

台灣地區鋒面帶特性與地形效應之研究

(I) 診斷分析

江火明

國立中央大學
大氣物理研究所

王時鼎

中央氣象局
科技中心

陳正改

中央氣象局
預報中心

摘要

本研究選取二個個案，一是鋒面帶在華北初生後，向南推進，經過台灣地區後，在巴士海峽滯留，一是鋒面帶滯留於台灣北部海面多日的個案，探討鋒面帶附近橫向環流與天氣現象的變化過程。

以Brut - Väisälä 振盪頻率很大的地方，亦即靜穩定度很大的區域為鋒面帶，清楚的辨明鋒面帶位置以及它隨高度增高向冷側傾斜的情況，由於橫向環流的改變，主要是由地轉偏差剩餘量所決定，而地轉偏差運動的演變，具有週期約17至18小時的特性，造成鋒面帶附近，交替出現熱力直接環流與間接環流的現象。

一、前言

台灣地區的氣象災害，除了夾帶劇烈暴風雨的颱風，與寒風凜烈的寒潮之外，就是受鋒面帶影響所伴隨的潮濕多雨天氣。因此，有關華南以及台灣附近地區鋒面帶的研究，對台灣地區天氣預報的實務作業，將是十分重要且有意義的，對民生與經濟建設等更具積極貢獻的。

當鋒面徘徊在台灣北部海面，或橫貫台灣地區時，往往帶來大範圍的強烈降水，造成台灣部份地區的水患；但有時候却又沒有劇烈天氣發生，致使氣象預報人員相當地困擾。對於鋒面帶結構的研究，可分為兩方面，一是沿著鋒面方向的中尺度天氣系統的生成與發展的瞭解；另一是垂直於鋒面方向的橫向環流所伴隨之天氣現象的探討。

Matsumoto et al. (1970) 與Matsumoto et al. (1971) 利用氣象衛星雲圖，探討梅雨鋒面帶的特性，建立梅雨鋒的模式。Akayama (1973a, b, c; 1974) 與Ninomiya (1977) 對梅雨鋒的結構有詳細的分析，在鋒面帶

南方，西南與東南季風範圍內為潮濕氣團所籠罩，暖空氣上升；其北方為乾燥的冷氣下降區，使位能轉為動能；造成噴射氣流的發展。Nitta and Yamamoto (1974) 的許多個案分析中，將在東西橫貫之滯留鋒內，中尺度擾動依其熱力結構的特性，分為四種類型，對於沿鋒面方向的中尺度天氣系統有了定性的闡述。定量的個案診斷分析，在1970年代日本氣象學者，曾有很詳盡的探討，如：Matsumoto et al. (1970), Ninomiya and Akayama (1971, 1972, 1973), Nitta and Yamamoto (1974) 以及Yoshizumi (1977)。在國內，近年來特別注意到伴隨著鋒面帶的複合對流體(MCC)的成長與發展過程(如陳與紀1980; 紀與陳1984, 丘與廖1984)。

至於垂直於鋒面方向的大氣結構變化之探討，在1950年代，Reed and Sanders (1953), Newton (1954), Reed (1955) 與 Sanders (1955) 的研究，大都強調鋒面帶熱力結構的特徵

, Sanders (1955) 的分析顯示垂直運動對地面鋒面強度的影響重大，伴隨鋒面之上升運動造成降水現象，產生有利的外圍環境條件，以釋放對流不穩度。Sawyer (1956) 與 Eliassen (1962) 強調橫向環流的強度，對鋒面強度與結構的變化影響至鉅，因此，引起氣象學者對橫向環流研究的注意。Nozumi and Arakawa (1968) 歸納了在日本 Tanegashima (47869) 雷達站的五年（1960 至 1964）雷達回波資料，共有 117 個氣旋通過該站的觀測範圍，其中有 96 個個案，在冷鋒前的暖區內有平行於冷鋒之帶狀降水回波，而竟有 56 個個案具有兩條以上降水帶，最多的情況曾發現有五條降水帶，這種雲雨帶的間隔，約在 70 至 200 公里之間。1970 年代，在英國的雷達分析，對伴隨在鋒面附近之雲雨帶以及包含在其中的雲束之結構，有了更深入的探討（如：Browning 1971, 1974；Browning et al 1973；Harrold, 1973；Roach and Hardman 1975）。

Gutman (1972) 與 Manton (1974) 認為穩定鋒面之橫向環流的特性，與鋒面移速關係密切。Williams (1974) 考慮動量與熱量之亂流擴散作用，做了穩定鋒面的模擬，以討論橫向環流與邊界層的作用。Orlanski and Ross (1977) 以數值乾模式，討論冷鋒前後，橫向次環流的變化，Ross and Orlanski (1978) 更進一步討論水汽潛熱釋放對橫向結構的改變，以及引入中小尺度天氣系統生長的過程。

Shapiro (1981) 以理論推導求取橫向環流方程，此次環流引發鋒面強度改變的過程，純粹是地轉偏差運動 (Ageostrophic Motion) 的作用，但它却是由地轉運動分量所強迫引發的結果，地轉變形的強迫作用，可分為兩項來討論，一為地轉伸展變形項，又稱為 Bergeron Forcing，它產生冷空氣下沉暖空氣上升的熱力直接環流；另一為風切平流項，亦即地轉風切變形，它導致位溫平流差異而產生差異加溫，將導致地轉偏差次環流，以維持熱力風平衡。江 (1985) 對華南地區初生鋒面的初步分析發展，地轉偏差運動在鋒面生成與發

展過程中，扮演著極重要的角色。鄭 (1987) 利用簡單的二維模式，分析探討橫向次環流受地轉變形與扭轉作用，隨時間的變化，證實純為地轉偏差運動的橫向次環流，具有慣性振盪週期週期的週期變化。

本研究利用兩次個案，對於鋒面位置的決定以及橫向次環流的特性，詳加分析討論，來瞭解台灣附近地區鋒面帶前後大氣結構的變化，其結果將有助於預報實際作業的參考。

二、鋒面帶位置的決定

在鋒面帶內，大氣運動具有顯著的氣旋式渦度、水平溫度梯度以及靜穩定度。地面鋒面帶為水平輻合區，伴隨垂直運動以形成雲雨區。主觀的綜觀資料分析天氣圖時，若惡劣天氣的雲雨區恰在氣壓槽的位置，往往就判定為鋒面帶的位置。若僅從水平天氣圖來看，實在不易分辨鋒面帶的寬度，更不易瞭解它隨高度增高，向冷側傾斜的斜率 ($\tan \alpha$)，以及其延伸的高度。

在壓力坐標上，鋒面斜率可以下式 (Margules' Formula) 表之。

$$\tan \alpha = - \frac{T \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial n} \right)_w - \left(\frac{\partial \phi}{\partial n} \right)_c \right]}{T_w - T_c} \quad (2.1)$$

式中， α 為傾斜角， T 為絕對溫度，腳註 w ， c 分別表在暖側與冷側之物理量， T 為 $\frac{1}{2}(T_w + T_c)$ ， n 的方向為垂直於鋒面且指向冷側， ϕ 為重力位。因此，若鋒面兩側的溫度差異較大時，鋒面帶就較平緩；反之，若鋒面帶兩側溫差不大時，鋒面帶就較陡直。若鋒面兩側風切大時，鋒面帶較陡直，反之則較平緩。

客觀地決定鋒面位置，必須把握住水平溫度梯度大的鋒面特性，由於水平溫度梯度大，故在鋒面帶內氣溫的垂直遞減率就小，其大氣靜穩定度就大。我們知道，Brunt - Vaisala 振盪頻率 (N) 的平方是度量大氣靜穩定度的參數，它可以下式表之

$$N^z = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} , \dots \dots \dots \quad (2.2)$$

在平流層內，一般大氣的 Brunt - Vaisala 振盪頻率約為 $1.0 \times 10^{-2} / \text{sec}$ ，換句話說，其浮揚振盪週期大約10分鐘或更小。在鋒面帶內， N^2 值要比鋒面帶外者大，故可用 N^2 做為鋒面帶的決定參數，隨後的分析圖中，皆取 N^2 大於 $3.0 \times 10^{-4} \text{ sec}^2$ 的範圍為鋒面帶的區域，因此，在鋒面帶內大氣之浮揚振盪週期小於 6 分鐘。

由大氣靜穩定度的垂直剖面分析，我們可以很清楚地辨別鋒面帶的範圍，以及它的傾斜情況，便於瞭解鋒面帶前後大氣結構的差異。

三、個案分析一

(A) 綜觀主觀分析

本個案係自 3 月 24 日起至 3 月 31 日止。於此一期間，影響有關區域之鋒面系統有二。最先於 24 日在長江北岸產生波動，鋒面於 25 日遇上海，但該鋒面在浙江一帶徘徊，並未至台灣。於 26 日在蒙古一帶復生成另一鋒面，該鋒面與前一鋒面於 27 日合併，28 日掠過台灣。此處有關本案綜觀形勢之主觀分析，計用四圖，各如圖 3 - 1 - 1，至圖 3 - 1 - 4。圖 3 - 1 - 1 為 26 日 00z 至 29 日 12z，計四天之上述第二鋒面運動圖，每日各取兩次資料，間隔 12 小時。藉圖可見，本次影響台灣之鋒面，係自西北向東南移進。至 27 日 12z 後鋒面加速移進並似有跳躍現象。就 12 小時（27 日 12z 至 28 日 00z）之運動言，約為 48 Kts。根據高空導引氣流該鋒面不應移行如是之速，此亦即所謂躍進（jump）。（關於此參看圖 3 - 1 - 3 及 3 - 1 - 4）。該鋒面係於 28 日 00z 左近經過台灣北部續向南移。至 29 日 12z 移至巴士海峽中部轉呈滯留。圖 3 - 1 - 2 為圖 3 - 1 - 1 時間之控制高壓外圍 1020 mb 等壓線之運動圖。時間間隔亦為 12 小時。藉圖可見高壓於南下期間其範圍更見擴大，其中略可分為兩區，其一略在蘇俄濱海省一帶，該區同值等壓線移動甚緩因該區之南為寒潮之前冷鋒之一般特徵。

至30日12 z可見 1020 mb 等壓綫已在中國區呈包围形式，顯示中心已移至中國大陸，由於不再有冷空氣湧動，故31日，台灣區溫度開始回升。綜其全部高壓南下期間，台北日平均溫度（24小時平均）最低出現於30日為 11.9°C 。至31日回升 0.4°C 。故實務本次鋒面過境係屬寒潮性質。

圖 3-1-3 及 3-1-4 各為鋒面移速最大時之 27 日 12 z 及 28 日 00 z 之地面圖。藉圖 3-1-3 可見，影響本次冷鋒過境之鋒面，仍在華北區，其北有甚著之溫度梯度，其前在長江南岸之鋒面系統呈波動型。在 12 小時後可見後方之鋒面與長江之南者，合併為一，並已向南移動，逼近台灣區域，此處提出一項問題，即：冬季有兩型冷鋒值得注意。其一鋒前有明顯氣團對比。如圖 3-1-3 之長江以南之鋒面，藉圖可見鋒前屬南東氣流（天氣報告已略去）。另一為鋒前與鋒後無明顯氣團變化，有如副冷鋒之性質。但其速度隨鋒後氣壓梯度迅速調整，其移速有若重力波之性質。此甚接近此處之例（圖 3-1-3 與 3-1-4）參看張智北等（1986）。

於本個案時間內，在我國區域，上經述及，計有兩次鋒面發展。25日第一次鋒面經過上海，使上油有相當明顯之溫度變化（表3-2-1）。但該鋒面及後即滯留於浙江境內。又對上油區域言，第二鋒面之過境，溫度變化不著，惟露點溫度則是有明顯之下降，最低出現於29日12時，僅 -6°C （參見表3-2-1）。又該兩鋒面於27日晚間合併之時，其南北溫度剖面，有甚大不同，此可參見圖3-2-1 h。及後鋒面坡度有甚大變化，呈寒潮型。關於此均可在圖3-2-1-2圖中見出，並詳後述。

(B) 鋒面帶特性的診斷分析

由上述的天氣概況，我們知道1985年3月24日至31日，有一鋒面帶從山東半島南部，逐漸向南推進，30日以後在巴士海峽滯留。

表 3-2-1 列出這段期間，每日 00z 與 12z 之上海、台北、屏東三個測站之地面觀測資料，從地面氣溫的變化，我們可以清楚地瞭解

，25日上海的氣溫急劇下降，且在鋒面帶通過期間，天氣狀況較差，陰雨且有霧，28日以後，在乾燥的冷氣團籠罩下，天氣良好。至於台北的氣溫急速下降發生在28日，但在27日就已開始下雨，鋒面帶迅速逼近時，更發生雷陣雨；而進入冷氣團之後，並沒有轉為良好天氣，這是由於冷氣經過廣大的溫暖東海海面，已變為潮濕的氣團，因此，在東北東風盛行的台灣北部，以及廣東、福建沿海地區，造成連綿的陰雨天氣，尤其是30日晚上至31日白天，台北的雨勢不小。在中央山脈屏障下的嘉南、高屏地區，當29日鋒面過境時，除了氣溫下降，雲量增多外，並沒有降水現象，這是因為緯度較低，鋒面的強度較弱，更重要的是由於鋒面帶過後，風向轉為盛行東北風時，該地區恰在中央山脈的背風面，過山氣流的下沉作用使得空氣的相對濕度降低，因此，一般在嘉南高屏地區，鋒面帶經過時，縱然氣溫有顯著的下降，但並不會帶來降水現象。

