

TAMEX IOP-13 中尺度對流系統的綜觀天氣特徵分析

葉青青

林沛練

中央大學大氣物理研究所

周思運

空軍氣象中心

摘要

本文分析TAMEX IOP-13長生命中尺度對流系統發展前後的綜觀天氣形態，研究之重點強調綜觀環境條件對中尺度對流系統之生成，維持與發展的影響。我們由密集的地面及高空觀測資料經最佳內插的客觀分析之後進行綜觀渦度場，相當位溫場以及等熵位渦場的診斷分析。

結果顯示等熵面位渦場的分析相當有助於中尺度對流系統發展前後，綜觀環境條件演變的物理解釋。高層負位渦區的存在與伸展對對流之發展似有明顯之貢獻。

一、前言

每天影響人類活動的天氣現象如：雷雨、颶線、鋒面、雨帶，區域性的雲、霧、海陸風等等。均是無法由單點測站的觀測來決定它的特性。同時，亦無法以目前的綜觀尺度觀測系統來解析它。這些中尺度現象，有的可預報度極低，且常伴隨劇烈天氣，使我們受到嚴重的損失與危險。因此，欲提高中尺度天氣的可預報度，吾人必須對中尺度現象的結構、生命期、綜觀環境及動力過程有所了解，方可提供正確的訊息。

本文的目的在盡力推展綜觀尺度分析對中小尺度擾動環境的描述。選取個案以發生在TAMEX 期間6月24日至25日 meso- β 尺度長生命期且移動緩慢的雨帶為目標個案。此個案在台灣中部有10小時累積雨量174mm 的豪雨記錄。Jou and Deng (1989)，Lin et. al. (1989)，及曲(1989)等，都曾分析此個案的降水特性及中尺度對流系統的內部結構。但是，對於此中尺度對流系統所處環境的綜觀尺度動力因素及對中尺度的強迫機制，討論較少。本文以等熵位渦特性為診斷分析核心，說明發生個案時的綜觀環境。

我們除了利用逐時的衛星雲圖來說明對流在華

中、華南及台灣地區的活動狀態外，同時採用密集的地面及探空資料，經客觀分析之後進行渦度、相當位渦、以及等熵面上位渦度場的計算。並且選取1990年2月23日至3月4日春雨期間有相當大降雨的2月27日、28日之等熵位渦圖來做對照比較。希望能了解此對流系統的綜觀天氣條件和一般春雨天氣型態在位渦圖上的差異。對等熵位渦圖在天氣預報上的應用亦加以討論。第二節說明資料來源與計算方法。第三節說明中尺度對流系統的綜觀環境條件。第四節則將給一簡單之結論。

二、資料來源和分析方法

本研究主要探討1987年6月23日至25日三天的00Z及12Z東亞地區的綜觀天氣形態與1990年2月27日至28日的春雨形態。我們使用東亞地區探空標準層(TTAA)之資料，經客觀分析後求出水平球面座標上網格點上的 u 、 v 、 Φ 、 T 及 T_d 值。客觀分析採用最佳內插法(Optimum Interpolation)，係數選用 $A=0.95$ ， $B=1.86$ (林與周1985)。客觀分析的平均場在850，700，500，300，200，100mb等層，使用NCAR北半球1950-1967年的月平均場(5度 \times 5度解析度)，其餘等壓面的平均值則以空間平均值代替。分析後的水平解析度為2度 \times 2度，(在陸地上的

解析度約和測站的平均密度相當)。並做25點平滑化，垂直上分為10層(1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100mb)並計算相當位溫及等熵位渦。計算方法說明如下：

(一)相當位溫的計算：

計算相當位溫可使低層梅雨鋒的特性凸顯出來。計算公式如下(Holton, 1979)：

$$\theta_c = \theta_d \exp(L_c q_s / C_p T) \sim \theta \exp(L_c q_s / C_p T) \quad (1)$$

(1) 式中， θ_e 表示相當位溫， θ_d 為乾空氣的位溫值， θ 為空氣中的位溫值， L_c 表示水汽凝結熱， q_s 表示飽和混合比， C_p 為定壓氣體比熱， T 為溫度(°K)。位溫的計算為

$$\theta = T \left(\frac{P_{000}}{P} \right)^{R/C_p} \quad (2)$$

(2) 式中 $P_{000}=1000$ mb， P 為氣塊所在高度的壓力(mb)， R 為氣體常數。

(二)等熵位渦的計算及理由：

使用等熵面上的Rossby-Ertel位渦值(即IPV)的分布及其時間變化來研究大氣動力和追蹤大氣的傳送，具有兩大優點：

1. 在平衡狀態下，我們可以由位渦場(PV)，反求出其它的物理量。
2. 在絕熱和無摩擦或其它外力作用下，PV值在等熵面上為保守量，我們可視其為氣塊的追蹤器(Hoskins, et. al., 1985)。

同時，在非絕熱或摩擦等其它外力作用下，PV值仍然具有下列性質：

- (1) 沒有穿過等熵面的任何淨PV值可傳送，因此。
- (2) 兩等熵面間的PV值不能被產生，也不能被消滅。

選用等熵位渦圖的理由是因為，在絕熱狀態下，等熵面的空氣沿此面運動時，位渦值必須保守，所以無任何位渦值可以穿越此面，同時，亦無任何空氣可穿越等熵面。所以空氣在等熵面上的運動成為二維的平流形式。即任何位渦值的改變皆由平流造成。如果在非絕熱或

摩擦作用下，穿越等熵面的平流作用恰與非絕熱作用相消。位渦值仍不能被產生或消滅。僅能局部上經由質量流的進入而濃化或稀釋。因此使用等熵面的位渦圖，恰可區別絕熱和非絕熱作用(Haynes and McIntyre, 1987)。如果選用等壓面來表示位渦分布，則因空氣絕熱運動時，壓力並非保守量。所以在局部上就必須考慮垂直穿過等壓面的質量通量，及由此造成的位渦稀釋或濃化作用。因此無法區分穿過等壓面的質量通量(對應的位渦稀釋或濃化作用)到底是由絕熱作用或非絕熱作用造成的。

