

## シミュレーション的手法による大気環境情報教育

### ——オゾン濃度分布の試算——

伊藤 朋恭\*, 鈴木 紀子\*, 市倉真理子\*

#### 要 約

コンピュータシミュレーションは情報教育の場で大気環境問題を扱う手法として有効であり、その利用事例の一つとしてオゾン濃度の高度分布を求める手法を提案した。東京の夏（8月20日・15時）を対象として、高度30km以上では光化学反応（Chapman機構）によるオゾンの生成と消滅が、それ以下では渦拡散によるオゾンの輸送が起きているとして試算した結果、オゾン層の存在を含めて実測に近い濃度分布を得ることができた。

オゾンの濃度は、紫外線量の増減や地球温暖化などにかかわる重要な環境要素であり、このようなシミュレーションにより、任意の地域、季節、時刻における高度分布がどのような因子によって支配されるかを理解することができる。ただ、今回の手法は垂直方向のみを考慮した1次元モデルであり、高度方向の分布は正しく評価できるが、地域や季節の変化までを定量的に反映させるのは困難である。

#### 1. はじめに

大学教育の場で地球環境情報に関する理解を深めることをねらいとして、著者の一人はこの数年来本誌上においてシミュレーションによる教育手法を提案してきた<sup>1-4)</sup>。その中心的題材は、オゾン層破壊はもとより、地球温暖化や酸性雨などにも深く関係する日射量の試算である。到達する太陽光のエネルギー量を表す日射量は、大気圏を通過中に各種大気成分により吸収あるいは散乱されるので、地表に近づくにつれて減衰する。高度と共に日射量がどのように減衰するかは、減衰にかかわる各種大気成分の濃度分布（高度変化）と吸収能力（あるいは散乱能力）が分かれば、試算可

能である<sup>2,4)</sup>。

日射量のうち、生物に有害な影響を与える紫外線の減衰に関しては、オゾンの吸収が大きな影響を与える。これがいわゆるオゾン層破壊問題であり、オゾン濃度の減少が結果的に地表に到達する紫外線量（日射量）を増加させている。一方対流圏ではオゾン濃度は逆に増加していることが報告されており<sup>5,6)</sup>、地球温暖化や光化学スモッグ等の問題をひき起こしている。現状では、オゾンに関してはその減少のみがクローズアップされる傾向にあるが、オゾン濃度に関するデータを正しく把握することが大気環境を考える上で重要な意味をもつ。

これまで著者が報告してきたシミュレーション<sup>2,4)</sup>

\*大妻女子大学 社会情報学部

では、紫外部の日射量を見積もる場合に必要なオゾン濃度の高度分布に関するデータとしては、一般的によく用いられているマックラーチの大気モデルのデータ<sup>7)</sup>を使用してきた。しかしこのモデルは種類が少ないので任意の地域のオゾン濃度を正しく表現できなく、したがって高度と共にどのように日射量が減衰するかも正しく評価できない恐れがある。またオゾンの濃度は、他の大気成分とは異なり高度20km程度の成層圏で最大となる特徴を有しているが、なぜそのような異常な高度分布を有するかを知ることは、オゾンが関与する大気環境問題を理解する上で重要である。

以上の視点から、本論文ではオゾン濃度の高度分布を大気環境情報教育の一環としてシミュレーション的に求める方法を提案する。このシミュレーションはオゾンの生成および消滅機構に基づいて行なうものであり、特定の地域・季節・時間におけるオゾンの濃度分布を求めることができる。さらに、求めたオゾン濃度分布を用いて、紫外部の日射量の算出を試みる。

## 2. チャップマン機構によるオゾン濃度の試算

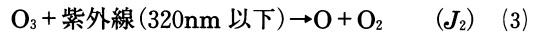
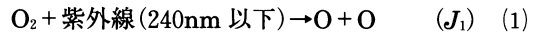
### 2.1 チャップマン機構 (純酸素モデル)<sup>8~11)</sup>

成層圏にオゾン層の存在することは1920年代にチャップマン (S. Chapman) により発見され、オゾンは大気中の酸素が紫外線によって解離されることにより生成することを提案した。この考えが現在でも成層圏オゾンの理解の基礎となっている。

酸素分子  $O_2$  は波長240nm以下の紫外線で解離され、反応(1)で表されるように2個の酸素原子  $O$  となる。この  $O$  が周囲に存在する  $O_2$  と反応してオゾン  $O_3$  となるが、この際反応(2)に示すように過剰なエネルギーを取り除くための第3の物質  $M$  の存在が必要である。この反応で  $M$  の役割を果たすのは大気分子である。

一方、生成した  $O_3$  は主に波長320nm以下の紫外線を吸収して反応(3)により解離するが、ここで生じた  $O$  は反応(2)により  $O_3$  を再生するので、反

応(3)自身はオゾンの消滅には直結しない。オゾンが消滅するのは、反応(3)で生じた  $O$  が別の  $O_3$  と反応して、反応(4)により安定な  $O_2$  に戻る場合である。



ここで  $J_1$ ,  $k_1$ ,  $J_2$ ,  $k_2$  はいずれも各反応の速度係数であるが、このうち  $J$  は光解離反応に関する値であり一般には解離係数と呼ばれている。

上記の反応(1)~(4)で示されるオゾンの生成と消滅の機構はチャップマン機構と呼ばれており、酸素のみが関与する反応なので純酸素モデルとも呼ばれる。このモデルに基づいてオゾンの濃度分布がどのようにして求められるかを以下に示す。なお、本論文では特に断らない限り濃度は単位体積中に存在する分子数を意味する「数密度」を用いて表現する。

大気中で  $O_3$  或いは  $O$  の濃度は定常状態にあり、もはや時間的に変化しないと仮定してよい。まず  $O_3$  について考えると、生成は反応(2)により、消滅は反応(3)および(4)により表されるので、生成と消滅の反応速度が等しいと置くことにより(5)式が得られる。同様に  $O$  についても、生成は反応(1)および(3)により、消滅は反応(2)および(4)により起きるので、(6)式が成立する。

$$k_1 \cdot n_O \cdot n_{O_2} \cdot n_{AIR} = J_2 \cdot n + k_2 \cdot n_O \cdot n \quad (5)$$

$$2J_1 \cdot n_{O_2} + J_2 \cdot n = k_1 \cdot n_O \cdot n_{O_2} \cdot n_{AIR} + k_2 \cdot n_O \cdot n \quad (6)$$

ここに  $n_O$ ,  $n_{O_2}$ ,  $n$  および  $n_{AIR}$  は、それぞれ  $O$ ,  $O_2$ ,  $O_3$  および大気の数密度である。

(5)式と(6)式から(7)式に示す  $n$  に関する2次方程式が得られ、 $J_1 \ll J_2$  という条件のもとでこの式を解くことにより、オゾン濃度は(8)式で与えられることがわかる。

$$k_2 \cdot J_2 \cdot n^2 + k_2 \cdot J_1 \cdot n_{O_2} \cdot n - k_1 \cdot J_1 \cdot n_{O_2}^2 \cdot n_{AIR} = 0 \quad (7)$$

$$n = [J_1 \cdot k_1 \cdot n_{\text{AIR}} / (J_2 \cdot k_2)]^{1/2} \cdot n_{\text{O}_2} \quad (8)$$

