

## 科学・環境影響パネル報告要旨（1998年）

### 1. WMO/UNEP オゾン層破壊の科学アセスメント 1998

1987年に採択された「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」は1997年9月に制定10周年を迎えた。同議定書では、世界の各分野の専門家が科学、環境、技術及び経済の側面から評価した情報に基づいて、議定書の締約国が将来の政策を決定することを求めている。オゾン科学についてこの10年間に得られた新たな知見は1988、1989、1991及び1994年にそれぞれ評価されてきた。1987年に採択された議定書の一連の改正および調整は、この情報に基づいて行われてきた。本アセスメントはそのシリーズの5番目のものである。

#### <最近の主な科学的発見と観測>

「オゾン層破壊の科学アセスメント：1994」の発表以来、オゾン層に対する人間活動の影響、地球の気候に関係している放射平衡へ及ぼす大気化学成分の変化の影響およびオゾン層と気候系の相互作用についての理解は深まっている。多くの研究機関による調査、大気観測および理論とモデルを使用した研究によって、オゾンと気候に関係した重要な発見がなされた。

**下層大気におけるオゾン破壊物質の総量は1994年頃にピークを迎え、現在は緩やかに減少している。塩素総量は減少しているが臭素総量は増加している。**1994年のアセスメントで予測されたように、主にクロロフルオロカーボン類（CFCs）、四塩化炭素及びメチルクロロホルムに起因する塩素総量の長期間続いてきた増加は止まった。対流圏における塩素総量のピークは1992年中頃から1994年中頃の間であり、その値は $3.7 \pm 0.1$  ppbであった。この塩素総量の減少は主としてメチルクロロホルムの大気中への放出が減少したことによるものである。主なCFCsに起因する塩素は、僅かながらまだ増加している。ハロン類の大部分は増加を続けている（例えば、ハロン-1211は1996年に年約6%）が、その増加率は最近緩やかとなっている。これらのハロンの増加の原因は、先進国に広く蓄積されたハロン類と開発途上国で新しく生産されたものが1990年代に放出されたものによると考えられる。下層大気において観測されたCFCsとハロカーボン類の量は報告された放出量と一致している。

**大気中のCFCsの代替物質の増加が観測されている。**大気中のハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）とハイドロフルオロカーボン類（HFCs）は、早くから使用され続けてきたこと及びCFCsの代替物質として使用されていることから、現在でも増加している。1996年の時点で、長寿命のガス類による対流圏塩素量の約5%はHCFCsからのものである。この代替物質の増加により、メチルクロロホルムの減少に伴う対流圏塩素量の減少がいくらか相殺されているが、代替物質による増加率は1980年代を通しての対流圏塩素の増加率の約10分の1以下である。大気中のHCFC-141bとHCFC-142bの観測値は、報告されている放出量データから計算される値のそれぞれ1.3、2倍となっている。HCFC-22とHCFC-134aについては観測値と計算値は一致している。

**成層圏の塩素と臭素の総量は2000年より前にピークを迎えると予測される。**成層圏の塩素と臭素の総量のピークが下層大気と比較して遅れる原因は、地上での放出物が下部成層圏に到達するまでにある程度の時間を要するためである。成層圏における主な塩素化合物についての現在までの観測結果、その増加率は予測通りにより緩やかで、本アセスメントの解析に使用した最新の観測においてもまだピークには達していない。

**臭化メチルがオゾン破壊物質として果たす役割は、不確かさがあるものの1994年のアセスメントでの試算よりも少ないと考えられる。**臭化メチルのオゾン破壊係数（ODP）は、前回の

アセスメントでは 0.6 であったが、現在の最も妥当な試算値は 0.4 である。この変化は主に海洋による除去過程の効果の見積もりが大きくなったこと、土壌による取り込みを考慮したこと及び効果は少ないが大気中の除去率の見積もりの変化に起因する。最近の研究によっても、大気中の臭化メチルに関する科学は複雑でまだ十分には理解されていない。現在のところ大気中の臭化メチルの発生・吸収源は十分理解されていない。

**中緯度における成層圏オゾンの減少の速度は遅くなった。このため 1994 年のアセスメントで見積もられていたオゾン消失の見通しよりも、実際に起こった消失は少なかった。**オゾン全量は 1979 年から 1991 年の期間に中緯度 (25 ~ 60 度) で有意に減少し、その 10 年あたりの減少率は北半球中緯度の冬・春で 4.0%、北半球中緯度の夏・秋で 1.8%、南半球中緯度の通年で 3.8% であった。しかし、1980 年代に観測された直線トレンドは、1991 年以降は続かず、1991 年のピナトゥボ火山噴火の影響がなくなった後のオゾン全量は両半球中緯度域でほぼ一定の値を示している。1979 年を基準とした 1994 ~ 1997 年にかけて観測されたオゾン全量の減少は、北半球中緯度の冬・春で 5.4%、北半球中緯度の夏・秋で 2.8%、南半球中緯度の通年で 5.0% であり、1994 年のアセスメントでの直線トレンドの仮定によってそれぞれ得られる値である 7.6、3.4、7.2% と比べると小さくなっている。1991 年より前のオゾントレンドによる直線外挿が現状と一致しない理由は、成層圏の塩素・臭素およびエーロゾルの変化がオゾンに与える影響からある程度説明できる。

**長期間にわたる塩素の蓄積と上部成層圏のオゾンの減少との関連は明確となった。**上部成層圏に蓄積された塩素の観測を基にしたモデル計算では、過去数十年間に観測されてきたオゾン減少を、高度及び緯度別に非常によく再現することができる。それは両半球中緯度の高度 40km 付近で 10 年あたり約 7% という最大の減少を示している。

**春季の南極オゾンホールは衰退しないで、毎年発生している。**南極域のオゾン層破壊の規模は 1990 年代初めから変化していない。この現象は春季の南極域上空の下部成層圏でオゾンがほぼ完全に破壊されることによるものである。この破壊が継続して出現している理由についてはよく理解されている。

**北極域の冬の終わりから春にかけてのオゾンは過去 9 年のうち 6 年で異常に少なかった。その 6 年の特徴としては冬の成層圏が異常に低温で、その状態が続いたことである。**このように北極域でオゾンが異常に減少する可能性は、1989 年のアセスメントで指摘されていた。北極域の極夜渦内の最低気温は塩素が大きく活性化するために必要な温度とほぼ同じである。従って、現在のような高濃度の塩素が存在している状態では、気象条件による気温の年々変動は、非常に大きなオゾンの年々変動をもたらすことになる。そのため、特定の年について北極域のオゾンの振る舞いを予測することは困難である。今後 10 年程度は成層圏のハロゲン量が高濃度であることから、北極域でオゾンが大きく減少しやすい状況が続くと考えられる。

**地上での観測によって地上における B 領域紫外光 (UV-B) 放射の増加とオゾン全量の減少との関係が、はっきりと理解されるようになった。また、新しく開発された衛星による観測手法を使って、紫外光 (UV) 放射の全球トレンドを求める見通しが得られた。**これまでのアセスメントにおいて地上の UV 放射とその上空の大気中のオゾン全量との間に逆相関の関係があることがすでに示されているが、その関係は地上観測により種々の大気の状態のもとで引き続き確認され、定量化されてきている。加えて、雲、大気中の微粒子、地表面反射率のようなオゾン以外の変動要因による UV 放射への影響がさらによく理解されるようになった。これらのデータは、衛星データを基に雲の役割を考慮した全球の UV 放射の変化を推測する方法の開発に貢献してきた。1979 ~ 1992 年の期間についての衛星観測による推算によれば、両半球共に高

緯度の春季に最も大きく UV 放射が増加することが示されている。

**成層圏のオゾン消失は全球の下部成層圏を冷却させ、地球の気候系に全球平均として負の放射強制力をもたらしてきた。**現在では成層圏の 10 年単位の気温トレンドがよりよく求められている。モデルによる数値実験は、観測によって得られた下部成層圏の気温の寒冷化トレンド（1979～1994 年の期間で 10 年あたり約  $0.6^{\circ}\text{C}$ ）が、下部成層圏のオゾンの消失に起因するものであることを示している。下部成層圏の気温が低下すれば、地表・対流圏に到達する赤外放射量は減少する。1994 年のアセスメントで報告されたオゾントレンドを基にしたオゾンの外挿値を使って放射の計算を行うと、1980 年以降の成層圏オゾンの消失は、同じ時期における、温室効果ガス（二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素、ハロカーボン類）の増加による正の放射強制力の約 30% を相殺する可能性のあることが示された。中緯度におけるオゾン減少トレンドの緩和及び北極域におけるオゾン消失の強化が気候に及ぼす影響についてはまだ評価されていない。

