

熱帶與中緯度氣流交互作用對加強鋒面降水之分析研究

劉廣英 徐天佑

空軍氣象聯隊

摘要

梅雨季中造成台灣地區之豪雨時有聞，且有多人研究，由於觀測資料之關係，研究者多偏重大陸或華南地區對台灣梅雨鋒面所造成之影響。

目前由於衛星雲圖之觀測時間加密，對天氣系統之追蹤較易掌握，在衛星雲圖中可發現由熱帶地區之氣流或擾動，當其移動至台灣地區且與梅雨鋒面交互作用時，會增加梅雨之降水量。

本文利用衛星雲圖及等熵分析，證實在TAMEX其中IOP-8之強烈降水，確實由熱帶氣流與梅雨鋒面交互作用所產生。

由於衛星及雷達已普遍為氣象員所運用，因此爾後對熱帶系統與中緯度系統在台灣地區之交互作用，其所產生之豪雨當容易掌握，且可以即時發出預警。

一、前言：

熱帶之天氣系統在中南半島或南海中順著太平洋高壓之邊緣向北移動時，若此時正好與北方南移之梅雨鋒面相匯合，容易在以上兩種系統之匯合處造成豪雨（劉、陶1982，劉、徐1985，劉，徐1989）目前由於衛星雲圖之觀測甚為進步，對以上之現象其在台灣地區，所造成之豪雨，可逐漸掌握及預報。

表一為1986及1987兩年中「台灣地區中尺度實驗」各地因上述現象所造成較大降雨之雨量表，其中第一階段（1986）之IOP-1降水量較小，而第一階段中之另外兩次降水在台灣之部分地區降水量甚大，有些地區一日之水超過100mm，第二階段（1987）由於熱帶系統與鋒面交互作用在台灣地區造成大降水亦選取一個個案，此個案在台灣中央山脈以西之地區造成強烈降水，劉、徐（1989）對此個案有詳盡之討論。

陳、周（1988）分析梅雨鋒活躍與不活躍年受孟加拉灣之西南氣流及太平洋高壓之西南或東南氣流影響，因此熱帶氣流不論由孟加拉灣或太平洋高壓所主導，均對台灣地區梅雨鋒面所造成之降水影響

甚大。

本文從「台灣地區中尺度實驗」選取較明顯之個案，從雲圖及降水之觀測資料相配合，可以驗證在台灣地區之梅雨季中由於熱帶系統與梅雨鋒面之交互作用，使得台灣地區會產生較大之降水，另外利用1987年觀測資料進行等熵之個案分析也可以明顯發現，在台灣中央山脈以西地區之大雨主要受梅雨鋒與熱帶系統之交互作用，使得中南部地區之降水明顯增強。

二、雲圖分析

熱帶海洋系統之變化可由衛星雲追蹤，其移動之向及路徑在配合天氣圖之形態下，可大致看出其端倪。

個案1之為1986年5月12日，當日之降水以金門地區最大71.9mm，本個案劉、徐（1989）對雲系及降水區之移動已有研究分析。

圖1為5月8日至5月12日之衛星雲圖，雲圖中顯示熱帶之系統其雲系由中南半島向東北移動，經華南在台灣地區與梅雨鋒會合，造成台灣地區普遍降水，圖2為熱帶雲系前緣及梅雨鋒面移動之位置，從圖中可以看山，此次鋒面之移動位置由台灣北

表一、台灣地區中尺度實驗中，因熱帶系統與梅雨鋒交互作用，各地之降雨量表（單位mm）

時間 降雨量 地點	phase I 75.5.12		phase I 75.5.21 5.22		phase I 75.6.		phase I 6月04日		phase II 76.6.8		phase II 6月08日	
	5月12日	5月12日	5月21日	5月22日	5月21日	5月22日	6月04日	6月05日	6月04日	6月05日	6月08日	6月08日
金門		71.9		18.9	10.1			3.1				
桃園		22.5		158.3	56.2		12.4	84.1			18.4	
新竹		28.6		138.1	44.2		5.6	18.7			61.5	
台中		20.9		102.2	48.2		17.1	57.7			80.0	
嘉義		39.5		41.0	55.6		36.0	50.1			48.9	
台南		44.7		54.7	48.7		87.3	72.6			35.4	
岡山		35.5		81.6	72.9		75.8	44.1			95.5	
屏東		19.6		21.3	21.4		41.1	41.6			76.7	
恆春		6.6		39.8	17.9		176.1	32.9			88.8	
宜蘭		8.8		22.4	72.5		25.1	27.9			4.2	
花蓮		8.1		10.5	32.3		17.8	31.6			1.5	
台東		1.3		19.7	35.0						18.5	
馬公		49.7						90.5				

