

4 大気の安定度（2）

4. 1 温位

水のような、圧力変化による膨張や圧縮がほとんど生じない流体[†]の場合、鉛直方向の安定度は温度によって評価できる。左の図のように上に行くほど温度が高い場合を考える。水塊を持ち上げた場合、持ち上げられた水塊の温度はまわりの温度よりも低い。このため、水塊の密度はまわりの水よりも大きく、下向きの力を受ける。このように変位に対して復元力がはたらくので、このような温度成層は安定であるといえる。一方、右の図のように上に行くほど温度が低い場合には、水塊を持ち上げると、持ち上げられた水塊の温度はまわりの温度よりも高くなり、浮力を受ける。変位をさらに大きくする方向に力がはたらくので、このような温度成層は不安定であるといえる。

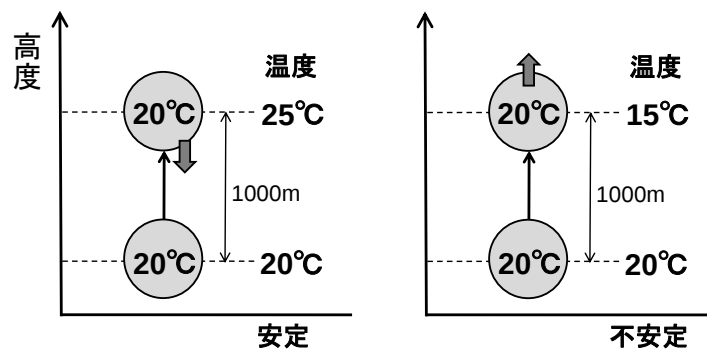


図 4-1: 圧縮性のない流体の安定度

つまり、圧縮性のない流体の場合、上に行くほど温度が高くなっていれば安定、低くなっていれば不安定である。

[†]厳密には水にも圧縮性があり、高圧の場合には、圧縮による温度変化を無視できない。

では、圧縮性のある空気の場合はどうであろうか。図のように 1000m 上空で温度が 5°C 低くなっている状況を考える。20°C の空気塊を 1000m だけ上方に持ち上げると乾燥断熱減率にしたがって温度が低下し 10°C になる。このため、持ち上げられた空気塊はまわりの空気の温度よりも重くなり、下向きの力を受けることになる。したがって、このような大気の温度成層は安定である。

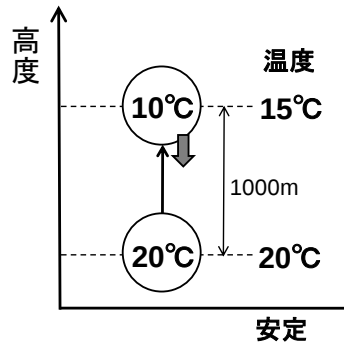


図 4-2: 圧縮性のある流体の安定度

このことから分かるように、圧縮性のない場合は鉛直方向に移動しても温度は変化しないが、圧縮性がある場合には変化してしまうので、単純に温度を比較しただけでは大気の安定度を評価することができない。そこで、断熱という条件のもとで、圧力が変化しても一定に保たれるような、温度に代わる新しい物理量を定義してみよう。そのような物理量を用いると、大気の安定度を直接評価できるので便利である。断熱という条件のもとで成り立っている関係式

$$C_p dT - \alpha dp = 0$$

を変形すると、

$$\frac{dT}{T} - \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p} = 0$$

と書くことができる。両辺を積分すると、

$$\log T - \frac{R}{C_p} \log p = C'' \quad (C'' \text{ は定数})$$

両辺の指数をとると、

$$T \times p^{-\frac{R}{C_p}} = C' \quad (C' \text{ は定数})$$

ここで、基準となる気圧の値 p_0 を適当に定めれば、

$$T \left(\frac{p}{p_0} \right)^{-\frac{R}{C_p}} = C \quad (C \text{ は定数})$$

と書ける。この関係式は、断熱という条件のもとでは、左辺が一定であることを示している。したがって、新しい物理量 θ を

$$\theta = T \left(\frac{p}{p_0} \right)^{-\frac{R}{C_p}}$$

と定義すれば、 θ は断熱変化（断熱圧縮・膨張）に対して保存する量である。こ

の θ を**温位**という。通常、 $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ とする。

上に行くほど温位が高くなっていけば安定、低くなっていけば不安定である。温度減率が乾燥断熱減率と等しいとき温位は高度によらず一定である。

問 4-1 以下のような高層気象観測データについて、各気圧面での温位[K]を計算せよ。 0°C は 273.15K である。また、気体定数と定圧比熱の比は、 $R/C_p = 2/7$ としてよい。解答は表で示すこと。

