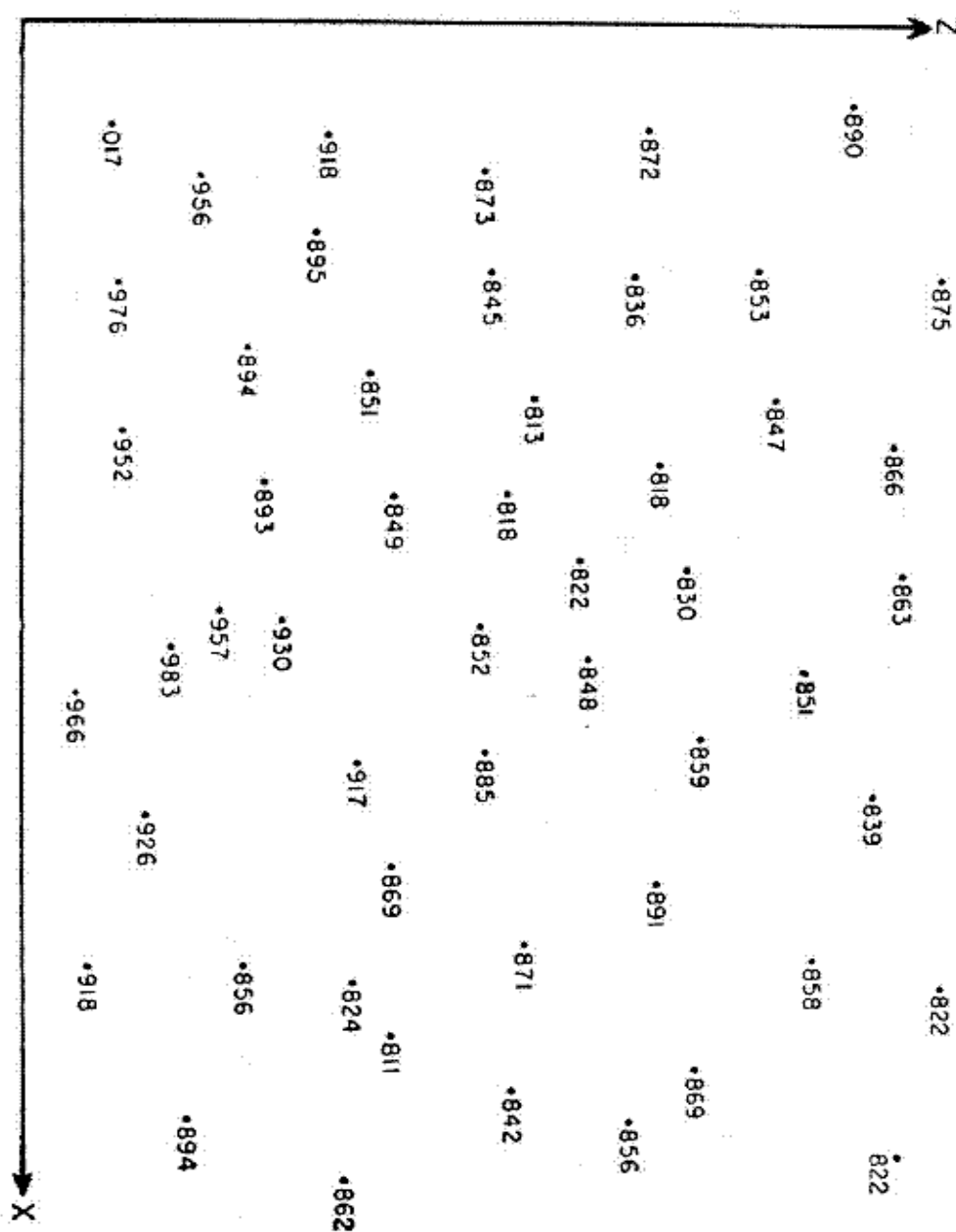


三、天氣圖純量分析原理與應用

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。

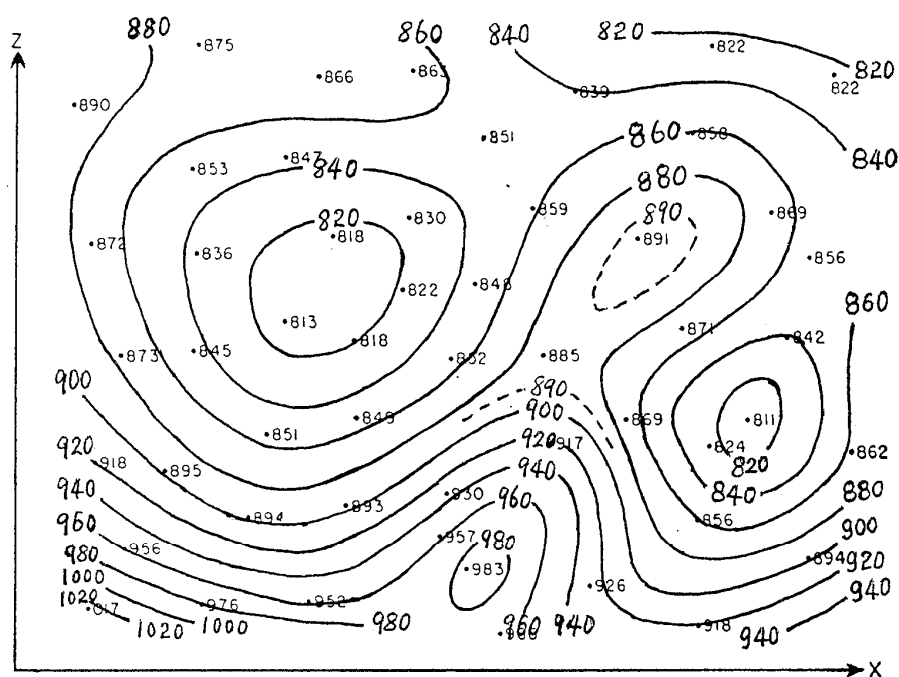


三.A. 第四章純量分析的原理與應用

§ 4 - 1 前言

大氣的觀測量中，氣壓、氣溫，濕度、等壓面上之高度等都是無向量 (Scalar)，分析它們在 (x,y) 面上的分布情形，以瞭解天氣系統的結構，因此，對純量分析在天氣分析作業上就佔很重要的地位，本章將討論在一平面上做純量分析的方法，以及分析場的幾何意義。

§ 4 - 2 平面上的純量分析



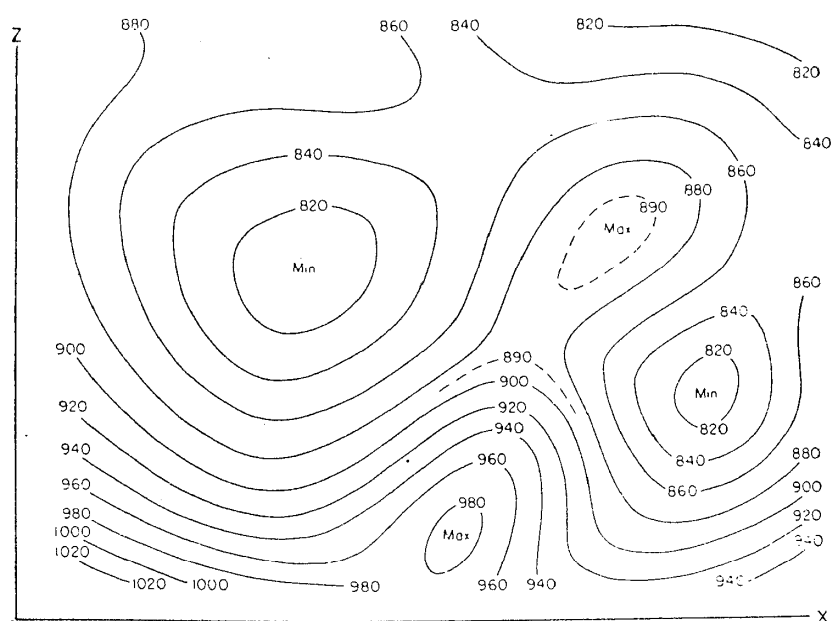


圖 4 - 2

圖 4 - 1 是一張觀測的 $Q(x,y)$ 資料，分析後的等值線圖如圖 4 - 2 所示，等值線必然有下列幾項特性：

- (1) 等值線是不會中斷^能；(除非在沒有資料的地區)
- (2) 等值線可^為封閉或終止於圖的邊緣；
- (3) 不同值的等值線^{絕不相交}；
- (4) 同值的等值線^必不會分支的。

④ 唯一的例外，兩條同值的等值線可相交在鞍點上。

若等值線密集處，也就是梯度大的地方，其物理量變化很急促；相反地，若等值線間的距離寬闊處，則該處物理量變化較緩和，在數學上， Q 在 s 方向的變率就是 $\frac{\partial Q}{\partial s}$ 。

如果某物理量場在某一點（A 點）具有該物理量的某一數值，而其附近並沒有同值的物理量存在，則過 A 點就無法分析

出這數值的等值線，這點稱為單點（奇異點，singular point），這種單點是極大或極小的中心（沒有任何等值線會通過）。另一種單點是鞍點(col)。自極大中心向外移動， Q 值逐漸減小，自極小中心向外移動， Q 值遞增。而鞍點是兩同值線的交點，但分析時選擇的等值線未必可以在鞍點上相交。

等壓線與等高線一樣，坡度越平緩的地區越疏，越陡峭的地區越密。
兩條不同值的等高線永遠不會相交。



1. 線要平滑，避免畫出比測站平均距離還小的系統來---無意義
2. 兩條線之間隔（梯度），即風速之大小。
3. 要有美感。

1. 平滑

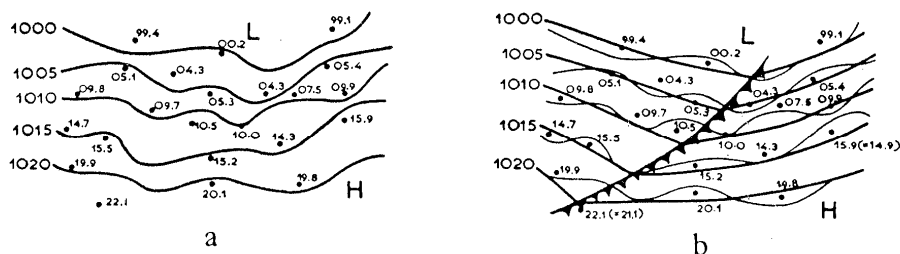
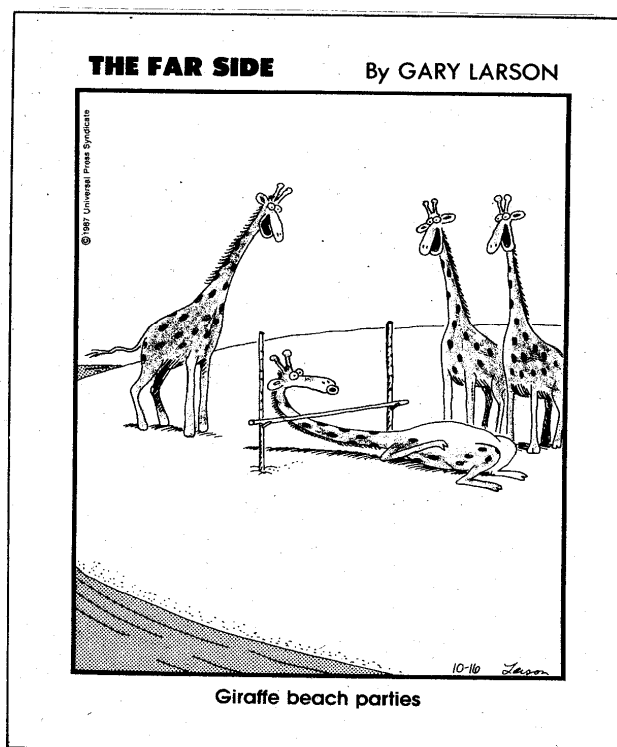


FIGURE 3-1. Improbable (a) and probable (b) forms of isobars. From Godske et al. (1957), p. 670, by permission of the American Meteorological Society.

