

第Ⅱ部 オゾン層の状況

オゾンの観測には、地上からのオゾン全量の観測、衛星からのオゾン全量の観測、オゾンゾンデによる鉛直分布の観測、地上からの鉛直分布の観測（反転観測）、衛星からの鉛直分布観測等がある。ここでは、気象庁オゾン層情報センターが入手したデータをもとに解析したオゾン層の状況を示す。なお、それぞれのデータについての説明は付録1「解析に使用した観測資料」にまとめた。

第1章 世界のオゾン層

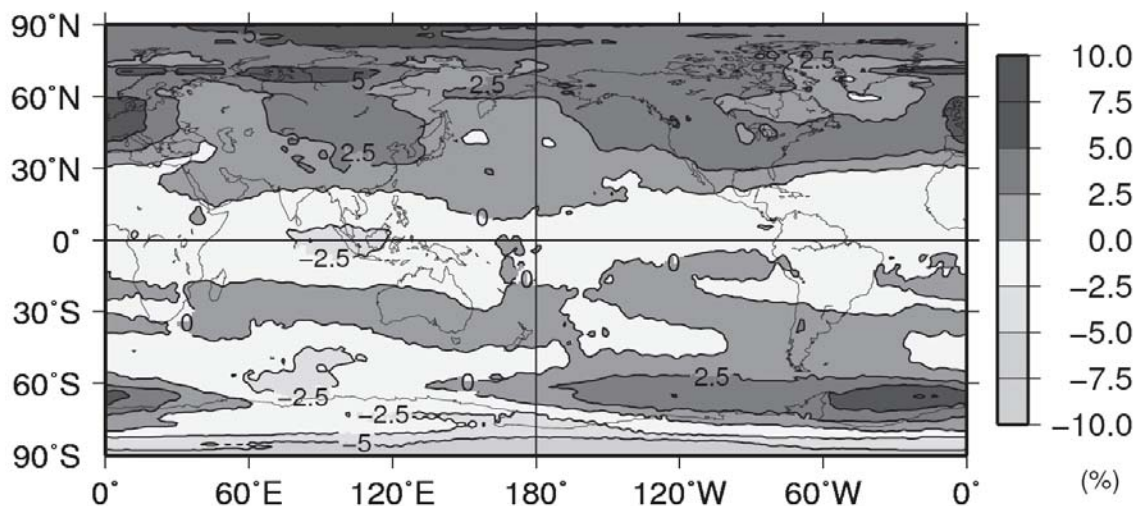
1-1 2010年の世界のオゾン層の状況

2010年のオゾン全量は、赤道付近、南極大陸付近および南半球中緯度のインド洋で参照値（1997～2006年の累年平均値。「用語解説」参照）より少なかったが、それ以外のほとんどの地域で参照値より多かった（図Ⅱ1-1）。特に、北半球中高緯度と、南極大陸周辺の大西洋・太平洋付近で参照値からの偏差（%）が+2.5%を上回ったところが多く、一部で+5.0%を上回った。

月別のオゾン全量の資料（資料1「世界の月平均オゾン全量・偏差分布図」、資料2「緯度帯別のオゾン全量月平均値偏差」）をみると、赤道付近では2010年の前半は負偏差、後半は正偏差に転じた。これはQBO（準2年周期振動）の位相が2010年の半ばに変化したことに対応していると考えられる（「解説5」参照）。また、北半球中緯度では2010年1～5月まで顕著な正偏差が継続した。この正偏差の要因としては、2009年12月～2010年2月の冬季に北半球中高緯度で顕著な負の北極振動が発生していたこと（「解説9」参照）、2010年前半はQBOが正であり中緯度のオゾン全量を増加させるように働いたこと、などが考えられる。また、南半球中緯度でも2010年の前半に正偏差となっており、これもQBOによる影響と考えられる。

南半球高緯度および北半球高緯度の状況については、それぞれ第3章、第4章で述べる。

なお、NASA提供の2007年12月以降の衛星観測データには、地上観測との差異が系統的にみられることがわかっている（詳しくは、付録1-3「衛星によるオゾン観測データ」を参照）。2010年の衛星観測によるオゾン全量は、両半球中緯度帯で少なめとなっていることに留意する必要がある。



図Ⅱ1-1：2010年の世界のオゾン全量偏差（%）の年平均分布図

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%。比較の基準である参照値は1997～2006年の累年平均値。北緯60度以北の1月と11、12月および南緯60度以南の5～7月の太陽高度角の関係で観測できない時期は省いて年平均を計算した。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

