

1. オゾン層の観測*

下道正則**

1. はじめに

気象庁でオゾン層の定常観測に携わっている観測者の視点から、主として実用的測定器による定常的な観測の現状について、1. 測定方法、2. 観測網、3. データの流れと提供、4. 観測結果の順に簡単に紹介する。

2. 測定方法

観測方法は種々あり、現在も新しい測器が開発されつつある。これらを「どこに測器を置くか、どこから測定するか」という見方で分類すると大概次の3種類となる。

1つは地上からの測定で、ドブソン分光光度計、オゾンゾンデやライダーなど、定点・定常観測にその特徴がある。2番目は、飛行機による測定である。直接採集器やライダーなど各種の測定器を飛行機に搭載して移動しながら測定するもので、機動性に富む。NASAが1987年8、9月にER-2機やDC-8機を用いて行った南極オゾンホール解明のための観測に代表されるように、現状では研究観測が主目的である。3番目は人工衛星による測定で、極軌道衛星に搭載した測定器によりグローバルな面的分布の連続測定が行える。

地球を取り巻くように高度10~50 kmに存在するオゾン層は、地球上の生物にとって有害な約320 nm以下の太陽紫外線の大部分を吸収して、その地上到達量を少なくする役割をもっているが、前述の測定方法の大部分は、その測定原理として、この役割を逆に利用している。すなわち、オゾン層で吸収または散乱された紫外線の強度または強度比を測定することによりオゾン量を導き出している。

ここでは各種の測定方法のうち、定常的観測である地上からの測定と人工衛星による測定について、代表的なものを選んでその原理や特徴を次に示す。

2.1 地上からの測定

2.1.1 ドブソン分光光度計

1924年に開発され、その後現在に至るまで世界各地

で、オゾン層観測の標準的な測器として使用されている。測器内部に取り込んだ太陽光をプリズムとスリットを用いて分光し、オゾン層に吸収されやすい波長とされにくい波長の紫外線の強度比を測定してこれからオゾン量を導出するものである。その原理を模式的に第1図に示した。太陽直射光をプリズムとスリットで2つの紫外線に分光し、回転セクターで交互に一定周期でチョッピングする。オゾンの吸収を受けにくい方の紫外線の強度を、光学くさびで減衰させる。レンズで集光して光電子増倍管に導き、両者の強度(出力電流)が等しくなるように光学くさびを調節して、その強度比を光学くさびの位置により測定する。

太陽紫外線はオゾンによる吸収のほか、空気分子やエーロゾルの散乱の影響も受けている。オゾン吸収係数や空気分子散乱係数は定数としてあらかじめ与えられているが、エーロゾルの場合は、その大きさや量が日々変化する性質のものであるため確定はできない。このため、現業的には2組の波長組(AとD、脚注参照)の測定を行うことによりこの影響をできるだけ小さくするようにして、地上から大気上端までの気柱内のオゾンの総量すなわちオゾン全量を観測している。また、太陽直射光による観測のほか、天頂で散乱されて真下に向かってくる天頂散乱光による観測も、直射光観測との比較に基づいた統計的關係を用いて行われている。

ドブソンによるオゾン全量の観測精度については、光学系の調整やオゾン吸収係数の精度、エーロゾルやSO₂の影響等多様な誤差要因を詳細に解析したBasher(1982)の報告がある。それによれば、現状での絶対的精度は約3%であるが、努力すればドブソン観測網全体としてその最小誤差水準を2%の相対的誤差プラス1~2%の絶対的誤差(後者は標準オゾン吸収係数の不確実性に由来する)に維持可能であるとされている。

次に、オゾンの垂直分布は、太陽天頂角が60°から90°

脚注: 波長組には、次の4組ある。

A (305.5, 325.4), B (308.8, 329.1)
C (311.45, 332.4), D (317.6, 339.8)
単位 nm

* Observation of Ozone Layer.

