

梅雨季台灣中部地區降水 與豪（大）雨之中尺度氣候特徵

陳泰然¹ 王重傑² 張智昇¹ 王子軒¹

¹ 台灣大學大氣科學研究所

² 景文技術學院環境管理系

（中華民國九十三年一月十六日收稿；中華民國九十四年三月十九日定稿）

摘 要

本文使用 1993-1998 年 5-6 月地面自動雨量與氣象站逐時資料，分析台灣中部地區（Post-TAMEX 預報分區 5-10）降水與各型豪（大）雨之中尺度氣候特徵，包括其空間分佈、日夜變化、隨高度變化、以及平地與山區之差異情形。由於資料之時空解析度較以往明顯提高，本文結果可對梅雨季中部地區降水之中尺度氣候特徵，提供正確完整之訊息。

結果顯示，梅雨季之逐時降雨強度與豪（大）雨頻率，在中部有顯著之日夜變化與區域差異，午後至晚間較強而夜間至午前較弱，且山區大於平地，顯示地形與日間太陽加熱之重要角色。雪山山脈西南側山坡區域，為中部之最大降雨與豪（大）雨發生區，兩者均於 1700 LST 達最強。阿里山區之降雨強度在午後亦明顯增大，但入夜後則快速減弱，為豪（大）雨之次要中心（但 6 月不顯）。過去研究認為台灣梅雨季豪雨頻率最高處為阿里山區，本文顯示應修正為雪山山脈西南側。平原地區之雨量明顯較山區為小，但亦以午後強度較大。平均降雨強度在山區之日夜變化較平地明顯，其午後最大值位於迎風面山坡而非山脊，顯示地形舉升之角色。由於日間加熱逐漸主宰對流發展，6 月山區降雨之日夜變化較 5 月更為顯著，亦更集中於午後，且山麓地帶午後降雨亦明顯增加，應為局部環流（上坡風）之影響。平原地帶對流在 6 月不易發展，任何時段降雨強度均低。

各類型豪（大）雨以 B 型豪雨最多（約佔 1/2），A、C 兩型較少（各約 1/4）。5 月豪（大）雨總次數約為 6 月的兩倍，發生日數比例則分別佔總日數的 1/3 以上與 1/4 左右。豪（大）雨頻率分佈亦為日間較夜間為高、午後較午前為高之型態，深夜至晨間時段頻率均低，凌晨至晨間有最小值，且各時段頻率幾均 5 月高於 6 月。範圍較大之區域性豪（大）雨，在 5 月與 6 月分別佔所有豪（大）雨的 1/3 與 1/5，其日夜變化基本型態相似，但夜間頻率下降較為和緩。A 型豪雨之最大頻率特別有向後延遲之勢，且相對於其它類型，有較高比例屬於區域性，顯示其範圍亦通常較大。

在豪（大）雨之平地（< 200 m）與山區（≥ 200 m）差異方面，不論月份其總數均以山區較高，且更加集中於午後時段。午前山區有相對最大頻率，且以 6 月較顯，亦應為局部環流之影

響。另外，平地在 0400 LST 左右有相對較高頻率，則應與夜間陸風有關。6 月時，不論平地之午前豪（大）雨、山區之 A 型豪雨、以及各類區域性豪（大）雨，發生頻率均低，特別是山區之區域性豪（大）雨。除顯示受副熱帶高壓下沉抑制作用之影響外，亦顯示 6 月山區午後平均降雨強度之明顯增加，多為發生頻率高但延時短之局部性氣團雷雨所導致，故豪（大）雨頻率仍低。

關鍵詞：降水、豪（大）雨、中尺度氣候、梅雨季

一、前 言

定量降水預報 (quantitative precipitation forecast; 簡稱 QPF)、定量降水估計 (quantitative precipitation estimation; QPE)、以及豪（大）雨預報，為目前國際氣象界在預報與研究上所面臨的重大挑戰（例如 Shapiro and Thorpe 2002）。台灣地區亦是如此，特別是每年 5-6 月間，針對梅雨季之 QPF 與豪（大）雨的預報能力更是有限，連帶影響天然災害（如土石流、山崩、坍方、淹水等）之防災救災、以及水庫調節洩洪等措施之效益。陳等（1991）曾評估現階段台灣地區豪（大）雨之預報能力，並指出梅雨季之預報能力仍低，其 Threat Score (TS) 技術得分約為 0.18（無預報能力為 0，完美預報為 1），且前估（觀測被事先預報之比例）僅 20%，顯示目前對於梅雨季導致豪（大）雨之中尺度過程仍缺乏足夠的了解與預報技術，致使前估與 TS 得分偏低。因此，雖在 1987 年台灣地區中尺度實驗計畫（Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX）實施後（Kuo and Chen 1990），國內氣象界對於梅雨季的中尺度現象與過程已增加許多認識，對於中尺度預報的觀念建立與技術改進亦多所助益（Chen 1992；陳與謝 1993；陳 1994；陳 2000a），但為能有效提昇降雨預報的準確度，仍有待持續不斷的基礎研究與應用研究。

鑑於目前中尺度數值作業模式對梅雨季豪

（大）雨與 QPF 的預報能力仍有不足（例如鄭與楊 1998；簡 1999），藉助其他方法或技術，在作業上仍有其價值與重要性。這些方法，包括用於 1992 年 Post-TAMEX 預報實驗中之概念模式（陳與謝 1992；謝等 1992，1993），以及中尺度氣候法。所謂中尺度氣候法，即使用雷達、衛星或地面降水資料，分析歸納出中尺度對流系統 (mesoscale convective system; MCS) 及所伴隨降水之氣候特徵與演變訊息，並據以提供預報指引。此種方法在短期預報方面，特別是預報缺口 (forecasting gap; 即 2-6 小時) 處，佔有相當的重要性 (Doswell 1986)。在研究上，中尺度氣候亦可提供相關現象之特徵資訊，指引吾人發掘科學問題（例如陳 1986；Chen 1992；陳等 2001）。在所需資料長度上，中尺度氣候亦有別於一般對於氣候之要求，後者為充份描述一地天氣之平均狀況與變異程度，多需 30 年以上之長期資料，但前者僅為描述伴隨一中尺度系統之天氣特徵，若有足夠樣本即具統計意義，故所用資料長度可較短。再者，為求儘早提出氣候上之預報方法，研究者亦常需採用現存可用之較短資料進行此類研究。

陳與吳（1985）為協助 TAMEX 實驗之設計與規劃，曾進行台灣梅雨季各類中尺度現象之中尺度氣候研究。此後，國內多位學者亦先後針對與降水密切相關之現象進行此類研究，包括鋒面（陳與張 2000；陳與張 2001；陳與王

2002)、中尺度低壓(陳與俞 1988; 陳 1989, 1990a,b; 陳與王 2002)、低層噴流(Chen and Yu 1988; Chen et al. 2005)、以及局部環流(陳等 2000)等。這些研究,多採用與上述相似之方法,探討相關現象所伴隨降水之時空分佈特徵與中尺度氣候值,部份成果亦已於 1992 年的 Post-TAMEX 預報實驗、以及隨後中央氣象局之梅雨季預報實驗中使用,以提供 0-24 h 中尺度預報之參考。在鋒面降水方面,陳與張(2000)與陳與張(2001)亦分別針對嘉南與台灣中北部地區,進行中尺度預報法之能力校驗,結果顯示此法於 3-12 h 即具預報能力與參考價值,且於 6-12 h 均優於持續法。

在不區分伴隨系統下,關於梅雨季內對流降水與豪雨之一般中尺度特徵研究方面,陳與楊(1988)曾利用 1975-1984 年 5-6 月氣象局所屬地面測站(與民航局機場)資料,分析台灣地區豪雨之時空分佈特徵,並認為豪雨最大頻率發生於中央山脈西側的阿里山區至嘉南平原一帶。陳等(2002)研究對流降水之分佈特徵,探討其日夜變化,陳與張(2002)使用 1991-1996 年梅雨季自動雨量站資料,研究台灣中北部地區豪(大)雨之氣候特徵,Chen and Chen (2003)則討論台灣地區降水分佈之一般特性。陳與林(1997)使用 1987-1995 年資料,進行梅雨季定量降水之中尺度氣候研究,完成 Post-TAMEX 預報實驗分區 7-11,即 24°N 以南之嘉南地區(參見圖 1) QPF 與豪(大)雨中尺度氣候預報法之建立,陳等(1998; 1999)與陳(2000b)則使用 1991-1996 年資料,建立台灣北部地區(分區 1-6)相似之中尺度氣候預報法。因此,台灣中部地區恰位於上述研究地區之分野,近年內尚未針對此區建立完整之豪(大)雨與 QPF 之中尺度氣候特徵。為彌補此一不足處,本文即

針對分區 5-10 進行類似之中尺度氣候研究,以使結果得以輔助中部地區之中尺度預報,或作為今後外場實驗規劃之參考。由於中央氣象局之地面自動氣象與雨量站網自 1993 年起完成建置運轉,雨量資料之解析度,特別是空間解析度,較從前大幅提高,因此使用 1993 年及以後之資料,可獲得更完整與更準確之中尺度氣候特徵。此外,分區 5-6 與 7-10 雖曾於上述相關研究中納入分析(陳與林 1997; 陳與張 2002; 陳等 1998, 1999; 陳 2000b),但均有使用 1993 年以前資料,而以後之資料時間相對並不甚長,且當時之測站數亦較少,故降水之中尺度氣候特徵,仍有更新與改進之需要。

如前所述,本文之主要目的,在基於中尺度氣候預報之觀念,探討台灣中部地區(Post-TAMEX 預報實驗分區 5-10)梅雨季降水與豪(大)雨之中尺度氣候特徵,其研究結果除可供未來預報參考與使用,並將與前人之結果作一比較。雖然台灣地區之梅雨季在氣候上出現於 5 月中至 6 月中,由於各年實際梅雨現象持續期間之先後長短均略有差異,中央氣象局為預報作業考量故將 5-6 月訂為梅雨季,本文因為中尺度氣候法之定量降水預報研究,故亦以 5-6 月代表台灣梅雨季。在氣候特徵方面,本文主要探討項目,包括空間分佈、5 月至 6 月之演變、日夜變化、隨高度之變化、以及平地與山區之差異情形。豪(大)雨亦根據 Post-TAMEX 預報實驗之定義標準,依累積雨量多寡加以分類,並統計各類型之出現頻率次數。在第二章敘述資料與分析方法後,上述各項分析結果將在第三至五章分別呈現並進行討論,第六章則為本文結論。

二、資料與分析方法

圖 1 顯示 1992 年 5-6 月「Post-TAMEX 預報實驗」台灣地區 0-3 小時定量降水預報所採用的 15 個預報分區（謝等 1993）與地形高度分佈，本文研究範圍為中央山脈以西的中部地區，涵蓋分區 5-10，即依序包括台中、彰化、南投、雲林、嘉義及台南等縣市。由地形高度分佈可知，雪山山脈呈東北—西南走向，中央山脈幾呈南北走向，分區 5-10 則位於此兩山脈的西南側與西側，在梅雨季中位於盛行西南風之迎風面。本文所用資料，為 1993-1998 年共 6 個梅雨季（5-6 月）位於分區 5-10 內之所有自動地面氣象站與雨量站之逐時雨量資料。由圖 2 可了解上述這些測站（黑點）在 5-10 各分區（粗線）之分佈狀況，在大部份區域分佈相當平均（尤指海拔高度低於 2 km 之部分），雨量站間之平均距離約為 10 km，圖中並標示文內稍後所提各測站之位置。表一則列出各分區之雨量站總數，分區 5-10 依序分別為 17、10、32、13、20 及 14 站，總計共 106 站，其中面積最大的分區 7（南投）亦具最多測站（32 站），而較小的分區 6（彰化）則最少，僅有 10 站。另外值得注意的是，在本文研究資料前段的三至四年間（即 1993 至 1995 或 1996 年），分區 5 與 7 分別為 18 與 33 站，而分區 10 更有 29 站，再加上地面氣象站，因此前後共計有 130 站納入本文的分析。

本研究首先分析逐時降雨強度（或累積雨量）在中部地區之空間分佈與日夜變化，以了解其時空分佈特徵。隨後，分析降雨強度隨高度之變化，與其在不同高度分區範圍之日夜變化，以探討地形在降水所扮演之角色。另外，本文亦分析統計豪（大）雨出現頻率之時空分佈，並討論平地與山區之差異。此處，本文對於豪（大）雨的認定，其標準係依 Post-TAMEX

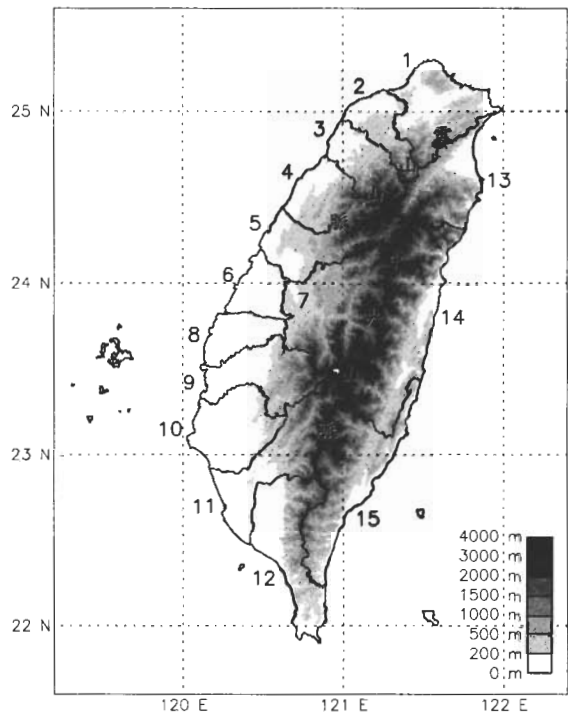


圖 1 台灣地區於 Post-TAMEX 預報實驗 0-3 小時預報之 15 個預報分區，以及 1 km × 1 km 解析度之地形高度分佈 (m)。灰階與高度範圍對照尺示於右下角。本文所討論之中央山脈以西之中部地區涵蓋分區 5-10。

