

臺灣梅雨季初期南亞高層反氣旋之演化研究

柯文雄 鄧博元
國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十二年十二月二十日收稿；中華民國八十三年二月七日定稿)

摘 要

南亞初夏期間，大氣之大尺度環流有兩次急劇改變，分別為東南亞夏季季風及印度夏季季風的開始。前者正值台灣地區的梅雨季初期，此時大氣流場的特徵在高層有南亞反氣旋的迅速北移，在低層則有西南氣流的急劇增強現象。

本文使用ECMWF之網格資料，分析1981年至1986年間之6年台灣地區梅雨初期高、低層流場的演化特徵。結果顯示，200 hPa之高層南亞反氣旋環流向北伸展的範圍，可影響台灣地區；而850 hPa之低層西南氣流隨西太平洋副高脊環流向東移，則自中南半島穿越台灣地區向東北延伸至日本南部。因此高層環流帶來西北方之較乾冷空氣，低層環流帶來西南方之較暖濕空氣，此高、低層的配置，可於台灣地區建立或維持大範圍的對流不穩定度。高層南亞反氣旋東側的流場與北方西風槽脊系統相互配合，則可形成高層分流的現象，加強中低層的對流運動；此兩者皆有利於降雨的發生。

由1984及1986兩年梅雨季前非絕熱效應對高層南亞反氣旋影響之數值模擬得知，對稱於赤道上的潛熱加熱效應，可使赤道地區高層南風向北平流負行星渦度的效應加強，以維持赤道北側之反氣旋環流。中南半島的加熱效應，可直接增強高層輻散場而使反氣旋迅速增強。而青康藏高原的可感熱效應，則有利於反氣旋的北移，且因西風的平流效應而維持反氣旋東北側的環流。高層南亞反氣旋具有類似Rossby wave之向西移行特性，上述之中南半島的潛熱效應為加速高層南亞反氣旋西移最主要的因素。

在不同的背景流場環境裡，高層南亞反氣旋對加熱效應有不同的反應，若背景場屬於大範圍帶狀分佈的反旋式流場，南亞反氣旋受環境牽制而較不易單獨發展或迅速減弱；若背景場屬於氣旋式流場，則較易發展並加速西移。

關鍵詞：南亞高層反氣旋、梅雨、太平洋副高、數值模擬、非絕熱加熱、青康藏高原可感熱

一、前 言

台灣、華南地區梅雨期的降水，為該區全年主要降水來源之一，且其雨量多寡與往後的旱澇有密不可分的關係。梅雨期一般為5至6月，此時正值冬季季風轉變為夏季季風環流的替換期，研究大氣於梅雨期及季風環流轉換期所反應出的大尺度運動特徵，將有助於了解梅雨期開始的原因及其降雨的特性。研究報告指出，每年5、6月間梅雨期大尺度運動的主要特徵為200

hPa 高層噴流 (Upper-Level Jet; ULJ) 的兩次主要北移, 其發生時間分別與台灣北部地區入、出梅之時間相當 (Kato, 1985, 1987, 1989; Lau and Li, 1984)。高層噴流的位置變化與 200 ~ 500 hPa 之溫度場分佈有密切關係, 而高、低層噴流之相對位置又與發生豪雨的地區相關連, 此說明梅雨系統屬於深厚的大氣現象 (朱, 1990; Tsay and Kau, 1989; 蔡與鄭, 1987; Uccellini and Johnson, 1979)。故高層噴流北移的時間, 可做為判斷梅雨季開始與結束的指標。

梅雨季初期東南亞夏季季風開始時, 除了高層噴流的北移外, 伴隨季風的發展, 大尺度環流之另一特徵為南亞高層反氣旋的生成及北移。在此所指的南亞高層反氣旋, 一般位於中南半島附近, 其環流以 200 hPa 最強並向上、下遞減, 且在中高對流層伴有暖空氣柱; 在以下的章節中將簡稱為南亞反氣旋。雖然南亞反氣旋中心北移的路徑因年而異, 但其流場的向北伸展則為各年共同之特徵。大氣屬於連續性流體, 所以南亞反氣旋的北伸和 ULJ 北移之間有一定的關連, 這正是我們感興趣的地方。若能了解南亞反氣旋移行發展的特性, 則可做為判定台灣及華南地區梅雨季開始的另一指標。南亞反氣旋一般隨季節向北及東北或西北緩慢移動, 而至印度季風開始前突然在沙烏地阿拉伯及伊朗附近有另一反氣旋中心出現, 之後原來之反氣旋中心快速的向西北移動與此反氣旋合而為一, 而印度季風就在此期間發展出來。

He et al. (1987) 分析 1979 年 4 月 16 日至 7 月 4 日之 FGGE 資料指出, 在這段期間的 $0^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$, $40^{\circ} \sim 130^{\circ} \text{E}$ 範圍內高層大氣環流有兩次短時間的急劇變化: 第一次為東南亞夏季季風的開始, 此時正逢台灣地區進入梅雨季; 第二次為印度夏季季風的開始, 一週後台灣地區出梅 (6 月 18 日), 此顯示台灣地區梅雨季的開始與結束, 這兩次高層環流的劇變有關。Gill (1980) 利用淺水方程模式, 模擬熱帶赤道區域的加熱效應對大氣環流的影響。發現若存在對稱於赤道的加熱熱源, 可在熱源西邊高層形成南北對稱的反氣旋環流, 南亞反氣旋的生成可能與這類加熱效應有關。Kuma (1988) 利用 JMA (Japan Meteorological Agent) 全球波譜模式探討 1986 年赤道區加熱效應與南亞反氣旋生成之關係。他分別考慮在有固定區域及無任何固定區域之加熱效應的條件下進行預報模擬, 結果顯示僅在有固定加熱源之條件下才能得到與真實大氣相似之流場狀態, 即可在高、低層分別發展出南亞反氣旋及西南氣流現象。Lau (1989) 畫出季風擾動、30~60 天振盪、西太平洋擾動、及與副熱帶高壓間的相對運動示意圖 (圖 1)。可知熱帶地區的熱力分布及大氣狀態之改變, 可影響副熱帶的環流。

由上述的文獻回顧, 可知形成及影響南亞反氣旋之因子有下列各項: 青康藏高原的加熱分佈; 赤道地區海洋大陸的對流潛熱釋放及其所驅動的哈德雷環流 (Hadley circulation); 對流加熱效應包括西太平洋、印度尼西亞等地之準滯留模及以 30~60 天為週期之東移模; 赤道地區大氣的熱力狀態; 及西太平洋副熱帶高壓脊環流的時空變化等。本文中, 我們將分成以下幾方面進行討論: 第二節為數值模式簡介、使用資料之種類及分析方法, 第三節將討論台灣與華南地區梅雨初期高低層環流之特徵、演化及南亞反氣旋對台灣地區的影響, 第四節則利用全球波譜模式之數值模擬探討非絕熱加熱效應對南亞反氣旋移行與發展之影響, 第五節為南亞反氣旋之數值模擬結果討論, 第六節為結論。

二、數值模式簡介、使用資料與分析方法

數值模擬所使用之全球波譜模式, 以原始方程為控制方程。模式中包含 5 個預報方程及靜力方程, 預報變數為絕對渦度、輻散度、地面氣壓、溫度場及水汽場 (比濕)。在水平部份以長

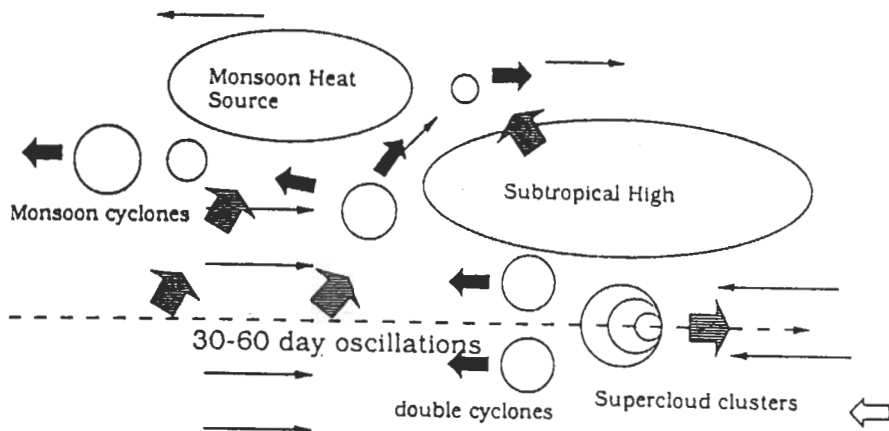


圖1 季風擾動、30~60天振盪與西北太平洋擾動等相對於季風熱源與副熱帶高壓之相對運動示意圖。(摘自Lau, 1989)

斜方型截斷數列 (rhomboidal truncation) 作球面展開，全球的高斯緯度圈數取為 $N = 76$ ，每一緯度圈的截波數為 $J = 30$ ，網格數取為 $LN = 96$ 。垂直部份包含了12個不連續層(layers)，在12層之間設13個面(levels)，在層上考慮每一個物理變數，而在面上計算 σ 。時間積分採用半內顯 (semi-implicit) 法。模式的參數化包含邊界層參數化、水汽參數化、次網格尺度的消散作用參數化、雲及輻射效應的參數化。

使用之資料來源主要為歐洲中期預報中心 (ECMWF) 之全球網格點資料，水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，而垂直方向則包括1000、850、700、500、300、200及100 hPa等七層，變數包括東西向風場 U 、南北向風場 V 、重力位高度 Φ 、飽和混合比 Q 等，及每日2次 (00 Z 與 12 Z) 之地球向外長波輻射 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 資料，時間則為1981至1986年共6年內之梅雨初期 (4月20日至5月31日)。在此台灣地區之入梅時間定義參考陳與蔡 (1980) 所發表之資料。

分析方法利用全球波譜模式，處理上述風場資料得流函數場 ϕ 、速度位場 χ 、渦度場 ζ 之時空分佈。取200 hPa為高層，以觀察南亞反氣旋的移行與演化；850 hPa為低層，以觀察低層西南氣流及西太平洋副熱帶高壓的環流場演化。參考OLR空間分佈的時間序列，以分析對流加熱區域的位置及移動，並配合實際的個案做模擬實驗，探討非絕熱加熱對南亞反氣旋的影響。

三、梅雨初期高低層環流及南亞反氣旋對臺灣地區的影響

3.1 台灣及華南地區梅雨初期高低層環流的特徵及演化

利用全球波譜模式計算流函數場，並於入梅時間的前後各取時間平均來探討流場的演化。首先就入梅日前後共10天平均值，得如圖2的高、低層流函數場分佈情形。高層(200 hPa)流場可明顯看到南亞反氣旋位於中南半島上，由正值線走勢顯示其範圍可達台灣南部。正值線以北之氣旋式風場南緣有一狹窄區域，具與零值線類似的反氣旋曲率，亦可影響台灣中、北部至北方海面之流場。故華南及台灣地區高層在梅雨季初期均在反旋式彎曲流場控制之下，此流場可輸送北方的空氣至台灣地區。低層(850 hPa)流場，可看見兩種明顯差異之風場：一是源自印度南方(印度洋)，向東北延伸經中南半島南部、台灣地區而達日本南部的西南風場，在此簡稱爲西南氣流；另一則是位於西南氣流東南方，屬西太平洋副熱帶高壓脊線西緣之環流，簡稱爲副高脊環流。由圖2亦可看出前述西南氣流之流函數梯度明顯較附近爲強，此可能與中南半島及北方青康藏高原之地形阻擋有關。

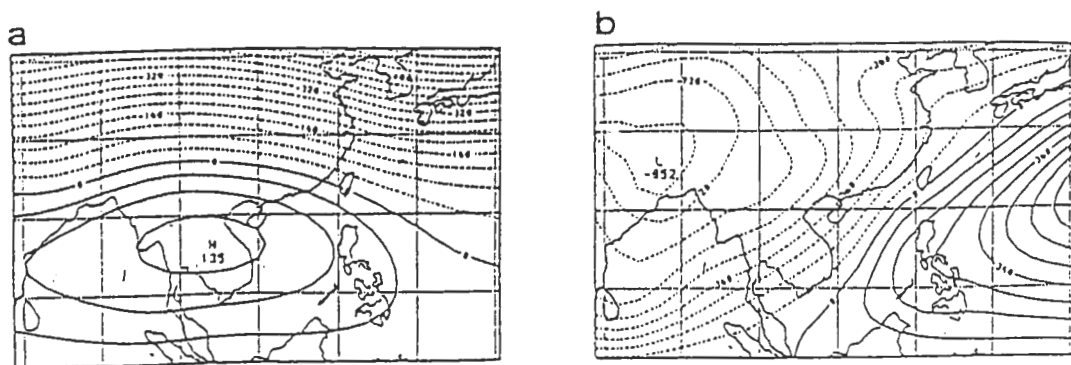


圖2 1981~1986年台灣地區入梅前後共10天之平均流函數場。(a) 200 hPa，(b) 850 hPa。單位爲 m^2/s 。

圖3爲入梅前與後高、低層流場之分佈。由(a)入梅前5天平均和(c)入梅後5天平均之高層流函數場，可看出200 hPa之南亞反氣旋雖中心僅略微北移及增強，但其環流明顯向北伸展，而自台灣南方推展到台灣北部。此變化可使台灣、華南地區高層反旋式氣流之穩定性增強。圖3(b)、(d)分別爲入梅前、後各5天平均之低層流函數場，可看出850 hPa最明顯的變化是副高脊環流自移出台灣地區而向東南退。其可能導因於脊線或系統本身的減弱或南移，但有利於西南氣流順著副高脊環流的西緣東移，而可穿越台灣地區向東北伸達日本南方洋面。此期間印度東北之季風低壓僅略微北移，強度亦無明顯變化。所以影響西南氣流移入台灣地區的機制，可能主要在副高脊環流的移動及南方跨赤道氣流的增強與否。由上述6年入梅時的平均流函數場分析可知，台灣、華南地區在梅雨季初期高、低層環流的主要特徵爲：高層流場爲因南亞反氣旋環流的北伸，而見立更穩定的反旋式風場；而低層流場則著重在西南氣流之被引進台灣地區，形成與圖2相類似的高低層流場分佈型態。我們進一步分析1981至1986之各年資料，以期能夠更清楚高、低層流場形成的先後順序及南亞反氣旋移動年際差異。由於南亞反氣旋在入梅前的移動，中心通常呈東西向的跳動分佈其環流範圍亦隨之變化。但在梅雨初期都具有相同的傾向，即爲台灣地區高層明顯受其環流影響。此範圍包含南亞反氣旋所屬的反旋式風場及正值線北側氣旋式流場南緣因受南亞反氣旋影響而具反旋式彎曲的風場。

