

Diagnostic Analysis of Coastal cyclogenesis in South China during Mei-Yu Season in 1991

Huo-Ming Jiang and Shiow-jane Lin
Institute of Atmospheric Physics
National Central University
Chung-li, Taiwan, 32054, R. O. C.

Subtract

In the last period of June in 1991, a cyclogenesis occurred along the coast of South China, bringing Taiwan much rainfall to rescue the drought. Since severe weather systems might be aroused by cyclones, we would like to use the data of ECMWF to analyze this cyclogenesis in order to gain more information about the characteristics of coastal cyclogenesis and storms during Mei-Yu Season.

There's a tropopause folding appearing over South China at 1200UTC on 24 in June, which brought the air mass with positive potential vorticity anomaly of stratosphere downward upper troposphere. In addition, a positive anomaly existed in middle troposphere during cyclogenesis. There's a direct thermal circulation around the cyclone. Thereafter, this direct thermal circulation lifted aloft to strengthen the descent motion in northern lower levels. As soon as the cross circulation didn't exist anymore, the coastal cyclone disappeared.

Since the low trough in the middle-high troposphere deepened and the water vapor condensed to release latent heat, static energy decreased but dynamic energy increased during the development process of cyclones. On the last stage, static energy increased and dynamic energy decreased, due to the warm and humid air of lower troposphere rushing into this cyclone, to result in the low filled up. Then, the cyclone vanished.

On the base of analysis of the difference from potential vorticity to moist potential vorticity, latent heat release was the dominant factor responsible for the non-conservation of potential vorticity.

Keywords: cyclogenesis, potential vorticity, static energy, tropopause folding, coastal cyclogenesis.

1991年梅雨季華南海岸旋生的診斷分析

江火明 林秀葵
大氣物理研究所
國立中央大學

摘要

1991年6月下旬，華南沿海氣旋生成且快速東移，引發台灣連續數日的豪雨。本文利用ECMWF的資料，分析此華南海岸旋生個案，以了解梅雨季上對流層結構改變與海岸旋生過程的關係。

6月24日1200UTC氣旋開始生成，於6月25日0000UTC發展成熟，出海後，到了6月25日1200UTC迅速消散。高層是一深厚的冷心低壓，低層西南噴流強勁。華南沿海上空有明顯的大規模對流層頂褶疊現象，把平流層的大位渦帶至上對流層；而在中對流層，有一正位渦距平存在，與高層大位渦的存在息息相關。

氣旋附近的大氣呈熱力直接環流，隨後，此熱力直接環流向上抬升，加強北方低層的下降運動，當此橫向環流不復存在時，沿海氣旋隨即逐漸消逝。在氣旋發展過程中，中高對流層低壓槽加深，水氣凝結潛熱釋放，造成靜能量減少，動能增加，最後低對流層暖濕空氣侵入，使得低壓填塞，靜能量增加，動能減少，氣旋消逝。根據位渦與濕位渦的變化量差值，可得知此旋生過程中，水氣潛熱釋放是造成位渦不保守的主要原因。

關鍵詞：旋生、位渦、靜能量、對流層頂褶疊、海岸旋生

一、前言

不同天氣系統可引起不同天氣現象，故要對對流層的大氣運動與熱力結構做詳細的診斷分析，才可了解各種天氣系統的演變。

對流層頂(Tropopause)分割了兩種不同秉性的大氣，在特殊條件下，造成平流層大氣大量下沉，降低了對流層頂的高度，進而與對流層大氣混合，這種現象稱為「對流層頂褶疊」(Tropopause Folding)，相當於對流層厚度變薄，進而影響對流層內天氣系統演變過程。所以，分析了解對流層頂褶疊與對流層內天氣系統演變過程的關係，有助於天氣預報的掌握。

1950年代以前，由於高空觀測資料不足，重心多放在下層大氣；隨著探空觀測網的建立，學者開始注意到高層大氣的現象，並關心上下層大氣間的交互作用情形。Danielsen(1968)證實了在對流層頂褶疊過程中，平流層空氣從高緯度向下向南傳入對流層，且得出對流層頂附近的橫向環流型式。