## 2.2 試算に用いるデータ

チャップマン機構によりオゾン濃度を算出するためには、(8)式中の各変数の値を各高度においてあらかじめ求めておく必要がある。本論文では、大気上端を100kmとし、高度0～50km間では1km毎に、50kmより上空では5km毎に高度を区分して、シミュレーションを行なう。先ず大気の数密度  $n_{\text{AIR}}$  についてはマックラーチの大気モデルのデータ<sup>7)</sup>を用いる。このモデルは熱帯、夏季中緯度、冬季中緯度、夏季寒帯、冬季寒帯の5種類しか存在しないが、光化学的に上空で生成・消滅するオゾンとは異なり、大気主成分（窒素、酸素、アルゴン）については、それ程濃度の変動はないのでこの程度のカテゴリで支障はない。なお、マックラーチモデルの高度区分は、今回用いる高度区分よりも粗いので必要に応じて補間を行なう。酸素数密度  $n_{\text{O}_2}$  は、大気数密度にその体積存在比0.2095を乗じて求める。

反応(2)および(4)に関する速度係数  $k_1$ 、 $k_2$  については、実験的に求められた値が温度の関数として各種報告されている。値自身にそれ程ばらつきはないので、ここでは島崎が求めた(9)、(10)式で表される値を用いることにする<sup>12)</sup>。試算対象地域に該当するマックラーチモデルの各高度における温度  $T$  (K) を代入して、速度係数を求めることになる。

$$k_1 = 6.2 \times 10^{-34} \exp(T/300)^{-2} \quad [\text{cm}^6 \text{s}^{-1}] \quad (9)$$

$$k_2 = 1.5 \times 10^{-11} \exp(-2218/T) \quad [\text{cm}^3 \text{s}^{-1}] \quad (10)$$

紫外線による酸素分子とオゾンの解離の速さを表す解離係数  $J_1$ 、 $J_2$  については、その扱いに注意が必要である。(5)および(6)式で示される反応速度

の表現式に、分子の解離に必要な紫外線量の項が含まれていないことから分かるように、解離係数の値自身に紫外線量が包含されている。紫外線は大気圏を通過中に気体により吸収され弱まるので、当然  $J$  の値も紫外線量の減衰に応じて上空から地表に向かって小さくなる。島崎により太陽が頭上真上にあるときの解離係数の値が与えられているので、そのデータを表1に示す<sup>12)</sup>。しかし現実には太陽の位置は頭上真上ではなく、試算する地域、季節、時刻により時々刻々大幅に変化する。太陽が、地表に対して垂直な軸となす角を天頂角  $\theta$  と呼んでいるが、 $\theta$  の値により太陽光が通過する光路の長さは大きく変化するので、紫外線量、したがって解離係数も大幅に変化する。また、季節によって太陽と地球間の距離も変化するので、それによる紫外線量変化の補正も必要である。このように表1に示す解離係数の値はそのまま使うことはできないが、この値をもとにして任意の天頂角と太陽～地球間距離における解離係数の値を算出することができる。その手順については改めて報告予定であり<sup>13)</sup>、今回はそこで得られた結果を利用した。なお、表1のデータは高度区分が粗いので、より細かな高度区分への補間も必要がある。

以上のようにして求めた各高度における変数の値の一例を表2に示す。

## 2.3 チャップマン機構によるオゾン濃度

### 2.3.1 時刻依存性

ここでは試算対象として東京の夏を取り上げる。マックラーチの大気モデルにはオゾン濃度も記載されており、試算結果の妥当性を検討する場合、マックラーチモデルのオゾン濃度が一つの目安となる。このモデルと比較する場合、夏の東京は「夏季中緯度」に該当するので、平均的な夏季

表1 解離係数 (天頂角  $0^\circ$ )<sup>12)</sup>

高度(km)	10	15	20	25	30	45	60	80	100
$J_1$ ( $\text{s}^{-1}$ )	6.85E-18	1.38E-14	9.39E-13	1.25E-11	7.40E-11	9.33E-10	1.55E-09	7.90E-09	1.18E-07
$J_2$ ( $\text{s}^{-1}$ )	4.10E-04	4.12E-04	4.24E-04	4.54E-04	5.44E-04	4.85E-03	7.94E-03	8.11E-03	8.11E-03

表2 チャップマン機構によるオゾン濃度  
(東京・8月20日・15時:太陽~地球間距離補正係数0.9768, 天頂角:46.7度)

高度 $z$ km	温度 $T$ K	解離係数		速度係数		大気数密度	酸素数密度	オゾン数密度
		$J_1$ $s^{-1}$	$J_2$ $s^{-1}$	$k_1$ $cm^6 s^{-1}$	$k_2$ $cm^3 s^{-1}$	$n_{AIR}$ $cm^{-3}$	$n_{O_2}$ $cm^{-3}$	$n$ $cm^{-3}$
0	294.0	1.217E-30	1.061E-04	6.456E-34	7.937E-15	2.477E+19	5.189E+18	7.887E+05
1	290.0	1.053E-29	1.061E-04	6.635E-34	7.153E-15	2.246E+19	4.705E+18	2.140E+06
2	285.0	8.060E-29	1.061E-04	6.870E-34	6.255E-15	2.029E+19	4.251E+18	5.530E+06
3	279.0	5.600E-28	1.061E-04	7.168E-34	5.291E-15	1.839E+19	3.853E+18	1.397E+07
4	273.0	3.626E-27	1.061E-04	7.487E-34	4.443E-15	1.663E+19	3.484E+18	3.409E+07
5	267.0	2.205E-26	1.061E-04	7.827E-34	3.701E-15	1.499E+19	3.140E+18	8.059E+07
6	261.0	1.277E-25	1.061E-04	8.191E-34	3.058E-15	1.349E+19	2.826E+18	1.864E+08
7	255.0	7.315E-25	1.061E-04	8.581E-34	2.504E-15	1.212E+19	2.539E+18	4.297E+08
8	248.0	4.201E-24	1.061E-04	9.073E-34	1.959E-15	1.086E+19	2.275E+18	1.015E+09
9	242.0	2.453E-23	1.061E-04	9.528E-34	1.569E-15	9.709E+18	2.034E+18	2.374E+09
10	235.0	1.464E-22	1.061E-04	1.010E-33	1.194E-15	8.648E+18	1.812E+18	5.756E+09
11	229.0	7.268E-21	1.062E-04	1.064E-33	9.326E-16	7.679E+18	1.609E+18	3.939E+10
12	216.0	5.081E-20	1.062E-04	1.196E-33	5.206E-16	6.798E+18	1.424E+18	1.231E+11
13	216.0	4.125E-19	1.064E-04	1.196E-33	5.206E-16	5.993E+18	1.256E+18	2.900E+11
14	216.0	2.558E-18	1.064E-04	1.196E-33	5.206E-16	5.124E+18	1.073E+18	5.710E+11
15	216.0	9.527E-18	1.068E-04	1.196E-33	5.206E-16	4.375E+18	9.166E+17	8.679E+11
16	216.0	4.162E-17	1.070E-04	1.196E-33	5.206E-16	3.737E+18	7.829E+17	1.431E+12
17	216.0	1.704E-16	1.075E-04	1.196E-33	5.206E-16	3.192E+18	6.687E+17	2.279E+12
18	216.0	5.732E-16	1.083E-04	1.196E-33	5.206E-16	2.714E+18	5.686E+17	3.266E+12
19	217.0	1.776E-15	1.094E-04	1.185E-33	5.459E-16	2.308E+18	4.835E+17	4.360E+12
20	218.0	4.449E-15	1.113E-04	1.174E-33	5.721E-16	1.966E+18	4.119E+17	5.231E+12
21	219.0	1.038E-14	1.117E-04	1.163E-33	5.993E-16	1.675E+18	3.509E+17	6.100E+12
22	220.0	2.299E-14	1.144E-04	1.153E-33	6.275E-16	1.429E+18	2.994E+17	6.876E+12
23	222.0	5.084E-14	1.171E-04	1.132E-33	6.872E-16	1.220E+18	2.556E+17	7.549E+12
24	223.0	1.008E-13	1.191E-04	1.122E-33	7.186E-16	1.043E+18	2.185E+17	8.113E+12
25	224.0	1.820E-13	1.231E-04	1.112E-33	7.513E-16	8.917E+17	1.868E+17	8.253E+12
26	226.0	2.767E-13	1.278E-04	1.098E-33	8.016E-16	7.400E+17	1.529E+17	7.164E+12
27	228.0	4.995E-13	1.334E-04	1.080E-33	8.687E-16	6.000E+17	1.257E+17	6.642E+12
28	230.0	8.296E-13	1.399E-04	1.060E-33	9.509E-16	4.900E+17	1.027E+17	5.841E+12
29	232.0	1.541E-12	1.457E-04	1.039E-33	1.045E-15	3.700E+17	7.752E+16	4.835E+12
30	234.0	2.576E-12	1.601E-04	1.019E-33	1.147E-15	2.749E+17	5.759E+16	3.610E+12
35	245.0	1.430E-11	2.556E-04	9.296E-34	1.755E-15	1.356E+17	2.841E+16	1.800E+12
40	258.0	3.688E-11	7.015E-04	8.383E-34	2.770E-15	6.924E+16	1.451E+16	4.814E+11
45	270.0	1.033E-10	3.882E-03	7.654E-34	4.059E-15	3.654E+16	7.655E+15	1.037E+11
50	276.0	1.270E-10	5.478E-03	7.325E-34	4.853E-15	1.978E+16	4.144E+15	3.448E+10
55	264.8	1.628E-10	6.615E-03	7.663E-34	4.041E-15	1.000E+16	2.095E+15	1.431E+10
60	249.2	2.165E-10	7.448E-03	8.606E-34	2.472E-15	4.800E+15	1.006E+15	7.008E+09
65	233.6	2.691E-10	8.035E-03	1.006E-33	1.217E-15	2.400E+15	5.028E+14	4.099E+09
70	218.0	4.989E-10	8.101E-03	1.174E-33	5.721E-16	1.574E+15	3.298E+14	4.651E+09
75	214.3	1.055E-09	8.160E-03	1.316E-33	3.154E-16	9.600E+14	2.011E+14	4.578E+09
80	211.2	2.322E-09	8.182E-03	1.396E-33	2.277E-16	5.200E+14	1.089E+14	3.277E+09
85	211.1	4.266E-09	8.195E-03	1.420E-33	2.077E-16	3.200E+14	6.704E+13	2.262E+09
90	207.3	8.978E-09	8.194E-03	1.391E-33	2.328E-16	2.000E+14	4.190E+13	1.516E+09
95	208.5	2.509E-08	8.192E-03	1.330E-33	2.976E-16	1.050E+14	2.200E+13	8.339E+08
100	210.0	1.196E-07	8.200E-03	1.265E-33	3.883E-16	1.040E+13	2.179E+12	4.845E+07

