

# 地面微波遙測資料在大氣水汽含量 估算上之研究

劉振榮 高而正 林唐煌

國立中央大學太空及遙測研究中心

(中華民國八十五年四月十五日收稿；中華民國八十五年九月十六日定稿)

## 摘 要

利用微波水汽吸收頻道可偵測到水汽放射的特性，由此放射訊號經由估算模式，便可推求大氣中的總水汽含量。本研究所應用的地面微波輻射儀為22.235GHZ之被動式微波輻射儀，由此輻射儀之天線所接收的大氣輻射值可用來進行大氣水汽含量之分析。本研究主要為求取不同型態大氣之總水汽含量和其輻射值間之關係，而利用地面微波輻射儀之量測資料，將可建立大氣輻射值和其總水汽含量之關係。此外本研究亦以輻射儀對大氣之量測，推求大氣水汽含量剖面 and 露點剖面以及不同土壤含水量之放射強度變化情形。

研究結果顯示，就晴空天氣狀況而言，若大氣中之總水汽含量越多，則由地面微波輻射儀所量取之亮度溫度值會相對增大，此乃因水汽放射之結果。就有雲的天氣狀況而言，輻射儀所接收到的亮度溫度值會比晴天狀況下高，一般而言，雲層愈厚，則輻射儀所接收到的輻射值也就愈大。在資料分析誤差方面，晴天、薄雲和厚雲資料的總水汽含量之均方根誤差分別為0.4891cm、0.4097cm和0.3886cm。在本研究中，另使用連續性微波輻射儀觀測資料推估總水汽含量並比較探空資料所觀測的總水汽含量，其檢驗結果顯示其相關性與推估結果均甚合理，特別是對於晴空的狀況下。在水汽含量剖面誤差分析上，均方根誤差百分比大都小於百分之三十，但高層則遠大於百分之三十。而就露點溫度均方根誤差剖面而言，最大時高達約4.5°C。對於量測土壤含水量之結果顯示，土壤含水量多寡會影響輻射值，且土壤含水量較多，輻射值會相對減小。

關鍵詞：水汽吸收頻道、總水汽含量、微波輻射儀

## 一、前 言

由於大氣中的水汽和雲中的液態水含量，隨著時間和空間的變化極大，而其又為影響熱帶地區降水的重要因素，為能瞭解這些量的變化，時間上連續性的觀測便有其重要的意義。以衛星遙測大氣中水汽和雲中的液態水含量，一般均應用紅外線和微波頻道的資料，由於紅外線頻道於觀測上僅限於雲頂以上，所以取而代之的是快速發展的微波遙測技術。第一部微波輻射儀於1962年成功地應用於行經金星之Mariner II太空船上，但於Mariner II之後的探測計劃則無使用微波輻射儀之任務。直至1970年代初期，才又使用微波輻射儀於Nimbus衛星上觀測地球表面和大氣參數。1980年代，證實應用微波遙測技術對地球表面和大氣之觀測是有用的，但發展並不完善。此外研究亦顯示應用微波遙測技術可幫助冰河學、水文學、氣象學和海洋學等之研究。而此遙測技術不僅可在衛星上掃描觀測，亦可應用於地面觀測。

利用微波水汽吸收頻道可偵測到水汽放射的特性，而由此放射訊號在經由合適的估算模式，便可推求大氣中的總水汽含量。而本研究所應用的地面微波輻射儀為22.235GHZ之被動式微波輻射儀<sup>2</sup>，由此輻射儀之天線所接收的大氣輻射值可用來進行大氣水汽含量之分析。而應用地面輻射儀在觀測上所具有的優點為(1)使用上簡單明確，(2)因地面微波輻射儀之天線往上觀測，因此不需考慮複雜的微波地面反射率或放射率的變化，而可簡化資料分析的過程，更明確了解微波在大氣中之傳遞過程。相對而言，衛星上之輻射儀天線乃朝下觀測，因此將相對地複雜資料之分析，此即形成目前甚少應用微波觀測資料在陸地上的原因，(3)可對某一區域進行長期的觀測，深入地瞭解應用微波資料的特性。

本實驗之研究動機是為了解不同型態大氣之總水汽含量和其輻射值間之關係。故可藉由地面微波輻射儀之量測，而建立大氣輻射值和其總水汽含量之關係。此後便可利用輻射儀之量測，推求當時之大氣總水汽含量。此外本研究亦期望以輻射儀對大氣之量測，推知大氣水汽含量剖面 and 露點剖面，其中水汽含量剖面是假設其為高度之指數函數分佈，且於低層(地面至1500公尺)經由地面項之修正。而反求露點剖面是以推求之水汽含量剖面再配合當時之溫度剖面而得。本研究除了配合板橋探空站做同時地的觀測，以精確比較大氣水汽含量和大氣輻射值關係，另使用連續性輻射儀觀測資料以本研究方法反演出總水汽含量，再加以檢驗本研究之準確性與可行性。

Guiraud et al.於1979年使用雙頻地面輻射儀(20.6GHZ, 31GHZ)量測大氣之輻射值，配合探空量測之總水汽含量和衛星取得之雲液態水含量建立線性迴歸式(Guiraud et al., 1979)，且迴歸係數為定值，分析結果顯示此方法較適合於晴空和薄雲之天氣型態。其模式估算之大氣水汽含量，與探空所測之水汽含量比較，均方根誤差為0.17cm。而後Westwater和Guiraud(1980)亦使用相同頻率之輻射儀，但估算水汽總含量之線性迴歸係數為液態水總含量之函數，且估算液態水總含量之線性迴歸係數為水汽總含量之函數，因此改善前法對於雲量之適用範圍，惟液態水總含量高於1cm時，觀測值仍比實際值高出很多。

Platt(1981)之研究則認為雲液態水對微波輻射值之影響遠大於冰晶。而Rauber等人(1982)則嘗試使用地面微波輻射儀所測得的資料來修正當地的大氣狀況，結果亦頗為成功。Hogg et al.(1983)，Skoog et al.(1982)亦皆以相似的方法，即利用輻射儀之量測值配合地面之溫度、溼度和壓力值以反演水汽剖面。Hogg et al.(1983)曾討論利用雙頻地面輻射儀之觀測與天氣預測之相關性，且其認為由此可改善中尺度的天氣預報。Westwater et al.(1990)則使用頻率20.6GHZ、31.65GHZ和90.0GHZ之地面微波輻射儀量測所得之大氣衰減值統計結果，發現若以其中某二頻率之大氣衰減值為參數，與另一頻率所測得之大氣衰減值建立線性迴歸方程，則結果之相關係數達0.90以上，此即說明若已知某二頻率之大氣衰減值，進而推求第三頻率之大氣衰減值進而推求第三頻率之大氣衰減值，具極高之可預測性。Christian(1992)比較雲液態水含量值而將有雲的天氣資料以雲指標(CI)分為四類，以方便於不同天氣型態上量測資料之分析，其分類法為當CI=0代表晴空，CI=1為天空出現很薄的雲或強霾時，CI=2為雲覆蓋約50%時或雖然雲覆蓋但仍可見日光直射，CI=3為天空出現厚雲或有濃霧產生。於實際應用上，若僅分為晴天和有雲天氣，則定CI<2為晴天，而CI≥2為有雲天氣，而由此分類法之應用確可提高估算之準確度。本研究在天氣狀況之分類上，分為晴空、薄雲和厚雲三類。此三類定義為，晴空時目測完全無雲或輻射儀天線接收範圍內，雲量分佈小於百分之四十；薄雲為非前述晴空之條件而探空中相對濕度高於80%之剖面厚度在2500公尺以下；厚雲則為非前述晴空之條件而探空中相對濕度高於80%之剖面厚度達2500公尺以上。

