

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

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簡単に解説する。

1-1. オゾン層の形成・分布・破壊

成層圏に存在するオゾン層

大気中オゾンのほぼ90%は地上高度10~16kmから50kmの範囲に存在している。この高度範囲は成層圏と呼ばれる大気の領域と一致する。残りの約10%は、対流圏（地表から高度10~16km）に存在する。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）をほとんど全部吸収する。地表面に生物が生存できるのは、オゾン層が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、過度の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。

オゾン層形成のメカニズム

成層圏では、エネルギーの高い太陽紫外線の解離作用により酸素分子が2個の酸素原子に分解し、その酸素原子がまわりの酸素分子と結合し、酸素原子3個からなるオゾン分子が生成される。

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、オゾン分子が生成される割合はある一定の高度で最大になる。

成層圏における実質的なオゾン分子の消滅は、オゾン分子と酸素原子の結合で2個の酸素分子に戻る反応である。さらに、成層圏に微量に存在する水素酸化物、窒素酸化物、塩素酸化物及び臭素酸化物が触媒反応サイクルによって実質的にオゾンを壊している（詳細は参考資料1（P45）を参照のこと）。

大気中のオゾンの濃度は、生成反応と消滅反応の釣合いで決まる。成層圏の下層や対流圏ではオゾンの寿命が長くなるので、鉛直方向又は水平方向から運ばれるオゾン量も、その場のオゾン濃度を左右する要因となる。オゾン層の高度分布の形は、生成反応の高度分布の形を反映して、ある高度に濃度のピークを持つような形になる。大気内のオゾンの輸送は、地球上の場所や時刻によって、オゾン分布の形に微妙な変化をもたらしている。

オゾンの地球規模の分布

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。このオゾンを含む熱帯大気は、大規模な成層圏大気の循環（赤道域で上昇して、南北方向に枝分かれし、成層圏中を中高緯度に向かい、そこで下降する大規模な平均的な流れの場で、提唱者の名前にちなんでブリューワ・ドブソン循環と呼ばれる）に乗って中高緯度の下部成層圏に運ばれる。このため、オゾン分圧で見ると中高緯度の低い高度20km付近で最大となり、赤道域上空よりも大きくなっている。

衛星観測によるオゾン全量*の地球規模の分布を図1-1-1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、南半球に比べて北半球で大きく、日本上空では最も大きい。

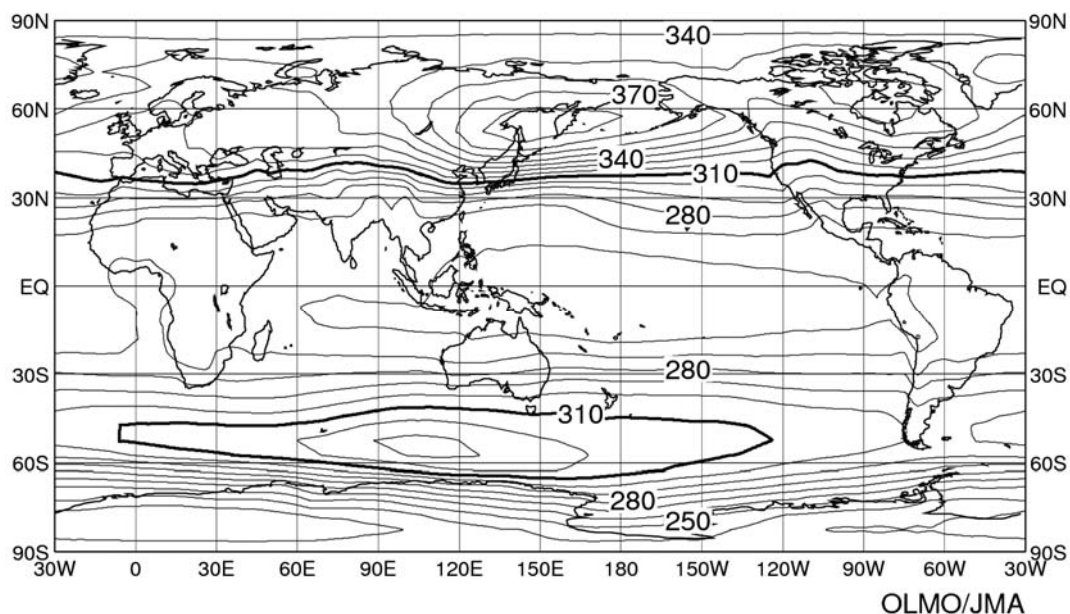


図 1-1-1 世界の年平均オゾン全量（1997～2006年の平均値）

単位はm atm-cm、等値線間隔は10 m atm-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℃として地表に集めた層の厚さに相当する量である。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m atm-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 m atm-cmであるから、代表的なオゾン層の厚みは3 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 kmとなる。

1-2. オゾン量の変動

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1-1-2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。

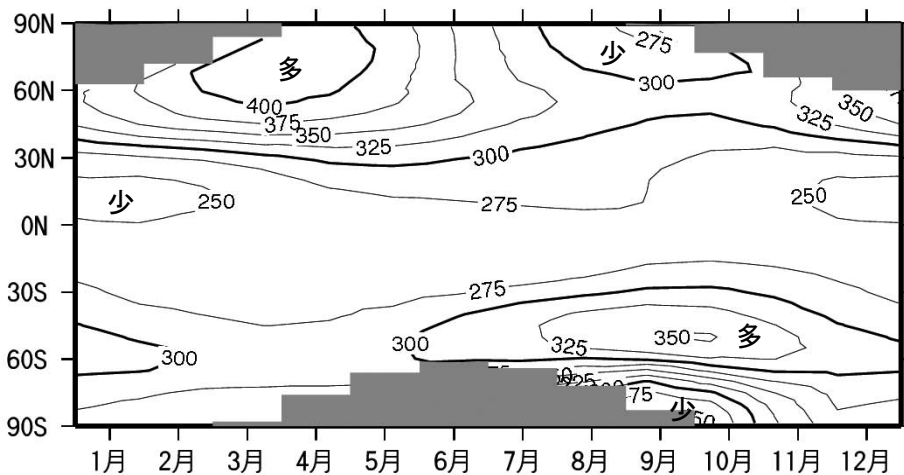


図 1-1-2 オゾン全量（1997～2006 年の平均値）の季節変動

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点域があるのは、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

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変動することは、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変動するので、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。

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、赤道上空で東風のときは熱帯でオゾン全量が減少し、西風のときは中緯度でオゾン全量が減少す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

一般的にいて、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。こういった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(P43参照)。

大規模火山噴煙

大規模な火山噴火の後で、例えば1991年のピナトゥポ火山噴火後の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。

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(HO_x)、窒素酸化物(NO_x)、塩素酸化物(ClO_x)、臭素酸化物(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。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 NO_x が人為起源物質として問題になる。 ClO_x と 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、 ClO_x に対してはクロロフルオロカーボン(CFC)などの人為起源物質が凌駕しており、 BrO_x に対しては臭化メチルやハロンがある。臭化メチルは自然起源と人為起源が拮抗する。

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・南鳥島・南極昭和基地において気象庁が観測を行っている。

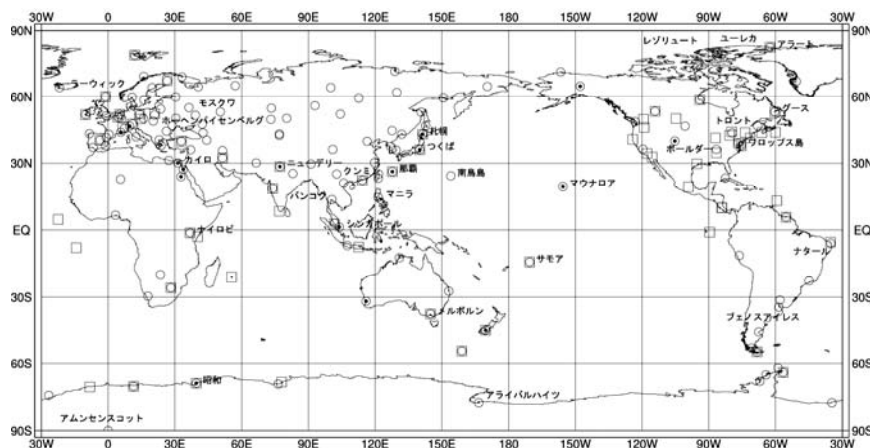


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2006-2010年)

全量観測は 147 地点 (○印)、反転観測は 16 地点 (●印)、オゾンゾンデ観測は 69 地点 (□印)。
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

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際には補正を行っている。

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) 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を取り除き、さらに、EESC（等価実効成層圏塩素）*による影響のうち季節変動によるものを除くことによって、EESC の長期変化及び未知の要因に由来するオゾン量のトレンドを抽出することができる。なお、このトレンドには未知の要因に由来する変動が含まれている。このため、さらに統計的な処理を行い、EESC の変化曲線を当てはめることで、オゾン層の経年変化のうちオゾン層破壊物質の影響による変化成分を取り出したのが図 1-3-1 の太線である（この手法を「EESC フィッティング」と呼ぶ）。図からわかるように、地上観測によるオゾン全量は EESC フィッティング曲線にほぼ対応して推移している。また、オゾン量の長期的な変化はその特徴から、1980 年代のほぼ直線的な減少傾向、1990 年代前半から後半にかけての減少傾向の緩和、及び 1990 年代後半からのほぼ横ばい傾向に分類できる。

トレンドの評価方法およびその留意点

本報告書では、オゾン量のトレンドとして、EESC がほぼ直線的な増加傾向にあった 1979～1989 年（以下、便宜的に 1980 年代と呼ぶ）の期間及び EESC が減少傾向に変化した 1998 年以降の 2 つの期間に着目して、それらの期間の 10 年当りのオゾンの変化量を求めることとした。具体的には、1980 年代のオゾン量のトレンドを求めるにあたっては、既知の自然要因による変動成分を取り除いたオゾン量データに対し EESC フィッティングを施し、フィッティング曲線上の 1979 年の値（図 1-3-1 の Y_{1979} ）と 1989 年の値（ Y_{1989} ）の差から 1980 年代における変化量を求め、10 年当たりのオゾン量の変化（10 年間のパーセント変化）としてトレンドを表記した（図 1-3-1 の①の線の傾きに相当）。また、フィッティング曲線上の 2010 年の値（ Y_{2010} ）と 1979 年の値（ Y_{1979} ）との差を百分率（ $(Y_{2010} - Y_{1979}) / Y_{1979} \times 100$ (%)）することで、1979 年を基準とした 2010 年の変化の割合 (%) の評価も行っている。なお、本報告書では、観測値をある期間の平均値などの基準となる値と比較する際、その差を百分率で示す場合には「偏差 (%)」として表している。

