

華北阻塞下影響台灣地區之 梅雨鋒面個案研究

王安翔¹ 陳泰然²

¹ 國家災害防救科技中心

² 國立台灣大學大氣科學研究所

摘要

2000年6月7日—14日為1982—2000年在台灣梅雨季期間，於華北地區發生阻塞的唯一個案。在6月10日至12日間，在華南地區之梅雨鋒面南移，伴隨之溫度梯度明顯增強。本文之目的為探討阻塞下西段梅雨鋒面之發展與演變，並利用歐洲中期天氣預報中心之全球網格資料(ECMWF/TOGA)計算鋒生函數，探討梅雨鋒面之鋒生機制。

由1000 hPa之鋒生過程分析結果，發現梅雨鋒面之鋒生機制最初以輻合作用的貢獻為主，隨後變形與輻合作用的貢獻相當。最後，變形作用成為主要的鋒生機制，其中並以伸張變形為主要的貢獻者。至於非絕熱過程，在白天陸地上，因鋒後降水導致的蒸發冷卻與雲區分佈差異造成的可感熱傳送的不同，使溫度對比最大處位於鋒前，故此時非絕熱過程在鋒前有利鋒生。入夜後，蒸發冷卻效應使沿梅雨鋒面之鋒後區域溫度梯度減弱，故非絕熱過程在梅雨鋒後為鋒消效應。當梅雨鋒面移至較暖海面可感熱通量增加，使鋒後冷空氣變暖，故伴隨梅雨鋒面之溫度梯度減弱，此時鋒面強度主要由變形作用維持。最後，台灣地區在6月13日創下10年來6月份氣溫的最低紀錄，其主要原因是持續的偏北風將北方冷空氣向南輸送所導致。

關鍵詞：阻塞、梅雨鋒、鋒生

一、前言

台灣地區在五月中旬至六月中旬間存在一相當顯著的降水相對極大值，稱為台灣梅雨期(徐與紀1974；陳與蔡1980；陳1980；Chen 1993)。在台灣梅雨期時，高緯度地區(50°—70°N)可能同時伴隨著阻塞的發生(陳與蔡，1980；陳與周，1989)。而梅雨鋒在東西段的結構與特性不同(Chen and Chang, 1980)，西段梅雨鋒面在微弱的地轉變形場與無明顯緯向溫度梯度的環境中形成與演變(陳，1988)。若透過鋒生方程探討梅雨鋒生機制，在不考慮非絕熱效應時，在1000 hPa面上以變形作用與輻合作用的貢獻為主(林與王，1992)。

2000年6月11日—13日之500 hPa層高度分析，顯示在12日0000 UTC於華北地區(40°—50°N、100°—115°E)有一阻塞高壓形成。查覽日本氣象廳(Japan Meteorological Agency)1982—2000年6月份0000與1200 UTC之500 hPa天氣圖，發現此19年間該區域發生阻塞僅有本個案。因此，本文之目的為探討華北阻塞下西段梅雨鋒面之發展與演變，透過鋒生函數探討梅雨鋒面之鋒生機制與非絕熱過程對梅雨鋒面鋒生的影響。

二、資料與分析

(一)資料來源

本文分析綜觀形勢所使用的資料，包括：(1)中央氣象局標準觀測時間(0000與1200 UTC)之地面天氣圖及高空天氣圖，其中地面天氣圖之氣壓場根據主觀分析繪製。(2)歐洲中期天氣預報中心之每6小時全球網格資料(ECMWF/TOGA)，水平網格間距為1.125° 1.125° 經緯度，垂直方向21層之重力位高度、水平風向風速、溼度、溫度及垂直速度。

(二)分析方法

本文所採用的鋒生方程為Ninomiya(1984)所使用的等壓面之二維鋒生函數，定義如下：

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla_H \theta|$$

$$= FG1 + FG2 + FG3 + FG4 \quad (1)$$

$$FG1 = \frac{1}{|\nabla_H \theta|} \left[\nabla_H \theta \cdot \nabla_H \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right] \quad (2)$$

$$FG2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_H \theta|} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (3)$$

$$FG3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla_H \theta|} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{1}{|\nabla_H \theta|} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (4)$$

$$FG4 = -\frac{1}{|\nabla_H \theta|} \left[\frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \right] \quad (5)$$

其中， θ 為位溫(單位為K)， u 、 v 分別為 x 與 y 方向之水平風分量(單位為 ms^{-1})， ω 則為垂直速度(單位為 $Pa s^{-1}$)。(1)至(5)式中，FG1 為非絕熱項，FG2 為輻合項，FG3 為變形項，其中包括伸張變形 $\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ 與切變變形 $\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$ 效應，FG4 則為扭轉項。依鋒

