

【 地球大気の基本事項 】

1. 地球大気圏の構造とその分類

時間・空間共に平均的かつ大規模な構造は、密度成層しているので、水平方向にはほぼ一様。鉛直構造で分類する。

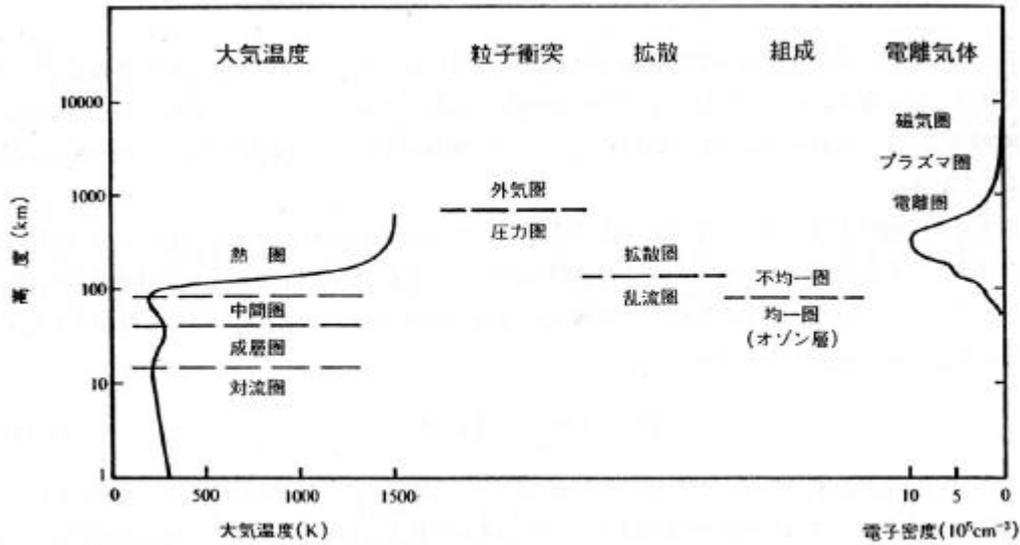


図 地球上層大気の諸特性に基づいた高度領域の分類と名称

[南極の科学 2、1983]

* 成層圏に大量のオゾンが存在するのが地球大気の特長点。 中層大気に加熱源が存在。

1.1 中性大気温度の鉛直分布による分類

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} [K \cdot km^{-1}] \quad \text{気温減率：Temperature lapse rate}$$

温度分布による大気の種類では、各領域は Γ の正負に従って順次定義されている。

a) 対流圏：Troposphere $\Gamma > 0$ 放射と対流

平均的に $\Gamma = 6.5$ の直線的な温度勾配を持ち、加熱源が下層に存在するため大気層は不安定になり対流が起こる。また、地表および海表面との相互作用が強い。赤道域が高温、極域が低温のほぼ一様な温度傾度が存在。この温度差は約 40 K。定性的には、夏半球と冬半球の差はない（赤道に対して対称）。

< 加熱 > 太陽放射のうち上層大気を透過してきた、波長 320nm 以上の可視光（350 ~ 750nm）および近赤外線^{*1} の、地表面と地表面付近の水蒸気（その他 NO_x、O₃）による吸収。上層では、対流による水蒸気の凝結で潜熱が放出。

< 冷却 > 対流による断熱膨張で、圧力の低い上層ほど大気は冷却される。

b) 対流圏界面：Tropopause 温度の極小

高度約 8 km（極域）～ 17km（赤道域）、平均約 14km。温度約 210K。

c) 成層圏：Stratosphere < 0 放射平衡

高度約 20 km までは はほぼゼロに近く、その後温度が上昇傾向になる。断熱変化を伴う大気の鉛直運動に対してきわめて安定で成層する。高度 20 ~ 60 km の領域では、夏極が高温、冬極が低温で、その差は約 50 K。

< 加熱 > 太陽紫外線：UV の O₃ ハートレー連続吸収：Hartley continuum (175 ~ 320nm)、および O₂ ヘルツベルグ連続吸収：Herzberg continuum (205 ~ 240nm)