為了瞭解鋒面帶的垂直結構，選取經過台灣海峽的南北垂直剖面(A, B)，該剖面幾乎垂直於鋒面帶，屏東距A點約200公里(亦即標示2的格點附近)，台北約在坐標標示5的格點附近，上海約在坐標標示12的格點附近，從這剖面上的各種氣象要素變化，我們不難推敲鋒面過境時，在鋒前暖區與鋒後冷區的大氣結構之改變。

如第3節所述，鋒面帶的靜穩定度較大，取 N^2 大於 $3 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-2}$ 為鋒面帶的範圍，在下列的剖面分析圖中，以斜線區表之。圖3-2-1 (a)~(p)為24日00z至31日12z的氣溫垂直剖面圖；圖3-2-2 (a)~(p)為水汽混合比剖面圖，圖3-2-3 (a)~(p)為垂直橫向環流圖。

首先我們注意到氣溫垂直剖面圖的演變，在24日00z時，在鋒面帶內，氣溫的水平梯度不大，若以氣溫之水平梯度的大小作為鋒面帶度量參數，恐怕就無法決定鋒面帶的位置了，而事實上，在南北坐標標示“9~17”的格點

範圍內，地表附近(850毫巴以下)之大氣靜穩定度很大，甚至有逆溫的現象。但12小時後，氣溫的水平梯度顯著地增大，從橫向環流圖可知，這段期間在地表附近是強烈的南來氣流，將暖空氣向北推進，15°C的等溫線北移約800公里，而在鋒面帶北方800毫巴以下的冷氣團區域內，很顯著的熱力直接次環流形成，因此，在地表附近造成很強的壓縮變形場，使得氣溫的水平梯度增大(Jiang, 1980)，也使鋒面帶變得更為陡峭，且向上延伸至600毫巴。在鋒面帶前，空氣沿鋒面帶上爬。從水汽混合比的分布顯示暖濕空氣在鋒前上爬，以及鋒後乾冷空氣入侵，使得鋒面前後水汽含量懸殊頗大，在這12小時內的大氣演變過程，是鋒面初生的典型例子。

25日00z時，從北方南下的氣流顯著地增強，熱力直接次環流的中心，抬升至600毫巴的高度，鋒面後方之冷區是強勁的北風，依鋒面帶的傾斜狀況，可將鋒面帶分為兩段，在800毫巴以下較為陡直，以上則較平緩。從南方來的暖空氣，碰到鋒面帶後，在鋒面前緣約200公里開始爬坡，抬升至500毫巴高處，再沿著鋒面帶下滑。水汽很明顯地聚集在鋒面帶前地表附近，由於北方的冷空氣不斷地向南推擠，使得鋒面帶之水汽含量梯度迅速增大。隨後的12小時，鋒面帶範圍顯著地縮小，且向南移。在冷區的地表附近，氣溫略有回升，在暖區的氣溫也顯著地增高，橫向環流圖明顯地顯示冷氣沿著鋒面帶向下滑動，原來的熱力直接次環流，已減弱近乎消逝，回顧它的生命期，約在12至24小時之間，這與鄭(1987)的數值模式結果，相當接近，顯示橫向環流完全是地轉偏差運動所引起慣性振盪運動的結果。

26日00z，冷空氣向南迅速推進，以地表附近12°C的等溫線為例，即向南推進約400公里，此時，鋒面帶內氣溫之水平梯度顯著減弱，在台灣地區附近，南來氣流的下降運動，使氣溫上升。氣流的幅合軸相當陡直，與鋒面帶的傾斜狀況並不一致，這是很值得預報作業人

員注意的現象。從水汽含量的分佈顯示，在鋒面前緣，水汽含量增大，而鋒面帶後緣，乾冷空氣的侵入，水汽含量很少。到了晚上，鋒面帶北方的冷舌（東北向西南方向）的範圍減小，且在冷舌北方的西南暖舌增強，造成北方的較大南風分量，使其地表附近氣溫上升（西南方移入之暖空氣），在鋒面帶內，有明顯地熱力直接次環流生成。

27日00z，西伯利亞的冷氣團增強且向南移動，與原來的西南暖舌之空氣混合，使得鋒面帶北方又完全為冷空氣所涵蓋，由於在南北氣流輻合處，有相當強烈的下降運動，使氣溫上升，改變了鋒面帶的傾斜狀況，在27日12z，地表附近的廣大範圍內，皆為大氣靜穩定很大的地區，而在邊界層以上的自由大氣，為中性大氣，原來在北方乾燥地區，此時地表附近的水汽含量也增加了，這是由於26日12z暖舌發展時所帶來水汽的結果。從25日的鋒後冷舌發展，至26日冷舌北方之暖舌發展，以至27日的冷氣團侵入，鋒面帶附近大氣運動必須考慮東西方向的運動，換言之，二維的垂直剖面往往會失去推敲其物理過程的能力。

28日00z以後，北方冷氣團顯著南下，鋒面帶再度變得狹窄，到了晚上，台灣北部地區氣溫就急劇下降，且有雷陣雨發生，南來的暖濕空氣帶來充沛的水汽，在鋒面帶前緣抬舉。值得注意的是在12z時，鋒前暖區的熱力直接環流，在台灣北部附近發生強烈的上升運動，此處恰好是乾冷氣團與暖濕氣團的交界處，由於向南移動迅速，形成對流牆，有強烈的雷陣雨。大量降水之後，水汽供給量不足於支付降水所需，因此，暖區的水汽含量逐漸減少。

29日00z，鋒面帶已涵蓋著整個台灣地區，從南北垂直剖面圖看來，除了在鋒前暖區的上層是南風之外，全部都是北來的氣流，這樣的形勢繼續維持了三～四天，自華北、華中至華南沿海地區完全為乾冷氣團所籠罩，直到30日以後，華北的氣溫才逐漸回升，在這三、四天裏，地表鋒面帶滯留在巴士海峽，從台灣地

區到華中，鋒面帶相當緩平，其高度大約維持在850毫巴至700毫巴之間。至於橫向環流的演變較慢，很值得注意的，有兩個次環流的成長，一在鋒面帶前緣的熱力直接次環流，它的上升運動區約在台灣北部地區，造成這地區的連續陰雨天氣，而在台灣南部及高屏地區却是另一次環流的下降運動區；另一個值得注意的次環流是鋒後冷區的熱力間接次環流，在這環流的下降運動區，由於大氣絕熱下沉增溫的熱力過程，造成華中的氣溫回升，到了31日，這次環流發展成熟時，在冷區850毫巴以下的大氣，就都具有南風的分量。

綜合上述的鋒面初生至滯留的演變過程，我們可以把它分為五個階段來描述（如圖3-2-4之示意圖所示）。

1.初生期：在初生鋒面帶的南方，其大氣之南風分量甚強，而在鋒面帶附近，南風分量顯著減弱，造成強烈的輻合，地表鋒面帶前後之風切很大。

2.冷舌發展期：地表鋒面帶後方，冷舌自東北向西南伸展，南來的氣流在鋒面帶前約200公里處逐漸爬坡至500毫巴面，再沿著鋒面帶下滑，形成鋒前的熱力直接環流，冷區為北風分量所涵蓋。

3.暖舌發展期：地表冷舌的北方，暖舌自西向東迅速發展，在冷區南風的分量增強。

由於冷舌的發展，冷空氣係由東北向西南侵入，暖舌的發展，暖空氣係由西南向東推進，這時期大氣運動的現象，就不是可以用二維運動可以表示的，因此，在這段期間的演變過程，應以三維的大氣模式來說明它，這也是江（1985）強調鋒生三維模式的主要原因，否則勢必忽略了這段發展的

過程。

4. 成熟期：當北方的冷氣團迅速南下，破壞了冷舌與暖舌的結構，鋒面後完全為乾冷空氣所籠罩，在乾空氣團與南來的暖濕空氣團交界處，形成對流牆，有強烈的雷陣雨發生。

5. 滯留期：在鋒面滯留期間，鋒面帶前緣的熱力直接次環流的上升運動區，造成連續的陰雨天氣，在冷區逐漸發展成熟的熱力間接次環流，其下降運動區氣溫回升。

四、個案分析二

(A) 総觀主觀分析

圖 4-1-1 為 1985 年 2 月 3 日至 10 日的地面天氣圖（節自東亞地區印刷天氣圖）。由主觀的綜觀分析，3 日 8 時，長江口有一分裂高壓存在；是日晚上 20 時，此分裂高壓東移到東海，因受到海洋之影響，而逐漸變性，台灣地區由於受到高壓迴流之影響，各地雲量甚多；另外，由我國東北之南部，經華北、華中到華西完全為低壓槽所籠罩，由於此時南來氣流相當旺盛（詳見圖 4-1-2 為 2 月 3 日至 8 日之 850 毫巴天氣圖），以致華中至華南一帶均是陰陣雨或雷雨的天氣。

事實上，若仔細分析 3 日 20 時之地面圖及 850 毫巴高空圖，可發現在長江中游，亦即兩湖盆地一帶，已有氣旋式之環流出現。到 4 日 8 時，此氣旋式之環流更發展，並東移到長江口，冷舌從遼東半島向西南延伸，經華北到華中，而華南地區則處於旺盛的西南氣流之下，在冷乾與暖濕空氣交會的長江下游就孕育了鋒面系統。此鋒面帶於 5 日南移到台灣北部海面後，竟呈現滯留狀態；在鋒面帶上，經常衍生新的氣旋波，而使台灣地區出現連續的陰雨天氣，一直到 9 日 20 時之後，鋒面才逐漸遠離，台灣的天氣才好轉。

至於鋒面系統於 5~9 日在台灣北部海面徘徊

不去之原因，乃

(1)此段期間，大陸高壓之強度，平均祇有 1025 毫巴左右，此二月份之氣候平均值 1035 毫巴還弱；且呈現移動性，其位置亦均偏在我國東北及日本海一帶，比氣候之平均位置還偏東南。致鋒面後方無顯著的北來氣流之推力。

(2)由 850 及 700 毫巴之天氣圖顯示出，在這段期間並無顯著的西北氣流，但在鋒面前方，亦即中南半島、華南及台灣一帶，西南氣流反而相當顯著，（尤其在 2 月 6 日～8 日最為明顯）850 毫巴約 30~35 kts，700 毫巴約 40~50 kts，500 毫巴則高達 60~70 kts（見圖 4-1-3，2 月 3 日至 8 日 700 毫巴高空圖）；表示南來的暖濕空氣相當豐沛，於是不僅阻止了鋒面的南移，且使台灣地區完全處於鋒面前方的不穩定氣流中。但到 8 日 20 時，位於具加爾湖附近的高空（700 毫巴）槽線（詳見圖 4-1-2）開始發展並加深，於是來自極地的西北氣流就迅速的向南衝；此東亞主槽於 9 日 8 時通過東經 120 度；到 9 日 20 時，原位於東海的低壓中心迅速加深並東移到日本本州，而高空的主槽也迅速東移，於 10 時到達日本東方海面。由於此時高空槽線之位置及其垂直結構與地面之低壓中心和鋒面之位置均相當吻合，致使其發展達最顛峯，以致來自大陸的西北氣流終於迅速南移，而迫使原滯留於台灣北部海面的遠離台灣。

(B) 鋒面帶特性的診斷分析

由前段的天氣概述可知，1985 年 2 月 4 日至 9 日有一鋒面帶在長江下游生成後，迅速向南推進，到了台灣北部之後，即在此地區滯留了四～五天才向東移走。

表 4-2-1 列出這段期間，上海、台北、屏東三個測站之地面觀測資料，在這六天裏，高屏地區因為受到中央山脈的屏障，除了雲量較多之外，沒有降水；上海五日至六日，以及七日下午到八日都有雨；台灣北部地區，五日

下午至六日深夜都有雨，而且有強烈的雷陣雨，八日到九日的白天連續下雨。這次鋒面帶在台灣北部滯留，帶來連綿陰雨天氣，而氣溫並沒有顯著下降。

圖 4-2-1 (a) - (d) 為 4 日 00z 至 9 日 12z 的氣溫垂直剖面圖，圖 4-2-2 (a) - (d) 為水汽混合比剖面圖，圖 4-2-3 (a) - (d) 為垂直橫向環流圖，圖中斜線區為靜穩定度較大 (N^2 大於 $3 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-2}$) 的範圍，亦即鋒面帶的區域。

從氣溫垂直剖面圖知道，這些日子地表附近氣溫的南北梯度一直都不大，而邊界層內大氣的靜穩定度却很大，換句話說，鋒面帶的強度不強，但它很寬且隨高度向冷側傾斜的斜率很小。4 日 00z 時，在整個垂直剖面上，幾乎完全是南風分量，從南方把暖濕空氣帶向北方，以 8 g/kg 的等混合比線為例，在地表附近，12 小時之後，約向北推進 400 公里。5 日之後，大約在長江口附近的上空是明顯的下降氣流區，6 日以後，北風分量增強，南風與北風的輻合軸之斜率約為 $1/200$ ，它並不與靜穩定帶重合，在邊界層以上的自由大氣，輻合軸約在靜穩定帶的前方 $700 \sim 800$ 公里。

6 日在鋒面帶前暖區的熱力直接環流，造成在台灣北部附近的強烈上升運動，因此，該地區有雷陣雨的發生，7 日以後，此熱力直接環流向北方移動且逐漸消逝，台灣北部的雨勢就停下來。在這段期間，鋒前暖區一直維持著強烈的南風分量，不斷地補充水汽，使得靜穩定的鋒面帶前方，水汽一直十分充沛，造成連續的陰霾天氣。9 日 00z 鋒面已明顯地向東移動，僅在台灣北部海面遺留下鋒面尾端，空氣從 400 毫米的高空沿鋒面帶下滑，在鋒前暖區為顯著的熱力直接次環流。

