

梅雨季伴隨華南西南風爆發之低壓發展

侯喜真 陳泰然

國立臺灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十年四月十日收稿；中華民國九十年七月十三日定稿)

摘 要

本文選取 1987-1993 年春末夏初 5、6 月期間造成華中與華南地區西南風爆發的 31 個低壓擾動個案，以探討此種低壓之結構與演變過程，這些低壓可分為移動性和滯留性兩類，其伴隨之綜觀形勢有相當明顯的差異。移動性低壓擾動均快速東移，且均伴隨中高對流層短波槽；滯留性低壓擾動在低對流層均屬雙低壓中心之結構，而中高對流層則在東亞大陸與西太平洋出現一準阻塞長波脊，此類低壓所造成低層西南風的增強較移動性低壓擾動所造成者更為持久且範圍更大。

就低壓發展的動力觀點而言，低壓系統發展成熟期之垂直結構特徵，可明顯分為四類，即中低對流層擾動型、垂直偶合型、垂直重疊型以及對流層頂折疊型等四類。利用位渦保守性與可反演性，以位渦反演的結果探討各類低壓擾動發展的機制與垂直結構的演變。結果顯示，不同類型的低壓擾動分別具有不同的位渦垂直結構與演變過程，而除了對流層頂折疊型以外，在其他三類型的發展過程中，水氣凝結之潛熱釋放皆扮演一定程度的角色，而高層系統則可藉由垂直偶合、垂直重疊以及對流層頂折疊等三種不同的方式，導致低層低壓擾動的發展。

關鍵詞：西南風爆發、低壓擾動、位渦、潛熱釋放、垂直偶合、垂直重疊、對流層頂折疊

一、前 言

東亞夏季季風是全球最活躍的季風系統，其低層大範圍之西南風涵蓋了東南亞、華南以及西太平洋副熱帶地區，並向北延伸至太平洋副熱帶高壓西北方，與北方系統形成一低層輻合帶，即所謂的東亞夏季季風槽。東亞夏季季風槽常呈現一微弱的地面鋒，雖伴隨較弱的溫

度梯度，但鋒面區為一輻合區且跨越鋒面的水平風切相當強 (Chen and Chang 1980)，此鋒面輻合帶也是一降雨帶，隨著季節漸漸向北偏移。此種現象於台灣和大陸稱為梅雨 (Meiyu)，日本稱為 'Baiu'，韓國則稱為 'Changma'，該季節即稱為梅雨季。觀測顯示，此近乎滯留的梅雨鋒經常由一向東或向東北移行的低壓中心向西或

西南延伸，梅雨鋒與鋒上低壓所伴隨的明顯雲雨帶，是東亞暖季降水的主要來源。

許多的觀測顯示，東亞夏季季風建立時期，經常有生成於青藏高原東側且近乎滯留的低壓擾動，帶來此時期豐沛的雨量 (Tao and Ding 1981)。這些低壓擾動是地形效應和大尺度環流交互作用的結果，其中主要的能量來源常是潛熱釋放 (e.g. Wu and Chen 1985 ; Kuo et al. 1986 ; Wang and Orianski 1987 ; Wang et al. 1993)。這些低壓渦旋通常向東移行，且可演變成梅雨鋒面上的低壓氣旋 (Tao and Ding 1981 ; Ninomiya and Akiyama 1992)，而其伴隨之低層噴流、次綜觀尺度或中尺度低壓擾動則為主要強烈降雨系統。天氣經驗顯示在 5、6 月時，這些滯留或向東移動之低壓擾動發展，是此時期華中、華南一帶大範圍西南風建立的重要因子。因此，探討伴隨西南風爆發之低壓擾動發展，是東亞夏季西南季風研究裡一個相當重要的課題。

斜壓不穩度理論可解釋中緯度低壓擾動之發展 (Charney 1947 ; Eady 1949)，Hoskins et al. (1985)則提出以位渦觀點來了解低壓擾動之發展，他們認為高低層系統在特定相位結構下，發生垂直方向的偶合，位渦距平因而成長，使得上下層系統皆可增強，此相當於斜壓不穩定波之發展。此外，Eliassen and Kleinschmidt (1957)發現潛熱釋放能產生低層正位渦距平，使低層之低壓系統發展。Farrell (1984、1989)則提出一經由垂直重疊過程的旋生理論，認為高低層系統在垂直方向最靠近的時候 (即在垂直方向上下系統重疊)，高低層系統皆有最大的加強，亦即在這個過程中，對流層整層總位渦並沒有改變，但高低層系統的總能量則有明顯地增加。

此外，在實際大氣裡亦可經由對流層頂折疊 (tropopause folding)過程，將低平流層高值位渦向下平流至中低對流層，導致低對流層旋生 (Uccellini et al. 1985 ; Thorncroft and Flocas 1997)。

上述研究顯示低層低壓擾動之發展或增強，可經由非絕熱過程 (如潛熱釋放)、斜壓不穩定發展之垂直偶合過程、高低層系統垂直重疊過程以及強烈對流層頂折疊過程而來。本文以成熟期低層低壓擾動之位渦垂直結構特徵，將低壓區分為中低對流層擾動型、垂直偶合型、垂直重疊型以及對流層頂折疊型等四類。利用位渦保守性與可反演性，以片段位渦反演的結果分析各類低壓擾動發展過程與垂直結構的演變，以探討東亞夏季初期造成華南地區西南風爆發的低壓擾動發展機制，及低壓發展對於西南風建立所扮演的角色。

二、資料與方法

本文使用 1987-1993 年 5-6 月 EC/TOGA $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯度網格資料，包括 1000、850、700、500、300、200 及 100 hPa 各層之高度、溫度、東西與南北風分量以及相對濕度等 5 個氣象參數，分析有關之低壓系統和其伴隨綜觀環境的結構和演變，並計算與低壓擾動發展有關之位渦參數。此外，亦利用 GMS 衛星雲圖判斷雲區，以了解低壓系統所伴隨的降水與天氣分布。

本文以位渦觀點診斷分析低壓擾動的發展，艾爾脫位渦 (Ertel) 可以下式表示：

$$q = \frac{1}{\rho} \eta \cdot \nabla \theta \quad (1)$$

其中 q 為艾爾脫位渦， ρ 為密度， η 為絕對渦

度， θ 為位溫。艾爾脫位渦有兩個重要的性質，一為氣塊的位渦在絕熱且無摩擦的運動中是三度空間保守的 (Rossby 1940; Ertel 1942)，二為位渦具有可反演性 (Hoskins et al. 1985)。本文使用 Davis and Emanuel (1991)之位渦診斷系統，風場與質量場之關係採用 Charney (1955)所提出的非線性平衡。藉由片段位渦反演方法，以求取位渦距平場對應之非線性平衡系統下之風場與高度場距平。所採用之位渦距平分割和 Chang et al. (1998)所使用者相同，如圖 1 所示。圖內 q'_{tp} 為 300 hPa 以上之高層位渦距平，可反映對流層頂附近之擾動；850-500 hPa 層內相對濕度大於 70%以上 ($RH \geq 70\%$)且位渦距平為正 ($q' \geq 0$)之點定義為 q'_{sat} ，即中層飽和位渦距平；850-500 hPa 層內除 q'_{sat} 外其餘各點則定義為 q'_{un} ，即中層不飽和位渦距平；至於低邊界層之位溫擾動則以 T'_b 表示，低邊界層之位溫擾動可視為位渦擾動 (Bretherton 1966)，即局地之暖距平處具氣旋式渦度，即正位渦距平，而冷距平處則可視為具反旋式渦度，即負位渦距平。

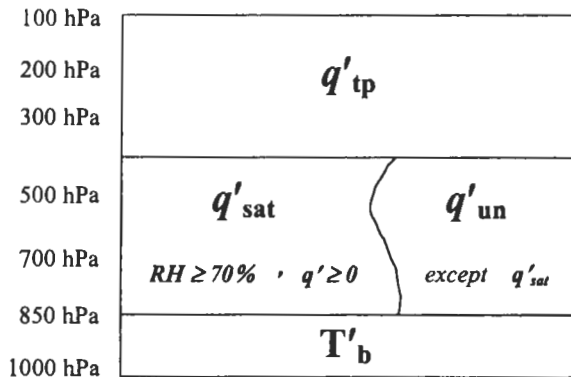


圖 1 位渦距平垂直分解之示意圖。 q'_{tp} 代表 300 hPa 以上之位渦距平，850-500 hPa 層內相對濕度大於 70%以上且位渦距平 (q')為正之點定義為 q'_{sat} ，其餘各點則定義為 q'_{un} ；1000 與 850 hPa 之平均位溫擾動則定義為 T'_b 。

三、個案選取

過去研究者對於東亞夏季季風之肇始有許多不同的定義標準，Krishnamurti (1985)認為季風之肇始可由降雨率的劇增、濕度垂直積分之增加以及低層環流動能的增加來表示，Yanai et al. (1992)亦利用雨量與風速的急速增強來定義印度季風的爆發，Chang and Chen (1995)則利用南海北部西南風的增強來定義東亞的西南風爆發，即在 850 hPa 等壓面上，取南海北部一小塊區域 ($5^\circ \times 7.5^\circ$)的平均西南風分量急遽增加並持續加強一段時間為指標，來定義南海北部與華南地區的西南風爆發。本研究係依 Chang and Chen (1995)的看法，根據 850 hPa 上的風場來定義西南風的爆發，但有別於 Chang and Chen 所選擇之南海北部一小塊區域來定義東亞夏季季風於此區的肇始與爆發。本研究主要是探討華中、華南一帶較大範圍夏季初期西南風建立的相關問題，因此，本文以 $107.5 - 120^\circ E$ 、 $20 - 32.5^\circ N$ 範圍內共 36 個網格點 (格距 $2.5^\circ = 277.5$ km)之風場距平，選取西南風爆發個案 (圖 2)，若 850 hPa 上於區域內有超過 10 個相鄰網格點

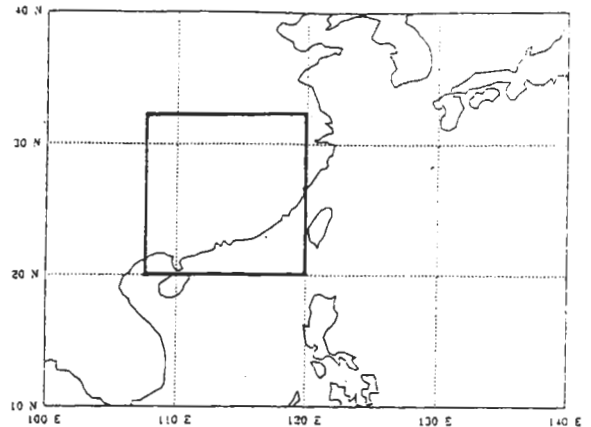


圖 2 西南風爆發之定義區域 ($20^\circ N - 32.5^\circ N$ 、 $107.5^\circ E - 120^\circ E$)。

之西南風距平(當時減去當月平均)大於 10kt(即 10/36 之比例),則起始時間即定為西南風爆發。西南風爆發個案之選取,則需滿足上述條件至少持續 48 小時以上。

1987-1993 年 5、6 月中共有 35 次西南風爆發個案滿足上述之定義,其中有 31 個個案(約佔 90%)與生成於青藏高原東側的低壓擾動有關,有 4 個個案則是由太平洋副熱帶高壓脊西伸所造成。東亞夏季西南風爆發和該區低壓擾動發展之密切關聯,顯示季風區低壓擾動是東亞西南風爆發之重要因子。另一方面,於分析期間計有 62 個低壓擾動個案生成於青藏高原的東側,其中有 31 個個案所伴隨的西南風符合上述西南風爆發之定義標準,佔全部低壓個案數的一半,此進一步說明了低壓擾動是東亞西南風爆發之重要因子。分析另外半數未滿足西南風爆發之低壓個案,發現所伴隨風場未達西南風爆發標準的原因有二,一為低壓擾動東移速度太快,無法造成華中、華南一帶持續較長時間之西南風增強;二為低壓擾動之強度太弱,無法產生大範圍明顯的西南風距平。顯然,低壓擾動未必造成華中、華南地區之西南風爆發,但西南風爆發絕大部分伴隨低壓擾動之發展(90%)。