**オゾン破壊物質の過去の放出量を考慮し、今後モントリオール議定書の規制の最大許容量が放出されたと仮定した場合、最大のオゾン層破壊はこの 10 年かまたは次の 20 年のうちに起こると推定される。**しかし、オゾン層の回復が確認できるのはさらに先のことになるだろう。21 世紀において成層圏での全塩素と臭素量は、過去の数十年に観測されたそれらの増加率に比較してかなりゆっくりと減少していくであろう。これは、これらの破壊物質を成層圏から除去する自然の過程がゆっくりと進行するためである。オゾン層が最も破壊されやすい状況は今後数十年にわたるであろう。しかし、火山噴火のような極端な自然の変化があれば、オゾン層を破壊する化学物質によるオゾン消失は強められることになる。もしオゾン層の回復が塩素及び臭素量の減少だけによるものと考えれば、オゾン層の回復の兆しは、来世紀の早い時期に検知することができる。しかし、オゾン化学にとって重要なその他の気体（例えば亜酸化窒素、メタン、水蒸気）が将来増加または減少する可能性があり、また気候変動がオゾン層の回復に影響を与えると考えられるので、オゾン破壊物質によるオゾン層の破壊と自然要因による変動とをあわせて考慮すると、オゾン層の回復のはっきりとした兆しはオゾン破壊物質が成層圏で最大になったあと十分な時を経ないと検知できないと考えられる。

## <アセスメントを支える科学的根拠と関連問題>

### 最近のハロゲンとメタンの変化

寿命の長い短いにかかわらずハロカーボン類に含まれる対流圏の全有機塩素量 (Cl) は 1992 年の中頃から 1994 年の中頃にかけて  $3.7 \pm 0.1 \text{ppb}$  の最大値に達し、その後全球の対流圏でゆっくりと減少し始めている。塩素量の変化率が減少に転じたこと的主要理由は、対流圏のメチルクロロホルム ( $\text{CH}_3\text{CCl}_3$ ) の減少率が、1996 年時点で  $40 \sim 42 \text{pptCl/年}$ （塩素量換算/年）もの値を示していることである。同時期の、主要な CFCs による塩素量の合計は  $7 \text{pptCl/年}$  の割合で増加している（CFC-12 は  $9 \text{pptCl/年}$ ; CFC-11 は  $-2 \text{pptCl/年}$ ; CFC-113 は  $0 \text{pptCl/年}$ ）。3 種類の主要なハイドロフルオロカーボン類 (HCFCs) による塩素量は  $10 \text{pptCl/年}$  の割合で増加している（HCFC-22 は  $5 \text{pptCl/年}$ ; HCFC-141b は  $4 \text{pptCl/年}$ ; HCFC-142b は  $1 \text{pptCl/年}$ ）。 $\text{CH}_3\text{CCl}_3$  の減少率は 2005 年までに  $10 \text{pptCl/年}$  以下に下がると予想されている。この点からその濃度は非常に低くなり、もはや大気中の有機塩素として重要な成分ではなくなると考えられる。

人工衛星からの遠隔測定による成層圏の塩化水素 (HCl)、フッ化水素 (HF) 及び全塩素量と地上からの遠隔測定による HCl、硝酸塩素 ( $\text{ClONO}_2$ )、HF 及び二フッ化カルボニル ( $\text{COF}_2$ ) の全量は、対流圏の有機塩素とフッ素の総量及びその変化率と一致している。これらの観測は

近年成層圏の塩素量の増加率が明らかに小さくなっていることを示している。

観測によって得られた対流圏の HCFCs 及びハイドロフルオロカーボン類(HFCs)の濃度は、それらが以前から継続的に使用されてきたこと及び CFCs の代替として使用されてきたことから予想される通りの増加を示している。産業界の流通・消費データから計算された放出量は、現在の HCFC-22 及び HFC-134a の全球大気中の量と一致する。HCFC-141b 及び HCFC-142b については、現在の全球大気中の量は産業界のデータから計算した値と比べてそれぞれ 1.3、2 倍となっている。CFCs の代替物として使用されているそのほかの HCFCs と HFCs については現在のところ生産と流通に関する有効なデータはない。

最近の研究から、海洋起源の塩化メチル ( $\text{CH}_3\text{Cl}$ ) の推定発生量が実際よりかなり小さいことが示唆されている。そのため、現在知られている発生源すべてを考慮しても観測から得られた大気中の  $\text{CH}_3\text{Cl}$  量を説明することができず、自然または人為起源のいずれかでより大きな発生源を見つけることが求められている。

ハロン-1211(増加率: 6%/年)、ハロン-2402(2%/年)及びハロン-1301(1%/年)が現在増加しているため、対流圏の臭素量は大きく増加し続けている。その原因は、1980 年代に先進国において大量に蓄積されたこれらの化学物質が、1990 年代になって使用・放出されたこと及び開発途上国においてこれらの物質が新たに生産されたことによると考えられる。ハロン類がこれから数年間にわたって引き続き増加すれば、1994 年のアセスメントで予想されたよりも等価塩素量はさらにゆっくり減少する。

検定基準値と相互比較を行った測器による最近の観測によれば、全球平均の臭化メチル ( $\text{CH}_3\text{Br}$ ) の濃度は 9 ~ 10ppt の間にあり、北半球と南半球間の比は  $1.3 \pm 0.1$ (北/南)であることが明らかになった。最近の見積もりによると大気中の臭化メチルの消失は、海洋の取り込みにより 77Gg/年 (37 ~ 133Gg/年)、土壌の吸収により 42Gg/年 (10 ~ 214Gg/年)、水酸基 (OH) による除去により 86Gg/年 (65 ~ 107Gg/年) であり、合計で 205Gg/年 (約 110 ~ 450Gg/年) となっている。大気中での消失及び海洋や土壌への消失から計算すると、大気中の  $\text{CH}_3\text{Br}$  の現時点で最も適切な寿命の推定値は 0.7 年 (0.4 ~ 0.9 年) となる。臭化メチルのオゾン破壊係数 (ODP) は 0.4 (0.2 ~ 0.5) である。

臭化メチルの重要で新たな発生源は特定されていない。海洋は差し引きで吸収源となっており、大気から海洋へ 21Gg/年 (3 ~ 32 Gg/年) 取り込まれていることが明らかとなっている。海洋からの発生量は、海洋への取り込み量及び差し引き量の見積もりから直接 60Gg/年のオーダーであると計算される。確認されている発生源からの  $\text{CH}_3\text{Br}$  全放出量は 122 Gg/年 (43 ~ 244Gg/年) となっている。発生源のうち、発生量が最も明らかになっているのは、薫蒸処理によるものでその量は 41Gg/年 (28 ~ 64Gg/年) である。その他の人為起源の発生源としては、バイオマス燃焼 20Gg/年 (10 ~ 40Gg/年)、加鉛ガソリンの使用 5 Gg/年 (0 ~ 10Gg/年) によるものがある。このように全球平均では、 $\text{CH}_3\text{Br}$  の特定されている発生源は、特定されている取り込み量の約 60%に過ぎない。このことは、発生と消失を推測する不確定さを考慮に入れても説明することができない。臭化メチルは寿命が短く、またその発生・吸収源が異なることから、全球的な収支量の評価を複雑にしている。

メチルクロロホルム ( $\text{CH}_3\text{CCl}_3$ ) のごく最近の観測・解析結果(校正による再評価を含む)によれば、 $\text{CH}_3\text{CCl}_3$ 、HCFCs、HFCs 及び  $\text{CH}_4$  の大気中での寿命 (OHラジカルによる除去を含む) は 1994 年のアセスメントの評価と比較して約 15%短くなった。気候変動に関する政府間パネル(IPCC)による 1995 年のアセスメントはこの結果を概ね反映したものである。ただし、

修正量としてはやや小さい約 10%を用いている。化学的な寿命が 1~2 年よりも短い物質については、全球平均での寿命を用いることは適当でないと考えられる。

大気中の CH<sub>4</sub> は増加を続けているがその増加率は減少している。1980 年から 1992 年までの平均増加率である約 10ppb/年と 1996~1997 年の約 3~4 ppb/年の増加率を比較するとそのことは明らかである。現在の最も正しいと判断されているメタンの寿命は 8.9±0.6 年に下方修正された。