五、橫向環流演變機制的探討

由前面兩個個案分析，我們可以知道鋒面帶附近的熱力次環流，改變了鋒面結構的特性，且關係

著鋒面附近的天氣現象，由於水平渦度與此垂直環流的型態與強弱，有密切關係，為了進一步瞭解此關係，利用水平渦度方程來做較深入的探討。

在二維的 (y, z) 剖面上，(y 的方向向北， z 的方向向上)， x 方向之渦度分量，可以下式表之

$$\zeta_{(z)} = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}$$

其中 v, w 分別為 y 方向與 z 方向之速度， x 方向之渦度方程式可寫成

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{(z)} &= - \left(v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) \\ &\quad - \zeta \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + f \frac{\partial u}{\partial z} \\ &\quad + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (5, 2)$$

其中 ρ 為空氣密度， p 為氣壓， f 為柯氏參數。為了便於分析比較，改為 p 生標，則 (5, 1) 與 (5, 2) 式可寫成

$$\begin{aligned} \zeta_{(p)} &= \frac{pg}{RT} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{RT}{pg} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{1}{g} \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \\ &\quad \left[\frac{\partial w}{\partial p} - \frac{w}{p} + \frac{\omega}{T} \frac{\partial T}{\partial p} \right] - \frac{R\omega}{pg} \frac{\partial T}{\partial y} \end{aligned} \quad (5, 3)$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{(p)} = - \left(v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial p} \right) \quad (1)$$

$$- \zeta \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{p}{RT} \frac{\partial \phi}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial p} \right) \quad (2)$$

$$- \frac{\omega}{p} + \frac{\omega}{T} \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{pg}{RT} f \frac{\partial u}{\partial p} \quad (3)$$

$$- \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (5, 4)$$

式中， g 為重力加速度， R 為氣體常數， T 為氣溫， ϕ 為等壓面上之重力位， ω 為垂直 p -速度。（5,4）式等號左邊為水平渦度之時間變量，它是由以下四個因素所造成，第一項是渦度的平流作用項，第二項是輻散作用項，第三項是垂直風切項，第四項是水平溫度梯度項。

利用熱力風關係式

$$f \frac{pg}{RT} \frac{\partial u_g}{\partial p} = - \frac{\partial T}{\partial y} \quad (5,5)$$

式中， u_g 為 x 方向之地轉風風速。可將第三項與第四項合併為

$$\begin{aligned} -\frac{pg}{RT} f \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial y} &= -\frac{pg}{RT} f \frac{\partial}{\partial p} (u - u_g), \\ -\frac{pg}{RT} f \frac{\partial u_{ag}}{\partial p} \\ &= R_{ag} \quad (5,6) \end{aligned}$$

式中， u_{ag} 為 x -方向之地轉偏差運動分量。

Orlanski and Ross (1977) 稱這個合併項為地轉偏差剩餘 (Ageostrophic Residue, Rag)。若大氣運動處於地轉平衡狀態，則第三項與第四項的合成為 0，換句話說，水平渦度之時間變化，僅由平流作用項與數值甚小的輻散作用項所引起，因此，在地轉平衡的大氣狀態下，幾乎沒有水平渦度的改變。而在地轉不平衡 (Geostrophic Imbalance) 的情況下，地轉偏差剩餘項的作用，將是水平渦度變化的主因。

高 (1987) 與鄭 (1987) 分別利用個案診斷分析與數值模式結果分析來探討水平渦度的時間變化，結果顯示輻散項對渦度趨勢的貢獻非常微小，幾乎可以忽略不計，而地轉剩餘對渦度趨勢則為主要的作用項。

我們知道風向轉變必需具有向心 (或離心) 加速度，以水平運動方程式來探討，為了方便起見，暫時略去非線性的平流項與亂流擴散作用項，則

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f v_{ag} \quad (5,7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f u_{ag} \quad (5,8)$$

東西方向的地轉偏差運動，可導引南北方向風速的改變，同樣地，南北方向風速的改變，換言之，地轉偏差運動的柯氏力扮演著向心力 (離心力) 的角色，在北半球，它將使空氣的運動逐漸偏向地轉偏差運動的右側。

對鋒面垂直橫向環流而言，在東西向地轉偏差運動大的地方，南北向風速的改變就大，反之，則南北風速的變化就小，因此，改變了南北向風速分垂直分布，(亦即 v_{ag} 隨 p 的變化)，進而改變了南北垂直環流的結構與特性。

六、結論與展望

由本研究選擇的兩個個案分析，一是 1985 年 3 月 24 日至 31 日鋒面帶在華北初生，向南推進，經過台灣地區，至巴士海峽，而後滯留於巴士海峽，這是一次完整的東亞地區鋒面帶的演變過程，另一是 1985 年 2 月 4 日至 9 日，鋒面帶在台灣北部海面滯留多日，而後向東離去，它的厚度極淺，而寬度却很大，帶來連續的降水。

要造成大氣中的降水，主要的因素是充足的水汽供應以及足夠大的上升運動，引起空氣上升運動的作用可分為熱力與動力效應，氣團性的對流降水主要是熱力作用所引起；而氣流受地勢 (Orography) 的阻擋，空氣被迫抬升而降水，以及由於大氣之動力不穩定所引起之氣旋發展，所伴隨之降水，則是動力作用所引起。鋒面帶是兩性質差異很大的氣團的交界面，若其性質差異愈大，則鋒面強度愈強，使鋒面帶附近垂直運動的變化愈加劇烈。

鋒面帶附近之垂直運動的變化，可由其橫向環流來解釋，而橫向環流的型態與強度，可由水平渦度的變化推斷之，水平渦度的變化，主要是由地轉偏差剩餘量的大小所決定的。因此，要探討鋒面帶附近大氣運動特性與天氣現象的關係，就必須先瞭解，地轉偏差運動的機制。在沒有外加作用的地轉偏差運動的演變過程，具有週期約 17 至 18 小時的變化特性 (鄭，1987)，造成鋒面附近橫向環流週期

性改變流動方向，交替出現熱力直接環流與間接環流。

至於如地勢的外加動力作用，以及潛熱釋放等非絕熱過程如何影響橫向環流的特性，由於本期計劃進行較為匆促，尚未及探討，將留待第二期中，詳細分析地形效應對鋒面帶附近橫向環流的影響。

參考文獻

- Akiyama,T.,1973a : Ageostrophic low-level jet streams in Baiu season associated with heavy rainfall over the sea area. J.Met.Soc.Japan, 51, 205 - 208.
- Akiyama , T., 1973b : The large - scale aspects of the characteristic features of the Baiu front.Pap. Met. Geophys ., 24,157-188.
- Akiyama , T.,1973c : Frequency occurrence of the heavy rainfall along the north side of the low level stream in baiu season.Pap.Met.Geophys ., 24, 379-388.
- Akiyama , T.,1974 : Mesoscale organiza-tion of cumulus convection in the large - scale rainband in the Baiu season.J.Met.Soc.Japan,52, 448-451.
- Browning,K.A., 1971 : Radar measurements of air motion near fronts,part 2: Some categories of frontal air motion. Weather , 26 , 320 - 340 .
- Browning,K.A., 1974 : Mesoscale structure of rain systems in the British Isles.J.Met.Soc.Japan.52, 314 - 327.
- Eliassen,A.,1962 : On the vertical circulation in the frontal zone. Geofys. Publik.,24,147 - 160.
- Gutman,L.N.,1972 : Introduction to the nonlinear theory of mesoscale meteorological processes. Translated and Edited by 1PST Staff. pp224.
- Harrold,T.W.,1973 : Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances.Quart.J.R.Met.Soc., 99 , 232- 251.
- Jiang,H.M.,1980 : Atmospheric frontogenesis model . part 1 : Mechanisms. Bull.Geophy.N.C.U.,19 , 104 - 112.
- Manton,M.J.,1981 : On the propagation of cold fronts.Quart.J.R.Met.Soc., 107, 875-882.
- Matsumoto,S.,S.Yoshizumi and M. Tateuchi,1970 : On the structure of the Baiu front and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. J.Met.Soc.Japan.48,479-491.
- Matsumoto,S.,S.Yoshizumi and M. Tateuchi,1971 : Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall.J.Met.Soc.Japan. 49,267-281.
- Newton,C.W.,1954 : Frontogenesis and frontolysis as a three-dimensional process.J.Meteorol.,6,330-336.
- Ninomiya,K.,1977 : Heavy rainfall in Japan.Tenki,24,697-713.
- Ninomiya,K. and T.Akiyama.1971 : The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front.J. Met.Soc.Japan.49 , 666-677.
- Ninomiya,K. and T.Akiyama.1972 : The medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (part 1) . J.Met.Soc.Japan.,50,

- 558 - 568.
- Ninomiya,K. and T.Akiyama,1973 : The medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (part II). J.Met.Soc.Japan.,51,108 - 118 .
- Nitta,T. and J.Yamamoto,1974 : A Statistical survey on frequency of the cyclongensis of the intermediate scale disturbance near Japan, its vicinity and the sourtheast Asia. J.Met.Soc.Japan.50,234 - 237 .
- Nozumi,Y. and H.Arakawa,1968 : Pre-frontal rain bands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean. J.G.R., 73, 487 - 492 .
- Orlanski,I., and B.B.Ross,1977 : The circulation associated with a cold frontal. Part I : Dry case. J.Atmos. Sci.,34,1619 - 1633 .
- Read,R.J.,1955 : A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. J.Meteorol.,12, 226 - 237 .
- Read,R.J. and F.Sanders,1953 : An investigation of the development of a mid-tropospheric frontal zone and its associated vorticity field. J.Meteorol.,10,338 - 349 .
- Roach,W.T. and M.E.Hardman ,1975 : Mesoscale air motions derived from wind-finding dropsonde data: the warm front and rainbands of January 1971.,Quart.J.R.Met.Soc., 101, 437 - 462 .
- Ross,B.B. and I.Orlanski,1977 : The circulation associated with a cold frontal. Part II : Moist case. J. Atmos.Sci.,35,445 - 465 .
- Sanders,F.,1955 : An investigation of the structure and dynamics of an intense surface zone. J.Meteorol., 12, 542 - 552 .
- Sawyer,J.S.,1956 : The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. Proc.Roy.Soc., A234, 246 - 262 .
- Shapiro,M.A.,1981 : Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulation in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. J. Atmos.Sci.,38,954 - 973 .
- Williams,R.T.,1974 : Numerical simulation of steady-state fronts. J. Atmos.Sci.,31,1286 - 1296 .
- Voshizumi,S.,1977 : On the structure of intermediated-scale disturbances on the Baiu front. J.Met.Soc.Japan, 55,107 - 120 .
- 江火明，1985：大氣中鋒面生成的研究。國立中央大學博士論文，pp98。
- 丘台光、廖學鎰，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究，天氣分析與預報研討會論文彙編，397 ~ 411。
- 紀水上、陳泰然，1984：1981年5月27~28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步研究，天氣分析與預報研討會論文彙編，95 ~ 115。
- 高長霖，1987：東亞地區滯留性鋒面帶之診斷分析，國立中央大學碩士論文，pp74。
- 陳泰然、紀水上，1980：台灣梅雨季中幅度降水與中幅度低壓研究，大氣科學7期，39 ~ 48。
- 鄭華能，1987：鋒面附近橫向環流的數值實驗，國立中央大學碩士論文，pp77。

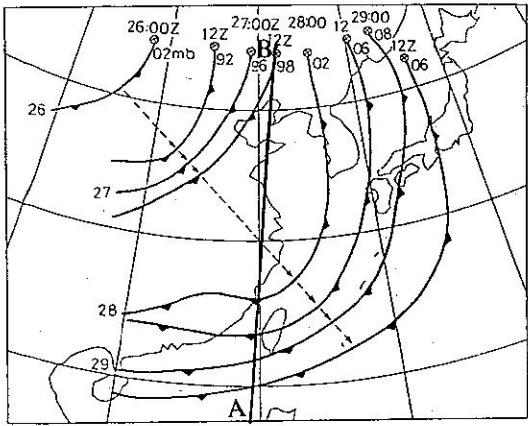


圖 3-1-1 1985 年 3 月 26 日 00 Z 至 29 日 12 Z 期間
鋒面動態圖（間隔 12 小時），斷線箭圖表
鋒面在台灣方向之移速相連低壓中心並標
出其中心氣壓值。

