

豪雨診斷分析之評介

曲 克 恭

中國文化大學

摘 要

豪雨常隨綜觀尺度大氣系統中（或引發）之中尺度強對流系統而發生，且受地形抬升釋放潛在不穩定等作用而增強及有不同之地理位置分布。根據個人蒐集英美及日本等國家氣象學者專家所發表之文獻研判，對豪雨發生之診斷研究多偏重於個案分析，使用天氣學及統計方法分析氣象衛星、雷達及傳統氣象觀測資料，以研判促成豪雨之原因。數值模擬亦僅限於地形對降水之增強及分布，而缺乏對豪雨發生之模擬。促成豪雨發生之作用確實極為複雜。根據所蒐集之文獻，僅簡介英、美及日本三國氣象學者專家對部分豪雨之診斷研究結果，以供參考。

一、前 言

晚近中外氣象學者專家對豪雨發生之基本大原則似乎獲有一致的看法，即綜觀系統為發生豪雨之必須條件，但其中所孕育的（或誘導的）中小尺度系統，尤其是強對流系統及地形作用乃界定豪雨時空分布之充分條件。但是世界上發生豪雨的地區由於地理位置的不同，亦有不同的綜觀系統及中小尺度系統，尤其地形更是迥然不同，所以對豪雨發生及特性診斷分析之結果，固然有共同之處，但相異者，或者是某一特定地區具有特殊原因者亦不在少數。一般而言，北半球形成豪雨之綜觀氣象系統，在中高緯度為鋒面及溫帶氣旋系統，偶然受熱帶氣旋之入侵而導致豪雨；但在低緯度地區除過熱帶氣旋系統外，適合的暖濕不穩定氣流及強對流複合系統亦可造成豪雨，形成的原因較中高緯度更為複雜。由不同的綜觀系統所引入之豪雨氣團秉性亦不盡相同，隨地區而異，是故中小尺度

系統亦因地而異；促成之動力及熱力因素亦不符合，或者至少亦有程度之不同。故中小尺度系統常隨氣團秉性，促成動力與熱力以及發生地區而異。

茲根據個人蒐集英、美及日本等國家氣象學者專家所發表之文獻（見參考文獻），簡介部分豪雨之診斷研究結果，以供參考。各文獻研究之方法大致可分為：(1)天氣學分析法，(2)統計法及(3)數值模擬法。診斷分析豪雨（或一般性雨量）發生之地區為美國中部、南部及西部之部分州或區域，英國英格蘭島之一些地區，日本西部及九州之一些地區。研究的內容大致可分為氣象要素及氣象系統與豪雨之關係，地形形成之豪雨兩大部分。雖然多數為特殊個案之分析研究，但對豪雨發生之原因及動力與熱力作用之瞭解却有幫助。

豪雨現象在大氣變化中為稀有事件，為在促成降雨之一般性原因中加入某些特殊作用力或因素，而此種特殊作用力或因素亦只有求諸於個案之診斷研究。

本文除簡略綜合介紹一般性之研究分析結果外，對美國德州 1978 年 8 月 1 日晚上之一次豪雨（參考文獻 8），日本 1972 年 6 月 27 日之豪雨（參考文獻 18，19）及有關地形加強豪雨及其分布之研究結果，做較為詳細的評介，因為個人認為對我們研究台灣地區之豪雨情況相似，而較有幫助。

二、一次破紀錄的豪雨

世界氣象組織曾發表世界上觀測到的各時間最大

點雨量（參考文獻 30），Wiesner 又根據截至 1965 年之資料予以修正（參考文獻 31），其中印度洋馬達加西加島東方之小島名叫 Reunion 者在 1952 年 3 月 11 日至 19 日發生之豪雨曾保持一日至八日之最大豪雨量紀錄達 28 年之久（4 日除外），但是在 1980 年 1 月 14～28 日之一次豪雨却打破過去之紀錄。該次豪雨乃是受一名叫 Hyacinthe 之熱帶氣旋怪異行徑而引發，附圖一為其路徑，表一並列出島上三個測站各日數累積雨量及與過去紀錄之比較 (Chaggar, 1984)。

（表一）Reunion 島上破紀錄雨量資料，1980 年 1 月 14～28 日

日數	測站雨量 (mm)			過去紀錄 (mm)	
	Commerson	Grand-llet	Bellecombe	Cilaos, Reunion	Cherrapunji, India
1	1140	1044	827	1870 (15-16)	
2	2230	1921	1517	2500 (15-17)	
3	2980	2627	2067	3240 (15-18)	
4	3716	3485	2587	3504 (14-18)	3721 (日期不明)
5	4301*	3845	3057	3854 (13-18)	
6	4653*	4236*	3382	4055 (13-19)	
7	5003*	4402*	3794.5	4110 (12-19)	
8	5286*	4566*	4149.5*	4130 (11-19)	
9	5692	4805.5	4654.5		
10	6028	4976.5	5124.5		
11	6299	5148.5	5493.5		
12	6401	5242	5624.5		
13	6422	5245	5635.5		
14	6432	5245	5635.5		
15	6433*	5246*	5640*		4798 (24/6-8/7, 1931)

* 為已知破紀錄之雨量。

由 Reunion 之豪雨顯示綜觀尺度氣壓系統對累積雨量影響之重要性，而熱帶氣旋在該處連續打圈，影響日期達半月之久，亦屬罕見。

三、綜觀尺度及中尺度系統之作用

茲以美國、日本及加拿大之部分研究，綜合分析如下，並較詳盡的評介德州及日本之二次豪雨分析。

(一) 美國西南部之豪雨

Maddox 等 (1980) 應用天氣學類型分析法及統計法分析美國西部 1973～1978 年 61 次豪雨及

洪水，綜合地面及 500mb 系統分為四種類型，並統計各型之溫度露點差及風向風速。附圖二為四種類型發生豪雨及洪水之地理位置及月分，圖中之數字為其研究時各次洪水之編號。美國西部洪水雨量較東部為小，而西部之豪雨洪水多發生於午後及傍晚，對流層內之水汽含量及不穩定度皆高（第三類者除外），且在 61 個個案中有 50 % 發生雷雨。500 mb 層上之短波槽常觸發豪雨，而且在第一及第二類豪雨洪水時伴有地面鋒面。此四種類型之發生不但在一年中有適合的時間，而且有一定的地理位置（如圖二所示）。

此外並且強調應該研究發展地區性的預測法則。

美國西部之豪雨多由加州灣以西或通過加州灣北上之海洋熱帶氣團所形成，Hales (1972)及Brenner (1974) 曾分別研究此氣團通過加州灣北上之特性，通過加州灣北上之氣團多影響 Arizona 及南加州之豪雨發生。當此氣團北上與中緯度擾動系統相遇時即可有豪雨發生。Achteimer (1983) 並利用美國中部米蘇里州，聖路易地區之地面測風、氣溫及雨量網 (圖三) 研究風場與對流雨之關係，研究之結果發現對流雨與輻合風場間之物理關係非常複雜，但指出大

範圍的對流雨必須施加較大尺度之外力，此種機械作用力可能在對流層各不同高度發生，而且空間尺度亦大小不同。此外，動力抬升作用可能為主要的原因。由表二之資料顯示不同尺度天氣系統間之作用關係。其研究認為雨量與輻合間有較高之相關 (如圖四所示)，且輻合輻散之最大值發生在最大雨量之前，似可做為預測之參考 (此似應在如聖路易一般之平原上)。

(表二) 不同尺度天氣系統間作用與降雨個案之關係

No.	Date	Period(CST)	Synoptic	Regional scale	Network scale
1	12 July	1100-1930	Unstable cold low	Secondary cold front	None
2	13 July	1200-1700	Unstable cold low	Surface low and convergence area	Convergence zone
3	17 July	1130-1700	None	Convergence area	Convergence zone
4	18 July	1130-1530	None	Convergence area	Convergence zone
5	19 July	0000-0300	None	None	Possible gravity waves
6	19 July	0500-0700	None	850mb convergence	None
7	19 July	1330-1500	None	Convergence area	None
8	30 July	1215-1800	700mb PVA	Convergence area 300mb trough	Convergence zone
9	14 August	0730-1000	700mb PVA	Convergence area	Convergence zone squall line
10	14 August	1530-1700	700mb PVA	Convergence area	Convergence zone

(二)美國 1982 年之中尺度對流複合系統 (MCC)

自從 1980 年代，Maddox 由氣象衛星資料提出 MCC 之觀念以後，Maddox (1983) 亦分析伴隨中緯度 MCC 之大尺度大氣狀況，發現 MCC 常伴有對流層中層之微弱短波槽向東移動，MCC 中雷雨之發生乃由中尺度輻合範圍內低層暖平流所形成，由於非絕熱之加熱而使 MCC 在中對流層中為暖心 (Warm Col)，上層為冷心 (Cold Col)，成熟期之 MCC 很似熱帶對流系統，低層輻合進流而高層輻散出流，使成淨質量向上之通量而導致大範圍之降水。但 Maddox 亦提出很多問題需要繼續研究，最重要的一點是如何使 MCC 發展之位置、時間及強度能準確的預測，因為 MCC 對

