

第二章 大氣的熱力過程與斜溫圖的應用

2-1 前言

在我國及美國等國家的氣象單位，都採用斜溫圖來分析大氣的熱力過程，本章將先介紹斜溫圖的應用，接著說明從斜溫圖上可讀出或計算出的物理量，進而探討斜溫圖上的探空曲線瞭解大氣穩定度的問題。

2-2 熱力圖及其應用

A. Usage of a thermodiagram

1. Determining static stability

Lapse rate:

Dry adiabatic lapse rate: $\Gamma_d = \frac{g}{C_p}$,

Sounding: $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$,

Saturated adiabatic lapse rate: $\Gamma_s \cong \Gamma_d \frac{1 + \frac{L r_w}{R_d T}}{1 + \frac{\epsilon l_v^2 r_w}{C_p R_d T^2}}$

(1) absolute stable: $\Gamma_s > \gamma$

(2) saturated neutral: $\Gamma_s = \gamma$

(3) conditional unstable: $\Gamma_s < \gamma < \Gamma_d$ (often in mid- to low latitudes)

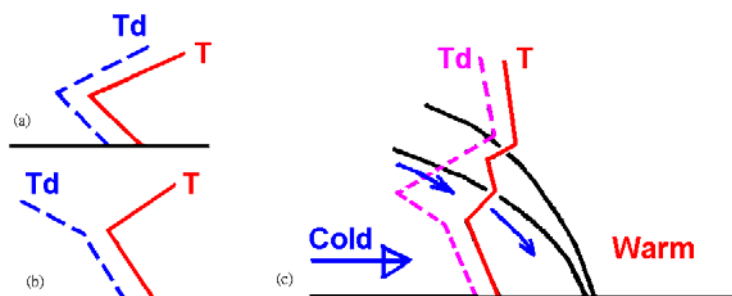
(4) dry neutral: $\Gamma_d = \gamma$

(5) absolute unstable: $\Gamma_d < \gamma$ (super adiabatic)

2. Determining stable layer (inversion layer) 有限制對流作用

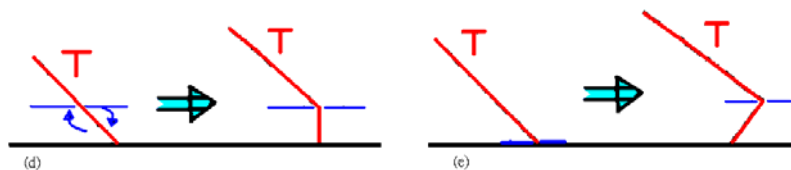
* 逆溫層產生的可能性有：

(1) frontal inversion (a) (冷鋒)



(2) subsidence inversion (b) (如太平洋副高移入)，與(1)之差別主要在Td

(3) Turbulent inversion (d)



(4) Radiation inversion (e) (近地面，由於長波輻射)

(5) Tropopause (在300-100 mb間)：在平均一公里高度間，其溫度差不超過2°C，或溫度遞減率小於3°C/km。

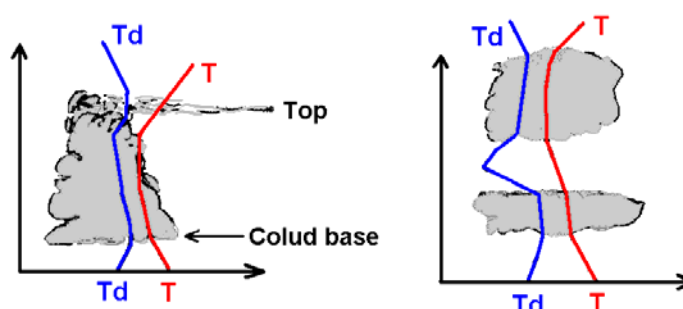
3. Determining cloud heights

可能有雲：

$T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ (when $T > 0^\circ\text{C}$)

$T - T_d \leq 4^\circ\text{C}$ ($T < 0 \sim -10^\circ\text{C}$)

$T - T_d \leq 6^\circ\text{C}$ ($T < -10 \sim -20^\circ\text{C}$)

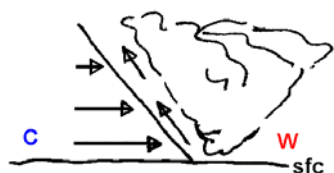


4. Determining characteristics of frontal zone (by thermal wind)

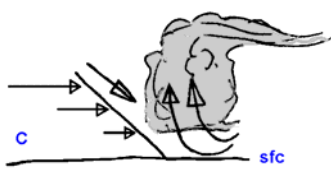
Wind backing with height: cold advection (冷鋒)

Wind veering with height: warm advection (暖鋒)

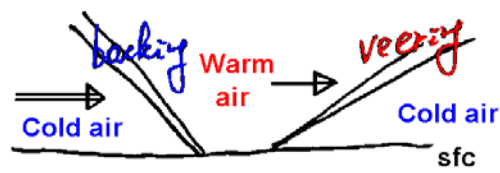
冷鋒有二種：ana front (上滑鋒) and kata front (下滑鋒)



上滑鋒雲雨區較大，風速
下大上小



下滑鋒雲雨區狹小，風
場上大下小，且backing
現象不明顯



900-400mb間，
Ana 之backing 約65°
Kata 之backing 約40°

5. Determining characteristics of air masses

分析 θ_w (含水氣量)， θ_e ， T (對水氣含量不多者)

溫度一般不很好用來決定氣塊來源 (因為會變性)，一般由其水氣含量可知氣塊是由何處 (land or ocean) 來的。

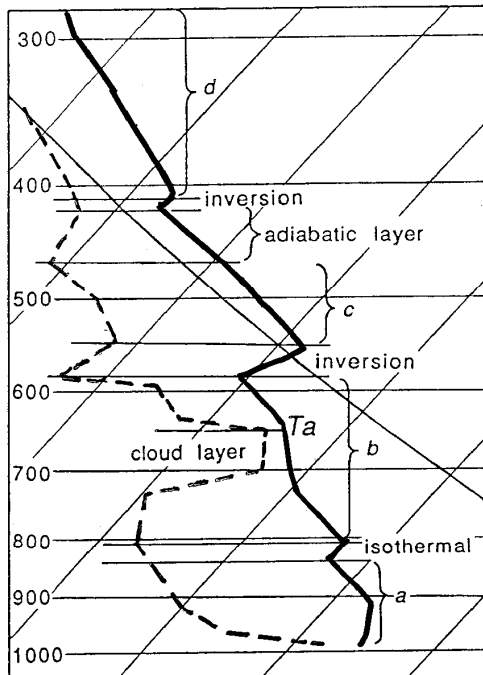


FIGURE 5-2. An example of ambient temperature $T_a(p)$ and ambient dew point $T_d(p)$ represented on the skew T -log p diagram. Several layers are characterized by the different slopes of the curves.

