

平成17年度

オゾン層等の監視結果に関する
年次報告書

平成18年7月

環 境 省

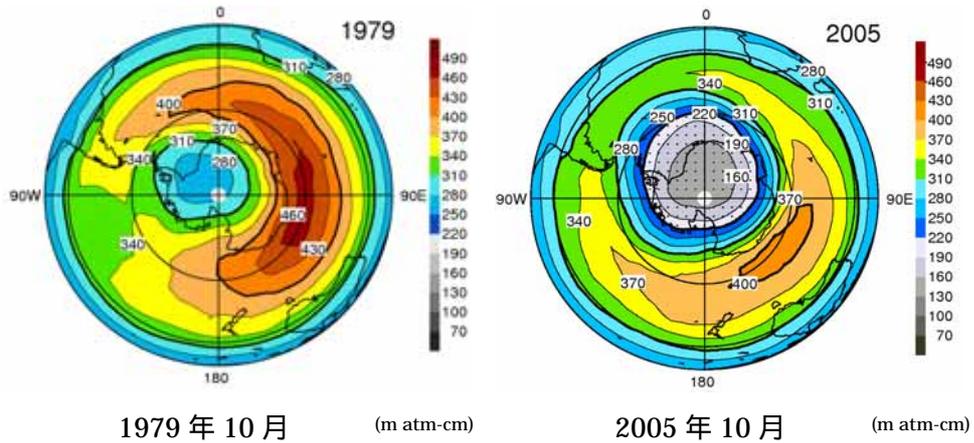


図 1979年及び2005年における10月の月平均オゾン全量の南半球分布
 p.28～30 図17として掲載
 出典：気象庁提供データ

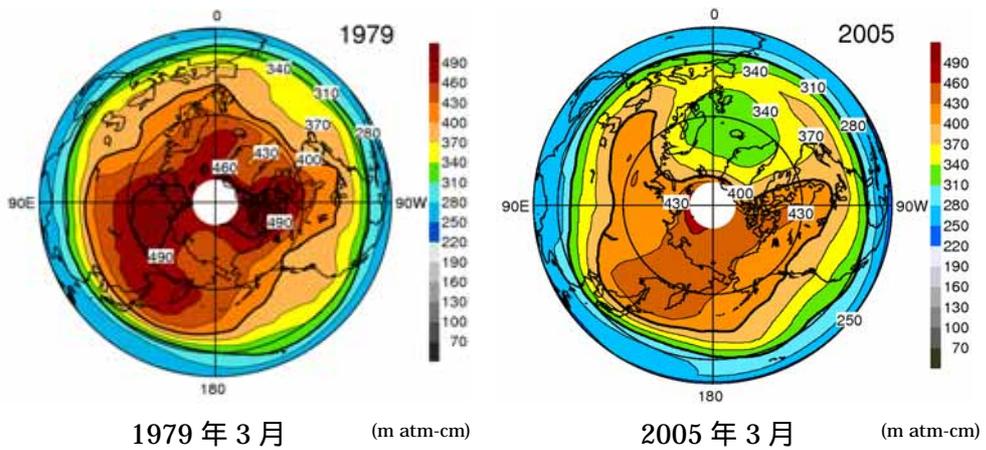


図 1979年及び2005年における3月の月平均オゾン全量の北半球分布
 出典：気象庁提供データ

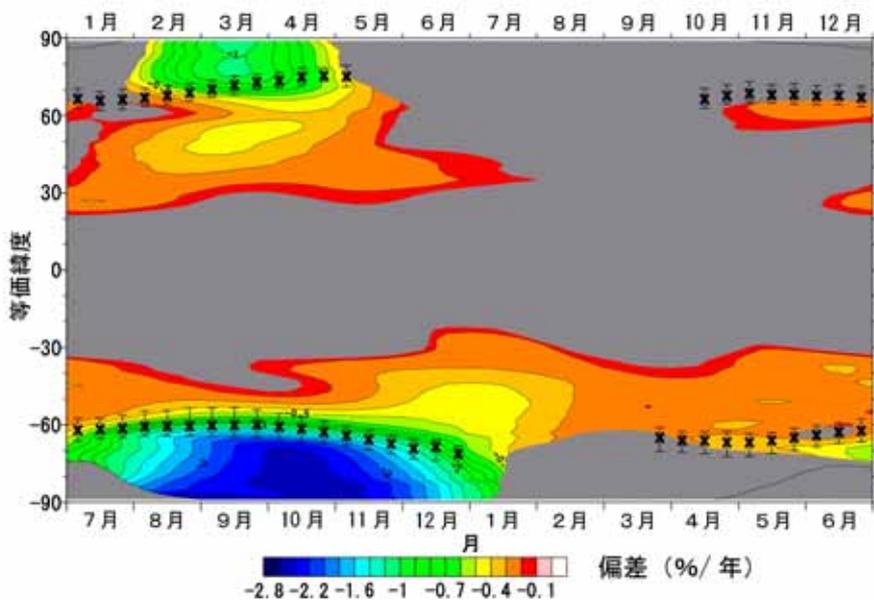


図 緯度別・季節別オゾン全量トレンド(1978年11月～2000年12月)
 p.21 図9として掲載
 出典：Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)

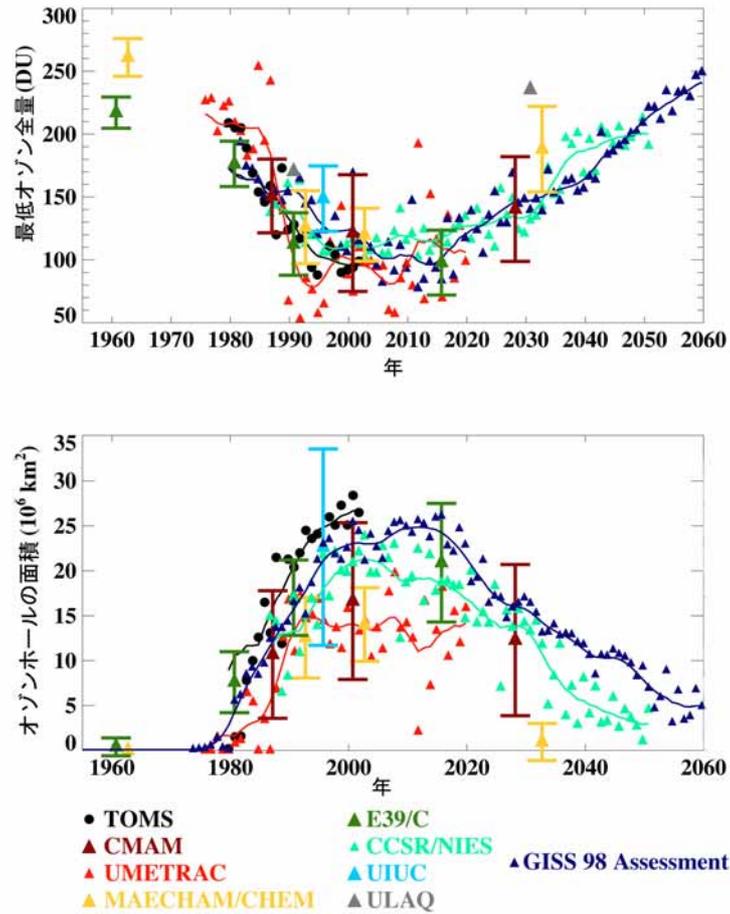


図 南極域における春季最低オゾン全量とオゾンホール面積の経年変化のモデル予測
 p.110 図 66 として掲載
 出典：Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)

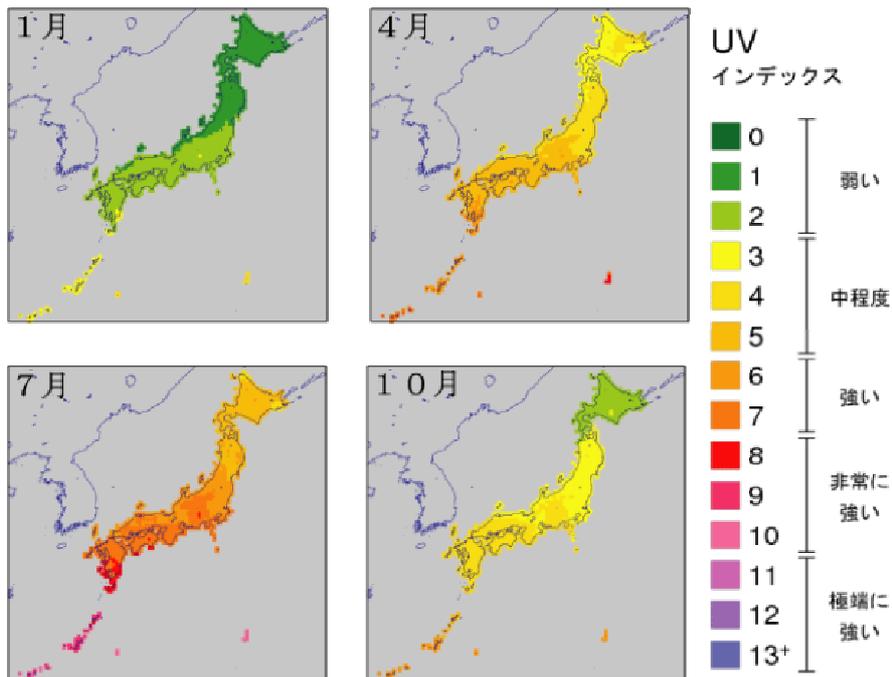


図 日本付近の日最大 UV インデックスの月別分布
 出典：気象庁オゾン層観測報告 2005

はじめに

オゾン層の破壊を防止するため、「オゾン層の保護のためのウィーン条約」及び「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」に基づき国際的に協調した取組がなされている。我が国もこれらの条約及び議定書の締約国であるとともに、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」（オゾン層保護法）を制定し、国内的な措置を実施している。

同法においては、モントリオール議定書において生産量及び消費量の規制措置の対象とされた物質（クロロフルオロカーボン（CFC）、ハロン、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、ハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC）、ハイドロプロモフルオロカーボン（HBFC）、ブromoklorometan及び臭化メチル）を「特定物質」として指定し、製造数量の規制の対象とするとともに、使用事業者に対し排出抑制・使用合理化の努力義務等を課している。さらに、オゾン層保護法第22条においては、次のようにオゾン層の状況とこれら特定物質の大気中濃度の観測及び監視を行うことが定められている。

第22条 気象庁長官は、オゾン層の状況並びに大気中における特定物質の濃度の状況を観測し、その成果を公表するものとする。

2 環境大臣は、前項の規定による観測の成果等を活用しつつ、特定物質によるオゾン層の破壊の状況並びに大気中における特定物質の濃度変化の状況を監視し、その状況を公表するものとする。

本報告書は、同条第2項の規定に基づき、平成17年度の特定物質によるオゾン層の破壊の状況、大気中の特定物質の濃度変化の状況等に関する監視結果をとりまとめたものである。

本報告書の作成に当たっては、「成層圏オゾン層保護に関する検討会」科学分科会、環境影響分科会の指導を仰いだ。また、気象庁「オゾン層観測報告2005」から一部引用したほか、同庁より観測結果及び成果の提供等多大の協力を得た。御指導、御協力いただいた検討会委員の皆様、関係者の皆様に御礼を申し上げます。

平成18年7月
環境省地球環境局

成層圏オゾン層保護に関する検討会

科学分科会

座長	富永	健	東京大学名誉教授
委員	秋元	肇	独立行政法人海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター大気組成変動予測研究プログラムディレクター
	岩坂	泰信	金沢大学自然計測応用研究センター教授
	小川	利紘	宇宙航空研究開発機構主幹研究員 東京大学名誉教授
	近藤	豊	東京大学先端科学研究センター教授
	佐々木	徹	気象庁地球環境・海洋部環境気象管理官付オゾン層情報センター所長
	中根	英昭	独立行政法人国立環境研究所アジア自然共生研究グループグループ長
	山内	恭	情報・システム研究機構国立極地研究所研究教育系教授

環境影響分科会

座長	滝澤	行雄	国立水俣病総合研究センター顧問
委員	市橋	正光	神戸大学名誉教授
	今村	隆史	独立行政法人国立環境研究所大気圏環境研究領域長
	小野	雅司	独立行政法人国立環境研究所環境健康研究領域総合影響評価研究室長
	近藤	矩朗	帝京科学大学バイオサイエンス学科教授
	田口	哲	創価大学工学部教授
	竹内	裕一	北海道東海大学工学部教授

目次

第1部	概要.....	1
第2部	オゾン層等の状況.....	7
	オゾン層の状況.....	7
	1．全球的なオゾン層の状況.....	9
	2．南極域上空のオゾン層の状況.....	24
	3．我が国におけるオゾン層の状況.....	34
	4．北半球高緯度域のオゾン層の状況.....	40
	特定物質の大気中濃度.....	43
	1．特定物質の大気中濃度の経年変化.....	45
	2．特定物質の成層圏における分布.....	60
	太陽紫外線の状況.....	61
	1．太陽紫外線の観測.....	63
	2．世界の太陽紫外線の状況.....	63
	3．南極の太陽紫外線の状況.....	66
	4．我が国の太陽紫外線の状況.....	68
第3部	参考資料.....	73
	オゾン層等の観測手法及び観測体制.....	75
	1．オゾン層の観測.....	75
	2．特定物質の大気中濃度の観測.....	83
	3．太陽紫外線の観測.....	88
	太陽紫外線の特性及び影響.....	90
	オゾン層破壊のメカニズム.....	105
	科学・環境影響評価パネル報告要旨.....	112
	IPPC/TEAP 特別報告.....	134
	IPPC/TEAP 特別報告補足報告（要旨）.....	141
	オゾン層破壊物質等の概要.....	145
	オゾン層保護対策の経緯.....	147
	オゾン層保護対策の最近の動き.....	150
	日本における特定物質の生産量・消費量の削減実績.....	156
	世界における主要なフロン生産量の推移.....	162
	参考文献.....	163

第 1 部 概要

オゾン層の状況

(全球的なオゾン層の状況)(p.9~)

人工衛星センサーによる 2005 年のオゾン全量 (OMI (オゾン監視装置) データ) は、ほぼ 1 年を通して、参照値 (TOMS (オゾン全量マッピング分光計) による 1979 ~ 1992 年の平均オゾン全量) より少ない傾向にあった。グリーンランド付近では、2、3 月に参照値より 20% 以上少なく、南極大陸とその周辺では、9、10 月にオゾンホールが発達に伴って 30% 以上少ない領域が広がった。

オゾン全量は、主に 1980 年代に全球的に減少が進み、現在も減少した状態が続いている。1996 年から 2005 年の平均オゾン全量は、1980 年以前と比較すると、南半球で 4.8%、北半球で 3.1%、全球平均で 4.0% 減少している。

(南極域上空のオゾン層の状況)(p.24~)

2005 年のオゾンホールは、これまでと比較して早い時期から発達し、面積、オゾン欠損量 (破壊量) はともに、過去 10 年の中では平均的な値であった。2005 年のオゾンホールが例年より早い時期に拡大した理由の一つとして、8 月から 9 月にかけて成層圏の低温域が例年より広範囲に広がり、オゾンが破壊されやすい気象条件であったことが考えられる。

オゾンホールはほぼ毎年大規模に形成されており、年々変動が大きいために現時点でオゾンホールに縮小する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。1996 年から 2005 年までの昭和基地上空の平均オゾン全量は、1980 年以前と比較すると通年で 19.2%、9 ~ 11 月に限ると 29.7% 減少している。

(我が国におけるオゾン層の状況)(p.34~)

2005 年の日本上空のオゾン全量は、札幌とつくばで 12 月に多かったことを除き、概ね参照値 (1971 ~ 2000 年の平均 ; 那覇は 1974 ~ 2000 年、南鳥島は 1994 ~ 2004 年の平均) 並であった。また、那覇は年の前半を中心に多い月がみられ、特に 1、3 月は観測開始以来、各月の値として最も多かった。

日本付近のオゾン全量は、主に 1980 年代に減少が進み、1990 年代半ば以降はほとんど変化していないが、緩やかな増加傾向がみられる。しかし、1996 年から 2005 年の平均オゾン全量を 1980 年以前と比較すると、国内 4 地点平均で 1.5%、札幌では 2.9% 減少している。

(成層圏オゾンの減少要因)(p.17~)

成層圏オゾンの全球的な減少傾向は、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、クロロフルオロカーボン (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におけるオゾンホールのはたらきは、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。

(オゾン層破壊の長期変動・将来予測)(p.112~)

オゾン層破壊の長期的な変動、今後の予測に関して、モンテリオール議定書の科学評価パネル報告 (WMO, 2003) によると、

成層圏における塩素総量はピークかそれに近いが、臭素量は依然として増加していること
化学・気候モデルの予測では、成層圏のハロゲンが予想どおり減少すれば、南極域の春季のオゾン層は 2010 年頃に回復に向かい、今世紀中頃には 1980 年レベルに戻ることに
観測データが蓄積されるにつれ、オゾン全量の減少が紫外 (UV) 照射量の増加をもたらしていることが確認されつつあること
などが報告されている。

特定物質の大気中濃度

(北半球中緯度における特定物質の大気中濃度)(p.45~)

特定物質(オゾン層保護法に基づき生産等が規制されているフロン等)の大気中濃度については、北半球中緯度域の平均的な状況を代表するとみなせる北海道の観測地点において、1990年代後半以降 CFC-12 の濃度はほぼ横ばいであり、CFC-11、113 については約 1%/年の割合で減少している。また、大気中での寿命の短い 1,1,1-トリクロロエタンについては、約 18%/年の割合で急速に減少している。

一方、CFC の代替物質である HCFC-22、141b、142b 及び HFC-134a の大気中濃度は増加傾向にあり、特に HFC-134a の増加率は、観測を開始した 2000 年以降、約 14%/年と極めて大きい。また、ハロン 1211 及び 1301 についても、今なお増加の傾向が続いている(約 2%/年)。

(都市域における特定物質の大気中濃度)(p.56~)

都市域の状況の一つとして川崎市で測定した CFC-11、12、113、1,1,1-トリクロロエタン及び四塩化炭素の大気中濃度については、次第に安定し、北海道におけるこれらの物質の大気中濃度のレベルにとほとんど変わらなくなっている。これらは 1989 年 7 月から開始されたモントリオール議定書に基づく規制の効果と考えられる。

(特定物質の大気中濃度とオゾン層)

現在の特定物質の大気中濃度は、南極域でオゾンホールが観測される以前の 1970 年代に比べてかなり高い状況にあるため、成層圏オゾン層の状況が改善されるためには、これらの物質の濃度が更に低下することが必要である。

太陽紫外線の状況

(太陽紫外線の観測目的)(p.63~)

成層圏オゾン層の破壊に伴い、有害な紫外線(UV-B)の地上への照射量が増大すると、皮膚がんや白内障の増加、さらに免疫抑制などの人の健康への影響のほか、陸域、水域生態系への影響が懸念される。このため、UV-B 量や紅斑紫外線量(波長による人の健康への影響度の違いを考慮した指標)の長期的な変動の傾向を把握する必要がある。

(世界の太陽紫外線の状況)(p.63~)

地上に届く紫外線の量は緯度によって異なり、一般に緯度が高くなるにつれて紫外線量は減少する。一方、オゾン量の減少に伴う紫外線の増加が多くの地点で観測されており、南北両半球の中・高緯度域にある 10 箇所以上の観測地点において、紅斑紫外線量が 1980 年代前半より 6~14% 増加したと報告されている(WMO, 2003)。オゾン量の減少が深刻な南極域に近いニュージーランドでは、近年夏季のオゾン量の減少に伴う紫外線量の増加が観測されている。

(南極域の太陽紫外線の状況)(p.66~)

2005 年の昭和基地における紅斑紫外線量の最大値は、全天日射量が最大になる 12 月半ばよりかなり早い 11 月末に観測された。このことは、昭和基地上空ではオゾンホールの存在で早い時期ほどオゾン全量が少ないことに対応している。

(我が国における太陽紫外線の状況)(p.68~)

2005 年の国内の 4 観測地点(札幌、つくば、鹿児島及び那覇)における紅斑紫外線量の月平均値は、札幌とつくばでは、札幌の 4 月に少なかったことを除くと 1 年を通して参照値(1991(つくばは 1990)~2004 年の月平均値)並かそれより多かった。一方、那覇では 10、11 月を除く

と1年を通して参照値並かそれより少なかった。全天日射量、日照時間なども同様の結果を示していることから、天気の影響を反映したものと考えられる。

長期的には、日本上空のオゾン全量は那覇を除いて主に1980年代に減少が進み、1990年代半ば以降も1980年以前と比較して減少した状態が続いていることから、1990年以降の紅斑紫外線量は、天気の状態やエアロゾル量などに変化がなければ、1980年以前と比較して増加しているものと推測される。

紫外線観測を開始した1990年以降、国内の紫外線量は増加傾向が観測されている。ただし、同期間にはオゾン全量の減少傾向はみられないことなどから、この増加傾向を上空のオゾン量の変動に関連づけることはできず、雲量の減少など気象の変化やエアロゾル量の減少によるものと考えられる*。

* 紫外線量は、オゾン量のほか、太陽の高度やエアロゾル量、雲の状況、地表面の反射率などの変化によって変動する。第3部参考資料 太陽紫外線の特性及び影響 (p.90) 参照。

第2部 オゾン層等の状況

オゾン層の状況

1. 全球的なオゾン層の状況

(1) 世界のオゾン全量の分布

図1に1979年1月から1992年12月までの世界のオゾン全量の平均値を、同期間のTOMS (p.78表8参照)のデータを基に示す。これをオゾン全量データを見る際の参照値*とする。

この図によれば、オゾン全量は赤道域では少なく、南北両半球とも高緯度域で多く、特にオホーシツク海上空で最も多い。また、緯度方向におけるオゾン全量の傾度は全体的に南半球に比べて北半球で大きく、日本付近では最も大きい。

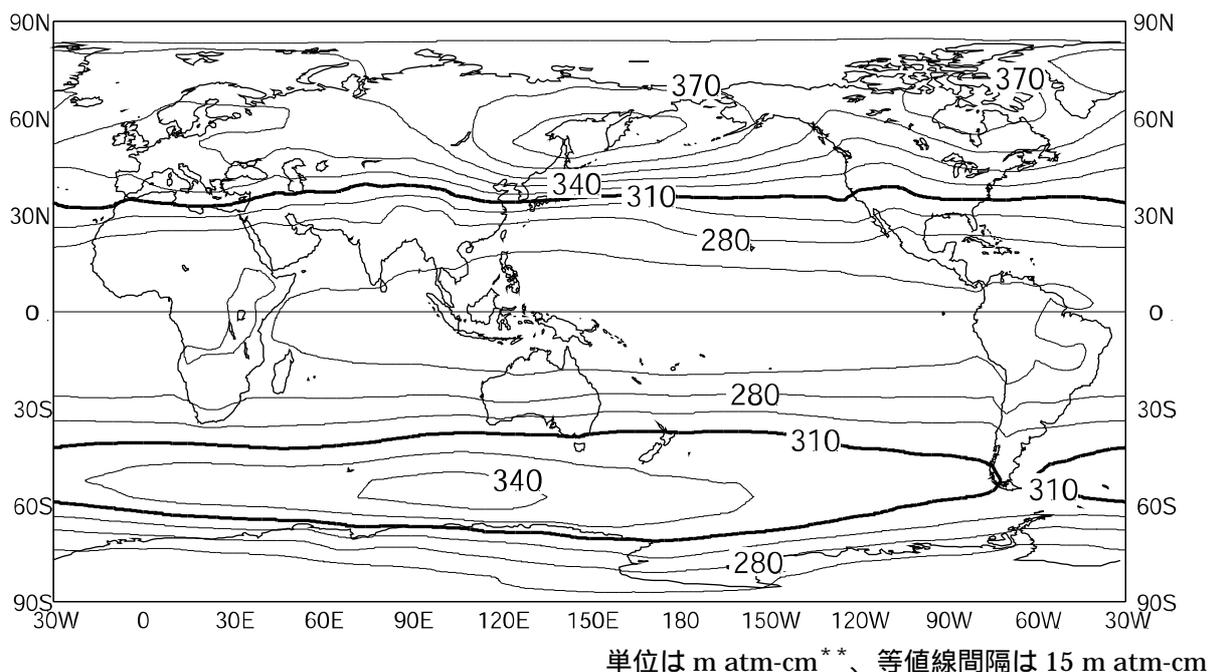


図1 世界のオゾン全量 (1979~1992年の平均)

NASA 提供の TOMS データを基に作成。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

* 気象庁では、オゾンの変動を表すための基準として、参照値を定義している。TOMS データに関しては、Nimbus-7 衛星による TOMS データがほぼ全球で継続して取得できた期間 (1979~1992) 年の平均値を参照値としている。

** m atm-cm (ミリアトモスフェアセンチメートル) : オゾン全量を表す単位。DU (ドブソン単位) ともいう。オゾン全量とは大気の鉛直気柱に含まれるオゾン量をいい、1 m atm-cm は 2.687×10^{20} 分子 \cdot m⁻² に等しい。300 m atm-cm は、この気柱の中の全てのオゾンをも 1 気圧に圧縮したとき、3mm の厚みに相当する。

図 2-1、2-2 に、2005 年の世界のオゾン全量について、月別平均オゾン全量・比偏差*を OMI** (p.78 表 8 参照) のデータを基に示す。

この図によれば、2005 年のオゾン全量はほぼ 1 年を通して参照値より少なかった。北半球では、高緯度域で 1~3 月に 10%以上少ない領域がみられ、特にグリーンランド付近上空では、2、3 月に 20%以上少なかった。南半球では、オゾンホールが発達に伴って 8~12 月に南極大陸周辺で 10%以上少ない領域がみられ、特に 9、10 月には、アフリカ南方で 30%以上少ない領域が広がった。赤道域では年間を通して少なかった。

* 参照値からの偏差と参照値との比(%)。

** TOMS データは、2002 年以降、中緯度域で負の偏差が拡大し、長期的な変化をみるには適切でない状況となった。TOMS の後継としてオーラ衛星に搭載されている OMI (Ozone Monitoring Instrument) のデータが公開されており、TOMS データと比較して地上観測値との偏差のばらつきが小さいことから、オゾンの長期的な変化をより正確に見積もることができるとして、気象庁では 2005 年 1 月より OMI データを利用することとしている。

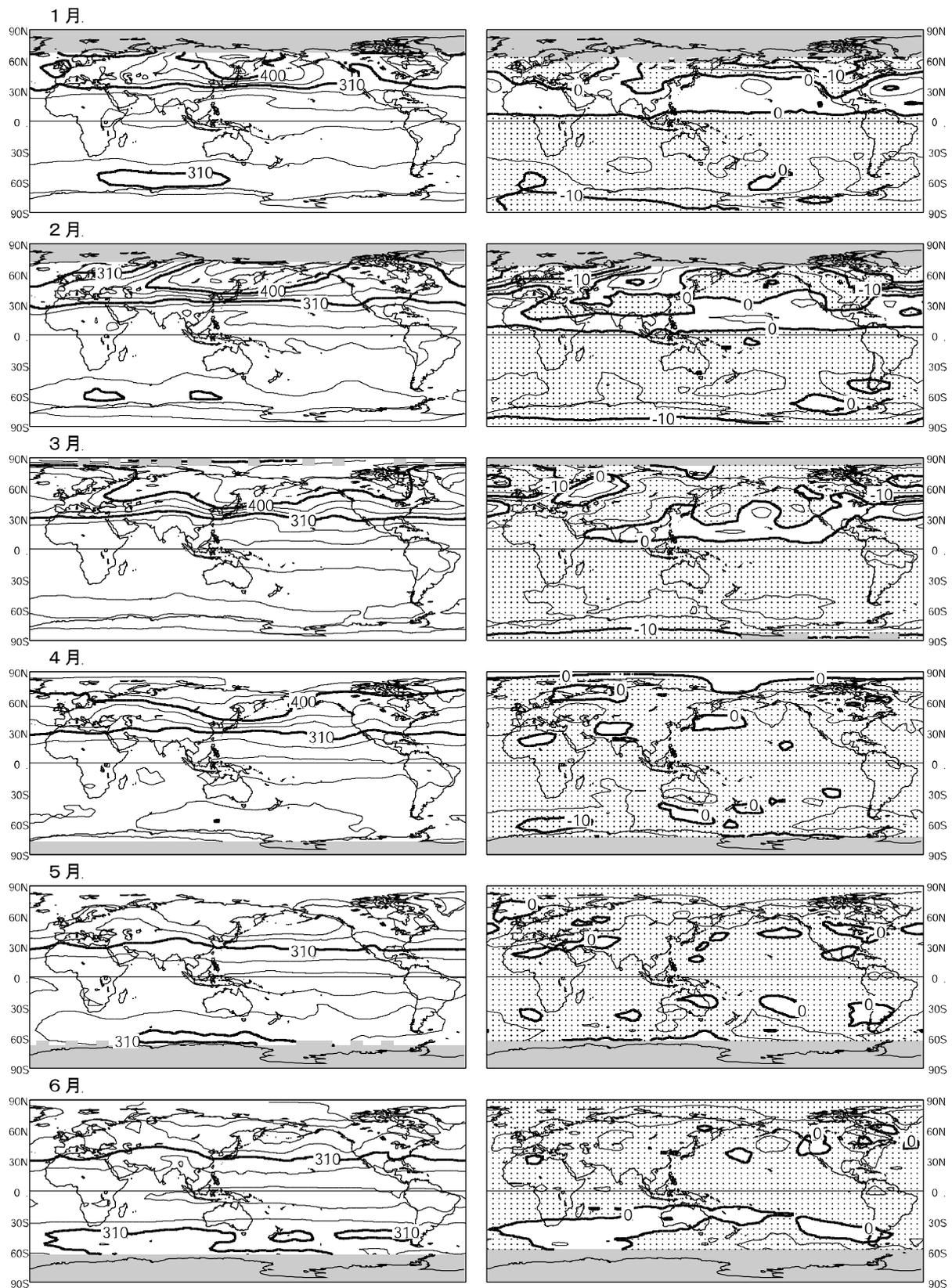


図 2-1 世界の月別平均オゾン全量・比偏差 (2005 年 1~6 月)

等値線間隔は、平均オゾン全量 (左図) については 30 m atm-cm、比偏差 (右図) については 5% 毎。陰影部は太陽高度角の関係でデータの取得ができない領域。点域は参照値より少ない領域を示す。NASA 提供の OMI データを基に気象庁で作成。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

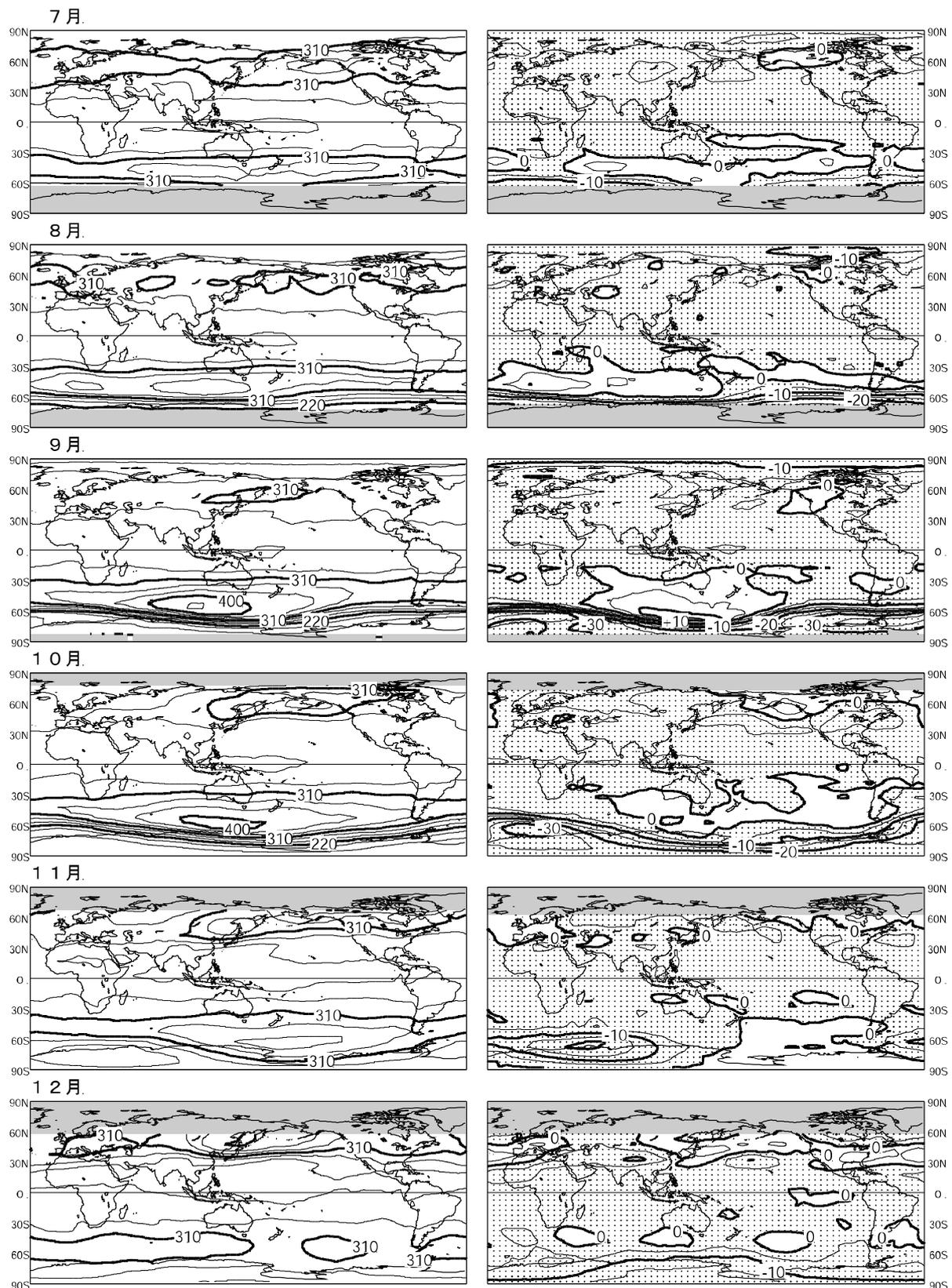


図2-2 世界の月別平均オゾン全量・比偏差（2005年7～12月）

等値線間隔は、平均オゾン全量（左図）については30 m atm-cm、比偏差（右図）については5%毎。陰影部は太陽高度角の関係でデータの取得ができない領域。点域は参照値より少ない領域を示す。NASA 提供の OMI データを基に気象庁で作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

(2) オゾン全量のトレンド

ア. オゾンの変動要因

大気中のオゾン量は、季節変動、太陽活動、準2年周期振動(QBO*)等の自然要因に加えて、CFCの放出等の人為的な要因によっても影響を受ける。その中で、季節変動の特徴を見るために、一例として、緯度帯ごとの月別オゾン全量を図3に示す。一般的に中高緯度域のオゾン全量は北半球、南半球ともに春先に最大となり、秋に最小となる季節変動がみられる。

太陽活動による紫外線量の変動は、光化学反応を通してオゾンの生成・消滅率に影響を与えている。また、QBOはオゾンの輸送に関係する成層圏の大気の循環(プリューワー・ドブソン循環)の強さを変えること等で、オゾン全量の分布を左右する。例えば、赤道上空50hPaでの東西風が東風するとき、熱帯でオゾン全量が減少し、逆に西風するとき、中緯度でオゾン全量が減少すること等が観測事実から確認されている。

このような、オゾンに対して周期的に影響を与える自然変動要因を取り除くことで、信頼性の高い(誤差の少ない)トレンド** (長期変化傾向)を抽出することができる(図4、5参照)。

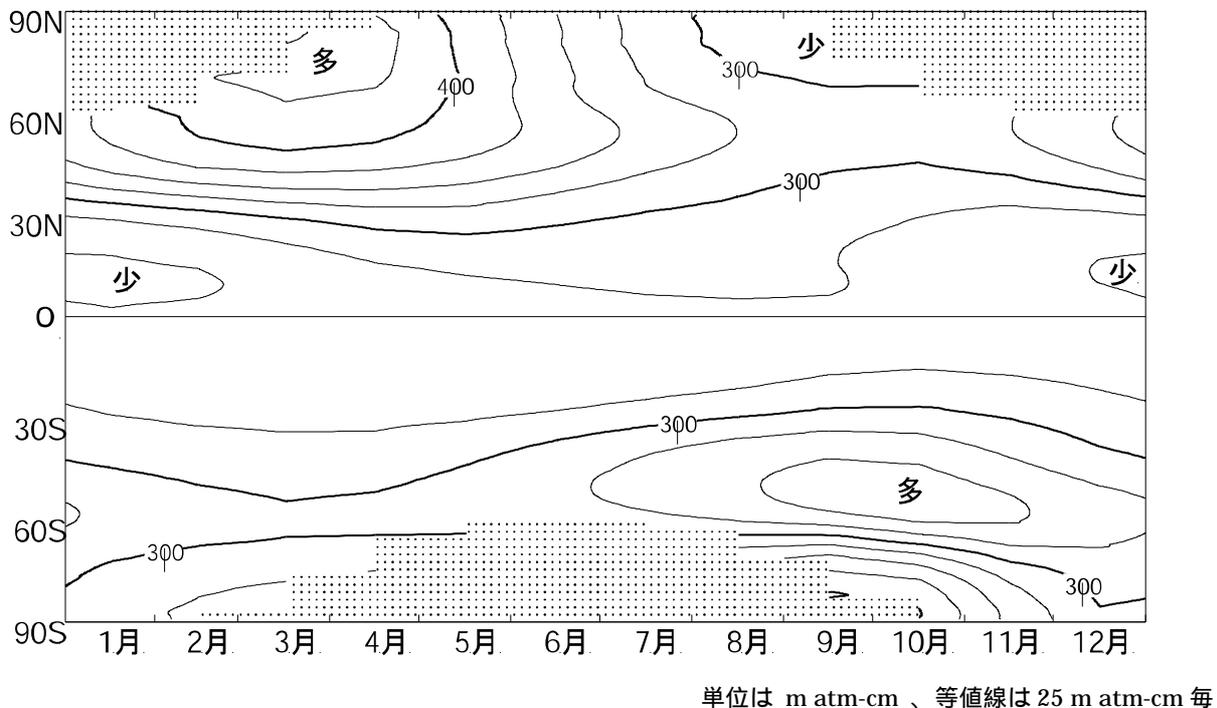


図3 緯度別平均オゾン全量の季節変動(1979~1992年の平均値)

NASA 提供の TOMS データを基に作成。図中、極域での等値線のない点域があるのは、人工衛星による観測では太陽散乱光を利用することから、太陽光が射さなくなる冬季の両極域ではデータが得られないため。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

* 赤道下部成層圏において、約2年の周期で西風と東風が交互に出現することをいう。ここではQBOの指標としてシンガポール(北緯1度、東経104度)上空50hPaでの東西風を用いている。

** 各種オゾン量(オゾン全量、オゾン分圧、層別オゾン量)の長期変化傾向を量的に表現する数値として、季節変動・太陽活動・QBOといった自然要因によるほぼ周期的なオゾン変動を除去したときの変化率。

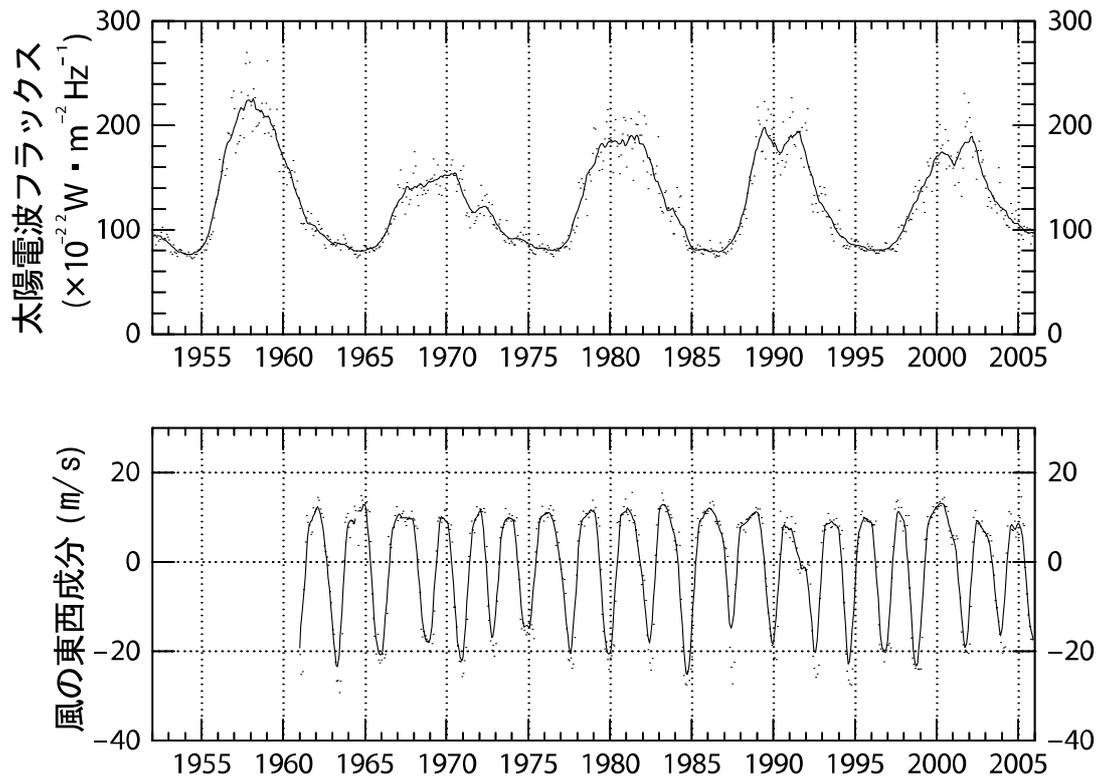


図4 オゾン全量に対する既知の自然変動要因

上段は国立天文台野辺山観測所の太陽電波フラックス(3,750MHz)で、実線は13ヶ月移動平均値。下段はシンガポール上空の50hPa面における風の東西成分、実線は7ヶ月移動平均。太陽活動の指標としては、長期にわたり安定したデータの得られる太陽電波フラックスが一般的に使われる。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

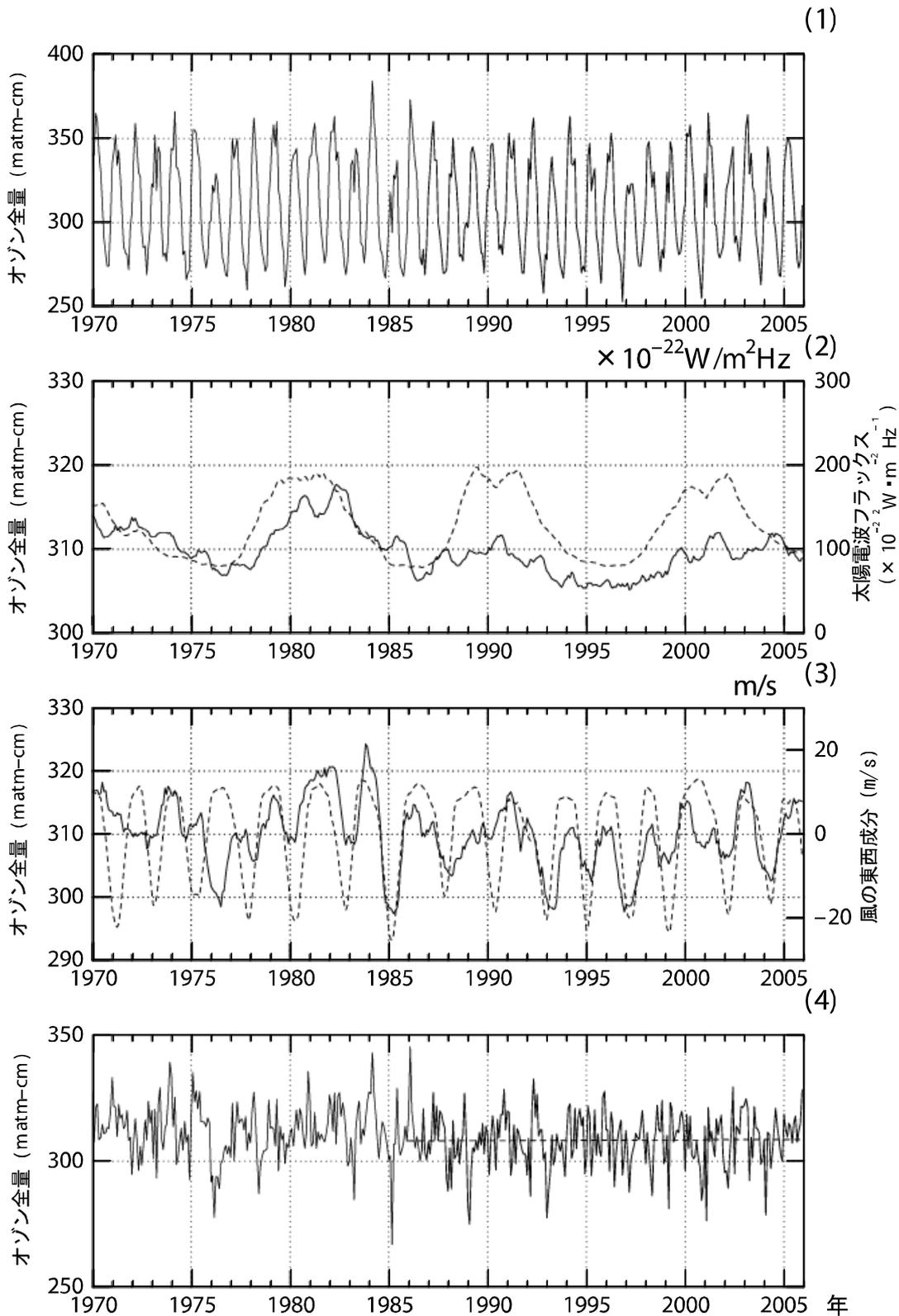


図5 つくばにおけるオゾン全量トレンドの解析例

(1)月平均値、(2)月平均偏差の49ヶ月移動平均値(太線)と太陽電波フラックスの13ヶ月移動平均値(破線)、(3)月平均値から季節、太陽活動の影響を取り除いた時系列の13ヶ月移動平均値(太線)とQBOの7ヶ月移動平均値(破線:5ヶ月ずらして表示)、(4)季節変動、太陽活動及びQBOの影響を除去したオゾン全量時系列(太線)と最近20年間の直線トレンド(破線)。

(出典)気象庁 オゾン層観測報告2005

イ．全球的なオゾン全量トレンド

WMO、UNEP、米国の NASA、NOAA 等が協力して組織したオゾントレンドパネルは、1988 年、ドブソン分光光度計による地上からの観測データの解析を行った。その後、UNEP がモントリオール議定書に基づき設置した科学評価パネルは、1989 年、新たなデータも加え、各種の統計手法を用いてオゾンのトレンドを解析した。1991 年、1994 年及び 1998 年には、その時点で利用可能な最新データを加え、再度トレンドの解析を行った。さらに、科学評価パネルは、2002 年に地上観測データ、衛星観測データ等の 5 種類のデータセットを用いた最新の結果をとりまとめた。

表 1 に、1980 年以前（1964～1980 年の平均）と比較した 1990 年代後半（1997～2001 年）の平均オゾン全量の変化を示す。全球平均では 3%の減少であるが、熱帯域では有意なオゾンの減少はみられない。北半球中緯度域と南半球中緯度域ではそれぞれ 3%及び 6%の減少であるが、北半球では冬から春にかけてオゾンの減少が比較的大きいものに対して、南半球では年間を通して同程度のオゾン減少が見られる。

表 1 1980 年以前* から 1990 年代後半（1997 - 2001）のオゾン全量の減少**

	通 年	冬 - 春	夏 - 秋
全球平均	3%		
熱 帯 域 (25°N ~ 25°S)	有意な減少なし		
北半球中緯度域 (35°N ~ 60°N)	3%	4%	2%
南半球中緯度域 (35°S ~ 60°S)	6%	6%	6%

* 1964-1980 年の平均値

** 季節変動、太陽活動、QBO といった自然要因によるほぼ周期的なオゾン変動を除去したときの変化。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)

2002 年の科学評価パネル以降に得られたデータを加え、地上及び衛星からの観測によるオゾン全量から季節変動、太陽活動、QBO の影響を除去した値について、1970 年から 1980 年の平均値に対する比偏差を図 6 に示す。これによると、オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて全球的に大きく減少しており、現在も減少した状態が続いている。地上からの観測結果によれば、1996 年から 2005 年の平均オゾン全量は、1980 年以前と比較すると、全球平均で 4.0% 減少している。したがって、オゾン全量及びオゾン高度分布のトレンド解析*において示されたオゾンの減少傾向は、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^{**}の発達^{**}は、大気中の CFC 等の濃度増加によるものと考えることが最も妥当である。

上述の地上からの観測結果によれば、1990 年から 2005 年の平均オゾン全量は、1980 年以前と比較すると、南半球では 4.8%、北半球で 3.3% 減少しており、オゾン全量の減少量は南北両半球で異なっている。さらに、1990 年代以降のトレンドをみると、南半球では、年々の変動は大きいものの減少した状態が概ね同じ程度で続いている。一方、北半球では、ピナトゥボ火山噴火(1991 年 6 月)の影響でオゾン破壊が促進され、一時的な極小を示した 1993 年以降は、ほとんど一定かわずかに上昇に転じたように見える。図には示さないが、この上昇傾向は北半球の中・高緯度で顕著である。

成層圏のオゾンが生成される低緯度域から中・高緯度域へ運ぶ循環の強さを示す指標に着目した解析によると、循環の強さは、1980 年代から 1990 年代前半にかけてオゾンの輸送を弱める方向に変化し、その後は強める方向に変化した。また、長期にわたって解析された気温や循環の全球分布を入力したモデル計算によると、循環の強さの変化によって 1980 年代は北半球中緯度のオゾンに減少傾向が表れ、1990 年代半ば以降は増加傾向が示された。これらのことから、1980 年代の減少傾向には一部循環の変化も寄与していたこと、また、1990 年代半ば以降、北半球のオゾン全量にみられるほとんど一定もしくは緩やかな増加傾向には、力学的な要因が大きく寄与しているものと考えられる。北半球でのオゾン全量にみられる傾向には、このような自然要因の影響が考えられ、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、塩素量の減少に伴ってオゾン全量が増加に転じたとはみることができない。

* オゾン高度分布のトレンド解析については、第 2 部 1 オゾンの高度分布のトレンド (p.22) 参照。

** 南極域上空のオゾンホールの発達については第 2 部 2 南極域上空のオゾン層の状況 (p.24) 参照。

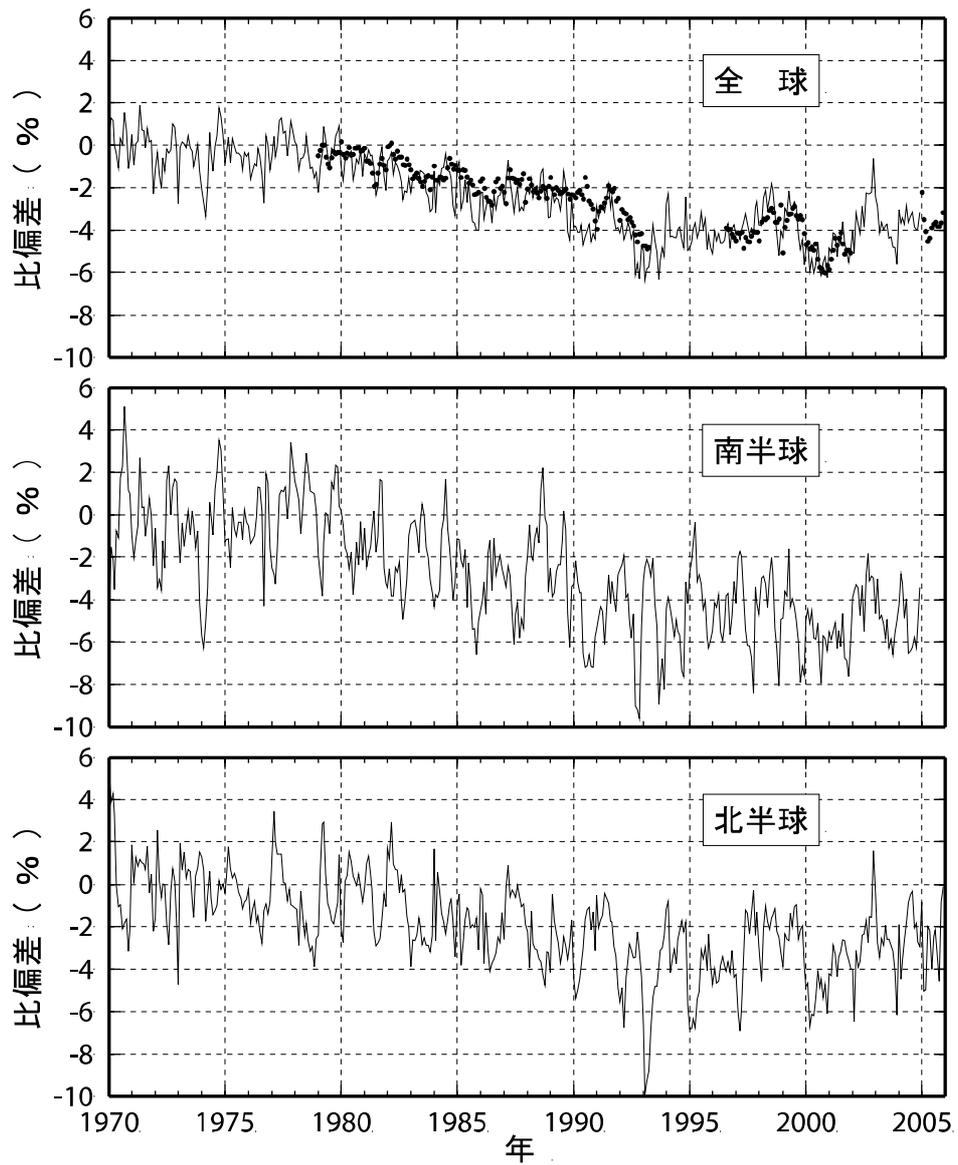


図6 世界のオゾン全量比偏差の推移

実線は、世界の地上観測地点におけるオゾン全量の1970～1980年の平均値に対する比偏差。季節変動、太陽活動、QBOの影響を除去している。上段から全球（北緯70度～南緯70度）、南半球及び北半球のオゾン全量の変化を示す。は衛星観測データによる比偏差。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告2005

図 7 に世界の観測地点における地上からのデータを使用して求めた 1979 年以降のオゾン全量トレンドの緯度分布を示す。1979 年以降のトレンドでは、通年及び各季節とも低緯度域を除いて多くの地点で減少傾向となっている。特に北半球の北緯 30 度以北では通年及び 3~5 月、12~2 月に有意な減少を示している地点が多い。南半球高緯度域（南緯 60 度以南）の 9~11 月は南極オゾンホール出現に伴い、10%/10 年を超える減少を示している。これらの解析結果から、1979 年以降のオゾン全量トレンドは、低緯度域を除いて明らかな減少を示しているといえる。

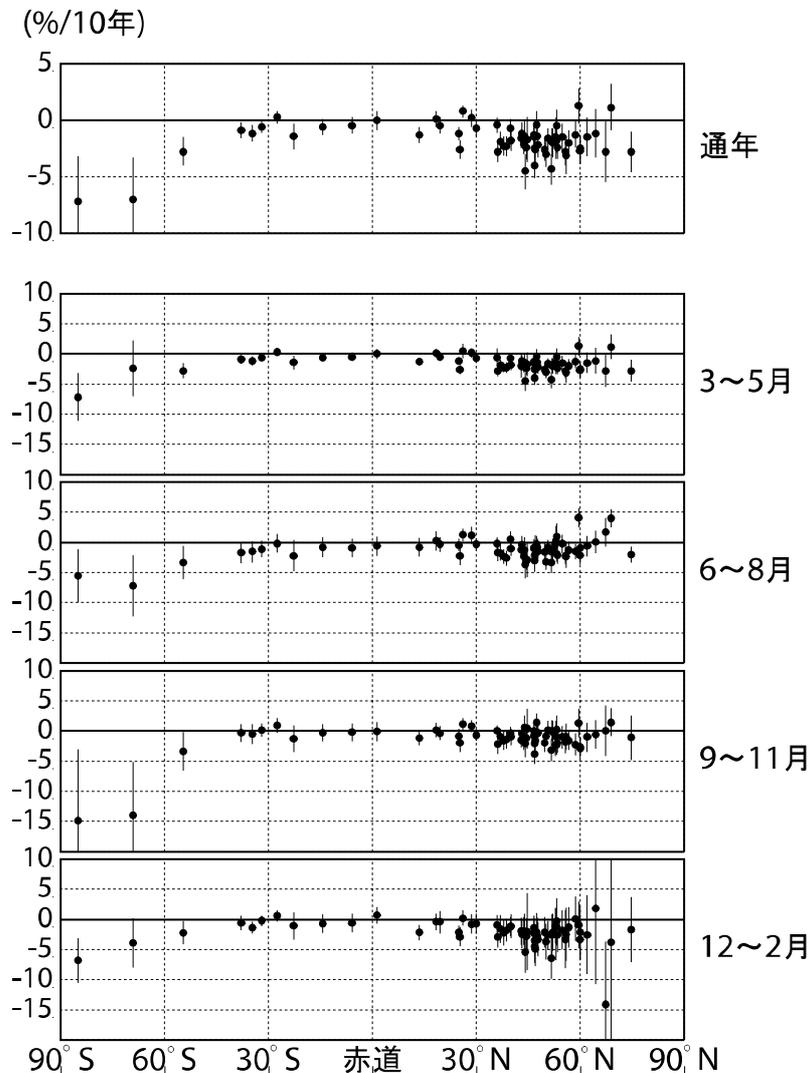


図 7 オゾン全量トレンドの緯度分布 (1979~2005 年)

1979~2005 年の観測地点 (65 地点) における、季節変動、太陽活動、QBO の影響を除去したオゾン全量に直線回帰を適用したトレンド。横軸に緯度、縦軸にトレンドを表す。それぞれの点が各観測所におけるトレンドを示し、縦棒はそのトレンドの 95% 信頼限界の範囲を示す。上から順に、通年、3~5 月、6~8 月、9~11 月、12~2 月におけるトレンド (%/10 年)。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

図 8 に 1979 年 1 月から 2005 年 12 月までの TOMS 及び OMI によるオゾン全量データから求められたトレンドを示す。同じ緯度帯でも経度方向によりトレンドが異なる。北緯 60 度帯付近ではヨーロッパ上空で減少率が大きく、北アメリカ西部は減少率が小さい。また南緯 60 度帯ではオーストラリア南方から南太平洋上空でオゾン減少率が比較的小さく、南アメリカ南方からアフリカ南方上空にかけて減少率が大きい。

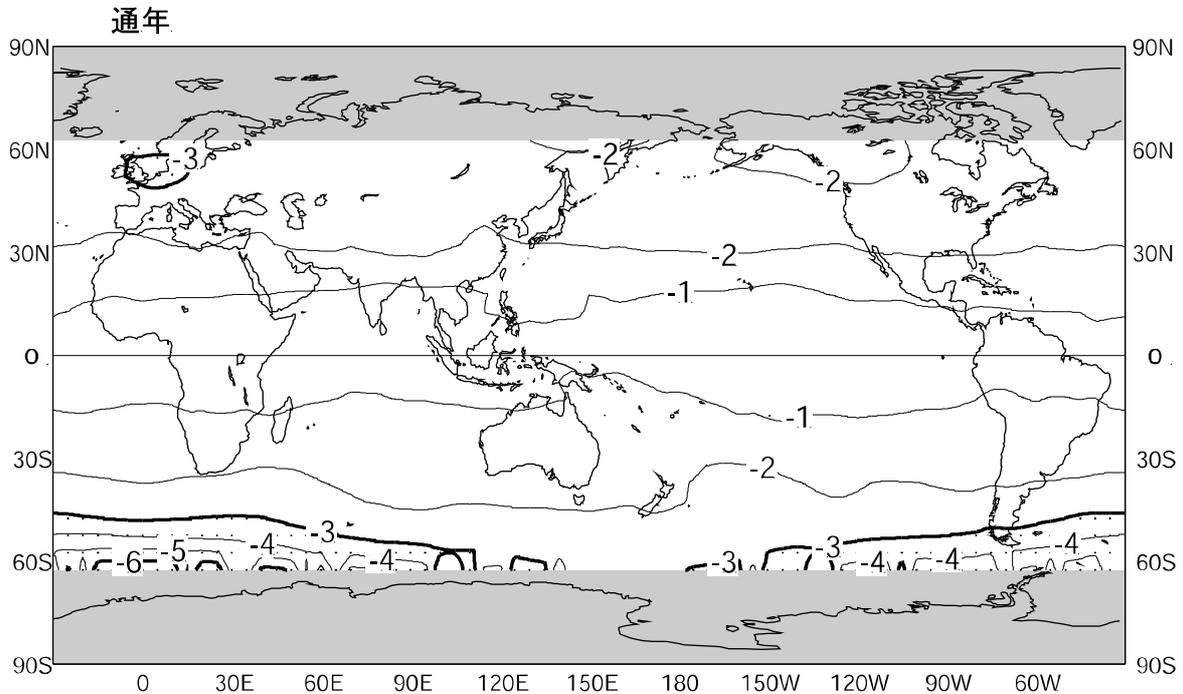


図 8 オゾン全量トレンドの全球分布 (1979~2005 年)

NASA 提供の TOMS 及び OMI データを基に作成。格子点 (5° メッシュ) ごとの月平均オゾン全量時系列から季節変動、太陽活動、QBO による変動成分を除去した後、直線回帰を適用して評価。等値線は 1%/10 年毎、点域は -3%/10 年を超える領域。なお、陰影部により示した両極域については、人工衛星による観測では冬季のデータが得られないため、トレンドが求められない。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

図9に緯度別・月別のオゾン全量トレンドを示す。北半球及び南半球中緯度域においては図7とほぼ同様のトレンドを示しているが、両半球高緯度域の春季に特に顕著な減少傾向があることが分かる。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。*

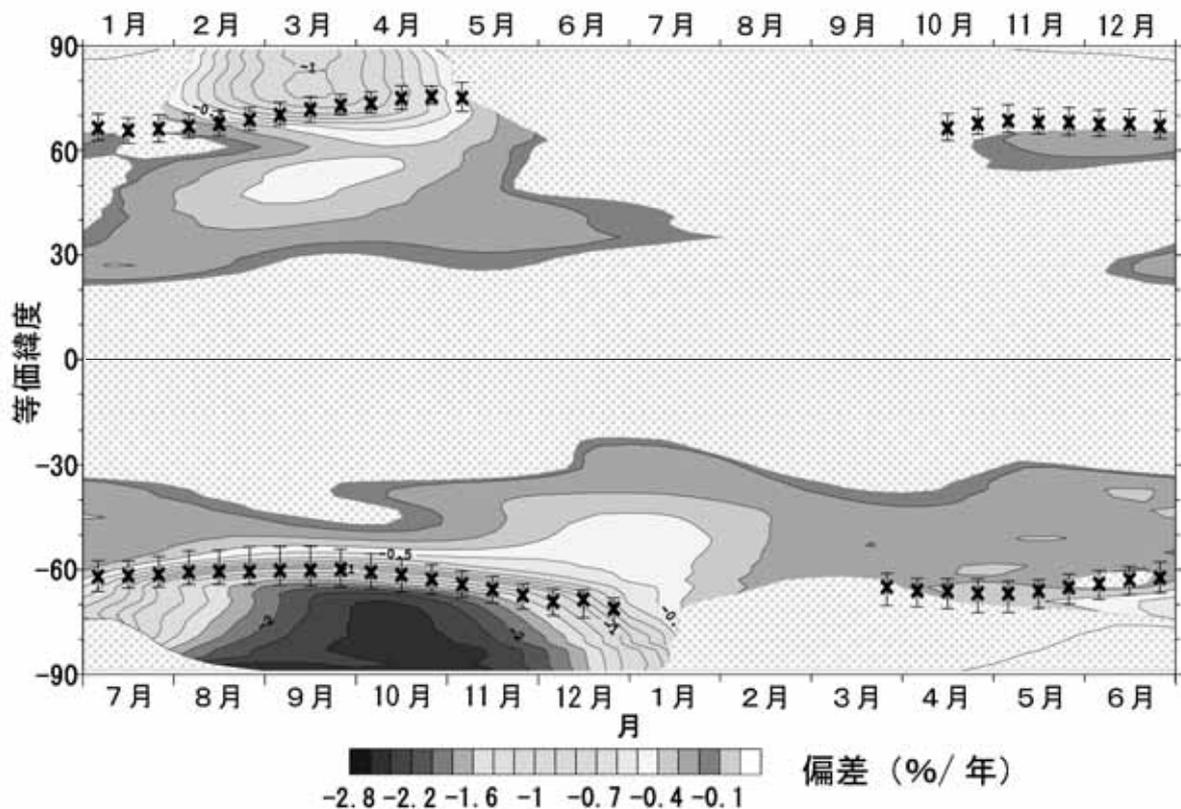


図9 緯度別・月別オゾン全量トレンド(1978年11月~2000年12月)**

TOMS と GOME データによる等価緯度***及び月別のオゾン全量トレンド。網かけの部分は統計的に有意ではない領域(95%信頼幅)。×は極渦境界の平均位置、縦線はその変動幅。北半球と南半球の季節を揃えるため、月を6ヶ月ずらして表示している。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2002 (WMO, 2003)