到了1970~1980年代，大家才把焦點集中在造成對流層頂褶疊的機制，及其和地面發展之動力上的關係；同時，也提出了許多關於位渦和對流層頂演變在激烈局部對流上所扮演角色的假說。Reiter(1975)得到經由對流層頂高度的季節性調節，傳輸了平流層與對流層間質量交換的15%；Shapiro(1980)認為對流層頂褶疊內的亂流混合，是平流層和對流層大氣交換的機制。

平均而言，每年5~6月間，南亞高壓逐漸北移，

在華南及台灣地區建立準滯留性的鋒面帶，一般定義為梅雨鋒帶，導致季節降水高峰，故稱這段潮濕多雨的季節為梅雨季。陳等(1986)指出影響台灣地區的中尺度對流系統大都源於華南地區。

為增進劇烈區域性暴雨之了解以改進其預報能力，1987年5~6月實施台灣地區中尺度實驗計劃(TAMEX)。Chang et al.(1997)發現除了可感熱外，對流層和低平流層間的垂直偶合作用是梅雨擾動發展的一個重要因子。

Kleinschmidt(1957)認為旋生主要是高位渦值的空氣沿著極鋒平流至對流層，由於渦管抽拉效應所造成的。Hoskins et al.(1985)提出了旋生概念模式，高層位渦距平平流至低層斜壓區，在其下游處引發了低層位渦距平，低層位渦距平所引發的流場同時加強了高層位渦距平，當上、下層擾動最強時，氣旋發展至最強。

對於海岸旋生，國外有不少這方面的研究：澳洲東南和北美西岸的海岸旋生是由於綜觀尺度天氣系統與海岸山脈間的交互作用強迫所致(Holland and Leslie, 1986; Dorman, 1987)；Reason and Jury(1990)發現南非海岸低壓壓是由溫暖的離岸流所發展出來的。Zhang and Bao(1996)發現地面氣旋的發展主要是由低層渦度集中所驅動的。但對於華南沿海的旋生發展及其大氣垂直結構，卻極少有學者關注。蕭(1992)推論出華南地區的旋生主要是受到青康藏高原的阻擋作用及配合適當大氣條件所造成的，並認為水氣的潛熱釋放是背風氣旋發展的主要機制。華南地區的海岸旋生是否由對流層頂褶

疊或其他因素造成，值得做診斷分析。

本篇論文診斷分析探討對流層結構變化與海岸旋生之關係。利用位渦與濕位渦的變化來分析水氣的貢獻；藉著靜能量的分析，來觀看位能、內能、潛能以及動能的變化情形。希望能對華南地區海岸旋生過程中，整個對流層的垂直結構及上下層間的交互作用，有更深入的了解。

本文第二部份概述梅雨季東亞地區上對流層結構的變化，分析 1991 年的對流層頂變化及位渦的垂直分佈情形；第三部份針對所選取的福建沿海旋生個案做分析討論；第四部份是討論與展望。

二、資料來源與個案選取

此研究的資料來源，是取自歐洲中期預報中心 (European Climate Midterm Forecast Center) 的熱帶海洋與大氣 (ECMWF/TOGA) 資料， 2.5×2.5 經緯網格，垂直方向共十四層 (1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30 和 10hPa) 的全球資料。再利用三次仿樣差分法 (Cubic Spline Difference)，將垂直方向內插為 1000 ~ 50hPa，每層間隔 50hPa，總共 20 層的資料；水平方向，則將 2.5×2.5 經緯網格內插為 1.0×1.0 經緯網格的資料。

由於平流層與對流層的諸多特性明顯不同，故有多種判定對流層頂的方法。傳統上，以溫度或其遞減率垂直變化大的地方來定義對流層頂，缺點是容易出現多個對流層頂，因為穩定度並不保守。

