

大氣層

前言：在大氣層中存在著各種不同的物理過程，如增溫、冷卻、蒸發、凝結等，亦有各種不同的物理現象如風、雲、雨、霧等，這些物理過程和現象的形成及其變化，是天氣學的研究對象。

大氣成份：大氣是一個由多種氣體組成的混合氣體。其中氮和氧佔最高比例。由地面至約 80 公里，乾空氣成份的比例是基本不變的：

乾空氣的成份

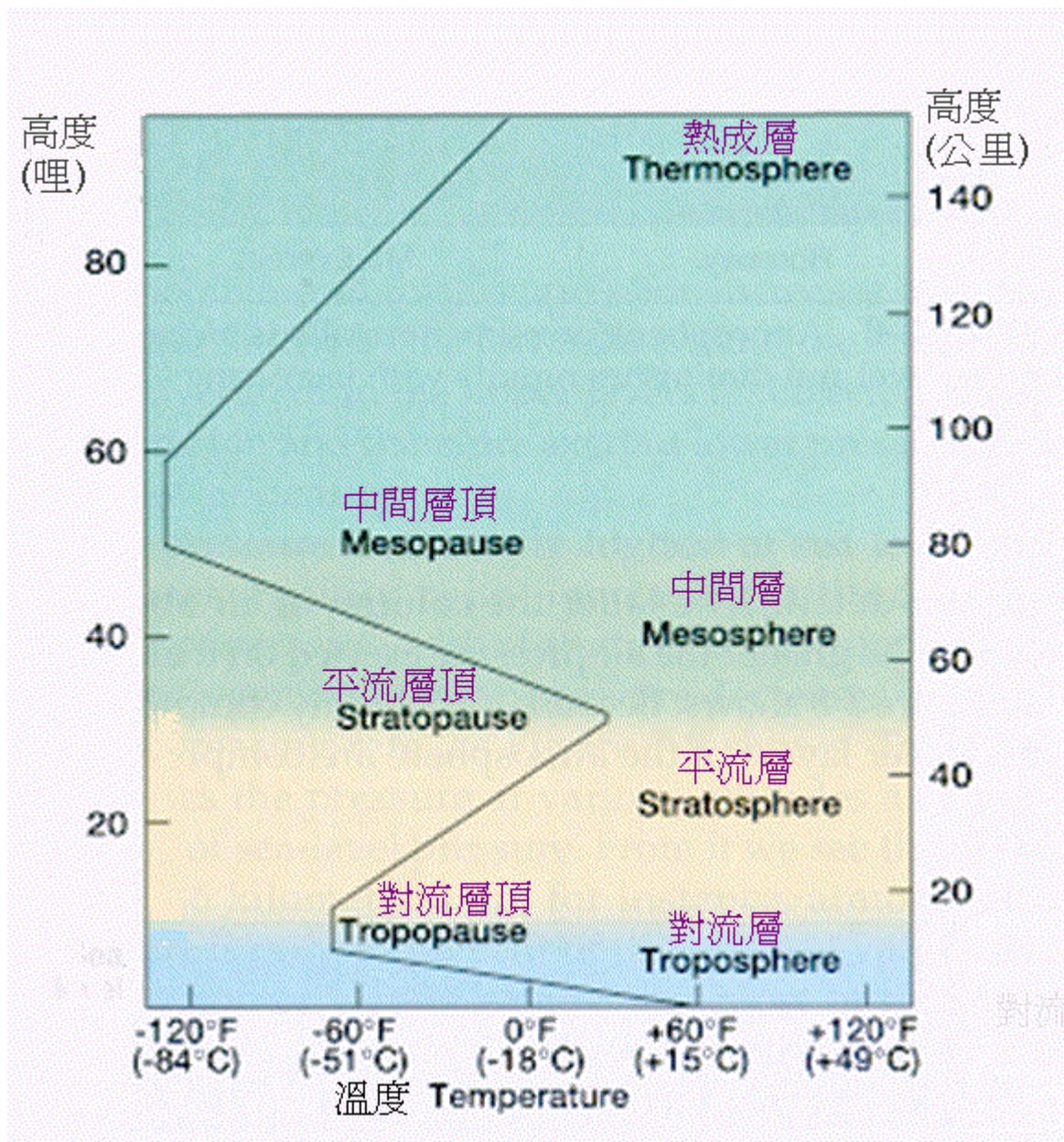
氣體	體積比例	重量比例
氮	78.09	75.54
氧	20.95	23.14
氫	0.93	1.27
二氧化碳	0.03	0.05
氫	微量	微量
氦、氬、臭氧等	微量	微量

大氣中的水汽：大氣不會是絕對乾燥的，不同份量的水汽一定存在大氣之中。空氣中可含最多 4% 的水汽，而這個可含最多水汽的份量與空氣的溫度有關。由於大氣溫度隨高度增加而降低，以及水汽因溫度降低到一定程度而凝結，所以一般來說，空氣中的水氣含量隨高度的增加而減少。觀察證明，在 1.5-2 公里高度上，空氣中水汽的含量已減少為地面的一半，在 5 公里減少為地面的 1/10，在 10 公里以上的空氣基本是乾的。

大氣中水汽含量雖然不多，但它是天氣變化中的一個重要角色，在大氣溫度變化的範圍內，它可以變為水滴及冰晶，成

雲致雨，落雪降雹。此外，由於水汽強烈地吸收地面輻射，同時又向周圍空氣和地面放射輻射對地面和空氣溫度有一定的影響。

大氣的垂直結構：根據大氣溫度的垂直分布，可將大氣分為 4 層，即對流層(troposphere)、平流層(stratosphere)、中間層(mesosphere)和熱成層(thermosphere)。



對流層：對流層是大氣中最低的一層，其底界是地面。雲、霧、雨、雪等主要大氣現象都出現在此層，也是氣象學研究的重點。

對流層有三個主要的特徵：

- (一) 氣溫隨高度的升高而降低。平均而言，每上升 1 公里約下降 $6-7^{\circ}\text{C}$ 。但在對流層中的某一淺薄層次中，氣溫可能除高度而增加，這些層次稱為逆溫層(inversion)。
- (二) 有垂直對流運動。
- (三) 層內的條象要素水平分布不均勻。對流層的厚度

從赤道向兩極減少。在低緯地區平均為 17-18 公里，在中緯地區為 10-12 公里，在高緯地區為 8-9 公里。在香港，7 月的對流層頂平均在 16747 米，而平均溫度約 -79.0°C ，1 月的平均值則分別為 16855 米及 -81.1°C 。

此外，按氣流和天氣現象分布的特點，又可將對流層分為下層(地面至 2 公里)、中層(2-6 公里)和高層(6 公里至對流層頂)。

基本天氣學概念

大氣穩定度：許多天氣現象的發生，都和大氣穩定度有密切關係。大氣穩定度表示空氣是否安於原來的層次，是否易於發生垂直運動，即是否易於發生對流。

假如有一團空氣受到衝擊力的作法，產生向上或向下運動，就可能出現三種情況：

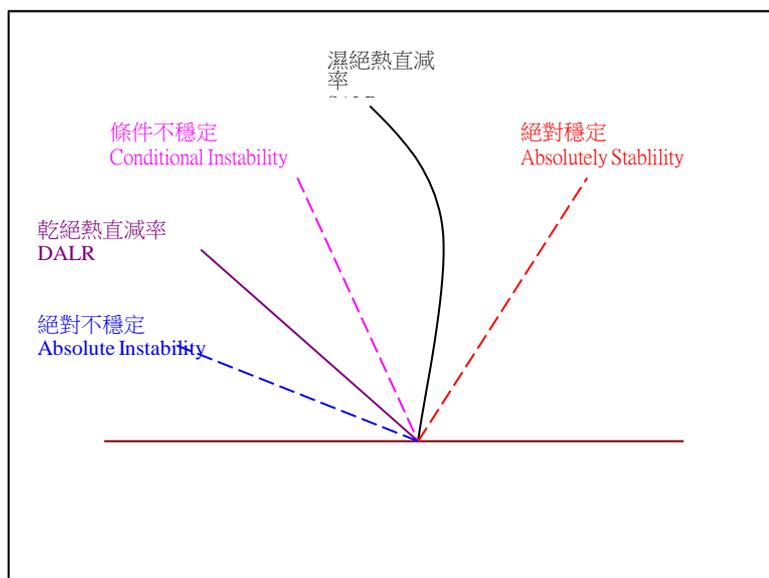
- (一) 穩定(stable)：如果空氣受力移動後，逐漸減速，並有返回原來高度的趨勢，這時的大氣，相對於該氣團而言是穩定的。
- (二) 不穩定(unstable)：如果氣團一離開原位就加速運動，並有遠離起始高度的趨勢，這時的大氣，對於該氣團而言是不穩定的。
- (三) 中性(neutral)：如果氣團被推到某一高度後，既不加速亦不減速，這時的大氣，對於該氣團而言是中性的。

假如大氣的溫度隨著高度增加而急速下降，那大氣便呈現不穩定狀態。原因很簡單，如果有一氣團受力後向上升，如此上升氣團雖然降溫，仍比周圍的大氣暖的話，氣團的密度比周圍的大氣低，自然會容易上升。相反，如果大氣的溫度隨著高度增加但下降緩慢或甚至增加，那大氣便呈現穩定狀態。

所以大氣是否穩定，通常用周圍大氣隨高度的溫度直減率(ELR)與上升空氣的乾絕熱直減率(DALR)或濕絕熱直減率(SALR)的對比來判斷。根據這個對比，有以下的大氣可不穩定度：

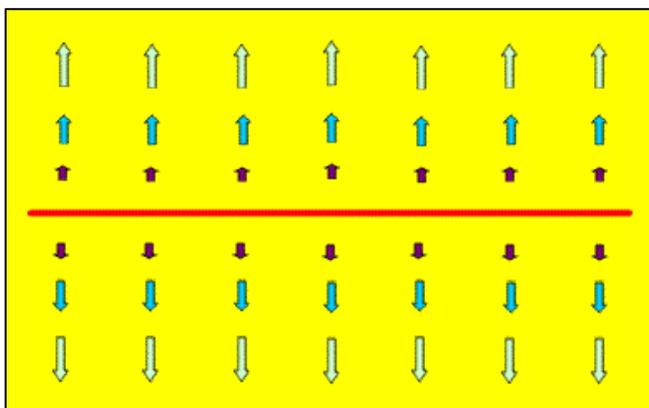
- (一) 絕對不穩定(absolutely unstable) : $ELR > DALR$
- (二) 絕對穩定(absolutely stable) : $ELR < SALR$
- (三) 條件不穩定 (conditionally unstable) :
 $SALR < ELR < DALR$, 這時對於飽和空氣來說, 大氣是處於不穩定狀態的; 但對於未飽和空氣來說, 大氣是處於穩定狀態的。
- (四) 中性 : $ELR = DALR$ (未飽和空氣) or $SALR$ (飽和空氣)