生函數定義，當鋒生函數為正，則表示有鋒面的生成與發展。反之，若鋒生函數為負，則為鋒消。

對於時間全微分 $\left(\frac{d}{dt} \right)$ 的計算，則分解成局地變率項與平流項來推估，公式如下：

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \quad (6)$$

(A) (B) (C) (D)

其中，在(A)項之局地傾向 $\left(\frac{\partial}{\partial t} \right)$ 是使用三次仿樣函數(Cubic spline function)進行估算，其概念為平面上四點可以決定一條三次函數曲線，再選取適當的時間間距做時間中差分計算，可使求取物理量之局地時間變率(傾向)時，減低因資料時間解析度不足所造成的誤差。(B)、(C)與(D)項分別代表 x 方向、 y 方向及 p 方向(垂直方向)的平流項。由於本文探討綜觀尺度下之地面鋒生，所有的計算皆位於1000 hPa面上進行，而在(6)式中垂直平流項之結果較其他三項約小於一個數量級，故此項忽略不計。

三、綜觀形勢分析

圖1a為2000年6月10日0000 UTC之地面分析圖，梅雨鋒面由日本海附近往西南延伸至四川省。12日0000 UTC時(圖1b)，華中與華南地區盛行偏北風，梅雨鋒正通過台灣。在氣溫分佈上，華南地區也由26-30°C下降至19-22°C。從10日0000 UTC(圖2a)之500 hPa層高度分析，顯示在華北地區(40°-50°N、100°-115°E)存在一高壓脊，至12日0000 UTC(圖2b)阻塞高壓在華北地區形成。由10日與12日0000 UTC之850hPa層分析(圖3a與b)，顯示有一槽線位於華南地

區，在槽線北側為西北風，南側則為較強之西南風，顯示槽線伴隨有明顯的水平風切與溫度梯度。另外，在華中地區盛行偏北風。

四、鋒生過程與結果討論

隨著阻塞發展，在華中與華南地區的低層風向逐漸由偏西轉變為偏北，而鋒面南側持續有較強的西南氣流。由 1000 hPa 面之水平位溫梯度分析顯示，在 10 日—12 日伴隨梅雨鋒面的溫度梯度增強，顯示此期間有鋒生過程。由於垂直速度在 1000 hPa 相當小(伍與林, 1990; Bluestein, 1993)，因而扭轉效應亦較其他項為小，故此處不顯示扭轉項之結果。

(一) 輻合項

圖 4a 為 6 月 10 日 0000 UTC 之輻合項鋒生函數分析，結果顯示在鋒面上輻合作用微弱。而 10 日 1200 UTC 時(圖 4b)，鋒面伴隨之位溫梯度明顯增強，且輻合作用增強。在 11 日與 12 日 0000 UTC(圖 4c 與 d)時，輻合作用正逐漸減弱。

(二) 變形項

10 日 0000 UTC 之變形項鋒生函數分佈(圖 5a)，顯示變形作用微弱。而 10 日 1200 UTC 時(圖 5b)，在鋒面上部分地區有較強的變形作用。圖 5c 與 d 為在 11 日與 12 日 0000 UTC 之鋒生函數分佈，顯示變形作用逐漸增強。

一般而言，鋒生函數的變形作用又分為伸張變形與切變變形兩部分。圖 7a 與 b 為 12 日 0000 UTC 之伸張變形項與變形項鋒生值分佈，顯示當時伸張變形作用為梅雨鋒面鋒生之主要機制，而切變變形作用則貢獻較不顯著。

(三) 非絕熱項

圖 6a 為 10 日 1200 UTC 之非絕熱項鋒生函數分佈，結果顯示雲貴一帶

非絕熱項負值區位於梅雨鋒後，顯示在夜晚非絕熱過程可能減弱梅雨鋒面所伴隨之位溫梯度，造成鋒消。而在 11 日 0000 UTC 非絕熱項鋒生值分佈(圖 6b)，表示在白天非絕熱過程將有利鋒面在鋒前形成，但在鋒後非絕熱過程則為鋒消(Segal et al., 1993)。當 13 日 0000 UTC(圖 6c)，鋒面移至海面上可感熱通量增加(Trier et al., 1990)，鋒後的冷空氣變暖，導致伴隨鋒面的溫度梯度減弱，非絕熱過程將產生鋒消效應。而將各個鋒生強迫項之結果比較，顯示變形作用為此時鋒面強度維持的主要機制。另外，在華北之阻塞逐漸減弱，低層東北風與北風增強，使北方冷空氣伴隨偏北風南下，導致台灣西半部地區之氣溫創下 10 年來 6 月份最低紀錄。

