

TAMEX期間弱擾動冷鋒之中尺度動力場分析

何台華 張茂興

中正理工學院應用物理系

周仲島

國立台灣大學大氣科學系

摘 要

TAMEX IOP 9 期間 (民國 76 年 6 月 15 日) 有一弱擾動的冷鋒，以 6 m/s 的速度向南移動，通過台灣東部陸地和附近海域，NOAA P-3 氣象飛機以六個不同高度 (150m、300m、450m、600m、900m 和 1500m) 南北向穿越此鋒面系統。本文根據飛機實測資料，利用 U^2 、 W^2 及 W^3 的紊流分佈和 U 、 V 的風速切變，並配合 ρ' (擾動密度) 的變化，以決定鋒前導線的位置，進而組合 U 、 V 、 W 、 P' (擾動氣壓)、 θ_e (相當位溫)、 θ (位溫) 和 Q_1 (液態水含量) 的垂直剖面圖及估算鋒面附近動量和熱量的垂直傳送，以了解此弱擾動冷鋒之垂直結構和變化機制。

研究結果發現：在鋒前導線後的低層部份 (高度介於 150m 與 450m 間) 為強盛東北風，水平風速最高可達 10m/s，高度在 900m 以上則為微弱東南風，配合壓力場的分佈顯示此鋒面大部分由中尺度高壓系統主導，但沿著鋒面仍可見中尺度低壓系統，此動力機制維持鋒面的上升運動，密度擾動亦顯示鋒前空氣較輕，易於受鋒面抬升，鋒後空氣則截然相反，證明此為明顯的冷鋒系統，且具有密度流的特性。此外，此系統之熱力特性變化並不明顯，但仍可看出鋒後低層出現冷心，鋒前導線附近溫度梯度甚大，低層具微弱不穩定性。

一、前 言

梅雨鋒每年於春夏之交出現在中國大陸東南、台灣和日本地區，從衛星雲圖可以看出它是一條長形的雲帶，其內伴隨著活躍的對流系統，梅雨鋒內的強烈對流若移至台灣地區，則因地形效應而引發劇烈的降水。梅雨鋒與東亞地區大尺度環流有密切的關聯，He et al. (1987) 發現 1979 年 5 月當降水分佈於印度東北部之阿薩密省、馬來半島之西岸、中南半島與南中國海，此時東南亞盛行夏季季風，是為台灣地區的梅雨季節。而同年 6 月，印度季風吹達 80°E 之西邊，在阿拉伯海上空之西南風正在發展中，印度西南頂端開始下暴雨，同時在中國大陸長江流域的平原地區與鄰近海域為梅雨季節。Chen & Tsay (1978) 研究梅雨鋒面的特徵，在大尺度方面發現梅雨鋒及鄰

近低層具有強烈氣旋式渦度、水平輻合、上升運動及豐富之水汽。至於活躍與不活躍梅雨鋒環流的主要差異在於低對流層氣流之源地與強度，活躍鋒面之低對流層較強，西南氣流源自孟加拉灣或較低緯度熱帶區，不活躍鋒面則為太平洋高壓環流之東南風或梅雨區為太平洋高壓脊所主宰 (陳泰然與周仲島, 1988)。Sawyer (1956) 認為跨越鋒面的熱力間接垂直橫向環流 (Transverse Circulation) 有利於鋒面的生成與加強，而熱力直接橫向環流則有抑制作用。Oranski and Ross (1977) 進一步證明鋒面附近的橫向環流也有引發中尺度對流系統的潛在機制。在中尺度研究方面，Chen & Chang (1980) 及 Tsay & Chen (1980) 均發現潛熱釋放為維持梅雨鋒面環流之重要機制。Shapiro et al. (1985) 則證明沒有降水伴隨的中緯度冷鋒系統之垂直運動與跨越鋒前導線 (Frontal Leading Edge) 的輻合強度均比綜觀尺度的天氣系統大兩個數量級。

三、飛機資料分析與計算

本文是以 TAMEX IOP9 實驗期間 NOAA P-3 氣象飛機 (飛機任務編號 7) 穿越台灣東邊海上的冷鋒所獲得的原位量測資料 (In-situ Measurement Data) 為研究對象, P-3飛機於民國 76年 6月 15日 0907UTC 自關島起飛, 1127UTC 飛達圖 1之 A點 (22°30'N, 122°30'E), 接著在 A點與 B點 (24°00'N, 122°30'E) 間以六個不同高度 (150m、300m、450m、600m、900m和 1500m) 南北向穿越此冷鋒系統。首先將所獲得的原位量測資料依每層高度之 U^*W^* 及 W^* 的擾動強度分佈和 U (東西向)、 V (南北向) 風速分量的時間序列, 決定每層鋒前導線的位置, 然後考慮冷鋒移動速度, 進而組合 U 、 V 、 W 、 P' (擾動氣壓)、 ρ^* (擾動密度)、 θ_e (相當位溫)、 θ_v (虛位溫)、 θ (位溫)、 Q_1 (液態水含量) 和水平輻合與垂直渦度的 $y-z$ 剖面圖及估算鋒面附近動量的垂直傳送, 以了解此台灣東岸外海冷鋒之垂直結構和橫向環流對鋒面發展的影響。

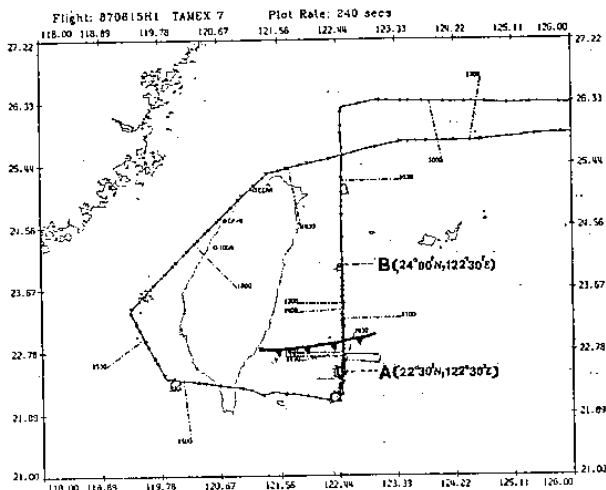


圖 1 1987年 6月 15日 (TAMEX IOP9) NOAA P-3 飛機飛行路徑圖。圖中顯示飛機在 A與 B 點間以六個不同高度南北穿越台灣東部外海的冷鋒系統。

