

1-4 北半球高緯度のオゾン層

2008年2月から4月にかけて北半球中高緯度ではオゾン全量が参照値より少なく、特に3月の月平均では中央アジアから東シベリアにかけて-15%を下回る領域があった。2月中旬にスカンジナビア半島付近にオゾン全量の少ない領域がみられ、この領域の下部成層圏気温は平年より低かったことから、極域成層圏雲発生によるオゾン減少があった可能性がある。

衛星データによると、北半球高緯度の1990年以降のオゾン全量はそれ以前に比べ少なくなっている。

南極オゾンホールほど大規模ではないものの、北半球高緯度でもオゾンの少ない領域が現れることがある。特に、1990年以降の春季にたびたびこの現象がみられる。これらは、極域成層圏雲に関係したオゾンの破壊によってもたらされる場合（化学的要因）と、中緯度からのオゾンの少ない空気の移流により高緯度域のオゾンが少なくなることによってもたらされる場合（力学的要因）があると考えられており、北半球中緯度の春のオゾンの年々変動は力学的要因で約50%を説明できるといわれている（WMO, 2006）。

ここでは北半球高緯度のオゾン層の2008年の状況とその経年変化について述べる。

1-4-1 2008年北半球高緯度のオゾン層の状況

衛星観測（OMIデータ）によれば、2008年2月から4月にかけて北半球中高緯度ではオゾン全量が参照値より少なく、比偏差が-10%以下である領域がみられた（資料1「月平均オゾン全量・比偏差 全球分布図」参照）。特に3月の月平均では中央アジアから東シベリアにかけて-15%を下回る領域があった。2008年2月から3月の北半球旬平均オゾン全量分布図を図1-4-1に示す。310m atm-cmの等値線を目安にすると、2月中旬にスカンジナビア半島付近にオゾン全量の少ない領域がみられた。