五、結論

在探討華北阻塞下之西段梅雨鋒面的發展與演變，其重要結論歸納為下述幾點：

1. 由鋒生函數分析，顯示隨著阻塞的發展，梅雨鋒面之主要鋒生機制，最初以輻合作用為鋒生之主要機制，隨後變形作用與輻合作用相當。最後輻合作用減弱，而變形作用為主要鋒生機制，其中並以伸張變形之貢獻為主。
2. 非絕熱項之鋒生函數分析，顯示因地表之差異，使非絕熱項對梅雨鋒面之鋒生有不同的貢獻。

(1) 在白天陸地上，由於降水導致的蒸發冷卻與雲區分佈之差異造成可感熱傳送的差異，導致溫度對比最大處位於鋒前，故非絕熱過程在鋒前有利鋒生。入夜後，由於對流降水導致鋒後附近區域之氣溫下降，因而使鋒面所

伴隨的溫度梯度減弱，表示此時非絕熱過程在鋒上為鋒消效應。

(2) 當梅雨鋒面移至海面上可感熱傳送增加，使鋒後冷空氣變暖，因此伴隨梅雨鋒面之溫度梯度減弱，此時非絕熱過程在鋒上為鋒消效應。

3. 在6月13日台灣地區創下10年來6月份氣溫最低紀錄，主要是華北阻塞減弱期時，在北方低層冷空氣伴隨持續的偏北風南下所導致。

致謝

本研究在國科會計畫編號 NSC 92-2111-M-002-006 支援下完成。

參考文獻

伍婉華與林松錦，1990：華南地區梅雨鋒面之特性分析。《大氣科學》，18，265-285。

林松錦與王溫和，1992：梅雨鋒面之鋒生過程分析。《大氣科學》，20，63-79。

徐明同與紀水上，1974：台灣梅雨之分析。《氣象學報》，20，25-44。

陳正改，1980：台灣北部地區梅雨期之環流形式與降水特性。《第二屆全國大氣科學學術研討會論文集》，78-86。

陳正改與蔡清彥，1980：影響台灣北部地區之梅雨系統。《大氣科學》，7，49-58。

陳泰然，1988：東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。《大氣科學》，16，

435-446。

陳泰然與周仲島，1989：大尺度環流剖面結構之年際變化與台灣梅雨之活躍度。《大氣科學》，17，223-235。

Bluestein, H. B., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol II*, 594 pp.

Chen, G. T. J., and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.

Chen, Y. L., 1993: Some synoptic-scale aspects of surface fronts over southern China during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 50-64.

Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 880-894.

Segal, M., W. L. Physick, J. E. Heim, and R. W. Arritt, 1993: The enhancement of cold-front temperature contrast by differential cloud cover. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 867-873.

Trier, S. B., and D. B. Parsons, and T. J. Matejka, 1990: Observations of a subtropical cold front in a region of complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2449-2470.

