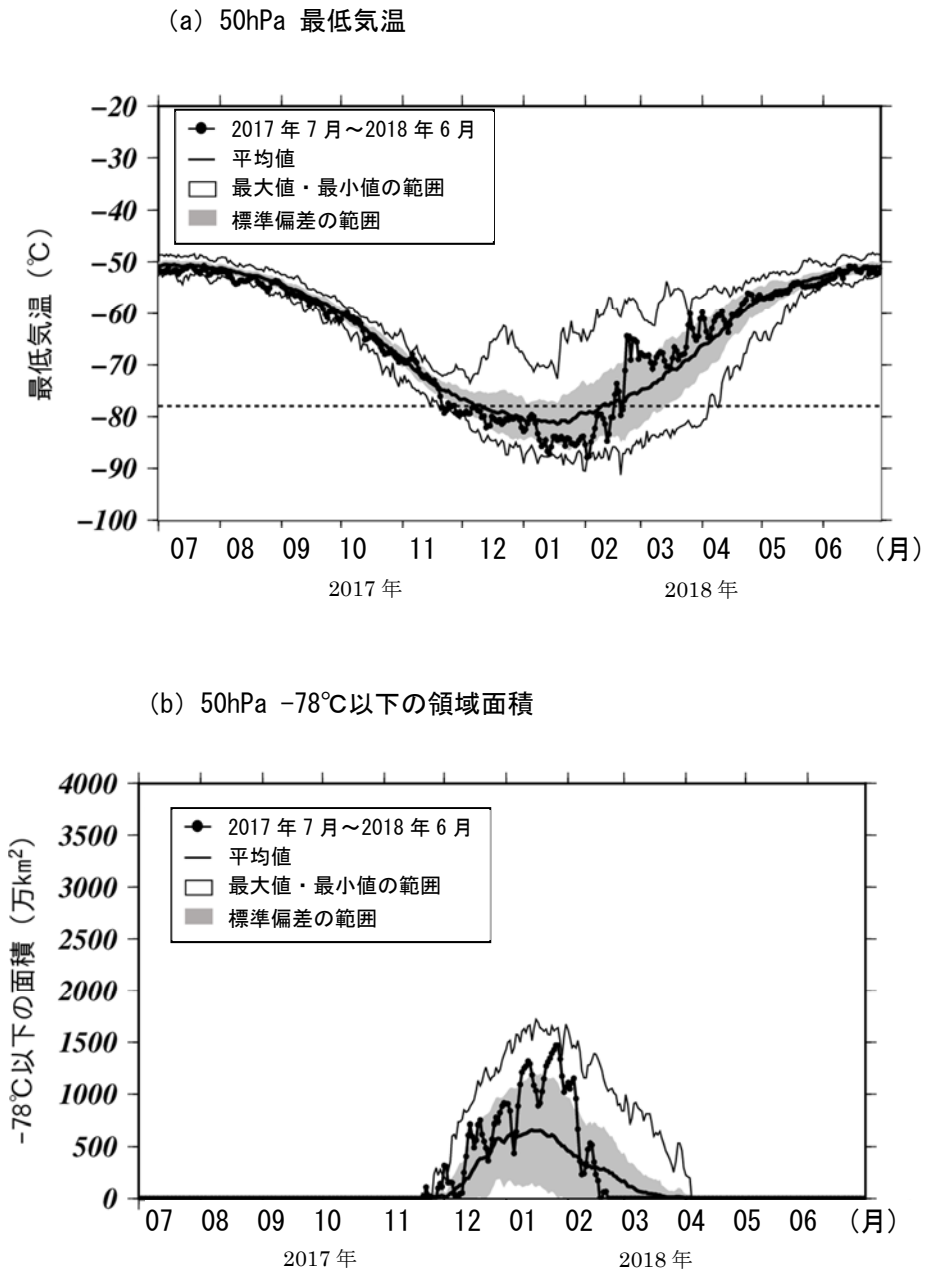


図 1-3-15 北極域上空の下部成層圏の最低気温（上）及び気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積（下）の推移（2017年7月～2018年6月）

北緯60度以北の高度約20kmにおける日別の最低気温の推移(上図)と極成層圏雲の出現する目安となる $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積の推移(下図)。●印は2017年7月～2018年6月の値を示す。陰影中の実線は7～12月は1979～2016年、1月～6月は1979～2017年の平均値。陰影外の細実線は同期間の最高（最大）値及び最低（最小）値。ただし、気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積の最小値は一年を通して $0\text{ km}^2$ である。陰影は標準偏差の範囲。上図中の横の破線は極成層圏雲出現の目安である $-78^{\circ}\text{C}$ 。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

## (b) 北半球高緯度域のオゾン層の経年変化

北半球高緯度域のオゾン層の状況をみるために、北半球高緯度域の3月の月平均オゾン全量偏差を図1-3-16に示す。衛星観測（TOMSおよびOMI）データによると、北半球高緯度は概ね1990年以降オゾン全量が少ない状態が続いており、特に1997年と2011年は顕著に少なかった。この少ない状態は、英国のラーウィックの地上観測データにおいても同様にみられる。1997年と2011年の顕著なオゾン全量の減少は、下部成層圏気温が低く、比較的規模の大きなオゾン破壊が起こったことが要因と考えられ、1997年においては、円形に近い安定な極渦がほぼ北極を中心に位置し、低緯度側からのオゾンの輸送が少なかったことも大きな要因と考えられる。その影響でこの年は中緯度帯においてオゾン全量の多い領域が広く見られた（WMO, 2011）。なお、TOMSデータのない1995、1996年については、SBUV/2のデータを用いた解析によると、両年ともに春季にオゾン全量の大きな減少が観測されている（NOAA, 2005）。

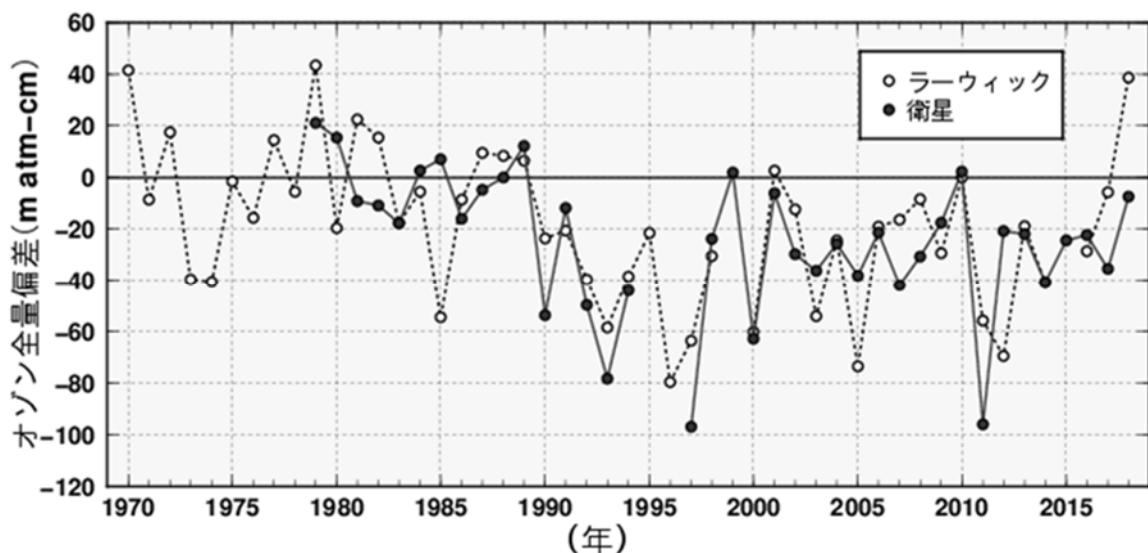


図 1-3-16 北半球高緯度域の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●印はNASA提供のTOMS及びOMIデータをもとに作成した北半球高緯度（北緯60度以北）域の3月の平均オゾン全量（1979～1989年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータがない。○印は、ラーウィック（英国、北緯60度、西経1度）の3月の平均オゾン全量の1979～1989年の平均値からの偏差を示す。（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

### 3-3. 我が国におけるオゾン層の状況

#### (a) 2018 年の日本上空の月別オゾン全量

気象庁で観測しているオゾン全量の2018年における月平均値の推移を図1-3-17に示す。2018年の状況については1994～2008年の平均値からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きい時を「多い」、それより小さい時を「少ない」とした。

1994～2008年の平均値と比べると、2018年のオゾン全量の月平均値は、札幌では、2月に観測開始（1958年）以来、その月として3番目に多く、7月はその月として2番目に少ない値となった。2月は寒気の移流とともに高緯度側から例年よりも多くのオゾンが日本付近に流れこんだことが要因であり、7月は対流圏界面の高度が高かったことが主な要因として考えられる。2月はオゾン層破壊が顕著に現れる以前の期間（1980年以前）を除くと最も多い値となった。

