

衛星探空反演應用在 1995 年 5 月 12 日至 13 日 梅雨鋒面豪雨個案之分析

陳萬金 劉振榮
中正理工學院 中央大學
應用物理系 太空及遙測中心

摘 要

1995 年 5 月 12 日至 13 日台灣東部及南部產生豪大雨，據天氣圖研判為原滯留在巴士海峽的梅雨鋒面系統北移，接近台灣南端所引起的。本文利用 NOAA 11 及 NOAA 12 四個通過台灣地區的 TOVS 探測資料反演大氣垂直溫濕剖面，並分析梅雨鋒面系統的垂直溫度場、高度場的結構。研究顯示，造成豪大雨的主因為伴隨梅雨鋒面的中尺度低壓系統，地面雨量測站降雨量報告證實降雨地區和中尺度低壓一致，降雨量多寡亦和中尺度低壓強度配合，另外由溫度場和高度場的垂直結構顯示，中尺度低壓為一正壓性質且發展高度受限在 500 mb 以下。

關鍵字：衛星探空反演、梅雨鋒面、中尺度低壓

一、前言

台灣地區每年 5 - 6 月期間正處於冬季東北季風與夏季西南季風交替的轉換過渡期，天氣主要型態為滯留台灣地區的梅雨鋒面系統，由於鋒面長時間停留以及南來氣流水汽豐沛，所以常造成台灣地區大量的降水，甚至造成災害性的豪大雨。造成豪大雨的原因，據陳與紀(1980)的研究認為是和伴隨梅雨鋒面系統的中尺度對流系統有關，他們且認為此類中尺度低壓生命史短，約 12 小時，以及垂直發展淺薄。由於分析中尺度低壓主要使用傳統觀測資料，而測站網格間距約 250 公里，只能觀測到綜觀尺度的天氣現象，若欲對中尺度現象有所了解，則必須使用較密集的觀測資料。因此以往對中尺度低壓之研究多偏重於 TAMEX 期間的密集觀測資料，由於 TAMEX 實驗

計畫需耗費大量人力、物力及財力，所以對中尺度低壓之研究相當不利，往後對中尺度低壓的研究必須找出一個符合經常性觀測且水平解析度高的方法。

由於衛星觀測的水平解析度遠較傳統探空觀測的解析度為優，所以適合研究中尺度天氣系統。圖 1 及圖 2 是一個比較的例子，在台灣附近區域(20°N ~ 30°N, 115°E ~ 125°E)內，傳統探空站只有 15 個，但衛星探空反演值卻有 900 個以上，約為傳統探空觀測資料密度的 60 倍，高密度的衛星探空反演值足以診斷分析中尺度天氣系統。NOAA 氣象衛星每 12 小時對同一地區觀測一次，以目前至少有二顆氣象衛星同時作業的狀況下，平均每 6 小時有一次觀測，所以能保持經常性。由於衛星觀測是一種客觀性、水平解析密度高及經

常性的例行觀測，對於每年 5 - 6 月經常發生於台灣地區的梅雨鋒面系統和中尺度對流系統的觀測、診斷、分析是相當有助益的。

國外利用衛星探空反演值進行中尺度天氣系統的分析相當普遍，如 Heinemann (1989) 即使用 TOVS 反演值分析 Weddell Sea 地區 (60°W 至 0°W) 的中尺度漩渦 (meso-scale vortices)，得到中尺度漩渦和冷中心 (cold air pools) 有相關的結果，反演的溫度場可提供 ECMWF 分析在資料稀疏處，如副極區，一些新的資料。Prangma (1989) 也以 TOVS 反演值分析 1989 年 6 月 7 日在法國西南部發生的颶線個案，他由反演的 1000 至 500 mb 厚度圖分析熱力漩渦 (thermal vortices)，追蹤颶線的軌跡。Klaes (1991) 使用 TOVS 反演值分析中尺度現象的周圍環境，得知使用 TOVS 反演值即可能描述中尺度現象的大環境以及其結構，尤其是雲簇 (cloud clusters) 和雷雨雲 (thunderstorm clouds)。

國內至目前為止尚未有利用衛星探空反演值進行天氣系統之分析，本研究乃首度嘗試以 TOVS 衛星探空反演結果分析梅雨期經常造成豪大雨的中尺度對流系統並以降雨量資料檢驗過去認定中尺度低壓與產生豪大雨關係的概念是否合理，並且利用衛星高解析度的優點，以確定中尺度低壓中心的位置強度以及垂直溫度高度結構分佈情形，冀望對中尺度低壓的瞭解有更深一層的認識並對台灣地區豪大雨的預報能有所貢獻。

二、資料來源

本文中所使用的衛星資料有 TOVS 探測資料，其中包括 HIRS 20 個頻道（1 個可見光頻道及 19 個紅外輻射頻道）以及 4 個 MSU 微波探測頻道。另外一種衛星資料是高解析度的 AVHRR 熱紅外輻射頻道。衛星資料皆由國立中央大學太空及遙測中心氣象衛星實驗室所提供，原始衛星資料