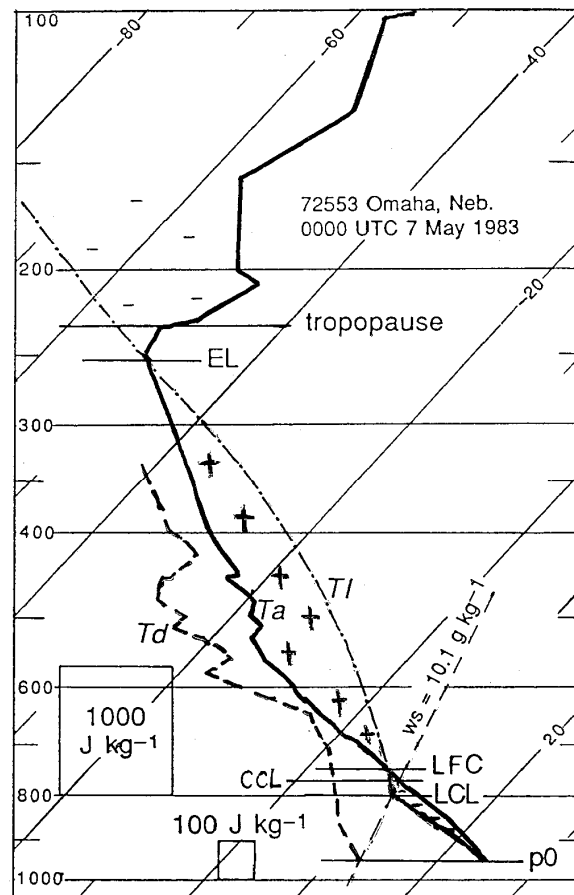
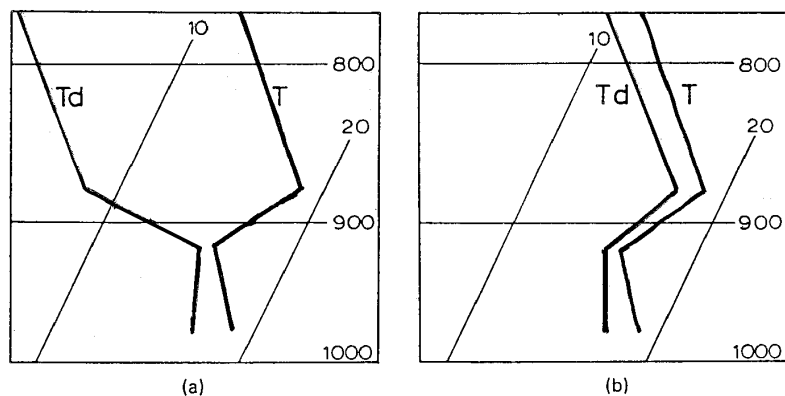


FIGURE 5-5. An example of a sounding, and lifting temperature of an air parcel that is "lifted" from the earth's surface (Omaha, Nebraska, 0000 UTC 7 May 1983). The ambient temperature T_a (solid line) and ambient dew point T_d (dashed line) represent the observations. The lifting temperature T_l (dash-dotted line) consists of the dry and moist adiabats. The dry adiabat is T_l between the surface at 954 mb and the LCL at 798 mb. T_l is drawn along the moist adiabat from the LCL into the stratosphere. The upper intersection between T_l and T_a is at the equilibrium level EL. The rectangles in the lower left portion of the graph are examples of areas of 1000 and 100 J kg^{-1} .

FIGURE 5-4. Vertical distribution of temperature and dew point in the cases of (a) subsidence inversion and (b) frontal inversion.



2-3 斜溫圖的物理量分析

若從探空觀測資料上，得到一等壓面（Pi）上的氣溫為Ti，露點為Tdi，則可以把資料填在斜溫圖上（如圖 -1）。我們知道圖中棕色水平線為壓力線，棕色右斜線為溫度線，綠色點斜線為混合比線，棕色左斜線為位溫線，綠色曲線為飽和絕熱線。今以Pi=900hPa, Ti=13.5°C, Tdi=-4.7°C為例，在圖上找到(Pi, Ti)點，而(Pi, Tdi)點設為B點。

(1) 混合比 (r)

在B點上讀出混合比線的值，就是900hPa上空氣塊的混合比(r)。本例為2.97 g/Kg。

(2) 飽和混合比 (rs)

在A點上讀出混合比線的值，就是900hPa上空氣塊的飽和混合比(rs)。本例為11.0g/Kg。

(3) 相對溼度 (U% or RH)

混合比(r)對飽和混合比(rs)的比值，就是相對溼度(U%)，即

$$U(\%) = \frac{r}{r_s} \times 100\% = \frac{2.97}{11} = 27\%$$

(4) 虛溫 (virtual Temperature, Tv)

可利用下式計算之

$$T_v = (1 + 0.61 r) T = (1 + 0.61 \times 2.97/1000) \times 286.65 = 287.17 \text{ } ^\circ\text{K}$$

(5) 比容 (Specific Volume, α)

可利用下式計算之

$$\alpha = \frac{R_d T_v}{P} = 2915.9 \times 10^3 \text{ } m^3 / Kg$$

(6) 位溫 (Potential Temperature, θ)

在A點上讀出位溫線的值。本例為295.4°K。

(7) 舉升凝結高度 (Lifting condensation Level, LCL)

舉升凝結高度是指空氣塊在絕熱過程下(空氣未飽和，乾絕熱遞減率為每上升100米下降0.98°C)，上升至飽和時所在的高度。即過A點之等位溫線與過B點之混合比線的交點，就是特性點Pc，它所在的高度就是LCL，本例的特性點Pc所處的氣壓為683hPa，氣溫為-8.2°C。

(8) 濕球溫度 (Wet-bulb Temperature, Tw)

從Pc沿著飽和絕熱線下降至Pi的高度時，所處的溫度即為濕球溫度。本例為5°C。

(9) 相當位溫 (Equivalent Potential Temperature, θe)

