

1-3 南極オゾンホール

2007年のオゾンホールは、面積、オゾン欠損量*（破壊量）ともに、最近10年間（1998年以降）では2002年、2004年について、3番目に小さい規模であった。

2007年のオゾンホールの規模が最近10年間と比べて小規模であった理由は、①7月から8月にかけて、南半球中・高緯度の成層圏の気温が平年並で、オゾンホールが広範囲に発達する気象条件ではなかったこと、②9月中旬に南半球成層圏で突然昇温が起こり、一般にオゾンホールの規模が最大となる9月下旬の成層圏気温が高くなったこと、などが考えられる。

南極オゾンホールの規模の変化を長期的にみると、1980年代から1990年代半ばにかけて急激に拡大した。その後は増加傾向が緩やかになっているものの、依然として大きい状態が続いている。

1980年代初めに、春季の南極昭和基地上空のオゾン全量が、それまでと比較すると著しく少なくなっていることが気象庁等の観測により発見された。これはのちにオゾンホールと呼ばれるようになった現象を観測したものである。

オゾンホールは南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴の開いたような状態であることから名づけられた。南半球の冬季から春季にあたる8月から9月ごろに発生発達し、11月から12月ごろに消滅するという季節変化をしている。

気象庁ではオゾンホールの規模の目安として南緯45度以南での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要素を以下のように定義して用いている。

- オゾンホール面積 : 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（オゾン全量の全球平均値）に回復させるために必要なオゾンの質量

これらの量は、主にNASAの衛星観測によるオゾン全量データをもとに算出しており、2005年以降はオーラ衛星に搭載されているOMIによるオゾン全量のデータ、それ以前はアースプローブ衛星などに搭載されているTOMSによるデータを使った。衛星の交代や搭載測器の変更により、衛星観測によるオゾン全量データは、地上観測でのオゾン全量データと差がみられる時期があり（付録1-2「オゾンの衛星観測データ」参照）、精度に問題があると考えられる時期があるが、南半球高緯度域に関しては差が小さいため、ここでは補正等を行わずそのまま用いている。一方、地上からのオゾン全量観測データとして、南極昭和基地におけるドブソン計による観測結果を、オゾンの鉛直分布としてオゾンゾンデ観測結果を使用した。

以下に2007年の南極域上空のオゾン層の状況とオゾンホールの経年変化について述べる。

1-3-1 2007年南極オゾンホールの状況

衛星による観測

オーラ衛星のOMIの日別値から求めた2007年オゾンホールの規模の推移を図1-3-1に示す。2007年のオゾンホールは、8月中旬に発生した。その後徐々に拡大し、9月13日に2007年の最大の面積である2,490万km²にまで発達した。オゾン欠損量は9月24日に2007年の最大値である8,190万トンとなった。面積、欠損量とも最近10年間（1998年以降）でみると、2002年、2004年について規模が小さかった。その後、10月から11月にかけて、最近10年間の平均的な規模で推移したのち、11月下旬に急速に規模が縮小した。12月に入って一時的に面積が拡大したが、12月16日に消滅した。

オーラ衛星のOMIにより観測した2007年10月の南半球月平均オゾン全量分布を口絵2に、2007年8月から12月までの南半球旬平均オゾン全量分布図を資料3「南半球旬平均オゾン全量分布図(2007年8月～12月)」に示す。

*は「用語解説」(p60～62)を参照

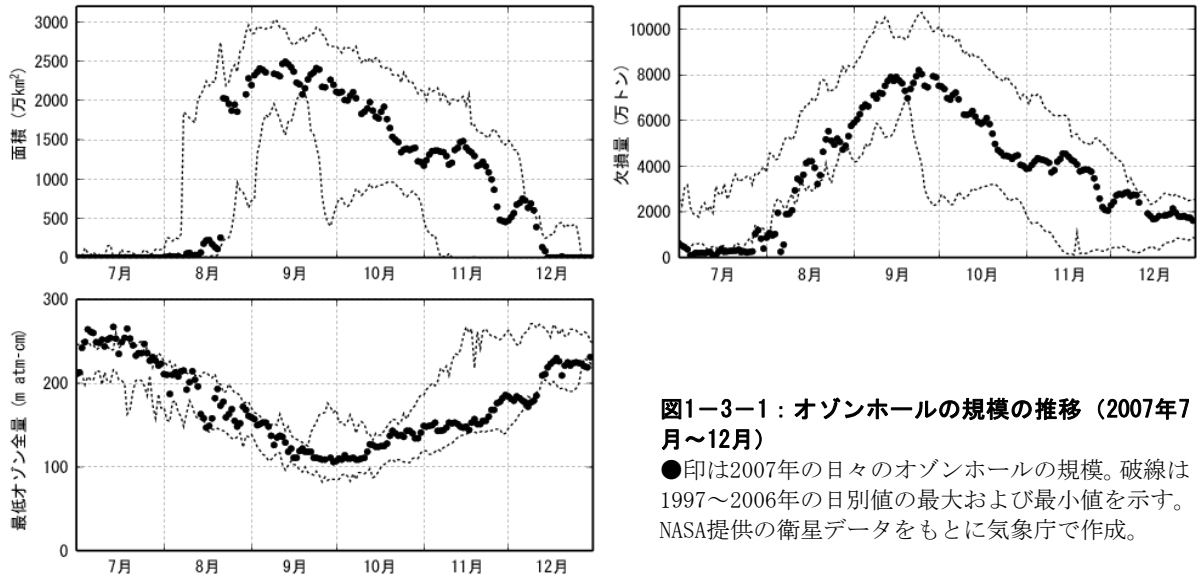


図1-3-1：オゾンホール規模の推移（2007年7月～12月）
 ●印は2007年の日々のオゾンホールの規模。破線は1997～2006年の日別値の最大および最小値を示す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

