

從渦度收支探討南海夏季季風 肇始期間之大氣環流演變

郭勉之¹ 蕭美菁² 林松錦¹

¹國立中央大學大氣物理研究所

²中央氣象局

(中華民國八十九年四月二十四日收稿；中華民國八十九年十月三日定稿)

摘 要

本文選取1985~1993年的觀測資料來做南海地區渦度收支的合成分析，以探討南海夏季季風肇始期間的環流演變特徵。南海地區的低層大氣環流在季風肇始期間有結構性的演變。西太平洋副熱帶高壓脊於肇始前3天退至菲律賓以東，南海地區開始轉為西南氣流所籠罩。肇始前2天至肇始當天，南海地區的季風槽逐漸建立。

由南海地區區域平均的相對渦度及渦度收支的垂直結構演變，可將季風肇始期間分成三個階段：(一)肇始前穩定期，在這段期間整個對流層都是負渦度，渦度收支方程中的各項相互抵銷，環流形勢變化不大。(二)肇始前轉換期，此期間低對流層大氣開始轉為正渦度，並向上發展。低對流層大氣正渦度趨勢增加，主要是因為垂直平流項、渦度之輻散項及收支剩餘項的明顯增強。此外，整個對流層內的渦度之輻散項轉為大於水平平流項的情況。(三)肇始後成熟期，包含肇始當天，各項強度較肇始前轉換期為強，並處於相互抗衡的狀態，因此渦度趨勢微弱。此時，南海地區的氣旋式環流場已經發展成熟。最後，由850hPa面上渦度收支的水平分布可知，南海地區低層大氣相對渦度正趨勢，主要的貢獻來自熱帶系統。

關鍵詞：南海夏季季風、肇始、渦度收支

一、前 言

地理位置特殊的南海地區，在春夏季節轉換時際有相當明顯而獨特的環流轉變，是亞洲

夏季季風肇始之先驅(Tao and Chen, 1987)。Lau and Yang(1997)指出南海夏季季風降水的急劇發生，伴隨著大尺度大氣環流及其鄰近海域之海溫明顯轉變。而南海季風肇始的主要特徵是五

月上旬時對流活動尚侷限於中南半島，五月中旬之後 I T C Z (intertropical convergence zone) 已北跳至 10°N 的南海及北印度洋區域。此外，南海季風肇始時間的年際變化很大。Hirasawa et al.(1995)分析 1982 到 1987 年五月中旬發生於東亞沿岸的雲帶(東亞雲帶)型態驟變的特徵，他們將南海北端(110°~120°E, 17°~23°N)的對流活動快速發展，同時東亞雲帶中對流雲驟增的時期定義為轉換期(transition period, 簡稱 TP)。其分析顯示南海地區由晴空轉換為對流旺盛地發展的過程相當快速，TP 通常小於 5 天。TP 之前 15 天南海地區均為晴空且為太平洋副熱帶高壓脊所籠罩，而 TP 之後太平洋副熱帶高壓脊東退出南海(120°E 以東)且南海地區對流發展。此外 TP 之發生伴隨著南海地區及中南半島的西風分量突然增強，Hirasawa et al.認為 TP 幾乎與南海、中南半島的西南季風同時發生。因此，南海夏季季風肇始表現了東亞地區的一次環流結構遽變，而區域性的天氣型態變化(對流發展)和東亞地區主要環流的演變息息相關。

He et al.(1987)指出在春夏季節交替的時候，亞洲大氣環流的兩階段劇變均伴隨著青藏高原附近高對流層大氣的增暖。而 He et al.(1992)的研究指出海平面溫度的增加提高了局部地區大氣的季節性條件不穩定度，可能導致季風肇始。他們分析在南海南部 0~100 公尺深度的月平均海溫，其極大值從三、四月的 23°C 迅速增加到五月的 27°C。然而 Webster(1994)則質疑這種說法，因為在五月份時，上層洋面的增溫現象也在其他熱帶海洋發生，如印度洋 SST(sea surface temperature) 持續上升至 28°C 以上，但是此區季風降水以及對流現象卻到六月才發生。Murakami et al.(1986)認為大尺度季節轉換的過程中，由於亞、澳兩大洲的加熱程

度不同，而南海是所有季風區中壓力梯度之季節轉換最顯著的地區。這些研究主要是透過對大尺度環境場的季節演變之分析，討論亞洲季風環流之發展，卻未能具體討論季風環流發展的完整動力過程。

So and Chan (1997)利用香港觀測資料及 ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts)網格資料來探討香港及其鄰近南海地區季風肇始的情形。結果顯示亞洲及澳洲之間的加熱差異建立起有利於夏季季風發展的大尺度環境場，而金蘭灣(約於 107°E, 18°N)的低層低壓發展並持續加深，可能是導致南海季風肇始的觸因。因此，綜觀尺度環流系統的作用也可能是觸發季風肇始的因子之一，如 Orgill(1967) 便指出孟加拉灣熱帶風暴北移而從中南半島南面帶來西南氣流，將可促使東南亞的季風肇始。另外，Chang and Chen (1995)在不排除熱帶系統的作用下，提出了中緯度槽/鋒面南下而激發南海季風肇始的觀點。他們指出中緯度系統南侵過程經常受到青藏高原等地形的阻擋，唯獨在南海地區因不受地形阻撓而有鋒面系統能南下到達此緯度，並嘗試以此解釋南海季風肇始領先於亞洲其他地區的特性。近年來有不少研究指出低頻擾動對南海夏季季風肇始相當重要。Murakami et al.(1986)便指出當有適當的低頻擾動，例如 10-20 天振盪(Krishnamurti and Ardanuy,1980)傳播至南海地區時，將促使夏季季風肇始。Chen and Chen (1995)也指出南海夏季季風肇始過程受到低層 30-60 天及 12-24 天之低頻振盪所影響。其中低層 30-60 天低頻擾動的氣旋式環流結構向北移動的結果，促使太平洋副熱帶高壓脊向東退出南海，而季風槽自中南半島移入南海中部，提供適合南海季風發展之大尺度環境。而此時若有 12-24 天季風模

之封閉低壓中心向西北移入南海地區，則定義為南海季風肇始，即 12-24 天季風模扮演著觸發季風肇始的角色。綜合來說，以上的研究偏重於討論在有利於季風環流發展的大尺度環境場之中導致季風肇始的激發環流因子，由於在討論過程中多半採用基本氣象場分析或是僅為單一年的探討，以致於對季風環流肇始的動力過程尚未有較清楚而完整的闡述。Davidson (1995) 以 1987 年 AMEX (Australian Monsoon Experiment) 密集觀測期間資料，分析澳洲北部夏季季風期間的渦度收支情形。其研究結果顯示，分析時期的天氣型態(主要的雲系)所伴隨的垂直運動，透過環境場的相對渦度重新分配的過程而改變相對渦度趨勢的垂直結構，此外在環流發展過程中所伴隨的邊界層輻合作用之增強也有決定性的影響。因此，我們認為對季風肇始時期進行渦度收支分析，有助於了解南海夏季季風肇始過程中環流轉變過程以及對流活動發展之間的關係。

本文以 1985~1993 年四~八月之觀測資料，採用林等(2000)所定義的肇始日期來做南海夏季季風肇始期間之渦度收支合成分析。林等(2000)之南海夏季季風肇始定義，係參考 Chen and Chen(1995)，以低層 (850hPa) 緯向風場變量為主，30~60 天、12~24 天低頻振盪之相位為輔，再參酌 OLR(outgoing longwave radiation)場來定義出每年南海夏季季風肇始之日期。在第二章中將說明資料來源及計算方法；第三章描述肇始前後大尺度環流場主要轉變特徵。然後於第四章探討南海地區區域平均的渦度收支垂直結構。而於第五章分析低層 850hPa 面上的渦度收支水平分布，以期能了解主要渦度收支貢獻項的來源。最後為本文之結論

二、資料來源與處理方法

本文使用之資料包括 1985 ~ 1987 年之 E C M W F / W M O (World Meteorological Organization) 資料，以及 1988 ~ 1993 年之 ECMWF / TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) 資料。兩組資料皆為每日兩次(00Z 及 12Z)，水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 之網格分析場。本文選取此兩組資料之 1000hPa、850hPa、700hPa、500hPa、300hPa、200hPa 及 100hPa 共七層等壓面上的水平風場來作分析。

南海夏季季風肇始日期採用林等(2000)的定義方法。其肇始定義乃根據 Chen and Chen(1995)的分析結果，利用 850hPa 緯向風場之變化作為主要參考指標，並輔以兩低頻振盪 (30-60 天與 12-24 天)之季風模為同正相位發展之際來選取可能的肇始期間。最後，當南海地區環流場明顯地從反氣旋式環流轉變為氣旋式環流，且配合 OLR 場判斷伴隨有明顯的對流降水時，則定義當天為南海夏季季風肇始日(如表一)。

表一 1985~1993年南海夏季季風肇始日期。

年份	季風肇始日期
1985	6/17
1986	5/16
1987	6/12
1988	5/24
1989	5/18
1990	5/16
1991	6/9
1992	6/10
1993	5/18

本文的分析時間為肇始日前後一週，為期15天之南海夏季季風肇始期間。基本場資料之處理方式是先將求取每日之日平均，將較小尺度的日變化情形予以濾除；導出量(渦度、輻散度、垂直速度)則為日平均基本場來做計算所得的結果。而九年平均合成分析是先計算每個個案年的資料(基本場及計算所得之導出量、渦度收支)，再依其相對日期來做九年算術平均。

三、季風肇始期間大氣環流演變之合成分析

南海夏季季風肇始前後的大氣環流有明顯的改變，其中最顯著的演變過程發生在肇始前5天到肇始當天的期間。而季風肇始之後的環流型態和肇始當天相當類似，因此本文僅討論肇始前5天至肇始當天的環流形勢。