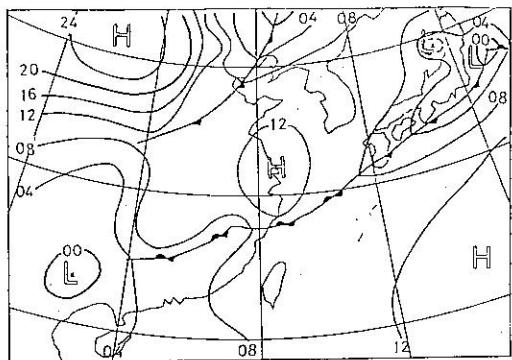


圖 3-1-3 1985 年 3 月 27 日 12 Z 地面天氣圖，示
雙鋒面之存在。

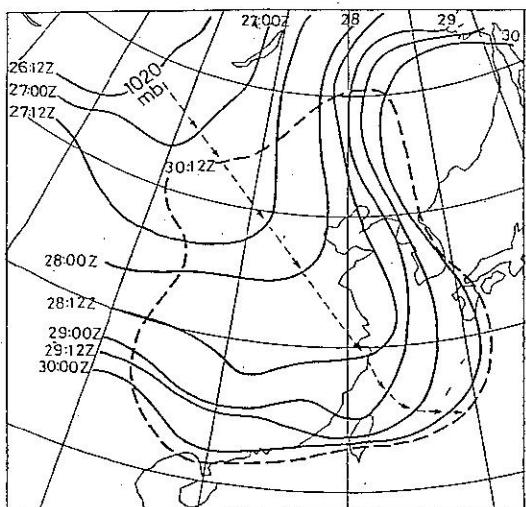


圖 3-2-1 於圖 3-1-1 期間，鋒面後 1020 mb 等
線位移圖（時間之隔 12 小時），示鋒後寒
潮高壓之動態。

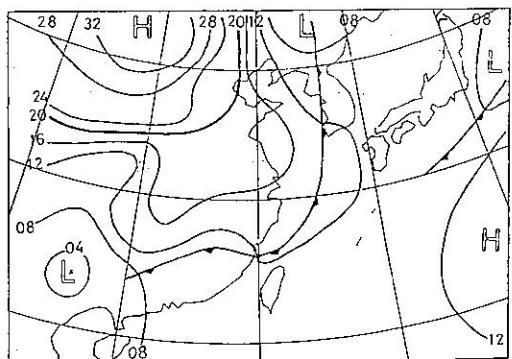


圖 3-1-4 1985 年 3 月 28 日 60 Z 地面天氣圖，示雙
鋒面合併及後該鋒面則移入台灣（參見圖
3-1-1）。

日期 測時 間	24		25		26		27		28		29		30		31	
	00Z	12Z														
上海	○	●	○	●	●	●	●	●	○	○	○	●	●	●	○	●
台北	○	○	○	●	○	○	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●
屏東	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

表 3-2-1 : 1985 年 3 月 24 日至 31 日上海、台北、屏東之地面觀測資料

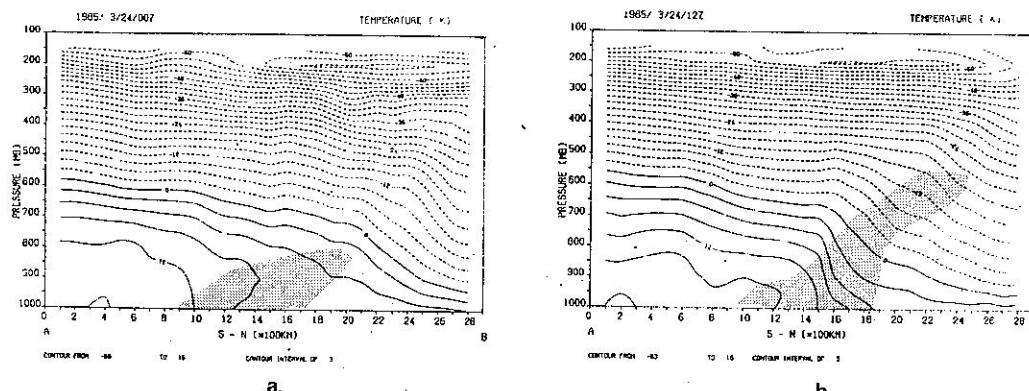
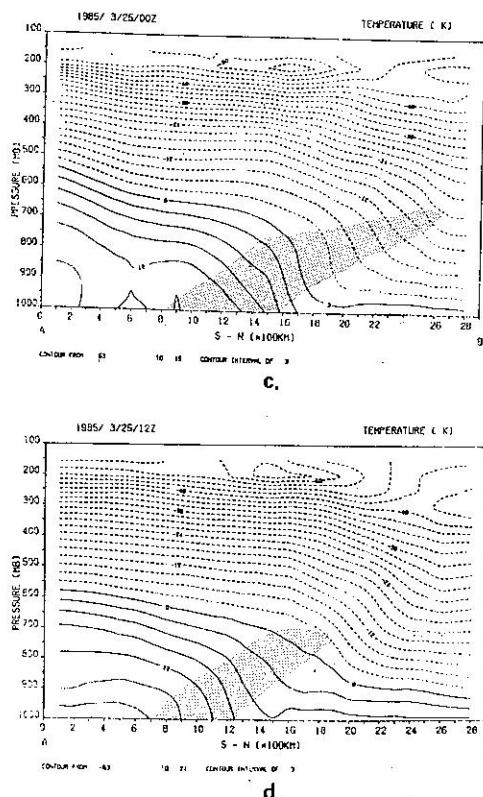
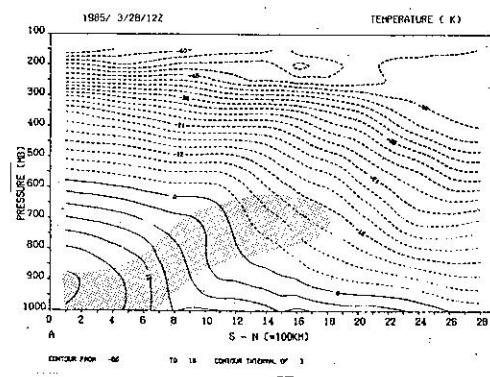
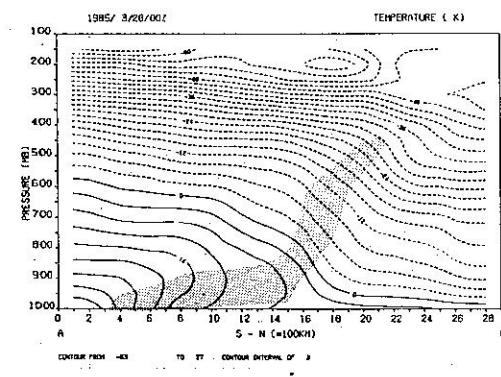
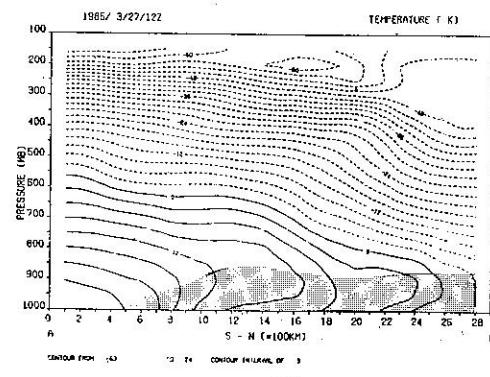
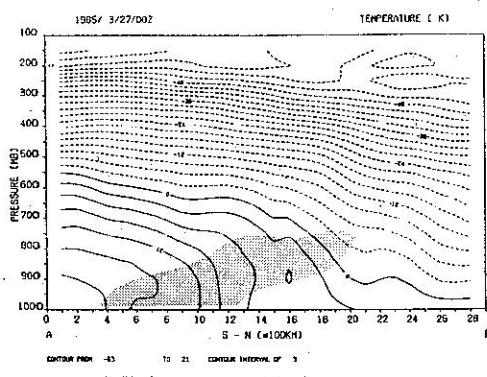
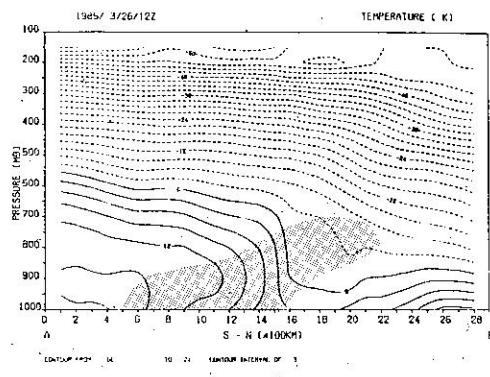
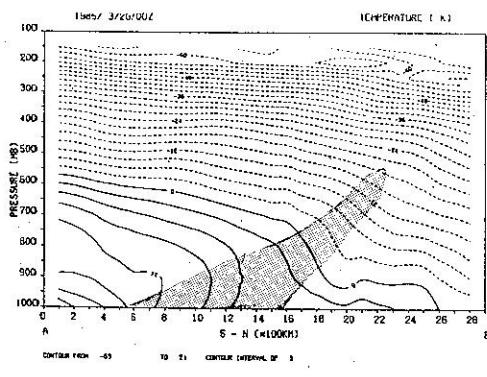
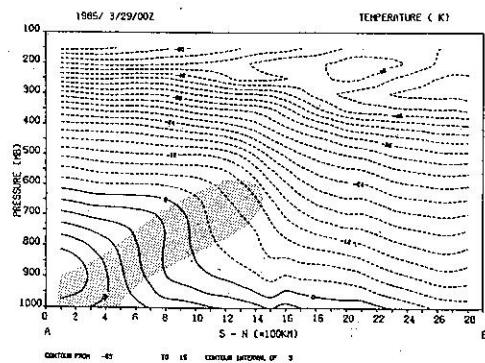


圖 3-2-1 氣溫之南北垂直剖面圖

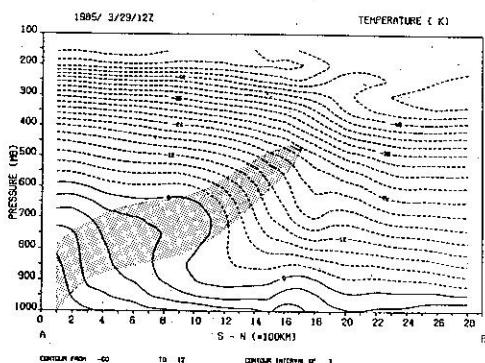
- (a) 為 1985 年 3 月 24 日 00z ;
- (b) 24 日 12z ; (c) 25 日 00z ;
- (d) 25 日 12z ; (e) 26 日 00z ;
- (f) 26 日 12z ; (g) 27 日 00z ;
- (h) 27 日 12z ; (i) 28 日 00z ;
- (j) 28 日 12z ; (k) 29 日 00z ;
- (l) 29 日 12z ; (m) 30 日 00z ;
- (n) 30 日 12z ; (o) 31 日 00z ;
- (p) 31 日 12z .



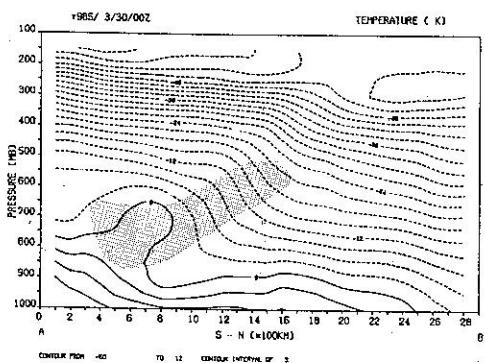




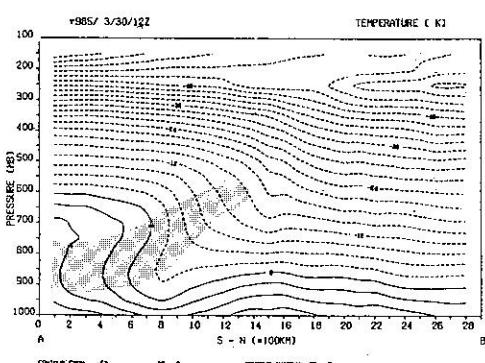
k



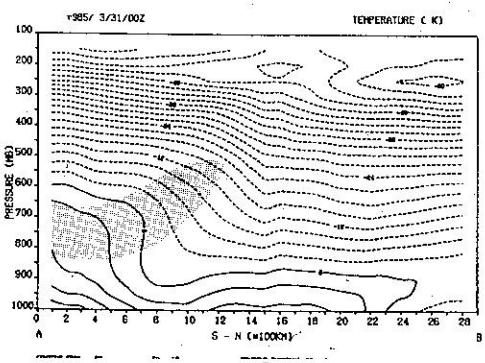
1



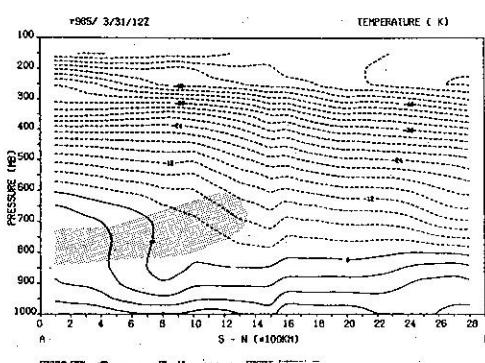
m.



11.



8.



p.