四、低壓擾動的運動學分類

表一為所選取 31 個造成西南風爆發之低壓個案相關資料。表內所示由低壓生成至結束之時間即為低壓生命期,850 hPa 首次出現低壓中心的時間即為其生成之日期,而低壓消散或東移出海向北併入北方系統或移至 140°E 以東之時即為其結束之日期。約有 42%的個案,西

南風爆發和低壓生成同時發生,而有 26%的個案西南風爆發於低壓生成後 1 天發生,22%的個案則於低壓生成後 2 天西南風爆發才發生,而在低壓生成 2 天以上之後西南風才爆發的個案所佔的比例不到 10%,亦即 5-6 月期間華中、華南一帶伴隨低壓發展之西南風爆發,主要在低壓生成時或低壓生成後 1~2 天以內發生,顯示西南風爆發和青藏高原東側低壓擾動的發展,在地理上與時間上皆有相當密切的關連。此外,表一亦將移動性低壓擾動個案生命期間於 850 hPa 上氣旋中心出現的最低高度與 24 小時低壓中心最大加深率列入,以做為隨後比較移動性低壓擾動強度的參考。

低壓擾動可分成移動性與滯留性兩類,移動性低壓生成於青藏高原東側,之後東移,通常在海上達到最強;滯留性低壓則生成後滯留於青藏高原東側,並與較高緯度向東南移行之低壓形成一東北-西南走向之雙低壓中心結構。在 31 個低壓擾動中,滯留性低壓僅有 10 個,約為移動性低壓個案數(21 個)的一半,惟滯留性低壓所造成之西南風增強的範圍較大,且持續時間也較長。

移動性低壓擾動的垂直發展,可分為僅侷限於中低對流層之淺系統與和中高對流層擾動有相互作用的深系統。當低壓為淺系統時,通常在低壓之上亦會存在一中對流層短波槽且與低對流層低壓系統同時東移,而高對流層則無槽線系統伴隨。圖 3a 為一典型淺系統的低壓擾動,在發展成熟時之高、中、低對流層環流分布。低對流層(850 hPa)有一低壓位於 130°E 朝鮮半島南方與日本附近,低壓所伴隨的強西南風涵蓋東海與日本南方海面,中對流層(500 hPa)在 125°E 附近伴隨一微弱短波槽,高對流層(300

表一 1987-1993年5-6月31個造成西南風爆發之低壓生命期、西南風爆發的日期、持續的時數、移動性低壓在850 hPa上出現之最低高度與24小時低壓中心最大加深率。

年份	生命期	西南風爆發 發生日期	西南風爆發 的時數	中心最低高 度 (gpm)	中心最大加深率 (gpm/24h)
1987	5/18-5/24	5/20	48	1370	60
	5/22-5/28	5/23	48		
	6/3-6/8	6/3	72		
	6/10-6/13	6/10	48	1411	11
	6/21-6/27	6/21	48	1339	39
1988	5/1-5/7	5/1	72		
	5/17-5/22	5/18	48	1380	28
	5/19-5/23	5/19	48	1378	32
	6/2-6/12	6/7	120		
	6/20-6/25	6/20	48	1366	45
1989	5/5-5/12	5/7	120	1372	19
	5/26-5/30	5/26	48	1437	19
	6/5-6/10	6/6	48	1358	48
	6/10-6/19	6/12	120		
1990	6/4-6/9	6/6	48	1367	52
	6/10-6/16	6/10	96	1421	30
1991	5/16-5/21	5/18	48	1422	43
	5/19-5/27	5/21	120		
	5/27-6/3	5/30	72		
	6/12-6/16	6/12	72	1362	33
	6/25-6/30	6/28	48	1405	18
1992	5/1-5/8	5/3	120		
	6/11-6/15	6/12	48	1416	34
	6/15-6/18	6/15	48	1424	26
	6/19-6/24	6/20	48	1325	64
1993	5/3-5/11	5/4	48	1439	7
	5/10-5/13	5/10	72		
	5/18-5/23	5/19	48	1339	40
	5/30-6/3	5/30	48	1380	33
	6/10-6/13	6/11	72		
	6/16-6/24	6/16	120	1355	54

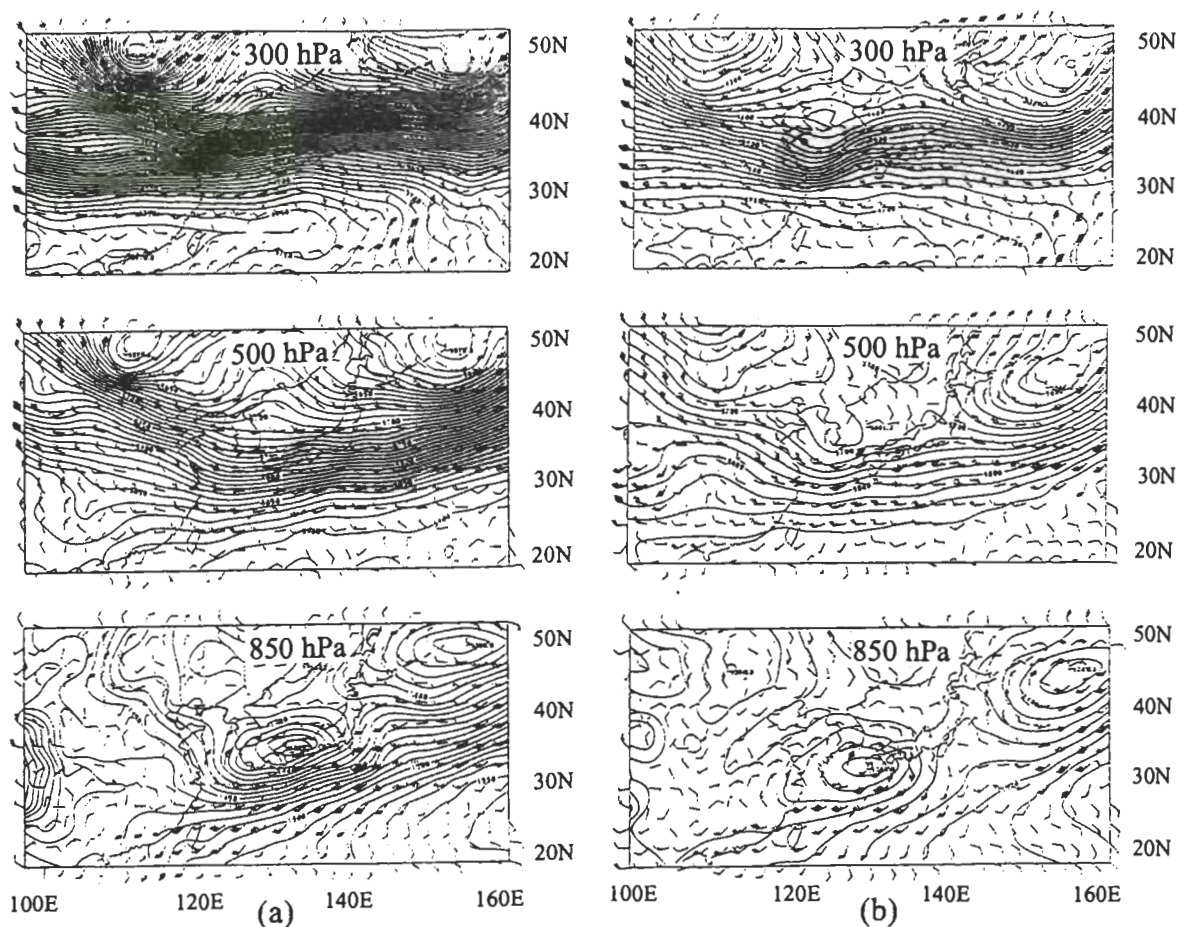


圖3 (a)淺系統(1993年6月23日0000 UTC)與(b)深系統(1992年6月23日0000 UTC)低壓擾動在成熟時之高、中、低對流層環流配置。風標為常用者,等高線間距為20 gpm。

hPa)該區則為緯向氣流。圖3b為一典型深系統的低壓擾動在發展成熟時之高、中、低對流層環流分布。低對流層(850 hPa)低壓位於130°E日本九州附近海面上,低壓所伴隨的強西南風涵蓋東海和西太平洋,中對流層(500 hPa)於125°E附近有一槽線,高對流層(300 hPa)則有一深槽位於東海121°E附近,槽線系統隨高度向西傾斜,是一發展完整的深斜壓系統。

滯留性低壓擾動之垂直向環流配置顯示,在東亞大陸與西太平洋上之中、高對流層有一

準阻塞長波脊,低對流層西太平洋高壓脊西伸,使得低對流層北方東移之低壓系統被阻擋,因而與青藏高原東側生成之低壓擾動形成一滯留性雙低壓中心結構。此雙低壓所形成之東北-西南走向槽線,造成中國大陸上華中、華南一帶地區為時較長且大範圍之西南風增強。圖4為典型的滯留性低壓擾動個案,在發展成熟時之高、中、低對流層環流分布,顯見華中、華南及南海北部一帶風場自低對流層至高對流層皆為明顯的西南風,西南風距平不僅範圍大且深厚。

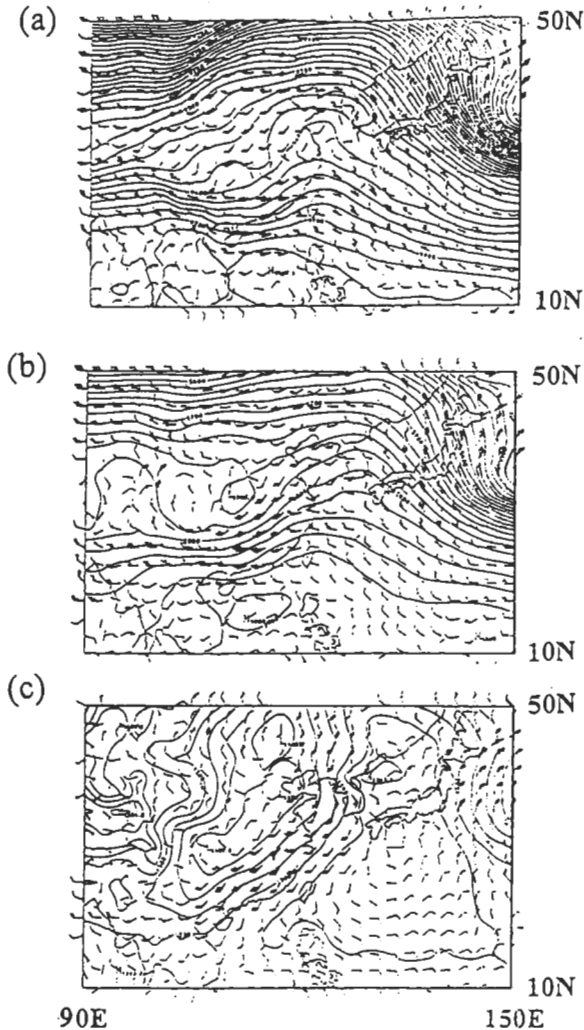


圖4 1992年5月6日0000 UTC之(a)300 hPa、(b)500 hPa及(c)850 hPa上之風場(風標為常用者)和高度場(間距為20 gpm)分布。此為典型的滯留型低壓擾動在成熟時之高、中、低對流層環流配置。