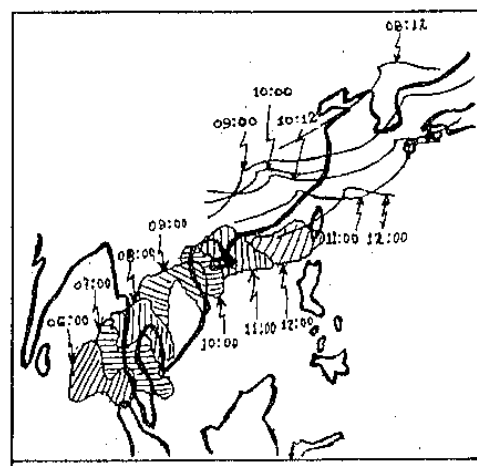
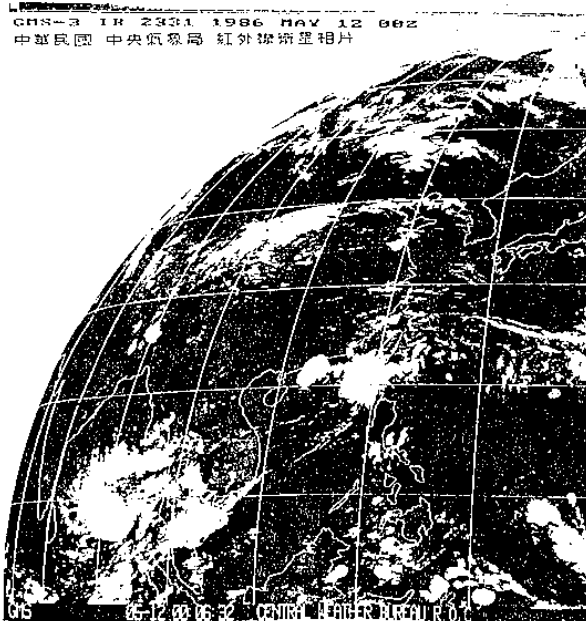
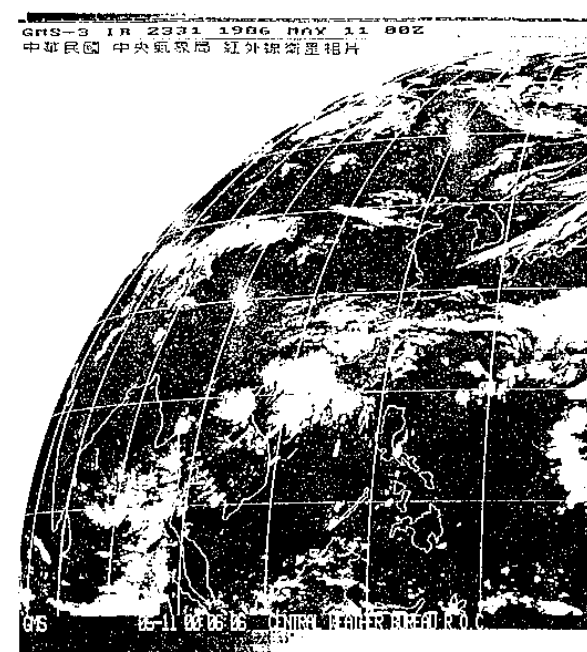
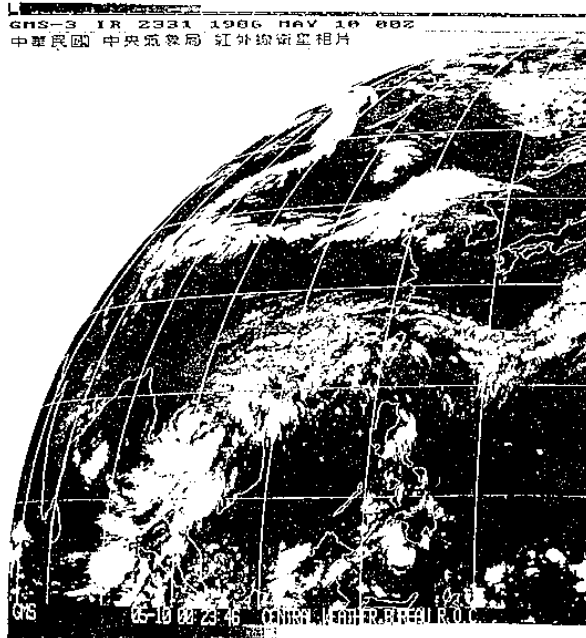
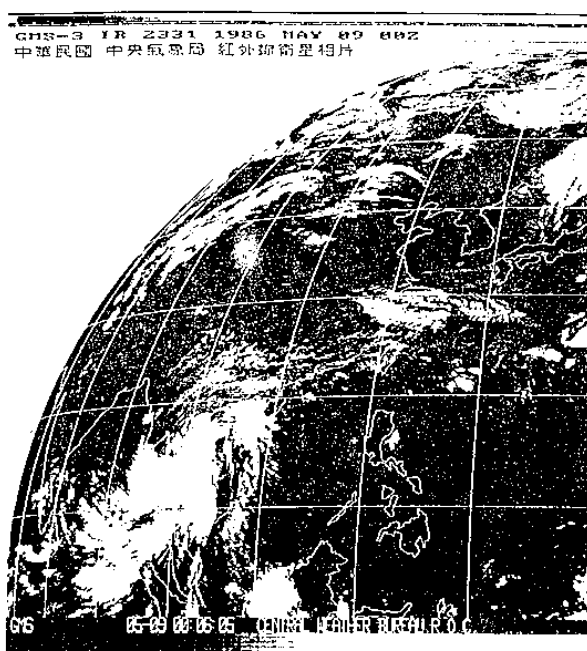
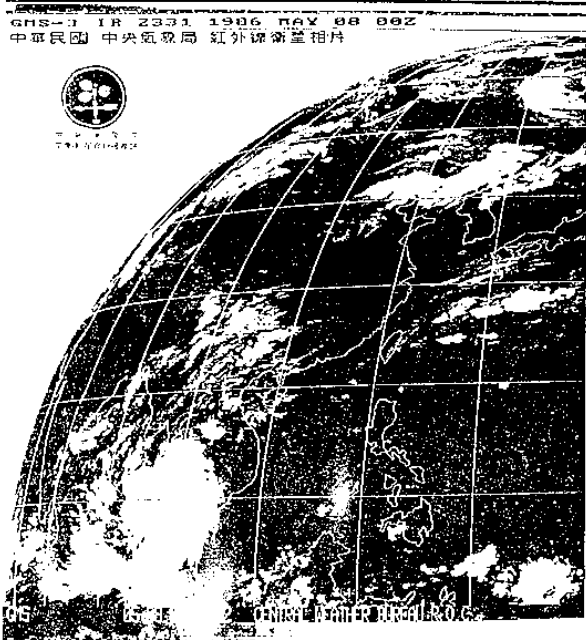


圖02. 1986年05月08日至05月 鋒面與熱帶雲系移行圖

圖01. 1986年05月08日至05月12日 衛星雲圖

部通過，因為此鋒面僅尾端與熱帶系統之匯合，致使金門地區之日降水量較大超過70mm。

圖3為1986年「台灣地區中尺度實驗」第一階段IOP-2之衛星雲圖，時間為5月18日至5月22日，由衛星雲圖中顯示在5月18日南海中有雲系存在，此系統為一熱帶擾動，且逐漸發展並由巴士海峽通過，在5月24日形成為颱風，後在台灣東方外海北上，與鋒面系合併後消失，但主要之降水時在5月21日與5月22日產生在颱風形成之前。由衛星雲圖可以看出，在21日與22日梅雨鋒面與熱帶低壓之雲系在台灣附近開始匯合，由於兩種不同系統之交互作用，因此造成台灣地區之豪雨。