気圧[hPa]	高度[m]	気温[$^\circ\text{C}$]
1000	98	24.5
850	1515	18.3
700	3156	9.9
500	5885	-4.4
300	9722	-28.9

(気象庁のウェブサイトより)

問 4-2 温位について以下の問いに答えよ。

- (1) 温位 θ の定義式を高度で微分せよ。ただし、静水圧平衡の関係と理想気体の状態方程式を用いて $\frac{dp}{dz}$ や ρ 、 α を消去し、 $\frac{dT}{dz}$ 、 g 、 C_p のみで表せ。
- (2) 温位 θ が高度によらず一定であるとき、温度の鉛直勾配 $\frac{dT}{dz}$ を求めよ。結果を乾燥断熱減率と比較せよ。

4. 2 エマグラム

エマグラムとは、縦軸を気圧 (hPa)、横軸を温度 ($^\circ\text{C}$) として、高層気象観測の結果 (気温と露点温度) を表したグラフである。気圧は、対数軸になっていて、上下が反転している。はじめに、高層気象観測で得られた気温の観測値をプロットし実線で結ぶ。次に、露点温度の観測値を同じようにプロットし折れ線で結ぶ。

エマグラムに引いてある斜めの曲線のうち、最も横に寝ている線 (下の模式図では実線) を**乾燥断熱線**、やや立っている一点鎖線を**湿潤断熱線**、ほぼ鉛直に立っている点線を**等飽和混合比線**という。乾燥断熱線は、飽和に達していない空気塊の断熱減率 (乾燥断熱減率) を表している。乾燥断熱減率は 10°C/km 程度の値である。湿潤断熱線は、飽和に達している空気塊の断熱減率 (湿潤断熱減率) を表している。湿潤な空気塊は、断熱膨張して温度が低下すると水蒸

気が凝結し潜熱を放出する。このため、湿潤断熱減率は、乾燥断熱減率より小さい。比較的高温な環境では $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 程度の値であるが、低温になると空気中に含まれる水蒸気の量が減少し、潜熱の放出による加熱の効果も小さくなるので、乾燥断熱減率に近い値になる。

エマグラム上のある位置にある、未飽和の空気塊を断熱的に持ち上げること考える。はじめのうち、空気塊の温度は乾燥断熱線に沿って低下し、エマグラム上を左上に移動していく。エマグラム上の空気塊の位置における飽和混合比が、この空気塊の実際の混合比と等しくなったとき、空気塊は飽和に達したことになる。混合比（乾燥空気の質量に対する水蒸気の質量の割合）は凝結していなければ保存する量であるから、空気塊の混合比は、露点温度における等飽和混合比線の値として読み取ることができる。空気塊が飽和に達すると、以後、空気塊の温度は湿潤断熱線に沿って低下していく。

