

平成18年度

オゾン層等の監視結果に関する
年 次 報 告 書

平成19年9月

環 境 省

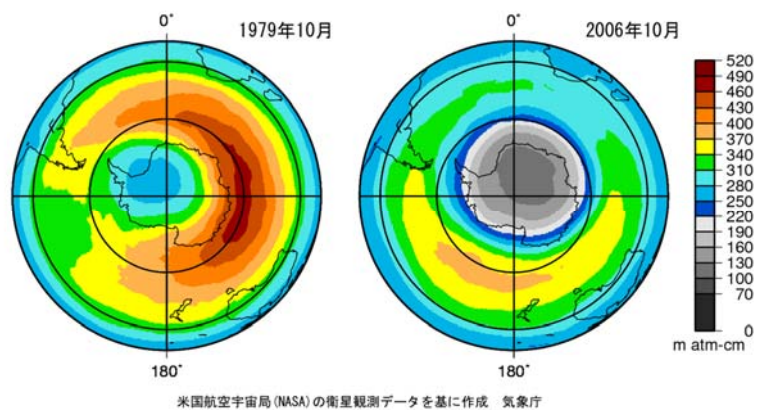


図 I 南半球における 10 月の月平均オゾン全量分布（1979 年及び 2006 年）

出典：気象庁提供データ

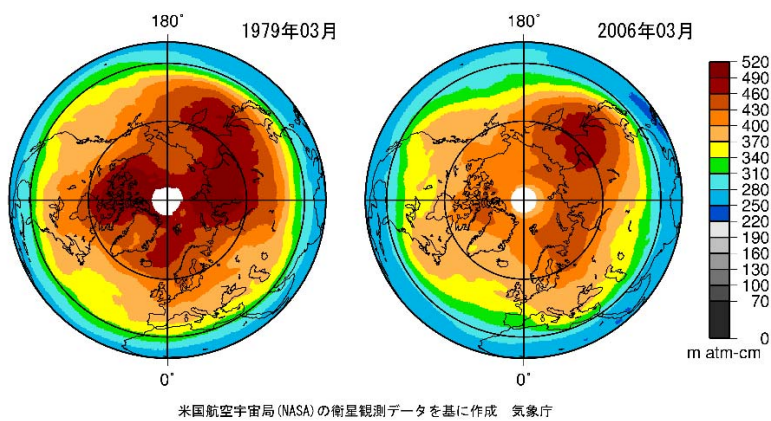


図 II 北半球における 3 月の月平均オゾン全量分布（1979 年及び 2006 年）

出典：気象庁提供データ

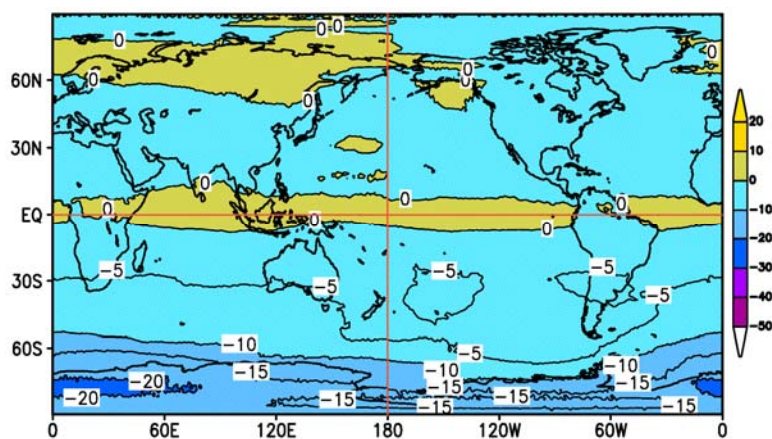


図 III 2006 年のオゾン全量比偏差の全球分布

※P19 図 1-3-9 として掲載

出典：気象庁 オゾン層観測報告:2006

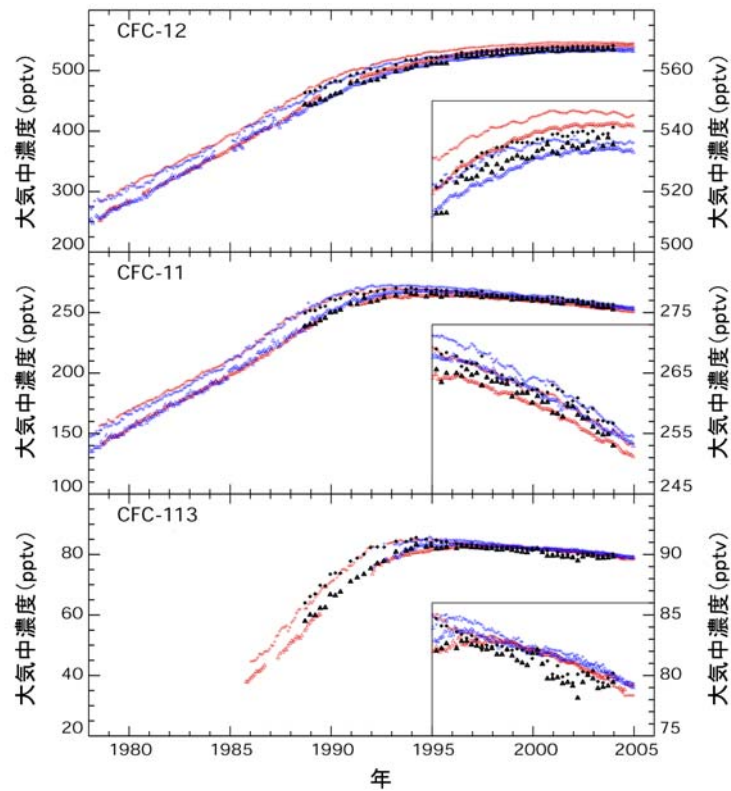


図 IV 海外のネットワークで観測された CFC-12、CFC-11 及び CFC-113 の濃度変動

※P67 図 2-3-8 として掲載

出典：Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

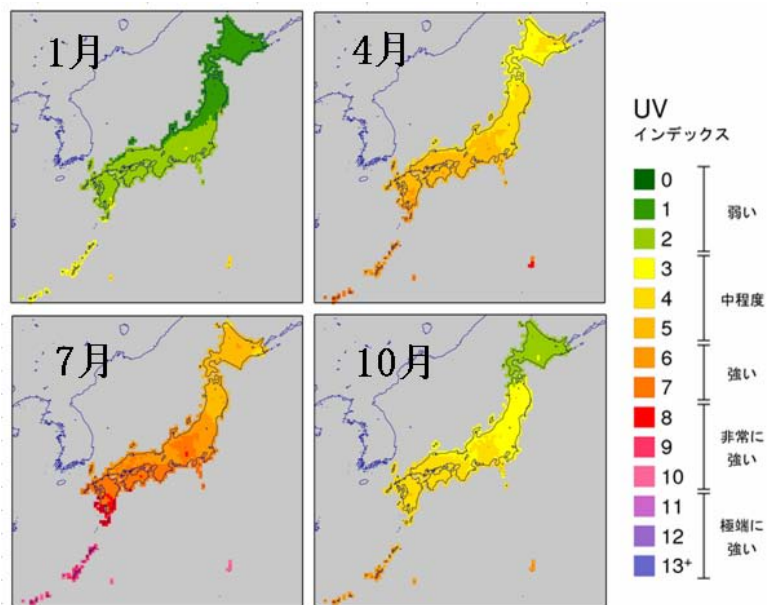


図 V 日本付近の日最大 UV インデックスの月別分布

※UV インデックス情報については P93 参照

出典：気象庁 オゾン層観測報告:2006

本報告書について

オゾン層の破壊を防止するため、「オゾン層の保護のためのウィーン条約」及び「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」に基づき国際的に協調した取組がなされている。

我が国もこれらの条約及び議定書の締約国であるとともに、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」（オゾン層保護法）を制定し、国内的な措置を実施している。同法においては、モントリオール議定書において生産量及び消費量の規制措置の対象とされた物質（クロロフルオロカーボン（CFC）、ハロン、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、ハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC）、ハイドロブロモフルオロカーボン（HBFC）、ブロモクロロメタン及び臭化メチル）を「特定物質」として指定し、製造数量の規制の対象とするとともに、使用事業者に対し排出抑制・使用合理化の努力義務等を課している。さらに、オゾン層保護法第 22 条においては、次のようにオゾン層の状況とこれら特定物質の大気中濃度の観測及び監視を行うことが定められている。

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

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

本報告書は、同条第 2 項の規定に基づき、平成 18 年度の特定物質によるオゾン層の破壊の状況、大気中の特定物質の濃度変化の状況等に関する監視結果をとりまとめたものである。

本報告書の作成に当たっては、「成層圏オゾン層保護に関する検討会」科学分科会、環境影響分科会の指導を仰いだ。また、気象庁「オゾン層観測報告：2006」から一部引用したほか、同庁より観測結果及び成果の提供等多大の協力を得た。御指導、御協力いただいた検討会委員の皆様、関係者の皆様に御礼を申し上げる。

平成 19 年 9 月
環境省地球環境局

成層圏オゾン層保護に関する検討会

科学分科会

座長	富永 健	東京大学名誉教授
委員	秋元 肇	海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター 大気組成変動予測研究プログラムディレクター
	岩坂 泰信	金沢大学 フロンティアサイエンス機構特任教授
	小川 利紘	東京大学名誉教授、宇宙航空研究開発機構主幹研究員
	近藤 豊	東京大学先端科学研究センター教授
	小出 孝	気象庁地球環境・海洋部環境気象管理官付 オゾン層情報センター所長
	中根 英昭	国立環境研究所 アジア自然共生研究グループグループ長
	巻出 義紘	東京大学名誉教授
	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
	鷲田 伸明	理化学研究所

環境影響分科会

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

はじめに

1974年、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によって、人工化学物質クロロフルオロカーボン（CFC）が成層圏のオゾン層を破壊することが初めて明らかにされ、人や生態系に影響が生じると警鐘が鳴らされたことを契機に、オゾン層保護のための取組が進められました。1985年には、「オゾン層保護のためのウィーン条約」が、そして1987年9月には「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」が採択され、主要なオゾン層破壊物質の生産量・消費量が明確な期限とともに削減されてきました。我が国では、これら国際的取組と歩調をあわせ、1987年2月に環境庁に「成層圏オゾン層の保護に関する検討会」が設置され、科学的観点からオゾン層保護対策の検討が開始されました。また、1988年5月には、「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）が制定され、主要なオゾン層破壊物質の生産量・消費量の全廃等の対策が行われてきました。

我が国では、東京大学が1979年以来の継続的測定によって、CFCなどのオゾン層破壊物質が大気中に蓄積していく様子を明らかにし、優れた分析データを蓄積してきたほか、1982年9月には、南極昭和基地において日本の観測隊員が上空のオゾン量が極端に減少していることを発見するなど、顕著な成果を挙げてきました。

「成層圏オゾン層保護に関する検討会」では、オゾン層保護法に基づき、これらの日本独自のデータを活用しつつ、オゾン層の破壊の状況や大気中におけるオゾン層破壊物質の濃度についての監視を続けてきました。また、本検討会での監視結果は、科学的知見に基づく施策の推進に利用されるとともに、一般向けのパンフレットにも活用され、オゾン層破壊の問題に関する関心を高め、正しい知識を広めるためにも用いられています。

監視結果によると、増加し続けてきたCFCや1,1,1-トリクロロエタンなどのオゾン層破壊物質の大気中濃度は、近年、横ばい又は減少傾向を見せています。また、日本都市域でのこれらの物質の濃度は、バックグラウンド地域での濃度とほぼ同程度にまで近づいており、対策の効果は着実に現れています。南極域上空のオゾンホールと呼ばれる現象は、未だ大きな規模で発生し続けており、今のところ回復に向かう兆しは確認されていませんが、モントリオール議定書の専門家諮問機関の1つである科学評価パネルの報告書では、モントリオール議定書に基づく取組を引き続き着実に進めることによって、今世紀中頃にはオゾン層の回復が見込まれるとしています。

また、オゾン層を破壊するCFCやハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC）は、京都議定書の対象物質とはなっていないものの、地球温暖化係数が大きく、モントリオール議定書に基づく排出抑制は、結果的に地球温暖化防止にも大きな貢献を果たすこととなります。

地球規模の環境問題に対応するためには、世界各国における、多数の利害関係者の広範な協力が必要であり、困難を伴う場合が多いところですが、オゾン層の保護に関する対策は、科学的知見に基づき進められ、これらの問題を克服し、順調に成果を挙げてきました。モントリオール議定書は、採択から20年を経過し、世界各国でその果たした役割等についての評価が行われていますが、地球規模の環境問題に予防的に対処し、目に見える成果を挙げた成功事例として、国際的に高く評価されています。他の環境問題においても、関係者の合意と協力のもとに、対策が講じられることを期待しています。

「オゾン層等の監視結果に関する年次報告書」は、毎年、オゾン層保護法に基づいて作成しているものですが、今回はモントリオール議定書の採択から20周年という節目の年に当たり、国民の皆様にもオゾン層等の現状についてよりよく理解していただくとともに、今後一層オゾン層保護や地球温暖化防止のために協力していただくことを目的に、内容や構成の抜本的な見直しを行いました。

本報告書の活用により、オゾン層保護に向けた取組が一層進められることを期待します。

目 次

概要	1
オゾン層の状況	1
特定物質の大気中濃度	2
太陽紫外線の状況	3
 第1部 オゾン層の状況	5
1. オゾン層の形成と分布・その変動	7
1-1. オゾン層の形成・分布・破壊	7
1-2. オゾン量の変動	9
1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊	10
2. 世界と日本のオゾン層の観測状況	11
3. オゾン層の監視結果	12
3-1. 全球的なオゾン層の状況	12
3-2. 極域のオゾン層の状況	21
3-2-1. 南極域上空のオゾン層の状況	21
3-2-2. 北半球高緯度域のオゾン層の状況	26
3-3. 我が国におけるオゾン層の状況	28
4. オゾン層の将来予測	33
4-1. 成層圏の実効塩素濃度とその推移	33
4-2. 三次元化学気候モデルによるオゾン層将来予測	35
4-3. 塩素・臭素化合物以外の原因が成層圏オゾン層に及ぼす影響	39
参考資料	40
参考資料1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅	40
参考資料2. オゾン層観測手法の種類	43
参考資料3. オゾン層の観測ネットワーク	46
参考資料4. オゾンデータの管理・公表	47
参考資料5. 2006年の月平均オゾン全量と平年比偏差の全球分布	48
参考資料6. 1979～2006年の南半球の月平均オゾン全量分布（10月）	50
参考資料7. 地上観測による南極域でのオゾン全量推移	53
 第2部 特定物質の大気中濃度	55
1. オゾン層破壊物質の種類と特性	57
2. 特定物質の観測状況	59
3. 特定物質の大気中濃度の監視結果	61
3-1. 全球の特定物質の大気中濃度の状況	61
3-1-1. 環境省による観測結果	61
3-1-2. その他の機関による観測結果	66
3-2. 日本の都市域における大気中濃度の状況	71
4. 特定物質の大気中濃度の将来予測	73
参考資料	75
参考資料1. 特定物質の特徴と用途	75
参考資料2. 北海道における特定物質の平均濃度の経年変化	79
参考資料3. 川崎における特定物質の平均濃度の経年変化	83

参考資料 4. 北半球中緯度・南極の特定物質の濃度（経年変化）	85
参考資料 5. 成層圏における特定物質の分布状況	87
第 3 部 太陽紫外線の状況	89
1. 太陽紫外線の概要	91
1-1. 太陽紫外線の概要	91
1-2. 紫外線の指標	91
1-3. 紫外線量の変動要因	94
2. 太陽紫外線の観測の状況	97
2-1. 太陽紫外線の観測手法	97
2-2. 我が国の紫外線観測状況	97
3. 太陽紫外線の監視結果	99
3-1. 世界の太陽紫外線の状況	99
3-2. 南極域の太陽紫外線の状況	104
3-3. 我が国の太陽紫外線の状況	106
4. 太陽紫外線の将来予測	108
参考資料	110
参考資料 1. 紫外線による人の健康への影響	110
参考資料 2. 紫外線による陸域生態系への影響	115
参考資料 3. 紫外線による水圏生態系への影響	117
参考資料 4. 紫外線による材料の損傷	120
参考資料 5. オゾン層破壊によるその他の影響	121
参考資料 6. オゾン層破壊と気候変化の相互作用とその環境影響	124
第 4 部 巻末資料	127
1. オゾン層保護対策	129
1-1. オゾン層破壊物質等の概要	129
1-2. オゾン層保護対策の経緯	131
1-3. 国際的なオゾン層保護対策	134
1-4. 我が国におけるオゾン層保護対策	136
1-5. 我が国におけるオゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減実績	142
1-6. 世界におけるオゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減実績	148
2. WMO 科学評価パネル報告書要旨（2006 年）	149
3. UNEP 環境影響評価パネル報告書要旨（2006 年）	176
4. IPCC/TEAP 特別報告要旨	187
5. 参考文献	194
6. 英略語一覧	199

概要

オゾン層の状況

■全球的なオゾン層の状況（P12～）

オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて全球的に大きく減少しており、現在も減少した状態が続いている。1979 年を基準とすると、2006 年のオゾン全量は、全球規模では約 2.2%減少、北半球では約 1.8%減少、南半球では約 2.7%減少している。

2006 年の全球のオゾン全量は、ほとんどの地域で参照値（1979～1992 年の平均オゾン全量）より少なかった。特に、南半球の中高緯度では、比偏差が-5%以下となったところが多かった。オゾンホールが広がったことを反映して、南半球高緯度では特に顕著であった。一方、赤道付近とユーラシア大陸の高緯度域では、参照値よりも多かった。

■南極域上空のオゾン層の状況（P21～）

南極オゾンホールの規模は 1980 年代から 1990 年代にかけて拡大し、その後もほぼ毎年大規模に形成されている。オゾンホールの規模は年々変動が大きいために、現時点でオゾンホールに縮小する兆しがあるとは判断できず、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

2006 年のオゾンホールの面積は 2,929 万 km² であり、2000 年に次ぐ過去第 2 位の広さであった。この理由として、成層圏のオゾン層破壊物質の量が依然として多い状況であることと、2006 年の 8～9 月に南半球中・高緯度成層圏の気温が低く、オゾンが破壊されやすい気象条件が広範囲に広がっていたことなどが考えられる。

■北半球高緯度域のオゾン層の状況（P26～）

北半球高緯度域でのオゾン全量は 1990 年以前に比べ少なくなっているが、2006 年はオゾン層破壊が進みにくい気象条件であり、大規模なオゾン減少は観測されなかった。

■日本上空のオゾン層の状況（P31～）

日本上空のオゾン全量は、主に 1980 年代に明瞭な減少傾向、1990 年代後半以降にやや微増傾向が見られる。国内の 3 地点（札幌・つくば・那覇）の平均では、1979 年を基準とすると、2006 年のオゾン全量は約 1.7%減少している。

2006 年の日本上空のオゾン全量は、つくばと那覇では 8 月から 11 月にかけて多くの月で参照値（つくばでは 1971～2000 年、那覇では 1974～2000 年の月平均オゾン全量）より大きい月が多く、11 月は両地点とも観測開始以来、その月として最も多かった。つくばでは 4 月と 9 月にも過去最多となった。

■オゾン層の将来予測（P33～）

モントリオール議定書の科学評価パネル報告書（WMO,2007）に報告されている数値モデル予測によると、結果には幅があるものの、多数のモデルでは、今世紀中頃にはオゾン全量が 1980 年以前の状態まで回復すると予測されている。

特定物質の大気中濃度

■ 全球の特定物質の大気中濃度の状況（P61～）

北半球中緯度域の平均的な状況を代表するとみなせる北海道の観測地点において、それまで増加し続けてきた特定物質（オゾン層保護法に基づき生産等が規制されているフロン等）のうち、CFC-12 の大気中濃度は 1990 年代後半以降ほぼ横ばいであり、CFC-11、CFC-113、四塩化炭素の大気中濃度は約 1%/年の割合で減少している。大気中での寿命の短い 1,1,1-トリクロロエタンの大気中濃度は急速に減少している。

一方、CFC の代替物質である HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b 及び HFC-134a の大気中濃度については急速に増加してきた。特に HFC-134a の増加率は 10%/年前後で極めて大きい。ハロン 1301 及びハロン 1211 についても、今なお増加の傾向が続いている。

■ 日本の都市域における大気中濃度の状況（P71～）

都市域の状況の 1 つとして川崎市で測定した CFC-11、CFC-12、CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素の大気中濃度は、次第に変動幅が小さくなり、北海道における大気中濃度とほとんど変わらなくなっている。これらは我が国における生産量等の削減及び排出抑制等が反映された効果と考えられる。

■ 特定物質の大気中濃度の将来予測（P73～）

CFC の大気中寿命は非常に長いため、今後、大気中濃度はきわめてゆるやかに減少すると予測されている。HCFC の大気中濃度は今後も引き続き増加し、今後 20～30 年でピークに達しその後減少すると考えられている。

■ 特定物質の大気中濃度とオゾン層

現在の特定物質の大気中濃度は、南極域でオゾンホールが観測され始めた 1980 年頃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さらに低下することが必要である。

太陽紫外線の状況

■太陽紫外線の影響（P91～）

成層圏オゾン層の破壊により有害な紫外線（UV-B）の地上への照射量が増大すると、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらし、皮膚がんや白内障の増加、免疫抑制など人の健康に影響を与えるほか、陸域、水圏生態系に悪影響を及ぼすことが懸念される。

■紫外線量の推移（P99～）

北半球中緯度のいくつかの観測点では、地表に到達する紫外線は増加し続けている。これらの増加はオゾンの減少だけでは説明できず、1990 年代初めからのエアロゾルの光学的消散及び大気汚染の減少傾向に起因しているほか、雲の影響も一部考えられる。

■南極域における紫外線の状況（P104～）

南極昭和基地における紫外線量は、オゾンホールが発達する時期である 10～11 月には非常に多くなった。これは、同時期のオゾンホールの規模が大きく、昭和基地上空のオゾン全量が少なかったためである。2006 年の紅斑紫外線量日積算値の最大値は、1993 年の観測開始以来最も大きかった。

■日本国内の紫外線量（P106～）

国内の紫外線観測地点（那覇・つくば・札幌）における紫外線量は 1990 年代初めから増加傾向にある。この傾向は、上空のオゾン量の変動に関連するものではなく、雲量の減少など気象の変化や、エアロゾル量の減少によるものと考えられる。

2006 年の紅斑紫外線量年積算値は、参照値（札幌、那覇では 1991～2005 年、つくばでは 1990～2005 年の平均値）と比べ、札幌で大きく、つくばで参照値なみ、那覇で小さかった。

■太陽紫外線の将来予測（P108～）

紫外線量は現在最高に近いと思われ、雲量やエアロゾルの効果が現在と変わらないとすると、今世紀半ば頃に 1980 年代以前のレベルに戻ると予測するモデルもあるが、なお不確実な部分が多い。

第 1 部 オゾン層の状況

1. オゾン層の形成と分布・その変動

オゾン層の形成、オゾン層の分布と変動、及び人間活動によるオゾン層破壊について簡単に解説する。

1-1. オゾン層の形成・分布・破壊

成層圏に存在するオゾン層

大気中オゾンのほぼ90%は地上高度10～16kmから50kmの範囲に存在している。この高度範囲は成層圏と呼ばれる大気の領域と一致する。残りの約10%は、対流圏（地表から高度10～16km）に存在する。オゾン層は、太陽から地球にやってくる、生物に有害な紫外線（UV・B）をほとんど全部吸収する。地表面に生物が生存できるのは、オゾン層が有害紫外線に対するシュルターとして働いているおかげである。オゾン層によって吸収されなかったごく少量のUV・B（長波長側のUV・B）は地表面に到達するので、地上生物はそれに対する防御機能を備えるようになったといわれている。しかし、過度のUV・Bを浴びることは人の健康や動植物に悪影響を及ぼすおそれがある。

オゾン層形成のメカニズム

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

エネルギーの高い太陽紫外線は、大気中の酸素分子に吸収されるため、高度が低くなるにつれて強度が弱まる。一方、分解される酸素分子の量は高度が低い方が多いので、この2つの量のかねあいにより、オゾン分子が生成される割合はある一定の高度で最大になる。

成層圏における実質的なオゾン分子の消滅は、オゾン分子と酸素原子の結合で2個の酸素分子に戻る反応である。さらに、成層圏に微量に存在する水素酸化物、窒素酸化物、塩素酸化物及び臭素酸化物が触媒反応サイクルによって実質的にオゾンを壊している（詳細は参考資料1（P40）を参照のこと）。

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

オゾンの全球分布

オゾン量は、太陽紫外線照射量や大気中輸送量の違いによって、緯度・経度や季節による違いがある。低緯度上空の成層圏では、太陽紫外線の豊富な照射によりオゾンが多く生成される。このオゾンを含む熱帯大気は、大規模な成層圏大気の循環（赤道域で上昇して、南北方向に枝分かれし、成層圏中を中高緯度に向かい、そこで下降する大規模な平均的な流れの場で、提唱者の名前にちなんでブリューワ・ドブソン循環と呼ばれる）に乗って中高緯度の下部成層圏に運ばれる。このため、オゾン分圧でみると中高緯度の低い高度20km付近で最大となり、赤道域上空よりも大きくなっている。

衛星観測によるオゾン全量*の全球分布を図1-1-1に示す。オゾン全量は赤道域では少なく、南北両半球とも高緯度域で多く、特にオホーツク海上空は最も多い。また、緯度方向の変化は、南半球に比べて北半球で大きく、日本上空では最も大きい。

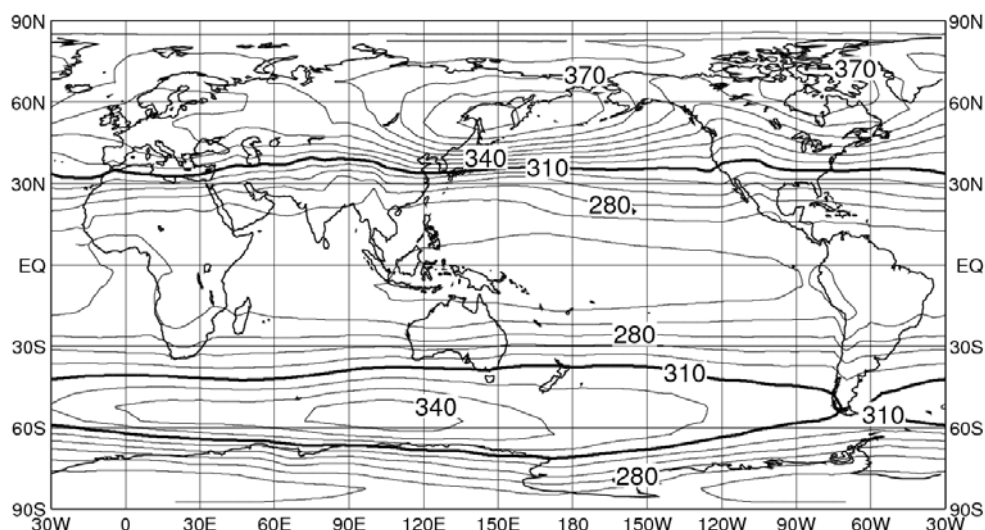


図 1-1-1 年平均全球オゾン全量の参照値（1979 年～1992 年の平均値）

単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 、等値線間隔は $15 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 。NASA提供の衛星データ（ニンバス-7号/TOMSデータ）をもとに作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

* 地表から大気上端までの鉛直気柱に含まれるすべてのオゾンを積算した量をオゾン全量という。これは、大気中のオゾンをすべて 1 気圧、 0°C として地表に集めた層の厚さに相当する量である。 cm 単位で表した厚みを 1000 倍した数値が使いやすいので、便宜的にこの単位を $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ （ミリ・アトモスフェア・センチメートル）又は DU（Dobson Unit; ドブソン単位）と称している。地球全体の代表的なオゾン全量は $300 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ であるから、代表的なオゾン層の厚みは 3 mm だといえる。ちなみに、大気全体の厚みを同じ方法で表すと 8 km となる。

1-2. オゾン量の変動

オゾン量は、季節により変動する。また、より長期的には QBO（準 2 年周期振動）、太陽黒点活動（約 11 年周期）などに対応した変動がある。また成層圏に達するような火山の大規模噴煙も一時的にオゾン量に影響を与えることが知られている。人為的要因によるオゾン層の変化を精度よく検出するためには、これらの自然要因による変動成分を正しく把握しておくことが必要である。

オゾン全量の季節変動

ある緯度幅で東西方向に平均したオゾン全量参照値の季節変動を図1-1-2に示す。一般的に中高緯度域のオゾン全量は、南北半球ともに春に最大となり、秋に最小となる季節変動が見られる。これは、赤道域から中高緯度への成層圏大気の大規模輸送が冬から春にかけて最も活発となるためと理解されている。

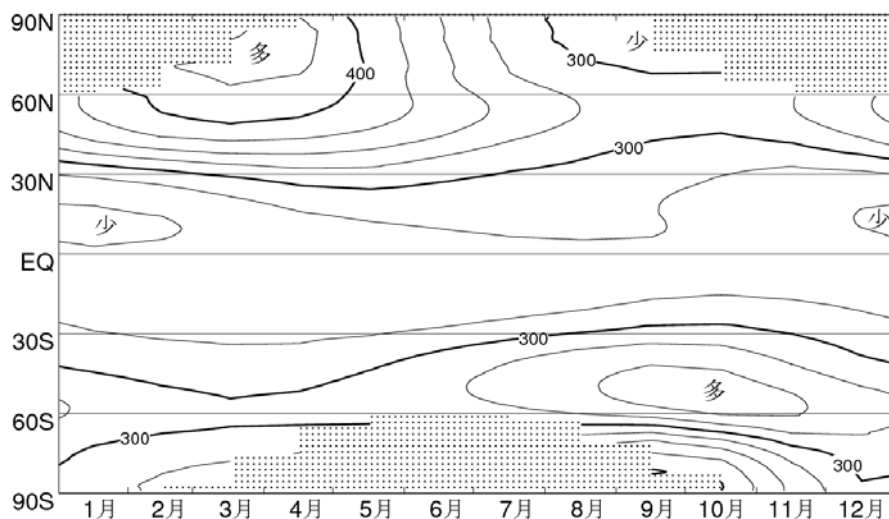


図 1-1-2 緯度別平均オゾン全量の季節変動（1979～1992 年の平均値）

単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ 、等値線間隔は $15 \text{ m atm}\cdot\text{cm}$ 。NASA 提供の衛星データ（ニンバス-7 号/TOMS データ）をもとに作成。図中、極域での等値線のない点域があるのは、太陽光が射さなくなる冬季の両極域では観測できないため。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

太陽黒点活動(太陽紫外線量及び成層圏力学過程の変動)

太陽黒点活動に伴ってエネルギーの高い太陽紫外線の放射量変動することは、人工衛星により観測されている。この変動に伴って上中部成層圏におけるオゾンの生成量変動するので、太陽黒点活動の極小期と極大期の間で全球平均のオゾン量は2～3%変動することがわかっている。また、上中部成層圏で吸収される太陽紫外線エネルギーの増加は成層圏気温の上昇をもたらすので、これによって成層圏大気の大循環場の変動が起こり、下部

成層圏でもオゾン輸送の変動を通じてオゾン濃度が変化するという説が提案されている。

赤道上空成層圏の風向変化(準2年周期振動)

赤道付近の下部成層圏では東風と西風が約2年の周期で交代することが知られており、この現象は準2年周期振動 (QBO) と呼ばれている。QBOに伴ってオゾン全量も全球的に変動することがわかっており、赤道上空で東風のときは熱帯でオゾン全量が減少し、西風のときは中緯度でオゾン全量が減少することが観測データにより確認されている。この相関関係のメカニズムについては、赤道上空成層圏の東西風の変動と南北方向の大規模循環の変動とが結びついたものであろうと考えられている。

大気の大規模循環場の変動

一般的にいて、大気の大規模な流れの強さの変動によってオゾン量は変動する。成層圏において低緯度域から高緯度域へのオゾン輸送量が多くなると高緯度域におけるオゾン量が多くなる。こういった成層圏大気の大規模循環の長期的変動がオゾン層に与える変動については、詳しいことはまだよくわかっていない。また、対流圏の循環場の変動とオゾン層との関連も気候変化の影響を受けることもあり、今後の研究の進展が待たれる。

大規模火山噴煙

大規模な火山噴火の後で、例えば 1991 年のピナトゥボ火山噴火後の 1992 年と 1993 年には、北半球全体でオゾン全量の減少が観測された。これは、下部成層圏に注ぎ込まれた火山噴煙中の二酸化硫黄が硫酸エアロゾル粒子に変成し、その粒子表面での不均一相反応によってオゾンの消滅反応が促進されたためであるとされている。

1-3. 人為起源物質によるオゾン層破壊

成層圏中に極微量に存在し、オゾンを触媒反応によって破壊する成分である水素酸化物 (HO_x)、窒素酸化物 (NO_x)、塩素酸化物 (ClO_x)、臭素酸化物 (BrO_x) などには、自然界の大気供給源に加えて、近年の人間活動の増大による人為的供給源が無視できないものがある。水素酸化物は自然界の水に比べれば人為起源のものは問題にならない。窒素酸化物の起源物質としては、一酸化二窒素と上空に直接排出される NO_x が人為起源物質として問題になる。 ClO_x と BrO_x には自然界の発生源として塩化メチルと臭化メチルがあるが、 ClO_x に対してはクロロフルオロカーボン (CFC) などの人為起源物質が凌駕しており、 BrO_x に対しては臭化メチルやハロンがある。臭化メチルは自然起源と人為起源が拮抗する。

2. 世界と日本のオゾン層の観測状況

オゾン層の観測は、気球などを使って測定器を上空まで運び、その場でオゾン分子の濃度を直接測る方法と、オゾン分子による光の吸収や発光を用い間接的に濃度を算出する遠隔測定方法がある。遠隔測定では主に大気中の積分全量を計測するが、方式によっては高度分布まで測定できる。また、測定器を載せるプラットフォームにより、地上からの観測、人工衛星からの観測、気球を用いた観測などに分類できる。

地上観測体制

世界のオゾン観測地点を図 1-2-1 に示す。各観測点は北半球中緯度の陸上に偏在しており、低緯度、南半球、海洋等では、観測点の密度がまだ不十分といえる。我が国では現在、札幌・つくば（館野）・那覇・南鳥島・南極昭和基地において気象庁が観測を行っている。

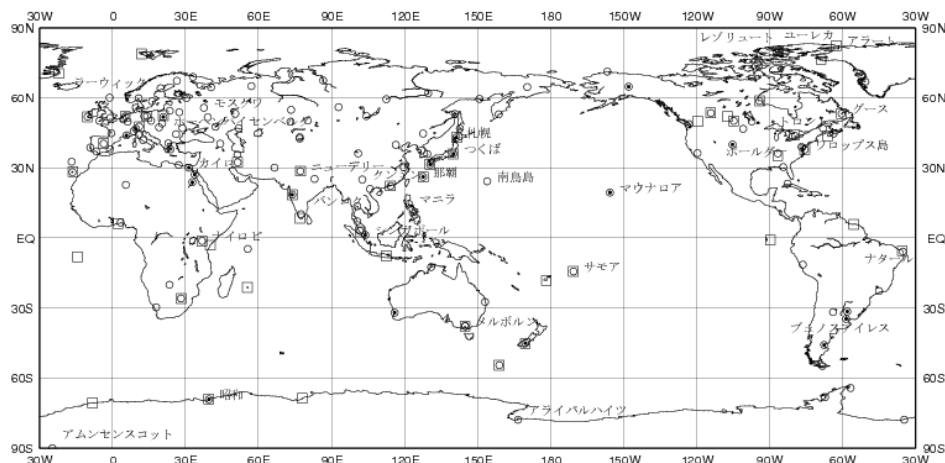


図 1-2-1 オゾン観測地点の分布(2002-2006 年)

全量観測は 143 地点 (○印)、反転観測は 21 地点 (●印)、オゾンゾンデ観測は 51 地点 (□印)。
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

衛星観測体制

人工衛星搭載センサーによる観測は、同一の測定器で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、これまで世界各国の衛星・測定器で観測が行われてきた。環境省では、衛星搭載センサー ILAS 及び ILAS-II の開発を行い、国立環境研究所において、データ処理解析とデータ利用研究を進めた。

気象庁では、継続性と安定性で世界的に見ても最も信頼性のある米国製衛星観測器 TOMS と OMI で得られたデータを基に解析を行っている。

3. オゾン層の監視結果

3-1. 全球的なオゾン層の状況

(a) オゾン量のトレンド解析

オゾン量の自然要因の除去

オゾン量のトレンド（長期変化）を評価するにあたっては、様々な自然要因によるオゾン変動を取り除くことによって、より正確に評価することができる。オゾン量の観測値（図 1-3-1 の①）から、季節変動、太陽黒点活動の変化（約 11 年ごと）、準 2 年周期振動（QBO）及び大規模火山噴煙による影響を取り除き、さらに、EESC（等価実効成層圏塩素）*による影響のうち季節変動によるものを除くことによって、EESC の長期変化及び未知の要因に由来するオゾン量のトレンドを抽出することができる。この方法を EESC フィッティングと呼び、本報告書でオゾン量のトレンドを解析するにあたっては、この方法を用いている。

トレンドの評価にあたっての留意点

オゾン量は、EESC の長期変化にほぼ比例して推移している。EESC は、1979～1989 年（以下、便宜的に 1980 年代と呼ぶ）の期間はほぼ直線的に変化しているが、1990 年代中頃以降は傾向が変化しているため、現在までの全期間を含めて直線的なトレンドを求めることは適切ではない。

このため、本報告書では、例えば 1979 年～2006 年の期間のトレンドについては、この期間のデータに EESC フィッティングを行い、フィッティングデータの 1980 年代における変化量（1979 年と 1989 年の値の差）に基づいてトレンドを求め、10 年当たりのオゾン量の変化（%/10 年）として表記している。1979 年を基準とする 2006 年のオゾン量の変化量は、1980 年代における変化量の約 1.4 倍として換算される（1990 年代中頃以降は傾向が変化しているため、単純に直線を延長することは適切ではない）。例えば、1980 年代の 10 年間の変化量が -5% であった場合、1979 年を基準とする 2006 年の正味の変化は -7% である。

*EESC（等価実効成層圏塩素:Equivalent Effective Stratospheric Chlorine）とは、成層圏でのハロゲン濃度をオゾン破壊効率の違いを考慮して塩素濃度に換算して求めた量のことをいう。

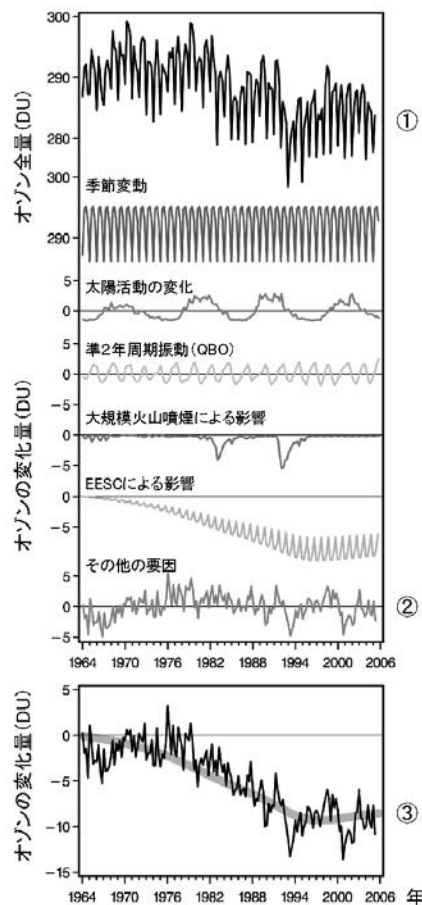


図 1-3-1 EESC フィッティング解析概念図

①の部分は中緯度地域（北緯 60 度～南緯 60 度）における地上観測から算出されたオゾン全量の変化。既知の季節変動要因（季節変動等）及びオゾン層破壊物質による影響を取り除いたものが②となる。下の図（③）の太線は EESC による影響の長期変化を示し、黒線はこれに未知の要因による影響（②）を加えたオゾン全量のトレンドを示す。オゾン量が EESC の長期変化にほぼ比例して推移していることがわかる。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006(WMO, 2007)

(b) オゾン全量のトレンド

地上及び衛星からの観測による月平均オゾン全量の比偏差（1970～1980 年の平均値を基準とする）の推移を図 1-3-2 に示す。オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて全球的に大きく減少しており、現在も減少した状態が続いている。1980 年代のオゾン全量変化量を求めると、全球平均では $1.6 \pm 0.1\%/10$ 年、北半球では $1.3 \pm 0.2\%/10$ 年、南半球では $1.9 \pm 0.2\%/10$ 年の減少傾向が得られた。

地上からの観測結果によれば、1979 年を基準とする 2006 年現在の変化量は、全球平均で約 2.2%減少している。したがって、オゾン全量のトレンド解析において示されたオゾンの減少傾向は、周期性のある既知の自然変動要因のみからは説明できず、CFC 等の大気中濃度の増加が主要因であると考えられる。特に 1980 年代以降の南極域上空のオゾンホールのはげしい発達、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。

1990 年代以降の変化傾向をみると、北半球、南半球とも、ピナトゥボ火山噴火（1991 年 6 月）の影響でオゾン破壊が促進されて一時的な極小を示した 1993 年頃以降は、ほとんど一定又はわずかに上昇に転じているようにみえる。

1980 年代の北半球中緯度での減少傾向及び 1990 年代半ば以降のほとんど一定又は緩やかな増加傾向には、力学的な要因が寄与しているものと考えられる。北半球でのオゾン全量にみられる傾向には、このような自然要因の影響が考えられ、また、成層圏の塩素量は、現在、ピークを過ぎたとしてもその減少量はわずかであるため、塩素量の減少に伴ってオゾン全量が増加に転じたとみることはできない。

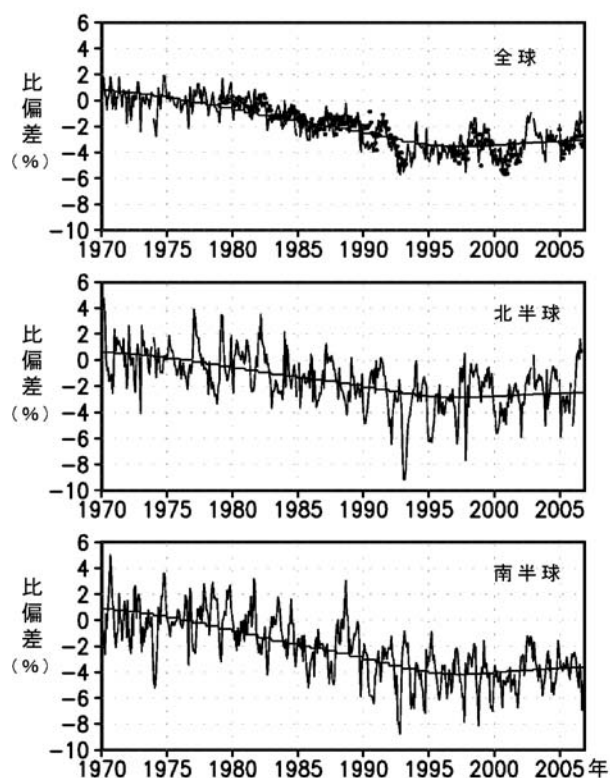


図 1-3-2 世界のオゾン全量比偏差の推移

実線は世界の地上観測によるオゾン全量比偏差。滑らかな実線はEESCフィッティング曲線。●印は衛星観測データ（北緯70度～南緯70度）によるオゾン全量比偏差。比較の基準である参照値は1970～1980年の平均値。季節変動、太陽活動及びQBOの影響を除去。上段から全球、北半球、南半球のオゾン全量の変化を示す。全球の地上観測点数は63地点。北半球は55地点、南半球8地点。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(c) オゾン全量トレンドの分布及び季節変動

オゾン全量トレンドの全球分布及び季節変動(衛星データ)

衛星観測データによる通年のオゾン全量トレンドの全球分布を図1-3-3に示す。低緯度域でオゾン全量の減少率が小さく、高緯度で減少率の大きい領域が広がっている。北半球の中緯度にも減少率-3%以上の領域がみられる。特にヨーロッパ付近で減少率が大きい。季節別のオゾン全量トレンドの全球分布については図1-3-4のとおりである。

通年

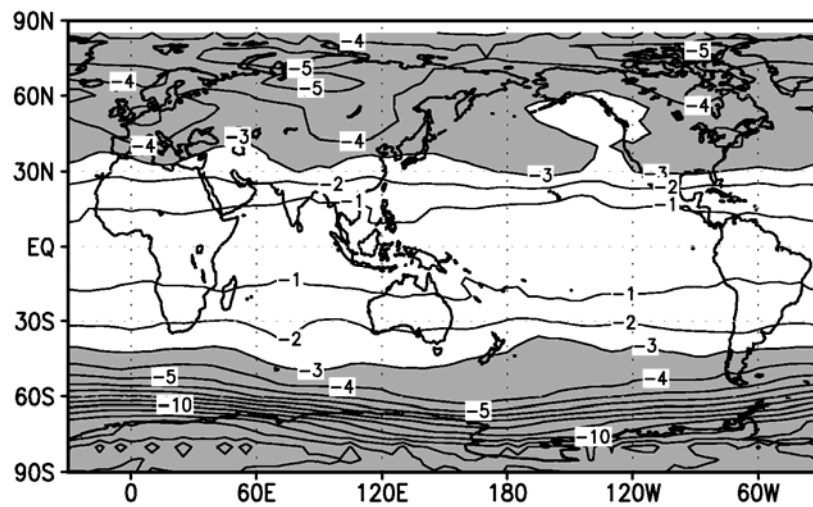


図 1-3-3 オゾン全量トレンドの全球分布

1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。等値線間隔は1%/10年。陰影部は減少率が-3%を超える領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意。NASA提供の衛星データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

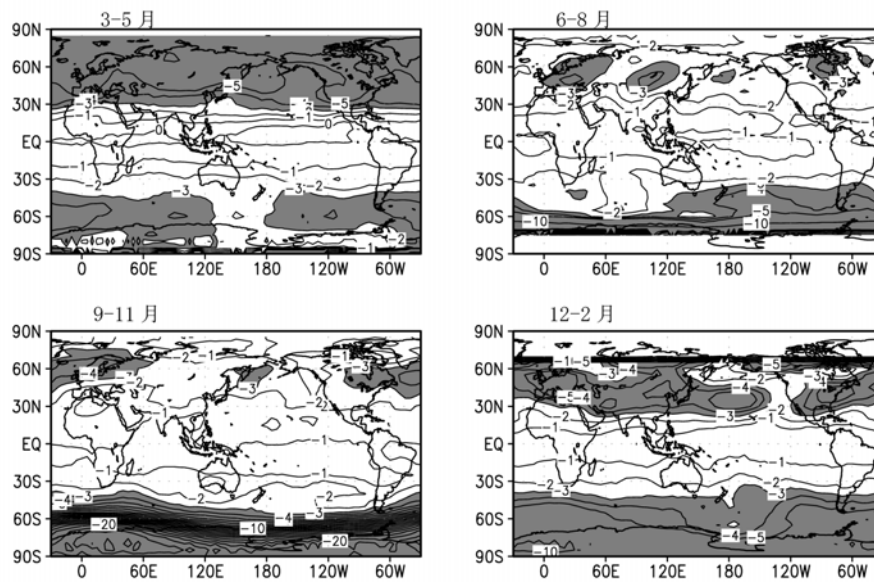


図 1-3-4 季節別オゾン全量トレンドの全球分布

1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。等値線間隔は1%/10年。陰影部は減少率が-3%を超える領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意する必要がある。NASA提供の衛星データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

オゾン全量のトレンドの季節変動をみるため、緯度別月別オゾン全量トレンドを図1-3-5に示す。北半球の高緯度では3～4月に、南半球中・高緯度では8～12月にオゾンの減少傾向が大きい。

両半球高緯度域の春季に特に顕著な減少傾向があるのは、冬季の低温条件下で塩素や臭素がオゾンを破壊しやすい物質となって蓄積され、太陽光の照射を受ける春季に特にオゾン層破壊を進行させるためと考えられる（P41参照）。

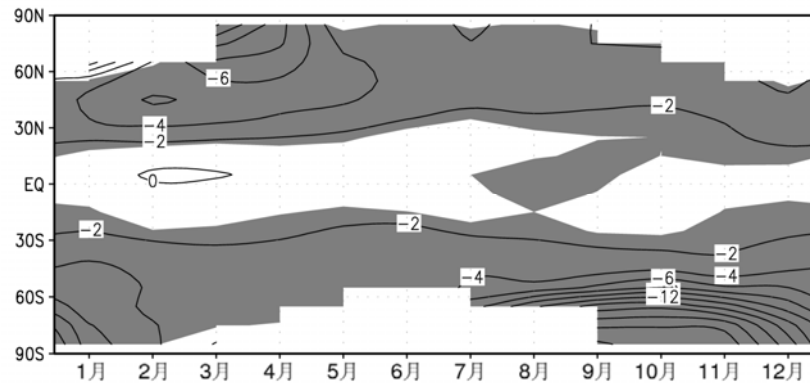


図 1-3-5 緯度別・月別オゾン全量トレンド

1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。等値線間隔は2%/10年。陰影部は95%信頼区間の範囲がすべて負である領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意する必要がある。NASA提供の衛星データから作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

オゾン全量トレンドの緯度別分布及び季節変動(地上観測データ)

世界の地上観測データによるオゾン全量トレンドの緯度分布を図1-3-6に示す。通年及び各季節とも低緯度を除いて多くの地点で減少傾向を示している。

通年では、北半球の中緯度と南半球の南緯30度以南で有意な減少傾向を示している地点が多い。季節ごとにみると、9～11月の南緯60度以南では、南極オゾンホール出現に伴い15%/10年を超える減少を示している。

このように、1979年以降のオゾン全量のトレンドは低緯度を除いて明らかな減少を示している。

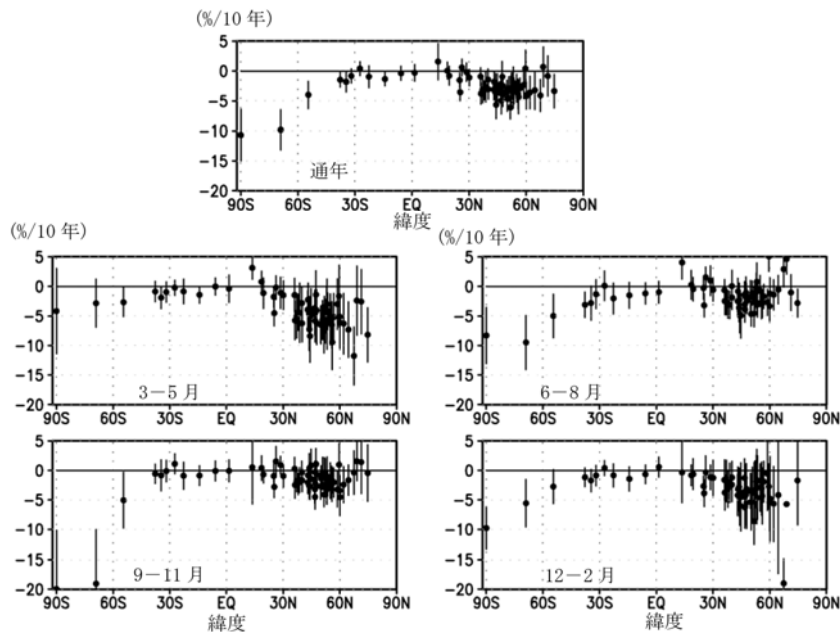


図 1-3-6 地上観測データによるオゾン全量トレンドの緯度分布

上段：通年、中段左：3～5月、中段右：6～8月、下段左：9～11月、下段右12～2月。●印はオゾン全量の地点別トレンド（%/10年）。1979～2006年の月別値に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示した。横軸は緯度、縦軸はトレンド。●印に付いている縦線は95%信頼区間の範囲。世界の観測地点（66地点）のオゾン全量データから作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(d) オゾンの高度別分布のトレンド

オゾンの高度分布のトレンド(全球)

オゾンの鉛直分布のトレンドをみるため、衛星データを東西方向に平均して求めたオゾントレンドの子午面分布（高度緯度分布）を図1-3-7に示す。北半球、南半球とも、中緯度から高緯度にかけての、40km付近と20km付近以下の2つの高度に減少率の大きい領域がみられる。

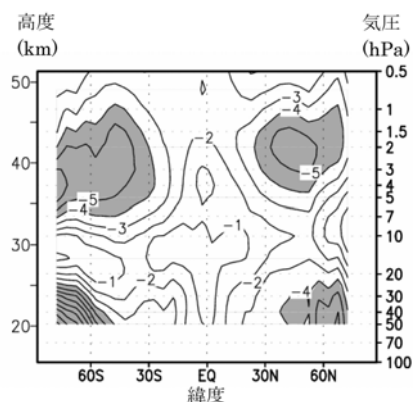


図 1-3-7 オゾントrendの緯度・高度変化

1979～2003年の月別値（季節変動成分のみを取り除いた）に対してEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量で示す。等値線間隔は1%/10年。陰影部は減少率が4%を超える領域。北緯60度以北と南緯60度以南では太陽高度角の関係で観測できない時期があることに注意。NASA提供の衛星データ（SBUV/2 ver.8データ）から作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

オゾンの高度別のトレンド(北半球・南半球中緯度)

北半球・南半球中緯度におけるオゾンの高度別のトレンドを図1-3-8に示す。

高度40km付近と高度20km付近のオゾン減少は、ともにCFC等から解離した塩素によるものであるが、高度40km付近の減少は、気相反応のみによって働く触媒反応サイクルによるのに対し、高度20km付近の減少は主にエアロゾル粒子表面での不均一相反応によって活性化される別の触媒反応サイクルによると考えられている（詳しくは参考資料1（P41）参照のこと）。

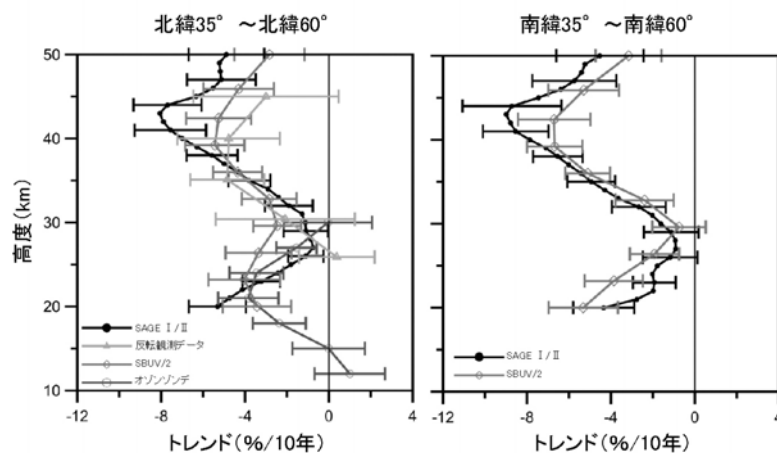


図 1-3-8 オゾンのトレンドの高度分布

1980～2004 年の SAGE I/II、SBUV/2、オゾンゾンデ、反転観測データをもとに作成した北半球中緯度(左)と南半球中緯度(右)の高度別オゾンのトレンド (%/10 年)。EESC フィッティングを行い、1980 年代における変化量で示す。実線がトレンド。誤差棒は標準偏差の 2 倍 (95%信頼区間に相当) の大きさを示す。Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)より。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

(e) 2006 年のオゾン全量の状況

2006 年のオゾン全量平年比偏差の全球分布

2006年のオゾン全量平年比偏差の全球分布を図1-3-9に示す。2006年の全球のオゾン全量は、ほとんどの地域で参照値より少なかった。特に、南緯30度以南では年平均で-5%以下となったところが多く、さらに南緯60度以南は2006年のオゾンホール規模が大きかったことを反映してほとんどの地域で-10%以下となった。一方、赤道付近は帯状に参照値よりも多かった。これは、QBO（準2年周期振動）の影響と考えられる。ユーラシア大陸の高緯度域でも参照値より多い地域があった。

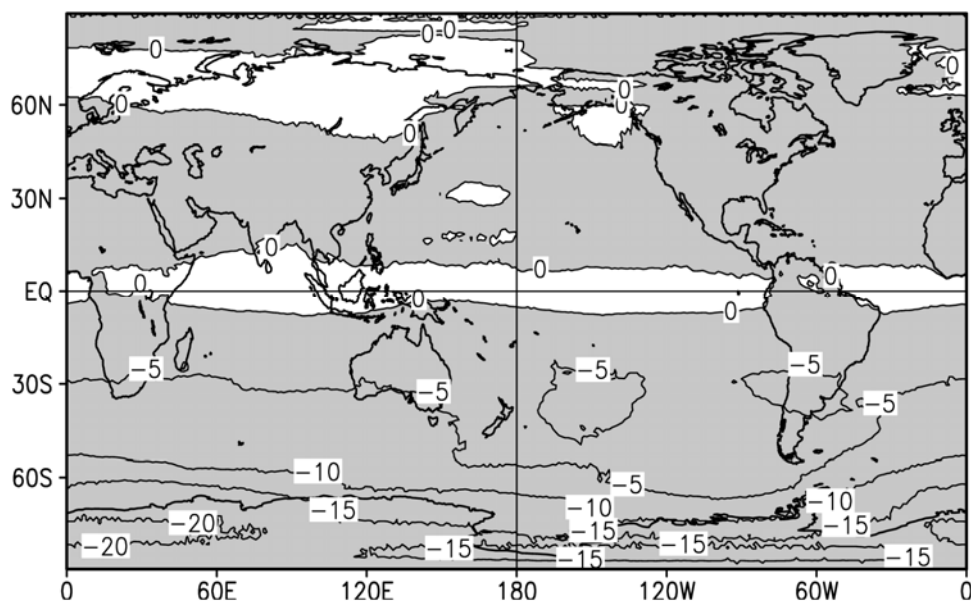


図 1-3-9 2006 年のオゾン全量平年比偏差の全球分布

月平均オゾン全量の平年比偏差（%）の2006年通年平均分布。等値線間隔は5%。比較の基準である参照値は1979～1992年の平均値。北緯60度以北の1月と11、12月及び南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測できない時期があるため省いて計算した。NASA提供の衛星観測データから作成。※口絵III参照。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

全球平均及び緯度帯別平均オゾン全量平年比偏差の 2006 年の推移

オゾン全量月平均値の年間の推移を図 1-3-10 に示す。全球平均（北緯 60 度～南緯 60 度）は、どの月も参照値より少なかった。緯度帯別にみると、南半球高緯度（南緯 60 度以南）で 9 月から 11 月に顕著に少なく、2006 年のオゾンホールが大きいことを示している。また、南半球中緯度（南緯 30 度～南緯 60 度）では、5 月以降 5% 以上少ない状況が継続している。

