

平成15年度
オゾン層等の監視結果に関する
年次報告書

平成16年7月

環 境 省

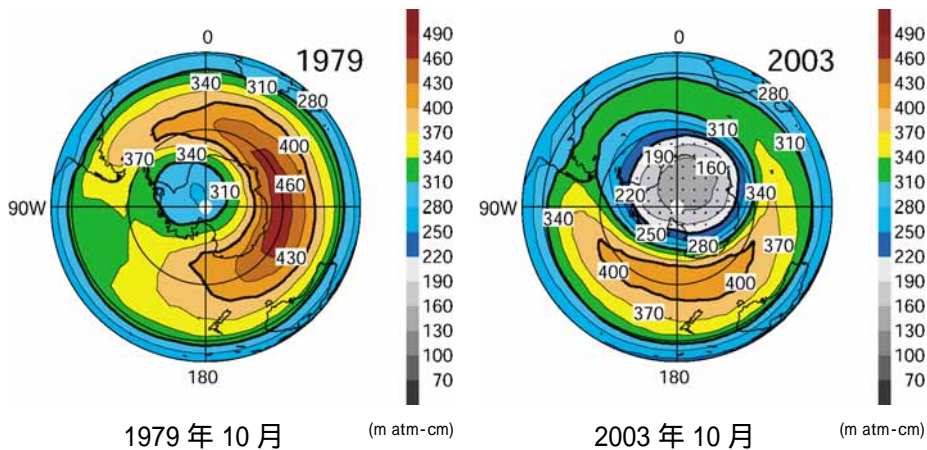


図 1979年、2003年それぞれ10月の月平均オゾン全量の南半球分布
 p.34~36 図25として掲載
 出典：気象庁提供データ

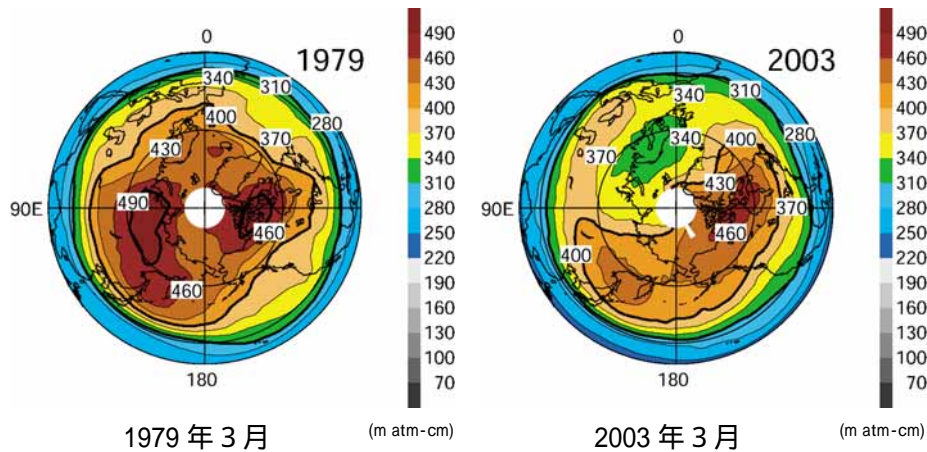


図 1979年、2003年それぞれ3月の月平均オゾン全量の北半球分布
 出典：気象庁提供データ

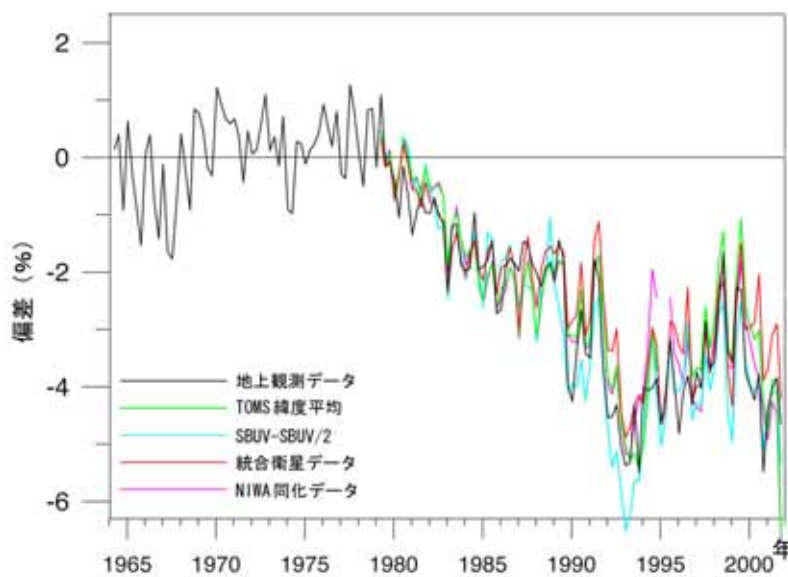


図 全球のオゾン全量の変化 p.15 図6として掲載
 出典：WMO/UNEP 科学パネル報告書（2002年）

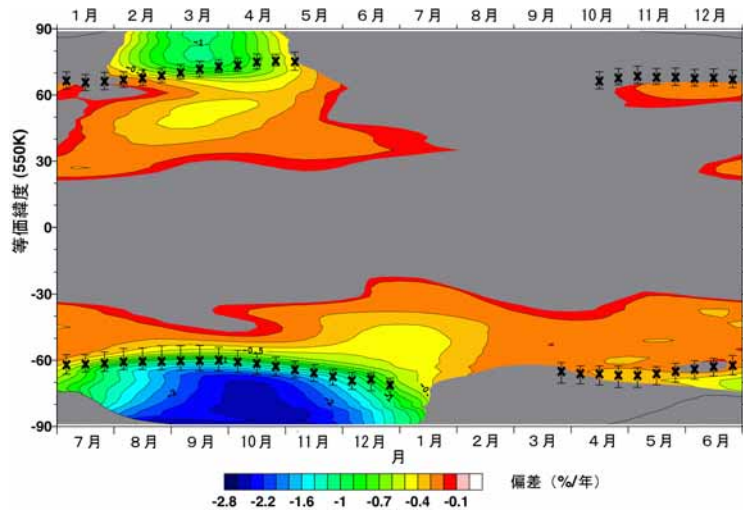


図 緯度別・季節別オゾン全量トレンド (1978年11月~2000年12月) p.17 図8として掲載
出典: WMO/UNEP 科学パネル報告書 (2002年)

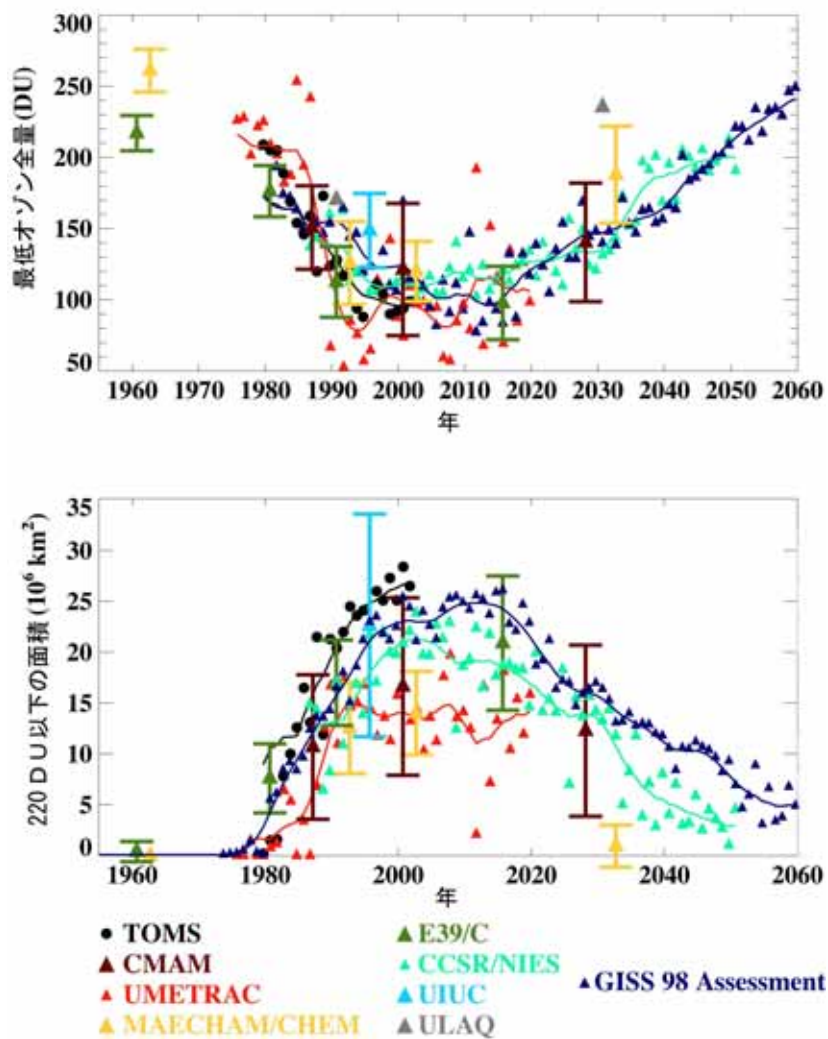


図 南極域における春季最低オゾン全量とオゾンホール面積の経年変化のモデル予測
p.94 図58として掲載
出典: WMO/UNEP 科学パネル報告書 (2002年)

はじめに

オゾン層破壊問題に関しては、「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となるとともに、国内的な措置を実施するため「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）を制定した。

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（CFC、ハロン、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、HCFC、HBCF、プロモクロロメタン及び臭化メチル）を「特定物質」として製造数量の規制の対象とするとともに、使用事業者に対する排出抑制・使用合理化の努力義務等の対象としている。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15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。

（付記）

本報告書の作成に当たっては、気象庁「オゾン層観測報告2003」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。また、「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。

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	地球フロンティア研究システム 大気組成変動予測研究領域長
	岩坂 泰信	名古屋大学大学院環境学研究科教授
	小川 利紘	航空宇宙研究開発機構技術参与 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	気象庁観測部環境気象課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大気圏環境研究領域上席研究官
	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	青木 康展	独立行政法人国立環境研究所化学物質環境リスク研究センター健康リスク評価研究室長
	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成層圏オゾン層変動のモニタリングと機構解明プロジェクトグループリーダー
	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疫学国際保健研究室長
	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 祐一	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.....	5
	オゾン層の状況.....	5
	1．全球的なオゾン層の状況.....	7
	2．我が国におけるオゾン層の状況.....	23
	3．南極域上空のオゾン層の状況.....	30
	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
	太陽紫外光の状況.....	61
第3部	参考資料.....	69
	オゾン層等の観測手法及び観測体制.....	71
	1．オゾン層の観測.....	71
	2．特定物質の大気中濃度の観測.....	79
	3．太陽紫外光の観測.....	80
	太陽紫外光による影響.....	82
	オゾン層破壊のメカニズム.....	89
	科学・環境影響パネル報告要旨.....	95
	オゾン層破壊物質等の概要.....	117
	オゾン層保護対策の経緯.....	119
	オゾン層保護対策の最近の動き.....	121
	日本における特定物質の生産量・消費量の削減実績.....	126
	世界における主要なフロン生産量の推移.....	134
	参考文献.....	135

英略語一覧

- B A P M o N (Background Air Pollution Monitoring Network : 大気バックグラウンド汚染監視網)
- F A O (The Food and Agriculture Organization of the United Nations : 国連食糧農業機関)
- G O ₃ O S (Global Ozone Observing System : 全球オゾン観測システム)
- G A W (Global Atmosphere Watch : 全球大気監視計画)
- I O C (International Ozone Commission : 国際オゾン委員会)
- I G Y (International Geophysical Year : 国際地球観測年)
- I L A S (Improved Limb Atmospheric Spectrometer : 改良型大気周縁赤外分光計)
- I M G (Interferometric Monitor for Greenhouse Gases : 温室効果気体干渉分光計)
- M E D (Minimal Erythema Dose : 最小紅斑量)
- N A S A (National Aeronautics and Space Administration : アメリカ航空宇宙庁)
- N D S C (Network for Detection of Stratospheric Change : 成層圏変化の検出のためのネットワーク)
- N O A A (National Oceanic and Atmospheric Administration : アメリカ海洋大気庁)
- P S C (Polar Stratospheric Cloud : 極域成層圏雲)
- Q B O (Quasi biennial Oscillation : 準2年周期振動)
- R I S (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)
- S B U V (Solar and Backscatter Ultraviolet : 太陽・後方散乱紫外分光計)
- T O M S (Total Ozone Mapping Spectrometer : オゾン全量マッピング分光計)
- T O V S (Tiros Operational Vertical Sounder : 気温、湿度の鉛直分布測定用放射計)
- U N E P (United Nations Environmental Programme : 国連環境計画)
- U N E S C O (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization : 国連教育科学文化機関)
- W M O (World Meteorological Organization : 世界気象機関)
- W O U D C (World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre : 世界オゾン・紫外日射データセンター)

第 1 部 概要

オゾン層の状況 (p.7~)

全球的なオゾン全量は、1980年以前(1964-1980年の平均)に比べて少ない状態が続いており、特に高緯度域の春季において著しい。日本上空でも、札幌、つくば及び鹿児島において長期的な減少傾向がみられ、その傾向は札幌において最も大きい。

2003年の南極域上空のオゾンホールは、例年よりも発達時期が早く、オゾン欠損量(破壊量)は過去最大、面積は過去2位であった。昭和基地上空のオゾン全量は8月中旬にオゾンホールの目安である220 m atm-cm以下の値を観測した後、9月から10月にかけて過去最低レベルで推移した。こうしたことから、2002年に観測されたオゾンホールの規模の縮小は、この年の特異な気象条件によるものであったといえる。近年の状況をみると、オゾンホールの規模は、やや鈍化したものの長期的には拡大の傾向が続いており、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

2003年の日本上空のオゾン全量は、参照値(1971~2000年の平均;那覇は1974~2000年の平均)と比べて、札幌、つくば及び鹿児島では年末に少なく、初春から夏にかけて多い傾向が見られた。那覇上空のオゾン全量は年間を通して多めであり、特に3、7、10月は観測開始以来最も多かった。

オゾン層の全球的な減少傾向は、既知の自然現象からは説明できず、CFC等の大気中濃度が増加したことが主要因であると考えられる。特に、1980年代以降の南極オゾンホールの発達は、大気中のCFC等の濃度増加によると考えることが最も妥当である。

長期的な変動、今後の予測に関して、モントリオール議定書のアセスメントパネル(2002年WMO/UNEP科学パネル報告書)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線(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こと

などが報告されている。(p.95~)

特定物質の大気中濃度 (p.45~)

特定物質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点において、CFC-12の濃度は1990年代後半以降ほぼ横ばいであり、CFC-11、113については減少してきている。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、製造等の規制が始まった1993年以降急速に減少している。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の濃度については、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近づきつつある。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。

一方、CFCの代替物質であるHCFC-22、141b、142b及びHFC-134aの北海道における大気中濃度については増加の傾向にある。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。

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大幅に低下することが必要である。

太陽紫外光の状況 (p.63~)

成層圏オゾン層の破壊に伴い、有害な紫外光(UV-B)の地上への照射量が増大した場合には、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、陸生、水生生態系への影響が懸念される。このため、UV-B量の長期的な変動の傾向を把握する必要がある。

日本においては1991年の観測開始以来、札幌、つくば、鹿児島及び那覇の4ヶ所におけるUV-B量の観測値に大きな変化傾向は見られない。また、オゾン全量の変化に敏感な波長300nmの紫外光についても、明らかな傾向は見られていない。これは、1990年以降について日本上空のオゾン全量に顕著な傾向が見られないことと対応している。UV-B量の観測値はオゾン全量のほか、天候(雲量)や大気混濁度等の影響を受けるため、長期的な変動傾向の把握にはなお一層のデータの蓄積を要する。

これまでの国内4ヶ所における晴れた日のオゾン全量とUV-B量の観測結果に基づく気象庁の解析によると、太陽高度角が同じであれば、オゾン全量の減少に伴いUV-Bの地上照射量が増加することが確認されている。したがって、1970年代に比べて、オゾン全量が明らかに減少している地域においては、UV-B量は増加しているものと考えられる。

第2部 オゾン層等の状況

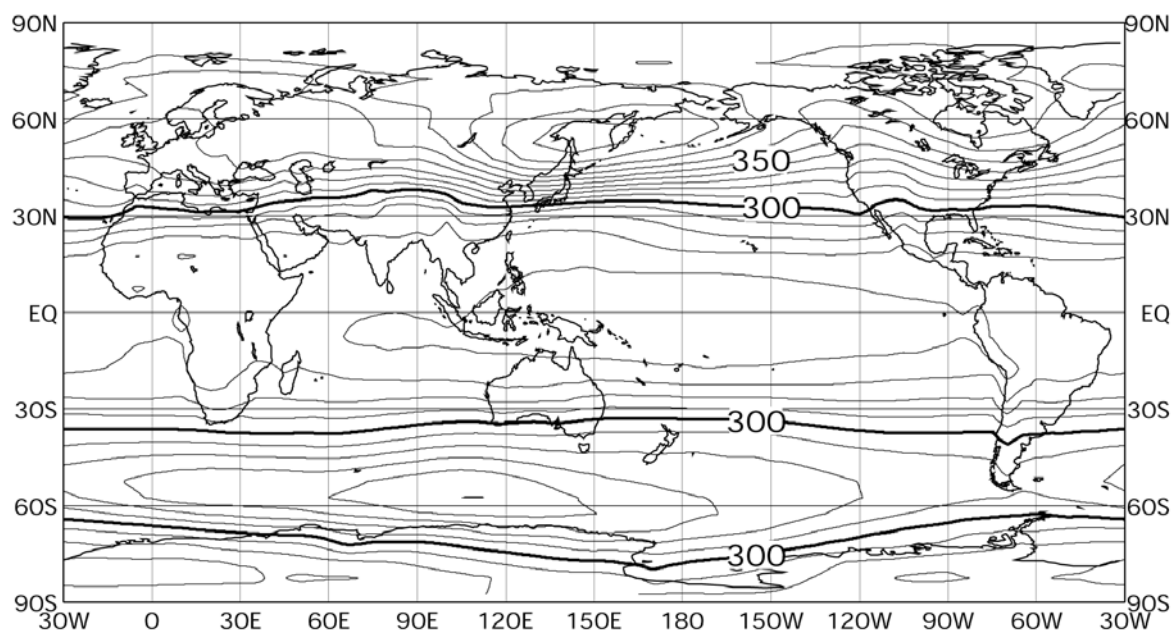
オゾン層の状況

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参照値*を同期間のTOMS (p.74表6参照)のデータをもとに示す。

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、特にオホーー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。



単位はm atm-cm**、等値線間隔は10 m atm-cm毎

図1 世界のオゾン全量 (1979～1992年の累年平均)

TOMSデータにより作成。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

* 気象庁では、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)の累年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・ 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。

図 2 - 1、2 - 2 に、2003 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 TOMS のデータをもとに示す。

この図によれば、2003 年のオゾン全量は、1 年を通してほぼ全球的に参照値よりも少なかった。この傾向は高緯度域において顕著であり、北半球では 2 ~ 4 月にグリーンランドから北欧、シベリア上空にかけて参照値に比して 10% 近く少なく、特に 3 月は 20% 以上少ない領域が見られた。南半球では南極域を含む高緯度域で 10% 以上少ない領域が見られ、特に 8 ~ 11 月はオゾンホール^{*}の発達に伴って 20% 以上少ない領域が広く見られた。

* 比偏差とは、参照値からの偏差と参照値との比（%）

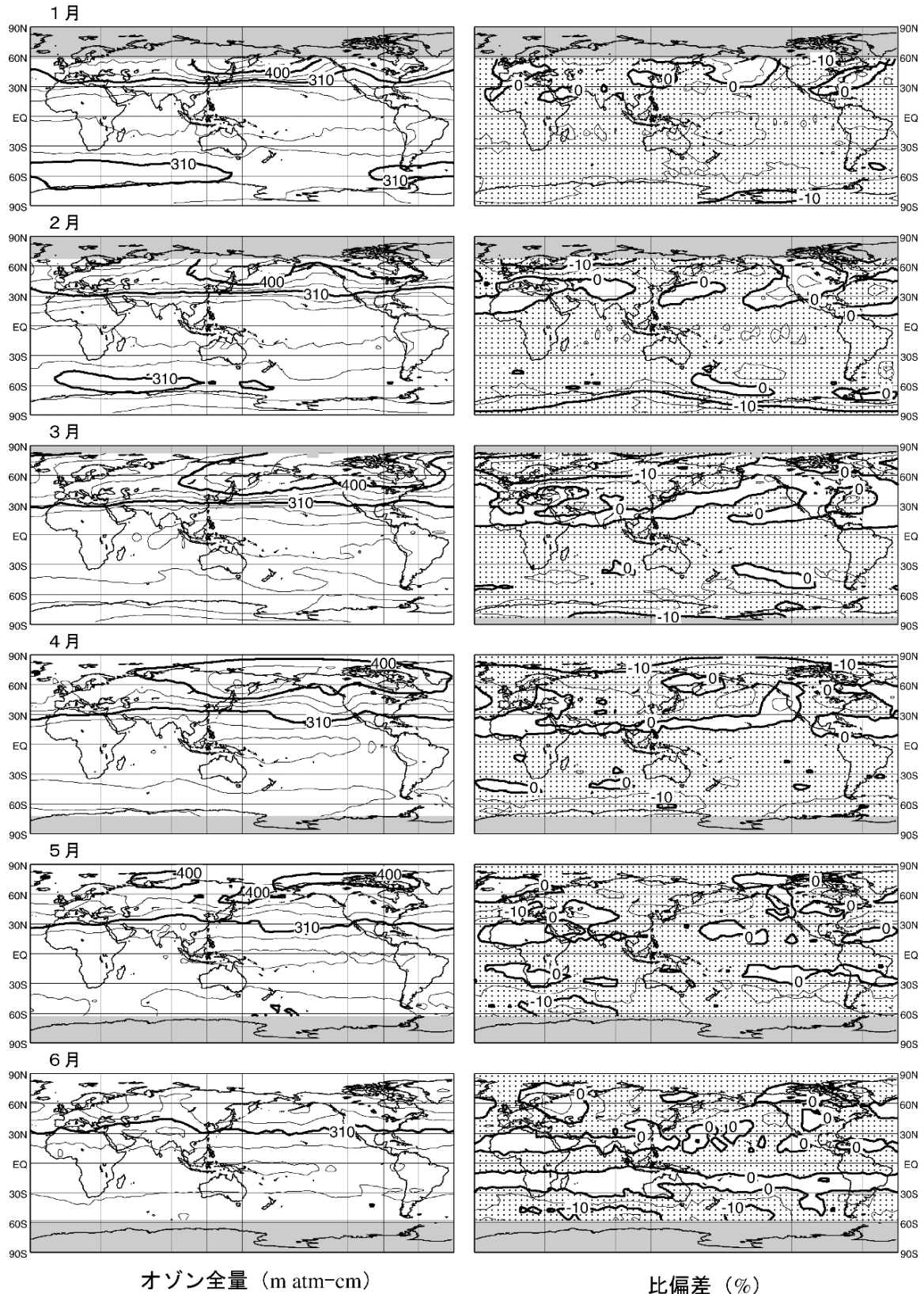


図 2 - 1 世界の月別平均オゾン全量・比偏差 (2003 年 1 ~ 6 月)

等値線間隔は、平均オゾン全量 (左図) については 30 m atm-cm 毎、比偏差 (右図) については 5 % 毎。陰影部は極域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 TOMS データを基に気象庁で作成。なお、5 月 15 ~ 23 日の期間については、機器の不具合により TOMS データは得られていない。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

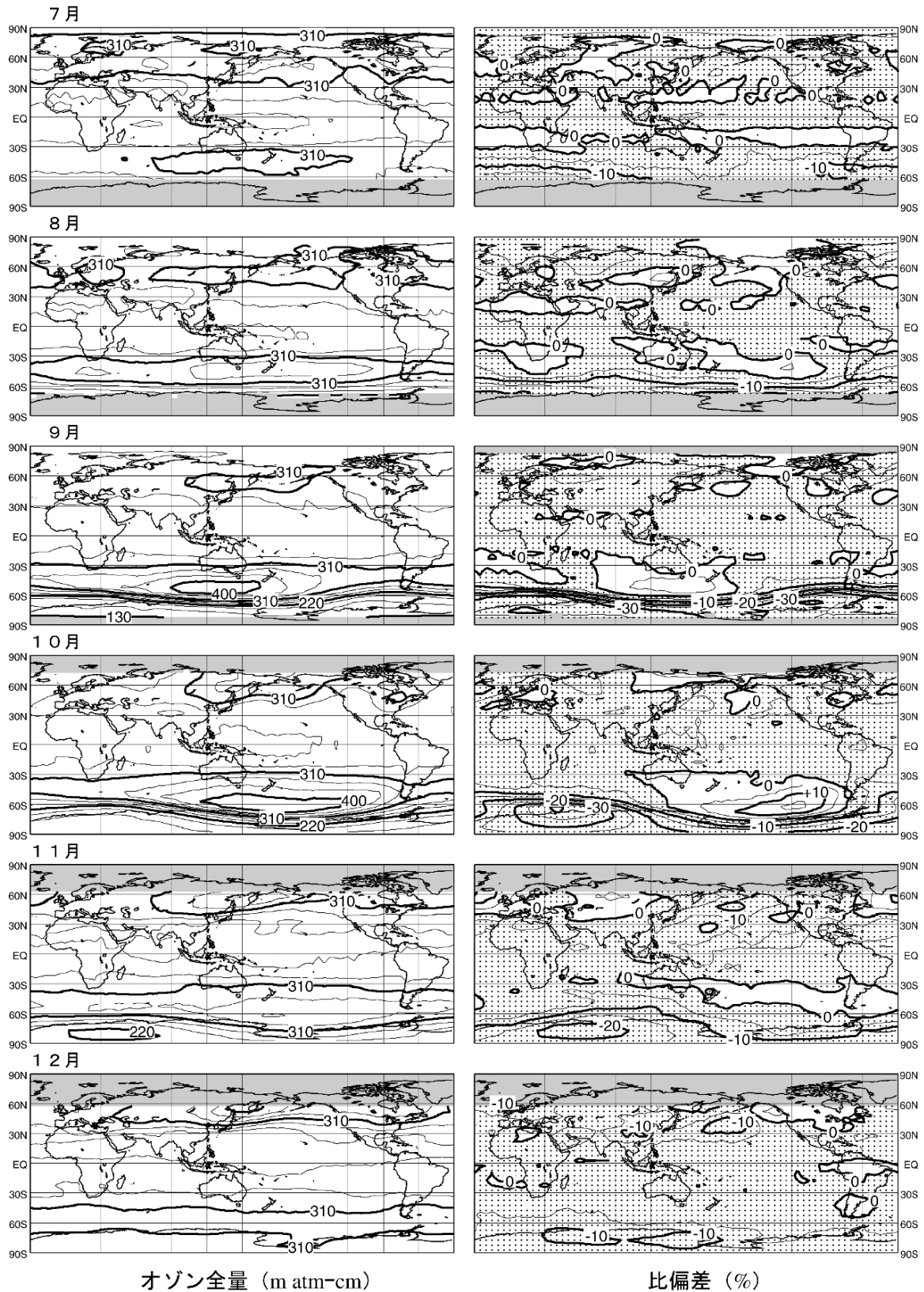


図 2 - 2 世界の月別平均オゾン全量・比偏差 (2003 年 7 ~ 12 月)

等値線間隔は、平均オゾン全量 (左図) については 30 m atm-cm 毎、比偏差 (右図) については 5 % 毎。陰影部は極域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 TOMS データを基に気象庁で作成。なお、11 月 27 日 ~ 12 月 3 日の期間については機器の不具合により TOMS データは得られていない。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

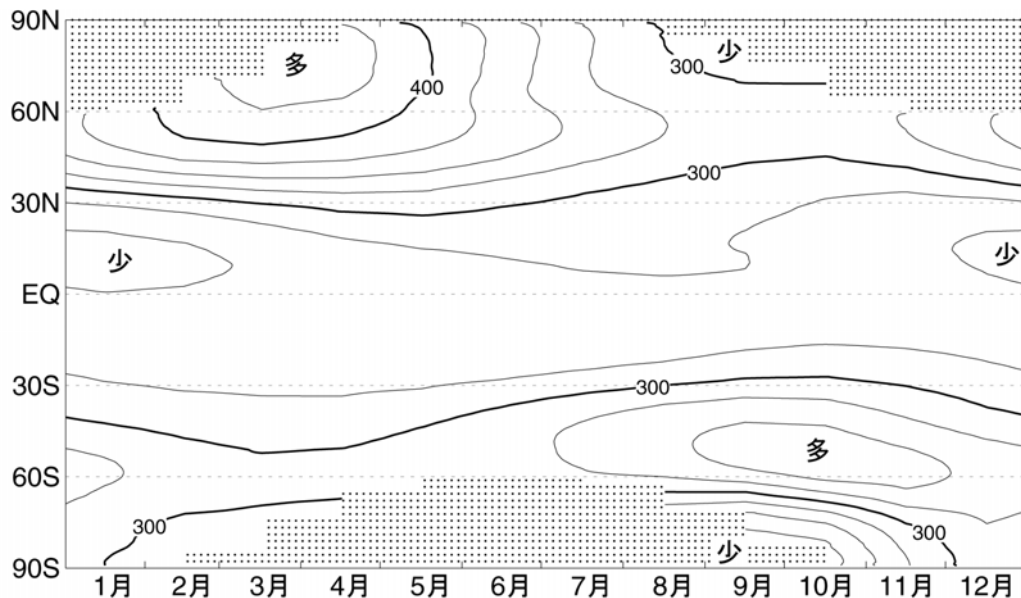
(2) オゾン全量のトレンド

ア. オゾンの変動要因

大気中のオゾン量は、季節変動、準2年周期振動(QBO*)、太陽活動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)。



単位は m atm-cm、等値線は 25 m atm-cm 毎

図3 緯度別平均オゾン全量の季節変動(1979~1992年の平均値)

TOMSデータにより作成。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 2003

* 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。

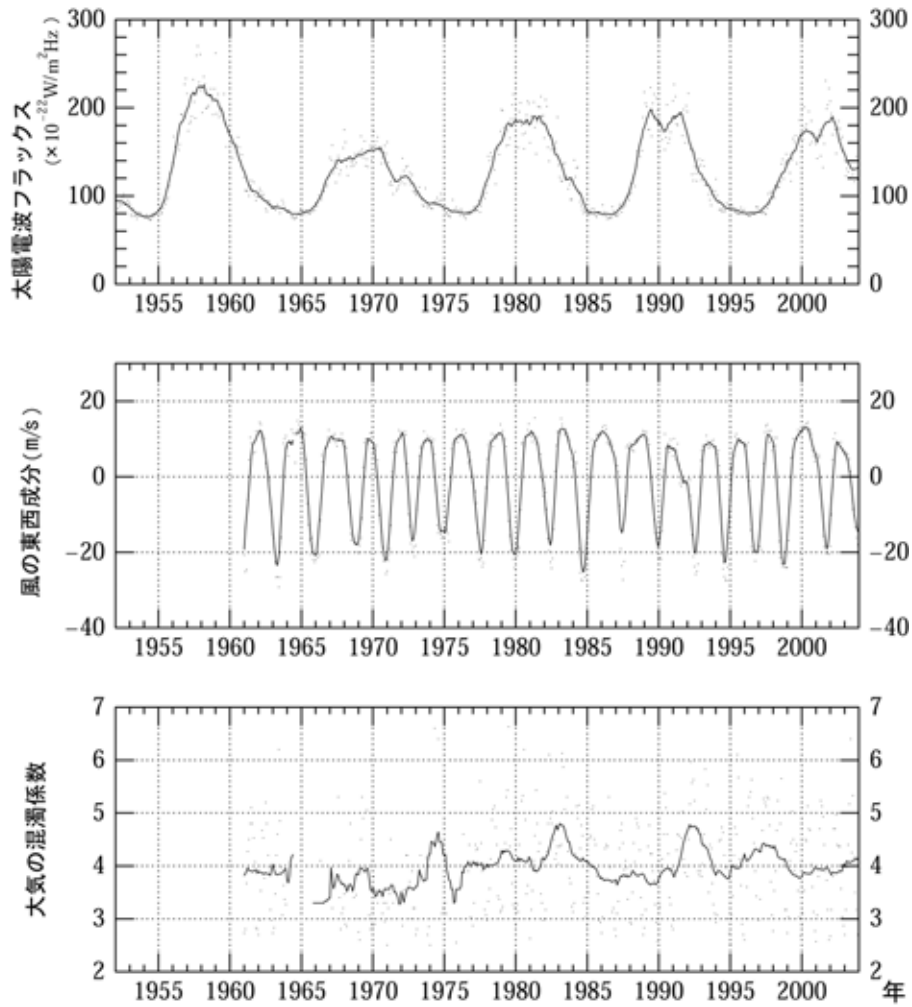


図4 オゾン量に対する既知の自然変動要因

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。中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。下段はつくばにおける直達日射から評価した大気の混濁係数で、実線は13ヶ月移動平均値。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

