

## 第1部 天気の要素

---

天気とは、人間の生活に影響する大気の状態のことである。天気は、気圧、気温、湿度、風、雲、降水、視程など、さまざまな要素で表される。この天気の要素が、互いに作用しあって、複雑な天気変化が起こる。第1部では、天気の要素の性質と、天気の要素どうしの関係について説明する。

第1章では、大気の成分や、温度・気圧・密度の物理的な性質から、全体像としての大気の状態を述べる。第2章では、大気の運動に注目して、気圧と風の性質と、これらのあいだの関係について述べる。第3章では、大気の運動を引き起こす源になる放射と、これによって生じる熱について説明する。

水蒸気は、大気の中で気体・液体・固体に形を変えて、天気変化に非常に大切な役目をしている。第4章では、水蒸気とこれに関連する天気の要素について述べる。大気の状態を知るために、いろいろな天気の要素の観測が行われている。第5章では、天気を理解するうえに必要な気象観測について述べる。

---

## 第1章 大気圏の構造

### 1.1 大気の成分

地球を取り巻いている気体を、ひとまとめにして、大気という。大気が存在する範囲は大気圏または気圏と呼ぶ。このうち、地表付近の大気は空気とも呼び、表 1.1 には主たる成分と体積による存在比率が示されている。ただし、後で述べる理由により水蒸気は含めていない。表の存在比率は、地球上の場所や時間によって、ほとんど変化しない。また、その量は、高さとともに少なくなるが、存在比率は、約 80 km の高さまで、地表のものと同じである。地表 80 km を超えるあたりから、大気分子は太陽放射線の作用によって原子に分離し始める。上空に行くほど分子から原子になる割合が多くなり、また、ヘリウムなどの軽い分子が多くなる。この結果、80 km より上空での大気成分は表 1.1 に示すものとは異なり、170 km までは酸素原子 (O) が次第に多くなり、300 km を越えると主成分になる。また、1000 km 以上ではヘリウム (He) が主成分になる。このため 80 km より下の大気圏は均質圏、それより上は非均質圏とも呼ばれる。

表 1.1 で、二酸化炭素が空気全体に占める割合は、0.04% にすぎない。その割合は非常に小さいが、二酸化炭素には熱を吸収する性質があるため、大気の温度分布に関して大切な役割をしている。二酸化炭素は、人間が石炭や石油を燃やすようになってから、地球の大気に含まれる全体量が徐々に増加している。このため、二酸化炭素は可変ガスとも呼ばれ、地球温暖化の原因として注

表 1.1 地表付近の乾燥空気の成分

成分	分子式	分子量	体積存在比率(%)
窒素	N <sub>2</sub>	28.01	78.09
酸素	O <sub>2</sub>	32.00	20.95
アルゴン	Ar	39.94	0.93
二酸化炭素	CO <sub>2</sub>	44.01	0.04
そのほかの微量気体	-	-	0.01
乾燥空気	-	28.97	100 (*)

(\*) 比を表す数字を四捨五入して示してあるため足し算の結果は 100 にはならない。

目されている（第3.11節）。これに対して濃度が時間や場所でほとんど変化しない窒素や酸素やアルゴンを永久ガスと呼ぶ。

表1.1において、そのほかの微量気体としてまとめられているものに、ネオン (Ne, 原子量 20.18), メタン ( $\text{CH}_4$ , 分子量 16.05), ヘリウム (He, 原子量 4.00), オゾン ( $\text{O}_3$ , 分子量 48.0) などがある。このうち、オゾンは太陽放射線的作用によって、空気中の酸素分子から生じる分子である。図1.1に示すように、大部分が10~50 kmの高さで発生し、緯度や季節によって、その量が増えるので、可変ガスの一つである。地球の大気全体から見ると、オゾンの存在量は二酸化炭素の約1/20000である。しかし、二酸化炭素と同じように、熱を吸収する性質があるため、成層圏の温度分布に大切な役割をしている。また、太陽放射線のうち紫外線を吸収し、地上の生物にとって有害な波長領域の紫外線を遮る役割もしている。（第1.2節、第3.6節）

大気は、空気と水蒸気およびそのほかの微粒子が混ざりあったものである。大気の成分のうち、水蒸気 ( $\text{H}_2\text{O}$ , 分子量 18.02) は、表1.1に示した空気成分と同じように気体であるが、気体の中では特別に扱う。なぜなら、気体の水

