

TAMEX IOP3 期間華南地區長時間 持續性豪雨事件之位渦診斷分析

侯喜真¹ 陳泰然²

¹ 私立興國管理學院通識中心

² 國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國九十一年五月二十七日收稿；中華民國九十二年十月二十一日定稿)

摘 要

本文選取 1987 年 TAMEX IOP3 期間 5 月 20~22 日發生於華南沿岸地區的持續性豪雨事件，針對降雨區的低壓擾動進行位渦診斷分析，以探討發生豪雨的環境特徵與持續降雨的動力機制。在長達三天的豪雨事件中，雨區低對流層存在一準滯留鋒面，其中雨區範圍之平均位渦呈現三波的增強趨勢。

以此平均位渦三波之變化將整個降雨時期區分為三個階段，各階段並分別伴隨不同的位渦垂直結構。片段位渦反演求取的垂直速度場顯示，不同階段上升運動的來源不同。在第一階段，中、高對流層皆出現低壓槽，幾位於低對流層槽線上方，此階段低層位渦增強屬於垂直重疊型，反演結果顯示高層位渦與中層濕位渦提供幾近相同的上升運動，中層乾位渦對上升運動貢獻較小，低邊界層效應則提供下降運動；在第二階段，中、高對流層並無槽線系統通過，低層位渦之增強屬於中低層擾動型，垂直運動主要來自中層濕位渦的貢獻，即由潛熱釋放主宰；在第三階段，青藏高原東側之西南渦東移，併入原滯留於華南的鋒面，此時中、高對流層分別有一低壓槽由西向東移至雨區附近，與低層鋒面系統形成隨高度向西傾斜的深厚斜壓結構，低層位渦增強屬於垂直偶合型，中層潛熱釋放仍主宰上升運動，而高層與中層乾位渦對上升運動的貢獻雖較潛熱釋放的效應為小，但較前期增大，低邊界層效應則仍為負貢獻。

導致豪雨的另一條件為水氣的供給，配合三波位渦增強的時段，雨區水氣通量輻合亦呈現三波的增強趨勢。經由水氣通量輻散的收支計算，發現速度輻合是導致雨區水氣有效匯聚的主要因素，即西南氣流在雨區所產生的速度輻合是此次豪雨事件得以長時間維持的重要關鍵。其中，雨區的速度輻合與源自青藏高原東側且沿著雨區北側東移的西南渦相關，其低壓擾動環流疊加在盛行於華南一帶的西南風上，使得雨區東側產生明顯的低層噴流，且西南氣流於低壓擾動東側轉為東南風，導致雨區產生明顯的速度輻合。另外，西南氣流亦攜帶大量南來的暖濕空氣，增加大氣的潛在不穩度，亦有利豪雨系統的發展。

關鍵詞：豪雨、位渦、潛熱釋放、垂直偶合、垂直重疊、低層噴流

一、前言

東亞夏季季風肇始通常發生在五月初至五月中旬，季風肇始之後，西南風區域向北擴展，與北方氣流形成一鋒面輻合帶，即"梅雨鋒"。此梅雨鋒近乎滯留，鋒面上的擾動經常伴隨豪雨事件的發生，是東亞夏初主要的降水來源。

過去研究顯示，梅雨鋒上的降雨系統通常具有對流性與持續性降水的特徵 (Chen 1983; Matsumoto et al. 1971)，Ninomiya and Murakami (1987)曾指出鋒面南側低層噴流帶來暖濕空氣，提供鋒上降雨所需水氣，而鋒上垂直運動所產生的潛熱釋放是鋒面低壓擾動發展主要的能量來源。Wang (1987)則由能量轉換的觀點，指出對流尺度加熱藉由 CISK 機制回饋至大尺度渦旋的發展，Cho and Chen (1994, 1995)亦以 CISK 理論作為依據，說明潛熱釋放造成的位渦距平與鋒面渦度帶產生交互作用進而增強鋒面之過程。Davis (1992)與 Wang et al. (1993)則皆曾利用位渦反演的的方法，證實潛熱釋放在低壓擾動發展中所扮演的重要角色。

至於高對流層對於低對流層鋒面上對流發展的影響，Chen and Li (1995)與 Chen et al. (1998)等皆指出高層噴流條 (Upper-level-jet Streak)所造成的輻散扮演激發對流的角色，而 Chen and Kpaeyeh (1993)則由美國大平原區春季低層噴流個案之合成結果發現，伴隨斜壓波發展的高層輻散若與低層輻合產生偶合，可使低層噴流形成，而低層輻合氣流造成的水氣輻合經由垂直運動產生的潛熱釋放可回饋加強低層低壓擾動與維持低層噴流的強度 (Uccellini et al., 1987)。

侯與陳 (2001) 以位渦的角度歸納出梅雨鋒面上低壓擾動的發展，可依位渦垂直結構的差異分成四種類型：即中低層擾動型、垂直重疊

型、垂直偶合型以及對流層頂折疊型。其研究結果指出，中低層擾動型之發展，以潛熱釋放的貢獻為主；垂直重疊型與垂直偶合型擾動發展，則高層槽線、潛熱釋放、中層乾位渦以及低邊界層效應等皆可提供不同程度的貢獻；至於出現頻率最低的對流層頂折疊型擾動，其發展主要則是來自低平流層下伸至中對流層的高值乾位渦。其中，低邊界層過程主要是熱力效應的貢獻，最近 Trier and Davis (2001) 則利用位渦反演的平衡風場分析，提出低層垂直風切亦是維持降雨系統所產生的中尺度渦旋相當重要的因素。

本文主要旨在探討 TAMEX IOP3 (1987 年 5 月 20~22 日) 期間發生在華南地區長達三天之久的持續性暴雨事件，此暴雨事件在當地造成嚴重的災情與財物損失。Chen and Li (1995) 曾針對此暴雨事件的綜觀環境作一詳細的診斷分析，他們根據 12 小時累積雨量的分布，將整個事件期間區分為兩次降雨事件，利用綜觀環境的主觀分析與輻散場、垂直速度及 Q_1 、 Q_2 的計算等，比較降雨前後期的差異。結果顯示降雨前期，低層槽前有明顯的熱力風平流正渦度的斜壓過程，加上高層有南亞高壓分流區之輻散作用，所引發的垂直運動使雨區之對流不穩度得以釋放；而後期降水則是高低層槽線發生垂直偶合現象，為典型之斜壓不穩度成長，高層槽前所引發的強烈垂直運動加上低層暖濕舌的存在，使得此時期降雨達到最強。同時 Chen and Li (1995)亦以此研究結果，對比於 Chen and Chang (1980)所提出在梅雨季 6 月中南海地區的降水主要以 CISK 過程為主的看法。

本研究將從位渦的角度切入，針對整個降雨時期雨區位渦垂直結構的演變，與各位渦擾動對於雨區上升運動的貢獻，來探討暴雨發生

的大氣環境，並進一步了解豪雨得以長時間維持的原因，同時亦與 Chen and Li (1995) 所得之結果作詳細比較。另外，水氣供應與對流不穩定度的釋放等過程，亦是此次豪雨事件相關的討論重點。

二、資料與方法

本文使用 1987 年 5 月 19~23 日每 6 小時之 EC/TOGA 1.125°*1.125° 經緯度網格資料，包括 1000、850、700、500、400、300、250、200、150 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，分析降雨區附近低壓系統的結構與演變，並進行片段位渦診斷分析，以探討低壓之發展。此外，利用 GMS 衛星雲圖判斷雲區，以分析低壓系統所伴隨的降水與天氣分布。

艾爾脫位渦 (Ertel's potential vorticity) 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 為絕對渦度向量， 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)，可由位渦分布反演求取風場與高度場分布。本文使用 Davis and Emanuel (1991) 之位渦診斷系統，風場與高度場之關係採用 Charney (1955) 所提出的非線性平衡。藉由片段位渦反演方法，可求取位渦距平場在非線性平衡系統下所對應之距平風場與距平高度場。

非線性平衡系統主要的假設是風場省略輻散風分量，即風場僅具旋轉性。地轉平衡假設下，羅士比數 (Rossby number) 等於 0，大氣沿著等壓線作二維運動，故無垂直運動。準地轉理論則假定水平風場為地轉風，惟可經由地轉調節強迫產生垂直運動，大氣藉著垂直次環流重新調整質量場與風場之分布，此理論適用於羅士比數為 0.1 的綜觀尺度環流系統。至於半地轉理論或地轉動量近似模式，則假定實際風之加速可由地轉風之加速來近似，而忽略非地轉風之加速，亦即水平平流風場包含地轉風與非地轉風部分之平流效應，適用於羅士比數為 1 的次綜觀尺度環流系統，例如鋒面系統。前述非線性平衡則幾近梯度風平衡，僅省略了輻散風分量的部分，相較於半地轉理論而言，在水平平流風場少了非地轉風的輻散風分量，但是包含非地轉風的旋轉分量。因此，非線性平衡下的風場應較半地轉理論下之風場更接近實際的風場，可適用於羅士比數大於 1 的環流系統 (Davis 1992)。Davis and Emanuel (1991) 曾以一個溫帶氣旋的發展為例，比較發現經由位渦反演後之平衡高度場與風場，不論是中心數值或分布皆與實際觀測場相當接近。此外，在位渦診斷系統中，片段位渦反演的部分是經過線性化的處理，Davis (1992) 曾詳細介紹此一線性化的方法，並說明在線性化的過程中所省略的非線性項與主要項相比是非常微小的，不致影響反演結果的詮釋。