圖4為1986年「台灣地區中尺度實驗」第一階段IOP-3之衛星雲圖，時間為6月2日至6月5日，圖中6月2日之雲圖可以明顯看出梅雨鋒面在華南，而熱帶系統雲系在菲島，3日鋒面雲系南移，熱帶系統雲系向北移，紀（1988）認此一系統為中尺度對流複合體MCCs，4日鋒面雲系抵達台灣北部，而熱帶系統雲系抵達台灣南部，此兩種系統之交互作用，使得台灣地區之降水非常大，從表1中可以看出4日主要降水在南部，但5日由於鋒面與熱帶系統之交互作用，致使全省雨量均非常大。

圖5為1987年「台灣地區中尺度實驗」正式觀測實驗6月7日及8日之雲圖。在表1中1987年6月8日之降水在台灣西部沿海，而由雲圖中也可以看出，在中南半島及南海中之雲簇非常旺盛，且與鋒面雲系幾乎成爲一體，因此也證實梅雨鋒面與熱帶系統之交互作用，會造成台灣地區之降烈降水。

由以上之四個個案，可以瞭解熱帶系統與梅雨鋒面交互作用在台灣地區形成之豪雨，可分爲幾種不同之類型：

1. 熱帶低壓或熱帶中尺度系統與梅雨鋒面交互作用，在台灣地區造成之降水，如1986年6月4日至5日在台灣地區產生降雨。
2. 颱風形成初期外圍環與梅雨鋒面交互作用，在台灣地區產生豪雨，如1986年5月21日至22日所產生之豪雨。
3. 熱帶氣流（或雲系）與梅雨鋒面交互作用，在台灣地區產生豪雨，如1986年5月12日第一階段IOP-1

之實驗。

三、等熵分析

爲瞭解天氣現象之特性及氣團之變化，我們進行等熵位溫之分析，由於等熵位溫之變化對氣團稟性之探討與診斷分析甚爲方便，即利用等熵分析之保守性，追蹤氣團之行進方向與強弱變化。

近年來應理論發展逐漸能與實際天氣變化相結合，等熵座標又開始爲氣象人員使用，在國外方面有Uccellini（1979）用等熵座標分析高低層噴射之偶合作用，Shapiro（1981）利用等熵過程，分析鋒面環流，Johnson（1986）利用等熵座標研究季風環流之冷熱線，Chen（1989）利用等熵座標分析梅雨鋒之特性。

而國內方面用等熵分析天氣系統已有逐漸增加之趨勢，劉（1979）利用等熵座標分析寒潮特性，陳等（1986）利用相當位溫之梯度討論豪雨對流雲系之不穩定過程，劉等（1987）利用等熵座標探討寒潮個案，朱等（1988）利用相當位溫討論梅雨鋒內MCSs之發展過程。翁等（1984）利用等熵座標討論亂流與噴射氣流之關連。

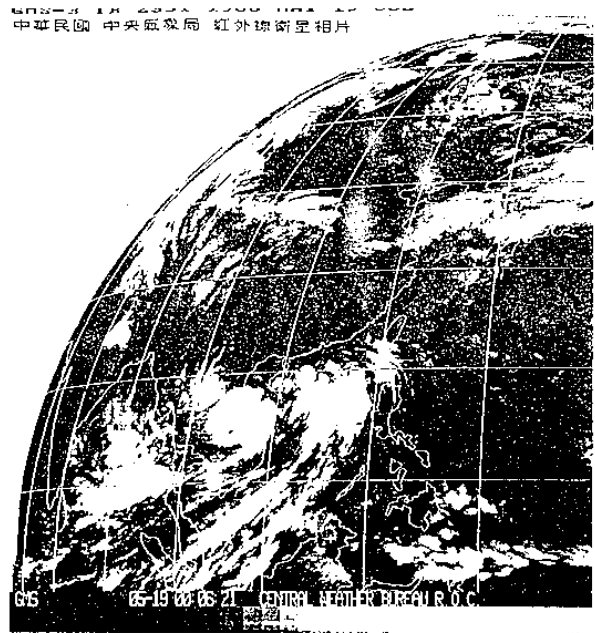
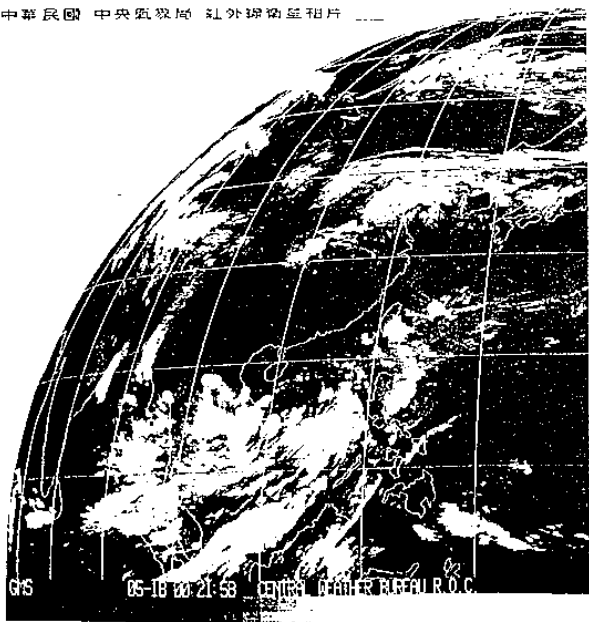
在1987年「TAMEX」6月8日在台灣西部地區有強烈之降水，我們已採用等熵座標，追蹤氣團之移動，以探討IOP-8在台灣中央山脈西部降水之主因。

圖6A爲所採用等熵分析之橫斷面路徑圖，分爲4條路徑分別以A,B,C,D。A段由海南島經東沙，東港至綠島，B段由大陳經台北、台中至東港，C段由廈門經馬公至東港，D段由大陳經福州、廈門至海南島。由以上路徑之等熵分析以及連繼之時間變化借以瞭解IOP-8之氣團變化。分析之時間包6月7日1200Z，6月8日0000Z，6月8日0600 Z，6月8日1200Z等4個時間。