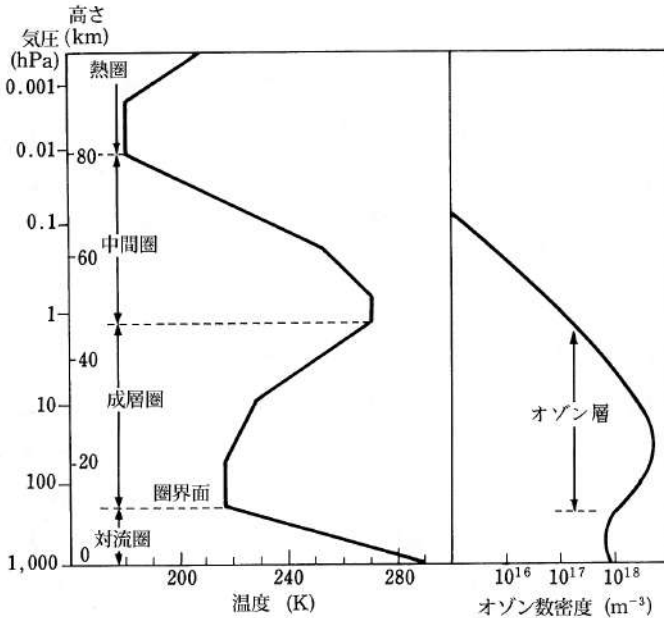


図1.1 気温(左)とオゾン数密度(右)の高さ分布と大気層の区分

蒸気は、天気の要素の一つであり、液体や固体に変化して水や氷となり、雲・雨・雪のような天気の要素に変わるためである。また、大気中に含まれる水蒸気の割合が場所や時間で大きく変化することや、大気中に含まれる水蒸気の割合で大気の物理的な性質が異なることも、特別に扱う理由である。

表 1.1 の空気は、水蒸気が含まれないため、乾燥空気と呼ぶ。これに対して、表 1.1 の成分に水蒸気を加えたものを空気と呼ぶこともある。この場合、正しくは、湿潤空気という。湿潤空気を含むことができる水蒸気量は、温度に依存して、乾燥空気の約 4% 程度までである。水蒸気は乾燥空気（平均分子量、28.97）より軽い気体であるが、主に海面や地面から蒸発によって発生し、上空では気温の低下で凝結して液体と固体に変わるので、その量は高さとともに急激に減少する。

大気中には、液体や固体の多数の微粒子が浮かんでいる。この微粒子はエアロゾルと呼ぶ（第 4.4 節）。大気は、地球を取り巻く気体であるとしながら、微粒子とはいえ、エアロゾルを大気の成分として扱う。これは、水蒸気が凝結して雲や霧が生じる場合や、太陽放射が空気中で散乱する場合など、エアロゾルは大気現象に深くかかわっているためである（第 3.5 節、第 4.4 節）。

## 1.2 大気成分の地球史的变化

太陽系の 8 つの惑星は、主に太陽からの距離、惑星の半径や構成物質（密度）などで地球型惑星（水星、金星、地球、火星）と木星型惑星（木星、土星、天王星、海王星）に分類されている。地球型惑星は、大きさや密度などがほぼ同じであり、同じ過程で太陽系の惑星になったと考えられている。約 46 億年前に、地球が太陽系の 1 惑星として生まれたとき、地球の大気成分は、同じ地球型惑星の金星や火星の大気とよく似ていたが、46 億年の地球の歴史の中で、表 1.1 に示された空気成分の割合へと、次のようなしくみで大きく変化したと考えられている。なお、水星では、現在、大気は観測されていない。

地球型惑星の初期の大気は、太陽の主成分である水素やヘリウムでおおわれていて、原始大気と呼ばれる。この原始大気は、太陽から吹き出す太陽風と呼ばれる微粒子の流れで吹き飛ばされ、その後、惑星の固体内部から火山噴火などで出てきたガス成分（二次大気、脱ガスという）が大気成分になった。二次大気のもとになる火山の噴出ガスは、水蒸気、二酸化炭素、窒素などの気体成分で占められ、酸素はほとんど含まれない。二次大気は、その後それぞれの惑星で、以下のように変化した。

