

專題討論

一 開場白

氣象官的工作主要可分為兩方面，即做正確而完美的資料分析與天氣預報。前者是對現在的診斷，後者則是對未來的研判，兩者都需要理論做基礎，方能先繪出正確的天氣圖，而後又能做正確的天氣預測。在實際的任務執行中，我們所遭遇的問題亦可分為兩種，第一是何種理論可用？第二是那種理論是什麼？一位成熟的預報員就是能透過上述問題的瞭解，建立起自己的經驗，並順利而圓滿的達成任務。

「空軍氣象預報與分析」是一份在氣象界很有地位的刊物，多年來對研究成果的傳播頗有貢獻，但就系統性的氣象學技術介紹方面似有不足，因而對部隊訓練做的不夠，有見於此，自本期起增闢專題討論，深入淺出的方式，對氣象學技術做較有系統的探討，文中將分析各項理論的基礎與應用，並將盡量避免使用數學式，以減少閱讀上的障礙。我們的目的是輔助部隊訓練，延長學校教育，以使全體氣象官都能在診斷與研判中有依據，在工作上減少困難。

希望學者先進隨時指教以協助我們達成上述願望，更望讀者提出討論，以擴大本刊的效果。（劉廣英）

各種尺度的大氣運動

林沛練 徐天佑

一 引論

天氣學是天氣預報的基礎，它的中心則是大氣中大大小小各種類型的天氣系統，因此吾人在做天氣預報之前就必須先掌握住天氣系統的活動。基於此故，天氣學探索這個專欄的第一單元，我們首先說明天氣學研究之內容，然後介紹大氣中各種尺度運動系統的特性，尺度分析在天氣分析中所扮演的角色，以及運動方程式如何來簡化的問題。

二 天氣學的內容到底是什麼？

圍繞著地球周圍不停運動的大氣，乃人類生活的環境空間。人類為了瞭解大氣，預報天氣，進而能控制天氣，首先在地球上一定的地點建立測站，觀測氣壓、溫度、風向、風速等等氣象要素，然後把這些氣象要素的觀測值經由電訊系統收集起來，填在特製的地圖上，稱之為“天氣圖”，然後再將圖上所包含的天氣事實，進行現象本質的綜合分析，天氣學就是這種綜合分析大氣運動的學科。

一般在天氣圖上先繪出等值線，例如等壓線是氣壓值相同點的連線，然後在綜觀上就可以看到具有特徵結構的低值系統與高值系統，也就是所謂高

低壓之“天氣系統”。這些高低壓系統可能伴隨著明顯的天氣現象，例如大風、降水等，它們的強度和位置不斷地變化便形成一些特殊的天氣過程，因此怎樣在綜觀上表示這些系統的結構和變化過程，並進一步的分析它的本質、掌握它的運動規律以便預報它未來之發展等都是屬於天氣學的內容。天氣學的特點是將一定地區具體的觀測事實進行綜合分析，最後將那些有代表性的典型結構和過程，概括為天氣模式。它們通常是從許多個別過程的歸納和概括中，得出它們共同的物理結構和變化過程的物理機制。因此，一個天氣模式的建立是帶有地理區域性和統計性的，並且是建立在物理學基本定律之基礎上。由理論概括出來的天氣模式還必須回到實際預報中不斷地校驗、修改並且精進模式之內容。

隨著大氣科學的發展，新的觀測技術例如：雷達、衛星觀測等，提供了更豐富的氣象觀測資料，電子計算機及計算技術之發展能夠精細、大量、快速地對天氣的結構和過程進行數值模擬和數值預報，因此天氣學這一學科的內容和方法也就不斷地改變進步中。

三大氣運動的各種尺度

發生在大氣中的天氣系統種類很多，它們不但在空間上的規模大不相同，在時間上的生命長短也極不一樣，小自個別分子的隨機運動，大至包括全部大氣在內的平均緯流運動不等，無論在空間或時間方面都有極為寬廣的分佈範圍。這種大氣運動的空間大小和時間長短，在氣象學上通常稱之為“尺度”(Scale)。各種不同尺度的天氣系統乃各種不同尺度大氣運動的體現，而一種天氣過程常包含著多種尺度的大氣運動在內。

天氣系統包括大氣波動、渦動(Vortex)及氣象要素的不連續區等，有各種尺度的大氣現象混合在一起，但其中則多少有點物理規則存在，通常把波動的一個波長(或四分之一波長)或渦動的直徑長度作為系統的空間尺度，而把系統從新生發展到衰亡的時間長度(或其四分之一)作為系統的時間尺度。一般來講，大氣運動系統的空間尺度愈大，時間尺度也愈長，表一列出溫帶、副熱帶和熱帶地區不同天氣過程的尺度。

在此必須指出由於人們對各種尺度的定義和名稱的看法不同，尺度的劃分也不完全一致，例如Haltiner (1979)就以熱帶地區及中緯度地區為例，把大氣運動之尺度分為五個部分，也就是行星尺度(Planetary Scale)，綜觀尺度(Synoptic Scale)，中尺度(Mesoscale)，對流尺度(Convective Scale)以及小尺度(Microscale)，如表二所示。

下面先把各種尺度的天氣系統作一簡述，然後再詳細介紹大氣尺度之劃分方法，一般把水平尺度二千公里以上的大氣運動稱為大(或稱大型、巨觀、行星)尺度運動。其中尺度最大的是沿著地球緯度圈運動的緯流風帶，例如中高緯度的西風帶和低緯度的東風帶。疊加在西風帶上的系統是波長為幾千公里的波動，即是所謂的長波，它西風帶上緩慢地向東運動，在移動的過程中經歷著新生、發展和衰亡的過程。比波長尺度還要大的波動是超長波，它的波長為萬公里以上，且常在一定的地理區域內擺動，也即是說超長波帶有準靜止的特性(“準”字簡單說之即為近似的意義)。在長波和超長波變化的同時，西風帶本身也經歷著加強和減弱的過程，整個過程可以長達2—3個星期。

長波主要位於大氣對流層的中、上部，在對流層的低層，天氣系統以封閉環流的渦旋為主。北半球中心氣壓高值的渦旋，氣流以順時針方式向外輻散，稱為反氣旋。兩個冷暖不同源地(暖源和冷源)的反氣旋氣流接觸區稱為鋒，鋒具有顯著的溫差和風的切變。鋒區在高空長波槽前，它常常是氣壓