** Masanori Shitamichi, 高層気象台.

に変化するとき、またはこの逆のとき、すなわち日出・日没の頃に一連の晴天天頂光観測（反転観測）を行うことにより測定できる。太陽天頂角の増減に応じて、2波長の紫外線の強度比が特有な変化（反転曲線）を示すことを利用して、測定された強度比の変化に適合するオゾンの垂直分布を逐次近似的に導くものである。高度約5~48 km までの大気を9層に分けて、約5 km 毎にオゾン量を求めている。現実的には1組だけの波長組（C波長）を使用している。火山噴出物などエアロゾルの影響を受けやすいと指摘されているが、エアロゾル測定用ライダーの観測値を使用してこれを補正して精度を向上させる方法が開発されつつある。

ドブソン分光光度計は精密光学機器であるところから、点検・調整・校正には高度な知識・技術を要するが、これらの条件を整えることにより、常時、観測者による保守と精度の維持管理を行っている。

2.1.2 ブリュウワーオゾン分光光度計

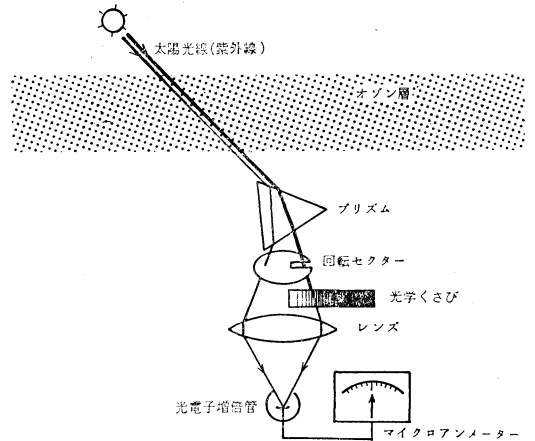
1973年に開発されたもので、太陽紫外線の直射光または天頂散乱光を回折格子により分光し、5波長の強度からオゾン全量および垂直分布を測定する。オゾンのほかにSO₂、またオプションを付加することにより紫外線B領域の測定も行える。高層気象台におけるドブソンとの比較によれば、誤差約1.2%で良い一致を示したが、このような精度を得るためには水銀ランプによる波長点検が毎日必要である（高層気象台観測第三課，1989）。小型軽量化がなされ、操作に自動化の思想も多く採用されている利点もあるが、観測者自身による現地修理が難しい点やドブソン分光光度計による過去資料との接続をどうするかなどが課題であろう（林・赤木，1988）。測器の永年の安定性という面でもまだ歴史が浅くはっきりしたことは判っていない。

2.1.3 オゾンゾンデ

自由気球に測定器を吊り下げ、その上昇中にオゾン量を直接測定するもので、その測定データは電波で地上に送信する。オゾン垂直分布の微細構造を直接測定できるところにその特色がある。方法として次の3種類がある。

電気化学法：空気をポンプで吸引してヨードカリ溶液内に気泡として注入し、この溶液とオゾンとの反応により生ずる溶液内の電流を測定する。気象庁のオゾンゾンデ観測はこの方法である。測定の上限高度は、溶液の沸騰や吸引ポンプの能力のために約35 km である。

化学蛍光法：吸引した空気中のオゾンがルミノールな



第1図 ドブソン分光光度計測定原理図解

どの蛍光物質に接触して出る蛍光の強さを光電管で測定する。

光学式：ゾンデに達する太陽紫外線の強さを測定することにより、ゾンデより上のオゾン量を求め、これを高度について微分して垂直分布を得る。ロケット観測に用いられる。

ゾンデによる観測は、通常、分光光度計により同時に測定したオゾン全量を用いてゾンデ観測値を補正することにより、その精度を更に高めている。

2.1.4 ライダー

レーザー光を大気中に発射し、オゾン層で反射吸収された光線を受信するもので、オゾン層により吸収されやすい波長とされにくい波長との吸収の差からオゾン量を測定する方法（差分吸収法ライダー）である。最近、技術開発が目ざましく、その精度は向上しつつある。厚い雲などがあるとレーザー光の減衰が大きく、測定が難しい面もあるが、オゾン垂直分布の詳細な連続測定が出来るところに最大の特徴がある。