## 二、理論基礎

### (一) 微波輻射傳遞方程

輻射傳遞方程即為輻射能的守恆方程。一般的輻射傳遞方程可表示為

$$\frac{1}{c} \frac{\partial I_{\nu}}{\partial t} + \frac{\partial I_{\nu}}{\partial s} = \rho e_{\nu} - \rho(k_{\nu} + \eta_{\nu})I_{\nu} + \frac{\rho \eta_{\nu}}{4\pi} \int_{4\pi} P_{\nu} \left( \hat{\Omega}' \rightarrow \hat{\Omega} \right) I_{\nu} \left( \hat{\Omega}' \right) d\Omega' \quad (1)$$

其中

$I_{\nu}$  : 頻率  $\nu$  之輻射強度

$\rho$  : 氣體密度

$e_{\nu}, k_{\nu}, \eta_{\nu}$  : 分別為頻率  $\nu$  之放射、吸收和散射係數

$P_{\nu}$  : 相位函數

$\hat{\Omega}$  : 立體角向量

$S$  : 輻射傳遞方向之距離參數

亦即於時間間距 $dt$ 中，某體積內之輻射強度變化是由某物放射和其它方向散射進來之正貢獻量，和其物吸收和散射之負貢獻量。假設物系於完全熱力平衡下，則

$$0 = \rho e_{\nu} - \rho(k_{\nu} + \eta_{\nu})I_{\nu} + \rho\eta_{\nu}I_{\nu}\frac{1}{4\pi}\int_{4\pi} P_{\nu}(\hat{\Omega}' \rightarrow \hat{\Omega})d\Omega' \quad (2)$$

又

$$\frac{1}{4\pi}\int_{4\pi} P_{\nu}(\hat{\Omega}' \rightarrow \hat{\Omega})d\Omega' = 1 \quad (3)$$

(3)代入(2)，則

$$I_{\nu} = \frac{e_{\nu}}{k_{\nu}} \quad (4)$$

又

$$I_{\nu} = B_{\nu}(T) \quad (5)$$

故

$$\frac{e_{\nu}}{k_{\nu}} = B_{\nu}(T) \quad (6)$$

式(6)為Kirchhoff定律之另一形式，此於局部熱力下亦可成立，所以局部熱力平衡之輻射傳遞方程為

$$\frac{1}{c}\frac{\partial I_{\nu}}{\partial t} + \frac{\partial I_{\nu}}{\partial s} = \rho k_{\nu}B_{\nu}(T) - \rho(k_{\nu} + \eta_{\nu})I_{\nu} + \rho\frac{\eta_{\nu}}{4\pi}\int_{4\pi} P_{\nu}(\hat{\Omega}' - \hat{\Omega})I_{\nu}(\hat{\Omega}')d\Omega' \quad (7)$$

因大氣之局部熱力平衡時間變化很慢，即

$$\frac{1}{c}\frac{\partial I_{\nu}}{\partial t} \ll \frac{\partial I_{\nu}}{\partial s} \quad (8)$$

所以

$$\frac{\partial I_{\nu}}{\partial s} = \rho k_{\nu}B_{\nu}(T) - \rho(k_{\nu} + \eta_{\nu})I_{\nu} + \rho\frac{\eta_{\nu}}{4\pi}\int_{4\pi} P_{\nu}I_{\nu}d\Omega' \quad (9)$$

利用地面微波輻射儀主要是對於對流層內非降水天氣現象水汽含量的觀測，理論則以輻射傳遞方程為基礎，但並不考慮散射和偏極效應。由於地球磁場的作用，使得偏極效應於平流層和中間層較為重要，但於對流層之非降水天氣狀況下則可忽略。對於局部熱力平衡之非散射大氣( $\eta_{\nu} = 0$ )，亮度溫度和大氣介質的吸收和放射特性相關。故局部熱力平衡之輻射傳遞方程可改寫為

$$\frac{\partial I_{\nu}}{\partial s} = \rho k_{\nu}B_{\nu}(T) - \rho k_{\nu}I_{\nu} \quad (10)$$

由光程差  $d\tau = -k_v \rho ds$  則

$$\frac{dI_v}{d\tau} - I_v = -B_v(T) \quad (11)$$

上式左右項各乘以  $e^{-\tau}$  再積分

$$I_v(\tau) = I_v(\tau_1)e^{-(\tau_1-\tau)} + \int_{\tau}^{\tau_1} B_v[T(\tau')]e^{-(\tau'-\tau)} d\tau' \quad (12)$$

由於輻射儀所使用的頻率於微波範圍，所以可假設輻射強度與亮度溫度成正比(Rayleigh-Jeans近似)。又因輻射儀天線從地表朝上觀測，則可假設  $\tau=0$ 和 $\tau_1 \rightarrow \infty$ ，且令 $\alpha=k_v\rho$ 。故對某頻率之地面微波傳遞方程可表示為

$$T_b = T_b^{ext} e^{-\tau(0,\infty)} + \int_0^{\infty} T(s)e^{-\tau'} d\tau' \quad (13)$$

即

$$T_b = T_b^{ext} e^{-\tau(0,\infty)} + \int_0^{\infty} T(s)\alpha(s)e^{-\tau(0,s)} ds \quad (14)$$

其中

$T_b^{ext}$  : 宇宙背景溫度

$\alpha$  : 體積吸收係數

$\tau$  : 光程

$T(s)$ : 光路距離  $s$  處之氣溫

而

$$\tau(0,s) = \int_0^s \alpha(s') ds' \quad (15)$$

亦即地面微波輻射儀接收的輻射值是由宇宙背景溫度輻射經大氣總衰減值( $e^{-\tau}$ )和各層大氣輻射貢獻合成而得，不過由於一般  $T_b^{ext}$  值很小，因此以某一常數(2.7K)代表並不太影響其準確性。

## (二) 權重函數

於微波區，大氣體積吸收係數 $\alpha$ 主要受水汽、氧氣、雲和雨影響。所以氣體吸收係數可假設為溫度、壓力、水汽密度和液態水密度的函數，然而因吸收係數與這些函數具非線性關係，所以亮度溫度也就與這四個函數呈現非線性關係。因體積吸收係 $\alpha$ 易受大氣中水汽、氧氣、雲和雨等變動之影響，故由(14)可知亮度溫度值之變化可線性化為

$$\delta T_b = \int_0^\infty W_T(s) \delta T(s) ds + \int_0^\infty W_P(s) \delta P(s) ds + \int_0^\infty W_{\rho_V}(s) \delta \rho_V(s) ds + \int_0^\infty W_{\rho_L}(s) \delta \rho_L(s) ds \quad (16)$$