五、低壓擾動之發展

如前所述，低層低壓擾動可經由非絕熱過程(如潛熱釋放)、斜壓不穩度發展之垂直偶合過程、高低層系統垂直重疊過程以及強烈對流層頂折疊向下垂直平流過程等，增強低壓之發展。本文將低層低壓擾動於成熟期之位渦垂直

結構特徵，區分為中低對流層擾動型、垂直偶合型、垂直重疊型以及對流層頂折疊型等四類。以下將分別為每一類型選擇一代表性個案，探討各類型低壓擾動的發展、垂直結構及演變過程。

(一) 中低對流層擾動型

31 個個案中共有 22 個個案屬於中低對流層擾動型，其中以 1993 年 6 月 16-24 日的個案是此型中發展最強的一個，在所有個案中亦屬較強發展者，本個案可顯示此型之主要特徵。圖 5 為低壓擾動系統發展初期與最強時期(20 日 0000 UTC 與 23 日 0000 UTC)綜觀尺度環流之垂直結構，20 日 0000 UTC 時低層有一低壓(系統 A)形成於青藏高原東側，並於 500 hPa 處伴隨一短波槽(T)。此時中層槽為西北-東南走向之分流槽的型式，此為低對流層氣旋增強之前奏；隨後中低層系統漸向東移，且中層槽線之走向漸轉為東北-西南走向之合流槽的型式，於 23 日 0000 UTC 出海並強度達到最強，此時可看出 850 hPa 低壓系統東南側有明顯大範圍之西南風增強，此即東亞夏季初期低壓擾動之發展所引發的一次西南風爆發的過程，期間於高對流層並無任何擾動通過此中低層系統之上。

圖 6 為 1992 年 6 月 19~23 日 GMS 紅外線衛星雲圖，同時顯示 850 hPa 上低壓中心的位置。19 日低壓中心位於青藏高原東側，此時低壓中心附近即有零星的雲形發展，21 日之後低壓中心向開始向東北移行並逐漸增強，其伴隨低壓中心附近的雲形亦漸有組織性且強度明顯增強；23 日為低壓系統發展最強的時候，此時從衛星雲圖上亦可看出伴隨低壓系統的雲形，其範圍明顯擴大且強度亦達到最強。顯然，此

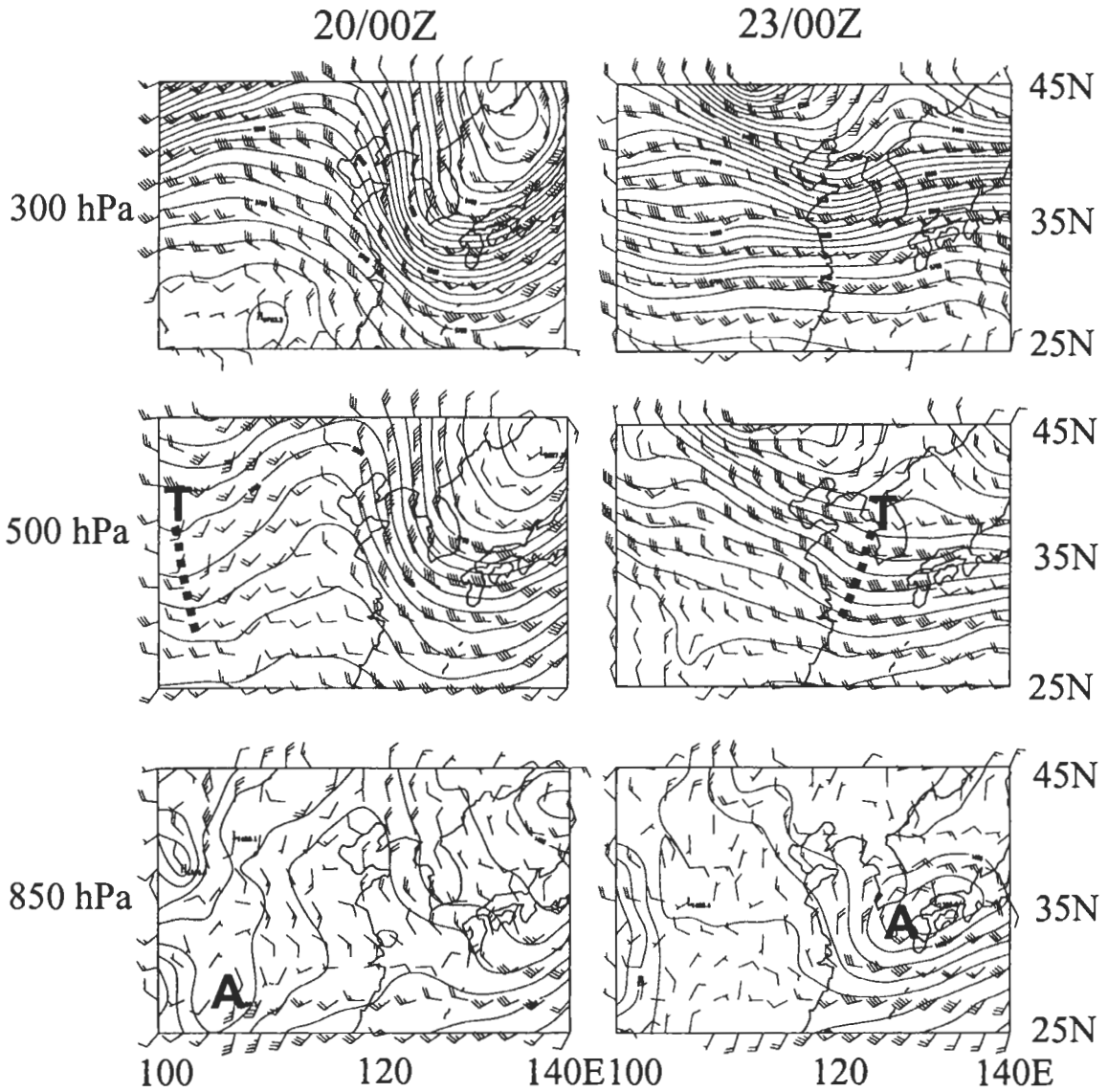


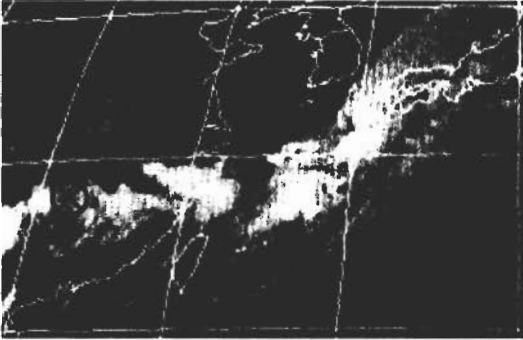
圖 5 1993 年 6 月 20 日 0000 UTC 與 23 日 0000 UTC 之 300 hPa、500 hPa 及 850 hPa 上之風場 (風標為常用者) 和高度場 (間距為 20 gpm) 分布。此為典型中低對流層擾動型低壓擾動個案分別於初生期與成熟期高、中、低對流層系統在垂直方向上之環流配置。

次低層低壓系統的發展，明顯伴隨有組織性的對流雲之發展。

850 hPa 氣旋中心自青藏高原東側向東幾沿 32.5°N 移行，出海後轉向東北而漸消散。為了解此低壓系統之垂直結構的演變，定義位渦

距平 (q') 為觀測位渦減去 6 月 16-24 日之平均位渦。圖 7 為 20 日 0000 UTC 與 23 日 0000 UTC 時系統沿 32.5°N 之緯向-垂直剖面位渦距平分布。20 日 0000 UTC 於青藏高原背風處存在一中低對流層擾動系統 A，隨後向東移行離開背風區，於 22 日 0000 UTC 移至 120°E 處，系統

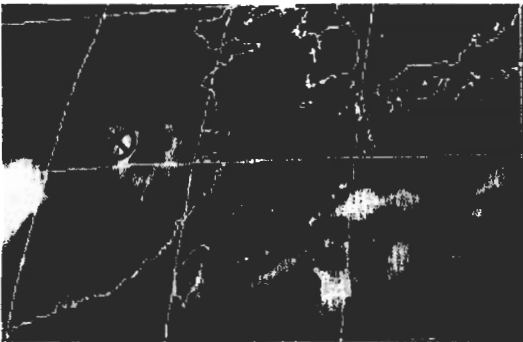
19/00Z



20/00Z



21/00Z



22/00Z



23/00Z

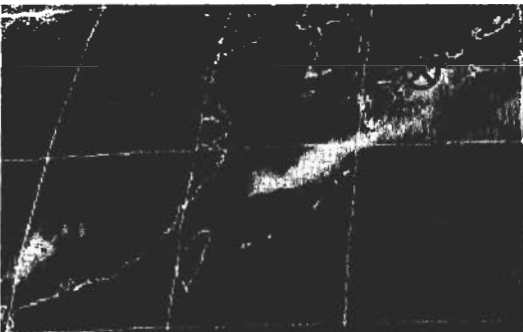


圖 6 1993 年 6 月 19 日 0000 UTC~23 日 0000 UTC
GMS 紅外線衛星雲圖。圖中⊗所在之處為 850
hPa 低壓中心的位置。

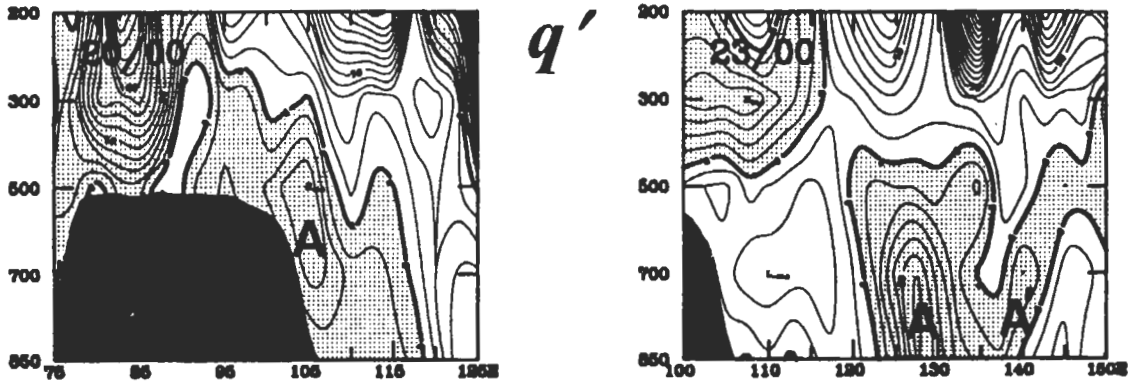


圖 7 1993 年 6 月 20 日 0000 UTC 與 23 日 0000 UTC 沿 32.5°N 的緯向-垂直剖面位渦距平分布。橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，中低層位渦擾動系統以 A 與 A' 標示，等值線以 0.1 PVU 間距分析，黑影為正值區。

$$H'(q'_{sat})$$

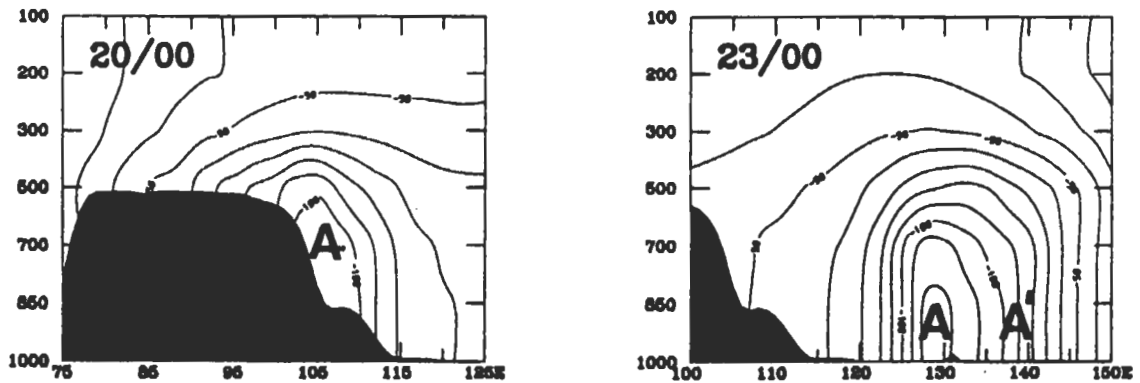


圖 8 1993 年 6 月 20 日 0000 UTC 與 23 日 0000 UTC 沿 32.5°N 的緯向-垂直剖面由中低層潛熱釋放導致之高度距平分布。橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，中低層位渦擾動系統以 A 與 A' 標示，等值線以 10 gpm 間距分析。