並經該實驗室處理，所以獲得的資料已經經過定位及輻射校正。TOVS 資料的時間有 4 筆，分別為 84 年 5 月 12 日 8 時、19 時以及 5 月 13 日 8 時、19 時。AVHRR 第四頻道的輻射資料共有 8 筆，分別為 5 月 12 日 18 時、21 時，5 月 13 日 2 時、7 時、10 時、13 時、18 時及 21 時。

傳統探空及地面觀測資料來源為中央氣象局，傳統探空有 4 筆資料，分別為 12 日 8 時、20 時以及 13 日 8 時、20 時；地面資料有 12 日 8 時及 13 日 8 時之地面天氣圖以及 13 日 5 時、8 時、11 時、14 時、17 時和 20 時的 3 小時地面累積雨量。

三、大氣垂直溫濕剖面反演

紅外的輻射傳遞方程可表示如下

$$I = B(T_s)\tau_s - \int_0^{P_s} B[T(P)] \frac{\partial \tau}{\partial P} dP \quad (1)$$

其中 I 為衛星輻射強度觀測值， B 是普朗克函數， T_s 代表地表溫度， $T(P)$ 代表各氣壓值的溫度，積分上下限 P_s 及 0 分別代表地表及大氣層頂高度處的氣壓值， τ 是透射函數， τ_s 是全氣柱的透射函數。在吸收氣體的垂直分布和地表溫度已知的情況下，可透過衛星的觀測輻射值，反演出氣溫垂直分布。另一方面，若已知氣溫垂直分布和地表溫度，則也可透過衛星的觀測輻射值反演出吸收氣體的垂直分布。以往疊代法只能在已知地表溫度及溫度垂直剖面已知時，再求出垂直濕度剖面；或者在已知地表溫度及濕度垂直剖面已知時，再求出垂直濕度剖面，無法同時求出垂直溫濕剖面。由於 TOVS 反演中所使用二氧化碳吸收頻道和水汽吸收頻道並非全為理想的單一氣體吸收頻道，而是有些吸收頻道包括了二氧化碳和水汽的吸收，所以這些頻道的輻射強度觀測值是二氧化碳和水汽共同吸收下的合成值，由這些合成輻射值無法將氣溫垂直分布和水氣垂直分布的資訊區分出來。所以很難透過適

當的演算法，單獨地決定出氣溫垂直剖面或水汽垂直剖面。Smith 等人(1985)提出了同時物理反演法同時反演出地表溫度和垂直的溫濕剖面值，解決了使用疊代法因做不合理的假設而所造成的困擾，且由於其具有獨特的優點，因此近年來同時物理反演法就廣為大家所接受。其輻射傳遞方程的擾動形式如下：

$$\begin{aligned} \delta I = & \int_0^{P_s} \delta U \left[\frac{\partial T}{\partial P} \frac{\partial \tau^*(U)}{\partial U} \frac{\partial B(T)/\partial T}{\partial B(T_B)/\partial T_B} \right] dP \\ & - \int_0^{P_s} \delta T \left[\frac{\partial \tau^*(U)}{\partial P} \frac{\partial B(T)/\partial T}{\partial B(T_B)/\partial T_B} \right] dP \\ & + \delta T_s \frac{\partial B(T_s)/\partial T_s}{\partial B(T_B)/\partial T_B} \tau_s^* \end{aligned} \quad (2)$$

其中 T_B 是亮度溫度， U 是可降水量， δ 值代表實際剖面與某一已知參考剖面之差值。為了求取(2)式中之 δU 、 δT 和 δT_s ，我們可選取任意的氣壓函數 $\phi(P)$ 使得

$$\delta q(P) = q \sum_{i=1}^L C_i q_0(P) \phi_i(P) \quad (3)$$

$$\delta T(P) = - \sum_{i=L+1}^K C_i \phi_i(P) \quad (4)$$

其中 L 為描述水汽剖面的基本函數之個數， $(K-L)$ 則為描述溫度剖面基本函數之個數， g 為重力加速度，而 $q(P)$ 則為水汽之混合比剖面，下標為 0 之值則代表已知之參考剖面值。(3)式乃是由氣體方程式和靜水方程式得來，因此

$$\delta U(P) = \sum_{i=1}^L C_i \int_0^P q_0(P) \phi_i(P) dP \quad (5)$$

設若令 $C_0 = \delta T_s$ ，且

$$A_{0,j} = \frac{\partial B(T_s)/\partial T_s}{\partial B(T_B)/\partial T_B} \tau_s^*$$

而在 $1 \leq i \leq L$ 時，

$$\begin{aligned} A_{i,j} = & \int_0^{P_s} \left[\int_0^P q_0(P) \phi_i(P) dP \right] \\ & \frac{\partial T}{\partial P} \frac{\partial \tau^*(U)}{\partial U} \frac{\partial B(T)/\partial T}{\partial B(T_B)/\partial T_B} dP \end{aligned}$$