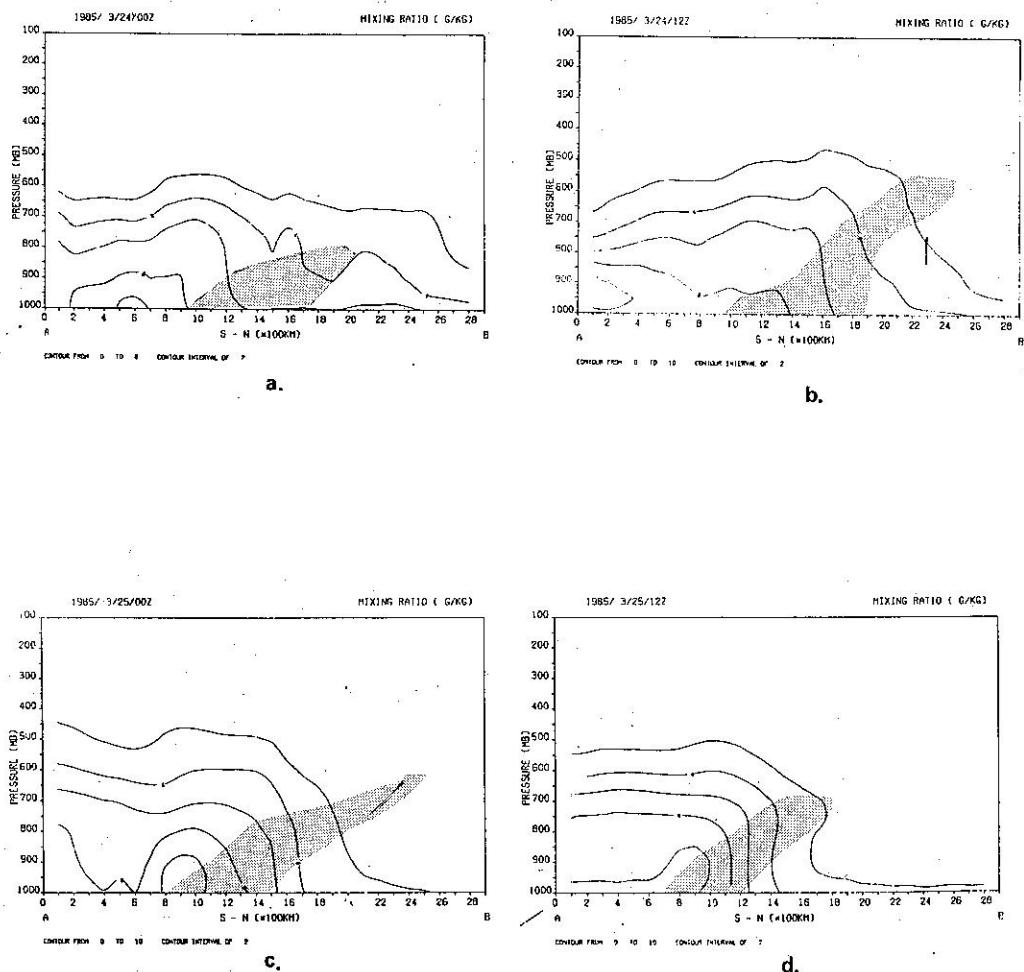
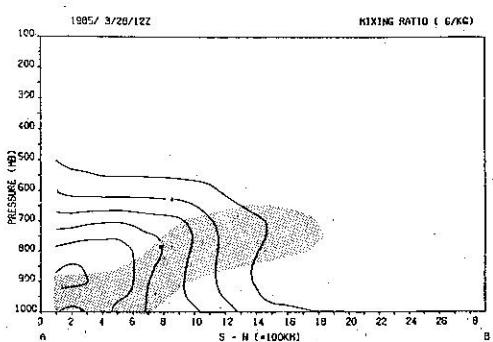
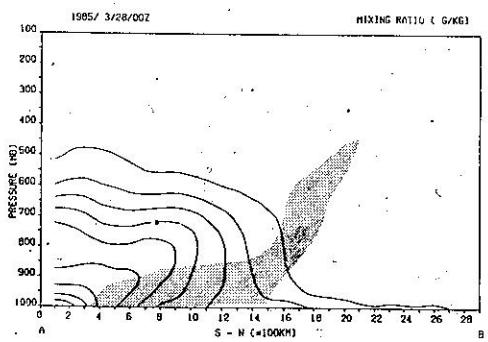
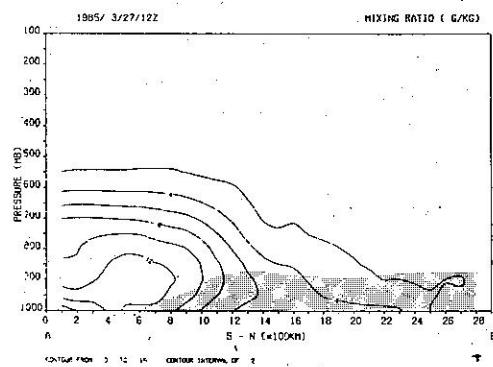
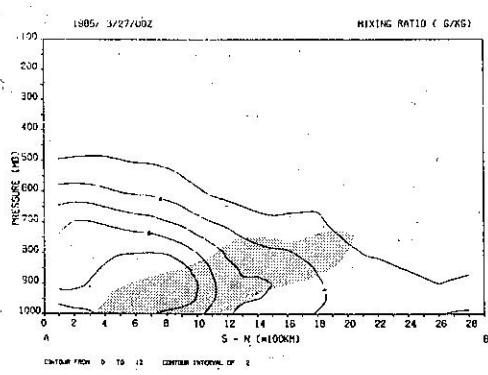
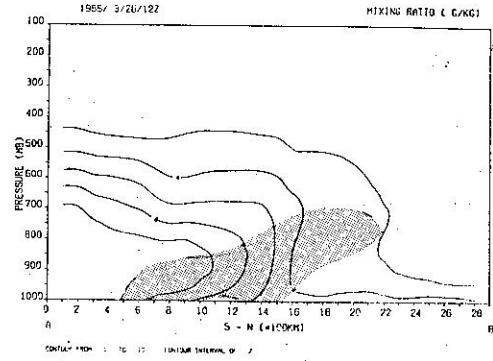
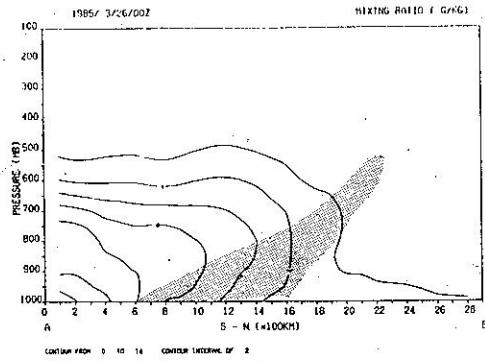
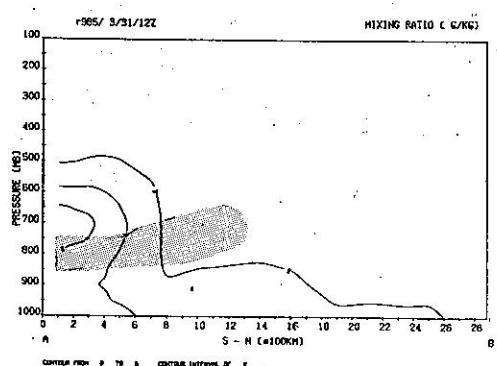
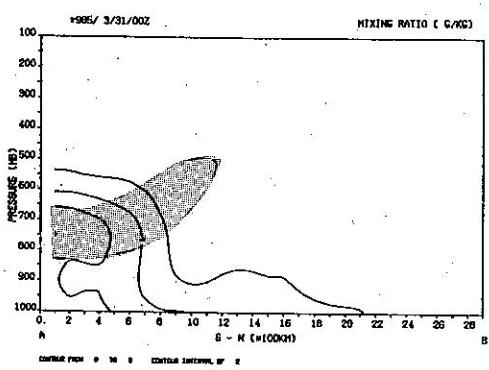
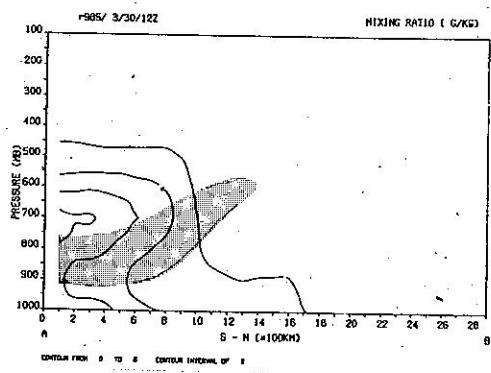
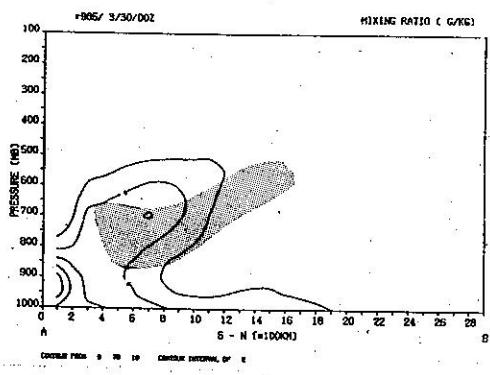
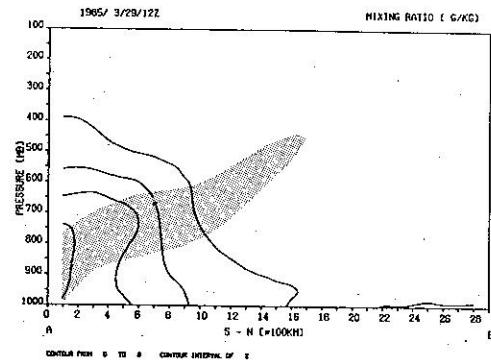
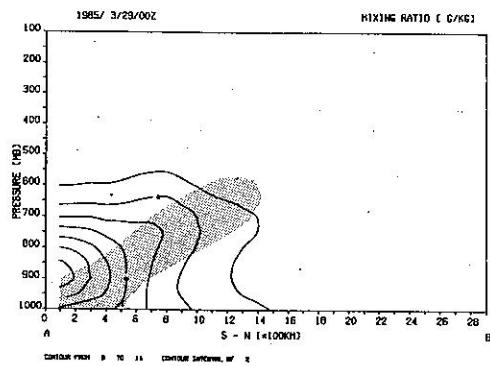


圖 3-2-2 水汽混合比之南北垂直剖面圖

- (a)為1985年3月24日00z；
- (b)24日12z；(c)25日00z；
- (d)25日12z；(e)26日00z；
- (f)26日12z；(g)27日00z；
- (h)27日12z；(i)28日00z；
- (j)28日12z；(k)29日00z；
- (l)29日12z；(m)30日00z；
- (n)30日12z；(o)31日00z；
- (p)31日12z。