驟然增強 (圖未示)，之後強度繼續維持並東移出海，23 日 0000 UTC 時低壓系統達到最強且分裂為二中心 A 及 A'，之後系統強度減弱消散。位渦垂直結構顯示，於低壓生命期間高層並無任何擾動系統通過此低壓擾動之上。

經由片段位渦反演高度距平，可確切顯示不同分量位渦距平在導致高度距平上所扮演的角色，進而了解低壓擾動的發展機制。結果顯

示，此擾動系統強度之演變是由中低層之潛熱釋放所決定，而低邊界層位溫擾動 (T'_b) 之日夜變化亦影響系統 A 之變化。當系統移到海上時，於上午時低邊界層位溫擾動對於系統亦能提供負高度距平，顯示此對低壓發展之正貢獻應來自於海上的可感熱傳送。至於高層位渦距平 (q'_{up}) 與中低層不飽和空氣之位渦距平 (q'_{un})，對於系統之發展並無幫助。由於此個案之主要發展因

子為中低層潛熱釋放的貢獻，因此僅以中低層飽和正位渦距平 (即 q'_{sat}) 所反演之高度距平的結果說明個案的發展過程 (圖 8)。如圖所示，20 日 0000 UTC 於系統 A 所在之處有明顯潛熱釋放的貢獻，且低壓隨時間增強，隨後潛熱釋放的貢獻亦明顯增強，並於 23 日 0000 UTC 達到最強。顯然，此時期低壓擾動可藉由潛熱釋放而發展為很強的系統。此結果不僅和過去有關潛熱釋放對東亞夏季季風發展重要性之研究結果看法一致 (e.g. Ninomiya and Murakami 1987; Kuo et al. 1986; Wang 1987; Wang et al. 1993)，並更進一步證實潛熱釋放足以單獨促成低壓擾動的發展。

(二) 垂直偶合型

所選取之 31 個個案中有 6 個個案屬於垂直偶合型，各個案之結構演變相當類似，其中以 1992 年 6 月 17-25 日個案發展最強，該個案也是 31 個個案中強度最大與 24 小時加深率最大者，因其發展最強，可顯示此型之主要特徵，故在結構演變方面有相當代表性。此個案之發展過程已於之前發表之論文詳細探討 (Chang et al. 1998)，在此僅將討論該低壓發展初期與成熟時期綜觀尺度環流之垂直結構與所伴隨位渦距平之垂直分布特徵。如圖 9 所示，生成於青藏高原東側並向東移的低壓系統 (A) 於 21 日 1200 UTC 時移至長江口附近，此時在青藏高原背風處出現一中層 (500 hPa) 東北-西南走向的短波槽 (T)，且高層 (300 hPa) 在 95°E ， 37°N 處亦出現一短波槽逐漸向東移行，並往南加深。此低、中、高層三個不同的低壓系統於 23 日 0000 UTC 時在海上發生垂直偶合，三者之強度皆有明顯的增強，且形成垂直向西傾斜的深厚斜壓系統。由此低層低壓附近風場的變化，可清楚

觀察出此時期 850 hPa 上伴隨低壓發展之西南風爆發的過程。

850 hPa 之氣旋中心自青藏高原東側向東幾沿 32.5°N 移行，出海後轉向東北而漸消散。為了解此低壓系統之位渦垂直結構的演變，定義位渦距平 (q) 為觀測位渦減去 6 月 17-23 日之平均位渦，圖 10 為沿 32.5°N 於 21 日 1200 UTC 與 23 日 0000 UTC 之緯向-垂直剖面位渦距平分布。在 850 hPa 青藏高原東側背風處形成的系統 A 於 21 日 1200 UTC 東移至長江口附近，此時於青藏高原東側 500 hPa 產生一正位渦距平區 (即系統 B)，隨後加強且向東移行，此即在 500 hPa 上看到的槽線 T。22 日 0000 UTC 於 105°E 處，高層 200-300 hPa 出現很強之正位渦距平區顯示對流層頂折疊 (系統 C，圖未示)，此即 300 hPa 上所示之槽線，系統 C 隨後亦逐漸加強且向東移行。23 日 0000 UTC 系統 A、B、C 三者發生垂直偶合，系統垂直向西傾斜具有很好之斜壓系統結構，此時整層系統強度達到最強。垂直偶合持續 12 小時之久，23 日 1200 UTC 垂直偶合結構開始破壞，高層對流層頂折疊之強度開始減弱，低層系統則於此時達到最強，隨後低層系統繼續向東移且逐漸消散。

使用片段位渦反演方法反演位渦距平場，可得在非線性平衡系統下之風場及高度場距平，藉以定量評估四種 q' 在垂直偶合發展過程中對低層低壓系統高度場距平之貢獻。結果發現當系統 A、B、C 三者發生垂直偶合之時， q'_{p_0} 對低層低壓系統之增強有明顯之正貢獻，此即對流層頂有最強之折疊現象，將平流層大量高值位渦往下平流至對流層，增強低層系統的發展。至於中低層潛熱釋放 (q'_{sat}) 的貢獻，由於此時低層擾動系統已到達海上，海上水氣供應充

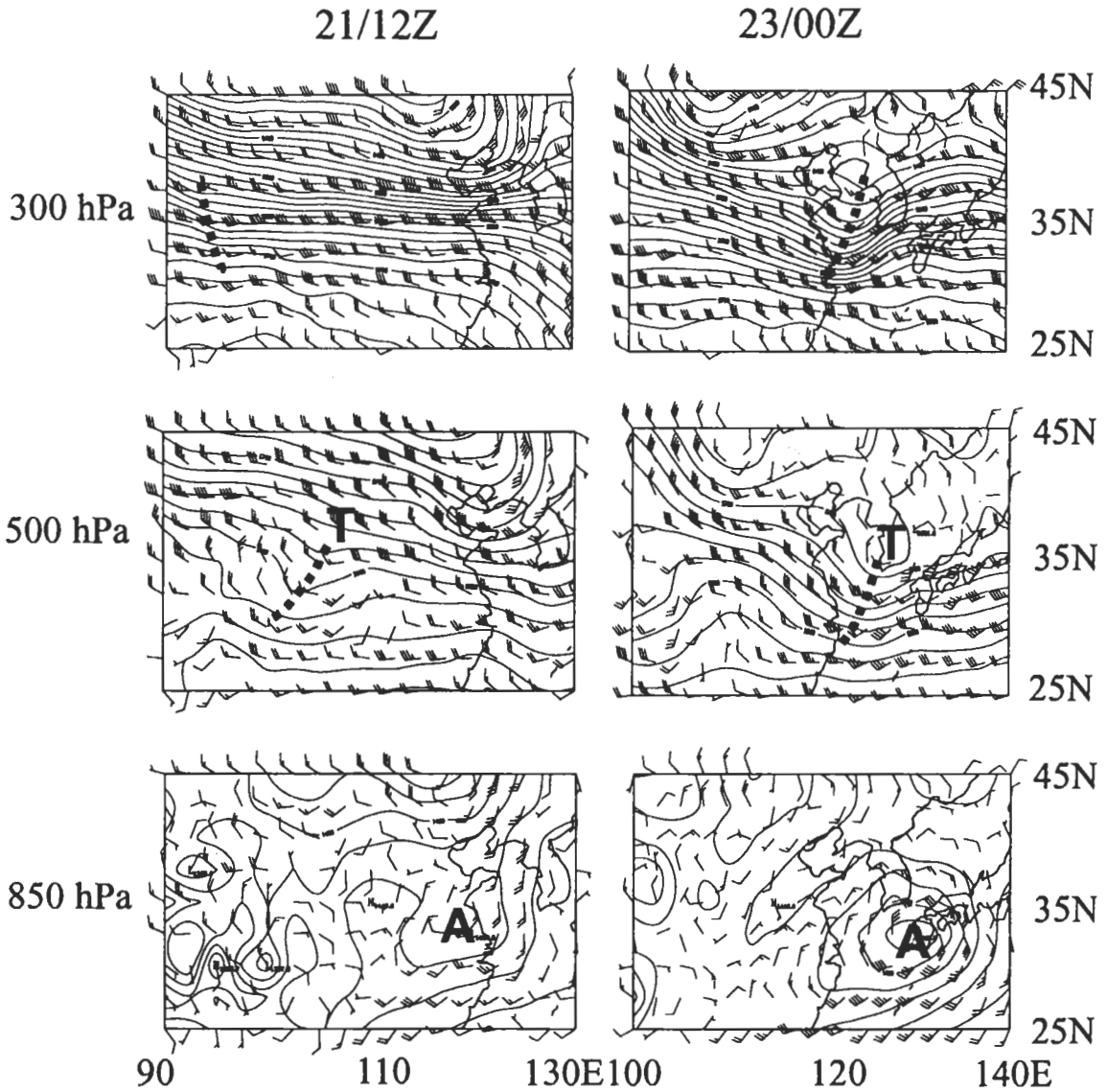


圖9 1992年6月21日1200 UTC與23日0000 UTC之300 hPa、500 hPa及850 hPa上之風場(風標為常用者)和高度場(間距為20 gpm)分布。此為典型垂直偶合型低壓擾動個案分別於初生期與成熟期高、中、低對流層系統在垂直方向上之環流配置。

足，潛熱釋放的貢獻亦達到最大，以上二者 (q'_{p} 與 q'_{m}) 之正貢獻於低層系統最強時有皆出現最強之正貢獻，且二者之正貢獻量值相當，提供了此低層系統大部分的發展來源。此外，低邊界層位溫擾動 (T'_0) 於此時亦提供些許正貢獻，

研判此正貢獻應來自於海上的可感熱傳送。而中低層之非飽和空氣 (q'_{m}) 於垂直偶合之後亦出現正貢獻。隨後，當系統之垂直偶合開始破壞時，強度隨即減弱，四種 q' 的貢獻亦隨之減小，系統逐漸消散。

