

雷雨之研究

劉鴻喜

A Study of Thunderstorms

Hong-hsi Liu

Abstract

This paper gives a general classification of thunderstorms and its associated weather phenomena happened in a thunderstorm. A theoretical discussion of the pressure and wind fields was briefly introduced. Climatological study of the distribution of thunderstorms in Taiwan relating to the topographic features was also discussed.

一、緒言

在各種天氣現象中，除颱風和龍捲風外，雷雨可說是最猛烈的一種，而其發生的頻率，也遠在颱風和龍捲風以上。當其發展成熟，天顏陰森，烏雲壓頂，電光閃閃，雷聲隆隆，俄爾大雨傾盆，山河震動，使人深切體驗到大自然力量的雄偉。據一九三五年 IMO (WMO前身) 在華沙所舉行的國際氣象首長會議第 16 號決議案所規定，雷電與雨併作，稱為雷雨，若僅有陣性降雨而無雷電現象，則是陣雨，若祇有雷電現象而無降水，也不得稱為雷雨。雷雨的發出既極頻繁，且具全球性，在雷雨區域內，氣流升降激劇，強烈的放電及雷擊作用，對於人類生命財物的安全，均有重大關係，茲僅就雷雨的各種情況，加以綜合研究，並特別對臺灣的雷雨情形作一統計分析，以供參考。

二、雷雨的分類

構成雷雨的基本因素，乃由於強烈的對流作用，此種對流將低空大量的水氣，不斷撈至高空，而高空氣溫甚低（常低於 -20°C ），使急劇上升的水氣遇冷凝結，變為水滴或冰粒，如此反覆不斷地升騰，小水滴便逐漸積聚為大水滴或大冰粒，使高空氣流無力支持其重量終至沛然下降成雨；茲根據雷雨的生成原因，將之分為三類⁽²⁾：

⊖氣團雷雨 此種雷雨的發生，無鋒或鋒前的作用，而僅由於天氣濕熱，對流旺盛所發生的熱力作用，故又名熱力雷雨或稱雷陣雨。因此種雷雨的發生，完全在一種氣團之中，故稱氣團雷雨。

⊖線颱風雨 此種雷雨常伴隨鋒前颱風線共同發展，故稱線颱風雨，其分布也常呈帶狀或線狀分布；反言之，颱風線也就是雷雨線，因颱風線也擁有強風、雷、電及雨水，實與雷雨無甚差異。

⊖鋒面雷雨 若構成鋒線的氣團秉性屬於對流性不穩定，當氣流沿鋒面上駛時，若再得到高溫及充分濕氣的供給，則常使對流性雲族大為發展，沿鋒面而產生雷雨，是為鋒面雷雨。根據鋒的性質，又可分為暖鋒雷雨、冷鋒雷雨、滯留鋒雷雨和錐形鋒雷雨等；就中多以冷鋒雷雨出現較多，此因冷鋒較為活躍之故。

據 H.R. Byers & R.R. Braham⁽¹⁾ 之研究，在 199 個雷雨中，氣團雷雨佔 114 個，幾達總數的 60%，線颱風雨為 70 個，鋒面雷雨僅 15 個，後二者合計尚不及氣團雷雨一項之多。

三、雷雨的生命史

雷雨之發生，係由氣流上升為積雨雲，然後發生放電、雷鳴、降雨諸現象，而後逐漸消散，整個程序有其一定的發展過程，大別之可分為三階段述之。

⊖發展期：當雷雨形成之初，由於大氣中高溫重濕，氣流向上升騰，天空乃多濃積雲，其時雲中空氣分子盡屬上升者，且愈高速度愈快，之後氣流愈升愈高，雲頂也愈益增高，乃漸呈堡壘狀，直達結冰高度以上，頂部凍結成冰雪，乃有偽卷雲出現，漸成積雨雲，此時雲中氣溫較四周略高，內中充滿許多小水滴或冰粒，隨氣流浮沉，並逐漸愈積愈大，直到雲中上升氣流的浮舉力無法支持時，雨滴或冰雹乃沛然下落，此時乃進入第二階段。

①盛行期：本階段始於大顆雨滴落地之時，在乾燥區域的雷雨雨滴，於降至地面前，常被空中的強烈蒸發所消滅，但在濕潤氣候中，雷雨常甚豐沛；雨滴下降因摩擦牽引作用而使雲中一部分氣流由上升作用變為下降作用，如此一來，使雲中的熱力過程更為加速進行，此因：