在此等熵位渦的計算使用簡單的中間插法式(center difference)，邊界使用單邊插法式(one-side difference)。先求得各等壓面上的位渦值，如(3)式：

$$P = -g(fk + \nabla_p \times V) \cdot \nabla_p \theta \quad (3)$$

(3) 式 P 為做靜力平衡假設後在壓力坐標上的Ertel's 位渦， f 為科氏參數($2\Omega \sin \phi$)， g 為重力常數， V 為水平風場， ϕ 為緯度。本文使用傳統假設下的球面坐標(Phillips, 1973)計算(3)式中的各物理量，($\nabla_p \times$ 及 ∇_p 為三維旋度及梯度的運算子)。再將等壓面上的位渦值線性內插至等熵面上。(Hoskins et. al., 1985)，等熵面共分為9層(350, 345, 340, 335, 330, 325, 320, 315, 310° K)。因為等熵坐標必須位溫隨高度遞增，所以20° N以南，近地面處常有超熱絕熱狀態出現之區域，內插時令這些點位渦值為0。(Hoskins et. al., 1985)由於本文中僅顯現350° K及335° K的位渦值，已遠離超絕熱區的高度，因此並不會影響分析的結果。

三、中尺度對流系統之環境條件

本節我們分下列四小段來說明：

1. 綜觀環境分析
2. 渦度及相當位溫分析
3. 等熵位渦分析
4. 與1990年2月28日正常春雨的對照比較

(一) 綜觀環境分析

IOP#13所帶來的豪雨，是整個TAMEX 期間最為嚴重的一次。台中測站有10小時累積雨量達174 mm的記錄，這顯示綜觀環境對這長生命期的雨帶有重要的作用存在。圖1 為1987年6月24日2000LST (1200Z) 至6月25日2000LST (1200Z) 每小時的紅外線衛星雲圖，圖中顯示，在24日晚間，有一群沿 20° N 成東北東—西南西走向線狀排列的雲塊，紛紛在東移接近台灣間消散。24日2300LST 接近台灣北部海峽上有一強的線狀對流雲發展。然後，很快地發展成爲meso- β 中尺度對流系統(MCS)，此系統以26km/hr 緩慢向南移動，而台灣海峽西側的各雲塊仍在逐漸消散。至6月25日0800LST 時，福建地區幾爲晴空，此時，台灣上空的MCS 仍在發展中。此MCS 至6月25日1500LST 後逐漸消散，另外，25日1200LST 後，台灣西側的雲塊才開始發展。綜合衛星雲圖的雲系演變，我們可以發現下列值得討論的問題。

1. 爲何成線狀排列的華南雲塊，向東接近台灣時，大部份都消散只有在6月24日2300LST (1500Z) 發生於台灣西北端海峽上的雲塊發展成爲MCS ？
2. 此MCS 發展的位置是隨機？是台灣地形的作用？亦或爲綜觀環境所決定？
3. 若是由綜觀環境決定MCS 發生的位置，則此豪雨發生前的徵兆爲何？

圖2 是發生此個案時，板橋測站(2a)及馬公測站(2b)探空資料及相當位溫的時間序列圖。圖2a顯示梅雨鋒在6月24日18Z 時通過板橋測站，此時，850 mb以下的低層風向由西南轉爲東或東北風。圖中亦可見在6月24日18Z 至25日03Z 間，850 mb至700 mb間有風速大於20 m/sec 的低層噴流存在。而6月23日00Z 即在高層(200mb) 存在的偏北風分量隨時間的增加，逐漸向下傳遞，到6月24日18Z 後，台灣北部地區在低層(850 mb以下)爲東風、東北風，中層(850 mb-500 mb) 轉爲西南風、西風，高層(500 mb以上)則不尋常的以北風分量爲主。6月24日18Z, 400-300 mb 間甚且有風速大於

20m/sec 的北風出現。相當位溫在24日18Z 時，高層有明顯的摺入(folding) 現象(表示高層有物質移入)，另外由相當位溫隨高度的變化(陰影區)顯示，在鋒前低層已是條件不穩定的大氣。

由馬公的探空資料(圖2b)可以看到從23日00Z 至25日12Z，低層無東風分量，但高層仍以北風分量爲主，只是風速較弱。相當位溫分布，則在低層已無北部有明顯的梯度存在，而高層的摺入(folding) 現象有時間上的落後。分別與水記錄比較(未附圖)，板橋高層摺入(folding) 最深的時間在6月24日21Z (25日0500LST)與降水開始的時間一致。由於沒有馬公的降水量資料，無法比較。

從馬公的探空分布特性可知，高層的現象可延伸到南台灣，而低層的鋒面則未到達。綜合板橋測站的分析結果，依傳統的看法可以得到，低層雖有條件不穩定的環境，也有鋒面接近，但是，由於中層到高層以西北氣流爲主，即爲高壓接近。傳統上應爲冷平流，所以，即使有對流發生，一般而言，也不應有深對流發展。

圖3 爲客觀分析所得之850 mb及700 mb的高空天氣圖，由地面天氣圖(未附)得知24日12Z 及25日00Z 期間，台灣西北方有一微弱的鋒面向南移動，低壓向東移動並加深。850 mb的高空天氣圖顯示溫度梯度在台灣附近並不是很明顯，而且有一脊線正在接近。由24日1200Z 200 mb高空天氣圖(未附)可知，華南地區高層有強烈的西北氣流存在，而且正向台灣地區推進，依照傳統的判斷，台灣低層雖有鋒面接近，水汽也很充足，但是中高層基本上是位於槽後脊前的區域，且有暖心高壓接近中，高層環流應不利於對流之發展，這和圖1 所示，台灣西側各雲塊大部份都消散的情況相符合，但是TAMEX IOP-13 MCS確實在台灣附近發展，並形成豪雨。

同時，在對流發生後的25日0000Z 700mb 高空天氣圖顯示溫度分布在台灣附近呈現東冷西暖的形態，而且此現象在對流發生之前並不

明顯。顯然只由傳統天氣圖之分析並不足以說明為何會有強烈的MCS 在台灣附近發展。一般來說梅兩期豪雨的綜觀環境特徵為：低層溫濕度均明顯增加，鋒前之低層噴流增強，低層鋒面之擾動輻合及氣旋式渦度配合高層之分流及速度輻散。但是由板橋的鋒前探空資料顯示(圖2a) 700-850 mb間的低層噴流在對流發生的同時方有增強的趨勢，低層的水汽自23日開始一直相當充足，同時來自鋒面移入的低層輻合並不易預測。

(二)相當位溫和渦度分析

圖4 為6 月23日00Z 至6 月25日12Z的850 mb相當位溫 and 渦度圖。由相當位溫分布可以很明顯的看到自23日就有密集的相當位溫梯度存在，並隨時間緩慢向南移動，配合衛星雲圖可見在相當位溫梯度密集的前緣，恰為雲塊的位置。渦度分布指出位溫梯度密集處大都伴有正的渦度值，渦度最大處集中在台灣東側的低壓位置(24日12Z)，因此相當位溫梯度最大的前緣有正渦度，為有利對流發展的區域，但是由於範圍相當寬廣我們仍無法由此判斷MCS 可能發生及發展得特別強烈的位置與原因。