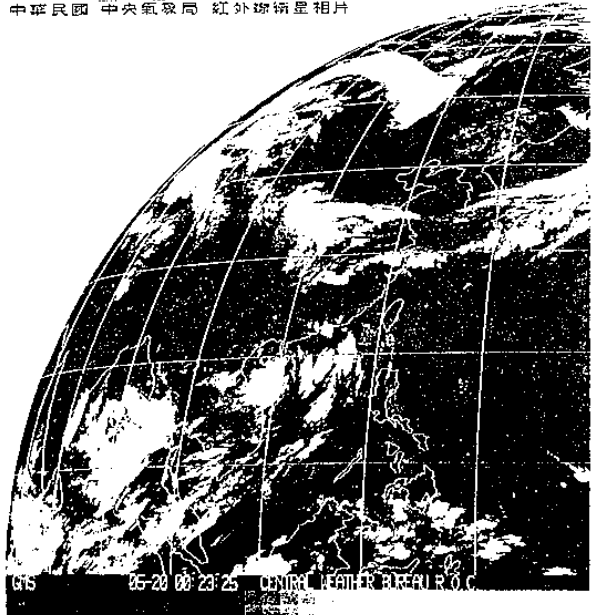
1. 6月7日1200 Z

6月7日1200Z之等熵分析，採用A路徑及B路徑，A路徑代表海洋大氣之稟性，因觀資料包東沙、九華號至東港。B路徑由台北經台中至東港，可分析台灣本島大氣稟性。

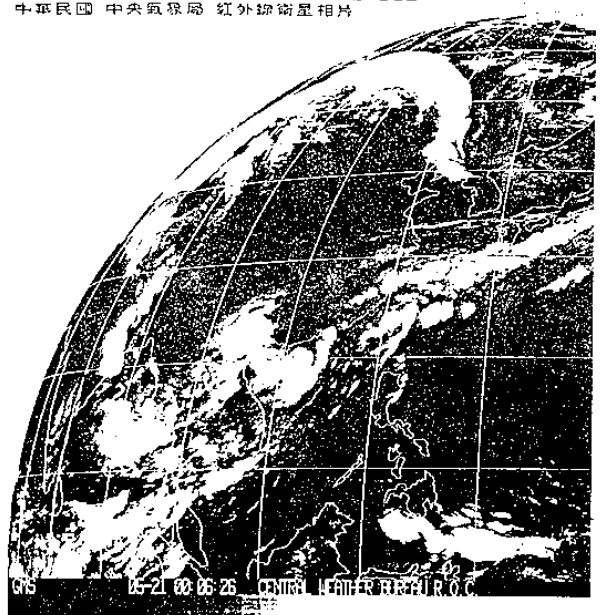
圖6爲A路徑由東沙、九華號至東港等熵分析此三



GMS-3 IR 2331 1986 MAY 20 00Z
中華民國 中央氣象局 紅外線衛星相片



GMS-3 IR 2331 1986 MAY 21 00Z
中華民國 中央氣象局 紅外線衛星相片



GMS-3 IR 2331 1986 MAY 22 00Z
中華民國 中央氣象局 紅外線衛星相片

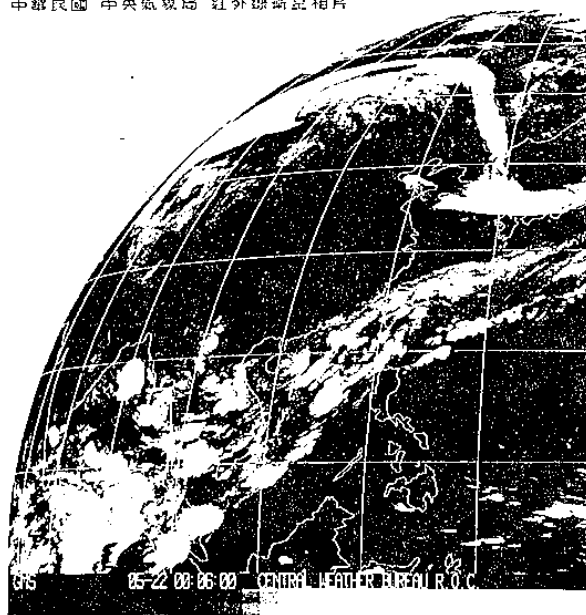


圖03. 1986年05月18日至05月22日 衛星雲圖

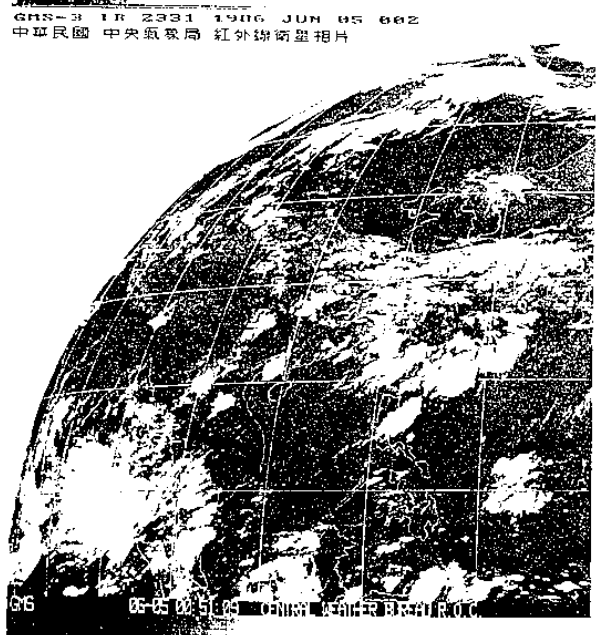
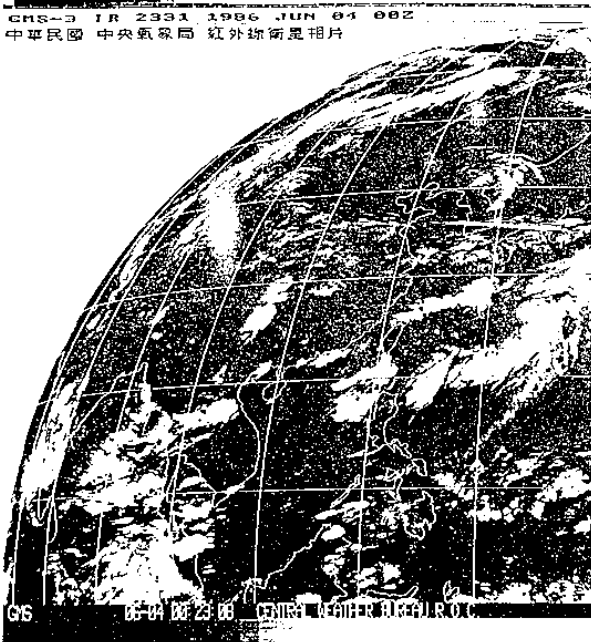
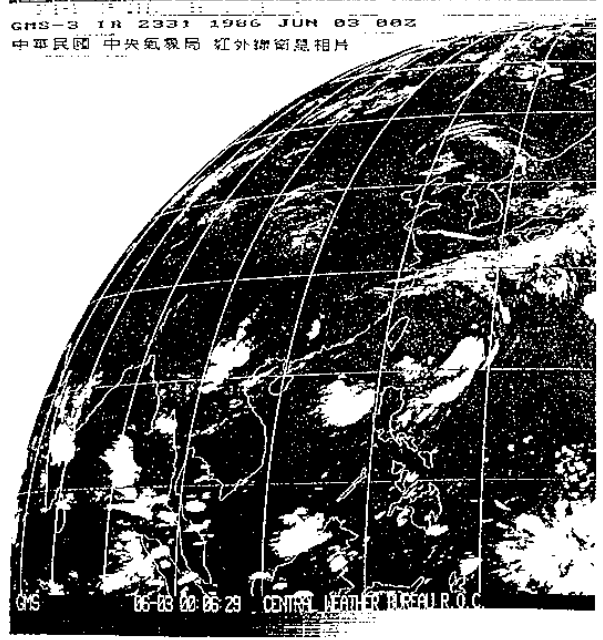
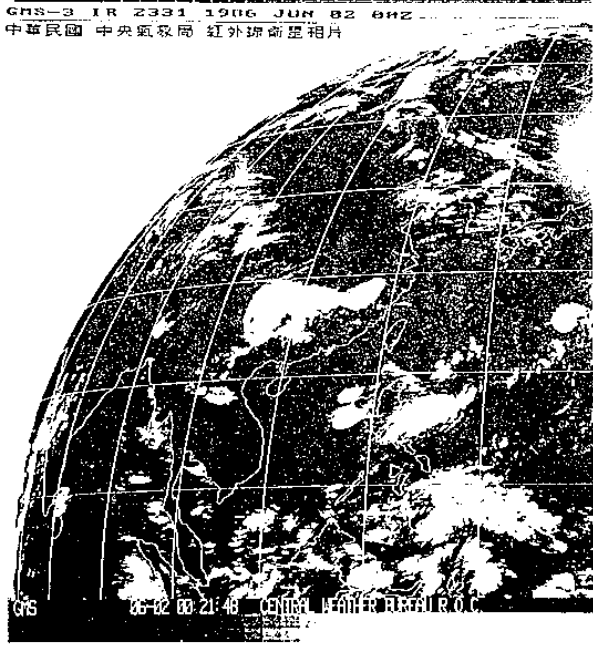


圖04. 1986年06月02日至06月05日 衛星雲圖

個測站大部分受海洋氣團之控制，稟性相同，在底層相當位溫較高，且相當位溫由底層向上均呈現遞減之趨勢，唯東港受台灣陸地之影響在950mb以下，有幾乎一層穩定層。

圖7為B路徑包括台灣本島西岸各測站之等熵分析，由圖中可以看出，此時台灣均在同一氣團之籠罩下，底層之相當位溫均隨高度減少，至800mb以上才又同時隨高度開始增加，且A與B路徑之相當位溫在底層溫度大致相同。