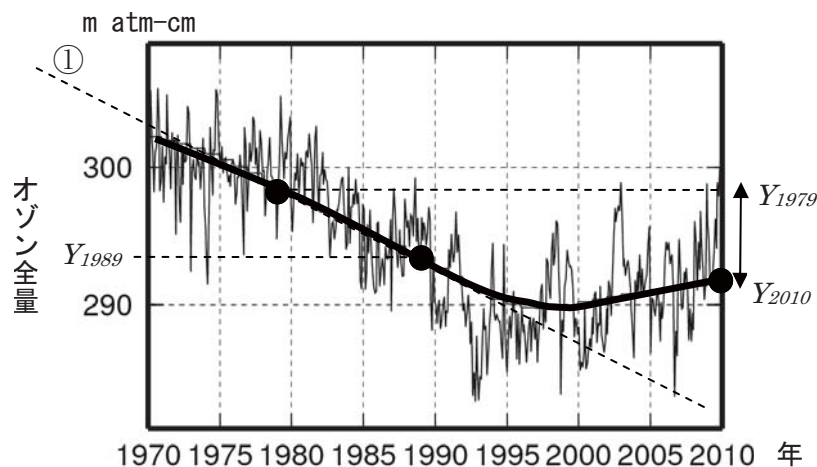
1-2 世界のオゾン層の経年変化と長期変化傾向

長期変化傾向の評価方法

オゾン量は、オゾン層破壊物質の増減にとまない長期的に変動している。しかし、オゾン量の変動にはさまざまな周期の自然変動が重なっている。このため、本節では既知の周期的な自然変動を除去した時系列データを利用している（「付録3」参照）。ここで既知としたのは、季節変動、太陽活動（約11年周期）、準2年周期振動（QBO）にそれぞれ対応する変動成分である。しかし、既知の周期的な変動を除去したあとの時系列データには、まだ未知の要因に由来する変動が含まれている。このため統計的な処理によりEESC（等価実効成層圏塩素。「解説2」参照）の変化曲線を当てはめることによって、オゾン量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ている（図II 1-2の太線）。この手法を「EESCフィッティング」と呼ぶ。具体的には、まず、EESCの時系列を説明変数とし、「既知の周期的な自然変動除去後の時系列」に対して一次回帰係式を求める。次に、各年のEESCについて、一次回帰式よりオゾン量値を求めることで、EESCフィッティング値が得られる。

本報告書でオゾンの長期変化傾向に言及する場合には以下の3種がある。最も多いのは、フィッティング曲線上の1979年のオゾン量（図II 1-2の Y_{1979} ）に対する、2010年のオゾン量（ Y_{2010} ）の変化の割合（ $= (Y_{2010} - Y_{1979}) / Y_{1979} \times 100 (\%)$ ）として示し、「2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合（%）」などのように表現する。つまり、オゾン層の破壊が進んだ1980年代直前の1979年の値と比較して、オゾン層破壊物質による長期的なオゾン量の減少の割合を示している。第二に、また、1980年代の10年間の変化量を、1979～1989年（ Y_{1989} ）における変化量（図II 1-2の①の線の傾きに相当。単位%/10年）として示す場合がある。三つ目はさらに、最近の変化傾向を示す場合であり、EESCフィッティングではなく、1998年以降のデータに直線回帰を当てはめて算出する。これらについては当該箇所それぞれ解説する。

なお、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。1993年5月～1994年11月の衛星データ（メテオール-3衛星によるオゾン全量）は、オゾン全量の地上観測値からの差のばらつきが大きいため、統計計算から除外している。また、2007年12月以降のオーラ衛星データについては、それ以前の衛星データと比較すると中緯度を中心に低バイアスがみられるため、図II 1-3 から 図II 1-5では緯度帯ごとのバイアス補正したデータを利用し、一方、図II 1-6abでは領域全体のバイアス補正ができないため2007年12月以降のデータを統計計算から除外している（衛星データのバイアスについては付録1-3参照）。



図II 1-2：EESCフィッティングによるトレンド解析

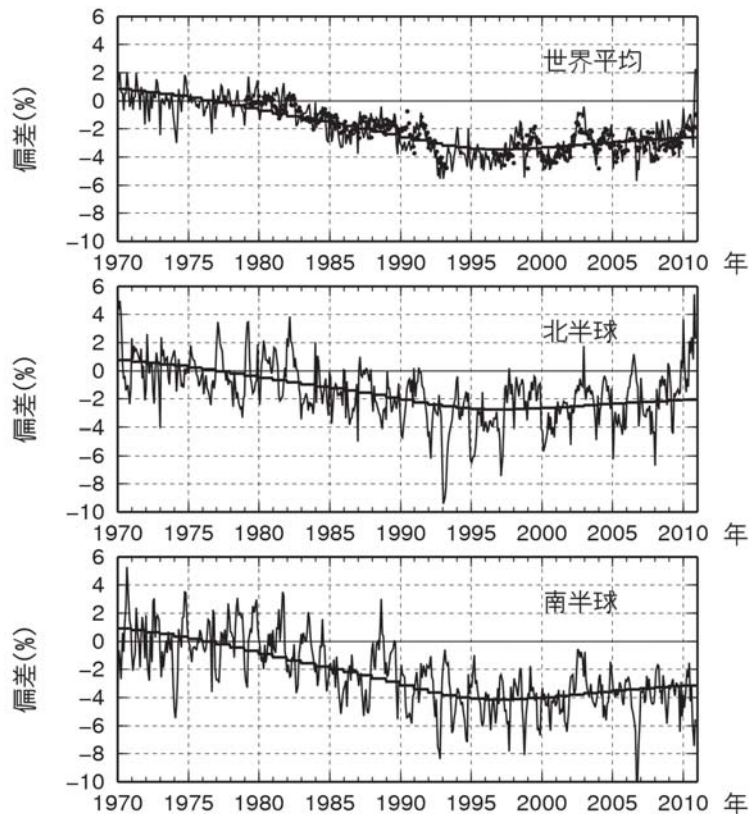
自然変動要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値とEESCフィッティング曲線を模式的に示したもの。●はEESCフィッティング曲線上の値を示している。

オゾン全量の経年変化

地上および衛星からの観測による月平均オゾン全量の1970年から1980年の平均値に対する偏差(%)の時系列を、図Ⅱ1-3に示す。オゾン全量は1980年代から1990年代前半にかけて大きく減少した。1990年代後半以降はほとんど変化がないかわずかな増加がみられるが、1979年以前と比較すると少ない状態が続いている。EESCのフィッティング曲線に対応して変化していることから、オゾン全量減少の主な要因は、クロロフルオロカーボン類(CFC類)などオゾン層破壊物質が大気中で増加したためと考えられる。

