

利用地基雙偏極化微波輻射計估算降雨

葉南慶¹ 汪建良² 陳萬金³ 胡仁基⁴ 蔡明達²

¹ 國防大學理工學院國防科學研究所

² 國防大學理工學院環境資訊及工程學系

³ 大華技術學院電子工程學系

⁴ 國防部國軍氣象中心

(中華民國一〇九年四月二十一日收稿；中華民國一〇九年七月二十六日定稿)

摘 要

地基雙偏極化微波輻射計為一接收由上而下大氣輻射的儀器，其所觀測的亮度溫度(Brightness Temperature, Tb)資料可用來估算降雨。本研究使用的雙偏極化微波輻射計，具有 18.7 GHz 與 36.5 GHz 的垂直及水平極化頻道等二個頻率、四個頻道。第一及二頻道為位於 18.7 GHz 的水氣吸收線區，第三及四頻道則位於 36.5 GHz 的窗區。本研究目的為利用此輻射計估算降雨強度，其方法是使用雙偏極化微波輻射計 Tb 與雨量計降水強度做定量相關性分析，利用兩者間之迴歸方程式求得。

初步分析顯示，大氣中液態水含量隨著大氣垂直高度增加而呈指數下降；由連續 24 小時觀測 Tb 和垂直極化與水平極化的差值分析顯示，降雨時，Tb 隨降雨量增加而升高，而極化差值(Polarization Difference, PD)則隨之減小。在誤差分析方面，觀測資料必須考量風速風向的影響，當風向為北北西且風速約達 2 ms^{-1} 以上時，觀測資料因水滴沾附在感應器表面而產生異常變化。

研究結果顯示，雨量計降雨強度與輻射計 Tb 之間的相關性，以累積 60 分鐘的降雨量與 Tb 的相關性最佳。研究方法為利用 18.7 GHz 及 36.5 GHz 的 Tb 分別與實際降雨強度進行迴歸擬合，並使用獨立資料對兩迴歸方程式進行驗證。驗證結果顯示，兩迴歸方程式反演之降雨強度均方根誤差分別為 2.07 及 2.08 mmhr^{-1} 。

關鍵字：地基被動微波輻射計、降雨率、偏極化

一、前言

天空是否降雨？何時下雨？這是恆古以來人類最關心的問題之一，而降雨時間的長短、降雨的範圍及雨量的多寡，更是深深地影響人類的生活與經濟活動，同時也與全球能量的傳送、大氣的循環及氣候變遷息息相關。傳統的氣象觀測站所能提供的降雨資訊，不論在時間上或空間上已無法滿足氣象作業單位或民生的需求。王與劉(1998)曾指出多頻道衛星微波輻射資料反演海上降雨強度，為遙測技術估算降雨強度的主流之一。其原因主要為微波具有不受雲層影響的特性，相較於紅外線及可見光，具有估算降水的優勢。

地基微波輻射計資料相較於衛星微波資料，具有極高時間解析度，有利於即時天氣系統的監測。1980年代地基微波輻射計主要是估算水氣含量及液態水含量，例如 Westwater (1978)使用雙頻道資料估算水氣含量及液態水含量；Hogg et al. (1983)利用探空觀測值及地球同步衛星反演產品來驗證雙頻道水氣含量及液態水含量估算的準確度。1990年代，地基微波輻射的量測技術則提升為估算溫度、水氣及液態水含量(Westwater 1993)。2000年代初期，開始有學者，例如 Liu et al. (2001)及 Marzano et al. (2002)利用多頻道的地基微波輻射計估算降水；2000年代中後期，Westwater et al. (2004)及 Rose et al. (2005)持續利用雙頻道估算液態水含量，以及 Löhnert et al. (2008, 2009)使用多頻道的地基微波輻射計反演水氣與溫度的剖面。Battaglia et al. (2010)則是利用貝式反演法(Bayesian retrieval scheme)在下雨情況下，使用偏極化多頻道微波輻射計，同時反演出觀測路徑上的水氣、降雨及液態水含量等參

數，並利用裝載於地基微波輻射計且與被動微波接收感測器有相同仰角的微降雨雷達(micro rain radar)進行驗證。由上所述可知，地基被動微波輻射計的功能已由早期估算液態水含量、水氣含量、溫度進展為使用偏極化、多頻道估算降雨。

微波估算降雨可分為統計法與物理法，統計法主要是利用降雨強度與亮度溫度(T_b)進行迴歸分析，其優點為運算快速且方便使用，但因迴歸係數受限於特定時期、區域及天氣系統，所以使用上有受限制的缺點；物理法則是探討大氣垂直剖面的物理過程，經由輻射傳送模式模擬各種垂直水象分佈情況下的 T_b 。物理法雖然有計算複雜且費時的缺點，但藉由模式結果可瞭解大氣各層中各項參數交互作用，所以可免除因時因地而需要不同統計迴歸式的缺點。

一般而言，陸上降雨反演的結果大多以實際雨量計觀測值進行驗證，然後再以比較結果評估其精確度。雖然衛星微波資料反演降雨有涵蓋範圍廣的優點，但如果衛星觀測的背景為陸地，則會因陸地具高發射率的特性以及複雜的地貌，受限於只能使用頻率高於 37 GHz 的頻道估算陸地降水。此外，Petty et al. (2001)亦指出利用衛星遙測估算陸地降雨時，高頻受高空冰晶而產生的訊號可能會與地表沙土或是雪地產生的訊號類似而無法分辨。地基微波輻射計觀測的背景為大氣，相較於衛星的觀測較為單純。Liu et al. (2001)指出地基微波輻射計所量測向下的輻射強度，只有來自大氣中的液態粒子的輻射訊號，由此可知地基微波輻射計比衛星微波資料更適合探討微波 T_b 與陸地表面降雨強度間的關係。本研究的目的為建立地基微波 T_b 與降雨量的關係式；研究步驟為先探討最佳觀測仰角，接著分別建立 18.7 GHz 及 36.5 GHz T_b 與降雨強度的迴歸關係式，最後

驗證迴歸關係式的準確性。

二、儀器簡介與資料收集

本研究所使用的資料有(1)：地基雙偏極化微波輻射計觀測值（以下簡稱輻射計），資料時間為 2009 年 5~6 月、2010 年 3~5 月及 7 月以及 2011 年 3-5 月，合計 365145 筆資料；(2)：撞擊式雨滴譜儀（以下簡稱雨滴譜儀）資料，資料時間為 2009 年 5~6 月，合計 83495 筆資料；(3)：傾斗式雨量計（以下簡稱雨量計）資料，資料時間為 2010 年 3~5 月以及 2011 年 3~5 月，合計 3622485 筆資料；(4)：氣象自動觀測系統之風速。輻射計資料包含雲中液態水含量，垂直偏極化及水平偏極化之 T_b 。另外，為了與雨量資料比對，進一步將 T_b 資料（每秒一筆）平均為與雨量資料（每分鐘一筆）相同的時間解析度。

(一) 輻射計介紹

本研究使用之輻射計，位於北緯 24 度 52 分 35 秒，東經 121 度 16 分 7 秒，自 2009 年 2 月 24 日啟用，外觀各主要元件如圖 1 所示。儀器可觀測仰角範圍由 -90° 至 $+90^\circ$ ，可觀測方位角由 0° 至 360° ，資料時間解析度最佳為每秒 1 筆。輻射計的二個波段頻率分別為 18.7 GHz 與 36.5 GHz，其兩頻道的頻寬皆為 400 MHz，均包含垂直與水平線性極化頻道，可觀測兩頻率之偏極化 T_b 及雲中液態水含量。輻射計規格如表 1。儀器會進行例行性的校正，包含 Dicke 開關校正、以液態氮為冷背景的校正及天空輻射校正 (sky tipping)，資料品質可信度高。

輻射計安裝後以 341.5° 之方位角及 10° 仰角進行 24 小時連續觀測，經過約 2 個月的試運轉、資料檢核及校正等功能測試後，自 2009 年 5 月起

所收集之觀測資料較穩定及完整。但該年 11 月因為遠端遙控輻射計之微電腦控制器進水故障，送回原廠檢修，並於 2010 年 1 月檢修完成，經過一個月試運轉、資料檢核及校正等功能測試，於 3 月起以 341.5° 方位角， 30° 仰角進行 24 小時觀測。

(二) 雨量資料

本研究所使用的雨量資料來源有二：中央大學的雨滴譜儀及國防大學理工學院的雨量計。雨滴譜儀位於北緯 24 度 58 分 2.5 秒，東經 121 度 11 分 8.41 秒，其感應器為一個圓錐體，感應區為邊長 50 公分的正方形，如圖 2 所示，其時間解析度為每分鐘 1 筆，最小量測單位為 0.0003 mmhr^{-1} 。其量測原理為當降雨發生時，雨滴落下撞擊到圓錐體感應器，感應器會把撞擊的力量經過內部運算而轉換為雨滴粒徑大小。雨滴粒徑大小區分為 20 個間隔，最小為 0.3 mm，最大為 5 mm。最後電子儀器依造雨滴粒徑大小、形狀或是降落速度，利用數學關係式估算出降雨強度。林與陳(2007)指出在不同的季節，雨滴譜參數的分布有不同的特徵，意即在不同的降雨個案下，估算降雨強度的數學關係式之係數需稍作調整，以求得較符合實際的降雨強度。雨量計裝設地點距輻射計約 16 公尺（圖 3），其資料時間解析度為每分鐘 1 筆，測量的最小單位為 0.5 mmhr^{-1} ，傾斗式雨量計有觀測較為穩定的優點。

(三) 風向及風速資料

本研究風的資料為設置於國防大學理工學院的氣象自動觀測系統所提供（圖 3），其資料時間解析度為每分鐘 1 筆。風速部分採用每分鐘的平均值，單位為 ms^{-1} 。而風向部分則利用該分鐘內出現十六方位中各風向的比率，十六方位的比率加總為 1 (100%)。例如某一分鐘內出現西北風

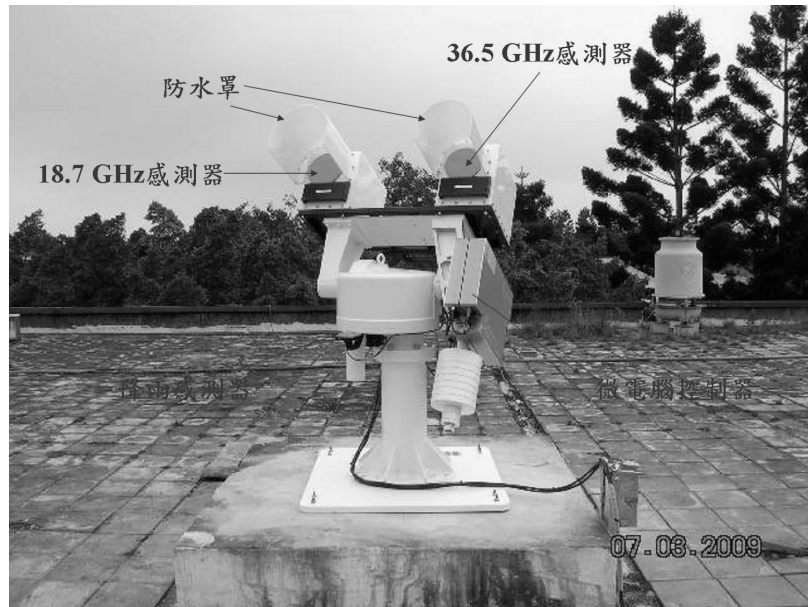


圖 1 地基雙偏極化微波輻射計外觀及各單元介紹

表 1 地基雙偏極化輻射計規格

參數	說明
系統雜訊溫度	< 500K
輻射解析(radiometric resolution)	均方根為 0.2 (設定為 1.0 秒時)
頻道頻寬	400 MHz
系統絕對穩定度	1.0 K
測量範圍	0-350 K
絕對校正	內部 Dicke 開關及外部冷目標 (液態氮)
接收器和天線的熱穩定	準確度 < 0.05 K
亮度溫度的計算	普朗克輻射傳遞定律
積分(測量)時間	≥ 1 秒
資料介面及傳輸速度	RS-232 接頭、9.5 kByte/秒
內部管理(housekeeping)	記錄所有系統各項參數
波束一半能量位置(HPBW)	10.25°
旁瓣位準(Sidelobe level)	< -30 dBc
標點移動	仰角：3°/秒、方位角：5°/秒
儀器作業溫度	-30°C ~ +45°C
消耗功率	平均小於 350 瓦特，最大 500 瓦特
輸入電壓	90 至 230 伏特，50 至 60 赫茲
重量	接收模組 105 公斤，基底 300 公斤