* オゾン層破壊のメカニズムについては第3部参考資料 オゾン層破壊のメカニズム (p.105) 参照。

** 巻頭口絵に掲載

*** 成層圏において極域のオゾン層破壊は極渦 (p.24 脚注参照) の内側で起こるが、通常、極渦の中心は地理上の極点からずれており、極渦も円形ではない。従って、「等価緯度」という極渦に沿った「緯度」を用いて緯度別に平均することによって、地理的な緯度を用いた場合と異なり、オゾン層破壊が起こっている領域とそうでない領域を明瞭に分離してトレンド解析を行うことができる。

(3) オゾンの高度分布のトレンド

図 10 にドブソン分光光度計を用いた反転観測によるオゾンの高度別トレンドを示す。ここではアローザ（スイス、北緯 47 度）、ボールダー（アメリカ、北緯 40 度）、オート・プロバンス（フランス、北緯 44 度）、ベルスク（ポーランド、北緯 52 度）のデータを用いた。これによると、高度 40km の上部成層圏で最も大きな減少が見られ、さらに下部成層圏でも大きな減少が見られた。

図 11 には、オゾンゾンデ観測の 8 つのデータを統合したオゾンの高度別トレンドを示す。これによると、1980～2000 年のオゾントrendは 1980～1996 年のそれよりも減少率が小さく、特に、下部成層圏の高度 12～18km の間で違いが大きい。これは、オゾン全量が 1980 年代を中心に減少が進み、1990 年代半ば以降は一定あるいは増大傾向にあるため、1997～2000 年のデータを追加することによって、線形近似した際のオゾンの減少率は小さくなることによるものである。特に、下部成層圏では、1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火の影響等により 1992～1993 年のオゾン濃度の低下が激しく、その後のオゾンの増大傾向が顕著なため、1997～2000 年のデータの追加によるオゾンの減少率への影響が大きくなっている。

また、図 12 に SAGE の衛星データより求めた、オゾントrendの緯度 - 高度変化を示す。中高緯度域の高度 40km 付近で減少傾向が大きい。

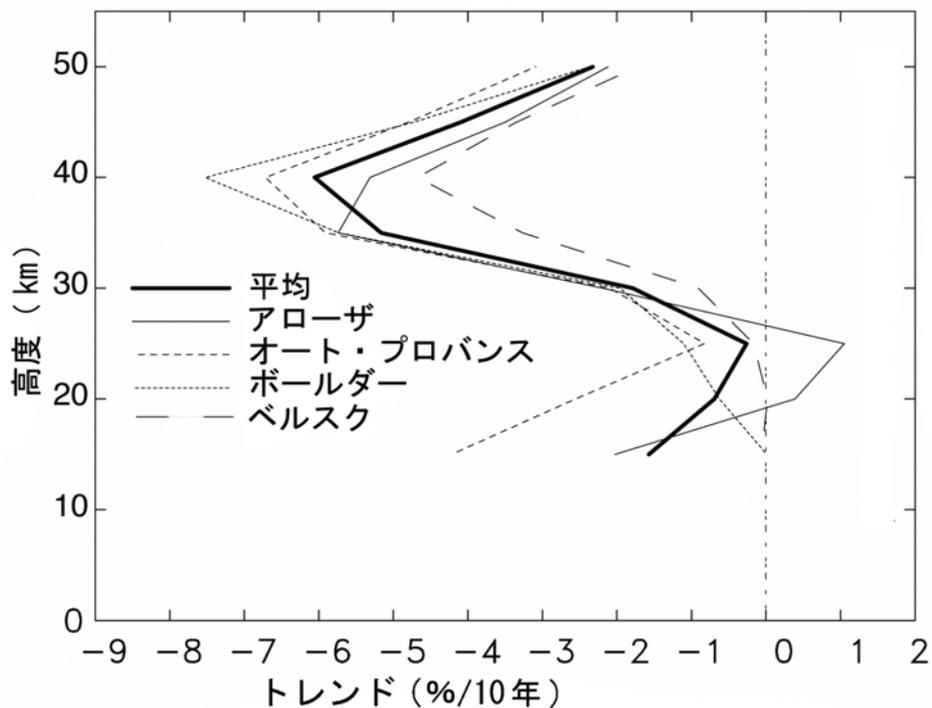


図 10 オゾンの高度別トレンド (1979～1999 年)

太線は 4 カ所の平均トレンドを示す。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)

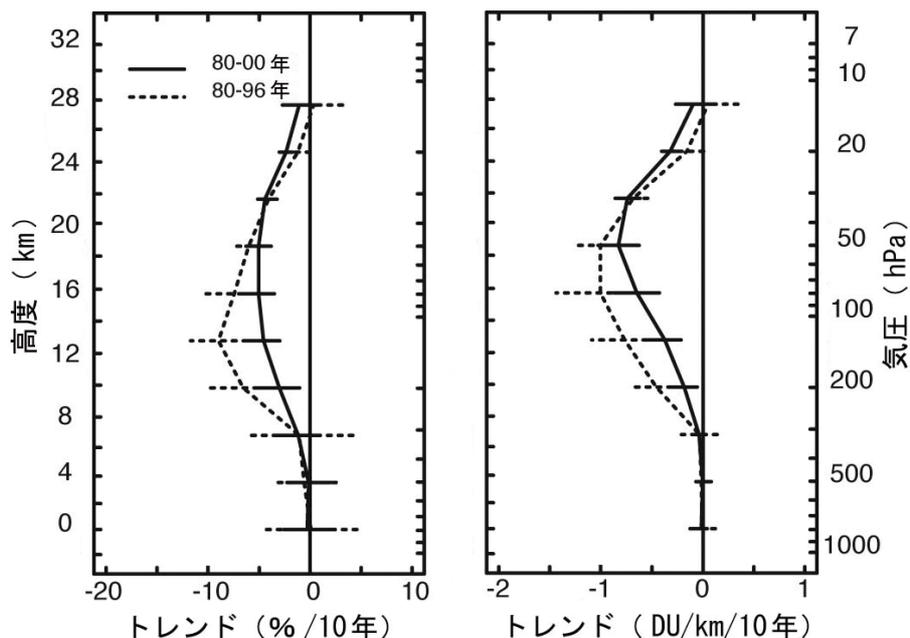


図 11 オゾンゾンデ観測の高度別オゾントレンド

北緯 36 度 ~ 59 度に位置する 8 つのオゾンゾンデ観測地の統合データ。点線は 1980 ~ 1996 年の年平均トレンド、実線は 1980 ~ 2000 年の年平均トレンド、横線はそれぞれの標準偏差 (± 2) を示す。左図は %/10 年、右図は DU/km/10 年。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)

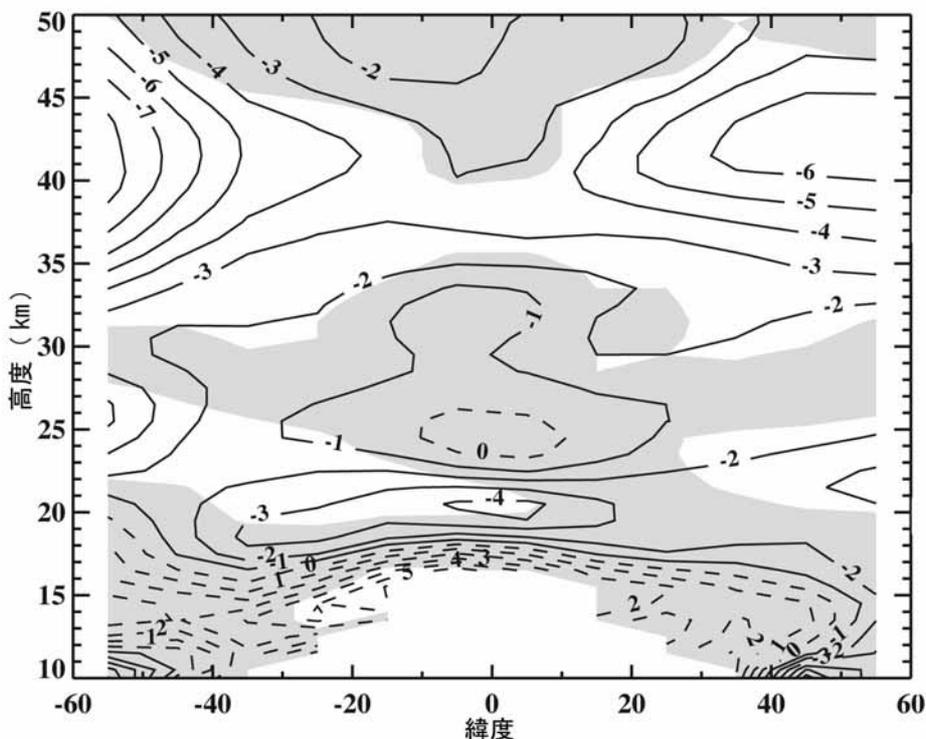


図 12 成層圏オゾントレンドの緯度・高度変化(1984 ~ 2000)

SAGE の衛星データによる 1984 年 ~ 2000 年の年平均トレンド (%/10 年)。陰影部は 95% の信頼幅で統計的に有意でない領域。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)

2. 南極域上空のオゾン層の状況

(1) 昭和基地における観測

ドブソン分光光度計で観測した南極昭和基地上空の月平均オゾン全量は、ほぼ一年を通して参照値よりも小さい状況が近年連続して現れており、特にオゾンホールが出現している期間では極めて小さくなっている（図 13）。

また、昭和基地上空における 1966～2005 年の特定の月別にみた月平均オゾン全量の経年変化によると（図 14）、オゾンホールの出現時期にあたる 9～12 月は、年毎にばらつきはあるものの、長期的には 1980 年頃から大きな減少傾向がみられる。この中で、2002 年の 9～11 月のオゾン全量が急増したが、これは 2002 年の南極域では、9 月の成層圏の気温が過去 50 年で最高となり、極渦*が不安定となる特異な気象条件により大規模なオゾン破壊が生じなかったからである。一方、オゾンホールが解消した後の時期にあたる 1～3 月にも長期的な減少傾向がみられる。本観測データについて解析を行うと、1996 年から 2005 年までの昭和基地上空の平均オゾン全量は、1980 年以前と比較すると通年で 19.2%、9～11 月に限ると 29.7%減少している。

2005 年のオゾンゾンデによるオゾン分圧の高度分布観測によると、図には示さないが、8 月下旬に高度 18～23km 付近でオゾン分圧の低い領域が現れはじめ、9 月に入ると、図 15 に示すようにさらに高度 13～18km 付近にもオゾン分圧の低い領域がみられるようになった。10 月上旬から中旬の観測では 15～19km 付近のオゾン分圧はほとんど 0 になっている。10 月下旬には高度 25km を中心に参照値（オゾンホールが明瞭に現れる以前の 1961 年～1980 年の平均値）より大きい値となった。11 月は高度 12～20km で参照値より大幅に低い状況が続いたが、高度 24 km 以上で参照値を超える値となった日もあった。12 月には 18km 以上で参照値並の値となったが、それ以下の高度では低い状態が続いた。

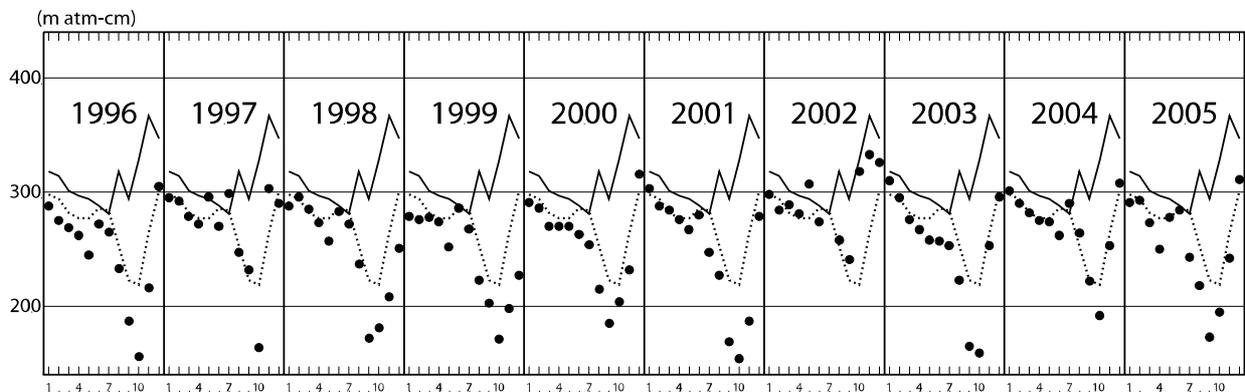


図 13 南極昭和基地におけるオゾン全量の推移（1996～2005 年）

印は各年の月平均値、実線は参照値（1961～1980 年の平均値）、点線は 1981～2000 年の平均値。
（出典）気象庁提供データ

* 南極域上空の成層圏において、太陽光が射さない冬季（極夜）の間に、南極点を中心としてその周りに発達する非常に気温の低い大気の渦。北極域においても南極域上空より規模は小さいが上空に渦が発生する。極夜渦ともいう。極渦の発達にはオゾン層の破壊に影響を与える（第 3 部参考資料 オゾン層破壊のメカニズム（p.105）参照）。

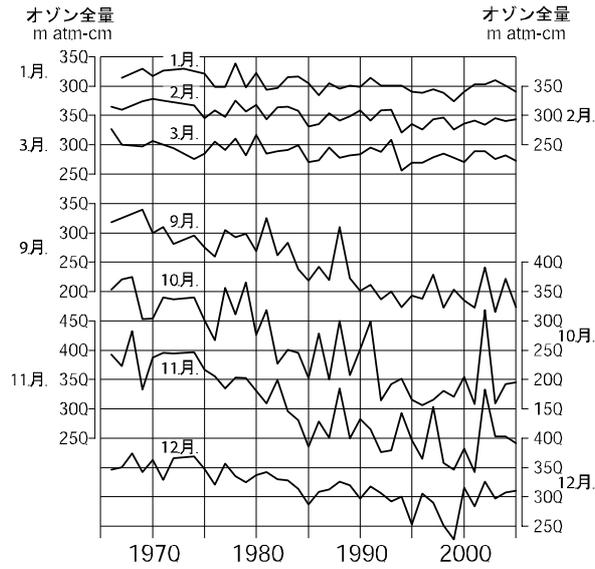


図 14 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年 1～3 月、9～12 月）

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

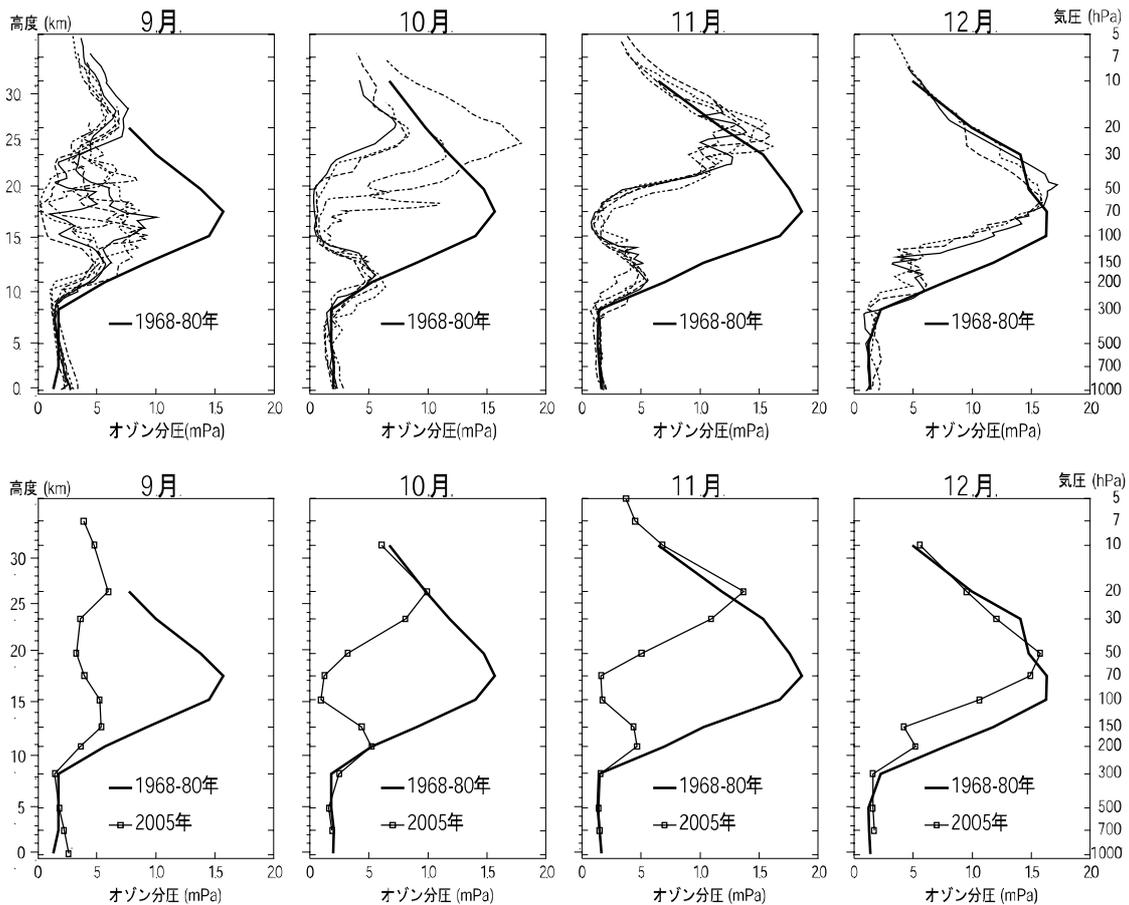


図 15 南極昭和基地におけるオゾン分圧の高度分布（2005 年 9～12 月）

2005 年 9～12 月のオゾンゾンデ観測結果。上段：図中の太実線はオゾンホールが明瞭に現れる以前（1968～1980 年）の平均オゾン高度分布。細実線は 2005 年の個々の観測結果。下段：太実線はオゾンホールが明瞭に現れる以前（1968～1980 年）の平均オゾン高度分布（図中の右よりの実線）。- - は 2005 年の月平均オゾン高度分布。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

(2) オゾンホール状況

ア. 地上観測

昭和（日本）、ハレー（英国）、ベルナドスキ（ウクライナ）/ファラデイ（英国）、ロゼラ（英国）及びアライバルハイツ（ニュージーランド）の各南極観測基地における 2005 年 8～12 月のオゾン全量の日々の観測値を重ねて図 16 に示す。各観測地点のオゾン全量は、オゾンホールの変形・移動に伴い、日々大きな変動を示している。しかし、図のように数地点のデータを重ねて表示したときに見られる、オゾン全量の最も少ない側の包絡線は、オゾンホール内の最低オゾン全量の推移を近似的に示しているとみることができる。これによると、2005 年のオゾンホールは 9 月中旬から下旬にかけて最盛期を迎えたとみられる。オゾンホール内の最低オゾン全量は、8 月上旬にオゾンホールの目安となる 220 m atm-cm 以下の値が観測された後、9 月中旬から下旬にかけて最も減少し、100 m atm-cm 以下の値を記録した。その後、オゾン全量は増加し始め、10 月中旬から下旬にかけて 300 m atm-cm を超える値も観測された。11 月下旬を最後に 220 m atm-cm 以下の値が観測されなくなった。

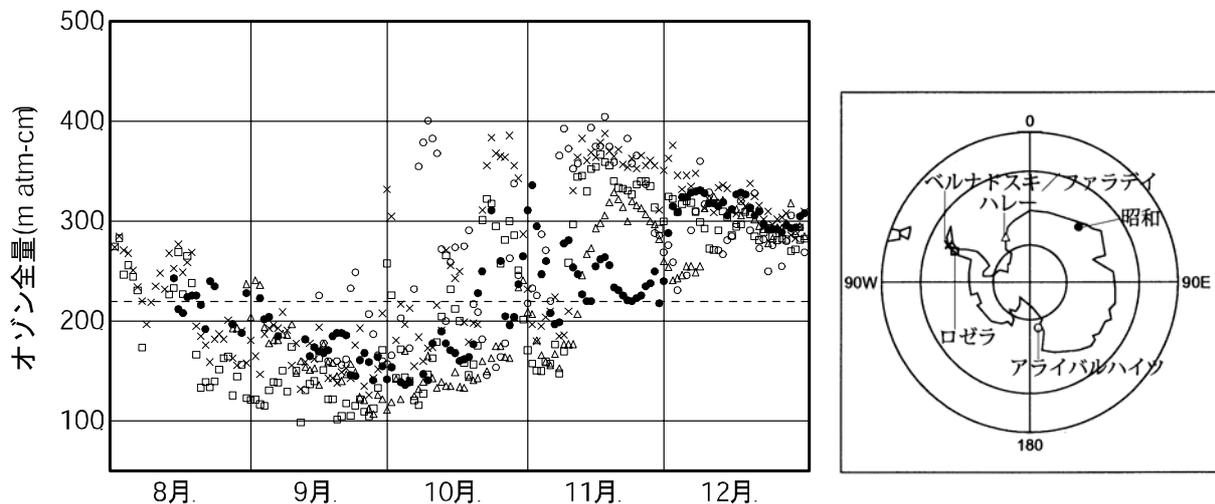


図 16 南極大陸上空のオゾン全量の地上観測値の分布（2005 年 8～12 月）

昭和（○）、ハレー（△）、ベルナドスキ/ファラデイ（×）、ロゼラ（□）、アライバルハイツ（◇）における 2005 年 8～12 月のオゾン全量の日々の観測値。オゾンホールが観測点の上空を覆っていると、その地点のオゾン全量は小さな値となる。数地点の観測値を同じ図に記入し、その最低値の推移に着目することで、オゾンホールの消長の概要を把握することができる。なお、ハレー、ベルナドスキ/ファラデイ、ロゼラの観測値は Shanklin 博士（英国南極研究所）より、アライバルハイツの観測値は Clarkson 博士（ニュージーランド水・大気研究所）より提供されたものである。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

イ．人工衛星による観測

図 17-1、17-2 及び 17-3 に、TOMS データ（1979～1994、1996～2004 年）、SBUV/2 データ（1995 年）及び OMI データ（2005 年）により作成した 10 月の月平均オゾン全量の南半球分布図を示す。南極域上空の 10 月の月平均オゾン全量は、1979 年にはオゾン全量の全球平均に近い 300 m atm-cm 前後であったが、1980 年に 220 m atm-cm 以下の領域が現れ、1983 年に 190 m atm-cm 以下の領域も出現し、1987 年以降は 1988 年と 2002 年を除き毎年 160 m atm-cm 以下の領域が出現するまでに減少した。特に、1993、1995～2001、2003 年には 130 m atm-cm 以下の領域も現れている。

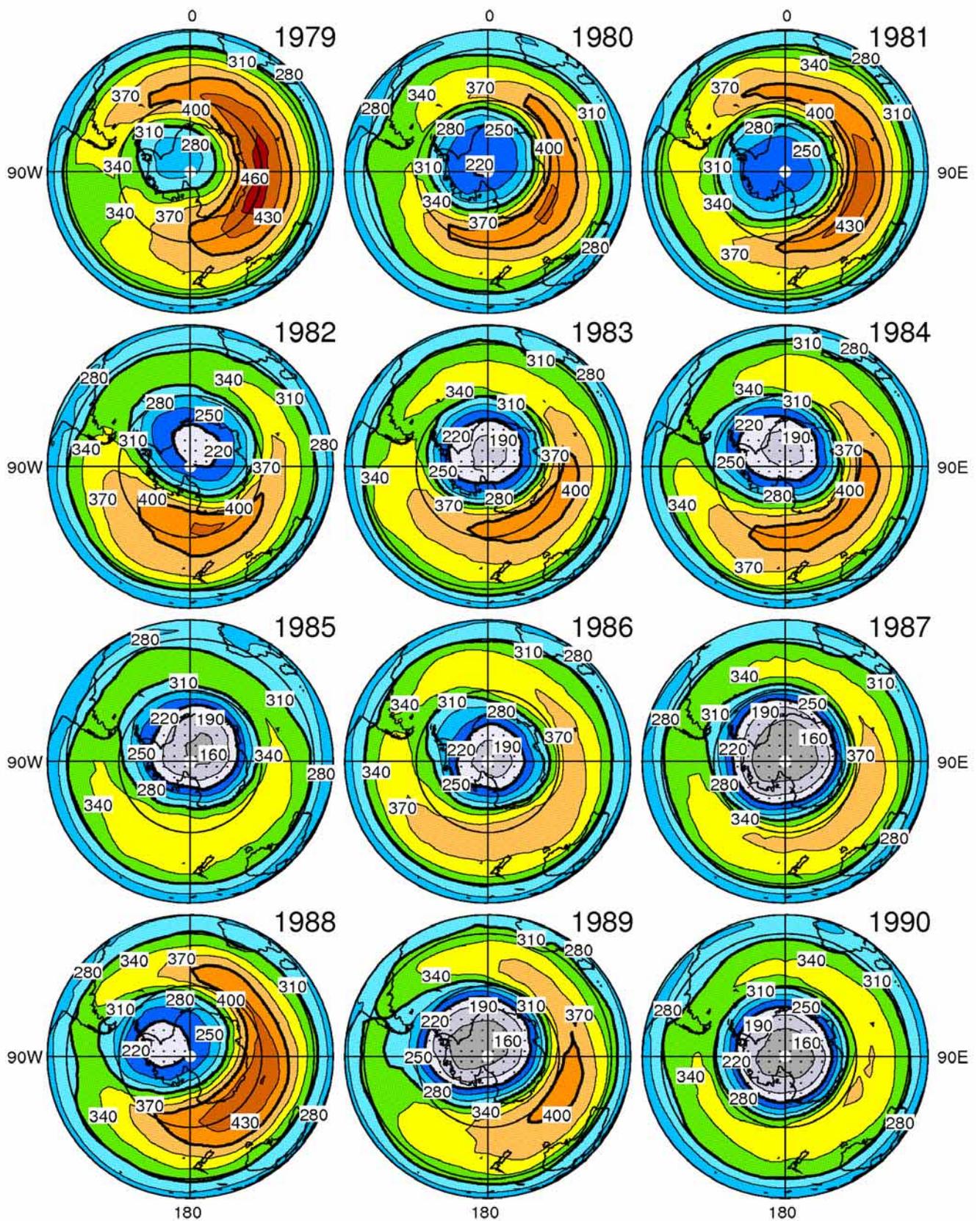


図 17-1 10月の月平均オゾン全量の南半球分布図（1979～1990年）

NASA 提供の TOMS データを基に作成。等値線間隔は 30 m atm-cm。なお、点域は 220 m atm-cm 以下の領域を示す。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

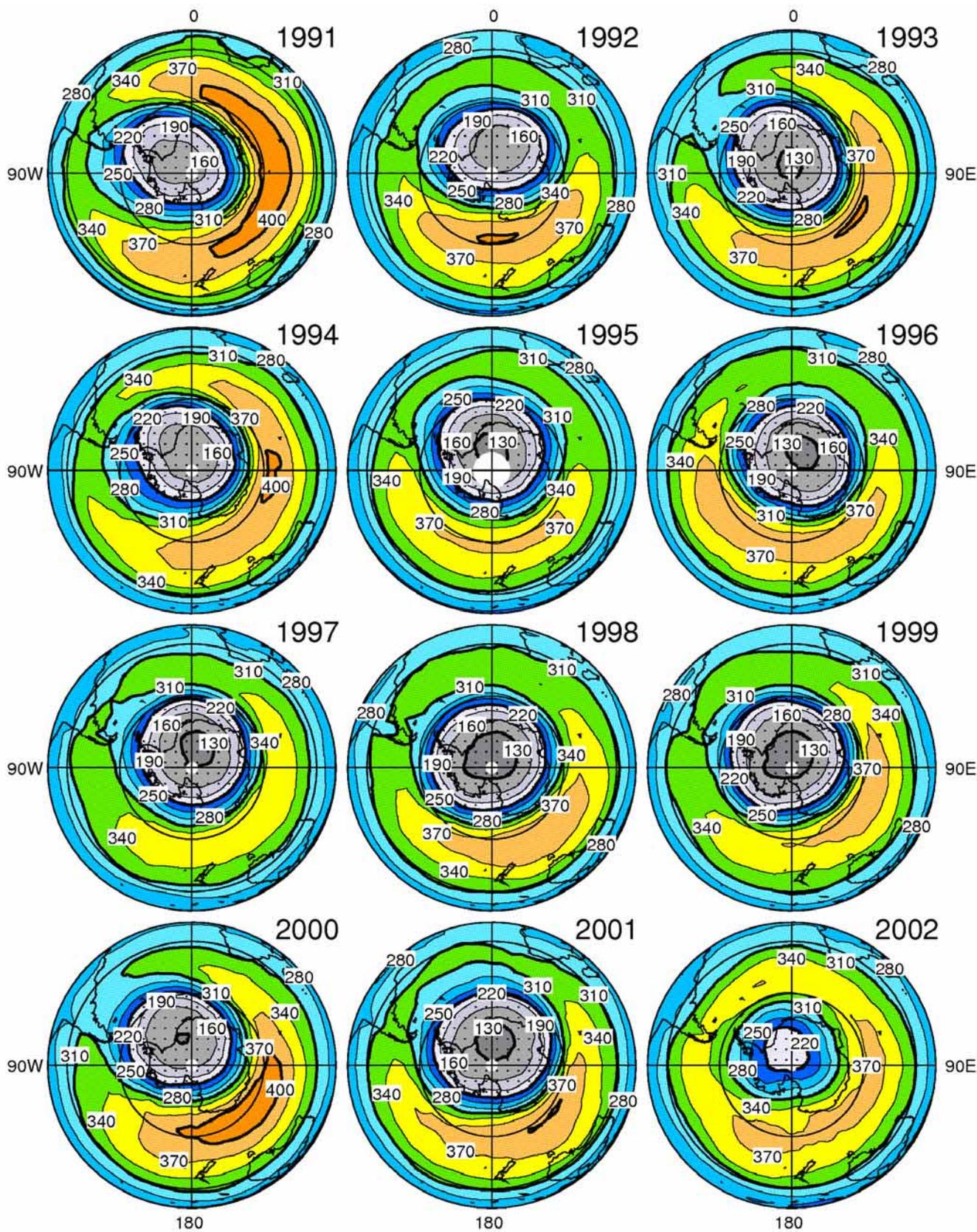


図 17-2 10月の月平均オゾン全量の南半球分布図（1991～2002年）

NASA 提供の TOMS データを基に作成。ただし、1995 年は NOAA 提供の SBUV/2 データを基に作成。等値線間隔は 30 m atm-cm。なお、点域は 220 m atm-cm 以下の領域を示す。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

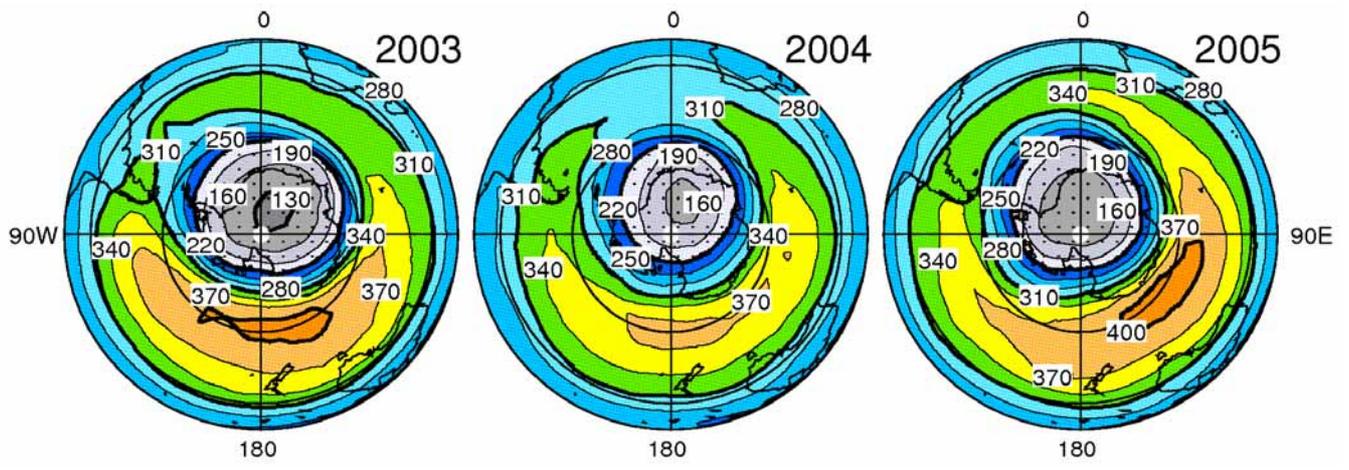


図 17-3 10月の月平均オゾン全量の南半球分布図（2003～2005年）

NASA 提供の TOMS データを基に作成。ただし、2005 年は OMI データを基に作成。等値線間隔は 30 m atm-cm。なお、点域は 220 m atm-cm 以下の領域を示す。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

ウ．オゾンホール推移

図 18 に 2005 年のオゾンホールの規模の変化を示す。

これによると、2005 年のオゾンホールは例年より早く 8 月前半に急速に拡大し、9 月 11 日に 2005 年の最大面積である 2,673 万 km² を記録した。オゾン欠損量は 9 月 19 日に 8,887 万トンで、これらはともに過去 10 年間（1996～2005 年）では平均的な値であった。2005 年の最低オゾン全量は、10 月 1 日に記録した 102 m atm-cm であった。その後、11 月中旬からオゾンホールは急速に縮小して 12 月 14 日に消滅した。

図 19 にオゾンホールの目安である 220 m 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が、その後は 11 月と 12 月の間で変動している。2005 年の消滅日は、大規模なオゾンホールの発生年の中では平均的であった。

図 20 にオゾンホールの面積、最低オゾン全量及びオゾン欠損量の極値の経年変化を示す。2002 年と 2004 年のオゾンホールの規模は最近の他の年と比較すると小さかったものの、これは気象条件によるものである。

図 21 には 2005 年の全球の解析データによる南緯 60 度以南の下部成層圏（30hPa）の最低気温と極域成層圏雲の出現の目安となる -78 以下の面積の推移を示す。通常、南極周辺の 30hPa 面の最低気温は、5 月頃に -78 より低くなり始め、7、8 月に最も低くなり、10 月に -78 を上回る季節変動を示す。2005 年の南極域の気象条件は、1988～2004 年の平均と比較すると 8 月後半以降はやや低めの気温で推移した。その結果、-78 以下の領域の面積（右図）は、9 月下旬まで平均より大きめに推移し、極域成層圏雲の中で生ずる活性塩素の発生が促進され、オゾンが破壊されやすい気象条件であったと考えられる。

2005 年のオゾンホールは、これまでと比較して、早い時期から発達したが、面積、オゾン欠損量はともに、過去 10 年の中では平均的な値となった。このように、オゾンホールはほぼ毎年大規模に形成されており、年々変動が大きいために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。

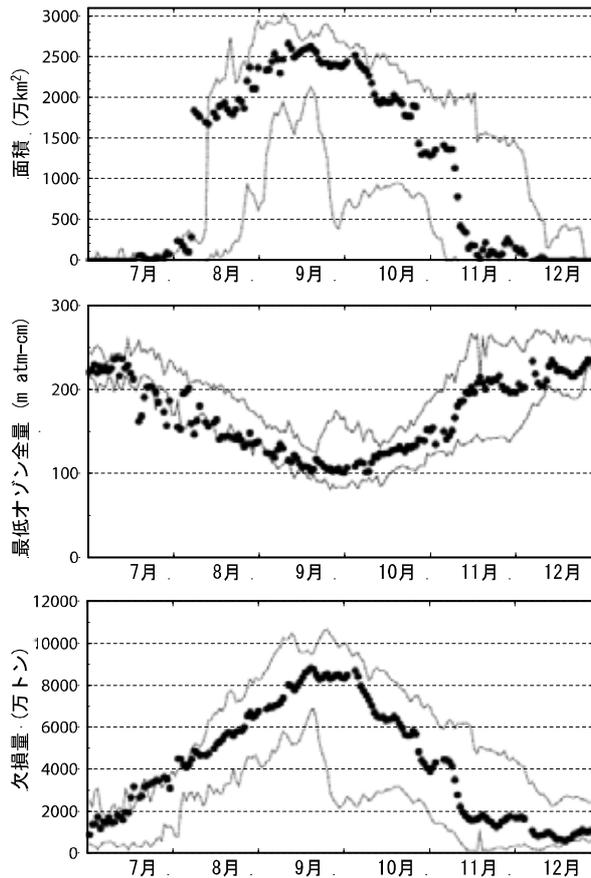


図 18 オゾンホール規模の変化（2005年7～12月）

上段から、南緯45度以南におけるオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量。面積はオゾン全量が220 m atm-cm以下の領域の面積を、最低オゾン全量はオゾン全量の最低値を、オゾン欠損量はオゾン全量を300 m atm-cmに維持するために補充を要するオゾンの質量をそれぞれ示す。は2005年の日々のオゾンホールの規模の推移を示し、破線は過去10年（1995～2004年）の日別の最大値及び最小値を示す。NASA提供のOMIデータを基に作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告2005

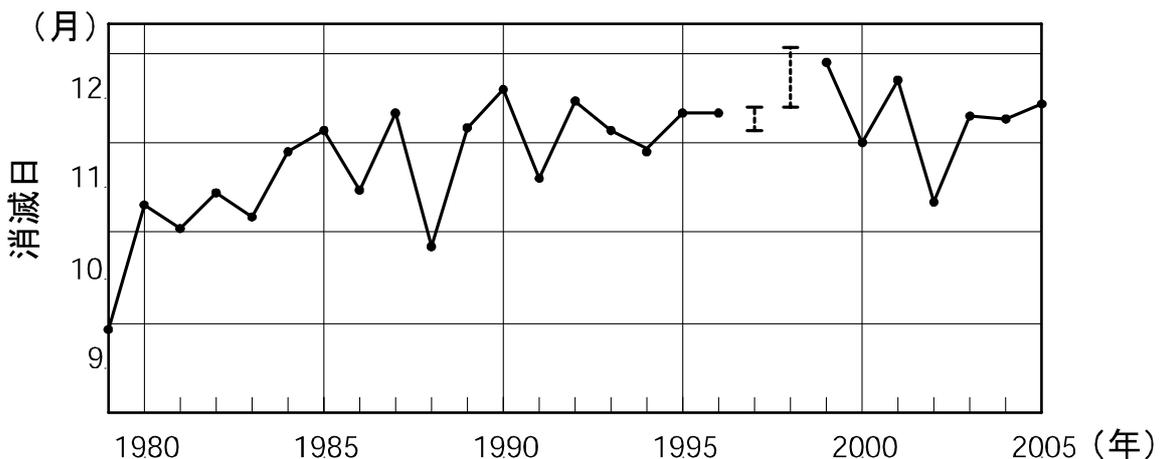


図 19 オゾンホール消滅時期の推移（1979～2005年）

1979～2005年の220 m atm-cm以下の領域が消滅した時期の推移。NASA提供のTOMSデータを基に作成。ただし、1995年についてはSBUV/2、2005年はOMIのデータを基に作成。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 オゾン観測報告2005

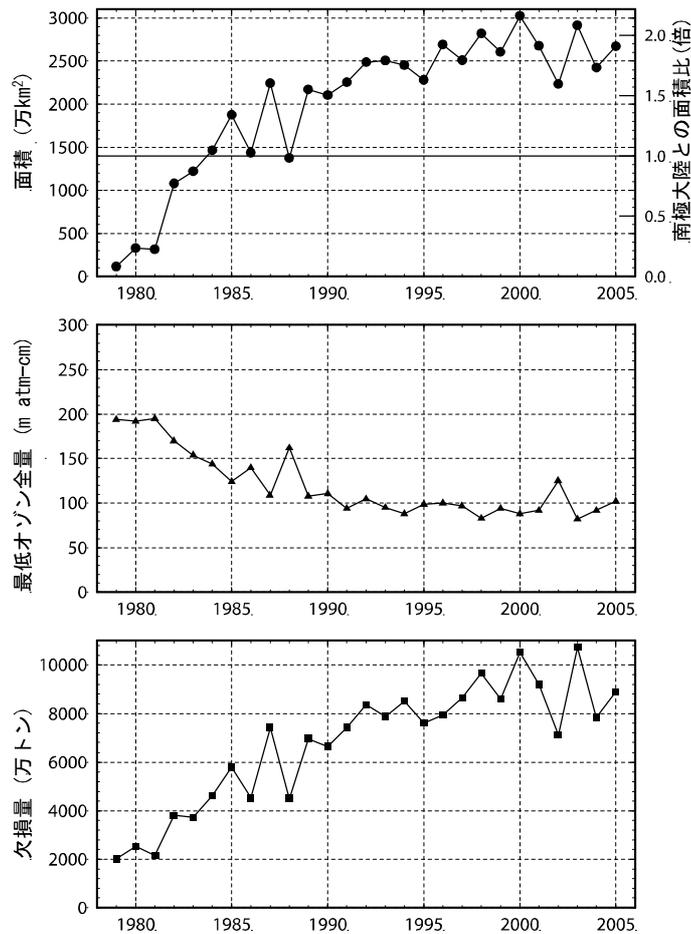


図20 オゾンホール の三要素の経年変化 (1979~2005年)

上段から、オゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量の極値の経年変化。面積はオゾン全量が 220 m atm-cm 以下の領域の面積を、最低オゾン全量は観測されたオゾン全量の最低値を、オゾン欠損量はオゾン全量を 300 m atm-cm に回復させるために補充を要するオゾンの質量をそれぞれ示す。NASA 提供の TOMS データを基に作成。ただし、1995 年については TOVS、2005 年については OMI のデータを基に求めた。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

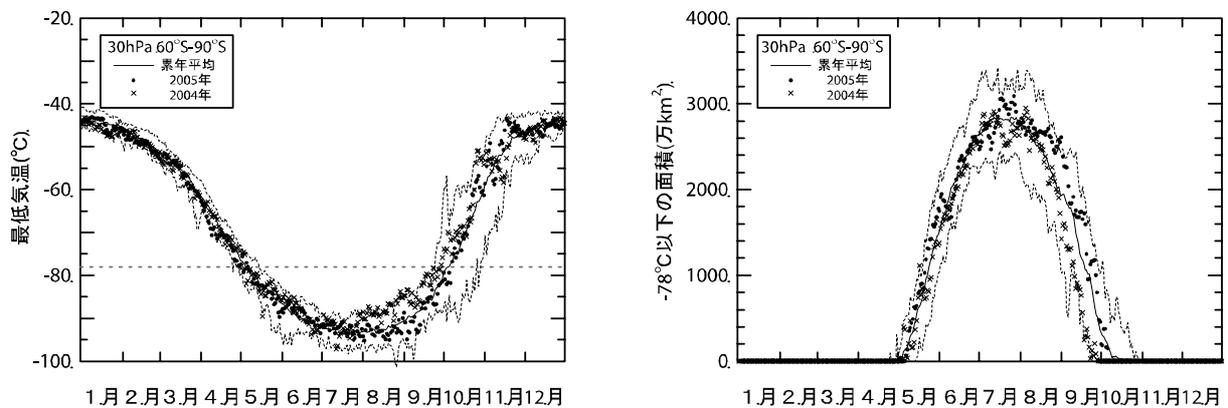


図21 南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が-78 以下の領域の面積の推移

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) 及び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 2005 年の値、実線は 1988~2004 年の累年平均値、破線は同期間の最低気温 (面積) の最高値 (最大値) 及び最低値 (最小値)。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

3. 我が国におけるオゾン層の状況

(1) 日本上空のオゾン層の状況

ア. オゾン全量

気象庁の行った観測に基づき、国内 5 観測地点（札幌、つくば、鹿児島、那覇、南鳥島）におけるオゾン全量の 2005 年 1 月から 12 月までの月平均値を図 22 に示す。鹿児島における観測は 2005 年 3 月をもって終了したため、3 月までのデータを示す。

参照値（1971～2000 年の平均；那覇では 1974～2000 年、南鳥島は 1994 年～2004 年）*と比較すると、札幌、つくばで 12 月に多かったことを除き、概ね参照値並であった。また、那覇では年の前半を中心に多い月がみられ、特に 1、3 月は 1974 年の観測開始以来、各月の値として最も多かった。南鳥島は 1 年を通じて参照値並であった。

(m atm-cm)

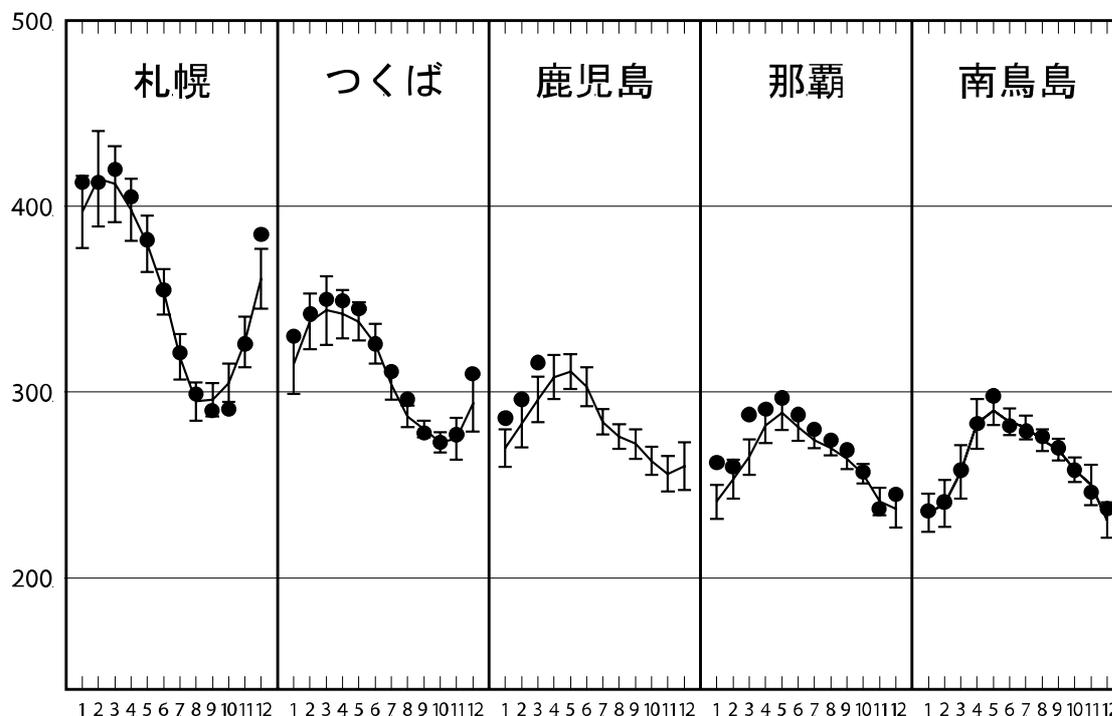


図 22 国内 5 地点における月平均オゾン全量の推移(2005 年)

ドブソン分光光度計（南鳥島のみブリューワー分光光度計）を用いた地上観測データによる。は 2005 年の月平均値、折線は参照値（統計期間：1971～2000 年、ただし那覇は 1974～2000 年、南鳥島は 1994～2004 年）、縦線はその標準偏差（ ± 1 ）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

* ここでの参照値は、衛星データを用いた参照値（1979 年～1992 年の平均値を参照値として採用）とは平均をとる統計期間が異なる。このため、衛星データによる結果とは単純に比較できないことに注意する必要がある。

イ．オゾンの高度分布

図 23 に、国内 4 地点の 2004 年 1 月から 2005 年 12 月までの 2 年間にわたる月別及び高度別オゾン分圧と、その参照値（1971～2000 年の平均；那覇は 1989～2000 年）との差の月変化を示す。オゾン分圧が最も高い高度は、札幌で 20～24km（約 15mPa）、那覇では 24～28km（約 12.5mPa）であり、高緯度域ほど低くなる傾向にある。また、高緯度域ほどオゾン分圧の季節変動が明瞭である。

各地点ともに、2 年間を通してオゾンの一番多い高度よりやや低い高度（高度約 20 km 付近）を中心に参照値より少ない状況であった。また、札幌、つくば、那覇では 2004 年 10 月頃から 2005 年 4 月頃にかけて、高度 20km よりやや上で参照値より大きい傾向がみられる。この現象は、QBO の変動に関する成層圏のオゾン輸送の変動に起因している可能性がある（p.13 参照）。

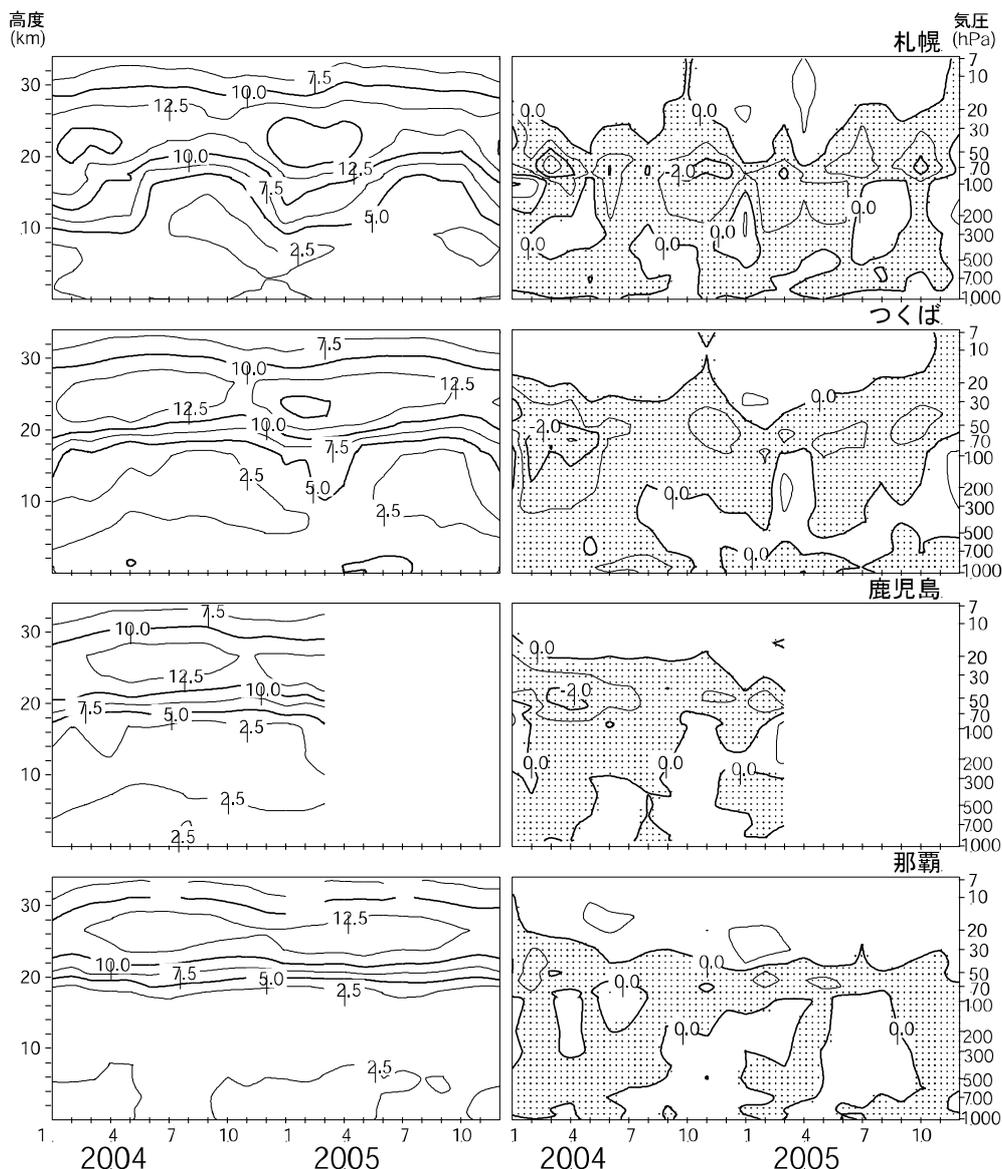
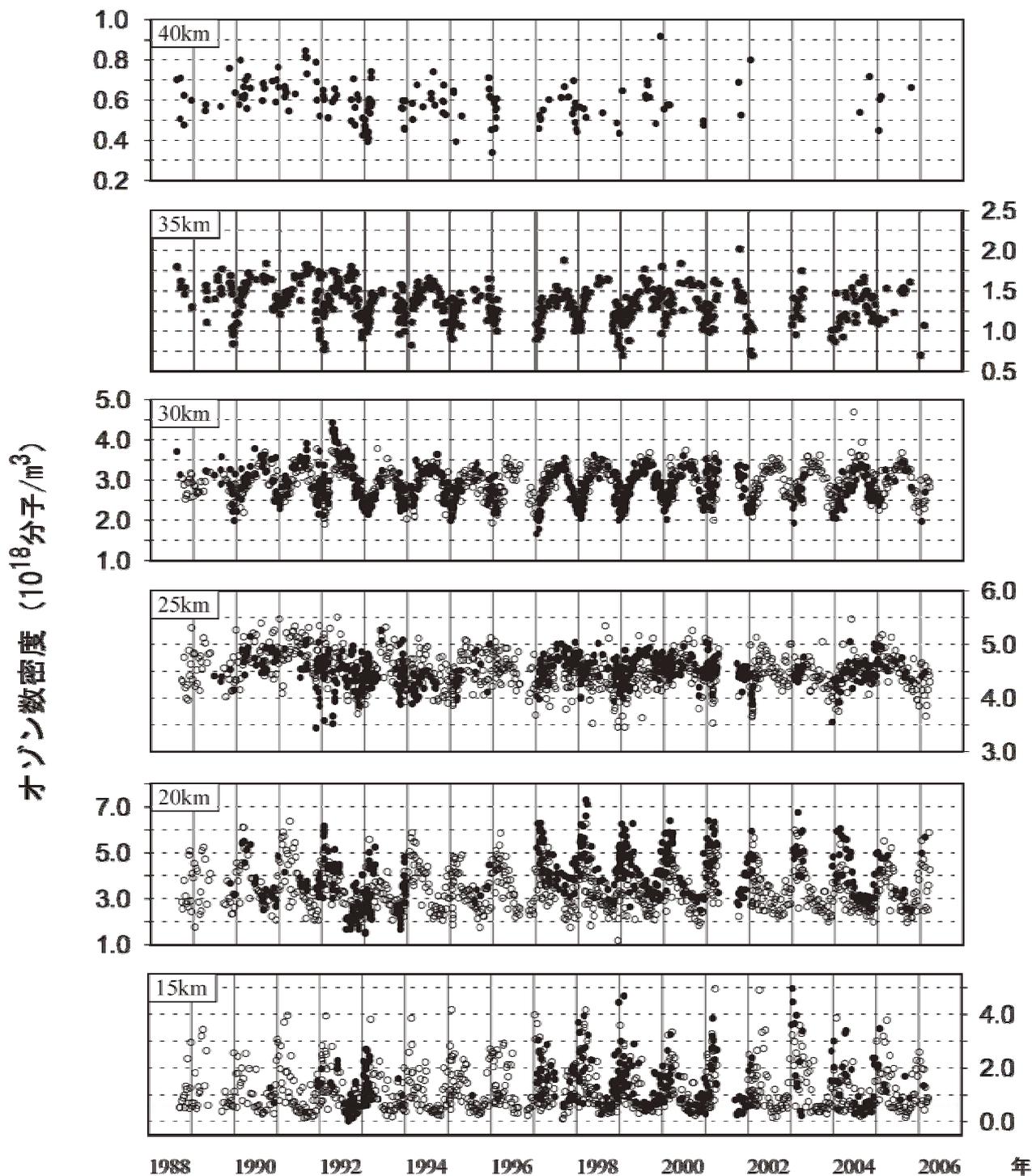


図 23 オゾン分圧及び参照値との差の高度・月分布図（2004～2005 年）

上から順に札幌、つくば、鹿児島、那覇においてオゾンゾンデによって観測された月別及び高度別の 2004～2005 年のオゾン分圧（左）及びその参照値（札幌、つくば、鹿児島は 1971～2000 年、那覇は 1989～2000 年）からの差（右）の等値線図。等値線は、分圧は 2.5mPa 毎、偏差は 1mPa 毎。右の点域は参照値からの差が負の領域。（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

図 24 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 2006 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併せて示してあり、両観測データは非常によく一致している。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 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。^{*}

^{*} 第 3 部参考資料 オゾン層破壊のメカニズム (p.105) 参照



● レーザーレーダー (国立環境研究所) ○ オゾンゾンデ (気象庁高層気象台)

図 24 各高度におけるオゾン変動 (1988 年 9 月 ~ 2006 年 3 月; 速報値)

国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定。平成 13 年度にオゾンレーザーレーダーデータ処理ソフトウェアを Version2 に更新し、全データを再解析した。Version2 ソフトウェアの特長は、オゾン、気温、エアロゾルの高度分布を一貫性のある手法で導出している点にある。なお、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共にプロットした。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。

(出典) 国立環境研究所による報告

(2) 日本上空のオゾン全量のトレンド

日本付近はオゾン全量の南北差が大きく、また北に行くほど季節変動が大きい。

図 25 にオゾン全量の年平均値の推移を示す。なお、この図は実測値をそのままプロットしたもので、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主に 1980 年代に減少が進み、1990 年代半ば以降はほとんど変化がないか、緩やかな増加傾向がみられる。

表 2 は日本上空におけるオゾン全量のトレンドについてまとめたものである。1979 年以降で有意な減少トレンドを示しているのは、札幌の通年(-1.6±0.8%/10 年)、春季(-2.0±1.9%/10 年)及び秋季(-1.5±1.2%/10 年)、鹿児島 of 通年(-0.7±0.7%/10 年)、冬季(-1.5±1.4%/10 年)である。一方、那覇は通年、夏季及び秋季に増加トレンドを示している。1996 年から 2005 年の平均オゾン全量を 1980 年以前と比較すると、国内 4 地点平均で 1.5%、札幌では 2.9%減少している。

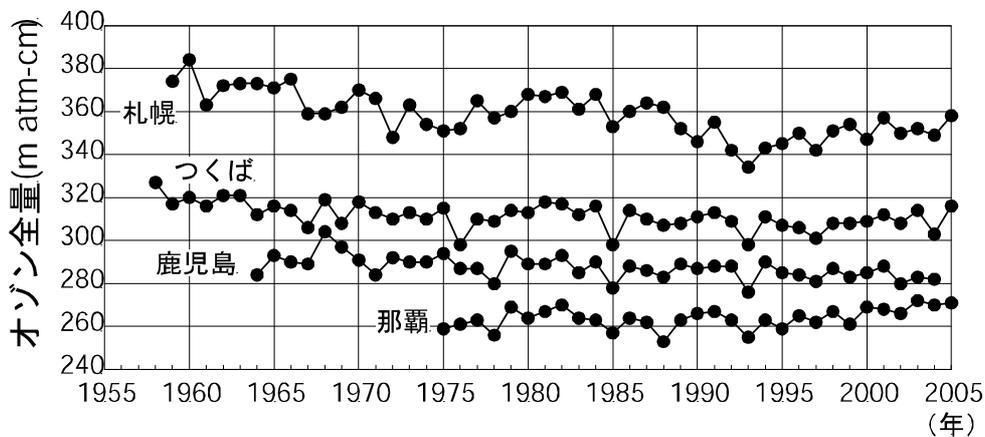


図 25 日本上空のオゾン全量の年平均値の推移（1958～2005 年）

は札幌、つくば、鹿児島、那覇におけるオゾン全量の観測開始から 2005 年までの年平均値（鹿児島は 2004 年まで）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

表 2 日本上空のオゾン全量のトレンド（%/10 年）（1979～2005 年）

	札幌	つくば	鹿児島	那覇
通年	<u>-1.6(-2.5 ~ -0.8)</u>	-0.4(-1.1 ~ 0.2)	<u>-0.7(-1.4 ~ -0.1)</u>	0.8(0.2 ~ 1.3)
春(3～5月)	<u>-2.0(-3.9 ~ -0.1)</u>	-0.6(-2.1 ~ 0.9)	<u>-1.2(-2.7 ~ 0.3)</u>	0.5(-0.7 ~ 1.7)
夏(6～8月)	-1.2(-2.4 ~ 0.1)	-0.2(-1.2 ~ 0.8)	<u>-0.3(-1.5 ~ 0.8)</u>	<u>1.3(0.2 ~ 2.3)</u>
秋(9～11月)	<u>-1.5(-2.7 ~ -0.3)</u>	0.0(-1.0 ~ 0.9)	0.2(-0.9 ~ 1.4)	<u>1.0(0.0 ~ 2.1)</u>
冬(12～2月)	<u>-1.9(-4.2 ~ 0.3)</u>	-0.9(-2.5 ~ 0.7)	<u>-1.5(-2.9 ~ -0.1)</u>	0.2(-1.0 ~ 1.5)

月平均オゾン全量の時系列から季節変動、太陽活動、QBO の変動成分を除去して算出した 1979～2005 年のオゾン全量トレンド（%/10 年）。（ ）内は 95%信頼限界であり、下線はトレンドが統計的に有意であることを示す。鹿児島は 2005 年 3 月までの値を用いている。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

(3) 日本上空のオゾンの高度分布にみられるトレンド

図 26 に、オゾンゾンデ観測及び反転観測による月平均オゾン量のデータから既知の自然変動（季節変動、太陽活動、QBO の変動成分）を除去し、1979～2005 年に直線回帰を適用することにより求めた高度別オゾン分圧のトレンドを示す。これをみると、下部成層圏でオゾンの減少傾向が現れており、特にこの傾向は札幌で顕著である。また、上部成層圏を中心に全観測地点で有意な減少傾向が現れている。このように、オゾン層の破壊は、日本上空でも上部成層圏と下部成層圏の二つの高度領域で起こっている。

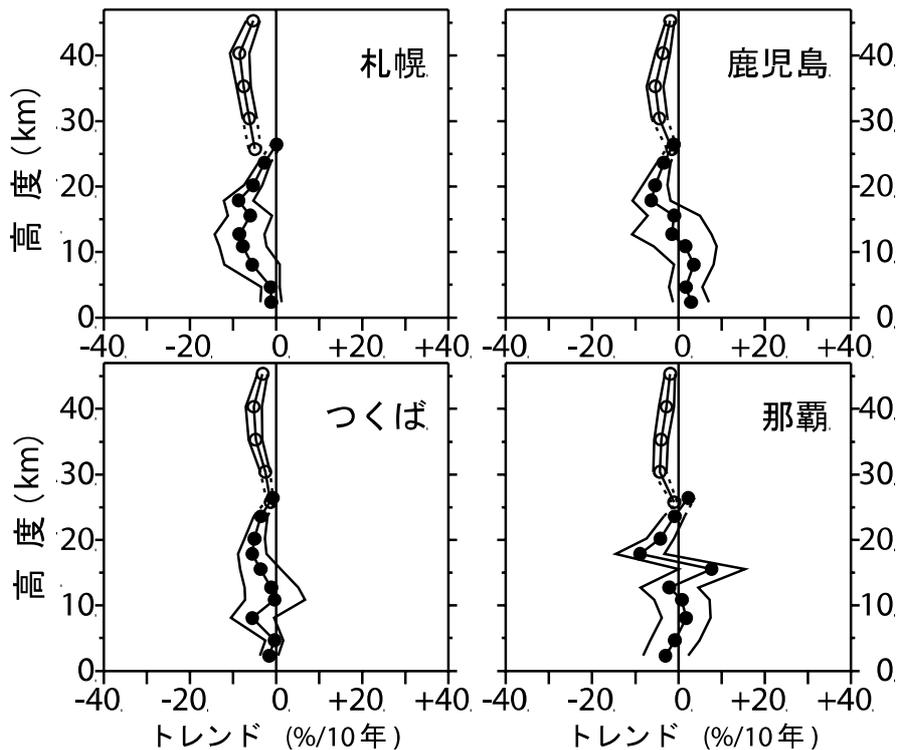


図 26 オゾン濃度（分圧）の高度別トレンド

オゾンゾンデ観測及び反転観測による、1979～2005 年の月平均オゾン分圧と月平均層別オゾン量を基に評価した高度別オゾントレンド（%/10 年）。○ はオゾンゾンデ観測データ、● は反転観測データによる。外側の折線は自己回帰を考慮した 95%信頼限界。なお、那覇のオゾンゾンデ観測によるトレンドは、観測を開始した 1989 年以降の 17 年間についての値である。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

4．北半球高緯度域のオゾン層の状況

北半球高緯度域におけるオゾンの動向を早期に把握することを目的として、ギリシャのテサロニキ・アリストテレス大学に設立された WMO オゾンマッピングセンターは、地上観測データを準即時的に収集し、衛星観測データを補うことで北半球中高緯度域のオゾン分布図の作成・公表を行っている。当初は冬季を中心とした活動であったが、全球通信システム (GTS) 回線を通じて準即時的に地上観測データを収集する体制の整備が進んだこともあり、現在では通年でオゾン分布図を作成している。これによれば、南極域でのオゾンホールほど顕著ではないが、近年北半球高緯度域でも、オゾンの少ない状況が特に 3、4 月頃を中心とした春季に出現することが知られている。

図 27 に、TOMS 及び OMI データから評価した北緯 60 度以北の 3 月平均オゾン全量の偏差及び英国のラーウィック (北緯 60.13 度、西経 1.18 度) の 3 月平均オゾン全量の偏差を示す。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 14 年のうち 10 回現れており、北半球高緯度域でのオゾン減少が 1990 年以前に比べ明瞭になっている。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きな減少が観測されている (NOAA, 2005)。ラーウィックでも、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、ラーウィックで約 80m atm-cm の負偏差がみられた。また、モントリオール議定書の科学評価パネル報告 (WMO, 2003) によると、欧州、米国、カナダ、ロシア、日本等が参加したグループが、オゾンゾンデによって 2000 年の 1 月から 3 月にかけて高度 18km 付近で 70% 以上という北極域における過去最大のオゾン減少を観測しており、1996 年にも最大 64% のオゾン減少を観測している。