2. 間隔與風速

$$\begin{cases} u_g = \frac{-1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \end{cases} \quad \text{or} \quad \begin{cases} u_g = \frac{-1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \\ v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \end{cases}$$

3. 藝術



八氣丁四我

六八二

→ 没有任何等值线会通过。

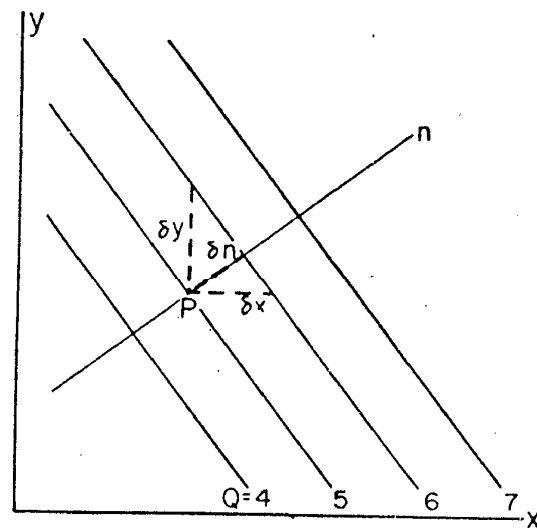
(奇異點)

出這數值的等值線，這點稱為單點 (Singular Points)，這種單點是極大或極小的中心，另一種單點是鞍點 (Col) 的中心，自極大中心向外移動，Q 值逐漸遞減；自極小中心向外移動，Q 值逐漸遞增；而鞍點是兩同值等值線的交點。但分析時未必恰好選擇的等值線可以在鞍點上相交。

§ 4 - 3 梯度 (Gradient)

一純量 Q 梯度的大小，是指它的水平變率，也就是 Q 的密(集)程度，它的方向是指向 Q 增加的方向 (如圖 4 - 3 所示)，數學上以下式表之：

$$\nabla_h Q = \hat{n} \frac{\partial Q}{\partial n} = \hat{i} \frac{\partial Q}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial Q}{\partial y}, \quad (4-1)$$



※**梯度**：分析方式與氣流線(stream line，大動 §3.3)類似。先在每條等值線上輕輕畫出小垂線，再由極值點畫出處處與小垂線相切的線條。像蜘蛛網。

(由高流向低)

(由暖流向冷的) (此為物理學上)

在動力學上，注注要以負梯度向量 ($-\nabla Q$) 來表示空氣流動的方向，或熱量平流的方向。負梯度向量總是與等線垂直的（如圖4 - 4 所示），極大中心就是負梯度向量場輻散狀的焦點；極小中心就是負梯度向量場輻合狀的焦點；而鞍點是輻散與輻合軸線的交點。

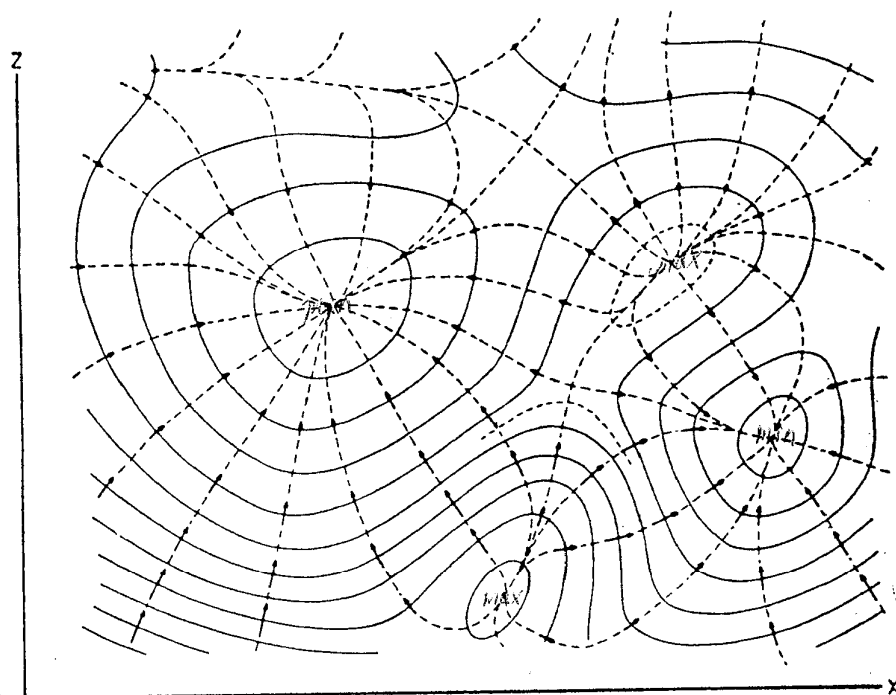


圖4 - 4

§ 4 - 4 特性面的地勢圖 (Topography)

如圖4 - 5 所示，ABCD 面是某一物理量變數的特性面（如氣壓面、位溫面等），此特性面與 $Z = Z_{11}$ 的等高面之交線為 Z_{11} ，與 $Z = Z_{10}$ 的等高面之交線為 Z_{10} ，由此類推，可得 Z_9 、 Z_8 、 Z_7 等高線。如此可按平面圖分析結果，來表示空間的結構。

※500Pa面上，熱帶地區之高度（厚度）比極區處大；因為溫度較高，密度較小，厚度較大。

※在地面圖上，極區為高壓，熱帶地區為低壓。但大洋上之副高及其北方之「氣旋路徑」上之低壓區，則為例外。

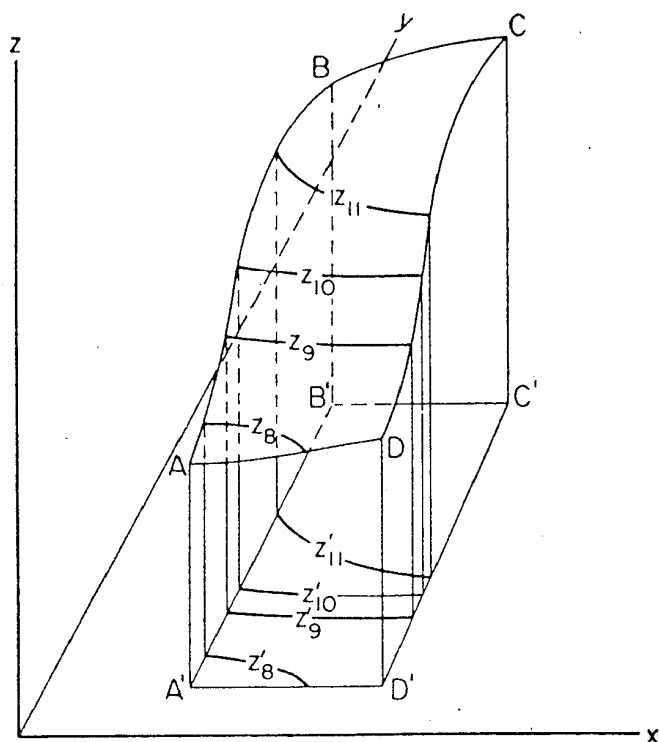


圖 4 - 5
等壓面為一曲面、

設各等高線 z_{11} 、 z_{10} 、 z_9 、 z_8 、 z_7 在基準面 $A'B'C'D'$ 面 (即 $z = z_0$ 的海平面) 的投影為 z'_{11} 、 z'_{10} 、 z'_9 、 z'_8 、 z'_7 。等壓面高空圖就是這樣設計下的地勢圖。

此特性面與基準面的夾角為 β ，則特性面在 x 方向的斜率 (m) 可寫成

$$m = \tan \beta = \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_Q, \quad (4-2)$$

此特性面與 xz 剖面之交線的曲率為 K_{xz} 可寫成

$$K_{xz} = \frac{\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \right)_Q}{\left[1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_Q^2 \right]^{3/2}} \approx \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \right)_Q, \quad (4-3)$$

(一) 脊 (Ridge) 與槽 (Trough) : z 可為高度 (或深度) 之函數

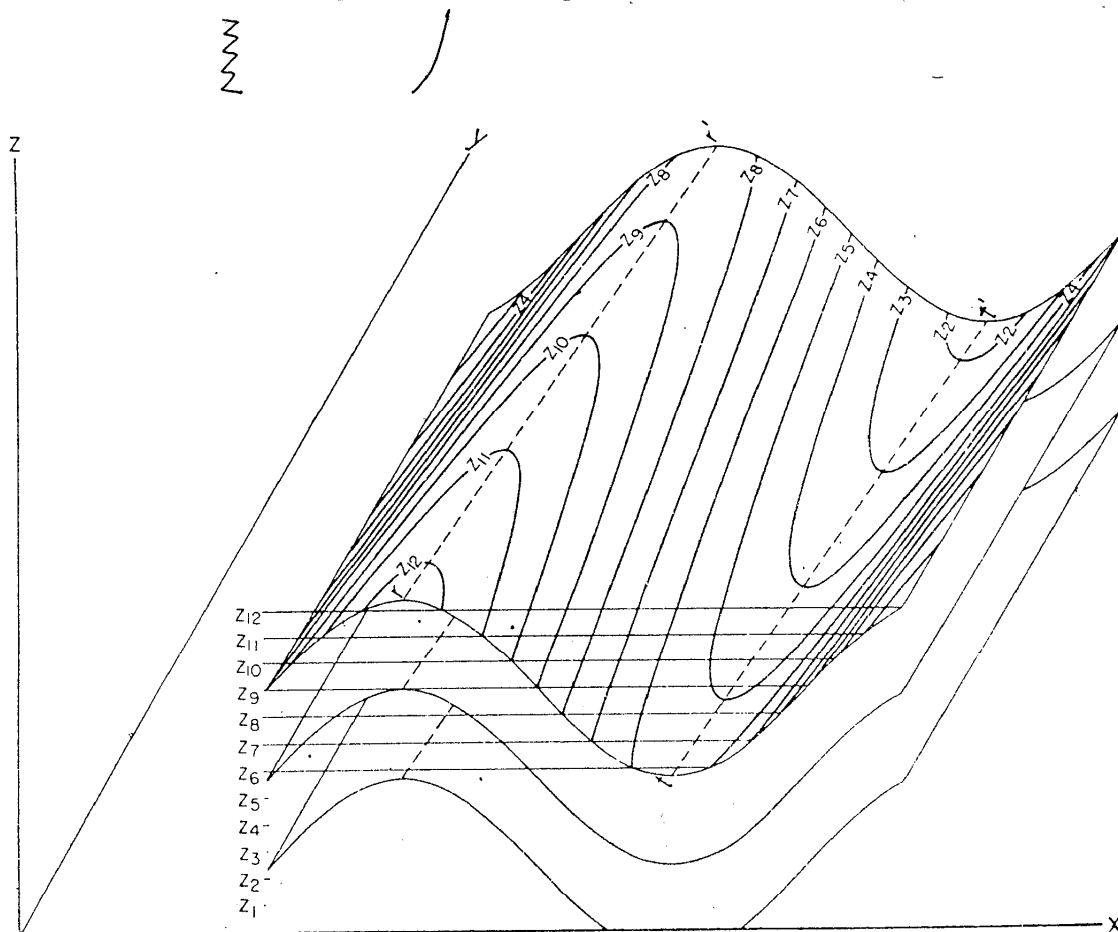


圖 4 - 6

(槽) 如圖 4 - 6 所示，特性面上實線為等高線；虛線為最高與最低值的連線，即 rr' 為最高線稱為脊 (Ridge)， tt' 為最低線稱為槽 (Trough)。若 y 軸與脊或槽平行，則

在脊處 $\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_Q = 0$ 且 $\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)_Q < 0$ (4-4)

※槽或脊，為一次微分等於零（極值）的地方；但不一定是偏離緯度線最遠的地方，雖然很多的情況下可能會一致！

在槽處 $\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_Q = 0$ 且 $\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)_Q > 0$ (4-5)

故脊線與槽線都處於特性面的垂直斜率為零的地方，脊線是在某一方向曲率為向下彎曲的位置；而槽線是在某一方向曲率為向上彎曲的位置。

(二) 反曲線 (Line of Inflection)

在圖4-6中，槽脊之間垂直斜率最大位置的連線叫反曲線，在此線的一側等值線呈向上彎曲；另一側等值線呈向下彎曲。(如圖4-7所示)

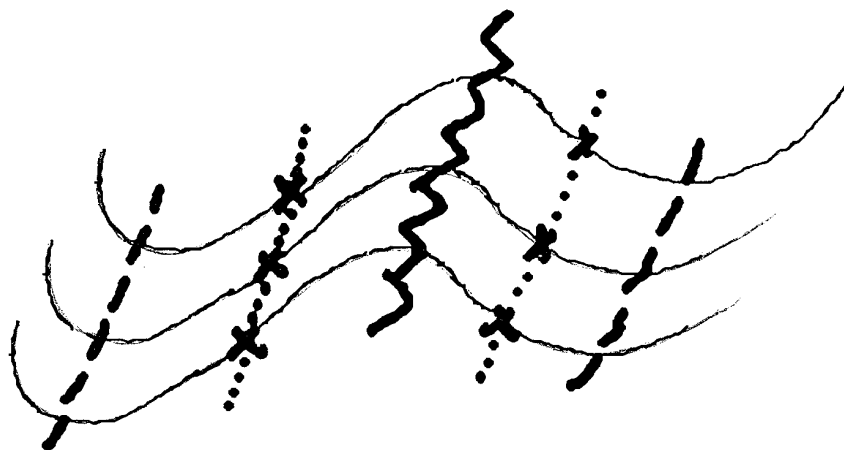


圖 4--7

(eq. close high center) (eq. close low center)

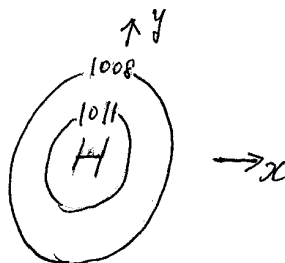
(三) 峰頂 (Dome) 與谷底 (Depression)

如圖4-8所示，在特性面上極高處為峰頂；極低處為谷底。即

在峰頂 $\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_Q = \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_Q = 0$

且 $\left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)_Q < 0$

且 $\left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)_Q < 0$



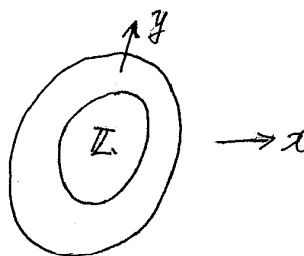
(4-6)

※反曲點：一次微分為極值的地方，為氣旋/反氣旋的交界處。所以其前後兩側的特性有明顯差異。

在谷底

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_Q = \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_Q = 0$$

$$\text{且 } \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\right)_Q > 0$$

$$\text{且 } \left(\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right)_Q > 0$$


(4-7)

故峰頂與谷底都處於特性面的垂直斜率為零的地方，峰頂是在四面八方都是向下彎曲的位置；而谷底是在四面八方都是向上彎曲的位置。

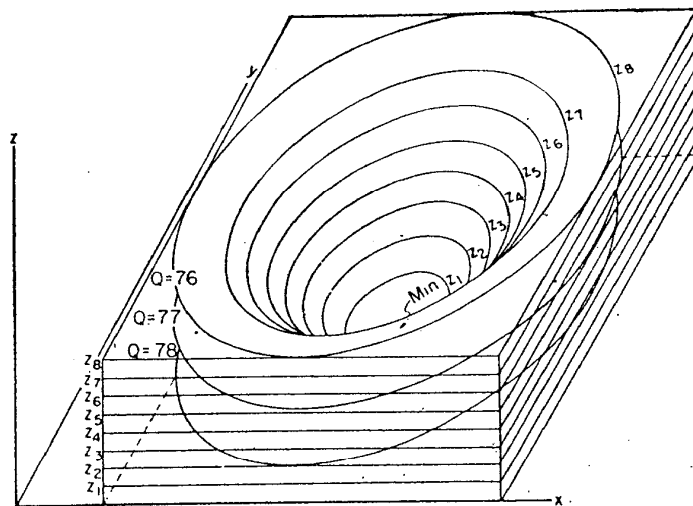


圖 4 - 8

(三) 鞍點 (Saddle or Col)