(三)等熵位渦(IPV) 分析

等熵面為一傾斜的斜面，愈往北高度愈高，在此個案，由板橋的探空資料分析大約可知不同等位溫面所代表之高度，如 350° K大約是300mb, 330° K 大約是500mb，同時我們認為高層空氣的運動應該近似處於絕熱之狀態，所以在 350° K的等熵面上運動的空氣應以平流的形式為主。而PV值的改變也應該是由平流所造成(Haynes and McIntyre 1986)，在不同等熵面都存在的現象則應該是此時綜觀環境的主要特徵。

圖5 為1987年6 月23日至6 月23日至6 月25日的 350° K等熵位渦圖，圖5a中的A 點為一氣旋(IPV 圖上各層都存在)而此氣旋中心對應於300 mb的槽區。南風分量將低位渦值的氣塊向北輸送，此輸送因恢復力的存在而產生一反氣旋，而於23日12Z (圖5b)時將低位渦值的空氣切斷，包圍在 42° N 的位置，然後漸漸被推

向東南，一直到24日12Z 才回到和原來空氣塊位渦值相同的地方。A 點附近自23日00Z 開始高的位渦值就逐漸的向南延伸，在較低的等熵面上有高位渦值的封閉區出現(PV值在1~2間)，此種情況對應到500 mb上則為槽的加深，同時地面低壓也在加深。

明顯南移的高位渦值對應到500 mb的高度場則為切斷低壓的形成。

C 點為一負的位渦區，對應於500 mb為一暖心的高壓脊，此區在23日00Z 開始與此切斷低壓的發展一致向南延伸，所以在24日12Z 時(圖5d)台灣北部海面上正負位渦值同時抵達，不久之後MCS 即在台灣海峽北部開始發展。25日12Z 之後因為負位渦區涵蓋台灣北部地區，位渦梯度最大處移向台灣東側，MCS 開始消散

由於位渦值在中高緯度不應為負值，同時等熵面上的位渦值不能被產生，也不能被消滅(Haynes and McIntyre, 1986) 所以我們認為此負位渦區是因南面的空氣由北支噴流繞過西藏高原所形成，又因在 40° N 的正位渦值向南延伸，對應的切斷低壓具有阻擋作用，使得北支的激流彎向南通過台灣臨近之上空。因此24日1200Z 時台灣上空為北支噴流出口區，出口區的右方是良好的對流發生環境。

其次台灣右邊的低壓快速發展帶來中低層較冷的空氣，高層同時出現正位渦梯度的接近，正位渦接近伴隨低層冷平流出現在台灣東側，負位渦接近伴隨之低層暖平流出現在台灣西側，也因為在很短的東西距離內有很大的冷暖平流差異，使得台灣附近中低層溫度呈現東冷西暖的分布，因此只有在靠近高層正負位渦梯度分界處的台灣地區發生之對流雲可以快速發展，大陸沿海的對流雲雖有低層的輻合及水汽供應，但因高層負位渦值的逼近，抑制其發展，紛紛消散。

由於高層的空氣向南運動的速度大於低層為東冷西暖的配置，所以對流的垂直結構會向東南傾斜，這種對流結構已為TAMEX 都普勒雷達的觀測所證實(Lin et.al., 1989)由都普勒雷達觀測到的對流垂直速度並不是很大，可是

對流卻發展得很高(Lin et. al., 1989) 因此可以推斷此MCS的發展並非僅與低層輻合的作用有關，高層北支激流出口區位於台灣上空提供高層良好的輻散區來配合應有很大的動力幫助。四與春兩個案的比較

由於IOP-13的天氣形態十分特殊，降水也有異於正常情形，所以我們選擇1990年2月23日至3月4日春雨期間，發生較大降水(大於50mm/day)的2月27、28日兩天的IPV分布做為對應比較。圖6為335°K等熵位渦分布，其中6a-6d為春雨期個案情形，6e-6f則為TAMEX IOP-13的個案。比較兩個案的等熵位渦分布可以明顯的看出兩者的差異，春雨期間幾為相當東西向的位渦南北界面，衛星雲圖可見相當東西走向的配合雲帶。界面上的擾動即為羅士培波，當波槽接近台灣時，即帶來較大的雨量，是相當普遍的春雨天氣形態。反觀圖6e-6f的位渦分布，在台灣臨近之地區呈現明顯的南北界面，對應此時之雲帶形態，雖亦呈東西排列，但各自成一孤立的雲塊組合。

四、結 論

我們利用等熵位渦圖說明了下列3種現象：

1. 為何僅有在台灣地區的對流雲會發展起來？
2. 為何綜觀天氣的溫度分布在台灣附近呈東冷西暖？
3. 為何觀測的對流結構為向東向南傾斜？

由於經過青康藏高原的北支噴流從華中延伸至台灣附近，使得華中地區為一負位渦區域，對應高空天氣圖為脊區，所以，高層綜觀條件不利於強烈對流系統的發展。因此，衛星雲圖上華中、華南處雲塊不易成長。由於台灣附近的高層正負位渦值同時增加，因此，台灣北部外海右側正位渦值的向南延伸(低層低壓加深)，使得中低層產生冷平流(Hoskins et. al., 1985)；而在台灣左側因負位渦(北支噴流向南延伸)接近，使得中低層對應暖平流。因此在6月25日00Z的台灣附近溫度場的綜觀條件呈東冷西暖的分布。天氣圖分析與等熵位渦分布一致。而高層(~300 mb)不同特性的界面交會在台灣北部附近，使台灣北部高層適合較小尺度擾動的發展。

由於IOP #13的綜觀環境垂直上提供一良好的旋轉風場(低層-東風、東南風，中層-西南風、西風，高層-西北風、北風)及空間上位渦分部的不均勻性和中、低層溫度的東西分布，因對流發展與維持時內流(Inflow)性質以暖濕空氣為佳。所以，對流垂直結構的向東、向南傾斜為綜觀環境自然選擇的結果。

我們無法僅由傳統的天氣分析得到IOP #13引發豪雨的綜觀條件，等熵位渦分析顯示在此個案中，高層負位渦值區的存在不可忽略。一般的例子(1990年春雨)，位渦值的梯度變化為南北向而非如此例發展成東西向。

參考資料

- 林松錦與周思運，1985：最佳客觀分析法之模擬實驗。氣象預報與分析，103，56-63。
- 曲克恭，1989：台灣地區中尺度實驗(TAMEX)個案13豪雨之研究。行政院國家科學委員會防災科技研究報告78-18號。
- Haynes, P. M. and M. E. McIntyre, 1987: On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *J. Atmos. Sci.*, 44, 828-841.
- Holton, J. R., 1979: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 2nd ed. Academic Press, New York.
- 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. Sci.*, 111, 877-946.
- Jou B. J. and S.-M. Deng, 1989: A Preliminary study of convective frontal rainband during TAMEX. *Proceedings of workshop on TAMEX Preliminary scientific results*. June 1989, 82-89.

