

TAMEX 期間 P-3 飛機溫度觀測之分析與校正

何台華¹ 張茂興¹ 周仲島²

¹ 中正理工學院應用物理系

² 台灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十四年八月三日收稿；中華民國八十五年二月二十九日定稿)

摘 要

1987年TAMEX實驗期間，NOAA P-3氣象研究飛機總共進行了十次觀測任務，提供那年台灣地區梅雨季各種中尺度對流系統(含鋒面系統)之內部熱、動力結構與液態水含量等重要的第一手資料。因為P-3氣象飛機觀測頗多時間在雲內進行，溫度、露點的感應器多少會遭遇濕化的問題，加上氣流造成的誤差與鹽分的污染使低層產生觀測值偏高的問題。首先需解決溫度、露點濕化的問題，經過調整後的熱力參數所求出的相當位溫，雖然在定性上可用來解釋所觀測天氣系統的熱力特性，但會出現氣象上無法解釋的高值，特別是在低層大氣。由於這些偏高的相當位溫可理解是因飛機觀測偏高的溫度、露點值造成的，所以定量上要如何去掉飛機觀測偏高的溫度、露點值，提供使用者合理的熱力參數，乃是本文研究的重要課題。

在濕化部份，可配合液態水含量的多寡來校正之，但由研究的結果發現，並沒有一簡單關係式可尋，而需視個案天氣系統的特性而定。在溫度、露點偏高部份，利用探空測站資料、地面觀測資料與飛機下視輻射儀觀測的海面溫度做校驗，可找出不同高度上飛機溫度、露點量測的合理修正值。

關鍵詞：中尺度對流系統、濕化問題、飛機溫度校正

一、前 言

1987年(民國76年)5月1日至6月30日執行的台灣地區中尺度實驗計畫(Taiwan Area Mesoscale Experiment, 簡稱TAMEX)共完成十三次密集觀測(Intensive Operation Period, 簡稱IOP)，其中美國國家海洋大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, 簡稱NOAA)的P-3氣象研究飛機也參與TAMEX實驗，總共進行了十次觀測任務，提供台灣地區梅雨季中有關中尺度對流系統和鋒面系統之內部結構、降水強度等重要資料。P-3飛機除

了機上附載有機腹雷達 (lower-fuselage radar) 與機尾雷達 (tail radar) 外, 每一秒鐘可量取一組高解析度之原位量測 (in-situ measurement) 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 溫度計, (ii) 二氧化碳溫度計 (CO_2 thermometer), (iii) 二氧化碳側視輻射溫度儀 (CO_2 side-look radiometer)。

為了能對台灣地區的深對流或鋒面系統, 尤其是發生於海上之天氣系統的熱力與動力結構有更進一層之了解, 在傳統資料缺乏而有氣象飛機以不同高度平飛穿越近似二維天氣系統蒐集資料時, 可利用此原位量測之資料合成熱、動力剖面。然而在探討熱力結構時, 氣象飛機量測之氣溫、露點值是否準確將影響其分析結果的準確性。P-3 氣象飛機進行的飛行觀測, 其中頗多時間在雲內進行, 所以必會遭遇溫度、露點感應器濕化及量測值偏高的問題。

氣象飛機溫度感應器之濕化問題在 Thunderstorm Project 中已被觀測到 (Byers and Braham, 1949), 所以氣象飛機之溫度感應器在設計時已盡量減少濕化, 但仍無法完全避免。Zipser et al. (1981) 利用氣象飛機所量測到之溫度與露點經計算得到相當位溫合成的剖面圖, 發現濕化後的相當位溫較未濕化的相當位溫低幾度, 但這不足以影響此相當位溫結構來解釋該文所探討的熱帶積雨雲帶的熱力特性。LeMone (1983) 以飛機原位量測資料探討大西洋熱帶積雨雲帶之動量傳送, 發現浮力為雲雨帶上升核心形成之主要機制, 然而在計算浮力時, 需由 Rosemount 溫度值與露點值經一維模式計算虛位溫 (virtual potential temperature), 在雲雨帶中此虛位溫值需作進一步修正才算合理。Jorgensen and LeMone (1989) 認為在雲中或雨區為減緩濕化問題, 氣溫應以 CO_2 輻射溫度儀量測之溫度為主。Lawson and Cooper (1990) 更進一步以理論分析與實驗資料研析 NCAR King Air 飛機在晴空、層狀與積雲中以不同儀器直接量測氣溫的準確度, 其中所使用不同的氣溫量測儀器為 Rosemount 102 溫度計、逆流溫度計 (reverse-flow thermometer) 與 CO_2 輻射溫度儀, 結果發現於晴空液態水含量稀少狀況下, 三者測試的值非常接近, 但觀測雲中溫度值時以 CO_2 輻射溫度儀所獲得的為最佳。Chen and Hui (1990) 探討 TAMEX IOP 9 位於台灣附近海域之移動鋒面系統的熱力結構時, 由 P-3 氣象飛機在接近台灣東港外海以箱型方式 (box-flight pattern) 向下飛行, 獲得近似探空之資料, 與接近該處之東港測站及海軍九華號船艦之探空資料作一比較, 結果發現在 IOP 9 個案之溫度方面, P-3 氣象飛機量測之溫度在 700hPa 以下約高過東港探空 $1.5 \sim 2.0^\circ C$, 較海軍船艦量測之氣溫高 $2.0 \sim 3.0^\circ C$, 露點部份則高 $1.0^\circ C$ 左右。Jorgensen et al. (1991) 探討 TAMEX IOP 10 於台灣東南外海之對流雲帶之熱力特性時, 發現 P-3 氣象飛機在低層觀測時, 其溫度比標準值高 $1.0 \sim 2.0^\circ C$, 而露點部份也約高 $1.0^\circ C$, 同時提出解決溫度感應器濕化溫度的四點建議: 1. 在晴空大氣中找出 Rosemount 溫度計及 CO_2 輻射溫度儀兩者量測的偏差值 (bias), 在雲中使用 CO_2 輻射溫度儀所量測之溫度時, 需將偏差值加入考量。2. 當液態水含量大於 $0.25 gm^{-3}$ 時, 則溫度值以 CO_2 輻射溫度儀量測的較為可靠。3. 因濕化問題所獲得之露點資料出現振盪現象, 需作調整 (filtering)。4. 若所量得之露點溫度大於氣溫溫度時, 表示空氣已達飽和狀態, 則露點溫度將以氣溫溫度取代之。

雖然 Chen and Hui (1990) 及 Jorgensen et al. (1991) 已指出 TAMEX IOP 9 及 IOP 10 的個案中 P-3 氣象飛機原位量測之溫度與露點有濕化及偏高的問題, 但對於飛機機載不同的溫度計與露

點量測的特性為何並未很清晰的作一完整性介紹。如在IOP 9及IOP 10兩個案中其液態水含量多寡的分佈是有很明顯的差異，問題是飛機在這兩個案中飛機不同溫度計量測的溫度與露點是否也有明顯的差異？若有，不同溫度計量測的數值何者可用來代表氣溫值呢？另外，溫度與露點值在低層除了有過高的現象外，在部份航程量測的露點值高於所有溫度計量測的溫度值，此部份如何解決與訂正，在本文中會作詳細的介紹。又為了驗證及測試溫度與露點值過高、訂正前後熱力結構是否有明顯的差異，是否未訂正前過高溫度與露點值計算的相當位溫結構，真的不足以影響用來解釋天氣系統的熱力特性？於是本文試就TAMEX期間，以IOP 9代表液態水含量少的個案與IOP 10代表液態水含量多的個案為觀測資料的分析對象。首先由兩個案的溫度與露點分佈特性瞭解開始，再配合東港測站和九華號船艦之探空資料、蘭嶼地面測站資料與飛機本身量測之海面溫度資料，說明P-3氣象飛機上各種不同溫度感應器量測的資料如何作濕化及偏高值的訂正。最後藉由風切與擾動強度法決定此二對流系統之各層前導線(leading edge)位置，並將溫度與露點配合飛機量測之靜壓值經計算求得位溫和相當位溫所合成的中尺度熱力剖面，以分析雨帶及鋒面系統內部的熱力結構特性，同時也在定性及定量上探討比較飛機量測之溫度與露點訂正前後之差異性。

二、天氣概況

(一) TAMEX IOP 9

在TAMEX IOP 9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1014HPa)正以25km/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，對流也曾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 and Hui (1990)的分析，發現此東邊鋒面南移速度約為6 m/s。

(二) TAMEX IOP 10

TAMEX IOP 10的時間為民國76年6月16日06UTC至6月17日18UTC，於IOP 9期間通過台灣之鋒面系統，此段時間已進入巴士海峽，而當冷鋒南下時，南海北部有熱帶低壓生成，此低壓系統隨後向北移行且伴隨相當顯著的對流雲系。從衛星雲圖和花蓮、P-3氣象飛機雷達回波圖顯示巴士海峽海面之對流雲系向東北移動及向東擴展，而在台灣東南方海面之對流雲系向西北移動，此兩雲系呈氣旋式相互旋轉之勢，接著在巴士海峽對流雲系減弱，台灣東南方海面之對流雲系增強，且雲系已呈明顯的氣旋式彎曲，顯然中尺度對流系統伴隨著氣旋式環流在台灣東南方形成，此中尺度對流系統在台灣東南方包含了南部的線狀對流區與北部的層狀降水區。

三、資料來源及分析方法

NOAA P-3 氣象飛機平均水平飛行速度為 120m/s，每秒鐘可量取一組包含三種不同儀器測量之溫度、露點及靜壓值之原位觀測資料。不論在 IOP 9 或 IOP 10 個案中，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）。

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，即 Rosemount 感應器、二氧化碳溫度計和二氧化碳側視輻射溫度儀，其中 Rosemount 感應器在水汽充足的大氣中甚易產生濕化作用，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。Rosemount 溫度計與 CO_2 溫度計在晴朗大氣中（液態水含量小於 0.1 gm^{-3} ）時，其差異小於 0.2°C ，在雲內一般差異也小於 0.5°C （周，1991a），因此 Rosemount 溫度計與 CO_2 溫度計二者量測的結果是很接近的，所以在探討氣溫資料時，將以 Rosemount 溫度計與 CO_2 輻射溫度儀量測的資料作比較分析。 CO_2 輻射溫度儀乃利用 $15\mu\text{m}$ 的波長來測量溫度，根據 Albrecht et al.（1979）在晴朗的空氣中做量測實驗，發現 90% 的輻射能來自離飛機 200 m 內空氣的輻射放射量，而在層雲中這長度減為 33m。另外雨滴的輻射放射亦是在波長 $15\mu\text{m}$ 的範圍附近，這對溫度影響很大，但是在飽和情形下，水滴與空氣溫度相同，將不會造成過大之誤差，所以 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儀所量測的值可代表氣溫。Zipser et al. (1981)則簡單的以 Rosemount 氣溫和露點溫度的平均值為修正濕化後的氣溫值，因為當時尚無輻射溫度儀的發明。