預報實驗之定義（陳與謝 1992；謝等 1993），即當某小時之時雨量 ≥ 15 mm，且累積雨量：

(a) ≥ 130 mm/24 h，定義為 A 型豪雨，

(b) ≥ 50 mm/12 h 但 < 130 mm/24 h，定義為 B 型豪雨，

(c) ≥ 50 mm/24 h 但 < 130 mm/24 h，定義為大雨（即 C 型大雨）。

因此，A 型豪雨較 B 型者更為持續，但任何豪（大）雨的發生，均必須有某站在 24 h 或以內，達到 ≥ 50 mm 之累積雨量。在考慮地形效應時，本文亦配合資料特性，採用兩種不同方式將分

表一 圖 1 所示分區 5-10 於 1998 年 6 月之自動雨量站總數，以及平地（測站海拔高度 < 200 m）與山區（≥ 200 m）之雨量站數，括號內為所佔百分比（%）。

分區	5	6	7	8	9	10	合計
平地測站	7 (41)	8 (80)	3 (9)	11 (85)	10 (50)	11 (79)	50 (47)
山區測站	10 (59)	2 (20)	29 (91)	2 (15)	10 (50)	3 (21)	56 (53)
測站總數	17	10	32	13	20	14	106

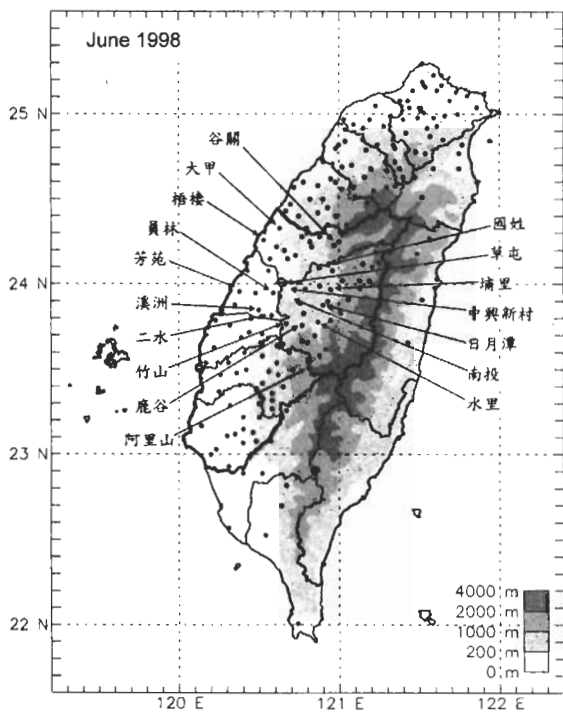


圖 2 台灣地區之勻滑地形高度 (m)、預報分區、以及中央氣象局所屬之地面逐時雨量站（實心圓）於 1998 年 6 月時之分布。灰階與勻滑地形高度範圍對照尺示於右下角，分區 5-10 如粗線所示，文中所討論到之地名亦標於圖內，其中部分地區並未有雨量站設置。

區 5-10 之所有雨量站依其高度分類。在統計豪（大）雨次數時，由於各類型豪（大）雨之總次數較為有限，本文僅以 200 m 之海拔高度為準，將測站簡略概分為平地與山區兩類，其結

果亦示於表一。可見在 1998 年 6 月時，各分區中山區雨量站所佔比例以分區 7 最高（達總雨量站的 91%），其次為分區 5 (59%)，再次為分區 9 (50%)，而其餘的分區 6、8 及 10 多為平地測站，山區測站均不超過 21%。配合圖 2，可知各分區之山區雨量站比例，主要係反應海拔高度 ≥ 200 m 之山區地形所佔比例。另外，本研究在處理平均降雨強度時，由於不分類型且納入計算的資料量較大，故可容許更細的高度分區。因此，本文此時亦採用如表二所示的高度範圍，將所有共 130 個測站分為 9 個不同高度分區以進行分析。由表二知，各高度分區之

表二 本文所含自動氣象站與雨量站，依海拔高度劃分為 9 個高度分區所用之範圍。

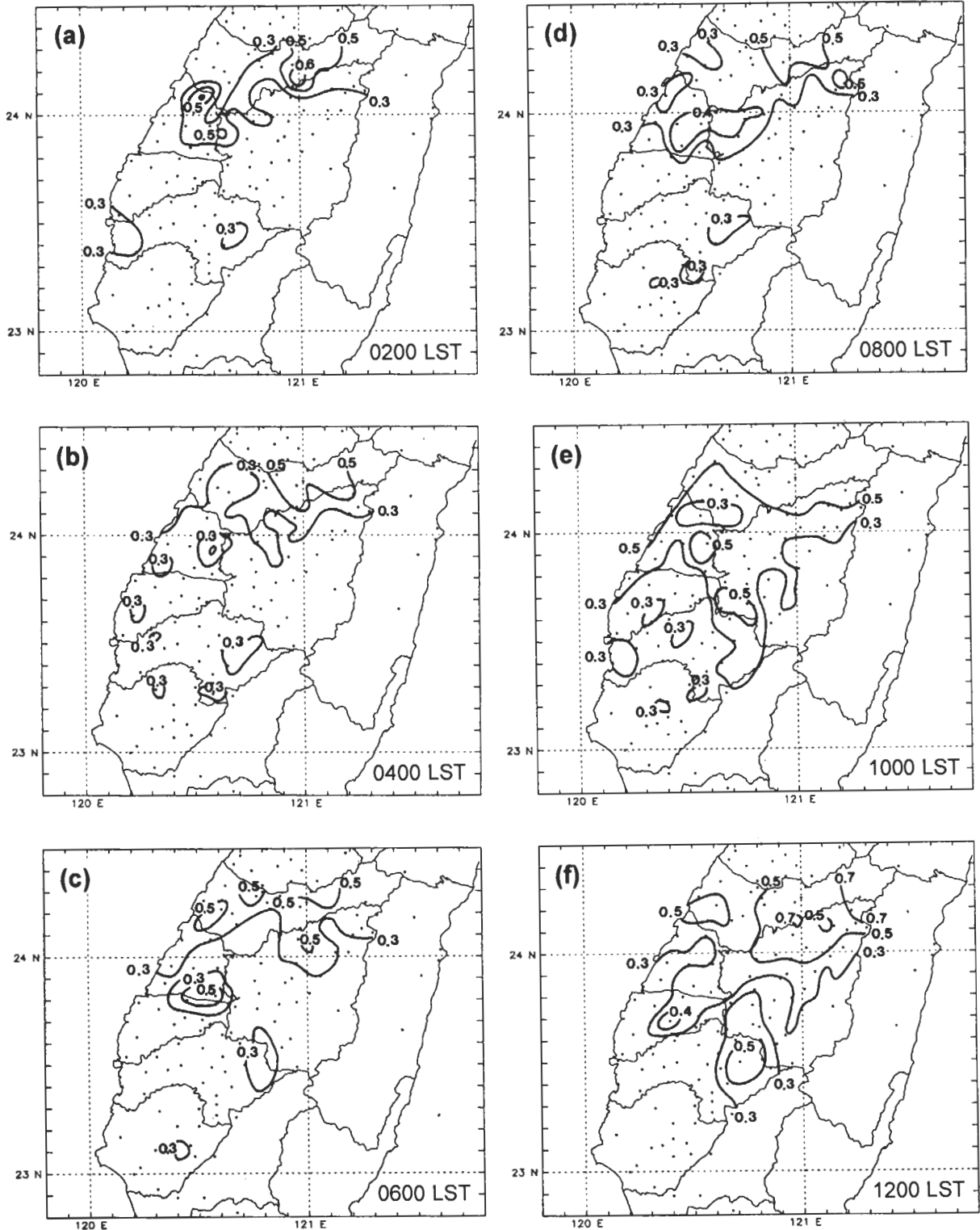
高度分區	高度範圍 (m)	測站數
1	0 - 15	12
2	16 - 35	16
3	36 - 75	15
4	76 - 150	15
5	151 - 300	15
6	301 - 600	14
7	601 - 1100	16
8	1101 - 1800	13
9	1801 - 4000	14
總數		130

測站數均介於 12 至 16 間，此乃因為本研究在選擇分類之高度範圍時，已考量分類後各高度分區測站數應儘量接近之因素，如此可使各高

度分區樣本數接近，維持較佳之統計代表性。

三、降雨強度之時空分佈特徵

圖 3 為 1993-1998 年 5-6 月台灣中部地區



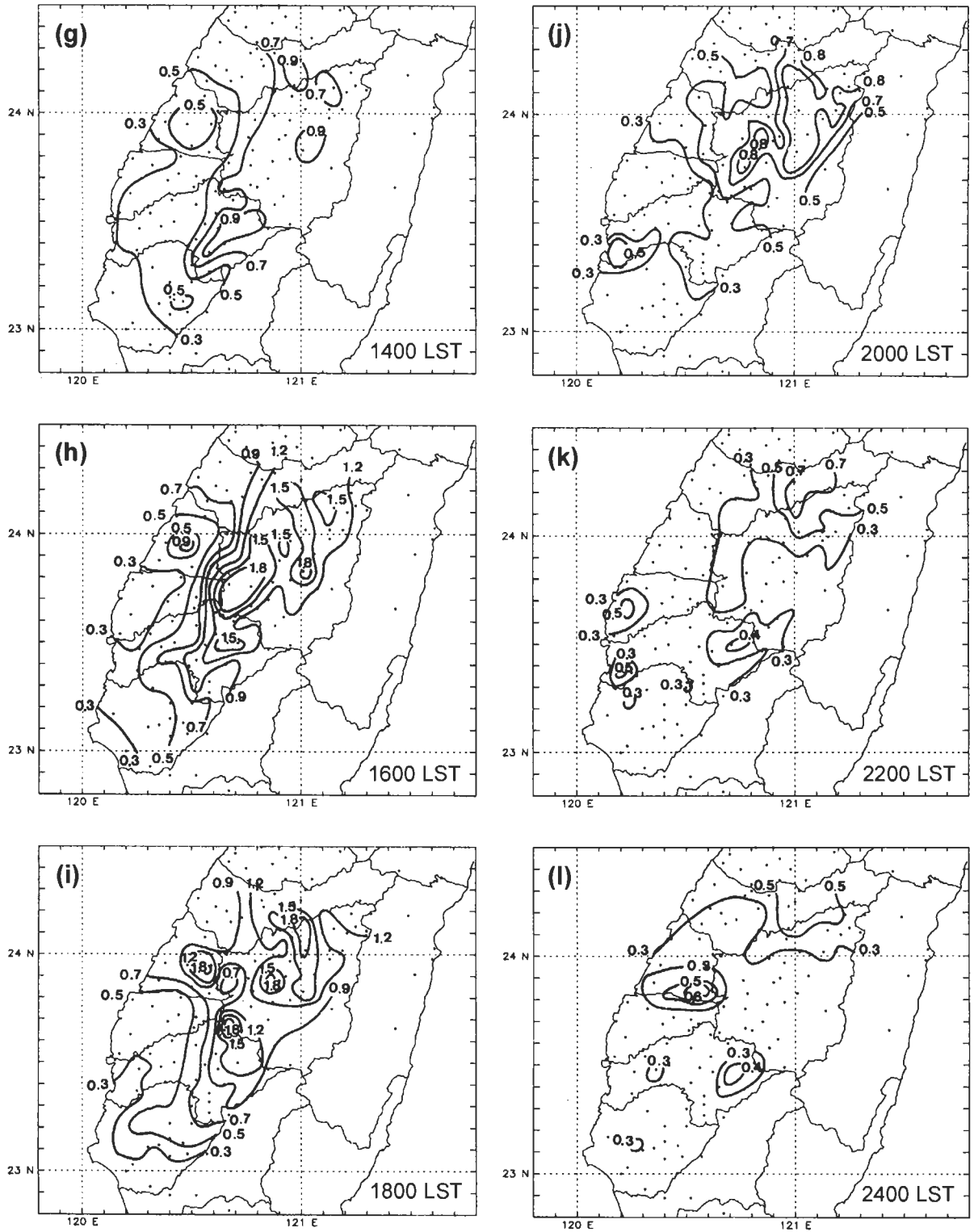


圖 3 1993-1998 年 5-6 月台灣中部地區 (a) 0200 到 (l) 2400 LST，每 2 小時顯示之平均逐時累積雨量 (mm) 空間分佈。等雨量線由 0.3 mm 開始分析，間距為 0.2 mm (或視需要為 0.1 mm)，0.9 mm 以上間距則為 0.3 mm。

之平均每小時累積雨量 (mm)，亦即逐時降雨強度之空間分佈，顯示偶數地方時（每 2 小時一次）之結果。為保持資料之代表性，此處在分析時僅包括資料長度在所考慮之 6 年梅雨季期間至少達 4 年（即 244 天）之雨量站。0200 至 0400 LST 時，中部地區逐時累積雨量分佈之共同特徵，為最大值 ($\geq 0.6 \text{ mm h}^{-1}$) 位於 24.2°N 、 121.0°E 附近的雪山山脈西南側山坡處（文後簡稱爲 SM 區，即 Snow Mountain Range 之意），且鄰近區域之較大值分佈亦與山脈走向相近（圖 3a 與 3b）。員林與其鄰近地區，以及嘉義山區亦有區域性之相對最大值，其它地區則降雨零星散佈。0600 LST 時，由於台中與雲林沿海降雨增強，使梧棲與大甲附近亦出現降雨中心，並與前述雪山山脈西南側山坡之大值區（SM 區）相連（圖 3c），此外，平地之溪州至二水一帶亦出現相對最大值 ($\geq 0.5 \text{ mm h}^{-1}$)，嘉南平原則相對雨量較小。0800 LST 時（圖 3d），相對較大降雨強度區之位置大略維持不變，僅原位於溪州至二水之雨區強度稍減，且略向北移至員林地區，並向東延伸至南投縣境內的中興新村一帶。

