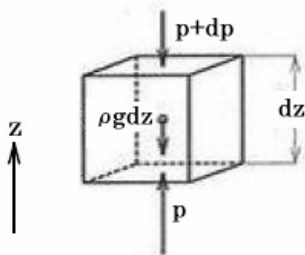


分野	下層大気の温度分布
関連科学分野	大気循環、気体の状態方程式
関連環境問題	オゾンホールの原因

乾燥大気の温度変化

①大気の鉛直方向の力の釣り合い

下図に大気中の微小直方体(底面積 1、高さ dz)の鉛直方向の力の釣り合いを考えます。



大気の密度を ρ 、重力加速度を g とすると鉛直方向の釣り合いから次式を得ます。

$$p - \rho g dz - (p + dp) = 0 \quad \therefore dp = -\rho g dz$$

②断熱変化

一般的に、気体に加えられた熱量 (dq) は、その過程で気体がした仕事量 (dw) と内部エネルギーの変化量 (du) の和と等しくなります。

$$dq = dw + du$$

ここでは断熱過程を取り扱うので、 $dq=0$ です。圧力 p に抗して外部に対してした仕事量は、体積変化を dV とすると、 $dw=pdV$ です。定積モル比熱を C_v とすると、温度変化 dT による内部エネルギーの変化量は、 $du=C_v dT$ です。以上から次式を得ます。

$$0 = pdV + C_v dT \quad \therefore pdV = -C_v dT$$

③状態方程式の微分

1mol の気体に対する気体の状態方程式は次式で表されます。

$$pV = RT$$

状態方程式の微分を求め、 $R = C_p - C_v$ の関係 (C_p : 定圧モル比熱) を用いると次式を得ます (→ 気体の状態方程式)。

$$dpV + pdV = RdT = (C_p - C_v)dT = C_p dT + pdV \quad \therefore dp = \frac{C_p}{V} dT$$

④等温位直線

以上の関係を用い、気体1molの質量を m とすると、

$$\frac{C_p}{V} dT = -\rho g dz \quad \therefore dT = -\frac{\rho V g}{C_p} dz = -\frac{mg}{C_p} dz$$

上式の左辺を地表面における(1気圧における)温度 T_1 から高度 H における温度 T まで積分し、右辺を標高 0 から高度 H まで積分することで次の式を得ます。

$$\int_{T_1}^T dT = -\int_0^H \frac{mg}{C_p} dz \quad \therefore T - T_1 = -\frac{mg}{C_p} H$$

C_p として定圧比熱を用いる場合は次式になります。

$$T - T_1 = -\frac{g}{C_p} H \quad \therefore T = T_1 - \frac{g}{C_p} H$$

任意の高度 H における温度 T の大気を断熱的に地表面まで下ろした場合(1気圧にした場合)の温度 T_1 を温位と呼びます。上式で表された直線上で表される大気はすべて同じ温位を持つことになります。上式で表される直線を等温位線と呼びます。

等温位直線の勾配を乾燥断熱(温度)減率と呼びます。地球大気の乾燥温度減率は次の通りです。

$$\frac{g}{C_p} \cong \frac{9.8(m \cdot \text{sec}^{-2})}{1000(m^2 \cdot \text{sec}^{-2} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})} = 9.8(^{\circ}\text{C}/\text{km})$$

つまり、乾燥した地球の大気であれば、標高が 1km 上がることで気温は 9.8°C 低くなるのです。

下層大気の温度構造

実際の地球大気は水蒸気を含んでいるためにもう少し複雑な温度変化を示します。

水蒸気で飽和した大気を断熱的に減圧すると、温度の低下にともなって水蒸気が凝結します。水蒸気が液体の水に変化することによって凝結熱が放出され、大気は暖められます。その結果、**湿潤大気の減圧による温度の低下は乾燥大気よりも小さくなります。**

水蒸気で飽和した大気の減圧による断熱温度減率は温度や圧力によって大気に含まれる水蒸気量が大きく変化するため一定ではありませんが、一定値を用いる場合には $-5.0(^{\circ}\text{C}/\text{km})$ とすることが多いようです。

実際の大気の安定度は、温度や湿度によって、大きく3つの状態に分かれます。

●絶対不安定

大気の温度減率が乾燥断熱減率 $-9.8(^{\circ}\text{C}/\text{km})$ よりも小さい場合、空気塊は大気中を上昇します。例えば、夏の太陽の直射日光を受けて熱く焼けた舗装された地表面で加熱された地表付近の大気は上昇気流を生じさせます。