低值系統的活動區，這種低氣壓系統的氣流是以逆時針旋轉方式向內輻合，稱為氣旋，由於低壓氣流輻合所導引之上升運動常會伴有雲和降水之發生，通常把氣旋和鋒的尺度劃為中尺度運動(水平尺度200—2000公里間的運動屬之)，但也有人把它劃為大尺度運動。

在副熱帶地區，由於科氏力之作用小，運動質點完成一個偏向旋轉(慣性圈)(Inertial Cycle)的時間較長，系統範圍看起來也較大，因此在副熱帶地區反氣旋尺度很大，副熱帶高壓是屬於長波尺度或超長波尺度，至於對流層上部的青康藏高壓是超長波尺度。屬於中間尺度運動的渦動和切變線也常造成明顯的降水天氣。然而，鋒、渦和切變線上的降水現象，無論在空間或時間上都是不均勻的，這點說明了在中間尺度的系統裏還有比中間尺度更小的尺度運動存在，以造成小範圍地區在短時刻的劇烈天氣，例如，一條條蛇線和造成暴雨和大雨的中尺度系統等。由於這些系統只有幾公里到一、兩百公里故稱之為中尺度或次天氣尺度。比中尺度還小的系統是水平尺度2公里以下，時間尺度1小時以內的系統，如龍捲風和雷暴便是小尺度系統。

在熱帶，大氣運動同樣存在著不同的尺度，但天氣系統的運動特性和中高緯地區不同。由副熱帶高壓流向赤道的偏東氣流和來自南邊的偏南氣流之匯合形成赤道槽，槽區內有一條溫度分佈均勻，但氣流匯合強盛的狹窄區稱為熱帶輻合區，它在亞洲大陸的位置特別偏北，其南側低空盛行強大的西南氣流稱為西南季風，這些運動都是大尺度系統。

在這些大尺度系統上也疊加著小一點的不同尺度的系統，例如在副熱帶高壓南緣的東風帶上有由東向西運行的東風波，在熱帶輻合區中有中間尺度的颱風，它是對流層中最強烈的風暴，另外還有熱帶雲團，這些雲團常常與一些熱帶擾動有關。它們乃是由中尺度的對流群組成，而對流群又是由許多小尺度的對流單體組成，這種對流性積雲和積雨雲組成的深厚、潮濕的對流系統在熱帶大氣運動中具有很重要的作用。

從以上可以看到大氣運動包括空間為幾公里到幾萬公里，時間尺度為幾小時到幾星期的不同尺度天氣系統，一種天氣過程常包括幾種尺度的大氣運動，因此天氣過程是極為複雜的。

四大氣現象尺度合理的劃分法

表一：大氣運動的各種尺度

尺 度 定 義		大 尺 度	綜 觀 尺 度	中 間 尺 度	中 尺 度	小 尺 度
水平尺度（公里）		10 ⁴	10 ³	10 ²	10 ¹	1
時間尺度（小時）		10 ³	10 ²	10 ¹	10 ⁰	10 ⁻¹
天 氣 系 統	溫 帶	超長波	氣 旋	鋒 背 風 波	積 雨 雲 陣 雨	邊 界 層 氣 象
	副 熱 帶	副熱帶高壓	副熱帶低壓	颶 線	龍 捲 風	塵 捲 風
	熱 帶	熱帶輻合區	東 風 波	颶風，雲團	熱帶風暴對流群	對 流 單 體
垂 直 速 度 （公分／秒）		10 ⁻¹ ~10 ⁰	10 ⁰ ~10 ¹	10 ¹ ~10 ²	10 ² ~10 ³	10 ³ ~10 ⁴

表二：Haltiner 之 大 氣 尺 度 劃 分 法

空 間 尺 度					
10^4 公里		10^3 公里	10^2 公里	10 公里	1 公里
行 星 尺 度		綜 觀 尺 度	中 尺 度	對 流 尺 度	微 觀 尺 度
中 緯 度	長 波	溫帶氣旋	鋒	積 雲	邊 界 層 氣 象
	副熱帶高壓	反氣旋	背 山 波 颶 線	陣 雨 龍 捲 風	渦 旋
熱 帶	間熱帶輻合帶	雲 團	中 尺 度	對 流 胞	邊 界 層
	東風波	熱帶低壓	對 流 單 體		渦 旋
時 間 尺 度					
10^2 小時		10 小時	1 小時	10^{-1} 小時	

多年來氣象學者，不斷的從大不相同的空間與時間尺度兩個觀點上來探討天氣的動力過程。為了預測大氣中天氣系統的發展，多數氣象學者所致力研究的對象，則偏重於空間範圍大於1千公里，持續時間近於一個星期的綜觀尺度級大氣之動力行為，而較少涉及中間尺度的大氣運動。

阻碍人類對中間尺度大氣現象了解的原因，並不是它們不重要，而是由於難以獲得有用的觀測資料。晚近由於人類對都市環境以及強烈暴雨天氣的關心，才逐漸增加我們對中間尺度重要天氣過程之了解。

如前所述，由於人們對各種尺度的定義以及名稱看法不同，因此尺度的劃分也不完全一致。不過

對巨觀尺度(或稱大尺度)以及微觀尺度(或稱小尺度)的看法則約略相同。一般均把水平範圍在二千公里以上的大氣現象，例如斜壓波、駐波、超長波、潮汐波等視為巨觀尺度之大氣運動，而把水平範圍在一兩公里以內，持續時間在幾小時以內的大氣現象，例如：深對流、短重力波、塵埃微粒、渦流亂流等視為微觀尺度。

介於巨觀尺度與微觀尺度之間，相當寬廣範圍的大氣現象，實有必要再依其空間尺度與時間尺度之大小來劃分其間的大氣過程。而中間尺度、中尺度等字眼即為今日大家所熟用於此範圍之尺度定義，它們是介於巨觀尺度與微觀尺度之間的中間狀態，而代表水平範圍一千公里到十公里之間，時間長

