

**オゾン層・紫外線の年のまとめ  
(2011年)**

**平成24年7月  
気象庁**

# 目次

目次	
はじめに	1
<b>第 I 部 オゾン層の状況</b>	<b>3</b>
第 1 章 世界のオゾン層	3
1-1 2011 年の世界のオゾン層の状況	3
1-2 世界のオゾン層の長期変化	7
第 2 章 日本上空のオゾン層	10
2-1 2011 年の日本上空のオゾン層の状況	10
2-2 日本上空のオゾン層の長期変化	12
第 3 章 南極オゾンホール	17
3-1 2011 年の南極オゾンホールの状況	17
3-2 南極オゾンホールの長期変化	21
第 4 章 北半球高緯度のオゾン層	25
4-1 2011 年の北半球高緯度のオゾン層の状況	25
4-2 北半球高緯度におけるオゾン層の長期変化	28
<b>第 II 部 紫外線の状況</b>	<b>30</b>
第 1 章 国内の紫外線	30
1-1 2011 年の国内の紅斑紫外線の状況	30
1-2 国内の紅斑紫外線の長期変化	31
第 2 章 南極域における紫外線	32
2-1 2011 年の南極域における紅斑紫外線の状況	32
2-2 南極域における紅斑紫外線の長期変化	33
<b>付録</b>	<b>34</b>
付録 1 解析に使用した観測資料	34
付録 1-1 地上観測データ(オゾン)	34
付録 1-2 地上観測データ(紫外線)	35
付録 1-3 衛星観測データ(オゾン)	36
付録 2 長期変化傾向の算出における既知の自然変動成分の除去について	38
付録 3 長期変化傾向の評価方法について	39
<b>用語解説</b>	<b>41</b>
<b>参考文献</b>	<b>44</b>
<b>謝辞</b>	<b>46</b>

## はじめに

大気中のオゾン層は成層圏（高度 10～50km）に多く存在し、このオゾン層の多い層をオゾン層と呼んでいる。オゾン層は太陽からの有害な紫外線を吸収し、地上の生態系を保護している。南極域の上空では、9～11 月頃にかけて成層圏のオゾンが著しく少なくなる現象が 1980 年代初めから毎年現れるようになった。この現象は南極オゾンホールと呼ばれている。南極オゾンホールに代表されるオゾン層の破壊は南極域だけではなく、赤道付近を除く両半球で確認されている。また、北半球高緯度では、南極オゾンホールのような顕著なオゾン層破壊が広範囲に発生することはないが、南極オゾンホールほど大規模ではないものの、北半球高緯度でもオゾン層の少ない領域が現れることがあり、特に、1990 年以降の春季に数年おきに発生している。

オゾン層破壊の主因は、大気に放出されたクロロフルオロカーボン類（一般にフロンと呼ぶ）等の人為起源によるオゾン層破壊物質である。これらは、化学的な安定性、不燃性、無毒性などの特性により、洗浄剤、噴射剤、冷媒、消火剤等に広く利用された。化学的な安定性から対流圏ではほとんど分解されないが、成層圏へと広がりそこで分解されてオゾン層を破壊する原因となる塩素原子等を放出する。オゾンは紫外線を吸収する特性をもち、フロン等によりオゾン層が破壊されると、地上において生物に有害な紫外線が増加し、生物への悪影響が増大する。

オゾン層破壊の原因がフロン等の排出の増加であることが明らかになると、1980 年代半ばにはオゾン層保護の機運が高まり、1985 年に「オゾン層の保護のためのウィーン条約」、1987 年に「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」が採択された。このような国際的なオゾン層保護の動きの中で、わが国では 1988 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」が公布、施行された。これを受けて、気象庁では 1989 年にオゾン層解析室を設置（1996 年 7 月オゾン層情報センターに改組）し、当庁が実施しているオゾン・紫外線観測の結果を中心に、センターで入手した観測データを用いて、毎年オゾン層の状況を調査解析し、その成果を年次報告として公表している。今年度からは「オゾン層・紫外線の年のまとめ」として、気象庁ホームページに報告書を掲載する。

本報告書の作成にあたり、気候問題懇談会検討部会に貴重なご助言をいただいた。ここに厚くお礼を申し上げる。

### 【報告書の構成】

・第Ⅰ部では、世界全体（第 1 章）、日本上空（第 2 章）、南極域（第 3 章）、北半球高緯度域（第 4 章）と、地域ごとに 2011 年のオゾン層の状況と長期変化について述べる。なお、第 3 章で言及する南極オゾンホールの規模（面積、オゾン欠損量、最低オゾン全量）の定義については巻末「用語解説」を参照のこと。

オゾン層の観測には、地上からのオゾン全量の観測、衛星からのオゾン全量の観測、オゾンゾンデによる鉛直分布の観測、地上からの鉛直分布の観測（反転観測）等がある。第Ⅰ部では、主として気象庁が観測したデータおよびオゾン層情報センターが入手したデータをもとに解析したオゾン層の状況を示した。

・第Ⅱ部では、国内（第 1 章）、南極域（第 2 章）と、地域ごとに 2011 年の紫外線の状況と長期変化について述べる。気象庁では、国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）および南極昭和基地で、

---

<sup>1</sup>北半球では、南半球と比べて極渦が安定して継続しないため、極域成層圏雲（巻末「用語解説」参照）の発生の目安となる -78℃以下となる領域が狭く、期間も短いことから、北極で南極のような大規模なオゾンホールが発生しない。詳細については気象庁ホームページ「北極で南極のような大規模なオゾンホールが発生しない理由」

([http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-23ozone\\_o3hole\\_npcomp.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-23ozone_o3hole_npcomp.html)) を参照。

波長別の紫外線観測を行っており、第Ⅱ部では、それらのデータをもとに解析した紅斑（こうはん）紫外線量の状況を示した。なお、紫外線の量としては、UV-B等波長範囲によりいくつか定義できるが、ここでは健康被害対策を目的として定義された紅斑紫外線量を用いている（紅斑紫外線量については巻末「用語解説」を参照）。

・解析に用いた観測資料の説明などの補足情報を「付録1」に示した。また、オゾン量の長期変化傾向を算出する前段階の処理として、季節変動や太陽活動など既知の周期的な自然変動と相関の高い成分を除去する方法を「付録2」に、それらの成分を除去したデータから長期変化傾向を評価する方法を「付録3」にまとめた。本報告で用いる専門用語を巻末「用語解説」に記載している。

### 【報告書全体についての注意事項】

・オゾン量と紫外線量の変動を表すための基準として用いる累年平均値を本報告書では「参照値」<sup>2</sup>と呼ぶ。2011年の状況を表現するのに、基準となる参照値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」としており、これらの用語を用いる節では、脚注にも記載する。

なお、第Ⅰ部で述べるように世界のオゾン量は1980年代に顕著に減少しており、全般に1990年代半ば以降は少ない状況が継続している。オゾン量の参照値による2011年の評価は、近年の平均的なオゾン量との比較であることに注意する必要がある。1980年以前のオゾン量と比較して現在どの程度減少しているかなどの長期的な変化傾向は、各章の「長期変化」の節に記載している。

・オゾン層・紫外線に関する基礎知識、観測方法は、気象庁ホームページの下記サイトを参照のこと。

・気象等の知識「オゾン層・紫外線」

<http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-0ozone.html>

・観測方法

（オゾン全量）[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_7.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_7.html)

（オゾン反転）[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_8.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_8.html)

（オゾンゾンデ）[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_9.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_9.html)

（紫外線）[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_10.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_10.html)

なお、オゾン層破壊物質に関する情報は、

・温室効果ガス監視情報「フロン類濃度の経年変化」

<http://ds.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/ghgp/25cfc.html>

を参照のこと。

・本報告に含まれるデータには一部暫定値が含まれるため、確定値が算出された時点で今後若干変更される可能性があるが、評価結果に影響を与えるほどの変更はないと考えられる。

なお、オゾン層・紫外線の最新の図表・データは、気象庁ホームページ「地球環境のデータバンク」オゾン層・紫外線から閲覧できる。

[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/info\\_ozone.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/info_ozone.html)

---

<sup>2</sup> 1994～2008年の累年平均値（ただし衛星によるオゾン全量は1997～2006年の累年平均値）。巻末「用語解説」参照。

# 第 I 部 オゾン層の状況

## 第 1 章 世界のオゾン層

### 1-1 2011年の世界のオゾン層の状況

- 2011年のオゾン全量は、北半球中高緯度で全般に参照値より少なく、南半球の低緯度では参照値より多かった。
- 3月に北半球高緯度で顕著な負偏差となり、北半球高緯度では5～9月、北半球中緯度では4～12月まで少ない状態が続いた。

2011年のオゾン全量は、北半球中高緯度で全般に参照値より少なく、北極域およびシベリア付近で5%以上少なかった(図 I 1-1)。月別にみると、この領域では特に3～4月に顕著な負偏差がみられた(図 I 1-2。第4章参照)。低緯度域では、北緯20～30度と南緯10～35度付近で帯状の正偏差がみられ、特に南半球側に明瞭に現れている。このような低緯度域での帯状のオゾン全量偏差はQBO(準2年周期振動。巻末「用語解説」参照)の影響が大きいと考えられる。南半球高緯度では、南極大陸の太平洋側で-5%以下の負偏差、南極大陸のインド洋側で+2.5%以上の正偏差がみられた。

緯度帯別のオゾン全量月平均値の年間の推移を図 I 1-3に示す。北半球高緯度では3月に顕著な負偏差となり、北半球高緯度では5～9月まで、北半球中緯度では4～12月まで少ない状態が続いた。春季の中高緯度のオゾン全量偏差は、夏～秋季にまで持続する傾向があり(Fioletov and Shepherd, 2003; Fioletov and Shepherd, 2005)、2011年春季に起きた北半球高緯度での顕著なオゾン減少が、夏季の中高緯度のオゾン偏差に影響したものと考えられる。

南半球高緯度および北半球高緯度の状況の詳細については、それぞれ第3章、第4章で述べる。

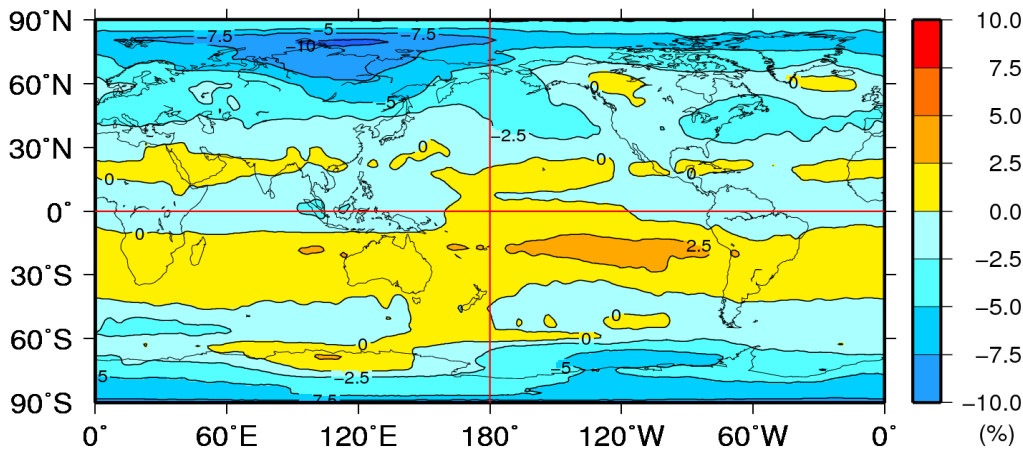


図 I 1-1 : 2011年の世界のオゾン全量偏差 (%) の年平均分布図 (2011年)

月平均オゾン全量偏差 (%) の年平均分布。等値線間隔は2.5%。比較の基準である参照値は1997～2006年の累年平均値。年平均値は、北緯60度以北の1月と11、12月および南緯60度以南の5～7月の太陽高度角の関係で観測できない時期を除いて計算した。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

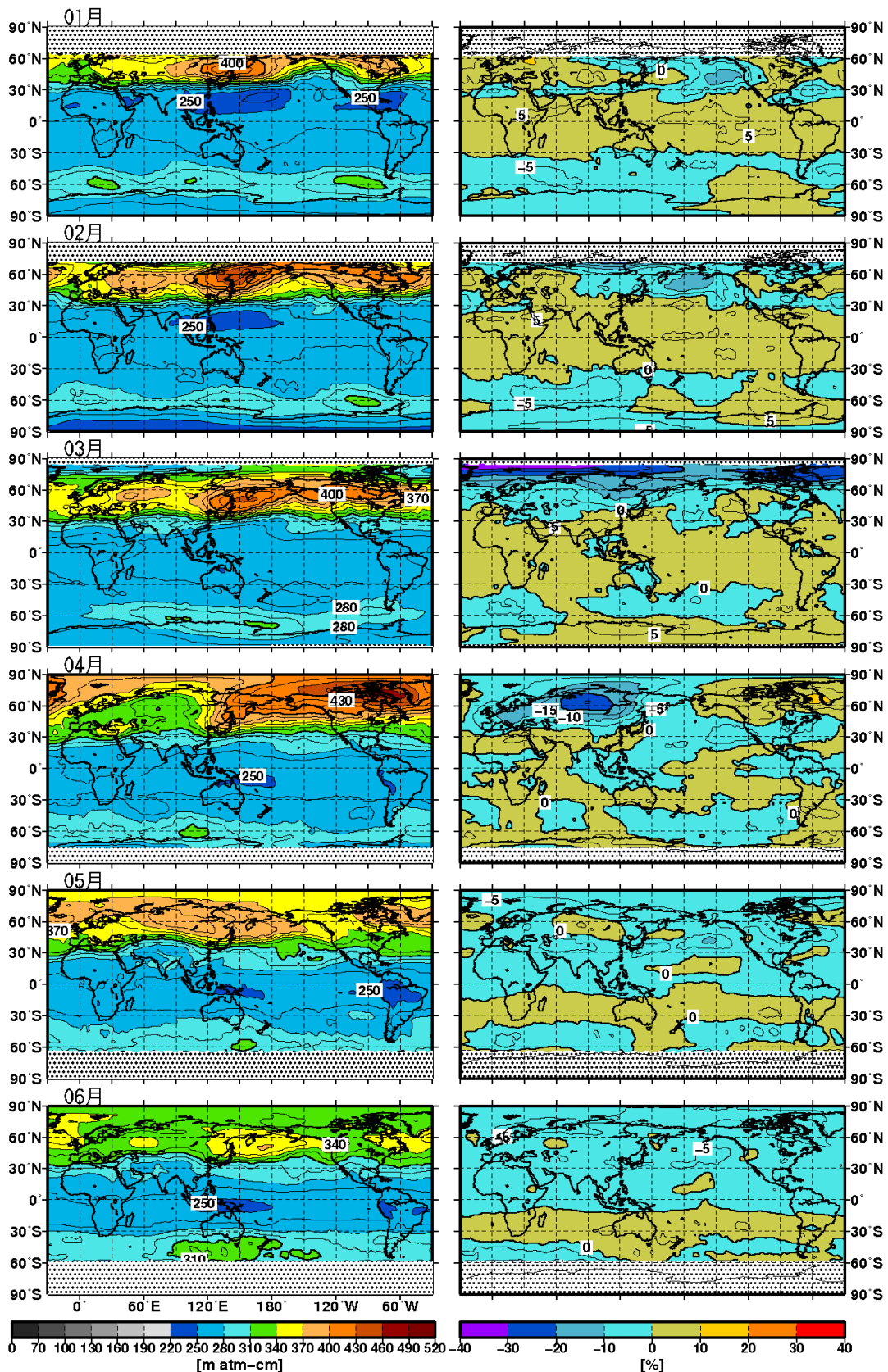


図 I 1-2a : 世界の月平均オゾン全量・偏差分布図 (2011年1~6月)

等値線間隔は、月平均オゾン全量 (左列) については15m atm-cm、偏差 (右列) については5%。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準である参照値は1997~2006年の月別累年平均値。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

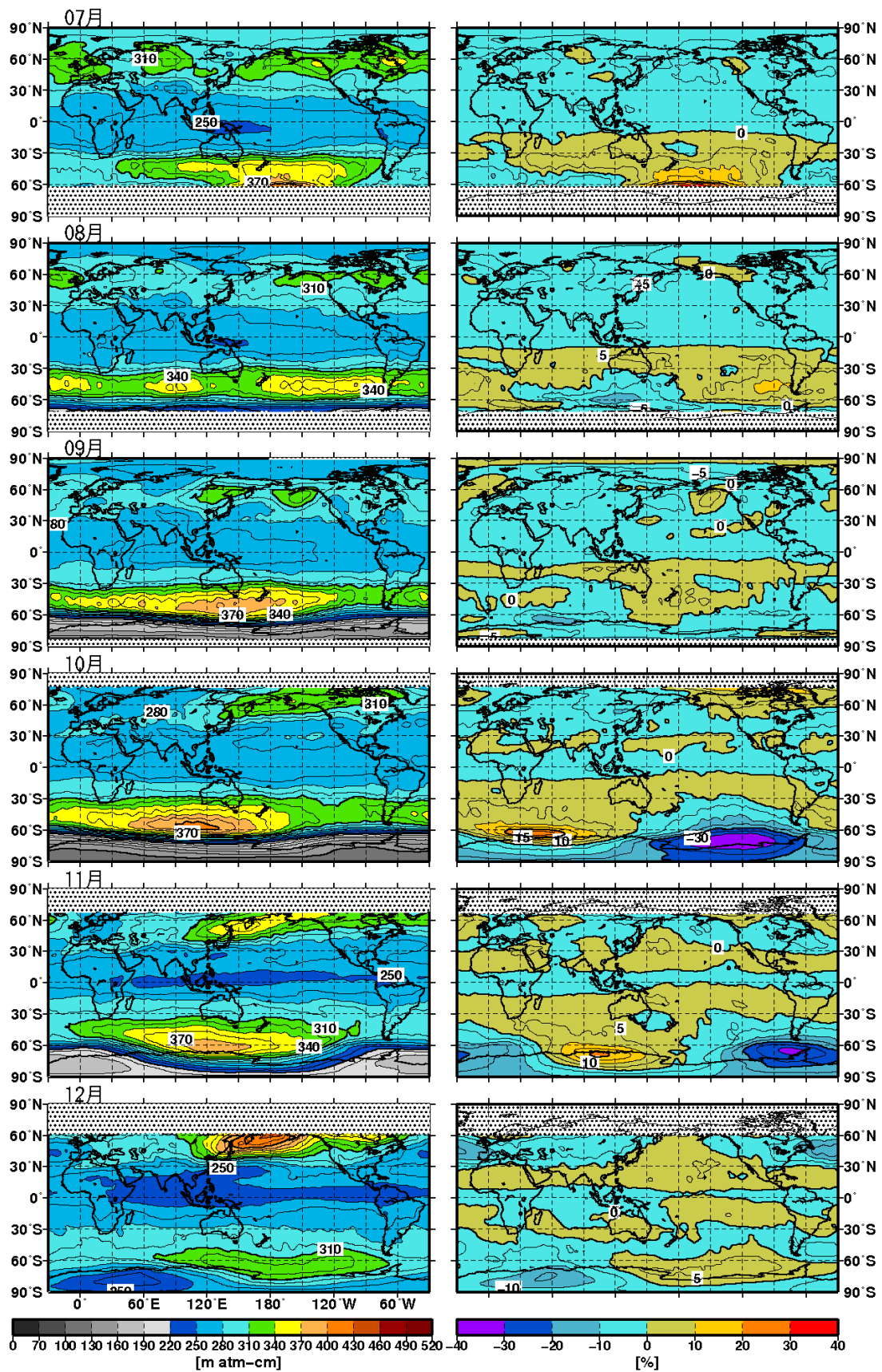


図 I 1-2b : 世界の月平均オゾン全量・偏差分布図 (2011年7~12月)

等値線間隔は、月平均オゾン全量 (左列) については15m atm-cm、偏差 (%) (右列) については5%。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準である参照値は1997~2006年の月別累年平均値。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