< 冷却 > CO₂ の 15 μm、O₃ の 9.6 μm、水蒸気の 6.3 μm による赤外放射。

d) 成層圏界面：Stratopause 温度の極大

高度約 50km (夏半球) ~ 60km (冬半球)。温度約 270 ~ 300 K。

e) 中間圏：Mesosphere > 0 放射平衡

対流圏より温度勾配はゆるく (γ = 4)、かつ水蒸気の凝結がないので成層は比較的安定。ただし上層では乱流や大気の各種波動の影響が強い。また上層になるほど冬半球で高温、夏半球で低温。

< 加熱 > UV の O₂ シューマン・ルンゲ帯吸収：Schumann-Runge band (175 ~ 205nm)。大気潮汐波・内部重力波による下層からのエネルギー輸送。(O₃ Hartley continuum、CO₂ の 2.7 μm、4.3 μm における吸収)

< 冷却 > CO₂ の 15 μm 赤外放射。光化学反応に伴う放射損失 (大気光)。(O₃ の 9.6 μm、O の 63 μm 赤外放射)

f) 中間圏界面：Mesopause 温度の極小

平均高度約 87km (夏)、97km (冬)、季節によって高度がステップ的に変化する。春と秋には 87km と 97km の両方に温度の極小が現れる。温度は冬半球で高温 (約 200K)、夏半球で低温 (約 170K)。

g) 熱圏：Thermosphere < 0 放射と伝導

強い加熱源が上層にあり、高度とともに温度は急勾配で上昇。成層は安定で、分子運動による拡散が大きい。太陽活動度によって性質が大きく変化する。同高度域に電離圏 (電離層) が存在し、電離大気との相互作用が重要になる。熱圏上部は、夏半球で高温、冬半球で低温、その差は約 150 K。高度約 300km (太陽活動極小) ~ 600km (太陽活動極大) で はほぼゼロに近くなり、温度は 600K (極小) ~ 1400K (極大) に達する。また、下層および高緯度からのエネルギー輸送に各種大気波動が重要な役割を果たす。

熱圏は上部と下部での違いが大きく、下部熱圏・中間圏・成層圏を合わせて中層大気と呼び、ひとまとめにして扱われることが多い。

< 加熱 > 下部熱圏では、高度約 100km ~ 130km で O₂ シューマン・ルンゲ連続吸収：Schumann-Runge continuum (135 ~ 175nm)。また大気潮汐波・内部重力波による下層および極域からのエネルギー輸送。熱圏上部 (電離層 F 領域) では、太陽極端紫外線：EUV (10 ~ 100nm) の O₂、N₂、O による光電離吸収が熱圏界面における高温を維持。この他、電離層電流のジュール加熱、オーロラ粒子による加熱、磁気圏からの熱伝導、プラズマ波動による加熱。

< 冷却 > 下部熱圏では、NO の 5.3 μm、CO₂ 15 μm、O の 63 μm の赤外放射。光化学反応に伴う放射損失 (大気光)。熱圏上部では、下層に向かう熱伝導。O の 63 μm の赤外放射。

h) 熱圏界面：Thermopause ~ 0 T : Thermopause temperature * 2

高度約 300 ~ 600km。大気が希薄で熱伝導率が増大し、気温はある上限 T に収束する。

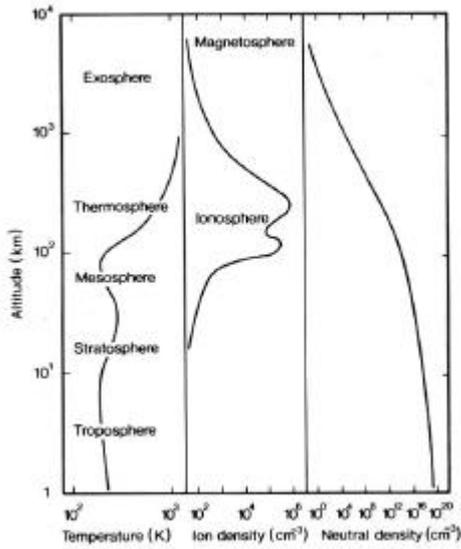


図 地球大気温度および密度 [Rees, M.H., 1989]

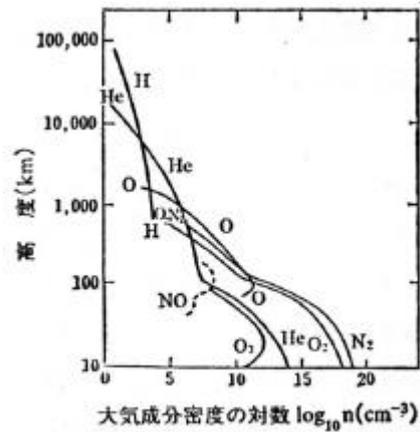


図 大気主要成分密度の高度分布 (松浦, 1978).