短從幾天到幾十分鐘之間的大氣運動，例如：颱風、鋒面、雷暴、小地形效應等等。

表中我們列出時下各氣象團體比較通用的尺度定義，由此表我們可以看出不同的尺度不僅具有不同的空間範圍，也具有相異之生命週期。表之左邊所指出幾個團體的尺度義乃針對運動之水平範圍來畫分的，最底下一列所示的定義則為美國國家大氣科學會（C.A.S.）依據運動過程時間之長短所畫分出來的結果。

Orlanski 1975 特別指出：以時間長短所畫分出來的中尺度定義並不理想。這乃因為對任何波動

過程而言，吾人所觀測到的大氣運動頻率 W_{obs} 乃決定於本質頻率（intrinsic frequency） W_i 以及都卜勒位移頻率 $W_D (= \frac{U}{L})$ 的大小，也就是說 $W_{obs} = |W_D \pm W_i|$ 。對於全球性之大尺度大氣運動而言，波長大，運動時間長，都卜勒位移頻率低，所以 $W_{obs} \approx W_i$ ，即觀測頻率以本質頻率為主。相反的，對小尺度之運動過程（ $L < 10 \text{ km}$ ）來說，都卜勒頻率是非常重要的，此時 $W_{obs} \approx W_D$ 。至於中間尺度（中尺度）的本質頻率則與都卜勒位移頻率同一個數量級，因此中間尺度之大氣過程將依它們對平均流的傳遞方向而顯出大不相同的觀測時間尺

表三：大氣現象的尺度畫分法

尺 度 定 義				時 間 距 離	1 個月	1 天	1 小時	1 分	1 秒	
巨觀尺度	巨觀尺度	巨觀尺度	巨觀尺度	10000 公里	駐波 超長波 潮汐波					巨觀- α 尺 度
		A				斜壓波				巨觀- β 尺 度
中間尺度				2000 公里		鋒				中- α 尺 度
		B		200 公里		颱風				
	中 尺 度		中 尺 度	20 公里		夜間低層 噴射氣流 晨線 慣性波 山嶽湖泊擾動				中- β 尺 度
		C					雷暴 慣性重力波 晴空亂流 都市效應			中- γ 尺 度
中 尺 度		D		2 公里			龍捲風 深對流 短重力波			微觀- α 尺 度
				200 公尺			塵粒 煙流			微觀- β 尺 度
微觀尺度	微觀尺度		微觀尺度	20 公尺					亂 流 粗糙度	微觀- γ 尺 度
日 本	歐 洲	G.A.T.E	美 國	C.A.S	氣候尺度	綜觀或行星尺度	中尺度	微觀尺度	Orlanski	

度 $(\frac{2\pi}{|W_D \pm W_i|})$ ，如此一來 CAS 的時間尺度定義勢將允許相同之大氣物理過程畫分到不同的尺度範圍裏去。

由上面的討論可知，就實用性來說，用空間範圍來畫分大氣運動的尺度是比較合理的方法。如此吾人可在精心設計之實驗中，同時獲得同一尺度範圍，不同大氣過程的觀測資料，也就是說，一個場實驗的進行，其目標可由原來的特一現象，擴充為同一尺度範圍的大氣過程。

表三最右一行乃 Orlanski 1975 所建議的大氣空間尺度細分法，他把巨觀尺度（大尺度）、中尺度（包括中間尺度）以及微觀尺度（小尺度）三者再細分為兩等級或三等級，即 α 、 β 、 γ 三者，使整個大氣運動的尺度畫分更完善，更明確，目前已廣為大家所使用。

五不同尺度大氣運動的物理特性

大氣中為什麼存在如此複雜之各種尺度的運動？不同尺度大氣運動的物理特性又是什麼呢？雖然吾人對這些問題的了解不斷的深入，但是迄今為止仍然存在許多不夠清楚的問題，這裏我們只能粗略的介紹一下。

大家都知道，大氣上部直接從外層太空接受太陽輻射，下部則受地球的作用（包括地球自轉必以及地表反射等等）而運動，因此大氣中存在不同尺度的運動與控制大氣運動的外部因子（太陽、地球等）有關。

首先，太陽的短波輻射穿過大氣層到達地面時，分佈是不均勻的，這主要是和緯度有關，在高緯度地區，地面所接受到的太陽輻射比赤道地區相同面積的地面少得多，其次地球本身繞地軸旋轉所產生的線速度也和緯度有關，赤道地區地球旋轉的線速度要比極區快得多，而大氣中最大尺度的東西風帶也和緯度有關，因此沿著地球緯度圈運動的緯流風和太陽輻射能在地球上的分佈以及地球自轉必有關係。

其次，地球表面有著非常不均勻的海陸分布，而地形上之起伏也具有大不相同的水平尺度，從幾千公里範圍的大地形到幾公里的小地形，水域分佈情形從範圍很廣的大洋到很小的湖泊，以上這些不均勻的地表狀態直接與大氣下層相接觸，因此大氣無時無刻都接受來自地表的動力和熱力作用。

地形起伏的高低情況，迫使氣流爬升或繞山運

動，因此地形對大氣運動產生了動力作用。地面加熱之地區大氣受熱而上升，地面冷卻的地方大氣則因冷卻而下沉，因此海陸分佈對大氣存在不同的熱力作用。這些不同尺度大氣下墊面的作用，決定大氣各種不同尺度的波動。例如北半球上有大陸和海洋以及青康藏高原那樣大的地形，大氣受到這些因子的影響，因此產生超長波尺度的運動。小地形如祈連山則決定大氣中產生中尺度的某些運動，如背風波（Lee wave）的產生。至於亂流，渦動等更小尺度的大氣擾動則與地面的地表粗糙度（Roughness）如建築物、植物的分佈有關。

由於控制不同尺度大氣運動的物理因子不同，因此各種尺度運動也具有不同的物理特性，以下就各種尺度大氣運動的物理特性分別說明之。

大氣包圍著整個地球，但其質量絕大部分集中於近地面三十公里的厚度內，尤其在近地表五公里之處，其質量佔整個大氣質量的二分之一。但是地球半徑在六千公里以上，因此整個大氣可以看成是一個水平尺度很大，垂直尺度很小的薄層。