世界平均オゾン全量の2010年のEESCフィッティング値は、1979年を基準とすると $2.1 \pm 0.1\%$ 少なかった。1980年代は減少率が大きく、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 $-2.2 \pm 0.2\%/10$ 年の減少がみられた。他方、オゾン全量の減少は、1990年代半ば以降みられなくなったが、CFC類の大気中濃度は1990年代以降ほとんど増加していないか緩やかに減少していること(「第Ⅰ部」参照)に関係していると示唆される。ただし、これらの解釈にあたっては、観測点が、北半球は53地点、南半球で9地点であることに注意する必要がある。なお、2010年北半球の地上観測データは、EESCの変化から推定されるオゾン全量と比較して数%多いが、オゾン層破壊物質の減少によるものではなく、大気循環の自然変動による短期的な増加と考えられる。

北半球では、1993年ごろ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)にともない、成層圏のエロゾル粒子が増加し、その粒子表面での不均一反応(「解説7」参照)によってオゾン破壊が促進されたためと考えられている。



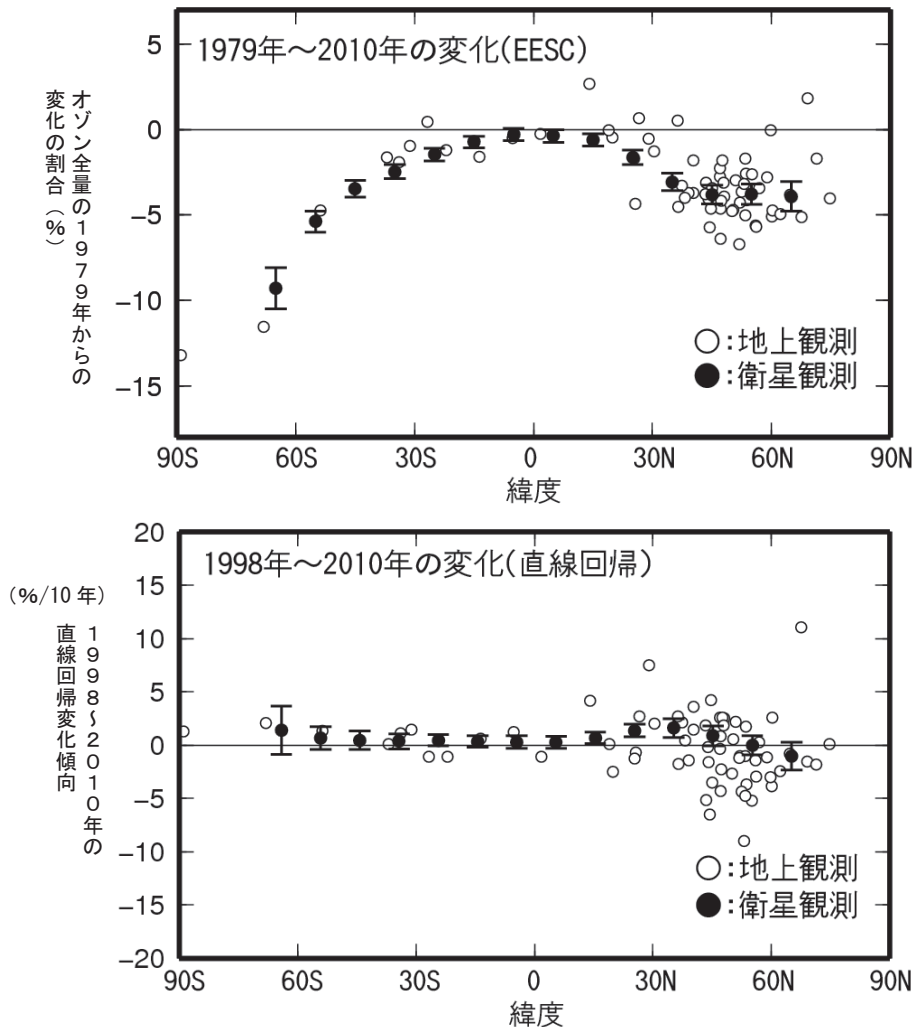
図Ⅱ1-3：世界のオゾン全量偏差(%)の経年変化

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。比較の基準値は1970～1980年の平均値。世界の地上観測点数は62地点で、北半球53地点、南半球9地点であり、世界オゾン・紫外線資料センター(WOUDC)のデータを用いた。衛星データはNASA提供のデータを用いた。

緯度帯別オゾン全量の長期変化傾向

オゾン全量の長期変化傾向の緯度による違いを示すため、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II 1-4上図に示す。EESCフィッティングを用いて世界の地上観測オゾン全量データおよび衛星観測によるオゾン全量データから求めた値である。地上観測では、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り、特に南半球高緯度では約10%減少している。

一方、最近の変化傾向を示すため、1998～2010年のデータから直線回帰により求めた変化傾向を図II 1-4下図に示した。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ははっきりしない。なお、成層圏の塩素量を一定にした数値モデルを用いた実験によると、北半球中緯度の近年の増加傾向が再現されており、大気循環の自然変動が寄与している可能性がある。このため、最近の増加傾向の原因を成層圏の塩素量の減少だけと判断することはできない（「解説9」参照）。



図II 1-4：オゾン全量の長期変化傾向および最近の変化傾向の緯度帯別分布

上段：EESCフィッティングを用いて求めた2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合（%）。地上観測データは観測点毎、衛星観測データは緯度帯毎にプロットしている。衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。