如圖 4 - 9 所示，在特性面上槽線與脊線相交點就是鞍點。

即

在鞍點

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_Q = \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_Q = 0$$

※鞍形場：為兩高壓及兩低壓交會的地方。會有明顯「風切線」，是天氣系統發展的地方。

$$\text{且 } \left(\frac{\partial^2 z}{\partial s_1^2} \right)_Q > 0$$

$$\text{且 } \left(\frac{\partial^2 z}{\partial s_2^2} \right)_Q < 0 \quad (4-8)$$

故鞍點處於特性面的垂直斜率為零的地方，而在某一方向它是向下彎曲的位置；而在另一方向它是向上彎曲的位置。

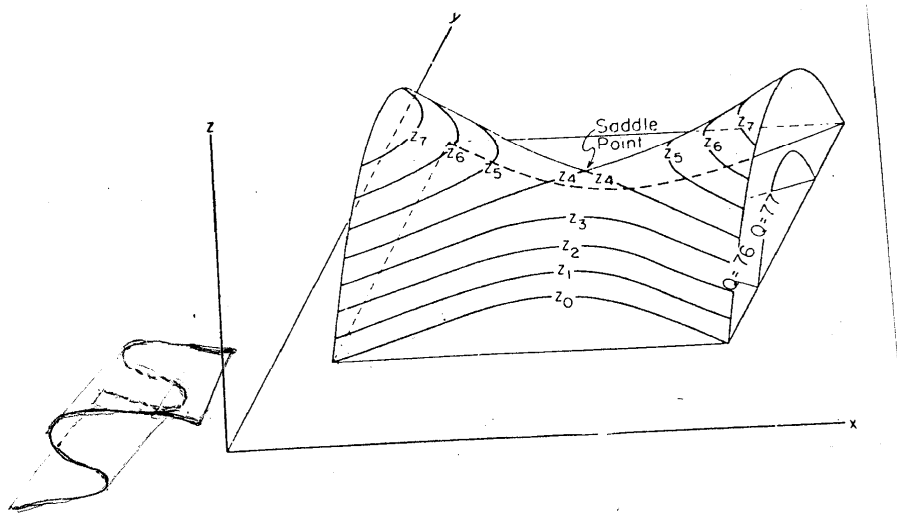


圖 4 - 9



分析時要有一顆平靜的心。

* 純量分析的考慮

資料解析度是決定純量分析結果的主要因素，由於資料解析度不足，在分析時需做多次修正並考慮：

- (1) 資料的內插 (interpolation)
- (2) 資料的外插 (extrapolation)
- (3) 資料的聯想 (association)：如參考平均狀況、過去狀況等。
- (4) 資料的調和 (coordination)：考慮不同資料間的診斷關係，如流體靜力平衡、準地轉平衡等。壓力-風場，壓力-溫度場，…及雲、能見度等之互相配合。

* 天氣圖純量分析準確度的極限，取決於

- (1) 資料準確度（如儀器誤差、觀測誤差、資料傳送誤差、譯碼填圖的誤差等）
- (2) 資料分佈的密度
- (3) 物理變數的特性（如P smooth, but humidity small and complicate shapes）
- (4) 局部地理環境的影響（山等）
- (5) 天氣現象的尺度（避免畫出比測站平均距離還小的系統來---無意義）
- (6) 選用圖表種類，及
- (7) 分析人員的技術。

An outline for procedure in scale analysis:

1. fix in mind the history of the situation
2. bring continuity chart up to date
3. examine the plotted data in terms of (1) and (2)
4. sketch the patterns in a preliminary manner
5. shape the pattern into final form
6. enter the final lines
7. enter appropriate labels

* A continuity chart may consist of locations, intensities and trajectories of centers, cols, discontinuity lines (fronts, shear lines), zones of maximum gradient, etc.

(分析中还有许多方法可使用!)

* Missing data and interpolation:

The most common way of supply an isolated missing value is to use an interpolation formula based on the assumption that the data locally is polynomial of some odd degree. (奇数才有原差, U_0 , 之差微分估). This is equivalent to the assumption that the next higher-order difference is zero. For instance, assume that the fourth difference is zero,

$$\therefore \Delta^4 U_n = U_{n-2} - 4U_{n-1} + 6U_n - 4U_{n+1} + U_{n+2} = 0$$

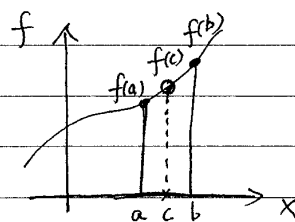
$$\Rightarrow \text{得 } U_n = \frac{1}{6} [-U_{n-2} + 4U_{n-1} + 4U_{n+1} - U_{n+2}]$$

$$6\text{階为 } \Delta^6 U_n \Rightarrow U_n = \frac{1}{50} [1, -6, 15, 15, -6, 1]$$

* 最简单为线性内插

假设函数 $f(x)$ 在 (a, b) 间为一直线(线性连续)
则在 c 处之值 $f(c)$ 可以由相似形公式求得:

$$\text{即 } \frac{f(c)-f(a)}{f(b)-f(a)} = \frac{c-a}{b-a}$$



$$\Rightarrow f(c) = \left(\frac{c-a}{b-a}\right)(f(b)-f(a)) + f(a)$$

* 其他更高阶之内插如 Stirling formula 及 Bessel formula 则利用 Taylor expansion 来表示。只取等号右边两项,即为线性内插。取到第三项为二次曲线,一般取到第三项已经足够。

Ref: Saucier (1965)

① The Stirling formula (对奇次微分项做平均,此式在桌 s 附近较准确!)

$$Q(s+\delta) = Q(s) + \frac{\delta}{2} (\Delta Q_{\frac{1}{2}} + \Delta Q_{-\frac{1}{2}}) + \frac{\delta^2}{2!} \Delta^2 Q + \frac{1}{2} \frac{\delta(\delta^2-1)}{3!} (\Delta^3 Q_{\frac{1}{2}} + \Delta^3 Q_{-\frac{1}{2}}) + \frac{\delta^2(\delta^2-1)}{4!} \Delta^4 Q + \dots$$

② The Bessel formula (对偶次微分项做平均,此式在桌 s 附近较准)

$$Q(s+\delta) = \frac{1}{2} [Q(s) + Q(s+1)] + (\delta - \frac{1}{2}) \Delta Q_{\frac{1}{2}} + \frac{1}{2} \frac{\delta(\delta-1)}{2!} (\Delta^2 Q + \Delta^2 Q_1) + \frac{\delta(\delta-1)(\delta-\frac{1}{2})}{3!} \Delta^3 Q_{\frac{1}{2}} + \frac{1}{2} \frac{\delta(\delta^2-1)(\delta-2)}{4!} (\Delta^4 Q + \Delta^4 Q_1) + \dots$$

TA DER

所以,线性内插公式中,若 a, b, c 为等间距,则 $f(c) = 1/2 (f(a) + f(b))$

三.B.

第五章地面天氣圖的分析

*
* * 摘自：江火明老師之天氣學講義 * *
B-1
§ 5-1 前言

地面天氣圖是每日分析的主要天氣圖，依據的資料很雜，包括（1）地面的氣溫、風、濕度、氣壓變化趨勢、過去與現在天氣現象、能見度、降水量；（2）海平面的氣壓；（3）天空中的雲狀與雲量。它只能表示大尺度的系統。

§ 5-2 地面天氣圖的分析項目

地面天氣圖要分析下列項目：

- （一）氣團（Air Masses）—分析主要依據為溫度、濕度、穩定度等。
- （二）海平面氣壓場—依純量分析原理分析，以判定高壓與低壓的分布情況。
- （三）鋒（Front）—分析主要依據是天氣狀況、視障、雲、風、氣壓場分析的輻合軸。
- （四）變壓場—瞭解過去三小時的氣壓變化，以判斷未來的系統演變與移動。

（五）溫度場

B-2

§ 5-3 氣團與氣團的分析

假如空氣長時期停留在地表上某個地區，它的特性將逐漸具有這地區的典型性質，例如：廣大暖洋面上的大氣則潮濕而溫暖。這種數千公里範圍，且平面上幾乎具有一致性質的空氣塊，稱做氣團（Air Masses）。

一般而言，因為反氣旋（高壓）的廣大涵蓋範圍內風速小，故氣團主要是為靜止或緩慢移動的反氣旋所籠罩。氣團形成的必要條件是廣大地區風速小且地表性質一致，風速小才能使空氣在長時期內與地表達到近乎平衡的狀況。因不同緯度帶地理環境之溫度特性不同以及大陸與海洋的水汽供應（濕度）不同，氣團可分為：

- A : 極地 (Arctic) 氣團
- mP : 海洋性極區 (Maritime Polar) 氣團
- mT : 海洋性熱帶 (Maritime Tropical) 氣團
- cP : 大陸性極區 (Continental Polar) 氣團
- cT : 大陸性熱帶 (Continental ~~Polar~~) 氣團
- E : 赤道 (Equatorial) 氣團 ^{Tropical}

極地氣團主要是在冬季才出現的，它形成了北極的反氣旋，它的溫度非常低，絕對濕度也很小；但由於低溫的關係，相對濕度並不低，又由於近地面的特別低溫，在地表上1-2公里處存在著很強的逆溫層，空氣十分穩定。

大陸性極區氣團雖然沒有極地氣團那麼冷，但具有相近的特性，冬天北半球的阿拉斯加、加拿大與西伯利亞等地總是被大陸性極區氣團所涵蓋著；而夏天時它就沒有那麼低溫，且濕度也大些，穩定度也沒那麼大。

海洋性極區氣團主要是在高緯度的海洋上，在冬天比起大陸性極區氣團暖和多了；夏天時它反而顯得冷些。但它總是相當潮濕，且穩定度不那麼大。

大陸性熱帶氣團主要存在副熱帶陸地上，如：北非、西南美、亞洲沙漠地區等，雖然穩定度很低，但由於它是熱且乾的，很少有雲存在。

海洋性熱帶氣團主要存在低緯度海洋上，如：太平洋高壓、大西洋高壓等，在低層它溫暖、潮濕且不穩定。在海洋的西岸，氣團向極區移動，潮濕且不穩定層加深。

在副熱帶輻合區附近，存在著赤道氣團，它溫暖、潮濕且不穩定層很深厚。

當極地氣團與大陸性極區氣團向赤道移動，通常從下層加熱而變得較不穩定，又由於水面或潮濕土地的蒸發，增加空氣中的水汽含量，有較多的對流雲發展。當它們進入廣大的大西洋或太平洋洋面時，將迅速變性為海洋性極區氣團。

海洋性熱帶氣團在冬天移向極區時，將越來越穩定，故有霧或層雲伴隨；而在夏天移向大陸時，由於陸地比海洋溫暖，故越來越不穩定，常有積雲、陣雨發生。

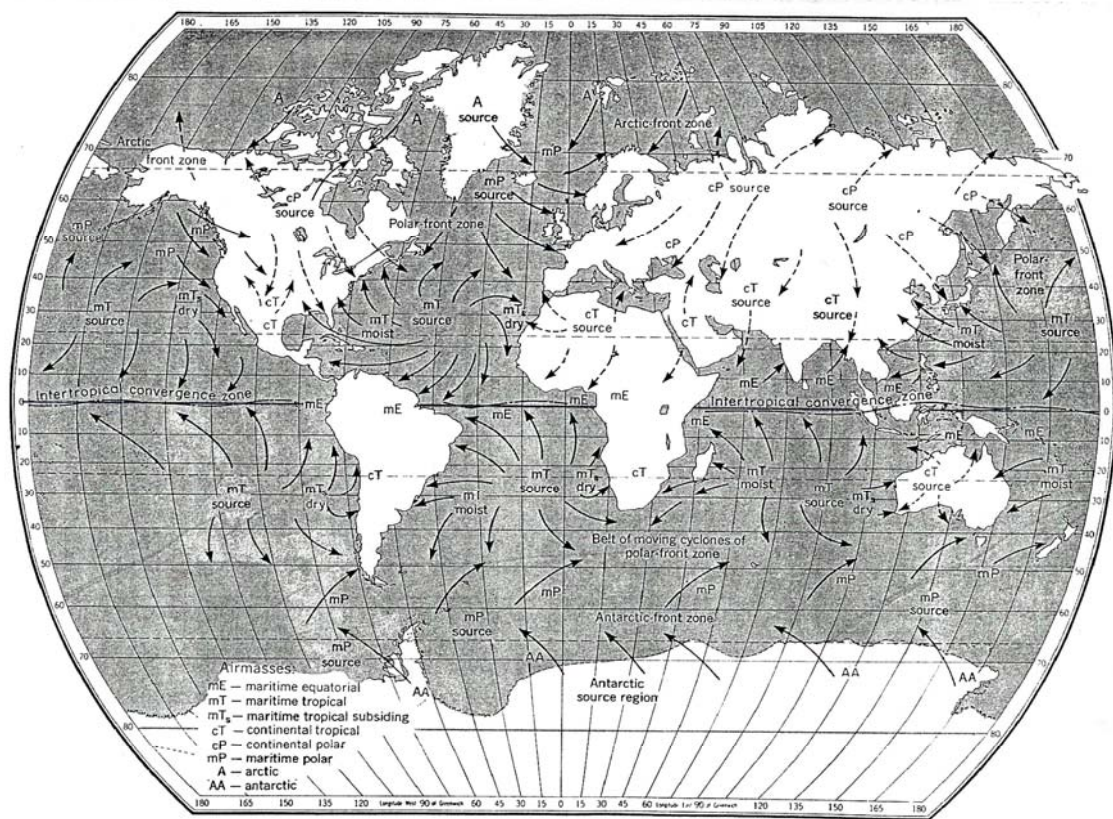


Figure 5.3 Principal air masses and source regions of the world. (Data after Strahler, courtesy John Wiley & Sons, Inc.)