つくばでは2月と4月に多く、8、10、12月に少なかった。これらは、対流圏界面の高度の高低やQBOの位相の転換に伴い低緯度からのオゾンの流入が増減したことなどが主な要因として考えられる。那覇では、観測開始（1974年）以来、3月はその月として3番目に多く、4月はその月として2番目に多く、12月はその月として3番目に少ない値となった。2018年の赤道付近を除く低緯度帯では、QBOの位相に対応して8月頃まで正偏差が継続し、以降は徐々に負偏差に変化しており、これが主な要因と考えられる。（参考資料9「つくばのオゾン分圧・規格化偏差の高度分布」P77を参照）

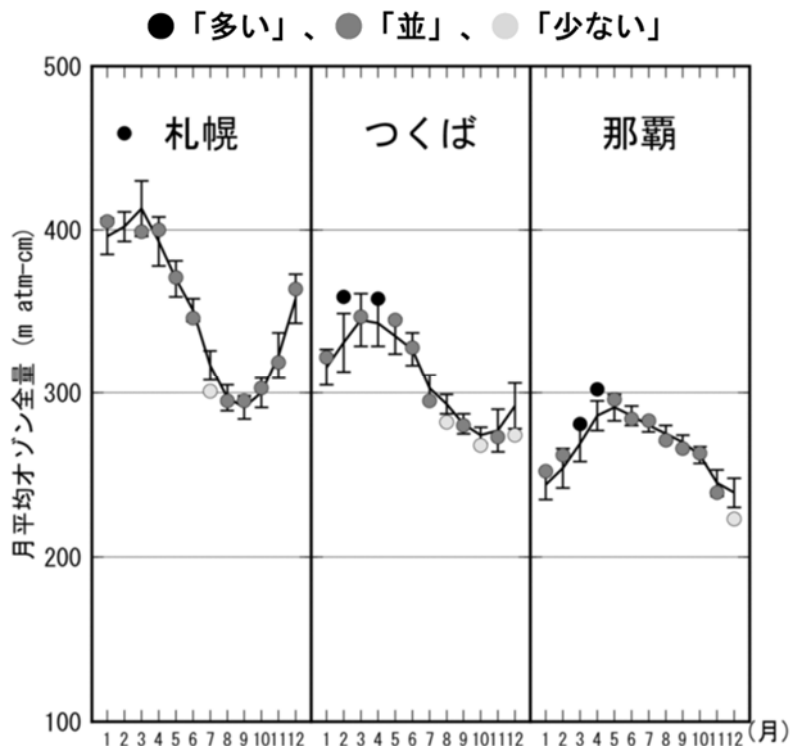


図 1-3-17 2018 年における月平均オゾン全量

国内3地点(札幌、つくば、那覇)における月平均オゾン全量の推移。丸印は2018年の月平均値。折線(実線)は1994～2008年の平均値。縦線はその標準偏差。

(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ(2018年)より



## (b) 日本上空のオゾン全量のトレンド

## オゾン全量の経年変化

札幌、つくば、那覇のオゾン全量の年平均値の経年変化を図1-3-18に示す。なお、この図は3-1 (b) で述べた既知の自然要因による変動を除去する処理を行っていない（詳細はP19を参照）。よって、図に見られるオゾン全量の変化には、太陽活動（約11年周期）や準2年周期振動（QBO）等の自然要因によるオゾン変動の影響が含まれていることに注意する必要がある。

日本上空のオゾン全量は、札幌とつくばにおいて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。また、那覇では2000年以降、緩やかな増加傾向が見られていたが、近年はオゾン全量が少ない年が続いている。

つくばにおける最近の5年間（2014～2018年）の平均値はオゾン層破壊現象が顕著に現れる以前の1970～1980年（那覇は1975～1980年）の平均値と比べ、同程度まで回復しているが、札幌に関しては、依然少ない状況にあり、1970～1980年のレベルには回復していない。

札幌、つくば及び那覇における1993年を中心とした一時的なオゾン全量の減少は、1991年のピナトゥボ火山噴火にともない、成層圏エアロゾルが増加したため、オゾン破壊が促進されたと考えられる。

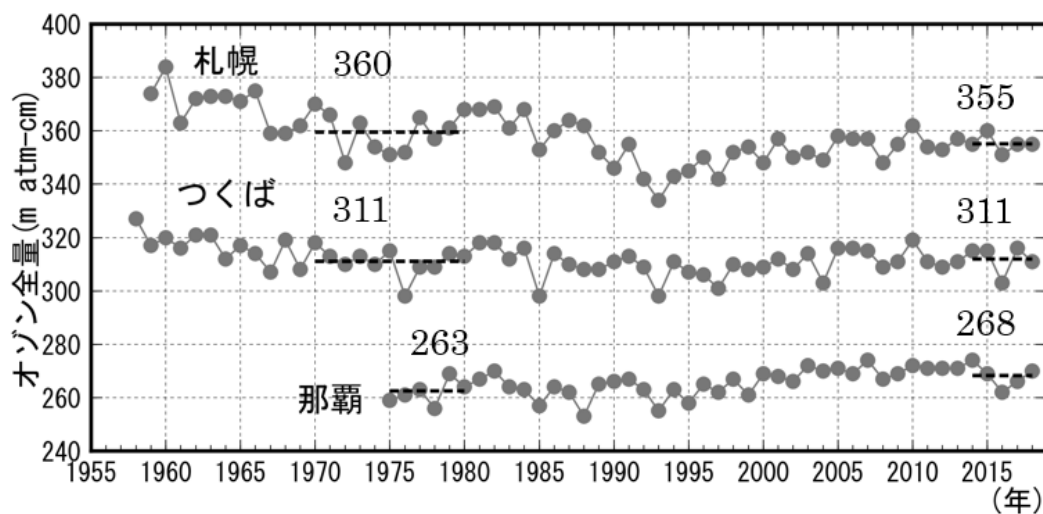


図 1-3-18 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化（1958～2018年）

札幌、つくば、那覇（以上●印）、におけるオゾン全量の観測開始から2018年までの年平均値の経年変化（ここでは、既知の周期的な自然要因（太陽活動、QBOなど）と相関の高い変動成分を除去していない）。黒破線は1970～1980年平均値（那覇は1975～1980年）と最近5年間（2014～2018年）の平均値（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

### 日本上空のオゾン全量の長期変化

国内3地点（札幌、つくば、那覇）の地上観測データを用いたオゾン全量とオゾン層破壊が進んだとみられる1979～1996年までの期間と、僅かな増加がみられる2000年以降の期間の長期的な変化傾向を図1-3-19に示す。

1979～1996年のオゾン全量は、減少傾向を示していた。特に、札幌とつくばでは有意に減少しており、10年あたりの変化率は、札幌で-4.1%、つくばで-1.2%となった。2000～2018年の国内3地点で有意な増減はみられなかった。