美國之天氣、社會、人民及經濟皆有很大的影響，因為在 MCC 平均 12~15 小時之生命過程中可能產生龍捲風、大冰雹、豪雨及狂風，造成極大之損失。1982 年 (Rodgers 等，1983) 共發生 37 個 MCC，其中 27 次有豪雨及洪水發生，詳情如表三所示，路徑如圖五所示。

(表三) 1982年美國MCC摘要

個案 號次	日 期	時 間 (GMT)		最大高度之雲頂區 ($\times 10^3 \text{km}^2$)		嚴重天氣 *
		初成 時間	延時 (hours)	$\leq -32^\circ\text{C}$	$\leq -52^\circ\text{C}$	
1	19 Mar	0000	13.0	467	279	T,W,L,R,F
2	17 Apr	0000	15.0	400	349	T,H,W,L,R,F
3	19-20 Apr	1415/19	19.75	288	224	T,H,W,L,R,F
4	20-21 Apr	1230/20	16.0	385	313	T,H,W,L,1K
5	10-11 May	2045/10	14.75	198	99	T,H,W,R,F
6	11-12 May	1930/11	17.75	210	189	T,H,W,R,F,3K,59I
7	16 May	0100	20.0	286	196	T,H,W,R,F
8	16-17 May	2000/16	11.5	435	242	T,H,W,F
9	07 Jun	0500	14.0	328	201	T,H,W,R,8I
10	08 Jun	0545	16.25	235	188	H,W,L,R,F,1K
11	08-09 Jun	1200/08	22.0	294	216	T,H,W,R,F
12	09-10 Jun	2045/09	10.75	268	188	T,H,W,F
13	10-11 Jun	1600/10	12.25	243	133	T,H,W,L,F,1K,24I
14	10-11 Jun	1900/10	205	439	240	T,H,W,L,F
15	14 Jun	0200	15.0	252	196	H,F,1K,3I
16	14-15 Jun	1800/14	16.5	434	303	T,H,W,F,1K,150I
17	15-16 Jun	1930/15	12.5	321	193	H,W,L,F
18	26-27 Jun	1900/26	19.0	188	113	T,H,W,L,F
19	28-29 Jun	1230/28	16.0	179	122	T,W,L,1K
20	29-30 Jun	2030/29	11.5	275	201	H,W,R
21	01-02 Jul	2015/01	11.75	158	106	W,R,F
22	04-05 Jul	2200/04	14.0	450	329	T,H,W,L,3I
23	06-07 Jul	2215/06	14.75	279	172	L,F
24	13-14 Jul	2130/13	12.25	194	118	H,W,R,F
25	18 Jul	0330	13.0	289	145	H,W,L,R,F
26	18-19 Jul	2300/18	12.5	189	106	H
27	24-25 Jul	2215/24	13.0	168	86	T,H,W,R,F
28	04-05 Aug	2200/04	12.25	279	177	L,2I
29	12-13 Aug	2330/12	15.0	356	235	R,F,4K
30	13-14 Aug	2230/13	15.0	243	105	T,W,L,R,3I
31	15 Aug	0430	11.5	193	115	L
32	26-27 Aug	2230/26	12.5	385	197	W,R,F
33	29-30 Aug	2130/29	12.0	169	74	T,H,W,L,R,F
34	30-31 Aug	2100/30	12.0	212	92	H,W
35	31-01 Sep	2000/31	9.5	166	94	W
36	02 Sep	0300/02	8.75	199	145	W
37	05 Sep	0545/05	11.5	340	217	W,L
Average values		2135	14.2	281	181	

* Significant weather reports are taken from the NOAA publication Storm Data and are abbreviated as T=Tornado(es); R=Heavy Rain; F=Flash Flooding, Street Flooding; nK=(Number of People) Killed; nI=(Number of People) injured; H=Large Hail; W=High Wind; L=Lightning Damage.

(三) 1978年8月1日德州豪雨洪水分析

1978年，熱帶風暴 Amela 登陸德州以後兩天，即8月1日之夜晚至次日凌晨，停留性的複合雷雨系統造成 Hill Country 重大的豪雨洪水災害，在 Bluff 鎮有非正式的雨量報告為 790mm/24hr，Medina 為 640mm/24hr。此次豪雨之最大強度為 100mm/hr，平均強度為 50mm/hr。Hill 風暴之後二日，在 Big Country 發生第二個複合風暴，

最大雨量發生在 Albany, 810mm，其中有 90% 發生於 12 小時內（圖六示地理位置，圖七為累積雨量）。

在美國對中緯度地區大尺度系統間之交互作用已有一些研究，但對熱帶源地氣團間之關係却仍瞭解不多。過去熱帶風暴直接侵襲之地區曾有豪雨洪水，但此次却在風暴登陸後 4 天內發生，由圖七之雨量分布可知為熱帶空氣之向北入侵而生。

綜合 Caracena 與 Fritsch (1983) 之診斷分析

結果可獲以下數點促成此次豪雨之作用：

1. 500 mb 由正常的反氣旋大尺度系統環流改變為許多中尺度之複雜系統，兩個中尺度(meso- α)低壓為此次豪雨之主因，圖八為500mb高度圖，圖九為二中尺度低壓之路徑圖。
2. 二低壓範圍內在對流層中層有上升氣流，而200mb為強輻散，如圖十及十一所示。
3. 對流層低層乾氣團之入侵，促成極度的對流不穩定，Caracena 認為此乾氣團之源地為非洲之沙哈拉，經加勒比海而到達德州，排除環流系統下沉生成之可能（圖十二為探空曲線之一）。
4. 日夜對流之作用，白天豪雨範圍向中尺度低壓四周擴展，入夜後集中於中心附近（有氣象衛星圖表示，未附）。
5. 雷雨胞交替死亡及新生作用。

圖十三為 Caracena 之理想合成作用模式圖，彼並且建議預報人員注意以下數點：

1. 注意中尺度低壓周圍熱力促成之陣雨系統在邊界層加熱消滅後將逐漸消散。
2. 入夜後對流增強，注意豪雨加大且有集中之趨勢。
3. 豪雨範圍可能在減弱中之熱帶低壓中心半徑200 Km之內，或是在短波正渦度最大值中心半徑200 Km之內。在此範圍內應對地面及高空資料做中尺度的分析，溫度、濕度、風向、風速、地形及中尺度雲系有極明顯梯度差別或有明顯分界處應特別標明及注意。
4. 標定極不穩定地面氣流進入半徑區域內之位置。
5. 注意與極不穩定空氣交界處可能促成對流而加強此不穩定空氣之上升。

(四) 日本九州西南部1972年6月27日豪雨分析

Ninomiya (1978) 及 Ninomiya and Yamazaki (1979) 對1972年6月27日在日本九州發生的一次豪雨曾詳盡的分析研究，該次豪雨為梅雨低壓暖區中之中尺度強對流系統造成。Ninomiya 認為暖濕空氣之來源為亞洲副熱帶潮濕區(Asian Subtropical Humid Region)，意指副熱帶高壓西緣之地區可以

將熱帶氣團移送至中緯度。美國東南部及中南部為一區，我國東南部至日本西南部為另一區，即在夏季太平洋高壓之西緣地區。二區豪雨發生之天氣態勢及熱力動力作用，有相同處，亦有相異處。

6月27日之豪雨主要發生在九州如圖十四虛線方格所示，最大的豪雨發生在27日03~09 LST，雨量分布如圖十五所示。茲簡略介紹其主要分析如下：

1. 綜觀尺度概況：

- (1) 鋒面低壓通過九州北方，當地面冷鋒通過九州之前，在暖區中發生豪雨，最大達100 mm/hr。
- (2) 斜壓區及噴射氣流遠在九州之北，但850mb有槽位於日本海，且在九州有明顯的輻合區，如圖十六所示。
- (3) 在豪雨區並無冷空氣在低層及高層入侵。
- (4) 太平洋高壓西緣逆溫層下孕育極潮濕空氣，沿其邊緣向北輸送，但須有綜觀尺度系統吸引及其他作用引發其不穩定（暖濕空氣是否來自更低緯之熱帶，似須研究分析）。
- (5) 700mb上升氣流之增強（圖十七）。

以上之分析與我們的研究非常接近，故不予詳述。

2. 中尺度概況：

- (1) 鋒面區內溫度梯度極弱，但濕度梯度大（約為8g/kg/300km）。
- (2) 將低壓分為四個小區，即暖鋒區、暖區、低壓後區及接近太平洋副熱帶之南區。大雨發生在暖區，其他三區不再介紹，但如表四之比較。
- (3) 暖(S)區與暖鋒(E)區平均雨量之比較如圖十八所示。
- (4) 低層（700mb以下）有濕舌入侵，中層（500mb）有乾舌進入，逆溫層底約在900~750mb。豪雨區900mb上之混合比約為12g/kg，相當位溫340K，最大混合比達16g/kg，相當位溫達345~350K（如圖十九）。