Lin, P. L., C.C. Yeh and T.C.C. Wang, 1989:
The radar analysis of the rainband
observed in TAMEX IOP 13, Proceedings
of workshop on TAMEX preliminary scie-
ntific results, June 1989, 95-102.

Phillips, N. A. 1973: Principles of large
scale numerical weather prediction. In
"Dynamic Meteorology" (P. Morel, ed.),
pp 1-96. Peidel Publ., Dordrecht,
Netherlands.

On the Synoptic Weather Condition Associated
With A Mesoscale Convective System
in TAMEX IOP-13

Chin-Chin Yeh Pay-Liam Lin

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

Shih-Y Chou

Weather Center, Chinese Air Force

Abstract

A mesoscale convective system associated with a severe frontal rainband occurred and developed in the vicinity of Taiwan area during the thirteen intensive observation period. An optimum objective analysis of surface and upper air data was performed to investigate the characteristics of the synoptic weather condition. A detailed diagnostic analysis of vorticity, equivalent potential temperature and Isentropic potential vorticity was carried out to understand the effect of the large scale environment on the formation and development of this mesoscale convective system. The relationship between the Isentropic Potential vorticity advection and the development of this convective system will also be discussed.

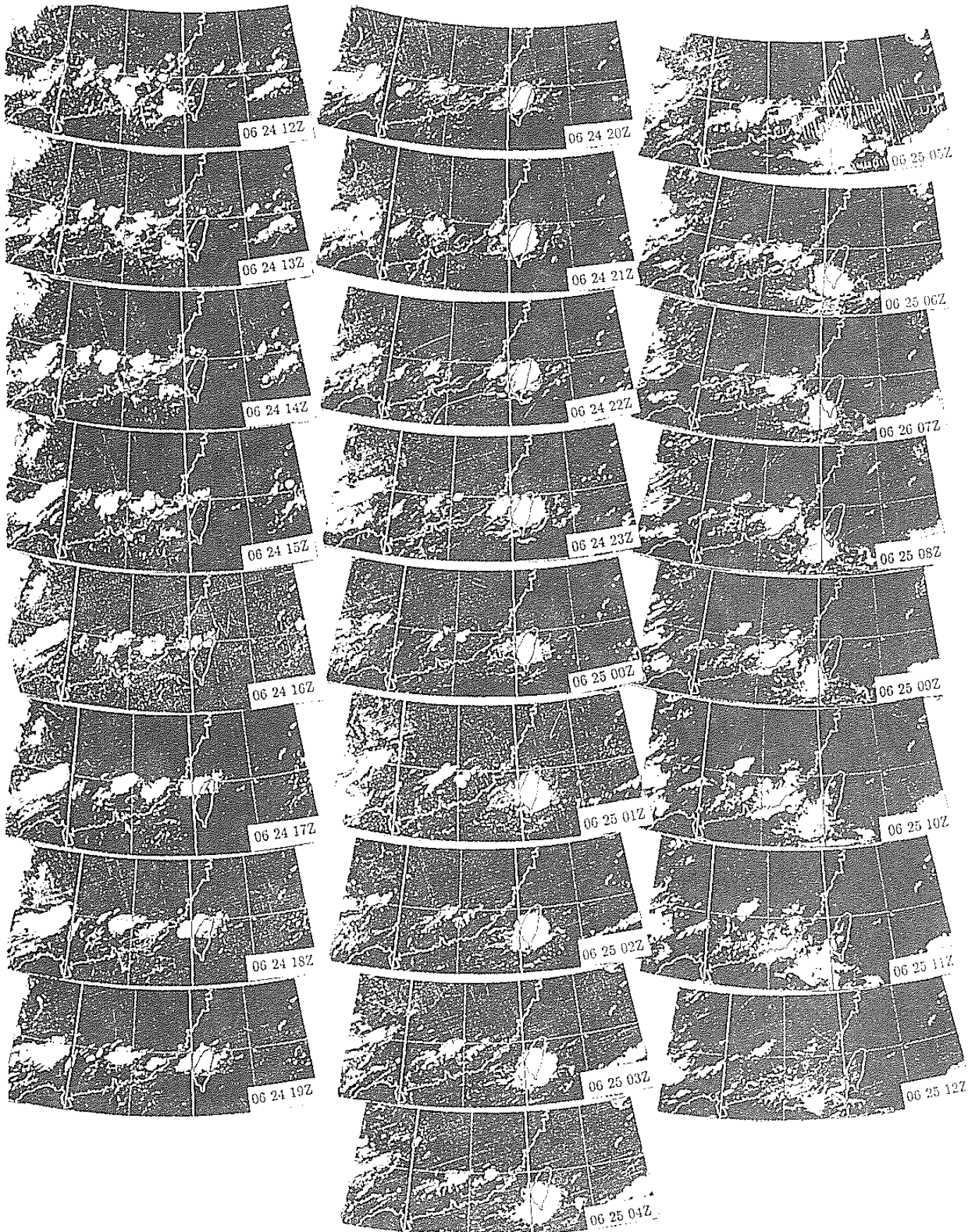
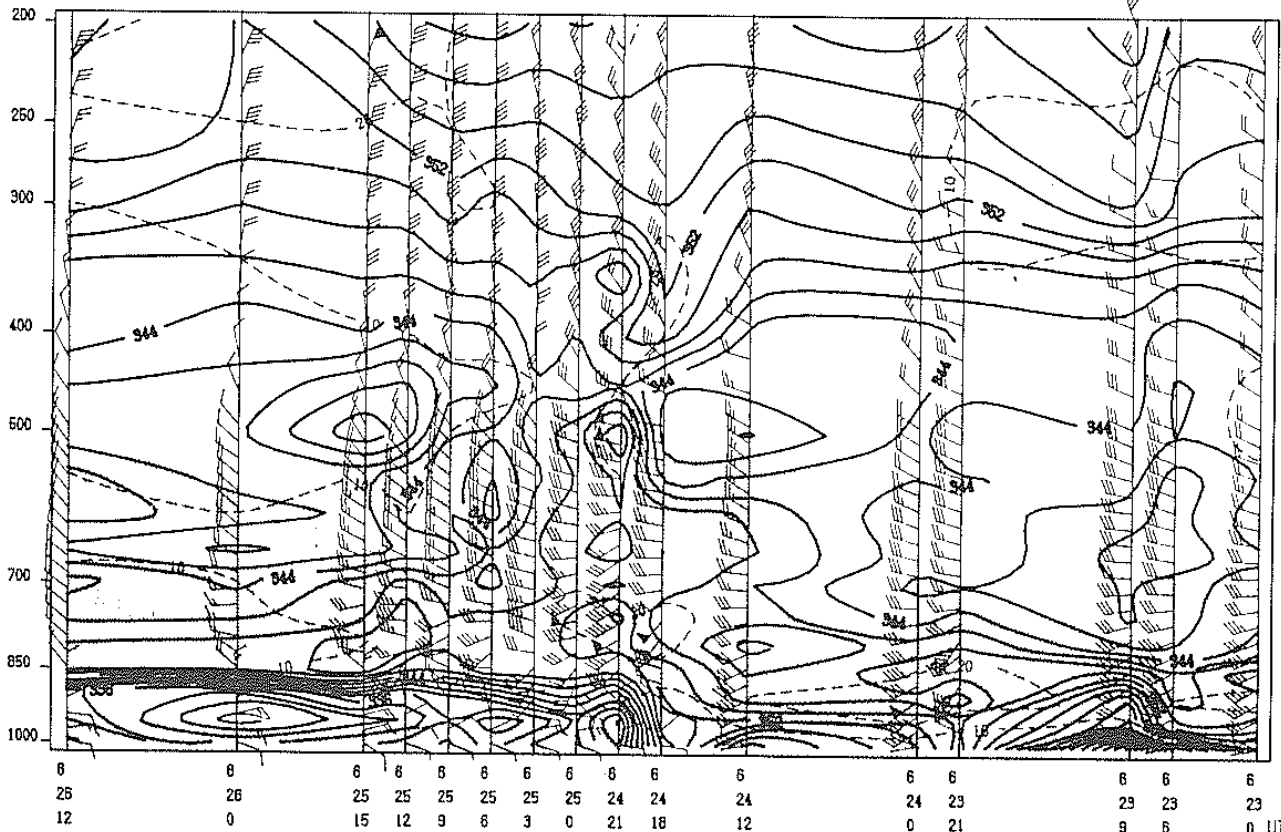