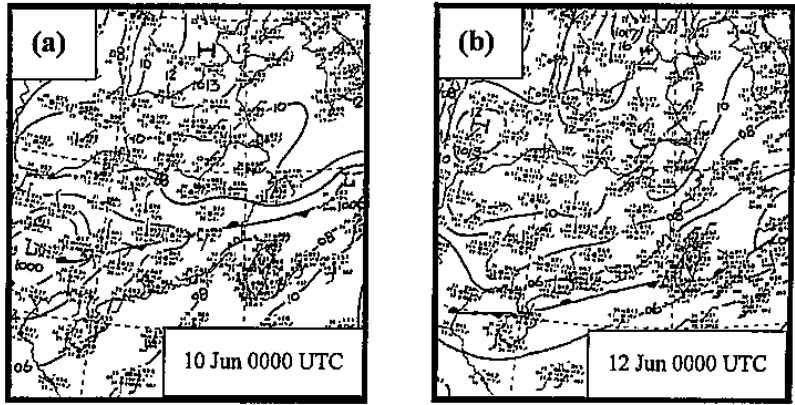


圖 1 2000年6月(a)10日與(b)12日0000 UTC之地面氣壓分佈圖，實線表等壓線 (hPa，間距 2 hPa)。

(a) 500 hPa Z/T/UV(kts) 2000 Jun 10 00Z (b) 500 hPa Z/T/UV(kts) 2000 Jun 12 00Z

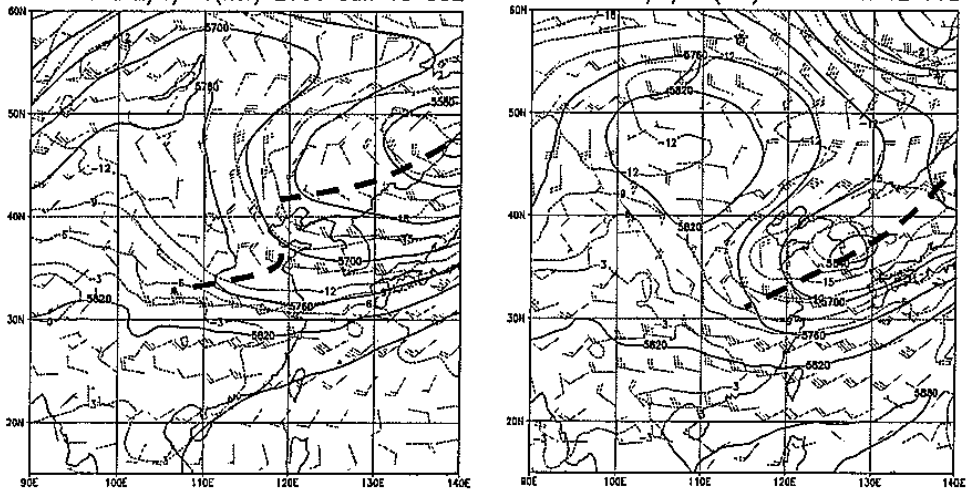


圖 2 2000年6月(a)10日與(b)12日0000 UTC之500 hPa高度、溫度及風場分析。實線為重力位高度 (gpm; 間距為 60 gpm)，虛線為等溫線 (℃; 間距為 3 C)，風標短桿為 5 kts，長桿為 10 kts，粗虛線為槽線位置。