探討 P-3 氣象飛機原位量測之溫度與露點資料濕化問題及在低層出現偏高的現象時，需考慮飛機是否在雲內飛行及原位量測之液態水含量的大小，因此在不同的天氣系統就需採用不同的分析方法。現將 TAMEX 期間 P-3 氣象飛機以不同高度平飛穿越台灣東部冷鋒系統(1987年6月15日個案)及對流雨帶(1987年6月16日個案)之溫度、露點值為資料來源，分別討論其分析方法。

(一) 1987 年 06 月 15 日個案 (IOP 9)

TAMEX IOP 9 實驗期間，P-3 飛機於民國 76 年 6 月 15 日 0907UTC 自沖繩島起飛，1127UTC 飛達圖 1 之 A 點 (22.5°N ， 122.5°E)，接著在 A 點與 B 點 (24.0°N ， 122.5°E) 間依序以不同高度 (154m, 297m, 450m, 602m, 908m, 1517m) 南北平飛穿越此冷鋒系統，圖 1 顯示冷鋒在 12UTC 之位置，另外也說明飛機在 A、B 兩點間量測資料的時段。

在溫度與露點的濕化問題中，由於本個案的液態水含量甚低，平均小於 0.4gm^{-3} ，任一飛行高度上所有 Rosemount 溫度皆較 CO_2 側視輻射溫度儀量測的溫度為高，所以 Rosemount 溫度器完全沒有濕化的問題，於是在本個案中皆以 Rosemount 溫度值為氣溫值。當飛機進入雲區，即液態水含量出現大值時，若所量測的露點溫度高於氣溫值，則此時露點溫度以 Rosemount 溫度取代之。

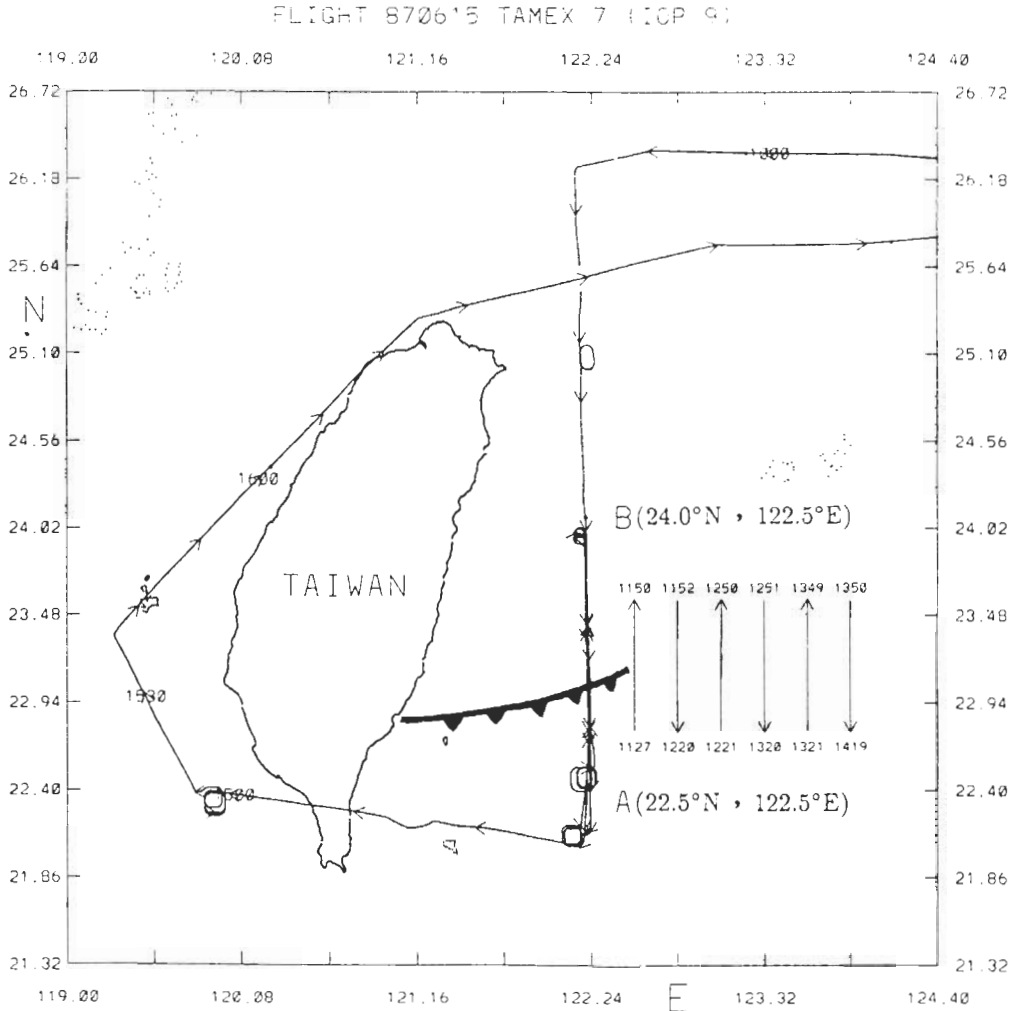


圖1 1987年6月15日(TAMEX IOP 9) NOAA P-3飛機飛行路徑圖。圖中顯示飛機在A與B點間以六個不同高度南北穿越台灣東部外海的冷鋒系統。六組數字和箭頭代表飛機飛行的時間和航向。

有關飛機在低層大氣量測之溫度與露點偏高的問題，期望經由與環境大氣觀測資料比較分析後以獲得較為合理的訂正值。首先利用民國76年06月15日1501UTC至1520UTC間P-3氣象飛機於22.24°N~22.378°N、119.92°E~120.075°E方形範圍內，高度由5748m以箱型方式向下飛行至310m的觀測資料求得飛機探空資料剖面，其作法為每15m的高度差距內通常有好幾筆不同區域的觀測資料，取其平均值代表該高度的探空資料。而環境大氣的觀測資料取6月15日15UTC東港測站(22.47°N，120.47°E)和九華號船艦(21.75°N，119.25°E)探空資料，如此可作地面測站與飛機探空資料之比較。圖2a為東港測站和九華號船艦及P-3探空溫度曲線，圖中實線為東港探空溫度曲線，較粗寬的虛線為九華號探空曲線，細密的虛線為P-3飛機的探空曲線。在高度900m以下P-3量測之溫度高過東港探空1.8°C左右，1200m至2000m間高過1°C左右，但在低層較九華號船艦探空高出約3.0°C，1200m附近高出約2.0°C。若以P-3下視輻射儀向下量測的海面溫度來看P-3飛機量測溫度偏高的問題，P-3探空資料的最低高度為310m，氣溫為28.2°C

，量測的海面溫度為 28.1°C，依此假設 310m 以下大氣是混合良好的大氣，且海面與海面大氣的溫度是相同的，將飛機觀測之氣溫以乾絕熱遞減推算至海面的氣溫應為 31.2°C，與飛機量測的海面溫度比較約高 3.1°C。Chen and Hui(1990) 也提及若實際低層大氣有水汽存在時，飛機量測之海面溫度將偏低。所以上述飛機量測的海面溫度應較實際海面溫度為低，不能用來做飛機量測溫度之校正資料，需另取同一個案但飛機在台灣東部飛行且未受水汽影響的觀測資料來做溫度之校正值，此時 P-3 飛機飛行緯度與東港測站近似，在飛行高度為 295m 時，量測之氣溫為 28.8°C，海面溫度為 29.7°C，在相同假設下估計 P-3 觀測的溫度約偏高 2.0°C。為進一步再作溫度與露點訂正值的確認，藉由地面觀測站的資料與飛機觀測的資料作比較，即利用蘭嶼測站(站高 324m，位於 22.04°N，121.55°E)所觀測之溫度及露點與飛機飛行高度近似且緯度接近的資料比較，結果發現 P-3 溫度高出 1.9°C，露點高出 1.6°C。所以可知經由地面測站的探空資料與 P-3 探空資料的比較就可獲得合理的訂正值。在高度 1800m 至 4300m 之間的東港溫度與露點曲線如圖 2b 所示，說明在此高度已達飽和，然而圖 2c 和 2d 的九華號與 P-3 探空資料顯示當時環境並未飽和，這可能是東港探空儀在這高度正好穿越雲區而達飽和，所以在此高度的 P-3 溫度與露點偏高的調整可藉由九華號探空資料的比較決定之，不過要考量低層九華號探空與東港探空的差異值，高度 1500m 至 2500m 的 P-3 溫度約高 1.0°C 左右，並有遞減趨勢，在高度 3000m 以上的 P-3 量測氣溫已沒有偏高的現象。有關露點部份，由圖 2e 推知 P-3 觀測之露點值在高度 450m 以下約高 1.5°C，高度 600m 至 900m 約為 1.0°C，而在高度 1200m 以上似乎已無過高現象。本個案的 P-3 溫度與露點調整值訂正如下：溫度在高度 900m 以下分別需減 1.5°C 至 1.8°C，高度 1500m 減 1.0°C，露點 600m 以下減 1.5°C，600m 與 1500m 的露點值減 1.0°C，1500m 以上的露點資料將不需修正。

位溫與相當位溫的計算乃根據 Merceret and Davis(1981) 之方程式利用飛機實測資料計算而得

$$EW = 6.1078 \exp \left(\frac{17.6498TA}{243.17 + TA} \right)$$

$$RH = \frac{100EE(PS - EW)}{EW(PS - EE)}$$

$$A = \frac{EE \ln \left(\frac{RH}{100} \right)}{PS - EE} (1.03185TN - 1730.33) + \left(21130.51 + \frac{11}{0.87} \right)$$

$$B = (184.952 - 0.779402TN) \ln \left(\frac{RH}{100} \right) + 14.6777TN$$

$$PT = TN \left(\frac{1000}{PS} \right)^{0.285714}$$

$$ET = PT \exp \left(\frac{A}{B} \right)$$

式中 TA 是校正過後之空氣溫度，RH 為相對濕度，EE 是水氣壓，EW 為飽和水氣壓，TN=273.16+TA，PS 是飛機直接量測之靜壓，PT 為位溫，而 ET 表相當位溫。

