

近代大氣環流研究的進展*

葉篤正

(中國科學院地球物理研究所)

在現階段中的氣象科學還沒有一個為大家所公認的大氣環流理論, 各家的着重點不同, 因之各家對於大氣環流研究的方法和方向也不同, 因為篇幅的限制, 本報告中所描述的祇能限於大氣環流研究的幾方面, 不可能是全面的介紹。

在中緯度和高緯度大氣中平均的運動有向東的分向這帶我們所謂的西風帶, 在低緯度有我們所謂的東風帶, 在極地可能有極地東風的存在, 在任何風系裏風向並非一致的自西向東, 或者自東到西, 其中低壓槽和高壓脊時時都存在着, 這些低壓槽和高壓脊的強度時時在改變; 有時強度很大, 有時很小, 也就是他們的振幅有時很大, 有時很小。當他們強大的時期, 我們說大氣處於擾動狀態, 當他們危弱的時期, 我們說大氣處於非擾動時期。在擾動時期南北的交流大, 在非擾動時期則大氣運動近於東西向, 這些低壓槽與高壓脊的平均走向是自西向東, 速度有時大有時小, 有時甚至向西移動。

由上面短短的描述中, 我們可以發現以下幾個大氣環流中的基本問題:

(1) 大氣由擾動到非擾動, 或由非擾動到擾動狀態的過程如何?

(2) 大氣狀態為何自非擾動到擾動狀態?

(3) 大氣系統為何要移動? 其移動速度與何有關?

(4) 大氣既非為一理想流體, 地表面又不是光滑的, 所以大氣的運動量時時刻刻受着阻力的消耗, 而在一長時間的平均情況下, 大氣中東西運動量並不改變, 其維持的方法如何?

現在先討論第一個問題。這裏我們祇注意西風帶, 大氣系統既然生存在於西風帶, 其生長必與西風強度有關係, 根據經驗也是如此, 所以 Rössby 倡西風環流指數的研究, 西風環流指數就是 35°N 與 55°N 二緯度圈上的平均差值, 此差值的大小表示平均西風的強弱, 根據研究的結果^{1,2}; 這個指數大(高環流指數)的時候, 大氣近於非擾動狀態, 這個指數小的時候(低環流指數)大氣近於擾動狀態。在標準的高環流指數下, 冰島低壓(Icelandic low)與阿留申低壓(Aleutian low)均特別強, 且都成爲

一單獨的中心，副熱帶高壓也特別發展，低壓與高壓的振幅特別小，其軸為東西向，地面系統行動速度甚大。在標準的弱環流時，則情形正與述者相反，冰島與阿留申低壓都分為兩個中心，南北振幅特別大，這個時期內中緯度的氣旋多而強。

由低到高環流指數或者由高到低環流指數中間的過程大致說來也有規律，高低環流指數的週期平均為二到三個星期，對此 Willet 有描述，此間不贅述。

以上所描寫的是大氣環流中一種重要現象的生命史，挪威學派的極面氣旋的研究也是討論大氣中一種現象的生命史。研究大氣現象的生命史是很重要的，藉此不但可以幫助了解大氣環流，且對預報也有莫大益處。

對於第二問題（大氣中的不穩定）的研究，Solberg 為第一人應用 Helmholtz 方法討論大氣不穩定（Instability）的條件，有了不穩定的條件則大氣將由一非擾動變到擾動狀態。在“角動量不變”（Conservation of angular momentum）與空氣質點運動不影響氣壓場的假定下 Solberg³ 得如下的不穩定條件：

$$\frac{\partial u}{\partial y} > f \dots\dots\dots(1)$$

(1)式中 u 為西風速度， y 指北， $f = 2\omega \sin \varphi$ ， ω 為地自轉角速， φ 為緯度，上式也是說如果大氣中所含的絕對渦旋，（Absolute vorticity）小於零則大氣處於不穩定狀態下。後 Van Mieghem, Kleinchmidt 等對於 Solberg 的結果皆有引伸。