注: 30~50km 間には実際には1km ごとの区分で試算

という意味で8月20日を試算対象の日付とする。

この場合、すでに述べたように解離係数の値は日中でも時刻によって大幅に変化するので、どの時刻の解離係数を用いるかが問題である。そこで時刻を13時から16時まで1時間ごとに区切って、各時刻におけるオゾン濃度を試算してみた。結果を図1に示す。この図にはマックラーチ夏季中緯度モデルに掲載のオゾン濃度も一緒に描いてある。いずれの時刻においても高度20~25kmの成層圏にオゾン濃度の極大値のあることがよく再現できている。その一方で、昼に近い13時と夕方近くの16時とでは、極大オゾン濃度に10倍以上の違いのあることもわかる。現実にはオゾンの時定数(寿命)はそれ程短くないので<sup>8,10)</sup>、時刻によってこれほど大きく変動しないが、15時の濃度がマックラーチモデルにもっとも近いオゾン濃度分布をもっている。したがって、本論文では15時をオゾン濃度の試算時刻とする。なお、15時の各高度におけるオゾン数密度の試算結果は表2にも記載してある。

15時とマックラーチモデルを比較すると、オゾン層の下部にあたる高度19km以下では15時の濃度の方が低く、それ以上の高度では逆に15時の方が大きい。極大値は、15時の場合の $8.25 \times 10^{12}$

$\text{cm}^{-3}$  (高度25km) に対して、マックラーチでは $4.52 \times 10^{12} \text{cm}^{-3}$  (高度21km) であり1.83倍の違いがあるが、オゾン全量で比較すると各々 $1.01 \times 10^{19} \text{cm}^{-2}$  と  $8.63 \times 10^{18} \text{cm}^{-2}$  となり、1.17倍の違いである。

### 2.3.2 地域依存性

8月20日の15時について、熱帯、温帯、寒帯におけるオゾン濃度の違いを試算した結果を図2に示す。これら3地域の代表地点としてケニア中央部(北緯 $0^\circ$ )、東京(北緯 $36^\circ$ )、グリーンランド北部(北緯 $80^\circ$ )を選び試算した。なお、試算に必要な大気数密度と温度のデータとして、熱帯(ケニア)、夏季中緯度(東京)、夏季寒帯(グリーンランド)を用いた。

まずケニアと東京であるが、オゾン濃度の極大値にほとんど差がなく、その出現高度も24~25kmで違いがない。日差しの強いケニアの方がオゾン濃度は高くなるように思いがちであるが、8月20日15時という時点で比較する限り両地点の天頂角は $46^\circ \sim 47^\circ$ でほぼ等しく、その結果としてオゾン濃度にも違いが生じない。ただ、極大値の周辺高度ではケニアの方が全体的にかなり濃度は大きく、オゾン全量で比較するとケニアは東京の

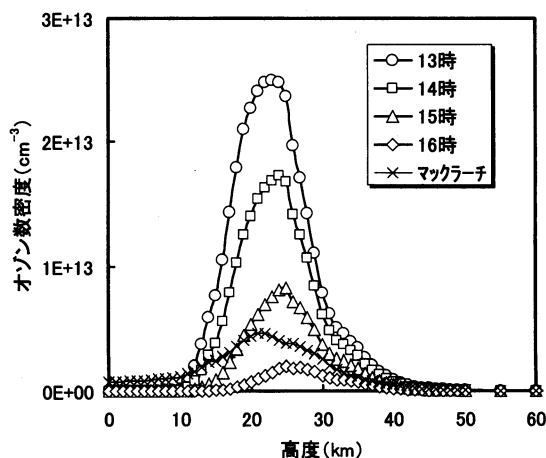


図1 チャップマン機構によるオゾン濃度：時刻による変化(東京・8月20日、マックラーチは夏季中緯度データ<sup>7)</sup>)