在 1000 LST 時，雪山山脈西南側山坡（SM 區）之降雨已開始普遍增大，降雨強度大於 0.4 mm h^{-1} 之區域明顯擴大，沿海之降雨亦增強，並向南延伸至雲林沿岸地區（圖 3e）。此時，除員林附近的雨量再度增大外，鹿谷地區亦出現新降雨中心並向阿里山方向（東南東方）延伸，兩者最大值均達 0.6 mm h^{-1} 以上，後者並位於中央山脈之迎風面。1200 LST 時，SM 區之降雨持續增強並向南方伸展，最大值可達 0.7 mm h^{-1} （圖 3f）。然而，芳苑以南之沿岸地區與員林附近雨勢明顯減弱，但彰化縣境內有所增加，

鹿谷附近之大值區則已略向南移至阿里山區且範圍擴大。午後的 1400 LST 時，中部山區之降雨強度更顯著增大，而平原與沿岸地區則僅稍有增強，兩者隨時間之變化趨勢形成明顯對比（圖 3g）。此時降雨強度達 0.6 mm h^{-1} 以上區域之範圍大幅增加，幾乎完全涵蓋中部地區之東半部，即由 SM 區向南沿中央山脈脊線西側山坡延伸之區域。平均降雨強度達 1.0 mm h^{-1} 的最大值中心共有三處，分別位於谷關一帶（約 24.2°N ， 121.0°E 處）、日月潭東側略呈東北—西南走向區域（約 23.9°N ， 121.1°E ）、以及由阿里山向西南方延伸地區（約 23.5°N ， 120.7°E ）。反之，平原與沿海地區（即中部地區之西半部）之每小時累積雨量多在 0.5 mm 以下，僅芳苑至員林附近局部地區有較大值。1600 LST 時（圖 3h），山區雨勢更大，原先降雨強度達 0.6 mm h^{-1} 之區域幾均增大至 1.0 mm h^{-1} 以上。除原本三處降雨中心均增強至 1.5 mm h^{-1} 左右外，南投縣境內東部涵蓋竹山、鹿谷、水里之地區並出現一達到 1.8 mm h^{-1} 以上之最大中心，此區亦爲此時段雨勢增強最迅速之區域。以整體降雨區而言，則略有向西側（山麓）延伸之勢。此時，平地之芳苑至員林間仍有較大值，但兩者以南地區則降雨普遍減弱。1700 LST 爲降雨中心達最大強度之時刻（圖未示），此時上述數個最大降雨區強度均達 1.5 mm h^{-1} 以上，且已結合爲一最大降雨區，無法分辨彼此，中心最大值位於日月潭附近（約 23.9°N ， 121.1°E ），強度則達到 2.4 mm h^{-1} 。

由 SM 區向南西方沿中央山脈西側山坡延伸之大降雨區在 1800 LST 開始逐漸隨時間減弱（圖 3i），位於谷關至埔里東方、日月潭、及鹿谷至阿里山附近之相對大值區（最大值約 1.8

mm h^{-1}) 再度又可區分辨認, 唯範圍縮小。員林一帶之區域性降水則顯著增強, 最大值亦可達 1.8 mm h^{-1} 。2000 LST 時 (圖 3j), 上述各降雨中心更進一步減弱, 最大值均降至 1.0 mm h^{-1} 以下。尤其是阿里山區, 最大降雨強度僅餘約 0.6 mm h^{-1} , 較平地降雨稍多而已。因此, 此時較大降雨區明顯向北退至嘉義縣以北, 員林附近之雨勢亦明顯減弱至約 0.6 mm h^{-1} 。至於雲林以南之平原地區, 降水仍弱, 大部份在 0.3 mm h^{-1} 以下, 但嘉義沿海開始出現區域性的新降雨中心。此中心之最大值在 2200 LST 時增至 0.5 mm h^{-1} , 雲林沿海亦出現達 0.6 mm h^{-1} 之新中心 (圖 3k)。此時山區之降雨區持續向東北退卻減弱, 最大值僅餘約 0.7 mm h^{-1} , 範圍則侷限於 SM 區, 台中與彰化沿海之降雨強度亦減小。最後在 2400 LST (圖 3l), 雨區分佈大致不變, SM 區之降雨再度稍有減弱, 但溪洲、二水、竹山附近則出現局部地區之最大降雨強度 (達 0.6 mm h^{-1}), 在稍後的 0200 LST, 此雨區移至員林附近並一分為二 (圖 3a)。

綜合以上分析可知, 台灣中部地區梅雨季平均時雨量之空間分佈, 呈現顯著之區域差異特性與日夜變化。一般而言, 山區降雨量較大而平地降雨量較小; 午後至晚間較強而夜間至午前較弱。雪山山脈西南側山坡區域 (SM 區) 在一日中之所有時段均為一相對最大降雨區 ($\geq 0.5 \text{ mm h}^{-1}$), 並於 1700 LST 達最強 ($\geq 1.8 \text{ mm h}^{-1}$), 甚至在晚間至次日上午時段, 亦均為中部地區 (分區 5-10) 之最大降雨區。阿里山區之降雨, 於午前 (1000 LST) 開始逐漸增強, 但午後整個中央山脈西側之山坡 (迎風面) 雨勢增強更為明顯, 並漸與 SM 區之大降雨區相連, 與 Yeh and Chen (1998) 之結果相符。山坡或山

區之降雨於 1700 LST 時達最強, 廣大範圍山區均達到 1.0 mm h^{-1} 以上, $\geq 2.4 \text{ mm h}^{-1}$ 之最大值則出現於日月潭。1800 LST 開始的晚間時段, 山區雨勢逐漸減弱, 並以阿里山區減弱較快。山脈西側的平原地區, 降雨強度明顯較山區為弱, 一般在 0.4 mm h^{-1} 以下, 但亦以午後強度較大。除下午時段山區降雨會略向西側平原延伸以外, 平地僅有區域性之局部降雨中心發展, 且最常出現於員林、溪洲、二水附近 (包括深夜至清晨與下午時段)、以及彰化與嘉義沿海 (夜間時段) 等地區。台中與彰化沿岸之降雨, 以清晨至上午相對稍大, 且部份由 SM 區之降雨區向西延伸而來。顯然, 中部山區 (或山坡) 午後最大值之出現/增強與演變特徵, 均顯示日間太陽加熱效應與伴隨之海風及/或上坡風發展, 在決定梅雨季平均降雨強度空間分布之重要性。

四、降雨隨地形高度之變化特徵

圖 4 為 1993-1998 年間, 5 月與 6 月之每 3 小時平均降雨強度 (即所示時間前 3 小時內之累積雨量, 換算為 mm h^{-1}) 隨高度分區之變化, 可比較一日間特定時段不同高度測站之平均雨量差異。5 月時 (圖 4a), 各時段雖最小值未必出現於最低分區 (0-15 m) 而最大值亦未必出現於最高分區 (1800-4000 m), 但均有降雨強度隨高度增加之傾向。在 0300-1200 LST 的清晨至午前、以及 2100-0000 (或 2400) LST 的夜間時段, 此一增加傾向較不顯, 600 m 以下之各高度分區平均降雨強度均不超過 0.4 mm h^{-1} , 高於 600 m 之山區最大值則在 0.5 至 0.7 mm h^{-1} 之間, 兩者差距並不甚大。海拔高度約在 150 m 以上之分區, 降雨強度於 1500 LST 開始明顯

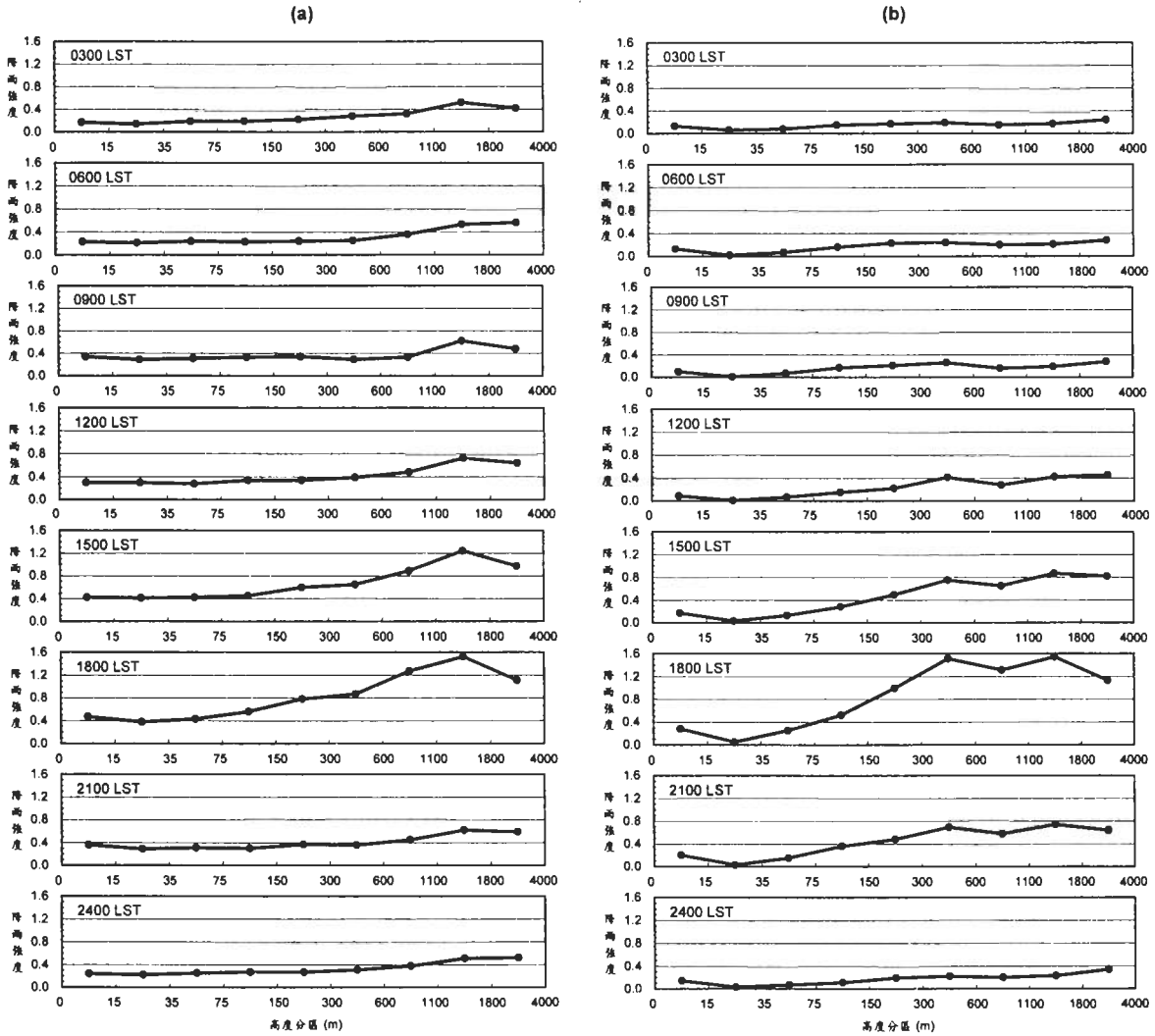


圖 4 1993-1998 年 (a) 5 月與 (b) 6 月，分區 5-10 之每 3 小時平均降雨強度 (mm h^{-1}) 隨高度分區之分佈。橫軸為高度分區，分區標準參見表二。

增大，最大值達 1.2 mm h^{-1} ，出現於 1100-1800 m 處，並於隨後的 1800 LST 進一步增大至 1.5 mm h^{-1} ，為圖 4a 中所有分區與時段之最大值。至於海拔低於 150 m 之平地，則平均降雨強度雖在 1500-1800 LST 亦有所增強 ($\geq 0.4 \text{ mm h}^{-1}$)，但並不顯著 (圖 4a)。因此，5 月時山區降雨有較平地顯著的日夜變化，其降雨強度於下午至黃昏時段顯著增大，且最大值並非出現於最高高

度分區 (1800-4000 m)，而是次高的 1100-1800 m 範圍。顯然，當氣流受地形舉升時，對流系統多於迎風面山坡上即發展成熟並造成降雨，而非在接近山脊處始達成熟。

每 3 小時平均降雨強度隨高度分佈在 6 月的一般特徵與 5 月者相似，但也有數個足可辨認之相異處 (圖 4b)。在降雨強度較弱的凌晨至午前時段 (0000-0900 LST)，海拔在 600 m 以

上之山區降雨在 6 月較 5 月明顯為少，低於 600 m 之平地降雨亦較 5 月為少，且山區與平地間之差別亦小，此時段最大平均降雨強度多出現於 300-600 m 分區，但尚不足 0.3 mm h^{-1} 。海拔在 1100-1800 m 之高度範圍，6 月份在午後時段 (1200-1800 LST) 與 5 月相似亦有明顯增加，但 300-600 m 間之降雨在午後的增強亦十分顯著，則為 5 月所未見。此兩高度分區均於 1800 LST 達到 1.7 mm h^{-1} 的最大值，而兩分區間的 600-1100 m 範圍則為僅達 1.3 mm h^{-1} ，故此時降雨強度隨高度呈雙高峰分佈。相較於 5 月，6 月時山區降雨強度在 1500 LST 時較弱 (300-600 m 除外)，但在 1800 LST 時則更強，且隨後在 2100 LST 之減弱亦較緩慢 (圖 4b)。另外，在 150 m 以下之平地方面，5 月時各分區降雨強度彼此較為接近，但 6 月時 15-35 m 高度範圍在各時段均為所有高度分區之最小值，且其值極小，尚不足 0.1 mm h^{-1} 。因此，6 月時山區降雨之日夜變化較 5 月更為顯著，顯示太陽輻射的加熱效應逐漸主宰對流的發展，300-600 m 之降雨相對最大值，可能與局部環流在日間的發展 (例如海風及/或上坡風) 有關。在深夜至午前時段，不論平地或山區，6 月降雨強度均較 5 月為低，特別是低於 75 m 之 (沿海) 區域。此顯示夜間對流在 6 月較 5 月不易發展，其原因可能與 6 月時相對較弱的綜觀尺度系統強迫作用下，夜間相對較強的陸風/下坡風控制有關。