* EESC（等価実効成層圏塩素:Equivalent Effective Stratospheric Chlorine）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。

1998 年以降のトレンドについては、EESC フィットティングではなく、自然要因による変動成分を取り除いた 1998 年以降のオゾン量データに直線回帰を当てはめて 10 年当たりのオゾン量の変化量を見積もった。

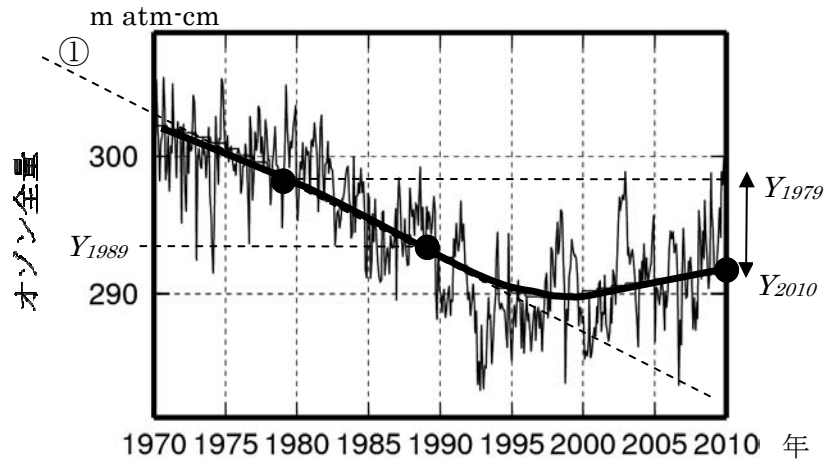


図 1-3-1 EESC フィットティングによるトレンド解析

自然変動要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値と EESC フィットティング曲線を模式的に示したもの。●は EESC フィットティング曲線状の値を示している。
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

(b) オゾン全量のトレンド

地上及び衛星からの観測による月平均オゾン全量の偏差 (%) (1970～1980 年の平均値を基準とする) の経年変化を図 1-3-2 に示す。オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて地球規模 (北緯 70 度～南緯 70 度) で大きく減少しており、1980 年代のオゾン全量の減少率を求めると、世界平均では $1.9 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球では $1.5 \pm 0.2\%/10$ 年、南半球では $2.2 \pm 0.2\%/10$ 年であった。一方、1990 年代後半以降のオゾン全量には、ほとんど変化がないかわずかな増加がみられる。2010 年現在のオゾン全量は、1979 年に比べて世界平均で $2.1 \pm 0.1\%$ 減少している。

この 1990 年代前半までの減少傾向は、周期性のある既知の自然変動要因のみからは説明できず、CFC 等の大気中濃度の増加が主要因であると考えられる。特に 1980 年代以降の南極域上空のオゾンホールが発達は、大気中の CFC 等の濃度増加によると考えることが最も妥当である。一方、1990 年代後半以降ではオゾン全量にほとんど変化が無いかわずかな増加が認められることについては、オゾン層破壊物質の緩やかな減少に関係していると思われるが、大気循環の変化も影響しているとする研究も報告されている。(WMO, 2011、Hadjinicolaou et al., 2005)

北半球では、1993 年頃に最小値を記録したが、これは、ピナトゥボ火山噴火 (1991 年 6 月) の影響で、成層圏のエアロゾル粒子が増加し、その粒子表面での不均一相反応のためオゾン破壊が促進されたためと考えられている。また 2010 年の北半球のオゾン全量偏

差 (%) に数%の増加が見られるが、これはオゾン層破壊物質の減少によるものではなく、大気循環の変動による短期的な増加と考えられる。

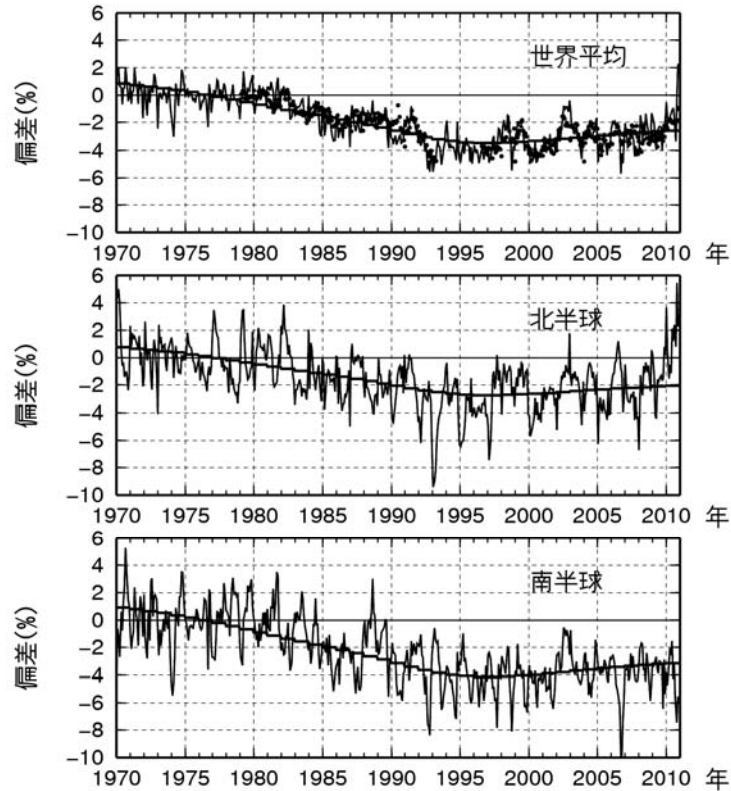


図 1-3-2 世界のオゾン全量偏差 (%) の経年変化

実線は世界の地上観測によるオゾン全量偏差 (%)。滑らかな実線はEESCフィッティング曲線。上段から世界全体（●印は北緯70度～南緯70度で平均した衛星観測データ）、北半球、南半球のオゾン全量の変化の割合を示す。比較の基準は1970～1980年の平均値。世界の地上観測点数は62地点、北半球は53地点、南半球9地点。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(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

観測されたデータによる2010年の緯度帯別オゾン全量の1979年からの変化の割合 (%) を図1-3-3に示す。地上観測（左図○印）では、北半球の中緯度と南半球の南緯30度以南で顕著な減少を示している地点が多い。衛星観測（左図●印）でも低緯度を除き有意な減少がみられ、減少の割合は高緯度ほど大きくなっている。特に南半球高緯度では約10%減少している。

一方、1998年以降のオゾン全量（右図）は、南半球の中高緯度では地上観測で増加傾向がみられる。一方、北緯35度付近の北半球中緯度では、衛星観測で有意な増加傾向がみられるが、地上観測ではばらつきが多く増加傾向がはっきりしない。北半球中緯度の1998年以降の有意な増加傾向には、力学的な要因が寄与している可能性があり、また、成層圏の塩素量は現在、ピークを過ぎたとしてもその減少量はわずかであるため、塩素量の減少だけがオゾン全量の増加傾向の原因であると結論することはできない。

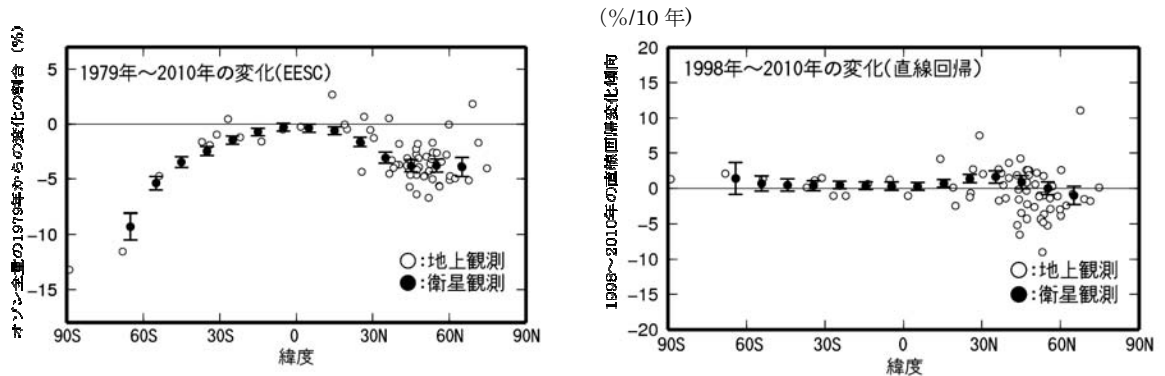


図 1-3-3 オゾン全量緯度別トレンド

オゾン全量の長期変化傾向を示す。左図では、観測点毎の地上観測データ（○印）、緯度帯毎の衛星観測データ（●印）をプロットしている。2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合（%）でありEESCフィッティングを用いて求めた。右図は地上観測データ（○印）と衛星観測データ（●印）の1998～2010年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（%/10年）。左図と右図の衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。世界の観測地点（62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 オゾン層観測報告:2010より

オゾン全量トレンドの季節変動(衛星データ)

衛星観測データによるオゾン全量トレンドの地球規模の分布を示すため、1979年を基準とした2010年オゾン全量の変化の割合（%）の地球規模の分布を図1-3-4に示す。緯度帯による違いが大きいが、同じ緯度帯でも東西方向の位置によって異なっている。北半球ではヨーロッパから西シベリア上空にかけてとカナダ上空で減少が大きい。南半球では南極大陸周辺の大西洋からインド洋の上空にかけて減少が大きく、オーストラリア南方から南太平洋上空では小さい。季節毎にみると、両半球とも春季（北半球3～5月、南半球9～11月）で減少が大きい。