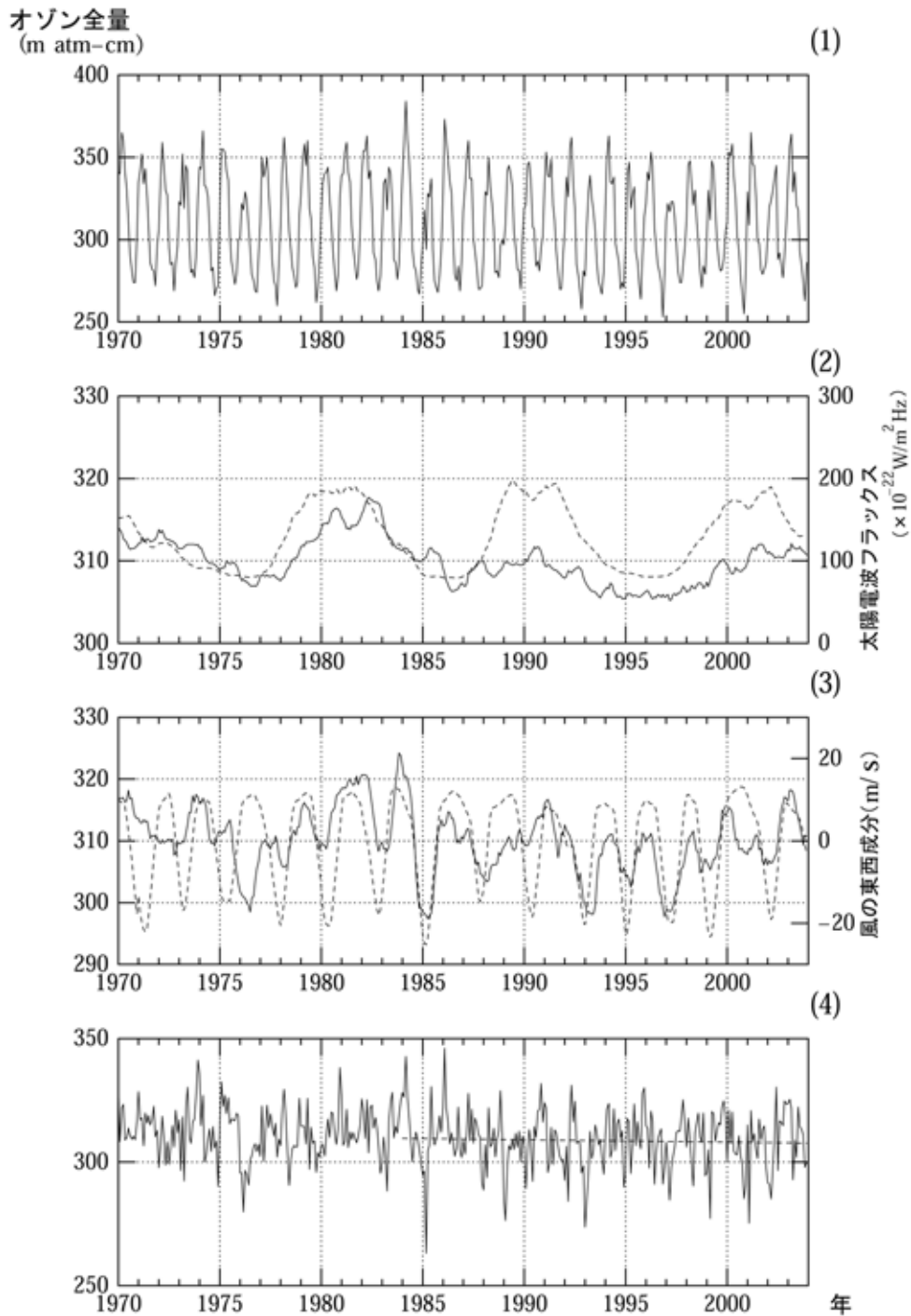


図5 つくばにおけるオゾン全量トレンドの解析例

(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:6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 2003

イ．UNEP科学パネルによるトレンドの解析

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）と比較した最近5年間（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見られない。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^{*1}から最近5年間（1997-2001）のオゾン全量の減少^{*2}

	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%

^{*1} 1964-1980年の平均値

^{*2} 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）WMO/UNEP科学パネル報告書（2002年）

図6に北緯90度 - 南緯90度のオゾン全量の変化を示す。1960年代半ばにオゾン全量観測が始まって以降、1980年頃までは増加傾向も減少傾向も見られなかったが、1980年から1990年にかけてほぼ単調にオゾンが減少し、さらに、1992～1993年には過去最小のオゾン全量（1980年以前より5%減少）が記録された。これは、1991年6月に噴火したピナトゥボ火山（フィリピン）の影響であったと考えられている*。その後、オゾン全量は1999年頃まで一旦増加に転じ、1997～2001年の平均値は1980年以前に比べて3%の減少であった。

図7にオゾン全量の季節別推移を示す。これによると、北半球中緯度域では特に冬・春季に年毎の変動幅が大きく、1990年代の初めから中頃にかけて、-6～-12%の負の偏差が見られた。南半球中緯度域は、北半球中緯度域に比べて、季節による偏差の違いは少ない。このように、ピナトゥボ火山噴火後のオゾンの減少は、北半球では冬・春を中心に顕著であったのに比べ、南半球では明瞭でなかったという違いが見られる。こうした両半球の間の違いはモデル計算でも再現されておらず、その原因は明らかでない。

さらに、図8に緯度別・季節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。

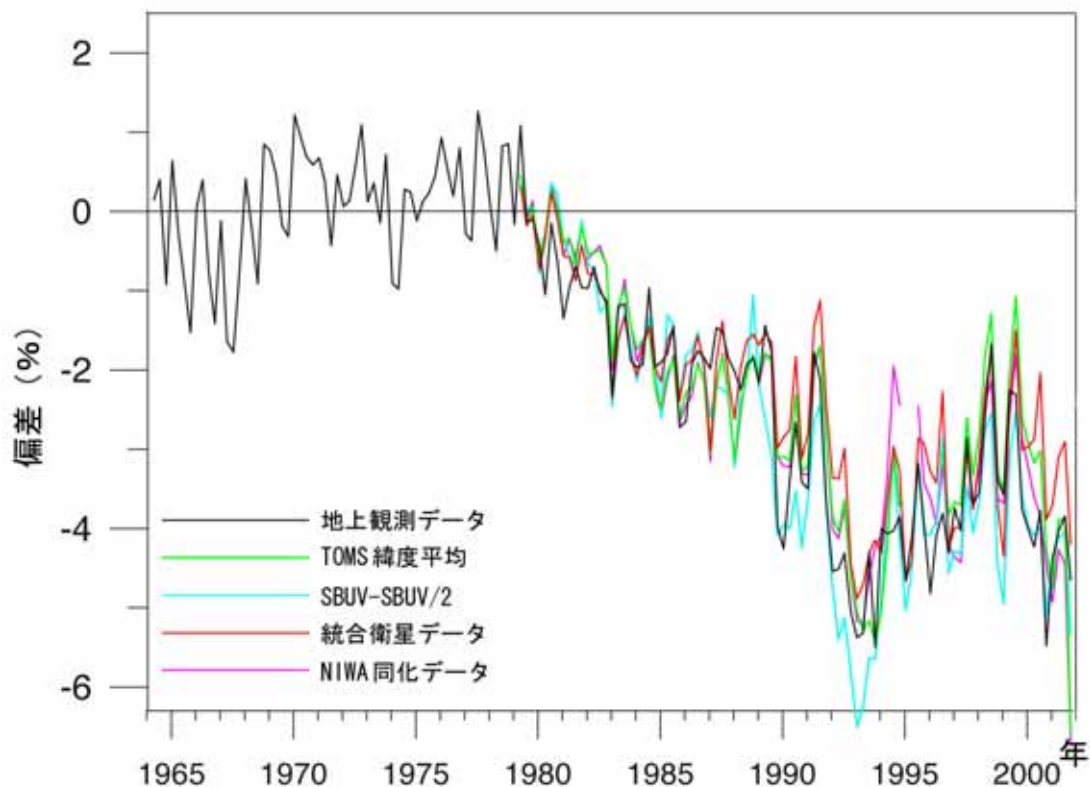


図6 全球のオゾン全量の変化**

北緯90度から南緯90度まで積分したものの1964～1980年の月平均値に対する偏差を%で表した。季節変動、太陽活動及びQBOによる変動成分を除去してある。

(出典) WMO/UNEP科学パネル報告書(2002年)

* ピナトゥボ火山の噴火によるオゾン全量への影響については、参考資料 オゾン層破壊のメカニズム(p.89) 参照

** 巻頭口絵に掲載

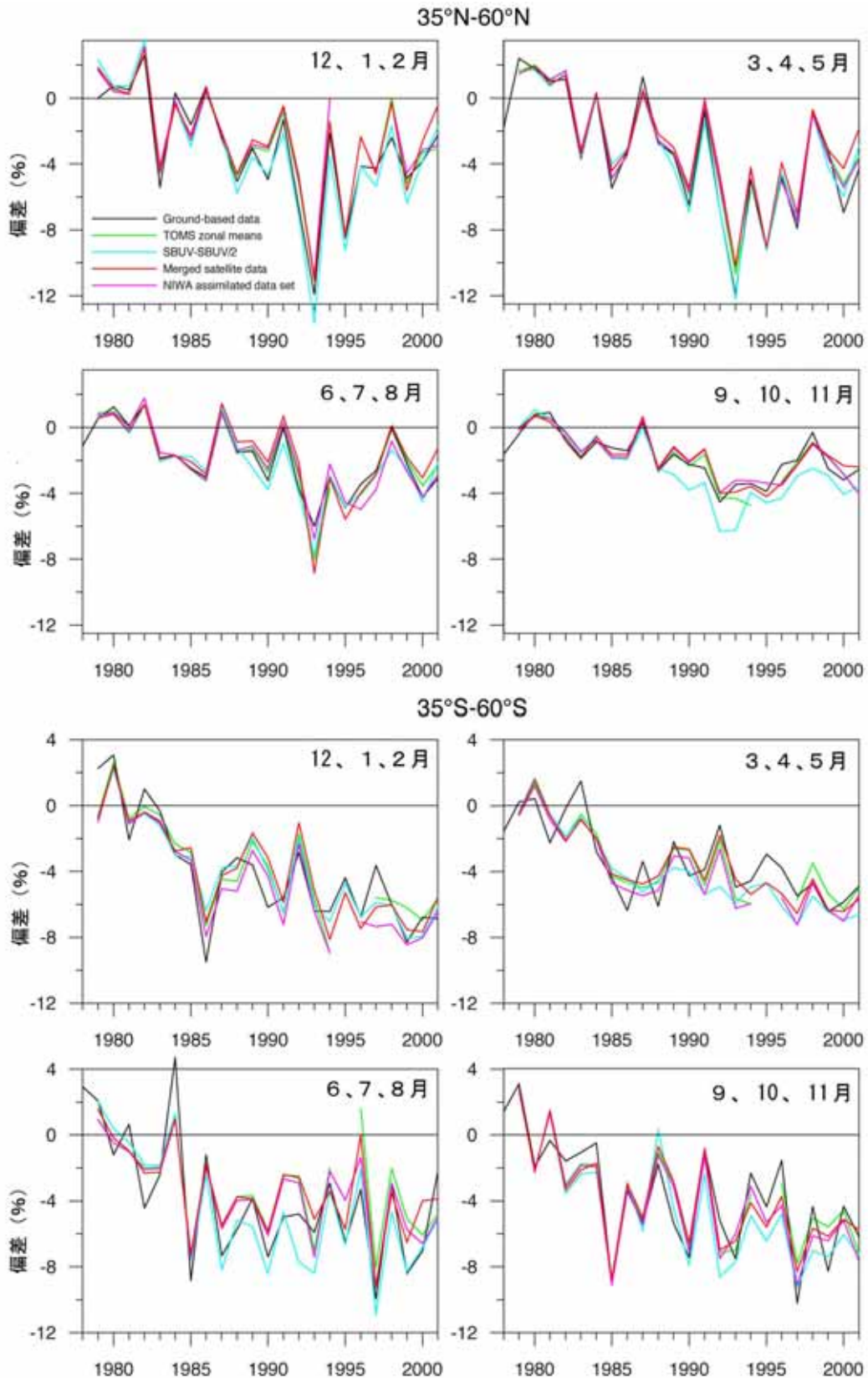


図7 緯度別・季節別オゾン全量の推移

北緯 35～60 度（上図）及び、南緯 35～60 度（下図）のそれぞれの季節ごとの平均値の 1964～1980 年の平均値に対する偏差を%で表した。各線はそれぞれ、地上観測データ、TOMS 緯度平均、SBUV-SBUV/2、統合衛星データ及びNIWA 同化データセットを示す。

（出典）WMO/UNEP 科学パネル報告書（2002 年）

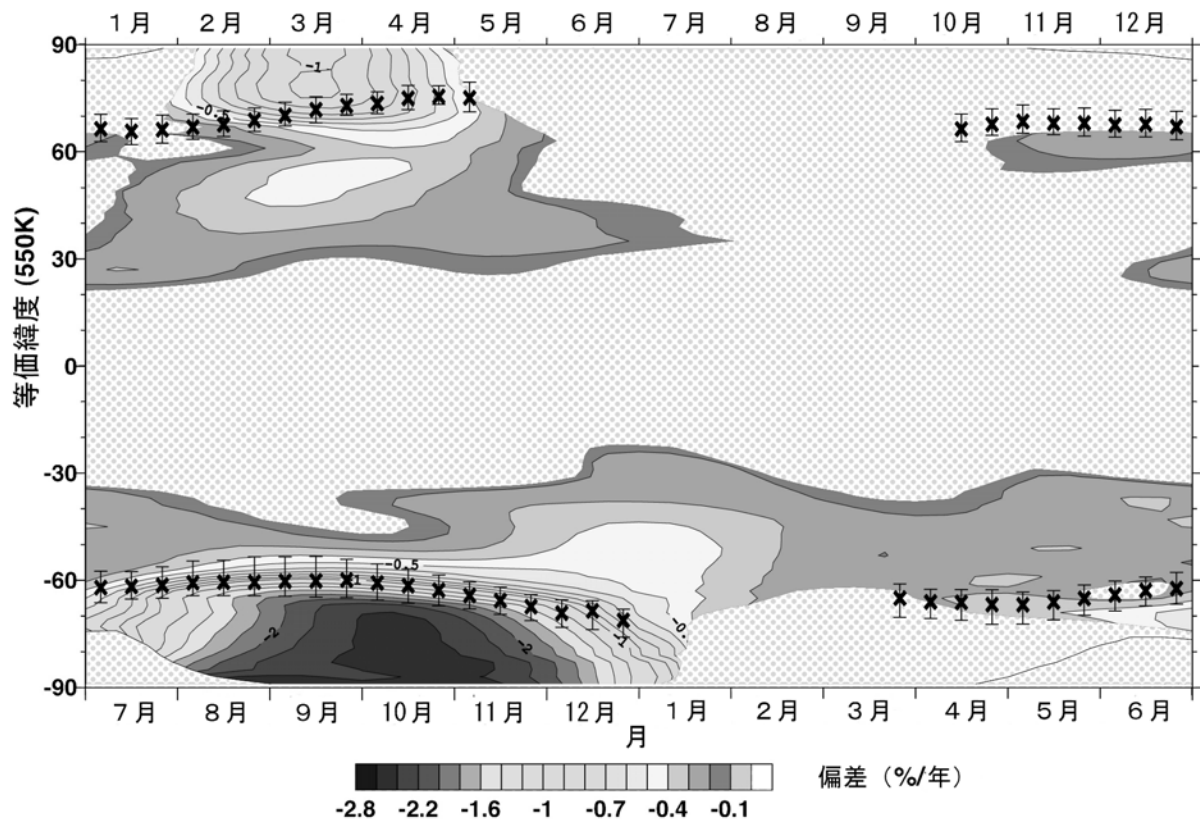


図8 緯度別・季節別オゾン全量トレンド (1978年11月～2000年12月)*

TOMSとGOMEデータによる等価緯度及び季節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。等価緯度は550kの等温位面上で計算された** (Bodeker et al., 2001)。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) WMO/UNEP科学パネル報告書(2002年)

* 巻頭口絵に掲載

** Bodeker et al.: Global ozone trends in potential vorticity coordinates using TOMS and GOME intercompared against the Dobson network: 1978-1998, J. Geophys. Res., 106, 23029-23042, 2001.

ウ．我が国での解析結果

図9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最近20年間（1984～2003年）のオゾン全量トレンドの緯度分布を示す。過去20年間のトレンドでは、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30度以北では通年及び3～5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、過去20年間のオゾン全量のトレンドは、低緯度域を除いて明らかな減少を示しているといえる。

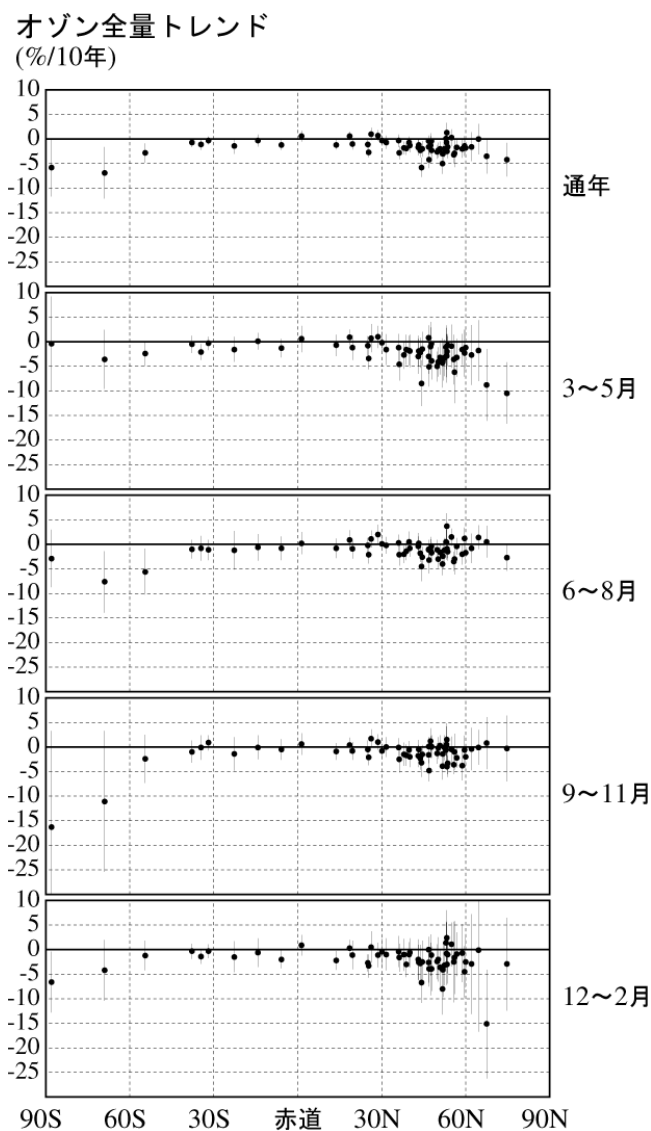


図9 オゾン全量トレンドの緯度分布（1984～2003年）

1984～2003年の観測地点（58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2003

図 10 に 1979 年 1 月から 2000 年 12 月までの TOMS 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。点域は変化率が $-3\% / 10$ 年を超える領域である。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 度帯付近ではシベリア北部及びヨーロッパ北部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。

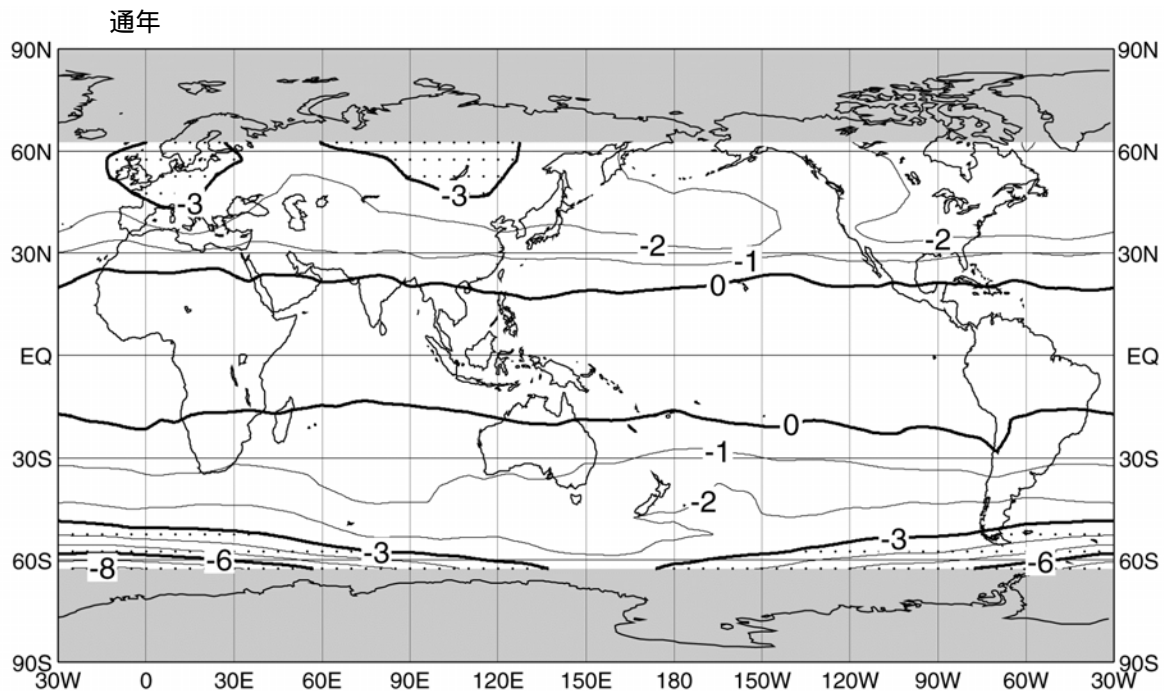


図 10 オゾン全量のトレンドの全球分布 (1979~2000 年; 通年)

NASA 提供の TOMS データにより作成。格子点 (5° メッシュ) ごとのオゾン全量時系列に季節変動、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、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。なお、TOMS には 2000 年の中頃より観測装置に起因する誤差 (主に光学系の特性変化) が見られるようになったため、現在 NASA でデータの見直しが行われている。TOMS データを用いたトレンドについては、2001 年以降の TOMS データの検証が十分でないため、2000 年までのデータを使って評価した結果を示した。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

図 11 に図 10 と同期間について求めた緯度別に平均したオゾン全量トレンドの月別分布を示す。南半球高緯度ではオゾンホールが出現する 9 ~ 12 月に、また、北半球高緯度では 3 ~ 4 月にオゾンの減少傾向が大きい。

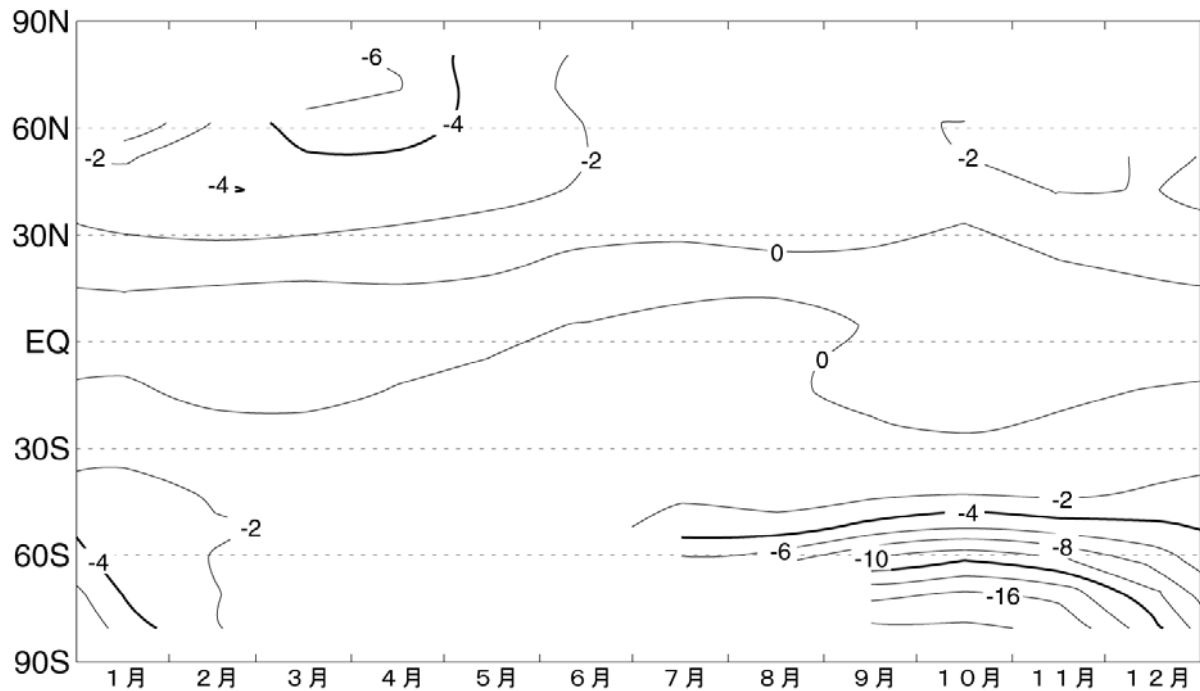


図 11 オゾン全量トレンドの緯度別・月別変化 (1979 ~ 2000 年)

TOMS データにより作成。格子点 (5° メッシュ) ごとの月平均オゾン全量について、緯度 10° 毎の緯度別の平均値を求め、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 2% / 10 年毎。なお、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。なお、TOMS には 2000 年の中頃より観測装置に起因する誤差 (主に光学系の特性変化) が見られるようになったため、現在 NASA でデータの見直しが行われている。TOMS データを用いたトレンドについては、2001 年以降の TOMS データの検証が十分でないため、2000 年までのデータを使って評価した結果を示した。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

(3) オゾンの高度分布のトレンド

図 12 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 13 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トレンドが小さく、特に、下部成層圏の高度 12～18km の間で違いが大きい。オゾンの濃度は 1980 年代後半から 1990 年代前半にかけて減少が顕著であるが、1990 年代後半は一定あるいは増大傾向にある。そのため、1997～2000 年のデータを追加することによって線形近似したオゾン減少トレンドは小さくなる。成層圏下部では、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い。そのため、その後のオゾンの増大傾向が大きく、1997～2000 年のデータの追加の影響が大きい。

また、図 14 は 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。中高緯度の高度 40km 付近で減少トレンドが大きい。

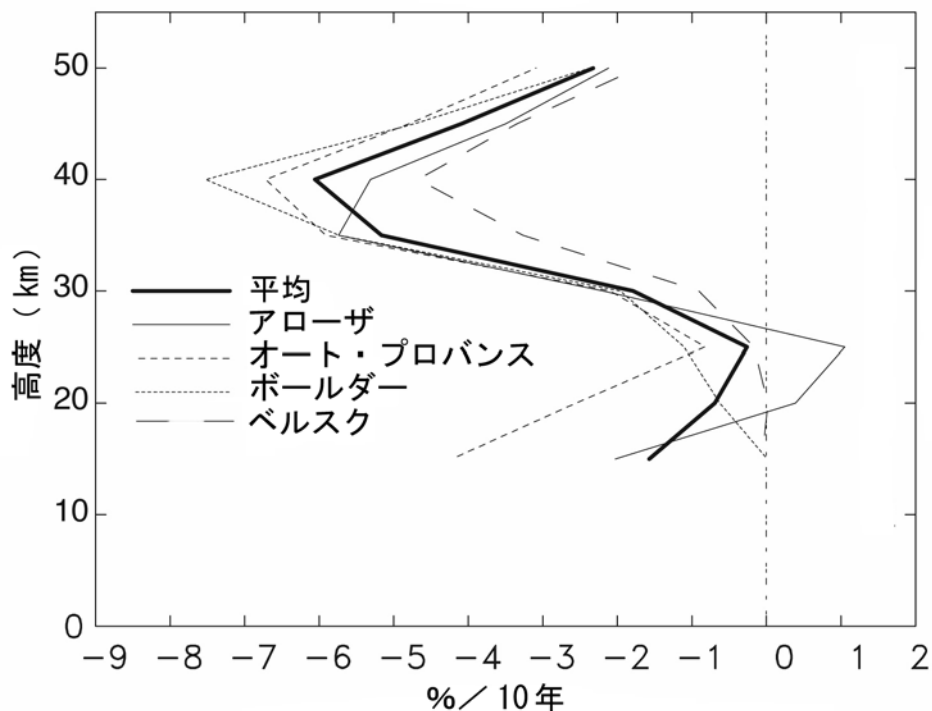


図 12 オゾンの高度別トレンド（1979～1999 年）

太線は 4 カ所の平均トレンドを示す。

（出典）WMO/UNEP 科学パネル報告書（2002 年）

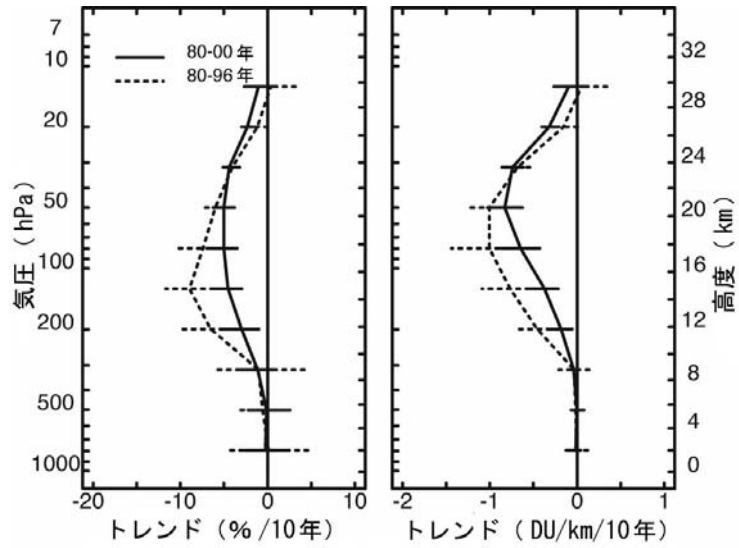


図 13 オゾンゾンデ観測の高度別オゾントレンド

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）WMO/UNEP 科学パネル報告書（2002 年）

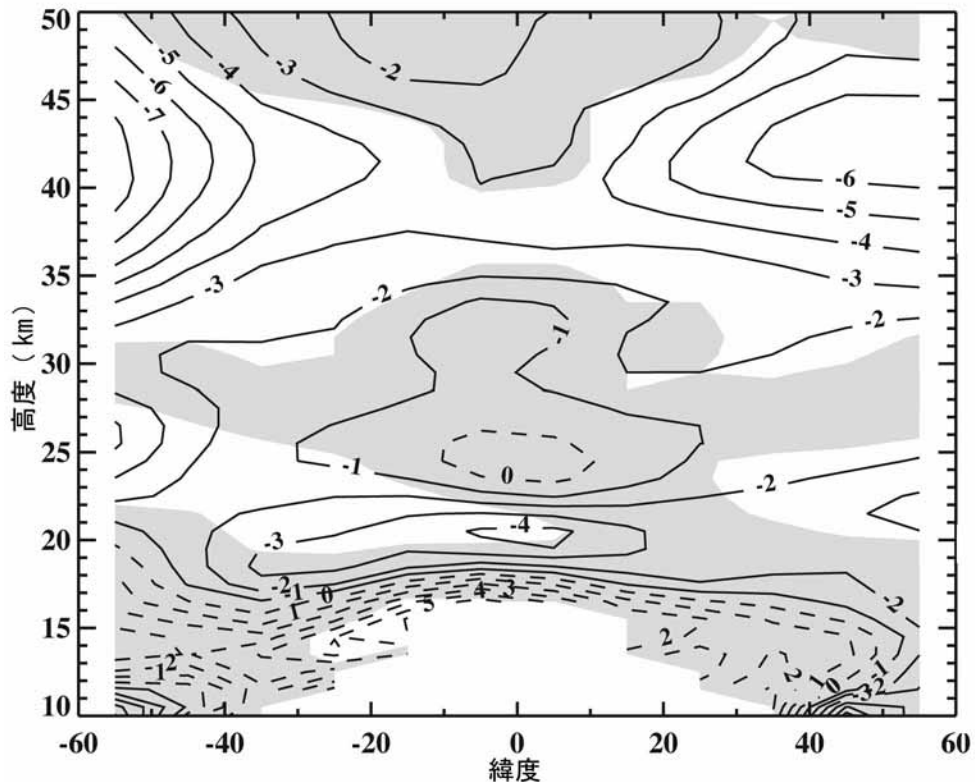


図 14 成層圏オゾントレンドの緯度・高度変化(1984～2000)