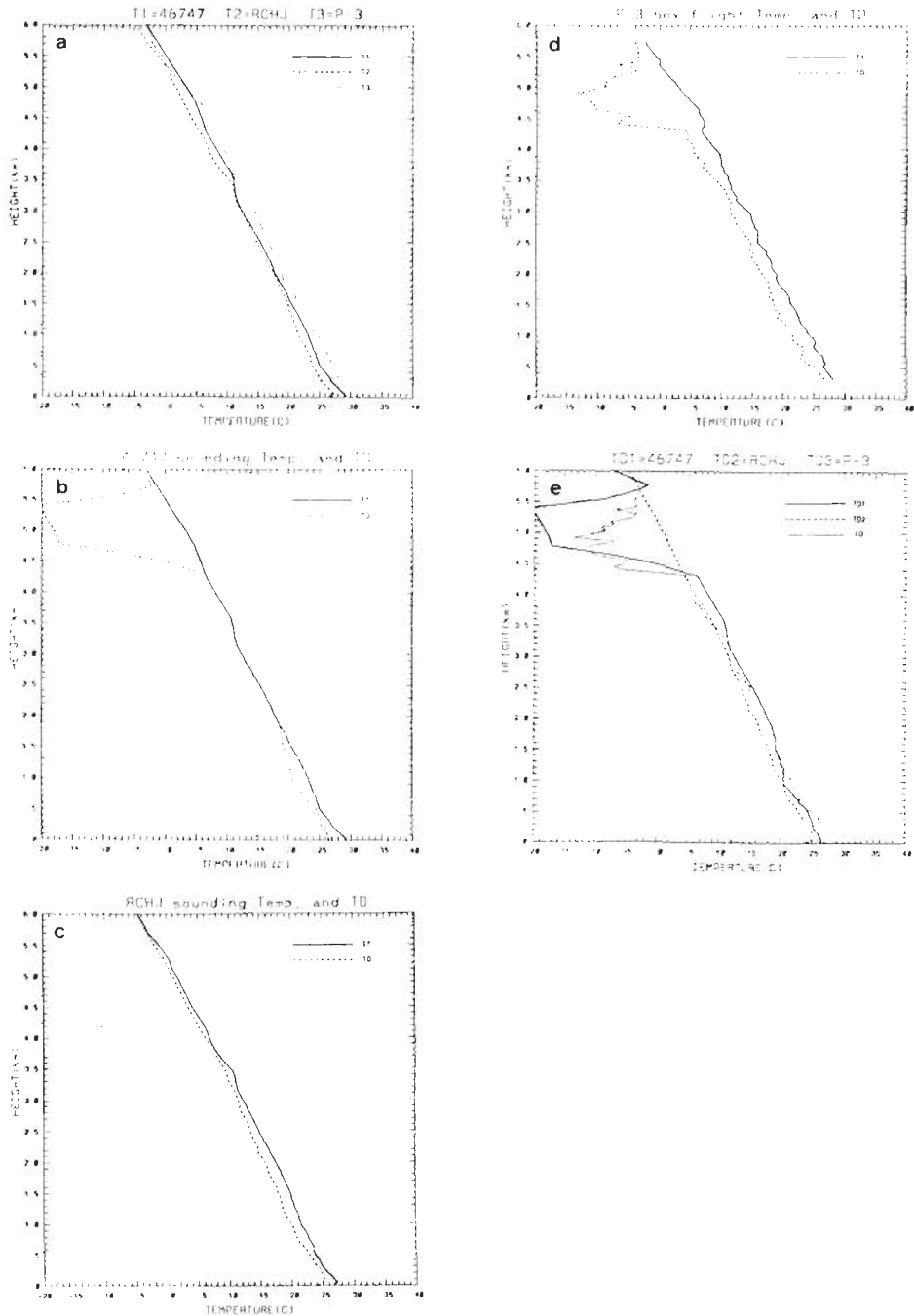


圖2 1987年6月15日(TAMEX IOP 9)(a)實線為東港(46747)、寬疏虛線為九華號(RCHJ)探空測站(15UTC)與細密虛線為P-3箱形向下飛行(1501UTC至1520UTC)之溫度曲線，(b)東港探空測站(15UTC)之溫度與露點曲線，(c)九華號探空測站(15UTC)之溫度與露點曲線，(d)P-3飛機近似探空測站(1501至1520UTC)之溫度與露點曲線，(e)實線為東港(46747)、寬疏虛線為九華號(RCHJ)探空測站(15UTC)與細密虛線為P-3箱形向下飛行(1501UTC至1520UTC)之露點曲線。

計算獲得的位溫 θ 、相當位溫 θ_e 值後，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)，相對於前導線組合(composite)此鋒面之橫向熱力剖面結構圖(即y-z圖)。所以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LeMone(1983)對前導線特徵的定義：前導線上有紊流強度 $U'W'$ 和 W'^2 的突然增加且距離持續2至3km以上外，並配合水平風向與風速的明顯切變現象(請參閱何等，1992)。而在作此六層資料合成時，必須以154m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。

(二) 1987年06月16日個案(IOP 10)

圖3為TAMEX IOP 10期間(民國76年06月16日)在1550-1602UTC約12分鐘的機腹雷達回波圖，在本個案中P-3飛機以五個不同高度(308m, 736m, 1506m, 3065m, 5778m)作東西向飛行穿越此對流雨帶。

本個案的液態水含量較高，在高度1506m(含)以上的資料說明Rosemount溫度器濕化的情形相當明顯，在雲區(液態水含量大於 0.3g m^{-3})內則以 CO_2 側視輻射溫度取代Rosemount溫度，不過要先計算在液態水含量小於 0.3g m^{-3} 時Rosemount溫度與 CO_2 側視輻射溫度之偏差值，當以 CO_2 側視輻射溫度取代Rosemount溫度值時還要加入此偏差值，此偏差值在不同高度有不同的值，但差異不大。

飛機觀測溫度偏高問題，以蘭嶼測站與P-3飛機觀測值比較，溫度的差異值與IOP 9個案相同皆為 1.9°C ，但露點溫度祇高出 1.0°C ，所以本個案溫度偏高的調整數值與IOP 9個案相同，但露點在低層祇需調整 1.0°C 。

至於前導線的決定方式與IOP 9相同，不過IOP 9個案以鋒面移動速度來調整資料放入剖面的位置，而IOP 10個案以決定前導線的斜率為主，斜率藉由P-3飛機機載向下觀測的海面溫度來估計，作法是以1506m飛行高度所量得之海面溫度，從飛行高度及穿透雲帶之長度求得本個案之雲帶前導線斜率約為 54° (從垂直軸起算)。如此，五層高度的資料可相對於前導線而得中尺度合成剖面圖。此外，因對流雨帶是緩慢向東移行，所以所謂的前導線後方是指前導線西方的位置。

四、結果與討論

(一) 1987年06月15日個案(IOP 9)

圖4a和4c分別為飛機在高度297m和602m量測的Rosemount溫度(T1)、 CO_2 側視輻射溫度(TR)及露點溫度(TD)，圖4b和4d分別為297m和602m之液態水含量時間序列圖，圖中橫軸顯示可為時間與位置的座標，因飛機一秒即有一組資料而每秒飛行120m，圖4e為合成之液態水

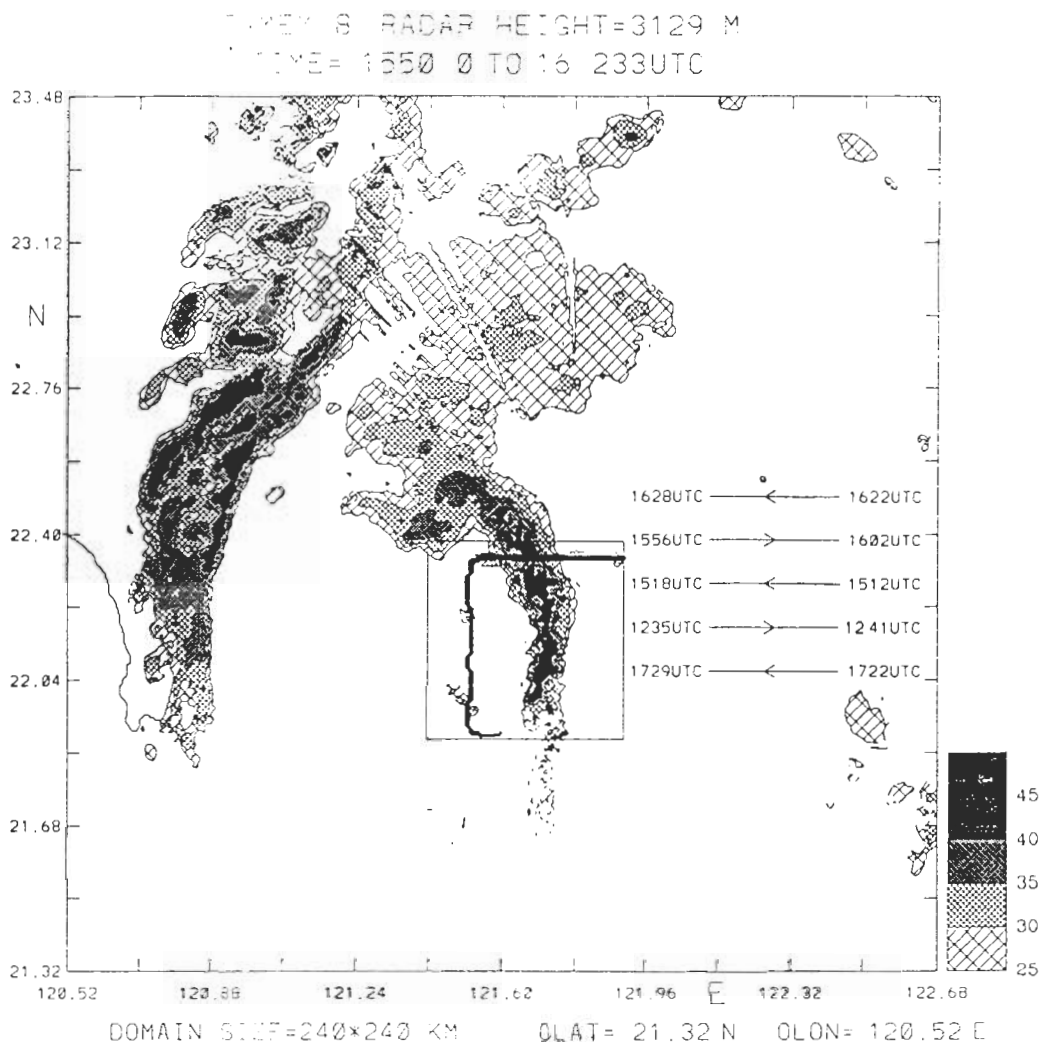


圖3 1987年6月16日(TAMEX IOP 10) 1550至1602UTC P-3飛機機腹雷達PPI回波圖，圖中呈倒“L”型之實線代表飛機飛行路徑，五組數字和箭頭代表飛機穿越雨帶的時間和航向。