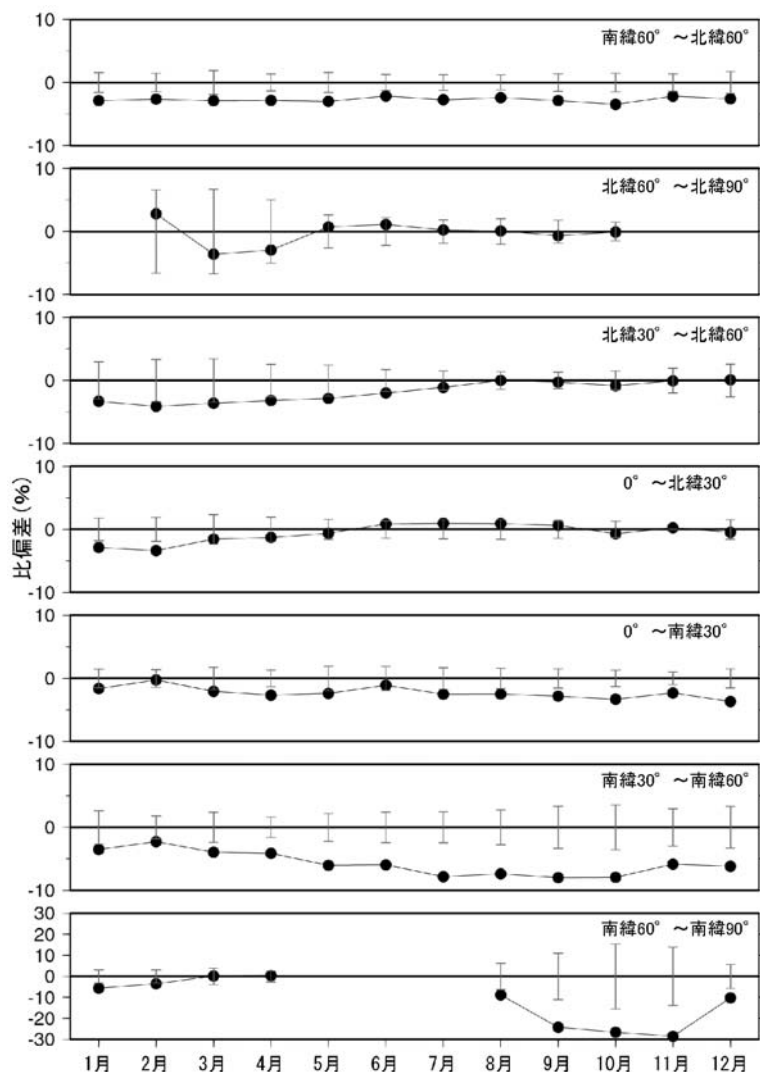


図 1-3-10 2006 年における全球平均及び緯度帯別平均オゾン全量の平年比偏差(%)の推移

縦線は参照値の標準偏差。参照値は1979～1992年の平均値。北緯60度以北の1月と11、12月及び南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測できないため示していない。NASA提供の衛星データから作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

3-2. 極域のオゾン層の状況

3-2-1. 南極域上空のオゾン層の状況

(a) オゾン全量の経年変化

オゾンホールを経年変化(衛星データ)

オゾンホールの面積、最低オゾン全量及びオゾン欠損量（破壊量）の極値の経年変化を図1-3-11に示す。南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代にかけて拡大し、その後も大きい状態が続いている。なお、2006年のオゾンホールの面積は、2000年に次ぐ過去第2位の広さに広がった。

このように、オゾンホールはほぼ毎年大規模に形成されており、年々変動が大きいために現時点でオゾンホールに縮小の兆しがあるとは判断できず、南極域のオゾン層は依然として深刻な状況にある。

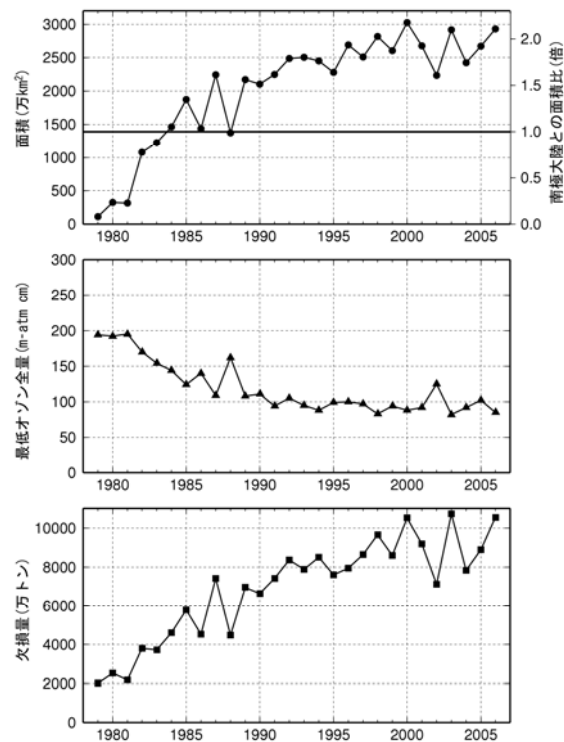


図 1-3-11 オゾンホールの三要素の経年変化（1979～2006 年）

1979～2006 年のオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量の年極値の変化。NASA提供の衛星データをもとに作成（主にTOMSデータを使用。1995年はTOVS の高分解能赤外放射計のデータ、2005 年2006年はOMIデータを使用）。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

（参考） 南極オゾンホール規模の定義

オゾンホールの規模の目安として、オゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量（破壊量）の3要素が以下のように定義されている。

オゾンホール面積：南緯45度以南でのオゾン全量が220m atm-cm以下の領域の面積

最低オゾン全量：オゾンホール内のオゾン全量の最低値

オゾン欠損量：南緯45度以南のオゾン全量を300m atm-cm（オゾン全量の全球平均値）に回復させるために必要なオゾンの質量

南極域で 220m atm-cm 以下の領域がみられなくなった日の経年変化

図1-3-12に、オゾンホールの目安である220m atm-cm以下の領域が消滅した日の経年変化を示す。消滅日は1990年頃まで年々遅くなる傾向があった。1990年代は12月に消滅することが多く、2006年の消滅日は12月17日であった。

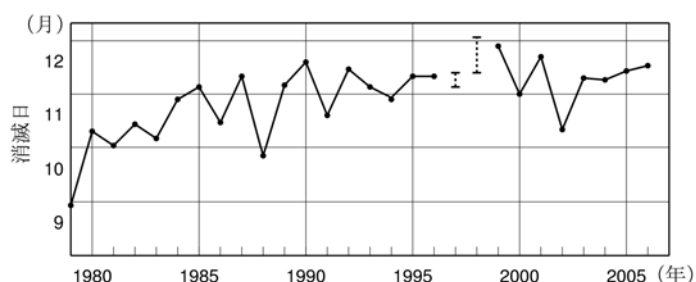


図 1-3-12 南極域で 220m atm-cm 以下の領域がみられなくなった日の経年変化

1979～2006年の220m atm-cm以下の領域が消滅した時期の推移。NASA提供のTOMSデータをもとに作成。ただし、1995年はSBUV/2、2005年以降はOMIのデータをもとに作成した。なお、1997年及び1998年は、衛星データの一部（1997年12月5日～13日、1998年12月13日～1999年1月2日）が得られていないため、消滅日を特定できていないが、破線で示した期間中に消滅したと推定される。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

月平均オゾン全量の経年変化(昭和基地上空)

オゾンホールの縁辺となることが多い南極昭和基地における春～秋季にかけての月平均オゾン全量の経年変化を図1-3-13に示す。オゾンホールの時期にあたる9月から12月のオゾン量が、1980年頃から長期的に減少している。2006年はオゾンホールの規模が大きかったことに対応して、10月、11月の月平均オゾン全量はその月としての過去最少を記録した。なお、2002年の9月から11月にオゾン全量が大きく増加しているのは、9月に南極域で大規模な成層圏突然昇温が発生し、成層圏の気温が過去50年で最高となるような特異な気象条件となり、オゾン破壊が大規模に進まなかったことによる。

本観測データについて解析を行うと、1979年を基準とする2006年現在の変化量は、通年で13.4%の減少、9～11月に限ると28.1%減少している。

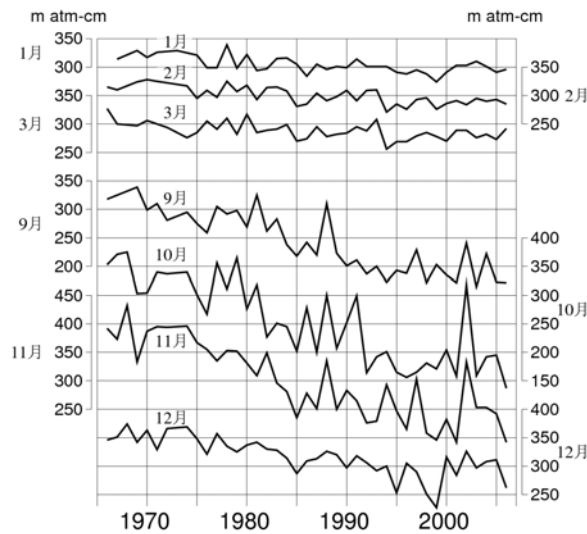


図 1-3-13 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化（毎年 1～3 月、9～12 月）

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(b) 高度分布のトレンド

南極昭和基地上空における 1980 年以降のオゾンゾンデ観測による高度別オゾン分圧のトレンドを図 1-3-14 に示す。通年では高度 15km 付近でのオゾン減少が大きく、春季（9～11 月）は特に顕著である。

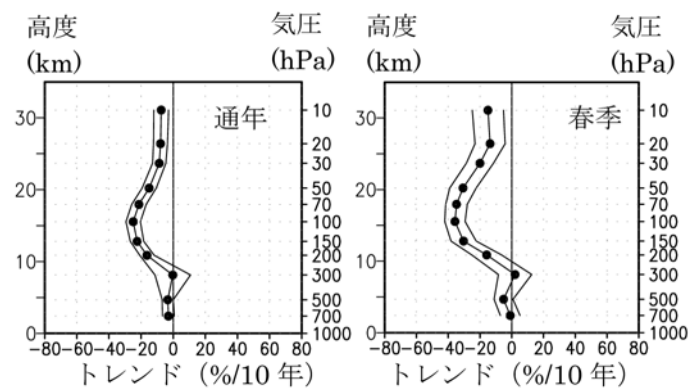


図 1-3-14 南極昭和基地におけるオゾン分圧のトレンドの高度分布

●印はオゾンゾンデ観測から求めたオゾン分圧のトレンド（%/10年）。1979～2006年の月別値に対して EESC フィッティングを行い 1980 年代における変化量で示した。横軸はトレンド、縦軸は高度。外側の折線は 95% 信頼区間の範囲。左が通年、右が春季（9～11 月）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(c) 2006 年の南極のオゾン全量

オゾンホール規模の推移(衛星観測)

オーラ衛星のOMIの日別値から求めた2006年オゾンホールの規模の推移を図1-3-15に示す。

2006年のオゾンホールは、9月24日に2006年の最大の面積である2,929万km²を記録した。これは2000年9月9日の3,027万km²に次ぐ、過去第2位の広さだった。また、オゾン欠損量も9月24日に10,535万トンとなり、2003年9月25日の10,726万トンに次ぐ、過去第2位の規模だった。2006年オゾンホールは過去最大級であったということが言える。

その後、11月にかけて、同時期における最大規模で推移したが、12月に入ってからオゾンホールは急速に縮小し、12月17日に消滅した。

また、オゾンホール内の最低オゾン全量は、8月から9月中旬にかけて高い状態で推移したが、その後低下し、10月8日に2006年の最低値である85m atm-cmを記録した。その後は、11月下旬までこれまでの最低レベルで推移した。

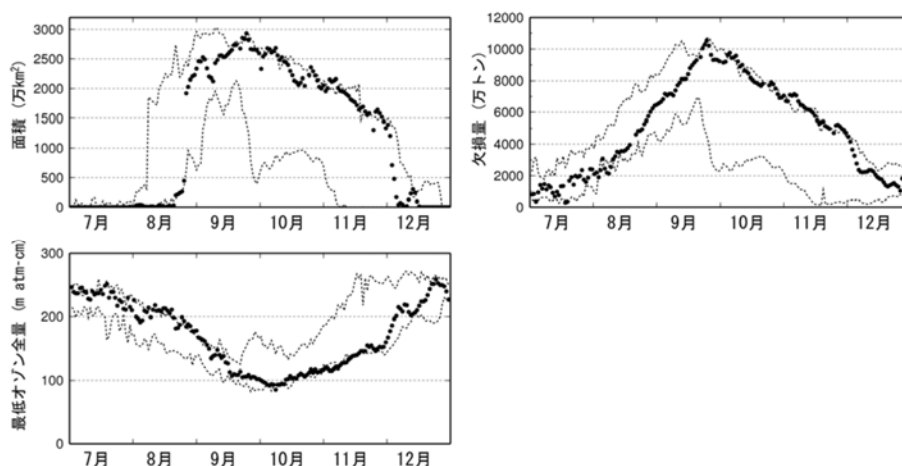


図 1-3-15 オゾンホールの規模の推移（2006 年 7 月～2006 年 12 月）

●印は2006年の日々のオゾンホールの規模。破線は過去10年（1996～2005年）の日別値の最大及び最小値を示す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

日別オゾン全量の推移(南極昭和基地の地上観測)

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を図1-3-16に示す。8月下旬から11月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmを下回る非常に少ないオゾン全量が観測され、同時期における過去最少レベルで推移した。

10月17日には2006年の最小値である114m atm-cmを記録し、これは日別オゾン全量の過去最小値となった。10月、11月の月平均オゾン全量もそれぞれ137m atm-cm、192m atm-cmと、それぞれの月の過去最小値を記録した。これは、オゾンホールの中心位置が、10月以降昭和基地側に偏っていたことを反映している。

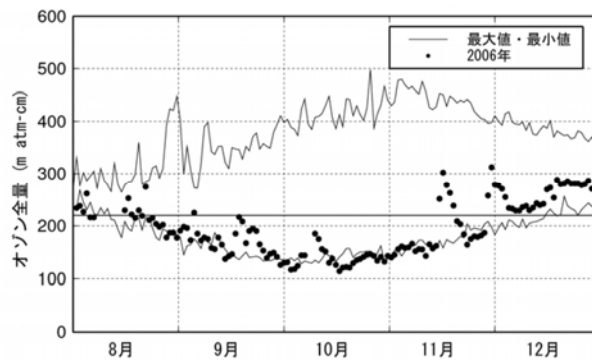


図 1-3-16 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移（2006 年 8 月～2006 年 12 月）

●は2006年の観測値（日代表値）。実線は観測開始(1961年)以来の最大値及び最小値。横太線はオゾンホールを目安である220m atm-cmの値。昭和基地におけるオゾン全量観測結果から作成。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

2006 年の南極オゾンホールが発達した要因

2006 年のオゾンホールが過去最大級に発達した理由として、①成層圏のオゾン層破壊物質の量が依然として多い状況であること、②2006 年の 8 月から 9 月にかけて南半球中・高緯度成層圏の気温が低く、オゾンが破壊されやすい気象条件が広範囲に広がっていたことなどが考えられる。

（参考） 南極域上空の最低気温等の推移（2006 年）

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

図1-3-17に、2006年の南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の面積の推移を示す。2006年の南極域の最低気温は、9月、10月は平年より低く推移した。 -78°C 以下の面積は、7月以降10月中旬まで標準偏差を上回る大きさを推移した。このように、2006年は極域成層圏雲が出現できる気象条件を満たす領域が広く、その状態が長く持続した。

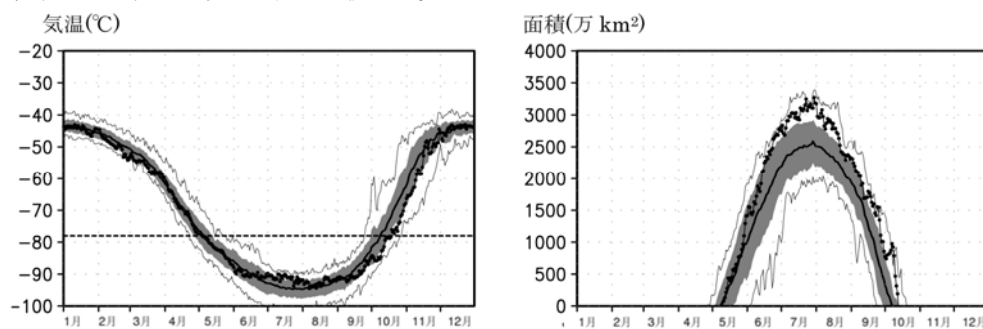


図 1-3-17 南極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の領域の面積の推移（2006 年 1 月～2006 年 12 月）

南緯60度以南の30hPa(高度約23km)面における日別の最低気温の推移(左図)と極域成層圏雲の出現する目安となる -78°C 以下の領域の面積の推移(右図)。●印は2006年の値を示す。太実線は1979～2005年の累年平均値。細線は同期間の最高値及び最低値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C 。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

3-2-2. 北半球高緯度域のオゾン層の状況

(a) 北半球高緯度域のオゾン層の推移

北半球高緯度域の状況をみるために、北半球高緯度域の3月の月平均オゾン全量偏差を図1-3-18に示す。衛星データによると、1990年以降、データのない1995、1996年を除き、20m atm-cm以上の負偏差が15年のうち10回現れており、北半球高緯度域でのオゾン全量は1990年以前に比べ少なくなっている。なお、TOMSデータの無い1995、1996年については、SBUV/2のデータを用いた解析によると、両年ともに春季にオゾン全量の大きな減少が観測されている（NOAA,2005）。ラーウィック（英国）での地上観測の結果でも、1990年以降、春季に顕著なオゾン減少が現れており、特に1996、1997、2005年は大規模であった。このうち2005年は、約80m atm-cmの負偏差がみられた。高緯度域のオゾン全量の経年変化は長期的にはEESC（P12脚注参照）に対応した変化を示すが、1990年以降、年ごとの変動が大きくなっている。

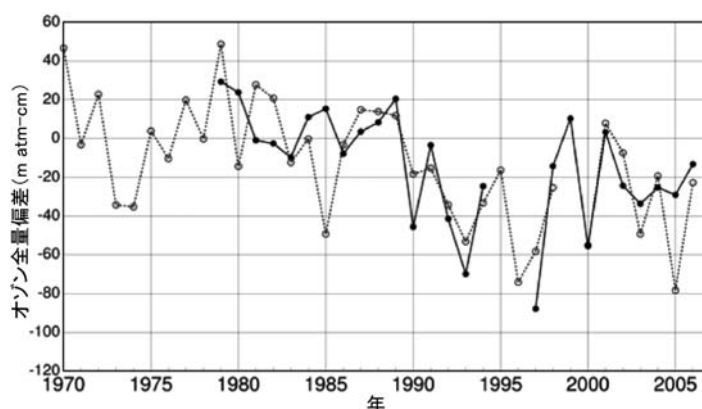


図 1-3-18 北半球高緯度域の3月のオゾン全量偏差の推移

●印はNASA提供のTOMS及びOMIデータをもとに気象庁で作成した北半球高緯度（北緯60度以北）域の3月の平均オゾン全量の参照値（1979～1992年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータがない。○印は、ラーウィック（英国、北緯60度、西経1度）の3月の平均オゾン全量の1979～1992年の平均値からの偏差を示す。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(b) 2006 年の北半球高緯度域のオゾン層の状況

衛星観測（OMIデータ）によれば、2006年の北半球春季のオゾン全量は、中緯度では参照値に比べて少ないことが多かったが、高緯度域では参照値よりも多いことが多く、春季における大規模なオゾン減少はみられなかった。

北極域は南極域と違って安定した極渦が発達しにくく、その年の気象条件によって、低温域が広がったり狭かったりと変動しやすい。2006年の北半球の下部成層圏面の最低気温、及び -78°C 以下の面積の推移を図1-3-19に示す。2006年1月から3月にかけての下部成層圏では、1月下旬に成層圏突然昇温が起こり極渦が分裂した。その後3月まで、極域成層圏雲が出現する目安となる -78°C を下回る期間はなく、下部成層圏の気温は平年より高かった。春季における大規模なオゾン破壊は起こらなかったのはこのためであると考えられる。

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

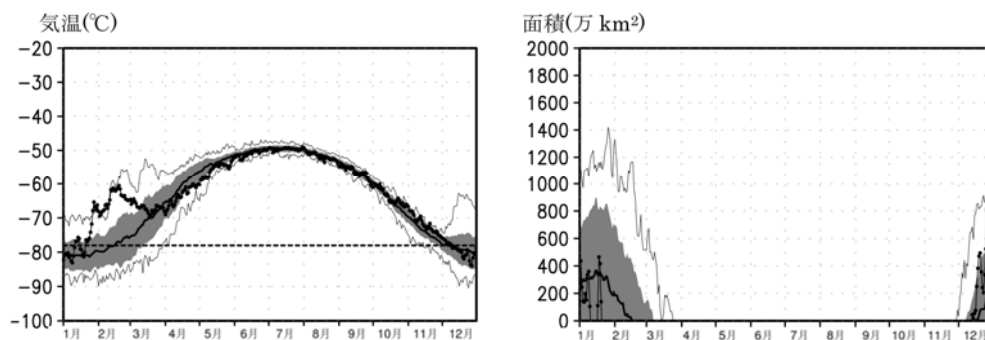


図 1-3-19 北極域上空の下部成層圏の最低気温及び気温が -78°C 以下の領域の面積の推移（2006 年）

北緯60度以北の高度約20km面における日別の最低気温の推移(左図)と極域成層圏雲の出現する目安となる -78°C 以下の領域の面積の推移(右図)。●印は2006年の値を示す。太実線は1979～2005年の累年平均値。細線は同期間の最高値及び最低値。陰影は標準偏差の範囲。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安である -78°C 。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

3-3. 我が国におけるオゾン層の状況

(a) 日本上空のオゾン全量のトレンド

オゾン全量の推移

札幌、つくば、鹿児島、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の推移を図1-3-20に示す。なお、この図は実測値を加工しておらず、太陽活動（約11年周期）や準2年周期振動（QBO）等の自然要因によるオゾン変動の影響が含まれていることに注意する必要がある。日本上空のオゾン全量は、主に1980年代に明瞭な減少傾向、1990年代後半以降にやや微増傾向が見られる。これらの傾向は全球的傾向と一致している。

1979年を基準とする日本上空のオゾン全量の変化量は、札幌・つくば・那覇の3地点平均で見ると2006年現在で約1.7%減少している。また、札幌では約4.3%減少している。

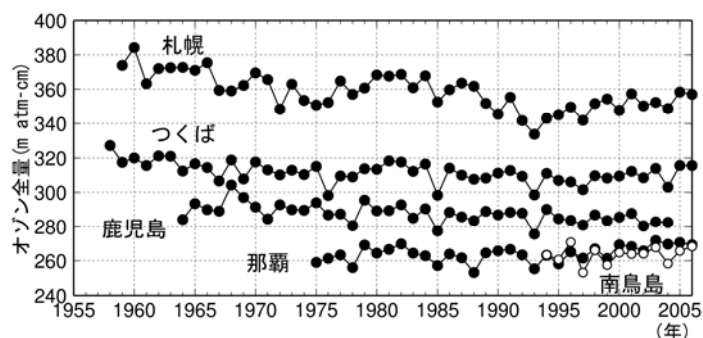


図 1-3-20 日本上空のオゾン全量の年平均値の推移（1958～2006 年）

札幌、つくば、鹿児島、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始から2006年までの年平均値の経年変化（既知で周期的な自然要因（季節変動など）と相関の高い変動成分を除去していない）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

日本上空のオゾン全量のトレンド

国内4地点の通年及び各季節のオゾン全量トレンドを図1-3-21に示す。統計的に有意な減少トレンドを示しているのは、札幌の通年及び全季節、つくばの通年と冬季、鹿児島の通年と春季と冬季である。那覇では夏季と秋季に有意な増加トレンドがみられる。

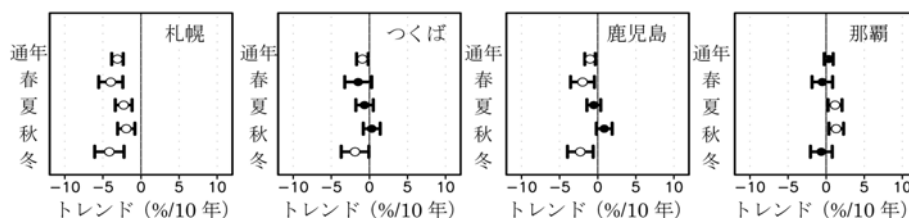


図 1-3-21 日本上空のオゾン全量のトレンド

○印及び●印は、年平均及び季節平均オゾン全量のトレンド(%/10年)。1979年から2006年の月別値に対して季節変動、太陽活動及びQBOの影響を除去したのちEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量（トレンド、%/10年）を示した。○印及び●印についている横線は95%信頼区間の範囲。通年、春、夏、秋、冬は、それぞれ1～12月、3～5月、6～8月、9～11月、12～2月である。○印は統計的に有意な減少又は増加トレンドを示すもの。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

(b) 日本上空のオゾンの高度分布にみられるトレンド

日本上空のオゾンの高度別トレンド

国内4地点におけるオゾンの鉛直分布のトレンドを図1-3-22に示す。

どの地点においてもオゾンの減少は高度 40km 付近の上部成層圏と高度 20km 付近の下部成層圏の 2 つの領域で進んでいる。オゾン減少は、札幌では高度 10km 付近でさらに大きくなるのに対し、鹿児島や那覇では 15km 以下で増加傾向がみられる。ただし、那覇のオゾンゾンデデータは 1989 年以降に限られることに注意が必要である。

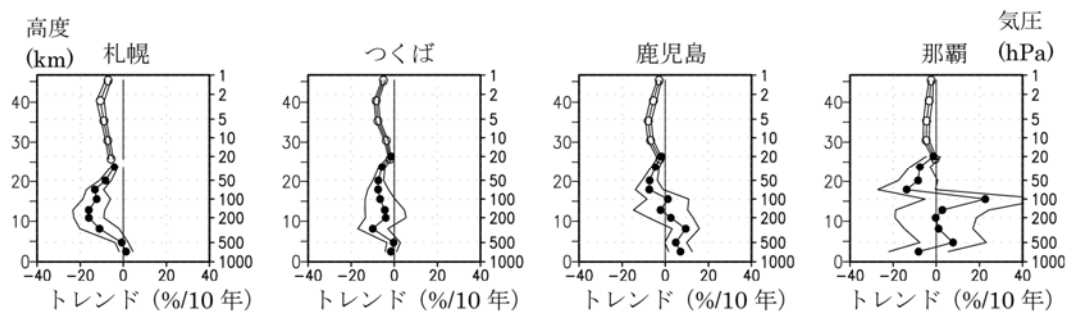


図 1-3-22 日本上空のオゾンの高度別トレンド

オゾンゾンデ観測と反転観測による、月平均層別オゾン量をもとに評価した高度別トレンド（%/10年）。1979～2006年の観測データに対して、季節変動、太陽活動及びQBOの影響（反転観測についてはさらに大気濁度）を除去したのちEESCフィッティングを行い、1980年代における変化量（トレンド、%/10年）で示した。ただし、那覇のオゾンゾンデデータは1989～2006年のデータである。●印はオゾンゾンデ観測データ、○印は反転観測データによる。外側の折線は95%信頼区間の範囲。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

各高度におけるオゾン変動

図 1-3-23 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 2007 年 3 月までの間の高度毎のオゾン濃度（数密度）変動をプロットしたものである。この図には、気象庁高層気象台においてオゾンゾンデによって観測されたオゾン濃度もあわせて示してあり、両観測データは一致している。

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

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

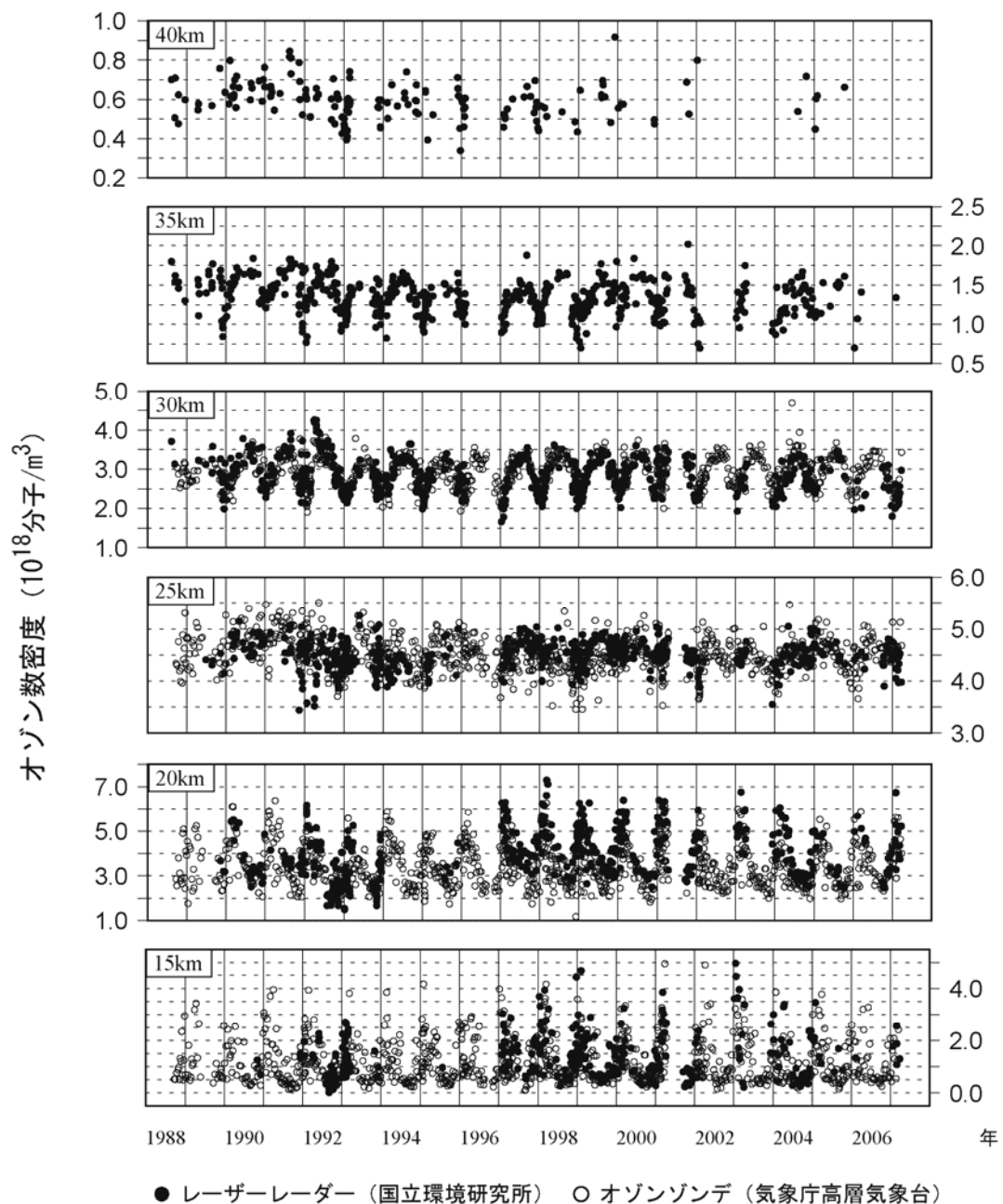


図 1-3-23 各高度におけるオゾン変動（1988 年 9 月～2007 年 3 月;速報値）

国立環境研究所オゾンレーザーレーダーによって測定。気象庁高層気象台（茨城県つくば市）によってオゾンゾンデを用いて観測された値をともにプロットした。オゾンゾンデデータは WOUDC のデータベースに集積されたものを用いた。なお、 10^{18} 分子/ m^3 のオゾン数密度は、成層圏の気温条件では約 3mPa のオゾン分圧に相当する。（出典）国立環境研究所による報告

(c) 2006 年の日本上空のオゾン層の状況

オゾン全量の推移

気象庁で観測しているオゾン全量の2006年における月平均値の推移を図1-3-24に示す。つくばと那覇の2006年8月から11月にかけてのオゾン全量は、参照値と比べて多い月が多く、11月にはどちらの地点も、観測開始以来、その月として最も多かった。つくばでは4月と9月にも過去最多となった。

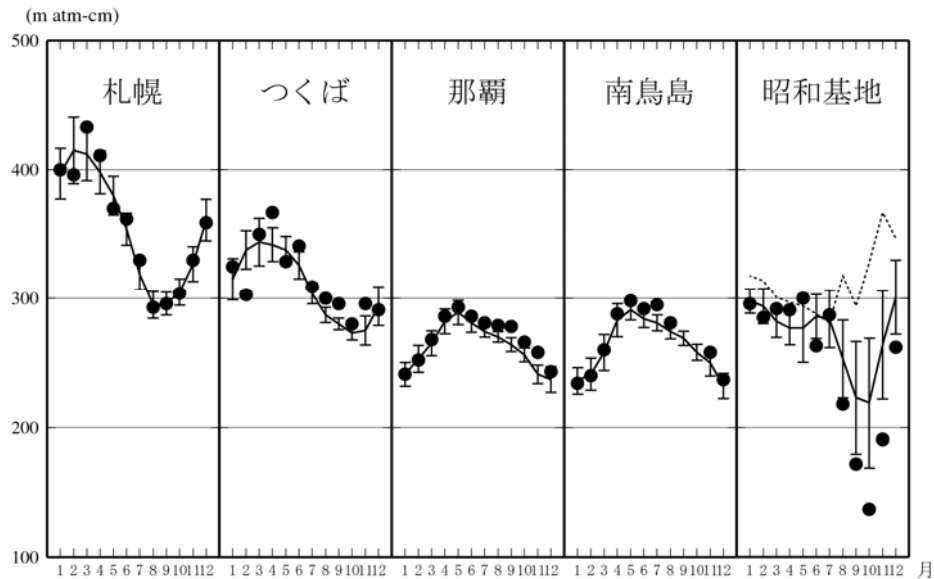


図 1-3-24 2006 年における月平均オゾン全量の推移

国内4地点(札幌、つくば、那覇、南鳥島)及び南極昭和基地における月平均オゾン全量の推移。●印は2006年の月平均値。南鳥島の9月と10月は欠測。国内4地点の折線(実線)は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、つくばでは1971～2000年、那覇は1974～2000年、南鳥島は1994～2005年の平均値。昭和基地の点線(参照値)は1961～1980年の平均値。折線(実線)は1981～2000年の平均値で、縦線はその標準偏差である。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

オゾンの高度分布

オゾンゾンデ観測による日本上空のオゾン高度分布の2年間（2005～2006年）の推移を図1-3-25に示す。

2006年の様子をみると、札幌では2月から11月にかけて、300hPaから20hPaの高度で参照値よりも少なく推移した。つくばでは2月から5月にかけて、20hPa高度以下のほぼ全層で参照値よりも少なく、特に2月の50hPa高度で3mPa以上少なかった。つくばのオゾン全量は年の後半に多かったが、これは30hPaより上の高度で正偏差が広がったためと考えられる。那覇のオゾン全量も年の後半に多かったが、これは年の後半に50hPa（約20km）付近を除いて正偏差が広がったためとみられる。

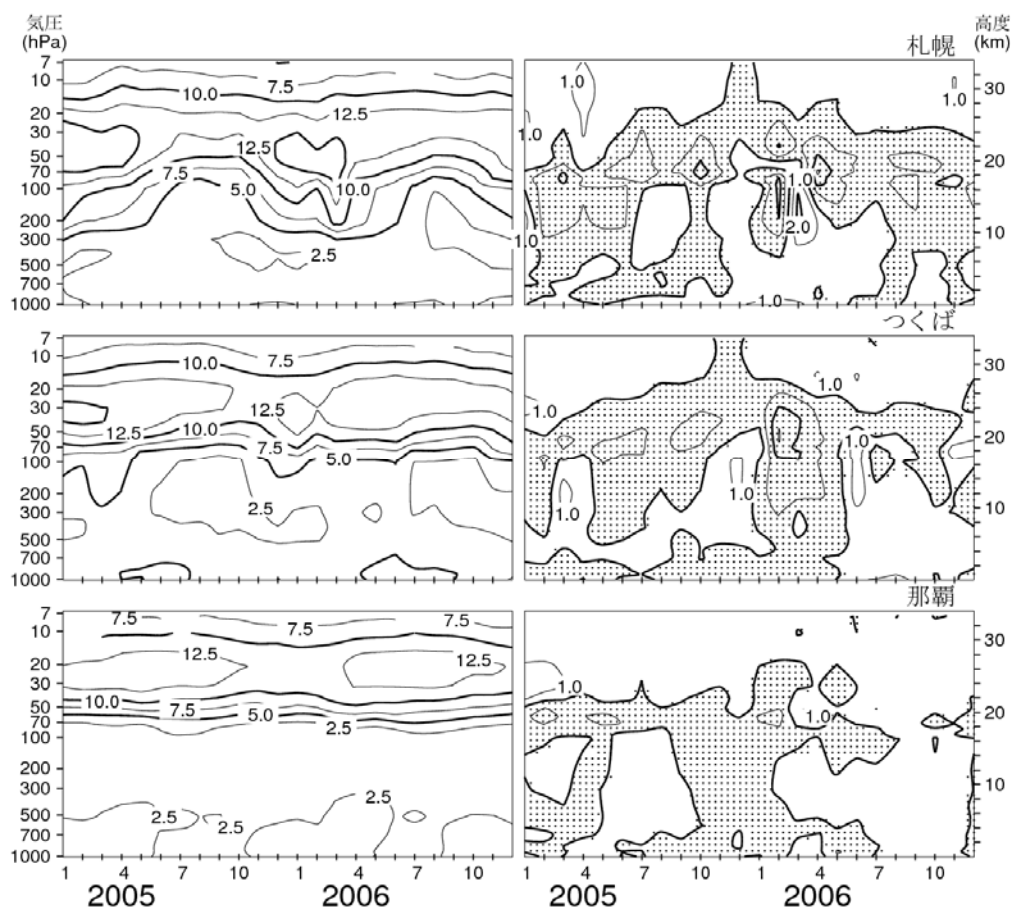


図 1-3-25 オゾン分圧高度分布（左）とその偏差（右）の推移（2005～2006年）

上から札幌、つくば、那覇。等値線間隔は、分圧は2.5mPa、偏差は1mPa。右図の点域の部分は参照値との偏差が負の領域。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

4. オゾン層の将来予測

4-1. 成層圏の実効塩素濃度とその推移

成層圏オゾンを破壊する CFC やハロン等の有機塩素・臭素化合物は、地上で放出された後、対流圏から成層圏に輸送され、主に太陽紫外線による光解離によって塩素原子や臭素原子又は一酸化塩素・一酸化臭素を生成する。これらの原子・分子が $\text{ClO}_x(x=0,1)$ 、 $\text{BrO}_x(x=0,1)$ の触媒反応サイクルによってオゾンの消失を促進し、オゾン層の破壊を引き起こすので、オゾン層の長期的な変化を考える上で、成層圏中の塩素・臭素量の変化は目安となる量である。

将来のオゾン層の変化予測を行う際に用いた地表面での有機塩素・臭素化合物濃度の変化シナリオを図1-4-1に示す。CFCなどの有機塩素化合物のみを考慮した場合（太い破線）に比べ、ハロンなどの有機臭素化合物を考慮した場合（太い実線）の方が、1980年の濃度レベルに戻る時期（図中の縦の矢印）が10年程度遅くなっていることがわかる。これは、ハロン類の大気中寿命が長いことに加え、大気放出がCFCなどに比べてより長い期間継続すると仮定したことが主な原因である。実際、CFCなどの大気中濃度は1990年代には減少傾向に転じたのに対し、多くのハロン類は2000年以降でも減少が認められていない。対流圏から成層圏への大気の輸送及び成層圏内の大気の大循環を考慮すると、成層圏中の塩素・臭素濃度は、対流圏の濃度に対して全球平均で3年程度の遅れが生じるため、成層圏における有機塩素・臭素濃度が1980年レベル（地表面の1977年の状況を反映したレベル）に回復する時期は図1-4-1から2050年頃と推定される。

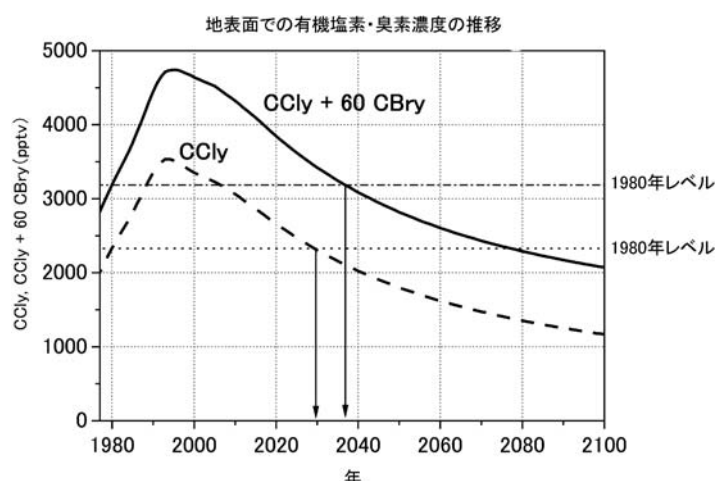


図 1-4-1 オゾン層の長期変化予測数値実験に用いた地表面の有機塩素・臭素濃度の変化シナリオ
太い破線はフロンなどの有機塩素（CCly）のみの変化。太い実線は塩素に対する臭素のオゾン破壊効率が60倍と仮定して求めた有機塩素・臭素の変化（CCly+60CBry）。細い点線及び一点鎖線は有機塩素及び有機塩素・臭素濃度の1980年レベル。（出典）国立環境研究所による報告

成層圏でのオゾン層破壊に寄与する塩素・臭素濃度の推定値として EESC（P12 脚注参照）という指標が提唱されている。これは、塩素及び臭素量を、オゾン破壊反応サイクルの効率の違い（臭素が約 60 倍）を考慮して、塩素量に換算して求めた量である。中緯度上空及び極域上空まで輸送される時間を考慮した、EESC の推移の将来予測を図 1-4-2 に示す。極域では、EESC のピークが 2000 年頃になり、1980 年レベルへの回復が 2070 年頃になる。

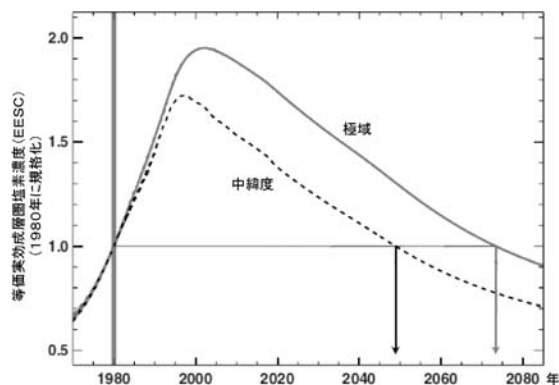


図 1-4-2 中緯度及び極域における等価実効成層圏塩素の推移

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)より作成。

4-2. 三次元化学気候モデルによるオゾン層将来予測

オゾン層破壊が塩素・臭素濃度のみで決定されるのであれば、オゾン層の破壊は図 1-4-2 の曲線に対応して、中緯度では 1990 年代後半をピークに、また極域では 2000 年代前半をピークに減少しはじめ、中緯度では 2050 年頃に、また極域では 2070 年ごろには 1980 年レベルまでオゾン層が回復することが期待される。しかし、実際の成層圏オゾン濃度は、等価実効成層圏塩素量その他、気候変化による成層圏気温や輸送等の変化、オゾン層破壊に関連するその他の物質（メタン、 N_2O 、 H_2O ）の濃度変化の影響を受ける。そこで、WMO 科学評価パネルでは、気候変化を含む成層圏の力学過程、化学過程をモデル化した三次元化学気候モデルによる将来予測が行われた。この将来予測の比較では、東京大学気候システムセンター・国立環境研究所（CCSR/NIES）、気象研究所（MRI）を含む日本、欧州、米国の 11 の化学気候モデルが用いられた。モデル予測に使用された塩素化合物（ CCl_4 ）、二酸化炭素（ CO_2 ）、メタン（ CH_4 ）、 N_2O （一酸化二窒素）濃度の推移シナリオの例を図 1-4-3 に示す。

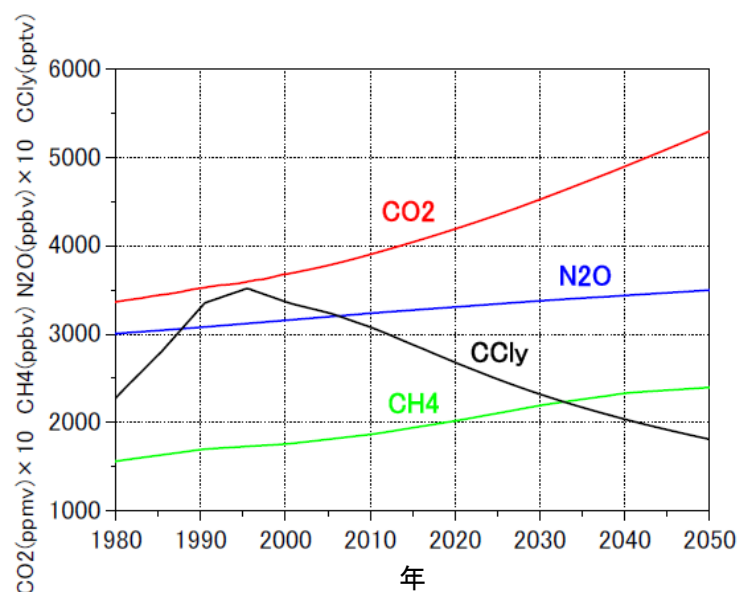


図 1-4-3 オゾンホール長期変化の数値モデル実験を行う際に想定した有機塩素化合物や温室効果ガスの濃度の変化

（出典）国立環境研究所による報告

(a) 全球、中・低緯度のオゾン層の予測

全球（南緯 60° ～北緯 60° ）、低緯度（南緯 25° ～北緯 25° ）、北半球中緯度（北緯 35° ～北緯 60° ）及び南半球中緯度（南緯 35° ～南緯 60° ）におけるオゾン全量の偏差の推移を図 1-4-4 に示す。北半球では、2010 年以降にはほとんどのモデルでオゾン全量が増加に転じている。緯度帯で多少の差があるものの、EESC が 1980 年レベルに回復する 2050 年頃には、多くのモデルでオゾン全量は 1980 年レベルより大きくなっている。

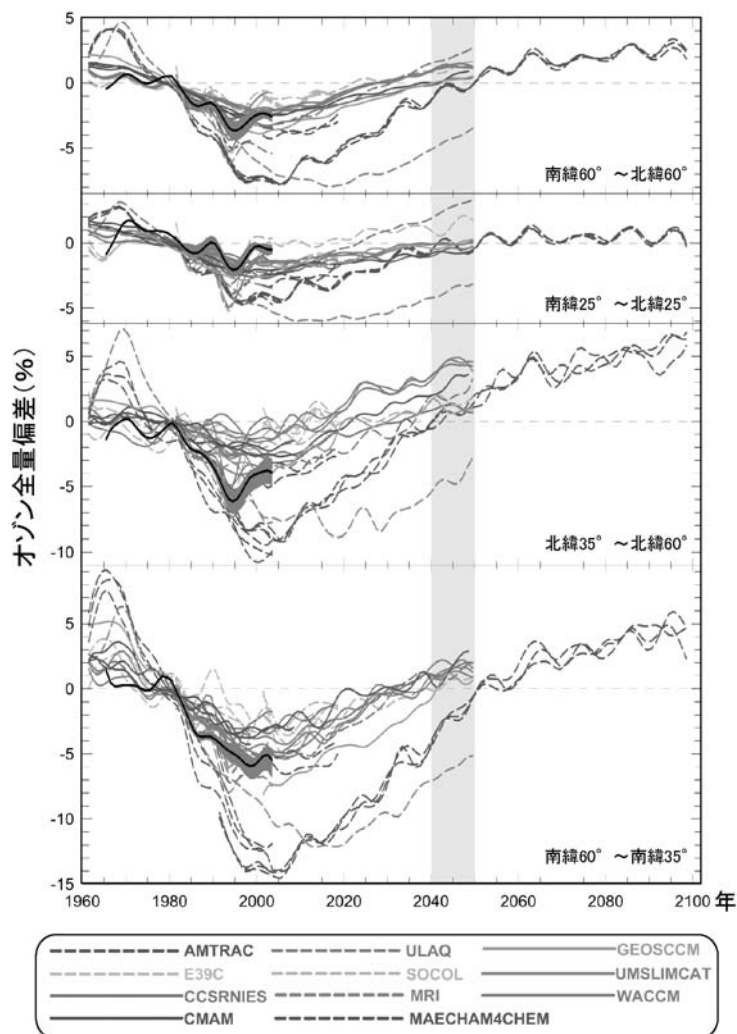


図 1-4-4 三次元化学気候モデルによる全球、中緯度域、低緯度域におけるオゾン全量の予測
太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(b) 極域オゾン層の予測

図1-4-5に北極域（北緯60° ～北緯90°）及び南極域（南緯60° ～南緯90°）のオゾン全量の偏差の推移を示す。

北極域では予測されたオゾン全量の年々変動が大きいが、多くのモデルで、オゾン全量が21世紀の前半に1980年レベルに回復し、現状を上回る大規模なオゾン破壊が起こる可能性は低いという結果が得られている。

南極域では、多くのモデルで、2020年より前にオゾン全量が増加に転じ、2050年頃には1980年レベル近くまで回復する。現状を大きく上回るオゾン破壊を予測するモデルは少ない。しかし、モデル間のばらつきは大きく、例えばAMTRACモデルでは、オゾン全量の1980年レベルへの回復がEESCの回復時期より遅く、オゾン全量の減少量も大きい。

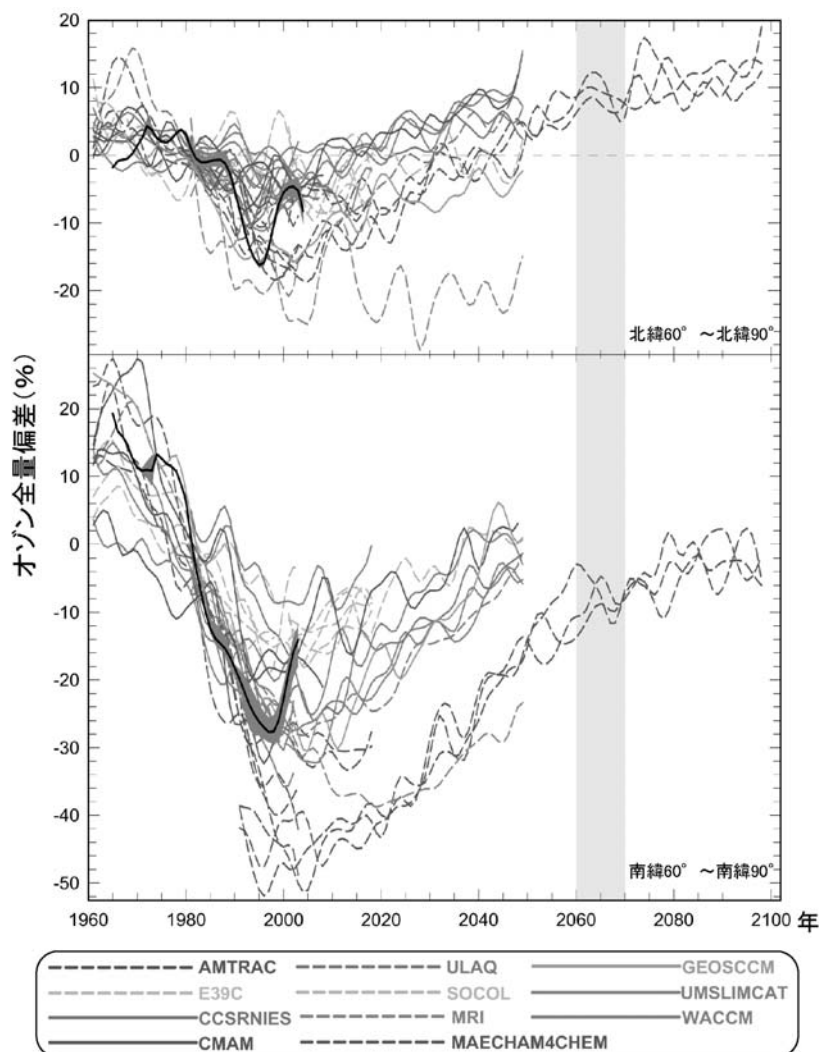


図 1-4-5 三次元化学気候モデルによる北極域及び南極域におけるオゾン全量の予測

太い実線は観測データの平均値であり、それに沿って濃い灰色に塗りつぶした部分は観測データの範囲を示す。薄い灰色の縦の帯は EESC が 1980 年レベルに回復する時期を示す。他は、三次元化学気候モデルによる予測値である。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

図 1-4-6 及び図 1-4-7 は、それぞれ、国立環境研究所によって計算されたオゾンホール面積及びオゾンホール内最低オゾン全量の推移である。いずれの図も、2050 年頃にはオゾンホールがほぼ消失することを示している。

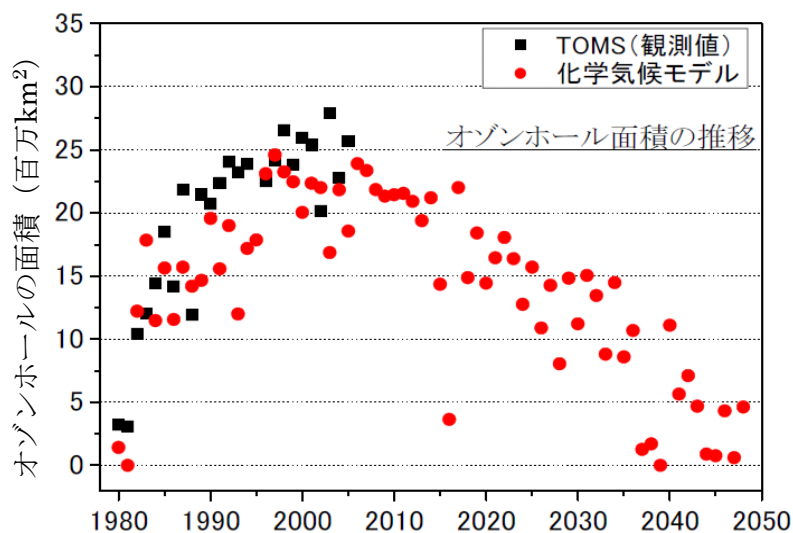


図 1-4-6 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール面積の推移
 図中、黒印は衛星からの観測値（TOMS）、赤印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）国立環境研究所による報告

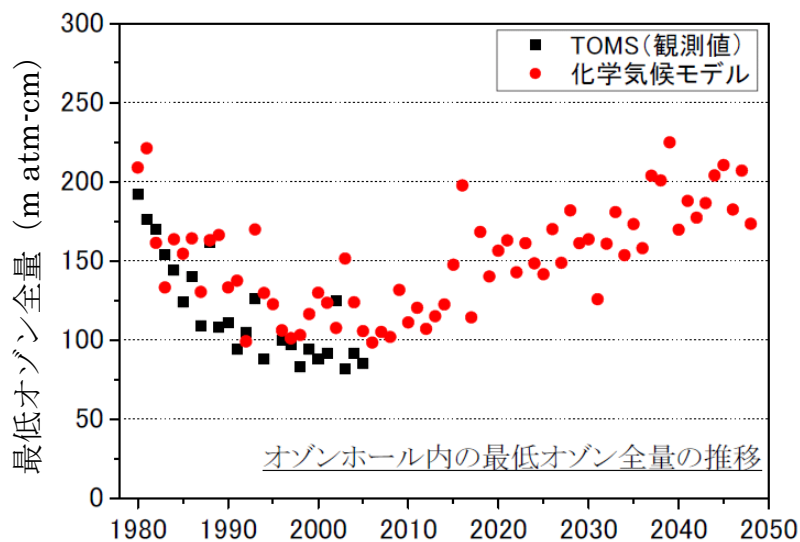


図 1-4-7 化学気候モデルを用いた数値実験から予想されるオゾンホール内の最低オゾン全量の推移
 図中、黒印は衛星からの観測値（TOMS）、赤印は化学気候モデルによって計算された値。
 （出典）国立環境研究所による報告

4-3. 塩素・臭素化合物以外の原因が成層圏オゾン層に及ぼす影響

塩素・臭素化合物以外に、 CO_2 、メタン及び N_2O の変化もオゾン層破壊に影響を及ぼす。 CO_2 の増加は成層圏の気温の低下を招きオゾン分解反応を減速させ、また、メタンの増加は塩素原子の不活性化を促すことによって、オゾン層破壊を緩和する。これに対し、 N_2O の増加は NO_x 触媒反応サイクルを促進することによってオゾン層破壊を加速する。様々な相互作用を考慮に入れた総合的な影響の評価を行うには化学・気候の数値モデルが必要となる。

図 1-4-8 は、二次元モデルによって 2100 年までの北半球中緯度のオゾン全量の推移を予測したものである。実線は CO_2 濃度を IPCC の SRES (排出シナリオに関する特別報告) の温室効果ガス排出シナリオによって増加させたもの、破線は CO_2 濃度を 2000 年レベルに固定したものである。 CO_2 の増加による成層圏気温の低下が北半球中緯度のオゾン層の回復を早くしていることがわかる。一番上の実線 (A1FI シナリオ*) と二番目の実線はメタン濃度のみが異なっており (二番目の実線のメタン濃度は B1 シナリオ**と同じ)、メタンの増加がオゾン層の回復を早くしていることが示されている。一番下の灰色の破線は、黒色の破線と比較すると N_2O 濃度のみが高くなっており (一番下の灰色の破線の N_2O 濃度は A1FI シナリオと同じ)、21 世紀後半には N_2O の増加がオゾン層破壊に大きな影響を及ぼすことがわかる。この他、水蒸気増加は、すべての緯度領域において HO_x 触媒反応サイクルによるオゾン層破壊を強めるとともに、極域における極域成層圏雲の増加を通してオゾン層破壊を強めることがわかっている。しかし、成層圏水蒸気濃度の将来予測は容易ではない。

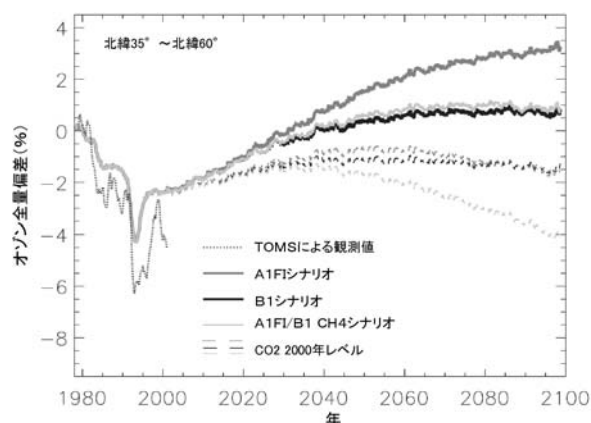


図 1-4-8 二次元モデルによる北半球中緯度オゾン全量に対する CO_2 、メタン、 N_2O の影響の予測
(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

* 化石エネルギー源を重視した高成長社会シナリオのこと。高度経済成長が続き、世界人口が今世紀半ばにピークに達した後減少し、新技術や高効率化技術が急速に導入される未来社会。

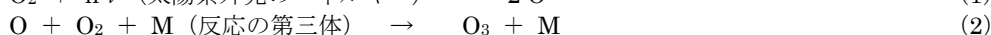
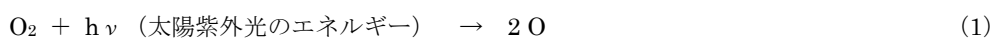
** 持続発展型社会シナリオのこと。地域間格差が縮小した世界。A1 シナリオ同様に今世紀半ばに世界人口がピークに達した後減少するが、経済構造はサービス及び情報経済に向かって急速に変化し、物質志向が減少し、クリーンで省資源の技術が導入されるもの。環境の保全と経済の発展を地球規模で両立する。

参考資料

参考資料 1. 成層圏におけるオゾンの生成と消滅

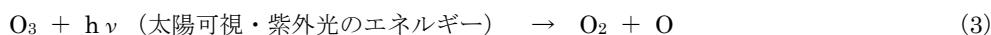
成層圏オゾンの生成・消滅反応

酸素原子3個から成るオゾン分子は、何らかの作用で酸素原子（O）が供給されれば、大気中では周囲にある酸素分子（O₂）とすばやく結合して生成される。これが大気中で唯一のオゾン生成反応である。成層圏中上部では、エネルギーの高い太陽紫外光によって酸素分子が光解離を起こし、酸素原子が供給される。



ここで、Mは窒素分子又は酸素分子で、反応によって生じた化学エネルギーを持ち去り、生成したオゾンを変化して再び分解（正確には「解離」という）しないようにする*。

オゾンは太陽可視**・紫外光を吸収して解離するが、この過程では酸素原子を生じ、酸素原子は直ちに反応（2）によりオゾンを再生するので、この過程では正味のオゾン消滅は起こらない。