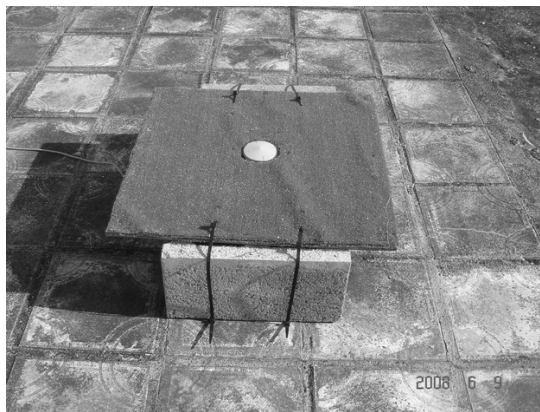


圖 2 位於中央大學的兩滴譜儀，中間圓錐體為兩滴感應器。

的時間為 20 秒，出現北風的時間為 40 秒，則西北風向就等於 0.33 (33%)，北風風向則等於 0.67 (67%)。

三、資料處理

由於微波輻射計對水滴相當敏感，所以若感測器表面附著水滴時將會影響輻射觀測值，為了確保資料的正確性，進行降雨觀測時必須先行清除感測器表面的水滴。Crewell et al. (2001)利用活動遮板連接降雨感測器避免雨滴淋濕感測器。Liu et al. (2001)亦將輻射計安裝於走廊，並在輻射計後方放置一個大型電風扇朝外吹，降低雨滴沾附於感測器的可能性。Marzano et al. (2005)則是在天線旁建造一個防水罩以避免雨滴影響。以上各個方法都是防止水滴沾附於感測器表面進而影響資料的品質。雖然本研究所使用的輻射計在兩個感測器上方各有一個防水罩，使得大部分的降雨情形不會沾溼感測器而影響資料品質，但是在某種天候情況下，水滴還是會附著於感測器表面或是防水罩內側而影響資料品質。為確保觀測資料的可信度，本研究裝設一台影像監視器，用以確認感測器正常運作。



圖 3 設置於國防大學理工學院之(a)傾斗式雨量計，(b)地基微波輻射計，(c)氣象自動觀測系統之風速風向儀

以 2010 年 5 月 6 日連續觀測為例，圖 4(a)為雨量計觀測之降雨強度，單位為 mmhr^{-1} ，圖 4(b)分別為 36.5 GHz (虛線) PD (垂直極化 T_b 減水平極化 T_b 之差值)與 18.7 GHz (實線) PD，單位為 K，圖 4(c)為氣象自動觀測系統觀測之風向及風速，粗黑線為每單位時間內 (1 分鐘)，風向吹北北西風所佔的時間比例，例如某分鐘內有 30 秒吹北北西風，數值則為 0.5 (50%)，虛線為風速，圖 4(a)~(c)的橫座標皆為時間序列，自 0800 L 至 2000 L。下述為去除不合理訊號的案例分折：圖 4(a)顯示自 1250 L 開始下雨，至 1540 L 左右

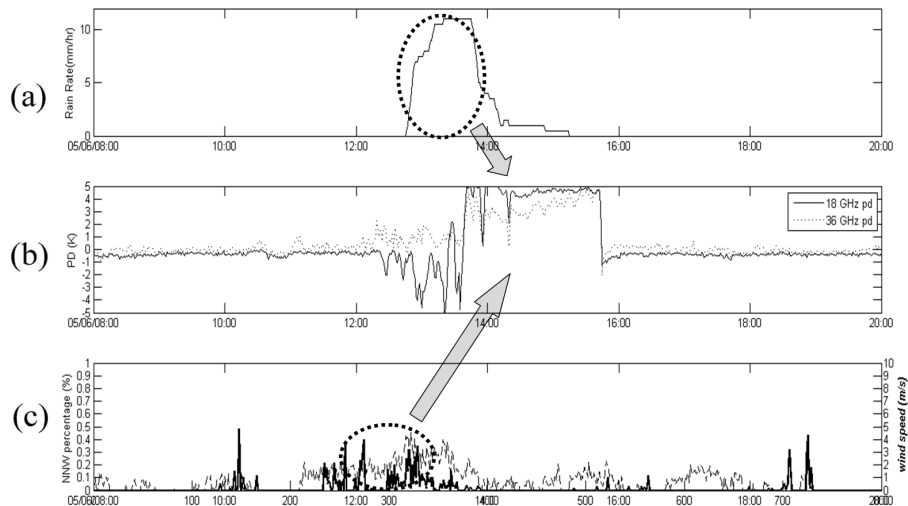


圖 4 2010/05/06 各氣象參數時間序列圖。(a)傾斗式雨量計觀測之的降雨強度，(b)輻射計觀測以 30° 觀測之 T_b ，(c)自動氣象觀測站觀測之風向（北北西風比例，%，粗黑線）、風速 (ms^{-1} ，虛線)。

雨停；圖 4(b)為兩個頻率的 PD 值，0800 L 起兩頻率的 PD 皆在零值上下約 0.5 K 範圍內來回振盪 (0 ± 0.5 K)，而在降雨(1250 L)前數十分鐘，兩頻率的 PD 開始有較大振盪的紀錄(約 ± 2 K)，當開始降雨時，降雨強度迅速增加至 10 mmhr^{-1} ，18.7 GHz 的 PD 達到 -5 K 左右。此外，1330 L 起降雨強度約 10 mmhr^{-1} ，但兩頻率的 PD 卻落在 $+3 \text{ K} \sim +6 \text{ K}$ 之間，即使 1510 L 時已經沒有降雨，兩頻率的 PD 依然維持在異常的 $+3 \text{ K} \sim +6 \text{ K}$ 之間。本研究在觀測中，當發現有如此不合理的現象時，即前往確認輻射計是否有正常運作，最後發現主要原因為感測器表面及防水罩內受水滴污染所致，經擦拭水滴後兩頻率的 PD 立即回復至合理值範圍內。

研究中幾次類似情況的經驗後發現，並非每次的降雨皆會使水滴附著於感測器表面或是防水罩內側而影響其觀測數值，感測器附著水滴與否跟降雨強度的大小也沒有直接的關係。為了探討其水滴附著感測器的原因，進一步利用距離輻射計約 16 公尺的自動氣象觀測站所觀測的風向及

風速的時間序列進行分析。圖 4(c)顯示自 0800 L 至 1100 L，大部分時間為靜風或是風速在 1 ms^{-1} 以下，也只有在 1000 L 左右有短暫吹北北西風，但從 1130 L 開始，風速都在 $2 \sim 3 \text{ ms}^{-1}$ ，且北北西風的比例也明顯增加，在 1330 L 左右，除了風向持續有北北西風外，風速更是高達 4 ms^{-1} 以上。研判當降雨時(1300 L)，又有較強的風力($2 \sim 4 \text{ ms}^{-1}$)，再配合風的來向正對輻射計觀測方位角 (341.5° ，北北西方)，雨滴就容易容易被風吹進感測器表面及防水罩的內側附著，進而影響了觀測的數據。

除上述感測器受雨滴影響之問題外，尚須考量感測器觀測視場均勻性的問題，去除局部降雨的視場觀測資料，例如雨區位於輻射計觀測範圍，但卻不在雨量計上方，則會造成 T_b 異常增加但卻無雨的現象。本研究使用之輻射計與兩滴譜儀相距約為 13 公里，所以如果有區域局部性降雨介於輻射計與兩滴譜儀之間，則會有上述所提的不合理現象發生。以下以 2009 年 5 月 26 日連續觀測的各式氣象參數為例說明。圖 5(a)為兩滴

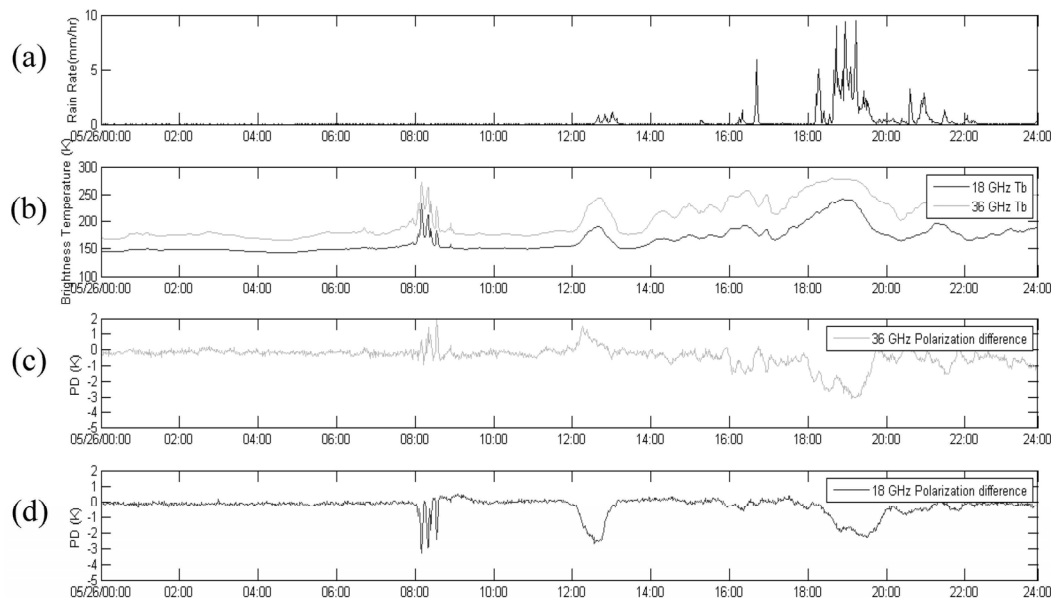


圖 5 2009/05/26 各氣象參數時間序列圖。(a)雨滴譜儀觀測之的降雨強度，(b)輻射計觀測兩頻率以仰角 10°觀測之 T_b [$T_B=1/2(T_B^V+T_B^H)$]，(c) 36.5 GHz 以仰角 10°觀測的 PD 值 [$PD=T_B^V-T_B^H$]，(d) 同(c)，頻率為 18.7 GHz。

譜儀的降雨強度，圖 5(b)為輻射計兩頻率仰角 10°之 T_b ，圖 5(c)為 36.5 GHz 的 PD，圖 5(d)為 18.7 GHz 的 PD。圖 5(a)顯示，在 0000 L-1200 L 並沒有降水紀錄，但從圖 5(b)-(c)可看到兩頻率的 T_b 自 0000 L-0800 L 約略為 150 K 與 170 K，PD 皆在零值上下振盪 (0 ± 0.5 K)，但自 0800 L 至 0830 L，兩頻率的 T_b 分別遽增至 200 K 及與 250 K，且 PD 也產生明顯變化，0900 L 之後直到 1200 L 兩頻率的 T_b 與 PD 又回到原本 0800 L 前的數值，顯示 0800 L-0830 L 應有區域性降雨發生於輻射計觀測視場內，但不在雨滴譜儀上空。

為了求證以上的現象，我們以 2009 年 5 月 26 日的上午的雷達回波圖 (圖 6) 進行檢驗，圖 6 中實心圓為輻射計位置，虛線為其觀測視場示意圖，三角形為雨滴譜儀位置。圖 6(a)顯示從 0730 L 時在桃園地區並無任何降雨回波，圖 6(b)顯示 0800 L 的雷達回波圖在輻射計的西方有一小區域

的降水回波存在，圖 6(c) 0830 L 的雷達回波圖顯示原位於輻射計西方的小區域降水回波，有繼續朝東北西南向發展，其強度約為 30~35 dBz，且回波位置剛好位於輻射計與雨滴譜儀之間，直至 0900 L (圖 6(d)) 降水回波才逐漸消散。由圖 6(a)-(d)可清楚地解釋圖 5 中不合理現象的過程。為了建立 T_b 與降雨強度合理的迴歸式，此類無法匹配的資料對將予以刪除。

四、理論基礎

不論是衛星上的被動式微波遙測或是本研究所使用的輻射計，其理論基礎皆為輻射傳送方程式，也就是輻射能守恆方程，只是觀測的背景不同。而輻射傳送的過程包含發射(emission)、吸收(absorption)及散射(scattering)，而輻射計之所以可用來偵測降雨，主要是因為雨滴放射率 (約 0.9) 遠高於晴空大氣分子的放射率。Jacobson et al.