剖面圖，由圖中可知本個案是液態水含量稀少之天氣系統，由溫度的序列圖中可見Rosemount溫度(T1)大於輻射溫度(TR)，且露點(TD)值又多大於TR值，在其它層資料也有相同的結果，所以本個案之氣溫皆取Rosemount(T1)的觀測值。飛機在高度297m與602m雖然都是由北向南飛行，但在圖4a-4d所顯示的資料已都整理為南向北的資料，圖中第一點資料的位置為(22.5°N, 122.5°E)，其它每一組的資料依序向北排列。高度297m的鋒前導線位置決定為第695點，飛行高度602m是在第670點，由圖4a和4c中可見在鋒前導線的北邊即飛機已飛入鋒後的冷空氣內，溫度明顯的在下降，而在900m高度以下也祇有在鋒前導線後方10km處才有明顯之液態水含量。圖5a和5b分別為高度297m和602m的資料經過濕化及溫度、露點偏高處理後之溫度與露點曲線。由於在濕化過程中，當露點值大於溫度值時則以溫度值取代原露點值，所以在鋒前導線後方空氣已呈飽和，在鋒前導線前方的暖空氣是未達飽合的。

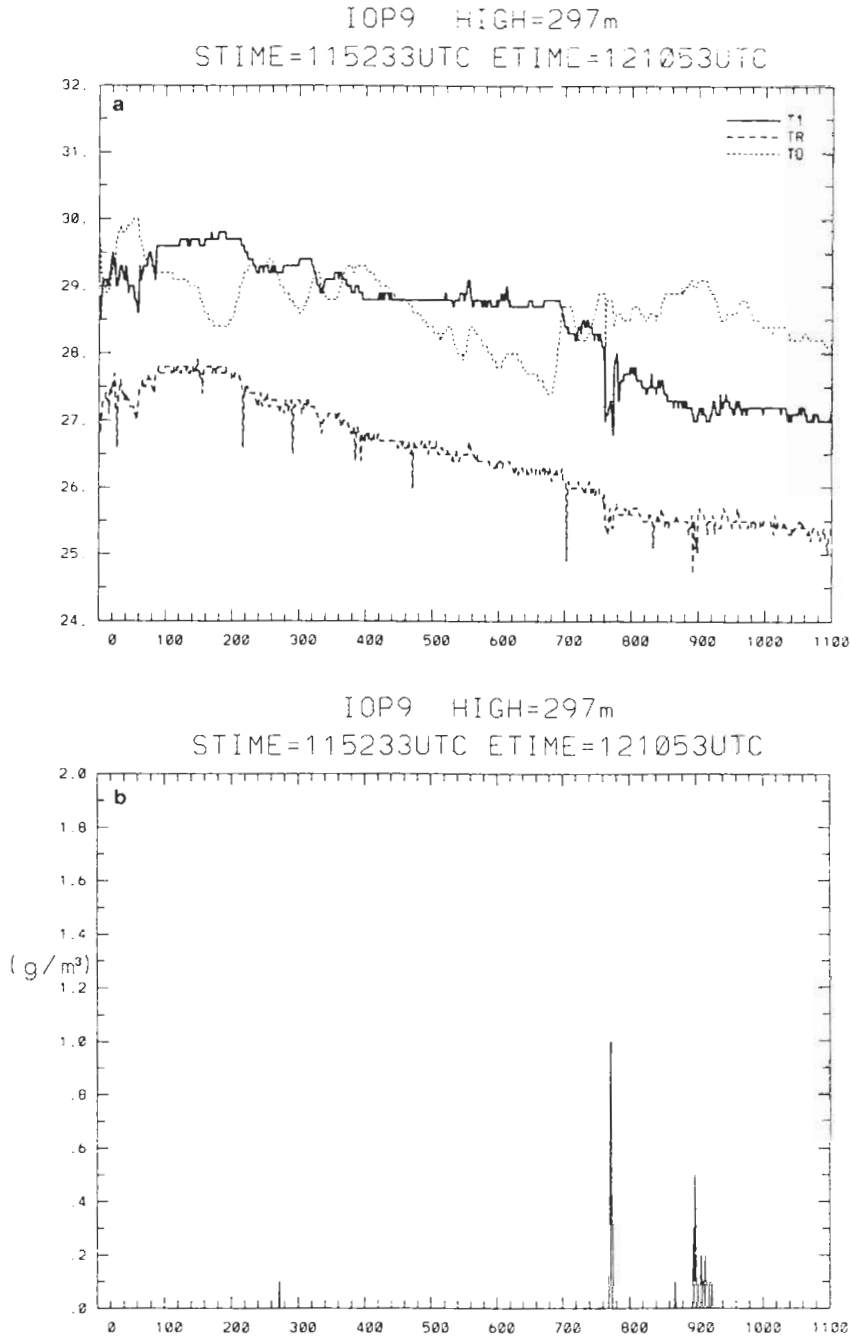


圖4 1987年6月15日(TAMEX IOP 9) P-3氣象觀測之(a)飛行高度297m原位量測的Rosemount溫度(T1)、二氧化碳側視輻射儀溫度(TR)及露點溫度(TD)曲線，(b)高度297m之液態水含量時間序列圖，(c)飛行高度602m原位量測的Rosemount溫度(T1)、二氧化碳側視輻射儀溫度(TR)及露點溫度(TD)曲線，(d)高度602m之液態水含量時間序列圖，(e)利用六個不同飛行高度原位量測資料沿南北Y方向合成的液態水含量剖面圖。

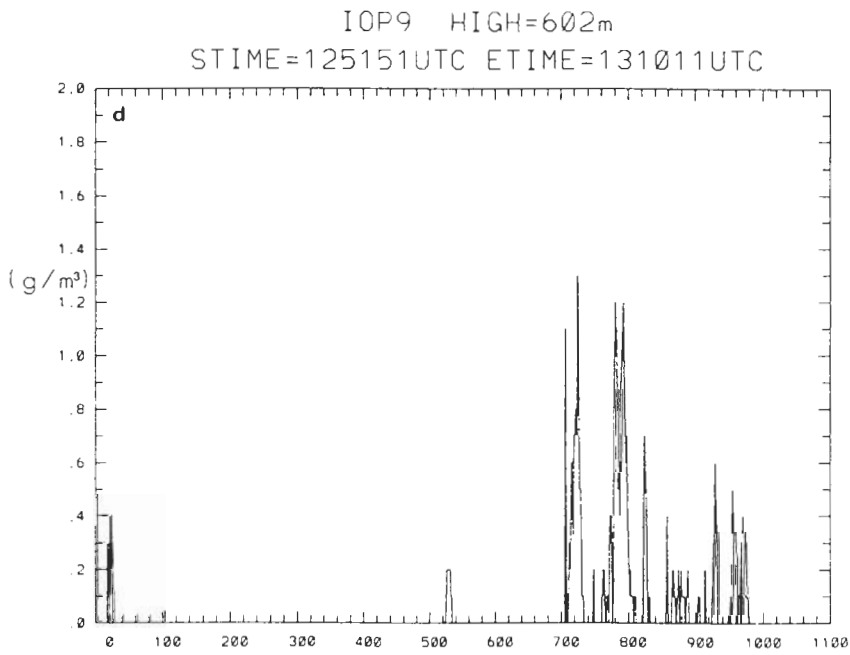
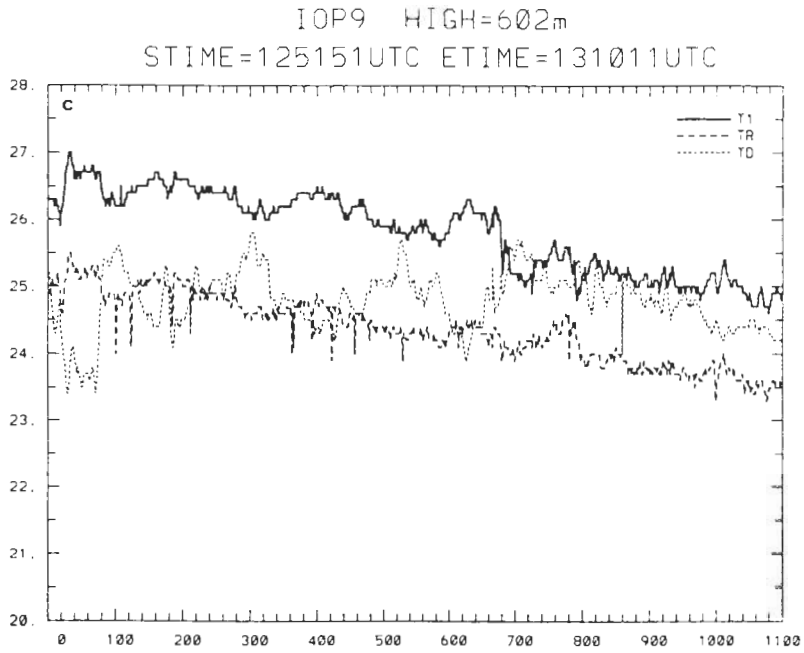