実質的なオゾンの消滅となるのは、オゾンと酸素原子の反応で2個の酸素分子にもどる反応である。



この反応以外にも、成層圏に存在する極微量の活性種である水素酸化物（HO_xと総称。H、OH、HO₂のこと）、窒素酸化物（NO_xと総称。NO及びNO₂）、塩素酸化物（ClO_xと総称。Cl及びClO）、臭素酸化物（BrO_xと総称。Br及びBrO）が以下のような触媒反応サイクルによって、実質的なオゾンの消滅をもたらしている。



ここでXはH、OH、NO、Cl又はBrである。Xはこの反応サイクルで再生されるため、

* Mはこの過程の中で成層圏の加熱源となる役割も果たす。なお、成層圏の熱源として最大のものは、(1)の反応式に示した酸素分子の光解離の過程である。酸素分子が原子に分かれる際に利用した太陽紫外光のエネルギーのうち、余分なものが熱になることにより成層圏が加熱される。

** オゾンの光解離は、紫外線のみではなく、可視光（人間の目で見える光）や赤外線の一部（理論的には波長1180nm以下）でも起こる。対流圏でもオゾンは日射で破壊されている。

(4) の反応よりも効率よくオゾンを壊すことができる。下部成層圏において酸素原子は極微量なので、反応 (6) は有効に働かない。しかし、X が OH、Cl 又は Br の場合は、酸素原子を要しない反応があるので*、それらは下部成層圏においても有効なオゾン消滅反応サイクルとして働く。

成層圏に存在する HO_x の源として、自然界には水蒸気とメタン、NO_x の源は一酸化二窒素、ClO_x の源は塩化メチル、BrO_x の源としては臭化メチルがある。これらはいずれも地表に発生源を持つ。

オゾン層の破壊

人類活動の拡大によって、メタン、一酸化二窒素、臭化メチルなどの自然界の収支が乱され始め、人為的発生源が付加されることによって、これらの成分の大気中濃度が増加し始めた。さらに、窒素酸化物と塩素酸化物・臭素酸化物については、新たな人為的発生源が現れた。すなわち、巡航中の航空機から排出される NO_x が直接成層圏に注入されており、また、人工物質である四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、クロロフルオロカーボン (CFC) 類、ハイドロクロロフルオロカーボン (HCFC) 類及びハロン類は、下層大気でほとんど壊れずに中上部成層圏まで上昇して、そこでエネルギーの高い太陽紫外光によって解離を起こし (一部水素を含むものは大気中の OH ラジカルとの反応で壊れるので、成層圏でも対流圏でも壊れる)、ClO_x 又は BrO_x に変化する。特に CFC 類に代表される有機塩素化合物の大気濃度の増加によって、塩素酸化物によるオゾン破壊反応サイクルが強まった。これによって、成層圏におけるオゾンの生成・消滅の平衡点が変化し、全地球的規模でオゾン濃度が減少することとなった。

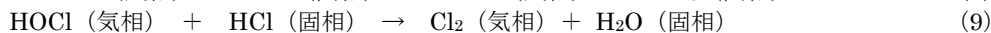
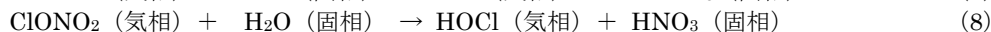
オゾンホールと極域のオゾン破壊プロセス

南極域の成層圏オゾンは、北半球の同緯度と比べて冬・春には著しく少ないことが知られていた。これは、北極域に比べて南極域では、極をめぐる成層圏の西風 (極夜渦又は極渦という) が円状に安定して流れているため、極域の空気は低緯度側のオゾンの濃い空気と混ざりにくいからだと説明されてきた。1980 年代に入って、春季特に 10 月期にはオゾン量が異常に少ないこと、さらにその量が年々減少を続けていること、また、この低オゾン量の領域は南極大陸全域にかぶさるように広がっていることが明らかとなって、この現象をオゾンホールと呼ぶようになった。

オゾンホール内側の下部成層圏 (高度 10~25 km) では、南半球の春季にはオゾンがなくなるといえるほど低濃度となる。通常この高度領域においては、塩素酸化物・臭素酸化物の大部分は化学的にやや不活性な貯留成分の形で存在しているため、オゾン破壊反応サイクルはそれほど強力に働かない。しかし、そこに極域成層圏雲 (PSC) が存在すると、

* 具体的には、 $\text{HO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{OH} + 2\text{O}_2$ の反応、 $\text{ClO} + \text{ClO}$ の反応から始まり Cl に戻るサイクル、 $\text{ClO} + \text{BrO}$ の反応から始まり Br 又は Cl に戻るサイクルである (P42 参照)。

その粒子表面で起こる不均一相反応によって、やや不活性な硝酸塩素 (ClONO_2) が活性な塩素分子 (Cl_2) に変換される。



ここで硝酸 (HNO_3) は極域成層圏雲粒子上にとどまったままなので、貯留されていた硝酸塩素の活性化が冬の間大きく進行することになる。不均一相反応で生成された Cl_2 は太陽光が当たると塩素原子に分解されて、オゾンを破壊する触媒反応サイクルが働くようになる。

下部成層圏における、 ClO_x のオゾン破壊触媒反応サイクルには、以下のような二量体を経由するサイクルと塩素・臭素共働サイクルがあることがわかっている。



及び



南極域と北極域の相違

極域成層圏雲は冬季成層圏の極低温状態でのみ存在し、高度 20 km 付近で -78°C 以下で形成される、硝酸水和物の結晶微粒子又は硫酸・硝酸・水の過飽和混合液の微粒子からなるものと、 -85°C 以下で形成される氷の結晶微粒子から成るものとの二種類がある。極夜渦が安定していて成層圏大気が極低温となる南極域冬季では、極域成層圏雲が下部成層圏に常に存在し、塩素化合物は活性化され、春になって成層圏に太陽光が当たるようになると、一気にオゾン破壊触媒反応サイクルが働き出し、オゾンが減少し始める。

一方、北極域の冬季は、成層圏の極夜渦は下層大気の擾乱の影響を受けて変形・蛇行しやすく、冬の途中で分裂・衰退することもあり、一般的に不安定である。このため、極域成層圏雲は冬の間長期継続して存在することは珍しく、したがって南極域のような大規模なオゾンホールは発生しにくい。それでも、南極域と同じオゾン破壊触媒反応は北極域でも働いており、年によっては小規模のオゾンホールが現れることもある。オゾンが少なくなった北極域の空気は間歇的に低緯度側に拡がるので、北半球の中高緯度における冬・春のオゾン減少は近年顕著である。

参考資料2. オゾン層観測手法の種類

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、直達又は天空から散乱された太陽紫外線をプリズムによって分光し、オゾンに強く吸収される波長の光と比較的吸収が少ない波長の光の強度比を測定することにより、地上から大気上端までの気柱に含まれるオゾンの総量（オゾン全量）を求めるものである。

同様の測定器として、ブリューワ分光光度計、フィルター式分光光度計（M83 型又は 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。フィルター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。

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が無線で地上に送信するもので、地上から高度 35 km位までの間のオゾン濃度を測定することができる。定常的に使われているオゾンゾンデの測定原理は、電気化学法と呼ばれるものである。ヨウ化カリウム（KI）溶液にオゾンを含む空気を通し、ヨウ化カリウムとオゾンの反応で生じるヨウ素分子が陰極電子と作用してできる陰イオンによる電流を測定する。この場合、反応したオゾンの数密度に比例した電流が得られるので、空気中のオゾン濃度がわかる。

レーザーレーダー

レーザーレーダー（ライダー）は、レーザー光を用いた一種のレーダーである。ドブソン分光光度計が太陽紫外線を光源としてオゾンによる吸光を測定するのにに対し、レーザーレーダーは自らが紫外レーザー光を発して、大気による散乱光を発生させ、オゾンによる

その吸収の大きさを測定することでオゾン密度を求める。また、パルス光を用いるので、高度分布を求めることができる。

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

これまで、米、仏、日本等で開発されてきたオゾンレーザーレーダーによれば、高度 40～50 km の上部成層圏までの測定を、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。

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・気圧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 までの高度分布を分解能 10 km 程度、5～20 分程度で測定できる。

人工衛星センサー

すべての気体成分は、それぞれ固有の放射・吸収スペクトルを有していることから、適切な波長を選んで、大気の放射・吸収の測定を行うことで、成分別の濃度を遠隔的に測定することができる。衛星に搭載されるオゾン観測センサーとしては、オゾンの発する赤外放射やミリ波放射を測定する方式（放射測定法）と、オゾンによる太陽光の吸収を測定する方式（吸光測定法）とに大別できる。後者にはさらに、太陽光を直接の光源として地球周縁大気を通過する際の吸収を測定する方法（太陽掩蔽法）と、地球大気による太陽光の散乱光を測定する方法（後方散乱法）とがある。

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

太陽掩蔽法では、太陽とセンサーの位置関係によって主たる吸収を受ける高度が異なることを利用して、高度分布の測定を高精度に行うことができる。太陽掩蔽法の代表例としては、SAGE、SAGE II、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線強度をいくつかの波長で測定する。波長によって大

気層への紫外線の侵入高度が異なることを利用して、オゾン高度分布又は全量を求める。
後方散乱法としては、TOMS、SBUV/2、GOME等が代表的である（表1-資-1）。

表 1-資-1 人工衛星センサーの分類

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

参考資料3. オゾン層の観測ネットワーク

全球大気監視計画(GAW 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、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。

大気組成変化検出のためのネットワーク(NDACC)

オゾン層の変化を早期に検出し、また、オゾン層変動のメカニズムを理解することを目的として、レーザーレーダー、ミリ波放射計、フーリエ変換赤外分光計、可視・紫外分光計等の地上ベースの遠隔測定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 (赤外分光計: 気象庁気象研究所、ニュージーランドのローダーにおけるエアロゾルレーザーレーダー: 気象庁気象研究所)、また、補助的観測にも参加している (つくばにおけるオゾンレーザーレーダー、北海道陸別町におけるミリ波オゾン放射計: 国立環境研究所、北海道における可視紫外分光計及び赤外分光計: 名古屋大学)。

地球観測衛星計画

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。

参考資料4. オゾンデータの管理・公表

気象庁によるデータ収集・管理・公表

我が国が収集した札幌、つくば、那覇、南鳥島、南極昭和基地におけるオゾン観測データは、気象庁地球環境・海洋部オゾン層情報センターに集められ、データチェックを経た後、毎月20日頃に「オゾン層観測速報」として各地のオゾン全量の概要・経過等について発表される。これらの観測による成果については、毎年「オゾン層観測報告」は印刷物で、「大気・海洋環境観測報告」はCD-ROMで公表されている。

WOUDCによるデータ収集・管理・公表

日本を含め世界各地から収集したオゾンデータは、カナダにあるWMOの世界オゾン・UVデータセンター(WOUDC)に送付され、全球規模の品質管理が行われる。また、反転観測値については、すべての観測点のデータを同一方式で処理して高度層ごとのオゾン量の算出を行っている。

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

このほか、NASAやドイツ航空宇宙センター(DLR)が、TOMSデータやGOMEデータ等の衛星による観測データをインターネット上で公開している。

参考資料5. 2006年の月平均オゾン全量と平年比偏差の全球分布

月平均オゾン全量・平年比偏差の全球分布図を以下に示す（図1-資-1、図1-資-2）。月平均オゾン全量（左図）の等値線間隔は 30 m atm-cm、平年比偏差（右図）については 5%である。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域を示す。左図の点域は参照値より少ない領域を表しており、中・高緯度でオゾンが参照値より少ない領域があることがわかる。NASA 提供の OMI データをもとに気象庁が作成した。図1-資-1 及び図1-資-2 の出典は気象庁オゾン層観測報告 2006 による。

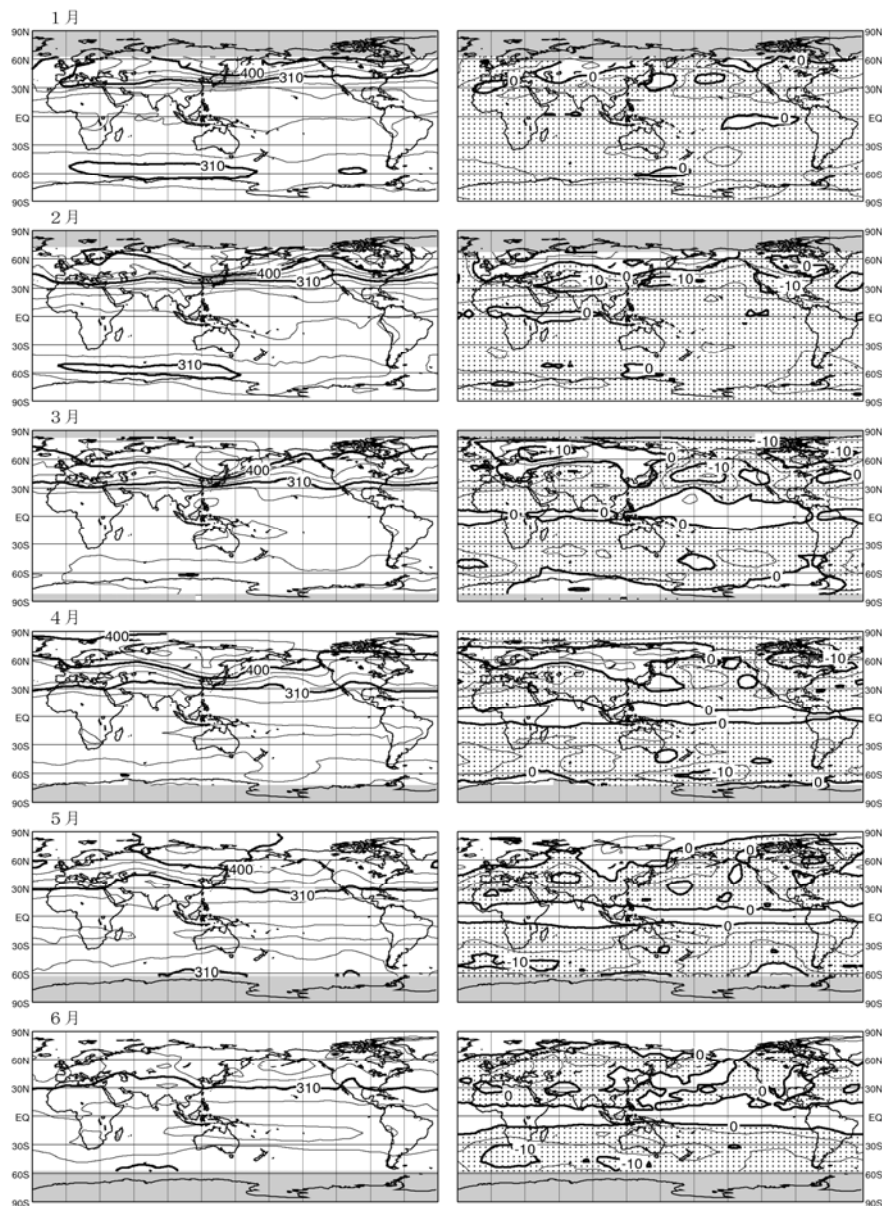


図1-資-1 月平均オゾン全量・平年比偏差の全球分布図（2006年1-6月）

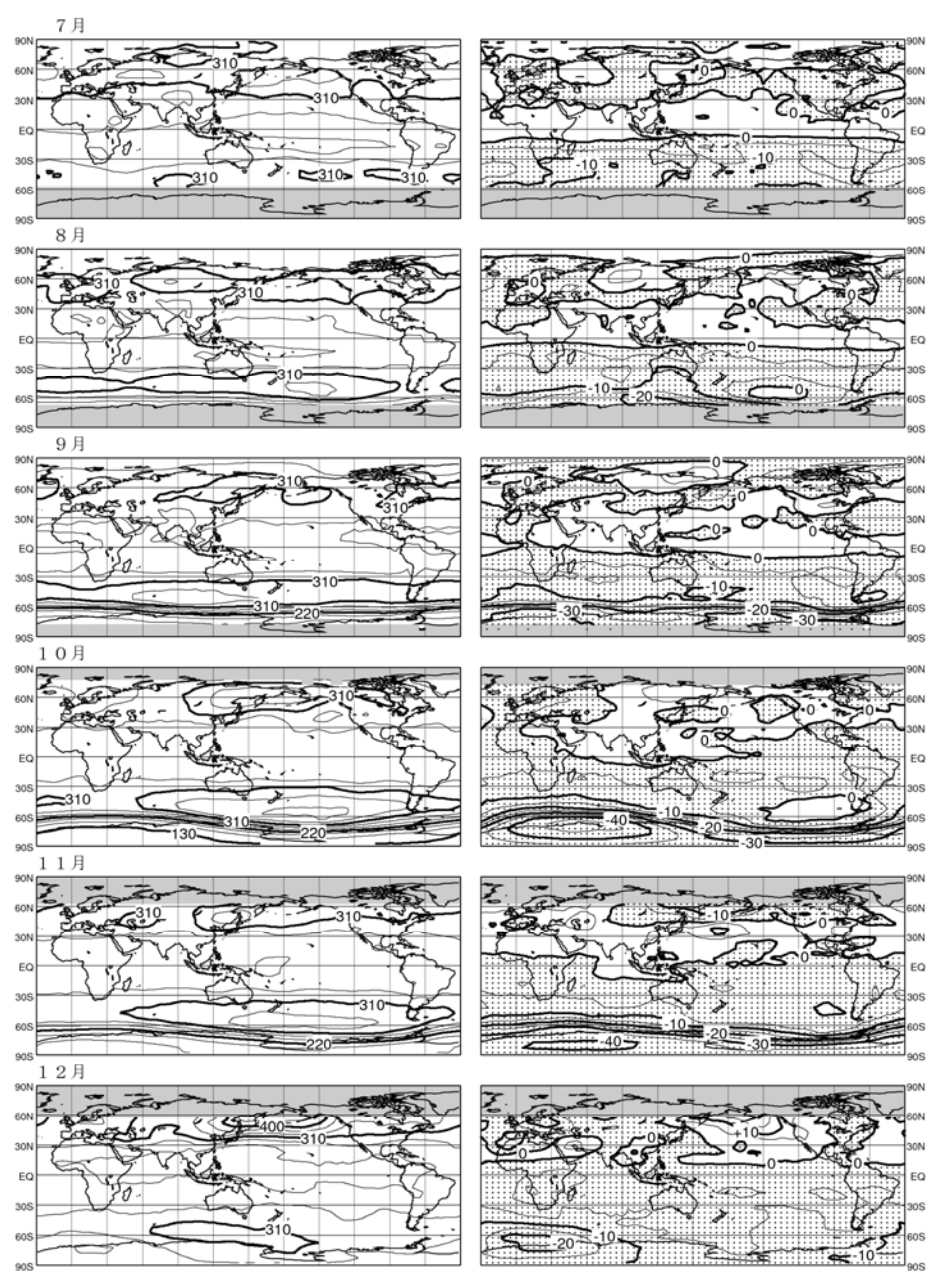


図 1-資-2 月平均オゾン全量・平年比偏差の全球分布図 (2006 年 7-12 月)

参考資料6. 1979~2006年の南半球の月平均オゾン全量分布（10月）

220m atm・cm以下のオゾンホール領域を点域で示しており、オゾンホールの経年変化がわかる。NASA提供のOMIデータをもとに気象庁が作成した。出典はいずれも気象庁オゾン層観測報告2006による。

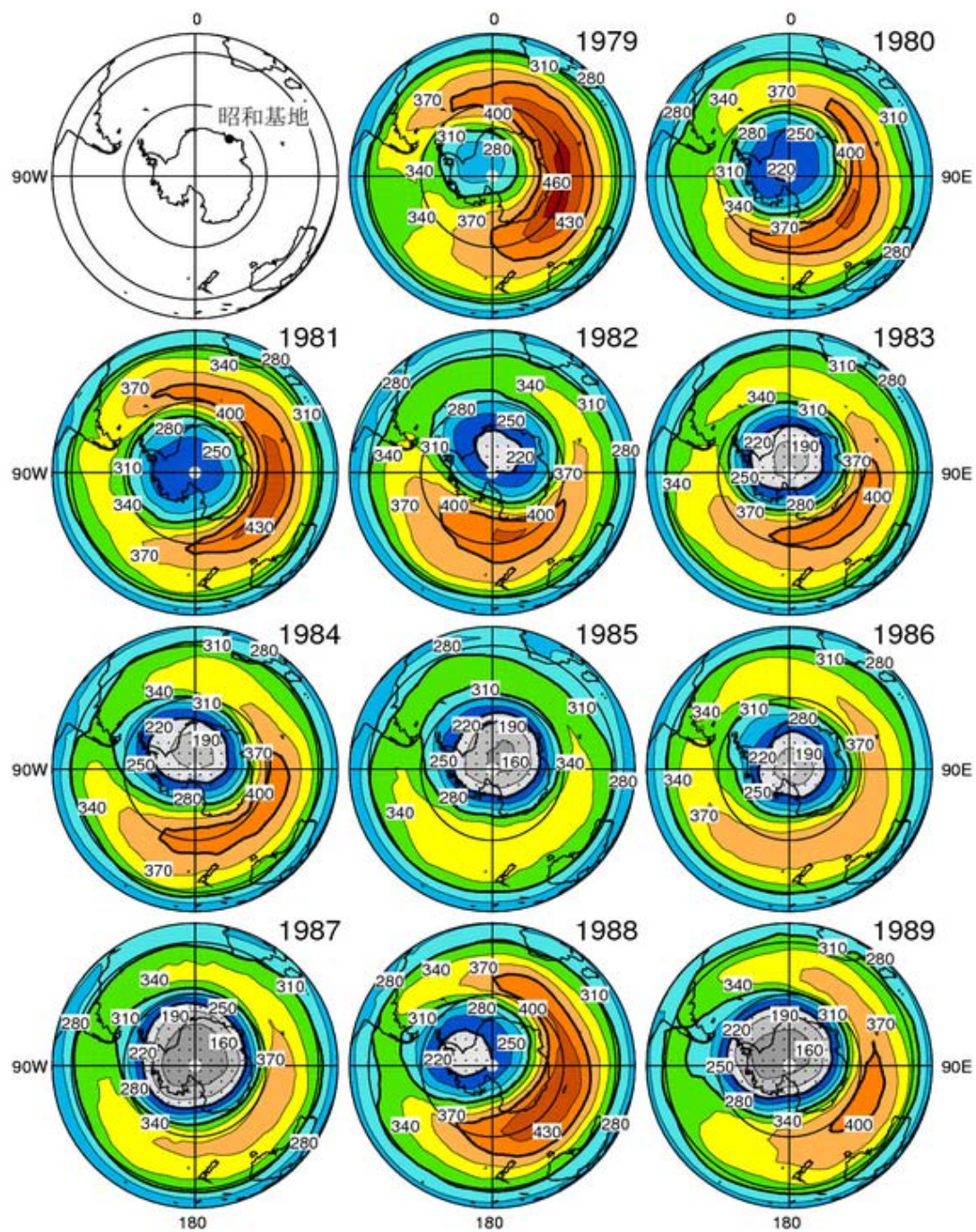


図1-資-3 10月の南半球月平均オゾン全量分布図（1979-1989年）

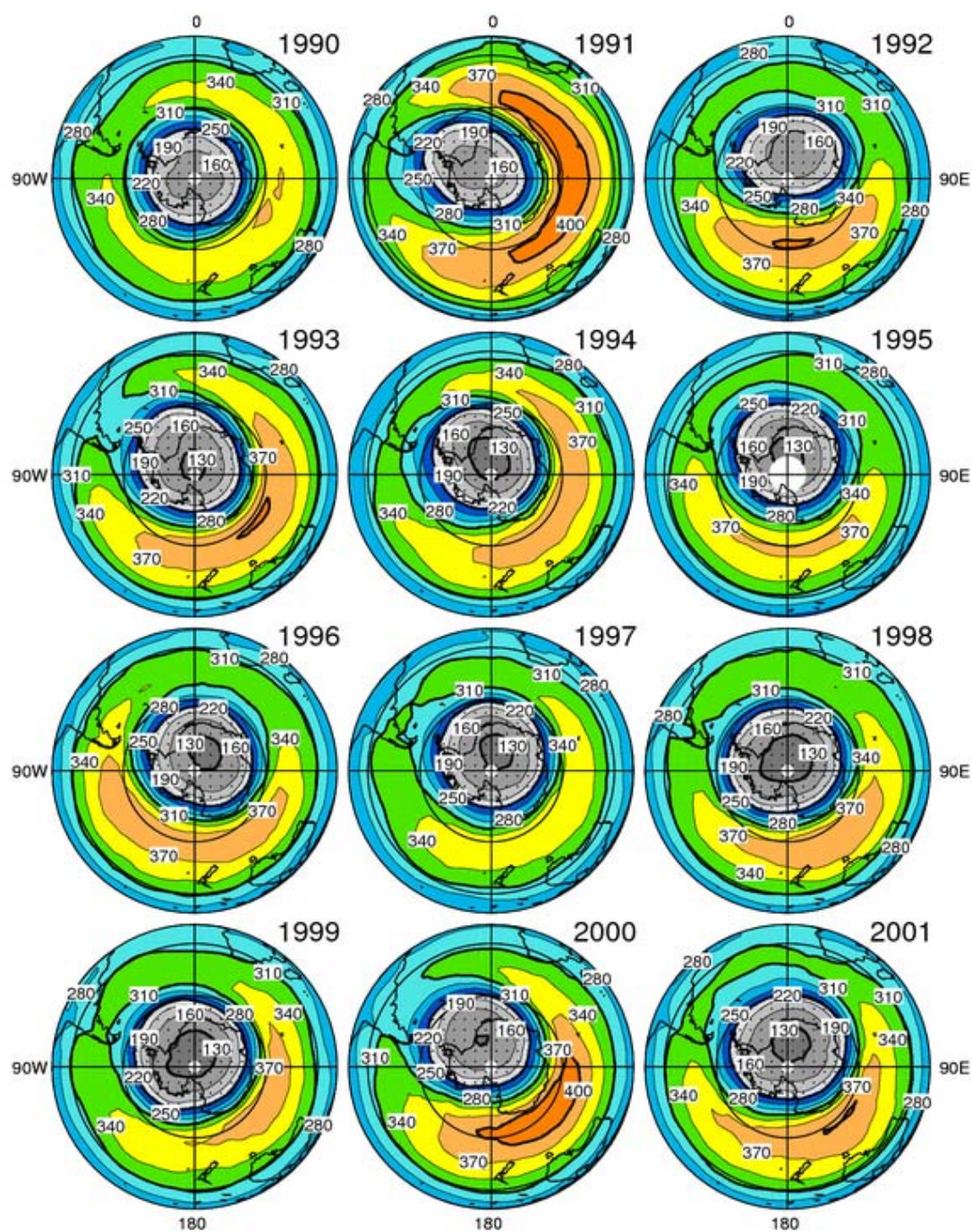


図1-資-4 10月の南半球月平均オゾン全量分布図（1990-2001年）

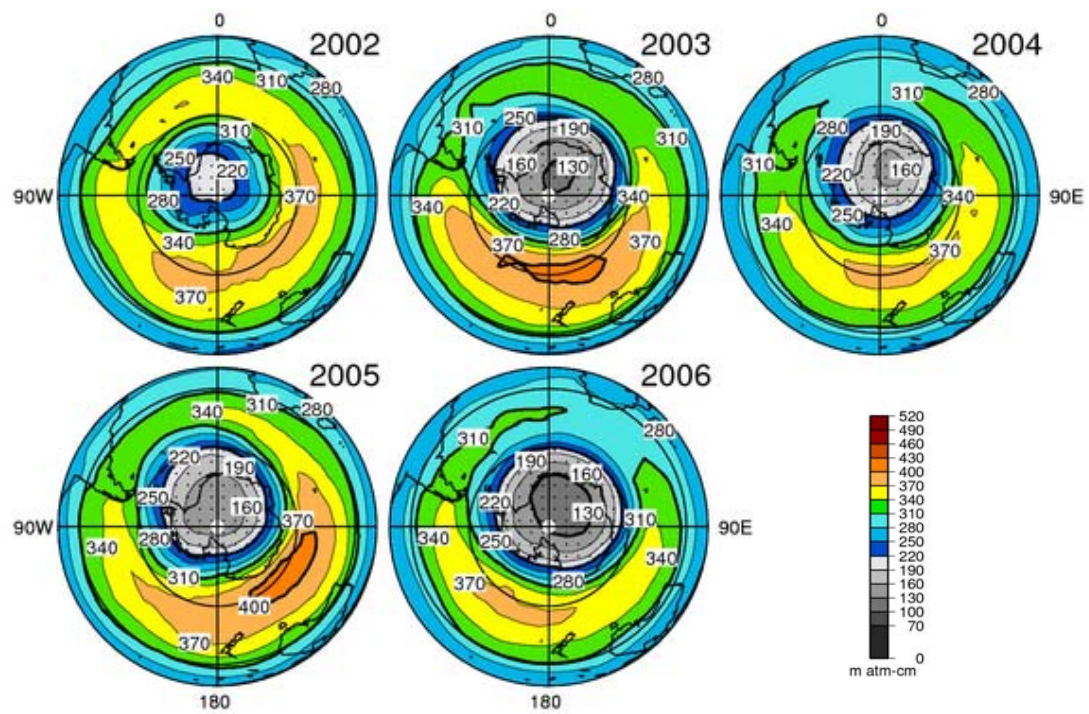


図1-資-5 10月の南半球月平均オゾン全量分布図(2002-2006年)

参考資料7. 地上観測による南極域でのオゾン全量推移

昭和基地（●印）、ハレー（△印）、ベルナドスキ/ファラデイ（+印）、ロゼラ（□印）及びアライバルハイツ（○印）における2006年8～12月のオゾン全量観測値を図1-資-6に示す。また、図中にはオゾンホールを目安とする220 m atm-cmを破線で示した。

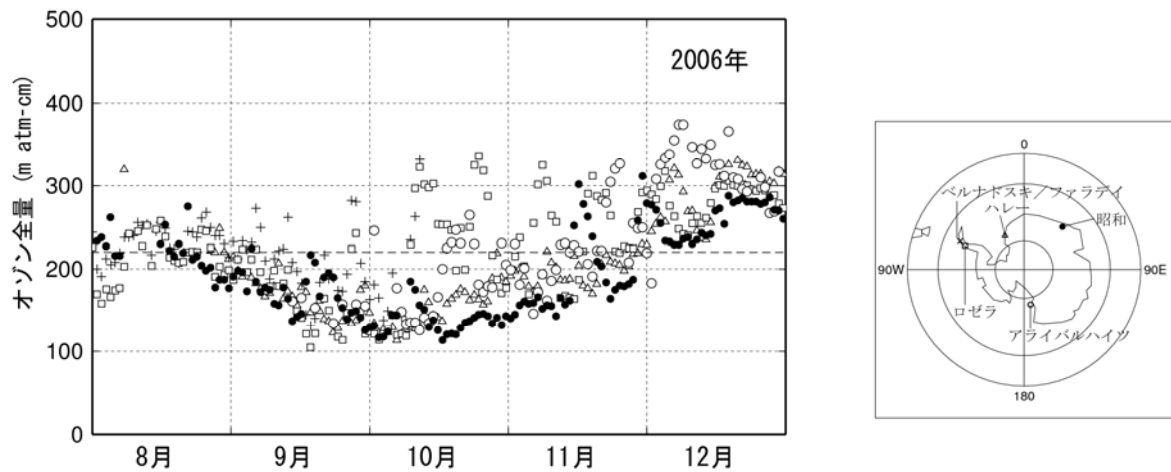


図1-資-6 南極域各国基地におけるオゾン全量の変化（2006年）

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

第 2 部 特定物質の大気中濃度

1. オゾン層破壊物質の種類と特性

オゾン層破壊物質

人間活動によって塩素原子や臭素原子を含有するオゾン層破壊物質が排出されている。これらの物質の多くは、非常に安定で反応性がなく、雨や海水にも溶解しないため、大気中の寿命が極めて長く、下層の対流圏大気中に蓄積する（大気中寿命の短いものは一部が大気中に蓄積する）。これらは非常にゆっくりではあるが大気の運動を通じて成層圏に輸送され、そこでオゾン層で遮蔽されない短波長の太陽紫外線によって分解され、反応性の高い物質に変換される。生じた反応性物質が、成層圏オゾンを連鎖反応により破壊する。

塩素系オゾン層破壊物質には、主としてCFC、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン（別名メチルクロロホルム）があり、影響は小さいがHCFC、塩化メチルなどがある。CFCは、炭素、塩素及びフッ素原子のみから構成される物質であり、冷凍機や空調機器の冷媒、発泡剤、エアロゾル噴射剤、金属や電子機器の洗浄剤などとして、多くの用途に使われてきた。四塩化炭素はCFCの製造原料として、1,1,1-トリクロロエタンは金属等の洗浄用溶剤として使われてきた。

臭素系オゾン層破壊物質では、反応性や水溶性のないハロンが主なものであり、その他臭素系の人工物質や臭化メチルがある。ハロンは消火剤として、臭化メチルは農業用薰蒸剤等として使用される。

オゾン層保護法における特定物質

「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）によって規制対象とされたオゾン層破壊物質は、「特定物質等の規制によるオゾン層の保護に関する法律」において「特定物質」として規制されている。具体的には、CFC、HCFC、ハロン、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、HBFC、ブromochloroethane、臭化メチルである。各物質の特徴と用途については参考資料 1（P75 参照）参照。

成層圏中の塩素・臭素の発生源

図 2-1-1 は、塩素・臭素を含む主要な物質が 2004 年の成層圏中の塩素・臭素の全量にそれぞれどの程度寄与しているかを示している。ただし同図では、塩素系化合物（左）と臭素系化合物（右）でフルスケールが大きく異なっており、成層圏中の全臭素量は全塩素量の 150 分の 1 以下である。なお、自然発生源の割合は、全塩素よりも全臭素において大きい（量としては塩素系化合物の方がはるかに大きい）。

塩素源については、成層圏に達する塩素のほとんどを人間活動が占める。CFC は人間活動によって排出される塩素系オゾン層破壊物質のうち最も多量にあるものである。塩化メチルは大部分が自然発生源である。CFC の代替物質である HCFC による塩素系化合物中の割合は小さいが、その大気中濃度は近年急増している。

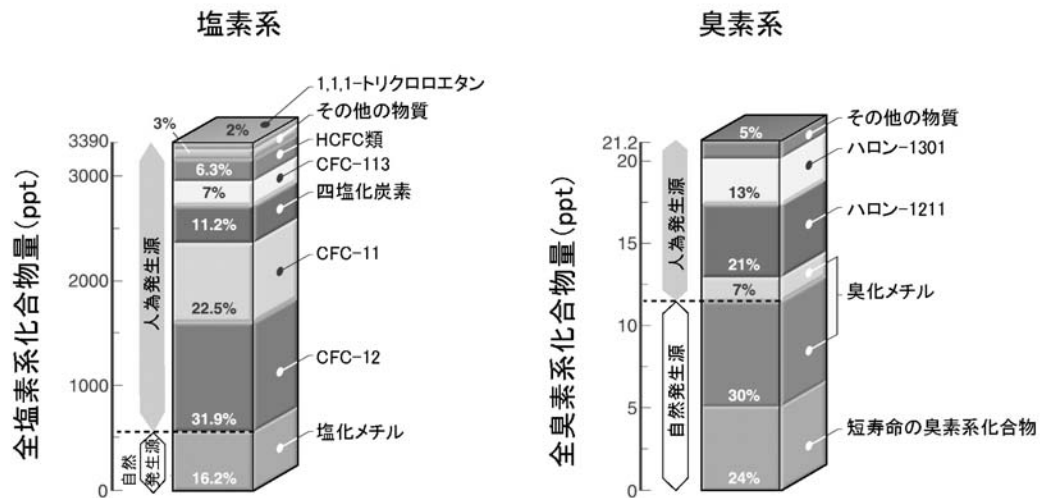


図 2-1-1 2004 年の成層圏中の塩素・臭素の主要源

大気中のガスの濃度の単位として「1 兆分の 1」(ppt)を使用している。1ppt は、他の 1 兆の大気分子中に 1 つのガス分子が存在することを示す。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

主なオゾン層破壊物質の大気中寿命・オゾン層破壊係数

主なオゾン層破壊物質の大気中の寿命や成層圏オゾン破壊への影響を表2-1-1に示す。成層圏オゾン破壊への影響は「オゾン層破壊係数(ODP)」で示されている。ODPとはOzone Depletion Potentialの略で、CFC-11のオゾン層破壊係数を1とし、物質ごとに重量あたりで計算される。

表 2-1-1 主なオゾン層破壊物質の大気中寿命、オゾン層破壊係数^a

		大気中寿命 (年)	オゾン層破壊係数
塩素系	CFC-12	100	1
	CFC-113	85	1
	CFC-11	45	1
	四塩化炭素 (CCl ₄)	26	0.73
	HCFC	1～26	0.02～0.12
	1,1,1-トリクロロエタン (CH ₃ CCl ₃)	5	0.12
	塩化メチル	1.0	0.02
臭素系	ハロン1301	65	16
	ハロン1211	16	7.1
	臭化メチル (CH ₃ Br)	0.7	0.51
	極短寿命ガス (CHBr ₃ など)	<0.5	b

a 人間活動及び自然発生源の両方を含む

b 推計が不確実

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

2. 特定物質の観測状況

(a) 大気試料の採取法・分析法

特定物質の分析を目的とした大気試料の採取は、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グラブサンプリング法又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。連続測定装置では、一定量の大气を低温カラムに通し、大気中成分を濃縮捕集する。

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、又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。

(b) 大気試料の採取地点

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は、大気中の特定物質の濃度は通常バックグラウンド濃度よりも高い値になる。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。

(c) 特定物質の観測体制

我が国での観測体制

我が国では、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が開発され、1979 年（南極昭和基地については 1981 年）から、特定物質の広域分布や経年変化の観測が続けられている。

環境省は 1988 年から北海道及び川崎市で特定物質の観測を開始している。

気象庁では、1990 年から岩手県三陸町綾里で、また 1990 年から観測船「凌風丸」によって北西太平洋における特定物質の観測を行っている。

また、多くの都道府県及び政令指定都市においても、1989～1990 年頃から特定物質の大気中濃度の測定が行われている。その多くは、現在も継続されている。

他の機関によるオゾン層破壊物質の大気中濃度観測体制

世界において行われているオゾン層破壊物質の大気中濃度観測は、以下のようなネットワークでなされており、主なものとして、AGAGE・NOAA、ESRL、UCI などがある（表 2-2-1）。

表 2-2-1 観測ネットワーク

観測ネットワーク	観測点
AGAGE – Advanced Global Atmospheric Gases Experiment	Cape Grim, Tasmania (41°S, 145°E) Cape Matatula, Samoa (14°S, 171°E) Ragged Point, Barbados (13°N, 59°W) Mace Head, Ireland (53°N, 10°W) Trinidad Head, USA (41°N, 124°W)
NOAA/ESRL – National Oceanic and Atmospheric Administration/Earth System Research Laboratory	South Pole, Antarctica Palmer Station, Antarctica Cape Grim, Tasmania Cape Matatula, Samoa Mauna Loa, USA Cape Kumukahi, USA Niwt Ridge, USA Wisconsin, USA Harvard Forest, USA Barrow, USA Alert, Canada
UCI – University of California at Irvine	71°N ～ 47°S の40～45の太平洋上の地点

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

3. 特定物質の大気中濃度の監視結果

3－1．全球の特定物質の大気中濃度の状況

3－1－1．環境省による観測結果

北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

環境省は、1988 年から北海道の根室・稚内周辺において、15 物質の大気中濃度を測定している。測定対象物質は、CFC-11、CFC-12、CFC-113、CFC-114、CFC-115、ハロン 1211、ハロン 1301、ハロン 2402、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素（1989 年～）、HCFC-22（1992 年～）、HCFC-141b（2001 年～）、HCFC-142b（1992 年～）、臭化メチル（1997 年～）、HFC-134a（2000 年～）である。

(a) 測定対象 15 物質の大気中平均濃度のトレンド

表 2-3-1 は、特定物質及び HFC-134a の大気中平均濃度のトレンドについてまとめたものである。

表 2-3-1 北海道における特定物質及び HFC-134a の大気中平均濃度のトレンド

（評価期間は原則として 1996 年 1 月～2007 年 1 月）

物質名	平均年間変化量		評価期間 (～2007 年 1 月) (1)	現在の濃度 (2007 年 1 月) (pptv)	年間変化率 ⁽⁵⁾ (%)
	pptv/年	95%信頼区間 (pptv)			
CFC-11	-1.9	±0.1	1996 年 1 月～	244	-0.8
CFC-12	0.00	±0.2	1997 年 1 月～ ⁽²⁾	549	0.00
CFC-113	-0.71	±0.04	1996 年 1 月～	76	-0.9
CFC-114	-0.02	±0.008	1996 年 1 月～	15.1	-0.1
CFC-115	0.06	±0.01	1998 年 1 月～ ⁽²⁾	8.9	0.7
ハロン 1211	0.03	±0.005	2001 年 1 月～	4.7	0.6
ハロン 1301	0.05	±0.002	2001 年 1 月～	3.3	1.8
ハロン 2402	-0.004	±0.001	2001 年 1 月～	0.48	-0.9
1,1,1-トリクロロエタン	4.5	±0.2	2001 年 8 月～ ⁽²⁾	16	-29
四塩化炭素	-1.3	±0.1	1996 年 8 月～ ⁽³⁾	96	-1.4
HCFC-22	5.1	±0.1	2001 年 8 月～	190	2.7
HCFC-141b	0.36	±0.1	2003 年 1 月～ ⁽²⁾	21	1.7
HCFC-142b	0.81	±0.03	2003 年 1 月～	18.4	4.4
臭化メチル	-0.02	±0.07	2000 年 1 月～ ⁽²⁾	9.4	-0.2
HFC-134a	4.4	±0.2	2000 年 8 月～ ⁽⁴⁾	47	9.1

(1) 過去11年間(1996年1月～2007年1月)の調査結果に基づく(CFC-12、CFC-115、ハロン1211、四塩化炭素、1,1,1-トリクロロエタン、HCFC-141b、臭化メチル及びHFC-134aの評価期間については(2)～(4)を参照)。

(2) CFC-12、CFC-115、ハロン1211、1,1,1-トリクロロエタン、HCFC-141b及び臭化メチルについては、濃度の変動傾向が安定した1997年1月、1998年1月、2000年1月、2001年8月、2003年1月及び2000年1月からをそれぞれ評価期間とした。

(3) 四塩化炭素については、1996年の1月及び同3月に測定結果が得られなかったため、1996年8月からを評価期間とした。

(4) HFC-134aについては測定を開始した2000年8月からを評価期間とした。

(5) 年間変化率は、平均年間変化量を現在(2007年1月)の濃度で除したものの。

(出典) 環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(b) CFC-11、CFC-12、CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素の大気中濃度変化

図 2-3-1 に CFC-11、CFC-12、CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン、四塩化炭素の測定結果を示す。北海道では、1990 年代後半以降 CFC-12 はほぼ横ばい、CFC-11、CFC-113 及び四塩化炭素は 1%/年前後の割合で減少している。また、大気中での寿命の短い 1,1,1-トリクロロエタンの減少率は極めて大きい（図 2-3-1）。これらは、図 2-3-7 とほぼ同様の傾向を示している。

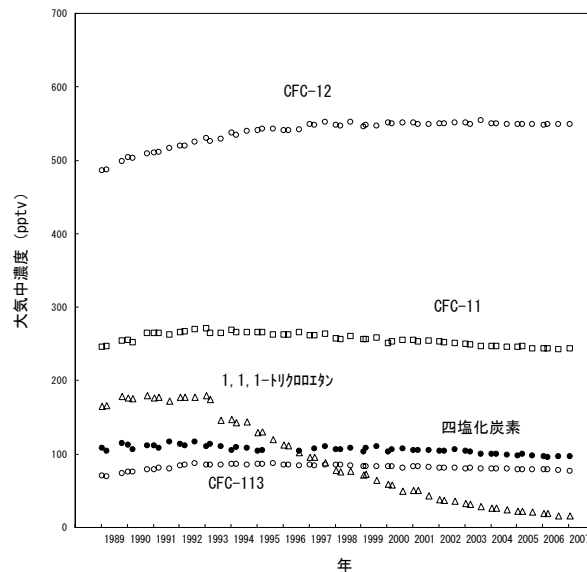


図 2-3-1 北海道における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

（出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(c) CFC-114 及び CFC-115 の大気中濃度の変化

CFC-114 の大気中平均濃度は 15pptv 程度で近年はほとんど変化していない。CFC-115 の大気中平均濃度は増加してきたが、増加の割合は鈍化している（図 2-3-2）。

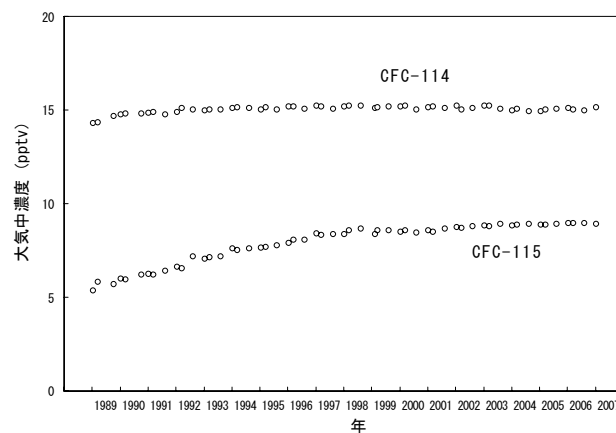


図 2-3-2 北海道における CFC-114 及び CFC-115 の大気中平均濃度の経年変化

（出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(d) ハロン 1211、ハロン 1301 及びハロン 2402 の大気中濃度の変化

ハロン 1211 及びハロン 1301 の大気中平均濃度は引き続き増加している。ハロン 1211 の濃度の増加率は近年は小さくなりつつある。ハロン 1301 は約 1.8%/年の割合で増加している。一方、ハロン 2402 の大気中平均濃度はわずかに減少している（図 2-3-3）。

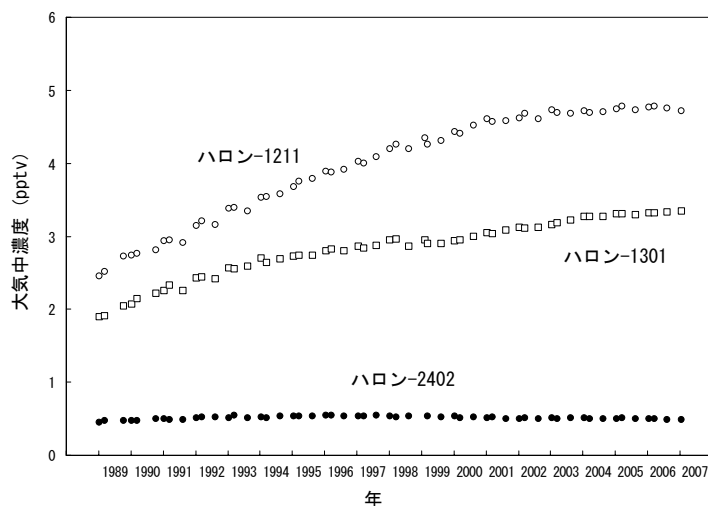


図 2-3-3 北海道におけるハロン類の大気中平均濃度の経年変化

（出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(e) HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b 及び HFC-134a の大気中濃度の変化

HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の大気中平均濃度は、それぞれ約 2.7%/年、約 1.7%/年及び約 4.4%/年の割合で増加している（図 2-3-4、図 2-3-5）。また、HFC-134a の大気中平均濃度の増加率は、約 9.1%/年と極めて大きい（図 2-3-5）。

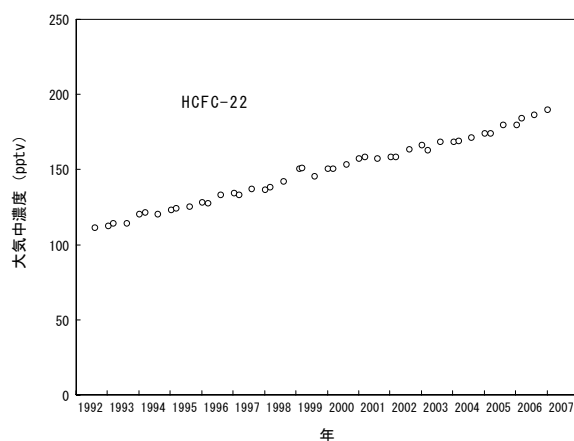


図 2-3-4 北海道における HCFC-22 の大気中平均濃度の経年変化

（出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

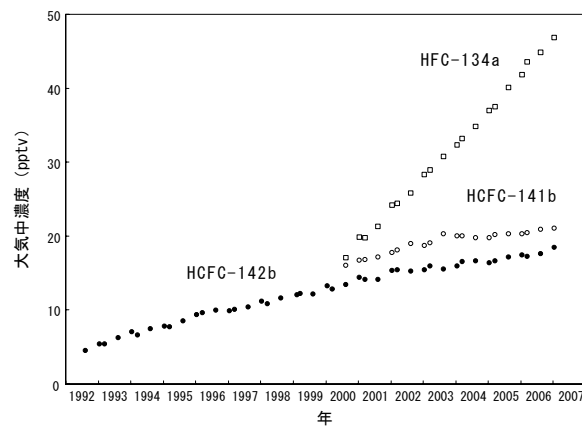


図 2-3-5 北海道における HCFC-141b、HCFC-142b 及び HFC-134a の大気中平均濃度の経年変化
 （出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

(f) 臭化メチルの大気中濃度の変化

臭化メチルの大気中平均濃度は減少してきたが、近年はほぼ横ばいである（図 2-3-6）。

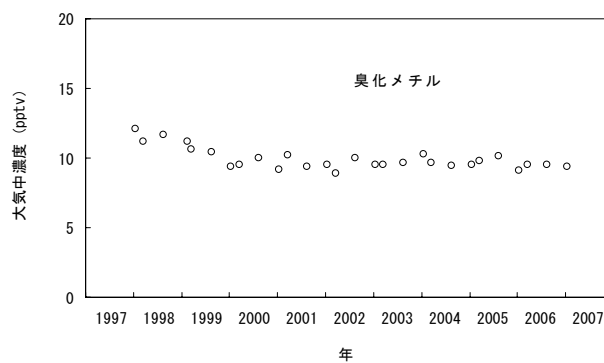


図 2-3-6 北海道における臭化メチルの大気中平均濃度の経年変化
 （出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

3-1-2. その他の機関による観測結果

東京大学による観測結果

我が国では、環境省が観測を開始する以前の 1979 年から東京大学で観測が行われており、北海道と南極昭和基地での観測データが蓄積されている。

東京大学によって継続的に測定されている CFC-11、CFC-12、CFC-113 及び 1,1,1-トリクロロエタン（ CH_3CCl_3 ）の、北海道及び南極昭和基地における大気中平均濃度の経年変化を、図 2-3-7 に、それぞれ実線（N）及び破線（S）で示す。

北半球中緯度の平均的な状況を代表する北海道において、1980 年代の年増加率は CFC-11 及び CFC-12 が約 4%、CFC-113 が約 10%であったが、モントリオール議定書による国際的な CFC の生産・消費の規制開始（1989 年 7 月）に伴って 1990 年以降これら CFC の増加は鈍り、さらに先進国における CFC の全廃（1995 年末）を反映して、1990 年代後半以降濃度変化はほぼ横ばい、2000 年代ではゆっくり減少している。

南半球を代表する南極昭和基地では、1980 年代には CFC 類の主要な放出域である北半球に約 1.5 年遅れて大気中濃度が増加した。世界的な放出規制に伴って次第に北半球に従って濃度増加が小さくなり、さらに南北両半球間における濃度差がなくなりつつある。

大気中寿命が短い 1,1,1-トリクロロエタンについては、先進国が集中する北半球から南半球に拡散する対流圏内でも分解されることから、南極では、1980 年代には北半球より約 30%低い濃度で増加した。両半球の大気中濃度は、短寿命を反映して、国際的な規制が始まった 1993 年以降急速に減少し、特に 1997 年以降、指数関数的に減少している。

その他の、東京大学による HCFC-22、HCFC-142b、HCFC-141b 及び HFC-134a の両半球における観測結果については、参考資料 4（P85）に掲載されている。

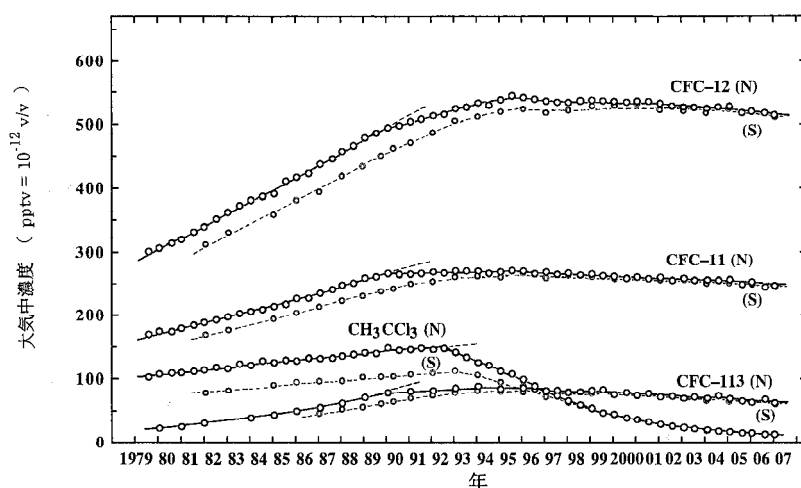


図 2-3-7 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における特定物質の大気中平均濃度の経年変化

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

その他の機関による観測結果

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2006」（WMO、2007）では、世界各地で観測されたオゾン層破壊物質の全球濃度がとりまとめられている。以下はその抜粋である。

(a) CFC

全球的な CFC 濃度の経年変化を図 2-3-8 に示す。

CFC-12 の大気中濃度は、北半球では減少しているところもあるものの、全球的なトレンドとしては、ほぼ横ばいである。CFC-11 及び CFC-113 の大気中濃度は近年減少している。CFC-11 及び CFC-12 の北半球と南半球の濃度差は小さくなってきたが、依然として北半球の濃度の方が高い。

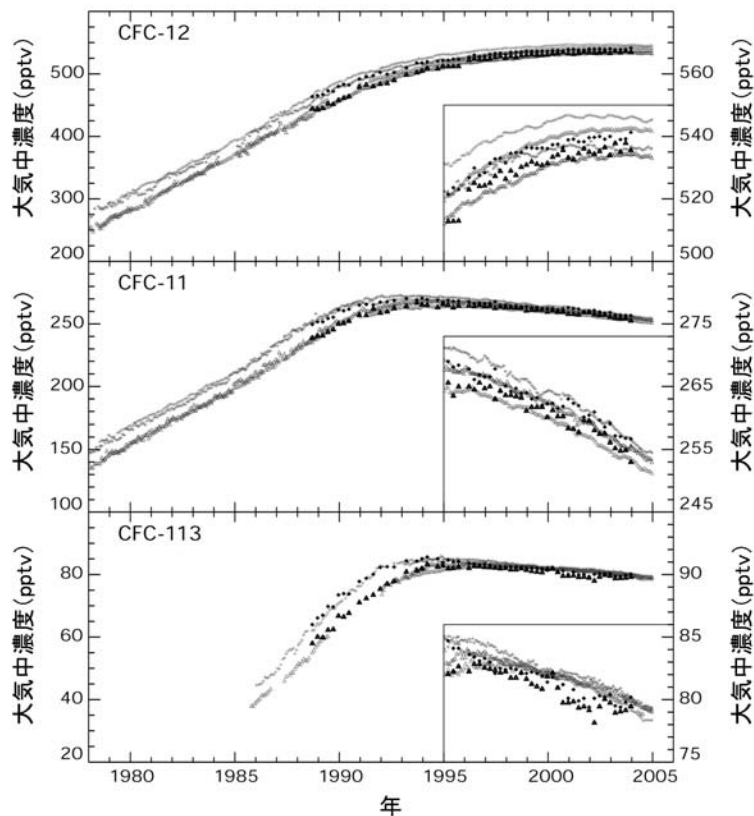


図 2-3-8 海外のネットワークで観測された CFC-12、CFC-11 及び CFC-113 の濃度変動
各観測ネットワークによる観測結果（+印は北半球、△印は南半球を示す）。なお、1995 年以降の結果が右下に拡大表示されている（右軸）。※口絵 IV 参照。口絵では、AGAGE のネットワークによる観測結果を赤色、NOAA/ESRL を青色、UCI を黒色で表している。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(b) 四塩化炭素及び 1, 1, 1-トリクロロエタン

全球的な四塩化炭素と 1,1,1-トリクロロエタン濃度の経年変化を図 2-3-9 に示す。

四塩化炭素の濃度は 1990 年代初期に最大値となり、その後は着実に減少している。
1,1,1-トリクロロエタンの濃度は、1992 年頃に最大値となり、その後着実に減少している。

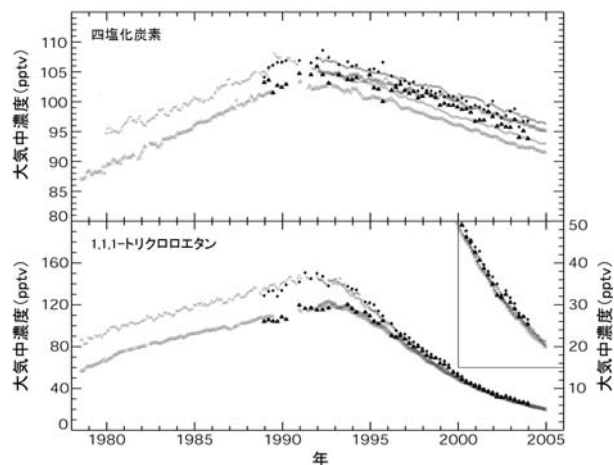


図 2-3-9 海外のネットワークで観測された四塩化炭素及び 1,1,1-トリクロロエタンの濃度変動

各観測ネットワークによる観測結果（+印は北半球、△印は南半球を示す）。1995 年以降の結果が右側に拡大表示されている（右軸）。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(c) ハロン

全球的なハロン 1211 とハロン 1301 の濃度の経年変化を図 2-3-10 に示す。

ハロン 1301 の大気中濃度と変化率に関しては、調査機関によって大きな相違がある。
ハロン 1211 の大気中濃度は増加しているものの、増加率は緩やかになっている。

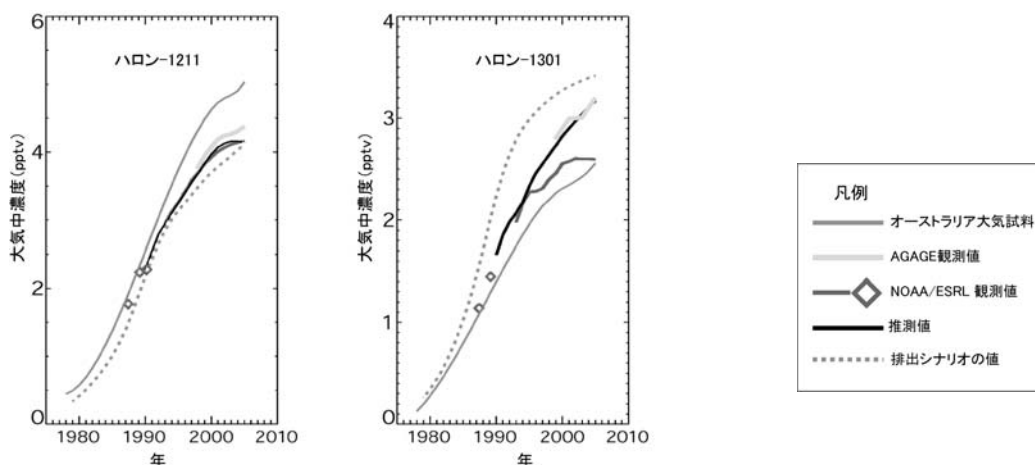


図 2-3-10 海外のネットワークで観測されたハロン 1211 及びハロン 1301 の濃度変動

「オーストラリア大気試料」は、モデルを用いて全球平均値を算出している。推測値は、Scientific Assessment of Ozone Depletion:2002 (WMO, 2003) における Ab シナリオに基づく 1990 年代初頭から 2005 年までのもの。排出シナリオの値は、UNEP Halons Technical Options Committee の排出シナリオに基づいて算出。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(d) HCFC