圖1 1987年6月24日2000LST(1200Z)至6月25日2000LST(1200Z)每小時的紅外線衛星雲圖。

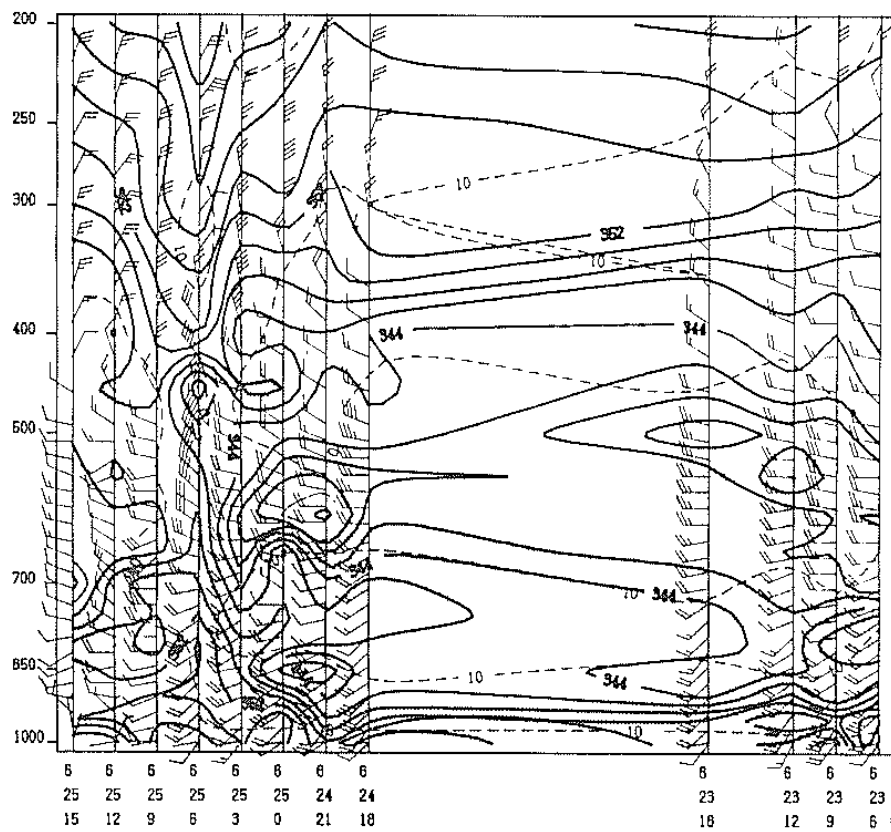
MB 1987 46685

THETA E



MB 1987 46734

THETA E



a

b

圖2 探空資料時間序列圖。(a) 板橋測站 (b) 馬公測站。粗實線表示相當位溫，每 2° K為間隔。細虛線為等風速線，每10m/sec 為間隔。(風標桿以Knots為單位)。陰影區表示 $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$ 的條件不穩定區域。

