

臺灣地區暴雨特性之研究¹

周根泉

The Characteristics of Heavy Rainfall in Taiwan Region

Abstract

Ken-chuan Chou

The occurrence of floods or very heavy rainfall had frequently performed in Taiwan. This paper has been studied the characteristics of rainfall under the following topics:(1) The topography of Taiwan, (2) The distribution of rainfall (3) The intensity of rainfall and (4) The characteristics of heavy rainfall in Taiwan region.

The records of rainfall for more than one hundred stations in this region had been counted for the analysis of its intensity and annual, monthly daily and hourly distribution. The data had been traced from the beginning of the year of observation at each station up to the year of 1960. Most of them have a record of more than fifty years.

一、緒 言

臺灣為東亞多雨地區之一，平均年雨量為2,582 mm，島上若干山地，年雨量可達5,000mm以上，如以火燒寮為例，其累年平均雨量達6,572mm，最大年雨量則高達8,408mm，幾居東亞各地年雨量紀錄之冠。

臺灣且多暴雨，雨量之大，極為驚人，如民國23年7月19日，高雄縣屬之泰武（庫瓦爾斯），於一日之間降水量1,127mm，嘉義縣屬之竹崎於民國34年9月3日降水量1,050mm，均為世界罕有之日雨量紀錄，而短時間暴雨量，雖平地亦極可觀，如臺南於民國36年7月29日，一小時雨量竟達163.8mm，恒春於民國前2年8月29日連續四小時降雨228.1mm，雨勢之暴，可以想見。

茲擬就臺灣地區之實際暴雨情況，依氣象之觀點，加以分析研究，庶明瞭其特性，而加深其認識，為農林水利公共施設之參考。

二、降水之過程

水滴或冰晶自空中降落，乃形成降水現象，其所以促成降水之基本要求，大致需具備(一)大氣中有充足之水汽，(二)大氣之冷卻，(三)水汽凝結為液體或固體，與凝結之水滴或冰晶成長達到降落之大小。茲分別說明如下：

(一) 大氣中之水汽

水分常以水汽之形態存在於大氣層中，大氣中水

汽之含量，為降水之唯一來源，大氣中含有充足之水汽，方能獲得相當數量之降水。但所有之自然降水，均不可能使大氣中之水汽完全釋出。須視當地之地理環境、氣象情況以及大氣柱之厚度而異。

無雨或晴天，通常大氣中水汽含量均甚低，多雲則水汽含量較高。降雨時更高，但水汽含量最高時，未必正為降雨之時。因之，多雲或降水之促成顯然尚有其他因素。因大氣中之水汽，並未包括雲中小水滴、雨滴、冰晶等，而大氣中之水分常以此種形態存在，且數量甚大。

(二) 大氣之冷卻

大氣中經常有水汽存在，已如前述。但某一定數量或體積之空氣中，水汽之含量必有一最高限度。此限度為氣溫之函數。實用上當空氣在某一溫度，所含水汽之數量為最高時，謂之已飽和。降低大氣之溫度，將減少含水汽之能力。通常空氣在某一溫度時，其所含水汽低於該一氣溫可能含水汽量之最高值（換言之，未能飽和之空氣），無須加入水汽，僅降低其溫度即可使之飽和，此種氣壓及水汽量不變而達到飽和之溫度，是為露點。接近或達到飽和點通常即開始凝結。

空氣冷卻之過程甚多，但因上升而氣壓減低之絕熱冷卻，則為大量空氣能迅速冷卻以產生若干降水之唯一自然過程。降水量與降水量，與空氣冷卻之速率

1. 本研究之完成得國家長期科學發展委員會之補助。

、數量、以及流入降水區域中代替已凝結及降落水分之水汽之速率與數量，有密切之關係。

氣團之上升而迅速冷却，必由於下列各種原因之一：1. 大氣之水平匯聚。2. 鋒面上升。3. 地形上升或4. 大氣不穩定。亦常因數種原因同時發生促使空氣上升乃致暴雨。茲分別說明如下：

(1) 水平匯聚：通常起因於空氣內流於某一特殊地區，如低氣壓區域，若此種匯聚發生於大氣最低層，則因空氣的堆積，迫使向上升，而致冷却。

(2) 鋒面上升：當暖空氣流向較冷空氣，因密度較小，暖氣團被迫上升。冷暖兩氣團之間，必形成鋒面。此種鋒面經常向冷氣團傾斜，其與地面相交之切線即為鋒。暖鋒之傾斜度通常自 $1:100$ 至 $1:300$ ，冷鋒則較陡；約自 $1:25$ 至 $1:100$ 。

(3) 地形上升：空氣流向山嶺地帶，被迫上升。山嶺之傾斜度常較鋒面更為峻陡。假如其他情況均相同，則地形上升使空氣冷却，遠較鋒面冷却為甚。

(4) 大氣不穩定：從一定量之空氣，如為乾燥或未飽和者，當其被迫上升時因環境氣壓減小，故本身發生膨脹，但無從吸收熱量，於是溫度下降。此種乾燥或未飽和空氣絕熱上升時，每升高一千呎，溫度減低 5.4°F ，是謂乾絕熱冷却率。如上升者為飽和之空氣，則因其中水汽凝結，釋出潛熱，其冷却率自較緩慢。實際上，上升之飽和空氣為偽絕熱者，因空氣中之水份常凝結而下降，偽絕熱遞減率隨高度而增加。因飽和空氣中之水汽含量隨高度而減少，因凝結而釋出之潛熱亦同樣減少。在低層大氣平均每千呎氣溫降低 3.3°F ，但在甚高之高空，則接近乾絕熱率($5.4^{\circ}\text{F}/1000\text{ ft}$)。未飽和或飽和之空氣，其垂直溫度遞減分別超過乾絕熱或偽乾絕熱遞減率，因之上升之空氣始終較周圍其他空氣溫暖，是即不穩定。

未飽和之氣團，其溫度遞減率介於乾絕熱及偽絕熱之間時，亦可產生不穩定。如在此種氣團中，有一部份空氣具有相當多之水汽含量，當其上升循乾絕熱率冷却至凝結溫度，此時之高度稱為「上舉凝結平面」。此平面以上，空氣之冷却乃循偽絕熱率，且甚為緩慢。如此時上升空氣之溫度遞減率大於偽絕熱率，則達一平面稱為「自由對流平面」。因此處上升空氣之溫度與周圍空氣相同。超過此一平面以上，則此上升之空氣較周圍之空氣溫暖，亦較輕。於是即使無上舉之外力存在，亦必繼續自動浮升。

上升之空氣其底部之水汽含量相當多，而其頂部則相當乾燥時，亦可發生不穩定。因當其上升時，其

較低部份迅即達到上舉凝結平面，此後即循偽絕熱率冷却，而其頂部則因相當乾燥，乃循乾絕熱率冷却甚速。此項空氣繼續上升，其垂直之溫度梯度逐漸增加，以致發生不穩定。

前述溫度直減率加增，直至達到臨界值，氣團乃呈不穩定。遞減率之加增，不外：(1)水平匯聚之上舉，(2)鋒面上舉，(3)地形上舉，(4)空氣柱底部之加熱及(5)夜間雲頂輻射冷却。上舉之過程，前已述及，因氣溫之變化致使氣團不穩定，當不難瞭解，日間氣團之底部，因地面熱力之供應，乃使氣團向上遞減甚速，差別最大之時，通常為午後，亦為地面最熱之時。午後之雷雨，即為顯示絕熱不穩定。至於晚間之雷雨，則常由於雲頂輻射冷却，而其底部則仍吸收地面輻射熱所致。

(三) 水汽凝結為液體或固體

降水之最重要步驟為凝結，即大氣中之水汽，變成小水滴，如溫度甚低則變成冰晶。此種小水滴或冰晶即構成空中之雲，較大之暴雨，常降自水滴與冰晶混合之雲中。

飽和並非必定發生凝結，凝結必需有凝結核以吸收水汽而成小水滴，比較有效之凝結核，則為燃燒之生成物，及海上浪花蒸散之鹽粒。空中有足夠之凝結核，則當水汽達到飽和點時，方始開始凝結。