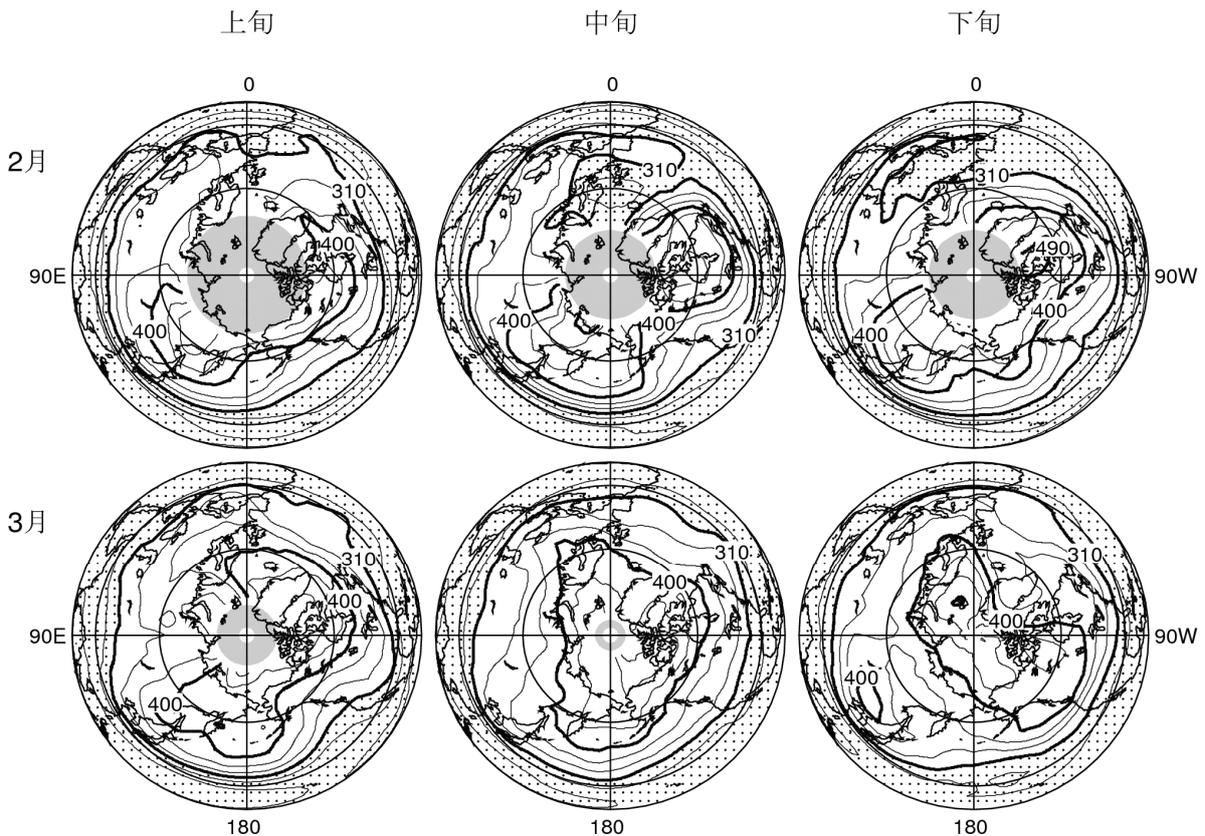


図1-4-1：北半球旬平均オゾン全量分布図（2008年2月、3月）

上段から2月、3月の旬平均値。左列は上旬、中列は中旬、右列は下旬。点域は310m atm-cm以下の領域。北極点を中心とする陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。等値線間隔は30m atm-cm。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

2008年北半球高緯度下部成層圏の気象状況

2008年の北半球高緯度における50hPa面の最低気温、および -78°C 以下の面積の推移を図1-4-2に示す。2008年の50hPa面における北緯60度以北の平均最低気温は、1月から2月中旬まで平年よりも低かった。極域成層圏雲出現の目安である -78°C 以下の領域の面積は、1月から2月下旬まで平年の面積よりも大きく、特に1月中旬には1979年以降で最大の面積となった時期があった。このような成層圏の低温と対応して、北極域のいくつかの地上観測点において、極域成層圏雲（PSCs）が出現したとの報告がなされている（http://www.ozone-sec.ch.cam.ac.uk/EORCU/reports/wr0708_update.pdf）。

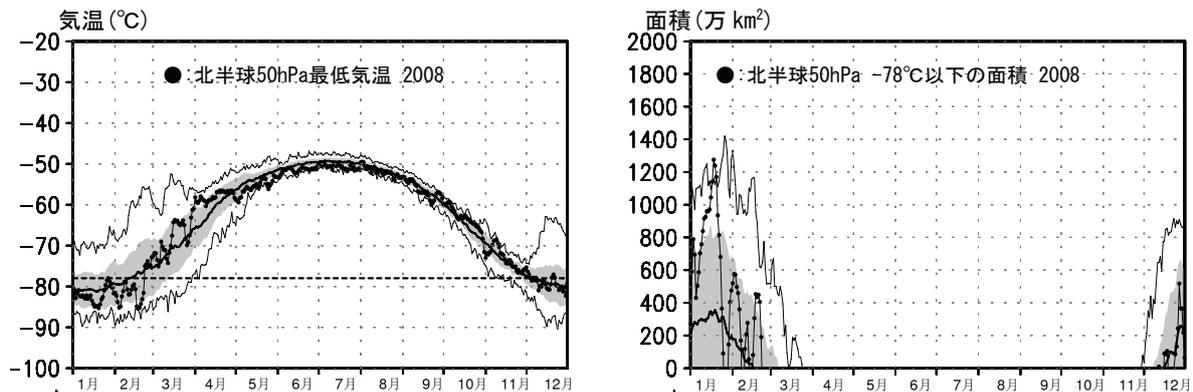


図1-4-2：北半球高緯度下部成層圏の最低気温(左)および気温が -78°C 以下の領域の面積(右)の推移(2008年)

北緯60度以北の50hPa(高度約20km)面における日別の最低気温の推移(左)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)。●印は2008年の値を示す。陰影中の実線は1979～2007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)。