大氣的垂直溫度變化, 即大氣隨高度的溫度直減率(ELR)及大氣各高度的濕度, 一般是利用探空氣球量度。在香港天文台, 所探得的 ELR 會繪在溫熵圖 (tephigram) 上, 供預報員估量大氣的穩定度。

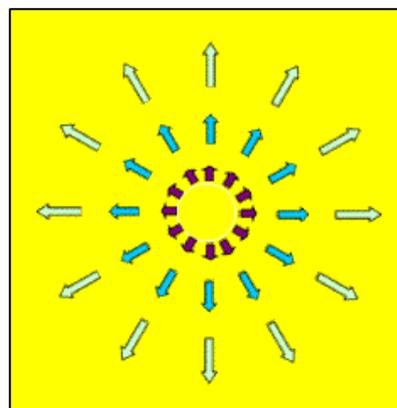


圖一：大氣穩定度

輻合(convergence)及輻散(divergence)：空氣移動的方向和速度常常是不一致的。有時移動方向相同而速度快慢不同，有時速度相同而方向各異，也有方向與速度都不相同。這樣，就可能引起空氣在某些地方堆積起來，而在另一些區域流散開去。圖三 a、c 表示了各點的空氣都背著同一點或一線散開，這種現象稱為水平輻散。圖三 b、d 表示各點空氣向著同一點或一線聚集，這種現象則稱為水平輻合。

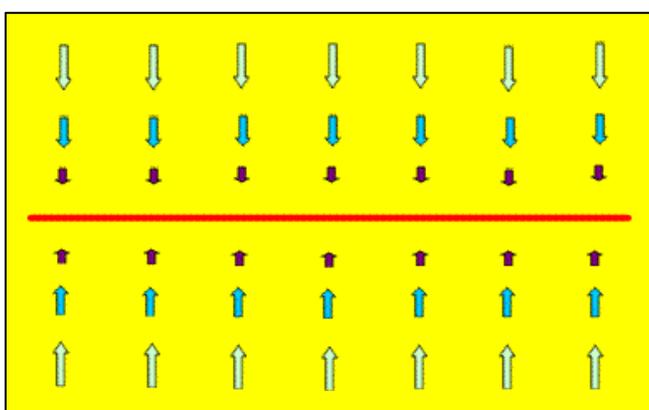


圖三 a

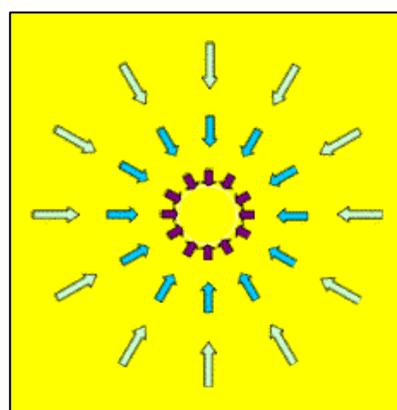


圖三 c

水平輻散



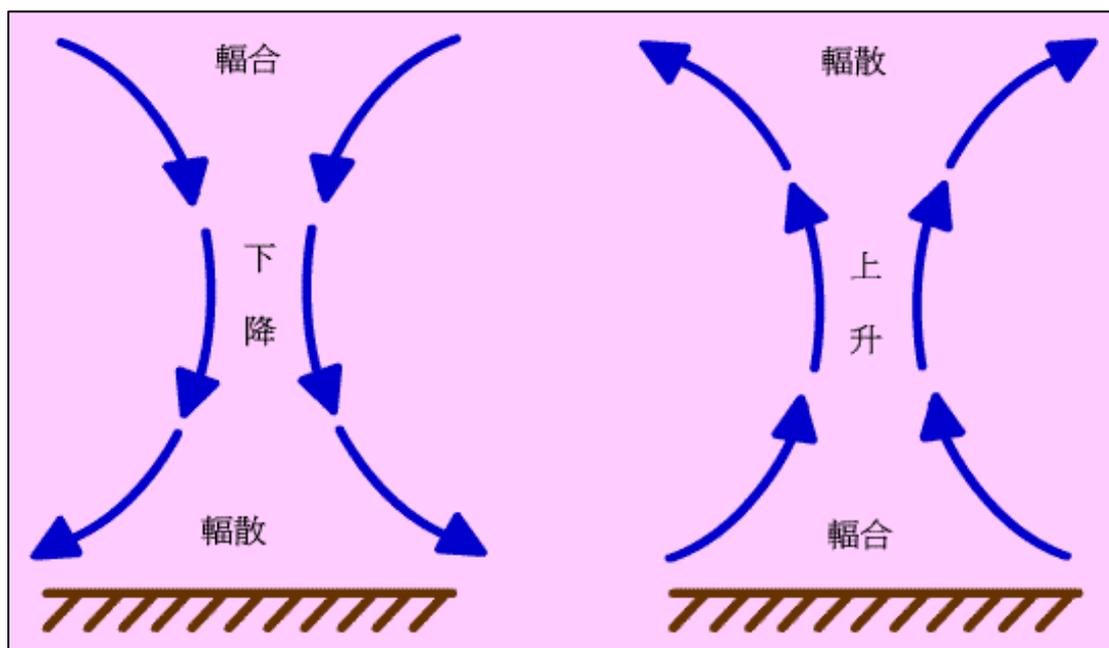
圖三 b



圖三 d

水平輻合

實際大氣中，空氣的水平輻合輻散的分布是比較複雜的，有時下層輻合，上層輻散；有時下層輻散，上層輻合。在大多數的情況下，上下輻散、輻合交互重疊，非常複雜。從圖 2 可見，當對流層上層有水平輻合、下層有水平輻散的區域必然會有下沉運動；反之，則會出現上升運動。

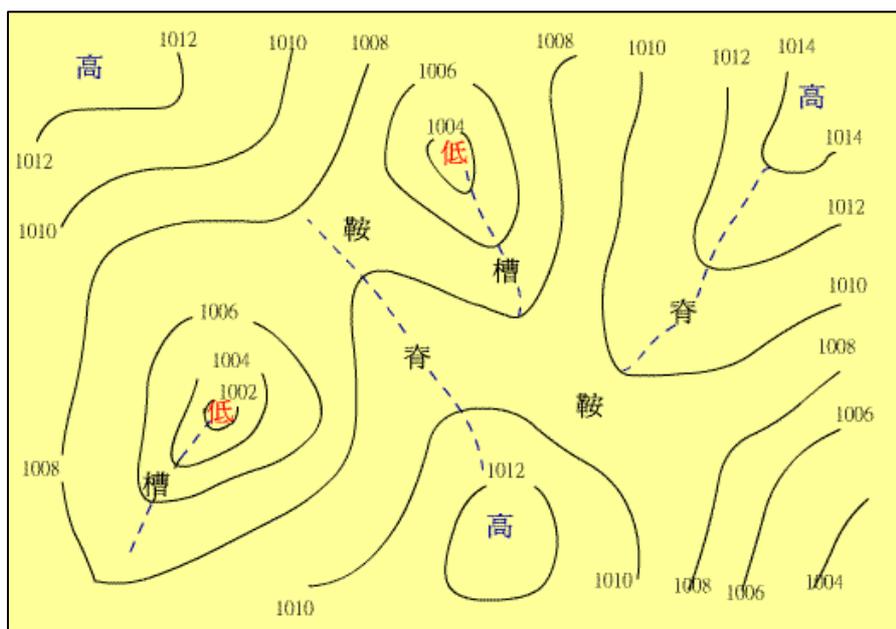


圖四：水平氣流的輻合輻散和垂直運動的相互關係

氣壓系統

前言：氣壓的空間分布稱為氣壓場。氣壓的空間分布極不均勻，有的地方氣壓高，有的地方氣壓低，氣壓場出現不同的氣壓形勢，這些不同的氣壓形勢統稱為氣壓系統。每種氣壓系統都有特有的結構和運動狀況，形成不同的天氣。

氣壓系統的基本型式：低空的氣壓系統，一般從海平面上等壓線(isobar)的分布特徵來確定。所謂等壓線就是同一水平面上氣壓相等點的連線。氣壓系統的基本型式如下圖：



圖一：氣壓場的幾種基本型式

- (一) 低氣壓：簡稱低壓，亦稱氣旋(cyclone)。在北半球，在低壓附近的空氣按逆時針移動，呈水平輻合，有上升運動，天氣一般多雲有雨。
- (二) 低壓槽：簡稱槽(trough)，它是低壓向外伸出的狹長區域或一組未閉合的等壓線向氣壓較高一方突出的部分。低壓槽中各等壓線彎曲最大處的連線，稱為

槽線。氣壓值沿槽線最低處向外遞增。和低壓區一樣，低壓槽呈水平輻合，有上升運動。

- (三) 高氣壓：簡稱高壓，亦稱反氣旋(anticyclone)。在北半球，在高壓附近的空氣按順時針移動，呈水平輻散，有下沉運動，天氣一般良好。但由於風勢微弱及大氣較為穩定，有利污染物的積聚。
- (四) 高壓脊：簡稱脊(ridge)，它是高壓向外伸出的狹長區域或一組未閉合的等壓線向氣壓較低一方突出的部分。高脊中各等壓線彎曲最大處的連線，稱為脊線。氣壓值沿脊線最高處向外遞減。和高壓區一樣，高壓脊呈水平輻散，有下沉運動。
- (五) 鞍形氣壓場：簡稱鞍(col)，它是由兩個高壓與兩個低壓相對組成的中間區域，其附近空間等面形如馬鞍。

一般地面天氣圖上是利用等壓線作分析。但大氣層是有三維空間的，大氣層的其他高度的天氣圖(即高空天氣圖,upper-air weather chart)，則用其他方法分析，有等高線(contour)或流線(streamline)等。香港天文台是採用流線分析高空圖。