圖4 (續)。

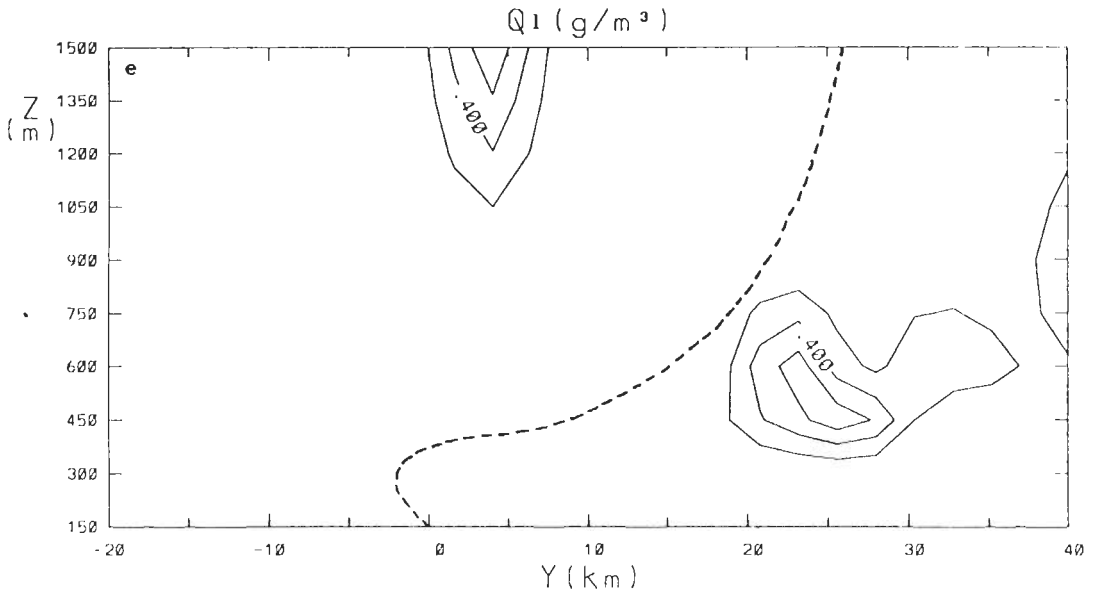


圖4 (續)。

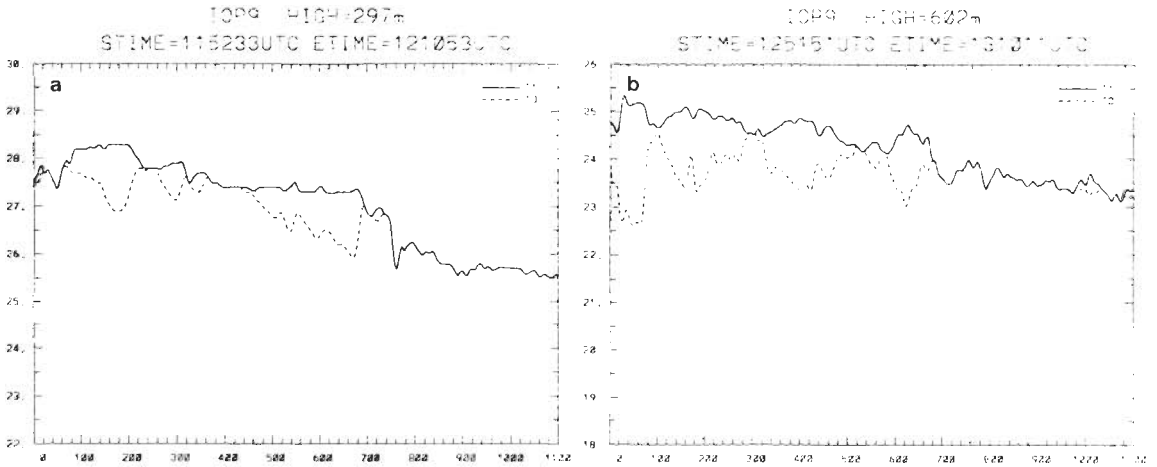


圖5 1987年6月15日(TAMEX IOP 9) P-3氣象飛機觀測之溫度與露點經濕化與偏高修正，分別為(a)飛行高度297m之溫度與露點曲線，(b)飛行高度602m之溫度與露點曲線。

Jorgensen et al(1991)認為以當時在南臺灣較高之海面溫度 30°C 、相對濕度80%來估計相當位溫(θ_e)值約為366K,但同時認為較合理的海面溫度值為 29°C ,相對濕度為80%,相對位溫值應為363 K,所以在低層以氣象飛機觀測之溫度與露點值計算的相當位溫值若大於368K認為在氣象學上是較難以理解的。有關南臺灣之海面溫度,周(1991b)利用飛機下視輻射儀觀測的海面溫度、日本氣象廳發佈的平均海面溫度、台灣附近海域之三艘觀測船、十六艘漁船和沿岸十二個定點觀測之海面溫度報告,獲得台灣附近海域六月中旬平均海面溫度分佈圖,由圖中可看出台灣東南外海最高海面溫度為 30.2°C ,平均溫度約為 29°C 。Chen and Hui(1991)所計算之相當位溫有大於376 K的值,所計算之不合理的相當位溫值主要原因乃由於直接利用未經校正之P-3飛機觀測之溫度與露點值直接代入計算相當位溫。圖6a和6b分別為高度154m和297m的資料,虛線部份為溫度與露點濕化處理,但未將偏高之值減去所計算之相當位溫(θ_e)值,而實線為訂正偏高之溫度與露點後所求得之相當位溫($M\theta_e$)值。由圖中可見未減去與減去溫度與露點偏高值求得之相當位溫曲線型態是近似的,但數值卻有很大的差異,減去偏高之溫度與露點求得之相當位溫值是較為合理的。

至於中尺度熱力結構的探討可由圖7a之位溫剖面圖開始,前導線後方的低層大氣明顯由冷空氣盤據,最冷部份在前導線後方20km至40km處。圖7b之相當位溫剖面在高度600m的前導線後附近有一暖濕舌向上延伸至1200m高度,顯示有潛熱釋放現象的發生。總的來說,此鋒面的低層熱力切變(高度600m以下)仍十分明顯,高層則可能因對流受到抑制和鋒面減弱而不易察覺。

(二) 1987年06月16日個案(IOP 10)

圖8a和8c分別為飛機在高度1506m和3065m量測的Rosemount溫度(T1)、 CO_2 側視輻射溫度(TR)及露點溫度(TD),圖8b和8d分別為高度1506m和3065m之液態水含量時間序列圖,圖8e為合成之液態水含量剖面圖。由圖中可知因本個案P-3飛機乃穿越含豐沛水汽的對流系統,所以P-3飛機量測到之液態水含量值在個別高度平飛過程中皆有相當大的值出現,液態水集中區約在前導線的後方,高度介於1-3km間的雲帶中。對流雨帶約寬25km,飛機在高度1506m的飛行是自東向西飛行,高度3065m的飛行是由西向東飛行,但在圖8所顯示都已將資料經整理改由東向西排列的。高度1506m和3065m的前導線位置分別為第83與146點,所以在圖8b可見不論在雲內或雲外液態水含量的分佈是連續且充沛的,以致圖8a Rosemount溫度(T1)或 CO_2 輻射溫度(TR)在雲區內(83點至200點間)皆有升高現象,但幅度不大。然而在高度3065m的資料中卻很明顯看出在雲區內溫度增加的情形,尤其是 CO_2 輻射溫度,所以此時的溫度與露點曲線分佈是與IOP 9個案呈現完全不同的風貌,當飛機飛入對流雨帶內,即液態水含量較大的區域時,由於Rosemount溫度計濕化的情形相當嚴重,此時側視輻射儀量測的數值已較接近Rosemount溫度,甚至已大於Rosemount溫度,這時必需以 CO_2 輻射溫度取代之。有關露點出現明顯的振盪(oscillating)現象,這與感應器濕化有關,必須利用勻稱(smoothing)方式消除。圖9a和9b分別為高度1506m和3065m經過上述校驗法則處理後之溫度與露點曲線,由圖中可發現在雲區內溫度增高且呈飽和狀態,而且露點的振盪現象已消除。

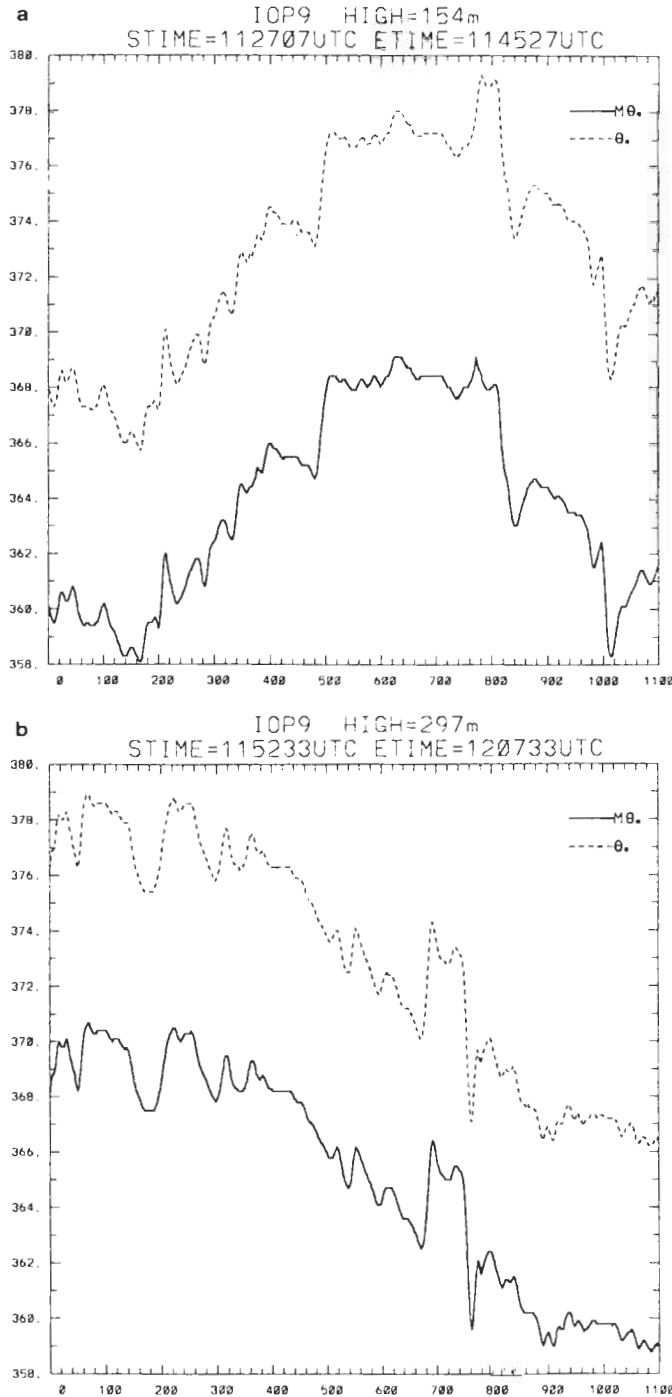


圖6 1987年6月15日(TAMEX IOP 9) P-3氣象飛機觀測(a)飛行高度154m，實線為經溫、露點校正計算之相當位溫($M\theta_e$)曲線，虛線為未經溫、露點偏高修正所計算之相當位溫(θ)曲線，(b)飛行高度297m，實線為經溫度與露點校正計算之相當位溫($M\theta_e$)曲線，虛線為未經溫度與露點偏高修正所計算之相當位溫(θ)曲線。