3次元化学輸送モデルを用いた同化解析による化学的オゾン破壊の状況

図3は、2008年2月18日の北半球のオゾン全量の分布と化学的なオゾン破壊の状況を示したもので、気象庁の3次元化学輸送モデルを用いた同化解析から求めた分布図である。オゾン全量の分布をみると、イギリス北部からスカンジナビア半島にかけてオゾン全量の少ない領域がある。50hPaにおける塩素濃度(一酸化塩素およびその二量体)の分布をみるとイギリス北部からスカンジナビア半島にかけて塩素の高濃度領域があることがわかる。図には示していないが、この領域はおおむね極渦の領域と対応しており、中心付近は極域成層圏雲が出現可能な気象条件である -78°C 以下の低温になっていた。また、この領域では50hPaにおいて、1日あたりに化学的要因で破壊されたとみられるオゾンの変化の割合は $-1\%/日$ を超えており、オゾンの破壊が進んでいることを示している。このようなオゾンの破壊は1月後半から3月初めにかけて、極渦の位置と対応して、カナダ北部やヨーロッパ北部、シベリア北部にかけてみられた(図略)。

1-4-2 北半球高緯度のオゾン層の経年変化

北半球高緯度の状況を見るために、衛星観測（TOMS及びOMI）データから求めた北緯60度以北の3月の月平均オゾン全量の偏差および英国のラーウィック（北緯60度、西経1度）での地上観測による3月の月平均オゾン全量偏差を図1-4-3に示す。衛星データによると、1990年以降、データのない1995、1996年を除き、20m atm-cm以上の負偏差が17年のうち12回現れており、北半球高緯度でのオゾンは1990年以前に比べ少なくなっていることがわかる。なお、1995、1996年にはTOMSデータがないが、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規模な減少が観測されている（NOAA, 2005）。ラーウィックでの地上観測でも、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。高緯度のオゾン全量の経年変化は長期的にはEESC（成層圏塩素濃度の指標）に対応した変化を示すが、1990年以降、年ごとの変動が大きくなっている。

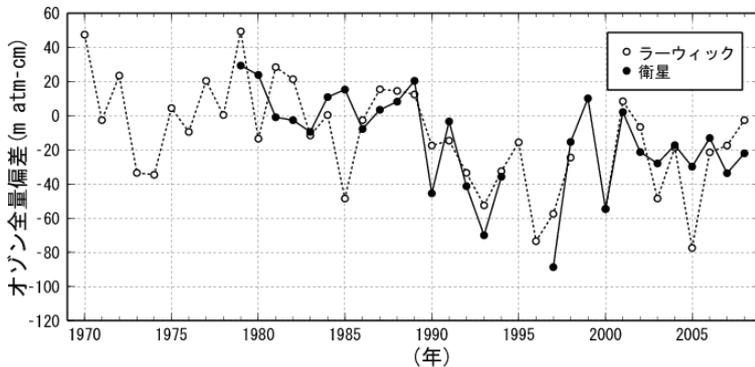


図1-4-3: 北半球高緯度の3月のオゾン全量偏差の経年変化

●印はNASA提供の衛星観測（TOMSおよび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）の3月の平均オゾン全量の参照値（1979～1992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1979～1992年の平均値からの偏差を示す。

北半球高緯度下部成層圏の気象状況

高緯度のオゾン全量の年ごとの変動は成層圏気温の変動とよく対応している。図1-4-4に、3月の北半球高緯度下部成層圏の月平均気温と対流圏プラネタリー波の上方伝播の強さを示すEPフラックス上向き成分（100hPa面、1～2月平均、北緯45～75度平均）を、オゾン全量の経年変化とともに示す。気温の年々変動（経年変化）はオゾンの年々変動とよく対応していることがわかる。オゾン全量との相関係数は0.7で統計的に有意な相関がある。

春季の高緯度下部成層圏の気温は、対流圏プラネタリー波の成層圏への上方伝播の強さに影響され、その強さはEPフラックス（Eliassen-Palm flux）の上向き成分として見積もることができる。また、EPフラックス上向き成分は、成層圏の子午面循環（ブリューワー・ドブソン循環）の強さの指標であり、ブリューワー・ドブソン循環が強いと低緯度域から高緯度域へのオゾン輸送が増えるため高緯度におけるオゾン量が多くなる。EPフラックス上向き成分とオゾン全量の変動も相関係数は0.6で有意な相関である。