[南極の科学 2, 1983]

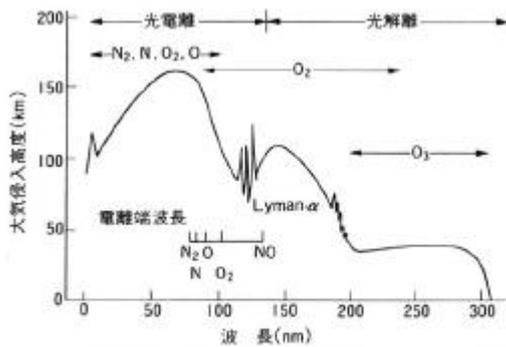


図 太陽放射の大気侵入高度 (光学的深さが1になる高さ).

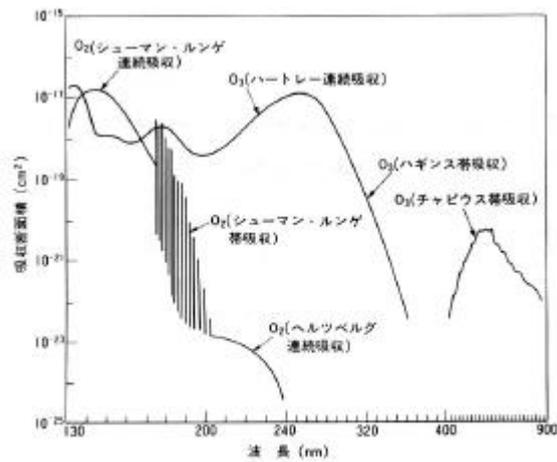


図 酸素分子とオゾンの吸収断面積スペクトル.

[大気科学講座 3, 1981]

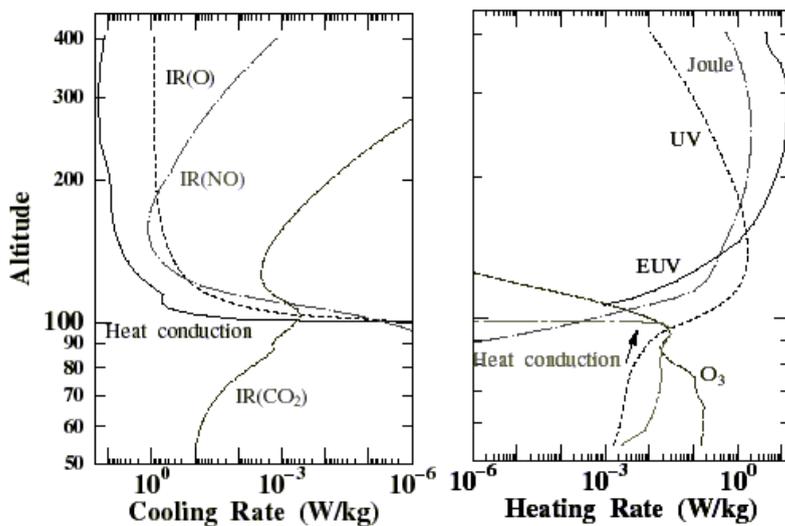


図 超高層大気加熱と冷却

[Fujiwara, H., 1996]

[一般気象学, 1986]

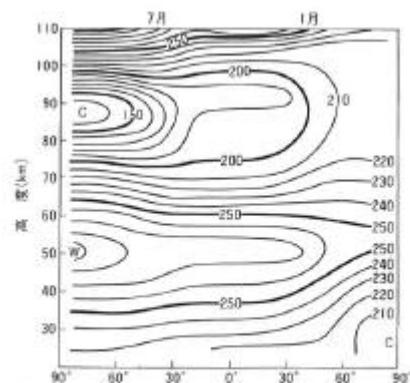


図 9.1 夏期および冬期における成層圏と中間圏大気気温の緯度・高度分布 (CIRA: COSPAR International Reference Atmosphere, 1972 より)

Wは高温、Cは低温の区域を表す。温度の単位はK.