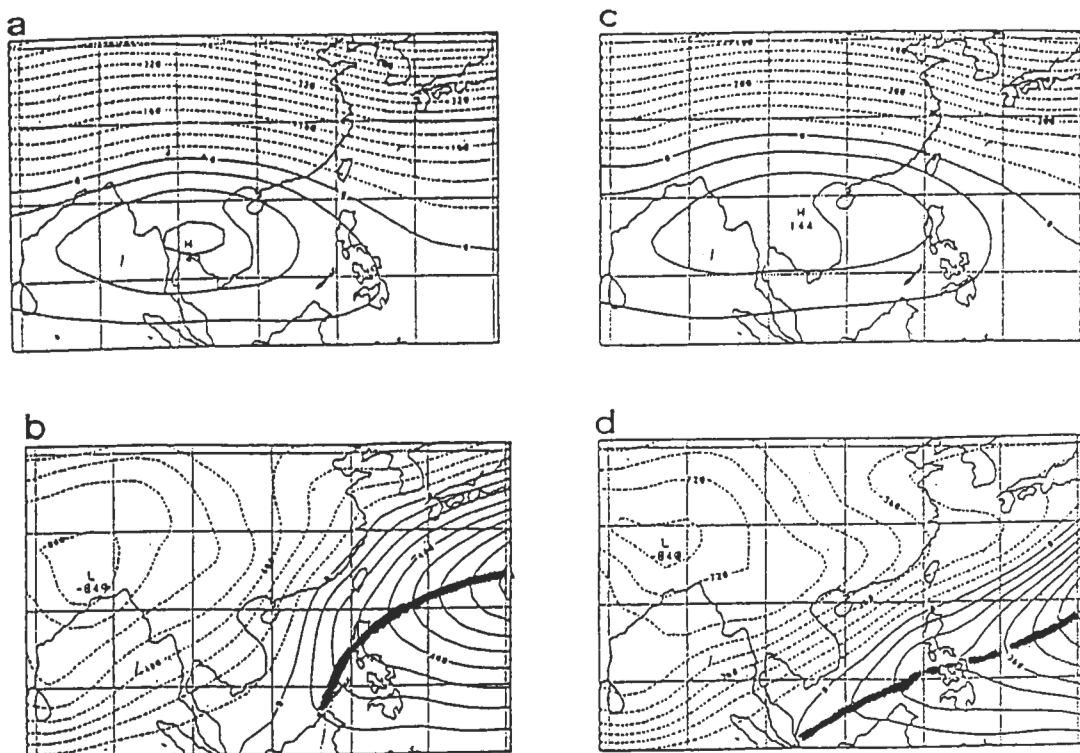


圖3 1981~1986年台灣地區高低層流函數場。(a)為入梅前5天200 hPa之平均，(b)為入梅前5天850 hPa之平均，(c)為入梅後5天200 hPa之平均，(d)為入梅後5天850 hPa之平均。單位為 m^2s^{-1} 。

1981年台灣地區在入梅(5月10日)後逐漸進入南亞反氣旋環流範圍內。圖4(d)為入梅後1天200 hPa之流函數場，可見南亞反氣旋環流較入梅當天(圖4c)明顯向北伸展，此現象亦可從圖4(a)~(d)之正值線移動趨勢得到了解。圖4(h)為入梅後850 hPa之流函數場，台灣地區全為西南氣流所控制。故可知南亞反氣旋向北移動，低層的副高脊環流向東南退，而緊靠在其左側的西南氣流跟進並向東移入台灣地區，為該年高低層環流之相對配置。

1982年則於入梅前2天，高層即進入反旋式流函數場北側負渦度區之控制下。由圖5(a)~(d)可知反氣旋中心向西北移動，其環流亦如圖5(c)~(d)所示向東伸展接近台灣，圖5(c)為入梅日。圖5(e)~(h)為850 hPa流場，在入梅時(圖5g)西南氣流明顯移入台灣地區，圖5(i)~(l)中陰影區為反氣旋流場北方西風帶槽脊系統之正渦度區。雖然台灣地區在入梅前後並未完全進入反氣旋流場內，但卻處於正值線以北之負渦度區(非陰影區)範圍內。此區為受南亞反氣旋影響之西風帶南緣，具有與南亞反氣旋相同之作用-向南輸送北方之較乾冷空氣。

1983年高低層流場與1982年相似，主要受反旋式流函數場北側的負渦度區所影響。

1984年南亞反氣旋中心於入梅前突然向西北移動，其環流向北伸展達台灣地區。圖6(c)，(g)分別為入梅時之高、低層流場，顯示反氣旋環流已伸及台灣地區，此時台灣地區低層則仍受副高脊環流控制，故並無明顯之西南氣流穿越，但已有大範圍的持續性降雨。

1985年南亞反氣旋中心在入梅前夕向東移動，其環流範圍亦向北伸展，台灣地區高層流場主要受南亞反氣旋系統本身所影響，而低層流場可見西南氣流明顯穿越台灣地區。此年入梅時

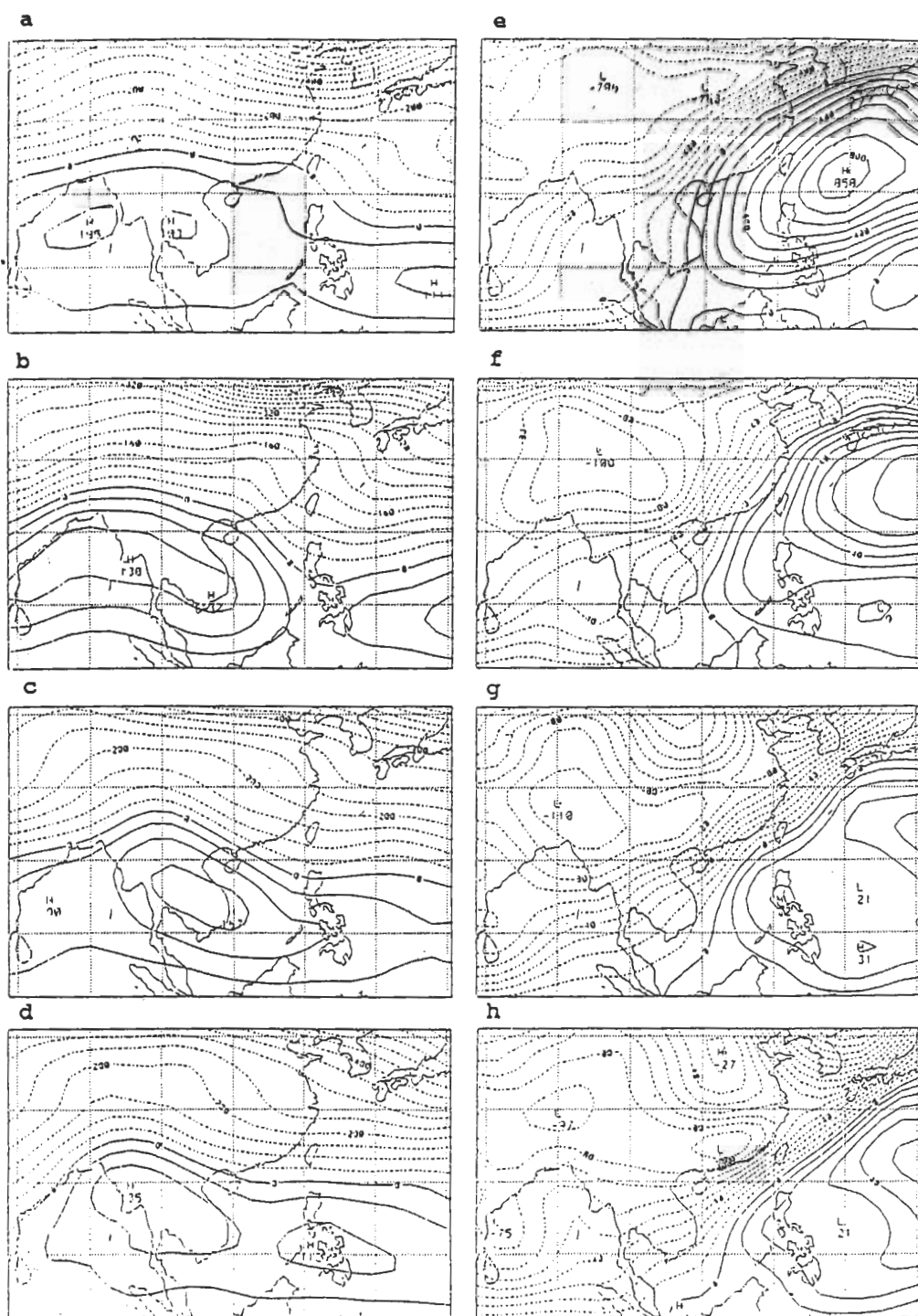


圖4 1981年流函數場於台灣入梅前後的流函數場時間序列(5月8日至5月11日)
 ,台灣於5月10日入梅。(a)~(d)為200 hPa, (e)~(h)為850 hPa。單位
 為 m^2/s 。

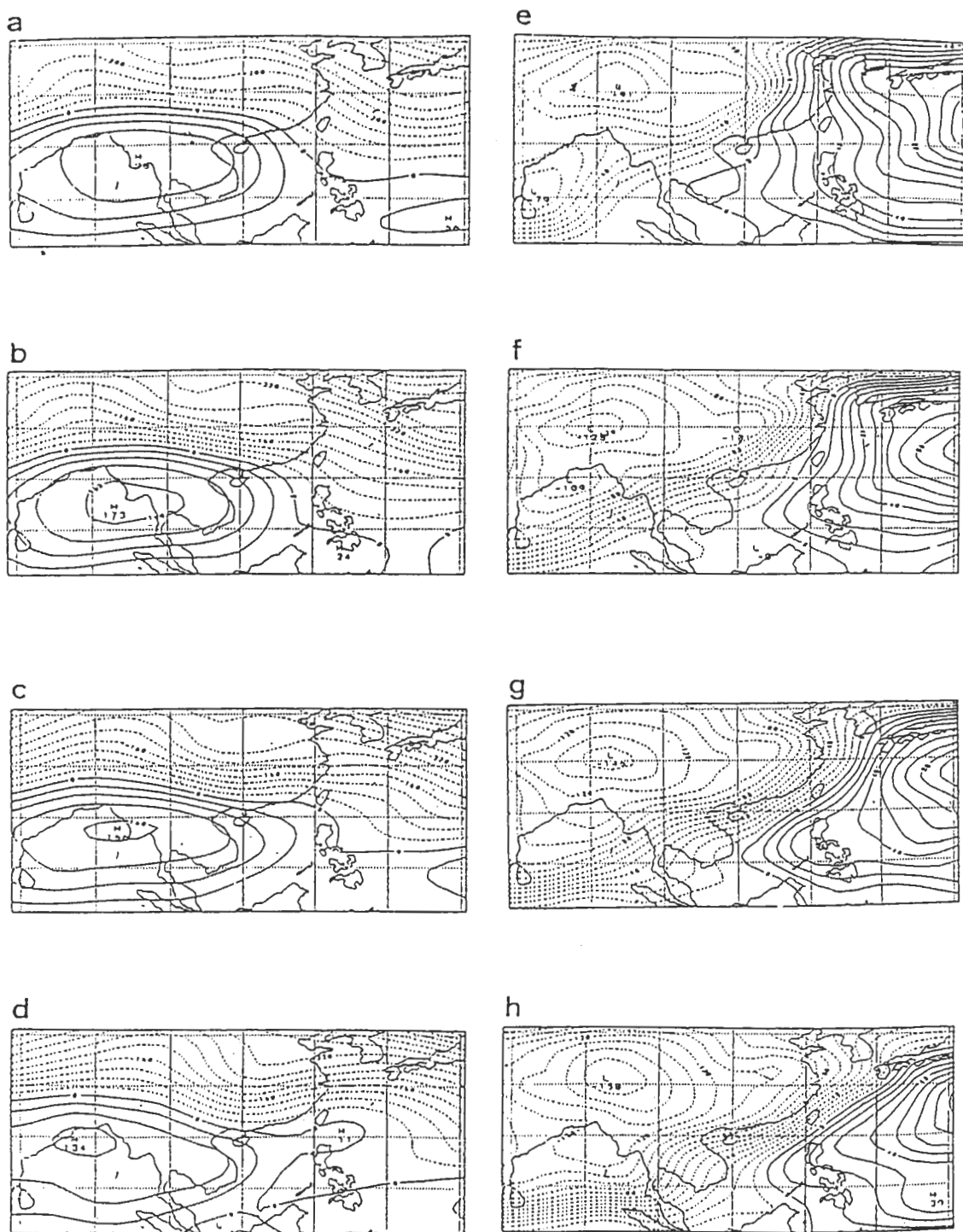
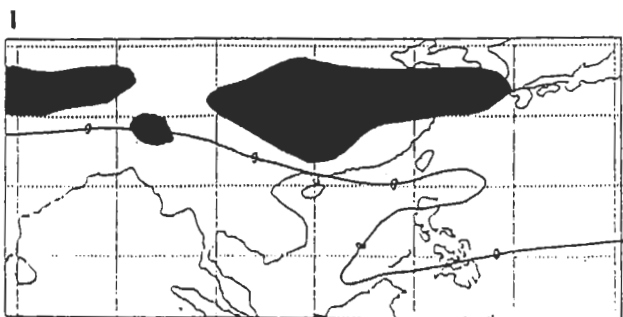
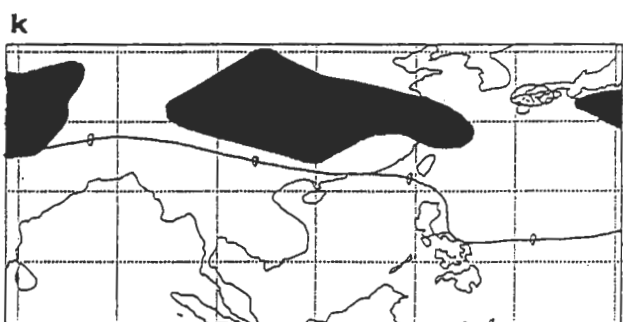
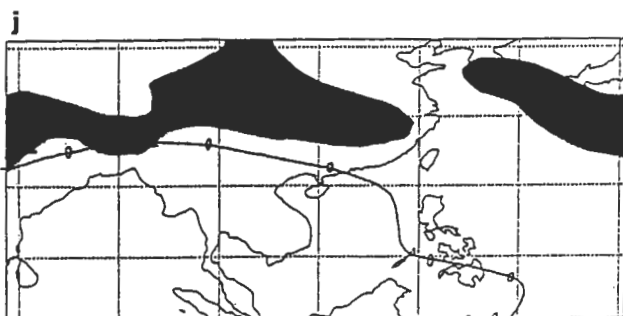
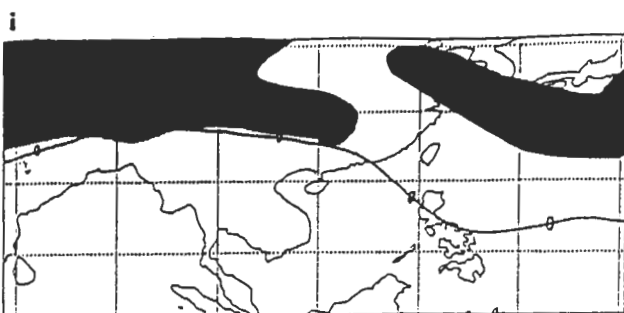