在 $L < i \leq K$ 時，

$$A_{i,j} = \int_0^{P_s} \phi_i(P) \frac{\partial \tau^*(U)}{\partial P} \frac{\partial B(T)/\partial T}{\partial B(T_B)/\partial T_B} dP$$

其中 j 代表所使用的頻道，則(2)式可改寫為：

$$\delta T_{B,j} = \sum_{i=0}^K C_i A_{i,j} \quad (6)$$

若以矩陣方式表示，則(6)式可改寫為：

$$\delta \vec{T}_B = A \vec{C} \quad (7)$$

因此，以最小平方法即可求解得：

$$\vec{C} = (A^T A)^{-1} A^T \delta \vec{T}_B \quad (8)$$

其中 A 可由已知之參考剖面值求得， $\delta \vec{T}_B$ 為衛星觀測得之各遙測頻道亮度溫度與其由已知參考剖面求得之亮度溫度之差值。在每一個 C_i 值均求得以後，將其代入(4)和(5)式，則 $\delta U(P)$ 和 $\delta T(P)$ 即可求得。再將此 δ 值加回已知各參考剖面值，則實際的地表溫度和垂直溫濕剖面即可求得。

四、分析與討論

(一) 綜觀天氣概況

梅雨期滯留鋒起自呂宋島東方海面，向西延伸經巴士海峽至西沙島海面，自 5 月 12 日起因北方高壓減弱，而逐漸向北移動，台灣中南部因受梅雨鋒面接近影響，有大雨至豪雨產生。5 月 13 日 8 時，梅雨鋒面已北移至台灣南部外海，鋒面起自琉球南方海面，向西延伸經巴士海峽至東沙島海面。鋒面一日之內向北移動了約 200 公里，造成台灣地區都產生降水及雷陣雨，尤其中南部地區產生大雨及豪雨，很顯然這種區域性的劇烈天氣變化不是綜觀尺度天氣系統，而是由中尺度天氣系統所產生的。

圖 3 及圖 4 分別為 5 月 12 日 8 時及 13 日 8 時的地面天氣圖，由圖中可看出這段期間，台灣地區受此滯留鋒影響全省多雲雨，另比較二圖亦可看出滯留鋒明顯北移的現象，造成台灣中南部地區豪大

雨的發生。

(二) 衛星雲圖

本研究收集了梅雨期間 NOAA 11、12 和 14 AVHRR 高解析度的雲圖資料，以期密切追蹤梅雨鋒面的移動與發展。NOAA 衛星是太陽同步衛星，所以每 12 小時會通過台灣一次，結合兩顆衛星則每 6 小時有一次觀測資料，本研究結合了三顆衛星，故有一半是 6 小時一次，另一半是 3 小時一次，如此高密度高解析的觀測資料對中尺度現象的發生、成長和消散等生命期的監視與了解有相當大之助益。

圖 5 為 13 日 18 時雲圖，此時鋒面強度達到顛峰，在台灣南端海域附近有發展極為旺盛的中尺度對流複合體(MCS)，垂直結構相當紮實，發展亦高。圖 6 為 13 日 21 時雲圖，MCS 隨著鋒面系統向東北向移動至台東外海。

(三) 地面降雨觀測

本文以 TOVS 探空衛星資料反演梅雨期間台灣地區的垂直溫濕剖面，並據以分析中尺度低壓的特性。根據過去對台灣地區梅雨的研究顯示，梅雨期的中尺度低壓和降水有密切的關係，尤其是大雨或豪雨。因此本文對於分析結果以地面降水資料來加以驗證。

13 日 17 時(圖 7) 雨勢擴及至中南部山區，此時衛星雲圖(圖 5) 顯示對流雲系發展完整，有許多 MCS 發展在台灣南端附近海域，造成該地區有極強的豪雨產生，蘭嶼此時降雨量為 139 mm。13 日 20 時(圖 8) 降水達到高峰，台灣整個中南部都有大雨產生，花蓮、中部山區及南部降雨量在 10 至 20 mm 之間，台東及屏東地區則產生 30 至 60 mm 的豪雨，蘭嶼地區有極強的降水匠雨量高達 219 mm。

(四) TOVS 反演結果分析

傳統探空資料由於水平解析度約 250 公里所以只能分析出綜觀天氣現象，對於比其分析較小的中尺度天氣現象無能為力。但是衛星探空反演依恃其優越的水平解析度，能輕易地分析出 200 公里以下，50 公里以上的中尺度天氣系統。