在絕熱無摩擦下，位渦是一結合了質量場與風場的保守量，為大氣運動的極佳追蹤要素。等壓面上的 Ertel (1942) 三維位渦 (P) 可寫成：

$$P = -g(\bar{f}\bar{k} + \nabla \times \bar{V}) \cdot \nabla \theta$$

其中， g 為重力常數， f 為地轉渦度， \bar{V} 是水平風速向量， θ 是位溫。由長期統計得知，對流層與平流層的交界面，位渦變化很大 (Hoskins et al., 1985)；而 $1.5PVu$ ($1PVu = 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$) 的高度面幾乎與對流層頂平行，故以下以位渦等於 $1.5PVu$ 的高度面來觀察對流層頂高度的變動情形。

1991 年梅雨季東半球 ($10^\circ E \sim 170^\circ E$) $25^\circ N$ 、 $30^\circ N$ 、 $35^\circ N$ 和 $40^\circ N$ 緯度圈大氣位渦等於 $1.5PVu$ 的平均高度約在 10~20 公里間，且因緯度、月份而有所差異 (見表一)。低緯度的對流層頂遠較高緯度的高；6 月的對流層頂比 5 月來得高，此現象應是由於哈得雷胞 (Hadley Cell) 北移所致。

1991 年 5~6 月沿 $10^\circ E \sim 170^\circ E$ 各網格點 $1.5PVu$ 高度與 $1.5PVu$ 平均高度的負距平，不論是沿 $35^\circ N$ 或是 $40^\circ N$ 緯度圈，隨時間都有明顯向東傳的現象，顯示對流層頂褶疊位置隨時間向東傳；在低緯度，東傳現象較不明顯。在 $120^\circ E$ 於 5、6 月份各有四次對流層頂褶疊，週期約為七天，和綜觀尺度天氣系統的時間尺度相近。對流層褶疊是否

和中對流層或下對流層的天氣系統有所關連呢？故接下來，對照這兩個月天氣系統的演變情形。

5 月初，鋒面過境華南沿海及台灣。到了中下旬，大陸大部份地方轉由低氣壓所掌控，華中 (長江流域) 不斷有旋生，徘徊長江流域的梅雨鋒帶走向和緯度平行。6 月中，東北的低壓系統和長江流域的低壓連成一氣，持續數天的滯留鋒帶造成長江流域歷年罕見的豪雨。6 月 20 日起，整個華南沿海及台灣籠罩在滯留鋒帶中，鋒帶從華南向東北延伸至日本，鋒帶上不斷有鋒帶旋生，在 25 日，華南沿海有旋生。

圖一 是 1991 年 5~6 月期間 $110^\circ E \sim 120^\circ E$ 、 $25^\circ N \sim 35^\circ N$ 區間，共 121 個網格點各等壓面平均位渦的逐日時序變化圖。有兩種大位渦距平分佈型態：一種是從地面到中低對流層都是大位渦，極值位於 850hPa 左右；另一種則是極值位於 600hPa 的中對流層大位渦帶。此兩種截然不同的分佈，其產生的原因是否相同？一看起來和低層似無太大連結的中對流層大位渦，又是由何所引發的？是否與對流層頂的褶疊有關？當 850hPa 大位渦時，200hPa 的位渦極小，幾乎都在 $0.5PVu$ 之下，顯示 850hPa 的大位渦似乎和對流層頂褶疊沒什麼關係；但是，600hPa 是大位渦時，其上方的 200hPa 卻大半是大於 $0.5PVu$ 的大位渦，意謂著中對流層大位渦的來源，似乎與對流層頂褶疊具高度相關。

1991 年 6 月整個月的 200hPa 位渦呈現兩種截然不同的型態。6 月上、中旬，對流層頂褶疊僅持續相當短暫的時間，擴及極小的區域，大氣呈高緯流指數，等高線持平。6 月下旬，對流層頂褶疊範圍大規模向南擴大，遠及中國東南沿海，持續時間長 (將近十天之久)，不斷有對流層頂褶疊；在 6 月 24 日，200hPa 位渦呈現由南到北正負交叉排列的情形。

6 月下旬，高層有大規模對流層頂褶疊發生，且有深厚高空槽的存在，在華南沿海有低壓系統的生成，在對流層頂褶疊東方的臺灣地區，受此沿海旋生的影響，連日豪雨，選取此的斜壓大氣高層槽前的海岸旋生個案作更進一步的分析。