金星の場合、太陽に近いと惑星表面の温度が高く、水は液体や固体として

存在できなかった。さらに気体の水蒸気は太陽放射線により光解離して水素と酸素原子になり、軽い水素原子は宇宙空間に飛び出し、酸素原子は金星の岩石の酸化に使われ、金星には海が生じなかった。一方、火星の場合には、惑星表面の温度が低く、水は液体で存在できず、海が生じなかった。金星や火星の現在の大気主成分は二酸化炭素と窒素であり、これらの成分だけでそれぞれの大気のほぼ100%から98%が占められている。金星や火星は、誕生した後の二次大気成分のまま、現在まで変化しなかった。

地球の場合、二次大気は金星・火星と同じく、最初は、水蒸気、二酸化炭素、窒素で占められていたが、誕生後に地球が冷えていく過程で、水蒸気が雨となり地球表面の低いところにたまって海が生じた。この海が存在によって、その後の地球大気の成分は変化した。すなわち、地球に生じた海に大気中の微量成分であった硫黄や塩素化合物が溶け込み、海は酸性に変わった。ところが、多量の降水により、陸上からカルシウム、ナトリウムなどの金属イオンが海に流れ込み、酸性の海が中和された。中性の海には、大気中の二酸化炭素が溶け込み、海水中のカルシウムと化学反応して炭酸カルシウムができ、石灰岩として固体地球の一部になった。このようにして、地球の二次大気に多量に含まれていた二酸化炭素は、大気から除かれた。

その後、地球には海洋中に生命が誕生し、この生命が進化して光合成作用を行う生物になった。光合成作用は、太陽放射線の中の可視光線を吸収して、水と二酸化炭素から有機物をつくる化学反応である。この結果、さらに二酸化炭素が海洋や大気から除かれ、地球大気では、二酸化炭素は現在の0.04%程度までに減少し、窒素が最大の存在比率（容積比78%）になった。

光合成作用で生じた酸素は、海や大気に放出され、光合成作用をする生物が陸上へ進出するようになると、光合成作用がさらに活発となり、現在の大気中で第2の存在比率（21%）まで増加した。酸素が増加する過程で、太陽放射線と酸素から上空にオゾン層ができたと考えられている（第1.4節）。オゾン層ができたことで、陸上生物にとって有害な波長帯の紫外線が地上に届かなくなり、陸上生物の繁栄をもたらした。

### 1.3 大気圏の温度分布

気体の物理的な性質は温度、圧力、密度によって決まる。大気の場合、温度は気温といい、圧力は気圧という。気温  $T$  は、ふつう摂氏（せし、 $^{\circ}\text{C}$ ）の単位で表すが、気体の物理的な性質を式で表す場合には、絶対温度（ケルビン、 $\text{K}$ ）の単位を用いることが多い。これらの単位のあいだには

$$T(\text{K}) = 273.15 + T(^{\circ}\text{C})$$

の関係がある。

地上より高いところの気温は、気球やロケットで測られる。気温やそのほか大気の物理量が高さとともに変化する様子が表 1.2 に示してある。これは、標準大気について示したものである。標準大気とは、実際の大気の平均状態を表す基準の大気のことである。この表で気圧、密度、数密度の値は、高度によって大きく変化するので、表の一部に指数表現<sup>注)</sup>が用いられている。このうち、高度 100 km までの気温とオゾン数密度変化を図 1.1 に、高度 1000 km までの数密度変化を図 1.2 に示す。

大気圏の構造は気温によって特徴づけられ、気温が極大や極小になる高さを境に、いくつかの層に分けられる。下から対流圏、成層圏、中間圏、熱圏と呼び、次に述べる特徴がある。