### 成層圏粒子

観測結果とモデルによって、成層圏硫酸エアロゾル (SSA) と極域成層圏雲 (PSCs) は不均一系化学反応を通してオゾン消失につながる化学過程において重要な役割を演じていることがさらに確かなものとなった。不均一系化学反応はハロゲン化合物を活性化させ窒素化合物を不活性化させる。

粒子の生成過程、火山性 SSA の拡散と消失、粒子の気候的なふるまいに関する知識が観測によって向上した。核生成の障壁なしに SSA から生成される過冷却の三成分の液滴 (STS) が PSC 粒子の重要な 1 種類であることが観測によって示されている。極夜渦内での脱室に重要な役割を果たす固体の PSC 粒子の生成過程は未だはっきりしていない。最近の研究は、特に北極域で山岳の上空など局地的な気温の変化が PSC の形成に重要である可能性を示唆している。

最近、エル・チチョン火山 (1982 年) とピナトゥボ火山 (1991 年) の大きな火山噴火があったが、2 回とも SSA 量を一時的に 1 桁以上も増加させた。

SSA について 1979 年から 1997 年にかけて明確なトレンドはなく、このことは人為起源の物質による SSA の生成への寄与が、1994 年のアセスメントで考えられていたよりも少ないことを示している。対流圏の硫黄の既知の発生源を考慮した SSA モデルでは、火山噴火の影響がなかったと考えられる 1979 年の SSA について、実際よりも少ない値が予測された。ただし、その期間中に火山の影響が本当になかったかは明らかではない。

### 中緯度及び熱帯域におけるオゾン

1994 年のアセスメントで述べられているように、1991 年のピナトゥボ火山噴火によって生じた成層圏エアロゾルの大幅な増加の後、北半球中緯度のオゾン全量は 1992、1993 年に著しく減少した。現在のオゾン全量は、ピナトゥボ火山噴火より前のトレンドを基にした直線外挿で予測された値よりも多くなっている。北緯 25 度から 60 度までの地域では 1994 年から 1997 年までのオゾン全量は、変動は大きいものの平均すると 1979 年の値より 4% 少ない。1991 年より前のトレンドを基にした直線外挿によれば、1997 年現在のオゾン全量は、1979 年の値よりも 5.5% 下回る予測がなされていた。同様に季節ごとにみると、冬・春、夏・秋のオゾン全量は、1979 年と比較するとそれぞれ 5.4%、2.8% の減少を示しているが、直線外挿による予測ではそれぞれ 7.6%、3.4% の減少となっていた。南緯 25 度から 60 度までの地域では、現在のオゾン全量は、1979 年の値より 4% (衛星による) または 5% (地上観測による) 減少しているが、直線外挿では 7.2% (衛星、地上観測ともに) の減少を示していた。

1991 年より前のトレンドから外挿した現在のオゾン全量が観測結果と一致していないことは、ハロゲンとエアロゾルがオゾンに与える影響から説明できる。たとえば、成層圏の HCl と ClONO<sub>2</sub> の観測によると、最近の成層圏塩素の増加量はハロカーボン類の放出量と一致しているが、1992 年以前の観測から予測される成層圏塩素量の増加量より少なくなっている。さらに 1980 年代初めの火山噴火 (たとえばエル・チチョン火山とルイス火山) によって、1980 年代の多くの年で成層圏エアロゾルは増加しており、ピナトゥボ火山の噴火以前においても、観

測されたオゾン減少トレンドは火山噴火の影響によって大きくなっていったと思われる。

赤道地域（南緯 20 度から北緯 20 度）のオゾン全量には、統計的に有意なトレンドはない。

中緯度から高緯度にかけてオゾンが最大になる季節にオゾンが大きく減少しているために、オゾンの季節変化の振幅はこれまでの 10 年間でおよそ 15% 小さくなった。

北半球中緯度における高度別オゾンは、1996 年まで 12 ~ 45km の全ての高度で有意（2 %）な減少を示している。減少トレンドは 40km 付近と 15km で最も大きく（10 年あたり約 7%）、30km で最も小さい（10 年あたり 2%）。オゾン全量の減少の大部分は圏界面から 25km までの減少によるものである。

再評価が行われた SAGE / の衛星データに基づくと、1996 年までの上部成層圏の南北両半球のトレンドには有意な差は見られない。北半球中緯度の下部、中部成層圏での SAGE / とオゾンゾンデで得られたトレンドとは誤差の範囲内でよく一致している。

北半球中緯度で得られたオゾン全量と高度別オゾンのトレンド間には矛盾はない。

中緯度におけるこれまで 20 年間のオゾン全量の減少の大部分は、下部成層圏のオゾンが破壊されたことによる。この領域では火山性エアロゾルによって強化される局地的な化学反応による影響と、他の領域からの輸送による影響を受ける。中緯度のオゾン減少の高度、緯度及び季節変化の特徴は、ハロゲン類が最も主要な原因であるという理解と概ね矛盾しない。ピナトゥッボ火山噴火後に中緯度の下部成層圏でオゾン全量が予測通りに減少したことは、オゾン層破壊と人為起源の塩素との因果関係をさらに強固なものにした。

オゾンに影響を及ぼす過程を取り込んだモデルによれば、観測によって得られた中緯度のオゾン全量のトレンドと火山噴火で増加した成層圏硫酸エアロゾルによる影響は概ね一致していることが示されている。特にピナトゥッボ火山噴火直後に観測されたオゾンの減少と、その後のエアロゾルの減少に伴うオゾンの増加が再現されている。

現在の 2 次元モデルに、観測によって得られた成層圏の塩素量を与えることにより、過去数十年間の観測で得られた上部成層圏のオゾン減少量の高度・緯度分布を定量的に再現することが出来る。これは、大気への CFCs の放出により、高度 40km 付近を最大とする上部成層圏オゾンの有意な減少を引き起こすという 1974 年に立てられた仮説を裏付けている。

最近の観測結果とモデルによる計算結果を比較することによって、上部成層圏で活性化された窒素と塩素の成分の全般的な配分率に関する理解は概ね正しいことが示されている。一酸化塩素と塩化水素の比(CIO/HCl)について未解決だった矛盾点は、新しい力学的知見によって解明された。OH と二酸化水素基(HO<sub>2</sub>)の気球による観測結果は理論とよく一致するが、衛星と地上における観測結果はモデルによる計算結果と系統的な差を示している。

力学過程の理解が進歩し、40km でのオゾンの生成と消失との間に厳密なバランスが保たれているという計算結果が得られている（すなわちオゾン量の計算値と観測値の長期間にわたる矛盾点はほとんど解明されている）。

大気微量成分の測定結果によると、下部成層圏では熱帯地方は中緯度と比較的分離されている。この分離の度合いは、オゾン量に影響を与える化学物質の収支（と寿命）に影響を与え

る。

### 高緯度域のオゾン

南半球の春に発生している大規模なオゾン消失は 1990 年代の初め以来ほぼ同様の規模及び広がり、衰えることなく継続している。南極大陸では、9、10月の月平均オゾン全量は、オゾンホール発生前の値である約 320 m atm-cm と比較して 40%から 55%低い状態で継続しており、1週間程度の期間では 70%以上減少する場合もある。この減少は主に 12~20km の高度域で発生しており、この高度域のオゾンは 10 月の初めにはほぼ完全に消失している。このオゾンの変化は、化学・力学的知識によりほぼ矛盾無く説明できる。

北極域の極夜渦内では最近 9 年のうち 6 年にわたり冬の終わりから春にかけてオゾン全量の減少が観測されている。その月平均値は 1960 年から 1970 年までと比較して約 100 m atm-cm 少なく、一時的には 200 m atm-cm 以上少なくなっている (1960 年代から 1970 年代初めにかけての観測値の約 20~45%に相当)。下部成層圏のオゾンが最も減少していることが観測されている。