図 28 は、北緯 60 度以北の 50hPa 面における、極域成層圏雲出現の目安となる -78 以下の低温域の月平均面積の推移を示している。春季にオゾン減少が顕著であった 1990、1993、1995、1996、1997、2000、2005 年にほぼ共通した特徴として、2、3 月の低温域の面積が例年よりも広がったことが挙げられる。太陽光が戻ってくる春季にかけて極域成層圏雲の生成に十分な低温域が維持されていることで、南極オゾンホールと同様の化学的な過程によりオゾン破壊が促進される。

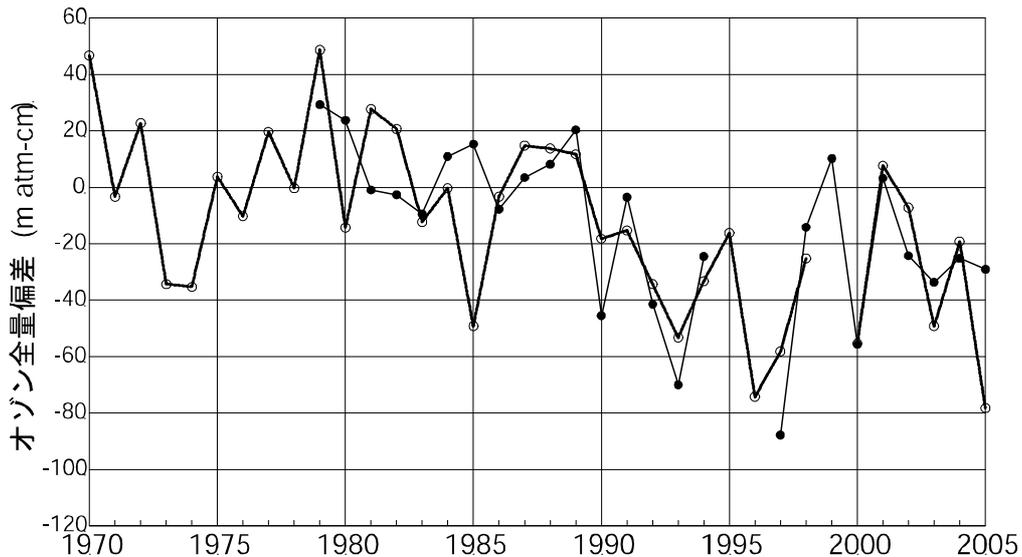


図 27 北半球高緯度域の3月のオゾン全量偏差の推移

は NASA 提供の TOMS 及び OMI データを基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。
 は、ラーウィック（英国、北緯 60.13 度、西経 1.18 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。
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

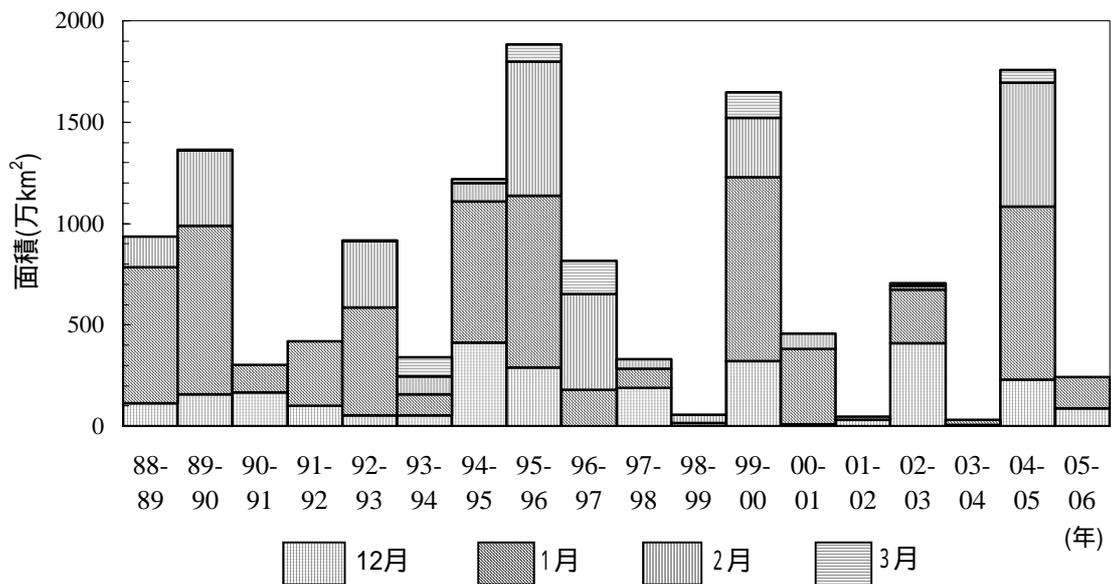


図 28 北半球高緯度域の低温域の面積の月平均値の年変化

北緯 60 度以北の 50hPa 面における極域成層圏雲出現の目安となる -78°C 以下の領域の面積の 12～3 月の月平均値の推移。2006 年は -78°C 以下の領域が消滅した 1 月下旬までの値を掲載している。気象庁全球解析データを基に作成。
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

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。図 29 は、2004 年及び 2005 年の北極域の下部成層圏の最低気温と -78 以下の低温域の面積の推移を示している。2004 年 12 月から 2005 年 3 月上旬にかけての気象条件をみると、極渦が安定して、北緯 60 度以北の下部成層圏では、最低気温が、極域成層圏雲が出現する目安となる -78 を下回る期間が続き、-78 以下の領域の面積はこれまでの平均を大きく上回っていた。オゾン全量は、2005 年 2 月から 3 月にかけて、参照値に比べて 80% 以下の領域が現れている。

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。

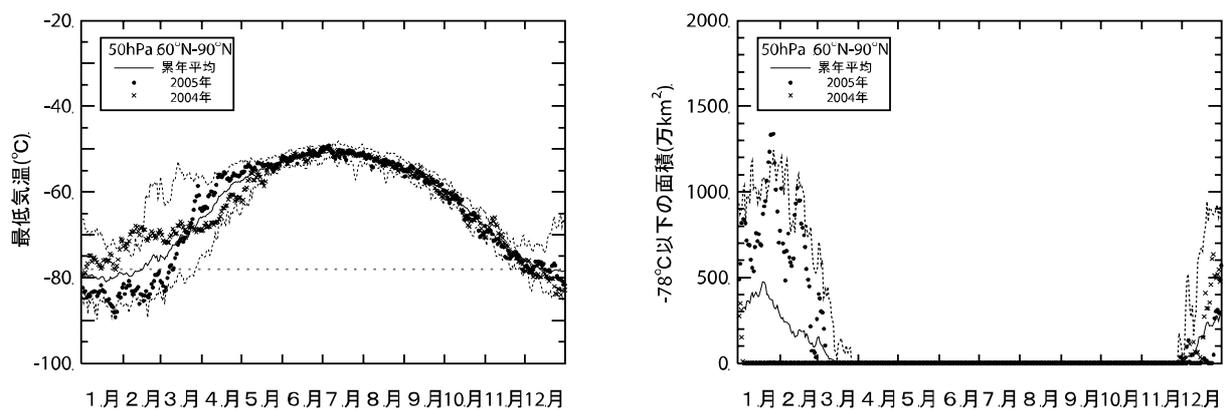


図 29 北半球高緯度域の下部成層圏の最低気温及び気温が -78 以下の領域の面積の推移 (2004 年 1 月 ~ 2005 年 12 月)

北緯 60 度以北の高度約 20 km 面における日別の最低気温の推移 (左図) 及び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)。× は 2004 年、● は 2005 年の値を示す。実線は 1988 年 ~ 2004 年までの最低気温 (面積) の累年平均値。また、破線は同期間の最低気温 (面積) の最高値 (最大値) 及び最低値 (最小値)。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安となる -78 。気象庁の全球解析値を基に作成。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

. 特定物質の大気中濃度

1. 特定物質の大気中濃度の経年変化

(1) 北半球中緯度(北海道)及び南半球(南極昭和基地)における大気中濃度

北半球中緯度地域及び南極域の大気中平均濃度として、現在比較的高濃度で検出される特定物質は、濃度の高い順に、CFC-12、CFC-11、HCFC-22、四塩化炭素及びCFC-113の5物質である*。

図30に、東京大学によって1979年(南極昭和基地については1981年)から継続的に測定されている北海道及び南極昭和基地におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113及び1,1,1-トリクロロエタン(CH₃CCl₃)の大気中平均濃度の経年変化をそれぞれ実線(N)及び破線(S)で示す**。

これによると、北半球中緯度の平均的な状況を代表するとみなせる北海道(局地的汚染の影響を受けない観測地点)においては、1990年のCFC-11、CFC-12、CFC-113の平均濃度はそれぞれ270pptv、500pptv、80pptv程度であり、それまでの年増加率はCFC-11及びCFC-12が約4%、CFC-113が約10%であったが、その後、これらCFCの増加は鈍り、1990年代後半以降はほぼ横ばい、CFC-11とCFC-113については減少してきている。また、南極昭和基地においても、ほぼ同様にCFCの大気中濃度が増加していたが、近年増加は止まっている。南北両半球のこれら観測地点の大気中濃度は一致しつつある。

このほか、大気中寿命の短い1,1,1-トリクロロエタンについては、生産等の規制が始まった1993年以降急速に減少しており、1996年以降は指数関数的な減少傾向にある。

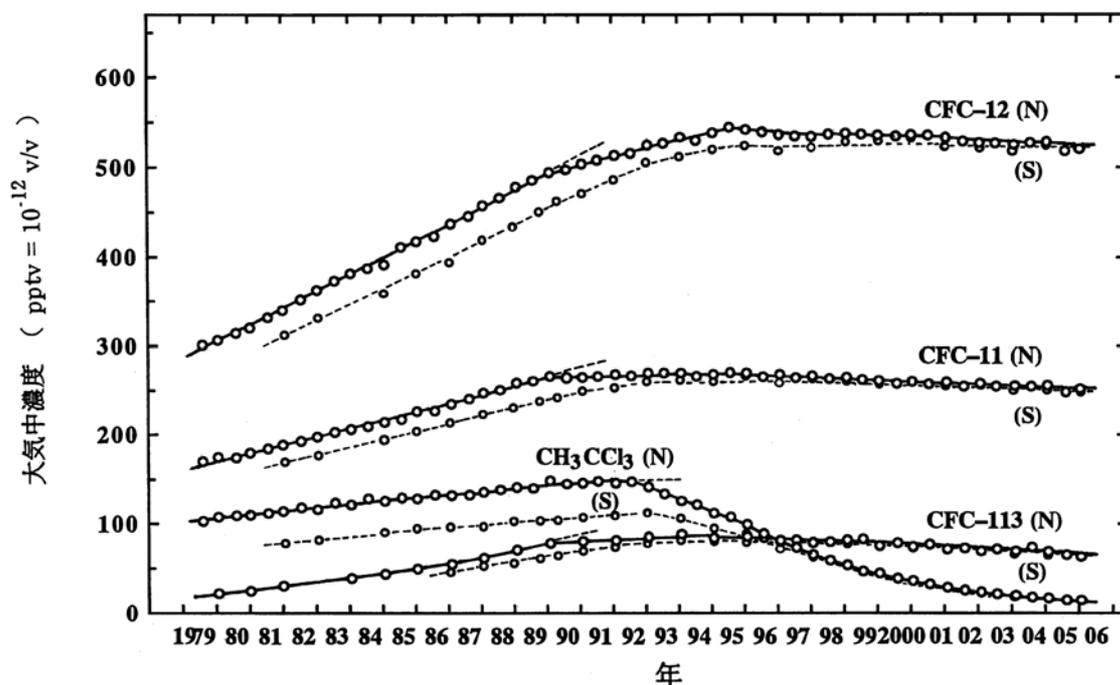


図30 北半球中緯度(北海道)及び南半球(南極昭和基地)における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

北半球中緯度(北海道:N)及び南半球(南極昭和基地:S)

(出典)東京大学巻出研究室測定結果

【Makide et al.(1987)よりデータ更新】

* それぞれの特定物質の概要は第3部参考資料 オゾン層破壊物質等の概要(p.145)参照。

** HCFC、HFCの測定結果は参考資料参照(p.84)

表 3 は、環境省が 1988 年度（四塩化炭素については 1989 年度、HCFC-22 及び HCFC-142b については 1992 年度、臭化メチルについては 1997 年度、HFC-134a については 2000 年度、HCFC-141b については 2001 年度）から北海道の根室、稚内周辺において実施している CFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114、CFC-115、ハロン 1211、ハロン 1301、ハロン 2402、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素、HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b、臭化メチル及び HFC-134a の 15 物質の大気中平均濃度の測定結果であり、これを図 31～図 38 に示す*。

これらの結果、CFC-11、CFC-12、CFC-113 及び 1,1,1-トリクロロエタンについては、図 30 とほぼ同様の傾向を示している。

表 4 は、特定物質及び HFC-134a の大気中平均濃度のトレンドについてまとめたものである。評価期間は物質により異なるが、これによると 1990 年代後半以降 CFC-12 はほぼ横ばい、CFC-11 及び CFC-113 はともに約 1%/年の割合で減少している。また、大気中での寿命の短い 1,1,1-トリクロロエタンの減少率は約 18%/年と大きく、四塩化炭素の減少率は約 1%/年である（図 31）。

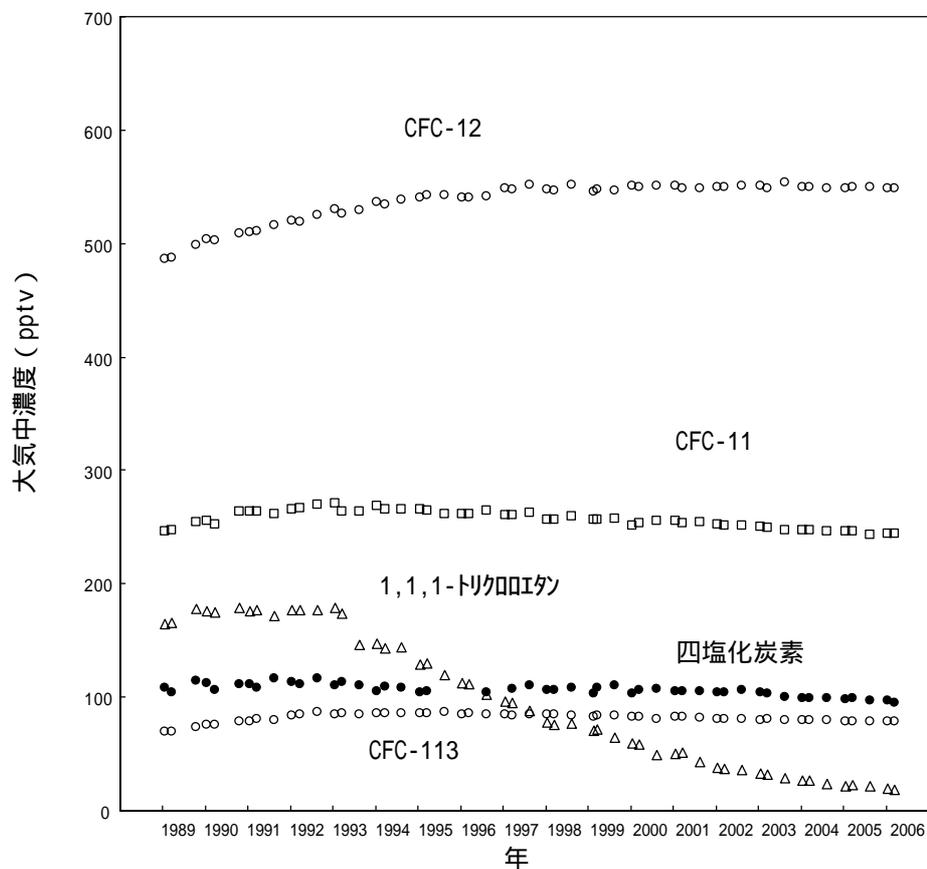


図 31 北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

各プロットは各月の測定結果の平均値（原則として n=6、n は 1 プロット当たりの試料数）
（出典）環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

* HCFC は、従来から冷媒用途あるいは発泡用途として広く利用されていたが、対流圏で分解されやすくオゾン破壊性が比較的弱いことから、CFC の代替として多く使用されている。また、HFC は、オゾン層を破壊しないと考えられており、同様に近年 CFC の代替として多く使用され始めた。しかし、これらは温室効果の高い気体でもあり、その大気中濃度の増加に関する問題になりつつある。なお、HFC については、モントリオール議定書の規制対象物質ではないものの、気候変動枠組条約に基づく京都議定書において削減の対象物質（温室効果ガス）とされた。

表 3-1 北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

(単位: pptv)

試料採取時期		CFC-11		CFC-12		CFC-113		CFC-114		CFC-115		HON1211	
		濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差
1989年	1月	246	4	486	3	70	2	14.3	0.3	5.3	0.1	2.4	0.09
	3月	247	2	487	4	70	2	14.3	0.2	5.8	0.1	2.5	0.14
	10月	254	6	499	9	73	2	14.6	0.2	5.7	0.3	2.7	0.07
1990年	1月	255	3	504	4	75	2	14.7	0.2	6.0	0.3	2.7	0.04
	3月	252	3	503	3	75	1	14.8	0.1	5.9	0.1	2.8	0.01
	10月	264	6	509	2	79	1	14.8	0.1	6.2	0.3	2.8	0.04
1991年	1月	264	4	510	2	79	1	14.8	0.1	6.2	0.5	2.9	0.08
	3月	264	3	511	4	81	1	14.9	0.3	6.3	0.3	2.9	0.05
	8月	262	2	516	5	80	1	14.7	0.1	6.4	0.1	2.9	0.05
1992年	1月	266	5	520	3	84	1	14.9	0.3	6.6	0.2	3.1	0.08
	3月	267	2	519	5	85	2	15.1	0.1	6.5	0.1	3.2	0.10
	8月	270	4	525	2	87	-	15.0	0.1	7.1	0.4	3.2	0.03
1993年	1月	271	6	530	3	85	1	14.9	0.2	7.0	0.2	3.4	0.07
	3月	264	2	526	6	86	1	15.0	0.3	7.1	0.1	3.4	0.08
	8月	264	2	529	3	85	1	15.0	0.1	7.2	0.3	3.3	0.03
1994年	1月	269	3	537	5	86	-	15.1	0.2	7.6	0.4	3.5	0.12
	3月	266	6	534	3	86	1	15.1	0.3	7.5	0.4	3.5	0.04
	7月	266	7	539	4	86	2	15.1	0.2	7.6	0.2	3.6	0.07
1995年	1月	266	2	541	5	86	2	15.0	0.2	7.6	0.2	3.7	0.08
	3月	265	3	543	4	86	2	15.1	0.4	7.7	0.2	3.8	0.05
	8月	262	4	543	5	86	1	15.0	0.2	7.8	0.1	3.8	0.10
1996年	1月	262	1	541	4	84	1	15.2	0.2	7.9	0.1	3.9	0.04
	3月	262	2	541	4	85	1	15.2	0.2	8.0	0.3	3.9	0.09
	8月	265	3	542	4	84	2	15.0	0.2	8.0	0.2	3.9	0.08
1997年	1月	261	1	549	3	85	2	15.2	0.1	8.4	0.1	4.0	0.10
	3月	261	2	548	3	84	1	15.2	0.2	8.3	0.1	4.0	0.04
	8月	263	3	552	6	84	1	15.0	0.3	8.3	0.1	4.1	0.09
1998年	1月	257	3	548	4	85	1	15.2	0.1	8.3	0.4	4.2	0.05
	3月	256	1	547	4	84	1	15.2	0.2	8.6	0.1	4.2	0.08
	8月	260	4	552	2	84	1	15.2	0.2	8.6	0.2	4.2	0.05
1999年	2月	256	3	546	1	83	1	15.1	0.2	8.4	0.3	4.3	0.03
	3月	256	3	548	4	83	2	15.2	0.3	8.6	0.5	4.3	0.06
	8月	258	4	547	3	83	1	15.2	0.3	8.6	0.1	4.3	0.02
2000年	2月	251	2	551	4	83	1	15.2	0.1	8.5	0.1	4.4	0.06
	3月	253	3	550	2	83	1	15.2	0.2	8.6	0.2	4.4	0.07
	8月	255	2	551	2	81	1	15.0	0.1	8.4	0.1	4.5	0.03
2001年	1月	255	2	551	4	82	1	15.1	0.2	8.6	0.2	4.6	0.05
	3月	253	2	549	3	82	1	15.2	0.1	8.5	0.2	4.6	0.06
	8月	254	1	549	2	81	1	15.1	0.2	8.6	0.2	4.6	0.08
2002年	1月	253	1	550	2	80	1	15.2	0.2	8.7	0.2	4.6	0.04
	3月	252	1	550	2	81	1	15.0	0.2	8.7	0.1	4.7	0.02
	8月	251	1	551	1	81	1	15.1	0.2	8.8	0.2	4.6	0.06
2003年	1月	250	1	551	4	80	1	15.2	0.2	8.8	0.2	4.7	0.06
	3月	249	2	549	2	81	1	15.2	0.1	8.8	0.2	4.7	0.05
	8月	247	1	554	2	80	1	15.1	0.1	9.2	0.3	4.7	0.02
2004年	1月	247	2	550	2	79	1	14.9	0.1	8.8	0.2	4.7	0.06
	3月	247	1	550	3	80	1	15.0	0.1	8.9	0.2	4.7	0.02
	8月	246	1	548	4	79	1	14.9	0.2	8.9	0.2	4.7	0.03
2005年	1月	246	1	549	1	79	1	14.9	0.2	8.9	0.2	4.7	0.03
	3月	246	1	549	1	79	1	15.0	0.1	8.9	0.2	4.8	0.02
	8月	244	1	549	2	79	1	15.0	0.1	8.9	0.1	4.7	0.01
2006年	1月	244	1	548	2	78	1	15.1	0.1	8.9	0.1	4.8	0.03
	3月	244	1	549	1	79	1	15.0	0.1	8.9	0.1	4.8	0.03

表 3-2 北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化（続き）

（単位：pptv）

試料採取時期		H ₂ O1301		H ₂ O2402		1,1,1-トリクロロエタン		四塩化炭素		HCFC-22		HCFC-141b	
		濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差
1989年	1月	1.9	0.03	0.45	0.02	165	2	-	-	-	-	-	-
	3月	1.9	0.05	0.47	0.01	166	4	-	-	-	-	-	-
	10月	2.0	0.10	0.46	0.01	178	13	114	4	-	-	-	-
1990年	1月	2.1	0.06	0.47	0.03	176	6	112	5	-	-	-	-
	3月	2.1	0.02	0.48	0.02	175	2	106	1	-	-	-	-
	10月	2.2	0.04	0.50	0.02	179	12	111	4	-	-	-	-
1991年	1月	2.2	0.03	0.49	0.02	176	2	111	1	-	-	-	-
	3月	2.3	0.05	0.48	0.02	177	2	108	1	-	-	-	-
	8月	2.2	0.02	0.48	0.01	172	8	116	4	-	-	-	-
1992年	1月	2.4	0.02	0.51	0.02	177	3	113	3	-	-	-	-
	3月	2.4	0.06	0.52	0.02	177	1	111	1	-	-	-	-
	8月	2.4	0.07	0.52	0.02	177	4	116	2	111	2	-	-
1993年	1月	2.6	0.03	0.51	0.01	177	10	110	2	112	6	-	-
	3月	2.6	0.06	0.54	-	174	9	113	4	114	7	-	-
	8月	2.6	0.02	0.50	0.01	146	4	110	5	114	5	-	-
1994年	1月	2.7	0.01	0.52	0.02	147	6	105	2	120	5	-	-
	3月	2.6	0.06	0.51	0.03	143	2	109	2	121	2	-	-
	7月	2.7	0.05	0.53	0.01	144	11	108	2	120	3	-	-
1995年	1月	2.7	0.05	0.54	0.01	129	2	104	3	123	4	-	-
	3月	2.7	0.04	0.53	0.02	130	2	105	3	124	2	-	-
	8月	2.7	0.09	0.54	-	120	2	101	2	125	4	-	-
1996年	1月	2.8	0.07	0.54	-	112	1	-	-	128	3	-	-
	3月	2.8	0.06	0.54	0.01	111	2	-	-	127	5	-	-
	8月	2.8	0.02	0.53	0.01	102	7	104	1	133	5	-	-
1997年	1月	2.9	0.04	0.53	-	96	1	-	-	134	3	-	-
	3月	2.8	0.03	0.54	-	95	1	107	1	133	5	-	-
	8月	2.9	0.05	0.54	0.02	88	4	110	5	137	3	-	-
1998年	1月	2.9	0.08	0.53	-	78	2	106	4	136	2	-	-
	3月	3.0	0.07	0.52	0.01	76	1	106	3	138	3	-	-
	8月	2.9	0.05	0.53	0.03	77	2	108	2	142	3	-	-
1999年	2月	2.9	0.06	-	-	70	2	103	1	150	2	-	-
	3月	2.9	0.04	0.53	0.03	72	2	108	3	150	2	-	-
	8月	2.9	0.03	0.52	0.02	64	1	110	4	149	7	-	-
2000年	2月	2.9	0.03	0.53	0.02	59	1	103	2	150	3	-	-
	3月	2.9	0.06	0.51	0.02	58	2	106	1	150	1	-	-
	8月	3.0	0.04	0.52	0.02	50	2	108	1	153	2	-	-
2001年	1月	3.0	0.02	0.51	0.03	50	1	105	1	157	2	-	-
	3月	3.0	0.03	0.51	0.02	51	1	105	1	158	2	-	-
	8月	3.1	0.03	0.50	0.01	43	1	105	1	157	3	17.2	0.5
2002年	1月	3.1	0.01	0.50	0.03	38	1	104	1	158	2	17.7	0.4
	3月	3.1	0.06	0.51	0.03	37	1	104	1	158	2	18.1	0.3
	8月	3.1	0.05	0.50	0.03	36	1	106	1	163	2	19.0	0.3
2003年	1月	3.2	0.02	0.51	0.02	32	1	104	2	166	1	18.6	0.1
	3月	3.2	0.03	0.50	0.01	32	1	103	1	163	1	19.1	0.2
	8月	3.2	0.02	0.50	0.02	28	1	104	1	168	3	20.2	0.7
2004年	1月	3.3	0.03	0.50	0.01	27	1	100	1	168	1	20.0	0.6
	3月	3.3	0.01	0.50	0.02	27	1	99	1	169	1	20.0	0.4
	8月	3.3	0.02	0.49	0.01	24	1	99	1	171	2	19.6	0.2
2005年	1月	3.3	0.02	0.50	0.01	22	1	98	1	174	2	19.6	0.1
	3月	3.3	0.02	0.50	0.01	22	1	99	1	174	1	20.1	0.8
	8月	3.3	0.02	0.49	0.01	21	1	99	1	179	3	20.2	0.3
2006年	1月	3.3	0.02	0.49	0.02	19	1	78	1	179	2	20.2	0.1
	3月	3.3	0.01	0.50	0.02	19	1	96	1	183	1	20.4	0.3

表 3-3 北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化（続き）
（単位：pptv）

試料採取時期		HCFC-142b		臭化メチル		HFC-134a	
		濃度	標準偏差	濃度	標準偏差	濃度	標準偏差
1992年	1月	-	-	-	-	-	-
	3月	-	-	-	-	-	-
	8月	4.5	0.7	-	-	-	-
1993年	1月	5.4	0.4	-	-	-	-
	3月	5.4	0.4	-	-	-	-
	8月	6.3	0.7	-	-	-	-
1994年	1月	7.0	0.5	-	-	-	-
	3月	6.6	0.3	-	-	-	-
	7月	7.4	1.1	-	-	-	-
1995年	1月	7.8	0.7	-	-	-	-
	3月	7.7	0.4	-	-	-	-
	8月	8.5	0.6	-	-	-	-
1996年	1月	9.4	0.5	-	-	-	-
	3月	9.6	0.4	-	-	-	-
	8月	9.9	0.9	-	-	-	-
1997年	1月	9.9	0.4	-	-	-	-
	3月	10.0	1.1	-	-	-	-
	8月	10.4	2.1	-	-	-	-
1998年	1月	11.2	0.6	-	-	-	-
	3月	10.8	1.1	11.2	0.52	-	-
	8月	11.6	0.2	11.7	0.55	-	-
1999年	2月	12.0	0.4	11.2	0.59	-	-
	3月	12.2	0.6	10.6	0.00	-	-
	8月	11.5	0.5	10.4	0.68	-	-
2000年	2月	13.2	0.4	9.4	0.35	-	-
	3月	12.8	1.1	9.5	0.78	-	-
	8月	13.4	0.6	10.0	0.65	17.0	0.45
2001年	1月	14.4	0.3	9.2	0.39	20.1	1.0
	3月	14.1	0.6	10.2	0.90	19.5	1.2
	8月	14.1	0.2	9.4	0.99	21.3	0.60
2002年	1月	15.3	0.5	9.5	0.52	24.1	0.98
	3月	15.4	0.5	8.9	0.33	24.4	1.3
	8月	15.2	0.6	10.0	0.56	25.8	0.42
2003年	1月	15.4	0.6	9.5	0.11	29.4	0.84
	3月	15.9	0.6	9.5	0.28	28.9	2.0
	8月	15.5	0.6	9.6	0.80	30.7	1.0
2004年	1月	15.9	0.4	10.3	0.62	32.3	1.1
	3月	16.5	0.3	9.6	0.51	33.1	0.58
	8月	16.6	0.2	9.4	0.39	34.8	1.4
2005年	1月	16.4	0.1	9.4	0.38	36.9	1.0
	3月	16.6	0.2	9.8	0.29	37.5	1.2
	8月	17.1	0.3	10.2	0.45	40.4	1.5
2006年	1月	17.4	0.2	9.1	0.15	41.8	1.0
	3月	17.2	0.3	9.5	0.21	43.5	1.4

結果は各月の測定結果の平均値（平均値は原則として 6 試料の測定結果から求めた）である。一部の物質について濃度を 3 桁まで表示したが、必ずしも有効数字を意味するものではない。

（出典）環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

表4 北海道における特定物質及びHFC-134aの大気中平均濃度のトレンド
(評価期間は原則として1996年1月～2006年3月)⁽¹⁾

物質名	年間変化量		評価期間 (～現在)	評価期間中の 平均濃度 (pptv)	年間変化率、 ()内は年間変 化率の95%信頼 区間)(%) ⁽⁵⁾
	pptv / 年	95%信頼 区間 (pptv)			
CFC-11	-2.0	±0.1	1996年1月～	253	-0.8 (±0.04)
CFC-12	0.04	±0.2	1997年1月～ ⁽²⁾	549	0.01 (±0.03)
CFC-113	-0.71	±0.05	1996年1月～	82	-0.9 (±0.05)
CFC-114	-0.02	±0.01	1996年1月～	15.1	-0.1 (±0.05)
CFC-115	0.06	±0.01	1998年1月～ ⁽²⁾	8.7	0.7 (±0.2)
ハロン1211	0.09	±0.005	1996年1月～	4.5	2.0 (±0.1)
ハロン1301	0.06	±0.002	1996年1月～	3.1	1.8 (±0.1)
ハロン2402	-0.005	±0.001	1996年1月～	0.51	-0.9* (±0.2)
1,1,1-トリクロロエタン	-5.0	±0.2	2001年8月～ ⁽²⁾	28	-18 (±0.7)
四塩化炭素	-1.3	±0.2	1996年8月～ ⁽³⁾	103	-1.3 (±0.1)
HCFC-22	5.1	±0.2	1996年8月～ ⁽²⁾	155	3.3 (±0.1)
HCFC-141b	0.36	±0.1	2003年1月～ ⁽²⁾	19.8	1.8 (±0.6)
HCFC-142b	0.83	±0.04	2003年1月～ ⁽²⁾	13.9	6.0 (±0.2)
臭化メチル	-0.04	±0.08	2000年1月～ ⁽²⁾	9.7	-0.4** (±0.8)
HFC-134a	4.6	±0.2	2000年8月～ ⁽⁴⁾	32.0	14 (±0.5)

- (1) 過去10年間(1996年1月～2006年3月)の調査結果に基づく(CFC-12、CFC-115、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素、HCFC-141b、HCFC-142b、臭化メチル及びHFC-134aの評価期間については(2)～(4)を参照)。
- (2) CFC-12については濃度の変動傾向が安定した1997年1月から、CFC-115については濃度の変動傾向が安定した1998年1月から、1,1,1-トリクロロエタンについては濃度の変動傾向が安定した2001年8月から、HCFC-141b、HCFC-142bについては濃度の変動傾向が安定した2003年1月から、臭化メチルについては濃度の変動傾向が安定した2000年1月からをそれぞれ評価期間とした。
- (3) 四塩化炭素については、1996年の1、3月に有効な測定結果が得られなかったため、1996年8月からを評価期間とした。
- (4) HFC-134aについては観測を開始した2000年8月からを評価期間とした。
- (5) 年間変化率及び年間変化率の95%信頼区間は評価期間の濃度の平均値に基づく。

(出典)環境省 平成17年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

* ハロン2402の大気中平均濃度にはわずかに減少傾向が認められるが、ハロン2402の濃度は非常に低いことから、明確なトレンドの判定は難しい。

** 臭化メチルの大気中平均濃度には1999年までは減少傾向が認められるが、2000年以降はほぼ横ばいである。測定結果のばらつきが大きく、近年の減少傾向に経年変化が見られることなどから、明確なトレンドの判定には更なるデータの蓄積を要する。なお、先進国における臭化メチルの製造等の規制は1995年から開始され、2005年には不可欠用途を除き生産等が全廃されている。

CFC-114 の大気中平均濃度は 15pptv 程度で近年はほとんど変化していない。CFC-115 の大気中平均濃度は増加してきたが、増加の割合は鈍化している（1998 年以降約 1%/年）（図 32）。

ハロン 1211 及びハロン 1301 の大気中平均濃度は、約 2%/年の割合で引き続き増加している。一方、ハロン 2402 の大気中平均濃度は、わずかに減少している（図 33）。

HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の大気中平均濃度は、それぞれ約 3%/年、約 2%/年及び約 6%/年の割合で増加している（図 34、図 35、図 36）。また、HFC-134a の大気中平均濃度の増加率については、観測を開始した 2000 年以降、約 14%/年と極めて大きい（図 38）。

臭化メチルの大気中平均濃度は減少してきたが、近年はほぼ横ばいである（図 37）。

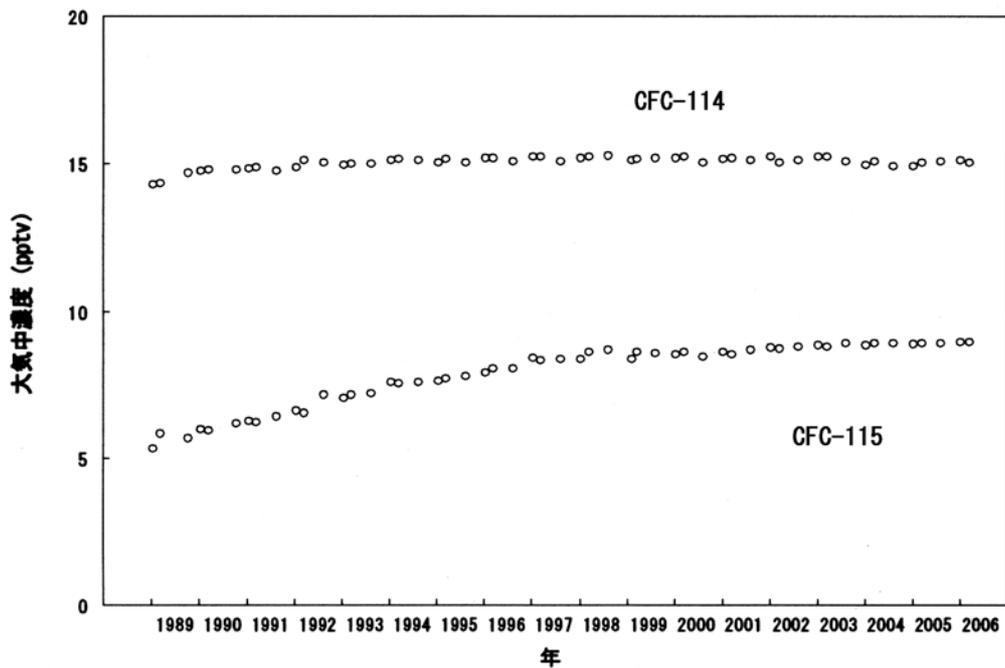


図 32 北海道における CFC-114 及び CFC-115 の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4~6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

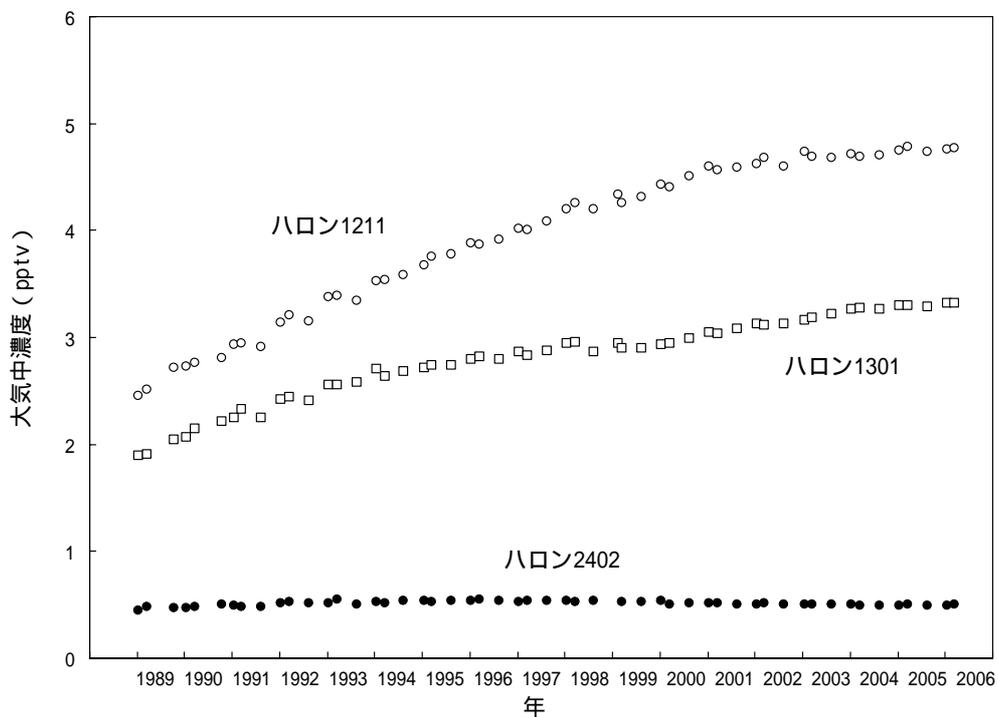


図 33 北海道におけるハロン 1211、ハロン 1301 及びハロン 2402 の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4~6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

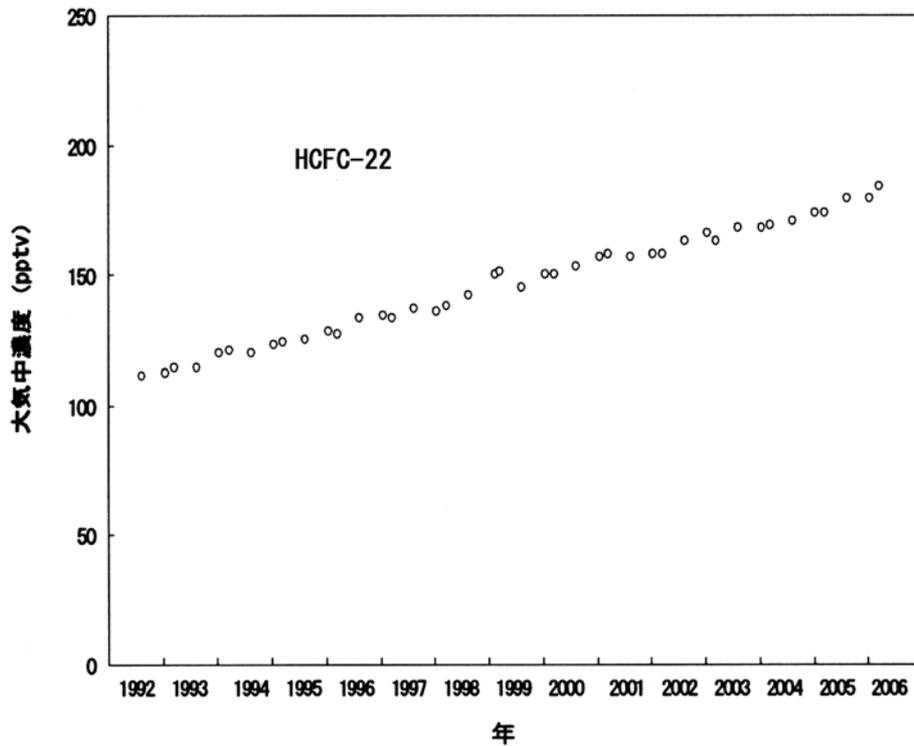


図 34 北海道における HCFC-22 の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4~6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

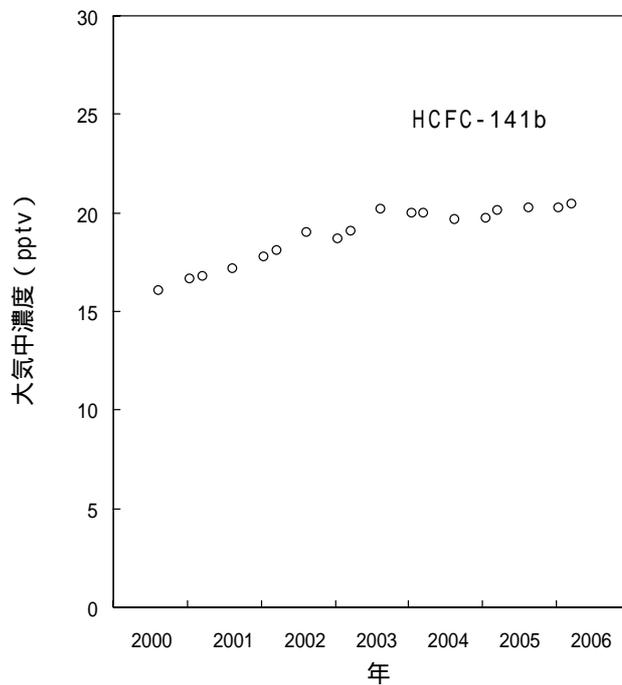


図 35 北海道における HCFC-141b の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4~6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

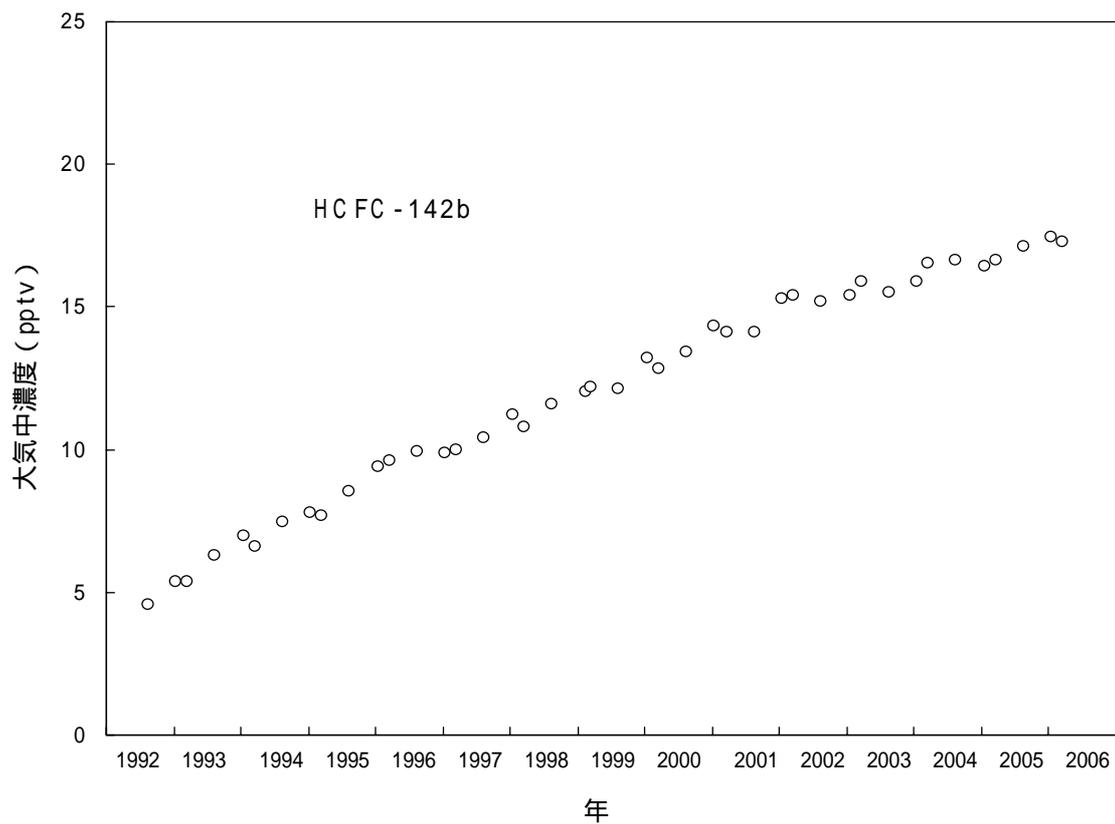


図 36 北海道における HCFC-142b の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 3 ~ 6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

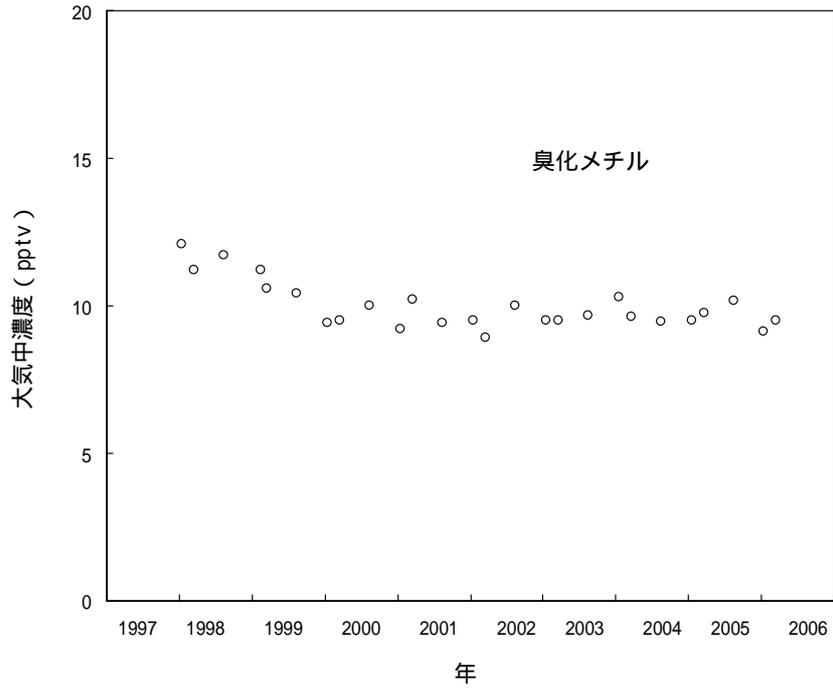


図 37 北海道における臭化メチルの大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 3~6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

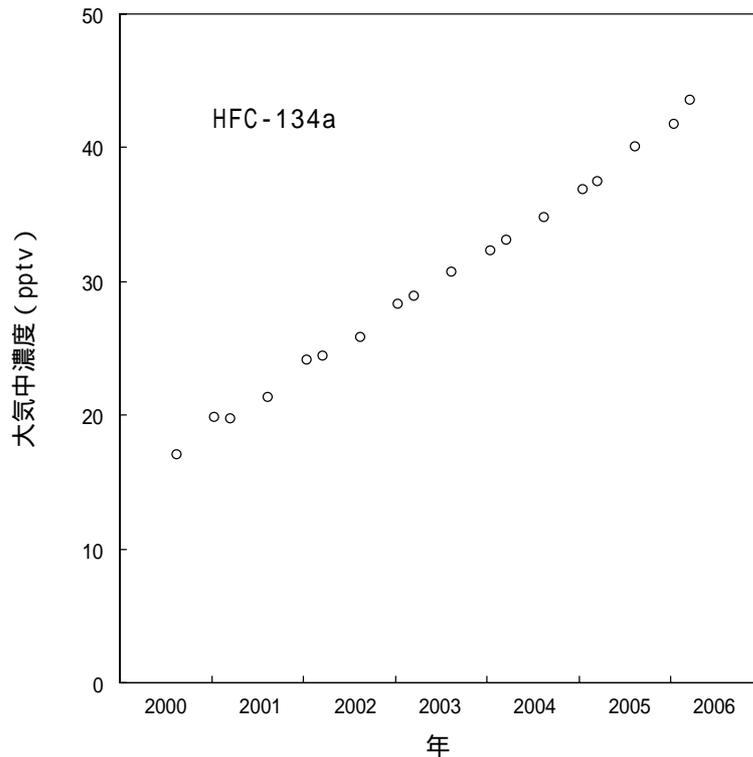


図 38 北海道における HFC-134a の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4~6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(2) 全球的な大気中濃度

種々の緯度域における特定物質の濃度が明らかになると、これらの物質の全球平均（両半球の平均）の大気中濃度がわかる。東京大学のデータによれば、1990年における全地球平均濃度は、CFC-11が260pptv、CFC-12が480pptv程度で、年増加率もこの時点まではいずれも約4%であった。また、CFC-113については、70pptv近くであった。しかし最近は、いずれの物質でも、全球平均濃度の減少傾向がみられる。これに反して、HCFC及びHFCについては、全球平均濃度の増加傾向が近年顕著になっている*。

NOAAのレポートによれば、CFCや1,1,1-トリクロロエタン等の人工化学物質に由来する塩素等の量は、対流圏において、1994年初頭にピークに達し、その後データが得られている1997年末まで一年当たり2~4%の割合で減少していることが推定されている**。

モントリオール議定書の科学評価パネル報告(WMO, 2003)では、対流圏におけるCFC-11とCFC-113の大気中濃度は2000年には引き続き減少しており、他方、CFC-12の増加率は緩やかになっていることが示されている。また、ハロン起源の対流圏臭素総量は、3%/年の割合で増加を続けているが、これは1998年の同パネル報告で示された1996年時点での増加率の2/3に相当するとされた。さらに、HCFCについて、2000年には人為起源の対流圏塩素総量の6%を占めており、HCFC起源の塩素量の増加率は、1996~2000年の期間で1年当たり10pptvと一定しているとされている。

(3) 都市域における大気中濃度

環境省では1988年度より、都市近郊における特定物質の排出の状況を把握するため、川崎市内において特定物質5物質(CFC-11、CFC-12、CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン及び四塩化炭素)の大気中濃度の連続測定を実施している。

表5、図39-1及び39-2に、1991年度から2005年度までの測定結果を示す。表5は年間の測定データの集計結果を、図39-1及び39-2は月間の測定データの集計結果の経時変化を示しており、変動幅の大きさを示すため、中央値に加え80%値と20%値についても記載している。これによると、5物質の大気中濃度はいずれも次第に北海道における大気中濃度のレベルとほとんど変わらなくなっている。また、近年では1994年頃までのような顕著な変動は収まっており、変動の幅が小さくなっている。これらは1989年7月から開始されたモントリオール議定書に基づく規制の効果と考えられる。

* HCFC及びHFCの測定結果は参考資料(p.84)参照

** Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, Summary Report No.24, 1996-1997 (NOAA, 1998)

表5 川崎市における特定物質の大気中濃度

(単位: ppbv)

調査期間	CFC-11				CFC-12			
	中央値	80%値	20%値	データ数	中央値	80%値	20%値	データ数
1991年3月～1992年2月	0.42	0.57	0.35	3,880	0.72	1.0	0.59	3,905
1992年3月～1993年2月	0.37	0.51	0.30	4,194	0.65	0.88	0.55	4,195
1993年3月～1994年2月	0.32	0.39	0.29	4,297	0.56	0.76	0.54	4,296
1994年3月～1995年2月	0.30	0.38	0.25	4,101	0.61	0.78	0.55	4,100
1995年3月～1996年2月	0.30	0.37	0.27	4,024	0.59	0.67	0.55	4,015
1996年3月～1997年2月	0.28	0.32	0.26	4,065	0.57	0.65	0.54	4,064
1997年3月～1998年2月	0.28	0.30	0.26	3,718	0.60	0.72	0.54	3,727
1998年3月～1998年12月	0.28	0.32	0.26	3,023	0.63	0.76	0.54	3,020
1999年3月～2000年2月	0.29	0.32	0.27	4,159	0.60	0.70	0.57	4,159
2000年3月～2001年2月	0.30	0.33	0.28	3,812	0.58	0.64	0.56	3,809
2001年3月～2002年2月	0.29	0.32	0.28	4,220	0.62	0.68	0.58	4,219
2002年3月～2003年2月	0.29	0.32	0.28	4,162	0.59	0.63	0.57	4,159
2003年3月～2004年2月	0.28	0.31	0.27	4,304	0.58	0.61	0.56	4,304
2004年3月～2005年2月	0.28	0.31	0.27	4,195	0.57	0.60	0.56	4,193
2005年3月～2006年2月	0.28	0.30	0.27	4,012	0.57	0.58	0.55	4,009

調査期間	CFC-113				1,1,1-トリクロロエタン			
	中央値	80%値	20%値	データ数	中央値	80%値	20%値	データ数
1991年3月～1992年2月	0.48	1.1	0.23	3,907	1.7	4.6	0.70	3,838
1992年3月～1993年2月	0.27	0.62	0.15	4,192	1.0	2.5	0.47	4,140
1993年3月～1994年2月	0.30	0.68	0.14	4,298	0.67	1.7	0.33	4,241
1994年3月～1995年2月	0.16	0.31	0.11	4,098	0.44	1.1	0.23	3,955
1995年3月～1996年2月	0.14	0.25	0.10	3,992	0.37	0.76	0.23	4,003
1996年3月～1997年2月	0.11	0.18	0.10	4,060	0.24	0.50	0.16	4,070
1997年3月～1998年2月	0.11	0.17	0.09	3,720	0.12	0.21	0.09	3,829
1998年3月～1998年12月	0.10	0.15	0.08	3,021	0.09	0.14	0.08	3,021
1999年3月～2000年2月	0.09	0.12	0.08	4,159	0.07	0.09	0.06	4,149
2000年3月～2001年2月	0.09	0.10	0.08	3,813	0.06	0.07	0.05	3,822
2001年3月～2002年2月	0.08	0.09	0.08	4,220	0.05	0.06	0.04	4,213
2002年3月～2003年2月	0.08	0.09	0.08	4,153	0.04	0.05	0.04	4,171
2003年3月～2004年2月	0.08	0.09	0.08	4,304	0.03	0.04	0.03	4,295
2004年3月～2005年2月	0.08	0.08	0.08	4,194	0.03	0.03	0.02	4,229
2005年3月～2006年2月	0.08	0.08	0.08	4,007	0.02	0.03	0.02	3,985

調査期間	四塩化炭素			
	中央値	80%値	20%値	データ数
1991年3月～1992年2月	0.16	0.21	0.14	3,831
1992年3月～1993年2月	0.13	0.17	0.12	4,134
1993年3月～1994年2月	0.13	0.15	0.12	4,231
1994年3月～1995年2月	0.12	0.13	0.11	3,932
1995年3月～1996年2月	0.12	0.13	0.11	4,008
1996年3月～1997年2月	0.11	0.12	0.11	4,076
1997年3月～1998年2月	0.11	0.12	0.11	3,835
1998年3月～1998年12月	0.11	0.12	0.11	3,043
1999年3月～2000年2月	0.11	0.11	0.11	4,149
2000年3月～2001年2月	0.11	0.11	0.11	3,825
2001年3月～2002年2月	0.10	0.11	0.10	4,214
2002年3月～2003年2月	0.10	0.11	0.10	4,171
2003年3月～2004年2月	0.10	0.11	0.10	4,297
2004年3月～2005年2月	0.10	0.10	0.10	4,230
2005年3月～2006年2月	0.10	0.10	0.10	3,989

3月初日から翌年の2月末日(試料採取場所:川崎市)まで、1日12回(2時間毎)、試料採取を行って測定した結果を整理したもの(ただし、1998年12月中旬～2月末の測定結果は得られていない)。中央値はN個の測定値を濃度順に並べた0.5×N番目の測定値、80%値は濃度が低い方から0.8×N番目の測定値(60%の上端値)、20%値は濃度が低い方から0.2×N番目の測定値(60%の下端値)。物質によってデータ数が異なるのは、定量範囲を超えたもの、妨害物質その他の影響により測定に障害があったもの等を除外していることによる。ハロン1211、ハロン2402についても測定を行っているが、測定結果のほとんどは定量限界(ハロン1211は0.005ppbv、ハロン2402は0.03ppbv)以下であった。

(出典)環境省 平成17年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

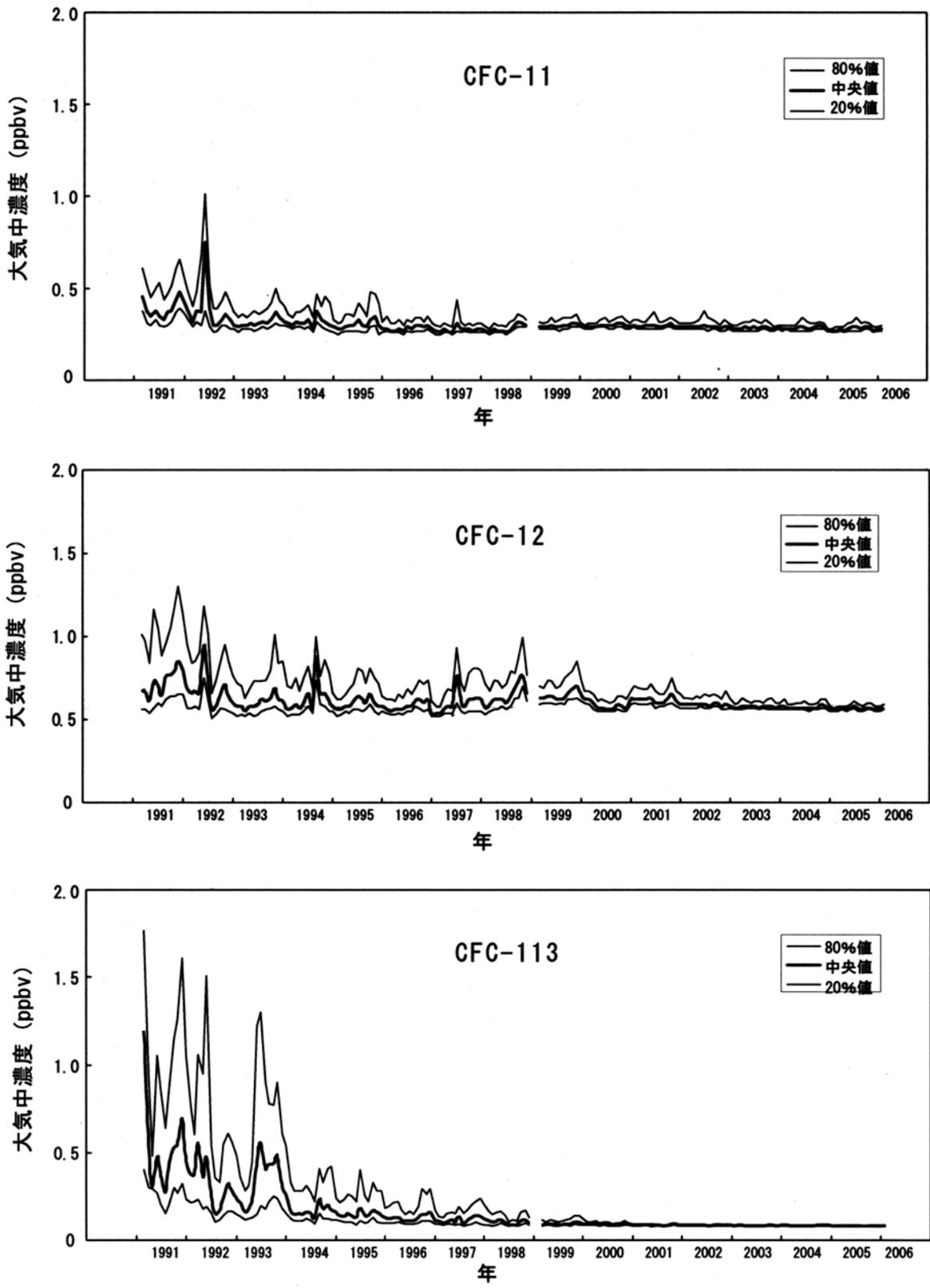


図 39-1 川崎市における特定物質の月別濃度の推移
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

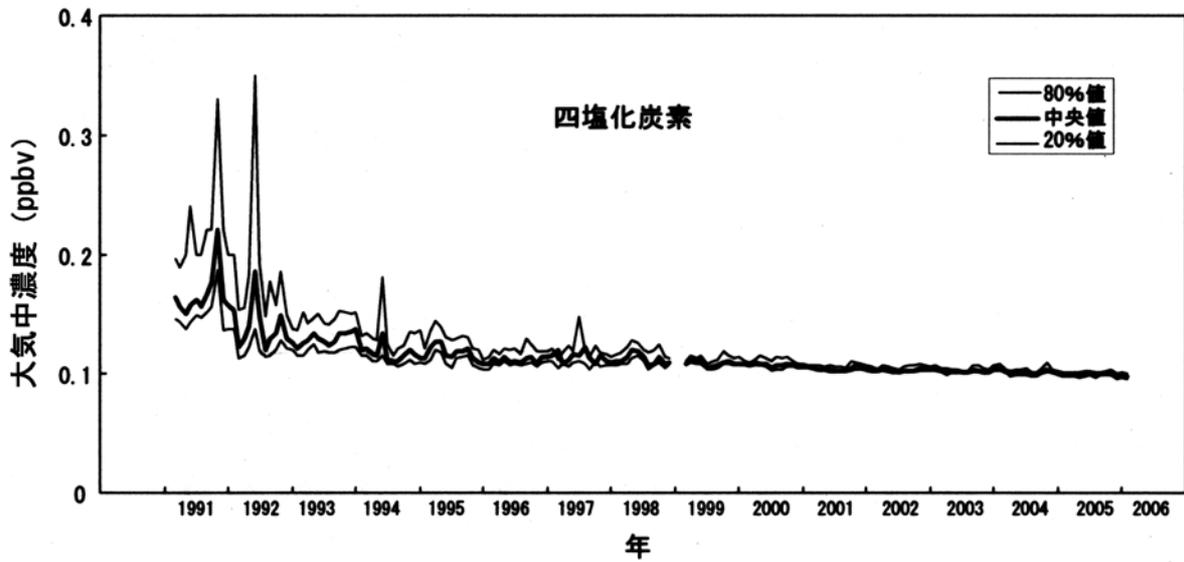
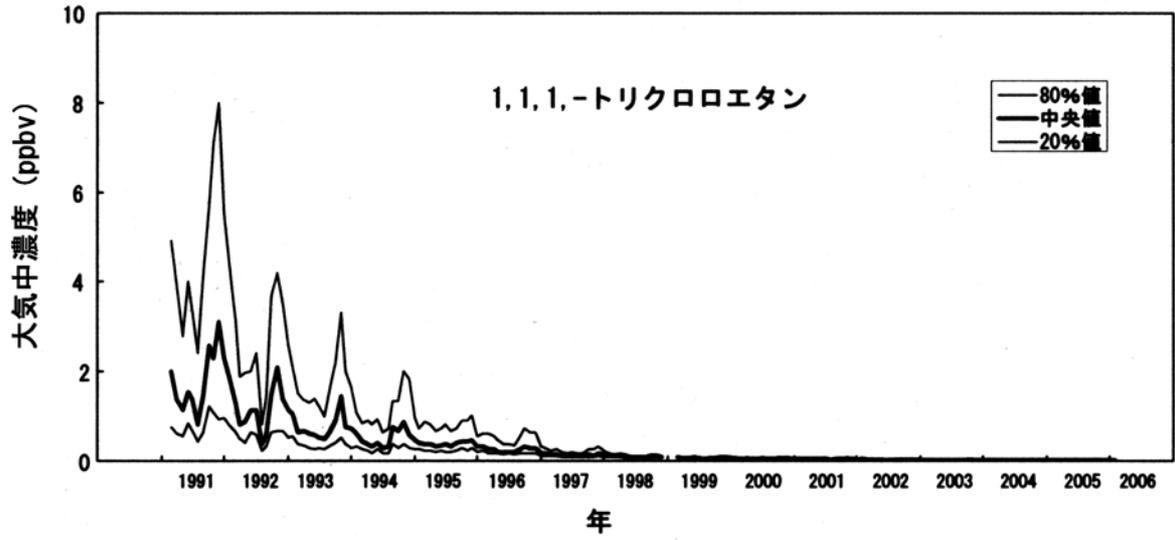


図 39-2 川崎市における特定物質の月別濃度の推移
 (出典) 環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

2. 特定物質の成層圏における分布

1981年以降、東京大学等により岩手県三陸の宇宙科学研究所（現、宇宙航空研究開発機構）大気球観測所から揚げた大気球によって採取した成層圏大気について、CFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、HCFC-22、その他の代替フロン、ハロンなどの濃度の高度分布のデータが得られ、これら特定物質の成層圏における分布と挙動が明らかにされている。