- (1) 対流圏……地表から高さ約 10 km までの範囲をいい、気温は 1 km につき約 6.5℃ の割合で、上空にいくほど低くなっている。この範囲では、大気を上下によくかき混ぜる対流現象（第 4.11 節）が活発に生じることから、対流圏という名前がついている。対流圏では水蒸気の含まれている割合が大きい。雲や雨あるいは前線や低気圧といった天気現象はこの範囲で起こる。次章からは、主に対流圏で起こる現象について述べる。対流圏の上端は対流圏界面という。単に圏界面ともいう。圏界面の高さは緯度で異なり、赤道に近いほど高く、同じ緯度でも季節によって変化する。
- (2) 成層圏……対流圏の上にあって、高さが約 50 km までの範囲である。約 20 km の高さまでは気温が一定で、これより上にいくほど気温が高くなり、約 50 km のところで最大になる。このような温度分布では、大気は上下に混ざりにくく、安定した成層状態（第 4.10 節）なので、成層圏と呼ばれている。このため、対流圏の運動は、圏界面より上には行きにくい。しかしながら、実際には、成層圏には南北両半球にわたるブリューワー・ドブソン循環と呼ばれる大規模な大気の運動や、赤道付近上空の下部成層圏の東西風が約 26 か月周期で変化する準 2 年周期変動と呼ばれる現象や、北半球の冬の極域で下部成層圏の気温が数日間に 30 度前後も上昇する突然昇温と呼ばれ

注) 指数表現

0 でないある数  $a$  の掛け算や割り算を整数回した場合に、 $a$  の右肩に回数  $n$  を掛け算の場合は正の値で、割り算の場合は負の値で表し、 $a^n$  を「 $a$  の  $n$  乗」という。このとき  $a$  を底、 $n$  を指数と呼ぶ。この指数の表現を用いると、大きな数や小さな数を表したり、計算するときに便利である。1 の次に 0 が  $n$  個続く数は  $10^n$  であり、0 と 1 の間に 0 が  $n$  個続く数は  $10^{-(n+1)} = 1/10^{(n+1)}$  である。この表記を使って、一般的に数値を 1 位で始まる数値と  $10^n$  の積で表すことができる。

表 1.2 米国標準大気 (1976) の気温・気圧・密度・数密度の高さ分布

高度 (km)	気温 (K)	気圧 (hPa)	密度 (kg/m <sup>3</sup> )	数密度 (個/m <sup>3</sup> )
0	288	1013	1.225	$2.55 \times 10^{25}$
1	282	899	1.112	$2.31 \times 10^{25}$
2	275	795	1.007	$2.09 \times 10^{25}$
3	269	701	0.909	$1.89 \times 10^{25}$
4	262	617	0.819	$1.70 \times 10^{25}$
5	256	541	0.736	$1.53 \times 10^{25}$
6	249	472	0.660	$1.37 \times 10^{25}$
7	243	411	0.590	$1.23 \times 10^{25}$
8	236	357	0.526	$1.09 \times 10^{25}$
9	230	308	0.467	$9.71 \times 10^{24}$
10	223	265	0.414	$8.60 \times 10^{24}$
15	217	121	0.195	$4.05 \times 10^{24}$
20	217	55.3	0.0889	$1.85 \times 10^{24}$
25	222	25.5	0.0401	$8.33 \times 10^{23}$
30	227	12.0	0.0184	$3.83 \times 10^{23}$
35	237	5.75	0.00846	$1.76 \times 10^{23}$
40	250	2.87	0.00400	$8.31 \times 10^{22}$
45	264	1.49	0.00200	$4.09 \times 10^{22}$
50	271	0.798	0.00103	$2.14 \times 10^{22}$
60	247	0.220	$3.10 \times 10^{-4}$	$6.44 \times 10^{21}$
70	220	0.0522	$8.28 \times 10^{-5}$	$1.72 \times 10^{21}$
80	199	0.0105	$1.85 \times 10^{-5}$	$3.84 \times 10^{20}$
90	187	0.00184	$3.42 \times 10^{-6}$	$7.12 \times 10^{19}$
100	195	$3.20 \times 10^{-4}$	$5.60 \times 10^{-7}$	$1.19 \times 10^{19}$
120	360	$2.54 \times 10^{-5}$	$2.22 \times 10^{-8}$	$5.11 \times 10^{17}$
150	634	$4.54 \times 10^{-6}$	$2.08 \times 10^{-9}$	$5.19 \times 10^{16}$
200	855	$8.47 \times 10^{-7}$	$2.54 \times 10^{-10}$	$7.18 \times 10^{15}$
300	976	$8.77 \times 10^{-8}$	$1.92 \times 10^{-11}$	$6.51 \times 10^{14}$
400	996	$1.45 \times 10^{-8}$	$2.80 \times 10^{-12}$	$1.06 \times 10^{14}$
600	1000	$8.21 \times 10^{-10}$	$1.14 \times 10^{-13}$	$5.95 \times 10^{12}$
1000	1000	$7.51 \times 10^{-11}$	$3.56 \times 10^{-15}$	$5.44 \times 10^{11}$