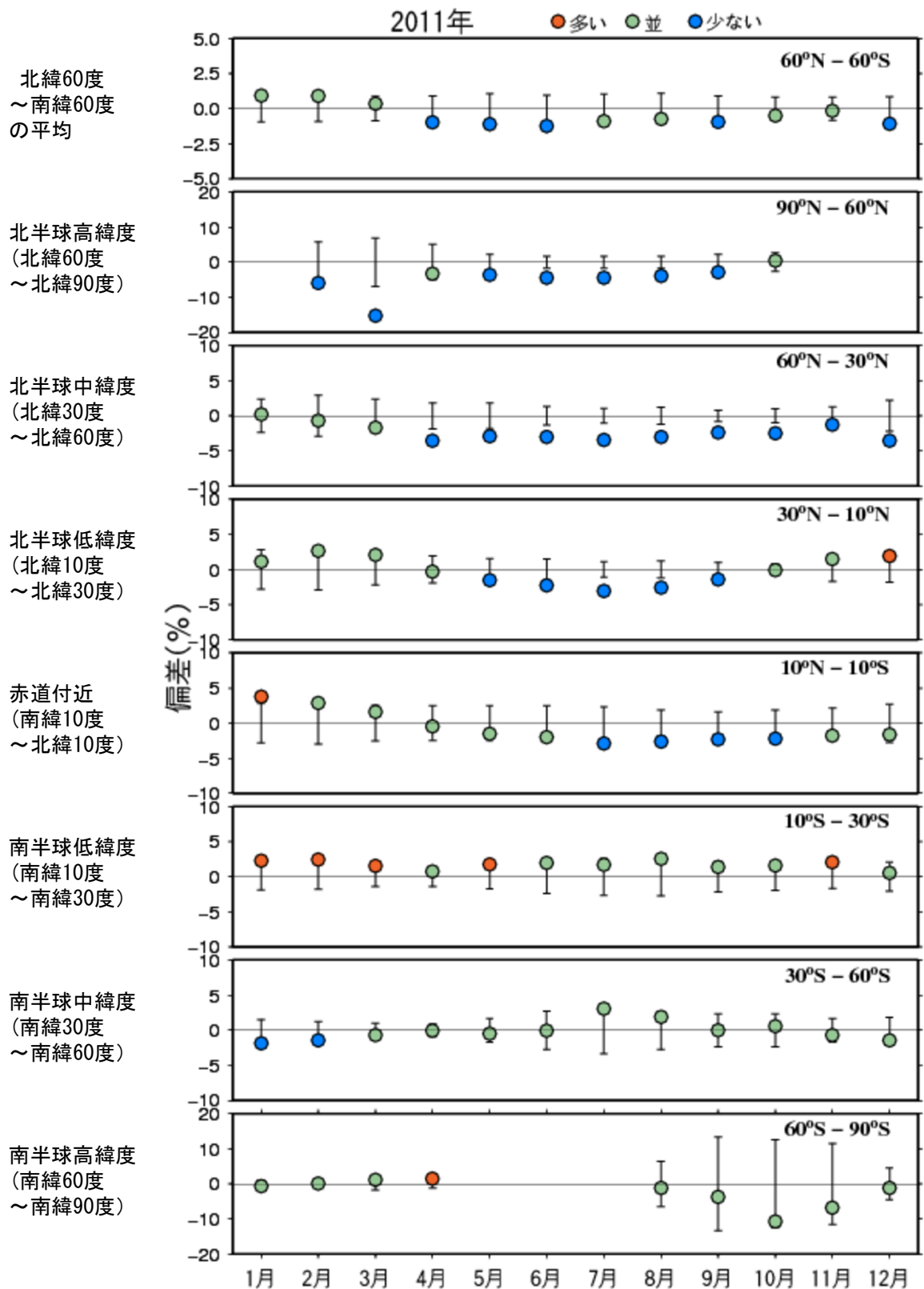


図 I 1-3 : 緯度帯別のオゾン全量月平均値偏差 (2011年)

比較の基準である参照値は1997～2006年の平均値。縦線は標準偏差。北緯60度以北の1月と11、12月および南緯60度以南の5～7月は、太陽高度角の関係で観測がない。NASA提供の衛星データをもとに作成。



## 1-2 世界のオゾン層の長期変化

- 世界全体のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少した。1990 年代後半以降はほとんど変化がないかわずかな増加がみられるが、1979 年以前と比較すると少ない状態が続いている。
- 長期変化傾向を解析すると、2011 年のオゾン全量は、1979 年と比べて世界全体で  $2.1 \pm 0.1\%$  少なく、緯度別にみると中緯度～高緯度にかけて減少の割合が大きい。月別では、北半球高緯度で 3～4 月に、南半球中高緯度で 8～12 月に減少の割合が大きい。

### オゾン全量の経年変化

地上および衛星からの観測による月平均オゾン全量の 1970～1980 年の平均値に対する偏差 (%) の時系列を、図 I 1-4 に示す。世界全体のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少した。1990 年代後半以降はほとんど変化がないかわずかな増加がみられるが、1979 年以前と比較すると少ない状態が続いている。地上観測データから求めた世界全体のオゾン全量の 2011 年の EESC (Newman *et. al*, 2007) フィッティング値 (付録 3 参照) は、1979 年を基準とすると  $2.1 \pm 0.1\%$  少なかった。1980 年代は減少率が大きく、世界全体では  $-1.8 \pm 0.1\%/10$  年、北半球中緯度では  $-2.3 \pm 0.3\%/10$  年、南半球全体では  $-2.2 \pm 0.2\%/10$  年の減少がみられた。低緯度では  $-0.5 \pm 0.1\%/10$  年と減少の割合は小さい。ただし、南半球全体および低緯度はそれぞれ観測点が 9 地点および 12 地点と少ないことに注意が必要である。

オゾン全量の減少が 1990 年代半ば以降みられなくなったことは、クロロフルオロカーボン類の大気中濃度が 1990 年代以降ほとんど増加していないか緩やかに減少していることに関係していると考えられる。北半球中緯度では、1993 年ごろに地上観測と衛星観測ともに最小値を記録したが、これは、ピナトゥボ火山噴火 (1991 年 6 月) にともない、成層圏のエロゾル粒子が増加し、その粒子表面での不均一反応 (巻末「用語解説」参照) によってオゾン破壊が促進されたためと考えられている。

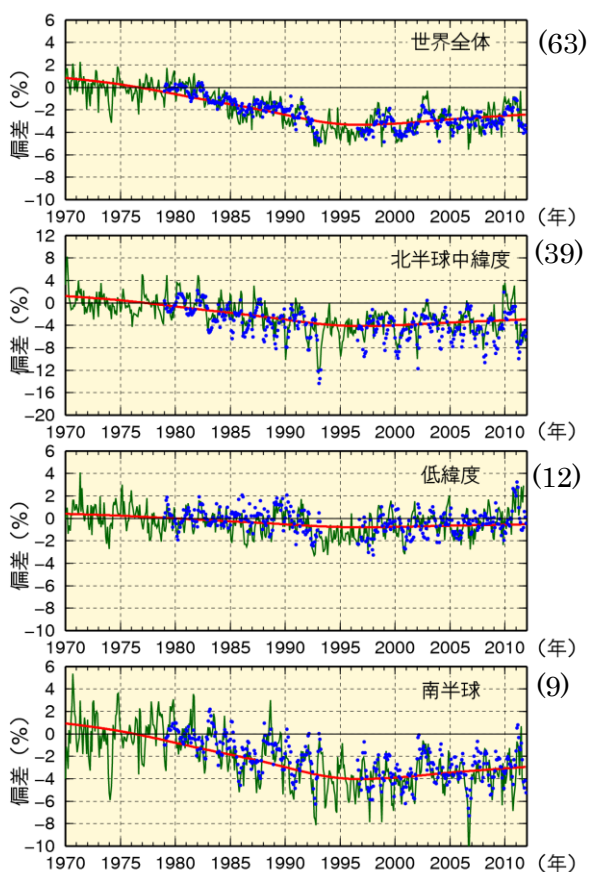


図 I 1-4: 世界のオゾン全量偏差 (%) の経年変化

緑実線は世界の地上観測によるオゾン全量偏差 (%)、青丸は衛星観測データによるオゾン全量偏差 (%) で、太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分は除去している (付録 2 参照)。比較の基準値は 1970～1980 年の平均値。赤実線は地上観測データに対する EESC フィッティング曲線。上から世界全体 (衛星データは北緯 70 度～南緯 70 度の平均)、北半球中緯度 (北緯 30～60 度平均)、低緯度 (北緯 30 度～南緯 30 度平均)、南半球全体 (衛星データは 0 度～南緯 70 度平均) のオゾン全量の変化の割合を示す。世界の地上観測点は世界オゾン・紫外線資料センター (WOUDC) のデータを用いており、各領域で使用した地点数は各図の右上のカッコ内に示した。衛星データは NASA 提供のデータを用いた。

### 緯度帯別オゾン全量の長期変化傾向

オゾン全量の長期変化傾向の緯度による違いを示すため、2011年の緯度帯別オゾン全量の1979年に対する変化の割合を、図 I 1-5 上図に示す。EESCフィッティングを用いて衛星観測によるオゾン全量データから求めた値である。低緯度を除き統計的に有意な減少がみられ、減少の割合は高緯度ほど大きくなり、特に南半球高緯度では約10%減少している。

一方、最近の変化傾向を示すため、1997～2011年のデータから直線回帰により求めた変化傾向を図 I 1-5 下図に示した。北緯30度～南緯50度では、衛星観測で有意な増加傾向がみられた。北半球中緯度の北緯30～40度では、増加傾向がみられたが有意ではなかった。地上観測データからは、南北半球の低中緯度で増加傾向の地点がみられるが、北緯45度付近より北では負偏差を示す地点が多くなり、ばらついている。なお、成層圏の塩素量を一定にした数値モデルを用いた実験によると、北半球中緯度の近年のオゾン全量の増加傾向が再現されており (Hadjinicolaou *et al.*, 2005)、大気循環の自然変動が寄与している可能性がある。このため、最近のオゾン全量の増加傾向の原因を成層圏の塩素量の減少だけと判断することはできない<sup>3</sup>。

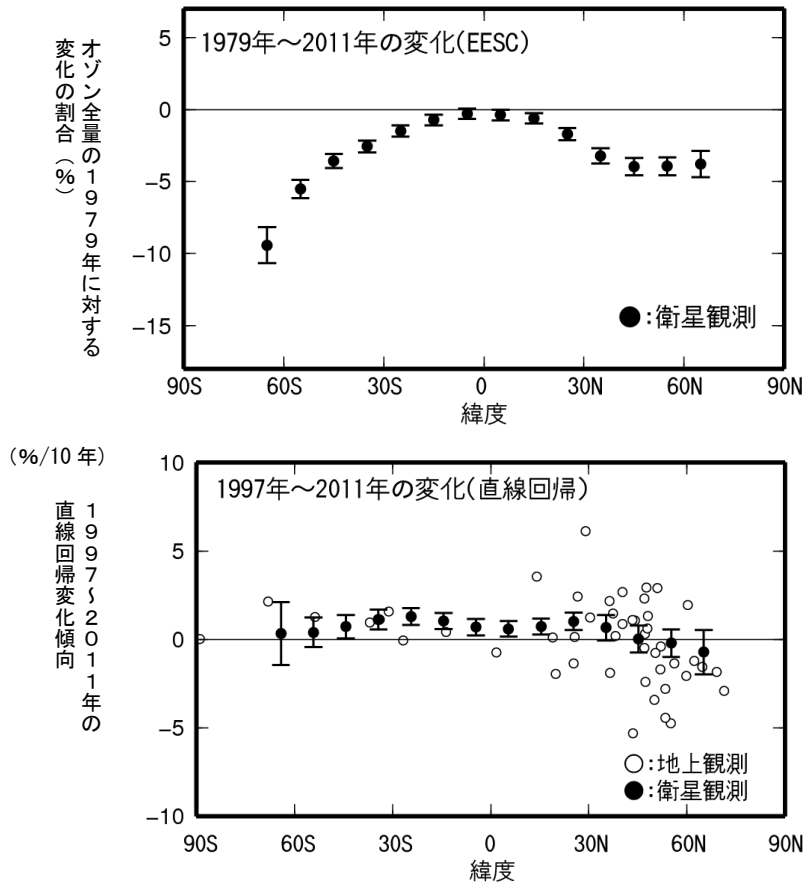


図 I 1-5：オゾン全量の長期変化傾向および最近の変化傾向の緯度帯別分布

上段：EESCフィッティングを用いて求めた2011年オゾン全量の1979年に対する変化の割合(%)。衛星観測データは緯度帯(10度)ごとにプロットしている。衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。

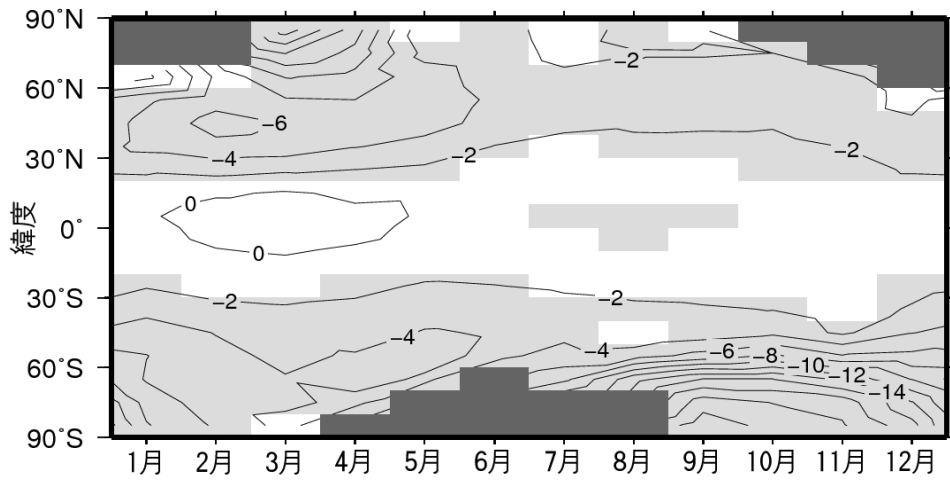
下段：1997～2011年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(%/10年)。

衛星観測データの縦線は95%信頼区間の範囲。

世界の観測地点のオゾン全量データ(48地点。2008年以降の観測データのない地点は除いた)およびNASA提供の衛星観測データから作成。

<sup>3</sup> 気象庁ホームページ「オゾン量の経年変化に影響を及ぼす自然変動」([http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone\\_o3variability.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone_o3variability.html))参照。

緯度帯別の長期変化傾向の季節変化を示すため、図 I 1-6に、2011年オゾン全量の1979年に対する変化の割合 (%) を緯度ごとに月別に示した。衛星観測データからEESCフィッティングを用いて求めている。北半球高緯度では3~4月に、南半球中高緯度では8~12月にオゾンの減少の割合が大きい様子が見られる。



**図 I 1-6 : 帯状平均したオゾン全量の緯度帯別長期変化傾向の季節変化**

2011年オゾン全量の1979年に対する変化の割合 (%) の月別分布。EESCフィッティングを用いて求めた。等値線間隔は2%。薄い陰影部は95%信頼区間で減少している領域。濃い陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。NASA提供の衛星観測データから作成。

## 第2章 日本上空のオゾン層

### 2-1 2011年の日本上空のオゾン層の状況

- 2011年の日本上空の月平均オゾン全量は、4地点ともに並の月が多かった。
- 札幌とつくばの7月の月平均オゾン全量は、観測開始以来2番目に少なかった。

#### 2011年のオゾン全量の状況

気象庁で観測している日本上空のオゾン全量について2011年における月平均値を図 I 2-1に示す。

2011年のオゾン全量の月平均値は、4地点ともに並の月が多かった<sup>4</sup>。札幌では、1月と12月は多く、7月は少なかった。特に、7月はその月として観測開始（1958年）以来2番目に少なかった。つくばでは、3月に多く、7月と9月は少なかった。特に、7月はその月として観測開始（1957年）以来2番目に少なかった。那覇では2月に多かった。南鳥島では、11～12月に多く、8月に少なかった。

札幌とつくばの7月のオゾン全量が特に少なかった要因として、①北半球中緯度全体で春季以降、オゾン全量が少ない状況が継続しており（第1章図 I 1-3）、中緯度全体としてオゾン量が少なめであったこと、②7月前半を中心に、本州以北に低緯度からのオゾンの少ない空気塊が移流したこと、が考えられる。

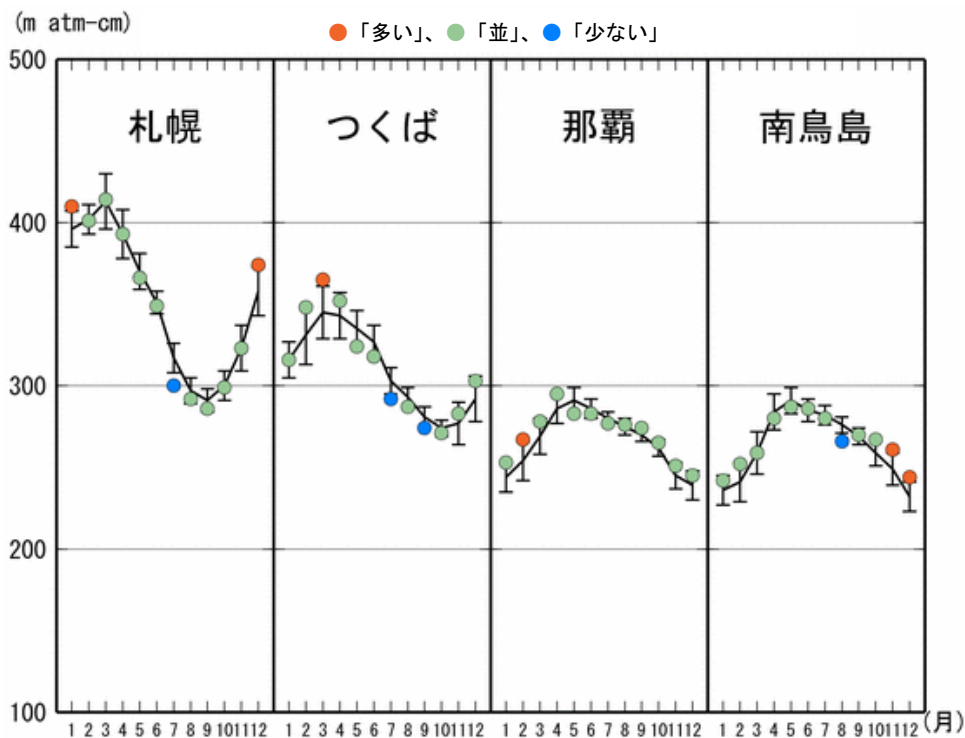


図 I 2-1 : 2011年の日本上空の月平均オゾン全量

国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）における月平均オゾン全量の年変化。●印は2011年の月平均値。折線（実線）は参照値（1994～2008年の累年平均値）。縦線は標準偏差。

<sup>4</sup> ここでは、参照値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」とした。

## 2011年のオゾン分圧の高度分布の状況

オゾンゾンデ観測による日本上空のオゾン分圧および規格化偏差の高度分布を図 I 2-2に示す。オゾン分圧（図 I 2-2左）を見ると、各地点とも高度24km付近を中心としてオゾン分圧の高い層がみられる。また、規格化偏差（図 I 2-2右）をみると、国内3地点ともに、下部成層圏の70～50hPa（高度19～21km）付近で、年を通じてオゾン分圧が参照値より高い傾向がみられた。4月のつくばと那覇では200～100hPa（高度11～16km）付近でオゾン分圧が参照値より特に高かった。対流圏（地上から高度約10km付近まで）では、特に、つくばの3月、7月、9月で規格化偏差の大きい領域がみられた。

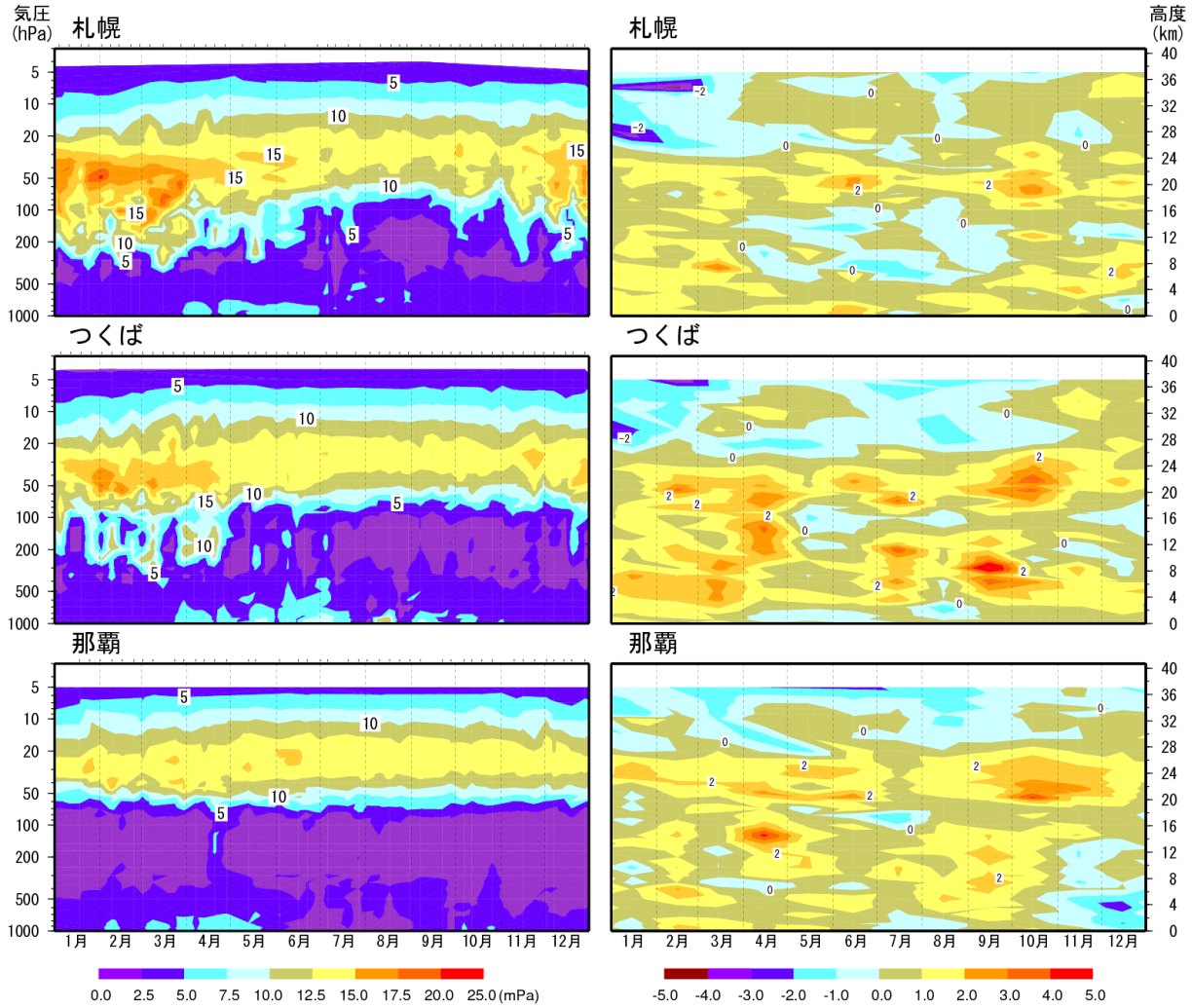


図 I 2-2：国内3地点のオゾン分圧・規格化偏差の高度分布（2011年）

札幌、つくば、那覇のオゾンゾンデ観測によるオゾン分圧・規格化偏差の高度分布図。オゾン分圧図（左）は個々の観測値を、規格化偏差図（右）は月平均値を用いて作成。比較の基準となる参照値は、1994～2008年の累年平均値。規格化偏差は月平均値の参照値からの偏差を標準偏差で割った値。なお、観測データのない高度については、前後の期間のオゾン分圧から内挿処理を行っている。