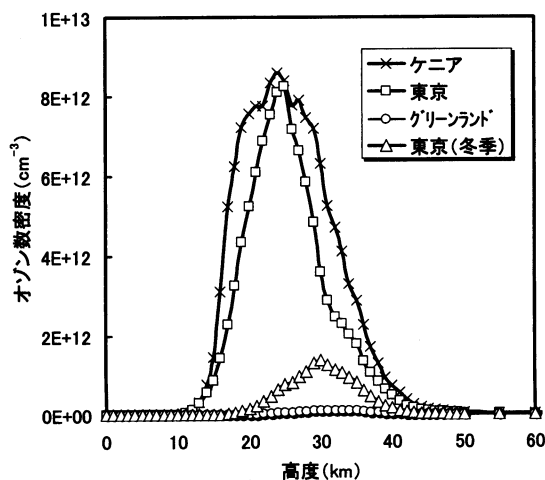


図2 チャップマン機構によるオゾン濃度：地域による変化[8月20日・15時(東京・冬季は2月20日・15時)]

1.38倍となる。一方、寒帯のグリーンランドにおける極大値はケニア・東京の約80分の1であり、図2のスケールでは事実上0となる。

この図には比較のために、東京の冬季（2月20日・15時）について試算したグラフも描いてある。冬季には極大値の出現する高度が5 km 上空へ移動し30km となり、同時に極大濃度も夏季の6分の1に低下する。

### 2.3.3 対流圏における濃度のずれ

図1において、チャップマン機構は実測値といえるマックラーチモデルのオゾン濃度をある程度再現可能であることを示した。しかし図3に示した両濃度の対数目盛による比較から明らかなように、下部成層圏～地表間における両者の挙動はまったく異なっている。マックラーチモデルでは下部成層圏から地表に近づくにつれて濃度の減少に歯止めがかかり、一定の値に収束する傾向を見せている。一方、チャップマン機構では濃度は地表に向かって限りなく0に近づいていく。チャップマン機構がオゾン濃度をよく再現できるのは、オゾン層の存在する成層圏およびそれより上空のことであり、下部成層圏より下層ではこの機構は

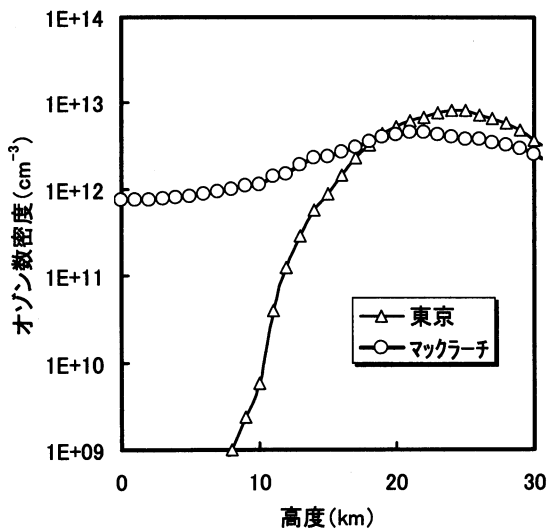


図3 チャップマン機構によるオゾン濃度：対流圏におけるずれ（東京：8月20日・15時，マックラーチ：夏季中緯度<sup>7)</sup>）

当てはまらない。

## 3. 輸送機構によるオゾン濃度の算出

### 3.1 輸送機構（渦拡散モデル）

オゾンの生成と消滅を、酸素がかかわる光化学反応だけで説明するチャップマン機構は非常に単純でわかりやすいが、残念ながらオゾン層より下層のオゾン濃度分布を再現することができない。その主因は、生成したオゾンは消滅するまでそのままその場に留まっていて移動しないと仮定している点にある。大気中に存在する微量成分オゾンは当然上下方向へ移動可能であり、この輸送運動を考慮するとオゾン濃度の垂直分布はチャップマン機構で得られたものとは異なる形になる。一般にはいずれの高度においても光化学反応によるオゾンの生成・消滅と生成したオゾンの輸送運動が共存しているが、両者の時定数の値に大きな違いがある場合には、時定数の小さい方がその高度におけるオゾン濃度を支配する。松野<sup>10)</sup>、横山<sup>14)</sup>によると、オゾン層より上空では光化学反応が卓越してオゾン濃度を支配しているが、オゾン層より下層では輸送運動が卓越しているという。したがってオゾン層より上空ではチャップマン機構が当てはまるが、下層においては輸送運動を取り入れた機構を用いてオゾン濃度分布を求める必要がある。

大気中の各種成分の濃度は、水平方向にも変化しているが、垂直方向の変化に比べて小さいので、以下では垂直方向の変化のみを分離した1次元の輸送運動を扱うことにする。また、微量成分の垂直輸送による混合機構は不完全にしか理解されていないので、ここでは一般に行なわれている渦拡散（垂直渦拡散）の概念<sup>10,11,14,15)</sup>を用いた現象論的な扱いとする。渦拡散による輸送は、大気全体としての上下方向の移動（例えば上昇気流や下降気流）ではなく、空気塊と空気塊が垂直方向で交換し混合する運動であり、これにより異なる空気塊中に含まれる微量成分の濃度の均一化が進むという考え方である。この機構を輸送機構（渦拡散モデル）という。

いま任意の高度  $z$  におけるオゾンの輸送速度を  $w$  とするとその輸送量は  $n \cdot w$  であり、微小な高さ  $\partial z$  の上端と下端における単位時間当たりの輸送量の差  $\partial(n \cdot w)$  が、輸送に基づくオゾン数密度  $n$  の時間変化となる。したがって輸送に基づく  $n$  の時間変化は、輸送方向の符号まで含めて考えると  $-\partial(n \cdot w)/\partial z$  となる。一般には光化学反応も同時に起きているので、両者を含めた任意の高度における  $n$  の時間変化は(11)式で表されることになる。

$$\frac{\partial n}{\partial t} = Q - L \cdot n - \frac{\partial(n \cdot w)}{\partial z} \quad (11)$$

ここに、 $t$  は時間であり、 $Q$  は光化学反応によるオゾンの生成率、 $L$  は消滅係数である。 $Q$ 、 $L$ 、 $n$  の値はいずれも高度によって変化する。

もし垂直方向の輸送・混合が完全に行なわれているなら、(12)式で定義されるオゾン混合比  $f$  は高度にかかわらず一定であり、オゾン数密度  $n$  はこの等混合比曲線に沿って変化する。渦拡散は、 $n$  の分布が等混合比曲線から外れたときに ( $\partial f/\partial z \neq 0$ )、 $n$  の分布を等混合比曲線に近づけようとする運動として起きる。したがってオゾンの垂直輸送の速度  $w$  は、(13)式に示すように混合比の勾配  $\partial f/\partial z$  に比例することになり、その比例係数  $K$  は渦拡散係数と呼ばれている。また大気自身の数密度の高度変化は(14)式によって表されるので<sup>10)</sup>、(12)~(14)式を用いることによりオゾンの輸送量  $n \cdot w$  は結局(15)式のように表現される。なお、これらの式に出てくる  $H$  は、(16)式で定義されるスケールハイトと呼ばれる変数であり、高度が  $H$  上昇するごとに大気数密度が  $e^{-1}$  に減少することを意味している。

$$f = n/n_{\text{AIR}} \quad (12)$$

$$w = -K \cdot \frac{1}{f} \cdot \frac{\partial f}{\partial z} \quad (13)$$

$$\frac{\partial n_{\text{AIR}}}{\partial z} = - \left[ \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{H} \right] \cdot n_{\text{AIR}} \quad (14)$$

$$n \cdot w = -K \cdot \left[ \frac{\partial n}{\partial z} + \left[ \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{H} \right] \cdot n \right] \quad (15)$$

$$H = k \cdot T / (m \cdot g) \quad (16)$$

ここに、 $k$  はボルツマン定数、 $m$  は大気分子の平均質量、 $g$  は重力加速度である。

(15)式で与えられる  $n \cdot w$  を(11)式に代入することにより、高度  $z$  におけるオゾン数密度  $n$  の時間変化に関する最終的な式が得られる。

$$\frac{\partial n}{\partial t} = Q - L \cdot n + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \cdot \left[ \frac{\partial n}{\partial z} + \left[ \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{H} \right] \cdot n \right] \right\} \quad (17)$$