圖5 1982年流函數場於台灣入梅前後的流函數場時間序列(5月26日至5月29日)，台灣於5月28日入梅。(a)~(d)為200 hPa，(c)~(h)為850 hPa，(i)~(l)為為200 hPa流函數場零值與零值線以北之西風帶正過度區(陰影區)的相對位置分佈圖。單位為 m^2s^{-1} 。



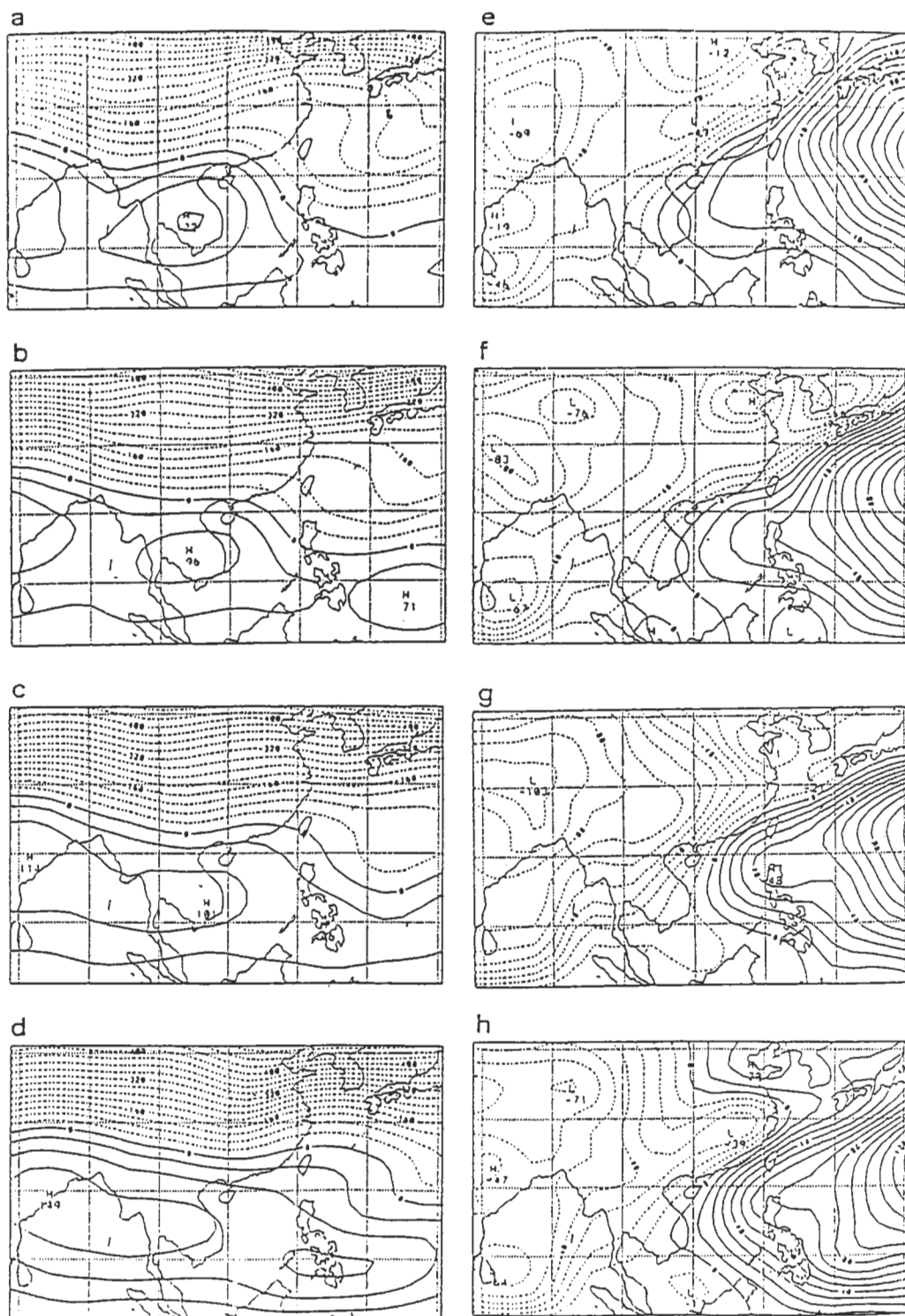


圖6 1984年流函數場於台灣入梅前後的流函數場時間序列(5月12日至5月14日)，台灣於5月14日入梅。(a)~(d)為200hPa，(e)~(h)為850 hPa。流函數單位為 m^2s^{-1} 。

高低層之流場分佈與平均入梅流場的特徵相似。

1986年台灣地區高層於入梅前3天即完全由南亞反氣旋所籠罩。圖7(d)為入梅日。雖然高層環流場提前為南亞反氣旋流場所控制，但因低層之副高脊環流尚未完全退離台灣地區，直到圖7(g)以後才有明顯東移的現象。台灣地區於入梅當天高低層之環流分佈，與此6年入梅時之平均環流類似。

由上述分析可知，南亞反氣旋有略為提前於入梅前即已影響台灣高層流場之趨勢，而低層850 hPa之副高脊環流除了1983、84兩年較強外，都恰於入梅日向東南移開，使西南氣流能順利移入台灣地區。

綜合上述6年高低層流場的時序差異，可得知：高層環流場在入梅前先在台灣地區建立反氣旋式流場，之後低層的副高脊環流才逐漸移出台灣地區，此時若西南氣流東移穿越台灣地區，則多可發生大範圍而持續性的降雨（進入梅雨期）。

故台灣梅雨季初期之流場特徵可歸納為以下數點：

- (1) 台灣地區高層將處於南亞反氣旋的環流範圍或反旋式流函數場北側之負渦度區控制下。
- (2) 850 hPa的低層有明顯西南氣流的型態穿越台灣地區。
- (3) 南亞反氣旋的中心一般位於 $15^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{ N}$ ； $90^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{ E}$ 之間，雖每年在入梅前後其中心有不同的移向差異，但其環流範圍大都具向北及向東伸展的趨勢。
- (4) 南亞反氣旋流場北伸之特徵較低層西南氣流之移入略早，其後若低層流場配合恰當，即可能進入梅雨期。
- (5) 西南氣流能否移入台灣地區且穩定的維持一段時間，與副高脊的東退、南移或減弱有關。

3.2 南亞反氣旋在梅雨初期對台灣地區之影響

梅雨期開始前，當高層之西風槽脊經過台灣高層時，因不斷變化的風向使得溫度平流隨之變化，而低層大都為副高環流所控制，屬於下沉較乾燥的空氣，雖溫暖但濕度較低，兩者皆不利於大範圍對流性不穩定度的維持。隨著季節變化，高層南亞反氣旋於赤道以北的印度尼西亞附近形成，並逐漸向北發展。當南亞反氣旋北移至中南半島附近時，其高層反旋式風場可將北方較乾冷之空氣帶至台灣地區，並削弱因西風槽脊東移所造成之冷暖平流變化。低層副高脊的環流則逐漸減弱、東退並離開台灣地區，同時引進西側的西南氣流，便可將印度洋上豐沛的水汽輸送至台灣地區。如此在低層的暖濕空氣與高層的冷乾空氣配合下，將可維持大範圍的對流不穩定度，此時若有擾動場存在，有助於形成如梅雨期時大範圍降雨的現象。

從渦度平流的觀點，來看南亞反氣旋對中緯度西風槽脊系統之影響：西風槽前有正渦度平流，而南亞反氣旋具負渦度性質，故不利於槽之移入，使西風槽必須由北方繞行經過，不致影響台灣地區之高層環流；而當屬於負渦度平流的西風脊移近時，則可相互加強而使風場變得更反旋式，而進一步加強北風。從高層分流的觀點來看，南亞反氣旋東側的環流伸展至台灣地區時，可與北方西風槽配合成分流之型態，有利於中低層對流運動的加強，亦將影響降雨的分佈。南亞反氣旋北邊的流場可透過動量平流的作用而影響ULJ的風速梯度，其所伴隨之500~200 hPa暖空氣柱，則可改變水平厚度場的分佈，透過熱力風及地轉理論，將改變ULJ的強度及走向，因此垂直次環流的分佈狀態亦隨之改變，進而改變了降雨區之分佈。

總之，就局地而言，南亞反氣旋可穩定高層較乾冷空氣輸送的方向，其與北方西風槽配置下

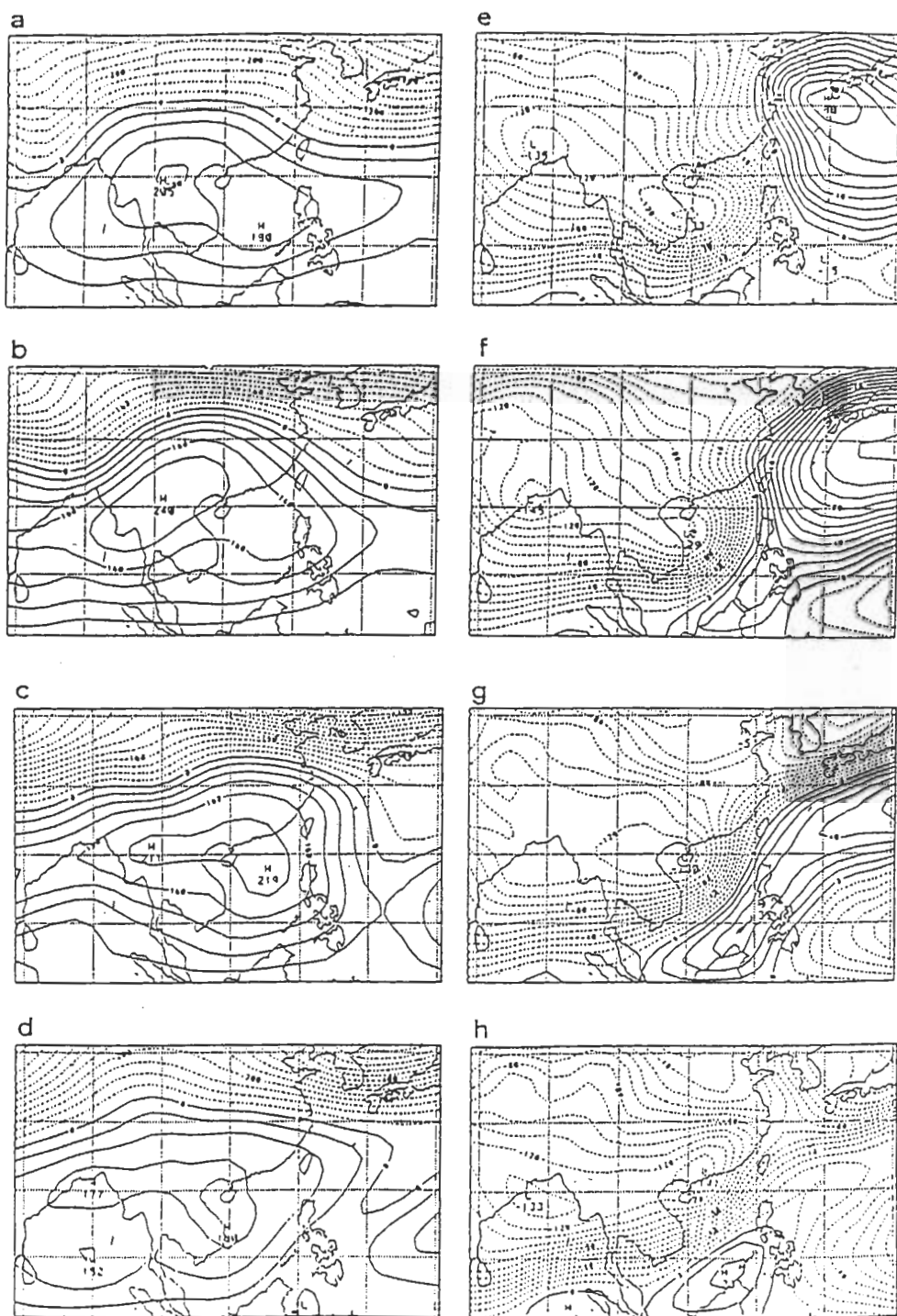


圖7 1986年流函數場於台灣入梅前後的流函數場時間序列(5月17日至5月20日)，台灣於5月20日入梅。(a)~(d)為200hPa，(e)~(h)為850 hPa。