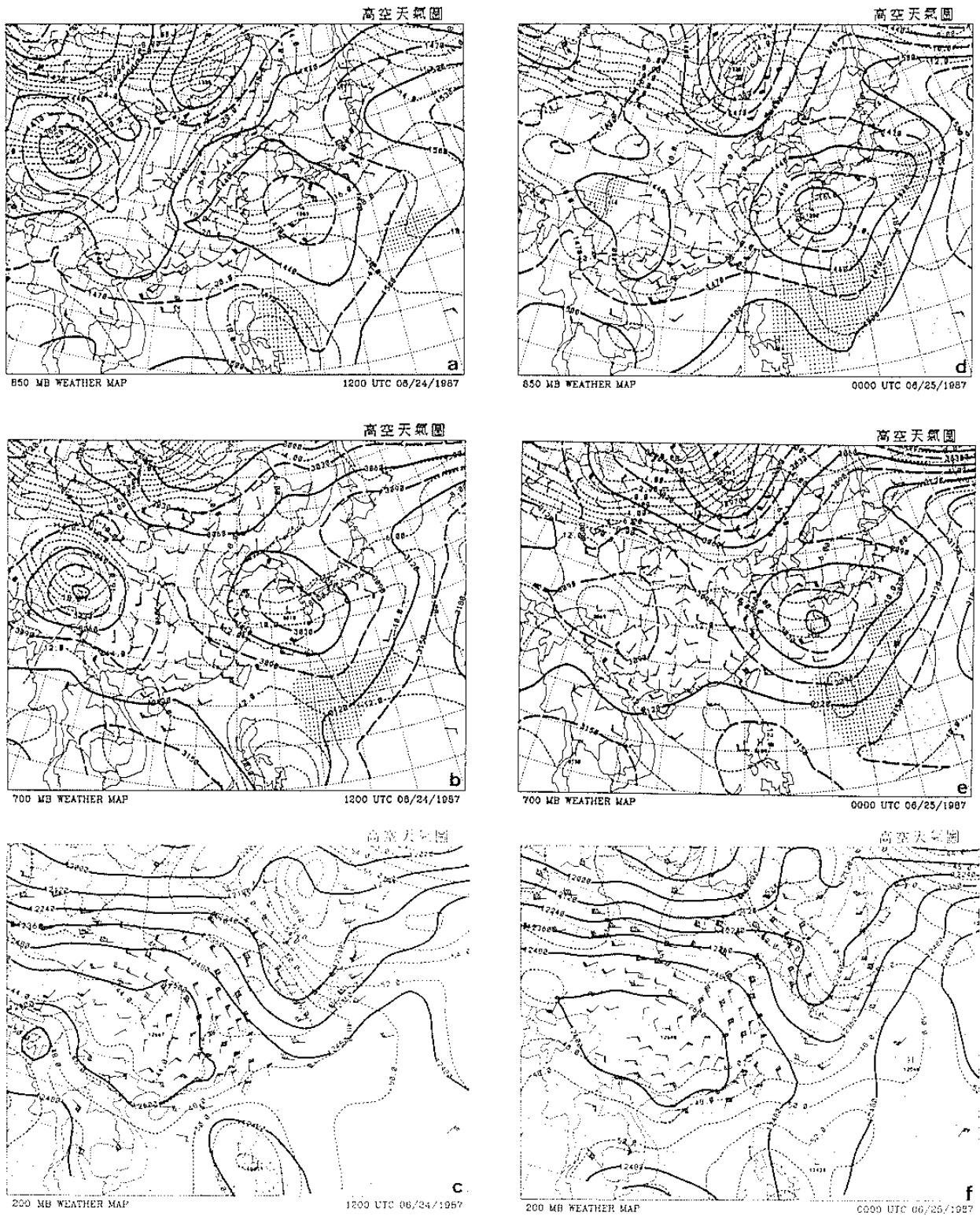


圖3 綜觀天氣圖。粗線表示高度場；細虛線表示溫度，以 2° K為間隔；淺陰影區為 $T - T_d < 3^{\circ}$ C的區域，深陰影區表示 $T - T_d = 0$ 的區域。(a) 1987年6月24日1200Z 850mb 高空天氣圖 (b) 1987年6月24日1200Z 700 mb高空天氣圖 (c) 1987年6月24日1200Z 200mb 高空天氣圖 (d) 1987年6月25日00Z 300 mb高空天氣圖 (e) 1987年6月25日0000Z 700 mb高空天氣圖 (f) 1987年6月25日00Z 200 mb高空天氣圖。

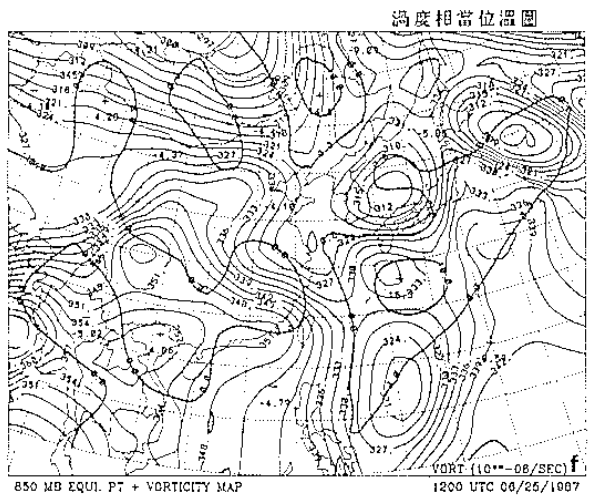
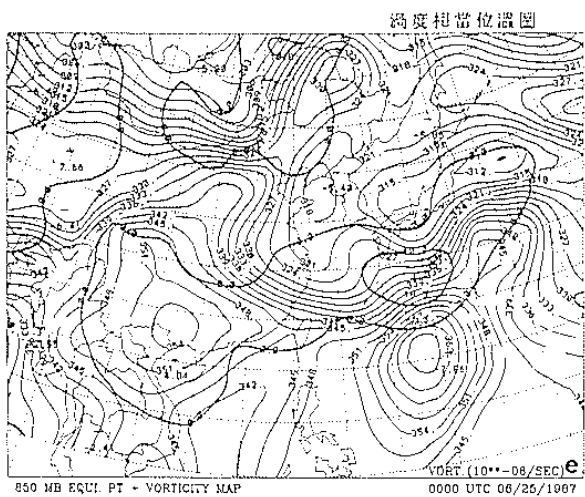
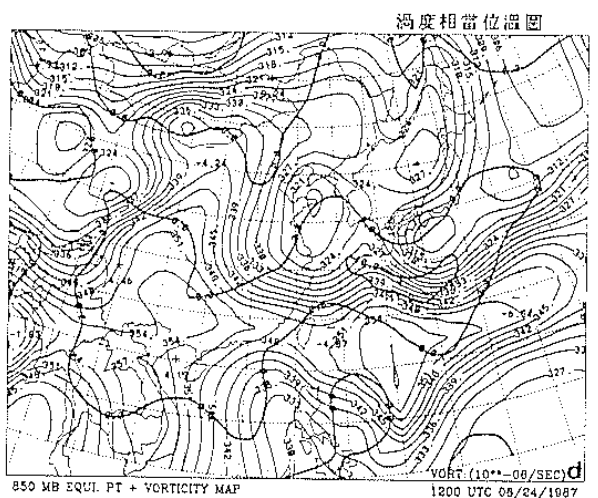
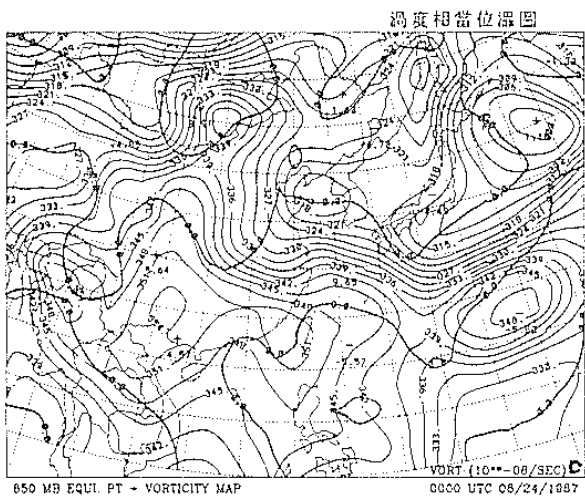
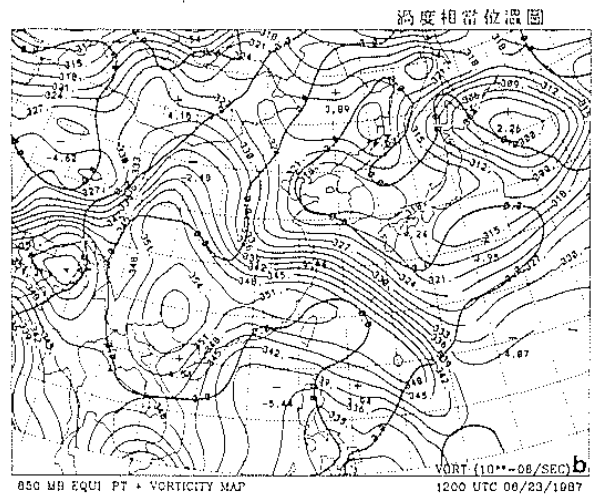
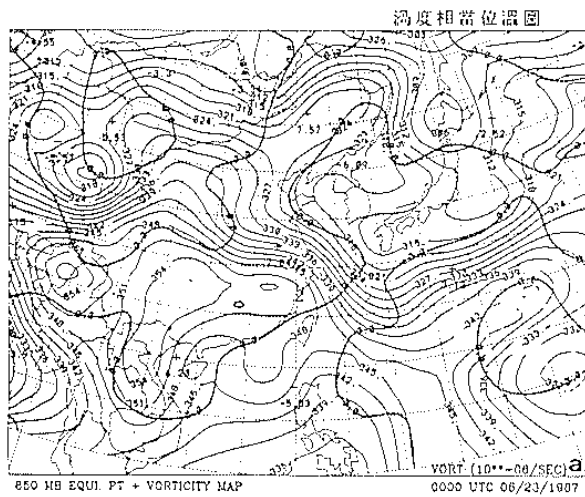