二、天氣概況

在 TAMEX IOP9 實驗期間 (民國 76年 6月 14日 16 UTC至 6月 15日 17 UTC), 有一地面冷鋒經過台灣北部海域, 當時位於華中之高壓系統 (強度 1014 HPa) 正以 25 km/hr 的速度朝東南方向移動, 此為當時控制整個中國大陸的主要天氣系統, 而華南沿海和台灣地區則有一低壓系統 (強度 1001 HPa) 向東移行。

基本上這個冷鋒系統在台灣東邊海上向南移動甚為快速, 而位於台灣西邊的冷鋒則明顯受到阻擋, 午後在台灣山區有少許對流發生, 傍晚和夜間沿著東海岸有對流出現, 對流也會出現在晚上的南方海岸外。從衛星雲圖和花蓮雷達照片 (未顯示) 可以發現除了台灣東部外海有一獨立而幾乎靜止不動的對流雲胞出現外, 其他地區皆為晴空的天氣。根據 Chen & Hui (1990) 的分析, 發現此東邊鋒面南移速度約為 6 m/s。

NOAA P-3氣象飛機平均水平飛行速度為 120 m/s, 每秒鐘可量取一組原位觀測資料, 每一組觀測資料包含時間、經緯度、水平風速、風向、估計之垂直風速、液態水含量、氣溫、露點溫度、海面溫度、靜壓值、雷達高度及壓力高度等, 其中量取氣溫值時, 同時使用三種儀器: (i) Rosemount 感應器, (ii) 二氧化碳溫度計 (CO2 Thermometer), (iii) 側視輻射儀 (Side-look Radiometer)。處理以上資料時, 首先將每一水平航程之每組資料分別讀取, 然後將同一飛行高度所量度之資料取平均值, 並計算標準差 (Standard Deviation), 以除去超過三個標準差之尖峰值資料 (Peak-value Data)。

為了明瞭此冷鋒系統較小尺度的運動特性和內部結構及凸顯中尺度機制, 必須先估算此對流系統升 (降) 流核心的大小 (Updraft or Downdraft Core Diameter), 以濾掉大尺度的影響。Jorgensen and LeMone (1989) 發現 TAMEX 期間中尺度雲帶平均升流核心的大小皆小於 6km, 本個案的平均升流核心大小僅為 2.4km (如表一所示), 加上水平飛行速度約為 120m/s, 所以利用每 10秒 (~ 1.2km 距離) 之資料作一次滑動平均 (Running Mean), 以突顯 2.4km 大小的中尺度鋒面天氣現象。

完成較差資料之去除及滑動平均工作後, 可將此六層高度的量測資料相對於各層冷鋒前導線的位置求得 U 、 V 及 W 之垂直剖面圖 (即 $y-z$ 圖), 再者, 為了能與飛機直接觀測所獲得之垂直速度剖面結構相比較, 利用二維非彈性連續方程式 (Anelastic Continuity Equation) 與有限差分法計算垂直速度的大小。至於中尺度擾動壓力場 P' 可由每個網格上之慣性高度與壓力高度之差值計算之, 此差值俗稱 D 值, 慣性高度值由 P-3 飛機上的雷達測高儀直接量測, 而壓力高度值則根據 LeMone and Tarleton (1986) 的公式計算之。

表一 1987年 6月 15日 (TAMEX IOP9) NOAA P-3 氣象飛機穿越台灣東邊海上冷鋒時之飛行高度、持續時間、航程及升流核心大小。此處升流核心大小定義為至少連續 5點 (即水平長度 600m) 的垂直速度大於 0.7m/s 之飛行距離。

Level #	Mean Flight Altitude (m)	Time Duration (UTC)	Flight leg Length (km)	Updraft core Diameter (km)
6	1517	135109 ~ 141939	205	1.56
5	908	132144 ~ 134817	191	4.32
4	602	125151 ~ 132022	205	0
3	450	122102 ~ 124905	201	0
2	297	115233 ~ 121944	196	0.84
1	154	112707 ~ 114913	159	0

在利用飛機量測溫度和露點溫度作熱力結構分析前，需做一番校驗與訂正的工作。P-3飛機之氣溫經由三種不同儀器量測，Rosemount 感應器在水汽充足的大氣中甚易產生濕化 (Wetting) 作用，使量測值明顯低降，而且有時比露點溫度更小，尤其在液態水含量甚大的雲中。Jorgensen and LeMone (1989) 認為當露點溫度高於氣溫資料時 (即 Rosemount 溫度計完全濕化)，則此時利用側視輻射溫度計量測值代表氣溫。Zipser et al. (1981) 則以 Rosemount 氣溫和露點溫度的平均值修正溼化後氣溫 (當時尚無二氧化碳輻射儀)。在本研究中，由於鋒面前導線之前的露點溫度較 Rosemount 溫度值低，但不論於前導線前或後則反較側視輻射溫度值高，且因本個案的液態水含量甚低，平均小於 0.4 g/m^3 ，Rosemount 溫度沒有完全濕化的問題，所以在本文中皆以 Rosemount 溫度值為氣溫值，前導線後若露點溫度高於氣溫值時，則露點溫度以 Rosemount 溫度值取代，而前導線之前的露點仍使用實際露點觀測值。以上訂正的氣溫及露點溫度將用來計算位溫、虛位溫與相當位溫。