2.2 人工衛星による測定

大まかに分けて2つの方法がある。1つは太陽からの紫外線がオゾン層で後方に散乱されたいわゆる後方散乱紫外線（SBUV）を、地心方向を見るセンサで受光してその波長別強度からオゾン量を測定する方法であり、もう1つは、日出・日没時に大気の外縁を通過してくる太陽放射や大気からの赤外放射強度を測定してオゾン量を導出するLimb（大気の外縁）観測である。これらの方法の代表的な測器についてその概略を第1表に示した。このうちTOMSは南極オゾンホール現象の観測（特にその

第1表 人工衛星搭載の主なオゾン層観測測器

測器	測定項目	方法, 原理	分解能, 測定範囲	観測期間, 備考
SBUV (Nimbus 7) SBUV 2 (NOAA 9, 11)	オゾン全量 オゾン垂直分布	後方散乱紫外線法 地心方向を見る分光計 12波長チャンネル (255~340 nm) 連続スキャン (160~400 nm)	200×200 km 約 8 km 約 25~55 km	1978/10~ SBUV 2 は SBUV の後継器
TOMS (Nimbus 7)	オゾン全量	同上 6波長チャンネル (313~380 nm)	50×50 km	1978/10~
BUV (EXOS-C/おおぞら)	オゾン垂直分布	同上 260~315 nm	約 4 km 約 25~55 km	1984/3~1987/9
LIMS (Nimbus 7)	オゾン垂直分布 (H ₂ O, HNO ₃ , NO ₂)	Limb 赤外放射計 大気から放射され, 大気の色を通 ってくる赤外線強度 6チャンネル	約 2 km 10~65 km	1978/10~1979/5
SAGE (AEM-2) SAGE 2 (ERBE)	オゾン垂直分布 (エーロゾル, NO ₂) (H ₂ O)	サンフォトメーター 日出, 日没時の太陽光の減衰率 4チャンネル	約 1 km 10~50 km	1979/2~ SAGE 2 は SAGE の後継器

面的な分布構造の把握において)で特に有名である。

これらの衛星搭載測器の精度について, 「Atmospheric Ozone, 1985」によれば, 例えば SBUV は,

系統誤差 (1 σ , 中緯度) 全量 3%, 垂直分布
5~13%

ランダム誤差 (r.m.s., 中緯度) 全量 2%, 垂直分布
3~10%

としているが, 一方, 1988年の NASA オゾントレンドパネルの報告は, オゾン全量がドブソンに対して9年間で3.5 \pm 0.5%の減少ドリフトを示したとしている。このためトレンドパネルでは衛星データをドブソンで補正してトレンドの評価を行っている。

以上紹介してきた各種の測器にはそれぞれに特有の長所・短所がある。地球規模の分布を把握監視するには最も都合の良い衛星観測であっても, 前述のようにその測器の経年劣化については衛星のみのデータでは検出・補正のしようがない。地上で常時保守管理された高精度のドブソン分光光度計による校正を必要としている。この例が示すように, これらの観測手法の各々の長所を生かし互いの短所を相補い合いながら地球規模でのオゾン層の観測・監視を行っていくことが, 現状においてはもろん, 将来も必要であろう。

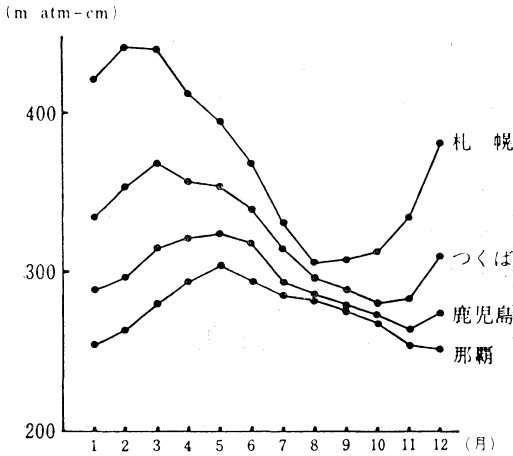
3. 観測網

世界的なものとして, 各国が行っている地上での分光光度計による観測網があり, これは世界気象機関(WMO)の全球オゾン観測組織(GOOS)として位置付けられている。1985年現在, 全量観測点は120地点で, このうちドブソンが90, ソ連のフィルター式ユニバーサル分光光度計が29, ブリュウワーが1地点である。また, 反転観測による垂直分布観測点が約30, そして約40地点でオゾンゾンデ観測が行われている。いずれも, 全球規模で統一した手法で観測され(例えば, ドブソンについてはWMOから観測ハンドブックが出版されている), しかも, 定期的に行われる測器の国際比較等を通じて精度の維持向上が図られている。