由於大氣中各種尺度運動的垂直尺度相差不大，但水平尺度相差很大，同時各種運動的水平風速數量級（風速一般約為 10 米/秒左右，這個 10 米/秒為風速之數量級）大致相似，這就決定了不同尺度的垂直運動速度，各種尺度間垂直速度差異如表一所示。

對於巨觀尺度（ $L > 10000$ 公里）到 β —中尺度（ $20 \text{ 公里} < L < 200 \text{ 公里}$ ）的大氣運動而言，大氣都可看作一個薄層，垂直尺度都比水平尺度小得多（小兩個數量級），以致於大氣運動的垂直速度均比水平速度小得多（ $W = D/T = D/U/L = U \cdot D/L$ ， $U \sim 10$ ， $D \ll L$ ， $\therefore W \ll U$ ）。

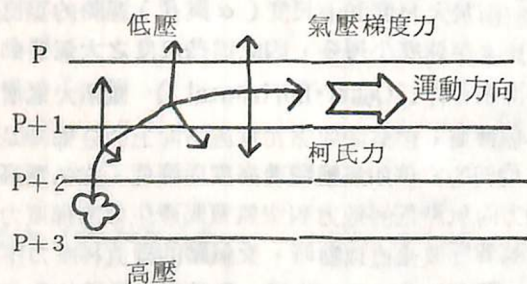
由於大尺度和中尺度（ α 與 β ）運動的垂直速度比水平速度小得多，因此這些尺度之大氣運動具有准水平性（Quasi-horizontal）。雖然大氣層是一個薄層，但氣象要素在垂直方向上的分佈却是很不均勻的，例如氣壓隨著高度而降低，從氣壓高的地方向氣壓低的地方對空氣質點產生氣壓梯度力。空氣質點做垂直運動時，受氣壓的垂直梯度力作用外，還受地球的重力作用，但是很有意思的是在這兩種力的作用下，空氣質點的垂直運動加速度很小，因此氣壓的垂直梯度力和重力近似平衡。這時大氣運動處於准靜力平衡狀態（Quasi-Hydrostatic）大氣只有在靜止時，才完全處於靜力平衡。但是對於大尺度—中尺度的大氣運動由於垂直加速度比垂

直壓力梯度或重力小得多，可以忽略，因此大尺度一中尺度的大氣運動可以看作是靜力平衡狀態下進行的。這時空氣質點並不是靜止的，而是在運動著，但在運動的同時保持著靜力平衡，所以說這時的大氣運動具有准靜力性。

對於中尺度— β (meso- β) 以下的小尺度運動垂直尺度和水平尺度數量級相同，垂直速度並不比水平速度小很多，這時大氣運動不再具有准水平性。空氣質點的垂直加速度也不再很小，因此運動也不再具有准靜力性。談到這裡，我們還要特別指出：當我們說運動是准水平時，只是說運動基本上具有水平運動性質，而並不是完全沒有垂直運動，事實上就是這些相當小的垂直運動，扮演著天氣系統能否發展的重要角色。

由於地表面複雜的海陸分佈和地形起伏，因此氣象要素在水平方向也是很均勻。由於氣壓的不均勻分佈，使得水平方向有壓力之變化，質點受力由氣壓高的地方向氣壓低的地方運動，這種力叫著水平氣壓梯度力，空氣質點在水平方向上運動時，除了受水平氣壓梯度力的作用外，還受地球旋轉的作用，後者對運動中的空氣質點產生一種特殊的偏向力，叫作地轉偏向力（或稱為科氏力），在北半球運動物體所受的地轉偏向力指向運動的右側（關於地轉偏向力，有興趣的讀者可參閱洪秀雄博士所著“大氣運動的美工者——科氏效應”科學月刊 68 年 4 月號。）

大尺度運動 ($L > 2000 \text{ km}$) 還具有另外一種特性——准地轉性 (Quasi-Geostrophic)，也就是空氣質點在水平氣壓梯度力和地轉偏向力作用下，水平加速度項與前述相比較時數量很小，因此忽略不計，此時水平氣壓梯度力和地轉偏向力接近平衡，風和等壓線平行。（如下圖所示），但是大



圖一：地轉風平衡

尺度運動並不是完全地轉平衡，而只是說運動是發生在處於地轉平衡的狀態下，大氣中不斷發生對風和氣壓的擾動，也就是說不斷地在破壞氣壓梯度力

和地轉偏向力之間的平衡，使得大氣狀態不斷地發生變化，但不斷地又在趨向地轉平衡，這種地轉調節過程的反反覆復乃是大尺度運動中極為重要的動力過程。

大尺度運動具有准地轉性，也就是說這種尺度運動的地轉偏差（地轉平衡時的風速（或稱地轉風）和實際風速之差，此仍估量地轉平衡是否成立的參考值）很小，但當運動的水平尺度小於 2000 公里時，水平加速度不再是可忽略的微小值，地轉偏差變大，此時風不再和等壓線平行，因此中尺度 (α, β, γ) 及其以下的大氣運動是非地轉運動 (Non-Geostrophic)，這是指中高緯度的情況，在低緯度，地轉偏向力很小（在赤道為零），因此在低緯度即使大尺度運動也不再那樣具有准地轉性。

以上所談的只是不同尺度運動的一般物理特性，在以下的其他部份將可看到不同尺度的天氣過程有著更具體不同的物理特性。

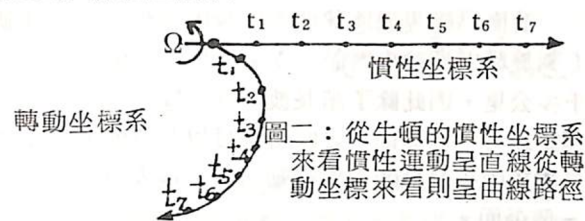
六 各種尺度大氣運動的主要作用力

牛頓運動第二定律說明了以固定在太空中的坐標為參考的任何物體，其動量的變率等於作用力的總和。就氣象觀點來看大氣運動，最主要的基本力有三即氣壓梯度力、地心引力、摩擦力（或黏滯力），其次由於吾人所討論的大氣運動大都以隨著地球自轉的坐標系統為參考（因為人在旋轉之地球上），牛頓第二定律雖仍可適用，不過作用力中必須另外加進由於旋轉坐標系所引起之虛假力（apparent force），那就是離心力和科氏力。另外因為地球是一個球體，同一時刻對地球上不同地點的直角坐標而言，其單位何量 ($\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$) 所指之方向並不一樣，這乃由於地球曲率之影響，所以對完整的球坐標方程式而言，還得加入曲率項 (Curvature Term)。