四、冷鋒前導線位置的決定

由於民國 76 年 6 月 15 日 (IOP9 個案) 台灣東邊海面上的冷鋒近似東西向排列，而且 NOAA P-3 飛機南北向穿越此系統六次 (P-3 氣象飛機在 6 月 15 日對此東邊冷鋒系統穿越的持續時間、飛行高度、航程和升流核心大小的詳細資料如表一所示)，可利用傳統的座標系統 (正 x 軸指向東，正 y 軸指向北，垂直地面向上為正 z 軸)，以組合 (Composite) 此鋒面之橫向剖面結構圖 (即 y-z 圖)。在組合此鋒面之動力與熱力結構剖面圖之前，需先獲得每層鋒前導線的確實位置，以利於將原位量測資料作中尺度合成。本個案決定鋒前導線之方法，除了根據前導線上紊流強度 $U'w'$ 和 w'^3 的突然增加且距離持續 2 至 3 km 以上的特徵外，並配合水平風向、風速的明顯切變現象，最後利用密度擾動 ρ' 做驗證。在此 U' 及 w' 分別表示東西和垂直向風速之擾動量， ρ' 表示水平飛行路徑上空氣密度擾動， U 、 w 和 ρ 之平均值和擾動量以下列式子求之：

$$\bar{A} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n A_i$$

(1)

和 $A' = A - \bar{A}$

式中 A 代表氣象參數。

在決定鋒前導線時，若直接由水平風向 (Horizontal Wind Direction) 的變化來決定，則風向切變不夠明顯，但單獨以水平風速 (Horizontal Wind Speed) 和 x 速度分量的變化決定前導線，則十分清楚的以風速切變現象確定在第 775 點 (如圖 2a 和 2b 所示，此時飛行高度 150m)，若利用紊流強度法 (即 $U'w'$ 和 w'^3 的強度突變與

持續現象) 亦獲得相同的結果 (如圖 2c 和 2d 所示)。若再以 ρ' 剖面圖驗證，則發現此鋒面有明顯的密度流出現，密度擾動零值線幾乎與前述二法決定的前導線完全吻合 (此一密度流特性將於下章中詳細討論)。如此可確實決定每個飛行高度鋒前導線在時間序列上的位置，以高度 150m 的原位觀測資料決定之前導線位置在第 775 點約是 (23.427°N , 122.500°E)，此點之前 (即小於 775 點) 為暖區。根據 Chen and Hui (1990) 由探空資料與飛機在 150m 高度的實測資料估計此冷鋒以 6m/s 速度向南移動。在作此六層資料合成時，必須先以 150m 高度的前導線位置為參考點，其它各層則需考量冷鋒移動之速度，再將各層鋒前導線位置作適當的調整。組合的鋒前導線在圖 3 中以粗體虛線表示。

五、結果分析與討論

(一) 鋒面結構

圖 3a 和 3b 分別說明水平風場在 x 與 y 分量的垂直剖面結構，在鋒前導線後方 (即冷區) 的低層部份 (高度介於 150m 與 450m 間) 為強盛東北風，水平風速最高可達 10m/s，基本的氣流走向是鋒後至鋒前運動 (Rear-to-front Motion)，而高度在 900m 以上則為微弱東南風。圖 3c 為原位直接量測之垂直風場剖面，圖中顯示其絕對值皆小於 0.5m/s，在鋒前導線上有明顯之上升運動，但強度甚弱，最強的上升運動位於高度 300m 至 450m 間鋒前導線的直接後方。圖 3d 為液態水含量分佈，從圖中發覺液態水含量幾乎祇分佈於鋒前導線後方 (20km 至 30km) 高度介於 400m 至 600m 間的區域，最大液態水含量僅 0.8 g/m^3 ，可見此個案的鋒面系統潛熱釋放不夠強烈，導致對流不旺盛，沒有雨水降落地表。圖 3e 為經由二維非彈性連續方程式計算之垂直速度場，顯示其絕對值也皆小於 0.5m/s，與直接觀測之垂直速度場 (圖 3c) 比較，在前導線後方的整體上升和下沉的型態十分相似，數值也很接近，惟上升流之位置有偏高的趨勢，在前導線前方的型態則與觀測值略有不同，這是因為在前導線前方環境已不完全滿足二維的假設，因此利用二維連續方程式積分算出的鋒前下降氣流並不十分真實。由 D 值求得之擾動壓力剖面 (如圖 3f) 顯示此鋒面大部分由中尺度高壓系統主導，但沿著鋒面前緣仍可見中尺度低壓依序羅列，這樣的氣壓分佈證明此鋒面系統滿足流體靜力平衡的要求，造成下層氣流受鋒面舉升的作用而向上運動。

由於此鋒面東西向排列十分明顯，平行鋒面 (即沿 x 軸) 沒有重要的變化出現，我們假設此鋒面系統具有二維的特性，即 $\partial A / \partial x = 0$ (A 是氣象參數)。基於此，可將水平輻合場、垂直渦度場和水平 (x 方向) 渦度場計算出來，如圖 3g、3h 和 3i 所示。前兩圖說明沿著鋒面的輻合運動和氣旋式環流相當突顯，似乎有利對流的形成與發展，鋒後則轉變為輻散氣流和反氣旋運動，基本上