三、華南沿海旋生的分析

此華南沿海低壓在 6 月 24 日 1200UTC 開始生成，於 6 月 25 日 0000UTC 發展成熟，6 月 25 日 1200UTC 消散；故將 24 日 1200UTC ~ 25 日 0000UTC 稱為發展期，25 日 0000UTC ~ 25 日 1200UTC 是消散期。

整個旋生期間，中國東北的槽加深，高層是一深厚的冷心低壓，大氣有呈高緯流指數，高空槽前的華南沿海地面有氣旋生成。低層為極微弱的東北風，臺灣受西南氣流影響。低層噴流強勁，移至臺灣東部海面、走向變成震旦方向 (西南向東北)。高層噴流有兩支，一是內陸的西北噴流，一是位於

東南沿海到韓國一帶的西南噴流。

6月下旬，華南沿海在低對流層是處於輻合的情形；但中、上對流層則是強烈的輻散區。發展期，華南沿海附近屬上升運動，台灣從地面到高空都是上升運動；到了消散期，臺灣低層轉為下降運動。

此沿海氣旋的南北向垂直環流是暖升冷降的直接環流，高空是南風。最大上升運動區在低壓中心上，發展期，低壓南方的中對流層上升運動加強，使最大上升運動區移至氣旋南方的中對流層；主要下降運動區在低壓中心的北方，隨著緯度的增加，此下降運動區的垂直範圍逐漸擴大到中、上對流層，在氣旋發展成熟時達到最強（圖二）。

發展期，氣旋中心及附近，從地面到450hPa是深厚輻合區，高空為輻散區；至發展成熟時，氣旋南方輻合加強，高空輻散愈形強勁，使得氣旋南方的上升運動更為旺盛；到了消散期，由於高空轉為輻合，低層輻合不再，氣旋開始消散（圖三）。

發展期，氣旋南方渦度急速增強，從地表到高空，幾乎都是正渦度，渦度中心在750hPa左右；氣旋北方低層則是負渦度，到了氣旋發展成熟時，負渦度中心移至低對流層，渦度的南北和垂直梯度小；高空則是負渦度。到了消散期，氣旋南北方的渦度配置和發展期的情形相反，南方為負，北方為正。意謂著氣旋南方氣流由氣旋式的旋轉變成反氣旋式的旋轉；氣旋北方則是相反的情形（圖四）。發展期，北方的下降運動加強；消散期，北方轉為上升運動。

一開始，正位渦中心位於700hPa左右，自此中心向上、向下位渦遞減，上對流層是一廣大的小渦度區，到對流層頂附近，位渦才急速增加。在發展期，氣旋南方的中對流層位渦加強最多；到了消散期，位渦迅速減少（圖五）。

700hPa以下到地表，低壓中心及周圍都是負濕位渦，顯示低層的濕空氣極不穩定。上對流層的濕位渦極小，等值線也十分稀疏。在低壓中心北方，似有對流層頂褶疊將高位渦的平流層空氣帶至對流層內，造成此處大的位渦與濕位渦存在（圖六）。

氣旋周圍從地面到中對流層，相當位溫遞減率幾乎都是負值，顯示條件不穩定區（陰影區）涵蓋了一個極為遼闊的地方（圖七）。這樣的不穩定與渦度的配置，造成了低層濕位渦皆為負值。

接著，利用乾濕位渦的不保守來看水氣在此旋生個案中所扮演的角色。

$$\frac{d(pV)}{dt} = R = R_L + R_R + R_F$$

$$\frac{d(pV_e)}{dt} = R_e = R_R + R_F$$

$$A = R - R_e = R_L$$

R 為位渦改變的作用項，它是潛熱（ R_L ）、輻射

（ R_R ）、摩擦（ R_F ）等非絕熱作用的總和； R_e 是濕位渦改變的作用項，它是輻射、摩擦等非絕熱作用的總和；A 為位渦和濕位渦改變量的差值，代表水氣潛熱（ R_L ）的作用。位渦的不保守是由包含水氣潛熱在內的所有熱力作用所造成的，濕位渦的不保守則是由水氣潛熱之外的其餘熱力作用所致，所以，位渦的變化量減去濕位渦的變化量所得到的差值，即為水氣的作用；正值代表水氣量增加，負值則代表水氣的減少。