若進一步檢視逐時降雨強度在時間-高度分區剖面上的二維分佈 (圖 5)，可獲得較圖 4 更為詳細的日夜變化特徵。圖 5a 顯示，5 月之最大降雨強度在一日內的大多數時間均出現在 1100-1800 m 高度分區，與圖 4a 所見相同。但除午後的 1300-1600 LST 間有主要最大值 (> 1.3

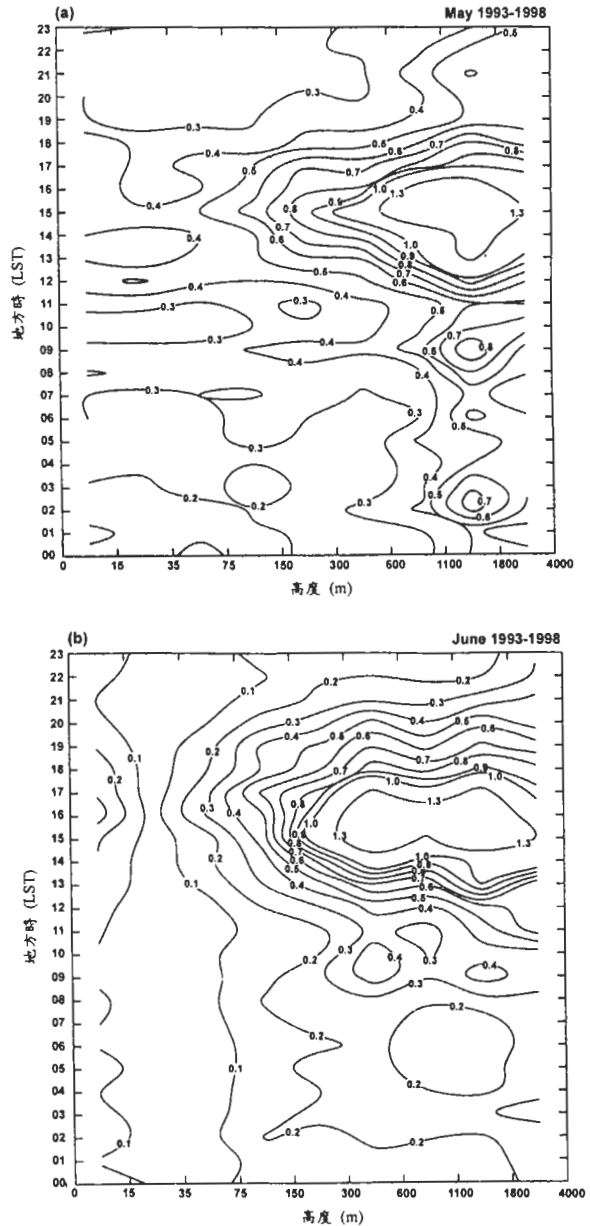


圖 5 1993-1998 年 (a) 5 月與 (b) 6 月，分區 5-10 所有自動雨量站之平均逐時降雨強度 (mm h^{-1}) 隨高度分區之日夜變化。橫軸為高度分區，分區標準參見表二，縱軸為地方時 (LST)，等值線分析間距在 $0.1-1.0 \text{ mm h}^{-1}$ 為 0.1 mm h^{-1} ，外加 1.3 mm h^{-1} 之分析值。

mm h^{-1}) 出現外，當時間解析度增加後，可知此高度分區在深夜的 0200 LST 與上午的 0900

LST 左右，亦均有相對最大強度出現，中心最大強度值分別可達 0.7 與 0.8 mm h^{-1} 。當山區降雨於 1200 LST 後開始增強時，雨勢較大區域即迅速由較高山坡向較低處（即山腰至山麓地帶）延伸發展，使 $\geq 75 \text{ m}$ 之各分區逐時雨量均隨時間增大，但仍以 600 m 以上之山區增加最為迅速。當考慮逐時（而非每 3 小時平均）降雨強度時，山區之午後最大強度於 1500 LST 出現，之後即逐漸減弱。至於平地方面，則除午後時段以外，包括所有海拔高度低於 600 m 之區域，降雨強度均相對較小且各高度分區相差甚微，大略均在 0.4 mm h^{-1} 以下（圖 5a）。6 月時，圖 4b 中所見各項特徵，於圖 5b 中亦相當明顯，包括 $300\text{-}600 \text{ m}$ 高度分區具有與 $1100\text{-}1800 \text{ m}$ 分區相當之變化與最大值（亦達 1.3 mm h^{-1} 以上）、山區午後對流的發展較 5 月者略晚（慢），且減弱亦較緩、 75 m 以下沿岸地區在所有時段降雨強度均小，且以 $15\text{-}35 \text{ m}$ 分區最小（ $\leq 0.1 \text{ mm h}^{-1}$ ）、以及包括山區的所有高度分區在午後至夜間以外之時段降雨強度均低（ $\leq 0.4 \text{ mm h}^{-1}$ ）等。另外，與 5 月者相較，可知 6 月山區之午後降雨平均範圍較 5 月更廣，降雨強度亦較大，但最大值出現於 1600 LST，較 5 月者約延遲 1 小時。另外，上午的 0900 LST 時，6 月在 $300\text{-}600 \text{ m}$ 與 $1101\text{-}1800 \text{ m}$ 高度分區亦具有相對較大降雨強度（ $\geq 0.4 \text{ mm h}^{-1}$ ，圖 5b），但 $1100\text{-}1800 \text{ m}$ 分區者較 5 月者（ $\geq 0.8 \text{ mm h}^{-1}$ ，圖 5a）不明顯。因此，中部地區在梅雨季中之平均逐時降雨強度亦具有明顯的日夜變化，且以山區以及 6 月時較顯著。午後最大降雨強度出現在 $600\text{-}1800 \text{ m}$ 之山區，且 $75\text{-}300 \text{ m}$ 之山坡降雨強度隨地形高度急速增加，再度顯示地形高度與日間太陽輻射加熱在決定梅雨季降水所扮演的重要角色。

五、豪（大）雨之時空分佈特徵

（一）豪（大）雨之空間分佈

圖 6 顯示 1993-1998 年 5 月與 6 月及台灣中部地區所有類型豪（大）雨（A+B+C 型）總出現次數（頻率）之空間分佈，其中有關豪（大）雨之定義如第二章所述。5 月時，豪（大）雨出現總頻率分佈顯示（圖 6a），最大值位於雪山山脈南側（約 24.3°N , 121.1°E ；33 次）與西南側

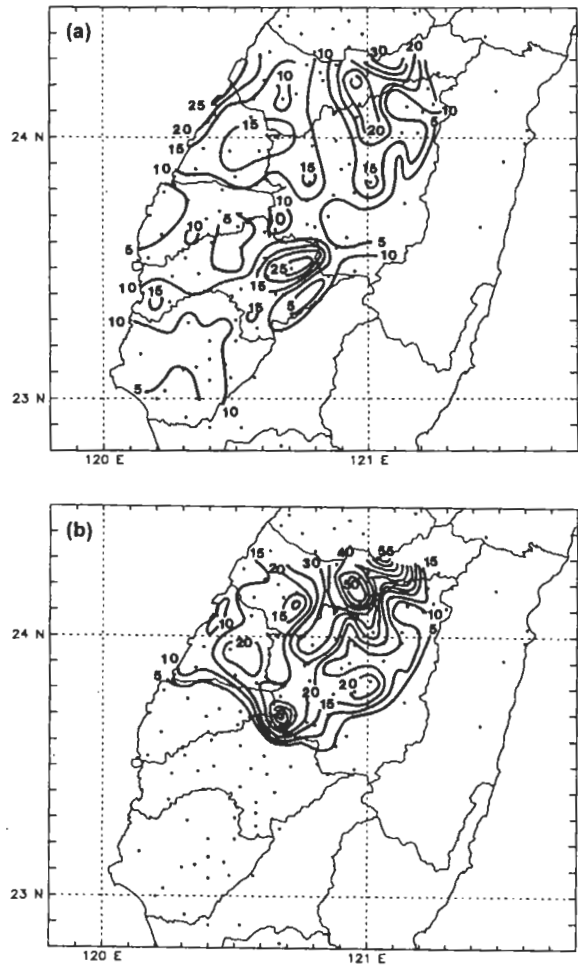


圖 6 1993-1998 年 (a) 5 月與 (b) 6 月，台灣中部地區所有類型豪（大）雨（A+B+C 型）出現次數之空間分佈。等值線分析間距為 5 次。

的谷關附近及其南側地區(即SM區;21-28次),以及阿里山區(29次)。員林與草屯附近(19次)至台中、彰化沿岸(11-26次)亦為相對最大值區。至於彰化以南的嘉南平原地區,豪(大)雨總頻率明顯較低,多在8-10次以下(圖6a)。6月時(圖6b),最大頻率仍位於雪山山脈西南側一帶,總數高達59次,較5月者明顯為高,谷關附近亦達到50-55次。此時阿里山區之相對最大頻率中心已消失不見,而次大值區則出現於竹山南側一帶(35次)。至於員林附近,仍有20次以上的豪(大)雨出現紀錄,較5月者略高,但台中至彰化沿岸在6月時已非相對頻率較高之區域,多在15次以下。另外,彰化與南投以南的嘉南平原地區,全區各地6月豪(大)雨的總出現次數均低於5次,且大多數測站在1993-1998間完全未有發生豪(大)雨的紀錄,為另一與5月結果具有明顯差異之處。

整理5-6月台灣中部地區所有豪(大)雨類型總出現頻率之空間分佈,可知就平均而言,梅雨期間豪(大)雨出現之最大頻率區位於谷關附近的雪山山脈西南側一帶,亦即SM區,其次為嘉義與南投交界一帶的阿里山區至竹山、鹿谷附近,且阿里山區之最大中心僅在5月出現,6月即不明顯。另外,員林附近地區亦有相對最較高頻率。顯然,梅雨季中部地區豪(大)雨出現最高頻率之處,位於雪山山脈西南側地形坡度大、面向盛行西南氣流、且與中央山脈形成山凹地形之谷關一帶與鄰近地區。陳與楊(1988)僅使用中央氣象局基本測站資料,並得到阿里山區為台灣梅雨季豪雨頻率最高處之結果,而本研究利用密集雨量站資料,則顯示阿里山區僅為次要中心,兩者結果相當不同。顯然,陳與楊(1988)之研究受限於當時

不足的資料空間解析度,由本文結果,台灣梅雨期中部豪(大)雨之最高頻率區,應修正為雪山山脈西南側山坡地帶,而非過去認定的阿里山區。

(二) 豪(大)雨之日夜變化

1993-1998年的5月與6月,中部地區(分區5-10)各型豪(大)雨之逐時發生總次數(頻率)分布如圖7,可用以討論豪(大)雨發生之日夜變化情形,以及5至6月間之差異。圖中黑色、黑與灰、以及黑灰白三色之總高度,分別表示A型豪雨、A或B型豪雨、以及A、B、C三者之任一型發生之總累計次數,因此灰色與白色長條之個別高度,代表將豪(大)雨標準逐步放寬所增加之次數。另外,由於同一時刻所有測站中只要有至少1站達到標準,即累計1次,因此同一豪(大)雨事件(或個案)可能在不同時間多次紀錄,但在同一時刻則最多僅可累計1次(而是否累計可能因所取標準而異)。

以5月所有類型豪(大)雨之總次數論,共有678次(參見表三),其出現頻率在一日間的午後有最大值(圖7a),總次數由1200LST的相對最小值(21次)漸增,至1500LST時快速增加至58次,並於1700LST時達最高的68次,之後減少,並於1900LST時降至35次。除午後的最高值外,在上午的1100LST、夜間的2200LST、以及清晨的0400LST時,亦分別有26、25、以及20次的相對較高頻率,其餘在0000-0900LST的深夜至晨間時段,豪(大)雨總次數均在20次以下(圖7a)。最小頻率(11次)發生於0800LST,尚不足最高頻率的1/6。若考慮納入統計之5月總日數共186日,1700

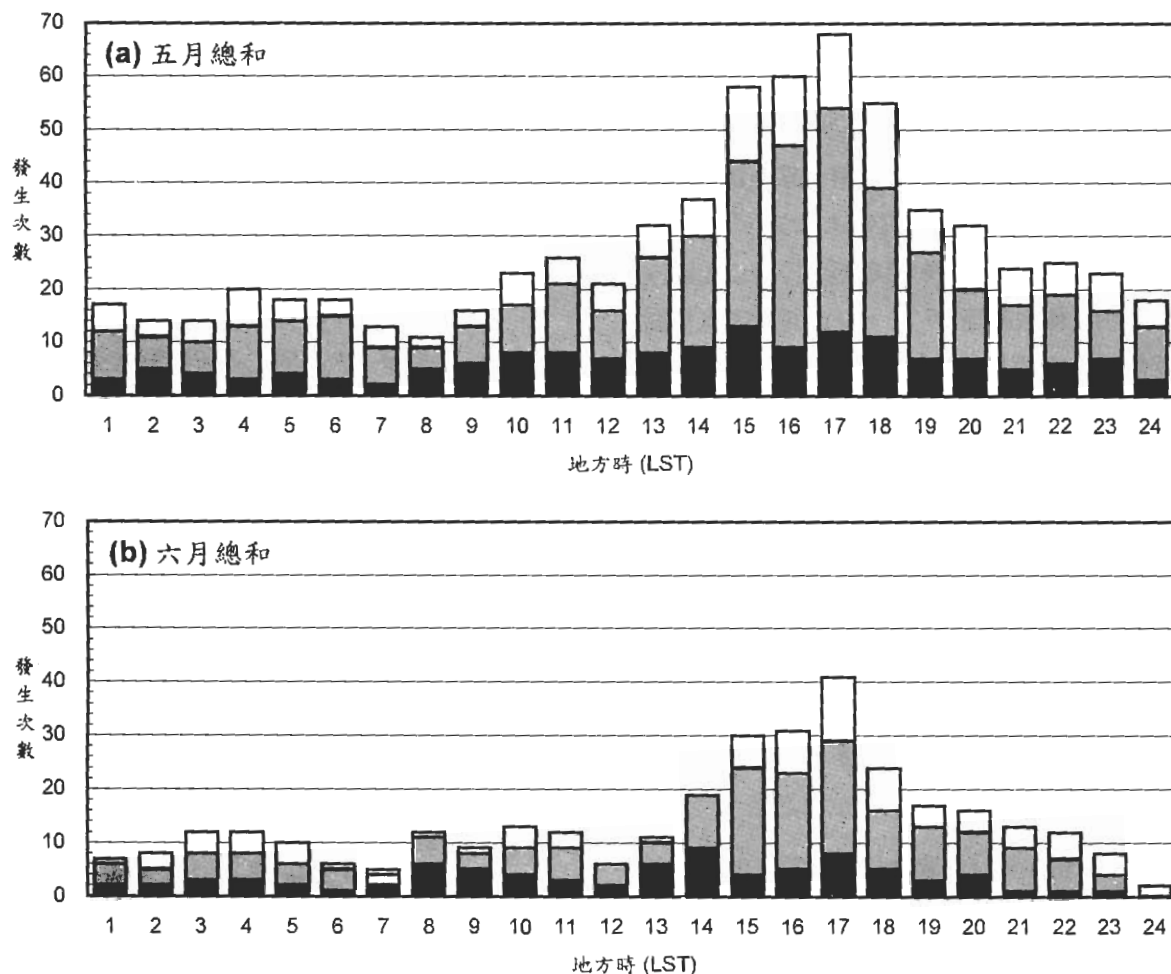


圖 7 1993-1998 年 (a) 5 月與 (b) 6 月，台灣中部地區各型豪（大）雨在所有測站中至少 1 站出現之逐時頻率（次數）分佈。黑色、黑色+灰色、以及黑色+灰色+白色之高度，分別代表 A 型豪雨發生、任一型豪雨（A 或 B）發生、以及任一型豪（大）雨（A 或 B 或 C）發生之總數。