その内、最近の2000年の三陸上空におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114の高度分布を図40に示す。もっとも安定で分解しにくいCFC-114は、高度による変化は小さい。CFC-12とCFC-113は紫外線に対する吸収係数が類似しており、上空で同じような割合で分解し減少する。一方、CFC-11は吸収係数が大きいいため分解しやすく、高度による減衰が著しい。

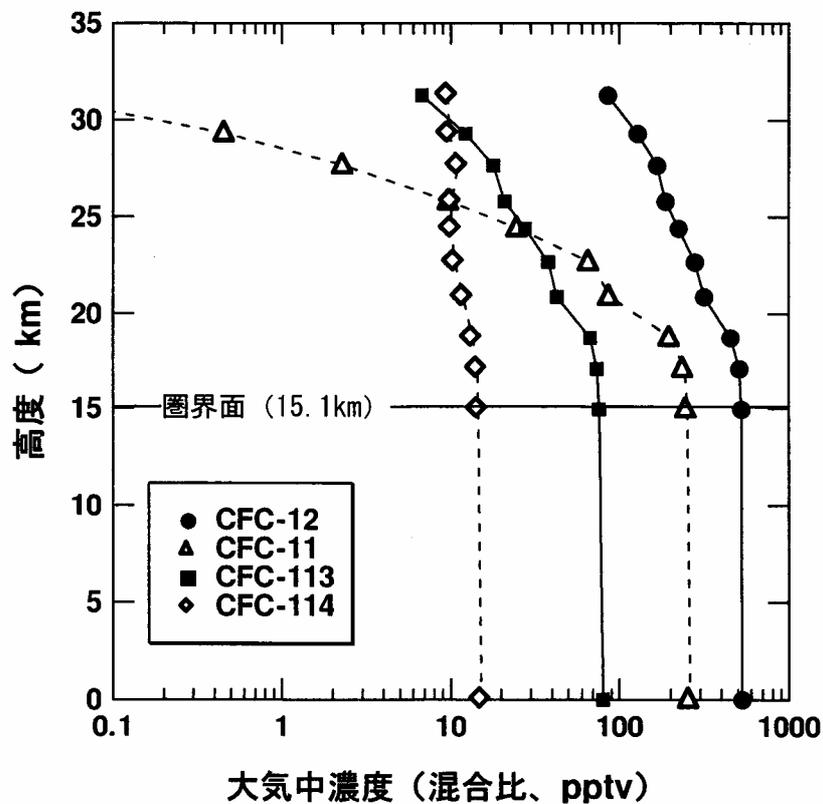


図40 三陸上空におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114の高度分布
(2000年8月28日)

(出典) 東京大学巻出研究室測定結果
【Makide et al.(1987)よりデータ更新】

・ 太陽紫外線の状況

1．太陽紫外線の観測

オゾンは紫外線を吸収する性質があり、成層圏オゾンが減少した場合、有害な紫外線（UV-B：波長 280～315nm^{*}）の地上への到達量が増加することが考えられる。UV-B は、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらす、皮膚がんや白内障の増加、さらに免疫抑制など人の健康に影響を与えるほか、陸域、水域生態系に悪影響を及ぼすことが懸念される。このため、UV-B 量や紫外線の人の健康に与える影響が波長によって異なることを考慮して算出した紅斑紫外線（CIE）量^{**}の長期的な変動の傾向を測定し、把握する必要がある。

気象庁では、1990年1月からつくばにおいて、また、1991年1月から札幌、鹿児島^{***}、那覇において、波長別紫外線観測を開始し、現在、札幌、つくば、那覇において実施している。また、国外では、南極昭和基地において1991年から観測を実施している（1991～1994年1月は試験観測）。各地点のUV-B日積算値を求め、太陽紫外線が天候（雲量）、オゾン全量、大気混濁度等によりどのような変化を受けているのか年次的解析がなされている。

2．世界の太陽紫外線の状況

（1）世界の太陽紫外線の状況について

衛星観測手法は、紫外線量の地理的な違いを評価するのに有用である。この観測により、紫外線量、紫外放射などのデータが利用できるほか、雲の影響のあるなしによる比較を行うことも可能である。地上での波長別紫外線データは、1990年代初期から記録されており、その質、量、利用可能性とも改善され続け、これらのデータはインターネットを通してほぼリアルタイムで提供されるようになっている。

オゾン量の減少に伴う紫外線量の増加は、ヨーロッパ、南北アメリカ、南極大陸、ニュージーランドなど多くの地点で観測されており、南北両半球の中・高緯度域にある10箇所以上の地点における観測からは、紅斑紫外線量が1980年代前半より6～14%増加したと報告されている（WMO, 2003）。地上の最大紫外線量の長期的な増加が数か所で認められ、その増加率はモデルを使った計算結果とも一致している（WMO, 2003）。しかしながら、観測データを用いた地球規模の地上での変動については、統計的に有意な長期的傾向を得ることはできていない（UNEP, 2003）。

図41は、2005年12月29日正午の世界の紅斑紫外線量を示す。地上に届く紫外線の量は緯度によって異なり、一般に緯度が高くなるにつれて紫外線量は減少する。

* nm（ナノメートル）：10億分の1メートル

** 紫外線の人の健康への影響度が短波長側で強いという特徴を考慮し、全体としての影響の大きさを評価するために国際照明委員会によって提唱された尺度。紅斑紫外線とは、皮膚に赤い日焼け（紅斑）を生じさせる紫外線のこと。波長別の紫外線強度にCIE作用スペクトル（p.66脚注参照）の重みを乗じて波長積分して求める。

*** 鹿児島における紫外線の定常観測は、2005年3月をもって終了した。

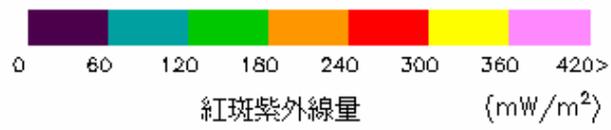
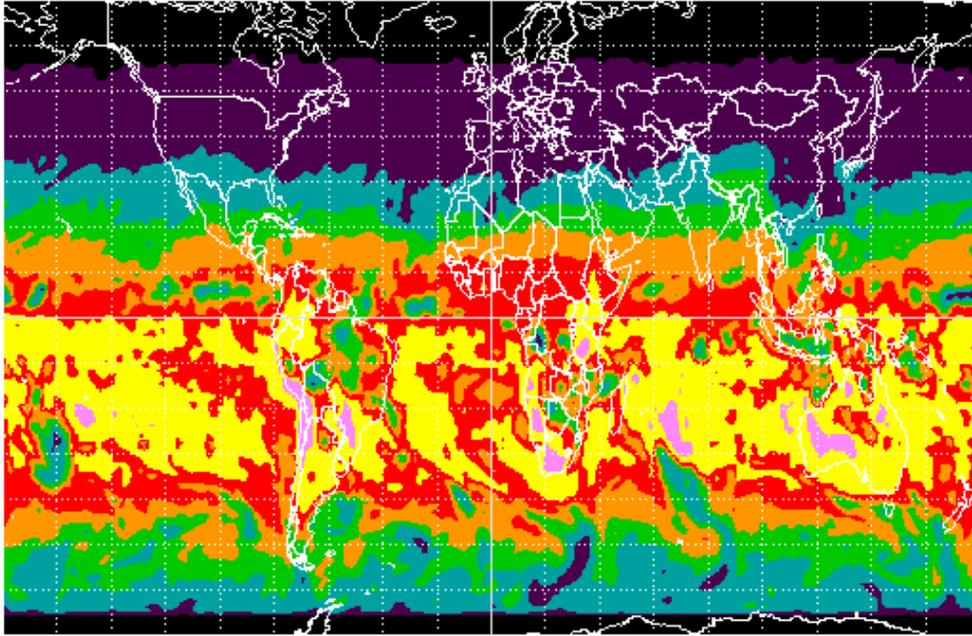


図 41 世界の紅斑紫外線量 (2005 年 12 月 29 日正午)

(出典) NASA ウェブサイトより引用 (http://toms.gsfc.nasa.gov/index_v8.html)

(2) 南半球中緯度の太陽紫外線の状況

南極大陸や南半球中緯度のニュージーランドにおいては、オゾン全量の減少に起因して UV 照射量が春季から夏季にかけて増加する傾向が継続している (UNEP, 2003)。

図 42 には、ニュージーランド・ローダーにおけるオゾン量と UV インデックス (UV 指数) * の推移を示す。この図によれば、オゾン量の減少に伴い、UV インデックスの値が増加していることが分かる。1999~2000 年の夏の UV インデックス値は、1998~1999 年の夏よりも低下したが、オゾン量がやや多かったことや、曇りの日がよく見られたことなどが原因と考えられる。

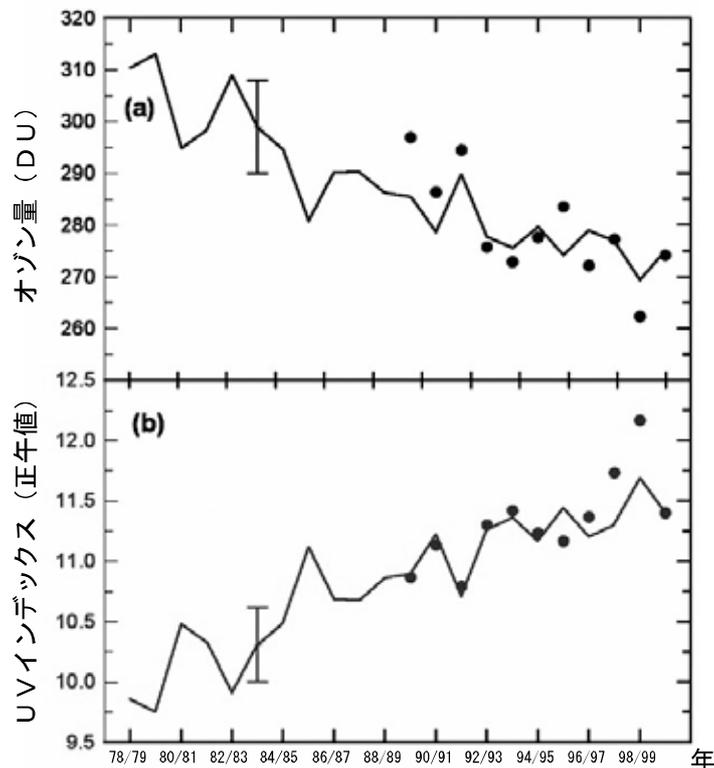


図 42 ニュージーランドのローダーにおける夏期のオゾン量と紫外線量

1978-79 年から 1999-2000 年のニュージーランド・ローダーの各年の夏期 (12~2 月) のオゾン量の平均値 (上段 a) と、推定される UV インデックスの値 (下段 b) を示す。上段 a の実線は、1970 年以降の夏期のオゾン量の推移を示し、下段 b の実線はそれらのオゾン量の推移から推定される晴天時での紫外線量の推移である。1989-90 年からの は測定値で、オゾン量と夏期の UV インデックスの最大値である。両者とも紫外線分光照射計による測定。

(出典) Environmental Effects of Ozone Depletion and its Interactions with Climate Change: 2002 assessment (UNEP, 2003)

* 国際的に合意された尺度として、紅斑 (皮膚の赤みや日焼け) 作用の重みを乗じた UV 日射量 (CIE 紫外線量) を指数化したものである。詳しくは第 3 部参考資料 紫外線の特性及び影響 (p.90) 参照。

3 . 南極域の太陽紫外線の状況

図 43 に観測開始（1991 年）から 2005 年までの南極昭和基地での UV-B 波長域の積算量である UV-B 日積算値の推移を示す。これによると、UV-B 日積算値は毎年 11 月から 12 月にかけて最大となるが、その最大値は年により大きく異なっており、その年のオゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されている。

図 44 には、2005 年 8～12 月の紅斑紫外線日積算値とオゾン全量の推移を示した。紅斑紫外線量の算出においては、観測した波長別の紫外線日射量（290～325nm）に、皮膚に対する波長別の相対影響度である CIE 作用スペクトル*の重みを掛けて積分し、観測していない 325nm から 400nm は、324nm の観測値を基に推定した。極夜の明けた後の 8 月から 12 月にかけて南中時の太陽高度が高くなることと日照時間が長くなることに伴い、全天日射量は増加し、12 月に最大となっている。それに対応して紫外線量も増加している。紫外線量は、天気の変化に伴い、全天日射量と対応して変動しているが、10 月後半から 12 月の初めにかけては、それ以上にオゾン全量の変動の影響を大きく受けて変動している。2005 年の紅斑紫外線日積算値の最大値は、全天日射量が最大になるよりかなり早い 11 月 29 日に観測された（6.21kJ/m²）。なお、その日の最大 UV インデックスは 8.7 であった。紅斑紫外線量の最大値が、全天日射量が最大になるよりかなり早い時期に最大となる理由としては、昭和基地上空では 11 月から 12 月にかけてはオゾンホールの崩壊時期にあたり、早い時期ほどオゾン全量が少ないことが挙げられる。

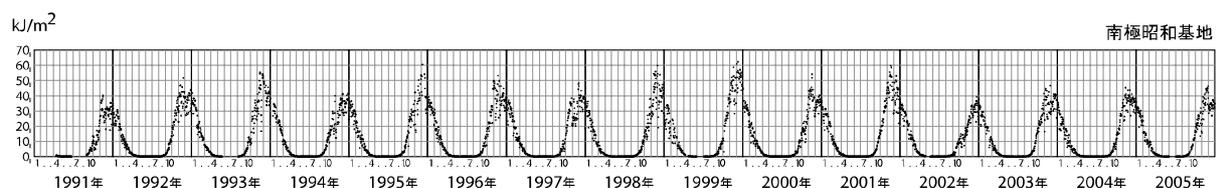


図 43 観測開始（1991 年）から 2005 年までの南極昭和基地の UV-B 日積算値の推移
（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

* 国際照明委員会（CIE）が定義した皮膚に対する影響の波長別相対強度を表すもの。対象とする生物、その他の物質によって作用スペクトルは異なる。詳細は第 3 部参考資料 太陽紫外線の特性及び影響（p.90）参照。

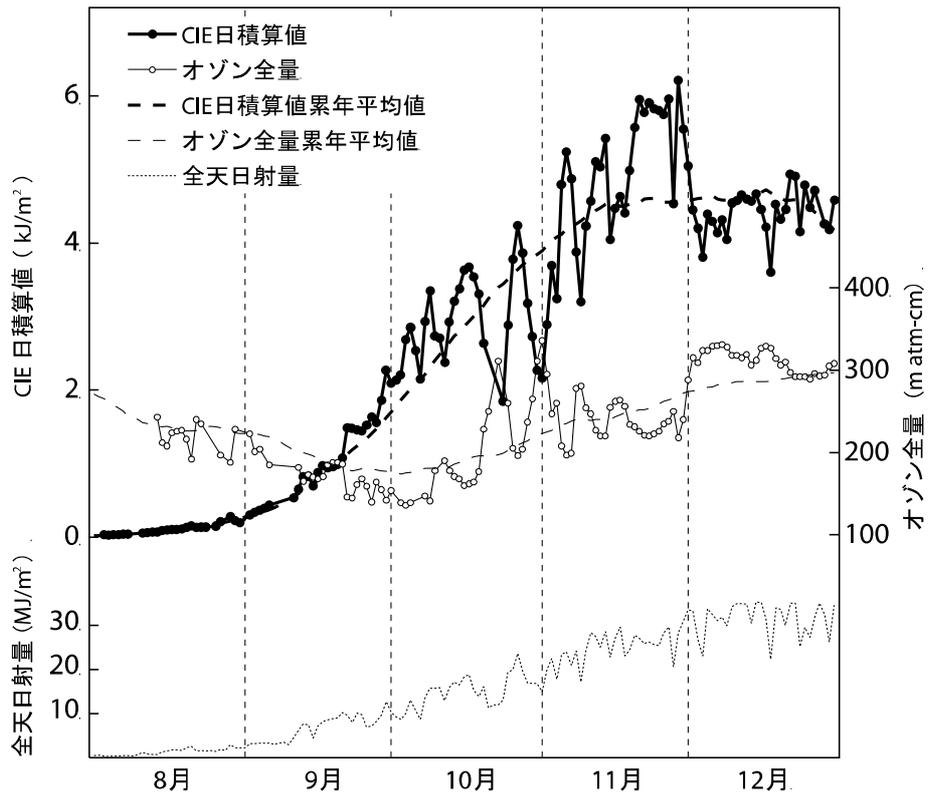


図 44 2005 年の南極昭和基地の紅斑紫外線日積算値とオゾン全量の推移

太実線は紅斑紫外線日積算値、細実線はオゾン全量、太破線は紅斑紫外線日積算値累年平均値の 15 日移動平均、細破線はオゾン全量累年平均値の 15 日移動平均、点線は全天日射量。ここでの累年平均値は紅斑紫外線、オゾン全量共に 1993 年から 2004 年までの平均値。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

4. 我が国の太陽紫外線の状況

(1) 日本上空の太陽紫外線の状況

気象庁の行った国内4観測地点（札幌、つくば、鹿児島、那覇）における2005年の1月から12月までのUVインデックスの日最大値を図45に示す。観測値が日々ばらついていっているのは主に天気の影響によるものである。なお、鹿児島での観測は2005年3月末で終了した。環境省では、UVインデックスに応じた紫外線の対処方法を指導しているが*、何らかの紫外線対策が奨められているUVインデックス3以上の値が出現したのは、那覇では1年を通して、札幌では3月から10月の期間であった。また、外出を控えるなどの対策が奨められるUVインデックス8以上の日が出現したのは、札幌では6~8月の数日間、つくばでは5~9月の期間、那覇では3~10月の期間であった。特に、那覇では4~9月に月の半分以上がUVインデックス8以上となっている。

図46には、2005年の紅斑紫外線日積算値の月平均値を示す。参照値（1991（つくばは観測開始の1990）~2004年の月平均値）と比較すると、札幌とつくばでは、札幌の4月に少なかったことを除くと、1年を通して参照値並かそれより多かった。一方、那覇では10、11月を除くと1年を通して参照値並かそれより少なかった。図には示さないが、全天日射量、日照時間などのデータも同様な傾向を示していることから、天気の影響を反映したものと考えられる**。

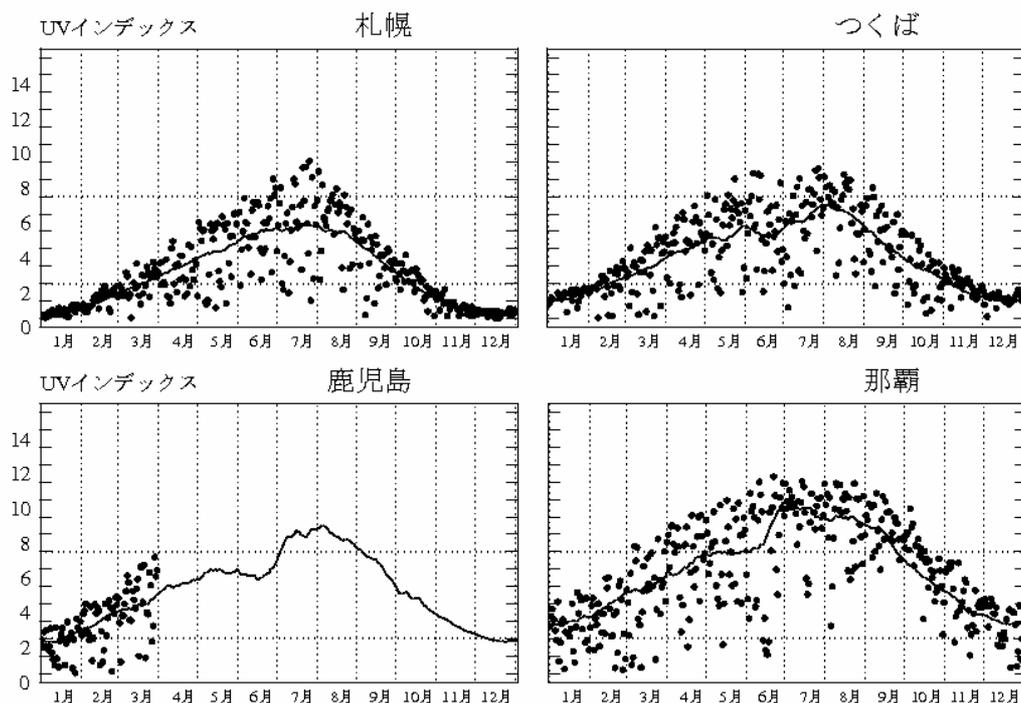


図45 2005年の国内4地点における日最大UVインデックスの推移

は日最大UVインデックス。鹿児島は3月まで。実線は日最大UVインデックスの参照値（1991（つくばは1990）~2004年）の15日移動平均値。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告2005

* UVインデックスに対応した紫外線対策については、第3部参考資料 太陽紫外線の特性及び影響、表9（p.92）を参照。

** 日本付近の日最大UVインデックスの月別分布については巻頭口絵に掲載。

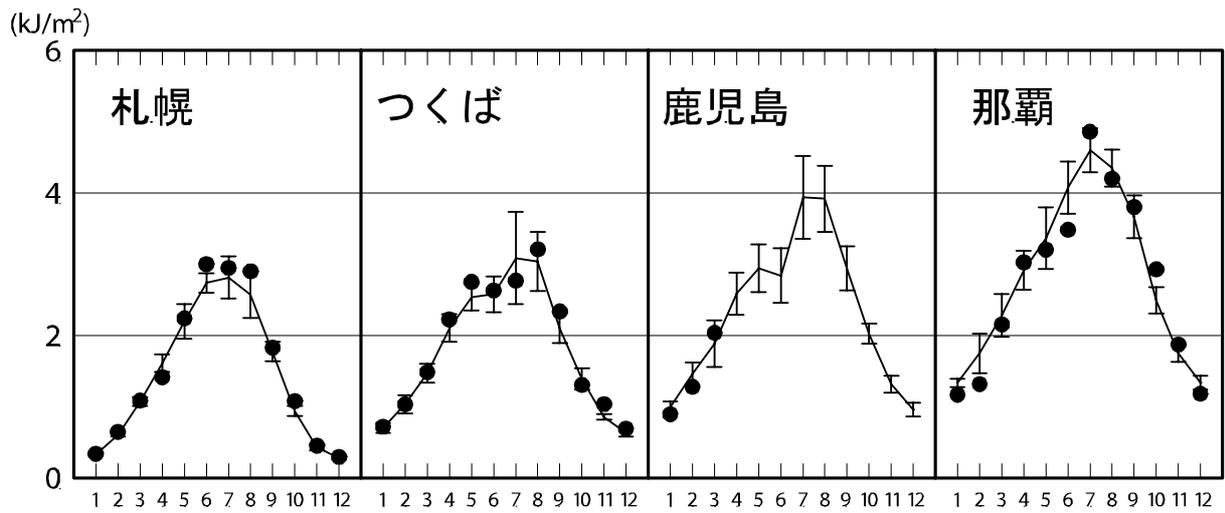


図 46 国内 4 地点の月平均紅斑紫外線日積算値の推移

は紅斑紫外線日積算値の月平均値、折線は参照値（1991（つくばは観測開始の1990）～2004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 2005

国内 4 地点の観測開始から 2005 年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値の変動を図 47 に示す。図 48 には、紅斑紫外線の年間の積算値の推移を示す。これによると、国内 4 地点で地表に到達する紫外線量は、1990 年代初めから増加傾向にあることがわかる。表 6 には日本上空の紅斑紫外線量年積算値のトレンドを示す。1990 年以降有意な増加トレンドを示しているのは鹿児島 ($1.5 \pm 0.7\%/年$) と那覇 ($0.6 \pm 0.5\%/年$) であった。一方、同期間のオゾン量は、図 25 で示したように、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、緩やかに増加している。このため、国内 4 地点での 1990 年以降の変化をみる限り、観測に表れている地上での紫外線量の増加傾向を上空のオゾン量の変動に関連づけることはできない。そこで、那覇で紫外線量の増加が最も大きい春季において、紅斑紫外線量、全天日射量及び雲量の平均値の経年変化をみると、これら 3 量がよく対応して変動していることと、長期的には紅斑紫外線量と全天日射量はともに増加傾向、雲量は減少傾向を示していることがわかる (図 49)。また、全国の大気混濁係数の経年変化をみると、日本付近のエアロゾル量は 1996 年以降わずかながら減少している (図 50)。これらのことから、1990 年以降にみられる国内の紫外線量の増加傾向は、雲量の減少など地上紫外線量に影響を与える気象の変化やエアロゾル量の減少によるものと考えられる。

これまでに観測されたオゾン全量値をもとに、放射伝達モデル (Aoki, 2002) を用いて、1980 年以前に比べ現在の紅斑紫外線量がどの程度多くなっているかを計算すると、天気の状態やエアロゾル量などに変化がなければ、オゾン全量の減少量が大きい札幌の場合、月によって最大で 6%程度と推測される。

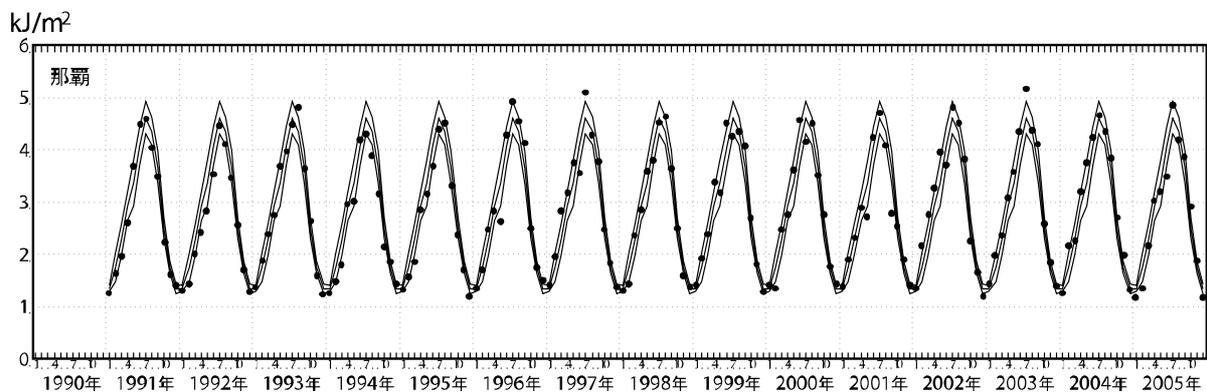
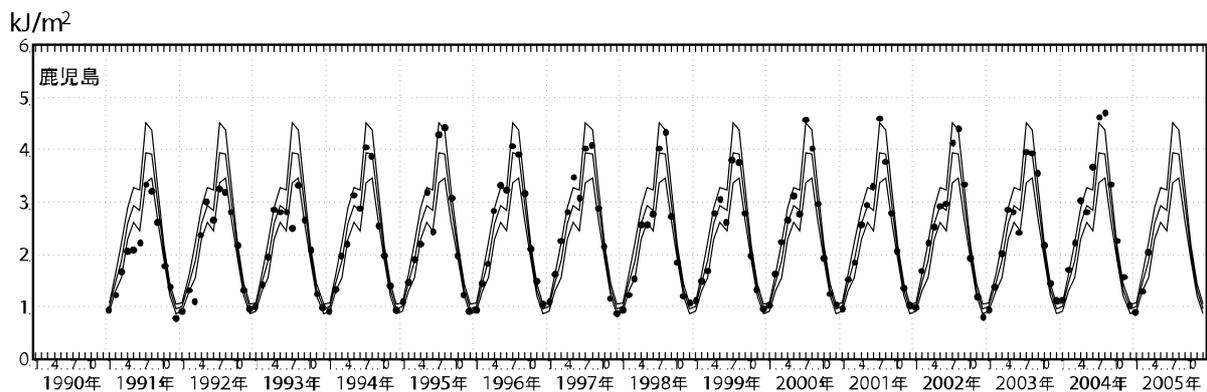
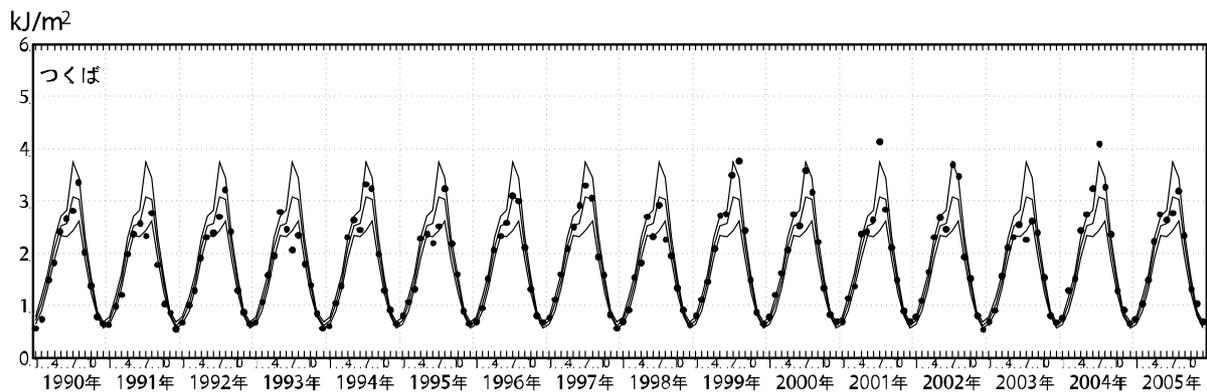
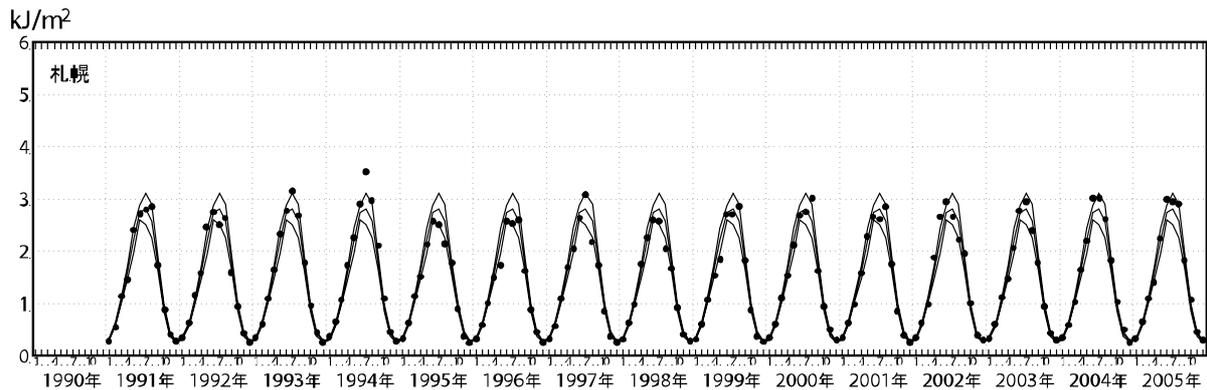


図 47 紅斑紫外線日積算値の月平均値の推移（1990～2005年）

は観測開始から2005年（鹿児島は2004年）の紅斑紫外線日積算値の月平均値。3本の線のうち、中央が参照値（1991（つくばは観測開始の1990）～2004年の平均値）、上下はその標準偏差。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告2005

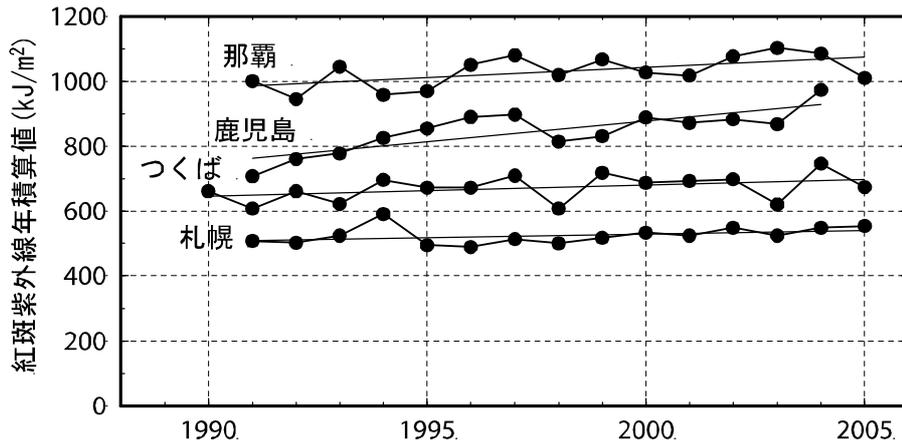


図 48 日本上空の紅斑紫外線年積算値の推移 (1990~2005年)

は観測開始から 2005 年 (鹿児島は 2004 年) までの紅斑紫外線年積算値。直線は全期間の長期的トレンド。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

表 6 日本上空の紅斑紫外線年積算値のトレンド (%/年) (1990 年~2005 年)

	札幌	つくば	鹿児島	那覇
通年	0.4 (-0.2~1.1)	0.5 (-0.2~1.2)	<u>1.5 (0.8~2.2)</u>	<u>0.6 (0.1~1.1)</u>

1991 (つくばは 1990) ~ 2005 年 (鹿児島は 2004 年) の紅斑紫外線年積算値トレンド (%/年)。()内は 95%信頼限界内であり、下線はトレンドが統計的に有意であることを示す。
 (出典) 気象庁提供データ

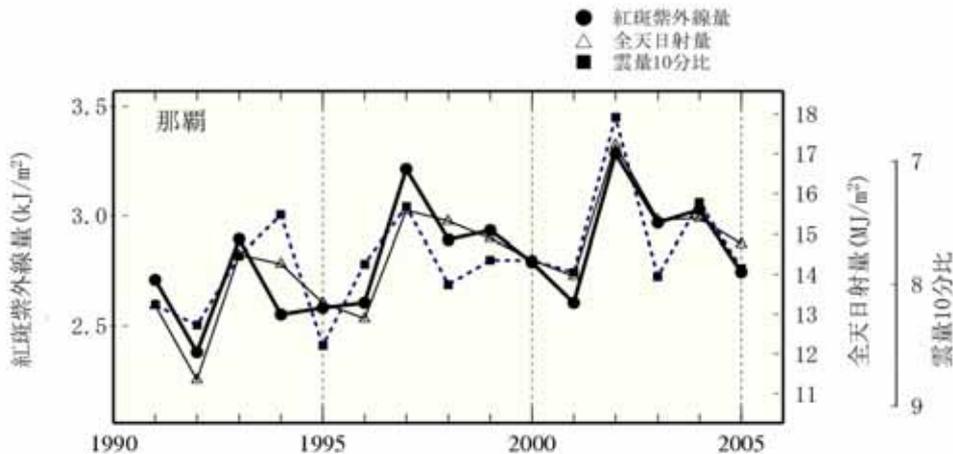


図 49 那覇の春季の紅斑紫外線日積算値、全天日射量日積算値、日平均雲量の平均値の経年変化
 各要素について 3~5 月の平均値を示す。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005



図 50 大気混濁係数の経年変化 (1961~2005 年)

水蒸気や黄砂の影響を取り除くため月最小値を使用し、さらに季節変化及びそれより短い周期成分を取り除いた。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

第 3 部 參考資料

オゾン層等の観測手法及び観測体制

1. オゾン層の観測

(1) オゾン層観測手法

オゾン層の観測は、大気を採取するなどしてその地点・高度のオゾン濃度を直接測る直接測定とオゾン分子による光の吸収・散乱などを用いた間接的に濃度を算出する遠隔測定に大きく分けることができる。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、気球やロケットを用いた観測などに分類できる(表7)。

表7 オゾン観測手法の分類

手 法	直接測定 / 遠隔測定	プラットフォーム
ドブソン分光光度計等 (全量観測・反転観測)	遠隔測定	地上
オゾンゾンデ	直接測定	ゴム気球
各種センサー	直接測定 / 遠隔測定	大型気球
ロケットゾンデ(各種)	直接測定 / 遠隔測定	ロケット / パラシュート
レーザーレーダー	遠隔測定	地上
ミリ波センサー	遠隔測定	地上
人工衛星センサー(各種)	遠隔測定	人工衛星

ア. ドブソン分光光度計等

(全量観測)

現在、オゾン層の観測手法として標準とされているのは、ドブソン分光光度計による測定である。ドブソン分光光度計は、天空からくる紫外線をプリズムによって分光し、オゾンに強く吸収される波長の光と比較的吸収が少ない波長の光の強度比を測定することにより、地上から大気上端までの気柱に含まれるオゾンの総量(オゾン全量)を求めるものである。

同様の測定器として、プリズム分光光度計、フィルタ - 式分光光度計(M83型あるいはM124型)等がある。前者は回折格子を用いて分光を行うもので、信号処理の自動化が図られている。後者は二つのバンドパス・フィルタ - による分光光度計で、旧ソ連圏で使用されている。フィルタ - の光学特性の変化のため測定精度はドブソン分光光度計より落ちるが、最近では改善されている。

(反転観測)

ドブソン分光光度計を用いてオゾンの高度分布を求める手法で、天頂方向から入射する光の強度比を2種類の波長で測定する。この場合、大気に入射した太陽光のうち、空気分子で散乱され真下に向かったものが測定される。どの高度で散乱された光が卓越するかは、太陽天頂角と波長に依存する。これらの関係は、太陽天頂角が大きいくほど高度依存性が強くなるので、いくつかの異なる太陽天頂角での測定から、オゾンの高度層ごとの濃度が算出される。

イ. オゾンゾンデ

オゾンゾンデはゴム気球に測定器を取り付けて飛揚させ、各高度で測定したデータ無線で地上に送信するもので、地上から高度35 km位までの間のオゾン濃度を測定することができる。定常的に使われているオゾンゾンデの測定原理は、電気化学法と呼ばれるものである。ヨウ化カリ

ウム (KI) 溶液にオゾンを含む空気を通し、ヨウ化カリウムとオゾンの反応で生じるヨウ素分子が陰極電子と作用してできる陰イオンによる電流を測定する。この場合、反応したオゾンの数密度に比例した電流が得られるので、空気中のオゾン濃度がわかる。

ウ．ロケットゾンデ

ロケットにより測定器を高層まで運び、オゾン濃度を直接あるいは間接に測定する。測定器としては、太陽または月の紫外線がオゾンによって受ける吸収を高度の関数として測定するもの、取入口から取り込んだ空気中のオゾンによってある種の染料が発する蛍光を測定するもの、太陽紫外線によるオゾンの光解離で発する赤外放射を測定する方式のものなどがある。太陽紫外線の吸収による測定は、高度 40～60 kmにおける最も信頼できるオゾン測定法で、我が国でも実用化されている。

エ．レーザーレーダー

レーザーレーダー (ライダー) は、レーザー光を用いた一種のレーダーである。ドブソン分光光度計が太陽紫外線を光源としてオゾンによる吸光を測定するのにに対し、レーザーレーダーは自らが紫外レーザー光を発して、大気による散乱光を発生させ、オゾンによるその吸収の大きさを測定することでオゾン密度を求める。また、パルス光を用いるので、高度分布を求めることができる。

具体的には、オゾンによる吸収の大きな波長と比較的吸収の小さな波長のレーザーパルス光を大気中に発射する。レーザー光は空気分子などで散乱されるので、後方に散乱される光を光学望遠鏡 (受光望遠鏡) で受信し、パルスを発してから時間遅れの関数として記録する。時間の遅れからは距離 (高度) の情報が得られ、2 つの波長の信号強度の違いにより地上からその高度までのオゾンによる光の減衰 (積分された吸収量) がわかる。したがって、一定の演算処理によってオゾン密度の高度分布が計算される。

これまで、米、仏、日本等で開発されてきたオゾンレーザーレーダーによれば、高度 40～50 kmの上部成層圏までの測定が、2～4 時間の測定時間をかけることにより高度分解能 1～4 kmで行える。

オ．ミリ波センサー

オゾンからの熱放射をミリ波帯で測定するもので、オゾン分子の回転状態遷移によって生じるスペクトル線の輪郭からオゾンの高度分布に関する情報が得られる。大気の高い高度から発せられるスペクトル線の輪郭は、幅の狭いスペクトルとなるが、高度が下がると空気分子との衝突のためスペクトル幅が広がる。測定されるスペクトルは、これらの重ね合わせである。気温の高度分布がわかっているならば、各高度に対するスペクトルの形状は計算されるので、オゾンの高度分布を算出することができる。

ミリ波センサーは、昼夜を問わず観測できるという利点がある。高度 70～80 kmまでの高度分布が分解能 10 km程度、5～20 分程度で測定できる。

カ．人工衛星センサー

すべての気体成分は、それぞれ固有の放射・吸収スペクトルを有していることから、適切な波長を選んで、大気の放射・吸収の測定を行うことで、成分別の濃度を遠隔的に測定することができる。衛星に搭載されるオゾン観測センサーとしては、オゾンの発する赤外放射やミリ波放射を測定する方式 (放射測定法) と、オゾンによる太陽光の吸収を測定する方式 (吸光測定法) とに

大別できる。後者にはさらに、太陽光を直接の光源として地球周縁大気を通過する際の吸収を測定する方法（太陽掩蔽法）と、地球大気による太陽光の散乱光を測定する方法（後方散乱法）とがある。

放射測定法に基づくセンサーにも、地球周縁方向を測定対象とする方法と、衛星直下を測定方向とする方法がある。前者の代表例としては、LIMS、CLAES、MLS、後者には、IMGがある。

太陽掩蔽法では、太陽とセンサーの位置関係によって主たる吸収を受ける高度が異なることを利用して、高度分布の測定を高精度に行うことができる。太陽掩蔽法の代表例としては、SAGE、SAGE、HALOE、ILAS、ILAS^{*} が挙げられる。後方散乱法の場合には、空気分子で後方散乱された太陽紫外線強度をいくつかの波長で測定する。波長によって大気層への紫外線の侵入高度が異なることを利用して、オゾン高度分布あるいは全量を求める。後方散乱法としては、TOMS、SBUV/2、GOME等が代表的である（表8）。

表 8 人工衛星センサーの分類

	センサー名	測定項目	観測国	搭載衛星名	
放射測定法	地球周縁方向	LIMS	N ₂ O、CH ₄ 、HNO ₃ 、H ₂ O、NO ₂	米国	Nimbus-7
		CLAES	ClO、HCl、ClONO ₂	米国	UARS
		MLS	ClO、HNO ₃ 、H ₂ O、O ₃ 、ClONO ₂ 、HCl	米国	UARS
		MIPAS	O ₃ 、H ₂ O、CH ₄ 、N ₂ O、HNO ₃ 、CFC's	欧州	Envisat
		SMR	O ₃ 、ClO、HNO ₃ 、NO ₂ 、N ₂ O、CH ₄ 、水蒸気、CO	欧州	ODIN
	衛星直下方向	IMG	気温、O ₃ 、H ₂ O、CH ₄ 、CO	日本	ADEOS (みどり)
TOVS/HIRS		気温、水蒸気、O ₃	米国	NOAA シリーズ	
吸光測定法	太陽掩蔽法	ILAS	気温、気圧、O ₃ 、H ₂ O、CH ₄ 、HNO ₃ 、NO ₂ 、N ₂ O、エアロゾル	日本	ADEOS (みどり)
		ILAS-	気温、気圧、O ₃ 、HNO ₃ 、NO ₂ 、N ₂ O、CH ₄ 、H ₂ O、エアロゾル	日本	ADEOS (みどり)
		SAGE	O ₃ 、エアロゾル	米国	AEM2
		SAGE	O ₃ 、H ₂ O、NO ₂ 、エアロゾル	米国	ERBS
		SAGE	エアロゾル、H ₂ O、NO ₂ 、NO ₃ 、O ₃ 、OCIO、気温、気圧、雲	米国	METEOR-3M
		HALOE	HCl、HF、ClO、NO ₂	米国	UARS
	POAM	気温、H ₂ O、O ₃ 、エアロゾル、NO ₂	米国	SPOT4	
	恒星掩蔽法	GOMOS	O ₃ 、NO ₂ 、NO ₃ 、OCIO、気温、H ₂ O	欧州	Envisat
	後方散乱法	BUV	O ₃	日本	EXOS-C (おおぞら)
		TOMS	O ₃ 、SO ₂ 、エアロゾル、UV-B	米国	Nimbus-7、Meteor-3、Earth Probe
				日本	ADEOS (みどり)
		OMI	O ₃ 、NO ₂ 、SO ₂ 、OCIO、HCHO、BrO、UV-B、エアロゾル、雲	欧州	EOS-AURA
		SBUV	O ₃	米国	Nimbus-7
SBUV/2		O ₃	米国	NOAA シリーズ	
GOME	BrO、NO ₂ 、OCIO、O ₃	ドイツ	ERS-2		
太陽・月遮蔽法、後方散乱法	SCIAMACHY	O ₃ 、CO、CH ₄ 、N ₂ O、NO ₂ 、SO ₂ 、HCHO、H ₂ O、BrO、ClO、気温、エアロゾル	欧州	Envisat	

(2) オゾン層観測体制

ア. 現状

GAW (全球大気監視) 計画

国際オゾン委員会 (IOC) は、1957～1958 年の国際地球観測年 (IGY) に際して各国の気象機関にオゾン観測の実施を呼びかけ、これにより全地球規模でオゾン観測が行われるようになった。オゾン層破壊が懸念されるようになって、オゾン層のモニタリングの重要性が再認識され、WMO は、1981 年にこれまでの観測所網を全球オゾン観測システム (GO₃OS: Global Ozone Observing System) として整備した。また、オゾン層破壊、地球温暖化等の地球環境問題の顕在化に伴い、地球環境の実態を正確に把握するため、オゾン、温室効果ガスなどの大気微量成分を地球規模で観測し、データの収集、管理、提供を行う体制の実現が必要になったことから、WMO は 1989 年に既存の観測網である GO₃OS 及び大気バックグランド汚染監視網 (BAPMoN: Background Air Pollution Monitoring Network) を基礎とした全球大気監視 (GAW) 計画を発足させた。

我が国においては、気象庁が 1957 年からつくば (国際地点名: TATENO) で、1958 年から札幌及び鹿児島で、1961 年から南極昭和基地で順次オゾン観測を開始し、1974 年からは那覇においても観測を開始した。現在、札幌、つくば、那覇、昭和の 4 地点でドブソン分光光度計によるオゾン全量観測・オゾン反転観測及びオゾンゾンデ観測を定常的に行っている。さらに、1994 年からは、南鳥島においてブリューワ分光光度計によりオゾン全量観測を行っている。

世界のオゾン観測地点を図 51 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。WMO は、大気環境観測の重要性から GAW 計画の下に全球的な観測網の充実に努めている。

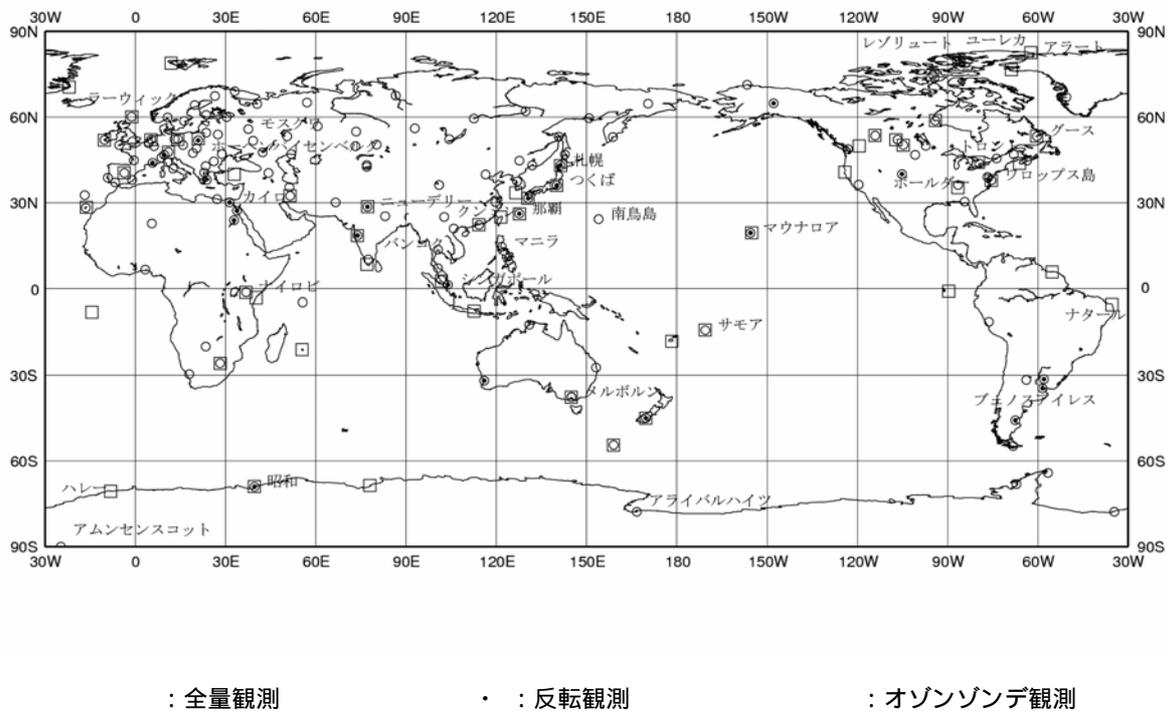


図 51 世界のオゾン観測所の分布 (2005 年現在)

全量観測は 145 地点、反転観測は 22 地点、オゾンゾンデ観測は 56 地点。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

大気組成変化検出のためのネットワーク(NDACC)

オゾン層の変化を早期に検出し、また、オゾン層変動のメカニズムを理解することを目的として、レーザーレーダー、ミリ波放射計、フーリエ変換赤外分光計、可視・紫外分光計等の地上ベースの遠隔計測によるモニタリングステーション(一次ステーション)を北極域、北半球中緯度、熱帯、南半球中緯度及び南極大陸に配備するプロジェクトが国際的に進められている。また、二次ステーション等における補助的な観測が呼びかけられている。

我が国は、運営委員会に参加している他、一次ステーションにおける観測を実施しており(カナダのユーレカにおけるエアロゾルレーザーレーダー：気象庁気象研究所・総務省通信総合研究所・名古屋大学、赤外分光計：気象庁気象研究所、ニュージーランドのローダーにおけるエアロゾルレーザーレーダー：気象庁気象研究所)また、補助的観測にも参加している(つくばにおけるオゾンレーザーレーダー、北海道陸別町におけるミリ波オゾン放射計：国立環境研究所、北海道における可視紫外分光計及び赤外分光計：名古屋大学)。

その他、2003年度には、南極域でも定常的な観測に加えて、ドイツを中心とするQUOBI(両極オゾン破壊の定量化)計画による南極 Match 観測が6~10月に行われた。我が国の昭和基地もこれに参加し、空気塊の流れに沿ったオゾンゾンデ同期観測を実施した。また、昭和基地ではこれに続く10~1月に、オゾン層回復の力学メカニズム解明のための集中観測が行われた。この中で光学オゾンゾンデを搭載した高々度気球による高度約40kmまでの精密観測も実施した(国立極地研究所)。

人工衛星による観測

世界の地球観測衛星計画については、地球観測衛星委員会(CEOS)において、基本的な調整が図られている。CEOSとは、地球観測衛星システムに関する調整と情報交換を行うことを目的として、1984年に設立された国際機関で、各国の宇宙開発機関、観測データの利用機関、国際研究機関等を加えた組織である。日本の関係機関として、環境省では衛星搭載センサーILAS及びILAS- 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てきた。

人工衛星搭載センサーによる観測は、同一の測定器で全球を広くカバーし、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るという利点がある。また、多くの人工衛星搭載センサーは、オゾンだけでなくその他の大気微量成分の測定を同時に行っている。表7に、代表的な衛星センサーについて、測定項目、搭載衛星名を挙げた。このうち、TOMS、SBUV/2、TOVS、HALOE、GOME、OMI等は、現在でも測定が続けられている。2001年に打ち上げられたロシアのMETEOR-3M衛星はSAGE 、ESA(ヨーロッパ宇宙機関)のENVISATはGOMOS、MIPAS、SCIAMACHYを搭載し観測を続けている。

ILAS、IMG等の我が国のセンサーは、搭載衛星である地球観測プラットフォーム技術衛星ADEOS(和名「みどり」)の太陽電池パドルの故障のため、約8ヶ月間のデータ取得で運用を停止したものの、その観測から貴重なデータが得られ、オゾン層変動の解析に貢献している。その後、2002年12月に打ち上げられた環境観測技術衛星「みどり (ADEOS)」に搭載された環境省のオゾン観測センサ(改良型大気周縁赤外分光計 型、通称ILAS-)は、2003年4月から定常観測を開始し、衛星電源系の故障で同年10月に停止するまで約7ヶ月間観測を行った。

TOMS、SBUV/2、SAGE 等のセンサーは長期間のデータがそろい、またドブソン分光計等による検証を経て性能が確認され、全球規模でのトレンド把握に用いられている。

2004年に打ち上げられたEOS-AURA衛星には、成層圏オゾンやその他の大気微量成分の観測を行うOMI、MLS、HIRDLS及びTESが搭載されている。

イ．今後の観測体制

地上観測網の拡大

オゾン層の状況把握のためのデータ量は、現状では決して十分ではなく、特に地上からのドブソン分光光度計などを用いる観測地点は北半球中緯度に偏っている。また、トレンド解析に耐えるような高品質のデータを提供できる観測点は多くはない。熱帯及び南半球を含め、地上観測網の一層の拡大が急務と考えられる。現在これらの空白域を埋めるべく、WMOのGAW計画のもとに、オゾン全量及びオゾンゾンデ観測所を新設する計画が進められている。

また、NDACCの一次ステーションは南北方向に展開すると共に、熱帯域及び南半球等の観測空白域の解消が課題となっている。我が国は、米国やヨーロッパ諸国と共にNDACC型の地上観測体制の強化に努めることが要請されている。

人工衛星による観測の拡充

衛星利用のオゾン層観測・監視は継続して実施することが重要であり、欧米では今後の観測計画が策定されている。

NOAAはSBUVを搭載する衛星を定期的に打ち上げており、将来はNASAと共同で構築する定常観測衛星システムNPOESSのなかで、オゾン高度分布マッピング装置(OMPS)を開発する。また、ヨーロッパ宇宙機関(ESA)は、EUMETSATと共同でGOME-2を打ち上げる計画である。

オゾン層監視の継続性の重要性に鑑み、オゾン層観測センサーの後継機の開発とそれを搭載する衛星の打ち上げについて、長期計画を策定することが国際的にも重視されており、我が国の貢献が期待されている。

地上観測網と人工衛星観測との統合

全地球のオゾン層を効率良く、かつ精度よく観測・監視するためには、地上観測網と衛星観測の相補性を生かし、各国の衛星観測の重複と間隙がないよう配慮した統合観測システムを構築することが必要である。統合地球観測戦略パートナーシップ(IGOS-P)の統合地球大気化学観測(IGACO)テーマのもとに戦略が立案され、実行に移されようとしている。

ちなみにIGOS-Pは、世界の宇宙機関と気象機関(WMO)およびユーザーであるUNEP、FAO、UNESCOなどの国連機関と国際学術連合会議(ICSU)によって構成され、地球環境観測・監視の主要テーマについて、観測戦略と実施計画の作成をほぼ終え、現在具体的な実施策の調整に入っている。

ウ．我が国の衛星観測体制

1996年8月に打ち上げられた「みどり」には、オゾン層及びその破壊に関連する大気微量成分の観測のため、NASAから提供されたTOMS、環境省開発のILAS、RIS、経済産業省開発のIMGが搭載され、我が国としては初の本格的なオゾン層の衛星観測が行われた。

ILASは、南北両半球高緯度地方上空で、太陽掩蔽法による観測を行うセンサーである。大気中の成分によって太陽光を吸収する波長特性が異なることから、測定する光強度の波長依存性を調べることにより、オゾン及びその他の大気微量成分の特定と、それらの濃度の詳細な高度分布が求められる。RISは、ほぼ直角に貼り合わされた3枚の鏡で構成されるコーナーキューブ反射鏡であり、地上局から衛星に向けて照射したレーザー光を地上局に向けて反射する。この時、地上と衛星の間を往復するレーザー光の吸収スペクトルを測定することにより、オゾン等の気柱全量濃度や濃度の高度分布が求められる。IMGは、衛星直下の地表面、大気からの熱赤外領域の放射

輝度スペクトルの測定により、大気微量成分の高度分布、気柱全量等を求めるセンサーである。

「みどり」の運用期間の約8ヶ月の間に、これらのセンサーにより多くのデータが取得されると同時に、各種の検証実験が実施され、詳細な検討・解析がなされた。また、ILASデータをを用いた科学的解析研究として、1997年春季の北極域周辺の成層圏オゾンの変動等の研究が行われた。「みどり」による観測を継続するため、ILAS- を搭載した「みどり (ADEOS)」が2002年12月に打ち上げられ、2003年10月まで観測を行い、南極オゾンホールの詳細を明らかにした。

(3) オゾンデータの公表・管理

我が国が収集した札幌、つくば、那覇、南鳥島、南極昭和基地におけるオゾン観測データは、気象庁地球環境・海洋部オゾン層情報センターに集められ、データチェックを経た後、毎月20日頃に「オゾン層観測速報」として各地のオゾン全量の概要・経過等について発表される。これらの観測による成果については、毎年「オゾン層観測報告」は印刷物で、「大気・海洋環境観測報告」(「オゾン層観測年報」と大気及び海洋バックグラウンド汚染に関するデータが統合された)はCD-ROMで公表されている。また、これらのデータは、毎月カナダにあるWMOの世界オゾン・UVデータセンター(WOUDC)に送付される。

WOUDCでは、世界各地から収集したオゾンデータについて全球規模の品質管理を施し、また、反転観測値については、すべての観測点のデータを同一方式で処理して高度層ごとのオゾン量の算出を行っている。

これらの結果は、WOUDCに保存されるとともに、「世界のオゾンデータ(Ozone Data for the World)」としてインターネット及びCD-ROMの形で公表され、世界各国に還元されている。

また、ILASおよびILAS- データは国立環境研究所に設置されたILAS- 衛星データ処理運用施設において管理されており、インターネットを通して公開されている(<http://www-ilas2.nies.go.jp/index-j.html>)。このほか、NASAやドイツ航空宇宙センター(DLR)が、TOMSデータやGOMEデータ等の衛星による観測データをインターネットを通して公開している。

2 . 特定物質の大気中濃度の観測

特定物質の分析を目的とした大気試料の採取には、一般に、高真空にした超清浄の金属製容器に大気をそのまま採取するGrabサンプリング法あるいは液体ヘリウムで冷却して採取するクライオジェニックサンプリング法により行われる。

特定物質の分析には、ECD（電子捕獲型検出器）がハロゲンに対して比較的高い感度と選択性を示すことから、ECDを備えたガスクロマトグラフあるいは種々の物質が検出できるガスクロマトグラフ/質量分析計（GC/MS）が用いられる。

地球規模の特定物質の平均濃度（バックグラウンド濃度）を知るためには、特定物質の発生源からの局地的な汚染の影響がない清浄大気について測定を行う。日本付近では、北海道の根室、稚内周辺などにおいて、気象条件によって局地的汚染のまったくない北半球中緯度の代表的な大気を採取することができる。

一方、都市部などの発生源に近い場所で大気中の特定物質の濃度を測定すると、バックグラウンド濃度よりもはるかに高い値になるのが普通である。このような場所での大気中濃度は、時間的にも地域的にも変動が大きく、風向・風速などの気象条件や人間の生産活動サイクル（週末や休日には低くなる）などによって左右されることが多い。このような局地的濃度の観測は発生源に対するチェックが主な目的であるから、観測の頻度や密度が重要な要素である。これに対してバックグラウンド濃度の測定は、成層圏オゾン層への影響、将来のオゾン全量の変動を予測するための重要な基礎データであるから、試料の代表性と観測上の極めて高い精度・確度が要求される。また、わずかの汚染も許されない。したがって、分析装置や手法の高度な技術が必要であり、また、大気試料の採取地点や採取条件に十分な配慮を払わなければならない。

我が国においては、東京大学において特定物質の大気中濃度を正確かつ精密に分析するための装置と手法を開発し、1979年（南極昭和基地については1981年）からその広域分布や経年変化の観測を続けている。これによると、北半球中緯度の平均的な状況を代表するとみなせる北海道（局地的汚染の影響を受けない観測地点）においては、1990年までCFC-11、CFC-12及びCFC-113の平均濃度は増加していたが、その後、これらCFCの増加は鈍り、1990年代後半以降はほぼ横ばい、CFC-11とCFC-113については減少してきている。また、南極昭和基地においても、ほぼ同様にCFCの大気中濃度が増加していたが、近年増加は止まっている。南北両半球のこれら観測地点の大気中濃度は一致しつつある（図52）。また、大気中寿命の短い1,1,1-トリクロロエタンについては、生産等の規制が始まった1993年以降急速に減少しており、1996年以降は指数関数的な減少傾向にある。

一方、HCFC-22（図53）、HCFC-142b（図54）及びHCFC-141b（図55）については、引き続き大気中濃度が増加している。代替フロンとしての利用が増加しているHFC-134aについては、両地点とも大気中濃度の増加が極めて著しい（図56）。

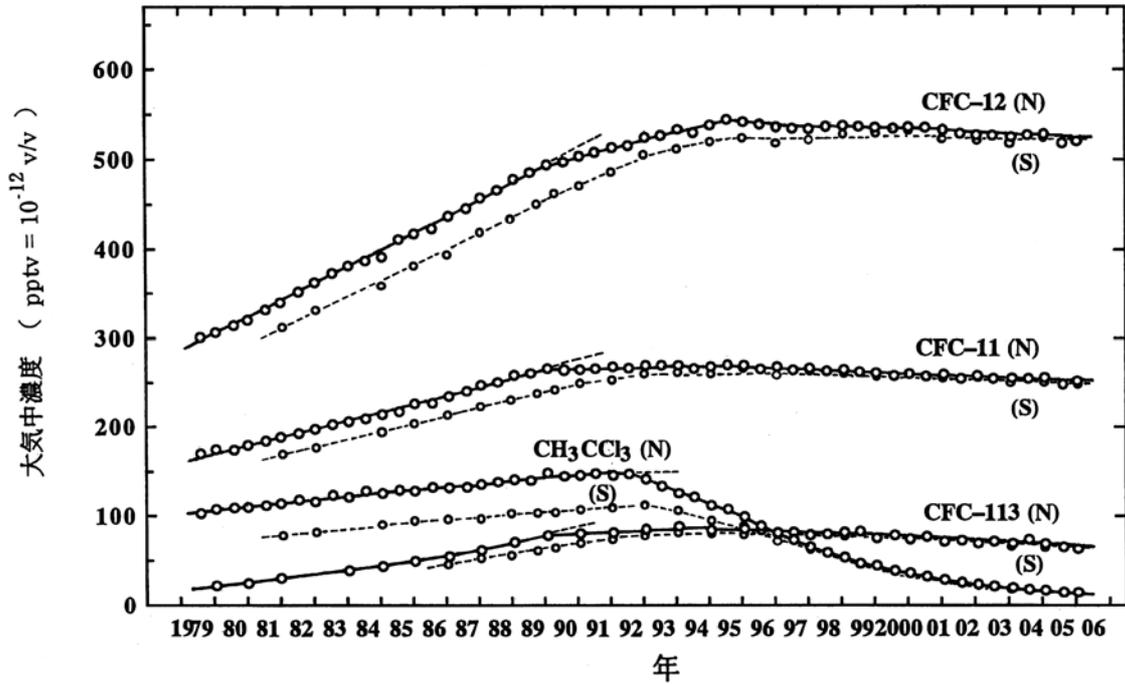


図 52 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における
特定物質の大気中平均濃度の経年変化

北半球中緯度（北海道：N）及び南半球（南極昭和基地：S）

（出典）東京大学巻出研究室測定結果

【Makide et al. (1987) よりデータ更新】

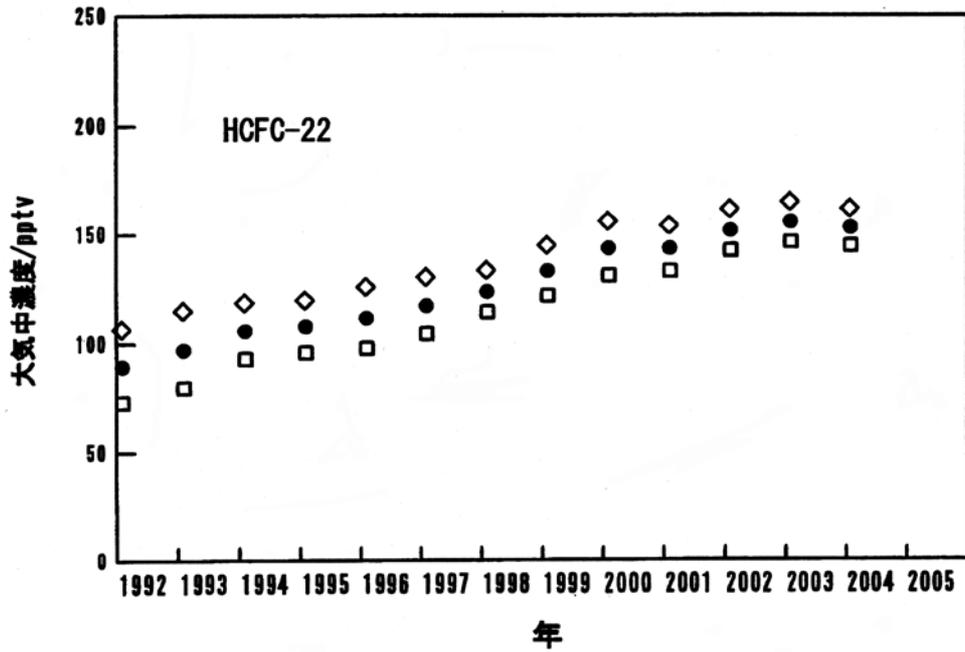


図 53 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-22 の大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、●：南極昭和基地、□：全球平均。