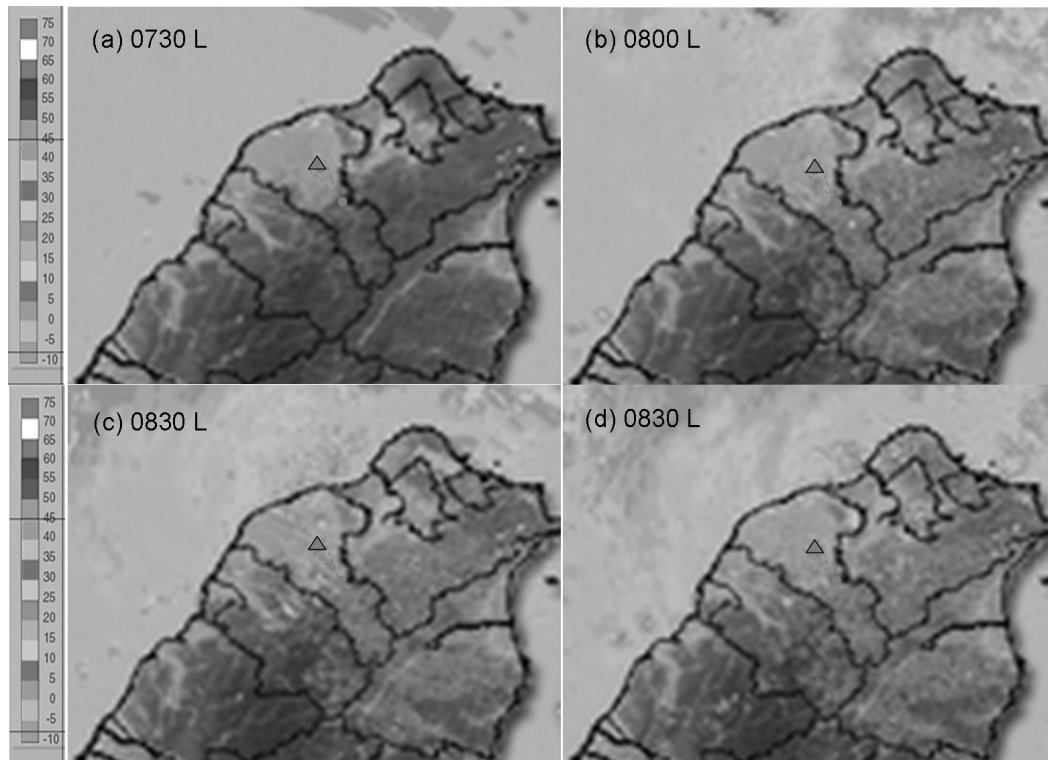


圖 6 2009 年 5 月 26 日(a) 0730 L, (b) 0800 L, (c) 0830 L, (d) 0900 L 雷達回波圖(from cw b), 實心圓為輻射計位置, 三角形為雨滴譜儀位置, 虛線為輻射計觀測視場示意圖。

(1986)指出降雨率的大小、輻射計的設計及選擇不同的接收頻率等, 都會造成不一樣的輻射強度, 進而改變了 T_b 的大小。輻射計接收到的輻射總量就是經過輻射傳送到達感測器, 其接收的能量再轉換為 T_b , 所以 T_b 大小就代表感測器接收能量的多寡, 其頻率、能量與 T_b 之間的關係可以普朗克(Planck)函數表示(曾, 1988)。

地基微波輻射計僅被動的接收大氣中的輻射, 並沒有自行發射電磁波。微波輻射計觀測值反映的是整個氣柱的液態水累積量, 在雲滴形成雨滴造成降雨前, 地基微波輻射計的觀測資料就可以反映出潛在降雨機率。Battaglia et al. (2009) 利用雙偏極化地基微波輻射計區分雲滴及雨滴, 並指出雲模式中的雲、雨間轉換效率。Crewell and

Löhnert (2003)利用雙頻地基微波輻射計反演的路徑總液態水含量(total liquid water path, LWP), 精確度可達 15 gm^{-2} 。地基微波輻射計相較於氣象雷達掃描一筆資料所需的時間為 7 至 8 分鐘, 地基微波輻射計的時間解析度為 1 秒鐘, 對於發展快速的天氣系統, 地基微波輻射計能夠每秒提供一筆的觀測資料, 完整的監控天氣系統的消長。

同樣用來估算降雨強度的氣象雷達為主動式遙測系統, 即氣象雷達會主動自行發射電磁波再接收其反射之電磁波來估算降雨, 氣象雷達方程式中的反射因子(radar reflectivity factor)如方程式(1), 由式子(1)中可看出反射因子與取樣空間內雨滴粒徑的六次方成正比。換句話說, 其反射因子是由取樣空間內最大水滴所主宰(Battaglia et al.

2009)。由氣象雷達方程式可知雨滴粒徑愈大，反射因子就愈大，所估算的降雨強度也就愈大。

$$z = \sum_{vol} D_i^6 \quad (1)$$

但由 Pujol et al. (2007) 指出大氣中雲滴對波長為公釐級的氣象雷達波會造成很大的衰減，進而造成氣象雷達偵測上的誤差。當大氣中實際存在雨滴時，才會反射氣象雷達的電磁波，方能利用雷達反射率估算其降雨強度，所以在大氣中尚未形成雨滴時，並無法藉由電磁波的反射來估算液態水含量。

Prabhakara et al. (1998) 指出由於 6.6~85 GHz 的 T_b 都含有降雨與降冰資訊，所以皆可用來反演降雨量，但是並非某單一頻率都可以適用於各種型態的降雨，在此以頻率特性概分為三類進行探討：第一類、10~20 GHz：有較寬廣的降雨強度動態區間 (dynamic range) 且達飽和 (saturation) 前降雨強度與 T_b 具線性相關的優點，但缺點為訊號與雜訊比相對於高頻小且視場解析度差。第二類、20~50 GHz：優點為相對於 20 GHz 以下而言，對小雨較為敏感，且視場解析度較佳，但卻有比低頻較快飽和的缺點。第三類、80~90 GHz：觀測視場內有稍許液態水則迅速飽和，與低頻不同的是並非以發射為主，而是以散射為主，在降雨強度較大時，冰晶或是大雨滴造成的散射效應會減少到達地面的輻射，進而造成 T_b 的降低，所以較適用於有冰晶或是大粒徑雨滴的強降雨。本研究使用的 18.7 GHz 即屬於第一類頻率，降雨強度動態區間雖然較大，但在強降水時，仍受大徑粒雨滴及冰晶散射影響而飽和，但飽和前降雨強度與 T_b 的關係為線性。本研究使用的 36.5 GHz 屬於第二類頻率，雖然小雨時較 18.7 GHz 敏感，但是也較 18.7 GHz 容易達到飽和而無法使用。當

降雨強度超過該頻率的飽和點後，此時 T_b 隨著降雨強度的增強並不會有明顯的改變，甚至減小，所以使用被動微波遙測技術估算降雨強度都必須限制在各頻道飽和之前。由 Battaglia et al. (2010) 模擬以 30° 仰角觀測時，21 及 36.5 GHz 的降雨液態水飽和值分別約為 4.3 gKg⁻¹ 及 2.6 gKg⁻¹，即當液態水含量大於上述飽和值， T_b 對液態水含量的變化將不再變化。雖然頻率、極化差值 (雨滴形狀)、雨滴大小等因素都會影響其頻道飽和值，但模擬結果為高頻率比低頻道容易飽和與本研究的結果相符。

求取總液態水含量至少需要兩個頻道以上，其中一個頻率需位於水氣吸收線，水氣對其頻率有較大的吸收率，即透射率較低，另一個頻率則是需介於水氣吸收線及氧氣吸收線之間的窗區頻道，此窗區幾乎不吸收電磁波，即透射率較高。本研究利用 18.7 GHz、36.5 GHz 的水平及垂直極化等四個頻道所接收的輻射量估算大氣中的總液態水含量及亮度溫度，其中總液態水含量包含雨水含量及雲水含量。總液態水含量是利用 18.7 GHz、36.5 GHz 雙頻道透射率差異所求取，而降雨率是利用亮度溫度與降雨強度所擬合的方程式所求取。雲水與雨水最主要的差異為粒徑的大小，依據王(1997)指出典型的雲滴大小為 10 μ m，當然也有比這小幾倍或是大幾倍的雲滴。而雨滴的分布較廣，粒徑分布從幾百 μ m 的小雨滴到約 4 mm 的大雨滴。雲水因為體積較小，會穩定地存在於天空中，而雨水則因體積較大，會受到重力影響而往地面降落。

為建立地基微波輻射計觀測 T_b 與地面降雨強度的關係式，Liu et al. (2001) 為求降雨強度與 T_b 間的相關性，將雨量計設置於距地基微波輻射計 300 公尺處。Czekala et al. (2001) 為了說明水平

排列的扁平雨滴的偏極化特徵，雖然文章中沒有特別說明地基微波輻射計與雨量計距離，但由文章中圖 2 中判斷兩者間的距離應該在 100 公尺內。其主要目的都是要使地基微波輻射計所觀測到雨量計上空的空間離雨量計不致太遠，以求 T_b 與降雨強度的相關性或是極化差資訊與降雨強度的關係更好。

本研究實際利用地基微波輻射計觀測值與不同距離雨量計的降雨強度加以分析、比較。由於不論雲中液態水或是降雨液態水都會造成 T_b 的上升，但是雲中液態水並不會降至地面而增加其降雨強度，但降雨液態水會降至地面而增加降雨強度。即使高空的降雨液態水造成了 T_b 的增加，當距離地面雨量計較遠時，下降過程可能會因為蒸發、較強風速吹偏而沒掉下方雨量計等原因，易造成 T_b 與降雨強度相關性不佳。這為本研究選擇使用距離地基微波輻射計較近之雨量計的原因之一。

雨滴下降的過程中實際上會受到重力、摩擦力及水平風速等因素的影響，但在不考慮風速的影響下，雨滴受到向下的重力與向上的摩擦力會使得雨滴呈現扁橢圓形，此時雨滴的水平發射輻射會大於垂直發射輻射，也就是水平極化 T_b 會大於垂直極化 T_b 。Kutuza et al. (1998)指出當觀測視場存在雨滴時，垂直極化 T_b 與水平極化 T_b 的差值($PD=T_b^V-T_b^H$)就會呈現負值。當然並不是所有雨滴下降時，都維持扁橢圓形的狀況，當雨滴下降過程可能經歷風吹拂而旋轉，或是其他環境因素影響，使得地基微波輻射計觀測的瞬間，雨滴形狀呈現直立的橢圓形而使得觀測的水平極化 T_b 反而會小於垂直極化 T_b ，此時 PD 則呈現正值。Battaglia et al. (2010)亦表示線性偏極化的資訊可偵測大氣中雨滴的存在以及區分大氣中的雲

水和雨水。本研究利用雨滴存在時 T_b 迅速成長的特性以及 PD 的變化趨勢，做為判斷大氣中是否存在液態水的依據。

由 Battaglia et al. (2010)使用地基微波輻射計觀測的液態水含量與裝載於輻射計旁的 24-GHz 微降雨雷達，求得雷達反射率與液態水含量成正比關係。大氣中液態水含量與降雨率雖然並非都有直接關係，比如說，有液態水含量時並非都會降雨，或降雨過程中因蒸發效應。但就統計上而言，兩者之間具有正相關性，所以可以利用大氣中的液態水含量估算地面降雨強度。顯示本研究使用 T_b 與降雨強度擬合迴歸式來求取降雨強度的適用性及可用性。