表三 1993-1998 年 5 月與 6 月，台灣中部地區各型豪（大）雨在分區 5-10 之所有測站、平地測站（< 200 m）、及山區測站（≥ 200 m）之出現總累計次數（頻率）。各型豪（大）雨在該類測站中至少 1 站出現，即行採計，括號內為佔所有豪（大）雨之百分比（%）。

		A 型豪雨	所有豪雨	所有豪（大）雨
五月	所有測站	155 (23)	512 (76)	678
	平地測站	81 (24)	252 (76)	331
	山區測站	107 (22)	369 (77)	481
六月	所有測站	82 (24)	253 (75)	336
	平地測站	46 (27)	127 (74)	171
	山區測站	50 (23)	167 (77)	218

LST 的 68 次代表 5 月間中部地區（至少 1 站）發生豪（大）雨的日數比例至少在 36% 以上，即佔 1/3 強。而午後出現最高頻率，與前述圖 3 與圖 4 之結果相符，若與圖 5 相較可發現豪（大）雨最高頻率的發生時間（1700 LST），較最大平均降雨強度者（1500-1600 LST）約延遲 1-2 h。

若將統計項目限制於豪雨（A+B 型）而剔除僅滿足大雨條件之紀錄，其總次數（共 512 次）之日夜變化分佈（黑+灰色）與考慮所有豪（大）雨所得者相近（圖 7a），最大頻率同樣發生於午後的 1700 LST（54 次），但總累計次數則約為所有豪（大）雨的 76%（表三）。換言之，有 24%（或 166 次）的紀錄是有至少 1 站達到 C 型大雨，但未有測站達到豪雨標準之情形。若進一步剔除滿足 B 型豪雨之紀錄而僅考慮累積雨量較高的 A 型豪雨（黑色），則 5 月的總次數顯著下降至 155 次，僅佔所有豪（大）雨的 23%（表三），顯示中部地區之 A 型豪雨較少發生，實際上大部分（77%）的豪（大）雨情形僅為 B 型豪雨或 C 型大雨。A 型豪雨（至少 1 站發生）之日夜頻率分佈仍在午後具有最大值（13 次），但發生於 1500 LST，較 1700-1800 LST 的 11-12 次稍高。至於凌晨至日出後的 0000-0800 LST，雖亦有相對較大值出現，但累計次數均不超過 5 次。因此，不論豪（大）雨類型，平均而言，午後頻率較午前為高，日間較夜間為高。豪（大）雨出現頻率在清晨 0700-0800 LST 最低，隨時間增加至午後 1500-1800 LST 最高，之後再度逐漸減小至深夜至凌晨之相對最小值。此一現象，在統計總個案數較多的所有豪（大）雨（A+B+C）與豪雨（A+B）之日夜變化分佈中特別清楚，但在 A 型豪雨之分佈中，此種傾向則不若前兩者清楚，其部分原因亦可能與個案數較少有關（圖 7a）。

在 1993-1998 的 6 月所有類型豪（大）雨之總累計次數為 336 次，約僅為 5 月時的一半（表三）。其日夜變化情形（圖 7b）則與 5 月相似，在 0700 LST 頻率較低（5 次），日間時段則由 1200 LST 的相對最小值（6 次）漸增，經 1500 LST（30 次）而至 1700 LST 最大值的 41 次，之後再逐漸減少，最後在 2400 (0000) LST 達到一日間之最低頻率。至於深夜至晨間之時段，豪（大）雨總數多不超過 12 次，但在 0300-0400 LST 時段相對較高。41 次之最高頻率，表示中部地區 6 月時約有 23% 之日數，有至少 1 站發生豪（大）雨（佔 1/4 弱），亦較 5 月者為少。最低頻率發生於 0000 LST，與 5 月者有所不同，而次數僅有 2 次，亦較 5 月之最低頻率明顯為低。若僅考慮 A+B 型豪雨，6 月之總次數（253 次）降為所有豪（大）雨的 75%，與 5 月者相近（表三）。其日夜變化分佈亦與考慮所有豪（大）雨者相近，但可發現中午的 1200-1400 LST 時段，幾均無 C 型大雨出現（圖 7b）。若僅考慮 A 型豪雨，總次數進一步降至 82 次或所有豪（大）雨的 24%，比例亦與 5 月者接近（表三）。至於 A 型豪雨之日夜變化，同樣為日間較高而夜間較低之基本型態，但最大值（9 次）發生於 1400 LST，較 5 月者更提早 1 h，次大值仍位於 1700 LST（8 次），兩者間的 1500-1600 LST，則頻率僅 4-5 次，與最高頻率間有較大的落差。此一現象，可能在反應 6 月時較強之日間輻射加熱作用，使得部分 A 型豪雨提前發生，但若是未能提早，則略有累積雨量可能需要稍長時間，至 1700 LST 左右始能達到 A 型豪雨標準之傾向。另外，6 月 A 型豪雨在 0800 LST 亦有相對最大頻率，且其頻率高達總次數的 50%（12 次中的 6 次），顯示此一時段特別有利於強度大的 A 型豪雨出現（圖 7b）。

比較 5 月與 6 月各型豪（大）雨出現次數之日夜變化（圖 7a 與 7b），則顯示除 0800 LST 以外，在各時段之頻率亦均為 5 月較 6 月為高，且最大值均出現在午後的 1700 LST。在所有滿足豪（大）雨定義之資料紀錄中，豪雨（A+B 型）所佔比例、以及 A 型豪雨比例，在 5 月至 6 月無明顯變化，均為豪雨約佔總數的 3/4 而 A 型豪雨約佔 1/4。因此，5 月與 6 月均屬 B 型豪雨出現頻率最高，約佔總累積次數的 1/2。豪雨（A+B 型）之日夜變化情形與所有豪（大）雨者相近，但 A 型豪雨的午後最大值出現時間較為提早約 2 h，且其 6 月最大頻率較 5 月更早 1 h 出現，分別在 1400 與 1500 LST（圖 7）。

圖 7 所示結果，為資料期間之 5 月與 6 月，中部測站中有至少 1 站滿足各型豪（大）雨條件之累計次數統計結果，因此無法有效提供關於豪（大）雨雨區規模之資訊。若將此一因素納入考量，僅當所有測站中有至少 3 站達到標準始予累計，亦即僅考慮雨區具相當規模之情形，則結果如圖 8（以及表四）所示。因此，藉由此種方式，可以將雨區較大之區域性豪（大）雨分離出來，以與局部性豪（大）雨有所區隔。在 1993-1998 年的 5 月期間，中部地區同時有至少 3 站達到任一型豪（大）雨（A+B+C 型）標準之總累計次數為 214 次，僅佔圖 7a 之總次數（678 次）的 32%（表四），顯示圖 7a 中有高達 68% 的情況為同時僅 1-2 站達到豪（大）雨標準，換言之，局部性豪（大）雨頻率約為區域性豪（大）雨的 2 倍。圖 8a 顯示，B 型豪雨仍然為最常出現之豪（大）雨類型，所有豪（大）雨與所有豪雨之逐時分布，顯示最大頻率仍在午後的 1700 LST 出現，分別為 18 與 15 次，且之後至夜間時段（1800-2100 LST），頻

率仍較午前明顯高出甚多（ ≥ 11 次），最小頻率（2-3 次）則發生於 0600-0800 LST。除了午後的高頻率，午前的 1100 LST 與清晨的 0400 LST，亦與圖 7a 相似有相對最大值。1700 LST 時的最高豪（大）雨頻率（18 次），表示中部地區發生此種較大規模之豪（大）雨之日數比例，在 5 月至少達約 10%。若僅考慮 A 型豪雨，則 5 月的總次數為 62 次，其頻率在午後的 1500 LST 開始，均為相對高值，但最大值（6 次）遲至 2000 LST 始出現，可能顯示由於累積雨量標準較高，較大範圍的 A 型豪雨，相對於其他類型之豪（大）雨，傾向於需要更長時間以累積雨量。另外，A 型豪雨在 0600-0700 LST 的晨間時段，均未有發生，此亦為頻率最低之時段（圖 8a）。

考慮至少 3 站達標準之各型豪（大）雨次數，6 月之結果（表四）顯示所有豪（大）雨類型之總累計頻率（63 次）較 5 月者明顯為低（214），僅達其 29%，顯示規模較大之區域性豪（大）雨在 6 月相對較少出現。日夜變化顯示（圖 8b），除最大頻率（7 次）仍發生於 1700 LST 之外，由於資料樣本數少，其餘時段的頻率分佈趨勢並不十分明顯，但仍具有午後較午前為高的基本型態，且在 1500、2100、1100 及 0400-0500 LST 均有相對較高頻率（4-6 次），而 0600-0700、0000-0100 及 1200 LST 有最低頻率（0 次）。至於區域性的 A 型豪雨，總次數僅有 22 次，但仍較集中於午後時段的 1700-2000 LST 發生。

比較表三與表四，可知不論所取豪（大）雨類型標準或雨區規模大小，在使用所有測站所得的樣本中，均為 5 月累計頻率高於 6 月（0800 LST 除外）。但由 5 月至 6 月的變化，顯示在所有豪（大）雨中（含局部性與區域性），在 5 月

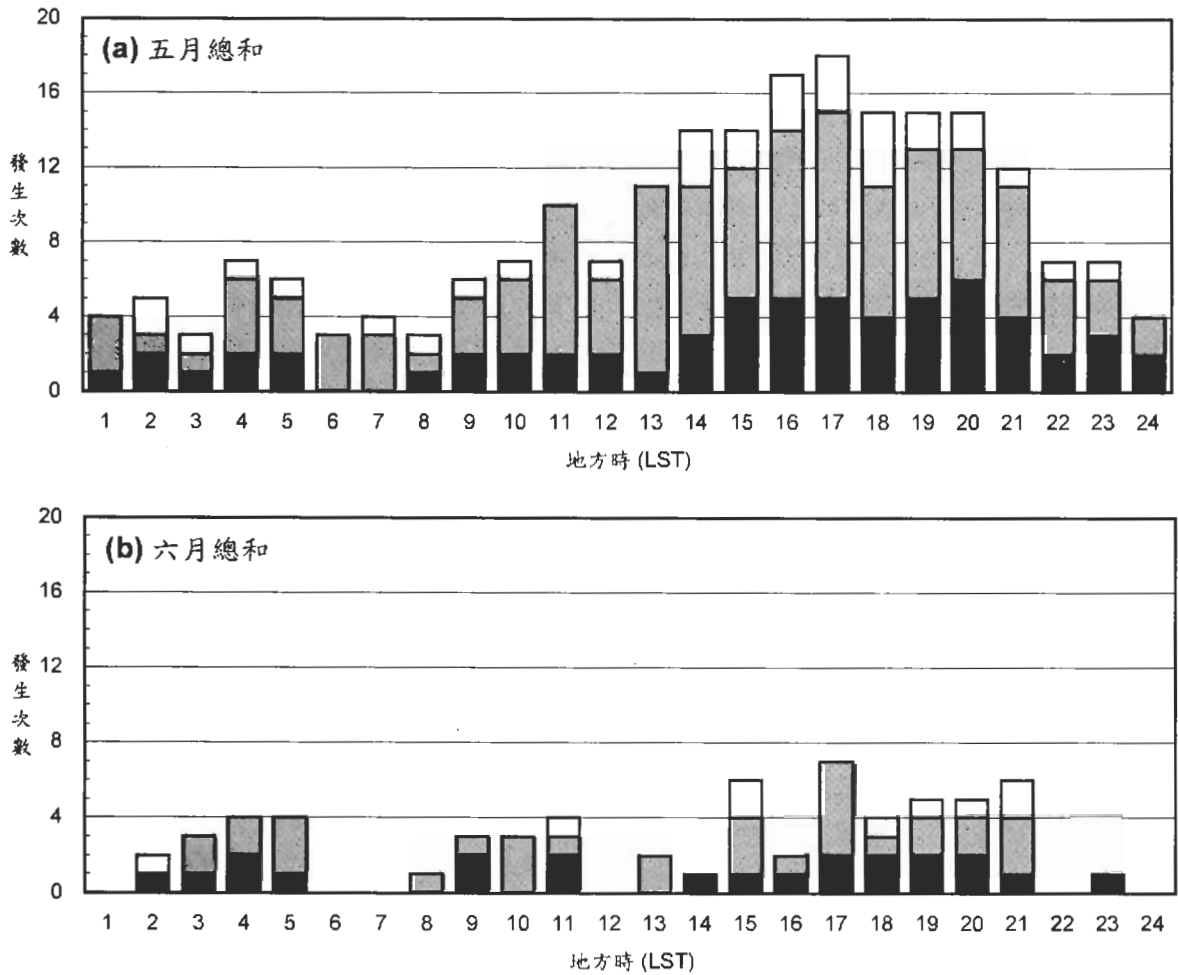


圖 8 同圖 7，但為所有測站中至少 3 站同時出現各型豪（大）雨之逐時頻率。

表四 同表三，但為累計條件為各型豪（大）雨在台灣中部所有（或該類）測站中至少 3 站出現，始予採計之結果。括號表示佔表三中相同項目之百分比（%），因此其含意與表三中之括號不同。