下段：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）。

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およびNASA提供の衛星観測データから作成。

緯度帯別の長期変化傾向の季節変化を示すため、図 II 1-5 に、2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合 (%) を緯度ごとに月別に示した。衛星観測データからEESCフィッティングを用いて求めている。北半球高緯度では3~4月に、南半球中・高緯度では8~12月にオゾンの減少の割合が大きい様子が見られる。

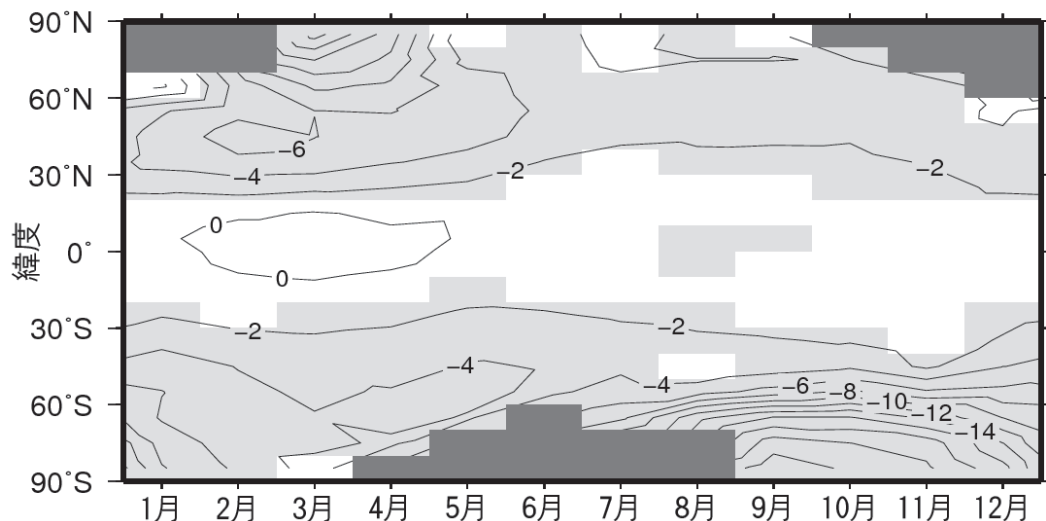


図 II 1-5 : 帯状平均したオゾン全量の緯度帯別長期変化傾向の季節変化

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。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間の範囲が全て負である領域。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。

世界のオゾン全量長期変化傾向の分布

世界のオゾン全量長期変化傾向の分布を示すため、2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合 (%) を図 II 1-6a (通年) およびb (季節別) に示す。これは衛星観測データからEESCフィッティングにより求めた値である。オゾン全量の長期変化傾向は、既に図 II 1-4 で示したように緯度帯による違いが大きい。北半球ではヨーロッパと西シベリアで減少が大きい。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では小さい。また、季節ごと(図 II 1-6b) にみると、両半球とも春季(北半球3~5月、南半球9~11月)に減少が大きい。

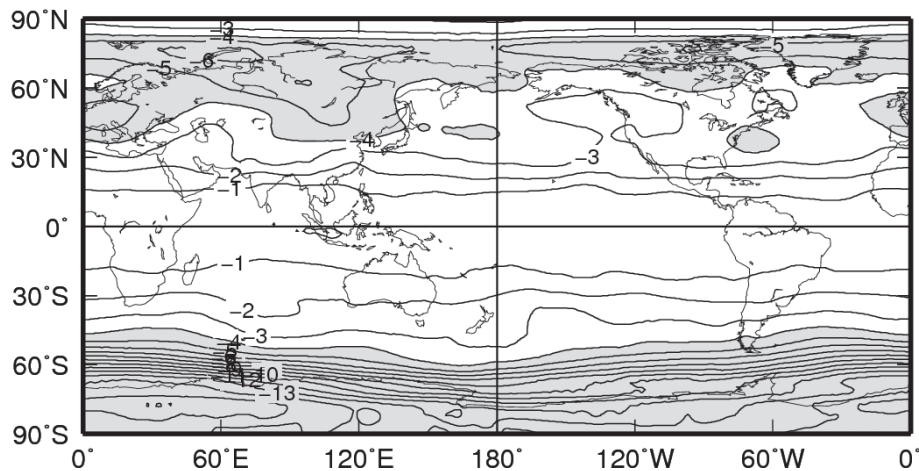


図 II 1-6a : 世界のオゾン全量長期変化傾向の分布 (通年)

2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合 (%) の世界分布。EESCフィッティングにより求めた。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。NASA提供の衛星観測データから作成。