由以6月7日A路徑及B路徑之分析，顯示在台灣及其附近在6月7日1200Z以前同為相同之氣團所籠罩。

2. 6月8日0000Z

6月8日0100Z至0200Z鋒面通過台灣北部，為了進一步追蹤氣團之特性，因此8日0000Z之等熵分析，選擇三條路徑，第一條徑為A線代表最南端各測站大氣稟性，第二條D線為最北端之各測站等熵分析，第三條路由北向南之B線，橫跨南北路徑之間之各測站等熵分析。

圖8為A線之等熵分析，由東沙經東港、至綠島之相當位溫非常一致，因此可視為在同一氣團之籠罩下，但海南島之相當位溫差異甚大，應屬不同氣團之特性所致，由6月8日之地面天氣圖之大陸分裂冷高壓位置可證實此點。

圖9為D線之等熵分析，其路徑由海南島經廈門、福州至大陳，因此條路徑逐漸向高緯度延伸，其等熵分析之結果可發現，在廈門之大氣稟性與左右之海南島與福州及大陳，有明顯差異，屬於較暖海洋之氣團稟性，而海南島、福州及大陳則屬於大陸冷氣團，且越北邊，冷氣團之特性越明顯，顯示大陸冷氣團之前緣已到達大陸沿海之邊緣，且有逐漸向南移動之趨勢。

圖10為B線之等熵分析，其路徑由北向南，從大陳經台北、台中至東港，由相當位溫之特性可以看出，大陳之氣團稟性與台北以南之大氣稟性不相同，大陳之相當位溫隨高度遞增，而台北以南之相當位置在700mb以下隨高度遞減，但在700mb以上則隨高度遞增。

由以上之分析，顯示出在8日0000Z時大陸冷氣

團已到達大陸沿海邊緣，而台灣及其鄰近之海域仍在熱帶海洋氣團之籠罩下。

3. 6月8日0600Z

6月8日0600Z等熵分析選取之路徑為C線，由馬公經東港至綠島。圖11為8日0600Z之等熵分析，馬公之相當位溫由低層向上為遞增，但馬公及綠島之探空特性別在底層900mb以下相當位溫隨高度遞減，但900mb以上則開始成有遞增之趨勢，顯示在8日0600Z大陸冷氣團已經到達台灣海峽之馬公地區，而台灣南部仍在熱帶海洋氣團之籠罩下。