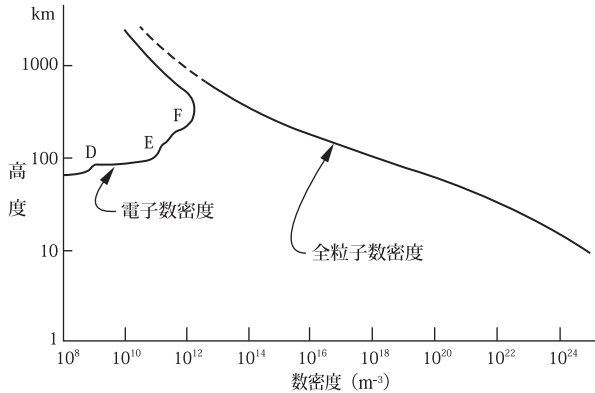


図 1.2 全粒子数密度と電子数密度の高さ分布 (ウォーレスとホップス, 1977)

る現象が生じている。これらの現象の詳細は専門書にゆずる。

- (3) 中間圏……成層圏との境界面(成層圏界面という。高度約 50 km)から約 80 km の高さまでの範囲である。ここでは成層圏から遠ざかるにつれて気温が下がっている。ロケットによる観測が行われるようになって、中間圏の状態がよくわかるようになった。早くから観測された成層圏と熱圏の中間に存在するところから、中間圏と呼ばれる。気温は、中間圏の上端(中間圏界面)で最低になり、約 190 K である。
- (4) 熱圏……中間圏より上の範囲をいい、はっきりした上限はない。この部分は上にいくほど高温になっていて、高さ約 400 km で約 1000 K である。気温が非常に高いことから、熱圏と呼ぶ。しかし、熱圏での熱量は、地表付近の熱量よりずっと小さい。これは、熱圏の大気は、密度が小さいので、熱容量も小さいからである。

熱圏は、大気成分からは非均質圏とも呼ばれる範囲であり、分子が原子に分離し、さらに原子がイオンや電子に電離している。このため、電離圏ともいい、電気伝導度が大きい状態にある。図 1.2 に電子数密度の高さ分布が描かれているが、電離が特に集中している層がいくつかあり、下から D 層、E 層、F 層と呼ばれている。これらの電離層には、地上から発射された電波を反射する性質がある。球面の地球上で電波が遠くまで伝わるのは、電気伝導度の大きい電離層と地面との間で反射を繰り返すためである。

#### 1.4 オゾン層

成層圏は、オゾンの大部分が生じる層であり、オゾン層ともいう。図 1.1 の



右側に示されたオゾンの数密度分布は、約 25 km の高さに極大値がある。まず、酸素分子 ( $O_2$ ) が太陽放射線のうち波長が 0.24 マイクロメートル以下の紫外線を吸収し、二つの酸素原子 ( $O$ ) に分裂する化学反応が生じる。これを光解離という。この酸素原子と酸素分子が結合してオゾン ( $O_3$ ) ができる。この結合反応には触媒としての分子が必要で、大気中では窒素分子や酸素分子がその役割をする。なお、波長の単位のマイクロメートルは、 $10^{-6}m$  のことで、 $\mu m$  と略記し、ミクロンとも呼ぶ。

このようにオゾンが生成される一方、オゾンは  $0.3 \mu m$  以下の波長の紫外線を吸収し、酸素分子と酸素原子に解離して、オゾンが消滅する反応も存在する。この消滅反応にも触媒としての原子・分子（一酸化窒素 NO、一酸化水素 HO、塩素 Cl など）が必要である。オゾンが生成される反応と消滅する反応は、酸素分子とオゾン分子の濃度と紫外線の強さに比例するので、反応は平衡状態となり、一定量のオゾンの存在する層ができる。

これらの光解離反応で、オゾン層が吸収した太陽紫外線は、熱となり大気を暖める。このため気温はオゾン層の上部で極大になっている。しかし、図 1.1 で気温とオゾン量が極大になる高さは一致しない。これは、大気の密度が上にいくほど小さくなるためである。密度が小さいほど、大気の熱容量は小さく、少しの熱量でも気温が上がりやすい。この理由から、気温が極大になる高さは、オゾン量が極大になる高さより上になる。