（出典）東京大学巻出研究室測定結果
【Shirai and Makide (1998) よりデータ更新】

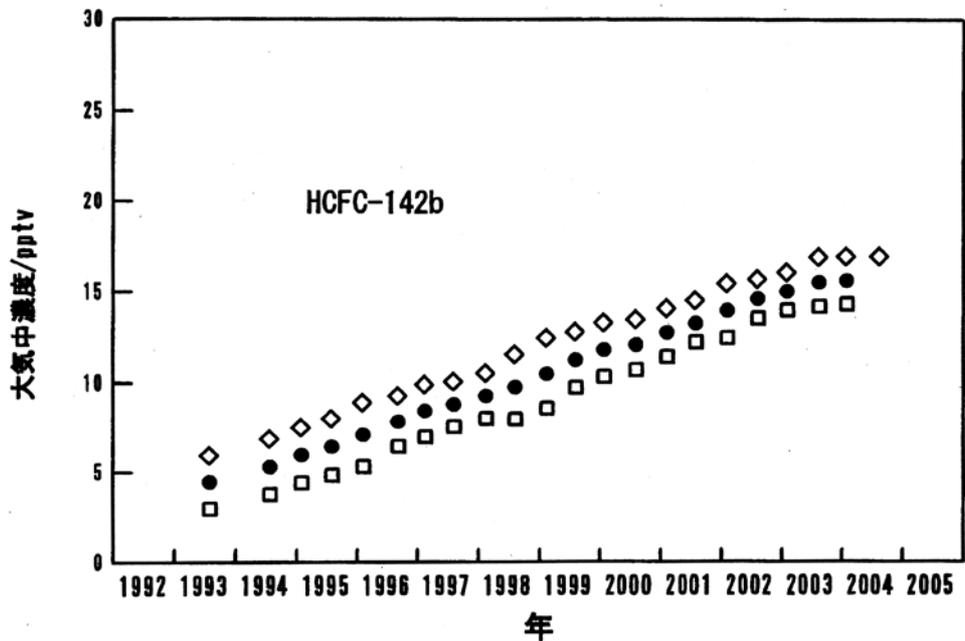


図 54 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-142b の大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、●：南極昭和基地、□：全球平均。

（出典）東京大学巻出研究室測定結果
【Shirai and Makide (1998) よりデータ更新】

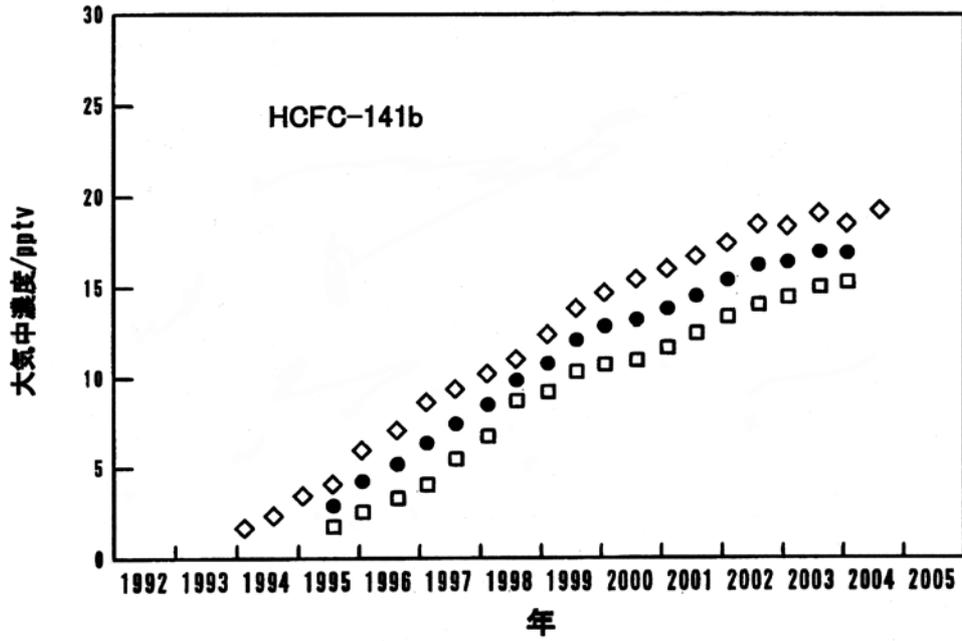


図 55 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-141b の大気中平均濃度の経年変化
 ◇：北海道、●：南極昭和基地、□：全球平均。

（出典）東京大学巻出研究室測定結果

【Shirai and Makide (1998) よりデータ更新】

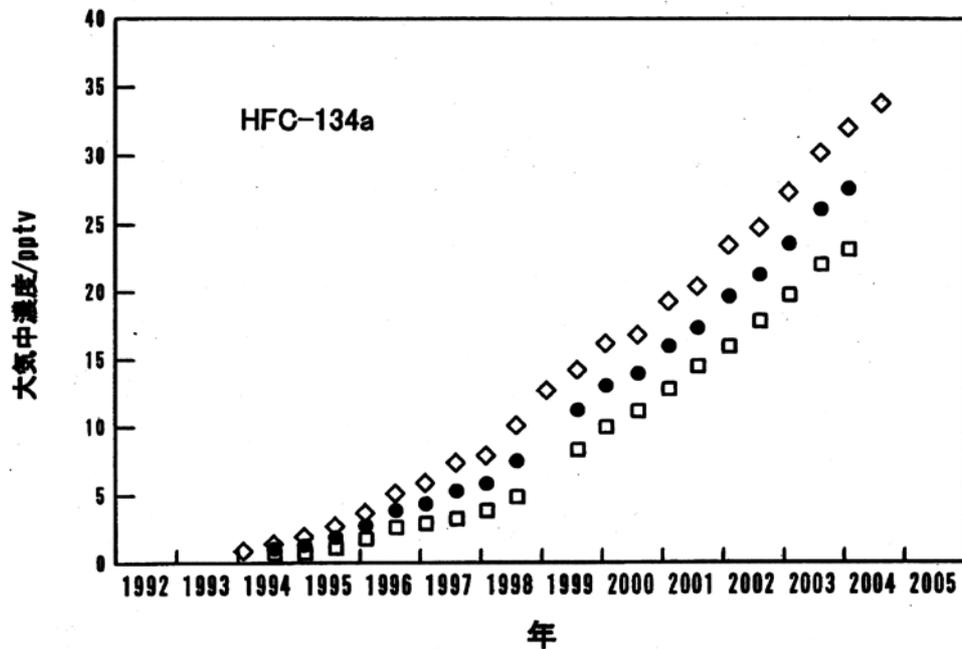


図 56 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HFC-134 a の大気中平均濃度の経年変化
 ◇：北海道、●：南極昭和基地、□：全球平均。

（出典）東京大学巻出研究室測定結果

【Shirai and Makide (1998) よりデータ更新】

また、環境省において、1988年度から北海道及び川崎市で観測を開始している。さらに、気象庁において、大気バックグラウンド汚染観測網（BAPMoN）の一環として1990年1月から岩手県三陸町綾里でCFC等の観測を開始するとともに、観測船「凌風丸」による北西太平洋における観測を1990年の冬から、冬と夏の年2回定期的に行っている。

そのほか、最近では、多くの都道府県及び政令指定都市においても、CFC-11、CFC-12、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素等の特定物質の大気中濃度の測定が行われている。測定は、1989年度ないし1990年度から開始され、その多くは、現在も継続している。また、一部の地方公共団体では、CFC-114等のCFC類、HCFC-22等のHCFC類についても測定が行われている。

3. 太陽紫外線の観測

(1) 太陽紫外線とは

紫外線は、波長により UV-A (315~400nm)、UV-B (280~315nm)、UV-C (200~280nm) の3種類に分類される。一般的に、紫外線は波長が短いほど生物に対する害作用が大きい。太陽からの UV-C は成層圏のオゾンおよび酸素分子により完全に吸収されてしまうため、オゾン量が多少減少しても地表面に到達する量は皆無であり、生物に対して問題になることはない。また、UV-A の照射量はオゾン量の変化の影響をほとんど受けない。最近の知見によれば、波長によって地表面への到達量の割合は異なるが、成層圏オゾンが減少した場合、特定の太陽高度角(23°)において、1%のオゾン量の減少に対して、UV-B の増加の割合は約 1.5% という結果が得られている。

UV-B 量は、太陽高度角、天気、オゾン全量、大気混濁度等に応じて変化する。他の要素が一定だとすると、一日の太陽高度角の変化に伴って UV-B 量は太陽の南中する時刻に最も大きくなる。天気変化は雲量の変化というかたちで UV-B 量に影響を与える。海拔高度の高いところでは、大気層の厚さが薄くなることにより、UV-B 量が大きくなる。また、大気汚染や霞といった現象は、地上における大気混濁度を地域的に増加させ、UV-B 量を減少させる要因となる。

(2) 太陽紫外線の観測手法

紫外線は、物理測定法、化学測定法、生物測定法などで測定される。このうち化学測定法は、紫外線による化学反応を指標として反応物質に吸収される光子数を測定するものであり、一種の量子的検出器である。また、生物測定法は、紫外線による生物の損傷を指標として、生物に与える光効果を定量的に調べるものであり、光照射による致死率の特性がよくわかっている微生物を使って、入射光量を求めるものである。この2種の測定法は、いずれも紫外照射による反応をみるものであり、実時間測定が行えない。一方、物理測定法は、光検出器の特性に依存し、測定時の環境等に十分な配慮が必要となるが、実時間測定が可能であり利便性が高い。以下に物理測定法について簡単に述べる。物理測定のための光検出器は、熱的検出器と量子的検出器に大別される。

ア. 熱的検出器

光のエネルギーを熱に変えて、受光体の温度変化を電気的に検出するものであり、感度は光の波長に無関係である。しかし、紫外線測定においては、発生熱量は小さく、測定環境の熱ノイズが測定値に大きく影響することがある。

イ. 量子的検出器

光のエネルギーを光子(photon)としてとらえるもので、光電池、光電管、フォトダイオード等を組み込んだ量子的検出器がこれに相当するが、これらは光の波長によって感度が異なっている。量子的検出器は、物理量を測定するものと生物効果量を測定するものに分類される。

物理量を測定する量子的検出器としては、オゾン全量観測にも用いられるブリュ-ワ分光光度計等がある。ブリュ-ワ分光光度計は、紫外線の波長毎の光度(スペクトル強度)を測定することができるが、比較的高価である。この他、UV-B 領域、UV-A 領域あるいは生物効果量にตอบสนองする(量子的)受光器も開発されている。UV-B 領域、UV-A 領域の紫外線検出器としては、現在わが国で広く使われている MS-212W(280~315nm)、MS-212A(315~400nm)等がある。一方、生物効果量を測定する量子的検出器としては、現在、世界的に広く使用されている

Robertson-Barger 紫外照射計 (R-B 紫外照射計) 等がある。これは、日焼け効果の作用スペクトルに近い分光感度特性を持っている。また、最近では、生物の遺伝子への影響に着目した観測を行うため、生体の遺伝子構成物質である DNA の吸収スペクトルに近い分光感度特性を持っている紫外照射計も開発されている。地上に到達する太陽光の中で、波長 400nm 以下の紫外線はわずか数%であり、この内、UV-B 領域の紫外線はさらに微量であるので、精度の高い測定を長期にわたって維持するのはかなり難しいとされている。

(3) 太陽紫外線の観測体制

太陽紫外線監視のため、WMO による専門家会議で組織的な観測が提案されているが (WMO,1977) 現状では、各国が個別に観測を行っており、そのほとんどが波長範囲及び波長別感度のそれぞれ異なる波長積分型紫外照射計を使用しているため、測器の相互比較が困難であることなどから、国際的に組織された観測網とはなっていない。このようなことから、オゾン層破壊に伴う有害紫外線の挙動を正確に把握するための有害紫外線観測網の確立が必要である。このため、WMO は GAW 計画に基づく全球の紫外日射観測網の運用を支援し、科学的な側面から、必要な助言・勧告等を行い、観測精度の維持・向上及び観測資料の有効利用等を図るため、1989 年に紫外線に関する科学諮問部会 (SAG: Scientific Advisory Group) を設置するとともに、WOUDC において UV データ収集と提供を行っている。

我が国においては、気象庁において、1990 年 1 月からつくばの高層気象台で、また、1991 年 1 月から札幌、鹿児島 (2005 年 3 月で観測中止) 那覇の 3 地点においてブリューワ分光光度計による波長別の紫外線の定常観測を開始し、現在、札幌、つくば、那覇において実施している。さらに、オゾン減少の著しい南極域でも、昭和基地において 1991 年 2 月から同様の観測を試験的に開始し、1994 年 2 月からは試験観測の成果を踏まえて本格的な定常観測を実施している。また、2005 年 5 月からは観測された毎正時の UV インデックスを予測情報と合わせてホームページ上で提供している。

国立環境研究所では、1993 年 11 月から 1999 年 5 月まで、東京霞が関 (中央合同庁舎 5 号館屋上) において、ブリューワ分光光度計による UV-B の地上観測を実施した。これは、有害紫外線の人を含む生物に与える影響の評価・予測に資するために、大気汚染物質等により UV-B の地上到達量に影響があると思われる大都市域における監視を目的とするものである。現在は北海道陸別町において、北域成層圏総合モニタリングの一環として UV-B の地上観測を実施している (1999 年 7 月～)。

また、国立環境研究所地球環境研究センター (CGER) が中心となって、全国の大学や研究機関等と連携し、帯域型紫外照射計 (MS-212W、MS-212A) で連続観測を行う「有害紫外線モニタリングネットワーク」が構築され、現在は、22 機関 25 サイトが参加している。2004 年 3 月から、UV インデックスの速報値をインターネットで公開しており、現在は、全国 14 箇所のデータを公開している。

太陽紫外線の特性及び影響

1. 紫外線の特性

(1) 紫外線の強度

地表に到達する紫外線の強度は、波長により異なる。図 57 の上図に紫外線の大気外及び晴天時の地表での波長別の強度を示す。これは、オゾン全量を 320m atm-cm、太陽天頂角を 5.9°、エアロゾルの光学的厚さを 0.4 と仮定し、放射伝達モデルを用いて計算している。UV-B は大気外での強度に比べて、地表では大きく減衰している。UV-B が短波長ほど大きく減衰しているのは、おもに成層圏オゾンの吸収による。UV-A がわずかに減衰しているのは、おもに大気分子による散乱の影響によるもので、波長が短いほど散乱の影響は大きい。

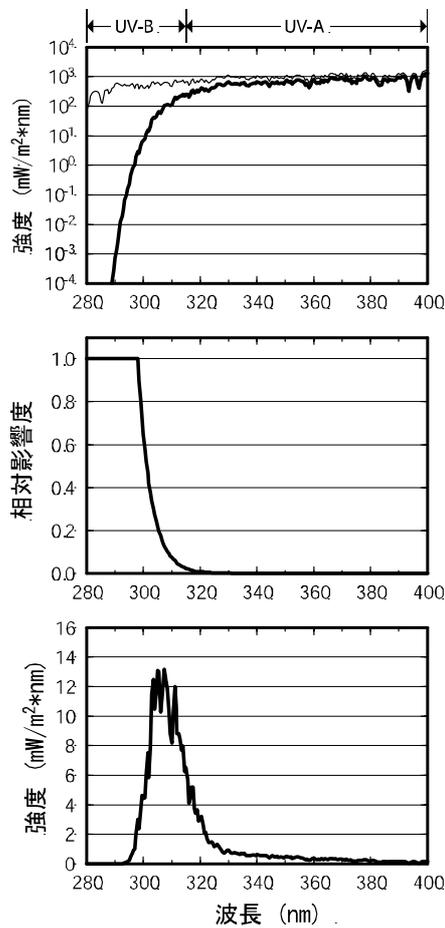


図 57 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

上図は波長別紫外線強度（細線：大気圏外、太線：地表）中図は CIE 作用スペクトルの相対影響度、下図は波長別紅斑紫外線強度を示す。横軸は波長である。波長別紅斑紫外線強度を波長積分すると紅斑紫外線量が得られる。この図から求めた紅斑紫外線量を UV インデックスに換算すると 8.6 である。放射伝達モデルを用いて算出。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

(2) 紅斑紫外線

紫外線の人体への影響度は波長により異なる。波長毎の人体への相対影響度については、国際照明委員会 (CIE) が定義した皮膚に対する波長別の相対影響度である CIE 作用スペクトルが一般的に用いられている。CIE 作用スペクトルは参照紅斑曲線ともいい、人の皮膚に紅斑 (赤い日焼け) を引き起こす作用曲線である。図 57 の中図に CIE 作用スペクトルの相対影響度を示す。B 領域の波長約 280 ~ 300nm は相対影響度が高く波長 300nm から A 領域の 320nm にかけて急激に低くなり、320nm 以上の波長では相対影響度はほとんど 0 となる。

波長別紫外線強度に CIE 作用スペクトルを乗じることにより、紅斑紫外線強度が算出できる (図 57 下図)。紅斑紫外線強度は波長別紫外線強度と比較すると、人の健康への影響の強さを的確に反映していると言える。この値を波長積分して得られるのが、紅斑紫外線量である。

(3) UV インデックス

UV インデックスは、地上に到達する紫外線量のレベルをわかりやすく表す指標として、WHO が WMO、UNEP、ICNIRP と共同で開発したもので、一般の人々に紫外線対策の必要性を意識啓発することを狙っている。2002 年 7 月には「UV インデックスの運用ガイド」を刊行し、各国での UV インデックスを活用した紫外線対策の実施を推奨している。国内でも気象庁や国立環境研究所でリアルタイムの UV インデックス情報が公開されている (p.89 参照)。

UV インデックスは、上述の紅斑紫外線量を 25 mW/m^2 で割って指標化したもので、以下にその定義式を示す。

$$I_{\text{CIE}} = \int_{250 \text{ nm}}^{450 \text{ nm}} E_{\lambda} \cdot S_{\text{er}} d\lambda$$
$$S_{\text{er}} = \begin{cases} I & (250 \text{ nm} < \lambda < 298 \text{ nm}) \\ 10^{0.094(298-\lambda)} & (298 \text{ nm} < \lambda < 328 \text{ nm}) \\ 10^{0.015(139-\lambda)} & (328 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm}) \end{cases}$$

$$I_{\text{UV}} = I_{\text{CIE}} / 25$$

I_{CIE} : 紅斑紫外線量 (mW/m^2)

E_{λ} : 波長別紫外線強度 ($\text{mW/m}^2 \cdot \text{nm}$)

S_{er} : CIE 作用スペクトル

I_{UV} : UV インデックス

運用ガイドでは、公衆衛生の観点から、最も影響を受けやすい人々 (メラニン色素の少ない人や子供たち) を基準にして、UV インデックスに応じた対処法を分かりやすく人々に伝えるよう提唱している。UV インデックスは 1 から 11+ の値で表され*、それらをさらに 5 つのカテゴリーにわけて、カテゴリーごとの対処法が示されている (表 9)。UV インデックスが 8 以上の場合は、外出を控えるとともに、必ず長袖シャツ等を利用することを推奨している。

* 気象庁の紫外線情報では日本での実測値を勘案の上、0 から 13+ のランクにわけて表示している。

表9 UV インデックスに応じた紫外線対策

UV インデックス	強度	対策
1 ~ 2	弱い	安心して戸外で過ごせます。
3 ~ 5	中程度	日中はできるだけ日陰を利用しよう。 出来るだけ、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、防止を利用しよう。
6 ~ 7	強い	
8 ~ 10	非常に強い	日中の外出はできるだけ控えよう。 必ず、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、帽子を利用しよう。
11 +	極端に強い	

(出典) 環境省「紫外線保健指導マニュアル」

(4) 紫外線量の変動要因

紫外線の量は太陽の高度、オゾン全量、エアロゾルの量、雲の状況、地表面の反射率などの変化によって変動する。図 58 に放射伝達モデルを用いて算出した太陽天頂角*とオゾン全量の変化に対する UV インデックスの変化を示す。これは大気中にエアロゾルがないと仮定したときの計算例である。オゾン全量が増加すると、紫外線はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、太陽が低い位置にあると、地表に到達する紫外線はオゾン層を斜めに通過するため、オゾンによる吸収の影響を大きく受けて減少する。

エアロゾルは紫外線を吸収・散乱するため、紫外線はエアロゾルの性質や分布に対応して強度が変化する。図 59 には、那覇において観測されたエアロゾルによる UV インデックスの減衰率を示す。夏季は海洋性の気団に覆われ、エアロゾル量が減少するため、減衰率は比較的小さい。夏季以外ではエアロゾルの多い気団に覆われ、冬季から春季にかけて UV インデックスはおよそ 15% 減衰する。

また、雲は太陽光を遮るため、雲量や雲の状態、すなわち天気の変化は紫外線量を顕著に変動させる。図 60 に、快晴の日の UV インデックスを基準とした、天気毎の UV インデックスの相対的な割合を示す。これによると晴、薄曇、曇、雨と天気の変化するにつれ、快晴の場合に比べて UV インデックスは減少していく。雨が降っている場合には、快晴時の 2~4 割まで減少する。一方、雲は太陽光を遮るばかりでなく、散乱効果により紫外線を増加させる場合もある。太陽に雲がかかっておらず、かつ太陽の近くに積雲が点在しているような場合には、散乱成分が多くなるため、快晴時に比べて 25% を超える紫外線の増加が観測されることがある(Estupinan et al., 1996)。

さらに、図 61 につくばで観測された全天日射量、UV インデックス及びオゾン全量の季節変化を示す。紫外線の季節変化は、太陽高度やオゾン、雲、エアロゾルの季節変化に対応している。全天日射量が 5 月に最大となっているのは、この時期に太陽の高度がすでに高くなっている上に、一般的に晴天の日が多いためである。6 月は、太陽の高度が 1 年のうちで最も高いものの、梅雨の影響があるため、全天日射量はやや小さくなっている。UV インデックスは、全天日射量の最大値が 5 月に現れているのとは異なり、8 月に最大値が現れている。これは、中緯度のオゾン全量が春に最大になり、その後秋に向かって徐々に減少していくこと、またエアロゾル量が夏季に少なくなることを反映しているためである。

* 太陽が頭上にある時が 0 度、地平線上にある時が 90 度となる。

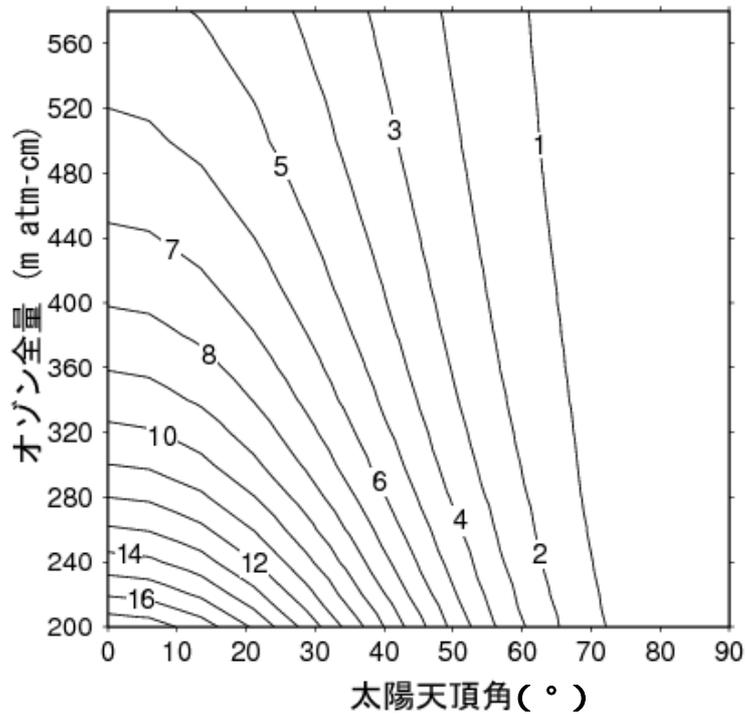


図 58 オゾン全量と太陽天頂角に対する UV インデックス

放射伝達モデルを用いて計算した太陽天頂角（横軸）とオゾン全量（縦軸）に対する UV インデックスの大きさ
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

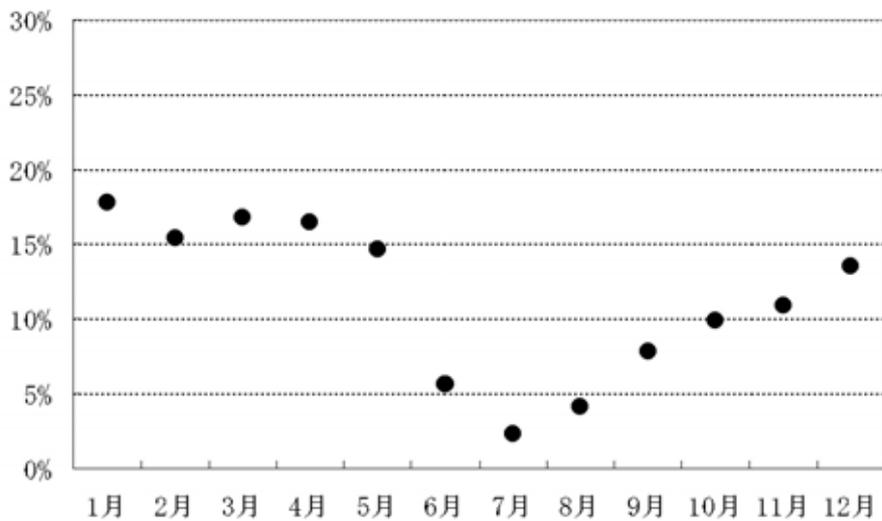


図 59 エアロゾルによる UV インデックスの減衰率（那覇）

太陽方向に雲がないときに観測された 12 時の UV インデックスと、このときのオゾン全量を基にエアロゾルがないと仮定して放射伝達モデルを用いて計算した UV インデックスの比を月別に示す（1997～2003 年の平均値）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2005

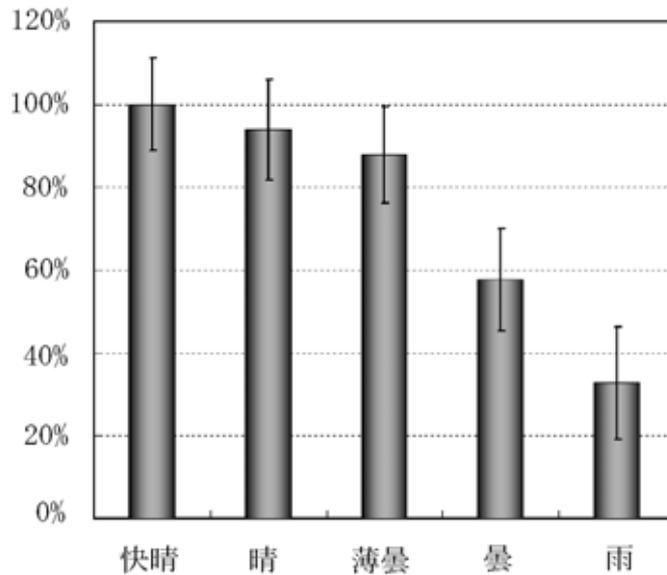


図 60 天気と UV インデックスの関係

快晴時に観測された UV インデックスを基準とし、天気毎の UV インデックスの相対的な比を示す。札幌、つくば、鹿児島、那覇の 1997～2003 年のデータを用いて算出した。縦線は標準偏差。
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

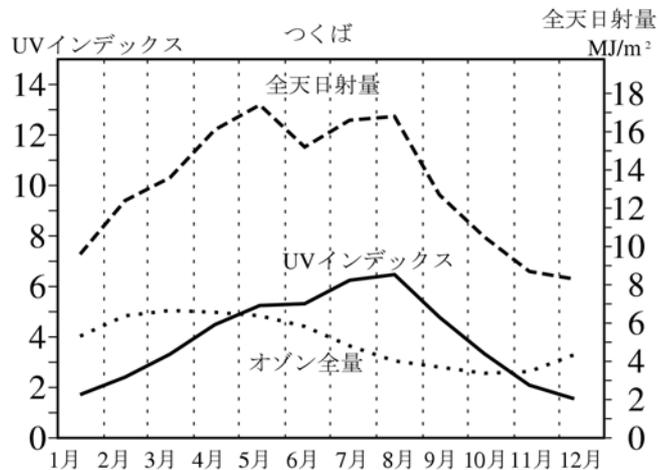


図 61 : 全天日射量と UV インデックスの季節変化

つくばで観測された日積算全天日射量(破線)及び日最大 UV インデックス(実線)の月平均値の季節変化。点線はオゾン全量の月平均値。(統計期間: 1991～2003 年)
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2005

2. 太陽紫外線の影響*

(1) 人の健康への影響

ア. 日焼け・皮膚がん

日焼け：サンバーンとサンタン

小児期には強い日焼けをしても、一週間もすれば小麦色に焼けた一見健康そうな滑らかな皮膚に戻る。しかし、毎日太陽紫外線を浴び続けている顔の皮膚には、20歳を過ぎたころから、それまでには見られなかった小色素斑(シミ)などの症状が出始める。夏の正午ごろに太陽光線を20~30分も浴びると、数時間後から皮膚が赤くなり始める。サンバーンの始まりである。赤くなるのは皮膚血流量の増加によるものだが、その引き金は、主にUV-Bによる表皮角化細胞の遺伝子に生じた傷である。その証拠をいくつか挙げると、(1)紫外線による遺伝子の傷を修復できない色素性乾皮症**患者では、健康な人の約1/5の少量の紫外線でサンバーンが起きる、(2)健康な人でも、サンバーンを起こしやすい人は起こしにくい人に比べ、1/3から1/5の少量の紫外線で遺伝子には同数の傷ができる、(3)動物実験で遺伝子の傷をうまく修復すると、最少紅斑量***が数倍も高くなる、ことなどがある。皮膚が黒くなるサンタンもまた、少なくとも一部は遺伝子の傷が引き金となっている。

紫外線は遺伝子に変異を誘発し、光老化や皮膚がんを起こす

顔、手背や前腕伸側の皮膚細胞では、小児期から繰返し浴びている太陽紫外線によって、種々の遺伝子に変異したり、あるいは遺伝子の働きに異常が生じ、紫外線を浴びていない被覆部皮膚に比べ、より若年から小色素斑(シミ)やしわ、さらには良性・悪性の腫瘍ができてくる。これらの変化は特に光老化(フォトエイジング)と呼ばれ、あまり太陽光線を浴びない皮膚の加齢による老化と区別されている。光老化は、顔面に最も早く、また顕著に現れ、しばしば生活の質を低下させるため、中年以降は歓迎したくない変化である。また、いわゆる年寄りのいぼである良性腫瘍が、40歳を過ぎると高頻度で顔や手背皮膚に出始める。白人に比べ頻度は少ないものの、皮膚の悪性腫瘍は時には命を奪い、外科的手術を受けると著しい生活の質の低下をきたす。

1990年代に入り、多くのがん細胞で、「p53」と呼ばれるがん抑制遺伝子(細胞が増えすぎないようにブレーキをかける遺伝子)の変異が見出された。非黒色腫型皮膚がん(NMSC)****の50%~90%で「p53」の変異が見出されている。それらの変異は、ほとんどが、紫外線で生じた傷の部位に一致している。「p53」が正常に働いていると、紫外線によって遺伝子に沢山の傷が生じた細胞では自殺命令が出されて死んでいくため、がん細胞が生じにくい仕組みになっている。しかし、「p53」に変異が生じた細胞では、紫外線を浴びてたくさんの傷ができていても自殺する能力を失っているために生き残り、ほかの遺伝子に新たな変異が生じ、がん細胞が生じやすくなる。「p53」以外にも、多くのがん遺伝子やがん抑制遺伝子の変異が皮膚がん細胞で見出されている。

小児期よりほとんど毎日太陽紫外線を浴びる顔の皮膚には、皮膚がんが発症しやすいことが知られており、皮膚がんの約80%は日光曝露皮膚に発症する。

* 本節は、太陽紫外線の環境への影響について、UNEP環境影響パネルの報告を踏まえ、できるだけ分かりやすく解説したもの。なお、UNEPによる環境影響に関する最新のデータは、p.127に記載されているように4年ごとに報告される。

** DNAの損傷修復機構の障害により、紫外線照射によって高頻度に皮膚がんを起こす染色体劣性遺伝病。特異的顔貌、知能低下、運動失調、角膜潰瘍などがみられ、皮膚の悪性腫瘍も発生する。

*** 太陽光線にあたったとき、皮膚にかろうじてわかる赤み(紅斑)を起こさせる紫外線のエネルギー量。

**** 有棘細胞がんと基底細胞がんに分類される。(p.96脚注参照)

日本人の皮膚がん発症に関する疫学調査は、1970年代初期から90年代にかけて大学病院皮膚科外来受診者を対象として実施されている。その結果、1950年代後期に1:1であった有棘細胞がん*と基底細胞がん**の患者数の比(Miyajiの大学病院の調査)は、TadaとMikiによる70年代前半では1:1.4と同数に近い。しかし、Arakiらの1992~2001年の沖縄の調査では、1:4.5と基底細胞がんが増加していることが明らかになっている。一方、皮膚がん罹患率を求める疫学調査は、日本では従来本格的には実施されていない。IARCに登録された国内4地域(宮城、大阪、広島、長崎)の非メラノーマ性皮膚がん(NMSC)罹患率は、1978~82年で、人口10万人当たりそれぞれ0.9、0.9、2.1、1.9であり、1986-90年では、それぞれ3.7、0.8、3.9、1.7と後期でわずかに罹患率は高くなっていると考えられる。

兵庫県加西市(1992~2002年)と沖縄県伊江村(1993~2002年)で実施された皮膚がん検診によれば、皮膚前がん症(日光角化症)***の罹患率は、加西市で人口10万人当たり118.9、伊江村で551.4と、太陽紫外線量が約2倍の伊江村で約4.5倍高かった。つまり、紫外線の生物学的効果は2倍以上であることが示唆された。皮膚がん患者数は加西市では11年間で9人、伊江村では10年間で18人と少数であり、罹患率を求めるには適切ではないと考えられる。しかし、あえて基底細胞がんについて求めると、人口10万人に対し、伊江村では26.1あった。この数値は、ハワイ在住の日系人の基底細胞がん罹患率(1983~1987年)29.7に近似している。

1996年から2005年の日本上空の平均オゾン全量を1980年以前と比較すると、国内4地点平均で1.5%、札幌では2.9%減少している。今後、さらにオゾン全量の減少が続き、紫外線量が増加した場合、また日本人の平均寿命が延びるならば、日ごろ紫外線を浴びすぎない努力をしない限り、光老化で生活の質が低下する患者や皮膚腫瘍患者が増加すると予測される。

ビタミンDが不足するのでは？

日光曝露により生成されるビタミンDは、生理作用として小腸内でのカルシウムとリンの吸収を促進する。またビタミンDはカルシウムとリンから骨を形成する作用(化骨)がある。

ビタミンDが欠乏すると発育期では、特に骨の石灰化に障害がおきて骨の成長が悪くなり、クル病をひき起こす。また手足の骨は湾曲し、折れやすくなる。成人では骨軟化症を起こすが、血中カルシウムの低下が刺激となって、副甲状腺ホルモンの分泌が増え、骨からの放出(骨吸収)が続いて骨がもろくなると考えられている。

皮膚に紫外線を当てると皮膚のプロビタミンD(7-デヒドロコレステロール)が活性化されてビタミンDになるので、適当に日光を浴びていれば欠乏することはない。日本では夏の快晴日であれば、太陽紫外線の照射が2.2分(最少紅斑量に至る時間は20分)で1日に必要なビタミンDが合成される。

しかし、世界のあらゆる年齢層で、体内のビタミンD量が健康上の最少レベルに達しない人たちがかなりの数にのぼっていることがわかってきた。例えば米国ミネアポリスで2004年の定期検診を受けた十代の健康な都市部住民のうち、24%がビタミンD欠乏者で、重度の人が4.6%見つかっている。

* メラニンを作り出す皮膚細胞(メラニン細胞)から発生するがん。メラノーマともいう。正常な皮膚に新しくできた小さな濃い色の皮膚の増殖性変化として現れる。

** 有色人種の皮膚がんとしては最も有名なもの。放置すればかなりの頻度のリンパ節転移を生ずる。集中的治療によりコントロール可能な症例が多いためか、最近では本症による死亡者数は減少しつつある。なお、扁平上皮がんと呼ばれることもある。

*** 老人性角化症ともいう。長い年月にわたり太陽紫外線に曝されたことが原因で起こる前がん性病変である。症状は一般には表皮の萎縮のため赤みを帯びた直径10ミリほどの、皮膚表面にふけの様な角化物質がしっかり付着した小局面である。時には、表面はあざのようにざらざらし、少し隆起した局面、あるいは、小さな角状の丘疹である。

ビタミン D は細胞の増殖、分化、除去にも関与し、カルシトリオールががん細胞の成長を強力に阻害してくれる。この分子の蓄えが不足すると、乳がん、大腸がん、前立腺がん、卵巣がんなどの病態の進行が促進される (Meyer, 2004)。血漿中の 25 (OH) D₃ が 10ng/ml 増加するとがん罹患率が約 17% 減少すると報告している (Giovannucci ら, 2006)。ビタミン D のがん予防効果に関する論著は 180 編以上に及び、太陽紫外線の有益効果を再考慮する必要が出てきた (Grant, 2006)。

しかしながら、前項で述べたように、太陽紫外線は皮膚がんの主因であることは、疫学、臨床、動物実験などで明らかにされており、特に細胞分裂が盛んな小児期では、紫外線が遺伝子の変異を誘発する可能性が高い。したがって、ビタミン D 摂取および日光曝露によるビタミン D 生成が皮膚がん以外のがん予防、あるいはがんの進行阻止にどの程度効果があるかについては、今後におけるリスク評価やリスク・マネジメント研究の成果が待たれる。

イ．眼への影響

紫外線曝露による眼への影響については、急性の紫外線角膜炎*のほか、白内障**や翼状片***が知られている。

翼状片に関しては、小野らが、シンガポール、門前 (石川県)、レイキャビク (アイスランド) で行った疫学調査において、明瞭な地域差 (シンガポール > 門前 > レイキャビク) とともに、同一年齢群で翼状片の有無別に紫外線曝露量を比較し、翼状片有所見者の紫外線曝露量が正常群より多いことを報告している (図 62)。

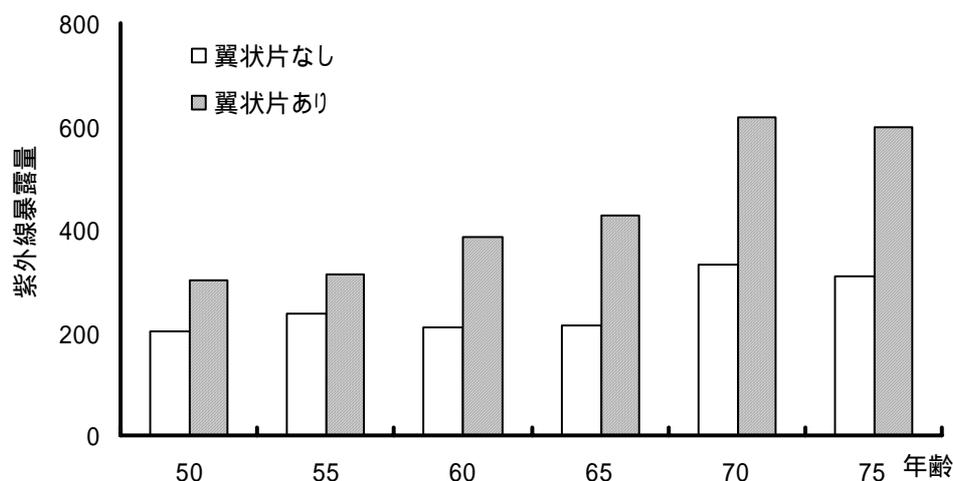


図 62 年齢階級別・翼状片の有無別紫外線曝露量 (シンガポール)

(出典) 平成 13 年度地球環境研究総合推進費報告書 (小野ら, 2002)

また、白内障に関しても、Sasaki らは、上記 3 地域で行った疫学調査において、紫外線との関連を示す明瞭な地域差 (シンガポール > 門前 > レイキャビク) を報告している (図 63) (Sasaki ら, 2004)。また、昼間の屋外生活時間や推定紫外線曝露量と皮質白内障との関連性を見いだしている (Katoh ら, 2001)。その他、Sasaki らは、レイキャビク、メルボルン、シンガポールにおいて、年間を通じた方向別の紫外線照射量と白内障の発生部位について検討し、年間を通して太

* 紫外線に強く曝露した際に見られる急性の角膜の炎症で、雪面など特に反射の強い場所で起きる“雪目”が有名。

** 眼球の中の水晶体が濁ることをいい、老化の一部である。

*** 白目の表面を覆っている半透明の膜である結膜が、目頭 (めがしら) の方から黒目に三角形に入り込んでくる病気。

陽高度の低い（眼に対して正面からの曝露が卓越する）レイキャビクでは混濁がレンズ全体に一樣に発生するのに対し、太陽高度の高い（上方面からの曝露が卓越する）シンガポールでは混濁がレンズの鼻部下部に集中して発生することを示した（Sasaki ら, 2003）。

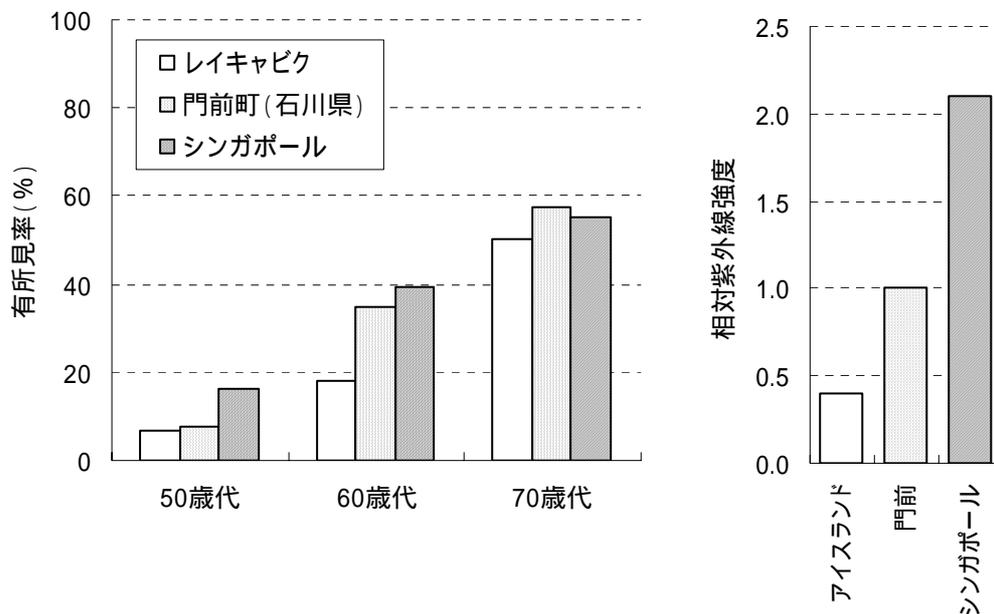


図63 レイキャビク、門前、シンガポールの白内障有所見率
 (出典) K. Sasaki ら, 2004

オゾン層破壊との関連についてみると、1989年のUNEP環境影響評価パネル報告では、オゾン全量が1%減少すると、白内障の患者が0.6~0.8%増加すると予測し、関連する白内障の病型として皮質白内障および後嚢下白内障をあげている。その後、米国環境保護庁は、UNEP科学影響パネルによって提示されたオゾン層破壊シナリオを組み込んだモデルに基づいて予測を行っている（UNEP, 1998）。Westらは、モデル計算によりオゾン層破壊に伴う白内障の増加予測を行い、オゾン量が5~20%減少した場合、2050年までにアメリカ国内で白内障患者が17~83万人（率にして1.3~6.9%）増加し、患者増加に伴う手術に要する費用が5.6~28億ドルに達するとしている（Westら, 2005）。

ウ．免疫抑制

1977年以来、紫外線が免疫を抑制することを示す事実が積み重ねられてきた。多くは動物を用いた研究で、UV-Bを浴びたマウス皮膚は、同系のマウスに紫外線を照射して生じた皮膚がんを移植されてもそれを拒絶できないこと、また、UV-Bを照射された皮膚では、かぶれる物質を皮膚に塗布してもアレルギー反応が生じないことなどが明らかになっている。紫外線量が少ない場合は、紫外線を浴びた皮膚の抗原提示細胞（ランゲルハンス細胞）*の機能が失われ、免疫抑制が生じるが、大量の紫外線を浴びると、紫外線を浴びていない皮膚でも接触アレルギー反応が抑制されることから、ランゲルハンス細胞ではなく、リンパ球に障害が生じる可能性が考えられている。これは、大量の紫外線を浴びた表皮角化細胞やマクロファージ（貪食細胞）から、IL-10などのサイトカイン（細胞間情報伝達分子）が生成・放出され、細胞性免疫反応を抑制するため

* 免疫細胞の1つ。抗原（病原菌）をT細胞（感染した細胞を見つけて排除する）が認識できるよう部分的に加工、T細胞内に情報を伝達する。

と考えられている。人では、皮膚がん患者は皮膚がんにかかっていない人に比べ、紫外線により接触アレルギー反応が抑制されやすいと言われている。つまり、皮膚がんになる人は、生来、紫外線で免疫抑制が生じやすいと考えられている。

紫外線による免疫抑制反応も、少なくとも一部は DNA 損傷により生じることが明らかになっている。その証拠に、UV-B で生じる接触アレルギー反応の抑制が、DNA 修復を高める T4N5 を皮膚に塗布すると著しく軽くなる。

(2) 陸域生態系への影響

植物の光合成に及ぼす UV-B の影響については、古くから室内実験により研究され、UV-B が光合成を阻害すること、成長を抑制することなどが報告されてきた。また、UV-B の波長域は DNA やタンパク質の吸収スペクトルの裾野に重なっているため、UV-B により DNA やタンパク質が損傷を受け、これが UV-B の害作用に関与している可能性が考えられてきた。一方、植物は紫外線防御機構として、葉の表皮の液胞に紫外線吸収物質を蓄積することにより、UV-B が光合成を行う葉肉細胞に到達するのを抑制すること、光回復酵素などにより速やかに DNA 損傷を修復することなどが知られていた (Lumsden, 1997)。

葉、根、茎などの植物の器官の中で、その成長がさまざまな環境ストレスにより影響を最も受けやすいと考えられるのは葉である。水ストレス (植物体の水分不足) 等の他の環境ストレスと同様に、UV-B 照射も植物の葉面積を減少させることが知られている。植物栽培チェンバーを用いた実験において、70 以上の植物の種や品種のうちの 60% 以上で、UV-B 照射により葉面積の減少が観察された。葉は光合成を行う同化器官であり、その成長低下は植物体全体の成長の低下を引き起こす。

植物の UV-B に対する感受性は植物種や品種で大きく異なる。この種による感受性の違いを一概に論ずることは難しいが、全般的に単子葉植物は双子葉植物に比べて、UV-B 照射の影響を受けにくい。この感受性の違いは、葉の展開方向の違いや、単子葉植物の場合、葉鞘の存在、分裂組織が保護されていることなどによると考えられている。UV-B に対する感受性は、植物の種によって異なるだけでなく、同一種の農作物の中でも、その品種により異なることが知られている。自然の太陽光に UV-B を付加して植物に照射する野外実験においても、UV-B 照射量の増加により作物の成長や収量が抑制される場合や、作物の品質が低下するケースが多く見られる。一方で、同じ種の作物でも、その品種の違いにより成長や収量がむしろ促進される例もかなり見られた。したがって、UV-B 照射量が増加したときの農作物の生産や生態系への影響を定量的に予測することは困難なように思われる (UNEP, 1994)。

UV-B の植物への影響は、他の環境要因、特に気温の上昇、二酸化炭素濃度の増加、乾燥などによって変化する可能性が高い。植物に乾燥による水ストレスを与えると UV-B に対する感受性が低下すること、また UV-B 照射により乾燥に対する抵抗性が低下することが知られている。栄養条件も UV-B に対する感受性を変化させ、養分欠乏下で育成した植物は、UV-B に対する感受性が低下する。これらのことは草地などに比べ良く管理された農地において、UV-B 放射量の増加がもたらす影響がより大きくなる可能性を示唆している。現時点では、大気中の二酸化炭素濃度が高い状態での UV-B 照射の植物への影響に関する研究は数多くないが、少なくともある種の植物では UV-B がもたらす直接的な悪影響を二酸化炭素濃度の上昇は、幾分かは回復させる可能性がある。しかし、植物種間の競争関係のバランスへの影響など、生態系の構造におよぼす間接的な影響は、現時点では推測することはできない。また、UV-B 照射により植物葉内の紫外線吸収物質が増加することが知られており、UV-B 照射により植物の UV-B 耐性が変化する可能性もある。また、光回復酵素の活性も年齢や日周期により変化するため、植物の UV-B 耐性は絶えず変

動しているものと思われる (Takahashi ら, 2002)。

UV-B 増加による成長阻害と DNA 損傷の増加との間に相関関係があることが指摘されていた。DNA 損傷産物の蓄積量は、DNA 損傷を修復する光回復酵素活性に依存している。光回復酵素活性に欠陥があるシロイヌナズナ突然変異体が UV-B に対する感受性が高いことはよく知られていたが、ごく普通に野外で栽培されている植物においても、光回復酵素活性と UV-B 耐性に相関があることが報告された (Takahashi ら, 2002; Hidema ら, 2005)。

UV-B の作用が他の環境要因の影響を受けるだけでなく、植物が UV-B を照射されると他のストレスに対する耐性が変化することがある。UV-B 照射により、植物中のフェノール性物質の含有量が増加すること、活性酸素解毒酵素の活性が上昇することなどが報告されており、UV-B 照射量増加の影響について評価する場合には、これらの変化による他のストレスへの耐性の変化についても考慮する必要がある。

(3) 水域生態系への影響

紫外線の中でも UV-B が水域生態系に対して最も影響を与えていることが、近年までの数多くの生物群や種において明らかとなってきた。その対象生物にはバクテリアから植物プランクトン、大型藻類、従属鞭毛生物、微小動物プランクトン、動物プランクトン、甲殻類の幼生、さらに稚魚まで含まれる。

UV の影響は波長に強く依存する。波長ごとに重み付けした UV の作用を表す係数は波長とともに UV-B 領域から UV-A 領域へと指数関数的に減少する (Neale と Kieber, 2000)。対象とする生物群や種や発生段階により異なる作用スペクトルを持つ。生態系における栄養段階が低い程、作用スペクトルは UV の長波長域まで及び、その傾斜は緩やかになる。

水域生態系のバクテリアや植物プランクトンを含む藻類も陸域生態系の植物と同様に、紫外線吸収物質 (マイコスポリン様アミノ酸) を細胞内に産出することができる。現在までに水域生態系では 19 種類のマイコスポリン様アミノ酸が報告されている。赤潮生物としてよく知られている渦鞭毛藻はマイコスポリン様アミノ酸を他の分類群より多く含む。この渦鞭毛藻は UV が増加すると、細胞内に紫外線吸収物質を蓄積させて自ら細胞を防御している。しかし、そのサンスクリーンとしての役割を実験的に証明した例は限られているのが現状である。

水域生態系に特徴的な現象として、UV-B の影響をよく受ける遊泳力のない生物は、水の鉛直混合に身を任せて水中に生息していることが挙げられる。水中での UV-B、UV-A、及び光合成有効放射 (PAR) の透過は異なり、UV-B は最も浅い層までしか透過しない。その時の水温躍層上にある表層混合層 (0~6m) 内で水の鉛直混合により、植物プランクトンは光合成を行うため常に PAR を吸収できる。しかし、表層 (0~1.8m) では UV-B の影響を受ける。表層混合層内に生息している植物プランクトン細胞の受ける UV-B の影響は水の鉛直混合の速度に依存する。現在、前出の修復に加えて、鉛直混合を考慮した UV-B の影響を評価するモデルも提唱されている。

植物プランクトンを含む藻類が排出する有色溶存有機物 (CDOM) の果たす役割として、UV-B の水中での透過率を減少させ、UV-B の影響を軽減する働きが注目されている。この CDOM は植物プランクトンを含む藻類を動物が摂取する際の食べ残しとしても水中に溶出する。また、バクテリアによって分解されたり、UV-B によって光分解されたりすることも知られている。これらのことは、CDOM が地球規模での炭素循環に果たす役割も示唆するものである。

オゾンホールが見られる南極海域での海洋生物への影響の予測は、現在重み付けした生物作用スペクトルを用いて行われている。UV の影響を決定する第一の要因は太陽高度である。今、仮に北緯 45 度で春分の正午に 1 時間で太陽紫外線が表層に生息している植物プランクトン群集の光合成に与える影響を相対値 1 とする (図 64、)。また北緯 45 度でも赤道上空でもオゾン全

量を 350DU (ドブソン・ユニット) とすると、赤道で春分の正午に 1 時間で表層に生息している植物プランクトン群集の光合成に与える影響は相対値で 0.69 となる (図 64、)。すなわち、ほとんどの条件が似ていても 45 度の緯度の違いに相当する太陽高度の違いによって表層に生息している植物プランクトン群集の光合成を 30% も減少させてしまう。次に、UV の影響を決定する第二の要因はオゾン全量である。南半球の春で南緯 60 度でオゾンホールが出現しない通常のオゾン全量を 340DU とした時の表層に生息している植物プランクトン群集の光合成に与える影響は相対値で 1.03 となり、北緯 45 度の値とほぼ同じである (図 64、)。しかし、同じ条件下でオゾンホールが発達してオゾン全量が 140DU に減少してしまうと同じ植物プランクトン群集の光合成に与える影響は相対値で 0.92 となり、オゾンホールが存在しない時と比較して 11% の減少となる (図 64、)。次に UV の影響を決定する第三の要因は雲量である。 の条件と同じ条件下で雲によって太陽紫外線の透過が全ての波長で 40% 減少すると、同じ植物プランクトン群集の光合成に与えられる影響は相対値で 1.21 となり、20% 以上の UV の影響の軽減が予測される (図 64、)。次に UV の影響を決定する第四の要因は深度である。 の条件と同じ状態で深度 5m に生息している植物プランクトン群集の光合成に与える影響は相対値で 1.69 となり、表層に生息している植物プランクトン群集の相対値の 0.92 と比較すると、ほぼ 80% の UV の影響の軽減が予測される (図 64、)。これまでは、 に対する予測値であったが、実際に南緯 78 度で通常のオゾン全量が 350DU である時に測定した表層に生息している植物プランクトン群集の相対値は 0.98 となる (図 64、)。また、南緯 78 度でオゾンホールが出現してオゾン全量が 175DU になった時に測定した表層に生息している植物プランクトン群集の相対値は 0.87 となり、UV の影響が約 10% 増大している (図 64、)。

以上の予測は、正午の 1 時間の UV 照射に限られる。時間、深度、そして空間まで考慮して予測を行うと、太陽紫外線の影響は一般的な傾向として低下している。1 日当たりの 1m² の水柱あたりの植物プランクトンによる基礎生産量は、UV の分光特性によって 3 倍、そしてオゾン全量によって 2 倍変化することが予測されている。さらに植物プランクトンが生息している表層水の混合深度と混合速度を考慮すると、水柱当たりの基礎生産量は 1.5~3.5% さらに減少する。重みを付けた生物作用スペクトル、混合深度そして混合速度の最悪の組み合わせでは、オゾン全量の減少による UV の影響は、水中当たりの植物プランクトンの基礎生産量は南極海で 8.5% の減少と予測されている (Neale と Kieber, 2000)。

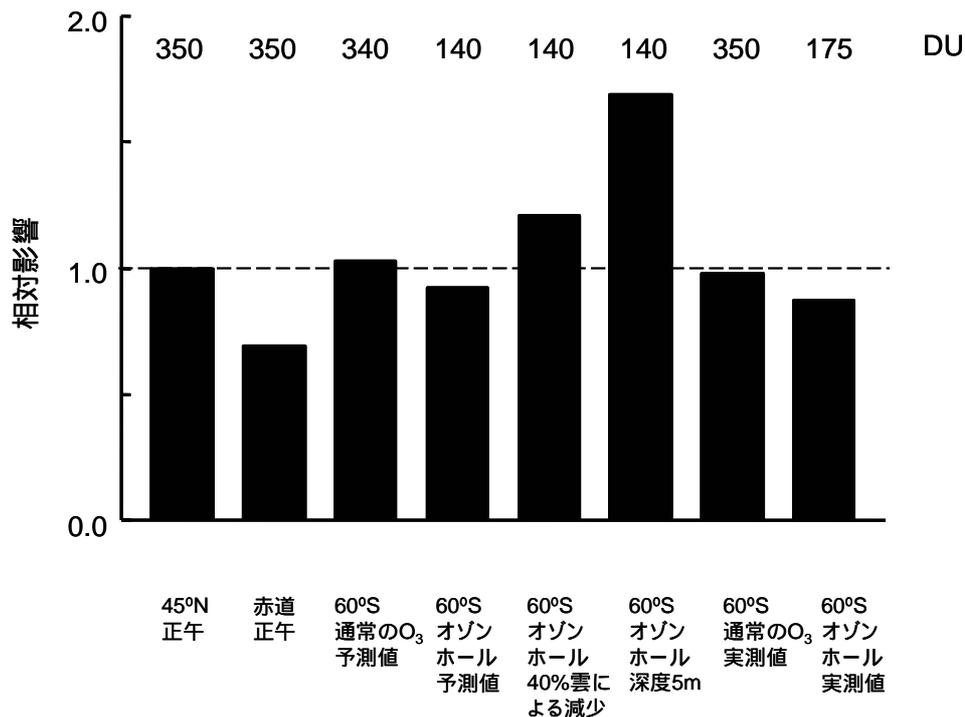


図 64 重み付けした生物作用スペクトルを用いた太陽紫外線の相対的影響
北緯 45 度の正午 1 時間の値に対して標準化してある。図中の数字はオゾン全量をドブソン・ユニット(DU)で示す。
(出典) Neal と Kieber, 2000

(4) 材料の損傷

オゾン層破壊に伴う有害紫外線の増加と気候変動(温暖化)との相互作用は、世界遺産や文化財に何らかの損傷をもたらすことが危惧されている。様々な天然材料(木材、羊毛等)や人工合成材(プラスチック等)は、UV-B の照射により光劣化が起こり、変色や強度の低下などの損傷が促進される。そのため、UV-B の照射量が増加すると劣化が速まり、特に気温が高く日射量が多い熱帯地域では材料の劣化が著しく、深刻な事態が予測される。

一方で、気候変動は天然材料と人工合成材の紫外線に起因する劣化の速さを変化させる可能性がある。UV-B 照射量が多い地域では、気温の上昇は、光により劣化が誘発される物質の劣化の加速へ著しく影響を与える(UNEP, 2003)。

紫外線への耐性が向上した新種のプラスチック製品や紫外線を保護する添加剤(紫外線吸収剤、光安定剤)などの開発が進んでいる。最近の触媒の進歩によりメタロセンプラスチック(ポリエチレンとポリプロピレン)の発見をもたらし、それは従来の種類と比べて紫外線への耐性がわずかによくなるなど、特性が向上した(UNEP, 2003)。

その他、従来の高分子光安定剤(HALS)2 つ以上を混合してプラスチックに使われた時に、相乗的な効果があることがわかっている。光安定剤の効果の向上は、紫外線と気候変動による影響に対するプラスチック配合物の安定化にかかるコストを最小化させるために重要である(UNEP, 2003)。

最近の研究では、木材、毛髪、羊毛などの天然ポリマー(高分子化合物)も UV-B 照射により容易に退色すること(UNEP, 2005)、太陽光によるプラスチックと木材の混合物の光分解は主にリグニン成分によって促進されること(UNEP, 2006)などが報告されている。また、プラスチックのポリマーの分解について光損傷のモデル化が進んでいる。(UNEP, 2005, 2006)

(5) その他の影響

人の健康、陸域および水域生態系、材料への影響以外に、UV-B 量の変化は対流圏での大気質や生物地球化学的循環に影響を及ぼす可能性があるとして UNEP の環境影響評価パネル報告書で指摘されている (UNEP, 1998、2003)。

ア．大気質への影響

UV-B の増加は対流圏でのオゾンの光分解を加速し、励起酸素原子の生成速度を増大させる。励起酸素原子と水蒸気との反応は OH ラジカルの主要な生成源であるので、UV-B の増加は OH ラジカル濃度を高める方向に作用し、メタンをはじめ多くの物質の大気寿命に影響を与える。また OH (および HO₂) ラジカルの増加はメタンなどの大気酸化反応を通して対流圏でのオゾン生成・消滅にも影響を及ぼす。様々なフィードバック効果を取りあえず抜きにして考えると、NO_x 濃度が低い清浄大気条件下では OH や HO₂ ラジカルの増加は OH - HO₂ - O₃ の反応系によるオゾン分解を加速し、オゾン濃度の減少をもたらすと予想される。一方、NO_x 濃度が高い汚染大気条件下での UV-B の増加は、NO_x 存在下での炭化水素や CO などの酸化反応によるオゾン生成を加速する方向に働き、結果としてオゾン濃度の増加をもたらすと予想される (UNEP 2003)。UV-B の増加はオゾンの光分解速度の増加だけでなくアルデヒド類などの光分解反応を加速することでも、大気酸化能に影響を及ぼし得る。大気酸化能の増大はメタン (CH₄) や一酸化炭素 (CO)、更には揮発性有機化合物 (VOC) の大気寿命を短くするので、メタンなどの放出量が一定であれば、大気中のメタン、CO、VOC の濃度を低下させると予想される。(Granier ら, 1996; UNEP, 1998、2003)。

上記の通り、UV-B の増加による対流圏大気酸化能と大気質への影響の直接的な効果に関しては定性的には予想できる。しかしながら、オゾン濃度や大気酸化能に対する UV-B の変化の影響を実大気で検出することは極めて難しい。例えば対流圏全体のオゾン濃度のトレンドを調べる場合、オゾン濃度が NO_x 濃度に強く依存するため UV-B の変化の影響は NO_x 濃度の変化にマスクされ明確にはなりにくい。また NO_x の分布は空間的にも時間的にも不均一であり、地域毎のオゾン濃度に対する UV-B の影響については、定性的な予想さえ困難となる場合もある。都市大気中でのオゾン濃度は局所的な NO_x の放出量に加え、気象条件 (高気圧・低気圧の配置など) や大気の輸送量にも強く依存しており、仮に成層圏オゾンの変化と地表面オゾンの変化に相関が見られても、その結果から直ちに UV-B の影響とは結び付けられない場合がある (Isaksen ら, 2005)。

イ．生物地球化学的循環への影響

UV の増加は生物圏に影響を与えることで、炭素や窒素をはじめとする物質の循環に影響を及ぼしうると考えられている。例えば、UV-B の増加は有色溶存有機物の光褪色反応を加速させ、間接的に水域生態系に対する紫外線の影響を増大させ、海洋での有機物の除去や炭素循環に影響を及ぼす可能性があるとして指摘されている (UNEP, 2003)。また気候変動に伴う降水量の変化や土地利用の変化による河川や海洋への溶存有機物 (DOC) の流入量の増加に UV の増加が加わることで、DOC の光化学プロセスによる CO₂ の放出を加速する可能性もある (Xie ら, 2004; Pullin ら, 2004)。更に UV の増加が植物の耐性作用を通して根圏の細菌類の分布や細菌類の活性を変化させ、結果として窒素固定など栄養源の収支に影響を及ぼすとの報告 (UNEP, 2003; UNEP EEAP, 2006) や、植物の光合成や海洋性植物プランクトンの生産性にマイナスの効果をもたらすとの報告もある (EC, 2003)。海洋性植物プランクトンの生産性の低下は大気中の二酸化炭素の海洋でのシンクを押し下げる影響もある。しかしながら、異なった条件では UV-B の変化が定性的にも異なった影響を及ぼす可能性 - 例えば、UV の増加に伴い鉄錯体の光化学反応を促進する

ことで海洋の生産性を増加させる可能性 - もあり、UV-B の増加の影響の検出を難しくしている。

UV-B の増大が炭素・窒素化合物の放出に影響を与えるならば、間接的に大気質にも影響を及ぼすと考えられる。例えば、UV の増加によって陸域の老いた植物や枯れた植物からの紫外線誘起の一酸化炭素の放出量が増大するのではないかと指摘されている (UNEP, 2003)。またグリーンランドや南極など極域での雪塊氷原での光化学的な NO_x 生成も極域の大気質に影響を及ぼしうると指摘されている (UNEP, 2003)。一酸化炭素や NO_x の放出は大気中でのオゾン生成や大気酸化能に影響を与えるため、もし UV-B 増加による一酸化炭素や NO_x の放出量の増加が著しいものであれば、大気質に対する UV-B 増加の間接的な影響も検討する必要がある。

UV の増加は炭素循環だけでなく、硫黄やハロゲンの循環にも影響を与えられている。例えば海洋からのジメチルスルフィド (CH₃SCH₃、DMS) の放出量の変化はエアロゾル生成を通して雲生成にも影響することで海面の気温変化に負のフィードバックを及ぼすとする可能性については以前より議論されてきた (Charlson ら, 1987)。これに対し、UV の増加は DMS 放出を抑制し、その後のエアロゾル生成の低下を通して UV 量の変化への正のフィードバックが考えられる (Erickson ら, 2000)。しかし一方では、UV の増加が DMS の生産性を加速させるとの報告 (Curran と Jones, 2000) もあり、海洋の特性の違いも含めて今後更なる検討が必要である。その他、ハロゲン化合物の生成や消失、更には大気中でのオゾン濃度に対する UV-B の効果も報告されている (UNEP EEAP, 2006)。例えば UV による光反応によって水中での臭素やヨウ素原子を含んだハロメタン類の分解を加速するとの報告 (Du ら, 2005) や、ハロメタン類の (海洋などからの) 放出と UV 領域での光化学を介した海洋境界層などでのオゾン分解と関連性が指摘されている。他の生物地球化学的な影響と同様に硫黄やハロゲンの化学に対しても、UV-B 以外の因子 (例えば気温の変化など) による影響は大きい。