南極昭和基地における地上観測

2007年の昭和基地上空の月平均オゾン全量は、参照値（オゾンホールが明瞭に現れる以前の1961～1980年の平均値）より少ないことが多く、特に8～10月は顕著だった（図1-3-2）。

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を図1-3-3に示す。8月下旬から10月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る非常に少ないオゾン全量が観測された。10月5日には2007年の最小値である138m atm-cmを記録した。11月になると、220m atm-cmを下回ることがほとんどなくなったが、12月の初めに一時220m atm-cmを下回った。これは、オゾンホールがこの時期、解消しながら昭和基地上空付近へ移動してきたためである。（資料3「南半球旬平均オゾン全量分布図」参照）。なお、オゾン層観測には直射光または天頂散乱光による観測種別があり、その日の観測のうち、より観測精度の高い種別の値を日代表値としている。太陽直射光による観測が最も精度が高い。

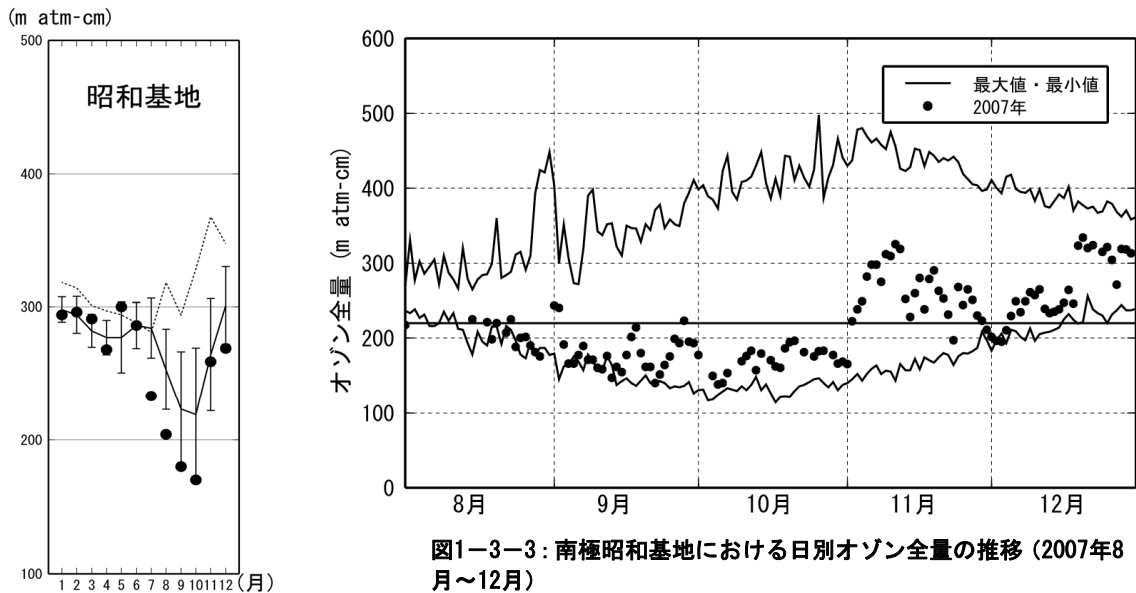


図1-3-2：南極昭和基地における月平均オゾン全量の推移（2007年）

●印は2007年の月平均値。点線（参照値）は1961～1980年の平均値。折線（実線）は1981～2000年の平均値で、縦線はその標準偏差である。

図1-3-3：南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2007年8月～12月）

●は2007年の観測値（日代表値：オゾン層観測には直射光または天頂散乱光による観測種別があり、その日の観測のうち、より観測精度の高い種別の値を日代表値としている。なお、太陽直射光による観測が最も精度が高い）。実線は観測開始(1961年)以来の最大および最小値。横太線はオゾンホールの目安である220m atm-cmの値。昭和基地におけるオゾン全量観測結果から作成。

南極昭和基地におけるオゾンゾンデ観測

2007年の昭和基地上空におけるオゾン分圧の鉛直分布の推移を図1-3-4（上）に示す。また、資料4に「南極昭和基地における月別オゾン高度分布（2007年9月～12月）」を示す。昭和基地上空のオゾン分圧は、1月から7月までの期間には高度14～20km（100～50hPa）付近で最大となる。2007年のこの高度のオゾン分圧は、1月から7月までは、ほぼ10mPa以上であったが、8月中旬以降低下し、9月中旬から11月までの期間では、2.5mPa以下のきわめて低いオゾン分圧が観測された。高度20km（40hPa）付近では、11月上旬頃、5mPa以上に回復しているが、高度14km（100hPa）付近では、5mPa以下の状態が12月の中旬まで続いた。オゾン分圧の規格化偏差（参照値からの偏差を標準偏差で割った値）の鉛直分布推移（図1-3-4（下））をみると、9月から11月上旬の高度20km（40hPa）付近で、オゾン分圧が標準偏差程度少ない（規格化偏差で-1を下回る）ことがわかる。この高度では11月中旬に、一時期正偏差となったが、12月上旬には再び、標準偏差程度少なくなった。これは、オゾンホールが解消しながら、12月上旬に昭和基地上空付近へ移動してきたことと対応している。