### 3.2 輸送機構の式の解き方

輸送機構が当てはまる高度領域を等間隔に区分し、地表から順に 1, 2, ...,  $j_c$  の高度番号 (高度区間番号) を付ける。一般に  $n$  は  $t$  と  $z$  の関数なので、任意の高度番号  $j$  における  $n$  の微分を、(18)~(20)式の差分 ( $\Delta$ ) で表すことを考える<sup>11)</sup>。

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \frac{n_{t+\Delta, j} - n_{t, j}}{\Delta t} \quad (18)$$

$$\frac{\partial n}{\partial z} = \frac{n_{t+\Delta, j+1} - n_{t+\Delta, j-1}}{2\Delta z} \quad (19)$$

$$\frac{\partial^2 n}{\partial z^2} = \frac{n_{t+\Delta, j+1} - 2n_{t+\Delta, j} + n_{t+\Delta, j-1}}{(\Delta z)^2} \quad (20)$$

(17)式の微分を、これらの差分で置き換えて整理すると、(21)式の形の差分方程式が得られる<sup>11)</sup>。この式中の係数  $A$ 、 $B$ 、 $C$ 、 $D$  は輸送機構から求められる値であり、求め方は後述する。なお、これ以降は時間に関する添え字「 $t + \Delta t$ 」を省略する。

$$-A \cdot n_{j+1} + B \cdot n_j - C \cdot n_{j-1} = D \quad (21)$$

ここで隣接する 2 つの高度番号における  $n$  の値が、係数  $E$ 、 $F$  により(22)式で関係付けられるとみなす。この式を(21)式に代入して互いに係数を比較することにより、(23)、(24)式に示すような  $E$ 、 $F$  に関する反復式が得られる<sup>11)</sup>。

$$n_{j-1} = E_{j-1} \cdot n_j + F_{j-1} \quad (22)$$

$$E_j = \frac{A}{B - C \cdot E_{j-1}} \quad (23)$$

$$F_j = \frac{D + C \cdot F_{j-1}}{B - C \cdot E_{j-1}} \quad (24)$$

今、輸送領域のオゾン濃度に関して、高度区間の下端と上端の値 ( $n_1$  と  $n_{jc}$ ) が既知であるとす。この場合  $n_1$  の値がすぐ上の  $n_2$  の値にかかわらず常に一定であるためには、 $E_1$  と  $F_1$  は(25)式の値をもつ必要がある。

$$E_1 = 0, \quad F_1 = n_1 \quad (25)$$

したがって(23), (24)式を反復して用いることにより、すべての高度における係数  $E$ ,  $F$  の値を知ることができる。そして(22)式にこれらの係数の値を代入することにより、上端における  $n_{jc}$  の値からスタートして、順次地表に向けて  $n_j$  の値が算出可能となる。

次に(21)式の差分方程式に出てくる係数  $A \sim D$  の求め方について述べる。前述のようにオゾン層より上空では光化学反応 (チャップマン機構) が卓越し、下層では輸送運動が卓越している。もちろん、その中間では両機構が共存しているのであるが、簡単のために両機構はある高度 (境界高度) で完全に分離しており、境界高度より上空では光化学反応のみが、下層では輸送機構のみが作用していると仮定する。したがって輸送機構の領域においては、オゾン濃度の時間変化を表す(17)式中の光化学に関する変数  $Q$  と  $L$  の値は 0 とおくことができる。この条件の下で(17)式の微分を書き下し、さらに定常状態にあるので  $\partial n / \partial t = 0$  と置いた後、(19), (20)式を用いて微分を差分に置き換えた方程式を(21)式と比較することにより、係数  $A \sim D$  が(26)~(29)式によって与えられることが分かる。

$$A = K + \frac{\Delta z}{2} \cdot \frac{\partial K}{\partial z} + \frac{\Delta z}{2} \cdot \left( \frac{K}{T} \right) \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\Delta z}{2} \cdot \left( \frac{K}{H} \right) \quad (26)$$

$$B = 2K - (\Delta z)^2 \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{T} \right) - (\Delta z)^2 \cdot \left( \frac{K}{T} \right) \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - (\Delta z)^2 \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{K}{H} \right) \quad (27)$$

$$C = K - \frac{\Delta z}{2} \cdot \frac{\partial K}{\partial z} - \frac{\Delta z}{2} \cdot \left( \frac{K}{T} \right) \cdot \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\Delta z}{2} \cdot \left( \frac{K}{H} \right) \quad (28)$$

$$D = 0 \quad (29)$$

### 3.3 輸送機構によるオゾン濃度

夏季の東京 (8月20日・15時) について輸送機構によるオゾン濃度を試算する。境界高度は光化学反応と輸送運動の時定数の比較<sup>10)</sup>から30kmに設定し、この高度におけるオゾン数密度  $n_{jc}$  としてチャップマン機構で求めた値  $3.610 \times 10^{12} \text{cm}^{-3}$  を用いる。また地表におけるオゾン数密度  $n_1$  として、マックラーチモデル (夏季中緯度) の値  $7.525 \times 10^{11} \text{cm}^{-3}$  を用いることにする。また、温度データも同モデルの値を利用し、渦拡散係数については文献値<sup>11)</sup>を基本に若干の修正を加えて用いた。これらの変数の値を用いて係数  $A \sim F$  の値を求め、さらに最終的に輸送機構に基づくオゾン濃度  $n$  の値を算出した。得られた結果を、用いた変数の値と共にまとめて表3に示す。

図4に、輸送機構に基づくオゾン濃度をチャ

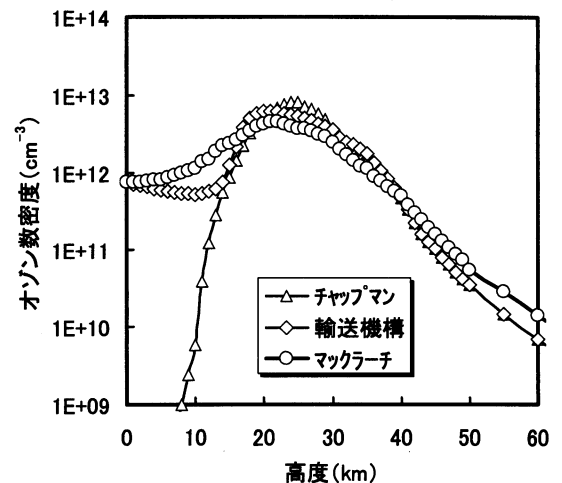


図4 モデル間のオゾン濃度比較 (東京・8月20日・15時, マックラーチ: 夏季中緯度<sup>7)</sup>)