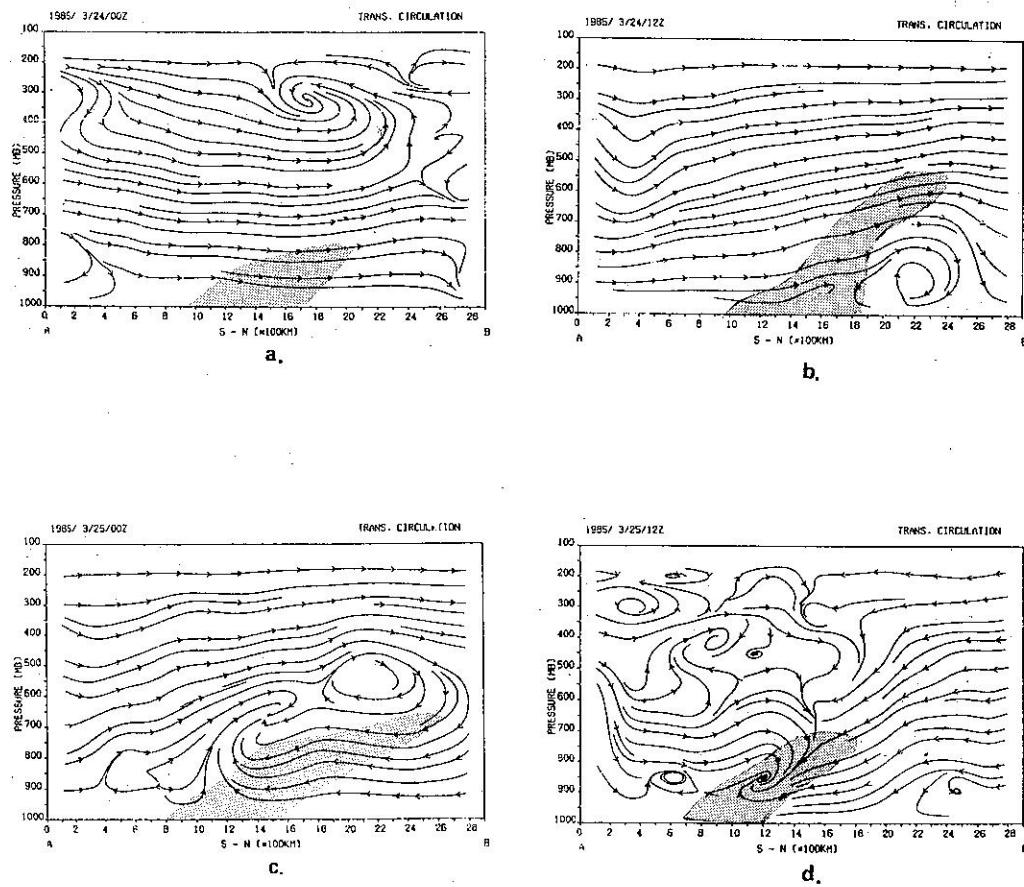
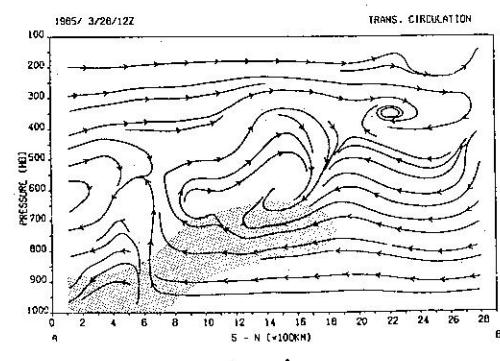
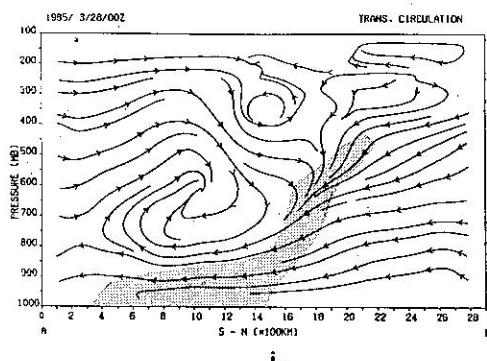
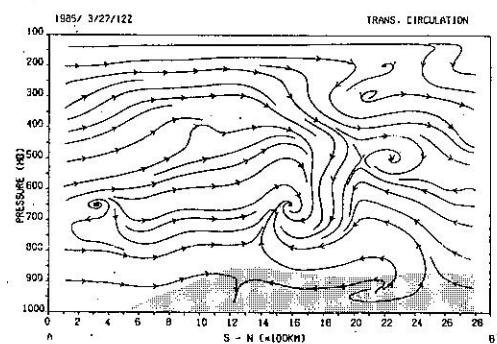
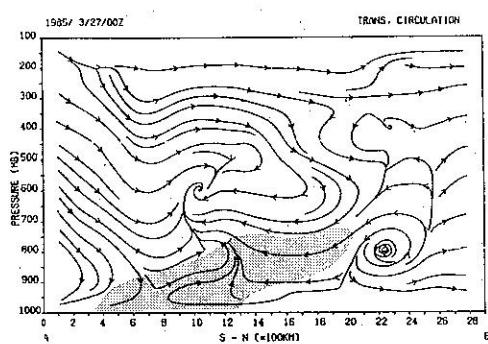
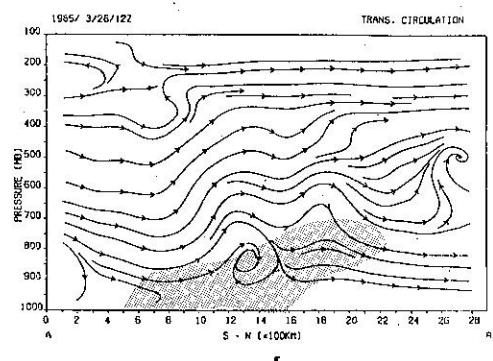
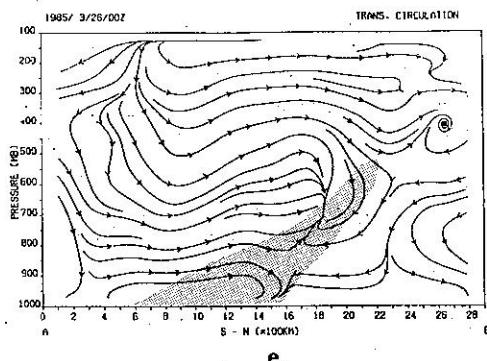
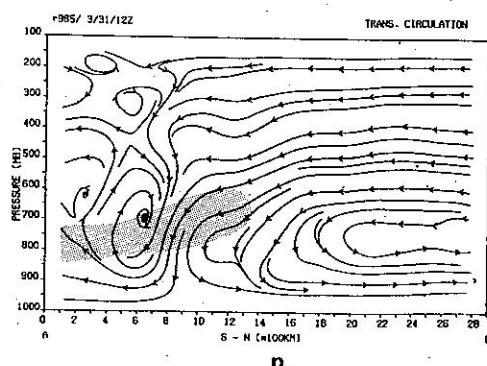
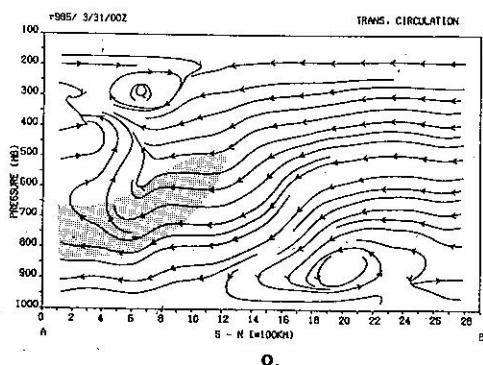
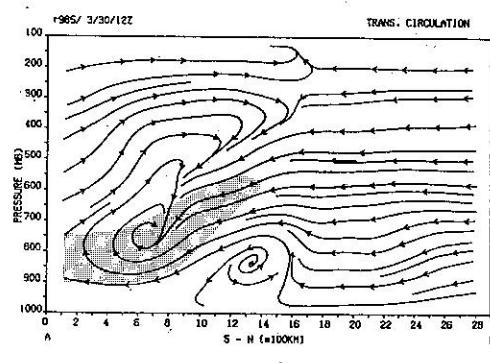
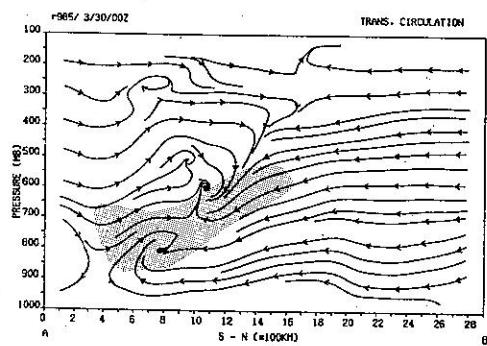
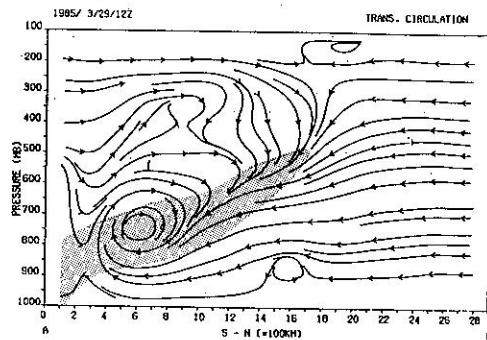
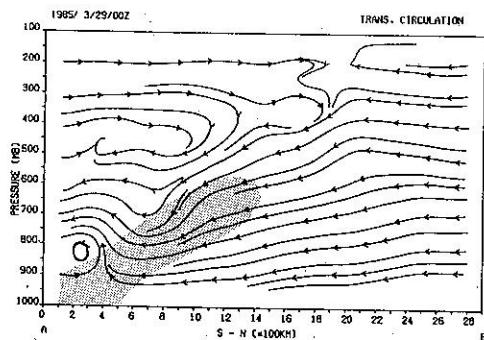


圖 3-2-3 南北剖面之垂直橫向環流

- (a) 為 1985 年 3 月 24 日 00z ;
- (b) 24 日 12z ; (c) 25 日 00z ;
- (d) 25 日 12z ; (e) 26 日 00z ;
- (f) 26 日 12z ; (g) 27 日 00z ;
- (h) 27 日 12z ; (i) 28 日 00z ;
- (j) 28 日 12z ; (k) 29 日 00z ;
- (l) 29 日 12z ; (m) 30 日 00z ;
- (n) 30 日 12z ; (o) 31 日 00z ;
- (p) 31 日 12z 。





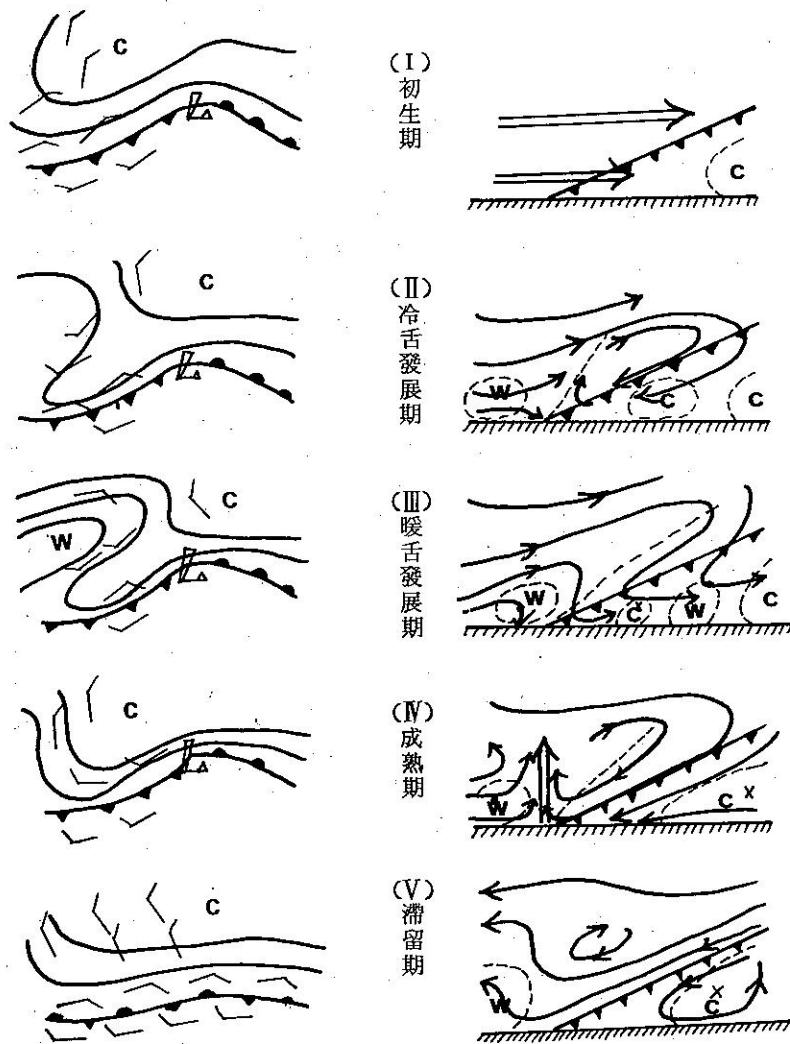
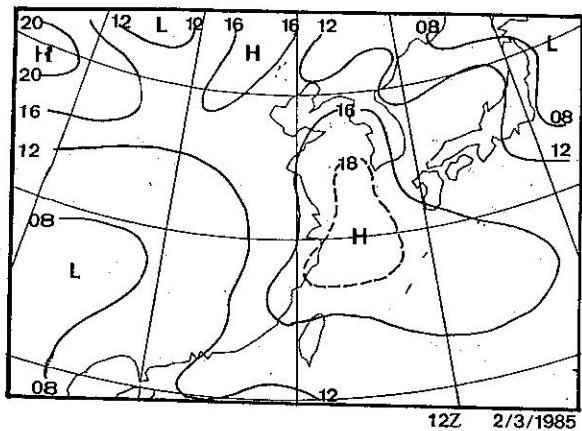


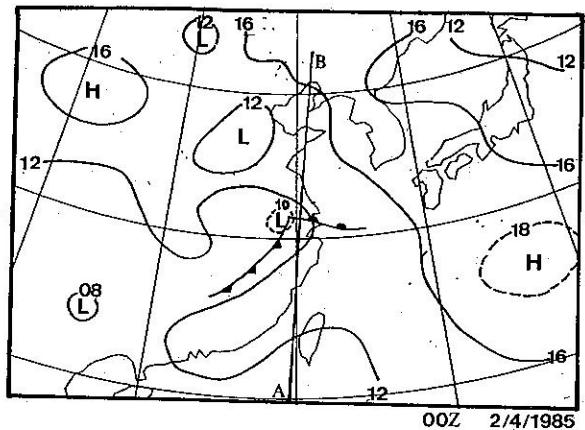
圖 3-2-4 鋒面帶演變過程示意圖

日期 測 時 間 站	4 00Z	5 12Z	6 00Z	6 12Z	7 00Z	7 12Z	8 00Z	8 12Z	9 00Z	9 12Z
上海	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
台北	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
屏東	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

表 4-2-1：1985 年 2 月 4 日至 9 日上海、台北、屏東
之地面觀測資料

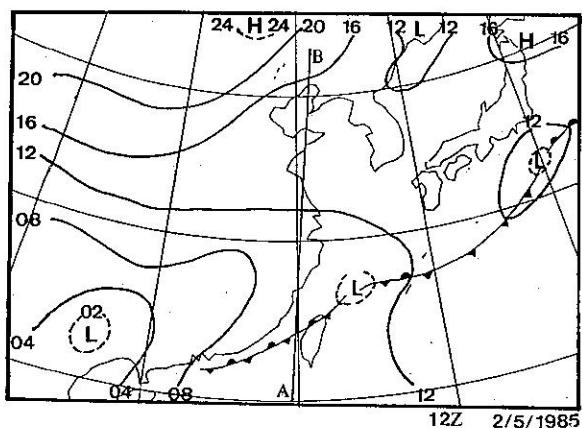


a.

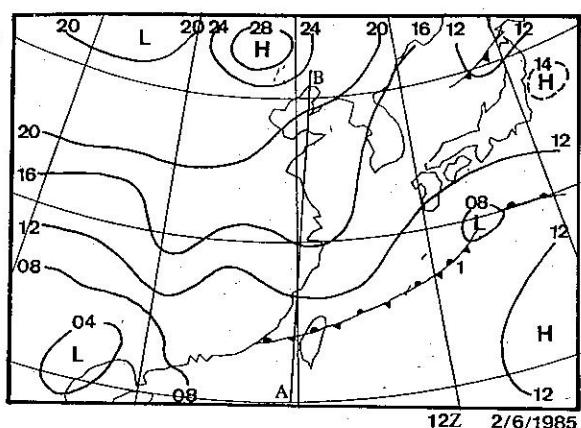


b.

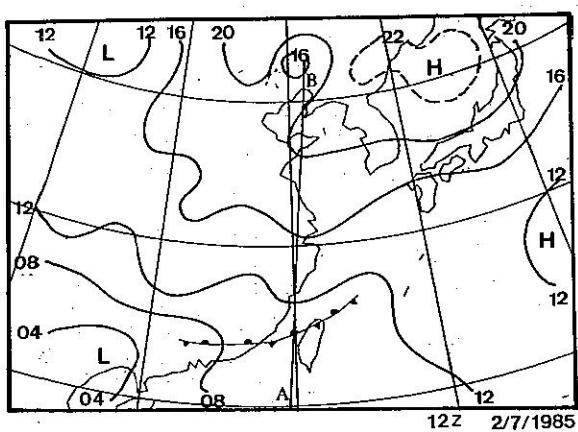
圖 4-1-1 1985 年 2 月 3 日至 10 日之地面天氣圖



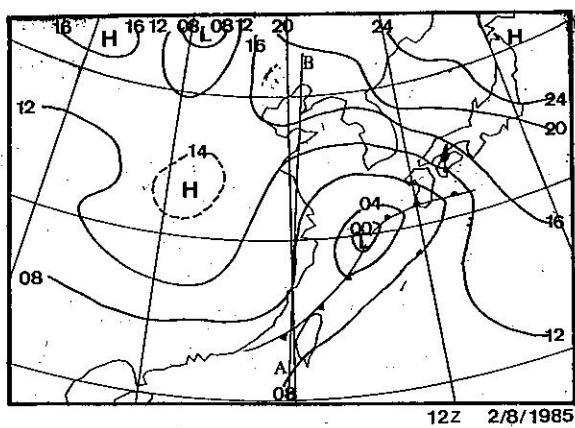
c.