		A 型豪雨	所有豪雨	所有豪大雨
五月	所有測站	62 (40)	182 (36)	214 (32)
	平地測站	33 (41)	83 (33)	93 (28)
	山區測站	37 (35)	107 (29)	122 (25)
六月	所有測站	22 (27)	54 (21)	63 (19)
	平地測站	13 (28)	25 (20)	29 (17)
	山區測站	10 (20)	25 (15)	28 (13)

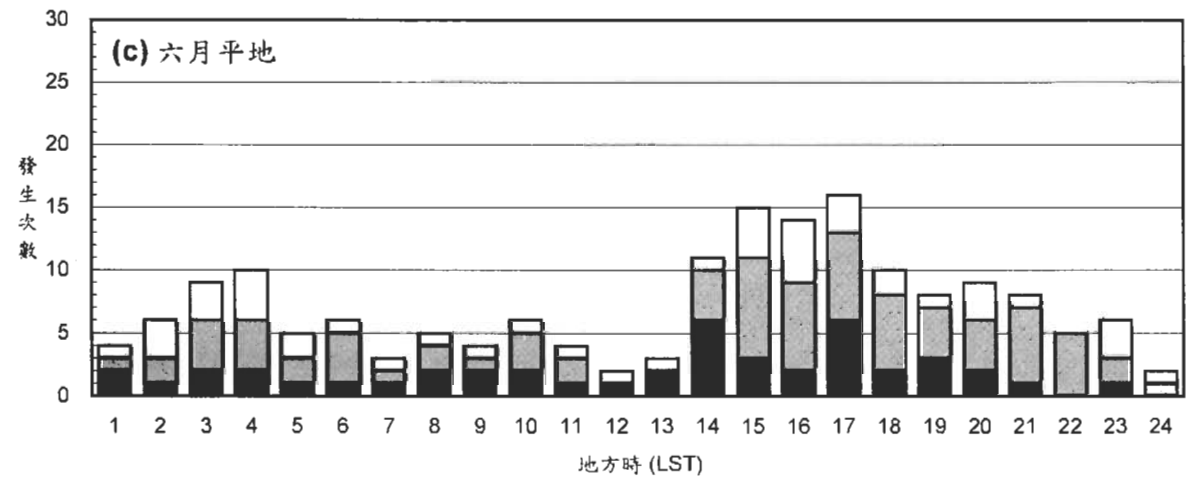
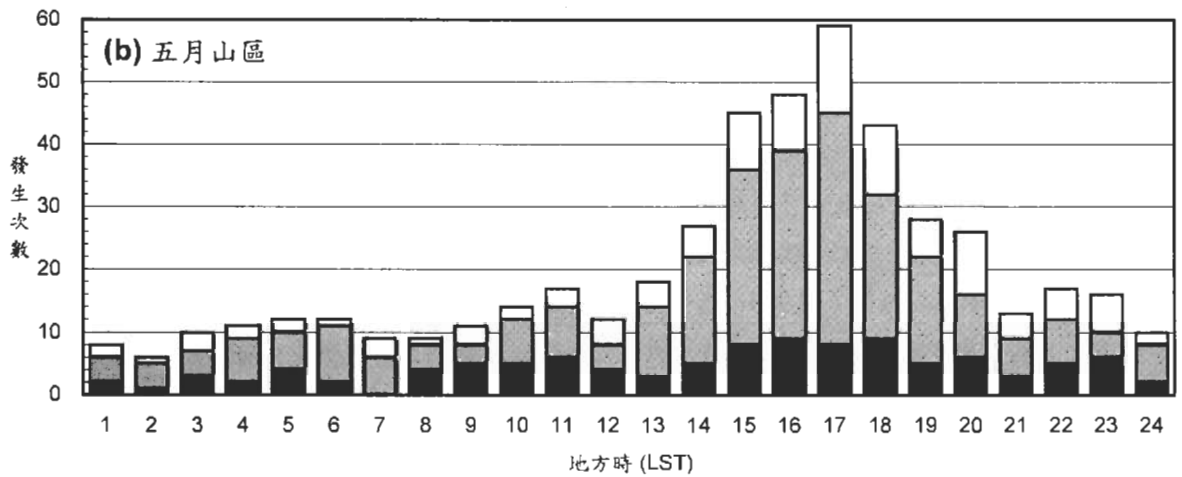
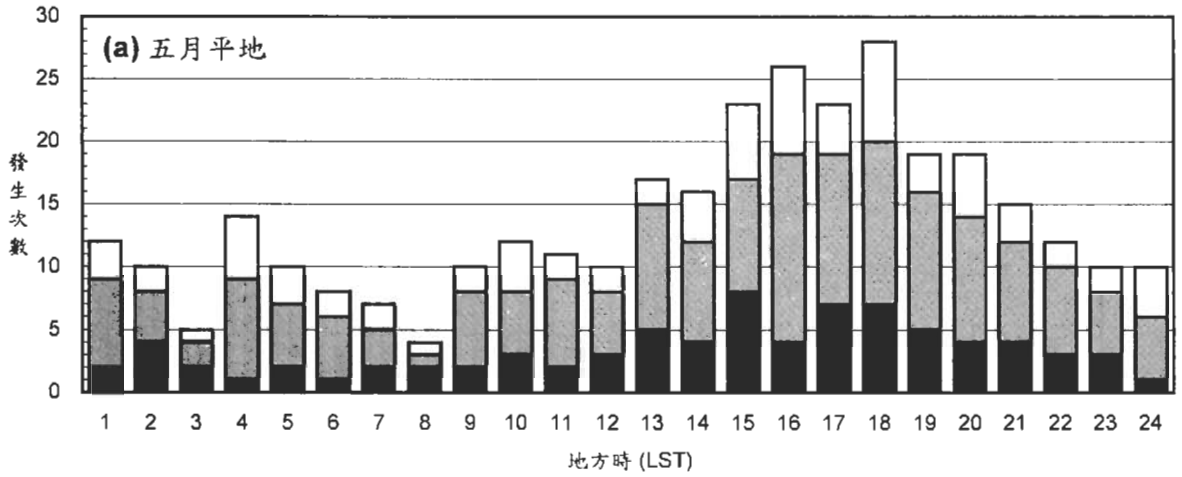
有 32-40% 屬於規模較大的區域性豪（大）雨，但反觀 6 月僅有 19-27% 屬於此類，因此顯示由於日間太陽輻射加熱的增強，在 6 月的午後局部對流降雨現象明顯增加，而導致區域性豪（大）雨比例的減少（表四）。此一結果與圖 4 與圖 5 比較，顯示由 5 月到 6 月午後山區之平均降雨強度的確明顯增加（但沿海之平原地區則減少），但各類豪（大）雨次數，特別是區域性豪（大）雨次數卻反而明顯減少（分別為 5 月的 50% 與 29%，表三與表四），因此可以推論得知，6 月所增加的降雨（主要集中於午後），其發生頻率相當高（足以使圖 4 與圖 5 中之 6 月平均降雨強度較 5 月顯著上升）但多為局部降雨且延時較短，故無法達到豪（大）雨的標準（圖 7 與圖 8）。另外，由於梅雨季之降水主要來自於鋒面與午後對流兩種型態，前者所伴隨之豪（大）雨發生範圍較廣且較不具區域特性，後者則與地形及局部環流關係密切，傾向在午後時段於特定地點發生。綜合前述結果，可顯示 6 月伴隨鋒面發生之豪（大）雨較少，而有較高比例由局部環流主宰；反之，5 月豪（大）雨除次數較多外，亦有較高比例屬於鋒面型態降雨，故其區域性豪（大）雨頻率亦明顯較 6 月為高。此一結果，與圖 6 所示 5 月豪（大）雨之分布範圍較廣，而 6 月者則傾向於山脈迎風面特定地點發生之結果亦相符。

表四同時亦顯示，當標準由 1 站提高至同時須至少 3 站符合條件，即僅考慮區域性豪（大）雨時，不論 5 月或 6 月，原樣本仍能達到標準之百分比，均為所有豪（大）雨者（A+B+C 型）最低，豪雨者次之，而 A 型豪雨者最高。在 5 月此一比例依序分別為 32、36、及 40%，而 6 月者則分別為 19、21、及 27%。此顯示累積雨

量較高的 A 型豪雨，其範圍通常亦較大，故有較高比例屬於區域性豪雨，而局部地區之降雨通常雨勢較弱，此亦符合一般普遍接受之概念。另外，比較圖 7 與圖 8 中所有（含局部性與區域性）與區域性之各類豪（大）雨之日夜變化情形，可知不論 5 月或 6 月，區域性豪（大）雨在最大頻率發生後的數小時內（即 1800-2100 LST），發生頻率的下降相對較為和緩，而所有豪（大）雨在 1700 LST 後的下降相對較為迅速。顯示相對而言，日間足夠的太陽輻射加熱，對於區域性豪（大）雨之發生，可能較局部性豪（大）雨更為重要。

（三）平地與山區之差異

表三（與表四）除顯示資料期間，台灣中部地區 5 月與 6 月各型豪（大）雨所有測站中至少 1 站（或 3 站）的出現累計次數，亦顯示在所有平地測站（ $< 200\text{ m}$ ）以及山區測站（ $\geq 200\text{ m}$ ）中至少 1 站（或 3 站）的出現累計次數。圖 9 與圖 10 則與圖 7 與圖 8 相似，顯示日夜變化情形，但亦以海拔高度 200 m 為界分別顯示平地與山區之結果，可藉以討論平地與山區間之差異。以任一豪（大）雨類型出現於至少 1 站之總次數（A+B+C 型）而論，5 月平地為 331 次而山區為 481 次（表三）。此兩者的總和，較所有測站所得之總次數為多，此乃因為在同一時間若平地與山區均有測站達到標準，則各分別累計 1 次，但以所有測站為範圍之統計亦僅累計 1 次。共 331 次的平地出現次數，其日夜變化分佈如圖 9a 所示，亦與圖 7a 相似，為日間高於夜間且午後高於午前之基本型態，最大頻率（28 次）位於 1800 LST，最小頻率（4 次）則出現在 0800 LST，另外在 0400 LST 亦有相對最大值。所有豪雨（A+B 型）之逐時分



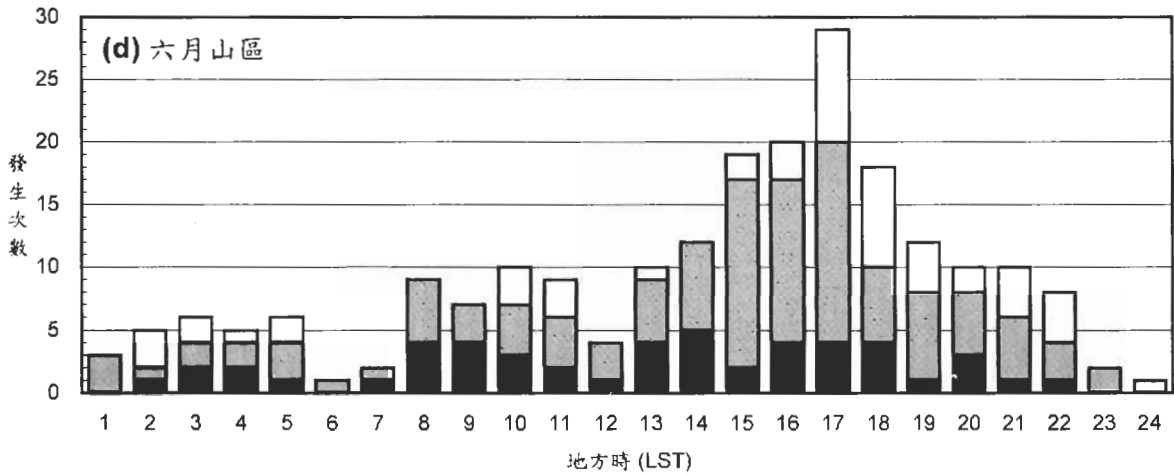


圖 9 同圖 7，但為台灣中部地區 (a) 5 月平地，(b) 5 月山區，(c) 6 月平地，及 (d) 6 月山區，各型豪 (大) 雨在該類所有測站中至少 1 站出現之逐時頻率 (次數) 分佈。平地與山區測站以海拔高度 200 m 為區分標準。