綜合以上所述，此位渦診斷系統可用來診斷一具有高度旋轉性，輻散風分量不重要的擾動系統。此次發生在華南沿岸鋒面附近的中尺度豪雨事件，降雨區範圍的環流系統伴隨很強的西南氣流，具有很強的旋轉性，可滿足非線

性平衡的條件。同時經由比對反演後之平衡高度場與風場和實際觀測場相當接近，故可適用之。

本研究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，此處位渦距平定義為觀測之位渦值減去 5 月 19~23 日的平均位渦值。圖內 q'_{tp} 為 300 hPa 及以上之高層位渦距平，可反映對流層頂附近之擾動；850-400 hPa 層內相對濕度高於 70% 以上 ($RH \geq 70\%$) 之點定義為 q'_{wet} ，即中層濕位渦距平，此部分在本文中視為與潛熱釋放相關的部分；850-400 hPa 層內相對濕度低於 70% ($RH < 70\%$) 之點則定義為 q'_{dry} ，即中層乾位渦距平，此部分在反映中層大氣乾絕熱過程之貢獻。至於定義濕位渦距平(q'_{wet})所設定相對濕度 70% 的門檻值，Davis (1992) 指出一方面由於在網格點之相對濕度很少能達到 100% 的飽和值，二方面須考慮由降雨區被平流出去的飽和位渦部

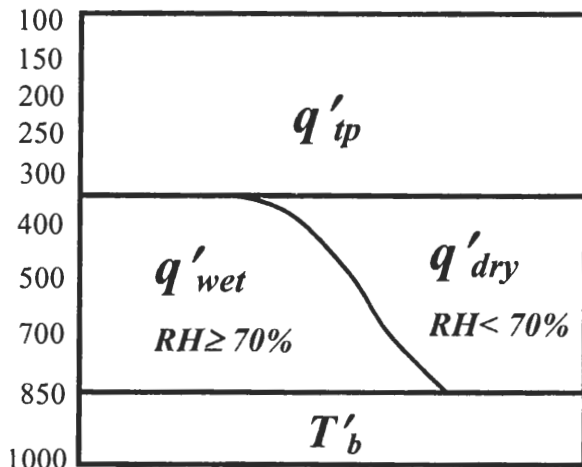


圖 1 位渦距平垂直分解之示意圖。 q'_{tp} 代表 300 hPa 以上之位渦距平，850-400 hPa 層內相對濕度大於 70% 以上之點定義為 q'_{wet} ，反之則定義為 q'_{dry} ；1000 與 850 hPa 之平均位溫擾動則定義為 T'_b 。縱座標為氣壓 (hPa)。

分，因此在判定飽和位渦時應選擇較 100% 為低的門檻值。再者，許多的實驗皆顯示，70% 與 80% 所得的結果相當接近，加上 70% 的門檻值已足以區隔自高層向下傳送的乾位渦，因此選擇以 70% 作為區分飽和位渦與非飽和位渦的標準；至於低邊界層之位溫擾動則以 T'_b 表示，可視為位渦擾動 (Bretherton 1966)，即局地之暖距平處具氣旋式渦度，相當於正位渦距平，而冷距平處則具反旋式渦度，相當於負位渦距平。此處位溫擾動是以 $(850\text{hPa} + 1000\text{hPa})/2$ 所計算之位溫，以代表低邊界層之變化。此外，在等壓面上所計算的位溫並無壓力之變因，即等壓面上之溫度即可說明位溫之變化。

圖 2 顯示主要降雨區的範圍(參見圖 3)，亦為位渦、垂直運動、水氣通量及對流可用位能 (CAPE) 等之計算區域。由於本個案降雨範圍相當廣，且低對流層鋒面系統與伴隨於其東南側的低層噴流在雨區範圍緩慢東移，故選擇圖 2 所示之區域，以涵蓋足夠之平均範圍而可呈現雨區位渦、垂直運動、水氣通量及對流可用位能(CAPE)等整體之演變。

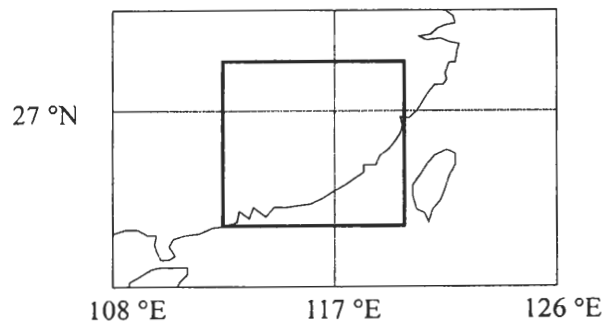


圖 2 計算區域平均之示意圖。粗實線範圍為主要降雨區，亦為計算位渦、垂直運動及水氣通量輻合等之區域。

三、綜觀環境

1987年5月20~22日(即 TAMEX IOP3 期間),在華南沿海觀測到長達三天持續且大範圍的豪雨事件,圖3為12小時累積雨量分布圖。20日0000~1200 UTC 出現第一次降雨的高峰值,隨後雨勢稍弱,並於21日再度明顯增強,在22日達到最大值,整個豪雨系統的位置主要發生在華南沿海區域。Chen and Li (1995)曾對此豪雨個案進行深入的分析,他們根據降雨分布的演變,將此期間的降雨分為兩次豪雨事件,並分別比較降雨前後期之綜觀環境與降雨型態等。分析結果顯示,在整個降雨過程中,豪雨系統主要沿著850 hPa上低壓槽的走向發展,前期降雨為低層斜壓擾動與高層輻散場之間的交互作用,降雨型態以對流降水為主;而後期降水的綜觀條件則是高低對流層槽線系統發生垂直偶合的現象,此時期降水型態混合了對流降

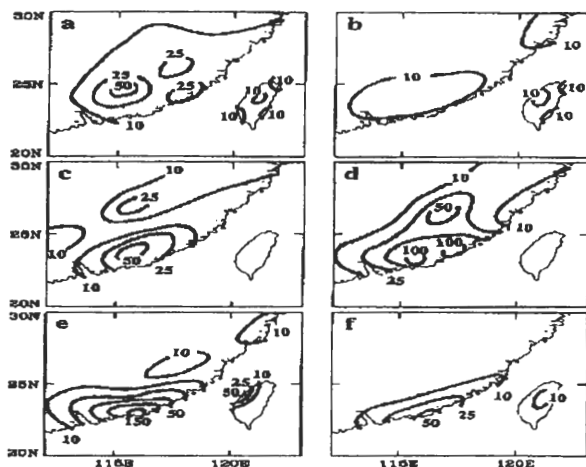


圖3 1987年5月(a)20日0000-1200 UTC、(b)20日1200 UTC-21日0000 UTC、(c)21日0000-1200 UTC、(d)21日1200 UTC-22日0000 UTC、(e)22日0000-1200 UTC以及(f)22日1200 UTC-23日0000 UTC 12小時累積降雨量(公厘)。(摘自 Chen and Li 1995)

水與層狀降水的型態,降雨達到最強。相較於Chen and Li (1995)由降雨的分布所區分成兩次降雨事件的分析,本研究則從位渦的觀點切入,以降雨區低壓擾動之平均位渦值的變化來分析此長時間持續性豪雨維持的動力機制。

圖4為19~22日850 hPa上降雨區平均位渦強度隨時間之變化,所使用之計算範圍如圖2所示。在此期間平均位渦場的演變主要呈現三波的增強趨勢,即19/06~20/00、20/06~21/00、21/06~22/00等三波。其中發生相對高值的時間點,分別是20日0000 UTC、21日0000 UTC及22日0000 UTC。如圖所示,降雨區低層平均位渦值幾乎都維持在0.3 PVU (PVU= $10^{-6} \text{K}^2 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-1}$)以上,較此區之長期平均位渦值(約為0.2 PVU)明顯為高。顯見,豪雨的發生伴隨高值的位渦距平,即雨區低壓擾動的發展與豪雨系統的維持有相當大的正相關。

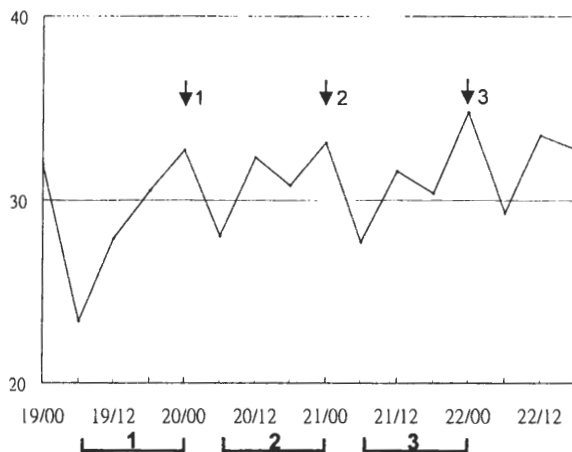


圖4 5月19日~22日850 hPa上如圖2所示之降雨區域平均位渦場(0.01PVU)隨時間之變化。圖中標示位渦增強時期可區分為19/06~20/00、20/06~21/00、21/06~22/00等三波,箭號所指為三波增強的相對高值。

圖 5 顯示上述平均位渦在三波增強時期中,出現相對高值之時間點,即 20 日 0000 UTC、21 日 0000 UTC 及 22 日 0000 UTC 於 850 hPa、500 hPa 以及 300 hPa 之綜觀環流分布。850 hPa 上於 20 日 0000 UTC 有一低壓槽自長江口附近向西南西延伸至 25°N、104°E 處之低壓中心 (L_1), 在 L_1 北方亦存在一低壓 (L_2) 位於 30°N、105°E 處, 槽線東南側伴隨有低層噴流, 強風速區幾乎涵蓋整個降雨區, 此時華南一帶盛行的西南風向北到達 29°N 附近(即降雨區的北界), 並於 30°N 以北轉為東南風。21 日 0000 UTC 時, L_2 已東移至 32°N、115°E 處, 即降雨區的北側,