其中

$$W_T(s) = \alpha(s) e^{-\tau(0,s)} + e^{-\tau(0,s)} \frac{\partial \alpha(s)}{\partial T} [T(s) - T_b^{ext} e^{-\tau(s,\infty)} - \int_s^\infty T(s') \alpha(s') e^{-\tau(s,s')} ds'] \quad (17)$$

$$W_x(s) = e^{-\tau(0,s)} \frac{\partial \alpha(s)}{\partial x} [T(s) - T_b^{ext} e^{-\tau(s,\infty)} - \int_s^\infty T(s') \alpha(s') e^{-\tau(s,s')} ds'] \quad (18)$$

其中  $x$  可分別代表  $P$ ,  $\rho_V$ , 或  $\rho_L$

而  $W_T$ ,  $W_P$ ,  $W_{\rho_V}$ ,  $W_{\rho_L}$  則分別代表溫度, 壓力, 水汽密度, 液態水密度變化對亮度溫度變化之權重函數。

式(16)表示地面輻射儀量測大氣之亮度溫度值會受到溫度、壓力、水汽密度和液態水密度變化之影響。式(17)、(18)為溫度、壓力、水汽密度和液態水密度之權重函數, 而其意義為某一頻率, 於不同高度溫度、壓力、水汽密度和液態水密度輻射能量值的貢獻權重。因頻率22.235GHZ之溫度和壓力權重函數值遠小於水汽密度和液態水密度權重之溫度和壓力權重函數值遠小於水汽密度和液態水密度權重函數值 (Westwater et al., 1990)。故此頻率之大氣輻射主要受水汽密度和液態水密度的影響。

### 三、地面微波輻射儀簡介和校正方法

#### (一) 儀器簡介

本研究所應用之儀器是由SCIENTIFIC TECHNOLOGY公司所發展之單頻輻射儀, 其中心頻率為22.235GHZ, 波譜寬1GHZ, 主波柱為25度, 是一線性偏極(水平或垂直)儀器。輻射儀具角錐狀天線, 其溫度範圍為0~313K, 靈敏度在0.5~1K。資料接收的週期可分為0.01、0.05、0.1、0.5、1.5或10秒。

輻射儀器之設計分為二部份, 一為天線接收處理器, 另一為儀器控制器。分別說明如下:

天線接收處理器之主要功能在於利用角錐狀天線接收物體放射之輻射能量, 並且經放大增益、濾波等處理, 其內部包括輸入波導(Stainless steel input waveguide)、雜訊二極體(Noise diode)、循環切換體(Latching circulator switch body)、參考溫度波導(Reference waveguide termination)、混合器(Mixer)、局部振盪器(Local oscillator)、

振盪衰減器(Oscillator attenuator)、中心頻率放大器(I.F. amplifier)、影像放大器(Video amplifier)、模組放大器(Module sub-plate near I.F. amplifier)等。其中輸入波導主要為傳遞天線接收之訊號，且本身具極低的熱導率，以有效隔離波導內外環境。雜訊二極體本身具已知雜訊，此提供一已知參考點以為長期觀測檢測用。循環切換體本身以2.25KHZ來回振盪連接天線傳導和參考溫度傳導，又可稱為Dicke切換體。參考溫度波導由溫度控制器使維持45°C固定溫度值，本身連接循環切換體。混合器、局部振盪器、振盪衰減器、中心頻率放大器和影像放大器等主要為混合參考溫度訊號和天線訊號。於天線接收處理器內亦具溫度調節器以控制各物件維持定溫。

儀器控制器內部包括熱力電源供應器(Heater power supply)、類比電源供應器(Analog power supply)、數位電源供應器(Digital power supply)和電子控制器(Driver electronics)等。其中電子控制器包含三個部份，即微處理器(Microprocessor)、同步偵測器(Synchronous detector)、控制天線接收處理控制器(RF head controller)。而微處理器主要控制雜訊二極體，其連接一已知雜訊以為確認校正之用。同步偵測器之輸出訊號為交流(DC)伏特值，其與天線和參考訊號之差成正比。控制天線接收處理控制器主要提供循環切換體切換訊號和同步偵測器參考訊號。儀器控制器外部包括電壓值( $V_{out}$ )顯示器和接收週期選擇開關。而接收週期選擇開關可選擇天線接收處理器每0.01、0.05、0.1、0.5、1、5或10秒接收一次輻射能量值。而本實驗設定每0.5秒接收一次輻射能量值。

儀器控制器和天線接收處理器間以三條電纜線相連，分別為電源線、訊號控制線和訊號輸出線。其中電源線是由儀器控制器上供應之交流電，供給天線接收處理器電源之需。訊號控制線是連接天線接收處理器和儀器控制器間之各種控制訊號。訊號輸出線可傳送天線接收處理器之影像和熱調節器訊號至儀器控制器上。最後，輸出部份可借由軟體經PC計算處理而得。

因為儀器接收之訊號為高斯分佈雜訊，所以儀器靈敏度和其波譜寬成正比。故儀器波譜寬設計上應具相對的大值，約1GHZ。因為雜訊的大小不僅由物體間產生，亦可能由輻射儀本身造成。因此，輻射儀中熱力和電力之穩定應可減小訊號之雜訊。其中天線接收處理器中各部位溫度維持定值，可助於熱力平衡；而Dicke切換體連接天線傳導和參考溫度傳導可幫助電力之穩定。

## (二) 儀器訊號處理基本原理

若輻射儀之輸出電壓值為 $V_{out}$ ，且 $V_{out}$ 是由二部份貢獻而得，其一為天線溫度和儀器雜訊，另一為參考溫度和儀器雜訊。假設 $V_1$ 表示由天線溫度和儀器雜訊所產生之電壓值， $V_2$ 表示參考溫度和儀器雜訊所產生之電壓值。即

$$V_1 = C(T_A + T_N)G \quad (19)$$

$$V_2 = -C(T_R + T_N)G \quad (20)$$

$$\begin{aligned} V_{out} &= V_1 + V_2 \\ &= C(T_A + T_N)G - C(T_R + T_N)G \\ &= C(T_A - T_R)G \end{aligned} \quad (21)$$

其中

$T_A$ : 天線溫度

$T_N$ : 儀器雜訊溫度

$T_R$ : 儀器參考溫度

$G$ : 放大器增益

$C$ : 常數

如此儀器輸出訊號並不包含儀器雜訊部份。又因參考溫度為一定值，故如此可增加輸出訊號之正確性。

### (三) 儀器校正方法

為建立地面微波輻射儀接收亮度溫度輸出值和電壓輸出值之關係，所以於儀器使用前，必先經過校正。本研究則選用低溫之液態氮和室溫為儀器校正的參考點，首先儀器輸出為數位值(count)，而數位值和電壓值( $V_{out}$ )間具線性關係，可以下式轉換求得：

$$V_{out} = (count \times 20/4096) - 10 \quad (22)$$

至於電壓值和亮度溫度值線性關係之建立則可利用兩參考點。第一點是以液態氮為量測目標物，將輻射儀天線置於液態氮前，以液態氮之溫度(77K)為天線溫度。如此即可得儀器接收亮度溫度值和其相對應的電壓輸出值(77K, 4.63V)。第二點是以處於室溫之黑體為目標物，將具當時室溫溫度之黑體(300.18K)置於輻射儀天線前，如此便可視黑體之輻射溫度為天線溫度，以此可得另一亮度溫度和電壓對應值(300.18K, 0.41V)。以直線連接此二點亮度溫度和電壓對應值，可得

$$T_b = 321.863 - 52.886 \times V_{out} \quad (23)$$

即建立了儀器接收亮度溫度值和輸出電壓值之關係。而在微波輻射儀使用一段時間或一小陣時間未使用時，則需重複上述之校正方法以獲取最新之亮度溫度和輸出電壓值之關係式。



## 四、資料處理

本研究之資料來源有二，一為板橋探空資料，二為地面微波輻射儀配合板橋探空時間所觀測得的資料，而微波觀測資料的觀測地點部份就在板橋探空站當地，部份則在中央大學觀測，惟此時之相配合的板橋探空資料在近地面層(地面至1500公尺)處須經中大地區所觀測得之地面溫度和濕度值之修正。