5 月 13 日 8 時的地面天氣圖(圖 4) 顯示原滯留巴士海峽的梅雨鋒面已接近台灣南端海域，地面測站亦有降水記錄報告，如台東、屏東有 10 mm 以上的降雨量。當時的衛星資料反演結果如下，850 mb 至 500 mb 三層重力位高度場(圖 9 至圖 11) 顯示在台東及屏東地區有一槽線存在且結構性良好，較在此之前的其他槽線強且發展完整，其中 850 mb 槽線中心為 1518 m 較周圍環境低了 22 m 之多；700 mb 亦較周圍低了 24 m，500 mb 中心處以減弱為只較周圍低了 6 m。顯示此槽線系統發展有限，強度集中在 850 至 700 mb 之間。另外由溫度場的結構來看(圖 12 至圖 14) 在 850 mb 層屏東及台東地區有一冷心，但 700 mb 則較為暖心，500 mb 則無任何冷暖心。溫度場顯示梅雨鋒面熱量的交換此刻只侷限於 850 mb 底層尚未向上延伸。

5 月 13 日 19 時衛星探空反演值顯示梅雨鋒面已明顯影響台灣南半部，尤其是台東地區及蘭嶼。垂直重力位高度場(圖 15 至圖 17) 顯示在台東外海有二個低壓槽中心，另外台東東南外海 100 公里處亦有一個低壓槽中心，此時低壓槽強度較 13 日 8 時來得大且深，在 850 mb 層近海的兩個中心分別為 1505 m 及 1495 m，較周圍環境分別低了 35 m 及 45 m，另外離岸較遠的中心亦比周圍低了 35 m。700 mb 層其低壓槽中心依弱而強，近而遠，亦分別較周圍低了 50 m、60 m 和 71 m。500 mb 層則近海兩個低壓槽中心已經縮小為一，強度亦減弱，只較周圍低了 60 m，而外海較遠的低壓槽中心強度仍大，中心較周圍低了 139 m。由當時的地

面降雨資料顯示整個中南部皆有降雨，尤其在台東、屏東地區有大雨產生，蘭嶼則有豪雨發生。另外此刻之溫度場的結構（圖 18 至圖 20）顯示在低壓槽中心位置皆有相對應之冷心配合，850 mb 層冷心依弱而強，近而遠，分別較周圍低了 4 K、6 K 及 7 K；700 mb 層近海之冷心已化為一個，溫度較周圍低了 3 K，離海岸較遠之冷心仍然維持和周圍相差 7 K 之溫差；500 mb 層則近海之冷心已減弱之不甚明顯，只較周圍冷了 2 K 左右，但另一較遠之冷心也保持 6 K 之溫差。由以上垂直溫度場及高度場的分析可診斷出造成台東及屏東地區大雨以及蘭嶼造成豪雨的梅雨鋒面是屬於正壓性質的亞熱帶天氣系統，其特徵與中緯度地區斜壓性質的鋒面系統完全不一樣。另由其溫度場和高度場垂直強度的變化趨勢顯示此正壓鋒面系統發展淺薄一般只發展至 500 mb 以下，不若斜壓系統由於垂直溫度場與高度場相位相互配合良好，相當利於垂直發展，所以一般可發展至 300 mb 以上。

即使梅雨鋒面系統造成如此大雨和豪雨，但是由傳統探空資料所得之分析圖仍然診斷不出中尺度低壓系統的存在，由垂直重力位高度場（圖 21 至圖 22）來看整個台灣沒有任何天氣系統發生，再由垂直溫度場（圖未示）來看，只有在花蓮出現一冷心，對於台東、屏東地區毫無任何冷心的跡象。造成這種差異，完全是由於傳統探空測站相當稀疏，所以對於小於其分佈尺度之天氣現象是毫無掌握之能力，此方面唯有依賴水平解析度密集的衛星探空資料才能監視中尺度天氣系統診斷分析其位置、強度及垂直結構。

五、結論與未來展望

本文首度以 TOVS 衛星探空資料反演分析值探討台灣地區梅雨期間經常造成大雨和豪雨的中尺度低壓系統，由 4 個連續通過台灣地區的衛星探空觀測資料成功地分析出 5 月 12 日起原滯留在巴

士海峽一帶的梅雨鋒面系統逐漸北移而產生的中尺度低壓系統，並對其中心位置、強度及垂直結構都有明確的認識。由溫度場及重力位高度場垂直結構的分佈情形更說明在台東、屏東地區因梅雨鋒面所產生的中尺度低壓屬於亞熱帶地區特有的正壓天氣系統，其發展高度侷限於 500 mb 以下，研究顯示在中尺度天氣系統的方面上衛星探空反演的獨特優越性遠勝過傳統的探空觀測分析，因此未來台灣地區豪大雨的研究必須多倚重衛星探空觀測資料，因為只有衛星才能提供如此高時間密度、高空間密度且不受地域影響的觀測資料。由同時間的傳統探空觀測分析即可看出無論在垂直溫度場結構或高度場結構皆無法偵測出中尺度低壓系統的存在，在在證實了傳統探空的侷限性及不適性。