(a) 850 hPa Z/T/UV(kts) 2000 Jun 10 00Z (b) 850 hPa Z/T/UV(kts) 2000 Jun 12 00Z

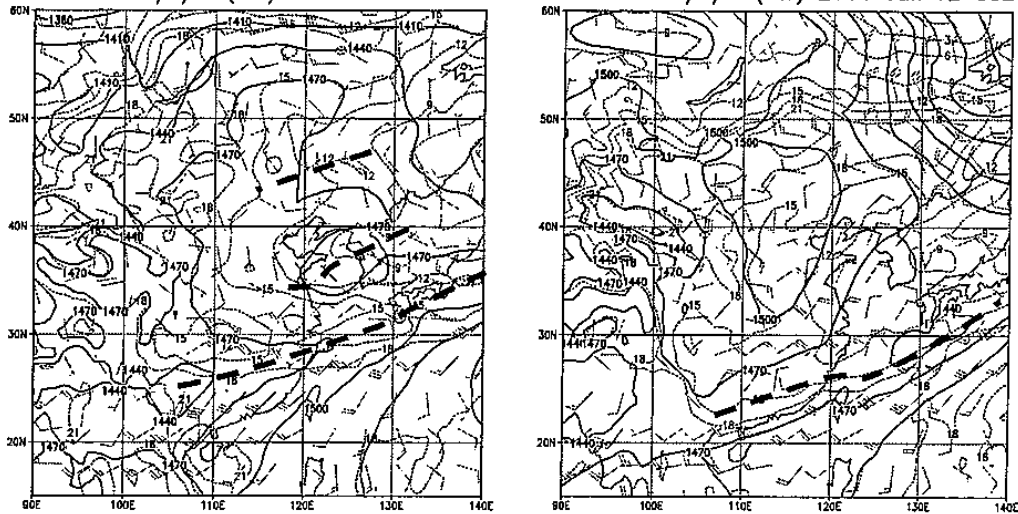


圖 3 同圖 2，但為 2000年6月(a)10日與12日0000 UTC之850 hPa高度、溫度及風場分析。

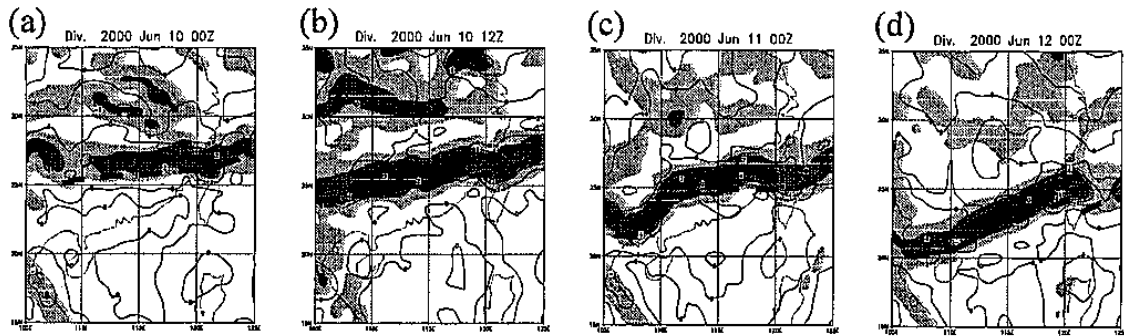


圖 4 6月 (a)10日 0000 UTC、(b)10日 1200 UTC、(c)11日 0000UTC 及(d)12日 0000 UTC 之輻合項鋒生函數分佈(單位為 $1 \times 10^{-10} \text{ Km}^{-1} \text{ s}^{-1}$)。實線為正鋒生函數值，虛線為負鋒生函數值，分析間距為 $2 \times 10^{-10} \text{ Km}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。陰影為位溫梯度($\text{K}(100\text{km})^{-1}$)，對照尺於右下，間距為 $1\text{K}(100\text{km})^{-1}$ 。

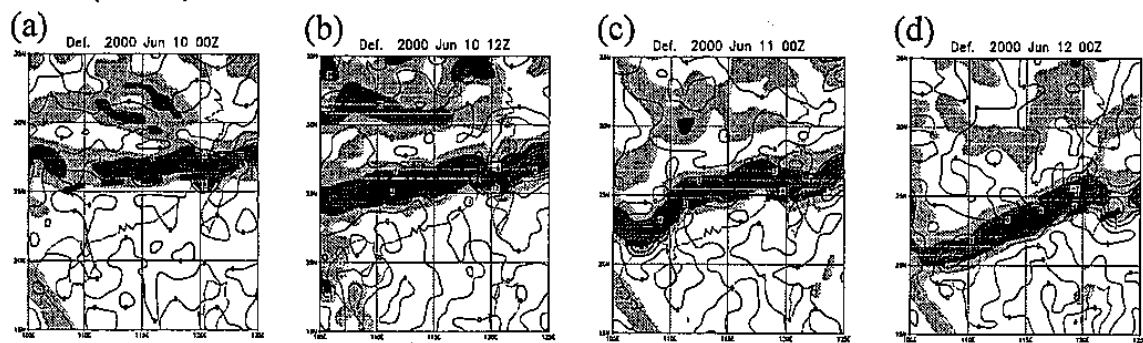


圖 5 同圖 4，但為變形項鋒生函數分佈。

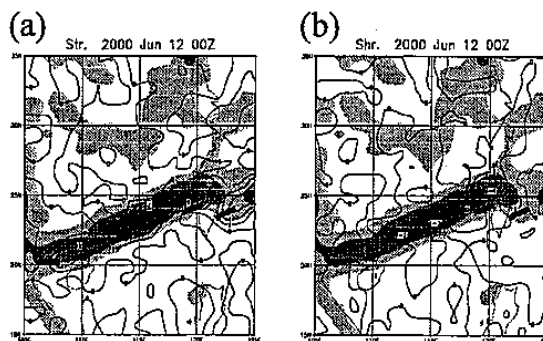


圖 6 同圖 4，但為 6月 12日 0000 UTC 鋒生函數之(a)伸張變形項與(b)切變變形項。

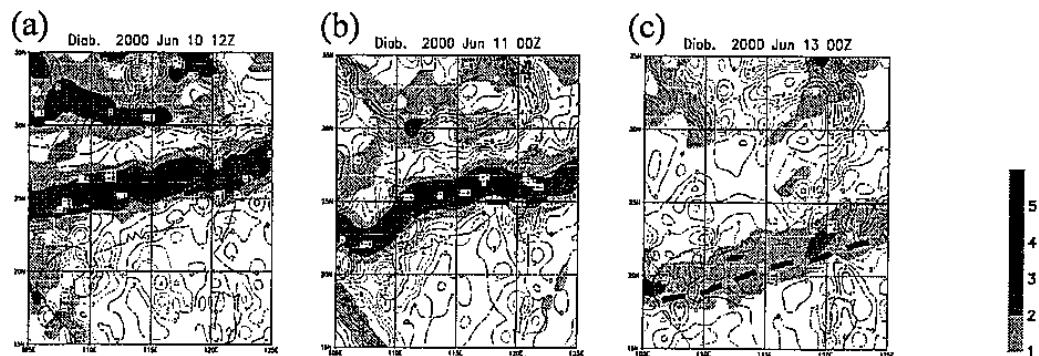


圖 7 同圖 4，但為 6月 (a)10日 1200 UTC、(b)11日 0000 UTC 及(c)13日 0000UTC 之絕熱項鋒生函數分佈。