全球的な HCFC 濃度の経年変化を図 2-3-11 に示す。

HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b の大気中濃度はいずれも急速に増加している。ただし、HCFC-141b 及び HCFC-142b の濃度は近年増加率が緩やかになってきている。

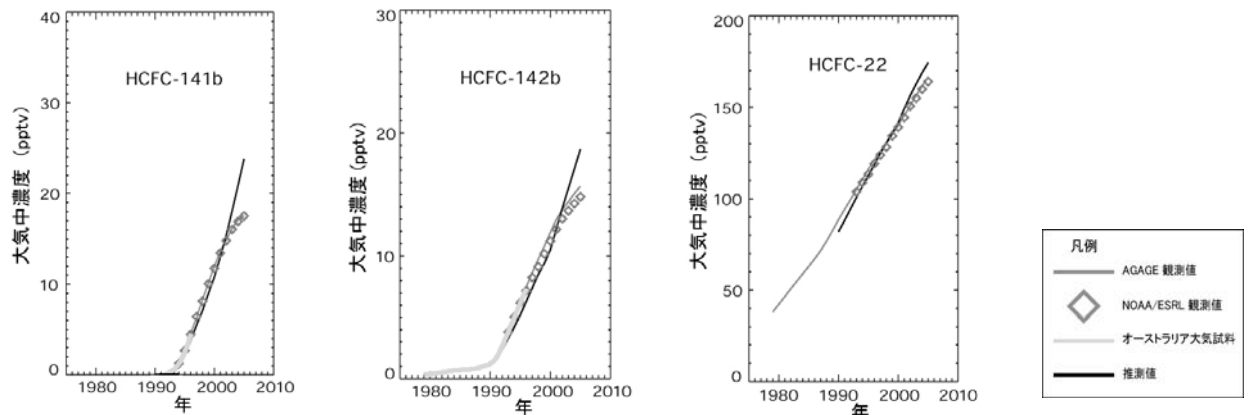


図 2-3-11 海外のネットワークで観測された HCFC-22、HCFC-141b 及び HCFC-142b の濃度変動
「オーストラリア大気試料」は、モデルを用いて全球平均値を算出している。推測値は、Scientific Assessment of Ozone Depletion:2002 (WMO, 2003) における Ab シナリオに基づく 1990 年代初頭から 2005 年までのもの。計算に用いた半減期は、それぞれ 9.3、17.9、12.0 年。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(e) HFC-134a

図 2-3-12 は全球的な HFC-134a 濃度の経年変化である。

HFC-134a は CFC-12 の代替として冷媒に用いられ、消費量が増加している。このため、大気中の平均濃度も急速に増加している。

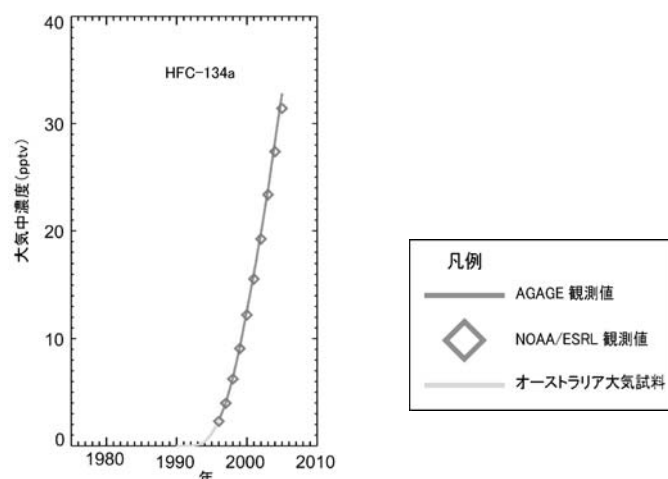


図 2-3-12 海外のネットワークで観測された HFC-134a の濃度変動
1995 年以前の観測値は、オーストラリアで採取された大気の分析に基づいている。

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(f) 臭化メチル

臭化メチルの濃度は、1999 年以前と比べて減少している（図 2-3-13）。

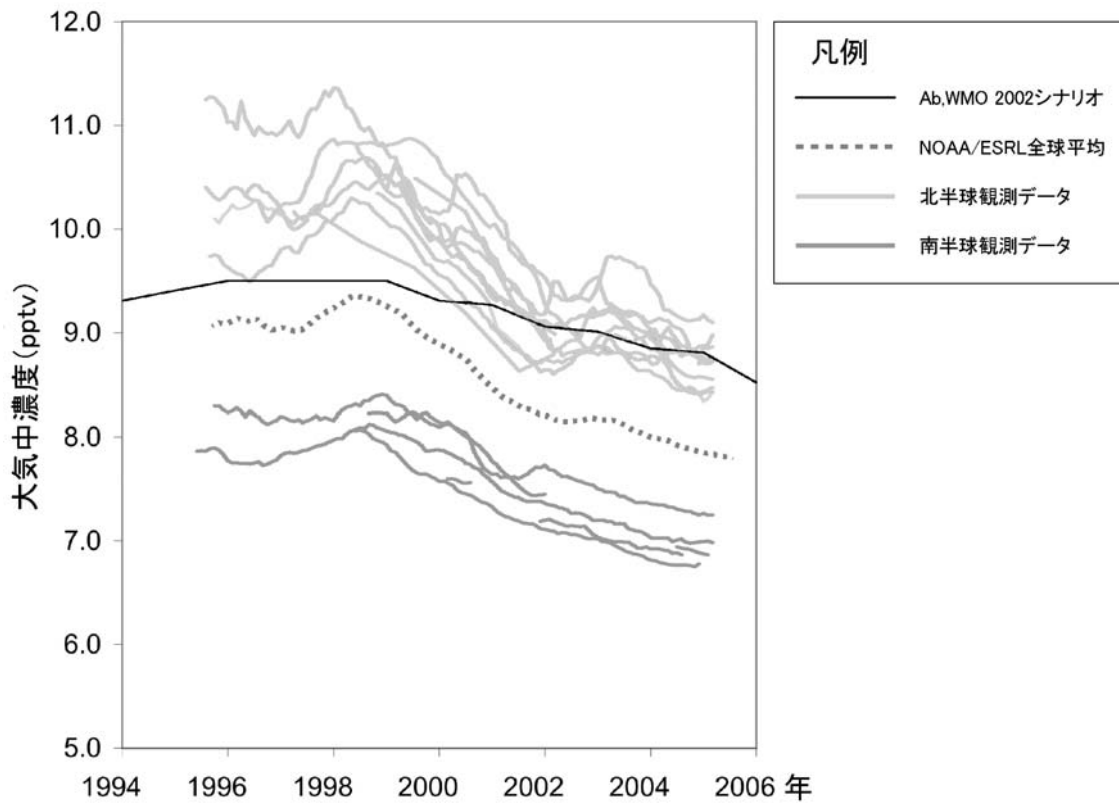


図 2-3-13 世界各地で観測された臭化メチルの濃度変動

世界各地での臭化メチルの観測結果。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

3-2. 日本の都市域における大気中濃度の状況

特定物質の大気中濃度の推移(川崎市)

環境省では、1988 年以降、都市域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の大気中濃度の連続測定を実施している。

図 2-3-14 に、1991 年から 2006 年までの 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測定結果を示す（CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン及び四塩化炭素については 2005 年まで）。これらの図は、月間の測定データの集計結果の経時変化を示しており、変動幅の大きさを示すため、中央値に加え 80%値と 20%値についても記載している。

5 物質の大気中濃度はいずれも次第に図 2-3-1 に示す北海道における大気中濃度とほとんど変わらなくなっている。また、近年では 1994 年頃までのような顕著な変動は収まっており、変動の幅が小さくなっている。これらは我が国における生産量等の削減及び排出抑制等の効果と考えられる。

ただし、CFC-11 及び CFC-12 については、低い頻度ではあるが高い濃度が検出される場合もあり、現在も放出される場合があることを示している。CFC-113、1,1,1-トリクロロエタン及び四塩化炭素については、大気中濃度変動幅は非常に小さくなり、都市域での放出量が非常に小さくなっていることを示している。

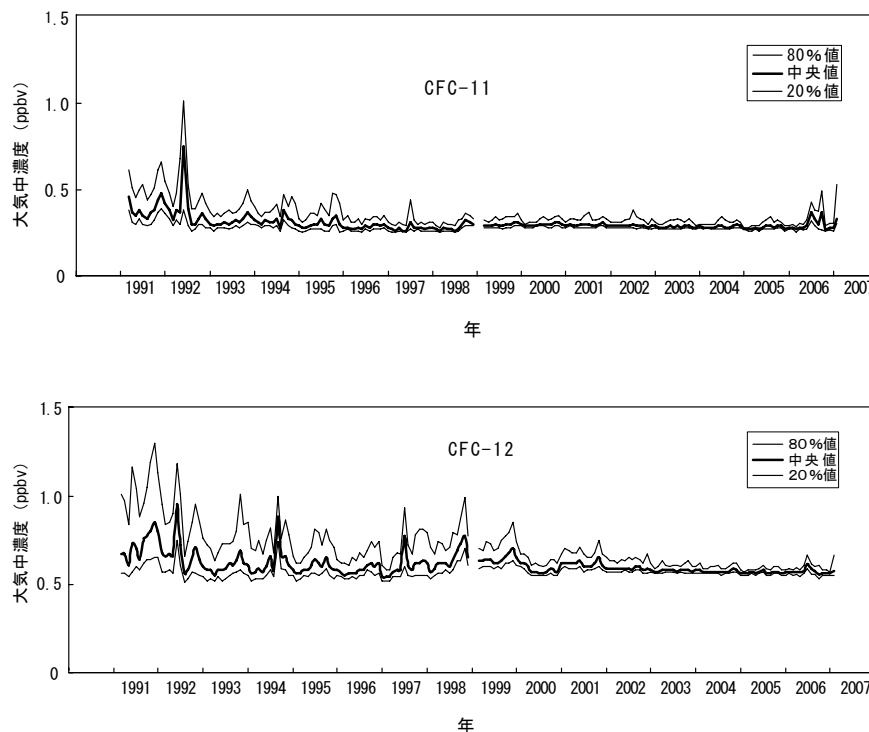


図 2-3-14 川崎市における特定物質の月別濃度の推移

（出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

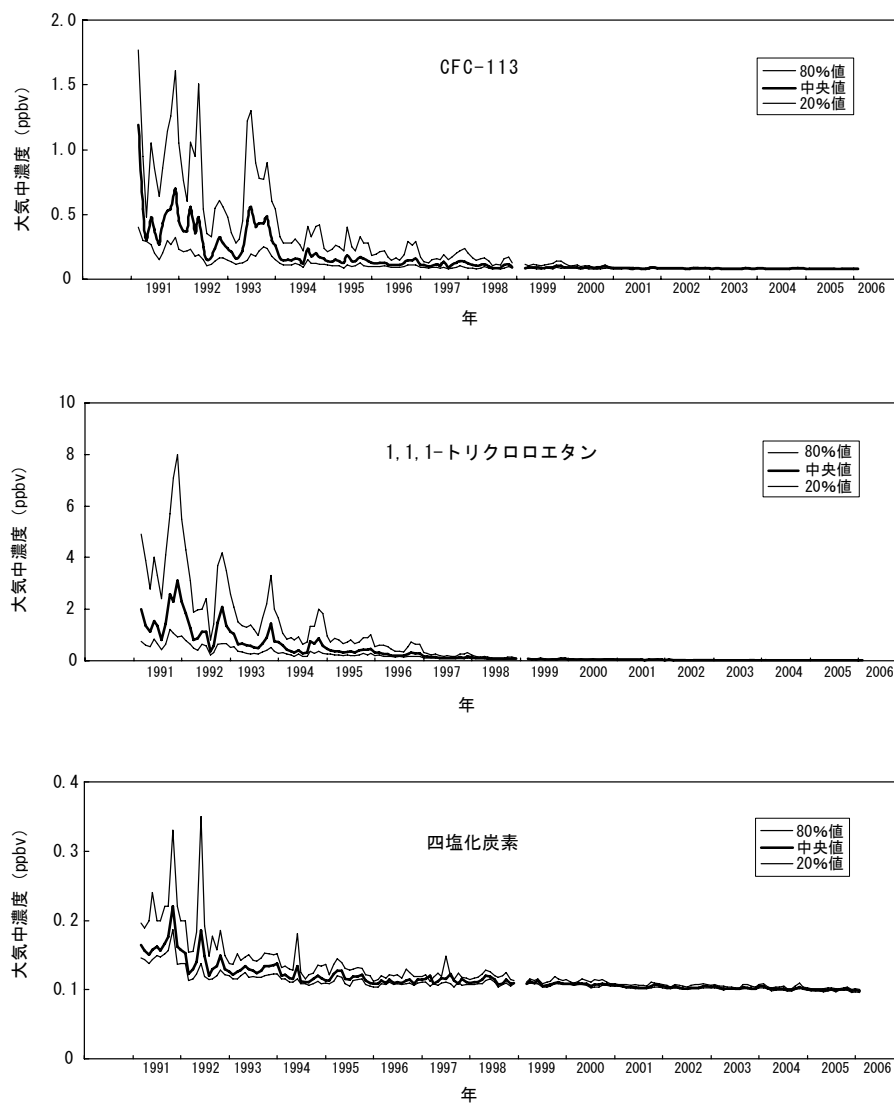


図 2-3-14 川崎市における特定物質の月別濃度の推移（続き）

（出典）環境省 平成 17 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

4. 特定物質の大気中濃度の将来予測

オゾン層破壊物質の大気中濃度の将来予測については、「オゾン層破壊の科学アセスメント：2006」（WMO,2007）に詳しく述べられている。

図 2-4-1 の左上の図は、オゾン層破壊の潜在的脅威を示す等価実効成層圏塩素量（P12 脚注参照）の経年変化を示す。等価実効成層圏塩素量は、1990 年まで急速に増加してきたが、モントリオール議定書の規制によって 1990 年代以降減少に転じた。等価実効成層圏塩素量の減少傾向は、21 世紀を通じて継続すると考えられるが、1980 年レベルにまで回復するには数十年かかると考えられる。

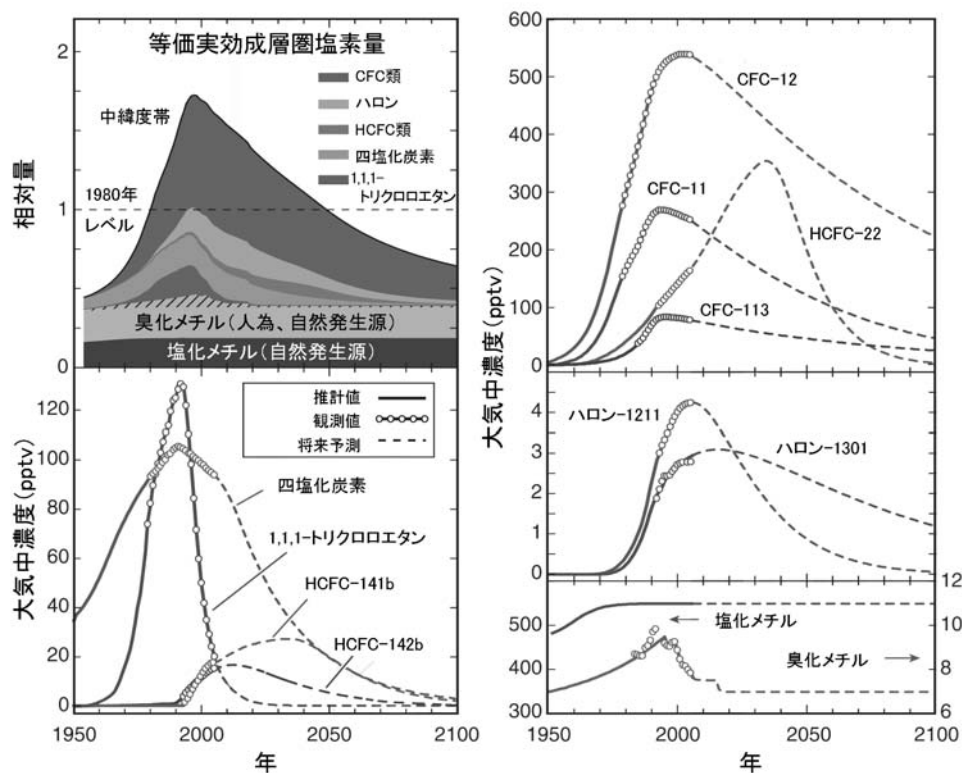


図 2-4-1 大気中のオゾン層破壊物質の観測結果と将来予測

(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

CFC の将来予測

CFC の大気中寿命は比較的長く、また、CFC は冷凍空調機器や断熱材に使用されており大気中にゆっくりと放出されるので、CFC の大気中の濃度は 1,1,1-トリクロロエタンと比べると極めてゆっくり減少すると考えられている。

HCFC の将来予測

モントリオール議定書では、当面の間 HCFC を使用できるため、HCFC-22、HCFC-141b、HCFC-142b の大気中濃度は、引き続き増加すると考えられる。HCFC 類は、対流圏内で一部破壊されるので、CFC に比べるとオゾン層に対する影響は少ない。

モントリオール議定書に基づくと、先進国での HCFC の消費は 2030 年までに、途上国においても 2040 年までに、全廃される。このため、HCFC の大気中濃度は、20～30 年でピークに達し、その後着実に減少すると考えられる。

ハロン類の将来予測

ハロン類は、先進国では生産禁止となっているものの、消火機器中の多量のハロンがゆっくりと大気中に放出されるため、また、途上国において生産・消費がまだ認められているため、引き続き増加すると考えられる。ハロンは大気中寿命も長いため、大気中濃度は今後も高い水準が続くと考えられる。

塩化メチルと臭化メチルの将来予測

塩化メチルと臭化メチルは、その多くが自然起源であるという点で、他のオゾン層破壊物質とは異なっている。

モントリオール議定書の規制対象となっていない塩化メチルの大気中の平均濃度は、自然発生源に変化がなければ、今世紀を通して変化なく推移すると考えられる。

臭化メチルは、モントリオール議定書の規制対象となっており、近年、大気中の濃度は減少しており、今後さらに規制により減少して自然発存量に近づくが、その値は定かではない。

参考資料

参考資料 1. 特定物質の特徴と用途

CFC と HCFC

(参考) フロンとは

フロンとは、炭素、フッ素等からなる化合物である。フロンという総称は日本のみで使われ、正式にはフルオロカーボンという。CFC（クロロフルオロカーボン）、HCFC（ハイドロクロロフルオロカーボン）などの種類がある。また、フロンの代替物質として、オゾン層を破壊しないものの温室効果の高いHFC（ハイドロフルオロカーボン）があり、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）では、CFC、HCFC、HFCをあわせてフロン類と定義している。なお、特定フロンとは、CFCのうち、モントリオール議定書附属書AグループIに定める5物質のことを指し、1996年に生産・消費が全廃されている。

フロンの特徴は、圧力を加えたり減らすことによって、常温で容易に気体から液体、液体から気体に変化する点である。フロンは 1930 年に米国で電気冷蔵庫の冷媒として開発された。当時冷媒として使われていたアンモニアやクロロメタン（塩化メチル）などは可燃性や腐食性などがあり、毒性も強かったため、フロンはそれに代わる物質として普及した。

また、比較的毒性が低いこと、不燃性であること、熱に対しても化学的にも安定で分解しにくいことなどの性質から、エアコン等の冷媒、電子部品等の洗浄剤、建築用や冷凍冷蔵庫機器の断熱材に使用される硬質ウレタンフォームなどの発泡剤、スプレーの噴射剤など、日常生活の中で広く使用されてきた。

日本では、オゾン層保護法によって CFC は 1996 年 1 月 1 日以降原則として生産が禁止され、HCFC は生産量が段階的に削減されている。ただし、それ以前に製造され、製品中に残留して現在も使用されているものも多い。

表 2-資-1 フロンの主な用途

	主な用途
CFC-11	ビルの空調機などの冷媒、断熱材の発泡剤、ぜん息治療薬用噴霧吸入器の噴射剤
CFC-12	断熱材の発泡剤、業務用冷凍空調機器の冷媒、家庭用冷蔵庫の冷媒、飲料用自動販売機の冷媒、カーエアコンの冷媒、ぜん息治療薬用噴霧吸入器の噴射剤
CFC-13	冷媒、工業原料
CFC-112	電子機器や精密機器の洗浄剤
CFC-113	電子機器や精密機器の洗浄剤、工業原料
CFC-114	ぜん息治療薬用噴霧吸入器の噴射剤、スプレー噴射剤、工業原料
CFC-115	業務用冷凍空調機器の冷媒

表 2-資-1 フロンの主な用途（続き）

	主な用途
HCFC-21	工業原料
HCFC-22	断熱材の発泡剤、業務用冷凍空調機器の冷媒、飲料用自動販売機の冷媒、家庭用ルームエアコンの冷媒、スプレー噴射剤、フッ素樹脂の製造用原料
HCFC-123	大型冷凍機用の冷媒、工業原料
HCFC-124	冷媒
HCFC-133	工業原料
HCFC-141b	断熱材の発泡剤、電子機器や精密機器の洗浄剤
HCFC-142b	断熱材の発泡剤、工業原料
HCFC-225	ドライクリーニング溶剤、電子部品などの精密部品の洗浄剤

(出典) 環境省 化学物質ファクトシート 2005 年度版

ハロン

ハロン類は、1960 年代後半からアメリカにおいて研究開発が進められ、1970 年にはガス系消火剤として実用化された。我が国では 1971 年に消防法に基づく特例措置としてハロン類の使用が認められ、ハロン類の使用が急速に増えた。ハロン 1301、ハロン 1211 はともに常温で気体であり、ハロン 2402 は常温で液体である。いずれも消火剤として用いられるが、ハロン 1301 が最も多く使用されている。

ハロン類が急速に普及した主な理由は、消火後に物が汚れたり傷ついたりすることがなく、電気絶縁性が問題となる施設でも使用できる長所があるほか、消火能力にすぐれ、二酸化炭素に比べて少量で消火できるため、ハロン類の貯蔵設備や容器を小型にできる。また、ハロン類は人体に影響を及ぼす濃度よりも低濃度で消火するため安全性が高い点も普及した理由である。

このため、ハロン類を用いた消火設備は、地下駐車場、航空機や船舶、ライフライン等の維持管理に必要なコンピュータ室や通信機器室、美術品展示室などの施設に広く採用されてきた。

日本では、オゾン層保護法によって、ハロン類の製造は原則として禁止されているが、それ以前に製造されたものは現在でも使用されている。

代替物質の開発が進められているが、ハロン類に完全に代わる消火剤は現在も開発されていないため、ハロンバンク推進協議会（現「消防環境ネットワーク」）が 1993 年に設立され、ハロン類の適正な管理と回収、リサイクルハロンの活用によって必要量の供給が行われている。

四塩化炭素

四塩化炭素は、炭素と塩素からなる有機化合物で、水に溶けにくく、常温では揮発性が高い無色透明の液体である。不燃性であり、消火効果が高い薬剤として古くから知られ、19 世紀後半には割れやすいガラス容器に四塩化炭素を入れて火災に投げ込む方法で消火

に利用されたり、20 世紀前半にはポンプ式消火器の消火剤にも使われていた。20 世紀後半に入ってから、主にフロン類の製造原料として使われたり、溶剤、機械洗浄剤、殺虫剤の原料などとして利用されてきた。

日本では、オゾン層保護法によって、原則として製造が禁止されている。ただし、試験研究や分析用などの特別な用途、又は他の化学物質の原料として使用するための四塩化炭素の製造は認められている。また、製造が禁止される以前に製造されたものは、現在でも使用されている。現在は、四塩化炭素のほとんどは、他のクロロカーボン、農薬、ふっ素系ガスなどの原料として使われている他、試薬としてもわずかだが使われている。

1,1,1-トリクロロエタン

1,1,1-トリクロロエタン（別名メチルクロロホルム）は、塩素を含む有機化合物で、水に溶けにくく、また常温では揮発性が高い無色透明の液体である。かつては電気・電子、輸送機器、精密機器等、幅広い工業分野で金属洗浄用に使われていた。これは、金属洗浄用に多用されていたトリクロロエチレンやテトラクロロエチレンの有害性が問題となったことから、それらの代替品としての需要が増えたことによる。この他、ドライクリーニング用溶剤、繊維のシミ抜き剤、また印刷工程で印刷製版を仕上げる際などにも使われていた。

日本では、オゾン層保護法で製造が禁止されている。ただし、試験研究や分析用などの特別な用途、あるいは代替フロン（HCFC141b や HCFC142b など）など、他の化学物質の原料として使用するための 1,1,1-トリクロロエタンの製造は認められている。また、それ以前に製造されたものは、現在でも使用されている。

HBFC

我が国での使用実態はない。

ブロモクロロメタン

我が国での使用実態はない。

臭化メチル

臭化メチルは、常温で無色透明の気体で、畑やハウス栽培などで主に土壌用の殺虫剤として利用される農薬の有効成分（原体）である。通常は加圧されて液化ガスとして貯蔵、輸送される。液化臭化メチルは、加圧が解かれると速やかに揮発するが、空気より重いいため、拡散したり希釈されにくい。缶入りの液体臭化メチルは、畑地の農業用シートなどの下で缶を開けて揮発させ、そのガスを土壌中に広がらせる。

対象となる作物は幅広く、スイカ、メロン、キュウリ、イチゴ、トマト、ピーマン、ショウガや花き類などがあげられる。また、つる割病、立枯病、根腐病、青枯病、カビ、ウ

イルスやセンチュウなど、広範囲の病害虫に対して殺虫・殺菌効果があるため、多用されてきた。

臭化メチルは、検疫用にも使われている。農作物の輸出入の際に病害虫が侵入したり広まったりしないように、倉庫などに農作物を入れて消毒する。

日本では、オゾン層保護法によって原則として製造が禁止されているが、一部の農作物については技術的、経済的に代替が困難で、臭化メチルの使用が不可欠であることから、例外的に製造を認められている。なお、検疫と出荷前処理に用いるための製造については規制の対象外となっている。

臭化メチルは自然発生源をもつ物質である。最近の研究では自然発生源は熱帯域に集中しており、自然起源の臭化メチルの総量は全臭化メチルの約80%を占めることが示されている(WMO,2007)。

参考資料2. 北海道における特定物質の平均濃度の経年変化

環境省調査により北海道（非汚染地域）で観測された特定物質の平均濃度の経年変化は表2-資-2のとおりであった。

結果は各月の測定結果の平均値（平均値は原則として6試料の測定結果から求めた）である。一部の物質について濃度を3桁まで表示したが、必ずしも有効数字を意味するものではない。出典は環境省の平成18年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査による。

なお、それぞれの物質ごとの変化は本文中の図2-3-1～図2-3-6にてグラフ化されている。

表 2-資-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

(単位：pptv)

試料採取時期		CFC-11		CFC-12		CFC-113		CFC-114		CFC-115	
		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
	3月	247	2	487	4	70	2	14.3	0.2	5.8	0.1
	10月	254	6	499	9	73	2	14.6	0.2	5.7	0.3
1990年	1月	255	3	504	4	75	2	14.7	0.2	6.0	0.3
	3月	252	3	503	3	75	1	14.8	0.1	5.9	0.1
	10月	264	6	509	2	79	1	14.8	0.1	6.2	0.3
1991年	1月	264	4	510	2	79	1	14.8	0.1	6.2	0.5
	3月	264	3	511	4	81	1	14.9	0.3	6.3	0.3
	8月	262	2	516	5	80	1	14.7	0.1	6.4	0.1
1992年	1月	266	5	520	3	84	1	14.9	0.3	6.6	0.2
	3月	267	2	519	5	85	2	15.1	0.1	6.5	0.1
	8月	270	4	525	2	87	-	15.0	0.1	7.1	0.4
1993年	1月	271	6	530	3	85	1	14.9	0.2	7.0	0.2
	3月	264	2	526	6	86	1	15.0	0.3	7.1	0.1
	8月	264	2	529	3	85	1	15.0	0.1	7.2	0.3
1994年	1月	269	3	537	5	86	-	15.1	0.2	7.6	0.4
	3月	266	6	534	3	86	1	15.1	0.3	7.5	0.4
	7月	266	7	539	4	86	2	15.1	0.2	7.6	0.2
1995年	1月	266	2	541	5	86	2	15.0	0.2	7.6	0.2
	3月	265	3	543	4	86	2	15.1	0.4	7.7	0.2
	8月	262	4	543	5	86	1	15.0	0.2	7.8	0.1
1996年	1月	262	1	541	4	84	1	15.2	0.2	7.9	0.1
	3月	262	2	541	4	85	1	15.2	0.2	8.0	0.3
	8月	265	3	542	4	84	2	15.0	0.2	8.0	0.2
1997年	1月	261	1	549	3	85	2	15.2	0.1	8.4	0.1
	3月	261	2	548	3	84	1	15.2	0.2	8.3	0.1
	8月	263	3	552	6	84	1	15.0	0.3	8.3	0.1
1998年	1月	257	3	548	4	85	1	15.2	0.1	8.3	0.4
	3月	256	1	547	4	84	1	15.2	0.2	8.6	0.1
	8月	260	4	552	2	84	1	15.2	0.2	8.6	0.2
1999年	2月	256	3	546	1	83	1	15.1	0.2	8.4	0.3
	3月	256	3	548	4	83	2	15.2	0.3	8.6	0.5
	8月	258	4	547	3	83	1	15.2	0.3	8.6	0.1
2000年	2月	251	2	551	4	83	1	15.2	0.1	8.5	0.1
	3月	253	3	550	2	83	1	15.2	0.2	8.6	0.2
	8月	255	2	551	2	81	1	15.0	0.1	8.4	0.1
2001年	1月	255	2	551	4	82	1	15.1	0.2	8.6	0.2
	3月	253	2	549	3	82	1	15.2	0.1	8.5	0.2
	8月	254	1	549	2	81	1	15.1	0.2	8.6	0.2
2002年	1月	253	1	550	2	80	1	15.2	0.2	8.7	0.2
	3月	252	1	550	2	81	1	15.0	0.2	8.7	0.1
	8月	251	1	551	1	81	1	15.1	0.2	8.8	0.2
2003年	1月	250	1	551	4	80	1	15.2	0.2	8.8	0.2
	3月	249	2	549	2	81	1	15.2	0.1	8.8	0.2
	8月	247	1	554	2	80	1	15.1	0.1	9.2	0.3
2004年	1月	247	2	550	2	79	1	14.9	0.1	8.8	0.2
	3月	247	1	550	3	80	1	15.0	0.1	8.9	0.2
	8月	246	1	548	4	79	1	14.9	0.2	8.9	0.2
2005年	1月	246	1	549	1	79	1	14.9	0.2	8.9	0.2
	3月	246	1	549	1	79	1	15.0	0.1	8.9	0.2
	8月	244	1	549	2	79	1	15.0	0.1	8.9	0.1
2006年	1月	244	1	548	2	78	1	15.1	0.1	8.9	0.1
	3月	244	1	549	1	79	1	15.0	0.1	8.9	0.1
	8月	242	1	549	3	78	1	15.0	0.1	8.9	0.1
2007年	1月	244	2	549	4	76	1	15.0	0.2	8.9	0.1

表2-資-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		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	
		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	2.4	0.09	1.9	0.03	0.45	0.02	165	2	-	-
	3月	2.5	0.14	1.9	0.05	0.47	0.01	166	4	-	-
	10月	2.7	0.07	2.0	0.1	0.46	0.01	178	13	114	4
1990年	1月	2.7	0.04	2.1	0.06	0.47	0.03	176	6	112	5
	3月	2.8	0.01	2.1	0.02	0.48	0.02	175	2	106	1
	10月	2.8	0.04	2.2	0.04	0.5	0.02	179	12	111	4
1991年	1月	2.9	0.08	2.2	0.03	0.49	0.02	176	2	111	1
	3月	2.9	0.05	2.3	0.05	0.48	0.02	177	2	108	1
	8月	2.9	0.05	2.2	0.02	0.48	0.01	172	8	116	4
1992年	1月	3.1	0.08	2.4	0.02	0.51	0.02	177	3	113	3
	3月	3.2	0.1	2.4	0.06	0.52	0.02	177	1	111	1
	8月	3.2	0.03	2.4	0.07	0.52	0.02	177	4	116	2
1993年	1月	3.4	0.07	2.6	0.03	0.51	0.01	177	10	110	2
	3月	3.4	0.08	2.6	0.06	0.54	-	174	9	113	4
	8月	3.3	0.03	2.6	0.02	0.5	0.01	146	4	110	5
1994年	1月	3.5	0.12	2.7	0.01	0.52	0.02	147	6	105	2
	3月	3.5	0.04	2.6	0.06	0.51	0.03	143	2	109	2
	7月	3.6	0.07	2.7	0.05	0.53	0.01	144	11	108	2
1995年	1月	3.7	0.08	2.7	0.05	0.54	0.01	129	2	104	3
	3月	3.8	0.05	2.7	0.04	0.53	0.02	130	2	105	3
	8月	3.8	0.1	2.7	0.09	0.54	-	120	2	101	2
1996年	1月	3.9	0.04	2.8	0.07	0.54	-	112	1	-	-
	3月	3.9	0.09	2.8	0.06	0.54	0.01	111	2	-	-
	8月	3.9	0.08	2.8	0.02	0.53	0.01	102	7	104	1
1997年	1月	4.0	0.1	2.9	0.04	0.53	-	96	1	-	-
	3月	4.0	0.04	2.8	0.03	0.54	-	95	1	107	1
	8月	4.1	0.09	2.9	0.05	0.54	0.02	88	4	110	5
1998年	1月	4.2	0.05	2.9	0.08	0.53	-	78	2	106	4
	3月	4.2	0.08	3.0	0.07	0.52	0.01	76	1	106	3
	8月	4.2	0.05	2.9	0.05	0.53	0.03	77	2	108	2
1999年	2月	4.3	0.03	2.9	0.06	-	-	70	2	103	1
	3月	4.3	0.06	2.9	0.04	0.53	0.03	72	2	108	3
	8月	4.3	0.02	2.9	0.03	0.52	0.02	64	1	110	4
2000年	2月	4.4	0.06	2.9	0.03	0.53	0.02	59	1	103	2
	3月	4.4	0.07	2.9	0.06	0.51	0.02	58	2	106	1
	8月	4.5	0.03	3.0	0.04	0.52	0.02	50	2	108	1
2001年	1月	4.6	0.05	3.0	0.02	0.51	0.03	50	1	105	1
	3月	4.6	0.06	3.0	0.03	0.51	0.02	51	1	105	1
	8月	4.6	0.08	3.1	0.03	0.5	0.01	43	1	105	1
2002年	1月	4.6	0.04	3.1	0.01	0.5	0.03	38	1	104	1
	3月	4.7	0.02	3.1	0.06	0.51	0.03	37	1	104	1
	8月	4.6	0.06	3.1	0.05	0.5	0.03	36	1	106	1
2003年	1月	4.7	0.06	3.2	0.02	0.51	0.02	32	1	104	2
	3月	4.7	0.05	3.2	0.03	0.5	0.01	32	1	103	1
	8月	4.7	0.02	3.2	0.02	0.5	0.02	28	1	100	1
2004年	1月	4.7	0.06	3.3	0.03	0.5	0.01	27	1	100	1
	3月	4.7	0.02	3.3	0.01	0.5	0.02	27	1	99	1
	8月	4.7	0.03	3.3	0.02	0.49	0.01	24	1	99	1
2005年	1月	4.7	0.03	3.3	0.02	0.5	0.01	22	1	98	1
	3月	4.8	0.02	3.3	0.02	0.5	0.01	22	1	99	1
	8月	4.7	0.01	3.3	0.02	0.49	0.01	21	1	98	1
2006年	1月	4.8	0.03	3.3	0.02	0.49	0.02	19	1	97	1
	3月	4.8	0.03	3.3	0.01	0.5	0.02	19	1	96	1
	8月	4.8	0.07	3.3	0.02	0.48	0.01	16	1	97	1
2007年	1月	4.7	0.02	3.3	0.04	0.48	0.02	16	1	97	1

表2-資-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		HCFC-22		HCFC-141b		HCFC-142b		臭化メチル		HFC-134a	
		濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差	濃度	標準 偏差
1992年	1月	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	3月	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	8月	111	2	-	-	4.5	0.7	-	-	-	-
1993年	1月	112	6	-	-	5.4	0.4	-	-	-	-
	3月	114	7	-	-	5.4	0.4	-	-	-	-
	8月	114	5	-	-	6.3	0.7	-	-	-	-
1994年	1月	120	5	-	-	7.0	0.5	-	-	-	-
	3月	121	2	-	-	6.6	0.3	-	-	-	-
	7月	120	3	-	-	7.4	1.1	-	-	-	-
1995年	1月	123	4	-	-	7.8	0.7	-	-	-	-
	3月	124	2	-	-	7.7	0.4	-	-	-	-
	8月	125	4	-	-	8.5	0.6	-	-	-	-
1996年	1月	128	3	-	-	9.4	0.5	-	-	-	-
	3月	127	5	-	-	9.6	0.4	-	-	-	-
	8月	133	5	-	-	9.9	0.9	-	-	-	-
1997年	1月	134	3	-	-	9.9	0.4	-	-	-	-
	3月	133	5	-	-	10.0	1.1	-	-	-	-
	8月	137	3	-	-	10.4	2.1	-	-	-	-
1998年	1月	136	2	-	-	11.2	0.6	-	-	-	-
	3月	138	3	-	-	10.8	1.1	11.2	0.52	-	-
	8月	142	3	-	-	11.6	0.2	11.7	0.55	-	-
1999年	2月	150	2	-	-	12.0	0.4	11.2	0.59	-	-
	3月	150	2	-	-	12.2	0.6	10.6	0.00	-	-
	8月	149	7	-	-	11.5	0.5	10.4	0.68	-	-
2000年	2月	150	3	-	-	13.2	0.4	9.4	0.35	-	-
	3月	150	1	-	-	12.8	1.1	9.5	0.78	-	-
	8月	153	2	-	-	13.4	0.6	10.0	0.65	17.0	0.45
2001年	1月	157	2	-	-	14.4	0.3	9.2	0.39	20.1	1.00
	3月	158	2	-	-	14.1	0.6	10.2	0.90	19.5	1.20
	8月	157	3	17.2	0.5	14.1	0.2	9.4	0.99	21.3	0.60
2002年	1月	158	2	17.7	0.4	15.3	0.5	9.5	0.52	24.1	0.98
	3月	158	2	18.1	0.3	15.4	0.5	8.9	0.33	24.4	1.30
	8月	163	2	19.0	0.3	15.2	0.6	10.0	0.56	25.8	0.42
2003年	1月	166	1	18.6	0.1	15.4	0.6	9.5	0.11	29.4	0.84
	3月	163	1	19.1	0.2	15.9	0.6	9.5	0.28	28.9	2.00
	8月	168	3	20.2	0.7	15.5	0.6	9.6	0.80	30.7	1.00
2004年	1月	168	1	20.0	0.6	15.9	0.4	10.3	0.62	32.3	1.10
	3月	169	1	20.0	0.4	16.5	0.3	9.6	0.51	33.1	0.58
	8月	171	2	19.6	0.2	16.6	0.2	9.4	0.39	34.8	1.40
2005年	1月	174	2	19.6	0.1	16.4	0.1	9.4	0.38	36.9	1.00
	3月	174	1	20.1	0.8	16.6	0.2	9.8	0.29	37.5	1.20
	8月	179	3	20.2	0.3	17.1	0.3	10.2	0.45	40.4	1.50
2006年	1月	179	2	20.2	0.1	17.4	0.2	9.1	0.15	41.8	1.00
	3月	183	1	20.4	0.3	17.2	0.3	9.5	0.21	43.5	1.40
	8月	186	2	20.8	0.6	17.6	0.4	9.5	0.20	44.8	0.90
2007年	1月	190	2	21.0	0.5	18.4	0.2	9.4	0.40	46.8	0.90

参考資料3. 川崎における特定物質の平均濃度の経年変化

環境省調査により川崎（都市近郊）で観測された特定物質の平均濃度の経年変化は表2-資-3のとおりであった。なお、本文中の図2-3-11には経年変化がグラフ化されている。

表2-資-3 川崎市における特定物質の大気中濃度

(単位：ppbv)

特定物質 調査期間	CFC-11				CFC-12			
	中央値	80%値	20%値	データ数	中央値	80%値	20%値	データ数
1991年3月～1992年2月	0.42	0.57	0.35	3,880	0.72	1.0	0.59	3,905
1992年3月～1993年2月	0.37	0.51	0.30	4,194	0.65	0.88	0.55	4,195
1993年3月～1994年2月	0.32	0.39	0.29	4,297	0.56	0.76	0.54	4,296
1994年3月～1995年2月	0.30	0.38	0.25	4,101	0.61	0.78	0.55	4,100
1995年3月～1996年2月	0.30	0.37	0.27	4,024	0.59	0.67	0.55	4,015
1996年3月～1997年2月	0.28	0.32	0.26	4,065	0.57	0.65	0.54	4,064
1997年3月～1998年2月	0.28	0.30	0.26	3,718	0.60	0.72	0.54	3,727
1998年3月～1998年12月	0.28	0.32	0.26	3,023	0.63	0.76	0.54	3,020
1999年3月～2000年2月	0.29	0.32	0.27	4,159	0.60	0.70	0.57	4,159
2000年3月～2001年2月	0.30	0.33	0.28	3,812	0.58	0.64	0.56	3,809
2001年3月～2002年2月	0.29	0.32	0.28	4,220	0.62	0.68	0.58	4,219
2002年3月～2003年2月	0.29	0.32	0.28	4,162	0.59	0.63	0.57	4,159
2003年3月～2004年2月	0.28	0.31	0.27	4,304	0.58	0.61	0.56	4,304
2004年3月～2005年2月	0.28	0.31	0.27	4,195	0.57	0.60	0.56	4,193
2005年3月～2006年2月	0.28	0.30	0.27	4,012	0.57	0.58	0.55	4,009
2006年3月～2007年2月	0.29	0.36	0.27	1,519	0.57	0.60	0.55	1,516

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

表 2-資-3 川崎市における特定物質の大気中濃度（続き）
（単位：ppbv）

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

3 月初日から翌年の 2 月末日（試料採取場所：川崎市）まで、1 日 12 回（2 時間ごと）、試料採取を行って測定した結果を整理したもの。中央値は N 個の測定値を濃度順に並べた $0.5 \times N$ 番目の測定値、80%値は濃度が低い方から $0.8 \times N$ 番目の測定値（60%の上端値）、20%値は濃度が低い方から $0.2 \times N$ 番目の測定値（60%の下端値）。（出典）環境省 平成 18 年度フロン等オゾン層影響微量ガス監視調査

参考資料4. 北半球中緯度・南極の特定物質の濃度（経年変化）

図2-資-1 から図2-資-4 に、東京大学によって測定された北海道及び南極昭和基地における HCFC-22（図2-資-1）、HCFC-142b（図2-資-2）、HCFC-141b（図2-資-3）及び HFC-134a（図2-資-4）の経年変化を示す。これら代替フロンとしての利用が増加している物質は、いずれも大気中濃度が急増している。特に HFC-134a の濃度増加が著しい。

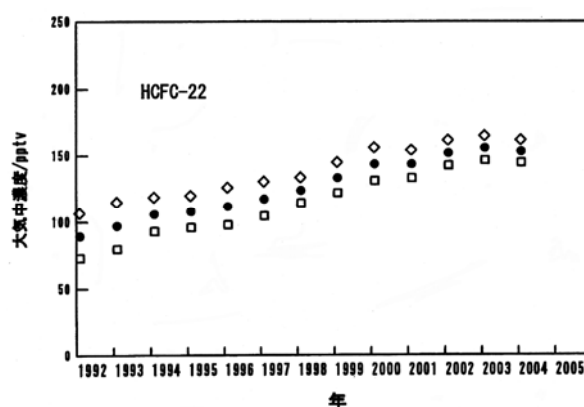


図2-資-1 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-22 の大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：全球平均。

（出典）東京大学巻出研究室測定結果

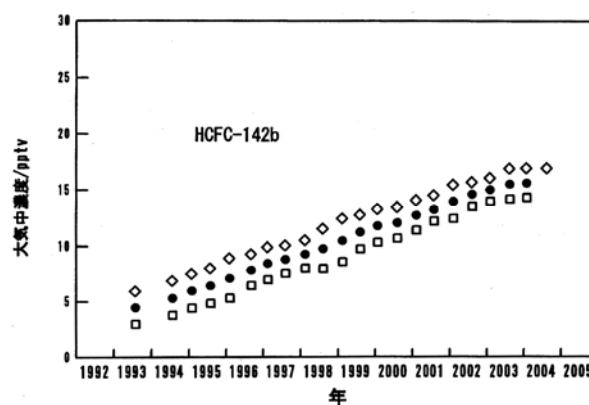


図2-資-2 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）における HCFC-142b の大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：全球平均。

（出典）東京大学巻出研究室測定結果

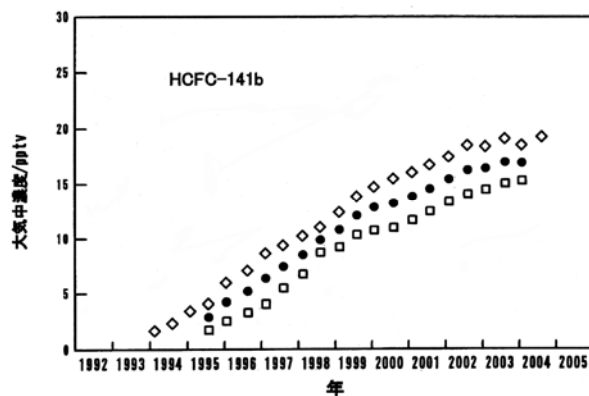


図2-資-3 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）におけるHCFC-141bの大気中平均濃度の経年変化

◇：北海道、□：南極昭和基地、●：全球平均。

（出典）東京大学巻出研究室測定結果

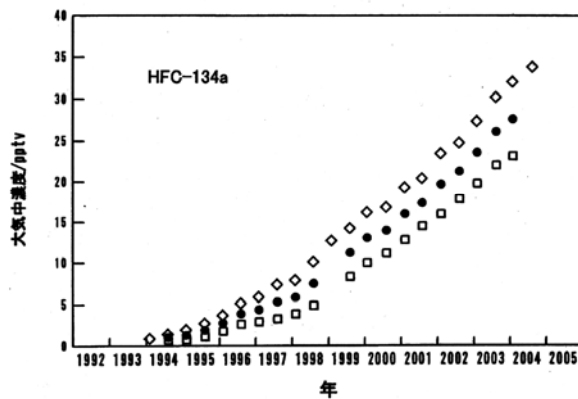


図2-資-4 北半球中緯度（北海道）及び南半球（南極昭和基地）におけるHFC-134aの大気中平均濃度の経年変化

◇：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

参考資料5. 成層圏における特定物質の分布状況

1981年以降、東京大学等により岩手県三陸の宇宙科学研究所（現、宇宙航空研究開発機構）大気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、様々な特定物質の濃度の高度分布のデータが得られ、成層圏における分布と挙動が明らかにされている。

そのうち、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2-資-5に示す。最も安定で分解しにくいCFC-114は、高度による変化は小さい。CFC-12とCFC-113は紫外線に対する吸収係数が類似しており、上空で同じような割合で分解し減少する。一方、CFC-11は吸収係数が大きいため成層圏に入ると最も分解しやすく、高度による減衰が著しい（高度約5 kmごとに1/10に減少し、成層圏内の10 kmで99%が分解して成層圏内に塩素原子を放出していることを示している）。

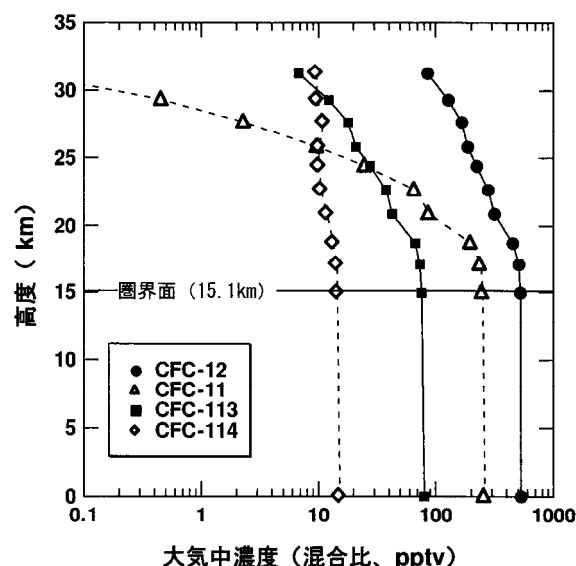


図2-資-5 三陸上空におけるCFC-11、CFC-12、CFC-113及びCFC-114の高度分布
(2000年8月28日)

(出典) 東京大学巻出研究室測定結果

第 3 部 太陽紫外線の状況

1. 太陽紫外線の概要

1-1. 太陽紫外線の概要

紫外線は、波長によって UV-A (315～400nm)、UV-B (280～315nm)、UV-C (200～280nm) の 3 種類に分類される。一般的に、紫外線は波長が短いほど生物に対する害作用が大きいが、UV-C は成層圏のオゾン及び酸素分子によって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は到達せず、生物に対して問題にはならない。また、UV-A の照射量はオゾン量の変化の影響をほとんど受けない。

UV-B については、最近の知見によれば、成層圏オゾンが 1%減少した場合、特定の太陽高度角 (23°) において、約 1.5%増加するという結果が得られている。UV-B は、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらし、皮膚がんや白内障の増加、免疫抑制など人の健康に影響を与えるほか、陸域、水圏生態系に悪影響を及ぼすことが懸念される。(紫外線の変化による影響の詳細及び UNEP の環境影響評価パネルの 2006 年報告書要約については参考資料 1～6 (P110～125) 及び第 4 部巻末資料 3 (P176) 参照)。

1-2. 紫外線の指標

紫外線の強度

地表に到達する紫外線の強度は、波長によって異なる。図 3-1-1 の左図に紫外線の大気外 (細線) 及び晴天時の地表 (太線) での波長別の強度を示す。UV-B は大気外での強度に比べて、地表では大きく減衰している。UV-B が短波長ほど大きく減衰しているのは、主に成層圏オゾンの吸収による。UV-A がわずかに減衰しているのは、主に大気分子による散乱の影響によるもので、波長が短いほど散乱の影響は大きい。

紅斑紫外線量

紫外線の人体への影響度は波長によって異なる。波長毎の人体への相対影響度については、国際照明委員会 (CIE) が定義した CIE 作用スペクトルが一般的に用いられている。CIE 作用スペクトルは、人の皮膚に紅斑 (赤い日焼け) を引き起こす作用曲線である。図 3-1-1 の中図に CIE 作用スペクトルの相対影響度を示す (CIE 作用スペクトルの定義式については参考 (P92) を参照)。UV-B 領域の波長約 280～300nm では相対影響度が高く、波長 300nm から UV-A 領域の 320nm にかけて急激に低くなり、320nm 以上の波長では相対影響度はほとんど 0 となる。波長別紫外線強度に CIE 作用スペクトルを乗じることで、紅斑紫外線強度が算出できる (図 3-1-1 右図)。

この値を波長積分して得られるのが、紅斑紫外線量である。紅斑紫外線量は、波長別紫外線強度を単純に積分した UV-B 量と比較すると、人の健康への影響の強さを的確に反映

した指標といえる。

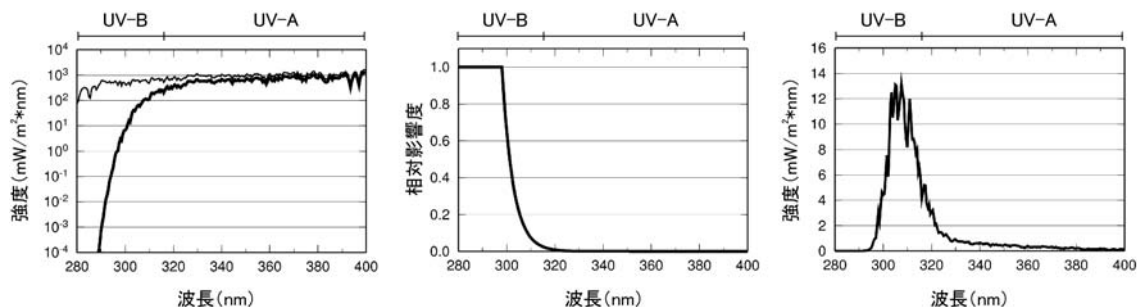


図 3-1-1 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

左図は波長別紫外線強度（細線：大気圏外、太線：地表）、中図は CIE 作用スペクトルの相対影響度、右図は波長別紅斑紫外線強度。波長別紅斑紫外線強度を波長積分すると紅斑紫外線量が得られる。左図からは、主に成層圏オゾンによる吸収によって地上に達するまでに UV-B が減衰していることがわかる。CIE 作用スペクトルの相対影響度（中図）は、UV-B の波長域を中心に人の皮膚への影響度が高いことを示す。右図は紅斑紫外線強度であり、UV-B の影響が大きいことがわかる。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

（参考） CIE 作用スペクトルの定義式

CIE 作用スペクトルの定義式は次のとおりである。

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

S_{er} : CIE作用スペクトル

λ : 波長

UV インデックス

UV インデックスは、地上に到達する紫外線量のレベルをわかりやすく表す指標として、WHO（世界保健機関）が WMO（世界気象機関）、UNEP（国連環境計画）などと共同で開発したもので、一般の人々に紫外線対策の必要性を意識啓発することを狙っている。UV インデックスは、上述の紅斑紫外線量を日常生活で使いやすい簡単な数値とするために 25mW/m^2 で割って指標化したものである。

(参考) 紫外線対策への UV インデックスの活用方法

2002年7月に、WHO、WMO、UNEPなどは共同で、「UVインデックスの運用ガイド」を刊行し、UVインデックスを活用した紫外線対策の実施を推奨している（WHO,2002）。我が国でも、2003年に環境省から、紫外線対策の普及を目的として、保健師などを対象に「紫外線保健指導マニュアル」が刊行されている（2006年改訂）。

UVインデックスは1から11+の値で表され、さらに5つのカテゴリーに分けてカテゴリーごとの対処法が示されている（表3-1-1）。参考に、国内4地域の7月の時刻別UVインデックスを図3-1-2に示す。時刻別UVインデックスは月の最大値を示しており、晴天の場合を想定すればよい。札幌を除き、正午を挟む数時間はUVインデックスが8（非常に強い）を超えていることがわかる。なお、口絵Vには、日本付近の日最大UVインデックスの月別分布が掲載されているので、あわせて参考にされたい。

表 3-1-1 UV インデックスに応じた紫外線対策

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

（出典） 環境省「紫外線保健指導マニュアル」

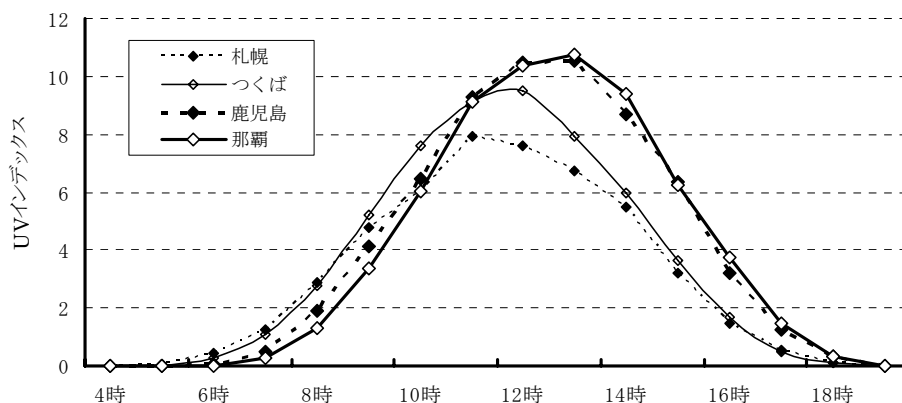


図 3-1-2 国内 4 地点における時刻別 UV インデックス（7月）

（出典）気象庁 大気・海洋環境観測報告（平成17年度観測成果）：2007

気象庁では、地域別に紫外線予測を行い、UVインデックスとして公開している。また、国立環境研究所では、有害紫外線モニタリングネットワークの観測サイト(14箇所)の速報値をUVインデックスとして公開している。

（一般公開情報）

環境省「紫外線保健指導マニュアル」 http://www.env.go.jp/chemi/uv/uv_manual.html

気象庁「紫外線情報分布図」（紫外線の予測分布図） <http://www.jma.go.jp/jp/uv/>

国立環境研究所「UVインデックス」 http://www-cger2.nies.go.jp/ozone/uv/uv_index/

1-3. 紫外線量の変動要因

紫外線の量は、太陽の高度、オゾン全量、雲の状況、エアロゾルの量、地表面の反射率などの変化によって変動する。天気変化は雲量の変化というかたちで紫外線量に影響を与える。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、紫外線量が大きくなる。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、紫外線量を減少させる要因となる。

太陽天頂角とオゾン全量の変化に対する UV インデックスの変化

他の要素が一定だとすると、UV-B 量はオゾン全量と太陽天頂角によって決まる。

図 3-1-3 に、オゾン全量と太陽天頂角の変化に対する UV インデックスの変化を示す。同一天頂角では、オゾン全量が増加すると、紫外線はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、同一オゾン全量のときには、太陽天頂角が大きくなる（太陽が低い位置にある）と、地表に到達する紫外線はオゾン層を斜めに通過するため、オゾンによる吸収の影響を受けて大きく減少する。

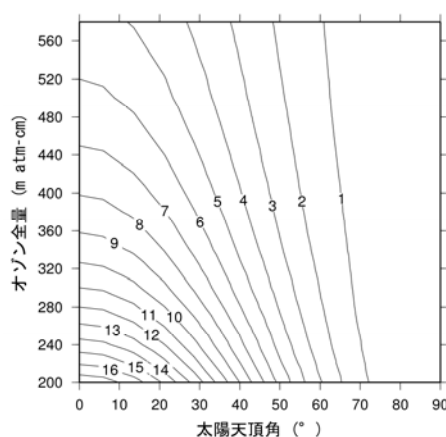


図 3-1-3 オゾン全量と太陽天頂角に対する UV インデックス

放射伝達モデルを用いて計算した太陽天頂角(横軸)とオゾン全量(縦軸)に対する UV インデックスの大きさ。大気中にエアロゾルがないと仮定。(出典)気象庁 オゾン層観測報告書：2006

紫外線の季節変化

図 3-1-4 に、つくばで観測された全天日射量、UV インデックス及びオゾン全量の季節変化を示す。全天日射量が 5 月に最大となっているのは、太陽の高度が高く、晴天の日が多いためである。6 月は、太陽の高度が 1 年のうちで最も高いものの、梅雨の影響があるため、全天日射量はやや小さくなっている。全天日射量は 5 月に最大になるものの、UV インデックスは 8 月に最大になる。これは、中緯度のオゾン全量が春に最大になり、その後、秋に向かって徐々に減少していくためである。

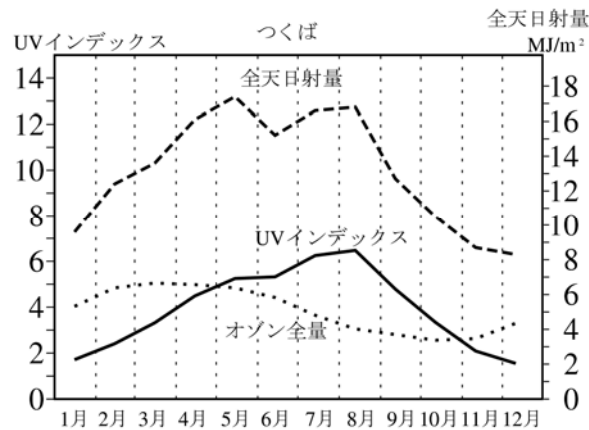


図 3-1-4 全日射量と UV インデックスの季節変化

つくばで観測された日積算全日射量(破線)及び日最大 UV インデックス(実線)の月平均値の季節変化。点線はオゾン全量の 1 年の変化を示す(統計期間: 1991~2003 年)。
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