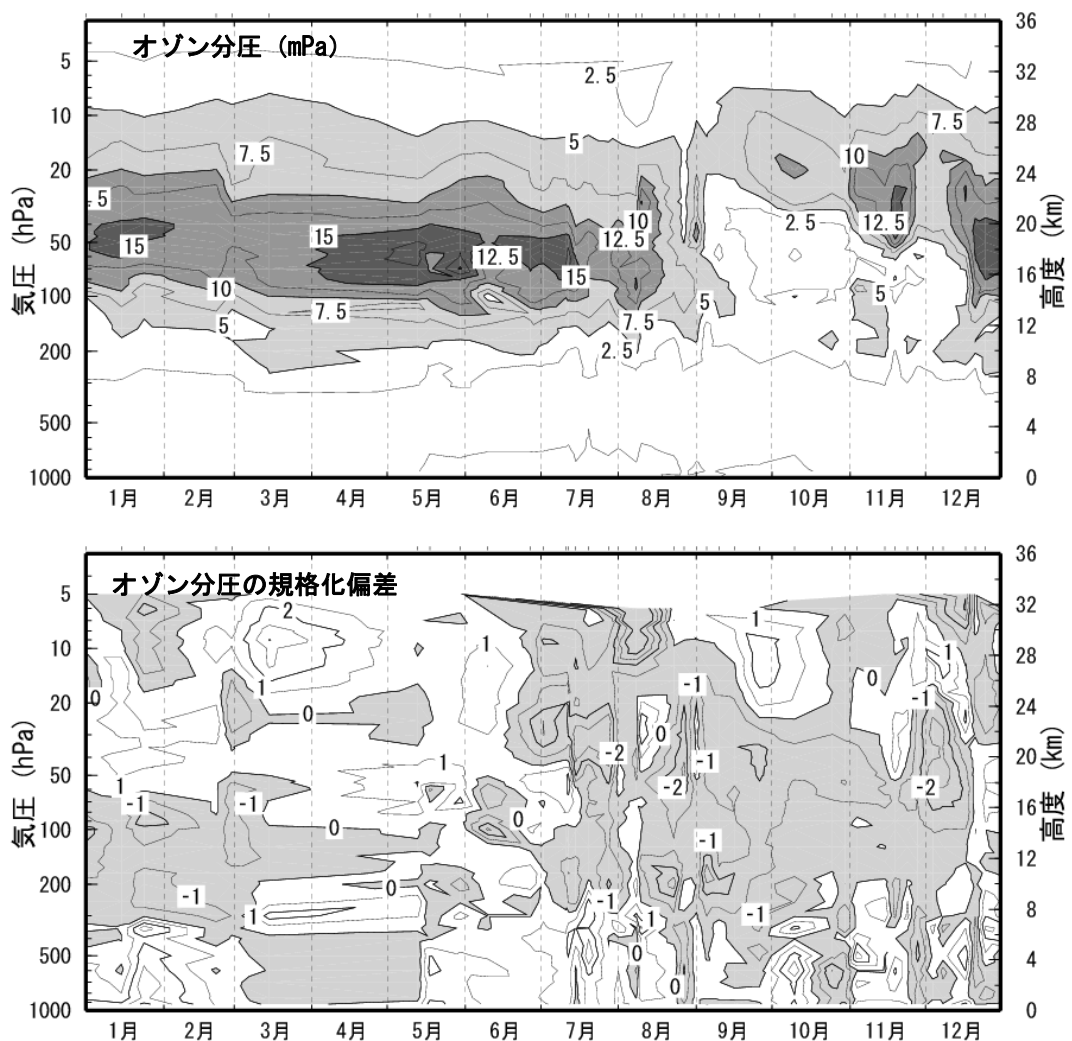


図1-3-4：南極昭和基地におけるオゾン分圧（上）とその規格化偏差（下）の鉛直分布の推移（2007年1月～12月）

等値線間隔は2.5mPa（上）と1.0（下）。規格化偏差は参照値からの偏差を標準偏差で割った値。参照値は1971～2000年の平均値。標準偏差も同期間で作成。昭和基地のオゾンゾンデ観測結果より作成。

2007年オゾンホールに関連する下部成層圏の気象状況

オゾンホールの形成に大きな役割を果たす極域成層圏雲が生成されるための気象条件として、成層圏の低温が持続することが挙げられる（解説3「南極でオゾンホールが発生するメカニズム」参照）。極域成層圏雲出現の目安が -78°C であることから、気象庁では30hPa面の -78°C 以下の面積を監視している。図1-3-5に2007年の南緯60度以南における30hPa面の最低気温、および -78°C 以下の面積の推移を示す。

2007年の南極域の最低気温は、6月まで平年より低めだったが、7月から9月はほぼ平年並に推移し、10月から11月初めにかけては平年より高くなった。 -78°C 以下の面積の推移をみると、6月までは平年より大きな状態で推移したが、7月初めに急激に減少しほぼ平年並の大きさになり、その状態が8月まで続いた。9月に入り一時期面積が拡大したが、9月中旬の南半球突然昇温に伴い、平年並の規模に戻った。2007年のオゾンホールの規模が最近10年間で小規模であった理由は、極域成層圏雲が出現できる気象条件を満たす領域が平年で最も拡大する7~8月にほぼ平年並の大きさであったこと、9月中旬に突然昇温がおこりオゾンホールが拡大する気象条件にはならなかったこと、などが考えられる。

成層圏気温の変化は対流圏の気象場の状況に強く影響される。南半球冬季には対流圏プラネタリー波が成層圏へ上方伝播し、極域成層圏気温の上昇をとまなう現象がある。この波の上方伝播の強さの指標となるEPフラックス（Eliassen-Palm flux）の上向き成分（100hPa）と、冬季の終わりから春季の初めにおける極域成層圏気温（30hPa気温）との間には強い相関関係がみられることが知られている（Newman et al., 2001）。2007年の100hPaにおける45日平均EPフラックス上向き成分の推移（図1-3-6）をみると、7月から8月中旬にかけて、対流圏からのプラネタリー波の上方伝播は平年よりも多かった。その後9月中旬まではほぼ平年並の状態だったが、9月中旬から10月までは平年よりも多かった。プラネタリー波の伝播が強くなった7月の初めや9月中旬に -78°C 以下の面積の縮小が起きていることから、下部成層圏の気温変動が対流圏からのプラネタリー波伝播の影響を受けていることがわかる。