低壓槽自 L_2 低壓中心向西南延伸至降雨區, 槽線東南側低層噴流明顯增強, 其主軸由雨區西南側移至東南側, 此時華南一帶盛行的西南氣流向北延伸至 32°N 附近轉為東南風。22 日 0000 UTC 時 L_2 向東北移行出海, L_1 亦向東移, 槽線自 L_2 低壓中心向西南一直延伸至 L_1 , 形成一東北西南走向的低壓帶穿過降雨區的西北角, 位於低壓槽東南側(降雨區東南側)的低層噴流則於此時達到最強, 西南氣流並向北伸展至 35°N 附近。

500 hPa 上, 於 20 日 0000 UTC 有一短波槽 (T_1) 位於降雨區之上, 之後 T_1 迅速東移消散。

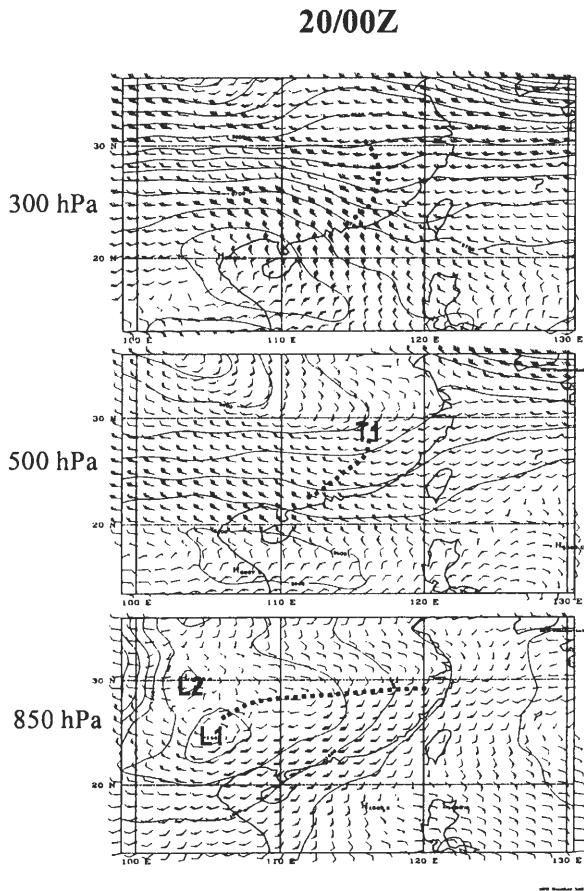


圖 5 待續。

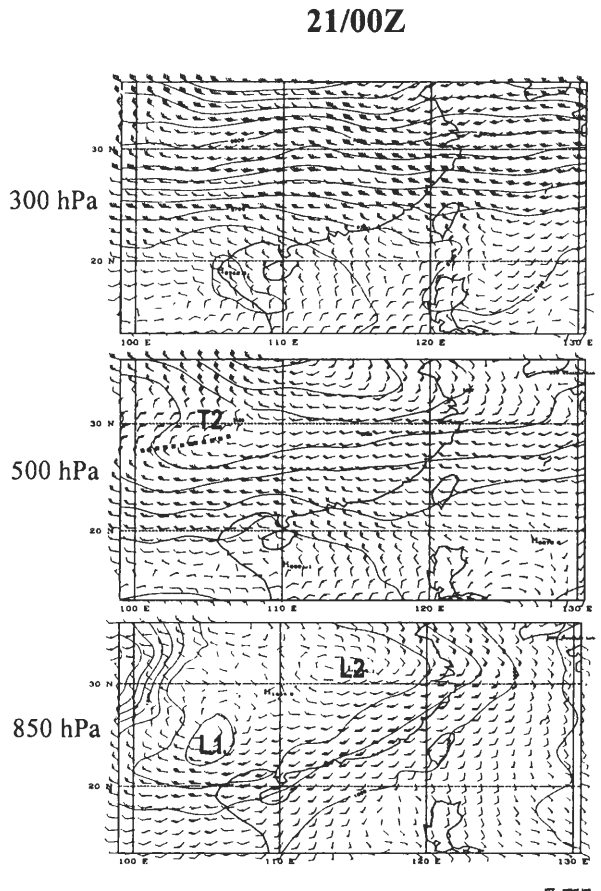


圖 5 待續。

21 日 0000 UTC 時，降雨區之上出現了微弱的高度槽，位於 27°N、115°E 處，而西方青藏高原背風處則有一背風槽 (T₂) 形成。隨後 T₂ 向東移行，22 日 0000 UTC 移近降雨區，位於 850 hPa 低壓槽之西側。

300 hPa 於 20 日 0000 UTC 時，亦存在一南北走向的低壓槽，位於 500 hPa 低壓槽 T₁ 之上，此中、高對流層槽線系統在垂直方向幾為同一位置。之後此高層槽隨著 500 hPa 上之 T₁ 東移消散。21 日 0000 UTC 時降雨區之上方並無高

層槽線系統通過，此時在 35°N、104°E 處出現了另一高層槽。22 日 0000 UTC 此高層槽逐漸加深並向東移近降雨區，與中、低對流層槽線系統形成一垂直向西傾斜之深厚斜壓系統，此時亦為降雨最強的時期。

經由以上綜觀環境的分析發現，降雨區低壓擾動在三段增強的時期中，分別具有不同的環流配置：第一次增強時期(20 日 0000 UTC)，中、高對流層皆存在一低壓槽，幾位於低層槽之上；第二次增強時期(21 日 0000 UTC)，中層僅見降雨區上空之微弱高度槽，高層則無任何擾動通過；第三次增強時期(22 日 0000 UTC)，不但低層在華南沿岸出現東北-西南走向的低壓槽，中、高對流層則亦均出現具有相同走向之低壓槽，而形成隨高度向西傾斜之深厚斜壓結構。此外，降雨時期中，華南地區一直存在低層噴流，此低層噴流的增強與源自青藏高原東側且沿降雨區北側東移之西南渦(L₂)有關，低壓擾動的環流疊加在原本盛行的西南風之上，使得華南地區有低層噴流明顯的發展。

為進一步了解不同時期低壓擾動在垂直方向上的發展，故以位渦的垂直結構來顯示高低層擾動之間的相互關係。圖 6 即為降雨區位渦經向平均(23~29°N)的東西向垂直剖面分布。第一次出現 850 hPa 平均位渦相對高值時(20 日 0000 UTC)，高、低層擾動於降雨區範圍(112°E~117°E)均出現高位渦值，低層之高值中心位於 112.5°E，而中對流層(500 hPa)與高對流層(300 hPa)以上均分別有高值中心位於 115°E 附近，且此二者在垂直方向上並無傾斜。顯然，圖 5 於 20 日 0000 UTC 在 500 hPa 與 300 hPa 所看到約在相同位置的低壓槽並非同一擾動系統。位渦垂直結構顯示此時中、高對流層擾動系統

22/00Z

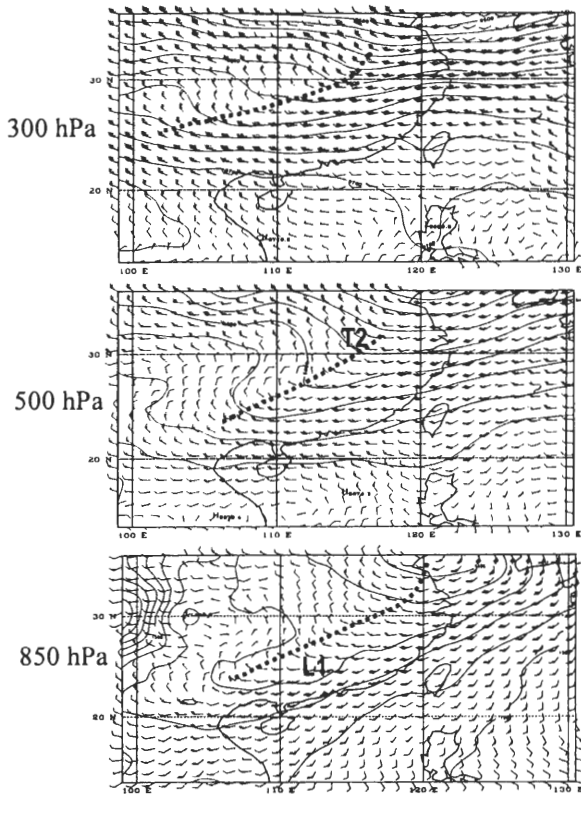


圖 5 1987 年 5 月 20 日 0000 UTC-21 日 0000 UTC 以及 22 日 0000 UTC 之 300 hPa、500 hPa 及 850 hPa 上之風場(風標為常用者)和高度場(間距位 20gpm)分布。粗虛線為低壓槽。