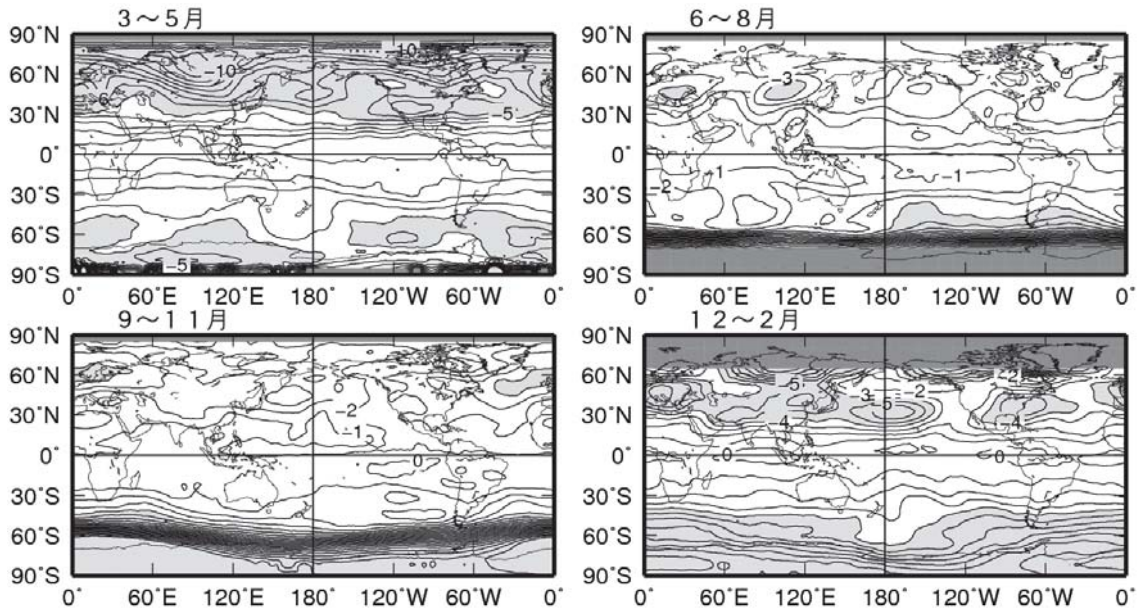


図 II 1-6b : 世界のオゾン全量長期変化傾向の分布 (季節別)

EESCフィッティングにより求めた2010年オゾン全量の1979年からの変化の割合(%)。上段左 : 3~5月、上段右 : 6~8月、下段左 : 9~11月、下段右 : 12~2月。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衛星観測ができない時期があり欠測となっている。これら以外は図 II 1-6aに同じ。

オゾン量の長期変化傾向の高度分布

オゾン量の長期変化傾向を高度20~50kmについて示すため、2010年オゾン量の1979年からの変化の割合を、緯度別に東西に平均した量の高度分布として図 II 1-7に示す。これは、衛星観測によるオゾン鉛直分布データにEESCフィッティングを用いて求めた値である。北半球、南半球とも中緯度から高緯度にかけての、高度40km付近と高度20km付近の2つの高度に減少の大きい領域がみられる。この2つの高度のオゾン減少は、ともにCFC類などから解離した塩素原子によると考えられているが、その破壊メカニズムは異なっている。高度40km付近の減少は、気相反応のみによって働く塩素による触媒反応サイクルに起因するのに対し、高度20km付近の減少は主にエーロゾル粒子表面での不均一反応によって活性化される別の塩素触媒反応サイクルに起因すると考えられている(「解説7」を参照)。

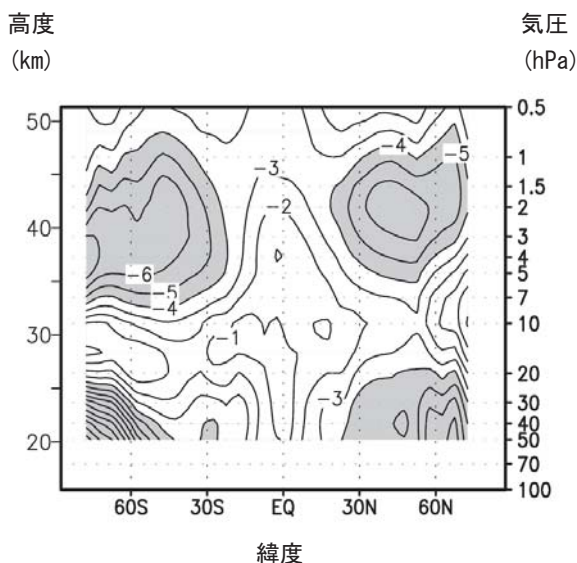
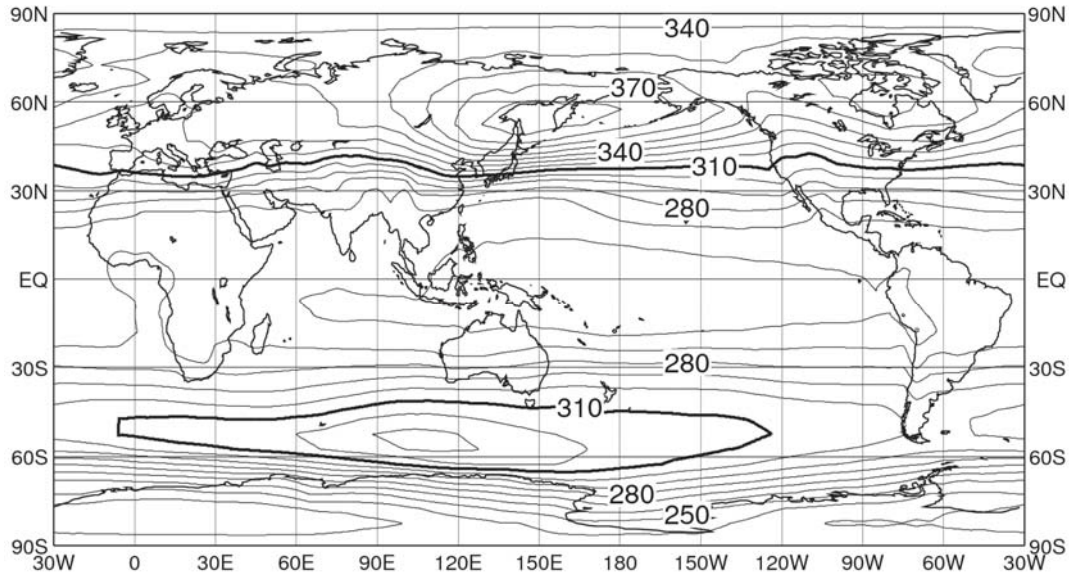