在夏季季風肇始前5天，西北太平洋副熱帶高壓脊(此後簡稱副高脊)仍然向西延伸至110°E附近(圖1a)。副高脊在10°~30°N的緯圈範圍內呈東北-西南走向，南海地區受其西側外圍環流所籠罩，低層(850hPa)大氣主要為反氣旋式相對渦度所主控(圖2a)。而副熱帶高壓(此後簡

9yr-mean 850hPa STREAMLINES

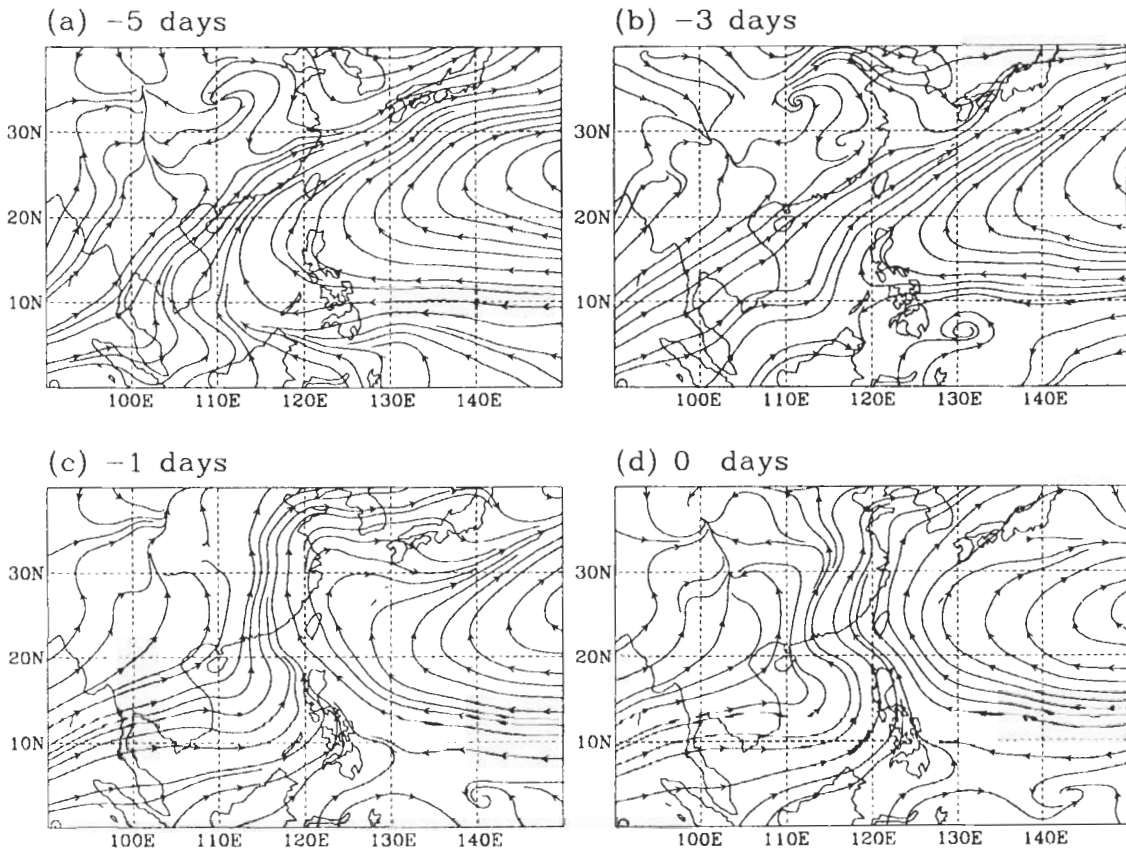


圖1 1985~1993年南海夏季季風肇始前數日的850hPa流線場之合成分析。時間分別為(a)肇始前5天、(b)肇始前3天、(c)肇始前1天及(d)肇始當天。

9yr-mean 850hPa VORTICITY

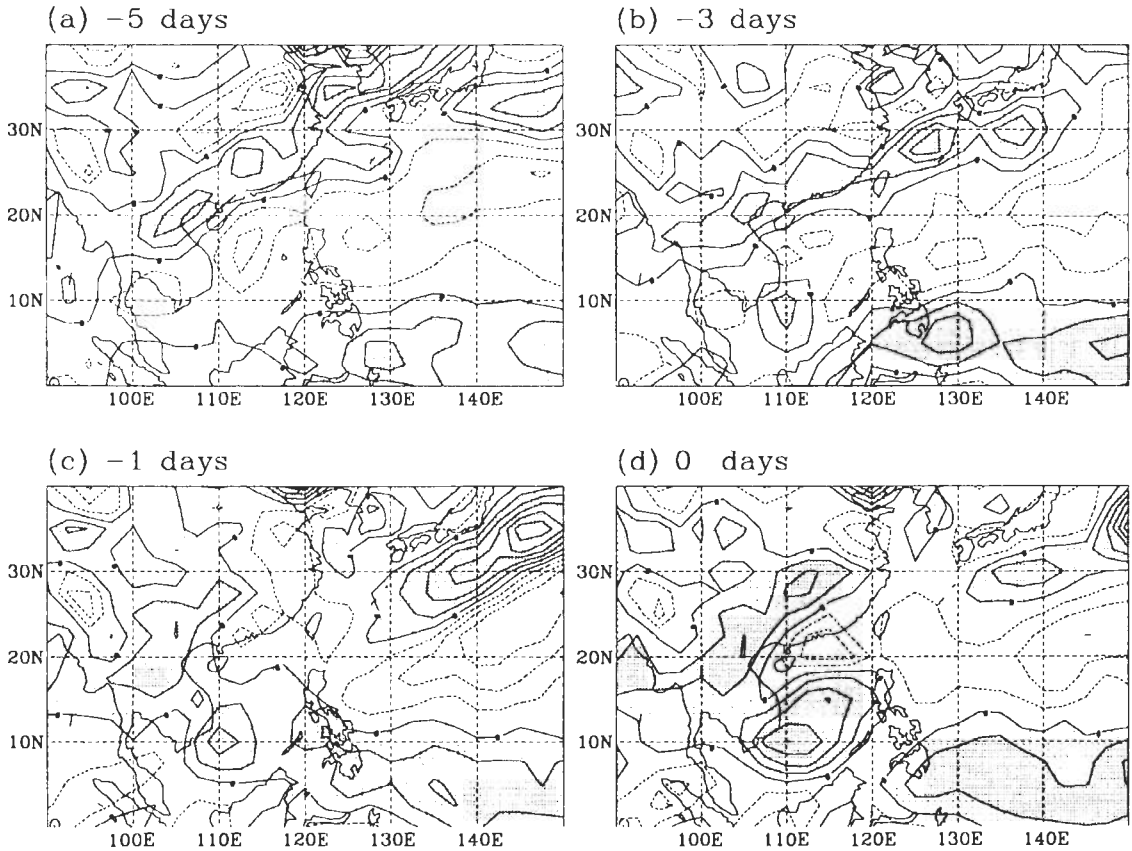


圖2 1985~1993年南海夏季季風肇始前數日的850hPa相對渦度場之合成分析，等值線間距為 $5 \times 10^{-6} s^{-1}$ ，陰影區表示正相對渦度值。時間分別為(a)肇始前5天、(b)肇始前3天、(c)肇始前1天及(d)肇始當天。

稱副高)外圍環流的熱帶太平洋東風帶，在 $110^{\circ}E$ 附近和西來的氣流會合，並沿著副高之外圍向東北延伸至較高緯度地區。此副高西北側的西南氣流在東亞陸地區域和北方的中緯度槽前氣流會合，並向東北延伸至日本一帶。在位置上對應了呈東北西南走向的低層氣旋式相對渦度之帶狀區域，顯示在此期間有中緯度鋒面系統在東亞地區活動。

及至肇始前3天(圖1b)，副高脊完全東退至菲律賓以東地區，而南海地區已轉為西南氣流

所籠罩。在此西南氣流中尚有一小槽存在，而 $20^{\circ}N$ 以南的東-東南氣流及西南氣流之合流區也向東移至菲律賓一帶。此南海西南氣流中的小槽伴隨著一小範圍的氣旋式相對渦度分布於中南半島東南方海面(圖2b)，不過此時南海大部份地區仍為反氣旋式相對渦度所主控。而同時期東亞地區的中緯度槽向東移出，其所對應的低層帶狀氣旋式相對渦度區域也呈現明顯的東移現象。此外，在菲律賓的東南方洋面出現一個具封閉中心的氣旋式環流結構，並伴隨著氣旋式相對渦度。

此後到肇始當天的期間，南海地區西南氣流中的小槽明顯發展，成為結構相當完整的季風槽，而華南地區也轉為盛行南來氣流(圖1c-d)。另外副高脊之東退過程同時也伴隨著北移的現象，在肇始前1天副高脊線的平均位置已北移到25°N附近。而同時期的低層相對渦度場也有明顯的變化：在肇始前1天時原先侷限於中南半島東南方海面的氣旋式相對渦度強度增加，分布範圍也擴及南海大部份地區(圖2c)；及至季風肇始當天，此南海地區的低層氣旋式相對渦度明顯遽增(圖2d)。