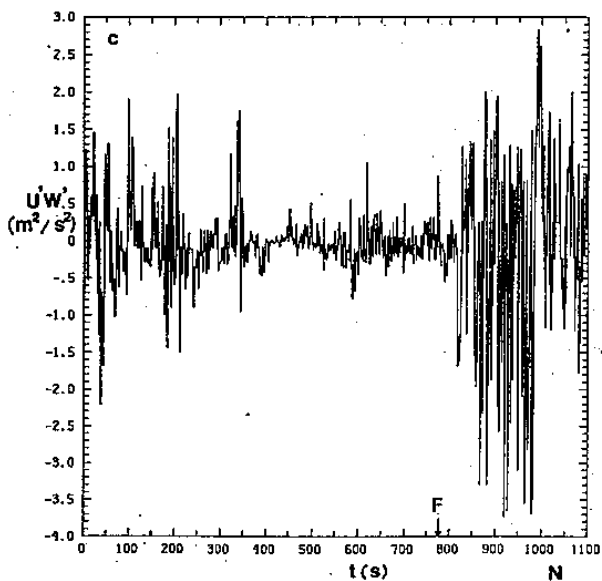
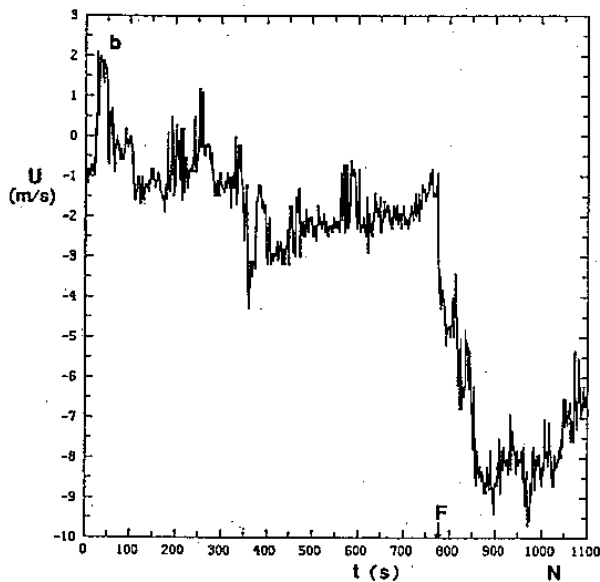
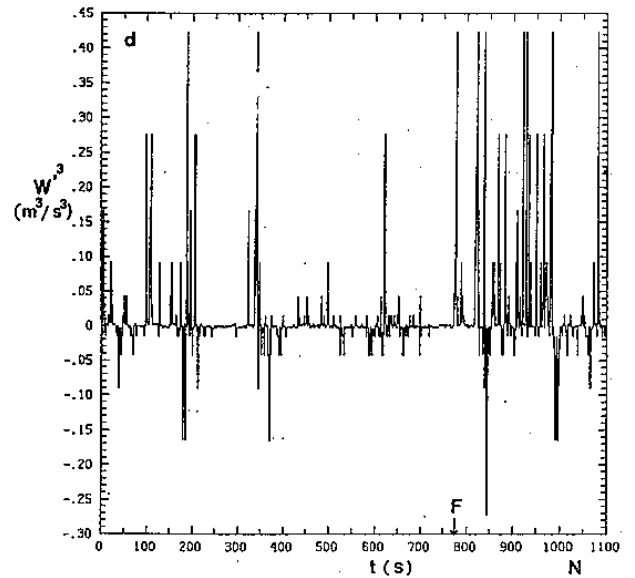
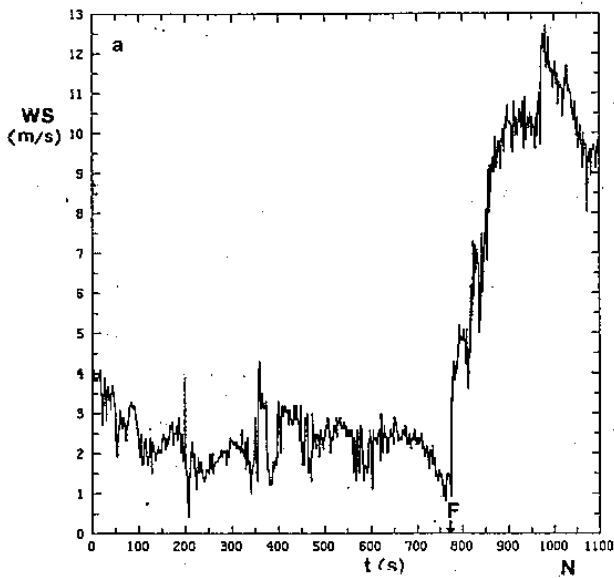
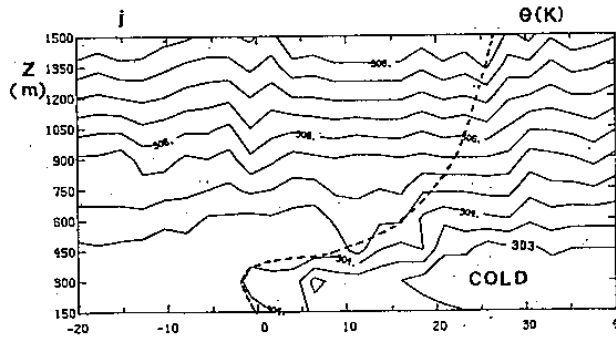
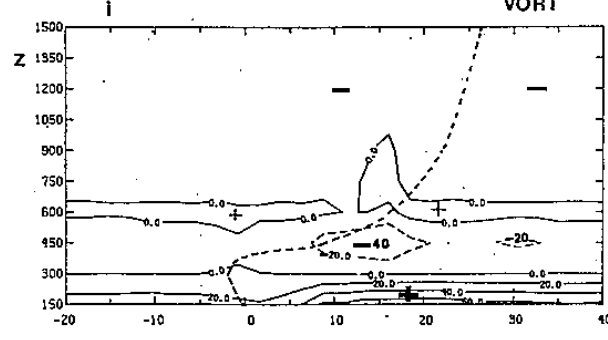
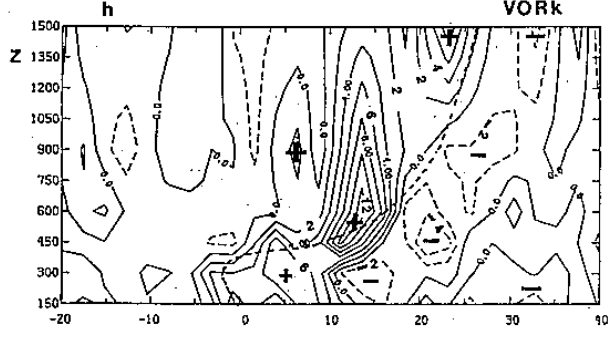