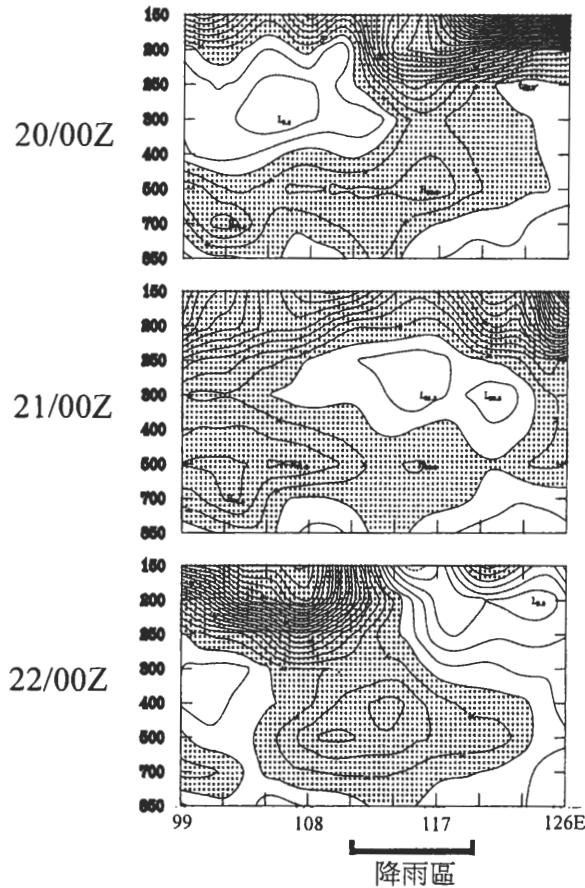


圖 6 5 月 20 日 0000 UTC、21 日 0000 UTC 以及 22 日 0000 UTC 於 23°N ~29°N 的平均緯向-垂直剖面位渦分布。橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，等值線以 0.1 PVU 間距分析，陰影為位渦值大於 0.4 PVU 之區域。

之高位渦中心與低層擾動中心相差大約 3° 左右，對於綜觀尺度低壓擾動系統而言可視為相當靠近，幾無傾斜，且各層擾動僅在相互靠近的時候有明顯的增強。根據侯與陳(2001)所歸納的分類結果，伴隨此類垂直結構的低層擾動應屬於垂直重疊型之發展。第二次出現相對高值時(21 日 0000 UTC)，低層位渦中心向東偏移至 114°E 附近，此即圖 5 所示 850 hPa 低壓 L_2 中心東移，其低壓槽並向西南延伸至降雨區，中層(500 hPa)有一明顯的位渦中心位於低層中心

之上，此即在圖 5 所示 21 日 0000 UTC 於 500 hPa 在低層低壓槽之上所出現的微弱高度槽，圖 6 顯示此中、低層擾動可視為同一低壓擾動系統，至於高層並無擾動系統存在，此時期低壓擾動之位渦垂直結構屬於中低層擾動型發展。侯與陳(2001)曾指出中低層擾動型的低壓擾動發展通常是來自於潛熱釋放的貢獻，研判 500 hPa 上所出現的微弱高度槽應是潛熱釋放產生負的高度距平所致，此觀點稍後在位渦距平反演垂直運動所得潛熱釋放貢獻的結果將可得到證實。第三次出現位渦相對高值時 (22 日 0000 UTC)，由位渦垂直結構可知為垂直偶合型的發展，高值位渦區由低層之降雨區處隨高度垂直向西傾斜，為典型斜壓波發展的垂直結構。

上述位渦垂直結構分析顯示，在整個降雨時期中，降雨區低層低壓擾動所呈現的三波增強，在垂直方向上是截然不同的位渦結構，依序為垂直重疊型、中低層擾動型及垂直偶合型擾動的發展。配合綜觀環境配置的演變，位渦垂直結構說明不同時期高低層擾動系統之間的相關配置。其中，垂直運動的發展是豪雨維持與低壓擾動系統發展的重要因素，以下將針對不同時期垂直運動的來源作進一步的探討。

四、垂直運動

垂直運動的分布與大小說明了降雨系統的發展，而最大上升運動中心所在的高度則可進一步作為判斷對流深淺的依據。圖 7 顯示降雨區平均上升運動數值在不同高度(450 與 600hPa)隨時間的變化，藉由雨區最大上升運動所在的高度，進而比較不同時期對流發展的深淺程度。如圖所示，上升速度的最大值中心位置由降雨

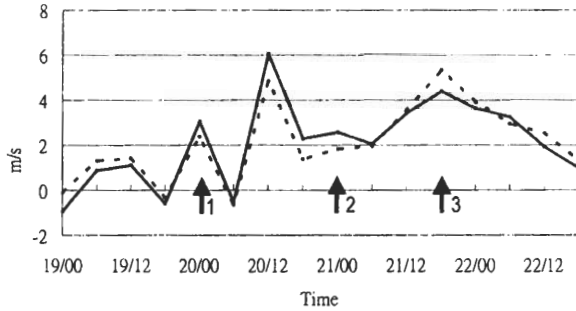


圖 7 5 月 19 日~23 日 600 hPa (實線)與 450 hPa (虛線)上區域平均之垂直速度場隨時間之變化。箭號所指為配合三波位渦增強時期的三個垂直速度相對極大值。

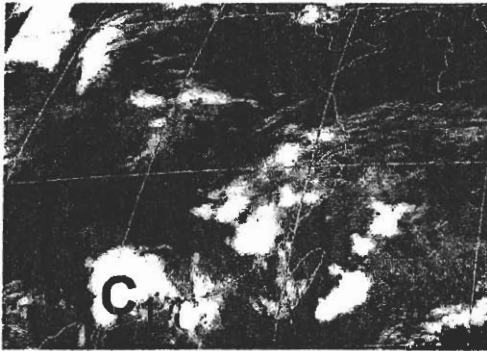
前期 (20 日 0000 UTC~21 日 0000 UTC) 位於 600hPa, 至降雨後期(21 日 0600 UTC~22 日 0600 UTC)則往上提升至 450hPa 處, 由此推論豪雨事件的後期出現深對流, 此時期總體平均上升速度可達 3ms^{-1} 以上, 較降雨前期平均不到 2ms^{-1} 之上升速度更為劇烈。此部分之結果與 Chen and Li (1995)計算 Q_1 、 Q_2 的垂直分布, 發現降雨後期 Q_1 之高值不但增強且高度向上提高的結果是一致的。

此外, 圖 7 所示雨區平均垂直運動自 20 日 1200 UTC 之後即存在明顯的上升運動, 配合圖 4 所定義的雨區低壓擾動的三波增強時期, 發現上升運動隨著不同時期呈現增強的趨勢。其中, 雨區平均位渦值前二波增強的相對高值 (20 日 0000 UTC、21 日 0000 UTC), 亦伴隨上升運動的相對高值, 惟低壓擾動的第三波極值發生在 22 日 0000 UTC, 而相應的上升運動極值則出現在 21 日 1800 UTC。此二者相差 6 小時的原因, 除了資料本身的時間解析度(6 小時)的限制以外, 另一可能的原因應來自上升運動所產生的大量潛熱釋放加強低壓擾動時, 風場與高度場之間所需的調節時間。

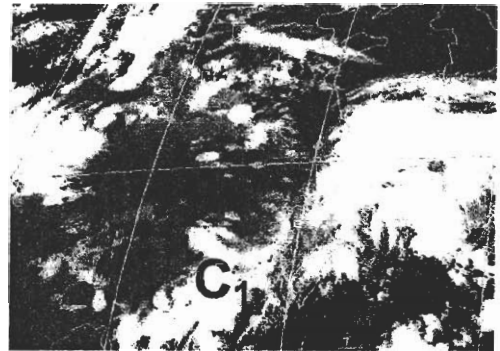
衛星雲圖的雲形分布與變化是所計算的垂直運動最直接的佐證。圖 8 即為 20 日 0000~22 日 1200 UTC 的 GMS 紅外線衛星雲圖。20 日 0000 UTC 已存在一個中尺度對流系統 (MCS) C_1 位在廣東省南方, 隨後 C_1 向東移行且範圍增大, 20 日 1200 UTC 時 C_1 移到福建省南方, 圖 3 所顯示之累積降雨於此時亦達到第一次高值(20 日 0000~1200 UTC)。21 日 0000 UTC 時又有一 MCS (C_2) 在 110°E 、 28°N 形成, 隨後, C_2 快速向東移行, 並於 21 日 1200 UTC 時移至 C_1 的東北方, 此時 C_1 與 C_2 在華南沿海一帶形成大範圍的對流雲, 降雨開始另一波的增強(圖 3c)。21 日 1800 UTC 時 C_1 與 C_2 在華南沿岸幾已連成一東北-西南走向發展更強的帶狀對流雲, 可作為圖 7 所得降雨後期發生深對流推論的佐證, 此時上升速度亦出現相對高值(圖 7)。之後雲區形逐漸東移並消散, 至 22 日 1200 UTC 時, 對流系統已移至台灣及其附近海域, 此時華南沿海一帶的豪雨事件即告結束。

經由上述結果發現上升運動的增強與該區低壓擾動的增強有相當大的正相關。以下針對雨區低壓擾動三個增強的時期, 選擇相對應發生垂直上升運動高值的時間點(圖 7), 即 20 日 0000 UTC、21 日 0000 UTC 及 21 日 1800 UTC 等, 進一步經由位渦擾動反演方法探討不同時期垂直運動的來源。圖 9 即顯示上述三個時間降雨區中發生最大上升速度(總位渦)所在位置的緯度-高度剖面, 同時亦呈現不同位渦擾動所伴隨的垂直運動分布, 以比較不同時期垂直運動的來源。各位渦擾動之定義如圖 1 所示。圖 9 (a) 顯示 20 日 0000 UTC 降雨區(總位渦)有兩個極大值中心, 較大中心位於 450 hPa、 117°E , 其值為 55 cm s^{-1} , 另一較小中心則位於 600 hPa、