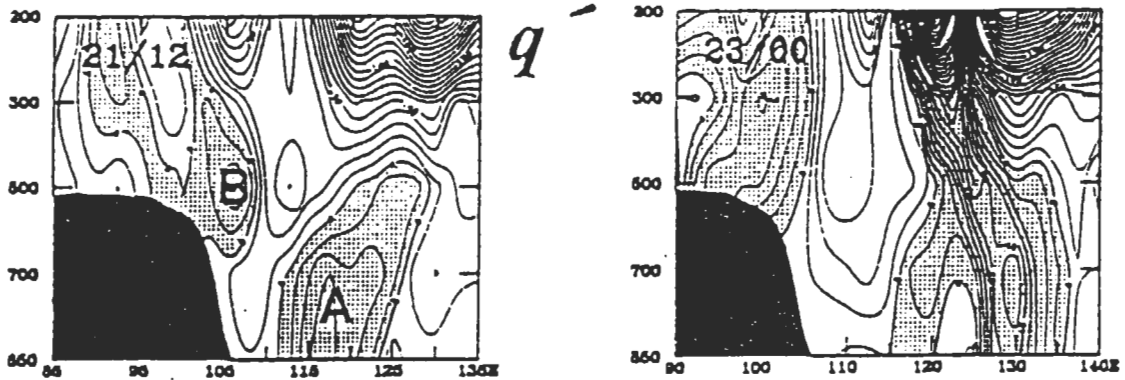


圖 10 1992 年 6 月 21 日 1200 UTC 與 23 日 0000 UTC 沿 32.5°N 的緯向-垂直剖面位渦距平分布。橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，低層與中層位渦擾動系統分別以 A 與 B 標示，等值線以 0.1 PVU 間距分析，黑影為正值區。

(三) 垂直重疊型

31 個個案中僅有 1993 年 6 月 16-24 日個案之發展屬於垂直重疊型，雖然此類型個案非常少，但由於其低壓發展過程主要是來自於高低層系統發生垂直重疊相互增強的結果，與前述高低層系統經由向上向西傾斜垂直結構之斜壓不穩定波發展的垂直偶合過程是截然不同的，因此獨立將之歸為一類加以探討。圖 11 為個案發展初期 (22 日 0000 UTC) 與成熟期 (23 日 1200 UTC) 綜觀尺度環流之垂直配置。21 日 0000 UTC 低層即有一低壓 (系統 A) 形成於青藏高原東側，並於 500 hPa 處伴隨一短波槽 (T) (圖未示)。隨後此中低層系統漸向東移，於 22 日 0000 UTC 到達長江口附近，此時在 110°E，37°N 處亦有一高層 (300 hPa) 短波槽逐漸向東南移行。此高、低層二個不同的低壓系統於 23 日 1200 UTC 時在海上相遇，並發生垂直重疊現象，二者之強度皆有明顯的增強，形成垂直向上無傾斜的擾動系統。此時，低層亦可觀察出伴隨低層低壓發展所引發之西南風爆發的過程，隨後高低層擾動系統開始分離，強度即分

別減弱。此綜觀尺度環流的配置與垂直偶合型最大的不同，在於成熟期高低層系統的相位配置，垂直偶合型個案呈現垂直向西傾斜發展深厚的斜壓系統，且此向西傾斜的相位可持續一段較長的時間，而垂直重疊型之高低層系統在垂直方向上並無傾斜，且僅維持短暫的垂直重疊相位，當高低層系統分離，隨即各自減弱。

850 hPa 低壓中心自青藏高原東側向東沿著 30°N-35°N 移行，出海後轉向東北而漸消散。圖 12 為 6 月 22 日 0000 UTC 與 23 日 1200 UTC 低壓中心緯向垂直剖面之位渦距平場分布，此處之位渦距平 (q')，是由觀測位渦減去 6 月 20-25 日之平均位渦而得。22 日 0000 UTC 低層時系統 A 位於長江口附近，而高層系統 C 則位於 95°E 青藏高原背風處。隨後高低層系統均繼續東移，高層系統 C 並於 23 日 1200 UTC 趕上低層系統 A，並在垂直方向上發生重疊現象，此時高層正位渦距平中心位於低層正位渦距平中心之正上方，且上下二中心皆明顯地增強，隨後上下系統分離，高低層系統即分別減弱。由位渦距平垂直剖面的演變亦可清楚比較得知，垂直偶合型與垂直重疊型的不同，垂直

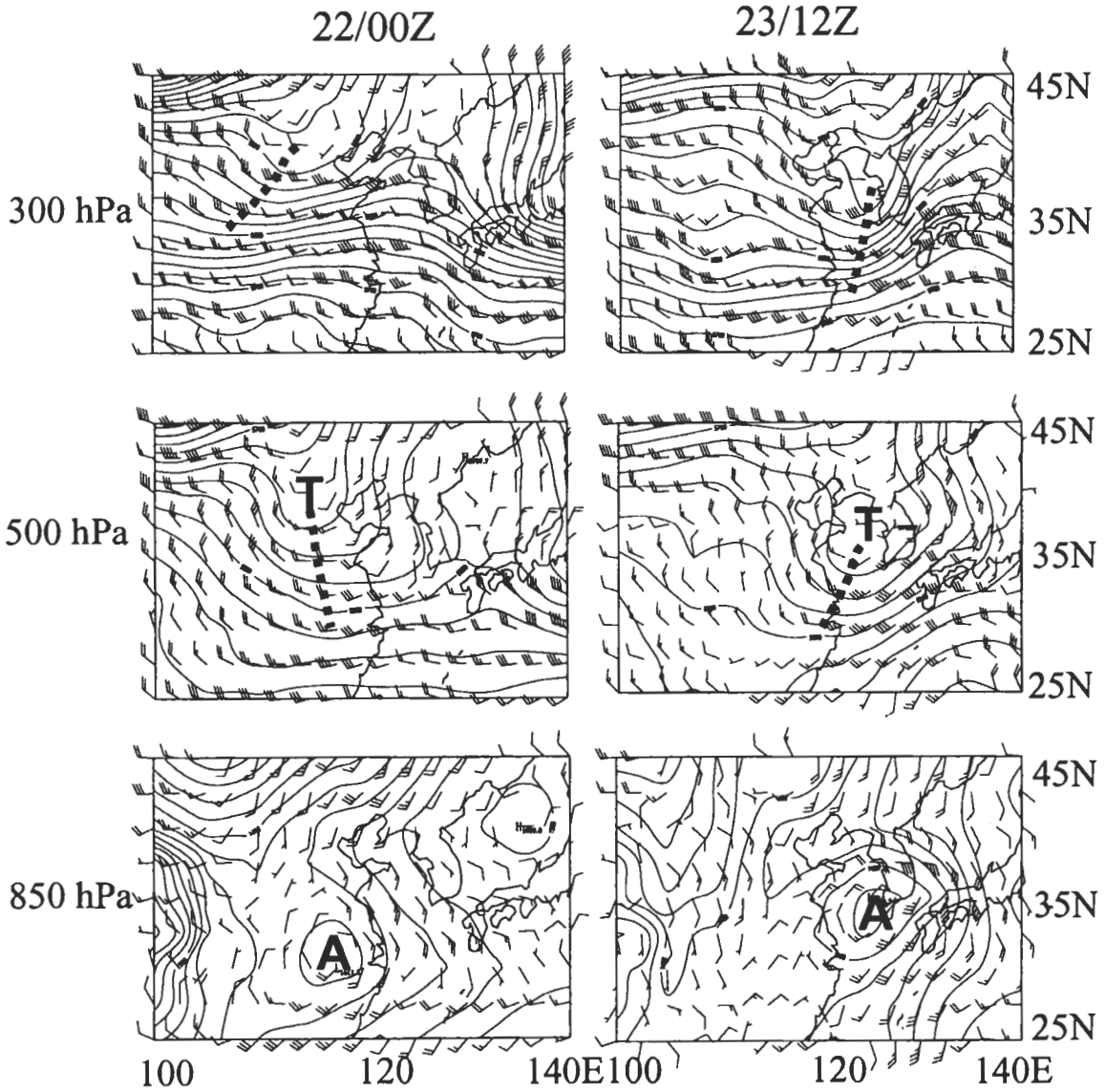


圖 11 1988 年 6 月 22 日 0000 UTC 與 23 日 1200 UTC 之 300 hPa、500 hPa 及 850 hPa 上之風場 (風標為常用者) 和高度場 (間距為 20 gpm) 分布。此為典型垂直重疊型低壓擾動個案分別於初生期與成熟期高、中、低對流層系統在垂直方向上之環流配置。

偶合型於成熟期呈現一貫穿整層對流層垂直向西傾斜的高值位渦正距平區，高低層位渦中心相互連結成一柱狀位渦區，不單獨存在各自的位渦中心。垂直重疊型則明顯不同，於垂直重疊發生時，高層正位渦距平中心位於低層位渦距平中心之正上方，二者在垂直方向上並無傾

斜，且仍保留各自之位渦正距平中心。

在此高低層系統發生垂直重疊的過程中，高對流層系統、中層飽和與未飽和空氣等皆有其一定程度的正貢獻，並非由特定因子主宰其發展。因此，使用位渦平衡預報系統所得在非線性平衡下，不同 q 所推算出來的 12 小時的高

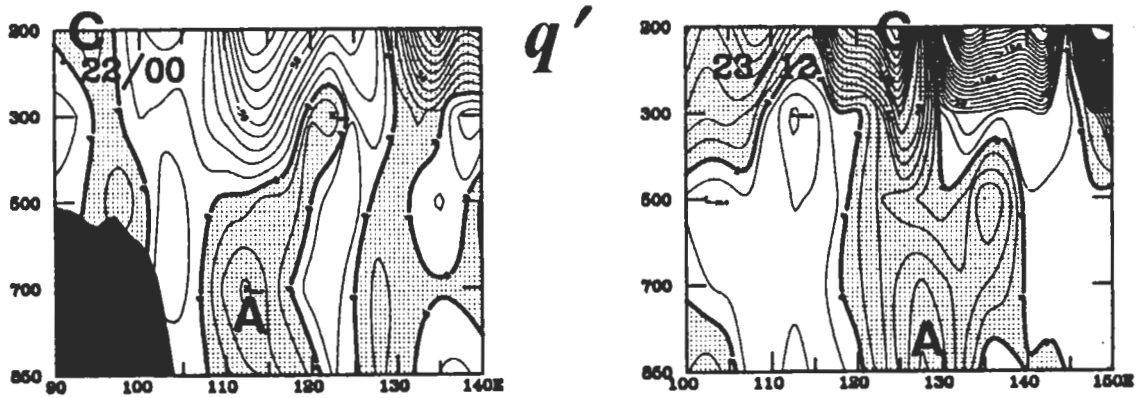


圖 12 1988 年 6 月 22 日 0000 UTC 沿著 32.5°N 的緯向-垂直剖面位渦距平分布與 23 日 1200 UTC 沿著 35°N 的緯向-垂直剖面位渦距平分布。橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，中低層位渦擾動系統以 A 標示，高層位渦擾動系統以 C 標示，等值線以 0.1 PVU 間距分析，黑影為正值區。

度傾向綜合表示各項因子的貢獻。這裡所採分解 q' 的方法與之前 q' 分解為四個分量之定義略有差異，即在中低層之位渦僅分成濕位渦 (q'_{wet} ，即 $RH \geq 70$ 之位渦) 與乾位渦 (q'_{dry} ，即 $RH < 70$ 之位渦)，其他二種位渦距平 (q'_{tp} 與 T_b) 之定義則不變。此與之前片段位渦反演法所定義之位渦最大的差異，在於並不加入判斷位渦距平正負值的條件，僅以相對濕度之標準來定義乾、濕位渦的區別。主要的理由是在於平衡預報系統中所計算的垂直運動或高度傾向是非線性的關係，並非如片段位渦反演法是可線性分解並疊加。因此，在高度傾向的計算中考慮位渦距平的正負值並無實值的意義，僅需加入相對濕度的判斷來區隔乾、濕位渦的貢獻即可 (Chang et al. 1998)。圖 13 即為四種位渦距平所推算出來 12 小時的高度傾向，對 12 小時之後 850 hPa 上低壓中心的貢獻。總位渦 (total) 所反演的高度傾向於 23 日 0000 UTC 達到最強，此時亦是垂直重疊發生的時期，低層氣旋有最強的發展。 q'_{tp} 所提供的正貢獻在垂直重疊出現前 24