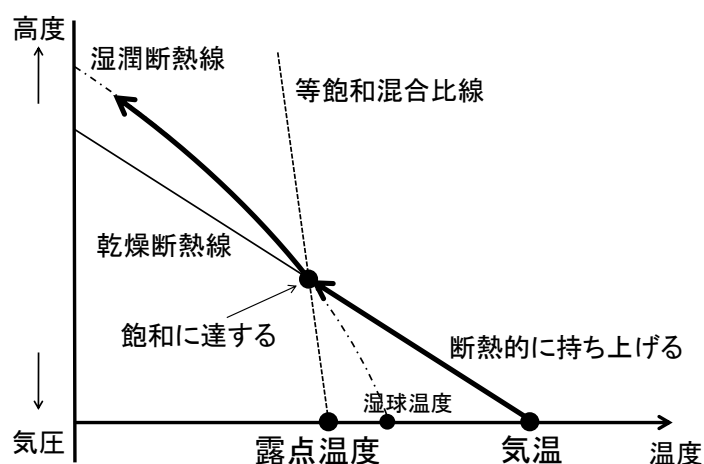


図 4-3: エマグラムの模式図

エマグラム上に、実際に観測された気圧（高度）と気温、露点温度との関係をプロットすれば、大気の安定度を解析することができる。持ち上げた空気塊の温度が、その高度における気温より高い場合には、さらに浮力を受けて上昇しようとするので、大気の状態は不安定である。

(実線：気温、破線：露点温度)

図 4-4: エマグラムの例 (2010 年 7 月 11 日 21 時、松江)

4. 3 安定度と積雲対流

現実的な状況として、条件つき不安定の成層のもとで、水蒸気を含んでいるが飽和には達していない空気塊を上方に移動したときの温度変化を考えよう。下の図では、実際の気温分布を状態曲線として実線で描いた。地上付近の空気塊を持ちあげると、点線で示したように、空気塊の温度は乾燥断熱減率に従って低下していき、やがて飽和に達する。このときの高度が**持ち上げ凝結高度**である。この高度は積雲や積乱雲のような対流性の雲の雲底高度にほぼ対応する。さらに上昇を続けると、湿潤断熱減率に従って温度が下がっていく。条件つき不安定の成層のもとではまわりの空気の温度減率は湿潤断熱減率よりも大きいので、上昇する空気塊の温度はやがて周囲の気温と等しくなる。この高度を**自由対流高度**という。この高度を超えて上昇すると、空気塊の温度は周囲の気温よりも高くなるから、外力がなくても浮力によって上昇を続けられるようになる。これが積雲対流である。

対流圏の上層では気温減率は小さくなっているから、上昇する空気塊の温度は、やがて周囲の気温に等しくなる。これを中立高度とよぶことがある。中立

高度より上では空気塊は浮力を得ることができないから、対流は止まる。理論上、この高度が対流性の雲の雲頂高度に対応する。ただし、実際の積雲対流においては、空気塊は相対的に低温なまわりの空気を取り込みながら上昇していくので、雲頂高度はこれよりも低くなることが多い。

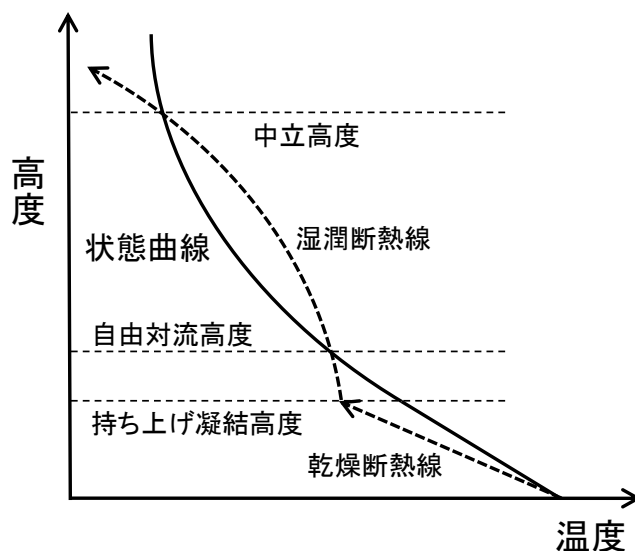
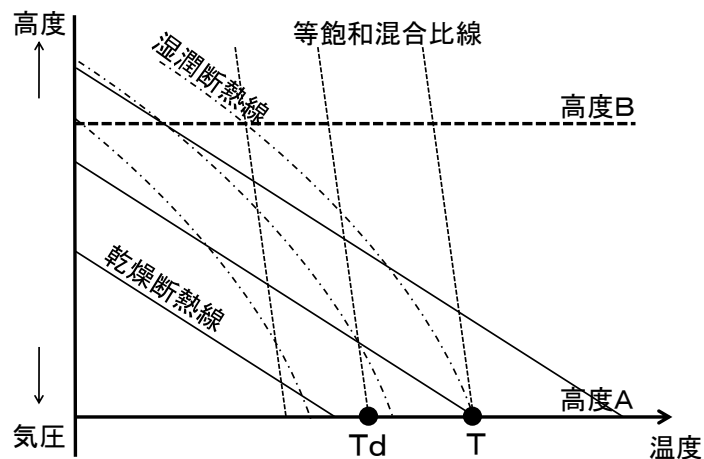