台灣梅雨期鋒面是 5 - 6 月期間台灣降雨的主要原因，而造成豪大雨的主要因素是伴隨鋒面的中尺度對流系統。由於豪大雨造成台灣地區重大災害，不但民生、交通和經濟產生嚴重的損失，亦造成人民生命財產重大的威脅，因此台灣地區豪雨的研究被列為大氣科學學門中未來重點研究之一。以往國內從事此方面的研究著重於 TAMEX 期間密集的觀測，但如此龐大的實驗計畫不但長久才能進行一次，且需花費大量物力、人力和財力，實非長久研究豪大雨可行之道。本文所使用之衛星探空資料正是未來研究豪大雨最可行的方法之一，未來將持續此方面之研究，期望能對豪大雨的研究有所貢獻。

參考文獻

1. 陳泰然, 紀水上, 1980: 台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究, 大氣科學, 7, 39-48.
2. Heinemann, G, 1988: On the use of TOVS data for studies of meso-scale vortices in the Wedell sea (Antarctic) Tech. Proc. Fifth International TOVS

- Study Conference, 184-200.
3. Kleas K. Dieter, 1990: The environment of meso-beta phenomena with TOVS. Tech. Proc. Sixth International TOVS study Conference, 211-217.
4. Prangma, G.J., 1988: A squall line over southwestern France: 7 June 1987. Description of the synoptic situation preceding the afternoon event. The TOVS Northern hemisphere case study. Tech. Proc. Fifth International TOVS Study Conference, 303-312.
5. Smith, W. L., H. M. Woolf, and A. J. Schreiner, 1985: Simultaneous retrieval of surface atmospheric parameters: A physical and analytical direct approach. In "Advances in Remote Sensing Retrieval Methods", edited by A. Deepark, H.E. Fleming, and M.T. Chahine, A. Deepark Publishing, Hampton, Virginia, North America, 221-232.

**A case study of severe rainfall of Mei-Yu front on
May 12 through 13, 1995 by TOVS retrievals**

Wann-Jin Chen

**Department of Applied Physics
Chung Cheng Institute of Technology**

Gin-Rong Liu

**Center for Space and Remote Sensing
National Central University**

Abstract

TOVS data ranging from 12 May 08 LST to 13 May 20 LST were used to retrieve atmospheric vertical profiles. And the retrieval results were used to analyze a Mei-Yu front, which keeping stationary in the Bashi Channel and moving northwards after 12 May 08 LST. The relationship between the meso-convective system accompanying with the Mei-Yu front and the heavy rainfall occurred at Ping-Tung and Tai-Tung areas and severe rainfall at Lan-Yu area were investigated.

It was shown that the location and intensity of meso-low convective system can be detected and recognized by satellite retrieval analysis data. In addition the vertical structure of geopotential high field and temperature field were also depicted by retrieval data. The meso-low was proved to be a barotropic system for the fact that their temperature field and geopotential height are in phase at each pressure level. Three-hourly accumulated rainfall showed that the location of the meso-low convective system matches with that of heavy rainfall, and the intensity of meso-low has a good relationship with the amount of rainfall.