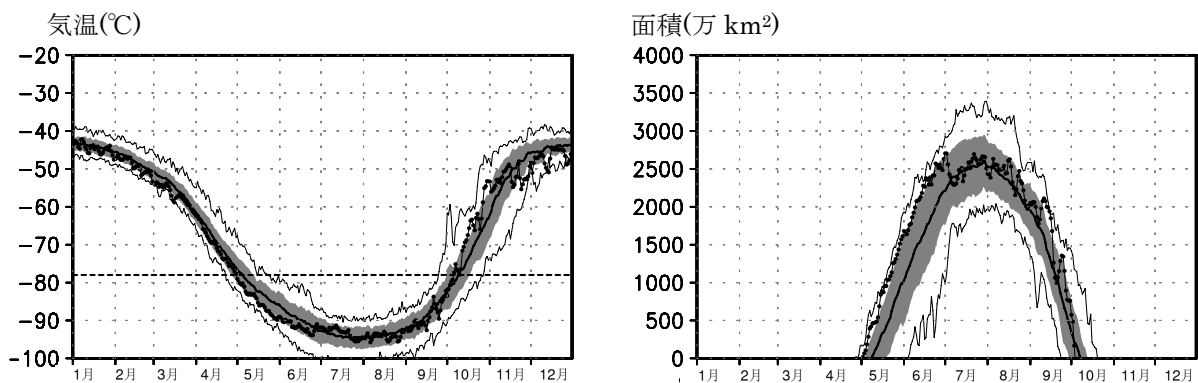
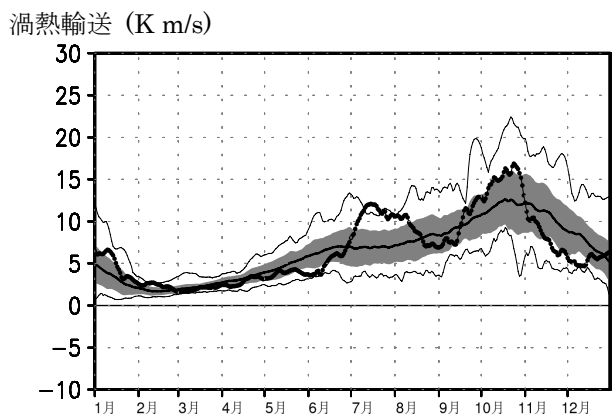


図1-3-5：南極域上空の下部成層圏の最低気温（左）および気温が -78°C 以下の領域の面積（右）の推移（2007年1月~12月）

南緯60度以南の30hPa（高度約23km）面における日別の最低気温の推移（左図）と極域成層圏雲の出現する目安となる -78°C 以下の領域の面積の推移（右図）。●印は2007年の値を示す。陰影中の実線は1979~2006年の累年平均値。陰影の外の細実線は同期間の最高値および最低値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C 。気象庁の気候データ同化システム（JCDAS*）による解析値をもとに作成（累年平均値や標準偏差、最高値、最低値は、1979~1998年の間はERA-40*を、1999~2004年はJRA-25*を使用して算出。）。

図1-3-6：対流圏から成層圏へのプラネタリー波の伝播の強さの推移（2007年1月~12月）

100hPaにおける前45日平均渦熱輸送（EPフラックス上向き成分に比例）の推移（南緯45~75度の波数1~3成分の平均）。これが大きい場合は成層圏の極渦が不安定となる。太線は2007年の値を示す。陰影中の実線は1979~2006年の累年平均値。陰影の外の細実線は同期間の最高値および最低値。陰影は標準偏差の範囲。気象庁の気候データ同化システム（JCDAS）による解析値をもとに作成（累年平均値や標準偏差、最高値、最低値は、JRA-25およびJCDASを使用して算出。）。



*は「用語解説」（p60~62）を参照

1-3-2 南極オゾンホール

衛星観測データからみたオゾンホールの経年変化

オゾンホールの面積、最低オゾン全量およびオゾン欠損量（破壊量）の極値の経年変化を図1-3-7に示す。これを見ると、南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代にかけて急激に拡大したが、その後増加傾向が緩やかになっているものの、依然として大きい状態が続いていることがわかる。

2007年のオゾンホールの面積及びオゾン欠損量は、最近10年間（1998年以降）では2002年、2004年について、3番目に小さい規模だった。

衛星観測による1979年から2007年までのオゾン全量分布図は資料5「10月の南半球月平均オゾン全量分布図」に示した。

図1-3-8に、オゾンホールの目安である220m atm-cm以下の領域が消滅した日の経年変化を示す。消滅日は1990年頃まで年々遅くなる傾向があった。1990年代は12月に消滅することが多くなり、2000年以降は2002年に早く（11月中）消滅した他は、12月中旬に消滅している。2007年の消滅日は12月16日だった。