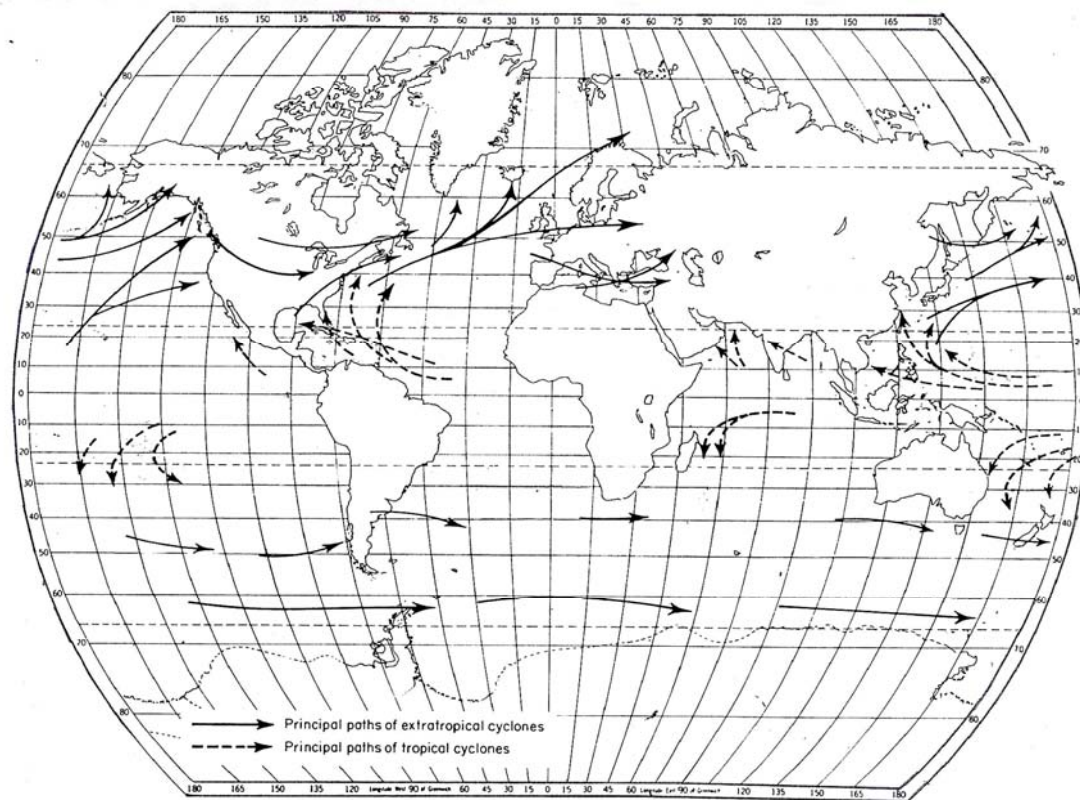


Figure 5.10 Common paths of cyclones. (After Pettersen.)

5-4 鋒面與鋒面的分析

兩種不同性質的氣團發生相對運動時，在其交界面上發生相互作用就構成鋒面（Frontal Surface），所以鋒面可以視為性質不同的兩氣團間的狹窄過渡帶，鋒面與水平面相交的一條線稱為鋒（Front）。通過鋒面氣象要素和天氣現象變化很劇烈，在氣團內部氣溫的水平梯度一般小於 $1^{\circ}\text{C}/100$ 公里，而在鋒區裡氣溫的水平梯度可加大10倍。

氣團的水平範圍大致由數百公里到數千公里，垂直範圍大致由數公里到對流層頂，鋒的長度即為數百公里到數千公里；而寬度很小，狹窄者只數公里，寬廣者也只有百公里，垂直範圍大致與氣團相當。它的活動時間尺度約為一星期左右。

鋒面的一般特徵

(1) 鋒區附近的熱力特徵

- (a) 鋒區內垂直溫度梯度與其兩側氣團內的垂直溫度梯度小很多；
比
- (b) 鋒區內水平溫度梯度與其兩側氣團內的水平溫度梯度大很多。
比

(2) 鋒區附近風的特徵

- (a) 鋒兩側風有氣旋式切變；
- (b) 通過鋒面風的垂直切變很大。

依據鋒面兩側冷暖氣團的移動方向，可把鋒面分為：

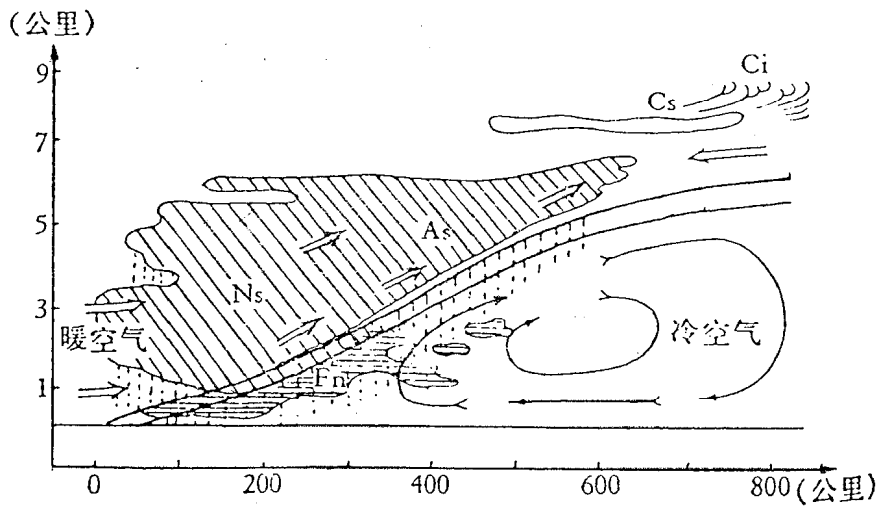
- (1) 冷鋒面：向暖氣團方向移動的鋒面，即冷氣團逐漸取代暖氣團的位置。當冷鋒面過境後，氣溫降低。
- (2) 暖鋒面：向冷氣團方向移動的鋒面，即暖氣團逐漸取代冷氣團的位置。
- (3) 滯留鋒面：移動緩慢的鋒面，它的個別地段有時會向暖氣團方向移動，有時會向冷氣團方向移動，故它可轉變為冷鋒面或暖鋒面。
- (4) 囚錮鋒面：由於冷鋒面移速遠快於暖鋒面，當冷鋒面趕上暖鋒面後，把暖空氣抬離地面，近地面屬冷暖鋒面合併而形成囚錮鋒面。囚錮鋒面可分為暖性囚錮鋒面、冷性囚錮鋒面與中性囚錮鋒面。若暖鋒前的冷氣團比冷鋒後的冷氣團更冷些，囚錮鋒面又有暖鋒面性質，稱為暖性囚錮鋒面。若暖鋒前的冷氣團比冷鋒後的冷氣團要暖些，囚錮鋒面又有冷鋒面性質，稱為冷性囚錮鋒面。若暖鋒前的冷氣團與冷鋒後的冷氣團溫度相同時，便是中性囚錮鋒面。

註：由鋒面的定義：鋒面是兩氣團的交界面。因為氣團是高壓，其邊緣則是低壓，所以其交界處必為低壓，也就是「槽」的位置。所以鋒面不會平行低壓區的等壓線，也不會指向高壓。但是在鞍形場附近，則有可能平行等壓線，此情況大多為滯留鋒，

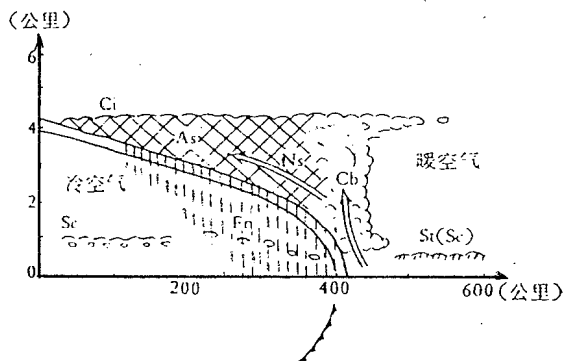
2. 滯留鋒的定義：移動速度小於 5 mile/hr (8 km/hr) 的鋒面，稱為滯留鋒。

決定鋒面上雲雨現象的基本因素，是空氣中的水汽含量、垂直運動與穩定度。大氣中水汽達到飽和的有效方式是絕熱冷卻，鋒面附近上升運動強，有利於絕熱冷卻。雲的形態與降水量大小決定於暖氣團的水汽含量和大氣穩定度，如果暖氣團很潮濕，伴隨鋒會有大降水；如果暖氣團很乾燥，不但沒有降水甚至只有薄薄的雲層。如果暖氣團不穩定，鋒上會出現對流性雲和陣性降水；如果暖氣團穩定，鋒面上只有層雲和連續性降水。