冬の終わりから春にかけて北極域に大規模なオゾン層破壊が発生する年は、特定の気象状態になっている。これらの気象状態とは、北極域の冬の終わりの気温が平年より低く活性塩素の増加を促すこと、極夜渦が孤立した状態にあるとともにプラネタリー波の影響が弱く北極域へのオゾンの輸送が妨げられることである。低温、孤立化した極夜渦及び弱いプラネタリー波が出現する状況は、成層圏において同時に生じており、それらは互いに関連している。化学反応によって起こるオゾン消失は北極域の極夜渦内で発生し、臭素が加わりより活性化された塩素によるものである。この季節の北極域の極夜渦内でのオゾン消失量は約 100 m atm-cm と見積もられる。

現在のような高塩素濃度下においては、極夜渦内の最低気温は塩素を活性化させるかどうかの境界の温度なので、冬の終わりから春にかけての北極域での化学反応によるオゾン消失は気象状態 (気温と極夜渦の孤立性) に特に敏感である。1990 年代の冬の極夜渦内の気温は特に低くなっている。この低温と孤立した極夜渦がなければ、化学的なオゾン消失は少なかったと考えられる。しかし、オゾン消失が少なくなったとしても、化学的な要因がなくなったことにはならない。塩素が高濃度である限り、北極域では季節的に大きなオゾン消失が起きやすい状態が続く。

下部成層圏の液体粒子 (SSA と液体 PSCs) による塩素の活性は、気温の低下に伴い高くなり、また固体粒子によるものと少なくとも同程度である。このように、塩素の活性は第一に気温と水蒸気圧に左右され、粒子の組成は二次的な要因である。

極域での急速なオゾン消失には太陽光の下で高濃度化した一酸化塩素 (ClO) が必要である。冬の終わりから春にかけて高濃度の ClO を維持するかどうかは気温に依存し、不均一系反応または脱窒反応のどちらかが繰り返し起こることが必要である。1994 年のアセスメントの発表後に低温の液体エアロゾルが脱窒を経ていない大気中でも高濃度の ClO を維持することが新しく分かった。

### 成層圏気温

ラジオゾンデと衛星の観測によれば、1980 年頃以降、全球の下部成層圏 (約 16~21km) の年平均気温に寒冷化のトレンドが現れている。1979 年から 1994 年の期間では 10 年あたり約 0.6 度の減少率である。中緯度でのトレンドの値はより大きく (10 年あたり約 0.75 度) になって

おり、このトレンドは各種のデータセットを用いてもその大きさと統計的な有意性について概ね一致している。

南北の両極域の下部成層圏では冬の終わりから春にかけてははっきりとした寒冷化(10年あたり約3度)が観測されている。この10年規模の寒冷化は南極域では1980年代初めから、また北極域では1990年代初めから明瞭になっている。しかしこの領域、特に北極域では力学的な変動が大きく、統計的にトレンドの有意性を導き出すことは難しい。

北半球の中緯度で観測された1979年から1994年までの年平均成層圏気温の変化を示す高度分布については、各種データセットがそろっている。15kmから35kmの高度では10年あたり約0.75度の寒冷化のトレンドを示し、35km付近で少し小さくなっているが、35kmより上の高度では、トレンドは大きくなっている(50kmで10年あたり約2度)。

成層圏に存在する放射過程に関わる各種物質の濃度変化を考慮したモデルの計算結果によると、観測によって得られた1979年から1990年の下部成層圏気温の全球平均の寒冷化トレンド(10年あたり約0.5)は主に下部成層圏におけるオゾン破壊によってもたらされると説明できる。そのほかの大気中に広く混合している温室効果ガスの増加がもたらす寒冷化のトレンドへの寄与は、オゾンの消失によるものの1/4以下である。

モデルの計算結果は1979年から1990年までの下部成層圏の寒冷化に見られる緯度・月別変化を引き起こしている主な要因は、オゾン層の破壊によることを示している。モデルで計算された南北両半球中緯度及び南極域における春季の下部成層圏気温は、同期間の観測結果と概ね一致し、統計的に有意な寒冷化のトレンドを示している。

中部及び上部成層圏では、大気中によく混合した温室効果ガスとオゾンの濃度変化はともに寒冷化に大きく寄与している。しかし、これらの気体の影響を入れた寒冷化トレンドの計算結果は、観測されたものより小さくなっている。

## 対流圏オゾン

北半球では1970年以降の対流圏オゾンのトレンドは地域により大きく異なっている。ヨーロッパと日本では増加し、カナダでは減少し、また米国ではほとんど変化していない。1980年代中頃以降のヨーロッパでの増加トレンドはほとんどゼロにまで減少している(2観測所において)。南半球では、現在、地上オゾンの若干の増加が観測されている。

最近の調査によれば、オゾン前駆物質(窒素酸化物類、一酸化炭素、ヒドロカーボン類)の人為的な放出は大規模なオゾン発生につながり、その長距離輸送を通し両半球の広範囲にわたって対流圏のオゾン濃度に影響を与えていることが示されている。しかし、対流圏オゾン、オゾン前駆物質の収支、それに関する化学・物理過程については、重要な点で不確定なところが残されたままになっている。対流圏オゾンは時間・空間的に大きな変動が観測されているが、それはオゾン濃度を支配している要素が地域によって異なることによる。

全球の化学輸送モデル(CTMs)を適切に改良する事によって対流圏のオゾン分布及び人為起源物質の放出が原因となって生じるオゾンの局地的変化をよりよく再現することができる。

対流圏の光化学に関する研究は観測を通して大きく発展した。しかしながら、対流圏のOHに関する理論は不十分であり、特に上部対流圏のOHの起源及び汚染状況についての理解は進んでいない。

航空機輸送が増加し、その結果として放出される排気ガスは、オゾン層及び気候系に係る大気化学及び雲の形成に影響を与える。航空機の排気ガスの影響については、現在気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の特別報告「航空と全球大気:1999」の一部として評価されているところである。従って、これに関連する事項については本アセスメントの報告には含めない。

## UV放射の変化

オゾン全量とUV-B放射量との間の負の相関関係は、地上での数多くの測定によって再確認され、確立されている。地上での測定によって、アルベド、高度、雲、エアロゾル及び地域的な差異が地表面のUV放射量に及ぼす影響について理解が高まった。

アメリカ大陸に設置されたロバートソン-バーガー(RB)計の観測網から推算された異常なUVトレンド(1974~1985年)は、その紫外域日射計の不安定な較正に原因があったと説明されている。アメリカのRB計のデータセットを再解析した結果、その観測期間を通してのUV放射量のトレンドを決定するにはその誤差が余りにも大きすぎることが分かった。

中緯度(40度付近)の地上に設置された数台の波長別紫外域日射計はUV放射量の増加(例えば1989~1997年; 300nmで1年あたり1.5%、305nmで0.8%)を検知しており、その結果はオゾン全量の減少から推定されるものと矛盾しない。これらUVの変化は、衛星のデータから推測した変化とも矛盾はないが、安定かつ適切に較正された測器を使用して10年単位のトレンドを地上のデータから得るためには、まだ測定の期間が不十分である。UV-B(280~315nm)とUV-A(315~400nm)の大気汚染やエアロゾルによって発生する局地的な変化は、衛星データでは空間分解能が粗く検出できないが、地上観測では検知されている。

オゾン全量マッピング分光計(TOMS)の後方散乱放射のデータから、放射伝達モデルを使って雲、地表面反射およびエアロゾルの効果を含んだ地上での(南北65度間)UV放射量を推測できるようになった。UV放射量の気候図は毎日の衛星データから作ることができる。さらに衛星データは1979~1992年のUV放射量の全球緯度平均と季節別トレンドの推算に使用されている。この期間では年間の紅斑紫外光量の増加は、10年あたり北緯60度で $3.7 \pm 3\%$ 、北緯40度で $3 \pm 2.8\%$ と見積もられている。南半球ではさらに大きな増加(10年あたり南緯40度で $3.6 \pm 2\%$ 、南緯60度で $9 \pm 6\%$ )が観測された。両半球共に30度よりも低緯度の地域では、統計的に有意なトレンドは観測されていない。UV-A放射量の緯度別平均は変化していない。

衛星データによる雲の効果を考慮に入れた緯度平均のUV放射量のトレンドの推定は、現時点では晴天時に推定されたトレンドとほとんど同じである。現在推定されているトレンドは、TOMSの算出アルゴリズムが新しくなったことにより、1994年のアセスメントで晴天時に推定されたトレンドよりも若干小さくなっている。