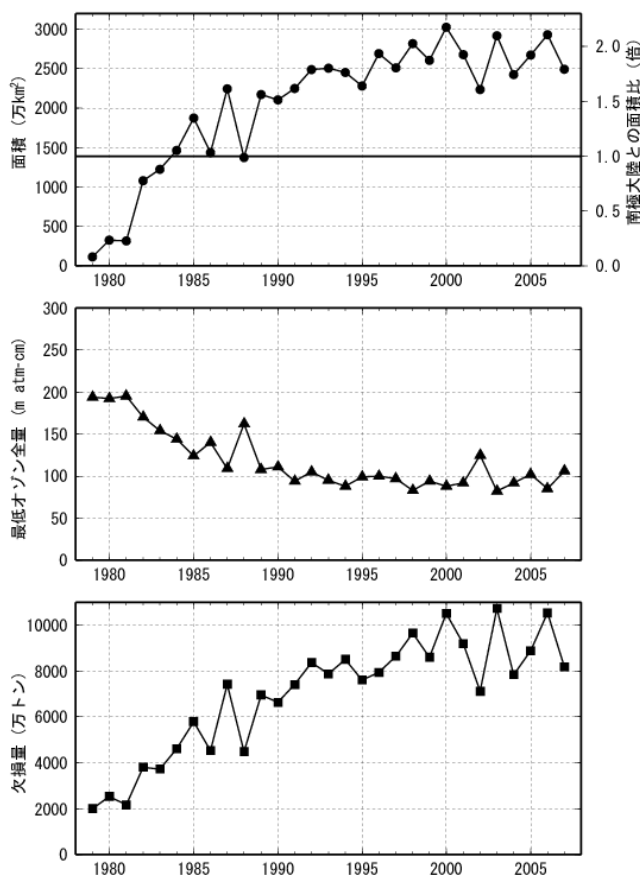


図1-3-7：オゾンホールの規模の経年変化

1979～2007年のオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量の年極値の変化。NASA 提供の衛星データをもとに作成（主に TOMS データを使用。1995 年は TOVS の高分解能赤外放射計のデータ、2005 年以降は OMI データを使用）。

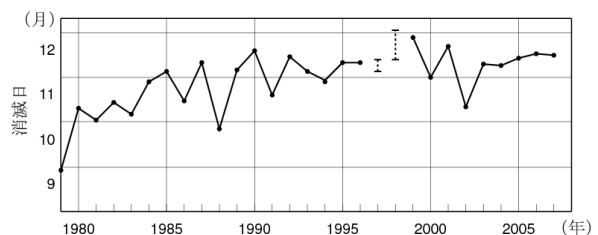


図1-3-8：南極域で220m atm-cm以下の領域がみられなくなった日の経年変化

1979～2007年の220m atm-cm以下の領域が消滅した時期の推移。NASA 提供の TOMS データをもとに作成。ただし、1995 年は SBUV/2、2005 年以降は OMI のデータをもとに作成した。なお、1997 年および1998 年については、衛星データの一部（1997 年12月5日～13日、1998 年12月13日～1999 年1月2日）が得られていないため、消滅日を特定できていないが、破線で示した期間中に消滅したと推定される。

オゾンホール の 経年変化 と 気象場変動 と の 関係

各年におけるオゾンホール の 最大拡大時 の 規模 の 経年変化 は、第1に成層圏におけるオゾン層破壊物質の濃度の指標であるEESC* (等価実効成層圏塩素) の変化に対応し、次に成層圏極渦縁辺部付近の気温の年々変動に対応している (Newman et al., 2004)。この成層圏気温の変動は対流圏の気象場の状況に影響を受ける。これは対流圏からのプラネタリー波の上方伝播が、極域成層圏気温の上昇を伴うためである。

対流圏や成層圏の気象場の変動がオゾンホール の 規模 の 変動 に 及ぼす影響をみるために、オゾンホール の 面積の極値の経年変化とEESCフィッティング曲線 (付録3参照) を図1-3-9に、オゾンホール の 面積の極値からEESCフィッティング成分を取り除いた残差成分と9月の成層圏極渦縁辺部付近の気温の経年変化を図1-3-10に示す。オゾンホール の 残差成分は、極渦縁辺部付近の気温と負の相関がある (相関係数-0.48、絶対値で0.4以上が信頼度95%で統計的に有意、統計期間は1979~2007年)。図1-3-10の△印は100hPaにおけるプラネタリー波の上方伝播の強さを示す渦熱輸送 (EPフラックス上向き成分に比例、7~8月平均、南緯45~65度平均) の経年変化である。オゾンホール の 残差成分とプラネタリー波の上方伝播の強さには負の相関がある (相関係数-0.46)。このように対流圏や成層圏の気象場の変動がオゾンホール の 規模 の 変動 に 及ぼす影響は大きい。

オゾンホール の 残差成分に対する9月の月平均帯状平均気温の相関と、9月の30hPa気温の相関を図1-3-11に示す。これをみると50hPa以上の高度における南緯45~65度付近の気温は、オゾンホール面積の残差成分と負の相関が高い。この時期の南緯60度付近の気温は極渦の大きさと関係があり、オゾンホール面積が、極渦の面積に対応して変動していることを示している。また、30hPaにおける気温とオゾンホール の 残差成分の相関分布をみると、南極昭和基地上空付近の気温と負の相関が高い。これは極渦が昭和基地上空を覆うように広がっている場合に、気温が低く、オゾンホール の 規模 が 大きく なることを示している。