図 II 1-7 : オゾン量の長期変化傾向の緯度別高度分布

EESCフィッティングにより求めた2010年オゾン量の1979年からの変化の割合(%)。統計期間は1979年から2003年。等値線間隔は1%。陰影部は減少が-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。

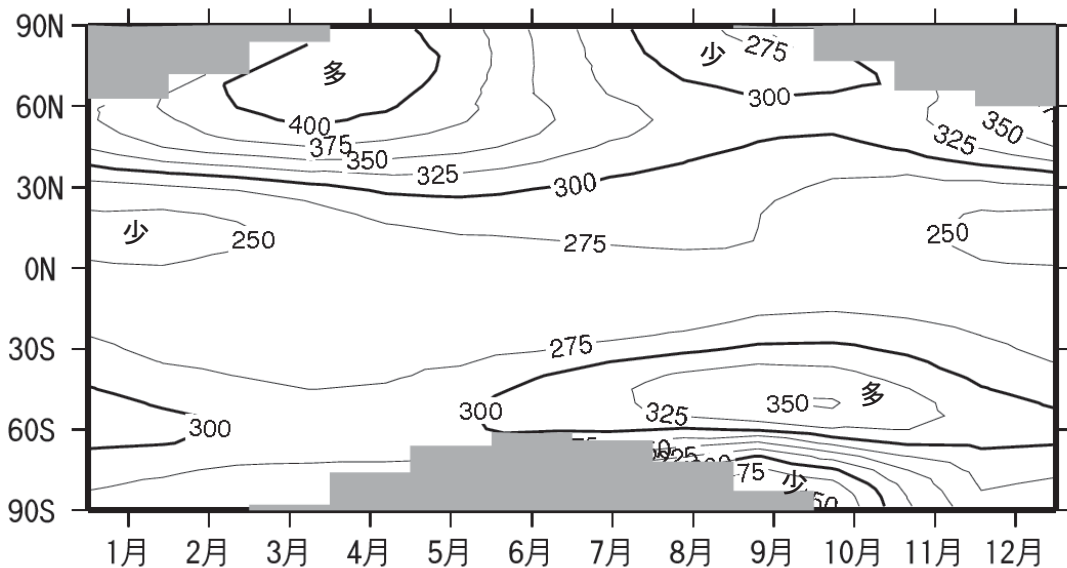
解説4 オゾン量の平均的な分布・季節変化とそれらの形成メカニズム

オゾン量の平均的な分布として、衛星観測による年平均オゾン全量の参照値（1997年から2006年の平均。詳しくは巻末の「用語解説」参照。）を図E4-1に示す。全体的にみてオゾン全量は低緯度で少なく、南北両半球の中・高緯度で多い分布になっている。特にオホーツク海付近は世界的に最もオゾン全量が多い場所であり、日本上空はオゾン全量の南北の傾度が最も大きい地域にあたる。参照値の期間は南極オゾンホールが継続的に出現しているため、南半球高緯度ではオゾン全量が少ない地域となっている。また、オゾン全量の季節変動をみると（図E4-2）、中高緯度では、冬季から春季にかけてオゾン全量が最大となる。



図E4-1：世界の年平均オゾン全量の参照値（1997～2006年の平均値）

等値線間隔は10m atm-cm。NASA提供の衛星データから作成。



図E4-2：帯状平均したオゾン全量参照値（1997～2006年の平均値）の季節変化

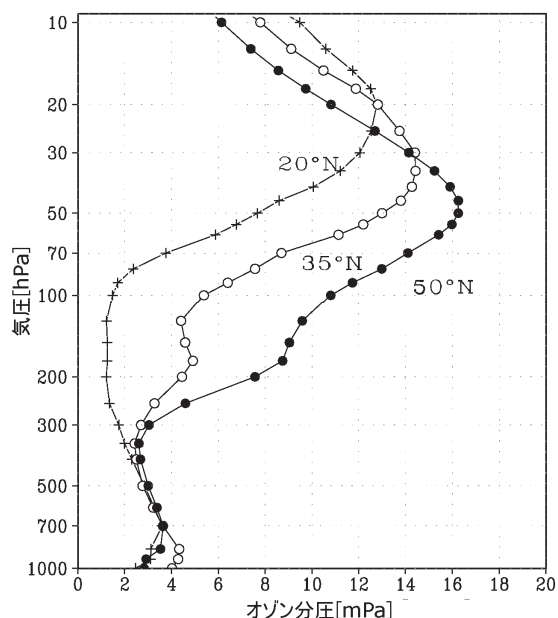
等値線間隔は25m atm-cm。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。NASA提供の衛星データから作成。

次に、オゾン量の平均的な高度分布をみる。図E4-3は、北半球の3つの緯度に対するオゾン分圧の平均的な高度分布である。オゾン分圧は成層圏（おおよそ100hPa～10hPa程度の領域）で大きく、その下部の対流圏では小さい。また、高緯度ほどオゾン分圧の最大となる高度が低くなり、さらにオゾン分圧の最大値が大きくなっている。