(四) 雲中水滴及冰晶之成長及降落

當空氣被冷却至飽和或凝結溫度以下，溫度繼續降低，凝結連續不停，雲中小水滴及冰晶相互併積。此種液態及固態之水分自雲中之下降率，決定於1. 氣流向上冷却之速率，2. 雲中小水滴變成够大可降落通過向上氣流之成長率及3. 充分有之水汽流入降水區以接替降下之水分。

雲中之小水滴平均半徑約為 0.01mm ，故甚輕，上升氣流僅須有 15cm/min. 之速率，即可支持其不墜。雖則並無一定之界說以區別雲及雨之水滴之大小，但半徑為 0.1mm ，則多認為雨滴起碼之大小。因降落地面之雨滴，其半徑大多均在 0.1mm 以上至 3.2mm 。較此更大之雨滴，則必破裂分散為較小之雨滴，因雨滴之表面張力不能支持降落空氣層時之變形，而半徑為 3.2mm 之水滴，其降至地面之終速度約為 10m/sec 或 32 km/hr ，自須特別強之上升氣流，方能支持其不墜，更大之雨滴，須更強之上升氣流，自不待言。

解說雲中水滴成長以至下降，各家說法不同，根

據 H. G. Houghton 之研究，認為降水之生成有兩個主要之過程，即冰晶及合併，此兩過程可分別亦可同時作用，冰晶過程為雲中過冷卻之水滴中滲入冰晶。因水滴之飽和蒸汽壓大於冰晶，故水滴與冰晶間有蒸汽壓差存在。於是冰晶歸併水滴而增大，情況如順利，即可達到降落之大小。冰晶過程僅發生於過冷卻之水滴雲，最有效之溫度約為 -15°C 。

合併過程乃基於水滴相對之下降速度及雲中不同大小水滴間之衝擊。合併之成長率，須視一般水滴之大小，最大水滴之大小，水滴之濃度及正在聚集與已聚集之水滴之大小，而有不同。據 D. Sartor 研究結果，認為電場與水滴電荷可影響合併之效率，且為雨水自雲中降落重要之因子。合併過程可在任何溫度進行，而於冰晶或水滴，其效果並不相同。

三、雨水下降率

雨水下降率為以下兩者之函數，(1)有效水汽，(2)水汽能變為降水之比率。除此兩種因素外，顯然雨水下降率與季節及地形變化亦有密切之關係。

(一) 有效水汽

產生降水或風暴之有效水汽，其機械運動為決定雨水下降率之重要因素。在一風暴區，如無水汽之繼續供應，則其降水區域之總降水量不可能超過空氣中水汽及液態水之最大含量之和，但如臺灣地區每遇颱風，其降水總量常遠超過空中所含水汽量，如無水汽繼續補充，決不能有此現象，實際上，空氣中所含之最大水汽量亦不可能全部析出下降，是以水汽之不斷補充，為暴雨之極重要因素。

空氣流入風暴區，為任何風暴機械運動之自然現象。降水過程中，主要之冷卻因素為空氣上升，同時上升之空氣，其空隙由水平流入或匯聚其他新補充空氣，在風暴區，空氣不斷上升，區外空氣繼續流入，如此川流不息。流入空氣之速率及其所含水汽之份量，為決定降水量兩個最重要之因素。

大氣中水汽含量之變化，取決於 1. 與水汽來源之距離，2. 緯度，3. 季節 及 4. 高度。主要之水蒸汽來源為海洋。因此，即使所有情況均相同，而空氣自海洋流入陸地，其水蒸汽含量，較之長距離流經陸地者為多。此外，氣溫可決定空氣中水蒸汽含量之極限，同時，水溫較高，蒸發量亦較大，如若水面之氣溫亦高，則空氣中之水汽含量必較多，臺灣南方為熱帶海洋，自為降水所需之水汽最佳來源。

水汽含量與溫度有直接之關係，因而空氣中水蒸

汽含量，通常均低緯處較高。且夏季又較冬季為高，蓋因水面之氣溫又較高之故。

其他情況相同，而薄層之空氣必較厚層之空氣之水汽含量為少。甚高之高原空氣中之水汽，必較低窪之平原為小。因氣溫通常均以高度最低處為最高，故空氣之最低層，水蒸汽含量亦最多。高山山頂空氣中之水汽，可遠少於相同氣層之海平面之含量。偽絕熱飽和之空氣柱，高至 2,000 公尺以上，水汽含量可減低一半。

正在上升之空氣亦可攜帶相當數量之液態水分，滲混於水汽中，此為利用飛機中之儀器，舉行調查雲中由水滴組成之液態水分所獲知者。因之 H. K. Weickmann 及 H. J. Aufm Kampe 與 M. Dragnis 均認為液態水分實際測量之含量與根據濕絕熱上升所計算得之數量，有甚大之差異。實測得之最大液態水分濃度為積雨雲中之 10 gm/m^3 。H. B. Tollefson 曾測得積雨雲中之水分含量為 9.25 gm/m^3 。就測量之樣品推測，最大之液態水分含量，可能高達 70 至 100 mm，較為強烈之風暴，亦能使用飛機取樣測量，在風暴中氣流之強烈上升，雲中心必可懸留較大之冰雹，水分含量自必較高，惜乎缺乏實測紀錄。

雲中水滴之含量，亦可以雷達測量之。可獲知三度空間隨時間增減之水滴積算量，簡言之，無線電脈波自天線向空中發射，遇雲中水滴反射而回，又為接收器收取，迴波之強度，為水滴含量之函數。惟須考慮者，為水滴之大小與分佈情形，發射波柱之強度、測距、減弱率及其他影響，近年來氣象雷達之應用，對於水滴之凝結與成長，給予更多有價值之知識。唐納爾遜 (R. J. Donalson) 及契米拉 (A. C. Chmela) 二氏根據雷達反射率轉換為水滴含量，認為上節所述 70 至 100mm 之估計，並不過高。彼等所觀測者，僅為美國東北部少數風暴，如在臺灣地區就颱風區域作長期之觀測，當可發現更高之水滴含量。

Donalson 及 Chmela 兩氏均指出，最大反射率發生於 6,000 公尺高空附近。唐氏並說明水滴之最大密度通常均在雲高之 $\frac{1}{2}$ 至 $\frac{7}{8}$ 處。此可推知，最大之凝結可發生於較低高度，但雲中之上升氣流攜帶水滴至較高高度，並使之懸留於該處。水滴能滯留於高空之最大數量（及濃度）與自支持其懸浮之上升氣流中降落之機械運動（及速率），如今仍憑猜度得之，尤以短時期及小區域為然。

(二) 水汽與降水之變換率

空中含有充足之有效水分，則雨水之下降率須視

水汽能轉變為雨水之迅速程度如何而異。因欲雨水下降率高，主要須賴絕熱上升之空氣迅速冷却，同時並須有匯聚及地形上舉。蓋空氣中所含水汽變為降水，與匯聚及地形有直接之關係，已如前述。

匯聚為空氣實際流入降水區域之一種計算方法。亦可設想為一個空氣團或空氣柱水平收縮。匯聚是以單位時間收縮數表示者，例如匯聚為 $2 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 亦即表示某一空氣柱水平橫斷面每秒被減少 0.00002。

由匯聚作用自不同溫度及厚度之飽和空氣層中產生不同之雨水下降率。降低溫度令水汽飽和之多寡，謂之多餘飽和水分產生率，假如多餘之水分全部成為雨雪下降，且匯聚隨高度減低，則至高空 4.5 公里處，水分之含量即為 0。K.R. Petterson 以偽絕熱飽和空氣中地面氣溫及匯聚與 6 小時之降水量之關係繪成一圖（如圖 1）。此圖引證如若假設無誤，則大量之匯聚必同時引致暴雨。事實證明如下降雨滴水平匯聚