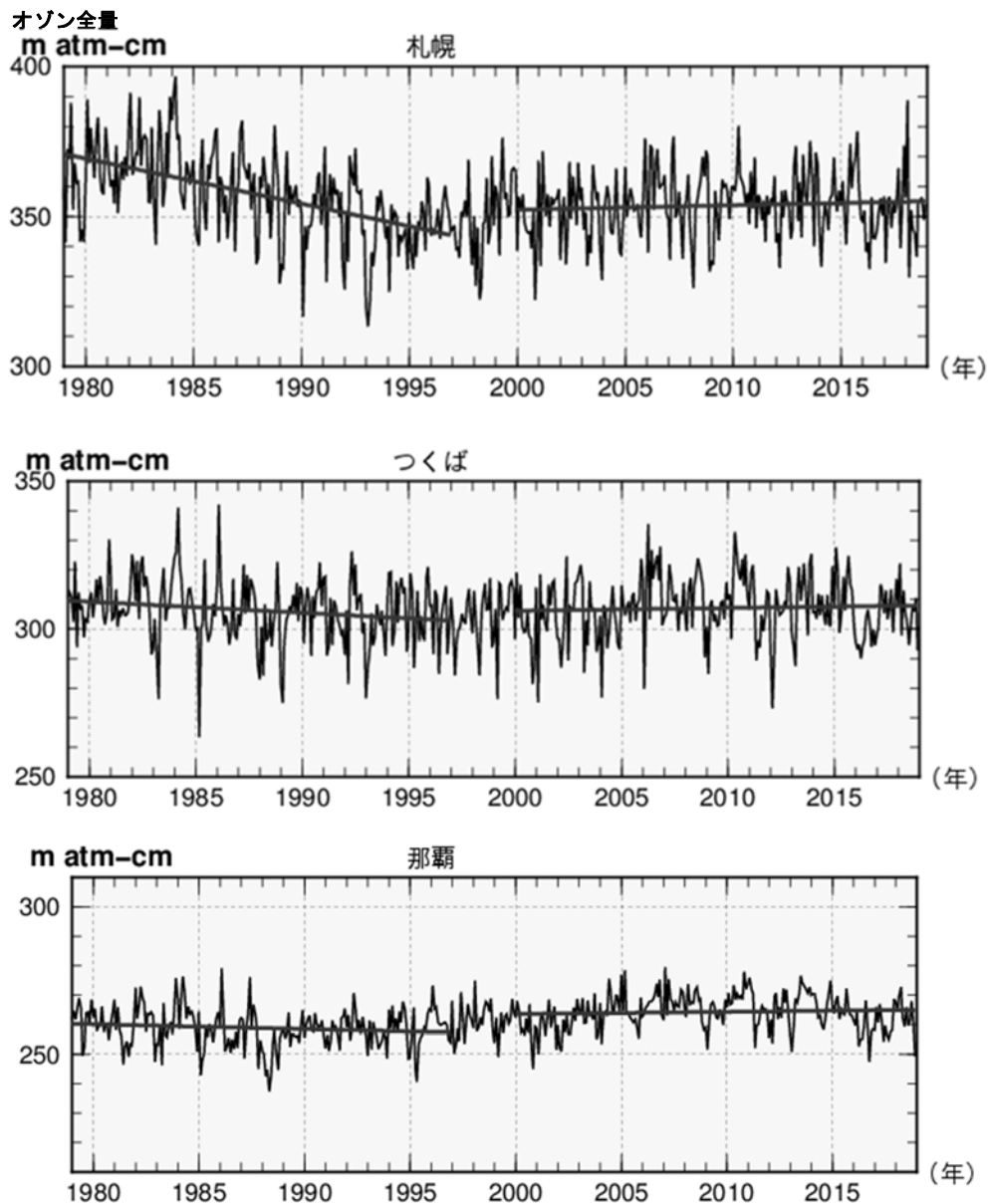


図1-3-19 日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内のオゾン全量観測による1979年以降のオゾン全量(m atm-cm)。実線は、太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去した値である。直線は、1979～1996年及び2000～2018年の回帰直線を示す。上から、札幌、つくば、那覇のデータ。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

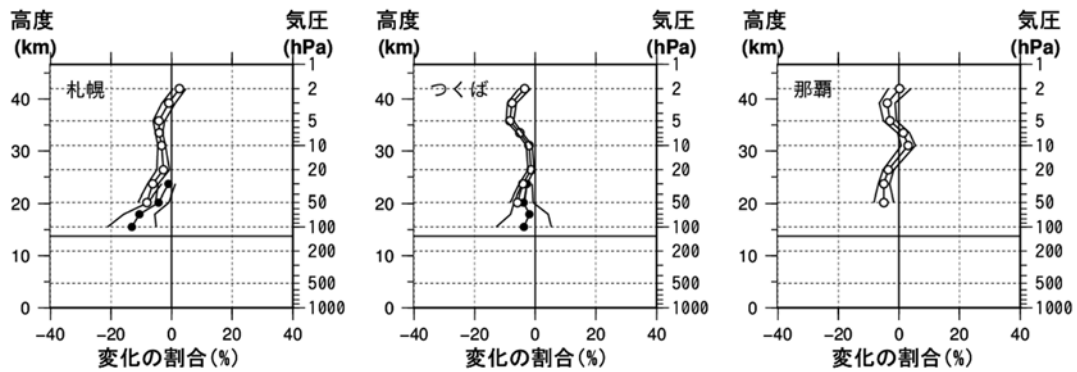
## （c）日本上空のオゾンの高度分布にみられるトレンド

### 日本上空のオゾンの高度別トレンド

日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向をみるため、オゾン層の破壊が進んだとみられる1979～1996年の変化傾向（10年あたりの変化率（%））について鉛直分布を図1-3-20上段に示す。解析には、高度約15～22 kmのオゾンゾンデ観測データ、高度約20～42 kmの反転観測データを用いた。なお、反転観測データは、層別オゾン量からスプライン補間により推算した各気圧面のオゾン分圧値を使用した。札幌では、オゾンゾンデ観測の高度約15～20 kmにおいて、また反転観測の高度約20～35 kmで有意な減少傾向となり、特に高度約25 km以下において減少率が大きい。つくばではオゾンゾンデ観測、反転観測ともに高度約20 km以上で有意な減少傾向となり、特に高度30～42 kmの上部成層圏において減少率が大きい。那覇の反転観測では高度約20～25 kmと高度約35～38 kmで有意な減少傾向となった。

2000年以降（つくばは2000～2018年、札幌と那覇においては、2000～2017年）の変化傾向を図1-3-20下段に示す。札幌の反転観測の高度約25 km以上で有意な増加傾向となった。つくばでは、反転観測の高度約32～38 kmで有意な増加傾向となった。また、高度約20～23 kmでは、反転観測では有意な増加となったが、オゾンゾンデ観測では有意な減少傾向となっている。那覇のオゾンゾンデ観測では高度約15～18 kmで有意な減少傾向がみられた。

(a) 1979～1996年の変化傾向（%/10年）



(b) 2000年以降の変化傾向（%/10年）

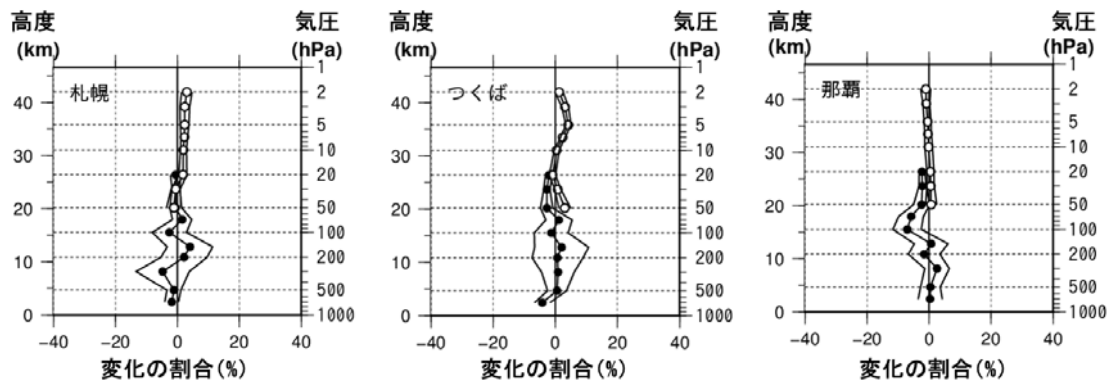


図 1-3-20 日本上空のオゾン分圧の高度別トレンド

国内3地点（札幌、つくば、那覇）の上空における高度別のオゾン分圧について、(上段)1979～1996年及び(下段)2000年以降の変化傾向（%/10年）を示している。●印はオゾンゾンデ観測データ、○印は反転観測データによる。外側の折線は95%信頼区間の範囲。那覇は、1989年より前のオゾンゾンデ観測データがないため、上段では反転観測の結果のみを示す。下段では、つくばにおいては2000～2018年、札幌と那覇では、2018年1月でオゾンゾンデ観測が終了したため、2000～2017年の変化傾向を示している。上段、下段ともに季節変動および既知の自然変動による影響の成分を除去している。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2018年）より

## 4. オゾン層の将来予測

### 4-1. CFC、ハロン等オゾン層破壊物質濃度とその推移

#### 4-1-1. 地表面付近のオゾン層破壊物質濃度の推移

成層圏オゾンを破壊する CFC やハロン等の有機塩素・臭素化合物（ODS: オゾン層破壊物質）は、地上で放出された後、対流圏から成層圏に輸送され、主に太陽紫外線によって引き起こされる光化学反応を通して塩素原子や臭素原子又は一酸化塩素・一酸化臭素等の無機塩素・臭素化合物を生成する。これらの原子・分子が  $\text{ClO}_x$  サイクルや  $\text{BrO}_x$  サイクルと呼ばれる連鎖的なオゾン分解反応サイクルの担い手となり、オゾンの消失を促進しオゾン層の破壊を引き起こす。よって、成層圏中の塩素・臭素量の変化はオゾン層の長期的な変化を考える上での目安となる量である。