## 2-2 日本上空のオゾン層の長期変化

- 国内のオゾン全量は、特に札幌とつくばで1980年代を中心に1990年代初めまで減少が進み、1990年代半ば以降は、国内4地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）で緩やかな増加傾向がみられる。
- オゾン量の長期変化傾向として、
  - ・2011年のオゾン全量は、1979年と比べて札幌で3.4%少なく、那覇で3.2%多かった。
  - ・1990年代半ば以降は、国内3地点でオゾン全量に増加傾向がみられ、つくばと那覇の増加の割合が大きかった。
  - ・2011年の日本上空のオゾン量は、1979年と比べて高度25km付近と45km付近、および札幌では10~20kmで減少傾向がみられた。

### 日本上空のオゾン全量の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の経年変化を図I 2-3に示す。札幌とつくばのオゾン全量は、主に1980年代を中心に1990年代初めまで減少が進んだ。また、1980年代のオゾンの減少は高緯度ほど大きい傾向がある。一般にオゾン層破壊物質によるオゾンの減少は高緯度ほど大きい傾向があるが、この図からも1990年代半ばまではその傾向がみられる。1990年代半ば以降は、国内4地点ともに緩やかな増加傾向がみられる。

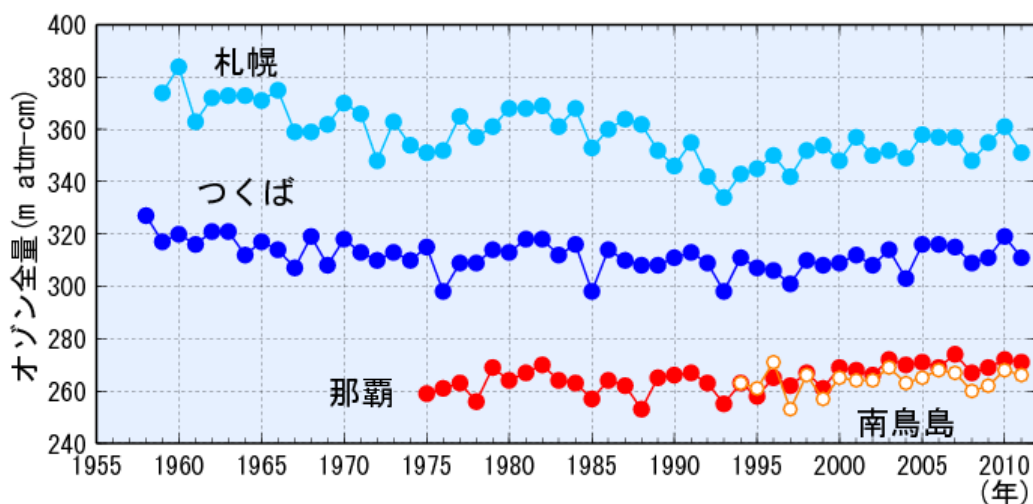


図 I 2-3：日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の年平均値の経年変化。この図では、観測値をそのまま使用した（太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分は除去していない）。

### 日本上空のオゾン全量の季節別経年変化

日本上空のオゾン全量の季節平均値について観測全期間平均からの偏差の経年変化を図I 2-4に示す。長期的にみると、札幌ではどの季節も1990年代以降負偏差を示すことが多く、春季と冬季に特に顕著である。ただし、2000年代は1990年代と比較して負偏差が小さくなっている。また、つくばの冬季でも1980年代から1990年代初めまでの減少傾向が明瞭である。一方、那覇の全ての季節で2000年代以降に正偏差を示すことが多く、1990年代半ば以降増加傾向がみられる。

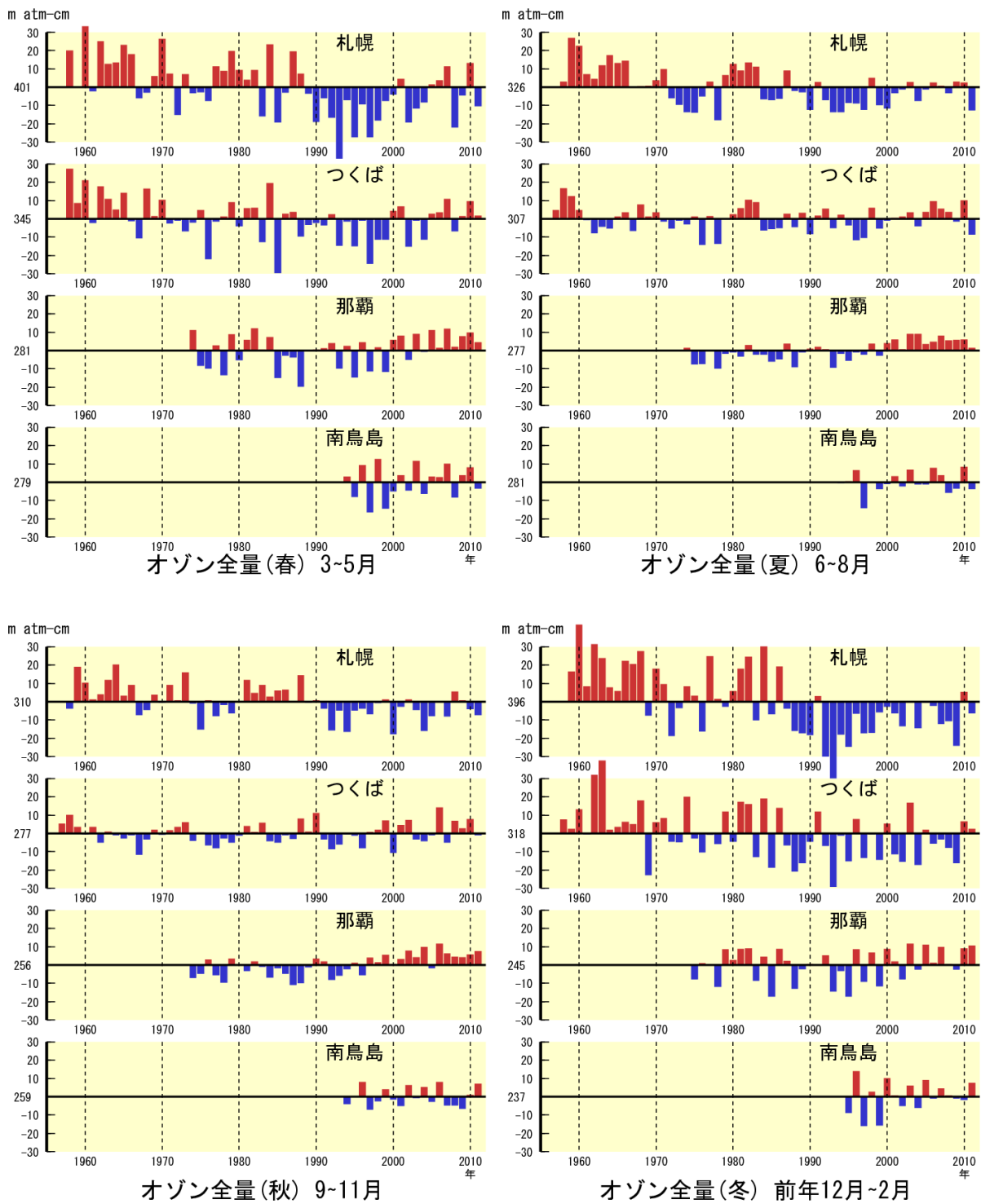


図 I 2-4 : 日本上空のオゾン全量の季節平均値の偏差の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の季節平均値に対する全期間平均からの偏差の経年変化。

上段は春 (3~5月)、夏 (6~8月)、下段は秋 (9~11月)、冬 (前年12月~2月)についての値。

## 日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内3地点の地上観測データを用いたオゾン全量（黒線。太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去した値）と長期的な変化傾向（赤線）を図 I 2-5に示す。1990年代半ばまでのオゾン全量の減少に対し、1990年代半ば以降の増加が見られるが、個別の観測地点については必ずしも EESC フィッティングが有効ではないため、1979～1996年の回帰直線と1997～2011年の回帰直線により長期変化傾向を示した（付録3参照）。

2011年のオゾン全量は、1979年と比べて、通年では札幌で3.4%少なく、那覇で3.2%多く、いずれも統計的に有意（95%の信頼区間の範囲が全て減少あるいは増加）であった（表 I 2-1）。季節別にみると、札幌では春季を除いて有意に減少、那覇では冬季を除いて有意に増加している。

1980年代のオゾン全量は、国内3地点ともに通年で有意に減少しており、緯度の高い地点ほど減少の割合が大きい（表 I 2-2）。季節別にみると、札幌は全ての季節で有意に減少し、冬季と春季に減少の割合が大きく、つくばと那覇は冬季のみ有意に減少している。

1997～2011年の直線回帰による変化傾向（表 I 2-3）をみると、3地点ともに通年で有意な増加がみられ、つくばと那覇でその割合が大きかった。季節別にみると、札幌とつくばは春季のみ、那覇は夏季を除いて有意に増加している。ただし、これらの増加傾向の一部には、大気循環の自然変動が寄与している可能性があり、成層圏の塩素量の減少のみが原因とみることはできない<sup>5</sup>。

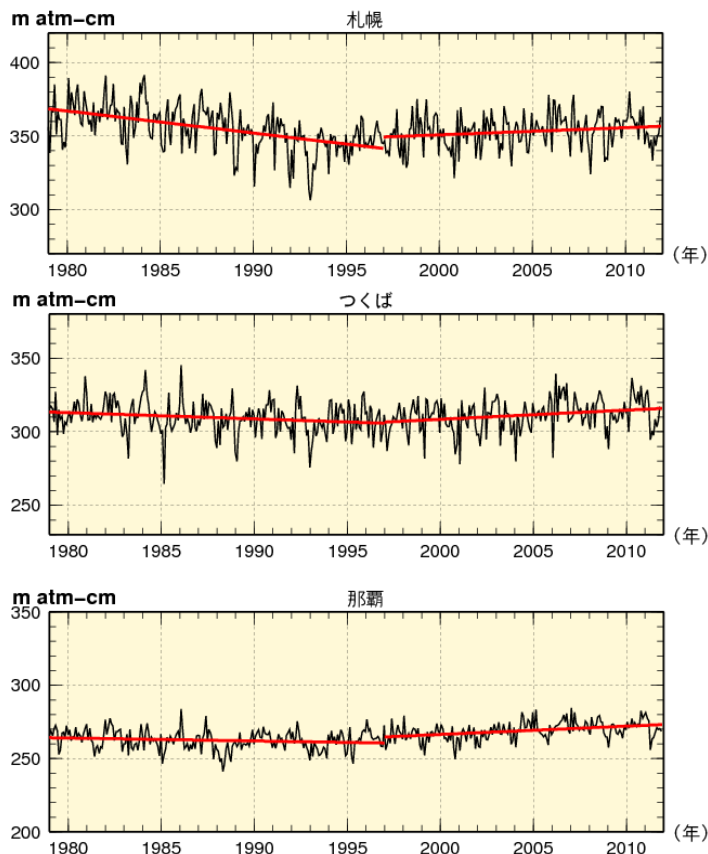


図 I 2-5：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向

国内のオゾン全量観測による1979年以降のオゾン全量(m atm-cm)。黒線は、太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去した値である。赤線は、1979～1996年と1997～2011年の2つの回帰直線を示す。上から、札幌、つくば、那覇のデータ。

<sup>5</sup>気象庁ホームページ「オゾン量の経年変化に影響を及ぼす自然変動」([http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone\\_o3variability.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone_o3variability.html))を参照。



**表 I 2-1：日本上空のオゾン全量長期変化傾向（2011年の1979年に対する変化の割合）**

2011年オゾン全量の1979年に対する変化の割合（%）。カッコ内は、95%の信頼区間の範囲を示し、色を付けたものは、統計的に有意(信頼区間の範囲がすべて正か負)なものである。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。3地点とも1979～1996年と1997～2011年の2つの回帰直線から求めた。

	札幌	つくば	那覇
通年	-3.4 ( -4.9 ~ -1.8 )	0.6 ( -0.9 ~ 2.2 )	3.2 ( 2.1 ~ 4.3 )
春	-3.0 ( -6.3 ~ 0.5 )	1.9 ( -1.7 ~ 5.6 )	3.2 ( 0.9 ~ 5.6 )
夏	-2.9 ( -5.2 ~ -0.5 )	0.6 ( -1.9 ~ 3.1 )	3.7 ( 1.8 ~ 5.8 )
秋	-2.7 ( -5.0 ~ -0.2 )	1.5 ( -0.9 ~ 4.0 )	3.9 ( 1.9 ~ 5.9 )
冬	-5.0 ( -8.5 ~ -1.3 )	-1.6 ( -5.2 ~ 2.3 )	2.1 ( -0.3 ~ 4.6 )

**表 I 2-2：日本上空のオゾン全量長期変化傾向（1980年代の変化の割合）**

1979～1996年の回帰直線から求めた1980年代の変化量（%/10年）。カッコ内は、95%の信頼区間の範囲を示し、色を付けたものは、統計的に有意(信頼区間の範囲がすべて正か負)なものである。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。

	札幌	つくば	那覇
通年	-4.1 ( -5.0 ~ -3.1 )	-1.3 ( -2.2 ~ -0.4 )	-0.8 ( -1.4 ~ -0.1 )
春	-5.0 ( -7.1 ~ -2.9 )	-1.4 ( -3.6 ~ 0.8 )	-1.2 ( -2.8 ~ 0.3 )
夏	-3.5 ( -4.9 ~ -2.1 )	-1.3 ( -2.7 ~ 0.1 )	-0.1 ( -1.3 ~ 1.1 )
秋	-2.1 ( -3.3 ~ -0.8 )	-0.2 ( -1.5 ~ 1.0 )	-0.2 ( -1.2 ~ 0.9 )
冬	-5.9 ( -8.4 ~ -3.4 )	-2.5 ( -4.7 ~ -0.2 )	-1.5 ( -2.9 ~ 0.0 )

**表 I 2-3：日本上空のオゾン全量の直線回帰による変化傾向**

1997～2011年のデータから直線回帰により求めた変化傾向（%/10年）と95%の信頼区間の範囲。色を付けたものは、統計的に有意(信頼区間の範囲がすべて正か負)なものである。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。

	札幌	つくば	那覇
通年	1.4 ± 1.1	2.0 ± 1.2	2.1 ± 0.7
春	3.0 ± 2.5	4.0 ± 2.6	3.2 ± 1.4
夏	0.7 ± 1.7	1.3 ± 2.0	1.3 ± 1.3
秋	0.6 ± 2.1	1.3 ± 2.0	1.6 ± 1.5
冬	1.2 ± 2.3	1.4 ± 2.7	2.5 ± 1.7

## 日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向

日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向をみるため、2011年の成層圏のオゾン量の1979年に対する変化の割合(%)について鉛直分布を図I 2-6上段に示す。2011年のオゾン量は、1979年と比べて上部成層圏(高度約35km以上)では札幌とつくばの高度35km(5hPa)以上、那覇の高度45km付近(1hPa付近)で有意に減少している。下部成層圏では、3地点ともに高度約25km(約20hPa)付近で有意に減少し、札幌の高度10~20km付近でも有意な減少傾向がみられる。これらのオゾン減少は、ともにクロロフルオロカーボン類などから解離した塩素によるものであるが、その破壊メカニズムは異なっている。上部成層圏での減少は、塩素原子との気相反応のみによるのに対し、下部成層圏での減少は主にエアロゾル粒子表面での不均一反応(巻末「用語解説」参照)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。

1997~2011年のオゾンデータから直線回帰により求めた変化傾向(図I 2-6下段)をみると、上部成層圏では、札幌の高度35km付近で有意な減少傾向が、つくばの高度35km以上で有意な増加傾向がみられる。対流圏から下部成層圏では、札幌とつくばの高度20km(50hPa)付近、つくばの高度8km以下(300hPa以下)、那覇のほとんどの高度で有意な増加傾向がみられた。

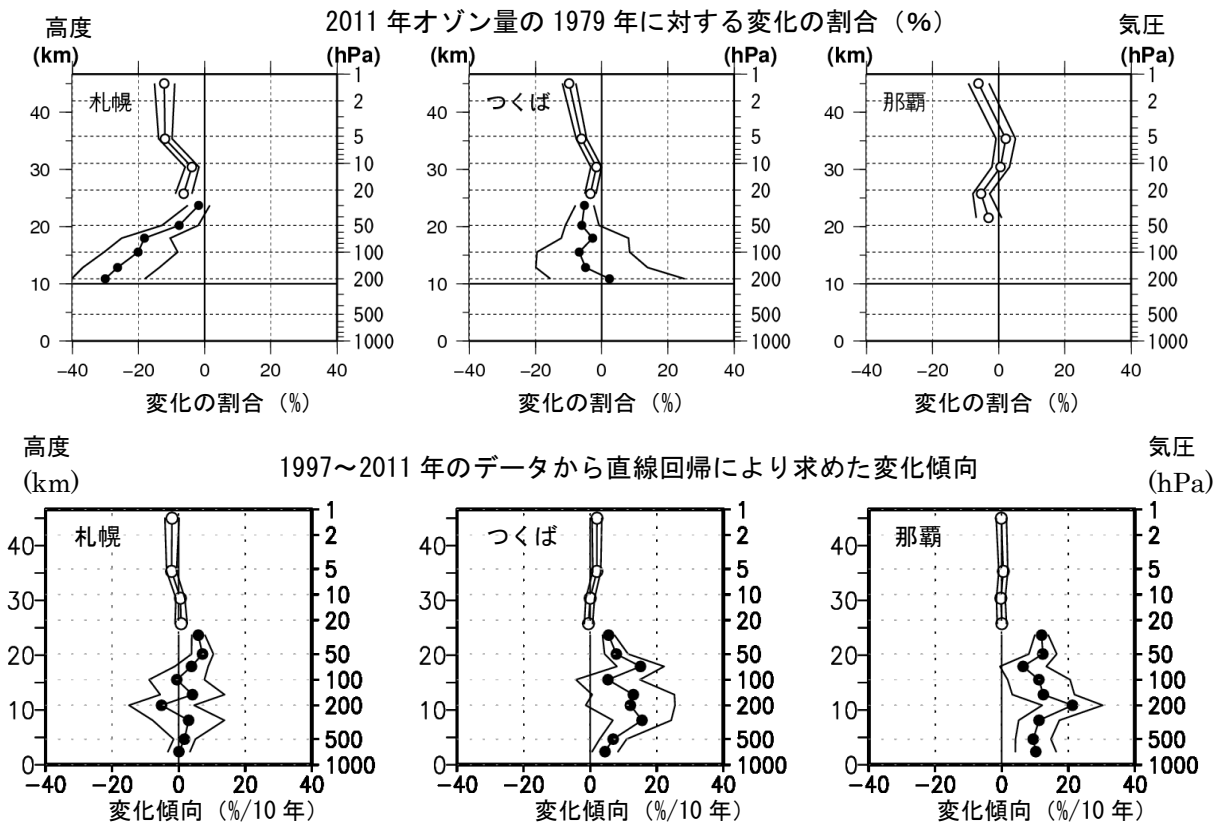


図 I 2-6 : 日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向

上段 : 2011年オゾン量の1979年に対する変化の割合(%)。下段 : 1997~2011年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(%/10年)。