4. 6月8日1200Z

6月8日1200Z之等熵分析如圖12所示，選擇之探空測站由台北經馬公、台中至東港，從圖中可以明顯看出在台北及馬公之相當位溫明顯隨高度增加屬同一氣團，而馬公之相當位溫在850mb以下增高度增加，850mb至800mb之相當位溫隨高度遞減，但800mb以上之高度，相當位溫又隨高遞增，此乃由於冷氣團由北向南移動，馬公之大氣稟性由於不同氣團混合之原因，致使馬公之相當位溫所以現出有變化之特性，而東港之相當位溫之數值，顯示出仍然為熱帶氣團之稟性，低層之相當位溫非常大，且隨高之變化不大。

由以上之等熵分析，可以瞭解本個案由於北方之冷空氣不斷向南移動，而與南方之熱帶氣團在台灣相匯合，致使梅雨鋒及熱帶系統更形不穩定，加強台灣地區之降水。

圖13為6月8日1200UTC之等熵及氣流剖面分析圖，圖中之左上角代表大陸沿海冷槽（劉，徐，1988）之氣流移行之軌跡，而右方之低層噴流之形成，乃由於南來之暖空氣與北方之冷空氣在台灣北部及華南地區相會合，圖左下方代大陸冷團由台灣北部向南移動，其底層之勢力於8日1200Z到達馬公及台灣中部，南來之暖氣流受北方低層冷氣團之推壓而被推鏟爬坡向上移動，正好與由北方南下之冷空氣匯合在850mb與700mb形成噴射氣流，此噴射氣流遭遇中央山脈，亦產生爬坡作用，更加强台灣中南部之降水作用。

由以上之等熵分析，可以瞭解當梅雨鋒面南下時若有南來之熱帶氣流相配合，由於這些不同特性

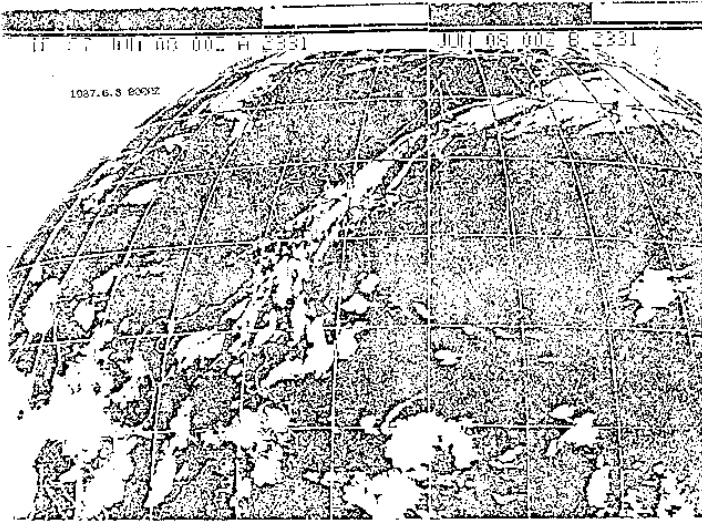
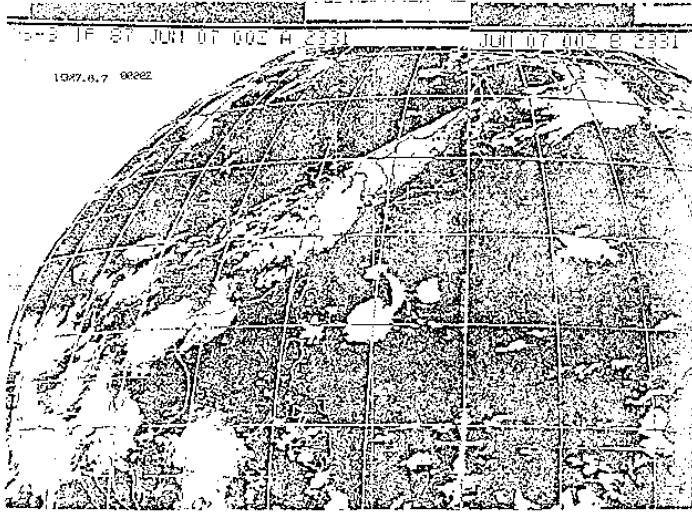