以上のように、大気質や生物地球化学的な物質循環は UV 以外の要因による影響が大きく、実際の観測結果から UV の変化による影響のみを抽出することは困難であるが、UV の増加による直接ならびに間接的な影響は今後とも評価していく必要がある。

オゾン層破壊のメカニズム

(1) オゾン層の生成

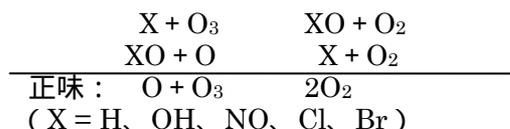
大気中のオゾンは、酸素分子が解離して生じた酸素原子が他の酸素分子と結合して生成される。逆にオゾンは、太陽光の吸収によって分解するほか、酸素原子と結合して酸素分子に戻る。この過程を化学式によって表すと、



となる。ここで M は反応の第三体と呼ばれ、反応によって生じた過剰なエネルギーを取り去ってオゾンを安定化する役割を果たすもので、成層圏では窒素分子と酸素分子がこれにあたる。オゾンの光分解は酸素原子を作り、すぐに酸素分子と結合してオゾンを再生するので正味のオゾン消滅とはならない。正味のオゾン消滅となるのは酸素原子との反応である。さらに、HO_x (x=0,1,2)、NO_x (x=1,2)、ClO_x (x=0,1)、BrO_x (x=0,1) がオゾン消滅反応に関与している。

(2) 微量気体によるオゾン破壊

大気中の微量成分は、次のような触媒反応サイクルによってオゾンを破壊する。



このサイクルでは、X は再生されるのでオゾンの破壊効率は極めて大きい。X として重要なものは H、OH、NO、Cl、Br であり、前二者によるものは HO_x サイクル、以下 NO_x サイクル、ClO_x サイクル、BrO_x サイクルと呼ばれる。この反応サイクルを終結する反応が存在し、ClO_x サイクルの場合、



のような反応により終結する。終結反応で生成される分子は貯留成分と呼ばれている。X、XO を不活性な形で一時的に貯蔵するからである。

X として重要なものは塩素原子 Cl で、これはこの数十年間の人間活動のために成層圏に到達した CFC 等からもたらされる。CFC は主として 200nm ~ 220nm の太陽紫外線により分解して塩素原子を放出する。CFC-11 (CCl₃F) の場合



のように、初期過程では 1 個の塩素原子を放出するが、CCl₂F も最終的には Cl ないし ClO になってオゾンを破壊する。このような気相反応によるオゾン層破壊機構は、図 12 (第 2 部) に示された高度 40km 付近のオゾン減少を説明することができる。

同様なオゾン層破壊反応は、消火剤として使用されているハロンやくん蒸剤として使用されている臭化メチルが成層圏で分解されて生成する臭素原子 Br と一酸化臭素 BrO によっても進行する。臭素によるオゾン破壊の効率は塩素の場合より高いが、ハロン等の大気中の濃度が CFC よ

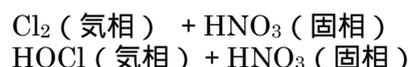
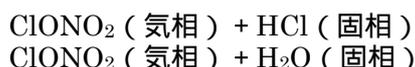
りもはるかに低いために、オゾン層破壊への寄与は今のところ CFC より小さい。

成層圏中の塩素・臭素原子の自然発生源として重要なものは塩化メチルと臭化メチルである。現在、人為起源の塩素・臭素の寄与は自然起源の 4 倍程度であるが、今世紀後半には同程度にまで減少すると予想されている。

(3) 南極オゾンホールにおけるオゾン層破壊の機構

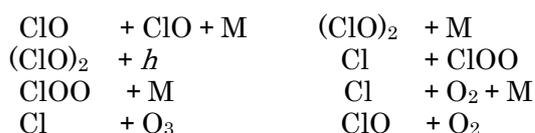
南極域では、春季に 10km ~ 25km の高度のオゾンが急速に減少し、特に 17km 付近ではオゾンがほとんどなくなってしまう。このようなオゾン層破壊は、ほぼ南極大陸をすっぽり覆う極渦の内部のオゾンが穴のように少なくなるような形で進行するため、オゾンホールと呼ばれている。オゾンホールは、南極域の特殊な気象条件と CFC 等から放出された塩素原子により、次のような機構で発生する。

南極域の冬および春には極渦と呼ばれる強い西風が南極上空を取りまく。極渦の内部では比較的風が弱く、非常に気温が低く（約 195K (-78) 以下）、外部との空気の交換があまりない。冬期の非常に低温のために、硝酸三水和物（ $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ）や氷を主成分とする極域成層圏雲（PSC）が生成し、その表面で次のような不均一相反応によって活性度の低い塩素の貯留成分が不安定な成分に変換される。



HNO_3 は極域成層圏雲粒子に取り込まれて、ついには成層圏から取り除かれ、 NO_2 には戻らないため、 ClONO_2 を再生しない。春になって南極域に日が当たるようになると、 Cl_2 や HOCl は分解して塩素原子を生成し、再びオゾンを破壊する。

この一連の過程の正味の結果は、塩素原子の増加と終結反応に必要な NO_2 の減少による ClO_x サイクルの活性化である。ただし下部成層圏では、連鎖反応中の $\text{ClO} + \text{O} \rightarrow \text{Cl} + \text{O}_2$ は有効ではないので、かわりに $(\text{ClO})_2$ や ClO_2 の関与する連鎖反応、 BrO と ClO の両者が関与する連鎖反応がオゾン破壊する。



このようにして極渦内では、 ClO が増加するとともに貯留成分や NO_x 、水蒸気の濃度が減少し、特定の高度ではオゾンがほとんど消失するほどのオゾン層破壊が進行する。オゾンホールは、極渦の崩壊とともに消滅するが、この際オゾンの少なくなった空気は南半球中緯度に輸送されるので、オゾン減少は広範囲に及ぶことになる。

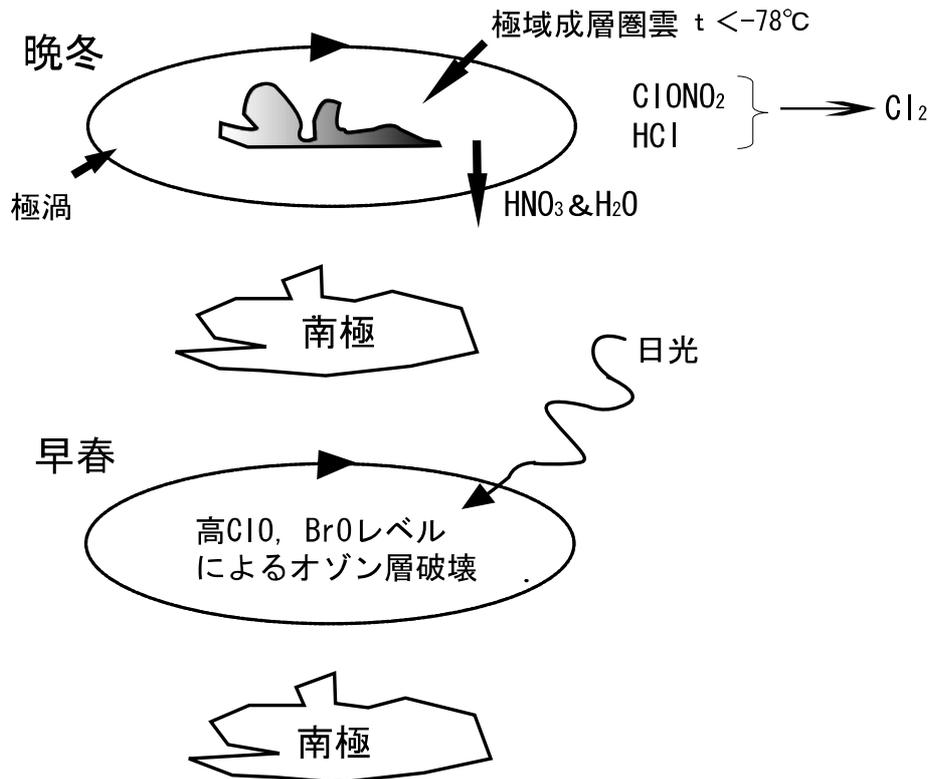
なお、極域成層圏雲（PSC）には、以下の 2 つのタイプが存在する。

PSC タイプ

南極域や北極域の極渦内で生成する極域成層圏雲の内、硝酸と水を主成分とするもの。主に硝酸三水和物 ($\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) の結晶とされていたが、液体の極域成層圏雲 (硝酸、硫酸、水の三成分混合液滴) も観測されており成分は単純ではない。高度 20km 付近では、195K (-78) で出現する。

PSC タイプ

南極域や北極域の極渦内で生成する極域成層圏雲の内、氷を主成分とするもの。PSC タイプよりより低温 (高度 20km 付近で 188K (-85)) で出現し、粒径が大きい。重力落下することによって硝酸や水を成層圏から除去する役割を果たしていると考えられている。



(4) 北極域におけるオゾン層破壊の機構

南極域上空においては、PSC 形成に必要な低温域が安定に存在するが、北極域の成層圏においては、低温域に分裂や移動または衰弱が起こりやすく、PSC が持続的に存在できないため、南極域上空のオゾンホールに見られるようなオゾンの減少は生じないと考えられる。その理由は、北半球では南半球と比べて、海陸や大規模山岳の分布が東西方向に不均一であるため、対流圏の風が大きく乱されやすく、この乱れが成層圏に伝わってプラネタリー波と呼ばれる地球規模の波動を作り、極渦を不安定化するからである。すなわち、プラネタリー波は、低緯度から熱を輸送して極渦内の気温の低下をやわらげる他、極渦の中心を北極点からずらせたり、楕円形に変形させたり、極渦を崩壊させたりするためである。

しかし、1989 年及び 1991 ~ 1992 年にかけて実施された NASA の航空機を用いた調査によれば、北極域の成層圏においては、オゾン破壊作用の強い ClO 及び BrO の濃度が極めて高いことが報告されている。この ClO 及び BrO が、北半球高緯度におけるオゾン減少傾向を引き起こしていると考えられる。

また PSC 粒子表面上の不均一相反応によって強化された塩素及び臭素化合物によるオゾン破壊の進んだ空気は、中緯度まで流出することがあるため、オゾン層破壊は北極域のみの問題にとどまらない可能性がある。

なお、北極域のオゾン層破壊の日本への影響を明らかにするため、国立環境研究所及び名古屋大学太陽地球環境研究所は母子里及び陸別観測所においてオゾン鉛直分布の観測を行っており、1996年4月及び1997年5月には北極域のオゾン層破壊の影響が観測された。

(5) その他のオゾン層破壊の機構

上記(3)(4)以外にも、硫酸エアロゾル表面での不均一相反応を通じて下部成層圏のオゾン層破壊が促進される。硫酸エアロゾルは静穏時にも成層圏に存在するが、ピナトゥボ火山のような大規模な火山噴火時には大幅に増加する。ピナトゥボ火山噴火後の1992年と1993年には、北半球全体で記録的なオゾン層破壊が観測された。

(6) 極域オゾンの将来予測

北半球高緯度域におけるオゾンの回復に関連して、いくつかの3次元モデルにより極域オゾンの将来予測がなされている(図65、66)。図65は、春季(3~4月)の北極域の最低オゾン全量について、温室効果ガスの増加をシナリオに含めて最新の「化学結合モデル」により将来予測を行ったものである。上段はシナリオの時間進行に沿ってシミュレーションを行った「時間発展数値実験」の結果であり、下段は将来のある時間に対応する温室効果ガス濃度においてモデルを何年か走らせた「時間断面数値実験」の結果である。どのモデルも、人工衛星搭載のTOMSによって観測された1980年から2000年にかけてのオゾン全量の減少傾向を再現できている。2000年以降については、比較のために表示された1998年アセスメントのGISSモデルのみが更に20年近いオゾン全量の低下を示すが、今回のアセスメントに用いられたモデルでは上昇に転じるものが多い。

いくつかのモデルによる南極におけるオゾンの予測を示す(図66)。いずれのモデルもこれまでの観測結果に概ね沿っている。予測によれば、全ての国々が改正・調整された議定書に従い、他の全ての影響が変わらないと仮定すると、2005~2020年頃にはオゾン層は回復に向かうことが示されている。

オゾン科学アセスメント2002にも引用された国立環境研究所と東京大学気候システムセンターとの共同開発の化学気候モデル(CCSR/NIES CCM)の改良が進められ、2002年アセスメント当时には考慮されていなかった臭素オゾン分解サイクルの導入や空間分解能の向上などが図られた。図67に新たなモデルを用いた時間発展数値実験によるオゾンホール面積の推移を等価成層圏塩素量(成層圏でのハロゲン濃度をオゾン破壊効率の違いを考慮して塩素濃度に換算して求めた量、EESC)と共に示した。なおEESCは、これまでのオゾンホール面積の拡大がEESCの増加によると仮定して、スケールを調整して示されている。今後のEESCの減少に伴い2020年頃にはオゾンホール面積の縮小傾向が観測されるものと予想される。一方で、オゾンホールの回復はEESCの減少に比べ遅れが生じる可能性も示唆される。回復の遅れが温室効果ガスの増加によるものかは今後の詳細な解析を待つ必要がある。

また、2000年の世界気候研究計画(WCRP)の報告によれば、成層圏の水蒸気の濃度は約4~6ppmvで、1950年代半ばから現在までで約2ppmv増加している。成層圏の水蒸気の増加は、PSC形成の促進やHO_xサイクルによるオゾン層破壊をもたらすことが考えられるため、オゾン層の回復が遅れる可能性がある。

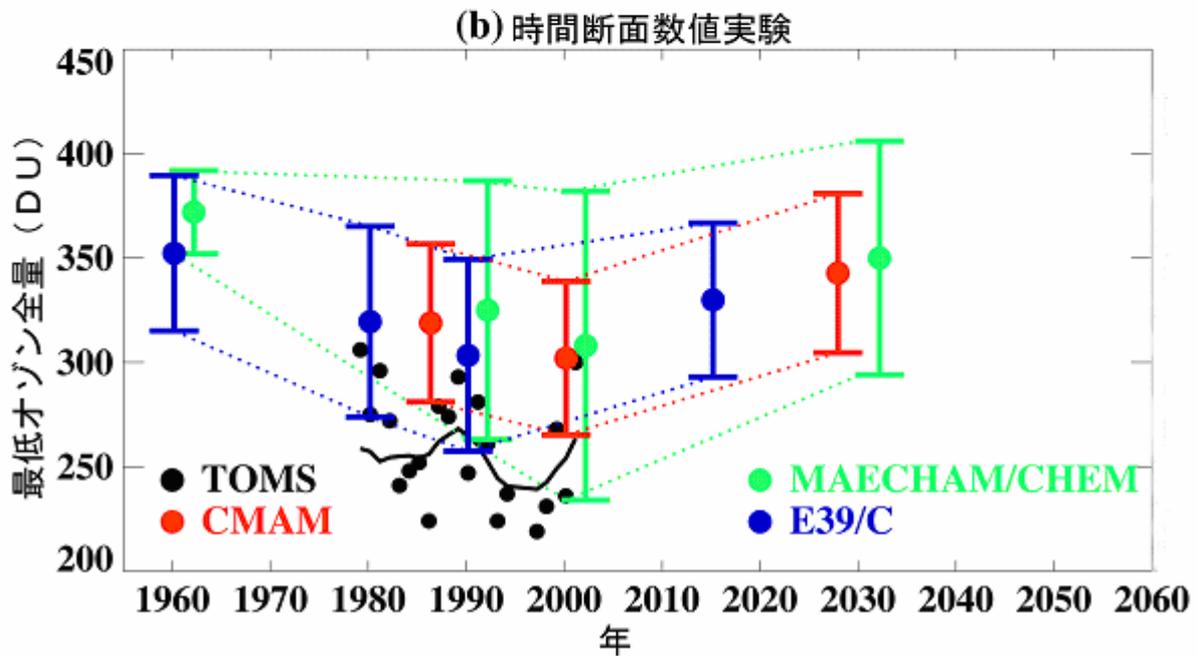
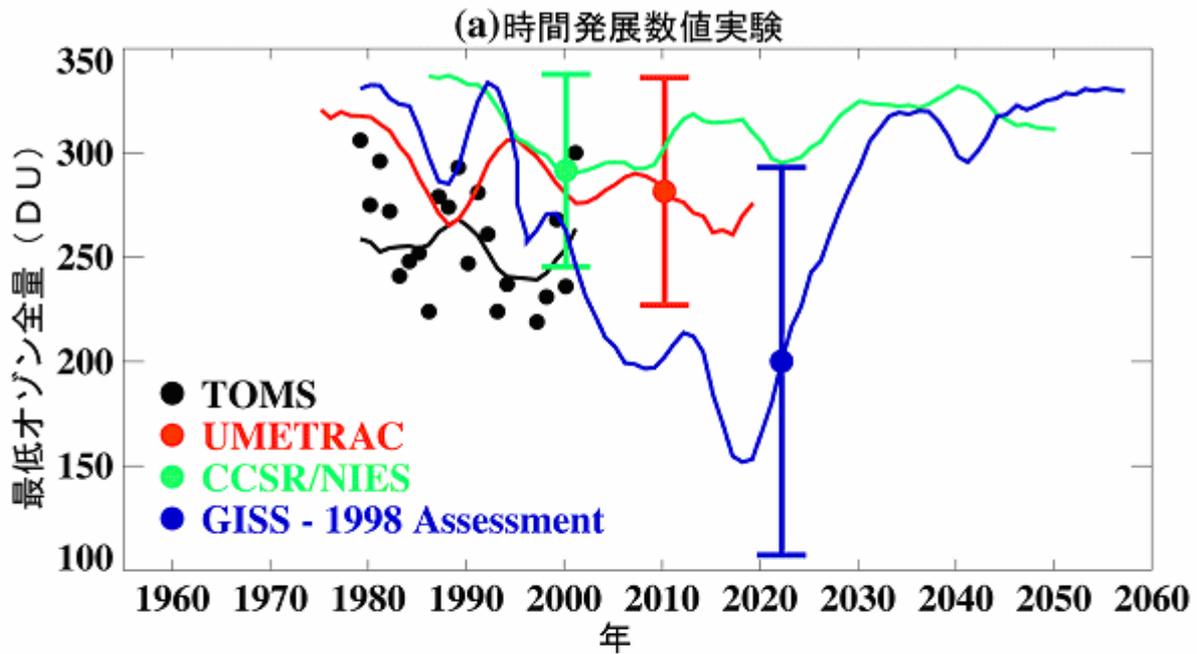
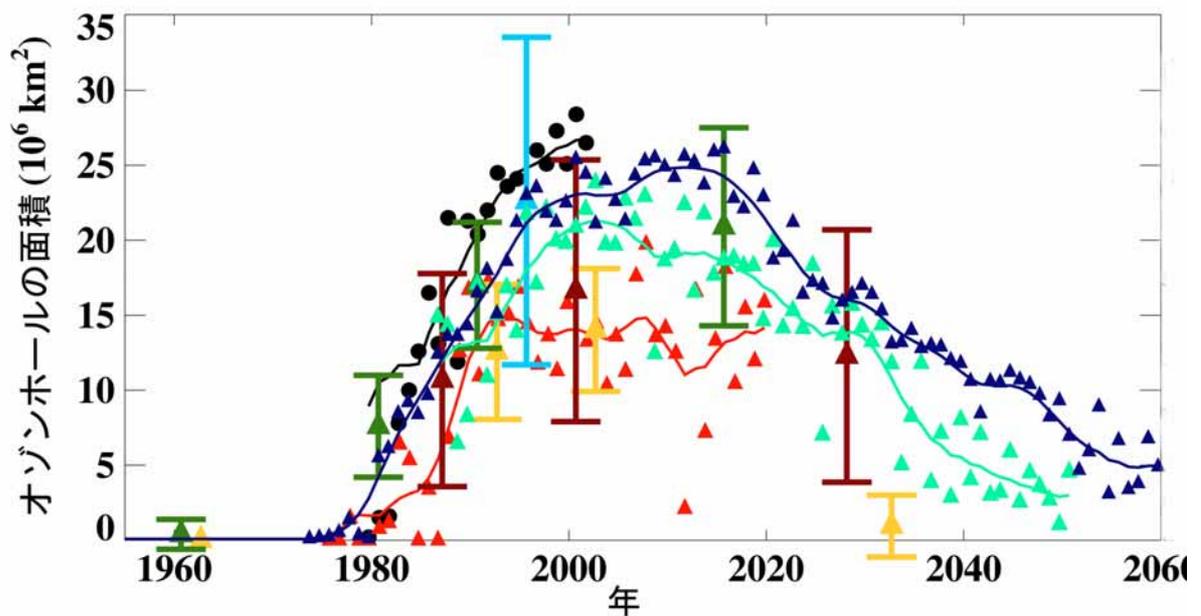
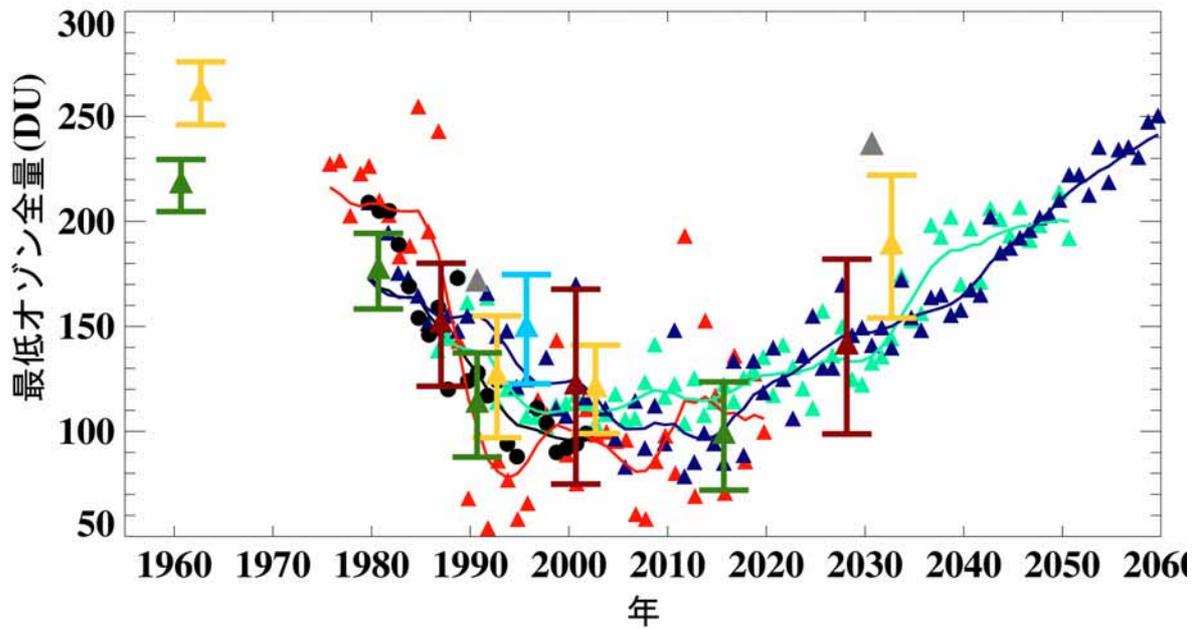


図65 北極域における春季最低オゾン全量の経年変化のモデル予測

オゾン全量は、北緯 60~90 度の 3~4 月最低オゾン全量を示す。エラーバーは年々変動の標準偏差の 2 倍に相当する。凡例中の UMETRAC 等の英略語は予測モデルの名称である。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)



- TOMS
- ▲ CMAM
- ▲ UMETRAC
- ▲ MAECHAM/CHEM
- ▲ E39/C
- ▲ CCSR/NIES
- ▲ UIUC
- ▲ ULAQ
- ▲ GISS 98 Assessmen

図66 南極域における春季最低オゾン全量とオゾンホール面積の経年変化のモデル予測*
 上図は、南緯60～90度の9～11月の最低オゾン全量を示す。下図は9～11月の間のオゾンホール面積の最大値を示す。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 (WMO, 2003)

* 巻頭口絵に掲載

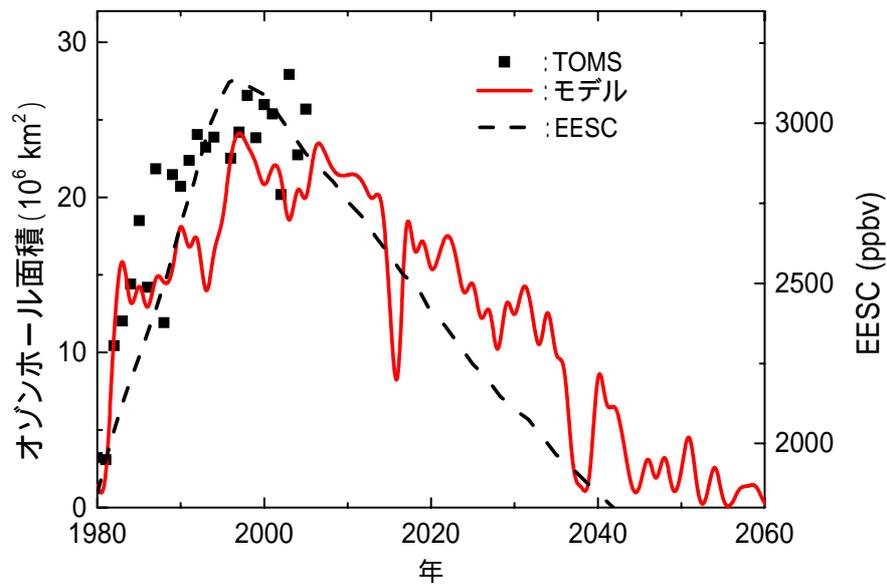


図67 化学気候モデルを用いた数値実験によるオゾンホール面積と等価成層圏塩素量の推移

実線はオゾンホールの面積、点線は等価成層圏塩素量 (EESC) を示す。EESCはオゾン科学アセスメント2002 (WMO 2003) のAbシナリオの値を用いている。■はTOMSの観測結果。

(出典) 国立環境研究所提供データ

科学・環境影響評価パネル報告要旨

1. WMO/UNEP オゾン層破壊の科学アセスメント 2002

1987年に採択された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では、議定書締約国は、世界の専門家からなる委員会によって評価された最新の科学・環境・技術・経済面の情報にもとづいて、将来における議定書関連の政策決定を行うことが求められている。政策決定過程に情報を提供するために、オゾン層破壊に関する理解の進展状況はこれまで1989、1991、1994、1998年に評価されてきた。この情報は締約国間の論議を助け、同議定書に対する一連の改正・調整に至った。ここで要約した2002年版科学アセスメントは、このシリーズの5番目のものである。

<最近の主な発見と最新の科学的理解>

「オゾン層破壊の科学アセスメント：1998」の発表以来、多くの室内実験、大気観測および理論・モデル研究が新たに重要な発見をもたらし、オゾン層とその紫外（UV）放射に対する影響に関する総合的理解が深まった。その進展ぶりについて、人間活動と自然現象がオゾン層に与える影響、およびオゾン層と気候システムに関して分かった最新の研究結果の要約を以下に示す。

オゾン層破壊物質の変化

・対流圏（すなわち下層大気）では、各種のオゾン層破壊物質の実効的な総量は1992～1994年のピーク以来ゆっくりと減少し続けていることが観測から示されている。塩素総量は減少しているが、工業用ハロン起源の臭素量は、以前の割合（1998年のアセスメントで報告したもの）よりはゆっくりではあるものの依然増加している。2000年の時点における長寿命および短寿命の塩化炭素化合物を起源とする対流圏塩素総量は、1992～1994年のピーク時の観測値より約5%低く、1年当たりの変化率は2000年において-22ppt（-0.6%/年）であった。1-1-1-トリクロロエタン（メチルクロロフォルム、 CH_3CCl_3 ）はかつて塩素総量の減少に大きく寄与していたが、その大気中濃度が急速に減少したため、寄与は小さくなっている。主要なCFCを起源とする塩素総量は、1998年アセスメントの時点ではやや増加していたが、現在ではもはや増加していない。特に2000年には、CFC-11とCFC-113の大気中濃度は引き続き減少しており、他方CFC-12の増加率は緩やかになっている。ハロン起源の対流圏臭素総量は、3%/年の割合で増加を続けているが、これは1998年のアセスメントで報告された1996年時点での増加率の2/3に相当する。下層大気で観測されたCFC、HCFC及び1-1-1-トリクロロエタンの量は、報告されている生産量・推定放出量と整合している。

・19世紀後半以降の雪中に捕捉された空気の分析から、CFCやハロン、主要なクロロカーボン類の非工業的発生源は無視できることが確認された。前回のアセスメント以降、「万年雪空気」（つまり氷河上の雪氷に閉じこめられた空気）の分析によって、その空気が捕捉された時点の長寿命大気成分量が明らかになってきた。その結果、多くのオゾン層破壊物質の大気中濃度のトレンドは、前世紀を越えて、工業による放出が顕著になるよりずっと以前までさかのぼることができるようになった。これらの記録によれば、採取された最も古い空気中に含まれるCFC、ハロン、四塩化炭素（ CCl_4 ）、1-1-1-トリクロロエタン、およびHCFCの混合比は、現在のバックグラウンド大気で測定される量に比べて無視できるほど小さい。さらに、これら化合物の濃度データは、工業生産量の記録にもとづいて計算された濃度の20世紀における変遷とおおむね整合している。

濃度データからは、大気中の臭化メチルにはかなり大きな自然発生源があることが示唆され、また発生量は 20 世紀を通じて増加していることがわかった。そのため臭化メチルの全発生量に占める工業起源放出量の割合を正確に見積もることはできないが、臭化メチルの収支に関する評価結果をもとにすると、この割合の推定値は 10～40% であり、1998 年のアセスメントの報告と同じである。

・下層大気の HCFC 量は増え続けている。HCFC は、CFC、ハロンや塩素系溶媒の過渡的代替物として使用されている気体である。2000 年には HCFC は人為起源気体からの下層大気塩素総量の 6% を占めた。HCFC 起源の塩素量の増加率は、1996～2000 年の期間で一年当たり 10ppt と一定している。

・成層圏観測によると塩素総量はピークかそれに近いが、臭素量はおそらく依然として増加している。塩化水素 (HCl) と硝酸塩素 (ClONO₂) の合算量は、成層圏塩素量の代用として使える。長期間にわたる地上観測によって、これらの気体の成層圏気柱全量は数十年間増加を続けていたが、近年横ばい状態になっていることがわかった。さらに、上部成層圏の塩化水素の衛星観測からも、ほぼ同じ値が示されている。1990 年代において、成層圏臭素量には増加の兆候にあるが、その変化は塩素量ほどよく把握されていない。こういった成層圏の変化は、対流圏微量ガスのトレンド、成層圏化学、及び対流圏から成層圏への輸送に関する理解をもとにした予想と一致している。

・塩素・臭素・沃素を含む極短寿命の有機ソースガスは、成層圏オゾン層を破壊する可能性があるが、その潜在力を定量的に評価することは CFC のような長寿命成分に対する程容易ではない。極短寿命化合物は対流圏で急速に化学的に分解されるので数か月以内しか大気中に存在しない。しかし、放出物や対流圏での分解生成物の一部は成層圏に達する可能性がある。例えば、おもに海洋で生成される非人為起源プロモフォルム (CHBr₃) が成層圏臭素総量に寄与する割合は無視できないことが観測から示されている。極短寿命化合物によるオゾン層破壊の大きさは、放出場所と季節、そして分解生成物の性質に決定的に依存する。このため、オゾン破壊係数 (ODP) をひとつの数値で表す従来の慣用法は、長寿命物質に対しては可能だが、極短寿命物質に対しては直接適用できない。3 次元モデルによる数値シミュレーションによれば、極短寿命化合物は、熱帯で放出されると、高緯度で放出された場合よりも成層圏に輸送されやすいため、より大きなオゾン破壊につながる。3 次元モデルによって推算されるオゾン破壊係数は、複雑な輸送過程をモデル化することが困難なことから対流圏での分解生成物に関するデータ不足のため、現在のところ不確実性がある。将来の使用が提案されている化合物のひとつである n-臭化プロピル (nPB、C₃H_{8-n}Br_n) についての最近の研究によれば、両極域以外の全陸域から一様に放出された場合、含まれる臭素のおよそ 0.5% が成層圏に達し、ODP は 0.04 となる。同じ研究報告によれば、熱帯での放出に対する ODP は最大で 0.1、北緯 20 度以北、北緯 30 度以北の放出に対してそれぞれ最大 0.03、0.02 となっている。したがって、極短寿命化合物の影響は、その放出量が大きければ顕著なものとなる。

極域および全球のオゾン層の変化

・ハロゲン化合物による春季の南極域のオゾン層破壊は過去 10 年間ずっと大きかった。1990 年代初めからオゾン気柱全量 (以下「オゾン全量」とする) の最小値は 100 ドブソン単位 (DU) 程度であった。9 月と 10 月のオゾン全量月別値はオゾンホール出現前の値から約 40～50% 少な

い状態が続いており、1週間程度の期間で見ると局所的には70%少ないところもみられる。ここ10年、春季のオゾンホールは平均面積は拡大しているが、その増加率は1980年代ほどではない。オゾンホールの面積は年ごとに変化しており、まだオゾンホールの面積が最大に達したとはいえない。近年、オゾンホールは初夏まで持続しており、それだけ紫外放射への影響を強めている。

・北極域の冬季において過去10年間で特に寒かった年には、ハロゲン化合物によるオゾン全量の消失は最大30%に達した。北極域の冬季・春季のオゾン消失は冬ごとの成層圏気象状況の変化のため大きく変動するが、新たな諸観測やモデルとの比較が行われ、今ではより良く理解されるようになった。1999/2000年冬季・春季の北極域における化学的オゾン消失量を定量的に評価した解析結果は全体的によく一致している。調査研究が良く行き届いたこの年は低温が継続するという特徴があり、高度20km付近で70%ものオゾン消失が起こり、初春までのオゾン全量の消失量は80DU(20~25%)以上に達した。対照的に、温暖で擾乱が強かった1998/1999年の北極域冬季の化学的消失量は非常に少なかったと推定される。最近4回の北極域の冬季のうち3回は温暖で、オゾン消失はほとんどなかった。ちなみに、これまでの9回の冬季のうち6回は寒冷で、オゾン消失が大きかった。

・両半球の中緯度において依然としてオゾン層は破壊されている。1997~2001年のオゾン全量の全球平均値は1980年以前の平均値より約3%少なかった。変化が観測されているのは主に中緯度と極域であり、熱帯域(北緯25度~南緯25度)では有意なオゾン全量のトレンドは観測されていない。両半球のオゾンの振舞いには違いがある。特に1997~2001年期間のオゾン全量の平均値は、1980年以前の値に比べて北半球中緯度(北緯35~60度)で3%、南半球中緯度(南緯35~60度)で6%少なかった。1980年以前と比べた1997~2001年におけるオゾン全量変化の季節的な特徴は、北半球と南半球とで異なっている。北半球中緯度では、最大のオゾン消失が冬季・春季(約4%)に見られ、夏季・秋季はその約半分である。南半球中緯度では、長期的なオゾン消失は全季節を通じて同じ大きさ(約6%)を示している。

・ハロカーボン類、ソースガス類およびエアロゾル(微粒子)の観測された変化を取り入れたモデル計算は、南北中緯度で観測されたオゾンの長期変化を良くとらえている。2次元評価モデルでも北半球中緯度オゾンの年々変動をよく再現するが、南半球についてはそれほどうまくいっていない。例えば、1990年代初めのピナトゥボ火山大噴火後のオゾンの振舞いは、観測では南北半球で違いがあるが、ハロカーボンを組み込んだオゾン化学モデルでエアロゾルを増加させた計算では、両半球で対称的な噴火後のオゾン消失が見れる。北半球中緯度のオゾン変動は、力学過程の変化で部分的に説明できるものもある。また、力学過程の変化は北半球の冬季・春季のトレンドにも影響を及ぼしている。しかし、化学過程と力学過程は互いに結合しているため、オゾン変化を単独で取り出し、予測することはできない。

・化学・気候モデルは、成層圏のハロゲンが予想通り減少すると、南極域の春季のオゾン層は2010年までには回復に転じると予測している。南極域におけるオゾン全量は、今世紀中頃までには1980年以前の値に戻ると予測されている。

・北極域のオゾン層破壊は非常に変動が大きく、予想が難しいが、南極域のようなオゾンホールが北極域で出現することはなさそうである。しかし、近年見られたようなオゾン量の低い現象は再び起きるかも知れず、北極域成層圏は、今後10年位の間は、他の擾乱(例えば火山噴火によ

る成層圏エアロゾルの増加など)の影響を最も受けやすいであろう。南極域にみられるようなオゾンの極低い状態が北極域で持続することは、最新の化学・気候モデルでも予測されてはいない。ハロゲン量が依然最大レベルに近い状況で、そのように極端なオゾン消失が今後 10 年位のうちに起こるには、約 40 年間におよぶ北半球の気象観測では見られなかった極端な気象状況が起こる必要があり、したがって将来ほとんど起こりそうもないと考えられる。

・**全球のオゾン層の回復は、主として塩素・臭素の大気負荷量の減少にかかわっていると考えられるが、他の要素も寄与しているらしい。**今後 50 年間に期待される成層圏塩素・臭素量の減少は、全球的なオゾン全量の増加をもたらすことが予想されるが、モデルによって予測増加率は異なっている。成層圏の寒冷化(主として二酸化炭素(CO₂)の増加による)は、上部成層圏における将来のオゾン増加を促進すると予測される。しかし、オゾン全量に対するこの効果を正確に評価することは、この変化に対する下部成層圏の応答が不確実なため限定される。大気輸送の変化は予想し難く、その成層圏オゾンに対する影響は、正負いずれの方向にも働く可能性がある。メタンと一酸化二窒素の増加が全球オゾン全量の増加に及ぼす化学的影響は今後 50 年間では小さいと予測されるが、21 世紀後半には目立つようになる可能性がある。下層大気中のオゾン量の将来の変化は、オゾン前駆気体の将来排出シナリオに大きく依存するが、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)2001 年報告書で採用されたどのシナリオをとっても、2050 年まで対流圏オゾンは増加するという予測になる。

紫外放射の変化

・**南極域の地上紫外(UV)放射量にとって、オゾンホール**の継続時間と空間的な広がりの変化の方が、年間オゾン最小値より重要である。高レベルの UV 放射量が、南極オゾンホール下の南半球高緯度域で観測され続けている。オゾンホール下では、生物学的影響の重みをつけた最大 UV 被曝量は、通常、オゾン層破壊が最大となる 10 月ではなく、太陽高度がより高くなり、しかもオゾン量が依然として低い 11 月と 12 月上旬に観測される。

・**観測が蓄積されるにつれ、オゾン全量の減少が UV 放射量の増加をもたらしていることが確認されつつある。**オゾン全量および全天日射量(全天日射計による)との関係にもとづいて計算した UV 放射量によれば、両半球中高緯度にある 10 カ所以上の観測点で UV 放射量は 1980 年代前半より 6 ~ 14% 増加したことを示している。これらの結果は、波長別の UV 放射観測および衛星観測からの見積りと整合している。地上 UV 放射に影響を与える主要な要素(例えば雲、大気中の微粒子、雪氷被覆、海氷被覆、およびオゾン全量)が空間的、時間的に複雑な分布をしていることから、観測あるいはモデルにもとづいた計算のどちらの手法によっても、地上 UV 放射量を地球規模で完璧に記述することには限界がある。前回のアセスメントでも述べられているように、1990 年代初めに開始された地上 UV の波長別観測データは、まだ観測期間が短すぎ、また変動幅が大きすぎるため、統計的に有意な長期(すなわち数 10 年単位の)トレンドの算出はできない。

オゾン層と気候変化

・**オゾン層破壊が気候変化に及ぼす影響についての理解が深まってきた。**全球年間平均の成層圏の寒冷化が過去 20 年間に起こっており、それは大部分、観測されている成層圏オゾン層破壊、ならびによく混合された温室効果ガスおよび水蒸気の増加に帰せられる。以前のアセスメントにも述べられているように、下部成層圏が寒冷化すると地球全体の気候システムは寒冷化することになる。最下部成層圏におけるオゾン消失量の鉛直分布は、放射強制力の重要な因子であり、火

山噴火に起因する擾乱の少ない最近数年間の観測データが加わったことで、現在ではより精度よく算出することができる。平均オゾン消失量は、世界中の多くの場所において 1990 年代末の値に近いままであり、ゆえに本アセスメントで示唆する気候システムの全球平均放射強制力の推奨値は 2001 年の IPCC アセスメントで推奨されたものと同じである。1980 年以降のオゾン減少による成層圏からの放射強制力は、同期間中のよく混合された温室効果ガスの増加による正の放射強制力の約 20% を相殺している。

・ **オゾン層と気候システムの両方に影響を及ぼす大気中の変化は他にもある。** 観測により、成層圏水蒸気量が広範囲にわたり増加している有力な証拠が得られたが、これは下部成層圏を冷却する役割と化学的相互作用によりオゾン層を破壊する役割があり、それゆえ気候プロセスにも寄与する。しかし、水蒸気のトレンドは完全には定めきれず、またトレンドの原因も分かっていない。メタン、一酸化二窒素、二酸化炭素はいずれも重要な温室効果ガスであり、またオゾン層破壊にも影響力を及ぼす。さらに、地上 UV 放射量は気候変化（例えば雲量の変化など）の効果により直接的に正負いずれにも影響をうける可能性があり、全ての因子を考慮して地上 UV 放射量の長期変化を予測しようとする不確かなものにならざるを得ない。

・ **気候変化とオゾン層の回復とのつながりを探る新しい研究が始まった。** 多数の数値モデルを稼働させて、気候とオゾン層との間のフィードバックが調べられた。前述のように、過去におけるオゾン変化が、よく混合された温室効果ガスとともに、成層圏の冷却に寄与したことが数値モデルによって示された。よく混合された温室効果ガスの将来変化は化学・放射・力学諸過程を通して今後のオゾン層の変遷に影響を及ぼす。このように高度な結合系においては因果関係を決めるのは困難であり、研究は目下進行段階である。成層圏冷却（主として、推定される二酸化炭素の増加による）により、将来、上部成層圏のオゾンは増加すると予測されている。しかし、これらの変化に対する下部成層圏の応答の不確かさによって、オゾン全量に対するその効果の評価の信頼性は限定されている。

<科学的証拠の補足と関連情報>

ハロカーボン量

・ 大気中のオゾン層破壊物質のトレンドの解析結果が更新され、また万年雪空気の分析によって 20 世紀を通してのトレンドも求められた。2000 年の時点で、CFC-11 と CFC-113 の混合比は 1996 年時点よりも急速に減少しており、CFC-12 の混合比は依然増加しているが、その増え方は緩やかになった。1-1-1-トリクロロエタンは、全球的な放出量が急に減少したことにより、その混合比は 1998 年以降指数関数的に減少している。なお 2000 年時点での混合比は、1992 年に観測されたピークの値の 1/2 以下であり、その減少率は 1996 年の値のおよそ 2/3 であった。

・ 大気中の種々のオゾン層破壊ハロゲン化合物の総体としての影響は減少し続けている。これは、塩素や臭素を含む気体成分の大気測定データから等価塩素量を計算することで推定される。2000 年中頃の時点で、対流圏の等価有機塩素量は 1992～1994 年のピークの値よりほぼ 5% 少なかった。近年の等価有機塩素量の減少は、1-1-1-トリクロロエタンの減少への寄与が弱まったために、1990 年代半ばよりやや緩やかである。

・ 大気測定データから推論できるように、1990 年代の間にオゾン層破壊物質の放出が大きく減少したことは、全面的に改正・調整されたモントリオール議定書が守られ、生産と消費が規制され

たことと一致している。現在では、発展途上国における消費が全球の放出量の多くの部分を占めている。1999 年は、オゾン層破壊物質の一つのグループ（すなわち CFC）の生産と消費が全てのモントリオール議定書締約国において規制された最初の年である。大気中での測定結果は CFC 類生産量の報告値から推定された放出量と整合している。

- ・ 将来のハロカーボンの混合比に関する最新最良の推定シナリオによると、全面的に改正・調整されたモントリオール議定書が引き続き堅持されるならば、今世紀半ば頃にはハロゲンの大気負荷量は南極オゾンホール発生以前の 1980 年のレベルに戻ることが示唆される。今後さらに許容生産量を削減しても、改善はわずかであろう。

- ・ 今までのアセスメントで報告されていた HCFC-142b の大気観測値と企業報告による生産・放出量にもとづいた推定値との差は小さくなった。これは発泡剤利用分野での放出に関する見直しにより改善したことによる。

ハロカーボンの寿命

- ・ 四塩化炭素の全球的寿命は約 26 年と見積もられ、前回（1998 年）のアセスメントより約 25% 短くなった。この理由は、広汎な観測により四塩化炭素が海洋表層水で未飽和となっていることが明らかにされたことから、海洋が四塩化炭素の吸収先であることが特定されたことによる。大気測定とこの寿命から推論される放出量は、2005 年の全球生産量の規制設定値より約 7 倍大きい。

- ・ 1-1-1-トリクロロエタンの寿命は新たな観測データをもとにして 4.8 年から 5.0 年に変更された。この変更は大気中の水酸分子（OH）の推定値と関係していることから、HCFC、HFC、メタン、およびこの重要なオキシダントによって大気中から除去される他のすべての気体の寿命が最大 5% 長くなることが示唆される。この結果、これらの気体の地球温暖化指数（GWP）とオゾン破壊係数（ODP）にも影響が出る。

臭化メチル、塩化メチルとハロン類

- ・ 南半球の保存空気や南極大陸の万年雪空気から推量した大気の変遷史によれば、南北半球で同じ変化が起こったとする仮定の下で、臭化メチルとハロン類からなる有機臭素の総量は 1900 年代半ば以降 2 倍以上に増えたことが示唆される。

- ・ 臭化メチルと塩化メチルの発生量と消失量の見積りの間には依然として大きなずれが残っている。すなわち、この両気体とも既知の消失量は発生量を上回っている。新たな臭化メチルの発生源が種々の穀物や生態系で確認され、新たな塩化メチルの発生源も熱帯植物から見つかった。これらの発見により、当該両気体の収支不均衡の幅は狭まった。

- ・ 臭化メチルの全球的寿命の最良推定値は 0.7（0.5～0.9）年のままである。臭化メチルの消失過程の推論に直接関係する新規研究によって、不確実性はやや小さくなったが、値そのものの大幅な変更を支持するものではない。工業生産が臭化メチルの放出に寄与する割合は変更されず、発生・消失強度に関する最新の理解にもとづくと、10～40%である。

極短寿命オゾン層破壊物質

・地上濃度が数 ppt である極短寿命の自然・人工起源の臭素・沃素のソースガス類は、現在の無機臭素・沃素の収支において無視できない寄与をなす。無機臭素・沃素の成層圏濃度が極めて低く、それぞれ約 20ppt および 1 ppt 以下に過ぎないからである。極短寿命の臭素ソースガス類に含まれる臭素の対流圏から成層圏への輸送は、成層圏の無機臭素収支に寄与する可能性がある。

・極短寿命物質とその分解生成物の地表から成層圏への最も効率的な輸送経路は熱帯域にある。熱帯域では、境界層から上部対流圏への鉛直輸送時間が短く、熱帯圏界面を通過して成層圏に入った空気は 1 年かそれ以上成層圏に留まる。放出された極短寿命物質のかなりの部分が熱帯圏界面領域に達していると期待される。なぜなら、最新の見積りでは、この高度域の基底部の空気は対流活動により 10 日から 30 日の時間スケールで熱帯境界層からの空気と交換されることを示しているからである。熱帯圏界面域の空気のうち数パーセントは熱帯圏界面を通過して成層圏に入ると期待される。別の輸送経路が熱帯外に存在し、極短寿命物質とその分解生成物を熱帯外の下部成層圏へ運んでいる。

・極短寿命ソースガス類の影響を見積もる際の主な不確実性は、これらの物質を成層圏に輸送する物理・力学過程とその分解生成物の化学過程にある。複雑ではあるが、3 次元数値モデルは極短寿命ソースガス類のオゾン破壊係数を見積もる際に好まれる道具である。そのようなモデルでは物理・力学過程の扱い方に大きな不確実性がある。

・時間・空間的に一様な単純化を行った海洋発生源を仮定し、2 つのモデルを用いてブromoフォルム (CHBr_3) の大気中の分布をシミュレーションした。この結果、海洋発生源によるブromoフォルムの平均地表混合比は 1.5ppt、成層圏の臭素は約 1ppt になることが示された。また、ブromoフォルム起源の臭素のうち 1/2 から 3/4 が、分解生成無機物の形で成層圏に入ることも示された。

・nPB のオゾン破壊係数が 3 つの独立したモデル研究によって計算された。nPB は水酸分子 (OH) との反応により分解され、その熱帯対流圏での光化学寿命は 10 ~ 20 日である。特に臭化アセトンについての実験室データは、nPB の分解生成物が 2 日より短い寿命であることを示している。3 つのうち 2 つのモデル研究では、nPB が直接成層圏に輸送された場合の値のみが得られた。3 番目の研究では、成層圏への直接的な輸送と分解生成物の成層圏への輸送の寄与を分けて計算した。後者の研究によると、オゾン破壊係数は、熱帯での放出の場合最大 0.1、北半球中緯度に限定された放出の場合 0.03 となった。また、いずれの場合も係数の内訳は、約 2/3 が分解生成物の成層圏への輸送によるものであった。

・沃素の化学過程に関する実験室データによって、成層圏オゾン層破壊に対する沃素の効率は下方修正された。この修正された効率係数 (約 150 ~ 300) は臭素の係数 (約 45) より依然として大きい。

極域オゾン

(南極域)

・春季の南極域上空のオゾン消失は非常に大きいままで (日々の局所的な気柱全量は、オゾンホール出現前の状況より 60 ~ 70% 少ない値に達する)、1990 年代初めから毎年 100DU (ドブソン

単位)程度の最低値が現れている。この観測結果は、高度 12~20km の範囲ではほとんど完全にオゾンがなくなっていることを反映しており、オゾン層回復が始まったことを意味しない。このような低いオゾン量は成層圏化学・力学の最新の理解と一致している。

- ・220DU の等値線で囲まれる面積(オゾンホール)の激しさの指標)は、近年も増加を示している。まだオゾンホールが最大に達したということとはできない。変化の多くは、極渦(極夜渦ともいう)周辺の諸過程に関係しているらしく、気象の変動性とほぼ一定のハロゲン負荷量とで話のつじつまは合う。

- ・観測によると、南極域の極渦とそれに伴うオゾンホールは、1980年代よりも遅くまで持続している。極渦は、11月初めには崩壊していた1980年代とは対照的に、最近10年間総じて11月後半から12月初めに崩壊している。

- ・衛星およびラジオゾンデの観測によると、春季の南極域下部成層圏は寒冷化している。1979年から2000年の期間について、南緯70度における寒冷化の直線トレンドは10年あたり1.5Kを超えている。モデル研究によって、オゾン消失が春季の寒冷化と南極域極渦継続の長期化の主な原因となっていることが再確認されている。よく混合された温室効果ガスの増加は、年平均の寒冷化に寄与している。成層圏の水蒸気の増加も寄与していると思われる。

- ・ハロゲン類およびよく混合された温室効果ガスの変化の結合効果を含んだ化学・気候結合モデルによるシミュレーションは、南極域上空におけるオゾン全量の過去のトレンドを大まかに再現できる。これらのモデルでは、2010年以前にオゾン全量の最低値が現れ、1980年レベルへの回復は今世紀中頃と示唆している。過去と将来の変化に対するモデルの応答は、主に成層圏のハロゲン負荷量の変化によって駆動されており、オゾン層の回復はハロゲン負荷量のピークの後に起こる。

(北極域)

- ・最近10年間の冬季において、北極域におけるハロゲンによるオゾン消失の大きさに関しては、観測にもとづいた様々な手法で研究が進められてきた。化学的な消失量の見積りは、異なる解析結果の間で大まかに良い一致がある。最も総合的な研究がなされた1999/2000年の冬季では、北極域成層圏の高度20km付近では20%以内の範囲で一致した。

- ・北極域の冬・春季のオゾン全量は、大きな経年変化を示し続けており、北半球成層圏の変わりやすい気象を反映している。低オゾン全量は1999/2000年の寒い冬季に出現した。この年は、低温が継続した点、局所的に高度20kmで70%の消失が起こった点、および全量の消失が80DU(約20~25%)より大きかった点で特色があった。1998/1999年、2000/2001年のより温暖で擾乱が強かった冬季は、非常に少ないオゾン消失が観測された。最近4回の北極域の冬季のうち3回は暖かくてほとんどオゾン消失はなく、その前の9回の冬季のうち6回は寒くて大きなオゾン消失が起こった。

- ・気温の低かった北極域の冬季で何回か、1月に下部成層圏において顕著な化学的オゾン消失(約0.5ppm)が観測され、冬季を通じての全消失の約25%を占めた。観測によると、消失は空気塊が太陽光にあたる期間にのみ生じることが示される。しかし、こうした1月のオゾン消失は光化

学過程の最新知識をもってしても全部は説明しきれない。

・化学・気候結合モデルは、北極域のオゾン量の典型的な年々変動をよく捉えている。北極域の気温はしばしば、極域成層圏雲形成の、したがって化学的擾乱が始まる閾値近くになるため、わずかに数度のモデル気温のバイアスに対してもモデル結果は敏感である。この点が、北極域における冬季オゾンの振舞いについて、過去をシミュレートし将来を予測するモデルの能力に厳しい限界を与えている。

・このアセスメントのために多くの化学・気候結合モデルを稼働させた結果、北極域におけるオゾンの最小値は今後 20 年以内に起こり、そのタイミングは気象条件に依存することが示唆される。ここ数年見られたような低オゾン量は再び出現するかもしれないが、北極域成層圏は今後 10 年程度他の擾乱（例えば、火山爆発によるエアロゾル）に対し最も傷つきやすいであろう。（前回のアセスメントで考慮した初期の簡易計算結果とは対照的に）これらのモデルでは、北極域のオゾン全量が南極域で見られるような極端に低い値になることは予測されていない。このような極端に低い値になるには、北半球の気象観測において過去約 40 年間先例のなかった気象条件が必要である。

・衛星およびラジオゾンデ観測によって、春季の北極域下部成層圏は寒冷化していることが示されている。しかし、北極域の春季の変動が大きいいため、そのトレンドの大きさは不確かである。1979～2000 年の期間、北緯 70 度では直線的な減少トレンド（10 年当たり 1.5K を超える）が観測されている。数値モデル研究によれば、成層圏オゾン層破壊は 1979～2000 年間の北極域下部成層圏の春季の寒冷化に重要な影響を及ぼしていることが示唆されるが、その寄与の度合いの見積りは、この領域の大きな力学的変動によって妨げられる。

・直接測定とリモートセンシング手法による冬季北極域極渦内の一酸化臭素（BrO）の観測結果はおおまかに一致しており、約 20 ± 4 ppt という臭素総量の収支とつじつまが合っている。BrO 気柱量の緯度・季節・日変動のモデル研究結果は、多数の地上観測値とよく一致しており、極域における臭素含有成分間の配分とその収支を支配する過程が合理的によく理解されていることを示している。

・臭素の測定によって、極域のオゾン消失に対する臭素の寄与をより正確に見積もることができるようになった。現在、全オゾン消失における臭素の寄与は 30% から 60% の範囲で、その大きさは気温と一酸化塩素（ClO）の量に依存する。塩素の発生源強度の横ばいが観測されていることを考慮すると、現在の臭素ソースガスの増加トレンドが反転するまでは、極域のオゾン消失における臭素の役割は、塩素に対して相対的に増加し続けるであろう。

・寒冷な冬季には、北極域下部成層圏において窒素化合物の除去（脱硝）が起こることが観測されている。1999/2000 年の冬季下部成層圏では、反応性総窒素が最大 70% 除去されているのが観測された。観測とモデルの結果によると、1999/2000 年の北極域下部成層圏における脱硝により、高度 20km で春季に最大 30% もオゾン消失を増加させたことが示される。

・1999/2000 年の北極域下部成層圏において、硝酸を含む大粒子（直径 10～20 μm ）が発見されたことにより、脱硝を引き起こす原因についての理解がかなり改善された。これらの粒子の生

成機構ははっきりしないが、粒子の沈降により北極域で観測される脱硝を説明できる。したがって、これまで全球成層圏モデルで一般に仮定されてきたメカニズムである、溶解硝酸を含む氷晶の沈降は、北極域における主要なメカニズムではない。

- ・液滴および固体の極域成層圏雲粒子の化学組成が初めて直接測定された。測定された組成のほとんどは、成層圏モデルで多年用いられてきた液滴粒子および硝酸三水和物のモデル計算と一致している。これらの測定によって、極域オゾン消失のシミュレーションの核心である微物理モデルで用いられる粒子種別の信憑度が改善される。

全球オゾン

(オゾン全量)

- ・1997～2001年の期間の全球平均オゾン全量は、1964～1980年の期間の平均より約3%低い。組織的な全地球的観測が始まって以来最低の年平均全球オゾン全量は1992～1993年に見られた(1980年以前の平均値に比べ約5%低い)。これらの変化は既存の全球データセットのいずれにおいても明らかである。

- ・1980～2000年の期間、熱帯域(南緯25度～北緯25度)では、オゾン全量に有意なトレンドは観測されていない。この領域では、10年単位でのオゾン全量の変化(山と谷の間の振幅は約3%)が観測されており、これは11年の太陽活動サイクルとほぼ同期している。オゾン全量のトレンドは、両半球とも25度から35度の緯度帯で統計的に有意となっている。

- ・両半球のオゾン全量の振舞いには多くの点で違いがある。

- ・1997～2001年の期間の平均では、1980年以前の平均値に比べると中緯度(35度～60度)のオゾン全量は北半球で3%、南半球で6%低かった。

- ・オゾン全量変化(1980年以前の平均値と比べた1997～2001年の期間の相対的な)の季節による違いは、熱帯外の南北半球で異なっている。北半球中緯度では冬季から春季の間に比較的大きなオゾン減少(約4%)が見られ、夏季から秋季にかけての減少は約半分であった。南半球中緯度では、オゾン全量の長期的減少が全季節を通じて同じ大きさ(約6%)であった。

- ・顕著な負の異常が北半球中緯度で1992～1995年の冬季から春季にかけて毎年観測されている。同様の異常は南半球中緯度では見られない。

- ・南半球中緯度で1985～1986年にオゾンの急激な減少があった。同様の減少は北半球では観測されていない。

(オゾン鉛直分布)

- ・「成層圏エアロゾル・ガス実験」(SAGE)衛星観測器から求められたオゾン分布のトレンドによれば、北緯60度から南緯60度の高度35～50km(40km付近に極値を持つ)で、有意な減少傾向が見られる。1979～2000年の期間、10年で-7%から-8%という最大の減少トレンドが両半球の緯度35度から60度の範囲で観測されており、両半球で有意な違いはない。この衛星観測の結果は独立したオゾン反転測定による北半球中緯度での結果とよく一致している。

- ・最新の SAGE のデータによると、高度 30km 以上のオゾンの少ない領域で、有意なオゾン減少トレンドが熱帯域に広がっているのが見られる。これは短期間のデータをもとにしていた前回のアセスメントでは見出されなかったことである。

- ・上部成層圏で観測されたオゾン層破壊は、観測されている人為起源の塩素量の変化と一致している。上部成層圏のトレンドの鉛直・緯度面分布は光化学モデルで再現されるが、その変化の大きさは、気温とメタン (CH_4) の共存しているトレンドに対して敏感である。

- ・長期にわたるオゾンゾンデによる測定に関しては、主として北半球中緯度のデータ利用が可能である。高度 20~27km のオゾンは、1980~2000 年の期間連続的に減少したが、一方高度 10~20km のオゾンは 1990 年代の初めに減少し、それ以後は比較的一定であった。そのような変化は北半球中緯度でのオゾン全量の変化と一致している。

(オゾン関連微量成分)

- ・過去 25 年間の成層圏エアロゾルの変動は、時々起こる火山噴火による影響とその後の回復が主なものであった。1991 年のピナトゥボ火山の大噴火に続いて、火山噴火の影響のないレベルに向かっての減衰が少なくとも 1999 年まで続いた。現在のところ火山起源以外のエアロゾル量にトレンドがあるとする証拠はない。

- ・1 観測点 (米国コロラド州ボルダー、北緯 40 度) における 1981~2000 年の期間の成層圏水蒸気の測定によると、高度 15~28km で 1 年当たり約 1% の統計的に有意な増加が示されている。1991~2001 年の期間のより短期間でみると、北緯 60 度から南緯 60 度をカバーする全球的な衛星測定によれば、高度約 25~50km で 1 年当たり 0.6%~0.8% の同様なトレンドを示すが、それより低高度では有意なトレンドは見られない。この水蒸気の増加は対流圏のメタンのトレンドによって説明できる量よりずっと大きい。全球での長期間の測定データが不足しているため、成層圏水蒸気のトレンドを特徴づけることは限られたものとなっている。

- ・1981~2000 年の期間のニュージーランドのローダー (南緯 45 度) および 1985~2000 年の期間のスイスのユングフラウヨッホ (北緯 46 度) における成層圏二酸化窒素気柱量の測定によれば、10 年当たり約 5% という統計的に有意な増加トレンドが示されている。エルチヨン火山とピナトゥボ火山噴火後の一時的な減少も観測されており、これは硫酸エアロゾル粒子表面における不均一反応 (異相化学反応ともいう) を含む数値モデルによって大まかには再現される。

(成層圏気温)

- ・観測によると、年間かつ全球平均では成層圏は最近 20 年間にわたって寒冷化している。下部成層圏において 1990 年代終わりの全球年平均気温は、1970 年代の終わりに比べ約 1K 低い。過去 20 年間の下部成層圏の年平均の低温化が目立つのは、両半球の中緯度 (10 年当たり 0.6K) であるが、赤道付近では有意なトレンドは見られない。上部成層圏の年平均気温のトレンドはより大きく、1979~1998 年の期間で全球的にほぼ一様な寒冷化で、成層圏界面 (高度約 50km) 付近で 10 年当たり 2K となっている。

- ・モデル研究によれば、オゾン、よく混合された温室効果ガス、および成層圏水蒸気の変化によ

って、過去 20 年間に観測された全球および年平均での成層圏の寒冷化の主要特徴を説明することができる。下部成層圏においてはオゾン層破壊による寒冷化が、よく混合された温室効果ガスによる影響を凌駕しているが、上部成層圏の気温トレンドでは、よく混合された温室効果ガスとオゾンの変化の影響はほぼ同程度である。

（過去のオゾン変化の原因）

・中緯度におけるオゾン変化の高度・緯度・季節的な特徴は、ハロゲン類が主要原因であるという理解と大まかに合っている。これは 1998 年のアセスメントから得た同様の結論に沿っている。

・ハロカーボン類、ソースガス類、エアロゾルの観測された変化を組み込んだアセスメントモデルは、1980～2000 年の期間の中緯度（北緯 35～60 度および南緯 35～60 度）で観測されたオゾン全量の長期的な変化を、モデルと観測が持つ不確実性の範囲内で大まかに再現している。しかし、南半球中緯度に対するモデル結果の差異の幅は大きく、少なくともその一部は南極オゾンホールへの扱い方の違いによるものである。そのうえモデルでは、1990 年代初めのピナトゥボ火山噴火後のオゾン消失の化学的徴候は両半球で対称であったはずであることを示唆しているが、観測では中緯度で南北半球間でかなり非対称であった。

・観測された大気力学的な変化が、10 年の時間スケールで北半球中緯度のオゾン全量に有意な影響を与えているという証拠が増している。自然変動性、温室効果ガスの変化、そしてオゾン全量それ自身の変化が全て、この力学的な変化に寄与しているようである。また、化学過程と力学過程は相互に結びついているので、オゾン変化への寄与を個別に取り出して見積もることはできない。

（将来のオゾン変化）

・今後 50 年間に予期される成層圏塩素負荷量の減少は、全球のオゾン全量の増加をもたらすと予測されるが、2 次元アセスメントモデルの間でその増加率は異なっている。将来のオゾン量は他の大気組成の変化および気候変化によっても影響されるだろう。年々変動があるため、オゾン全量が横ばいになったことを証明するには 10 年程度の期間がかかるであろう。

・成層圏の寒冷化（主として予想される二酸化炭素の増加による）および成層圏メタンの増加による化学的影響は、上部成層圏におけるオゾンの将来増加を促進すると予測されている。しかし、オゾン全量に対するこの効果を高信頼度で見積もることは、この変化に対する下部成層圏の応答の不確実性によって制限される。

・予想されるメタン（ CH_4 ）および一酸化二窒素（ N_2O ）の増加（IPCC2001 シナリオに基づく）が全球オゾン全量の増加率に及ぼす影響は今後 50 年間では小さいと予測されている。塩素の変化が主要な作用をするからである。その後は、メタンと一酸化二窒素の変化は相対的に重要度を増してくる。

（紫外放射）

・全天日射計（全天日射量）、オゾン全量およびその他の気象測定データから再現された年平均紅斑紫外放射量は、中・高緯度の測定点において最近 20 年間に 6～14% 増加した。全天日射計とその他の気象データは、紫外（UV）放射に影響するオゾン以外の変数を代替する。測定点の中