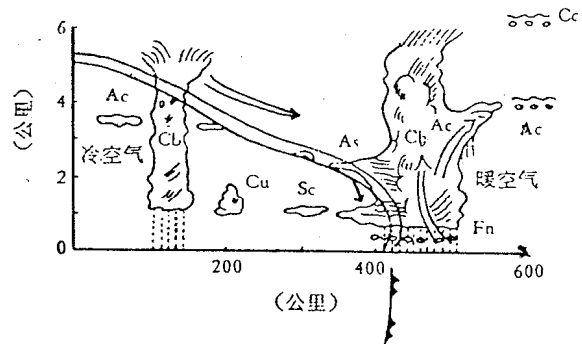
(1) 暖鋒面天氣



(2) 冷鋒面天氣



上爬冷鋒面天氣示意圖



下滑冷鋒面天氣示意圖

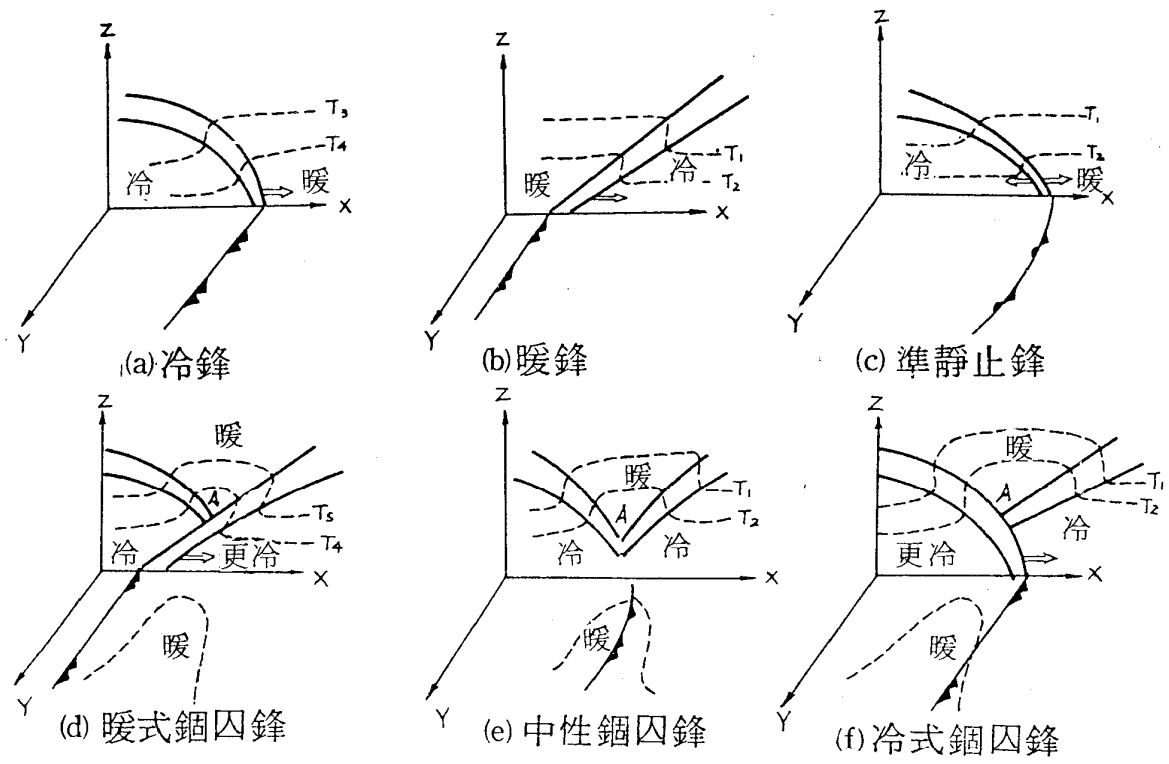


圖 2.3 鋒的類型

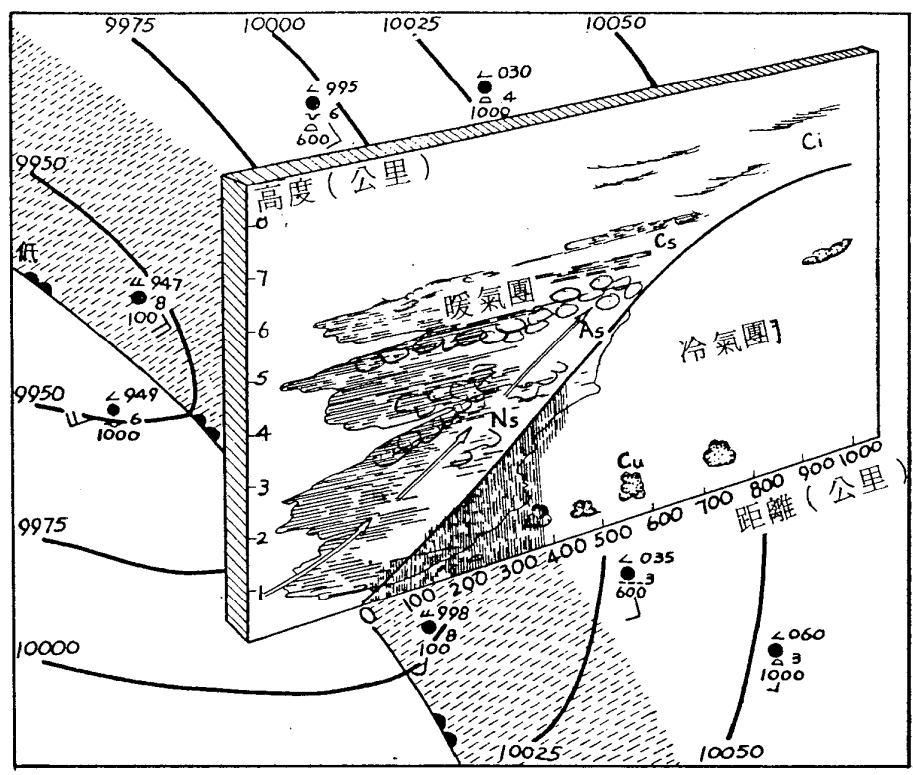


圖 2.4 暖鋒雲系

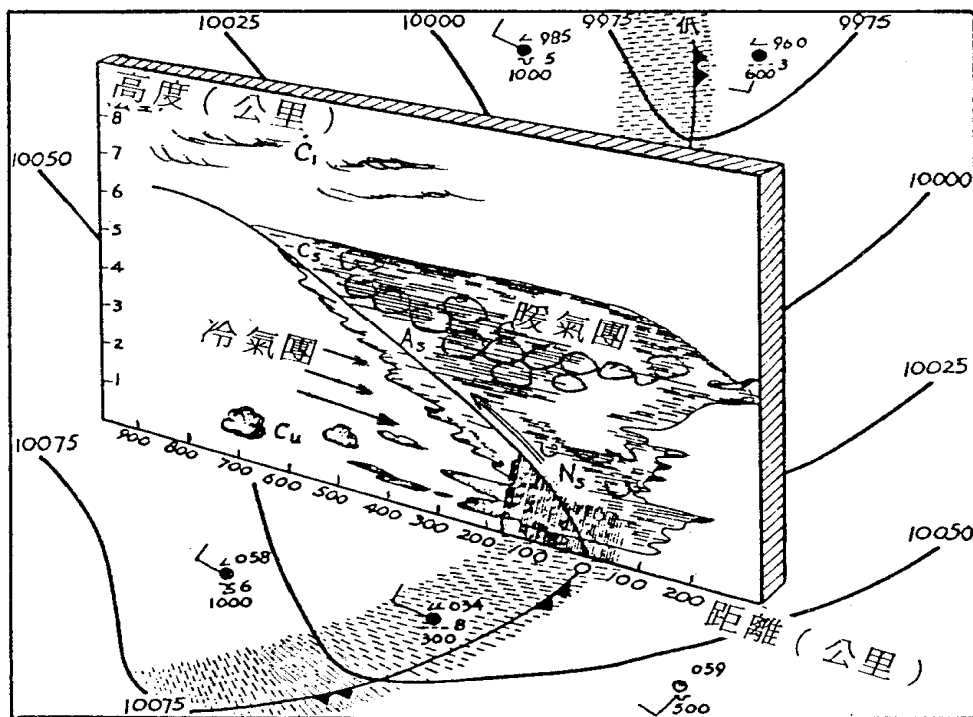


圖 2.6 冷鋒雲系 (ana front)

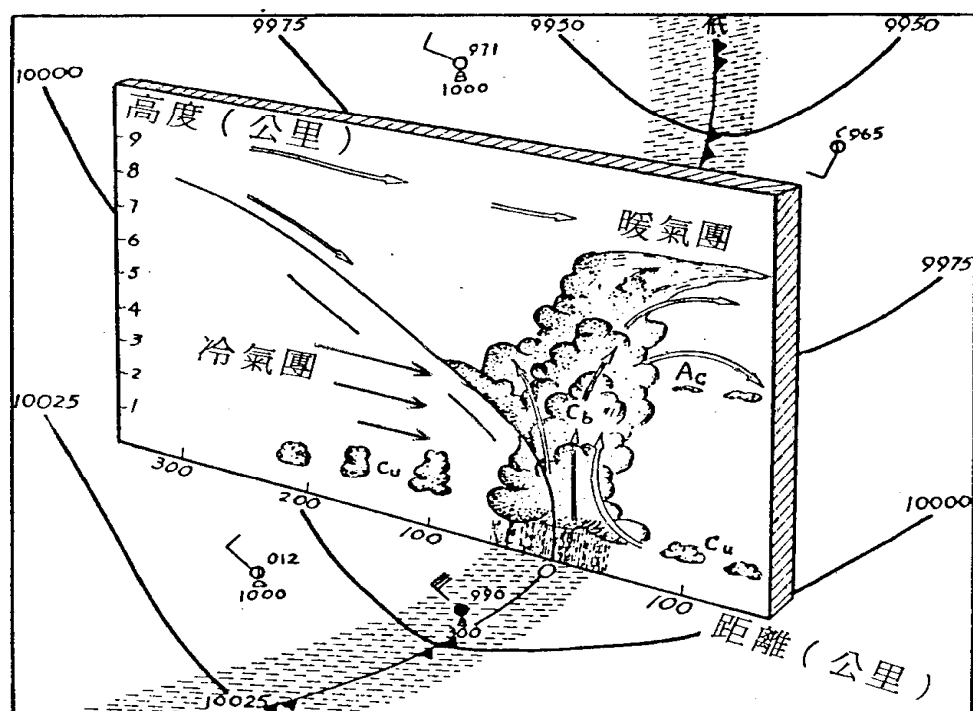


圖 2.7 有積狀雲的冷鋒雲系 (kata front)

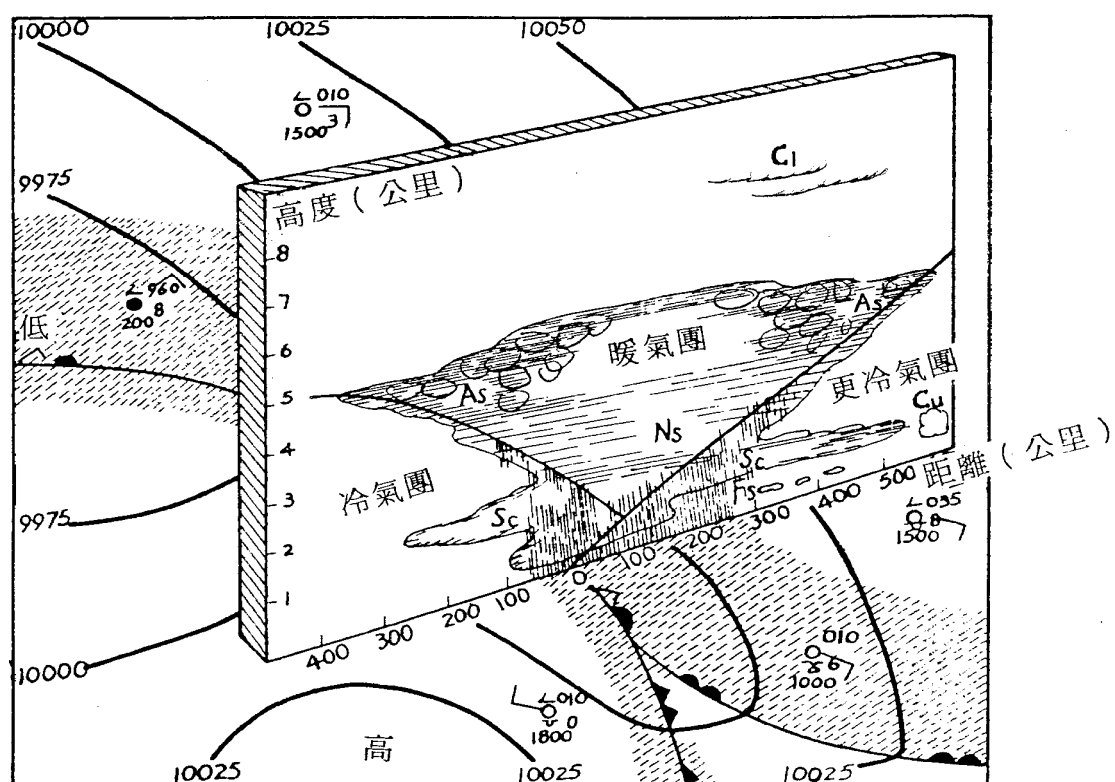


圖 2.8 暖式錐囚鋒雲系

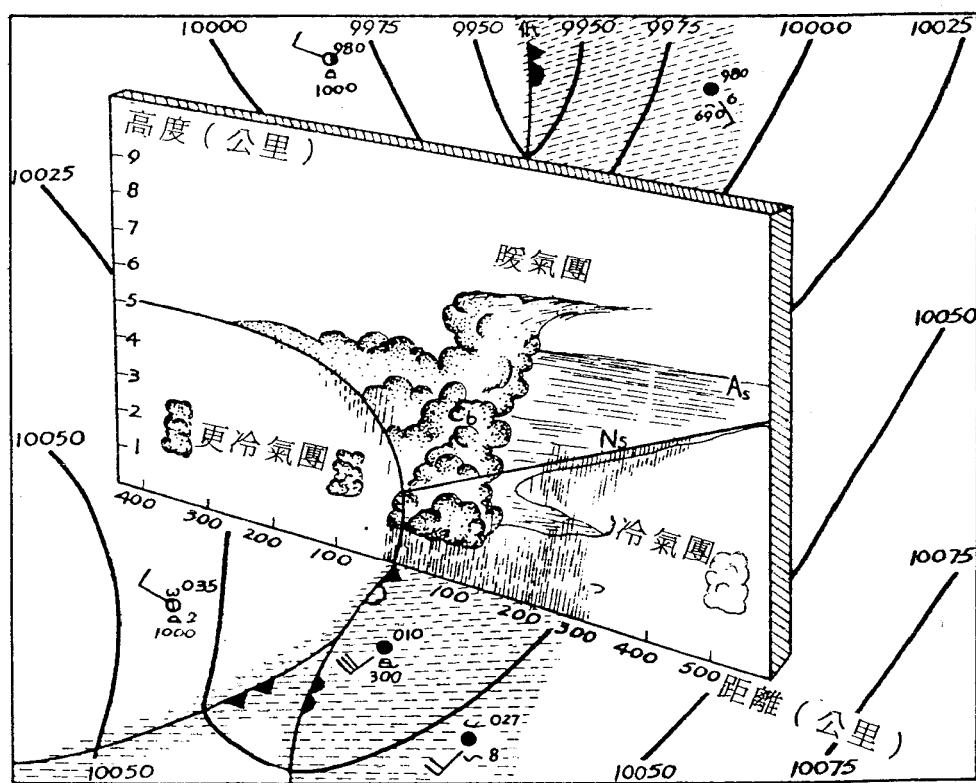
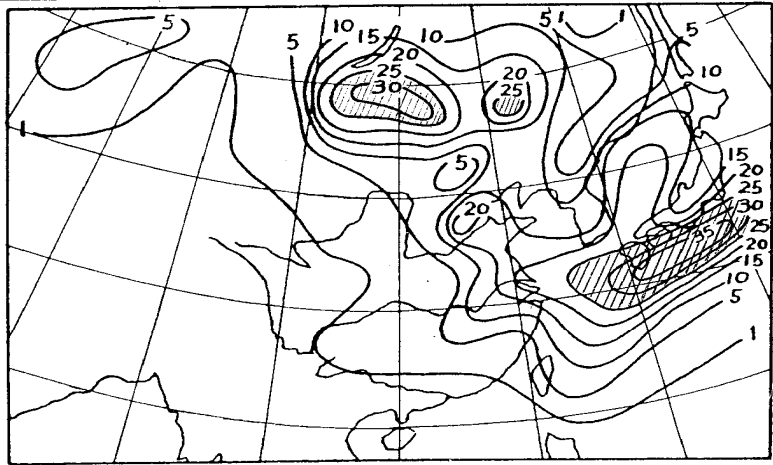
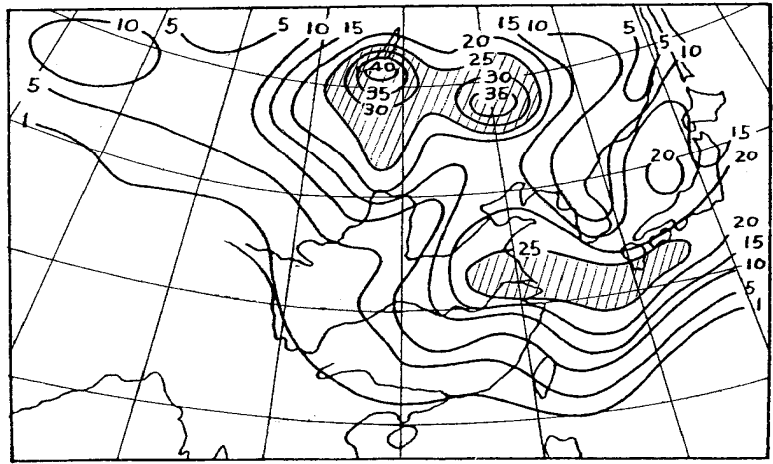