就氣壓梯度力、地心引力兩種氣象基本力而言，無論那一種尺度的大氣運動都是主要的作用力。至於摩擦力或黏滯力 (viscous force) 要作一完整討論實在太過複雜，而且它在大氣運動中所扮演之角色也不是單純的能量消耗而已。為了說明方便，待科氏力講完再回頭來對摩擦力做一簡單之討論。

設有一物體在慣性坐標系（即固定於太空中的坐標）裏作規則運動，而我們卻從一個轉動系統（

轉軸垂直於運動面）裏來觀察它，將會覺得它的路徑呈彎曲如圖二所示：



這麼說來，從轉動坐標系統的觀點來看一個作慣性運動的物體時，本來應該直線進行的路徑會像是受到一種偏向性的虛假力所改變，結果是路徑朝著坐標旋轉的反方向彎曲起來，這種地轉偏向力就是科氏力，而這種偏向作用就叫做科氏效應。對北半球的運動而言，科氏力永遠指向運動方向之右邊（欲知詳情，請參閱——洪秀雄博士之“大氣運動的美工者——科氏力”一文）。

一個靜止於太空中的質點，若由站在一個以 Ω 速度旋轉之圓盤上的人來看，它將因為科氏效應的影響而於 Ω （圓盤旋轉的特性時間——也就是圓盤旋轉一週所需要的時間）的時間內完成一個偏向旋轉 (inertial cycle)。

是不是所有的大氣運動都受到科氏效應的控制呢？並不盡然，而完全看該大氣物理現象發生時間之長短來決定。對某一緯度的大氣運動而言，由於科氏效應而完成一個偏向旋轉的時間為 $\frac{2\pi}{f}$ (f 為科氏參數， $f = 2\Omega \sin \phi$ ， Ω 為地球自轉速度， ϕ 為緯度)，如果大氣現象的生命週期遠小於 $\frac{2\pi}{f}$ ，那麼科氏效應是不需要考慮的，因為這種大氣現象從發生到結束的時間內，科氏效應還來不及顯現，反之，對生命週期相當或遠大於 $\frac{2\pi}{f}$ 的大氣現象而言，從現象發生到結束，科氏效應可能已完成了好幾個偏向旋轉，這時科氏效應是不能忽略的。

以中緯度為例 $\frac{2\pi}{f}$ 的數量級為 10^4 秒，因此對生命週期接近一天之 β —中尺度或以上的大氣運動而言，科氏力是要考慮的，但對生命週期在幾小時以下的中小尺度大氣運動而言，科氏力的效應太小，是可以忽略的。

對各種尺度大氣運動來說，氣象學家通常用所謂的羅士培數 (Rossby Number) 來作科氏力重要與否的衡量標準，羅士培數就是地球自轉的特性

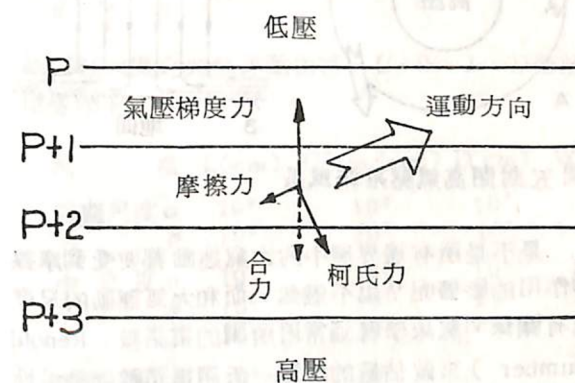
時間與大氣運動的特性時間之比。如果 Ω 表示單位時間地球自轉的頻率，則其倒數代表自轉的特性時間，又假設運動的速度用 U 代表，運用之尺度用 L 代表，則運動的特性時間為 L/U （即物體以 U 的速度走完 L 距離所需要的時間）因此羅士培數可以表示成：

$$\frac{1}{\Omega} \div \frac{L}{U} = \frac{U}{\Omega L}$$

前面已經提過，運動之尺度愈大柯氏效應愈大，另外運動物體的速度愈大，柯氏效應則愈小（就同一尺度而言，速度愈快，運動的時間就愈短）這些結果都指向同一個結論：羅士培數愈大，柯氏效應愈小。反之羅士培數愈小，柯氏效應愈大。

前面所討論綜觀級以上大氣運動所具有的準地轉物理特性，是基於沒有摩擦力影響的假設，但在靠近地面的地方（即所謂的大氣邊界層）因為有許多樹、草、建築物等障礙物，摩擦力的作用是很重要的。

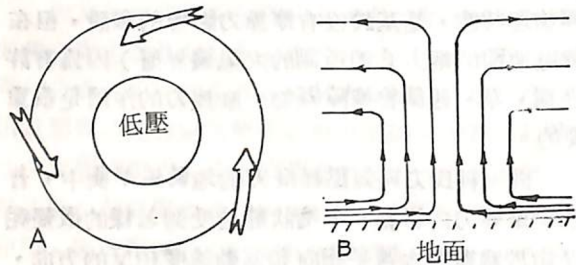
圖一科氏力與氣壓梯度力的地轉風平衡中，若加進摩擦力的影響，平衡狀態會受到怎樣的改變呢？由於摩擦力永遠是指向和運動速度相反的方向，而氣壓梯度力則指向低氣壓的方向，要使摩擦力、氣壓梯度力以及科氏力達成平衡，就必須三種力都指向不同的方向而且彼此之夾角必然大於 90° ，於是成為圖三那種安排法：



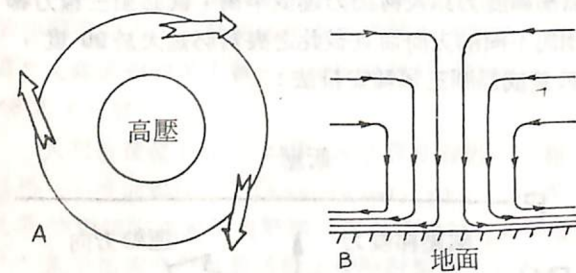
圖三：地轉風之平衡

柯氏力在平衡狀態時不再與等壓線成直交，但是柯氏力和運動方向垂直，所以運動方向不再平行於等壓線，而是略有跨越等壓線的分量，在沒有柯氏效應的情形下，風會從四面八方吹向低氣壓中心，但在柯氏效應的影響之下，風主要是繞著低氣壓中心