五、研究方法

為了要使輻射計 T_b 與降雨強度有良好的相關性，所以本研究中要求輻射計觀測視場中的降雨強度要均勻分佈。Battaglia et al. (2006)指出使用輻射計以向上傾斜的角度觀測降雨系統時， PD 為負值且與傾斜角相關。為了尋求最佳的觀測傾斜角，本研究探討液態水含量在大氣垂直方向的變化。首先固定輻射計的方位角，變化仰角，仰角從 3° 開始，每次增加 3° ，直到 30° 為止，因此共有 10 個觀測角度，每個觀測角採取 5 個樣本，因此共有 50 個樣本；每個樣本觀測時間約為 1~2 秒，加上微波輻射計轉換仰角所花費之時間，總觀測時間約 3 分鐘。本研究假設 3 分鐘內大氣液態水含量並沒有明顯改變，其結果如圖 7 所示。圖中實線為總液態水含量，包含雨水含量及雲水含量，虛線為 36.5 GHz 的 T_b ，橫坐標為仰角。圖 7 顯示，當低仰角時，觀測視場的比例以低層大氣為主，總液態水含量較高， T_b 也較高；反之，當仰角逐漸升高，即觀測視場的比例逐漸以高層

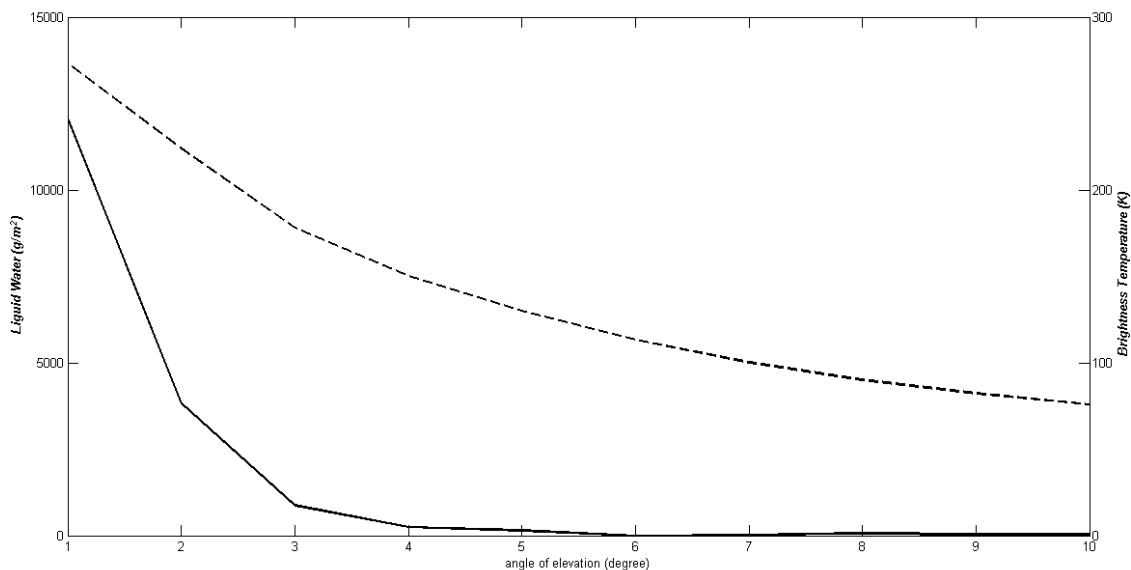


圖 7 輻射計以不同仰角(3°-30°)觀測大氣的液態水含量(實線)及亮度溫度(虛線)，橫坐標為仰角角度。

大氣為主，總液態水含量就逐漸減低，Tb 也逐漸減小；由各仰角觀測點的分佈可知，大氣的液態水含量隨垂直高度增加而呈指數衰減。在比較高低仰角優缺點時，由觀測得知，低觀測仰角的優點為偏極化訊號較明顯及低層大氣佔整個觀測視場的比例較高，缺點為因近地面的地物及地形複雜而產生較多雜訊。另外圖 7 亦顯示低層的總液態水含量大於高層，所以低仰角觀測會比高仰角觀測更容易飽和。高觀測仰角的優點為較少受地形地物的影響，雜訊較少；缺點為偏極化訊號較不明顯、感應器表面易附著水滴而影響觀測及低層大氣所佔觀測視場比例太小，即訊號大都來自高空，導致與地面降雨的相關性較差。

綜合以上所述，本研究嘗試兩種不同觀測仰角的組合。第一種組合為利用輻射計仰角 10°觀測之 Tb 與雨滴譜儀之降雨強度做相關分析。第二種組合為利用輻射計仰角 30°觀測之 Tb 與距輻射計約 16 公尺的雨筒量降雨強度做相關分析。首

先分析輻射計觀測之 Tb 與降雨強度的相關性，方法如下：使用輻射計及雨量計，以數月連續觀測兩頻率的垂直極化 Tb、水平極化 Tb 及降雨強度，並取各頻率的垂直極化 Tb 與水平極化 Tb 的平均值當作該頻率的 Tb 值 (Battaglia et al. 2009, 2010)，然後以同時間雨量計所測量的降雨強度做相關分析；分析晴空時兩頻率的平均 Tb 值以及在不同降雨強度時，兩頻率 Tb 的變化情形。另外為了瞭解 Tb 與 PD 兩者間的關係，一樣利用輻射計在各種天氣狀況下做連續觀測，分別繪出 18.7 GHz 與 36.5 GHz 的 Tb-PD 散佈圖，以利進一步分析 Tb 與 PD 的相關性。

本研究輻射計在雨天觀測時，最大仰角限制為 30°，此限制為經實際測試輻射計的硬體性能，並與儀器製造廠商討論在不讓儀器硬體受損前提下，能夠維持儀器觀測數值正確性與可用性的結果。為了比較兩種仰角(10°及 30°)的優缺點，本研究分析兩種仰角的 Tb-RR 以及 Tb-PD 分佈

圖，結果是 30° 仰角較適合本研究的需求。接著藉由數個月連續觀測的 T_b 與大氣液態水含量，依不同月份分別探討大氣液態水含量與兩頻率的 T_b 的相關性。本研究所使用雨量計的資料時間解析度為 1 分鐘，而 T_b 的時間解析度為 1 秒，為了配合雨量資料的時間解析度，所以將每 1 分鐘 60 筆的 T_b 取平均值，以利與雨量資料做分析比對。為了探討累積不同時間間隔的降雨量與輻射計 T_b 的相關性，所以需要定義本研究使用不同時間間距的累積雨量，換算為某一時間之降雨強度，例如 1000 L 的降雨強度，若是將 0945 L-1015 L 的雨量總和當成 1000 L 的降雨強度，則單位為 mm/30 分鐘；相對的，若是將 0930 L-1030 L 的雨量加總，一樣為 1000 L 的降雨強度，但單位為 mmhr^{-1} 。

最後使用 2010 年 3~5 月間，以仰角 30° ，方位角 341.5° 所觀測資料的三分之二（約 87000 筆）做為 T_b 與降雨強度的相關性分析，進而擬合出 T_b 與降雨強度的迴歸方程式，以利爾後利用每秒所觀測到 T_b 帶入此迴歸方程式，可以快速的反演出即時且時間解析度為 1 秒的降雨強度，以達即時估算、監視降雨強度之目的。最後利用另外三分之一的 T_b ，帶入此迴歸方程式求出降雨強度，並與實際雨量計的降雨強度進行驗證。

六、資料分析與結果討論

從圖 7 以同方位角，不同仰角的觀測解讀大氣中總液態水含量於垂直方向的變化，說明了大氣以成層的假設下，總液態水含量是隨著垂直高度呈指數遞減。以下分別對兩組仰角的觀測結果與降雨強度間的關係做一些分析與探討。第一組觀測組合為仰角 10° 、方位角 341.5° 。此方位角為將輻射計觀測方向對準中央大學雨滴譜儀的位

置。輻射計與雨滴譜儀相距約為 13 公里，所以仰角 10° 時，輻射計觀測到在雨滴距地面（雨滴譜儀）約 2 公里。圖 8 為 2009 年 5 月 27 日連續觀測的結果，由圖 8(a) 可清楚顯示 0600 L 前有顯著降雨，且最大降雨強度達 20 mmhr^{-1} ，0600 L 之後降雨強度明顯降低 ($< 1 \text{ mmhr}^{-1}$)，1000 L 之後，雨滴譜儀就沒有任何降雨紀錄。從圖 8(b) 觀察 0600 L 前，兩頻率亮度溫度有明顯的振盪，分別高於 200 K 與 250 K，甚至在降雨強度大於 10 mmhr^{-1} 時（約 0200 L~0400 L），兩頻率的 T_b 接近 300 K，0600 L 之後雨勢減緩，兩頻率的 T_b 明顯較 0600 L 前降低，直到 1000 L 之後， T_b 的趨勢也較為平滑的下降至某一定值，由此可知，降雨強度與 T_b 間的相關性似乎呈現正相關。而從圖 8(c)、(d) 觀察，0600 L 之前 18.7 GHz 與 36.5 GHz 的 PD 的振盪相當明顯，兩頻率的最低值分別約為 -5 及 -3，而在 0600 L 後降雨強度逐漸減弱，兩頻率的 PD 振幅也跟著減小，直到 1200 L 之後，兩頻率的 PD 則接近於零值。

第二組組合為仰角 30° 、方位角 341.5° ，並使用輻射計與相距約 16 公尺的雨量計資料，與第一組的 13 公里相較，明顯縮減了輻射計與雨量計之間的距離，這可有效降低輻射計與雨量計間有局部性降雨而造成錯誤的情形。另外，雖然將仰角提高至 30° ，但因為與雨量計的距離近，所以輻射計的觀測視場約位於雨量計上方 9 公尺處，相較於第一組的 2 公里，可確保觀測到的水滴有較大的機率降至雨量計內。第二組觀測組合以 2010 年 4 月 18 日連續觀測為例，圖 9(a)-(d) 同圖 8(a)-(d)，惟降雨強度以傾斗式雨量計求得， T_b 與 PD 皆為仰角 30° 之觀測值。由於傾斗式雨量計求降雨強度並非像雨滴譜儀以經驗公式換算求得，而是將每小時的實際降雨量累加，所以可以

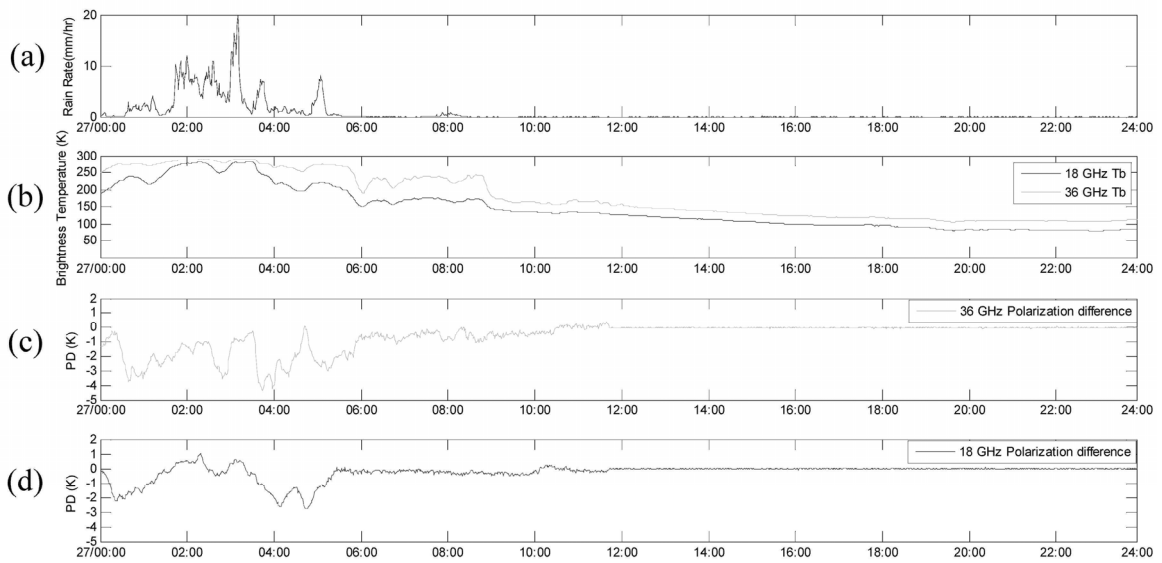


圖 8 2009/05/27 各氣象參數時間序列圖。(a)雨滴譜儀觀測之的降雨強度，(b)輻射計觀測兩頻率以仰角 10° 觀測之 $T_b [T_b = 1/2(T_B^V + T_B^H)]$ ，(c) 36.5 GHz 以仰角 10° 觀測的 PD 值 $[PD = T_B^V - T_B^H]$ ，(d) 同(c)，頻率為 18.7 GHz。