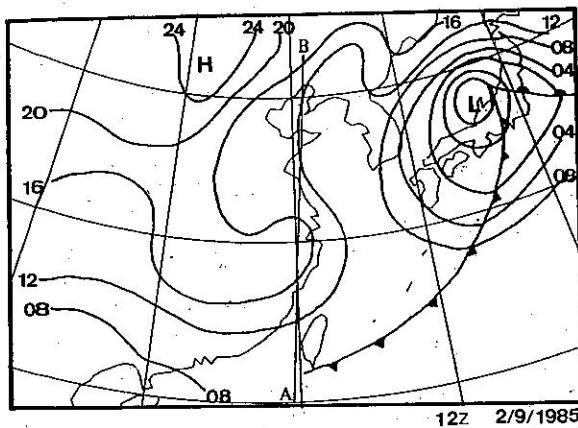
d.



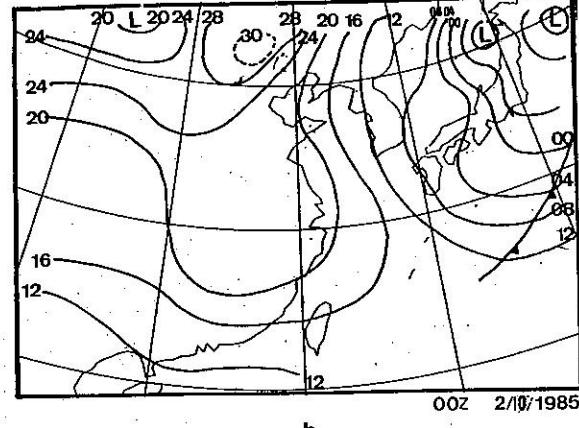
e.



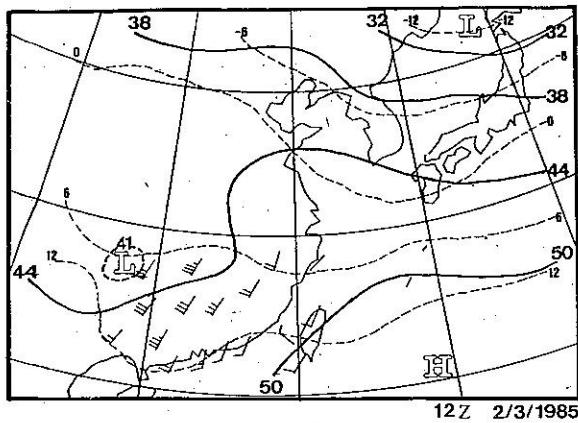
f.



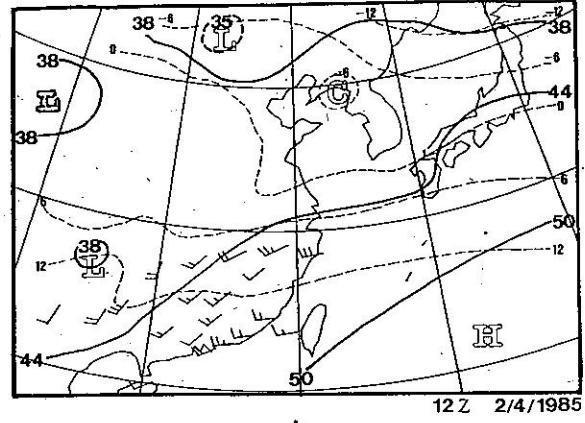
g.



h.

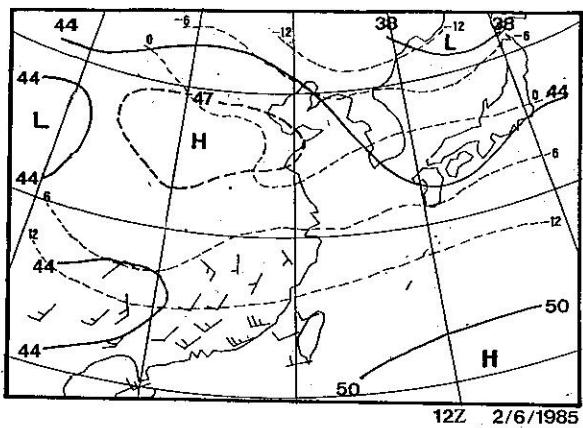


a.

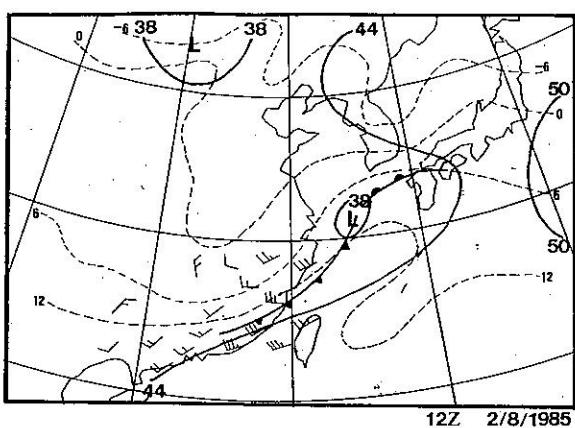


b.

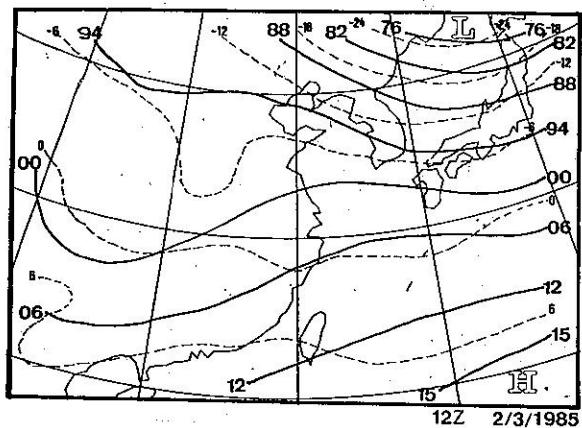
圖 4-1-2 1985 年 2 月 3 日至 8 日之 850 mb 天氣圖



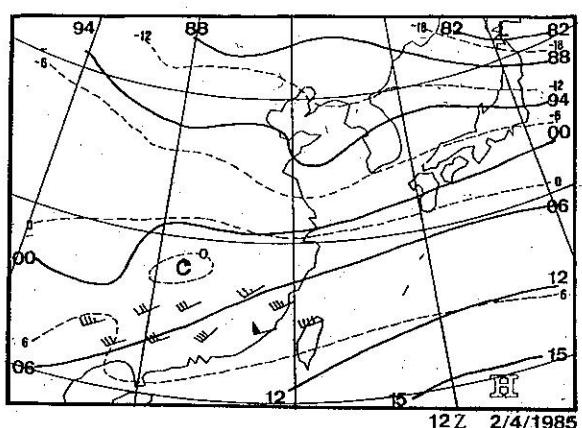
c.



d.

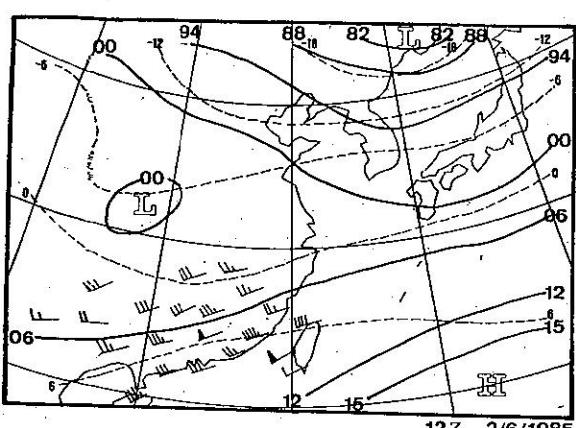


a.

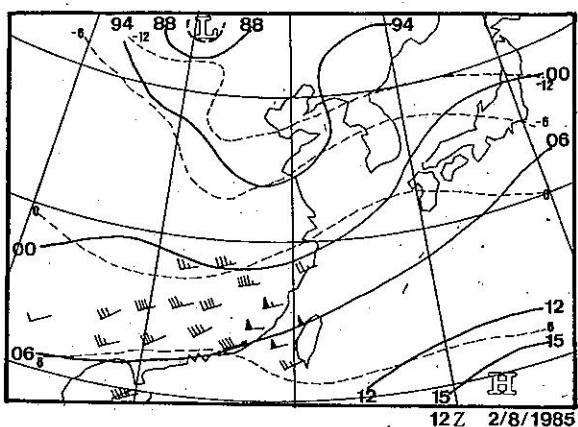


b.

圖 4-1-3 1985 年 2 月 3 日至 8 日之 700mb 天氣圖



c.



d.