将来のオゾン層の変化予測を行う際に用いた地表面での有機塩素・臭素濃度の変化シナリオを図1-4-1に示す。地表面でのCFCなどの有機塩素濃度（ $\text{CCly}$ 、太い破線）は1990年代前半にピークに達した後、緩やかに減少し、2030年頃に1980年レベルに戻る（図中の縦の矢印）。一方、ハロンなどの有機臭素化合物を考慮した有機塩素・臭素濃度（太い実線、図1-4-2と比較しやすいように有機塩素濃度 $\text{CCly}$ に有機臭素濃度 $\text{CBry}$ を60倍にした値を加えた総和として示す）では、1990年代半ばにピークを迎えた後、2010年頃までは有機塩素濃度の変化に比べて濃度の減少が緩やかなシナリオになっていることが分かる。これはハロン類の濃度増加が2000年過ぎまで続く想定しているためである。その後、有機塩素・臭素濃度は有機塩素濃度とほぼ同様の減少傾向を示し、2030年代後半には1980年の濃度レベルに戻る（図中の縦の矢印）とのシナリオになっている。有機塩素・臭素濃度が1980年代のレベルに戻る時期が有機塩素濃度のみが1980年レベルに戻る時期に比べて10年程度遅くなっているのは、ハロン類の大气放出がCFCなどに比べてより長い期間継続すると想定したことが主な原因である。実際、多くのCFCの大气中濃度は1990年半ばには減少傾向に転じた（詳細はP109の図2-3-13を参照）のに対し、主なハロン類の濃度は、ハロン-1211は2005年頃を過ぎて減少傾向に転じたが、ハロン-1301では現時点でも増加傾向が認められている（詳細はP110の図2-3-15を参照）。

このような有機塩素・臭素化合物の地表面濃度の経年変化は、それらの対流圏内の濃度変化を起こす。その後、有機塩素・臭素化合物が成層圏へ達し、分解されて無機塩素・臭素化合物に変わる時、地表面の有機塩素・臭素化合物濃度の変化より数年ほど遅れて成層圏の無機塩素・臭素化合物濃度に変化が起こる。その様子を次節で見ることとする。

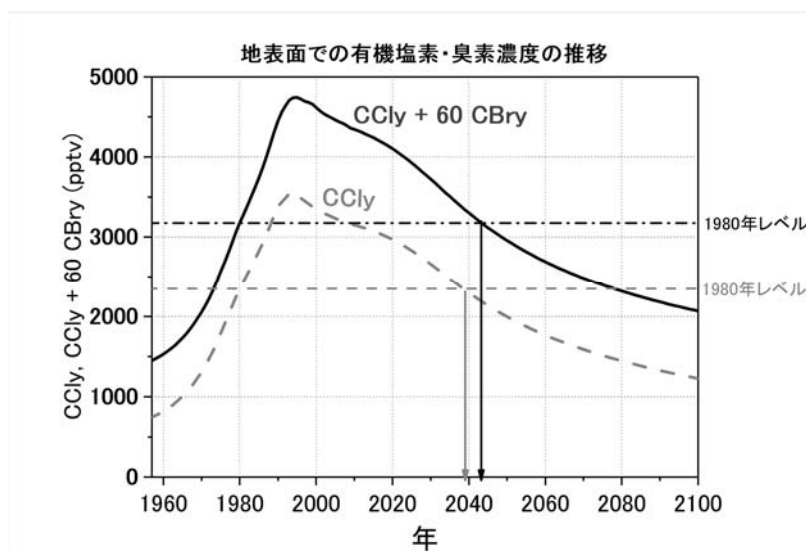


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いた地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ  
 太い破線は CFC などの有機塩素 (CCl<sub>4</sub>) のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率が 60 倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化 (CCl<sub>4</sub>+60CBry)。細い点線及び一点鎖線は有機塩素及び有機塩素・臭素濃度の 1980 年レベル。WMO-A1 シナリオを元に作成。(出典) 国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

## 4-1-2. 成層圏でのオゾン層破壊物質濃度の推移

成層圏オゾン層破壊に対する寄与の観点から、成層圏に達した有機塩素・臭素化合物が分解して生じた無機塩素・臭素化合物による塩素・臭素の濃度を表す指標として、等価実効成層圏塩素（EESC。詳細は第1部3-1（b）（P19）脚注を参照）が提唱されている。これは、臭素が関与するオゾン分解反応サイクルの効率が塩素のサイクルに比べて約60倍高いことを考慮して臭素量を塩素量に換算することで求められた成層圏での塩素・臭素濃度である。地表から対流圏を経て成層圏へ輸送された塩素・臭素は、成層圏での大気の流れによって、地球規模の平均で3～7年程度かけて成層圏の様々な場所に運ばれる。したがって、成層圏中の塩素・臭素濃度は3～7年程度さかのぼった対流圏濃度を反映することになる。つまり、オゾン層における塩素・臭素濃度が1980年レベルに戻る時期は、地表面や対流圏における有機塩素・臭素濃度が1980年レベルに戻る時期とは必ずしも一致しない。

これらの大気の輸送時間を考慮して推定された中緯度上空及び極域上空での EESC の推移の将来予測を図 1-4-2 に示す。まず、図 1-4-1 の実線で表された地表面の有機塩素・臭素化合物濃度の変化と比べると、そのピークが数年ほど遅れていることが分かる。更に、EESC のピークは中緯度では 1990 年代後半にあるのに対し、極域では 2000 年頃になっている。また、EESC が 1980 年レベルにまで減少するには、中緯度では 2050 年頃、極域では 2065 年頃までの期間を要することが分かる（最新の WMO2018 によると、EESC が 1980 年レベルまで減少する時期は、中緯度では 2049 年、南極域では 2076 年と見積もられている。）

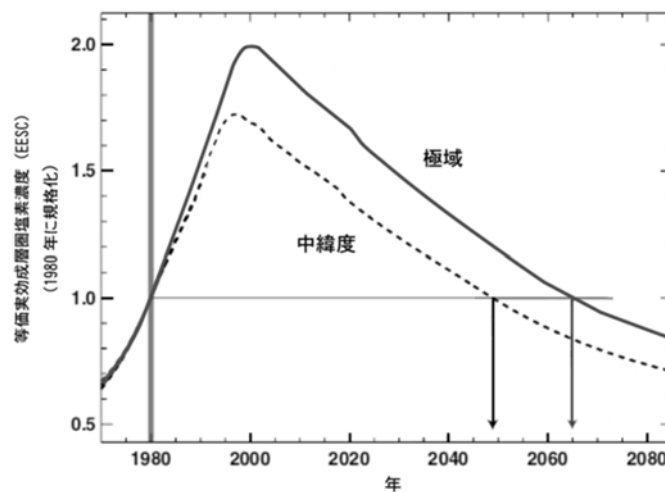


図 1-4-2 中緯度及び極域下部成層圏における等価実効成層圏塩素の推移

対流圏で放出された塩素・臭素が成層圏に輸送された後、中緯度成層圏並びに極域成層圏まで輸送される時間（成層圏大気滞留時間とも呼ばれる）を、それぞれ 3 年並びに 6 年として算出。それぞれの領域での EESC の推移は 1980 年の値との相対値の推移として示されている。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）より作成

## 4-2. 温室効果ガス濃度の増加とオゾン層への影響

### 4-2-1. 温室効果ガス濃度の推移

オゾン層破壊が塩素・臭素濃度のみで決定されるのであれば、オゾン層の破壊は図 1-4-2 の曲線に対応して、中緯度では 1990 年代後半をピークに、また極域では 2000 年代前半をピークに減少しはじめ、中緯度では 2046 年頃に、また極域では 2073 年頃には 1980 年レベルまでオゾン層が回復することが期待される。しかし、成層圏の大気の組成は、オゾン層破壊物質だけでなく二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）、メタン（CH<sub>4</sub>）、一酸化二窒素（N<sub>2</sub>O）などの温室効果ガス（GHG）の濃度も 1980 年代に比べて変化している。そこで、WMO 科学評価パネルでは、想定されるオゾン層破壊物質や GHG の濃度変化シナリオの下でオゾン層の将来変化予測が行われた。将来予測には、気候変化を含む成層圏の力学過程、化学過程をモデル化した三次元化学気候モデルが用いられた。モデル予測に使用された有機塩素化合物（CCly）、二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）、メタン（CH<sub>4</sub>）、一酸化二窒素（N<sub>2</sub>O）の地表濃度の推移シナリオの例を図 1-4-3 に示す。（図中の CCly 曲線は図 1-4-1 のものと同じ）