利用濕位渦的正負變化情形，將對流層分為上、中、低三部份，分別計算各部份氣旋中心以南及以北的乾、濕位渦在6月24日1200UTC~6月25日0000UTC及6月25日0000UTC~6月25日1200UTC的變化量及兩者變化量之差，整理成表二。濕位渦變化量差值最大的地方在中層。在發展期，不論是在氣旋的南方或北方，水氣都是增加的，氣旋南方的中對流層增加最多；消散期，乾濕位渦變化量差值最大在氣旋南方的中低對流層，且差值為負，表示氣旋南方的中低對流層水氣減少最多。不論在哪個時期，高層水氣變化都很少。

根據江（1976）所作的大氣靜能量推導，得到在假絕熱降水過程（Pseudo-adiabatic Rain Stage）中，

$$C_p dT + \frac{1}{2} w^2 + gz + Lr = \text{常數}$$

定義大氣靜能量（Static Energy） σ ：

$$\sigma = C_p T + gz + Lr$$

σ 是靜能量， $C_p T$ 是內能， gz 是位能， Lr 是潛能。由上式知，單位質量空氣的垂直動能與靜能量之總和具有保守性。因為大氣動能不易直接測得，故在此，利用靜能量的分析反求動能的變化情形。

發展階段，中、低對流層，除了位能是增加外，可感熱、潛熱與靜能量都是減少的，最大變動量在1000hPa或是中對流層（圖八a）。消散期（圖八b），850hPa以下的低對流層，可感熱、位能、潛能與靜能量都是增加的；800~200hPa，除了位能是增加之外，其餘三項都是減少的，可感熱對靜能量的貢獻最大。可感熱、潛熱與靜能量在1000~850hPa低對流層的變化趨勢和前12小時的發展期情形剛好相反，由發展階段的減少轉為消散期的增加情形，其餘等壓面的變化趨勢則沒有什麼改變；位能變化，在600hPa以下，不論是發展階段或是消散期，都是增加的；550hPa以上，由發展階段的減少轉為消散期的增加情形。

比較此四項的變化情形，在中、低對流層，水氣潛熱為大氣靜能量的主要貢獻，可感熱的作用次之，位能影響最小；但在較高的上對流層以上，可感熱的貢獻最大，位能的作用次之，水氣潛熱影響最小。在發展階段，整個對流層的靜能量都是減少的，由能量保守知，動能是增加的，利於氣旋的發

展：消散階段，低層靜能量增加，中層靜能量減少，顯示從低層開始填塞，氣旋消散。

四、結論

對流層頂的高度有日變化及年度變化，同一地點的對流層頂高度也會隨時間的不同而有所改變。受哈得雷胞與熱力作用影響，平均高度，6月比5月高，低緯度比高緯度地區來得高，顯示熱量收支比較多、哈得雷胞北移的地方，對流層頂就較高。

此外，對流層頂存在褶疊的現象，其位置隨時間有向東移的趨勢；單一地區發生褶疊的週期約為一週，與綜觀天氣尺度相近，兩者間似乎有所關聯。

在6月下旬的華南沿海旋生時間，大氣是低緯流指數。不斷有對流層頂褶疊，上層位渦截斷的情形重覆發生，對流層頂褶疊範圍大，遠及中國東南沿海，持續時間長，在25日華南沿海旋生。

在整個華南沿海旋生過程中，高空是一深厚的冷心低壓。低層噴流呈西南走向；高層噴流有兩支，一是位於大陸上的西南噴流，一是華南沿海的西南噴流。高濕度區主要籠罩華南沿海及台灣。華南沿海在低對流層是輻合，中、上對流層則為輻散，在發展期，整個對流層內多是上升運動；消散期，低層轉為下降運動，高空仍為上升運動。

沿海旋生發展過程中，華南地區明顯的對流層頂褶疊，把平流層的大位渦帶至上對流層；在沿海旋生期間，有一正位渦距平在中對流層。在氣旋附近大氣呈熱力直接環流，隨後，此熱力直接環流向上抬升，加強北方低層的下降運動，當此橫向環流不復存在時，沿海氣旋隨即逐漸消逝。