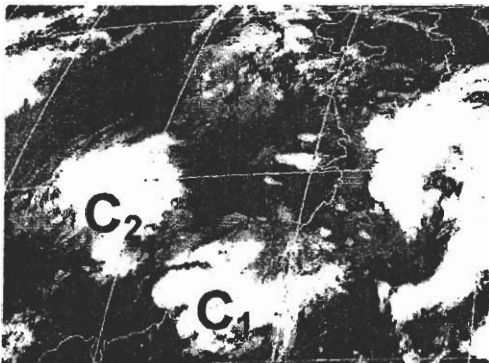
20/00Z



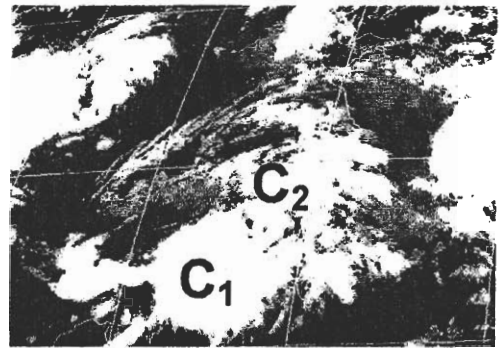
20/12Z



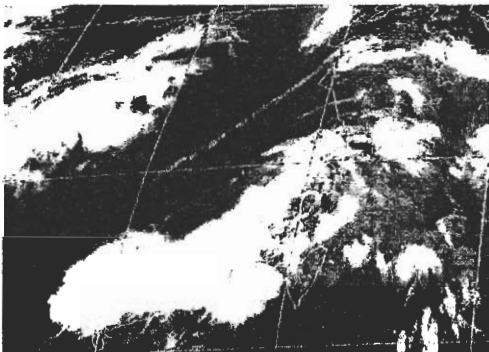
21/00Z



21/12Z



21/18Z



22/12Z

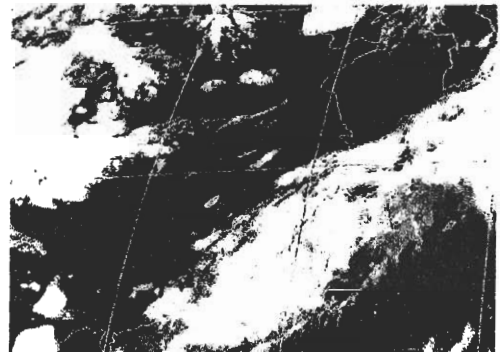


圖 8 1987 年 5 月 20 日 0000 UTC~22 日 1200 UTC GMS 紅外線衛星雲圖。C₁ 與 C₂ 為中尺度對流系統。

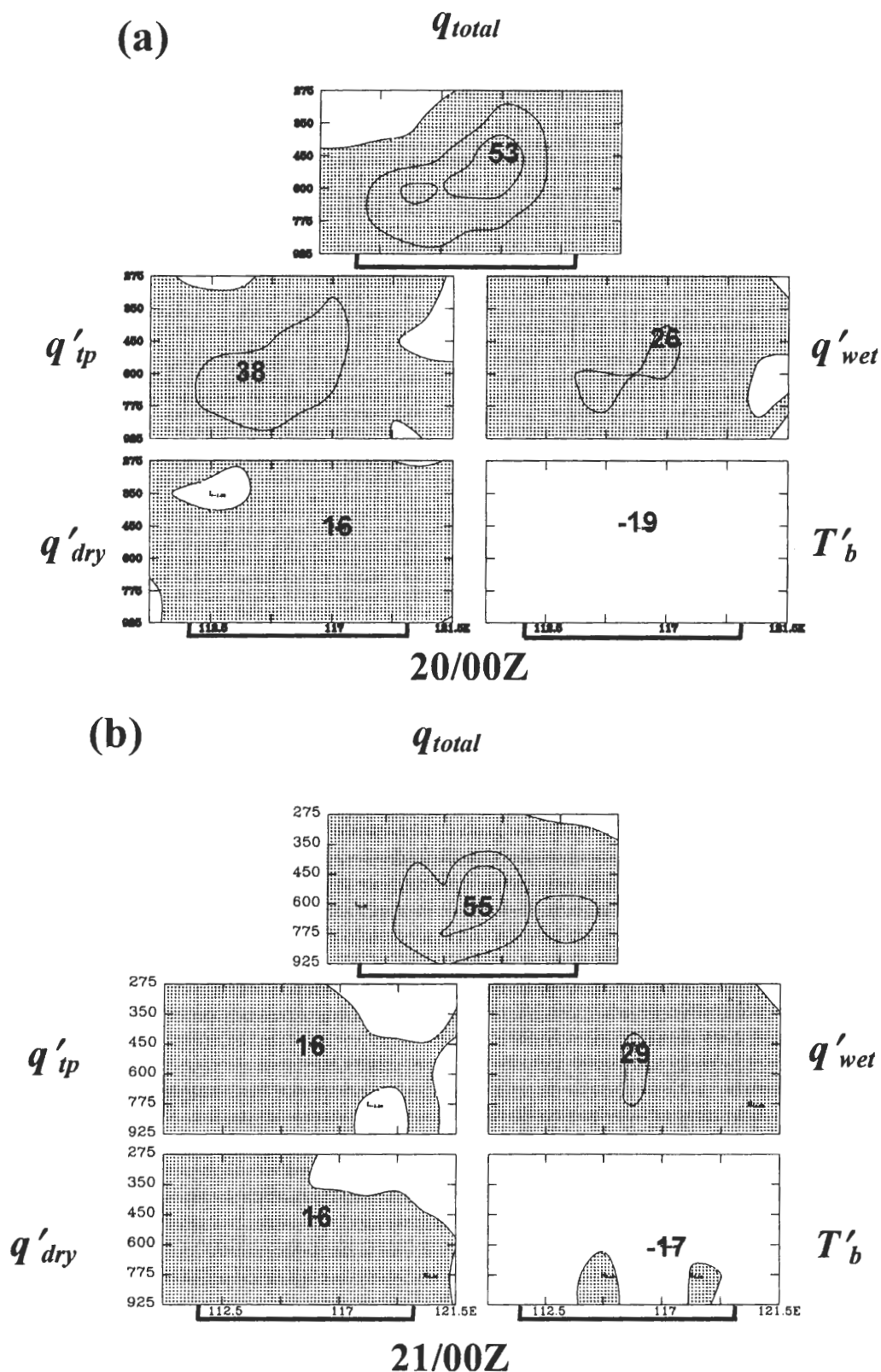


圖 9 待續。

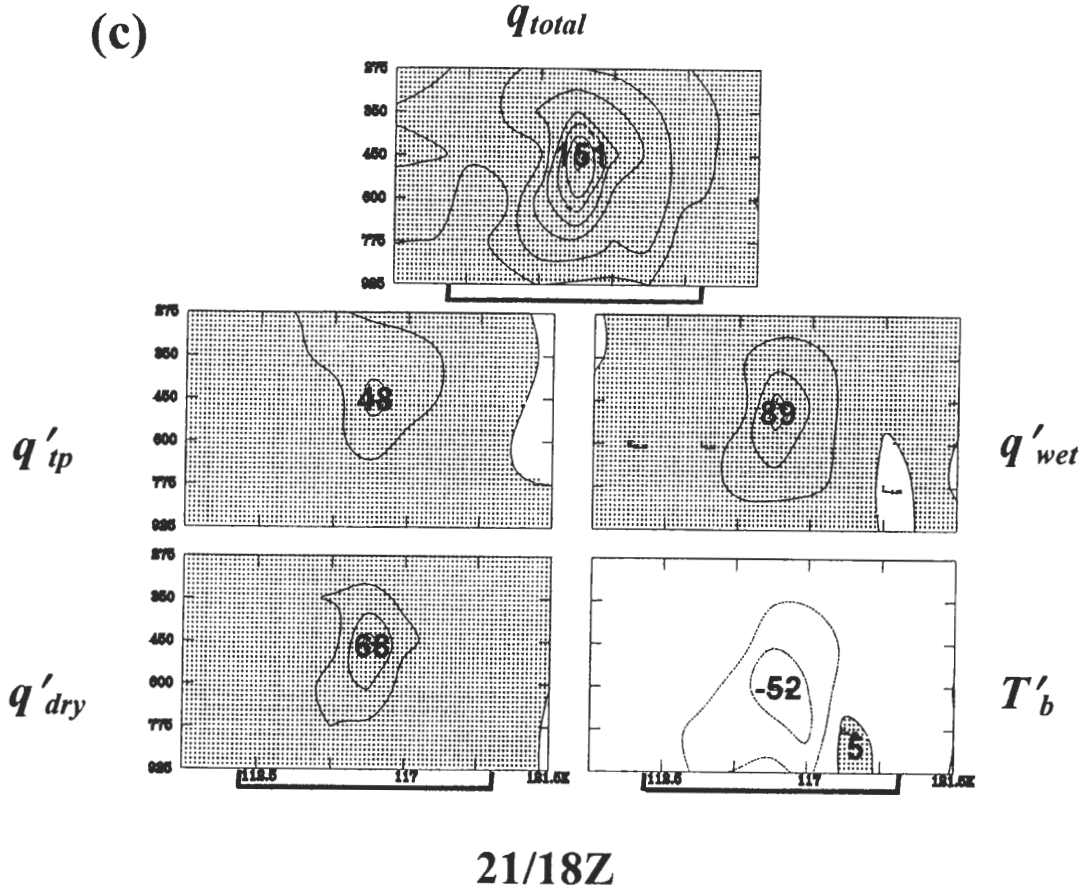


圖 9 5 月 20 日 0000 UTC、21 日 0000 UTC 以及 21 日 1800 UTC 於 $23^{\circ}\text{N} \sim 29^{\circ}\text{N}$ 的垂直速度平均緯向-垂直剖面分布。由上至下，由左至右分別為總位渦(total)、 q'_{ip} 、 q'_{dry} 、 q'_{wet} 及 T'_b 所伴隨之垂直速度，橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，等值線以 20 ms^{-1} 間距分析，陰影為正值區，粗體字為中心數值，粗實線標示主要降雨區。