圖05. 1986年06月07日至06月08日 衛星雲圖

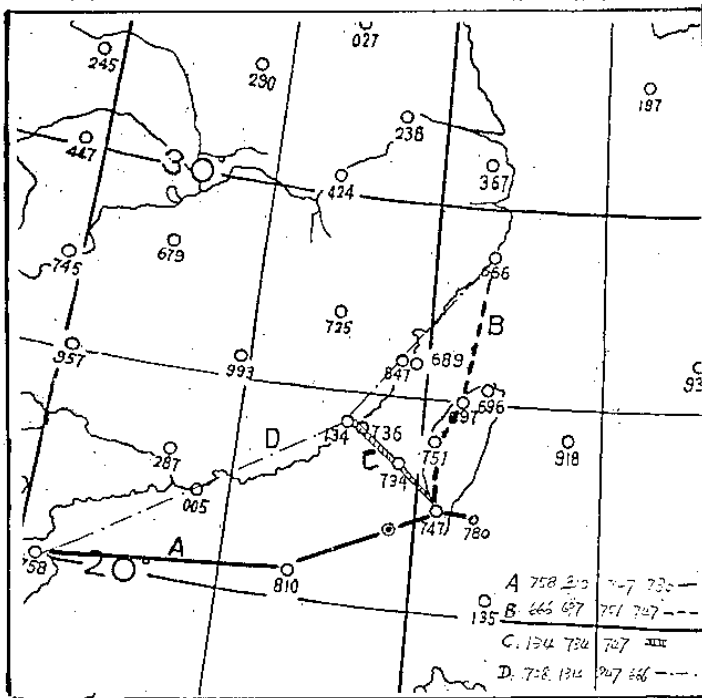


圖06A. 等熵分析路徑圖

1987.6.7 1200Z

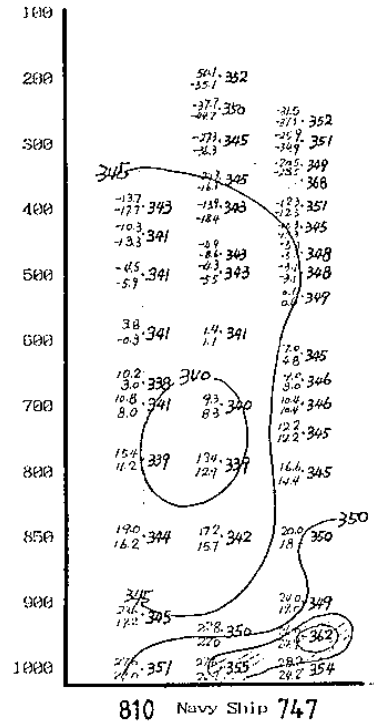


圖06. 06月07日12Z A路徑等熵分析

1987.6.7 1200Z

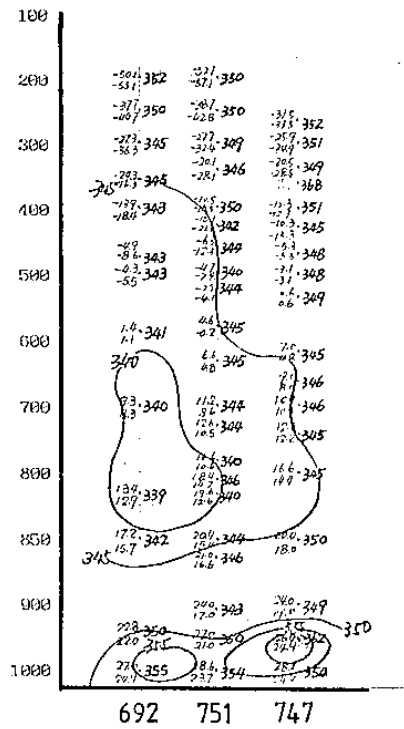


圖07. 06月07日12Z B路徑等熵分析

1987.6.8 0000Z

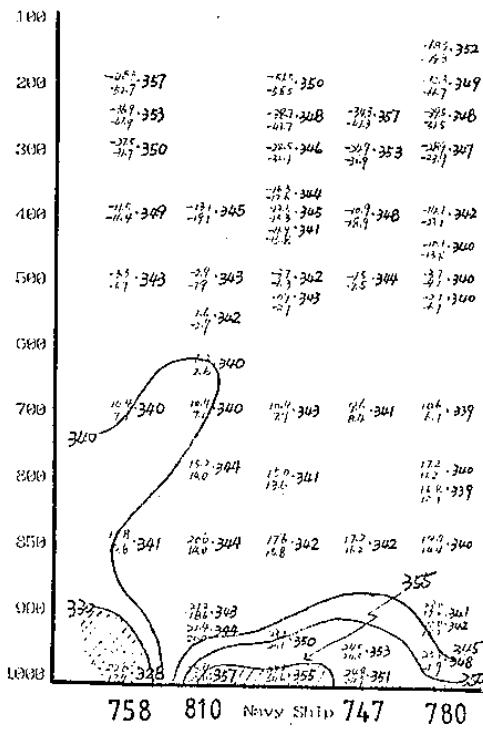


圖08. 06月08日00Z A路徑等熵分析

1987.6.8 0000Z

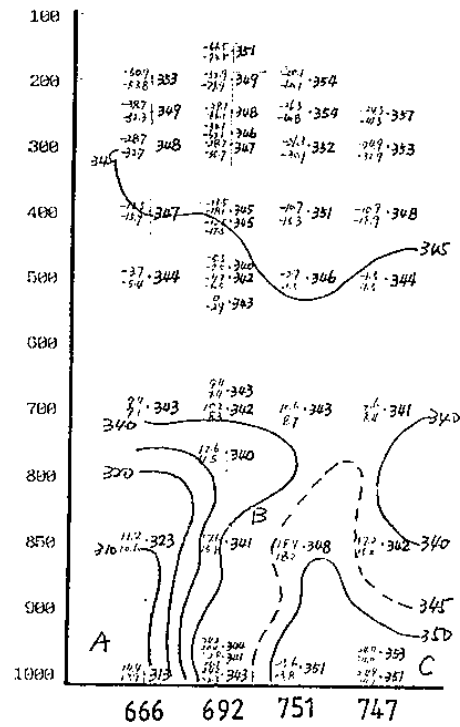


圖10. 06月08日00Z B路徑等熵分析

1987.6.8 0000Z

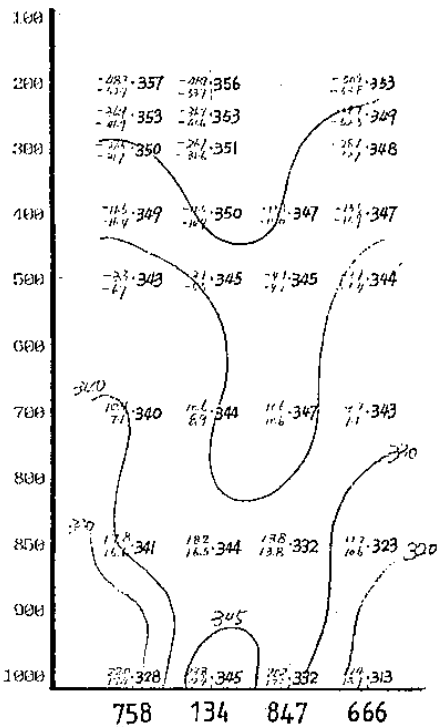


圖09. 06月08日00Z D路徑等熵分析

1987.6.8 0000Z

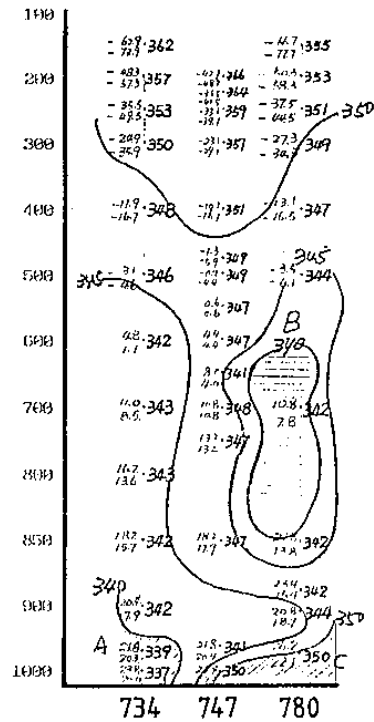


圖11. 06月08日06Z C路徑等熵分析

1987.6.8 1200Z

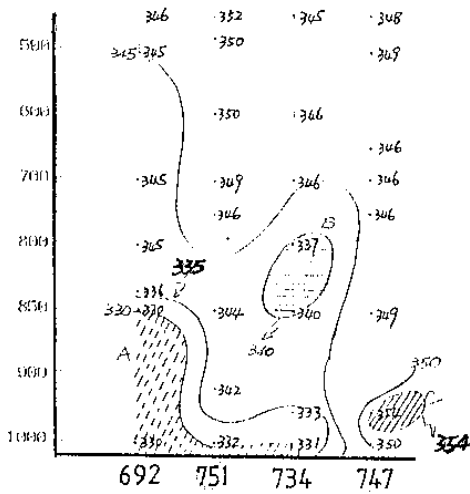


圖12. 06月08日12Z 由馬公,台中至東港等熵分析

之氣團在台灣附近相匯合，容易加強梅雨鋒之降水，由以上之個案可以獲得初步之驗正。

四、結論

從雲圖追蹤分析，降水量分析，以及等熵過程之追蹤探討，可以證實在梅雨季中，台灣地區之所產生的豪雨，部分乃由於熱帶系統與梅雨鋒之交互作用所引起。

熱帶系統與梅雨鋒交互作用而在台灣地區產生豪雨可大致分為下列幾類：

1. 熱帶低壓或中尺度系統與梅雨鋒交互作用，導致台灣地區產生豪雨。
2. 颱風或其外圍環流與梅雨鋒交互作用，而在台灣地區產生豪雨。
3. 熱帶西南氣流與梅雨鋒交互作用，在台灣地區會增加降雨量。

目前由於衛星雲圖之解析度增高，同時衛星之觀測時間頻率也增高，因此對熱帶系統之追蹤與分析，已可相當精確之掌握，如此對梅雨季中，由熱帶系統與梅雨鋒之交互作用，而導致台灣地區之豪雨，可有效且準確提早預報其結果。

參考文獻

- 劉廣英、陶家瑞，1982：華南似包圍鋒及與台灣降水之關係。中範圍天氣系統研討會。439-445。
- 劉廣英、徐天佑、潘大綱，1986：過渡季節中緯度低緯度氣流之交互作用，第四屆全國大氣科學學術研討會。401-404。
- 劉廣英、徐天佑，1989：太平洋高壓南側擾動與台灣地區梅雨季中豪雨之關係。防災科技研究報告77-73號。31。
- 劉廣英，1979：台灣地區寒潮的三維個案分析，氣象預報與分析，79期。
- 劉廣英、徐天佑，1987：各種重要天氣系統的等熵分析研究，NSC 75-0202-MO12-04，56
- 陳景森、丘台光、王時鼎，1986：梅雨期間中尺度對流系統的初步研究。第四屆全國大氣科學學術研討會，217-234。

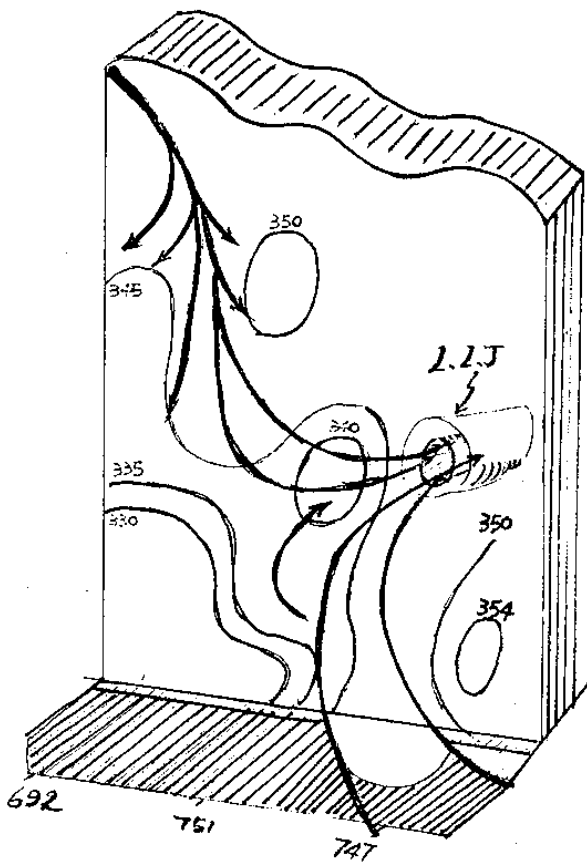


圖13. 06月08日12Z 氣流及等熵分析

紀水上，1988：TAMEX第一階段實驗密集觀測第三個案之研究。NSC 77-0202-M52-04，107。第四屆全國大氣科學學術研討會，217-234。