(5)如何觸發而破壞逆溫層局限其下方暖濕空氣之對流不穩定，Ninomiya 等之觀點為強烈的低層平流暖濕空氣，使豪雨區低層 1000 - 900mb 之相當位溫隨時間而增加，因而超過中層 (900 - 600 mb) 之相當位溫，導致對流不穩定之爆發。此種超過現象發生於豪雨前 2 ~ 3 小時 (如圖二十所示)。計

算相當位溫時如未飽和亦視其已飽和故稱之為 θ_e^* 。

(6)豪雨區垂直速度、東西及南北向分速與豪雨之關係如圖二十一所示，強烈南風發生於豪雨開始之前。

(7)作者並分析雷達資料及積雪能量之消滅，從略。

(表四) 四分區之濕度、穩定度及相當位溫比較

area	synoptic situation	stratification	θ_e 900mb	Precipitation and moisture source
E-area (warm front)	moist layer above warm front	stable	$\leq 340^\circ\text{K}$	uniform rainfall
S-area (warm sector)	deeper moist layer	unstable~neutral	345~350°K	heavy rainfall
NW ~ W area	dry inversion over thin moist layer	stable	$\leq 340^\circ\text{K}$	no rainfall
Subtropical Pacific	very moist air in subinversion layer	stable	345~350°K	moisture source region

3. 日本九州之豪雨情況，除過未考慮地形作用外，在綜觀尺度與中尺度天氣系統方面極相似台灣地區之情況，可做為我們之參考。

四、地形作用

地形作用可以增加降雨量，而且對雨量時空分布有很大的影響，已早為氣象專家學者所注意及研究。美國因為幅員廣大，似乎很少注意小地形之影響，以個人所知，有關之文獻不多。唯英國及日本，由於海島氣候，且常受小地形作用引發之局地豪雨災害，故對此問題有較深入的診斷分析研究。

在美國方面，Passarelli 等 (1983) 曾研究 South New England 之暖鋒前地形對降雨之作用，研究結果認為在該地 (南北向之山脈，高度 300 - 500 m)，向 (東風) 風面之坡地較背風面及臨近海岸地帶，在冬季暖鋒前之降雨量多 20 - 60%。但是在南新英格蘭之暖鋒前降雨強度皆很小，約在 1 - 2 mm/hr，而此小山脈之雨量增加可達平均 0.5 mm/hr。圖二十二為南新英格蘭之地形及沿地形剖面每隔 1/6 個經度在 42 - 43° N 內各雨量站對 12 次風暴個案

之總雨量剖面分布曲綫比較，由此曲綫可知雖然地形與雨量之關係很密切，但在最多雨量仍可擴及沿海部分。根據 Passarelli 之分析，指出全體個案之平均雨量形勢可以明白的顯示與地形之密切關係，但各風暴個案間却有很大的差異，此差異產生於個案風暴雨量中常包括有地形雨量 (其分布與地形有密切關係) 及中尺度雲系雨量 (在暖鋒前雨量較大)。其次由於在暖鋒前低層空氣較穩定，且在低層東風之上 (約 2 Km 以上) 為西南氣流，此種由小山脈抬舉之穩定空氣在有明顯風切之環境中可能產生重力波而導致較大雨量，同時亦可能有大尺度高層雲中降落雨滴 (或冰晶) 對地形抬升之種雲作用 (Seeding) 而使山區有較大之雨量；關於沿海岸地區之大雨量，Passarelli 認為是海陸不同摩擦作用而生輻合氣流所致。

此外，Ballentine (1982)，Colton (1976)，Smith (1982)，Elliott 等 (1962) 及 Storebo (1976) 分別模擬密歇根湖對降雪帶之影響，內華達山區雨量之分布，氣團秉性與地形雨之關係，山脈阻擋冷鋒而導致之地形雨及種雲作用而生之地形雨等。其中 Smith 曾詳介地形雨之研究歷史及理論，並指

出三種可能使地形雨增大之氣象先決條件，即：

- 1 種雲作用。上層不穩定雲層降水對已存在之下層均勻降水之加強。
- 2 釋放不穩定度作用。原已對流不穩定之空氣因地形之抬升力量而釋放潛在不穩定度，可生成深厚的對流或在成層雲中孕育對流系統。
- 3 斜壓系統因地形阻擋作用。因地形之阻擋及差異平流 (differential advection) 而導致不穩定空氣柱。

關於種雲作用，在中緯度地區較為可能，最初創始於 Bergeron，其作用示意如圖二十三，除

Passarelli (1983) 分析在美國新英格蘭暖鋒前山區雨量有此作用外， Hill (1981)、Bader (1977)

亦曾分析及模擬英國 Wales 之地形雨，主要是考慮種雲作用。表五為 Bader 模擬結果比較，地理位置參考圖二十四， Hill 等 (1981) 用雷達及雨量器觀測資料分析南 Wales 之山區降雨亦發現種雲作用甚為重要，同時指出在低層 1.5 Km 內之風速及空氣之飽和程度與山區增強雨量有很大的關係，如風速大於 20 m/s 時，則種雲作用不顯，此當然由於種雲作用遠小於對流不穩定之釋放作用。圖二十五為其分析結果之一，位置參考圖二十六。Sakakibara (1981) 及 Takao (1980) 分析日本 Kii 半島上之豪雨發現亦有此種雲作用在內。

(表五) 山區大雨模擬個案比較

Date	Curve	Maximum low-level wind velocity U(ms ⁻¹)	θ_w (°C)	Rainfall rate (mmh ⁻¹)			Computed washout efficiency from coast to hill crest (%)
				Observed coastal (P ₀)	Observed at Treorchy	Computed at Treorchy	
29 Oct. 72	1	32	11	1.3	7.9	8.9	29
9 Nov. 72	2	30	10	1.8	10.0	9.4	36
5 Aug. 73	3	30	16	3.0	10.0	15.6	52
12 Dec. 64	4	32	11	4.0	9.3	14.4	51
18 Dec. 65	5	25	12	1.0	6.6	7.6	32
10 Dec. 73	6	24	7	1.0	4.0	5.5	28
5 Dec. 72	7	35	9	0.8	6.0	6.3	19
29 July 67	8	20	16	4.0	11.0	12.9	68
19 Jan. 75	9	30	9	2.0	8.0	9.4	37

Gocho (1982) 統計分析暖季時日本 Suzuka 山區氣象條件與雨量之關係，所用資料為日雨量及 6 小時雨量，所獲定性之結論甚多，但大多適合於該山區之情況，但由之亦可顯示地形所形成之豪雨極具有地區之特性，必須依個案分析研究。

Takeda (1980) 用雷達觀測分析地形增強作用對降雨系統之影響，共分析 1977 年 6 - 7 月 4 次降雨個案，分析地區為日本之紀伊半島 (如圖二十七)，其中一次持久對流雲降水，雲系高達 4 Km，東西寬度 15 Km，持續達二小時之久，據 Takeda 之解釋為對流細胞雲死亡及再生相繼活動過程，如圖二十

八 a 所示，圖 b 為平均結構，山坡有下降氣流，平地有上升氣流，圖二十九為雷達實測回波。

五、結 語

豪雨之發生仍然是一個異常複雜的問題，雖然我們可以綜合的認為是綜觀尺度天氣系統導致的中尺度天氣系統所造成，但究竟如何引發，原因何在，在何處引發，何種條件下引發，很多很多個「？」號需要解答。中尺度系統之生命期極短，較大範圍之 MCC 亦不過 12 - 15 小時，其他系統可能更短，實非我們今天所有的傳統觀測資料及有關的技術及智識可能完全解

釋的。

此外，導致中尺度系統之綜觀天氣系統在世界各地亦不盡相同，氣團來源及秉性亦不相同，再遭遇不同的地理位置及特殊的地形作用，所以其他地區的分析結果固然對當地尚不能徹底明瞭及應用，引用於他處則可能效果更差。根據英、美及日本之研究文獻所示，該三個國家所導致之豪雨系統，無論在綜觀尺度、中尺度及地形之增強方面皆不盡相同，即使從動力及熱力方面之粗淺分析及模擬結果亦各有所不同的發現。然而此一問題必須解決，否則，我們的天氣預測所遭遇的難題永遠無法突破。