表3 輸送機構によるオゾン濃度（東京・8月20日・15時）

高度 <i>z</i>	温度 <i>T</i>	スケールハイト <i>H</i>	渦拡散係数 <i>K</i>	係 数						オゾン数密度 <i>n</i>
				<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	
km	K	cm	cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>	cm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup>		cm <sup>-3</sup>	cm <sup>-3</sup>
0	294.0	8.610E+05	2.054E+05					0	7.525E+11	7.525E+11
1	290.0	8.493E+05	2.054E+05	2.159E+05	4.112E+05	1.949E+05	0	5.251E-01	3.567E+11	7.162E+11
2	285.0	8.346E+05	2.054E+05	2.157E+05	4.111E+05	1.951E+05	0	6.988E-01	2.254E+11	6.846E+11
3	279.0	8.171E+05	2.054E+05	2.158E+05	4.104E+05	1.950E+05	0	7.873E-01	1.604E+11	6.571E+11
4	273.0	7.995E+05	2.054E+05	2.160E+05	4.103E+05	1.948E+05	0	8.405E-01	1.216E+11	6.309E+11
5	267.0	7.819E+05	2.054E+05	2.162E+05	4.103E+05	1.946E+05	0	8.762E-01	9.590E+10	6.059E+11
6	261.0	7.643E+05	2.054E+05	2.120E+05	4.113E+05	1.988E+05	0	8.942E-01	8.042E+10	5.821E+11
7	255.0	7.468E+05	1.875E+05	1.886E+05	3.771E+05	1.863E+05	0	8.961E-01	7.116E+10	5.610E+11
8	248.0	7.263E+05	1.695E+05	1.692E+05	3.400E+05	1.698E+05	0	9.007E-01	6.435E+10	5.467E+11
9	242.0	7.087E+05	1.483E+05	1.462E+05	2.992E+05	1.504E+05	0	8.929E-01	5.913E+10	5.355E+11
10	235.0	6.882E+05	1.271E+05	1.228E+05	2.560E+05	1.314E+05	0	8.853E-01	5.605E+10	5.335E+11
11	229.0	6.706E+05	1.010E+05	9.346E+04	2.076E+05	1.086E+05	0	8.390E-01	5.466E+10	5.393E+11
12	216.0	6.326E+05	7.499E+04	6.612E+04	1.486E+05	8.386E+04	0	8.451E-01	5.858E+10	5.776E+11
13	216.0	6.326E+05	4.639E+04	3.575E+04	9.729E+04	5.702E+04	0	7.280E-01	6.803E+10	6.142E+11
14	216.0	6.326E+05	1.778E+04	1.045E+04	3.832E+04	2.511E+04	0	5.214E-01	8.524E+10	7.502E+11
15	216.0	6.326E+05	1.144E+04	9.181E+03	2.389E+04	1.371E+04	0	5.484E-01	6.978E+10	1.275E+12
16	216.0	6.326E+05	5.109E+03	4.064E+03	1.068E+04	6.154E+03	0	5.566E-01	5.882E+10	2.198E+12
17	216.0	6.326E+05	5.650E+03	6.366E+03	1.121E+04	4.933E+03	0	7.518E-01	3.426E+10	3.843E+12
18	216.0	6.326E+05	6.190E+03	7.239E+03	1.218E+04	5.141E+03	0	8.709E-01	2.119E+10	5.066E+12
19	217.0	6.355E+05	7.861E+03	9.333E+03	1.546E+04	6.389E+03	0	9.434E-01	1.368E+10	5.793E+12
20	218.0	6.384E+05	9.532E+03	1.119E+04	1.878E+04	7.870E+03	0	9.855E-01	9.481E+09	6.126E+12
21	219.0	6.413E+05	1.144E+04	1.331E+04	2.257E+04	9.566E+03	0	1.012E+00	6.899E+09	6.206E+12
22	220.0	6.443E+05	1.334E+04	1.545E+04	2.630E+04	1.123E+04	0	1.034E+00	5.186E+09	6.125E+12
23	222.0	6.501E+05	1.556E+04	1.792E+04	3.085E+04	1.320E+04	0	1.042E+00	3.982E+09	5.916E+12
24	223.0	6.531E+05	1.778E+04	2.062E+04	3.512E+04	1.494E+04	0	1.055E+00	3.042E+09	5.673E+12
25	224.0	6.560E+05	2.133E+04	2.479E+04	4.207E+04	1.787E+04	0	1.067E+00	2.341E+09	5.375E+12
26	225.5	6.603E+05	2.488E+04	2.898E+04	4.907E+04	2.078E+04	0	1.078E+00	1.808E+09	5.033E+12
27	227.3	6.658E+05	2.985E+04	3.470E+04	5.891E+04	2.499E+04	0	1.085E+00	1.413E+09	4.669E+12
28	229.5	6.720E+05	3.481E+04	4.026E+04	6.880E+04	2.936E+04	0	1.090E+00	1.123E+09	4.301E+12
29	231.7	6.786E+05	4.062E+04	4.671E+04	8.038E+04	3.452E+04	0	1.093E+00	9.069E+08	3.945E+12
30	234.0	6.853E+05	4.642E+04							3.610E+12

プマン機構およびマックラーチモデルの曲線と比較して示す。輸送機構における30kmより上空の濃度は、チャップマン機構の値をそのまま用いている。輸送機構の導入により、問題の成層圏下部から地表間におけるオゾン濃度分布が著しく改善され、全高度域においてほぼマックラーチモデル

に近い濃度分布が得られていることが分かる。極大濃度も、マックラーチの値 $4.52 \times 10^{12} \text{cm}^{-3}$ に対してチャップマン機構では1.83倍の大きさであったが、輸送機構では1.37倍まで低下しており、その出現高度も21kmでマックラーチの場合と一致している。オゾン全量に関しては、マックラーチ

の $8.63 \times 10^{18} \text{cm}^{-2}$ に対して、輸送機構では1.18倍の大きさであり、偶然ではあるがこの輸送機構のオゾン全量はチャップマン機構の値に一致している。

#### 4. 紫外部日射量

得られたオゾン濃度分布を用いて紫外部における日射量（紫外線量）を求めてみる。日射量の算出についてはすでに報告済みの方法<sup>2,4)</sup>を用いるが、既報の方法では考慮されていない天頂角と太陽～地球間の距離の補正に関しては別報<sup>3)</sup>の結果を利用する。試算する波長は、オゾン層破壊による生体への影響がもっとも大きいUV-B領域の中心付近ということで301nmとする。この波長におけるオゾンの吸収断面積 $\sigma$ は $3.643 \times 10^{-23} \text{m}^2$ であり<sup>16)</sup>、大気上端日射量 $I_0$ は $5.318 \times 10^{-1} \text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ である<sup>17)</sup>。ただし、8月20日には太陽～地球間距離補正係数 $(d_0/d)^2$ が0.9768となるので、実際の大気上端日射量は $5.195 \times 10^{-1} \text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ となる。また、東京の8月20日15時の天頂角 $\theta$ の値は46.7度である。紫外線はオゾンによる吸収以外に散乱によっても減衰するが、ここではオゾン濃度の影響に焦点をあわせるという意味で、オゾンの吸収のみを扱う。

オゾン濃度分布がより実測値に近い輸送機構の場合の試算結果を、マックラーチの結果と比較して図5に示す。両者は非常に似た曲線を描いて変化しており、301nmの日射量はオゾン濃度が大きい高度40kmから20kmにかけて、急激に減衰しながら地表へ向かっている。マックラーチでは地表日射量の値は $5.32 \times 10^{-3} \text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ であり、大気上端の100分の1程度まで減衰している。この図では地表近くでの2つの曲線の差は分からないが、輸送機構の場合にはオゾン全量の大きいことを反映して地表の日射量はさらに小さく、 $2.38 \times 10^{-3} \text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ となっている。両者のオゾン全量が1.18倍異なることを考慮すると、18%のオゾン濃度の減少により301nmの紫外線量は2.2倍も増加することになる。