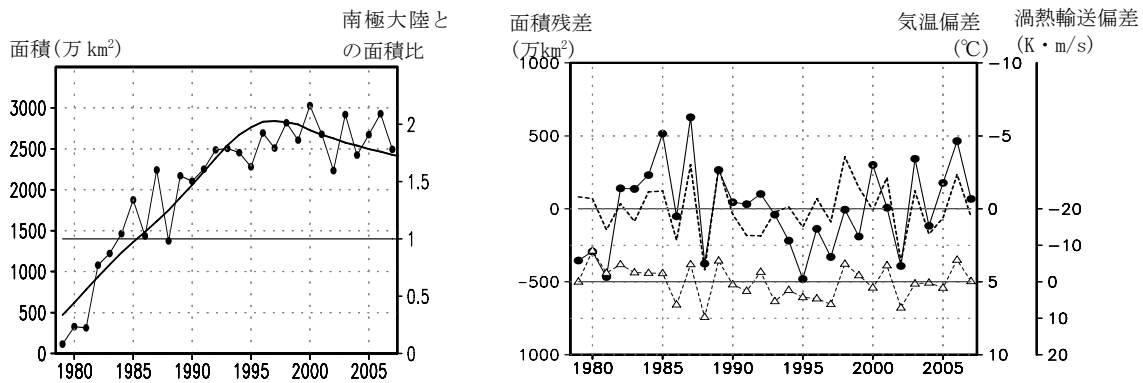


図1-3-9: 南極オゾンホール面積の極値の経年変化 (●印) とEESCフィッティング曲線

図1-3-10: オゾンホール面積残差成分と9月の成層圏極渦縁辺部付近の気温年平均偏差、100hPaにおける渦熱輸送の経年変化

●印は南極オゾンホール面積の極値からEESCフィッティング成分を取り除いた残差成分、点線は南緯45~65度平均30hPa気温の年平均偏差、△印は7~8月平均南緯45~65度平均渦熱輸送偏差 (EPフラックス上向き成分に比例)。

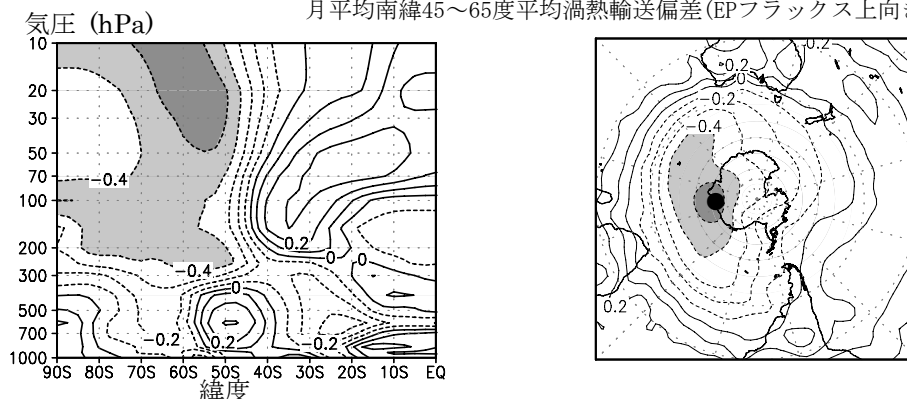


図1-3-11: 南極オゾンホール の 残差成分経年変化に対する9月の月平均帯状平均気温 (南半球、高度緯度断面) との相関 (左) および9月の30hPa気温 (南半球) の相関 (右)

統計期間は1979~2007年。相関係数が-0.4より小さい (負の相関が高い) ところに陰影。●印は昭和基地。

*は「用語解説」 (p60~62) を参照

南極昭和基地上空のオゾンの経年変化

南極昭和基地における春～秋季にかけての月平均オゾン全量の経年変化を図1-3-12に示す。オゾンホール発生の時期にあたる9月から12月のオゾン量が、1980年頃から長期的に減少しているのがわかる。昭和基地でのオゾン量の変化が、必ずしもオゾンホールの規模の変化をそのまま反映しているわけではないが、昭和基地上空はオゾンホールの縁辺となることが多く、オゾンホールの規模の目安となっている。9月から11月の時系列において、2002年にオゾン全量が急増しているが、これは、2002年9月に南極域で成層圏突然昇温が発生し、成層圏の気温が過去50年で最高となるような特異な気象条件となり、オゾン破壊が大規模には進まなかったことによる。2007年の9月から11月のオゾン全量は、2006年より多くなったが、1990年代後半と同程度だった。

図1-3-13に、昭和基地のオゾンゾンデ観測による10月の高度12kmから20kmまでの月平均オゾン量の経年変化を示す。この高度のオゾン量は、オゾンホールの発達にともなって大きく減少するため、オゾンホールの長期的な変化傾向の良い指標になる。この高度のオゾン量は、1980年代に急激に減少した。その後、1990年代初め以降、低いレベルで推移しており、1990年代後半以降は、1970年代と比較して20%以下という少ない状態が続いている。10月の極小値は1992年に現れているが、これはピナトゥボ火山噴火（1991年6月）に起因するエアロゾル粒子がこの時期に成層圏に多く混入し、エアロゾル粒子表面での不均一反応（解説3「南極でオゾンホールが発生するメカニズム」参照）のためにオゾン破壊が促進されたためと考えられる。一方、2002年は上述したように南極域で成層圏突然昇温が発生したため、オゾン層破壊が大規模にならなかった。2007年10月のこの高度におけるオゾン量は、2006年より多くなったが、1990年代後半と同程度だった。