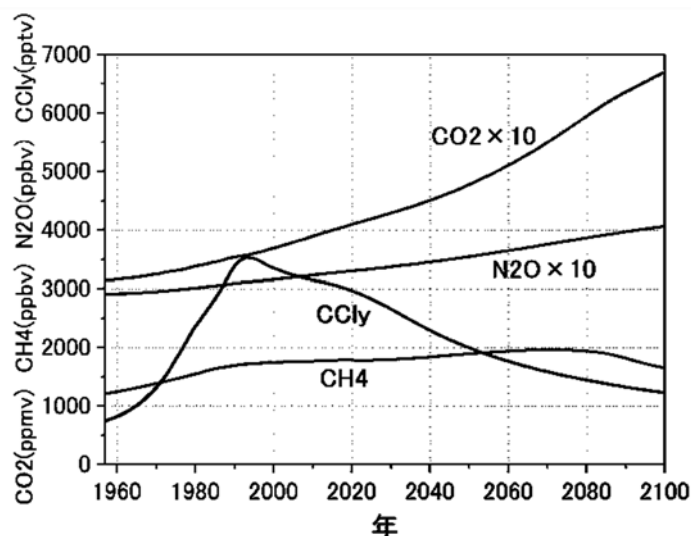


図 1-4-3 成層圏オゾンの長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

CCly は図 1-4-1 と同じ。CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O は、RCP6.0 シナリオ\*を元に作成。

（出典）国立環境研究所秋吉英治氏提供データ

\* RCP シナリオとは気候予測を行う際に、放射強制力のいくつかの上昇レベルに対応した温室効果ガスなどの代表的濃度経路のシナリオのこと。図 1-4-7 を参照のこと



## 4-2-2. 気温変化とオゾン破壊の関係

オゾンの生成が活発な成層圏中上部における主要なオゾン分解反応である酸素原子とオゾンとの反応は、気温が下がると反応が遅くなる性質を持っているため、気温の低下はオゾン量の増加をもたらす。一方、オゾン量の増加はオゾンの光化学反応によって成層圏をより加熱する（気温を上げる）方向に働くことで、オゾンの分解速度の低下を抑える方向にフィードバックされる。その結果、オゾン量の増加はある程度抑制される（参考資料 1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅 P57 を参照）。この様な気温の変化によるオゾン量の変化とその変化率に対するフィードバックの存在は広く成層圏全体に当てはまる。

一方で、南極オゾンホールで代表されるような極成層圏雲上での不均一反応が重要となってくる極域の下部成層圏では、気温変化とオゾン破壊の関係は、上述の状況とは異なってくる。極域の下部成層圏での大規模なオゾン破壊にとって重要となる極成層圏雲の生成には、冬季から春先にかけての気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の低温になることが不可欠である。また一般に、気温の低い領域が広範囲に存在する方がオゾン破壊は大きく、極成層圏雲が生成し得る低温の期間が長いほどオゾン破壊も長期化する。この様に、極域下部成層圏の春先のオゾン破壊では、成層圏中上部に存在する気温を介したフィードバックは機能せず、オゾン破壊の規模は、極成層圏雲が生成し得る低温の領域の大きさや低温期間の持続性に依存する。

以上のようなオゾン破壊に関わる化学反応の温度依存性に加えて、下部成層圏のオゾン量に影響を及ぼす大気循環によるオゾンの輸送量も気温との間に関係性がある。例えば、極域の下部成層圏の気温の低い年は、オゾン破壊の場となる極渦が長期間安定して存在している場合が多く、極渦の外側からの高濃度オゾンの流入が抑えられこともオゾン量の大きな減少の一因となる。

### 4-2-3. 成層圏での温室効果ガス濃度の増加とオゾン層

対流圏界面より上の成層圏では、オゾンによる太陽光吸収により加熱されるため、高度が高くなるに従い、気温が上昇する。成層圏において GHG は、対流圏とは異なって、赤外線宇宙に向けて放射することで加熱された成層圏大気を冷却する働きを持っている。GHG の中でも CO<sub>2</sub> は最も濃度が高く、成層圏における CO<sub>2</sub> の増加は成層圏気温の低下に最も大きな影響を及ぼす。前項 4-2-2 で述べた通り、成層圏気温の低下は、成層圏（特に上部成層圏）でのオゾン分解反応を減速させ、オゾン濃度の増加をもたらす。一方、極域成層圏では、気温の低下は極成層圏雲の生成を促すことでオゾン分解反応を加速する可能性がある。なお、CO<sub>2</sub> 以外の GHG である CH<sub>4</sub> や N<sub>2</sub>O は CO<sub>2</sub> に比べ濃度が低く、CH<sub>4</sub> や N<sub>2</sub>O の濃度の増減が成層圏気温に与える影響は小さい。しかし、CH<sub>4</sub> や N<sub>2</sub>O は成層圏での光化学反応によって、オゾン分解サイクルに関与する活性種 HO<sub>x</sub> や NO<sub>x</sub><sup>\*</sup> のソースガスである（参考資料 1 を参照）。一方で CH<sub>4</sub> は、塩素原子を不活性化（塩化水素に変換）する役割も担っている。更に、CH<sub>4</sub> は NO<sub>x</sub> を触媒としたオゾン生成\*\*にも関与する。したがって、CH<sub>4</sub> や N<sub>2</sub>O の濃度の増減は、成層圏におけるオゾンの生成・分解反応の効率に複雑に影響を及ぼすと考えられている。今後の GHG の排出量の変化がオゾン層に与える影響について、経度方向に平均化された二次元モデルを用いた数値実験からは、北半球中緯度では、N<sub>2</sub>O の増加は成層圏でのオゾン減少させることで、オゾン層の回復を遅らせる方向に働く。一方、CH<sub>4</sub> の増加は結果として成層圏のオゾンを増加させる方向に働くことが示された（Chipperfield と Feng, 2003 及び WMO, 2007, 2015）。ただし CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O のオゾン層への影響の大きさは、今後これらの温室効果ガスがどの程度放出されるかに依存する。CO<sub>2</sub> は、その放出量が多いほど回復を早める効果が高い。N<sub>2</sub>O はその放出量が多いほど回復を遅らせる効果が高い。逆に CH<sub>4</sub> はその放出量が多いほど回復を早める効果が高い。なお、CH<sub>4</sub> は N<sub>2</sub>O とは異なり、対流圏オゾンの生成にも関わるため、CH<sub>4</sub> の放出量の変化に対しオゾン全量は、成層圏オゾン量の変化だけでなく、対流圏オゾン量の変化の影響も受けて変化する（WMO2018）。

---

\* HO<sub>x</sub> や NO<sub>x</sub> の定義（説明）については、第 1 部参考資料 1（本文 P50）を参照。

\*\* 成層圏下部ならびに対流圏では、CH<sub>4</sub> の大気酸化反応 [CH<sub>4</sub> + 4O<sub>2</sub> + 4NO → CO<sub>2</sub> + 4NO<sub>2</sub>, 4(NO<sub>2</sub> + O<sub>2</sub> + hv → NO + O<sub>3</sub>)] によって光化学オゾンが生成される。

### 4-3. 化学気候モデルを用いたオゾン層の将来変化予測

成層圏のオゾン濃度や分布は、着目する領域において化学反応によって生成・消失するオゾン量と、他の領域からその領域に輸送されてくるオゾン量並びに他の領域に輸送されるオゾン量（オゾンの輸送量）に依存する（詳細は第 1 部 1-1（P9）を参照）。

オゾンの生成並びに消滅に関わる化学反応の起こりやすさは、気温に依存する。一方、成層圏ではオゾンの太陽光吸収が主要な熱源になっており、オゾン濃度の変化は気温の変化につながる。さらに、オゾンの輸送量も成層圏の気温分布と相互に関係している。

そこで、成層圏での化学過程（オゾンの生成や消失）、物理過程（オゾンの輸送）、並びに放射過程（放射を通じた加熱・冷却）の間の相互作用を含んだ「化学気候モデル」（詳細は第 1 部参考資料 11（P79～80）を参照）と呼ばれる数値モデルを用いて、オゾン層の将来変化予測が行われている。

このような化学気候モデルを利用することによって、温室効果気体の増加とオゾン層破壊物質の減少、両者の影響を取り込んだ将来予測実験が可能になってきている。温暖化とオゾン層回復に関わるシナリオをそれぞれ別々に扱うような実験もおこなうことにより、温暖化とオゾン層回復の特徴がより明確に切り分けられるようになる。特に温暖化実験からは、ブリューワ・ドブソン循環に代表される大気循環が強化されるという結果が得られており、そういった輸送効果とオゾンの回復傾向との関連が注目されている。（詳細は第 1 部参考資料 15（P87～88）を参照）。