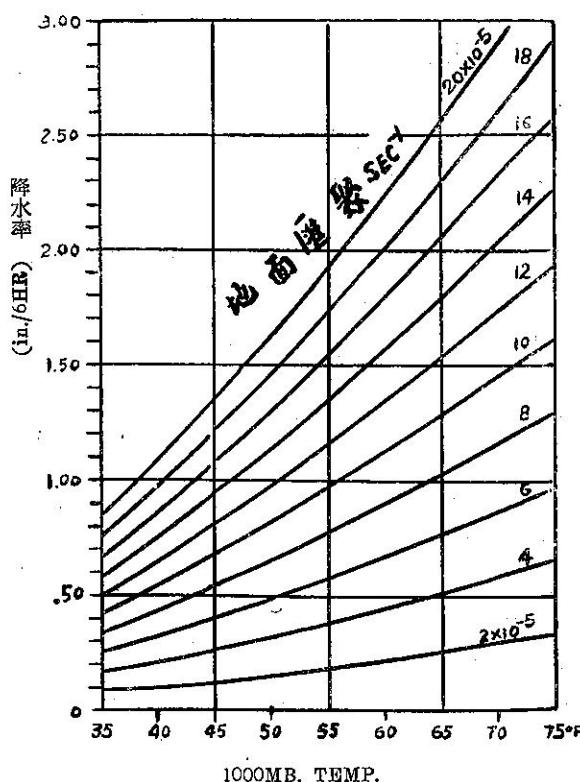


圖1：飽和空氣自海平面至 9km 之雨水下降率(假定
匯聚隨高度減低至 4.5km 為 0)

Fig 1: Rates of precipitation from pseudoadiabatically ascending saturated air extending from sea level to 9 km., assuming a linear decrease of convergence with height to zero at 4.5 km.

有相當補充，則雨水之下降率，必大於多餘水分產生率及因地形阻障之上升作用而致之降水。

地形上舉對於降水強度之影響，乃一頗為繁複之問題。蓋一風暴區域內有若干雨量變率與風暴之機械運動變化有關，另有若干與地形有關，判別甚為困難。而且，同樣之地形障礙，其向風面可促成降水，而其背風面却可阻止降水。臺灣全島山嶺起伏，大部份山坡均具有向風及背風之特性，蓋視不同時間與各種不同之風暴路徑及環流情況而異。具有一定溫度及濕度之氣流，通過地形阻障，其上升產生降水之數量，僅與高度、坡度及其他地形阻障因素有關。

地形對於風暴中降水強度之影響，因缺乏適當之儀器，故無法作精密之分析。雖則根據風向、風速、水滴大小之分佈，降水要素通過阻障之情況，以約略計算風暴降水可降落於山嶺背風面距山脊相當距離之處。但不同之風暴通過地形阻礙，其降水形態之變化甚大，圖 2 為一簡單之分解圖說，以說明此種變化之物理過程。圖中為一阻礙物之理想垂直剖面，包括一座高山及一背風面之高原。

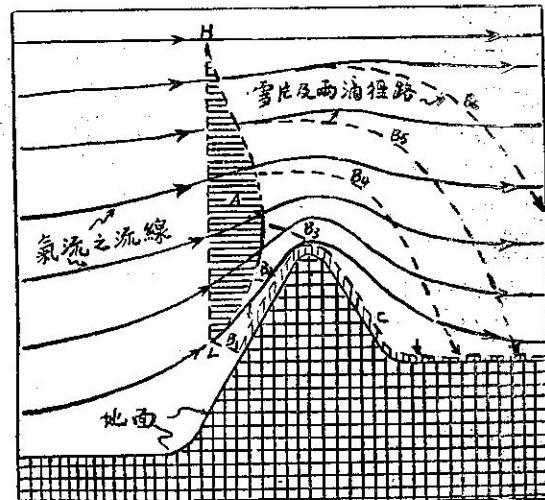


圖2：地形影響氣流圖解
Fig. 2: Schematic illustration of spill-over

圖中之粗線表示通過山嶺氣流之流線，左方為山嶺之向風面，L 及 H 分別表示凝結或雲層之底部及頂部，斜線區 A 即表示此凝結或雲層中降水之生成部份。斷線 B₁ 至 B₂ 表示雨滴或雪晶降落之路徑。由此可見，較高之高度帶至最遠之下風處，而降落於山嶺之背風面，而高度較低之雨滴，則降落在向風面。曲線 C 表示降水之約略分佈情形。由此圖所示，對於地形之阻礙，與降水之分布，其關係之密切，可約略知其梗概。

四、臺灣之地形與測站分佈

(一) 地形

臺灣北起 $25^{\circ}38'N$ ，南達 $21^{\circ}45'N$ ；東自 $122^{\circ}06'E$ ，西至 $119^{\circ}18'E$ 。北回歸線經澎湖、嘉義、玉山、秀姑巒溪口附近，橫貫島之中部。臺灣本島形似紡錘，南北長約390公里，東西最寬之處約145公里，週圍約1,160公里，面積約為85,884平方公里。

臺灣本島山嶺重疊，中央山脈、雪山山脈、阿里山脈及海岸山脈等自北而南並列，中央山脈起自東北海岸之烏岩角，自北偏南南西直至恒春附近。高出3,000公尺以上之山峯鱗次櫛比，構成全島之脊樑，亦為本島主要之分水嶺，其主要之山峯有南湖大山（3,740m）、中央尖山（3,703m）、畢祿山（3,370m）～合歡山（3,416m）、崎萊主山（3,555m）、能高山（3,261m）、安東郡山（3,067m）、卓社大山（3,344m）、東巒大山（3,416m）、秀姑巒山（3,833m）～關山（3,666m）、卑南主山（3,293m）及北大武山（3,090m）等，其海拔高度均在3,000公尺以上。

與中央山脈緊鄰，起自本島東北之三貂角，與中央山脈平行南下，至高雄縣旗山之北者，為雪山山脈。其高達3,000公尺以上之山峯，為數亦不少，如大霸尖山（3,111m）、雪山（3,884m）、大雪山（3,529m）、玉山（3,997m）等，尤以玉山高度接近4,000公尺，實居全島之冠。

平行於雪山山脈之西，起自本島北端鼻頭角，南達高雄縣之鳳山附近者，為阿里山脈。其所屬山峯高度較低，但高越2,000公尺以上之山峯亦甚多。如霞山（2,166m）、鹿場大山（2,616m）、鳶嘴山（2,192m）、大塔山（2,675m）、祝山（2,504m）、萬歲山（2,476m）等，均甚高峻。

處於花蓮與臺東之間，與中央山脈平行沿東海岸南下者，為海岸山脈，與中央山脈對峙，構成東臺縱谷。所屬山峯多高越1,000公尺以上，如新港山即高達1,682公尺。

阿里山脈之西側，逐漸低下之丘陵或平原之間，為山岳地帶之邊緣。稱為蕃界嶺。橫谷甚多，故山脈不甚顯著，係由二列山嶺組合而成，內列（東側）起於基隆八堵附近，大體與阿里山脈平行，至本島中部消失，南部又復重現，止於糖子思山，高度約在1,000公尺以下。主要之山峯有五指山（1,077m）、鹿寮

山（1,198m）及獅頭山（1,463m）等。蕃界嶺之外列（西側），亦不甚高峻，除有數山峯如大尖山（1,305m）、尖棟子山（1,310m）外，多在1,000公尺以下。

臺灣山脈均為由北而南平行排列，已如前述。但各山脈中亦有若干處彙成山叢，如北部雪山、大雪山及小雪山；中部玉山由主峯、北峯、東峯、西峯及南峯，分別彙集成群，而與中央山脈相連結。而本島北端，大屯山自成一組，為一火山群，以七星山為最高（1,119m）、大屯山（1,090m）次之。

中央山脈與西部平原之間，為一高約200至300公尺之丘陵地帶。南北成帶狀並列，北起觀音山南迤至新竹之北，為桃園高地。起自新竹南方以至大安溪河谷者為苗栗丘陵。臺中以西為大肚丘陵及八卦丘陵。自此以南自嘉義以南鳳山以北為嘉南丘陵。

以上所述為臺灣全省之地形概況，可謂叢山峻嶺，偏佈全島。此項地形之結構，對於降水之分佈，影響至為深巨，視氣流方向之轉移，山嶺之向風斜面，多為降水傾注之區，當在以下各章分別列述之。