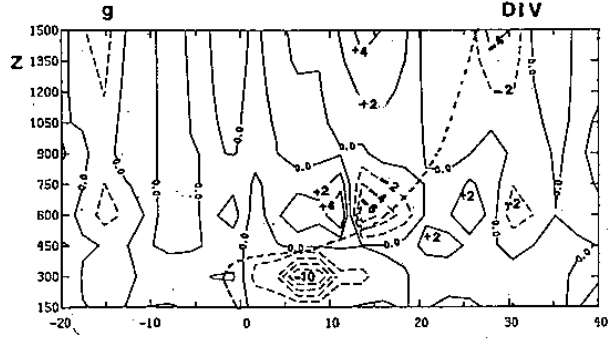
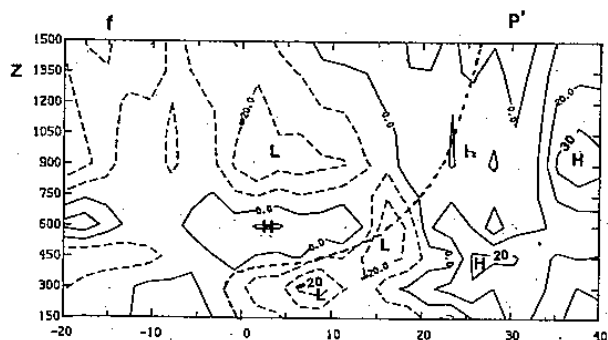
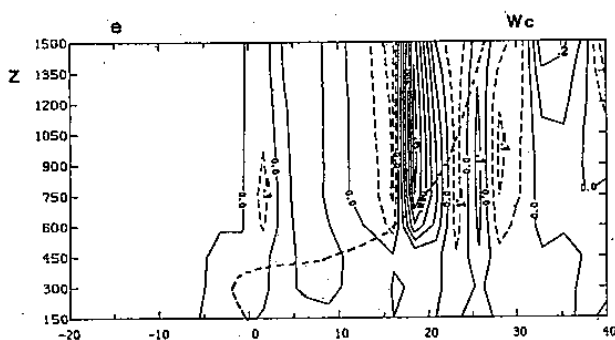
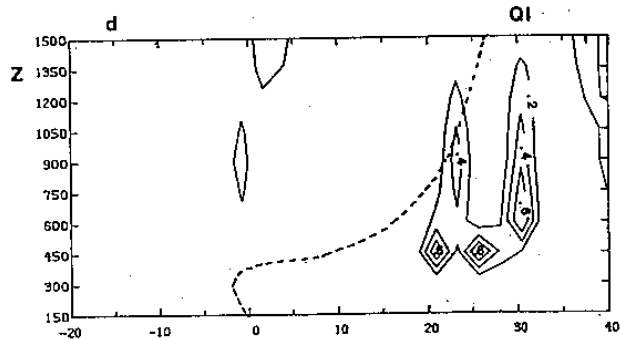
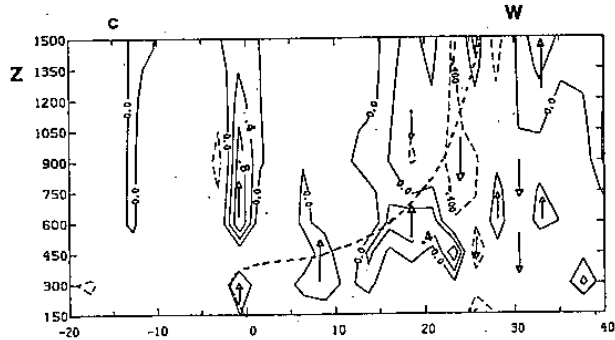
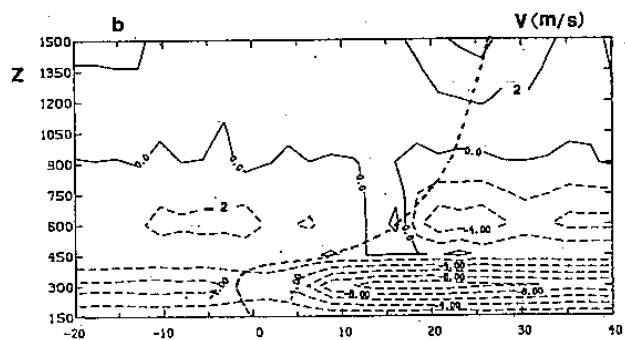
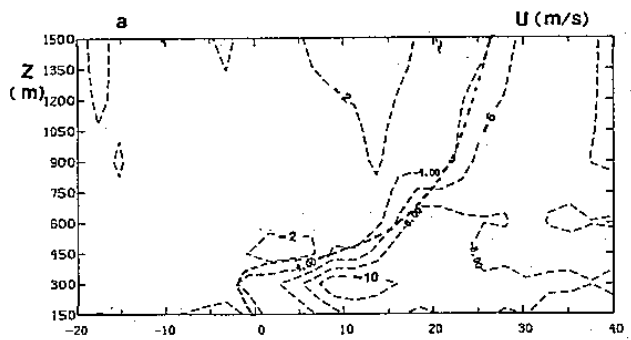