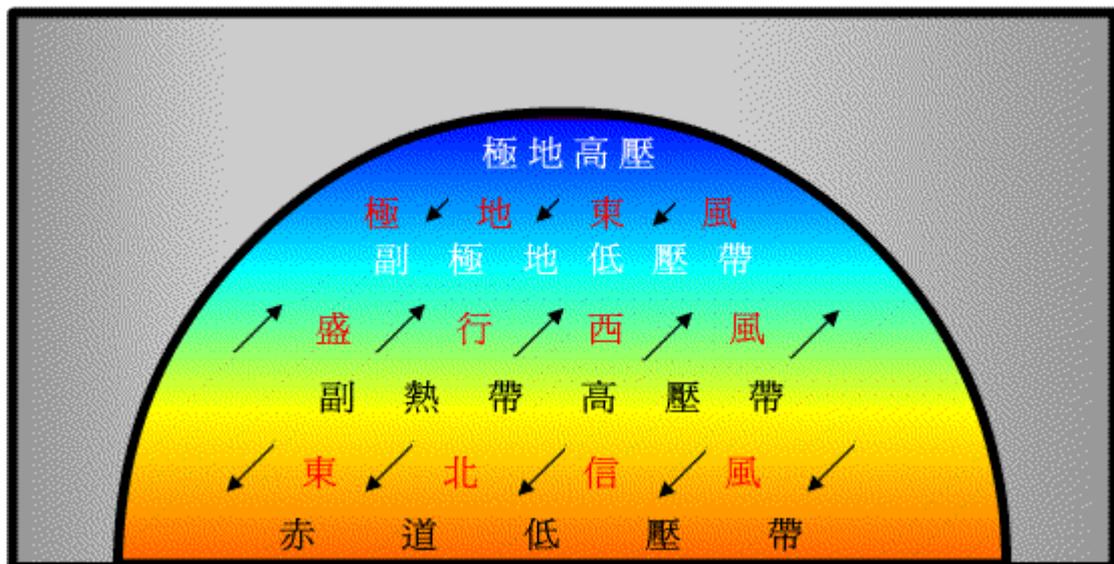
流線上的任何一點是平衡於該點的風向的，很大程度顯示氣流的流向。在流線圖上，北半球的低渦附近的氣流按逆時針轉動如下圖，故稱氣旋；高壓附近的氣流按順時針轉動如下圖，故稱反氣旋。



圖二：氣旋和反氣旋

全球氣壓帶：地球表面由於氣溫南北分布不均，便形成氣壓帶如下：

- (一) 赤道低壓帶(equatorial trough)：赤道終年受熱，空氣受熱膨脹上升，到高空向外流散，在低空形成低壓。
- (二) 極地高壓帶(polar high)：兩極是地球上的寒極，空氣受冷收縮下沉，積聚在低空，而高空伴有空氣輻合，在低空形成高壓。
- (三) 副熱帶高壓帶(subtropical ridge)：從赤道低壓帶上空流向極區的氣流在受地球偏轉力的作用下，逐漸轉向東，到緯度 25°-30° 附近開始下沉，形成高壓帶。
- (四) 副極地低壓帶(sub-polar low pressure belt)。

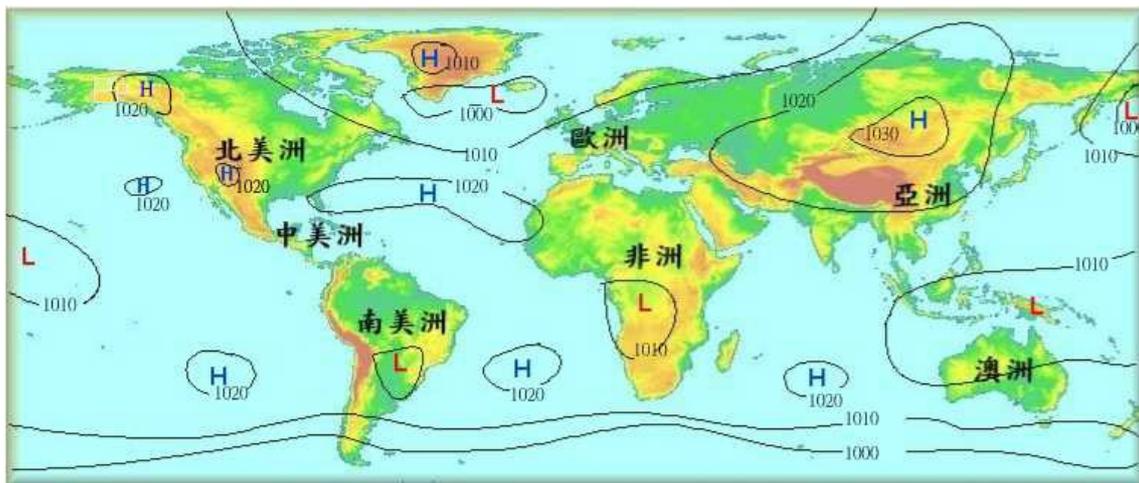


圖三：近地面的風帶與氣壓帶

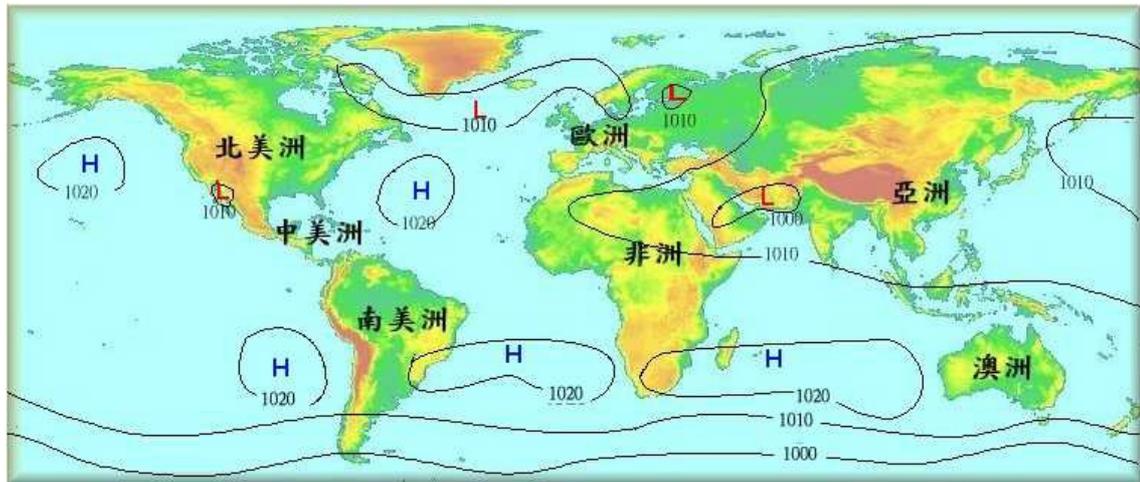
如果地球表面性質是均勻的(都是海洋或都是陸地)，氣壓的水平分布會程現出規則的東西走向的氣壓帶。但事實上，地

球表面的性質是很不均勻的，既有廣闊的海洋，又有巨大的陸地，而且海洋與陸地交錯分布。海陸間的熱力差異往往使某些氣壓帶發生破裂，甚至在低空出現與高空性質相反的氣壓系統。比如在冬季時，陸地降溫幅度大於海洋，尤其在北半球的中、高緯度地帶，陸地面積大，冷卻強烈，使低空形成強大的冷高壓，如亞洲的西伯利亞高壓，而副極地低壓，這時只存在於海洋上。夏季時，陸地增溫幅度大於海洋，尤其在副熱帶，使副熱帶高壓的低空，因強烈增溫形成了熱低壓，如亞洲南部的低壓，使完整的副熱帶高壓發生斷裂，只存在於海洋上。在亞洲，由於海陸熱力差異而形成的西伯利亞冷高壓和亞洲南部熱低壓，令亞洲很大部分地區都受季候風(monsoon)的影響。

此外，由於副熱帶高壓的存在，南北半球副高向赤道一方都吹信風(trade winds)，而向兩極的一方則吹西風，一般稱為西風帶(westerly wind belt)。南北半球的信風(東南及東北)會合之處，稱為熱帶輻合帶(inter-tropical convergence zone, ITCZ)。

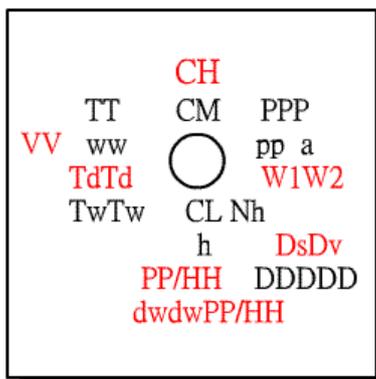


圖四: 一月的氣壓水平分布

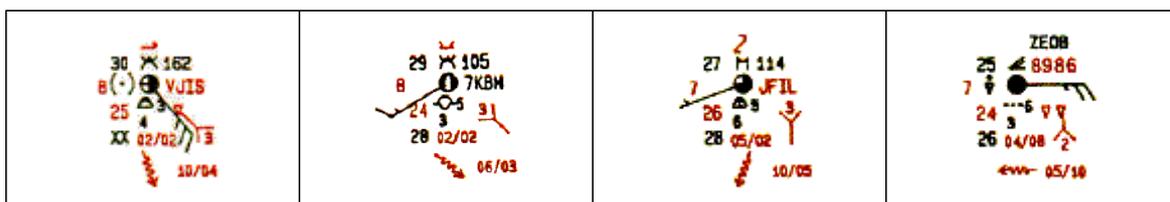


圖五:七月的氣壓水平分布

天氣圖符號

	TT	氣溫	CH	高雲
	T _d T _d	露點	C _M	中雲
	T _w T _w	海水溫度	C _L	低雲
	VV	能見度	DDDD	呼號
	ww	當時天氣	D _s D _v	船速/方向
	W ₁ W ₂	過往天氣	h	低雲高度
	PP/HH	浪週期/高度	Nh	低雲量
	d _w d _w PP/HH	湧浪方向/週期/高度	PPP	氣壓
	○	總雲量	pp a	氣壓趨勢

圖一：天氣繪圖釋意



圖二：天氣圖示例

0/8	1/8	2/8	3/8	4/8	5/8	6/8	7/8	8/8	/

圖三：總雲量釋意

	霧 Fog		等壓線 Isobar(hPa)
	毛毛雨 Drizzle		冷鋒 Cold Front
	雨 Rain		暖鋒 Warm Front
	雪 Snow		錮囚鋒 Occlusion
	驟雨 Shower		靜止鋒 Stationary Front
	雷暴 Thunderstorm		消散中的冷鋒 Dissipating Cold Front
	5米/秒風 5m/s wind		槽軸 Axis of Trough
	25米/秒風 25m/s wind		熱帶氣旋中心 Centre of Tropical Cyclone
	無風 Calm or light 或微風 variable wind		