(二) 雨量測站之分佈

臺灣省雨量站甚多，經向臺灣省氣象所註冊請領執照者，截至民國50年年底止，計有1,023所站，其中約五分之一設備較完全，除雨量觀測外，猶辦理其他氣象觀測，以臺灣之面積而論，測站之密度顯然甚大，平均每35平方公里即有雨量站一所，較之世界任何國家並不遜色。其分佈地區如表一，站數最多之地區，為臺南縣、嘉義縣、雲林縣、高雄縣及屏東縣等，是即表示南部地區，雨量站密度最大，皆隸屬水利、電力、農林等機關，如以各鄉鎮之測站分佈情形而論，可參考圖3。圖中除臺灣省氣象所屬各測候所外，皆以各鄉鎮為單位，其雨量站數目以數字標示之。參閱該圖，可知雨量站之分佈，偏於中南部平原及沿海地帶，高山地帶或河流之上游地區，測站仍然不多。故測站之分佈，頗有疏密不均之感。

全部雨量測站，所結存雨量觀測紀錄，其長久者達65年以上，最短暫者則為新近初設者，其他二三十年不等。其紀錄保存最完整者，尚推氣象所屬各測站。近年來經濟部水資源統一規劃委員會，搜集整理全省雨量紀錄，不遺餘力，對水文氣象之研究，助益非淺。

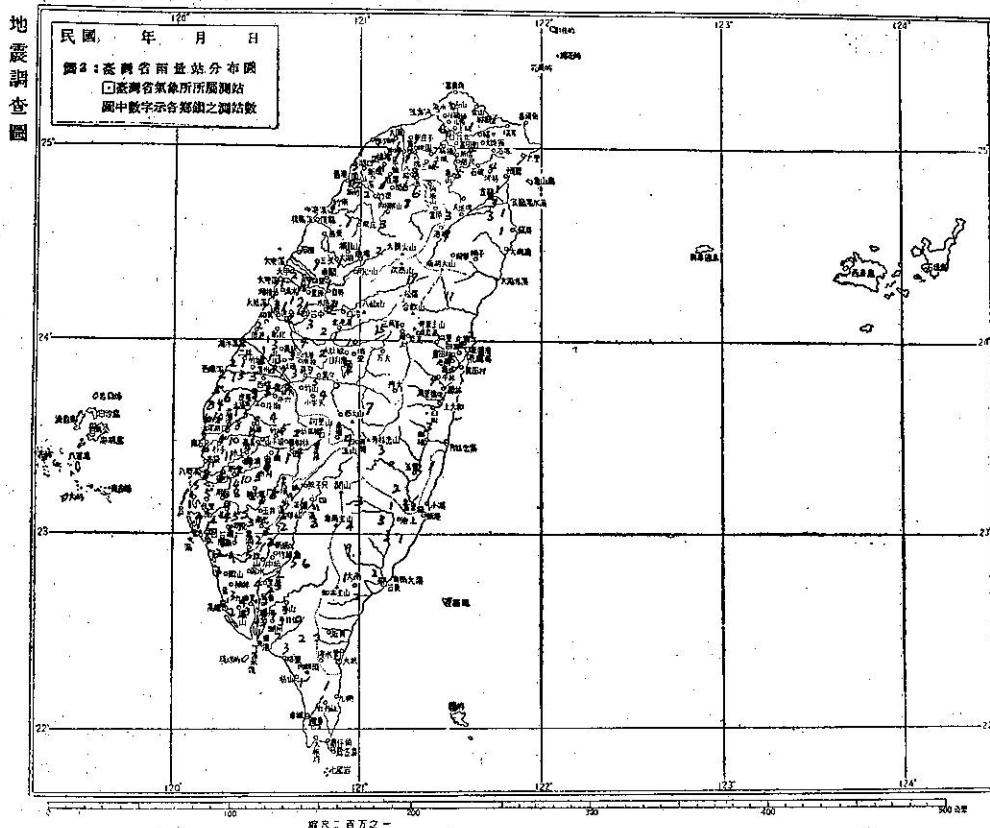


圖3：臺灣省雨量站分佈（■為臺灣省氣象所屬測站，圖中數字示各鄉鎮之測站數）
Fig. 3 : The distribution of rainfall stations in Taiwan

表一：臺灣省雨量站分佈地區統計表

地 區	站 數	地 區	站 數
臺 北 市	6	臺 南 縣	153
臺 北 縣	32	嘉 義 縣	115
基 隆 市	1	雲 林 縣	114
宜 蘭 縣	29	南 投 縣	79
花 蓮 縣	50	彰 化 縣	59
臺 東 縣	42	臺 中 市	10
屏 東 縣	76	臺 中 縣	65
高 雄 市	4	苗 栗 縣	25
高 雄 縣	87	新 竹 縣	24
臺 南 市	17	桃 園 縣	35
合		計	1,023

附註：1. 表列測站數係民國50年臺灣省氣象所註冊有案者

2. 臺灣省氣象所屬測站並不包括在內

五、臺灣地區降水之地域分佈

(一) 年雨量之分佈

臺灣之地理位置及地形，已如前述。北部大屯山、火燒寮及宜蘭之西南山地一帶，於冬季東北季節風盛行時，氣流在向風面山地被迫上升，乃造成地形性降雨，雨量甚豐。及至夏季，降雨之原因消滅。此項多雨地區即不復存在，而南部大武山及阿里山附近，每於夏季雨量特多，此蓋因西南季節風及颱風所致。颱風暴雨及熱雷雨，亦多降在山地之向風面。此等多雨地區，冬季亦不復存在。至於中部之能高山附近，無論冬夏，均受季節風之影響，故亦為多雨區域，但冬季雨量較少。

臺灣各地年雨量之分佈情形，茲撮要說明如下：

1. 沿臺灣中央山脈脊部為多雨地帶，其中以北部之大屯山區、基隆南部山地、宜蘭西南山地、中部能高山附近山地、阿里山及大武山附近，均為顯著之多雨地帶，年雨量達4,000mm以上。

2. 西部海岸雨量較少，縱貫鐵路沿線，年雨量約在1,500至2,000mm之間，約略隨海拔高度而增加。

3. 東部雨量較西部多，約為2,000mm或以上。

4. 花蓮、臺東間之峽谷，即中央山脈與海岸山脈

之間，及中部濁水溪上流山地，因高山環繞，雨量較少，約在2,000mm以下。

5. 平均年雨量最多之處，在北部當首推基隆南方之火燒寮，其累年平均雨量為6,572mm（累年最高值為8,408mm），其他如陽明山之竹子湖，宜蘭西南山地之山腳，花蓮西方山地之能高，高雄縣屬之泰武（庫瓦爾斯），及臺東之浸水營等地，年平均雨量均在5,000mm以上。

上述年雨量之分佈，足見臺灣南北兩端，為雨水最多之地。但北部雨量最多之時為冬季，而南部則為夏季，是以雨量之分佈與季節有莫大之關係。而北端基隆之平均年雨量為3,042mm，其南4公里之暖暖則達5,110mm。南端恒春之平均年雨量為2,292mm，其北40公里之浸水營則達5,088mm，是則地形之影響，又復顯而易見矣。

（二）月雨量之分佈

臺灣地區1月間之雨量分佈，多雨地區偏於北端，如東北部、宜蘭南方山地、花蓮西方山地及東南海上之蘭嶼，月平均雨量均在200mm以上。尤以火燒寮竟達718mm之多，暖暖亦有575mm，竹子湖則有534mm，山腳528mm，皆為雨量特多之處，其他各地多在100mm以下，臺南、高雄、澎湖等處甚至不足30mm。

2月份之雨量普遍增加，但多雨之北部山地，却形減少。100mm之等雨量線包括臺北、新竹、臺中、南投及花蓮山地，沿中央山脈南達玉山之南方，超過200mm以上之多雨區域，僅北部大屯山、基隆及宜蘭南方山地、與能高及蘭嶼附近，大致與1月份相同，但雨量超過500mm以上者，則僅火燒寮一地，50mm以下之寡雨地區則較1月份狹小。