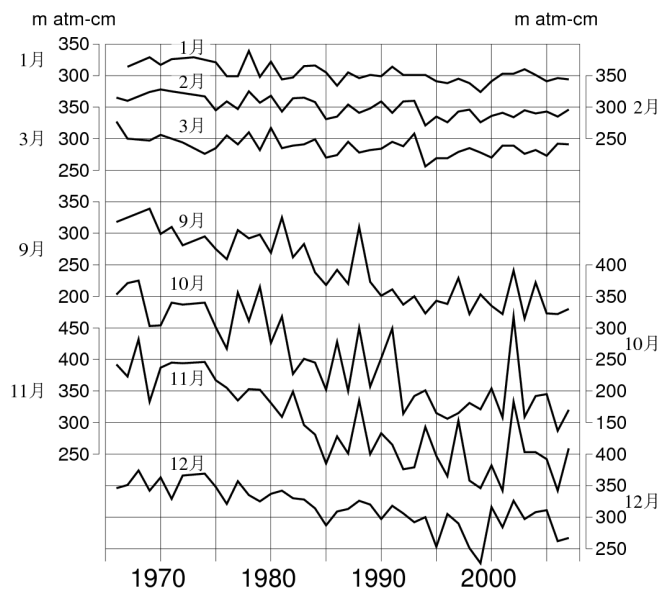


図1-3-12: 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化

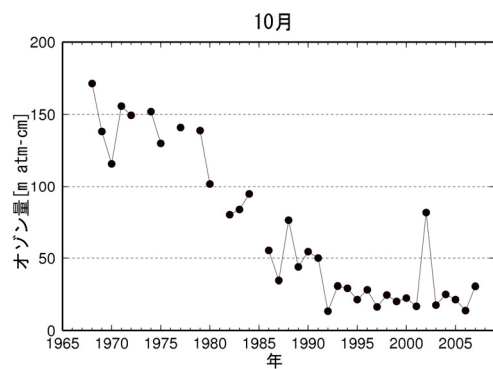


図1-3-13: 南極昭和基地上空（高度12～20km）の10月の月平均オゾン量の経年変化

南極昭和基地上空のオゾンのトレンド

1980年以降の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。このトレンドは、オゾン層破壊物質の影響による変化成分をみるために1979-2007年のデータに対してEESCフィッティング(付録3参照)を行って求めた1980年代の変化量である。また、1998年以降2007年までのデータを用い、直線回帰で求めた変化量も示した。1980年代の変化量(図上段)をみると、通年では高度15km(約100hPa)付近でのオゾン減少が大きく、春季(9~11月)は特に顕著である。また、1998年以降2007年までの変化量(図下段)には、春季の高度25km付近(20hPa付近)に顕著な増加傾向がみられるものの、統計的に有意なものではない。

図1-3-15に、昭和基地における1979年以降のオゾン分圧と気温の高度分布の月別トレンドを示す。どちらもEESCフィッティングした1980年代の変化量である。オゾン分圧の減少のピークは10月の70hPa付近に現れており、6mPa/10年を超える減少を示している。11月以降、オゾン分圧の減少の大きな領域はしだいに下層へと移っている。一方、気温は10~11月に100~70hPa付近で6°C/10年以上の低下を示している。オゾンと同様に、気温が低下した領域は11月以降下層へ移っている。このように極夜明けの時期(9月ごろ)以降における気温の低下はそれに先立つオゾン減少と対応しており、これはオゾンの減少にともなう紫外線の吸収による成層圏大気の加熱が減ったことが主な原因と考えられる。なお、Solomon et al. (2005)によればアムンセン・スコット基地(南極点)におけるオゾンゾンデ観測でも同様な変化がみられており、南極域で広範囲に現れている現象である。

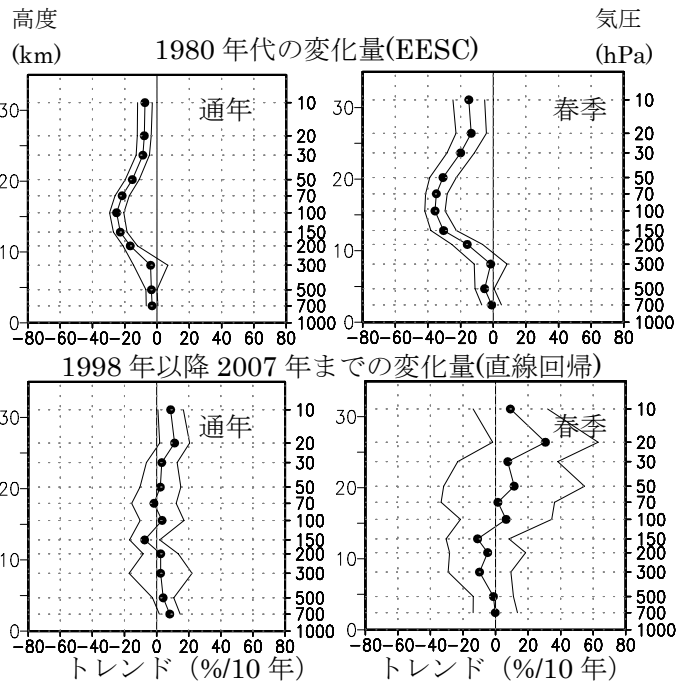


図1-3-14: 南極昭和基地におけるオゾン分圧のトレンド(%/10年)の高度分布

●印はオゾンゾンデ観測から求めたオゾン分圧のトレンド(%/10年)。1979~2007年の月別値に対してEESCフィッティングを行って求めた1980年代における変化量(上段)と、1998年以降2007年までのデータを用い、直線回帰で求めた変化量(下段)を示した。横軸は変化量、縦軸は高度。外側の折線は95%信頼区間。