在氣旋發展期，中高對流層低壓槽加深，水氣凝結潛熱釋放，造成靜能量減少，動能增加；消散期，由於低對流層暖濕的空氣侵入，造成低壓的填塞，使得靜能量增加，動能減少，氣旋消逝。

乾位渦與濕位渦在高空水氣稀少的地方，差異不大；但在水氣豐沛的潮濕區，則呈現極大的不同，水氣造成乾、濕位渦的不保守，在旋生發展中扮演著非常重要的角色。本文利用乾、濕位渦變化量的差值來看水氣的貢獻，或可提供日後以位渦來作為分析工具的參考，增加位渦的應用性；藉由靜能量的分析，可得到旋生過程中，內能、位能、潛熱各分量的貢獻，並可利用能量保守的原理，由靜能量的變化，推得大氣動能的增加或減少，以判斷是否利於旋生的發展。

參考文獻

江火明, 1976: “妮娜颱風侵襲台灣期間之大氣結構變化”, 氣象學報, 22, 1-7。

- 陳泰然、吳倩雯與紀水上, 1986: “梅雨期東亞及西太平洋中尺度對流系統之氣候特徵”, 大氣科學, 13, 33-45。
- 蕭志惠, 1992: “華南旋生與青康藏高原的關係”, 國立中央大學大氣物理研究所博士論文, 158 頁。
- Chang, C.-P., S. C. Hou, H. C. Kuo and G. T. J. Chen, 1997: “The development of a Mei-Yu disturbance with strong vertical coupling”, Conference on weather analysis and forecasting proceedings of meteorology, CWB, 1-9.
- Danielsen, E. F., 1968: “Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity”, J. Atmos. Sci., 25, 502-518.
- Dorman, C. E., 1987: “Possible role of gravity current in Northern California’s coastal summer wind reversals”, J. Geophys. Res., 92, 1497-1506.
- Ertel, H., 1942: “Ein Neuer Hydrodynamischer wirbelsatz”, Meteor. Z., 59, 271-281.
- Holland, G. J., and L. M. Leslie, 1986: “Ducted coastal ridging over South East Australia”, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112, 731-748.
- 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.
- Kleinschmidt, E., 1957a: “Über Aufbau and Entstehung von Zyklonen”, (1. Teil) Meteor. Rund., 3, 1-6.
- Kleinschmidt, E., 1957b: “Über Aufbau and Entstehung von Zyklonen”, (2. Teil) Meteor. Rund., 3, 54-61.
- Reason, C. J. C., and M. R. Jury, 1990: “On the generation and propagation of the southern Africa coastal low”, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 116, 1133-1151.
- Reiter, E. R., 1975: “Stratospheric-tropospheric exchange process”, Rev. Geophys. Space Phys., 13, 459-474.
- Shapiro, M. A., 1980: “Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between stratosphere and troposphere”, J. Atmos. Sci., 37, 994-1004.
- Zhang, D.-L., and N. Bao, 1996: “Oceanic cyclogenesis induced by a mesoscale convective system moving offshore. Part 2: Genesis and thermodynamic transformation”, Mon. Wea. Rev., 124, 2206-2225.

年度	1991		
月份 緯度	5月	6月	5~6月
40	12479	13503	12983
35	14760	16102	15420
30	17162	17761	17456
25	18360	18381	18370

表一 1991年5~6月東半球沿北緯25·30·35與40度緯度圈1.5PVu平均高度。

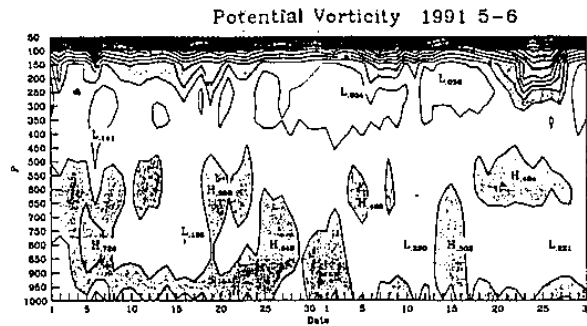
(a) 6月24日1200UTC~6月25日0000UTC

分層 (hPa)	南			北		
	R	Re	A	R	Re	A
低(1000~900)	0.80	0.91	-0.11	0.31	-0.43	0.74
中(850~400)	1.10	-1.48	2.58	-0.10	-1.84	1.74
高(350~50)	2.62	2.71	-0.09	2.64	2.79	-0.15