### (一) 總水汽含量之求取

由板橋的探空資料可知道各壓力層的高度，溫度和相對溼度等，而由Clausius-Clapeyron方程

$$\ln \frac{e_s(T)}{e_{s0}} = \frac{L(T)}{R_V} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \quad (24)$$

即可計算得各高度層的飽和水汽壓，其中

$e_s(T)$ : 溫度  $T$  的飽和水汽壓

$e_{s0}$ :  $0^\circ\text{C}$  的飽和水汽壓

$T_0$ :  $273.15\text{K}$

$R_V$ : 水汽之氣體常數

$$L(T) = L_0 - (C - C_{PV})(T - T_0)$$

而

$C$ :  $0^\circ\text{C}$  時的潛熱

$L_0$ : 水的比熱

$C_{PV}$ : 壓力  $P$  之水汽比熱

再由

$$e = \frac{U}{100} \times e_s \quad (25)$$

$$WV = \frac{e}{TR_V} \times \frac{1}{D_{LW}} = \frac{D_{WV}}{D_{LW}} \quad (26)$$

即可求得各高度層的水汽含量  $WV$ ，其中

$e$  : 水汽壓

$D_{LW}$  : 水的密度

$U$  : 相對溼度

$D_{WV}$  : 水汽的密度

各高度層之水汽含量求得之後，再由

$$WV_{total} = \int_{z_i}^{z_f} WV dz \quad (27)$$

即累積各層的水汽含量而求得大氣中的總水汽含量(可降水量)。

## (二) 水汽含量地面修正方法

因中央大學與板橋探空站之距離約25公里，故若輻射儀之觀測點位於中央大學，必因二地距離而造成部份觀測資料上之誤差。而為改善此誤差因子，則於資料處理上，於地面至高度1500公尺之間的水汽剖面需加以修正。

假設於觀測地之地面水汽含量為  $WV_0$ ，且其水汽含量剖面為高度之指數函數關係。若同時之板橋探空所量得之水汽含量剖面為  $WV(Z)$ ，則

$$WV(Z) = WV_0 e^{cZ} \quad (28)$$

其中  $c$  為常數

當  $Z=1500$  公尺時，剖面必具連續性，即

$$WV(1500) = WV_0 e^{1500c} \quad (29)$$

所以

$$c = \frac{1}{1500} \ln \frac{WV(1500)}{WV_0} \quad (30)$$

故

$$WV(Z) = WV_0 e^{\left[ \frac{1}{1500} \ln \frac{WV(1500)}{WV_0} \right] Z} \quad (31)$$

此即為以板橋探空為基準在中央大學觀測地之大氣水汽剖面修正方程。

## (三) 觀測資料和天氣分類

地面微波輻射儀量測時，天線採水平偏極方式且每0.5秒接收一次訊號，且以每5秒平均輸出一資資料。因每次為配合板橋探空時間量測，故輻射儀資料為於此時距平均之亮度溫度值。

由於輻射儀對大氣的輻射量觀測值可能會受水汽、雲量或雲分佈的影響，因此若不對天氣狀況加以分類，則在亮度溫度和總水汽含量關係之建立會造成較大之誤差。故在天氣狀況之分類上，將分為晴空、薄雲和厚雲三類以利資料之分析。而本研究將此三類定義如下：

- 1、晴空：當輻射儀天線接收大氣輻射值時，於天線接收能量之主波柱(main lobe)範圍內，目測當時天空為完全無雲狀態或有雲但在天線主波柱範圍內雲量分佈範圍小於百分之四十，則歸為晴空狀況。除歸類為晴空狀況外，其它則歸類為有雲狀況，對有雲的天氣狀況分為薄雲和厚雲二類。
- 2、薄雲：由探空中相對濕度高於80%之剖面厚度達2500公尺以下者歸類為薄雲。
- 3、厚雲：由探空中相對濕度高於80%之剖面厚度達2500公尺以上者歸類為厚雲。

## 五、結果分析與討論

### (一) 總水汽含量之估算

利用地面微波輻射儀在板橋探空站且天空為晴空下所量得的亮度溫度值和探空所同時量到的大氣水汽總含量之關係如圖1所示，於此11組資料找出最佳迴歸式(如圖上直線)，迴歸後之相關係數平方為0.88。由此圖之分佈點可知，若大氣中之總水汽含量越多，則由頻率22.235GHZ地面微波輻射儀所量取之亮度溫度值則會相對增大，此乃因水汽放射之結果。而分析可能造成誤差的主要原因之一為探空氣球與地面微波輻射儀所量測的大氣路徑並不十分一致，因為輻射儀為向上直線量測之結果，而探空資料則隨氣球所飄浮的路徑而定。此外在此對晴空之定義為目測的結果，有些資料其實仍有可能應歸類為有雲狀況，因此實際上仍還是有相當的雲液態水存在，如此亦可能形成資料上的誤差。

本實驗亦嚐試以地面微波輻射儀在中央大學量測，再藉著地面溫溼度計所量得的地面溫度與相對溼度對板橋探空資料之近地面層結果加以修正，以檢驗探空資料在空間上之應用範圍。圖2為晴天狀況之測量結果，其中實心圓點和空心圓點分別代表輻射儀於板橋和中央大學之觀測點，並以此資料找出最佳迴歸式(如圖上直線)，迴歸後之相關係數平方為0.80。雖然此資料相關性不若於板橋之觀測資料，但結果顯示出晴空時於中央大學和板橋所觀測得的資料仍具一致性，而此點亦可證明本研究確可在中大觀測，再經過適當的修正，即可以板橋探空為建立估算模式的基礎。

而為瞭解地面微波輻射儀在有雲的天氣狀況下所量得的資料受雲液態水含量之影響，本研究亦選取在有雲情況下之觀測資料來分析。圖3和圖4為薄雲和厚雲天氣狀況下輻射儀於板橋或中央大學之觀測值和板橋探空之量測結果，其中實心點表示輻射儀在板橋所量測之資料，空心點則為在中央大學之量測資料。此外三角形和四方形則分別代表薄雲時和厚雲之量