1. 此時雲中層次不穩定，促使下沉作用加速。
2. 雷雨雲四周的空氣，仍有保持其原有陡峻溫度直減率的傾向。
3. 自高空結冰高度以上而下降至低空的冰雪顆粒，因吸熱關係，促使下層空氣變冷，使其繼續維持其不穩定狀態。

雷雨雲中氣流上升率有超過每秒25公尺的紀錄，但下降的速率通常比較弱，下沉作用也主要進行於雷雨雲的下半部分，而當雲中冷空氣（遠較地面氣溫為冷）向地面作水平擴展時，則氣流向地面的下降作用因以減低，故雷雨正盛時，氣流的下降作用、豪雨、和水平擴散等數種作用，正同時在地面發生，在一些顯明的實例中，冷空氣的下降和水平擴散，可伸展達50哩（80公里）以上，因而在四周較暖空氣中，形成一股冷氣流，被稱為假冷鋒。

②消散期：當雷雨雲的下降運動佔有雲底的較大面積時，雷雨即開始消散，因此時下部氣流已無大量向上升騰的水氣供其凝結致雨，故雷雨雲的威力開始減弱，雨滴漸小，雲中氣溫逐漸回暖，雷雨雲或逐趨瘦弱而漸形消散，或平行為層狀雲類，業已無復威力。

雷雨雲內部經常由一個或數個對流性胞系（Cell）所構成，大致在乾燥地區的雷雨雲，僅有一個胞系，在一般地區常含有數胞系，有的是氣流上升區，有的為氣流下降區，因而雷雨的降雨時間隨其內部胞系情形而有異，從數分鐘至一小時不等，據實地觀測，雷雨中的最大降雨強度實在下降氣流柱下部（Core of downdraft），而最大強度通常僅持續 5-15 分鐘，而後即逐趨減弱。而在乾燥地區的雷雨雲，因常僅有一個下降氣流胞系，當雨滴下降尚未達地面時，已被蒸發消散，故往往下降氣流衝至地面形成沙暴，並無雨水。

每一次雷雨雲所垂直發展的高度均不相同，但一般言之，均可到達甚大高度，據 Byers & Brahm⁽¹⁾ 利用 AN/TPS-10 雷達觀測 199 次雷雨雲的結果顯示（表一），雷雨雲頂的平均高度為 37,000 呎（氣團雷雨）至 38,000 呎

表一：各種雷雨雲垂直發展之高度（雷達觀測）

雷 雨 分 類	雷 雨 雲 之 高 度 (千 呎)							雷 雨 次 數	平 均 高 度
	25-29.9	30-34.9	35-39.9	40-44.9	45-49.9	50-54.9	55-59.9		
氣 團 雷 雨	22	27	20	17	15	11	2	114	37
線 陣 雷 雨	16	7	15	13	11	8	0	70	38
鋒 面 雷 雨	3	3	2	0	7	0	0	15	38
總 計	41	37	37	30	33	19	2	199	37

（線陣雷雨及鋒面雷雨），此項高度係指歷次雷雨中平均最高雷雨雲頂之高度而言，若就其在全部天空所佔的比例言，則在氣團雷雨中，平均雲頂高度達二萬呎者不及天空的10%，達三萬呎者不及8%；但線陣雷雨中，雷雨雲的垂直發展却較高，平均雲頂達二萬呎者，可佔天空的30%，三萬呎者亦達27%，換言之，即使垂直發展最激烈的雷雨，其在二萬呎以上所佔的空中面積，亦尚不及天空之半，因此，就航機言，在雷雨區域飛行，如能將巡航高度提高在二萬呎以上，則可藉機上雷達裝置來選擇無雲的空隙，從而安全飛越雷雨。

雷雨雲水平掩覆的區域也各不相同，大致言之，以氣團雷雨所掩覆的地區最小，其中尤以熱帶區域的熱力雷雨，範圍最小。雷雨的水平範圍與其垂直發展程度也互有相關，即雷雨的垂直發展愈高者，其水平範圍也愈大，一般所計算的水平範圍，是以一萬呎高度的雷雨雲所掩覆的區域為準，因該高度的雷雨雲範圍常最大，五千呎高度雷雨雲所掩覆的範圍反較小。