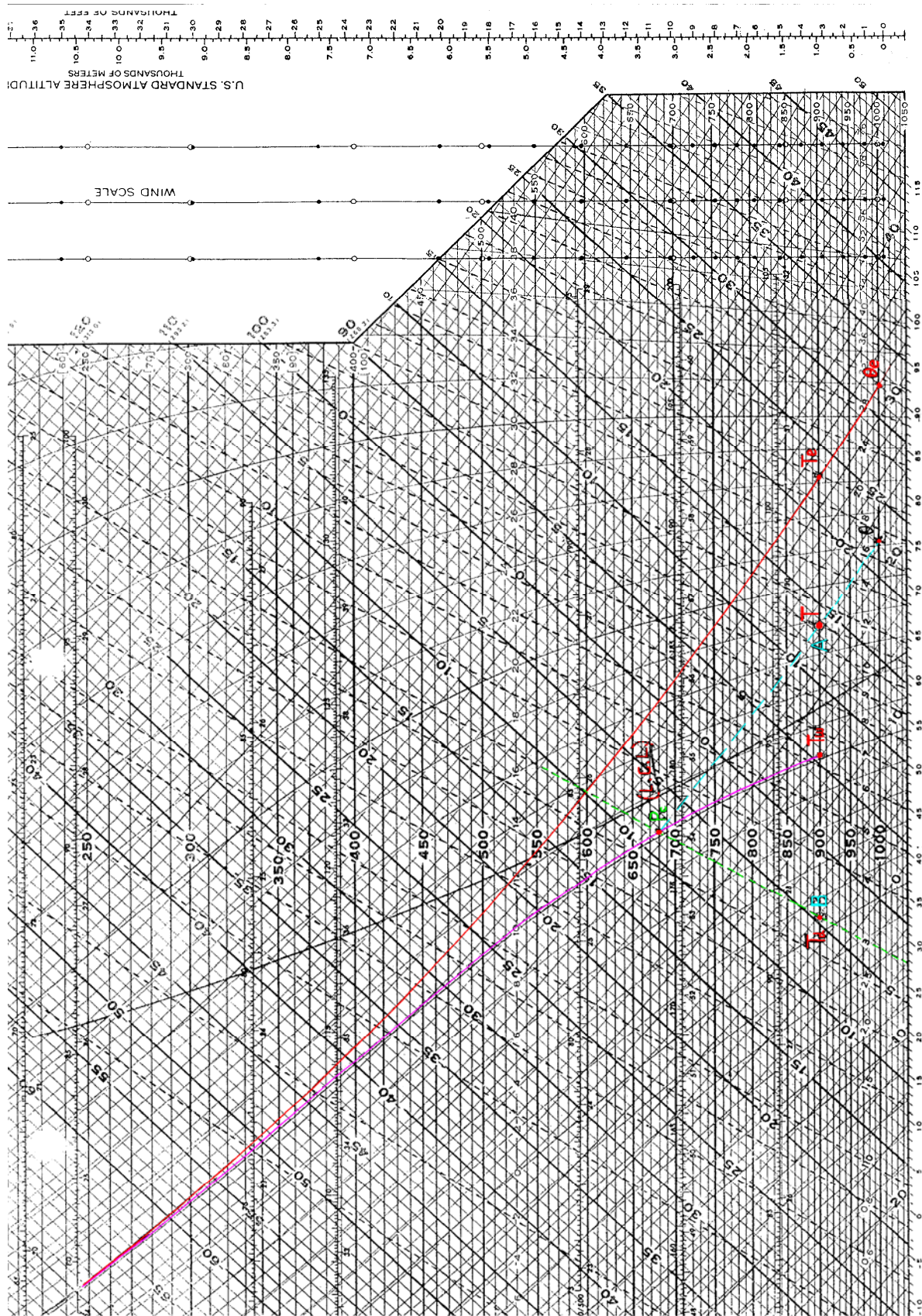
從Pc沿著飽和絕熱線上升到相當高度的高空（即空氣塊內的水氣全部凝結，釋放出潛熱來。此處之乾絕熱線幾乎與飽和絕熱線平行），再沿著乾絕熱線下降至Pi的高度時所處的溫度叫相當溫度(Te)，若下降至1000hPa的高度時所處的溫度就叫相當位溫 (θ_e)。本例之 $T_e=21.4^{\circ}\text{C}$, $\theta_e=30.4^{\circ}\text{C}$ 。

(10) 對流凝結高度(convective Condensation Level, CCL)

在探空資料中，與B點所處之混合比相同的高度，就是CCL。即從B點沿其混合比線與探空曲線的交點所在的高度。夏天較低，冬天較高，一般為雲底的高度，有對流。

(11) 自由對流高度 (Level of Free convection, LFC)

從Pc點沿飽和絕熱線，與探空曲線的交點所在的高度，叫LFC。所以下層空氣的溼度越大，其LFC越低，越容易產生對流。正面積會大於負面積。台灣的冬天因大氣相當穩定，一般無LFC，即無對流。節氣上，大致在驚蟄（三月初，3/5）以後，才比較常有對流。強聖嬰年亦有可能在冬季出現對流。



At 900 hPa, $T = 13.5^\circ\text{C}$, and $T_d = -4.7^\circ\text{C}$.

2-4 乾絕熱大氣的熱力過程

(一) 位溫保守

由位溫 (θ) 定義

在探空資料中，與B點所處之混合比相同的高度，就是 C.C.L。即從B點沿混合比線與探空曲線的交點所在的高度。

(11) 自由對流高度 (Level of Free Convection, L.F.C.)

從P_c點沿飽和絕熱線，與探空曲線的交點所在的高度，叫L.F.C。

台灣冬天因大氣相當穩定，一般多LFC，即對流，(節氣上，大致在驚蟄(三月初)後，才比較容易有對流)

§ 3-3 乾絕熱大氣的熱力過程

(一) 位溫保守

由位溫 (θ) 定義

$$\theta = T \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{R/C_p} \quad (3-4)$$

兩邊取對數後，再取微分量，即

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT}{T} - \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p} \quad (3-5)$$

又由熱力學第一定律

$$\begin{aligned} dQ &= C_v dT + p d\alpha \\ &= C_p dT - RT \frac{dp}{p} \end{aligned} \quad (3-6)$$

若大氣在絕熱過程下運動， $dQ = 0$ ，則

$$RT \frac{dp}{p} = C_p dT \quad (3-7)$$

故

$$C_p T \frac{d\theta}{\theta} = C_p dT - C_p dT = 0 \quad (3-8)$$

此即表示在乾絕熱的大氣運動過程，位溫恆保持不變的

(二) 氣溫垂直遞減率 (γ_d)