#### (a) 中緯度域のオゾン層の予測

中緯度域（北緯 35 度～北緯 60 度及び南緯 35 度～南緯 60 度）での年平均・緯度平均したオゾン全量の将来予測について、緯度帯（北半球中緯度：北緯 35 度～北緯 60 度、南半球中緯度：南緯 35 度～南緯 60 度）ごとのオゾン全量の推移を図 1-4-4 に示す。

中緯度域のオゾン全量の長期変化には南北両半球で類似の傾向（2000 年過ぎに最も低いレベルに達した後、増加傾向に転じる）がみられる。しかしながら、オゾン全量が 1960 年レベル（人為起源のオゾン層破壊物質による大規模なオゾン層破壊が起こる前のレベル）に回復する時期は半球間で異なっており、北半球では、2030 年頃に、南半球では、2055 年頃と予測されている。オゾン全量が 1980 年レベルに回復するのは、北半球では、2010～2030 年頃（WMO2018 では 2035 年頃）、南半球では 2025～2045 年頃（WMO2018 では 2050 年頃）となっている。オゾン全量が 1960 年レベルに回復する時期が北半球に比べて南半球で遅くなるのは、オゾンが大きく破壊された南極域の成層圏の空気塊が毎年春に南半球中緯度域に移動する影響を受けるためである。なお数値モデル予測によれば、南北両半球とも中緯度域でのオゾン全量は 21 世紀後半には 1960 年レベルを超える見通しである。このような予測結果となるのは、EESC の減少の影響に加え、GHG（特に CO<sub>2</sub>）の増加による成層圏気温の低下（オゾン分解反応の減速）とブリューワ・ドブソン循環（詳細は第 1 部参考資料 15（P87～88）を参照）の強化（オゾンを多く含む空気塊の輸送の増加。詳細は第 1 部 4-4 (a)（P54）を参照）によるものと考えられている。図 1-4-4 の破線は、オゾン層破壊物質（ODS）の放出量を 1960 年レベルに固定した条件で、GHG の増加の影響のみによるオ

ゾン全量の変化の予測を示す。GHG の増加によってオゾン全量は 21 世紀末に向かって増加する。また、南半球中緯度では、実線と破線が 21 世紀末になってようやく近づいてくることから、この頃にオゾン全量が ODS の影響を受けなくなることがわかる。

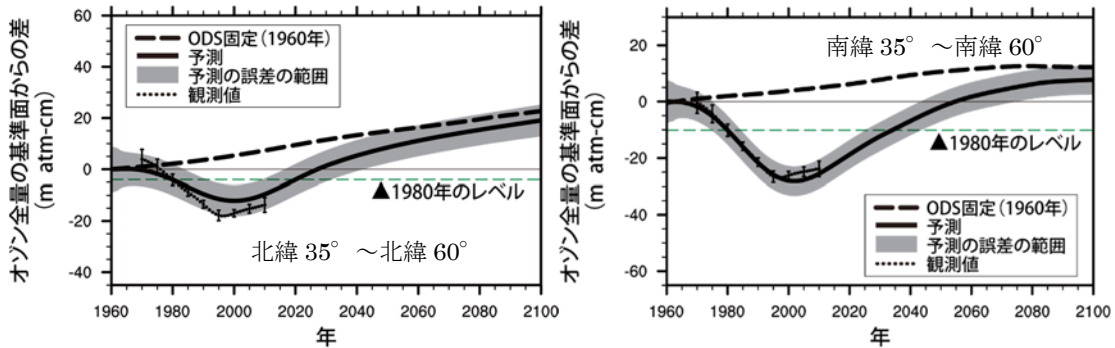


図 1-4-4 中緯度域におけるオゾン全量の推移予測

1960 年を基準としたのオゾン全量の推移の予測。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は 9 つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は 95%信頼区間を示す。太い破線は ODS を 1960 年レベルに固定したものであり、ODS の放出量の変化の影響がない、GHG の増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である 1980 年のレベルを示している。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010（WMO, 2011）より作成

### (b) 極域オゾン層の予測

図1-4-5に北極域（北緯60度～北緯90度）及び南極域（南緯60度～南緯90度）のオゾン全量の推移を示す。

極域で予測されるオゾン全量の推移の傾向は北極域と南極域で類似しており、中緯度域のオゾン全量の推移と同様、2000年頃に極小を迎えたあとは、増加に転じ、21世紀末まで増加傾向が続くと予想されている。一方、北極域と南極域を比較すると、オゾン全量が1980年レベルに回復する時期や21世紀末のオゾン全量に違いがある。1980年レベルに回復する時期は、北極域では2020～2035年の間（WMO2018では2030年代）と予測されるのに対し、南極域では21世紀中頃以降（WMO2018では2060年代）と予測されている。また、21世紀末のオゾン全量は、北極域では1960年レベルを超えているのに対し、南極域では1960年とほぼ同じレベルである。この違いは、GHGの増加によって引き起こされるブリューワ・ドブソン循環の強化（詳細は第1部参考資料15（P87～88）を参照）に伴う極域へのオゾンの輸送量の違いによるものと考えられている。図1-4-5の破線で示されるように、北極域ではGHGの増加に伴ってオゾン全量が増加していくのに対し、南極域ではわずかに増加するとどまっている。また南極域では、今世紀末に近づいても実線と破線が十分に近づかないことから、この頃になってもオゾン全量はODSの影響を受けることが予想される。

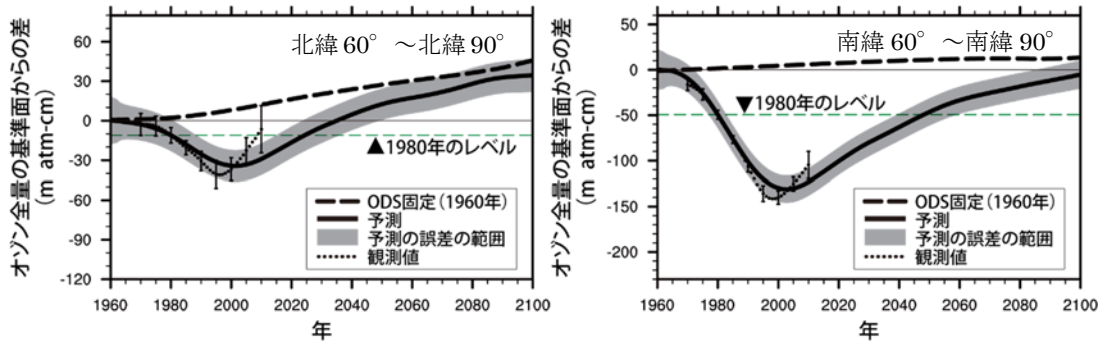


図 1-4-5 北極域及び南極域におけるオゾン全量の推移予測

1960 年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。左図は北極域の 3 月、右図は南極域の 10 月を示す。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は 9 つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は 95%信頼区間を示す。太い破線は ODS を 1960 年レベルに固定したものであり、ODS の放出量の変化の影響がない、GHG の増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である 1980 年のレベルを示している。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010（WMO, 2011）より作成

(c) 低緯度域のオゾン層の予測

一方、低緯度域（南緯 25 度～北緯 25 度）で予測されるオゾン全量の長期的な変化の様子は、中緯度域や極域と異なっている（図 1-4-6）。すなわち、オゾン全量は 2000 年過ぎに増加傾向に転じ、2060 年頃に 1980 年レベルに回復し最大となるが、その後 21 世紀末まで再び減少すると予測されている。また、低緯度域でのオゾン全量は 21 世紀を通して 1960 年レベルよりも少ないままである。低緯度域で見られる 21 世紀半ば以降のオゾン全量の推移（再減少）は、上部並びに下部成層圏での異なる振る舞いの結果と考えられている。すなわち、EESC の減少の影響並びに GHG の増加による成層圏気温の低下（オゾン分解反応の減速）による上部成層圏でのオゾン濃度の増加の影響に対し、GHG の増加にともなうブリューワ・ドブソン循環の強化によるオゾン濃度の減少（濃度の低い対流圏大気の輸送が強化されることによる下部成層圏でのオゾン濃度の減少）の影響が 21 世紀後半には勝るためと考えられている。GHG 増加のこの効果は、ODS 変化の影響のない計算（図中の破線）によって確認することができる。