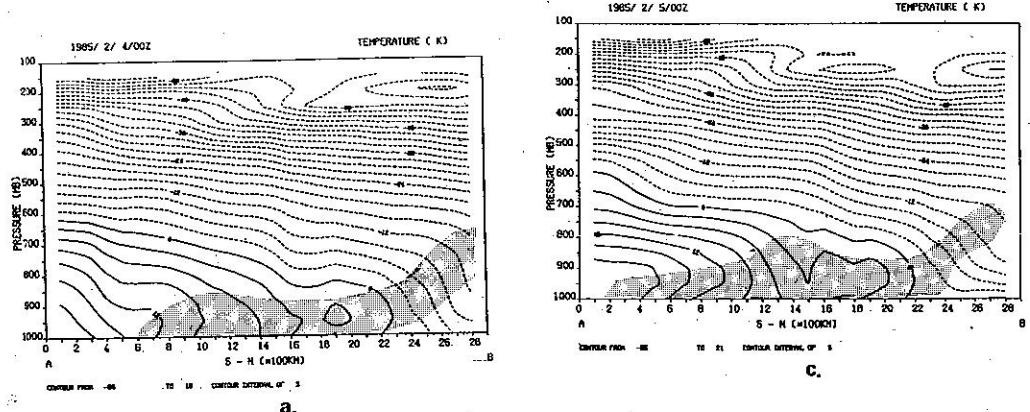
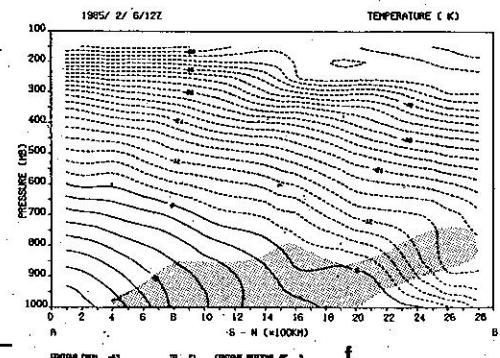
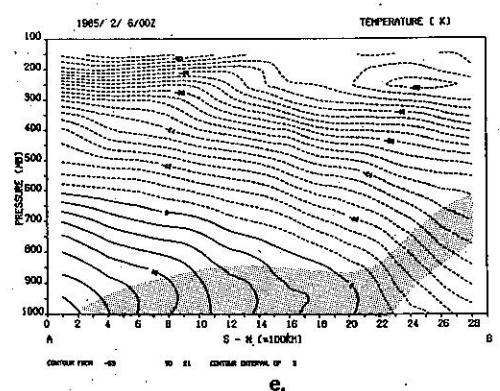
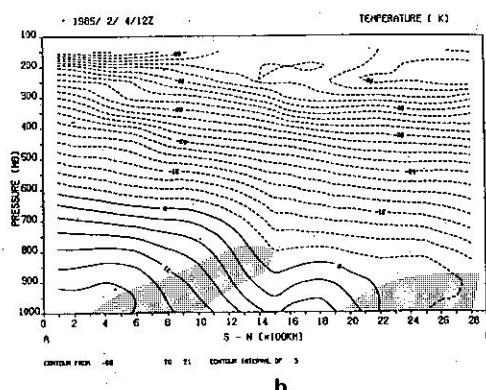
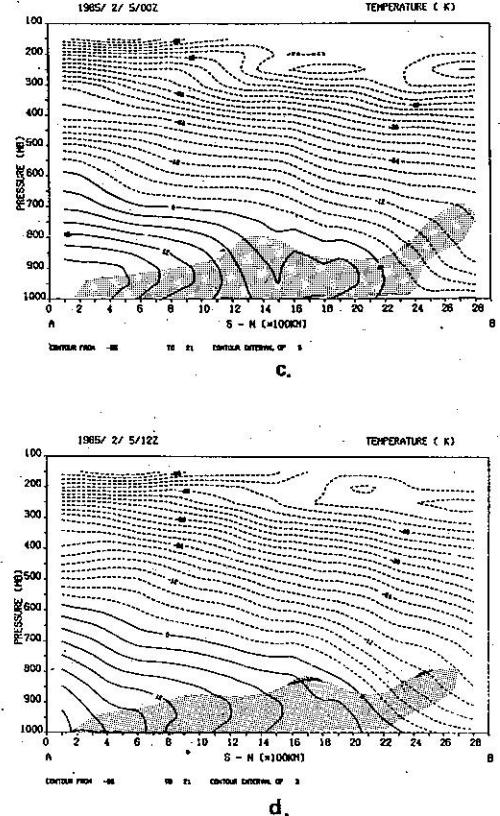
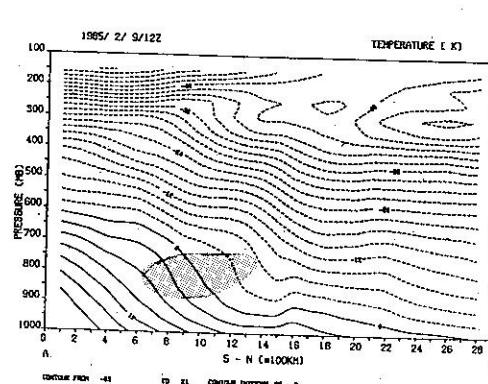
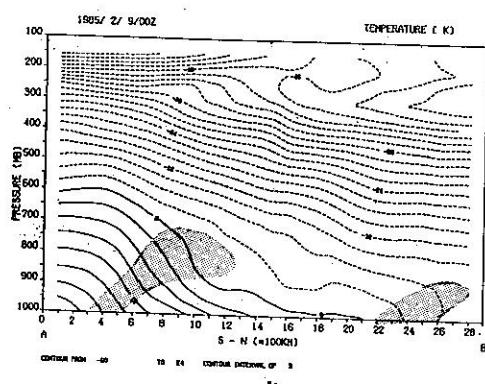
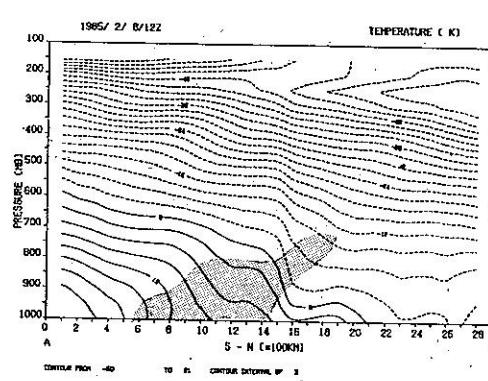
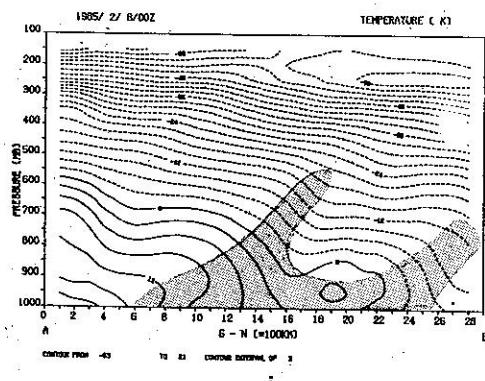
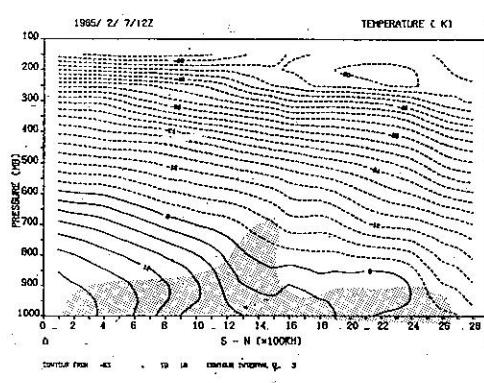
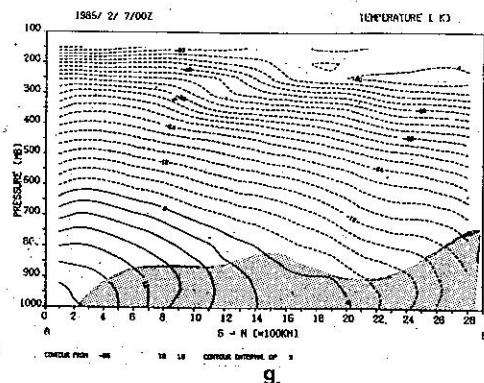
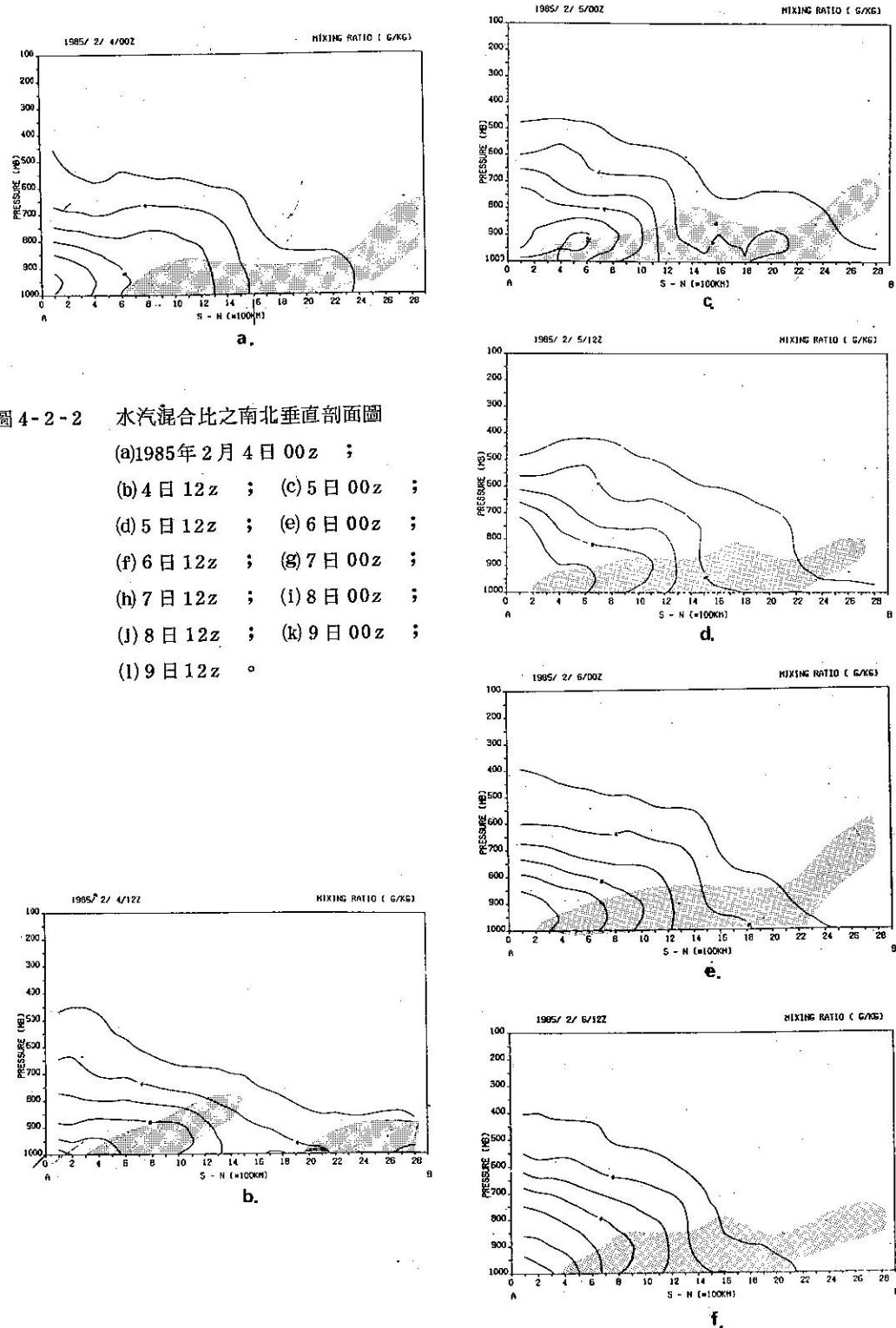


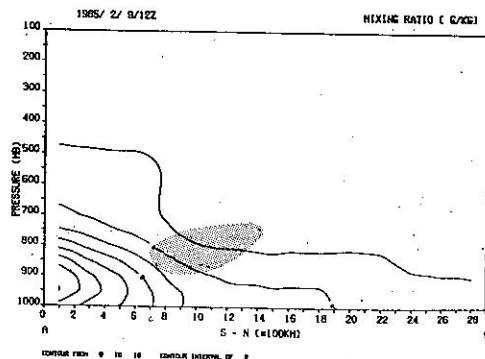
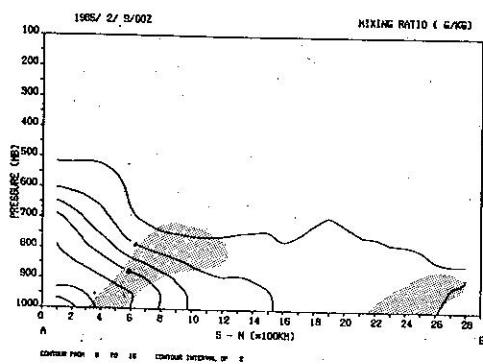
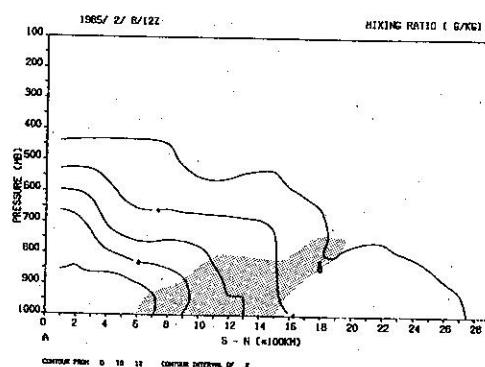
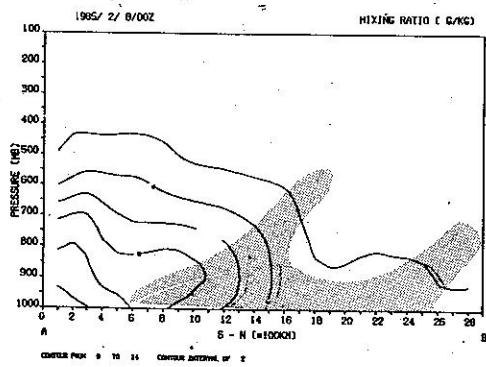
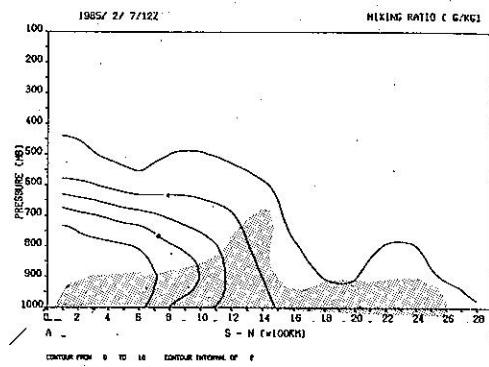
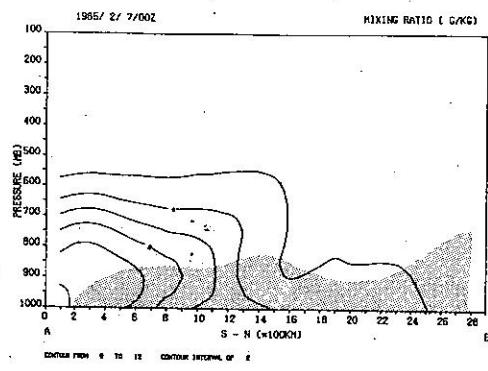
圖 4-2-1 氣溫之南北垂直剖面圖

- (a) 1985年 2月 4日 00z ;
- (b) 4 日 12z ; (c) 5 日 00z ;
- (d) 5 日 12z ; (e) 6 日 00z ;
- (f) 6 日 12z ; (g) 7 日 00z ;
- (h) 7 日 12z ; (i) 8 日 00z ;
- (j) 8 日 12z ; (k) 9 日 00z ;
- (l) 9 日 12z .









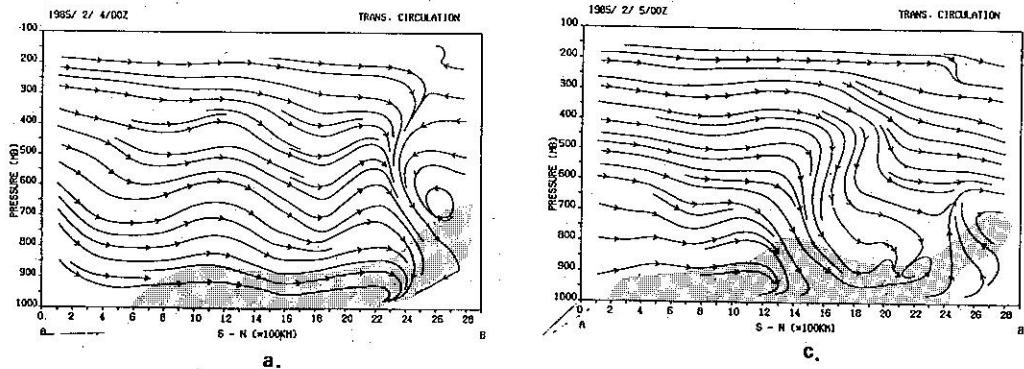


圖 4-2-3 南北剖面之垂直橫向環流

- (a) 1985年 2月 4 日 00z ;
- (b) 4 日 12z ; (c) 5 日 00z ;
- (d) 5 日 12z ; (e) 6 日 00z ;
- (f) 6 日 12z ; (g) 7 日 00z ;
- (h) 7 日 12z ; (i) 8 日 00z ;
- (j) 8 日 12z ; (k) 9 日 00z ;
- (l) 9 日 12z .