四、雷雨中的各種天氣現象

伴同雷雨以俱來的有各種天氣現象，如雨、雹、強風、雷電等，本節擬就上述各種天氣現象在雷雨中活動之情形，逐一加以分析及敘述：

○雨：雷雨的基本成因乃由於濕熱氣流猛烈上升，此種潮濕空氣升至高空，遇冷凝結成小水滴，並逐漸積聚成大雨點，終乃下降成雨。最初降雨區域甚小，常僅數平方哩，其後隨下降氣流的水平發展，雨區也隨之擴大，暴雨初降之時，雨滴大而稀疏，數分鐘後，變為綿密大雨，其降雨最大強度即在起始之十多分鐘內。

由於雷雨雲中水氣異常豐富，上升高度又大，故在雷雨雲中可冷凝成各種水氣現象，除雨滴外還有雪花、霧淞、雪丸、雪晶、霰、冰針、雹等，均隨高空氣溫情況而生成，但因低空氣溫高，且冰晶物下降時摩擦增熱，故當下降至地面時，大多回復液體狀態（雨），但在溫帶地區，則常有雪粒、霰和雹在雷雨中降下，世界紀錄上最大的雹重量達一磅半（1928年7月6日），即是在雷雨中降下的⁽³⁾。

雷雨降雨時間甚不一致，長者可達二三小時，短的甚至不及十分鐘，考其降雨時間之長短與前節述及的對流性胞系的多寡、大小、雷雨雲移動的速度以及測站之位置均有密切關係，甚難確言，不過一般說來，雷雨時間常甚短暫，據統計顯示，美國佛羅里達一測站所測得的十六次雷雨降雨期的平均長度僅廿七分鐘。近年由於雷達觀測的發展，氣象方面已普遍利用雷達來觀測雷雨雲之範圍、厚度、移動方向及速度，作為短期雷雨預報的重要依據，不過在應用雷達觀測時，有一點值得說明者，即當雷雨將終，雷雨雲已完全自雷達幕上隱去，而測站區域仍繼續小雨，此蓋由於雨雲已降至甚低處，小於雷達幕的最小反映角度，故雷達幕上未能顯影。但此種小雨，已為雷雨尾聲。

◎風場：雷雨前後，地面風向常有變易，甚且不祇一次的作180°之轉變，此種現象實由於氣流內湧外流，以及雨雲的移動等因素所致。雷雨發展之始，由於地面氣流上升強烈，形成當地氣壓的微降，四周空氣為補償其損失，遂大量流入，但在建立完成一整體之內流系統前，因流入氣流與原有當地風向之不一致，常造成一種完全中斷現象（Complete Blocking），因而形成一個很短暫的靜風期，一般稱之為「雷雨前之靜風」（Calm before the storm），此種靜風常為下降冷氣流到達之先兆。迨雷雨雲中冷氣流下降開始，該區風場情況即由水平輻合狀態，變為輻散情勢，其輻散的速率可以下式表示之：

$$\text{Div } C = -\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z}$$

此處 u ， v 及 w 分別代表向東（ x ），向北（ y ）及向上（ z ）各方向的速度， $\text{Div } C$ 表總輻散，當 $\text{Div } C = 0$ 時，

$$\text{則 } \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} = -\frac{\delta w}{\delta z} = \text{Div } C,$$

若 $\text{Div } C$ 為正值時，則 w 必隨高度而減小，故 w 在地面為0（在空中則 $w < 0$ ）時，輻散隨下降氣流而發生，反之，輻合作用則與上升氣流相伴而生。

雷雨中氣流的外流，大多呈輻射狀，自冷氣流核心部份（Cold dome）向四面伸展而流動成風，大致外流之氣流以向雷雨前方流動的速度最大，而向兩側及向後方的風速則較小，雷雨雲之中間部分為下降氣流，向四方流動，而在其四周，又有上升氣流向雷雨雲中匯聚，因而在此上下氣流之間，形成一個不連續帶，此帶的出現，在天氣表現上，一為氣溫下降，一為地面風速加強，並具有陣性，而距此帶較遠處，風力則逐漸減弱，其減弱的情形，由下列數項因素而定：

1. 地面摩擦力
2. 下降氣流的穩定度
3. 下降空氣所佔的百分比
4. 水平衡量的向下方輸送力
5. 雨雲本身的移動速度

上述五項因素不僅可以左右風速，同時也可影響不連續帶本身的移動速度，因之其速度也難十分判定，據 Byers ⁽¹⁾ 就31次雷雨所作的統計分析，不連續帶的移動速度約為每小時16-18哩。