1984～2000 年の期間における SAGE - の衛星データによる 10 年当たりの年間トレンド（%/年）。陰影部は 95% の信頼幅で統計的に有意でない領域。

（出典）WMO/UNEP 科学パネル報告書（2002 年）

2. 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2003年1月から12月までの月平均値を図15に示す。

参照値（1971～2000年の平均、那覇では1974～2000年、南鳥島は1994年～2002年）と比較すると、オゾン全量が少なかったのは札幌の4、11、12月、つくばの11月、鹿児島の11、12月、多かったのは、札幌の7、8月、つくばの1～3、7、8月、鹿児島の1月、那覇の1、3、6～10月であった。特に、那覇の3、7、10月は観測開始以来最も多かった。南鳥島は2～8月にかけて多めであった。

オゾン全量
(m atm-cm)

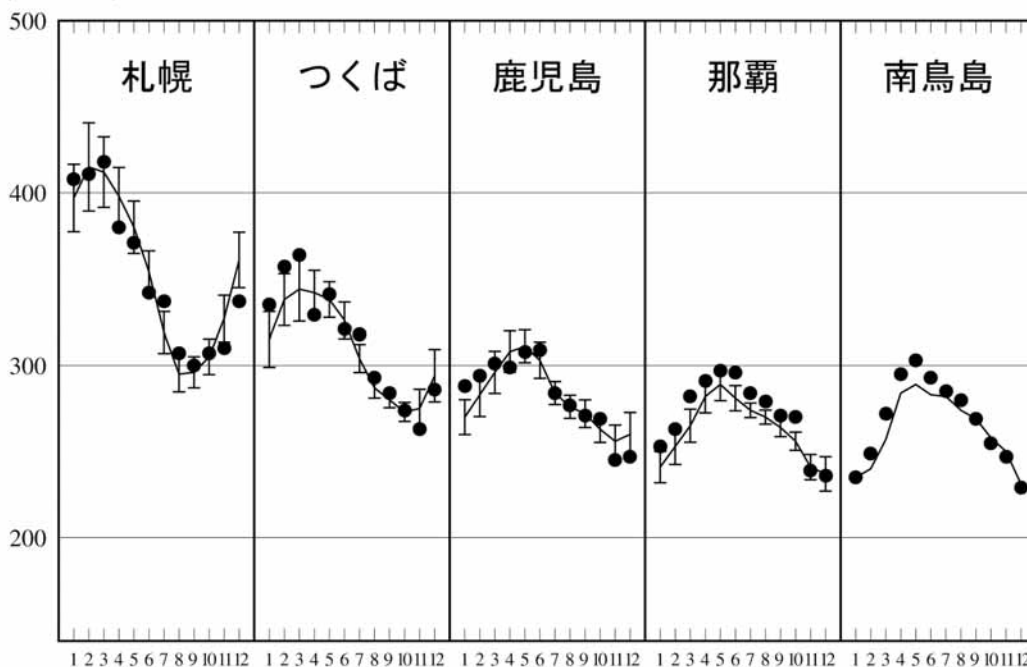


図15 国内5地点における月平均オゾン全量の変動(2003年)

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2003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1994～2002年）、縦線はその標準偏差（±1）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告2003

イ．オゾンの高度分布

図 16 は、国内 4 地点の 2002 年 1 月から 2003 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 50～30hPa）、那覇では 24～28km（約 30～15hPa）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。

2003 年の 4 地点に共通した特徴として、4 月に高度約 20 km 付近を中心に参照値より低い状況が見られた。また、札幌、つくば、鹿児島では、2002 年 10 月頃から 2003 年 3 月頃にかけて、同じ高度を中心に参照値より高い傾向が見られる。

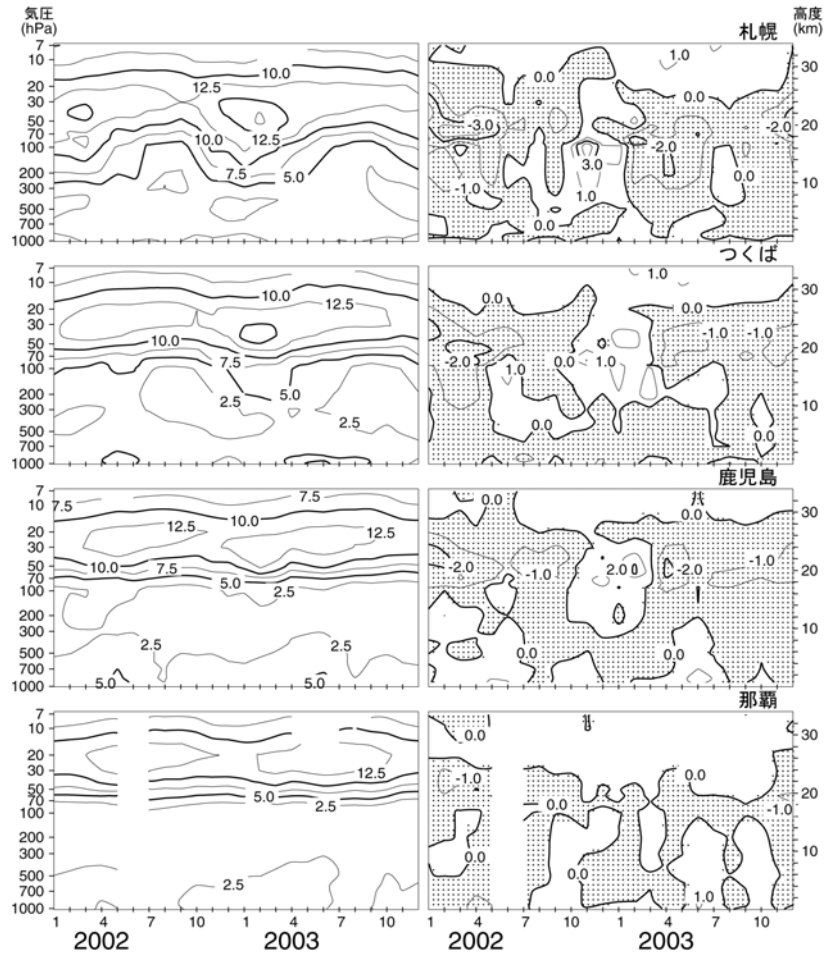


図 16 オゾン分圧及び参照値との差の高度・月分布図(2002～2003 年)

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 2002～2003 年のオゾン分圧（左）及びその参照値からの差（右；札幌、つくば、鹿児島は 1971～2000 年、那覇は 1989～2000 年の月別累年平均値からの偏差）の等値線図。等値線は、分圧は 2.5mPa 毎、偏差は 1 mPa 毎。右の点域は参照値からの差が負の領域。なお、2002 年 6 月、那覇では天候不順によりオゾンゾンデ観測を行えなかった。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2003

図 17 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 2004 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。また、高度 20kmの春の極大値は、1991 年及び 1994 年に大きな値を示したが、1993 年と 1995 年には特に小さかった。また、高度 30kmでは 1992 年の夏の極大値が大きな値を示した。1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火後の高度 20kmにおけるオゾンの減少と高度 30kmにおけるオゾンの増加は、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、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、としてそれぞれ説明することができる**。

* 1996 年から 1997 年にかけてオゾンレーザーレーダー装置を大幅に改造し、その結果、測定下限高度が 5 km以上拡がる等の改良につながった。装置の大幅な変更にもかかわらず、オゾンゾンデデータとの一致の程度に変化はなく、データの連続性は保たれている。

** 参考資料 オゾン層破壊のメカニズム (p.89) 参照

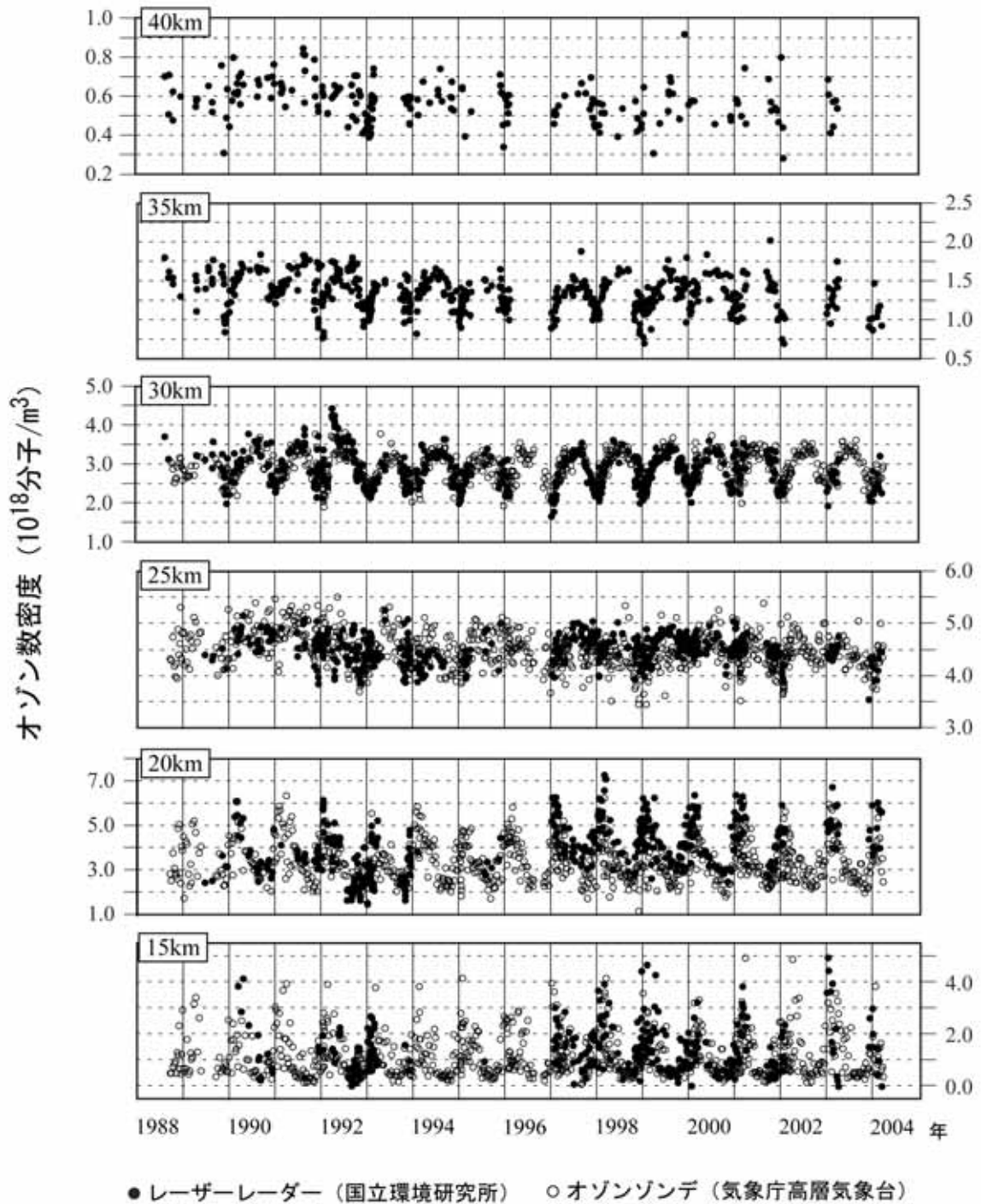


図 17 各高度におけるオゾン変動 (1988 年 9 月 ~ 2004 年 3 月; 速報値)

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 Version 2 に更新し、全データを再解析した。Version 2 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 W O U D C 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

ウ．最近の札幌におけるオゾン層の状況

図 18 は、1992 年以降の札幌の月平均オゾン全量の経年変化を示す。その中で、特に 1993 年以前の減少が顕著であり、1993 年 1～6 月にそれぞれの月の観測開始以来の最小値を記録した。これは、1992 年 8 月から続いていたピナトゥボ火山の影響によると考えられる。2000 年の 11 月はその月としては観測開始以来の最小値を記録しており、これは大気循環にかかわる低緯度空気塊の移流が影響していると考えられる。

北極域のオゾン破壊の影響が注目されてきたが、大気の流れの変化の影響も含め、今後も札幌上空のオゾン層の状況について注目していく必要がある。

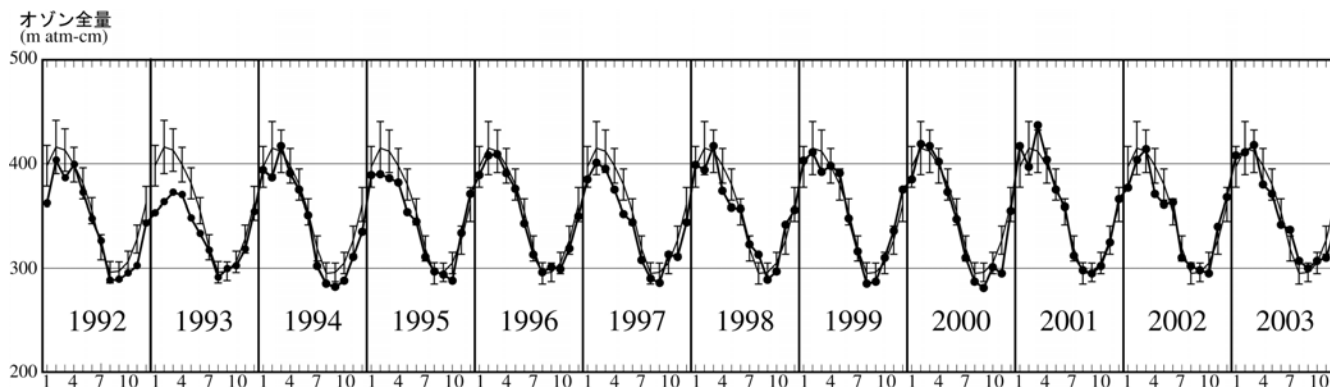


図 18 札幌のオゾン全量の推移

ドブソン分光光度計を用いた地上観測による 1992 年以降の月平均オゾン全量。印と太い折線は各月の月平均値、細い折線は参照値（統計期間：1971～2000 年）、縦線はその標準偏差（ ± 1 ）。

（出典）気象庁提供データ

(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 19 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。北に位置する観測点ほどオゾンの減少が大きくなる傾向が見られる。

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。国内 4 地点の過去 20 年間のトレンドは、那覇を除いた 3 地点で減少傾向がみられ、その傾向は札幌において最も大きい。

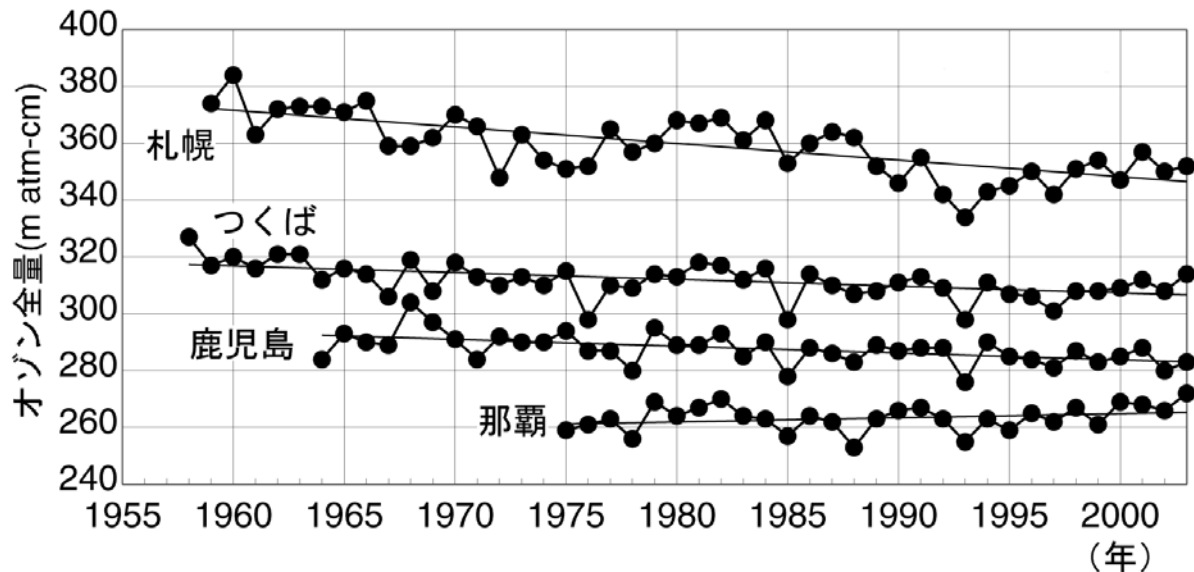


図 19 日本上空のオゾン全量の年平均値の推移 (1958 ~ 2003 年)

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 2003 年までの年平均値。直線は観測開始から 2003 年までの全期間の実際のオゾン全量の長期的な傾向を示すもので、既知の自然変動要因を取り除いて求めるトレンドとは異なる。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

表 2 日本上空のオゾン全量のトレンド (1984 ~ 2003 年)

	札幌	つくば	鹿児島	那覇
通年	-1.7(-3.3 ~ -0.2)	-0.3(-1.6 ~ 0.9)	-0.7(-2.0 ~ 0.7)	1.0(-0.2 ~ 2.3)
春(3 ~ 5月)	-3.0(-6.5 ~ 0.6)	-1.2(-4.0 ~ 1.6)	-1.6(-4.7 ~ 1.5)	0.7(-2.1 ~ 3.6)
夏(6 ~ 8月)	-0.4(-2.3 ~ 1.6)	0.3(-1.4 ~ 2.0)	-0.2(-1.9 ~ 1.5)	1.1(-0.6 ~ 2.8)
秋(9 ~ 11月)	-1.8(-4.1 ~ 0.4)	-0.1(-1.9 ~ 1.8)	0.0(-2.0 ~ 2.0)	1.7(-0.1 ~ 3.6)
冬(12 ~ 2月)	-2.0(-6.1 ~ 2.1)	-0.4(-3.5 ~ 2.8)	-1.0(-4.2 ~ 2.3)	0.5(-2.6 ~ 3.7)

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 10 年当たりの変化率(%/10 年)であり、20 年間(1984 年~2003 年)のトレンドを示す。()内は 95%信頼限界である。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

(3) 日本上空のオゾンの高度分布にみられるトレンド

図 20 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、1984～2003 年の 20 年間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。最近 20 年間に於いては下部成層圏で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、中・上部成層圏では全観測所で有意な減少傾向が現れている。一方、有意ではないが、対流圏では鹿児島で増加傾向が現れている。

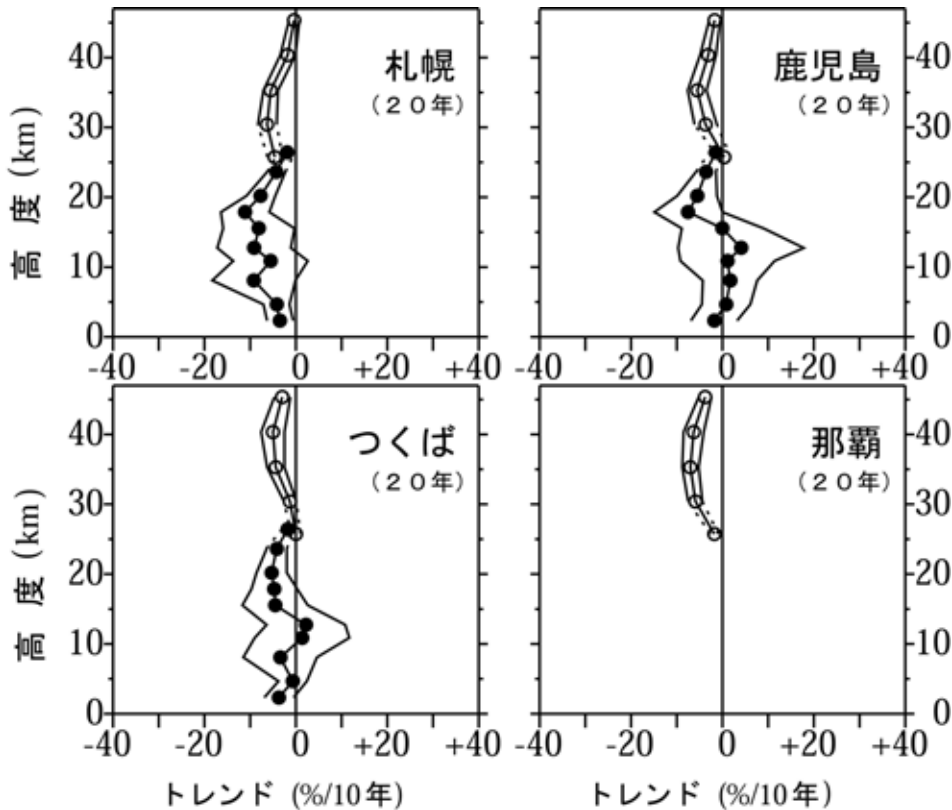


図 20 オゾン濃度（分圧）の高度別トレンド

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）。過去 20 年間（1984～2003 年）に対する層別オゾン量のトレンドの鉛直分布（○：オゾンゾンデ観測データ、●：反転観測データ）と自己回帰を考慮した 95%信頼限界（外側の折線）。なお那覇のオゾンゾンデ観測によるトレンドは観測期間が短いため図示していない。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2003

3. 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21)。

また、1966～2003年の特定の月別にみた月平均オゾン全量の経年変化を見ると(図22)、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年の特異な気象条件により極渦*が、例年より早く消滅したことを反映している。一方、オゾンホールが解消した後の時期に当たる1～3月にもゆるやかな減少傾向がみられる。昭和基地における観測データについてトレンド解析を行うと、オゾンが減少し始めた1980年以降の変化傾向は通年で $(-6.8 \pm 3.9)\% / 10 \text{年}^{**}$ 、9～11月で $(-13.1 \pm 9.7)\% / 10 \text{年}^{**}$ になっている。

2003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18～22km付近(40～20hPa)でオゾン分圧の低い領域が現れはじめ、9月に入ると、図23に示すようにさらに高度14～17km(100～70hPa)付近にもオゾン分圧の低い領域が見られるようになった。9月下旬から10月にかけては、全ての観測において14～20km(100～50hPa)付近のオゾン分圧がほとんど0に近くなっている。11月も参照値より低い値が続いたが、高度20km(50hPa)以上で参照値並の値となった日もあった。12月には20km(50hPa)以上で参照値並の値に回復したが、それ以下の高度では低い状態が続いた。

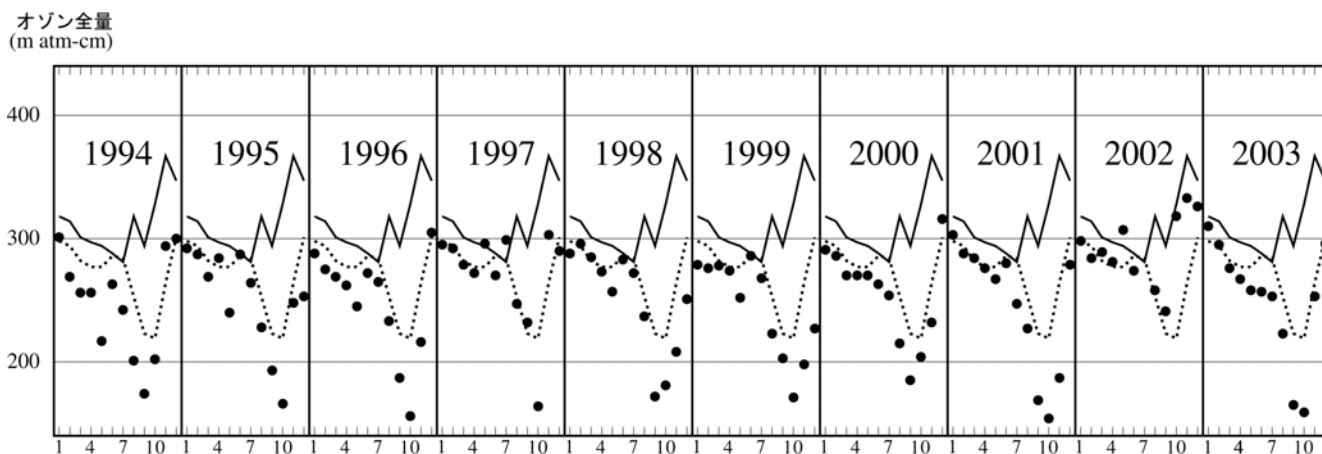


図21 南極昭和基地におけるオゾン全量の変動(1994～2003年)

印は各年の月平均値、折線は参照値(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回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。極渦の発達にはオゾン層の破壊に影響を与える(参考資料 オゾン層破壊のメカニズム(p.89)参照)。

** ()内の数値は95%信頼区間を示す。

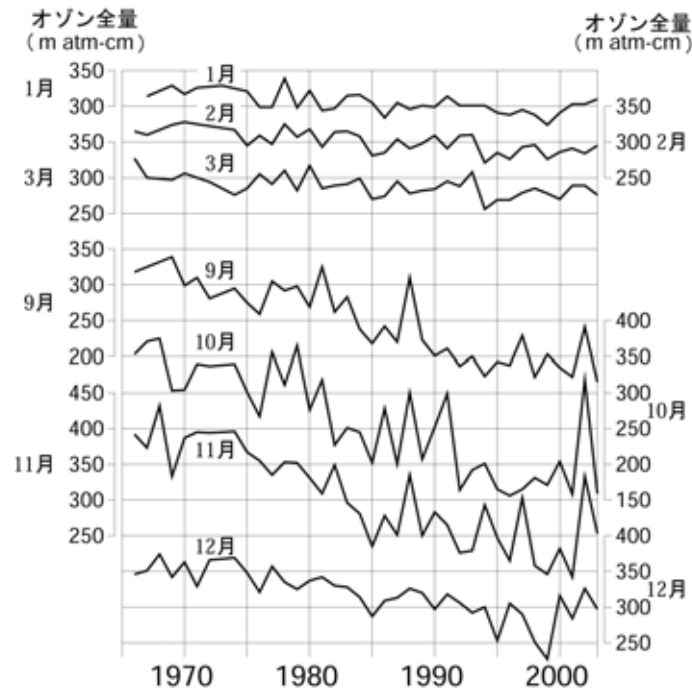


図 22 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年 1～3 月、9～12 月）
 （出典）気象庁 オゾン層観測報告 2003

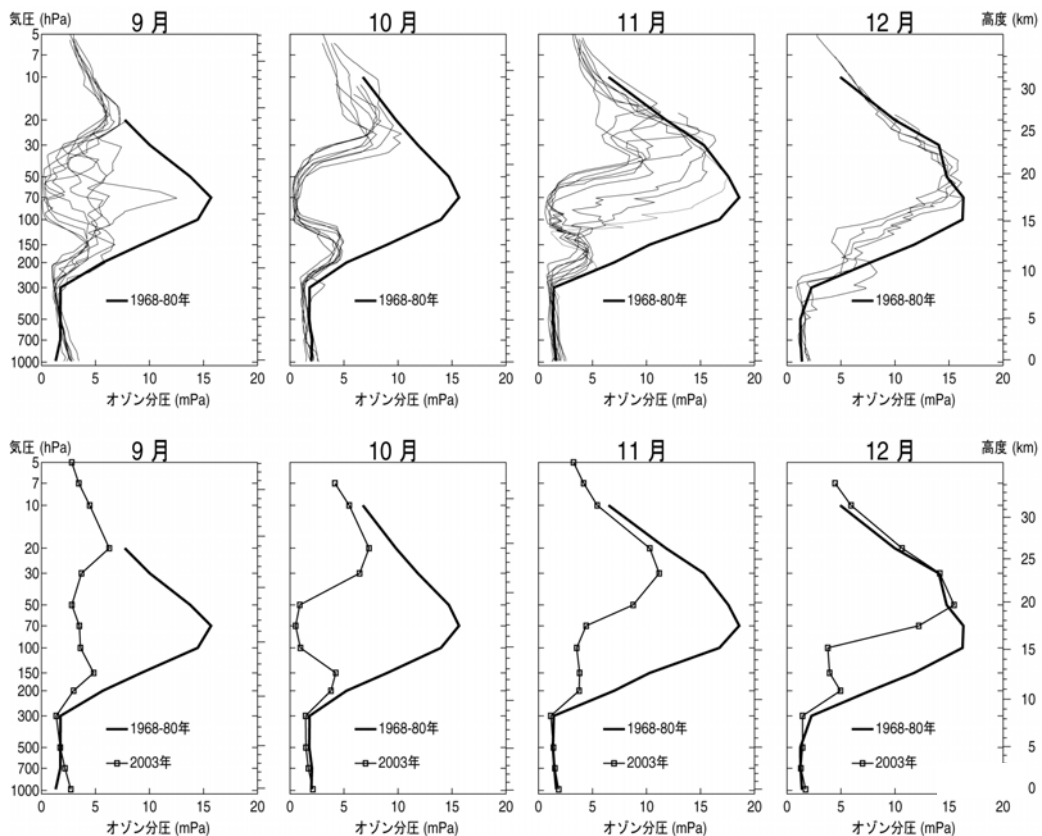


図 23 南極昭和基地におけるオゾン分圧の高度分布（2003 年 9～12 月）

2003 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ようになる以前（1968～1980 年）の平均オゾン高度分布。上段の細実線は 2003 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ようになる以前（1968～1980 年）の平均オゾン高度分布（図中の右よりの実線）。--は 2003 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 2003

(2) オゾンホール

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 2003 年 8～12 月のオゾン全量の日々の観測値を重ねて図 24 に示す。各観測点ごとにみると、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見ることができる。これによると、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月後半から 10月上旬にかけて最も減少し、100 m atm-cm 近い値を記録した。その後、10月以降上昇を始め、11月下旬には 220 m atm-cm を超えた。

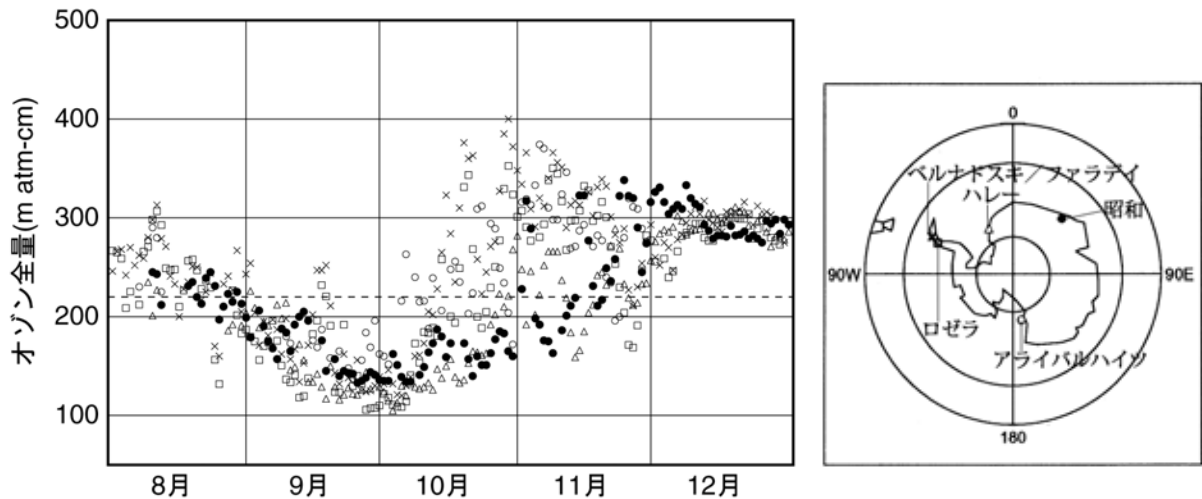


図 24 南極大陸上空のオゾン全量の地上観測値の分布（2003 年 8～12 月）

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 2003 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。アライバルハイツの 12 月は測器の較正点検のため観測できなかった。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 2003

イ．人工衛星による観測

図 25 - 1、25- 2 及び 25- 3 に、T O M S データにより作成した 1979 ~ 1994、1996 ~ 2003 年の 10 月及び S B U V / 2 により作成した 1995 年 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 250 m atm-cm 以下の領域が現れ、その後 1982 年には 220 m atm-cm、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、1998、1999、2001 年には 130 m atm-cm 以下の領域も現れている。