若大氣適合靜力平衡近似，即

$$dp = -\rho g dz \quad (3-9)$$

理想氣體狀態方程式

$$p = \rho RT \quad (3-10)$$

故

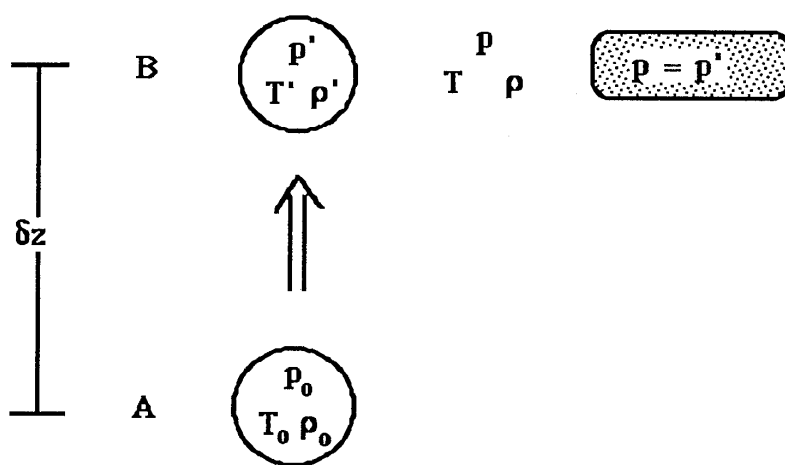
$$\frac{c_p dT}{RT} = \frac{dp}{p} = \frac{-g}{RT} dz \quad (3-11)$$

若大氣在乾絕熱的過程下運動，由(3-7)式得

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p} \quad (= \gamma_d = 0.974^\circ\text{C}/100\text{ m}) \quad (3-12)$$

此即表示若大氣在乾絕熱過程，每升高100公尺氣溫約下降 1°C 。

§ 3-4 未飽和大氣的靜穩定



■ 3-2

Factors affecting buoyancy:

Higher potential temperature and water vapor content increase buoyancy

Higher cloud water and precipitation decrease buoyancy

Large-scale motion: (hydrostatic equilibrium)

Buoyancy \doteq vertical pressure gradient force

Small-scale motion (non-hydrostatic):

Buoyancy \gg vertical pressure gradient force

Vertical accelerations much larger

如圖3-2，空氣塊在絕熱過程下從高度A上升至B處，在A處氣塊的狀態為氣壓 P_0 、氣溫（虛溫） T_0 、密度 ρ_0 ；在B處氣塊的狀態為氣壓 P' 、氣溫 T' 、密度 ρ' ，而環境的狀態為氣壓 P 、氣溫 T 、密度 ρ 。若氣塊的上升不太快，時時保持它與環境氣壓的平衡，即 $P = P'$ ，則

$$\rho RT = \rho' RT' \quad (3-13)$$

由阿基米德原理，氣塊的垂直加速度可寫成

$$\begin{aligned} \frac{dw}{dt} &= g \frac{\rho - \rho'}{\rho} = \text{浮力} \\ &= g \frac{T' - T}{T} \end{aligned} \quad (3-14)$$

氣塊在絕熱過程下，氣溫垂直遞減率（ γ_d ）

$$\gamma_d = - \frac{T' - T_0}{\delta z} \quad (3-15)$$

環境的氣溫垂直遞減率（ γ ）

$$\gamma = - \frac{T - T_0}{\delta z} \quad (3-16)$$

故氣塊的垂直加速度寫成

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g}{T} (\gamma - \gamma_d) \delta z \quad (3-17)$$

當氣塊的垂直加速度為正時，大氣為靜力不穩定；當氣塊的垂直加速度為負時，大氣為靜力穩定；當氣塊的垂直加速度為零時，大氣為中性。由式得知

$\gamma > \gamma_d$ 時，大氣為靜力不穩定； $\rho > \rho', T' > T$ (熱) 上升, 輕, $\rho' < \rho$

$\gamma = \gamma_d$ 時，大氣為中性； 輕 熱

$\gamma < \gamma_d$ 時，大氣為靜力穩定。 $\rho < \rho', T' < T$ 重 冷

由位溫（ θ ）定義

$$\theta = T \left(\frac{P_{00}}{P} \right)^{R/C_p} \quad (3-18)$$

兩邊取對數後，再對 z 微分，得

所以測站上空之溫度（即探空資料）比乾絕熱（即平均未飽和大氣）遞減率所對應之溫度還要低（即探空曲線在乾絕熱線左邊）的話，下層空氣若抬升一點點，其溫度就會比周圍的氣溫還高，所以會繼續往上升，故為不穩定。

$$\begin{aligned}
\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} &= \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{R}{c_p} \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} \\
&= \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{R}{c_p} \frac{1}{p} (-\rho g) \\
&= \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p T} \\
&= \frac{1}{T} (\gamma_d - \gamma)
\end{aligned} \tag{3-19}$$

故大氣靜穩定的條件可寫成

$\frac{d\theta}{dz} < 0$ 時，大氣為靜力不穩定； $\gamma > \gamma_d$

$\frac{d\theta}{dz} = 0$ 時，大氣為中性；

$\frac{d\theta}{dz} > 0$ 時，大氣為靜力穩定。 $\gamma < \gamma_d, \rho < \rho', T' < T$

§3-5 飽和大氣的靜穩定

若氣塊一達到飽和，即^{開始}凝結成水滴；一旦凝結就降水，使水滴離開空氣塊。但它凝結時^{時還來不及}與周圍介質做熱量交換，也就是飽和絕熱變化，而凝結潛熱的釋出，使空氣塊本身之溫度上升，我們稱這樣的飽和絕熱過程為假絕熱過程（pseudo-adiabatic）。它的靜穩定條件該如何呢？

設凝結熱為 L ，飽和凝結的水滴量為 dq ，則

$$-Ldq = C_p dT - RT \frac{dp}{p} \tag{3-20}$$

又已知比濕為

$$q = 0.622 \frac{e}{p} \tag{3-21}$$

因此，

$$\begin{aligned}
 dq_s &= \frac{q_s}{e_s} de_s - \frac{q_s}{p} dp \\
 &= q_s \frac{de_s}{dT} \frac{dT}{e_s} - \frac{q_s}{p} dp
 \end{aligned} \quad (3-22)$$

由 (3-20) 式與 (3-22) 式知

$$\begin{aligned}
 (C_p + \frac{Lq_s}{e_s} \frac{de_s}{dT}) dT &= (Lq_s + RT) \frac{dp}{p} \\
 &= (Lq_s + RT) \left(-\frac{g}{RT} \right) dz
 \end{aligned} \quad (3-23)$$