また、成層圏気温およびEPフラックス上向き成分には長期的な経年変化もみられ、高緯度のオゾン全量の長期的な変化にも関係していると考えられる（解説7「オゾン量の経年変動に影響を及ぼす自然の要因2」参照）。

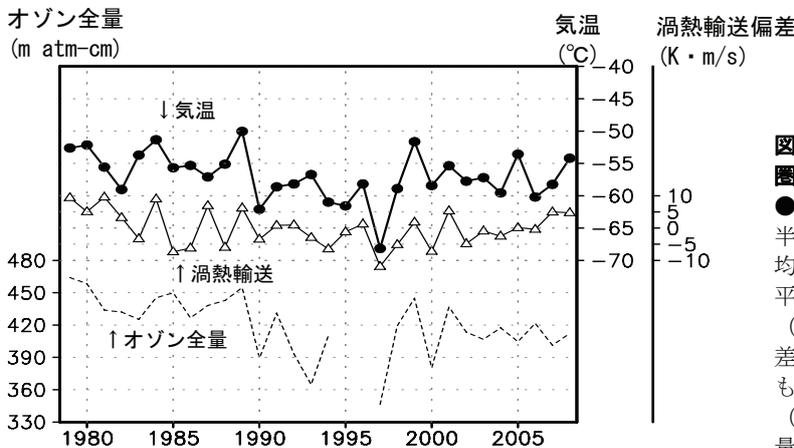


図1-4-4: 3月の北半球高緯度下部成層圏気温とオゾン全量の経年変化

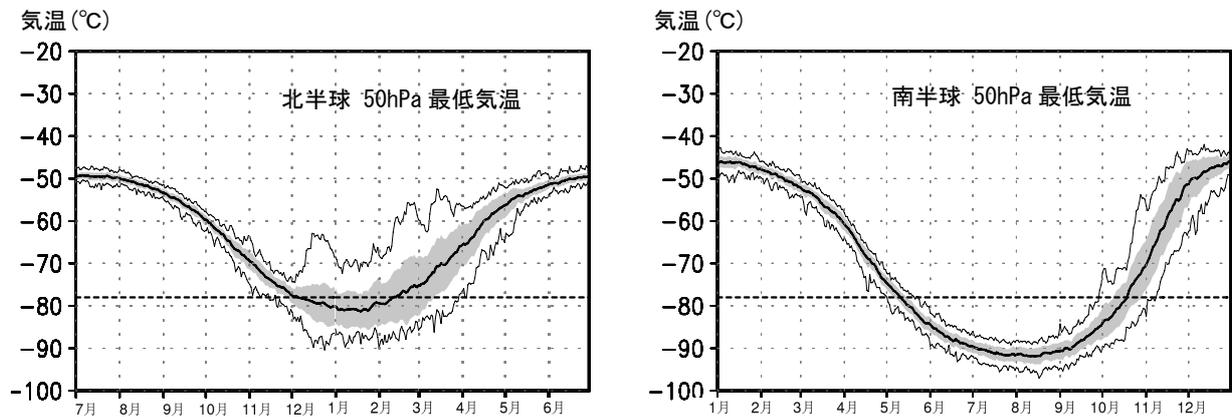
●印は50hPa高度（約20km）における北半球高緯度（北緯60度以北）の3月の平均気温。△印は、100hPaにおける1～2月平均した北緯45～75度平均の渦熱輸送（EPフラックス上向き成分に比例）の偏差。点線はNASA提供の衛星観測データをもとに気象庁で計算した北半球高緯度（北緯60度以北）の3月の平均オゾン全量。

解説6 北極で南極のような大規模なオゾンホールが発生しない理由

図E6-1に成層圏高緯度域（50hPa（高度約20km）面、北緯60度以北、南緯60度以南）における最低気温の季節変化を示す。南半球の冬季は北半球の冬季よりも気温が低く、北半球と南半球が非対称であることがわかる。