註：1米/秒 = 3.6 公里/小時 Note: 1m/s = 3.6km/h

圖四：天氣圖符號

天氣預報

前言：天氣預報有各種時間尺度，臨近預報預測未來數小時內的天氣變化，重點多預報是否有雷暴或暴雨等惡劣天氣；短期預報預測未來一至三日的天氣變化；中期預報提供長至七天的天氣展望；而長期預報則嘗試勾劃出整個月或更長時間的天氣情況。

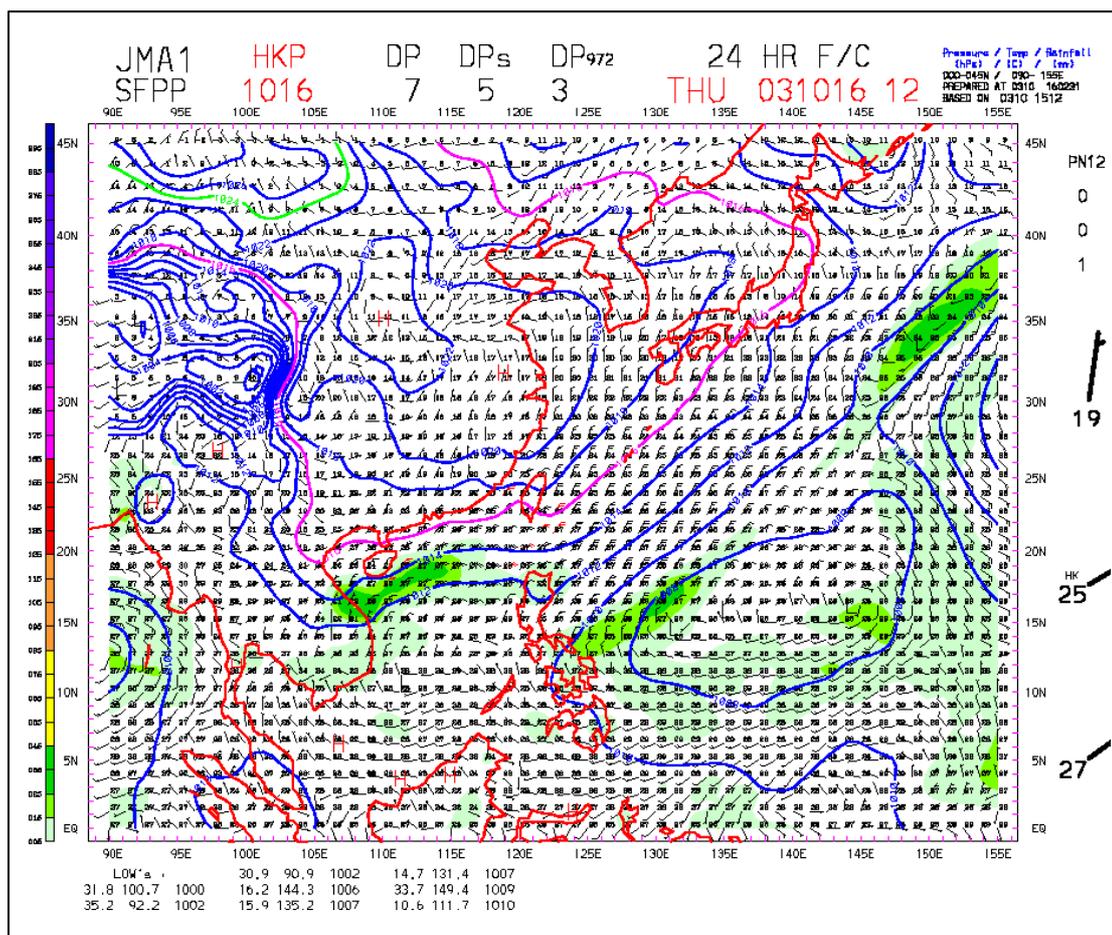
天氣預報是根據天氣學的基本知識，對主要天氣系統作定量推算，然後考慮地理條件影響下的地區性的天氣特點，作出天氣情況預報。

一個地方天氣的變化主要決定於天氣系統的變化，所以天氣形勢預報是天氣預報的基礎。因此，天氣預報實際上分三個步驟：

- (一) 天氣形勢的掌握(診斷)，主要是了解天氣現象的分布、分析令這些天氣現象發生的天氣系統的位置及強弱。
- (二) 天氣形勢的預報及預報各種天氣系統的生成及消亡、移動和強度變化。
- (三) 氣象要素和天氣現象的預報，包括降水、氣溫、風、雲量、濕度等等的變化。

天氣形勢的掌握：天氣預測的第一步是搜集資料，包括氣象觀測報告，自動氣象站及雨量資料，氣象衛星及雷達圖像等。得到最新的氣象資料後，首先加以分析，尋根究底，找出引致當時各種天氣情況的天氣系統和機制。在分析的過程中，一般是把各種典型的天氣系統跟觀測所得各個氣象要素的時空分布比較，嘗試在大量的數據中找出一些方便理解的圖像，例如是冷鋒、低壓槽、還是熱帶氣旋為主要考慮系統。

天氣形勢預報：天氣形勢預報從前利用的方法，多屬外推法、統計方法和動力學方法等，但現在一般都利用數值天氣預報產品(圖一)。



圖一：數值天氣預報圖

數值天氣預報是利用電腦模擬大氣的運動。數值天氣預報模式是一套能模擬大氣運動的電腦程序，當中包含現實大氣中的各種物理過程。當各種各樣的觀測資料經過分析，便成為模擬大氣的起始情況。模式隨後便要模擬大氣的演化，逐步逐步將整個大氣內的天氣系統及氣團等，依照它們的移動趨勢及強度變化，來計算下一刻的位置與狀態，並將結果繪成預報產品，供預報員預報各種天氣系統的生成及消亡、移動和強度變化。

氣象要素預報：氣象要素預報方法目前主要採採用天氣圖方法為主，輔以統計預報方法，數值天氣預報模式亦提供一定的指引。氣象要素變化的統計規律，是根據各種天氣系統中的天氣分布特點，結合各地特殊的自然地理條件，氣象要素的氣候統計規律，作出未來的天氣要素判斷。因此，天氣形勢預報是氣象要素預報的基礎，只有天氣形勢預報準確，才能做出準確的要素預報。

(一)風的預報：風是由空氣的水平運動產生的。而空氣的移動，主要受氣壓分布影響。風向一般大致與等壓線平衡而較低氣壓在左方(北半球)。在等壓線密集的地區，風速較高，反之亦然。然而在近地面的空氣運動，受地面影響，有些情況下風向與等壓線會有較大的交角，因此在做風的預報時，還要考慮其他因素，如地面摩擦力、地形(如阻擋及狹管作用) 及局地熱力環流(如海陸風)等。

描述風力術語 Description		蒲福氏風級 Beaufort Force	風速 (公里/小時) Wind Speed (km/h)	風速 (海里/小時) Wind Speed (knot)
無風	Calm	0	< 2	< 1
輕微	Light	1 - 2	2 - 12	1 - 6
和緩	Moderate	3 - 4	13 - 30	7 - 16
清勁	Fresh	5	31 - 40	17 - 21
強風	Strong	6 - 7	41 - 62	22 - 33
烈風	Gale	8 - 9	63 - 87	34 - 47
暴風	Storm	10 - 11	88 - 117	48 - 63
颶風	Hurricane	12	>= 118	>= 64

蒲福氏風級表

(二)溫度的預報：一個地區的氣溫變化主要是由冷暖氣流的作用(平流作用)、日照或夜間冷卻(非絕熱作用)及垂直運動三個因素所引起的。

冷暖氣流的作用：冷暖氣流的作用是引起一個地方氣溫變化的主要因素。估計這方面的影響，一般選擇上游固定觀測站作為指標，考察上游觀測站在冷(暖)空氣影響後 24 小時變溫作為判斷冷暖氣流影響的依據。

日照或夜間冷卻：日照使日間溫度上升，夜間地面散熱使溫度下降。這兩種效應，都受雲量及濕度影響。白天雲能削弱地面吸收的日照，使地面受熱減少；而夜間雲卻能使地面不致散失太多的熱量。濕度愈低，日照升溫及夜間冷卻的效應就愈大。

垂直運動對氣溫的影響：當大氣穩定時，上升運動引致降溫；而下沉運動則令氣溫上升。在一般的天氣情況下，垂直運動甚小，可以不考慮它的作用，但在較強天氣系統附近，則它的影響可能較為顯著。例如熱帶氣旋將襲港前的下沉氣流，可令香港的天氣十分悶熱。

風對氣溫的影響：除了上面三個因素外，在預報一個地方的溫度時，亦要考慮風對氣溫的影響。風速大時，上下空氣交換強，有利於熱量的上下交換，白天使增溫減慢，夜間使地面降溫也減慢。所以風大時，氣溫日夜變化小，風小時，氣溫日夜變化大。風向除可顯示有否冷暖氣流外，亦可顯示影響一個地方的空氣，是源自那種下墊面。不同的下墊面，在同樣天氣情況下，溫度可以差別很大。例如海面上的氣溫，每日只有 1-2 度的變化，而陸地每日的溫度變化，則可以超過 10 度。

在天晴少雲的晚上，如風勢微弱，濕度低，在內陸地區，有利夜間冷卻，內陸地區的降溫非常顯著，這個現象稱為輻射冷卻。在同樣天氣情況下，近岸地區由於受海洋的影響，降溫的幅度就小得多。

(三)降水及雲量的預報：降水及雲量的預報，是氣象要素預報的主要項目，但亦是最難預報的項目。降水預報的一般思路如下(雲量的預報思路相若)：

- (1)初步了解本地區上游已發生的降水情況，分析其成因，找出影響降水的主要天氣系統，如冷鋒、低壓槽、氣旋、高空槽、高空低渦等。
- (2)接著了解雨區和主要天氣系統過去的演變，根據形勢預報，對可能影響本區的天氣系統做出預報。
- (3)根據本地區的溫、壓、濕、風等條件，及預報員的經驗，作出降水預報。溫、壓是評估大氣是否穩定；濕當然看是否有充足的水汽；風向是估計水汽供應是否源源不絕，而風速對天氣也有影響，例如潮濕的西南氣流，再加上風速大的話，就會傳送大量水汽往上游，以致上游地區容易有雨。

最後，必須指出，現時的數值天氣預報模式，除對天氣形勢外，對各種氣象要素的預報，都能作出有用的指引。

氣團和鋒面

氣團(air mass)：人們從長期的天氣變化中發現，在同一時刻不同地區，空氣的物理特性如溫度、濕度、穩定度凡等都是不同的。但從廣大區域來看，也還存在著物理特性比較均勻的大塊空氣，它的水平範圍可達幾百公里到幾千公里。這些特性比較均勻的大塊空氣，在氣象學稱為氣團。