図 1.1 と表 1.2 から、高度約 25 km に存在するオゾンと大気分子の数密度の比は  $10^{-8}$  程度であり、地球全体のオゾン量と大気との重量比からみても  $10^{-6}$  程度である。この微量なオゾンが、地表付近の生物にとって有害な太陽紫外線を吸収し、生物を紫外線の危険から守っている。

図 1.1 のオゾン量分布は標準大気のものであって、緯度や季節によって分布は大きく違っている。オゾンは太陽放射の紫外線によって生成されるので、一見、太陽放射の多い低緯度で極大になると推測される（第 3.4 節）。しかし、観測されるオゾン量は、北極や南極に近いところで多い。この様子は図 1.3 に示したオゾン全量の緯度・経度分布に見られる。なお、オゾン全量とは、地表から上の空気柱全体に含まれるオゾンの総量のことをいう。オゾン量の緯度分布は、成層圏に赤道上空から極地方に向かうブリューワー・ドブソン循環と呼ばれる大気の流れがあり、太陽放射の多い低緯度の成層圏でつくられたオゾンが、この流れによって極地方に運ばれるためと説明されている。図は示さないが、季節変化を見ると極大値は、極の夏の季節ではなく春の季節（北半球では 3 月、南半球では 10 月）に現れている。

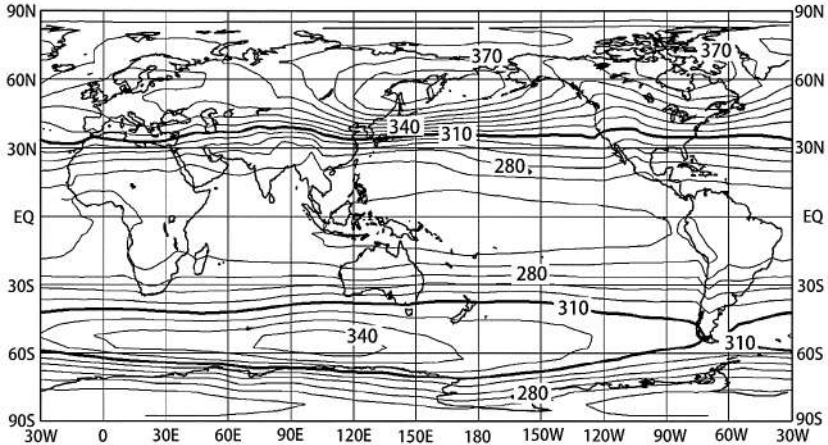


図 1.3 年平均オゾン全量値の全球分布  
(1979~1992 年平均値, 単位 atm-cm) (気象庁)

ところが、1970 年代の後半から、南極付近の春に、南極を囲んでオゾン全量の小さい領域が円状に現れ、それが年々拡大していることが明らかになった。この現象は、南極を取り巻くオゾンの少ない領域が穴のように見えることから、オゾンホールと呼ばれている。図 1.3 はまだオゾンホールが小さな期間の分布を示しているが、すでに南極周辺のオゾン全量に、この現象が現れている。図 1.4 には、南極の昭和基地で、2010 年 10 月に観測したオゾン量の鉛直分布を、オゾン分圧で示す（分圧については第 1.5 節参照）。オゾンホールが発見される前の分布（図の破線）と比べて、近年の分布（実線）では、明らかにオゾンの極大層が見られなくなっている。

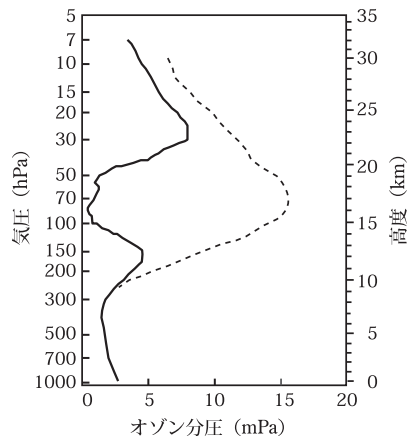


図 1.4 南極昭和基地のオゾン分圧の高度分布 (気象庁)