參考文獻

1. Achtemeier, G.L., 1983: The relationship between the surface wind field and convective precipitation over the St. Louis area. *J. Cli. Appl. Meteor.*, 22, 982-999.
2. Brenner, I. S., 1974: A surge of maritime tropical air-Gulf of California to the southwestern United States. *Mon. Wea. Rev.* 102, 375-389.
3. Browning, K. A. and F. F. Hill, 1981: Orographic rain. *Weather*, 36, 326-329.
4. Bader, M. J. and W. T. Roach, 1977: Orographic rainfall in warm sectors of depressions. *Quart. J. R. Met. Soc.* 103, 269-280.
5. Ballentine, R. J., 1982: Numerical simulation of land-breeze-induced snowbands along the western shore of Lake Michigan. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1544-1553.
6. Collier, C. G., 1975: A representation of the effects of topography on surface rainfall within moving baroclinic disturbances. *Quart. J. R. Met. Soc.* 101, 407-422.
7. Colton, D. E., 1976: Numerical simulation of the orographically induced precipitation distribution for use in hydrologic analysis. *J. Appl. Meteor.*, 15, 1241-1251.
8. Caracena, F. and J. M. Fritsch, 1983: Focusing mechanisms in the Texas hill country flash floods of 1978. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2319-2332.
9. Chaggar, T. S., 1984: Reunion sets new rainfall records. *Weather*, 39, 12-14.
10. Elliott, R. D. and R. W. Shaffer, 1962: The development of quantitative relationships between orographic precipitation and air-mass parameters for use in forecasting and cloud seeding evaluation. *J. Appl. Meteor.*, 1, 218-229.
11. Gocho, Y., 1982: Statistical study on the relations among characteristics of rainfall around the Suzuka mountains and meteorological conditions during warm season. *J. Met. Soc. Japan*, 60, 739-756.
12. Hales, J. E., Jr., 1972: Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 298-306.
13. Hill, F. F., K. A. Browning and M. J. Bader, 1981: Radar and raingage observations of orographic rain over south Wales. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 107, 643-670.
14. Houghton, J. G., 1979: A model for orographic precipitation in the north-

- central Great Basin. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1462-1475.
15. Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1969: Some characteristic features of the heavy rainfalls observed over the western Japan on July 9, 1967, part 1: mesoscale structure and short period pulsation. *J. Met. Soc. Japan*, 47, 255-267.
 16. Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.
 17. Maddox, R. A., F. Canova and L. R. Hoxit, 1980: Meteorological characteristics of flash flood events over the western United States. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1866-1877.
 18. Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region. (1) synoptic-scale features. *J. Met. Soc. Japan*, 56, 253-267.
 19. Ninomiya, K. and K. Yamazaki, 1979: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region, (2) mesoscale features of precipitation, radar echoes and stratification. *J. Met. Soc. Japan*, 57, 399-413.
 20. Passarelli, R. E. and H. Boehne, 1983: The orographic modulation pre-warm-front precipitation in southern New England. *Mon. Wea. Rev.* 111, 1062-1071.
 21. Potts, A. S., 1982: A Preliminary study of some recent heavy rainfalls in the Worthing area of Sussex. *Weather*, 37, 220-227.
 22. Rodgers D. M., K. W. Howard and E. C. Johnston, 1983: Annual summary, mesoscale convective complexes over the United States during 1982. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2363-2369.
 23. Sakakibara, H. 1981: Heavy rainfall from very shallow convective clouds. *J. Met. Soc. Japan*, 59, 387-394.
 24. Smis, P. C., 1981; Variations of rainfall catch in a small upland valley. *Weather* 36, 197-200.
 25. Smith, R. B., 1982: A differential advection model of orographic rain. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 306-309.
 26. Storebo, P. B., 1976: Small scale topographical influences on precipitation. *Tellus*, 28, 45-59.
 27. Takeda, T. and K. Takase, 1980; Radar observation of rainfall system modified by orographic effects. *J. Met. Soc. Japan*, 58, 500-515.
 28. Yamazaki, K. and K. Ninomiya, 1981: Response of Arakawa-Schubert parameterization model to real data in the heavy rainfalls area. *J. Met. Soc. Japan*, 59, 547-563.
 29. Zawadzki, I. I. and C. U. Ro, 1978: Correlations between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1327-1335.
 30. Guide to hydrometeorological practice (1965), WMO.
 31. 水文氣象學，羅樹孝譯，徐民基金會出版。

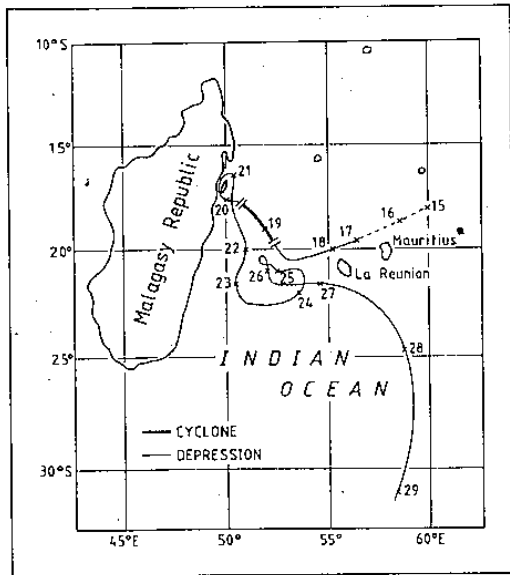
Review on Diagnostic Studies of Heavy Rainfalls

Chu Ko-Kung

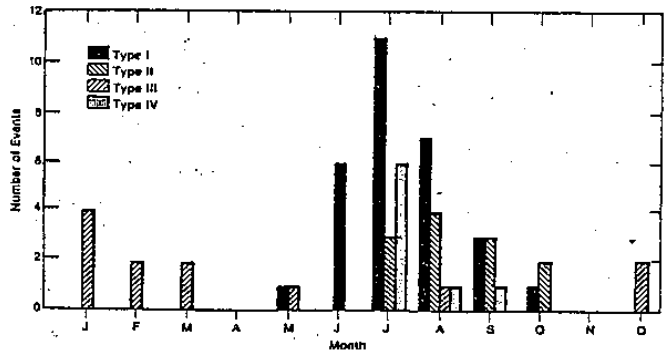
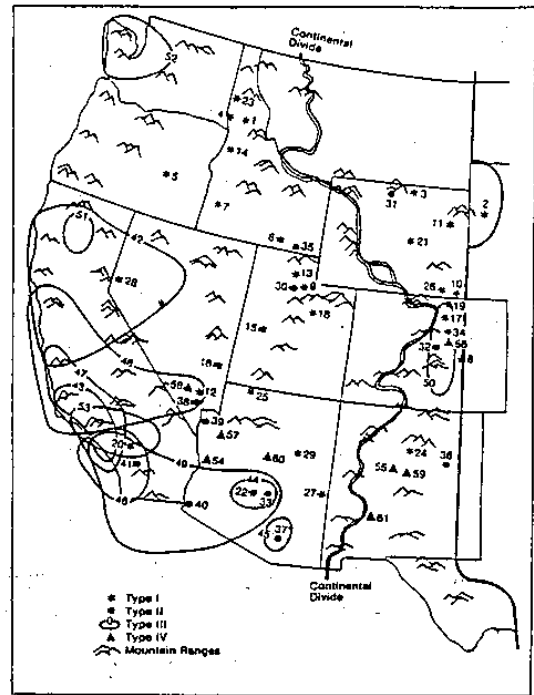
Chinese Culture University

ABSTRACT

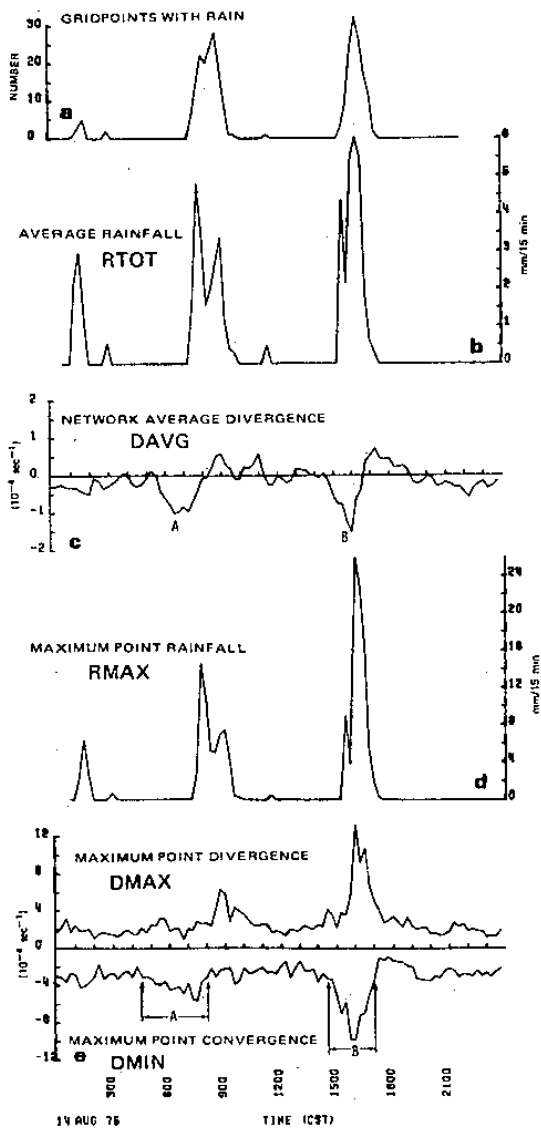
Heavy rain is more likely in consequence of some mesoscale and strong convective systems which are embedded in, or induced by synoptic-scale systems in the atmosphere. It is often enhanced and allocated by orographic effects. By review of the limited papers written by some American, English and Japanese authors, it was found that most cases of heavy rainfall were studied by synoptic and statistic methods and by using data of satellite, radar and traditional weather observations. Among them, orographically induced or affected precipitations were also numerically simulated, but it seemed that there was little simulation about the causes of heavy rainfalls. Indeed, it is a most complicated phenomenon. In this review paper, only the part of diagnostic studies of heavy rainfalls will be introduced briefly.