測器間の相互比較、新しく開発された較正方法及びデータベースセンターにより、地上における観測データの品質と有効性が向上している。

## 気候関連要素の変化

成層圏オゾンの破壊の結果、対流圏に到達するUV放射は増加し、対流圏の重要な光化学過程に影響を与えている。モデルによる計算結果によれば、全球のオゾン全量が1%減少すれば全球平均で対流圏OHが0.7%から1%増加することが示唆されている。OHは数種類の温室効果ガスの寿命に影響を与える。

1994年のアセスメントに示されたオゾントレンドに基づいて外挿すると、1970年代後期以降、全球平均の放射強制力は成層圏オゾンの変化によって $-0.2 \pm 0.15 \text{ Wm}^{-2}$ の変化があったと推算される。これは同一期間においてオゾン以外の温室効果ガスの増加による放射強制力の30%を相殺することになる。中緯度におけるオゾントレンドの緩和と北極域におけるオゾン消失の強化が気候に与える影響についてはまだ評価されていない。成層圏オゾンが回復すればオゾン以外の温室効果ガスの放射強制力を相殺している効果を減少させることになるだろう。従ってオゾン層の回復は他の温室効果ガスだけで生じる放射強制力をより急激に増加させることになると考えられる。

産業が活発になる以前から増加した対流圏オゾンによる全球平均の放射強制力は $+0.35 \pm 0.15 \text{ Wm}^{-2}$ であると推測されているが、それは同じ時期の長寿命の温室効果ガスによる強制力の約10%から20%を占める。

大気・海洋結合大循環モデル(GCMs)は、成層圏オゾンの消失が大気の熱構造に与える影響を計算することに使われてきた。よく混合した温室効果ガスによる対流圏の温暖化から成層圏の寒冷化に転移する高度の計算結果は、オゾン層破壊を考慮した場合、観測結果とよく一致している。

現在では多くの種類のガスについて、放射強制力と地球温暖化係数(GWPs)が得られている。フッ素を含んだ有機化学分子は新しく温室効果ガスとして扱われるようになった。CFC-11の混合比の高度分布の見直しにより、IPCC(1990年)以来使用されてきたCFC-11の放射強制力の値は+12%改訂された。このことと他の見直しにより二酸化炭素を基準としたGWPsはIPCC(1995年)の時よりも概ね20%大きくなっている。

### 将来のハロゲン変化

オゾン破壊物質(ODSs)の製造と大気への放出を抑制することは国際的な規約(モントリオール議定書及びその改正と調整)によって達成されてきた。もしこのような規制がなかった場合、年に3%の割合(控えめに見て)で製造が増加したと仮定すると、2050年にはODSsは等価塩素量に換算して17 ppb相当になっていたと考えられる。最初のモントリオール議定書(1987年)の規制対策によってこれをおよそ9 ppbに、ロンドン改正(1990年)で約4.6 ppbに、コペンハーゲン改正(1992年)でおよそ2.2 ppbに減らすことになる(しかし21世紀の下半期にはいと再び成層圏におけるハロゲン含有量は増加に転じると考えられる)。ウィーン調整(1995年)とモントリオール改正(1997年)により2050年頃の値をさらに約2.0 ppb(ほぼ1980年のレベル)に減少させることになる。

成層圏におけるハロゲン濃度は、対流圏濃度に対して最大6年の遅れがある。対流圏におけるハロゲン濃度のピークは1994年頃であり、成層圏と3年の時間的ずれがあると仮定すれば、成層圏の等価塩素量の濃度のピークは1997年に出現すると考えられ、その時の濃度は1980年の量の1.7倍となる。もし1980年代に観測された年々変化によるオゾントレンドが単にこのハロゲンの増加だけによるものであるとすれば、オゾン減少のピークは1997年となり、1980年と比較したオゾン減少は北緯45度で5%程度、南緯45度で6%程度であると推測される。これに対応した1997年の紅斑紫外光量は1980年と比較して北緯45度で5%程度、南緯45度で8%の増加になると推測される。

### オゾン層の回復

ハロゲン濃度以外に変化する要素がなければ、成層圏のオゾン量は、規制の効果によるハロゲン量の減少に伴って将来増加するはずである。しかし、オゾンの将来の振る舞いは、大気中

のメタン(CH<sub>4</sub>)、亜酸化窒素(N<sub>2</sub>O)、水蒸気(H<sub>2</sub>O)量の変化、硫酸エアロゾルの状況そして気候の変動によっても影響を受ける。このような理由で、あるハロゲン濃度に対する大気中の将来のオゾン量は、過去における同じハロゲン濃度に対応したオゾン量になるとは限らない。

過去及び将来の大気組成の変動に対するオゾンの反応を調べるために、いくつかの2次元モデルが用いられた。将来、全球のオゾン量は1980年の値に向けゆっくりとしか回復しないと予想される。モデルによれば1980年のオゾン量への回復は、関連物質が大気に放出されるシナリオに大きく左右される。ここで用いたメタンのシナリオは、前回のアセスメントに比べ低い増加率となっており、オゾン層の回復に有意な遅れをもたらす。メタンのトレンドを理解することは将来のオゾン層の回復を理解する上で重要な事項である。

北極域の冬の下部成層圏は、一般的に塩素の活性化させるかどうかの境界に近い気温であり、北極域のオゾンは気温のわずかな変動により非常に敏感に変化する(例えば温室効果ガスの変化に伴う下部成層圏の冷却)。化学過程と気候を結合した予備的な段階のモデル計算では、北極域でのオゾンの回復はこの冷却によって遅れ、また自然の大きな変動が原因で来世紀になるまではその回復をはっきりと検知するのは困難であることを示唆している。

ハロゲンが減少することによるオゾン層破壊からの回復の兆候は、北極域または全球ではなく、オゾン消失の変動の少ない南極域でより早く検知できると考えられる。オゾン層の回復の兆しを検知できる時期は不確かである。しかし、オゾン層の回復の兆しをはっきりと検知できるのは、成層圏のハロゲン量が最大になった時から遅れることは明らかである。

#### <政策決定への影響>

20年以上にわたる研究により、人間活動と地球大気の化学及び物理との相互作用について次第によりよい理解が得られた。新しい政策を決定するために必要な大気微量成分に関する知識は、現時点での理解の中で国際的な評価を経てから政策決定者に提供されてきた。この情報は、環境悪化を引き起こす気体の人為的な放出を制限するため、世界中の政府、産業界及びその他の組織による政策決定に重要な情報として提供されてきた。すなわち：(1)オゾン破壊物質についての1987年のモントリオール議定書とそれに引き続く改正と調整。(2)気候系の放射強制力を変化させる物質に関する1997年の京都議定書。

いままで総括してきた研究の成果は、政府、産業界及びモントリオール議定書(オゾン層)と京都議定書(気候変動)に関連したその他の政策決定機関への科学的な情報として直接的な興味と重要な意味を持っている。

**モントリオール議定書は機能している。** 全球的な観測によって、下層大気における人為起源の塩素と臭素を含むオゾン破壊物質量は1994年にピークを迎え、現在では減少し始めたことが示されている。モントリオール議定書とそれに引き続く改正と調整が成功したことを確認する方法の1つとして、議定書を「無効にした場合の世界」について予測を試みる。

> 現在オゾン層が1980年より前の状態に回復すると予測されている2050年頃におけるオゾン破壊ガスの量は、等価塩素量として少なくとも17 ppt(これはオゾン破壊ガスが1年につき3%の増加率を保つという控えめな仮定に基づく)になる。これは今日の値の約5倍に相当する。

> オゾン層破壊は少なくとも北半球中緯度で50%、南半球中緯度で70%まで進み、これは現在の約10倍である。

> 地上のUV-B放射はオゾン層の破壊がないときと比較して、少なくとも北半球中緯度で2倍、南半球中緯度で4倍となる。1980年から現在までの増加量は、現実には北半球、南半球でそれぞれ5%と8%である。

さらに、ここに述べた影響は、すべて2050年を越えても拡大する。1987年の最初のモント

リオール議定書によって採られた対策が、上に述べられた破壊の進行にブレーキをかけてきたが、その回復（すなわち状況を改善すること）は議定書の改正と調整（ロンドン、1990年；コペンハーゲン、1992年；ウィーン、1995年）が無ければ不可能であったことに注目すべきである。

**オゾン層は今最も傷つきやすい状態にある。**成層圏のオゾン破壊物質の総量は2000年より前に最大になると予想されている。それ以外のすべての状況が変わらなければ、現在のオゾンの消失は（1970年代に観測された値に対して）最大で以下の値に近づくと考えられる。