Key words: retrieve, meso-low, Mei-Yu

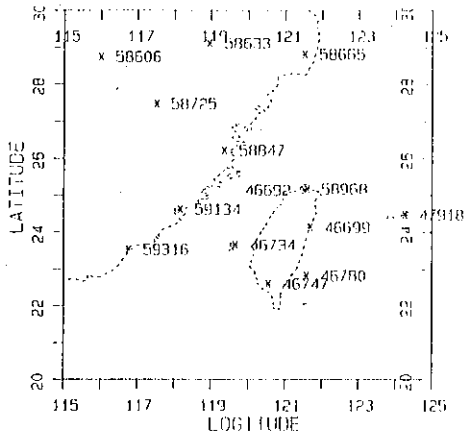


圖1. 本研究區域(20°N ~ 30°N, 115°E ~ 125°E)內傳統探空觀測站地理位置分佈，圖中有 15 個探空測站。

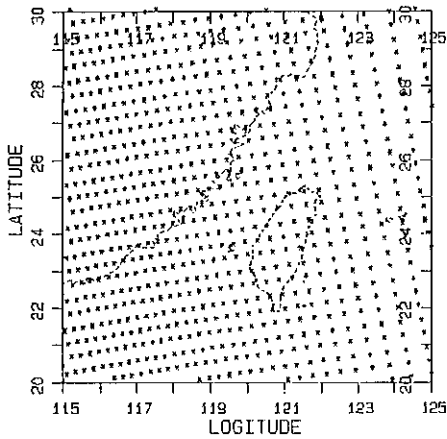


圖2. 同圖 1，但為衛星探空反演值地理位置分佈，圖中有 900 個以上的探空反演值，約為傳統探空觀測數目的 60 倍。

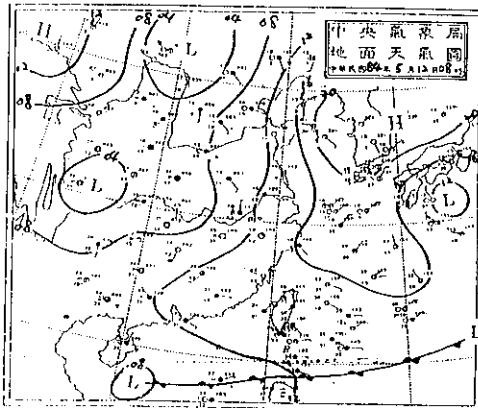


圖3. 1995 年 5 月 12 日 8 時東亞地區地面天氣圖 (中央氣象局提供)。

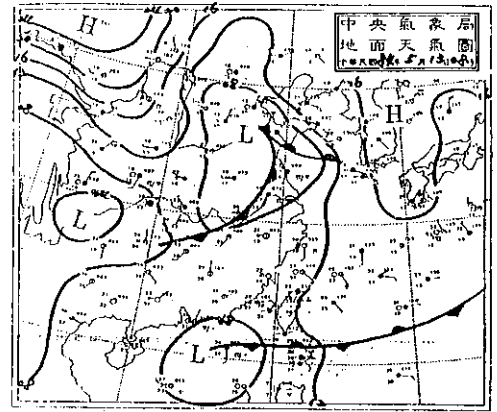


圖4. 1995 年 5 月 13 日 8 時東亞地區地面天氣圖 (中央氣象局提供)。

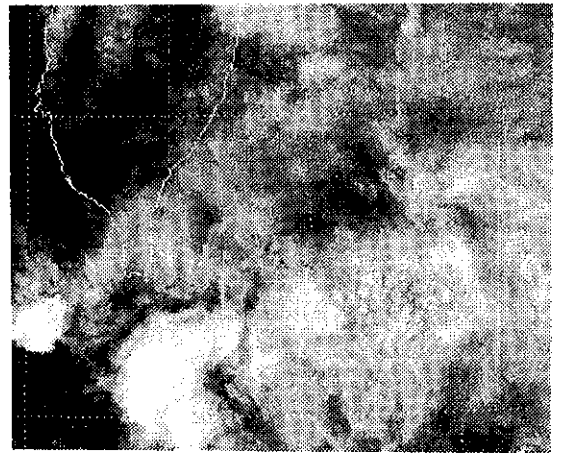


圖5 1995 年 5 月 13 日 18 時 AVHRR 第四頻道紅外線衛星雲圖。台灣南端海域出現許多中尺度對流複合體。

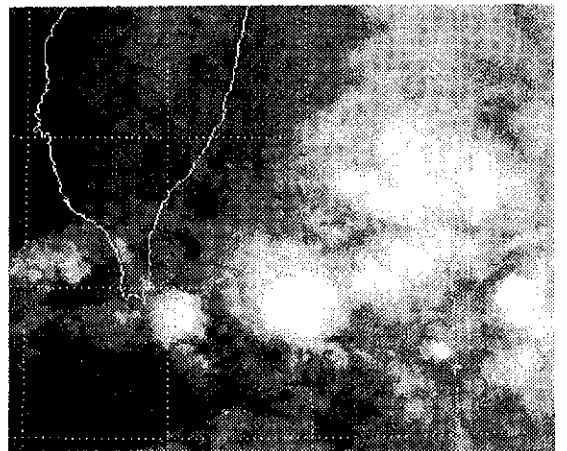


圖6 同圖 5，但為 5 月 13 日 21 時之衛星雲圖。中尺度對流複合體持續發展，並向東北向行。

95/05/13/09 SUF RAIN

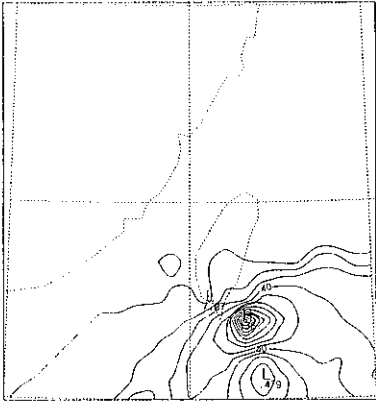