◎溫度場：雷雨之前，由於輻射強烈，地面溫度不斷升高，經常可達 30°C 以上，至雷雨雲中下降氣流開始向四方擴展，則地面氣溫即突然下降，毫無例外，迨豪雨開始，氣溫更趨下降，據 Byers 之研究，雷雨雲中氣流之向外擴展率，約為每小時 15.7哩，而降雨區之擴張率僅 13.2哩，換言之，即每次雷雨降雨的區域常較小，而由於氣流外流使氣溫下降的區域則比較大。

以夏季下午單純的熱力雷雨為例，其溫度場的標準變化可如下述：一測站的氣溫升達 90°F 以上，此時發展旺盛的積雨雲已向該測站移動，豪雨隨之下降，由於落雨及冷氣流下達地面的雙重影響，該測站氣溫已由 90°F 以上降低為 75°F 以下，迨雨過天晴，氣溫乃又逐漸回升，但已無復雷雨前之鬱悶及燠熱。

②氣壓場：在雷雨過程中，經常會有各種物理變化，如凝結、輻散、垂直加速等等，凡此均可影響雷雨區內的地面氣壓場，不過因為此數種變化互有抵消，故地面氣壓場實際上所承受的影響力，尚不過大。

當雷雨發展初期，由於氣流上升旺盛，地面空氣稀疏，常造成地面氣壓的初步下降，迨氣流輻散與輻合作用達於平衡，氣壓始趨平穩，此時雲中液體水也有助於平衡的維持，而防止氣壓續降，其後冷氣流開始向空中下衝，使地面溫度下降，空氣柱密度增大至較四周為高，因而使地面氣壓上升，平均可升達3毫巴（若僅因冷氣流下降的補償作用，氣壓上升應不及一毫巴），同時氣流下降的加速度本身，也可促使地面氣壓的上升，故自雷雨初期氣壓下降以後，旋即猛升，而後作不規律的升降曲線，終而回復正常狀態。

③電場：雷電為雷雨中重要現象之一，在雷雨雲中充滿了許多荷有正負電之液體質點，因正負電離子的互相吸引，乃發生放電作用，因電光速度遠快於聲速，故先見閃電，後聞雷鳴，放電為因，雷鳴為果，因之電離子在雲中的活動情形值得研究，據 Workman, Holzer及Pelsler諸氏之研究⁽⁴⁾，在單獨的一次雷雨中，正負電離區經常分別集中數處，大致正電荷區中心均位於結冰高度以上，並經常位於負電離區以上數千呎，而在低空雲層下部，另有一個較小的正電中心，此一小小中心所掩覆者，常為豪雨地區。迨至雷雨雲發展後期，正電區即呈顯著下降，並落入負電區，互相配擔成一對對的正負電組合，乃行中和，而喪失其力量。

雷雨中雷電特別頻繁而猛烈，其主要原因乃由於位能梯度過大（Potential gradients），據實測所得⁽⁵⁾的最大位能梯度達 $3,400\text{V/cm}$ （係當高空放電以後，由飛機測得），而據估計雷雨中空中所存在的位能梯度可達 $10,000-30,000\text{V/cm}$ ，由此可以想見空中放電能力應是若何強大。

放電可分三種方式⁽⁵⁾即：

1. 地面放電 此種即俗稱之霹靂（Thunderbolts），其放電作用發生於雲層與地面之間。
2. 雲中放電 此種閃電作用完全在雲中進行，雷雨雲中所發生的以此種最多。
3. 空中放電 此種放電作用，係由雷雨雲中將電放入空中，而非向地面施放。

上述三種放電方式對於人類影響最大的首推地面放電，雨中行人之被雷殛斃，即是遭受地面放電之襲擊；至於空中航機，也最忌飛入雷雨雲中，以避免雷雨電火之襲擊。

五、雷雨的世界分布

世界雷雨的地理分布，甚不平均，有些地方終年皆有雷雨，而另些地區則數年未聞雷鳴，大致言之，雷雨主要集中在熱帶及副熱帶，溫帶次之，愈向兩極則愈少，據以往觀測紀錄⁽⁶⁾顯示，世界每年發生雷雨的總次數達一千六百萬次，平均每日四萬四千次，即每小時達一千八百次，但北極圈內往往十年始有一次雷聲，此外，大陸腹部沙漠地區雷雨也極稀少。同屬熱帶而由於地形的差異，其雷雨的分布也極懸殊，如爪哇（Java）的Buitenzorg年平均雷雨日達223天之多，佔全年日數的61%，為世界雷雨最頻之區；就美國而論，南部的佛羅里達半島為全美雷雨最多地，該區雷雨特多之原因除該區位於副熱帶外，另因：