1.2 力学的状態で決まる境界（領域）

a) 圧力圏界面：Baropause、または 外気圏の底：Exobase

高度約 500～600km で、大気粒子の平均自由行程 l とスケールハイト H が等しくなるところ。この場所での温度は外気圏温度と言ひ、熱圏界面温度と同じ物である。

<下層> 圧力圏：Barosphere

粒子間衝突が頻繁に行われ、大気圧力が個々の粒子に有効に作用する。

<上層> 外気圏：Exosphere

大気粒子の平均自由行程は著しく増大し、実質的に無衝突の自由運動で近似できる。重力の下での弾道運動を行い、初期条件によって大規模な 2 次曲線を描く。初速度の大きい粒子は地球の引力圏外へ脱出して行く。

b) 乱流圏界面：Turbopause

分子拡散係数：molecular diffusion coefficients と、乱流拡散係数：eddy diffusion coefficients が等しくなる高度。高度約 100～110km。

<下層> 乱流圏：Turbosphere

乱流運動によって大気が攪拌されることにより拡散が起こる。同一組成比の大気塊が混合されるため、大気組成（平均大気分子量）は高度に対して一定に保たれる。

<上層> 拡散圏：Diffusosphere

特定成分の個々の粒子が、熱運動によって粒子間衝突を行いながら拡散。各組成分は、それぞれの粒子質量に応じたスケールハイトに対応した静水圧平衡分布に近い鉛直分布をする。（軽い粒子は上に、重い粒子は下に・・・）

1.3 組成で決まる境界（領域）

a) 均一圏界面：Homopause

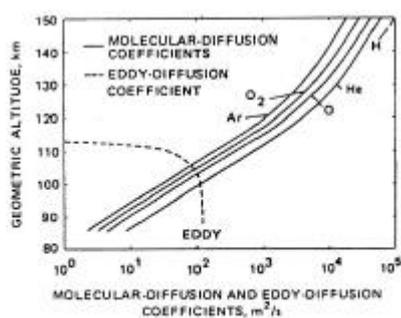
高度約 90km。大気組成比が一定である領域の上限。

<下層> 均一圏：Homosphere

大気組成が、乱流による混合の効果で高度に対して一定である領域。

<上層> 不均一圏：Heterosphere

光化学反応が組成に影響し、大気の平均分子量が高度とともに減少してゆく領域。



Comparison of coefficients for molecular and eddy diffusion. (A. D. Richmond, in *Solar-Terrestrial Physics* (eds. Carovillano and Forbes). Reidel, 1983. Reprinted by permission of Kluwer Academic Publishers)

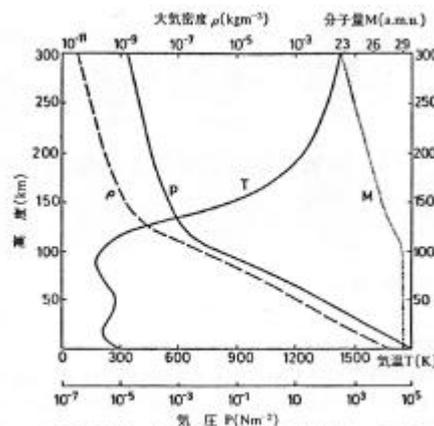


図 地球上層大気の気温 (T)、気圧 (P)、大気密度 (ρ)、平均分子量 (M) の標準的な高度分布

表 2.2 諸物理量の各高度における値(米国家標準大気モデル, 1976)