3月份雨量更普遍增加，並以中部之山地為甚，100mm之等雨量線拓至彰化附近再向南伸展至中央山脈南端。200mm以上之多雨地區亦較2月擴大。自東北部沿中央山脈之西北斜面以至新竹縣山地，並包括臺中東方及花蓮西方山地而至玉山南方。月雨量超過500mm以上之地點，除火燒寮及能高外，尚有花蓮西方之山地朝日。50mm以下之區域較2月更向南縮小。

4月份之雨量分佈情形，與3月份又不相同，北部及東部雨量減少，其他地區則普遍增多，多雨區由北部移至中部山地。100mm之等雨量線更向南移。200mm以上之多雨地區位於中部山岳地帶，包括雪山、

能高山及玉山一帶，新竹東方丘陵地帶，宜蘭南方山地及基隆一帶，雨量亦在200mm以上。能高之月雨量最高，達519mm。而火燒寮本月份之雨量則顯然降低，僅有347mm。而恒春及高雄一帶，月雨量降至50mm以下。

5月份之雨量，全省更普遍增加，臺灣本島幾無100mm之等雨量線。同時多雨地帶更向南擴展。除西部及南部沿海，東部及北部小部份地區及澎湖外，全省月雨量均在200mm以上。最多雨地區為能高、阿里山附近及高雄東方山地，其中能高附近雨量最多，月達718mm。

6月之雨量更形增加，除宜蘭、花蓮、成功以及臺東、東部海岸以及澎湖地區月雨量在200mm以下外，其餘地區均在200mm以上，且雨量最少之漁翁島亦在150mm以上。超過500mm以上之多雨區域，包括玉山、阿里山及中央山脈西側之斜面而達島之南端。高雄、屏東東方山地一帶甚至高達800mm以上。

7月之雨量北部及西部減少，東部及南部增加。200mm以下之地區僅局限於北部海岸及澎湖一帶。500mm以上之多雨區域包括中部以南之大部份，以山地為中心向外擴展，直至恒春。中部以北則僅有能高附近地區。而高雄東方山地如泰武（庫瓦爾斯），率芒社及浸水營等地及阿里山附近如奮起湖，則為月雨量1,000mm以上之暴雨區。而本省北端沿海則降至150mm以下。為全年雨量最多之月份。

8月之雨量分佈與7月略同，但臺東、花蓮一帶雨量大減。阿里山以南中央山脈西側斜面，仍為500mm以上之多雨區，而合歡山及能高附近亦然。1,000mm以上之暴雨區域及150mm以下之少雨區域，與上月略同。

9月之降雨分佈與8月顯著不同，除臺北、花蓮附近雨量稍增外，其他各地均激減。南部與北部山地雨量均特多。宜蘭之山腳地方月雨量竟達915mm，而高雄縣之泰武（庫瓦爾斯）亦達715mm。其他如北部之竹子湖、火燒寮、天送埤，南部之率芒社、浸水營等地，月雨量均在500mm以上。而西部海岸及澎湖則均在100mm以下，尤以臺中之大肚，僅有60mm，雨量最少。

10月各地之雨量再減，而東北部山地之雨量，則局部增加，500mm以上之多雨區域之分佈，與9月份略同。而火燒寮之月雨量多達782mm。中央山脈以西之區域，雨量稀少，西部沿海、丘陵及平原地帶，雨量均在50mm以下，而海岸沿線，甚至在20mm以

下，雨量極少。

11月全省各地雨量更少，中央山脈西側，幾全部為月雨量50mm以下之地區，南部山地之多雨區域完全消失。500mm以上之多雨區域，僅局限於東北部山地，如竹子湖、火燒寮、山腳等地。而臺中、臺南及高雄等海岸地帶，月雨量僅及10mm左右，為全年雨量最為稀少之月份。

12月全省各地，除高雄、臺東、花蓮等地月雨量稍有減少外，其他各地均有增加。但500mm以上之區域，僅剩臺北及宜蘭縣屬山地。而200mm以上之區域，僅限於島之東北角。仍以火燒寮之790mm為最高紀錄，西南沿海地區，月雨量僅及20mm以下。

六、臺灣地區之暴雨

(一) 1小時間最大降水量

臺灣各地1小時間最大降水量，以民國48年嘉義大湖山測得之176.6mm為最高。根據臺灣省氣象所之歷年紀錄，1小時間超過100mm以上之雨量紀錄，如臺南之163.3mm，高雄之110.4mm，基隆之102.1mm及宜蘭之100.5mm，其他各地，則均在50~100mm之間，如表二。其致雨之因，一部份固為颱風所致，亦有因熱雷雨所造成，更有因東海南部海上有鋒面滯留，而於鋒面上發生低氣壓，誘致高溫多濕之不穩定西南氣流所造成。故短時間之暴雨，原因頗不單純。但考其發生之時間，此種暴雨約略為夏季較多。而冬季各地之1小時間最大降水量，均在20mm以下。

表二：1小時間最大降水量

地名	雨量 (mm)	紀錄日期 (民國年月日)
彭佳嶼	63.0	35. 3. 4
鞍部	58.0	36. 8. 3
竹子湖	66.8	40. 7. 2
淡水	51.0	36. 10. 2
基隆	102.1	40. 9. 27
臺北	83.0	35. 7. 29
新竹	87.4	36. 9. 13
宜蘭	100.5	36. 10. 2
六結	80.5	36. 10. 2
臺中	91.0	33. 8. 4
花蓮	99.0	33. 10. 27
日潭	77.6	33. 8. 29
澎湖	54.0	41. 7. 10
阿里山	86.7	40. 8. 27
玉山	52.0	37. 7. 6

成功	86.3	30. 8. 22
永康	77.3	37. 7. 7
臺南	163.3	36. 7. 29
臺東	87.0	34. 9. 2
高雄	110.4	38. 6. 2
大武	76.4	29. 7. 2
蘭嶼	76.3	40. 10. 23
恒春	99.4	32. 6. 13

(二) 4小時間最大降水量

臺灣各地4小時間之降水量，如表三。以新竹之287.5mm為最多，其他200mm以上者，如恒春之228.1mm，臺南之220.0mm，澎湖之203.8mm及臺東之203.7mm。其餘基隆、臺中、高雄、花蓮等地，均在150mm以上。考其每次獲致暴雨之因，多係由颱風所促成，颱風通過本省北部，則宜蘭、花蓮及阿里山等地多暴雨，颱風通過南部或南部海上，則臺東、恒春多暴雨，颱風通過東部海上，高雄及臺中等地，亦可致暴雨。表三所列，均屬平地測候所之紀錄，山地之數值，自屬更大。

表三：4小時間最大降水量

地名	雨量 (mm)	紀錄日期 (民國年月日)
彭佳嶼	132.4	29. 8. 31
基隆	157.8	20. 9. 23
新竹	287.5	27. 8. 2
宜蘭	155.6	28. 8. 13
臺中	178.3	21. 8. 1
花蓮	166.6	18. 8. 10
澎湖	203.8	民前9. 7. 10
阿里山	185.7	29. 8. 31
臺南	220.0	民前3. 8. 9
臺東	203.7	7. 7. 30
高雄	191.2	29. 7. 22
恒春	228.1	民前2. 8. 29

(三) 1日24小時間最大降水量

縱觀臺灣地區最大日雨量，皆為颱風所造成。當颱風來襲，1日之間暴雨傾瀉，常達數百公厘，尤以山地為甚，甚至如民國23年7月19日，颱風在花蓮北方登陸，高雄縣之泰武（庫瓦爾斯），竟在24小時間降水達1,127mm，雨量之大，實足驚人。