●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。那覇は、1989年より前のオゾンゾンデ観測データがないため、上段では反転観測の結果のみを示す。なお、反転観測の約45kmの○印は、高度40km付近より高い気層について合計した量の変化傾向を表している。なお、1979年に対する変化の割合については、3地点とも1979~1996年と1997~2011年の2つの回帰直線により求めた(付録3参照)。

## 第3章 南極オゾンホール<sup>6</sup>

### 3-1 2011年の南極オゾンホールの状況

- 2011年のオゾンホールの面積は、9月12日に年最大値となる2,550万km<sup>2</sup>まで拡大した。これは、過去10年間（2001～2010年）の平均とほぼ同程度だった。このことは、極域成層圏雲が出現する目安となる-78℃以下の領域の面積が、年間で最も大きくなる7～8月にかけてほぼ平均並で推移したことに対応している。
- 9月下旬～11月中旬まで、オゾンホールの面積は過去（2001～2010年）の同期間と比べて大きい規模で推移した。
- 2011年の南極昭和基地上空の月平均オゾン全量は、5～7月に多かった以外は並だった。

#### 衛星による観測

衛星観測データの日別値から求めた2011年のオゾンホールの規模の推移を、図I 3-1に示す。2011年のオゾンホールは、例年と同様に8月に発生し、その面積は9月12日に今年の最大面積である2,550万km<sup>2</sup>（南極大陸の約1.8倍）まで拡大した。その後、9月下旬～11月中旬まで過去（2001～2010年）の同期間と比べて大きい規模で推移したが、11月中旬以降急速に縮小し、12月22日に消滅した。オゾン欠損量と最低オゾン全量は、10月8日に、それぞれ年最大である8,940万トン、年最低値である94 m atm-cmとなった。

2011年の最大面積は、過去10年間（2001～2010年）の平均（2,520万km<sup>2</sup>）とほぼ同程度で、最近10年間（2002～2011年）では5番目に大きかった。2011年のオゾン欠損量の年最大値は、最近10年間で4番目に大きく、最低オゾン全量の年最低値は、最近10年間で3番目に小さかった。

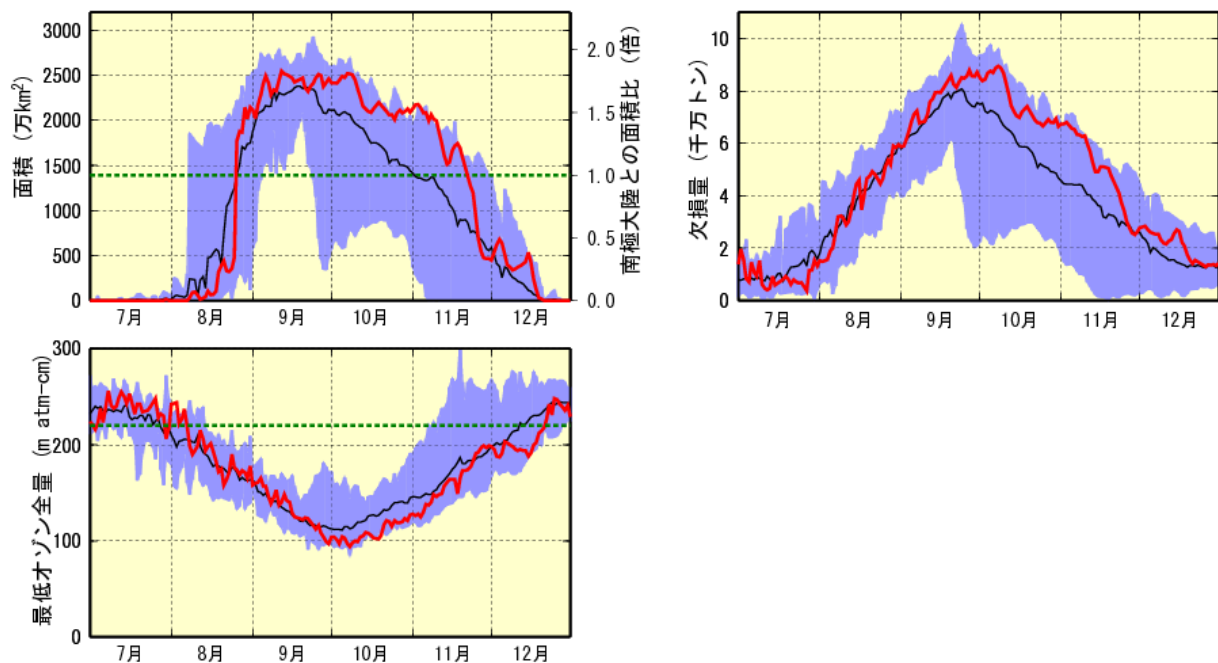


図 I 3-1：オゾンホールの規模（2011年7～12月）

赤線は2011年、黒線は過去10年間（2001～2010年）の平均値、濃い青色の領域の上端と下端は、同期間の最大（最高）値と最小（最低）値を示す。また、面積の図の緑色の点線は南極大陸の面積、最低オゾン全量図の緑色の点線はオゾンホールの広がりを目安となる220 m atm-cmを表す。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

<sup>6</sup> 南極オゾンホールの規模の定義については、巻末の「用語解説」を、オゾンホール詳細については気象庁ホームページ「南極オゾンホール」([http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-21ozone\\_o3hole.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-21ozone_o3hole.html))を参照。

### 南極昭和基地における地上観測

昭和基地で観測したオゾン全量日代表値の2011年の推移を図 I 3-2に示す。8月末以降、ほぼ全期間を通じてオゾン全量は低く推移し、9月21日に2011年の最小値である149 m atm-cmを記録した。オゾンホールは大気擾乱によって一時的に移動したり変形するため、10 月上・中旬と11月下旬には、昭和基地がオゾンホールの外側に位置し、オゾン全量が220 m atm-cmを上回った。12月17日以降は220 m atm-cmを上回り、300 m atm-cm程度で推移した。

2011年の南極昭和基地上空の月平均オゾン全量は、参照値との比較では、5～7月に多かった以外は並であった（図 I 3-3）<sup>7</sup>。

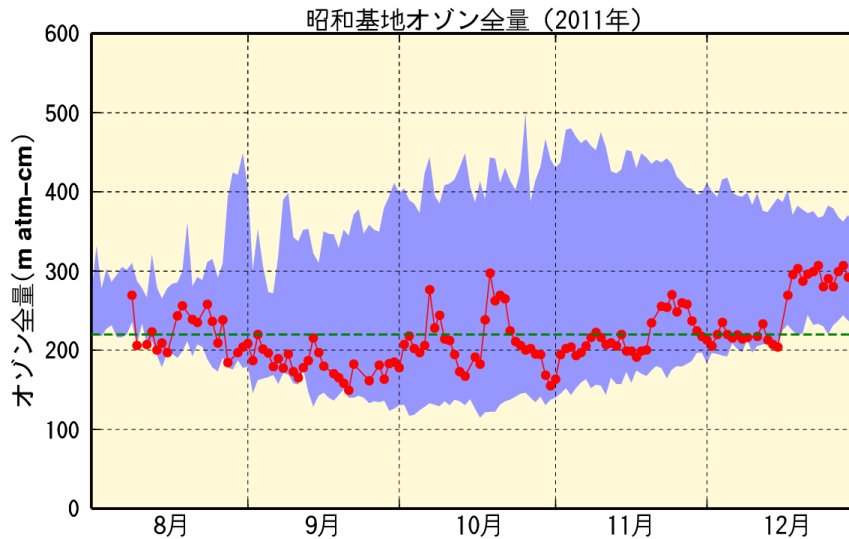


図 I 3-2：南極昭和基地におけるオゾン全量日代表値（2011年8月～12月）

●は2011年の観測値（日代表値）。陰影部の上端と下端は観測開始（1961年）以来の最大および最小値。緑色の横点線はオゾンホールの目安である220m atm-cmの値。

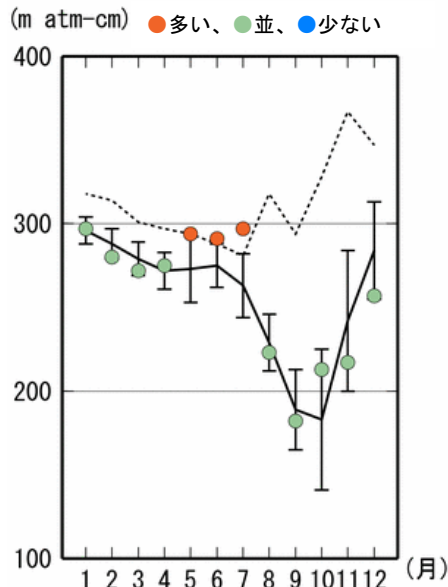


図 I 3-3：南極昭和基地における月平均オゾン全量の年変化（2011年）

●印は2011年の月平均値。折線（実線）は参照値（1994～2008年の累年平均値）で、縦線はその標準偏差である。点線はオゾンホールが出現する以前の1961～1980年の累年平均値。

<sup>7</sup> ここでは、参照値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」とした。

### 南極昭和基地におけるオゾンゾンデ観測

南極オゾンホールの特徴は、通常オゾン量が多い50hPa（高度21km）付近におけるオゾンが大きく減少するということである。2011年の昭和基地上空におけるオゾン分圧の鉛直分布の年変化を図 I 3-4に示す。上図によると、2011年も、50hPa（高度21km）付近でオゾンの減少がみられ、1～8月までは100～30hPa（高度16～24km）付近で概ね10mPa以上となっていたオゾン分圧が、9月半ば～10月にかけて2.5mPa以下のきわめて低い値が観測されるようになり、100 hPa付近ではこの状態が12月半ばまで継続した。月平均値の規格化偏差（下図）をみると、50hPa（高度21km）付近では、9～10月の一時期に、オゾン分圧が一時的に高くなり、規格化偏差が+1以上となった。また、高度200hPa（11km）付近では、9～11月に規格化偏差で-1以下と少なかった。

一方、30～14hPa（高度24～30km）付近では、9月末から7.5mPaを上回るオゾン分圧が観測されるようになった。また、12月半ば以降は100～20hPa（高度16～27km）付近でオゾン分圧が10mPa以上となった。これは、昭和基地のオゾン全量が12月半ば以降、220 m atm・cmを上回るようになった（図 I 3-2）ことと対応している。

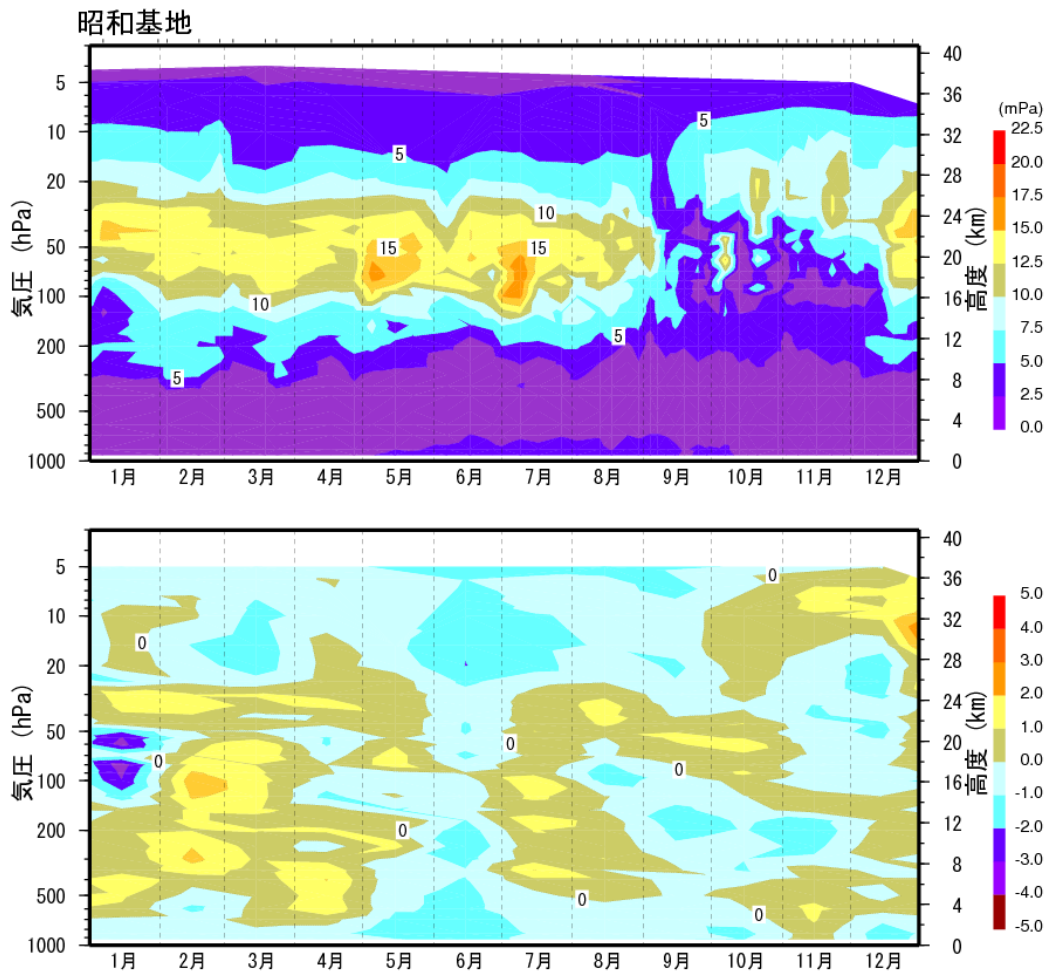


図 I 3-4：南極昭和基地のオゾン分圧（上）とその規格化偏差（下）の高度分布（2011年1月～12月）  
 南極昭和基地のオゾンゾンデ観測によるオゾン分圧・規格化偏差図。オゾン分圧図（上）は個々の観測値を、規格化偏差図（下）は月平均値を用いて作成。規格化偏差は月平均値の参照値からの偏差を標準偏差で割った値。なお、観測データの無い高度については、前後の期間のオゾン分圧から内挿処理を行っている。

### 2011年のオゾンホールに関連する下部成層圏の気象状況

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（巻末「用語解説」参照）が生成されるための気象条件として、南半球の冬季から春季にかけて極渦が安定し、下部成層圏の低温が持続することが挙げられる。極域成層圏雲出現の目安が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下であることから、気象庁では南半球30hPa面の $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積を監視している。2011年の南極域の30hPaの日別の南緯60度以南の領域最低気温は、5月から10月上旬まで $-78^{\circ}\text{C}$ 以下となり、特に9月下旬～10月上旬までは低く<sup>8</sup>推移した。10月中旬以降は $-78^{\circ}\text{C}$ を上回るようになったが、10月下旬から11月中旬にかけてと12月半ばに低かった。

2011年の $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の面積の推移をみると、6月中旬から7月はじめまで大きく推移したが、その後面積が縮小し8月末までは平均並だった。9月からは大きくなり、9月半ば以降は過去の最大値を上回る時期が多かった。

2011年のオゾンホールの規模は、年最大面積が過去10年間の平均と同程度だった。これは、極域成層圏雲が出現する目安となる $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積が、年間で最も大きくなる7～8月にかけてほぼ平均並で推移したことに対応している。また、オゾンホールが例年よりも弱まりにくく、過去の平均よりも大きい規模が11月中旬まで継続した原因としては、同期間の気温が低く、極渦が強かったことにより、中低緯度からのオゾン量の高い空気塊の流入が妨げられたためと考えられる。

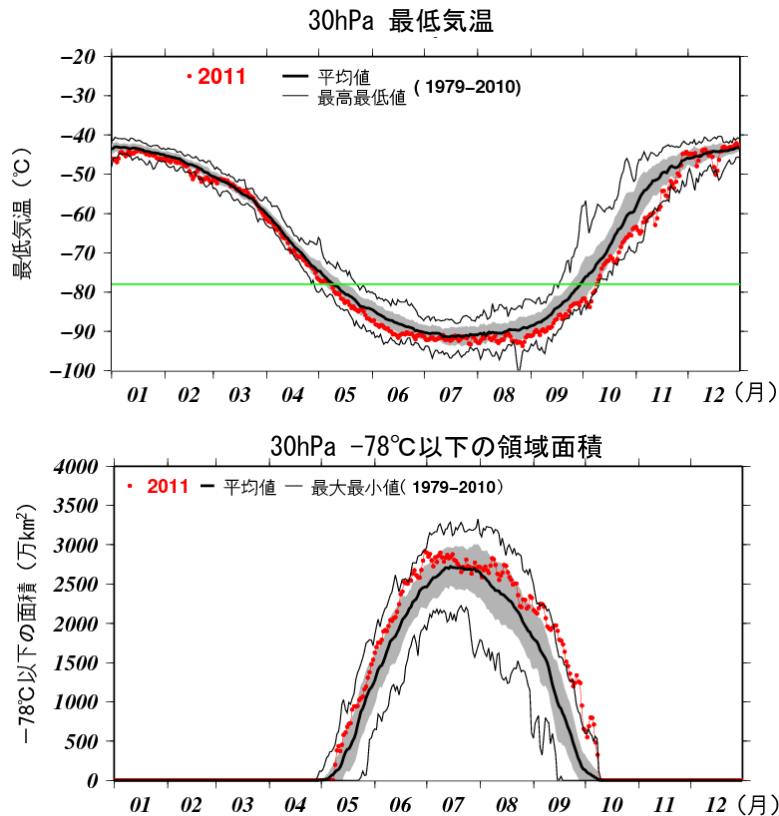


図 I 3-5：南極域上空の下部成層圏の最低気温（上）および気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積（下）の年変化（2011年1月～12月）

南緯60度以南の30hPa（高度約23km）面における日別の領域最低気温の年変化（上）と極域成層圏雲の出現する目安となる $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積の年変化（下）。陰影中の黒太実線は1979～2010年の累年平均値。陰影の外は黒細実線は同期間の最高（最大）値および最低（最小）値。陰影は標準偏差の範囲。上図の横の緑線は極域成層圏雲出現の目安である $-78^{\circ}\text{C}$ 。米国海洋大気庁－米国大気研究センター（NCEP-NCAR）による解析値をもとに作成。

<sup>8</sup> ここでは1979～2010年の累年平均値を過去の平均として比較を行う。平均との差が標準偏差以内の場合を「平均並」、大きい場合を「高い」「大きい」、小さい場合を「低い」「小さい」と表現する。

### 3-2 南極オゾンホール の 長期変化

- ・南極オゾンホールの規模は 1980 年代から 1990 年代にかけて急激に拡大した。1990 年代後半以降は、年々変動はあるものの長期的な変化傾向はみられなくなった。
- ・南極昭和基地における 9～12 月の月平均オゾン全量は、1980 年頃から減少し、1990 年代半ば以降は少ない状態が続いている。
- ・南極昭和基地のオゾンゾンデ観測による高度 12～20km の 10 月の月平均オゾン量は、1980 年代に急激に減少し、1990 年代後半以降は 1970 年代と比較して 20%以下の状態が続いている。

#### 衛星観測データからみたオゾンホールの経年変化

オゾンホールの面積とオゾン欠損量の年最大値、および年最低オゾン全量の経年変化を図 I 3-6 に示す。これによると、南極オゾンホールの規模は1980年代から1990年代にかけて急激に拡大した。1990年代後半以降は、年々変動はあるものの、長期的な増加傾向はみられなくなった。オゾンホールの規模は依然として大きい状態が続いている。

オゾンホールの規模には、オゾン層破壊物質の濃度の変化にともなう長期的な変化に加えて年々変動がみられる。特に、2000年以降は、年々変動が大きい傾向があり、2002年、2004年はオゾンホールの規模が一時的に小さくなっている。このような年々変動の原因は、南極域上空の成層圏の気候の変動であり、南半球の冬季から春季にかけての成層圏の極渦の強さや下部成層圏の気温に対応している。2002年の場合は、南極域上空で初春に大規模な成層圏突然昇温が発生し、極渦が分裂したことなどによりオゾンの破壊が緩和された。

図 I 3-7に、オゾンホールの目安である220 m atm-cm以下の領域が消滅した日の経年変化を示す。消滅日は1990年頃まで年々遅くなる傾向があった。1990年代半ば以降は2002年に早く（11月中）消滅したほかは、12月に消滅することが多く、2011年の消滅日は12月22日と遅かった。