高度 z (km)	気温 T (K)	気圧 p (mb)	質量 ρ ($g\ cm^{-3}$)	重力加速度 g ($cm\ s^{-2}$)	数密度 n (cm^{-3})	平均分子量 m	スケール ハイト H (km)	オゾン 数密度 n_o (cm^{-3})
0	288.15	1.013(3)*	1.225(-3)	9.807(2)	2.547(19)	28.964	8.435	7.50(11)
5	255.68	5.405(2)	7.364(-4)	9.791(2)	1.531(19)	28.964	7.496	5.68(11)
10	223.25	2.650(2)	4.135(-4)	9.776(2)	8.598(18)	28.964	6.555	1.12(12)
15	216.65	1.211(2)	1.948(-4)	9.761(2)	4.049(18)	28.964	6.372	2.63(12)
20	216.65	5.529(1)	8.891(-5)	9.745(2)	1.849(18)	28.964	6.382	4.75(12)
25	221.55	2.549(1)	4.008(-5)	9.730(2)	8.334(17)	28.964	6.536	4.27(12)
30	226.51	1.197(1)	1.841(-5)	9.715(2)	3.828(17)	28.964	6.693	2.51(12)
35	236.51	5.746(0)	8.463(-6)	9.700(2)	1.760(17)	28.964	7.000	1.39(12)
40	250.35	2.871(0)	3.996(-6)	9.684(2)	8.308(16)	28.964	7.421	6.04(11)
45	264.16	1.491(0)	1.966(-6)	9.669(2)	4.088(16)	28.964	7.842	2.20(11)
50	270.65	7.978(-1)	1.027(-6)	9.654(2)	2.135(16)	28.964	8.047	6.60(10)
60	247.02	2.196(-1)	3.097(-7)	9.624(2)	6.439(15)	28.964	7.368	7.30(9)
70	219.59	5.221(-2)	8.283(-8)	9.594(2)	1.722(15)	28.964	6.570	5.36(8)
80	198.64	1.052(-2)	1.846(-8)	9.564(2)	3.838(14)	28.964	5.962	
90	186.87	1.835(-3)	3.416(-9)	9.535(2)	7.116(13)	28.91	5.636	
100	195.08	3.201(-4)	5.60(-10)	9.505(2)	1.189(13)	28.40	6.009	
110	240.00	7.104(-5)	9.71(-11)	9.476(2)	2.144(12)	27.27	7.723	
120	360.00	2.538(-5)	2.22(-11)	9.447(2)	5.107(11)	26.20	12.09	
150	634.39	4.542(-6)	2.08(-12)	9.360(2)	5.186(10)	24.10	23.38	
200	854.56	8.474(-7)	2.54(-13)	9.218(2)	7.182(9)	21.30	36.18	
300	976.01	8.770(-8)	1.92(-14)	8.943(2)	6.509(8)	17.73	51.19	
400	995.83	1.452(-8)	2.80(-15)	8.680(2)	1.056(8)	15.98	59.68	
600	999.85	8.21(-10)	1.14(-16)	8.188(2)	5.950(6)	11.51	88.24	
1,000	1,000.0	7.51(-11)	3.56(-18)	7.322(2)	5.442(5)	3.94	288.2	

*A(b)は $A \times 10^b$ を表わす。

* 1 : 赤外線の種類

- ・ 近赤外線 : near infrared、NIR 0.75 ~ 3 μ m
- ・ 中間赤外線 : middle infrared、MIR 3 ~ 6 μ m
- ・ 遠赤外線 : far infrared、FIR 6 ~ 1000 μ m

気象学における分類では、太陽放射と地球放射のスペクトルが 5 μ m を境に分離しているので、下記のような分類をすることもある。

- ・ 近赤外 : NIR 0.75 ~ 5 μ m (太陽光)
- ・ 赤外線 : IR 5 μ m ~ (地球放射光)

* 2 : T ... 熱圏界面温度

T は熱圏に加えられる熱源強度に敏感であり、その熱源かつ電離源である太陽 EUV は太陽活動によって変化する。よって、T も太陽活動に伴う変化を示し、F10.7 index と良い相関を示す。ここで、F10.7 index は、波長 10.7cm (2.8GHz) の太陽電波強度を太陽フラックスユニットで表したもので、だいたい 70 ~ 250 の値を示す (1太陽フラックスユニット = $10^{-22}\ W \cdot m^{-2} \cdot Hz^{-1}$)。EUV、10.7cm 太陽電波がともに太陽コロナから放射され、両者の強度変化が互いに関連しているため、F10.7 index を大気熱構造に影響を及ぼす太陽活動度の指標に用いることができる。

< References >

小倉義光、「一般気象学」、東京大学出版会、1984
 国立極地研究所編、「南極の科学2 オーロラと超高層大気」、古今書院、1983
 柴田清孝、「応用気象学シリーズ1 光の気象学」、朝倉書店、1999
 永田武、等松隆夫、「超高層大気の物理学」、裳華房、1973
 廣田 勇、「気象の教室1 グローバル気象学」、東京大学出版会、1992
 前田坦、「太陽惑星環境の物理学」、共立出版株式会社、1982
 松野太郎、島崎達夫、「大気科学講座3 成層圏と中間圏の大気」、東京大学出版会、1981
 Fujiwara, H., Modeling of the Mesosphere-Thermosphere Coupling System, D.S. thesis, Tohoku Univ., 1996
 Jacobs, J.A., Geomagnetism volume4, Academic press, London, 1991
 Rees, M.H., Physics and chemistry of the upper atmosphere, Cambridge Univ. Press, 1989