- ・約6%：北半球中緯度の冬と春
- ・約3%：北半球中緯度の夏と秋
- ・約5%：南半球中緯度の通年
- ・約50%：南極域の春
- ・約15%：北極域の春

オゾン全量のこのような変化は地上での紅斑紫外光量の増加となって現れる。雲等の他の状態が一定のままですると、地上での紅斑紫外光量は、上述のオゾン減少に対してそれぞれ7%、4%、6%、130%及び22%の増加が見込まれる。中緯度のオゾン減少に対するこれらの値は、1980年代に観測されたオゾン全量の直線トレンドが1990年代には適用できなかったことから、1994年にはオゾン全量の減少は当初予測されたものの約1/2であったことは注目すべき事である。しかし、春季の南極大陸のオゾン層破壊は1990年代初期に観測されたオゾン層破壊と同じ規模で続いており、北極域でも1990年以来ほとんどの年でオゾン層の大きな破壊が観測されている。北極域で大規模なオゾン層の破壊が発生した年は、成層圏での異常な低温と、冬の状態が長期間継続したことによって特徴づけられる。

自然と人為的なものに関係する過程のいくつかは、その過程のみではオゾン層を破壊しないが塩素および臭素化合物によって生じるオゾン層破壊に対し強い影響を与える場合がある。例えば今後の10年間に大きな火山噴火があれば中緯度のオゾン層破壊が強化される可能性があり、また北極域のオゾン層破壊は、温室効果ガスあるいは自然の温度変化に対応した極域の低温化によって進行することが考えられる。一方、メタンの増加は塩素の触媒的なオゾン層破壊を軽減する方向に作用する。

今後数十年にわたって続くオゾン層が破壊されやすい現在の状況は、主として長期間安定に存在するオゾン破壊物質を過去に使用し、放出したことによってもたらされている。従って、今後20年にわたるオゾン層が破壊されやすい状況を緩和する選択肢は限られている。大気中のオゾン破壊物質が高濃度である状況下では、オゾン層を変化させる主な要因は、塩素及び臭素化合物ではなく、オゾン層に敏感に反応する自然及び人類の活動に関する過程である。

**オゾン層は今後50年かけてゆっくりと回復するだろう。**成層圏のハロゲン化合物のオゾン破壊物質は、モントリオール議定書及びその改正・調整が完全に履行されると仮定すれば、2050年頃までには1980年より前の（すなわち人為起源物質によって大気が汚染されていない）レベルである2ppb（等価塩素量）まで復帰すると予想される。いったん成層圏におけるオゾン層破壊（ハロゲン）ガスが減少し始めれば、全球及び南極域の大気中のオゾンは今後の数十年のうちに1980年より前のレベルに向かって、ゆっくりと回復に向かうと考えられる。しかし、将来のオゾン層はハロゲン類の量によってのみ支配されるのではなく、大気中におけるメタン、亜酸化窒素、水蒸気及び硫酸エアロゾルの量と、地球の気候によっても支配される。従って、将来、大気中に存在するハロゲンが過去に存在していたハロゲンと同じ量になっても、大気中のオゾンは必ずしも過去と同じ量になりそうもない。

**オゾン層の回復を促進する有効な政策上の選択手段は数少ない。**まだ批准はされていない現行の規制対策（モントリオール改正、1997年）に関連しているが、今から1980年のレベルに再び戻るまでの間に、1980年のレベルを超えて蓄積される等価塩素量は以下によって減少させることができる。

- ・9%：2000年における全世界でのハロン-1211の放出停止による。これはすべての新規の製造を完全に停止し、今使用されている装置の中のハロン-1211の廃棄を要求している。
- ・7%：2000年における全世界でのハロン-1301の放出停止による。これはすべての新規の製造を完全に停止し、今使用されている装置の中のハロン-1301の廃棄を要求している。
- ・5%：2004年における全世界でのすべてのHCFCsの製造停止による。
- ・2.5%：2004年における全世界でのすべてのCFCsと四塩化炭素の製造停止による。
- ・1.6%：先進国でのHCFCの生産の上限を2000年において2.8から2.0%まで削減することによる。これは2030年からの段階的削減を2015年まで前倒しし、さらにそれまでの期間の中頃でさらに急激な削減を制定することによる。
- ・約1%：2004年に始まる全世界での臭化メチルの生産停止による。

これらの政策を実施することにより、等価塩素量が1980年のレベルに復帰する時期を1年ないし3年早められる。すべてのオゾン破壊物質の放出を完全にかつ迅速に廃止すれば、成層圏のハロゲン量を2033年までに1980年より前の値に復帰することができるであろう。また、現在使用が認められている医療用器具(MDI)の使用認可が2000年から2004年に延長されるとすれば、その時には1980年のレベルを越える等価塩素量は0.3%増加するであろう。

**モントリオール議定書の国際的合意に従わなければオゾン層の回復はその影響を受けるであろう。**例えば、CFC-12とCFC-13の違法な製造が今後の10～20年で1年あたり20～30キロトンあったとすると、今から再び1980年のレベルに戻るまでに積算される1980年のレベルを越える等価塩素量は1～4%増加し、1980年以前の量に復帰するのが約1年遅れるだろう。

**オゾン層破壊と気候変動の問題は相互に関係している。そのためモントリオール議定書と京都議定書は相互に関係している。**オゾン層の変化は地球の気候変動に影響を与え、気候と気象状況の変化はオゾン層に影響を与える。なぜならオゾン層破壊と気候変動は多くの共通した物理的・化学的過程を共有しているからである。ここで一方の議定書により、ある決定がなされるかもしくは見送られるとすると、もう一方の議定書の目的に影響を与える。例えば、メタン、亜酸化窒素、二酸化炭素に関連して、京都議定書における決定は、オゾン層の回復の進捗に影響を与え、一方、HFCsの製造・使用の制限に関する決定はオゾン破壊物質の段階的廃止の可能性に関係した決定に影響を与えることになる。

## 2. UNEP オゾン層減少に伴う環境影響アセスメント 1998

オゾン全量の減少は、地球上の大部分で観測されており、それに伴い、地表への太陽のUV-B (280-315nm)照射量が増加している。このアセスメントでは、それにより生じるであろう結果について扱っている。大気科学パネル(Atmospheric Science Panel)は、これからの20年間でオゾン層の最も弱い状態であると予測している。それによる影響のいくつかは、来世紀後半になっても起こるであろうと予測されている。最近の研究から、オゾン減少による影響は、もしモントリオール議定書の下で実施された予防対策がなかったら、劇的に悪化していたであろうことが明らかになっている。

本アセスメントは7章からなり、概要は以下のとおりである。

### <紫外光照射量の変化>

**成層圏オゾン量は、観測が開始されて以来の最低に近い状況であり、現在のUV-B照射量は最大のレベルに近いと考えられる。**成層圏のオゾン破壊物質全体の量は、2000年までに最大に達すると予想される。その他の全ての要因が変わらないなら、現在のオゾン消失とそれに伴うUV-B量増加は最大に近いはずである。地表における紅斑(日焼け)を生じるUV照射の増加量は、1970年代と比較すると次のように見積もられる。

- 北半球中緯度の冬・春 約7%
- 北半球中緯度の夏・秋 約4%
- 南半球中緯度の年間 約6%
- 南極の春 約130%
- 北極の春 約22%

**地表におけるUV-B照射量の増加と上空のオゾン減少の相関は、様々な条件下の地上観測によって、より実証され、定量化されてきている。**UV-B照射量の測定は、機器の改良により、地形的、時間的に、より広範に実施されている。地表のUV-B照射量は、太陽角度、雲量及び汚染物質や表面反射を含む地域独自の影響により、大きく左右されやすい。いくつかの例外はあるが、低中緯度でのUV-B量のトレンドを直接的に検知することは、自然の影響が大きいこと、オゾン変化が比較的小さいこと、ネットワーク的に長期間にわたって機器の安定性を維持することが困難なことなどの理由により問題が多い。オゾン破壊が起こる以前からの、信頼できるUV-B測定結果はほとんど残されていない。

