

第五章 大气静力稳定度

5.1 大气静力稳定度概念

北极云	冬日极夜几乎没有太阳辐射，但局地存在温差，局地气流上升，小尺度循环重复，产生层云，生命周期可达数星期，可反射太阳辐射并吸收地面长波辐射，有保暖作用。
基本概念	大气静力稳定度表示大气层结特性对气块铅直位移影响的趋势和程度。即气块受到轻微扰动后能否回到原位。气象要素垂直分布、对流强弱、云雾降水形成、污染物扩散状况等，都与大气稳定度密切相关。其表示大气的层结特性。
情况	① 稳定 ② 不稳定 ③ 中性
详细描述	大气稳定度是大气层结对气块能否产生对流的一种潜在能力的度量。它并不是表示气层中已经存在的铅直运动，而是用来描述大气层结对处于其中的气块受到外力扰动后产生垂直运动时所施加的影响(加速度)，这种影响只有当气块受到外界扰动后，才表现出来。
特性	① 静力稳定度是气块与它所在的气层相互作用的综合结果 ② 静力稳定度只表示其垂直运动发展的趋势与可能 ③ 稳定气层中可以存在对流运动，但不利于对流发展。不稳定气层无扰动也不存在对流，但利于产生

5.2 气块运动

气块法	判断静力稳定度的常用方法。理想气块在静力平衡的大气环境中受到扰动，根据气块的运动特征来判断大气稳定度。在气块运动时，环境状态维持不变。
原理解释	气块运动的趋势取决于气块与环境的热力差异，因气块运动中的热力状态是确定的，所以气块运动最终由环境大气的层结特征决定。
假设条件	1. 环境大气处于静力平衡状态 2. 气块与环境大气不混合 3. 气块的运动对环境大气的温湿参量没有影响 4. 气块做绝热垂直运动 5. 在同一高度，气块与环境大气的压强相同

一般运动方程 主要根据加速度来判断。气块的运动在垂直方向受到气压梯度力和重力的合力作用：

垂直运动方程 $\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g$ 由于静力平衡： $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_e g$ (e 表示环境，环境重力=梯度力)

上式合并得 $\frac{dw}{dt} = \left(\frac{\rho_e - \rho}{\rho}\right) g = f_A$ 该式表明气块内外的密度差异(净浮力 f_A)是加速度的原因

由于密度 ρ 难以测量，使用状态方程与准静态条件，将该式改写为： $\frac{dw}{dt} = \left(\frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}}\right) g \approx \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right) g$

由此可见，气块垂直加速度取决于气块内外温度之差。

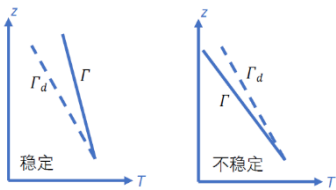
进步变换 气块按干绝热上升，到某一位置的温度为 $T = T_0 - \Gamma_d dz$ 而新位置大气温度为： $T_e = T_0 - \Gamma dz$

已知对于确定厚度的薄气层， Γ 是确定的常量，将以上两式代入得 $\frac{dw}{dt} \approx \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right) g = \left(\frac{\Gamma - \Gamma_d}{T_{ve}}\right) g dz$

由此可见，对于未饱和气块，其稳定度取决于 $\Gamma - \Gamma_d$

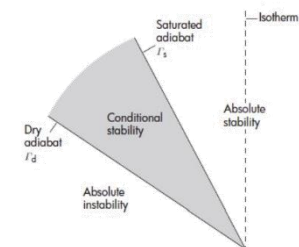
稳定度划分	① $\Gamma > \Gamma_d$ 不稳定 ② $\Gamma < \Gamma_d$ 稳定 ③ $\Gamma = \Gamma_d$ 中性
位温划分	① $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ 不稳定 ② $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ 稳定 ③ $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ 中性

推导 由于有 $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\Gamma_d - \Gamma)$ ，可以得知 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 与 $\Gamma_d - \Gamma$ 成正比，故可得。



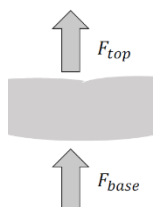
条件性不稳定

环境温度直减率 Γ 介于 Γ_d 与 Γ_s 之间。该气层对于饱和湿空气块的垂直位移来说是不稳定的，对于未饱和湿空气块的垂直位移来说是稳定的。可见， $\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$ 的薄气层的静力稳定度视条件而定，称为条件性不稳定。



5.3 气层的不稳定的能量与条件性不稳定

长波辐射冷却



吸收地面热量: $F_{base} = \sigma(T_{s\text{地表温度}}^4 - T_{base\text{云底温度}}^4)$

发射能量: $F_{top} = \sigma(T_{top\text{云顶温度}}^4 - a_{lw}T_a^4\text{上方大气})$

净能量: $F^{net} = F_{base} - F_{top}$ 减温率 $\frac{dT}{dt} = \frac{F^{net}}{c_p \rho \Delta z} \approx -4.2K/day$ 为每日变化温度(取 $\Delta z = 1$)

观测发现: 温度变化最大位置在于云顶区域。向下辐射远小于向上的长波辐射。(空气的长波辐射发射率很小), 导致云顶附近不断放出能量。实际上能量交换在云顶附近的薄薄一层, 理论结果为云顶 $-200K/day$, 会导致下沉气流, 说明云理想条件下无法维持, 会始终发生变化。

不稳定能量 定义

根据能量守恒和转化定律, 如果环境大气对一上升气块作正功, 那么气块垂直上升运动的动能是增加的, 可以认为气块这种动能的增加是由气层所储藏的一部分能量转化而来的, 这部分能量称为气层的不稳定能量。

推导

将一般运动方程 $\frac{dw}{dt} = \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right)g$ 两边乘以 dz , 有 $\frac{dw}{dt} dz = \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right)g dz$ 由于 $dz = w_{\text{速度}} dt_{\text{时间}}$

$$\Rightarrow \frac{dw}{dt} w dt = d\left(\frac{1}{2}w^2\right) = \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right)g dz \text{ 积分得: } \frac{1}{2}(w^2 - w_0^2) = \Delta E = \int_{z_0}^z \left(\frac{T - T_e}{T_{ve}}\right)g dz$$

公式

利用静力学方程($-dp = \frac{p}{R_d T_{ve}} g dz$): $\Delta E = R_d \int_{p_0}^p (T - T_e) d(-\ln p)$

概念

在埃玛图中不稳定能量就是由气块状态曲线(虚线)、大气层结曲线(实线)和等压线 $p_0 \sim p$ 所包围的面积, 这个面积的大小与不稳定能量的多少成正比。