①佛羅里達上空七百毫巴處，常有一條平均低壓槽（700mb mean trough）存在。

②佛羅里達為一半島，海風可從半島的東西兩峯吹入，形成一條輻合帶。於此順便值得述及者，生成雷雨的原動力，實有三個不同的力原存在，即1. 熱力誘導，2. 水平輻合，3. 動力性的誘導作用。

小範圍的地形因素對於雷雨的生成，也甚具重要性，其中最利於雷雨發展者有二：

①山岳地區：山地因高低不平，且有斜坡，易使空氣沿坡舉升成雲，同時山地也是空中熱源之一，因山頂受熱輻射，可使其四周空氣較同高度之自由大氣為熱，因而愈益增加其垂直擾動力，使雲族易於垂直發展；另一方面，山地日射較強，向陽山坡受熱特劇，愈益增加氣流之不穩，故山區雷雨遠較附近之平地為頻，迎風坡尤甚。

②水陸差異特顯地區：由於水陸秉性對於吸熱放熱變化之不一致，因之其周遭地區溫度之差異頗大，若冷空氣自冷水面、池沼、森林等地區流出，即可迫使四周暖空氣上升，而引起有限度的對流運動，從而利於直展雲族的發展；形成雷雨，有人稱此種冷暖空氣之運動為「雷雨的溫床」（Thunderstorm hearth）。

由上所述，可為世界各地雷雨分布之不均勻作一解說。Dr. C. E. P. Brooks (6) 說：世界雷雨之統計，遠較實際發生者為少，此因雷雨並不一定適巧發生於測站區域，若雷雨發生於距測站數哩以外，常會被忽視，此種情形尤以熱帶小範圍雷雨為然。至於發生於浩瀚大海或荒原上之雷雨，更無人知，因此各國有關雷雨日數之統計，總較實際發生者為少(7)。

六、台灣之雷雨

臺灣氣象觀測紀錄，歷史悠久，自1897年以後，臺灣氣象測站歷有增設，有關雷雨的各項資料也先後開始，但由於各種條件之不足，對於雷雨的紀錄僅止於其發生次數、時間等，而關於雷雨的性質及其內部構造、垂直發展等情況，均乏系統研究，此處亦僅就現有紀錄加以分析。

臺灣地處副熱帶，炎夏綿長，就緯度因素觀之，本身即利於雷雨之發生，兼以四面環海，海風吹入陸地，海上暖濕空氣沿逆風坡上駛，增加垂直擾動，從而成雲致雨，是以每年臺灣雷雨次數相當頻繁，如表二所示，以臺

表二：臺灣各地歷年平均雷雨日數表

地點	月份	月份												全年	紀錄年代
		一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月		
台北		0.4	0.8	2.2	2.9	3.3	7.2	8.9	7.4	3.7	0.6	0.2	0.1	37.7	1897-1955
新竹		0.5	0.9	2.2	3.2	2.0	4.3	9.2	6.8	2.8	0.5	0.1	0.1	32.6	1938-1955
宜蘭		0.4	0.3	1.5	4.0	5.5	7.5	8.8	7.6	5.0	1.5	0.2	0.1	42.4	1936-1955
花蓮		0.2	0.4	0.9	2.4	4.7	4.5	3.8	3.9	3.7	1.1	0.2	—	25.8	1911-1955
台東		0.2	0.3	0.7	2.2	4.4	3.2	3.5	3.7	3.6	0.9	0.2	0.1	23.5	1901-1955
基隆		0.2	0.4	1.0	1.8	1.7	4.3	3.0	2.4	1.4	0.2	0.1	—	16.5	1903-1955
台中		0.4	0.6	2.2	2.7	3.8	7.7	11.0	10.0	4.7	0.6	0.1	—	43.8	1897-1955
台南		0.3	0.5	1.1	2.2	3.7	6.0	9.9	9.7	6.5	1.1	0.1	0.1	41.2	1897-1955
澎湖		0.3	0.3	1.2	2.2	1.6	2.3	2.4	2.0	1.3	0.2	0.1	0.1	14.0	1897-1955
高雄		—	0.3	0.8	1.9	3.5	4.7	7.7	7.8	4.4	1.1	—	—	32.2	1932-1955
恒春		0.2	0.3	0.6	1.8	3.7	4.1	5.2	5.0	3.2	1.1	0.3	0.1	25.6	1897-1955
阿里山		0.2	0.3	1.2	3.1	6.0	6.7	8.6	8.0	5.4	1.5	0.3	0.1	41.4	1933-1955
蘭嶼		0.1	0.4	0.4	2.5	3.6	4.5	2.5	4.9	3.8	0.8	0.2	—	23.7	1942-1955
新港		0.1	0.2	0.4	2.1	5.4	3.3	4.6	5.1	3.4	1.1	0.1	0.1	25.9	1940-1955