打轉(地轉風平衡),在靠近地面的地方摩擦力的效應使風有吹向低氣壓中心的分量,也就是說風一面繞著低壓中心打轉一面吹向中心,如圖四(A)向中心輻合的空氣到了中心無處可去,只有向上移動,因此就像有個幫浦把空氣自低處抽往高處去一樣如圖四(B),高處氣壓較低,上升的空氣體積會膨脹,溫度會下降,所含的水汽比較容易凝結成雲,天氣一般較壞。高氣壓中心的情形剛好相反,風一面繞著中心打轉一面向四面吹出去(圖五A),靠近地面的地方因為中心的空氣流出去,只有靠上方的空氣來補充(圖五B),下降之空氣受到壓擠,體積縮小溫度升高,雲氣蒸發,因此高氣壓中心的上空通常是晴朗的。



圖四 封閉低壓系統風系



圖五 封閉高氣壓系統風系

是不是所有邊界層中的大氣運動都要受到摩擦力作用的影響呢?也不盡然,而和大氣運動的尺度也有關係,氣象學者通常用所謂的雷諾數(Renold Number)來做估量的標準。所謂雷諾數就是慣性力(即牛頓運動定律中的加速度項,因為加速度的因次和力的因次相同,因此可以看成是一種力)和黏滯力的比值,而可以用下式表之:

$$Re = \frac{\text{慣性力}}{\text{黏滯力}} = \frac{\frac{U^2}{L}}{\frac{U}{L^2}} = \frac{UL}{\nu}$$

其中U, L分別為運動速度與水平尺度之特性值,

V為黏滯係數。由此式可以看出:雷諾數愈大,黏滯力愈不重要,雷諾數愈小,黏滯力愈重要。

前面已經提過地球曲率也會影響到大氣之運動(對旋轉之地球坐標而言),但是地球的半徑有六千多公里,因此除了超長波等 β -巨觀尺度的大氣運動以外,地球曲率之影響是可以忽略的,那也就是說對中小尺度的大氣運動而言,地表可以看成是一個平面。

大氣的密度變化是一件很難處理的問題,詳細的情形以後有機會再作專文介紹,這裏僅作概略的說明:由於大氣並不是一種真正不可壓縮的流體,因此密度的時空分佈並不是均勻的,大氣在其運動過程中所遭遇的密度變化是否可以忽略不計呢?答案並不是肯定的。

對於淺對流(垂直尺度不大於大氣標高*〔約八公里左右〕的對流)的運動而言,除非密度項和重力項乘在一起(即 ρg)否則密度的變化是可以的(即 $\frac{d\rho}{dt} = 0$ 而稱之為Boussinesq Approximation)換句話說,對淺對流之運動而言,不可壓縮之連續方程式

($\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$)可以應用。

對深對流(垂直尺度大於大氣標高)的大氣問題來說,垂直尺度已大到足以引起較大的密度垂直變化,是以密度的垂直變化項不在可以忽略,因此在處理深對流的大氣問題時是不能假設 $\frac{d\rho}{dt} = 0$ 的,而只能假設 $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ (稱為Anelastic Approximation)。

大氣控制方程式中的加速度項也是一個比較麻煩的問題,一般加速度項可以分為局部時間變化項和平流項,而這兩項的尺度大小相若,這些項不見得很大,但是大氣問題之所以能成為一門即富趣味又富挑戰性的學科,主要就因為有這些非線性平流過程存在的緣故。

由於對各種尺度而言,水平速度的數量級大約相同,因此平流的效果端賴運動之尺度而定,尺度愈大,平流的作用愈慢,其效果也較小。一般情況下,只要尺度在百公里以下,平流的效果就不能隨便忽略。反之,對百公里以上較大尺度的大氣運動而言,平流之效果很小,略之可也。

雖然大尺度的大氣運動很接近穩定狀態,局部的時間變化項非常小,但是它卻是天氣預報所不可

或缺的東西,少了它整個控制方程式就只能拿來做各種大氣現象的診斷分析而沒辦法作預報。

七 尺度分析以及方程式之簡化

大氣的秉性可以認為是一種連續性的介質或流體,因此流體動力學和熱力學上的各項定律均可應用到大氣上,以求明瞭並且進一步預測天氣和氣候的變化,但是流體動力學中的基本定律除了不能解釋分子級之運動而外,適用於所有各種尺度的大氣運動,因此這些定律雖然都可以用方程式來表示,但是卻無從求其通解,更何況直接應用未經簡化的運動方程求解會使具有重要氣象意義的波動很快被具有極大振幅的雜波所淹沒,因此要想由控制大氣運動的方程式中解得有用的結果,就必須先針對所欲研究的運動尺度建立起一套經過簡化的方程式,這種有系統的簡化技術稱為尺度分析(Scale Analysis)。

詳言之,當我們研究一個大氣現象的過程或是一種天氣系統時,要把各種重要的物理量考慮進去,而那些不重要的物理量我們可以省略掉,這種檢驗的過程不是憑空而來,而必須要有所根據,通常我們以物理量的大小做為取捨的標準,於是我們把方程式中的各物理量和標準量(一般取該方程式中最大之物理量為標準量)比較,與標準量相當的必須保存,而和標準量不相當的可以捨去,如此即可將複雜的方程式予以簡化,而尺度分析即為這種物理量取捨之分析方法。

對某一種運動類型來說,用尺度分析來估計有關方程式中各項的大小是很方便而且很有用的一種技巧,進行分析時,先擬定各種量的典型預期值而標(1)物理量之大小(2)物理量變動尺度之大小(3)發生變動之際有關長度、深度、時間各尺度的代表性數值,然後用這些典型值對方程式中各項逐一比較其大小。例如一個典型的中緯度綜觀級(Synoptic or Macro- β)氣旋,它的地面中心氣壓可能較平均地面氣壓低20mb,而它的水平尺度則在2000km之譜,如果用 δP 表示地面氣壓變動,L表示水平尺度則水平氣壓梯度的大小可由下式估計出來:(Holton 1980)

$$\left(\frac{\partial P}{\partial X}, \frac{\partial P}{\partial Y} \right) \sim \frac{\delta P}{L}$$