圖 7 1995 年 5 月 13 日 17 時累積 3 小時地面雨量等值線分佈圖。

95/05/13/00 700 MB H

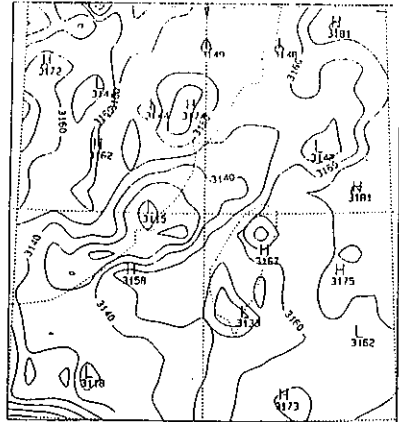


圖 10 同圖 9，但為 700 mb 層。

95/05/13/12 SUF RAIN

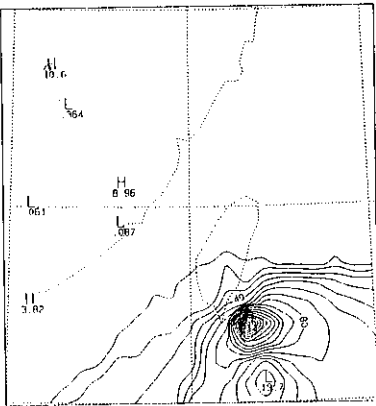


圖 8 同圖 7，但為 13 日 20 時之雨量等值線分佈圖。中南部有豪大雨發生。

95/05/13/00 500 MB H

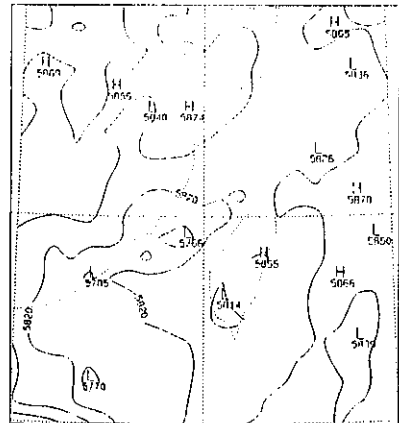


圖 11 同圖 9，但為 500 mb 層。

95/05/13/00 850 MB H

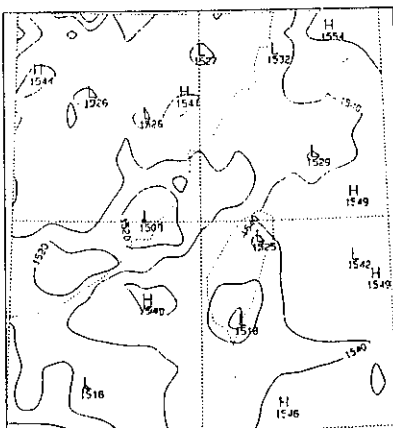


圖 9 1995 年 5 月 13 日 8 時衛星探空反演 850 mb 層重力位高度場等值線分佈圖。

95/05/13/00 850 MB T

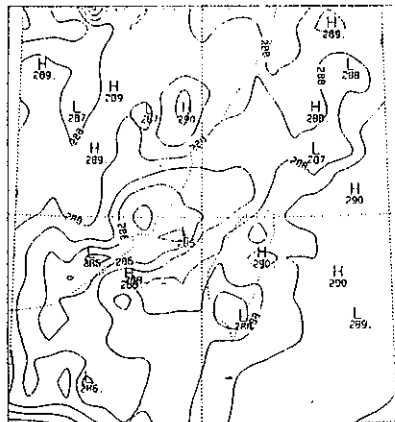


圖 12 1995 年 5 月 13 日 8 時衛星探空反演 850mb 層溫度場等值線分佈圖。

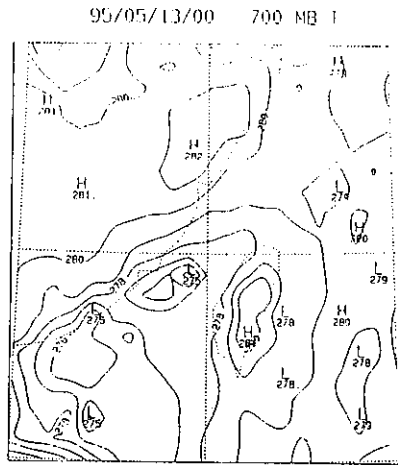


圖 13 同圖 12，但為 700 mb 層。

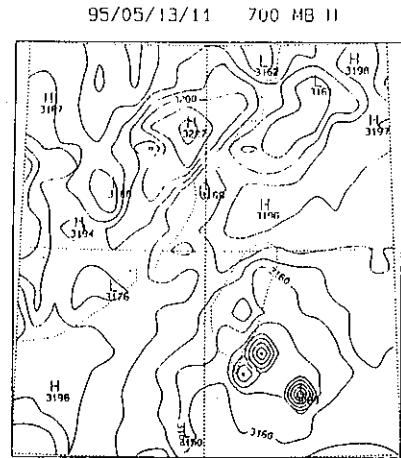


圖 16 同圖 15，但為 700 mb 層。