雲による影響

雲は太陽光を遮るため、雲量や雲の状態、すなわち天気の変化は紫外線量を顕著に変動させる。図 3-1-5 に、快晴の日の UV インデックスを基準とした、天気ごとの UV インデックスの相対的な割合を示す。これによると、晴、薄曇、曇、雨と天気の変化するにつれ、快晴の場合に比べて UV インデックスは減少していく。雨が降っている場合には、快晴時の 2~4 割まで減少する。

一方、雲は太陽光を遮るばかりでなく、散乱効果により紫外線を増加させる場合もある。太陽に雲がかかっておらず、かつ太陽の近くに積雲が点在しているような場合には、散乱成分が多くなるので、快晴時に比べて 25%を超える紫外線の増加が観測されることがある(Estupinan et al.,1996)。

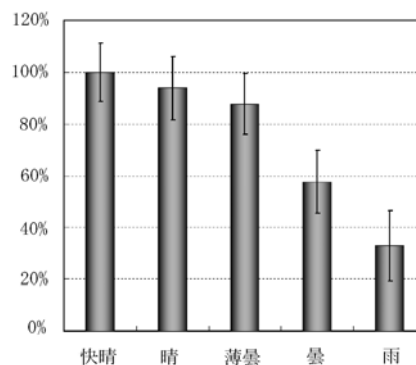


図 3-1-5 天気と UV インデックスの関係

快晴時に観測された UV インデックスを基準とし、天気毎の UV インデックスの相対的な比を示す。札幌、つくば、鹿児島、那覇の 1997~2003 年のデータを用いて算出した。縦線は標準偏差。
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

エアロゾルの影響

エアロゾル(空中に漂う直径 $0.1 \sim 1 \mu\text{m}$ 程度の微粒子)は紫外線を吸収・散乱するため、エアロゾル量が多いと地表に達する紫外線量は少なくなる。

図 3-1-6 に、那覇におけるエアロゾルによる UV インデックスの減衰率を示す。夏季は海洋性の気団に覆われ、エアロゾル量が減少するため、減衰率は比較的小さい。夏季以外はエアロゾルの多い気団に覆われ、冬季から春季にかけて UV インデックスは約 15%減衰する。なお、札幌やつくばでも、那覇ほど顕著ではないが、夏季に減衰率の低下がみられる。このように、エアロゾルが UV インデックスに及ぼす影響は、地域や季節によって異なる。

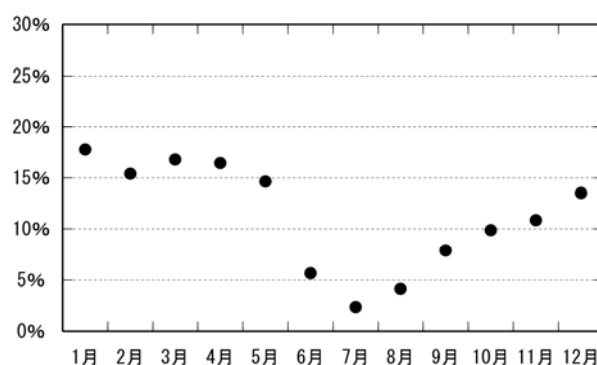


図 3-1-6 エアロゾルによる UV インデックスの減衰率(那覇)

減衰率は、太陽方向に雲がないときに観測された 12 時の UV インデックスと、そのときのオゾン全量をもとにエアロゾルがないと仮定して放射伝達モデルを用いて計算した UV インデックスから求めた(1997～2003 年の平均値)。(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

2. 太陽紫外線の観測の状況

2-1. 太陽紫外線の観測手法

太陽紫外線の観測手法

紫外線の測定方法には、物理測定法、化学測定法、生物測定法などがある。このうち、物理測定法は、実時間測定が可能であり利便性が高い測定法である。

物理量を測定する検出器には、オゾン全量観測にも用いられるブリューワ分光光度計等がある。ブリューワ分光光度計は、紫外線の波長毎の光度（スペクトル強度）を測定できるが、比較的高価である。この他、一定の波長域をまとめて測定する帯域型の紫外線検出器として、UV-B 領域、UV-A 領域の紫外線検出器や、日焼け効果の作用スペクトルや DNA の吸収スペクトルに近い波長感度特性を持つ生物効果量を測定する紫外照射計がある。

地上に到達する太陽光の中で波長 400nm 以下の紫外線はわずか数%であり、このうち UV-B 領域の紫外線はさらに微量であるため、高精度の測定を長期にわたって維持するのは相当難しいとされる。

化学測定法、生物測定法は、それぞれ紫外線ばく露による化学反応、生物反応を利用したもので、代表的なものとして前者ではポリスルホン酸を使った紫外線検出器が、後者では宗像らが開発した枯草菌を使った紫外線検出器があげられる。これら 2 つの方法は、実時間測定ができないといった短所はあるものの、非常に小型で安価であり、個人ばく露量測定等にも利用されている。

また、間接的な方法として衛星による観測がある。衛星観測手法は、地上での測定が困難な場所も含め、紫外線量の地理的な違いを評価する上で有用である。

2-2. 我が国の紫外線観測状況

気象庁による観測

気象庁では、1990 年 1 月からつくばにおいて、また、1991 年 1 月から札幌、鹿児島（2005 年 3 月で観測中止）、那覇において、ブリューワ分光光度計による波長別紫外線観測を実施している。

また、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 月から観測を実施している（1991～1994 年 1 月は試験観測）。各地点の UV-B 日積算値を求め、太陽紫外線が天候（雲量）、オゾン全量、大気混濁度等によりどのような変化を受けているのか年次的解析がなされている。

国立環境研究所等による観測

国立環境研究所では、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ブリュワ分光光度計による UV-B の地上観測を実施している(1999 年 7 月～)。また、国立環境研究所地球環境研究センター (CGER) が中心となって、全国の大学や研究機関等と連携し、帯域型紫外照射計 (MS-212W、MS-212A) で連続観測を行う「有害紫外線モニタリングネットワーク」が構築され、現在、22 機関 26 サイトが参加している。2004 年 3 月から、UV インデックス (速報値) をインターネットで公開しており、現在全国 14 箇所のデータを公開している。

国際的な観測網

有害紫外線観測網の確立のため、WMO は全球大気監視計画 (GAW:Global Atmospheric Watch) に基づく全球の紫外日射観測網の運用を支援し、観測精度の維持・向上及び観測資料の有効利用等を図ることを目的に、1989 年に紫外線に関する科学諮問部会 (SAG:Scientific Advisory Group) を設置し、世界オゾン・紫外日射データセンター (WOUDC) において紫外線データの収集と提供を行っている。

(参考) 世界の紅斑紫外線強度の分布例

図 3-2-1 に、2005 年 12 月 29 日正午の世界の紅斑紫外線強度を示す。地上に届く紫外線の量は緯度によって異なり、一般に緯度が高くなるにつれて紫外線量は減少する。なお、この図は南半球の夏季のものであり、北半球の夏季には南北半球の紫外線量が逆転する。

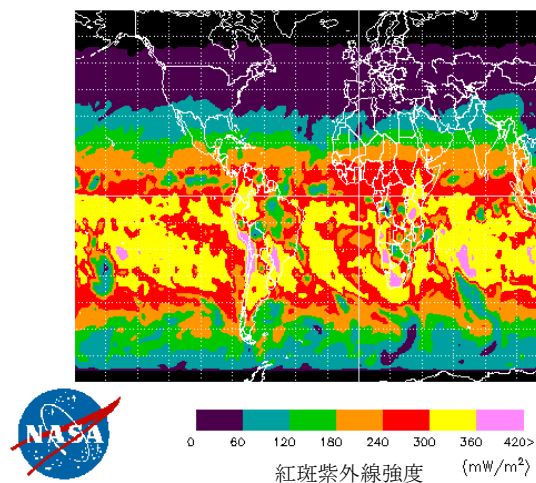


図 3-2-1 世界の紅斑紫外線強度 (2005 年 12 月 29 日正午)

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

3. 太陽紫外線の監視結果

3-1. 世界の太陽紫外線の状況

(a) 紫外線量の推移

いくつかの大気の清浄な地域での観測によると、紫外線量は 1990 年代後半以降、オゾンの増加に呼応して減少している。しかし、北半球中緯度のいくつかの観測点では、地表に到達する紫外線は増加している。これらの増加はオゾンの減少だけでは説明できず、1990 年代初めからのエアロゾルの光学的厚さ及び大気汚染の減少に起因しているほか、雲の減少の影響も一部考えられる。長期変動解析に利用可能な地上観測データは少ないため、紫外線の変化の全球的な傾向とその原因を現時点で確定することは困難である。

図 3-3-1 に世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量（正午 1 時間）の経年変化を示した。1990 年代始めから 2000 年代半ばまでにかけての直線回帰で、南半球及び北極の観測局で紫外線の減少傾向が示されたが、オゾン減少の緩和後（1998 年以降）に限ってみると、これらの地域ではオゾンの増加に対応した紫外線の増加はより顕著である。一方、北半球中緯度では紫外線は増加している。しかしながら、紫外線の変化には観測上の不確実性が含まれており、特に観測開始当初の不確実性は大きい。これらの不確実性を除くと、全観測期間を通じて有意な傾向が見られたのはローダー（ニュージーランド）（ $-8.4\%/10$ 年）とバロー（アメリカ）（ $-4.4\%/10$ 年）のみであった。

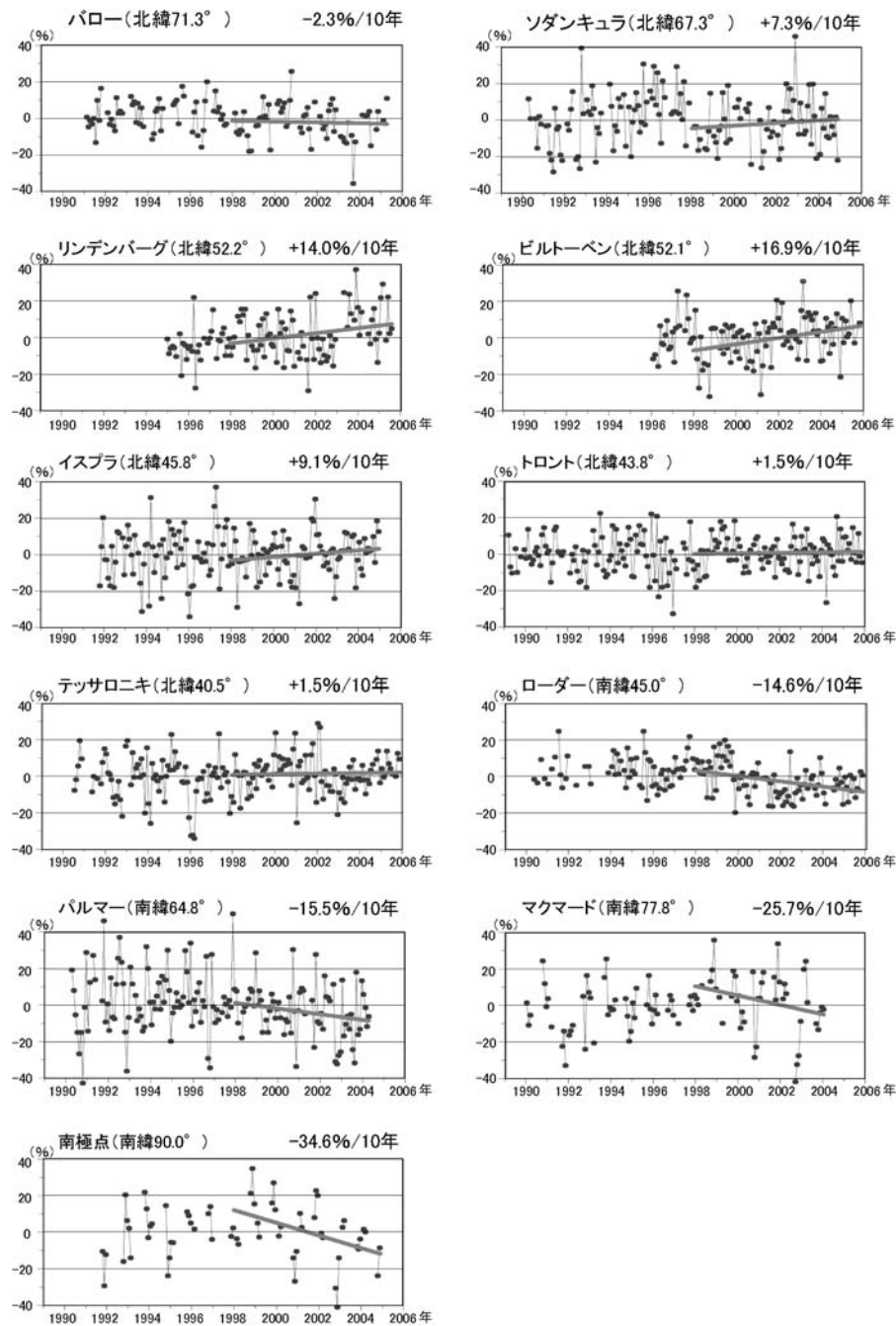


図 3-3-1 月平均紅斑紫外線量の長期変化

世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量（正午 1 時間）の経年変化。直線は傾向を示す。

（出典） Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

図 3-3-2 にテッサロニキ（ギリシャ）の観測結果を示したが、観測開始（1990 年）から紫外線量は一貫して増加している。また、2000 年以降、オゾン減少の緩和又はわずかな増加に対応して紫外線の増加が小さくなる、又はほぼ一定になるといった傾向がみられる。しかしながら、オゾンによる吸収を受けない波長（324nm）の紫外線の増加については、大気透過度の増加以外では説明できない。事実、テッサロニキでは、エアロゾルの光学的厚さや SO_2 量が 1997 年以降減少しているといった報告や、大気（透）明度が 1980 年代後半以降改善されているといった報告がある。同様に、オゾンの減少によっては説明できない紫外線の増加が、ホーエンパイセンバーク（ドイツ）でも観察されている。

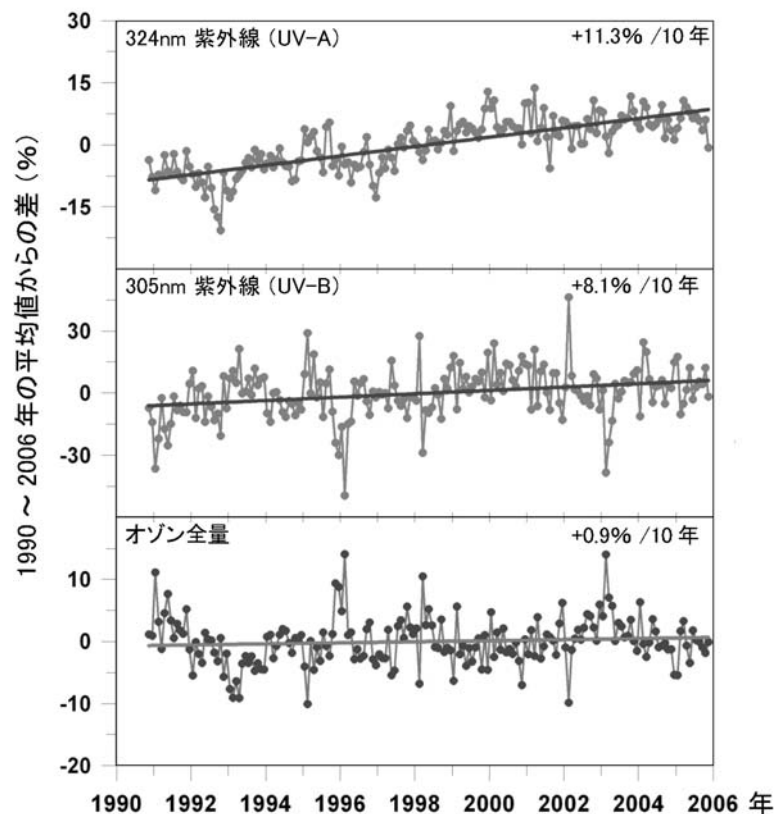


図 3-3-2 テッサロニキ（ギリシャ）におけるオゾン及び紫外線量の経年変化
晴天時で太陽天頂角が 63° の条件による。直線は傾向を示す。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

一方、前回報告（UNEP-EEAP,2002）でオゾン全量の減少に対応した紫外線の増加が示された南半球の測定点（ローダー（ニュージーランド））についてみると、最近の 7～8 年間ではオゾン全量の増加に呼応して UV インデックスの減少が見られる（図 3-3-3）。しかしながら、その減少幅は、同地域でのオゾン全量の増加をもとに見積もった UV インデックスの減少量を上回るもので、大気中のエアロゾルによる紫外線量の減衰が増加した可能性がある。

その他、帯域型紫外線計による観測で、1990～2000 年における UV-B の増加（平塚）、1970 年代後半から 1990 年代後半にかけての紫外線の増加（モスクワ（ロシア））、1983～2003 年にかけての紅斑紫外線量の増加（ノルケピング（スウェーデン））などが報告されている。これら紫外線量の増加は、オゾン全量の減少、雲の光学的厚さの減少、エアロゾルの減少等に起因する大気透過度の増加によるものである。

一方、衛星観測による全球規模の紫外線トレンド評価に関しては、1999 年の WMO の報告以降、技術的な問題から新しい報告は行われておらず、今後の課題となっている。

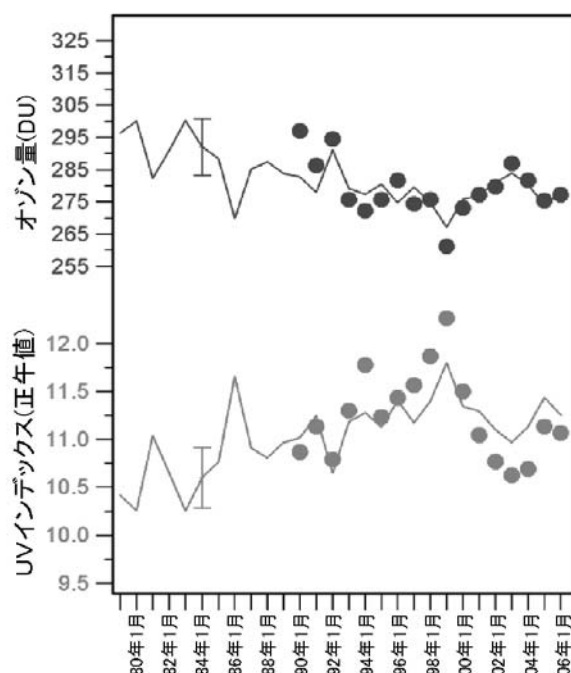


図 3-3-3 ローダー（ニュージーランド）における夏季のオゾン量と UV インデックスの長期変化

シンボルは 12 月、1 月、2 月の紫外分光光度計による測定結果に基づく、平均オゾン量（黒）と正午の最大 UV インデックス（最大 5 日間の平均）（灰色）を示す。実線は、衛星観測によるオゾン量に基づく夏季の平均オゾン量とオゾン量から求められた UV インデックスを示す。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

(b) 過去の紫外線データの再構築（モデルによる再現実験）

紫外線による生物又は健康への影響が長期間のばく露に関係することから、過去の紫外線量の変化を知ることは重要である。しかしながら、信頼できる紫外線観測データは 1980 年代後半以降に限られる。そのため、過去の紫外線トレンドを再現する様々な方法が提案されてきた。観測されたデータの地球物理学的パラメータ（オゾン全量、全天日射量、冠雪等）による統計的推測の他、放射伝達モデルに雲などの影響を組み合わせたハイブリッド法をはじめ様々なモデルによる解析が行われている。

図 3-3-4 に最も長期間のモデル計算例（スイス）を示す。1926 年から 2003 年までの間、明瞭な経年変動とともに、1940 年代半ば、1960 年代前半及び 1990 年代にそれぞれ高い紫外線量が示されている。モデルによると、1980 年代以前の紫外線の変動は雲量の変動に伴う日射時間の変動によることが、一方、1990 年代の増加はオゾン全量の変動によることが示されている。このほかにも、各地でモデルによる再現実験が多数行われている。再現実験から得られた紫外線量の変動は、1990 年代及び 2000 年代の観測結果の変動と比較的一致している。

紫外線量の短期的な変動については、それぞれの地域による地球物理学的な要因による攪乱を受けるが、全体としては全球規模の変動、例えばヨーロッパにおける 1970 年代半ばの 대기プロセスの変化及び北半球中緯度地域における 1990 年代のオゾン減少の影響が確認されている。紫外線量は、最近 20 年間の増加傾向及びそれ以前の周期的な変化で特徴付けられる。過去の変動の多くは雲量によって、また一部エアロゾルによって説明される。オゾン変動は、1980 年代及び 90 年代に限って、紫外線量の増加に寄与している。

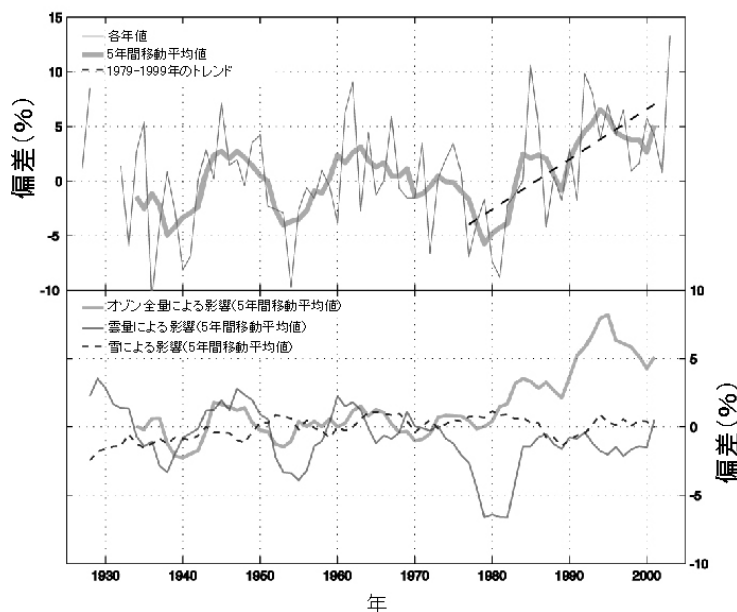


図 3-3-4 1940～1969 年の平均値紫外線量からの偏差（スイス）

上の図は 1940 年～1969 年の平均値紫外線量からの偏差を示し、下の図は紫外線量の変化に影響を与える割合が示されている。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion:2006 (WMO, 2007)

3-2. 南極域の太陽紫外線の状況

(a) 南極域紫外線の経年変化

図 3-3-5 に 1993 年から 2006 年までの南極昭和基地での紅斑紫外線量日積算値の推移を示す。紅斑紫外線量日積算値は、毎年 11 月から 12 月にかけて最大となるが、その最大値は年によって大きく異なっており、その年のオゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されている。

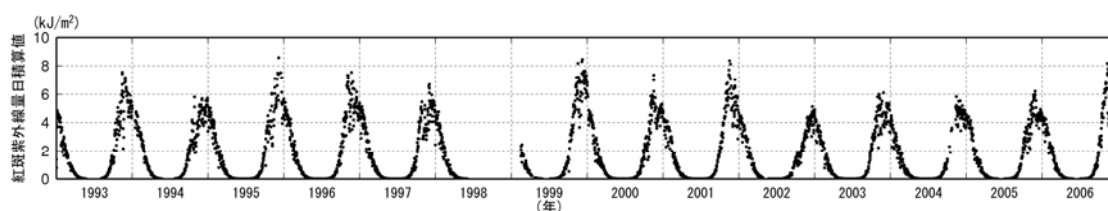


図 3-3-5 1993 年から 2006 年までの南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移
(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

(b) 2006 年の南極域における紫外線の状況

8 月から 12 月にかけての昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移を、全天日射量日積算値及びオゾン全量の推移とともに図 3-3-6 に示す。南極昭和基地における紫外線量は、年の前半は参照値（1993～2005 年の平均値）と比較して同程度か少なかった（図省略）が、極夜明けのオゾンホールの時期である 10～11 月には、非常に多くなった。これは同時期のオゾンホール規模が大きく、昭和最地上空のオゾン全量が少なかったためである。

2006 年の 10 月後半から 12 月初めにかけての紅斑紫外線量は、オゾン全量の変動の影響を受けて大きく変動している。10 月前半の一時期と 11 月中旬及び 11 月の月末にオゾン全量が累年平均値程度に増加した時期があったが、これらの時期には紅斑紫外線量が減少している。また、2006 年の紅斑紫外線量日積算値の最大値は 11 月 23 日に観測された 8.66 kJ/m^2 であり、観測開始以来最も大きかった。

累年平均値の全天日射量は、極夜の明けた後の 8 月から 12 月にかけて増加し、12 月に最大となっている。これは、南中時の太陽高度が高くなり、日照時間が長くなるためである。基本的には紫外線量の累年平均値もそれに対応して増加するという季節変化を示すが、全天日射量が最大になるよりかなり早い時期に最大レベルに達する。この理由は、昭和最地上空では 11 月から 12 月にかけてオゾンホールの消滅時期（P22、図 1-3-12 参照）にあたり、早い時期ほどオゾン全量が少なかったためである。

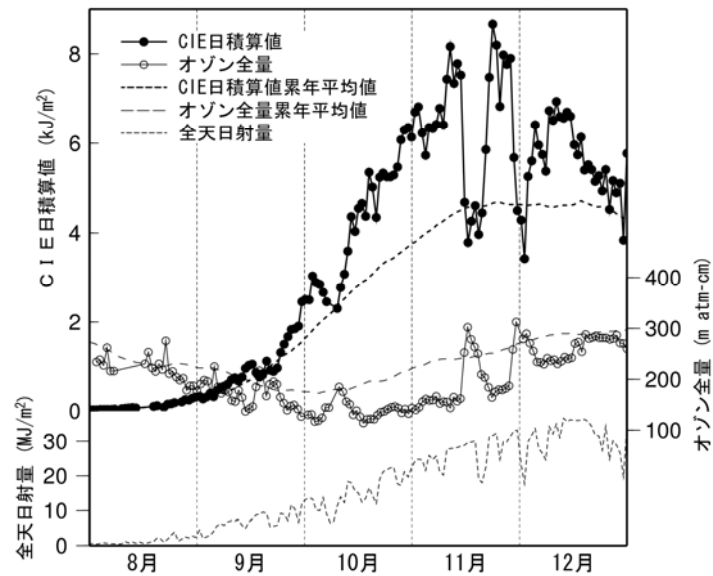


図 3-3-6 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量の推移
(2006 年 8～12 月)

太実線は紅斑紫外線量(CIE)日積算値、細実線はオゾン全量、太破線は 紅斑紫外線量日積算値累年平均値の 15 日移動平均、細破線はオゾン全量累年平均値の 15 日移動平均、点線は全天日射量日積算値。ここでの累年平均値は紅斑紫外線量、オゾン全量ともに 1993 年から 2005 年までの平均値。

(出典) 気象庁 オゾン層観測報告:2006

3-3. 我が国の太陽紫外線の状況

(a) 国内紫外線量の経年変化

観測結果に基づく紫外線量の傾向

国内で観測を行っている 1990 年以降の紫外線量の長期変化をみるために、図 3-3-7 に紅斑紫外線(CIE)量年積算値の推移を示す。札幌、つくば及び那覇の 3 地点で地表に到達する紫外線量は、1990 年代初めから増加傾向にある。

一方、同期間のオゾン全量は、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、緩やかに増加している（P28、図 1-3-20 参照）。このため、1990 年以降、国内 3 地点でみられる地上での紫外線量の増加傾向をそのまま上空のオゾン全量の変動に関連づけることはできない。天気の状態（雲量の変化：図省略）やエアロゾル減少（後述）の影響が考えられる。

これまでに観測されたオゾン全量値をもとに、放射伝達モデルを用いて計算すると、天気の状態やエアロゾル量などに変化がなければ、オゾン全量の減少量が大きい札幌の場合、1980 年以前に比べて 2005 年時点での紅斑紫外線量は月によって最大で 6%程度増加していると推測される。

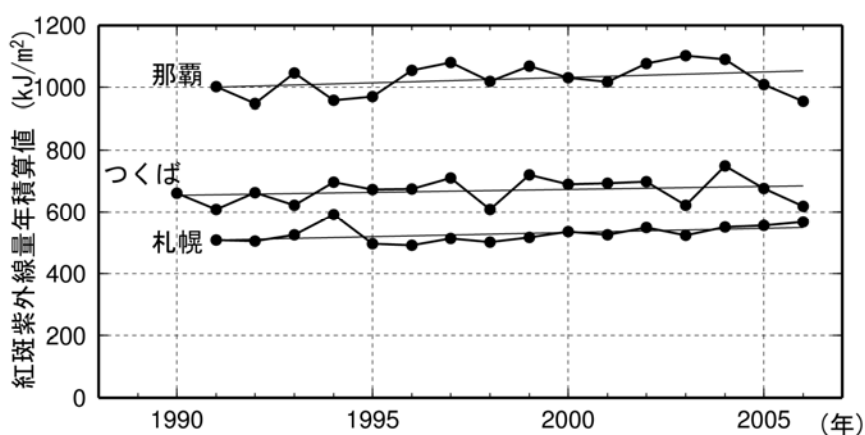


図 3-3-7 紅斑紫外線量年積算値の推移

●印は札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始から 2006 年までの推移。直線は観測全期間の平均的な傾向。紅斑紫外線量年積算値は紅斑紫外線量日積算値の月平均値を年平均したものに 1 年の日数をかけたものである。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

紫外線量増加の要因(我が国の大気混濁係数の傾向・天気の変化)

図 3-3-8 に、全国の観測地点を平均して求めた大気混濁係数の経年変化を示す。日本付近のエアロゾル量は 1996 年以降わずかながら減少している。この大気混濁度の低下が、1990 年代以降にみられる紫外線量増加の要因の 1 つとして考えられる。

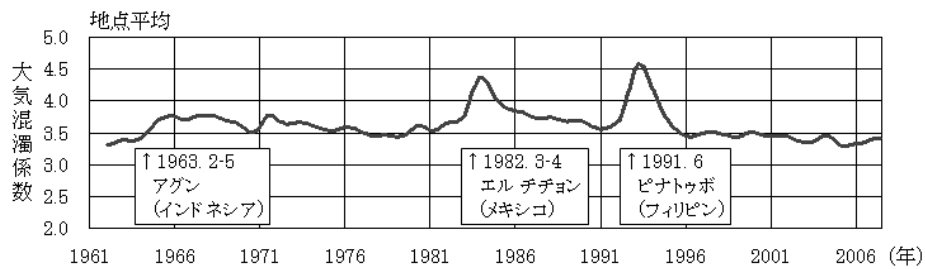


図 3-3-8 大気混濁係数の経年変化（1961～2006 年）

水蒸気や黄砂の影響を取り除くため月最小値を使用し、さらに季節変化及びそれより短い周期成分を取り除いた（気候変動監視レポート 2006,2007）。図中の「アグン」、「エルチチョン」及び「ピナトゥボ」は、過去大規模な火山噴火が起こった火山である。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

また、大気混濁係数の変化とは別に、天気の状態の変化が 1990 年以降の紫外線の長期変化の原因である可能性もある。ただし、北日本以外では夏季において統計的に有意な日照時間のトレンドはなく、国内の紅斑紫外線量の増加傾向の原因を天気の変化だけに求めることは難しい。

(b) 2006 年の国内の紫外線の状況

気象庁で観測している紅斑紫外線量日積算値の 2006 年における月平均値を図 3-3-9 に示す。月ごとにみると、札幌における月平均値は、年の前半は参照値なみか少なかったが、後半は多くの月で参照値と比べて多かった。つくばでは 4 月と 6 月に少なかったことを除き、1 年を通して参照値なみの月が多かった。那覇では 1 年を通して参照値なみか少ない月が多かった。2006 年の紅斑紫外線量年積算値は、参照値と比べ、札幌で多く、つくばで参照値なみ、那覇で少なかった。

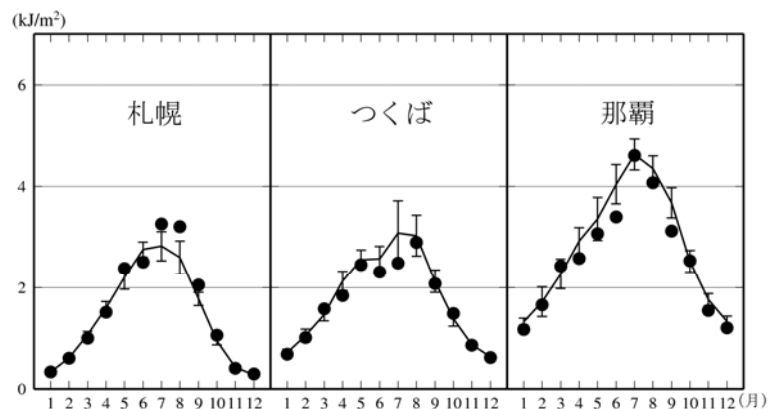


図 3-3-9 2006 年における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線量日積算値の月平均値。●印は 2006 年の月平均値。実線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、那覇では 1991～2005 年、つくばでは 1990～2005 年の平均値である。紫外線観測は台風等の悪天時や観測機器の調整時に停止することがあり、これらのデータを除いたまま月平均値を算出することは、その月の状況をみるうえで問題がある。そこで、観測を停止した時間帯の紫外線量については、オゾン量や気象データをもとに値を推定し、月平均値を算出した。（出典）気象庁 オゾン層観測報告:2006

4. 太陽紫外線の将来予測

紫外線量の予測

オゾン層回復の道筋の不確実さを反映して、紫外線量の将来予測にも不確実さがある。最新の報告（WMO,IPCC,2007）にも示されているように、オゾン層の将来予測モデル間には大きなばらつきがあり、また、過去の観測結果とモデルによる予測結果との乖離も大きい（図 3-4-1）。

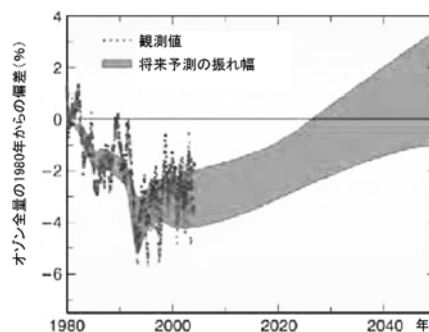


図 3-4-1 中緯度帯（北緯 60 度～南緯 60 度）のオゾン回復予測

予測モデルにより相当程度のばらつきがあり、1980 年の値に回復する時期も大きな幅がある。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2006 (UNEP-EEAP, 2007)

UNEP の環境影響評価パネル（EEAP）の 2006 年報告書では、北緯 45 度と南緯 45 度の夏季、南緯 65 度での 10 月の正午における紅斑紫外線量の予測の一例（図 3-4-2）を掲載している。これによると、中緯度における紫外線量は現在最高に近いとされ、今世紀半ば頃に 1980 年代以前のレベルに戻ると予測されている。ただし、南半球では若干遅れると考えられている。また、予測される紫外線量の変化は南半球が北半球よりも大きいことが示されている。

なお、この予測例は、オゾン量の変化に対応した地表面紫外線量の変化予測であり、雲量やエアロゾルの直接的・間接的な効果は考慮されていない。また、モデルによるオゾン量減少は観測結果よりも大きく、特に南半球で顕著である。したがって、これに基づく紫外線の増加は過大評価と考えられる。

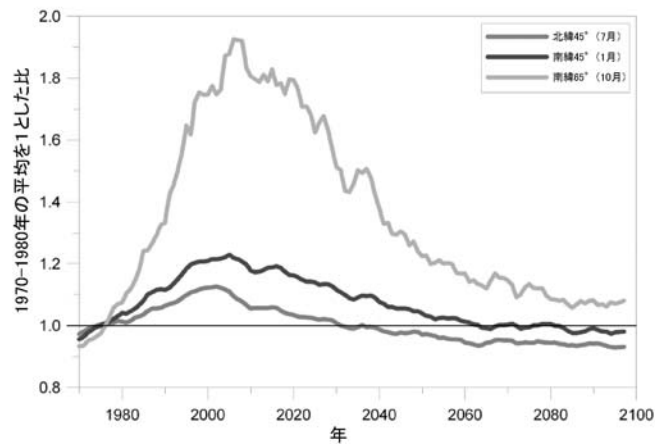


図 3-4-2 紅斑紫外線量の予測（正午）

1970～2099 年までのオゾン全量の変化予測に対応した緯度・季節別紅斑紫外線量予測。1970～1980 年の平均を 1 としている。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2006 (UNEP-EEAP, 2007)

参考資料

参考資料 1. 紫外線による人の健康への影響

ア. 日焼け・皮膚がん

①日焼け:サンバーンとサンタン

小児期には強い日焼けをしても、一週間もすれば小麦色に焼けた一見健康そうな滑らかな皮膚に戻る。しかし、毎日太陽紫外線を浴び続けている顔の皮膚には、20歳を過ぎたころから、それまでには見られなかった小色素斑（シミ）などの症状が出始める場合がある。夏の正午ごろに太陽光線を20～30分も浴びると、数時間後から皮膚が赤くなり始めることがある。サンバーンの始まりである。赤くなるのは皮膚血流量の増加によるものだが、その引き金は、主にUV-Bによる表皮角化細胞の遺伝子に生じた傷である。傷は速やかに修復されるが、残存すると血管を拡張させる物質（プロスタグランディンや一酸化窒素）を生成し、血流を増やす。皮膚が黒くなるサンタンもまた、少なくとも一部は遺伝子の傷が引き金となっている。

②紫外線は遺伝子に変異を誘発し、光老化や皮膚がんを起こす

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

太陽紫外線と皮膚がん発生との間には、臨床的、疫学的な因果関係がみられる。皮膚がんは非黒色腫性皮膚がん（以下、皮膚がんと呼ぶ）と悪性黒色腫（以下、黒色腫と呼ぶ）に大別され、さらに前者は基底細胞がん*と有棘細胞（扁平上皮）がん**とに分けられる。皮膚がんのうち、基底細胞がんが死亡する人はまれであり、有棘細胞がんによる死亡が皮

*基底細胞がんは組織学的(顕微鏡所見)には、表皮基底層の角化細胞、つまり基底細胞と同じ細胞に見える。専門的には、組織像の特色と臨床の見かけの特色から数個のサブグループに分けられている。白人では最も罹患率の高い皮膚がんである。がん細胞は周辺組織に積極的に浸潤し破壊するが、めったに転移はしないため、生命を脅かすことはまれである。臨床上の特色として、日本人の基底細胞がんはほとんどが黒色を呈するので、しばしば悪性黒色腫(別名メラノーマと呼ばれ、早期に転移するため、皮膚がんの中では最も致死率が高い)に似ているので、適切な治療の選択や予後判定には専門家による鑑別が大切である。

**有棘細胞がん：扁平上皮がんとも呼ばれ、有色人種の皮膚がんとしては最も頻度が高かったが、現在では少なくとも日本では基底細胞がんが最も多い。また、放置すればかなりの頻度でリンパ節転移を生じる。しかし、早期の外科的及び総合的治療により完治や制御が期待できる症例が多いので、最近では本症による死亡者数は減少している。

皮膚がんの約 80%を占める。

その発生のリスクは人種で大きく異なるが、紫外線による皮膚がん誘発に関与しているのは、表皮細胞の遺伝子変化で、DNA 損傷がもたらす作用とされる。皮膚がんの 50～90%で、「p53」と呼ばれるがん抑制遺伝子（細胞が増えすぎないようにブレーキをかける遺伝子）の変異が見出されており、そのほとんどが、紫外線で生じた傷の部位に一致している。

「p53」に変異が生じた角化細胞では、紫外線を浴びて多数の傷ができた細胞が生き残り、細胞増殖のために DNA 合成を始めるので、ほかの遺伝子に新たな変異が生じ、がん細胞が生じやすくなる。基底細胞がんでは、「p53」以外にも多くのがん遺伝子やがん抑制遺伝子*の変異が見出されている。

顔の皮膚は、小児期からほとんど毎日太陽紫外線を浴びるため、皮膚がんが発症しやすい。その証拠に皮膚がんの約 80%は日光ばく露皮膚に発症する。

1985～1995 年頃のフィンランドにおける基底細胞がんの新発生率は年間 50（人口 10 万対）にとどまっているが、オーストラリアでは約 800（人口 10 万対）の新患者が発生している。

また、基底細胞がんと有棘細胞がんは基本的には増加を示している。例えば、英国西ウェールズでは、1988 年から 1998 年にかけて両がんの発生率は約 50%、スロバニア共和国では 1988 年から 1998 年にかけて基底細胞がんは約 70%、有棘細胞がんは約 15%、オーストラリアでは 1985 年から 1995 年にかけて基底細胞がんは約 20%、有棘細胞がんは約 90%、それぞれ増加している（UNEP-EEAP, 2002）。

皮膚がんの発生率は継続して上昇しており、白人種が大多数を占める諸国では、2000～2015 年の間に、基底細胞がん、有棘細胞がん及び黒色腫の 3 種類の皮膚がんがほぼ倍増すると推計されている。ただし、ここでの黒色腫は生存率の高い初期のものを指す。小児の黒色腫の発生率は依然として増加しており、太陽紫外線ばく露と正の相関を示している（UNEP-EEAP, 2006）。

日本人の皮膚がん発症に関する疫学調査は、1970 年代初期から 90 年代にかけて大学病院皮膚科外来受診者を対象として実施されている。有棘細胞がんと基底細胞がんの患者数の比は、1950 年代後期（Miyaji の大学病院の調査）及び 1970 年代前半（Tada と Miki による調査）ではほぼ 1：1 であるのに対し、1992～2001 年（Araki らによる沖縄の調査）には、1：4.5 と基底細胞がんが増加していることが明らかになっている。一方、皮膚がん罹患率を求める疫学調査は、日本では現在に至るまで本格的には実施されていないが、IARC に登録された国内 4 地域（宮城、大阪、広島、長崎）のデータによると、皮膚がん罹患率は、1978～82 年と比較して、1986～90 年では、同程度かわずかに高くなっていると考えられる。また、兵庫県加西市（1992～2002 年）と沖縄県伊江村（1993～2002 年）で実施された皮膚がん検診によれば、皮膚前がん症（日光角化症）*の罹患率は、伊江村に

*sonic hedgehog(SHH)、patched(PTC)や smoothened(SMOH)などが挙げられる。

* 老人性角化症ともいう。長い年月にわたり太陽紫外線に曝されたことが原因で起こる前がん性病変であ

において約 4.5 倍高かった。伊江村における太陽紫外線量は加西市の約 2 倍であり、紫外線の生物学的効果は 2 倍以上であることが示唆された。

1979 年を基準とする 2006 年現在の日本上空の平均オゾン全量は、国内 3 地点（札幌・つくば・那覇）平均で約 1.7% 減少している。今後、さらにオゾン全量の減少が続き、紫外線量が増加した場合、また日本人の平均寿命が延びるならば、日ごろ紫外線を浴びすぎない努力をしない限り、光老化で生活の質が低下する患者や皮膚腫瘍患者が増加すると予測される。

③ビタミン D の新たな役割

ビタミン D は、小腸内でのカルシウムとリンの吸収を促進する生理作用や、カルシウムとリンから骨を形成する作用（化骨）を有する。ビタミン D が極度に欠乏すると、発育期ではクル病や手足の骨の湾曲などに、成人では骨軟化症につながると考えられている。

紫外線を浴びた皮膚では、活性型ビタミン D₃ が生成するので、適度に日光を浴びていればビタミン D が欠乏することはない。日本では夏の快晴日の正午頃であれば、わずか 2 ～ 3 分太陽光線を浴びれば（最少紅斑量**に至る時間は 20 分）、1 日に必要なビタミン D₃ が合成される計算である。しかし、世界のあらゆる年齢層で、体内のビタミン D 量が健康上の最少レベルに達しない人たちがかなりの数にのぼっていることがわかってきた。例えば米国ミネアポリスで 2004 年の定期検診を受けた十代の健康な都市部住民のうち、24% がビタミン D 欠乏者で、重度の人が 4.6% 見つかっている。

さらに、ビタミン D は細胞の増殖、分化、除去にも関与し、カルシトリオール***ががん細胞の成長を強力に阻害してくれる。この分子の蓄えが不足すると、乳がん、大腸がん、前立腺がん、卵巣がんなどの病態の進行が促進される（Meyer, 2004）。血漿中の 25 (OH) D****が 10ng/ml 増加するとがん罹患率が約 17% 減少すると報告している（Giovannucci ら, 2006）。ビタミン D のがん予防効果に関する論著は 180 編以上に及び、太陽紫外線の有益効果を再考慮する必要が出てきた（Grant, 2006）。さらに、活性型ビタミン D₃ が、紫外線で誘発された細胞遺伝子の DNA の傷を修復する能力を高めることが 2007 年に報告されている。

しかしながら、前述のとおり、太陽紫外線は皮膚がんの主因であり、特に細胞分裂が盛んな小児期では、紫外線が遺伝子の変異を誘発する可能性が高い。したがって、ビタミン D 摂取及び日光ばく露によるビタミン D 生成が皮膚がん以外のがん予防、又はがんの進行

る。症状は一般には表皮の萎縮のため赤みを帯びた直径 10 ミリほどの、皮膚表面にふけの様な角化物質がしっかり付着した小局面である。時には、表面はあざのようにざらざらし、少し隆起した局面、又は、小さな角状の丘疹である。

** 光（一般的には紫外線）を浴びた皮膚が 24 時間後にうっすらと、しかし、明らかな赤みを呈するに必要な最少の光線量のこと。真夏の快晴日正午頃だと、色白の日本人（スキンタイプ I: 赤くなりやすいがほとんど黒くならない）では、約 20 分で最少紅斑量を浴びることになる。

*** 活性型のビタミン D₃ で、すでに医療分野では、骨粗鬆症や乾癬の治療に使われている。

**** 腎臓で代謝されて活性型となる前のビタミン D の状態。

阻止にどの程度効果があるかについては、今後におけるリスク評価やリスク・マネジメント研究の成果が待たれる。少なくとも、長時間太陽紫外線を浴びた皮膚に活性型ビタミンD₃を塗布すると、DNA修復活性が高まり、光老化や皮膚がん予防に役立つと考えられる。

イ. 眼への影響

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

白内障に関しては、UNEP 環境影響評価パネル報告書（2006）において、これまでも指摘されてきた皮質白内障に加えて、核白内障についても紫外線ばく露が関係する（Hayashi et al., 2003）とされている。また、紫外線に加えて高温環境が核白内障のリスク要因であることが示された（Sasaki et al., 2002）。ただし、後囊下白内障に関しては、紫外線との関連を示す十分な証拠はないとしている。同報告書では、翼状片に関しても、太陽光へのばく露が重要なリスク要因であることを示している。

眼に対する影響は、太陽からの直射日光よりも、散乱又は反射した紫外線の寄与が大きい、又は雲の存在により増幅される。そのため、気候変化の影響を受けるとしている。

オゾン層破壊との関連についてみると、1989年のUNEP環境影響評価パネル報告では、オゾン全量が1%減少すると、白内障の患者が0.6~0.8%増加すると予測し、関連する白内障の病型として皮質白内障及び後囊下白内障をあげている。また、オゾン量が5~20%減少した場合、2050年までにアメリカ国内で白内障患者が17~83万人（率にして1.3~6.9%）増加し、患者増加に伴う手術に要する費用が5.6~28億ドルに達するとするモデル予測もある（Westら, 2005）。

ウ. 免疫抑制

マウスなどの小動物を用い、UV-Bを照射された皮膚の免疫機能（皮膚がんやかぶれ）が抑制されることが明らかにされてきた。また、人間では、皮膚がん患者は皮膚がんにかかっていない人に比べ、紫外線により接触アレルギー反応（かぶれ）が抑制されやすい、すなわち、皮膚がんになる人は、遺伝的に紫外線で免疫抑制が生じやすいと考えられている。

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

紫外線によって誘導された免疫抑制が原因とみられる疾患が多く存在する。皮膚に障害

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

**眼球の中の水晶体が濁ることをいい、老化の一部である。

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

を示す疾病や細胞性免疫がかかわる疾病で、①麻疹やその他のウイルス性疾患、②マラリアやリーシュマニア症のような皮膚を介して罹患する寄生虫性疾患、③結核などのような細菌性疾患、④カンジタ症のような真菌性感染症があげられる。これらの疾患のうち、結核などいくつかについての動物モデルを用いた研究では、感染症の発現に UV-B が影響する可能性が確認されている (UNEP-EEAP, 1989)。こうした感染症の免疫抑制やワクチン接種に対する潜在的な反応異常、ある種の自己免疫反応、アレルギー反応などの悪化が懸念される反面、UV-B の好影響として乾癬*やニッケルアレルギーのようなある種の免疫疾患の低減や疥癬の軽快などがある (UNEP-EEAP, 1998)。

さらに、紫外線による免疫抑制が皮膚がん発生の重要な要因であることも明らかになった。紫外線によって誘発された DNA 変異が修復されないと、がん抑制遺伝子などに変異が生じる一方、皮膚がんへの免疫抵抗力が減じ、腫瘍発生の原因となる。また、太陽紫外線は、潜在性単純ヘルペスウイルスの再活性化を引き起こし、ヘルペスの再発を起こす可能性がある。ワクチン効果を低下させる場合があることも示されている。なお、ヘルペスウイルスはヒトパピローマウイルス感染と関連するいくつかの皮膚がんや結膜扁平上皮がん発生の補助要因である (UNEP-EEAP, 2006)。

なお、地表に注がれる大量の UV-A は、UV-B に比べて皮膚への作用は弱いですが、免疫抑制に関わっている可能性を示す報告が多い。したがって、太陽光線による免疫抑制を防止するには、UV-B だけではなく、UV-A を遮断するサンスクリーン剤の使用がすすめられる。

*摩擦や、圧が加わる皮膚に生じる炎症性紅斑性で慢性の難治性皮膚疾患。世界では 1～3%、日本人では 1～2% 発症率となる。原因は現在も不詳だが、免疫異常説が最も有力。また、遺伝要因の関与が指摘されている。治療は、副腎皮質ホルモンと活性型ビタミン D₃ の皮膚塗布が最も一般的だが、さらに光線療法（紫外線照射）が用いられることもある。

** 乾癬（主に尋常性乾癬）やニッケルアレルギーに罹患している状態のこと。

参考資料 2. 紫外線による陸域生態系への影響

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

UV-B は、植物体の水分不足等の他の環境ストレスと同様、植物の葉面積を減少させることが知られている。植物栽培チェンバーを用いた実験において、70 以上の植物の種や品種のうちの 60% 以上で、UV-B により葉面積の減少が観察されている。葉は光合成を行う同化器官であり、その成長低下は植物体全体の成長の低下を引き起こす。また、最近の研究では、植物の根の量が UV-B 照射量の増加によって大きく低下することが指摘され、植物の地下部（根系）の生物体量や形態への影響が注目されている。さらに、UV-B は植物だけでなく、細菌類や菌類、その他の微生物に多くの影響を及ぼすことが指摘されている。土壤中に到達する太陽光の量は多くはないが、一般的に細菌類や菌類は UV-B に対する感受性が高等植物より高い。その感受性は微生物の種によって異なるため、落葉落枝の分解過程に影響する微生物群の種構成に UV-B 照射量の増加が変化をもたらす可能性がある。

植物の UV-B に対する感受性は植物種や品種で大きく異なる。この種による感受性の違いを一概に論ずることは難しいが、全般的に単子葉植物は双子葉植物に比べて、UV-B の影響を受けにくい。UV-B に対する感受性は、同一種の農作物の中でも、その品種によって異なる。自然の太陽光に UV-B を付加して植物に照射する野外実験においても、UV-B 照射量の増加によって作物の成長や収量が抑制される場合や、作物の品質が低下する場合が多く見られるが、一方で、同じ種の作物でも、品種によっては成長や収量がむしろ促進される例もかなり見られた。したがって、UV-B 照射量が増加したときの農作物の生産や生態系への影響を定量的に予測することは困難なように思われる (UNEP-EEAP, 1994)。

UV-B の植物への影響は、他の環境要因、特に気温の上昇、CO₂ 濃度の増加、乾燥、栄養条件などによって変化する可能性が高い。いくつかの研究では、植物の成長は高濃度の CO₂ により促進されたが、一方で、UV-B による植物への影響の多くは CO₂ の増加により改善されることはなかった。干ばつに抵抗性を示す植物は強い UV-B に対して高い抵抗性を示す傾向がある。栄養条件も UV-B に対する感受性を変化させ、養分欠乏下で育成した植物は、UV-B に対する感受性が低下する。窒素が十分に与えられた植物は UV-B に対してより影響を受けやすいという研究例もある。これらのことは草地などに比べ良く管理された農地において、UV-B 照射量の増加がもたらす影響がより大きくなる可能性を示唆している。最近の研究では、UV-B 照射量の増加により食葉性昆虫による植物摂取量は大幅

に低下したことが明らかにされた。このことは、UV-B による植物の化学的、物理的性質の変化によると考えられる。このような変化は、UV-B は植物と地上及び地下に生息するその他の生物との相互作用にも影響を及ぼすことを示唆している。

UV-B 照射量の増加による成長阻害と DNA 損傷の増加との間に相関関係があることが指摘されていた。DNA 損傷産物の蓄積量は、DNA 損傷を修復する光回復酵素活性に依存している。光回復酵素活性に欠陥があるシロイヌナズナ突然変異体が UV-B に対する感受性が高いことはよく知られていたが、ごく普通に野外で栽培されている植物においても、光回復酵素活性と UV-B 耐性に相関があることが報告された (Takahashi ら, 2002; Hidema ら, 2005)。最近、UV-B への植物の応答に関与する基礎的なメカニズム (遺伝子発現、シグナル伝達など) に関する研究が進展した。これらの研究によれば、UV-B は、UV-B に特異的な反応だけではなく、他の環境要因によって引き起こされる反応と共通の要素を持つ反応をも誘発する。これらの研究は、植物における UV-B と他の環境ストレスとの相互作用を理解するうえで有用である。

参考資料 3. 紫外線による水圏生態系への影響

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

生物生産の低下は、食物連鎖のすべての段階へと影響することになり、種の構成及び生態系の構造や機能に変化を起こす可能性がある。また、基礎生産量の低下は CO₂ の海洋への吸収容量の減少をもたらす可能性がある。

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

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

水圏生態系に特徴的な現象として、UV-B の影響をよく受ける遊泳力のない生物が、水の鉛直混合に身を任せて水中に生息していることが挙げられる。湖沼や海洋のメソコスム（大型の擬似海洋環境実験水槽）の実験によると、水中での UV-B、UV-A、及び光合成有効放射(PAR)*の透過は異なり、UV-B は最も浅い層までしか透過しないことが明らかにされている。水温躍層**上にある表層混合層（0～6m）内では水が鉛直混合するため、植物プランクトンは PAR を吸収して光合成を行うが、表層（0～1.8m）では UV-B の影響を受ける。この影響の大きさは水の鉛直混合の速度に依存する。UV-B 照射量の増加によって、群集構造が基礎生産者から細菌へと遷移する可能性があり、この変化は海洋の表層水での CO₂ 濃度に影響を与える可能性が大きい。現在、鉛直混合を考慮した UV-B の影響を評価するモデルも提唱されている。

植物プランクトンを含む藻類を動物が摂取した際に食べ残しとして水中に溶出して発生する有色溶存有機物（CDOM）は、UV-B の水中での透過率を減少させ、UV-B の影響を軽減する。これによって、水中の基礎生産量が増加し、したがって CDOM の増加に寄与

*光合成有効放射（PAR）とは、400 から 700nm の波長の可視光をさし、Photosynthetically Available Radiation の略である。

**水温躍層とは、表層で水温が急激に変化する層のことをさし、その上層と下層では水の混合は起こりにくい。

する。一方、CDOM はバクテリアや UV-B によって分解され、基礎生産量が UV-B の影響によって減少する。このように、CDOM は地球規模での炭素循環においても一定の役割を果たすと考えられる。

オゾンホールが見られる南極海域での海洋生物への紫外線の影響は、太陽高度、オゾン全量、雲量、水中の深度によって異なり、この違いは、重み付けした生物作用スペクトルを用いて予測されている。

海洋表層に生息している植物プランクトン群集の、北緯 45 度の地域での春分の正午 1 時間における光合成量を相対値 1 とする (図 3-資-1、①)。北緯 45 度でも赤道上空でもオゾン全量は 300DU で一定と仮定すると、赤道域での春分の正午 1 時間における光合成量は相対値で 0.69 となる (図 3-資-1、②)。すなわち、太陽高度の違いによって海洋表層に生息している植物プランクトン群集の光合成量は 30% も減少する。

また、南緯 60 度の地域の春季で、オゾンホールが出現しない通常のオゾン全量を 340DU とすると、海洋表層に生息している植物プランクトン群集の光合成量は相対値で 1.03 となる (図 3-資-1、③) が、オゾンホールが発達してオゾン全量が 140DU に減少してしまうと仮定すると光合成量は相対値で 0.92 となり (図 3-資-1、④)、オゾン全量の影響によって 11% 減少することとなる。

次に、④と同じ条件下で、雲によって太陽紫外線の透過がすべての波長で 40% 減少すると仮定すると、光合成量は相対値で 1.21 となり (図 3-資-1、⑤)、雲による減衰によって紫外線の影響は 20% 以上軽減されると予測される。

さらに、④と同じ条件下で、深度 5m に生息している植物プランクトン群集の光合成量は相対値で 1.69 となり (図 3-資-1、⑥)、深度によって紫外線の影響が約 80% 軽減されると予測される。

なお、実際に南緯 78 度でオゾン全量が 350DU である時に測定した海洋表層に生息している植物プランクトン群集の光合成量の相対値は 0.98 である (図 3-資-1、⑦) が、同地域でオゾンホールが出現してオゾン全量が 175DU になった時の光合成量の相対値は 0.87 となり (図 3-資-1、⑧)、紫外線の影響が約 10% 増大している。

以上の予測は、正午 1 時間の紫外線照射に限ったものであるが、時間、深度及び空間も考慮に入れて予測を行うと、太陽紫外線の影響は一般的な傾向として低下している。植物プランクトンによる 1 日当たりの 1m² の水柱当たりの基礎生産量は、UV の水中透過特性によって深度により波長が変わると 3 倍、そしてオゾン全量によって 2 倍変化すると予測されている。さらに植物プランクトンが生息している表層水の混合深度と混合速度を考慮すると、水柱当たりの基礎生産量はさらに 1.5~3.5% 減少する。重み付けした生物作用スペクトル、混合深度及び混合速度の組み合わせによっては、オゾン全量の減少による紫外線の影響により、水柱当たりの植物プランクトンの基礎生産量は南極海で最大 8.5% 減少すると予測されている (Neale と Kieber, 2000)。