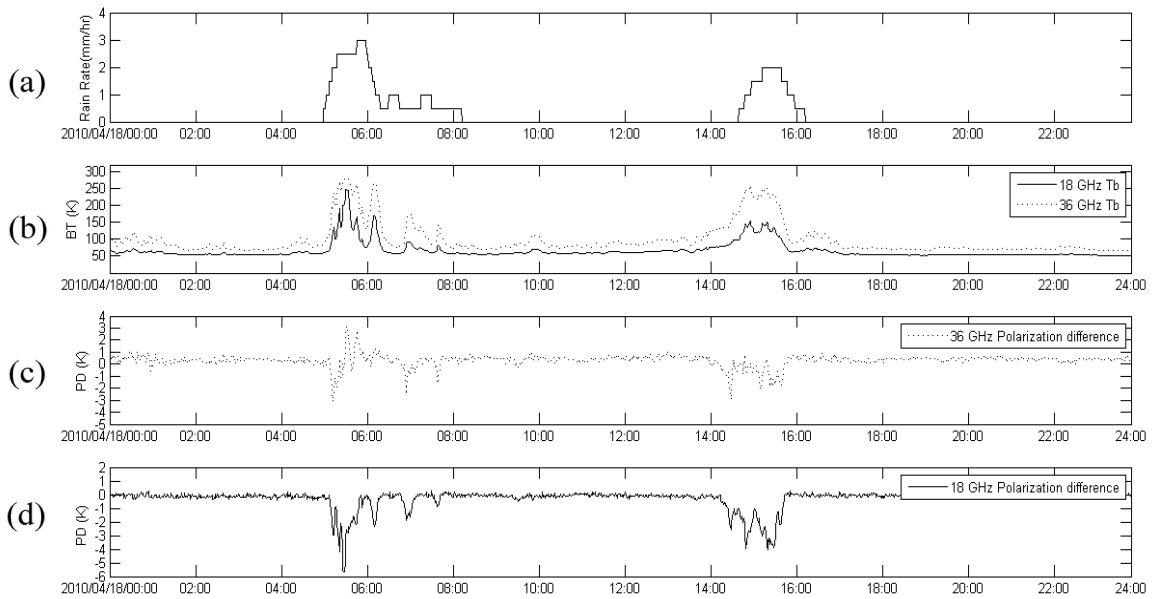


圖 9 2010/04/18 各氣象參數時間序列圖。(a)傾斗式雨滴譜儀觀測之的降雨強度，(b)輻射計觀測兩頻率以仰角 30° 觀測之 $T_b [T_b = 1/2(T_B^V + T_B^H)]$ ，(c)36.5 GHz 以仰角 30° 觀測的 PD 值 $[PD = T_B^V - T_B^H]$ ，(d) 同(c)，頻率為 18.7 GHz。

看出降雨強度的變動較雨滴譜儀緩和。由圖 9(a) 顯示 0500 L-0800 L 及 1430 L-1600 L 等兩時段有降雨，降雨強度約為 $2-3 \text{ mmhr}^{-1}$ ，而從圖 9 (b) 觀察兩頻率的 Tb，皆低於 100K，在某定值附近振盪。0500 L-0600 L 間，觀測視場內有雨滴存在，兩頻率 Tb 分別超過 200 K 及 250 K，而在 1430 L-1600 L 之間 Tb 一樣明顯上升，而當雨停後，及觀測視場內沒有雨滴時，兩頻率的 Tb 又回到原定值附近振盪。圖 9(c)、(d) 顯示與圖 8(c)、(d) 類似，在兩降雨時段，因為存在水滴而使得 18.7 GHz 與 36.5 GHz 的 PD 的振盪相當明顯，而在降雨停止後，兩頻率的 PD 則接近於零值振盪。由以上兩組的分析可知，在晴空無雨時，兩頻率 PD 約在零值附近，而當降雨時，PD 會有較大的起伏振盪，但並非像 Tb 與降雨強度呈現正相關的現象。此外由圖 8、9(b)-(d) 可發現，當 Tb 高於晴空無雨時的平均值時，其 PD 值會有明顯的振盪現象，但其兩者的相關性又無法從圖中得知，所以以下進一步探討 Tb 與 PD 間的關係。

圖 10 即為兩頻率的 Tb 和 PD 散佈圖 (Tb-PD)，橫坐標為以仰角 10° 觀測之 Tb，縱座標為 PD，色標為發生次數取對數，由於觀測期間晴朗無雲個數遠大於降雨個數，取對數的目的為讓數字範圍間距不致太大而無法看出其變化趨勢，圖 10(a) 為 18.7 GHz，圖 10(b) 為 36.5 GHz。由圖 10(a) 可知，當觀測視場內沒有雨滴，即 PD 接近零的情況，18.7 GHz Tb 的變動範圍在 60-130 K 之間，換句話說，晴空時 18.7 GHz 的平均 Tb 約為 95 K，而由散佈圖分佈知該頻率的 Tb 最大值不超過 300 K，也就是說 18.7 GHz Tb 在接近 300 K 的豪大雨情況與晴空 Tb 的可變動範圍為 205 K ($300 \text{ K} - 95 \text{ K}$)。圖 10(b) 為 36.5 GHz 的情形，PD 接近零時，36.5 GHz Tb 的變動範圍為 80-160

K，晴空 Tb 平均值為 120 K，Tb 最大值與 18.7 GHz 一樣不超過 300 K，所以 36.5 GHz 在豪大雨和晴空的情況下，Tb 的可變動範圍為 180 K ($300 \text{ K} - 120 \text{ K}$)。簡而言之，兩頻率在觀測仰角 10° 的情形下，Tb 的可變動範圍分別為 205 K 及 180 K。由於 10° 的仰角較低，觀測視場較接近地面，所以 Tb 變動範圍可能攙雜著地面的雜訊。圖 11 同圖 10，但為將觀測仰角調高至 30° 。由圖 11(a) 顯示，當 PD 接近零，18.7 GHz 的 Tb 範圍為 20-30 K，平均 25 K，Tb 最大值接近 300 K，所以 Tb 的可變動範圍為 275 K，遠大於仰角 10° 的可變動範圍 205 K。由圖 11(b) 顯示，36.5 GHz 的晴空 Tb 範圍為 30-50 K，平均 40 K，Tb 的可變動範圍為 260 K，也是大於仰角 10° 的變動範圍。由圖 10 與圖 11 的比較可得知，第二組觀測組合具有 Tb 變動範圍較大，雜訊相對較小，以及與雨量計較近的優勢，所以本研究後續的觀測及分析皆以仰角 30° 觀測值來建立與驗證。

為了探討 Tb 與液態水含量在季節性的變化，本研究使用 2010 年 3、4、5 及 7 月的資料（6 月缺資料）進行分析。圖 12 為不同月份的 Tb 與其對應的液態水含量散佈圖，圖 12(a) 為 18.7 GHz，圖 12(b) 為 36.5 GHz，3、4、5 及 7 月資料分別以點、星號、三角形及圓形表示，各月份的液態水含量最大值以放大的相同形狀表示。由圖 12(a)-(b) 中可發現三月份的液態水含量最大值為 6000 g/m^2 （點），四月份最大值 8000 g/m^2 （星號），七月份最大值達 11000 g/m^2 ，這現象反應出隨著時間接近夏季，液態水含量逐漸增大。圖 12(a) 中虛線方框表示晴空時 18.7 GHz 的液態水含量，必須注意的是其 Tb 也隨著月份增加。易言之，在相同的液態水含量情況下，不同月份所對應的 Tb 也會不一樣，在 36.5 GHz 也有

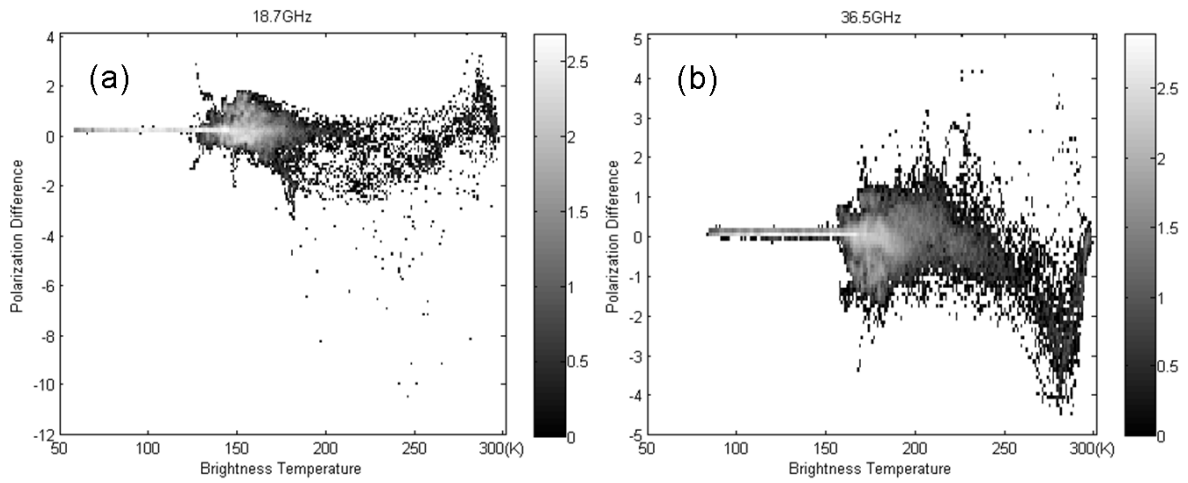


圖 10 2009 年 5~6 月輻射計以仰角 10°觀測之 T_b 與 PD 分佈圖，橫坐標為 T_b，縱座標為 PD，色標表示發生次數取對數。(a) 18.7 GHz，(b) 36.5 GHz。

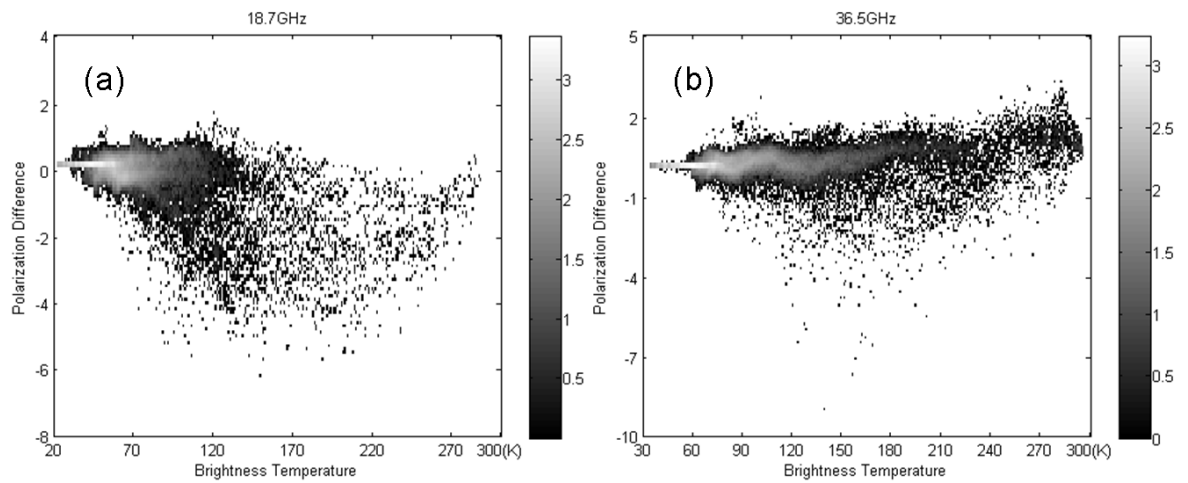


圖 11 2010 年 3~5 月輻射計以仰角 30°觀測之 T_b 與 PD 分佈圖，橫坐標為 T_b，縱座標為 PD，色標表示發生次數取對數。(a) 18.7 GHz，(b) 36.5 GHz。

