

# 分析氣團以論天氣變化

朱炳海

綱 領	1. 引言
	2. 氣團屬性分論
	3. 屬性曲綫之意義
	4. 氣團分類
	5. 極面之生滅
	6. 中國實例

## 1. 引言

天氣之演變，乃由於不同性質之氣團，相互激蕩，釀成風暴所致。此種觀念，十八世紀中葉之氣象學者，已窺其端倪；至歐戰期間挪威氣象學巨擘貝鐸克尼父子，創立極面學說，而昭示彰明。夫組成極面，釀成風暴之不同氣團，其性質之差異，不限於來向與溫度，且有濕度之高低；更不限平地情狀之有別，高空之性質亦大異。否則，同自南來之兩支氣團，一則陰霧密閉，他則乾熱朗晴。又有進者，兩張極相似之天氣圖，其未來天氣演變之結果，可致完全相反，使專以天氣圖之分類為張本之天氣預告者，手足無措。此何故歟？蓋溫度及風向，不過氣團屬性之二；此外有『更重要』<sup>(1)</sup>之濕度在。天氣圖之所表示，不過東西南北天氣之演變即縱橫之兩方面，（或曰二度，Two dimensions），此外猶有『更重要』之第三方面，（或曰第

註：(1)『更重要』之意義將於下文說明。

三度)，即高度在也。各種氣團之性質，初得自其發源之區域，名曰原地 (Source Region)。由於原地得來之性質，是曰原地屬性 (Source Properties)。離原地而他行，中途受地理環境之影響，性質迭受改變；離地愈近，改變愈多。極面之造成，既緣於各路氣團性質之有異，故欲研究極面之生滅與活動，進而闡明天氣變演之至理，應自分析氣團入手。

氣團分析之概念，實隨極面學說同時產生；但其理論之完成，則肇始於1928表貝爾格龍『天氣三度分析論』(T. Bergeron, *Über die drei dimensional Verknüpfende Wetteranalyse.*)<sup>(2)</sup>之發年。嗣後歐美學者，風起雲湧，羣相研攻。近年以來，寢寢然而成爲天氣研究之最新途徑。但關於氣團分析之理論高深，非精於算理者難能領會；且所有論文著作，祇見於各大雜誌，或成專冊問世。至於基本的氣象書籍，迄未見有轉述，以致一般讀者，殊無接觸機會。本文目的，即欲在常識之立場，作扼要之介紹。拋磚引玉，意所在也。

## 2. 氣團屬性分論

氣團 (air mass)，即大塊之大氣。所謂一個氣團 (an air mass)，即在此大塊大氣中，平面方向之性質相同之意。一個氣團所佔之容積無定，長與闊可自數百公里至數千公里，其高自一公里以至七八公里。所云一氣團中平面方向之性質相同，並無絕對意義；惟各部分之差異，決不超

註：(2) Geof ysiske Publikasjoner, vol, 5, No, 6, Oslo.

過氣候上的區別。同一氣團中平面方向之性質，既必一致；則授予氣團以一致性的原地，其地理環境亦必一致。故凡為原地，須為一片平原，無山岳湖泊之擾亂，無乾濕冷暖之不同。且也一種氣團造成之時，須與原地有長久之接觸，始得一切屬性，能與地面達平衡狀態；故為氣團原地之區域，必氣流衰弱。欲合以上二條件，在地球之上，祇有冰洋極地之雪田，及熱帶赤道之熱水洋面。至於中緯地帶，一則地形起伏，水陸互列；二則氣流強盛，擾動特多，殊非造成何種氣團之環境。

氣團既離原地，因受地理環境之影響，其性質亦漸轉改變，離地愈近，改變愈甚，每可真相全失，使人莫辨究竟。我人欲分析氣團，應擇其較富保守性之屬性，以作認別指標。茲特先將氣團之各屬性分別論之。

#### A. 溫度

溫度為氣團屬性中最顯著之一種，但同時亦最易感受環境改變之影響。一次寒潮南下，在北平溫度為 $-2.0^{\circ}\text{C}$ 或 $-3.0^{\circ}\text{C}$ 待至南京可升至 $5^{\circ}$ 或 $6^{\circ}$ 此為吾人習知之事實。綜計使氣溫改變之因子有四：