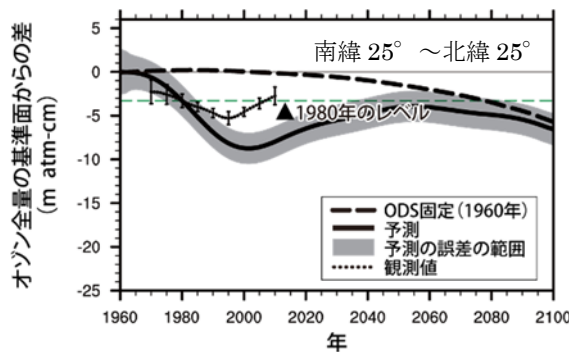


図 1-4-6 低緯度域におけるオゾン全量の推移予測

1960 年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。黒点は観測値で、縦線はその標準偏差。太い実線は 9 つの化学気候モデルによる計算結果の平均であり、薄い網掛け部分は 95%信頼区間を示す。太い破線は ODS を 1960 年レベルに固定したものであり、ODS の放出量の変化の影響がない、GHG の増加の影響のみによるオゾン全量の変化の予測を示す。横軸に平行な破線はオゾンホールが顕著に現れ始めた年である 1980 年のレベルを示している。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010（WMO, 2011）より作成

（d）温室効果ガスの排出量の違いによるオゾン層の変化の予測

オゾン層の回復時期は、今後の ODS 濃度の変化に依存するとともに、緯度帯によっても異なる。更に、4-2-3 節に記載した通り GHG 濃度の変化によっても影響される。GHG の排出シナリオとしては、RCP（代表的濃度経路）シナリオと呼ばれている、今後の産業の発展や脱温暖化・脱炭素に向けた取り組み等を想定した排出シナリオ（図 1-4-7）が利用されている。WMO2018 では RCP シナリオによる GHG 濃度の変化に基づいて計算されたオゾン層の将来予測結果がまとめられている（図 1-4-8）。これらの予測結果からは、温室効果ガスの排出量が大きいシナリオ（RCP 8.5）ほど将来のオゾン全量が増加してオゾン層回復が早まる傾向にあることが分かる。また南北中緯度でのオゾン全量の変化を比較すると、北半球中緯度ではオゾン全量の変化は RCP シナリオの違いに依存するのに対し、南半球中緯度では RCP シナリオの違いによるオゾン全量の変化の違いが顕著ではない。なお本節の(a)と(b)で示された WMO2018 によるオゾン全量の 1980 年レベルへの回復年は、温室効果ガス排出シナリオの 1 つである RCP6.0 シナリオによる最新の予測結果に基づくものである。

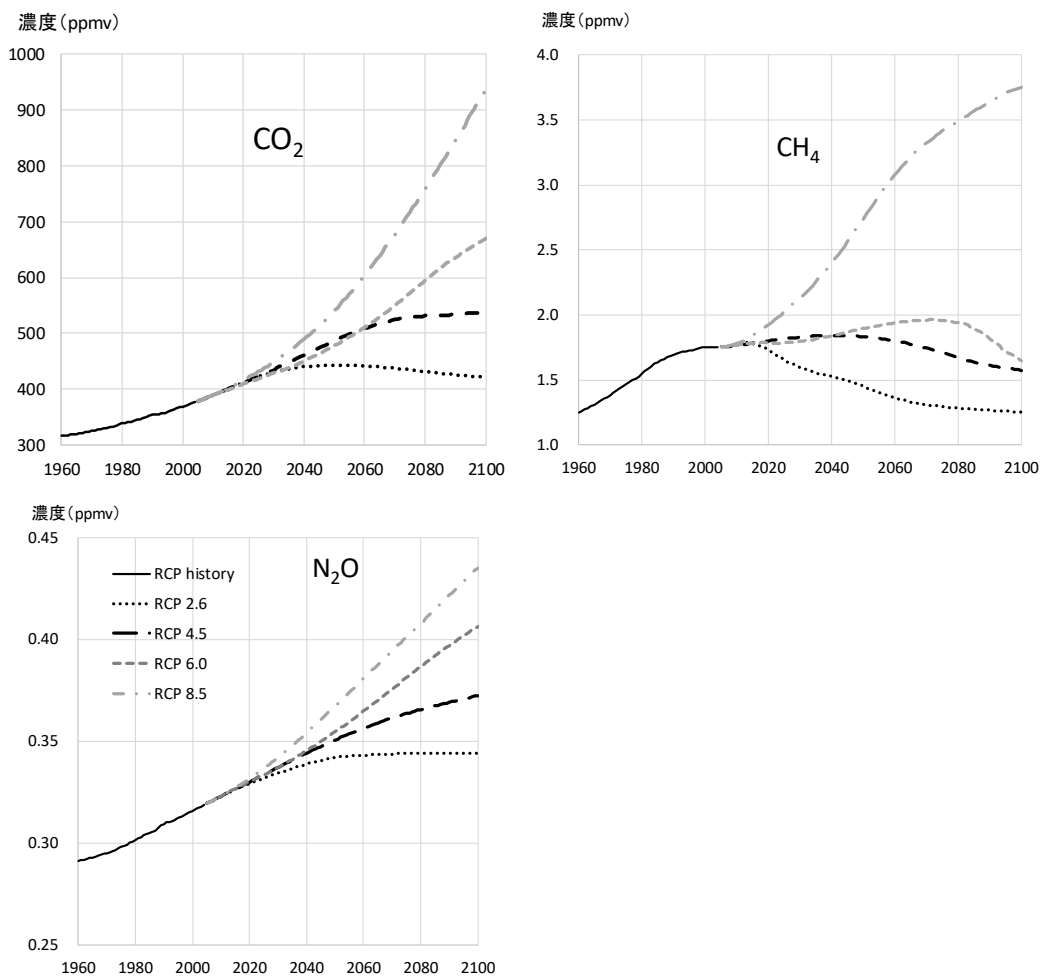


図 1-4-7 RCP シナリオに基づく将来の温室効果ガスの濃度変化

RCP history は 1960～2004 年の GHG 濃度の変化。RCP 2.6 ～ RCP 8.5 はそれぞれ、21 世紀末の放射強制力が 2.6 W/m<sup>2</sup> ～ 8.5 W/m<sup>2</sup> に留まるように設定した濃度経路シナリオ。

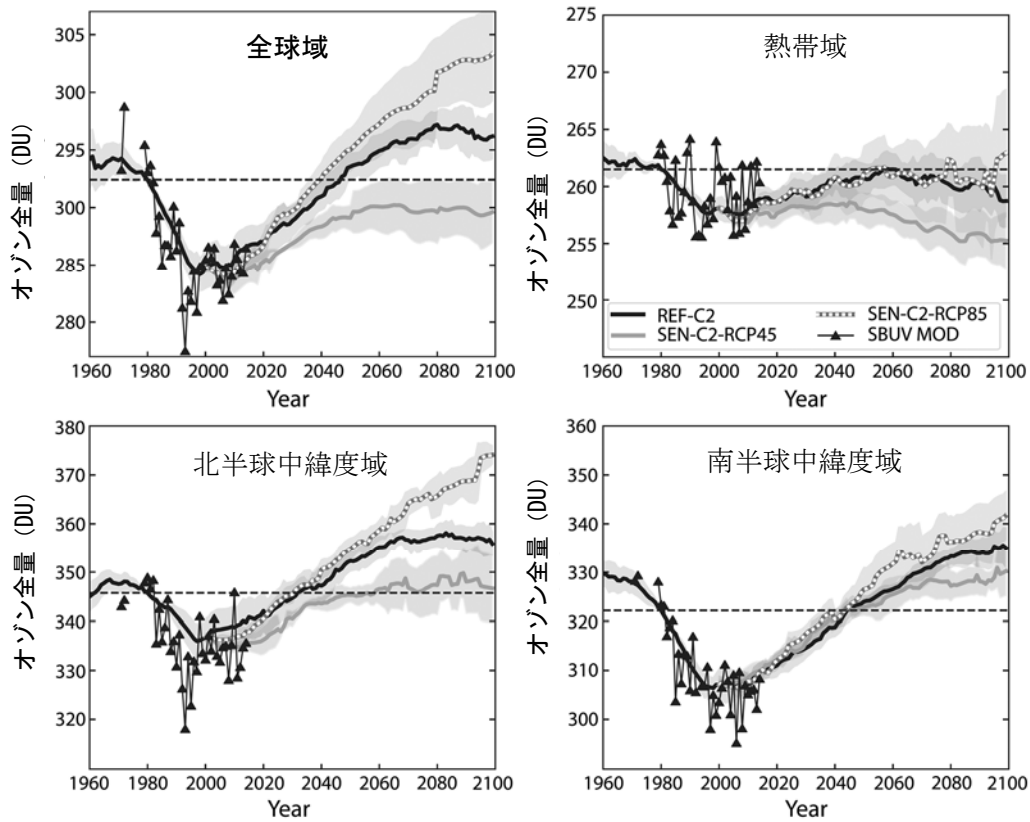


図 1-4-8 GHG の排出シナリオの違いによるオゾン層の将来変化の予測計算結果 (WMO2018)  
 REF-C2 は、ODS は A1 標準シナリオ (WMO 2010) に従って、GHG などは RCP 6.0 シナリオに従って  
 変化させた場合の将来予測。SEN-C2-RCP45 ならびに-RCP85 は、GHG などを RCP 4.5 シナリオおよび  
 RCP 8.5 シナリオに従って変化させた場合の将来予測 (ODS は REF-C2 と同条件)。SBUV MOD は年平  
 均オゾン全量の実測値。