圖 2.9 有積狀雲的冷式錐囚鋒雲系



(a) 冬半年



(b) 夏半年

圖 3.2 東亞氣旋發生頻數分布

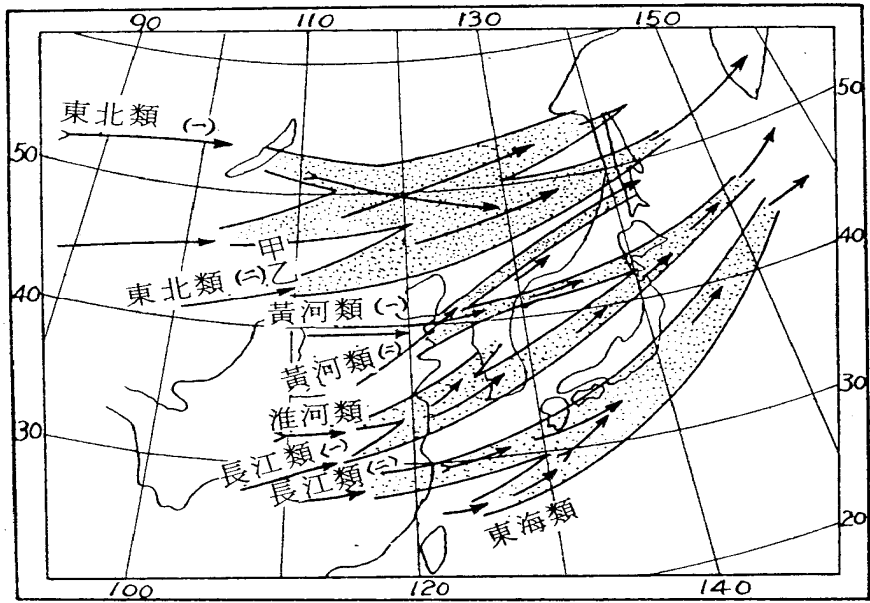
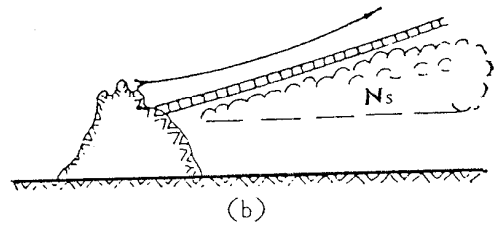
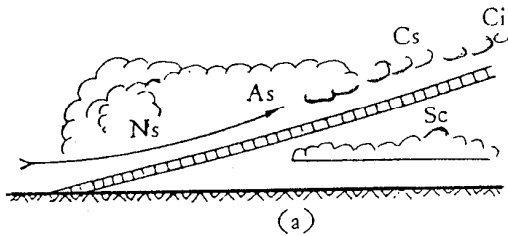


圖 3.4 東亞鋒面氣旋路旋徑

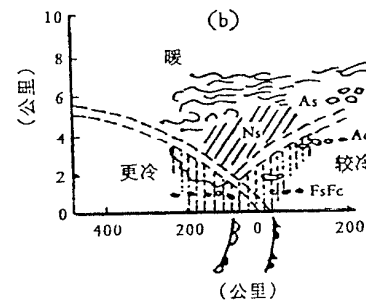
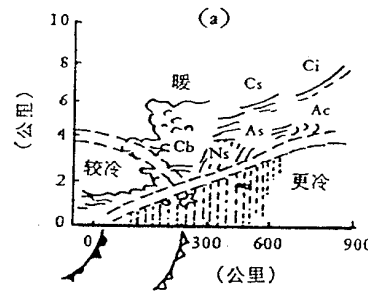
(3) 滯留鋒面天氣



華南滯留鋒面天氣示意圖

地形滯留鋒面天氣示意圖

(4) 囚錮鋒面天氣



暖式囚錮鋒面天氣示意圖

冷式囚錮鋒面天氣示意圖

§ 5 - 5 氣壓場的分析

海平面氣壓場的分析，依第四章所述分析，由於在海上的氣壓觀測誤差大，且運動近乎準地轉近似，多參考風向；在陸上不要太多注意地轉風的考慮。

海平面氣壓場的分析，要找出高壓中心與低壓中心的位置，並注意輻合帶的低壓槽與輻散帶的高壓脊。

§ 5-6 變壓場的分析

在觀測資料中，填繪了三小時氣壓變化趨勢，變壓場的型式比氣壓場小很多，圖5-3為1950年3月1日1230 GCT至3月2日0630GCT的地面天氣圖，冷鋒向東南前進，圖5-4為1日1230GCT與1830GCT的三小時氣壓變差圖，圖5-5為1日1830GCT的十二小時氣壓變差圖。

在移動的槽前是明顯的降壓區；而槽後是明顯的升壓區。值得注意的是圖5-4，在1230GCT升壓區中升值高達+5 mb，但1830GCT升壓區中升值僅有+2 mb，而降壓區中降值卻達-4 mb，這明顯地表示了半日潮的氣壓變化。

南北極為0。

一般而言，在低緯度地區半日潮比高緯度地區顯著；夏季要比冬季明顯，振幅約有2 mb，氣壓半日潮的最高值發生在上午10時與晚上10時；最低值在上午4時與下午4時左右，在做三小時變壓場的分析時，務必要注意半日潮的影響。

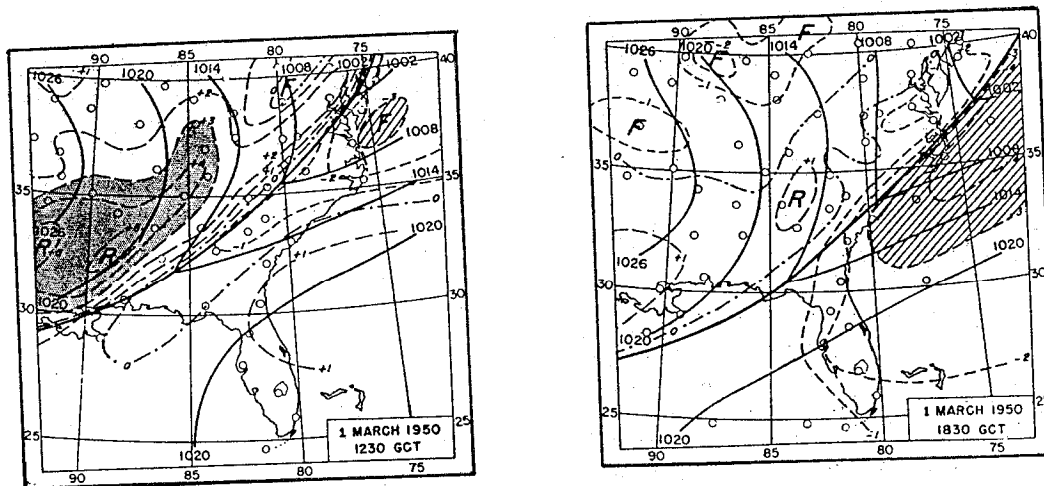


圖 5-4

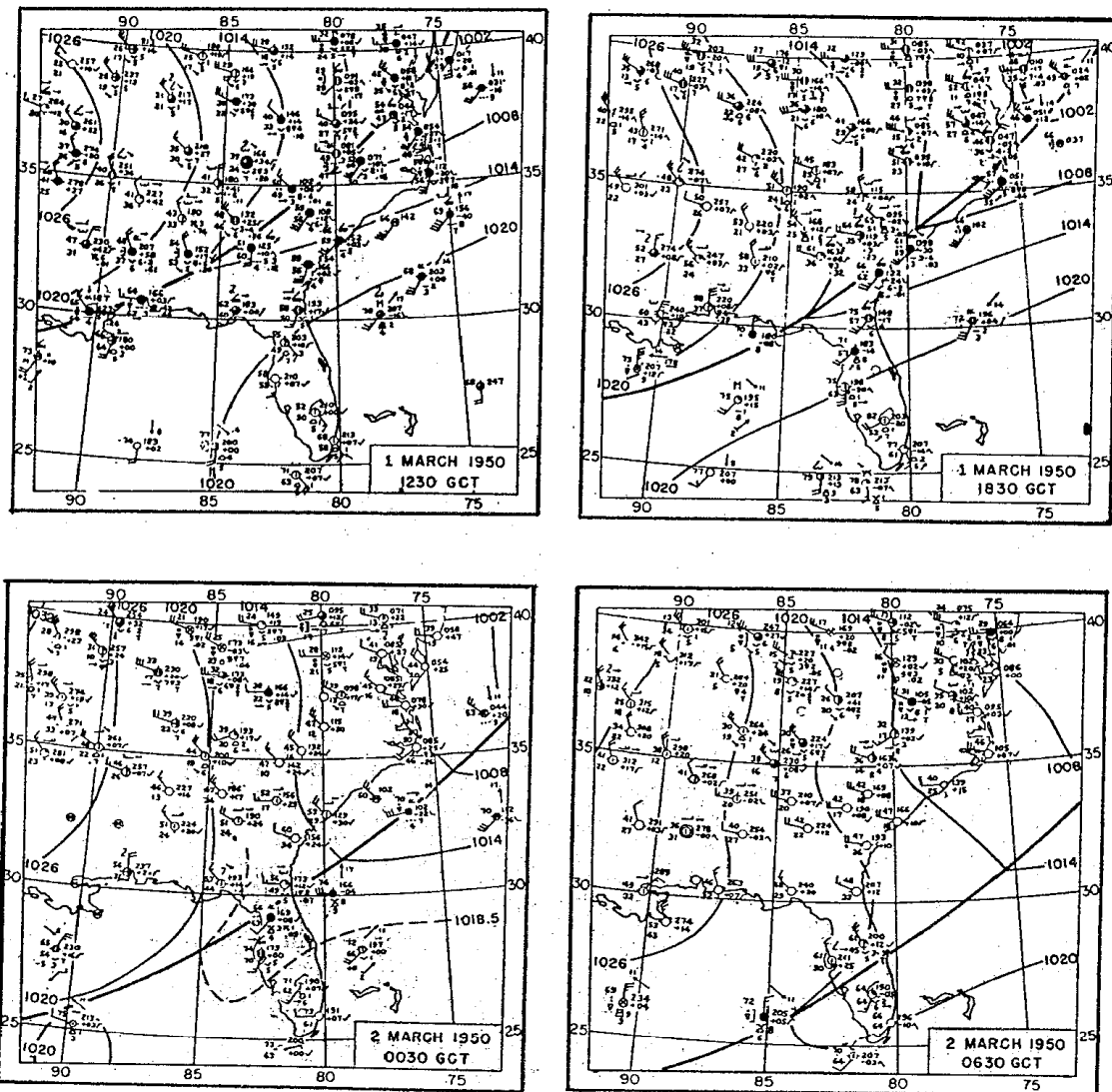


圖 5-3

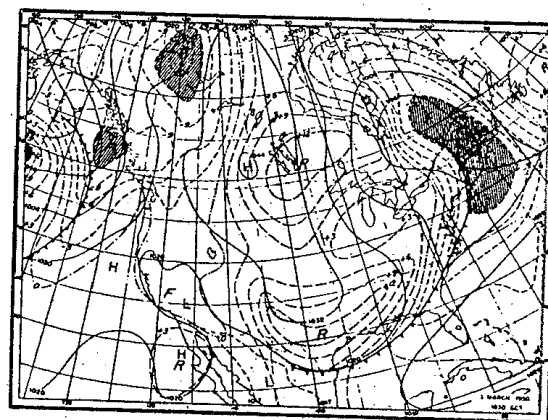


圖 5-5

§ 5 - 7 地面天氣圖分析的步驟

- (1) 了解過去的天氣系統形勢；
- (2) 分析氣團的位置；
- (3) 分析天氣現象、天空狀況、視障，初步了解高壓、低壓及鋒面位置；
- (4) 分析等壓線；
- (5) 參考高空圖的形勢，決定鋒面的位置；
- (6) 分析等變壓線；
- (7) 完成圖；
- (8) 標示等值線數值與高壓、低壓的中心值；

天氣報告：一周之位置、強度、軌跡及(pattern)；次站之觀測

冬季：地面①壓力：H, L, fronts, shear lines.

②溫度：W, C, large gradient.
(冷暖差)

③天氣現象(降水, 雲量等)溼度.

④蒙古高壓之強度(1030mb)及位置。分裂高壓等。

高空：850, 700, 500mb 之

①高度、溫度、溼度之槽脊位置、變化情形、及相關位置。

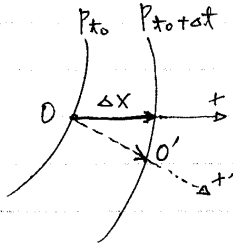
②500mb 之±vorticity 區、及其變化。

夏季：加太平洋副高, 風切, (西南氣流), 東風槽, ...等。

以下使用一些簡單的數學，來解釋一個系統的移動速度與強度的關係、摩擦力的作用、及系統強度隨高度變化的情形。

三. A. (6) 純量系統之位移及其強度變化.

(i) The moving speed and acceleration of a system or a contour line.



系統(或等值線)在 Δt 時間內,位移 Δx .

其位移速度 $c = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta x}{\Delta t}$
(在 x 方向上)

若系統並非沿 x 方向位移,而是有一夾角 α .

則在 x 軸之分量為 $c_x = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta x \cos \alpha}{\Delta t}$ (系統之位移速度).

另外,設一坐標系統以 \vec{c} 之速度相對於固定坐標系統移動.

設固定系統之 local change 為 $\frac{\partial}{\partial t}$, 而移動系統上之 local change 為 $\frac{\delta}{\delta t}$.

則此 = 坐標系統之關係為 移動 + 固定系統

$$\boxed{\frac{\delta}{\delta t} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{c} \cdot \nabla}$$

2. 在絕對座標上,一塊塊以 u (相對於絕對坐標) 之速度移動,其壓力變化為

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x}$$

而對於相對坐標言為: $\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + (u - c_x) \frac{\partial P}{\partial x}$.