こうしたオゾン量の緯度・高度分布や季節変化は、以下のように説明される。

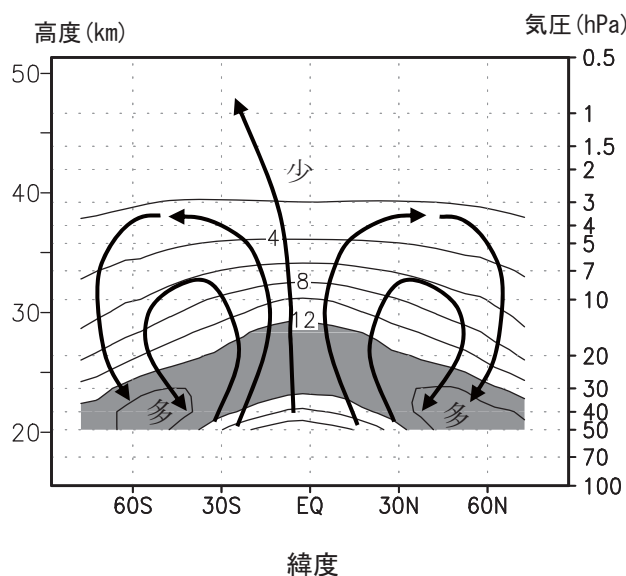
成層圏のオゾンは、太陽紫外線による光化学反応で生成される。太陽の放射が強い低緯度上空の成層圏は、オゾンの主要な生成場所である。低緯度成層圏で生成されたオゾンは、ブリューワー・ドブソン循環（赤道域で対流圏から成層圏に上昇してきた空気が、成層圏を両極へ向けてゆっくりと移動し、中高緯度で成層圏から対流圏へ下降する循環）で中高緯度に運ばれ下降する。オゾンを含む空気は下部成層圏で圧縮され赤道域上空よりもオゾン分圧が大きい層が形成される(図E4-4)。赤道域から中高緯度への輸送は冬季に最も活発となり、冬季から春季にかけて中高緯度にオゾンが蓄積される。

このような成層圏でのオゾンの生成・輸送過程の結果として、図E4-1～4-4のようなオゾン量の分布や季節変化が形成されている。



図E4-3 : オゾン分圧の平均的な高度分布

1985～2000年に観測され、世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）に登録されているオゾンゾンデデータから求めた3月のオゾン分圧の北半球3つの緯度（20°N、35°N、50°N）に対する高度分布。



図E4-4: オゾン分圧の平均的な緯度別高度分布とブリューワー・ドブソン循環の模式図

オゾン分圧は、1979～1992年の平均値。等値線間隔は2mPa。陰影部は12mPa以上の領域。NOAA提供の衛星データ（SBUV/2データ）から作成。太い矢印線は、ブリューワー・ドブソン循環の流れを模式的にあらわしたものの。

解説5 オゾン量の経年変動に影響を及ぼす自然の要因1（太陽活動とQBO）

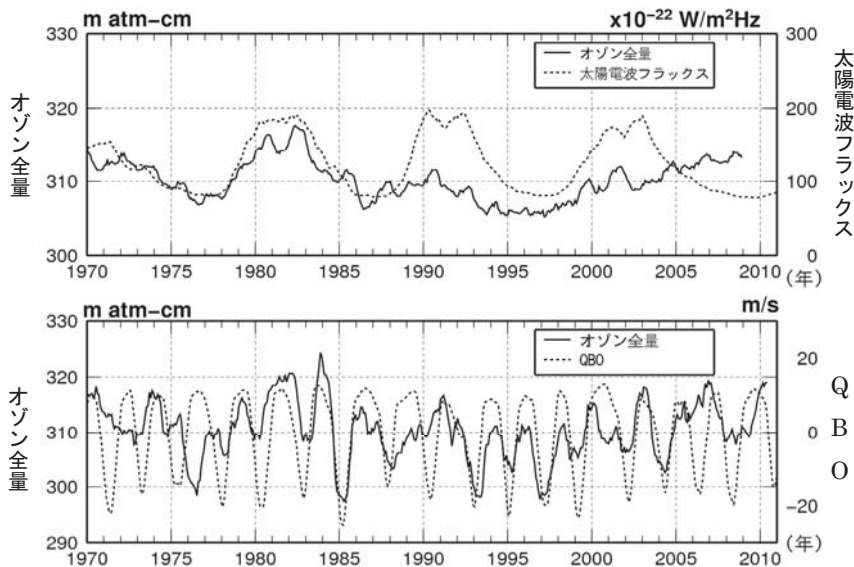
オゾン量の経年的な変動に影響を与える周期的な自然変動要素として、太陽活動と準2年周期振動（QBO）が知られている。

太陽活動

太陽黒点活動にともなって太陽紫外線の放射強度が4～8%変動することにより、紫外線との反応で生成される成層圏界面付近のオゾン量が変動する。変動の大きさは、太陽活動の極小期から極大期の間、世界平均でオゾンが2～3%増加する程度となる。図E5-1（上）に、太陽活動とつくばのオゾン全量の経年変化を示す。太陽活動は国立天文台野辺山観測所で観測された太陽電波フラックス（13か月移動平均値）で、太陽活動の約11年周期の変動が明瞭にみられる（点線）。オゾン全量（実線、49か月移動平均値）は、1980年代、1990年代には太陽活動の周期に合った変動がみられるが、2000年代以降は整合していない。

準2年周期振動（QBO）

赤道付近の下部成層圏では東風と西風が約2年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が正、つまり赤道上空で高度とともに西風から東風に変化する相のときは、オゾン全量が赤道付近で減少し、逆に南北の緯度25度付近で増加する。一方、QBOが負、つまり赤道上空で高度とともに東風から西風に変化する相のときは、オゾン全量は赤道付近で増加し、南北の緯度25度付近で減少する。この相関関係のメカニズムは、赤道上空成層圏の東西風の変動と南北方向の大気の大規模循環の変動とが結びついて生じている。なお、国内の観測点では、QBOの影響が中緯度に及ぶまで時間がかかるため、QBOの変化から数ヵ月程度遅れてオゾン量が変動する。図E5-1（下）では、遅れを考慮したオゾン全量の時系列とQBOの時系列がよく一致していることがわかる。