的分流風場，有利於對流運動的增強；就大尺度而言，南亞反氣旋北移後將可改變北方 ULJ 之走向，ULJ 又與 LLJ 有密切關係，進而可影響低層的水汽分佈。上述兩者共同的作用，均將有利於建立大範圍的對流不穩定度，而影響梅雨期之降雨。

四、非絕熱效應對南亞反氣旋影響之數值模擬

由 OLR 資料分析及衛星之觀測雲圖，可發現於南亞反氣旋之生成初期，印度尼西亞一帶已有旺盛的積雲對流活動，故潛熱加熱效應顯著。當台灣地區進入梅雨期時，自中南半島至台灣一帶，亦有一呈帶狀的低 OLR 值分佈區 ($< 220 W/m^2$)。由衛星雲圖顯示，中南半島地區此時經常存在發展很深的積雲，亦為潛熱加熱效應明顯的區域。青康藏高原地區因受太陽短波輻射加熱，可感熱的上傳現象逐漸顯著。朱 (1990) 曾分析指出，在台灣地區梅雨初期，溫度場的時間序列有明顯的增溫現象，其所在緯度包含青康藏高原的南麓，故可感熱的加熱效應可能為另一影響南亞反氣旋之重要因子。在以下的數值模擬中，分別考慮上述印度尼西亞、中南半島及青康藏高原東南麓等三區加熱效應之影響，以討論其對南亞反氣旋的作用。

為了解不同地區及不同類型之加熱效應對南亞反氣旋環流的影響，我們分別作考慮下列各類加熱效應的控制模擬：一為無任何特定加熱區之控制模擬，另一為有特定加熱區之控制模擬。在特定加熱區之控制模擬方面又包含三類，分別為對稱於赤道上之潛熱加熱效應、中南半島的潛熱加熱效應及青康藏高原東南麓的可感熱效應。在模擬過程中為突顯固定熱源的影響，將不考慮由積雲參數化所計算的加熱效應，而以外界輸入之固定熱源取代。其中各區域的加熱範圍、垂直平均之加熱率及其加熱效應之三維分佈皆固定，且加熱效應為每天持續輸入。積分時間為 6 天，每天輸出一次。此外，因考慮模式之調整時間，故選擇第 2 天至第 6 天的輸出結果作模擬結果的分析。在潛熱加熱效應方面，主要係考慮一般熱帶地區之深對流所造成的結果，其加熱效應在垂直方向的最大值出現在 400 ~ 500 hPa 間，並向上、下遞減，垂直平均之加熱率一般可達 $8^\circ C / 天$ 。故在本模擬中，加熱效應的大小在垂直及水平方向均呈 $\sin$ 函數之分佈型式，垂直方向並以 400 hPa 為最大值。加熱區內各點之加熱率依下式之型式分佈：

$$heating(\phi, \lambda, k) = \frac{\{\sin(\pi \cdot Sl(k)) \cdot heat\}}{\sum_{l=1}^{12} [\sin(\pi \cdot Sl(l) \cdot del(l))]} \times [\sin(\pi \times \frac{\phi - a_1}{a_2 - a_1})]^2 \times [\sin(\pi \times \frac{\lambda - a_3}{a_4 - a_3})]^2$$

其中， $del(l)$ 為 layer 之厚度； Sl 為 layer 之 σ 坐標，第 1 層最低而第 12 層最高；當 $Sl = 0.5$ 時， $heating$ 為最大值； $heat$ 為輸入之垂直平均加熱率； a_1 、 a_2 ；分別為加熱區之南、北範圍（緯度）； a_3 、 a_4 ；則分別為加熱區之東、西範圍（經度）；而 ϕ 、 λ 分別為緯度及經度變量。因此當給定垂直平均之加熱率後，即以滿足上述函數關係的分佈給定空間的加熱效應。在可感熱的加熱方面，係於中南半島的北方給定一固定區域 ($90^\circ \sim 105^\circ E$, $25^\circ \sim 35^\circ N$) 之加熱率，輸入後疊加於其地表溫度上，再經由模式的控制方程向上傳遞熱量。此加熱率分別考慮 $3^\circ C / 天$ 和 $5^\circ C / 天$ 。考慮上述的非絕熱加熱效應之模擬類別如表一及表二所示。加熱空間內加熱效應的三維分佈圖 8 所示，而 1984 與 1986 年預報初始之流函數場，及 200 ~ 500 hPa 厚度場，分別如圖 9 及 10 所示。

表一 各種模擬所考慮之加種類、範圍及加熱率

加熱代號	加熱效應種類	加熱範圍	加熱率 (°C/day)
I	對稱於赤道之 潛熱加熱效應	10° S~10° N 100° E~140° E	8、15
II	中南半島之 潛熱加熱效應	0° N~20° N 85° E~125° E	8
III	青藏高原之 可感熱加熱效應	25° N~35° N 90° E~105° E	3、5

表二 加熱模擬之類型。加熱效應代號I~III如表二所示，×表示考慮任何加熱效應。

年份	模擬類型代號	所考慮之加熱效應
1984	NC	×
	T0	III
	T1	I
	T2	II
	T3	I + II + III
1986	NC	×
	T0	III
	T1	I
	T2	II
	T3	I + II + III

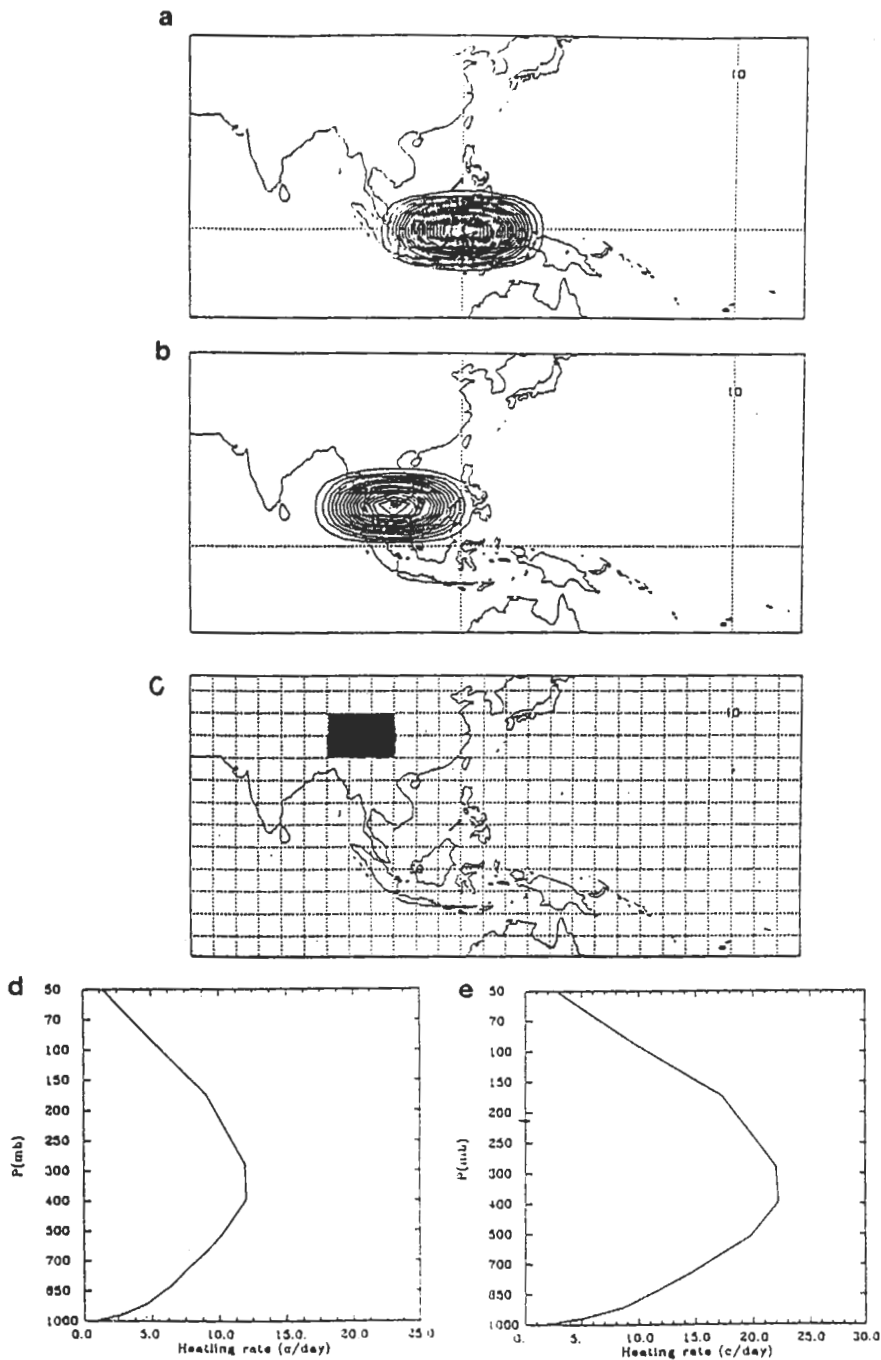


圖8 模擬實驗中潛熱加熱效應、可感熱加熱效應的範圍，及加熱率的水平分佈。
 (a) 對稱於赤道上的潛熱加熱效應，其中心為 120°E；0° N，(b) 中南半島上的潛熱加熱效應，其中心為 105° E；10° N，(c) 青康藏高原的可感熱加熱效應（陰影區），其範圍為 90° ~ 105° E；25° ~ 35° N，及潛熱加熱率的垂直分佈。(d) 15° C/天，(e) 8° C/天。

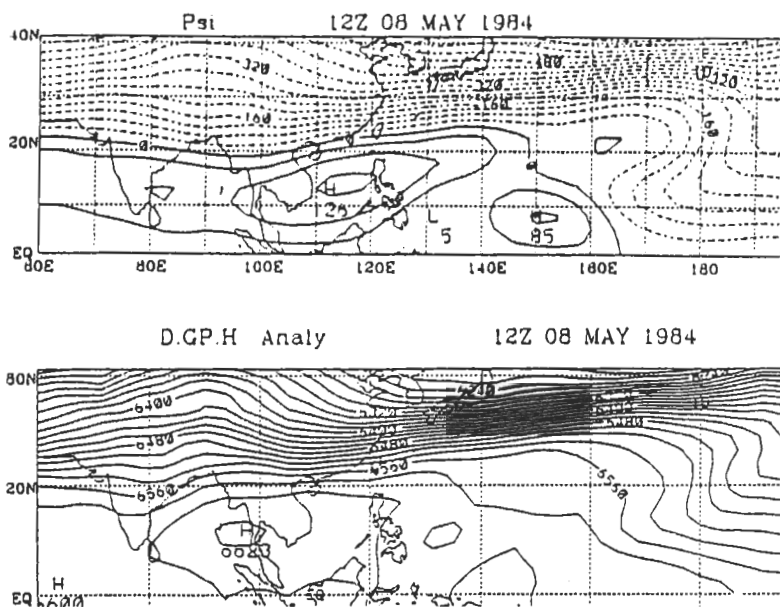


圖9 1984年預報初始場(5月8日12 Z)。(a)200 hPa流函數場，(b)200~500 hPa厚度場。流函數單位為 m^2/s ，厚度單位為gpm。

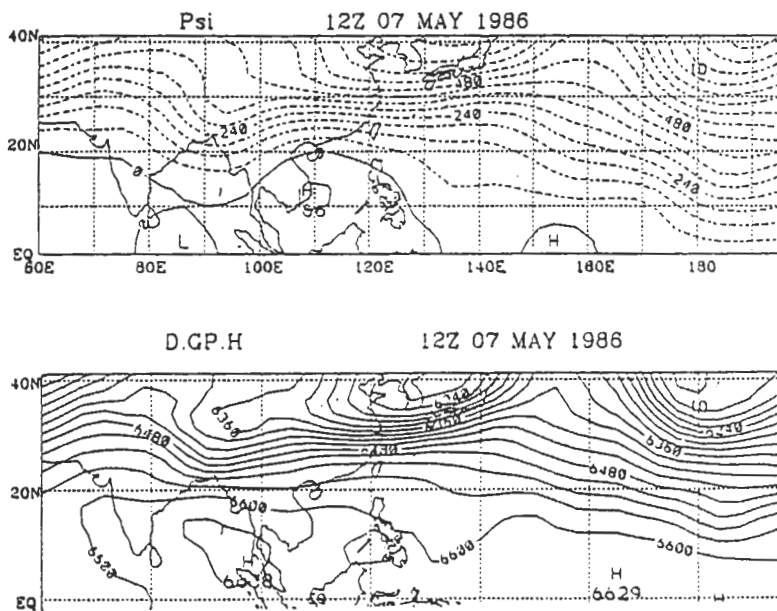


圖10 1986年預報初始場(5月7日12 Z)。(a)200 hPa流函數場，(b)200~500 hPa厚度場。流函數單位為 m^2/s ，厚度單位為gpm。

1984年5月9日至5月14日之流函數場如圖11所示，南亞反氣旋逐漸自海南島南方洋面移至中南半島上，之後便在該區維持(5月10日)。南亞反氣旋中心強度的增減不一，而其環流範圍則