小時 (即 22 日 0000 UTC) 已明顯出現，並維持強度至垂直重疊發生時 (23 日 0000 UTC) 達最強，此即說明高層系統於垂直重疊前 24 小時即已開始出現正貢獻，且於垂直重疊發生時正貢獻達到最強。至於中低層濕位渦 (q'_{wet}) 的貢獻隨著低層低壓的增強而逐漸增強，並於低層低壓最強時，即垂直重疊發生之時，中低層濕位渦的貢獻亦達最強。這說明了此個案的發展過程中，中低層水氣仍扮演一些角色。此外，中層乾位渦的角色亦不容忽視，由圖之分布可知，中低層乾位渦於垂直重疊之前 24 小時即出現明顯的正貢獻，研判此正貢獻是來自當高層系統逐漸靠近低層系統時，有明顯的對流層頂折疊向下伸展，將高對流層高值之乾位渦向中對流層傳送所致，此中低層乾位渦的正貢獻於垂直重疊發生期間皆提供正貢獻。以上三者於垂直重疊發生時之正貢獻大小依序為高層位渦、中低層乾位渦、中低層濕位渦。至於低邊界層過程 (T_b) 的貢獻僅於 22 日 0000 UTC 時出現較明顯的正貢獻外，其餘的時間其貢獻皆很弱。

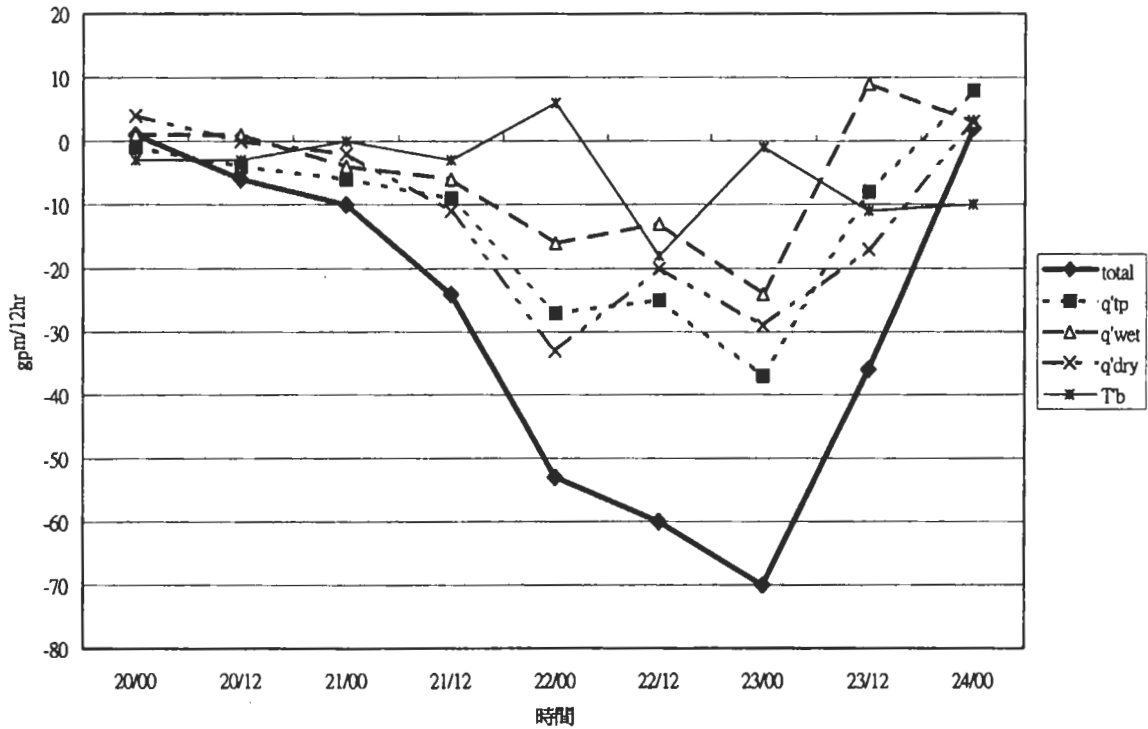


圖 13 1988 年 6 月 20-24 日總位渦與四種位渦距平 (q'_{tp} 、 q'_{wet} 、 q'_{dry} 以及 T'_b) 所推算出來 12 小時的高度傾向，對 12 小時之後 850 hPa 上低壓中心的貢獻。

經由以上個案的討論可知，垂直重疊型擾動發展過程中，高低層皆有一明顯的系統中心，當二中心在垂直方向重疊之時，兩者相互有最大之加強，亦即滿足位渦疊加之理論。這類型擾動之發展，高低層系統在垂直方向上最靠近的時候，有最大之相互增強，但高低層系統在短暫的垂直重疊之後，很快地上下各自分離，二擾動系統之強度旋即減弱。經由 12 小時高度傾向之計算所得四種位渦對於氣旋中心之貢獻可知，高層位渦 (q'_{tp})、中低層濕位渦 (q'_{wet}) 以及中低層乾位渦 (q'_{dry}) 於垂直重疊發生之前 24 小時即出現明顯的正貢獻，並於垂直重疊發生之時有最強之正貢獻。至於低邊界層效應 (T'_b) 之正貢獻則相對較弱。當上下系統分離之後，此四種位渦之正貢獻則皆明顯減小。

此外，在其他型低壓擾動個案之發展的過程中，經常觀察到高層一短波槽線系統快速通過低層系統上方時，會出現短暫的高低層系統垂直重疊的現象，雖然此短暫增強的現象並非低層低壓擾動發展的主要過程，但卻是東亞夏季低壓擾動發展的過程中，低層環流短暫增強之一常見的機制。

(四) 對流層頂折疊型

31 個個案中共有 2 個個案是屬於對流層頂折疊型，選擇其中較強的個案，即 1987 年 6 月 17-25 日的強發展個案 (31 個個案中強度第二與 24 小時加深率為第九) 來說明此類型的結構特徵。圖 14 為此個案之綜觀尺度環流於低層低壓擾動發展初期 (22 日 1200 UTC) 與最強時期 (25

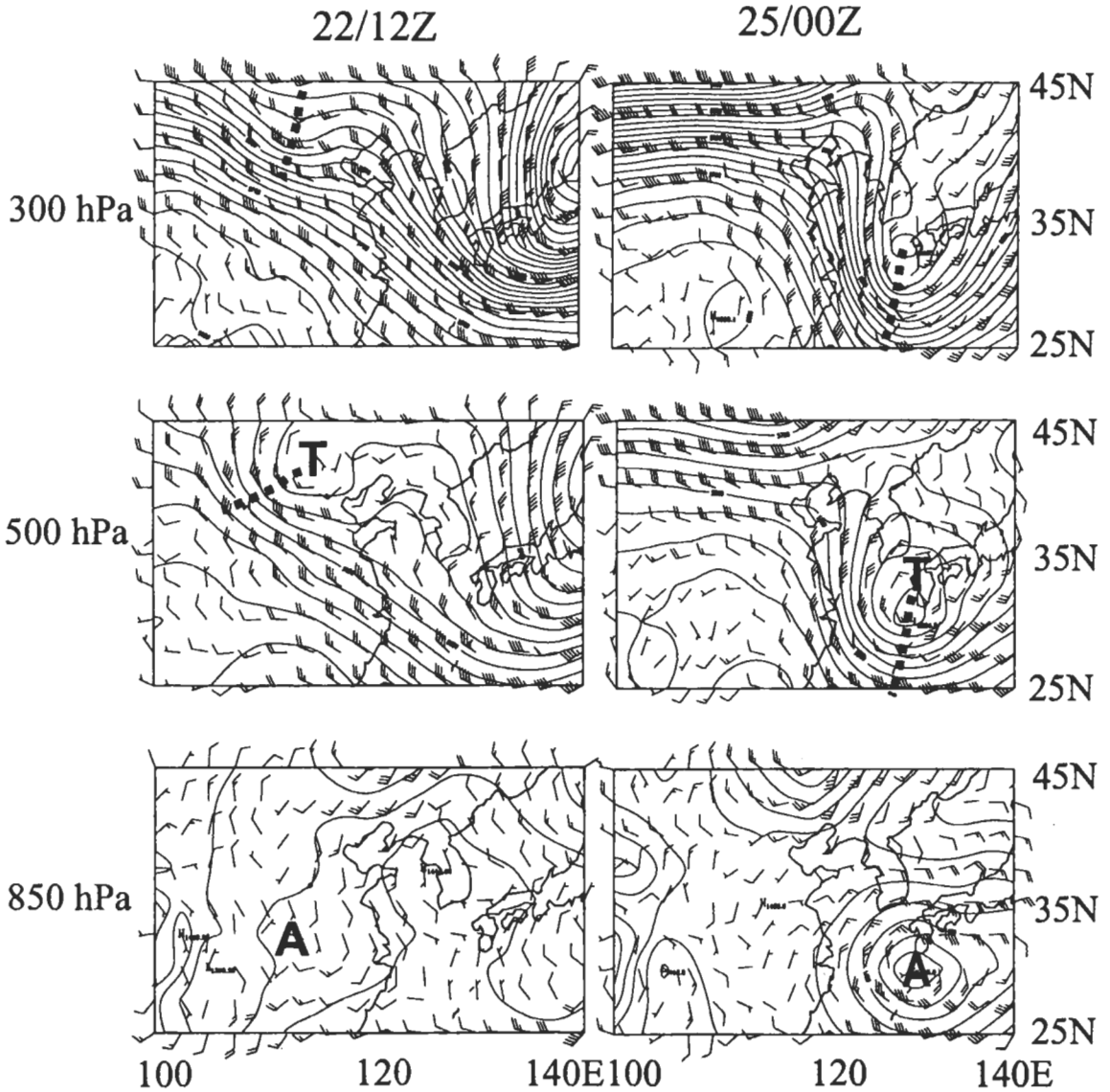


圖 14 1987 年 6 月 22 日 1200 UTC 與 25 日 0000 UTC 之 300 hPa、500 hPa 及 850 hPa 上之風場 (風標為常用者) 和高度場 (間距為 20 gpm) 分布。此為典型對流層頂折疊型低壓擾動個案分別於初生期與成熟期高、中、低對流層系統在垂直方向上之環流配置。

日 0000 UTC) 之垂直配置的演變。如圖所示，22 日 1200 UTC 高層 (300 hPa) 即有一低壓槽出現於 110°E，40°N 處，並於中層 500 hPa 處亦伴隨一低壓槽 (T)，此時 850 hPa 於華中 30°N，110°E 附近出現低壓 (A)，中心以東一帶亦存在

大範圍之氣旋式風切，即此處之低層大氣為一微弱低壓擾動區。此時北方高層系統逐漸向東南方向移行並加深，12 小時之後到達華中之弱擾動區，使低層之低壓系統 (A) 逐漸增強，位於高層系統之下風處 (圖未示)。隨後低壓系統

繼續向東南移行並增強，25日 0000 UTC 各層系統在海上達到最強，此時高層槽則出現割離低壓的現象。由上述顯見本個案的低壓發展過程，中高對流層槽線均有角色，且整個對流層槽線/低壓系統同時達到最強的發展，並於低層造成一次明顯的西南風爆發。

圖 15 為 6 月 22 日 1200 UTC 與 25 日 0000 UTC 850 hPa 上低壓擾動緯向垂直剖面之位渦距平場分布，此處之位渦距平 (q')，是由觀測位渦減去 6 月 20-26 日之平均位渦而得。22 日 1200 UTC 時於 120°E 處高層有一槽線系統 (即擾動系統 C)，此時在高層系統之下低層存在一弱的低壓擾動 (即系統 A)，隨後高層發生強烈之對流層頂折疊 (圖未示，高層高值正位渦距平明顯下伸，呈漏斗狀)，逐漸增強下伸至低對流層，與低層擾動 A 接連，並漸漸取代了低層中心。於 25 日 0000 UTC 整層系統達到最強，此時低層之位渦正距平亦達到最大，在垂直結構上為垂直無傾斜由上向下傾倒之漏斗狀的高值正位渦距平系統。25 日 1200 UTC 之後高層之對流