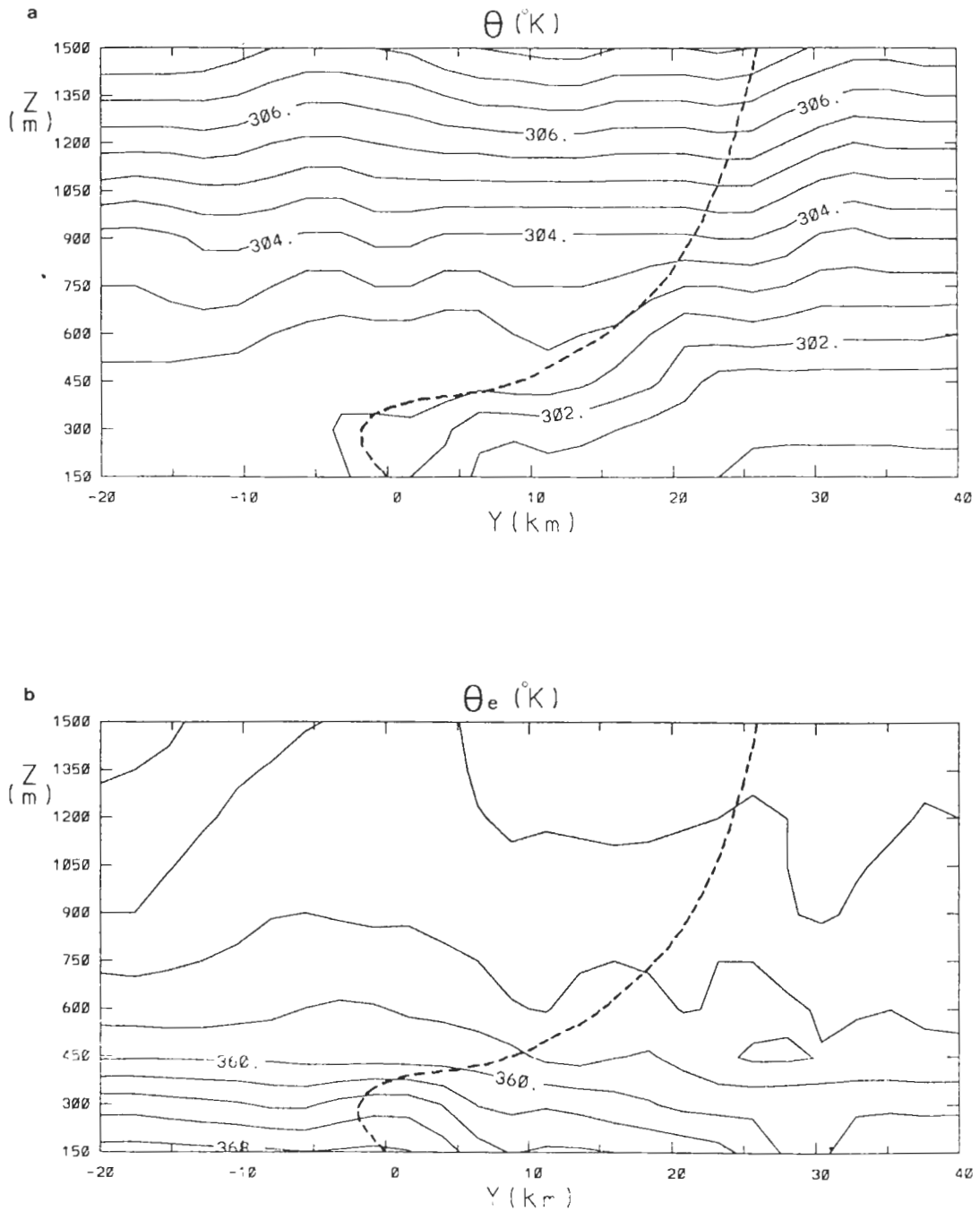


圖 7 1987年6月15日(TAMEX IOP 9)利用六層不同高度飛行所獲得的原位量測資料，沿鋒面橫向Y方向合成的(a)位溫剖面，(b)相當位溫剖面。

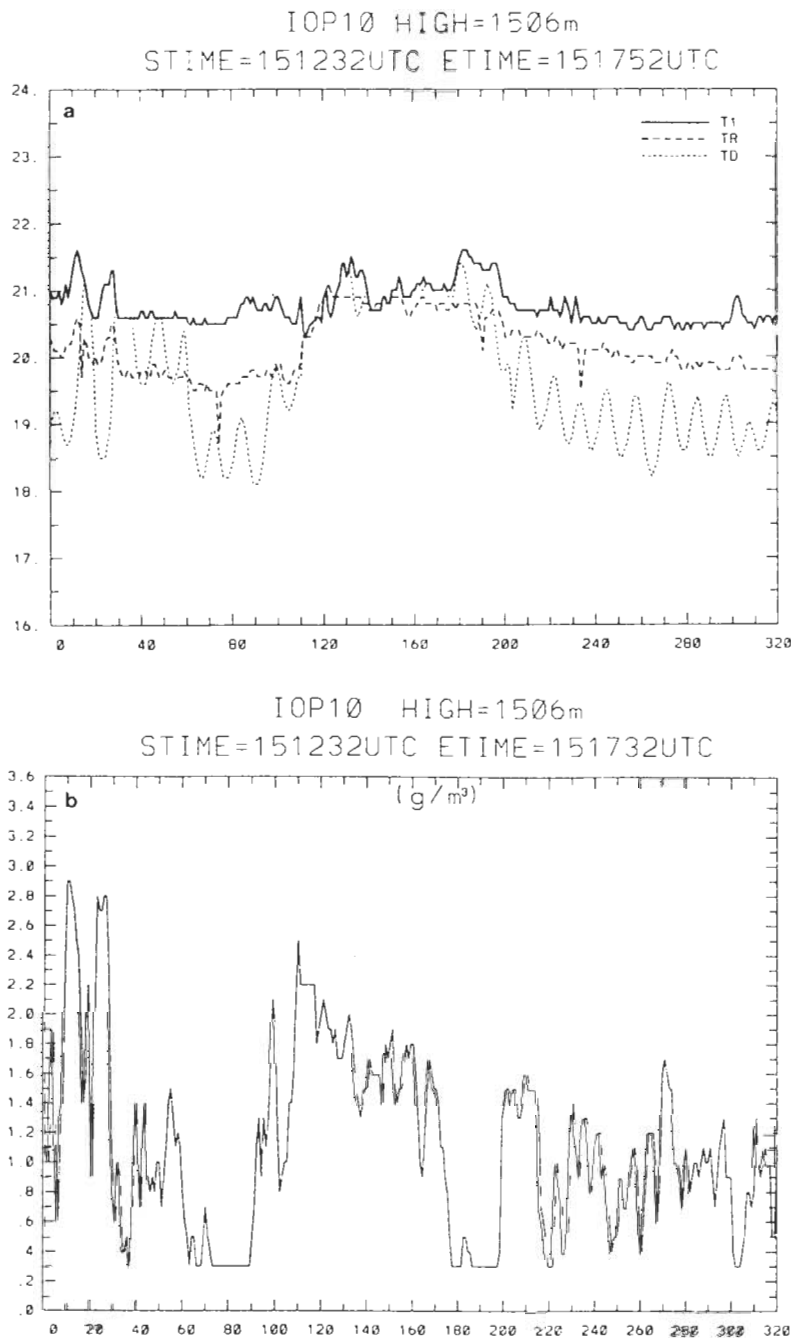


圖8 1987年6月16日(TAMEX IOP 10) P-3氣象觀測之(a)飛行高度1506m原位量測的Rosemount溫度(T1)、二氧化碳側視輻射儀溫度(TR)及露點溫度(TD)曲線，(b)高度1506m之液態水含量時間序列圖，(c)飛行高度3065m原位量測的Rosemount溫度(T1)、二氧化碳側視輻射儀溫度(TR)及露點溫度(TD)曲線，(d)高度3065m之液態水含量時間序列圖，(e)利用五個不同飛行高度原位量測資料沿東西X方向合成的液態水含量剖面圖。

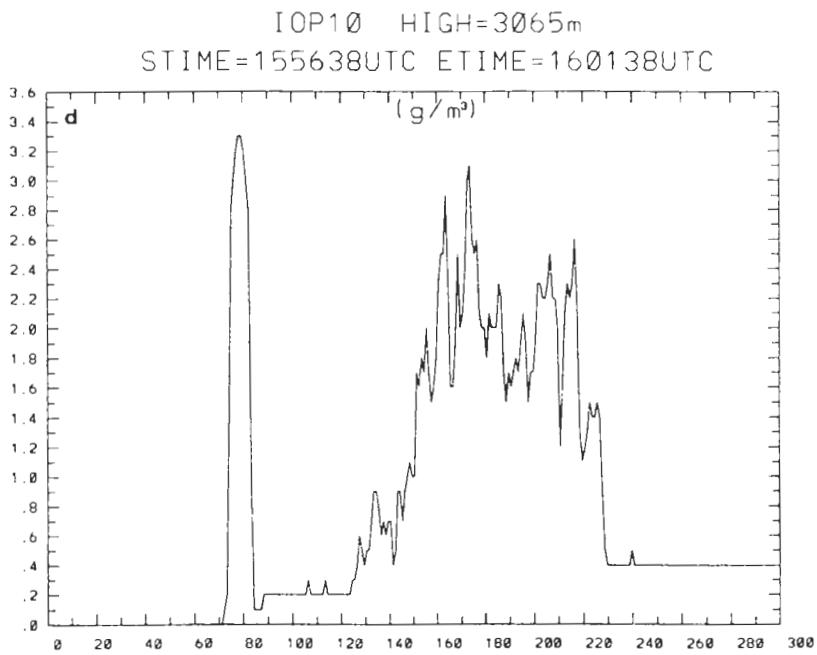
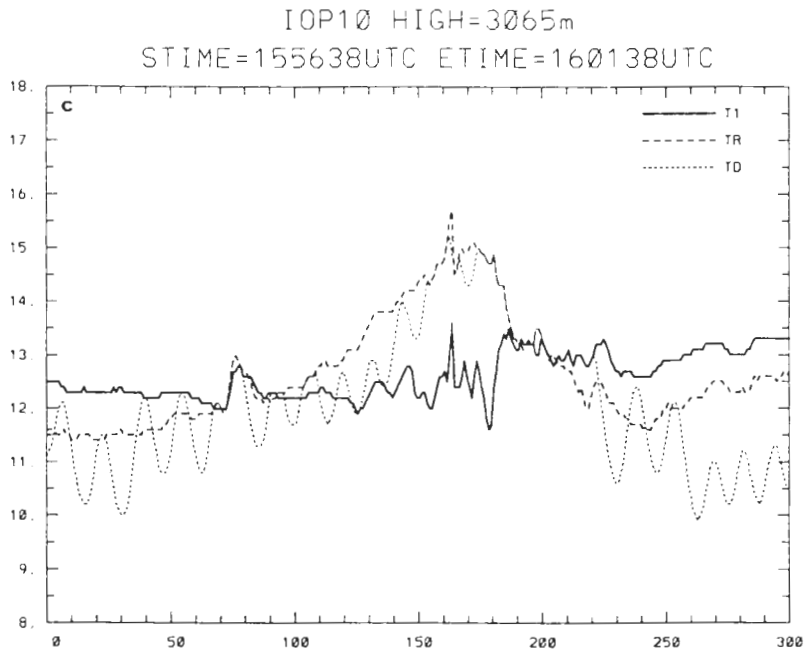