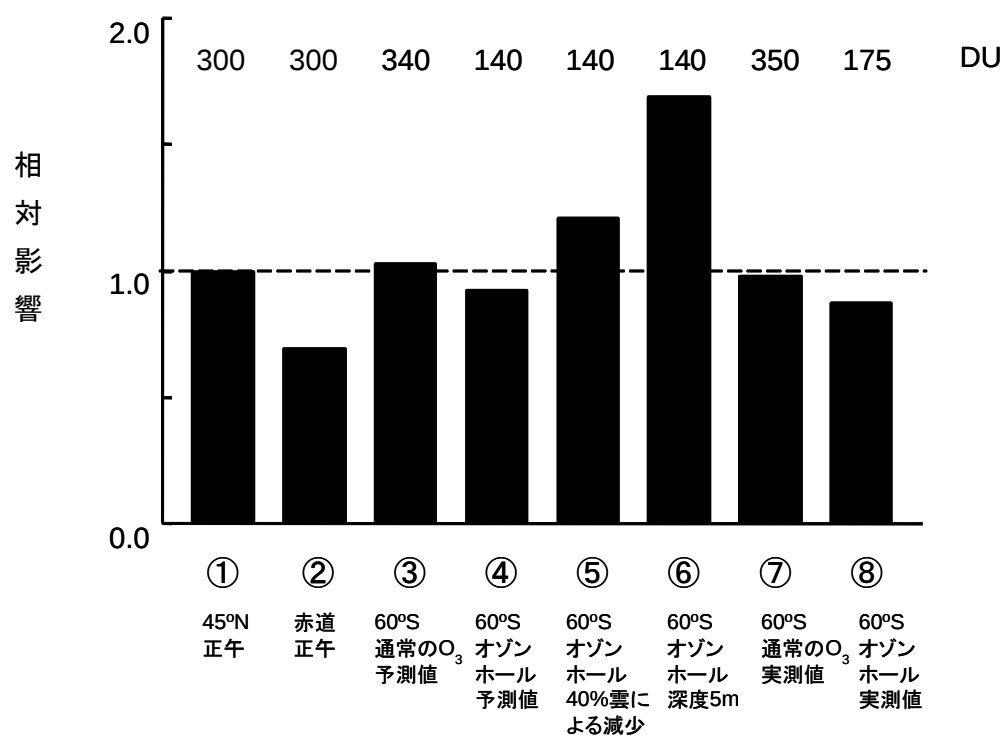


図3-資-1 重み付けした生物作用スペクトルを用いた太陽紫外線の影響
北緯 45 度の正午 1 時間の値に対して標準化してある。図中の数字はオゾン全量をドブソン・ユニット (DU) で示す。(出典) Neal と Kieber, 2000

参考資料 4. 紫外線による材料の損傷

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

一方で、気候変化は天然材料と人工合成材の紫外線に起因する劣化の速さを変化させる可能性がある（UNEP-EEAP,2003）。劣化の速さは、高温、高湿、大気汚染物質の存在によって加速される。表 3-資-1 に、これら要因がプラスチック製品及び木材製品の光劣化に及ぼす影響の強さをまとめた。

表 3-資-1 材料の光（紫外線）劣化に及ぼす各種要因の効果

	太陽紫外線の増加	温度の上昇	湿度の上昇	大気汚染物質の増加*
ポリマー	非常に強い	強い	弱い	弱い
木材	強い	中程度	強い	弱い

*特に、硫黄酸化物と窒素酸化物、対流圏オゾンが重要である（UNEP-EEAP, 2006）

太陽紫外線による材料損傷を抑制するために、光安定剤や表面塗装剤が広く用いられる。近年、紫外線への耐性が向上した新種のプラスチック製品や紫外線を保護する添加剤（紫外線吸収剤、光安定剤）などの開発が進んでいる。最近の触媒の進歩により発見された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）は、紫外線への耐性などの特性が向上した（UNEP-EEAP,2003）。その他、従来の高分子光安定剤（HALS）2 つ以上を混合してプラスチックに使われた時に、相乗的な効果があることがわかっている。光安定剤の効果の向上は、紫外線と気候変化による影響に対するプラスチック配合物の安定化にかかるコストを最小化させるために重要である（UNEP-EEAP,2003）。さらに最近では、従来使われてきた添加剤と比べて粒子径が一桁又はそれ以上小さいナノスケール添加剤の開発が進められていることから、添加剤としての効果、さらに光安定剤としての効果についての評価が重要となっている（UNEP-EEAP,2006）。

参考資料 5. オゾン層破壊によるその他の影響

人の健康、陸域及び水圏生態系、材料への影響以外に、オゾン層の破壊は対流圏での大気質や生物地球化学的循環に影響を及ぼす可能性がある。最近の UNEP の環境影響評価パネル報告書 (UNEP-EEAP, 2006) では、特に気候変化との関連からその影響評価を行っている。

ア. 大気質への影響

対流圏オゾンの主要な供給源の一つは、成層圏－対流圏交換 (STE) による成層圏からのオゾンの輸送である。数値モデルを用いた観測データの解析から、成層圏から対流圏へのオゾンの輸送量はオゾン層破壊により 30%程度減少したとする報告がある (Fusco, 2003)。成層圏からのオゾンの輸送量は、成層圏オゾン量の変化 (オゾン層破壊の進行によるオゾン量の減少及びオゾン層の回復に伴うオゾン量の増大)、成層圏プロセスの変化に起因する STE の変化及び気候変化も含めた対流圏プロセスの変化に起因する STE の変化の影響を受ける。成層圏下部では、ここ 20 年間に気温の低下が認められている (Ramaswamy, 2006)。これは、オゾン層破壊及び CO₂をはじめとする温室効果ガスの増加 (成層圏では温室効果ガスは赤外線を宇宙に放出し成層圏を冷却化する役割を果たしている) が原因と考えられる。成層圏下部での気温の変化は STE に影響を及ぼしていることが予想される。今後のオゾンの輸送量は気候変化の影響によって大きく増加するとする数値モデルによる予測もある (Sudo, 2003)。さらに、地表オゾンに対して、成層圏からの輸送量の変化がどの程度の影響を及ぼすかを見積もる上では、対流圏での化学過程の影響を考慮することが必要であるが、その見積もりには大きな不確実性が存在している。

地球大気における重要な酸化剤は OH ラジカルである。OH ラジカルの主要な生成源はオゾンの光分解によって生成する励起酸素原子と水蒸気との反応であるので、UV-B 照射量の増加は OH ラジカル生成速度を増加させると考えられる。一方で、OH ラジカルは大気中での一酸化炭素や様々な有機化合物などとの反応で消費されるとともに、様々な化学的なフィードバックによって再生される。OH ラジカルの寿命が極めて短いことも加わり、OH ラジカル濃度が長期的にどのように変化するか、変化因子との間にどのような関係があるかについては、不確実性が大きい。最近、OH ラジカルの直接検出法を用いたヨーロッパ山岳域のモニタリングステーションにおける OH ラジカルの長期間の観測結果からは、OH ラジカル濃度が紫外線量 (励起酸素原子生成速度) と直線的な相関があることが示された (Rohrer, 2006)。この関係が確かめられれば、紫外線量の変化が大気酸化能に及ぼす影響を評価する上で有用な証拠となるものと期待される。

オゾン層破壊が最も顕著な領域は南極域であるので、オゾン層破壊の影響も南極域において顕著であるものと考えられる。南極大陸における大気観測結果からは、南極域の春季から夏季にかけて地表オゾン量に変化があることが示された (UNEP-EEAP, 2006)。特に

1990 年以降にはオゾンの増加が認められている。地表オゾン量の変化は積雪中の物質の光分解による NO の放出が関係していると考えられており、オゾンホール生成と紫外線量の増加が関係しているものと思われる。南極域の大気質の変化は過酸化水素 (H_2O_2) の変化としても捉えられており、オゾン層破壊により、現在の南極域の境界層内の大気がより酸化性の大気になっているものと考えられる。

オゾン層破壊と大気質の変化を考える上で、オゾン層破壊物質の代替物質の大量消費に伴う大気質への影響も考慮する必要がある。特に HCFC や HFC の大量消費はそれらの物質の大気中での反応によって、三フッ化酢酸 ($\text{CF}_3\text{C}(\text{O})\text{OH}$ 、TFA) などの含フッ素化合物の生成をもたらす。TFA の自然起源や他の人為起源の生成量や TFA の環境負荷の評価の結果、HCFC や HFC からの TFA 生成による環境負荷は現時点では小さいと評価されている (UNEP-EEAP,2006)。一方で HFC やパーフルオロポリエーテル (PFPE) は強力な温室効果を有していることから温暖化への影響の観点からの評価が必要である。

イ. 生物地球化学的循環への影響

UV-B 照射量の変化は陸域及び水圏の生態系を通して生物地球化学的循環に影響を及ぼすと予想される。例えば、主として陸域で生成される有色溶存有機物 (CDOM) は河川を通して沿岸域に運ばれ、水環境中に降り注ぐ紫外線量を調整する役割を負っているが、UV-B 照射量の増加は有色溶存有機物の光褪色反応を加速させ、間接的に水圏生態系に対する紫外線の影響を増大させ、海洋での有機物の除去や炭素循環に影響を及ぼす可能性がある」と指摘されている。

また、土壌や根圏の細菌類を含めた化学プロセスを通して、紫外線の変化が炭素・窒素循環に影響を及ぼすことも知られている。例えば、UV-B 照射量の変化に伴う溶存有機物 (DOC) 量の変化 (直接的な影響) や、植物が UV-B を減光させるための様々な変化が、菌類や微小動物など土壌生態系の変化を通して間接的に落ち葉などの環境下での化学プロセスに影響を及ぼしたりすることが報告されている (UNEP-EEAP,2006)。さらに、水圏生態系では紫外線の増加が植物の耐性作用を通して根圏の細菌類の分布や細菌類の活性を変化させ、結果として窒素固定など栄養源の収支に影響を及ぼすとの報告 (UNEP-EEAP,2003; UNEP-EEAP,2006) や、植物の光合成や海洋性植物プランクトンの生産性にマイナスの効果をもたらすとの報告もある (EC,2003)。

UV-B の影響は炭素や窒素の固定・蓄積のみならず、ミネラルなどの循環にも影響を及ぼし、さらにその変化が炭素や窒素循環に影響する可能性がある。例えば、海洋中の鉄の酸化状態は紫外線量と関係がある。衛星データによると、南半球の海洋生産が活発な地域 (南緯 50 度付近) とダストによる鉄の供給が盛んな領域との間に良い相関が認められる。一方で、南緯 50 度付近の緯度帯はオゾンホールの影響 (特にオゾンホール崩壊後の影響) を受ける領域であるため、将来のオゾンホールの縮小に伴う UV-B 照射量の変化がこの領域の生産性にどのように影響するか、注意深く見守る必要がある。

金属イオンの循環に対する UV-B の影響は炭素や窒素循環への影響に留まらず、毒性の高い物質への変換を通して健康影響とも関連してくる。例えば水銀の場合、2 価の水銀の還元及び水銀原子の酸化や有機水銀（メチル水銀）への変換に紫外線が関係するため、紫外線の変化が水銀の化学形態の変化を通して水圏及び陸域生態系食物連鎖に対して影響を与えることも考えられる（UNEP-EEAP, 2006）。

紫外線の増加は硫黄やハロゲンの循環にも影響を与えられている。例えば、海洋からの硫化ジメチル（ CH_3SCH_3 、DMS）の放出量の変化がエアロゾル生成を通して雲生成にも影響することで海面の気温変化に負のフィードバックを及ぼすとする可能性については以前より議論されてきた（Charlson, 1987）。これに対し、紫外線の増加は DMS 放出を抑制し、その後のエアロゾル生成の低下を通して紫外線量の変化への正のフィードバックが考えられる（UNEP-EEAP, 2003）。しかし一方では、紫外線の増加が DMS の生産性を加速させるとの報告もあり、海洋の特性の違いも含めて今後更なる検討が必要である（UNEP-EEAP, 2003）。その他、ハロゲン化合物の生成や消失、さらには大気中でのオゾン濃度に対する UV-B の効果も報告されている（UNEP-EEAP, 2006）。陸域生態系や海洋生態系は、塩化メチル、臭化メチル、ヨウ化メチルなどの有機ハロゲンの自然発生源及び消失源として重要な役割を果たしている。ハロメタン類の放出速度が気温の変化に強く依存することが報告されているほか、紫外線による光分解によるハロメタン類の分解や放出量への影響も指摘されており、今後の気候変化とオゾン層の回復に伴う紫外線量の変化がいかに相互に作用するか、大気中のプロセスを通じたフィードバックも含めて考える必要がある（UNEP-EEAP, 2006）。

参考資料 6. オゾン層破壊と気候変化の相互作用とその環境影響

オゾン層破壊と気候変化の相互作用は複雑であり、化学、放射及び大気循環パターンの変化によって影響されている可能性がある。この変化は双方向に作用し、オゾン層変化が気候に影響し、また気候変化がオゾン層に影響する。過去に行われたアセスメントのいくつかのモデルによる予測に反し、最近のモデルと観察結果によると、成層圏オゾン層(UV-B照射についても)は、オゾン層破壊物質の変化に比較的すみやかに反応しており、気候との相互作用はこの変化を遅らせないことを示唆している。(UNEP-EEAP, 2006)

気候変化は、主として雲及び地表面反射によって引き起こされる変化を通して紫外線照射量にも影響を与える。エアロゾル及び大気汚染物質も将来変化すると考えられている。これらの要因は、吸収あるいは散乱により地表面紫外線量を増加あるいは減少させる結果となる。オゾン減少が小さくなるにつれて、これらの要因が将来の紫外線レベルを決定することになるであろう。(WMO, 2006)

気候変化、特に気温上昇により紫外線の影響が増幅されることが明らかとなっている。マウスを使った皮膚がんの誘発試験では、高温環境で皮膚がんの発生増加を加速させる(Bain, J.A.ら、1943)。同様に、太陽紫外線照射によるプラスチック、塗料、木材の損傷は比較的高温で促進される(Andrady, A.L.ら、2003)。

また、紫外線と気候変化の相互作用による影響も指摘されている。動物プランクトンのように、UV-B へのばく露や地球規模の気候変化要因の双方の影響を受けるものがある(UNEP-EEAP, 2006)。気候変化と紫外線照射は、湖水の種の構成に影響を与えたり、輸入種の侵入可能性を増加させたりする潜在的な可能性を持っている(UNEP-EEAP, 2006)。気候に関連した変化は、陸域から淡水・沿岸生態系への有機物移動を変化させ、それによって紫外線の水層内への透過に影響を与え、水圏生物地球化学的プロセスに影響を与える(UNEP-EEAP, 2006)。また、気候変化への反応との相互作用によって、生態系の炭素収支に長期的影響を与えることも考えられる(UNEP-EEAP, 2006)。

なお、昨今の気候変化がもたらす気温上昇は、オゾン層の破壊に伴う有害紫外線の増加とは関係なしに、ヒトの皮膚がんや核白内障、翼状片発生のリスクに寄与しているとされる(Van der Leun と de Gruijl, F.R, 2002 及び UNEP-EEAP, 2006)。紫外線の散乱に影響する雲の量が気候変化によって変化するため、目への悪影響も変化する(UNEP-EEAP, 2006)。

気候変化や他の要因でオゾン層の回復が遅れると、オゾン減少に伴う健康影響の回復を減じるばかりでなく、なかには影響を増幅させるものもある(Kelfkens, G.ら、2002)。このような悪影響は紫外線作用の累積効果に起因し、ある種の樹木や、ヒトの皮膚がん、白内障、翼状片などに対しても増強することになる。

表 3-資-2 紫外線と気候変化の相互作用（要約）

分野	予測される影響
人の健康への影響	・ 気温が高いほど核白内発症リスクが増加する可能性がある。 ・ 翼状片の危険因子の一つに高温が挙げられている。 ・ 紫外線の散乱に影響する雲の量が気候変化によって変化するため、目への悪影響も変化する。 ・ 気温が上昇すると人々への太陽紫外線ばく露量が現在より大きくなる可能性がある。
陸域生態系への影響	・ UV-B 照射や気温、二酸化炭素、湿度や有効窒素などの環境因子が相互作用し、植物の複雑な反応を起こす可能性がある。
水圏生態系への影響	・ 動物プランクトンは UV-B 放射へのばく露や地球規模の気候変化要因の双方の影響を受ける。 ・ 気候変化と紫外線放射は、湖沼のプランクトンの種の組成に影響を与えたり、輸入種の侵入可能性を増加させたりする潜在的な危険性がある。
材料への影響	・ 紫外線はプラスチックや木材の劣化を生じさせる。高温、高湿、大気汚染物質が劣化を加速させる。
生物地球化学的循環への影響	・ 気候に関連した変化は、陸域から淡水・沿岸生態系への有機物移動を変化させ、それによって紫外線照射の水層内への透過に影響を与え、水圏生物地球化学的プロセスに影響を与える。 ・ 気候変化への反応との相互作用によって、生態系の炭素収支に長期的影響を与えることも考えられる。

※ UNEP-EEAP,2006 からの抜粋による。

第 4 部 卷末資料

1. オゾン層保護対策

1-1. オゾン層破壊物質等の概要

(1) 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対象のオゾン層破壊物質（特定物質）

モントリオール議定書	物質名	化学式	オゾン破壊係数		地球温暖化係数 第4次IPCC報告書 (100年GWP値)
			モントリオール 議定書附属書	2006年 科学評価 パネル	
附属書A	グループⅠ (クロロフルオロカーボン)	CFC-11	CFCl_3	1	4,750
		CFC-12	CF_2Cl_2	1	10,900
		CFC-113	$\text{C}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$	0.8	6,130
		CFC-114	$\text{C}_2\text{F}_4\text{Cl}_2$	1	10,000
		CFC-115	$\text{C}_2\text{F}_5\text{Cl}$	0.6	7,370
	グループⅡ (ハロン)	ハロン1211	CF_3BrCl	3	1,890
		ハロン1301	CF_3Br	10	7,140
		ハロン2402	$\text{C}_2\text{F}_4\text{Br}_2$	6	1,640
附属書B	グループⅠ (その他のCFC)	CFC-13	CF_3Cl	1	14,400
		CFC-111	C_2FCl_5	1	—
		CFC-112	$\text{C}_2\text{F}_2\text{Cl}_4$	1	—
		等10物質			
附属書C	グループⅡ	四塩化炭素	CCl_4	1.1	1,400
	グループⅢ	1,1,1-トリクロロエタン	CH_3CCl_3	0.1	146
	グループⅠ (ハイドロクロロフルオロカーボン)	HCFC-21	CHFCl_2	0.04	—
附属書D	グループⅠ (ハイドロクロロフルオロカーボン)	HCFC-22	CHF_2Cl	0.055	1,810
		HCFC-123	$\text{C}_2\text{HF}_3\text{Cl}_2$	0.02-0.06	77
		HCFC-124	$\text{C}_2\text{HF}_4\text{Cl}$	0.02-0.04	609
		HCFC-133	$\text{C}_2\text{H}_2\text{F}_3\text{Cl}$	0.02-0.06	—
		HCFC-141b	$\text{CH}_3\text{CFC}_2\text{Cl}$	0.11	725
		HCFC-142b	$\text{CH}_3\text{CF}_2\text{Cl}$	0.065	2,310
		HCFC-225ca	$\text{CF}_3\text{CF}_2\text{CHCl}_2$	0.025	122
		HCFC-225cb	$\text{CF}_2\text{ClCF}_2\text{CHClF}$	0.033	595
		等40物質	他		
	グループⅡ (ハイドロブロモフルオロカーボン)	HBFC-22B1	CHF_2Br	0.74	—
		等34物質	他		
附属書E	グループⅢ	ブロモクロロメタン	CH_2BrCl	0.12	—
	臭化メチル	CH_3Br	0.6	0.51	5

*複数の化合物のうち、一部の異性体に限る

(2) 気候変動枠組み条約に基づく京都議定書における削減対象の代替フロン等

京 都 議 定 書	物 質 名	化 学 式	オゾン層 破壊係数	地球温暖化係数	
				第2次IPCC報告書 (100年GWP値)	第4次IPCC報告書 (100年GWP値)
ハイドロフルオロカーボン (HFC)	HFC-23	CHF_3	0	11,700	14,800
	HFC-32	CH_2F_2	0	650	675
	HFC-41	CH_3F	0	150	-
	HFC-125	CHF_2CF_3	0	2,800	3,500
	HFC-134	CHF_2CHF_2	0	1,000	-
	HFC-134a	CH_2FCF_3	0	1,300	1,430
	HFC-143	CH_2FCHF_2	0	300	-
	HFC-143a	CH_3CF_3	0	3,800	4,470
	HFC-152a	CH_3CHF_2	0	140	124
	HFC-227ea	$\text{CF}_3\text{CHFCF}_3$	0	2,900	3,220
	HFC-236fa	$\text{CF}_3\text{CH}_2\text{CF}_3$	0	6,300	9,810
	HFC-245ca	$\text{CH}_2\text{FCF}_2\text{CHF}_2$	0	560	-
	HFC-43-10mee 等	$\text{CF}_3\text{CHFCHFCF}_2\text{CF}_3$	0	1,300	1,640
パーフルオロカーボン (PFC)	PFC-14	CF_4	0	6,500	7,390
	PFC-116	C_2F_6	0	9,200	12,200
	PFC-218	C_3F_8	0	7,000	8,830
	PFC-318	$\text{c-C}_4\text{F}_8$	0	8,700	10,300
	PFC-3-1-10	C_4F_{10}	0	7,000	8,860
	PFC-4-1-12	C_5F_{12}	0	7,500	9,160
	PFC-5-1-14	C_6F_{14}	0	7,400	9,300
	等				
六フッ化硫黄	六フッ化硫黄	SF_6	0	23,900	22,800

1-2. オゾン層保護対策の経緯

1974 年	6 月	米国カリフォルニア大学ローランド教授及びモリーナ博士が CFC によるオゾン層の破壊及びその結果として人や生態系への影響が生じる可能性を指摘した論文を発表
1985 年	3 月	「オゾン層の保護のためのウィーン条約」を採択
	12 月	英国のファーマン博士らが南極上空のオゾン減少について報告
1987 年	9 月	「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」を採択
1988 年	5 月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」（オゾン層保護法）制定・施行
	9 月	ウィーン条約発効 日本、ウィーン条約及びモントリオール議定書に加入
	12 月	ウィーン条約、日本について発効
1989 年	1 月	モントリオール議定書発効 モントリオール議定書、日本について発効
	5 月	ウィーン条約第 1 回締約国会議及びモントリオール議定書第 1 回締約国会合開催（ヘルシンキ）
1990 年	6 月	モントリオール議定書第 2 回締約国会合開催（ロンドン） 特定フロン 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）
	12 月	日本、改正モントリオール議定書（1992 年改正）を受諾
1995 年	3 月	改正モントリオール議定書（1992 年改正）、日本について発効
	6 月	CFC 等の回収・再利用・破壊の促進方策を取りまとめ（オゾン層保護対策推進会議）
	12 月	モントリオール議定書第 7 回締約国会合開催（ウィーン） HCFC の 2020 年以降の消費を既設機器の整備用に限定、臭化メチルの 2010 年全廃、途上国に対する規制スケジュールの設定を内容とする議定書の調整等を合意
1996 年	5 月	「CFC 破壊処理ガイドライン」を公表（環境庁）
	11 月	ウィーン条約第 4 回締約国会議及びモントリオール議定書第 8 回締約国会合開催（コスタリカ・サンホセ）

1997 年	9 月	モントリオール議定書第 9 回締約国会合開催（モントリオール） 臭化メチルの削減計画の前倒し、臭化メチルの非締約国との貿易の禁止、不法取引防止のためのライセンシングシステムの導入などを合意
		CFC 等の回収・再利用・破壊の促進方策をとりまとめ（オゾン層保護対策推進会議）
1998 年	6 月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律第 3 条第 1 項の規定に基づく同項第 1 号から第 3 号に掲げる事項」（告示）の一部改正 「特定家庭用機器再商品化法」（家電リサイクル法）制定（家電製品からの冷媒フロン回収）
	11 月	モントリオール議定書第 10 回締約国会合開催（カイロ）
1999 年	3 月	「CFC 破壊処理ガイドライン」を改訂（環境庁）
	12 月	ウィーン条約第 5 回締約国会議及びモントリオール議定書第 11 回締約国会合開催（北京） HCFC の生産量規制導入などを合意
		「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正
2000 年	7 月	「フロン回収の手引き」を公表（環境庁） 「国家ハロンマネジメント戦略」を UNEP に提出（環境庁他）
	12 月	モントリオール議定書第 12 回締約国会合開催（ブルキナファソ・ワガドゥグ）
2001 年	3 月	家電リサイクル法施行
	6 月	「特定製品に係るフロン類の回収及び破壊の実施の確保等に関する法律」（フロン回収・破壊法）制定
	7 月	「国家 CFC 管理戦略」を UNEP に提出（環境省他）
	11 月	モントリオール議定書第 13 回締約国会合開催（コロンボ）
2002 年	4 月	フロン回収・破壊法（業務用冷凍空調機器からのフロン回収破壊）施行
	7 月	日本、改正モントリオール議定書（1997 年／1999 年改正）を受諾 「使用済自動車の再資源化等に関する法律」（自動車リサイクル法）制定、フロン回収・破壊法の一部改正
	9 月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正
	10 月	フロン回収・破壊法（カーエアコンからのフロン回収破壊）施行
	11 月	ウィーン条約第 6 回締約国会議及びモントリオール議定書第 14 回締約国会合開催（ローマ）
2003 年	1 月	「特定家庭用機器再商品化法施行令」（政令）の一部改正（家電製品からの断熱材フロン回収）
	11 月	モントリオール議定書第 15 回締約国会合開催（ナイロビ）
2004 年	3 月	モントリオール議定書第 1 回特別締約国会合開催（モントリオール）
	11 月	モントリオール議定書第 16 回締約国会合開催（プラハ）
	12 月	「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律施行令」（政令）の一部改正
2005 年	1 月	自動車リサイクル法全面施行（自動車リサイクルシステムの本格稼動）
	7 月	モントリオール議定書第 2 回特別締約国会合（モントリオール）
	12 月	ウィーン条約第 7 回締約国会議及びモントリオール議定書第 17 回締約国会合開催（ダカール）
2006 年	1 月	「臭化メチルの不可欠用途全廃のための国家管理戦略」を UNEP に提出（環境省・農林水産省）
	5 月	「ハロン破壊処理ガイドライン」を公表（環境省）
	6 月	フロン回収・破壊法の一部改正（業務用冷凍空調機器からのフロン回収強化）

2006 年	10 月	モントリオール議定書第 18 回締約国会合開催（デリー）
2007 年	6 月	「モントリオール議定書が直面する主要な将来課題に関する対話」会合（ナイロビ）

1－3．国際的なオゾン層保護対策

(1) オゾン層保護のためのウィーン条約

オゾン層保護のためのウィーン条約は、オゾン層保護のための国際的な枠組を定めた条約であり、1985年に採択された。我が国は1988年9月30日に加入。2007年3月現在で締約国数は190カ国及びECである。

本条約においては、締約国が、

- ・ オゾン層の変化により生ずる悪影響から人の健康及び環境を保護するために適当な措置をとること（第2条第1項）
- ・ 研究及び組織的観測等に協力すること（第3条）
- ・ 法律、科学、技術等に関する情報を交換すること（第4条）

等について規定している。

(2) 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

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は、ウィーン条約に基づきオゾン層破壊物質の削減スケジュール等の具体的な規制措置等を定めた議定書であり、1987年に採択された。モントリオール議定書の採択後、オゾン層の破壊が予想以上に進んでいることが判明したこと等から、以後、1990年（ロンドン改正）、1992年（コペンハーゲン改正）、1995年（ウィーン調整）、1997年（モントリオール改正）及び1999年（北京改正）の5回にわたって改正・調整された。2007年3月現在で締約国数は190カ国及びECである。

本議定書においては、

- ・ 各オゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減スケジュールの設定（第2条のA～H）
- ・ 非締約国との貿易の規制（規制物質の輸出入の禁止又は制限等）（第4条）
- ・ 最新の科学、環境、技術及び経済に関する情報に基づく規制措置の評価及び再検討（第6条）

等について規定している。

CFC、ハロン、臭化メチル及びHCFCの生産量・消費量の削減スケジュールを図4-1に示す。

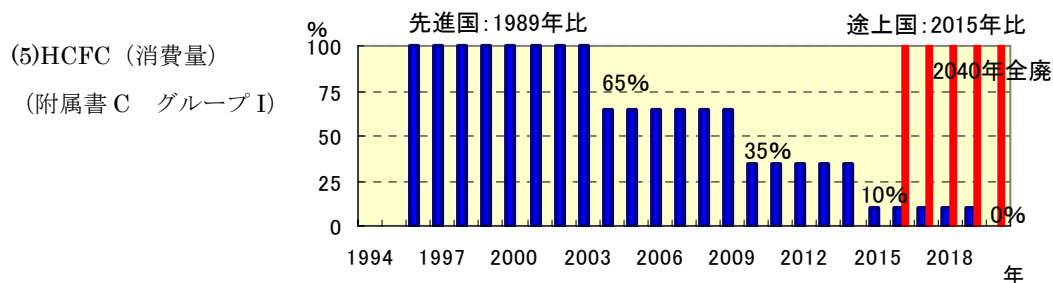
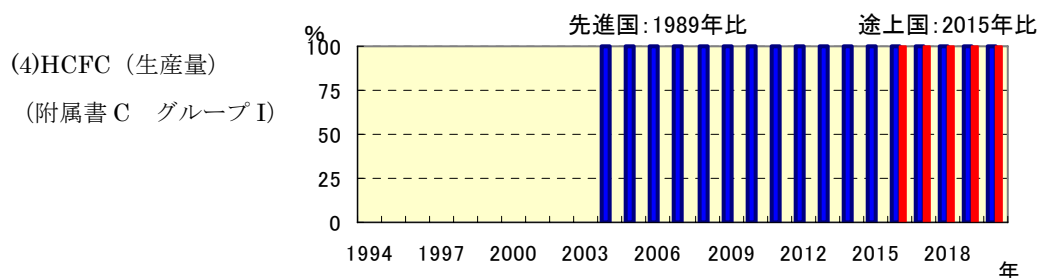
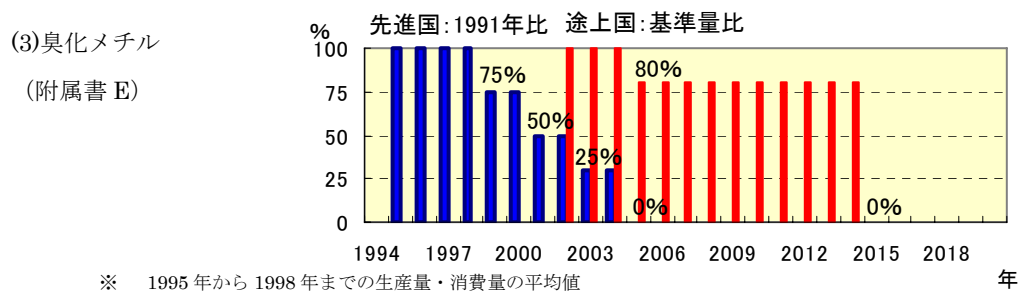
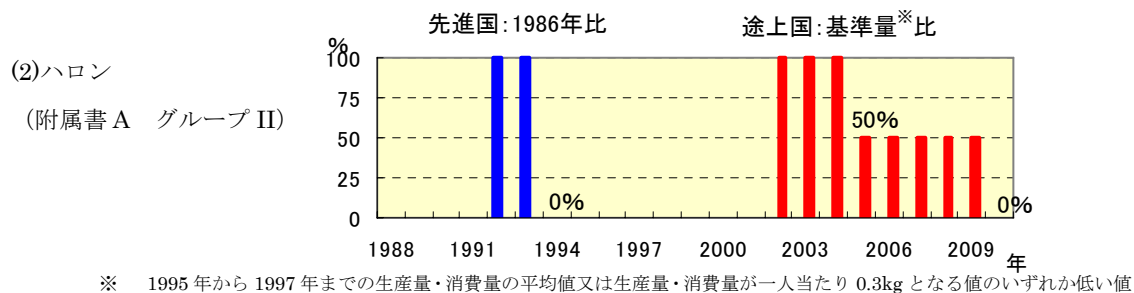
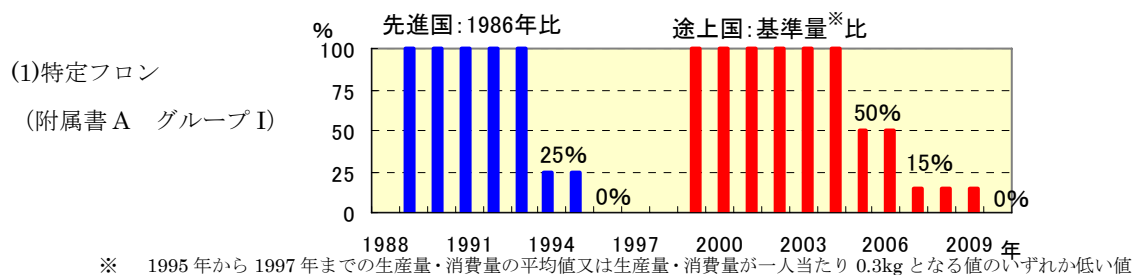


図 4-1 モントリオール議定書に基づく段階的削減スケジュール

1－4．我が国におけるオゾン層保護対策

(1) オゾン層破壊物質の生産・消費の規制

我が国では、オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書の締結にあたり、昭和 63 年に「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律（オゾン層保護法）」を制定し、平成元年 7 月からオゾン層破壊物質の生産・輸出入の規制を開始し、モントリオール議定書の義務を着実に履行している。生産量・消費量の削減実績については P142 参照。

(2) 冷媒フロン類の回収・破壊

既に生産され、製品中に含まれているフロン類及び代替フロンの大気中への排出を抑制し、オゾン層保護及び地球温暖化防止に資するため、「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）」、「特定家庭用機器再商品化法（家電リサイクル法）」、「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）」に基づき、使用済機器等から冷媒フロン類を回収し、適切に破壊することとしている。

①フロン回収・破壊法に基づく取組

- ・ フロン回収・破壊法（平成 13 年 6 月 22 日公布）により、フロン類（CFC、HCFC、HFC）の大気中への排出を抑制するため、業務用冷凍空調機器（第 1 種特定製品）及びカーエアコン（第 2 種特定製品）に使用されている冷媒フロンを大気中にみだりに放出することが禁止されるとともに、機器廃棄時における冷媒フロンの適正な回収及び破壊の実施等が義務付けられた。
- ・ 業務用冷凍空調機器からの冷媒フロンの回収・破壊は平成 14 年 4 月 1 日から、カーエアコンからの冷媒フロンの回収・破壊は平成 14 年 10 月 1 日から施行された。カーエアコンに使用されている冷媒フロンの回収・破壊については、平成 17 年 1 月の自動車リサイクル法の全面施行に伴い、ほぼ同様の枠組で同法に移行された。
- ・ 平成 18 年 6 月に、業務用冷凍空調機器からの回収強化を図るため、行程管理制度（フロン類の引渡しを書面で補足し管理する制度）の導入、都道府県知事への廃棄業者等に対する指導等の権限の付与、機器整備時のフロン類回収義務の明確化を主な内容とするフロン回収・破壊法の改正が行われた。平成 19 年 10 月 1 日から施行される。

- ・平成19年4月1日現在の回収業者及び破壊業者の数は表4-1のとおりであった。

表4-1 フロン回収・破壊法に基づく回収業者及び破壊業者の数

第1種フロン類回収業者	27,488
第2種フロン類回収業者	28,584
フロン類破壊業者(休業中の者を除く)	82

- ・フロン回収・破壊法に基づく、フロン類回収業者によるフロン類の回収量等の平成17年度分の集計結果は表4-2のとおりであった。

表4-2 平成17年度のフロン類の回収量等(業務用冷凍空調機器)*1

	CFC	HCFC	HFC	合計
回収した台数(台)	138,927	638,013	127,749	904,689
回収した量(トン)	292	1,823	183	2,298
うち再利用された量	82	310	42	434

*1 小数点未満を四捨五入しているため、数値の和は必ずしも合計に一致しない。

- ・フロン回収・破壊法に基づく、フロン類破壊業者によるフロン類の破壊量の平成17年度分の集計結果は表4-3のとおりであった。なお、本集計結果には、カーエアコンから回収したフロン類の破壊量も含まれる。

表4-3 平成17年度のフロン類の破壊量(業務用冷凍空調機器・カーエアコン)*1

	CFC	HCFC	HFC	合計
破壊した量(トン)	556	1,623	608	2,788

*1 小数点未満を四捨五入しているため、数値の和は必ずしも合計に一致しない。

②「特定家庭用機器再商品化法(家電リサイクル法)」

- ・家電リサイクル法(平成10年6月5日公布)により、家電メーカー等に対して家電製品のリサイクルが義務化され、機器のリサイクルと一体的に、ルームエアコン及び家庭用電気冷蔵庫からの冷媒フロンの回収等も実施することとされた(平成13年4月1日施行)。
- ・平成16年1月の家電リサイクル法施行令の改正により、冷媒フロン回収の対象品目として電気冷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。

- ・ 家電リサイクル法に基づく、フロン類の回収・破壊量等の平成 17 年度分の集計結果は表 4-4 のとおりであった。

表 4-4 平成 17 年度のフロン類の回収・破壊量（家庭用機器）

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

* 断熱材に含まれるフロン類を液化回収した回収重量、破壊重量

③「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)」

- ・ 自動車リサイクル法（平成 14 年 7 月 12 日公布）により、自動車メーカー等に対して使用済自動車のリサイクルが義務化され、リサイクルと一体的に、カーエアコンからの冷媒フロンの回収等も実施することとされた（平成 17 年 1 月 1 日施行）。
- ・ 自動車リサイクル法に基づくフロン類の回収量の平成 17 年度分の集計結果は表 4-5 のとおりであった。なお、カーエアコンからの冷媒フロンの破壊量については、フロン回収・破壊法に基づく破壊量の集計結果（表 4-3）に含まれる。

表 4-5 平成 17 年度のフロン類の回収量等（カーエアコン）*1

	CFC	HFC	合計
回収した台数(台)	-	-	2,419
回収した量(トン)	340	438	778
うち再利用された量	17	15	32

*1 小数点未満を四捨五入しているため、数値の和は必ずしも合計に一致しない。

④地域における取組

地方公共団体の取組

平成 19 年 4 月現在、14 都府県でフロン回収等に関する規定を含む環境関連条例（手数料条例を除く）が制定されている。

フロン回収等推進協議会の取組

平成 19 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、24 都府県でフロン回収等推進協議会が設置・運営されている。

(3) 断熱材フロン類対策

①ノンフロン化への取組

- ・ 「国等による環境物品等の調達の推進等に関する法律（グリーン購入法）」に係る特定調達品目において、公共工事時に使用する断熱材の判断の基準として、「オゾン層を破壊する物質が使用されていないこと」及び「ハイドロフルオロカーボン（いわゆる代替フロン）が使用されていないこと」とし、ノンフロン製品の調達に努めている。
- ・ 関連規格の JIS A 9511（工場製品）、JIS A 9526（現場発泡品）にノンフロン製品の断熱性能を考慮した項目を追加した。
- ・ 国土交通省の策定する公共建築工事標準仕様書の改定がなされ、硬質ウレタンフォームフォームについては、フロン類を使わない A 種（JIS A 9511）、A 種 1(JIS A 9526)の利用が明記されている。同様に、公共建築改修工事標準仕様書も改定されている。（いずれも平成 19 年 4 月 1 日から適用）
- ・ ノンフロン断熱材の製造設備やノンフロン現場発泡ウレタン吹付装置等、代替フロン等 3 ガスの排出抑制に係る設備導入等の先進的な取組に対して、地域地球温暖化防止支援事業において設備導入補助金による支援を実施している。
- ・ フロン含有断熱材の使用によるライフサイクル全体での温室効果ガス排出量の増加を防ぐため、建築物の省エネ・温暖化対策に係る助成制度においてノンフロン断熱材の使用を助成要件の一つとしている。

②断熱材中フロン類の回収・破壊に向けた取組

- ・ 家庭用冷蔵庫に使用される断熱材中のフロン類については、家電リサイクル法に基づき、回収・破壊等がなされている。回収・破壊量等の平成 17 年度分の集計結果については表 4-4 参照。
- ・ 建材用断熱材中のフロン類については、環境省において平成 12 年から回収・破壊のための技術的事項を調査している。

(4) ハロンの回収・破壊

建築物や危険物施設、船舶、航空機等に設置される消火設備・機器等の消火剤として使用されているハロンについては、生産全廃時に消火設備メーカー等が保有していた在庫を利用し、またその後に建築物の解体等に伴って回収したハロンを再利用している。

ハロンの主要な用途である建築物や危険物施設におけるハロン消火設備・機器等については、1993 年に消火設備メーカー等によりハロンバンク推進協議会（現、消防環境ネットワーク）が設立され、データベースの管理や供給の調整等が自主的に行われている。その後、2000 年に関係 8 省庁により策定された「国家ハロンマネジメント戦略」に基づき、ハロンの適正かつ一元的な管理の推進、新設設置時の必要不可欠用途（クリティカルユー

ス)の明確化、不要・余剰となったハロンの無害化(破壊)処理、ハロン代替に向けた取組の促進等が進められている。その一環として、環境省では、平成18年5月に「ハロン破壊処理ガイドライン」を策定・公表し、不要・余剰となったハロンを適切に破壊処理するための技術的事項をとりまとめている。

(5) 化学物質排出把握管理促進法に基づく排出量の把握

平成13年度からPRTR(化学物質排出移動量届出制度)が始まり、オゾン層破壊物質の排出量等について、事業者の届出による事業場からの排出量等と、国の推計による事業場以外からの排出量が毎年公表されている。PRTRによる平成17年度の排出量等は表4-6のとおりであった。

表4-6 平成17年度のオゾン層破壊物質のPRTRによる排出量等

(単位: kg/年)

物質名		届出排出量*1		届出外 排出量*2	排出量 合計	(参考)排出 量(ODPトン)	届出 移動量*3
		大気	公共用水域				
CFC	CFC-11	10,535	0	762,853	773,388	773	75,000
	CFC-12	15,541	0	978,449	993,989	994	33,881
	CFC-113	23,125	1,600	0	24,725	20	190
	CFC-114	0	0	35	35	0	0
	CFC-115	0	0	73,673	73,673	44	0
	CFC-13	0	0	0	0	0	0
	CFC-112	0	0	0	0	0	0
	合計	49,201	1,600	1,815,010	1,865,810	1,831	109,071
ハロン	ハロン 1211	0	0	0	0	0	0
	ハロン 1301	11,602	0	11,930	23,532	235	0
	ハロン 2402	0	0	0	0	0	4,400
	合計	11,602	0	11,930	23,532	235	4,400
HCFC	HCFC-21	8,500	0	0	8,500	0	0
	HCFC-22	654,514	2,700	7,762,551	8,419,765	463	142,388
	HCFC-123	121,791	0	18,742	140,533	3	5,400
	HCFC-124	62,803	0	0	62,803	2	0
	HCFC-133	17,000	0	0	17,000	1	7,100
	HCFC-141b	993,762	0	6,095,031	7,088,793	780	112,616
	HCFC-142b	36,255	0	740,679	776,934	51	13,900
	HCFC-225	534,701	0	927,897	1,462,597	102	70,366
	合計	2,429,326	2,700	15,544,900	17,976,925	1,402	351,770
四塩化炭素		7,018	546	0	7,563	8	243,802
1,1,1-トリクロロエタン		15,940	13,922	0	29,862	3	9,100
臭化メチル		412,980	0	2,746,519	3,159,499	1,896	9,590

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

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

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

(6) 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、開発途上国については平成 11 年から開始されたところであり、開発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、我が国の排出抑制、回収・破壊、オゾン層破壊物質からの代替に関する技術・経験をい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等が実施されている。

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

表 4-7 我が国のモントリオール議定書多数国間基金への拠出金

期間	拠出金総額（含繰り越し）	我が国の拠出金
第 1 期 1991-1993 年	24,000 万ドル	3,300 万ドル
第 2 期 1994-1996 年	51,000 万ドル	6,500 万ドル
第 3 期 1997-1999 年	54,000 万ドル	8,500 万ドル
第 4 期 2000-2002 年	47,570 万ドル	9,900 万ドル
第 5 期 2003-2005 年	57,300 万ドル	10,400 万ドル
第 6 期 2006-2008 年	47,000 万ドル	8,800 万ドル

(7) オゾン層保護対策推進会議

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。

同会議の枠組を活用し、モントリオール議定書締約国会合における決議を受け、平成 12 年 7 月に「国家ハロンマネジメント戦略」を、平成 13 年 7 月に「国家 CFC 管理戦略」を、平成 18 年 1 月に「臭化メチルの不可欠用途全廃のための国家管理戦略」を策定し、事務局に提出した。

(8) 国民に対する普及啓発活動

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

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

1-5. 我が国におけるオゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減実績

(1) 日本における特定物質の生産量・消費量の推移

表 4-8 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 A グループ）

（単位：ODP トン*）

年次 ⁽¹⁾	特定フロン		ハロン	
	生産量	消費量**	生産量	消費量
基準年 (1986 年)	119,998	118,134	28,419	16,958
1989 年	119,070	109,916	-	-
1990 年	101,288	89,056	-	-
1991 年	109,531	97,989	-	-
1992 年			20,140	14,786
1993 年	51,212	47,435	9,288	7,527
1994 年	28,392	26,455	0	0
1995 年	24,267	23,062	0	0
1996 年	786	-352	0	-2
1997 年	166	-173	0	0
1998 年	0	-312	0	0
1999 年	0	-21	0	0
2000 年	0	0	0	0
2001 年	0	0	0	0
2002 年	0	0	0	0
2003 年	0	0	0	0
2004 年	0	0	0	0
2005 年	0	0	0	0
2006 年	0	0	0	0

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

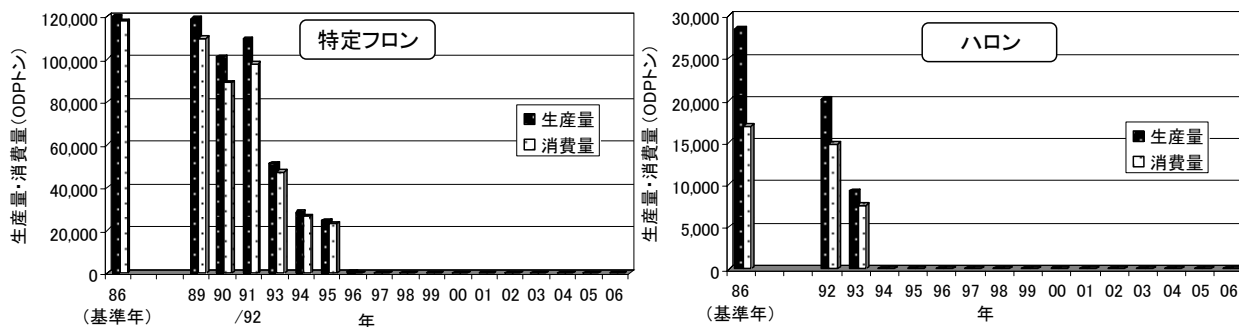


図 4-2 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 A グループ）

（出典）経済産業省発表資料をもとに作成

* ODP トンは各生産量・消費量にオゾン破壊係数を乗じた数値。

**消費量＝生産量＋輸入量－輸出量

表 4-9 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 B グループ）

（単位：ODP トン）

年次 ⁽¹⁾	その他の CFC		四塩化炭素		1,1,1-トリクロロエタン	
	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量
基準年 (1989 年)	2,342	2,331	19,602	74,879	15,637	17,279
1993 年	808	788	-	-	7,146	7,546
1994 年	136	136	-	-	4,637	3,973
1995 年	135	135	2463	255	5,248	4,088
1996 年	0	0	539	-670	868	-48
1997 年	0	0	0	-1	1,079	-55
1998 年	0	0	0	-2	899	-52
1999 年	0	0	0	-1	1,048	-38
2000 年	0	0	0	-1	876	-34
2001 年	0	0	0	-1	735	-326
2002 年	0	0	0	-4	1250	-29
2003 年	0	0	0	-2	569	-19
2004 年	0	0	0	-1	565	-30
2005 年	0	0	0	-1	400	0
2006 年	0	0	0	0	348	0

(1) 各年は 1 月から 12 月までの値となっている。

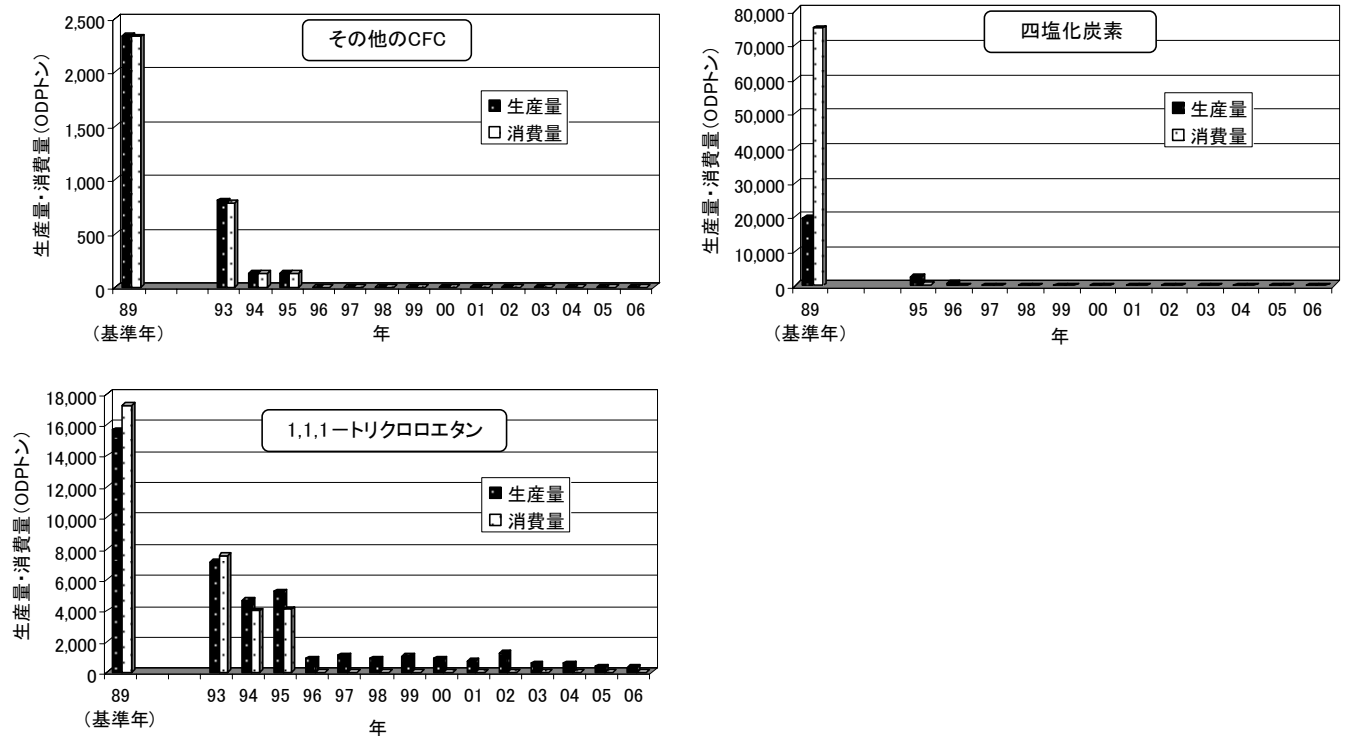


図 4-3 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 B グループ）

（出典）経済産業省発表資料をもとに作成

表 4-10 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 C、E グループ）

（単位：ODP トン）

年次 ⁽¹⁾	HCFC		HBFC		プロモクロロメタン		臭化メチル	
	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量	生産量	消費量
基準値		5,562 ⁽²⁾					3,376 (1991 年)	3,664 (1991 年)
1995 年	-	-	-	-	-	-	3,689	4,180
1996 年	-	4,141	0	0	-	-	3,009	3,421
1997 年	-	4,152	0	0	-	-	2,905	3,318
1998 年	3,966	3,633	0	0	-	-	2,741	3,112
1999 年	4,608	3,899	0	0	-	-	2,420	2,746
2000 年	3,928	3,531	0	0	-	-	2,259	2,564
2001 年	3,792	3,500	0	0	-	-	1,613	1,744
2002 年	3,195	2,907	0	0	0	0	1,571	1,702
2003 年	3,145	2,810	0	0	0	0	883	969
2004 年	1,921	1,473	0	0	0	0	897	1,019
2005 年	1,344	1,118	0	0	0	0	346	358
2006 年	878	754	0	0	0	0	287	293

(1) 各年は 1 月から 12 月までの値となっている。

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

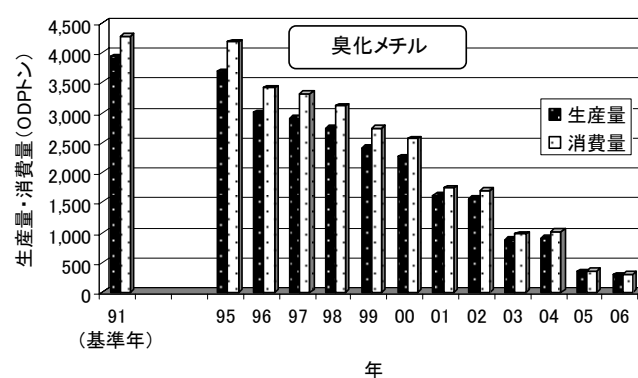
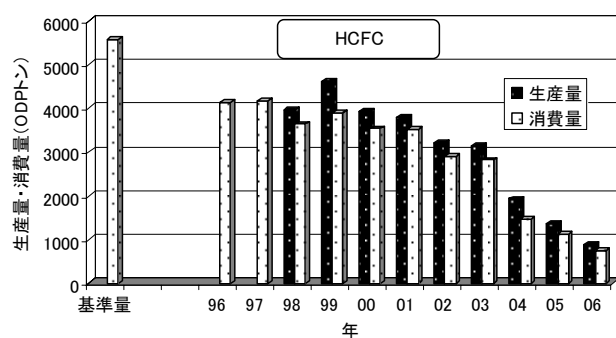


図 4-4 特定物質の生産量・消費量（議定書附属書 C、E グループ）

（出典）経済産業省発表資料をもとに作成

(2) 日本におけるフロン出荷量の推移

表 4-11 CFC 出荷量 (トン)

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

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

年次	CFC-115						CFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
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	0	5	71
2001	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2002	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2003	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2005	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2006	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

表 4-12 HCFC 出荷量 (千トン)

年次	HCFC-22						HCFC-141b					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	30.6	-	0.8	0	0.1	31.5	0	-	8.6	2.1	0	10.7
1996	31.7	-	0.6	0	0.3	32.6	0	-	13.5	3.2	0.1	16.8
1997	28.4	-	0.5	0	1.5	30.4	0	-	14.8	3	0	17.8
1998	27.5	-	0.4	0	1.6	29.5	0	-	12.9	3.3	-	16.2
1999	26.8	-	0.3	0	1.7	28.8	0	-	11.9	4	-	15.9
2000	24	-	0	-	2	26	0	-	11	3	0	15
2001	21.6	-	0.2	0	1.2	23	0	-	9.3	3	0.2	12.5
2002	15.6	-	0.2	0	0.7	16.5	0	-	9.3	3	0	12.4
2003	13.7	-	0.1	0	1.2	15	0	-	11.5	3	0	14.5
2004	12.7	0	0	0	1.2	14	0	0	0.7	2.3	0	3.1
2005	10.8	0	0	0	1.2	12	0	0	0	2.3	0	2.3
2006	9.1	0	0	0	0.1	9.2	0	0	0	2.5	0	2.5

年次	HCFC-142b						HCFC-225					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0	-	3.7	0	0.1	3.8	0	-	0	1.2	0	1.2
1996	0	-	3.9	0	0.1	4	0	-	0	2	0	2
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	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

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

年次	HCFC-142b,225,123,124の計						HCFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	0.5	-	3.72	1.22	0.1	5.54	31.1	-	13.12	3.32	0.2	47.74
1996	0.51	-	3.92	2	0.1	6.53	32.21	-	18.02	5.2	0.5	55.93
1997	0.4	-	3.87	2.8	0.24	7.33	28.8	-	19.17	5.8	1.74	55.53
1998	0.4	-	3.44	2.6	0.2	6.6	27.9	-	16.74	5.9	1.8	52.3
1999	0.3	-	3.8	3	0.8	7.9	27.1	-	16	7	2.5	52.6
2000	0	-	4	3	1	7	25	-	15	6	2	48
2001	0.3	-	3.5	2.2	0.7	6.7	21.9	-	13	5.2	2	42.1
2002	0.2	-	2.9	2	0.1	5.2	15.8	-	12.3	5	0.8	34.1
2003	0.2	-	1.4	1.6	0.2	3.4	13.9	-	13	4.6	1.4	32.9
2004	0.2	0.1	0.4	2.8	0	3.4	12.9	0.1	1.1	5.1	1.3	20.5
2005	0.2	0.1	0	2.3	0.2	2.8	11	0.1	0	4.6	1.4	17.1
2006	0.2	0.1	0	1.3	0.1	1.7	9.3	0.1	0	3.8	0.1	13.3

表 4-13 HFC 出荷量 (千トン)

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

年次	HFC 合計					
	冷媒	エアゾール	発泡剤	洗浄剤	その他	合計
1995	7.9	1.2	0.3	0	0.1	9.5
1996	8.7	1.8	0.4	0	0.1	11
1997	9.1	2.2	0.4	0	0.2	11.9
1998	8.8	2.5	0.5	0.2	0.3	12.3
1999	10.6	3.1	0.6	0	0.4	14.7
2000	11	3	1	0	1	16
2001	14	2.9	0.7	0	0.2	17.9
2002	18	3.1	0.8	0.1	0.5	22.5
2003	19.2	2.9	1.5	0.1	0.5	24.2
2004	21	2.4	3.3	0.3	0.5	27.5
2005	22.8	2.3	5.2	0.3	0.1	30.7
2006	23.5	2	7.6	0.8	0.3	34.1

※2000 年より集計方法が変更になり、一部を除いては各 CFC、HCFC、HFC 出荷量の合計値のみを示す。また、内訳の合計と合計の数値は四捨五入の関係で一致しないことがある。
 (出典) 日本フルオロカーボン協会提供資料をもとに作成。

1-6. 世界におけるオゾン層破壊物質の生産量・消費量の削減実績

(1) 世界における主要なフロンの生産量の推移

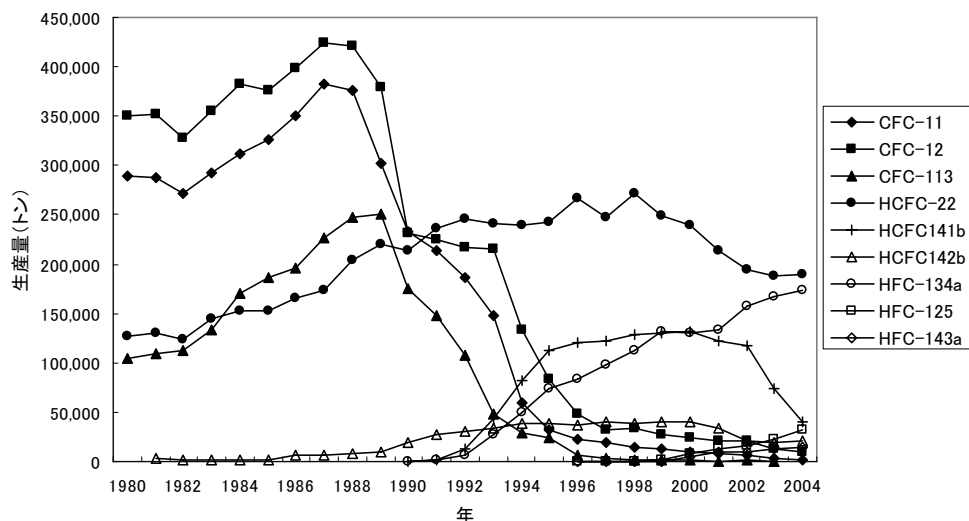


図 4-5 主要なフロンの年別生産量の推移（1980～2004 年）

集計は AFEAS に登録のあったデータのみ。

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

(2) モントリオール議定書に基づくオゾン層破壊物質の消費量の推移

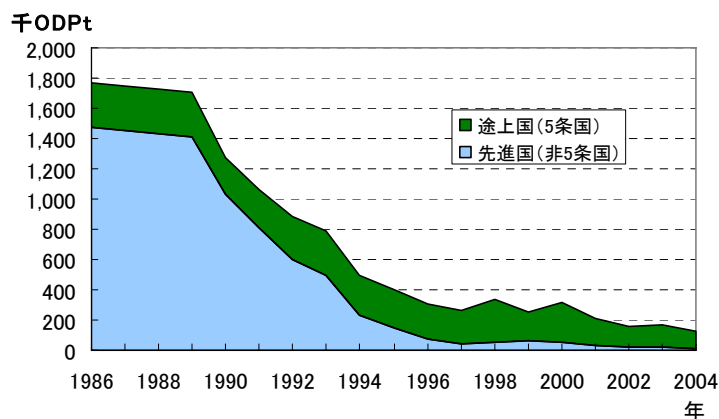


図 4-6 モントリオール議定書に基づくオゾン層破壊物質の消費量の推移（1986～2004 年）

ただし、基準年以前の空白データは基準年で一定として補完し、基準年と規制開始の間の空白データは一定の割合で変化するものとして補完。（出典）UNEP, Production and Consumption of Ozone Depleting Substances under the Montreal Protocol 1986-2004