114°E 。由各個位渦擾動所提供的上升運動之貢獻可知， q'_{ip} 對於降雨區所貢獻的垂直運動場為上升運動，最大值位於 600 hPa 、 114°E ，其值為 38 cm s^{-1} ； q'_{wet} 對於降雨區所貢獻的垂直運動場亦為上升運動，最大值位於 450 hPa 、 117°E ，其值為 26 cm s^{-1} ；而 q'_{dry} 對於降雨區所貢獻的垂直運動場則為微弱的上升運動，並在 450 hPa 、 117°E 處有 16 cm s^{-1} 的高值中心；至於低邊界層效應 T'_b 所提供的垂直運動在全區皆為下沉運動，即負貢獻。此時期的位渦垂直結構為垂直

重疊型擾動，藉由垂直運動位渦擾動之分解可看出上升運動主要是由高層位渦與中層濕位渦所貢獻。

圖 9 (b) 顯示 21 日 0000 UTC 總位渦與各位渦距平所伴隨的上升運動之分布，此處的位渦距平之定義與圖 9 (a) 所定義之位渦距平稍有不同，由於此時高層並無槽線系統通過，且中低層擾動可視為同一個擾動系統(圖 6)，最大值中心在 500 hPa 處，此時 70% 相對濕度等值線亦向上延伸至 300 hPa ，因此將中層位渦距平的

上邊界定義由 400 hPa (即圖 1 所示) 提高至 300 hPa, 即完整考慮中低層擾動的影響。結果顯示, 降雨區的上升運動(總位渦)於 600 hPa、115°E 處有一極大值中心, 其值為 55 cm s^{-1} ; 如圖所示, $w(q'_{\text{wet}})$ 在 600 hPa、115°E 處亦有一極大值中心, 其值為 29 cm s^{-1} ; 而高層位渦 (q'_{tp}) 與中層乾位渦 (q'_{dry}) 對於降雨區所貢獻的垂直運動場則為微弱的上升運動, 且中心位於較高的高度 (450 hPa), 數值大小為 16 cm s^{-1} ; 至於低邊界層效應 T'_b 所提供的垂直運動則於部分區域已開始出現微弱上升運動, 即低邊界層效應開始由負貢獻轉為正貢獻。由上述分析可知, $w(q'_{\text{total}})$ 不論是上升運動的分布或極值的貢獻皆與總位渦的分布較為一致, 而高層擾動與中層乾位渦的貢獻明顯減弱, 顯然, 此時期垂直運動的增強主要是來自於中層潛熱釋放的貢獻。配合圖 8 之衛星雲圖亦可發現此時期 (20 日 1200 UTC~21 日 0000 UTC) 降雨區之對流系統明顯地增加, 說明了此時期潛熱釋放角色的增強。此點結論也印證了侯與陳 (2001) 研究中指出若位渦垂直結構為中低層擾動型, 則此類型擾動之發展主要還是來自於中層潛熱釋放的貢獻, 高層位渦及中層乾位渦的角色並不重要的論點。

圖 9 (c) 顯示 21 日 1800 UTC 降雨區的上升運動(總位渦)明顯較之前增強許多, 其中主要上升中心位於 450 hPa、115°E, 其值高達 151 cm s^{-1} 。由位渦擾動反演垂直運動的結果顯示, q'_{wet} 、 q'_{dry} 以及 q'_{tp} 皆出現正貢獻於主要的上升中心, 其中心數值分別為 89 cm s^{-1} 、 68 cm s^{-1} 以及 48 cm s^{-1} ; 而低邊界層效應仍為負貢獻, 其在主要上升中心出現 52 cm s^{-1} 的下沉運動。由上述分析可知, 此時期上升運動主要是來自於中層位渦 (q'_{wet} 與 q'_{dry}), 其次為高層位渦 (q'_{tp}); 至於低邊

界層效應 T'_b 則是提供負貢獻。此時期的位渦垂直結構為垂直偶合型擾動, 高、低層系統垂直向西傾斜, 相位相互鎖住(phase-lock), 使得斜壓不穩度得以成長, 在垂直運動的分析中, 高層位渦與中層位渦皆有其一定程度的正貢獻。

五、水氣供給

在長達三天之久的降雨過程中, 水氣供給是不可或缺的角色。雨區盛行的大範圍西南氣流說明了大量的水氣由南往北傳送, 然而水氣是否能有效地匯集才是長時間維持降雨系統的關鍵。水氣通量輻合 ($-\nabla \cdot qv$) 是直接說明水氣是否能有效地匯集的指標, 而水氣通量輻散合可分解成兩項, 即速度輻合項 ($-q\nabla \cdot v$) 與水氣平流項 ($-v \cdot \nabla q$)。圖 10 即為此三者隨時間的演變, 以討論造成水氣有效匯集的有利因素。如圖所示, 水氣通量輻合亦呈現明顯三波的增強, 整個降雨時期水氣通量輻合的變化幾乎由速度場的輻合項所主宰, 水氣平流項的貢獻在整個時期都相當微弱。顯然, 此次降雨事件, 豐沛的

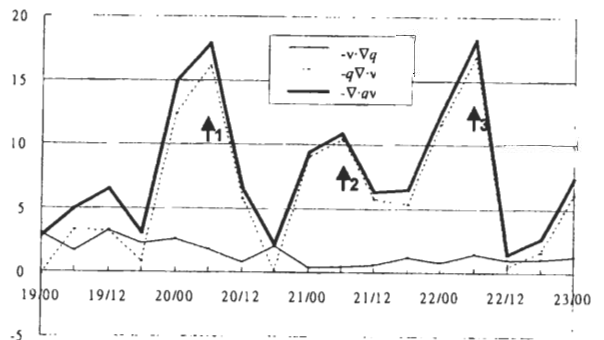


圖 10 5 月 19 日~23 日 850 hPa 之區域平均之水氣通量輻合 ($-\nabla \cdot qv$) (粗實線)、水氣輻合項 ($-q\nabla \cdot v$) (虛線) 及水氣平流項 ($-v \cdot \nabla q$) (細實線) 隨時間之變化。箭號所指為降雨期間所出現的三次水氣通量輻合極大值。

水氣供給是來自於低層西南風於此區明顯的速度輻合，以致於水氣能有效匯集，源源不絕提供降雨所需。

至於雨區速度輻合三波增強的原因，配合 850 hPa 上環流場的演進(圖 5)可知，20 日 0000 UTC 華南一帶盛行西南風，此時降雨區之西南風強度已達低層噴流的定義，並幾為低層噴流所涵蓋，由於西南風向北僅到達 29°N 附近(即降雨區的北界)，並於 30°N 以北轉為東南風，風速於降雨區產生明顯的速度輻合，此即第一波速度輻合的增強 (19 日 1800 UTC~20 日 0600 UTC)；21 日 0000 UTC 時，21 日 0000 UTC 時，有一低壓 L_2 已東移至 32°N、115°E 處，即降雨區的北側，低壓槽自 L_2 低壓中心向西南延伸至降雨區，降雨區風場自西北側之西北風至東南側轉為西南風，且槽線東南側之西南風疊加在原本盛行的西南風上，使得低層噴流明顯增強，其主軸亦東移至雨區東南側，此時盛行的西南氣流向北推進至 32°N 附近轉為東南風，此即第二波速度輻合的增強 (20 日 1800 UTC~21 日 0600 UTC)；22 日 0000 UTC 時 L_2 向東北移出海， L_1 亦向東移行，槽線自 L_2 低壓中心向西南一直延伸至 L_1 ，形成一東北西南走向的低壓帶穿過降雨區的西北角，雨區風場自西北側由北風轉為西風，至東南側則轉為明顯的西南風，此時位於低壓槽東南側(降雨區東南側)的低層噴流則達到最強，盛行的西南氣流更向北伸展至 35°N 附近，此即第三波速度輻合的增強 (21 日 1800 UTC~22 日 0600 UTC)。顯見，要維持如此長時間的降水，雨區盛行的西南氣流不僅為輸送(平流)南方暖濕空氣，提供水氣的來源，更重要的角色是在降雨區產生明顯的速度輻合，以致水氣能有效匯聚以利長時期降雨系統的維持。

其次，如圖 10 所示，水氣通量輻合發生相對高值的時間點為：20 日 0600 UTC、21 日 0600 UTC 以及 22 日 0600 UTC，相較於降雨區平均低壓擾動位渦值達到相對高值的時間 (20 日 0000 UTC、21 日 0000 UTC 以及 22 日 0000 UTC，圖 4)，水氣通量輻合出現相對極大值的時間點皆落後 6 小時。顯然，此二者之間存在一因果的關係，即降雨區低層低壓之增強連帶使得低壓擾動附近的西南氣流增強，並在雨區出現明顯的速度輻合使得水氣有效匯聚，因此在低層低壓達到高值後，水氣通量輻合隨後才出現了相對高值。

由降雨區平均 CAPE 的變化(圖 11)可顯示降雨前後大氣所具有的潛在不穩度變化，19 日 1200 UTC 時，CAPE 值為 $560 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，隨後漸漸增大，大氣漸趨不穩定，20 日 0000 UTC 時，開始發生豪雨，20 日 1200 UTC 時 CAPE 值已達到 $1236 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，此時大氣相當不穩定，有利對流系統的發展。至 21 日 1800 UTC 時 CAPE 值達到最大值 ($2162 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$)，此時雨區西南氣流所帶來大量的暖濕空氣，增暖與濕化低層大氣，