氣團因其形成的原地不同，而具有不同的熱力特性，一般，可分為冷氣團和暖氣團兩大類。所謂冷、暖是相對而言，沒有絕對的溫度數量界限。一般來說，形成於冷源地並在移動時能使所經之地變冷，而本身卻逐漸變暖的氣團叫冷氣團。形成於暖源地並在移動時能使所經之地變暖，而本身卻逐漸變冷的氣團叫暖氣團。兩股氣團相遇，溫度較低的是冷氣團，溫度較高的是暖氣團。

鋒面(frontal zone)：在冷、暖氣團之間，有一很窄的過度帶，稱為鋒面或鋒(front)。鋒面兩側的溫度、濕度、氣壓、風和雲等氣象要素有明顯的差異。

暖空氣比冷空氣密度小。當冷、暖氣團相遇時，暖氣團總是位於冷氣團上方並使鋒面向冷氣團傾斜。

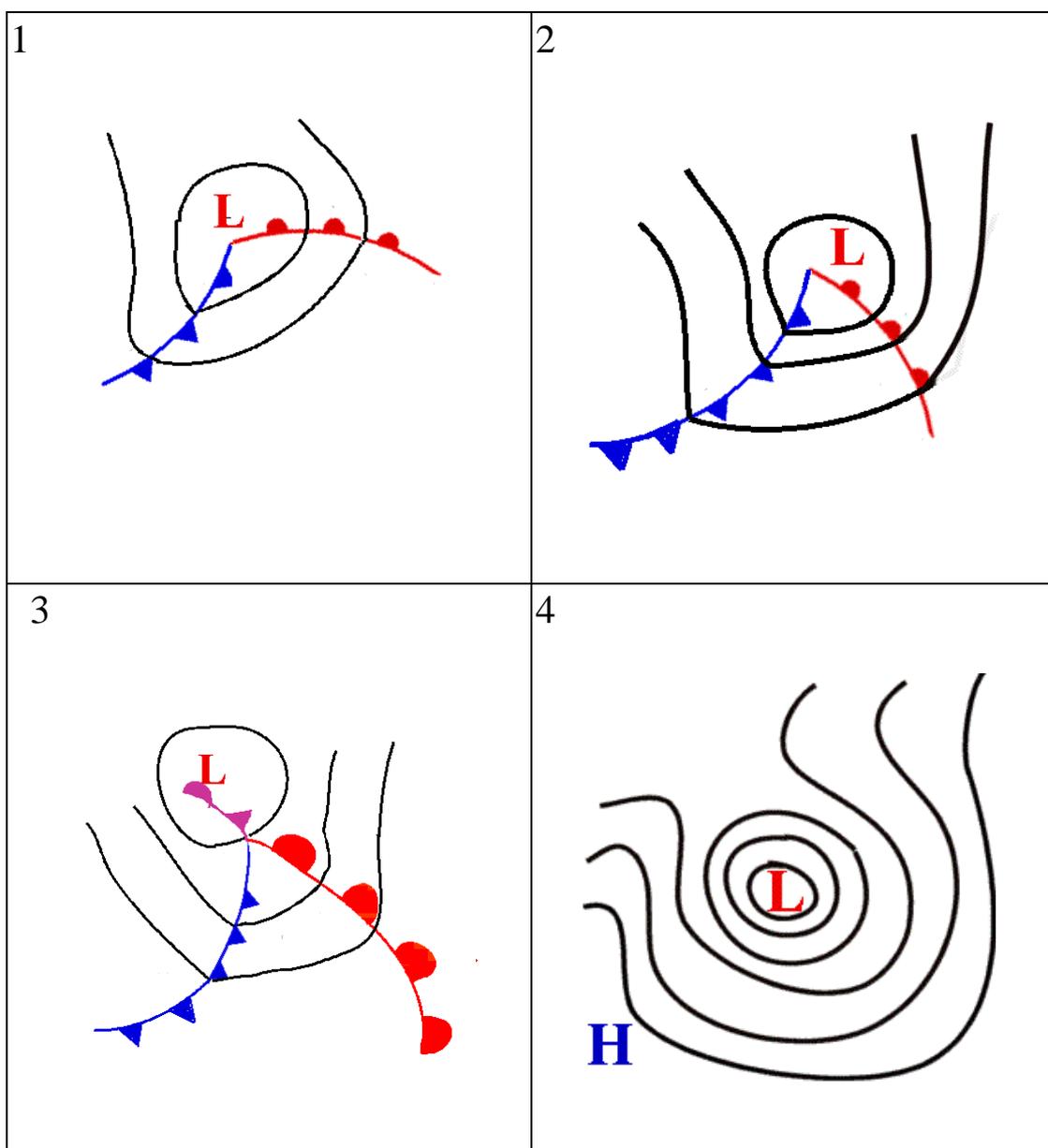
鋒的分類：

- (一) 冷鋒(cold front)：冷氣團向暖氣團移動，並佔據原屬暖氣團的地區。通常冷鋒的鋒面坡度比暖鋒(見下面二)大，所以冷鋒的天氣較暖鋒來得惡劣。
- (二) 暖鋒(warm front)：暖氣團向冷氣團移動，並佔據原屬冷氣團的地區。
- (三) 靜止鋒(stationary front)：冷、暖氣團勢均力敵，在