中為最多，年平均雷雨日達 43.8 天，此因每年夏季臺灣係西南季風當令，西南氣流自南中國海北衝，經臺灣海峽在嘉南平原登陸，臺南首當其衝，年雷雨日達 41.2 天，居全島各地第四位；氣流東北移行至臺中區，地屬盆地，擾動益形增加，故雷雨特多。次為宜蘭，年平均雷雨日 42.4 天，宜蘭雷雨主要係受東北季風氣流所左右，故該地春季雷雨日已甚多；至於臺北，年雷雨日 37.7 天，較附近之淡水、基隆、新竹各地均超出甚多，此當係由於盆地關係，四周多山，日射強烈，夏季特甚，故在夏季下午，由地形因素所造成的熱力雷雨特多，此所以臺北六、七、八三個月雷雨日達 23.5 天，佔全年總日數的三分之二以上；阿里山測站高度海拔達 2406.1 公尺，年平均雷雨日達 41.4 天，可為山地雷雨頻繁之說明；至於臺灣全省雷雨最少之區，當推澎湖，由該地 58 年平均紀錄顯示，年雷雨日僅十四天，祇及上述各地的三分之一，此蓋由於澎湖地勢平坦，缺乏地形影響，不足以興雲致雨，故即使在海峽開始的雷雨雲，也由於上空西南氣流的關係，逐漸向東北移入臺灣，在西南部登陸，是以澎湖區所實際發生之雷雨特少。

臺灣雷雨的日變化充分表現了以熱力雷雨為主的特質，臺灣區雷雨發生的時間以中午至下午七時為多，並以下午三時至四時為最多，如表三所示，下午 1-2 時，全島十三地，年平均雷雨頻率為 45.5 次，至 2-3 時，激增至 69.1 次，至 3-4 時，更增至 77.4 次，而達最高峯，至 4-5 時乃突降為 56.4 次，而全日最低者則為 23-24 時，僅 7.3 次 (8)，由此可知，臺灣雷雨次數之最高點，實與溫度日變化有密切關係，即雷雨頻率日變曲線與溫度日變曲線頗為吻合，但前者稍呈落後現象，此種情形，非常合理。

表三：臺灣各地歷年雷雨次數日變化表

地點	時間	雷雨次數												
		0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13
基隆 新北 竹	隆	0.2	0.5	0.4	0.2	0.3	0.7	0.5	0.3	0.3	0.2	0.5	0.8	1.6
	北	0.9	0.6	0.8	0.9	1.0	1.0	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	1.5	3.5
	竹	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3	0.2	0.5	0.6
台中 台高	中	0.4	0.7	0.7	0.5	0.9	0.9	0.6	0.7	0.5	0.8	1.0	1.3	2.3
	南	0.5	1.3	0.8	0.8	1.2	1.3	1.2	1.4	1.0	1.1	1.4	1.3	1.6
	雄	0.4	0.6	0.6	0.5	0.4	1.0	1.0	0.8	0.9	1.3	1.0	1.2	0.9
恒宜 花	春	0.7	0.9	1.2	0.7	1.3	1.7	1.6	1.4	1.3	1.4	1.7	1.3	1.3
	蘭	0.6	0.5	0.9	0.9	0.8	1.2	0.4	0.4	0.3	0.3	0.7	1.4	3.3
	蓮	0.5	0.3	0.2	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	1.1
新台 阿里 山湖	港	0.3	0.4	0.3	0.9	0.6	0.9	1.6	2.0	1.1	1.1	1.1	0.6	1.6
	東	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	1.1
	湖	0.3	0.4	0.1	0.3	0.4	0.5	0.5	0.8	0.8	0.7	0.5	0.9	2.6
逐時總計	0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	0.8	0.7	0.8	0.5	0.8	0.9	0.6	0.7	
逐時總計	6.1	7.5	7.5	7.7	8.9	11.6	10.4	10.9	8.9	9.7	10.7	12.7	22.2	