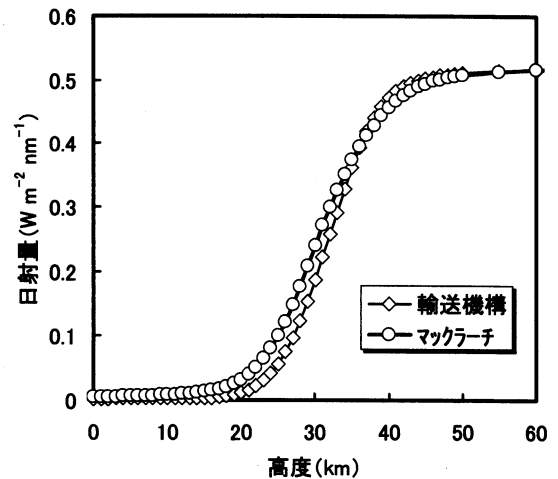


図5 紫外部日射量：波長301nm（輸送機構：東京・8月20日・15時、マックラーチ：夏季中緯度）

#### 5. 考察

##### 5.1 オゾン層の存在について

便利さと有用さにより大量に使われてきた人工的物質・フロンがオゾン層を破壊し、それにより有害な紫外線量が増加する恐れのあることが指摘されてから30年近い年月が経過している<sup>18)</sup>。確かにオゾン層の破壊は生物の生存自身を脅かす重大な地球環境問題であり、モントリオール議定書により先進国においてはすでに特定フロンの全廃や代替フロンの段階的廃止が実行に移されている<sup>19)</sup>。

これとは別に大気環境情報教育という視点からも、オゾン層の存在は興味がある。オゾンは高度20～25km程度の成層圏内でその濃度が最大となり、この高度領域周辺がオゾン層と呼ばれている。今回のシミュレーションの結果から明らかになっているように、この領域では単に大気中におけるオゾンの混合比（組成）が大きいということではなく、数密度自身がどの高度よりも大きくなっている。このような濃度分布が何を意味するかを教育することは、大気環境問題の理解を深める上で重要である。図6に示すように、酸素や二酸化炭素などの通常の大気成分は、地表で最も濃

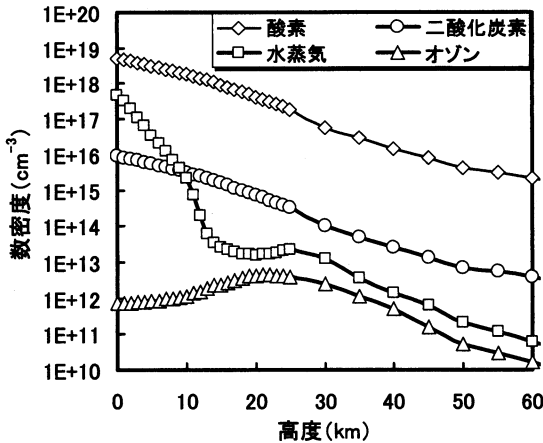


図6 大気成分の濃度：高度による変化（マックラーチ・夏季中緯度モデル<sup>7)</sup>をもとに作成）

度（数密度）が大きく高度の増加と共に単調に減少しており，対数目盛で表示すると高度に対してほぼ直線的に減少している。一方，オゾンなどの一部の例外的成分はこのような単調な挙動を示さないで，オゾンの場合は地表よりも成層圏の方が6倍程度大きな濃度となっている。図には示していないが，超微量成分であるキセノンなどでも酸素と同様の高度分布を有しており，存在量の大小と濃度分布の形状とは関係がない。

酸素などの通常の大気成分は地表（海水面を含む）にその発生源があり，大気圏に入り込んでいく。酸素でいえば光合成による発生であり，地球の重力の影響により地表でもっとも濃度が大きく，上空に行くにつれて単調に薄くなっていく。なお，水蒸気については地表に発生源はあるものの，飽和蒸気圧の関係で，図6に示すように対流圏から成層圏にかけてやや湾曲した曲線を描いて減少している。一方，オゾンはチャップマン機構で端的に示されるように，その発生源は地表にはなく，酸素と紫外線が関与する光化学反応により生成する。酸素の濃度は当然地表に近い方が圧倒的に大きい，その解離に必要な紫外線量は上空の方が圧倒的に多い。その結果として，両者ともにある程度以上存在する中間高度の成層圏下部にオゾン層が生成することになる。シミュレーションを行なうことにより，このようなオゾン濃度分

布を有することの本質的意味を把握できると共に，定量的にも妥当な考え方であることが理解できよう。同時に，本来存在しないはずの対流圏にもオゾンが存在するのは，主として成層圏で生成したオゾンが輸送される結果であり，大気における微量成分の垂直拡散が濃度分布に大きな影響を与えていることも理解できる。

## 5.2 本法における問題点

以上，オゾン濃度の高度分布は基本的にはチャップマン機構で説明可能であり，下部成層圏以下でみられる実測値との大きな不一致は，成層圏で生成したオゾンが渦拡散により地表方向へ輸送されることを考慮すると解消することがわかった。したがって，今回提案した比較的単純なシミュレーション法は，オゾン濃度の分布に関する本質的理解を得るための有用な道具であり，オゾン層破壊問題を中心とする大気環境問題の教育面に活用可能である。ただ検討すべき事項も残されているので，いくつかの問題点について触れておく。

チャップマン機構に基づいてオゾン濃度を求めた際に，酸素とオゾンの光解離反応に必要な紫外線量が日時によって変化することを指摘し，本報告では夏季の東京の場合8月20日15時に相当する紫外線量のもとでの試算を行なった。この日時を選択したのは，結果的に実測値（マックラーチモデル）にある程度近い濃度分布が得られたからであり，同じ8月20日でも時刻が異なればオゾン濃度に大きな変化が生じることは，図1に示したとおりである。この問題はオゾンの時定数（寿命）をもとに検討すべき事項であり，教育的には時定数の意味や算出法についての知識習得の機会となる。オゾンの場合，時定数の値は高度によって大きく変化することが知られており，高度20，30，40kmでそれぞれ年，月，日程度の大きさをもつとされている<sup>8,10,14</sup>。したがって高度40km以上では実際に時刻によるオゾン濃度の変化が観測可能であるが，それより下層では夜間になっても濃度は事実上日中と変わらない<sup>10</sup>。もっとも重要なオゾン層付近では季節を単位としての変動を考えれ

ば十分といえよう。この場合、どの時点の紫外線量を用いてオゾン濃度を算出するかに任意性があり、本報で選択した月日・時刻が妥当かどうか問題が残されているといえよう。

図2に示したチャップマン機構の結果によると、オゾン濃度はケニア（北緯0度）、東京（北緯36度）、グリーンランド（北緯80度）の順に小さくなっており、得られたオゾン全量は各々1.40, 1.01,  $0.01 \times 10^{19} \text{cm}^{-2}$ である。これらのオゾン全量の値は、よく用いられるドブソン単位(DU)に換算すると、各々519, 375, 5 DUとなる。また東京の冬のオゾン全量は58DUに相当し、夏の6分の1程度まで減少している。これらの結果は一見妥当であるように思われる。なぜならオゾンの生成には紫外線が必要であり、当然ここに得られた順序で紫外線量は増減するからである。事実はどうであろうか。残念ながら実際にはチャップマン機構で得られた結果とはまったく異なっており、大まかに言えば低緯度よりは高緯度の方が、また夏よりは冬の方がオゾン全量は大きい<sup>20-23)</sup>。経度方向の変化もあるが緯度方向の変化に比べれば小さいので、経度方向に平均化した各緯度における8月のオゾン全量をもとみると、北緯0, 36, 80度では各々270, 310, 320DUである<sup>10, 21)</sup>。また、東京に近いつくばの2月と8月のオゾン全量は、各々340と290DUである<sup>22)</sup>。このようにチャップマン機構と実際との間に違いが生じるのは、光化学反応で生成したオゾンが垂直方向だけではなく、低緯度地方から高緯度地方へも同時に輸送されるためである。この輸送は、大気の大規模な流れであるブリュワー・ドブソン循環に乗って主に行なわれており、熱帯地方から高緯度地方に運ばれながら下降する大気は、下降するにつれ圧縮されるのでオゾン濃度が非常に大きくなること<sup>23)</sup>。