日本の定常観測は, 国際地球観測年を契期として, 1957年からつくば, 札幌, 鹿児島, 那覇および南極昭和基地と順次展開され, GOOSの一翼を担うものとしてドブソンとオゾンゾンデによる観測が行われている。また, 研究観測として, 大学・研究機関で衛星, 飛行機, ライダー等によるものも行われている。

4. データの流れと提供

WMOのGOOSにおいて, 各観測所の分光光度計による全量・反転観測およびオゾンゾンデ観測データは



第2図 日本におけるオゾン全量月平均値の年変化

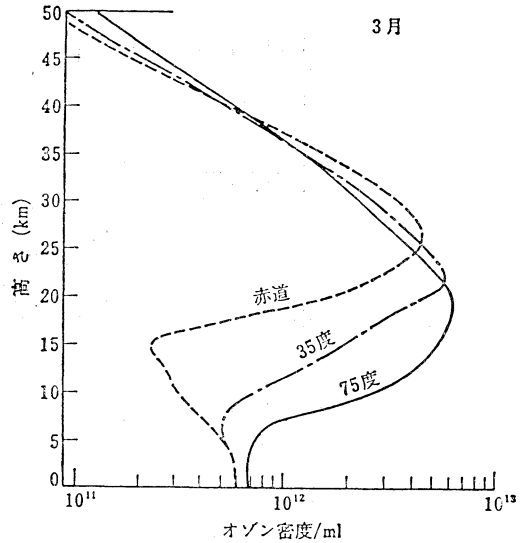
定期的にカナダにある世界オゾンデータセンターに送られる。各データはここで品質チェックを受けた後、2か月単位で「OZONE DATA FOR THE WO-RLD」として印刷・配布されるほか、磁気テープにも収録される。オゾン全量は日代表値のみが掲載収録されている。気象庁にもこれらの全世界のオゾンデータがデータ交換の形で還元されており、高層課オゾン層解析室には印刷物として1951年以降、MTとして1952年以降のデータが保有され、一般利用者に提供できる状態にある(気象庁高層課, 1984, 1988)。

気象庁が観測している国内4カ所と南極昭和基地のデータについては、前述のデータセンターに送付されるほかに、毎年 AEROLOGICAL DATA OF JAPAN (SPECIAL VOLUME) としても刊行される。オゾン全量としては日の全観測値を含み、より詳細なデータが掲載されている。また、1983年までの統計資料「日本上高層資料オゾン20年報」も出版されている。さらにこれらのデータは磁気テープにも収録されている。

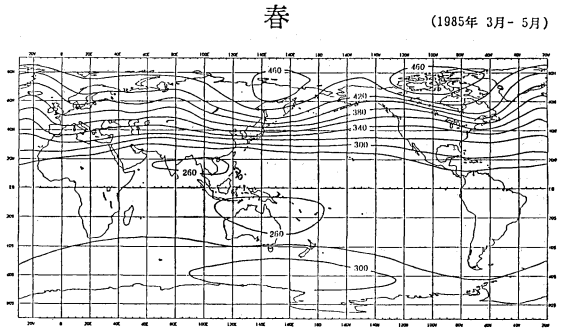
一方、TOMS や SBUV など衛星による観測データは米国 NASA から磁気テープや電話回線による取得が可能である。

5. 観測結果

日本国内4地点の長期間のデータを平均的にみると、どの地点でもオゾン全量は春に極大となる季節変化を示すが、オゾン量の多い北ほどその振幅が大きく、しかも極大時期が南より早いという特徴がある(第2図)。垂直分布については北ほど極大の高度が低くなるととも