図E5-1：つくばにおけるオゾン全量の変化と各自然変動要因との関係

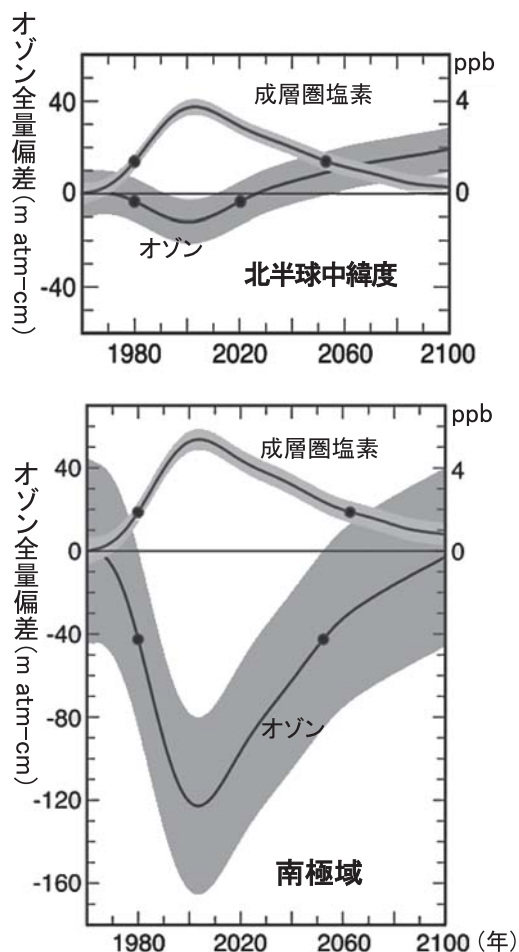
（上図） オゾン全量の49か月移動平均値（実線）と太陽電波フラックスの13か月移動平均値（点線：10か月のラグを設定）。太陽電波フラックス（3,750MHz）は国立天文台野辺山観測所で観測されたデータを用いた。

（下図） 13か月移動平均したオゾン全量（実線）とQBOの7か月移動平均値（破線：5か月のラグを設定）。QBOはシンガポール上空50hPa面の月平均の東西方向の風速（西風が正）。なお、オゾン全量、QBO、太陽電波フラックスは全て月平均値から季節変動成分を除いた時系列をもとに処理している。

解説6 成層圏オゾンの将来予測

第I部解説2では、成層圏オゾンの長期的な変化に影響を与えるEESC（等価実効成層圏塩素）の将来予測を示した。しかし、将来の成層圏オゾンは、EESCだけで決まるのではなく、将来の気候変化による成層圏の気温やオゾンの輸送自体が変化すること、オゾン層破壊に関連するその他の物質（メタン（ CH_4 ）、一酸化二窒素（ N_2O ）、水蒸気（ H_2O ））の濃度変化によっても影響を受ける。このため、将来の成層圏オゾンを予測するためには、大気の状態のほかに、大気中の微量気体の濃度変化なども予測計算する数値シミュレーションモデルが必要である。オゾンは紫外線や赤外線を吸収することで大気を暖め、逆に気温が化学反応の速度や大気の流れを媒介としてオゾン分布に影響を与えるように、大気変動と化学過程がお互いに関与しあっている。正確な成層圏オゾンの予測には、このような過程を考慮した3次元の化学-気候モデル（Chemistry Climate Model; CCM）が不可欠である。

図E6-1は、複数の研究機関のモデルによる成層圏オゾンの将来予測をまとめたものである（WMO, 2011）。オゾン全量およびモデル内の下部成層圏の塩素量（臭素原子分についても塩素に対する破壊効率を考慮して合算している）のそれぞれについて、1960年を基準とした偏差で示している。また、予測はモデルごとに差があり、図の実線周りの陰影は予測幅を表現している。1980年の値（図中の●印）をオゾン層回復の指標として考えると、北半球中緯度の年平均オゾン全量は、21世紀の半ば以前には1980年レベルにまで回復すると予測され、モデル内の成層圏塩素量が1980年のレベルに回復する時期よりも30年程度早い。一方、南極域の10月のオゾン全量は、1980年レベルに回復するのは21世紀半ば頃、さらに1960年のレベルに達するのは21世紀末頃と予測され、モデル内の成層圏塩素量に概ね従って回復している。



北半球中緯度の年平均オゾン全量が成層圏塩素量よりも早い時期に回復する予測結果は、主に温室効果ガスの増加のためである。温室効果ガスの増加により地球温暖化が進むと、地上とは反対に成層圏では低温化することが知られている。上部成層圏では、低温化にともないオゾン層破壊を促進する化学反応速度が遅くなるため、オゾン層の回復を早める。さらに、地球温暖化に伴い、特に北半球中・高緯度でブリューワー・ドブソン循環が強まることでモデルで予測されており、オゾン層回復を早めている。一方、南極域では、ブリューワー・ドブソン循環の強まりが小さい。また、冬季の下部成層圏は、オゾン層破壊の促進に関与する極域成層圏雲の発生に十分なほど現在でも低温であり、地球温暖化によりさらに低温化しても、温室効果ガスによる影響は比較的小さい。

図E6-1：化学-気候モデルによる成層圏オゾンの予測
1960年を基準としたオゾン全量偏差とモデル内の成層圏塩素量（高度21km付近。臭素原子分についても破壊効率を換算して合算している）の化学-気候モデルによる予測結果。

（上）北半球中緯度の年平均値、（下）南極域の10月の月平均値に対する結果。WMO(2011)から抜粋して引用。