には、変化のおよそ半分はオゾン全量の変化に帰因できるところもある。この再現は実際の UV 測定ではないし、放射伝達の性質についての仮定もいくつかある。また、この再現が全球スケールで代表性があると考えてはならない。地上観測をもとに再現したデータから導かれた UV 放射照度の増加は、1980 年代以降に生じた長期変化の明確な指標となると信じられる。

- ・ 長期的な UV の変化が、オゾンだけでなく、雲量、エアロゾル、地表アルベドなどの変化によっても駆動されることには明白な証拠がある。これらの要因の相対的重要度は地点ごとの条件に依存する。地上および航空機搭載測定器を用いた研究結果によると、UV 放射照度に対する対流圏エアロゾルの影響は従来考えられていたよりも大きく、全球にわたり広範囲に影響していることが示唆される。

- ・ オゾン減少に伴う UV の増加は、ヨーロッパ、南北アメリカ、南極大陸、それにニュージーランドなどの多くの測定点における波長別測定によって観測されている。低いオゾン全量に伴って UV 放射照度が増大する事態が中・高緯度の春季に起こり続けている。

- ・ オゾン全量マッピング分光計 (TOMS) の衛星データをもとにした地上 UV 放射照度の見積りは、前回のアセスメント以来さらに多くの測定点での地上測定結果と比較された。一般にこの見積りは短期および長期の変動を捉えているが、多くの測定点で地上測定値よりも系統的に高い。月平均の紅斑紫外放射照度の偏差は、清浄な測定点での 0% から、北半球の 1 地点での最大 40% までの範囲におよぶ。清浄な測定点ほどよく一致するという事実から、この差は地表付近のエアロゾルおよび (または) 汚染物質に起因すると示唆される。他の衛星データから求められた補足的影響変数 (例えば雲量やアルベド) を含んだ新しい UV 分布図は、TOMS あるいは全球オゾン監視実験 (GOME) のオゾンデータと併用すると、地上データとの一致はよくなる。

- ・ 南極域ではオゾン層破壊が UV 放射照度増加の主原因である。このため UV 放射量の将来変遷はオゾン回復に追従すると考えられる。しかし、雲被覆、エアロゾル、または雪氷被覆など他の影響因子の変化のため、UV 放射はオゾンホール以前の値にぴったりとは戻らないかもしれない。

- ・ 北極域を含む他の場所でも、他の影響因子の UV 放射に対する影響の度合いはオゾン層破壊による影響と同じくらいである。他因子が起す将来変化の不確実性が大きいため、UV 放射照度の将来変遷についての信頼性の高い予測は妨げられている。さらに、気候変化がもたらす雲量および雪氷被覆などの変化は季節・地理的依存性があり、このことで世界各地における将来の UV 放射照度には差が出てくると考えられる。

- ・ ヨーロッパ上空における雲量変化による影響に関して TOMS 衛星データを再処理した結果、場所によってはオゾン層破壊による UV の増加が雲量の増加で部分的に隠されてしまうことが確認された。

<政策形成のための留意事項>

30 年以上にわたる研究の結果、人類とオゾン層との相互作用について次第により良い理解が得られるようになった。オゾン層破壊物質の役割に関する新しい政策関連の洞察は、国際的に最高の英知を集めた評価過程を経て、政策決定者にもたらされてきた。ここで要約した「オゾン層

破壊に関する科学アセスメント 2002」の中の研究成果は、オゾン層保護に関わる政府、産業界及び政策決定のためにもたらされる直接的な最新の科学情報である。

・ **モントリオール議定書は機能しており、議定書で規制された物質によるオゾン層破壊は今後 10 年程度以内に改善し始めると予想される。** 議定書の効果は現在および今後もいくつかの指標によって示される。全球観測によれば、人為起源の含塩素・含臭素オゾン層破壊気体の実効的な総量は、下層大気(対流圏)において 1992～1994 年の間にピークに達し、その後減少し続けている。さらにオゾン層破壊気体の成層圏濃度は、現在ピークかピークに近いことが観測から示されている。このため、他の全ての影響が一定と仮定すると成層圏オゾンは増加するはずであるが、オゾンの持つ変動性のため、長期的な回復の開始を検出するのは難しい。予測によれば、全ての国々が改正・調整された議定書に従ったと仮定して、1980 年代始めに初めて発見された南極域のオゾンの“穴”(オゾンホール)は今世紀の中頃までにはなくなると - ここでも他の全ての影響が変わらないと仮定して されている。

・ **議定書の完全遵守をもってしても、オゾン層は特に今後 10 年程度は脆弱のままである。** オゾン層破壊物質の大気総量が最大に近いことから、人間活動の影響による擾乱は最大もしくは最大に近いであろう。1980 年時点でのオゾンホール以前の量と比較して、1997～2001 年のオゾン全量の消失量は以下のとおり。

- 北半球中緯度の冬・春季で約 4%
- 北半球中緯度の夏・秋季で約 2%
- 南半球中緯度の通年で約 6%

このオゾンの変化に対応して、雲などの他の影響が一定であれば、地表の紅斑紫外放射は少なくともそれぞれ 5%、2%、7%の増加と算出される。南極大陸では、9 月と 10 月の月平均オゾン全量はオゾンホール以前より約 40%から 55%低いままであり、1 週間程度の期間で見ると局所的には 70%も少ないこともある。北極域のオゾンは大いに変動しやすい。最近 4 年間の冬・春季のオゾン全量の累積消失の見積りでは最大約 25%にも及ぶ。これに対応する地表の紅斑紫外放射の増加を算出すると、南極域の春季では約 70～150%であり、短期的で局所的なオゾン消失に対しては最大 300%増加となる。北極域の冬・春季では最大 40%となる。さらに、1991 年のピナトゥポ火山のような大噴火による成層圏微粒子量の増加があると、オゾン全量の最大消失と UV 放射増はさらに大きくなる。変動の大きな北極域では、1999/2000 年の冬・春季のような異常寒冷が続いた北極域成層圏の冬季には、より大規模なオゾン層破壊が起こるだろう。反面、特に温暖な年にはオゾン層破壊はより小さいと予測される。

・ **オゾン層の回復を促進する手段は限られている。** 本評価報告では、オゾン層破壊物質の人為的生産を 2003 年に全地球的に停止するか、あるいはオゾン層破壊物質の人為的放出を 2003 年に全地球的に停止した場合に達成できる改善の上限について仮想的な見積りを行った。

特に、生産に関しては、1980 年のレベルを超える等価有効成層圏塩素負荷量を、2002 年から 1980 年のレベルに戻る年(2050 年頃)まで積算した量は、現行の規制基準(1999 年北京会議)と最近の生産データと比べて以下の割合だけ減少させることができる。

- HCFC の生産を 2003 年に停止すれば 5%、
- CFC の生産を 2003 年に停止すれば 4%、
- 臭化メチルの生産を 2003 年に停止すれば 4%、

- ハロン類の生産を 2003 年に停止すれば 1%、
- 1-1-1-トリクロロエタンの生産を 2003 年に停止すれば 0.3%。

有意なオゾン消失が初めて検出された 1980 年からの積算負荷量と比べてみると、上記の百分比の値はそれぞれ約半分になる。仮想的に、全てのオゾン層破壊物質について人為的生産を全廃すると、成層圏負荷量が 1980 年以前の値に戻る時期は約 4 年早まるであろう。

放出に関しては同様に、1980 年のレベルを超える等価有効成層圏塩素負荷量を、2002 年から 1980 年のレベルに戻る年（2050 年頃）まで積算した量は、以下の割合だけ減少させることができる。

- ハロン類の放出を 2003 年に停止すれば 11%、
- CFC の放出を 2003 年に停止すれば 9%、
- HCFC の放出を 2003 年に停止すれば 9%、
- 臭化メチルの放出を 2003 年に停止すれば 4%、
- 四塩化炭素の放出を 2003 年に停止すれば 3%、
- 1-1-1-トリクロロエタンの放出を 2003 年に停止すれば 2%。

ここでもまた、有意なオゾン消失が初めて検出された 1980 年からの積算負荷量と比べてみると、上記の百分比の値は約半分になる。仮想的に、全てのオゾン層破壊物質の工業生産に由来する放出を全部停止すると、成層圏負荷量が 1980 年以前に戻る時期は約 10 年早まるであろう。

・モントリオール議定書の遵守が履行されなければ、オゾン層の回復は遅れるか、あるいは妨げられることさえありうる。例えば、オゾン層破壊物質の生産量が 1999 年時点の値で一定して続いた場合、オゾン層の回復は 2100 年をかなり過ぎてからになるであろう。オゾン層破壊物質の生産に関するモントリオール議定書の規定を厳守することによってのみ、オゾン層破壊気体の大気総量が南極オゾンホール以前の値にまで減少させることができるのである。

・極短寿命オゾン層破壊物質のオゾン層破壊への影響を評価するには新規手法が必要であり、議定書締約国の求めに応じ、このアセスメントではそのうちのひとつの科学的手法について述べた。オゾン層破壊係数（ODP）をひとつの数値で表す従来の考えは、極短寿命のオゾン層破壊物質には直接適用できない。なぜなら、それらのオゾン層への影響は放出時期や放出場所に依存するからである。それらの影響は、放出の量、時期、場所を考慮してケースバイケースで算出する必要がある。このような見積りを行うことによって、これら極短寿命物質（例えばプロモフォルム）の自然放出源の成層圏における寄与を洞察し、その工業的生産・使用（例えば、nPB）に係わる政策決定に科学的情報を提供することができる。

・オゾン層破壊と気候変化の問題は相互に結びついている。オゾン層破壊の現象と地球温暖化現象は、多くの共通した物理・化学過程を分けあっている。例えば、CFC の大気中の量がモントリオール議定書の規定によって減少すると、その地球温暖化に対する寄与も減少する。一方、CFC の代替物質である HFC や HCFC の利用は、これらの地球温暖化への寄与を増加させる。実際に、HFC、HCFC ならびにフッ化水素（HF）の多数の全球的観測から、それらの寄与が現在増加中であることが確認されている。他の例をあげると、地球温暖化への役割に係わる、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素に対する今後の政策決定は、成層圏オゾンにも直接的・間接的に影響を与えるであろう。また、オゾン層破壊は気候システムを寒冷化するように働くので、今後数 10 年にわたるオゾン層の回復は結果的に気候システムを温暖化することになるろう。

2. UNEP オゾン層破壊及びオゾン層破壊と気候変動との相互作用による環境影響のアセスメント 2002

オゾン層と紫外線の変化

・大気中のオゾン層は破壊状態が続いている。南極域のオゾンは、毎春、近年は同程度の減少が見られている。北極域におけるオゾンの減少はかなりの量であるが、減少が起きるのは冬季の成層圏の気温が臨界値を下回った時だけである。極域以外では、オゾン量の減少はそれほど大きくない。1997～2000年の南半球中緯度のオゾン全量は、1980年と比較すると、年間約6%減少していた。北半球中緯度のオゾン全量は、冬季と春季に約4%、夏季と秋季に約2%減少していた。熱帯地方では、オゾン全量に有意な変化は起きていない。全球では、オゾン量の減少率は年平均約3%である。これらの変化は、モデルを使った計算結果とも大筋で一致している。

・地上での紫外光照射量の観測は、その質、量、利用可能性とも改善され続けているが、地球規模での評価に利用できるまでにはなっていない。観測あるいはモデルに基づいた手法を用いても、地表面の紫外光照射量に影響を与える主な変数（例えば、雲、浮遊微小粒子、積雪、海氷、オゾン全量）の複雑な空間的、時間的分布により、地球規模での地表面紫外光照射量を十分に説明するには依然として限定的である。

・地上の波長別紫外線データは1990年代初めから記録されているが、まだ観測期間が短く、また変動が大きいため、統計的に有意な長期的（即ち数十年間の）傾向を計算することはできない。しかしながら、最大紫外線量の長期的な増加が数か所で認められ、その計測された増加はモデルを使った計算結果とも一致している。気象観測網から得られる全天日射の計測と関連づけて、衛星でのオゾン量計測から、紫外光照射量の歴史的な変遷を推察するという進歩が見られた。

・雲量や積雪量の変化は、紫外光照射量に長期的な影響を与えることが認められた。カナダの3つのうち2つの地点におけるUV-B照射量の増加は、成層圏で起きたオゾン量の変化から予想されたとおりであった。一方、残りの地点においては、積雪量や雲量の長期的変化が加わり、その結果、UV-B照射量の増加傾向は予想より大きかった。このことは気候変動とUV-B照射量の間に潜在的に複雑な相互作用があることを示す。衛星によって計測される雲の反射率は、いくつかの地域（例：南極大陸）で長期的な増加が見られ、それはUV-B照射量を減少させる傾向にある。その他の地域（例：熱帯地方）では、雲量が減少している。これらの雲量の変化は、モデルによってまだ十分に説明できない。雲量と対流圏の大気質（特にエアロゾル）は、地表における紫外線暴露を大きく変える可能性がある。

・人為起源のエアロゾルは、以前に想定されていたよりも紫外光照射量を弱めるのに重要な役割を担っている。地上で観測された紫外光照射量データと衛星で観測されたデータを比較すると、衛星での観測結果は汚染された地域で過大であることから、エアロゾルは以前に考えられていたより重要である。都市や工業地帯に起因する汚染の影響は、より広範囲に拡大する可能性がある。バイオマスの燃焼は粒子と気体成分を増大させ、地上及び対流圏のUV-B照射量を減少させることがある。

・よく混合された温室効果ガスの将来変化は、化学的、放射的、および力学的なプロセスを通して、将来のオゾン層の変動に影響するだろう。この高度に結合されたシステムにおいて、これら

の要素の相対的な重要性を評価することは難しく、研究は継続中である。成層圏の寒冷化（主に予想される二酸化炭素の増加による）は上部成層圏でのオゾン量を増加させると予想される。しかしながら、これらの変化に対する下部成層圏の反応が不確実なため、オゾン全量へのこれらの影響に関する信頼しうる評価は、限りがある。

健康

・最近の研究においても、UV-B の眼、皮膚、免疫システムに与える悪影響が確認され続けている。健康影響に関しての新たな発見はないが、UV-B の作用メカニズムの理解に関して多くの進展があり、その結果、オゾン層の破壊による健康影響に関する予測の不確実性の程度が、減少しつつある。

・UV-B の眼への影響に関する研究により、UV-B 暴露と加齢に伴う皮質白内障との関連性が、より確かになった。最近の疫学研究により、皮質白内障の発生に対する紫外線の役割が確認され、いろいろな動物モデルを使った研究では、UV-B がこの症状の根本的な原因であることが強く示された。

・紫外線が引き起こす皮膚の黒色腫と基底細胞がん*に関する、最近の動物モデルは、進展している。これらのモデルは、紫外線がどのように皮膚がんの発生を引き起こすか、もしくは寄与するかを決定するために使われる。興味深いことには、遺伝子導入マウスモデルを使った実験によれば、黒色腫誘発は、動物が幼い時に紫外線を照射された場合にのみ起こる。似たような結果がフクロネズミのモデルでも得られた。これらの発見は、幼年期の紫外線暴露が、後年での黒色腫の発生に対する重要な危険因子であるとする、疫学研究の結果を裏付ける。また両方のモデルにおいて、黒色腫の発生には、UV-B が UV-A より重要な役割を果たしているようである。

・皮膚がんの発生に影響する細胞中の特定の遺伝子と生化学的プロセスが発見された。**そのような研究は、皮膚がんの発生に対する紫外線の関与についての理解を高め、最終的に、紫外線が原因で皮膚がんを患う危険性が最も高い人の特定を可能にするかもしれない。

・最近の研究結果は、皮膚がん発生の危険性のある種の介入により低下できることを示している。日焼け止めクリーム of 常用により、成人における有棘細胞がんの発生は減少した。また遺伝的に皮膚がんにかかりやすい人の皮膚に DNA 修復酵素を用いたところ、前がん病変が減少した。

・紫外光照射の免疫影響に関する研究は、紫外線が免疫機能を低下させるメカニズムに関する私たちの理解を高めている。しかしながら、アレルギー、自己免疫疾患、種痘、内臓器がんに対するこれらの影響の有意性については、たくさんの疑問が残る。

* 基底細胞がんは sonic hedgehog(SHH)、patched(PCTh)と smoothed 遺伝子異常も発症に関与していることが明らかになっている。動物実験(patch gene の一方を欠損するマウス、ptcl^{+/+})ではマウス皮膚に UV により多数の基底細胞がんが生じた。黒色腫は UV-A と可視光で発症するとの動物実験報告と、ヒトでは UV-A を遮光すると逆に黒色腫が高発するとの疫学調査報告から、UV-A が黒色腫の作用波長と考えられていた。しかし、最近になり、UV-B が黒色腫の原因であるとの研究成果が報告された。

** 紫外線による皮膚がん発症に最も深く関係しているのは、DNA 修復酵素をコードする遺伝子群（約 30 種）である。これらの遺伝子のポリモルフィズムが分析できると皮膚がんになりやすい人を推定できる。また、紫外線による免疫抑制に関与する遺伝子の発現や活性も同様に重要な因子である。さらに白人ではメラニン生成に関わる -MSH の受容体に変異があり、メラニン量が少ないため発がんしやすい。

・動物モデルによる感染症に関する研究結果は、UV-B 照射がさまざまな病気の発生、重症化、長期化を促進させるということへの有力な証拠を与える。これらの影響のうちいくつかは微妙で、人での感染症に関する疫学研究で検出するのは難しい。それでも太陽光暴露とワクチンの有効性の減少と感染症の悪化、特にヘルペス・ウイルス（口唇ヘルペスと帯状疱疹）によって発生する感染症との関連を示す証拠は蓄積され続けている。

・オゾン層破壊物質である臭化メチルの段階的廃止は、その他の農薬の使用とその種類の増加をもたらす可能性がある。これらの化学物質がよく規制されている場所では、さらなる健康への危険性は小さいはずである。しかしながら、その管理が厳格でない場所では、それらの物質の使用の増加がさらなる健康への危険性をもたらすことが懸念される。

・地球規模の気候変動とオゾン層破壊との相互作用は、UV-B 照射が健康に悪影響を及ぼすリスクに影響を与える可能性がある。この影響はプラスのものもマイナスのものもあり、したがって、健康への影響予測にさらなる不確実性を与える。例えば、気温の上昇は皮膚がんの発生を増加させる可能性もあるが、同時に、戸外での活動時間を減らすというような、人々の行動変化をもたらすかもしれない。地球規模の気候変動はまた、オゾン層破壊の期間を延ばすかもしれない、それは皮膚がんの発生をさらに増加させるかもしれない。気候変動により農薬使用エリアの地理的分布が変化すると、いくつかの地域ではそれが健康への悪影響をもたらす、他の地域では悪影響を減らすこともあるかもしれない。同様に、病原菌を宿す媒介生物の地理的分布の変化は、免疫機能の障害とあわせて、オゾン層破壊単独の場合に予想される影響よりもさらに大きい影響が感染症に与えられるかもしれない。

陸域生態系

・紫外光照射量と他の地球規模の気候変動要因とのあいだには、多くの生態系のプロセスに影響を与えるような相互作用があるかもしれない。例えば、植物生産、昆虫を含む草食動物による植物の摂食、動植物の病気の発生、種の優占度と構成などは、そのプロセスや特性が幾分変えられるかもしれない。これらや他の相互作用に関して研究するには、長期間の実験が必要である。

・メタ分析は個々の研究結果を集積して得られる定量的・統計的な情報を用いて、全体の研究が一般的な傾向や結果をうまく予測できるかどうかを評価するための手法である。メタ分析により、紫外線ランプシステムを用いて野外で実施された異なる植物種についての実験全体から一般的な傾向と結果をうまく予測できるかどうかを評価した。この分析結果では、生理学的・形態学的な性質のうち、草丈の低下、葉面積の減少、フェノール化合物の増加、そして時には生育量の減少と UV-B 照射量の増加全体との間に、高い統計的有意性が見られた。

・太陽光に曝された菌類と細菌類は、UV-B 照射量の増加により直接的に被害を受けることがある。植物に寄生する菌類と細菌類の種の構成と生物学的多様性は UV-B によって変化することがある。生物学的多様性は増加することも減少することもある。病原性に関しては、UV-B 照射量の増加は植物に発生した病害の程度を上昇させることも低下させることもある。

・植物が曝される UV-B 照射量が増加すると、病害や草食性の程度が変わることがある。UV-B 照射はしばしば昆虫の草食性の程度を低下させる。これはおそらくフェノール成分の変化のような植物組織の化学的変化が関与している。植物への病原菌の攻撃に対する UV-B 照

射の影響として、宿主植物の化学的变化による影響と病原菌への直接的な影響の両方の可能性がある。このように UV-B は、植物種によって病原菌の攻撃を促進もすれば抑制もする。

- ・ UV-B 照射量の増加に対する高等植物の一般的な反応は、二酸化炭素濃度の増加によって弱まるかもしれない。UV-B 照射量の増加によって植物の成長（草丈、葉面積、時には生産量）が減少した場合、二酸化炭素濃度の増加がこれらの減少をしばしば抑制することができる。

- ・ 水量の制限により、UV-B 照射量の増加に対して感受性が低下する植物があるかもしれない。乾燥ストレスに曝されている植物、特に農業用植物、では UV-B 照射量の増加に対する感受性が低下することが多い。地中海の低木林のような、ある種の環境で生育した植物は、増加した UV-B に暴露しても、乾燥ストレスに対して、より耐性がある可能性がある。

- ・ UV-B による植物の成長減少は、しばしば DNA 損傷の増大とともに起こる。UV-B 照射は、核酸、タンパク質、脂質のようないくつかの重要な生体高分子に影響を与える可能性がある。自然条件での UV-B 照射による成長阻害のメカニズムはまだあまり理解されていない。しかしながら、DNA 損傷と成長阻害との間に相関関係があることが報告されており、DNA の損傷が成長阻害に重要な役割を果たしていることが示唆される。

- ・ 気温上昇は、UV-B 照射による DNA の損傷の回復を促進するが、極端な気温上昇と UV-B 照射量の増加が組み合わさった場合は、予想外の結果を招く可能性がある。DNA の損傷は、低い気温に制限されなければ、効果的に回復する。ある環境のもとでは、気温上昇は DNA 損傷の回復を促進し、UV-B 照射が植物の成長に与える抑制効果を弱めるかもしれない。極端な気温上昇への反応のなかには、UV-B 照射量の増加によって予想外に変化するものもあるだろう。例えば、いくつかの亜寒帯のヒース類種の凍結への感受性が UV-B 照射によって大幅に上昇したという証拠がある。気候変動との関係でこの分野の一層の研究が必要である。

水域生態系

- ・ 最近の研究結果は、太陽紫外線が水生生物に悪影響を与えるという全体的なコンセンサスを引き続き確認している。生産性の減少、生殖と生長の障害、突然変異率の上昇が、紫外線に暴露した植物プランクトン、魚の卵、仔魚、動物性プランクトンとその第一次、第二次消費者で見られた。UV-B 照射に伴う生物資源の生産性の減少は、食物連鎖の全ての段階を通して伝達され、種の構成と生態系の健全性の変化に加えて、人類の食物生産量を減少させ、大気中の二酸化炭素のシンクの容量を減少させる可能性がある。

- ・ 生態系のレベルで、人為的な気候変動の評価と紫外線に関する影響は相互に関連があり、拮抗効果と相乗効果の両方の可能性がある。最近の研究結果は、これらの変化が生態系の回復力を失うことにつながることを示している。水域生態系では、春の植物性プランクトンの大繁殖と無脊椎動物と脊椎動物の産卵が、気候に関わるいくつかの要因の変化に加えて、急激なオゾン層の破壊と同時に起こることもある。

- ・ 極域の生態系は、変化に対して特に敏感である。なぜなら凍結と解氷の境界にあることから、以下のような環境に厳しい制限を課すためである。それは、気温と水温、時期、氷量と積雪の範囲と期間、地表のアルベドの変化、水柱の有色溶存有機物（CDOM）濃度の変化、太陽照射の度

合いとその通過の度合い、等を含む。そのような変化は、気候の変化によって促進される可能性があるが、オゾン層の破壊よりも、UV-B 暴露の度合いや UV-B と可視光の間のスペクトルバランスにとって重要である可能性がある。

・水柱の最上層を透過する太陽紫外線は、動物性プランクトンおよび第一次、第二次消費者の幼生期にも著しく影響する。太陽紫外線の影響は、雲量、水温の変化、藻と混合層の深度との相互の微妙な変化のような、他の環境要因によって大きく変化する。魚類及び甲殻類の数の減少の根本原因は、捕食関係、仔魚への少ない食物供給であるが、水温の上昇に伴う成魚の乱獲、水質汚染と病気、そして増加した UV-B の暴露がその減少に影響している可能性がある。両生類に関しては、卵が産まれる水深において気候変動が原因で減少が起こり、それは増加する太陽の UV-B への暴露とその後に起こる感染への脆弱性によって幼生の死亡率が高くなることによる。

・太陽紫外線の増加に加えて、水域生態系は、富栄養化、汚染、酸性化、地球規模の気候変動等の、他の環境ストレス要因にも直面している。例えば、気候変動は水温と海面の変化、解氷の時期及び範囲の変化、塩分濃度の変化、水柱の成層化、波の機構と海洋循環の変化をもたらす。これらの影響は、まだ完全には解明されていないが、はっきりとしたフィードバック・メカニズムと関連している可能性がある。結果として起こっている複雑な変化は、空間的、時間的に変化をする顕著な影響を与えることが多い。

生物地球化学的循環

・地球温暖化と UV-B 照射量の増加は、生物地球化学的プロセスに相互に影響を与える。陸上では、UV-B 照射量の増加が微生物の活動、栄養循環、土壌からの温室効果ガスの排出の進行を阻止もしくは促進させるのに対し、温暖化はこれらを拡大する。水圏でも、温暖化は微生物の活動を進行させる。生物の紫外線への暴露は、地球規模の気候変動と関連して、水の成層化の進行と表層水の混合の変化によって増幅する。

・UV-B 照射と海水温の上昇の相互作用は、海洋環境の放射の収支のバランスに影響を与える硫黄の移動量を左右する。海洋から大気への硫黄の排出量の増加は、海洋表層の混合の変化や、地球温暖化、UV-B 暴露の増加、UV-B による微生物の成長の抑制と関係している。海洋からの硫黄の排出は、雲の特性に影響を与え、ひいては海洋環境への海洋における太陽照射照射に影響を与える。

・紫外線は、陸上から海洋に流れ出る有色有機物の分解を促進することが新たに証明された。いままでは、陸上から発生した有機物は主に生物による酸化と堆積作用の高い沿岸水域への埋没によって消滅すると考えられていた。現在、紫外線がこの有機物の除去に中心的な役割を果たすことがわかった。

・陸上のシステムと大気の間での微量ガスの交換は UV-B 照射量の変化に影響される。陸域生態系の枯れた植物体から紫外線に起因して生成される一酸化炭素に関するさらなる調査で、これによる一酸化炭素の大気注入量は、年間の全球規模で大きいことがわかった。太陽紫外線に起因する窒素酸化物の生成はグリーンランド、南極大陸、カナダ、アメリカ合衆国北部といった多様な場所に位置する雪塊氷原にて観測されている。紫外線に起因する一酸化炭素と窒素酸化物の排出は対流圏オゾン濃度を局地的に変化させる可能性がある。

・陸上の窒素循環の重要な構成要素は、UV-B 照射の増加に対して敏感である。窒素が利用できないことで植物の成長が厳しく制限される北極地方において、浮遊生活のアオコによる窒素固定が増加した UV-B 照射量によって阻害された。亜北極帯の地衣類の中の共生藻による潜在的な窒素固定量もまた長期的に減少した。加えて、増加した UV-B 照射量は亜北極帯の土壤微生物により固定される窒素を増加させ、結果として植物の生長に利用できる窒素を少なくする。

・UV-B 照射の増加は陸上から海洋に流入する有色溶存有機物 (CDOM) の分解を促進させ、よって海洋の炭素循環のダイナミクスに大きな影響を与える。UV に起因する CDOM の可視光の吸収の変化は、海の色についてのリモートセンシングを基にした沿岸域の海洋生産性の予測の正確さに影響する。

・自然起源のオゾンを破壊するハロゲン物質のいくつかの重要な発生源は、陸上生物圏で認められ、地球規模の収支の不足分を説明する。地球規模の大気中の臭化メチルと塩化メチルの収支の計算によると、大きなミッシングソースがある。最近の実験結果は、特に塩湿地などの陸上生態系からのこれらの気体の自然発生がミッシングソースの大きな部分を占めていることを示している。排出は日ごとの入射光線レベルに強く関連する活発なプロセスの結果のように見える。臭化メチルと塩化メチルはオゾンの減少のプロセスに加わっている。

大気質

・成層圏のオゾン減少が対流圏のオゾントレンドに与える影響は大きいですが、大気が汚染されている地域の人為起源の発生の影響に比べると小さい。モデルと実験による調査結果は、成層圏のオゾン減少が対流圏のオゾンに与える影響は、高度や化学的狀態が異なれば違いがあることを示している。濃度への測定可能な影響は、局地的な排出が大して影響を与えていない地域でのみ考えられる。窒素酸化物の鉛直分布には、揮発性の有機炭素の排出は、水蒸気量と同様に、重要な影響因子である。

・大気中の HCFC と HFC の分解によって生成されるトリフルオロ酢酸 (TFA) とクロロジフルオロ酢酸 (CDFA) の人類や環境に与える影響のリスクは最小限であると判断される。TFA は雨、河川、湖、そして最終的にこれらやその他関連する化学物質のシンクとなる海で観測される。HCFC と HFC の分解の他に、人類起源の TFA も認められている。

・オゾンの破壊と気候変動の相互作用は、対流圏の「浄化剤」である水酸基 (OH) ラジカル濃度に影響を与える可能性がある。成層圏のオゾン層の減少は対流圏の OH ラジカルの濃度を上昇させる。揮発性有機化合物等の気体の濃度上昇は、対流圏の OH のシンクの機能を果たす。エアロゾルもまたいくつかの状況で UV-B 照射量を減少させる機能を果たし、よって OH も減少する。雲量と気温の変化もまた影響を与える。これらは全て、気候変動に影響される可能性がある。対流圏の大気質と化学成分の正味の変化はこれらの影響の間のバランスに依存する。

・地球温暖化による大気のエアロゾル量の変化はオゾンの光解離率に影響し、よって対流圏のオゾン濃度を減少させるかもしれない。モデルと野外観測による研究結果では、対流圏の光吸収性エアロゾルの増加したところで、オゾンの光解離率の減少と対流圏のオゾンの生成が予想されることを示している。

材料

・気候変動は天然材料と人工合成材の紫外線に起因する劣化の速さを変化させる可能性がある。UV-B 照射量が多い地域では、気温の上昇は、光により劣化が誘発される物質の劣化の加速へ著しく影響を与える。これは特にビル建築で使われるプラスチックや木材に当てはまる。また湿度の上昇も、強い紫外線と一緒にになると、特に高い気温の時に、いくつかの物質に類似した影響を与える。

・改良された特性を持つ新種のプラスチック製品が現れ、これらはまた既存の光安定剤によって効果的に安定化される。最近の触媒の進歩がメタロセンプラスチック（ポリエチレンとポリプロピレン）の発見をもたらし、それは従来の種類と比べて紫外線への耐性がわずかによくなるなど、特性が向上した。一般に、使用されている従来の光安定剤は熱可塑性プラスチックの種類も安定化させるのに効果的であることがわかった。

・最近の調査結果は、光安定剤の効果の相乗的な向上は、従来の HALS 安定剤の混合物がプラスチックに使われた時に見られることを示す。高分子光安定剤（HALS）は通常、一般的なプラスチックの光安定剤として使われる。2つ以上の HALS の混合剤は、プラスチックの光安定剤としてよりよく機能すると最近報告されている。光安定剤の効果の向上は、紫外線と気候変動による影響に対するプラスチック配合物の安定化にかかるコストを最小化させるために重要である。

V IPCC/TEAP 特別報告

オゾン層と全地球的気候システムの保護:ハイドロフルオロカーボン類とパーフルオロカーボン類に関する課題 政策決定者のための概要

1. はじめに

IPCC/TEAP 特別報告は、「気候変動に関する国際連合枠組条約」(UNFCCC)と「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」の依頼に応じて、地球全体の気候システムに影響を与えるオゾン層破壊物質(ODS)の代替物質に関する科学的、技術的、政策関連のバランスのとれた報告書として作成された。本報告書は、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)及びモントリオール議定書の技術・経済評価パネル(TEAP)によって作成された。

オゾン層破壊物質は成層圏のオゾン層破壊の原因となるため、モントリオール議定書の下で生産と消費が制限され、徐々に撤廃されつつある。これは、モントリオール議定書の締約国である先進国及び発展途上国双方の締約国の努力の成果である。オゾン層破壊物質とその代替物質は気候変動に影響を与える温室効果ガスでもある。(図 68 参照)。いくつかのオゾン層破壊物質の代替物質の中で、特にハイドロフルオロカーボン(HFC)とパーフルオロカーボン(PFC)はUNFCCC 及び京都議定書の対象となっている。オゾン層を保護するために採られた選択が気候変動に影響することも考えられる。また、気候変動が間接的にオゾン層に影響を与えることもある。

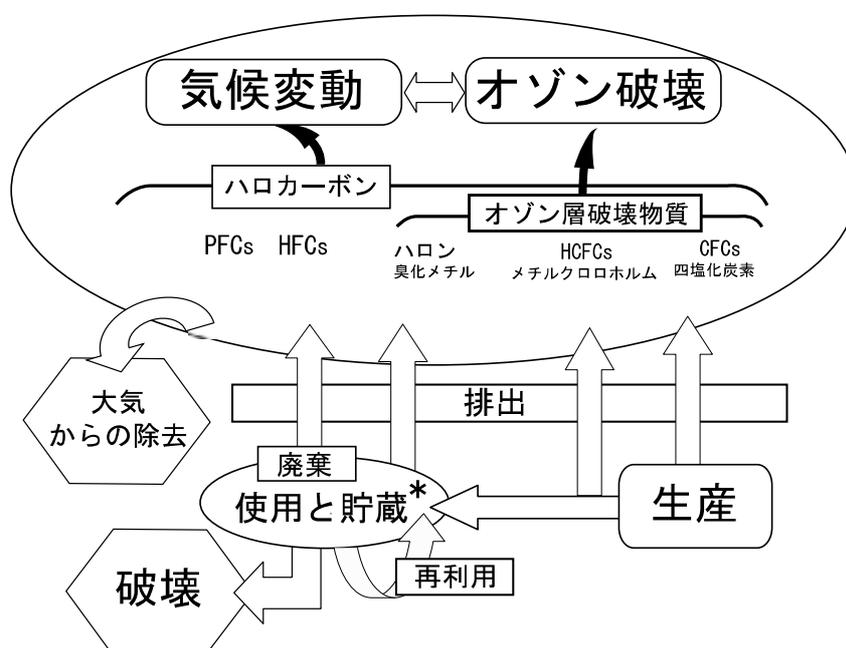


図 68 本報告書で扱う主要な問題の概念図

CFC、ハロンとHCFCはオゾン破壊と気候変動の原因となる。一方、HFCとPFCは気候変動のみの原因となり、オゾン層破壊物質の代替物質の一種である。ハロカーボンの排出量を減らすための選択肢として、本報告書で検討しているのは、副産物及び現存の貯蔵からの漏洩防止、回収、再利用、破壊、地球温暖化係数がより小さい又は無視できる代替のプロセスや物質の使用である。

* 貯蔵(bank)とは、既存の機器や備蓄、発泡その他の製品中に含まれ、未だ大気中に放出されていない全ての物質を指す。

本報告書においては、オゾン層破壊物質とその代替物質の排出全体が気候システムとオゾン層に与える影響について検討している。特に、代替オプションがどのように地球温暖化に影響を及ぼし得るかを理解するための内容となっている。ただし、本報告書はオゾン層に対する代替オプションの影響について包括的に取り扱おうとするものではない。

また、各部門が温室効果ガス削減に取り組むために必要な、ハロカーボンの排出削減オプション、代替物質に関するオプションやその技術についても検討している。HFCとPFCの排出については、オゾン層破壊物質の代替に関係する排出に関してのみ扱う。アルミニウムや半導体生産などの部門からのHFCやPFCの排出については扱わない。

オゾン層破壊物質とその代替物質である HFC と PFC の主な用途としては、冷凍冷蔵機器、エアコン、発泡体、エアロゾル、消火器、溶剤がある。これらの物質の排出は、製造及び製造時に生成される副産物の非意図的放出、意図的に排出する製品の使用、使用時の機器や製品からの蒸発・漏洩、試験及びメンテナンス、廃棄処理などに伴って起こる。

本報告書では、具体的な排出削減オプションの適用期間は 2015 年までとする。急激に成長している産業分野においては市場の潜在能力が高く、その期間においてのみ代替オプションに関する文献の信頼性は保証されるためである。技術性能、潜在的な評価手法、エネルギー使用に関連した温室効果ガスの間接的な排出のほか、費用、人の健康と安全性、大気質への影響、将来の利用可能性についても検討されている。

2 . ハロカーボン、オゾン層破壊、気候変動

2 . 1 過去及び現在におけるオゾン層破壊物質とその代替物質の地球の気候とオゾン層に与える影響は？

ハロカーボン、中でもオゾン層破壊物質は、直接放射強制力*の増加とそれに関連した地球全体の平均表面温度の上昇の一因となった(図 69 参照)。1750 年から 2000 年までに工業的に生産されたオゾン層破壊物質とそれ以外のハロカーボンの増加による正の直接放射強制力の増加は $0.34 \pm 0.03 \text{ Wm}^{-2}$ と推定される。これは、同期間によく混合された温室効果ガス全体の増加によるものの約 14%にあたる。ハロカーボン類の増加の大半は、最近数十年に起こったものである。大気中の CFC 濃度は、2001 年から 2003 年まで横ばいかもしくは減少傾向にある(CFC の種類により異なり、0 ~ -3%/年の変動率である)。一方、ハロンや代替物質である HCFC、HFC は増加した(それぞれ、1 ~ 3%/年、3 ~ 7%/年、13 ~ 17%/年)。

* ある因子が地球 大気システムに出入りするエネルギーのバランスを変化させる影響力の尺度であり、気候を変化させる可能性の大きさを示す。1 平方メートル当たりのワット数 (Wm^{-2}) で表される。放射強制力には直接効果と間接効果があり、前者は因子が日射・赤外放射を散乱・吸収することによる温暖化又は冷却効果であり、後者は因子が雲粒核となり雲を形成することによる温暖化又は冷却効果である。

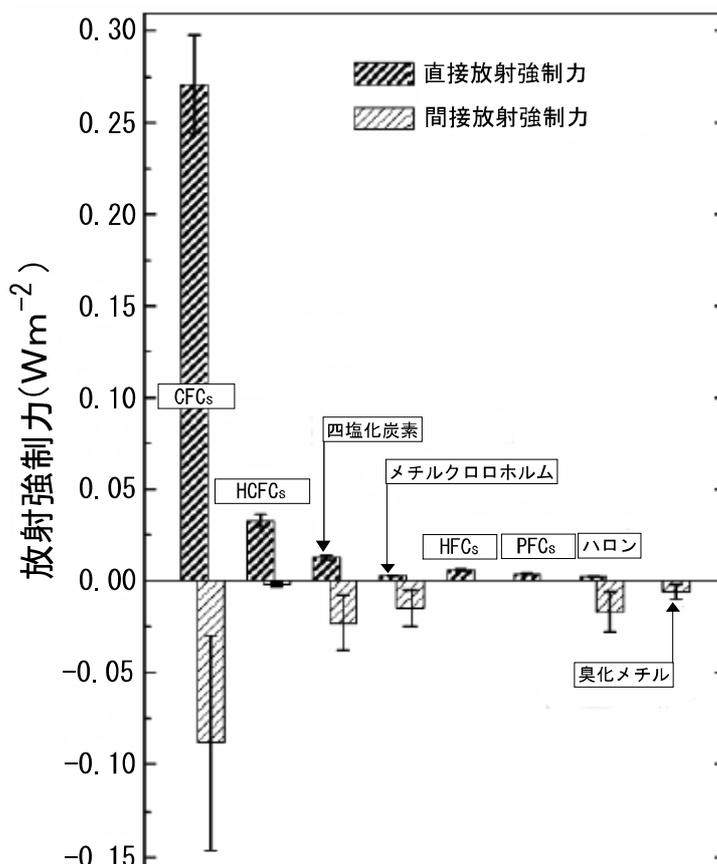


図 69 1750 年～2000 年のハロカーボン類の変化による直接及び間接放射強制力
縦線は標準偏差の 2 倍を示す (± 2)。

1970 年から観測され始めた成層圏オゾン層の破壊は、ハロン、CFC、HCFC、メチルクロロホルム、四塩化炭素、臭化メチルなどの人為起源のオゾン層破壊物質の分解によって生成される反応性の塩素及び臭素の化合物の濃度上昇が主な原因である。

オゾン層が破壊されると、気候に対する負の放射強制力が生み出される。これは、オゾン層破壊物質の間接的な冷却効果である（図 69 参照）。オゾン量の変化は、現在のところ地球全体で平均約 $-0.15 \pm 0.10 \text{ Wm}^{-2}$ の放射強制力を与えていると考えられている。主にオゾン層破壊の詳細な垂直分布がはっきりしないため、オゾン層破壊物質の間接放射強制力も非常に不確かである。この負の放射強制力は、オゾン層破壊物質自体による正の直接放射強制力 ($0.33 \pm 0.03 \text{ Wm}^{-2}$) より小さいと思われる。

オゾン層破壊物質による温暖化とオゾン層破壊による冷却化は、2 つの異なる気候変動メカニズムであり、互いに単純に相殺されるものではない。オゾン層破壊による冷却効果の空間分布や季節変動は、温暖化効果のそれとは異なる。数少ない地球規模の気候モデリングと統計的な研究結果によると、オゾン層破壊は、両半球の対流圏の循環と気温にとって重要な気候の変動パターンに影響を与える 1 つのメカニズムと捉えられる。しかし、観測されたこれらの変動パターンの変化が、明確にオゾン層破壊に起因しているとは言いきれない。

各種ガスは、主にこれまでの排出量、温室効果ガスとしての効果、大気中の寿命、分子に含まれる塩素又は臭素原子の数などにより温暖化効果とオゾン破壊効果が異なる（図 69 参照）。臭素を含むガスは、現在のところ温暖化効果よりも冷却効果に寄与している。一方、CFC と HCFC は冷却効果よりも温暖化効果に寄与している。HFC と PFC は温暖化にのみ寄与している。

2.2 オゾン層破壊物質の段階的撤廃は、気候変動およびオゾン層破壊への取組にどのような影響を与えたか？

モントリオール議定書の下での措置により、CFC は HCFC や HFC、その他の物質・製法へと代替された。代替ガスの地球温暖化係数 (GWP) は総じてより小さく、ハロカーボン類の総排出量が減少したため、直接的 GWP で重み付けされた CO₂ 換算での総排出量も減少してきた。大気観測結果によると、CFC、HCFC、HFC の CO₂ 換算排出量は、1990 年頃に年間約 7.5 ± 0.4Gt-CO₂ であったのが、2000 年頃には年間約 2.5 ± 0.2Gt-CO₂ へと減少した。これは、それぞれの年の地球全体の化石燃料の燃焼による CO₂ 排出量の約 33% と約 10% に相当する。成層圏の塩素濃度はほぼ横ばいであり、既に減少し始めている可能性もある。

ハロカーボン類の代替物質として用いられるアンモニアや炭化水素 (HC) の大気中での寿命は数日間から数ヶ月であり、代替物質としての使用により直接的、間接的放射強制力が地球全体の気候へ与える影響はごくわずかであると思われる。代替物質の利用に伴うエネルギー関連の排出の変化についても考慮する必要がある。

本報告書において開発された現状維持シナリオを基に算出した 2015 年の HFC の推定直接放射強制力は約 0.030Wm⁻² である。一方、IPCC の排出シナリオに関する特別報告 (SRES) におけるシナリオを基に算出した 2015 年における PFC の放射強制力は約 0.006Wm⁻² である。これらの HFC と PFC の放射強制力は、よく混合された温室効果ガス全体の 2015 年の推定放射強制力のそれぞれ約 1.0%、約 0.2% にあたり、一方、オゾン層破壊物質の寄与は約 10% である。本報告書は、特に 2015 年までの期間のシナリオに焦点をあてている。IPCC の SRES のシナリオでは 2015 年以降の期間についても検討されているが、再評価はされていない。SRES のシナリオでは、これから数十年の間に HFC からの放射強制力が大幅に増加すると予測しているが、技術の適用と政策に関して不確実性が大きいことから、その推定値自体も非常に不確かなものとなっている。

観測結果及びモデルによる算出結果によると、地球規模の平均的なオゾン層破壊量は、現在ほぼ安定化してきていることが示唆されている (図 70 参照)。オゾン層破壊が最も著しい極域も含め、オゾン量には今後もかなりの経年変動があると予想されるが、モントリオール議定書が完全に遵守された場合、オゾン層破壊物質の大気中濃度が減少することにより、今後数十年のうちにオゾン層は回復し始めると考えられる。

長期にわたって増加すると予想されるその他の温室効果ガスが、成層圏を冷却化し、また、成層圏の循環を変化させることにより、今後ますますオゾン層に影響を与えるだろう。冷却効果及びオゾン層破壊物質の大気中濃度の減少の結果として、成層圏の多くの場所でオゾン量の増加が予想されるが、北極域を含むいくつかの地域では減少する可能性がある。しかし、気候変動による大気循環の変化がもたらす影響はこれらの要因よりも大きいと予想され、また、大気中の温室効果ガス濃度の増加によるオゾン量への実質的影響は、現在のところ、その規模及び徴候の双方において不確かである。現在のモデルによると、近年南極域上空で観測されているものに類似の北極域でのオゾンホールは、高い確率で発生しないと考えられる。

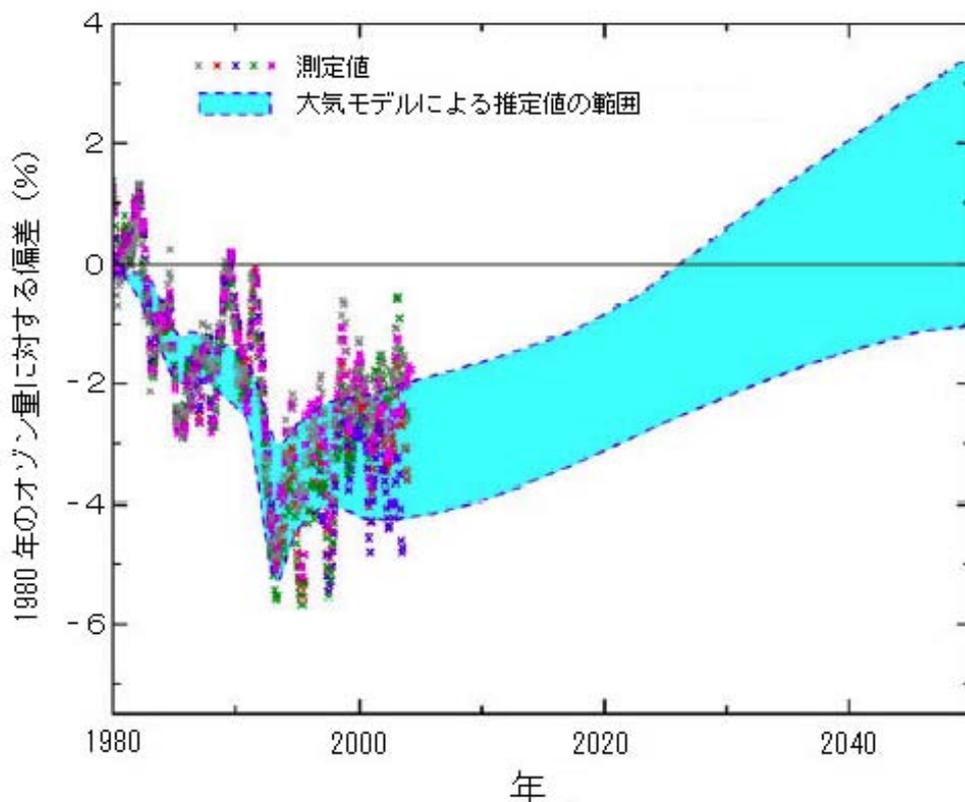


図 70 低中緯度(60°S 60°N)におけるオゾン量の比偏差の推移
 1980年のオゾン量に対する偏差を%で表す。×は観測値、点線の囲みは大気モデルによる推定値の範囲である。

CFC、HCFC、HFC、PFC 及びハロンの排出に伴う今後の相対的な温暖化及び冷却効果は、ガスの寿命、化学的性状及び排出の期間によって異なる（表 10 参照）。HFC と HCFC の大気中寿命は約 1 年から 20 年の範囲であり、いくつかの HFC やほとんどのハロン及び CFC は数十年から数世紀にわたる。また、PFC は 1,000 年から 50,000 年である。ハロカーボン類の直接的 GWP は 5 から 10,000 の範囲に及ぶ。オゾン層破壊物質による間接的な冷却化はオゾン層の回復により停止すると予想されるため、間接的な冷却効果に関する GWP は、排出の年やモントリオール議定書の遵守、ガスの寿命に依存する。このため、間接的な GWP は直接的な GWP よりもより不確実である傾向にある。

表 10 ハロカーボン類の GWP

ガス	直接的放射強制力によるGWP ^a	間接的放射強制力によるGWP ^b (2005年の排出)	寿命 (年)	UNFCCCの 報告 ^c GWP
<i>CFCs</i>				
CFC-12	10,720 ± 3750	-1920 ± 1630	100	n.a. ^d
CFC-114	9880 ± 3460	n.a.	300	n.a. ^d
CFC-115	7250 ± 2540	n.a.	1700	n.a. ^d
CFC-113	6030 ± 2110	-2250 ± 1890	85	n.a. ^d
CFC-11	4680 ± 1640	-3420 ± 2710	45	n.a. ^d
<i>HCFCs</i>				
HCFC-142b	2270 ± 800	-337 ± 237	17.9	n.a. ^d
HCFC-22	1780 ± 620	-269 ± 183	12	n.a. ^d
HCFC-141b	713 ± 250	-631 ± 424	9.3	n.a. ^d
HCFC-124	599 ± 210	-114 ± 76	5.8	n.a. ^d
HCFC-225cb	586 ± 205	-148 ± 98	5.8	n.a. ^d
HCFC-225ca	120 ± 42	-91 ± 60	1.9	n.a. ^d
HCFC-123	76 ± 27	-82 ± 55	1.3	n.a. ^d
<i>HFCs</i>				
HFC-23	14,310 ± 5000	~0	270	11,700
HFC-143a	4400 ± 1540	~0	52	3800
HFC-125	3450 ± 1210	~0	29	2800
HFC-227ea	3140 ± 1100	~0	34.2	2900
HFC-43-10mee	1610 ± 560	~0	15.9	1300
HFC-134a	1410 ± 490	~0	14	1300
HFC-245fa	1020 ± 360	~0	7.6	- ^e
HFC-365mfc	782 ± 270	~0	8.6	- ^e
HFC-32	670 ± 240	~0	4.9	650
HFC-152a	122 ± 43	~0	1.4	140
<i>PFCs</i>				
C ₂ F ₆	12,010 ± 4200	~0	10,000	9200
C ₆ F ₁₄	9140 ± 3200	~0	3200	7400
CF ₄	5820 ± 2040	~0	50,000	6500
<i>ハロン</i>				
ハロン-1301	7030 ± 2460	-32,900 ± 27,100	65	n.a. ^d
ハロン-1211	1860 ± 650	-28,200 ± 19,600	16	n.a. ^d
ハロン-2402	1620 ± 570	-43,100 ± 30,800	20	n.a. ^d
<i>その他のハロカーボン</i>				
四塩化炭素(CCl ₄)	1380 ± 480	-3330 ± 2460	26	n.a. ^d
メチルクロロホルム (CH ₃ CCl ₃)	144 ± 50	-610 ± 407	5.0	n.a. ^d
臭化メチル(CH ₃ Br)	5 ± 2	-1610 ± 1070	0.7	n.a. ^d

n.a. = not available (該当なし)

一般にモントリオール議定書やUNFCCC及び京都議定書において報告され、本報告書において評価されているハロカーボン類のGWPは、UNFCCCの下で報告に使用される大気中寿命とGWPを用い、100年の評価期間におけるCO₂に対する相対値として示されている。濃い灰色で示すガスはモントリオール議定書の対象物質であり、薄い灰色で示すガスはUNFCCCの対象物質である。

- a 直接的な正の放射強制力によるGWPの不確実性は±35%である(標準偏差の(±2)2倍)(IPCC, 2001)。
b 間接的な負の放射強制力によるGWPの不確実性には、オゾン層破壊による負の放射強制力の不確実性だけでなく、オゾン層の回復までに要する時間の不確実性も考慮されている。
c UNFCCCの報告ガイドラインはIPCC第2次評価報告書のGWP値を使用している(FCCC/SBSTA/2004/8, <http://unfccc.int/resource/docs/2004/sbsta/08.pdf>参照)。
d オゾン層破壊物質はUNFCCCの対象ではない。
e IPCC第2次評価報告書にはHFC-245fa及びHFC-365mfcのGWP値は含まれていない。しかし、UNFCCCの報告ガイドラインにはすべての温室効果ガスからの排出量報告に関する規定が含まれているため、IPCCによって評価されたGWP値が存在する。

2.3 大気圏化学に関連する大気質及びその他の環境問題に対して、オゾン層破壊物質の代替化はどのような影響をもたらすか？

エアコン、冷凍冷蔵機器や発泡吹きつけに使用される HFC、PFC や炭化水素などその他のガスによるオゾン層破壊物質の代替化は、地球規模の対流圏の化学に大きな影響があるとは考えられていない。しかし、大気質にとって小さいが無視できない影響が、局所的な排出源の近くで発生する可能性があり、例えば、現在その地域における基準に適合していない場所では、そのような影響が問題となり得る。

HFC 及び HCFC の難分解性生成物（例えばトリフルオロ酢酸（TFA））は、堆積・洗浄過程を通して大気中から除去される。しかし、既存の環境リスク評価及びモニタリング研究によると、これらの環境中の濃度が生態系に著しい影響を引き起こす濃度には至らないと考えられている。海水中の TFA の測定結果によると、TFA の自然発生源は十分に確認されてはいないものの、TFA の人為発生源は自然のそれよりも小さいことが指摘されている。

IPCC/TEAP 特別報告補足報告（要旨）

第 25 回公開作業部会（2005 年 6 月 27-30 日、於モントリオール）において、欧州、ノルウェー、ニュージーランド及び英国は、以下の 2 つの提案を行い、承認された。

IPCC/TEAP 特別報告の更なる検討を、第 17 回締約国会合の議題とすること

特別報告において提示された諸問題が示すオゾン破壊のおそれについて、明確に精査するため、TEAP において、2005 年 10 月 31 日までに、第 17 回締約国会合への補足報告を準備すること。補足報告では、特に、貯蔵（bank）に現存し排出されるオゾン層破壊物質の現状及び将来の推計量（ODP トン）を算出し、特別報告に示されている緩和（mitigation）シナリオと現状維持（Business as Usual、BAU）シナリオに基づくオゾン層破壊物質の大気中濃度及びそれに関連するオゾン層への影響を予測し、並びに緩和措置のコスト（報告書中では「費用 / ODP トン」として示されている）を推計するべきである。

モントリオール議定書の下で段階的に削減されつつある CFC、ハロン及び HCFC はオゾン層破壊及び気候変動に寄与する物質であるが、気候変動に関する国際連合枠組条約と京都議定書によって規制されている HFC と PFC については、気候変動のみに寄与する物質である。オゾン層破壊物質の約 20% は、HFC に代替された（あるいはされつつある）。HFC は代替するオゾン層破壊物質と比べると、地球温暖化係数（GWP）は総じてずっと小さく、多くの場合においてより適切に密封されており、製品の使用時もしくは廃棄時において回収されることが多い。

IPCC/TEAP 特別報告では、すべての関連する部門の二酸化炭素換算での貯蔵量と排出量が述べられている。「二酸化炭素換算」は地球温暖化への影響の度合いを考える場合の典型的な排出量を示す方法である。特別報告の補足報告では、排出削減の観点からより明確にオゾン層への影響について示すため、ODP トンで記載している。

特別報告そのものの範囲としては、オゾン層破壊物質の代替物質としての HFC と PFC が使用される部門・用途に限られたものであった。HFC は過去に消費されたオゾン層破壊物質の約 20% のみを代替し、PFC に関しては少数の専門的な用途に限定されているため、もともとオゾン層破壊物質が使用されていたが現在 HFC による代替がほとんどもしくは全くされていない部門については、特別報告の中には含まれていない。つまり、特別報告で行っているボトムアップ方式での各部門毎の過去からのオゾン層破壊物質の排出量分析は、過去からのオゾン層破壊物質の排出量の全ての分析結果を示しているわけではないということである。その結果、大気観測結果から算出される排出量と比較すると必然的に系統誤差が生じる。しかし、消火器、硬質断熱材、冷凍冷蔵機器、エアコンなどオゾン層破壊物質が貯蔵されている用途は、HFC を有効な代替物質として採用した用途でもあるので、特別報告においても述べられている。つまり、貯蔵に関する分析はかなり完全なものであるということである。

系統誤差が生じるその他の要因として、議定書第 5 条 1 の適用国（開発途上国）における使用実態に関する情報が不足していることが挙げられる。結果として、これらの地域からの排出がすぐに（1 年以内に）止まるのか、もしくは長期にわたって拡大するのかの見極めが難しくなっている。

同時に、確率的誤差が生じる可能性もある。例えば、ライフサイクルの統計分布の不確実さによる誤差がある。ほとんどのボトムアップモデルでは、想定される排出の時期を決めるために平均寿命を用いている。その結果、確率的誤差は分析期間が短い場合（例えば 1 年）に特に生じる可能性がある。

これらの不確実性の問題から、ボトムアップモデル分析を集めて算出した排出予測量は、大気中濃度から算出した排出予測量と必ずしも合致しない。しかし、ボトムアップ推計結果や、報告されている生産量・使用量のデータ、大気観測結果などの様々な情報を使用することで、明確にトレンドを出せ、特別報告で示された情報や更に補足報告で報告された情報の信頼性を高めている。信頼性を更に高めるためにこれらの誤差が生じる原因をより明確にする追加的な作業が求められる。

消火器、冷凍冷蔵機器、エアコンに使用されている主な貯蔵物質は、それらの機器の使用段階におけるより動的な性質や、定期的な保守点検の必要性を反映し、主に使用時に排出されている。硬質断熱材については、排出は製造時と特に廃棄時により集中している。また全ての場合において、使用後の廃棄プロセスの管理が最終的な排出レベルを決定づける要因となっている。

補足報告は、特別報告で使用された現状維持ケースの主要要素を設定し、部門や地域による主な違いを強調している。このアセスメントでは現状のオゾン層破壊物質の回収率が部門によって大きく変化し、その特定の部門の中で、議定書第 5 条 1 の適用国における回収率は非適用国（先進国）よりも著しく低い傾向があるという事実を詳細に示している。

また、このアセスメントでは、ODP トン単位で、2002 年の時点で貯蔵されている全ての CFC 及び HCFC（ハロンを除く）のうち、70%（1,820 ODP キロトン）は議定書第 5 条 1 の非適用国にあることを示している。2015 年までの期間に排出されるオゾン層破壊物質を考慮に入れると、全貯蔵量は減少すると予測される。議定書第 5 条 1 の非適用国には、大量のオゾン層破壊物質が発泡体として貯蔵されている。冷凍冷蔵機器やエアコンからの排出がより速く、議定書第 5 条 1 の適用国では排出がより遅い発泡体は不足していることから、議定書第 5 条 1 の非適用国における世界的な貯蔵量は 2015 年までに ODP レベルでは 75%、約 1,660 ODP キロトンまで増加すると予想される。しかし、世界のオゾン層破壊物質の全貯蔵量は、2002 年の 2,600 ODP キロトンから 2015 年には 2,200 ODP キロトンまで減少すると見込まれる。

しかし、議定書第 5 条 1 の適用国における HCFC の使用量の増加から、オゾン層の回復を遅らせる可能性があり、現状維持シナリオでは、HCFC の貯蔵量は 2002 年の 37 ODP キロトンから、2015 年には 126 ODP キロトンまで増加する。

特別報告で示す緩和シナリオでは、オゾン層破壊物質のさらなる削減と、HFC（及び PFC）代替製品の使用が進むと予測している。これは、モントリオール議定書で現在求められている以上の技術的に実現可能な取組を行うことにより 2015 年までに達成されると考えられる。特別報告では、温室効果ガスの単位系（二酸化炭素換算）で結果を示すことで、そのような取組を行うことによる気候保護への恩恵に焦点を当てていた。補足報告ではオゾンの単位系（ODP トン）で緩和シナリオによる排出削減を示す。

冷凍冷蔵機器やエアコンの部門では、2015年までの期間で、有効と考えられる様々な対策が徐々に導入されると考えられ、それは新規の機器へのオゾン層破壊物質の使用を段階的に廃止した後でも、排出形態に影響を与えるであろう。これは、特にオゾン層破壊物質（CFC）を使用した機器がまだ多く存在する議定書第5条1の適用国で、漏洩に対する再充填などの特定の保守点検の実施と関連する。もしオゾン層破壊物質の削減プロセスの最終段階で対策を実施した場合、オゾン層破壊物質よりもむしろ将来のHFCの排出レベルに主に影響を与えるだろう。中期的に（例えば2008年時点で）オゾン層破壊物質の排出削減に効果があると思われる主な緩和戦略は、冷凍冷蔵機器とエアコン（移動式、固定式）の廃棄時対策に関するものである。回収と実施可能な破壊は、貯蔵しているオゾン層破壊物質の排出レベルに大きな影響を与える。

発泡体からの排出速度は遅いことから、緩和シナリオで検討されている対策が持つ影響は、長期的には追加的な便益をもたらすかもしれないが、2015年までの影響は限られているだろう。特別報告ではこれらのダイナミクスは補足的に扱われていた（発泡体の排出削減は2100年まで予測された）が、長期にわたった排出量削減量は体系だてて定量化されてはいなかった。

緩和戦略はより広く調査・実証され、商業的に実施されているため、特定の緩和コストの評価精度もさらに向上してくるだろう。しかしこれらのデータを他の地域にも応用するには細心の注意を払う必要がある。実際の利用可能性や輸送手段などの地域的な要素は回収破壊の実用性や経済性に大きな影響を与えると考えられる。場合によっては（例えばハロン）、貯蔵しているものを将来の再利用や不可欠用途のために利用可能な状態にしておくことも重要かもしれない。

オゾン層破壊の科学アセスメント2002（WMO, 2003）における最良の推計値は、等価有効成層圏塩素量（EESC）が1980年レベルに戻るのが、モントリオール議定書を完全に順守するという想定の下で2044年であると予測していた。しかし、貯蔵量の推計値は特別報告では総じてより低い。補足報告におけるCFCやHCFCの推計貯蔵量を用いた同様の計算では、1980年レベルに戻るのには2046年まで遅れるとしている。もし冷凍冷蔵機器やエアコンの保守点検時の更なる排出を考慮に入れた場合、EESCが1980年レベルに戻るのには最大でさらに2年（2048年）遅れると予想される。冷凍冷蔵庫やエアコンに充填されているオゾン破壊物質を2008年時点で廃棄されたものに関して全て破壊したとすると、EESCが1980年レベルに戻るのには2046年前後となるであろう。発泡体として貯蔵されているものを管理することもオゾン層の回復を加速させることに寄与するが、その影響を定量化することは困難である。なぜなら建築物に使用されている発泡体からの排出の多くは、2035年から2050年の間に廃棄される際に起こると考えられるからである。

この補足報告では、緩和コストのいくつかの事例を紹介し、またこの情報の使用に関する限界を指摘している。また緩和措置の費用対効果は、政策決定者がオゾン層破壊物質の回収と温室効果ガスの排出削減による相乗効果を考慮に入れるか否かに実質的に依存していることを強調している。もしこれらの価値が組み合わされば（厳密には必ずしも付加的なプロセスではないが）、個別の分析では反対の結果となる地域状況においても、費用対効果の基準を満たし得ることは明らかである。

議定書第5条1の適用国においては、現状の収集及び回収コストは、社会的基盤の不足により非適用国よりも高いであろう。そのため、使用済みの概念は、適用国と非適用国では大いに異なり、再利用の程度は総じてかなり高いと考えられる。

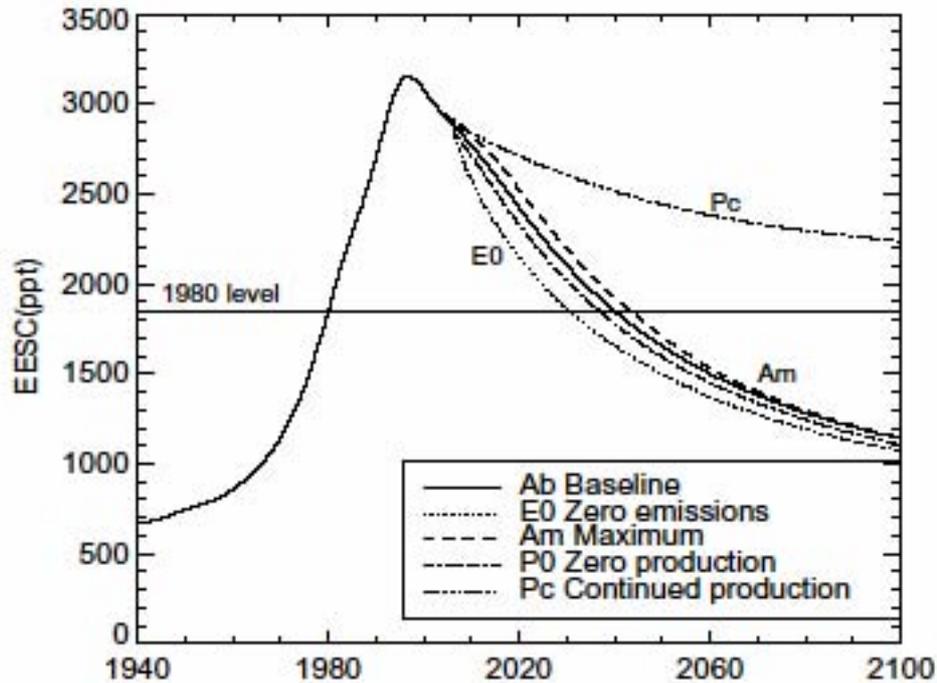


図 71 シナリオ別の等価有効成層圏塩素量の予測

基本シナリオ (Ab)、極大シナリオ (Am)、2003 年以降の排出量が 0 と仮定した場合 (E0)、2003 年以降の生産量が 0 と仮定した場合 (P0)、1999 年レベル (改正されたモントリオール議定書規制レベルより大幅に高いレベル) でオゾン層破壊物質が生産され続けた場合 (Pc) の 5 シナリオ。