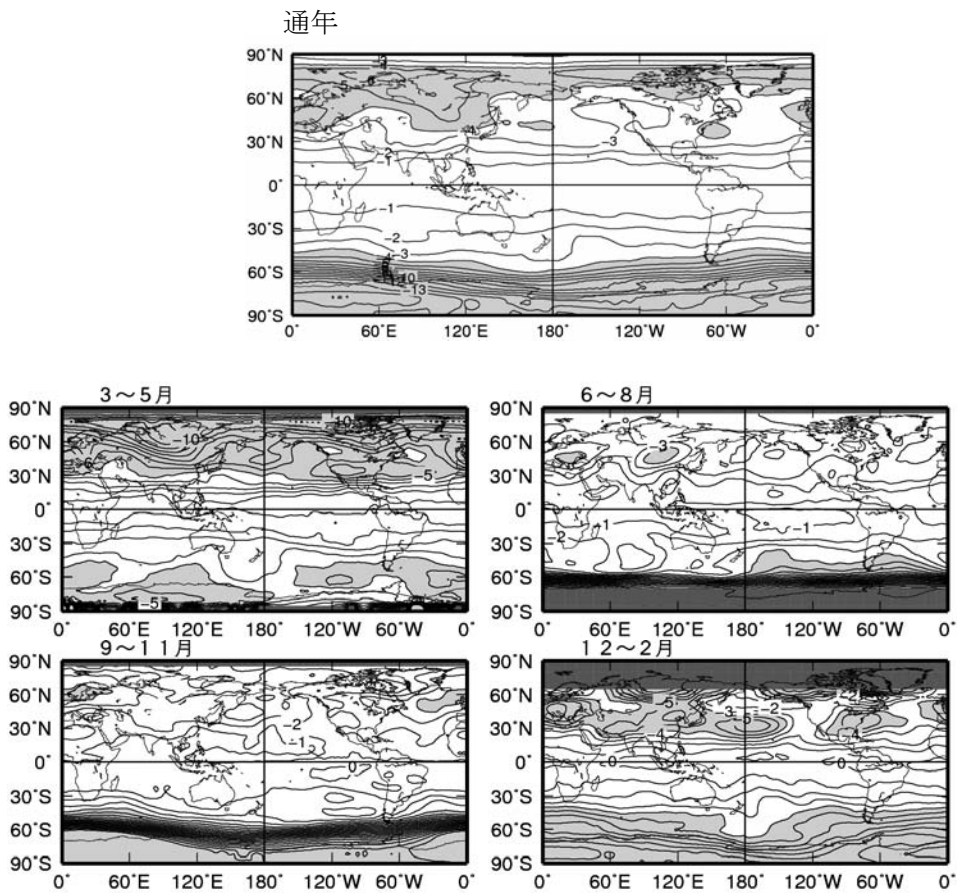


図 1-3-4 オゾン全量の 1979 年に対する変化の割合（％）の地球規模の分布（通年、季節別）
 2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）の分布。EESCフィッティングにより求めたもの。上段：通年、中段左：3～5月、中段右：6～8月、下段左：9～11月、下段右：12～2月。等値線間隔は1%。薄い陰影部は変化の割合（％）が-4%を下回る領域。濃い陰影部は欠測域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があり欠測となっている。NASA提供の衛星観測データから作成。 ※通年の図については口絵III参照。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、2010年の緯度別・月別オゾン全量の1979年からの変化の割合（％）を図1-3-5に示す。北半球の高緯度では3～4月に、南半球中・高緯度では8～12月にオゾン全量の減少の割合が大きい。

両半球高緯度域の春季に特に顕著な減少傾向があるのは、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（P49参照）。

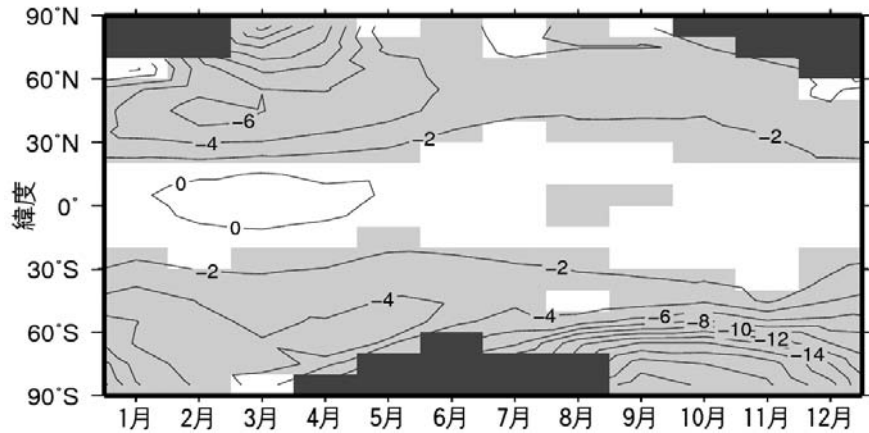


図 1-3-5 緯度別・月別オゾン全量の 1979 年からの変化の割合 (%)

2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合 (%) の月別分布。EESCフィッティングを用いて求めたもの。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間の範囲がすべて負である領域。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 オゾン層観測報告:2010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、2010年のオゾン量の1979年からの変化の割合 (%) を緯度高度別に示したものを図1-3-6に示す。北半球、南半球とも、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。

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（詳しくは参考資料1 (P45) 参照のこと）。

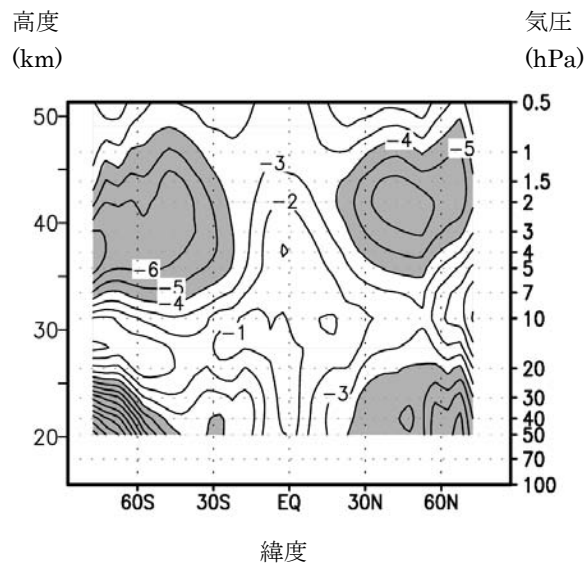


図 1-3-6 オゾン量の 1979 年からの変化の割合 (%) の緯度・高度分布

2010年オゾン量の1979年からの変化の割合 (%)。EESCフィッティングにより求めたもの。等値線間隔は1%。陰影部は比偏差が-4%を下回る領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があるため、観測できない時期を除いた月別値から計算した。NOAA提供の衛星データ (SBUV/2データ) から作成。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(e) 2010 年のオゾン全量の状況

世界のオゾン全量偏差(%)の分布(2010年)

2010年の世界のオゾン全量偏差 (%) の分布を図1-3-7に示す。2010年の世界の年平均オゾン全量の分布を、長期的な減少がみられなくなった近年 (1997~2006年の平均値) の分布と比較すると、北半球では平均値を上回った地域が多かった。特に北緯30度以北で平均値からの偏差 (%) が2.5%を上回ったところが多く、一部で5.0%を上回った。一方、南半球では、南極大陸周辺の大西洋・太平洋付近の上空で1997~2006年の平均値からの偏差 (%) が2.5%を上回ったところが見られる一方で、南インド洋や南極大陸では平均値からの偏差 (%) が-2.5%を下回るオゾン全量の少ない地域もみられた。なお、1997~2006年の平均値に比べて2010年のオゾン全量の分布で、2.5%を超える偏差 (%) がみられる領域が多かった (特に北半球の中高緯度の広い範囲で2.5%を超える正の偏差 (%) がみられた) のは、オゾン層破壊物質の減少によるものではなく、大気循環の変動による一時的な変化と考えられる。

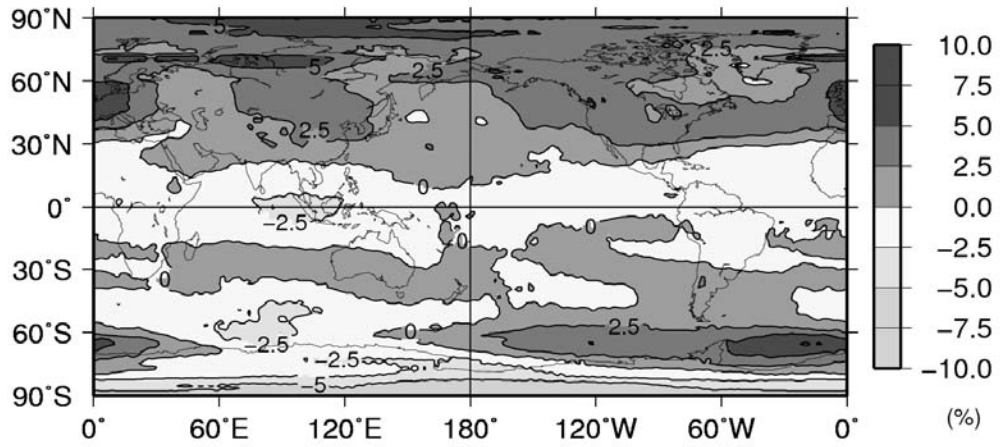


図 1-3-7 世界のオゾン全量偏差 (%) の年平均分布図 (2010 年)

月平均オゾン全量偏差 (%) の2010年平均分布。等値線間隔は2.5%。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。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010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、オゾン全量の経年変化、高度別トレンド、及び 2010 年のオゾン全量は以下のとおりである。

(a) オゾン全量の経年変化

オゾンホールの経年変化(衛星データ)

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）の極値及びオゾンホール消滅日（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）の経年変化を図 1-3-8 に示す。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たが、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。しかし、オゾンホールの規模は依然として大きい状態が続いている。

2010 年のオゾンホールの最大面積は、過去 10 年間（2000 年以降）では 2002 年に次いで小さかった。大規模なオゾンホールが連続して発生するようになった 1990 年以降でも、1990 年、2002 年に続いて 3 番目に小さかった。2010 年のオゾン欠損量の最大値は、1990 年以降では 4 番目に小さかった。ただし、オゾンホールはほぼ毎年大規模に形成されており、年々変動が大きく、現時点でオゾンホールに縮小の兆しがあるとは判断できず、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

オゾンホール消滅日は、1990 年頃まで年々遅くなる傾向があった。1990 年代半ば以降は 2002 年に早く（11 月中）消滅した他は、12 月に消滅することが多く、2010 年の消滅日は 12 月 22 日と遅かった。