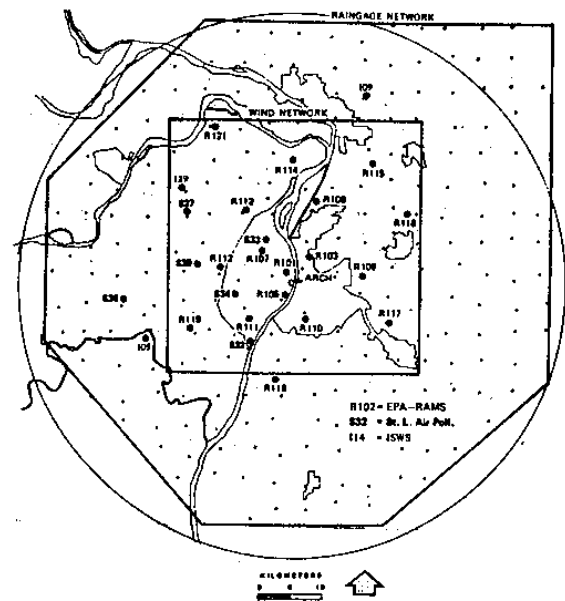
(圖一) 1980年1月15-29日, 熱帶氣旋 Hyacinthe 路徑。



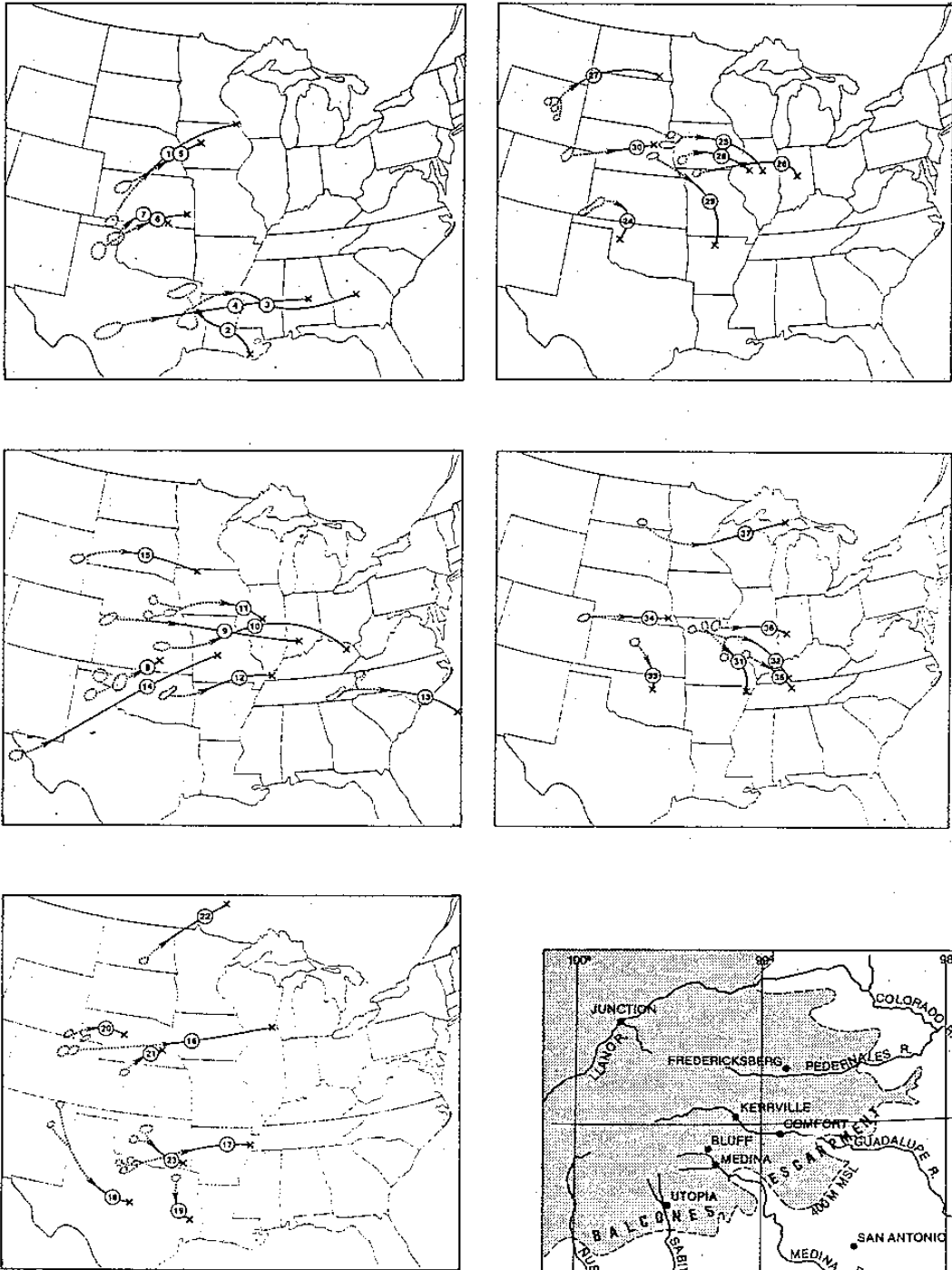
(圖二) 美國西南部 61 次豪雨洪水類型分布及月分。



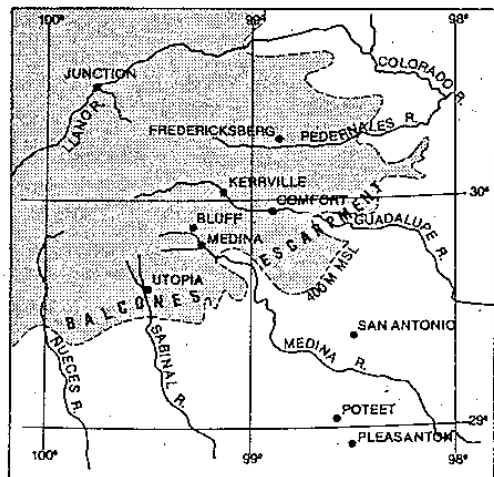
(圖四) 1975年8月14日, 聖路易地區輻散與雨量關係。



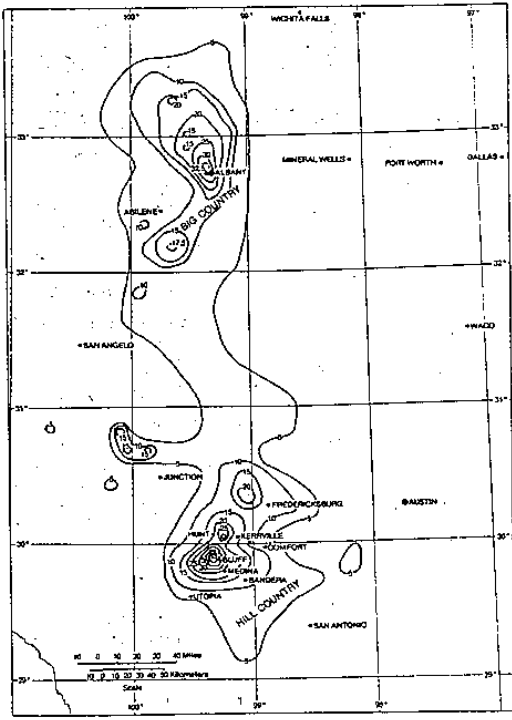
(圖三) 美國聖路易地面測站網, 小黑點為雨量器, 大黑點為風及溫度測站。



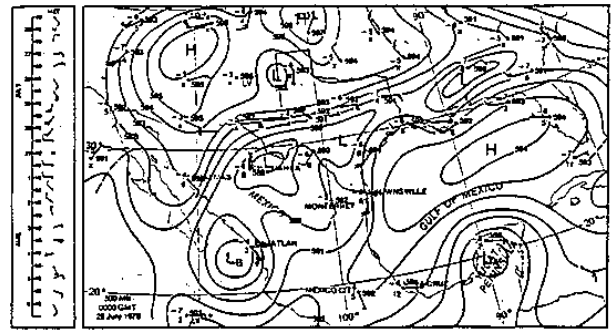
(圖五) 1982年美國MCC路徑，虛線為雷雨初始發展區，箭頭表已達MCC之標準，圓圈為最強期，X表示減弱至標準以下。圈中號次同表三所示。