翁李鈞、林清榮，1984：東亞噴射氣流帶位渦度變化及亂流之個案研究，航空氣象與飛航安全研討會，313-320。

朱昌敏、陳景森，1988：華南地區中尺度對流系統低層環境之分析研究，天氣分析與預報研討會，107-123。

Chen, Y. L. 1989: Characteristics of fronts during TAMEX, TAMEX work shop 1989, 165-172.

Johnson, D. R. 1986: The forcing of global monsoonal circulation by atmospheric heat sources and sink, Int. Conf. on Monsoon and Mesoscale Meteorology. 351-356.

Shapiro, M. A. 1981: Frontogenesis and geostrophically for seconclary cirnclation in the vicinity of jet strearn-frontal zone system J. Atmos. Soc 38, 954-973.

Uccellini, L. W. S D. R. Johnson, 1979: The couphing of eyper and lower tropos pheric jet streak and implications for the development of serere storms Mon. Wea. Rev. 107, 682-703.

On the Relationship Between Equatorial Flow and Heavy Rainfall during Mei-Yu Season in Taiwan

Koung-Ying Liu Tian-Yow Shyu

ABSTRACT

During the Mei-Yu season many reasons could cause abnormal rainfall over Taiwan. One of them is the flow from the equatorward of the pacific subtropical high. The air with that flow is tropical i.e., warm and moist. As it moves around the west tip of the high ridge and merges with the pre-frontal southwest flow, in general, disturbances will be formed or enhanced and heavy rainfall occurs both by topographical effect and interactions with the front system. The second condition indicates an interaction between tropical and extratropical flows. In this work several case studies were analyzed and discussed.