故

$$-\frac{dT}{dz} (= \gamma_s) = \frac{g + \frac{Lq_s g}{RT}}{C_p + \frac{Lq_s}{e_s} \frac{de_s}{dT}} \quad (3-24)$$

故飽和大氣氣溫垂直遞減率 (γ_s) 與水汽含量有關。以與

§ 3-4 所討論的相同，對飽和大氣而言

$\gamma > \gamma_s$ 時，大氣為靜力不穩定；

$\gamma = \gamma_s$ 時，大氣為中性；

$\gamma < \gamma_s$ 時，大氣為靜力穩定。

如果空氣塊依乾絕熱膨脹至飽和後，再依假絕熱膨脹至水汽完全達光，再依乾絕熱壓縮至原來的氣壓，此時的溫度叫絕熱相當溫度 (T'_e)。若壓縮至 1000mb，此時的溫度叫相當位溫 (θ_e)。

$$T'_e = T \exp \left(\frac{Lq}{C_p T} \right) \quad (3-25)$$

$$\theta_e = T'_e \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{R/C_p} \quad (3-26)$$

與 § 3-4 所討論的相同，我們可得

$$\frac{d\theta_e}{dz} = \frac{\theta_e}{T_e} (\gamma_s - \gamma) \quad (3-27)$$

因此，對飽和大氣而言

所以測站上空之溫度（即探空資料）比溼絕熱遞減率所對應之溫度還要高（即探空曲線在溼絕熱線右邊）的話，下層空氣（縱使已達飽和）若抬升一點點，其溫度還是比周圍的氣溫還低，所以要退回原處，故為穩定。

$\frac{d\theta_e}{dz} < 0$ 時，大氣為靜力不穩定；

$\frac{d\theta_e}{dz} = 0$ 時，大氣為中性；

$\frac{d\theta_e}{dz} > 0$ 時，大氣為靜力穩定。

綜合而論

$\gamma < \gamma_s$ 時，大氣為靜力穩定

$\gamma_s < \gamma < \gamma_d$ 時，大氣為條件不穩定

$\gamma_d < \gamma$ 時，大氣為靜力不穩定

§ 3 - 6 均勻大氣之氣溫垂直遞減率 (γ_n)

大氣的密度隨高度而遞減，若把整個大氣的密度調整一下，使它是一常數，且等於地表密度 (ρ_0)，那麼，在 $p = 0$ 處，高度就不是 ∞ ，而是 z_h ，在 $p = p_0$ 處，高度為 0。由靜力平衡近似，我們可得

$$z_h = \frac{p_0}{\rho_0 g} \quad (3-28)$$

若地表大氣氣溫為 273°K ，則大約為 8 公里。

又因為

$$\delta p = \rho_0 R \delta T \quad (3-29)$$

$$\delta z = -\frac{1}{\rho_0 g} \delta p \quad (3-30)$$

故均勻大氣之氣溫垂直遞減率 (γ_n) 即為

$$\gamma_n = -\frac{\delta T}{\delta z} = \frac{g}{R} \quad (= 3.42^{\circ}\text{C}/100\text{m}) \quad (3-31)$$

§ 3 - 7 潛在不穩定 (Latent Unstable)

當大氣的溫度遞減率 (γ) 介於 γ_d 與 γ_s 之間時，如果大氣是未飽和，則為穩定；如果大氣已飽和，則為不穩定。

若大氣雖未達飽和，但濕度甚大，受少許的外力作用後，可沿乾絕熱過程膨脹達飽和，此時的高度為 L.C.L.，若外力繼續存在，則可沿假絕熱過程膨脹。在膨脹過程中，若氣塊的氣溫較周圍氣溫低時，大氣為穩定；若氣塊的氣溫較周圍氣溫高時，大氣為不穩定。