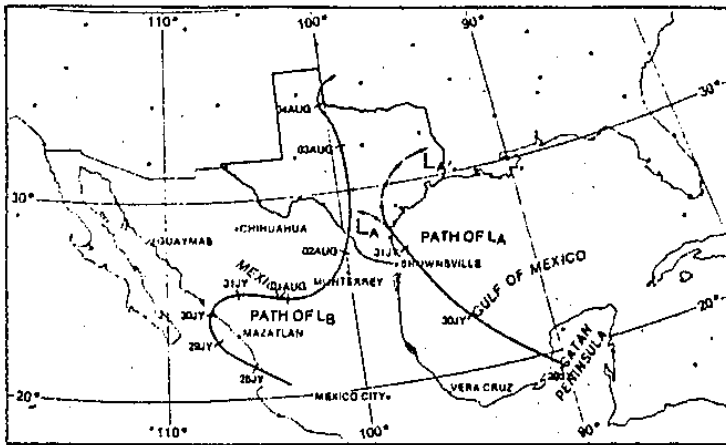
(圖六) 德州Hill Country地形。



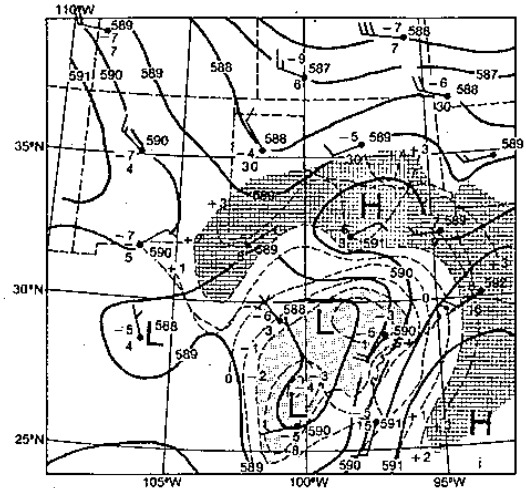
(圖七) 1978年8月1-4日累積雨量(in)



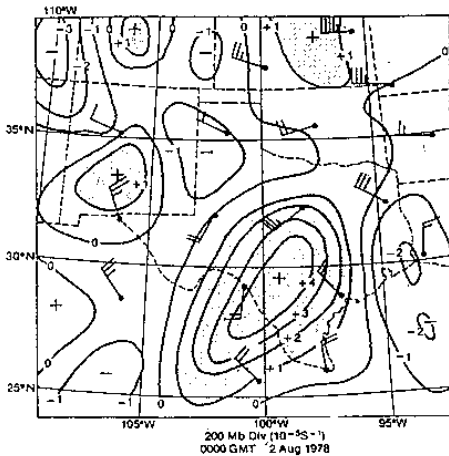
(圖八) 1978年7月29日0000 GMT, 500 mb 圖。



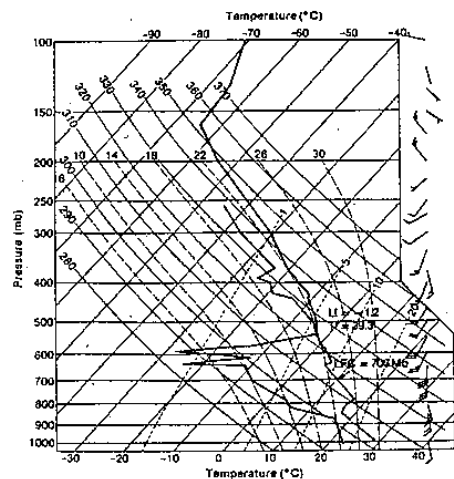
(圖九) Meso- α 系統在500 mb上之路徑。



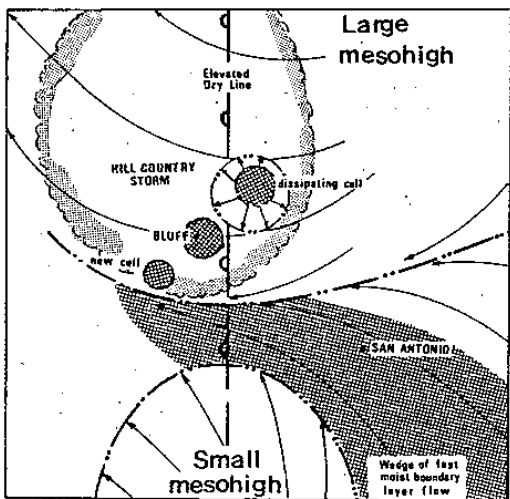
(圖十) 1978年8月2日0000 GMT, 500 mb 圖及垂直運動(μbs^{-1}), 上升速度 $\geq 2 \mu bs^{-1}$ (點區), 下降速度 $\geq 2 \mu bs^{-1}$ (X區)。



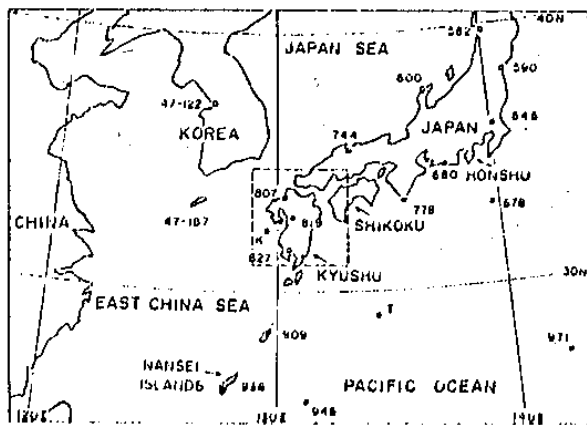
(圖十一) 1978年8月2日0000 GMT, 200 mb 風及輻散($10^{-5} s^{-1}$), 陰影區輻散 $\geq 1 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。



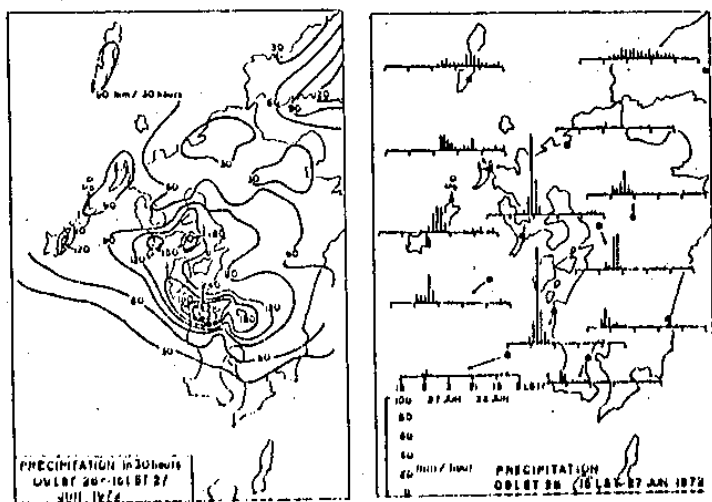
(圖十二) 1978年8月2日0000 GMT, Victoria 探空圖, LI 示上舉指數, TI 示總指數 (totals index)。



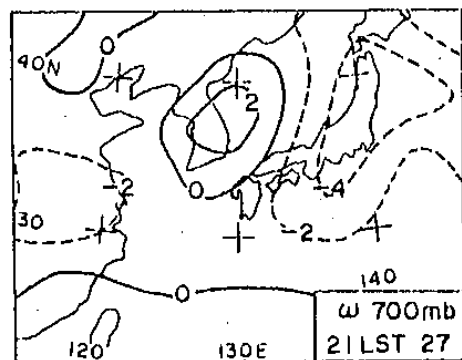
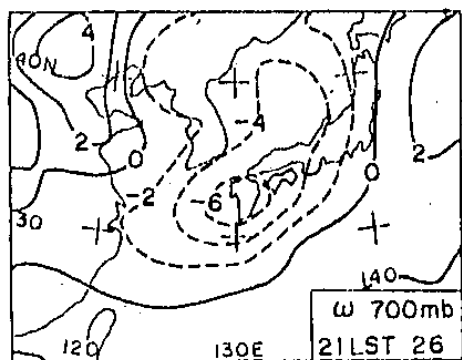
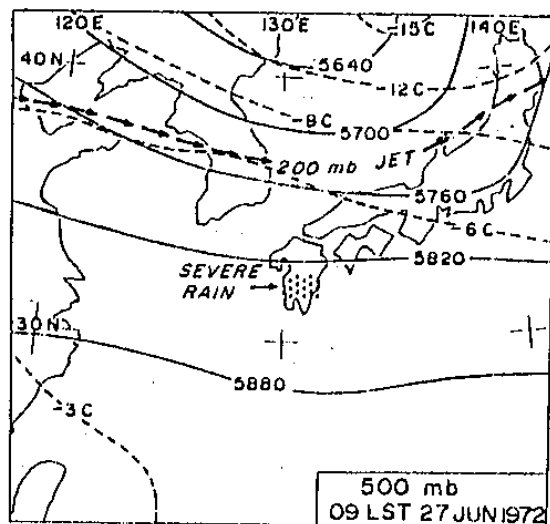
(圖十三) Hill Country 風暴模式示意圖。