若系統中心之壓力不變(即移動系統為一等壓線),則其 $\frac{\delta P}{\delta t} = 0$.

$$\therefore 0 = \frac{\partial P}{\partial t} + \vec{c} \cdot \nabla P$$

$$\therefore \text{等壓線之移動速度為 } \begin{cases} c_x = -(\frac{\partial}{\partial t}) / (\frac{\partial}{\partial x}) \\ c_y = -(\frac{\partial}{\partial t}) / (\frac{\partial}{\partial y}) \end{cases}$$

(ii) Moving speeds of systems. (即等值線之移動速度)

a) isobar ($P = \text{const.}$) 等壓線

$$c = -\frac{\partial P}{\partial t} / \frac{\partial P}{\partial x}$$

b) isallobar ($\frac{\partial P}{\partial x} = \text{const.}$ 等變壓線)

$$c = -\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} / \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t}$$

c) Front, $\Delta P = 0$ or const., $\Delta P = P - P'$ ^{warm cold sector}

$$C = -\frac{\partial(\Delta P)/\partial t}{\partial(\Delta P)/\partial x} = -\left(\frac{\partial P}{\partial t} - \frac{\partial P'}{\partial t}\right) / \left(\frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\partial P'}{\partial x}\right)$$

d). Trough (ridge) : $\frac{\partial P}{\partial x} = 0$.

$$C = -\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right) / \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right) = -\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t} / \frac{\partial^2 P}{\partial x^2}$$

e) Cyclone (anticyclone, or col) : $\frac{\partial P}{\partial x} = 0$, $\frac{\partial P}{\partial y} = 0$.

$$C_x = -\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t} / \frac{\partial^2 P}{\partial x^2}$$

$$C = \sqrt{C_x^2 + C_y^2}$$

$$C_y = -\frac{\partial^2 P}{\partial y \partial t} / \frac{\partial^2 P}{\partial y^2}$$

$$\varphi = \tan^{-1} \frac{C_y}{C_x}$$

因為鋒位於槽上，所以槽越淺($\partial P/\partial x$ 小)，則分母越小，移動速度越大。反之，若槽越深，則移動速度越慢。

$$\vec{C} = C_x \hat{i} + C_y \hat{j} = -\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t} / \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \hat{i} - \frac{\partial^2 P}{\partial y \partial t} / \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \hat{j}$$

假設其 gradient 在 x 及 y 方向上相差不大 (圓形系統)，則 $\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \approx \frac{\partial^2 P}{\partial y^2}$

$$\text{則 } \vec{C} = -\left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}\right)^{-1} \left[\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t} \hat{i} + \frac{\partial^2 P}{\partial y \partial t} \hat{j} \right] = -\left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}\right)^{-1} \left[\frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} \right] \frac{\partial P}{\partial t}$$

$$= -\left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}\right)^{-1} \nabla \frac{\partial P}{\partial t}$$

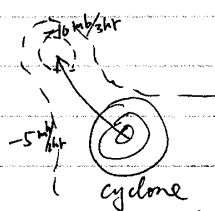
$$\text{故 } \boxed{\vec{C} = -\left[\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}\right]^{-1} \nabla b}$$

，令 $\frac{\partial P}{\partial t} = b = \text{pressure tendency}$ (氣壓趨勢)。

for cyclone, $\because \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} > 0$, $\therefore \vec{C} \propto \nabla(-b)$

anticyclone, $\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} < 0$, $\vec{C} \propto \nabla b$.

\therefore 對氣旋而言，其會移向氣壓變量 (app) 之極小值的位置；反氣旋向極大值。
(例如：可用來預報颱風的動向)。



所以，移動速度 C ，與分子 (app 之梯度大小) 成正比，而與分母 (系統之強度 or 深淺) 成反比。方向則指向極值中心。

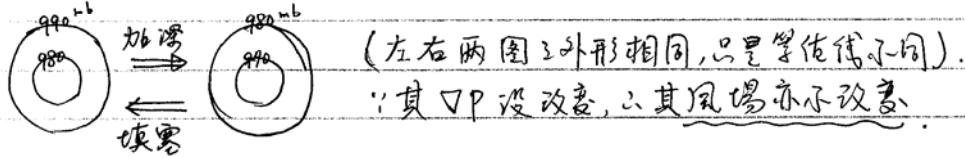
例題：在天氣圖上，一系統之移動速度可由下列公式表示：

$$C_x = -\left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}\right) / \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}\right), \text{ 及 } C_y = -\left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}\right) / \left(\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}\right)$$

試導出一氣旋 (反氣旋) 之移動速度方向，並討論其移動速度與氣壓趨勢之關係。

16) A. (iii) Intensification and deepening of a moving system (高低压中心)

① Deepening (加深) > depends on pressure (decreasing) in the low center
Filling (填充) increasing (高低反之)



$$\therefore \frac{\partial p}{\partial t} = \underbrace{\frac{\partial p}{\partial t}}_A + \underbrace{\vec{c} \cdot \nabla p}_C > 0 : \text{filling}$$

development part local change movement part

$$< 0 : \text{Deepening}$$

* If following the center (in the center) ($\nabla p = 0$) $\Rightarrow \frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial p}{\partial t}$

\therefore at the center itself, the development tendency is equal to the pressure tendency observed at a fixed station.

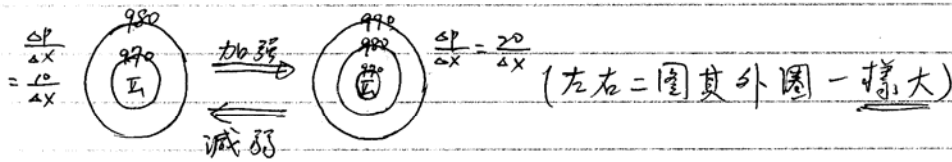
* 另外, 若对一封闭的等压线积分, 则

$$\int_A \frac{\partial p}{\partial t} dA = \int_A \frac{\partial p}{\partial t} dA + \int_A \vec{c} \cdot \nabla p dA \quad \text{for an area enclosed by a closed isobar.}$$

\therefore 一个压力系统之加深或填充取决于 一封闭等压线内气压趋势之总和(积分)为负或正值。

② Intensification (加强) > depends on the change of pressure gradient (∇p).
Weakness (减弱)

$\therefore \nabla p$ (increase/decrease) 则不论高低压, 其风场 (增强/减弱).



$$\text{Def. Intensity} \equiv I = \nabla \cdot (\nabla p) = \nabla^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}$$

$$\therefore \frac{\partial I}{\partial t} = \frac{\partial I}{\partial t} + \vec{c} \cdot \nabla I > 0 : \text{intensification (风速加大)}$$

$$< 0 : \text{weakness.}$$

$$\Rightarrow \frac{\partial}{\partial t}(\nabla^2 p) = \nabla^2 \frac{\partial p}{\partial t} + c_x \left(\frac{\partial^3 p}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 p}{\partial x \partial y^2} \right) + c_y \left(\frac{\partial^3 p}{\partial x^2 \partial y} + \frac{\partial^3 p}{\partial y^3} \right)$$

\therefore For symmetric about axis (or center)

$$\Rightarrow \frac{\partial^3 p}{\partial x^3} = \frac{\partial^3 p}{\partial x \partial y^2} = \frac{\partial^3 p}{\partial x^2 \partial y} = \frac{\partial^3 p}{\partial y^3} = 0$$

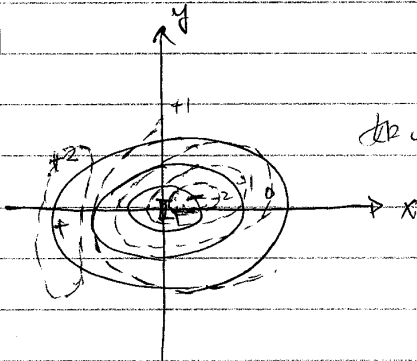
$$\text{例} \quad \boxed{\frac{\partial}{\partial t} I = \nabla^2 b} \quad \begin{array}{l} > 0 : \text{intensification} \\ < 0 : \text{weakness} \end{array}$$

\therefore intensification/weakness depends on Laplacian of pressure tendency.

* 而 \therefore intensity of a trough/ridge 为 $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$.

$$\therefore \text{其 } \frac{\partial I}{\partial t} \Big|_{T/R} = \frac{\partial^2 b}{\partial x^2}$$

例



如此之压系统是 deepens and intensifies.

所謂等壓面上H、L、脊、槽之加深 (Deepening) 或填塞 (Filling)，乃是指某一位置的高度變動，只表示單位時間的高度變化，而不論系統是否移動，或梯度是否增減，例：L的中心值從1440 gpm變成1410 gpm，或H的中心值從1560gpm變成1530 gpm都是加深 (Deepening)；L的中心值從1440 gpm變成1470 gpm，或H的中心值從1560 gpm變成1580 gpm都是填塞 (Filling)。

所謂等壓面上H、L、脊、槽之加強 (Intensifying) 或減弱 (Weakening)，乃是指某一系統的梯度增大或減小，加深與加強並不相同，某低壓系統加深，其強度可能增強也可能減弱，如圖6-4所示。

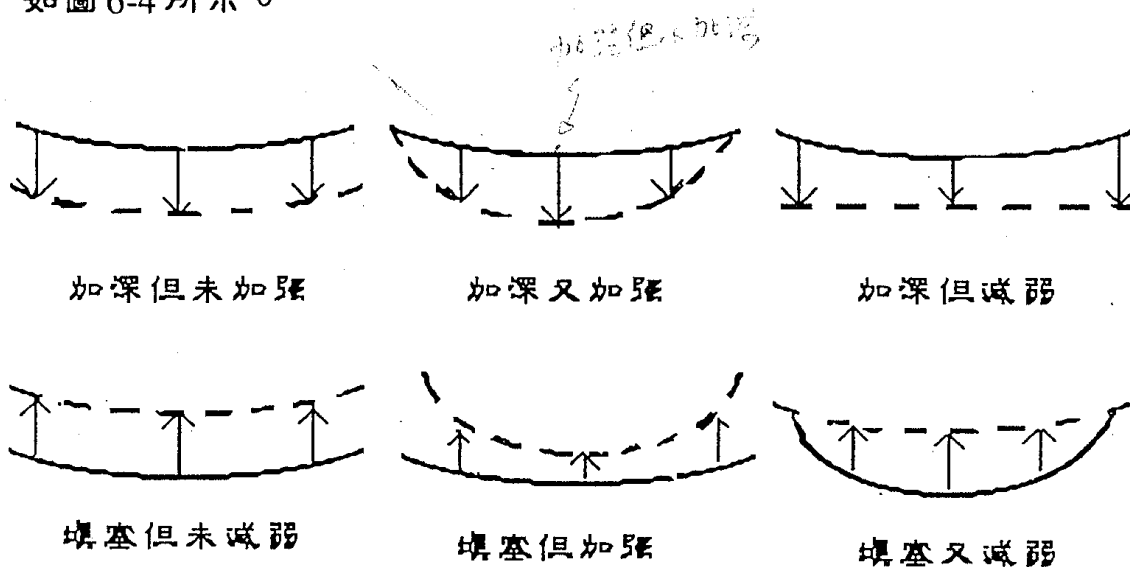
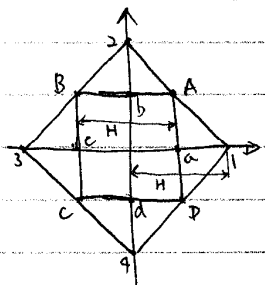


圖 6-4

16/

三. A (IV) Calculation of a moving system by finite method.

Let S be any quantities (e.g. p, Q, ζ, v, \dots).



$$\textcircled{1} \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{S_a - S_c}{H}, \quad \frac{\partial S}{\partial y} = \frac{S_b - S_d}{H}$$

$$\textcircled{2} \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} = \frac{(\frac{\partial S}{\partial x})_a - (\frac{\partial S}{\partial x})_c}{H} = \frac{\frac{S_1 - S_a}{H} - \frac{S_3 - S_c}{H}}{H} = \frac{S_1 + S_3 - 2S_0}{H^2}$$

$$\textcircled{3} \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} = \frac{S_2 + S_4 - 2S_0}{H^2}$$

$$\textcircled{4} \therefore \nabla^2 S = \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} = \frac{S_1 + S_2 + S_3 + S_4 - 4S_0}{H^2}$$

∴ 加壓的大小可由: $\frac{\partial}{\partial t} I = \nabla^2 b = \frac{b_1 + b_2 + b_3 + b_4 - 4b_0}{H^2}$ 求得.

而 $\zeta = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi$ (geostrophy), $\phi = g\zeta$.

$$\textcircled{5} \frac{\partial^2 S}{\partial x \partial y} = \frac{S_a + S_c - S_b - S_d}{H^2} = \frac{\partial^2 S}{\partial y \partial x}$$

$$\textcircled{6} \text{另外} \begin{cases} C_x = - \frac{\frac{\partial}{\partial x} (\frac{\partial p}{\partial x})}{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}} = - \frac{(b_a - b_c)H}{P_1 + P_3 - 2P_0} \quad (\text{trough}) \\ C_y = - \frac{(b_b - b_d)H}{P_2 + P_4 - 2P_0} \end{cases}$$

$$\text{又 } C = \sqrt{C_x^2 + C_y^2}, \quad \tan \varphi = \frac{C_y}{C_x}, \quad \varphi = \tan^{-1} \frac{C_y}{C_x}.$$

✓

三、A-6^(*) Wind field in relation to pressure field

29

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v + F_x \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u + F_y \end{cases} \Rightarrow \text{由運動方程式, 導出在摩擦力作用下} \\ \text{氣流之運動 (指向高壓或低壓).}$$

assumptions:

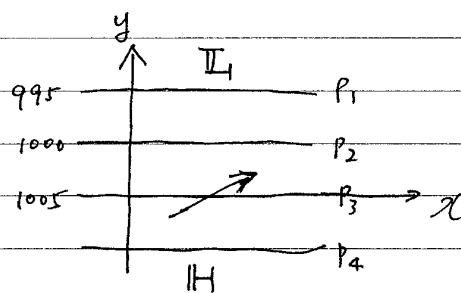
(1) no acceleration, $\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = 0$,

(2) isobar along x -direction, $\therefore \frac{\partial p}{\partial x} = 0$,

(3) $F_x = -k u$, $F_y = -k v$, k : 摩擦之比例常數.

 $\therefore \text{eq.} \Rightarrow$

$$\begin{cases} 0 = f v - k u \\ 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u - k v \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} u = -\frac{f}{k^2 + f^2} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right) \\ v = -\frac{k}{k^2 + f^2} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right) \end{cases}$$



(i) If $k = 0 \Rightarrow v = 0$

Low in north and high in south, $\frac{\partial p}{\partial y} < 0 \Rightarrow u > 0$, 向東
反之 high --- Low ---, $\therefore > 0 \Rightarrow u < 0$, 向西.