北半球冬季の成層圏では、しばしば成層圏突然昇温現象がおこる。これは約1週間の間に高緯度成層圏の気温が25℃以上上昇する現象であり、対流圏のプラネタリー波が増幅し成層圏へ伝播することで引き起こされる。北半球のプラネタリー波の形成にはヒマラヤ山脈やロッキー山脈などの大規模山岳が関わっている。一方、南半球は海が多く、大規模な地形の変化が乏しい。このため、北半球に比べるとプラネタリー波は弱く、冬季の成層圏突然昇温が起こりにくい。南半球では、成層圏の極渦は同心円状に安定して存在しやすく、これが南半球の冬季の平均気温が北半球の冬季の平均気温に比べて低くなる理由である。

極域成層圏雲の発生の目安となる-78℃を基準にみると、この気温を下回る期間は平均して南半球では5か月以上続くが、北半球では2か月程度しか続かない。このような気象条件のため、北半球高緯度では、南半球高緯度のような大規模なオゾン破壊は通常起こらないが、年によっては気温がわずかに低下することで極域成層圏雲の発生する期間・領域が大幅に拡大し、オゾン破壊が一気に加速する。このように気温の変動に敏感なことから、北半球高緯度のオゾン破壊の規模は年ごとの変動が大きい。



図E6-1：北半球と南半球50hPa面における高緯度域の最低気温の変化

左：50hPa面における北緯60度以北の日最低気温の変化、右：50hPa面における南緯60度以南の日最低気温の変化。陰影中の実線は1979～2007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。破線は極域成層圏雲発生の目安である-78℃。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年はERA-40*を、1999～2004年はJRA-25*を使用して算出）。

解説7 オゾン量の経年変動に影響を及ぼす自然の要因2 (力学的要因)

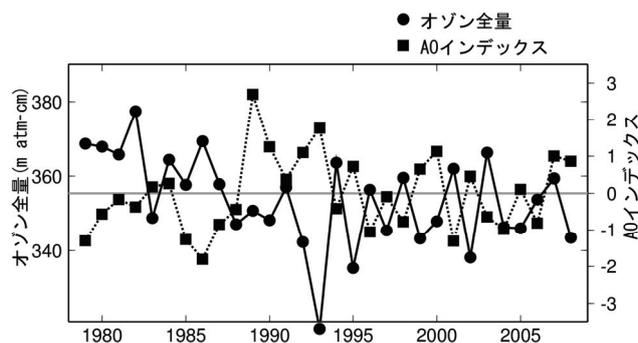
オゾンは、化学的要因（塩素等によるオゾン破壊）のほかにも力学的な要因（大気の流れによりオゾン輸送量が増えること）で変動する。中高緯度のオゾン変動に影響を及ぼす力学的な要因としては、成層圏の子午面循環（ブリューワー・ドブソン循環）と対流圏の循環が主なものとして挙げられる。これらの要因によって、2月と3月の北半球中緯度のオゾンの年々変動とトレンドの約50%を説明できるといわれている（WMO, 2006）。

ブリューワー・ドブソン循環が強いと低緯度域から高緯度域へのオゾン輸送量が多くなり、高緯度におけるオゾン量が多くなる。ブリューワー・ドブソン循環は、対流圏のプラネタリー波に駆動されるため、EPフラックス上向き成分(P22参照)を強さの指標にすることができる。高緯度におけるオゾン全量とEPフラックス上向き成分との関係は1-4-2項で示したとおりである。Hood and Soukharev (2005)は、観測データからみた中緯度におけるオゾン量の2月と3月の負のトレンドのうち、約20%はブリューワー・ドブソン循環の長期変化によるもので、約30%は対流圏の循環の変化によるものとしている。