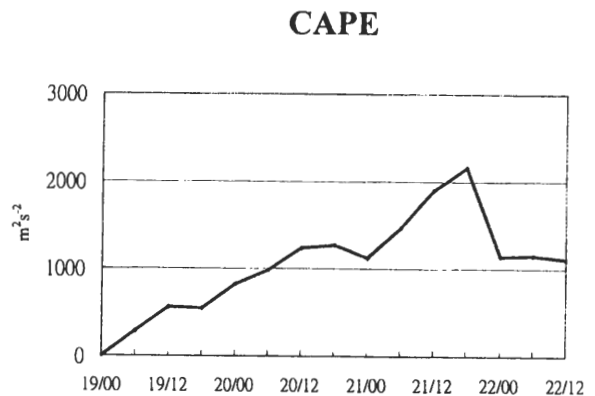


圖 11 5 月 19 日~22 日降雨區域平均之 CAPE 隨時間之變化。

使得大氣具有相當大的潛在不穩度，深對流因而產生，垂直速度亦於此時達到最大。此外，比較 Chen and Chou (1993) 利用 6 個 TAMEX 期間颱風個案的合成結果顯示，成熟期颱風的 CAPE 值約為 $1330 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，本個案的 CAPE 值達到 $2162\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，顯然，此時大氣具有相當大的潛在不穩度，有利豪雨的發生與維持。

六、討論與總結

根據第四章所述，各位渦擾動在不同位渦垂直結構時對於垂直運動分別有不同的貢獻，使得豪雨得以長時間維持，至於豪雨開始時的舉升機制則是另一個探討的重點。圖 12 即為 19 日 0000 UTC GMS 衛星雲圖與總位渦以及各位渦擾動所貢獻之垂直運動場的分析。如圖所示，在 19 日 0000 UTC 時即有一 MCS 位於 28°N 、 110°E 處，此為本研究所定義的降雨區西界 (112°E ，圖 2) 以西。配合 MCS 所在之處，垂直運動場的分析亦顯示在 600 hPa 、 108°E 處有明顯的上升運動，其上升中心數值為 46 ms^{-1} ，主要貢獻來自中層濕位渦，其餘位渦擾動在上升運動中心之貢獻皆為負，此時垂直運動的來源僅與中層潛熱釋放相關，屬於 CISK 過程。隨後此一對流系統繼續向東移入雨區，20 日有一高層槽線系統移近此區與低層槽線系統相互增強，使得對流系統得以在此區增強，自此即開始在華南沿海長達三天的豪雨事件。顯然，造成此次豪雨事件的舉升機制是源自由西移入降雨區的 MCS 對流系統，而非在當地大範圍強迫舉升而來。

Chen and Li (1995) 以 12 小時累積雨量的分布區分為兩次降雨事件，並使用大氣觀測參

數以呈現降雨前後期綜觀環境配置、高層輻散場、以及低層渦度場等的演變，並計算垂直速度與 Q_1 、 Q_2 以了解降雨型式的差異等。本研究則是以雨區平均位渦強度 6 小時的變化將整個降雨時期區分為三個位渦增強階段，並藉由位渦反演的的方法，分別探討不同時期垂直運動的來源，以了解維持降雨系統的動力機制。比較兩種結果發現，Chen and Li (1995) 使用 12 小時累積雨量的分布作為分割不同時期的依據，無法完整呈現豪雨期間雨區低層低壓擾動系統的變化。其中，根據本研究直接以雨區的位渦變化與其相關的垂直結構，較 Chen and Li 多辨認出第二波的位渦增強階段，此階段位渦垂直結構屬於中低層擾動型，主要的貢獻來源是潛熱釋放，與其他兩階段有高層擾動參與的過程是相當不同的，此結果與 Chen and Chang (1980) 曾指出南海地區 6 月梅雨鋒面上低壓擾動的發展主要是 CISK 過程的看法相近。其次，Chen and Li (1995) 由高層輻散場、垂直運動場、低層厚度、相對渦度場、以及非地轉風等分布，發現降雨前期其低層槽前有明顯的熱力風平流正渦度的斜壓過程，加上高層由於南亞高壓分流區所導致的輻散作用，所產生的垂直運動使得此區對流不穩度得以釋放。而本研究則經由位渦垂直結構與位渦擾動反演垂直運動場的結果，進一步證實了 Chen and Li (1995) 在第一次降雨事件中對於高層擾動參與貢獻的看法，清楚指出此時期在位渦垂直結構上是屬於垂直重疊型擾動發展，與高低層擾動發生垂直偶合之典型的斜壓波發展不同，位渦反演結果則顯示了此時高層擾動與中層潛熱釋放對於上升運動提供了幾近相同的貢獻。顯見本研究利用位渦垂直結構的演變與位渦反演性質的應用，對於雨區

低層位渦擾動的演變、高低層擾動系統之間相互影響的動力機制、以及上升運動的維持等皆有較為完整的描述。

此外，不同平衡條件下的位渦反演系統對於鋒面上低壓擾動強度、東側低層噴流強度以及潛熱釋放等三者之間相互關係的探討，亦得到

不同程度的結果。Lackmann (2002)曾針對一個發生強烈對流系統的冷鋒與其東側伴隨之低層噴流的發展，利用準地轉平衡架構下的線性位渦反演方法，定量說明低層噴流的強度中有15%~40%來自冷鋒上的高值位渦，並輔以位渦收支的計算說明低層冷鋒上伴隨的高值位渦是

19/00Z

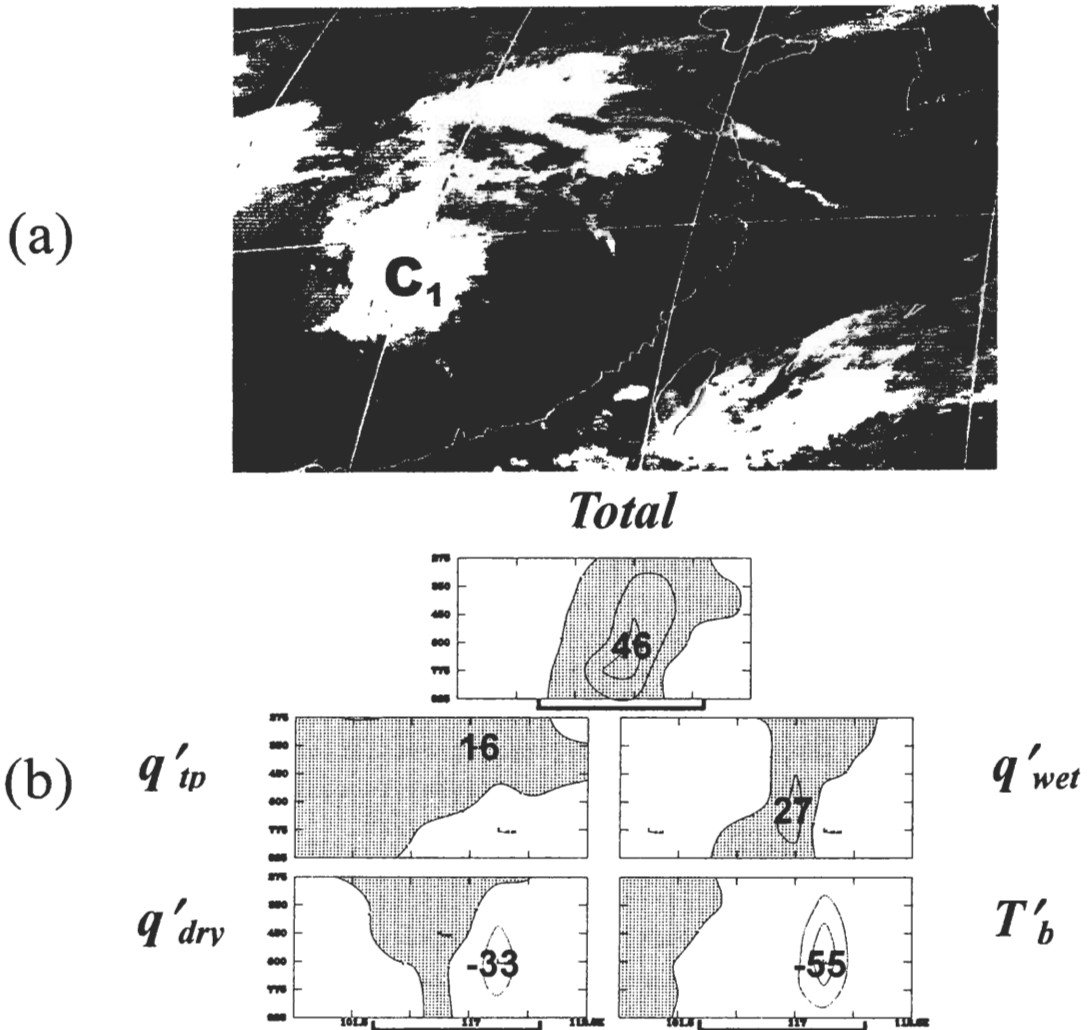


圖 12 5 月 19 日 0000 UTC(a) GMS 紅外線衛星雲圖， C_1 之解釋詳見文中、(b)垂直速度平均緯向-垂直剖面分布，由上至下，由左至右分別為總位渦(total)、 q'_{tp} 、 q'_{dry} 、 q'_{wet} 及 T'_b 所伴隨之垂直速度，橫座標為經度，縱座標為氣壓 (hPa)，等值線以 2ms^{-1} 間距分析，陰影為正值區，粗體字為中心數值，粗實線標示主要降雨區。