圖 2 1987年 6月15日 112707 UTC至 114726 UTC 期間 P-3飛機南北穿越鋒面之時間序列圖 (此時飛行高度150m)。(a) 水平風速場 (單位m/s)，(b) x分量速度，(單位 m/s)，(c) $U'W'$ 動量通量 (單位 m^2/s^2)，(d) W^3 擾動大小 (單位 m^3/s^3)。

此二圖與垂直速度分佈場 (圖3c) 相當一致，鋒面的上升運動配合輻合和氣旋式環流，但強度均甚微弱，最大僅 $1.2 \times 10^{-4}/s$ ，並未出現 Shapiro et al. (1985) 所認為的鋒面輻合強度和垂直運動會比綜觀尺度天氣系統大過兩個數量級。

圖3i則進一步說明為何此鋒面對流不易發展的原因，在高度 300m 以下的氣流出現 Sawyer (1956) 所謂的間接垂直橫向環流 (即 x 方向的正渦度)，有利於鋒面的加強，但 300m 以上則有較大範圍的直接橫向環流，明顯的抑制鋒面發展，擾動無法增強，而且此鋒面南移迅速 ($\sim 6m/s$)，沒有足夠的時間讓鋒面升流和大尺度環境間充分交互作用，因此我們稱此為弱擾動的冷鋒系統。

至於熱力結構的探討將由圖3j之位溫圖開始，前導線後方的低層大氣明顯由冷空氣盤據，最冷部分在前導線後方 20km 至 40km 處，鋒後低層氣流出現微弱不穩定的特性。虛位溫剖面 (圖3k) 在最低層的鋒面前與後的溫度較暖，而且不穩定特性比位溫場更明顯，暗示熱量和水汽的垂直輸送是由海面提供。圖3l之相當位溫剖面在高度 600m 的鋒後附近有一暖濕舌向上延伸至 1200m 高度，顯示有潛熱釋放的現象發生。總的來說，此鋒面的低層熱力切變 (高度 600m 以下) 仍十分明顯，高層則可能因為對流受到抑制和鋒面減弱而不易察覺。



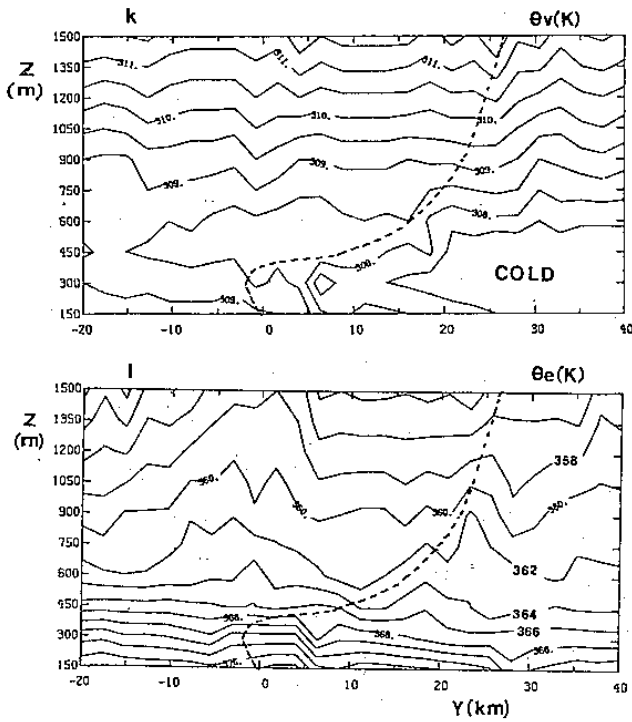


圖 3 利用飛機原位量測資料在橫越鋒面方向所合成的 (a) U (單位 m/s)，(b) V (單位 m/s)，(c) W (單位 m/s)，(d) Q_1 (單位 kg/m^3)，(e) WC (計算之垂直速度，單位 m/s)，(f) P' (單位 Pa)，(g) 輻散場 (單位 $10^{-5}/s$)，(h) 垂直渦度場 (單位 $10^{-5}/s$)，(i) 水平渦度場 (單位 $10^{-5}/s$)，(j) 位溫 (單位 $^{\circ}K$)，(k) 虛位溫 (單位 $^{\circ}K$)，(l) 相當位溫 (單位 $^{\circ}K$) 垂直剖面圖。圖中粗體虛線代表鋒前導線的位置。

(二) 密度流特性

從許多理論和實證的結果顯示密度流 (Density Current, 亦稱 Gravity Current) 是因較重流體 (如海水或冷空氣) 潛入較輕流體 (如淡水或暖空氣) 之中而形成一個圓扁的楔形物。由於受到密度較大流體的多餘重量作用，使得密度流中存在較大的液壓，提供向前運動的力量。密度流通常以等速前進，而且維持其圓扁的外形，因此必須有一流體動力的曳力 (Hydrodynamic Drag) 來平衡此向前的衝力，此種曳力部分來自底部的摩擦，大部分則歸因於水平的動量傳送 (Benjamin, 1968)。根據 von Karman (1940) 的推論，此密度流的速度可用下式表之：

$$c^2 = 2gH\rho'/\rho \quad (2)$$

式中 c 是密度流的傳播速度， g 重力加速度， H 密度流界面的漸近線高度 (Asymptotic Height)， ρ' 密度擾動量， ρ 則為密度流之外的平均氣流密度。

圖 4 說明此冷鋒系統具有上述密度流的特性，密度流擾動零值線代表北來冷空氣與南來暖空氣的交界面，而且此交界面位置與第四章所決定的鋒前導線完全一致，顯示如果觀測資料密集、可靠，密度擾動零值線是決定冷鋒前導線的方法之一。若設定 $H=450m$ ， $\rho'=0.0035kg/m^3$ ， $\rho=1.12kg/m^3$ ，則利用 (2) 式可估算出此密度流的南移速度為 $5.25m/s$ ，此值相當接近 Chen & Hui (1990) 的估計值 $6m/s$ 。