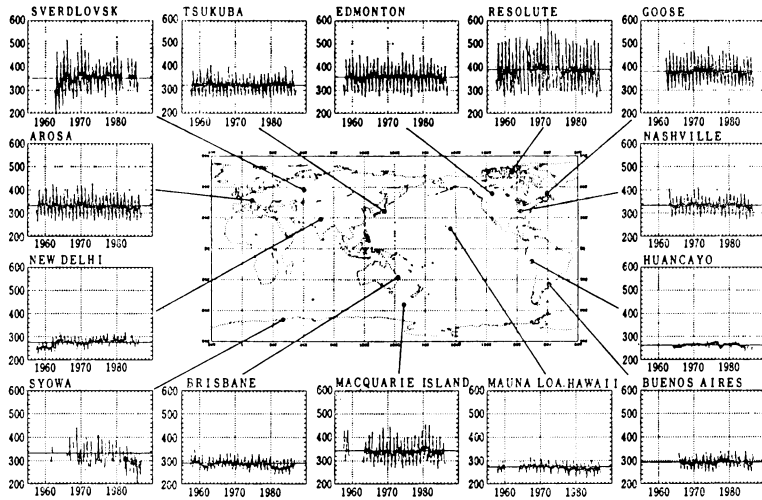
第3図 3月の各緯度におけるオゾン鉛直分布(島崎達夫, 1979による)



第4図 オゾン全量の世界分布(春季)
WMO の GOOS の観測資料にもとづく。単位は m atm-cm.

に、ピーク値が大きくなる(第3図)。また、GOOS の各観測点のデータから得られたオゾン全量の世界分布をみると(春季について第4図に示す)、オゾンは赤道より高緯度の方が多い、北半球の春に多い、地域的には東アジア、カナダ東部、ヨーロッパが多い、日本付近では南北傾度が大きいといった特徴が現れている。これらはオゾンの発生・消滅の光化学過程およびオゾンの輸送効果などのかねあいでは生じる特徴である。

世界の主な観測点のオゾン全量の経年変化を第5図に示した。オゾントレンドパネル(1988)は「オゾン分光光度計による全量観測値から、太陽活動など自然の変動



第5図 世界の主な観測地点のオゾン全量の経年変化。
細線は月平均値，太線は年平均値。単位は m atm-cm。

要因を取り除く処理を行った結果、オゾン全量は北緯30度と北緯64度の間で、1969～86年の17年間で1.7～3.0%減少した」と報告している。第5図によれば、高緯度ほど振幅の大きい規則的な季節変化が明瞭であるが、経年変化は地点毎に色々な傾向がある。しかし、南極地域の春には顕著な減少がある。北米、ヨーロッパにも近年若干減少傾向が見られる。日本上空については、年平均値からみた長期的傾向には大きな増減は見られない。しかし、つくばで観測された成層圏上層、対流圏中下層のオゾン量の経年変化を見ると、1969年以降、成層圏上層では減少し、一方対流圏中下層では増加している。この増減はともにオゾン全量の約1%に相当し相殺されるため、オゾン全量の大きな変化には影響を与えていない(気象庁, 1989)。

以上、オゾン層の観測の現状について、概観してきた。ところで、南極オゾンホールに代表されるように、最近、オゾン層の急激な変化が世界の注目を浴びているが、これもひとえに30年以上にわたる地道なオゾン層観測の積み重ねがあってはじめてその異常さが理解されたのではないと思われる。オゾン層の現在の状況を正確に把握し、その将来の変化を見定めるためにも、今後とも各種の測器が精度の高い観測を継続していくことが一層重要であろう。

この報告をまとめるにあたっては、伊藤朋之高層気象台観測第三課長から有益な助言と校閲を頂いた。深く感謝します。

参考文献

Basher, R.E., 1982: Review of the Dobson spectrophotometer and its accuracy, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 13.

林 則雄, 赤木万哲, 1988: プリューワーオゾン分光光度計について, 測候時報, 55, 273-278.

気象庁, 1980: オゾン観測指針.

気象庁, 1989: 近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し—(IV).

気象庁高層課, 1984: オゾン観測資料の磁気テープについて, 測候時報, 51, 21-34.

———, 1988: オゾン観測資料の磁気テープについて(II). 測候時報, 55, 125-138.

———, 1988: オゾン層に関する最近の話題. 測候時報, 55, 319-327.

小池 真, 小川利紘, 鈴木勝久, 1989: おおぞらBUV観測によるオゾンのグローバル分布, 宇宙科学研究所報告, 特集 23, 251-264.