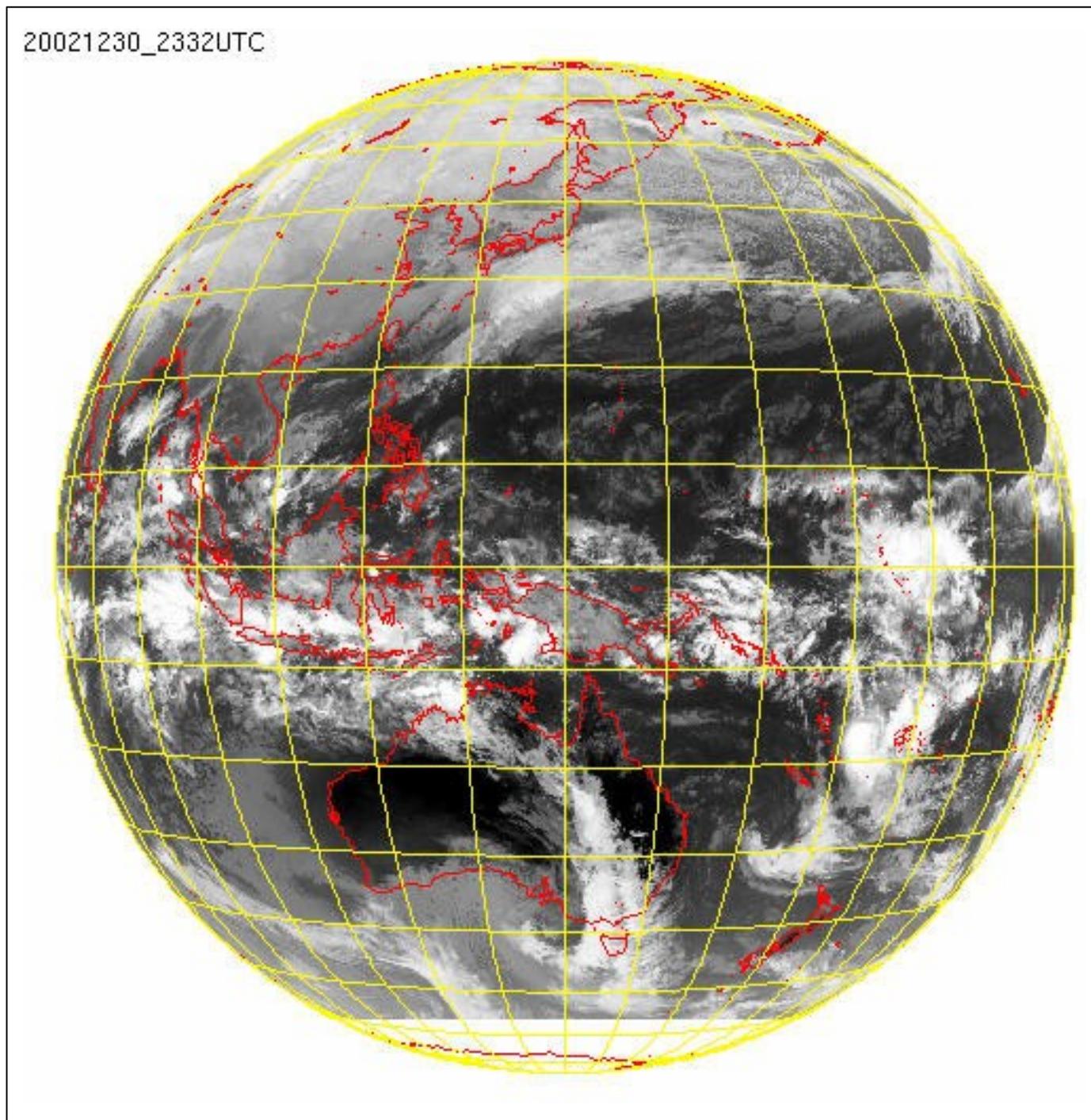
某一地區擺動或停滯。

(四) 錮囚鋒 Occluded front：由冷鋒追上暖鋒，暖空氣被抬離地面而形成的。

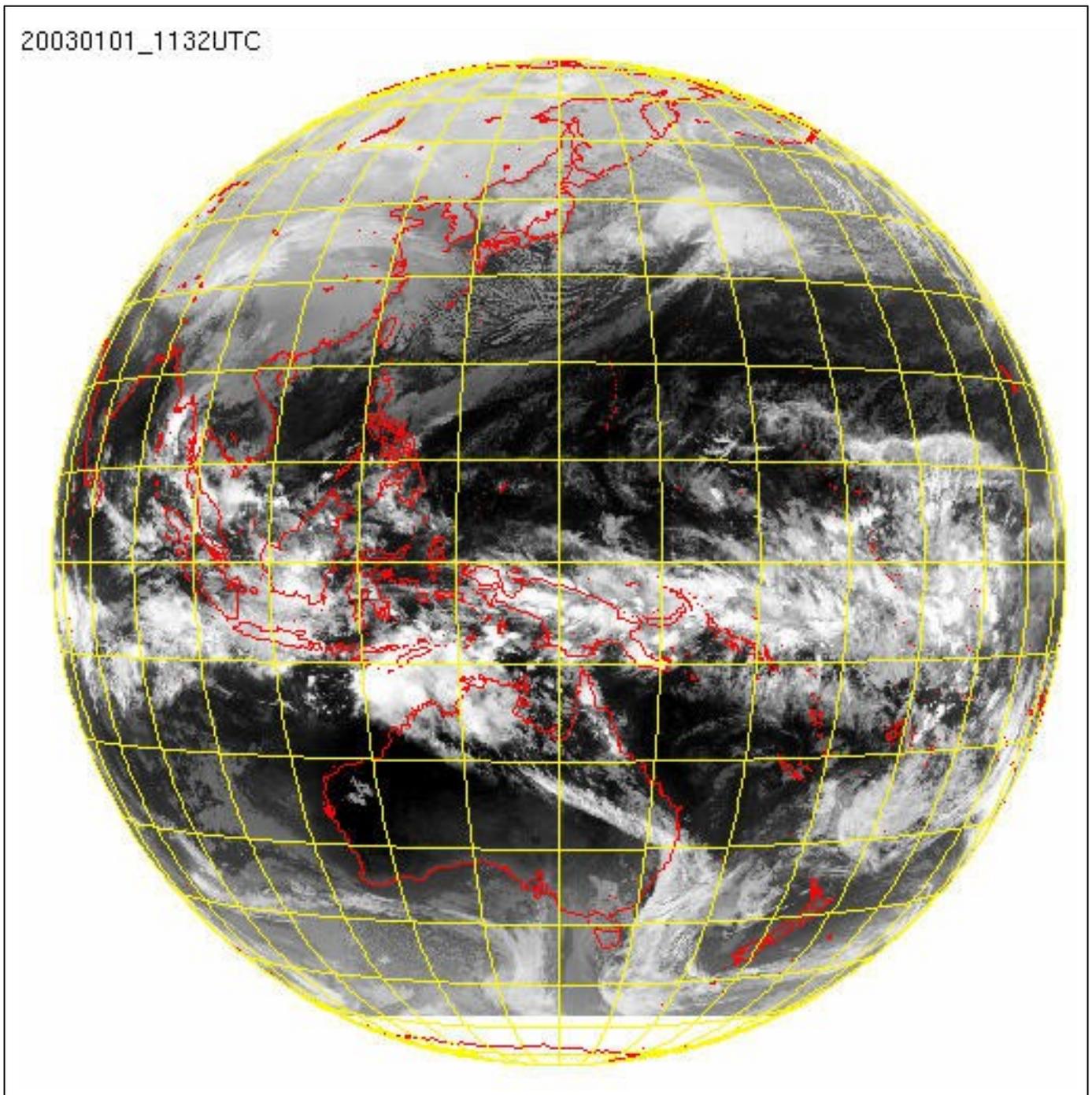
鋒面低壓(**frontal depression**)：有鋒面結構的低壓，有時亦稱溫帶氣旋(**extra-tropical cyclone**)。其生命史如下圖。



圖一：鋒面低壓的發展各階段



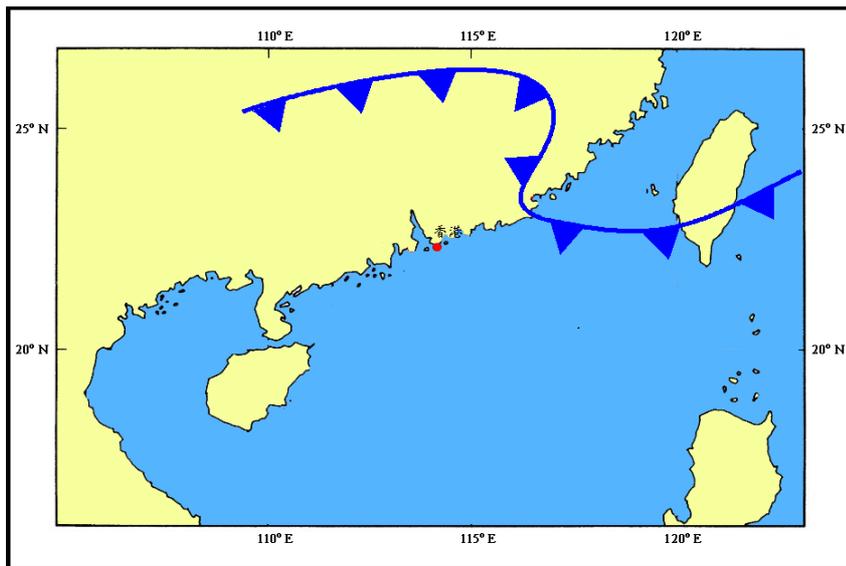
圖二：2002年12月31日上午8時之衛星圖像



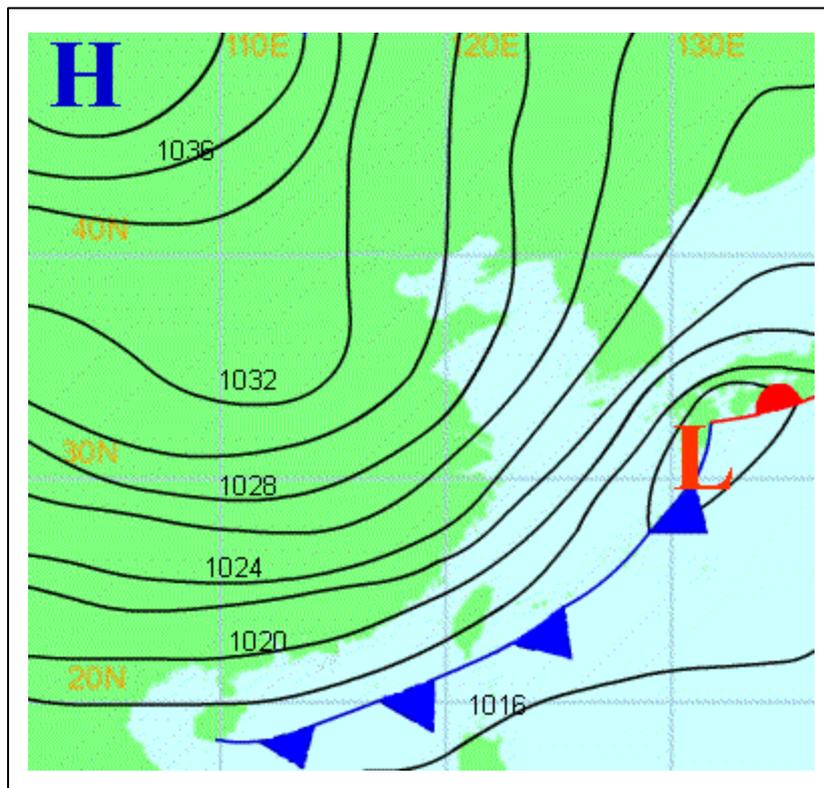
圖三：2003年1月1日下午8時之衛星圖像

華南的冷鋒：華南的冷鋒有下列兩項特性：

- (一) 由於冷鋒在陸地和海洋上有不同的移動速度，華南的冷鋒受南嶺及台灣海峽等地形的影響，並不常是一氣圓滑的曲線，很多時是一道「變形」的冷鋒。



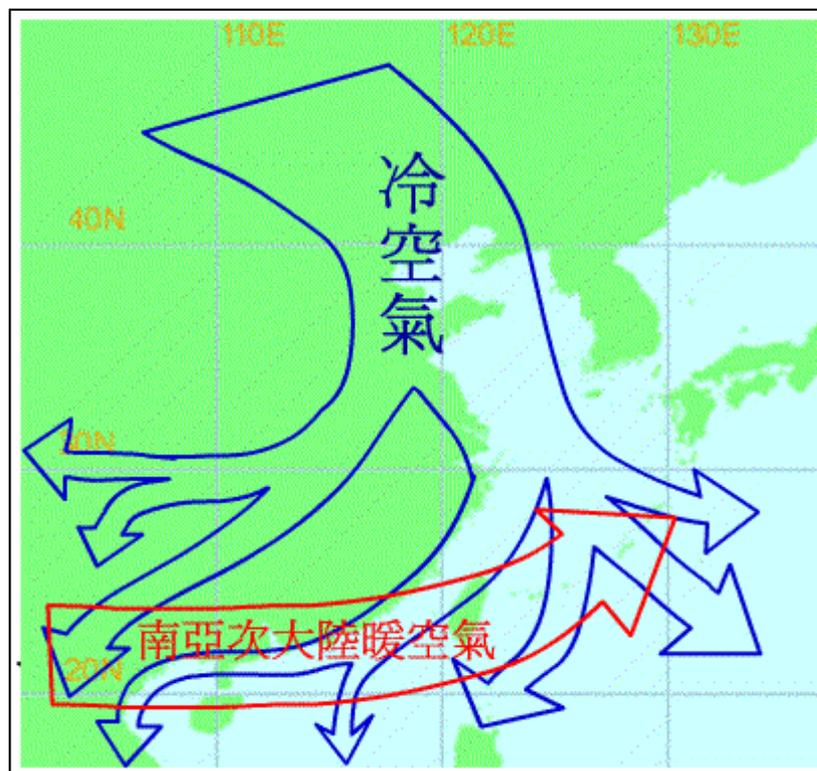
圖四：變形冷鋒



圖五：華南的冷鋒

- (二) 此外，由於地面摩擦力及動力的原因，華南的冷鋒很多時是位於最緊密等壓線的前沿並大致與等壓線平衡。

寒潮(cold surge)：在冬季，西伯利亞積聚了大量的冷空氣，如冷空氣受推動會向南移動，移向華南及南海。冷空氣的爆發一般稱為寒潮。寒潮的到達會令一個地方溫度及露點下降、氣壓上升、風向改變及風速增強。



圖六：冷空氣向南移動的路徑

霧

前言：霧是懸浮於近地面空氣中的大量水滴(或冰晶)，使能見度下降。形成霧的基本條件是近地面空氣中水汽充沛，有使水汽凝結的冷卻過程。貼近地面的空氣中的水汽大於飽和量時，水汽即凝結成霧。根據冷卻過程的不同，可將霧分為輻射霧、平流霧等。