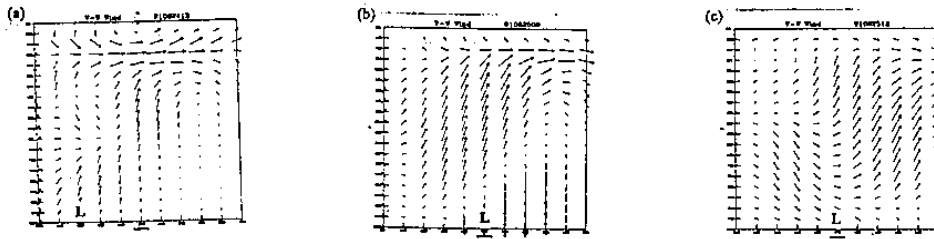
(b) 6月25日0000UTC~6月25日1200UTC

分層 (hPa)	南			北		
	R	Re	A	R	Re	A
低(1000~700)	-2.19	-0.08	-2.11	-0.28	0.49	-0.7
中(650~350)	-1.07	0.51	-1.58	0.24	1.22	-0.98
高(300~50)	-1.87	-1.80	-0.07	-1.29	-1.32	0.03

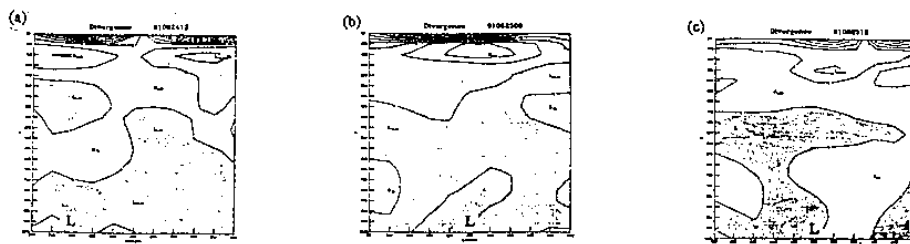
表二 氣旋中心以南及以北的乾、濕位渦的變化量及兩者變化量之差。



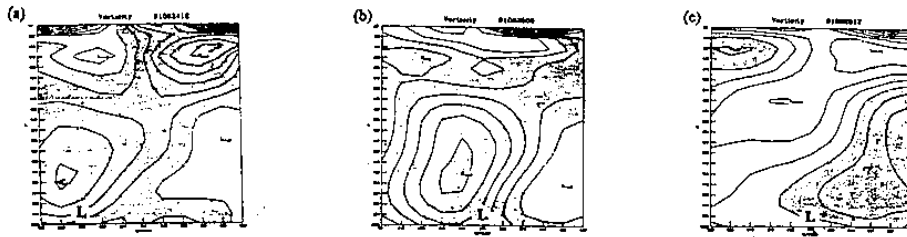
圖一 1991年5~6月，東經110~120度、北緯25~35度區間，共121個網格點，1000~50hPa各層的平均位渦垂直剖面。等值線間距為0.2PVu，粗黑線為1.4PVu等值線，位渦大於0.4PVu的部份以陰影表之。



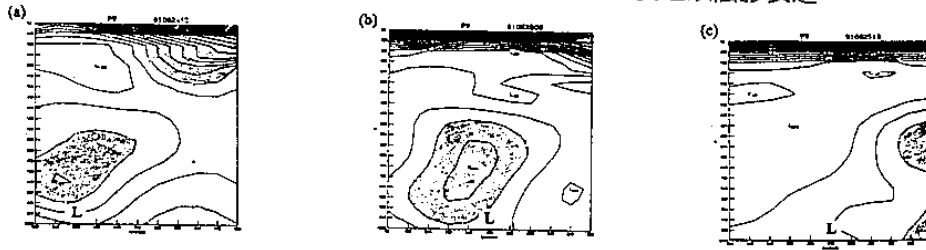
圖二 沿氣旋中心南北共11個緯度的南北向垂直環流垂直剖面圖。L為氣旋中心所在的位置。
(a)6月24日1200UTC。 (b)6月25日0000UTC。 (c)6月25日1200UTC。