式中的 $\sim$ 符號表示數量級(Order of magnitude)相等,把 $\delta P = 20 \text{ mb}$, $L = 2000 \text{ km}$ 代入上式,

即得 $\frac{\delta P}{L} = 10^{-5} \text{ mbm}^{-1}$ 這就是它的尺度估計值。

另外我們也可以應用尺度分析來探討各種尺度大氣運動的物理特性,例如我們如果要檢查一種流體是否具有前面一節所講的流體靜力性,我們就把完整的流體垂直運動方程式寫出:

$$\frac{dw}{dt} - 2\Omega u \cos \phi - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Z} - g \quad (1) \quad (2) \quad (3) \quad (4) \quad (5)$$

ρ 是流體密度, u, v, w 分別為流體在X,Y,Z方向的分速度。 Ω 為地球自轉之角速度, ϕ 為緯度, P 為壓力, g 為地球重力。換言之,上式中第①項為垂直加速度,第②項為科氏力之垂直分量,第④項為垂直氣壓梯度力,第③項為地球曲率項,第⑤項為重力。其次我們以U、W、L、D分別代表水平速度、垂直速度、水平尺度以及垂直尺度的特徵值(Characteristic Value),那麼試式各項之尺度估計如下:

$$\begin{aligned} \frac{dw}{dt} &\sim \frac{UW}{L} & (\text{時間特徵值 } T = \frac{L}{U}) \\ 2\Omega u \cos \phi &\sim f_0 U & (f_0 \text{ 為科氏參數 } f_0 = 2\Omega \sin \phi) \\ \frac{u^2 + v^2}{a} &\sim \frac{U^2}{d} \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Z} &\sim \frac{P_0}{\rho D} & (P_0 \text{ 為地表氣壓值}) \\ g &\sim g \end{aligned}$$

對各種尺度之大氣運動而言,U、W、L、D等的特徵值如下:

尺 度	L(cm)	U(cm/sec)	D(cm)	W(cm/sec)
巨觀尺度				
α	10^9	10^3	10^6	1
β	10^8	10^3	10^6	1~10
中 尺 度				
α	10^7	10^3	10^6	10^2
β	10^6	10^3	10^6	10^3
γ	10^5	10^3	10^5-10^6	10^4
微觀尺度				
α	10^4	10^3	$\{ < 10^5 \} \{ > 10^4 \}$	
β	10^3	10^3		
γ	$< 10^3$	10^3		

由這些大氣運動尺度的大小,我們就可以分別估計上式中各項數量級如表四。

表四:動量方程垂直分式之尺度分析

$$\text{方程式: } \frac{dw}{dt} - 2\Omega u \cos \phi + \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Z} - g$$

估計尺度: $\frac{UW}{L}$	$f_0 U$	$\frac{U^2}{a}$	$\frac{P_0}{PD}$	g
巨觀 $\alpha: 10^{-7}$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3
$\beta: 10^{-5}$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3
中尺度 $\alpha: 10^{-2}$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3
$\beta: 10^0$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3
$\gamma: 10^2$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3
微觀 $\alpha:$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3
$\beta: \beta > 10^2$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3
$\gamma:$	10^{-1}	10^{-3}	10^3	10^3

由表四中各項的尺度分析值，我們可以發現從巨觀尺度到 β —中尺度的範圍內，垂直加速度均比垂直壓力梯度力或重力至少小兩個數量級以上，因此對這些較大尺度的大氣運動而言，垂直加速度是可以

忽略的。當然無論那一種尺度，科氏力之垂直分量以及地球曲率之垂直分量均可不予考慮而不致引起太大之誤差，那也就是說對巨觀尺度— β 中尺度之間的大氣運動而言：垂直氣壓梯度力和重力平衡—一大氣具有流體靜力性。

反觀對小於 β —中尺度之大氣運動而言，雖然科氏力和地球曲率仍可忽略，但是垂直加速度之大小已和氣壓梯度力或重力相當，因此加速度項不可以省略，此時流體也不再具有靜力性了。一般情況下，只要大氣運動的水平尺度比垂直尺度大兩個數量級以上，流體靜力平衡即可成立。

同樣的道理，前面一節提到的準水平性以及準地轉性也可以利用尺度分析的方法去探討。由於篇幅所限就留給讀者自己去練習了。當然，結果必如前節所述：水平尺度大於2000km的綜觀尺度運動始具有準地轉性。

表五：不同尺度運動之分析

尺 度	水平距離	水平近似平衡狀態	垂直近似平衡狀態	不重要的力或效應
巨觀— α	10^4 (km)	地轉平衡	流體靜力平衡	加速度
巨觀— β	10^3	準地轉平衡	流體靜力平衡	加速度，地球曲率
中尺度— α	10^2		流體靜力平衡(?)	地球曲率
中尺度— β	10^1	淺對流-Boussinesq Approx.		科氏力(?) 地球曲率
中尺度— γ	1	深對流-Anelastic Approx.		科氏力 地球曲率
微觀— α	10^{-1}			科氏力 地球曲率
微觀— β	10^{-2}			科氏力 地球曲率
微觀— γ	10^{-3}			科氏力 地球曲率

(?)——表示不很準確。

八不同尺度運動系統之分析

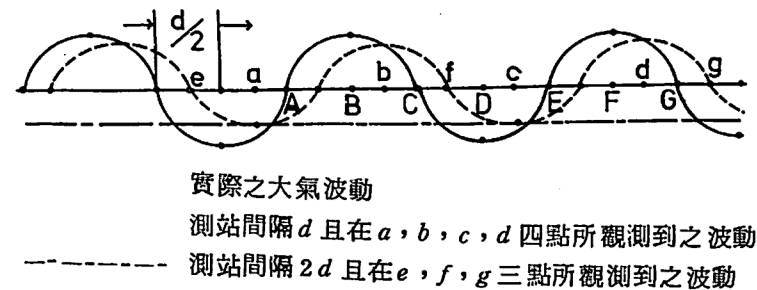
綜合上面幾節的討論，對於不同尺度大氣運動之分析，可以做何種近似(Approximation)?對各種尺度之運動而言那些作用力或者那些效應是不重要而可以忽略的?這些問題我們可以用表五歸納之。