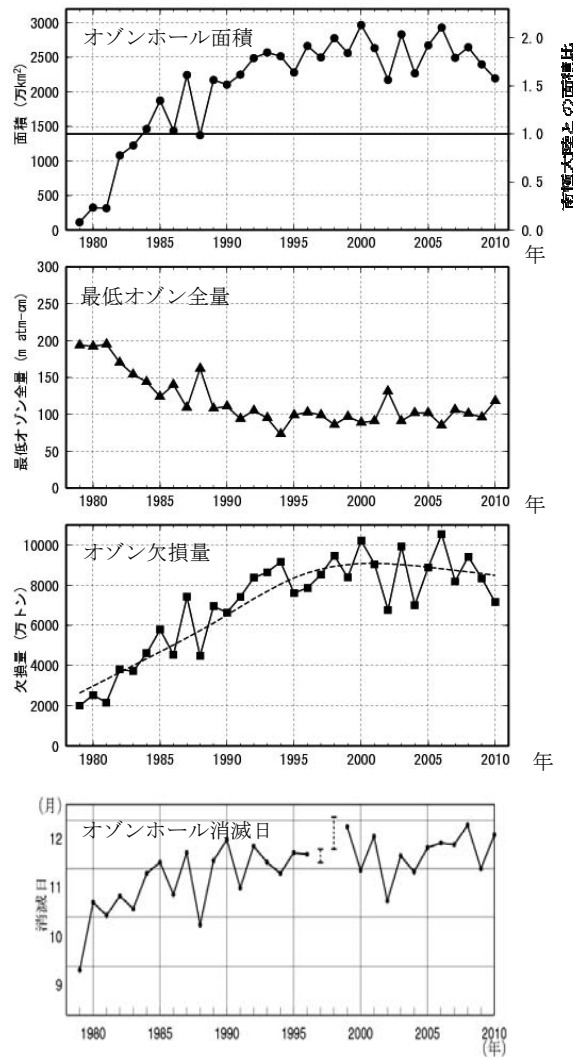


図 1-3-8 オゾンホールの規模及び消滅日の経年変化（1979～2010 年）

1979～2010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、220m atm cm以下の領域が消滅した時期の変化。いずれの図もNASA提供の衛星データをもとに作成。欠損量の図の点線は、EESCフィッティング曲線を示す。1995年は、オゾンホールの消滅日についてはSBUV/2を、それ以外の図はTOVSの高分解能赤外放射計のデータをもとに作成した。なお、1997年及び1998年は、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。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010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(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1-3-9に示す。オゾンホールの時期にあたる9月から12月のオゾン全量が、1980年頃から長期的に減少している。2010年のオゾンホール時期のオゾン全量は、1990年代半ば以降の平均とほぼ同程度であった。なお、2002年の9月から11月にオゾン全量が大きく増加しているのは、9月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進まなかったことによる。

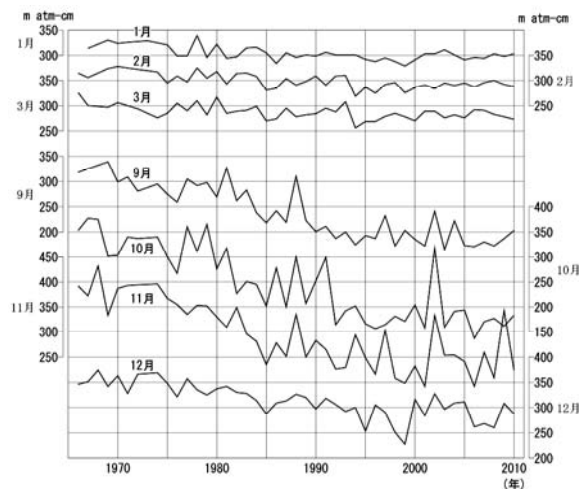


図 1-3-9 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年 1～3 月、9～12 月）
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010 より

(b) 高度分布のトレンド

南極昭和基地上空における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1-3-10に示す。

2010年のオゾン分圧の1979年からの変化の割合（%）の鉛直分布（図上段）をみると、通年では高度15km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年以降の変化量（図下段）には、通年、春季ともに特に顕著な傾向は見られず、オゾン分圧が低い状態が続いている。

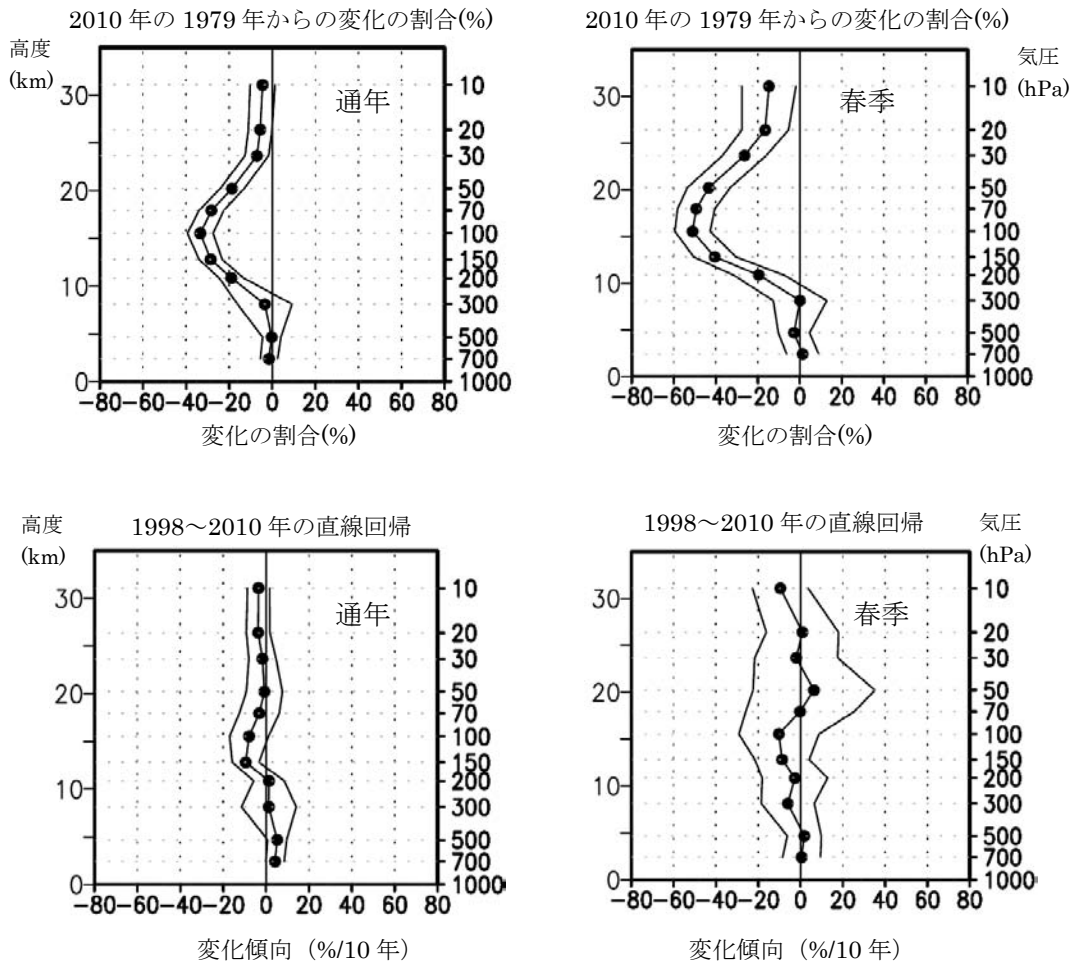


図 1-3-10 南極昭和基地におけるオゾン分圧のトレンドの高度分布

●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。上段は、EESC フィッティングによる2010年のオゾン分圧の1979年からの変化の割合(%)。下段は、1998年以降2010年までのデータを用い、直線回帰で求めた変化傾向(%/10年)である。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(通年)は月別値から、右が春季(9~11月)の値から求めた変化傾向。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(c) 2010年の南極域におけるオゾン全量

オゾンホール規模の推移(衛星観測)

オーラ衛星のOMIの日別値から求めた2010年オゾンホール規模の推移を図1-3-11に示す。

2010年のオゾンホールは、8月に発生したが例年よりも拡大が遅く、9月中旬までは過去10年間の最小規模で推移した。最低オゾン全量も、この期間では過去10年間の最大に近い値で推移した。9月下旬にはオゾンホールはピークを迎え、面積は9月25日に年最大となる2,190万km²、オゾン欠損量は9月29日に年最大となる7,160万トン、最低オゾン全量は10月1日に年最低値である118m atm·cmとなった。10~11月にかけてのオゾンホール規模の

縮小は例年に比べて緩やかであったため、12月初めには過去の同期間と比べ大規模となった。その後、急速に規模が縮小し12月22日にオゾンホールは消滅した。

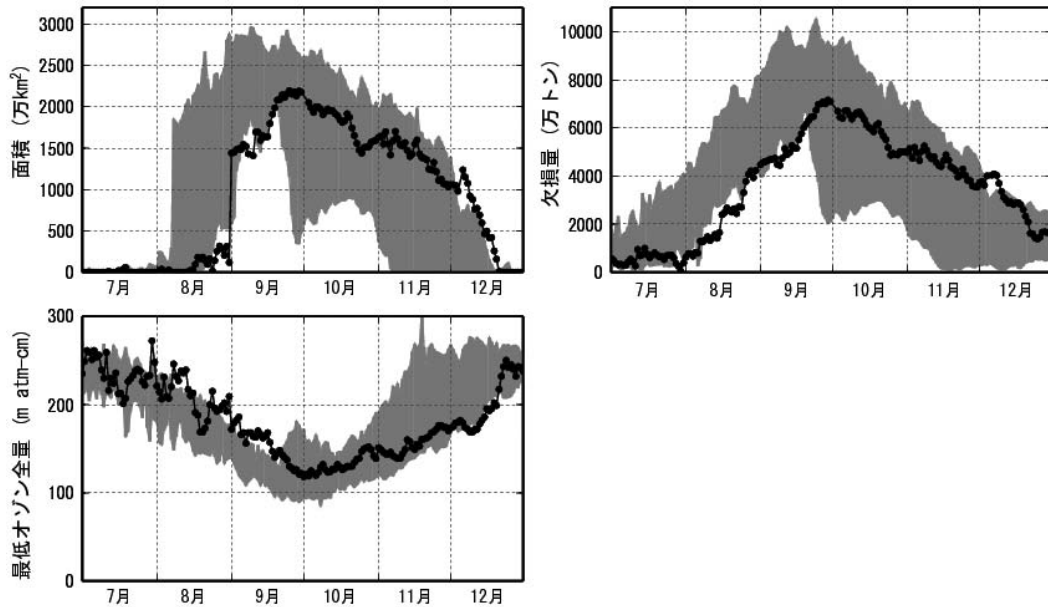


図 1-3-11 オゾンホールの規模の推移（2010年7月～2010年12月）

●印は2010年の日々のオゾンホールの規模。陰影部の上端と下端2000～2009年の日別値の最大及び最小値を示す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010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)