表 11 シナリオ別の貯蔵量予測と等価有効成層圏塩素量が 1980 年レベルに戻る年

Banks 2002 (ktonnes)	E0 (E1)	Ab scenario (WMO, 2003)	SROC/ Supplement
CFC-11	-	594	1687
CFC-12	-	0	711
HCFC-141b	-	753	836
HCFC-142b	-	210	224
HCFC-22	-	1317	1531
Year of return of the EESC to 1980 levels	2034 (2039)	2044	2046

オゾン層破壊物質等の概要

(1) モントリオール議定書対象のオゾン層破壊物質(特定物質)

モントリオール議定書		物質名	化学式	オゾン破壊係数	地球温暖化係数*
附属書 A	グループ (クロロフルオロカーボン)	CFC-11	CFCl_3	1.0	4,600
		CFC-12	CF_2Cl_2	1.0	10,600
		CFC-113	$\text{C}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$	0.8	6,000
		CFC-114	$\text{C}_2\text{F}_4\text{Cl}_2$	1.0	9,800
		CFC-115	$\text{C}_2\text{F}_5\text{Cl}$	0.6	7,200
	グループ (ハロン)	ハロン 1211	CF_2BrCl	3.0	1,300
	ハロン 1301	CF_3Br	10.0	6,900	
	ハロン 2402	$\text{C}_2\text{F}_4\text{Br}_2$	6.0	-	
附属書 B	グループ (その他の CFC)	CFC-13	CF_3Cl	1.0	-
		CFC-111	C_2FCl_5	1.0	-
		CFC-112 等 10 物質	$\text{C}_2\text{F}_2\text{Cl}_4$	1.0	-
グループ	四塩化炭素	CCl_4	1.1	1,800	
グループ	1,1,1 - トリクロロエタン	CH_3CCl_3	0.1	140	
附属書 C	グループ (ハイドロクロロフルオロカーボン)	HCFC-22	CHF_2Cl	0.055	1,700
		HCFC-123	$\text{C}_2\text{HF}_3\text{Cl}_2$	0.02-0.06	120
		HCFC-141b	CH_3CFCl_2	0.11	700
		HCFC-142b	$\text{CH}_3\text{CF}_2\text{Cl}$	0.065	2,400
		HCFC-225ca	$\text{CF}_3\text{CF}_2\text{CHCl}_2$	0.025	180
		HCFC-225cb 等 40 物質	$\text{CF}_2\text{ClCF}_2\text{CHClF}$	0.033 他	620
	グループ (ハイドロプロモフルオロカーボン)	HBFC-22B1 等 34 物質	CHF_2Br	0.74 他	470
グループ	プロモクロロメタン	CH_2BrCl	0.12	-	
附属書 E	臭化メチル	CH_3Br	0.6	-	

(2) 気候変動枠組み条約に基づく京都議定書で削減対象となった代替フロン等

京都議定書	物質名	化学式	オゾン破壊係数	地球温暖化係数*
ハイドロフルオロカーボン (HFC)	HFC-134a	CH_2FCF_3	0	1,300
	HFC-152a	CH_3CHF_2	0	120
	HFC-32	CH_2F_2	0	550
	HFC-125	CHF_2CF_3	0	3,400
	HFC-23	CHF_3	0	12,000
	等			
パーフルオロカーボン (PFC)	PFC-116	CF_3CF_3	0	11,900
	PFC-14 等	CF_4	0	5,700
六フッ化硫黄	六フッ化硫黄	SF_6	0	22,200

* IPCC : Climate Change 2001 The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2001)

(3) 使用用途

大分類	用途	従来使用 フロン	フロン系代替品		非フロン系 代替例
	小分類		既存フロン	新規フロン	
冷 媒	カーエアコン	CFC-12,114		HFC-134a	
	電気冷蔵庫	CFC-12		HFC-134a	
		CFC-115/22 (R502)	HCFC-22	HFC混合系	イソブタン
	ルームエアコン	HCFC-22		HFC混合系	
	業務用冷凍機	CFC-11		HCFC-123	臭化リチウム (吸収式)
		CFC-12	HCFC-22	HFC-134a	アンモニア
CFC-114			HCFC-124		
	CFC-115/22 (R502)	HCFC-22	HFC混合系		
エア ゾ ル	一般品	CFC-11/12	HCFC-22/ 142b	HFC-134a HFC-152a	LPG, ジメチル エーテル, 二酸化炭素, 空気(ポンプ式)
	医薬用品	CFC-11/12	HCFC-22/ 142b	HFC-134a HFC-227ea	
発 泡	軟質ポリウレタン	CFC-11		HCFC-141b	水(二酸化炭素), 塩化メチレン
	硬質ポリウレタン	CFC-11,12	HCFC-22, 142b	HCFC-141b HFC-134a HFC-245fa HFC-365mfc	シクロペンタン, 真空断熱パネル
	ポリスチレン ポリオレフィン	CFC-12,114	HCFC-22, 142b	HFC-134a HCFC-124	プロパン, ブタン
洗 浄	精密洗浄	CFC-113		HCFC-225ca HCFC-225cb HCFC-141b HFC系 PFC系	無洗浄, 水系, アルコール系, グリコール系, 炭化水素系, テルペン, Nメチル2ピロ リドン

出典：オゾン層・気候保護産業協議会提供資料を基に作成

オゾン層保護対策の経緯

1974年	6月	米国カリフォルニア大学ローランド教授及びモリーナ博士がCFCによるオゾン層の破壊及びその結果として人や生態系への影響が生じる可能性を指摘した論文を発表
1985年	3月	「オゾン層の保護のためのウィーン条約」を採択
	12月	英国のファーマン博士らが南極上空のオゾン減少について報告
1987年	9月	「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」を採択
1988年	5月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」(オゾン層保護法)制定・施行
	9月	ウィーン条約発効 日本、ウィーン条約及びモントリオール議定書に加入
	12月	ウィーン条約、日本について発効
1989年	1月	モントリオール議定書発効 モントリオール議定書、日本について発効
	5月	ウィーン条約第1回締約国会議及びモントリオール議定書第1回締約国会合開催(ヘルシンキ)
1990年	6月	モントリオール議定書第2回締約国会合開催(ロンドン) 特定フロン2000年全廃、1,1,1-トリクロロエタンの規制物質への追加等を内容とする議定書の改正等を合意
1991年	3月	オゾン層保護法の一部改正
	6月	ウィーン条約第2回締約国会議及びモントリオール議定書第3回締約国会合開催(ナイロビ)
	9月	日本、改正モントリオール議定書(1990年改正)を受諾
1992年	8月	改正モントリオール議定書(1990年改正)、日本について発効 改正オゾン層保護法(1991年改正)施行
	11月	モントリオール議定書第4回締約国会合開催(コペンハーゲン) CFCの1996年全廃、HCFC、臭化メチルの規制物質への追加等を内容とする議定書の改正等を合意
1993年	11月	ウィーン条約第3回締約国会議及びモントリオール議定書第5回締約国会合開催(バンコク)
1994年	6月	オゾン層保護法の一部改正
	9月	改正オゾン層保護法(1994年改正)施行
	10月	モントリオール議定書第6回締約国会合開催(ナイロビ)
	12月	日本、改正モントリオール議定書(1992年改正)を受諾
1995年	3月	改正モントリオール議定書(1992年改正)、日本について発効
	6月	関係18省庁による「オゾン層保護対策推進会議」において、 CFC等の回収・再利用・破壊の促進方策を取りまとめ

1995年	12月	モントリオール議定書第7回締約国会合開催（ウィーン） HCFCの2020年以降の消費を既設機器の整備用に限定、臭化メチルの2010年全廃、途上国に対する規制スケジュールの設定を内容とする議定書の調整等を合意
1996年	5月	「CFC破壊処理ガイドライン」を公表（環境庁）
	11月	ウィーン条約第4回締約国会議及びモントリオール議定書第8回締約国会合開催（コスタリカ・サンホセ）
1997年	9月	モントリオール議定書第9回締約国会合開催（モントリオール） 臭化メチルの削減計画の前倒し、臭化メチルの非締約国との貿易の禁止、不法取引防止のためのライセンシングシステムの導入などを合意
	9月	「オゾン層保護対策推進会議」において、CFC等の回収・再利用・破壊の促進方策をとりまとめ
1998年	6月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律第3条第1項の規定に基づく同項第1号から第3号に掲げる事項」（告示）の一部改正（環境庁・通商産業省）
	6月	「特定家庭用機器再商品化法」（家電リサイクル法）制定（家電製品からの冷媒フロン回収）
	11月	モントリオール議定書第10回締約国会合開催（カイロ）
1999年	3月	「CFC破壊処理ガイドライン」を改訂（環境庁）
	12月	ウィーン条約第5回締約国会議及びモントリオール議定書第11回締約国会合開催（北京）
	12月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正（環境庁・通商産業省）
2000年	7月	「フロン回収の手引き」を公表（環境庁） 「国家ハロンマネジメント戦略」をUNEPに提出（環境庁他）
	12月	モントリオール議定書第12回締約国会合開催（ブルキナファソ・ワガドゥグ）
2001年	6月	「特定製品に係るフロン類の回収及び破壊の実施の確保等に関する法律」（フロン回収破壊法）制定
	7月	「国家CFC管理戦略」をUNEPに提出（環境省他）
	11月	モントリオール議定書第13回締約国会合開催（コロンボ）
2002年	4月	フロン回収破壊法（業務用冷凍空調機器からのフロン回収破壊）施行
	7月	日本、改正モントリオール議定書（1997年/1999年改正）を受諾
	7月	「使用済自動車の再資源化等に関する法律」（自動車リサイクル法）制定、フロン回収破壊法の一部改正
	9月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正（環境省・経済産業省）

2002年	10月	フロン回収破壊法（カーエアコンからのフロン回収破壊）施行
2002年	11月	ウィーン条約第6回締約国会議及びモントリオール議定書第14回締約国会合開催（ローマ）
2003年	1月	「特定家庭用機器再商品化法施行令」（政令）の一部改正（家電製品からの断熱材フロン回収）（環境省・経済産業省）
	11月	モントリオール議定書第15回締約国会合開催（ナイロビ）
2004年	3月	モントリオール議定書第1回特別締約国会合開催（モントリオール）
	11月	モントリオール議定書第16回締約国会合開催（プラハ）
	12月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正（環境省・経済産業省）
2005年	1月	自動車リサイクル法全面施行（自動車リサイクルシステムの本格稼働）
	7月	モントリオール議定書第2回特別締約国会合（モントリオール）
	12月	ウィーン条約第7回締約国会議及びモントリオール議定書第17回締約国会合開催（ダカール）
2006年	1月	「臭化メチルの不可欠用途全廃のための国家管理戦略」を UNEP に提出（環境省・農林水産省）
	5月	「ハロン破壊処理ガイドライン」を公表（環境省）
	6月	フロン回収破壊法の一部改正（業務用冷凍空調機器からのフロン回収強化）（環境省・経済産業省）

オゾン層保護対策の最近の動き

1. オゾン層保護に係る国際的取組

国際的に協調してオゾン層保護対策を推進するため、「オゾン層の保護のためのウィーン条約」(1985年)及び「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」(1987年)に基づき、オゾン層破壊物質の生産量等の削減が行われており、先進国では主要なオゾン層破壊物質の生産は、1995年末までに全廃されている。

表 12 オゾン層破壊物質の生産規制等のスケジュール

	先進国	開発途上国
CFC	1996年以降全廃	2010年以降全廃
ハロン	1994年以降全廃	2010年以降全廃
四塩化炭素	1996年以降全廃	2010年以降全廃
1,1,1-トリクロロエタン	1996年以降全廃	2015年以降全廃
HCFC (消費量)	2020年以降全廃	2040年以降全廃
(生産量)	2004年以降、 1989年レベルに凍結	2016年以降、 2015年レベルに凍結
HBFC	1996年以降全廃	1996年以降全廃
プロモクロロメタン	2002年以降全廃	2002年以降全廃
臭化メチル	2005年以降全廃	2015年以降全廃

既設の冷凍空調機器の整備用のみ2030年以降全廃

2. フロン類の排出量等

過去に生産され、家庭用冷蔵庫、カーエアコン等の機器の中に充填された形で存在している冷媒フロンの廃棄量は、図 72 のように推計される。

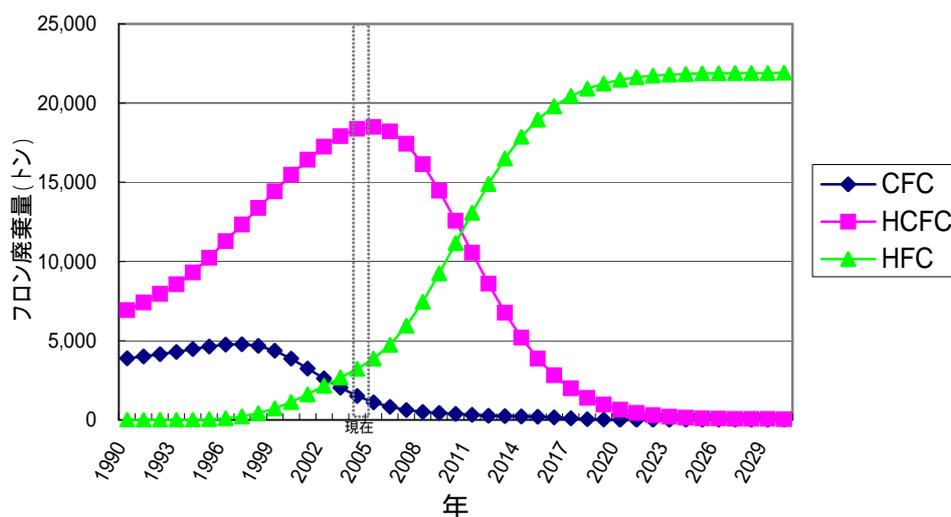


図72 冷媒フロン廃棄量の見通し

(出典)平成12年7月31日環境庁報道発表資料「冷媒フロンの廃棄等の見通しについて」を基に作成

平成 13 年度から PRTR（化学物質排出移動量届出制度）が始まり、オゾン層破壊物質の排出量等について、事業者の届出による事業場からの排出量等と、国の推計による事業場以外からの排出量が毎年公表されている。PRTR による平成 16 年度の排出量等は表 13 のとおりであった。

表 13 平成 16 年度のオゾン層破壊物質の PRTR による排出量等

（単位：kg）

物質名		届出排出量 ^{*1}		届出外排出量 ^{*2}	排出量合計	届出移動量 ^{*3}
		大気	公共用水域			
CFC	CFC-11	5,582	0	962,154	967,736	15,400
	CFC-12	25,081	0	1,487,835	1,512,917	30,294
	CFC-113	47,610	1,400	0	49,010	2,500
	CFC-114	1,850	0	4,995	6,845	0
	CFC-115	0	0	122,012	122,012	0
	CFC-13	0	0	0	0	0
	CFC-112	0	0	0	0	0
	合計	80,123	1,400	2,576,996	2,658,520	48,194
ハロン	ハロン 1211	0	0	0	0	0
	ハロン 1301	9,110	0	18,850	27,960	0
	ハロン 2402	0	0	0	0	13,600
	合計	9,110	0	18,850	27,960	13,600
HCFC	HCFC-21	16,930	0	0	16,930	1,970
	HCFC-22	683,484	2,400	6,449,931	7,135,815	155,510
	HCFC-123	104,515	0	18,366	122,881	0
	HCFC-124	49,110	0	0	49,110	0
	HCFC-133	24,000	0	0	24,000	3,800
	HCFC-141b	1,260,051	0	6,666,779	7,926,830	158,179
	HCFC-142b	205,429	0	799,272	1,004,701	14,070
	HCFC-225	523,186	0	1,027,137	1,550,323	75,776
合計	2,866,705	2,400	14,961,485	17,830,590	409,305	
四塩化炭素		21,588	589	0	22,177	210,939
1,1,1-トリクロロエタン		20,270	14,427	0	34,697	32,001
臭化メチル		474,510	10	2,630,769	3,105,289	18,962

*1 PRTR の対象となる事業所から 1 年間に環境中に排出された量として、事業者から国へ届け出された量

*2 PRTR の対象となる事業所以外から環境中へ排出される量として、国が推計した量

*3 PRTR の対象となる事業所から 1 年間に廃棄物として事業所の外へ運び出された量

3 . オゾン層破壊物質の回収・破壊の取組

オゾン層保護及び地球温暖化防止に積極的に取り組むため、使用済機器に含まれるフロン類の回収・破壊が行われている。

（1）関係法令による取組

「特定製品に係るフロン類の回収及び破壊の実施の確保等に関する法律（フロン回収破壊法）」

- ・ フロン回収破壊法（平成 13 年 6 月 22 日公布）により、フロン類（CFC、HCFC、HFC）の大気中への排出を抑制するため、業務用冷凍空調機器（第 1 種特定製品）及びカーエアコン（第 2 種特定製品）に使用されている冷媒フロンを大気中にみだりに放出することが禁止されるとともに、機器廃棄時における冷媒フロンの適正な回収及び破壊の実施等が義務付けられた。

- ・ 業務用冷凍空調機器からの回収破壊は平成 14 年 4 月 1 日より、カーエアコンからの回収破壊は平成 14 年 10 月 1 日より施行された。平成 18 年 6 月には、業務用冷凍空調機器からの回収強化を図るための改正が行われた。
- ・ なお、カーエアコンに使用されている冷媒の回収及び破壊については、平成 17 年 1 月の自動車リサイクル法の全面施行に伴い、ほぼ同様の枠組で同法に移行された。
- ・ 平成 18 年 6 月に、行程管理制度（フロン類の引渡しを書面で補足し管理する制度）の導入、都道府県知事に廃棄業者等に対する指導等の権限の付与、機器整備時のフロン類回収義務の明確化を主な内容とするフロン回収破壊法の改正が行われた。平成 19 年 10 月 1 日施行。
- ・ 平成 18 年 4 月 1 日現在の回収業者、破壊業者等の数は表 14 のとおりであった。

表 14 フロン回収破壊法に基づく登録回収業者等の数

第1種フロン類回収業者	27,668
第2種フロン類回収業者	29,291
フロン類破壊業者(休業中の者を除く)	81

- ・ フロン回収破壊法に基づく、フロン類回収業者及びフロン類破壊業者によるフロン類の回収・破壊量等の平成 16 年度分の集計結果は表 15 のとおりであった。

表 15 平成 16 年度のフロン類の回収・破壊量等（業務用冷凍空調機器・カーエアコン）^{*1}

		CFC	HCFC	HFC	合計
業務用 冷凍空 調機器	回収した台数(台)	174,551	668,846	87,608	951,005
	回収した量(トン)	298	1,665	140	2,102
	うち再利用された量	50	280	41	371
カーエ アコン ^{*2}	回収した台数(台)	840,010	0	608,434	1,448,444
	回収した量(トン)	317	0	259	577
	うち再利用された量	106	0	71	178
破壊した量(トン)		954	1,604	417	2,976

*1 小数点未満を四捨五入のため、数値の和は必ずしも合計に一致しない。

*2 カーエアコンについては、平成 16 年 12 月 31 日までに第二種特定製品引取業者に引き渡されたものに限る。

「特定家庭用機器再商品化法（家電リサイクル法）」

- ・ 家電リサイクル法（平成 10 年 6 月 5 日公布）により、家電メーカー等に対して家電製品のリサイクルが義務化され、機器のリサイクルと一体的に、ルームエアコン及び家庭用電気冷蔵庫からの冷媒フロン（CFC、HCFC、HFC）の回収等も実施することとされた（平成 13 年 4 月 1 日施行）。
- ・ 平成 16 年 1 月の家電リサイクル法施行令の改正により、冷媒フロン回収の対象品目として電気冷蔵庫を追加するとともに、電気冷蔵庫及び電気冷凍庫の断熱材に含まれるフロン類の回収等が義務付けられた。

表 16 平成 16 年度のフロン類の回収・破壊量（家庭用機器）

	エアコン	冷蔵庫・冷凍庫	
	冷媒	冷媒	断熱材
回収した台数(千台)	1,809	2,807	
回収した量(トン)	995	311	625*
破壊した量(トン)	976	312	616*

* 断熱材に含まれるフロン類を液化回収した回収重量、破壊重量

(2) 地域における取組

地方公共団体の取組(平成18年4月現在)

12都府県でフロン回収等に関する規定を含む環境関連条例(手数料条例を除く)が制定されている。

フロン回収等推進協議会の取組(平成17年9月現在)

地域におけるフロン回収システムの構築と運用、関係者のコンセンサスの形成を図るため、30都府県で協議会が設置・運営されている。

(3) 関連業界における取組

カーエアコン

- ・(社)日本自動車工業会(自動車メーカー)及び(社)日本自動車部品工業会は、平成10年1月より1都3県にて収集・運搬・移充填に係るシステムの運営を開始し、10年10月をもって全国展開が完了した。
- ・フロン回収破壊法に基づき、平成14年10月1日より冷媒フロンの回収破壊が義務付けられた。
- ・平成17年1月1日より、ほぼ同様の枠組みで使用済自動車の再資源化等に関する法律(自動車リサイクル法:平成14年7月12日公布)に移行された。

業務用冷凍空調機器

- ・(社)日本冷凍空調設備工業連合会(冷凍空調設備事業者業界)等は、「冷媒回収促進センター」を全国に設置し、センターの管理の下、回収された冷媒の管理・運搬実務を行う「回収冷媒管理センター」を133箇所(平成15年度末現在)に設置した。
- ・冷媒回収装置の性能試験方法が制定され、能力表示方法が統一された(平成12年6月)。
- ・フロン回収破壊法に基づき、平成14年4月1日より冷媒フロンの回収破壊が義務付けられた。

ルームエアコン、家庭用電気冷蔵庫及び電気冷凍庫

- ・地域におけるフロン回収等推進協議会の取組に参画するとともに、地方公共団体等へフロン回収機を供与した。
- ・家電リサイクル法に基づき、平成13年4月より家電メーカー等が素材のリサイクルと併せてルームエアコンや電気冷蔵庫等の冷媒フロンの回収等が開始された。
- ・平成16年1月の家電リサイクル法施行令の改正により、冷媒フロン回収の対象品目として電気冷凍庫が追加されるとともに、電気冷蔵庫及び電気冷凍庫の断熱材に含まれるフロン類の回収等が義務付けられた。

(4) その他国における取組

オゾン層保護対策推進会議の開催

我が国におけるオゾン層保護対策を関係省庁が協力して円滑かつ総合的、積極的に推進していくことを目的として、平成6年4月に関係省庁からなる「オゾン層保護対策推進会議」(事務局:環境省、経済産業省)を設置した。

平成10年のモントリオール議定書第10回締約国会合において、先進国は平成12年7月ま

でハロンの回収等を含むハロン管理戦略を策定し、事務局に報告することが決定されたことを受け、我が国においても関係省庁の協力の下、「国家ハロンマネジメント戦略」を策定（平成 12 年 7 月）した。

また、平成 11 年のモントリオール議定書第 11 回締約国会合において、先進国は平成 13 年 7 月までに CFC の回収等を含む CFC 管理戦略を策定し、事務局に報告することが決定されたことを受け、我が国においても関係省庁の協力の下、「国家 CFC 管理戦略」を策定（平成 13 年 7 月）した。

さらに、平成 16 年のモントリオール議定書第 1 回特別締約国会合において、平成 17 年以降に臭化メチルの不可欠用途申請を行う国は、平成 18 年 2 月までに不可欠用途の全廃に向けた管理戦略を策定し、事務局に報告することが決定されたことを受け、我が国においても農林水産省を中心に「臭化メチルの不可欠用途全廃のための国家管理戦略」を策定（平成 18 年 1 月）した。

フロン回収等システム構築のための事業の実施等

環境省では、地域におけるフロン回収・破壊の取組を支援するため、フロンの回収から破壊に至る全ての過程について効率的かつ信頼性のあるシステムを構築する「フロン回収等システム構築モデル事業」を平成 10 年度から地方公共団体に委託して実施した（平成 10 年度:9 府県、平成 11 年度:10 府県、平成 12 年度:5 都府県）。引き続き、平成 13 年度からは、フロン回収破壊法の成立等を踏まえ、システムの円滑な運用のための普及啓発事業等を実施している。

CFC等破壊処理技術の確立

環境省では、CFC 等について環境に安全で効率的な破壊処理技術を確立するため、「フロン破壊モデル事業」を平成 6 年度より地方公共団体に委託して実施しており、これらフロン破壊モデル事業で得られた知見を基に、平成 8 年 5 月に「CFC 破壊処理ガイドライン」を取りまとめ、平成 11 年 3 月に改訂を行った。

また、消火剤に使用されるハロンについても、平成 18 年 5 月に「ハロン破壊処理ガイドライン」を取りまとめた。

国民に対する普及啓発活動

我が国では、例年地方公共団体の行政担当者を対象としたセミナーを開催するとともに、「国際オゾン層保護デー（9 月 16 日）」にあわせ、毎年 9 月を「オゾン層保護対策推進月間」として、オゾン層保護月間ポスターを作成するなど、オゾン層保護に係る普及啓発活動を実施している。

また、オゾン層破壊の状況やその対策を国民に広く周知するため、平成 16 年度から本報告書の PR 版を作成し配布するとともに、環境省ホームページに掲載している。

CFC等の排出抑制、使用合理化への支援

CFC 等の代替品を使用する装置及びフロン回収・破壊設備等について、税制上の措置を講ずるとともに、日本政策投資銀行等による各種低利融資制度を設けている。

開発途上国への支援

モントリオール議定書に基づく規制は、開発途上国においては平成 11 年から開始されたところであり、途上国の議定書の遵守状況が今後のオゾン層の回復に大きく影響することから、開発途上国に対し、わが国の排出抑制、回収破壊、オゾン層破壊物質からの代替に関する技術・

経験を生かした支援を行っていく必要がある。このため、開発途上国の政府職員等に対するオゾン層保護政策に関する研修や、アジアの途上国においてワークショップの開催等を実施している。

また、モントリオール議定書多数国間基金を活用した途上国における二国間協力プロジェクトを実施するため、支援方策の提案やプロジェクトの形成などを行っている。特に、今後開発途上国において、余剰となり、または汚染等により再利用できないオゾン層破壊物質の増加が予想されることから、これら不要となったオゾン層破壊物質の処理方策について検討を行い、日本の回収破壊に関する制度的・技術的知見を活かした技術協力を力を入れている。

日本における特定物質の生産量・消費量の削減実績

(1) 日本における特定物質の生産量・消費量の推移

表 17 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 A グループ）
（単位：ODP トン*）

年次 ⁽¹⁾	特定フロン		ハロン	
	生産量	消費量**	生産量	消費量
基準年 (1986年)	119,998	118,134	28,419	16,958
1989年	119,070	109,916	-	-
1990年	101,288	89,056	-	-
1991年	109,531	97,989	-	-
1992年			20,140	14,786
1993年	51,212	47,435	9,288	7,527
1994年	28,392	26,455	0	0
1995年	24,267	23,062	0	0
1996年	786	-352	0	-2
1997年	166	-173	0	0
1998年	0	-312	0	0
1999年	0	-21	0	0
2000年	0	0	0	0
2001年	0	0	0	0
2002年	0	0	0	0
2003年	0	0	0	0
2004年	0	0	0	0
2005年	0	0	0	0

(1) 特定フロンの 1989 年及び 1990 年に関しては、各年の 7 月から翌年 6 月まで、1991 年は 7 月から 1992 年 12 月までの 18 ヶ月間の値。その他に関しては、各年の 1 月から 12 月までの値となっている。

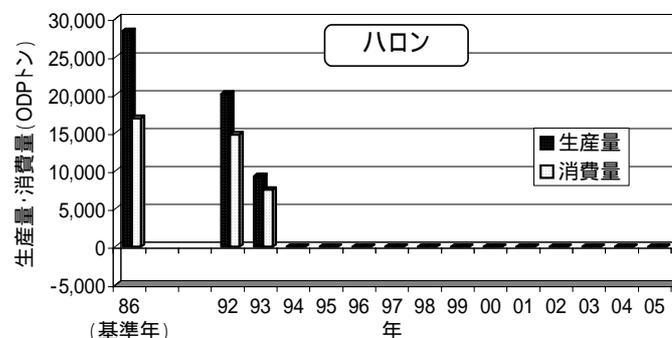
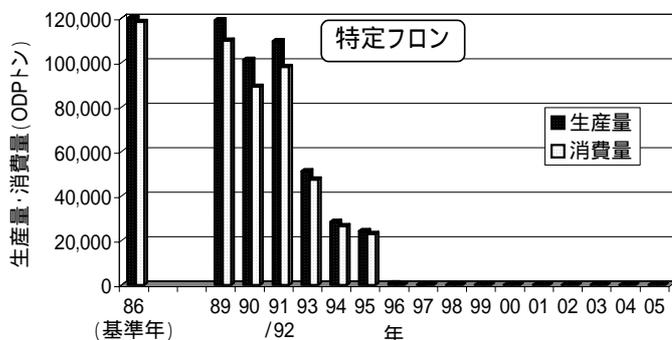


図 73 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 A グループ）

（出典）経済産業省発表資料を基に作成

* ODP トンは各生産量・消費量にオゾン破壊係数を掛けた数値。

** 消費量 = 生産量 + 輸入量 - 輸出量

表 18 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 B グループ）

（単位：ODP トン）

年次 ⁽¹⁾	その他の CFC		四塩化炭素		1,1,1-トリクロロエタン	
	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量
基準年 (1989年)	2,342	2,331	19,602	74,879	15,637	17,279
1993年	808	788	-	-	7,146	7,546
1994年	136	136	-	-	4,637	3,973
1995年	135	135	2463	255	5,248	4,088
1996年	0	0	539	-670	868	-48
1997年	0	0	0	-1	1,079	-55
1998年	0	0	0	-2	899	-52
1999年	0	0	0	-1	1,048	-38
2000年	0	0	0	-1	876	-34
2001年	0	0	0	-1	735	-326
2002年	0	0	0	-4	1250	-29
2003年	0	0	0	-2	569	-19
2004年	0	0	0	-1	565	-30
2005年	0	0	0	-1	400	0

(1) 各年は1月から12月までの値となっている。

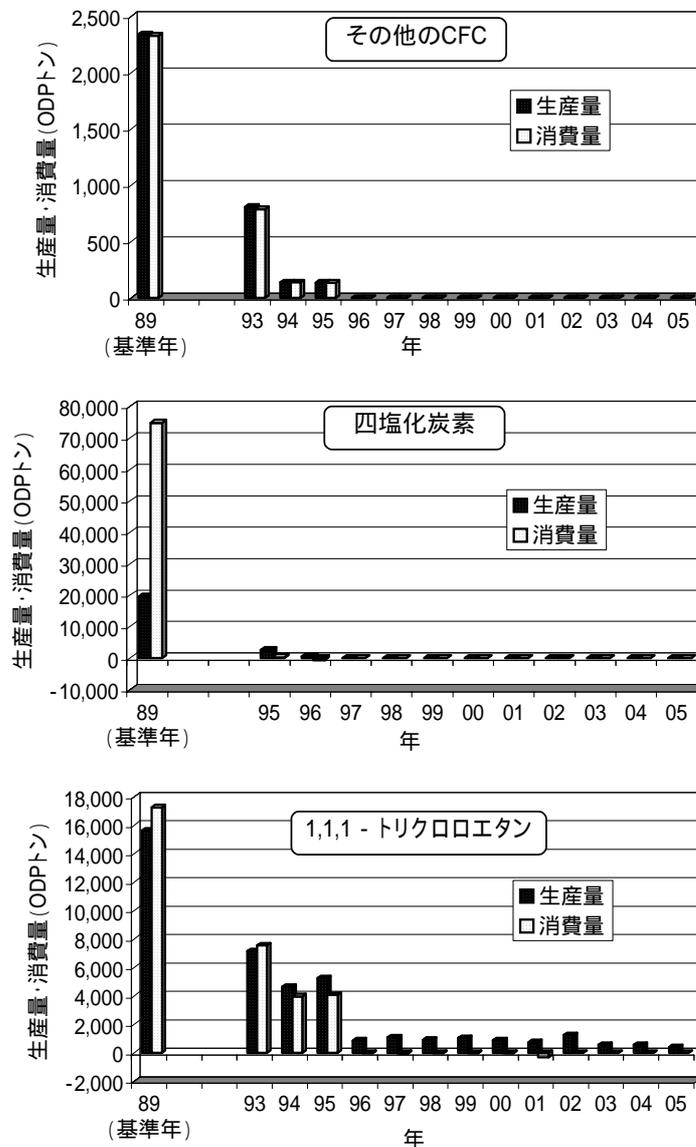


図 74 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 B グループ）

（出典）経済産業省発表資料を基に作成

表 19 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 C、E グループ）

（単位：ODP トン）

年次 ⁽¹⁾	HCFC		HBFC		プロモクロロメタン ⁽³⁾		臭化メチル	
	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量
基準量		5,562⁽²⁾					3,376^(1991年)	3,664^(1991年)
1995年	-	-	-	-	-	-	3,689	4,180
1996年	-	4,141	0	0	-	-	3,009	3,421
1997年	-	4,152	0	0	-	-	2,905	3,318
1998年	3,966	3,633	0	0	-	-	2,741	3,112
1999年	4,608	3,899	0	0	-	-	2,420	2,746
2000年	3,928	3,531	0	0	-	-	2,259	2,564
2001年	3,792	3,500	0	0	-	-	1,613	1,744
2002年	3,195	2,907	0	0	0	0	1,571	1,702
2003年	3,145	2,810	0	0	0	0	883	969
2004年	1,921	1,473	0	0	0	0	897	1,019
2005年	1,344	1,118	0	0	0	0	346	358

(1) 各年は1月から12月までの値となっている。

(2) HCFC 消費量の基準量 = HCFC の 1989 年消費量算定値 + CFC の 1989 年消費量算定値 × 0.028

(3) 1999 年にモントリオール議定書が改正され、プロモクロロメタンの生産・消費規制が合意された。これを受け、日本では 2002 年にオゾン層保護法施行令を改正してプロモクロロメタンを特定物質として追加し、同年 11 月 28 日からの生産量及び消費量の算定値を報告している。

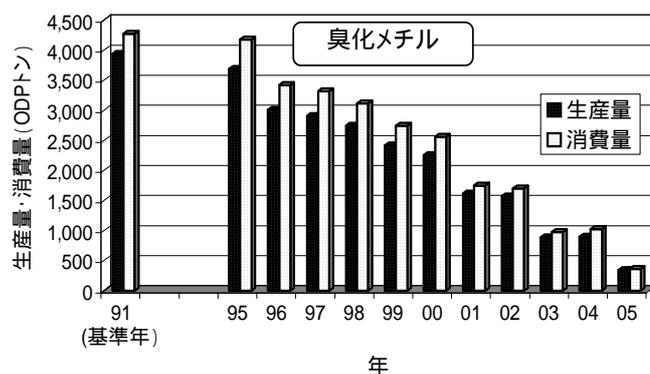
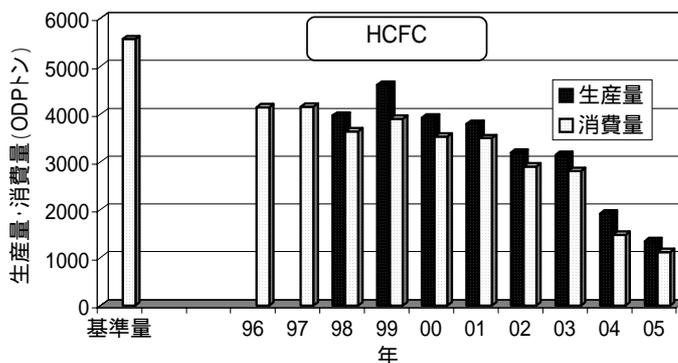


図 75 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 C、E グループ）

（出典）経済産業省発表資料を基に作成

(2) 日本におけるフロン出荷量の推移

CFC 出荷量 (トン)

年次	CFC-11						CFC-12					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1985	2,139	4,283	18,295	200	291	25,208	18,834	7,059	8,269	0	149	34,311
1986	2,573	4,439	21,211	305	873	29,401	21,439	7,157	9,292	0	315	38,203
1987	2,802	4,511	25,609	503	806	34,231	22,716	7,042	11,004	0	178	40,940
1988	2,348	4,218	25,232	1,236	1,303	34,337	20,708	7,401	12,115	0	990	41,214
1989	3,051	3,807	23,541	1,156	930	32,485	24,880	6,585	9,606	0	335	41,406
1990	2,444	1,120	19,235	411	401	23,611	18,480	3,461	5,646	0	0	27,587
1991	2,156	653	17,286	713	158	20,966	15,495	2,544	2,825	81	501	21,446
1992	1,950	299	11,366	477	86	14,178	15,091	1,286	1,253	88	288	18,006
1993	2,305	93	8,557	531	14	11,500	20,109	1,016	261	75	249	21,710
1994	785	46	8,212	363	0	9,406	9,694	1,013	104	0	45	10,856
1995	493	299	6,850	23	88	7,753	4,678	423	101	0	174	5,376
1996	7	40	749	1	8	805	1,731	119	1	29	16	1,896
1997	7	95	189	0	17	308	484	172	0	0	16	672
1998	11	19	5	0	0	35	509	33	0	0	0	542
1999	0	34	7	0	4	45	58	62	0	0	5	125
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	CFC-113						CFC-114					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1985	155	143	197	54,749	1,544	56,788	130	131	1,382	0	10	1,653
1986	144	159	176	62,182	917	63,578	134	150	1,318	0	11	1,613
1987	130	171	251	76,707	2	77,261	117	542	1,871	0	0	2,530
1988	115	23	276	79,968	3	80,385	141	401	2,057	0	60	2,659
1989	108	227	210	82,927	19	83,491	161	588	1,975	0	14	2,738
1990	168	160	224	57,177	75	57,804	57	41	1,424	0	0	1,522
1991	70	81	246	50,371	0	50,768	179	24	1,465	0	1	1,669
1992	93	9	274	26,462	0	26,838	194	17	690	0	1	902
1993	72	9	31	11,655	34	11,801	193	15	246	0	1	455
1994	204	4	21	10,709	4	10,942	43	15	17	0	256	331
1995	13	0	48	11,654	52	11,767	22	19	5	0	191	237
1996	0	0	0	1,598	179	1,777	24	12	0	0	4	40
1997	0	0	0	281	22	303	0	55	0	0	0	55
1998	0	0	0	91	0	91	0	0	0	0	0	0
1999	0	0	0	14	1	15	0	0	0	0	0	0
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	CFC-115						CFC 計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1985	93	0	0	0	2	95	21,351	11,616	28,143	54,949	1,996	118,055
1986	119	0	0	0	11	130	24,409	11,905	31,997	62,487	2,127	132,925
1987	610	0	0	0	0	610	26,375	12,266	38,735	77,210	986	155,572
1988	616	0	0	0	9	625	23,928	12,043	39,680	81,204	2,365	159,220
1989	601	0	0	0	0	601	28,801	11,207	35,332	84,083	1,298	160,721
1990	686	0	0	0	0	686	21,835	4,782	26,529	57,588	476	111,210
1991	728	0	0	0	1	729	18,628	3,302	21,822	51,165	661	95,578
1992	679	0	0	0	1	680	18,007	1,611	13,583	27,027	376	60,604
1993	409	0	0	0	0	409	23,088	1,133	9,095	12,261	298	45,875
1994	214	0	0	0	0	214	10,940	1,078	8,354	11,072	305	31,749
1995	335	0	0	0	0	335	5,541	741	7,004	11,677	505	25,468
1996	39	0	0	0	0	39	1,801	171	750	1,628	207	4,557
1997	6	0	0	0	0	6	497	322	189	281	55	1,344
1998	0	0	0	0	0	0	520	52	5	91	0	668
1999	0	0	0	14	1	15	58	96	7	28	11	200
2000	-	-	-	-	-	-	40	0	0	5	26	71
2001	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2002	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2003	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2005	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

HCFC 出荷量 (千トン)

年次	HCFC-22						HCFC-141b					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	30.6	-	0.8	0	0.1	31.5	0	-	8.6	2.1	0	10.7
1996	31.7	-	0.6	0	0.3	32.6	0	-	13.5	3.2	0.1	16.8
1997	28.4	-	0.5	0	1.5	30.4	0	-	14.8	3	0	17.8
1998	27.5	-	0.4	0	1.6	29.5	0	-	12.9	3.3	-	16.2
1999	26.8	-	0.3	0	1.7	28.8	0	-	11.9	4	-	15.9
2000	24	-	0	-	2	26	0	-	11	3	0	15
2001	21.6	-	0.2	0.0	1.2	23.0	0.0	-	9.3	3.0	0.2	12.5
2002	15.6	-	0.2	0.0	0.7	16.5	0.0	-	9.3	3.0	0	12.4
2003	13.7	-	0.1	0.0	1.2	15.0	0.0	-	11.5	3.0	0	14.5
2004	12.7	0.0	0.0	0.0	1.2	14.0	0.0	0.0	0.7	2.3	0.0	3.1
2005	10.8	0.0	0.0	0.0	1.2	12.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	2.3

年次	HCFC-142b						HCFC-225					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0	-	3.7	0	0.1	3.8	0	-	0	1.2	0	1.2
1996	0	-	3.9	0	0.1	4.0	0	-	0	2	0	2.0
1997	0	-	3.84	0	0.24	4.1	0	-	0	2.8	0	2.8
1998	0	-	3.4	0	0.2	3.6	0	-	0	2.6	0	2.6
1999	-	-	3.7	0	0.7	4.4	0	-	0	3	0.1	3.1
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HCFC-123						HCFC-124					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0.5	-	0	0	0	0.5	0	-	0.02	0.02	0	0.04
1996	0.5	-	0	0	0	0.5	0.01	-	0.02	0	0	0.03
1997	0.4	-	0	0	0	0.4	0	-	0.03	0	0	0.03
1998	0.4	-	0.02	-	-	0.4	-	-	0.02	0	-	-
1999	0.3	-	-	0	-	0.3	-	-	0.1	0	0	0.1
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HCFC-142b,225,123,124 の計						HCFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0.5	-	3.72	1.22	0.1	5.54	31.1	-	13.12	3.32	0.2	47.74
1996	0.51	-	3.92	2	0.1	6.53	32.21	-	18.02	5.2	0.5	55.93
1997	0.4	-	3.87	2.8	0.24	7.33	28.8	-	19.17	5.8	1.74	55.53
1998	0.4	-	3.44	2.6	0.2	6.6	27.9	-	16.74	5.9	1.8	52.3
1999	0.3	-	3.8	3	0.8	7.9	27.1	-	16	7	2.5	52.6
2000	0	-	4	3	1	7	25	-	15	6	2	48
2001	0.3	-	3.5	2.2	0.7	6.7	21.9	-	13.0	5.2	2.0	42.1
2002	0.2	-	2.9	2.0	0.1	5.2	15.8	-	12.3	5.0	0.8	34.1
2003	0.2	-	1.4	1.6	0.2	3.4	13.9	-	13.0	4.6	1.4	32.9
2004	0.2	0.1	0.4	2.8	0.0	3.4	12.9	0.1	1.1	5.1	1.3	20.5
2005	0.2	0.1	0.0	2.3	0.2	2.8	11.0	0.1	0.0	4.6	1.4	17.1

HFC 出荷量 (千トン)

年次	HFC-134a						その他 HFC					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	7.8	1.2	0.3	0	0	9.3	0.1	0	0	0	0.1	0.2
1996	8.6	1.8	0.4	0	0	10.8	0.1	0	0	0	0.1	0.2
1997	8.9	2.2	0.4	0	0	11.5	0.2	0	0	0	0.2	0.4
1998	8.4	2.5	0.5	0	0	11.4	0.4	0	0	0.2	0.3	0.9
1999	9.6	3.1	0.6	0	0.2	13.5	1	0	-	-	0.2	1.2
2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	7.9	1.2	0.3	0	0.1	9.5
1996	8.7	1.8	0.4	0	0.1	11
1997	9.1	2.2	0.4	0	0.2	11.9
1998	8.8	2.5	0.5	0.2	0.3	12.3
1999	10.6	3.1	0.6	0	0.4	14.7
2000	11	3	1	0	1	16
2001	14.0	2.9	0.7	0.0	0.2	17.9
2002	18.0	3.1	0.8	0.1	0.5	22.5
2003	19.2	2.9	1.5	0.1	0.5	24.2
2004	21.0	2.4	3.3	0.3	0.5	27.5
2005	22.8	2.3	5.2	0.3	0.1	30.7

2000年より集計方法が変更になり、一部を除いては各 CFC、HCFC、HFC 出荷量の合計値のみを示す。また、内訳の合計と合計の数値は四捨五入の関係で一致しないことがある。

(出典) 日本フルオロカーボン協会提供資料を基に作成。

世界における主要なフロン生産量の推移

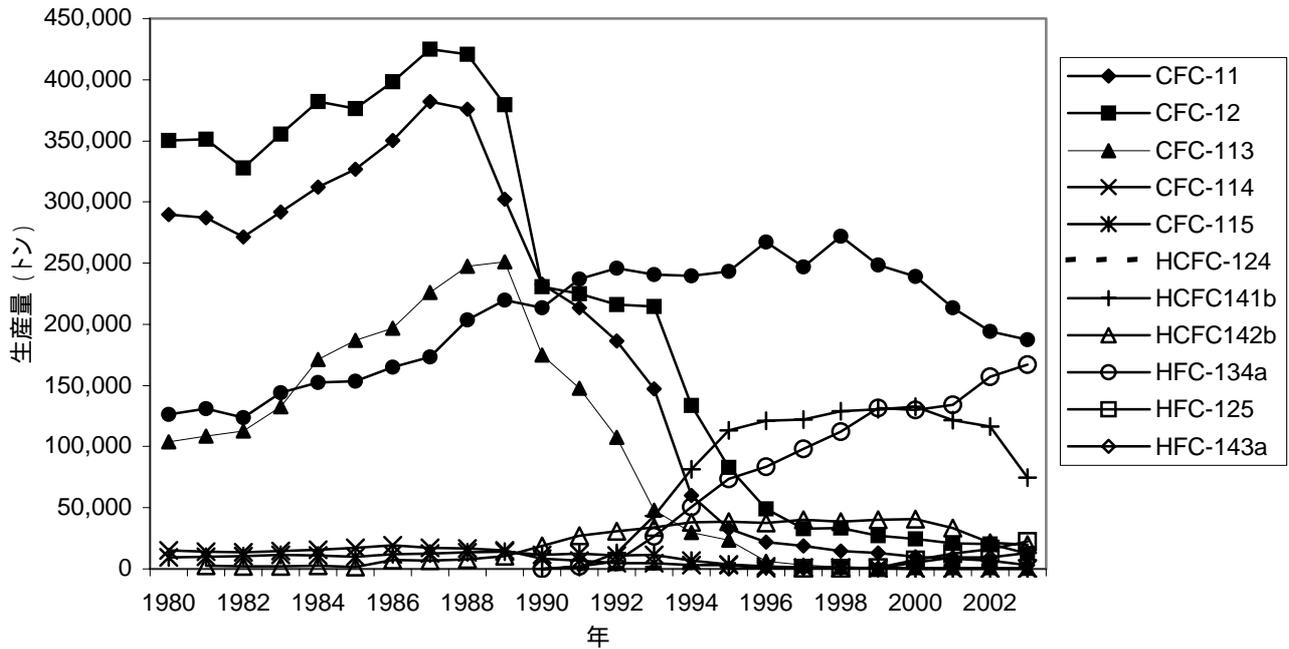


図 76 主要なフロン生産量の年別推移 (1980～2003年)

集計は AFEAS に登録のあったデータのみ。

(出典) The Alternative Fluorocarbons Environmental Acceptability Study (AFEAS)

参考文献

- 伊藤朋之，上野丈夫，梶原良一，下道正則，上窪哲郎，伊藤真人，小林正人：地上到達紫外光量の監視技術の開発，気象庁「研究時報」43巻，213 - 273頁，1991.
- 小野雅司ら：平成13年度地球環境研究総合推進費終了報告書，2002.
- 環境庁：昭和63年度環境庁委託業務結果報告書，オゾン層等状況解析手法検討調査，1989.
- 環境庁：平成元年度環境庁委託業務結果報告書，オゾン層等状況解析調査 - 基礎調査 - ，1990.
- 環境庁「オゾン層保護検討会」編：オゾン層を守る，日本放送出版協会，1989.
- 環境省：「紫外線保健指導マニュアル」，2006.
- 気象庁：オゾン層観測報告，1993 - 2005.
- 気象庁：地球温暖化監視レポート，1992,1993.
- 気象庁観測部：有害紫外光の観測網の確立について，1990.
- 佐々木政子：UV-B 紫外光線量計とその応用，照明学会研究資料，1990.
- 気象庁：気象庁技術報告第112号，オゾン層の観測・解析の現状，1992.
- 富永健，巻出義紘：日本化学会誌，1991，351.
- 日本皮膚悪性腫瘍学会予後統計調査委員会：悪性黒色腫の全国アンケート，Skin Cancer Vol.15 No.1，2000.
- Te.Aoki, Ta.Aoki, M.Fukabori, and T.Takao: Characteristics of UV-B irradiance at Syowa Station, Antarctica: Analyses of the measurements and comparison with numerical simulations, Journal of the Meteorological Society of Japan,80,161-170. 2002.
- K.Araki, T.Nagano, M.Ueda, F.Washio, S.Watanabe, N. Yamaguchi, M.Ichihashi: Incidence of skin cancers and precancerous lesions in Japanese- Risk factors and prevention-. J Epidemiol 9: Supple 6: s14-s21, 1999.
- G.E. Bodeker, J.C. Scott, K. Kreher, R.L. McKenzie: Global ozone trends in potential vorticity coordinates using TOMS and GOME intercompared against the Dobson network: 1978-1998, Journal of Geophysical Research, 106, 23029-23042, 2001.

- R. J. Charlson, J. E. Lovelock, M.O.Andreae and S.G.Warren: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate, *Nature*, 326, 655-661, 1987.
- M.A.J. Curran and G.B. Jones: Dimethyl sulfide in the Southern Ocean: seasonality and flux, *Journal of Geophysical Research*, 105, 20451-20459, 2000.
- D.L. Damian, G.M. Halliday, C.A. Taylor, R.S. Barnetson: Ultraviolet Radiation Induced Suppression of Mantoux Reactions in Humans, *Journal of Investigative Dermatology*, Vol.110(5), 824, 1998.
- Y. Du, X. Guan, W.M. Kwok, L.M. Chu, and D.L. Phillips: Comparison of the Dehalogenation of Dihalomethanes (CH₂XI, where X = Cl, Br, I) Following Ultraviolet Photolysis in Aqueous and NaCl Saltwater Environments *Journal of Physical Chemistry A*, 109 (26), 5872-82, 2005.
- D.J. Erickson , R.G. Zepp, and E. Atlas: Ozone depletion and the air-sea exchange of greenhouse and chemically reactive trace gases, *Chemosphere-Global Change Science*, 2, 137-149, 2000.
- G. Estupinan, S. Raman, G.H. Crescenti, J.J. Streicher, W.F. Barnard: Effects of clouds and haze on UV-B radiation, *Journal of Geophysical Research*, 101, 16807-16816, 1996.
- European Commission: "Ozone-climate interactions", Air pollution research report No.81, 2003.
- E.Giovannucci, Y.Liu, E.B.Rimm, B.W.Hollis, C.S.Fuchs, M.J. Stampfer, W.C.Willett: Prospective study of predictors of vitamin D status and cancer incidence and mortality in men. *J Natl Cancer Inst* 98:428-430, 2006.
- C.Granier, J.F.Müller, S.Madronich and G.Brasseur: Possible causes for the 1990-1993 decrease in the global tropospheric CO abundances: A three-dimensional sensitivity study, *Atmospheric Environment*, 30, 1673-1682 , 1996.
- W.B.Grant: Sunlight, Highly cited and/or important papers on vitamin D and cancer, Nutrition And Health Research Center, 2006.
[http://www.sunarc.org/603-Highly cited vitamin D, cancer.doc](http://www.sunarc.org/603-Highly%20cited%20vitamin%20D,%20cancer.doc)
- J. Hidema, M. Teranishi, Y. Iwamatsu, T. Hirouchi, T. Ueda, T. Sato, B. Burr, B. M. Sutherland, K. Yamamoto, T. Kumagai: Spontaneously occurring mutations in the cyclobutane pyrimidine dimer photolyase gene cause different sensitivities to ultraviolet-B in rice. *Plant J.*, 43, 57-67.

IPPC: Climate Change 2001 The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001.

M. Ichihashi et al.: Recent Result in Cancer Research, Vol.139, 1995.

I. S. A. Isaksen, C.Zerefos, K.Kourtidis, C.Meleti, S.B.Dalsøren, J.K.Sundet, P.Zanis and D.Balis: Tropospheric ozone changes at unpolluted and semi-polluted regions induced by stratospheric ozone changes, Journal of Geophysical Research, 110 D02302, 2005,

N. Katoh, F. Jonasson, H. Sasaki, M. Kojima, M. Ono, N. Takahashi, K. Sasaki: Cortical lens opacification in Iceland: Risk Factor Analysis – Reykjavik Eye Study, Acta Ophthalmologica Scandinavica, Volume 79, Issue 2 Page 154 Vol.79, 2001.

P.Lumsden: Plants and UV-B. Responses to Environmental Change. Cambridge University Press, 1997.

Y.Makide, et al.: Bulletin of the Chemical Society of Japan, 60, 571, 1987.

C.Meyer: JAMA(日本語版), 26 頁, 11 月号, 2004

T.Miyaji: Skin cancers in Japan, A nationwide 5-year survey, 1956-1960. Conference on Biology of Skin Cancer. Nat Cancer Inst Monogr, 10: 55-70, 1963

S.A.Montzka, J.H.Butler, J.W.Elkins, T.M.Thompson, A.D.Clarke, L.T.Lock: Present and future trends in the atmospheric burden of ozone-depleting halogens, Nature, 398,690, 1999.

K.Naruse, M.Ueda, T.Nagano, T.Suzuki, S.Harada, K.Imaizumi, S.Watanabe, M.Ichihashi: Prevalence of actinic keratosis in Japan, Journal of Dermatological Science, Vol.15, Issue 3, 183-187, 1997.

P.J.Neal, and D.J.Kieber 2000: Assessing biological and chemical effects of UV in the marine environment : Spectral weighting function, pp. 61-83, In Hester, R. E. and R. M. Harrison (eds), Causes and Environmental Implications of Increased UV-B radiation, Royal society of Chemistry, Cambridge.

NOAA: Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, Summary Report No.24, 1996-1997, 1998.

NOAA: Northern hemisphere winter summary 2004-2005, 2005.

- M.J.Pullin, S.Bertilsson, J.V.Goldstone, and B.M.Voelker: Effects of sunlight and hydroxyl radical on dissolved organic matter: Bacterial growth efficiency and production of carboxylic acids and other substrates, *Limnol. Oceanogr.*, 49, 2011-22, 2004.
- H.Sasaki, Y.Kawakami, M.Ono, F. Jonasson, YB.Shui, H.M.Cheng, L.Robman, C.McCarty, S.J.Chew, K.Sasaki: Localization of Cortical Cataract in Subjects of Diverse Races and Latitude, *Investigative Ophthalmology & Visual Science*, 44, 4210-4214, 2003.
- K.Sasaki, H.Sasaki, M.Kojima, YB.Shui, O.Hockwin, F.Jonasson, HM.Cheng, M.Ono, N.Katoh: Epidemiological Studies on UV-related cataract in climatically different countries, *Journal of Epidemiology*, 9(6), S33-38, 1999.
- K.Sasaki, H.Sasaki, F.Jonasson, M.Kojima, H.M.Cheng: Racial Differences of Lens Transparency Property with Aging and Prevalence of Age Related Cataract Applying a WHO Classification System. *Ophthalmic Res*, 36(6), 332-340, 2004.
- M.Sasaki, S.Takeshita, T. Oyanagi, Y. Miyake, T.Sakata: Increasing trend of biologically active solar ultraviolet-B irradiance in mid-latitude Japan in the 1990s, *Optical Engineering*, 41(12), 3062-3069, 2002.
- T.Shirai and Y.Makide: Rapidly Increasing Concentrations of CFC Alternatives (HFC-134a, HCFC-141b, and HCFC-142b) in the Atmosphere as Observed in Hokkaido and Antarctica, *Chemistry Letters*, 4, 357, 1998.
- T.Suzuki, M.Ueda, K.Naruse, T.Nagano, S.Harada, K.Imaizumi, S.Watanabe, M.Ichihashi: Incidence of actinic keratosis of Japanese in Kasai City, Hyogo : *Journal of Dermatological Science*, Vol.16, Issue 1, 74-78, 1997.
- The Research Group for Population-based Cancer Registration in Japan: Cancer Incidence and Incidence Rates in Japan in 1999: Estimates Based on Data from 11 Population-based Cancer Registries, *Japanese Journal of Clinical Oncology*, vol. 34, No.6, 352-356, 2004.
- M.Tada, Y.Miki: Malignant skin tumors among dermatology patients in university hospitals of Japan. A statistical survey 1971-1975. *The Journal of dermatology*, 11, 313-321, 1984.
- S.Takahashi, N.Nakajima, H.Saji, N.Kondo: Diurnal change of cucumber CPD photolyase gene (*CsPHER*) expression and its physiological role in growth under UV-B irradiation. *Plant Cell Physiol.*, 43, 342-349. 2002.
- T.Tominaga: Chlorofluorocarbons in the atmosphere: Trends and vertical profiles, *Pure and Applied Chemistry*, 64, 529, 1992.
- UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion:1994, 1995.

UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion:1998, 1999.

UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion:2002, 2003.

UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1991 Assessment, 1991.

UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1994 Assessment, 1994.

UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1998 Assessment, 1998.

UNEP: Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2002 assessment, 2003.

UNEP: Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: Progress report2004, 2005.

UNEP EEAP: Environmental Effects Assessment Panel, Photochemical & Photobiological Sciences, 5, 13-24, 2006.

S.K.West, J.D.Longstrth et al. Model of risk of cortical cataract in the US population with exposure to increased ultraviolet radiation due to strtspheric ozone depletion. Am. J. Epidemiol. 162(11), 1080-1088, 2005.

WHO, WMO, UNEP, NIR: Global Solar UV Index. A Practical Guide, 2002.

H.X.Xie, O.C.Zafiriou, WJ.Cai, R.G.Zepp, and Y.Wang: Photooxidation and Its Effects on the Carboxyl Content of Dissolved Organic Matter in Two Coastal Rivers in the Southeastern United States, Environmental Science and Technology, 38, 4113-9, 2004

英略語一覧

BAPMoN	Background Air Pollution Monitoring Network	大気バックグラウンド汚染監視網
CEOS	Committee for Earth Observation Satellites	地球観測衛星委員会
CGER	Center for Global Environmental Research	国立環境研究所地球環境研究センター
CIE	Commission Internationale de l'Eclairage	国際照明委員会
DLR	Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt	ドイツ航空宇宙センター
ECD	Electron Capture Detector	電子捕獲型検出器
ESA	European Space Agency	ヨーロッパ宇宙機関
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites	欧州気象衛星機関
FAO	The Food and Agriculture Organization of the United Nations	国連食糧農業機関
GAW	Global Atmosphere Watch	全球大気監視計画
GC	Gas Chromatograph	ガスクロマトグラフ
GO3OS	Global Ozone Observing System	全球オゾン観測システム
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment	全球オゾン監視実験
GOSAT	Greenhouse Gas Observing Satellite	温室効果ガス観測技術衛星
HALOE	The Halogen Occultation Experiment	ハロゲン気体分子測定センサー
HIRDL	High Intensity Radiation Development Laboratory	高強度放射線開発研究所
IARC	The International Agency for Research on Cancer	国際がん研究機関
ICNIRP	International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection	国際非電離放射線防護委員会
ICSU	International Council for Science	国際学術連合会議
IGACO	Integrated Global Atmospheric Chemistry Observation	総合地球大気化学観測
IGOS-P	Integrated Global Observing Strategy Partnership	総合地球観測戦略パートナーシップ
IGY	International Geophysical Year	国際地球観測年
ILAS	Improved Limb Atmospheric Spectrometer	改良型大気周縁赤外分光計
IMG	Interferometric Monitor for Greenhouse Gases	温室効果ガス干渉分光計
IOC	International Ozone Commission	国際オゾン委員会
MED	Minimal Erythema Dose	最小紅斑量
MLS	Microwave Limb Sounder	マイクロ波リム放射サウンダー
MS	Mass Spectrometer	質量分析計
NASA	National Aeronautics and Space Administration	アメリカ航空宇宙庁
NDACC	Network for the Detection of Atmospheric Composition Change	大気組成変化検出のためのネットワーク

NDSC	Network for Detection of Stratospheric Change	成層圏変化の検出のためのネットワーク)
NIWA	National Institute of Water & Atmospheric Research	ニュージーランド国立水・大気研究所
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	アメリカ海洋大気庁
ODP	Ozone-Depleting Potential	オゾン層破壊係数
OMI	Ozone Monitoring Instrument	オゾン監視装置
PSC	Polar Stratospheric Cloud	極域成層圏雲
QBO	Quasi biennial Oscillation	準2年周期振動
QUOBI	Quantitative Understanding of Ozone losses by Bipolar Investigations	両極オゾン破壊の定量化
RIS	Retroreflector in Space	地上・衛星間レーザ長光路吸収測定用リトロリフレクター
SAG	Scientific Advisory Group	科学諮問部会
SBUV	Solar and Backscatter Ultraviolet	太陽・後方散乱紫外分光計
TES	Tropospheric Emission Spectrometer	対流圏放射スペクトル計
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer	オゾン全量マッピング分光計
TOVS	Tiros Operational Vertical Sounder	気温、湿度の鉛直分布測定用放射計
UNEP	United Nations Environmental Programme	国連環境計画
UNESCO	United Nations Educational	国連教育科学文化機構
UNFCCC	United Nations Framework Convention on Climate Change	国連気候変動枠組条約
WCRP	World Climate Research Programme	世界気候研究計画
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関
WOUDC	World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre	世界オゾン・紫外日射データセンター

用語解説

アポトーシス

細胞の自然死、自殺死

極渦

南極域上空の成層圏においては、太陽光が射さない冬季（極夜）の間に、南極点を中心としてその周りを廻る非常に気温の低い大気の渦が発達する。北極域においても南極域上空より規模は小さいが上空に渦が発生する。これを極渦（極夜渦ともいう）という。

紅斑紫外線量（CIE量）

波長別の紫外域日射に CIE 作用スペクトルの重みをかけて波長積分すると、生物に対する影響度の尺度で測られた紫外域日射が得られる。CIE 紫外域日射を 25mW/m^2 単位で指標化したものが、UV インデックスである。

準2年周期変動（QBO）

赤道下部成層圏において、約2年の周期で西風と東風が交互に出現することをいう。QBOの指標としてシンガポール（北緯1度、東経104度）上空50hPaでの東西風がよく用いられる。

等価緯度

その地点の渦位よりも大きな渦位を持つ領域の面積と、その等価緯度円内の領域の面積が等しくなるような仮想上の緯度である。一般的に極渦の縁辺部では周囲より風速が大きくなっている。

比偏差

参照値からの偏差と参照値との比（%）

プラネタリー波

主に大陸と海洋の表面温度の違いや大規模山岳により強制的に作られる地球規模の大気波動

放射強制力

ある因子が地球大気システムに出入りするエネルギーのバランスを変化させる影響力の尺度であり、気候を変化させる可能性の大きさを示す。1平方メートル当たりのワット数 (Wm^{-2}) で表される。放射強制力には直接効果と間接効果があり、前者は因子が日射・赤外放射を散乱・吸収することによる温暖化又は冷却効果であり、後者は因子が雲粒核となり雲を形成することによる温暖化又は冷却効果である。

CIE作用スペクトル

紫外線の人体への影響度が短波長側で強いという特徴を考慮し、全体としての影響の大きさを評価するために国際照明委員会によって提唱された尺度。波長別の紫外線強度に CIE 作用スペクトルの重みを乗じて波長積分して求める。

m atm-cm（ミリアトモスフェアセンチメートル）

オゾン全量を表す単位。DU（ドブソン単位）ともいう。オゾン全量とは大気の鉛直気柱に含まれるオゾン量をいい、1 m atm-cm は 2.687×10^{20} 分子 $\cdot \text{m}^{-2}$ に等しい。300 m atm-cm は、この気柱の中の全てのオゾンをも0.1気圧に圧縮したとき、3mmの厚みに相当する。