測點。而資料經最佳迴歸後，在薄雲和厚雲天氣狀況下，輻射儀觀測值和板橋探空量測值之相關係數平方分別為為0.88和0.59。

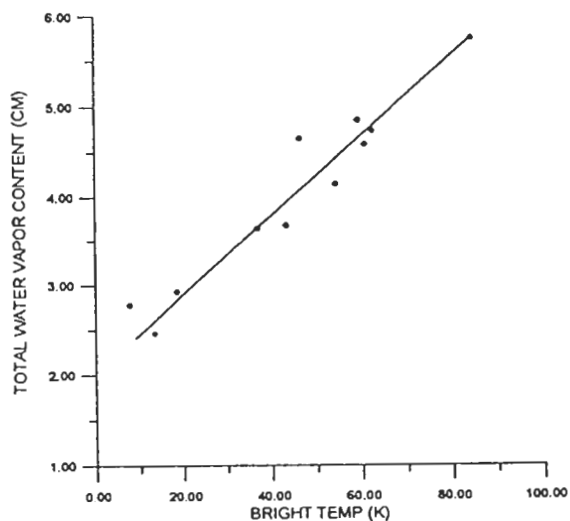


圖1 晴天天況下地面微波輻射儀於板橋量測之亮度溫度值和當時探空之總水汽含量關係圖，其中直線為圖上各點之線性迴歸線，相關係數平方為0.88。

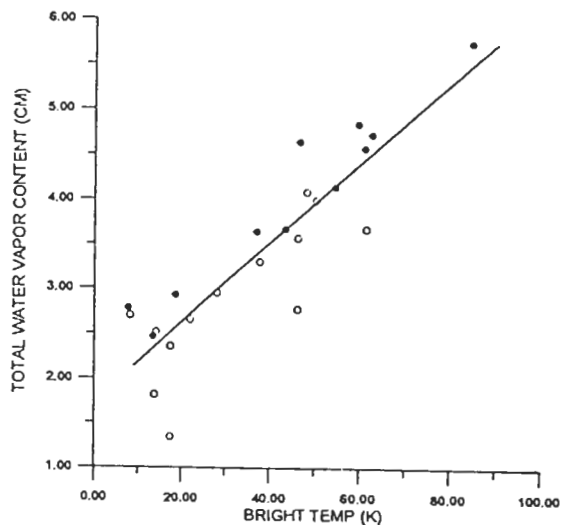


圖2 同圖1，但實心圓和空心圓分別代表輻射儀於板橋和中央大學之觀測資料，相關係數平方為0.8。

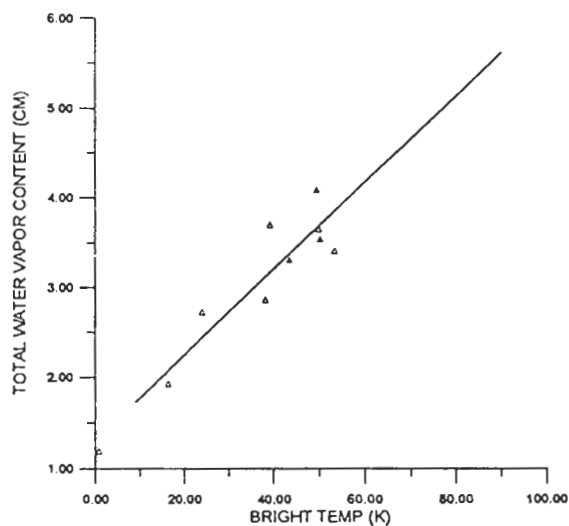


圖3 同圖1，但為在薄雲天況下之結果，實心三角形和空心三角形分別代表輻射儀於板橋和中央大學之觀測資料，相關係數平方為0.88。

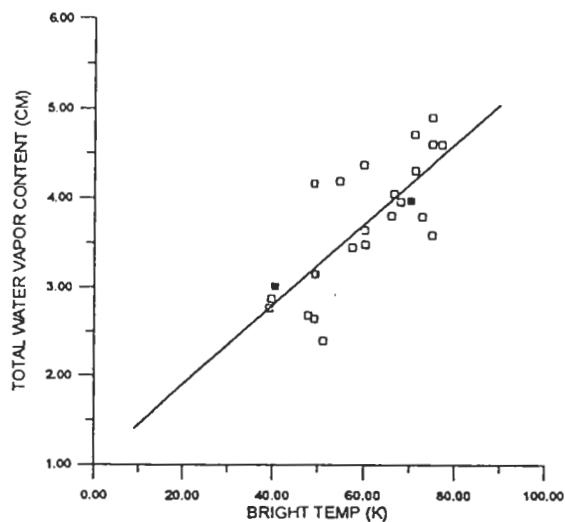


圖4 同圖1，但為在厚雲天況下之結果，實心四角點和空心四角點分別代表輻射儀於板橋和中央大學之觀測資料，相關係數平方為0.59。

圖5為晴天、薄雲和厚雲天氣下輻射儀於板橋或中央大學之觀測資料和板橋探空觀測值之線性迴歸直線，結果顯示就有雲的天氣狀況而言，輻射儀所接收到的亮度溫度值大多比晴天狀況下高，此點可證明雲之液態水含量確實會影響微波亮度溫度值的大小。一般而言，雲層愈厚，則輻射儀所接收到的輻射值也就愈大，因此也就愈會偏離晴空資料所建立之迴歸直線。此外圖中十字點為大氣降毛毛細雨時之量測點，此三點之亮度溫度值皆比厚雲天候之點大，其乃因降雨所產生之放射貢獻所造成。

表一為在本研究中應用來建立迴歸模式之資料於晴天、薄雲和厚雲天氣下輻射儀觀測亮度溫度值和板橋探空量測之總水汽含量值的誤差分析，其中總水汽含量之偏倚分別為0.4836cm、0.3122cm和0.4652cm。而板橋探空之總水汽含量之標準偏差分別為1.0931cm、0.8908cm和0.7226cm。

表二為應用另一組晴天、薄雲和厚雲之微波輻射儀觀測資料和板橋探空資料以驗證模式估算之準確性，其在應用本研究建立之迴歸方程所估算之結果，其均方根誤差分別為0.4891cm、0.4097cm和0.3886cm，而偏倚則為-0.04455cm、-0.06015cm和0.18867cm。其中晴天資料之均方根誤差比薄雲和厚雲資料之均方根誤差大之主因可能為晴空是定義於量測範圍內目測無雲或雲量分佈小於百分之四十，而如此之雲量分佈百分比可能太大，亦即於本研究之晴空定義下，部份資料會受雲分佈所產生放射效應之影響。

表一 晴天、薄雲和厚雲天況資料之迴歸分析結果。亮度溫度Tb之單位為K，水汽總含量WV之單位為公分。

天氣型態	數目	相關係數平方	迴歸方程
晴天	24	0.804	$WV = 0.0445Tb + 1.7376$
薄雲	10	0.877	$WV = 0.0480Tb + 1.2904$
厚雲	24	0.585	$WV = 0.0449Tb + 1.0004$