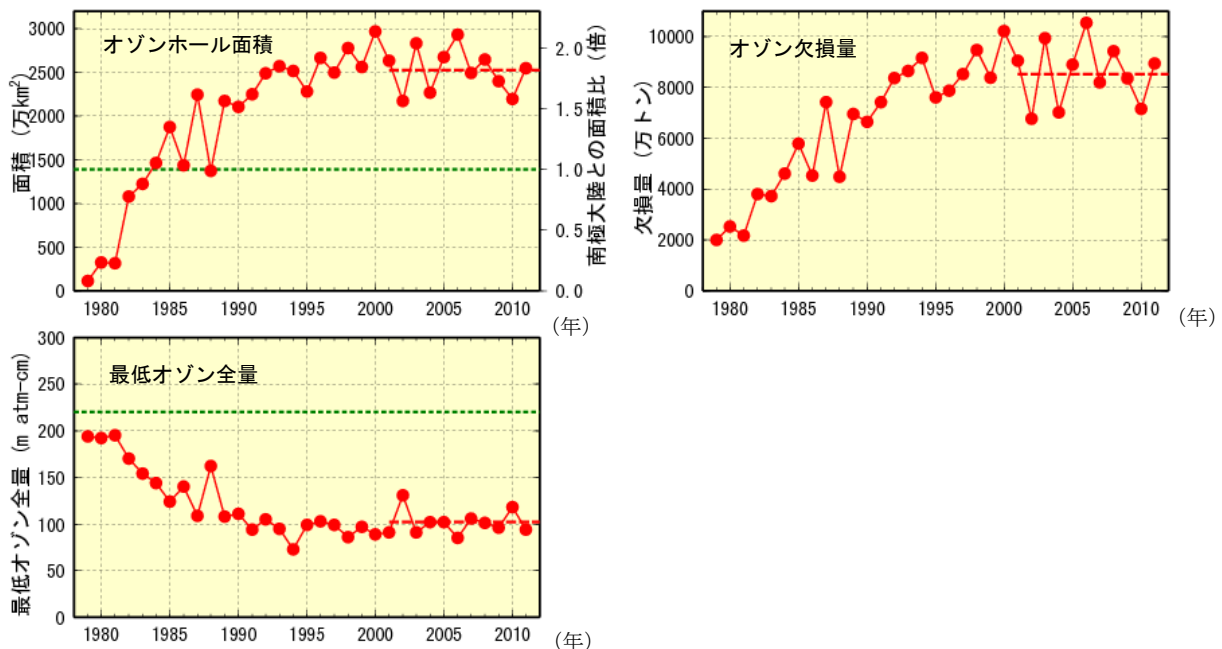


図 I 3-6 : オゾンホールの規模の経年変化

赤丸は 1979～2011 年のオゾンホールの面積（左上）、オゾン欠損量（右上）、最低オゾン全量（左下）の年極値。面積の図の緑色の点線は南極大陸の面積、最低オゾン全量の図の緑色の点線はオゾンホールの目安である 220 m atm-cm を表す。また、各図の赤色の点線は、過去 10 年間（2001～2010 年）の平均を表す。NASA 提供の衛星データをもとに作成（主に TOMS/OMI データを使用。1995 年のみ TOVS の高分解能赤外放射計のデータを使用）。

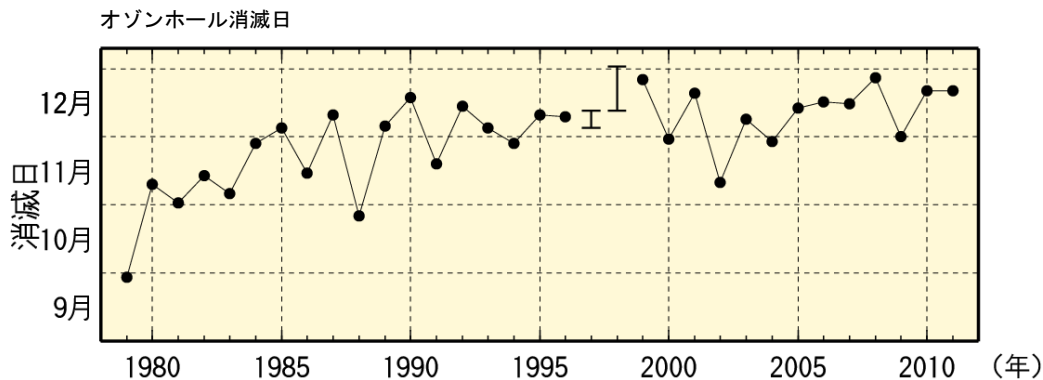


図 I 3-7 : オゾンホールの消滅日の経年変化

1979～2011年の220m atm-cm以下の領域が消滅した日の経年変化。NASA提供の衛星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年と1998年については、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、縦棒で示した期間中に消滅したと推定される。

### 南極昭和基地上空のオゾン量の経年変化

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 I 3-8に示す。オゾンホールの時期にあたる9～12月のオゾン全量が、1980年頃から減少し、1990年代半ば以降は少ない状態が継続しているのがわかる。昭和基地でのオゾン量の変化が必ずしもオゾンホールの規模の変化をそのまま反映しているわけではないが、昭和基地上空はオゾンホールの縁辺となることが多く、オゾンホールの規模の目安となっている。9～11月までの時系列において、2002年にオゾン全量が急増している。これは、前頁で述べた2002年9月に発生した南極域の成層圏突然昇温がもたらした、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に対応しており、昭和基地も含め南極全域でオゾン破壊が大規模には進まなかったことによる。これに対し、2011年のオゾンホール時期(9～12月)のオゾン全量は、1990年代半ば以降の平均とほぼ同程度であった(10月はやや高めであるが、図 I 3-2でみたように2011年10月は、昭和基地が一時的にオゾンホールの外側に位置したためと考えられる)。

図 I 3-9に、昭和基地のオゾンゾンデ観測による10月の高度12～20kmまでの月平均オゾン量の経年変化を示す。この高度のオゾン量は、オゾンホールの発達にともなって大きく減少するため、オゾンホールの長期的な変化傾向についてのよい指標になる。この高度のオゾン量は、1980年代に急激に減少した。その後、1990年代初め以降は、低いレベルで推移しており、1990年代後半以降は、1970年代と比較して20%以下という少ない状態が続いている。10月の極小値は1992年に現れているが、これはピナトゥボ火山噴火(1991年6月)に起因するエアロゾル粒子がこの時期に成層圏に多く混入し、エアロゾル粒子表面での不均一反応のためにオゾン破壊が促進されたためと考えられる。一方、2002年は上述したように南極域で成層圏突然昇温が発生したため、オゾン層破壊が大規模にならなかった。



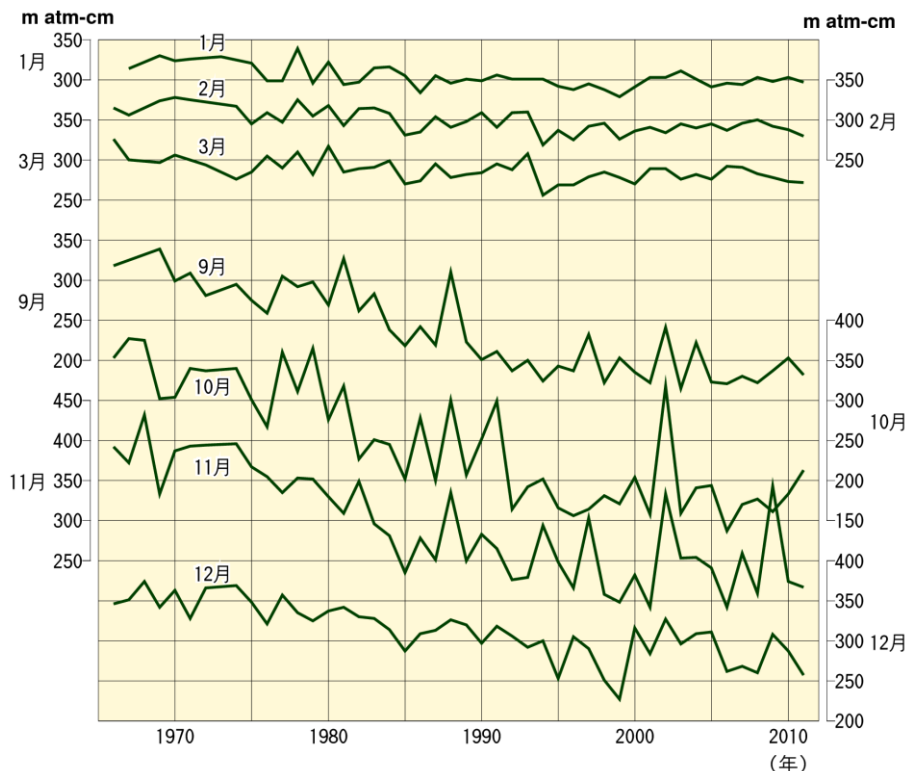


図 I 3-8 : 南極昭和基地における月平均オゾン全量の経年変化

この図では、観測値をそのまま使用した（太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分は除去していない）。

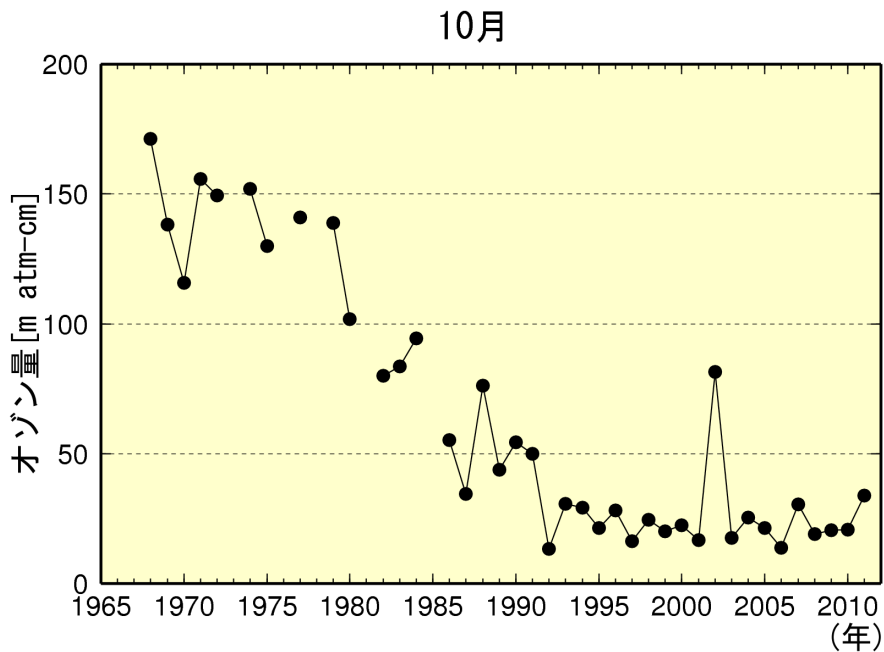


図 I 3-9 : 南極昭和基地上空（高度12～20km）の10月の月平均オゾン量の経年変化

この図の値は、観測値をそのまま使用した（太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分は除去していない）。

### 南極昭和基地上空のオゾンの長期変化傾向

南極昭和基地上空のオゾンの鉛直分布の長期変化傾向を示すため、2011年の成層圏におけるオゾン分圧の1979年に対する変化の割合(%)の高度分布を図I 3-10上段に示す。これは、オゾンゾンデ観測による高度別オゾン分圧について、太陽活動など既知の周期的な自然要因と相関の高い変動成分を除去したのち1979~1996年と1997~2011年の2つの回帰直線により求めた値である。これをみると、通年では高度15km(約100hPa)付近でのオゾン減少が大きく、春季(9~11月)はそれが特に顕著である。

最近の変化傾向を示すため、1997~2011年のデータから直線回帰により求めた変化傾向を図I 3-10下段に示す。通年、春季ともに特に顕著な傾向はみられず、同図上段に示した結果を踏まえると、オゾン分圧の低い状態が続いている。

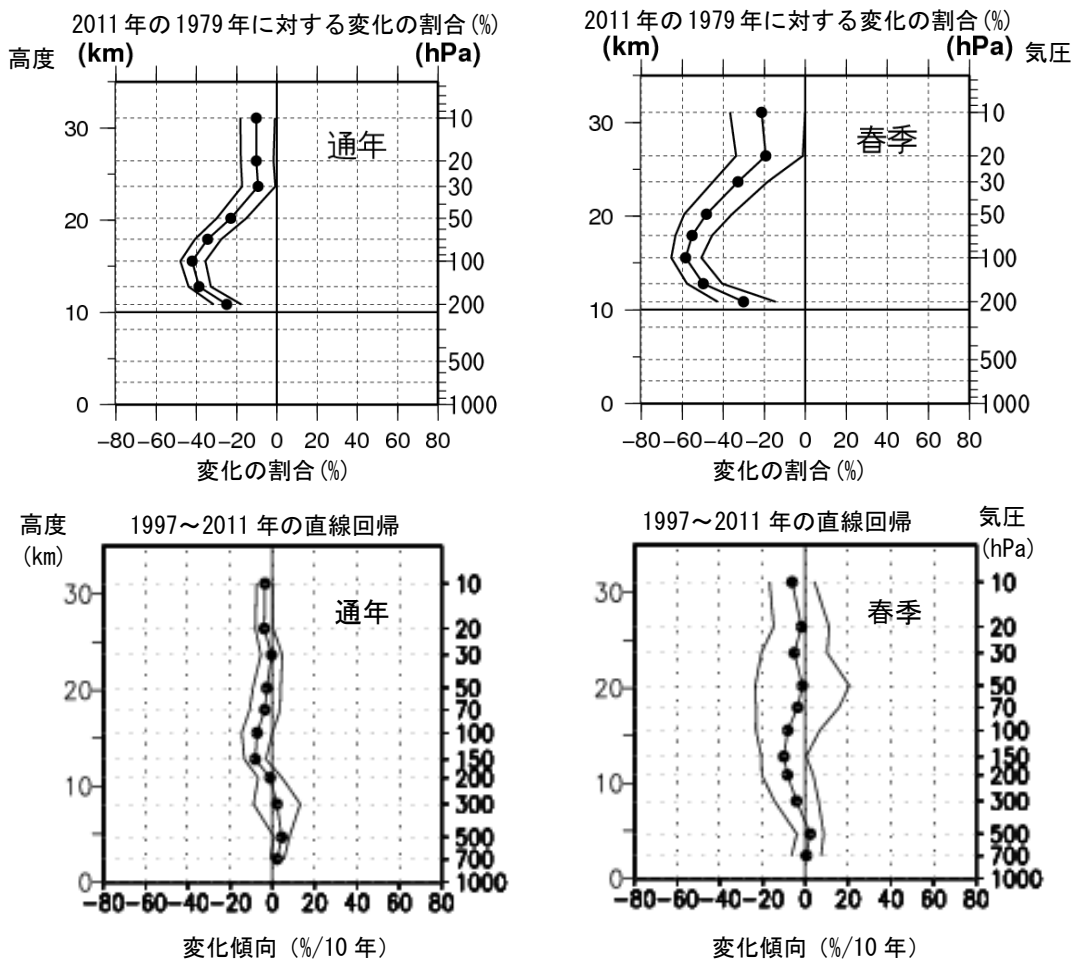


図 I 3-10 : 南極昭和基地におけるオゾン分圧の長期変化傾向の高度分布

オゾンゾンデ観測から求めた高度別オゾン分圧の長期変化傾向。上段は 1979~1996 年と 1997~2011 年の 2 つの回帰直線から求めた 2011 年の成層圏におけるオゾン分圧の 1979 年に対する変化の割合(%)。下段は 1997~2011 年のデータから直線回帰により求めた変化傾向(%/10年)。横軸は変化量、縦軸は高度。外側の折線は 95%信頼区間。左(通年)は月別値(1~12月)から、右(春季)は月別値(9~11月)の値から求めた変化傾向。

## 第4章 北半球高緯度のオゾン層

### 4-1 2011年の北半球高緯度のオゾン層の状況

- 2011年春季の北半球高緯度では、顕著なオゾン全量の減少が観測された。北極域の一部の領域では3月の月平均オゾン全量が、参照値と比較して30%以上少なかった。
- 原因は、極域成層圏雲が出現する目安である $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の面積の大きい状況が冬季から春季にかけて長期間継続したためと考えられる。
- 北半球の極渦の一部は、4月後半に本州および北海道付近に接近あるいは通過したものと考えられるが、札幌とつくばのオゾン観測データには北半球高緯度で起きたオゾン減少の影響はみられなかった。

2011年春季の北半球高緯度では、顕著なオゾン全量の減少が観測された。北半球の3月の月平均オゾン全量(図I 4-1)は、参照値と比較して北極域の一部で30%以上少なかった。

衛星観測による北半球の旬平均オゾン全量図を図I 4-2に示す。310 m atm-cmの等値線を目安にしてオゾン全量の少ない領域の変化をみると、3月は北極域でオゾン全量の少ない領域がみられ、一部280 m atm-cm以下の領域も観測された。4月上旬になるとオゾン全量の少ない領域は、ロシア西部～シベリア西部付近上空に移動し、さらに4月中旬には西～中央シベリア付近上空に移動した。一方、北極付近の領域は、4月中旬にはオゾン全量が430 m atm-cm以上に回復した。

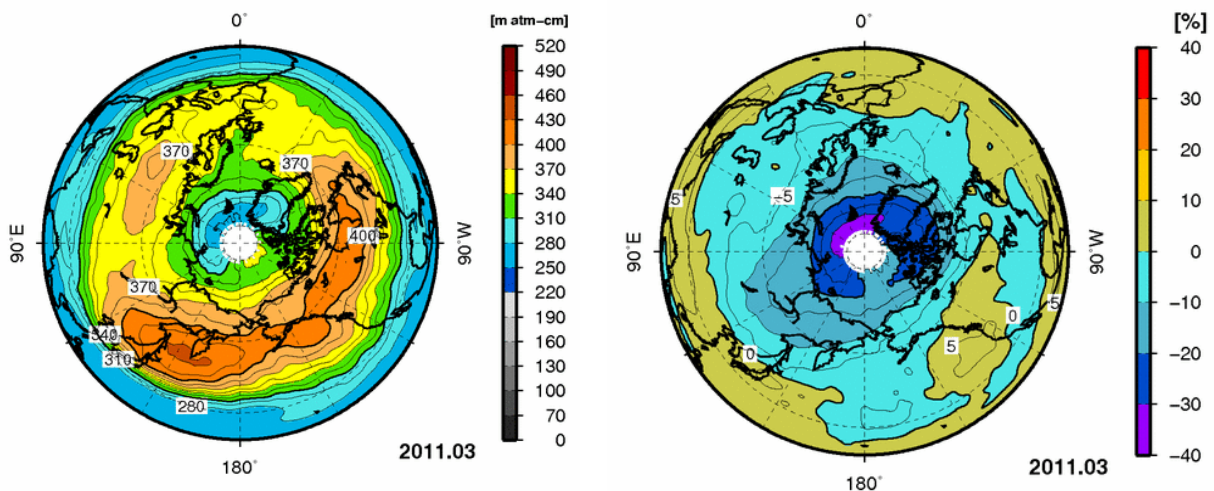


図 I 4-1 : 2011年3月の北半球の月平均オゾン全量 (左) ・ 偏差分布図 (右)

等値線間隔は、月平均オゾン全量については15m atm-cm、偏差については5%。北極点付近の白色域は太陽高度角の関係で観測できない領域。比較の基準である参照値は1997～2006年の月別累年平均値。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

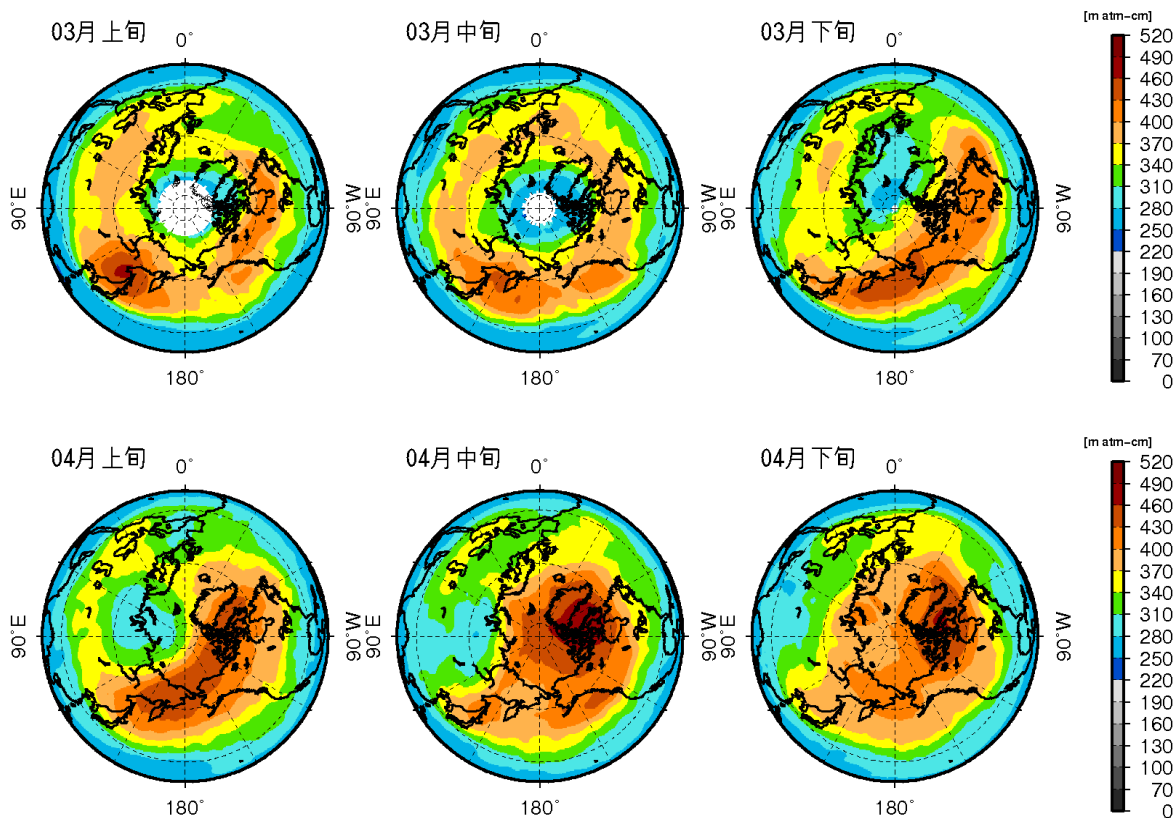


図 I 4-2 : 北半球の旬平均オゾン全量分布図 (2011年3~4月)