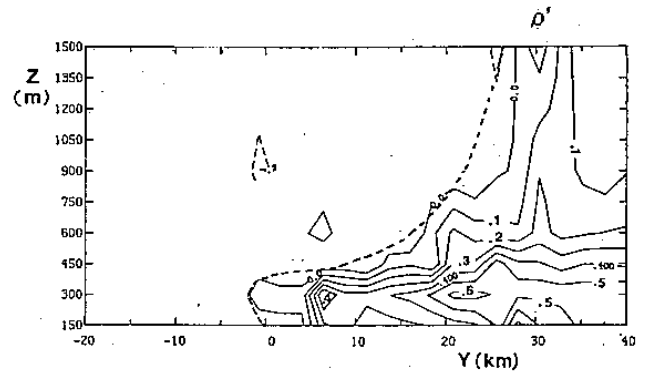


圖 4 利用飛機原位量測資料所計算的密度擾動垂直剖面圖 (單位 $10^{-2} kg/m^3$)。

(三) 動量垂直傳送

理論上，各個高度的水平飛行航程若遠超過對流旺盛區域的長度，亦即未擾動的環境長度遠大於鋒面長度，則此飛機實測資料計算出來的垂直動量傳送才有意義。在本文中六個高度之飛行航程皆超過 $140km$ ，但鋒面長度最大僅 $25km$ ，所以是一組探討動量傳送的極佳資料。每一固定高航程的 U 、 V 和 W 平均值和擾動量由 (1) 式求出，然後計算每一固定高航程的垂直動量傳送：

$$\overline{U'W'} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (U_i'W_i')$$

$$\text{和 } \overline{V'W'} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (V_i'W_i') \quad (3)$$

過去許多研究者對熱帶地區具二維性的對流雲帶作動量傳送的計算，發現橫向的動量傳送呈反梯度性 (即渦流黏度係數 $K < 0$)，而平行雲帶方向的動量傳送則大致符合混合長度理論 (Mixing Length Theory) 的順梯度性 (LeMone, 1983; Rao and Hor, 1991)。在本個案中發現橫越冷鋒的動量傳送 $V'W'$ 在高度 $600m$ 至 $1500m$ 間具有反梯度性， $600m$ 以下則互有順反梯度性， x 分量的動量傳送更是出現順反梯度交替的情形 (如圖 5a 和 5b 所示)，顯示此鋒面低層的上下動量傳送機制不明確，而高度 $600m$ 以上的反梯度橫向動量傳送則主要受到鋒面前後中尺度低壓的舉升作用。LeMone (1983) 曾列舉具反梯度性動量傳送的對流雲應有三個特點：

1. 具二維性；
2. 對流雲在垂直雲軸的傾斜方向與垂直風切傾斜相同；
3. 雲內中尺度低壓將上升流從雲前移至雲後，再將下降流從雲後運至雲前。

本個案的鋒面系統雖具有以上三個特點，結果卻不盡相同，此因鋒面擾動微弱和移動快速，無法跟組織良好、對流旺盛的熱帶雲帶相比擬。

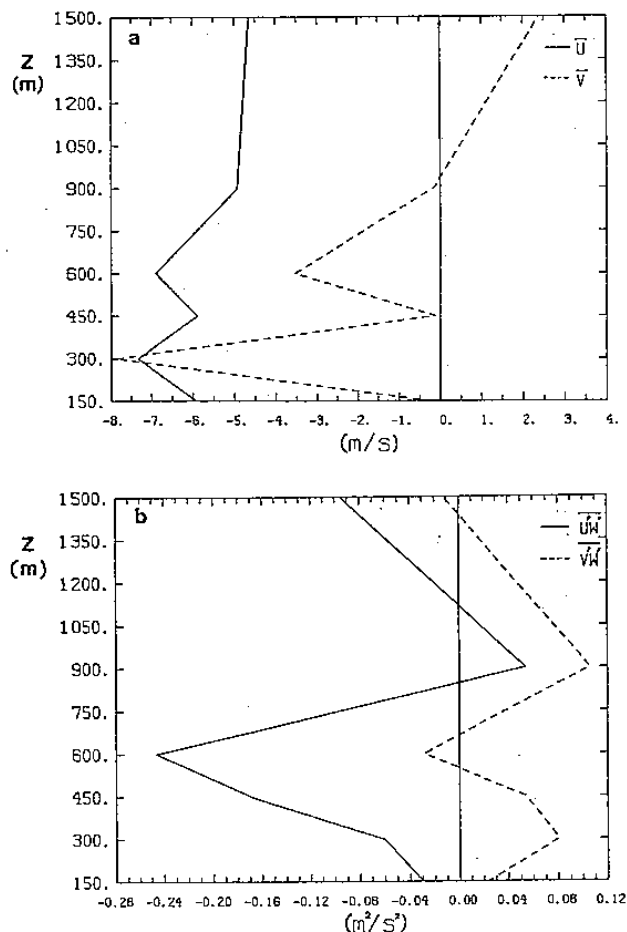


圖 5 NOAA P-3飛機在 108km航程的平均水平風場和垂直動量通量。

六、結 論

TAMEX IOP9期間 P-3飛機於 6月15日 1127 UTC 至 1420 UTC以近三小時的時間和六個不同高度穿越台灣東部外海的冷鋒系統，飛機平均水平飛行速度 $120m/s$ ，每一秒鐘獲得一組原位量測的氣象參數值，這是第一次將穿越台灣冷鋒的空間高解析度氣象資料展現在國人面前，實在彌足珍貴。為清楚瞭解此冷鋒內部的氣流走向、熱力和動力結構，乃組合此冷鋒系統的中尺度橫向垂直剖面圖。

組合剖面圖的關鍵在於鋒前導線之決定，在本個案中各層鋒前導線的位置是用水平風速切變法和紊流強度法判斷，再以密度擾動法驗證之，效果相當不錯。此冷鋒系統的熱動力結構、密度流特性和垂直動量傳送等方面分析和討論的結果可歸納成以下數點：