表二 晴天、薄雲和厚雲天況之驗證資料分析結果，單位為公分。

天氣型態	數目	偏倚	均方根誤差
晴天	11	-0.04455	0.4891
薄雲	13	-0.06015	0.4097
厚雲	6	0.18867	0.3886

此外資料分析上，亦可能造成的誤差原因如下：

- 1、探空氣球與地面微波輻射儀所量測的大氣路徑並不十分一致，因為輻射儀為向上直線量測之結果，而探空資料則隨氣球所飄浮的路徑而定。

- 2、因輻射儀觀測與探空氣球量測路徑不一致，故二者對於大氣中目標物(如雲塊等)之判定可能會有所不同。
- 3、對晴空之定義為目測的結果，有些資料其實可能應歸類為有雲狀況，如此可能形成結果驗證上的誤差。
- 4、由於探空氣球並非在短時間內觀測完成，一般約需一個半小時，因此與微波輻射儀之觀測定有時間上之差異，此亦可能為誤差的原因之一。
- 5、若於中央大學觀測，雖然探空剖面經過地面之修正，但由於板橋測站與中央大學約相距25公里，而此空間上之差異，亦可能造成實際上之誤差。

由於在前步驟於配合板橋探空的觀測時微波輻射觀測乃是垂直向上，故微波輻射儀觀測條件及次數均有所限制。因此本研究另於中壢中央大學內嚐試以輻射儀觀測長期的連續性的大氣輻射值( $T_b$ )以供長期的分析驗證，其目的在於以後能由輻射儀觀測資料反演出連續性的總水汽含量值。因為需提供輻射儀的避雨考慮，本研究將輻射儀置於屋簷下，故只能傾斜觀測(本研究設為天頂角 $45^\circ$ )。本研究所用的連續觀測資料時間為1994年3月至5月(5月份之觀測結果見圖6)，本研究由三個月內的觀測資料選出兩種天況資料：晴空資料共40點，其中隨機選擇出22點做為檢驗點。覆雲資料共50點，其中檢驗點為25點。因部份資料觀測時無法配合人為觀測雲況，故此步驟不再細分厚雲與薄雲，而配合衛星雲圖分類為晴空及覆雲天況。首先由值和探空水汽值(檢驗點不包括在內)迴歸出一次多項式，結果顯示兩種天況

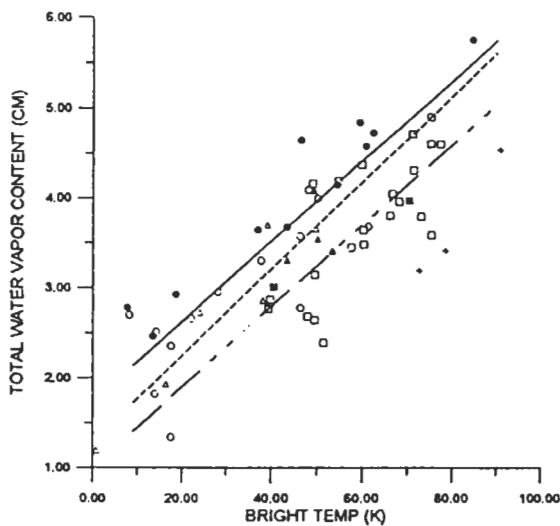


圖5 圖2、3、4之重疊，實線、密虛線和疏虛線分別為晴空、薄雲和厚雲時之迴歸值線，而十字點為當時亦下毛毛細雨時之觀測資料。

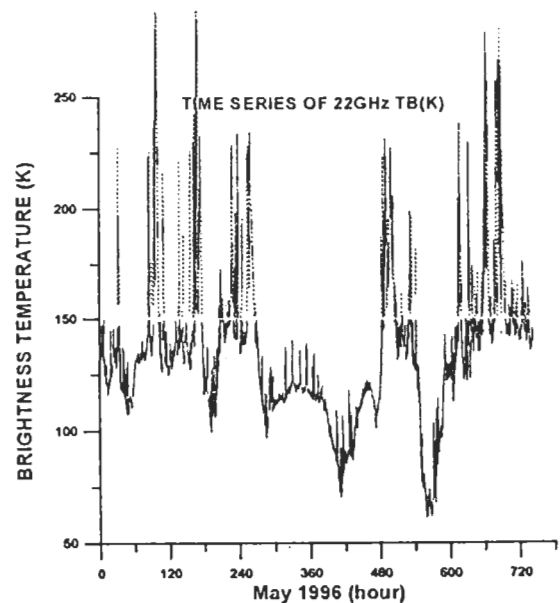


圖6 連續性微波輻射儀觀測結果，時間為1996年5月，X軸座標為小時，即第120小時為第5天午夜12點，以此類推。

均可得到不錯的相關性（均>0.80）（圖7，圖8），而檢驗點的RMS分別為0.66cm和0.91cm（圖9，圖10），最後將所得之迴歸係數代入連續性值資料，即得到連續性總水汽含量。圖11為5月份之觀測資料以晴空估算式計算得之大氣水汽含量連續變化圖，圖12則同圖11，但為以覆雲估算式計算得之結果。由此結果可看出，由 $T_b$ 值估算出的連續性總水汽含量和每隔12小時的探空資料所計算的總水汽含量兩者間大致吻合。特別是對於晴空天況，如1996年5月22日至26日間，顯示本研究之結果具相當的可行性。另外晴空和覆雲天況下的迴歸結