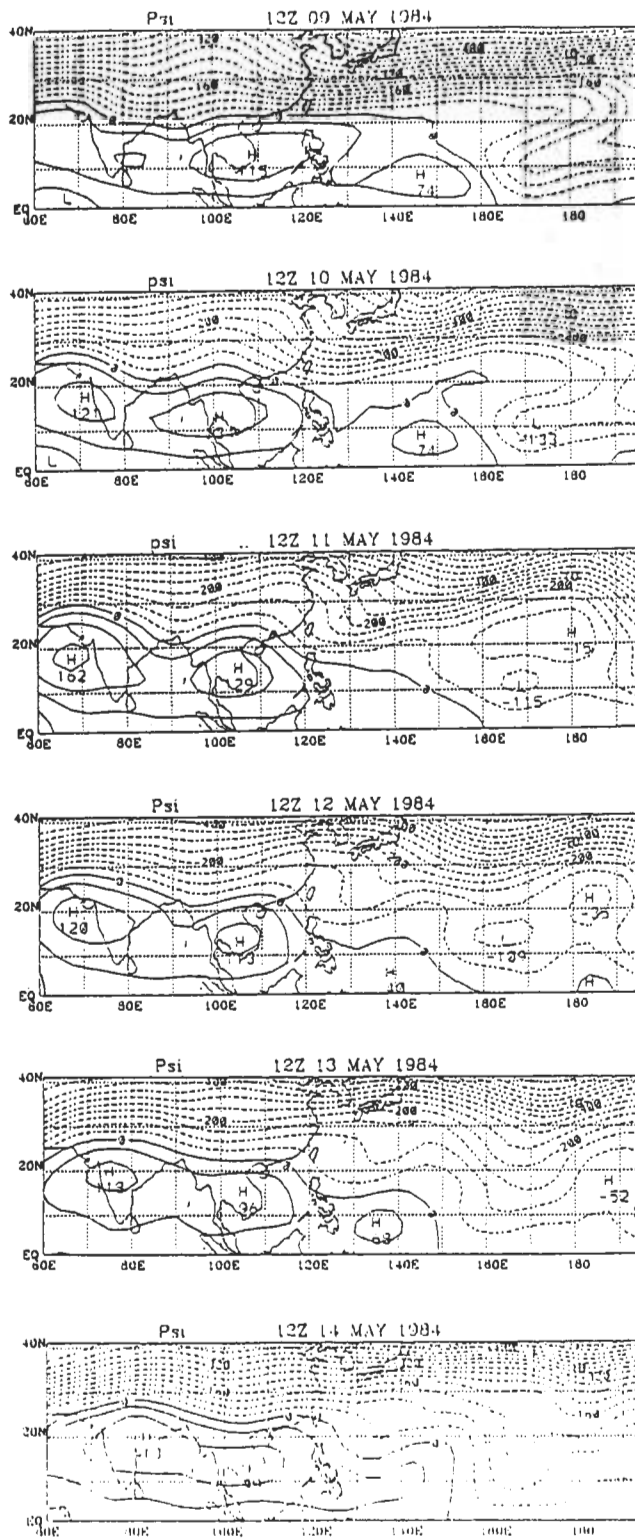


圖 11 1984年5月9日~5月14日之200 hPa流函數場分析場。單位為 m^2/s 。

逐漸向北伸展，至5月14日已影響台灣地區，此時台灣地區正好入梅。此段時間內平均之OLR場 ($< 220 W/m^2$) 分佈如圖12所示，中南半島附近、南側赤道區及青康藏高原東南麓皆有明顯的OLR低值區分佈。此年流場的主要特徵為，厚度場偏西發展，南亞反氣旋的環流向東伸展，但強度並未明顯增強。1986年5月8日至5月13日之流函數場如圖13，顯示南亞反氣旋在中南半島上逐漸增強，且環流明顯擴張，屬於單一反氣旋場之發展型態，至13日才與西側的反旋式流場連成一帶狀反氣旋區。

模擬結果的輸出包含200 hPa流函數場及距平、氣流線場、200 ~ 500 hPa之厚度場及距平、與24小時累積雨量之分佈等。距平圖乃指模擬結果與預報初始場之距平，其中為了解南亞反氣旋的環流變化，流函數場僅考慮其值 > 0 部份之距平。選取84年的模擬結果作討論，並與86年的模擬結果作比較。

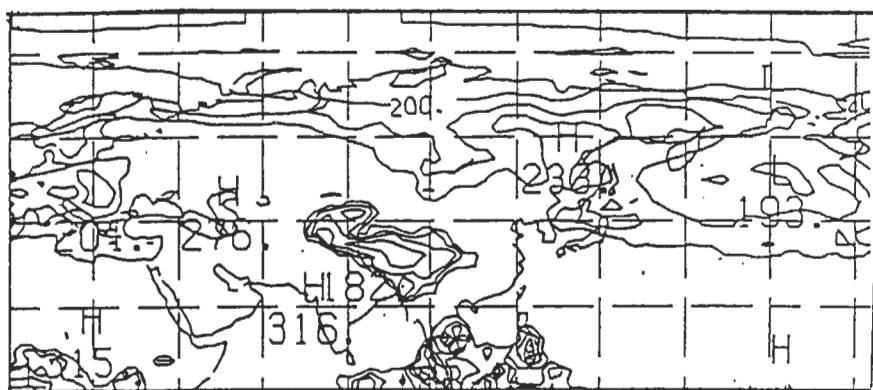


圖12 1984年5月8日~5月14日OLR值小於220之平均分佈圖。單位為 W/m^2

4.1 1984年之模擬結果

(1) NC模擬：

不考慮任何非絕熱效應下，流函數場分佈圖(圖14)顯示，反氣旋流場在模擬的第4天以後迅速縮小至 $10^\circ N$ 以南並向西移。由氣流線場來看(圖15)，赤道區的南風僅維持在 $10^\circ N$ 以南，原因為不考慮深對流的加熱效應，因而減弱了垂直運動場，高層輻散亦隨之變小，此時旋轉場的變化以渦度平流為主。但因低緯高層輻散風場較弱，故行星渦度平流效應亦較弱。此模擬中南亞反氣旋並未完全消失，主要原因與背景流場具反旋式性質有關。

(2) T1模擬：

考慮對稱於赤道上的加熱效應時，南亞反氣旋得以在中南半島上維持，環流強度並增強(圖16)。南亞反氣旋增強後，加熱區東側的氣旋式流場向東南伸入低緯赤道區，此與反氣旋東側的北風分量有關。北風分量可抵消部份赤道區之南風分量，並將具較大行星渦度值之空氣平流至低緯區，因而該區的反氣旋流場較弱。氣流線場(圖略)與NC模擬結果比較可顯示，赤道區高層輻散場之南風分量明顯增強，故可增強負的行星渦度平流效應，並向北傳至南亞反氣旋區內，有助於維持該區的反氣旋環流。