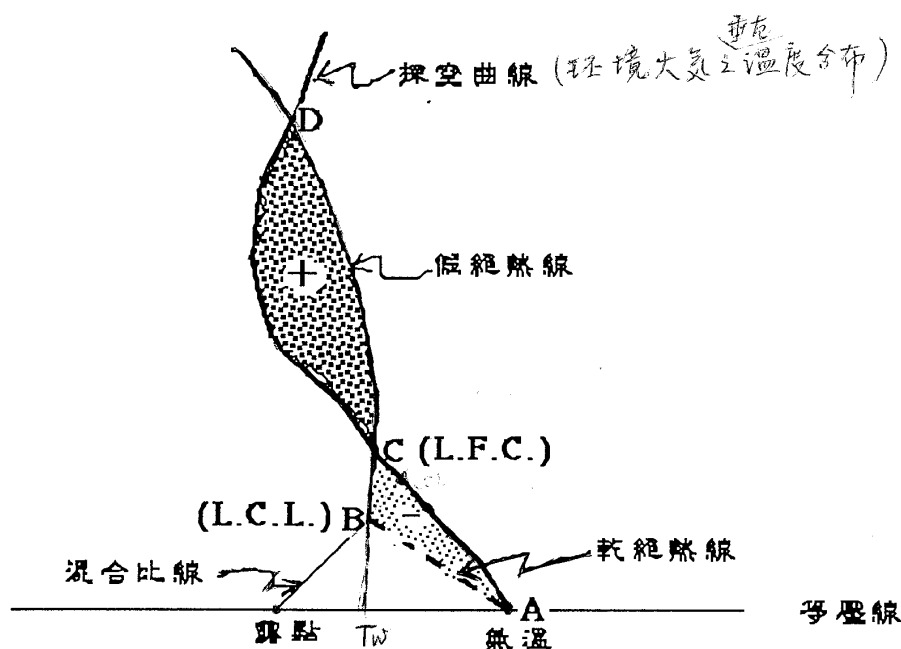


圖 3-3

如圖3-3，A點的氣塊受外力作用上升至B點（舉升凝結高度，L.C.L.），大氣已達飽和；若外力繼續存在，繼續沿假絕

參考建議：<http://www.tornadochaser.net/capeclass.html>

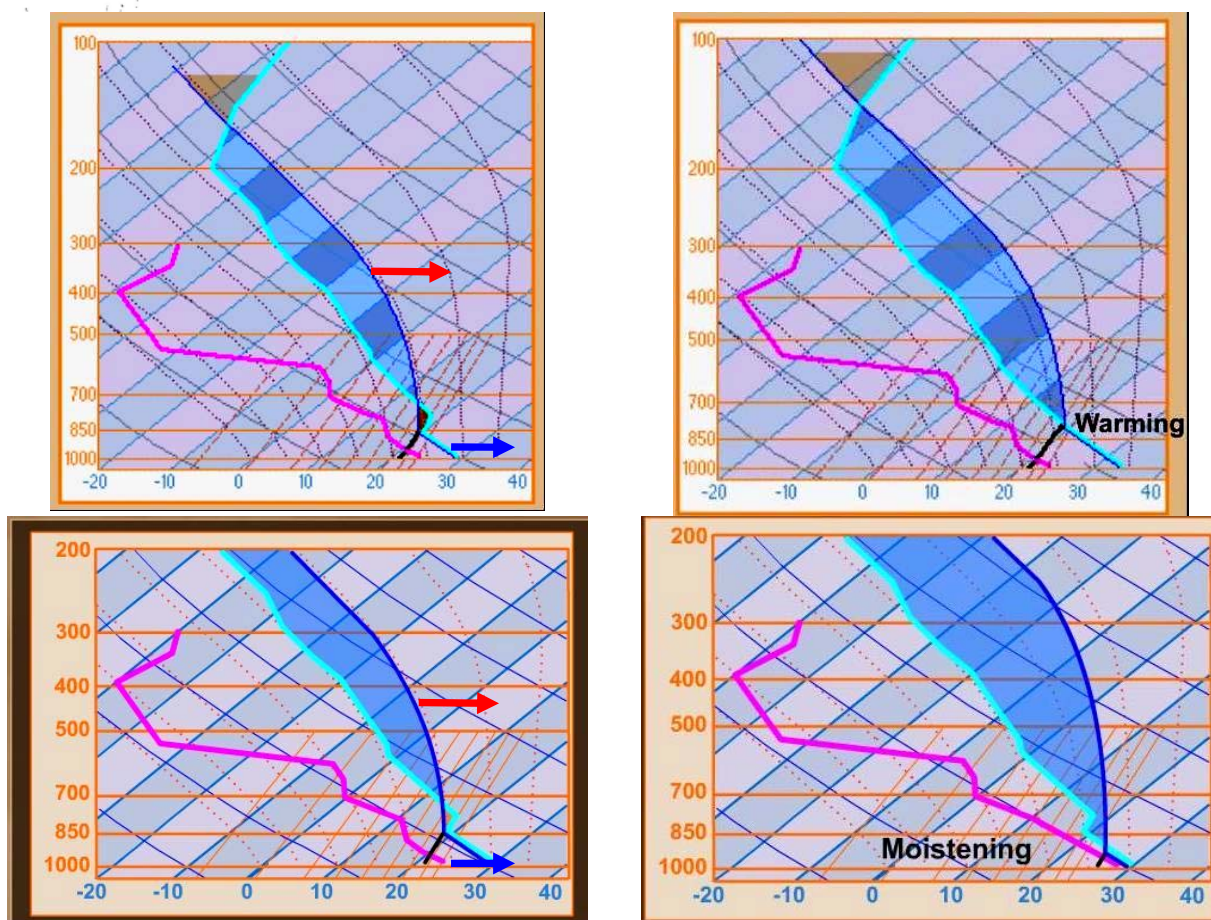
D點：equilibrium level, C點，LFC。CAPE: C到D間的面積，正面積。A到C間的面積，負面積，稱為 convective inhibition (CIN)。

CAPE值: 1000-3000 J/kg (deep convection)；極值大約在 5000-7000 J/kg。

熱過程上升，在C點（自由對流高度，L.F.C.）與探空曲線相交，隨後大氣為不穩定狀態，可以不帶外力而自由上升至D點。

當氣塊自A點上升至B點，再到C點時，大氣處在穩定狀態，需靠外力對氣塊做功，氣塊才能升至C點，換言之，氣塊對周圍作了負功，其大小為A點、B點、C點間由乾絕熱線、假絕熱線與探空曲線所圍成的面積。當氣塊自C點上升至D點，大氣處在不穩定狀態，不帶靠外力即可自由上升，由於上升時空氣膨脹對外做功為正功，其大小為C點、D點間由假絕熱線與探空曲線所圍成的面積。

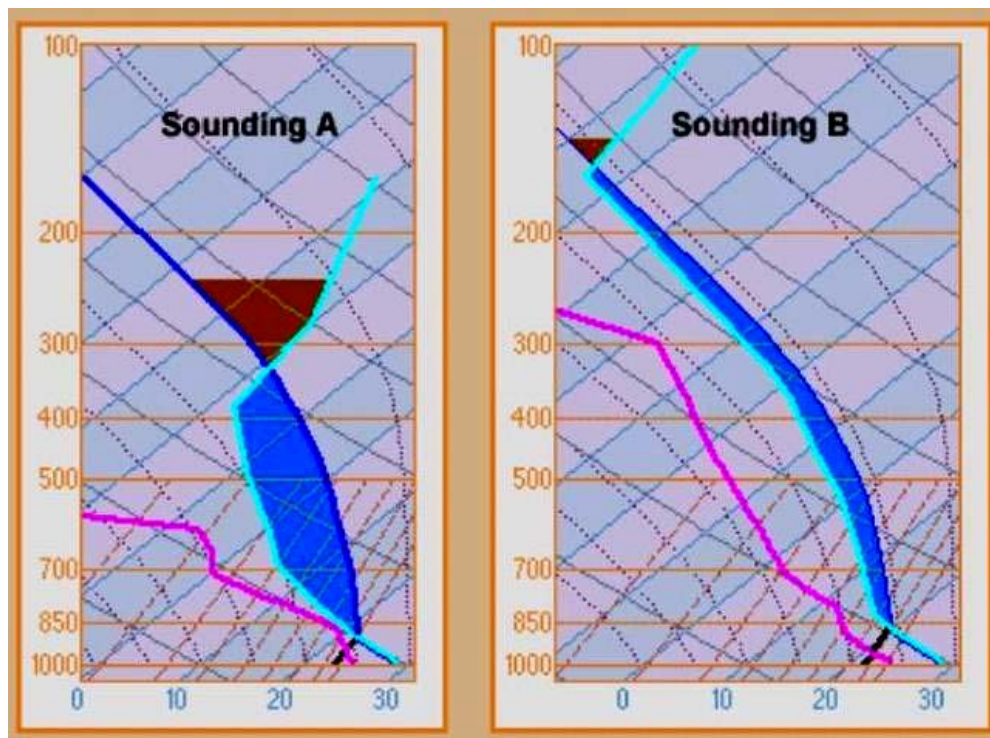
若正面積大於負面積，即為潛在不穩定（Latent Unstable）。故條件不穩定的氣塊光需要外力，且負面積狹小（只要少許外力即足夠），才有不穩定的現象。