(ii) If $k > 0$, 且 $\frac{\partial p}{\partial y} < 0 \Rightarrow u > 0 \Rightarrow v > 0$: 偏向低壓
 $> 0 \Rightarrow v < 0$: 偏離高壓

\therefore 有摩擦力存在, 則風向偏向低壓.

$$\text{定義 } \tan \alpha = \frac{v}{u} \Rightarrow \alpha = \tan^{-1} \frac{v}{u} = \tan^{-1} \frac{k}{f}$$

\therefore 偏離之角度與摩擦力成正比; 摩擦越大, 角度越大.

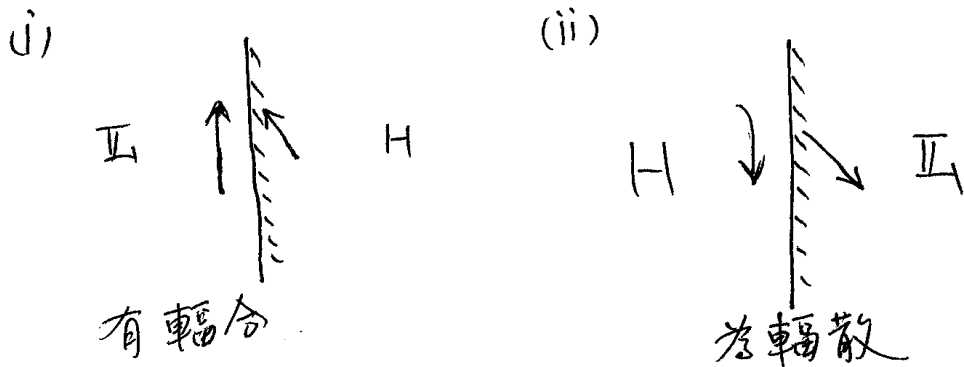
In general: at flat terrain: $\alpha \approx 40 \sim 60^\circ$ deviated
at sea: $\alpha \approx 10 \sim 20^\circ$

(在岸邊及山區, \therefore 地表粗糙度變化大, \therefore 對其 local circulations, 及盛行風之影響更複雜.)

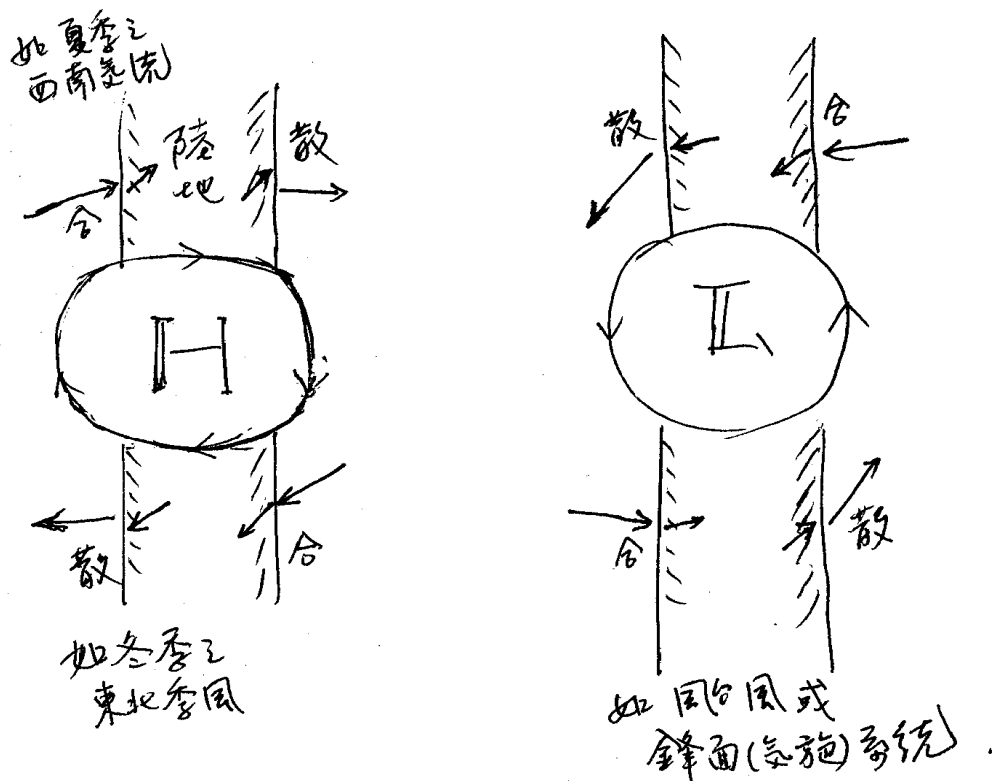
所以偏離的角度與摩擦系數(k)的大小成正比, 而與科氏力(f) (緯度) 的大小成反比。即當風速相等, 且地表摩擦系數相同時, 在低緯度之偏向比高緯度大。(有助於颱風之形成)

- ※ 討論：一高壓或低壓系統接近台灣之北或南端時，台灣東西兩岸之動力特性。高低壓中心，在台灣之東西邊海上及南北方海上之情況。
- ※ (i and ii) 低（高）壓中心在東西邊海上，海岸附近均為輻合（散）。

二、海岸地區之系統型態，若為



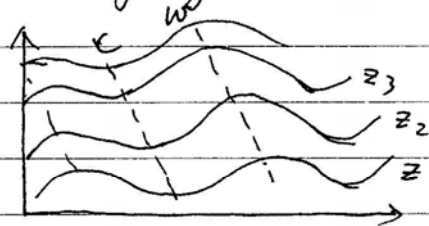
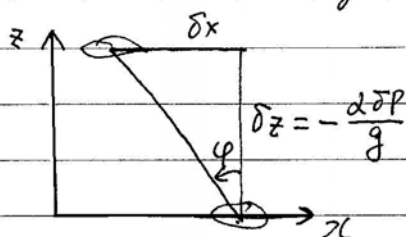
(iii) 試討論下列各情況：



(VI)

三-A.6 Vertical change of the moving system

960415



$$\tan \varphi = \frac{\delta x}{\delta z} = -\frac{g}{\alpha} \frac{\delta x}{\delta p}, \quad p = pRT$$

$$= \left(\frac{-1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial x} \right) / \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \right)$$

一般 $\tan \varphi < 0$, for $\begin{cases} \text{low, } \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} > 0, \therefore -\frac{\partial T_p}{\partial x} < 0, \frac{\partial T_p}{\partial x} > 0 \\ \text{high, } \dots < 0, \dots > 0, \dots < 0 \end{cases}$

$$\text{由 } \delta \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) = 0 \Big|_{\text{center}} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) \delta x + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) \delta p$$

$$\therefore \frac{-\delta x}{\delta p} = \frac{\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)}{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)}$$

$$\therefore \tan \varphi = -\rho g \frac{\delta x}{\delta p} = \frac{\rho g \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)}{\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}} = \frac{\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial x}}{\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}} = \frac{\frac{1}{T_p} \left(\frac{\partial T_p}{\partial x} \right)}{\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}}$$

所以低壓或槽向冷區傾斜，高壓或脊則向暖區傾斜。

傾斜度與溫度梯度（或斜壓度）成正比，而與系統之強度成反比。

(VII)

三-A.6 Intensity changes of moving system with high

* 冷心低壓會隨高度而增強（氣旋），暖心則減弱（如颱風）

* 冷心高壓 - - - - 減弱（甚至變成上層低壓）；暖心則增強

蒙古高壓為冷心，其強度一般只有 700 mb 以下。

太平洋副高為暖心， \therefore 越高越明顯！

※ 熱力風（大動 §3.4） $\frac{\partial V_g}{\partial \ln P} = -\frac{R}{f} \hat{k} \times \nabla_p T$. In a barotropic atmosphere, $\rho = \rho$

(P), thus, $\nabla_p T = 0$. Hence, $\partial V_g / \partial \ln P = 0$. 所以無冷/暖平流。

※ 但 baroclinic atmosphere 熱力風 $\neq 0$ 。

由地轉風方程： $u_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x}$ ；靜力平衡方程式： $dP = -\rho g dz$

及熱力風方程： $P \frac{\partial u_g}{\partial P} = -\frac{R}{f} \frac{\partial T_p}{\partial x} = \frac{P}{-\rho g} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)_p \Rightarrow \dots$

可得系統隨高度變化之公式， $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p = \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial x}$ (thermal wind eq.)

若上下兩層系統之分佈如下圖，

由公式 $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p = \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial x}$

① 低壓

Ⅰ: $\frac{\partial z}{\partial x} \oplus$
 $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) \oplus$
 強度隨高度增加
 $\Rightarrow \frac{\partial T}{\partial x} \oplus$
 \Rightarrow 冷心
 低壓且隨高度而增強者為冷心！

② 低壓

Ⅱ: $\frac{\partial z}{\partial x} \oplus$
 隨高度而減小: $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) \ominus$
 $\Rightarrow \frac{\partial T}{\partial x} \ominus \Rightarrow$ 暖心
 低壓且隨高度而減小者為暖心。
 * 風速之強度(風速)隨高度之增加而減弱，最強在 850 mb 附近。

③ 高壓

Ⅲ: $\frac{\partial z}{\partial x} \ominus$
 隨高度而加強
 $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) \ominus$
 $\Rightarrow \frac{\partial T}{\partial x} \ominus$
 \Rightarrow 暖心
 高壓隨高度而增強者為暖心。

④ 高壓

Ⅳ: $\frac{\partial z}{\partial x} \ominus$
 隨高度而減弱
 $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) \oplus$
 $\Rightarrow \frac{\partial T}{\partial x} \oplus \Rightarrow$ 冷心
 高壓隨高度而減弱者為冷心。

鋒面附近之氣旋其水平梯度(風速)隨高度之增加而加強，即在对流層頂(250mb)

\Rightarrow 暖心之阻塞高壓隨高度之增加而增強！(最強在对流層頂附近，約 250mb)

\Rightarrow 冷心之蒙古高壓隨高度之增加而減弱，其高壓在 500mb 處已消失(一般在 700mb 處即已不易看到)，其上方為低壓。

但這非寒潮爆發前之阻塞高壓脊移入的情況不同。

由公式 $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p = \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial x}$

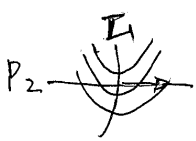
$$\therefore \text{intensity change} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p = -f g \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) = -f g \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial p} \right)$$

$$= -f g \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{-1}{f g} \right) = -\frac{1}{f_p} \frac{\partial f_p}{\partial x}$$

又 $P = fRT$

$$\ln P = \ln f + \ln R + \ln T \Rightarrow \frac{\partial P}{P} = 0 = \frac{\partial f}{f} + \frac{\partial T}{T} \Rightarrow \boxed{-\frac{\partial f}{f} = \frac{\partial T}{T}}$$

$\therefore \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_p = \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial x}$ 強度隨高度變化之公式。



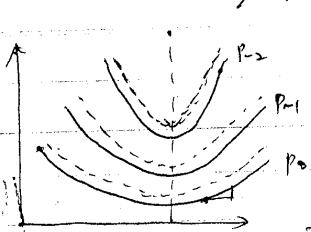
$L: \frac{\partial z}{\partial x} \oplus, \frac{\partial}{\partial z}(\frac{\partial z}{\partial x}) \oplus \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial x} \oplus \Rightarrow \text{cold low}$
 $L: \text{填塞, ... } \ominus \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial x} \ominus \Rightarrow \text{warm low}$



$H: \frac{\partial z}{\partial x} \ominus, \frac{\partial}{\partial z}(\frac{\partial z}{\partial x}) \ominus \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial x} \ominus \Rightarrow \text{warm high! 加温}$



29



强度
 两层间斜率的变化:

$$\frac{\partial}{\partial z}(\frac{\partial z}{\partial x}) = \frac{1}{T_p} \frac{\partial T}{\partial x}$$

cold core: $\frac{\partial T}{\partial x} > 0$

warm core: $\frac{\partial T}{\partial x} < 0$

冷心低压有填塞作用, 暖心则加深; 高压反是。
 加深 填塞

例. 给一地面图给地面资料, 而要找高空等压线一系。
 或如地面图上缺了一大块资料, 如何以最方便补上?
 或是如太平洋上多资料, 而要找出其分布状况!

$$\text{intensity change} = \frac{\partial}{\partial z}(\frac{\partial z}{\partial x}) = -\rho g \frac{\partial}{\partial p}(\frac{\partial z}{\partial x})$$

$$= -\rho g \frac{\partial}{\partial x}(\frac{\partial z}{\partial p}) = -\rho g \frac{\partial}{\partial x}(-\frac{1}{\rho g}) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

又 $p = \rho R T$ $\left[\rho = \frac{p}{RT} \Rightarrow \frac{\partial \rho}{\partial p} = -\frac{1}{RT^2} \frac{\partial T}{\partial p} \right]$ $\ln p = \ln \rho + \ln R + \ln T$

$$\therefore \frac{\partial}{\partial z}(\frac{\partial z}{\partial x})_p = \frac{1}{T_p} \frac{\partial T}{\partial x} \quad \Rightarrow \frac{\partial p}{\partial p} = \frac{\partial \rho}{\rho} + \frac{\partial T}{T} = 0 \text{ on isobaric surface}$$

$$\therefore (\frac{\partial \rho}{\rho} = -\frac{\partial T}{T})_p$$

李清照 声声慢

(作者以春天愁雨, 反映丈夫死後之悲傷愁苦心情)

尋尋覓覓 冷冷清清 淒淒慘慘戚戚
 乍暖還寒時候 最難將息
 三杯兩盞淡酒 怎敵他 晚來風急
 雁過也 正傷心 卻是舊時相識
 滿地黃花堆積 憔悴損 如今有誰堪摘
 守著窗兒 獨自怎生得黑
 梧桐更兼細雨 到黃昏點點滴
 這次第 怎一個愁字了得。