2. WMO科学評価パネル報告書要旨(2006 年)*

オゾン層破壊の科学アセスメント：2006 Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006

総括要旨 Executive Summary

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パネルによって評価された最新の科学・環境・技術・経済面の情報に基づいて、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、科学的理解の進展状況がこれまで1989、1991、1994、1998、2002年に科学評価パネルによって評価されてきた。この情報は締約国間の議論を助け、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2006年版科学アセスメントは、このシリーズの6番目のものである。この総括要旨の中の情報は、同アセスメントの8つの詳細な章に基づいている。

前回のアセスメントでは、地表面での放出が成層圏に届くまでに要する時間による遅れがあることを示しつつ、対流圏のほとんどのオゾン層破壊物質の量は、成層圏の塩素量も同様であるが、モントリオール議定書のもとで取られた対策によって、安定又は減少している兆候が示された(図4-7 a、b 参照)。これらの事実から、「モントリオール議定書は機能しており、議定書で規定されている物質によるオゾン層破壊は、今後10年以内位までに改善に向かうと期待される」と明言された。

次の重要なステップは、成層圏オゾンと地上に到達する紫外線が、議定書により課せられたオゾン層破壊物質の規制に対して、想定される応答を示しているかどうかを問うことである(図4-7 c、d 参照)。この問いに答えるには、オゾン層破壊物質以外で、オゾンと紫外線に影響を及ぼす要因についても考慮する必要がある。これらの要因には、力学的自然変動、火山噴火、太陽活動の変動、エアロゾル(空气中を漂う細かい粒子)及び気候変化が含まれる。

オゾン及び紫外線の回復の指標として1980年以前の値がよく使われる。しかし、上記要因があるために、オゾンと紫外線が1980年以前の値に戻るかどうか、戻るとしたらいつなのかは、オゾン層破壊物質が1980年以前の値に戻ることに単純に結びつくわけではない(図4-7c、d 参照)。

我々は、これまでのオゾン層破壊物質のふるまい、及びオゾン層破壊物質と他の要因に

* 気象庁「オゾン層観測報告:2006」より引用、一部改変

対する成層圏オゾンと紫外線の応答、それにオゾンと紫外線の今後の展開について言及する。まず、最近の主な発見を示し、次にそれらの詳細な根拠、そして最後に政策形成のための留意事項を示す。

1. 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：2002」の発表以来、多くの室内実験、大気観測及び理論・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線に対する影響に関する総合的理解が深まった。その進展ぶりが、気候変化と成層圏オゾン破壊との関係のほか、人間活動と自然現象がオゾン層に与える影響についての最新の理解を記した以下の要約の中で強調されている。

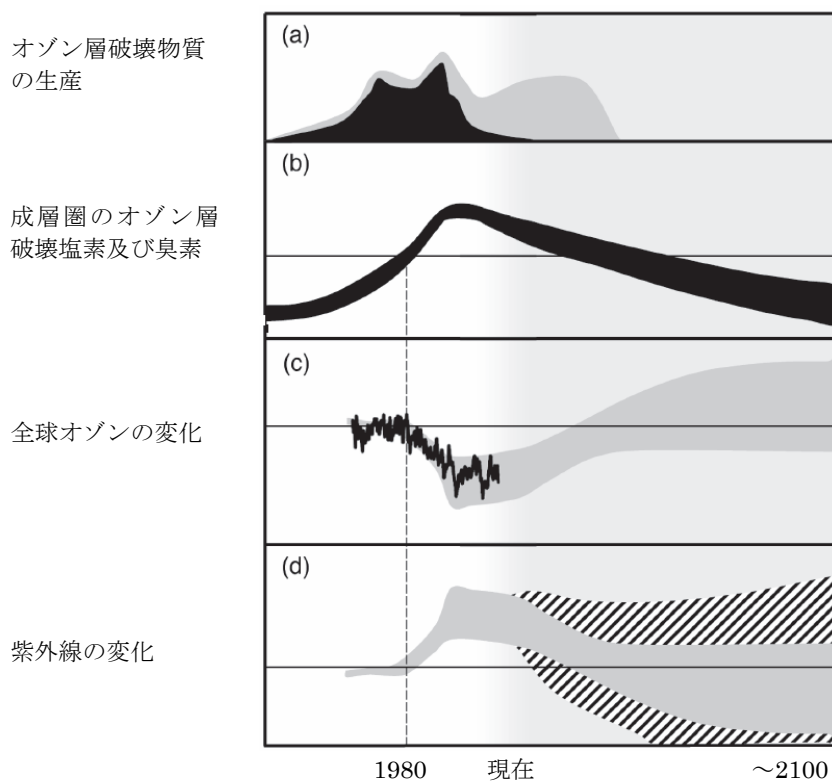


図 4-7 オゾン層破壊物質、オゾン層及び紫外線：過去、現在、未来

(a) 1987 年モントリオール議定書及びその改正の前後のオゾン層破壊物質（ODSs）の生産量。基本シナリオ A1 より。クロロフルオロカーボン（CFCs）を黒で、ハイドロクロロフルオロカーボン（HCFCs）起源の追加的な ODSs を灰色で示す。注）議定書のもと、CFC の代替として使用される HCFCs は CFCs よりオゾン破壊効果が小さい。

(b) 成層圏のオゾン層破壊塩素及び臭素の総効果量

グラフの幅は、異なる仮定の ODS 放出シナリオのほか、地上での放出と成層圏到達の時間差による不確実性を反映している。

(c) 全球オゾン全量の変化（極域以外：南緯 60 度～北緯 60 度）

季節変動、準 2 年周期振動（QBO）、火山及び太陽活動の影響を取り除いた。黒い線は観測値を示す。灰色の領域は、将来可能性のある気候条件の範囲をカバーしたモデルにより予測されたオゾンの変化の様子を幅広く表したものである。縦の点線の左側は 1980 年以前の値で、オゾンや紫外線の回復の指標としてしばしば使われる。

(d) 南中時の紅斑紫外線量の予測される変化

灰色の部分は、(c)で示したオゾン変化への応答の計算結果を示す。網掛け部分は、雲や大気中の微粒子（エアロゾル）の気候関連の変化により起こりうる紅斑紫外線量の変化のおおざっぱな見積もりを示す。

1.1 オゾン層破壊物質

前回のアセスメントでは、オゾン層破壊物質の量について、対流圏で減少している一方で、成層圏ではピークかそれに近い状態であると述べた。今、我々は問う。対流圏及び成層圏のオゾン層破壊物質の量は、政策行動に結びつくほどのさらなる変化を示しているか、また、その変化は将来どのように展開すると予想されるか？

- ・ 対流圏における人為起源のオゾン層破壊物質の総量は、1992～1994 年のピーク時の値から減少し続けている。
 - 比較的短寿命のガス（例えばメチルクロロホルム（別名 1,1,1-トリクロロエタン）と臭化メチル）は、対流圏における人為起源の塩素及び臭素を含むオゾン層破壊物質の実効的な総量の減少に大きく寄与し続けている。短寿命の物質が早く除去されることは、その後のオゾン層破壊物質の減少が、主に長寿命の物質の大気中における除去によってもたらされる可能性が高いことを意味する。
 - 2005 年までに、対流圏における人為起源のオゾン層破壊物質の総量は、1992～1994 年に観測されたピーク時の値から 8～9%減少していた。この減少の全体規模は、予測された放出量の変化に起因するもので、既に知られている大気中の寿命及び輸送過程に対する我々の知見と矛盾しない。
 - 対流圏における HCFC-22、-141b 及び-142b の濃度の増加は、前回のアセスメントでの予想に比べはるかに小さかった。このことは、これらのガスの放出量が予測より少なかったことを意味する。
 - 対流圏におけるハロンと臭化メチル起源の臭素の量は、臭化メチル量が減少したことにより、1998 年以来 3～5%減少した。臭化メチル量は 1997 年から 2004 年にかけて 14%減少した。この減少は予想より大きく、このことは、臭化メチルの人為的放出が削減されれば、その大気中の量は以前考えられていたよりも減少することを示唆している。
- ・ 成層圏のオゾン層破壊物質の総量は、1990 年代後半のピーク時の値から減少傾向を示している。このことは、これらの物質の地上観測結果及び成層圏までの輸送に要する

時間と整合がとれている。

- 成層圏オゾン層破壊物質が、1990 年代後半にピークに達して以来成層圏で減少していることを、塩化水素の観測結果が明瞭に示している。
- 成層圏の臭素は、その先行する年の対流圏の傾向と同調して増加している。成層圏の臭素の減少はまだ確認されていない。臭素は成層圏オゾン層破壊において主要な役割を担い続ける。
- ・ 極短寿命のハロゲン物質が成層圏ハロゲン量にどう貢献しているかについての定量的な理解は、2002 年のアセスメント以降大きく改善された。すなわち臭素系の極短寿命物質は成層圏の臭素総量に大きく寄与し、成層圏オゾンに大きな影響を与えていると信じられている。
- 臭素系の極短寿命物質（主に自然起源）は、現在の成層圏の臭素総量（約 18～25ppt）に、臭素約 5ppt（3～8ppt の範囲と見積もられる）分寄与している。これらの値は、極短寿命物質の化学変化及び成層圏への輸送に関する我々の最新の知見に基づき、対流圏の臭素系ソースガス類及び成層圏の一酸化臭素の観測から導かれた。
- 主に人為起源である塩素系の極短寿命ソースガス類は、熱帯上部対流圏で約 50ppt の濃度で観測されており、現在、成層圏塩素の小さなソースになっているかもしれない。
- 臭素や塩素に比べ、ヨウ素の成層圏オゾンの破壊に対する重要度は現在のところはるかに低いことが示唆されている。

1.2 現在までのオゾン、紫外線及び他の関連の変化

前回のアセスメントで、成層圏オゾン破壊は今後 10 年以内位までに改善に向かうと期待されると記した。今、我々は問う。この改善の始まりの兆候はあるのだろうか。この期間、他の要因がオゾンのふるまいに影響を与えただろうか。地表に到達する紫外線は予想通りの応答をいただろうか。

- ・ 人為起源のオゾン層破壊物質が過去数十年間のオゾン層破壊の主要因となっているという我々の基本的な理解は強められている。オゾン層破壊物質の量がほぼ一定となった最近では、気象の変動が、極域及び極域以外の地域（南緯 60 度～北緯 60 度）の多くでオゾンのふるまいに特に重要な影響を与えている。

（極域オゾン）

- ・ 春季の極域オゾン層破壊は、成層圏の冬の低温のもと深刻な状態が続いている。過去数年間、両極域では、気象の変動が、観測されたオゾンの変動に大きな影響を及ぼしてきた。
- ・ 大規模な南極オゾンホールは、1990年代後半からは深刻さの度合いは増大しておらず、2000年以降は、オゾン量が以前に比べ増加した年もある。これら最近の変化は、診断解析によって程度の違いは見られるが、力学的な活動の活発化によるものであり、オゾン層破壊物質の減少によるものではない。
- ・ 南極オゾンホールは、現在、オゾン層破壊物質の緩やかな減少による影響を強く受けておらず、2002年や2004年など、いくつかの年に見られた通常より小さいオゾンホールは、南極域の極渦の力学的変化に起因している。
- ・ 2002年の南極オゾンホールの特異性は、それまでの10年間に比べ、オゾンホール面積が狭くオゾン破壊はるかに小さいことで明らかにされた。この特異現象は異常に規模の大きい成層圏突然昇温によるものであった。
- ・ 北極域のオゾン層破壊は、気象条件によって左右され、大きな年々変動を示す。過去40年間、これらの条件は、北極域の極低温の冬期間における極域成層圏雲の形成に係る条件がますます拡大するにつれ、深刻なオゾン層破壊に一層結びつくようになった。この変化は、温室効果ガスの増加による直接的な放射効果から予測される変化よりはるかに大きい。この変化の理由は明確ではなく、長期自然変動か未知の力学過程によるものかもしれない。1990年代半ば以降、温度条件の変化がいくつかの冬の大規模な北極域のオゾン破壊に寄与していた。
- ・ 北極域の2004/2005年冬季は異常に寒く、化学的なオゾン破壊が今までの解析の中で最も大きかった。北極域は大規模な化学的オゾン破壊に依然敏感で、極域成層圏雲発生の長期変化に関する知見の不足が、将来の北極域オゾン量の予測及び回復の兆しの早期検出を困難にしている。
- ・ 極域成層圏における塩素及び臭素の化学反応の役割はより定量的に明らかにされている。これらの成果を取り入れることにより、北極域と南極域のオゾン破壊のタイミングに関する理論と観測とのよりよい一致が見られる。

（全球オゾン（南緯60度～北緯60度））

- ・ 1990年代に見られた極域以外の地域の成層圏オゾン量の減少は続いていない。

- 極域以外の地域（南緯 60 度～北緯 60 度）のオゾン量のさらなる減少は近年見られない。2002～2005 年の中緯度オゾン全量値は、1980 年以前の値と比べて、北半球で約 3%、南半球で約 6%少なく、1998～2001 年の値と基本的に同じであった。
 - 極域のオゾン減少は中緯度のオゾン減少にかなり寄与しており、その寄与の大きさは、北半球では約 3 分の 1、南半球では約 2 分の 1 と見積もられる。南半球でのより大きな寄与は、北極域に比べてより大きな南極域でのオゾン層破壊によるものと推定され、両半球間の中緯度における長期オゾン変化の規模や季節性の違いも説明できるかもしれない。
 - 対流圏と成層圏の気象の変化が、1979 年から 1990 年代半ばにかけての北半球中緯度の冬季のオゾン減少とその後のオゾン増加に一部寄与している。長期変化傾向へのこれら力学的効果の定量的見積もりは、研究によって約 20%から 50%までの範囲にある。これら力学的に引き起こされたオゾンの変化のほとんどは成層圏最下層で起きているようである。
 - 上部成層圏オゾンは 1979 年から 1990 年代半ばにかけて減少し、中緯度の高度 40km 付近で減少率が 10-15%と最大となった。しかし、過去 10 年間は比較的一定の状態である。中緯度下部成層圏（高度 20-25km）のオゾンもまた、1979 年から 1990 年代半ばにかけて 10%に達する減少が見られたが、その後は比較的一定の状態である。
 - 北半球中緯度の成層圏最下層（高度 12-15km）のオゾン量は 1979 年から 1990 年代半ばにかけて著しく減少したが、1996 年から 2004 年にかけて全体的に増加し、この高度での正味の長期減少傾向が見えなくなった。この成層圏最下層のオゾンの変化は過去 10 年間のオゾン全量の変化に大きく寄与した。南半球の観測結果には、1990 年代半ば以降、高度 12-15km の同様な増加が見られない。
 - 熱帯域（南緯 25 度～北緯 25 度）のオゾン全量は基本的に変化していない。このことは、今までのアセスメントの内容と一致している。
- ・ 観測とモデル研究により、過去およそ 10 年間の南緯 60 度～北緯 60 度で平均したオゾン全量が基本的に変化していないのは、この期間の成層圏のオゾン層破壊物質がほぼ一定であることと関係していることが示唆される。
- 過去 10 年間の中緯度上部成層圏（高度 35-45km）のオゾン減少率の緩和及び濃度の一定化が、それに対応する成層圏のオゾン層破壊物質の変化に支配されていることは、かなり可能性が高い。
 - 過去 10 年間、成層圏のオゾン層破壊物質の変化は、中緯度オゾン全量の減少率の緩和と全般的なオゾン量の一定化に寄与してきた可能性が高い。輸送もまたオゾ

ンの変化に重要な役割を果たしてきており、特に成層圏最下層では、オゾン全量の変化の原因をオゾン層破壊物質の変化に求めるのは上部成層圏より困難である。

(成層圏の気温と地表到達紫外線)

- ・ 過去 20 年間観測された成層圏の寒冷化が近年は緩やかになった。
 - 衛星及びゾンデの観測によると、1979 年から 2004 年にかけて、下部成層圏の全球平均気温は約 0.5K/10 年の割合で減少が見られたが、1990 年代後半以降は、気温低下が緩やかになった。全体的な気温の低下は 1982 年と 1991 年の大きな火山噴火に伴う成層圏の一時的な昇温により中断されている。モデル計算によると、観測されたオゾン量の減少がこの期間に観測された全球平均の気温低下の主な原因であることが示唆される。
 - 下部成層圏の寒冷化はすべての緯度、特に両極域の冬から春にかけての下部成層圏で明らかであるが、これらの領域で大きな年々変動をともなっている。
 - 衛星観測によると、上部成層圏で 1~2 K/10 年の大きな寒冷化傾向が見られたが、1990 年代半ば以降は新たな低下はほとんどない。モデル計算によると、上部成層圏での傾向は、オゾンの減少及びよく混合された温室効果ガスの増加が同じ程度寄与していることが示唆される。
 - 南極域成層圏の長期的な寒冷化率も同様に、前回のアセスメント時までに見られた寒冷化率に比べて小さくなった。近年、南極域の気温には大きな変動が見られる。
- ・ 汚染されていない場所におけるいくつかの観測地点のデータによると、紫外線量（放射レベル）は 1990 年代後半以降、オゾンの増加に伴って減少している。しかし、北半球のいくつかの観測点では、紫外線に影響を及ぼす他の要因の長期変化のために紫外線量が依然増加している。極域以外の地域ではオゾン破壊が比較的小さい。したがって、多くの場所では、オゾン破壊による紫外線量増加を雲やエアロゾルの変化といった他の要因による増加と区別することが難しい。いくつかの汚染されていない観測点、特に南半球では、これらの観測点で観測されているオゾンの増加から予想されるとおり、近年、紫外線量が減少している。オゾンの予想のみ取り入れた紫外線量のモデル計算によると、紫外線に影響する他の要因が同時に変化する可能性が高いものの、雲がない状況での紫外線量は減少し続けることが示されている。
- ・ 極域では、一時的なオゾン全量の低下に伴って紫外線量の多い状態が 2~3 日続くことが観測されている。南極周辺地域では極域からオゾンの少ない空気が流れてくる時、数日間平均の紅斑（日焼けをおこす）紫外線量が約 70%増加する。10 月の南極大陸で

は、瞬間的にファクターで 3 を超える増加が観測されている。北ヨーロッパやアラスカでは、観測される増加は比較的小さい。

1.3 将来のオゾン層と地上到達紫外線

前回のアセスメント（2002 年）では、気候変化が今後のオゾン層に影響を及ぼす可能性がある」と述べた。今我々は問う。この問題に対する我々の理解はどこまで進んだか？我々の進んだ理解によって将来のオゾン層の状態の見積もりが改善されたのか？

今までのアセスメントは将来のオゾン層を推定するにあたり 2 次元モデルに大きな信頼を置いており、今回もまた使われている。2002 年のアセスメントでは、新たに登場した 3 次元化学—気候モデルの利用について述べた。今回の 2006 年のアセスメントで、我々は 3 次元モデルを幅広く利用している。

- ・ オゾン層破壊物質の量がピークに達し、減少に転じていることから、南緯 60 度～北緯 60 度の領域における平均オゾン全量が、1990 年代の低い値より大きく下回って減少する可能性は低い。2 次元モデル及び 3 次元化学—気候モデルによると、この領域のオゾン全量の最小値はすでに現れたと考えられる。この結論は、この領域では 2002 年から 2005 年の期間にオゾンのさらなる減少が見られなかったという観測結果と一致する。
- ・ オゾン層破壊物質の減少は、オゾン量の 1980 年以前のレベルへの予測される回復に対する主要因である。気候の変化は、いろいろな地域で、オゾン量が 1980 年以前のレベルに戻るのか、また戻るとしたら、いつ、どの程度までなのかに影響を与えるだろう。
- ・ 現在の最も確度の高い見積もりでは、全球（南緯 60 度～北緯 60 度）のオゾン量は 21 世紀の半ば頃に 1980 年以前のレベルに回復し、それは成層圏のオゾン層破壊物質の量が 1980 年以前のレベルに戻る時又はその前になるであろう。
- ・ モデルシミュレーションによると、気候の変化、特に、どの気候—ガスシナリオを使うかにもよるが、二酸化炭素量の増加に伴う成層圏の寒冷化が、全球のオゾン全量の 1980 年以前のレベルへの回復を最大 15 年早めるかもしれない。しかし、人為起源のオゾン層破壊物質による破壊は、依然として認識できるほどの大きさでオゾン量のレベルに影響を及ぼしていくであろうから、これにより、成層圏オゾンがオゾン層破壊物質による破壊から「回復」したと考えることはできないであろう。
- ・ 南極オゾンホールは、引き続き今後数十年間現れると予想される。南極域のオゾン量

は 2060～2075 年頃に 1980 年以前のレベルに戻ると見積もられる。これは 2002 年のアセスメントの見積もりより約 10～25 年遅い。この遅い回復の見込みは、主に、極域におけるオゾン層破壊物質の将来の変化をより正確に見積もったことによる。今後 20 年間に、南極オゾンホールが大きく改善することは期待できない。

- ・ 今後 15 年間、北極域の寒い冬には大規模なオゾン層破壊が起こり続ける可能性が高い。こうした寒い冬において極域成層圏雲の規模に大きな変動があることが、その将来の発生予測を困難なものにしている。化学—気候モデルによると、北極域のオゾン量は、平均して、2050 年までに 1980 年以前のレベルに回復すると予想される。
- ・ 気候変化は、主として雲や地面反射率に引き起こした変化を通じて、地表到達紫外線にも影響を及ぼすだろう。エアロゾルや大気汚染物質もまた将来変化するであろう。これらの要因は、吸収又は散乱を通じて、地表到達紫外線量の増加又は減少のどちらかをもたらすだろう。オゾン層破壊の規模が小さくなるにつれ、これらが将来の紫外線量を決める主要因となる可能性が高い。

2. 科学的根拠の補足と関連情報

本報告書では便宜上、オゾン層破壊物質は、長寿命（大気中で 6 か月より長い）又は極短寿命（大気中で 6 か月より短い）のどちらか一方と考え、次の 2 つの節でこれらについて考察する。大気中の寿命は、対流圏に放出されたハロゲンが成層圏に達し、成層圏オゾンを破壊する可能性を決定する。成層圏のハロゲンの累積実効量を等価実効成層圏塩素（EESC）¹として定量化する。

2.1 長寿命オゾン層破壊物質

（大気中の変化傾向）

- ・ クロロフルオロカーボン類（CFCs）より短寿命のメチルクロロホルム及び臭化メチルの量の減少は、実効等価対流圏塩素量の減少のほとんどに寄与した。2005 年までに、対流圏における人為起源のオゾン層破壊物質の総量は、1992～1994 年に観測されたピ

¹ 等価実効成層圏塩素（EESC）は、前回のアセスメントに記された測定基準で、幅広い利用に供されることがわかった。EESC は、成層圏のオゾン層破壊ハロゲン全体の負荷指標である。オゾン層破壊物質に含まれる塩素及び臭素原子の数、異なるオゾン層破壊物質が成層圏に達したときのハロゲン放出率、及び塩素に比して臭素の 1 原子あたりの高いオゾン破壊効率を考慮して、オゾン層破壊物質の地上観測データから導出される。

ーク時の値から 8～9%減少していた。2000 年から 2004 年までの総減少量は約 120ppt で、そのうち、メチルクロロホルムの減少は約 60ppt、臭化メチルの減少は約 45ppt であった。CFCs 全体としての減少量は 23ppt より少なかった。ハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs) の寄与は 12ppt であった。

- ・ 対流圏における塩素を含む化学物質の総量 (2004 年で約 3.44ppb) は減少し続けた。最近の減少率 (20ppt/年すなわち 2003 年～2004 年で 0.59%) は、主にメチルクロロホルムの寄与が減ったため、それ以前の減少率 (23ppt/年すなわち 1999 年～2000 年で 0.64%) に比べて少し小さくなっている。2000 年から 2004 年にかけての塩素総量の減少割合は、前回 (2002 年) のオゾンアセスメント報告の Ab シナリオ (1999 年の北京改正に沿った基本シナリオ) での同期間の見積もりよりも少し速かった。
- ・ 主に CFC-11、-12 及び-113 から成るクロロフルオロカーボン類は、2004 年の総塩素量の中で 2.13ppb (～62%) を占め、2003 年～2004 年の塩素減少のうち 9ppt を占めた (すなわちこの期間の対流圏の総塩素減少量のほぼ半分)。現在の大気中の塩素量のおよそ 3 分の 1 を占める CFC-12 の混合比は、2000 年以降 1% (5ppt) 以内で一定で、北半球のいくつかの地上観測結果から 2003 年にピークに達したことがわかる。CFC-11 の混合比は約 0.8%/年 (1.9ppt/年) の割合で、また CFC-113 の混合比は約 1%/年 (0.8ppt/年) の割合で減少しており、これは 1999～2000 年に比べて 2 倍の速さである。
- ・ CFCs の代替物質であるハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs) は大気中で増え続けている。HCFCs は、2000 年には対流圏の総塩素量の 5%、180ppt だったのに対して、2004 年は 6%、214ppt であった。HCFCs のうち HCFC-22 が最も多く、現在 (2000～2004 年)、4.9ppt/年 (3.2%/年) の割合で増加している。HCFC-141b 及び HCFC-142b の混合比は、同じ期間、それぞれ 1.1ppt/年 (7.6%/年) 及び 0.6ppt/年 (4.5%/年) の割合で、すなわち 1996～2000 年の半分の増加率で増加した。これら 3 種類の HCFC 化合物の増加率は 2002 年オゾンアセスメントの見積もり (HCFC-22、HCFC-141b、HCFC142b に対してそれぞれ 6.6、2.6、1.6ppt/年) に比べて大幅に小さくなった。
- ・ メチルクロロホルムは減少し続け、2003～2004 年の対流圏塩素総量の観測された全減少量のうち 13.5ppt (すなわち半分以上) であった。現在も対流圏塩素の減少に最大の寄与をしている。
- ・ 無機塩素の地上全量観測及び衛星観測から導出される成層圏塩素負荷量は現在減少している。これは、長寿命のハロカーボン起源の対流圏塩素の減少と一致している。衛星観測から導出される成層圏塩素総負荷量は、地上観測データから輸送による時間差

を考慮して予測した量と 0.3ppb (約 12%) 以内で一致する。この負荷量の不確実さは、予測される短寿命ガス起源の塩素量と比べて大きい。

- ・ ハロン及び臭化メチル起源の対流圏有機臭素の総量は、1998 年頃に 16.5～17ppt でピークとなり、それ以降 0.6～0.9ppt (3～5%) の割合で減少した。この観測された減少は、もっぱら観測された臭化メチル減少の結果である。ハロン起源の臭素は増加し続けているが、近年の増加率は小さい (2003 年～2004 年で 0.1ppt Br/年)。
- ・ 大気中の臭化メチルの量は、工業生産が削減された 1999 年を始まりとして減少している。2004 年半ばまでに、混合比は 1999 年以前に測定された 9.2ppt のピークから 1.3ppt (14%) に減少した。放出利用分野の臭化メチルの報告された生産量は、同じ期間に 50%減少した。
- ・ 大気中の臭化メチルの近年観測された減少及び推定される 20 世紀の増加の両方とも予測より大きかった。臭化メチルの産業からの放出量は、1992～1998 年 (生産削減前) の大気中の臭化メチル量の 20% (10～40%の範囲) と考えられていたが、観測された濃度は、30% (20～40%の範囲) であったとする割合と整合している。このことは、燻蒸関係の放出が大気中の臭化メチル混合比に及ぼす影響は、自然放出率と損失の変動及び近年蓄積された臭化メチル量の不確定さのためにこの影響の大きさに対する我々の理解不足はあるものの、過去のアセスメントの見積もりよりも大きかったことを示す。
- ・ 最新の放出量見積もりから混合比を計算すると、ハロン-1211 の観測値とは良い一致をみる。しかし、ハロン-1301 については、1980 年以降のすべての観測値に対して計算値が 10%以上上回っている。2000 年～2004 年のハロン-1211 の大気中の増加量は、1996 年～2000 年のその約半分だった。ハロン-1301 が増え続けるかどうかは今のところはっきりしない。

(放出量の見積もり)

- ・ 2003 年の CFC-11、CFC-12 及び CFC-113 の全球放出量はそれぞれ 88Gg/年 (1Gg=10⁹ グラム)、114Gg/年及び 6Gg/年で、1986 年頃のこれらの最大値に比べて、それぞれ約 25%、25%及び 3%であった。CFC-11、CFC-12、CFC-113 の放出量は 2000 年以降すべて減少し続けている。
- ・ CFCs、メチルクロロホルム及び四塩化炭素の地域放出量の見積もりが初めて報告された。先進地域と途上地域との違いはそれぞれの段階的削減時期の違いを示唆している。しかし、現在の把握範囲の不十分さ (特に東南アジアなどの発展地域) と地域見積も

りの不確かさにより、地域放出量の見積もりの合計と変化傾向から導出される全球放出量との有益な比較は現時点では行えない。メチルクロロホルムの地域放出量見積もりから、2000 年以降の全球放出量は概ね 22Gg/年と示唆され、これは国連環境計画（UNEP）のデータによる産業からの放出量見積もり 12.9Gg/年（2002 年）と統計的に異なっていない。

- ・ HCFC-22 の放出量が 2000 年から 2004 年までの間ほとんど一定であったのに対し、HCFC-141b と HCFC-142b の放出量は同じ期間に、約 15%減少した。
- ・ 大気観測から見積もられたハイドロフルオロカーボン-23 (HFC-23) の放出量は、1990 年の約 6Gg/年から 2001 年の約 13Gg/年に増加した（約 120%の増加）。これらの放出は HCFC-22 の生産の副産物である。HFC-23 の混合比（2004 年で 18ppt）は、2001 年～2004 年に、約 0.7ppt/年（4%/年）の割合で増加し続けた。

2.2 極短寿命ハロゲン物質

- ・ 観測結果から、成層圏の無機臭素（Br_y）の総量が、長寿命の臭素系ソースガス類により成層圏に送り込まれた臭素の合計によって説明される量よりも多いことが示される。極短寿命物質（VSLs）は、対流圏での寿命が対流圏輸送の時間スケールと同等かそれより短い微量気体として定義され、対流圏での分布が一様ではない。VSLs の大気中での寿命は 6 ヶ月以下と考えられる。
- ・ 様々な一連の証拠から、臭素系 VSLs は成層圏の全 Br_yに対して約 5ppt（3～8ppt の見積もり範囲）寄与していることがわかる。
 - 1990 年代後半に大気中に存在した全 Br_yの見積もり量は約 18～25ppt である。この値は、一酸化臭素（BrO）の異なる観測結果から導かれる。これは、同じ時期に長寿命の臭素系ソースガス類（すなわち、ハロンと臭化メチル CH₃Br）によって成層圏に送り込まれた臭素 16～17ppt より多い。
 - 熱帯上部対流圏の極短寿命の有機臭素系ソースガス類の観測値は約 3.5ppt である。ソースガス類の分解から生じた化合物及び対流圏無機臭素の他のソースは同程度の量の貢献をしているかもしれない。

成層圏の全臭素量は、対流圏の全臭素量と一致した変化傾向を示し続けている。対流圏臭素の最近の減少が、成層圏臭素量に反映されているかを見定めるにはさらなる研究が必要である。

- ・ ヨウ化物が、現在の大气中の成層圏オゾン損失に重要である可能性は低い。下部成層圏に一酸化ヨウ素の形で測定可能なヨウ素（すなわち約 0.1ppt）が存在する証拠はほとんどない。臭素と比較したふるまいの違いは、ヨウ素系ソースガス類の短い光化学寿命とその量の少なさ、そして成層圏でのエアロゾルによるヨウ素取り込みに一部起因しているかもしれない。
- ・ 熱帯上部対流圏の極短寿命ソースガス類起源の塩素含有量は、現在では約 50ppt と見積もられている。VSLs 起源の無機塩素 (Cl_y) 50ppt は長寿命のソースガス類起源の Cl_y (約 3500ppt) の 1~2%にしかないが、自然発生の塩化メチル (550ppt) のみによるバックグランドの Cl_y には大きく寄与するだろう。前回アセスメントの短寿命物質起源の Cl_y の 100ppt はホスゲンからの寄与分 50ppt も含んでいた。
- ・ フィルン空気の研究から示されるように、既知の極短寿命の臭素・ヨウ素系ソースガス類の大部分はほとんど自然起源で、過去数十年間ほとんど変化していない。いくつかは少量の人為起源を持ち、北半球でわずかに増加しており（例えばある種の臭化トリハロメタン）、また二、三は、ほとんど人為起源のみである（特に n-プロピル臭素 (n-PB)）。
- ・ 自然起源も寄与しているが、極短寿命の塩素系ソースガス類の多くは人為放出によっている。いくつかの極短寿命の塩素系ソースガス類、とりわけクロロホルム、ジクロロメタン、テトラクロロエタンの量が最近大きく減少したことを示す根拠がある。
- ・ VSLs が成層圏に達する最も可能性の高いルートは、熱帯域（特に熱帯海洋上の大量放出域と一致する場合）の深い対流によって境界層を抜ける輸送と、それに続く下部成層圏への準水平輸送によるものである。成層圏へ輸送されたソースガス類と生成ガスの割合も、ソースガス類が分解する場所の化学的寿命及びエアロゾルや雲が関係する不均一過程による生成ガスの損失に依存している。

2.3 全球オゾン（南緯 60 度～北緯 60 度）

（オゾン全量）

- ・ 2002～2005 年の全球平均オゾン全量は、1964～1980 年平均より 3.5%少なかった。2002～2005 年の値は 1998～2001 年の値に似ている。このふるまいは、すべての利用可能な全球データセットの年平均値間で最大 1%の違いはあるものの、明らかである。

- ・ 両半球で、中緯度におけるオゾン全量の変化の様子に次のような違いが認められる。
 - 2002～2005 年平均の北半球と南半球の中緯度（35 度～60 度）のオゾン全量は、1964～1980 年平均よりそれぞれ 3%及び 5.5%少なく、1998～2001 年の値に似ている。北半球では 1993 年頃に最小となり、その後増加している。南半球では、1990 年代後半まで減少し続け、最近は横ばいである。
 - 中緯度のオゾン変化には、北半球と南半球の間で季節による違いがある。北半球中緯度（北緯 35 度～北緯 60 度）の 1980 年以前からの変化は春季に大きい、南半球中緯度（南緯 35 度～南緯 60 度）のそれは一年を通じてほとんど同じである。
- ・ 熱帯域（南緯 25 度～北緯 25 度）のオゾン全量は基本的に変化していない。このことは、今までのアセスメントの内容と一致している。

（鉛直オゾン分布）

- ・ 上部成層圏オゾンは 1979 年から 1995 年にかけて減少したが、過去 10 年間は比較的一定となっている。成層圏エーロゾル及びガス実験衛星（SAGE I+II）及び太陽後方散乱紫外線分光計（SBUV(2)）衛星からの観測によると、北緯 60 度～南緯 60 度、高度 35km～50km の平均で 1995 年まで大きな減少を示している。中緯度の正味のオゾン減少量は、熱帯域での小さいが有意な変化を伴いつつ、最大 10～15%であった。利用可能な独立した反転、ライダー及びマイクロ波オゾン観測がこれらの結論を裏付けている。
- ・ 下部成層圏オゾンは 1979 年から 1995 年にかけて減少したが、過去 10 年間は大きな変動を伴いつつも比較的一定となっている。南北両半球の中緯度では、SAGE I+II 及び SBUV(2)衛星からの観測によると、高度 20～25km で 1995 年までに最大 10%の減少を示している。これらの減少は最近 10 年間はみられなかった。
- ・ 北半球の成層圏最下層の高度 12～15km では、1979 年から 1995 年にかけてオゾンの大きな減少が観測され、その後 1996 年から 2004 年にかけて全体的に増加し、この高度での正味の長期減少傾向が見えなくなった。成層圏最下層のこれらの変化はオゾン全量に大きく影響している。南半球中緯度のデータには、これらの高度で 1995 年以降の同様な増加は認められない。

(全球オゾンの過去の変化の理解)

- ・ 極域以外のオゾンの観測された長期変化とハロゲン増加の効果をとり入れたモデルシミュレーションは概ね良い一致を示している。モデルは、高度、緯度及び季節の関数として、観測されたオゾンの変化を概ね再現しており、ハロゲンの変化が全球オゾンの変化の主要因であるという我々の理解を立証している。この関係は、全球平均のオゾン観測値と等価実効成層圏塩素（EESC；この節の最初のページの脚注を参照）との統計的な適合性により裏付けられている。しかし、モデル計算による変化と観測される変化との間には相違がみられる。特に、北半球に比べて、南半球での変化のシミュレーションが劣る傾向がある。
- ・ 経験的及びモデル研究から、対流圏及び成層圏の力学場の変化が、観測された北半球中緯度の 1979 年から 1990 年代半ばまでのオゾンの減少とその後の増加に一部寄与していることが示される。これが力学場の変動性によるものか成層圏循環の長期変化傾向の結果によるかはまだはっきりしない。長期変化におけるこれらの力学的効果の見積もりは冬季については約 20～50%の範囲である。
- ・ 極短寿命物質（VSLs）起源の追加的な無機臭素をモデルに取り込むと、長寿命の臭素系ソースガス類のみを取り込んだ研究に比べて、中緯度と極域でより大きなオゾン破壊がシミュレートされる。両方の地域で、この臭素と人為起源の塩素との相互作用を通じて、下部成層圏でオゾン損失が強化される。中緯度のオゾン損失はエーロゾルの高濃度期間に最も強化される。臭素と水素酸化物（HOx）の関係する化学反応を通じたオゾン損失もすべての条件下で中緯度で強化される。VSLs Br_y が一定と仮定すると、中緯度オゾンの長期変化傾向（1980～2004 年）への影響は、この期間の初めと終わりでエーロゾル濃度が低いため、小さく計算される。
- ・ いくつかの独立したモデル研究により、オゾンが減少した極域の空気の希釈は、中緯度、特に極域のオゾン損失がはるかに大きい南半球の中緯度のオゾン減少に大きく寄与していることが確認されている。長期年平均モデルをベースとした見積もりによると、（大きな年々変動はあるが）北半球のオゾン減少の約 3 分の 1、南半球の約 2 分の 1 が極域の損失によるものと示唆される。このことは、南極域春季のオゾン減少は南半球夏季の中緯度オゾン減少と強いつながりがあるという観測結果によって裏付けられる。
- ・ 過去 15 年以上、大規模な火山噴火がなかったために、観測されたオゾンの中の太陽周期シグナルのより正確な特定が可能となった。拡張されたデータシリーズより、オゾ

ン全量における太陽周期変動は低緯度から中緯度にかけて 2~3% (最小から最大) の平均振幅を持っていると推測される。

2.4 極域オゾン

(北極域)

- ・ 過去 10 年間の北極域の春季オゾン全量値は、1980 年代の観測値よりも少ないが、1990 年代の観測値よりも幾分大きい。これらは力学的な条件により大きく変動する。現在のハロゲン量のために、人為的・化学的損失及びオゾン輸送の変動は年々の北極域オゾンの変動にとって同じくらい重要となっている。平年よりも低い北極の極渦の気温は、ハロゲンによるより大きな化学的オゾン損失を招く。
- ・ 非常に寒かった北極域の冬に関して、極域成層圏雲の形成に十分な低温の空気体積 (V_{PSC} と呼ぶ) が、1960 年代後半以降、大きく増加している。この変化は、温室効果ガスの増加による直接的な放射効果から予測される変化よりはるかに大きい。この変化の理由は明確ではなく、長期自然変動か未知の力学過程によるものかもしれない。
- ・ 2004/2005 年北極域冬季のオゾン全量の化学的損失はかつて解析された中で最も大きかった。2004/2005 年の北極域成層圏は、特に高度 18km 以下で例年になく寒く、過去の記録より 25% も大きい V_{PSC} が形成された。様々な独立した研究及び手法によると、2004/2005 年の化学的オゾン全量損失は、かつて観測された中で最大であったことが示唆される。
- ・ 北極域冬季の化学的オゾン損失は各冬季の V_{PSC} と線形に近い関係を示している。オゾン損失と V_{PSC} の間の同様な関係は、今では化学的オゾン損失の 2 つの独立した解析にも見られ、この関係が揺るぎないとの確信が深まっている。観測された 2004/2005 年の大規模な北極域オゾン損失は、それ以前の冬に立証された関係と整合している。

(南極域)

大規模な南極オゾンホール出現が続いている。南極域のオゾン層破壊は、1990 年代後半からは深刻さの度合いは増大しておらず、2000 年以降は、オゾン量が多かった年もいくつかある。これら最近の変化は、明らかに診断基準によって程度の違いはあるが、力学的波動活動の活発化によるものであり、オゾン層破壊物質の減少によるものではない。

- ・ 2002 年 9 月、南半球で過去最も規模の大きい成層圏突然昇温が発生した。この早春の

昇温はオゾンホール面積の劇的な減少をもたらし、オゾンホールの深刻さを弱めた。この昇温は南半球の例年になく強い力学的波動活動によるものであった。2004年冬季の南極域もまた力学的に大変活発で、それまでの年に比べてオゾン量が多かった。

(全般)

- ・ 極域成層圏の気温の大きな年々変動が気温変化傾向の解釈を複雑にしている。極域の気温変化傾向について過去に報告された見積もりは、アセスメントごとに違っている。振り返って考えると、10～20年の時間スケールで求められた気温変化傾向は、統計的に有意に見えるかもしれないが、観測された気温には大規模な年々変動及び10年変動があるために、確固としたものでなかったことは明らかである。それゆえ、気温変化傾向の報告された変化は、必ずしも物理又は化学過程の系統的な変化を示すものではない。
- ・ 極域オゾンの化学的損失率は、1) 2個の一酸化塩素 (ClO) 分子の関係する、より効率的なオゾン破壊 (ClO 二量体サイクル) 反応、及び、2) より高い臭素濃度、という二つを仮定したモデル計算の中で顕著に増大する。より高い臭素濃度という仮定は、自然起源の炭化臭素類が成層圏の臭素収支において重要な役割を果たすという新しい事実に基づく。ClO 二量体サイクルによるより効率的なオゾン破壊は、ClO 二量体の最初の成層圏での観測結果の解析で裏付けられている。モデルのこれら2つの変更は、過去のアセスメントに記された北極域オゾン損失率についての観測とモデルとの比較を改善する。これらの変更はまた、南極大陸上空のオゾン損失のタイミングについての理論と観測の比較を改善する。
- ・ 硝酸三水和物 (NAT) の極域成層圏雲の雲粒が氷結点より高い温度で凝結可能であること、それらの広範囲の発生に関するさらなる証拠があることを観測データが初めて示している。広範囲の低密度 NAT 雲は脱窒を促し、オゾン損失を強める。氷結点より高い温度での NAT 凝結を化学輸送モデルに取り入れることで、脱窒のシミュレーションが改善されたが、年々変動の不一致はそのままである。これはおそらく NAT 凝結のメカニズムが完全に理解されていないからであろう。

2.5 気候変化の影響

- ・ 過去 20 年間観測された成層圏の寒冷化が近年は緩やかになった。
 - 衛星及びゾンデの観測によると、1979 年から 2004 年にかけて、下部成層圏の全球平均気温は $0.5\text{K}/10$ 年の割合で減少が見られたが、1990 年代後半以降は、気温低下が緩やかになった。全体的な気温の低下は 1982 年と 1991 年の大きな火山噴火に伴う成層圏の一時的な昇温により中断されている。前回アセスメントと同様、モデル計算によると、観測されたオゾン量の減少がこの期間に観測された全球平均下部成層圏の気温低下の主な原因であることが示唆される。
 - 下部成層圏の寒冷化はすべての緯度で明らかである。北極域下部成層圏の年平均気温は 1979 年から 2004 年の間に約 1K 低下した。冬季と春季の大きな年々変動が続いているため、北極域下部成層圏の信頼できる傾向を決定することは困難である。
 - 南極域下部成層圏の気温の大きな年々変動が近年明らかとなった。このことは、前回アセスメントのこの地域における 10 年スケールの寒冷化傾向の見積もりを減らすこととなった。
 - 衛星観測によると、上部成層圏で大きな全球平均寒冷化傾向（1979～2004 年までに $1\sim 2\text{K}/10$ 年）が見られたが、1990 年代半ば以降は新たな低下はほとんどない。観測された上部成層圏の変化傾向には、オゾンの減少及びよく混合された温室効果ガスの増加がほぼ同じ寄与をしているという前回アセスメントの結論が再確認されている。
- ・ 将来の温室効果ガスの増加が、成層圏の平均的な寒冷化に寄与するであろう。気候モデル（AOGCM、大気海洋結合モデル）及びオゾンとの相互作用を取り入れた化学－気候モデル（CCM）は、ともに全球平均成層圏気温の連続的な低下を予測している。次の 20 年間に予測される寒冷化率は、アセスメントで使われた規定のシナリオ及びモデルの型に依存している。 50hPa （高度約 20km ）で、すべての AOGCM の平均で約 $0.1\text{K}/10$ 年、一方 CCM はオゾン変化の相互作用を考慮してより大きい約 $0.25\text{K}/10$ 年の低下を予測している。すべてのモデルは 10hPa （約 30km ）で平均約 $0.5\text{K}/10$ 年のより強い寒冷化を予測している。将来の極域の気温のシミュレーションは、大きな年々変動のために全球平均気温よりも不確実である。
- ・ 大気中の化学反応速度は気温に依存する。よって、オゾン量は気温の変化に敏感である。上部成層圏の気温低下は、この領域の光学的オゾン破壊率を緩和している。よって、上部成層圏のオゾン量は寒冷化に対応して増加する。極域下部成層圏の寒冷化は

エアロゾルと極域成層圏雲でのより効率的な塩素活性化を促し、オゾン破壊を強めるであろう。それゆえ、春季の極域下部成層圏のオゾン量は寒冷化に対応して減少するであろう。

(成層圏と対流圏の相互作用)

- ・ **成層圏の気温と循環場の変化は対流圏の気候と天気に影響を及ぼす。**この関連性の一致した証拠は観測結果の解析とモデルの両方から得られるが、そのメカニズムについてはよくわかっていない。対流圏における顕著な応答は、中緯度の西風（西からの卓越風）の強さの変化である。観測及びモデルから、南極域のオゾン破壊は、その下部成層圏の極渦への影響を通じて、12月から2月までの観測される対流圏の風の強化及び南極域の地表の寒冷化に寄与したことが示される。
- ・ **成層圏水蒸気量の最新のデータセット間には、長期のふるまいの点で違いが見られる。**2つだけではあるが、利用可能な複数年データセットに基づいた最近のトレンド解析は、前回アセスメントに記された成層圏水蒸気の正の変化傾向に疑問を投げかけた。コロラド州ボルダーでの1980年から2005年までの気球による水蒸気観測は、15～28kmの高度で5～10%/10年という大きな増加を示している。1991年から2005年にかけてのハロゲン掩蔽実験（HALOE）衛星による全球水蒸気観測は、下部成層圏の対応する正の変化傾向を示していない。HALOEデータから導かれた水蒸気の年々変動は、熱帯対流圏界面付近の気温変動と量的な一致を示している。逆に、ボルダーのデータから推察される長期増加量は、観測される対流圏界面気温の変化や過去の対流圏メタンの増加から説明可能な量より大きい。

2.6 21世紀のオゾン層

- ・ **過去10年間の中緯度上部成層圏（35～45km）オゾンの減少の緩和及び横ばい状態は等価実効成層圏塩素（EESC）の変化に左右されている可能性がかなり高い。**気相化学は、気温及びメタンなどの他のガスの変化による変調を受けながら、この領域のオゾンを直接制御しており、観測されるオゾンの増加はEESCの減少から求められたモデルの傾向と似ている。
- ・ **過去10年間、EESCの変化は中緯度オゾン全量の減少の緩和及びオゾン全量の横ばい状態に寄与してきた可能性が高い。**輸送も、特に成層圏最下層で重要な役割を果たし、オゾンの変化の原因をEESCだけに求めるのを困難にしている。北半球の中緯度では、オゾンの増加量はEESCの減少のみから期待される量より大きく、一方、南半

球の中緯度では、オゾンの変化は EESC 減少から期待される範囲とよく一致している。

- ・ **EESC の減少は、北極域のオゾン破壊に見られる大きな年々変動を引き起こしていない。** 事実、北極域におけるオゾン回復の始まりは検出されていない。気象の変化によって引き起こされる大きな年々変動は回復の第一段階の検出を妨げる可能性が高い。

(モデル予測)

21 世紀を通じてのオゾンのふるまいを予測するために、オゾンに影響を及ぼす多くの要因及びそのフィードバックを取り込んだ 2 次元モデル及び 3 次元化学－気候モデル (CCM) が、本アセスメントで使用されている。下記の結論を導き出したモデル予測は、「IPCC 第 3 次評価報告書：科学的基礎」のよく混合された温室効果ガス同様、2002 年オゾンアセスメントの Ab シナリオ（北京改正に従った基本シナリオ）による地上のハロカーボン類の時系列に基づいている。長期変化に焦点を絞るため、予測されたオゾン偏差は 10 年スケールの平滑化を行った。

- ・ 将来のオゾン量を予測するために使われた CCM は厳しく評価され、オゾン全量に強く影響を及ぼすことが知られている過程を最もよく表すモデルがより強調された。CCM は大気中の異なる過程や特徴を表現することにおいて、それぞれ違ったスキルを持っている。しかし、大多数の CCM と観測値は十分に一致しているため、それらの予測結果にある程度の信頼を置くことができる。
- ・ 南緯 60 度～北緯 60 度の平均で、オゾン全量は 2000 年から 2020 年までに 1%～2.5% 増加し、その領域の EESC が 1980 年の値に減少する時（2040～2050 年）と同時かその前に 1980 年の値に到達すると予測されている。2100 年までにオゾンは 1980 年の値より 5% まで多くなるはずである。2 次元モデル及び CCM はともに、オゾン全量の最小値がすでにこの領域で現れたことを示唆している。よく混合された温室効果ガスと気温の関連性を含むほとんどすべてのモデル（相互作用を持つ 2 次元モデルと CCM）で、EESC が 1980 年の値に戻ったときオゾンは 1980 年以前の値より多くなる。同様に、2100 年にオゾン量が増加することは、相互作用を持つすべての 2 次元モデル及び 2100 年まで計算期間を拡張した 1 つの CCM の結果に表れている。
- ・ 南極域の春季のオゾンは 2000 年から 2020 年にかけて 5%～10% 増加し、南極域の EESC が 1980 年の値に減少する頃（2060～2075 年）に 1980 年の値に達し、その後ほとんど変化しないと予測される。オゾン破壊の異なる診断指標は EESC への異なる応答を示す。最も早い変化（減少）はオゾン欠損量に、最も遅い変化（増加）はオゾ

ン最小値と 10 月のオゾン偏差に現れる。オゾン最小値は多くのモデルで 2000 年から 2010 年の間は概ね一定のままである。多くのモデルで、オゾン欠損量の減少の始まりは 2000 年と 2005 年の間、南極域オゾン最小値の増加の始まりは 2010 年以降と予測されている。

- ・ 北極域の春季のオゾンは 2000 年から 2020 年にかけて 0%～10%増加し、北極域の EESC が 1980 年の値に減少する（2060～2070 年）よりはるかに早く 1980 年の値に達すると予測される。2100 年までに、北極域のオゾンは 1980 年以前の値をかなり上回ると予測される。予測される北極域オゾンの大きな年々変動が、EESC の減少によるオゾン増加転向の時期を不明瞭にするが、これは 2020 年より前に起こると予想されている。北極域のオゾン増加は南極域ほど密接に EESC に追従せず、大多数の CCM で北極域のオゾンは南極域よりも早く 1980 年の値を超える。北極域のオゾン全量が将来大きく減少することを示すモデルシミュレーションはない。北極域成層圏のオゾン破壊が比較的小さく年々変動が比較的大きいことのために、北極域のオゾンの予測には大きな不確実性がある。
- ・ 2100 年に予測されるオゾンは、よく混合された温室効果ガスの将来の濃度に敏感である。例えば、将来増加が予想される一酸化二窒素 (N_2O) は成層圏の窒素酸化物 (NO_x) を増加させ、オゾン破壊を悪化させるかもしれない。しかし、二酸化炭素 (CO_2) を中心とした温室効果ガスの増加により引き起こされる成層圏の寒冷化は、気相のオゾン破壊反応を鈍らせ、それによってオゾンが増加すると予想される。オゾン量への正味の効果は、種々のよく混合された温室効果ガスの将来の濃度に依存する。この気温のフィードバックの重要性は、相互作用を取り入れていない 2 次元モデルが、極域以外のオゾン全量は今世紀の後半を通じて 1980 年の値より少ないかそれに近いと予想していることから明らかにされている。
- ・ 人間活動は、対流圏の微量気体の放出量の変化を通じて成層圏オゾンに影響を及ぼすと予想される。(湿潤化し昇温した土壌からの) メタン (CH_4) 放出量の増加は下部成層圏のオゾン生成を促し、一方、(人工肥料の過剰使用による) 一酸化二窒素の増加は、中・上部成層圏のオゾンを減少させると予測される。また、非メタンハイドロカーボン類や NO_x の放出は対流圏の OH ラジカルの濃度に影響し、メタンや有機ハロゲン物質などの成層圏微量ガスの寿命と濃度に影響を及ぼすと予想されている。
- ・ 成層圏水蒸気量の将来の変化は不確実である。もし将来水蒸気量が増えれば放射及び化学の両方の影響があるだろう。モデル研究は、水蒸気量の増加は成層圏の HO_x を増加させ、結果的にオゾン破壊に影響することを示唆している。極域での水蒸気の増加

は極域成層圏雲の形成の閾値温度を上昇させ、春季のオゾン破壊を増加させる可能性がある。

2.7 紫外線とその変化

- ・ いくつかの汚染されていない場所での観測によると、紫外線量は 1990 年代後半以降減少している。しかし、北半球中緯度のいくつかの観測点では、地表に到達する紫外線が 10 年あたり数%の割合で増加し続けた。観測された増加とその有意性は場所、波長帯及び観測期間に依存している。これらの増加はオゾン破壊だけでは説明できず、1990 年代初めからのエアロゾルの光学的消散及び大気汚染の減少傾向に起因し、また衛星から見積もられるように雲の減少の影響も一部考えられる。
- ・ 対流圏エアロゾルは、地表に到達する紫外線量導出のため太陽後方散乱紫外放射を利用する衛星観測機器（例えば TOMS：オゾン全量マッピング分光計）からの紫外線の過剰見積もりの原因となっている。空気の清浄な観測点では、地上からの観測結果とよく一致している。しかし、汚染された場所では、吸収性エアロゾルを含む大気最下層が観測で適切に探査できないため、バイアスは 40%の大きさにも達する。雲の存在や雪氷の被覆も大きなバイアスにつながる。改良型高解像度放射計（AVHRR）画像とメテオサットの衛星画像を使用した雲の効果に加えて、衛星から導出される地表の紫外線に対するエアロゾルと雪氷の効果のパラメタリゼーションを改良する新しいアルゴリズムが開発されたことで、地上からの紫外線観測値と平均的によく一致するようになった。TOMS はすでに利用できないが、衛星から導出される全球紫外線データの連続性は、Aura 衛星搭載の新しいオゾン監視装置（OMI）によって維持されている。
- ・ 雲は、オゾンの変化又は他の要因による紫外線の長期変化の検出可能性を制限する主要因となっている。オゾンの変化傾向が線形であるとしても、紫外線の傾向を検出するには少なくとも 10~15 年の観測が必要であろう。極域以外のほとんどの場所では、オゾン破壊の紫外線への影響は相対的に小さく、雲の影響の方が大きい。
- ・ 大気汚染物質が、オゾン破壊による紫外線の増加を相殺するかもしれない。オゾン、二酸化窒素（NO₂）、二酸化硫黄（SO₂）など、下部対流圏の紫外線を吸収する大気汚染物質は紫外線を約 20%減衰させることが観測によって確認されている。この効果は大気汚染物質の放出源に近い場所でみられる。大気汚染は、全太陽放射に比べて紫外線をより大きく減衰させる。

2.8 オゾン層破壊係数と地球温暖化指数

- ・ 全球のオゾン破壊における（1 原子あたりの）塩素に対する臭素の効率は、一般に α で呼ばれるが、45 から 60 に上方修正された。3 つの独立した 2 次元モデルから計算された値は、使われたモデルと極短寿命の物質により成層圏に加えられた臭素の仮定量によって、57 から 73 までの範囲となる。
- ・ オゾン層破壊係数（ODP）が再評価された。その中で最も大きな修正は、 α 値の見積もりを改訂したことによる炭化臭素類の 33%増加である。ハロン-1211 の ODP に対する 13%の過剰見積もりにつながった前回オゾンアセスメントでの計算誤差は修正された。
- ・ 直接及び間接地球温暖化指数（GWP）が更新された。直接 GWP はトリフルオロメチル五フッ化硫黄（ SF_5CF_3 ）と塩化メチル（ CH_3Cl ）の寿命の変化に加えて、HFC-134a、四フッ化炭素（ CF_4 ）、HFC-23、HFC-32、HFC-227ea 及び三フッ化窒素（ NF_3 ）の放射効果の変化により修正された。さらに、すべての化合物に対する直接 GWP は、様々な時間範囲の CO_2 絶対地球温暖化指数の僅かな減少に影響される。間接 GWP は、主に、前回のアセスメントと比べて今回のアセスメントでオゾン層破壊物質が 1980 年レベルに戻るタイミングが遅くなったことを反映するためと臭素の効率係数の増加を説明するために修正された。

3. 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、人間活動とオゾン層との相互作用について次第によりよい理解が得られるようになった。オゾン層破壊物質の役割に関する新しい政策関連の洞察は、国際的に最高の英知を集めた一連のアセスメント報告を通じて、政策決定者にもたらされてきた。ここに要約した「オゾン層破壊に関する科学アセスメント 2006」の研究成果は、オゾン層保護に関わる行政、産業及びその他の政策決定のために必要な最新科学情報を直接提供する。

- ・ 人為起源のオゾン層破壊物質が過去数十年間のオゾン層破壊の主要因となっているという我々の基本的な理解は強められている。
- ・ モントリオール議定書は機能している。オゾン層破壊物質の大気中の負荷の減少の明らかな証拠及び成層圏オゾン層回復のいくつかの早期兆候がある。本総括要旨の中で

以下の通り示した。

- オゾン層破壊物質の量は、全部あわせると、大気下層で明らかに減少している。ほとんどすべての個々のオゾン層破壊物質の量も減少している。
 - 等価実効成層圏塩素 EESC（成層圏における臭素と塩素のオゾン破壊能力に関する標準化された指標）もまた減少し始めたことの明らかな兆候がある。
 - 過去 10 年間、全球のオゾン層の破壊は悪化していない。
 - いくつかの汚染されていない地点での観測により、1990 年代後半から、オゾンの増加に伴って、紫外線が減少していることが示されている。
-
- ・ 2002 年の異常に小さい南極オゾンホールは、過去 10 年間に観測されたものに比べ、面積が小さく、オゾン量のレベルが高いことにより特徴付けられた。これは、異常に激しい気象現象（「大規模成層圏突然昇温」）によるもので、オゾン層破壊物質の変化によるものではなかった。2003 年と 2005 年のオゾンホールは、1990 年代前半以来観測されているように大規模な破壊を示した。南極域オゾンの大規模な破壊は、長寿命のオゾン層破壊物質の減少が緩やかであると予想されるため、少なくとも今後 10～20 年は観測される可能性がかなり高い。
-
- ・ 臭素は、全球オゾンの破壊において、1 原子あたり塩素の約 60 倍の効果があると現在見積もられている。この値は、2002 年のアセスメントで用いられた 45 倍という値より大きい。今までのアセスメントで使用されてきた準経験則により、このような臭素のオゾン破壊効果の増大は臭素化合物のオゾン層破壊係数 (ODP) を増加させると評価された。
-
- ・ オゾン層破壊物質の影響からオゾン層が長期的に回復するには、21 世紀のうちのかなりの期間がかかると予測され、前回アセスメント（2002 年）の見積もりより遅れると予想される。回復過程の重要な指標は、塩素と臭素の総量(EESC)が 1980 年以前の値へと減少する時期である。
-
- 中緯度での EESC が 1980 年以前のレベルに戻る時期は、特段の例外がなく全球的にモントリオール議定書に従った場合（シナリオ A1）、2049 年と計算されている。これは前回アセスメント（2002 年）の予想より約 5 年遅い。この予想される遅れの要因は、気候変動に関する政府間パネル／技術・経済アセスメントパネル（IPCC/TEAP）の「オゾン層と全球気候システムの保護に関する特別報告：ハイドロフルオロカーボンとパーフルオロカーボンに関する問題」（2005 年）で報告されているように、(i)既存の設備や製品（貯蔵）に含まれている CFC-11 と CFC-12