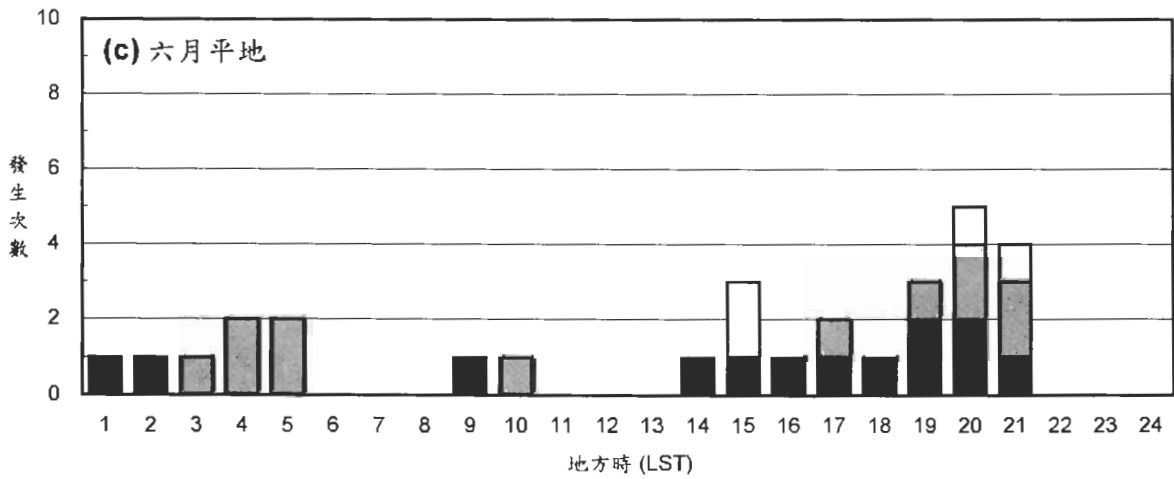
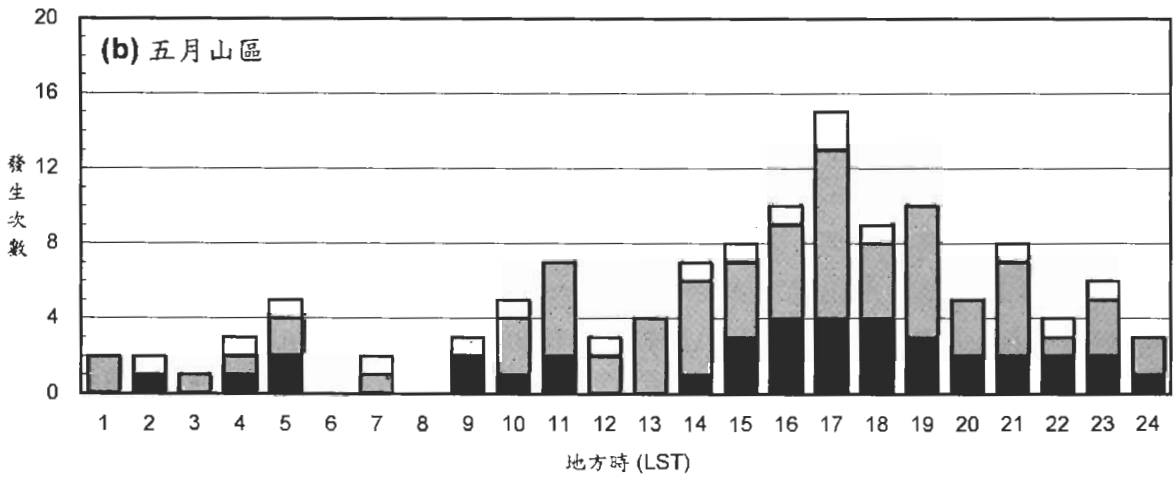
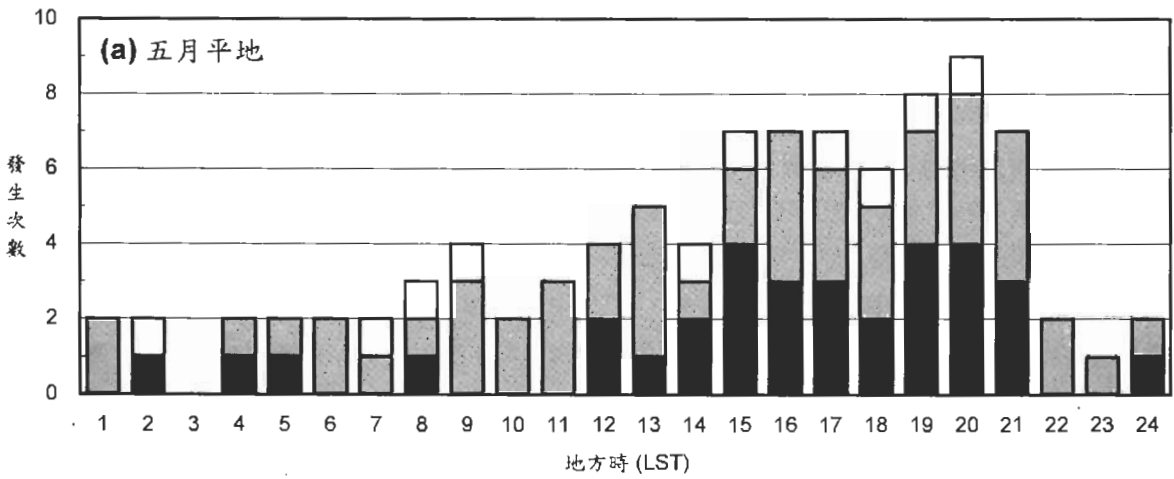
佈亦具相似型態，而 A 型豪雨者則最大值位於 1500 LST 而 0400 LST 並未出現相對高值。至於 5 月山區之頻率日夜變化 (圖 9b)，具有較平地豪 (大) 雨更集中於午後時段之特徵。所有豪 (大) 雨之分佈，特別集中於 1500-1800 LST 之時段，且在 1700 LST 達到 59 次之最大頻率，較平地者明顯高出一倍以上。至於 2000 LST 以後、及 1300 LST 以前的夜間至午前時段，頻率分佈均明顯較低 (在 6-17 次之間) 且 0400 LST 時並無明顯之較高頻率。若僅考慮 A 型豪雨，則基本型態仍相似，但相對而言其集中於午後時段的趨勢並不特別明顯。表三則顯示，山區之 A 型豪雨所佔比例 (22%)，亦較平地者 (24%) 稍低。

在資料期間之 6 月，任一型豪 (大) 雨至少出現 1 站之總次數在平地 (< 200 m) 為 171 次而山區 (\geq 200 m) 為 218 次 (約分別為 5 月的 52% 與 45%，表三)，前者之逐時分佈顯示最大頻率位於 1700 LST (16 次) 且自 1500 LST

開始即進入高峰期，且 0300-0400 LST 亦有相當明顯的相對最大頻率 (約 10 次)，但最小頻率則發生於 1200 LST 與 0000 LST (圖 9c)。A + B 型豪雨之日夜變化分佈與所有豪 (大) 雨者相似，而 A 型豪雨佔所有類型之 27% (總數為 46 次)，且在 1400 與 1700 LST 均有 6 次的最高頻率，前者在使用所有測站之分佈中亦有最高頻率 (圖 7b)。6 月山區所有豪 (大) 雨出現次數的逐時分佈 (圖 9d) 顯示，午後 1500-1800 LST 之頻率明顯較其它時段為高，最大頻率發生於 1700 LST，並達到 29 次，較平地者高出甚多，與 5 月之情況相似。較為不同的是，6 月山區在午前的 0800-1100 LST，亦有相對較高頻率，累計出現次數可達 10 次。至於其餘的夜間至早晨時段 (2200-0700 LST)，頻率均不超過 6 次。A 型豪雨 (共 50 次) 佔總次數的 23% (表三)，最大頻率則出現在 1400 LST，與平地與總和者相似 (圖 9c 與圖 7b)，但較 5 月者 (圖 9b) 則提早 2 h。

如上所述，不論平地與山區，各類型豪（大）雨發生總頻率均為 5 月高於 6 月（6 月分別降至 5 月的 52%與 45%），此與使用所有測佔所得結果（圖 7）相似。比較圖 9 則可發現僅平地的少數時間（0300 與 0800 LST）並非如此以外，包含山區的所有時段，亦均為 5 月頻率高於 6 月。至於平地與山區間之總次數差異，均為山區高於平地，在 5 月前者為後者的 1.45 倍，6 月則稍降至 1.27 倍（表三）。即使考量山區雨量站總數比例稍高之因素（佔總和的 53%，表一），仍可發現山區之每站平均豪（大）雨頻率高於平地。同時，不論 5 月或 6 月，山區豪（大）雨較平地者更加集中於午後 1500-1800 LST 時段，且均於 1700 LST 達最高峰，此時之山區豪（大）雨頻率明顯高於平地，約達 2 倍左右。至於此一最大頻率的發生時間，在 5 月較平地者略為提前 1 h，但在 6 月則與平地者相同（圖 9）。但是，對於山區之 A 型豪雨而言，此種向午後時段集中發生之傾向較不明顯，且其所佔比例亦較平地者稍低（差別約在 2-4%），顯示相對而言，日間太陽加熱之角色對於 A 型豪雨，不若 B 型豪雨與 C 型大雨重要。另外，由圖 9 亦可發現，0400 LST 附近的相對較高頻率，僅在平地出現而山區並不明顯，因此可能與夜間陸風在台灣海峽上造成的局部輻合有關。進入 6 月後，平地日間午前時段（約 0700-1300 LST）之豪（大）雨頻率大幅降低，與圖 3 與圖 4 之結果一致，再加入與圖 6 之比較，顯示嘉南平原在 6 月甚少發生豪（大）雨，此可能與副熱帶高壓的抑制與平坦地形均有關聯。在午前時段（約 0800-1100 LST），山區則與平地相反，有較為顯著的相對最大頻率出現，且 6 月較 5 月更為明顯，此則可能受日間山區局部環流（上坡風）發展的影響。

若僅考慮區域性豪（大）雨（至少 3 站達到標準）之總累計次數，表四顯示平地測站 5 月與 6 月分別為 93 與 29 次，而山區者則分別為 122 與 28 次。除了 6 月頻率均明顯低於 5 月外，區域性豪（大）雨佔所有豪（大）雨（局部性與區域性）之比例，均為平地高於山區，且各種類型中 A 型豪雨所佔比例最高，豪雨者（A+B 型）次之，任意類型豪（大）雨者（A+B+C 型）比例最低。因此，5 月平地之 A 型豪雨所佔比例最高，達 41%；6 月山區之所有豪（大）雨所佔比例最低，僅 13%，兩者差異相當顯著，但與前述之結果亦均相符。在頻率分佈之日夜變化方面，5 月平地之各類區域性豪（大）雨於 2000 LST 達最高頻率（9 次）且較集中於 1500-2100 LST（圖 10a），較所有豪（大）雨（含局部性者）之結果更傾向於傍晚時段發生，與圖 7 及圖 8 之差異一致。A 型豪雨與所有豪雨在 5 月平地所佔比例較山區與 6 月者均高（分別為 93 次中的 33 與 83 次，表四），分別達 35%與 89%，且亦多集中於 1500-2100 LST，顯示 5 月平地之區域性豪（大）雨亦多傾向有較高的累積雨量（或較大之降雨強度），因此一般應具有較佳之綜觀條件配合。5 月山區之豪（大）雨總次數（122 次）仍高於平地，在日夜分佈上亦有集中於 1500-1900 LST 之傾向，最大頻率（15 次）則發生於 1700 LST，但 A 型豪雨所佔比例（122 次中的 37 次，約相當於 30%）則較 5 月平地者稍低（圖 10b）。至於 6 月，不論平地或山區，區域性豪（大）雨總數均低於 30 次，分別僅有所有豪（大）雨（含局部性者）的 17%與 13%，且僅有 5 月（93 與 122 次）的 31%與 23%（表四）。特別對於山區而言，總次數甚至低於平地，顯示 6 月山區的確甚少出現較大規模之區域性豪（大）雨，雖其局部



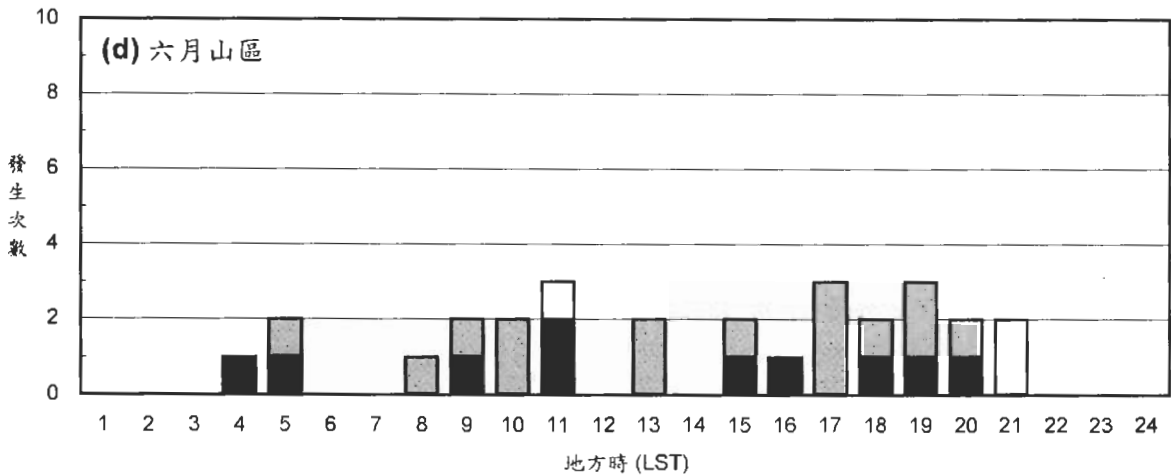


圖 10 同圖 9，但為各類測站中至少 3 站同時出現各型豪（大）雨之逐時頻率。

性豪（大）雨頻率仍高於平地（圖 9c 與圖 9d）。由於符合條件之樣本數少，6 月區域性豪（大）雨之日夜變化特徵較不明顯（圖 10c 與圖 10d），特別是山區者，不論何種豪（大）雨類型，甚至已不具有午後多於午前之基本型態，雖其日間頻率仍較夜間為高（圖 10d）。因此，圖 10 之結果再度印證前述中部山區 6 月午後之平均降雨強度增加，多為延時較短之局部性氣團雷雨所導致，雖豪（大）雨仍然發生，但區域性者之頻率實則已相當低，僅佔所有豪（大）雨的 13%。

六、結 論

本文使用 1993-1998 年 5-6 月梅雨季，台灣中部地區（包括台中、彰化、南投、雲林、嘉義及台南等地區），即 Post-TAMEX 預報分區 5-10 之所有地面自動雨量站與氣象站（共 130 站）之逐時雨量資料，分析降水（降雨強度或累積雨量）與各類型豪（大）雨之中尺度氣候特徵。針對降雨強度，本文討論其在中部地區