- a. 膨脹與壓縮
- b. 蒸發與凝結
- c. 傳導與混合
- d. 日射與輻射

氣團之體積膨大，則溫度降低；縮小，則升高。此乃普通物理科本所講之原理。在自然界中，或即謂在大氣界中，氣體之膨脹與壓縮，大致屬於絕熱過程（adiabatic

process) 之結果。其經此項過程而得之溫度，可用包歐桑公式 Poisson's Equation, (3) 計算得之：

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{P}{P_0} \right)^k$$

其中  $T_0$  爲氣壓  $P_0$  時之溫度， $T$  爲氣壓  $P$  時之溫度， $K = \frac{AR}{C_p}$  爲一常數。按此，已知現在之  $T$  與  $P$ ，而欲求其在  $P_0$  時，亦即未膨脹或壓縮前之溫度  $T_0$ ，祇須以  $P_0$ 、 $P$  及  $T$ ，代入上式即可。如是則  $a$  項因膨脹與壓縮而予溫度之影響，即可避免。在氣象學上命  $P_0$  爲 1000 mb 或 760 mm，並命在此標準氣壓下之溫度，曰位置溫度 (Potential temperature)。於此可提出注意者，如大氣界中各高度溫度之遞減，僅由於氣壓之降低，則各層之溫度可由包歐桑公式求得。此種溫度遞減率，曰絕熱遞減率 (Adiabatic lapse rate)。又若大氣界中，各高度之溫度如以絕熱遞減率而降低，則各高度之位置溫度相等。此項觀念，讀者宜先澈底瞭解，則於下文之閱讀較爲便利。

大氣所含水汽，如凝結而成液體，或固體，則有潛熱 (Latent heat) 釋放，可使氣溫增高。反之，如所含之液體或固體，蒸發而成汽體，則需吸收潛熱，使氣溫降低。我人欲免除此種影響，則可計算其相當溫度 (equivalent temperature)，以代實測之普通溫度。相當溫度即潮濕之

註：(3) 關於絕熱過程之意義及包歐桑公式之來歷讀者如有疑問可參觀，拙著「大氣熱力學概論」一文，載科學十七卷八期 PP. 1193-1250 在此文中 adiabatic process 譯作絕熱變更，今照部頒譯名改正。

大氣 若經假絕熱過程(Pseudo-adiabatic process)<sup>(4)</sup>使其所含水分完全凝結析出，再經絕熱過程回復至乾空氣原有之部分壓力時之溫度。按相當溫度之定義，可知其異於普通溫度，即在乎所含水分之潛熱量。故無論其所含水分之如何變態，(Change of State) 只須其水分之質量不變，此氣團之相當溫度，恆有定數。計算之公式<sup>(5)</sup>如次：

$$T_E = T + \frac{L_0 W}{C_p}$$

其中 $T_E$ 為相當溫度， $T$ 為普通觀測之溫度， $L_0$ 為潛熱， $C_p$ 為定壓比熱， $w$ 為水分量或即水分與乾空氣之混合比(mixing ratio)。在自然界可能之變化過程中 $L_0$ 及 $C_p$ 可假定為常數，故 $T_E$ 與 $T$ 之差別，即視 $w$ 之大小而定。

位置溫度，對於氣壓之變化言，具有保守性。相當溫度，對於水分之變態言，具有保守性。氣團分析中，另用一種所謂相當位置溫度( $\theta_E$ , Equivalent Potential Temperature)者，是乃兼有位置溫度與相當溫度二者之保守性。按相當位置溫度之定義：濕氣團經假絕熱過程，使所含水分完全凝結析離，再經絕熱過程使氣壓升至1000.mb或760mm時之溫度。我人若用相當位置溫度作為分析氣團之指標，則a, b二種影響可以同時避免，所餘者不過c, d二種。但據惠德施坦因(Wettsteins)之計算結果，由混

註：(4)假絕熱過程，即由絕熱過程發生凝結，而釋放潛熱，全用諸乾空氣溫度升高之過程。

(5)參觀CG. Rossby, Thermodynamics Applied to Air Mass Analysis, Cambridge, Massachusetts 1932。

合過程所生之影響極小。傳導，日射與輻射，祇限於地面層顯著，若用高層之記錄，則此項影響幾可不必計及。爲下文解釋之便利計 對於相當位置溫度之性質再略說明。根據包歐桑公式。

$$\frac{T}{\Theta_d} = \left( \frac{Pd}{1000} \right)^k$$

$$\frac{T_E}{\Theta_E} = \left( \frac{Pd}{1000} \right)^k$$

$$\therefore \frac{T}{\Theta_d} = \frac{T_E}{\Theta_E}$$

由此，相當位置溫度對於相當溫度之關係，猶如位置溫度對於普通溫度之關係。故如各高層之相當溫度，如假絕熱遞減率而降低，則各高層之相當位置溫度應相等。因相當溫度爲所有水分凝結後之溫度，故濕大氣上升，發生凝結時之位置溫度，應恆定不變，而其數值卽爲原始之相當位置溫度；猶乾大氣上升時，其位置溫度之恆定不變也。