茲將以往數十年來，臺灣地區在1日之間獲致之暴雨，其數量超過700mm者，摘錄如表四A，並就每次降雨之原因根據當時天氣情形，予以註明，以明

其梗概。考各次暴雨原因，其獲致暴雨量之地點，與颱風之行徑，具有密切之關係，乃顯然若揭。俟下章當予詳加申述。

表四A：一日（24小時）間最大降水量（山地）

地名	日雨量 (mm)	紀錄日期 (民國年月日)
泰武(庫瓦爾斯)	1,127.0	23. 7. 19
"	820.5	24. 7. 29
"	809.3	9. 9. 3
"	798.0	29. 8. 31
竹崎	1,050.0	34. 9. 3
奮起湖	1,034.0	民前 1. 8. 31
"	1,033.0	2. 7. 20
"	885.1	3. 7. 12
斗六梅林	1,001.0	48. 8. 7
斗六大嵙	786.2	48. 8. 7
大埔	701.4	48. 8. 7
天送埤	969.3	民前 1. 8. 31
幼葉林	959.7	4. 10. 30
"	950.0	2. 7. 19
"	890.0	民前 1. 8. 31
"	860.5	9. 9. 4
草潔	953.0	19. 7. 28
泰武(庫瓦爾斯)	936.0	48. 8. 7
內員山	930.8	4. 10. 30
移曜	890.6	3. 7. 12
大武邦	880.2	3. 8. 30
公達	870.0	9. 9. 3
"	777.0	民前 1. 8. 31
"	869.5	9. 9. 3
"	852.1	民前 1. 8. 31
率社	870.0	28. 10. 9
三萬坪	841.0	9. 9. 3
二岐力	834.2	3. 7. 12
大閣南	829.3	9. 9. 3
阿里	837.5	1. 6. 19
"	789.6	29. 8. 31
"	768.8	2. 7. 19
"	771.5	6. 8. 19
"	754.4	48. 8. 7
"	747.0	3. 7. 12
"	737.0	9. 9. 3
大元山	793.5	45. 9. 16
乾溝	780.0	38. 9. 14
清水進水口	765.4	47. 7. 15
古坑大埔	751.0	48. 8. 7

油羅山	724.5	9. 9. 2
伊穗兒	711.4	16. 7. 23
樟腦寮	709.0	3. 7. 12
古坑	708.4	48. 8. 7
十里	711.4	14. 7. 12
秀林茂五路	707.4	44. 8. 23

表四A所列，僅限於1日間降雨達700mm以上之一部份紀錄，由表中所示，足見暴雨之發生地區多為山地。至於平地之暴雨紀錄，亦有1日之間，降水超過三、四百公厘，甚至達六百餘公厘者。致雨之因，亦以颱風為主。以雨量而論，固不及山地遠甚。惟若干都市，均位居山麓，或在河流下游，故24小時間數百公厘之暴雨，足以導致重大之洪水災害。

表四B：一日（24小時）間最大降水量（平地）

地名	雨量 (mm)	紀錄日期 (民國年月日)
彭佳嶼	310.1	29. 8. 31
淡水	246.0	32. 7. 18
基隆	330.6	19. 7. 28
臺北	358.9	19. 7. 28
新竹	430.9	27. 8. 2
宜蘭	353.5	40. 9. 26
六結	323.1	36. 11. 7
臺中	500.0	48. 8. 7
豐原	645.0	48. 8. 7
花蓮	465.8	6. 7. 20
澎湖	343.8	民前 8. 9. 14
成功	366.6	36. 11. 17
永康	235.6	39. 7. 26
臺南	397.8	28. 7. 31
東雄	467.5	7. 7. 30
高麗	575.6	29. 7. 22
嶼春	241.1	36. 7. 28
恒春	484.8	32. 6. 13

(四) 連續數日最大降水量

臺灣地區1日以內之暴雨量，其數量之大，已如前述。而降雨連日不停，則積計其總降水量，更為可觀。以一次颱風侵襲而論，若干地區常連續降雨若干日。如民國前1年8月31日，颱風通過本省北部，臺南大埔等地連續降雨達7日之久，而大埔當時計獲得降水量竟達2,623.0mm，奮起湖亦達2,021.0mm。其他如達邦、幼葉林等地，雨量均超過1,600mm以上，幾與本省全年平均雨量相埒。其量之豐，實足驚人。

本省數十年來，連續數日降水總量達 1,500mm 以上，甚至超過 2,000mm 之地區甚多，除前述之大埔、奮起湖等地外，茲錄列若干處如表五。

表五：連續數日之最大暴雨量

地名	降水起迄日期	總降水量 (mm)
大埔	民國前1年8月31日至9月6日	2,623.0
奮起湖	"	2,021.0
達邦	"	1,732.1
幼葉林	"	1,682.8
阿里山	民國1年6月17日至21日	1,914.7
奮起湖	民國2年7月17日至21日	2,210.5
幼葉林	"	1,684.5
阿里山	"	1,582.2
奮哆	前國3年7月10日至16日	1,529.9
漫水營	"	1,560.4
大內員	民國3年8月26日至9月1日	1,583.5
天送埤	"	1,563.8
大閣南	"	1,782.1
幼葉林	前國4年10月26日至11月2日	1,572.7
二萬坪	"	1,861.3
泰武(庫瓦爾斯)	"	1,792.0
達水營	民國9年9月2日至5日	1,787.0
阿里山	民國9年9月2日至5日	1,750.9
泰武(庫瓦爾斯)	民國9年9月1日至5日	1,673.4
蒙伽利	民國9年9月1日至7日	1,592.4
蒙水營	民國9年9月2日至5日	1,535.0
蒙樟樹	民國11年8月20日至25日	2,062.6
阿能達	"	1,609.1
阿里山	民國17年8月3日至9日	1,829.7
泰武(庫瓦爾斯)	"	1,942.6
蒙伽利	民國18年8月10日至16日	1,687.2
阿能達	"	1,628.9
阿能達	民國19年7月27日至8月1日	1,739.8
阿里山	民國19年7月28日至31日	1,617.0
泰武(庫瓦爾斯)	民國19年7月28日至8月1日	1,566.5
來義	民國26年8月2日至8日	1,873.9
來義	"	1,716.5
泰武(庫瓦爾斯)	民國23年7月14日至20日	1,500.4
泰武(庫瓦爾斯)	民國23年7月18日至20日	1,666.9
土壠灣進水口	民國27年7月29日至8月5日	1,620.5
土壠灣	民國40年4月6日至12日	2,165.0
清水第一進水口	"	1,996.0
潤源	民國43年11月4日至10日	1,841.4
潤源	民國43年11月10日至16日	2,535.6

七、臺灣地區暴雨之特性

(一) 降水之類型

由臺灣各地降水之分佈及暴雨情況，參酌氣象變化之實際情形，可知臺灣地區之降水，概括可分為多種類型，即東北季風雨、鋒面雨、颱風雨、熱雷雨、低氣壓雨、地形雨及上層氣流之降雨等。茲約略說明如下：

1. 東北季風雨

每年10月以後，大陸高氣壓向南伸展，冷氣團自大陸經海面挾水汽而抵達臺灣，遇臺灣山脈乃被迫上升，於是在山脈向風面之山腹及平地獲致多量之降水。而形成臺灣東北部一帶之霪雨。西南部一帶所受影響甚微，故雨量稀少。且大陸冷氣團平均高度，約在3,000 公尺以下，故降雨之垂直分佈，多在 500 至 1,000 公尺左右。在 3,000 公尺以上之高山，則不受東北季風影響而降雨。此當於後文予以較詳之分析。

2. 鋒面雨

自大陸東移之溫帶氣旋，其冷鋒往往通過臺灣，乃形成冷鋒雨。此類降雨所受地形之影響，不若東北季風雨之甚。全省凡沿鋒面所經區域，均可降雨。但北部雨量較多。此類降雨，除盛夏外，各季均有發生。

每年五、六月間，亦可因菲律賓方面之熱帶鋒面，與高溫多濕之西南氣流相伴侵入臺灣，可使全省獲致降雨。惟因山脈阻擋，西南部降雨較多。尤以山腹之向風面為甚，與東北季風雨適相反。

3. 騖風雨

每年 5 月至 11 月，即為臺灣之颱風季，每一颱風來襲，多可獲致豐沛之降雨。其雨量之大，無論以小時或以日計，均極可觀，此於前章所述，可以概見。以言臺灣地區之暴雨，實以颱風為首要。因颱風來自熱帶大洋，所携水汽極豐，以其特殊之構造與氣流之運動，所經之地必降暴雨。但臺灣叢山峻嶺，遍佈全島。由颱風進行路徑之不同，暴雨之分佈地區，每多差異。惟迎風面山坡，獲量最豐，此為不易之事實，當於後文詳為申述之。