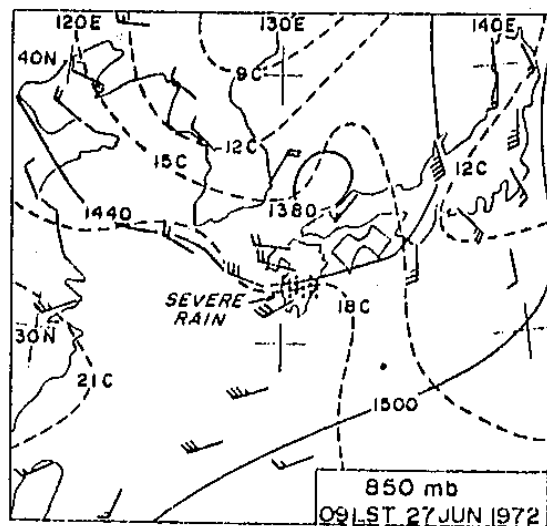
(圖十四) 九州研究範圍 (虛線方格)。



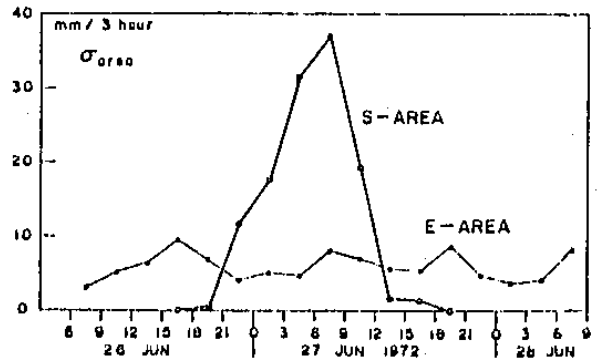
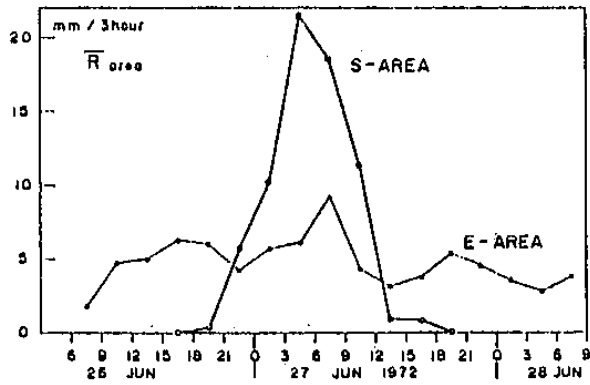
(圖十五) 研究區總雨量及時雨量分布。



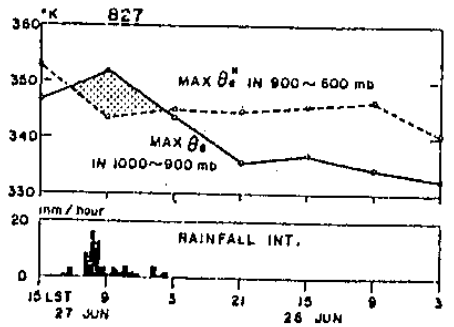
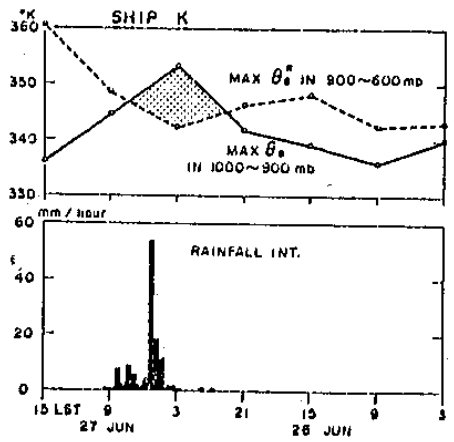
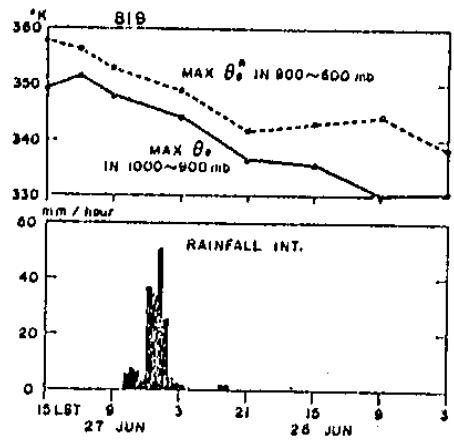
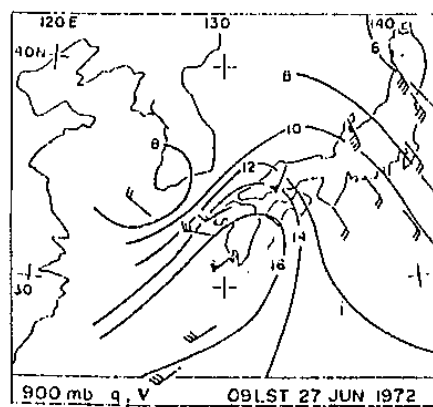
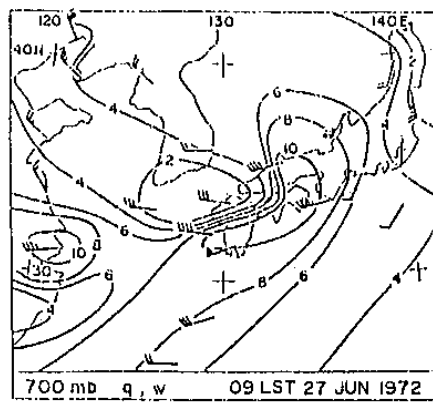
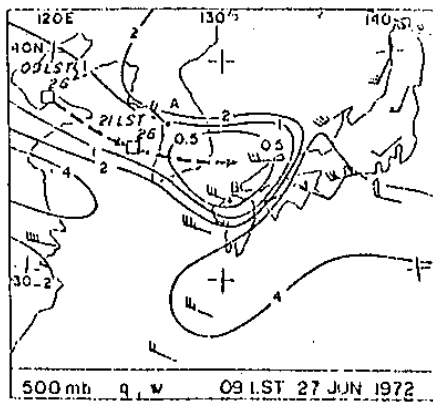
(圖十七) 6月26日及27日 21 LST, 700 mb ω圖。