層頂折疊逐漸減弱，低層之低壓擾動亦隨之減弱。

此次低壓擾動的發展主要來自於低平流層往下平流至低對流層之高值乾位渦的正貢獻，中低層潛熱釋放的貢獻並不重要，因此以高層位渦與中層未飽和位渦相加 ($q'_{tp}+q'_{un}$) 的反演結果即可顯示此個案主要的發展機制。圖 16 為反演高層位渦與中層未飽和位渦加成 ($q'_{tp}+q'_{un}$) 的結果。此二者在對流層頂折疊最強烈時，亦即整層對流層系統發展最成熟之際 (25 日 0000 UTC)，正貢獻達到最強，是此個案發展的主要機制。這說明了系統的發展主要肇因於自平流層往下傳送至低對流層之乾的高值位渦，至於中低層飽和正位渦距平 (q'_{sa}) 的貢獻則相對次要。此外，低邊界層位溫擾動之日夜變化亦影響系統甚劇，甚至系統移到海上時，低邊界層位溫擾動對於系統於上午亦能提供負距平，研判此正貢獻應來自於海上的可感熱傳送。

此外，藉由垂直運動場之分析可知 (圖未示)，在整層系統發成熟之時 (25 日 0000 UTC)，

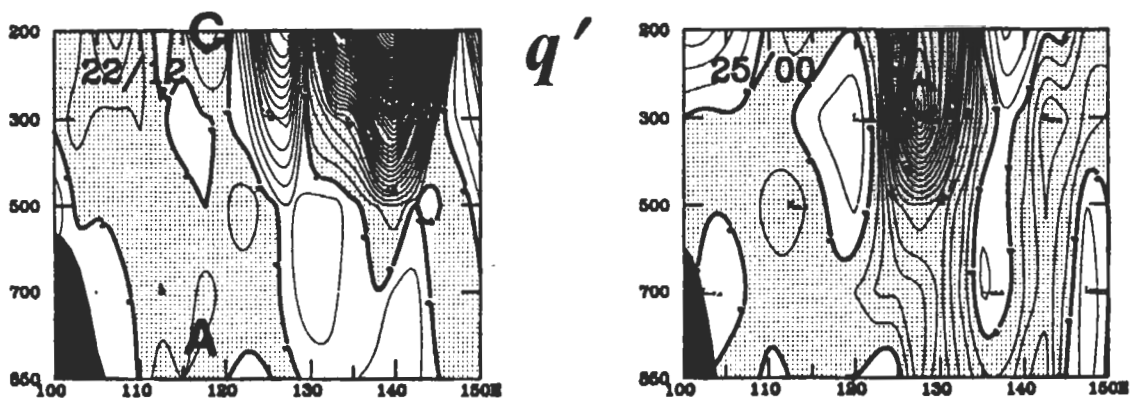


圖 15 1987 年 6 月 22 日 1200 UTC 沿 32.5°N 的緯向-垂直剖面位渦距平分布與 25 日 0000 UTC 沿 30°N 的緯向-垂直剖面位渦距平分布。橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，中低層位渦擾動系統以 A 標示，高層位渦擾動系統以 C 標示，等值線以 0.1 PVU 間距分析，黑影為正值區。

$$H'(q'_{tp}) + H'(q'_{un})$$

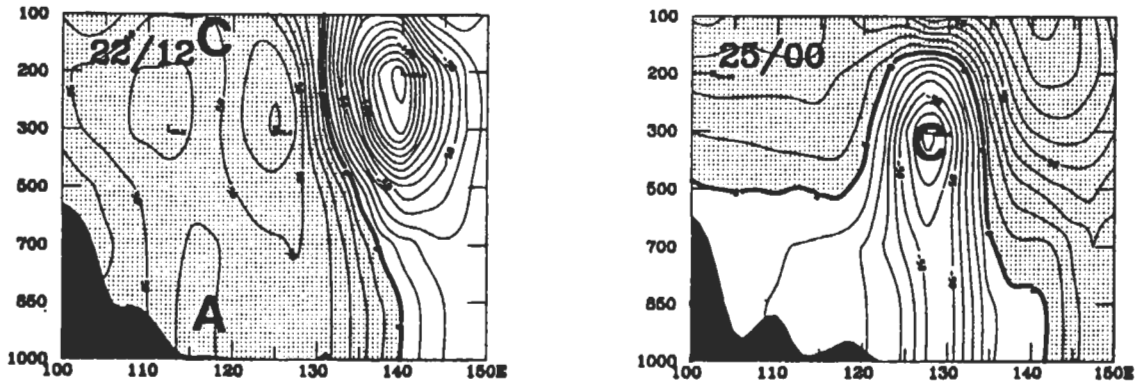


圖 16 1987 年 6 月 22 日 1200 UT C 沿 32.5°N 之高度距平 $H'(q'_{tp}) + H'(q'_{un})$ 的緯向-垂直剖面分布與 25 日 0000 UTC 沿 30°N 的高度距平 $H'(q'_{tp}) + H'(q'_{un})$ 的緯向-垂直剖面分布。橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，中低層位渦擾動系統以 A 標示，高層位渦擾動系統以 C 標示，等值線以 10 gpm 間距分析，黑影為正值區。

上升運動相當微弱，由此說明此類型個案之發展，並無伴隨強烈之上升運動，水氣凝結潛熱釋放的角色並不重要，系統的發展主要是靠低平流層向下平流之高值位渦而來的。

經由以上的個案分析討論，此類型低壓擾動之發展過程中，系統的發展主要肇因於高層發生強烈之對流層頂折疊，將平流層之乾的高值位渦往下傳送至低對流層，使低層的擾動有很強的發展。在此類型個案發展過程中為一乾的過程，潛熱釋放的角色並不重要。此外，在 31 個擾動個案的發展中，僅有 2 個個案為此類型之發展。顯然，藉由高對流層發生強烈對流層頂折疊，將平流層之高值乾位渦向下傳送至低對流層，使得低對流層擾動發展的過程，是東亞夏季季風時期低壓擾動發展之一相當特殊的旋生過程。

(五) 小 結

總體而言，四類型擾動中垂直偶合型、垂

直重疊型及對流層頂折疊型等三類型，皆有高層擾動影響低層擾動之發展。比較此三類型低壓擾動在垂直結構以及高低層擾動發展的演變發現，垂直偶合型及垂直重疊型於擾動初期在高低層即各有一個擾動中心，而低層擾動之發展明顯來自於高低層系統之間的交互作用。此二類之差異，在於擾動發展成熟時期高低層正位渦距平的垂直相位，垂直偶合型之高低層擾動中心，在一特定的相位之下結合，於成熟時期呈現一垂直向西傾斜的正位渦距平區，即一典型斜壓不穩定的發展。而垂直重疊型則為高低層系統在最靠近的時候，彼此有最強的發展，此時高層中心位於低層中心之正上方，並無向西傾斜的垂直結構，高低層仍各自存在兩個明顯的正位渦距平中心。至於對流層頂折疊型之發展過程，則和前述二類截然不同，即原先低層存有一微弱的低壓擾動區，當對流層頂發生強烈之對流層頂折疊之時，有相當大的正位渦距平由低平流層垂直向下伸展，和低對流層之

弱的低壓擾動相結合，並進而主宰了低對流層擾動系統的發展。此類型之位渦垂直剖面分布可看出，有一高值之位渦正距平中心自低平流層呈漏斗狀垂直無傾斜地向下伸展至低對流層，其垂直結構與發展過程和垂直偶合型、垂直重疊型擾動有明顯的不同，且低層低壓的發展機制是來自於低平流層向下平流的高值乾位渦距平，中低對流層的非絕熱過程在此類型個案中並不重要。

此外，高層噴流位置隨時間季節之移動特性亦會影響上下層系統之發展。冬季時，高層噴流之位置較為偏南，而夏季時，則較為北退。本文所探討的時期為東亞夏季初期（5、6月），南方系統開始發展，即高層噴流之位置漸由南往北退。因此，此時期此區低層低壓擾動之發展過程中有高層系統影響的比例較冬季來得少，分析結果指出，此時期低壓發展仍是以潛熱釋放為主要的發展因子。

六、不同類型低壓統計分析

針對不同運動類型低壓擾動，比較其在動力發展上的差異結果如表二所示，就移動性低壓擾動而言，其發展包含四類型不同動力機制的發展，其高層擾動系統可藉由垂直偶合、垂

直重疊以及對流層頂折疊等不同的過程，與低層移動性的低壓擾動產生交互作用。至於滯留性低壓擾動之發展，由於此類型在綜觀環境上有其特殊的配置，低層有東北—西南走向之雙低壓配置，而中高層則是一準滯留的長波脊盤踞其上，以致低層華南一帶可維持一段較長時間且較大範圍的西南風增強。此外，中高層風場均為大範圍的西南風，較不易出現短波槽與低層低壓系統發生垂直方向上的交互作用。因此，滯留性低壓擾動之發展類型多屬於中低對流層擾動型，主要發展機制則來自於中低層潛熱釋放的貢獻。表三為不同運動類型低壓擾動於5、6月之分布差異，結果顯示5月發生滯留性低壓擾動的比率(2/3)較6月(1/3)高。

表四為不同動力類型之低壓在5、6月之分布，顯示低壓發展的動力機制有季節差異，唯不論5月或6月，中低對流層擾動型個案皆佔絕對多數。顯然，在東亞夏季初期，低壓擾動的發展仍是以潛熱釋放的貢獻為主。其中5月有10個個案(佔2/3)為中低對流層擾動型，而6月則有12個個案(佔3/4)，由此可看出6月之潛熱釋放較5月更為重要。此外，就垂直偶合型發展而言，5月有4個個案較多於6月的2個個案，即5月較易出現垂直偶合型發展。再就垂直重疊型發展而言，31個個案中，只有一

表二 不同運動類型低壓擾動在動力發展上的分布統計。

	中低對流層擾動型	垂直偶合型	垂直重疊型	對流層頂折疊型
移動性低壓類	13	5	1	2
滯留性低壓類	9	1	0	0

表三 31 個案中運動分類於 5、6 月之分布統計。

	移動性低壓類	滯留性低壓類
5 月	9	6
6 月	12	4

個個案是由垂直重疊的過程加強低層低壓的發展，使之成爲一強的低壓擾動，此個案發生在 6 月。從許多個案的發展過程發現，不論 5 月或 6 月，當有高層系統快速通過低層系統上方的時候，經常出現垂直重疊的現象，上下相互增強，惟其發生的時間相當的短暫，所造成低層系統的加強也很有限。最後就對流層頂折疊型發展

表四 31 個案中動力類型於 5、6 月之分布統計。

	中低對流層擾動型	垂直偶合型	垂直重疊型	對流層頂折疊型
5 月	10	4	0	1
6 月	12	2	1	1

而言，31 個個案中，僅發現二個個案，分別發生於 5 月與 6 月。顯見，能夠產生如此強烈的對流層頂折疊現象，向下傳送平流層的高值位渦至低對流層，以致低層的低壓系統發展，是東亞夏季之一相當特殊且少見的現象。

七、總 結

觀察東亞夏季初期所產生之低壓擾動與期間華中、華南地區所發生之西南風爆發之間的關連，發現在西南風爆發的同時，其附近通常存在一綜觀尺度低壓擾動的發展。因此，使用 1987-1993 年 5、6 月的資料，選取 31 個造成西南風爆發之中緯度低壓擾動個案，從運動學觀點來分析低壓擾動移動的路徑及其分別對應不同的綜觀環境配置。亦從動力學觀點，利用位渦反演方法，分析這些低壓擾動的發展及其垂直結構的演變，其結果可歸納如下：