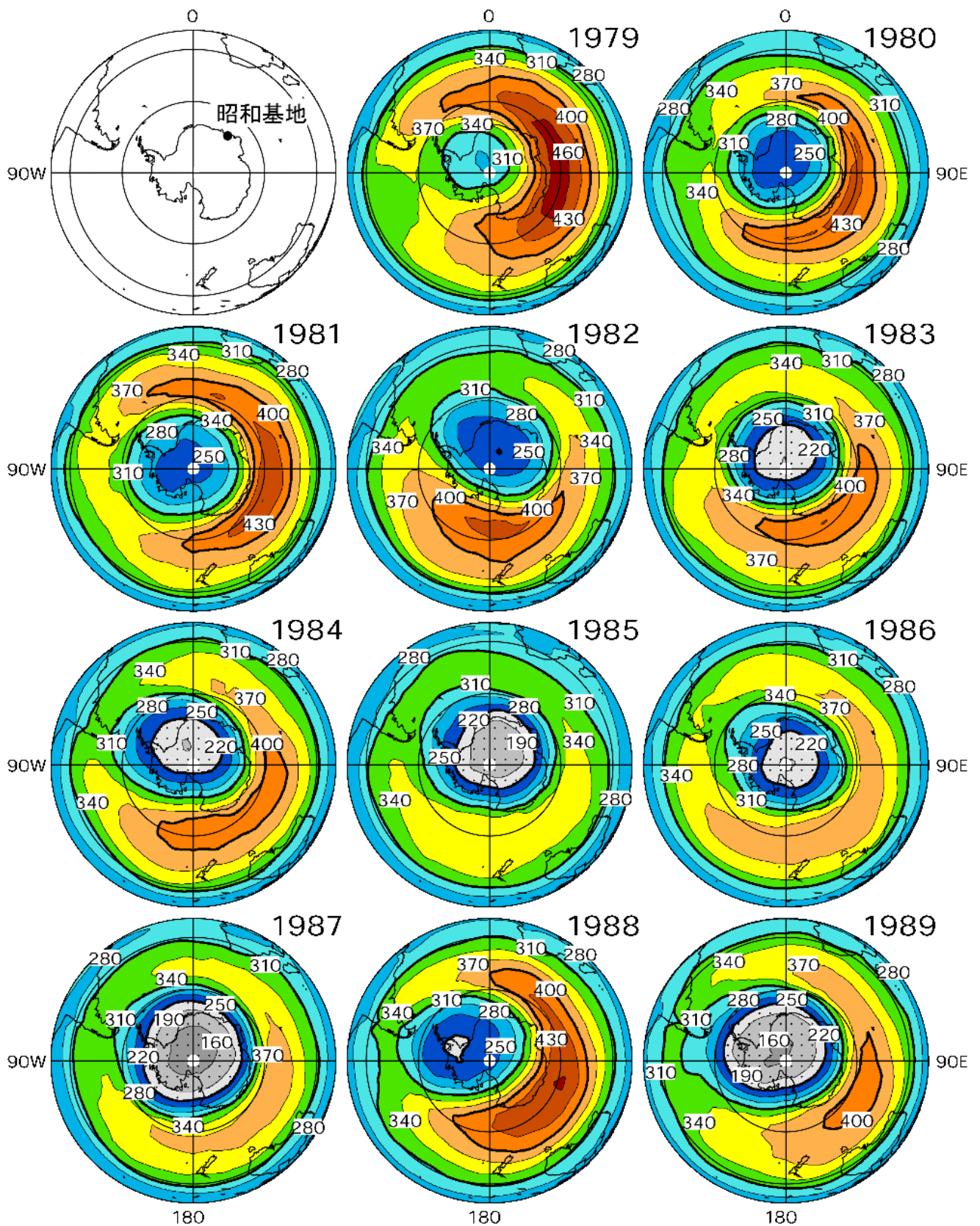


図 25 - 1 10月の月平均オゾン全量の南半球分布図 (1979~1989年)

NASA提供のTOMSデータを基に作成。等値線間隔は30 m atm-cm 毎。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 2003

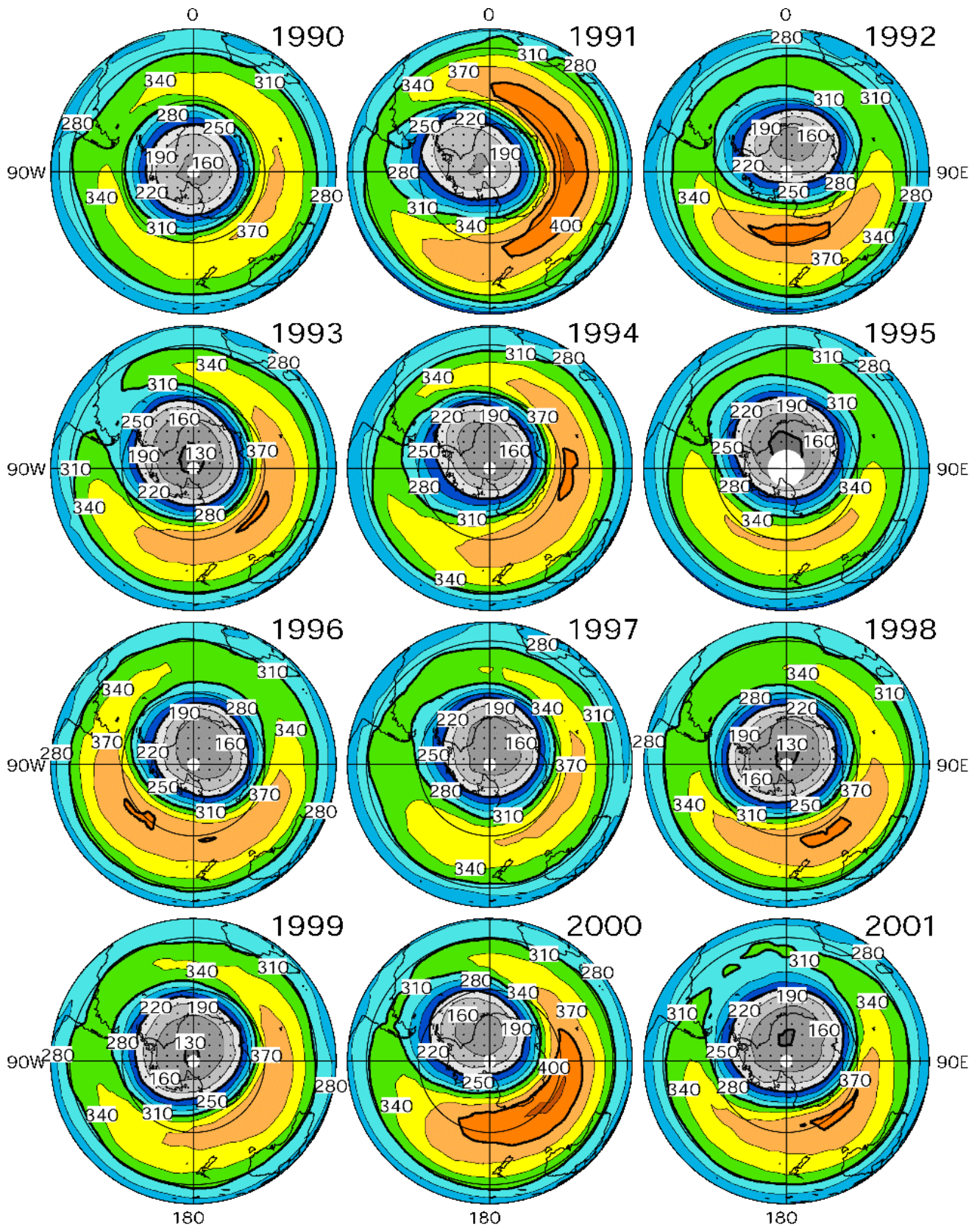


図 25 - 2 10月の月平均オゾン全量の南半球分布図（1990～2001年）

NASA提供のTOMSデータを基に作成。1993年は最新の処理方法によるデータが公表されていないため、古い処理方法から作成した図を参考に載せた。1995年はSBUV/2データを用いて作成。等値線間隔は30 m atm-cm毎。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 2003

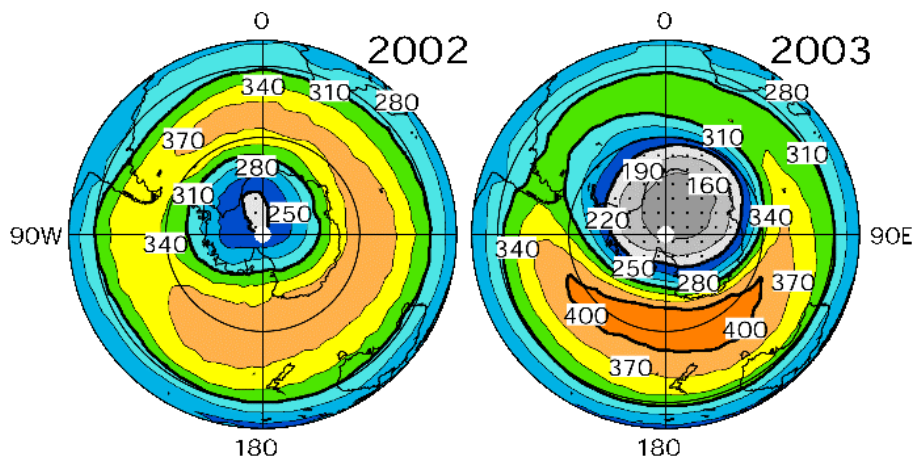


図 25 - 3 10月の月平均オゾン全量の南半球分布図(2002~2003年)

NASA提供のTOMSデータを基に作成。等値線間隔は30 m atm-cm 毎。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 2003

ウ．オゾンホール推移

図 26 に 2003 年のオゾンホールの規模の変化を示す。

これによると、2003 年のオゾンホールは 8 月下旬に急速に拡大し、9 月 24 日に 2003 年の最大面積 (2,868 万 km²、過去 2 位) を記録し、その後は急速に規模を縮小して 12 月 8 日に消滅した。

オゾン欠損量 (破壊量) も、面積同様の推移を示し、2003 年のオゾン欠損量の最大値は 9,960 万トン (9 月 25 日、過去最大。これまでの最大値は 2000 年の 9,622 万トン) であった。2003 年の最低オゾン全量は、9 月 28 日に記録し、97 m atm-cm であった。このように、2003 年のオゾンホールは面積、欠損量ともに過去最大級となった。

図 27 には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 月をまたいで変動している。2003 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 28 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。これらによればオゾンホールの規模は、やや鈍化したものの長期的には拡大の傾向が続いており、2003 年のオゾンホールは最大面積が過去 2 位、オゾン欠損量が過去最大となるなど回復の兆しは見られない。なお、2002 年に観測されたオゾンホールの規模の縮小は、南極域上空成層圏のこの年の特異な気象条件によるものであり、同様の原因による変動は今後も起こり得る。

図 29 には 2003 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。2003 年の 5 ~ 10 月の南極域の最低気温は、6 ~ 7 月の一時期に累年平均 (1988 ~ 2002 年の平均) を下回ったことを除けば、累年平均並かこれを上回って推移した。しかし、-78 以下の領域の面積は、5、7 月の一時期と 9 月下旬以降を除けば、累年平均を上回ることが多く、特にオゾンホールが発達する 7 月下旬から 9 月中旬にかけては大きく上回る値となった。ここでは示さないが、9 月上旬までは例年に比べて極渦の形が円形に近く、安定していたことが広い低温域を作ったと考えられる。なお、10 月以降は極渦の形は変形し不安定になった。

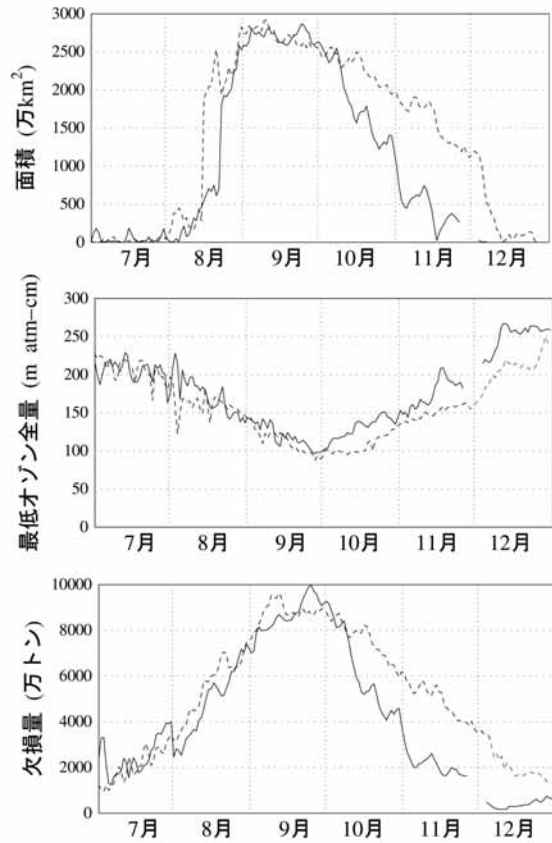


図 26 オゾンホール規模の変化 (2003 年 7 ~ 12 月)

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量をそれぞれ示す。実線は 2003 年の値を示し、破線は 1978 年から 2002 年までの観測値のうち、最大値 (面積、欠損量) 及び最小値 (最低オゾン全量)。NASA 提供の TOMS データを基に作成。なお、11 月 27 日から 12 月 3 日まで、機器の不具合により TOMS データは得られてない。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

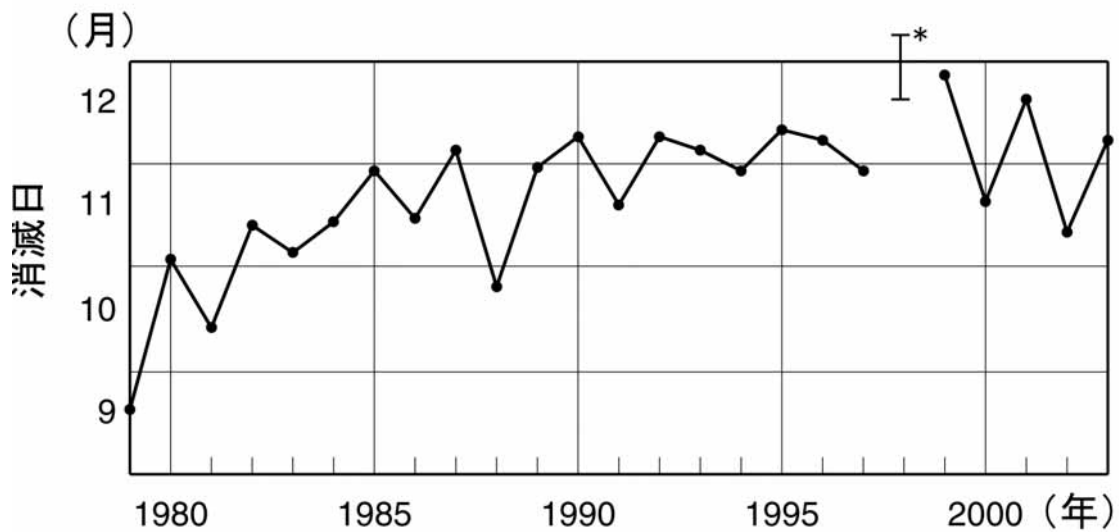


図 27 オゾンホール消滅時期の推移 (1979 ~ 2003 年)

1979 ~ 2003 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。1995 年については SBUV / 2 のデータを基に作成。なお、1998 年のオゾンホールの消滅は 12 月 16 日以降 (1 月 2 日以前) であるが衛星のデータで得られなかったため、詳細な期日は不明 (*)。

(出典) 気象庁 オゾン観測報告 2003

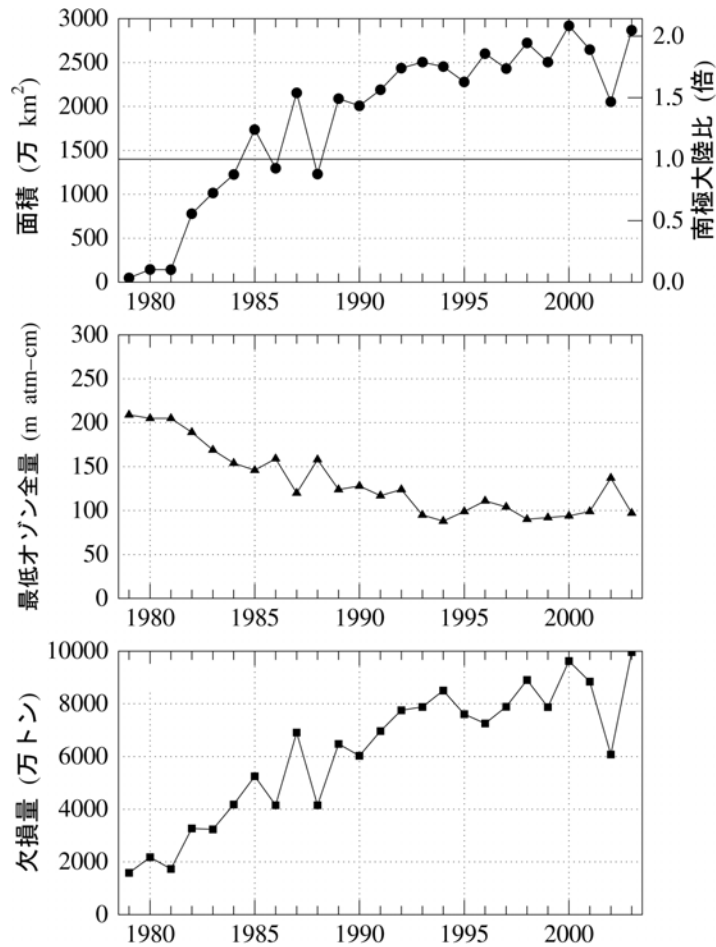


図28 オゾンホール要素の経年変化 (1979~2003年)

上段から、オゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量の年極値の経年変化。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。1995 年については TOVS のデータを基に求めた。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

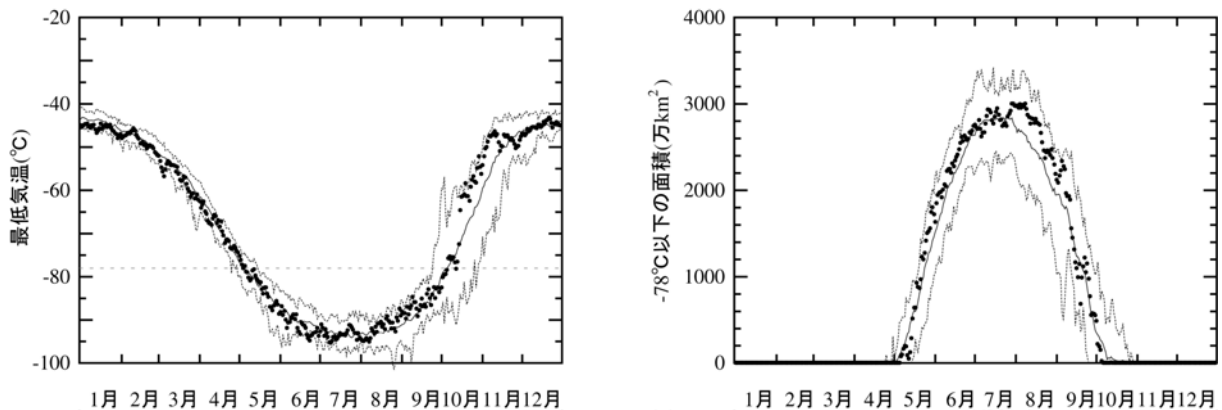


図29 南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が-78 以下の領域の面積の推移

南緯 60 度以南の 30hPa (高度約 24km) 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 2003 年の値、実線は 1988~2002 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 2003

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30は、TOMSデータによる、3, 4月の2ヶ月平均の北半球高緯度域オゾン全量偏差の経年変化を示している。これによれば、1990年以降オゾン量は年々の変動が大きくなり、1990年、1993年、1997年、2000年には、1979年から1992年までの平均値に対して、40 m atm-cmを超える顕著なオゾン減少がみられた。20 m atm-cm以上のオゾン減少は12年のうち6回現れており、北半球高緯度域でのオゾン減少が1990年以前に比べ明瞭である。2003年春季にも、20 m atm-cmを超えるオゾン減少が見られた。また、WMO/UNEP科学パネル報告書(2002年)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31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、1996、1997、2000年に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く、オゾン全量偏差と逆相関の関係にあることが挙げられる。

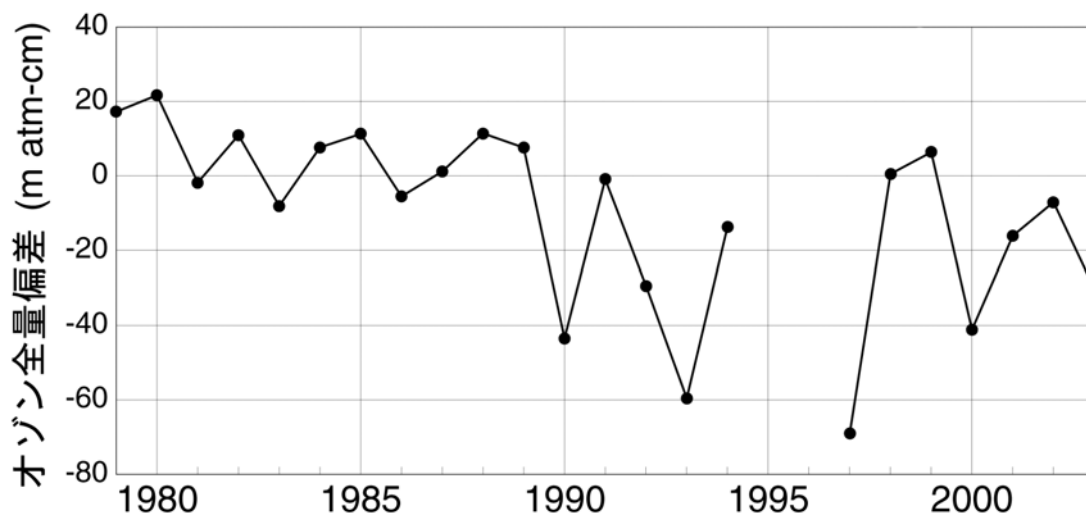


図30 北半球高緯度域の3、4月のオゾン全量偏差の推移

北半球高緯度域(60-90°N)の3、4月の平均オゾン全量の参照値(1979-1992年)からの偏差を示す。NASA提供のTOMSデータから評価。なお、1995、1996年はTOMSデータがない。
(出典)気象庁 オゾン層観測報告2003

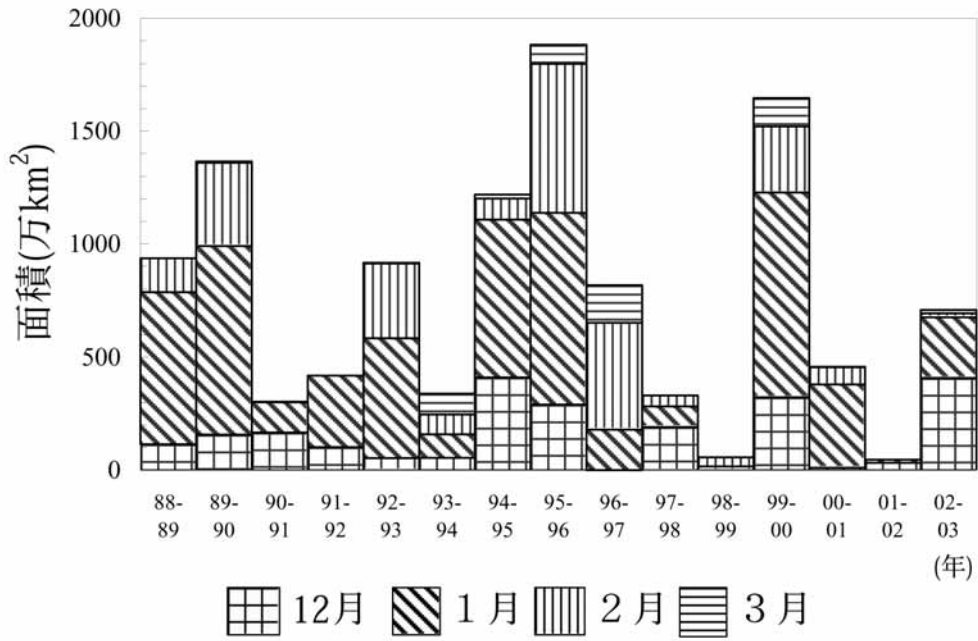


図 31 北半球高緯度域の低温域の面積の月平均値の年変化

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 以下の領域の面積の 12 ~ 3 月の月平均値の推移。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 2003

図 32 は、2002 年及び 2003 年の北極域の成層圏の気温と -78 以下の低温域の面積の推移を示している。これによると、2002 年 12 月上旬から 2003 年 1 月中旬、2 月上旬、2 月下旬から 3 月上旬にかけて、成層圏の気温が極域成層圏雲が出現する目安となる -78 を下回っていた。グリーンランドから北欧でのオゾン全量の負偏差領域の出現時期と最低気温が -78 を下回っている時期と場所が対応していること、2002 年 12 月に、ノルウェー上空で極域成層圏雲が観測されたことがノルウェー大気研究所から報告されていることから、これらの領域で不均一相反応によるオゾン減少が起こったと考えられる。また、カナダ北部で見られた負偏差領域については、北欧上空にあった極渦がカナダ上空も覆ったため、極渦内部のオゾンの少ない空気塊がカナダ上空に移流したものと考えられる。

北極域は南極域と違って安定した極渦が発達しにくく、その年の気象状況によって、低温域が広がったり狭かったりと変動しやすい。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る。

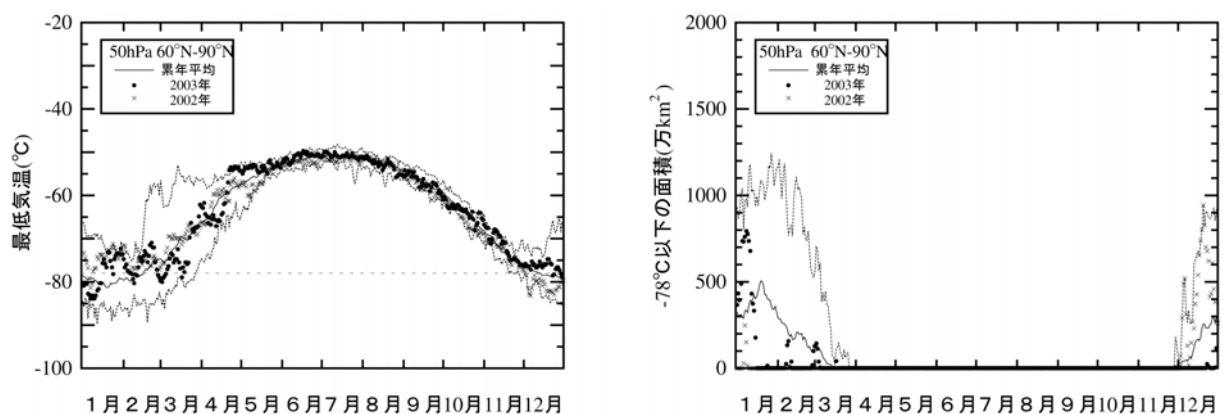


図 32 北半球高緯度域の下部成層圏の最低気温及び気温が -78 以下の領域の面積の推移
(北緯 60 度以北 : 2002 年及び 2003 年)

北緯 60 度以北の 50hPa (高度約 19 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 2002 年、● は 2003 年の日々の値を示す。実線は 1988 年～2002 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 2003

. 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33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(CH_3CCl_3)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(局地的汚染を受けない観測地点)においては、1990年のCFC-11、12、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。

この他、大気中寿命の短い1,1,1-トリクロロエタンについては、製造等の規制が始まった1993年以降急速に減少している。

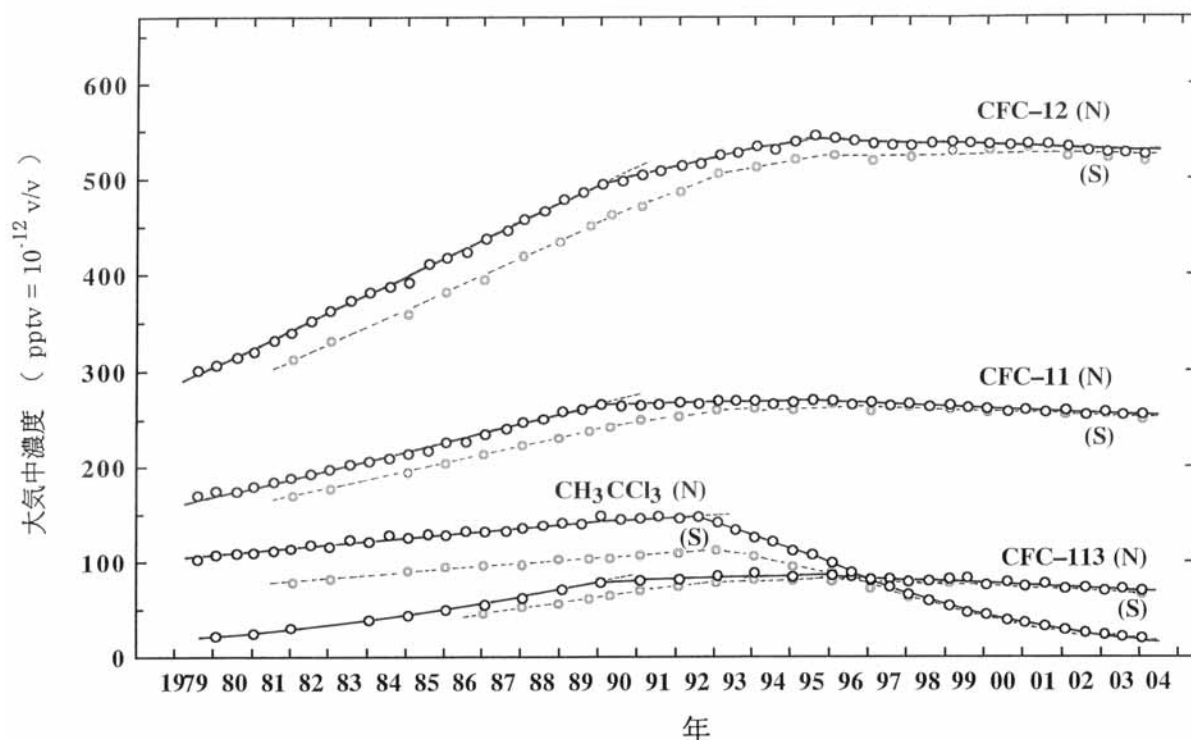


図33 北半球中緯度(北海道)及び南半球(南極昭和基地)における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

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

【Y.Makide, et al.; Bull. Chem. Soc. Jpn., 60, 571(1987)よりデータ更新】

* それぞれの特定物質の概要は参考資料 オゾン層破壊物質等の概要(p.117)参照。

一方、H C F C -22 については、引き続き大気中濃度が増加しているが（図 34）、代替フロンとして最近利用が増加したH C F C -142b（図 35-1）、H C F C -141b（図 35-2）及びH F C -134a（図 36）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*。

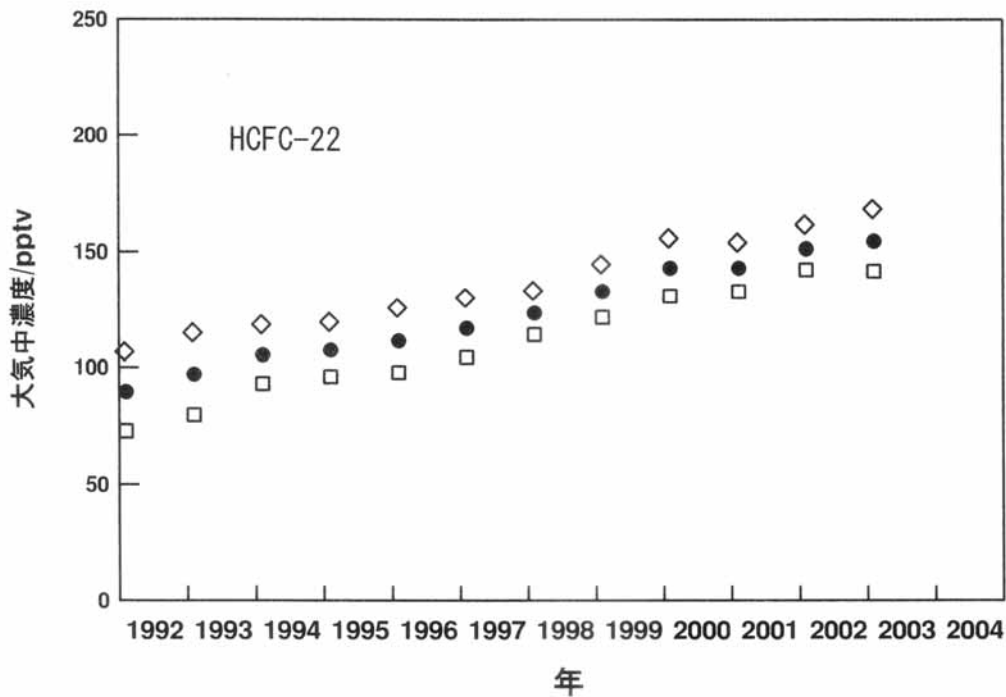


図 34 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における H C F C -22 の大気中平均濃度の経年変化