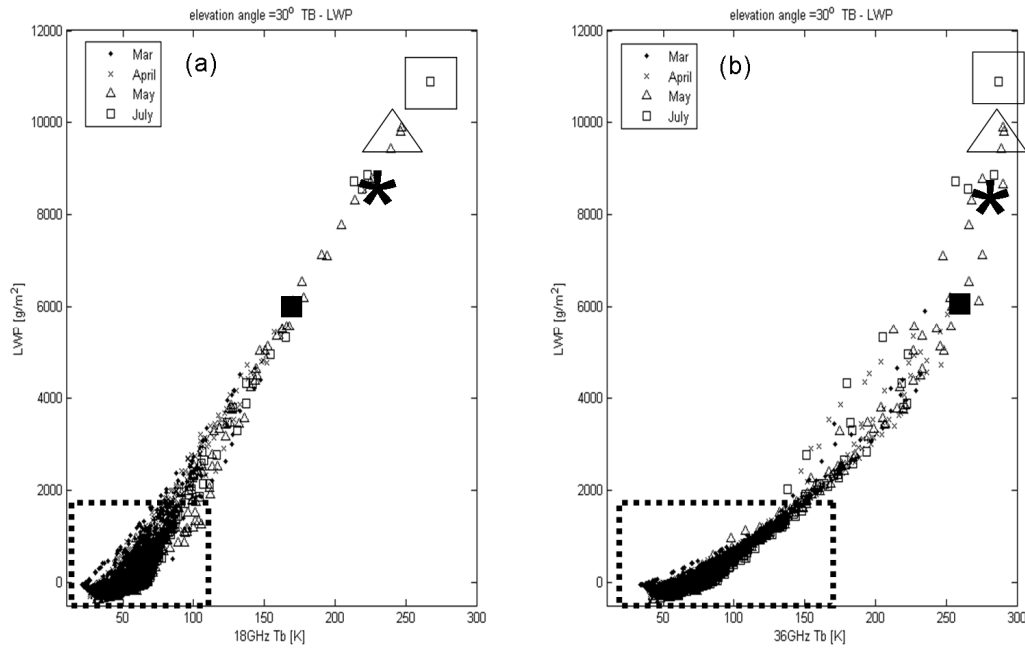


圖 12 2010 年 3~5 月、7 月輻射計以 30°仰角觀測之 Tb 與液態水含量關係圖，分別以其中點、星號、三角形及圓形分別代表 3、4、5 及 7 月資料，各月份的液態水含量最大值以放大的相同形狀表示。

類似情況（圖 12(b)），主要原因應該是因為愈接近夏季，平均溫度愈高，能容納的液態水含量就愈大。

為了探討那一種時間間距的降雨強度與輻射計 Tb 有最好的相關性，本研究使用傾斗式雨量計在各種時間間距的累積雨量與 Tb 做相關性研究，其結果如圖 13 所示，圖中橫坐標為不同時間間距，由 6 分鐘到 2 小時不等，縱坐標為 Tb 與降雨強度的相關係數。圖 13(a)為 18.7 GHz 的情形，當降雨強度以 6 分鐘累積雨量計算時，其與 Tb 間的相關係數為 0.54。隨著雨量累積時間的增加，其相關係數隨之變大，當雨量時間間距增至 60 分鐘時，與其 Tb 的相關係數達到 0.69 的最高值，而時間間距再增加時，則相關係數隨之降低。圖 13(b)為 36.5 GHz 的情形，結果與 18.7 GHz 一樣。由上述分析結果得知，60 分鐘累積雨量所代

表的降雨強度與輻射計 Tb 有最好的相關性。

圖 14(a)-(b)為 148640 組沒有降雨時，兩頻道所對應的 Tb 直方圖，兩圖皆略呈高斯分佈，為了去除前後較極端且少數(5%)的數值，本研究取平均值加減兩個標準差內的樣本重新計算，意即基於 95%的信賴區間，Tb 的平均值即代表降雨的閾值，18.7 GHz 及 36.5 GHz 的降雨閾值分別為 50.5 K 及 70.59 K，當觀測 Tb 沒有達到閾值以上，則代表沒有降雨。另外為了獲得各種降雨強度所代表的 Tb 值，本研究分析了各種降雨強度下，所有相對應 Tb 的次數頻率分佈，以降雨強度為 1 mmhr⁻¹ 為例，圖 15(a)-(b)分別為在降雨強度 1 mmhr⁻¹ 時，18.7 GHz 及 36.5 GHz Tb 的次數頻率圖，與圖 14 一樣在 95%的信賴區間取平均值，即代表該降雨強度(1 mmhr⁻¹)的 Tb 值，其餘降雨強度則依此類推，其中降雨強度大於 10 mmhr⁻¹

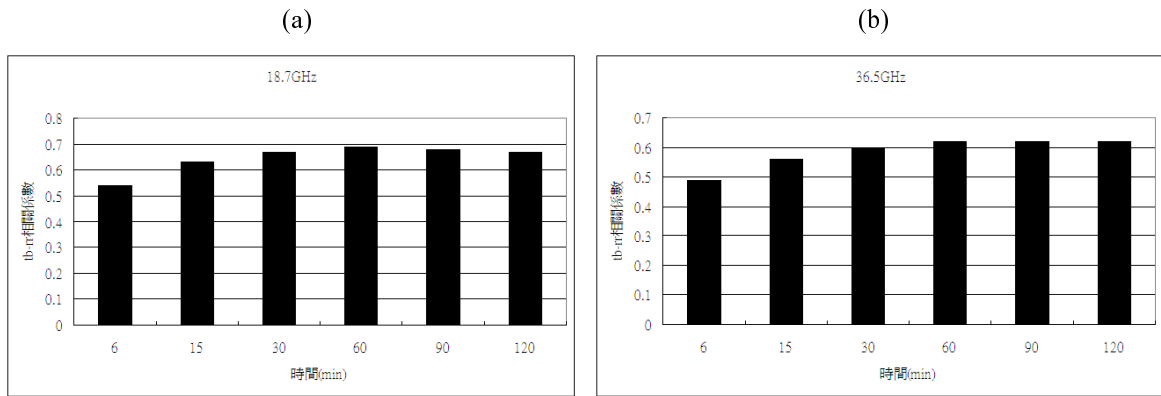


圖 13 不同時間（6 分鐘～2 小時）累積雨量與 Tb 的相關性比較，橫坐標為雨量累積時間（分鐘），縱座標為 Tb 與降雨強度的相關係數。(a) 18.7 GHz，(b) 36.5 GHz。

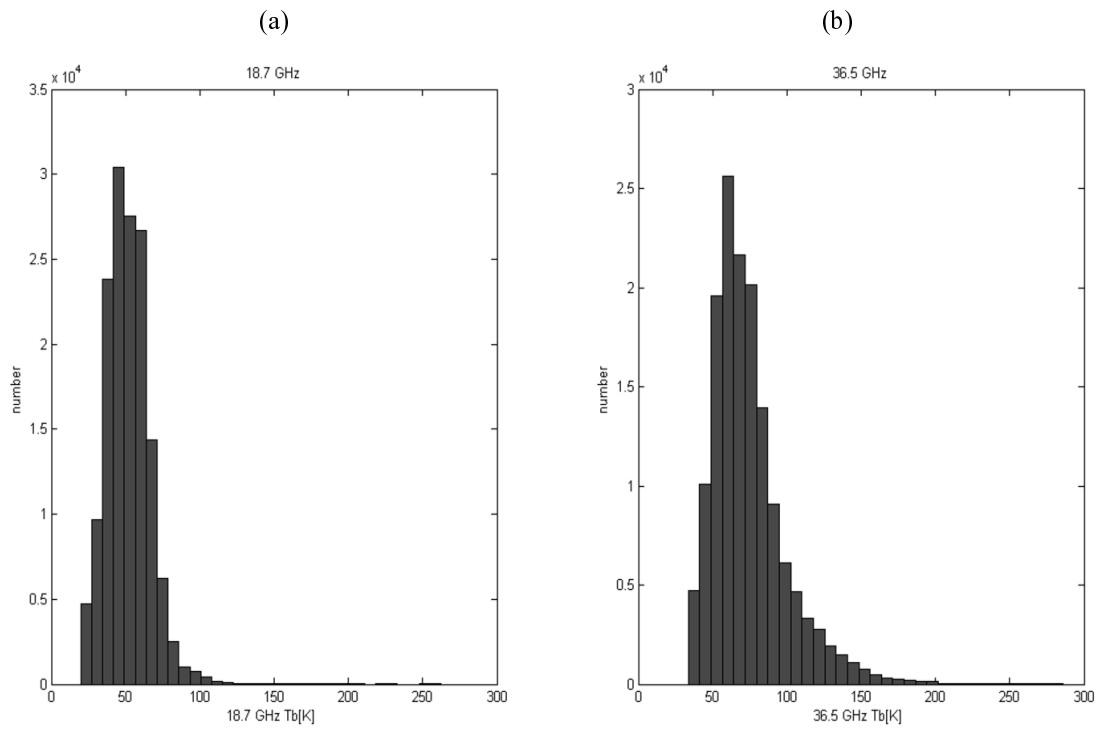


圖 14 雨量計沒有記錄任何降雨時，Tb 出現頻率分佈圖。(a)：18.7 GHz，(b)：36.5 GHz。

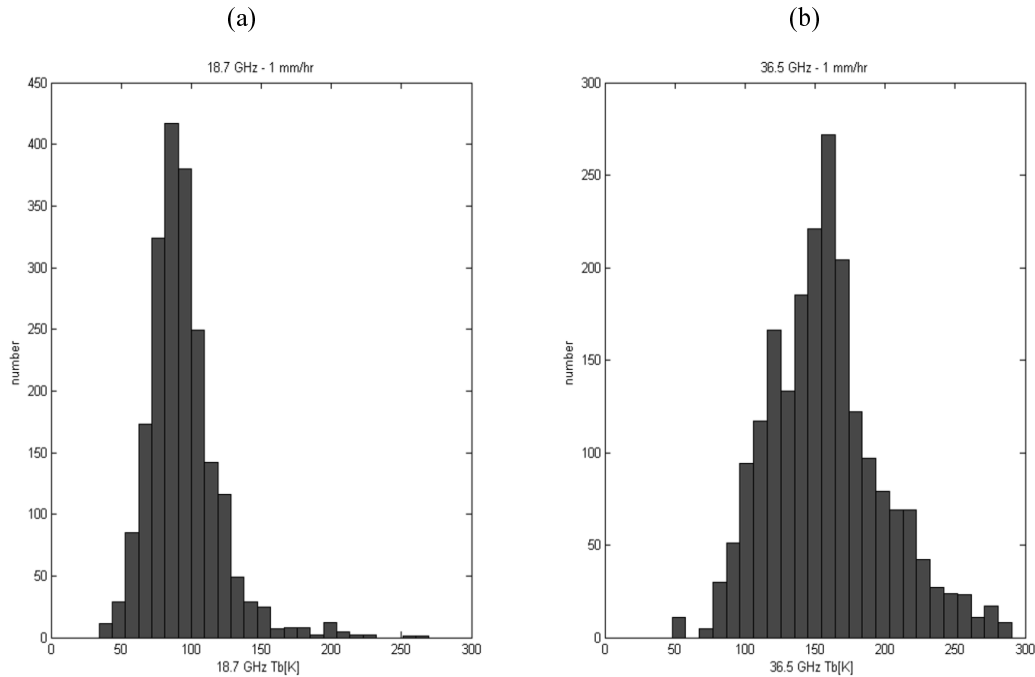


圖 15 降雨強度為 1 mmhr^{-1} 時， T_b 出現頻率分佈圖。(a) 18.7 GHz，(b) 36.5 GHz。

的個數較少，所以沒有做篩選。最後再將每個降雨強度所代表的 T_b 與其降雨強度分佈繪出，如圖 16 (18.7 GHz)及圖 17 (36.5 GHz)所示。圖 16 顯示 18.7 GHz T_b 與降雨強度呈現正相關，相關係數為 0.90，由圖中可發現在降雨強度 14 mmhr^{-1} 以下， T_b 與降雨強度呈現高度線性關係，相關係數為 0.98。但當大於 14 mmhr^{-1} 時， T_b 與降雨強度的關係呈現不穩定的忽高忽低，而大於 20 mmhr^{-1} 時， T_b 還有明顯下降的情形。造成上述情形可能原因為大雨個數較少，在統計觀點上較沒有代表性，此外降雨強度大於 20 mmhr^{-1} 時，頻道可能已達飽和，所以受大雨滴或冰晶粒子散射作用 T_b 會有降低的現象。圖 17 同圖 16，但頻率為 36.5 GHz，降雨強度與 T_b 的相關係數為 0.79。從圖中可看出在 10 mmhr^{-1} 以下與 18.7 GHz 相當類似， T_b 與降雨強度為高度線性關係，相關係數為 0.96。大於 10 mmhr^{-1} 以上時，亮度溫度