來自非絕熱過程的潛熱釋放，藉此說明潛熱釋放對於冷鋒的強度與低層噴流強度等之貢獻。本研究則是利用 Ertel 位渦在非線性平衡的假設下探討潛熱釋放對於低壓擾動發展的貢獻，同時亦考慮高層擾動的角色。結果顯示，第一波與第三波低層擾動增強時高層擾動與中層潛熱釋放提供約為等量貢獻的上升運動，第二波低層擾動增強時期上升運動的來源主要是潛熱釋放的貢獻。此二者皆是以位渦反演的角度來探討潛熱釋放的貢獻，由於非線性平衡系統較準地轉平衡系統更接近實際大氣，因此反演位渦所得潛熱釋放的貢獻將更為準確。此外，相較於準地轉平衡系統在垂直運動計算上的不足，非線性平衡的位渦反演系統可獲得更為接近實際大氣的垂直運動，並進一步分解不同位渦擾動伴隨的垂直運動以探討上升運動的來源，非線性平衡適用較高的羅士比數，使其對於鋒面降水等中尺度系統的掌握較準地轉平衡系統更為精確。

過去許多研究都曾清楚地說明低層噴流在傳送水氣並增加大氣潛在不穩度等方面的重要性 (Chen 1982; Chen and Yu 1988; Chen and Li 1995; Li et al. 1997)，本研究進一步指出雨區盛行的西南氣流所造成的速度輻合導致此區有效的水氣通量輻合，才是此次降雨系統得以長時間維持的重要關鍵。此外，Ninomiya and Murakami (1987)與 Chen et al. (1998)皆曾指出潛熱釋放是維持鋒上低壓擾動主要的能量來源，本研究則以片段位渦反演的的方法，直接說明潛熱釋放對於鋒上垂直運動的貢獻，並同時考慮高層擾動、中層乾位渦以及低邊界層效應等不同過程對於垂直運動的貢獻，以釐清鋒面上低壓擾動發展的動力機制，所獲得幾個重要結果

如下：

- 一、雨區低層低壓擾動的發展：在長達三天的豪雨過程中，雨區低層平均位渦值共出現三波的增強，此三波的增強分別伴隨不同的位渦垂直結構。第一波為垂直重疊型，即當高層槽線系統經過低層低壓擾動時，高低層彼此相互增強；第二波屬於中低層擾動型，此時高層並無擾動系統經過；第三波則為垂直偶合型，高低對流層皆存在明顯的低壓槽，形成隨高度向西傾斜深厚的斜壓系統，此時亦是低層擾動達到最強的時期。
- 二、垂直運動的來源：以位渦距平反演垂直運動，發現三次低層位渦擾動增強時期垂直運動的來源各不相同。第一波垂直重疊型擾動發展中，高層擾動與中層潛熱釋放對於上升運動提供幾近相同的貢獻；第二波中低層擾動型發展中，中層潛熱釋放的貢獻解釋了大部分上升運動的來源；第三波垂直偶合型擾動發展，此時上升運動達最強，降雨記錄亦顯示此階段降雨達最強，高層擾動、中層潛熱釋放以及中層乾位渦等皆提供正貢獻，其中以中層潛熱釋放的貢獻最大，至於低邊界層效應則提供負貢獻。
- 三、水氣的供給：雨區盛行的西南氣流不僅傳送南來暖濕空氣，增暖與濕化低層大氣，使大氣具有潛在不穩度，有利對流的發生，其在雨區的速度輻合效應，以致水氣通量有效地匯聚，更是降雨得以維持的重要關鍵。其中，雨區的速度輻合與源自青藏高原東側且沿著降雨區北側東移的西南渦有關，低壓擾動的環流疊加在原本華南一帶

盛行的西南風，使得西南風於低壓擾動東側轉向，並於雨區東側產生明顯的低層噴流，此二者之效應造成雨區產生明顯的速度輻合。另外，西南氣流亦攜帶大量南來的暖濕空氣，增加大氣的潛在不穩度，有利豪雨的發展。

總結而言，非線性平衡假設下的位渦反演系統對於此長時間連續性的鋒面降雨過程中雨區低層擾動的變化與垂直運動的來源提供了較完整的描述，相對於先前以傳統觀測資料估算潛熱釋放的貢獻、垂直運動的分布、以及高層擾動的角色等的分析方法，本研究結果對於高層擾動與中層潛熱釋放的角色等有較為清楚的說明。

致 謝

感謝王重傑教授提供卓見，本文在國科會專案計劃 NSC92-2111-M002-017 與 NSC92-2111-M-012-006 支持下完成。

參考文獻

- 侯喜真與陳泰然，2001：梅雨季伴隨華南西南風爆發之低壓發展。大氣科學，29，203-228。
- Bretherton, F. P., 1966: Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 325-334.
- Chang, C.-P., S. C. Hou, H. C. Kuo and G. T.-J. Chen, 1998: The development of an intense East Asian summer monsoon disturbance with strong vertical coupling. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2692-2712.
- Charney, J. G., 1955: The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, **7**, 22-26.
- Chen, C., W. K. Tao, P. L. Lin, G. S. Lai, S.-F. Tseng and T. C. C. Wang, 1998: The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 349-371.
- Chen, G. T. -J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomena in subtropical China. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 306-312.
- _____, and C. C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- Chen, Q., 1982: The instability of the gravity-inertial wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1041-1057.
- Chen, S. J., Y.-H. Kuo, W. Wang, Z.-Y. Tao, and B. Cui, 1998: A modeling case study of heavy rainstorms along the mei-yu front. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2330-2351.
- Chen, T.-C., and J. A. Kpaeyeh, 1993: The synoptic-scale environment associated with the low-level jet of the Great Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 416-420.
- Chen, Y. L., and J. Li, 1995: Large-scale conditions favorable for the development of heavy rainfall during TAMEX IOP3. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2978-3002.
- Cho, H. R., and G. T. -J. Chen, 1994: Convection and Mei-yu front. *TAO*, **5**, 121-136.
- _____, 1995: Mei-Yu frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2109-2120.
- Davis, C. A., 1992: Piecewise potential vorticity inversion. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1397-1412.
- _____, 1992: A potential-vorticity diagnosis of the importance of initial structure and condensational heating in observed extratropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2409-2428.
- _____, and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-195.
- Ertel H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteor. Z.*, **59**, 271-281.

- 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.
- 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.
- Lackmann, G. M., 2002: cold-frontal potential vorticity maxima, the low-level jet, and moisture transport in Extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 59-74.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of 'Baiu' front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 267-281.
- Ninomiya, K., 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.
- Trier, S. B., and C. A. Davis, 2001: Influence of balanced motions on heavy precipitation within a long-lived convectively generated vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 877-899.
- Uccellini, L. W., R. A. Petersen, K. F. Brill, P. J. Kocin, and J. J. Tucillo, 1987: Synergistic interactions between and upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2227-2261.
- Wang, B., 1987: The nature of CISK in a generalized continuous model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1411-1426.
- _____, 1987: The development mechanism for Tibetan Plateau warm vortices. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2978-2994.
- 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.

Potential Vorticity Diagnostics of a Long-Lived Heavy Rainfall Event in Southern China during TAMEX IOP 3

Shi-Chen Hou¹ George Tai-Jen Chen²

¹Center for General Education, Hsing-Kuo University

²Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 27 May 2002 ; in final form 21 October 2003)

ABSTRACT

A long-lived heavy rainfall event occurred along the southeastern coastal China over 20~22 May 1987 during TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) IOP3. The potential vorticity (PV) diagnostic system was used to analyze the development of disturbances over rainfall region in order to understand the synoptic situation and dynamical mechanism responsible for the heavy rainfall, which was observed along and over the area to the south of the quasi-stationary Mei-Yu front. During the heavy rainfall period, the PV over the rainfall area exhibited three periods of enhancement with three relative maxima.

Based on the PV tendency, the entire long-lived rainfall event was divided into three periods, each with distinctly different vertical PV structure. The piecewise PV inversion technique was used to shed light on the evolution of vertical motion and its contributing processes. During the first period, an eastward moving upper-level trough approached and affected the low-level system through the "vertical superposition" process. The upper-level trough, as well as latent heat release and unsaturated PV anomaly at mid-levels all provided positive contribution toward the upward motion. In the second period, 500-hPa short wave trough and 850-hPa quasi-stationary front were found to be responsible for the development of the low-level disturbance, without the presence of any upper-level system. The latent heat release was the major contributor to the upward motion. During the third period, another eastward upper-level trough approached and affected the low-level system through the "vertical coupling" process. In addition to the important role played by the latent heat release, positive contribution from the upper-level trough and unsaturated PV anomaly in middle levels also increased.

The strong low-level warm and moist southwesterly flow provided moisture flux convergence such that heavy rainfall occurred consecutively over the same area for several days. During the entire rainfall period, the moisture flux convergence was largely due to velocity convergence, which was the key to maintain the heavy rainfall for a long time. The velocity convergence was related to the southwest vortex developed to the lee of Tibetan Plateau and moved eastward subsequently. The low-level jet was a result from adding the circulation of the vortex to the prevailing southwesterlies over the southern China. As the southwesterly turned into southeasterlies to the east of the vortex, strong velocity convergence over the rainfall region was produced. In addition, the southwesterlies brought abundant warmth and moisture from the south, enhancing the potential instability of the atmosphere, and supported the development of heavy rainfall.

Key words : Heavy rainfall, Potential vorticity, Latent heat release, Vertical coupling, Vertical superposition, LLJ.