圖8 (續)。

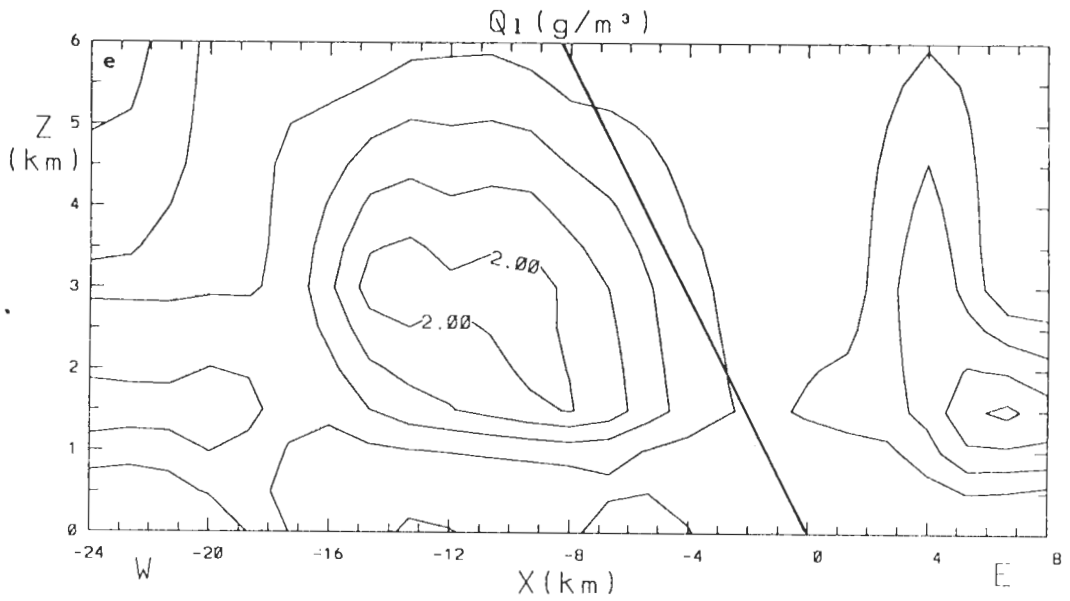


圖8 (續)。

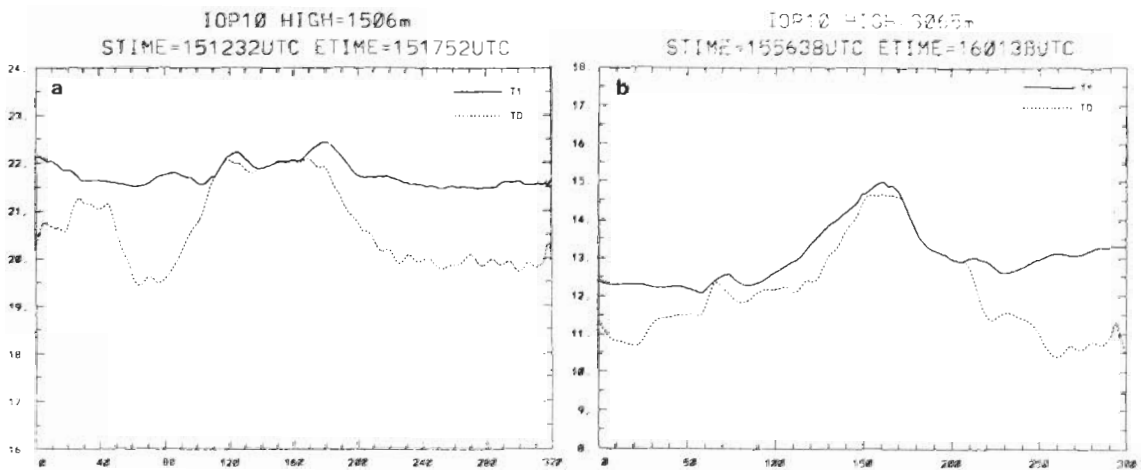


圖9 1987年6月16日(TAMEX IOP 10) P-3氣象飛機觀測之溫度與露點經濕化與偏高修正，分別為(a)飛行高度1506m之溫度與露點曲線，(b)飛行高度3065m之溫度與露點曲線。

在相當位溫方面，圖10a和10b為高度308m和736m校正後與校正前的溫度與露點所計算的相當位溫序列圖，在未校正的相當位溫(θ_e)，在低層並未出現像IOP 9個案中許多偏高的不合理值，而經校正後的相當位溫($M\theta_e$)都低於363K以下的合理值。

圖11a和11b分別為經校正與未校正溫度與露點計算合成的中尺度相當位溫剖面，圖11a與11b結構特徵十分近似，其暖心的位置與液態水集中區相當配合，約在前導線後方，高度介於1至3 km間的雲帶中，配合垂直運動場與擾動氣壓場的結果(何等，1990)，顯示強烈升流區、中尺度低壓中心、最大相當位溫區和充沛液態水含量的位置頗為一致，說明潛熱釋放在對流雨帶內部為正浮力持續維持的重要因素之一。

五、結論

P-3氣象飛機機載的各項溫度計，在量測過程中皆有可能產生誤差，其誤差主要來源有：1. 氣流造成之誤差，2. 鹽分的污染，3. 感應器潮濕問題，所以在觀測技術上將儘量避免上述誤差的產生，但實際使用機載溫度計量測的資料時，上述資料誤差因素仍然存在，該如何分析和校驗，及提昇其準確度，必須審慎評估。

氣象飛機原位量測的資料包羅萬象，除了利用穿越天氣系統的資料合成得以了解系統內部氣流走向與熱、動力結構外，更可配合傳統氣象觀測網的地面和探空資料，從事飛機溫度、露點的分析與校驗，最重要的，仍需依天氣系統特性解決溫度、露點濕化及低層觀測值偏高的問題。

本文以液態水含量較少之弱擾動冷鋒系統(TAMEX IOP 9)與雲內液態水含量較多之強烈對流雨帶為個案來說明P-3飛機溫度及露點資料濕化及低層數值偏高的誤差特性與修訂方法。

對兩個案研究的結果可歸納成以下幾點：

- (一) P-3飛機在雲中飛行觀測時，溫度量測器因濕化問題而需繼續使用Rosemount溫度代表氣溫或以 CO_2 輻射溫度來替代，是無法直接利用液態水含量的多寡來決定。如IOP 9個案中雖然有些液態水含量已大於 0.3gm^{-3} ，但由於範圍過少，Rosemount溫度計並沒有完全濕化的問題，所以氣溫值仍以Rosemount氣溫計量測的為主；但在IOP 10個案中明顯看出在對流雲區內必需以 CO_2 側視輻射儀量測的值加上晴空狀況下Rosemount溫度與側視輻射溫度的偏差值為氣溫值，因此如何修正氣溫濕化的問題需視天氣系統的特性而定。
- (二) 飛機量測之溫度與露點出現偏高的現象，並沒有隨高度的增加而呈線性遞減的關係，改正之道需根據P-3飛機以箱型飛行觀測的資料與地面測站探空資料作比較或以飛機水平飛行觀測資料與高度相近的地面觀測資料分析後，找出適當的偏差而調整之。在IOP 9個案中，P-3飛行的地區與東港探空測站相接近，於IOP 10個案P-3飛機箱型飛行的地區是與綠島探空測站相接近，但綠島探空資料不甚合理，IOP 9與IOP 10個案時間僅差一天，而且緯度近似，所以IOP 10個案的氣溫偏高值以IOP 9個案獲得的差值代入修

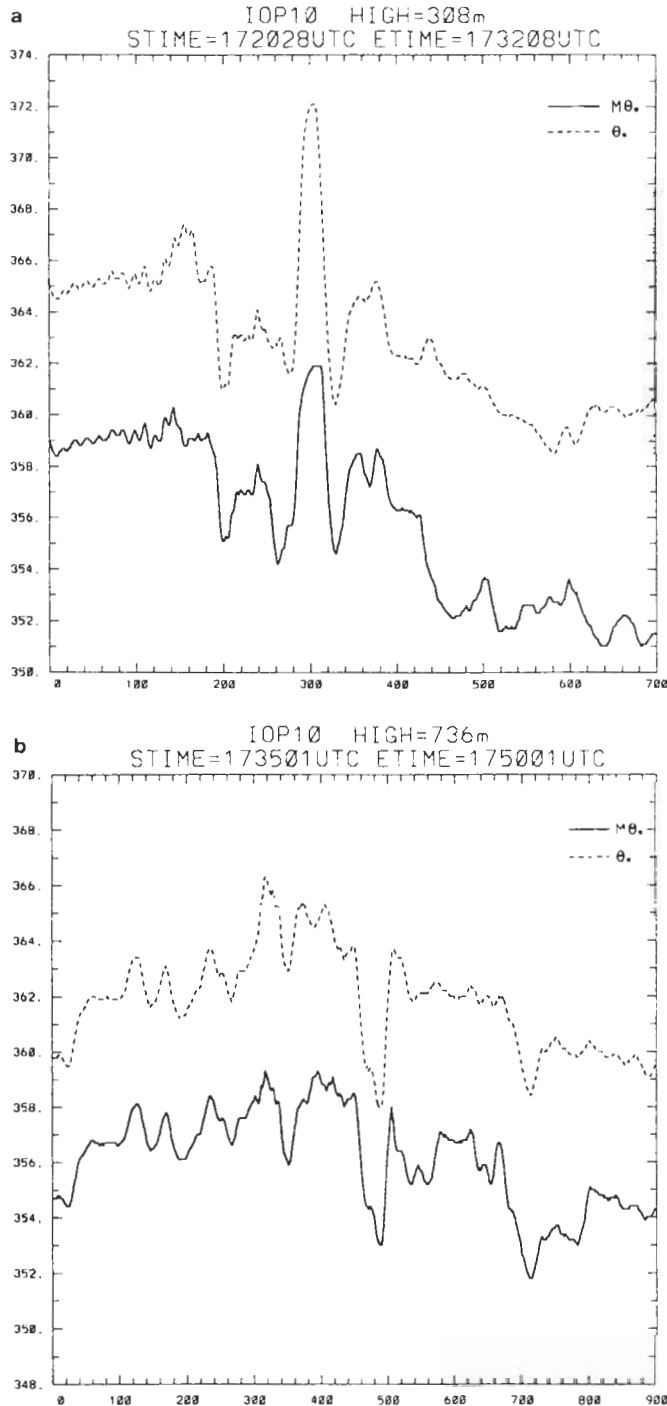


圖10 1987年6月16日(TAMEX IOP 10) P-3氣象飛機觀測(a)飛行高度308m，實線為經溫度與露點校正計算之相當位溫($M\theta_e$)曲線，虛線為未經溫度與露點偏高修正所計算之相當位溫(θ)曲線，(b)飛行高度736m，實線為經溫度與露點校正計算之相當位溫($M\theta_e$)曲線，虛線為未經溫度與露點偏高修正所計算之相當位溫(θ)曲線。