而在菲律賓東南方的封閉氣旋式環流雖在850hPa流線場中已不可見，但在相對渦度場中則透露了相當耐人尋味的訊息：在肇始前1天時菲律賓西邊及東南邊近海地區分別有兩個氣旋式相對渦度的中心(圖2c)；而肇始前2天(圖略)的相對渦度場顯示，原位在菲律賓東南方洋面(肇始前3天，圖2b)的氣旋式相對渦度中心向西北位移到菲律賓南邊陸地區域。分析同時期的9年平均OLR場及850hPa輻散場發現(圖略)，此氣旋式相對渦度中心均伴隨著低於 180Wm^{-2} 的OLR值以及增強的低層輻合中心。因此，有必要經由進一步的分析及探討，以釐清此南來熱帶氣旋式環流系統和南海夏季季風肇始之可能關係。至於中緯度槽線系統所對應的帶狀氣旋式相對渦度區域則是持續向東北移出。在肇始前5天至前3天的期間，結合流線場及相對渦度場之分析可推測，此時華南地區有中緯度鋒面系統活動。雖然此後東亞中緯度槽線即伴隨著副高脊之東退而向東北移去，但在南海夏季季風肇始前約一週的時期內，東亞鋒面系統南下至華南地區所造成的可能影響也不容完全忽視。

綜合而言，隨著副高脊的向東退出，南海

地區低層大氣轉為西南氣流所主導，季風槽即在此西南氣流中發展。即經由副高脊與季風槽之間的配置轉換，南海地區的低層環流型態由東南氣流轉為西南氣流盛行，表現了南海夏季季風肇始的典型過程。大約在肇始前兩天開始，由季風槽完整建立於南海地區，並且低層大氣氣旋式相對渦度明顯遽增的觀點來看，可視為季風環流結構演變的關鍵時期，季風槽之結構更趨完整。最後，季風肇始之後的大氣環流型態和肇始當天相似(圖略)，顯示季風環流發展趨於穩定。

至於高層200hPa的大氣環流(圖3)則不似低層般具有明顯的結構性演變；在分析期間，南亞反氣旋之環流中心大致上均位於中南半島北部上空。在肇始前5天到肇始前3天期間(圖3a~b)，其環流中心略向西北移動，而整個南海地區的高對流層仍受到此反氣旋東側東北氣流的影響。並且在肇始前3天時此南亞反氣旋之外圍環流向東延伸，其東北側外圍環流的分流區也東移至130°E附近。到了肇始前2天菲律賓上空出現另一反氣旋環流中心(圖略)，此流場形勢持續到肇始前1天(圖3c)，使得南海地區的上空出現一鞍型場。整體而言，此時南海地區的高對流層流線場呈現以分流形勢為主的局面，由此可推測此區高對流層大氣之輻散度及反氣旋性將增強。到季風肇始當天，雖然菲律賓上空的反氣旋環流中心已不見，但整個分析區域內的主要流場形勢並未有太大的變動。此外，對應同時期的低層流場分布可知在分析期間，南海地區的對流層大氣垂直風切隨時間增加。此現象和So and Chan(1997)對南海夏季季風肇始期的華南及南海一帶氣象場之演變的分析類似，其結果顯示低層南風的增強伴隨著對流活動的旺盛發展，同時高層南亞反氣旋增強，使

9yr-mean 200hPa STREAMLINES

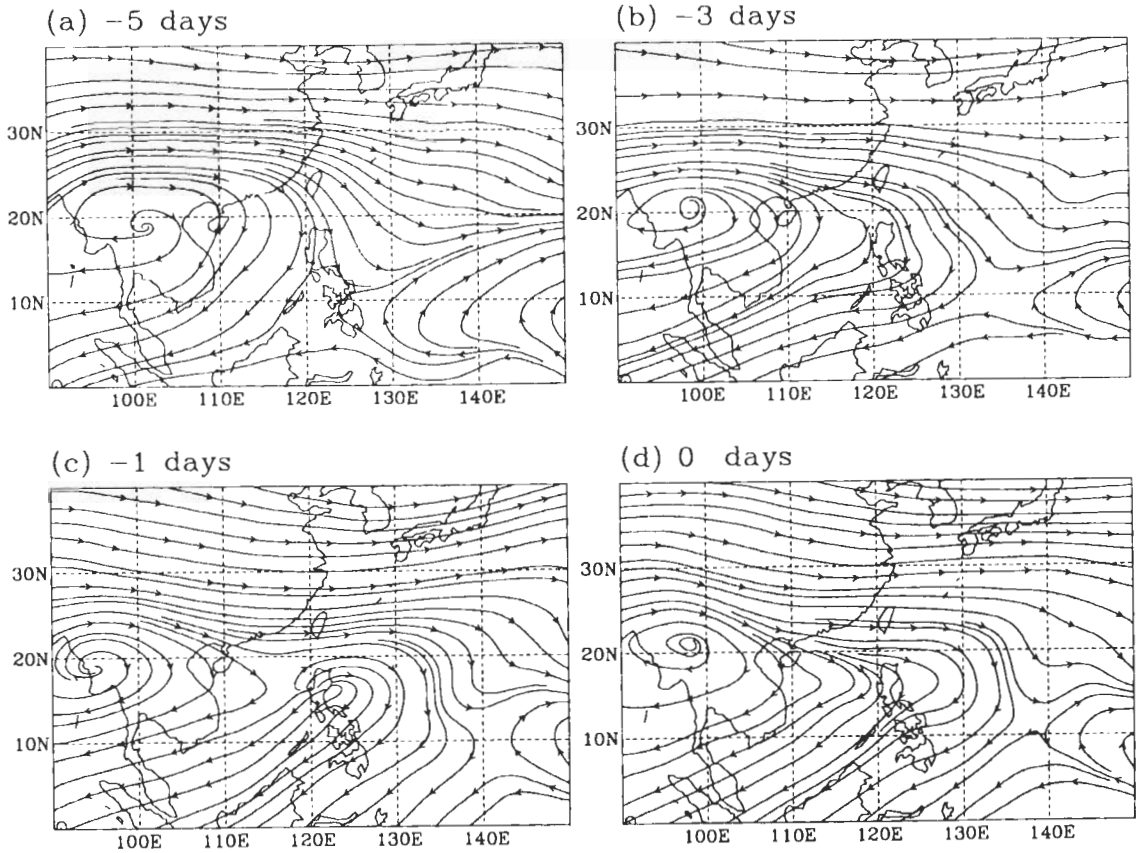


圖3 1985~1993年南海夏季季風肇始前數日的200hPa流線場之合成分析。時間分別為(a)肇始前5天、(b)肇始前3天、(c)肇始前1天及(d)肇始當天。

得850hPa至200hPa間的經向風之垂直風切明顯增大。因此，雖然季風系統主要是活躍於中低對流層，但高層環流相應的改變也顯示，季風之發展需考慮整個對流層大氣的演變。

四、區域平均之渦度收支 合成分析

在季風肇始期間，南海地區的環流有結構性的演變，其低層流場從反氣旋式環流轉變為

氣旋式環流。這段環流結構演變的關鍵期約有三天，可預期南海地區的相對渦度在此關鍵期中會有顯著改變。因此，本文利用渦度收支方程來探討季風肇始過程中的渦度變化，以了解南海夏季季風肇始期間，環流轉換的動力特性。渦度收支方程可以下式表示：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (\zeta + f) \nabla \cdot \vec{V} + \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) + Z \quad (1)$$

其中， ζ 表相對渦度， f 表柯氏力參數， \vec{V} 為水平風場， $\omega (= dp/dt)$ 為垂直速度，其他符號為一般定義。式中等號右邊第一項為水平渦度平流，第二項為等壓座標之垂直渦度平流，第三項為輻合輻散作用所引起的渦度改變，即渦度之輻散項，第四項為渦管之傾側效應，而最後一項 Z 表示收支剩餘項(或稱視渦度源)。垂直速度的計算採用經 O'Brien (1970) 修正的運動學法，同時對輻散度也做相對應的修正。本

章節先選取南海地區(105°~120°E, 5°~20°N)為分析區域，計算渦度收支方程中各項的區域平均。

在整個季風肇始期間，對流層內皆為深厚的上升運動，其強度隨時間逐漸增加(圖4a)，而最大上升運動分布於中對流層。在季風肇始前5天，垂直運動之強度不大，上層300hPa附近有較大上升運動。此後最大上升運動所在高度下降，強度則隨時間明顯增強。其中在肇始前3天