の見積もりが最近増えたことに伴う放出量の増加及び(ii)今後生産の拡大が予想される HCFC-22 の放出量の増加である。

- ・ 南極域の極渦の EESC が 1980 年以前の状態に回復するのは 2065 年頃と算出され、中緯度の EESC が 1980 年以前の状態に回復する時期よりも 15 年以上遅い。この予想される遅い回復は、今までのアセスメントと違って、南極域下部成層圏で空気の滞留期間がより長いという認識によるもので、オゾン層破壊に有効なオゾン層破壊物質の量に影響する。南極域の極渦の EESC の評価は、今までのオゾンアセスメントで示されていなかった。
- ・ オゾン層の回復を早める可能性のある選択肢について評価が行われた。下の表は、全球の人為起源のオゾン層破壊物質の生産を 2006 年以降中止した場合、2006 年末に現在の貯蔵からの放出が削除された場合、又は、全球のオゾン層破壊物質の人為的放出を 2006 年以降中止した場合の、達成されうる改善の最大限の見積もりを示す。いくつかの選択肢で、下記に示した理由により、前回アセスメント時よりオゾン層の回復を早める大きな効果がある。

表 4-14 以下の仮定で達成されうる、基本シナリオ（A1）に対する EESC の積算量の減少率

化合物又は化合物群	A 列 2006 年以降の生産からの放出をすべて削除	B 列 2006 年末に存在する貯蔵からの放出をすべて削除	C 列 2006 年以降のすべての放出を削除
クロロフルオロカーボン類 (CFCs)	0.3	11	11
ハロン	0.5	14	14
四塩化炭素 (CCl ₄)	3	(a)	3
メチルクロロホルム (CH ₃ CCl ₃)	0.2	(a)	0.2
ハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs)	12	4	16
臭化メチル (CH ₃ Br) (人為起源)	5	(a)	5

A 列は、2006 年以降に生産されるものからの放出をすべて仮定的に削除する場合

B 列は、2006 年末に存在する貯蔵からの放出をすべて仮定的に削除する場合（捕集、破壊など）

C 列は、2006 年以降のすべての放出を仮定的に削除する場合で、A 列と B 列の和にほぼ等しい。

(a)：これらの化合物に対しては、貯蔵は不明確であるため、放出量は生産量と同等とする。

- ・ 2007 年から 1980 年レベルに戻るまでに積算した、ハロンとフロンに関する EESC の減少率（B 列に示す）は前回の報告よりも大きい。これは、気候変動に関する政府間パネル／技術・経済アセスメントパネル（IPCC/TEAP）の「オゾン層と全球気候システムの保護に関する特別報告：ハイドロフルオロカーボンとパーフルオロカーボンに関する問題」（2005 年）で見積もられた CFC-11、CFC-12 及びハロン 1211 の貯蔵量が、今までのアセスメントで示された値よりはるかに大きく、かつ信頼できる値である可能性が高いことによる。
- ・ A 列に示された HCFCs の EESC 積算量の減少率は、前回の報告より大きくなっ

- ている。これは、開発途上国で将来生産される HCFC-22 の見積もりがはるかに大きくなったためである。
- A 列の臭化メチルに対する EESC 積算量の減少率は前回の報告よりも大きい。これは、前述した塩素原子と比較した臭素原子のオゾン破壊効率の上方修正によることのほかに、臭化メチル全体の放出量に占める人為的放出の割合の上方修正による。
 - EESC 積算量の減少率に加えて、これらのシナリオは、EESC が 1980 年以前の値に減少するまでの時間を短縮させることができる。2006 年以降のオゾン層破壊物質の総放出量の仮定的な削除（C 列）により、この時間は 2049 年から 2034 年へと約 15 年短縮されるであろう。2006 年以降のオゾン層破壊物質の生産からの総放出量（A 列）の仮定的削除はこの時間を 6 年縮め、2043 年とするであろう。
 - 臭化メチルの段階的廃止は、2003-2004 年の生産レベルの 30~40% のレベルで 2005 年と 2006 年の不可欠用途使用免除を認めつつ、先進国で 2005 年から効力を生じた。臭化メチルの不可欠用途及び検疫・事前船積み（QPS）の 2 つの追加的な例外使用が考慮された。両方の場合の解析において、EESC は、2007 年から 1980 年のレベルに戻るまで 1980 年を超えるレベルについて積算されている。不可欠用途使用免除の量は QPS への臭化メチルの推定使用量と同等である。
 - 2010 年又は 2015 年の不可欠用途使用免除の中止に対して、臭化メチルの使用が 2006 年レベルで無期限に続けば、中緯度の EESC 積算量は、それぞれ 4.7% 又は 4.0% 増加するであろう。
 - QPS 使用の臭化メチルの製造を現在のレベルで続け、2015 年に中止すれば、中緯度の EESC 積算量は、現在のレベルで製造を続けた場合と比べて 3.2% 減少するであろう。
 - ・ モントリオール議定書の遵守に失敗すれば、オゾン層の回復が遅れるか、あるいは回復を妨げることになるかもしれない。使用免除の継続や拡張、QPS、中間生成物、原料貯蔵に関連した放出も回復を遅らせるかもしれない。
 - ・ 成層圏オゾン破壊における極短寿命ハロゲン物質の役割は、今までの評価よりも、現在はより重要であると確信されている。このような物質を人為的に大量に生産することがオゾン層破壊を促進させ得ることを示唆している。現在の理解では、この種の物質のオゾン層破壊係数は次の通りである。
 - n-臭化プロピルの熱帯域の放出に対するオゾン層破壊係数は 0.1、北半球中緯度に限定した放出に対しては 0.02-0.03 である。これらの値は前回のアセスメントから変わっていない。

- 最新の解析では、 CF_3I のオゾン層破壊係数の上限は、熱帯域の放出に対しては 0.018、中緯度の放出に対しては 0.011 となっている。前回のアセスメントでは上限は 0.008 であった。
 - 寿命が約 25 日で塩素原子を 1 個含み、CFC-11 と同等の分子量を持つ極短寿命の塩素系ソースガス類は、いかなるものでも約 0.003 のオゾン層破壊係数を持つ。
- ・ オゾン層破壊と気候変動との関連性を理解することは、将来のオゾン量を見積もる上できわめて重要である。オゾン層破壊物質及び代替物質の多くは温室効果ガスでもあり、オゾンの変化は気候に影響を与え、気候の変化はオゾンに影響を与える。これらの問題は、最近、気候変動に関する政府間パネル／技術・経済アセスメントパネル（IPCC/TEAP）の「オゾン層と全球気候システムの保護に関する特別報告：ハイドロフルオロカーボンとパーフルオロカーボンに関する問題」（2005 年）の主題となり、この 2006 年のオゾンアセスメントでもオゾン層破壊と気候変化との結びつきのいくつかの側面について検討がなされた。化学と気候との相互作用を組み込んだ 3 次元モデルが利用され始めたことは大きな前進である。

3. UNEP 環境影響評価パネル報告書要旨(2006 年)*

オゾン層破壊の環境影響：2006 アセスメント
Environmental Effects of Ozone Depletion：2006 Assessment

オゾン層破壊と気候変化との相互作用
Interactions of Ozone Depletion and Climate Change

総括要旨
Executive Summary

オゾン量と紫外線の変化

・モントリオール議定書に基づく規制が効果をあげており、大気中のオゾン層破壊物質濃度は現在減少しつつある。極域外では 1980 年代～1990 年代に見られたオゾン量の減少は現在観測されていない。一方極域では、非常に大きな変動がみられる。毎春、南極では大きなオゾンホールが継続して発生しているが、北極でのオゾン層破壊はより軽度である。これらの変化のうちのいくつかは、単にオゾン層破壊物質の減少に起因するというよりむしろ大気循環の変化によって起こることがわかっており、これは気候変化との連動を示すのかもしれない。全球オゾン量は、1970 年代に比べて依然少ないままである。オゾン量の変化は直接 UV-B 照射量に影響するため、オゾン量減少による UV-B 照射量の高い状態は今後も継続すると予想される。

・大気中オゾン量の今後の変化は依然として不確かである。今後数十年の間、オゾン量は徐々に増加すると予想されるが、オゾン層破壊前の状態と比べて高いレベル、同等、低いレベルのいずれの状態に戻るかはわからない。現在の化学モデルは、観測されたオゾン変動のすべてを正確には再現できておらず、将来の温室効果ガス増加速度は明らかにされていない。また、オゾン層破壊と気候変化の相互作用もまだ充分には理解されていない。現在のモデルは、中緯度地域では今世紀半ばまでに、極緯度地域ではその 10～20 年後頃には、オゾン層が人為起源のオゾン層破壊ガスの影響から回復すると予測している。

・オゾン量変化に起因する UV-B 照射量の長期変化が観察された。オゾン層破壊が進行した期間をとおして、UV-B 照射量が増加した。南半球の空気の清浄な地域では、1990 年代後半以降 UV-B 照射量が減少したといういくつかの証拠がある。入手できる紫外線データ

* 環境省による仮訳

や時間的範囲の拡大が見られたため、最近の変化を、オゾン測定が初めて可能になった 1920 年代後半以降のオゾン量推定値と比較することにより評価できるようになった。1980 年から 20 世紀末までの UV-B 照射量の増加は、長期間の自然変動に比べ大きい値を示している。

・UV-B 照射量の長期変動に対するエアロゾルと大気汚染物質の影響は、オゾン量の変化に起因する影響に匹敵すると考えられる。北半球のいくつかの地域では、オゾン層破壊は止まったにもかかわらず、エアロゾルによる UV-B の吸収が 1990 年代以降継続的に減少しているため、UV-B 照射量は増加が続くことも考えられる。

・オゾン層破壊と気候変化の相互作用は複雑であり、化学、放射及び大気循環パターンの変化によって影響されている可能性がある。この関係は双方向であって、オゾン層変化が気候に影響し、また気候変化がオゾン層に影響する。過去に行われたアセスメントのいくつかのモデルによる予測に反し、最近のモデルと観察結果によると、成層圏オゾン層(UV-B についても)は、オゾン層破壊物質の変化に比較的早く反応しており、気候との相互作用はこの変化を遅らせないことを示唆している。

・UV-B 照射量は気候変化の影響が加わるため、将来の地表 UV-B 照射量の不確実性はオゾン層に対する不確実性より大きい。気候変化は、オゾン量とは関係なく、雲量・エアロゾル量・地表面反射率の変化を介して UV-B 照射量に影響を与えうる。気候変化のスピードは加速しており、21 世紀における気温変化は、20 世紀より約 5 倍大きいと考えられる。また、この変化は今後、雲量・エアロゾル量・地表面反射率に影響を与える。その結果、気候変化に対し効果的な緩和措置がとられなければ、地表への太陽紫外線照射量や生物圏に対する顕著な影響が予想されうる。

健康

・皮質白内障に加えて、核白内障が太陽紫外線に関連することが明らかになった。多くの研究により、太陽紫外線へのばく露が皮質白内障発症の要因であることが示されている。最近のいくつかの報告が核白内障と紫外線ばく露との関連性を裏付けている。さらに、気温が高いほど核白内障発症リスクが増加する可能性もある。それに反し、後囊下白内障の誘発という点において太陽紫外線が原因となると推論するには、証拠は不十分である。

・太陽光へのばく露は、翼状片の重要な危険因子である。翼状片は、視力を著しく低下させる、炎症性、増殖性かつ浸潤性のヒト角膜における病変である。その一部は UV-B ばく露で起こる細胞内損傷により引き起こされる。遺伝要因と太陽光への長時間ばく露は、すべての皮膚色の人にとって翼状片発症の重要な要因である。

・紫外線の眼に対する光生物学的な悪影響は、雲の存在で増幅されうるため、気候変化によって影響される。直射太陽光は、急性光角膜炎、眼の日焼け、さらには白内障発症の主要因とはならないが、散乱又は反射した UV-B はこれらの異常に寄与する。雲に覆われ、光量が弱い場合、眼の自然防御機構が緩み、眼の前方表面と内部構造に高いばく露を与えることになる。同時に、雲に覆われているときには光が散乱するため、眼に影響する UV-B ばく露は増加しうる。

・有棘細胞がん(SCC)、基底細胞がん(BCC)と黒色腫の発生率は上昇を続けている。オランダや白色人種が大部分を占める他の多くの国々では、2000～2015 年の間にこれら 3 つのタイプの皮膚がんがほぼ倍増すると推計されている。黒色腫の発生率増加の主なものは、生存率の高い薄(初期)黒色腫である。小児の黒色腫発生率は依然として増加しており、環境中の紫外線ばく露と正の関連を示している。

・皮膚がん感受性は、DNA 損傷の防止と修復に関与している蛋白質の遺伝情報を規定する遺伝子の僅かな差に関係していると認識されるようになってきている。このような蛋白質は、皮膚がん予防に重要な防御的働きをする。皮膚がんに関連する遺伝子は皮膚がんの種類によって異なり、これらの変異は、各々の皮膚がんの種類において重要な DNA の損傷と修復の種類を理解するてがかりを提供している。このように、集団における遺伝的感受性には大きな差がみられる。将来、遺伝子解析によって、リスクの高い個人を正確に特定できるかもしれない。

・紫外線によって誘発される免疫抑制は、皮膚がん発生の重大な要因である。ある患者では免疫修飾により、ウイルスの再活性化とワクチン効果の低下が引き起こされることがある。紫外線によって誘発された DNA 変異が修復されないと、皮膚がんへの抵抗性が減少し、腫瘍発生の重大な要因ともなる。ウイルス自体と免疫抑制双方への影響により、太陽紫外線ばく露は、潜伏性単純ヘルペスウイルスの再活性化を誘発し、ヘルペスの再発症を導く可能性がある。ヘルペスウイルスは、ヒトパピローマウイルス感染と関連するいくつかの皮膚がんや結膜上皮がん発達の共要因である。限られた証拠ではあるが、少なくとも遺伝的に病気にかかりやすい個人に対し、紫外線ばく露がワクチン効果を低下させる場合のあることが示されている。

・皮膚への UV-B ばく露により形成されるビタミン D (水酸化により活性ビタミンになる) は、いくつかの内臓がん、自己免疫疾患及びその他の疾患の発症に対して防御的役割を果たすと考えられる。多くの研究で、低レベルの太陽 UV-B ばく露と内臓がん(結腸がん、前立腺がんなど)や自己免疫疾患(多発性硬化症や I 型糖尿病など)のハイリスクを関連付けている。太陽光中の UV-B ばく露が不足するとビタミン D 量が至適レベル以下となることか

ら、ビタミン D はこれらの疾患の予防を補助する防御因子とされてきた。ただし、太陽 UV-B ばく露が防御的な役割を果たすことを示す証拠や、これにビタミン D が介在することを示す証拠は決定的なものではない。

・多量の太陽紫外線ばく露の悪影響から眼や皮膚を保護するための個人的な対策は、人々の間にますます広まりつつある。オーストラリア、カナダ、イギリス及びアメリカなどにおける健康キャンペーンは、太陽（紫外線）からの防御に関する一般の人々の認識を高めている。中緯度地域の白人の間で広く用いられている広域スペクトルの日焼け止めローションは、多量の太陽（紫外線）ばく露による日焼けを抑制している。角膜全体を覆う紫外線吸収性ソフトコンタクトレンズは、優れた保護効果により眼を太陽 UV-B から守り、着色サングラスに比べ側部や下部から侵入する紫外線を遮蔽できるという点で優れている。

・ビタミン D 合成に充分であり、しかも皮膚がんのリスクを増加させない最適な太陽 UV-B ばく露量について、統一基準を示すことは現実的ではない。個々の人間が浴びている太陽 UV-B 量は、時刻、緯度、高度、季節、雲量、活動そして着ている衣服のタイプによって大きく異なる。皮膚の色、年齢及び遺伝的な違いも、ばく露がプラスに作用するかマイナスに作用するかを決めるもう一つの重要な要因である。したがって、「安全な」太陽（紫外線）ばく露量は、個人及び居住地域次第である。

・オゾン層破壊と地球規模の気候変化の相互作用は、人間の健康に悪影響を及ぼすかもしれない。現在のところ、地球温暖化が、日光下の屋外で過ごす時間の長さに関して、特に中緯度に居住する人々の行動にいかなる変化をもたらすか予測することは不可能である。もし気温が上昇すると、人々の太陽紫外線ばく露量は現在より大きくなるだろう。このことは、ビタミン D にとっては好都合だが、皮膚がん及び白内障の発生と免疫系に悪影響を与えるだろう。

陸域生態系

・太陽 UV-B 照射量を増大又は低減させた野外研究によると、高等植物及び細菌類、菌類とその他の微生物に多くの影響があると報告されている。野外研究では、UV-B によって高等植物とコケ（蘚類）の光合成はほとんど影響を受けなかったが、高等植物及びコケ（蘚類）の成育や形態にはしばしば変化が見られた。これによって、茎や葉の生育が僅かに減少したり、植物種間での競合的バランスが変化したりする可能性がある。菌類や細菌類は、一般に UV-B による損傷への感受性が高等植物より高いが、種によってその感受性は異なる。この相違は、落葉落枝分解のようなプロセスに影響する微生物群の種構成に変化を及ぼす可能性がある。また、太陽光の UV-B 照射量を加減させる実験から、植物の化学組成物への変化が広く報告されている。

・UV-B の増加はしばしば昆虫による植物組織の消費の大幅な低下をまねく。昆虫の行動変化によることもあるが、通常は UV-B によって生じた植物の化学的及び物理的性質の変化が草食性の低下を引き起こすと説明される。このような変化は、植物と地上及び地下に生息するその他の生物との多くの相互作用に影響を及ぼす。そのメカニズムについて、現在ではより多くのことが解明された。

・土壌内に進入する太陽光の量は多くないが、植物の根系の生物量及び形態は、植物の茎や葉よりはるかに大きな影響を受ける。根の量は、UV-B 照射量の増加によって大きく低下することがある。また、UV-B によって誘発された土壌微生物群や生物量の変化や小型無脊椎動物の変化が報告されており、これらの変化は土壌中のミネラル栄養分の変化に重要な意味を持つ。これらの生態系レベルでの現象の多くは、植物の化学的・物理的性質や根からの浸出液の性質の組織的な変化の結果と考えられる。

・気温、二酸化炭素(CO₂)、湿度及び有効窒素のように広い範囲にわたり変化する他の環境因子と UV-B が相互作用し、複雑な植物の反応を起こす可能性がある。いくつかの研究では、植物成育は高濃度の CO₂ によって促進されたが、一方で、UV-B による影響の多くは、通常、CO₂ の増加によって改善されることはない。しばしば、UV-B によって植物の霜害耐性と極端に高い気温条件での生存性が増すが、逆に、極端な温度では、植物の UV-B 感受性が影響を受ける場合もある。干ばつに抵抗性のある植物は、強い UV-B に対してより抵抗性を持つ傾向がある。さらに、UV-B は水ストレス(植物体の水分不足)症状を軽減すると報告されている。生物が利用可能な窒素は、人間活動のため多くの地域で過去のレベルを超えており、窒素が充分供給された植物は、UV-B に対して一般的により影響を受けやすいという研究もある。

・UV-B への植物の反応に介在している基礎メカニズムについて新たな理解が進んできている。UV-B は、まだ性質が解明されていない受容体分子の活性化をもたらす。初期に起こるこれらの現象は、植物の遺伝子発現と反応の変化にいたる伝達経路を活性化させる。UV-B へのばく露は、UV-B に特異的な信号と、他の環境因子によって引き起こされるものと共通の要素を持つ信号とを誘発する。その共通の信号要素を使用することで、遺伝子発現と機能的反応においてオーバーラップが生じる。こうした新しい知識は、植物の UV-B に対する共通した反応(成長の遅れ、UV-B 照射量増加への順応、植物と植物消費生物との相互関係など)を理解するために有用である。また、植物の成育や機能への様々な環境ストレスの相互作用への理解を助ける。

・生物作用スペクトル関数(BSWF)の使用に関する技術的な問題点がさらに解明された。BSWF は、異なる波長ごとに割り当てられた増幅係数であり、相対的な生物学的影響量の

目安となる。BSWF は、屋外及び制御環境下の施設内の両方において、生物を紫外線にばく露させる実験を適切に実施・解釈するために重要である。BSWF の特性は、成育、DNA 損傷、酸化的損傷や二次代謝産物の変化の誘導といった、植物がもつ様々なプロセスの間で大きく異なる。したがって、単一の BSWF を植物や生態系の反応に使用することは適切でない。

水圏生態系

・最近の野外研究によると、現状の太陽 UV-B 照射量でさえ、水生生物に悪影響を与える可能性のあることが引き続き示されている。UV-B にばく露されると、植物プランクトンと、魚卵、稚魚、動物プランクトン及びその他の第一次及び第二次消費生物の生産性の低下と生殖機能障害及び発育障害が生じることが示されている。UV-B 照射に伴う生物生産性の低下は、食物連鎖のすべての段階を通して伝達されると同時に、種の構成及び生態系の構造や機能に変化を起こす可能性がある。また一次生産の減少は、大気中の二酸化炭素の吸収容量の減少と関連して気候変化に影響をもたらす可能性がある。

・大規模な閉鎖空間での実験によると、生態学的には、水生生物の群落構造の変化の方が、UV-B 増加による藻類バイオマス全体量に対する影響よりも重要である。メソコスム(大型の擬似現場実験水槽)実験では、様々なレベルのオゾン層破壊を模擬するため、プランクトン群落への紫外線照射レベルを調節できる。深度を固定した実験では、現在のレベルの紫外線照射量ではプランクトンの成長が阻害されたが、海水の鉛直混合によってさまざまなレベルの紫外線にプランクトンをばく露させた実験では、成長は阻害されなかった。メソコスム実験を模した総合的なモデルによると、UV-B 照射量の増加は、群落レベルで一次生産生物から細菌への転換を起こしている可能性がある。群集構造における転換は、海洋表層水での二酸化炭素濃度に重大な影響を及ぼす可能性がある。

・最近の研究により、水圏生物の UV-B 防御メカニズムへの理解が進んだ。紫外線は、光合成や窒素固定を減じ、DNA を損傷するが、大部分の植物プランクトンは、紫外線吸収物質、回復酵素及び活性酸素種排除機構などの緩和機能を発達させている。しかし、紫外線に対する防御は完全でない。ピコプランクトンサイズのシアノバクテリアは、紫外線吸収物質を生産せずに、速い細胞分裂によって紫外線の影響を回避している。最近になって、これらの生物は広く水圏に存在し、生息水域での生産性に 50%以上寄与していることがわかった。また、太陽紫外線は、干満帯における大型藻類の鉛直分布を規定している。そのうち上部干満帯の生物では、効果的な遮蔽及び修復機構が発達している。

・UV-B による第一次生産生物バイオマスの減少は、水圏の食物連鎖の高次に位置する消費生物の成長と生存にマイナスの影響を及ぼす。カイアシ類や他の動物プランクトン、サ

ンゴ及びウニを含む広範囲にわたる消費生物のそれぞれの種に対して特有なそして直接的な UV-B の影響が確認されている。

・自然の生息環境において、動物プランクトンは、UV-B へのばく露や地球規模の気候変化要因などの、相反する淘汰圧力に直面している。無脊椎捕食動物は、昼間に動物プランクトンの表層への移動を引き起こし、水面近くで動物プランクトンは高レベルの紫外線にさらされる。鉛直移動と紫外線遮蔽とは別に、動物プランクトンは、UV-B に誘発された DNA 損傷を光回復に頼っている。気候変化に伴う水温の上昇により、酵素活性が増大され、光回復が促進されることが予測される。

・魚類個体群減少の主な原因は、捕食と幼稚魚の食料不足である。しかし、幼稚魚が増加した UV-B にさらされることが、減少傾向をさらに増大している可能性がある。その他の主な要因として、乱獲、地球規模の気候変化による水温上昇、水質汚染や病気が挙げられる。生息海域の特性が不明確であり幼稚魚の自然死亡率が高いため、それぞれの魚種に対する UV-B の影響についての定量的評価は困難である。

・水圏生態系の溶存有機物の濃度と化学組成が、水層内の紫外線の透過率を決定付ける。紫外線照射量は、プランクトン群集の種の構成に影響し、それに伴い溶存有機物(DOM)濃度に影響する。河川に生息しているプランクトン群集とその後背地に生息している陸域植物群集の初期遷移の間には強い関連性があり、さらにその関連性は気候変化によって影響を受ける。その結果、気候変化と紫外線は、湖沼のプランクトンの種の組成に影響を与えたり、輸入種の侵入可能性を増加させたりする潜在的な危険性がある。

生物地球化学的循環

・気候に関連した変化は、陸域から淡水・沿岸生態系への有機物移動を変化させ、それによって紫外線の水中への透過に影響を与え、水圏生物地球化学のプロセスに大きな影響を与える。これらの変動は、高緯度の系では特に一般的である。陸域生態系から浸出又は、流れ出した溶存有機物は、小川、川、湖水、最後に海洋に流入する。有色溶存有機物は、水域への紫外線の透過率を調節するが、同時に太陽紫外線によって光分解され、CO₂を主とする無機小分子を放出する。

・将来表層水温が上昇すると、湖及び海洋の階層化が促進され、表層の生物地球化学に対する UV-B の影響が増大する。この重大な影響は、階層化されている水圏環境の上層における水の UV-B の透過量が大幅に増加することによって引き起こされる。気候変化によるこれらの影響は、水域上層における生物地球化学的循環に対する UV-B の影響を増加させ、それによってオゾン回復の好影響を部分的に打ち消してしまう。

・気候変化と UV-B 照射量の変化は、大気中でのオゾンの化学変化に関与しているハロゲン含有化合物の濃度に影響する。例えば高等植物からの臭化メチルの放出などのハロゲン含有化合物の放出は気温上昇とともに増加する。最近の測定では、大気中の臭化メチルの濃度は1年当たり 2.5～3.0% ずつ減少しているが、将来的な地球温暖化により現在の減少率は鈍化すると予想される。臭素やその他のハロゲンラジカルは、海洋境界層に存在する大気エアロゾルと表層水の両方におけるハロゲン含有化合物に対して UV-B 照射が引き起こす反応を通じて生み出される。これらのハロゲン含有化合物は対流により、オゾン層破壊に臭素ラジカルが関与している上部対流圏へ輸送されることが考えられる。

・UV-B は、水圏環境における金属の生物学的利用性及び毒性を変える可能性がある。多くの微量元素は必須微量栄養物であるが、全ての金属は一定濃度を超えると有毒である。しかしながら、太陽光を受けた表層水には、金属類はしばしば生物が利用できない形態で存在する。UV-B 照射量の増加により、金属の化学形態を、水生生物が利用可能な形態に変えることもある。例えば、水銀元素は紫外線によって酸化され、水圏食物連鎖の生物蓄積を通してヒトの健康に悪影響を与えるメチル水銀の前駆体が生成される。

・紫外線は、海洋硫黄循環に関与する光化学反応を推進し、大気エアロゾルの生成や雲形成につながる。ジメチルスルフィド(DMS)の海洋放出は、大気放射と気温に影響する大気エアロゾルを生み出す。紫外線による形態変化は、海洋上部における DMS の重要な吸収源である。また、海洋上部でのもう一つの重要な硫黄化合物である硫化カルボニルは、有色溶存有機物(CDOM)が関与する UV-B の誘発反応により生成される。

・陸域系では、UV-B 照射は、分解や土壌生物学的な変化を通して炭素及び栄養物の循環に影響を与える可能性がある。太陽 UV-B へのばく露は、特に乾燥気候帯で、枯れた植物の直接光分解を引き起こす。植物が UV-B にばく露されると、植物根浸出物や枯れた植物の化学変化により土壌生物と生物地球化学に影響する。UV-B によって誘発された炭素及び栄養物の循環の変化は、気候変化への反応との相互作用によって、生態系の長期的炭素収支に影響を与えることも考えられる。

大気質

・モデルと観測値によると、成層圏から対流圏へのオゾンの移動が過去 30 年間に約 30% 減少した可能性がある。地上近くの大気質は重要な指標の一つである。対流圏のオゾン濃度は、UV-B 照射量や局地的な天候システム・汚染物質濃度によって影響を受けている。また、成層圏のオゾン層破壊により UV-B 照射量が強まった結果、対流圏におけるオゾン発生率は増加したが、成層圏から対流圏へ移動するオゾン量は減少した。

・今後予測されている成層圏オゾンの増加は、対流圏温度を上昇させ、大気境界層のオゾン濃度を増加させるかもしれない。モデルによると、大気境界層のオゾン濃度が 2000～2100 年の間に、気候変化、大気汚染、成層圏オゾンの増加といった複合効果により地球全体で 33～100%増加することが予測されている。しかし、この増加による気候への影響は、対流圏のオゾン濃度が空間的にも時間的にも非常に変動的であるため、定量化することは困難である。

・UV-B 照射量の変動によって起こる対流圏の水酸化ラジカル濃度の変動は、現在ではうまく定量化されるようになった。対流圏の水酸化ラジカル(OH)は、大気中における主要な酸化剤の一つで、オゾン層破壊、気候変化及び都市部の大気汚染に関与する大気微量成分を破壊する。地球全体の OH 平均値は、長期間ではなく、短期間(月～年単位)の変動について観察されてきた。最近の比較的清浄な地域における 5 年以上の観測値では、OH 濃度は太陽紫外線の強度によって予測が可能である。もし、この関係が今後の観測でも確認されるなら、このアプローチは、紫外線観測を利用して、種々の化学状態での対流圏の酸化効率の特性化に用いることができ、大気質の評価を単純化できるだろう。

・大気圏の酸化能に対するオゾン量変化の影響を推定するモデルについて、非汚染地域対象のものは信頼性が高まってきた。紫外線照射量の観測値と、下層大気の OH を含む化学組成物の測定値は、現在では化学モデルと通常は一致し、非汚染大気中で晴天時及び一定の雲量時ともに測定精度内にある。しかし、中度及び重度に汚染された都市区域又は森林環境では、モデルと測定値は一致しない。このようなモデルの不確実性は、特に大気汚染の可能性のある区域において、対流圏オゾンの局地的測定的重要性を示している。

・南極における地表でのオゾン観測値の分析によると、成層圏オゾン層破壊の結果として、この地域の大気境界層に有意な化学的变化があることが示唆されている。大気境界層のオゾン濃度の観測値によると、最近(1990 年以降)、オゾンホール出現中に地表に達する紫外線照射量の増加及び氷層からの一酸化窒素(NO_x)の発生増加と一致して、地表オゾン濃度が増加している。このように、南極の下層大気は、オゾンホール発達以前に比べ、酸化能力が強くなっていると推測され、金属の生物学的利用率の変動を通して悪影響をもたらすことも考えられる。

・強力な温室効果ガスであり、トリフルオロ酢酸の主要な人為的発生源として知られている HFC-134a の対流圏濃度は急速に増えている。HFC-134a 濃度の増加は、既知の使用量及び大気中の損失プロセスと一致している。1998～2002 年の両半球での観測によると、HFC-134a 濃度は年間 12%まで増加している。これまでの観測値と、既知の発生源及び吸収源との間の良好な一致は、トリフルオロ酢酸の環境での蓄積予測への信頼性を高めてい

る。HFC-134a 濃度の増加は、気候変化を加速することも考えられる。

・ハイドロクロロフルオロカーボン(HCFCs)とハイドロフルオロカーボン(HFCs)の大気分解で生じる物質が、人類及び環境に与えるリスクは最小限と考えられる。これらの化合物には、トリフルオロ酢酸(TFA)とクロジフルオロ酢酸が含まれる。最近の研究によっても、現在の淡水及び海水への環境負荷による環境リスク及び健康リスクは小さいとする結論が得られている。また、気候変化と、HCFCs 及び HFCs の継続利用のため、これらの化合物の量が将来も増加し続けると予想されるが、現在の情報では重要な問題ではないことが示されている。

・HCFC 代替物として提案されているペルフルオロポリエーテルは非常に大きな地球温暖化係数を持ち、大気中の化学分解に対しても高い安定性を示している。この化合物は通常、工業用熱伝導流体として用いられている。これらの物質が地球温暖化やそのオゾン層破壊との相互作用に大きく影響を与えているかどうかは知られていないが、これらのリスクは今後さらに評価されるべきである。

材料への損傷

・太陽紫外線にさらされたプラスチックや木材は、時間の経過とともに有用な特性を失うといった劣化を生じる。この損傷は、照射量に依存しており、多くの材料の屋外での耐用年数を規定する。損傷は、高温、高湿、そして大気汚染物質の存在によって加速する。そのため、太陽紫外線による材料損傷を抑制するために、光安定剤や表面塗装剤が広く用いられている。紫外線レベルが高ければ、高レベルの安定剤を必要とするため、屋外で使用する材料のコストが高くなる。

・いくつかの新規紫外線安定剤と、紫外線耐性を改良するための製品製造技術が報告されている。ポリマー(重合体)に結合しているため浸出による損失が少ないと思われる安定剤化合物のように、効果的な光安定剤の新規改良型が最近報告されている。安定剤配合の相乗効果メカニズムがさらに解明されており、新規の光安定剤配合の改良に貢献するであろう。この分野での継続的な研究が、太陽 UV-B にばく露した材料をより強力に保護できる方法の開発に貢献するだろう。

・ナノスケール添加剤を使用する最新の傾向は、プラスチック製品の紫外線安定性を改善するかもしれない。ナノスケール添加剤は、従来の添加剤に比べ、より小さい平均粒子サイズで、多くの場合良好な物理的性質を持っている。初期のデータによれば、いくつかのナノスケール添加剤は、良質な光安定剤としても作用し、屋外の紫外線にさらされる製品の耐用年数を延長させることが示されている。しかし、これらの添加剤と、従来の光安定

剤又は酸化防止剤や難燃剤などのその他の添加剤との相互作用については、まだ完全には評価されていない。

・プラスチックの添加剤として粉末化した木材の使用について研究が続けられている。これらの添加剤の紫外線安定性に対する効果は、使用する木材の種類によって異なる。粉末化した木材やその他の植物資材は、屋外での使用を意図したいくつかのプラスチック製品のための低コストの天然添加剤として使用されている。最近の研究では、これらの植物由来添加剤のいくつかは、天然充填材の材料、又はその材料に用いられた処理方法によって、光損傷を促進する場合もあれば、光安定化として作用する場合もあると指摘されている。しかし、木材添加剤に含有されるリグニンは太陽 UV-B を吸収し、ポリマー成分の光損傷を促進する。したがって、充填したポリマーの光安定性を損なわない、生物由来添加剤の原料と処理技術を特定することは、屋外で使用する低コストで紫外線安定性のあるプラスチック製品につながると考えられる。

4. IPCC／TEAP 特別報告要旨

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

1. はじめに

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

オゾン層破壊物質は成層圏のオゾン層破壊の原因となるため、モントリオール議定書の下で生産と消費が制限され、徐々に撤廃されつつある。これは、モントリオール議定書の締約国である先進国及び発展途上国双方の締約国の努力の成果である。オゾン層破壊物質とその代替物質は気候変化に影響を与える温室効果ガスでもある。(図 4-8 参照)。いくつかのオゾン層破壊物質の代替物質の中で、特にハイドロフルオロカーボン(HFC)とパーフルオロカーボン(PFC)は UNFCCC 及び京都議定書の対象となっている。オゾン層を保護するために採られた選択が気候変化に影響することもある。また、気候変化が間接的にオゾン層に影響を与えることもある。

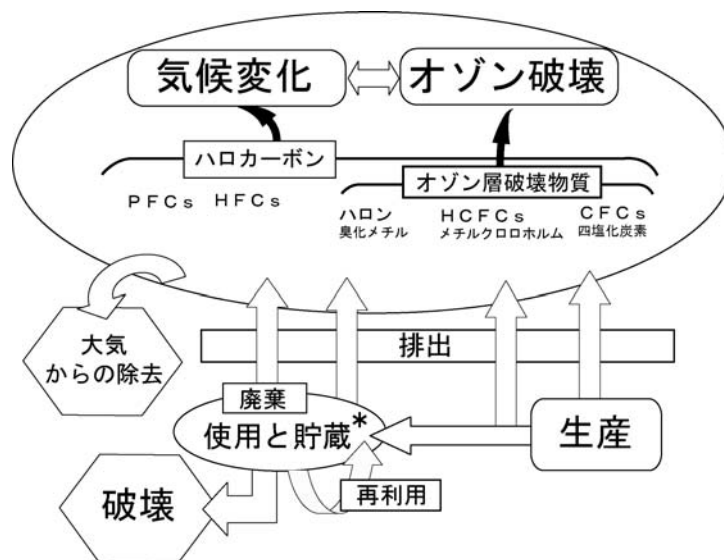


図 4-8 本報告書で扱う主要な問題の概念図

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

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

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

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

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

2. ハロカーボン、オゾン層破壊、気候変化

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

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

ハロカーボン、中でもオゾン層破壊物質は、直接放射強制力*の増加とそれに関連した地球全体の平均表面温度の上昇の一因となった（図 4-9 参照）。1750 年から 2000 年までに工業的に生産されたオゾン層破壊物質とそれ以外のハロカーボンの増加による正の直接放射強制力の増加は $0.34 \pm 0.03 \text{ Wm}^{-2}$ と推定される。これは、同期間によく混合された温室効果ガス全体の増加によるものの約 14%にあたる。ハロカーボン類の増加の大半は、最近数十年に起こったものである。大気中の CFC 濃度は、2001 年から 2003 年まで横ばいかもしくは減少傾向にある（CFC の種類により異なり、0～-3%/年の変動率である）。一方、ハロンや代替物質である HCFC、HFC は増加した（それぞれ、1～3%/年、3～7%/年、13～17%/年）。

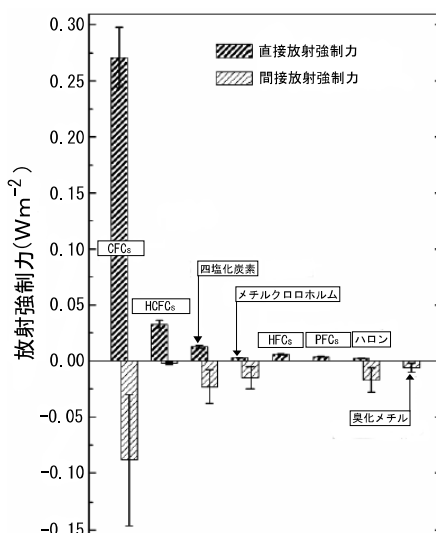


図 4-9 1750 年～2000 年のハロカーボン類の変化による直接及び間接放射強制力
縦線は標準偏差の 2 倍を示す ($\pm 2\sigma$)。

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

オゾン層が破壊されると、気候に対する負の放射強制力が生み出される。これは、オゾン層破壊物質の間接的な冷却効果である（図 4-9 参照）。オゾン量の変化は、現在のところ地球全体で平均約 $-0.15 \pm 0.10 \text{ Wm}^{-2}$ の放射強制力を与えていると考えられている。主にオ

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

ゾン層破壊の詳細な垂直分布がはっきりしないため、オゾン層破壊物質の間接放射強制力も非常に不確かである。この負の放射強制力は、オゾン層破壊物質自体による正の直接放射強制力 ($0.33 \pm 0.03 \text{ Wm}^{-2}$) より小さいと思われる。

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

各種ガスは、主にこれまでの排出量、温室効果ガスとしての効果、大気中の寿命、分子に含まれる塩素又は臭素原子の数などにより温暖化効果とオゾン破壊効果が異なる (図 4-9 参照)。臭素を含むガスは、現在のところ温暖化効果よりも冷却効果に寄与している。一方、CFC と HCFC は冷却効果よりも温暖化効果に寄与している。HFC と PFC は温暖化にのみ寄与している。

2. 2 オゾン層破壊物質の段階的撤廃は、気候変化及びオゾン層破壊への取組にどのような影響を与えたか？

モントリオール議定書の下での措置により、CFC は HCFC や HFC、その他の物質・製法へと代替された。代替ガスの地球温暖化係数 (GWP) は総じてより小さく、ハロカーボン類の総排出量が減少したため、直接的 GWP で重み付けされた CO_2 換算での総排出量も減少してきた。大気観測結果によると、CFC、HCFC、HFC の CO_2 換算排出量は、1990 年頃に年間約 $7.5 \pm 0.4 \text{ Gt} \cdot \text{CO}_2$ であったのが、2000 年頃には年間約 $2.5 \pm 0.2 \text{ Gt} \cdot \text{CO}_2$ へと減少した。これは、それぞれの年の地球全体の化石燃料の燃焼による CO_2 排出量の約 33% と約 10% に相当する。成層圏の塩素濃度はほぼ横ばいであり、既に減少し始めている可能性もある。

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

本報告書において開発された現状維持シナリオを基に算出した 2015 年の HFC の推定直接放射強制力は約 0.030 Wm^{-2} である。一方、IPCC の排出シナリオに関する特別報告 (SRES) におけるシナリオを基に算出した 2015 年における PFC の放射強制力は約 0.006 Wm^{-2} である。これらの HFC と PFC の放射強制力は、よく混合された温室効果ガス全体の 2015 年の推定放射強制力のそれぞれ約 1.0%、約 0.2% にあたり、一方、オゾン層破壊物質の寄与は約 10% である。本報告書は、特に 2015 年までの期間のシナリオに焦点

をあてている。IPCC の SRES のシナリオでは 2015 年以降の期間についても検討されているが、再評価はされていない。SRES のシナリオでは、これから数十年の間に HFC からの放射強制力が大幅に増加すると予測しているが、技術の適用と政策に関して不確実性が大きいことから、その推定値自体も非常に不確かなものとなっている。

観測結果及びモデルによる算出結果によると、地球規模の平均的なオゾン層破壊量は、現在ほぼ安定化してきていることが示唆されている（図 4-10 参照）。オゾン層破壊が最も著しい極域も含め、オゾン量には今後もかなりの経年変動があると予想されるが、モントリオール議定書が完全に遵守された場合、オゾン層破壊物質の大気中濃度が減少することにより、今後数十年のうちにオゾン層は回復し始めると考えられる。

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

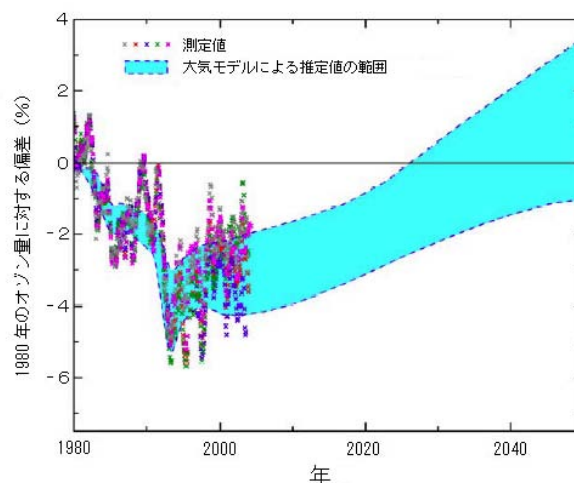


図 4-10 低中緯度(60°S–60°N)におけるオゾン量の比偏差の推移

1980 年のオゾン量に対する偏差を％で表す。×は観測値、点線の囲みは大気モデルによる推定値の範囲である。

CFC、HCFC、HFC、PFC 及びハロンの排出に伴う今後の相対的な温暖化及び冷却効果は、ガスの寿命、化学的性状及び排出の期間によって異なる（表 4-15 参照）。HFC と HCFC の大気中寿命は約 1 年から 20 年の範囲であり、いくつかの HFC やほとんどのハ

ロン及びCFCは数十年から数世紀にわたる。また、PFCは1,000年から50,000年である。ハロカーボン類の直接的 GWP は 5 から 10,000 の範囲に及ぶ。オゾン層破壊物質による間接的な冷却化はオゾン層の回復により停止すると予想されるため、間接的な冷却効果に関する GWP は、排出の年やモントリオール議定書の遵守、ガスの寿命に依存する。このため、間接的な GWP は直接的な GWP よりもより不確実である傾向にある。

2. 3 大気圏化学に関連する大気質及びその他の環境問題に対して、オゾン層破壊物質の代替化はどのような影響をもたらすか？

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

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

表 4-15 ハロカーボン類の GWP

ガス	直接的放射強制力によるGWP ^a	間接的放射強制力によるGWP ^b (2005年の排出)	寿命 (年)	UNFCCCの 報告 ^c GWP
CFCs				
CFC-12	10,720 ± 3750	-1920 ± 1630	100	n.a. ^d
CFC-114	9880 ± 3460	n.a.	300	n.a. ^d
CFC-115	7250 ± 2540	n.a.	1700	n.a. ^d
CFC-113	6030 ± 2110	-2250 ± 1890	85	n.a. ^d
CFC-11	4680 ± 1640	-3420 ± 2710	45	n.a. ^d
HCFCs				
HCFC-142b	2270 ± 800	-337 ± 237	17.9	n.a. ^d
HCFC-22	1780 ± 620	-269 ± 183	12	n.a. ^d
HCFC-141b	713 ± 250	-631 ± 424	9.3	n.a. ^d
HCFC-124	599 ± 210	-114 ± 76	5.8	n.a. ^d
HCFC-225cb	586 ± 205	-148 ± 98	5.8	n.a. ^d
HCFC-225ca	120 ± 42	-91 ± 60	1.9	n.a. ^d
HCFC-123	76 ± 27	-82 ± 55	1.3	n.a. ^d
HFCs				
HFC-23	14,310 ± 5000	~0	270	11,700
HFC-143a	4400 ± 1540	~0	52	3800
HFC-125	3450 ± 1210	~0	29	2800
HFC-227ea	3140 ± 1100	~0	34.2	2900
HFC-43-10mee	1610 ± 560	~0	15.9	1300
HFC-134a	1410 ± 490	~0	14	1300
HFC-245fa	1020 ± 360	~0	7.6	- ^e
HFC-365mfc	782 ± 270	~0	8.6	- ^e
HFC-32	670 ± 240	~0	4.9	650
HFC-152a	122 ± 43	~0	1.4	140
PFCs				
C ₂ F ₆	12,010 ± 4200	~0	10,000	9200
C ₆ F ₁₄	9140 ± 3200	~0	3200	7400
CF ₄	5820 ± 2040	~0	50,000	6500
ハロン				
ハロン-1301	7030 ± 2460	-32,900 ± 27,100	65	n.a. ^d
ハロン-1211	1860 ± 650	-28,200 ± 19,600	16	n.a. ^d
ハロン-2402	1620 ± 570	-43,100 ± 30,800	20	n.a. ^d
その他のハロカーボン				
四塩化炭素(CCl ₄)	1380 ± 480	-3330 ± 2460	26	n.a. ^d
1,1,1-トリクロロエタン (CH ₃ CCl ₃)	144 ± 50	-610 ± 407	5.0	n.a. ^d
臭化メチル(CH ₃ Br)	5 ± 2	-1610 ± 1070	0.7	n.a. ^d

n.a. はnot available (該当なし) のこと。一般にモントリオール議定書やUNFCCC及び京都議定書において報告され、本報告書において評価されているハロカーボン類のGWPは、UNFCCCの下で報告に使用される大気中寿命とGWPを用い、100年の評価期間におけるCO₂に対する相対値として示されている。濃い灰色で示すガスはモントリオール議定書の対象物質であり、薄い灰色で示すガスはUNFCCCの対象物質である。

a 直接的な正の放射強制力によるGWPの不確実性は±35%である (標準偏差の (±2σ) 2倍) (IPCC, 2001)。

b 間接的な負の放射強制力によるGWPの不確実性には、オゾン層破壊による負の放射強制力の不確実性だけでなく、オゾン層の回復までに要する時間の不確実性も考慮されている。

c UNFCCCの報告ガイドラインはIPCC第2次評価報告書のGWP値を使用している (FCCC/SBSTA/2004/8, <http://unfccc.int/resource/docs/2004/sbsta/08.pdf>参照)。

d オゾン層破壊物質はUNFCCCの対象ではない。

e IPCC第2次評価報告書にはHFC-245fa及びHFC-365mfcのGWP値は含まれていない。しかし、UNFCCCの報告ガイドラインにはすべての温室効果ガスからの排出量報告に関する規定が含まれているため、IPCCによって評価されたGWP値が存在する。

5. 参考文献

伊藤朋之，上野丈夫，梶原良一，下道正則，上窪哲郎，伊藤真人，小林正人：地上到達紫外光量の監視技術の開発，気象庁「研究時報」43 巻, 213－273 頁,1991.

小野雅司ら：平成 13 年度地球環境研究総合推進費終了報告書，2002.

環境庁：昭和 63 年度環境庁委託業務結果報告書，オゾン層等状況解析手法検討調査，1989.

環境庁：平成元年度環境庁委託業務結果報告書，オゾン層等状況解析調査－基礎調査－，1990.

環境庁「オゾン層保護検討会」編：オゾン層を守る，日本放送出版協会，1989.

環境省：「化学物質ファクトシート（2005 年度版）」，2006.

環境省：「紫外線保健指導マニュアル」，2006.

気象庁：オゾン層観測報告，1993－2006.

気象庁：気象庁技術報告第 112 号，オゾン層の観測・解析の現状，1992.

気象庁：大気・海洋環境観測報告（平成 17 年度観測成果），2007.

気象庁：地球温暖化監視レポート，1992,1993.

気象庁観測部：有害紫外光の観測網の確立について，1990.

佐々木政子：UV-B 紫外光線量計とその応用，照明学会研究資料，1990.

富永健，巻出義紘：日本化学会誌，1991, 351.

日本皮膚悪性腫瘍学会予後統計調査委員会：悪性黒色腫の全国アンケート，Skin Cancer Vol.15 No.1, 2000.

Te.Aoki, Ta.Aoki, M.Fukabori, and T.Takao: Characteristics of UV-B irradiance at Syowa Station, Antarctica: Analyses of the measurements and comparison with numerical simulations, Journal of the Meteorological Society of Japan,80,161-170. 2002.

K.Araki, T.Nagano, M.Ueda, F.Washio, S.Watanabe, N. Yamaguchi, M.Ichihashi: Incidence of skin cancers and precancerous lesions in Japanese- Risk factors and prevention-. J Epidemiol 9: Supple 6: s14-s21, 1999.

G.E. Bodeker, J.C. Scott, K. Kreher, R.L. McKenzie: Global ozone trends in potential vorticity coordinates using TOMS and GOME intercompared against the Dobson network: 1978-1998, Journal of Geophysical Research, 106, 23029-23042, 2001.

- R. J. Charlson, J. E. Lovelock, M.O.Andreae and S.G.Warren: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate, *Nature*, 326, 655-661, 1987.
- M.A.J. Curran and G.B. Jones: Dimethyl sulfide in the Southern Ocean: seasonality and flux, *Journal of Geophysical Research*, 105, 20451-20459, 2000.
- D.L. Damian, G.M. Halliday, C.A. Taylor, R.S. Barnetson: Ultraviolet Radiation Induced Suppression of Mantoux Reactions in Humans, *Journal of Investigative Dermatology*, Vol.110(5), 824, 1998.
- Y. Du, X. Guan, W.M. Kwok, L.M. Chu, and D.L. Phillips: Comparison of the Dehalogenation of Dihalomethanes (CH_2XI , where $\text{X} = \text{Cl}, \text{Br}, \text{I}$) Following Ultraviolet Photolysis in Aqueous and NaCl Saltwater Environments *Journal of Physical Chemistry A*, 109 (26), 5872-82, 2005.
- D.J. Erickson III, R.G. Zepp, and E. Atlas: Ozone depletion and the air-sea exchange of greenhouse and chemically reactive trace gases, *Chemosphere-Global Change Science*, 2, 137-149, 2000.
- G. Estupinan, S. Raman, G.H. Crescenti, J.J. Streicher, W.F. Barnard: Effects of clouds and haze on UV-B radiation, *Journal of Geophysical Research*, 101, 16807-16816, 1996.
- European Commission: "Ozone-climate interactions", Air pollution research report No.81, 2003.
- E.Giovannucci, Y.Liu, E.B.Rimm, B.W.Hollis, C.S.Fuchs, M.J. Stampfer, W.C.Willett: Prospective study of predictors of vitamin D status and cancer incidence and mortality in men. *J Natl Cancer Inst* 98:428-430, 2006.
- A.C.Fusco and J.A.Logan, *J. Geophys. Res.*, D105, doi: 10.1029/2002JD002742, 2003.
- C.Granier, J.F.Müller, S.Madronich and G.Brasseur: Possible causes for the 1990-1993 decrease in the global tropospheric CO abundances: A three-dimensional sensitivity study, *Atmospheric Environment*, 30, 1673-1682, 1996.
- W.B.Grant: Sunlight, Highly cited and/or important papers on vitamin D and cancer, Nutrition And Health Research Center, 2006.
[http://www.sunarc.org/603-Highly cited vitamin D, cancer.doc](http://www.sunarc.org/603-Highly%20cited%20vitamin%20D,%20cancer.doc)
- J. Hidema, M. Teranishi, Y. Iwamatsu, T. Hirouchi, T. Ueda, T. Sato, B. Burr, B. M. Sutherland, K. Yamamoto, T. Kumagai: Spontaneously occurring mutations in the cyclobutane pyrimidine dimer photolyase gene cause different sensitivities to ultraviolet-B in rice. *Plant J.*, 43, 57-67.
- IPPC: Climate Change 2001 The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001.
- M. Ichihashi et al.: Recent Result in Cancer Research, Vol.139, 1995.
- I. S. A. Isaksen, C.Zerefos, K.Kourtidis, C.Meleti, S.B.Dalsøren, J.K.Sundet, P.Zanis

- and D.Balis: Tropospheric ozone changes at unpolluted and semi-polluted regions induced by stratospheric ozone changes, *Journal of Geophysical Research*, 110 D02302, 2005,
- N. Katoh, F. Jonasson, H. Sasaki, M. Kojima, M. Ono, N. Takahashi, K. Sasaki: Cortical lens opacification in Iceland: Risk Factor Analysis – Reykjavik Eye Study, *Acta Ophthalmologica Scandinavica*, Volume 79, Issue 2 Page 154 Vol.79, 2001.
- P.Lumsden: *Plants and UV-B. Responses to Environmental Change*. Cambridge University Press, 1997.
- Y.Makide, et al.: *Bulletin of the Chemical Society of Japan*, 60, 571, 1987.
- C.Meyer: *JAMA*(日本語版), 26 頁, 11 月号, 2004
- T.Miyaji: Skin cancers in Japan, A nationwide 5-year survey, 1956-1960. Conference on Biology of Skin Cancer. *Nat Cancer Inst Monogr*, 10: 55-70, 1963
- S.A.Montzka, J.H.Butler, J.W.Elkins, T.M.Thompson, A.D.Clarke, L.T.Lock: Present and future trends in the atmospheric burden of ozone-depleting halogens, *Nature*, 398,690, 1999.
- K.Naruse, M.Ueda, T.Nagano, T.Suzuki, S.Harada, K.Imaizumi, S.Watanabe, M.Ichihashi: Prevalence of actinic keratosis in Japan, *Journal of Dermatological Science*, Vol.15, Issue 3, 183-187, 1997.
- P.J.Neal, and D.J.Kieber 2000: Assessing biological and chemical effects of UV in the marine environment : Spectral weighting function, pp. 61-83, In Hester, R. E. and R. M. Harrison (eds), *Causes and Environmental Implications of Increased UV-B radiation*, Royal society of Chemistry, Cambridge.
- NOAA: Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, Summary Report No.24, 1996-1997, 1998.
- NOAA: Northern hemisphere winter summary 2004-2005, 2005.
- M.J.Pullin, S.Bertilsson, J.V.Goldstone, and B.M.Voelker: Effects of sunlight and hydroxyl radical on dissolved organic matter: Bacterial growth efficiency and production of carboxylic acids and other substrates, *Limnol. Oceanogr.*, 49, 2011-22, 2004.
- V. Ramaswamy et al, *Science*, 311, 1138, 2006.
- F. Rohrer and H. Berresheim, *Nature*, 442, 184,2006.
- H.Sasaki, Y.Kawakami, M.Ono, F. Jonasson, YB.Shui, H.M.Cheng, L.Robman, C.McCarty, S.J.Chew, K.Sasaki: Localization of Cortical Cataract in Subjects of Diverse Races and Latitude, *Investigative Ophthalmology & Visual Science*, 44, 4210-4214, 2003.
- K.Sasaki, H.Sasaki, M.Kojima, YB.Shui, O.Hockwin, F.Jonasson, HM.Cheng, M.Ono,

- N.Katoh: Epidemiological Studies on UV-related cataract in climatically different countries, *Journal of Epidemiology*, 9(6), S33-38, 1999.
- K.Sasaki, H.Sasaki, F.Jonasson, M.Kojima, H.M.Cheng: Racial Differences of Lens Transparency Property with Aging and Prevalence of Age Related Cataract Applying a WHO Classification System. *Ophtalmic Res*, 36(6), 332-340, 2004.
- M.Sasaki, S.Takeshita, T. Oyanagi, Y. Miyake, T.Sakata: Increasing trend of biologically active solar ultraviolet-B irradiance in mid-latitude Japan in the 1990s, *Optical Engineering*, 41(12), 3062-3069, 2002.
- T.Shirai and Y.Makide: Rapidly Increasing Concentrations of CFC Alternatives (HFC-134a, HCFC-141b, and HCFC-142b) in the Atmosphere as Observed in Hokkaido and Antarctica, *Chemistry Letters*, 4, 357, 1998.
- K. Sudo et al., *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi: 10.1029/2003GL018526, 2003.
- T.Suzuki, M.Ueda, K.Naruse, T.Nagano, S.Harada, K.Imaizumi, S.Watanabe, M.Ichihashi: Incidence of actinic keratosis of Japanese in Kasai City, Hyogo : *Journal of Dermatological Science*, Vol.16, Issue 1, 74-78, 1997.
- The Research Group for Population-based Cancer Registration in Japan: Cancer Incidence and Incidence Rates in Japan in 1999: Estimates Based on Data from 11 Population-based Cancer Registries, *Japanese Journal of Clinical Oncology*, vol. 34, No.6, 352-356, 2004.
- M.Tada, Y.Miki: Malignant skin tumors among dermatology patients in university hospitals of Japan. A statistical survey 1971-1975. *The Journal of dermatology*, 11, 313-321, 1984.
- S.Takahashi, N.Nakajima, H.Saji, N.Kondo: Diurnal change of cucumber CPD photolyase gene (*CsPFR*) expression and its physiological role in growth under UV-B irradiation. *Plant Cell Physiol.*, 43, 342-349. 2002.
- T.Tominaga: Chlorofluorocarbons in the atmosphere: Trends and vertical profiles, *Pure and Applied Chemistry*, 64, 529, 1992.
- UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994, 1995.
- UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998, 1999.
- UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, 2003.
- UNEP/WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, 2007.
- UNEP: Environmental Effects Panel Report: November 1989.
- UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1991 Update, November 1991.
- UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1994 Assessment.

UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion: 1998 Assessment.

UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2002 assessment.

UNEP: Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2006 assessment.

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

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

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

6. 英略語一覧

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

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