大気環境問題をシミュレーションするモデルには、1次元から3次元までのモデルがある。本報告では垂直方向のみの変化を扱う1次元モデルを採用している。このモデルは、比較的単純であるにもかかわらず高度方向の変化をかなりよく再現できており、教育的視点からは一応の目的を果た

している。ただ輸送を垂直方向のみで考えるので、上で指摘した季節変化や緯度変化を適切に表現できない欠点があり、さらに高度な研究者レベルでの目的を果たすために、垂直方向以外に緯度方向、経度方向の変化も含めた3次元モデルが必要である。ただしこれには膨大な計算時間を必要とし開発は十分に進んでいない<sup>11, 14)</sup>。実用的には緯度変化などある程度再現できる2次元モデルが有効であり、子午面内の垂直方向と南北方向のオゾンの分布を、経度方向に平均された量として計算するなどの工夫が行なわれている<sup>11, 14)</sup>。

## 6. おわりに

オゾンの濃度に関しては、もっぱらオゾン層におけるその減少が問題となっているが、一方対流圏では逆にオゾン濃度の増加が指摘されており、これによる地球温暖化の促進と大気汚染物質の増加が心配されている<sup>5, 6)</sup>。これら対流圏におけるオゾン濃度の増加は、輸送以外に対流圏内で別途オゾンの生成・消滅反応が独自に起きていることを意味している<sup>8, 24)</sup>。この反応には人間活動によって大気中へ放出される汚染物質が関与しており、対流圏内のオゾン濃度は、この独自の生成・消滅機構による影響を受けることになる。

また、チャップマン機構で求めたオゾン濃度は、成層圏では一般に実測値より大きな値を示す。これは、反応(4)で示されるようにチャップマン機構ではオゾンの消滅に酸素のみが関与としているが、実際には他の微量物質もオゾンの消滅をひき起こすからである。フロンではオゾンを消滅させるのは塩素Clであり、自然界でもヒドロキシルOHや一酸化窒素NOなどの微量成分がオゾンを破壊することが知られている<sup>24, 25)</sup>。

オゾン濃度の垂直分布を求める場合、今回のシミュレーション法にこれら2つの要素をさらに加味することにより、現実の環境問題に直結したオゾン濃度の増減を定量的に算出可能となろう。

## 参考文献

- 1) 伊藤朋恭, 1999年, 科学にうとい女子学生を減らすための実践的教育法—表計算ソフトの活用について, *社会情報学研究*, 8, 127-137.
- 2) 伊藤朋恭, 2000年, シミュレーション的手法による地球環境情報の把握—日射量を題材として, *社会情報学研究*, 9, 45-61.
- 3) 伊藤朋恭, 2001年, シミュレーション的手法による大気環境情報教育—二酸化炭素の海洋への取込み, *社会情報学研究*, 10, 51-63.
- 4) 伊藤朋恭, 河西智子, 田口佳苗, 2002年, 日射量シミュレーション用ソフトの作成と大気環境情報教育, *社会情報学研究*, 11, 13-26.
- 5) 気象庁編, 2001年, 気候変動監視レポート2000, 財務省印刷局.
- 6) 安成哲三ほか編, 1999年, 大気環境の変化, 岩波書店.
- 7) 茅陽一編, 1993年, 地球環境工学ハンドブック, オーム社 (原報: R. A. McClatchey *et al.*, 1972).
- 8) 近藤豊訳, 2002年, 大気化学入門, 東京大学出版会 (原著: D. J. Jacob, 1999).
- 9) 岩田元彦ほか訳, 2000年, 地球環境の化学, 学会出版センター (原著: T. G. Spiro *et al.*, 1996).
- 10) 松野太郎ほか, 1981年, 成層圏と中間圏の大気, 東京大学出版会.
- 11) 島崎達夫, 1989年, 成層圏オゾン (第2版), 東京大学出版会.
- 12) T. Shimazaki, 1984, The photochemical time constants of minor constituents and their families in the middle atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 146, 173-191.
- 13) 別途報告予定.
- 14) 横山長之編, 1991年, 地球環境シミュレーション, 白亜書房.
- 15) 木田秀次, 1983年, 高層の大気—運動と組成の立体構造をみる—, 東京堂出版.
- 16) L. T. Molina *et al.*, 1986, Absorption cross sections of ozone in the 185- to 350-nm wavelength range, *J. Geophys. Res.*, 91, 14501-14508.
- 17) D. R. Lide Ed., 1994, CRC handbook of chemistry and physics (75th Ed.), CRC Press (原報: M. P. Thekaekara, 1974).
- 18) M. J. Molina *et al.*, 1974, Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom-catalyzed destruction of ozone, *Natur*, 249, 810-812.
- 19) 不破敬一郎ほか編, 2002年, 地球環境ハンドブック (第2版), 朝倉書店.
- 20) A. Dessler, 2000, The chemistry and physics of stratospheric ozone, Academic Press.
- 21) 朝倉正ほか編, 1995年, 新版気象ハンドブック, 朝倉書店.
- 22) 内野修, 2001年, 気象情報で読む地球の大気環境, オーム社.
- 23) 関口理郎, 2001年, 成層圏オゾンが生物を守る, 成山堂書店.
- 24) 日本化学会編, 1990年, 大気の化学, 学会出版センター.
- 25) 真木太一, 2000年, 大気環境学—地球の気象環境と生物環境—, 朝倉書店.

## Education on Atmospheric Environmental Information by Simulation Procedure : Calculation for Concentration Distribution of Ozone

TOMOYASU ITO, NORIKO SUZUKI and MARIKO ICHIKURA

*School of Social Information Studies, Otsuma Women's University*

### Abstract

Computer simulation is effective as a technique in treating atmospheric environmental problems at the place of information education, and the procedure calculating concentration distribution of ozone in altitude has been proposed as one of its applications. By assuming for the summer of Tokyo (15 o'clock on August 20th) that the production and disappearance of ozone by photochemical reaction (Chapman mechanism) is operative at the altitude above 30km whereas only transportation of ozone by eddy diffusion occurs below 30km, the simulation has been able to reproduce the actual concentration distributions including existence of an ozone layer.

The concentration of ozone is an important environmental element in connection with, *e.g.*, the amount of ultraviolet rays and global warming, and students can understand through such simulation what is controlling the concentration distribution of ozone in altitude in arbitrary area, season and time. However, the proposed procedure is difficult to evaluate quantitative changes in area and season since it is one-dimensional model reflecting only changes in altitude.

### Key Words (キーワード)

Ozone (オゾン), Stratosphere (成層圏), Concentration distribution (濃度分布), Simulation (シミュレーション), Chapman mechanism (チャップマン機構), Transportation mechanism (輸送機構), Atmospheric environment (大気環境), Education in environmental information (環境情報教育)