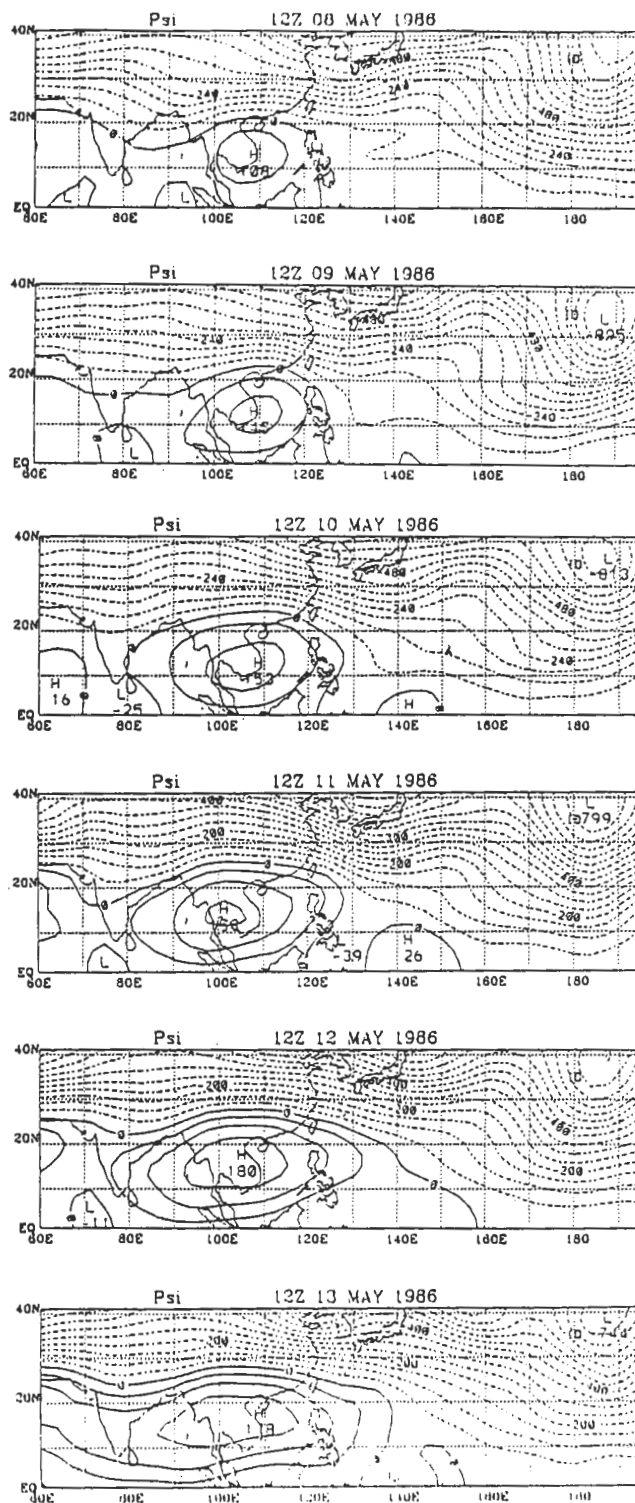


圖 13 1986年5月8日~5月13日200hPa流函數分析場。單位為 m^2/s 。

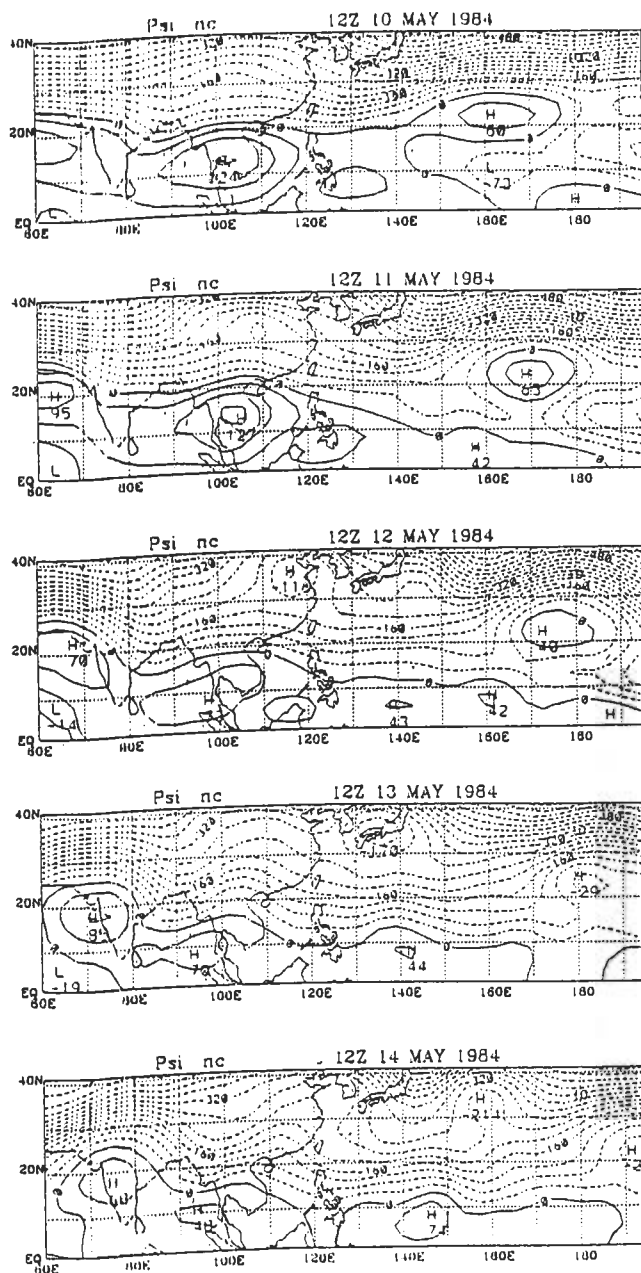


圖 14 1984年5月10日~14日12Z NC模擬200hPa之流函數場。單位為 m^2/s 。

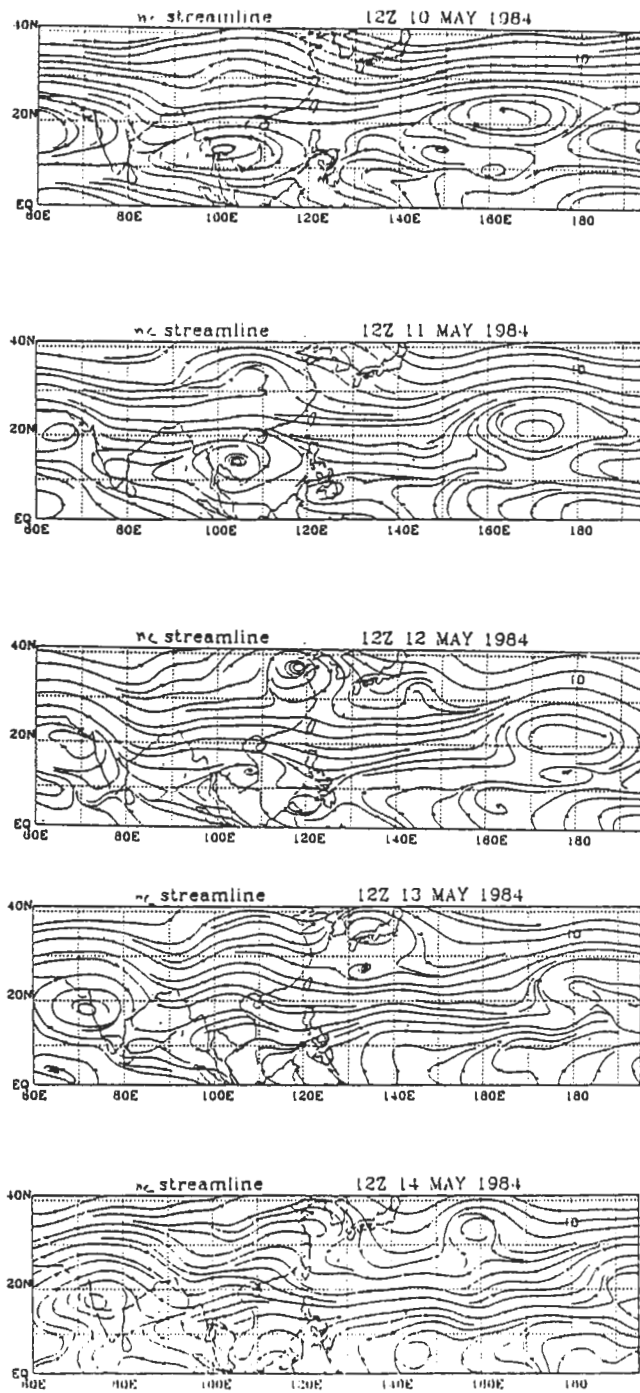


圖 15 1984年5月10日~14日12 Z NC模擬200hPa氣流線場。

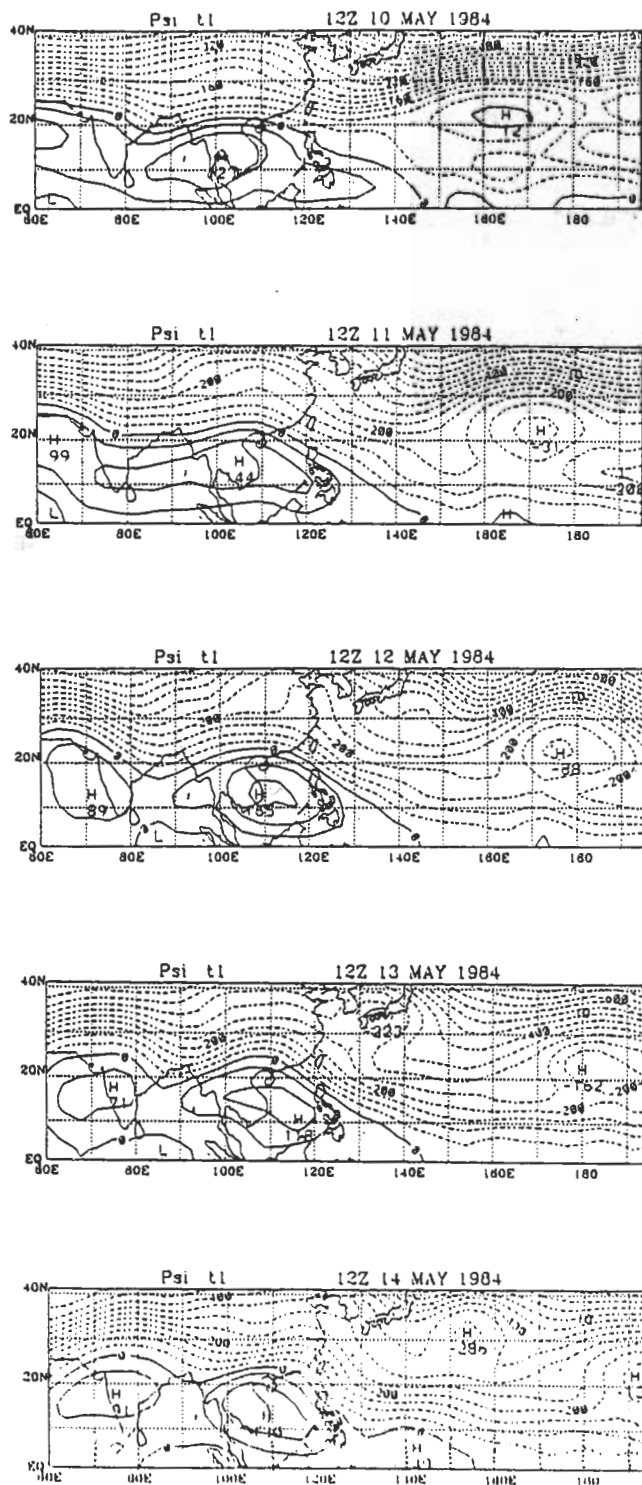


圖 16 1984年5月10日~14日12 Z T1模擬之200hPa流函數場。單位為 m^2/s 。

(3) T2模擬：

僅考慮中南半島的加熱效應時，流函數場(圖17)顯示南亞反氣旋迅速發展，環流有向北伸展及向西移行的趨勢，西側印度半島上的反氣旋也隨之增強。當積分至第6天時，反氣旋中心移至印度半島上發展，似與東側南亞反氣旋環流的西移有關。反氣旋增強後東側出現更深的氣旋槽，取代了原存在的反氣旋流場。之後氣旋槽東之 150°E 附近又有另一個反氣旋流場出現，此可能與渦度平流效應有關。由厚度場(圖18)得知加熱區的中高層有一暖空氣柱，並向北北東移行。

此模擬結果主要顯示中南半島的加熱效應可使南亞反氣旋的環流迅速增強及向西發展。當赤道區及中南半島的潛熱效應共同作用時，南亞反氣旋亦迅速發展，其特性與 T_2 的模擬結果類似，可知中南半島的加熱效應為主要的影響因子。

(4) T0模擬：

青康藏高原的可感熱效應，可將熱量上傳至上層空氣，使空氣柱增暖膨脹，而形成一反氣旋環流。加熱率分別取 $3^{\circ}/\text{天}$ (圖19)及 $5^{\circ}/\text{天}$ (圖略)，由流函數場的分佈得知加熱效應使得局地及下游的高層反氣旋流場增強，但結果對南亞反氣旋的環流影響並不明顯，原因可能為環境場具反旋式性質，故對南亞反氣旋有牽制力，使其不利與北方的流場產生交互作用，而維持東西向的演變。不過仍可說明此可感熱效應可形成高層反氣旋流場，且加熱率與強度成正比。因可感熱效應於高層產生之反旋式流場將被西風向東平流，使得反氣旋流場向東伸展。

(5) T3模擬：

當赤道區域的對稱加熱、中南半島的加熱效應與青康藏高原東南麓的可感熱加熱效應共同作用時，南亞反氣旋不僅在中南半島上迅速發展(如圖20)，且其環流有向東北伸展的趨勢及西移的特性。與 T_2 之流函數場結果相比較，可知向東北伸展的反氣旋環流係受可感熱效應的影響。

綜合上述結果，84年的南亞反氣旋因位於反旋式的背景流場內，若不考慮任何加熱效應時，將減弱至赤道附近並漸向西移。當加入赤道的加熱效應時，局地高層輻散風場便明顯增強，南亞反氣旋可在中南半島一帶維持，環流並略為增強。若僅加入中南半島之加熱效應，則加熱區的高層輻散風場迅速增強，使得反氣旋快速發展，環流並向北伸展。同時當反氣旋環流增強後，其環流西移的速度增快。可能因背景場的關係，反氣旋中心西移後仍能保留東側反旋式流場的性質。當青康藏高原的可感熱效應與上述兩種加熱效應同時作用時，反氣旋環流可進一步再向東北伸展。

4.2 1986年之模擬結果

1986年的模擬結果，因背景場較不利南亞反氣旋的維持，故在NC模擬時反氣旋迅速減弱甚至消失；赤道的潛熱效應僅能維持小範圍的反氣旋式流場，除非提高加熱率，使局地高層輻散及赤道南風平流的負行星渦度效應增強，才有利維持較大範圍的反氣旋流場。中南半島加熱作用為反氣旋發展之最主要機制，亦因本身環流的作用使反氣旋流場向西移；當可感熱效應加入時，反氣旋的環流將可更向北/東北伸展，同時維持住東側的環流至第五天，反氣旋之中心仍具西移之趨勢(圖21)。