●条件付き不安定

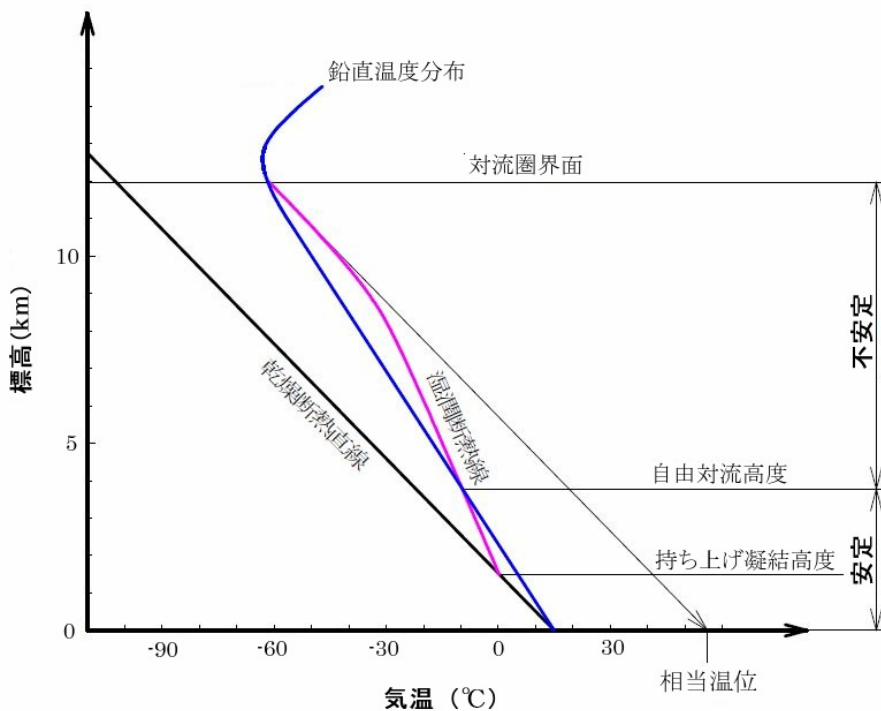
大気の温度減率が乾燥断熱減率 $-9.8(^{\circ}\text{C}/\text{km})$ よりも大きく、湿潤断熱減率 $-5.0(^{\circ}\text{C}/\text{km})$ よりも小さい場合です。対流圏の平均的な温度減率は $-6.5(^{\circ}\text{C}/\text{km})$ なので、地球の多くの部分で大気は条件付き不安定の状態です。

このような大気は、大気中の水蒸気が凝結し始める高度に持ち上げると凝結熱が大気を暖め始め、更に持ち上げると周囲の大気よりも高温になり、軽く不安定になることで自ら上昇し始めます。

例えば、湿った大気が山にぶつかると、山の斜面にそって上昇することで温度が下がり水蒸気が凝結し凝結熱で大気が暖められるために不安定になり、自ら上昇して雲が発達します。

●絶対安定

大気の温度減率が湿潤断熱減率 $-5.0(^{\circ}\text{C}/\text{km})$ よりも大きい場合は、大気は安定密度成層となり対流は起こりません。



上図は湿った大気の対流圏での温度変化の模式図です。

黒の実線は地表の大気温度(気温) 15°C の大気の乾燥断熱直線(等温位線)です。

青の実線は地球大気の対流圏～成層圏下部の鉛直温度分布を示しています(地表の平均大気温度は

15.2℃、高度 11km での平均大気温度は−56.4℃程度といわれています。対流圏の平均的な断熱減率は $(-56.4 - 15.2) \div 11 = -6.5$ (℃/km)程度です。)

気温 15℃の湿潤大気が断熱的に上昇すると(例えば山の斜面にそって上昇すると)乾燥断熱直線に沿って温度が低下し、やがて露点に達します。露点に達する高度を持ち上げ凝結高度と呼びます。

持ち上げ凝結高度に達した大気がさらに上昇すると凝結熱を放出しながら湿潤断熱線に沿って温度が変化します。湿潤大気が自由対流高度に達すると、空気塊の温度は周囲よりも高く、軽くなるために自ら上昇し始めます。

大気が上昇して水蒸気が凝結するのに従って、大気に含まれる水蒸気が取り除かれるために、湿潤断熱線の温度減率は乾燥断熱減率に漸近し最終的には完全に乾燥します。やがて周囲の大気の温度と等しくなる(青の実線との交点)とそれ以上は上昇することができなくなります。これが対流圏界面です。完全に乾いた大気を乾燥断熱直線に沿って地表面まで下ろした時の温度を相当温位と呼びます。

このように、対流圏の温度構造は、地表面で暖められる湿った大気の重力に対する安定を回復しようとすることによって生じる対流運動による地表面から大気上層への熱輸送によって決まっているのです。

暖められた湿った大気の上昇できる高さ＝対流圏界面の高度は、温度が高く絶対湿度の大きい大気(相当温位の高い大気)ほど高くまで上昇することになります。その結果、対流圏界面の高度は赤道上空が17km程度で一番高く、両極で6km程度で最低になります。