昭和基地上空の月平均オゾン全量を図1-3-12に示す。2010年は、1994～2008年の平均値と比較すると、すべての月で平均値算出期間の標準偏差以内であった。

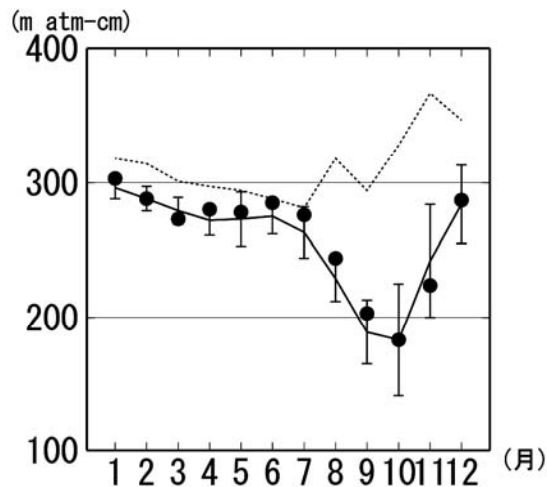


図 1-3-12 南極昭和基地における月平均オゾン全量（2010年）

●印は2010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 オゾン層観測報告:2010

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変動を図1-3-13に示す。

9月から10月にかけて、オゾンホールが目安である 220m atm-cm を下回る状態がほぼ継続していた。10月4日には2010年の最低値である 145m atm-cm を記録した。11月以降は 220m atm-cm を上回るようになった。12月7日以降は 300m atm-cm 程度で推移した。

11月以降のオゾン全量が多くなった原因は、昭和基地がオゾンホールの外側のオゾン全量の多い領域に入ったことに対応している。

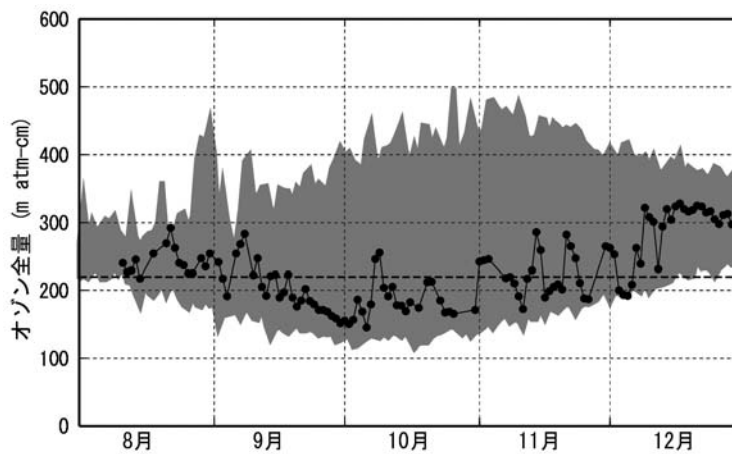


図 1-3-13 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2010年8月～2010年12月）

●は2010年の観測値（日代表値）。陰影部の上端と下端は観測開始(1961年)以来の最大及び最小値。横破線はオゾンホールの目安である220m atm-cmの値。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

2010年のオゾンホールが比較的小規模であった要因

2010年のオゾンホールは、1990年以降で年最大面積が3番目に小さく、年最大オゾン欠損量は4番目に小さかった。この理由としては、オゾン層破壊の促進に関する南極域上空の低温域（ -78°C 以下）の面積が、7月中旬から8月中旬にかけて過去の平均より小さくなったため、この時期とその後の南極域上空でのオゾン層の破壊が少なかったと考えられる。一方、11～12月中旬までは、オゾンホールの規模は過去の同時期よりも大きく推移した。これは、南極域上空の成層圏の気温は既に春に向かって -50°C 程度に達していたが、この時期の過去の平均より低く、南極上空の極渦は例年より強い状態で維持されたことから、オゾンホール周囲のオゾン濃度の高い空気塊との混合が例年と比べ不活発であったためと考えられる。

（参考） 南極域上空の最低気温等の推移（2010年）

オゾンホール形成に大きな役割を果たす極域成層圏雲は、 -78°C 以下の低温状態が持続する場合に生成される。

図1-3-14に、2010年の南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の面積の推移を示す。2010年の南極域の30hPaの日最低気温は、5月から -78°C 以下となり、5月から7月中旬まではほぼ平均程度で推移した。7月中旬から気温が上昇し、7月下旬から8月上旬にかけて平均より高かった。その後、9月中旬に平均より高くなったが、11月からは平均を下回り、12月半ば頃には過去の最低値を下回った。12月下旬には気温が上昇し平均程度に戻った。 -78°C 以下の面積の推移をみると、6月から7月上旬までは平均程度で推移していたが、7月中旬に面積が急速に縮小し8月中旬までは平均より小さくなった。7月下旬は過去の最小値を下回った。9月初めに一時的に平均程度に戻ったが、その後9月中旬にかけて平均より小さくなった。

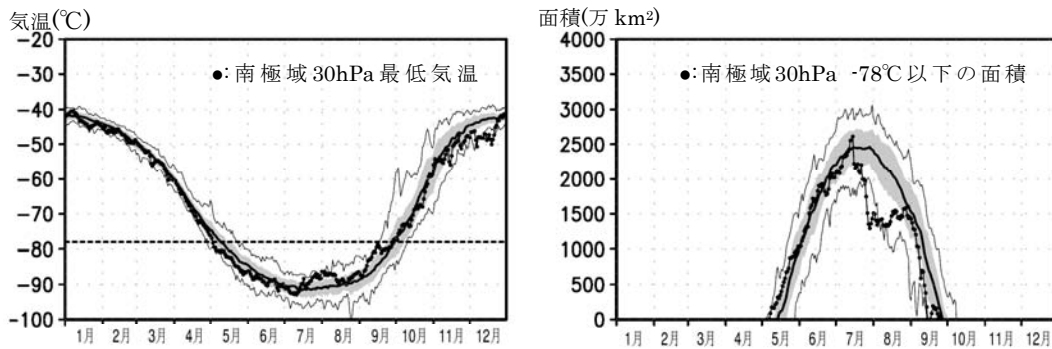


図 1-3-14 南極域上空の下部成層圏の最低気温（左）及び気温が -78°C 以下の領域の面積（右）の推移（2010年1月～2010年12月）

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2010年の値を示す。陰影中の実線は1979～2009年の累年平均値。陰影外の細実線は同期間の最高値及び最低値。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 。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010

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、オゾン層の推移、及び 2010 年のオゾン全量は以下のとおりである。

(a) 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1-3-15に示す。衛星データによると、1990年以降、データの無い1995、1996年を除き、20m atm-cm以上の負偏差が19年のうち14回現れており、北半球高緯度域でのオゾン全量は1990年以前に比べ顕著に減少する年が多い。なお、TOMSデータの無い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）。ラーウィック（英国）での地上観測の結果でも、1990年以降、春季に顕著なオゾン減少が現れており、特に1996、1997、2005年は大規模であった。このうち2005年は、約80m atm-cmの負偏差がみられた。高緯度域のオゾン全量の経年変化はEESC（P12脚注参照）に対応して世界的に長期的に変化しているとともに、北極域上空の極渦の状態など気象条件に対応しても変動している。北半球では、気象条件によるオゾン全量の年々変動が大きいいため、長期的な変化傾向は見えにくくなっている。

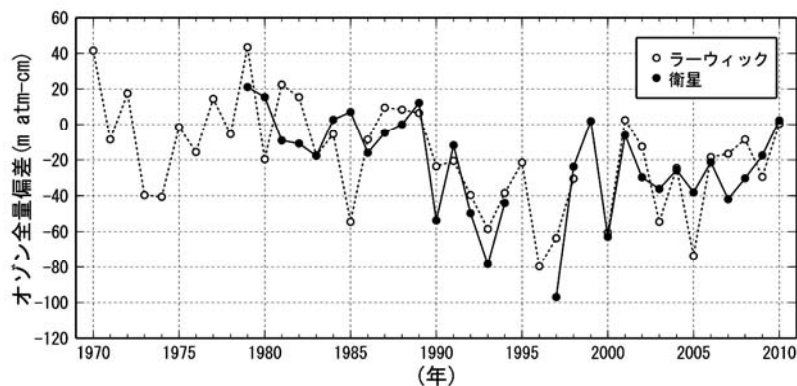


図 1-3-15 北半球高緯度域の 3 月のオゾン全量偏差の経年変化

●印はNASA提供のTOMS及びOMIデータをもとに気象庁で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 オゾン層観測報告:2010より

(b) 2010 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、2010年2月のオゾン全量は、カナダ北東部付近上空で1997～2006年の平均値に比べ5%少なかったが、大西洋北部からシベリア上空にかけての領域では10%以上多かった。3月は、シベリア付近を除き正偏差であった。特にグリーンランドからアラス

カ付近上空までの領域で参照値からの偏差が+10%を超えていた。

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。2010年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1-3-16に示す。2010年の北極域の下部成層圏の最低気温の推移をみると、1月に1979～2009年の平均値よりも低く推移した。1月下旬には成層圏突然昇温現象が発生したため気温が上昇し、2月下旬まで継続した。その後、4月から5月上旬にかけては平均よりも低かった。極域成層圏雲出現の目安である-78℃以下の領域の面積の推移をみると、1月中旬までは一時的に平均より大きかったものの、1月下旬に発生した成層圏突然昇温により急速に減少し、1月末以降にはゼロになっている。このため、晩秋から春季にかけての極域成層圏雲による大規模なオゾン層破壊は起こらなかったと考えられる。

なお、成層圏の塩素濃度が依然高い状況のもとでは、低温域が広がる気象状況になれば、今後も顕著なオゾン減少が北極域で生じると予想され、観測結果について引き続き注目していく必要がある*。

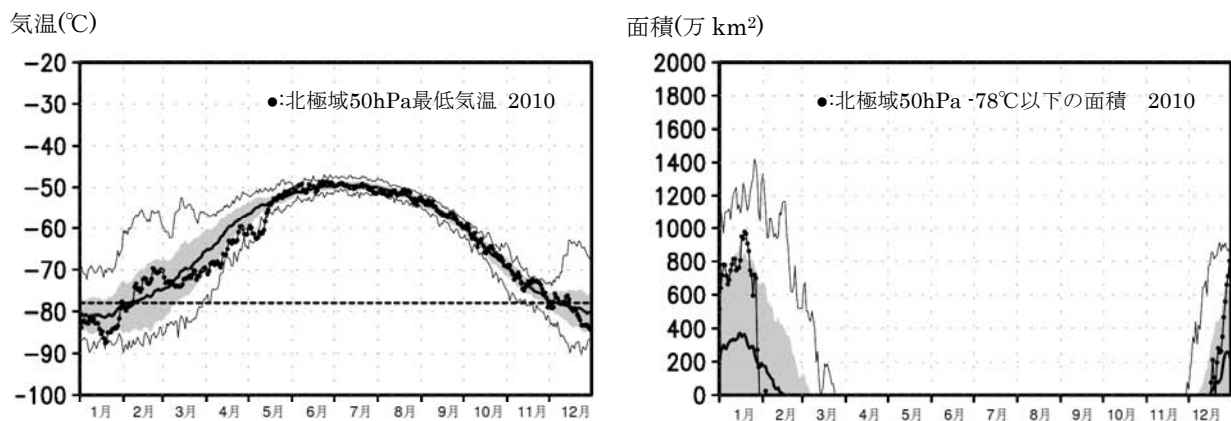


図 1-3-16 北極域上空の下部成層圏の最低気温（左）及び気温が-78℃以下の領域の面積（右）の推移（2010年）

北緯60度以北の高度約20km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℃以下の領域の面積の推移(右図)。●印は2010年の値を示す。陰影中の実線は1979～2009年の累年平均値。陰影外の細実線は同期間の最高値及び最低値。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℃。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