(圖十六) 1972年6月27日 09 LST, 850 mb 及 500 mb 圖, 200 mb Jet 亦表示於圖中。

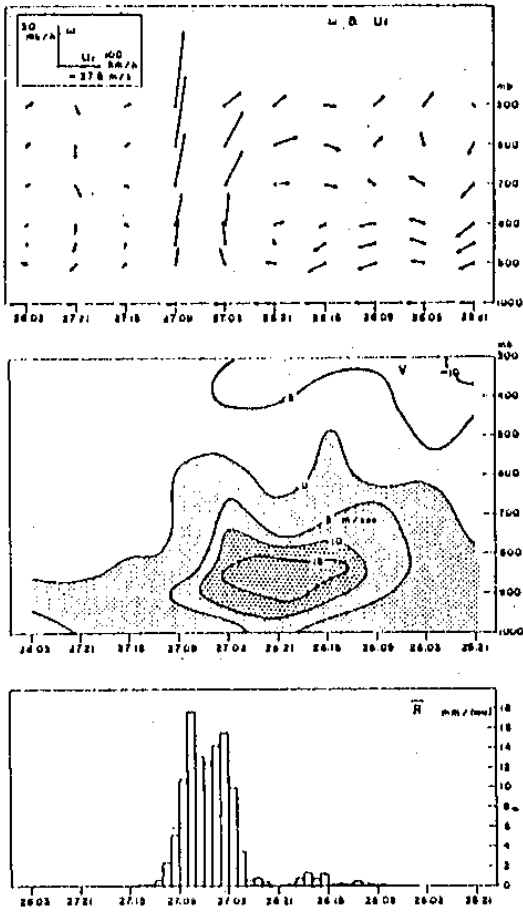


(圖十八) 暖鋒區(R)及暖區(S)雨量比較。

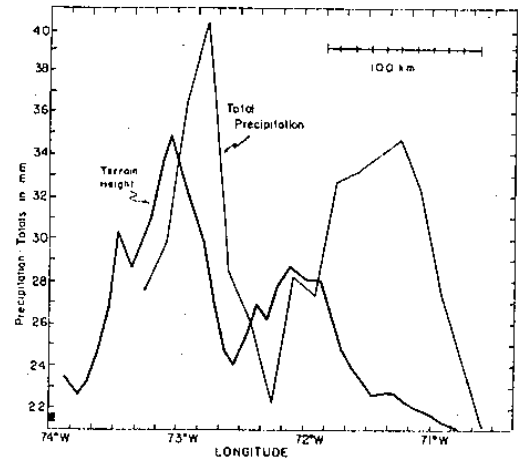
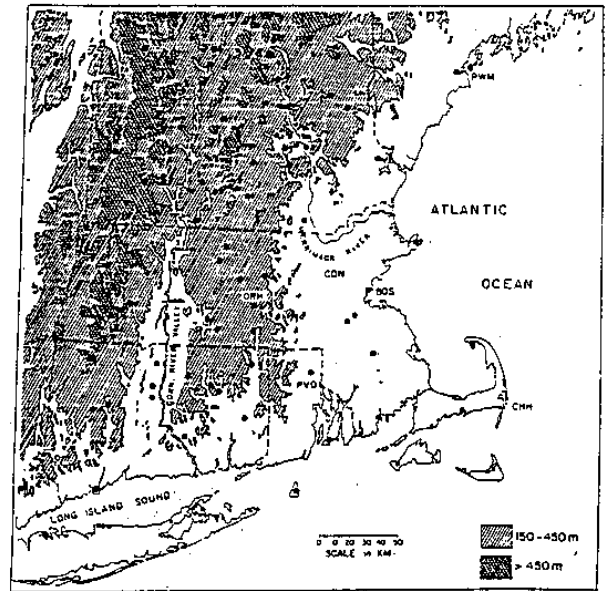


(圖二十) 1000-900 mb之 θ_e ，900-600 mb之 θ_e^* 與降雨強度比較。

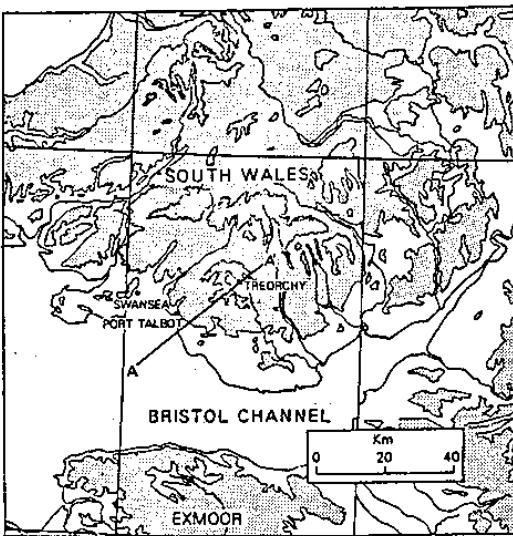
(圖十九) 6月27日09 LST各層混合比及風場。



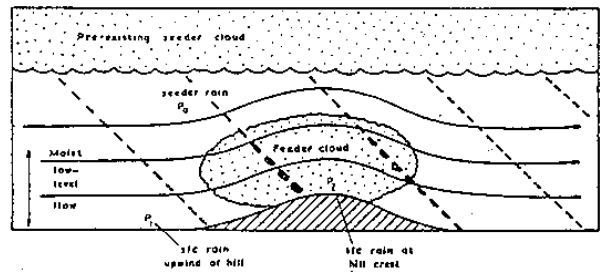
(圖二十一) ω ，相對於低壓運動之緯流風 (U_r)，南北向分速(V)與雨量(R)之時間分布 (研究區內)。



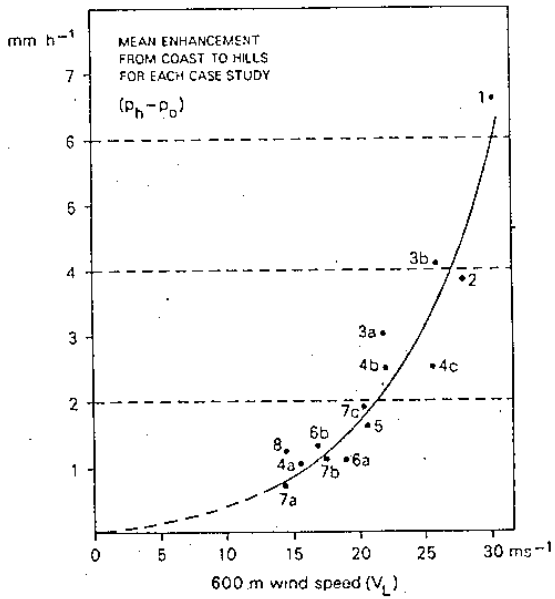
(圖二十二) 新英格蘭地形及總雨量比較。



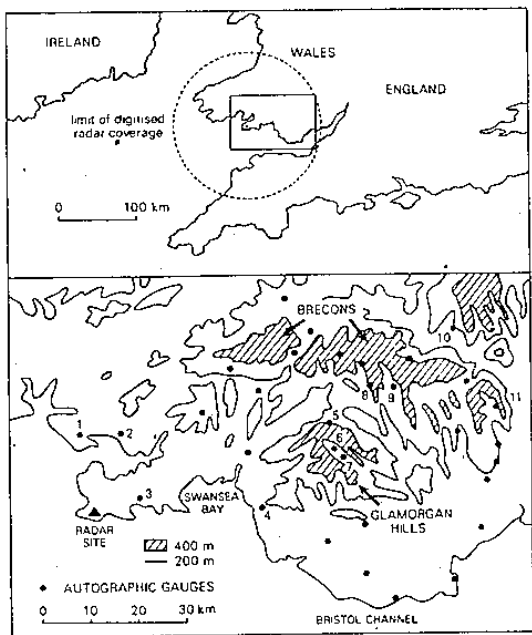
(圖二十四) South wales 地形圖。



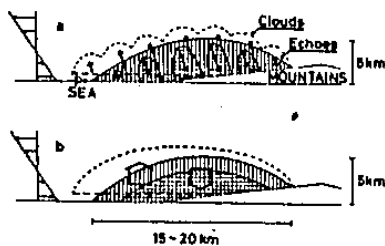
(圖二十三) 種雲作用模式圖 (Bergeron)。



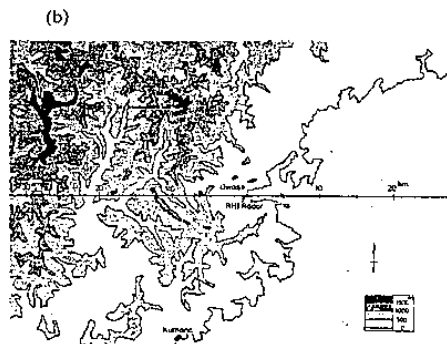
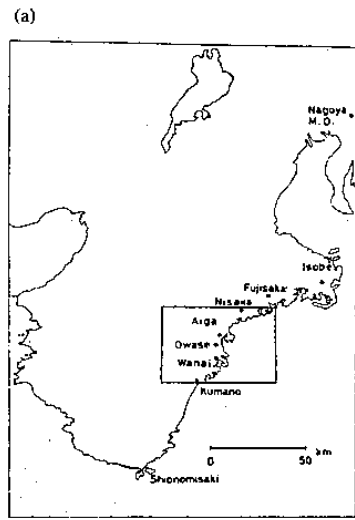
(圖二十五) 風速與地形增強雨量關係，地理位置見圖二十六，雨量增強由測站4至5及6(圖二十六所示)。



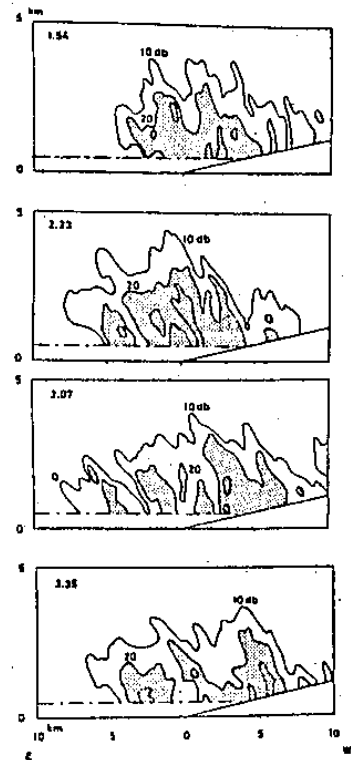
(圖二十六) 英國南 Wales 地理位置圖。



(圖二十八) 持久對流雲結構示意圖(a)，平均結構(b)。



(圖二十七) 紀伊半島位置及研究區。



(圖二十九) 雷達所測垂直回波圖，三角區為地形回波。