## B. 濕 度

通用之濕度，計有四種：水汽壓，絕對濕度，相對濕度及比較濕度。

水汽壓(e, vapor pressure)卽空中水汽分子之部分壓力，計法同如普通氣壓單位用mb或mm水銀柱之高度。大氣團上升過程中，壓力減小，容積膨大；同時因溫度降低，容積又略縮小。但前者影響大於後者，故容積終歸脹大。於是地面層原有之水汽分子，分佈於較大之容積，故水

汽壓，因氣團之升高而必減小。

絕對濕度 (Absolute humidity)，即單位容積中所含水汽之質量，實即水汽之密度 (Vapor density)。其單位為 gr./cc.。氣團上升過程中容積必增大，故水汽之密度必減小。

相對濕度 (Relative humidity)，即現有水汽壓(e)合最大水汽壓( $e_m$ )之百分數( $e/e_m$ )。 $e_m$ 為溫度之函數，即依溫度而變遷。凡氣團上升時，溫度常以  $1^\circ/100m$  之絕熱遞率降低，故  $e_m$  不斷變小，同時，e亦因容積之膨脹而減溫小。前者之變小，快於後者；故高度愈大，相對濕度常形變大。

比較濕度 (Specific humidity)，即單位質量大氣（為空氣與水汽之混合體）中所含水汽之質量。於氣團運動的過程中，容積儘可變化，但質量常屬恆定，故比較濕度實為最富保守性之濕度。其計算公式如下。

$$q = 622 \frac{e}{p}$$

其中q即比較濕度，e為水汽壓力，p為大氣壓力。因e及p為比值，故同用任何單位均可。

在分析氣團時，常用水汽與乾大氣之混合比 (Mixing ratio)，以代比較濕度，其公式如下：

$$W = 622 \frac{e}{p - e}$$

因e與p比，e之數值太小，故q與W實際上幾乎相等；惟於理論的計算上，應予分別。

C. 溫度遞減率，水汽凝結物及能見度

垂直之溫度遞減率 (Vertical lapse rate of temperature) 在高空之保守性極強，頗可為識別氣團之一種指標；但貼近地面之層，因受熱力輻射及地形擾動之影響，而變化甚大。例如在夜間，地面冷卻，氣團下層即因之變冷，於是有逆溫層之造成。待至下午，則地面溫熱，氣團下層之溫度激增，因而溫度之垂直遞減率增高。當極地氣團南來，下層接觸之地面，溫度較本身為高，於是下層之氣溫升高，溫度垂直之遞減率因而變大，即發生對流運動；下層密集之塵埃及水汽，即被挾上升，結果則地面之能見度增進，高空有塊狀雲如積雲，積雨雲或層積雲之類出現，其或有陣雨性之降水量發生。於熱帶氣團北來之時，情形適得其反。下層接觸之地面，溫度較本身為低，於是下層之氣溫降低，溫度垂直之遞減率即為變小，於是氣層嚴整，塵埃及水汽密集下層，故地面層能見度常形惡劣，水汽飽和即貼於地面而成霧幕或離地極低而成層雲。遇有雨降，類多濛濛細雨。此為寒暖氣團中溫度垂直遞減率，水汽凝結物及能見度不同之大概。但實際的例外甚多，每因各地環境之差別，情形即相徑庭。例如來自我國之極地氣團往往掠過戈壁沙漠挾有許多塵埃，能見度之惡劣，可比熱帶氣團之中為甚。但於歐洲，則此種情形即發現於道經非洲沙漠之西南風中。總之，溫度垂直遞減率，凝結形狀及能見度之保守性，有相當重要，而非絕對可靠。

#### D. 風向與風力

冷氣團來自北方，熱氣團來自南方，此為人所習知之事實，亦為氣團屬性最顯著之不同。但風向受環境之改變

極大，如緯度之高低，地形之起伏及當時大氣力場之分佈，在在可予以極大之改變。極地氣團來自西南，熱帶氣團來自東北之現象，亦為常見。總之，風向與風力保守性極為薄弱，但於缺乏高空觀測時亦不失為一種參考材資。

(待續)