北極点付近の白色域は太陽高度角の関係で観測できない領域。NASA提供の衛星データをもとに気象庁で作成。

### 2011年北半球高緯度下部成層圏の気象状況

図 I 4-3に2011年の北半球高緯度における下部成層圏 (50hPa面) の北緯60度以上の領域内における最低気温 (上)、および $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積の年変化 (下) を示す。1~4月の下部成層圏の最低気温は、1月から $-78^{\circ}\text{C}$ 以下で継続し、2月半ばからは過去 (1979~2010年) の最低値と同程度の気温で上昇し、4月上旬からはようやく $-78^{\circ}\text{C}$ を上回るようになった。極域成層圏雲出現の目安である $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積は、1月に大きく変動した後、2月以降は過去の平均との差が標準偏差を超えて大きい状態で減少していった。特に3月は過去の最大値を上回る時期が多かったが、3月下旬になると北極上空の気温の上昇が速まり、4月上旬には成層圏突然昇温が発生したため、 $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域は消滅した。このように、極域成層圏雲が出現する目安である $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の面積の大きい状況が例年と比べて長期間継続したため、2011年春季の北極域で極域成層圏雲の関係した大規模なオゾン破壊が起きたと考えられる。

一般に、極渦の中へは、極渦の外側にある相対的に気温が高く、オゾン量の多い空気塊の極渦内への輸送が妨げられやすくなる。このため、強い極渦が継続すると、低温による極域成層圏雲の発生しやすい状況が継続し、オゾンが破壊されやすくなるとともに、オゾンが供給されないため、オゾンの減少が顕著になる。国際的な研究グループの解析によると、2011年冬季から春季の北極域上空の極渦の強さは、2~4月に過去最大となり、特に3月に強かったこと、さらに、高度18~20kmでの化学的なオゾン破壊が1月からの3月末までで約80%に達したことが報告されている (Manney *et al.*, 2011; 国立環境研究所, 2011)。

北半球の極渦は4月半ばに崩壊し (Hurwitz *et. al.*, 2011)、その一部は、4月後半に、本州およ

び北海道付近に接近あるいは通過したものと考えられる<sup>9</sup>。しかし、札幌およびつくばの4月後半のオゾン全量観測値および下部成層圏の高度18～20km付近のオゾンゾンデ観測値に明瞭な減少はみられなかった。

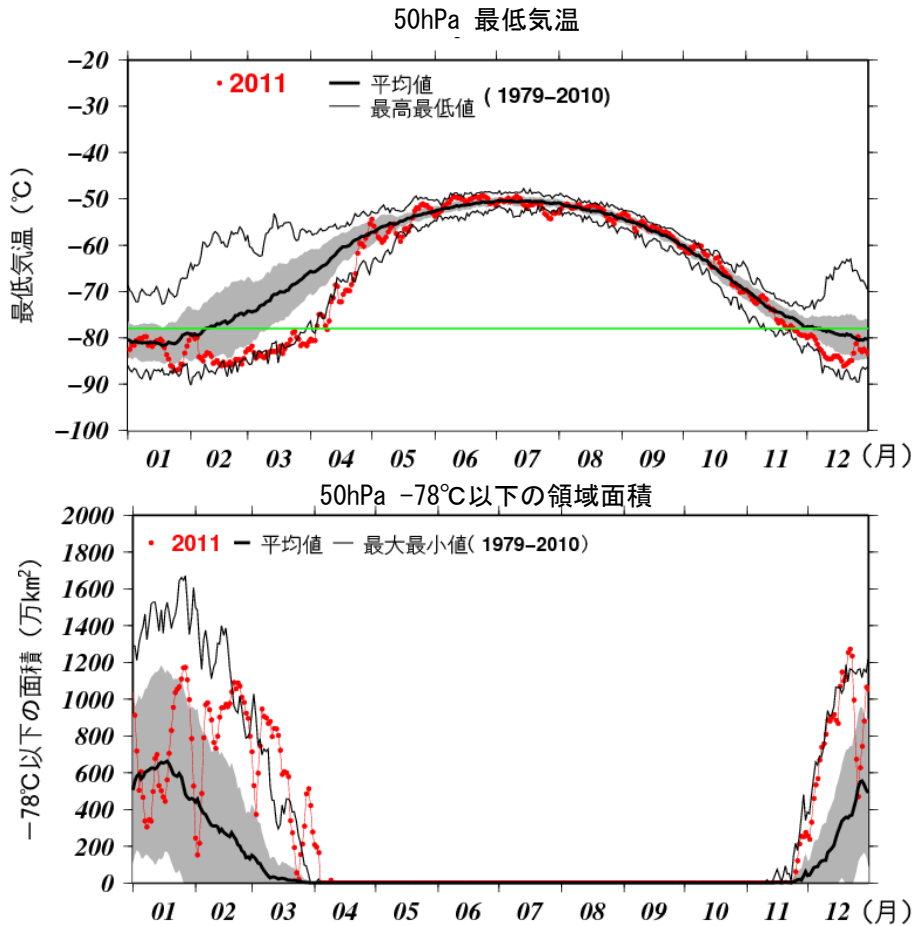


図 I 4-3 : 北半球高緯度下部成層圏の最低気温(上)および気温が $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積(下)の年変化 (2011年)

北緯60度以北の50hPa (高度約20km)面における日別の最低気温の年変化 (上)と極域成層圏雲の出現する目安となる $-78^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の面積の年変化 (下)。黒太線は1979～2010年の累年平均値。陰影の外の黒細実線は同期間の最高 (最大) 値および最低 (最小) 値。陰影は標準偏差の範囲。上図の横の緑の破線は極域成層圏雲出現の目安である $-78^{\circ}\text{C}$ を示す。気象庁の気候データ同化システム (JCDAS) による解析値をもとに作成 (累年平均値や標準偏差、最高値、最低値は、1979～1998年の間はERA-40 を、1999～2004 年はJRA-25 を、2005年以降はJCDASを使用して算出。ERA-40、JRA-25については巻末「用語解説」を参照)。

<sup>9</sup>気象庁の気候データ同化システム (JCDAS) の 475K 等温位面 (2011 年北半球の春季では概ね高度 18～20km に対応する) の渦位 (巻末「用語解説」参照) データから推定した。

## 4-2 北半球高緯度におけるオゾン層の経年変化

○春季の北半球高緯度におけるオゾン層破壊の規模の指標となる3月の最低オゾン全量は、1990年以降、1980年代と比べて少ない年が多くなり、顕著な減少が数年おきに発生している。2011年3月は、これまで最も少なかった2000年の値を下回り1979年以降で最小となった。

北半球高緯度の春季の経年変化をみるために、衛星観測（TOMSおよびOMI）データから求めた北緯60度以北の3月の月平均オゾン全量の偏差および英国のラーウィック（Lerwick：北緯60度、西経1度）での地上観測による3月の月平均オゾン全量偏差を、図 I 4-4に示す。ここでは比較の基準として、オゾン全量が北半球高緯度で相対的に多い1979～1989年の累年平均値を選んだ。

衛星データによると、1990年以降、データの無い1995年と1996年を除き、 $-20\text{ m atm-cm}$ を超える負偏差が20年のうち15回現れており、北半球高緯度でのオゾン全量が1990年以前に比べ少なくなる年が多い<sup>10</sup>。ラーウィックの地上観測でも、1990年以降、春季に顕著なオゾン減少が現れており、特に1996、1997、2005年は大規模であった。このうち1996年の負偏差は、約 $-80\text{ m atm-cm}$ に達した。4-1節でみたように3月の北半球高緯度で顕著なオゾン全量の減少が観測されたことに対応して、2011年の衛星データによるオゾン全量は1997年に次いで2番目に少なかった。

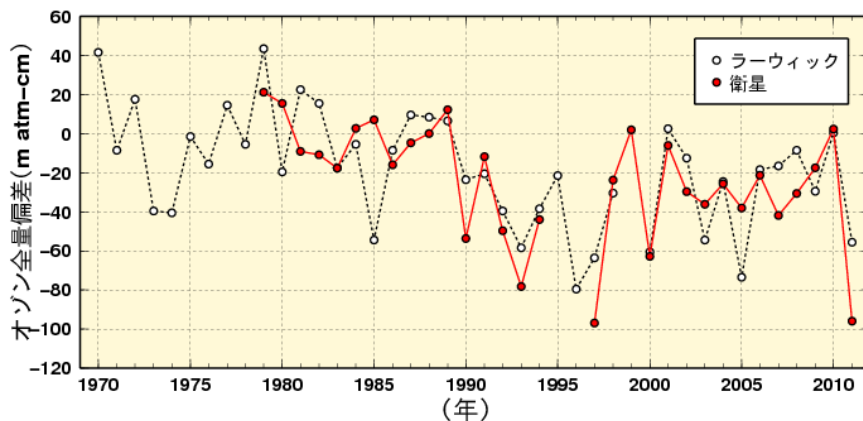


図 I 4-4：北半球高緯度の3月のオゾン全量偏差の経年変化

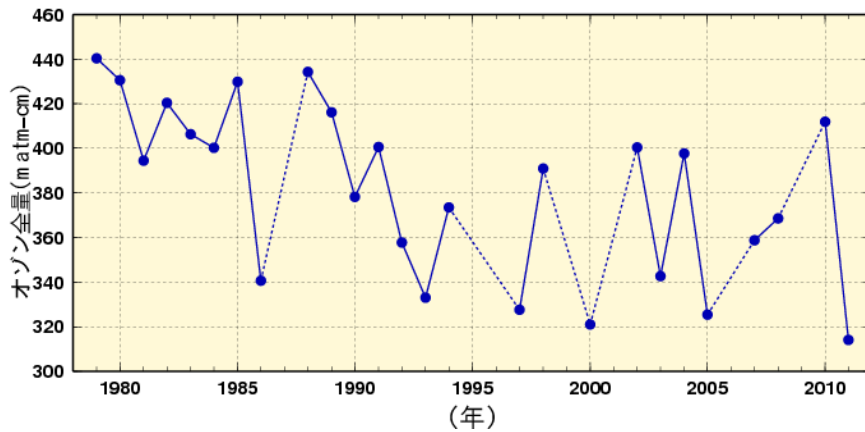
●はNASA提供の衛星観測（TOMSおよびOMI）データをもとに気象庁で作成した北半球高緯度（北緯60度以北）の3月の平均オゾン全量（基準値は1979～1989年の平均値）からの偏差。なお、1995、1996年はTOMSデータが欠測のため値がない。○印は、ラーウィック（英国、北緯60度、西経1度）の3月の平均オゾン全量の1979～1989年の平均値からの偏差を示す。

冬季から春季の北半球高緯度のオゾン全量の変動の要因は、成層圏におけるオゾンの輸送と化学的破壊であり、図 I 4-4に示した月平均オゾン全量の変動もこの両者による変動を反映している。そこで、オゾンの化学的破壊による影響を推定するため、その指標としてオゾンの輸送の影響が相対的に少ない極渦内部<sup>11</sup>の日別オゾン全量を領域平均し、その3月における最低値を図 I 4-5に示す<sup>12</sup>。これによると、1990年以降は、1980年代と比べて最低オゾン全量が小さい年が多く、特に1993年、1997年、2000年、2003年、2005年、2011年と数年おきに顕著な減少が発生し、特に2011年は、これまで最も小さかった2000年の値を下回り1979年以降で最小となった。

<sup>10</sup> 1995と1996年にはTOMSデータがないが、SBUV/2のデータを用いた解析によると、両年ともに春季にオゾン全量の大規模な減少が観測されている（NOAA, 2005）。

<sup>11</sup> 実際は計算の簡便化のため等価緯度63度を極渦の境界とみなして計算している。「等価緯度」については、巻末の「用語解説」を参照のこと。

<sup>12</sup> この指標は、オゾンゾンデ観測や数値モデル計算を用いて厳密に計算した各年の化学的な破壊量と相関がよいと報告されている（Müller *et al.*, 2008）。



**図 I 4-5 : 北半球3月の極渦内（等価緯度北緯63度以北）で平均した日別オゾン全量の月最低値の経年変化**

等価緯度（巻末「用語解説」参照）に相当する渦位およびその範囲は気象庁の気候データ同化システム（JRA25とJCDAS）による渦位の解析値（等温位面475K上）から計算した。オゾン全量データはNASA提供の衛星観測データをもとに気象庁で作成した。1995、1996年はTOMSデータが欠測のため値がない。また、極渦が3月以前に消滅したと推定される年は描画していない。

極域上空の成層圏における等価実効成層圏塩素（EESC）は、2000年頃を境に緩やかに減少しているものの、依然として高い状況が継続しているため、極渦が強く安定している年には、北半球であっても大規模なオゾン層破壊が発生する可能性がある。図 I 4-5で示された数年毎の大規模な化学的破壊は、こうした気象状況の影響と考えられる（気象庁, 2005; WMO, 2011）。

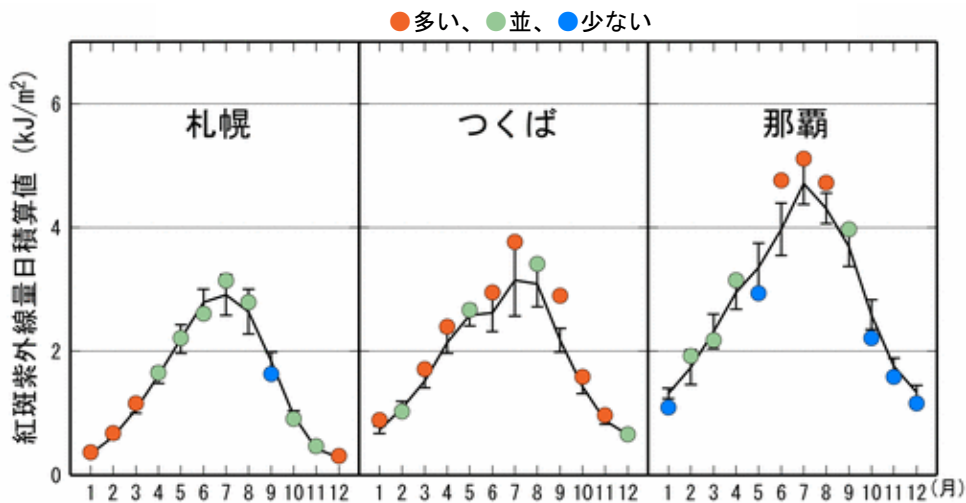
## 第Ⅱ部 紫外線の状況

### 第1章 国内の紫外線

#### 1-1 2011年の国内の紅斑紫外線の状況

- 札幌の紅斑紫外線量は、1～2月と12月はいずれもその月として観測以来最大となった。
- つくばの紅斑紫外線量は、年を通じて多い月が多く、年平均値は観測開始以来最大となった。
- 那覇の紅斑紫外線量は、6～8月はいずれも多く、6月はその月として観測開始以来最大となった。

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2011年の月平均値を図Ⅱ1-1に示す。札幌では並<sup>13</sup>の月が多かったが、1～2月と12月はいずれもその月として観測開始（1991年）以来最大となった。つくばでは年を通じて多い月が多く、1月、3月、9～10月はその月として観測開始（1990年）以来最大となった。また、4～9月には、5月を除いて、いずれもその月として観測開始以来第5位以内となり、年平均値は観測開始以来最大となった。那覇では、1月と12月は、いずれもその月として観測開始（1991年）以来最小となった。一方、6～8月はいずれも多く、6月はその月として観測開始以来最大となった。これらの特徴は、主に各地点の天候（雲量や日照時間など）の状況を反映したものであるが、つくばについては4～9月にかけてオゾン全量が低めに推移したことも影響していると考えられる。



図Ⅱ1-1：2011年の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の年変化。●印は2011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、1994～2008年の累年平均値である。

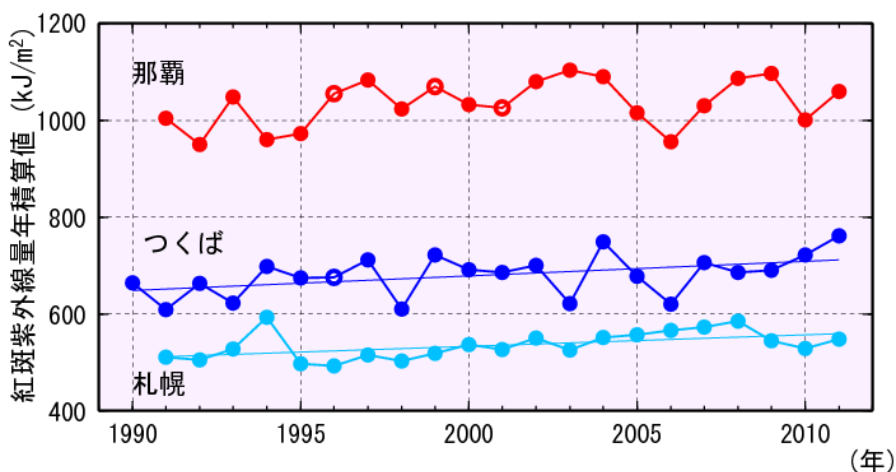
<sup>13</sup> ここでは、参照値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」とした。



## 1-2 国内の紅斑紫外線の長期変化

○札幌とつくばは、1990年代初め以降それぞれ10年あたり4.4%、4.5%で明瞭に増加しているが、那覇では変化傾向がみられない。

観測開始（1990年代初め）以降の紅斑紫外線量年積算値の経年変化を図Ⅱ1-2に示す。国内3地点のうち札幌とつくばの紅斑紫外線量は、観測開始以降増加傾向が明瞭に現れており、増加率はそれぞれ10年あたり4.4%、4.5%で統計的に有意である（信頼区間95%の全ての範囲で増加）。一方、那覇では、1990年代に増加した後、2000年代以降は変化傾向がみられなくなった。



図Ⅱ1-2：紅斑紫外線量の年積算値の経年変化

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2011年までの経年変化。年積算値は欠測を考慮し、紅斑紫外線量日積算値の月平均値に各月の日数をかけた値を12か月積算して算出している。●印は紅斑紫外線量の年積算値を示すが、○印となっている年は、年積算の計算に用いる月平均値の中に1か月の日別観測数が20日未満の月が含まれることを示す。統計的に有意（信頼度水準95%）に増加している札幌とつくばについて全期間の長期的な傾向を直線で示した。

「オゾン層破壊の科学アセスメント：2010」（WMO, 2011）によると、紅斑紫外線量の増加は日本のみならずヨーロッパの一部でも見られる。地表に到達する紅斑紫外線量は、オゾン全量のみならず、上空のエロゾル量、雲の状況などの影響を受けるが、同アセスメントによると、ヨーロッパの紅斑紫外線の増加の原因はオゾン全量の変化では説明できず、エロゾル量や天候の変動が原因とされている。国内のオゾン全量は1990年代半ば以降緩やかに増加していることから（第I部2-2節参照）、国内の紅斑紫外線量の増加は、天候やエロゾル量の変化が原因として考えられる（気象庁, 2011; 気象庁, 2010）。