：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

【T. Shirai and Y. Makide; Chem. Lett., 27, 357(1998)よりデータ更新】

* H C F C 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弱いことから近年 C F C の代替として多く使用され始めた。また、H F C は、オゾン層を破壊しないと考えられており、同様に近年 C F C 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しても問題になりつつある。なお、H F C 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。

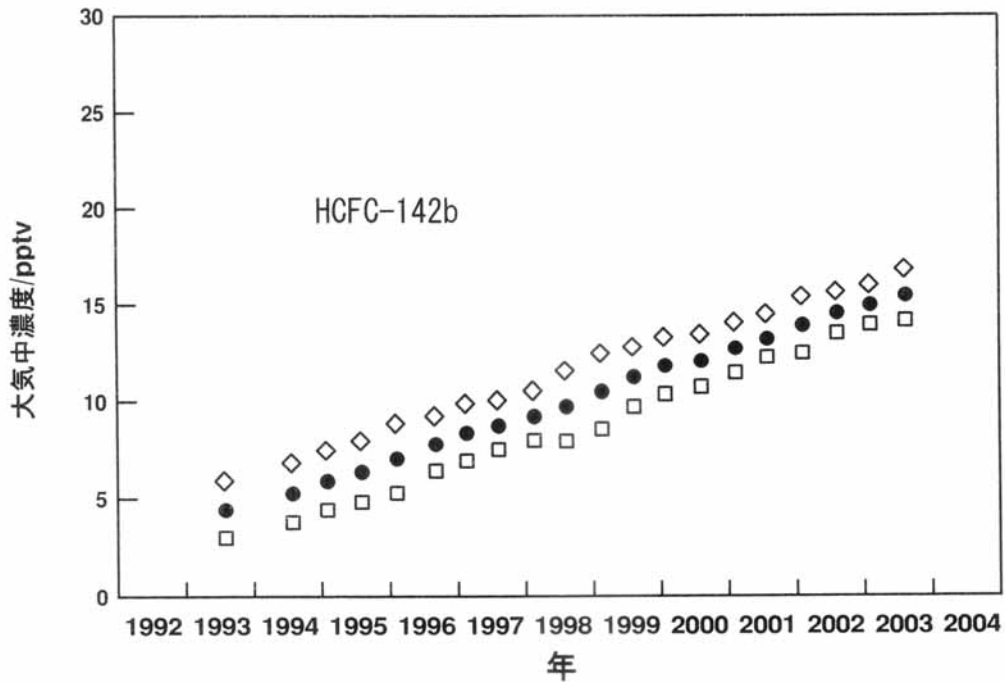


図 35- 1 北半球中緯度 (北海道)及び南半球(南極昭和基地)における H C F C -142 b の大気中平均濃度の経年変化

：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
 【T. Shirai and Y. Makide; Chem. Lett., 27, 357(1998)よりデータ更新】

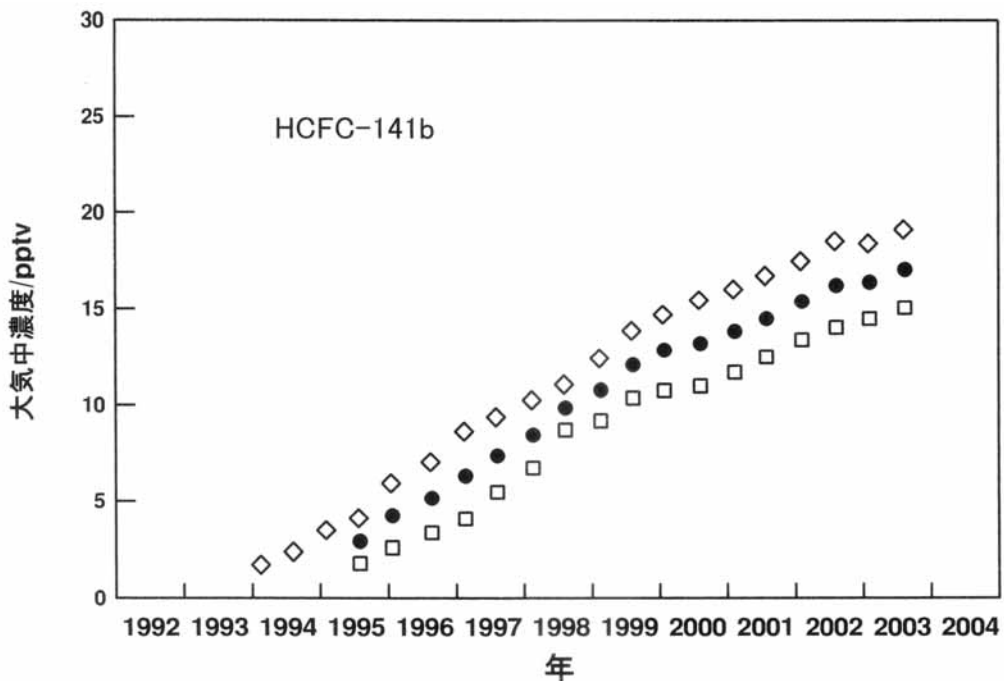


図 35- 2 北半球中緯度 (北海道)及び南半球(南極昭和基地)における H C F C -141 b の大気中平均濃度の経年変化

：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
 【T. Shirai and Y. Makide; Chem. Lett., 27, 357(1998)よりデータ更新】

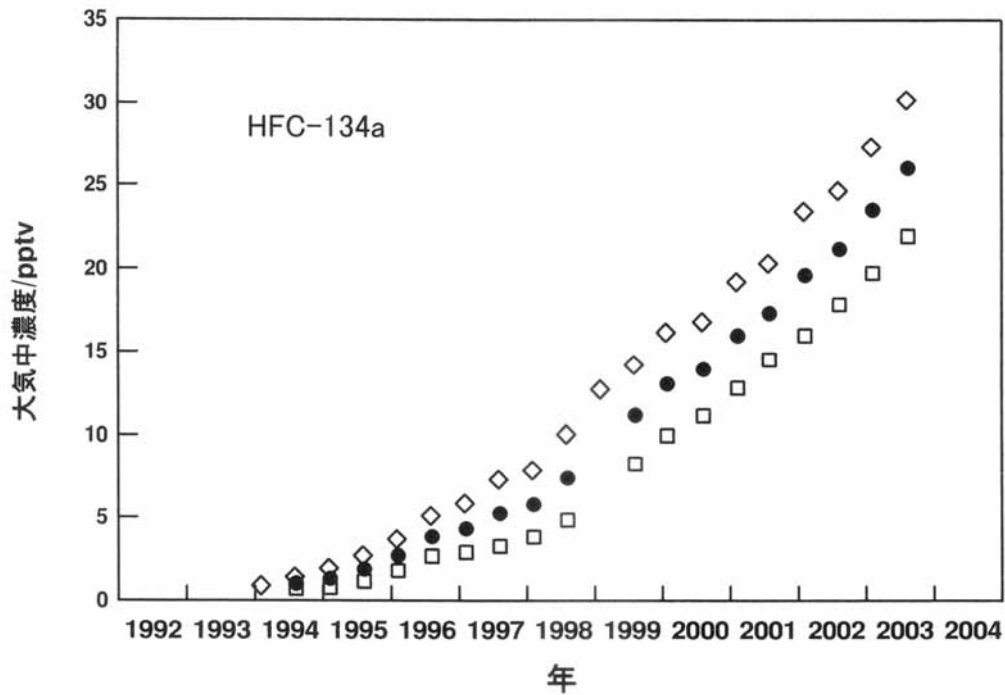


図 36 北半球中緯度 (北海道)及び南半球(南極昭和基地)における H F C - 134 a の大気中平均濃度の経年変化

：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

【T. Shirai and Y. Makide; Chem. Lett., 27, 357(1998)よりデータ更新】

表3は、環境省が1988年度（四塩化炭素については1989年度、H C F C -22及びH C F C -142bについては1992年度、H F C -134a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C F C -11、C F C -12、C F C -113、C F C -114、C F C -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、H C F C -22、H C F C -142b及びH F C -134aの13物質の大気中平均濃度の測定結果であり、これを図37～図42に示す。

これらの結果も、C F C -11、C F C -12、C F C -113、1,1,1-トリクロロエタン、H C F C類及びH F C -134aについては、図33～図36とほぼ同様の傾向を示している。C F C -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。C F C -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。

ハロン1211の大気中平均濃度は、引き続き増加している。ハロン1301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。ハロン2402の大気中平均濃度は近年はほとんど変化していない。

このほか、臭化メチルの大気中平均濃度については、国立環境研究所によって1996年以降にカナダで観測されているデータを見ると、減少傾向を示している（図43）。

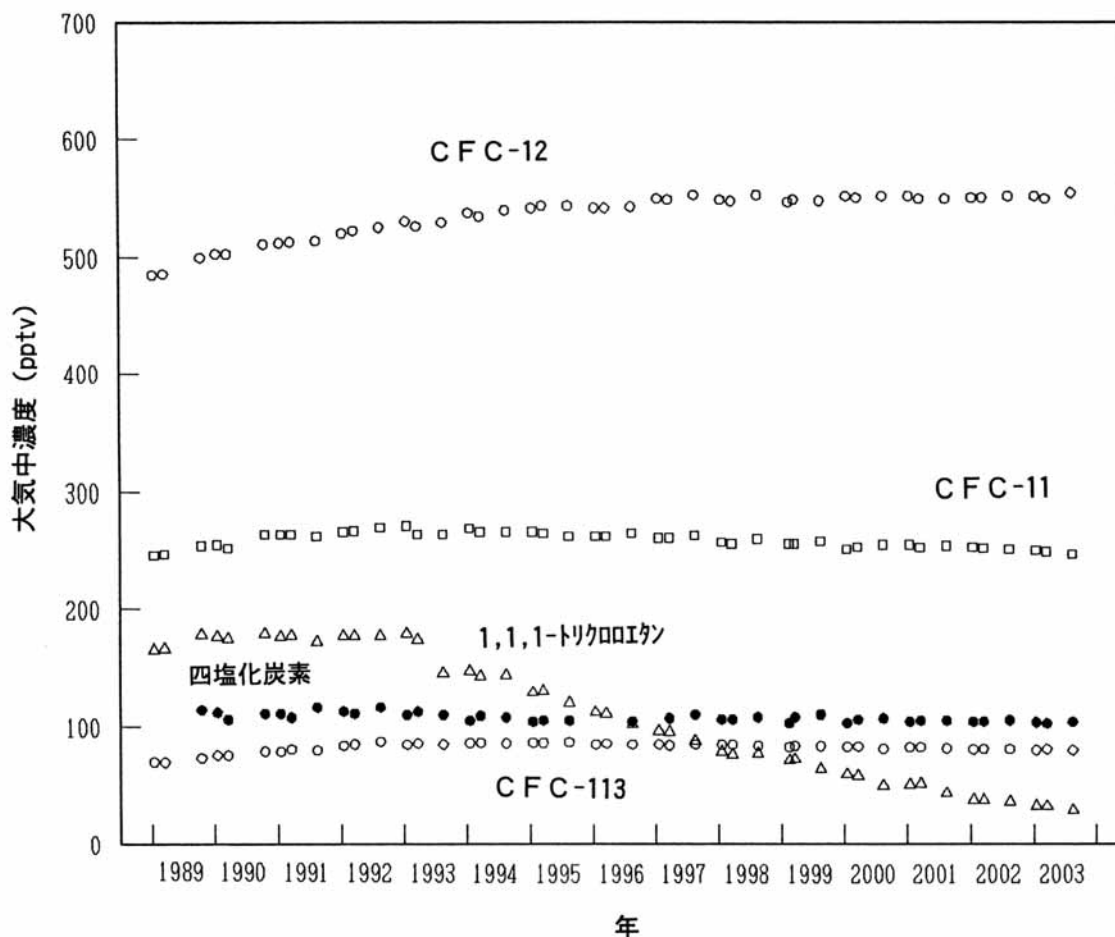


図37 北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

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15年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

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		HCF1211	
		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

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		HON1301		HON2402		1,1,1-トリクロロエタン		四塩化炭素		HCFC-22		HCFC-142b	
		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	4.5	0.7
1993年	1月	2.6	0.03	0.51	0.01	177	10	110	2	112	6	5.4	0.4
	3月	2.6	0.06	0.54	-	174	9	113	4	114	7	5.4	0.4
	8月	2.6	0.02	0.50	0.01	146	4	110	5	114	5	6.3	0.7
1994年	1月	2.7	0.01	0.52	0.02	147	6	105	2	120	5	7.0	0.5
	3月	2.6	0.06	0.51	0.03	143	2	109	2	121	2	6.6	0.3
	7月	2.7	0.05	0.53	0.01	144	11	108	2	120	3	7.4	1.1
1995年	1月	2.7	0.05	0.54	0.01	129	2	104	3	123	4	7.8	0.7
	3月	2.7	0.04	0.53	0.02	130	2	105	3	124	2	7.7	0.4
	8月	2.7	0.09	0.54	-	120	2	101	2	125	4	8.5	0.6
1996年	1月	2.8	0.07	0.54	-	112	1	-	-	128	3	9.4	0.5
	3月	2.8	0.06	0.54	0.01	111	2	-	-	127	5	9.6	0.4
	8月	2.8	0.02	0.53	0.01	102	7	104	1	133	5	9.9	0.9
1997年	1月	2.9	0.04	0.53	-	96	1	-	-	134	3	9.9	0.4
	3月	2.8	0.03	0.54	-	95	1	107	1	133	5	10.0	1.1
	8月	2.9	0.05	0.54	0.02	88	4	110	5	137	3	10.4	2.1
1998年	1月	2.9	0.08	0.53	-	78	2	106	4	136	2	11.2	0.6
	3月	3.0	0.07	0.52	0.01	76	1	106	3	138	3	10.8	1.1
	8月	2.9	0.05	0.53	0.03	77	2	108	2	142	3	11.6	0.2
1999年	2月	2.9	0.06	-	-	70	2	103	1	150	2	12.0	0.4
	3月	2.9	0.04	0.53	0.03	72	2	108	3	150	2	12.2	0.6
	8月	2.9	0.03	0.52	0.02	64	1	110	4	149	7	11.5	0.5
2000年	2月	2.9	0.03	0.53	0.02	59	1	103	2	150	3	13.2	0.4
	3月	2.9	0.06	0.51	0.02	58	2	106	1	150	1	12.8	1.1
	8月	3.0	0.04	0.52	0.02	50	2	108	1	153	2	13.4	0.6
2001年	1月	3.0	0.02	0.51	0.03	50	1	105	1	157	2	14.4	0.3
	3月	3.0	0.03	0.51	0.02	51	1	105	1	158	2	14.1	0.6
	8月	3.1	0.03	0.50	0.01	43	1	105	1	157	3	14.1	0.2
2002年	1月	3.1	0.01	0.50	0.03	38	1	104	1	158	2	15.3	0.5
	3月	3.1	0.06	0.51	0.03	37	1	104	1	158	2	15.4	0.5
	8月	3.1	0.05	0.50	0.03	36	1	106	1	163	2	15.2	0.6
2003年	1月	3.2	0.02	0.51	0.02	32	1	104	2	166	1	15.4	0.6
	3月	3.2	0.03	0.50	0.01	32	1	103	1	163	1	15.9	0.6
	8月	3.2	0.02	0.50	0.02	28	1	104	1	168	3	15.5	0.6

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-134a	
		濃度	標準偏差
2000年	8月	17	0.4
2001年	1月	20	1.0
	3月	20	1.2
	8月	21	0.6
2002年	1月	24	1.0
	3月	24	1.3
	8月	26	0.4
2003年	1月	29	0.8
	3月	29	2.0
	8月	31	1.0

結果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）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15年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

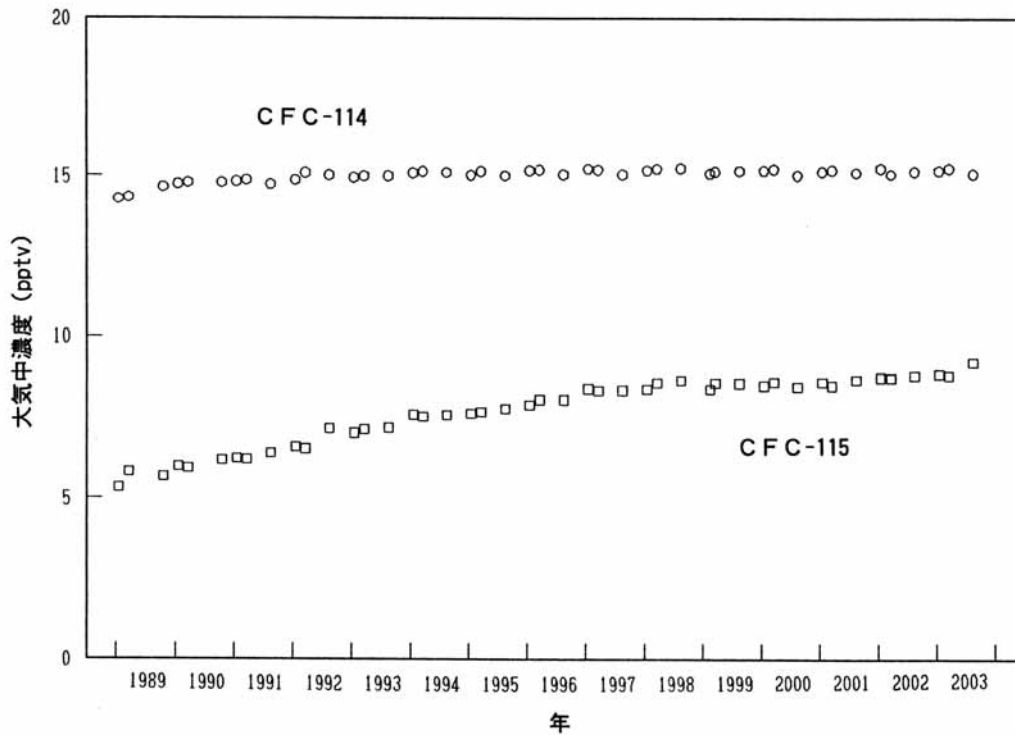


図 38 北海道における C F C - 114 及び C F C - 115 の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4 ~ 6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 15 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

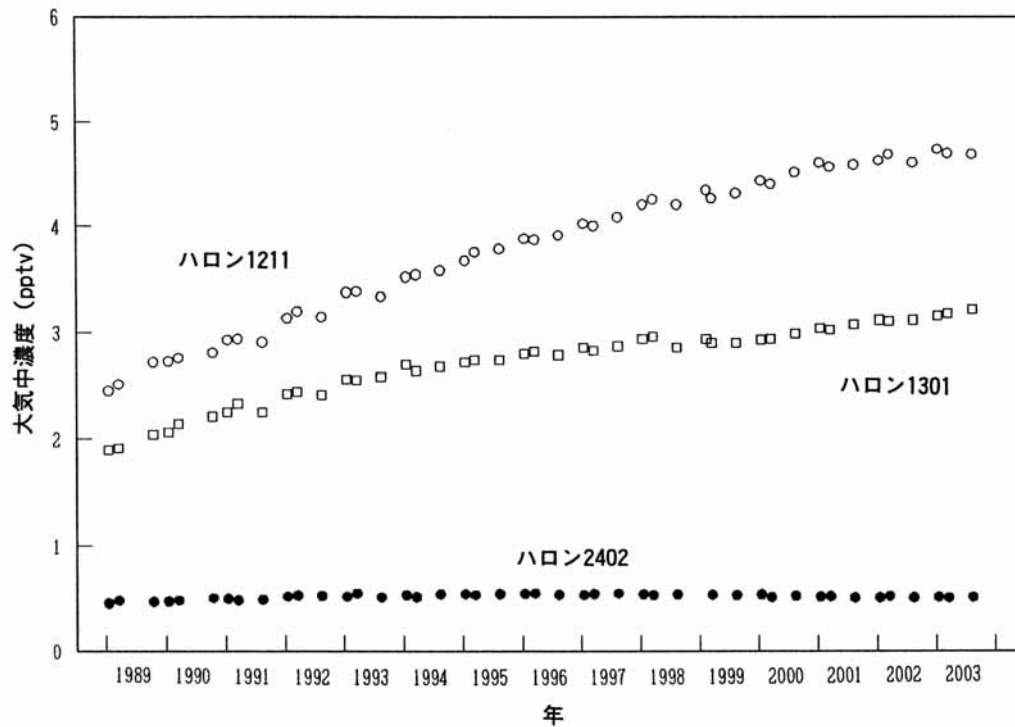


図 39 北海道におけるハロン 1211、ハロン 1301 及びハロン 2402 の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4 ~ 6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 15 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

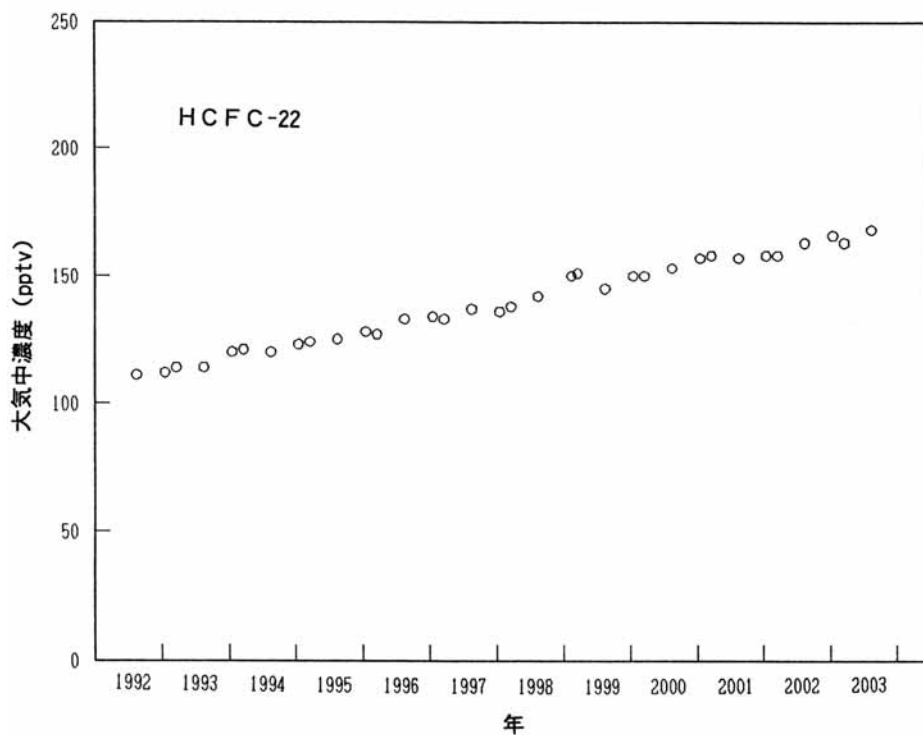


図 40 北海道におけるHCFC-22の大気中平均濃度の経年変化
各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4 ~ 6、nは1プロット当たりの試料数)
(出典) 環境省 平成 15 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

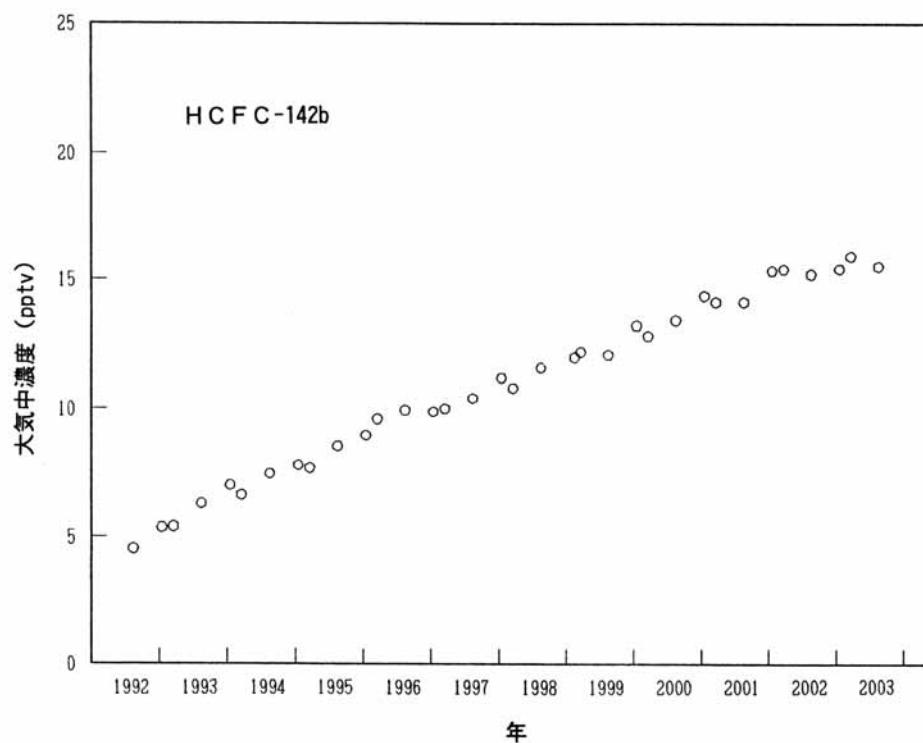


図 41 北海道におけるHCFC-142bの大気中平均濃度の経年変化
各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 3 ~ 6、nは1プロット当たりの試料数)
(出典) 環境省 平成 15 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

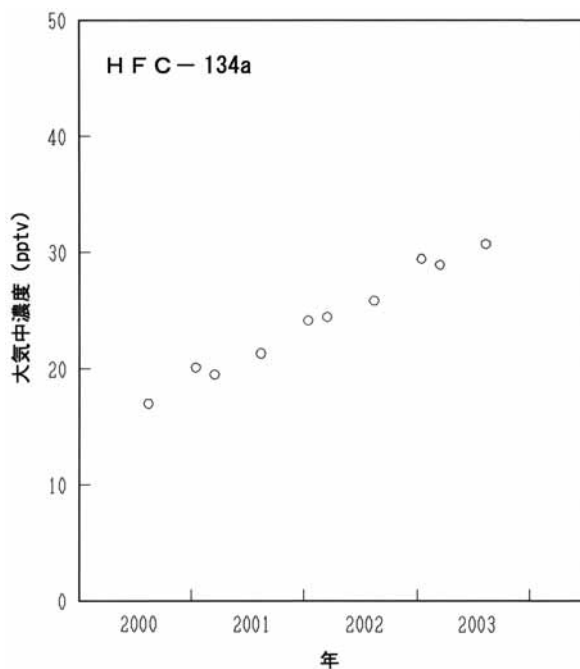


図 42 北海道における H F C - 134a の大気中平均濃度の経年変化
 各プロットは各月の測定結果の平均値 (n = 4 ~ 6、n は 1 プロット当たりの試料数)
 (出典) 環境省 平成 15 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

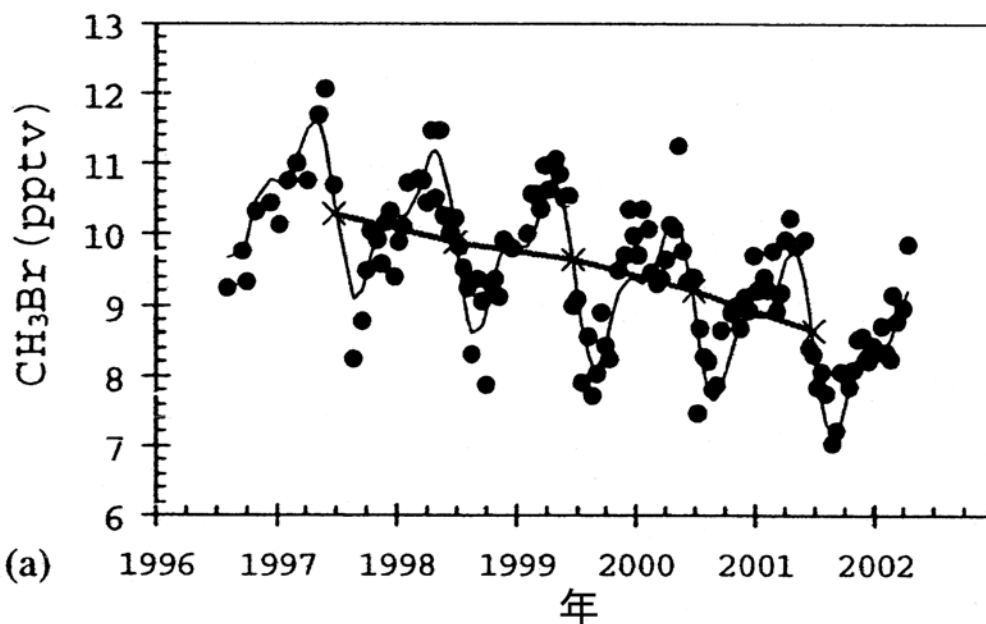


図 43 臭化メチルの大気中濃度
 上図は 1996 年 8 月から 2002 年 4 月までカナダのアラート (北緯 82.5 °) で観測されたデータ。x は年
 平均値。
 (出典) Y.Yokouchi et al. : Atmospheric Environment, Vol.36(2002)

(2) 全地球平均濃度

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、これらの物質の全地球平均（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。しかし最近では、いずれも、全地球平均濃度でも減少傾向がみられる。これに反して、代替フロンについては、全地球平均濃度の増加傾向が近年むしろ顕著になっている。

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*。

2002年のWMO/UNEP科学パネル報告書では、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に相当するとされた。さらに、HCFCについて、2000年には人為起源気体からの下層大気塩素総量の6%を占めており、HCFC起源の塩素量の増加率は、1996～2000年の期間で一年当たり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4及び、図44-1及び44-2に、1991年度から2003年度までの測定結果を示す。5物質とも次第に北海道における大気中濃度のレベルに近づきつつある。また、四塩化炭素を除いてどの物質の濃度も11月から12月にかけて高くなる傾向が認められるが、最近では1994年頃までのような顕著な変動は収まっており、徐々に変動の幅が小さくなってきている。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。

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

表4 川崎市における特定物質の大気中濃度

(単位: ppbv)

調査期間	特定物質	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

調査期間	特定物質	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

調査期間	特定物質	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

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15年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

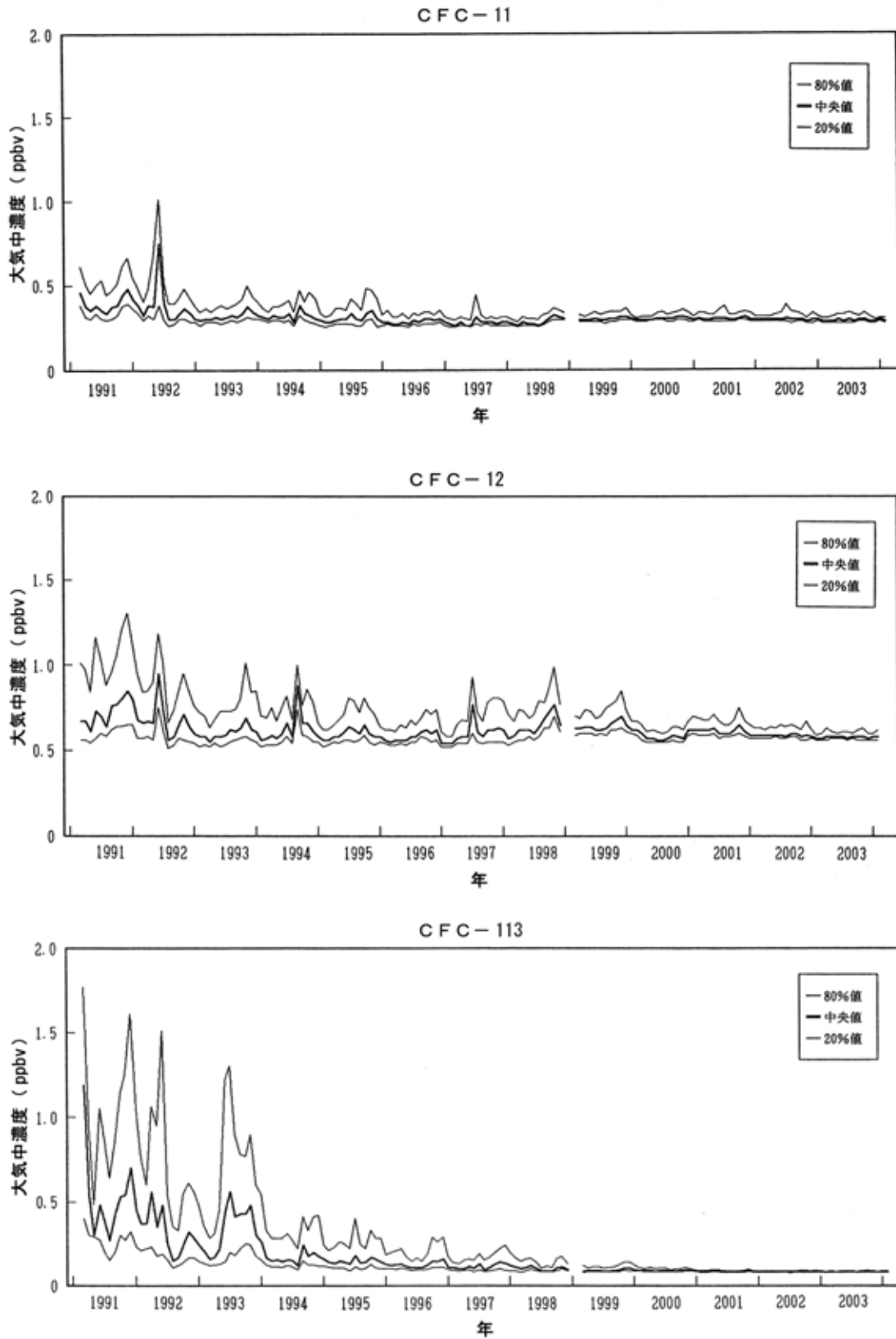


図 44 - 1 川崎市における特定物質の月別濃度の推移
 (出典) 環境省 平成 15 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