早上的探空，一般會有近地面的逆溫（左圖）。CIN (convective inhibition, 即負面積) 的減少，或CAPE（正面積）的增加，即增加相當位溫，可有下面幾個方式，下層的加熱（如太陽照射），下層有水氣輸入（如西南氣流或地表蒸發），或是綜觀尺度抬升。

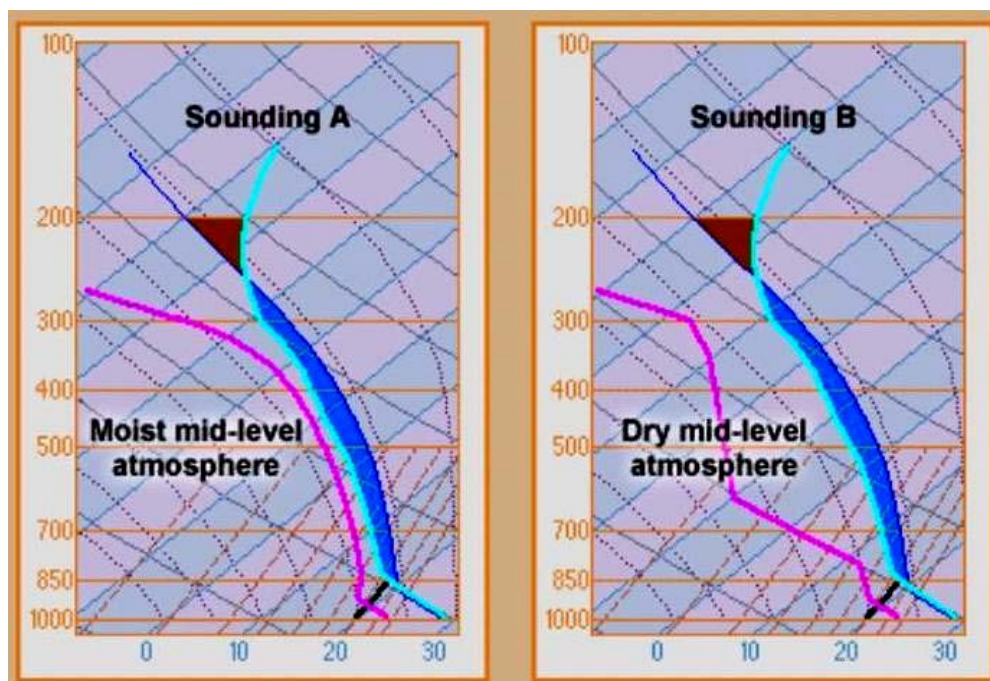
下面兩種狀況，CAPE的正面積相等，但大氣的特性不一樣。

(a) Sounding A CAPE集中在下層。有強的上升氣流，地面氣塊加速快，較少降水落入下半部，減小water loading 之downward drag.



(b) Sounding A之環境較潮溼，entrainment所造成之蒸發冷卻較小，所以有較強updraft。

Sounding B之環境較乾燥，entrainment所造成之蒸發冷卻很大，降低浮力，上升氣流較弱，所以有較強downdrafts。



2-8 大氣的不穩定指數

Meteorologists use stability indices to quickly assess the susceptibility of the atmosphere to severe weather. Stability indices are a measure of the atmospheric static stability. The following lists some of the commonly used stability indices. The indices are based on the stability concepts and the fact that moist air is less dense than dry air

- (一) 蕭氏指數(Showalter Index): (負值越大越不穩定) 氣塊自850 hPa的LCL沿假絕熱線上升(膨脹)至500hPa的溫度為 T' , 而周圍的溫度為 T , 則 $SI = T - T'$ 。所以蕭氏指數的負值愈大, 大氣愈不穩定。(Showalter, 1947).

$(T - T') > 3$: no shower

$(T - T') \leq 3$: probable

$-2 \leq (T - T') \leq 1$: chance increase

$(T - T') \leq -3$: several thunderstorms $T + 3 \leq T'$

$(T - T') \leq -6$: possibility of tornado occurrence $T + 6 \leq T'$

(即上升後之氣塊溫度與環境溫度之差, 高越多越不穩定)

若850hPa碰巧最乾呢? 可改用下面的替代公式

(1) lifted index: 取地面到700hPa間之露點平均值做 T_d , 而不用850的 T_d 。或

(2) F-M Index (Fawhush-Miller index): 取 $RH > 65\%$ 區之露點平均值, 做其 T_d 。

$(T - T') > 1$: relatively stable

$-2 \leq (T - T') \leq 0$: slightly unstable

$-6 \leq (T - T') \leq -2$: moderately unstable

$(T - T') \leq -6$: strongly unstable

- (二) K指數 (KI, K-index): A measure of the thunderstorm potential based on vertical temperature lapse rate, moisture content of the lower atmosphere, and the vertical extent of the moist layer. (George, 1960)

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (1)$$

= vertical lapse rate + moist content of lower atm. + vertical extent of the moist layer

In eq.(1), $K < 15$ (no convection), $K > 20$ (scattered thunderstorms), $K > 35$ (numerous thunderstorms).

Not good for severe weather but is good for estimating how widespread the convection will be.

- (三) 總指數 (Total Totals Index, TT): (Miller, 1972).

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{d500}) \quad (a)$$

$$\text{Or } TT = (T_{850} + T_{d850}) - 2(T_{500}) \quad (b)$$

In eq (b) $TT > 44$ (thunderstorms), $TT > 48$ (severe thunderstorms), $TT > 50$ (tornadoes)

Notice that increasing the dew point at 850 mb or decreasing the temperature at 500 mb (temperatures at 500 mb are usually less than 0°C) makes the atmosphere more favorable for thunderstorm development. Dry air over warm moist air is unstable.

- 注意：這些index都是中經度地區（如美國、英國），在夏季使用的經驗預報方法。
- 在台灣（低緯度地區）地區，則須要另做修正才適用。

Showalter, A. K., 1947: A stability index for forecasting thunderstorms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250–252.