1949 年郭曉嵐⁴利用“絕對渦旋不變”的原則在小振幅運動（Motion of small amplitude）的假定下得另一不穩定條件：

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(f - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = 0 \dots\dots\dots(2)$$

(2)式就是說如果大氣中的絕對渦旋的南北分佈曲線中有一個最高或最低，則大氣入於不穩定的狀態。

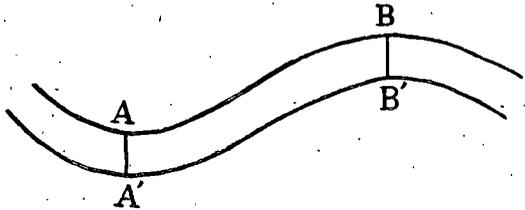
討論波長與不穩定的關係則始於 V. Bjerknes 與 Solberg⁵，彼等討論的對象為極面波，其結論為波長為 1000 Km 左右的波動在大氣中是不穩定的，可以發展為氣旋。討論大氣長波的穩定度則以趙九章⁶ 為第一人，趙氏認為大氣中的力管場（Solenoids）可決定大氣長波的穩定與否。隨後 Charney⁷ 更研究垂直切力風（Vertical wind shear）與大氣長波穩定度的關係，最近 Berson⁸ 對大氣長波的不穩定更作进一步的討論。

以上諸氏在研究波動的不穩定中有一共同的假定即為小振幅運動。

再者各人在討論不穩定的條件中所用的假定不同，因之結果亦各異，吾人在利用理論結果時，必須先看一看當時的大氣是否適合所用的假定。在現階段中研究不穩定條件都由理論方面入手，而大氣的現象很複雜，理想的假定往往不能適合，除非把大氣變

化中最基本的物理原則找到，則理論的結果不易用在實際上。要找這種原則，最好先由分析下手，在天氣變化中找出大氣的不穩定的規律來，然後再用理論加以討論，則收效當更大。

第三問題的討論開始於 J. Bjerknes (1937)⁹，他用的模型是兩根平行成波動狀的等壓線 (isobaric channel) (第一圖) 並假定梯度風的公式 Gradient wind equation 可以應用。如果不計算等壓線曲度 (curvature) 的影響，則在 AA' 的風速應較 BB' 處大，蓋 AA' 的緯度較低也。所以由 AA' 流入的空氣多，由 BB' 流出的少，於是在 AA' 與 BB' 間，也就是低壓槽的東邊空氣集聚 (convergence)，氣壓應上升。同理低壓槽的西面氣壓應下降。所以單講緯度的影響時，氣壓系統應自東向西移動，但如不計緯度變化的影響專討論等壓線曲度的影響，則在 AA' 的風速應較 BB' 處大，因 AA' 是氣旋式的曲度 (cyclonic curvature) BB' 是反氣旋式的曲度 (anticy. curvature) 所以單講曲度作用時，氣壓系統應向東移，綜合上述二種用，短波曲度大，應向東移，長波曲度小，緯度變化作用大，應向西行，此與觀側甚符。然而 J. Bjerknes 所用的地轉風的假定頗可討論，尤其當氣壓系統移動時，地轉風的準確度更有問題，如實際風與地轉風稍有不同，則其結果大受影響。Rossby¹⁰ 用“絕對渦旋不變”的原則討論在無發散 (divergence) 的正壓 (barotropic) 大氣長波的速度，其公式如下：



$$C = U - \frac{\beta L^2}{4 \pi^2} \dots \dots \dots (3)$$

其中 C 為波動速度，U 為西風速度，L 為波長， $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 。在推演(3)式時 Rossby 未將地球的曲度計算在內，更假設運動不隨南北方向改變，且為小振幅的運動，後 Haurwitz¹¹ 引伸 Rossby 結果討論運動隨南北變化的影響，與地球曲度的作用。趙九章氏⁶ 與 Charney⁷ 更研究在偏壓 (baroclinic) 大氣中的波動速度，所得結果與 (3) 式甚相似。