* 2010年から2011年の冬季では、これまで観測された中では最大規模のオゾン層の破壊が北極からスカンジナビア半島上空にかけての極渦内で観測されたとの報告がある（国立環境研究所の記者発表資料による）。なお、2011年3月下旬から4月上旬にかけて北極上空の気温が急速に昇温したため、オゾン層破壊が進む気象条件は解消された。4月半ばから5月初めの一時期に極渦から切離した空気塊が北日本上空を通過したとみられるが、気象庁観測点のUVインデックスへの顕著な影響はみられなかった。

3-3. 我が国におけるオゾン層の状況

(a) 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、南鳥島のオゾン全量の年平均値の経年変化を図1-3-17に示す。なお、この図は3-1(a)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（P12参照）。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主に1980年代を中心に1990年代初めまで減少が進んだ。また1990年代後半以降には各地点とも増加傾向が見られる。

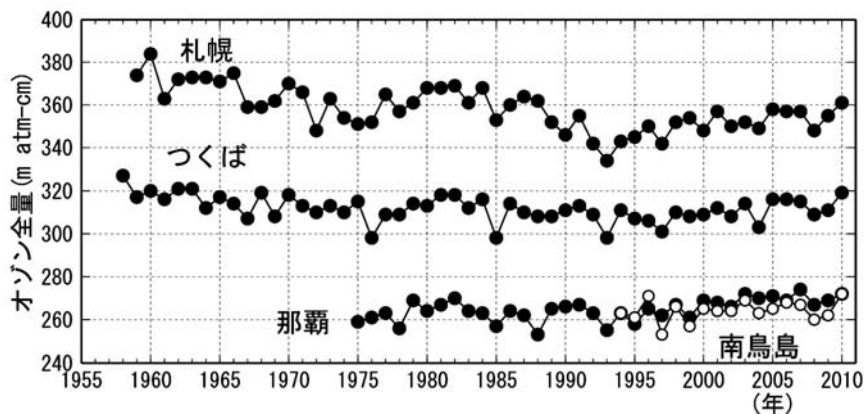


図 1-3-17 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化（1958～2010年）

札幌、つくば、那覇（以上●印）、南鳥島（○印）におけるオゾン全量の観測開始から2010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）と関連の高い変動成分を除去していない）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2010より

日本上空のオゾン全量のトレンド

1990年代後半以降に国内の観測地点でのオゾン全量に増加傾向が見られたことから、国内3地点での1998年以降のオゾン全量について通年及び季節のトレンドを算出し、図1-3-18に示す。

1998年以降の変化量をみると、3地点ともに通年で有意な増加がみられた。季節別にみると、札幌の春季、つくばの春季・夏季、那覇の全季節で有意な増加をしており、増加の割合は、春季・夏季の順に大きい。ただし、北半球中緯度の増加傾向は、大気の流れに関係した力学的要因が寄与している可能性*があり、成層圏の塩素量の減少だけを変化要因とみることにはできない。また、対流圏オゾンも増加傾向にあり**、その寄与の可能性も考えられる。

* オゾン層破壊物質（ODS）の放出量を1980年レベルで一定に保った条件での成層圏モデル計算でも、1990年代半ば以降に北半球中緯度のオゾン量の増加傾向が再現されており、力学的要因の寄与が指摘されている（Hadjinicolaou et al., 2005）。

** 日本の観測地点では近年、春季に対流圏オゾンが増加するという研究がある（Tanimoto, 2009）。

1998～2010年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(%/10年)

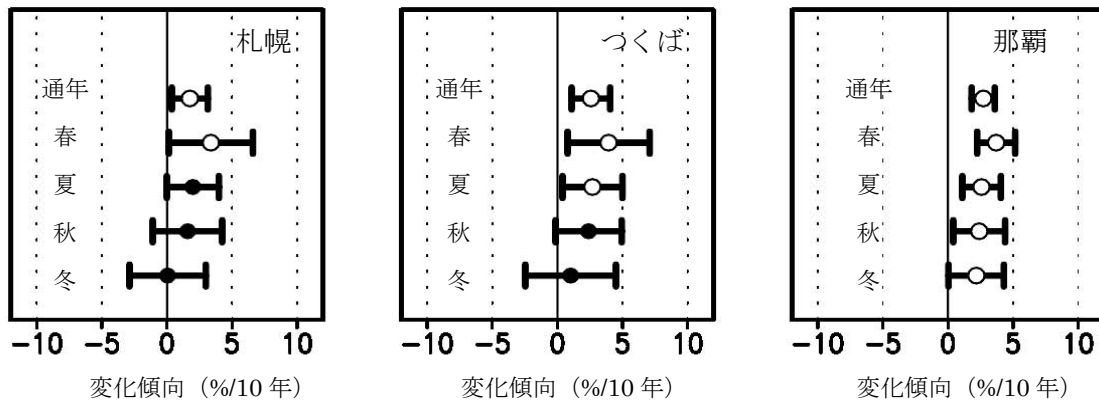


図 1-3-18 日本上空のオゾン全量のトレンド

1998～2010年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（下段、%/10年）を○印及び●印で示した。統計的に有意な減少あるいは増加トレンドは○印で示した。○印及び●印についている横線は95%信頼区間の範囲。通年、春、夏、秋、冬は、それぞれ1～12月、3～5月、6～8月、9～11月、12～2月である。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(b) 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

オゾン全量に増加傾向が見られた1990年代後半以降の期間で算出した国内3地点におけるオゾンの高度別トレンドを図1-3-19に示す。

1998年以降の変化量は、上部成層圏では、札幌の高度30km付近、つくばの高度30km以上、那覇の高度35km付近で増加傾向がみられる。下部成層圏では、那覇の高度20km付近以下で概ね約10%/10年の増加傾向があり、統計的に有意である。

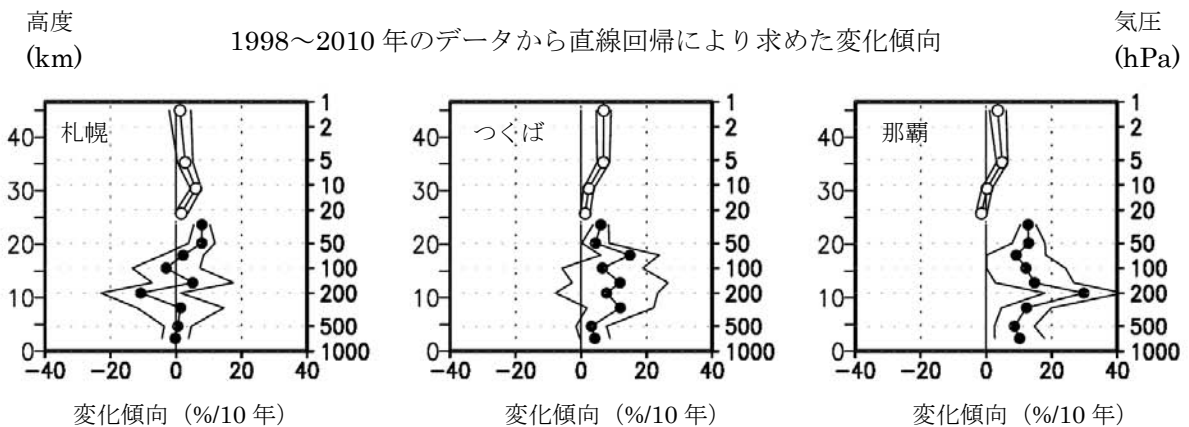


図 1-3-19 日本上空のオゾンの高度別トレンド

1998～2010年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（%/10年）。●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。なお、反転観測の約45kmの○印は、高度40km付近より高い気層について合計した量の変化傾向を表している。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2010より

(c) レーザーレーダー観測によるオゾン変動

各高度におけるオゾン変動

図 1-3-20 は、国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定した、1988 年 9 月から 2010 年 3 月までの間の高度毎のオゾン濃度（数密度）変動をプロットしたものである。この図には、気象庁高層気象台においてオゾンゾンデによって観測されたオゾン濃度もあわせて示してあり、両観測データは一致している。

それぞれの高度レベルにおいて季節変動が見られるが、その特徴は高度によって異なっている。高度 15km、20km では春に極大で夏から秋にかけて極小、30km、35km では夏に極大で冬に極小となっている。

1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火後のオゾンの増減をみると、火山噴火によって成層圏に生成された硫酸エアロゾル粒子表面の不均一相反応が増大し、高度 20km においては HO_x サイクル・ ClO_x サイクルが活性化したためオゾン破壊が促進されたことが 1993 年及び 1995 年の春に特に小さい極大値を示したことに、また高度 30km においては NO_x が減少したため NO_x サイクルによるオゾン破壊が減少したことが 1992 年夏に特に大きい極大値を示したことにそれぞれ反映されている。