**大気中オゾン及び雲の観測が人工衛星により実施されており、大気中の放射伝達モデルを並用して、地表UV-B照射の全球的にカバーした長期的な予測が行われる。**雲の影響を含む地域毎の平均UV-B照射の長期にわたる(1979~1992)トレンドの計算は、晴天である場合とほとんど一致するが、これは雲がUV-Bトレンドに影響しないということを示している。しかしながら、人工衛星によりUV値を評価する手法については、限界があることを認識しなければならない。この方法に固有の不確かさを見積もるため、地上観測との比較を含む更なる確認作業が必要である。

**北半球と南半球でのいくつかの中緯度地域のUV-B地上測定値を直接比較すると、衛星データを用いて計算した場合に比べ、より大きく違うことが示されている。**地上観測では、南半球における夏の紅斑UV照射量は、北半球の同緯度より40%以上も強いことがわかったが、人工衛星データでは、10~15%の差にしかならない。この食い違いは、大気汚染が一つの要因であろう。南北間の大きな観測値の違いが全球的に代表的なものとして良いかを決定するために、

もっと多くの地点でのUV-B観測が必要である。

**毎年オゾンホールが現れる春に、高レベルのUV-B照射が南極域で観測されている。**例えばオゾンホールが現れる期間、南極パルマー基地(64S)で測定された生物学的損傷紫外光量は、アメリカのサンディエゴ(32N)での夏の最大量にほとんど近いが、時によってはこれを超えていることがわかっている。

**将来のUV-Bレベルの長期的な予測は困難であり、不確実である。**しかし、現在の最良の予想によれば、**オゾン破壊以前のレベルへのゆっくりした回復は次の半世紀の間であろうと予測されている。**最大のオゾン破壊とそれに伴う最大のUV-B増加がこの10年間に起こりそうであるが、オゾン層は次世紀に入っても最も弱い状態が続くであろう。オゾン破壊のピークと回復の時期は、例えば温室効果ガスの増加など他の長期的な大気の変化の影響を受けて数十年遅れることもあり得る。回復に影響を及ぼす他の要因としては、モントリオール議定書、その改正・調整を批准しなかったり、従わなかったりすること、あるいは火山の噴火があげられる。地表のUV-B照射の回復時期は、恐らく、オゾン層が最小になった後何年間も経って初めてはっきりわかるであろう。

#### <人間や動物の健康への影響>

**最近の評価によれば、オゾン破壊による白内障や皮膚がんの危険性の増加は、1987年のモントリオール議定書の実行によってのみだけでは適切に抑制することができず、その後の改正事項を実行することによって抑制できるとされている。**アメリカや北西ヨーロッパでのリスクアセスメントによれば、議定書がなかった場合、もしくは初期のモントリオール議定書のシナリオのいずれにしても、白内障や皮膚がんが大量に増加したと示唆されている。コペンハーゲン会合(1992)やモントリオール会合(1997)での議定書改正に基づいたシナリオの下では、来世紀末までには、オゾン破壊に起因する白内障や皮膚がんの増加はほぼゼロになる。

もし行動様式の変容により現在のような紫外光曝露の習慣が改められなければ、オゾン破壊に伴うUV-B照射の増加は、短期的、長期的に様々な健康影響の発生あるいは重症化の増加をもたらし得る。

- 肌の色に関係なく全ての人々の眼に対して**悪影響がある。**悪影響としては、次のようなものがある：「雪目」のような急性症状の増加；白内障の発生や重症化（白内障に起因する失明）の増加；眼の黒色腫や眼の有棘細胞がんの発生（死亡）の増加。

- **免疫系への影響もまた全ての人々に起こるが、好影響・悪影響両方がある。**悪影響としては、ある種の腫瘍や感染症に対する抵抗性の抑制、ワクチン接種に対する反応性の潜在的な異状及びある種の自己免疫反応やアレルギー反応性の昂進がある。好影響としては、乾癬やニッケルアレルギーのようなある種の免疫疾患・状態の低減がある。

- **皮膚への影響としては、肌の老化及び皮膚がんの増加が挙げられるが、特に肌が白いほど危険性が増す。**UV-Bの増加は、黒色腫及び非黒色腫皮膚がん、基底細胞がん並びに有棘細胞がんの発生（及びそれに伴う死亡）の増加とともに、肌の老化を加速する。

**研究が進んで、現在のリスク評価に伴う不確実性を少なくする手助けとなるような新しい情報が増えてきている。**感受性遺伝子の影響の評価が高感受性群の識別を助けており、それによ

り彼らの特別なリスクを評価することができる。可能なリスク緩和政策とともに重要な曝露パターンを特定するため、高抗酸化性食品の摂取や、正午をはさんだ4時間の太陽光を避けること、帽子やサングラスなどの着用など、生活習慣の変化の効果の評価が始まっている。

**UV - B増加による感染症に対する免疫抑制といった、その他種々の影響に対する定量的なリスクアセスメントはまだできない。**新しい情報により、これらに関する妥当性は確立されつつあるが、定量的なリスクアセスメントに適したデータはまだない。

#### <陸生生態系に及ぼす影響>

**植物や微生物を含む陸生生物はUV - Bの増加により損傷を被っていることになるが、これらの生物は防御や修復の機構も併せ持っている。**損傷と防御のバランスは、生物種間で異なるだけでなく同じ穀物種の中の品種間でも異なる。しかし、一般に多くの生物種や品種は、UV - B増加に適応することができる。生物種や品種がUV - B増加に対する耐性を持つということは、UV - Bの増加によって起こると思われる収穫減少への対処に、遺伝子工学や育種の手法が利用できることを示している。

**最近の研究によれば、増加したUV - Bが、損傷よりもむしろ遺伝子発現のパターンを変えることにより植物に影響を与えることが示されている。**UV - Bが遺伝子の発現調節に影響を与えるということは以下の多くの事例から明らかになっている。即ち、UV - Bが植物のライフサイクルのタイミングをずらし、植物の形態や、二次代謝産物生成の変化などを引き起こす。これらの二次代謝産物は、病原菌や昆虫の攻撃から植物の身を守る役割を果たすとともに、人間や牧畜のための食物の品質に影響を及ぼす。

**UV - B増加への陸生生態系の応答は、個々の生物種の行動より、むしろ生物種間の相互作用において明らかである。**最近の研究の多くは、増加したUV - Bが、高等植物間の競合のバランス、高等植物が昆虫に食される程度、及び病原菌に対する植物の感受性に影響を及ぼすことを示している。これらの影響は、植物の形の変化や化学的变化によって大部分が引き起こされることになるが、UV - Bが昆虫や病原菌に影響を与えている可能性もある。UV - Bによってもたらされる生物種間のこれらの相互作用の方向は、UV - B増加に対する個々の生物の反応のみに基づいて予測することはたいていの場合困難である。

**UV - B増加の影響は、多年生植物では年々蓄積し、一年生植物では世代から世代にわたって蓄積するかもしれない。**このような影響は、最近の2、3の研究で示されてはいるが、このような蓄積が多く生物種にわたって一般的に見られることかどうかは、現在のところ明らかでない。もしこの現象が広範囲に見られるとすれば、これは、一シーズンでの成長で（例えば森林で）見られる、UV - Bへのかすかな反応を増幅させることになるであろう。

**UV - B増加の影響は、地球的規模変化に関連した環境因子を含め他の環境因子とともに考慮されねばならない。**UV - B増加への植物や他の生物の反応は、CO<sub>2</sub>、水ストレス、無機養分の供給、重金属、そして温度というような他の環境因子によっても左右される。これらの因子の多くも、地球規模の気候変動に伴い変化している。

#### <水生生態系への影響>

**最近、太陽光中のUV - AやUV - Bが、植物プランクトンの成長、光合成、蛋白質や色素含有量、再生産に悪影響を及ぼし、その結果食物連鎖に影響を与えていることを示す研究が次々**

に報告されている。これらの研究は、植物プランクトンに対する影響の生物学的重み付け関数や暴露 - 応答曲線を決定し、UVによる光阻害を算出するための新しいモデルを開発するに至っている。このように知見の集積が進み、水生系への影響のモデル化の技術が上がっているにも関わらず、オゾン破壊によるUV - B増加の影響を生態系レベルで定量化するためにはまだ、かなりの不確実性が残されている。

**大型藻類や海草は、太陽光UV - Bに対して著しい感受性を示す。**それらは、水生生態系におけるバイオマスの重要な生産者である。これら生物のほとんどが固着しているため、これらの成長場所で太陽光の照射にさらされることから逃げるできない。影響は、水深10～15メートルまでの領域にわたって見られている。