もうひとつの力学的要因である対流圏の循環の変化について以下に述べる。北半球における最も顕著な大気の偏差構造として、北極域と中緯度の海面気圧が正負逆の偏差を示す偏差パターンが知られており、北極振動 (AO) と呼ばれている。例えば、北極域が負偏差、中緯度が正偏差の場合は、中緯度で高気圧の頻度が増えて中緯度の海面気圧が正偏差を示していると考えられる。この高気圧のため局所的に対流圏界面高度が高くなり、低オゾン域が形成される。冬季におけるAOインデックス（北極域が負偏差、中緯度が正偏差の場合を正とする）と衛星データによる北緯45～50度平均オゾン全量の冬期間の平均値の経年変化を図E7-1に示す。これをみると、AOインデックスとオゾン全量の間には、逆相関がみられる。AOインデックスは1980年代後半から1990年代前半にかけて正の値となるが多かったが、その後、負の値が多く出現するようになり、オゾン量の変化傾向と対応している。

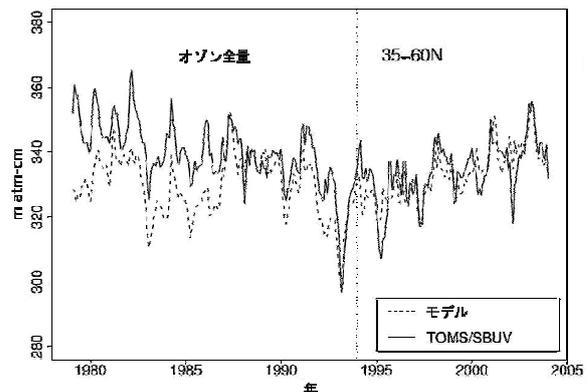
オゾン全量の変化に影響を与える力学的な要因については、数値モデルを用いた解析によっても確かめられつつある。成層圏の塩素濃度を1980年以前の値に固定した条件で、長期再解析により得られた大気循環場データ (ERA-40) で化学輸送モデルを駆動したところ、1994年以降の北半球中緯度のオゾン全量の増加をよく再現できていること (図E7-2) が示されている (Hadjinicolaou *et al.*, 2005)。

以上のことから、1990年代半ば以降、緩やかな増加傾向がみられる北半球のオゾン全量については、力学的な要因が大きく寄与しているものと考えられる。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り、この塩素量の減少にともなって、オゾン全量が増加に転じたとみることはできない。



図E7-1 : AOインデックスと中緯度のオゾン全量の推移

NOAA/NCEP*による冬季の AO インデックスおよび衛星データによる北緯 45～50 度平均オゾン全量の 12～2 月平均値の推移。



図E7-2:衛星観測および数値モデルによる北半球中緯度のオゾン全量の推移

実線は衛星によるオゾン全量データ (TOMS と SBUV)、破線は塩素量を1980年以前の値に固定し、長期再解析により得られた循環場により化学輸送モデルで計算されたオゾン全量。ともに季節変化は除去してある。1994年を縦の点線で示す (Hadjinicolaou *et al.*, 2005)。

*は「用語解説」(p59～61)を参照

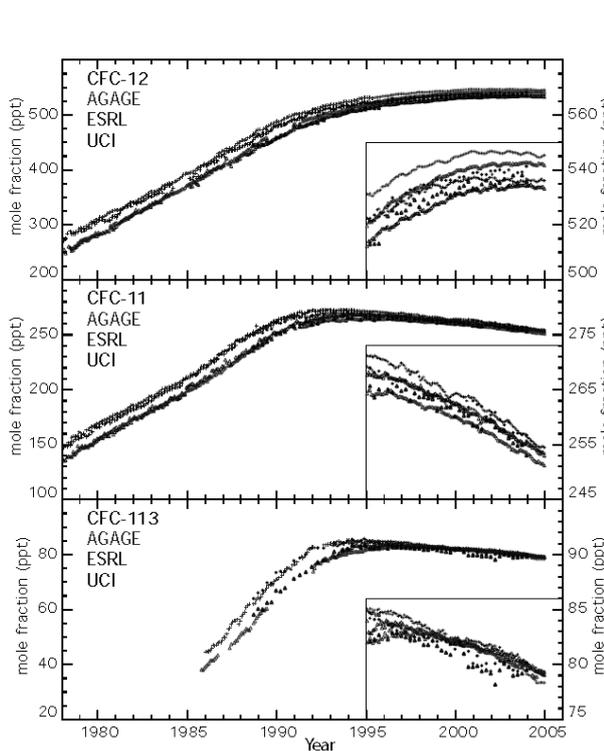
解説8 オゾン層破壊物質の経年変化

ハロカーボン類は、フッ素、塩素、臭素、ヨウ素を含んだ炭素化合物の総称であり、その多くは本来自然界には存在しない人工物質である。主要なハロカーボンであるクロロフルオロカーボン類（以下、CFCs）は、フッ素、塩素を含む炭素化合物であり、成層圏オゾンを破壊する物質である。