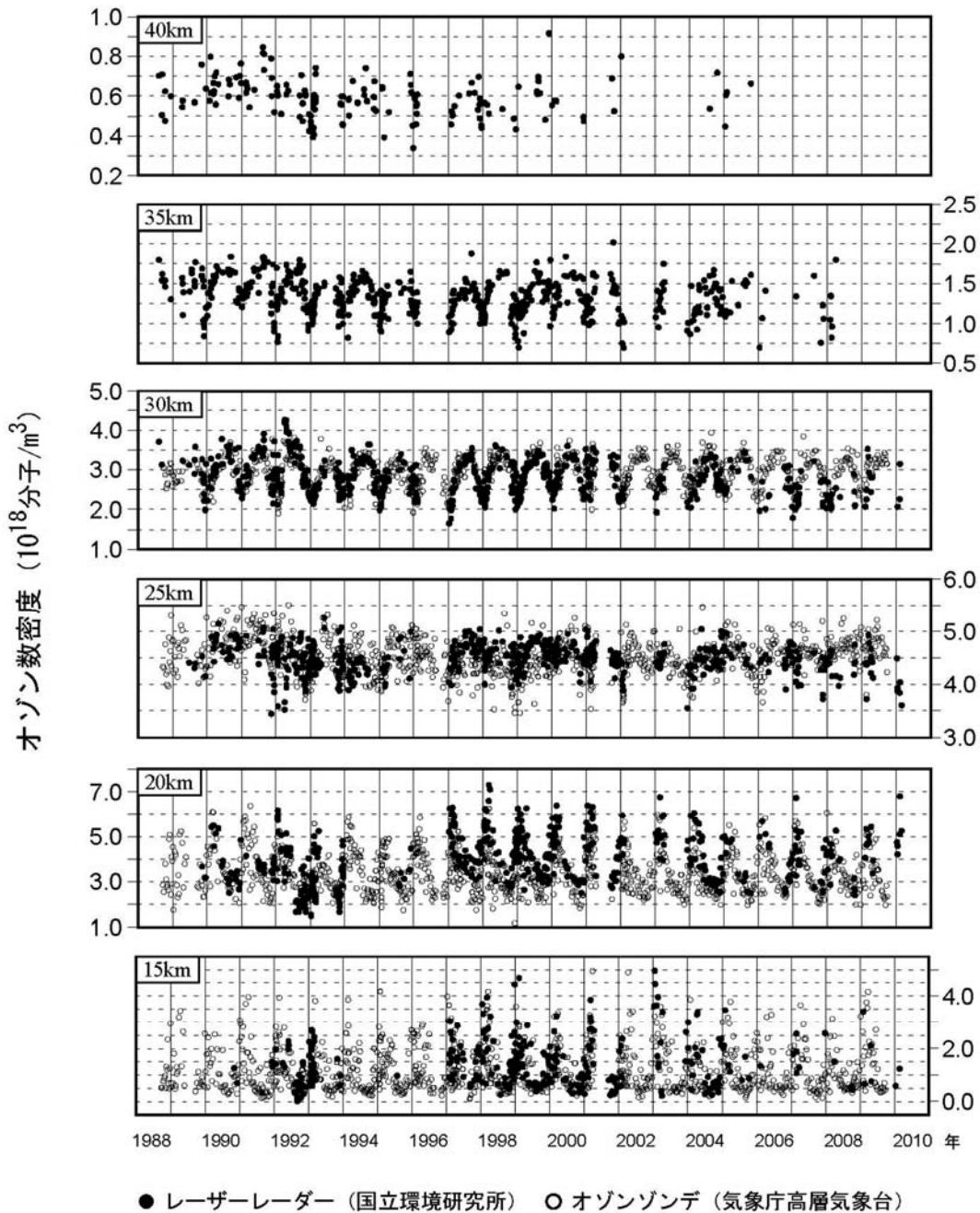


図 1-3-20 各高度におけるオゾン変動（1988年9月～2010年3月）

国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定。気象庁高層気象台（茨城県つくば市）によってオゾンゾンデを用いて観測された値をともにプロットした。オゾンゾンデデータは WOUDC のデータベースに集積されたものを用いた。なお、10¹⁸分子/m³のオゾン数密度は、成層圏の気温条件では約 3mPa のオゾン分圧に相当する。（出典）国立環境研究所地球環境研究センター提供

高度 30-40km におけるオゾントレンド

図 1-3-20 における各高度のオゾン濃度の時間変化には、季節変動が強く表れており、QBO、太陽活動の影響のあることが分かっている。オゾン層破壊物質等によるオゾン層への影響を検討するには、まずこれらの周期的な自然変動を除去したオゾンの長期トレンド

を求めることが必要である。そこでまず、オゾンレーザーレーダー及び衛星センサー SAGEII によって観測された 1988 年から 2005 年の期間の各高度のオゾン濃度の各平均値を求め、この値でそれぞれの年の月平均オゾン濃度を除することによって、季節変動を除去したオゾン濃度比偏差を求めた。更に、30-40km の高度について平均したオゾン濃度比偏差から QBO 及び太陽活動の影響を除去したオゾン濃度比偏差を求めた (図 1-3-21)。● がオゾンレーザーレーダー、□ が SAGEII の値を示す。両者共に 1990 年代には減少傾向を示し、それ以降平坦化している。1988-1997 年末の間のオゾン濃度比偏差の減少トレンドは、オゾンレーザーレーダーについては (-0.60 ± 0.05) /年、SAGEII については (-0.52 ± 0.04) /年であり大きな差はなかった。1998 年以降については両者共にほぼ平坦であり、有意なトレンドはなかった。

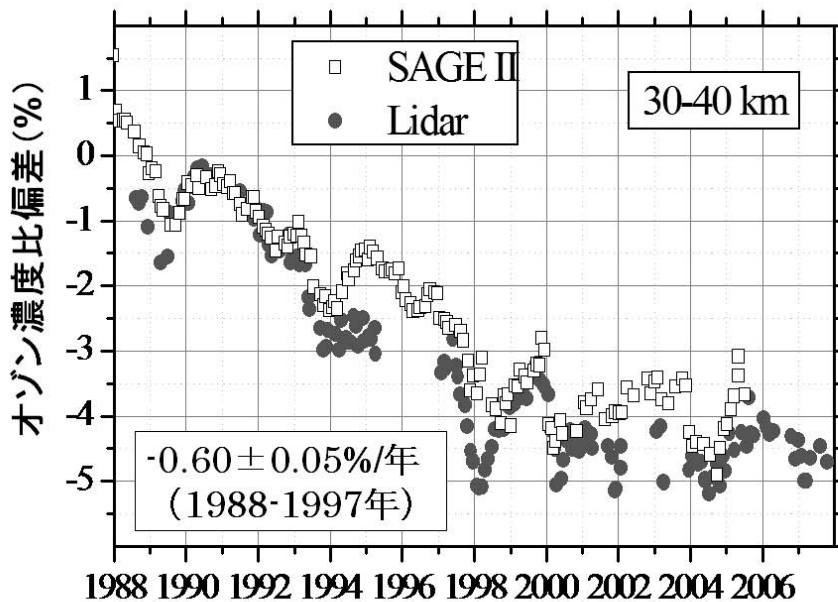


図 1-3-21 高度 30-40km のオゾン濃度比偏差 (1988 年～2005 年)

国立環境研究所オゾンレーザーレーダー及び NASA の衛星センサー SAGEII によって測定したオゾン濃度を基に作成した。図中の数値は国立環境研究所のオゾンレーザーレーダーによって観測した 1988 年 9 月-1997 年 12 月の間のオゾン濃度比偏差のトレンド (左側) 及び 1998 年 1 月-2005 年 12 月の間のオゾン濃度比偏差のトレンド (右側)。

(出典) Tatarov et al., International Journal of Remote Sensing, Vol. 30, No. 15, 2009.

(d) 2010 年の日本上空のオゾン全量

気象庁で観測しているオゾン全量の2010年における月平均値の推移を図1-3-22に示す。2010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、2010年のオゾン全量の月平均値は、札幌では1～2月と4～6月に、つくばでは4～7月と9月に、那覇では5月と11月に多かった。特につくばと那覇の5月は、その月として観測開始以来（観測開始：つくば1957年6月、那覇1974年4月）最多となった。

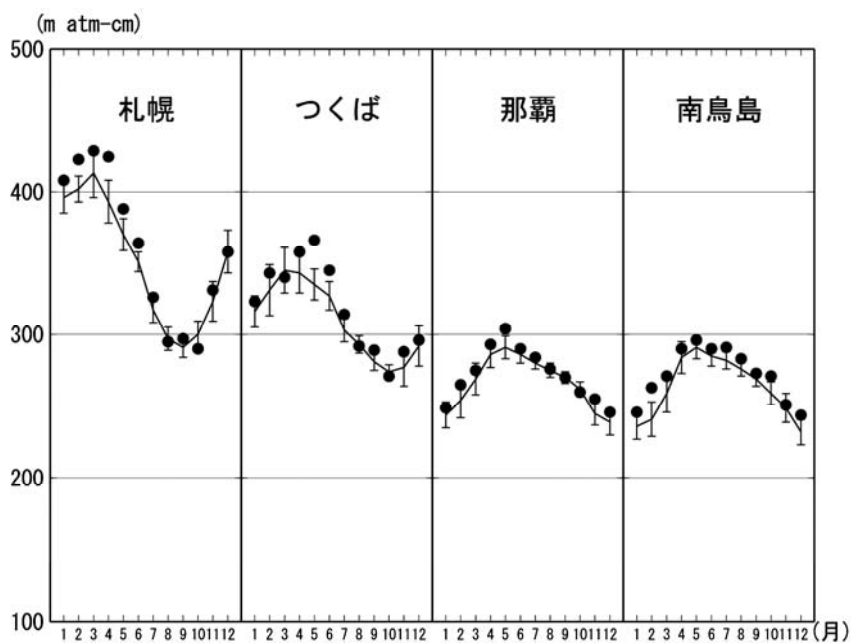


図 1-3-22 2010 年における月平均オゾン全量

国内4地点(札幌、つくば、那覇、南鳥島)における月平均オゾン全量の推移。●印は2010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 オゾン層観測報告:2010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. 対流圏で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（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・一酸化臭素を生成する。これらの原子・分子が ClO_x サイクルや 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を通してオゾンの消失を促進し、オゾン層の破壊を引き起こすので、オゾン層の長期的な変化を考える上で、成層圏中の塩素・臭素量の変化は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（ CCl_y 、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 CCl_y に有機臭素濃度 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年過ぎまで続くと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、ハロン類の大気放出が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の大気中濃度は1990年半ばには減少傾向に転じた（P79の図2-3-10参照）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（P80の図2-3-12参照）。

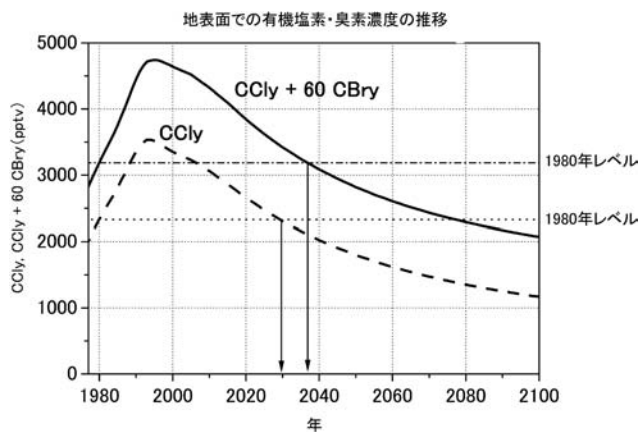


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いた地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ
 太い破線はフロンなどの有機塩素（CCl₄）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率が 60 倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（CCl₄+60CBry）。細い点線及び一点鎖線は有機塩素及び有機塩素・臭素濃度の 1980 年レベル。（出典）国立環境研究所秋吉英治主任研究員提供

