

厚度變化理論簡介

A Brief Introduction to Theory of Thickness Chart

鄭俠節譯自 SSG OZR 2524-202B

一、前言

厚度型態或溫度場之合理處理，基本上已考慮熱力因素對預報之影響，茲假定 h 為兩定壓面間厚

$$h = \int_p^{p_0} \frac{RT}{p} dp = R \int_p^{p_0} T d \log p$$

$$\text{而 } \frac{\partial h}{\partial t} = R \int_p^{p_0} \frac{\partial T}{\partial t} d \log p \dots\dots\dots (1)$$

度，可見 h 之隨時間變化是由溫度隨時間變化引起的，茲再視溫度的局部變化為

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{dp}{dt} \frac{\partial T}{\partial p} \quad (2)$$

以上 $\frac{dT}{dt}$ 一項，根據Brunt氏推求為

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \frac{dq}{dt} + \frac{r}{g_p} \frac{dp}{dt} \dots\dots\dots (3)$$

此式說明溫度變化與熵及氣壓變化有關，綜合(1)(2)(3)式，得

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} = R \int_p^{p_0} & \left[- \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right. \\ & \left. + \frac{dp}{dt} \left(\frac{r}{g_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{1}{c_p} \frac{dq}{dt} \right] d \log p \end{aligned} \quad (4)$$

(4)式已經導出一種觀念，即高度變化是由平流，動力及非絕熱三項因素造成，令平流為 Δ ，動力作用為 D ，非絕熱作用為 N ，則厚度變化顯然為

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \Delta + D + N$$

二、平流項討論

平流項在(4)式中為

$$\begin{aligned} \Delta = -R \int_p^{p_0} & \left(u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} \right) d \log p \\ = - & \left(U_m \frac{\partial}{\partial x} + V_m \frac{\partial}{\partial y} \right) h \end{aligned}$$

換成向量表示，更易令人明瞭平流即

$$\Delta = \nabla \cdot \nabla h$$

換言之，所謂平流，即是風 ∇ 吹送厚度梯度 ∇h 移動之意，厚度梯度既經分析，吾人以地轉風來平流，即可獲得未來動向，但 ∇ 的選擇，為此節關鍵，在實際作業中，

$$\nabla = \nabla_{og} + \nabla_{Tg} + \nabla_{ag}$$

$$\nabla_{og} = 1000\text{mb 地轉風}$$

$$\nabla_{Tg} = \text{厚度層地轉風，採用1000—500mb間厚度}$$

$$\nabla_{ag} = \text{與地轉風偏差值，由摩擦等因素而起}$$

以上三種被分解的分量中，以1000mb風推動厚度梯度移動一項最重要，認為是迄今最重要的因素。

第二項分量 $\nabla_{Tg} \cdot \nabla h$ 取自熱力風場地轉風，視大氣層係何種模式構成而定，換言之，以Hodograph圖上1000到500mb間風向速變化情況而定，如果熱力風風向一致，即說明熱力風無影響，可以不計，

關於熱力風之計算，吾人着眼於1000—500mb間變化，對於緊鄰兩層間變化，以後將有更精密分析，此處暫不討論。

第三部份為非地轉風平流，以其為量甚少，不予計算。

[目前吾人採用500mb風平流，係假定大氣為正壓模式，認定500mb之風已可代表厚度層及地面風一譯者]

綜上所述，厚度梯度之平流，可由地面地轉風決定，可知低層平流效應非常顯著，事實上亦然，目前所採用之界面及氣團分析預報方法即植基於一種事實：即變性氣團之移動，常引起厚度之大規模變化，平流效應之重要性由此可見。

三、動力項之討論

動力一詞，係指動力加熱及冷卻，換言之，亦即絕熱壓縮及膨脹所引起之溫度變化，上式中

$$D = R \int_p^{p_0} \left(\frac{r}{g_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \frac{dp}{dt} \cdot d \log p$$

$\frac{dp}{dt}$ 一項，吾人可以理解為上升或下沉，以(+)號表示下沉，以(-)號表示上升，在乾絕熱情況下，如果降溫率 $\frac{\partial T}{\partial p} < \gamma$ (γ 為乾絕熱降溫率)，則上升空氣變薄，下降空氣增厚。如在濕絕熱情況下，上式中 γ 以 r_s 代替，則為 $\frac{\partial T}{\partial p} > r_s$ (譯者按，事實證明空氣降溫率多在乾濕絕熱線之間)，上升反而增加厚度。

有關下沉增溫不乏明顯實例，彼德生氏且指出下沉增溫率為平均六小時，下沉500mb，增溫 1°C (該項數字得自等壓溫度變化)，如此種程序繼續發展，常改變厚度型態，上升冷卻較下沉增溫不明顯，但若干分析指出確有乾且穩定空氣隨低層輻合強迫上升而冷卻。

至於濕空氣增溫增厚，尚乏分析實例證明，因深厚之潮濕而不穩定空氣上升，早期即瓦解為若干對流細胞，而在廣大降水區之雲層中，降溫率又異常穩定，對流雨之雲層外，空氣又乾燥，因此，吾人可以結論，在任何上升區，500mb以下厚度減少是常見的。

四、非絕熱加熱程序

由於大氣層內總熱量不變，故輻射程序常使高低緯度間平流熱量交換結果得以平衡，由此可知非絕熱冷卻與加熱程序對處理整個熱量平衡十分重要，但此並非謂對處理大致已平衡之小規模對流性環流亦重要。通常我人應着眼於大規模活動，我人認為至少在中緯度，天氣圖上繪出之環流型態可以代表大氣環流大概形勢，因此，作厚度趨勢預報時，非絕熱程序就必須鄭重考慮，不得等閒視之。

若干分析實例證明，冷空氣有時移動至較暖地帶，純因下沉作用而加暖，暖空氣向北移動，則因上升而冷卻，此種事實固然重要，但極地氣團可以循氣旋式環流穿過中緯地帶至低緯度而無下沉現象，相反暖空氣在冬天亦可以不需輻合作用而向極移進或登上陸地，此中亦有厚度線移動跡象，且可每日追蹤，足證非絕熱程序重要

一般認為輻射程序較慢，但事實上短時預報有時亦受其影響，每日由輻射所引起的冷卻估計為 $1^\circ\text{C}-3^\circ\text{C}$ ，而 3°C 表示厚度變化200呎，在1000—500mb厚度層內，200呎可影響到地面氣壓7mb之多，如非在高度活動區，這種變化不能不算具有控制力。

吾人無法以數學方法處理對流性熱量交換，在對流區，地面獲得熱量很快向整個對流區傳遞，此對流區如與極地空氣粗略比較，其發展高度幾相當於後者之對流層頂，此種缺點，是輻射程序預測之困難處。

五、結論

目前我人所採用之長期預報方法中，以圖解預報法較客觀，而圖解預報法限於一定之大氣模式，即所謂正壓模式，在實際應用上，常發生若干誤差，厚度趨勢方程之應用，應可對目前我人預報工作作更深一層之發展，本文因僅介紹理論，未涉及實際作業方案，但以譯者粗疏思考，除平流外，其他動力及非絕熱程序對厚度變化修正，可以從若干資料中獲得暗示，如我人以預報之 Δ_z 校驗實際之 Δ_z ，或者可獲得平流途徑中垂直運動之大概。



圖四