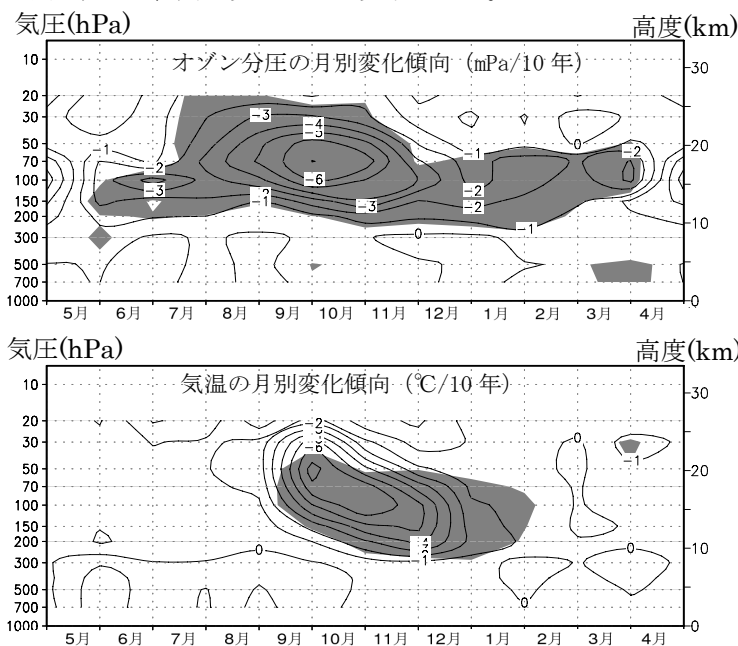


図1-3-15: オゾンおよび気温の高度分布の月別トレンド

オゾン分圧の月別トレンド(mPa/10年、上)と気温の月別トレンド(°C/10年、下)。どちらも1979~2007年のデータに対してEESCフィッティングを行って求めた1980年代の変化量で示した。1990年代半ば以降のオゾン全量の変化傾向が小さいため、1980年以前を基準とした場合の現在のオゾン分布の変化量は、ここで示した1980年代の変化量と比例した分布となる。陰影部は95%信頼区間の範囲の値を加えてもトレンドが負を示す領域。(Uchino et al., 1999; を修正。2007年までデータ更新)

解説3 南極でオゾンホールが発生するメカニズム

地上で放出されたクロロフルオロカーボン類 (CFCs) 等は、上部成層圏 (高度40km付近) において太陽紫外線により分解され塩素原子となる。この塩素原子が触媒となって上部成層圏でオゾンを連鎖的に破壊する。塩素原子は、その後下部成層圏にも輸送されるが、そこでは塩化水素 (HCl)、硝酸塩素 (ClONO₂) といった準安定な物質に変化し、通常は直接オゾンを破壊することはない。

ところが、極域では冬季から春季にかけての特有の気象条件によって、下部成層圏でもオゾン破壊が起こる。そのメカニズムは以下のとおりである。極域では冬季、成層圏に形成される極渦 (極夜渦ともいう) により、極域上空とその周囲との空気の交換が著しく制限され、極域上空の成層圏大気は周囲から孤立する。冬季は太陽光が当たらないため、極渦の内部は放射冷却により著しく低温になる。成層圏の気温が低下すると、極域成層圏雲 (PSCs : Polar Stratospheric Clouds) と呼ばれる微細な粒子からなる雲が成層圏に形成される。極域成層圏雲は、硝酸や水蒸気などが低温で凝結した液相や固相の粒子から形成され、大きく分けて下部成層圏の気温がおよそ-78℃ (195K) 以下で発生するタイプIのものと、およそ-85℃ (188K) 以下で発生するタイプIIのものがある。前者には硝酸が多く含まれるのに対し、後者は氷晶 (H₂O) が主成分であると考えられている (WMO, 1999)。極域成層圏雲の粒子の表面で起こる不均一反応 (気体分子が固体または液体の表面で起こす反応など、異なる相の間で起こる化学反応。異相反応ともいう) により、成層圏の塩素の大部分を占める硝酸塩素 (ClONO₂) や塩化水素 (HCl) といった、それ自体はオゾン破壊作用のない化合物から塩素分子 (Cl₂) などが発生する (WMO, 1995)。春季になって極域上空の成層圏に太陽光が戻ってくると、冬に蓄積された塩素分子などから光によって解離した活性塩素原子が触媒的にオゾン破壊を開始する。オゾンホールは、南極域で、このメカニズムによって急激なオゾン破壊が進むことによって形成されるものである。このように、オゾンホールの形成は極渦の状況と密接に関係している。このため、極渦の年々変動ともなっておゾンホールの規模にも年々の変動が生ずる。

解説4 オゾンホールの規模の統計的な推定方法

オゾンホールに関する報道発表等で用いている、統計的なオゾンホールの規模の予測は以下の方法で行っている。

オゾンホールの規模を表すパラメータとして、オゾン欠損量を取り上げ、その年の最大値を支配する因子を調査した結果、オゾン欠損量は、オゾン層破壊物質濃度と、6月および8月の成層圏の温度場 (実際には30hPa面における-78℃以下の面積) の三つの要因でかなりの部分を説明できることが示された (気象庁, 1993、伊藤他, 1993)。オゾン欠損量 (M) を目的変数として下記の重回帰式

$$M_i = a \cdot X_i + b \cdot Y_i + c \cdot Z_i$$

を設定する。添え字 i は年の番号を表す。 X と Y は温度場の説明変数で、それぞれ6月と8月における30hPa面の月平均温度が-78℃以下の低温域の面積である。 Z はオゾン層破壊物質の濃度を表現する説明変数で、大気中のクロロフルオロカーボン等による塩素濃度をモデル化した数列を与えた。それぞれの年の M , X , Y , Z の値は、データ期間の平均値からの偏差の百分率で与えている。 a , b , c はそれぞれの説明変数の目的変数に対する寄与の度合いを表現する係数である。影響の大きさは、オゾン層破壊物質の濃度、8月の低温域の面積、6月の低温域の面積の順である。1979年から2007年の結果からもとめたこの重回帰式による重相関係数は約0.97であり、自由度調整済みの決定係数^{*}は約0.93であることから、この重回帰式はオゾン欠損量の予測に有用である。

※選択した説明変数により、目的変数の変動がどの程度説明されたかを示す決定係数 (重相関係数の2乗) は、予測に役立たない説明変数を増やしても、見かけ上、係数が大きくなる性質がある。説明変数を増やしただけでは決定係数が大きくなるように調整したものが、自由度調整済み決定係数である。