之空間分佈與日夜變化（第三章），並討論其時空分佈特徵隨高度變化之情形，及地形在降水所扮演之角色（第四章）。對於豪（大）雨，則依 Post-TAMEX 預報實驗之定義標準，統計分析各類型豪（大）雨（包括 A 型豪雨、B 型豪雨、以及 C 型大雨）出現頻率之空間分佈與日夜變化，並以 200 m 作為區分標準，討論平地與山區之差異（第五章）。由於使用高時空解析度之觀測網資料，本文結果可對梅雨季台灣中部地區降水與豪（大）雨分佈之中尺度氣候特徵，提供一個較以往更為完整的勾勒，未來若能加入 1998 年以後資料，將可使結果更具代表性。本文主要結果，可歸納為下列數點：

- 1) 台灣中部梅雨季逐時降雨強度之時空分佈，存有顯著之區域差異與日夜變化。一般而言，山區雨量較平地為大；午後至晚間較強而夜間至午前較弱。雪山山脈西南側山坡區域，與中央山脈西北端形成山凹地形，為中部之最大降雨區，且不論日夜均是如此，此區降雨於午後的 1700 LST 達

最大強度。位於中央山脈迎風面的阿里山區，降雨強度在午後亦明顯增強，最大值在日月潭附近，入夜後則快速減弱。平原雨量明顯較山區為小，但亦以午後強度較大，其它時段多僅局部降雨中心在員林、溪洲、二水一帶，以及沿海地區出現。中部山區（或山坡）午後最大值之出現與演變，顯示日間太陽加熱效應之重要角色，且局部環流（上坡風）之發展亦影響梅雨季中部地區平均降雨強度之時空分布。

- 2) 平均降雨強度隨高度明顯增加，且山區降雨之日夜變化亦較平地明顯，逐時雨量在下午至黃昏時段快速增大，但最大值並非接近山脊（1800-4000 m），而是位在迎風面山坡上的次高高度分區範圍（1100-1800 m），顯示地形在舉升氣流所扮之重要角色。由於日間太陽輻射加熱效應逐漸主宰對流發展，6月時山區降雨之日夜變化較5月更為顯著，亦更集中於午後發生，而75-300 m之山麓地區午後降雨亦明顯增加，顯示應為受到日間局部環流之影響。至於較低高度分區之平原地帶（< 75 m），除平均降雨強度遠低於山區外，對流在6月不易發展，在一日的任何時段降雨強度均低。
- 3) 梅雨季中部地區豪（大）雨之空間分佈，顯示與降雨強度相似，最高頻率區位於雪山山脈西南側，阿里山區附近則為次要中心，且僅在5月出現而6月不顯。過去之研究使用空間解低度較低之測站資料，得到阿里山區為台灣梅雨季豪雨頻率最高處之結果，此與本文結果不符，而應修正為雪山山脈西南側山坡地帶。另外，員林附近為山區以外具有相對較高豪（大）雨頻

率之處。

- 4) 比較所有類型豪（大）雨之出現總次數，顯示5月約為6月的兩倍，各種類型中B型豪雨最多，約佔總數的1/2，而A型豪雨與C型大雨各佔約1/4。所有豪（大）雨次數之頻率日夜變化，不論月份亦在午後1500-1800 LST為一日中的最高時段，且於1700 LST達最大頻率。不論豪（大）雨類型，平均而言，日間頻率較夜間為高，午後則較午前為高，豪（大）雨頻率在深夜至晨間時段均低，最小值則出現在晨間（0700-0800 LST）或凌晨（0000 LST）時段。5月時中部地區發生豪（大）雨的日數比例至少在1/3以上，6月則約佔1/4，且各時段頻率幾均低於5月者。
- 5) 若僅考量至少3站同時達到標準之區域性豪（大）雨，則5月與6月總數分別僅佔不考慮雨區大小（即前項所列）者的1/3與1/5，因此5-6月之次數差異更大，出現之日數比例則約分別為10%與4%。B型豪雨仍為最常見之類型，而所有類型之頻率日夜變化亦為午後高於午前之型態，且在1700 LST達最大，但至夜間時段之頻率降低較緩和，顯示相對於局部性豪（大）雨，足夠的日間太陽輻射加熱，可能對於區域性豪（大）雨之發生更形重要。另外，A型豪雨均較其它類型者有較高比例屬於區域性（5月與6月分別為40%與27%），顯示其雨區範圍亦傾向較大，且其最大頻率亦有向後延遲（至2000 LST左右）之趨勢。
- 6) 在平地（< 200 m）與山區（≥ 200 m）之差異方面，不論5月或6月，豪（大）雨總次數均為山區高於平地，且其分佈更加集

- 陳泰然與張子琦，2001：台灣中北部地區梅雨季鋒面降水中尺度氣候法之預報研究。大氣科學，**29**，361-378。
- 陳泰然與張子琦，2002：梅雨季台灣中北部地區豪（大）雨之氣候特徵研究。大氣科學，**30**，171-186。
- 陳泰然與張智昇，2000：中南部地區梅雨季鋒面降水中尺度氣候法之預報校驗。大氣科學，**28**，205-220。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學，**16**，151-162。
- 陳泰然與謝信良，1992：台灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗之規劃與執行計畫：預報實驗計畫辦公室（二）。國科會防災科技研究報告 81-12 號，60 頁。
- 陳泰然與謝信良，1993：台灣地區中尺度實驗計畫之整體檢討與評估：計畫辦公室（三）。國科會防災科技研究報告 82-06 號，159 頁。
- 陳泰然、王重傑及楊進賢，2002：台灣梅雨期對流降水之時空分佈特徵。大氣科學，**30**，83-98。
- 陳泰然、周鴻棋、張子琦及劉志信，2001：梅雨季台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流研究。大氣科學，**29**，37-52。
- 陳泰然、陳熙揚及林宗嵩，1998：台灣地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究（I）。國科會防災科技研究報告 NSC 87-2621-P-002-058，104 頁。
- 陳泰然、陳熙揚及林宗嵩，1999：台灣地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究（II）。國科會防災科技研究報告 NSC 88-2625-Z-002-026，97 頁。
- 陳泰然、謝信良、陳來發及陳清得，1991：台灣地區現階段豪（大）雨預報能力。大氣科學，**19**，177-188。
- 陳熙揚、陳泰然及林麗芬，2000：台灣北部地區五~七月雷達回波特徵與局部環流探討。大氣科學，**28**，73-90。
- 鄭明典與楊明仁，1998：台灣地區定量降水預報之中尺度數值模擬研究（I）。國科會專題研究計劃成果報告，NSC 87-2111-M-052-005，24 頁。
- 謝信良、林雨我及陳來發，1992：台灣地區中尺度預報實驗設計研究（I）。國科會防災科技研究報告 80-30 號，73 頁。
- 謝信良、林雨我及陳來發，1993：台灣地區中尺度預報實驗設計研究（II）。國科會防災科技研究報告 81-40 號，93 頁。
- 簡芳菁，1999：1998 年梅雨期間 MM5 模式之降水預報。第六屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，596-600。
- Chen, G. T.-J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497-516.
- Chen, G. T.-J., and C.-C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and D. T.-W. Lin, 2005: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 20-43.
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Doswell, C. A., 1986: Short range forecasting. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Ed. P. S. Ray, Amer. Meteor. Soc., 689-719.
- Kuo, Y.-H., and G. T.-J. Chen, 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 488-503.
- Shapiro, M. A., and A. J. Thorpe, 2002: The observing system research and predictability experiment (THORpex). Proceedings, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 29-31 October, Tokyo, Japan, 1-12.
- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of the rainfall distribution over Taiwan during TAMEX. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457-1469.

Characteristics of Mesoscale Climatology of Precipitation and Heavy Rainfall Events over Central Taiwan in Mei-yu Season

George Tai-Jen Chen¹ Chung-Chieh Wang²
Chih-Sheng Chang¹ Tzy-Shyuan Wang¹

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² Department of Environmental Management, Jin-Wen Institute of Technology

(Manuscript received 16 January 2004 ; in final form 19 March 2005)

ABSTRACT

From the perspective of mesoscale climatology, the present study utilized hourly surface rainfall data in May-June, 1993-1998 to analyze characteristics of precipitation and heavy rainfall events over central Taiwan (forecast areas 5-10 in the 1992 Post-TAMEX experiment), including their geographical distribution, diurnal variation, and differences between the plain and mountain areas. Since the data are much improved in horizontal resolution than before, this study provides a more accurate and complete rainfall-related climatology.

Results suggest that significant diurnal and regional variations exist in precipitation during the Mei-yu season over central Taiwan. Rainfall intensity (or heavy rainfall frequency) is higher in afternoon-evening hours and lower in late night-morning hours, and higher over mountains than plains, suggesting the important roles of both topography and daytime solar heating. Peaking at 1700 LST, primary rainfall (and frequency) maximum occurs over the southwestern slope of the Snow Mountain Range (SMR). The Alishan area, previously thought to have the highest heavy rainfall frequency over Taiwan in Mei-yu season, is only identified here to be the secondary maximum that is not apparent in June. Averaged rainfall intensity exhibits a greater diurnal variation over mountains than plains, more so in June than May, while afternoon maximum occurs on windward side slopes, rather than near mountain ridges, indicating the role of forced

中於午後 (1500-1800 LST) 時段, 在最高峰的 1700 LST 時, 山區頻率約達平地的 2 倍。然而, 山區之 A 型豪雨, 此種傾向於午後發生之特性較弱, 顯示太陽加熱對 B、C 兩型豪 (大) 雨較為重要, 而 A 型豪雨則較需有其它條件配合。另外, 山區在午前 (0800-1100 LST) 有另一相對最大頻率, 且 6 月較 5 月顯著, 可能受日間上坡風發展之影響。平地 0400 LST 左右之相對較高頻率, 則可能與夜間陸風在海峽上造成的輻合有關。平地午前 0700-1300 LST 之豪 (大) 雨頻率在 6 月甚少發生, 顯示應為嘉南平原平坦地形與副熱帶高壓下沉抑制作用之影響。

- 7) 區域性豪 (大) 雨之總次數, 為山區稍高於平地 (6 月除外), 而 5 月遠高於 6 月。5 月平地各型區域性豪 (大) 雨佔所有豪 (大) 雨 (含局部性) 的 1/4 強, 並於 2000 LST 達最高頻率, 較後者更傾向於傍晚時段發生。山區者總頻率略低, 但日夜分佈相似, 最大值則位於 1700 LST。6 月不論平地或山區, 區域性豪 (大) 雨頻率均低, 尚不足 5 月的 1/3 與 1/4, 且山區發生總數甚至低於平地。由於樣本數少, 其日夜變化特徵較不明顯, 特別是山區, 甚至已不具有午後多於午前之型態。因此, 結果顯示 6 月山區甚少出現較大規模之豪 (大) 雨, 而前述中部山區 6 月午後平均降雨強度之明顯增加, 多為延時較短之局部性氣團雷雨所導致。

誌 謝

本文作者感謝中央氣象局提供降雨資料,

吳連育、鄧耀民、林傳傑等先生在資料收集整理、分析計算、繪圖、以及打字完稿方面的協助, 另外對楊進賢先生協助繪圖, 亦一併致謝。本研究在國科會專案計畫 NSC-89-2625-Z-002-058 支持下完成。

參考文獻

- 陳泰然, 1986: 「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX) 之「實驗設計」。國科會防災科技研究報告 75-01 號, 93 頁。
- 陳泰然, 1989: 台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究 (二)。國科會防災科技研究報告 78-06 號, 89 頁。
- 陳泰然, 1990a: 台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究 (三)。國科會防災科技研究報告 79-23 號, 131 頁。
- 陳泰然, 1990b: 台灣梅雨季伴隨中尺度低壓之豪雨與雷達回波研究。大氣科學, 18, 213-228。
- 陳泰然, 1994: 台灣梅雨季之豪雨研究。大氣科學, 22, 455-477。
- 陳泰然, 2000a: 台灣豪雨研究回顧與展望。科學發展月刊, 28, 103-106。
- 陳泰然, 2000b: 台灣地區梅雨季豪 (大) 雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究 (III)。國科會防災科技研究報告 NSC 89-2625-Z-002-010, 189 頁。
- 陳泰然與王重傑, 2002: 梅雨季台灣中北部地區伴隨鋒面與中尺度低壓豪 (大) 雨與定量降水之中尺度氣候研究。大氣科學, 30, 61-82。
- 陳泰然與吳宗堯, 1985: 「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之先驅研究。國科會防災科技研究報告 73-25 號, 108 頁。
- 陳泰然與林宗嵩, 1997: 梅雨季台灣中南部地區豪大雨之氣候特徵研究。大氣科學, 25, 289-306。
- 陳泰然與俞家忠, 1988: 台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究 (一)。國科會防災科技研究報告 77-30 號, 130 頁。

uplift by terrain. In June, afternoon rainfall near foothills also increases, which should be related to local circulation (upslope winds). Over the plains, convection development is inhibited in June, and rainfall intensity remains low during the entire day.

Type B heavy rainfall events are the most commonly observed type (about 1/2), while types A and C are fewer (each about 1/4). In May, heavy rainfall events occur twice as many times as in June, on at least 33% and about 25% of the days, respectively. In general, the frequency is higher during daytime and lower during nighttime, higher during afternoon and lower before noon, and low from late night to next morning. Regional heavy rainfall events (with larger rainfall area) have similar diurnal variation characteristics, but the decrease after evening hours tends to be slower. Compared to other types, type A heavy rainfall events also have a higher percentage that qualify as regional events.

Characteristics of heavy rainfall events over the plains (< 200 m) are also compared with those over the mountains (≥ 200 m) in this study. Except for a stronger tendency to concentrate in the afternoon, events over mountains also show a higher frequency before noon (more so in June) most likely linked to local circulations. On the other hand, events over plains exhibit higher frequency near 0400 LST, which should be related to land breeze. In June, it is uncommon for heavy rainfall to occur in the morning over plains, for type A events to occur over mountains, or for regional events to occur anywhere, particularly over mountains. This indicates firstly the role of inhibition played by the subtropical high in June, and secondly, that the increase in averaged rainfall intensity in June afternoon is largely attributed to frequent but short-lived showers from air-mass thunderstorm development.

Key words: Precipitation, Heavy rainfall, Mesoscale climatology, Mei-yu season