輻射霧(radiation fog)：輻射霧是由晚間輻射冷卻(radiation cooling)使近地面氣層變冷而形成的。有利形成輻射霧的條件是：

- (一) 空氣中有充足的水汽，
- (二) 天氣晴朗少雲，
- (三) 風力微弱(1-3 m/s)，
- (四) 大氣穩定，一般有逆溫層。輻射霧有明顯的地方

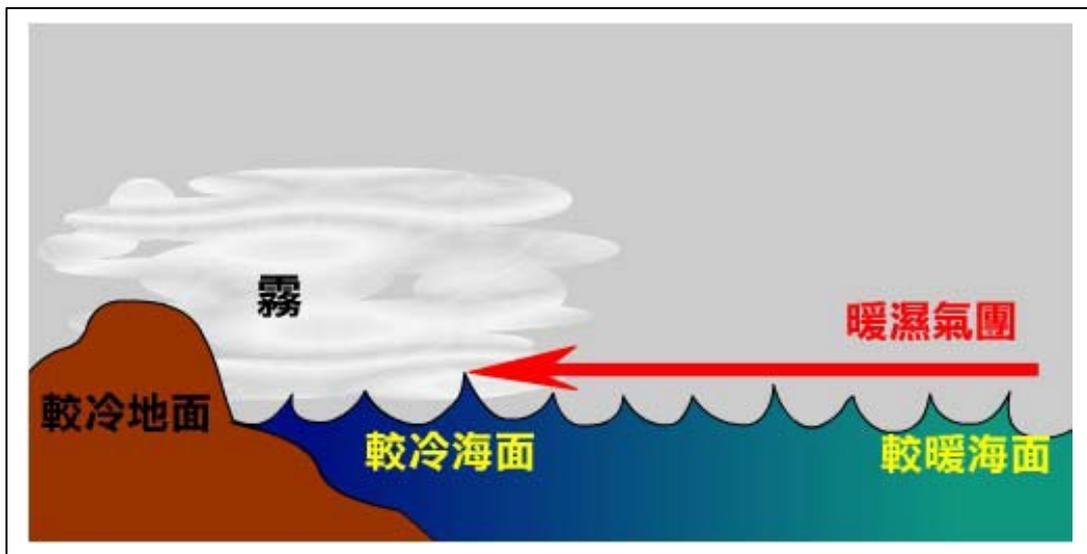
性，我國四川盆地是有名的輻射霧區。

平流霧(advection fog)：平流霧是濕暖空氣流經冷的下墊面而逐漸冷卻而形成的。海洋上濕而暖的空氣流到冷的大陸上或者冷的海洋面上，都可形成平流霧。有利形成平流霧的條件是：

- (一) 下墊面與濕暖空氣的溫差較大，
- (二) 濕暖空氣的濕度大，
- (三) 適宜的風向(由暖向冷)和風速，

(四) 大氣較穩定。

平流霧的範圍及厚度一般比輻射霧大。廣東沿岸在春季，常有平流霧。三、四月間冬季季候風開始減弱，而濕暖的東南氣流間中影響沿岸地區，這時沿岸海域海水仍然寒冷，有利平流霧的形成。



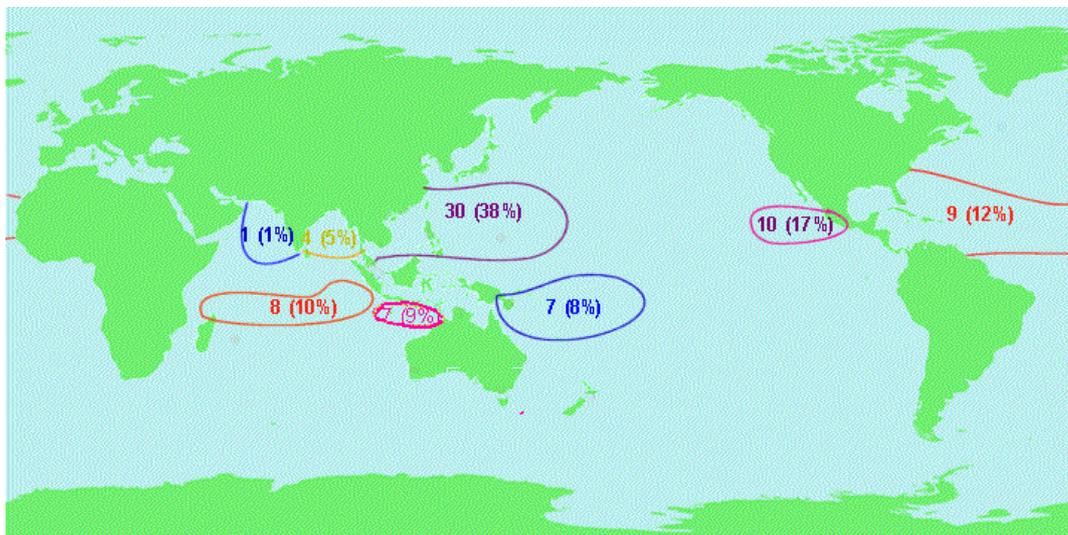
圖一：平流霧形成示意圖

熱帶氣旋

概述：熱帶氣旋是形成在熱帶海洋上的氣旋性渦旋。世界氣象組織根據熱帶氣旋地面中心風力，將其分為四類：

- (一) 熱帶低壓(tropical depression)，風力 6-7 級；
- (二) 熱帶風暴(tropical storm)，風力 8-9 級；
- (三) 強烈熱帶風暴(severe tropical storm)，風力 10-11 級；
- (四) 颱風(typhoon)，風力 12 級。

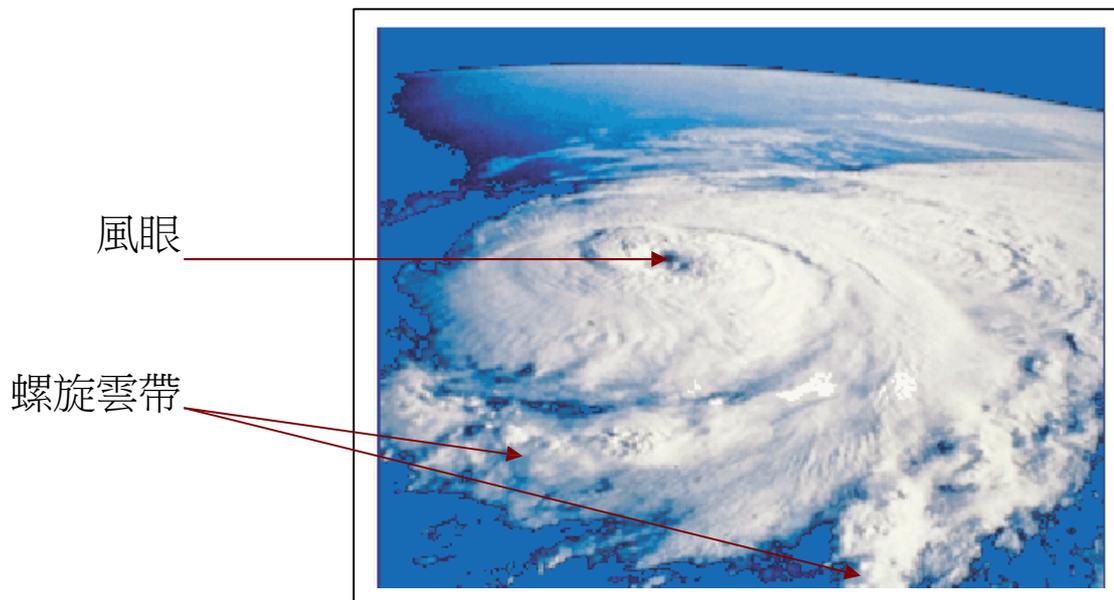
全球熱帶氣旋主要發生在 8 個海區。



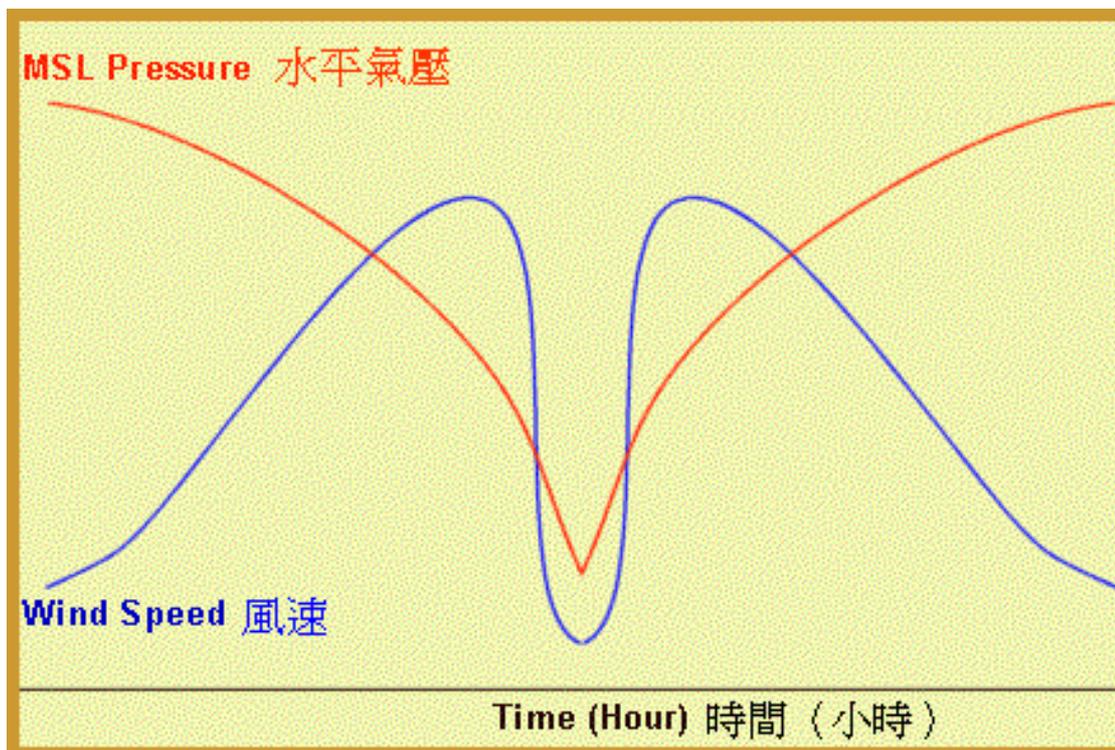
圖一：全球颱風發生區域分佈

颱風結構：熱帶氣旋是暖性低壓。依颱風的雲系，可把颱風分為三個區域，即(一)螺旋雨帶(spiral rain bands)、(二)眼壁(eye wall)及(三)風眼(eye)。颱風內的氣壓是越向內越低，並