**動物プランクトンは、うに、さんご、両生類を含む他の水生生物と同様に、UV - Bに対して感受性が高い。**これらのいくつかにとっては、現在のUV - B照射量レベルでさえ、他の環境ストレスと同時に作用することによって、制限要因になっている可能性があるという証拠が出されている。しかし、まだ不確かな部分もあり、起こりうる影響を定量的に評価するには至らない。

**UV - B照射は、溶存有機炭素(DOC)や粒子状有機炭素(POC)に吸収され、それらを分解し、微生物分解や再無機化に利用可能な生成物を作る。**分解産物は、水生生態系における炭素循環にとって重要である。UV - BはDOCに吸収される際それを分解するので、UV - Bの増加は、水中へのUV - B及びUV - A放射の透過量を増加させる。その結果、ある一定の深さに到達するUV - B量は、DOCに影響を及ぼすとともに、DOCによって影響を受ける。温暖化や酸性化は、これらの物質の分解を早め、その結果水中へのUV放射の透過を高める。

**オゾン層破壊によるUV - B増加が最も大きい極域の海洋生態系は、オゾン層破壊の影響を最も強く受けると予測される。**海洋生態系は、空間的・時間的に大きく変化するという特徴があり、そのため、植物プランクトンの単一種であれ、集団であれ、これらに対するUV - Bに特異的な影響のみを選び出すのは困難である。北極と南極における生産性の減少は、測定可能な短期的影響に基づいて見積もられている一方、起こりうる群落構造の変化を含め、長期的な影響を見積もるにはまだかなりの不確実性が残されたままである。魚や他の海産物の生産性の減少は、自然界の捕食者に影響を与えると同時に経済的なインパクトももたらし得る。しかしながら、生産量の減少により生じるであろう影響を定量的に評価するには、まだ疑問が多い。

**水生生態系へのUV - B照射が多くなると、大気中の二酸化炭素を水中に取り込む能力が低下し、その結果、地球温暖化を増大する可能性がある。**海洋は、温室効果ガスの収支に関して重要な役割を果たしている。海洋の植物プランクトンは、大気中の二酸化炭素の主要な吸収源であり、大気中二酸化炭素濃度の将来のトレンドの展開に決定的な役割を果たす。生物学的ポンプによる二酸化炭素の正味の吸収がどの程度重要であるか、UV - B増加が、海洋において何らかの役割を果たしているかについては、まだ議論の段階である。

#### <生物地球化学的循環に及ぼす影響>

**増加したUV - Bが、二酸化炭素や一酸化炭素の排出並びに陸生生物圏における無機栄養素の循環に及ぼす影響は、ある範囲の種や生態系についての最近の研究で確認されている。**微量ガスの排出や無機栄養素の循環に及ぼすUV - Bの影響は、その大きさにしても方向性にしても、その種毎に異なり、多くの過程で作用する。これらの過程というのは、生きている植物組織の化学的組織の変化、腐葉土を含む死んだ植物体の光分解、主に火事によって炭化した植物

からの一酸化炭素の排出、分解者としての微生物群落の変化や窒素固定微生物あるいは植物に及ぼす影響である。自然の陸生生態系の中での生物相への炭素取り組みと蓄積に及ぼすUV-Bの影響についての実験が、長期的に実施されている。

**自然の水生生態系研究によれば、有機物質はUV-Bの透過に対して一次的な調整を果たしていることが示唆されている。**増加したUV-Bは、有機物を生産する生物学的過程と化学的にあるいは微生物により有機物を分解する過程とのバランスに影響を及ぼし得る。バランスが変化すると、増加したUV-Bが生物地球化学サイクルへ及ぼす影響に、インパクトを与える。これらの変化は、水の浄化と光質の変化によるものであり、気候変化や酸性化によってその程度が強化される。

**増加したUV-Bは、温室効果ガスや化学活性ガスの取り込み及び放出に、また、炭素や無機栄養素サイクルに、それぞれ影響を及ぼし得る水生生態系の微生物の活性に対して、正と負のインパクトを及ぼす。**UV-Bによる水表面の微生物の光抑制は、部分的に水中に溶解している有機物質の光分解によって相殺され、その光分解は微生物活性を刺激する有機酸やアンモニアといった物質を生産する。

**海洋や陸上での生物地球化学サイクルにおいて、気候変動やUV-Bによりもたらされる変化との相互作用やフィードバックを予測したり、測定したりするための、モデル化や実験による研究が開発されつつある。**これらの相互作用は、海の上層や境界層における酸化的環境の変化や、一酸化炭素、揮発性有機物質(VOC)、活性酸素種(過酸化水素や水酸基ラジカル(OH)など)の海洋での生産や放出を含んでいる。陸生生態系における温度や水の供給の変化といった気候変動に関連する変化は、長年をかけてもたらされる生物地球化学過程を通じ、UV-B照射と相互に作用している。

#### <大気質に及ぼす影響>

**増加したUV-Bは、下層大気(対流圏)での化学活性を増加させるであろう。**対流圏のオゾン濃度は、局所的な窒素酸化物や炭化水素の濃度に敏感である。モデル研究によれば、UV-Bの増加は、清浄地域(窒素酸化物濃度が低い)ではオゾンの減少を、汚染された地域(窒素酸化物濃度が高い)ではオゾンの増加をもたらすと予想されている。

**他の要因が一定であるという仮定の下では、更にUV-Bが増えると、一次的な汚染物質が対流圏から除去される速度は増加するであろう。**UV-Bの増加は水酸ラジカルの濃度を増加させると考えられ、結果的に汚染物質の除去を早める。過酸化水素や有機過酸化物質のような酸化物質の濃度が増加することも予測される。UV-Bの増加が対流圏オゾン、OH、メタン、一酸化炭素及びその他の物質の濃度に与える影響は、無視できる程度ではないものの検出は困難であろう。なぜなら、これら物質の濃度は、多くの他の変化要因(例えば汚染物質の排出)によっても影響を受けるためである。

**大気中でのHCFCやHFCの分解によって生じるTFA(trifluoroacetic acid)による人間や環境に対するはっきりとした影響は確認されていない。**多数の研究は、TFAが強力でないものの短期的毒性を持っていることを示している。慢性的な、発育上のあるいは生殖に係わる潜在的な影響について評価するための情報は十分ではない。オゾン破壊物質の代替物質の多くについて、大気中での分解機構はよく解明されている。HCFC及びHFC類は、重要な代替物質である。HCFC-123、HCFC-124やHFC-134a(CF<sub>3</sub>CH<sub>2</sub>F)が大気中で分解すると、TFAを生じる。雨、河川、湖、海での測定結果によれば、TFAは水圏の至る所に存在しており、現在わかっている発生

源では説明できないほど高い濃度である。現在HFCやHCFC類の大気中での分解によって生じているTFAの濃度は、それよりは桁違いに小さいと見積もられており、環境中のTFAに対してはほんの小さな寄与である。

#### <素材に及ぼす影響>

**高分子の物理的・機械的特性は、太陽光に含まれるUV - Bが増加することで、負の影響を受ける。**増加したUV - Bは、戸外で用いられている合成高分子製品や木や紙、ウール、綿のような自然高分子素材の耐用年数を短くする。素材の寿命は、増加したUV - Bと他の要因、特に太陽にさらされている時の温度、との相乗的な影響に左右される。厳しいUV - B曝露にさらされている場合でも、UV - Bによる光に安定なポリエチレンに対する損傷の度合いは、より高温であることが大きく効いてくる。しかしながら、いろいろな素材に対するそのような損傷速度の評価は、使える技術データが、特にUV - B照射量とその結果素材に生じた損傷の関係についてのデータが限られていることから、現在は困難である。

**一般的な光安定剤は、増加したUV - Bの影響を軽減することができるようである。**プラスチックのためのより良い光安定剤が、近年商業化されてきている。これらを使用することで、プラスチック製品を自然界の様々なUV環境で用いることができる。増加したUV - Bが高分子素材に及ぼす影響を軽減するよう、今ある光安定剤技術に期待するのは当然である。ところが、これは、関連のポリマー製品、表面コーティング剤、扱われる天然高分子素材のコストを上げることになるであろう。しかし、一般的な光安定剤の効果でさえ、太陽UV - Bが増加しただけの環境下においても、十分に研究されていない。