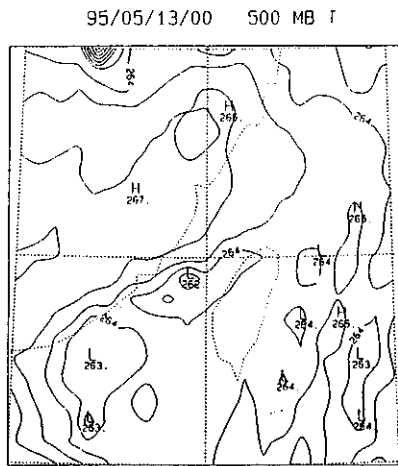


圖 14 同圖 12，但為 500 mb 層。

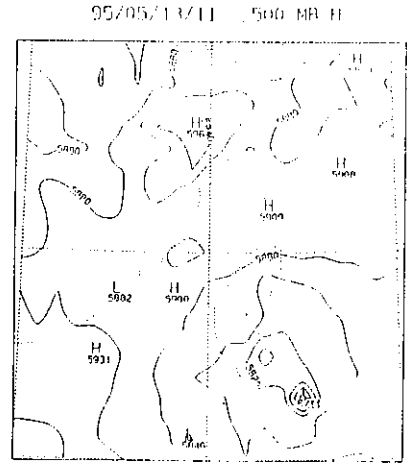


圖 17 同圖 15，但為 500 mb 層。

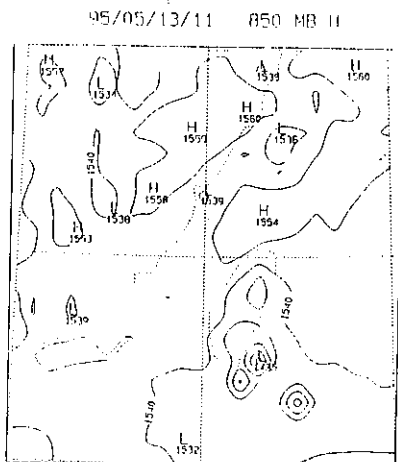


圖 15 1995 年 5 月 13 日 19 時衛星探空反演 850mb 層重力位高度場等值線分佈圖。

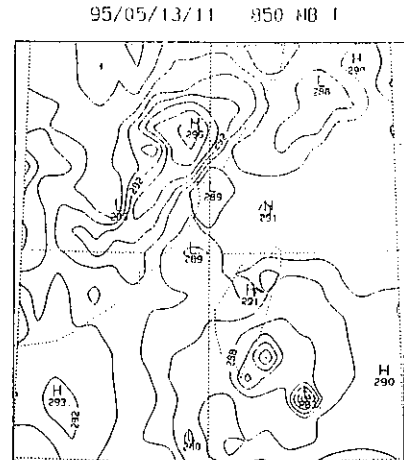


圖 18 1995 年 5 月 13 日 19 時衛星探空反演 850mb 層溫度場等值線分佈圖。

95/05/13/11 700 MB T

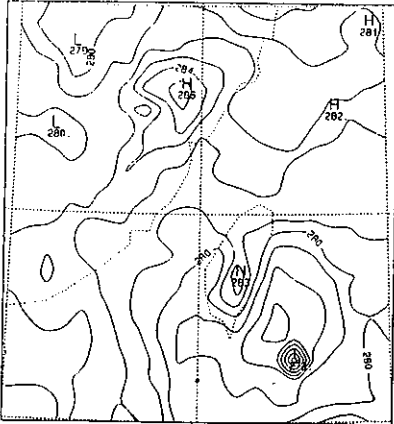


圖 19 同圖 18，但為 700 mb 層。

95/05/13/11 700 MB H (SND)

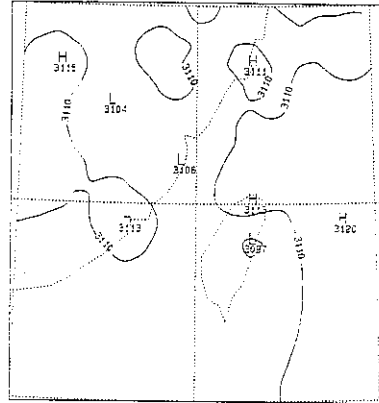


圖 22 同圖 21，但為 700 mb 層。

95/05/13/11 500 MB T

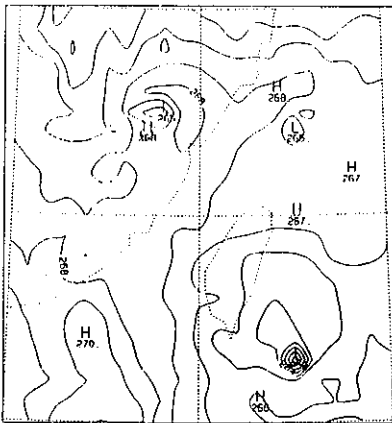


圖 20 同圖 18，但為 500 mb 層。

95/05/13/11 850 MB H (SND)

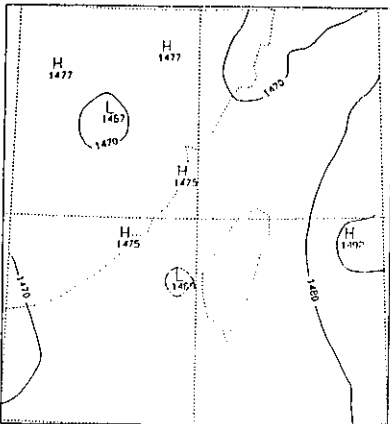


圖 21 1995 年 5 月 13 日 19 時傳統探空觀測 850mb 層重力位高度場等值線分佈圖。