圖4 850 mb的相當位溫與相對渦度圖，細實線表示相當位溫場，以 $3^{\circ}K$ 為間隔，粗實線表示相對渦度，以 $10 \times 10^{-6} s^{-1}$ 為間隔。(a) 1987年6月23日0000Z (b) 1987年6月23日1200Z (c) 1987年6月24日0000Z (d) 1987年6月24日1200Z (e) 1987年6月25日0000Z (f) 1987年6月25日1200Z

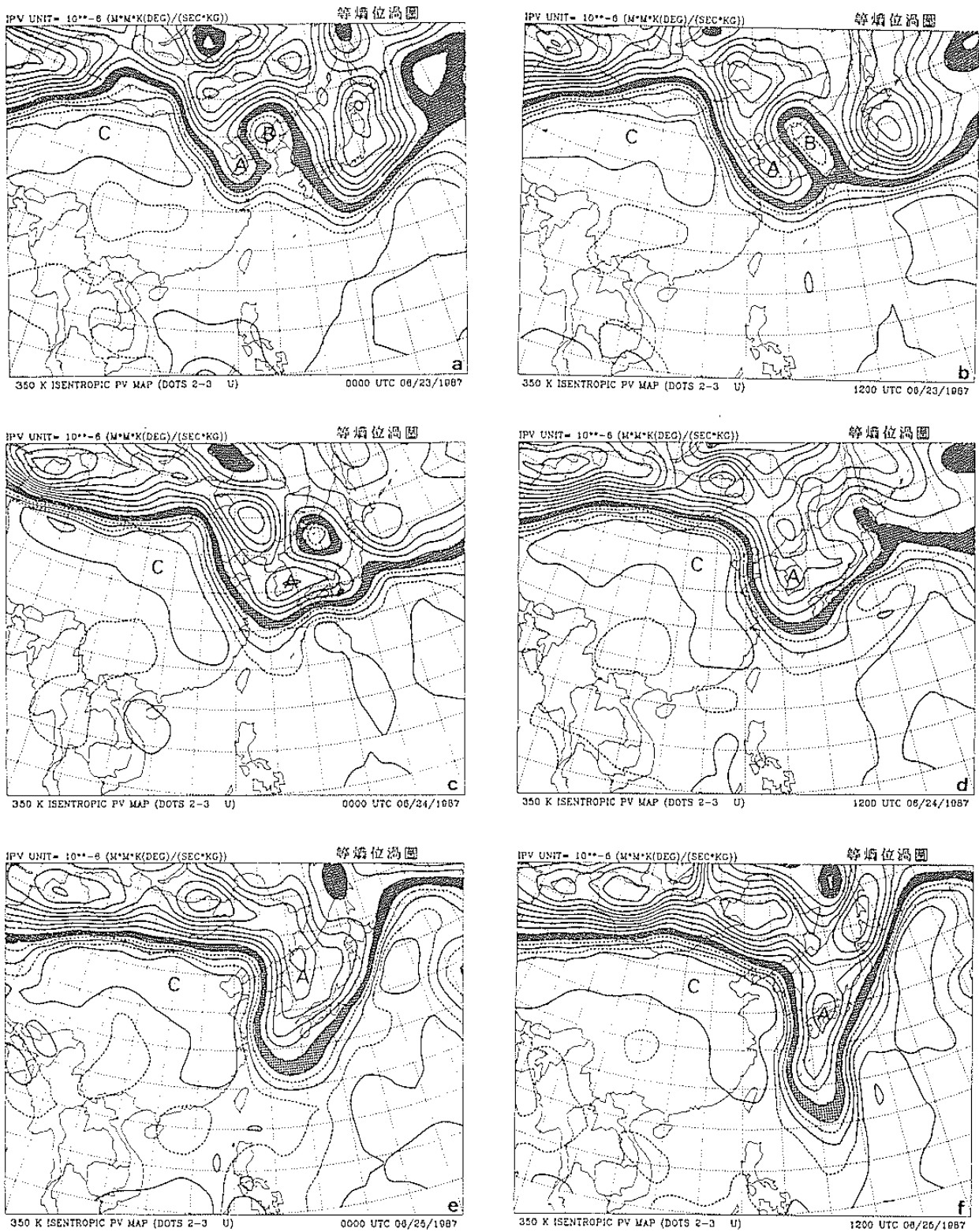


圖5 350° K等熵位渦圖，實線以每一單位為間隔，以 $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K sec}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 為單位，虛線分別表示等熵位渦值為0.5單位及1.5單位。陰影區表示等熵位渦值在2-3單位間的區域。(a) 1987年6月23日0000Z (b) 1987年6月23日1200Z (c) 1987年6月24日0000Z (d) 1987年6月24日1200Z (e) 1987年6月25日0000Z (f) 1987年6月25日1200Z。