## 4-4. オゾン層破壊と気候変化の相互作用

オゾン層破壊と気候変化は相互（オゾン層変化が気候に、気候変化がオゾン層）に影響を及ぼしあうと考えられる。しかしながら、化学、放射及び大気循環パターンの変化を介して引き起こされるオゾン層破壊と気候変化の相互作用は複雑であり、そのメカニズムはまだ十分に解明されているとは言い難い（WMO, 2011、UNEP-EEAP, 2011）。

### (a) 気候変化が成層圏過程に及ぼす影響

4-2-3で述べた通り、GHG（特にCO<sub>2</sub>）の増加は成層圏の気温を低下させる。成層圏の気温低下は、4-2-2で述べた通り、オゾン生成が活発な成層圏中上部におけるオゾンの分解を抑制し、オゾン量を増加させる。一方、極成層圏雲上での不均一反応が重要となる冬季～春季の極域下部成層圏では、GHGの増加による気温の低下は、極成層圏雲の生成に必要な-78℃以下の低温条件を作りやすくする方向に働き、極域でのオゾン破壊を加速する可能性がある。更に、GHGの増加は大規模な成層圏大気の循環に影響を与えることが指摘されている。気候モデル\*並びに成層圏化学気候モデル計算からは、GHGの増加によりブリューワ・ドブソン循環が強まると予測されている。このような循環の強化が起こると、その上昇域にあたる熱帯でオゾン全量が減少し、下降域にあたるその他の緯度帯で増加するといった非常に重要な結果をもたらす（図1-4-4、図1-4-5及び図1-4-6（P50～51）参照）。下降域にあたる緯度帯のオゾン量の増加には、上・中部成層圏における気温の低下に伴うオゾン量の増加が下部成層圏へのオゾンの輸送量の増加となって表れる、と言ったプロセスも関わっている。これらにより、下降域にあたる緯度帯ではGHGの増加によってオゾン層の回復が早まる可能性がある。このように、循環の変化は今後のオゾン層の回復時期に影響を与えることが指摘されているものの、循環強化を引き起こすメカニズムはまだ解明されておらず、循環が強まっているという事実も観測されていない（WMO, 2011、Engel et al., 2009）。（詳細は第1部参考資料15（P87～88）を参照）。したがって、今後のGHGの増加がオゾン層回復時期にどの程度の影響を及ぼし得るのかについてはまだ不確実な部分が多い。

水蒸気（H<sub>2</sub>O）もCO<sub>2</sub>などと同じく、放射を通して成層圏の気温に影響を及ぼす。また同時に、H<sub>2</sub>OはHO<sub>x</sub>の生成や極成層圏雲をはじめとする成層圏エアロゾルの生成にも関与している。そのため、成層圏の水蒸気量の変化は将来のオゾン層の変化を考える上では重要である。近年の下部成層圏での水蒸気量の気球観測からは、北半球中緯度の下部成層圏（<30km）で1980～2000年の期間に増加傾向があることが報告されている。なお、1990年代半ば以降の衛星観測からは、明瞭な増加傾向は認められていない。一方、2000～2001年にかけて中緯度並びに熱帯の成層圏での水蒸気量の急激な減少が気球観測並びに衛星観測によって観測されている。成層圏水蒸気濃度の過去の変動のメカニズムはまだ十分に理解されておらず、将来の気候変化に伴う水蒸気の変化の予測は容易ではない。

---

\* IPCCの気候変化アセスメントなどに用いられているモデル。



## (b) 火山噴火（エアロゾル）がオゾン破壊に及ぼす影響

火山噴火もオゾン破壊に影響を及ぼす。噴煙が成層圏にまで達するような大きな火山噴火が起きると、硫酸を主成分とするエアロゾルが成層圏で増加する。硫酸エアロゾルの増加は、エアロゾル上での不均一反応を介したオゾン破壊反応を加速するだけでなく、成層圏の気温や輸送過程の変化を通して、成層圏でのオゾン量に影響を及ぼす。特に、低緯度帯で大規模な火山噴火が起こった場合は、その気温やオゾン層への影響が地球規模で大きくなる。

例えば、1991年6月のフィリピンのピナツボ火山噴火では（火山噴火の影響がない）バックグランドレベルに比べエアロゾル量が数十倍まで増加した。著しいエアロゾル量の増加は南北両半球で認められ、バックグランドレベルまで減少するのに5~6年を要した。火山噴火後の数年間にわたって南北両半球でNO<sub>2</sub>濃度の減少が観測されたが、これはエアロゾルの増加による不均一反応の加速が原因として説明されている（WMO, 1994）前述の通り、硫酸エアロゾルの増加に伴う不均一反応の増大はオゾン分破壊も加速すると考えられており、実際ピナツボ火山噴火後、北半球では数年間オゾン全量の減少が観測されている。一方、南半球中緯度では、ピナツボ火山噴火後も顕著なオゾン全量の変化は認められていない。これはエアロゾルの長波吸収による低緯度下部成層圏の加熱が中緯度成層圏にオゾンを輸送する大気の循環を強化させたと考えられている。更に、準二年周期振動（QBO）が中緯度オゾンを増加する位相であったことなども加わることで、南半球中緯度へのオゾンの輸送量が増加し、化学的なオゾン破壊の増大の効果を打ち消した結果と考えられている（WMO, 2014）。

火山噴火による成層圏エアロゾル量の変化の影響は数年程度であり、オゾン層回復や地球温暖化問題のような数十年~数百年という長期的な時間スケールから見れば一時的であるが、現在のようにオゾン層回復の兆しが僅かながら見え始めた時期に今後オゾン量がどう推移していくかを見極める場合には、重要な因子である。特にこれまでは、ピナツボ火山噴火のような大規模なイベントにともなう影響はよく研究されてきたが、最近では比較的小さな火山噴火に対する影響についても調べられている。例えば、南極域のオゾン全量は2000年~2014年の期間において9月に統計的に有意な増加傾向を示したが、2015年にチリで起こった比較的小規模の火山噴火の影響によってこの年のオゾンホールが拡大したことが報告されている（Solomon et al., 2016, Bègue et al., 2017）。

また最近では、モンスーン循環にともなうエアロゾルの成層圏への輸送過程が注目されている。アジアおよび北アメリカの夏季モンスーン循環は亜熱帯の下部成層圏で低温域をともっており、化学気候モデルによる結果によると、モンスーンの高気圧性循環の南東側で不均一反応による塩素の活性化が起きているという報告がある（Solomon et al., 2016x）。こういった塩素の活性化は、定量的には必ずしも大きなものではないがオゾンの減少を引き起こしうることを示されている。

### （c）オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響

オゾン層のこれまでの長期的な変化の中で最も顕著な変化は、南極成層圏でのオゾンホール形成である。よって、オゾン層の変化が対流圏気候に及ぼす影響に関しても南極域で最も顕著な影響が現れる可能性が高い。

南極の成層圏で春季にオゾン層が破壊されると、成層圏の気温が低下し、中緯度帯との気温較差が拡大して、ジェット気流（偏西風）が強くなる。その影響は1～数ヶ月経って地表にも及ぶ可能性がある。Thompson と Solomon（2002）では、1969～2000年の間に南極大陸の中央部から東側にかけて地表気温の低下傾向を、また、1979～2000年の間に南極大陸周辺の西風が強まっている傾向を示した。このようなオゾン層と地表の風との関係は、化学気候モデルにおいても示されている（Son et al, 2008, Son et al., 2010）。

将来、南半球の地表の気温、風がどう変化するかについては、温室効果ガスの増加も影響する。IPCCの温暖化予測モデルや化学気候モデルによるシミュレーションにより、今後の温室効果ガスの増加によって南半球成層圏のほぼ全域で偏西風が強まることが予想されている。また、化学気候モデルは、今後、ODS規制が功を奏してオゾン層が回復していった場合は、南極周辺の偏西風が弱まり、その弱まる領域が成層圏のみならず地表付近まで拡がることを示唆している。さらに、このオゾン層回復の影響は、温室効果ガスの影響を上回る可能性も示されている（Polvani et al., 2011）。

南半球で、オゾン層の変化を介して地表まで達する偏西風の変化は、地表気温や海洋風成循環への直接的な影響をはじめ、様々な形で南半球の気候と関係している可能性がある。