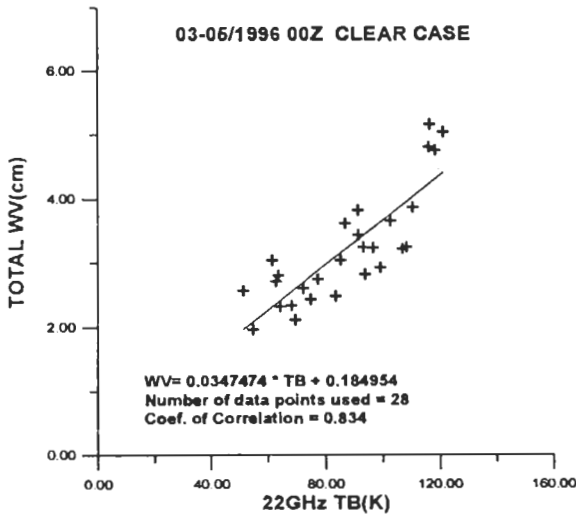


圖7 晴空資料的迴歸結果，時間為1996年3月至5月，X軸為輻射儀觀測結果，Y軸為探空資料所計算出的總水汽含量。

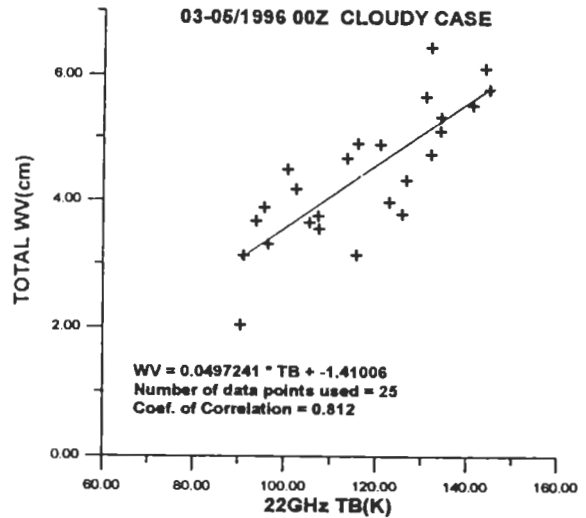


圖8 同圖7，但為厚雲資料。

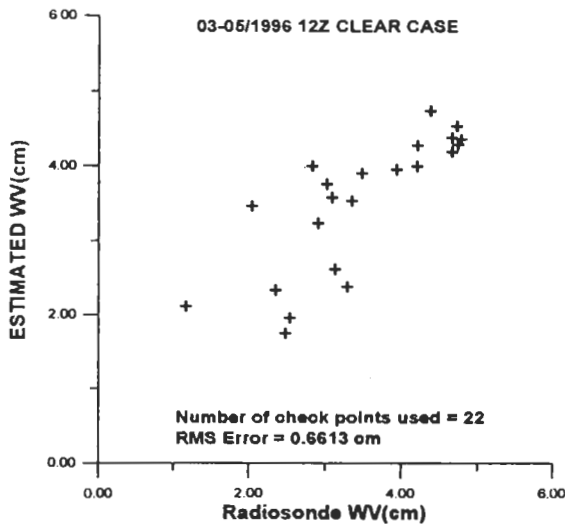


圖9 晴空資料的迴歸檢驗結果。

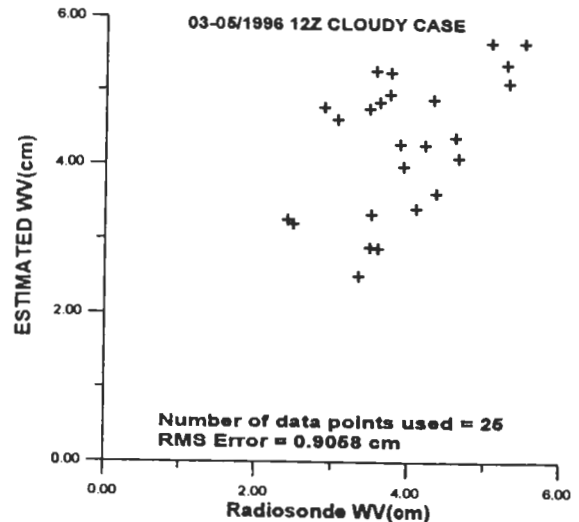


圖10 同圖9，但為厚雲資料。

果稍有差異，也顯示如本研究針對不同天況加以分類的做法是有其必要。事實上，液態水會影響結果的準確性，如覆雲狀況下，相關性較低，而在下雨天況下，估算的總水汽量和探空總水汽量相差也較大（見圖11和12上之虛線）。

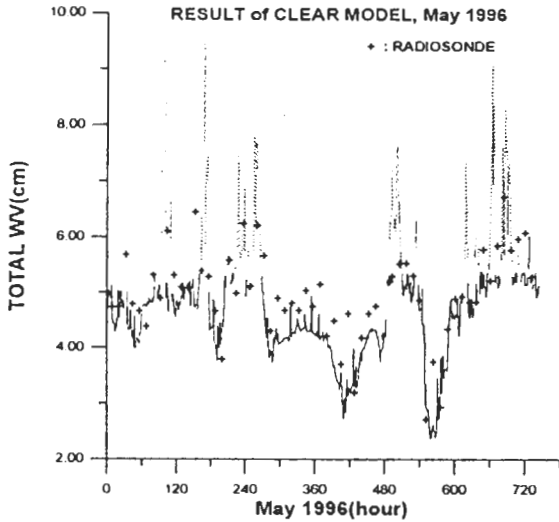


圖11 輻射儀觀測  $T_b$  值推估的總水汽含量和探空資料計算值的比較，實線表示其原  $T_b$  值小於150K，即可能是無雨的天況，虛線則表示大於150K，即可能為有雨的天況

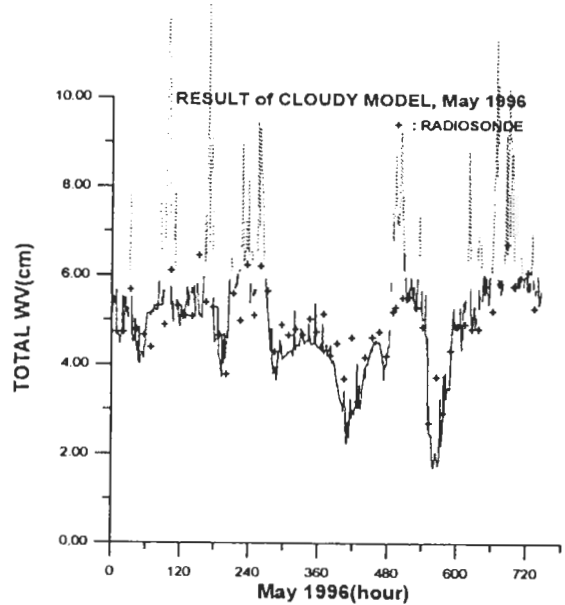


圖12 同圖11，但所用的估算式為厚雲資料迴歸結果。

## (二) 水汽剖面之估算

由地面微波輻射儀對大氣所量測之亮度溫度值和板橋探空汽球所量得的大汽總水汽含量值間可建立晴空、薄雲和厚雲之三種天氣狀況之線性迴歸模式。所以利用此三種天氣狀況之線性迴歸模式，便可由輻射儀量測之亮度溫度值反求當時天氣狀況下之總水汽含量值。若能利用此總水汽含量值以一水汽函數形態表現於垂直高度剖面上，則便可以當時之輻射儀觀測亮度溫度值即時推求大氣水汽含量剖面。

假設大氣水汽含量之垂直分佈呈指數遞減關係 (Smith, 1966)，即

$$WV(Z) = WV_0 e^{aZ} \tag{32}$$

其中

$WV(Z)$ : 水汽含量剖面

$WV_0$ : 地表之水汽含量

若大氣總水汽含量代表由地面至大氣層頂高度之水汽含量總和，則



$$\begin{aligned}
 WV_{total} &= \int_0^{Z_t} WV_0 e^{aZ} dZ \\
 &= WV_0 \left( \frac{e^{aZ_t}}{a} \right)
 \end{aligned}
 \tag{33}$$

亦即  $WV_0 = WV_{total} \frac{a}{e^{aZ_t}}$

所以

$$WV(Z) = WV_{total} \frac{a}{e^{aZ_t}} e^{aZ} \tag{34}$$

又

$$WV_{total} = WV_{total}(T_b) \tag{35}$$

故

$$WV(Z) = WV_{total}(T_b) \frac{a}{e^{aZ_t}} e^{aZ} \tag{36}$$

其中係數a是由每月輻射儀觀測時配合各次探空剖面的指數迴歸係數，亦即每建立代表不同月份的指數迴歸係數a值。而代表水汽剖面高度範圍，在此本研究定為12000公尺。

圖13至圖15分別為在不同月份之晴天、薄雲和厚雲時由輻射儀量測之亮度溫度值所推求之水汽含量剖面 and 板橋測站探空所量測水汽含量剖面之比較，其中實線為輻射儀量測所推求之水汽含量剖面，而虛線為板橋探空所量測之水汽含量剖面，而圖中輻射儀量測之水汽剖面在近