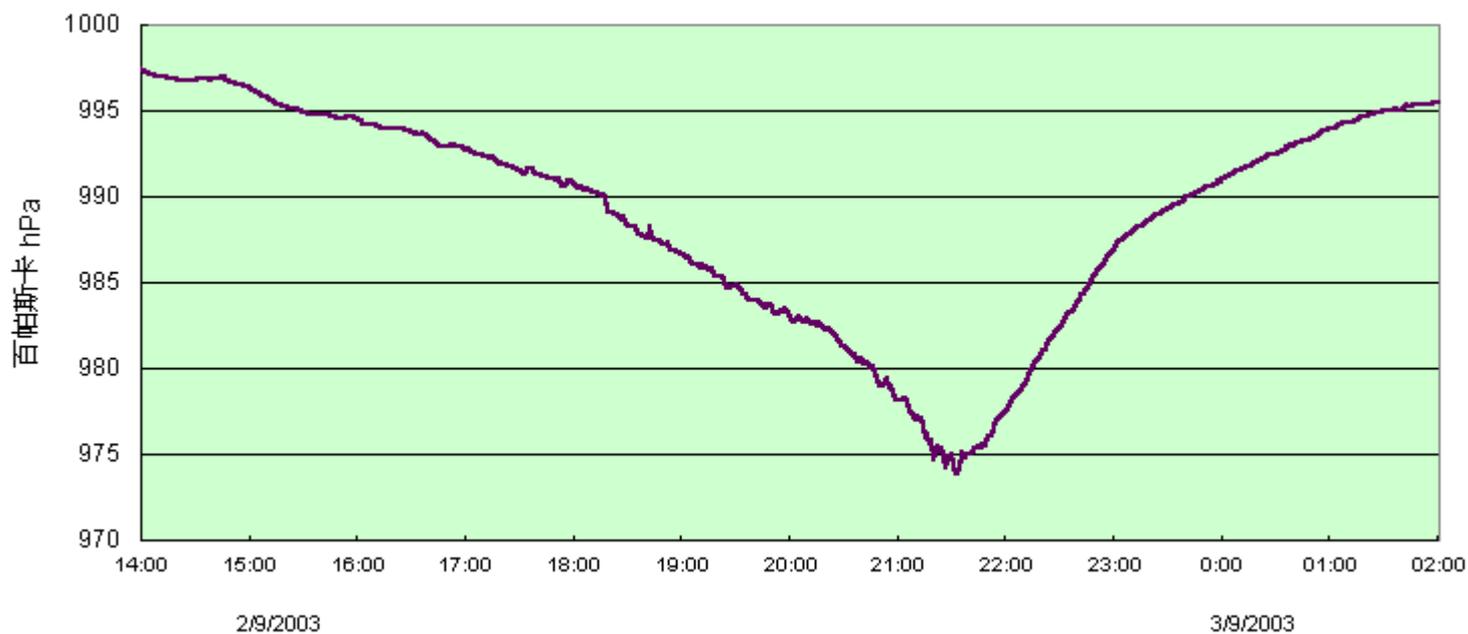
在眼壁內下降最為劇烈。颱風最大風速出現在眼壁。颱風內風速水平分布是不對稱的，最大風速一般出現在颱風前進方向的右前方。



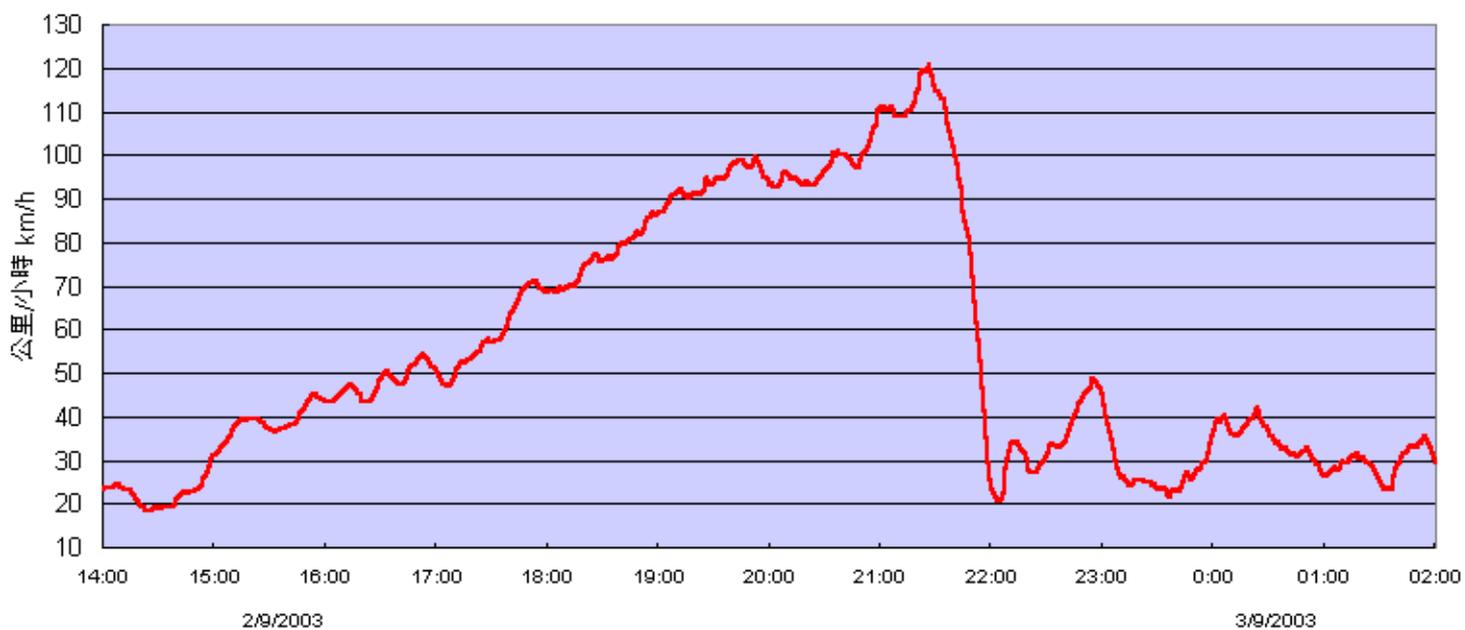
圖二： 熱帶氣旋的雲系



圖三： 熱帶氣旋風眼移動路徑上的水平氣壓和風速



圖四： 颱風杜鵑接近香港時流浮山錄得的氣壓
(2003年9月2-3日)



圖五： 颱風杜鵑接近香港時流浮山錄得的風速
(2003年9月2-3日)

形成條件：熱帶氣旋的形成和發展，需要有下列的合適的環境條件：

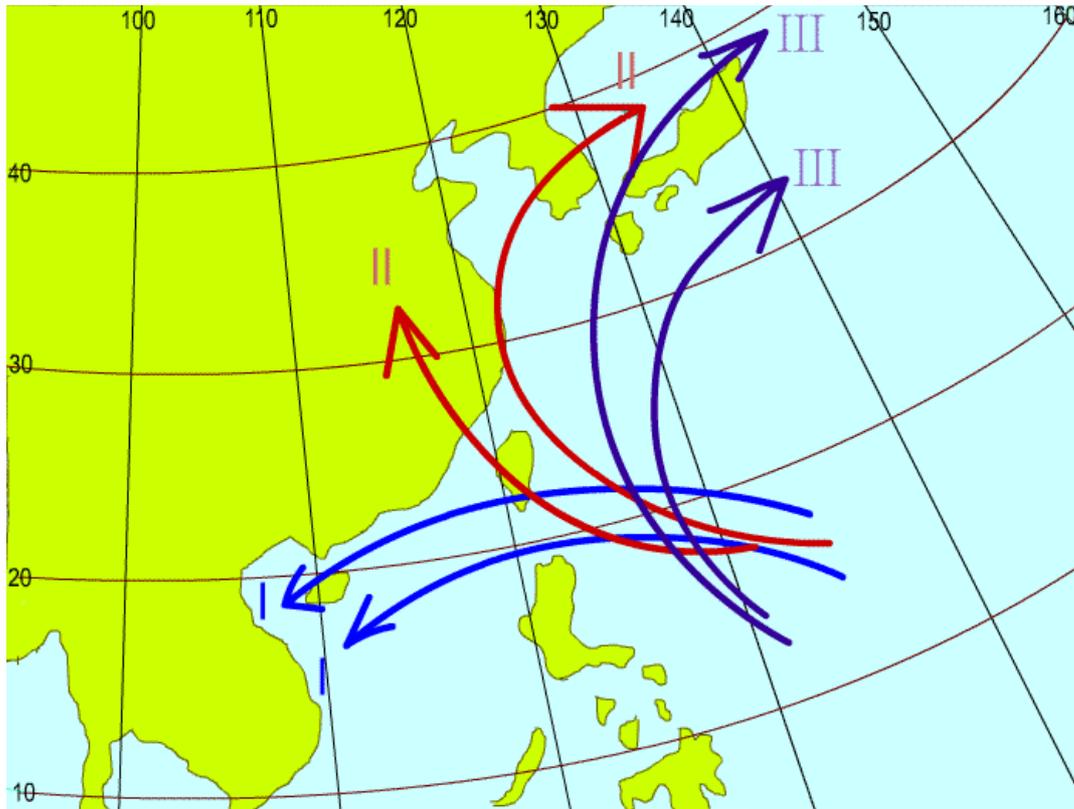
- (一) 廣闊的高溫洋面，海溫高於 26°C 。
- (二) 合適的緯度，大多數的熱帶氣旋形成在 5-20 度之間。
- (三) 風的垂直切變要小。
- (四) 合適的流場，低空輻合、高空輻散，例如在熱帶輻合帶。

消亡條件：熱帶氣旋消亡條件主要是高溫、高濕空氣不能繼續供給，低空輻合、高空輻散流場不能維持，以及風速垂直切變增大等等。熱帶氣旋消亡的途徑有兩個：一是熱帶氣旋登陸後，高溫、高濕空氣不能補充，失去了維持強烈對流的能源，同時，低層摩擦加大，亦消耗能量。再是熱帶氣旋移到溫帶後，因冷空氣侵入，破壞了熱帶氣旋的暖心結構，使其變性成溫帶鋒面氣旋(extra-tropical transition)。

移動：熱帶氣旋的移動方向、速度決定於作用於熱帶氣旋的動力。動力分內力和外力兩種。內力與熱帶氣旋的結構有關，而外力主要是熱帶氣旋外圍流場對熱帶氣旋的引導作用。例如熱帶氣旋在副熱帶高壓南側東風氣流中移動，被東風氣流引導向西移動。

西北太平洋西部地區熱帶氣旋移動路徑可概括為三條：

- (一) 西移路徑，
- (二) 西北路徑，
- (三) 轉向路徑。



圖六： 熱帶氣旋的移動路徑