図 4-5: 状態曲線と積雲対流

問 4-3 フェーン現象に伴う空気塊の温度の変化を考える。平地（高度A）にある未飽和の空気塊が山の斜面に沿って山頂（高度B）まで上昇し、その後、反対側の斜面を下降して平地（高度A）に戻るとする。空気塊は、上昇するときには、未飽和であれば乾燥断熱減率、飽和であれば湿潤断熱減率にしたがって温度が低下し、下降するときには乾燥断熱減率にしたがって温度が上昇するものとする。はじめ、高度Aにおいて、空気塊の温度は T 、露点温度が T_d であった。この空気塊の温度変化をエマグラム上に図示せよ。山頂を越えて平地に戻ってきたときの温度は T' で示せ。



4. 4 相当温位

乾燥大気の場合、断熱という条件のもとでは

$$d'Q = C_p dT - \alpha dp = 0$$

が成り立っていて、この関係から温位 θ を定義した。ここでは、水蒸気の凝結を考慮した場合に、温位 θ に代わる保存量を導入する。水蒸気の凝結を考慮すると、熱力学の第 1 法則は、

$$d'Q = C_p dT - \alpha dp - Ldr = 0 \quad (1)$$

と書ける。ただし、 L は水の凝結熱、 r は混合比である。温位 θ の定義より、

$$d\theta = \frac{\theta}{T} dT - \frac{R\theta}{C_p p} dp$$

だから、

$$C_p T \frac{d\theta}{\theta} = C_p dT - \alpha dp$$

である。これを①に代入すると、

$$C_p T \frac{d\theta}{\theta} - Ldr = 0$$

となって、

$$\frac{d\theta}{\theta} - \frac{Ldr}{C_p T} = 0$$

が得られる。混合比 r の変化は、空気塊が持ち上げ凝結高度に達した直後に集中して生じるので、 T を凝結高度における温度とし、 $\frac{L}{C_p T}$ は定数と近似できる。両辺を積分すると、

$$\log \theta - \frac{Lr}{C_p T} = C' \quad (C' \text{ は定数})$$

両辺の指数をとると、

$$\theta \exp\left(\frac{Lr}{C_p T}\right) = C \quad (C \text{ は定数})$$

この関係式は、水蒸気が凝結しても、左辺が一定であることを示している。したがって、新しい物理量 θ_e を

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lr}{C_p T}\right)$$

と定義すれば、 θ_e は潜熱（水蒸気の凝結熱）以外の非断熱的な加熱がない限り保存する量である。この θ_e を**相当温位**という。なお、 T は凝結高度まで持ち上

げたときの空気塊の温度である点に注意する。

下層の大気が湿潤な場合、上に行くほど温位 θ は高くなっているが、相当温位 θ_e は低くなっていることがある。このような状況では、水蒸気の凝結が生じなければ大気は安定である。しかし、大気全体が持ち上げられて水蒸気の凝結によって凝結熱（潜熱）が生じると、下のほうの温位 θ が大きくなって不安定になる。このような状態を**対流不安定（ポテンシャル不安定）**という。梅雨期の集中豪雨は、下層に高相当温位の空気が流入することに伴って生じることが多い。南西から流入してくる相当温位の高い高温多湿な空気を**湿舌^高**という。

図 4-6: 850hPa 面の相当温位（2010 年 7 月 12 日 9 時[†]）

[†] 厳密には 11 日 21 時の 12 時間予想図。

- ☞ 高等学校の地学では、温位や相当温位には触れないが、梅雨前線に高温多湿な空気が流れ込むことによって大雨がもたらされることに言及している。