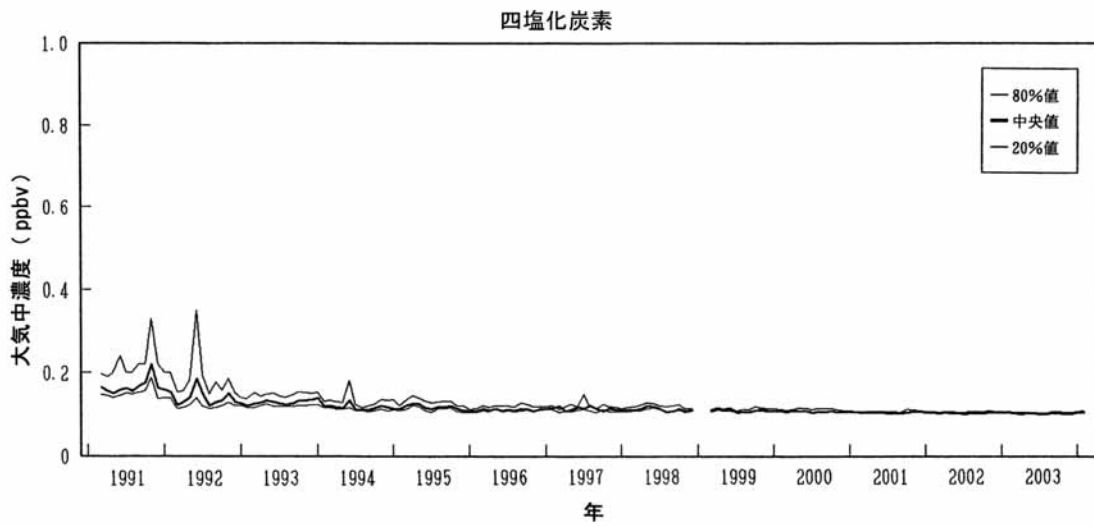
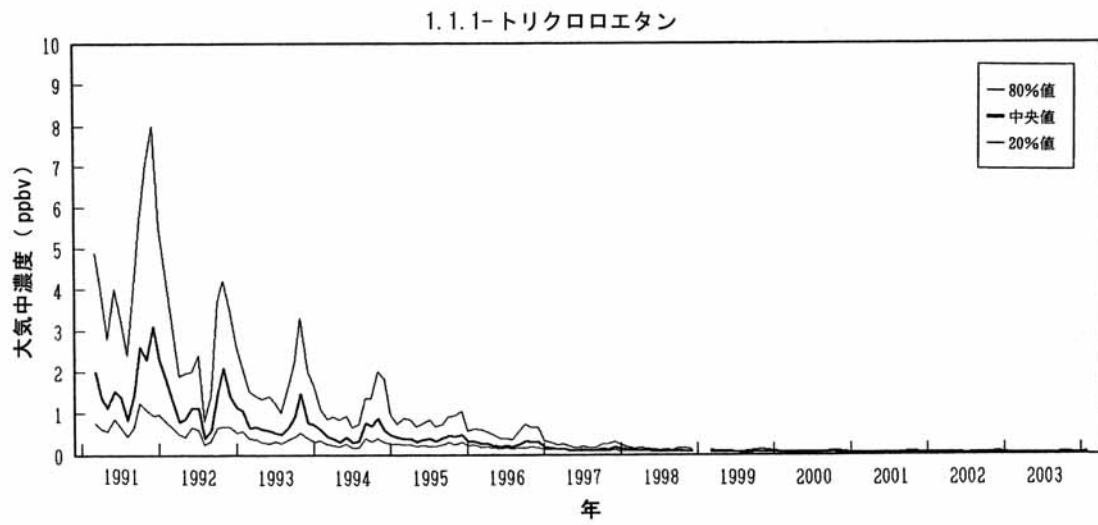


図 44 - 2 川崎市における特定物質の月別濃度の推移
 (出典) 環境省 平成 15 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

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45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は紫外光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。

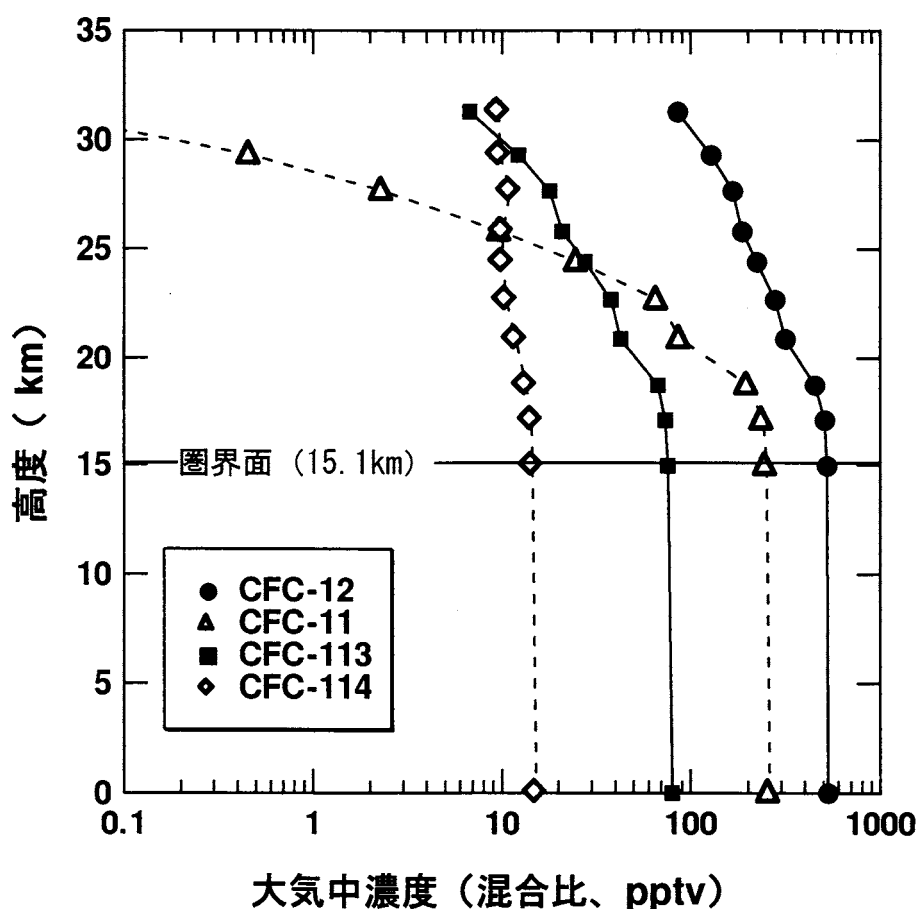


図 45 三陸上空におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114の高度分布
(2000年8月28日)

(出典) 東京大学巻出研究室測定結果

【Y. Makide, et al.; Bull. Chem. Soc. Jpn., 60, 1540(1987)よりデータ更新】

. 太陽紫外光の状況

気象庁では、1990年1月よりつくばで、また、1991年1月より札幌、鹿児島^{*1}、那覇で、波長別紫外域日射観測を実施している。図46の上段は、これら4地点におけるUV-B波長域の積算量であるUV-Bの日積算値の推移を示したものである。UV-Bの日積算値は天候（雲量）、オゾン全量、大気混濁度により変化するので、これらに変化がなければ、太陽高度の季節変動に伴い、図の観測値分布の上側の境界にほぼ沿った季節変動をするものと考えられる。なお、図で観測値（点）が大きくばらついている原因は主に雲の影響である。

太陽紫外光（水平面に天空全体から入射する紫外域日射量）は、UV-Bの領域では波長が長い方に向かって強度が急勾配で増す。したがって、290～315nmの範囲のUV-Bの日積算値の変化には、主として、オゾンによる吸収効果の余り強くない波長310～315nmの範囲の成分の変化が強く反映し、オゾン全量の変化に敏感な300nm以下の成分の変化は余り明瞭には現れない。そこでオゾン全量の変化に敏感な300nmの紫外光の日積算値の推移を図46の下段に示す。観測を開始した1991年以降を見ると、UV-B量^{*2}の長期的な変化傾向は現在のところ必ずしも明瞭ではない。

次に、観測した波長別の紫外域日射量（290～325nm）にCIE作用スペクトル^{*3}（図47）の重みを掛けて積分し、観測していない325nmから400nmはモデル計算値を使用して求めたCIE紫外域日射量の日積算値の変動を図48に示す。この変動の状況も、300nmについて求めたものと同様な変化傾向を示した。また、これについて、日積算値が2kJ/m²^{*4}を超えた日数の経年変化を図49に示す。経年変化は各測定地点毎に異なり、UV-Bの日積算値同様、1991年以降では、長期的な変化傾向は現在のところ明瞭ではない。このように、紫外域日射の各量に明瞭な変化傾向が見られないことは、1990年以降について日本上空のオゾン全量に顕著な傾向が見られないことと対応している。しかし、1990年代のオゾン全量は1970年代と比較すると明らかに減少していることから、観測地点、季節によっては1990年代に観測されたUV-B量は1970年代と比較すると最大で8%程度増加しているものと考えられる。WMO/UNEP科学パネル報告書（2002）によれば、現在の南北両半球中高緯度の10箇所以上の観測点において、1980年前半よりUV放射量が6～14%増加したとしている。

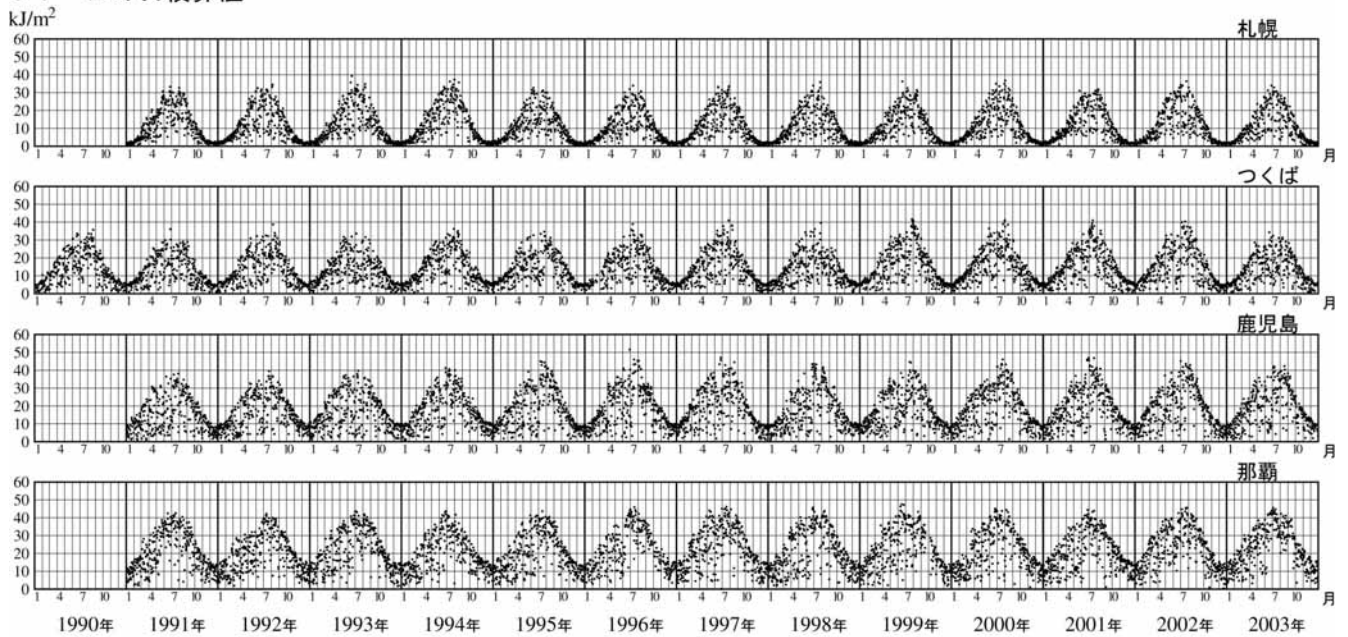
*1鹿児島では、庁舎の移転に伴い1994年2月に測定場所を移動したため、紫外域日射データの経年変化にその影響が含まれていないかどうかを現在検討中である。

*2気象庁の観測では、波長290～315nmの範囲の紫外域日射を波長積分した量をUV-B量とする。

*3紫外域日射の生物に与える影響度は波長によって異なることを考慮し、波長別の影響度を表すものとして提案されたスペクトル関数で、広く用いられているもの。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であるが、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。

*4スキントイプ（欧米人に代表される赤くなりやすく、色素沈着を起こさないタイプ）の人の1MED（24時間後に皮膚がうっすらと赤くなる（紅斑）に必要な最小紫外線量）の10倍に相当する紫外線量

UV-Bの日積算値



波長 300nm 日射量の日積算値

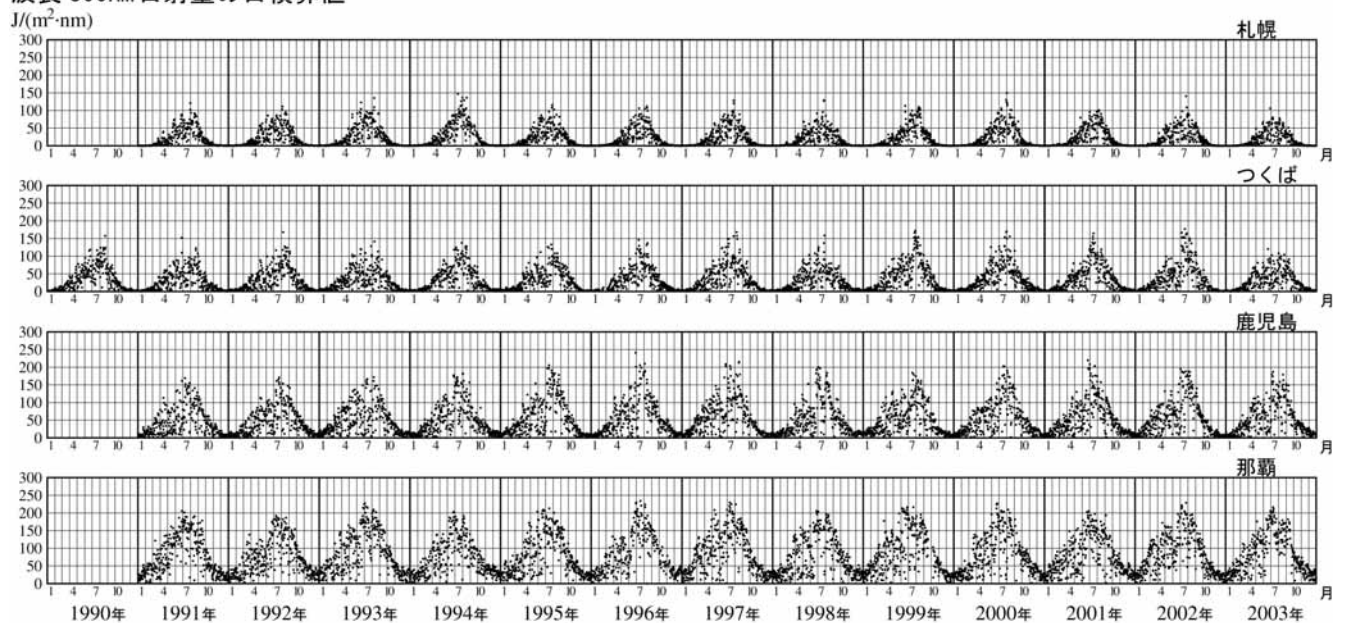
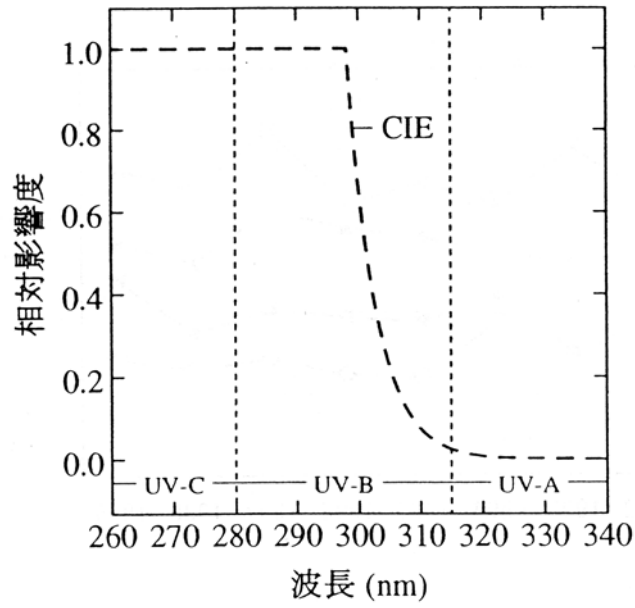


図 46 UV-B (上) と波長 300nm 日射量 (下) の日積算値 (1990 ~ 2003 年)

上から順に札幌、つくば、鹿児島、那覇における観測値。つくばについては 1990 年から 2003 年まで、札幌、鹿児島、那覇については 1991 年から 2003 年までのデータ。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003



$$e(\lambda) = \begin{cases} 1.0, & 250\text{nm} < \lambda < 298\text{nm} \\ 10^{0.094(298-\lambda)}, & 298\text{nm} < \lambda < 328\text{nm} \\ 10^{0.015(139-\lambda)}, & 328\text{nm} < \lambda < 400\text{nm} \end{cases}$$

e : 相対影響度 λ : 波長

図 47 紫外域日射の紅斑作用スペクトル関数
 (出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

C I E 紫外域日射量の日積算値
kJ/m²

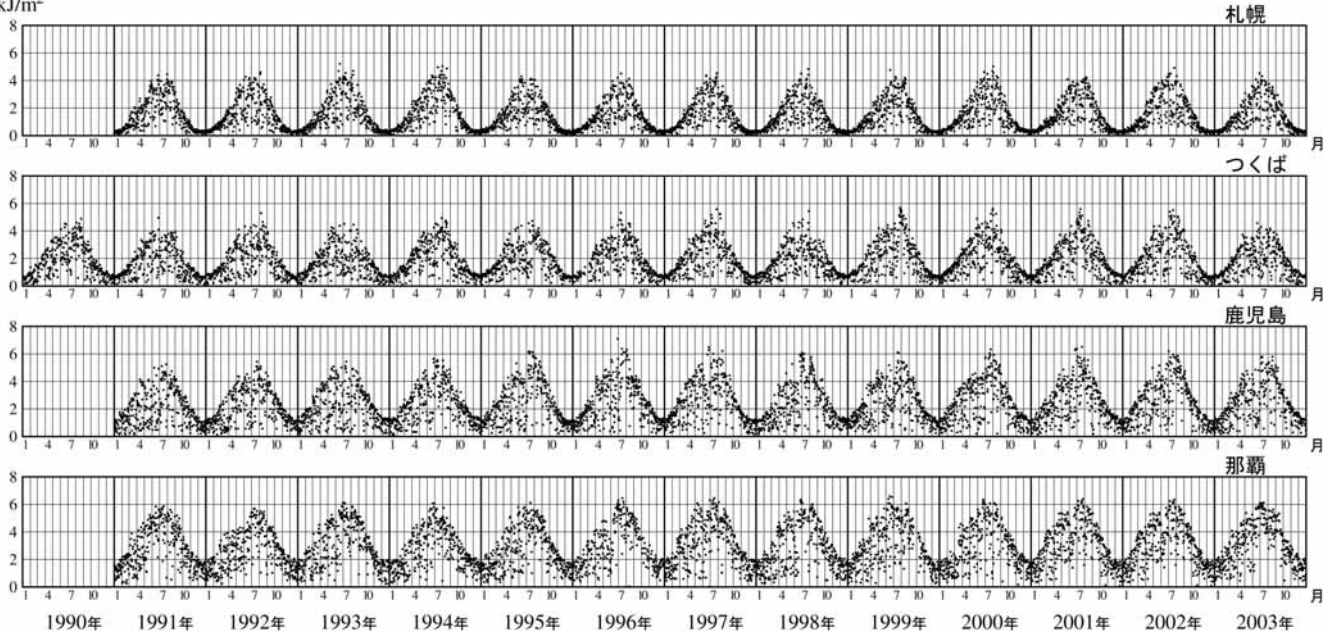


図 48 C I E 紫外域日射量の日積算値の推移 (1990 ~ 2003 年)

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

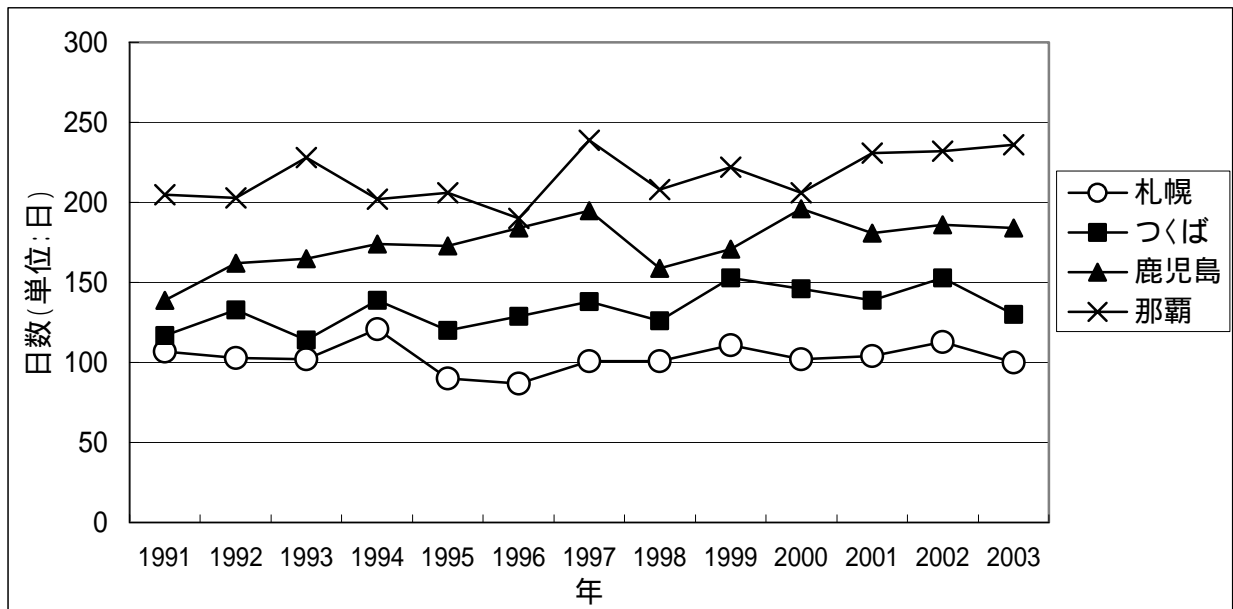


図 49 C I E 紫外域日射量の日積算値が 2 kJ/m²を超えた日数

2 kJ/m²は、スキントイプ で約 10MED に相当する紫外線量

(出典) 気象庁観測データを基に環境省で作成

図 50 は、国内 4 地点の 1990 年以降 2003 年未までの UV - B 日積算値の月平均値とその 2002 年までの累年平均及び標準偏差を示す。累年平均に示される季節変動や地点毎の相違は、それぞれの太陽の高さ、昼の長さ及びオゾン全量の変化を反映している。この図から、札幌、つくばは 7、8 月、鹿児島は 3 ~ 9 月、那覇は 2 ~ 9 月に変動が大きいことがわかり、これは梅雨、台風など天候状態の影響と考えられる。また、つくば、鹿児島の夏季において、UV - B 日積算値の月平均値がここ数年参照値に比べて大きくなっており、梅雨明けが早いなど夏季の日射量が多いことに対応していると考えられる。

2003 年の UV - B 日積算値の月平均値を参照値（1991 ~ 2002 年の平均値、ただしつくばは 1990 ~ 2002 年の平均値）と比較してみると、多かったのは、札幌の 12 月、つくばの 9、10 月、鹿児島の 9 ~ 12 月、那覇の 1、2、7、9、11 月で、少なかったのは、札幌の 4 月、つくばの 2、5、7 月、鹿児島の 1、6 月であった。なお、参照値との差が標準偏差以内の時を「並」、それより大きいときを「多い」、それより少ない時を「少ない」とした。また観測地点の月平均値の最大は、札幌が 7 月に 21.90 kJ/m²、つくばが 8 月に 19.72 kJ/m²、鹿児島が 8 月に 29.40 kJ/m²、那覇が 7 月に 37.89 kJ/m²であった。鹿児島の 9、10 月、那覇の 1、7、9 月の月平均値は観測開始以来、最も大きくなった。これは全天日射量、日射時間などのデータから見て晴天が多かったことが反映されたものと考えられる。

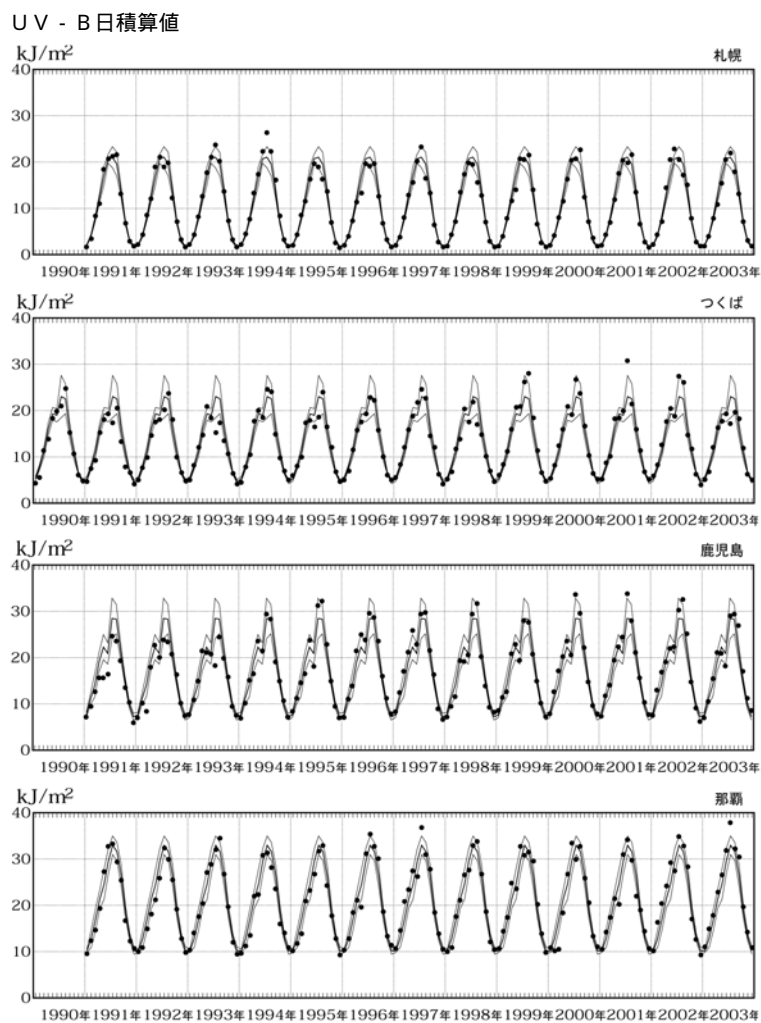


図 50 UV - B 日積算値の月平均値の推移（1990 ~ 2003 年）

黒丸は 1990 ~ 2003 年の日積算値の月平均値。3 本の線のうち、中央が参照値（観測開始から 2002 年までの累年平均値）、上下がその標準偏差。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告 2003

UV-B量とオゾン全量の関係については、観測開始からこれまでのつくば、札幌、鹿児島、那覇の4地点における晴れた日のオゾンとUV-Bの観測結果に基づく気象庁の解析結果を図51に示す。左図に示したものは、観測開始から2003年までのデータのうち、太陽高度角が23度で、晴天時かつ火山噴火による二酸化硫黄の影響を受けていないものを用いている。オゾン全量に対する紫外域日射の変化は290~315nmの波長積分値であるUV-B量の場合にオゾン全量が1m atm-cm増加すると約0.5%減少する。この関係について放射伝達モデルを用いて詳細に調べた関係を中図と右図に示す。中図はUV-B量に関するもの、右図はCIE紫外域日射量に関する計算結果である。これによれば、太陽高度角が低くなるほど、オゾン1m atm-cmあたりのUV-B量の変化率は大きくなるのが分かる。これは、一般的に太陽高度角が小さいほど地表に到達する太陽光はオゾン層を斜めに通過し、オゾンによる吸収が大きく影響するためである。太陽高度角が23度の場合、放射伝達モデルから求めた、オゾン1m atm-cmあたりのUV-B変化率は約0.5%となり、観測から得られた変化率と一致していた。また、CIE紫外域日射量については、UV-B量と比較して太陽高度角が高い場合は短波長の影響を受けやすく、太陽高度角が低い場合は長波長側の影響を受けやすいことから、UV-B量のような太陽高度角による明瞭な差は現れていない。

なお、前述したように、実際に観測されるUV-Bの値はオゾン全量のほか、天候（雲量）や大気混濁度等の影響を受けることに留意する必要がある。

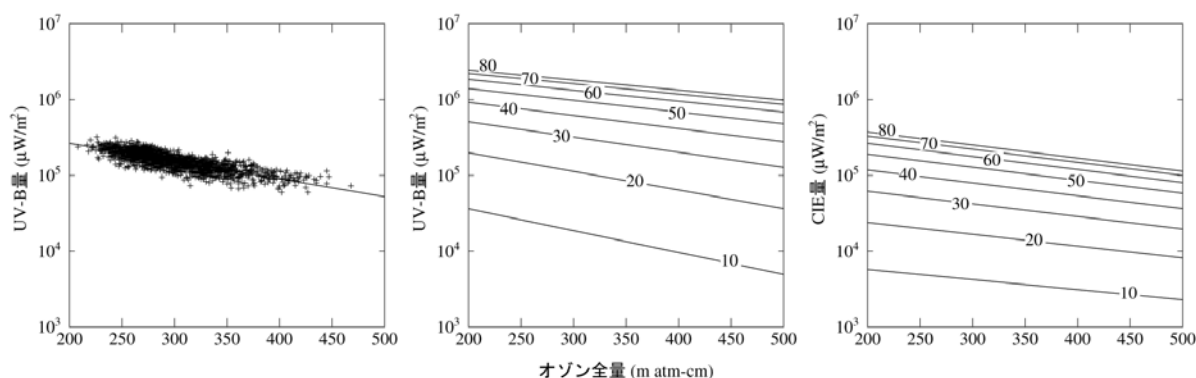


図51 UV-B量とオゾン全量との関係

左図は、観測開始から2003年までの太陽高度角23度、晴天時、二酸化硫黄の影響がない日のオゾン全量とUV-B量の関係。実線は観測データに適用した回帰直線。中図及び右図は、放射伝達モデルから得られたオゾン全量とUV-B量及びCIE量の関係。図中の数字は太陽高度角を示す。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

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5)。

表5 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、天空からくる紫外光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、プリューワ分光光度計、フィルター式分光光度計(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・フィルター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を無線で地上に送信するもので、地上から高度35km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光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、太陽紫外光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。太陽紫外光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光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出来る。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、SAGEII、HALOE、ILAS、ILAS-II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光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光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6）。

表6 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)
		BUV	O ₃	日本	EXOS-C (おおぞら)
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	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	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、水蒸気、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、水蒸気O ₃ 、エアロゾル、NO ₂	米国	SPOT4
	恒星掩蔽法 後方散乱法	GOMOS	O ₃ 、NO ₂ 、NO ₃ 、OCIO、気温、水蒸気	欧州	Envisat
		TOMS	O ₃ 、SO ₂ 、エアロゾル、UV-B	米国	Nimbus-7、Meteor-3、Earth Probe
		SBUV	O ₃	米国	Nimbus-7
		SBUV/2	O ₃	米国	NOAA シリーズ
	太陽・月遮蔽法、後方散乱法	GOME	BrO、NO ₂ 、OCIO、O ₃	ドイツ	ERS-2
		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ウンド汚染監視網 (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、これら5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52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。