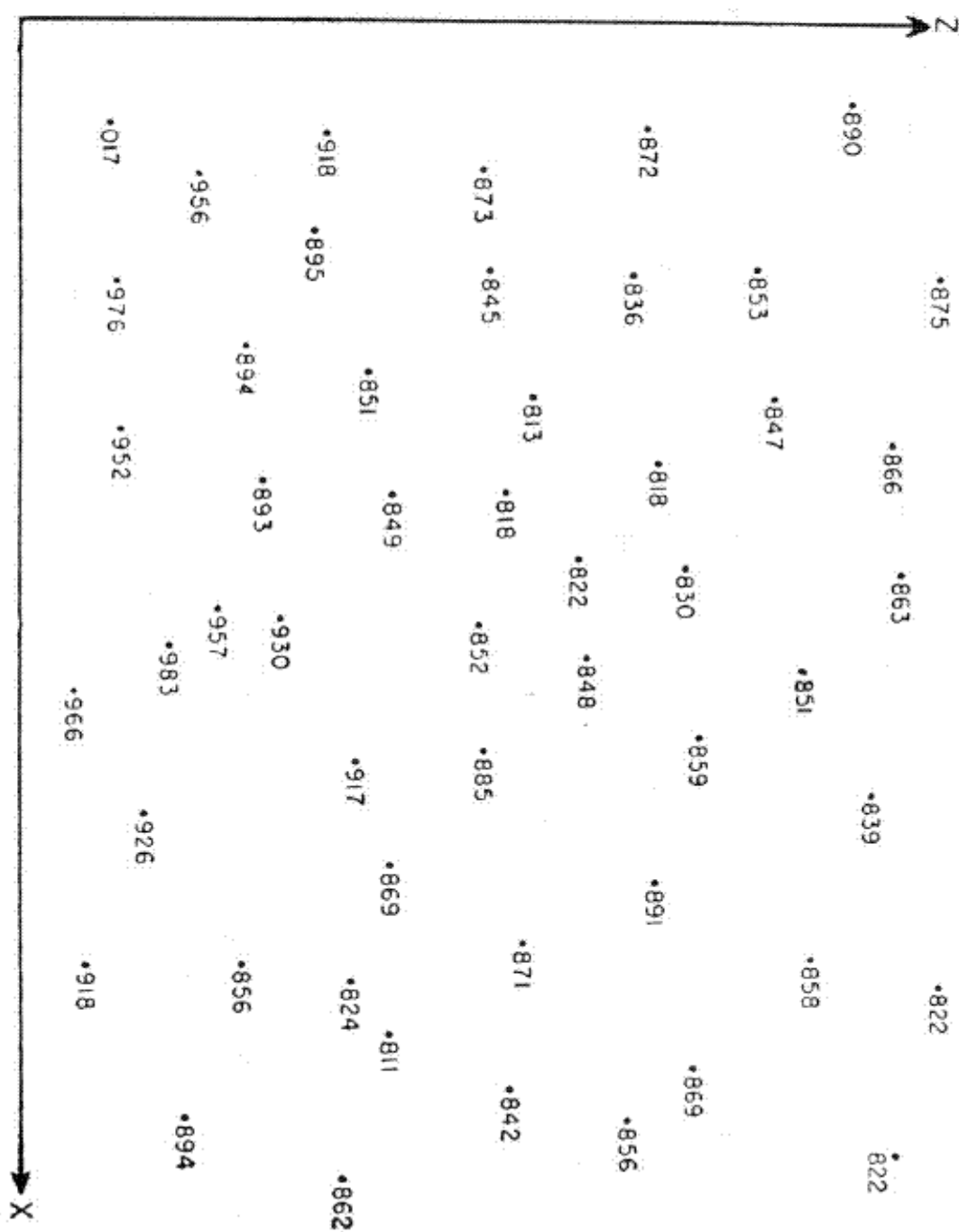
George, J. J., 1960: *Weather Forecasting for Aeronautics*, Academic Press, 673 pp.

Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. *Tech. Rept. 200(R)*, Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190 pp.

Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 528–529.

習題三：

下圖為一純量場（如壓力）之二維分布，請以 20 之等間隔畫出各等值線來。
 注意：圖左下角之 017 代表 1017 之值。



習題四：

- 試由地轉風方程導出熱力風方程來。
- 下圖為一鋒面系統中地面、500 hPa、到300 hPa 之氣流型態圖。試由熱力風關係式找出 A、B、及 C 各點之氣流為冷或暖平流？及各點所在區域為冷或暖區？
- 圖中高壓及低壓中心隨高度增加均有明顯之傾斜的現象，請指出其向冷或暖區傾斜？為什麼？

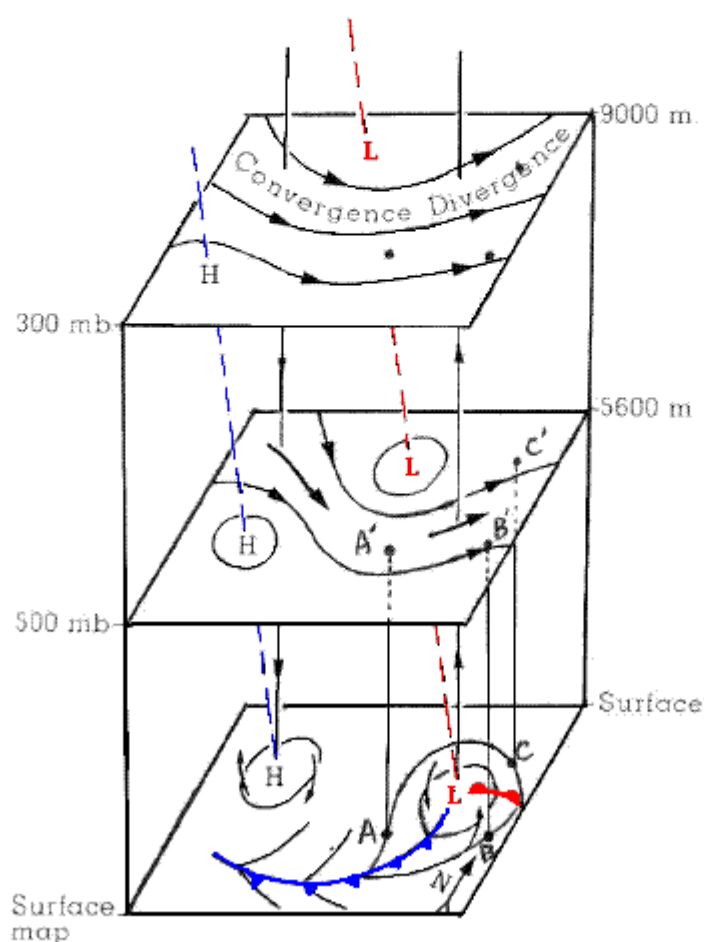


FIGURE 1 The vertical structure of cyclones and anticyclones.