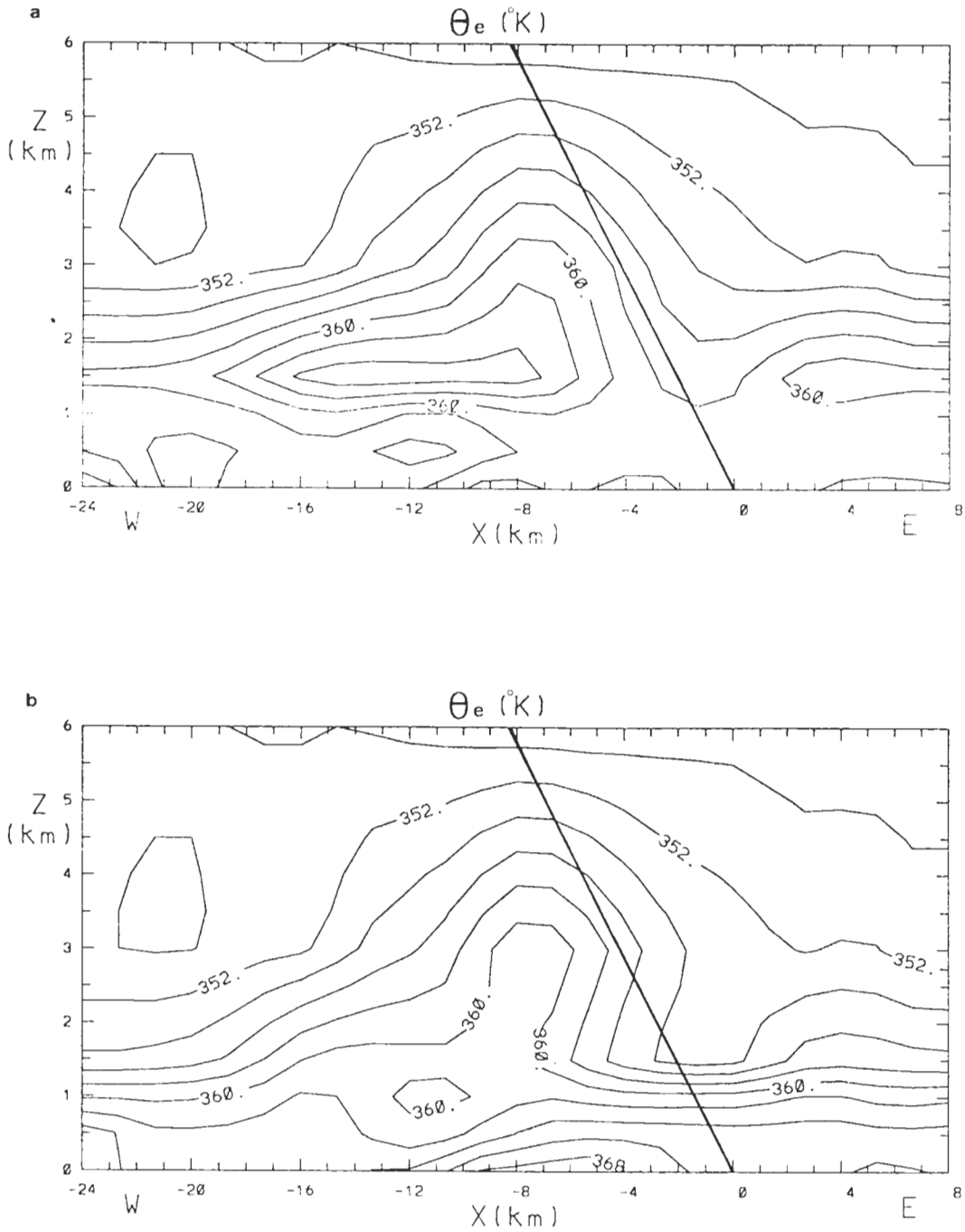


圖 11 1987年6月16日(TAMEX IOP 10)利用五層不同高度飛行所獲得的原位量測資料，沿雨帶橫向X方向合成的(a)溫度與露點經校正計算後的相當位溫剖面，(b)溫度與露點未經量測偏高校正計算後的相當位溫剖面。

正之。

- (三) 在晴空的狀態下飛行時，假設飛行高度以下的大氣充分混合，而且海面溫度與海面大氣的溫度是相同，則下視輻射儀所蒐集之海面溫度，在定量上可作為溫度高估校正的一種參考方式。
- (四) 根據以上(二)、(三)點的論述，IOP 9和IOP 10個案溫度的調整值應為：高度900m以下減 $1.5^{\circ}\text{C}\sim 1.8^{\circ}\text{C}$ ，高度900m~3000m減 1.0°C ，高度3000m以上不作修正。露點部分：IOP 9個案中，高度450m以下減 1.5°C ，高度600m~1500m減 1.0°C ，高度1500m以上不作修正；IOP 10個案，高度1500m以下減 1.0°C ，高度1500m以上不作修正。
- (五) 僅將濕化的溫度與露點校正後計算獲得的位溫(θ)、相當位溫(θ_e)所合成的熱力剖面，在定性上仍能解釋天氣系統的熱力結構，惟在低層部分會出現不合理的數值，需做進一步修正。
- (六) 利用飛機穿越不同高度的原位量測資料，可對如IOP 9鋒面系統與IOP 10對流雨帶之熱力結構有進一層的瞭解。在IOP 9個案中，由位溫剖面可知前導線後方附近高度介於600m至1200m之間有一暖濕舌向上延伸，顯示有潛熱釋放的現象。在IOP 10個案中，雨帶前導線後方的暖心和液態水集中區的位置均相當一致，顯示潛熱釋放是此對流雨帶持續發展的重要因素之一。

誌 謝

本研究得以完成，需感謝國立台灣大學大氣科學系P-3實驗室提供飛機觀測資料以及游政谷博士協助資料處理。本文在國科會專案研究計劃NSC 79 -0202 -M014 -02和NSC 80 -0202 -M014 -01部份支援下完成。

參考文獻

- 何台華、張茂興與周仲島，1990：利用飛機實測資料分析TAMEX IOP 10對流雲帶的動力場和動量傳送。天氣分析與預報研討會，107-114。
- 何台華、張茂興與周仲島，1992：TAMEX期間弱擾動冷鋒之中尺度動力場分析。天氣分析與預報研討會，109-117。
- 周仲島，1991a：飛機觀測在臺雨預報研究上的應用：P-3飛機觀測之溫度準確度分析。交通部中央氣象局科技中心專題研究報告。152頁。
- 周仲島，1991b：非傳統氣象觀測資料在臺雨預報研究上的應用：P-3飛機觀測之海面溫度分析。交通部中央氣象局科技中心專題研究報告。32頁。
- Albrecht, B.A., S.K. Cox, and W.H. Shubert, 1979：Radiometric measurements of in-cloud temperature fluctuations. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1066-1071.
- Byers, H.R., and R.R. Braham, 1949：The Thunderstorm. U.S. Govt. Printing Office, 287pp.

- 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.
- Jorgensen, D.P., and M.A. LeMone, 1989 : Vertical velocity characteristics of oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 621-640.
- Jorgensen, D.P., M.A. LeMone, and B. J.D. Jou, 1991 : Precipitation and kinematic structure of an oceanic mesoscale convective system. Part I: Analysis of airborne Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2608-2637.
- Lawson, R.P., and W.A. Cooper, 1990 : Performance of some airborne thermometers in cloud. *J. Atmos. Oce. Technology*, **6**, 231-248.
- LeMone, M. A., 1983 : Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1815-1834.
- Merceret, F. J., and H. W. Davis, 1981 : The determination of navigational and meteorological variables measured by NOAA/RFG WP3D aircraft. NOAA Technical Memorandum ERL RFC-8, 21pp.
- Zipser, E.J., R.J. Meitin, and M.A. LeMone, 1981 : Mesoscale motion fields associated with a slowly moving GATE convection band. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1725-1750.

Analysis and Correction on Temperatures Measured by the NOAA P-3 Research Aircraft

Tai-Hwa Hor ¹ Mou-Hsiang Chang¹ Ben Jong-Dao Jou ²

¹Dept. of Applied Physics
Chung Cheng Institute of Technology

²Dept. of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

During the TAMEX period the NOAA P-3 aircraft experienced 10 flight missions and provided invaluable in-situ data and radar data on mesoscale convective systems over the Taiwan area. The collection of the measured data should improve the data set for observational case study analysis and numerical model initialization and verification. The temperature sensors mounted on the P-3 aircraft are usually affected by the flow distortion and salt contamination as well as the wetting. The flow distortion problem can be avoided in use of the CO_2 radiometer instead of the Rosemount sensor. The salt contamination is negligible for high altitude flights. Only the wetting effect is difficult to deal with due to that most of the flights during TAMEX were in cloud.

In order to solve the problem, first of all, we check the magnitude of liquid water content because it's a reliable sign to realize the effect serious or not. Generally, 0.3 gm^{-3} is a critical value. Furthermore, the surface-grounded sounding data, traditional surface data and the sea surface temperatures of the aircraft downward-looking radiometer are applied to correct the in-situ temperature data of the aircraft. The correction scheme is simple and the results are reasonable, but it highly depends upon the features of weather systems.

Key words : MCSs, Wetting effect, Temperature correction.