地點	時間	雷雨次數											紀錄年代
		13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24	
基隆 新北 竹	隆	2.7	4.7	3.7	2.3	1.2	0.9	0.9	0.7	0.4	0.3	0.2	1900-1946
	北	6.5	9.8	9.9	7.6	4.4	3.1	2.0	1.4	1.2	1.2	0.7	1897-1946
	竹	1.7	3.3	2.9	2.0	1.5	1.0	0.8	0.5	0.8	0.2	0.4	1912-1946
臺中 臺高	中	5.1	7.6	8.8	6.3	3.9	3.0	2.3	1.5	1.2	0.7	0.4	1897-1946
	南	3.1	4.9	6.2	5.6	4.3	2.3	2.0	1.4	1.1	0.6	0.4	1897-1946
	雄	3.1	4.3	4.4	3.1	2.1	1.8	1.4	1.4	0.7	0.6	0.6	1909-1946
恒宜 花	春	1.6	1.7	1.5	1.4	1.5	1.4	1.3	1.6	1.8	1.3	0.8	1897-1946
	蘭	8.6	10.6	11.0	7.1	3.6	2.1	1.7	1.5	0.5	0.7	0.9	1936-1946
	蓮	2.4	3.4	4.2	2.9	2.9	2.1	2.1	1.9	1.1	1.1	0.4	1910-1946
新臺 阿里 山湖	港	2.1	3.6	4.6	5.1	3.6	2.6	3.4	2.7	1.9	1.4	0.4	1940-1946
	東	2.2	2.4	2.2	2.3	1.8	1.2	1.4	1.8	1.2	0.8	0.4	1901-1946
	湖	5.7	11.9	12.3	9.7	6.3	4.1	1.4	1.9	1.0	0.3	0.3	1935-1946
逐時總計	0.7	0.9	0.7	1.0	0.7	1.1	0.9	0.8	0.8	0.7	1.4	1.4	1897-1946
逐時總計	45.5	69.1	77.4	56.4	37.8	26.7	21.6	19.1	13.7	9.9	7.3		

臺灣雷雨也常有移動及擴大現象，大致夏季雷雨多有擴大現象，即最初雷雨區域甚小，發展期中逐漸擴大，此種雷雨尤常見於夏季北部淡水河上游，即臺北雷雨時，常可擴大至新店以上山區。另據桂田德勝原之研究(6)，冬春季節，雷雨多呈移動性，雷雨雲大多在澎湖海上生成，向東北移動，越過臺灣縱貫山脈，可移向琉球，如民國19年3月28日之雷雨，其一小時之移行速度可達50公里，速度之快，值得注意。

簡言之，臺灣雷雨之地域分布，大致是西部多於東部，此因西部處於迎風面，而東部位於背風區；北部雷雨又多於南部，此蓋由於北部山地多，小形盆地也多，日射強烈，擾動多，故較易發生雷雨，由此亦可看出，地形所能影響於雷雨者，遠大於緯度之作用。(完)

參 考 文 獻

- (1) H. R. Byers and R. R. Braham: "The Thunderstorm" U. S. Wx Bureau 1949, pp. 17-100, pp. 115-130.
- (2) S. Petterssen: Weather Analysis and Forecasting, Second Edition Vol. II. Weather and Weather Systems pp. 157-166
- (3) Weatherwise, April 1957. Climatological Extremes (2) p.60-61
- (4) Workman, Holzer, Pelsler: The Electrical Structure of Thunderstorms. p. 26
- (5) International Cloud Atlas-Abridged Atlas p. 60
- (6) C. E. P. Brooks: The Distribution of Thunderstorms over the Globe. Geophysical Memoirs, No. 24, 1925.
- (7) WMO21 TP21 "World Distribution of Thunderstorm Days."最後一頁
- (8) 黃光表：臺灣之雷雨，氣象學報第二卷第三期 p. 32-33
- (9) 桂田德勝原：臺灣之雷雨，臺灣氣象所氣象通訊第三卷第五期