五、南亞反氣旋流場及其與環境流場間之交互作用

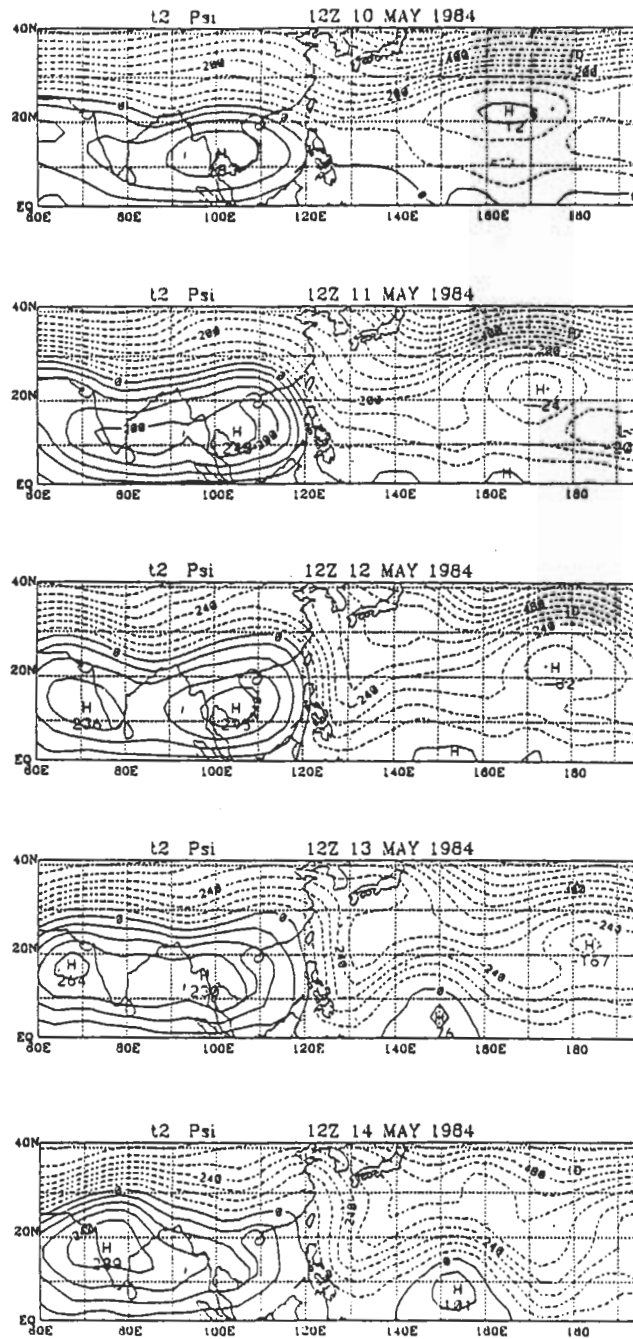


圖17 1984年5月10日~14日12Z T2模擬之200 hPa流函數場。單位為 m^2/s 。

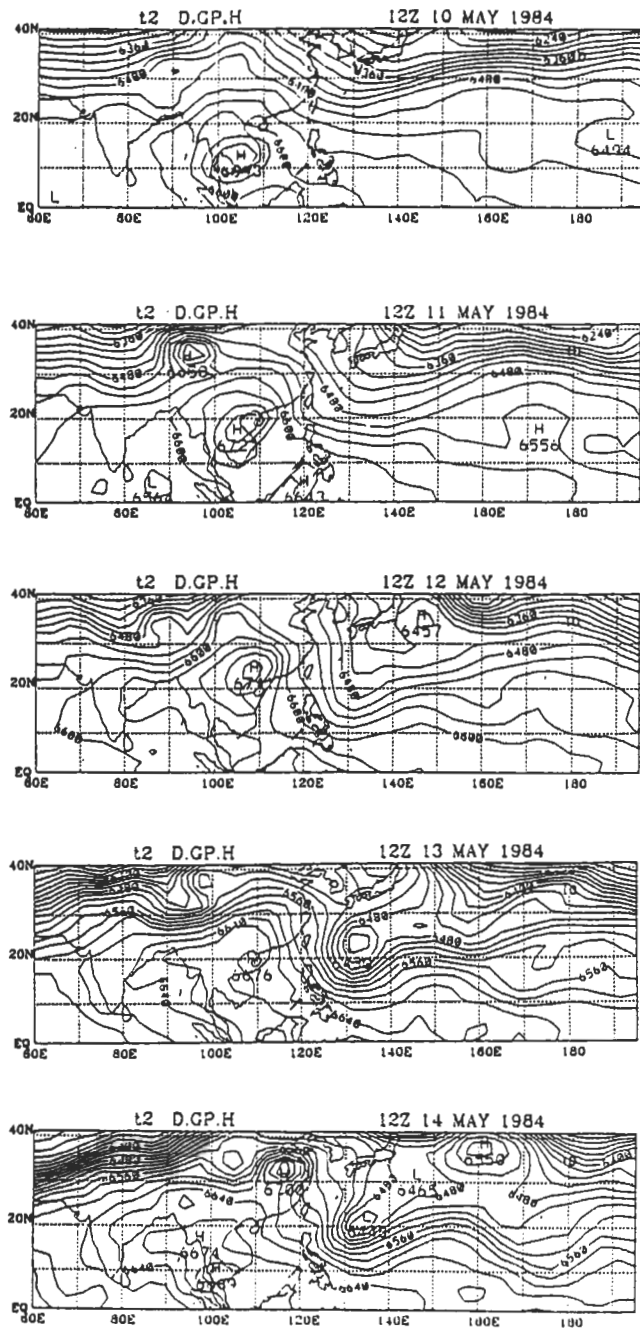


圖 18 1984年5月10日~14日12Z T2模擬之500~200hPa厚度場。單位為gpm

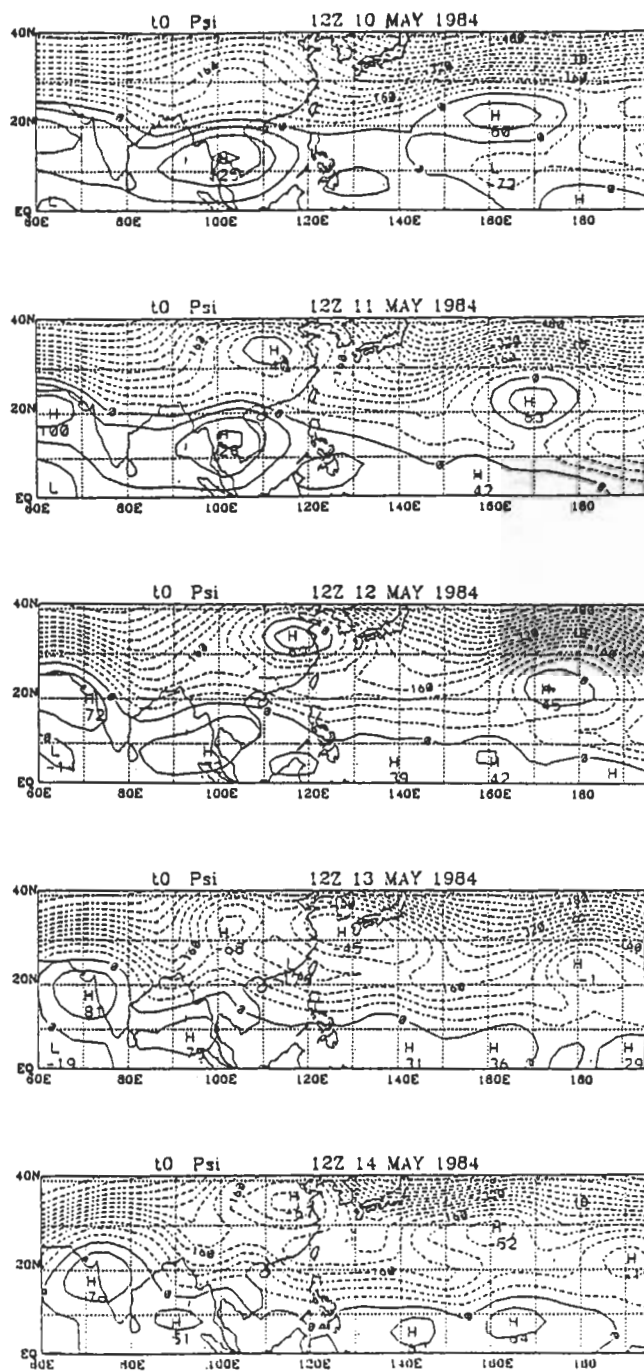


圖 19 1984年5月10日~14日12Z T0模擬(3°/天)之200hPa流函數場。單位為 m^2/s 。

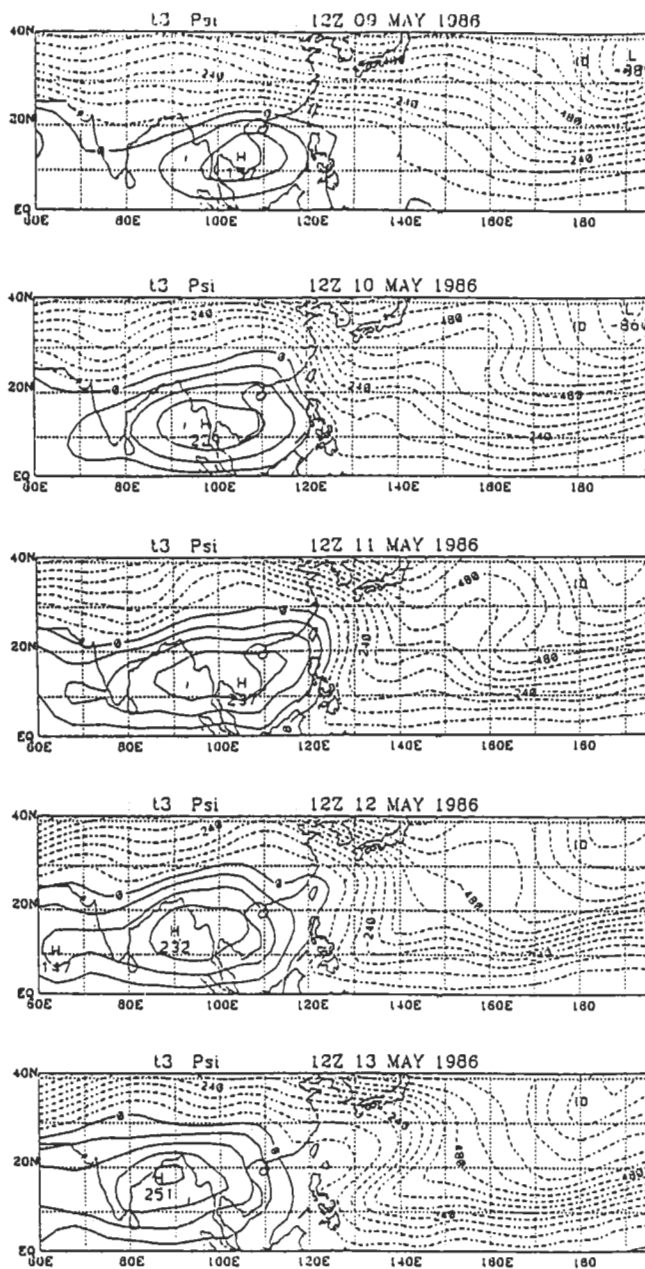


圖 20 1984 年 5 月 10 日 ~ 14 日 12 Z T3 模擬之 200hPa 流函數場。單位為 m^2/s 。

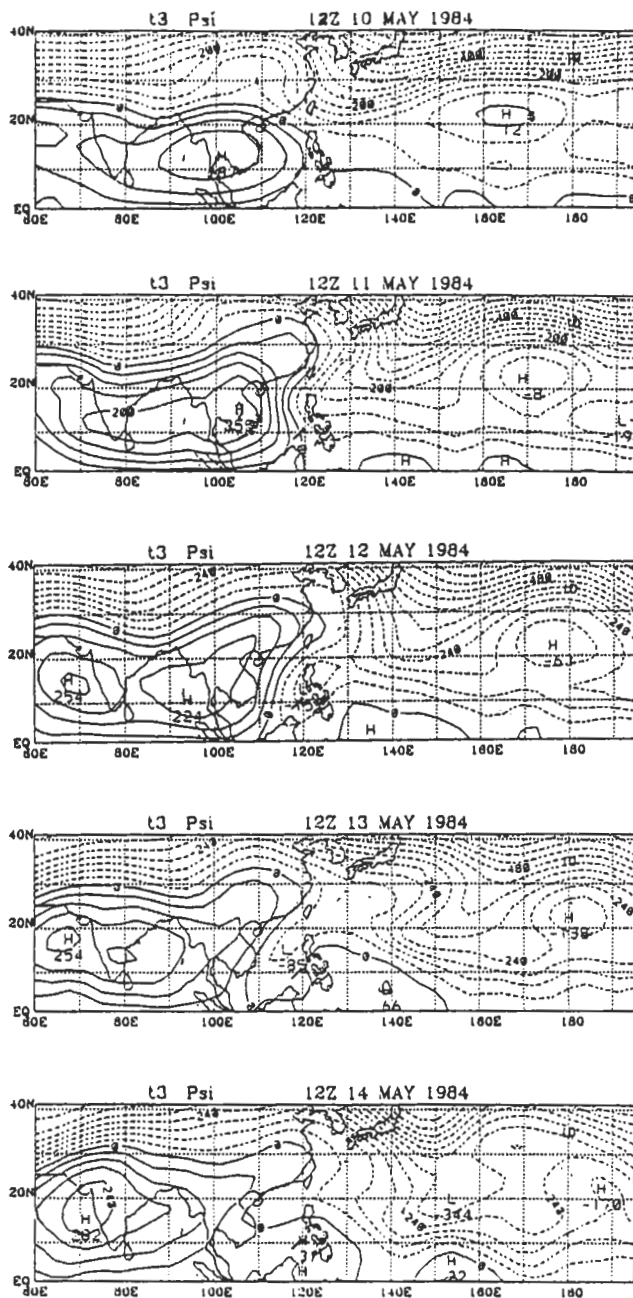


圖21 1986年5月9日~13日12Z T3模擬之200hPa流函數場。單位為 m^2/s 。

本節中以渦度平流及環流保守的觀點，針對前節的模擬結果做以下的整理：熱帶地區若無水汽凝結時，垂直運動小，水平輻散度亦弱，此時大氣運動場的變化，可使用無輻散渦度方程來描述：

$$\frac{\partial}{\partial t}(\zeta + f) = -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f)$$

故局地流場的演變，主要是來自絕對渦度平流的效應。熱帶地區氣象因子水平分佈均勻，壓力梯度小，相對渦度較弱，故著重在行星渦度平流效應。而分析變數場時若選取可描述旋轉場之流函數分佈，則有助於了解在渦度平流下南亞反氣旋流場的演變。此時局地無輻散渦度方程可寫成：

$$\frac{\partial}{\partial t}\zeta = -\vec{V} \cdot \nabla(f)$$

此時行星渦度平流為影響局地環流的主要因子。模擬結果可得到如下的分析：

- (1) NC 模擬的結果，因積雲的潛熱效應未被考慮，局地空氣不易加溫，相對的垂直運動場及高層輻散度也隨之減弱。同理，赤道區高層的輻散風場之南風分量不易維持及增強。而反氣旋在減弱過程中有中心向西移的現象，主要為反氣旋本身環流可在西側建立負渦度趨勢的結果。如圖 22(a) 所示，反氣旋東側為北風而西側為南風，使得東側有正的行星渦度平流而西側有負行星渦度平流。當環境場的影響很弱時，反氣旋流場將具向西移的趨勢。在 1986 年的模擬中，因在背景場不具備反氣旋的性質，且深對流的潛熱效應又不被考慮之情況下，南亞反氣旋環流所在之局地高層輻散度及赤道區向北的負渦度平流效應均相對減弱，因此南亞反氣旋將隨之迅速減弱。至於 1984 年的模擬結果較佳，主要為背景場具反旋式性質，可牽制南亞反氣旋的發展及減弱，因此南亞反氣旋流場較不易消失。
- (2) 在 T1 模擬中，赤道的加熱效應可於中南半島地區維持南亞反氣旋，因加熱而加強的高層南風與反氣旋南側的東風環流合成向西北平流之負行星渦度效應，故可在加熱區的西北邊維持反氣旋。如圖 22(b) 所示，當赤道區有明顯的南風分量，可將赤道區較小的行星渦度平流至較高緯地區，而形成相對的反氣旋式流場。反氣旋東側的北風環流將可能抵消部份赤道區的南風分量，故反氣旋形成後赤道南風之負行星渦度平流效應減弱。反氣旋南側的東風環流可與赤道區南風分量合成為東南風分量，造成向西北的負行星渦度平流，有助於反氣旋的向西移動。赤道區南風分量的南北範圍，與反氣旋維持之範圍有相當的關係。若背景場如 1986 年一般具氣旋式性質，因科氏效應的作用，向北的氣流不易達太高的緯度，則此效應將減弱。由 86 年每天 15°C 的赤道加熱效應模擬之結果得知，除非高層輻散風場較強，才有利於反氣旋在較高緯度維持。

- (3) 由84年T1的模擬結果，可以圖22(c)示意。若兩反氣旋相距較遠時，東側反氣旋仍能加強西側反氣旋之環流，而西側反氣旋北邊的西北風將加深兩反氣旋間的氣旋式槽區，此氣旋式槽前的南風又將加強東側反氣旋的環流，此一作用將可使東側反氣旋環流在原來的位位置維持，而不致於逐漸向西合併。
- (4) T0模擬之目的是探討可感熱上傳對南亞高層反氣旋的影響。可感熱上傳可使空氣柱增暖，200 hPa的等壓面突起而產生向外的氣壓梯度力；增暖的空氣柱內垂直運動將加速，因此時高層輻散也隨之增強。由環流保守的觀點，輻散可使負渦度增強，受科氏力偏轉的氣壓梯度力亦可增強反旋式流場，兩者皆有利反旋式流場的建立。又加熱區位於西風帶，可將高層形成的反旋式流場向東平流，而維持東側反氣旋流場。故可感熱效應有助於反旋式流場向北伸展並在加熱區附近建立新的反氣旋中心，反旋式流場向東平移得維持東側環流，可由圖22(d)示意。由84年T0的模擬中可推知，若兩反氣旋的所在緯度不同時，仍會影響兩者間環流的分佈。當西側的反氣旋所在緯度較高，其西北風的正行星渦度平流將會使東側的反氣旋減弱，而東側反氣旋南邊的東南風則可加強西側的反氣旋，如圖22(e)所示。
- (5) 由T2模擬結果得知，反氣旋區因熱力作用而加強垂直運動場，在質量連續的特性下，高層的輻散隨之增強。因環流保守，高層隨輻散所擴大的環流面積將有利負渦度場的建立，而加強反氣旋的流場。從84年的T2模擬中，當有2個反氣旋存在時，東側的反氣旋透過(1)與(2)中所述的兩種作用，將會加強西側的反氣旋，使東側反氣旋向西合併；反氣旋增強後東側的正渦度趨勢將建立更深的氣旋槽，使得加熱區東側的流函數場在未伴隨對流的潛熱釋放效應下而不易維持。之後氣旋槽東又將有利於建立另一個反氣旋流場，此種渦度平流的效應如圖21(f)所示。反氣旋的西側，雖未伴隨對流加熱區的潛熱釋放效應，但可藉由反氣旋環流本身西側所建立的負渦度趨勢而有利於維持反氣旋的向西移行及發展。另一方面，加熱區的空氣柱因增暖而變厚，故可在高層反應出反旋式流場，此流場將隨底層的厚度場而移動，此可解釋反氣旋流函數場向厚度場移動方向伸展的原因，如圖22(g)所示。

由84與86年的模擬中得知，赤道區域的加熱效應為於赤道北側維持反氣旋流場的主要機制，因赤道低緯區的行星渦度分佈南北梯度大，南風之負行星渦度的平流效應持續將較小的行星渦度值之空氣傳至較高緯地區，使反氣旋在北方建立或維持。另一方面，中南半島的加熱則是反氣旋發展的主要原因，因潛熱釋放後加溫局地的空氣，使垂直運動增強，高層輻散亦隨之增強，因環流保守，環流面積增大後負渦度將加強，反氣旋得以迅速發展。至於青康藏高原的可感熱效應，則有利於環流的向北伸展及向東維持，可感熱上傳增暖空氣柱，在高層反應出反旋式流場，並受西風的向東平流。故在高原東南側有利反旋式流場的建立，而下游區則有利於南亞反氣旋東側流場的維持。