CFCsは「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている。その結果、海外の観測ネットワークによる観測結果（図E8-1）やWDCGG（温室効果ガス世界資料センター）に報告された観測データによると、CFC-12濃度は1990年頃から増加傾向が減少し始め、近年はほぼ変動がなく、CFC-11濃度は1993年頃を境に、増加から緩やかな減少傾向に転じている。CFC-113濃度は1996年頃までに増加が止まり、その後緩やかに減少している。

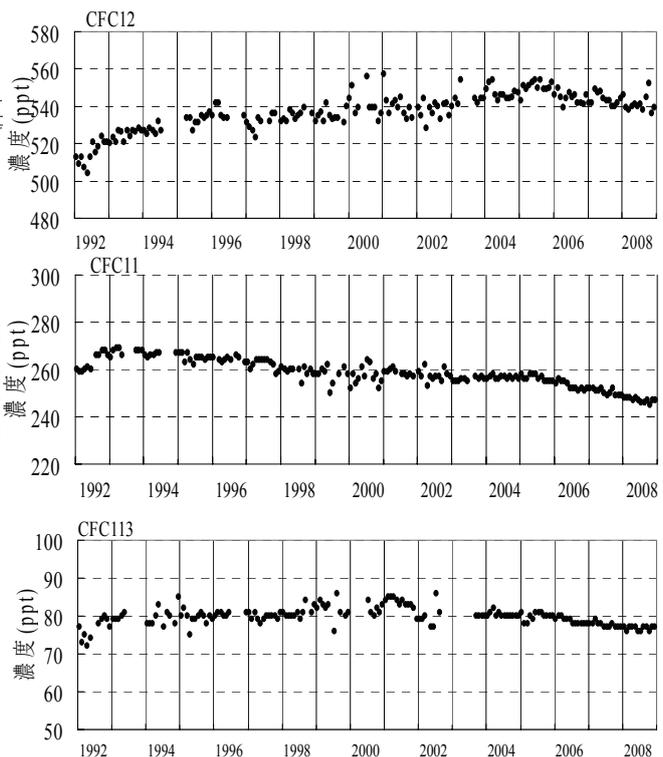
気象庁では、1990年から岩手県大船渡市綾里において、ハロカーボン類の観測を行っている。綾里におけるCFC-12、CFC-11およびCFC-113濃度の経年変化を図E8-2に示す。いずれも季節変化はみられない。CFC-12濃度は1995年頃まで増加し、その後もごく緩やかに増加していたが、近年はほとんど変化していない。CFC-11濃度は1993～1994年の約270 pptをピークとして減少傾向にある。CFC-113濃度は2004年頃からごく緩やかな減少傾向がみられる。2008年の年平均濃度はCFC-12が539 ppt、CFC-11が247 ppt、CFC-113が77 pptであった。

なお、オゾンのトレンド解析に使用したEESCは、これらのオゾン層破壊物質の地上濃度の観測結果と、CFCの過去の放出量、モデル計算に基づく成層圏での分解割合、今後の放出量の見通しなどに基づいて、算出された数値である。



図E8-1：海外の観測ネットワークで観測された大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

上からCFC-12、CFC-11、CFC-113の経年変化を示す。右下の枠は1995年以降の結果の拡大表示（右軸）。AGAGE、ESRL、UCIはそれぞれ観測ネットワークの名前。+印は北半球、△印は南半球（概ね下側のデータが△）。WMO（2006）より。



図E8-2：岩手県大船渡市綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

綾里における大気中のCFC-12（上）、CFC-11（中）、CFC-113（下）の月平均濃度の経年変化を示す。