(3) 式結論中所告訴吾人的結果與 Bjerknes 所得的結果在實際上無大差別，而 Bjerknes 與 Rossby 二人的出發點完全不同，前者利用發散 (divergence) 與收斂 (convergence) 的分佈討論波動的移動，而在推演 (3) 式時 Rossby 假定無發散與收斂的存在，這顯然的矛盾說明氣壓的分佈並非永遠是運動的原因，而常常是運動的結果。所以 Rossby 更倡用渦旋公式 (vorticity equr.) 蓋在此公式內無氣壓也。

現在利用(3)式作天氣分析及預報者已甚多,方法是由(3)式計算祇屬於長波的高空低壓槽的行動速率以定槽線 (trough line) 未來的位置,同時並估計槽的加強與減弱,槽線位置定了後,高壓脊的位置也就定了,於是高空的流場就可以預告出來了;有了高空流場,再用駛律(Steering principle)以預告地面氣旋的位置,根據高空圖以繪地面預告圖。這種分析方法叫長波分析,首先採用這種方法的是 Namias²,後來 Cressman¹² 更改進之,有良好的結果。

最後讓我們來討論一下第四個問題: 我們知道大氣不是一個理想的流體 (ideal fluid), 同時地表面也不是光滑的, 所以大氣時時刻刻在受着阻力作用——內阻與地面阻力。據估計如果在大气中沒有其他作用存在,則大氣的運動在四五天之內就將完全被阻力消滅,而我們在開始的時候就提到大氣中有西風帶與東風帶的存在,而這西風與東風的強度除有季節的變化外,其平均速度並不改變,這表明在大气中除有阻力作用外,還有其他作用,這個作用時時刻刻在加強西風帶與東風帶的強度,並且這種作用正與阻力相平衡。第一個人注意到西風帶與東風帶的保持的問題為 H. Jeffreys³, 按其理論,低緯度的東風被阻力減弱,相對的說也就是低緯的西風在增強,所以因地表面的阻力作用,低緯度的東風帶時時刻刻由地球取自西向東的角動量,為了保持東風帶的速度不改變,由地球所得到的這些角動量必得自東風帶輸送到西風帶去,以補足西風帶角動量被阻力作用的耗消。換句話說就是東風帶時時刻刻自地球取得自西向東的角動量,再輸送到西風帶去,由於阻力作用西風帶再將其所得還與地球。

經過某緯度(φ)圈自低緯度流向高緯度的角動量之值可由下式計算之:

$$N_z = r^2 \cos^2 \varphi \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \rho u v d\lambda dz \dots\dots\dots(3)$$

上式中 r 為地球半徑, ρ 為空氣密度, u 為西風速度, v 為南風速度, λ 為經度, z 垂直向上,如有由西向東的角動量流向高緯度,則 u 和 v 沿一緯度圈上有正的相關關係 (positive correlation)。

最近 J. Bjerknes (U.C.L.A.) 與 Starr 正在大正規模利用(3)式計算空氣中角動量的輸送, Starr⁴ 並倡斜低壓槽 (tilted trough) 學說,以使(3)式之值為正。在計算中 Bjerknes 與 Starr 均利用地轉風公式 (Geostrophic wind) 而認為大規模平均南北環流 (mean meridional circulation) 可以不予計算。

如將(3)式書為:

$$M_z = r^2 \cos^2 \varphi \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \rho u (v_g + v') d\lambda dz$$

$$= r^2 \cos^2 \varphi \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \rho u v_g d\lambda dz + r^2 \cos^2 \varphi \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \rho uv' d\lambda dz' \dots (4)$$

上式中 v_g 為地轉風， v' 為地轉風與實際風之差，用緯度圈上平均南北風代入(4)式之 v' 當無大差錯，Bjerknes 與 Starr 計算角動量的南北輸送時用地轉風，因之(4)式中的第二項未予計算。但按 Palmén¹⁵ 的意見，平均的南北環流對於維持大氣的東西環流是很重要的，然而由於實際風速觀測的缺乏， v' 無法計算，但是 Riehl 與作者¹⁶用六十年海面風的觀測證明了 v' 的存在。在冬季 45°N 以南近地面平均為北風，因而可以推斷高空的平均風向應為南，我們知道平均西風自地面向上增加，所以(4)式第二項為正值，也就是平均的南北環流也可以把低緯度自地球所得的角動量輸送一部份到高緯度去。