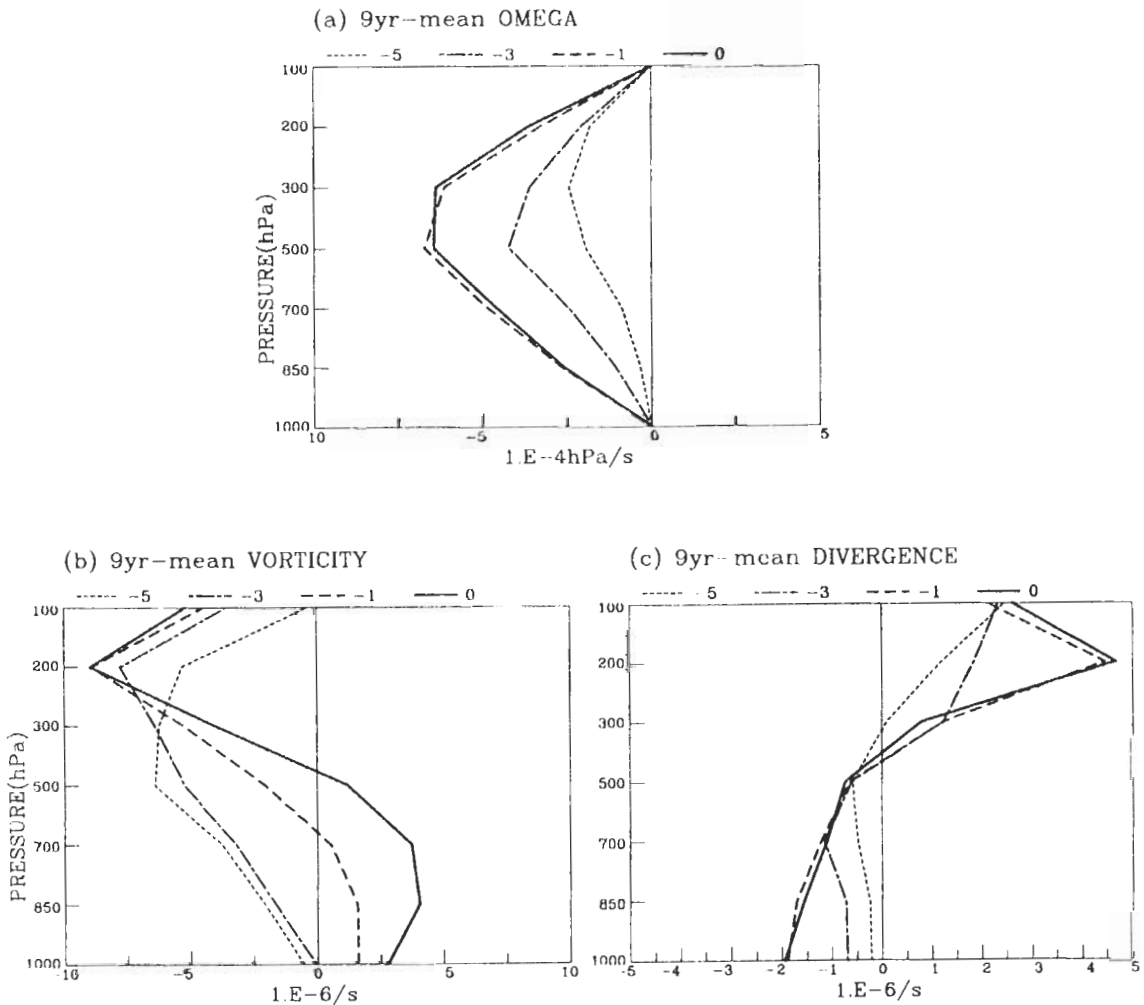


圖4 1985~1993年南海夏季季風肇始前數日，南海地區區域平均的(a)垂直速度；(b)相對渦度及(c)輻散度之垂直結構的合成分析。其中垂直速度的單位是 $10^{-4} hPa s^{-1}$ ，而相對渦度與輻散度的單位皆為 $10^{-6} s^{-1}$ 。圖中所繪曲線分別表示肇始前5天(點線)、肇始前3天(點虛線)、肇始前1天(虛線)、及肇始當天(實線)。

到肇始前1天期間垂直運動的再度迅速增強之後，垂直運動強度大致上維持不變，而最大上升運動所在高度則在500~300hPa之間變動。

相對渦度之垂直分布則可以500hPa為界，在分析期間500hPa以上的高對流層大氣均維持相對渦度為負值，而500hPa以下的中低對流層大氣相對渦度則隨著時間呈現由負值轉為正值的局面(圖4b)。在肇始前5天到肇始前3天期間，整層均為反氣旋式相對渦度的分布，500hPa以下的負相對渦度強度隨高度而增加，最大負相對渦度質分布於中高對流層。此相對渦度垂直結構正對應了高對流層南亞反氣旋和中低對流層副高脊主導的環流形勢。在這段時期，高對流層的反氣旋式相對渦度隨著時間逐漸增加，反映期間南亞反氣旋之東側環流向東延伸的流場演變；而中低對流層大氣之反氣旋性則持續減弱，表現了副高脊逐漸退出南海地區的階段。到了肇始前2天時1000hPa處的相對渦度初次轉為微弱正值(圖略)，到肇始前1天時此低層正相對渦度已向上發展到700hPa處，並於肇始當天發展至500hPa處的高度，而強度也明顯遽增。至於高對流層的反氣旋性則呈現微幅增強，最大值維持在200hPa的局面。肇始後的垂直結構則與肇始當天雷同，500hPa以下為氣旋式相對渦度，隨高度減小到200hPa處出現負相對渦度最大值。以上的相對渦度垂直結構之演變過程，充份顯示季風的氣旋式環流結構是由低層向上發展的。

相對而言，輻散度的變化較不明顯；其垂直結構可以500hPa為界，在分析期間均為中低對流層輻合而高對流層為強輻散的型態(圖4c)。在肇始前5天到肇始前3天期間的輻散度都很微小，此後到肇始前1天為輻散度有較明顯增強的

階段。其中300hPa以上的輻散值之增大，結合前述反氣旋式相對渦度增加的現象，反應南亞反氣旋東側環流向東延伸之情形，而700hPa以下的低對流層輻合之增強，則表現了期間南海西南氣流中季風槽之發展。此後輻散度的垂直結構幾乎維持不變。

綜合上述分析可知，在低層(850hPa)環流結構演變的關鍵時期，即肇始前2天至肇始當天，也是相對渦度之垂直結構改變最明顯的階段。中低對流層的氣旋式相對渦度之垂直發展相當快速，正符合季風是由低層開始發展的環流系統之特性。而除了中低對流層的氣旋性明顯增強，中高對流層的相對渦度之垂直梯度也遽增。配合垂直速度的時序變化可預期，在中對流層將有正相對渦度之垂直輸送的增加。而輻散度的變化主要表現在高對流層大氣上，但由低對流層輻合和高對流層輻散之同時增強，也表示此期間南海地區的對流層大氣結構有利於對流活動之發展。此外，在肇始前5天到肇始前3天時，中高對流層大氣的垂直速度和相對渦度均有比較明顯的變化。因此，環流結構的轉變也可能早在肇始前3~4天即已開始進行。

渦度收支方程中各項的垂直結構之演化則如圖5及圖6所示，分析期間最明顯的特徵是水平渦度平流項和渦度之輻散項兩者相抗衡的情勢隨時間增強。而且水平渦度平流項與渦度之輻散項在500hPa以上分別為正與負值，500hPa以下分別為負與正值。因此也可以500hPa為界，分成高對流層及中低對流層來進行討論。

在肇始前7天到肇始前4天期間，渦度趨勢本身及其變動基本上都不大，中低對流層的渦度趨勢甚至趨近於零，本文以肇始前5天的垂直結構為代表(圖5a)。在高對流層主要為水平渦度

平流項和渦度之輻散項相抗衡的結果。其中渦度之輻散項的貢獻是增加高對流層大氣之反氣旋性，此項隨時間逐漸增加，另外逐日減小的水平渦度平流項則提供了氣旋性渦度趨勢的貢獻，兩者的消長使得高對流層大氣由正渦度趨勢逐日轉變為負趨勢。中低對流層則因渦度之輻散項、收支剩餘項和水平渦度平流項三者相互抵銷，而使渦度趨勢趨近於零。其中水平渦

度平流項逐漸減小而渦度之輻散項則逐漸增加，只是水平渦度平流項和渦度之輻散項的作用恰好和高對流層相反。在此期間，高對流層負渦度趨勢的增加表示大氣之反氣旋性增強，此時正好是南亞反氣旋東側環流向東延伸之際。由圖3和圖4的分析可知南海地區的上空為南亞反氣旋東側環流之分流區，因此高對流層負渦度趨勢的增加主要來自輻散效應所造成負

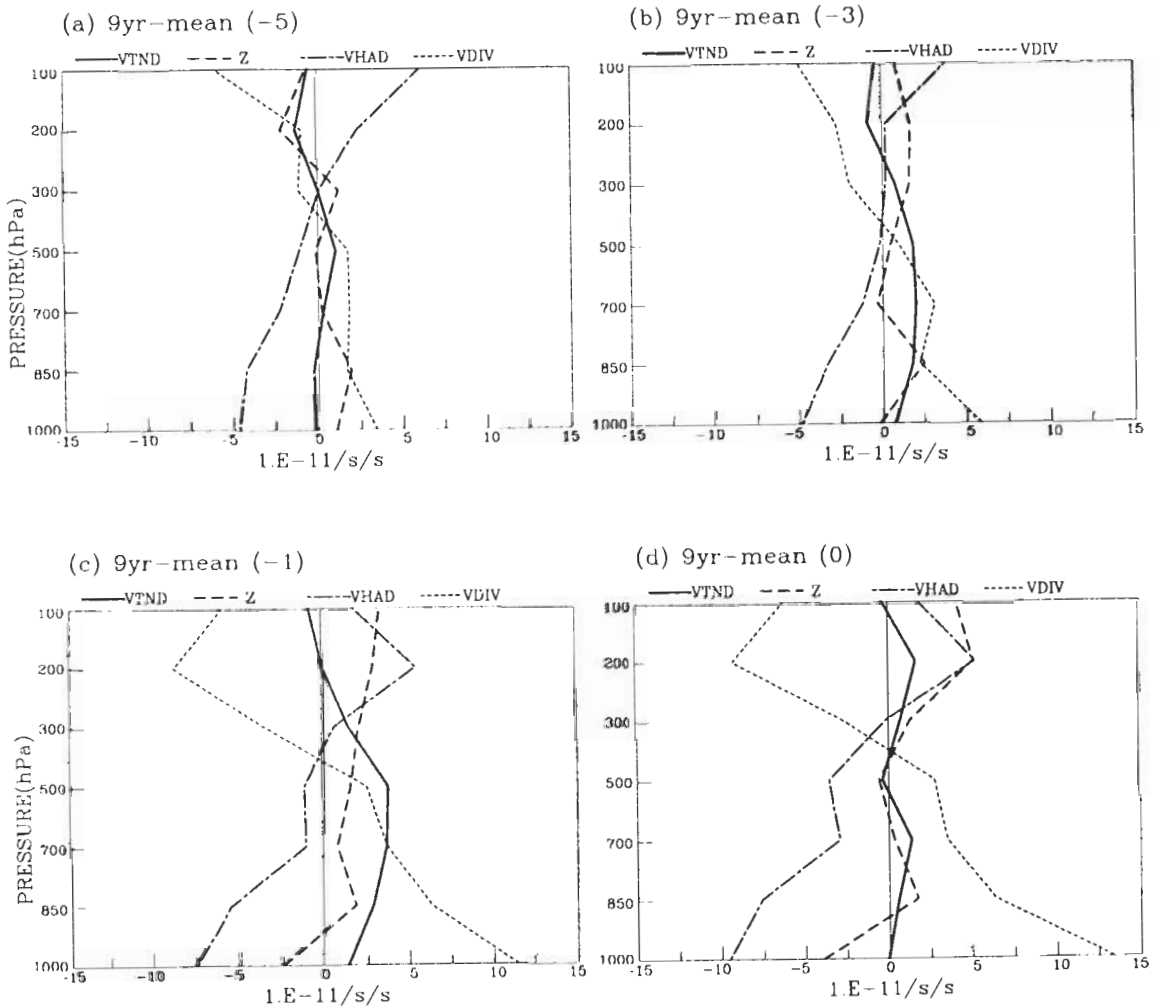


圖5 1985~1993年南海夏季季風肇始前數日，南海地區區域平均的渦度收支各項之垂直結構的合成分析，收支項的單位皆為 $10^{-11} s^{-2}$ 。實線為渦度趨勢項，虛線為收支剩餘項，點虛線為水平渦度平流項，點線為渦度之輻散項。而分析時間分別為(a)肇始前5天、(b)肇始前3天、(c)肇始前1天及(d)肇始當天。