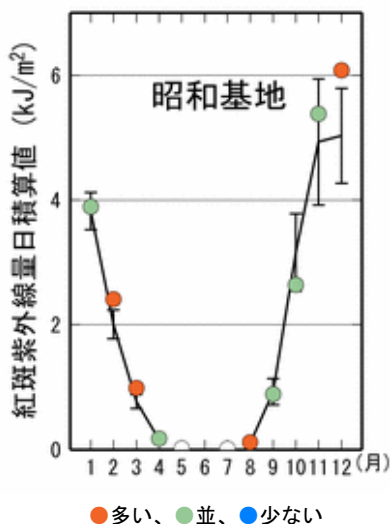
## 第2章 南極域における紫外線

### 2-1 2011年の南極域における紅斑紫外線の状況

○南極昭和基地における9～12月の紅斑紫外線量は、9～11月までは並だったが、12月は多く、その月としては観測開始以来2番目に多かった。

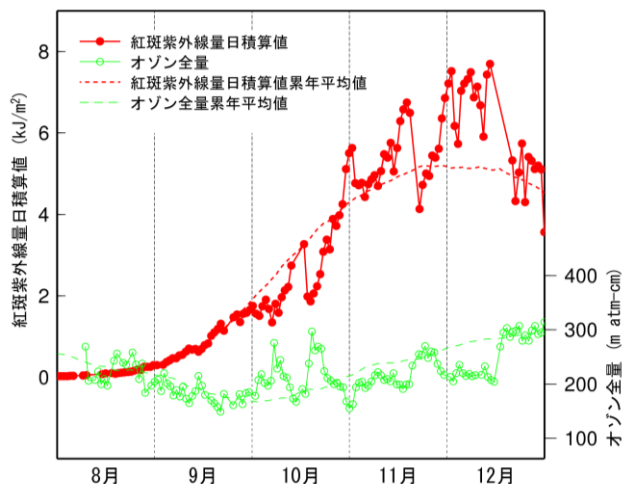
南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値（以下、この節では「積算値」という。）の2011年の月平均値は、オゾンホールが消滅期である12月が統計開始（1993年）以来2番目に多い月となり、それ以外の月は並か多かった<sup>14</sup>（図Ⅱ2-1）。

オゾン全量と紅斑紫外線量は密接な関係があることから、オゾンホールが存在する期間（8～12月）の昭和基地におけるオゾン全量と日積算値の推移を図Ⅱ2-2に示す。10月のオゾン全量は参照値（1994～2008年の累年平均値）より多い時期が多く、その時期に対応して紅斑紫外線量日積算値は参照値より少なかった。11～12月半ばまで、オゾン全量は参照値より少ない時期が多く、その時期の紅斑紫外線量日積算値は参照値より多かった。このように紅斑紫外線量日積算値とオゾン全量是对应して変動している。



図Ⅱ2-1：2011年の紅斑紫外線量日積算値の月平均値

南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値の年変化。●印は2011年の月平均値。実線は参照値（1994～2008年の累年平均値）、縦線はその標準偏差。ただし、極夜前後（5～7月）は参照値を算出してない。



図Ⅱ2-2：2011年の南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値およびオゾン全量

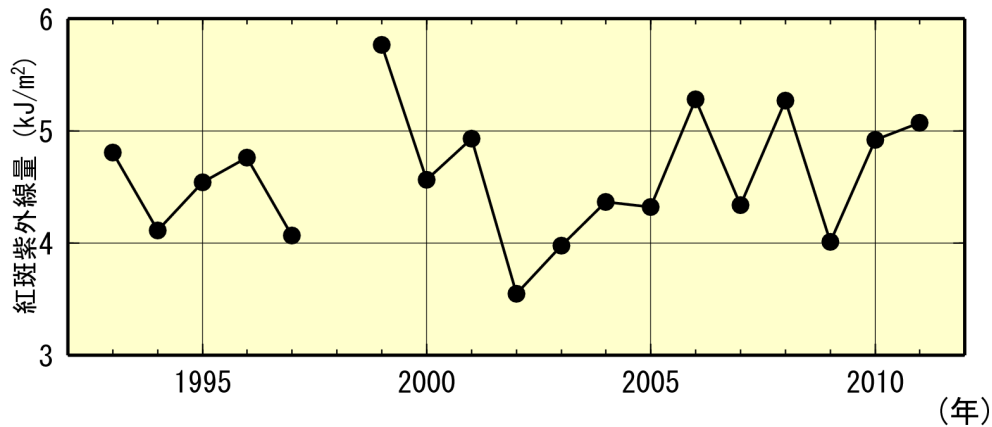
紅斑紫外線量日積算値およびオゾン全量の参照値（累年平均値）は、1994～2008年まで平均した後15日移動平均をして求めた値。

<sup>14</sup> ここでは、参照値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」とした。

## 2-2 南極域における紅斑紫外線の長期変化

○南極昭和基地の11～1月の3か月平均は、1993年以降、統計的に有意な増減はみられない。

南極昭和基地では6月が極夜などにより年平均値が算出できない年があるため、年平均値の代わりに紅斑紫外線量の多い時期である11～1月の3か月平均紅斑紫外線量日積算値の経年変化を示す(図II 2-3)。この時期の紅斑紫外線量日積算値はオゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されているため、大きく変動しているが、長期変化として、統計的に有意な増減はみられない。



図II 2-3: 1993年から2011年までの南極昭和基地における11～1月平均紅斑紫外線量日積算値の経年変化

南極昭和基地で紅斑紫外線量の多い時期である11～1月の3か月平均した紅斑紫外線量日積算値。2011年のデータは2011年11月から2012年1月の3か月平均値。

# 付録

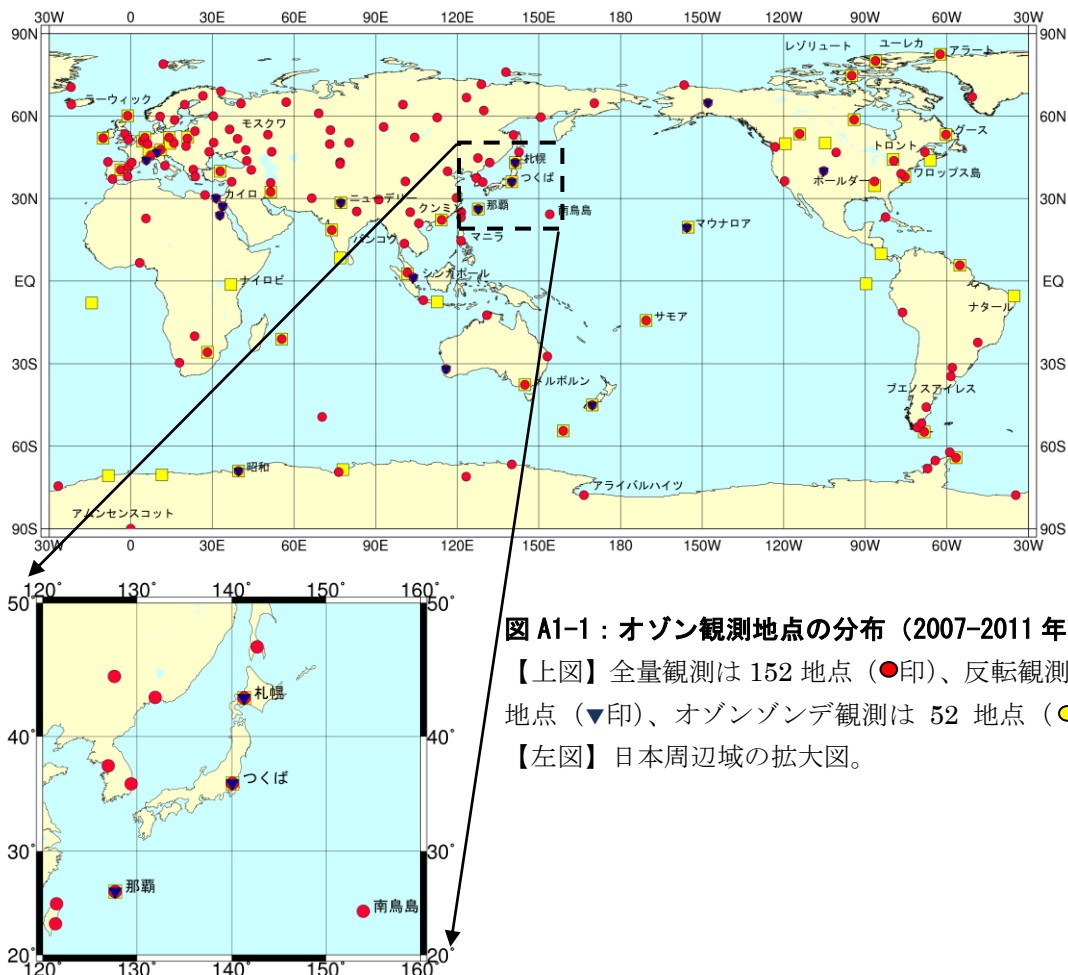
## 付録1 解析に使用した観測資料

### 付録1-1 地上観測データ（オゾン）<sup>15</sup>

この報告で使用した地上観測データは、世界気象機関（WMO）の世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC、カナダ・トロント）に登録されている 2011 年 12 月までのオゾン全量観測、オゾン反転観測、オゾンゾンデ観測データである。2007 年から 2011 年のオゾン観測データが、WOUDC に登録されている地点を図 A1-1 に示す。

#### オゾン全量観測データおよび反転観測データ：

気象庁のドブソンオゾン分光光度計によるオゾン全量観測およびオゾン高度分布観測（反転観測）の開始は、1957 年つくば、1958 年札幌および鹿児島、1961 年南極昭和基地、1974 年那覇である（鹿児島での観測は 2005 年 3 月に終了した）。また 1994 年から南鳥島においてブリューワー分光光度計によるオゾン全量観測を実施している。南鳥島の 2011 年のオゾン全量データは速報値である。なお、各地点の反転観測データについては、測定データの不確実性の再評価を行い、オゾンプロファイルの最新導出アルゴリズムで処理（Miyagawa *et al.*, 2009）したものを利用した。



<sup>15</sup> オゾン観測の測器・原理については、下記の気象庁ホームページを参照のこと。

(オゾン全量) [http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_7.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_7.html)

(オゾン反転) [http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_8.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_8.html)

(オゾンゾンデ) [http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_9.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_9.html)

### オゾンゾンデ観測データ：

気球を用いたオゾン高度分布観測（オゾンゾンデ観測）を 1966 年に南極昭和基地で、1968 年に札幌、つくば、鹿児島で、1989 年に那覇で開始した（鹿児島での観測は 2005 年 3 月に終了した）。なお、札幌とつくばでは 2009 年 12 月、那覇では 2008 年 11 月、南極昭和基地では 2010 年 4 月に、オゾンゾンデを KC 型から ECC 型へ変更した。

### 【KC 型から ECC 型オゾンゾンデの変更にもなうオゾン分圧参照値の補正について】

これまで、オゾンゾンデに関する国際比較実験（JOSIE1996 (WMO, 1998)、JOSIE2000 (WMO, 2004)、BESOS2004 (Deshler *et al.*, 2008)) によって、KC 型と ECC 型の比較実験が実施されており、両者の出力するオゾン分圧には系統的な差があることが報告されている。また、気象庁が実施した両者比較実験でも、同様な差があることがわかっている。これらによると、KC 型では、下部対流圏においてオゾンが実際の値よりも過少評価されており、ECC 型に比べて少なくなる傾向（バイアス）がある。このため、指定気圧面ごとのオゾン分圧の参照値との比較図（図 I 2-2、図 I 3-4）において、参照値で使用される KC 型データのバイアスを補正したうえで比較している（表 A1-1）。

表 A1-1：参照値で使用される KC 型データの指定気圧面別の補正係数

気圧 (hPa)	1000	925	850	700	600	500~1
補正係数	1.18	1.15	1.13	1.08	1.04	1.00

### 付録1-2 地上観測データ（紫外線）<sup>16</sup>

気象庁では、ブリューワー分光光度計を用いた波長別の紫外線観測を、1990 年 1 月よりつくばで、1991 年 1 月より札幌、鹿児島、那覇で開始した（鹿児島での観測は 2005 年 3 月で終了した）。これは、オゾン層と密接な関連があり、生物に有害な B 領域紫外線（UV-B）の地表到達量の状況を把握するためである。観測している波長域は、地表に到達し、かつオゾン量の変動の影響を受けて大きく変化する範囲を中心とする 290nm から 325nm までである。また、気象庁は国立極地研究所と共同で、南極昭和基地で 1991 年 2 月から研究観測を開始し、1994 年 2 月からは気象庁が定常観測を実施している。なお、つくばと昭和基地では広帯域紫外域日射計による UV-B 全量も同時に測定している。

なお、気象庁における波長別の紫外線観測は世界でも先駆的であり、当初、較正方法が確立されていなかった。このため、第 II 部第 1 章の「図 II 1-2 紅斑紫外線量の年積算値の経年変化」の計算では、札幌とつくばの一部の期間については、紫外線の観測データと全天日射量等の気象要素との比較検討に基づいて次のような補正量を適用している。

- ・札幌 観測開始～1994年1月 -5%
- ・つくば 観測開始～1997年12月 +5%

<sup>16</sup> 紫外線観測の測器・原理については、下記の気象庁ホームページを参照のこと。  
[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7\\_2\\_10.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report/html/7_2_10.html)

### 付録1-3 衛星観測データ（オゾン）

衛星による観測データとしては、ニンバス - 7、メテオール - 3、アースプローブの3機の衛星のオゾン全量マッピング分光計（TOMS ; Total Ozone Mapping Spectrometer）のデータと、オーラ衛星のオゾン監視装置（OMI ; Ozone Monitoring Instrument）のデータを主に使用した。ニンバス - 7 とメテオール - 3 両衛星のデータについては、アースプローブ衛星に用いられている処理方法（ver.8）で計算されたものを利用した。また、アースプローブ衛星の TOMS データは 2007 年 8 月に公開された修正版を利用した。オーラ衛星の OMI データについては ver.8.5 のデータに地上観測との差異がみられたため（図 A1-2）、2005 年 1 月から 2007 年 11 月分までは ver.8 を用いた。2007 年 12 月以降は ver.8.5 のデータのみしか入手できないため ver.8.5 を使用している。ただし、メテオール - 3 衛星以後アースプローブ衛星による観測が始まるまでの一部の期間、およびオゾンの長期変化に関連した解析の一部については、ノア衛星搭載のタイロス実用型鉛直サウンダ（TOVS ; TIROS Operational Vertical Sounder）の高分解能赤外放射計による世界のオゾン全量データおよび太陽光後方散乱紫外線計（SBUV/2 ; Solar Backscatter UltraViolet）による世界のオゾン全量データを使用した。各データとその使用期間は表 A1-2 のとおり。なお、本文中の図のキャプションでは、TOMS および OMI によるオゾン全量データを用いたことが明らかな場合は、衛星・装置名は記載せず単に「NASA 提供のデータをもとに気象庁で作成」とした。

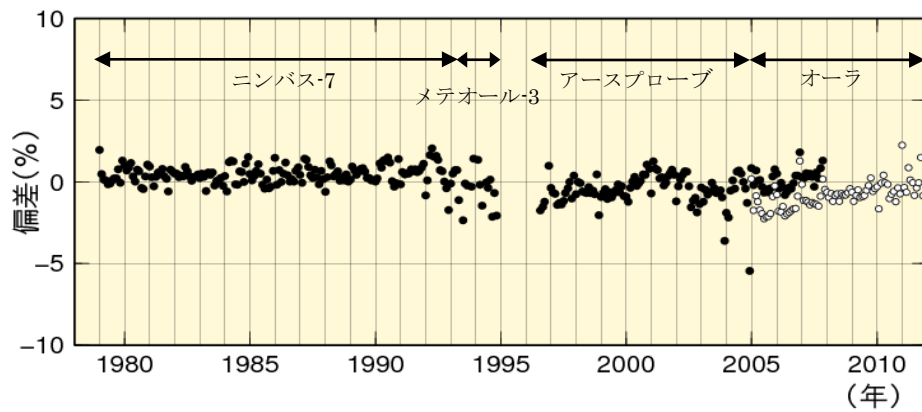
表 A1-2 : 解析に用いた衛星データ

米国航空宇宙局（NASA ; National Aeronautics and Space Administration）  
米国海洋大気庁（NOAA ; National Oceanic and Atmospheric Administration）

衛星名	ニンバス - 7	メテオール - 3	アースプローブ	オーラ	ノア	ノア
国/機関	米国/NASA	旧・ソ連	米国/NASA	米国/NASA	米国/NOAA	米国/NOAA
観測装置名	TOMS	TOMS	TOMS	OMI	TOVS	SBUV/2
期間	1978.11 - 1993.4	1993.5 - 1994.11	1996.7 - 2004.12	2005.1 -	1995	1995

#### 衛星によるオゾン全量観測データの地上観測との比較

衛星データの長期的な安定性をみるため、TOMSおよびOMIによる観測値と、北緯30度から北緯60度の領域にある地上の観測地点における観測値との月平均値による比較結果を図A1-2に示す。これによれば、1979～1993年のニンバス - 7衛星のTOMSデータは、地上観測値に比べて約1%値が高い傾向である。1993年5月以降のメテオール - 3およびアースプローブ衛星のTOMSデータは、ばらつきが大きく、概ね地上観測値に比べて低い。一方、2005年以降、TOMSの後継としてOMIのデータを利用しているが、バージョン変更後のデータであるOMI ver.8.5のデータは、ばらつきは少ないものの、-2～-1%程度の地上観測値との偏差がある。ver.8.5とver.8のデータの存在する期間（2005年1月～2007年11月）で、帯状平均した緯度ごとのデータについて比較すると、両者のオゾン全量の差は、緯度や月によって大きさが一致する傾向がある（「オゾン層観測報告：2008」付録1-2図A1-5参照）。この期間のデータから月別・緯度別に両者間のバイアス補正値を算出した。本報告では、緯度帯別の長期的な変化傾向を解析する際には、2007年12月以降のver.8.5のデータにバイアス補正を適用した。また、1993年5月～1994年11月の衛星データ（メテオール - 3衛星によるオゾン全量）は、オゾン全量の地上観測値からの差のばらつきが大きいため、長期変化傾向の計算から除外している。



**図 A1-2 : 衛星データと地上観測データの比較**

北半球中緯度帯（北緯 30 度－60 度）の TOMS および OMI による観測値（月平均）と地上観測値との偏差（%）の推移。地上の観測地点に対応する衛星データを求め比較した。オーラ衛星期間の●は OMIver.8、○は OMIver.8.5 のデータ。各月の比較地点数は 20～50 地点。

## 付録2 長期変化傾向の算出における既知の自然変動成分の除去について

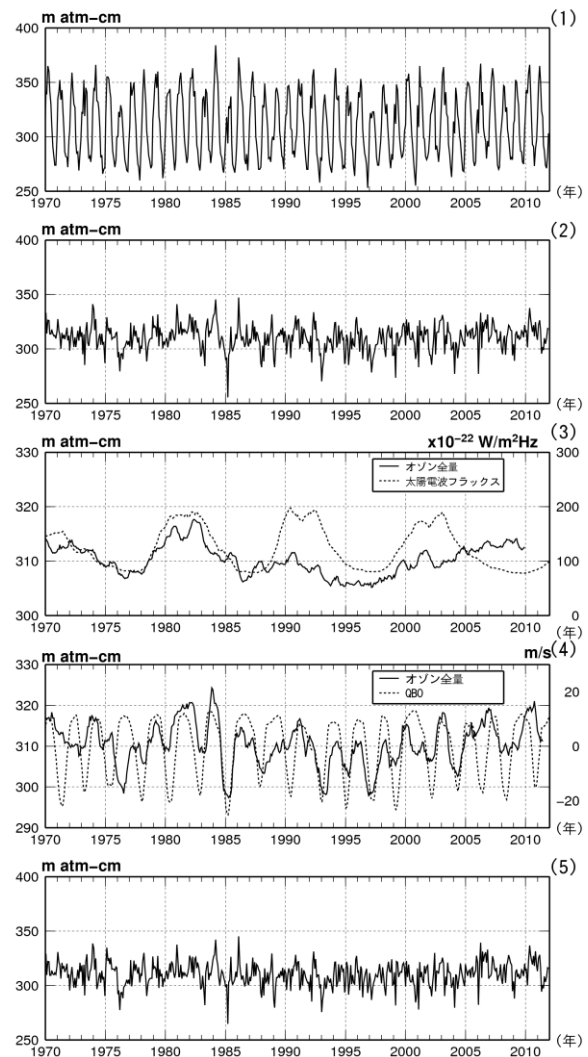
オゾン全量はさまざまな要因によって変動する。一例として、図A2-1 (1) につくばにおける1970年から2011年までのオゾン全量月平均値の推移を示す。月平均値の推移には明瞭な季節変動がみられ、年平均値の20～30%程度の振幅をもっている。この時系列から季節変動成分を取り除いたオゾン全量の変化を図A2-1 (2) に示す。この経年変化には、2～3年や10年程度のほぼ周期的な変動成分が含まれており、オゾンの長期変化傾向（トレンド）を正確に求めるには、季節変動に加え、これらの変動成分をオゾンの時系列データから除去する必要がある（WMO, 1992；吉松ほか, 2005）。

オゾン全量の変動に影響を及ぼす季節変動以外の要素として、約11年周期の太陽活動（図A2-1 (3)）、約2年周期のQBO（図A2-1 (4)）がある。そのほか、大きな火山噴火等で生じる大気混濁もオゾン全量の変動に影響を及ぼす。なお、大きな火山噴火等で生じる大気混濁の影響については、各地点の直達日射量から算出した大気混濁係数の13か月移動平均を指標とする。