最近郭曉嵐¹⁷及作者⁸更用渦旋的南北輸送 (vorticity transfer) 以討論大氣東西環流的維持，按作者的討論，大氣中渦旋的南北輸送可由下式計算之。

$$V = -\frac{r \cos \varphi}{g} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^{P_0} \int_0^{2\pi} v_g u_g d\lambda dp - \frac{r \cos \varphi}{g} \int_0^{P_0} \int_0^{2\pi} v' \frac{\partial u_g}{\partial y} d\lambda dp \dots (5)$$

其中 P_0 為地面氣壓第一項為由地轉風的輸送，第二項為由平均南北風的輸送，按葉篤正的計算，在低緯度 (30°N 以南)，第二項與第一項之值相差不多， 40°N 以北，第二項則可略而不計。按環流理論 (circulation theorem) 某緯度圈以北之渦旋總量 (total vorticity) 增加，則該緯圈上之平均西風力亦增加，所以由上計算結果看來，在低緯度內平均的南北環流對於大氣的東西環流的維持甚重要，而在高緯度則可略而不計。

因為 v' 的存在，吾人可推想大氣必定角動量及渦旋的上下輸送，對於上下輸送的問題研究還不多，不過它也是大氣環流中的一個重要問題。

大氣中需要平衡的不祇是角動量與渦旋而已，動能與熱量在長時期內亦必平衡，在大氣運動中這四種物理量如何能同時平衡，這個問題的研究是今後大氣環流的一個最基本的工作。

參 考 文 獻

1. H. Willet, 1944: Descriptive Meteorology, New York, Academic Press.
2. J. Namias, 1946: Extended forecasting by mean circulation method, U. S. Weather Bureau.
3. H. Solberg, 1936: Le mouvement d'inertie de l'atmosphère stable et son rôle dans la théorie des cyclones. Procès-verbaux de l'assoc. de météor., un geod. geophys. Inst., Edinbourg.

4. H. L. Kuo (郭曉嵐), 1949: Dynamic instability of two-dimensional non-divergent flow in a barotropic atmosphere. *J. Met.* 6
5. V. Bjerknes and H. Solberg: *Physikalische Hydrodynamik.*
6. J. J. Jaw (趙九章), 1946: The formation of semi-permanent centers of action in relation to the horizontal solenoidal field. *J. Met.* 3.
7. J. Charney, 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Met.* 4.
8. F. A. Berson, 1950: On the factors controlling the instability of long waves in zonal circulation. *Arkiv for Geofysik*, Bd. 1.
9. J. Bjerknes, 1937: Die Theorie der aussertropischen zyklonbildung *Met. Zeit.* 54.
10. C. G. Rossby, 1939: Relation between variation in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J. Marine Res.* 2.
11. B. Haurwitz, 1940a: The motion of atmospheric disturbances
1940b: The motion of atmospheric disturbances on the spherical earth. *J. Marine Research*, 3.
12. G. P. Cressman, 1948: On the forecasting of long waves in the upper westerlies. *J. Met.* 5.
13. H. Jeffreys, 1946: On the dynamics of geostrophic wind. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 52.
14. V. P. Starr, 1948: An essay on the general circulation of the atmosphere. *J. Met.* 5.
15. E. Palmén, 1949: Meridional circulations and the transfer of angular momentum in the atmosphere. *J. Met.* 6.
16. H. Riehl and T. C. Yeh (葉篤正), 1950: The intensity of net meridional circulation. *Quart. Roy. Met. Soc.*, 76.
17. H. L. Kuo (郭曉嵐), 1950: The motion of atmospheric vortices and the general circulation. *J. Met.* 7.
18. T. C. Yeh (葉篤正), 1951: On the maintenance of the zonal circulation of the atmosphere. *J. Met.* 8.