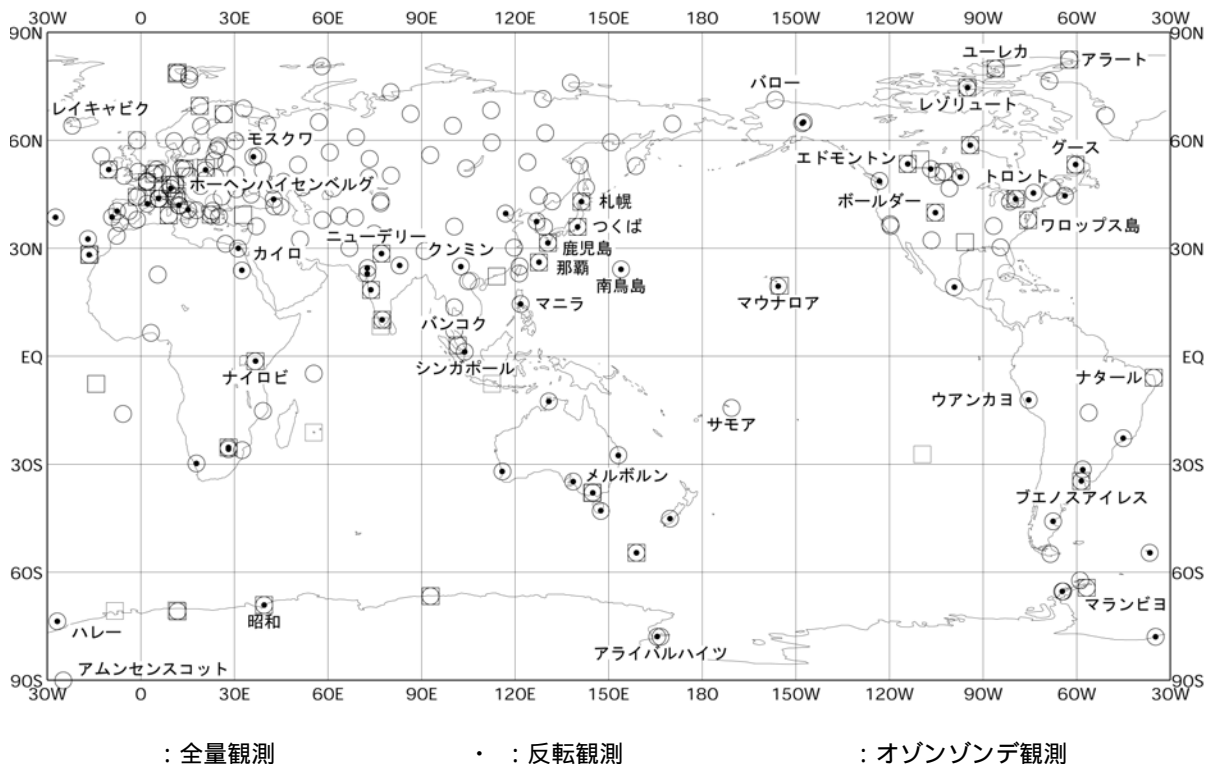


図52 世界のオゾン観測所の分布 (2003年現在)

全量観測は229地点、反転観測は72地点、オゾンゾンデ観測は63地点。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告 2003

成層圏変化の検出のためのネットワーク(N D S C)

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：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6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、SAGE、SBUV/2、TOVS、HALOE、MLS、GOME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ー(改良型大気周縁赤外分光計型、通称ILAS)は、2003年4月から定常運用を開始し、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、SAGEII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。

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、NDS Cの一次ステーションは南北方向に展開されているが、これと相補的なステーションを東西方向に展開することが次の課題である。我が国は、米国やヨーロッパ諸国と共にNDS C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。

NASAでは、2004年打ち上げ予定のEOS-Aurora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、HIRDL S及びTESを搭載することとしている。また、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。

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。

一方我が国でも、2007年頃打ち上げ予定のGOSAT衛星に環境省が開発する傾斜軌道衛星搭載型太陽掩蔽法フーリエ変換赤外分光計(SOFIS)を搭載してオゾン層観測を継続することとしている。

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た。今後は具体的な実施策の調整に入る予定である。

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。R I S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。I M G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、I L A S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、I L A S を搭載した「みどり (A D E O S)」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

我が国における札幌、つくば、鹿児島、那覇、南鳥島、南極昭和基地におけるオゾン観測データは、気象庁観測部環境気象課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ンド汚染に関するデータが統合された)はC D - R O M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W M Oの世界オゾン・U Vデータセンター (W O U D C) に送付される。

W O U D C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、W O U D C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C D - R O Mの形で公表され、世界各国に還元されている。

また、I L A SおよびI L A S データは国立環境研究所に設置されたI L A S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-ilas.nies.go.jp/j/index.html>)。このほか、N A S Aやドイツ航空宇宙センター (D L R) が、T O M SデータやG O M E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年からその広域分布や経年変化の観測を続けている。

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. 太陽紫外光の観測

(1) 太陽紫外光とは

紫外光は、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、紫外光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の放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) 太陽紫外光の観測手法

紫外光は、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、紫外光による化学反応を指標として反応物質に吸収される光量子数を測定するものであり、一種の量子的光検出器である。また、生物測定法は、紫外光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、紫外光測定においては、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、紫外光の波長毎の光度(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応答する(量子的)受光器も開発されている。UV - B領域、UV - A領域の紫外光検出器としては、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 紫外放射計（R - B 紫外放射計）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放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 以下の紫外光はわずか数%であり、この内、UV - B 領域の紫外光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）太陽紫外光の観測体制

太陽紫外光監視のため、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放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光の挙動を正確に把握するための有害紫外光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、紫外線に関する科学諮問部会（SAG: Scientific Advisory Group、1989 年）を設置するとともに、WODC 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、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光の定常観測を実施している。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。

UV - B の波長帯の中でも、290 ~ 300nm の領域の紫外光強度は、オゾン全量の変化に対して敏感であり、動植物への影響との関わりも深いことから、今後は、波長別の UV - B 量についても検討していく必要がある。

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、有害紫外光の人体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の観測拠点と連携し、帯域型紫外放射計（MS - 212W、MS - 212A）で連続観測を行う「有害紫外光モニタリングネットワーク」の構築が進められ、現在は、国内の 16 機関 21 サイトが参加している。2004 年 3 月からは陸別、落石岬、つくば、波照間の 4 地点の UV - インデックス（紫外線の強さを人体への影響を考慮して表した国際的な指標）の速報値を、インターネットを通じてオンラインで公開している。

太陽紫外光による影響

UV - Bは、DNA（核酸）などの重要な生体物質に損傷を与え、以下に示すような、人の皮膚がんや白内障の発生をはじめ、動植物やその他の生態系にもさまざまな悪影響を及ぼすおそれがある。したがって、人体等に有害な太陽紫外光の中でも特にUV - B領域の測定が重要と考えられる。

（１）人の健康への影響

ア．皮膚がん

世界の状況

UV - B放射の増加に伴い、悪性黒色腫を除く皮膚がんは増加すると考えられている。UNEPがモントリオール議定書に基づき設置した1991年の環境影響パネルの報告では、オゾン全量が10%減少すると、光感受性の人種（白人）では悪性黒色腫を除く皮膚がんの発症率が26%増加し、年間30万件を上回る症例が増加すると予測していた。その後の1994年の同パネル報告では、動物実験と人の疫学的研究から成層圏オゾンの1%の減少で皮膚がんの発生が約2%増加すると推定されている。一方、悪性黒色腫の発生の危険性は、疫学的データから、特に幼少期における太陽光への曝露に伴って増加することが示されている。

1998年の同パネル報告では、長期にわたる紫外光曝露により、有棘細胞がん^{*1}の危険性が増すこと、基底細胞がん^{*2}と皮膚黒色腫では短期の集中的な紫外光曝露が疾病発症に重要なこと、特に幼少期における曝露がその発症にとって重要であることが示された。図53は、オランダのグループによる、アメリカのデータ（1980年においての年100万人当たり2,000件の皮膚がん）に基づいた5つの対策シナリオのもとでのオゾン層破壊による皮膚がんの増加数（北緯45°における地域平均）に関する推定である。増加数全体の大半は、非黒色腫で、そのうちの2%は致死性のがんである。

2002年の同パネル報告は、最近の皮膚がんデータとして基底細胞がんの新発生がフィンランドでは年間10万人当たり50人であるのに対し、オーストラリアでは800人の発生が見られることなど、オーストラリアや北米などの亜熱帯地域の住民に皮膚がんの発生率が高いことを示している。

*1 有色人種の皮膚がんとしては最も有名なもの。放置しておけばかなりの頻度で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、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。

*2 黒色の小腫瘍として始まるものが多い。転移はきわめてまれであり、本症による死亡例は少ない。

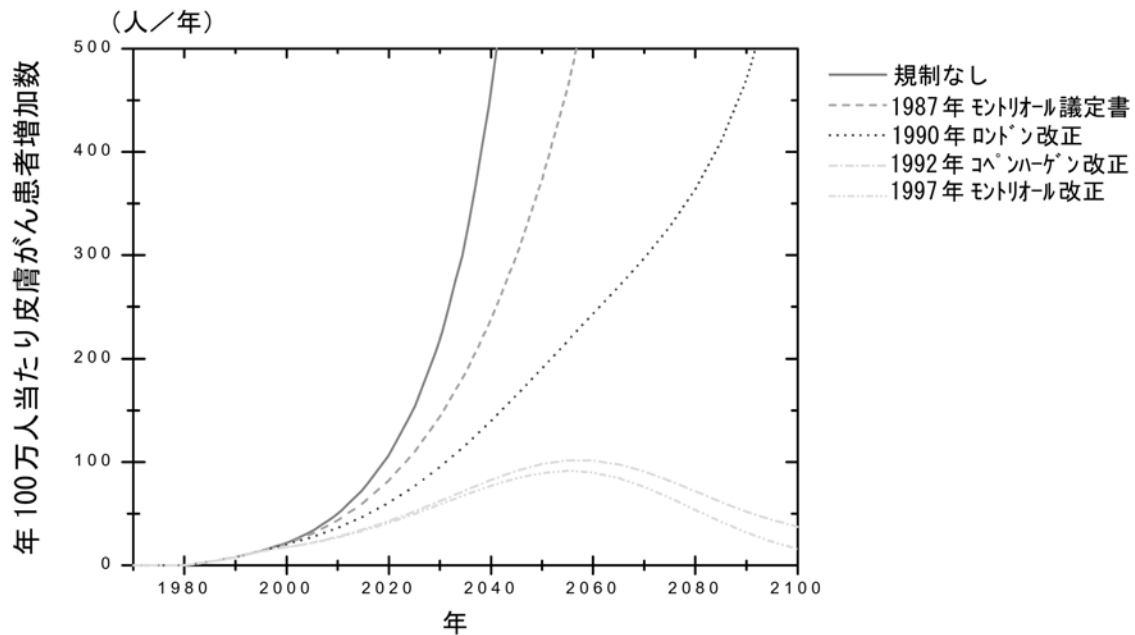


図 53 様々なシナリオに基づいた皮膚がんのリスク評価
(出典) UNEP 環境影響パネル報告書 1998

日本人の皮膚がん発生状況

有棘細胞がんについては、全国 26 大学病院の皮膚科外来患者を対象に前期（1976～80 年）と後期（1986～90 年）の各 5 年間について調査した結果によれば、後期は前期に比べ、患者数は増加していたが、年齢補正を施した後の発病の割合は減少していた¹⁾。欧米の白人では、この有棘細胞がんが増加していて、その一因に長期間の UV - B 曝露があげられているが、我が国での有棘細胞がんは医療として受けた放射線による慢性皮膚潰瘍や熱傷後の瘢痕から発生するのが主であるため、増加傾向がみられていない。

しかし、この有棘細胞がんに将来なりうる可能性を持つ疾患に日光角化症がある。これは中高年者の露出部に好発し易く、発症後もそのまま UV - B 放射を受け続けていると、そこを母地として有棘細胞がんを発生することもあるため、がん前駆症とも呼ばれている。日光角化症は、全国 26 大学病院の調査でも後期は前期に比べ 84% 増加していた。また、神戸大学が 1992 年以降兵庫県加西市で、1993 年以降沖縄県伊江村で行っている皮膚がん検診の結果によると、日光角化症の罹患率は前者（1993-2001 年）が人口 10 万人当たり 127.7 人、後者（1994-2001 年）が 576.9 人と、年間 UV - B 量が約 2 倍の伊江村が約 4.5 倍の高い罹患率を示した。さらに、それらの患者を解析すると、戸外労働者は室内労働者に比べ、また日焼けで赤くなりやすいスキントイプの人は赤くなりにくいスキントイプの人に比べ、有病率が有意に高かった²⁾。なお、加西市における調査では、併せてサンスクリーン剤（紫外光遮光剤）を配布した結果、人口 10 万人当たりの有病率が 1993 年の 291.2、1994 年の 203.7 の値から 1995 年に 86.8、1996 年に 123.1、1997 年には 101.8 まで低下した。

基底細胞がんについては、前述の全国 26 大学病院の調査結果によれば、前後期とも九州、沖縄地区の患者比率（皮膚科総受診者数に対する基底細胞がん患者の比率）は、東北地区のそれと比較して 2～4 倍であった。経年変化では、後期は前期に比べ 16% と増加していた。我が国での全人口当たりの基底細胞がん有病率の統計はないが、前述の加西市の調査結果を人口 10 万人当たり

¹⁾ M. Ichihashi et al.: Recent Result in Cancer Research, Vol.139, 1995

²⁾ K. Naruse et al.: Journal of Dermatological Science, Vol.15, 1997

の有病率に換算すると、基底細胞がんは17.8人であった。

この日光角化症及び基底細胞がんの増加は、日本人の高齢化や屋外活動時間が長くなったこと等の関連が推測される。

なお、非黒色腫皮膚がんについては、伊江村で1993年から1998年の6年間に12例見出されており、人口10万人当たりの有病率は50.0となり、ハワイ在住日本人と同程度に高い一方、加西市では皮膚がん症例は少なく伊江村の約1/5になると予測される³⁾。

一方、悪性黒色腫については、全国の医療施設を対象に調査した結果によれば、我が国では発生数は増加傾向にある(図54-1、図54-2)。未回答分等を考慮すると、全国の年間総発生数は2,000症例前後と推定される⁴⁾。なお、世界的に見れば、日本における皮膚がん罹患率は低い。

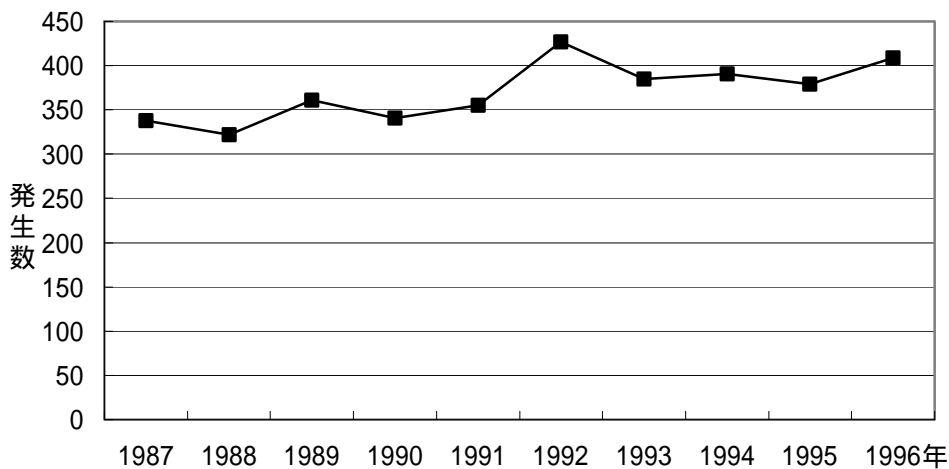


図54-1 悪性黒色腫の年代別発生数(1987～1996年、200施設に対して調査100施設から回答)

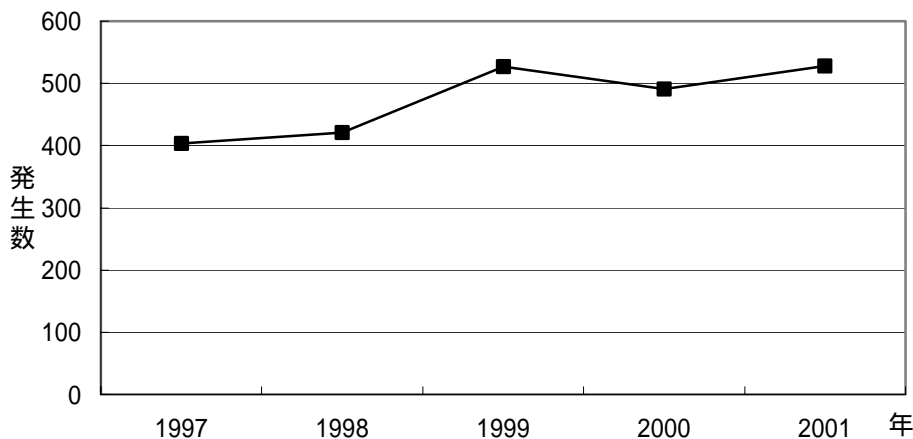


図54-2 悪性黒色腫の年代別発生数(1997年～2001年、171施設に対して調査94施設から回答)

出典：皮膚悪性腫瘍統計調査

³⁾T.Suzuki et al.:Journal of Dermatological Science, Vol.16, 1997

⁴⁾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 2000.7

イ．眼への影響

UV - B放射レベルの増加と眼の損傷、特に白内障の発生の増加が関連づけられている。1989年の環境影響パネル報告では、オゾン全量が1%減少すると、白内障の患者が10~15万人増加すると予測し、関連する白内障の形態として皮質白内障および後嚢下性白内障のほか、新たに核白内障を加えている⁵⁾。既に1994年の環境影響パネル報告書では、眼に対する影響も色素の多少とは関係がなく、オゾン全量が1%減少すると、白内障の発症が0.6~0.8%増加すると予測されてきた⁶⁾。図55は、米国環境保護庁が、UNEP環境影響パネル報告書1998のモデルと過去のRIA(調節インパクト評価)データを基に作成したものである。恐らく、抗酸化食品の摂取量が少ないなど、栄養状態の良くない人々については、より高いリスクを負っていると考えられる。

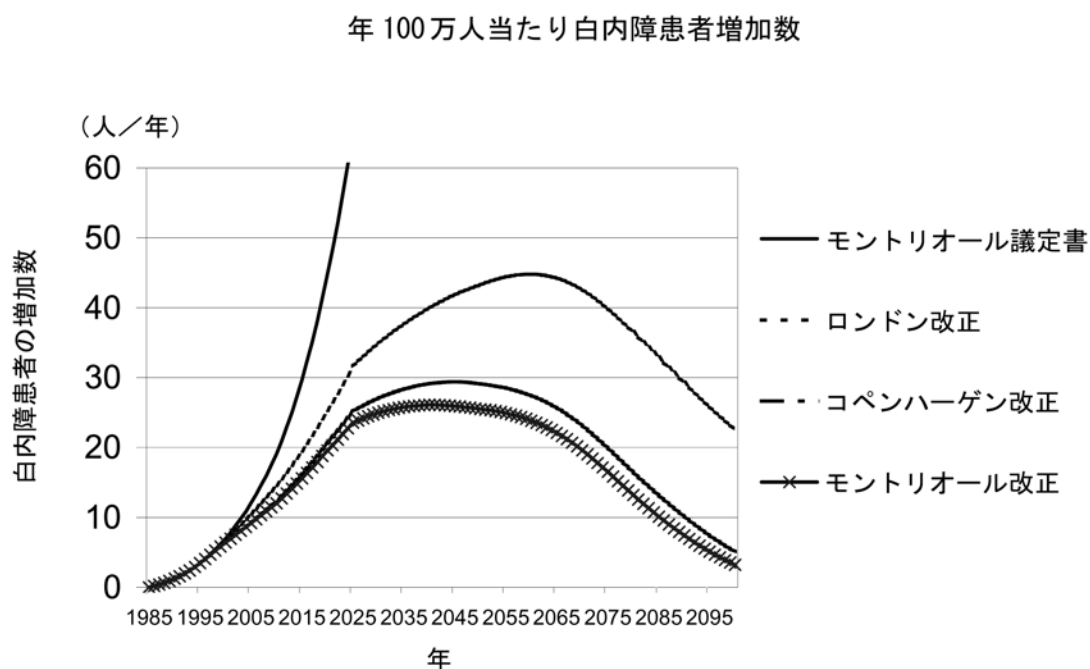


図55 様々なシナリオに基づいた白内障のリスク評価
(出典) UNEP環境影響パネル報告書1998

紫外線曝露と眼の障害に関しては、紫外線角膜炎(紫外線に強く曝露した時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。)の他、翼状片、白内障との関連が疫学研究により明らかになりつつある。

翼状片に関しては、佐々木・小野らが、シンガポール、奄美(鹿児島県)、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(シンガポールでは奄美、門前、レイキャビクに比べ有所見率が高い)を示し、調査対象地域の紫外線照射量との関連を指摘している(表7)。また、シンガポール、門前においては、調査対象者個人の紫外線曝露量と翼状片発症との関連性を見いだしている⁷⁾。

⁵⁾ UNEP環境影響パネル報告書1989

⁶⁾ UNEP環境影響パネル報告書1994

⁷⁾ 小野雅司、佐々木一之、他：平成13年度地球環境研究総合推進費終了報告書、2002。

表7 気象条件の異なる3地域での翼状片有所見率

地域	門前 (石川県)	レイキャビク (アイスランド)	シンガポール
緯度	北緯 37 度	北緯 64 度	北緯 1 度
相対紫外線照射量	1	0.4	2.1
有所見率	5.8%	0.2%	11.2%

また、白内障についても、佐々木らは、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（シンガポールでは門前、レイキャビクに比べ有所見率が高い）を報告している（図56）。また、一部の地域において、紫外線曝露と皮質白内障との関連性を見いだしている⁸⁾。

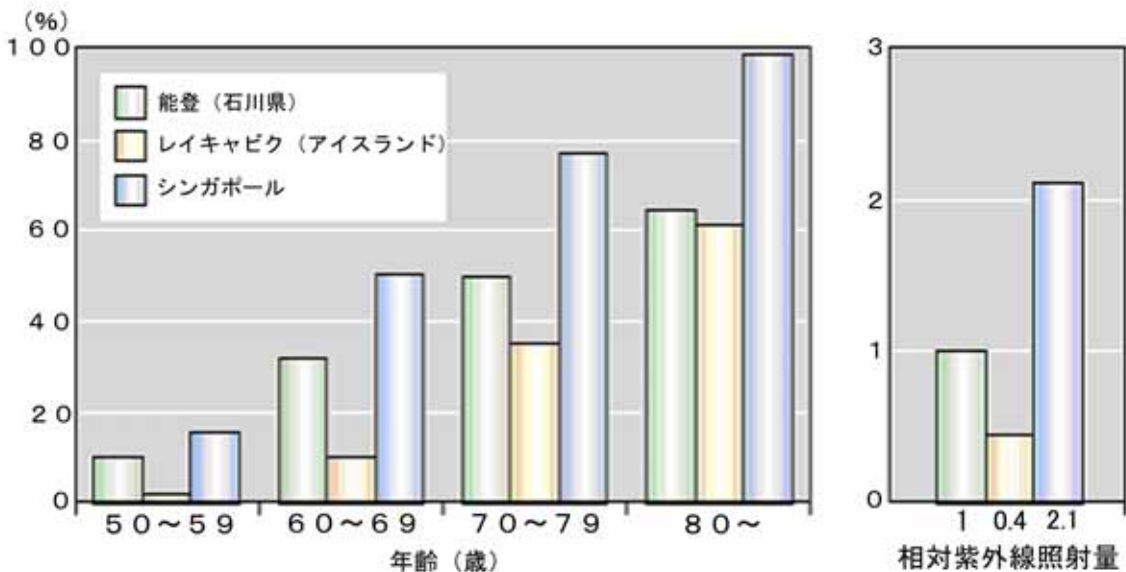


図56 能登、レイキャビク、シンガポールの白内障有所見率

(出典) K. Sasaki, H. Sasaki, et al.: J. of Epidemiology, 9(6), S33-38, 1999.

ウ．免疫抑制

UV-Bにより皮膚を介して細胞性免疫の抑制が誘発される。1994年の環境影響パネル報告では、免疫抑制が色素の少ない人々だけでなく、多い人々に対しても誘発されるとしている。免疫抑制により、単純ヘルペス、リーシュマニア症、マラリア等の感染症の増加あるいは症状の増悪などが懸念されている。また、1998年の同パネル報告では、悪影響の他に、ある種の免疫性の疾患が低減するなどの好影響も見られることが示された。ここでは定量的な評価はしていないが、2002年の同パネル報告では、免疫抑制が感染症や自己免疫疾患の対策に明らかに影響してくることは大方知られていないとし、いくつかの微生物感染症が疾患の徴候や再発の見地から重大な結果を示している、と報告している。予防接種の免疫反応がUV-Bの曝露によって低下する恐れがあることは最大関心事である。

なお、少量の紫外線への曝露により、ツベルクリン反応が抑制されるといった調査結果が報告されている⁹⁾。また、我が国においても学校保健統計によれば、小学生あるいは中学生のツベルクリン反応陽性率、陽転率が、沖縄県を除き、紫外線照射量の強い南に行くほど低いことが示されている。

⁸⁾N. Kato, F. Jonasson, et al.: Acta Ophthalmol Scand., Vol.79, 2001

(2) 陸生生態系及び水生生態系等への影響

1994年の環境影響パネル報告では、植物の中には、UV-B放射の増加により成長が抑制されるものがあること、また、UV-B放射の増加は、水生生物、特に動植物プランクトン、カニ及びエビの幼生、稚魚のような小さい生物に悪影響を及ぼすことが指摘された。一方で、UV-B放射が増加すると作物の収穫や植物の生育がむしろ促進される例も見られるため、UV-B放射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であることも指摘された。

1998年の同パネル報告では、UV-B増加が陸生生態系に及ぼす影響については、植物や微生物を含む陸生生物は損傷を被るものの、これらの生物は防御や修復の機構も併せもっており、陸生生態系の応答は、個々の生物種の行動よりむしろ種間の相互作用において明らかであること、

多年生植物では年々蓄積し、一年生植物では世代から世代にわたって蓄積するかもしれないこと、等が指摘された。また、水生生態系に及ぼす影響については、植物プランクトンの成長、光合成、蛋白質や色素の含有量、再生産などに悪影響を及ぼし、その結果食物連鎖に影響を与えていること、大型藻類、海草、うに、さんご、両生類を含む水生生物や動物プランクトンは、UV-Bに対して感受性が高いこと、UV-B照射は、溶存有機炭素や粒子状の有機炭素に吸収されることによって、それらを分解し、微生物による分解や再無機化に利用可能な生成物をつくること、極域の海洋生態系は、オゾン層破壊の影響を最も強く受けると考えられること、等が指摘された。

また、2002年の同パネル報告では、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あること、病原菌や昆虫による植物の障害は、UV-B照射によって植物組織内で起こる化学的变化による間接的な影響や病原菌・昆虫に対するUV-Bの直接影響などによって変化する可能性があること、UV-B増加による成長阻害は、DNA損傷の増加とのあいだに相関関係があること、などが指摘された。しかし、UV-Bと他の環境要因との相互作用については、UV-B増加がプラスに働く場合やマイナスに働く場合があり、また、他の環境要因がUV-Bの阻害的影響を増大する方向に働く場合や緩和する方向に働く場合があり、今後とも、長期的な実験・研究が必要である。

(3) 材料の損傷

UV-B放射は戸外で使用する多岐の木製品およびプラスチック製品に光劣化を起し、変色や強度の低下をもたらす。特に高分子素材に対する寿命の短縮が注目されている。高い気温と日射レベルの高い熱帯地域で劣化が促進するが、2002年の同パネル報告では、気候変動が天然材料や人工合成材のUV誘導による劣化率を加減すると指摘している。しかし、紫外線への耐性が向上した新種のプラスチック製品が登場していることや、光安定剤が効果的に機能することなども指摘されている。

(4) その他の影響

1998年の同パネル報告では、UV-Bが、二酸化炭素や一酸化炭素の排出並びに陸生生物圏における無機栄養素の循環などの生物地球科学的循環に影響を及ぼし得ること、下層大気(対流圏)での化学活性を増加させるなど大気質に影響を及ぼし得ること、等が指摘された。

2002年の同パネル報告では、「健康」の項下において、新たにオゾン層破壊と気候変動が相互に作用しあっている可能性を示唆し、このことは、健康のリスク評価を一層困難なものにするが、白内障や皮膚がんの発生を増加させ、加えるに感染症、その他の疾病の流行様式を変えさせるこ

⁹⁾ Damian DL et al: Journal of Investigative Dermatology, Vol.110(5), 1998

とも考えられるとしている。オゾン層減少が止まっても気温上昇で皮膚がんが多発する恐れがあるとの指摘もあることから、今後、オゾン層破壊と気候変動の影響を併せて検討していくことが期待される。

オゾン層破壊のメカニズム

(1) オゾン層の生成

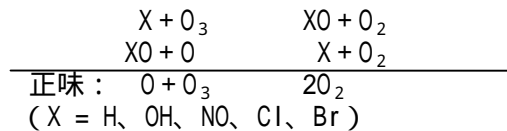
大気中のオゾンは、酸素分子が解離して生じた酸素原子が他の酸素分子と結合して生成される。逆にオゾンは、太陽光の吸収によって分解するほか、酸素原子と結合して酸素分子に戻る。この過程を化学式によって表すと、



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の太陽紫外光により分解して塩素原子を放出する。CFC-11 (CCl_3F)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、 CCl_2F 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

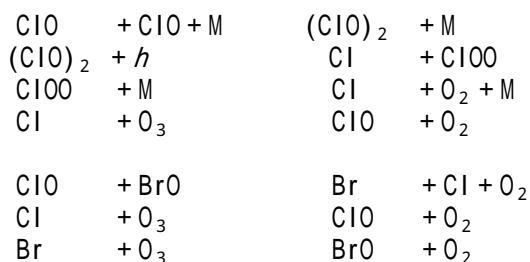
南極域では、春季に10km~25kmの高度のオゾンが急速に減少し、特に17km付近ではオゾンがほとんどなくなってしまう。このようなオゾン層破壊は、ほぼ南極大陸をすっぽり覆う極渦の内部のオゾンが穴のように少なくなるような形で進行するため、オゾンホールと呼ばれている。オゾンホールは、南極域の特殊な気象条件とCFC等から放出された塩素原子により、次のような機構で発生する。

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。冬の非常な低温のために、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 ClOx 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。

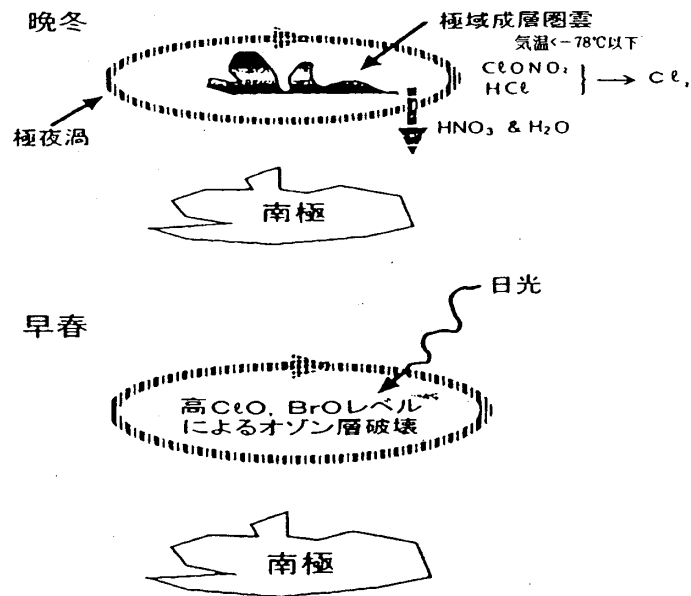
なお、極域成層圏雲(PSC)には、以下の2つのタイプが存在する。

P S Cタイプ

南極域や北極域の極夜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。

P S Cタイプ

南極域や北極域の極夜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。P S C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、P S C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、P S C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、オゾンを破壊する作用の強い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P S C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57、58)。図57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GIS S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58)。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ると仮定すると、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。

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HOx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。