1. 不同運動類型具有不同的綜觀形勢

31 個個案中，就運動學的觀點而言，可分爲移動性和滯留性二大類，移動性低壓即生成於青藏高原東側之低壓系統，生成後東移，通常在海上達到最強，其中高層有時會出現快速東移的短波槽與低層系統發生相互影響；而滯留性低壓則爲一生成並滯留於青藏高原東側的低壓，與較高緯度之向東南移行低壓形成一東北西南走向之雙低壓結構，其中、高層則有一長波脊盤據在東亞大陸與西太平洋之上，並發生準阻塞現象。在 31 個低壓擾動個案中，滯留性低壓僅有 10 個，約爲移動性低壓個案數 (21 個) 的一半，惟滯留性低壓所造成之西南風增強的範圍較大且持續時間也較長。

2. 由位渦距平垂直結構的演變即可預期低壓擾動主要的發展機制

低壓擾動在發展成熟期，就其位渦距平的

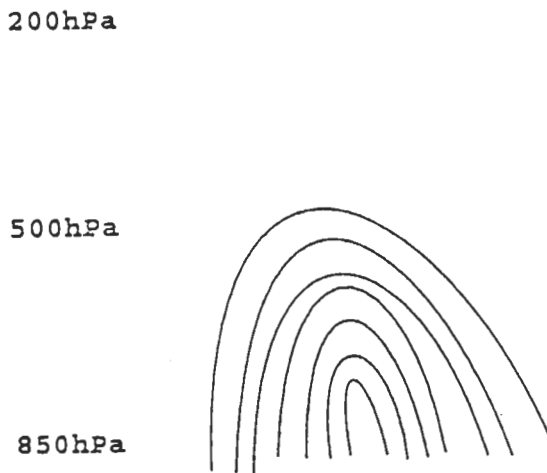
垂直結構可分成四類：中低對流層擾動型、垂直偶合型、垂直重疊型、對流層頂折疊型。圖 17 即是此四類型低壓擾動於發展成熟時期所具有的位渦距平垂直結構之示意圖，研究結果發現四類型低壓擾動的發展過程中，不僅位渦距平垂直結構的演變過程皆不相同，且影響低層低

壓擾動的發展因子亦各有不同，茲說明如下：

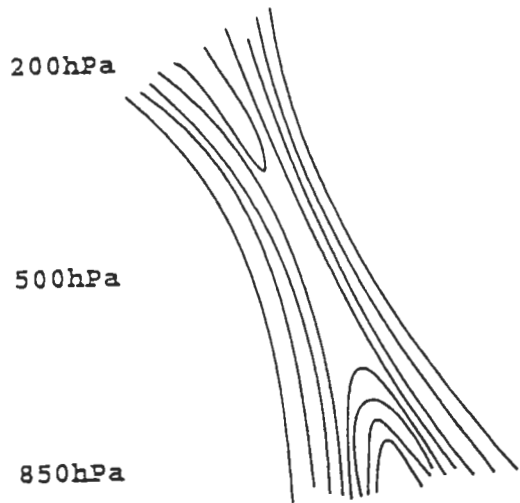
(a) 中低對流層擾動型

此類型低壓擾動之發展完全來自於中低層潛熱釋放的貢獻。初生期有一正位渦距平存在於中低層，隨時間向東移行並加強，在發展最強的時候，系統仍為一中低層正位渦距平中心，

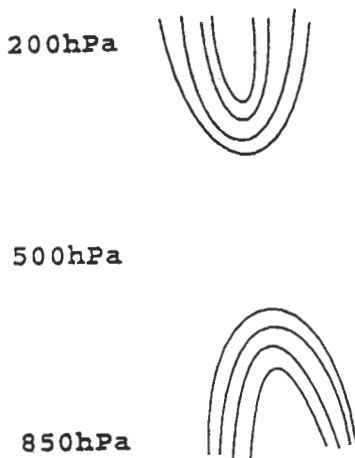
(a) 中低對流層擾動型



(b) 垂直偶合型



(c) 垂直重疊型



(d) 對流層頂折疊型

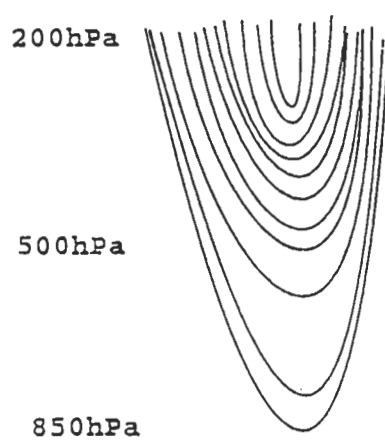


圖 17 四類型低壓擾動發展之位渦垂直結構示意圖。

期間並無高層擾動系統通過影響中低對流層擾動的發展。

(b) 垂直偶合型

當高層中心在低層中心西方時，在某特定相位的結合之下，二者發生了垂直偶合，此時原本上下各自獨立之位渦距平中心已相連結，呈現一貫穿整個對流層且隨高度向西傾斜的柱狀正位渦距平區，為一深對流層擾動之發展。此類型低壓擾動，藉由高低層系統垂直偶合的過程相互增強，是典型斜壓不穩定波之成長，當垂直偶合發生之時，高層系統與中低層潛熱釋放均扮演相當重要的角色。

(c) 垂直重疊型

當高層中心移近低層中心上方之時，二者在垂直方向上發生了重疊的現象，此時可發現上下系統之正位渦距平中心相互加強，上下系統中心仍明顯地存在。此類型低壓擾動經由高低層系統短暫的垂直重疊過程而增強，當高低層系統分離，系統旋即各自減弱。位渦反演結果顯示，在短暫的垂直重疊過程中，高層位渦、中低層濕位渦以及中低層乾位渦等三者皆出現明顯的正貢獻，即垂直重疊型個案並非由特定的發展因子所主宰，各項因子皆扮演一定程度的角色。此外，31 個案中雖僅有一個個案的發展係來自於垂直重疊的過程，但在其他類型的低壓發展過程中，亦可經常觀察到短暫垂直重疊的現象發生。

(d) 對流層頂折疊型

當對流層頂折疊現象發展最強之時，此高值之正位渦距平中心自高層向低層伸展，並取代原先低層之弱的正位渦距平區，位渦垂直結

構呈現一明顯之漏斗狀，此時低層之擾動系統有最強的發展。此類型低壓擾動之發展主要是來自於低平流層的高值乾位渦垂直向下平流至中低對流層，是一乾絕熱的過程。分析結果顯示，高層位渦與中低層未飽和位渦是此類型低壓擾動發展的主要機制，中低層潛熱釋放的角色並不重要，這在東亞夏季初期是一相當罕見的現象，於 31 個案中僅 2 個案屬於此類型擾動。

3. 潛熱釋放與高層擾動角色的重要性

31 個低壓擾動個案中，中低對流層擾動型有 21 個案；垂直偶合型佔了 6 個案；垂直重疊型僅有 1 個案；至於對流層頂折疊型個案則有 2 個。其中中低對流層擾動型個案在全部個案中佔了 70%，由此說明在東亞夏季季風建立時期，潛熱釋放仍為低壓擾動最主要的發展機制。然而從其他三類低壓擾動發展過程之分析可知，高層擾動亦以不同的形式與低層擾動發生相互影響，使得低層擾動能有很強的發展。因此，高層擾動的過程在此時期亦扮演著相當重要的角色。

顯然，可用位渦來宏觀顯示造成東亞夏季西南風爆發之低壓擾動的發展，並完整地呈現出此時期各類型低壓擾動在三度空間上的演變，以及高低層系統之間交互作用。這也清楚地說明了東亞夏季季風建立的過程中，大氣之綜觀尺度系統所扮演的角色，以及潛熱釋放之非絕熱過程在低壓發展的重要性。

致 謝

本文在國科會專案計劃 NSC90-2111-M002-011 支持下完成。

參考文獻

- Bretherton, F. P., 1966: Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 325-334.
- Chang, C.-P., and G. T.-J. Chen, 1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3254-3267.
- _____, S. C. Hou, H. C. Kuo and G. T.-J. Chen, 1998: The development of an intense Asian summer monsoon disturbance with strong vertical coupling. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2692-2712.
- Charney, J. G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, **4**, 135-163.
- _____, 1955: The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, **7**, 22-26.
- 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.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- Eady, T. E., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33-52.
- Eliassen, A., and Kleinschmidt, 1957: Dynamic Meteorology. *Handbuch der Physik*, **48**, Springer Verlag, 1-154.
- Ertel H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteor. Z.* **59**, 271-281.
- Farrell, B. F., 1984: Modal and nonmodal baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 668-673.
- _____, 1989: On the optimal excitation of baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1193-1206.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Krishnamurti, T. N., 1985: Summer monsoon experiment — A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1625.
- Kuo, Y.-H., L. Cheng, and R. A. Anthes, 1986: Mesoscale analyses of Sichuan flood catastrophe, 11-15 July 1981. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1984-2003.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1992: Multiscale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- _____, and T. Murakami, 1987: The early summer rainy season (Baiu) over Japan. *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 93-121.
- Rossby, C. G., 1940: Planetary flow patterns in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **66**, (Suppl) 68-87.
- Tao, S.-Y., and Y.-H. Ding, 1981: Observational evidence of the influence of the Qinghai Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 23-30.
- Thorncroft, C. D., and H. A. Flocas, 1997: A case study of Saharan cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1147-1165.
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill, and C. H. Wash, 1985: The President's Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962-988.
- Wang, B., 1987: The Development mechanism for Tibetan Plateau warm vortices. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2978-2994.

- _____, and I. Orlanski, 1987: Study of heavy rain vortex formed over the eastern flank of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1370-1393.
- Wang, W., Y. H. Kuo, and T. T. Warner, 1993: A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2542-2561.
- Wu, G. X., and S. J. Chen, 1985: The effect of mechanical forcing on the formation of a mesoscale vortex. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 1049-1070.
- Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, **1B**, 319-351.

A Study of Cyclone Development Associated with Southwesterly Surges in Southern China during Meiyu Season

Shi-Chen Hou Goeorge Tai-Jen Chen

Institute of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(manuscript received 10 April 2001; in final form 13 July 2001)

ABSTRACT

During Meiyu season of May–June 1987–1993, there were thirty-one cases of cyclone development to the leeward side of the Tibetan Plateau that caused the southwesterly surges over southern China. These cyclones can be categorized as moving and stationary types. For the moving type, the cyclone center usually moved eastward fast under the influence of the upper level short-wave trough. For the stationary type, cyclone usually possessed two centers in the lower troposphere, with a quasi-stationary blocking situation occupied the upper level over East Asia and the Western Pacific. In general, the southwesterlies caused by the development of stationary-type cyclone last longer and covered larger area as compared to that for the moving type.

Based on the vertical structure of potential vorticity at the mature stage, these cyclones were classified into four types: lower-troposphere, vertical-coupling, vertical-superposition, and tropopause-folding types. Using the property of invertibility of potential vorticity, the development and the evolution of vertical structure of different types of cyclones were investigated. Results showed that different types of cyclones existed different vertical structure and different evolution characteristics of potential vorticity. Latent heat release usually played an important role for the development of cyclones except for the tropopause-folding type. In addition, the upper level system could impact the development of cyclone through vertical coupling, vertical superposition, and tropopause folding processes.

Key words : Southwesterly surges, Cyclone development, Potential vorticity, Latent heat release, Vertical coupling, Vertical superposition, Tropopause folding.