九尺度劃分在天氣學上的意義

根據實際經驗把大氣運動劃分為不同尺度，了解它們的物理特性，對天氣觀測網之建立，天氣分析以及天氣預報都有著重要的意義。

前面講過，天氣學是從綜觀角度來分析大氣變化過程的，我們要了解某一類天氣過程，首先是要針對現象的尺度建立觀測網，採用不同尺度的觀測網和不同的觀測工具，才能得到不同尺度天氣現象的資料。對每一種尺度之大氣現象而言，它的觀測網密度(也即所謂的解析度)是有所限制的，例如對一波長 $2d$ 的大氣波動而言(尺度為 $2d$)其測站密度與觀測結果之關係如圖六所示：

- (1)測站間隔 d ，且在A, C, E, G四點觀測→結果是沒有波動。
- (2)測站間隔 d ，且在a, b, c, d四點觀測→結果看到的是扭曲之波動，但是波長馬馬虎虎還可以



圖六：測站密度與觀測結果

看出是近於 $2d$ 。

- (3)測站間隔 $2d$ ，且在e, f, g三點觀測→結果觀測到錯覺之長波。

由上例可知，觀測站密度為 d 時，它所能量度之最短波長為 $2d$ ，對小於 $2d$ 之大氣現象而言，密度為 d 的觀測網，解析度是不夠的。同理，對時間間隔為 T 的觀測密度而言，它所能解析之最高頻率為 $\frac{1}{2T}$ 。因此從相距300公里的北半球雷文遜測站之觀測資料難以分析中尺度的空間結構。欲正確的分析中尺度之大氣現象，只有建立更稠密之中尺度觀測網，再加上雷達、衛星等特別觀測工具之補助始可行之。

有了不同尺度現象的觀測資料，還必須建立相應的分析方法，才能有效地揭露該尺度的現象，如前所述，不同的分析方法必須建立在不同的物理特性之基礎上。本軍各天氣中心所分析的天氣圖適用於大尺度與 α —中尺度之分析，換句話說，一張天氣圖裏包括有超長波、長波以及 α —中尺度之天氣系統。

氣象人員為了研究某一尺度的運動，常使用一些方法將所要的尺度運動突出，例如將氣壓場作波譜分析，可解得不同尺度的波，這種方法的優點是同時將各種波長的單波分解出來，但用這種方法分解出來的單波是否完全表現實際的物理實體是個問題？其次不要的波也可以設法濾去，例如使用空間平滑或時間平均可以簡便地濾掉短波，但它同時也會影響長波對其實際情況的符合程度。

中尺度分析，目前還沒有比較成熟的方法，在一般的大氣圖分析上，有時可以得到明顯的中尺度系統，但有時則不清楚。只是將圖的比例尺縮小或是將等值線加密，並不能很好地解決問題。當然中尺度分析首先就必須想辦法把中尺度的物理現象從雜亂的背景中抽出來。

將不同尺度系統的結構突出，還只是分析的第一步，重要的是要了解這些系統的變化機制，揭露不同物理過程在天氣系統發展中的作用，這時就必須特別注意不同尺度的天氣系統所具有的不同物理特性。

天氣分析的最終目的乃為了天氣預報的應用，不同的分析會導致不同的預報方法，而不同的預報方法也要求相應不同的分析。例如天氣學裏早期的地面氣旋和鋒的分析導致運動學的預報方法，晚近由於尺度觀念的提出，氣象人員才開始注意到天氣預報和大氣尺度的相關性，例如對數小時短期預報而言，以氣象雷達追蹤降雨區為主要作業之一，逐日之短期預報則以追蹤綜觀級的高低壓系統為主。至於長期預報，由於預報時間尺度較大，應該採用壽命較長的現象來作預報判斷的依據，故超長波為其重要追蹤的對象(圖七)。

短期 預報	中期 預報	長期 預報	季節 預報	氣候 變化
0分	10分	1時	6時	2日
				20日
				1年
				10年
				10 ⁴ km
				10 ³ km
				10 ² km
				10 km
				1 km
				100m
				0 m

圖七：天氣預報與大氣現象尺度(廖1981)

最後我們要特別指出：大氣運動尺度的畫分是很重要的，但是大氣的不同尺度運動又是相互制約牽引的，從這一點來看，它們又是不可分的。這乃是天氣學上重要的難題之一，而不同尺度間大氣運動的交互作用遂成為目前氣象界最有興趣的探討主題。

誌謝：本文之完成承主任劉廣英老師以及課長李富城學長之督促慰勉，張能復老師之

審稿程允中學長之製圖，謹此誌謝。

參 考 文 獻

- 1 Hartiner, G.J. & R.T. Williams
(1979) : Numerical Prediction
and dynamic meteorology, Second
edition PP.477.
- 2 Holton, J.R. (1979) : Intro-
duction to dynamic meteorology
, Second Edition PP.391.
- 3 Orlanski (1975) : Bulletin

- American Meteorological Society
Vol.56 No.5 May 1975.
- 4 洪秀雄 (1979) : 大氣運動的美工者—
柯氏效應，科學月刊68年4月號。
- 5 廖學鎰 (1981) : 近年來日本中長期預
報研究評介，1981年中華民國異常氣候
研討會論文彙刊，P.89 ~ 110。

The Scales of Motion in the Atmosphere

Lin Pey-Liann Shih Ten-You

ABSTRACT

Because the character of atmospheric motions depends so strongly on the horizontal scale, this scale provides a convenient method for classification of motion systems.

The motions of the atmosphere are governed by the fundamental physical laws of conservation of mass, momentum, and energy. The general set of partial differential equations governing the motions of the atmosphere is extremely complex and no general solutions are known to exist.

To acquire an understanding of the physical role of atmospheric motions in determining the observed weather and climate it is necessary to develop models based on systematic simplification of the fundamental governing equations.

In this article we will discuss two basic problems: (1). How to classify the Scale of the atmospheric motion? (2). What physical properties these various Scale atmospheric motion possess?