実線：2010 年 10 月の月平均値

破線：オゾンホールが明瞭に現れる以前の 1968 ~ 1980 年の 10 月平均値

さまざまな研究の結果、オゾンホールの主な原因は、工業生産された化学物質のクロロフルオロカーボン類（日本では通称フロンと呼ばれる）が大気

中に放出されたためと考えられている。このためフロン生産と放出を禁止する国際条約が結ばれ、増加傾向にあったフロン類の大気中濃度は近年ゆっくり減少に向かっている。しかしながら、南極地域のオゾン観測によれば、オゾンホール現象はまだ続いている。

## 1.5 気圧と密度

大気の圧力（すなわち気圧）は、大気中に単位面積を考えたとき、この面に働く力である。ふつう、ある高さの気圧は、面の向きにかかわらず面に垂直に働く力のみを考えればよく、単位面積に働く力はどのような面をとっても同じである。この性質を気圧の等方性と呼ぶ。この性質から、ある高さの気圧は、水平な単位面積の上で、鉛直方向にのびる空気柱の重さに等しい。上空に行くほど、単位面積の上にある空気量が少なくなるので、気圧は高さとともに小さくなる。

圧力を表す単位はパスカル（Pa）である。気象の分野では、ヘクトパスカル（hPa=100 Pa）を用いる。かつてはミリバール（mb）の単位が使われていたので、過去の天気図や資料では、mbの単位が用いられている。ただし、1 mbと1 hPaの気圧は等しいので、hPaとmbのどちらの単位を使っても数値は変わらない。

気体の密度は、単位体積あたりの気体の質量である。気体は、圧力がかかると圧縮される性質がある。圧縮されれば、体積が減って密度が大きくなる。この関係は、気圧を $p$ 、絶対温度で表した気温を $T$ 、密度を $\rho$ とすると

$$p = R\rho T$$

で表される。これを大気の状態方程式と呼ぶ。 $R$ は大気に特有な定数であり、気体定数と呼ばれる。

状態方程式は、三つの量のうち二つを測定すれば、残りの量が求められることを示す。ふつう、密度は測定しにくいので、気圧と気温を測定して、状態方程式から密度が求められる。上の式は密度を用いて表されているが、密度 $\rho$ は、比容 $\alpha$ （単位質量の気体の体積）とのあいだに、 $\alpha = 1/\rho$ の関係があるので、状態方程式は

$$p\alpha = RT$$

とも表される。

状態方程式は、理想気体について知られるボイル・シャルルの法則と同じである。乾燥空気の場合には、表1.1に示された混合気体であり、各成分気体は理想気体に近いので、それらの混合気体も理想気体と考えてよい。

ある体積の混合気体において、このうちの一つの成分だけでこの体積を占める場合の圧力を分圧という。混合気体成分のそれぞれの分圧を加えると混合気体全体の圧力になる。これをダルトンの分圧の法則という。この法則を用いて乾燥空気の平均分子量は、空気に含まれる各気体の体積存在比（表 1.1）から計算され、28.97 である。空気の平均分子量が窒素の分子量（28.01）に近いのは、窒素が体積比で約 78% を占めているためである。この平均分子量を持つ混合気体である空気の気体定数  $R$  は、 $p$  を Pa,  $T$  を K,  $\rho$  を  $\text{kgm}^{-3}$  で表すと、 $R=287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  の値になる。

表 1.2 は、標準大気の気圧、密度などが、高さとともに変化する様子を示している。気圧は、対流圏の下部では、高度が 1 km 増すごとに、ほぼ 100 hPa 減少している。また、密度は、成層圏の下部まで、高度が 6 km 高くなるごとに約半分になっている。高度が高くなるにつれて、気圧や密度はどこまでも小さくなり、大気の上限がはっきりしないまま宇宙空間につながっている。このため、大気圏の範囲を明確に示すことはできないが、大気の厚さの目安について次のことがいえる。

表 1.2 からわかるように、高さ 5.5 km の気圧は、地上のほぼ半分の約 500 hPa である。つまり、5.5 km の高さまでに、空気の質量の約半分が存在する（第 2.1 節）。また、30 km の高さでは約 10 hPa であり、50 km の高さでは約 1 hPa であるから、大気的全質量の約 99% が 30 km より下に、約 99.9% が 50 km より下にある。地球の半径が約 6400 km であることを考えると、大気的大部分は、地球表面のさわめて薄い層に閉じ込められている。