4. 热雷雨

臺灣夏季，西南或東南季風盛行，高溫多濕之熱帶氣團，因強烈日射，地面高熱，而促成旺盛之對流。乃獲致熱帶性之雷雨。因地形及高空氣流之影響，可以全省普遍降雨。但本省西南部較為頻仍。此類降雨，雨量甚大，但降雨時間較短。1 小時以下最大降

水量，如表二所列，每為雷雨所造成。此類降雨因與日射直接有關，故日變化極為明顯。陸上多發生於午後，海上則多發生於夜間。

5. 低氣壓雨

低氣壓發生於臺灣附近，或通過臺灣時，因其直接影響，而發生降雨。常與鋒面雨相混。但一般低氣壓雨降水量時間較鋒面雨為長。且熱帶低氣壓侵襲臺灣，每致大量之暴雨。民國48年8月7日暴雨成災，降水量之豐沛，較之颱風雨，並無遜色。

6. 地形雨

夏季山岳地帶，因日射而產生之上升氣流，或山坡向風斜面氣流被迫上升，或氣流匯聚而被迫上升，均可形成降雨。是即通常所稱之局部降雨。

7. 上層氣流之降雨

大陸氣團南移，與南方海洋氣團間發生擾動，可因而致雨。雨域甚廣。因雲底高度較高，可達2,000~3,000公尺，故不受地形影響。降雨區域可遍及全省，通常可持續達2~3日之久。

(二) 降水之地區

1. 東北季風雨

一、二月間東北季風最為旺盛，寒冷氣團自大陸南下。此項氣團原甚乾冷，但移經海面時，其下層逐漸變濕，因而穩定度大為減低，及至臺灣，遇山被迫上升，水汽凝結而降雨。此項氣團來自東北，乃造成基隆南方山地，大屯山一帶及宜蘭西南山地多量之降雨。再繼續東行，遇3,000公尺以上高山之阻擋，在花蓮以南折而沿山脈南下。由於山脈強制上升之力量較小，故雨量亦較北部為少。氣流沿東臺峽谷而行，中央山脈東側斜面稍有降水，其量不大。及至大武西方淺水營一帶，與海上吹來之東北季風匯合，越山匯聚上升而降雨，雨量雖不多，但雨日則較多。

10月及11月，臺灣再漸為東北季風所控制，但大陸氣溫尚不甚低，氣團移至臺灣尚未變質，故較為穩定，降雨較少。中央山脈西側，此時既無熱雷雨又無季風雨，故本省西部、南部，均極乾燥，除非偶有颱風來襲，否則少有暴雨。

12月東北季風轉強，但寒冷乾燥之大陸氣團，縱令通過海上吸收若干水分，但比濕較小，故降雨強度不大，唯降水量數較多而已。

2. 鋒面雨及低氣壓雨

3月間中央山脈之西北斜面，亦即新竹、臺中之東方山地，因冷鋒影響，雨量激增。因此時大陸高氣壓前部及臺灣北部海上，時有低氣壓產生，其冷鋒通

過臺灣，每致暴雨，山地更甚。鋒面通過時，北風最強，故降雨多在向風之中央山脈西北斜面。

冬季旺盛之大陸高氣壓，自3月中旬以後，逐漸減弱。臺灣東北季風亦近尾聲，故因東北季風而降雨之東北部各地，進入4月，雨量即顯然減少，尤以向風地帶為甚。但中部及南部雨量增加，山岳地帶尤多。乃因大陸高氣壓轉弱後，低氣壓隨而發生並向東移，其冷鋒屢經本省之故。此類降雨高度，較之東北季風降雨為高，因而山頂亦多雨。冷鋒發生之頻率約為每週一次，故降雨日數不多，但雨量較大。是以東北部雨量減少。中南部雨量反見增多。

冬季停於菲律賓以南之赤道鋒，至5月間逐漸進至菲律賓以北，6月進而停留於臺灣附近。而大陸低氣壓相伴東進之冷鋒亦時而通過臺灣。是以臺灣適成為此兩鋒面之交匯點。於是形成全省性之連續降雨，是即所謂「臺灣梅雨」。故如以冬季為臺灣東北部之雨季，夏季為西南部之雨季，則5、6月間可謂全省之雨季。又5月間赤道鋒位於臺灣南部或南部海上時居多，故東部之東北風向風面多雨。雨日最多者為花蓮。至6月間赤道鋒可進達臺灣中部以北，故西南風向風面之西南部雨量較多。雨日以阿里山附近為最多。高溫多濕之西南風降雨，較東北風之降雨強度大，故6月之雨量又較5月為多。

3. 騟風雨及熱雷雨

時至7月，既已盛夏，北太平洋高壓漸趨旺盛。臺灣幾全入其勢力範圍。風向偏南，天氣炎熱。因日射強烈，積狀雲之產生轉盛，於是各地多熱雷雨。尤以南風向風面之南部山岳地帶為甚，所降多暴雨。雨量及雨日均為全年之最高時期。此種情形，直至8月，仍無多大改變。

7、8、9等三個月為一年中颱風侵襲臺灣最多之月份，每有颱風來襲，不特破壞一般之降水分佈，且雨勢更暴。暴雨之分佈又每視颱風進行路徑，大有差異。茲簡述如下：

(1) 騟風通過本省北部或北部海上時，通常本省西半部一帶下降暴雨，大安溪上流及阿里山一帶之山岳部份降雨量可達1,000mm以上，但中央山脈之東側，則雨量甚少，僅及西部十分之一。此乃因西南多濕氣流自西部山岳上升，在其斜面大量降水，越過山脈後成為乾燥之下降氣流。但如颱風中心係由石垣島方面，向西北進行，而侵襲本省之北部或北部海面者，則本省北部及南部常成為多雨區。

(2) 騟風橫越本省中部，向西或西北進行，即颱風

自臺東、花蓮沿岸附近登陸，通過臺中附近，進入臺灣海峽，則本省東北部如花蓮、宜蘭以至臺北附近山地，均有暴雨下降，而本省西南部如臺南、高雄以至阿里山山地，亦有暴雨，惟臺中方面一般雨量均少。

(3)颱風通過本省南部或南部海上，向西北進行時，本省東部山地及平地均可降水數百公厘，南部如臺南、高雄、恒春等地，雨量亦頗驚人。惟西部地區，無論山地平地，雨量均少，甚至無雨。此種情況，與颱風通過本省北部或北部海上時，適相反對，足見地形影響之甚。

(4)颱風於東部或東部海面北上時，則中央山脈山嶺地帶，雨量最多，自數百以至近千公厘。東部及西南部地區，則雨量較少。而西部以至北部平地雨量更少。但如颱風中心在本省東北部登陸，則本省東北部，自花蓮至臺北一帶，及新竹、臺中山岳地區，雨量仍甚可觀，甚至可達數百公厘。

(5)颱風由臺灣海峽或本省西部海面北上時，則暴雨地區，偏於本省東側，即東部及東南部一帶，北部山地降雨亦多，但不及東部或東南部之甚，至中央山脈西側，即本省西部及西南部，則雨量甚少，超過100mm者亦不多見。但澎湖群島每可獲得多量之降雨。

(6)颱風自國南海通過本省南部或南部海上，向東北進行，則本省東南部及北部山岳地帶，雨量豐沛，中央山脈西側之雨量，一般均甚稀少。但颱風通過後，每因西南濕潤氣流湧進，本省西南地區，亦可獲大量之降水。

總之，7、8兩月之暴雨，尋常為熱雷雨所形成，但又為颱風所支配。但9月間如無颱風，則因季節轉移，夏季之西南季風轉弱，而秋季移動性高氣壓形成東北風，故東北風向風面又成多雨區，熱雷雨固未完全消滅，但南部多雨區已逐漸不復存在。