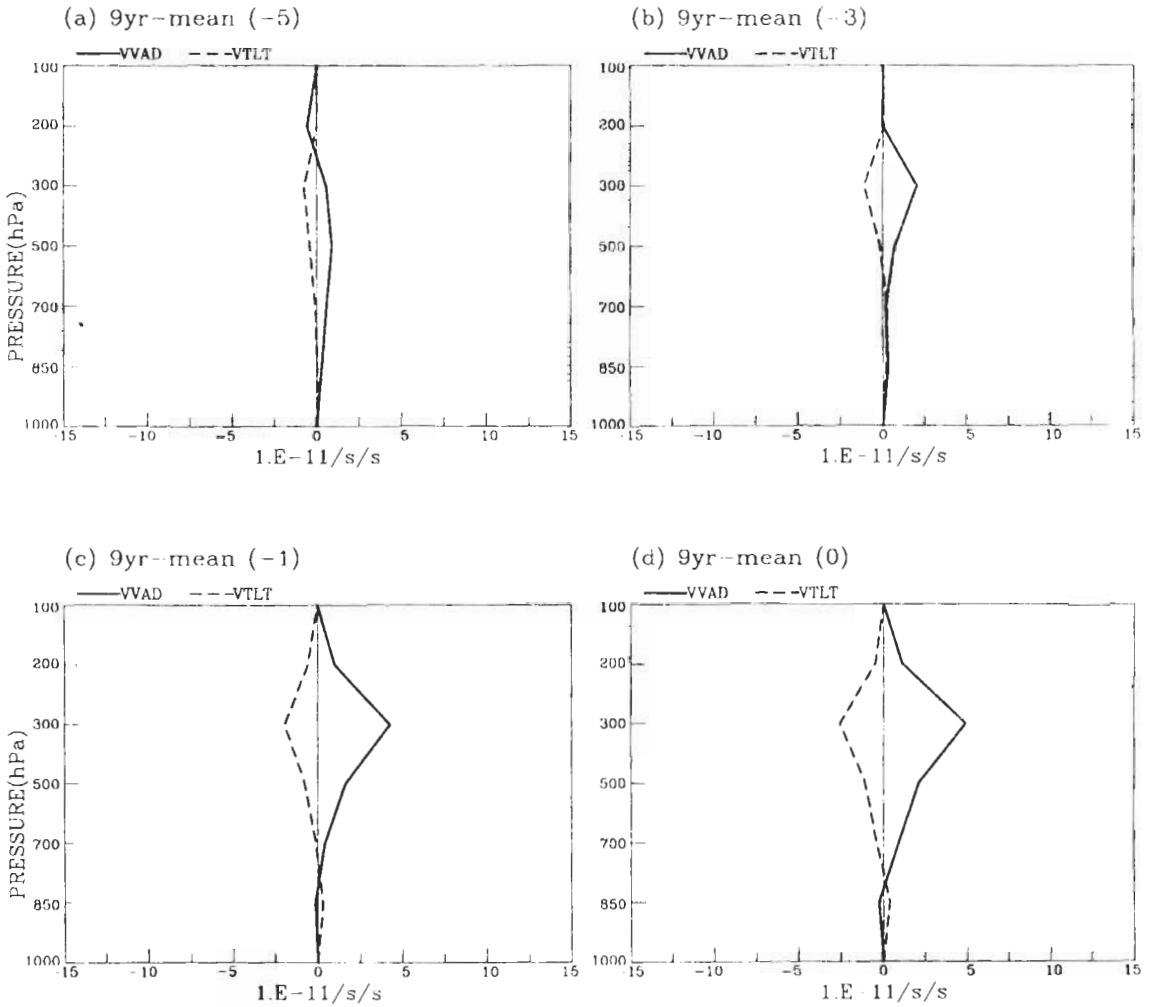


圖6 1985~1993年南海夏季風肇始前數日，南海地區區域平均的渦度收支各項之垂直結構的合成分析，收支項的單位皆為 $10^{-11} s^{-2}$ 。實線為垂直渦度平流項，而虛線為渦管之傾側項。分析時間分別為(a)肇始前5天、(b)肇始前3天、(c)肇始前1天及(d)肇始當天。

相對渦度之增加。而中低對流層大氣則為副高脊主導的環流形勢，渦度趨勢趨近於零顯示環流變動不大。由流線場(圖1)和南海地區大氣垂直結構(圖4)的分析可知，低對流層雖有輻合效應可增加大氣之氣旋性，但水平渦度平流卻有助於反氣旋式相對渦度之維持，顯示副高環流主控的形勢對南海地區對流活動之發展具有相當的抑制作用，故可定義此期間為肇始前穩定

期。

由肇始前3天開始，中低對流層的正渦度趨勢隨時間明顯增加，至肇始前1天時達到最大強度(圖5b~c)。配合流線場分析(圖1)可知此時是副高脊退出，而季風槽在南海地區建立的階段，因此低對流層大氣的氣旋性將隨時間增強。而這段期間也是渦度趨勢之各個負獻項的強度顯著增加的階段，其中渦度之輻散項的變

化較水平渦度平流項顯著，以致於中低對流層大氣從肇始前穩定期之水平渦度平流項絕對值較大的情況，轉變為渦度之輻散項大於水平渦度平流項的局面。因此850hPa的南海地區季風槽之發展(圖1b~c)，主要是透過低層輻合作用的增強(圖4c)，而增加分析區域內大氣之氣旋性；有效的彌補了因水平渦度平流所導致的正(負)相對渦度之流失(輸入)，也顯示副高環流之退出對南海地區對流活動之發展相當有利。除了來自渦度之輻散項的貢獻，收支剩餘項及垂直渦度平流項(圖6b~c)也對中低對流層大氣氣旋式相對渦度的增強有相當影響。其中，垂直渦度平流項的明顯增強和中對流層上升運動及中低對流層氣旋性增強的演變相當一致。整體而言，此期間的區域平均之大氣結構展現了南海地區不再受副高環流影響之後，對流活動旺盛發展的情勢；並且主要由低層輻合所產生的氣旋性相對渦度透過垂直輸送的過程，促使季風環流由低層向上發展。在高對流層大氣方面，渦度之輻散項的負值持續增加，而水平渦度平流項及收支剩餘項之正值則轉為隨時間增加，三者相互抵銷致使渦度趨勢趨近於零。因為在整層中各項的強度明顯增強，中低對流層的正渦度趨勢也隨時間顯著增大，致使低對流層有氣旋式相對渦度向上發展，故定義此期間為**肇始前轉換期**。在這段期間，中高對流層垂直渦度平流項、低對流層渦度之輻散項及收支剩餘項對中低對流層氣旋式渦度增強的貢獻量均增大，配合區域平均的上升運動增強的現象，可推知在南海地區已有組織性的對流活動開始發展。

及至肇始當天，除了收支剩餘項之外，垂直結構和肇始前1天類似，只是各項的強度均較肇始前轉換期來得強(圖5d、圖6d)，但卻因處於

互相抗衡的狀態，使得整層的渦度趨勢微弱。由850hPa流線場分析可知，在肇始前1天到肇始當天的環流形勢變化不大。在此環流形勢中的低對流層大氣之輻合效應可維持大氣之氣旋性，有效的抵銷水平渦度平流項所造成的氣旋性相對渦度之流出。至於高對流層則主要由水平渦度平流項和收支剩餘項所提供的正貢獻，抵銷了渦度之輻散項的負貢獻。即南亞反氣旋東側環流的輻散效應維持了高對流層反氣旋性，彌補了水平平流作用所導致的氣旋性之增加；而此時整個對流層的深厚上升運動，應對此高對流層的強輻散度有正面貢獻。肇始後約一週的渦度趨勢在微弱正負值間變動，其餘各項之垂直結構與肇始當天相似(圖略)，這表示環流型態經過肇始前轉換期之後，再度趨向於另一種穩定型態。配合低層流場可知，此時南海地區的環流型態已經從肇始前穩定期的副高脊主導之反氣旋式環流，轉換成季風槽完整發展的氣旋式環流，故定義季風肇始當天到肇始後一週的期間為**肇始後成熟期**。肇始後成熟期與肇始前穩定期相較之下，各項的貢獻量明顯增加，而中低對流層之主要貢獻項從肇始前穩定期之水平渦度平流項抗衡於收支剩餘項和渦度之輻散項之和，轉換為水平渦度平流項和渦度之輻散項相抗衡的局面。