並沒有明顯改變，而是穩定維持在 290K 附近，而在 20 mmhr^{-1} 時， T_b 與 18.7 GHz 類似，有減小的情況。造成此情況的原因為 36.5 GHz 到達 10 mmhr^{-1} 以上應該就達飽和，與圖 16 不同的是 18.7 GHz 大於 14 mmhr^{-1} 並非飽和，而是個數較少，所以數值不夠穩定，但是其 T_b 依然有上升的趨勢，而 36.5 GHz 在大於 20 mmhr^{-1} 時， T_b 下降的原因則是降雨強度持續增強且頻道已經達飽和而下降。

如同理論基礎所述，使用被動微波遙測技術估算降雨率的方法，要在各頻道達到飽和點前，所以分別將圖 16 與圖 17 中的降雨強度大於 14 mmhr^{-1} 與 10 mmhr^{-1} 刪除，也就是忽略個數較不足及頻道飽和的部分。由於要合併兩頻道的 T_b 共同擬合迴歸方程式，所以需要先確定各個頻道的飽和點，因此也需要大量各種降雨強度的資料個數。但因仰角 30° 的 2010 年及 2011 年春季觀

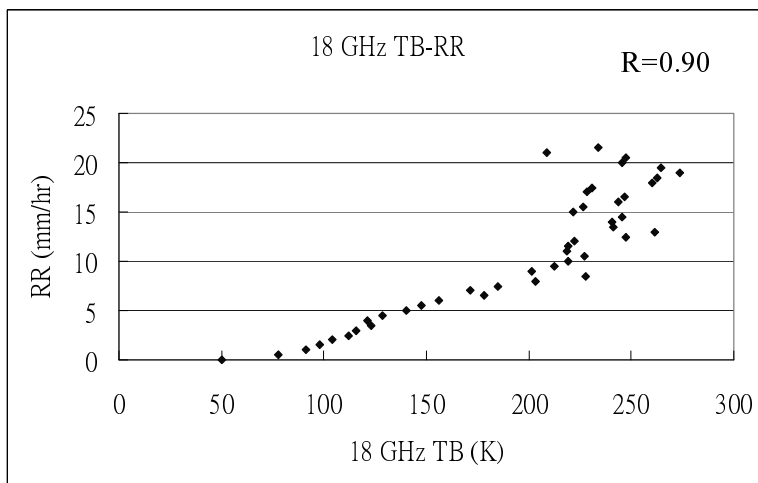


圖 16 18.7 GHz Tb 與降雨強度分佈圖。

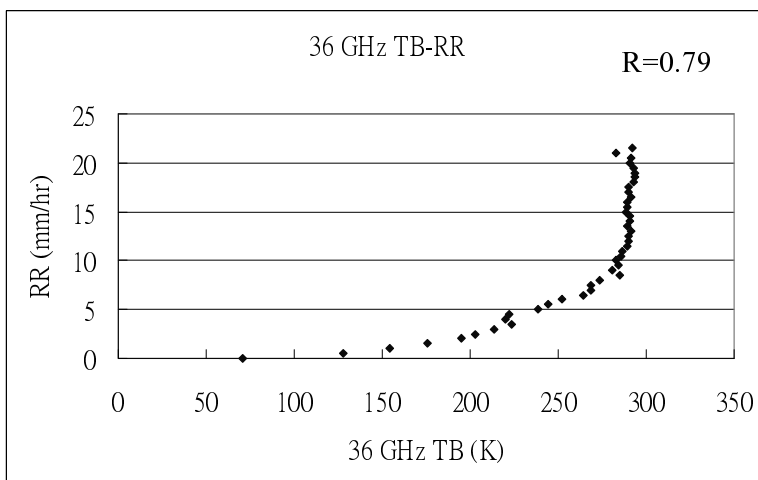


圖 17 36.5 GHz Tb 與降雨強度分佈圖。

測值中，18.7 GHz 在降雨強度大於 14 mmhr^{-1} 的個數(< 30)較少，從圖 16 可知超過 14 mmhr^{-1} 時，18.7 GHz Tb 持續上升，所以 18.7 GHz 的飽和點超過 14 mmhr^{-1} ，但尚不足以確定其飽和點。所以本研究先個別使用單頻的 Tb 與其降雨強度作為擬合降雨迴歸式。建立兩頻道迴歸式的資料個數分別為 13207 筆及 13169 筆，而 18.7 GHz 及 36.5 GHz 的 Tb 與降雨強度的迴歸方程式分別為

$RR = 0.0725Tb - 5.4153$ 及 $RR = 0.0621Tb - 9.2823$ ，其結果如圖 18 (18.7 GHz)與圖 19 (36.5 GHz)。最後使用 83101 個獨立資料進行兩頻道 Tb 反演降雨與實際降雨的驗證，結果如圖 20 (18.7 GHz)及圖 21 (36.5 GHz)所示，其中橫坐標為 Tb 帶入迴歸方程式所求得之降雨強度，縱坐標為實際雨量計的觀測值，色標為驗證個數取對數。因為驗證資料中，沒降雨的資料個數遠大於

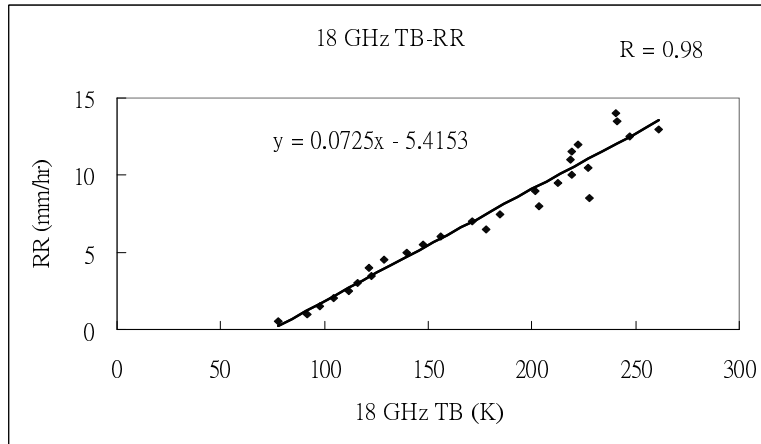


圖 18 同圖 16，但降雨強度 $\leq 14 \text{ mmhr}^{-1}$ 。

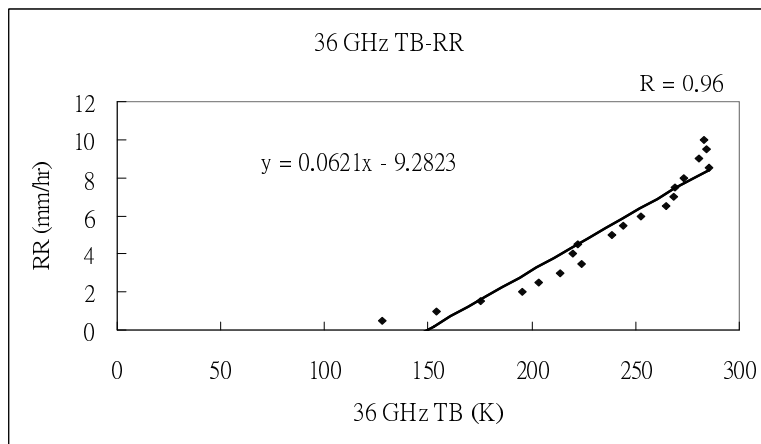


圖 19 同圖 17，但降雨強度 $\leq 10 \text{ mmhr}^{-1}$ 。

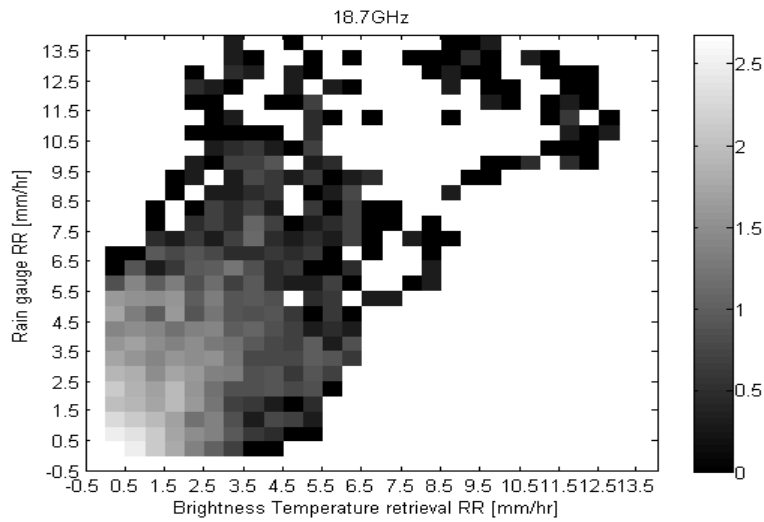


圖 20 18.7 GHz Tb 反演降雨強度與實際降雨分佈圖，色標表示發生次數取對數。

各降雨強度的資料個數，在定量驗證上，為了不讓沒降雨的個案所占比重過大，所以在均方根計算中，沒降雨的個案不予於計算，僅定性的於圖 20 及圖 21 表現。圖 20 顯示，18.7 GHz 反演之降雨強度與實際的降雨強度只有少部分反演降雨與實際降雨相差較大，個數也都在個位數（深色部分），其均方根誤差為 2.07 mmhr^{-1} 。而圖 21 顯示 36.5 GHz 的分佈，以驗證個數超過 100 的淡色系來看，大部分反演的降雨強度有低估情形，其均方根誤差為 2.08 mmhr^{-1} 。

使用微波輻射計估算降雨所代表的意義為掃描之扇形區域內液態水含量的多寡。以圖 22 為例，輻射計與雨量筒的相對位置如與本研究類似，位在掃描之扇形區域的中間且距離輻射計近（雨量筒 A），其相關性較高；相反的，雨量筒位在扇形區域兩側且距輻射計遠（雨量筒 B），其相關性較低。如能將掃描區域內，各區域雨量筒的觀測值與微波輻射計估算降雨做相關性分析，其成果可應用於氣象作業單位對於某地區（面積）降雨估算的校驗，而非傳統利用雨量筒進行點對點的校驗。

七、結論與展望

本研究經比較兩種不同觀測仰角優缺點，得知 30° 仰角的 Tb 可變動範圍較大且雜訊較少，所以探討 Tb 與降雨強度的關係及降雨強度的估算方面，使用 30° 仰角觀測值。本研究舉出二種可能造成建立迴歸式錯誤訊號的可能性，分別為(1)當風向為北北西風（觀測方位角）且風速 2 ms^{-1} 以上時，將會有雨滴沾附於感應器表面的現象，(2)觀測視場內的不均勻降雨。最後以輻射計的 Tb 與降雨強度做相關性分析並擬合出兩者之間的迴歸方程式。

研究結果顯示大氣中液態水含量隨著垂直高度呈指數下降，從連續觀測 Tb 和 PD 分析，當觀測視場內無水滴時，兩頻率的 Tb 會保持某一定值，PD 值則維持於零附近振盪，而當觀測視場內有降雨時，Tb 隨即升高，PD 下降或是離開零值呈現上下振盪。此外，結果亦顯示不同時間間距的降雨強度與 Tb 的相關性有差別，累積 1 小時雨量所代表的降雨強度與輻射計 Tb 的相關性最佳，其相關係數在 18.7 GHz 及 36.5 GHz 分別為 0.69 與 0.62。

利用沒有降雨時，輻射計所觀測兩頻道 Tb 的平均值當作降雨的閾值，18.7 GHz 及 36.5 GHz 的降雨閾值分別為 50.5 K 及 70.59 K。根據研究中分別對兩頻率的 Tb 與降雨強度做分布圖發現，36.5 GHz 較 18.7 GHz 容易飽和，所以在大於 10 mmhr^{-1} 時，18.7 GHz 較 36.5 GHz 更適用。18.7 GHz 及 36.5 GHz 的 Tb 與降雨強度擬合的迴歸方程式分別為 $RR = 0.0725Tb - 5.4153$ 及 $RR = 0.0621Tb - 9.2823$ ，其驗證結果在 18.7 GHz 及 36.5 GHz 的均方根誤差分別為 2.07 mmhr^{-1} 及 2.08 mmhr^{-1} 。以均方根誤差約為 2 mmhr^{-1} ，當反演的降雨強度為 3 mmhr^{-1} ，誤差顯得較大，但反演出 10 mmhr^{-1} 的降雨強度，則具參考價值。但於防災的角度而言，小雨並不會對災害產生太大影響，而大雨的估算於災害防治上有其應用價值。