準上所述，季節與地形，影響全部臺灣地區降水之分佈，而暴雨之產生，則以颱風雨及熱雷雨二者為主。季風雨、鋒面雨及低氣壓雨所致之暴雨較少，而地形雨及上層氣流之降雨，則更少有暴雨下降。

(三) 降水之垂直分佈

由前述降水之地域分佈，可知降水量約略與海拔高度成正比。但到達某一高度後，則雨量反隨高度而減少。臺灣各地因地形、季節及氣流方向等影響，降水之垂直分佈亦有不同，茲分述如下：

1. 北部

以臺北、宜蘭為代表。平均年雨量約2,000mm，

但各向風面地帶之年雨量均較平均值為多。海拔200公尺之處平均年雨量為3,500mm，海拔500公尺約達5,000mm，0至200公尺間之平均雨量增加率，為每100公尺每年750mm，而以海拔600公尺附近之雨量最大。超過此高度，則雨量隨高度遞減。1,000公尺約4,000mm，2,000公尺約2,300mm，其故當在東北季風所生成之雲，其雲底高度約500公尺左右，而雲頂則僅2,000公尺之譜，故海拔600公尺附近，降雨最多。

2. 中部

以臺中為代表，平地之年雨量較新竹地方略少，平均為1,350mm，0至200公尺高度間之增加率，約為每100公尺增加350mm，至海拔800公尺附近平均雨量為2,600mm，至1,000公尺減為2,600mm，1,200公尺附近為最小，僅2,350mm，過此雨量又隨高度增加，海拔2,000公尺約為3,100mm，至3,000公尺則為4,000mm，大致以3,400公尺附近為最大，超過此高度又迅即減少。此種發生二次最大之原因，主要在於西南季節風所生之雲，在3,000公尺左右最為旺盛。

3. 南部

臺南與高雄雨量之垂直分佈，稍有不同，臺南0至200公尺，每100公尺增加600mm，海拔500公尺左右，雨量為3,500mm，900公尺附近最小，1,000公尺處為2,900mm，過此高度又增加，2,000公尺處雨量達4,400mm，2,200公尺處稍減少，海拔3,850公尺之玉山，年雨量為4,117mm。

高雄平地之年雨量為1,900mm，較臺南之1,500mm左右為多。0至200公尺每100公尺約增加600mm，與臺南相同，惟高度1,200公尺後，雨量隨高度漸增，500公尺處雨量為3,650mm，1,000公尺處為4,100mm，並無如其他地方之在500或800公尺左右處出現最大之情形。

4. 東部

花蓮與臺東500公尺以上之測站稀少。唯其大概情形為0至200公尺之雨量增加率，約為每100公尺增加100mm，海拔500公尺處為2,400mm，至2,000公尺處約為4,000mm，增加甚速。

八、結論

臺灣地區因地理位置之關係，暴雨之機會特多，又因地形複雜，高山峻嶺，乃使降水之地域分佈，顯示相當規律。

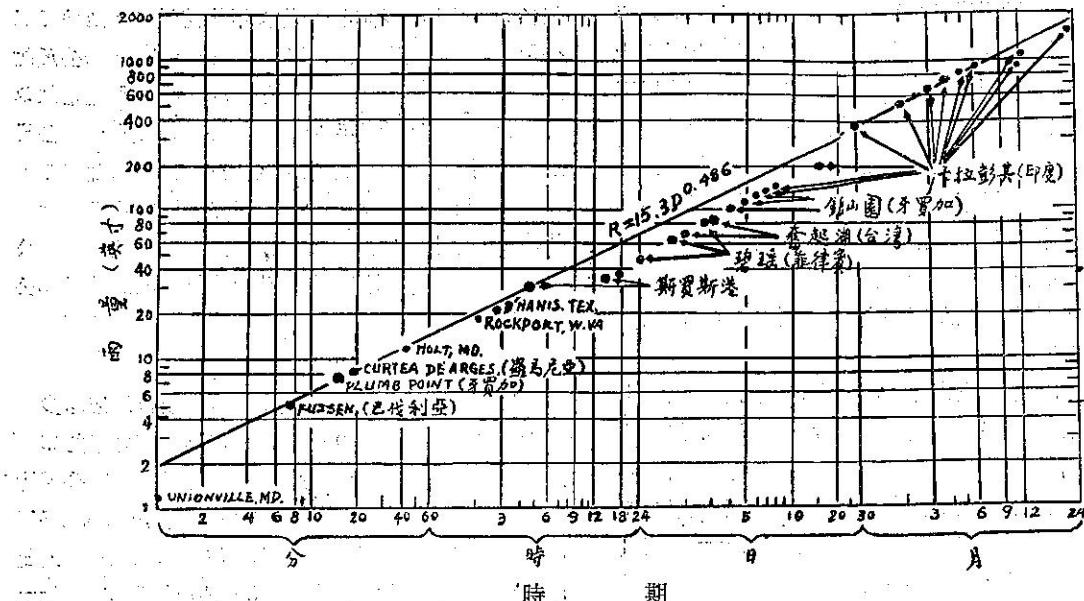


圖 4：世界最大雨量與時間關係圖

Fig 4: Depth-duration relation of world's greatest rainfalls.

促致臺灣地區暴雨之原因，以颱風雨及熱雷雨為主，季風雨、鋒面雨及低氣壓雨次之。雨量之暴，尤以颱風侵襲之時，山地之迎風面為甚。其雨量之暴，不特居亞洲之前茅，即在世界各多雨地區，亦有地位。可於圖 4 見之。而舊起湖於民國 2 年 7 月 18 日至 20 日，3 日之連續雨量計 2,071.0mm (81.54 in.)，及同年同月 19 日至 20 日，2 日之雨量 1,671.0mm (65.79 in.)，均為世界紀錄。而民國 23 年 7 月 19 日 24 小時時間泰武(庫瓦爾斯)降雨 1,127.0mm (44.38 in.)，則僅次於菲律賓碧瑤民前 1 年 7 月 14~15 日 24 小時之雨量 1,168.0mm (45.99 in.)。其他 4 日以上之紀錄，除 5 日者以牙買加之銀山園 (Silver Hill Plantation) 114.5 in. 較高外，其餘均為印度之卡拉彭其 (Cherrapunji) 為最高，與臺灣之 5 日以上紀錄比較，領前甚多。由此可知，臺灣之暴雨與世界馳名之各多雨地區比較，其 3 日之內之暴雨量，堪稱舉世無匹。

至於計劃暴雨分佈型式及估計可能最大暴雨量，因臺灣幅員雖小，而地形複雜，高空氣流之情況，必須充分考慮。否則難免失之毫厘，謬以千里。為期得合實用，不可不特別加以注意。

參考文獻

1. H. G. Houghton, (1959) : Cloud physics, Science, Vol. 129, No. 3345, February.
2. D. Sartor, (1954) : A laboratory investigation of collision efficiencies, coales-
- cence and electrical charging of simulated cloud droplets. Journal of Meteorology, Vol. 11, No. 2, April.
3. H.K. Weickmann and H.J. Aufm Kampe, (1953) : Physical properties of cumulus clouds, Journal of Meteorology, Vol. 10, No. 3, June.
4. M. Dragnis (1958) : Liquid water within convective clouds, Journal of Meteorology Vol. 15, No. 6, December.
5. M. G. Ligda Radar Storm Observations (1951) : Compendium of Meteorology, A.M.S. Boston.
6. R.J. Donalson, Jr., (1958) : Vertical Profiles of radar echs reflectivity in thunderstorms, Proceeding Seventh Weather Radar Conference, Miami.
7. A.C. Chmela, (1958) : Reflectivity in the vertical through a severe squall line, Proceeding Seventh Weather Radar Conference, Miami.
8. K. R. Pettersen, (1957) : Zrecipitation Rates as a function of horizontal divergence, Monthly Weather Review, Vol. 85, No. January.
9. 岡田四亥等：降水 臺灣省氣象資料大全，臺灣省氣象所。
10. 臺灣省氣象所 (1952) : 累年氣象報告。
11. 周根泉，(1960)：颱風與暴雨，臺灣水利，第八卷 第四期。