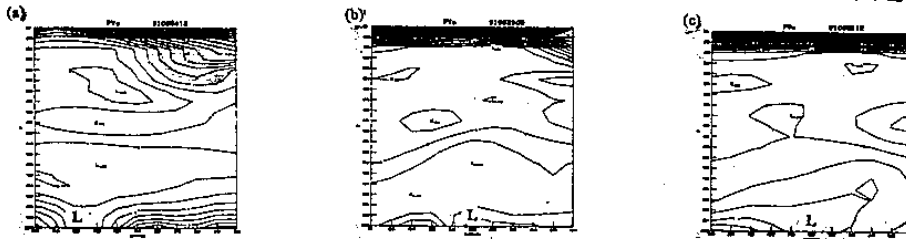
圖三 同圖二，但為輻散場的垂直剖面圖，輻合區以陰影表之。



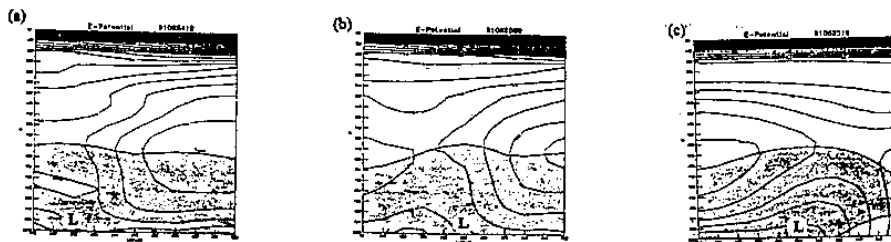
圖四 同圖二，但為渦度垂直剖面圖，正渦度區以陰影表之。



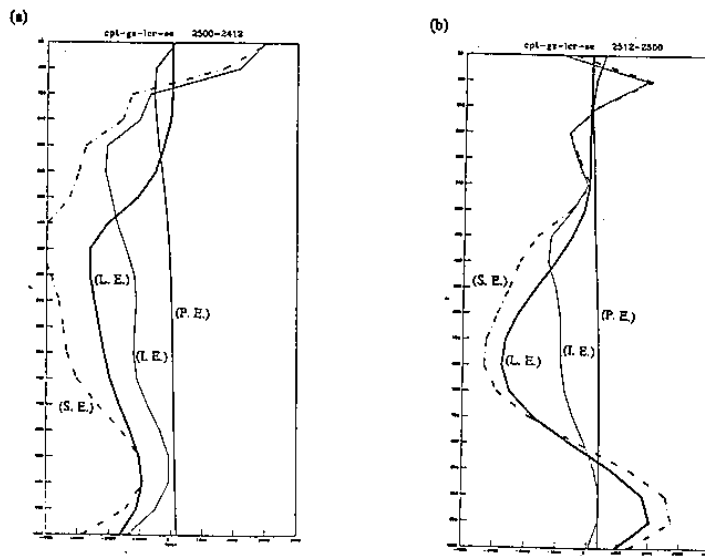
圖五 同圖二，但為位渦垂直剖面圖，位渦大於 0.6PVu 的地方以陰影區表之。



圖六 同圖二，但為濕位渦垂直剖面圖，濕位渦大於 0.6PVu 的地方以陰影區表之。



圖七 同圖二，但為相當位溫垂直剖面圖，相當位溫垂直遞減率小於零處以陰影表之。



圖八 氣旋中心的大氣內能（細實線）、位能（中實線）、潛熱（粗實線）與靜能量（點虛線）變化之垂直剖面圖。

(a) 24 日 1200UTC~25 日 0000UTC。 (b) 25 日 0000UTC~25 日 1200UTC。