高層気象台観測第三課, 1989: プリューワー分光光度計によるオゾン観測, 高層気象台彙報, 49, 28-31.

NASA/WMO International Ozone Trends Panel, 1988: Executive Summary of the Ozone Trends

Panel.

島崎達夫, 1979: 成層圏オゾン, 東京大学出版会, 184 pp.

鈴木剛彦, 1983: ドブソン分光光度計によるオゾン

観測, 天気, 30, 237-253.

WMO, 1985: Atmospheric Ozone 1985, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 16.

108 : 1081 : 103 : 101 : 106 (オゾン ; 輸送 ; うず拡散 ; 南極オゾンホール ; 力学)

2. オゾン層の力学*

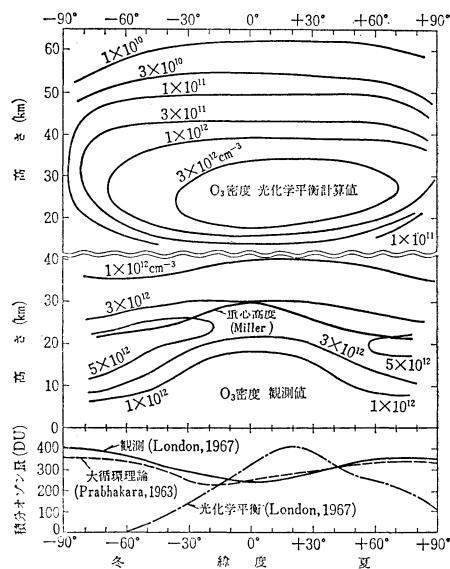
神澤 博**

シンポジウム時には、まず最初に Nimbus 7/TOMS によるオゾン全量の 16 mm 映画 (NASA/GSFC 作成) をみていただいた。北半球の 1~4 月 (1982 年) の日々激しく、ダイナミックに変化するオゾン全量の映画から、大気運動によるオゾン輸送、オゾンのかき混ぜ効果がいかに大きいかについての感触をつかんでいただけたかと考える。

1. 力学輸送の大切さ—観測事実と光化学モデルとの比較—

観測されるオゾンの鉛直分布は、光化学平衡モデルでほぼ再現できる。ただし、観測されるように対流圏でもオゾンが存在するためには、対流によるオゾンの鉛直下向きの力学輸送が大切である (例えば、島崎, 1989 a)。温度の鉛直分布が放射平衡モデルでほぼ再現でき、対流圏では対流による熱の鉛直上向きの力学輸送を考慮しなければいけないということと事情がよく似ている。すなわち、鉛直分布を考える時、成層圏では、オゾンは光化学で、温度は放射でほぼ説明ができ、対流圏では、両者とも対流の効果が効いてくる。

本稿では、緯度分布および季節変化の特徴に焦点をあてよう。第 1 図の下図は、冬夏のオゾン全量の緯度分布である。観測値と光化学平衡モデルによる理論計算値とを比べてある。日射が少ないか、あるいは、ない冬の極域でオゾンが少ないのは、光化学だけの観点からみれば自然であることを、光化学モデル計算値は示す。一方、観測値をみると、オゾンの生成域である赤道域よりも、極域の方が多いたことがみてとれよう。この違いをもたらしているのは大気運動による極向きの力学輸送であ



第 1 図 大気オゾンの子午面内分布, 上図は光化学平衡理論計算値, 真中の図は実測値. 下図はオゾン全量 (ドブソン単位) の緯度分布. London (1967), Prabhakara (1963) を元に作成した永田・等松 (1973) の図より.

る。冬の極域の温度の場合、観測される温度が放射モデル理論計算から期待される温度に比べて、ずいぶん暖かいという事実が、大気運動による極向きの熱輸送効果で説明できることと事情が似ている。

次に、オゾン全量の季節変化を第 2 図に示す。観測値と光化学モデルによる理論計算値とを比べてある。光化学から期待されるのは、日射の多い夏に多く、冬には少ないということである。ところが、観測事実はその期待を裏切っている。両半球とも、冬から夏にかけて、主に

* Dynamics of the Ozone Layer.

** Hiroshi Kanzawa, 国立極地研究所.