綜合而言，季風的氣旋式環流從低層開始向上發展，主要是因流場之輻合作用，抵銷了中低對流層的水平渦度平流對反氣旋式相對渦度之維持作用。而中對流層大氣的垂直運動增強也有效地增加垂直渦度平流的貢獻，有利於環流系統之垂直發展。Davidson (1995) 的研究結果也顯示在AMEX期間，平均而言為渦度之輻散項和水平渦度平流作用之間相抗衡的局

面，此外收支剩餘項亦佔有相當程度的貢獻。但是在本文 $15^{\circ}\times 15^{\circ}$ 的經緯度範圍內，區域平均的渦度之輻散項或是收支剩餘項的作用要如何更確切的加以討論呢？其中，渦度之輻散項在肇始期間隨時間的增加，暗示了在大尺度環境場之平流作用之外，區域性現象的影響也很大，例如有利於對流活動發生的環境、局部性的輻合輻散場…等等。垂直渦度平流項的貢獻雖然較小且主要作用在中對流層，但是對整個系統的垂直發展顯然不可完全忽視，此外本文的分析顯示在肇始前轉換期收支剩餘項有較顯著的增加，對氣旋式相對渦度之增加也提供了相當份量的貢獻。Davidson(1995)指出收支剩餘項之垂直結構，由對流系統的垂直運動和環流系統spin up時邊界輻合的增強所決定。因此，在近地層有摩擦消散作用來平衡渦度之輻散項，或是在中低對流層的次網格尺度天氣現象的角色，例如積雲對流等過程，都可能隱含在收支剩餘項中。由區域平均的垂直運動、相對渦度和輻散度之垂直結構可知，季風環流之發展伴隨著的大氣垂直結構呈現相當有利於具組織性的對流系統發展的特性，而肇始前轉換期為大氣垂直結構特性變化明顯的階段。我們認為在肇始前轉換期的收支剩餘項垂直結構所呈現的演變過程，暗示在這段季風環流發展的關鍵時期，南海地區持續有中小尺度的對流系統之活動，過程中所累積的影響對季風之肇始有正面的貢獻。而經過此肇始前轉換期之後，季風環流的穩定維持充分表示南海地區之大氣結構轉變成有利於有組織性的對流系統發展的環境。

五、850hPa 之渦度趨勢 水平分布

由區域平均的渦度收支分析得知，影響低對流層渦度趨勢的主要貢獻項為水平渦度平流項、渦度之輻散項，而低層(850hPa 附近)收支剩餘項在分析期間均維持正貢獻。因此本章節進一步分析此三項在 850hPa 上的水平分布，期能對南海地區低層渦度收支之演變有較深入的了解。

在肇始前 5 天，南海地區並沒有明顯的渦度趨勢之訊號。但是華南沿海地區有一略呈東北東走向的帶狀正渦度趨勢區，主要貢獻項是收支剩餘項和渦度之輻散項(圖 7)。由圖 1 及圖 2 之分析可知此正渦度趨勢區大致位於中緯度槽前之氣旋式西南氣流中。另外在分析區域的西北端(約在 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ ， $17^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 的範圍)，渦度之輻散項及收支剩餘項在分析期間的主要分布特徵隨時間的變化相當不明顯(比較圖 7c,d~圖 10c,d)，而此二項之空間分布類似並呈現正負相抵銷的情況，但此空間分布的特徵在 700hPa 上已不可見(圖略)。經過比對發現此空間分佈特徵和地形的分布相當接近，渦度之輻散項(收支剩餘項)的正(負)值區對應了高度約在 1000~2500m 的狹長帶狀分布之地形，而位在海南島西北方海灣附近的正負極值中心則對應了夾在上述地形之間的谷地(圖略)。此外，在中南半島中南部的山區也分別存在有此二項的低層正負極值中心，隨時間雖可見較明顯的強度改變但中心位置幾乎不變，並且此現象也僅限於出現在 850hPa 上。因此我們認為造成這兩個貢獻項在這些地區的低層空間分布，主要受到地

850hPa 9yr-mean day -5

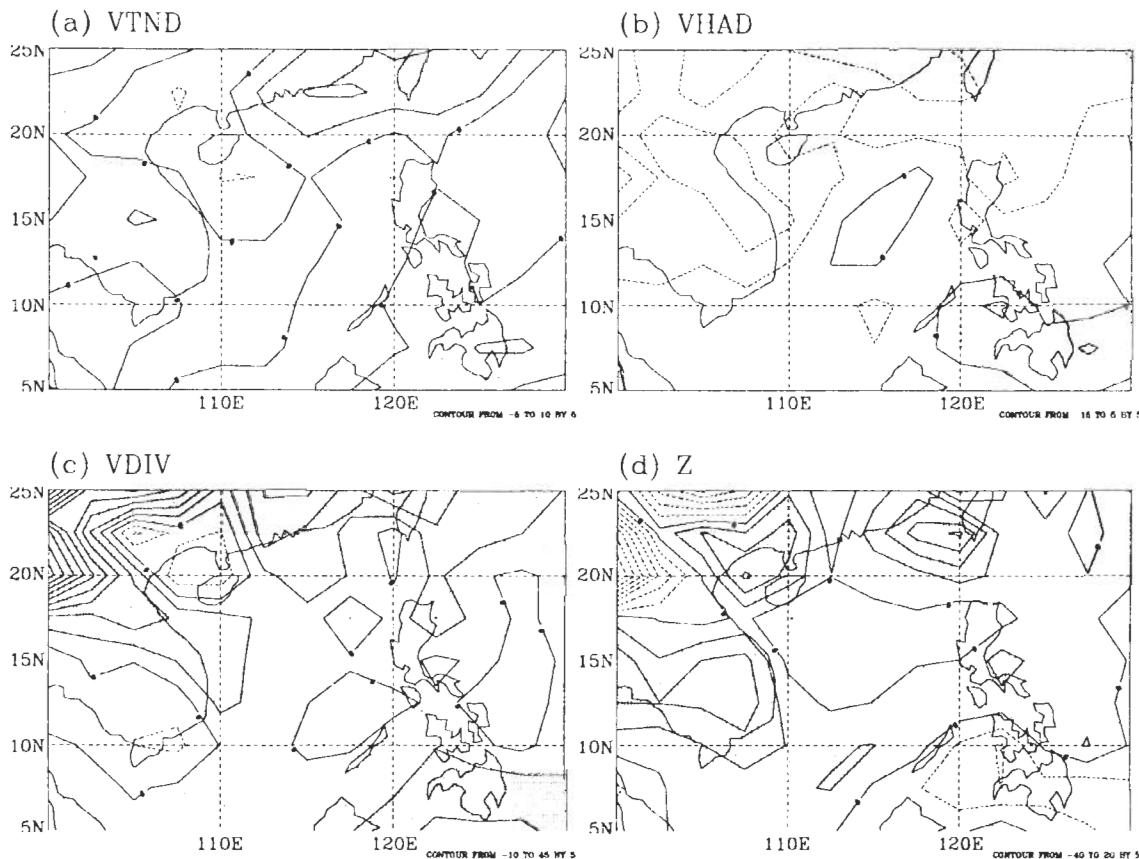


圖7 1985~1993年南海夏季季風肇始前5天, 850hPa渦度收支各項之合成分析。等值線間距為 $5 \times 10^{-11} s^{-2}$, 陰影區表示正渦度趨勢值。(a)為渦度趨勢項、(b)為水平渦度平流項、(c)為渦度之輻散項、(d)為收支剩餘項。

形效應所引致的輻散場及摩擦作用所影響。分析9年平均的OLR場時發現在分析期間中南半島至海南島附近之OLR值均低於 $220 W m^{-2}$ (圖略), 表示期間這些地區經常處於有對流系統活動的狀態。因此, 造成這兩個貢獻項在這些地區的強度變化則可能和流經地形的低層氣流之結構演變及局部地區的對流活動有關, 在接下來的分析中將不再特別討論之。

到了肇始前3天華南沿岸地區正渦度趨勢強度減弱, 而南海地區的正渦度趨勢區所涵蓋

的面積變大了(圖8)。其中水平渦度平流項和收支剩餘項對南海中部地區的正渦度趨勢均有較明顯的正貢獻, 從流場分析知道此二項在南海地區的正值區大致上均分布於西南氣流中的小槽之槽前。至於南海地區的渦度之輻散項, 則和肇始前5天的分布相近, 表示此時低層的輻散場尚未有具組織性的發展。此後到肇始前1天期間, 南海地區的低層正渦度趨勢區之強度明顯增加。在肇始前1天南海地區的正渦度趨勢區的水平分布和沿著季風槽的氣旋式流場形