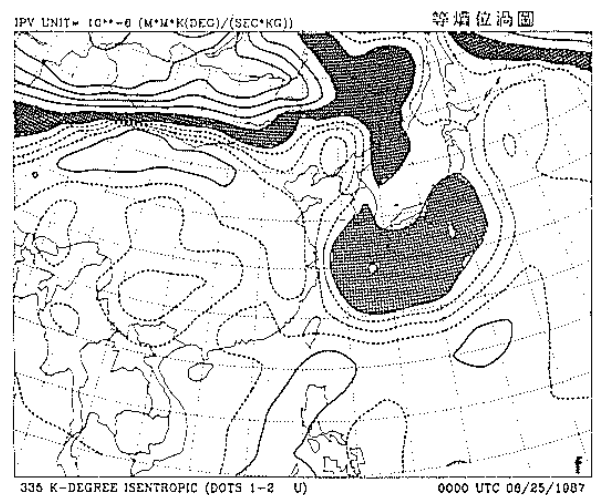
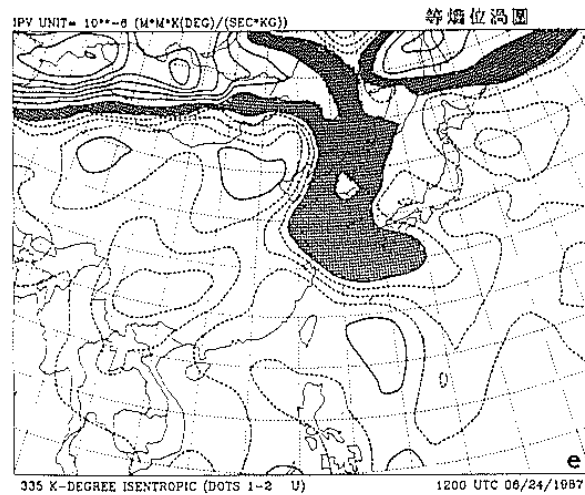
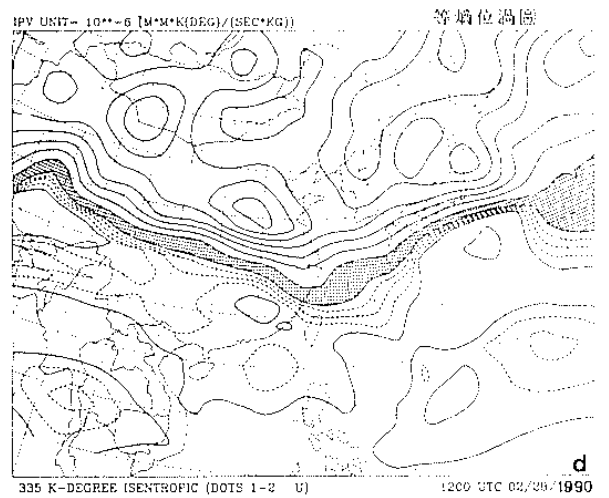
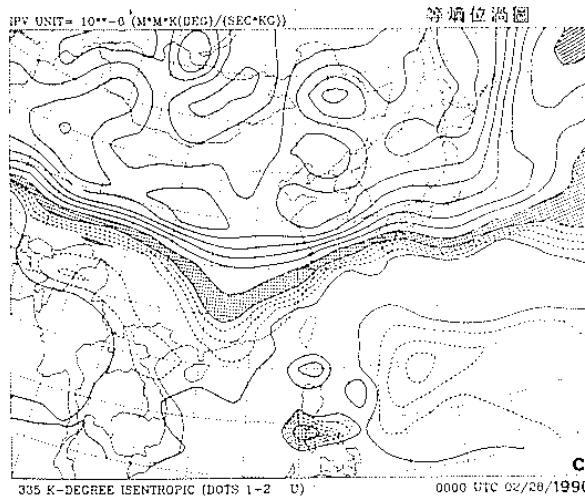
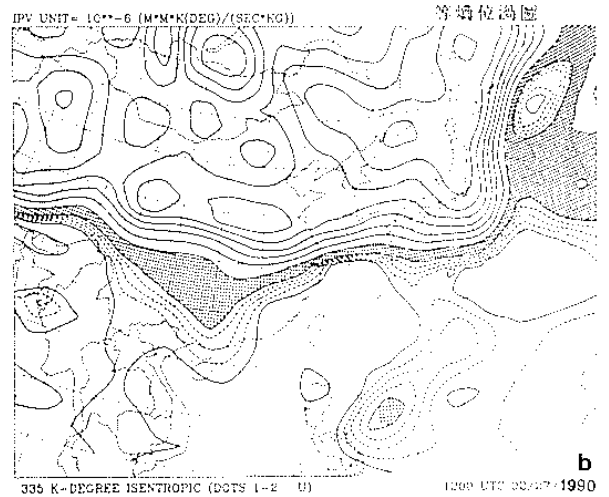
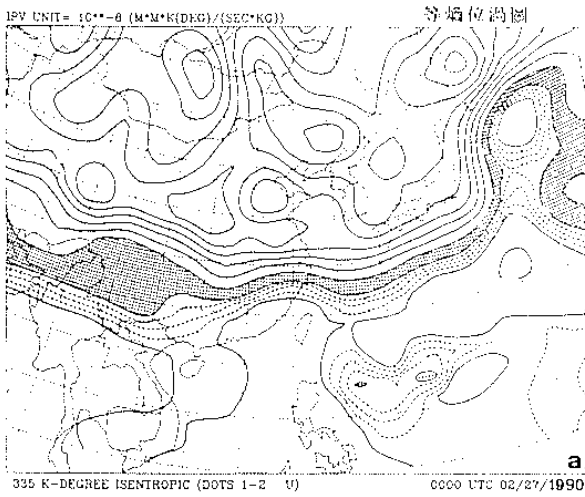


圖6 同圖5，但為335° K的等熵位渦圖。陰影區表示等熵位渦值在1-2單位間。虛線分別表示等熵位渦值為0.25，0.5及0.75單位。(a) 1990年2月27日0000Z (b) 1990年2月27日1200Z (c) 1990年2月28日0000Z (d) 1990年2月28日1200Z (e) 1987年6月24日1200Z (f) 1987年6月25日0000Z。