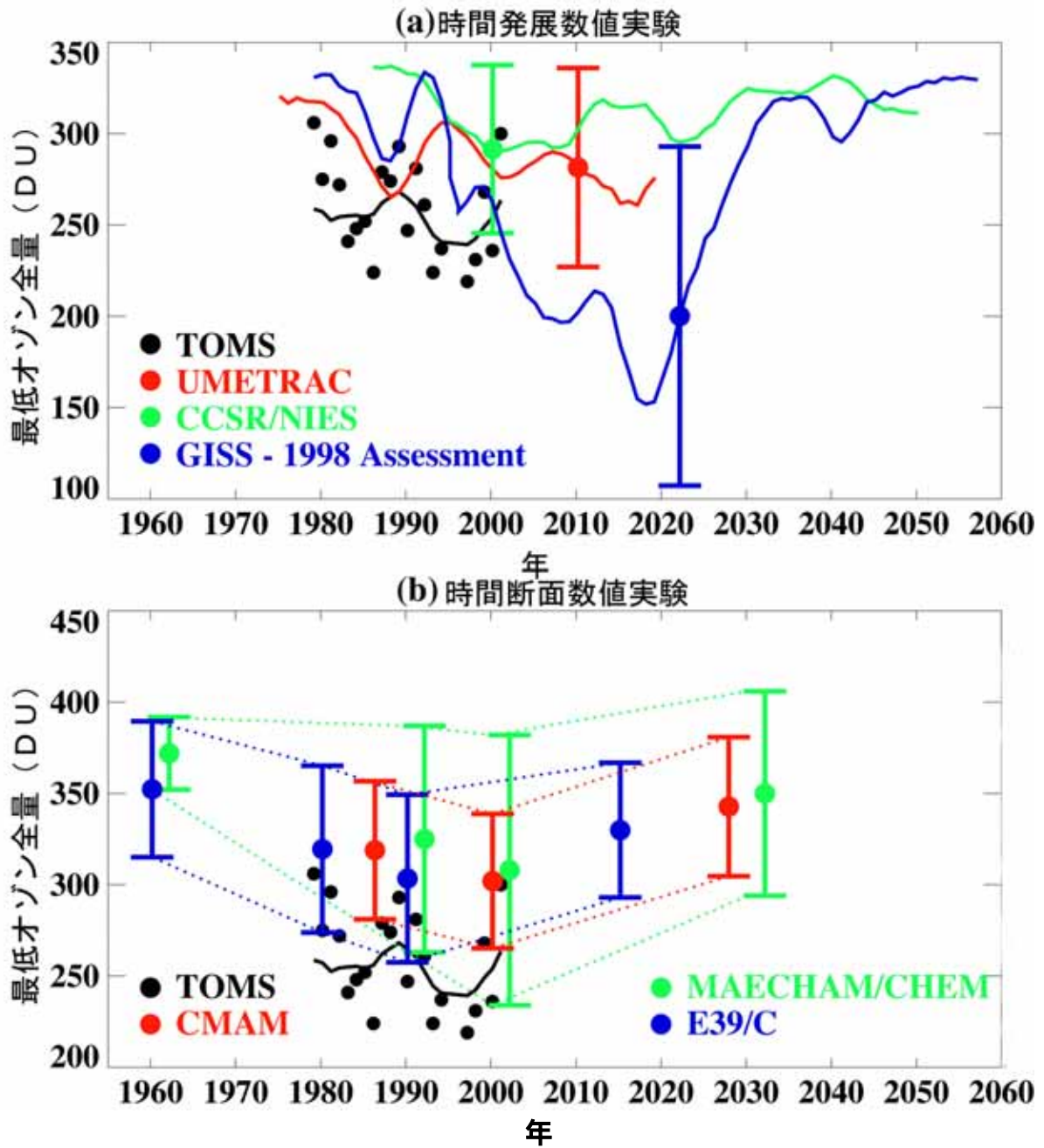
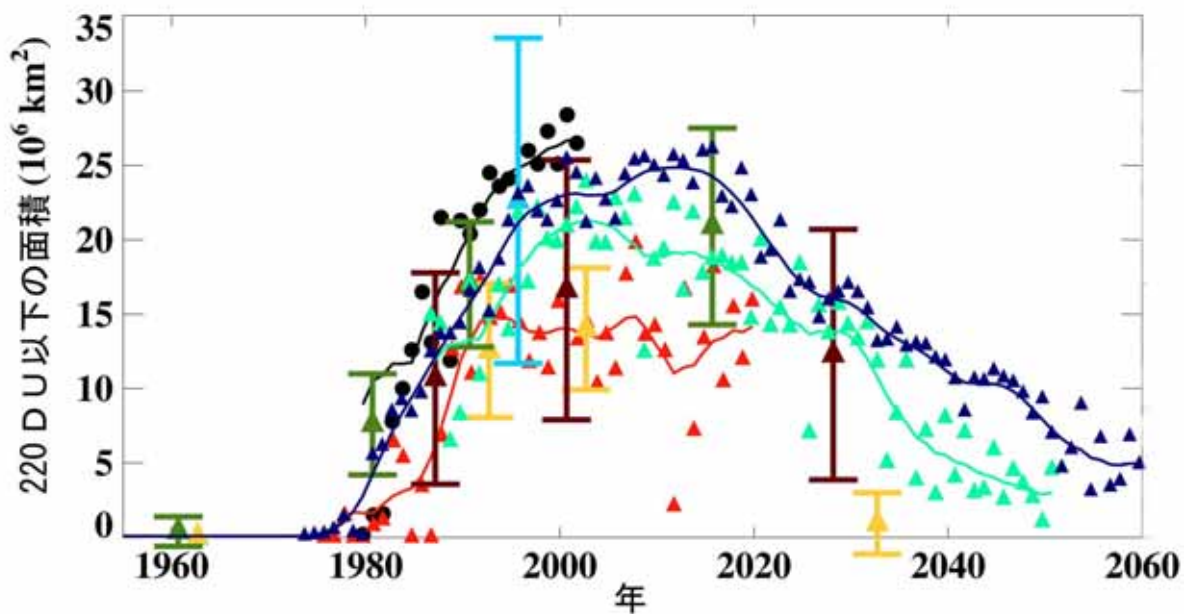
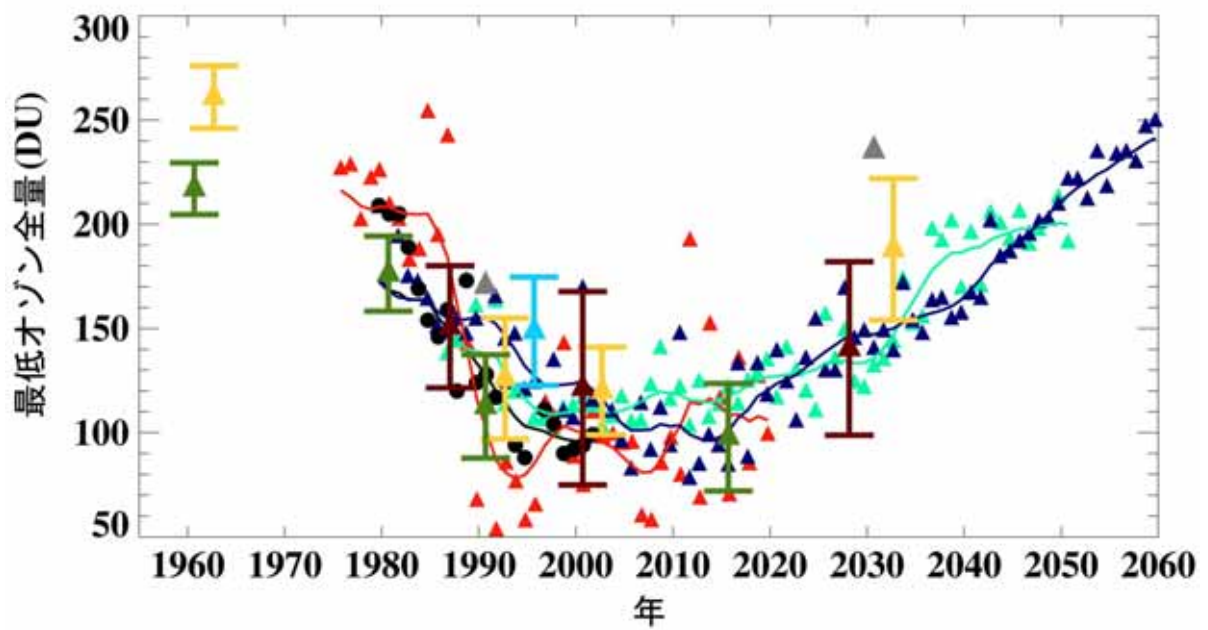


図57 北極域における春季最低オゾン全量の経年変化のモデル予測

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) WMO / UNEP 科学パネル報告書 2002



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

図58 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) WMO / UNEP 科学パネル報告書2002

* 巻頭口絵に掲載

科学・環境影響パネル報告要旨（2002年）

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破壊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、世界の専門家から成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、同上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する最新の理解を記した以下の要約において光を当てておくことにする。

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、工業用ハロンからの臭素量は、（1998年のアセスメントで報告したように）以前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、 $\text{C}_2\text{H}_5\text{Cl}$ ）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。主要なクロロフルオロカーボン類（CFCs）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CFCs、ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）、および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、CFCs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」（つまり氷河の雪氷に閉じこめられた空気）の分析によって、その空気の捕捉時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CFCs、ハロン、四塩化炭素（ CCl_4 ）、1-1-1-トリクロロエタン、およびHCFCs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ができない。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ままである。

・下層大気の H C F C s 量は増え続けている。H C F C s は、C F C s、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 H C F C s は人為起源気体からの下層大気塩素総量の 6% を占めた。H C F C s 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、ほぼ同じ振舞いが示されている。1990 年代において、成層圏臭素量には増加の兆候があるが、その変化は塩素量ほどには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、および対流圏から成層圏への輸送に対する理解をもとにした予想と整合している。

・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 C F C s 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す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の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、温暖で擾乱の強かった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現れる。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ので、オゾン変化への寄与を単独に取出して見積もることはできない。

・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量は2010年までには増加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く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、オゾンホール下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、まだ観測期間が短かすぎ、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見積もることができる。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

たことと整合している。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CFCs)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間の不一致はかなり縮まった。この改善は発泡剤利用分野での放出に関する見直しから生じたものである。

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の推定値と関係していることから、HCFCs、HFCs、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、不確かさ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しうる。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かさは、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かさがある。

- ・時間・空間的に一様な簡便化した海洋発生源を仮定し、2つのモデルがプロモフォルム (CHBr_3) の大気中の分布をシミュレーションした。この結果、海洋発生源によるプロモフォルムの平均地表混合比は 1.5ppt、成層圏の臭素は約 1 ppt になることが示された。また、プロモ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示された。

- ・n-臭化プロピル ($n\text{-PB}$, $\text{CH}_3\text{CH}_2\text{CH}_2\text{Br}$) 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。n-PB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、n-PB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、n-PB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 100 DU (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整合している。

- ・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かもしれない。

- ・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、大きな年々変動を示し続けており、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%の消失が起きた点、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きた。

- ・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、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）に対し最も傷つき易いであろう。（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 年あたり 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もりは、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 マイクロメートル）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整合している。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(CH₄)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整合している。

(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た減衰が少なくとも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かさ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ポ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か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（IPCC 2001 シナリオにもとづく）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の代替品となる。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

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出来事が中・高緯度の春季に起り続けている。

- ・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定さが大きいため、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。オゾン層破壊気体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アセスメントの過程を経て、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、産業界および政策の決断のために入力される直接的な最新科学情報である。

・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易い。最近 4 年間の冬・春季のオゾン全量の累積消失の見積もりでは最大約 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 年のピナトゥボ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。このアセスメントでは、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： 1980 年のレベルを超える等価実効成層圏塩素負荷量を、2002 年から 1980 年のレベルに戻る年まで（2050 年頃）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。

- ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）の生産を 2003 年に停止すれば 5 %、
- クロロフルオロカーボン類（CFCs）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 3 %、
- 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 1 / 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： 同様に、1980 年のレベルを超える等価実効成層圏塩素負荷量を、2002 年から 1980 年のレベルに戻る年まで（2050 年頃）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%、
- クロロフルオロカーボン類（CFCs）の放出を 2003 年に停止すれば 9 %、
- ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）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見積もる必要がある。このような見積も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、n-臭化プロピル）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、CFCs 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、CFCs の代替物であるハイドロフルオロカーボン類（HFCs）や HCFCs 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、HFCs、HCFCs 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だろう。

2 . U N E P / 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年平均オゾン全量は、1980年と比較すると約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。

・よく混合し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定なため、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定性の程度が、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^{*1}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。おもしろいことには、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。^{*2} 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。

^{*1}基底細胞がんはsonic hedgehog(SHH)、patched(PCTh)とsmoothened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 - B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。

^{*2}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といわれている。

・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。

陸上生態系

・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。植物への病原菌への攻撃に対する

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したり抑制したりする。

・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克服することがある。

・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あいだに相関関係の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。

水界生態系

・最近の研究結果は、太陽紫外光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。水界生態系では、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

困と期間、地表のアルベドの変化、水柱の有色溶存有機物（C D O M）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、U V - B 暴露の度合いやU V - 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。

・水柱の最上層を通過する太陽紫外光は、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。太陽紫外光の影響は、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U V - 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おり、それは増加する太陽のU V - 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。

・太陽紫外光の増加に加えて、水界生態系は、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、海氷の時期及び範囲の変化、塩分濃度の変化、水柱の成層化、波の気候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U V - 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、U V - 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。水中のシステムでも、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和の変化によって増幅する。

・U V - B 照射と海水温の上昇の相互作用は、海洋環境の放射の出入りのバランスに影響を与える硫黄の排出量を左右する。海洋から大気への硫黄の移動量の増加は、海洋表層の混合の変化や、地球温暖化、U V - B 暴露の増加、U V - B による微生物の成長の抑制と関係している。海洋の硫黄の排出は、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U V - B 照射量の変化に影響される。陸上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。太陽紫外光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、自由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。窒素酸化物の垂直分布は、揮発性の有機炭素の排出、水蒸気量と同様に、重要な影響因子である。

・大気中のHFCとHF C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。HFCとHF C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次第である。

・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。

物質

- ・気候変動は自然物質と合成物質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。

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

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)	CFC10種	略	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、 34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	140
	HFC-32	CH_2F_2	0	650
	HFC-125	CHF_2CF_3	0	2,800
	HFC-23 等	CHF_3	0	11,700
パーフルオロカーボン(PFC)	パーフルオロエタン	CF_3CF_3	0	9,200
	パーフルオロメタン等	CF_4	0	6,500
六フッ化硫黄	六フッ化硫黄	SF_6	0	23,900

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

** 「地球温暖化対策の推進に関する法律施行令」第4条

(3) 使用用途

用 途		従来使用 フロン	フロン系代替品		非フロン系 代替例
大分類	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	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-227	
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	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, 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：オゾン層保護対策協議会資料を基に作成

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
	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 ²²² の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)
1994年	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
1995年	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） H C F C の 2020 年全廃、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	環境庁「C F C 破壊処理ガイドライン」を公表
	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スシステムの導入などを合意
1997年	9月	「オゾン層保護対策推進会議」において、C F C 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）の一部を改正（環境庁・通産省）
	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	「C F C 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） 「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）の一部を改正（環境庁・通産省）
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U N E P 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C F C 管理戦略」をU N E P 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）の施行
	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
	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）の一部を改正（環境省・経済産業省）
	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）の施行
	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	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特別締約国会合開催（モントリオール）

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8 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	1995年末全廃	2009年末全廃
ハロン	1993年末全廃	2009年末全廃
四塩化炭素	1995年末全廃	2009年末全廃
1,1,1-トリクロロエタン	1995年末全廃	2014年末全廃
HCF C (消費量)	2019年末全廃	2039年末全廃
(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	1995年末全廃	1995年末全廃
ブロモクロロメタン	2001年末全廃	2001年末全廃
臭化メチル	2004年末全廃	2014年末全廃

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59のように推計される。

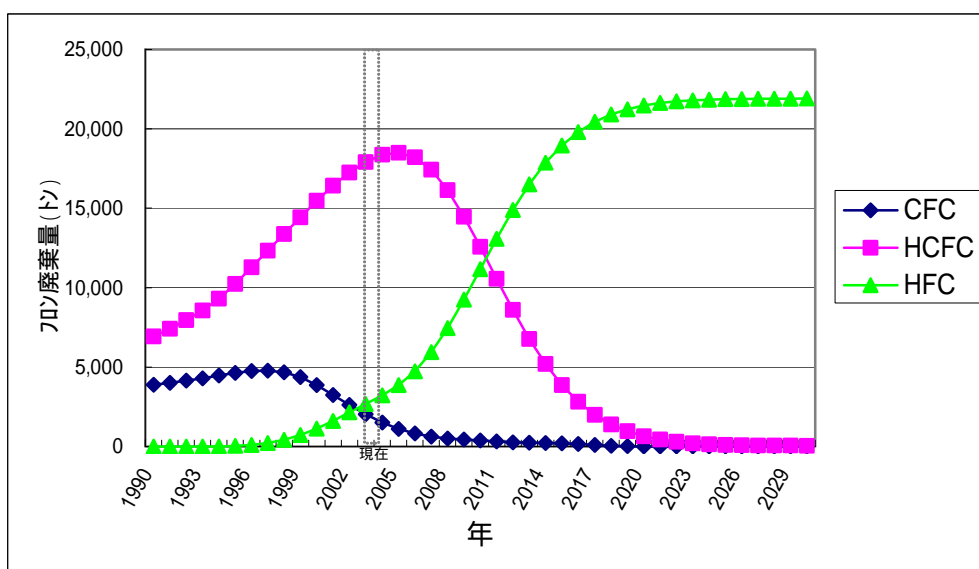


図59 冷媒フロン廃棄量の見通し

(環境省調べ)

平成 13 年度から P R T R（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。P R T R による平成 14 年度の排出量等は表 9 のとおりであった。

表 9 平成 14 年度のフロン類の P R T R 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	7,110	0	1,730,263	1,737,373	16,160
	CFC-12	32,165	0	2,194,888	2,227,053	19,012
	CFC-113	27,710	1,360	60	29,130	0
	CFC-114	11,580	0	12,090	23,670	53
	CFC-115	0	0	172,716	172,716	0
	CFC-13	0	0	0	0	0
	CFC-112	0	0	0	0	0
	合計	78,565	1,360	4,110,017	4,189,942	35,172
ハロン	ハロン 1211	0	0	0	0	0
	ハロン 1301	10,300	0	12,050	22,350	0
	ハロン 2402	0	0	0	0	5,300
	合計	10,300	0	12,050	22,350	5,300
HCFC	HCFC-21	6,800	0	0	6,800	0
	HCFC-22	683,596	2,400	8,384,717	9,070,713	162,065
	HCFC-123	54,725	0	12,297	67,022	114
	HCFC-124	56,830	0	0	56,830	0
	HCFC-133	14,000	0	0	14,000	2,600
	HCFC-141b	1,763,611	340	5,943,605	7,707,556	233,054
	HCFC-142b	1,341,382	0	847,231	2,188,613	6,000
	HCFC-225	413,095	220	1,150,940	1,564,255	64,283
合計	4,334,039	2,960	16,338,790	20,675,789	468,116	
四塩化炭素		65,652	641	0	66,293	130,601
1,1,1-トリクロロエタン		24,762	17,891	0	42,653	395
臭化メチル		567,468	12	3,856,989	4,424,469	26,595

*1 P R T R 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 P R T R 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 P R T R 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 . フロンの回収・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（C F C、H C F C、H F C）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 日より義務付けられた。平成 16 年 4 月 1 日現在の回収業者、破壊業者等の数は表 10 のとおりであった。

表 10 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	25,637
第2種特定製品引取業者登録事業所	63,798
第2種フロン類回収業者	26,927
フロン類破壊業者(休業中の者を除く)	76

- ・ フロン回収破壊法に基づき、第1種フロン類回収業者によるフロン類の回収量等の平成 14 年度分の集計結果は表 11 のとおりであった。

表 11 第1種フロン類回収業者の回収量等

	CFC	HCFC	HFC	合計
回収した第1種特定製品の台数(台)	300,679	487,084	38,957	826,720
回収した量(kg)	387,313	1,505,267	65,650	1,958,230
破壊業者に引き渡された量	272,758	1,098,943	42,524	1,414,226
再利用された量	83,516	319,308	17,901	420,725
14年度末の保管量	31,038	87,015	5,225	123,278

* 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。

- ・ フロン回収破壊法に基づき、第2種フロン類回収業者によるフロン類の回収量等の平成 14 年度(ただし、平成 14 年 10 月の法施行後の半年分。以下「平成 14 年度(半年分)」という。)分の集計結果は表 12 のとおりであった。

表 12 第2種フロン類回収業者の回収量等

	CFC	HFC	合計
回収した第2種特定製品の台数(台)	711,416	244,543	955,959
回収した量(kg)	282,614	106,606	389,220
破壊処理のために自動車製造業者等に引き渡された量	117,346	46,464	163,810
再利用された量	90,604	22,685	113,290
14年度末の保管量	76,109	37,934	114,043

* 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。

- ・ フロン回収破壊法に基づき、フロン類破壊業者から報告された破壊量等の平成 15 年度分の集計結果は表 13 のとおりであった。

表 13 フロン類破壊業者の破壊量等

	CFC	HCFC	HFC	合計
15年度当初の保管量	7,436	52,548	2,629	62,613
引取量				
第1種(業務用冷凍空調機器)	369,102	1,468,988	184,068	2,022,158
第2種(カーエアコン)	262,507	-	151,201	413,708
合計	631,609	1,468,988	335,269	2,435,866
破壊した量	628,921	1,470,973	331,491	2,431,385
15年度末の保管量	10,123	50,563	6,407	67,094

「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、製造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より、冷媒フロン回収の対象品目として電気冷凍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。

（2）地域における取組

地方公共団体の取組（平成16年4月現在）

15都府県市でフロン回収等に関する規定を含む環境関連条例が制定されている。

フロン回収等推進協議会の取組（平成16年4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、39都府県市で協議会が設置されている。

（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）に移行される。

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。

また、平成11年に北京で開催された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て、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。

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の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。

引き続き、消火剤に使用されるハロンや断熱材中のフロン等についてモデル事業を実施し、破壊処理方策の検討を行っている。

国民に対する普及啓発活動

我が国では、「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、代替品などに関する技術・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セミナー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フロン対策プロジェクトを支援するため、支援方策の提案やプロジェクトの形成の提案などを行っている。

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

ア．特定フロン（議定書附属書AグループI）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
昭和61年(規制の基準年) (1986年)	119,998(100%)	118,134(100%)	
平成元年7月～2年6月 (1989年) (1990年)	119,070(99%)	109,916(93%)	昭和61年比100%以下
平成2年7月～3年6月 (1990年) (1991年)	101,288(84%)	89,056(75%)	昭和61年比100%以下
平成3年7月～4年12月 (1991年) (1992年) (18ヶ月)	109,531(91%) (61%) ⁽³⁾	97,989(83%) (55%) ⁽³⁾	昭和61年比100%以下
平成5年1月～5年12月 (1993年) (1993年)	51,212(43%)	47,435(40%)	昭和61年比100%以下
平成6年1月～6年12月 (1994年) (1994年)	28,392(24%)	26,455(22%)	昭和61年比25%以下
平成7年1月～7年12月 (1995年) (1995年)	24,267(20%)	23,062(20%)	昭和61年比25%以下
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)	786(0.6%)	-352	全廃 ⁽⁴⁾
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)	166(0.1%)	-173	全廃 ⁽⁴⁾
平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	0	-312	全廃 ⁽⁴⁾
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	0	-21	全廃 ⁽⁴⁾
平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾

イ．ハロン（議定書附属書Aグループ）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
昭和61年(規制の基準年) (1986年)	28,419(100%)	16,958(100%)	
平成4年1月～4年12月 (1992年) (1992年)	20,140(71%)	14,786(87%)	昭和61年比100%以下

平成5年1月～5年12月 (1993年) (1993年)	9,288(33%)	7,527(44%)	昭和61年比100%以下
平成6年1月～6年12月 (1994年) (1994年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成7年1月～7年12月 (1995年) (1995年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)	0	-2	全廃 ⁽⁴⁾
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾

ウ．その他のCFC（議定書附属書BグループI）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
平成元年(規制の基準年) (1986年)	2,342(100%)	2,331(100%)	
平成5年1月～5年12月 (1993年) (1993年)	808(35%)	788(34%)	平成元年比80%以下
平成6年1月～6年12月 (1994年) (1994年)	136(6%)	136(6%)	平成元年比25%以下
平成7年1月～7年12月 (1995年) (1995年)	135(6%)	135(6%)	平成元年比25%以下
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾

平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	0	0	全廃 ⁽⁴⁾

エ．四塩化炭素（議定書附属書Bグループ）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
平成元年(規制の基準年) (1989年)	19,602(100%)	74,879(100%)	
平成7年1月～7年12月 (1995年) (1995年)	2463(13%)	255(0.3%)	平成元年比15%以下
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)	539(3%)	-670	全廃 ⁽⁴⁾
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)	0	-1	全廃 ⁽⁴⁾
平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	0	-2	全廃 ⁽⁴⁾
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	0	-1	全廃 ⁽⁴⁾
平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	0	-1	全廃 ⁽⁴⁾
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	0	-1	全廃 ⁽⁴⁾
平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	0	-4	全廃 ⁽⁴⁾
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	0	-2	全廃 ⁽⁴⁾

オ．1,1,1-トリクロロエタン（議定書附属書Bグループ）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
平成元年(規制の基準年) (1989年)	15,637(100%)	17,279(100%)	
平成5年1月～5年12月 (1993年) (1993年)	7,146(46%)	7,546(44%)	平成元年比100%以下
平成6年1月～6年12月 (1994年) (1994年)	4,637(30%)	3,973(23%)	平成元年比50%以下
平成7年1月～7年12月 (1995年) (1995年)	5,248(34%)	4,088(24%)	平成元年比50%以下
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)	868(6%)	-48	全廃 ⁽⁴⁾
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)	1,079(7%)	-55	全廃 ⁽⁴⁾

平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	899(6%)	-52	全廃 ⁽⁴⁾
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	1,048(7%)	-38	全廃 ⁽⁴⁾
平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	876(6%)	-34	全廃 ⁽⁴⁾
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	735(5%)	-326	全廃 ⁽⁴⁾
平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	1250(8%)	-29	全廃 ⁽⁴⁾
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	569(4%)	-19	全廃 ⁽⁴⁾

カ．H C F C（議定書附属書Cグループ）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
基準量 ⁽⁵⁾		5,562(100%)	
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)		4,141(74%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)		4,152(75%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下
平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	3,966	3,633(65%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	4,608	3,899(70%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下
平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	3,928	3,531(63%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	3,792	3,500(63%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下
平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	3,195	2,907(52%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	3,145	2,810(51%)	基準量 ⁽⁵⁾ 比100%以下

キ．H B F C（議定書附属書Cグループ）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)	0	0	全廃
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)	0	0	全廃
平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	0	0	全廃
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	0	0	全廃

平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	0	0	全廃
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	0	0	全廃
平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	0	0	全廃
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	0	0	全廃

ク．臭化メチル（議定書附属書Eグループ）

	生産量(ト ⁽¹⁾)	消費量 ⁽²⁾ (ト ⁽¹⁾)	基準限度
平成3年(規制の基準年) (1991年)	3,939(100%)	4,275(100%)	(オゾン破壊係数 = 0.7 で算定)
	3,376(100%)	3,664(100%)	(オゾン破壊係数 = 0.6 で算定)
平成7年1月～7年12月 (1995年) (1995年)	3,689(94%)	4,180(97%)	平成3年比100%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.7)
平成8年1月～8年12月 (1996年) (1996年)	3,009(89%)	3,421(93%)	平成3年比100%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)
平成9年1月～9年12月 (1997年) (1997年)	2,905(86%)	3,318(91%)	平成3年比100%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)
平成10年1月～10年12月 (1998年) (1998年)	2,741(81%)	3,112(85%)	平成3年比100%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)
平成11年1月～11年12月 (1999年) (1999年)	2,420(61%)	2,746(75%)	平成3年比75%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)
平成12年1月～12年12月 (2000年) (2000年)	2,259(57%)	2,564(70%)	平成3年比75%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)
平成13年1月～13年12月 (2001年) (2001年)	1,613(41%)	1,744(41%)	平成3年比50%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)
平成14年1月～14年12月 (2002年) (2002年)	1,571(40%)	1,702(40%)	平成3年比50%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)
平成15年1月～15年12月 (2003年) (2003年)	883(22%)	969(23%)	平成3年比50%以下 ⁽⁴⁾ (オゾン破壊係数 = 0.6)

(1) 数値は特定物質の各物質の生産量及び消費量に各々のオゾン破壊係数を乗じ合計したもの

(2) 消費量 = 生産量 + 輸入量 - 輸出量

(3) この期間(18ヶ月)の基準限度に対する割合(=12ヶ月分に換算した時の対昭和61年比)

(4) モントリオール議定書上、CFC、ハロン、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタンの生産量は、開発途上国の基礎的な需要を満たすため、基準量の15%を限度として零を超えることができることとされている。また、臭化メチルの生産量については、同様の目的で、1991年の生産量算定値の10%を限度として当該算定値を超えることができることとされている。

(5) HCF C消費量の基準量 = HCF Cの1989年消費量算定値 + CFCの1989年消費量算定値 × 0.028

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	エアゾール用	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール用	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	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	CFC-113						CFC-114					
	冷媒	エアゾール用	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール用	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	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	CFC-115						CFC 計					
	冷媒	エアゾール用	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール用	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	10	30	70
2001	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0
2002	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0
2003	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0

HCFC出荷量(千トン)

年次	HCFC-22					HCFC-141b				
	冷媒	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	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

年次	HCFC-142b					HCFC-225				
	冷媒	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	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	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HCFC-123					HCFC-124				
	冷媒	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	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	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HCFC-142b,225,123,124 の計					HCFC 合計				
	冷媒	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	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

HFC出荷量(千トン)

年次	HFC-134a						その他 HFC					
	冷媒	エアゾール用	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール用	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	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

年次	HFC 合計					
	冷媒	エアゾール用	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

2000年より集計方法が変更になり、一部を除いては各CFC、HCFC、CFC出荷量の合計値のみを示す。
(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の生産量の推移

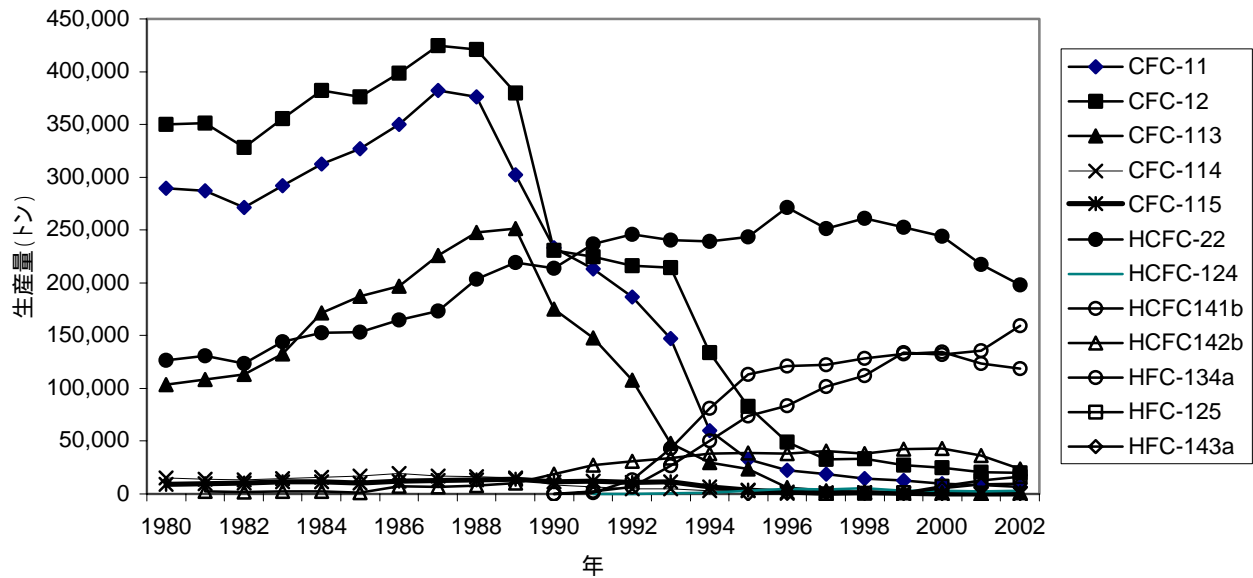


図 56 主要なフロンの年別生産量の推移 (1980~2002年)

集計はA F E A S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

1. 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.
2. 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.
3. 気象庁：オゾン層観測報告 1993 - 2003
4. 気象庁：地球温暖化監視レポート 1992, 1993
5. 気象庁観測部：有害紫外光の観測網の確立について. 1990
6. 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.
7. 気象庁技術報告第 112 号：オゾン層の観測・解析の現状、1992.
8. 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.
9. 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.
10. T.Tominaga：Pure and Applied Chemistry, 64, 529, 1992
11. 富永健、巻出義紘：日本化学会誌, 1991, 351
12. S.A. Montzka et al.: Nature, 398, 690, 1999
13. WMO / UNEP：科学パネル報告書, 1994, 1998, 2002