850hPa 9yr-mean day -3

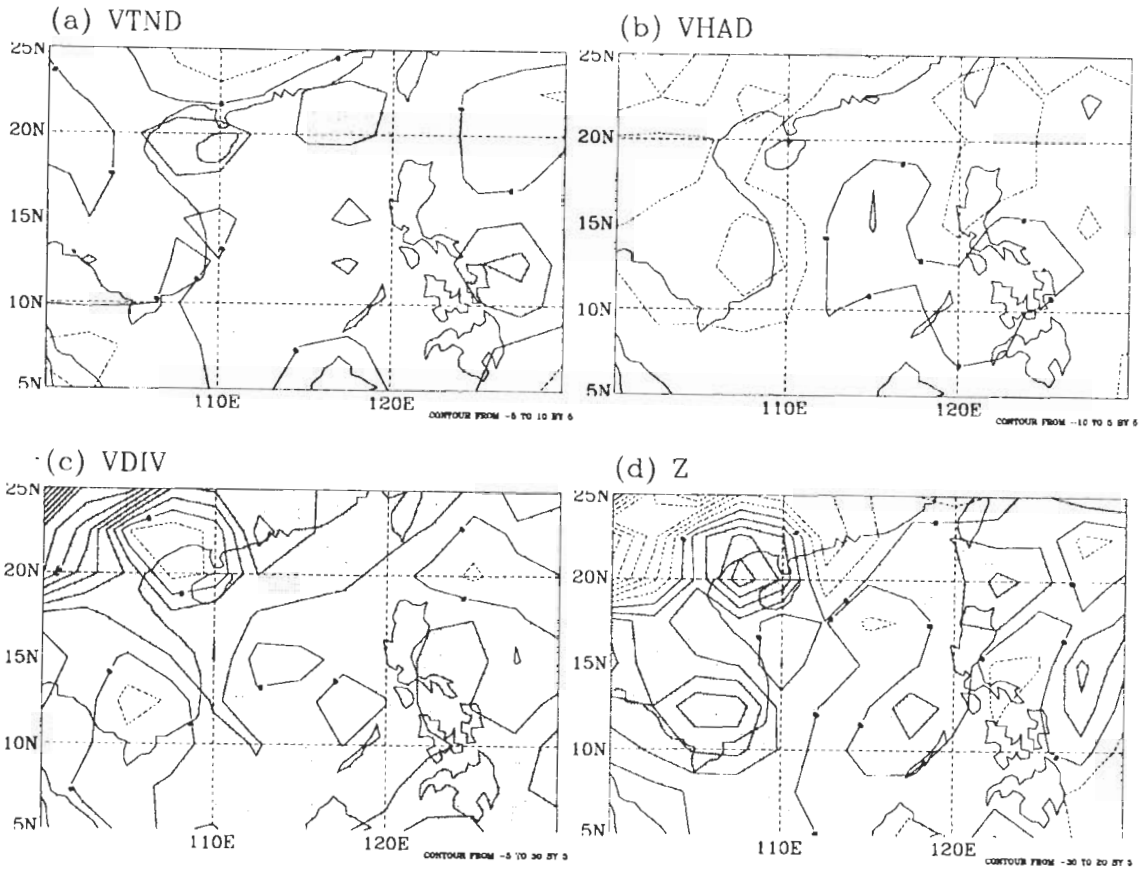


圖8 同圖7但為肇始前3天

勢相似，最大正渦度趨勢出現於菲律賓以西，相當於季風槽前的位置(圖 9)，此渦度趨勢之分布有助於季風槽的發展。而在各個貢獻項的變化方面，以渦度之輻散項的改變最為顯著，成為渦度趨勢的主要正貢獻項，其最大正貢獻區位於菲律賓西岸附近，分析流場發現此為季風槽前氣流和副高脊西南側東南氣流的合流區，和圖 2c 的分析所指出的正相對渦度中心之位置相近。由式(1)中的渦度之輻散項的表示式可知，在正相對渦度區若有流場之輻合效應，則可對氣旋式相對渦度趨勢有正貢獻。在第三章

的低層流場及相對渦度場分析中曾指出這段期間有熱帶對流系統向西北移到菲律賓附近，因此在季風肇始的環流轉變關鍵期，在菲律賓鄰近地區活動的熱帶對流系統，可能透過局地的輻散效應產生低層大氣氣旋式相對渦度，從而對南海地區的季風槽之發展提供部分的協助。此外，水平渦度平流項和收支剩餘項對南海中北部地區的正渦度趨勢也有正貢獻，而兩者的位置均在季風槽前。但是在南海大部分地區的水平渦度平流項為負值，而其正值區也在南海北方。因此整體而言此項所提供的作用是向

850hPa 9yr-mean day -1

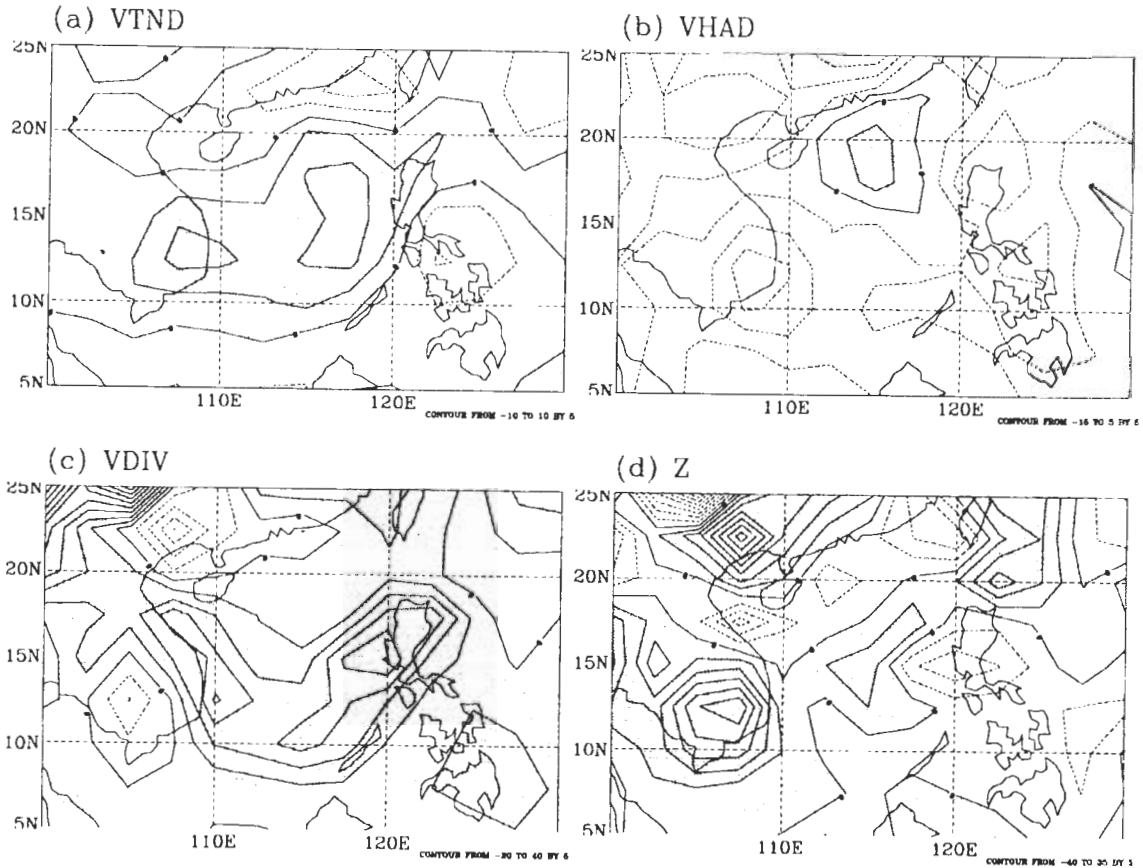


圖9 同圖7但為肇始前1天。

南海地區輸入負相對渦度，並由北界輸出氣旋式相對渦度。

肇始當天(圖 10)南海西半部為正渦度趨勢區，而東半部則為較微弱的負趨勢區。因此，雖然區域平均結果顯示此時渦度趨勢微弱(5d)，但由空間分布可知正渦度趨勢仍然涵蓋在季風槽前氣流的區域，足以增強/維持季風槽的環流結構。南海西北部的正渦度趨勢主要來自季風槽前及副高脊南側的東南氣流之正渦度平流的貢獻。收支剩餘項和渦度之輻散項則對南海中西部之正渦度趨勢有正貢獻，其中收支剩餘

量的位置約在南海地區的對流活動之北側。所謂的對流活動區指 OLR 值低於 200Wm^{-2} 的區域；此區幾乎涵蓋了於整個南海地區，中心值低於 160Wm^{-2} ，約位於 10°N 附近(圖略)。此外，分布於中南半島以東海面的渦度之輻散項的正貢獻，則主要由負渦度平流作用所抵銷。

由 850hPa 渦度收支分析的結果，配合流場及相對渦度場的分析顯示來自菲律賓東南方的熱帶對流系統，對南海夏季季風肇始過程的影響較北方中緯度系統明顯。其中一項原因可能是因為經過九年時間合成平均的處理後，時