図A2-1 (5) には季節変動、太陽活動の影響、およびQBOの影響を取り除いたオゾン全量の時系列を示す。この時系列は、大気中のオゾン層破壊物質の濃度の変化にともなう変動成分と、未知の要因による変動成分が重なった時系列と考えることができ、この時系列からオゾンのトレンド（長期変化傾向）を求める。

実際のオゾン量の観測データから、各自然変動成分を除去した時系列データを求める手順は以下のとおり。

- 1) オゾン全量の月平均値から月別累年平均値を差し引き、全期間の平均値を加えることにより季節変動を除去した時系列データを作成する。
- 2) オゾン全量の季節変動除去した値を目的変数とし、太陽電波フラックスの13か月移動平均値、QBOの7か月移動平均値、およびトレンド成分を説明変数とした重回帰式を求める（移動平均した太陽電波フラックス、QBOのいずれも地点ごとにオゾン全量との相関が最も高くなるように時間ラグを設定。）
- 3) この回帰式を用いて、太陽の活動を示す太陽電波フラックスおよびQBOの変動と対応するオゾン全量の成分を算出し、目的変数からこれらの成分を除去した時系列を作る。



図A2-1：つくばにおけるオゾン全量の変化と各自然変動要因との関係

(1) 月平均値、(2) 季節変動除去値の時系列、(3) 季節変動除去値の49か月移動平均値（太線）と太陽電波フラックスの13か月移動平均値（破線：時間ラグを設定）、(4) 季節変動除去値の13か月移動平均値（太線）とQBOの7か月移動平均値（破線：時間ラグを設定）、(5) 季節変動、太陽活動およびQBOの影響を除去したオゾン全量時系列（太線）。

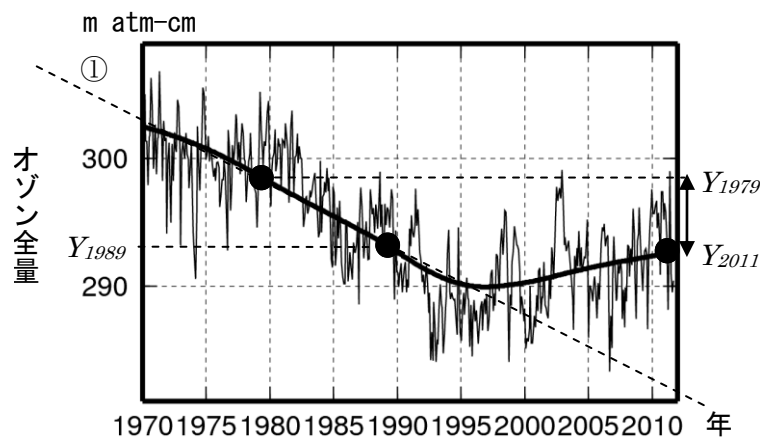


### 付録3 長期変化傾向の評価方法について

#### EESCフィッティングによる長期変化傾向の評価

オゾン量は、オゾン層破壊物質の増減にとまない長期的に変動している。しかし、オゾン量の変動にはその他さまざまな周期の自然変動が重なっている。このため、本報告書では既知の周期的な自然変動を除去した時系列データを利用している（「付録2」参照）。こうして得られるオゾン量の長期的な変動は、EESC（Newman *et al.*, 2007：等価実効成層圏塩素。巻末「用語解説」参照）の時系列と関連づけて理解されている。図A3-1には、既知の自然要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値（細線）とEESCの変化曲線に対応するオゾンの変化成分（なめらかな実線）が描かれている（EESCはこの期間、1990年代後半付近にピークを持つ、上に凸の時系列となるが、その符合を反転してフィッティングされている）。このように、EESCの変化曲線を当てはめることで、オゾン量の経年変化のうちオゾン層破壊物質の影響による変化成分を取り出して理解することができる（この手法を「EESCフィッティング」と呼ぶ<sup>17</sup>）。

本報告書第I部第1章1-2「世界のオゾン層の長期変化」では、以下の2通りでEESCフィッティングによるオゾンの長期変化傾向を表現する。最も多いのは、フィッティング曲線上の1979年のオゾン量（図A3-1の $Y_{1979}$ ）に対する、2011年のオゾン量（ $Y_{2011}$ ）の変化の割合（ $= (Y_{2011} - Y_{1979}) / Y_{1979} \times 100 (\%)$ ）として示し、「2011年オゾン全量の1979年に対する変化の割合（%）」などのように表現する。つまり、オゾン層の破壊が進んだ1980年代直前の1979年の値と比較して、オゾン層破壊物質の影響を考慮した長期的なオゾン量の減少の割合を示している。第二に、1980年代の10年間の変化量を、1979～1989年（ $Y_{1989}$ ）における変化量（図A3-1の①の線の傾きに相当。単位%/10年）として表現する場合がある。



図A3-1：EESCフィッティングによるトレンド解析

自然変動要因による変動成分を除去した世界の地上観測によるオゾン全量月平均値とEESCフィッティング曲線を模式的に示したもの。●はEESCフィッティング曲線上の値を示している。

#### 2つの回帰直線による長期変化傾向の評価

EESCフィッティングの変化曲線（図A3-1）は、EESCの濃度の経年変化に反比例して変動することから、1980年代から1990年代半ばまでの「大きな減少」と、1990年代半ば以降の「緩やかな増加」に変化傾向を分類できる。領域平均したデータについては、概ねこのような変化傾向が当てはまるが、個別の観測地点のデータでは、個々の地点の自然変動などの要因によって必ずしも当てはまらない場

<sup>17</sup> 計算手順の詳細は「オゾン層観測報告：2008」『解説3 トレンド（長期変化傾向）の評価』を参照のこと。

合がある。このため、個別の観測地点のデータについては、EESCフィティングの代わりに、1979～1996年のデータに対する回帰直線（A）と1997～2011年のデータに対する回帰直線（B）の2つの直線から長期変化傾向を算出した<sup>18</sup>。Y<sub>1979</sub>を直線Aの1979年の値、Y<sub>2011</sub>を直線Bの2011年の値とすると、2011年のオゾン量（Y<sub>2011</sub>）の1979年に対する変化の割合を（ $= (Y_{2011} - Y_{1979}) / Y_{1979} \times 100$ （%））として求めた。また、1980年代の変化傾向は回帰直線Aから求めた（単位は%/10年）。

なお、本報告書において、2つの回帰直線を使用して長期変化傾向を算出した図表は下記のとおり。

図I2-5、表I2-1、表I2-2 【p.14～15：日本上空のオゾン全量の長期変化傾向】

図I2-6上段 【p.16：日本上空のオゾン鉛直分布の長期変化傾向】

図I3-10上段 【p.24：南極昭和基地上空のオゾンの長期変化傾向】

### 最近の変化傾向の評価

世界のオゾン量の長期変化傾向を求めるために使用したEESCの値は、1996年末にピークとなり、以後減少している。このため、本報告書では1997年以降のオゾン量の変化を「最近の変化傾向」として評価した。具体的には、1997年以降のデータに直線回帰を当てはめて変化傾向を算出した。

### 観測データの選別について

第I部第1章1-2節「世界のオゾン層の経年変化と長期変化傾向」で使用する地上観測地点の選択にあたっては、毎月の月平均値と衛星による観測データとの全期間を通じた比較において、データの精度に大きな問題がないと判断されることを基準とした。また、観測機器の変更等により観測データに不自然な段差がみられる場合には、その観測データに補正を施したのち、解析を行った。衛星観測データの扱いについては付録1-3を参照。

---

<sup>18</sup> オゾン量の変化傾向が転換する年は、1990年代半ば頃だが地点や要素によって異なる。このため、回帰係数を求める期間を統一するため、EESCの変化傾向が転換する年（1996年末）を用いた。つまり、EESCが増加している1979～1996年とEESCが減少する1997年以降に分けて計算することとした。

## 用語解説

**渦位**：渦の強さを表す量。断熱変化で等温位面に沿った移動では渦位が保存量となるため、空気塊の追跡などに用いられる。

**オゾン全量**：地表から大気圏上端までの気柱に含まれる全てのオゾンを積算した量。仮に大気中のオゾンを全て1気圧、0°Cとして地表に集めたときに、オゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位で測り、この数値を1000倍したもので、単位は  $\text{m atm}\cdot\text{cm}$  (ミリアトムセンチメートル) または DU (Dobson Unit; ドブソン単位) である。地球全体の平均的なオゾン全量は約  $300\text{m atm}\cdot\text{cm}$  で、これは地表で約  $3\text{mm}$  の厚さに相当する。

**オゾン層破壊物質**：成層圏オゾンを破壊する物質であり、通常、「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている物質を指す。主要なものとして、クロロフルオロカーボン類 (CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある)、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs)、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどがある。また、これらのオゾン層破壊物質は温室効果ガスでもある。

**オゾン分圧**：ある高さにおける大気の圧力すなわち気圧は、大気を構成する窒素、酸素、アルゴン等それぞれの気体成分の圧力すなわち分圧の総和であり、その中でオゾンが占める圧力をオゾン分圧という。通常  $\text{mPa}$  (ミリパスカル) で表す。 $1\text{mPa}=10^{-5}\text{hPa}$ 。

**オゾンホール**：南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴のあいたような状態であることから名づけられた。南半球の冬季から春季にあたる8~10月ごろに発生発達し、11~12月ごろに消滅するという季節変化をしている。

**オゾンホールの規模**：オゾンホールの規模を定量的に表現するための世界的に統一された尺度はないため、気象庁では解説の便を考慮して、オゾンホールの状況を表す指標として、南緯45度以南における次の要素を定義し、人工衛星による観測資料を用いてこれらを算出し、公表している。

**オゾンホールの面積**：オゾン全量が  $220\text{m atm}\cdot\text{cm}$  以下の領域の面積 (単位： $\text{km}^2$ )。オゾンホール発生以前には広範囲に観測されなかったとされるオゾン全量が  $220\text{m atm}\cdot\text{cm}$  以下の領域の面積であり、オゾンホールの広がりを目安を与える量。

**最低オゾン全量**：オゾンホール内のオゾン全量の最低値 (単位： $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ )。オゾンホールの深まりの目安を与える量。

**オゾン欠損量 (破壊量)**：南緯45度以南のオゾン全量を  $300\text{m atm}\cdot\text{cm}$  (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 (万トン単位)。オゾンホール内で破壊されたオゾンの総量の目安を与える量。

**極域成層圏雲 (PSCs)**：PSCsは Polar Stratospheric Clouds の略で、極域上空の成層圏気温が $-78^\circ\text{C}$ 以下に低下した際に、硝酸や水蒸気から生成される雲である。通常、クロロフルオロカーボン類から解離した塩素の大部分は、下部成層圏ではオゾン層を破壊する作用のない塩素化合物の形で存在しているが、極域成層圏雲の表面での特殊な化学反応 (不均一反応) により、塩素ガスとして大気中に大量に放出される。この塩素ガスに太陽光線が射すと、活性な塩素原子が放出され、オゾンの破壊が急激に進行する。オゾンホールの生成などには、この極域成層圏雲の発生が大きく影響する。

気象庁ホームページ「オゾン層に関する基礎知識」も参照のこと。

[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-10ozone\\_depletion.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-10ozone_depletion.html)

**極渦（極夜渦）：**極域上空の成層圏においては、太陽光が射さない冬季（極夜）の間に、極点を中心として非常に気温の低い大気の渦が発達する。これを極渦あるいは極夜渦という。

**紅斑紫外線量：**太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びると、皮膚が赤くなる（紅斑）などの変化が起きる。これが長年にわたって繰り返されると、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。紅斑紫外線量は、人の皮膚に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量である。波長別紫外線強度から紅斑紫外線量を算出する方法は、気象庁ホームページ「UV インデックスを求めるには」

[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/uvhp/3-41uvindex\\_define.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/uvhp/3-41uvindex_define.html) を参照のこと。

**参照値：**オゾン・紫外線の変動を表すための基準として用いる一定期間の累年平均値。地上気温などほかの気象要素が 1981～2010 年の 30 年間平均を「平年値」としていることに対し、オゾン・紫外線は下記のとおり期間や年数が通常の「平年値」と異なることから「参照値」と称している。本報告書では、世界平均のオゾン量の減少傾向が止まり、オゾン量が少ない状態で安定していた 1994～2008 年の平均をオゾン量の参照値としている。紫外線量の参照値についても、オゾン量の変動と比較しやすいようにオゾン量と同じ期間とした。なお、1994～2008 年の期間でデータの一部が存在しない要素については、参照値期間が短くなっている。本報告書における参照値は必要に応じて該当箇所を示すが、主なものは以下のとおり。

**オゾン全量・オゾン分圧：**地上観測のオゾン全量およびオゾンゾンデ観測の参照値は、基本的に 1994～2008 年の累年平均値である。

**衛星観測によるオゾン全量：**アースプローブ衛星およびオーラ衛星（ただし OMIver8 のデータ）による 1997～2006 年の累年平均値。

**紫外線量：**1994～2008 年の累年平均値。

**等価緯度：**等渦位線で囲まれた領域の面積を示す指標。ある渦位の等値線で囲まれる領域（内部の渦位が大きい）の面積が、極を中心とした緯度線で囲まれた面積と等しくなる時の緯度を、その渦位に対する等価緯度とする。等価緯度は、極渦の境界線の位置を定量的に把握するための解析に用いられるが（Nash et. al, 1996）、第 I 部4-2節では、簡便な方法として、等価緯度北緯63度（領域面積が北緯63度以北の面積となる渦位）を春季の極渦の境界としている（Müller, 2008）。

**不均一反応：**気体分子が固体または液体の表面で起こす反応など、異なる相の間で起こる化学反応。不均一相反応、異相反応ともいう。極域では極域成層圏雲の、また中緯度帯においては成層圏の硫酸エアロゾルの表面で起きる不均一反応が、下部成層圏でのオゾン破壊に重要な役割を果たしている。

気象庁ホームページ「南極でオゾンホールが発生するメカニズム」も参照のこと。

[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-22ozone\\_o3hole\\_meka.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-22ozone_o3hole_meka.html)

**偏差（％）：**偏差に（％）を付けて表現している場合、偏差（基準値からの差）を基準値で割った大きさを百分率で示している。

**EESC** : Equivalent Effective Stratospheric Chlorineの略で、等価実効成層圏塩素のこと。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であり、オゾン層破壊物質の濃度の指標。クロロフルオロカーボン類（CFC類）の過去の放出量や地上での観測結果と、モデル計算に基づく成層圏での分解割合に基づき算出されている。

気象庁の長期トレンド解析に用いているEESCについては、「オゾン層観測報告：2010」の「解説2 等価実効成層圏塩素（EESC）」を参照のこと。

**ERA-40** : ヨーロッパ中期予報センター（ECMWF）で作成された対象期間40年の大気再解析プロジェクトのこと。このプロジェクトで作成されたデータセットを指す場合もある。

**JCDAS** : JMA Climate Data Assimilation Systemの略で、気象庁の気候データ同化システムのこと。JRA-25と同等の全球数値解析予報システムを用いてリアルタイムの気候データを作成している。

**JRA-25** : Japanese Re-Analysis 25 yearsの略で、日本で行われた大気の大気長期再解析プロジェクトのこと。気候の推移を正確に把握することを目的とし、季節予報モデルの高度化や気候研究のための高精度の気候データセットを気象庁と財団法人電力中央研究所の共同研究として作成した。このデータセットのことを指す場合もある。

**NCEP-NCAR** : NCEP（米国環境予測センター）とNCAR（米国大気研究センター）のこと。

**NOAA/NCEP** : 米国海洋大気庁（National Oceanic and Atmospheric Administration）の米国環境予測センター（National Centers for Environmental Prediction）のこと。

**QBO** : Quasi-Biennial Oscillationの略で、準2年周期振動のこと。赤道付近の成層圏で、東風と西風が約2年の周期で交互に出現する現象。気温やオゾン量にも準2年周期振動があることが知られている。QBOとオゾン全量の変動の関係については、気象庁ホームページ「オゾン量の経年変化に影響を及ぼす自然変動」でより詳細に解説している。

([http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone\\_o3variability.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/3-24ozone_o3variability.html))

**WOUDC** : World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre の略で、世界オゾン・紫外線資料センターのこと。世界気象機関（WMO）の全球大気監視（GAW）プログラムの下にカナダ気象局に設立され、世界中で観測されたオゾンおよび紫外線のデータを収集、管理、提供している。

## 参考文献

- 気象庁 (2005), 異常気象レポート2005.
- 気象庁 (2010), オゾン層観測報告: 2009.
- 気象庁 (2011), オゾン層観測報告: 2010.
- 国立環境研究所 (2011), 2011年春季北極上空で観測史上最大のオゾンが破壊 —北極上空のオゾン破壊が観測史上初めて南極オゾンホールに匹敵する規模に一, 報道発表資料.
- 吉松和義, 永田和彦, 坂本尚章, 藤本敏文(2005), つくば上空のオゾン変動要因について, 気象庁研究時報, 57巻3-4合併号, 81-94.
- Deshler, T., J. L. Mercer, H. G. J. Smit, R. Stubi, G. Levrat, B. J. Johnson, S. J. Oltmans, R. Kivi, A. M. Thompson, J. Witte, J. Davies, F. J. Schmidlin, G. Brothers and T. Sasaki (2008), Atmospheric comparison of electrochemical cell ozonesondes from different manufacturers, and with different cathode solution strengths: The Balloon Experiment on Standards for Ozonesondes, *J. Geophys. Res.*, 113, D04307.
- Fioletov, V. E. and T. G. Shepherd (2003), Seasonal persistence of mid-latitude total ozone anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 30(7), 1417, doi:10.1029/2002GL016739.
- Fioletov, V.E. and T.G. Shepherd (2005), Summertime total ozone variations over middle and polar latitudes, *Geophys. Res. Lett.* 32, L04807, doi:10.1029/2004GL022080.
- Hadjinicolaou, P., J. A. Pyle and N. R. P. Harris (2005), The recent turnaround in stratospheric ozone over northern middle latitudes: A dynamical modeling perspective, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12821, doi:10.1029/2005GL022476.
- Hurwitz, M. M., P. A. Newman and C. I. Garfinkel (2011), The Arctic vortex in March 2011: a dynamical perspective, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11, 22113–22127.
- Manney, G. L., M. L. Santee, M. Rex., N. J. Livesey, M. C. Pitts, P. Veefkind, E. R. Nash, I. Wohltmann, R. Lehmann, L. Froidevaux, L. R. Poole, M. R. Schoeberl, D. P. Haffner, J. Davies, V. Dorokhov, H. Gernandt, B. Johnson, R. Kivi, E. Kyrö, N. Larsen, P. F. Levelt, A. Makshtas, C. T. McElroy, H. Nakajima, M. C. Parrondo, D. W. Tarasick, P. von der Gathen, K. A. Walker and N. S. Zinoviev (2011), Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 echoed the Antarctic ozone hole, *Nature*, 478, 469-475.
- Miyagawa, K., T. Sasaki, H. Nakane, I. Petropavlovskikh and R. D. Evans (2009), Reevaluation of long-term Umkehr Data and Ozone profiles at Japanese stations, *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JD010658.
- Müller, R., J.-U. Groöf, C. Lemmen, D. Heinze, M. Dameris and G. Bodeker (2008): Simple measures of ozone depletion in the polar stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 251-264.
- Nash, E. R., P. A. Newman, J. E. Rosenfield and M. R. Schoeberl (1996), An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity, *J. Geophys. Res.*, 101, 9471–9478.
- Newman, P. A., J. S. Daniel, D. W. Waugh and E. R. Nash (2007), A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (EESC), *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4537-4552, doi:10.5194/acp-7-4537-2007.
- NOAA (2005), Northern hemisphere winter summary 2004-2005,  
[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/winter\\_bulletins/nh\\_04-05/index.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/nh_04-05/index.html)
- WMO (1992), Scientific assessment of ozone depletion:1991, Global Ozone Research and Monitoring Project Report, No.25.
- WMO (1998), JOSIE-1996. WMO/GAW, No.130, 108pp.
- WMO (2004), JOSIE-2000. WMO/GAW, No.158, 147pp.

WMO (2011), Scientific assessment of ozone depletion:2010, Global Ozone Research and Monitoring  
Project Report No.52.

# 謝辞

本書は、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が作成し、内容に関する検討は、近藤洋輝 専門委員を部会長とする気候問題懇談会検討部会の協力を得た。

## 気候問題懇談会検討部会

部会長 近藤 洋輝 財団法人 リモート・センシング技術センター  
利用推進部 特任主席研究員

今村 隆史 独立行政法人 国立環境研究所 環境計測研究センター  
センター長

日下 博幸 筑波大学 計算科学研究センター 准教授

須賀 利雄 東北大学 大学院理学研究科 教授

早坂 忠裕 東北大学 大学院理学研究科 教授

渡部 雅浩 東京大学 大気海洋研究所 准教授

(敬称略)