比較86與84年間之主要的差異為，84年的背景場屬於帶狀反旋式的流場，僅需較小的加熱率即可使反氣旋維持與發展，即使反氣旋中心西移後，東側環流仍能維持其反旋式性質。同時

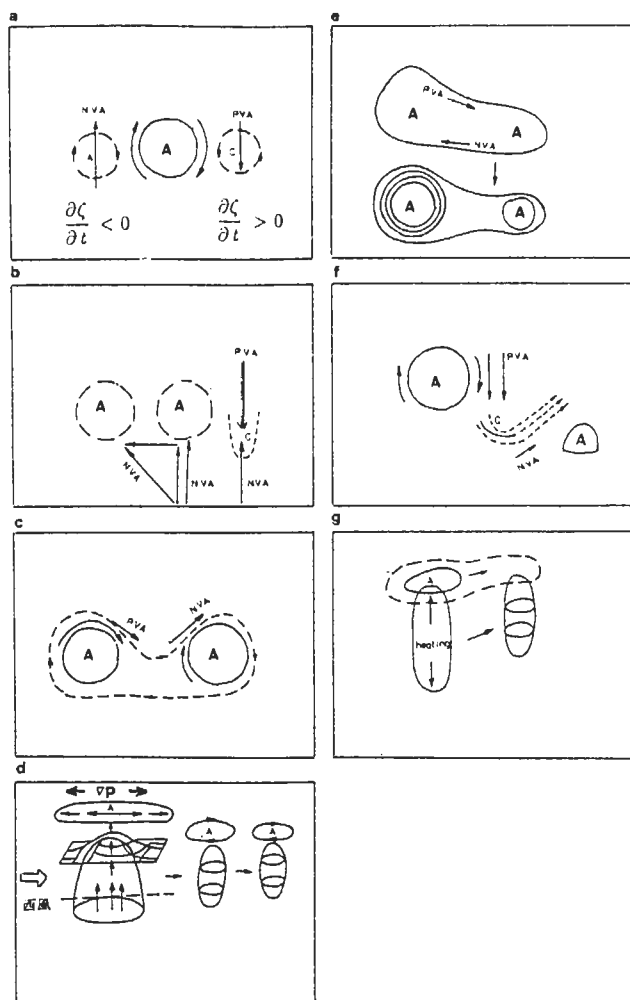


圖 22 南亞反氣旋流場與環境之間交互作用示意圖。

因西側有另一反氣旋東移，當東側的南亞反氣旋增強時，其向西合併加速；當東側減弱時，則因西側反氣旋的西北風PVA作用而加速西移；當兩者的間距及強度相若時，則一致向北發展。而86年的背景場屬於單胞發展的型式，故在移行效應以環流本身的影響為主，且較易與北方的可感熱效應交互作用而向北發展。又因背景場具氣旋式性質，故需靠反氣旋區的潛熱釋放才能使其環流發展，又因環流本身的效應，使加強後的流場向西平移而不易在局部地區維持。故可知背景場對加熱效應下反氣旋的影響有很直接的關係，若背景場為呈東西向帶狀分布的反旋式流場，則南亞反氣旋的發展，較易受左右兩側流場的影響而偏東西向演變，但也因此使得南亞反氣旋不致完全消失；若為單一環流型態時，東西向牽制較弱，則較易向北/西伸展。

各個加熱效應對南亞反氣旋之影響如圖 23 所示：

在(a)的位置，南亞反氣旋主要由赤道低緯地區高層南風的行星渦度平流效應所維持，並因本身環流的效應逐漸西移，當南亞反氣旋移至(b)的位置(中南半島)時，有跨赤道氣流通過，可

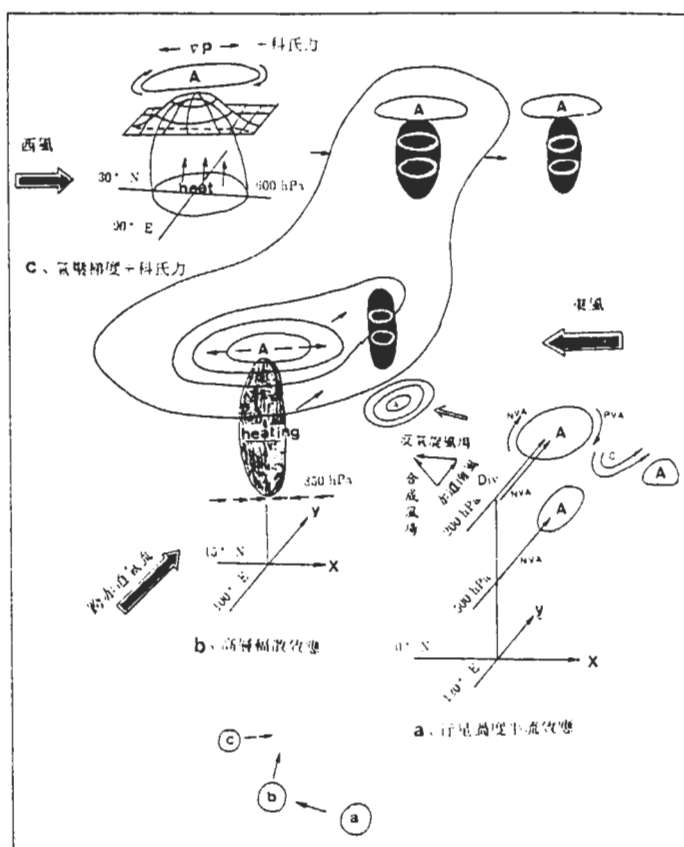


圖 23 南亞反氣旋演化之示意圖。

提供大量的水汽輻合，故有較多機會產生積雲對流的現象。積雲的潛熱釋放，可使局地高層的輻散增強，故南亞反氣旋移入此區將迅速發展；因潛熱加熱而增暖空氣柱，具向東北移的特性，使高層反氣旋環流得以隨之向東北伸展。在(c)之位置為青康藏高原之可感熱效應區，故可在高層反應出反旋式流場隨西風而東移。若於(b)位置發展的反旋式流場與由(c)位置東移之反旋式流場配合恰當，則南亞高層反氣旋將向北伸展，甚至北移。另外，(b)與(c)之間的地形為向北向上傾斜，故空氣柱在此北移將被壓縮，亦有利於負渦度趨勢的建立。故由(a)至(c)的各種效應，有助於反氣旋在不同階段的發展。

六、結論

Kato (1989)將5至7月初之資料分成三個時期(即stage A:5月，stageB:6月初與stageC:6月底至7月初)，整理出大尺度環流的分佈圖，顯示stage A (入梅期)時華南之梅雨鋒具有斜壓鋒面區之特性，並與青康藏高原南側之西風噴流(∼500hPa)的南側相對應(此噴流與南亞反氣旋之位置有密切關係)，強調中緯度斜壓區，低層西南氣流，梅雨鋒北面之地面高壓帶之冷氣團及500 hPa噴流。Kuma (1989)利用GCM模擬1986年亞洲夏季季風初始時熱帶熱源對其之影響，強調印尼附近加熱作用的重要性，若此區無充足的加熱存在，環流之演變將大異於實際大氣狀況，

雖然上述二篇論文對華南入梅時大氣環流之分佈或模擬皆有詳細探討但亦各有其所專注。故本文嘗試利用資料分析及數值模擬作更進一步詳細探討，來了解熱帶大氣之熱源分佈，熱帶大氣之基本流場及青康藏高原之熱力效應等三者間之交互作用對南亞高層反氣旋之演化及對華南入梅之影響。

本文使用ECMWF的網格資料，分析1981年至1986年之6年內台灣地區梅雨初期高低層流場的演化，並針對1984及1986兩年梅雨季前南亞反氣旋流場的演變，做非絕熱機制的模擬探討。對反氣旋流場的演變及模擬結果，可綜合成下列數點：

- (1) 台灣地區梅雨初期高低層環流的明顯特徵為：200 hPa之高層南亞反氣旋環流向北伸展，達可影響台灣地區的範圍；而850 hPa之低層西太平洋副高脊線向東南移，使得其西緣的西南氣流，能隨之向東移入台灣地區。
- (2) 梅雨初期高低層環流對台灣地區的影響為，高層環流帶來西北方較乾冷的空氣，低層環流帶來西南方廣大洋面的暖濕空氣，上下層的配合下，可於台灣地區建立或維持大範圍的對流不穩定度。南亞反氣旋東側的流場與北方西風槽脊系統的相互配合，可形成高層分流的現象，如此可加強局地中低層的對流運動。上述兩者皆有利於降雨的發生。南亞反氣旋北移可使北方ULJ之流場加強，且其伴隨的厚度場可改變ULJ附近的水平厚度梯度，而影響ULJ的水平分佈。由ULJ和LLJ與降雨的關係，南亞反氣旋將間接影響降雨的分佈。
- (3) 南亞反氣旋對非絕熱機制的反應：對稱於赤道上的潛熱加熱效應，可加強赤道高層南風向北平流負行星渦度的效應，而維持北方之南亞反氣旋環流。中南半島的加熱效應，可直接增強加熱區高層的輻散場而使反氣旋迅速增強，也是加速南亞反氣旋西移最主要的因素。青康藏高原的可感熱效應，則有利於反氣旋的北移，而受西風平流的反氣旋流場可維持東側的南亞反氣旋環流。
- (4) 南亞反氣旋具有類似Rossby wave移行的特性，在東側建立正渦度趨勢，而西側建立負渦度趨勢。使得東側的環流不易維持而西側的環流逐漸增強，如此將使反氣旋形成後逐漸向西移行。
- (5) 在不同的背景流場環境裡，南亞反氣旋對加熱效應有不同的反應。若其背景場屬於大範圍呈帶狀分佈的反旋式流場，僅需赤道區的加熱效應即可使反氣旋維持及增強。而在中南半島的加熱效應下，反氣旋增強後仍能維持東側的環流。但若其背景場不屬於反旋式流場，則僅具赤道的加熱效應，仍不易維持北方之南亞反氣旋，而仍須與中南半島地區的潛熱加熱效應相配合，始可使南亞反氣旋之環流增強。故在不同的背景場下，反氣旋之發展由不同的加熱效應所主宰。

致謝

感謝兩位審查者所提供之寶貴意見、建議；及賴秋玲小姐協助打字和圖表製作，本文在國科會專題研究計畫NSC 81 - 0202 - M - 002 - 20經費支援下順利完成，謹此一併誌謝。

參考文獻

朱仲謀, 1990：高層噴流在華南、台灣地區入梅、出梅期間之變化研究。國立台灣大學大氣科

學研究所碩士論文，106頁。

蔡清彥、鄭寶鳳，1987：台灣地區梅雨期低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學，15，1~16。

陳正改、蔡清彥，1980：影響台灣北部地區之梅雨系統。大氣科學，7，49~58。

Gill, A. E., 1980: Some simple solution for heat induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.

He, H., J. W. McGinnis, Z. Song and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the Effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1994.

Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu Front over the China Continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20-35.

Kato, K., 1987: Airmass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 737-750.

Kato, K., 1989: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the northern summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 249-264.

Kuma, K., 1988: The role of the equatorial heat sources in the western pacific ocean on the onset of the Asian Summer Monsoon of 1986. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 399-417.

Lau, K. -M., and M. -T. Li, 1984: The monsoon of the East Asian and its global associations - A survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 114-124.

Lau, K.-M., 1989: Seasonal and intraseasonal of the East Asian summer monsoon. East Asia and western pacific meteorology and climate *World Scientific*, 94-104.

Tsay, C.-Y., and W.-S. Kau, 1989: The coupling of upper-level and low -level jets during Taiwan heavy rainfall period in Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, **12**, 17-32.

Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implication for development of severe convective storm. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682-703.

The Evolution of the South Asia Upper Anticyclone and the precipitation in early Mei-Yu Season

Wen-Shung Kau Born-Yuan Deng

Dept. of Atmospheric Science
National Taiwan University

ABSTRACT

In early summer of the South Asia, there are two major changes of large scale circulations: first is the beginning of the southeast Asia monsoon, which is also the beginning of the Taiwan Mei-Yu season; and the second one is the onset of the India monsoon. The onset of the southeast Asia monsoon is often accompanied by a rapid northward movement of the upper - level South Asia anticyclone (ULSAA) and an intensification of the low - level southwesterly flow.

With the use of the ECMWF grid points data from 1981 to 1986, we have analyzed the evolutions of the upper and lower levels streamfunctions during the onset period of Taiwan Mei - Yu season. The result shows that the circulative domain of the ULSAA at 200 hPa can reach to Taiwan during its northward extension. At the same time the southwesterly flow from Indo - China, which is passing through Taiwan to Japan, at 850 hPa is moving eastward along with the retreat of the Pacific subtropical high. Therefore, the upper level circulation bring the dry and cold air from northwest and the low level flow carries the wet and warm air from southwest, those two air masses merge together around Taiwan area which will provide a favorable condition for large scale convection.

From the numerical simulations of the diabatic forcings to the ULSAA during the onset period of the Mei - Yu season in 1984 and 1986 cases. We can find that : 1) the symmetric tropical convective heating could maintain the upper level anticyclone circulation on the tropics, 2) the convective heating over Indo - China can intensify the upper level anticyclone circulation , and 3) the Tibetan sensible heating could cause the northward movement of the upper level anticyclone.

We also find that the reactions of the ULSAA to the diabatic heating in different background flows will be different. If the large scale background flow is in anticyclone circulation then the ULSAA can be well maintained and intensified. However, if the background flow is in cyclone circulation then the ULSAA will be rapidly developed and moved toward west.

Key Words : upper-level South Asia anticyclone, Mei-Yu, Pacific subtropical high, numerical simulation, diabatic heating, Tibetan sensible heating.