850hPa 9yr-mean day 0

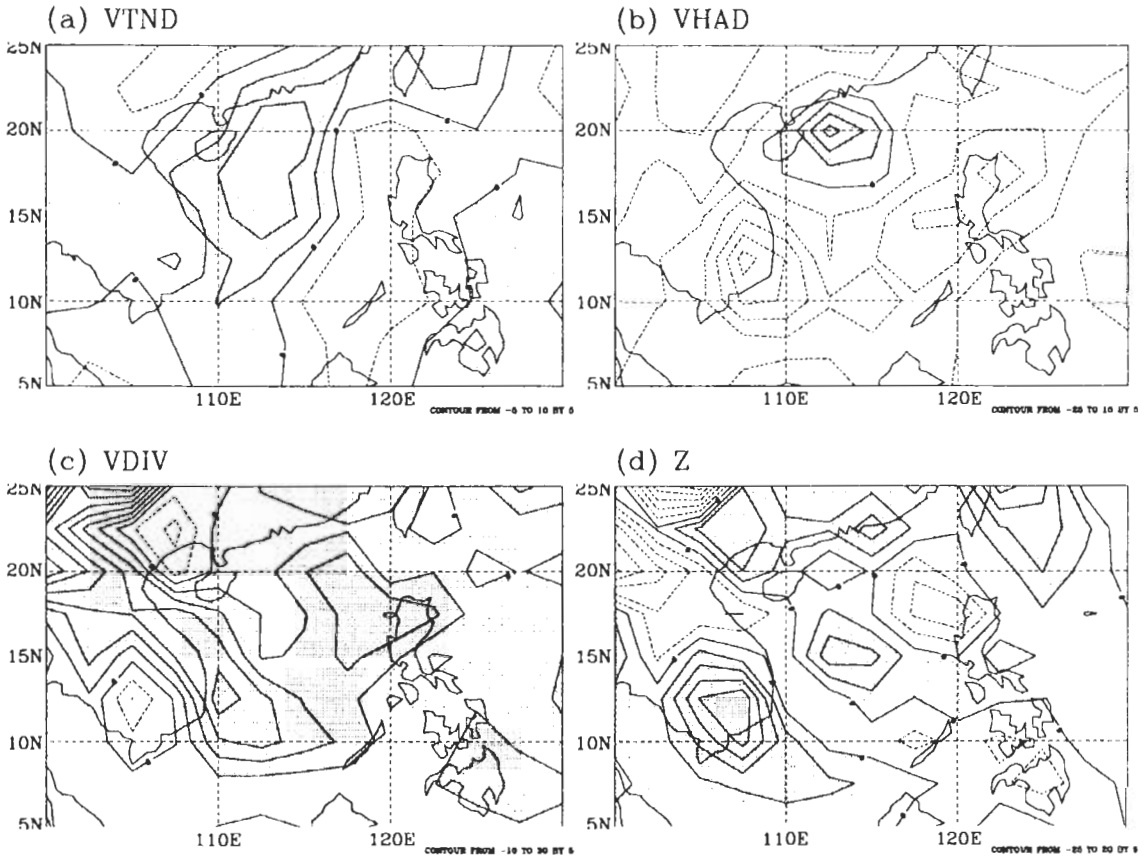


圖10 同圖7但為肇始當天。

間尺度較短的中緯度系統無法清楚的表現出來。但是分析本文九個個案年季風肇始期間的逐年流線場及地面天氣圖發現，僅有四個個案年(1985、1987、1989 和 1990 年)的季風肇始主要是因南海地區有封閉的氣旋式環流。其中 1989 與 1990 年是熱帶系統自菲律賓移入南海的情況，而 1985 與 1987 年則為南海地區局地生成之低壓或熱帶低壓。其他的個案年仍可能有中緯度槽(鋒面)南下、源自中南半島的季風槽增強，或是南海局地生成之擾動等不同系統的共

同作用而觸發季風肇始。Chang and Chen (1995) 研究 1981~1986 年的南海季風發現，中緯度斜壓鋒面的南侵可增加大尺度氣壓梯度，使得西南氣流增強而自溫暖的熱帶洋面輸送水汽以維持梅雨鋒降水，並促成季風肇始。因此，中緯度天氣系統對南海夏季季風肇始的影響還需進一步探討。

六、結 論

本文以林等(2000)所定義的南海夏季季風肇始日期，選取1985~1993年ECMWF的資料來做季風肇始期間的渦度收支合成分析，以探討南海夏季季風肇始期間的主要環流特性以及環流結構轉換之機制。

南海夏季季風肇始前後的低層大氣環流有顯著的改變。在季風肇始前約一週的期間，前期因仍受到太平洋副熱帶高壓脊之影響，而使南海地區低層大氣主要為反氣旋式環流形勢。隨著副高脊的向東退出，南海地區低層大氣轉為西南氣流所主導，季風槽即在此西南氣流中發展。大約在肇始前兩天開始，可視為季風環流結構演變的關鍵時期，季風槽之結構更趨完整。在季風肇始之後，大氣環流型態大致上和肇始當天相似，顯示季風環流發展趨於穩定。至於高層的大氣環流則不似低層般具有明顯的結構性演變。在分析期間南亞反氣旋之中心大致上均在20°N附近，隨時間有向東延伸的特性，這使得南海地區高層大氣之輻散度和反氣旋性增加。此外，高低層流場之分布顯示，在分析期間南海地區的對流層大氣具有明顯的垂直風切。因此，雖然季風系統主要是活躍於中低對流層，但高層環流相應的改變也顯示，季風之發展需考慮整個對流層大氣的演變。

南海地區的區域平均渦度收支分析的結果顯示，由相對渦度及渦度收支分析的垂直結構演變，約略可將季風肇始期間分為三階段。第一階段為肇始前穩定期，整個對流層都是負渦度，高對流層之反氣旋性稍微增強。而中低對流層的水平渦度平流有助於反氣旋式相對渦度之維持。但渦度趨勢微弱，表示太平洋副熱帶

高壓的形勢變動不大。第二階段為肇始前轉換期，低對流層大氣開始轉為正渦度，並隨時間向上發展至500hPa處。此期間中高對流層垂直渦度平流項、低對流層渦度之輻散項和收支剩餘項的值明顯增加，使得中低對流層大氣的氣旋性增強。至轉換期的後期，各項強度較肇始前穩定期為強，而且整層的渦度之輻散項均明顯增加至大於水平渦度平流項的情況。第三階段為肇始後成熟期，包含肇始當天，各項強度較肇始前轉換期為強，並處於相互抗衡的狀態，因此渦度趨勢微弱，南海地區的氣旋式環流場已經發展成熟。

至於低層850hPa之渦度收支水平分布的分析結果顯示，在季風環流結構演變的關鍵時期，南海地區的正渦度趨勢明顯增加，有利於季風槽向東延伸及發展。期間主要的貢獻來自渦度之輻散項和收支剩餘項。其中渦度之輻散項及收支剩餘項的貢獻和南海地區的對流活動關係密切，可以彌補流場所造成的正(負)相對渦度之流出(輸入)。

綜合而言，季風的氣旋式環流從低對流層開始向上發展，主要是因低層流場之輻合效應可產生氣旋性相對渦度，不僅抵銷了中低層的水平渦度平流對反氣旋式相對渦度之維持作用，尚提供低層季風槽發展所需的氣旋式相對渦度。並透過中對流層大氣的上升運動之增強，有效的將低對流層的氣旋式相對渦度向上層輸送，有利於環流系統之垂直發展。此外，收支剩餘項也提供了相當份量的貢獻。而由850hPa渦度收支分析的結果，配合流場及相對渦度場的分析顯示來自菲律賓東南方的熱帶對流系統，對南海夏季季風肇始過程的影響較北方中緯度系統明顯。但是，南海夏季季風的肇

始並不能完全排除中緯度系統的影響。

誌 謝

本研究承國科會經費補助(專題研究計畫 NSC88-2111-M008-015)、臺大副熱帶資料庫提供觀測分析資料及研究助理林文典先生的協助, 審查者的寶貴意見, 謹此誌謝。

參考文獻

- 林松錦、麥如俊與嚴明鈺, 2000: 南海夏季季風肇始期間大氣環流特徵與水汽輸送之合成分析。大氣科學, 排印中。
- 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.
- Chen, T.-C., and J.-M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2295-2318.
- Davidson, N. E., 1995: Vorticity budget for AMEX. Part I: Diagnostics. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1620-1635.
- He, H., 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.
- He, Y. H., C. H. Guan, and Z. J. Gan, 1992: Heat oscillation in the upper ocean of the South China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, **11**, 375-388.
- Hirasawa, N., K. Kato, and T. Takeda, 1995: Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in subtropical East Asian around the middle of May. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 221-239.
- Krishnamurti, T. N., and P. Ardanuy, 1980: The 10- to 20-day westward propagating mode and "breaks in the monsoon." *Tellus*, **33**, 15-26.
- Krishnamurti, T. N., 1985: Summer Monsoon Experiment - A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1626.
- Lau, K.-M., and S. Yang, 1997: Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, **14**, 141-161.
- Murakami, M., 1979: Long-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 994-1013.
- Murakami, T., L. X. Chen, and A. Xie, 1986: Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillations, and transient disturbances as revealed from outgoing longwave radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1456-1465.
- Orgill, M., 1967: Some aspects of the onset of the summer monsoon over South East Asia. Report to U.S. Army, Contract DA28043-AMC-01303(E), Colorado State University, 75 pp. [Available from Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO 80307.]
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- So, C. H., and C. L. Chan, 1997: An observational study on the summer monsoon over south China around Hong Kong. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 43-56.
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C. -P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Webster, P. J., 1994: The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interaction. *Rev. Geophys.*, **32**, 427-476.

Evolution of the Atmospheric Circulation during the South China Sea Summer Monsoon Onset as Depicted by the Vorticity Budget Analysis

Mien-Tze Kueh¹ Mei-Ching Hsiao² Song-Chin Lin¹

¹Institute of Atmospheric Physics, National Central University

²Central Weather Bureau

(Manuscript received 24 April 2000 ; in final form 3 October 2000)

ABSTRACT

In order to study the evolution characteristics of the atmospheric circulation during the South China Sea summer monsoon onset, this study conducted a composite vorticity budget analysis by the use of 1985-1993 observational data. The lower tropospheric circulation in the South China Sea area changes significantly during the monsoon onset period. Three days prior to the monsoon onset, the western Pacific high-pressure ridge retreats to the east of Philippine and the southwesterly prevails in the South China Sea area. The monsoon trough starts to deepen about two days prior to the onset.

Based on the vertical structure changes of relative vorticity and vorticity budgets averaged over the South China Sea area, the monsoon onset period can be divided into three stages:

- 1) The steady stage prior to the onset, anti-cyclonic vorticity in the entire troposphere and nearly zero vorticity change due to cancellation of forcing budget terms in the vorticity equation.
- 2) The transition stage prior to the onset, cyclonic vorticity increases in the lower troposphere and extends upward mainly attributed to the vertical advection and horizontal divergence effects of vorticity. The residual term also contributes positively to the cyclonic vorticity increase.
- 3) The mature stage after the onset, though all budget terms increase in magnitude, the vorticity tendency is very small due to cancellation among the budget terms. The atmospheric circulation pattern persists during this stage.

Finally, the 850hPa vorticity budget analyses reveal that the major contribution to the positive vorticity tendency comes from the tropics.

Key words: South China Sea summer monsoon, Onset, Vorticity budget