1. 此鋒面系統在台灣東邊海面向南移行時，未有強烈對流伴隨，地表亦無降水出現，其橫向的垂直風場結構說明低層氣流從鋒後快速流向鋒前，在高層則由鋒前緩慢移至鋒後，造成直接的橫向環流，對鋒面發展有抑制作用。事實上證明此鋒面帶上有水平輻合作用和垂直方向的氣旋式環流，上升運動明顯出現，低層也有熱力不穩定現象，似乎營造出適合對流生成和發展的有利環境，終因這些有利條件的強度不足，加上大部分鋒面氣流穩定性高、鋒面南移迅速和直接橫向環流的發生，使得鋒上對流無法持續發展，因此我們稱此為弱擾動的冷鋒系統。基本上此鋒面的氣壓場分佈滿足流體靜力平衡的條件，在鋒後也有潛熱釋放的證據（如暖濕舌和液態水的出現），但前者份量佔絕大多數，顯示鋒上對流主要受鋒面舉升作用的影響，水平輻合和垂直運動則比綜觀天氣系統強過一個數量級，而非中緯度冷鋒系統的兩個數量級。
2. 密度流的出現再一次證明此鋒面的擾動微弱，鋒後冷區空氣與鋒前暖區的質量、熱量和能量交換未充分進行，密度最大的地方在鋒後 $20km$ 至 $25km$ 間的低層（高度 $300m$ ），此亦為溫度最低的北來氣團所在位置。利用 von Karman 公式估算出的密度流傳播速度與鋒面南移速度十分接近。
3. 此系統的反梯度橫向動量傳送的高度 $600m$ 以上的氣流出現，但 $600m$ 以下則不明顯，顯示此鋒面系統雖具二維性，但因鋒面擾動微弱和南移快速（ $\sim 6m/s$ ），與慢速移動（ $\leq 3m/s$ ）和對流旺盛的熱帶雲帶相比無法獲致完全相同的結果。

誌 謝

感謝夏威夷大學陳宇能教授提供許多寶貴的意見。本研究在國科會專題研究計畫 NSC 80-02 02-M014-01支援下完成。

七、參考文獻

- 陳泰然與周仲島，1988：不同性質梅雨鋒面系統之大尺度環流特徵。大氣科學，第16期，第3號，309-320。
- 喬鳳倫與王時鼎，1990：「台灣區域 TAMEX期間中尺度資料主觀分析 2. TAMEX各 IOP期間地面天氣圖集」。國科會防災科技研究報告 79-34號，136頁。

- Benjamin, T.B., 1968: Gravity currents and related phenomena. *J. Fluid Mech.*, 31, 209-248.
- Chen, G.T.J., and C.Y. Tsay, 1978: A synoptic case study of Mei-Yu near Taiwan. *Papers Meteor. Res.*, 1, 25-36.
- Chen, G.T.J., and C.P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.
- Chen, Y.L., and N.B.F. Hui, 1990: Analysis of a shallow front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2649-2667.
- He, H., J.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, 1966-1995.
- Jorgensen, D.P., and M.A. LeMone, 1988: Taiwan Area Mesoscale Experiment: P-3 aircraft operations summary. NCAR Technical Note, 71 pp.
- Jorgensen, D.P., and M.A. LeMone, 1989: Vertical velocity characteristics of oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, 46, 621-640.
- Karman, T. von, 1940: The engineer grapples with nonlinear problems. *Bull. Am. Math. Soc.*, 46, 615.
- LeMone, M.A., 1983: Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1815-1834.
- LeMone, M.A., and L.F. Tarleton, 1986: The use of inertial altitude in the determination of the convective-scale pressure field over land. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, 3, 650-661.
- Orlanski, I., and B.B. Ross, 1977: The circulation associated with a cold front. Part I: Dry case. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1619-1633.
- Rao, G.V., and T.H. Hor, 1991: Observed momentum transport in monsoon convective cloud bands. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 4, 1075-1087.
- Saywer, J.S., 1956: The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. *Proc. Roy. Soc. London*, A234, 346-362.
- Shapiro, M.A., T. Hampel, D. Rotzoll and F. Mosher, 1985: The frontal hydraulic head: a micro- α scale triggering mechanism for mesoconvective weather systems. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1166-1183.
- Tsay, C.Y., and G.T.J. Chen, 1980: Dynamic processes for vertical motion in a Mei-Yu system. *Papers Meteor. Res.*, 3, 67-77.
- Zipser, E.J., R.J. Meitin and M.A. LeMone, 1981: Mesoscale motion fields associated with a slowly moving GATE convective band. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1725-1750.

INVESTIGATION OF A WEAKLY DISTURBED COLD FRONT DURING
THE TAMEX IOP 9

Tai-Hwa Hor and Mou-Hsiang Chang
Department of Applied Physics
Chung Cheng Institute of Technology

Ben Jong-Dao Jou
Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

During the TAMEX IOP 9 (15 June 1987) a Mei-Yu front passed northern Taiwan and moved southward. This cold front was divided into two parts by topography. The eastern part of the front moved faster than the western part, but with very little weather associated with it. Six penetrations at different altitudes normal to the eastern front were made by NOAA P-3 aircraft and in-situ measurement data were collected in good quality. In this study, the P-3 measured data u , v , w , T , T_d , P , Q_1 (liquid water content), Z_r (radar altitude) and Z_p (pressure altitude), perpendicular to this front, are used to determine the position of the frontal leading edge and composite the mesoscale dynamic and thermodynamic cross sections. Also, the calculations of horizontal divergence, relative vorticity, vertical velocity and perturbation of air density are executed in order to investigate the internal structure of the cold front and find out the crucial mechanisms for its development or decay.

The findings are: the frontal edge is quite parallel to the isolines of u -wind and perturbed air density; in the lower atmosphere after the frontal edge (altitudes lower than 450 m) there are intense northeastern winds with the maximum speed of 10 m/s and above that layer the winds are shifted to weaker southeasterlies; slight updrafts are along the edge and consistent with the distribution of mesolows and mesohighs; the variation of thermodynamic parameters is not obvious, but the pattern of potential temperature still reveals a cold core in the lower level behind the frontal edge, which coincides with the position of the heaviest air density; the divergence and relative vorticity distributions also show that the strong convergent and cyclonic motion occurs along the edge and dominant divergent and anticyclonic flow is far behind the front. The direct transverse circulation in the frontal region restrains the growth of the front. Generally speaking, this Mei-Yu front possesses the characteristics of shallow, less disturbed, cold-cored and fast-moving frontal system with the appearance of density current, and the mechanism for lifting the prefrontal air is more considerable to its development than that for the release of latent heat. Moreover, the vertical momentum flux of the v wind crossing the front still owns the countergradient feature above 600m at altitude.