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。P12脚注参照）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。対流圏から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。EESC のピークは中緯度では 1990 年代半ばであるのに対し、極域では 2000 年頃になっていることが分かる。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 WMO の報告では、中緯度では 2046 年頃、極域では 2073 年頃とされている）（WMO, 2011）。

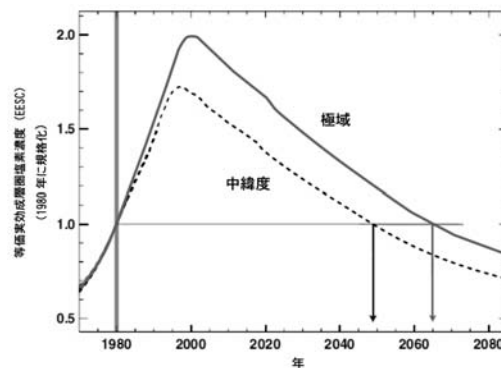


図 1-4-2 中緯度及び極域における等価実効成層圏塩素の推移

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. 温室効果気体濃度の増加とオゾン層への影響

4-2-1. 温室効果気体濃度の推移

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（CO₂）、メタン（CH₄）、一酸化二窒素（N₂O）などの温室効果気体（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（CO₂）、メタン（CH₄）、N₂O（一酸化二窒素）濃度の推移シナリオの例を図 1-4-3 に示す。

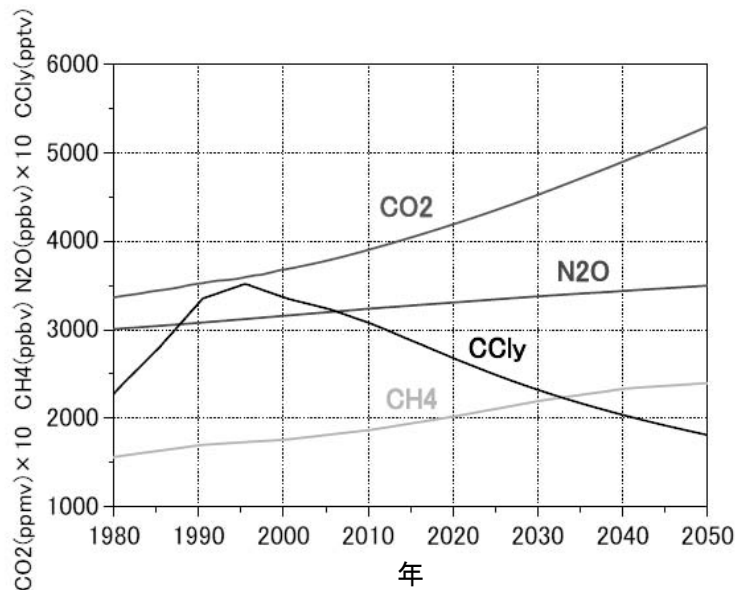


図 1-4-3 成層圏オゾンの長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

(出典) CGER's Supercomputer Activity Report Vol14-2005 (2007)

4-2-2. 成層圏での温室効果気体濃度の増加とオゾン層

対流圏界面より上の成層圏では、オゾンの光化学反応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 CO₂ は最も濃度が高く、成層圏における CO₂ の増加は成層圏気温の低下に最も大きな影響を及ぼす。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、気温の低下は極域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、CO₂ 以外の GHG である CH₄ や N₂O は CO₂ に比べ濃度が低く、CH₄ や N₂O 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、CH₄ や N₂O は成層圏での光化学反応によって、HO_x や NO_x* の生成に関与する。また CH₄ 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。従って、CH₄ や N₂O の濃度の増減は、成層圏におけるオゾン分解反応サイクル（ClO_x、NO_x、HO_x サイクル**）の効率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、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、N₂O の増加はオゾン層を破壊する方向に、また CH₄ の増加はオゾン層の回復を早める方向に、更に CO₂ の増加はオゾン層の回復を加速する方向に働くことが示された（Chipperfield と Feng, 2003 および WMO, 2007）。

* HO_x や NO_x の定義（説明）については、第 1 部参考資料 1（本文 P45）を参照のこと。

** ClO_x、NO_x 及び HO_x サイクルについては、同じく第 1 部参考資料 1（本文 P45）を参照のこと。

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なら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（1-1、P7 参照）。

オゾンの生成なら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光分解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。更に、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）、ならびに放射過程（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」（第 1 部参考資料 9（P62）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。

(a) 中低緯度域のオゾン層の予測

中低緯度域（南緯 60° ～北緯 60°）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° ～北緯 60°、南半球中緯度：南緯 35° ～南緯 60°、低緯度：南緯 25° ～北緯 25°）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 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、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（超回復する）見通しである。数値モデルから予測される中緯度域でのオゾン全量の超回復は、EESC の減少の影響に加え、GHG（特に CO₂）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（P8 参照）の強化（オゾンを多く含む大気塊の輸送の増加。4-4 (a) 参照）によるものと考えられている。

一方、低緯度域で予測されるオゾン全量の長期的な変化の様子は、中緯度域と異なっている。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、上部なら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 の減少の影響ならびに 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 の増加に伴ってオゾン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。

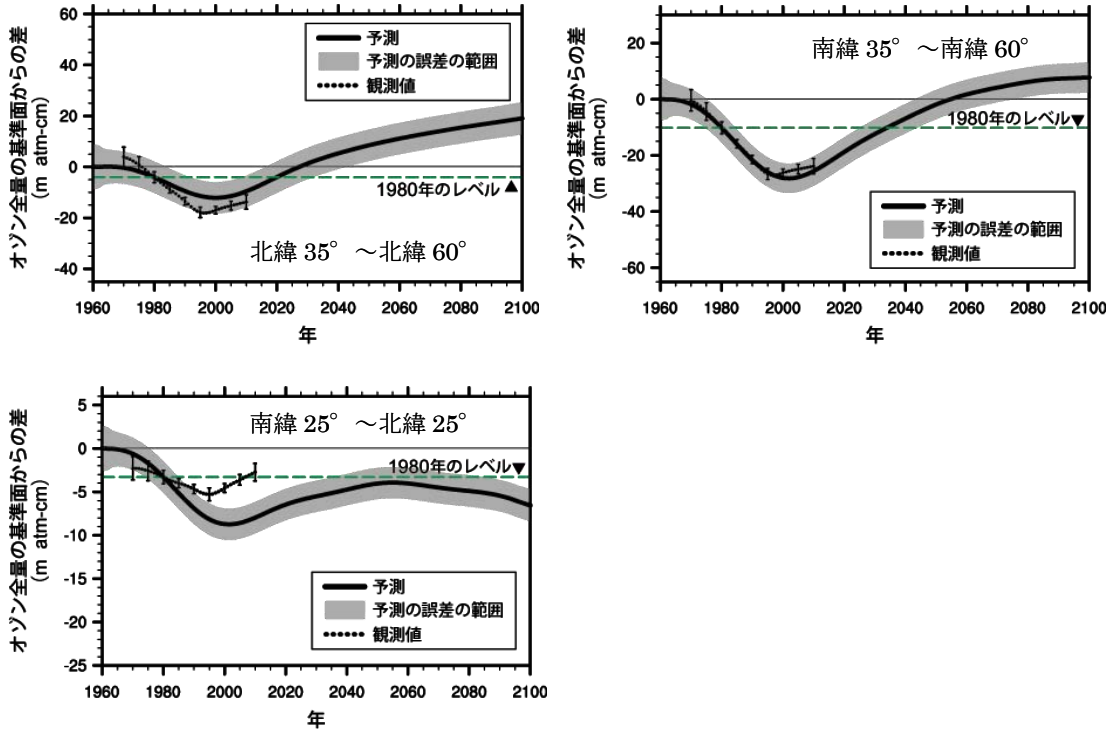


図 1-4-4 中低緯度域におけるオゾン全量の推移予測

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。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°～北緯90°）及び南極域（南緯60°～南緯90°）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年から2035年の間と予測されるのに対し、南極域では21世紀中頃以降と予測されている。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（4-4 (a) 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。

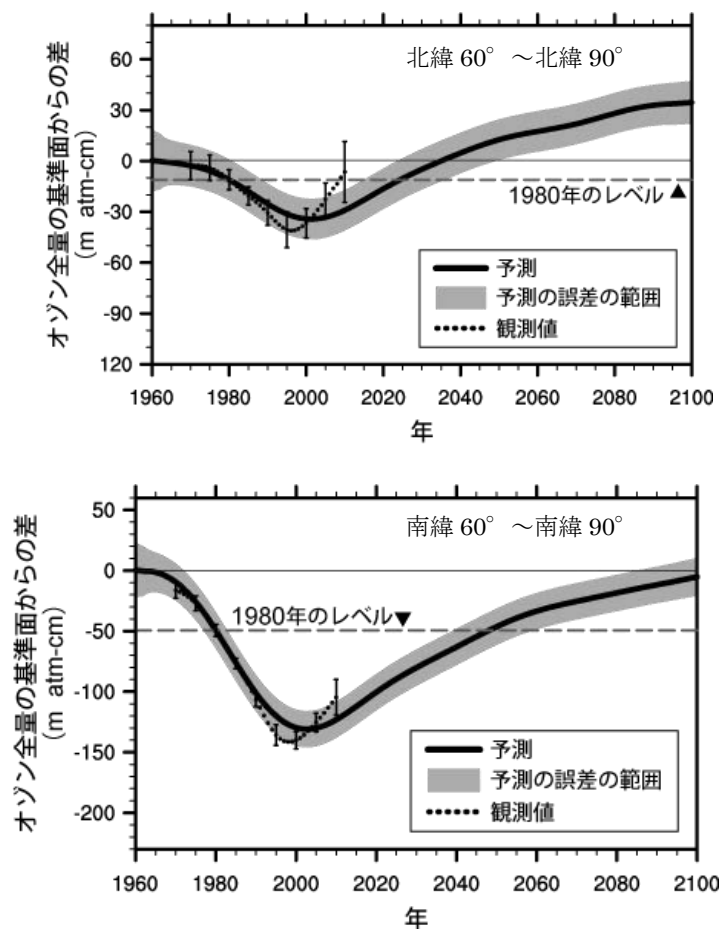


図 1-4-5 北極域及び南極域におけるオゾン全量の推移予測

1960年のオゾン全量を基準とした場合の推移の予測。上図は北極域の3月、下図は南極域の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。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

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

水蒸気（ H_2O ）も CO_2 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_2O は HO_x の生成や極域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（ $<30\text{km}$ ）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 年から 2001 年にかけて中緯度なら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なら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。

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*なら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（P8 参照）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、オゾン全量が熱帯で減少し、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得る。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）。

(b) 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つい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

* 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。

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、ハロゲン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広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。