未來研究將持續收集輻射計的觀測資料，使資料庫更加完整，藉由增加豪大雨樣本，以及利用模式模擬來確定兩頻道的飽和點，再利用兩頻道的 Tb 擬合降雨迴歸式，此迴歸式即可估算較大降雨強度，進而可應用於防災作業。另外使用模式對各種大氣狀況進行敏感度測試，例如模擬不同雨滴粒徑、不同的極化差資訊等等情況下 Tb 的差異，以期了解各項參數對於 Tb 的影響後，

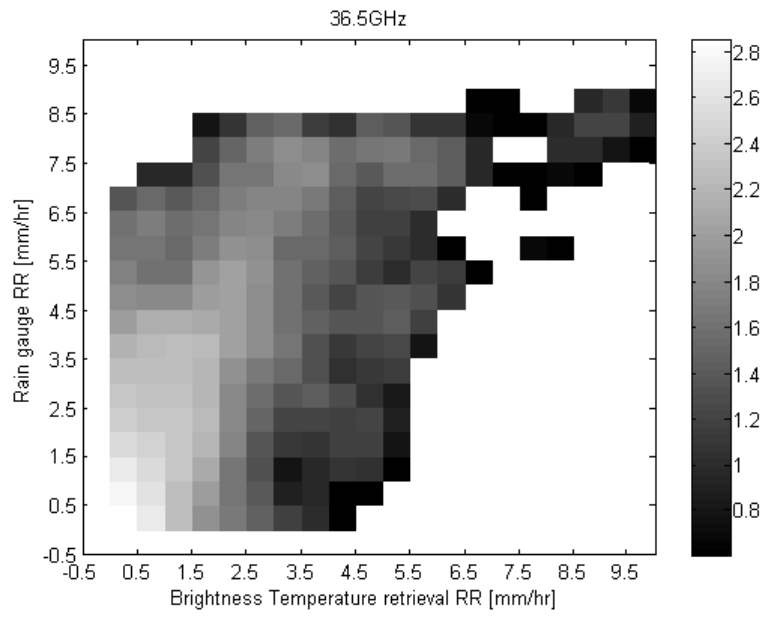


圖 21 同圖 20，但使用 36.5 GHz Tb。

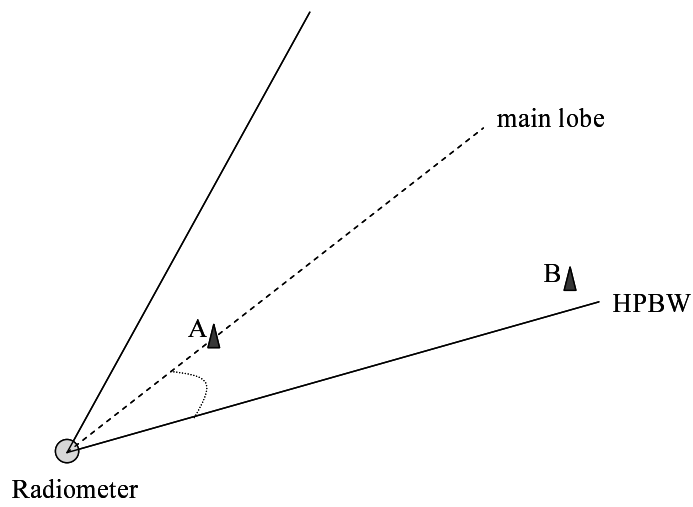


圖 22 微波輻射計觀測示意圖。圓形：輻射計，三角形：雨量筒。

可以精進降雨估算的準確度。地基雷達或是星載雷達也是主要降雨估算的工具之一，未來取得有樣雷達樣本時，可進一步分析比較與雷達降雨估算的差異。另外，因為雨滴附著於感測器表面會造成較大誤差，雖以人工至輻射計旁或是利用影像監視器觀察水滴附著情況，為確保資料的正確性及可用性，只好將受水滴污染的資料去除，但同時也將寶貴的降雨資料刪除。未來可以嘗試建置一個高透射率材質的防水罩，在不影響觀測資料的正確性前提下，完全的防止水滴污染資料，讓降雨時的寶貴資料不會受 PD 可以提升降雨迴歸式的精確度。另外，近年來除歐美等先進國家外，亞洲各國例如日本、中國及韓國等，也積極的投入發展星載被動式微波輻射計，目前台灣國家太空任務計畫也將星載被動式微波輻射計列為發展重點之一，如台灣未來自行發射星載被動式微波輻射計，本研究之資料與成果將可提供做為星載被動式微波輻射計的校正資料之一。

致謝

謝中央大學林沛練主任提供雨滴譜儀資料，使本文得以完成。此外，承蒙大氣科學主編簡芳菁教授及兩位匿名審查委員提供諸多寶貴的修訂意見，使本文的結構與內容更臻完善。本研究在國科會專題研究計畫(NSC99-2625-M-606 -001)支援下完成，在此一併表達感謝之意。

參考文獻

王光華、劉振榮，1998：應用微波資料估計台灣附近地區降雨之研究，航測及遙測學刊，第三卷，第三期，39-66 頁。

王寶貴，1997：雲物理學，渤海堂文化事業公司，356 頁。

林位總、陳台琦，2007：利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性，大氣科學，第 35 期，第 1 號，69-86 頁。

曾忠一，1988：大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630 頁。

Battaglia, A., C. Simmer, and H. Czekala, 2006: Three-dimensional effects in polarization signatures as observed from precipitating clouds by low frequency ground-based microwave radiometers. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 4383-4394.

Battaglia, A., P. Saavedra, C. Simmer, and T. Rose, 2009: Rain observations by multifrequency dual-polarized radiometer. *IEEE, Geosci. Remote Sens. Lett.*, **6**, 354-358

Battaglia, A., P. Saavedra, T. Rose, and C. Simmer, 2010: Characterization of Precipitating Clouds by Ground-Based Measurements with the Triple-Frequency Polarized Microwave Radiometer ADMIRARI. *J. Appl. Meteor.*, **49**, 394-414.

Crewell, S., H. Czekala, U. Löhnert, C. Simmer, T. Rose, and R. Zimmermann, 2001: Microwave Radiometer for Cloud Cartography: A 22-channel ground-based microwave radiometer for atmospheric research. *Radio Sci.*, **36**, 621-638.

Crewell, S., and U. Löhnert, 2003: Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy. *Radio Sci.*, **38**, 8042.

- Czekala, H., S. Crewell, A. Hornbostel, A. Schroth, C. Simmer, and A. Thiele, 2001: Interpretation of polarization features in ground based microwave observations as caused by horizontally aligned oblate rain drops. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1918–1932.
- Hogg, D. C., F. O. Guiraud, J. B. Snider, M. T. Decker and E. R. Westwater, 1983: A Steerable Dual-Channel Microwave Radiometer for Measurement of Water Vapor and Liquid in the Troposphere. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 789–806.
- Jacobson, M. D., D. C. Hogg, and J. B. Snider, 1986: Wet reflectors in millimeter-wave radiometry-experiment and theory. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **24**, 784–791.
- Kutuza, B. G., G. K. Zagorin, A. Hornbostel, and A. Schroth, 1998: Physical modeling of passive polarimetric microwave observations of the atmosphere with respect to the third stokes parameter. *Radio Sci.*, **33**, 677–695.
- Liu G.-R., C.-C. Liu, and T.-H. Kuo, 2001: Rainfall intensity estimation by ground-based dual-frequency microwave radiometers. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1035–1041.
- Löhnert, U., D. D. Turner, and S. Crewell, 2009: Ground-based temperature and humidity profiling using spectral infrared and microwave observations. Part I: Simulated retrieval performance in clear-sky conditions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 1017–1032.
- Löhnert, U., S. Crewell, O. Krasnov, E. O'Connor, and H. Russchenberg, 2008: Advances in continuously profiling the thermodynamic state of the boundary layer: Integration of measurements and methods. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 1251–1266.
- Marzano, F. S., E. Fionda, P. Ciotti, and A. Martellucci, 2002: Ground-based multi-frequency microwave radiometry for rainfall remote sensing. *Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **40**, 742–759.
- Marzano, F. S., D. Cimini, and R. Ware, 2005: Monitoring of rainfall by ground-based passive microwave systems: Models, measurements and applications. *Adv. Geosci.*, **2**, 259–265.
- Petty, G. W., S. A. Boukabara, N. Snell and J. L. Moncet, 2001: Algorithm Theoretical Basis Document for the Conical-Scanning Microwave Imager/Sounder (CMIS) Environmental Data Records (EDRs), Volume 5: Precipitation Type and Rate EDR. 112.
- Prabhakara, C., R. Meneghini, D. A. Short, J. A. Weinman, R. J. Iacovazzi, R. Oki, and M. Cadeddu, 1998: A TRMM microwave radiometer rain retrieval method based on fractional rain area. *J. Meteor. Soci. Japan*, **76**, 765–781.
- Pujol, O., J.-F. Georgis, L. Feral, and H. Sauvageot, 2007: Degradation of radar reflectivity by cloud attenuation at microwave frequency. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 640–657.
- Rose, T., S. Crewell, U. Löhnert, and C. Simmer, 2005: A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmos. Res.*, **75**, 183–200.

Westwater, E. R., 1978: The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry. *Radio Sci.*, **13**, 677–685.

Westwater, E. R., 1993: Ground-based microwave remote sensing of meteorological variables, in: *Atmospheric Remote Sensing by Microwave*

Radiometry, edited by: Janssen, M. A., John Wiley & Sons, 572 .

Westwater, E. R., S. Crewell, and C. Metzler, 2004: A review of surface-based microwave and millimeter-wave radiometric remote sensing of the troposphere. *Radio Sci. Bull.*, **310**, 59–80.

Estimates of Rainfall Intensity Using Ground-Based Dual-Polarization Passive Microwave Radiometer Measurements

Nan-Ching Yeh¹ Jian-Liang Wang² Wann-Jin Chen³
Jen-Chi Hu⁴ Ming-Da Tsai²

¹ School of defense science, Chung Cheng Insti. of Tech., National Defense Uni.

² Dept. of Environmental Information and Engineering, Chung Cheng Institute of Technology, National Defense Univ.

³ Dept. of Electronic Engineering, Ta Hwa Institute of Technology

⁴ Armed Weather Center, Ministry of National Defense

(manuscript received 21 April 2011 ; in final form 26 July 2011)

ABSTRACT

Ground-based radiometer is an instrument which can measure the downwelling radiation, and we can estimate the rainfall rate by the brightness temperature (T_b) from its observation. The ground-based radiometer used has four channels measuring horizontal and vertical polarizations at 18.7 GHz and 36.5 GHz, respectively. The first and second channels (18.7 GHz) are close to the absorption line of water vapor and the third and fourth are in window channel. The aim of this study is to estimate rainfall intensity from the correlation between T_b observed by ground-based radiometer and rainfall rate by rain gauge.

The preliminary analysis shows that the atmospheric water vapor and liquid water contents exponentially decay with height. The continuous monitoring of 24 hours for T_b and polarization differences shows that the brightness temperatures increase and the polarization differences decrease with rainfall rates. In the aspect of error analysis, it is necessary to consider the influence of wind direction and speed. The wrong signals appear when the wind direction is north-northwest with wind speed greater than 2 ms^{-1} in favor of the wet of antenna by raindrops.

The research shows that the best correlation coefficient interval between T_b and rainfall rate is the 60-minute accumulated rainfall. This study fits two regressions between rainfall rates and T_b s of 18.7 GHz

and 36.5 GHz, respectively, and then verifies the regressions by independent data. The root-mean-square errors between observed and estimated rainfall rates are 2.07 and 2.08 mmhr⁻¹ for these two regressions, respectively.

Key Words: Ground-Based Passive Microwave Radiometer, Rainfall rate, Polarization