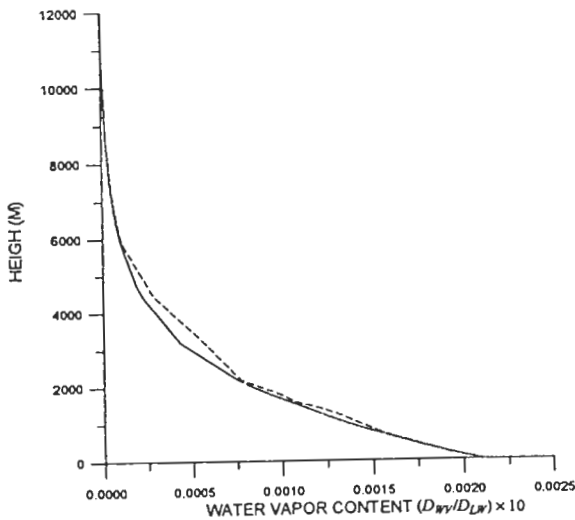


圖13 在1993年10月15日早上7點之晴天天況下輻射儀量測推求之水汽含量剖面(實線)與同時間板橋探空之觀測值(虛線)比較。

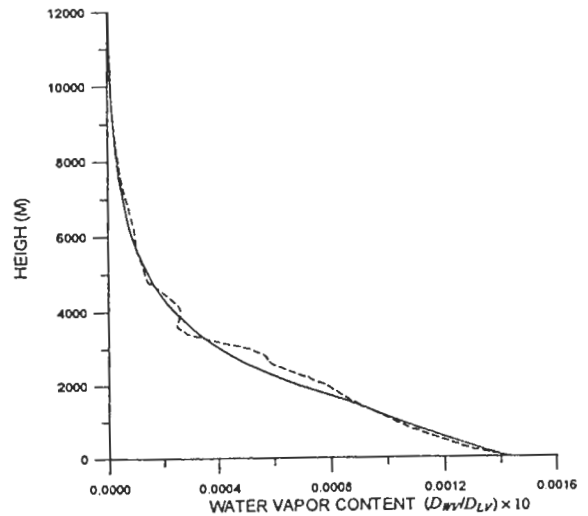


圖14 同圖13，但時間為1993年11月23日早上7點之薄雲天況。

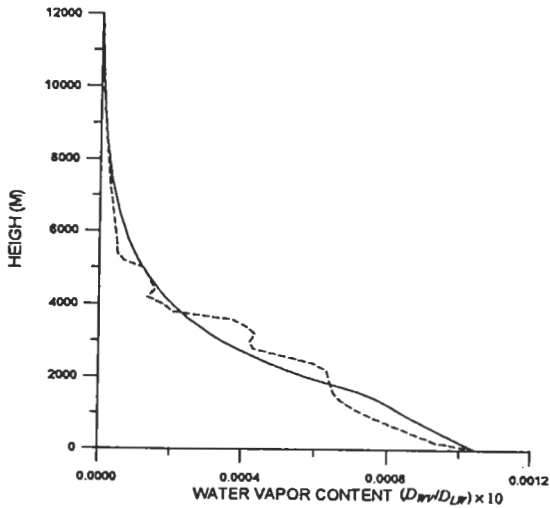


圖15 同圖13, 但時間為1993年3月2日晚上7點之厚雲天況。

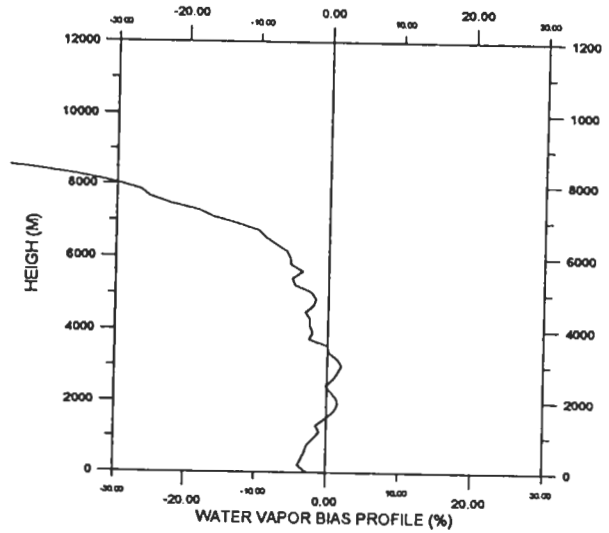


圖16 1993年10月至1994年3月間共15筆輻射儀量測所推求之水汽含量剖面 and 板橋測站探空所量測之水汽含量剖面間之偏倚百分比剖面。

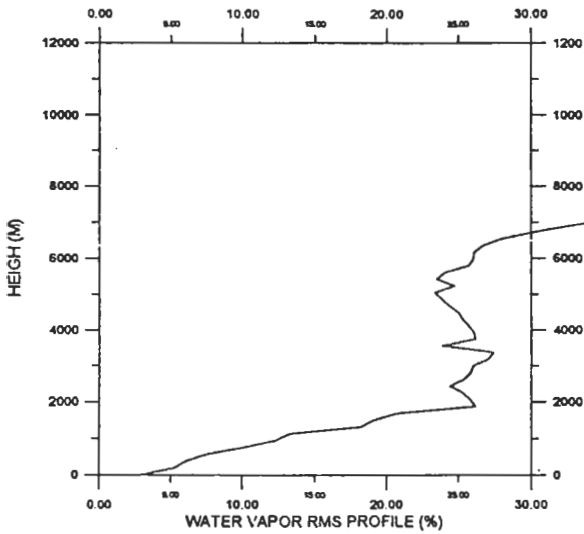


圖17 同圖16, 但為均方根誤差百分比剖面。

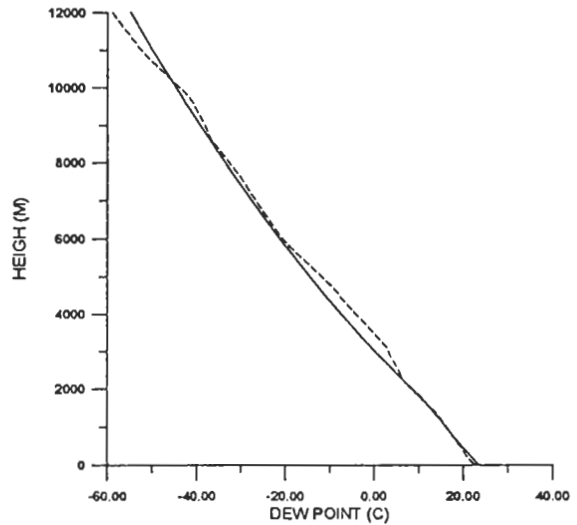


圖18 同圖13, 但為露點溫度之比較。

地面至1500公尺均已以地面乾濕球溫度計觀測值修訂。一般而言, 晴空時所推測之水汽含量剖面較有雲時具較佳之準確性, 此乃因剖面是以高度之指數函數而建立的, 故其較無法反應各剖面中有雲存在之特性。所以若某高度雲層較厚, 則在此高度上必然造成較大之誤差。就此三個案之偏差百分比剖面(未顯示)而言, 大致上低層和高層之偏差百分比剖面皆為負值, 即推求之水汽含量皆比探空之水汽含量值大, 而且低層皆小於百分之十, 但較高層(約高於

8公里)則遠大於百分之三十,而中層之偏差百分比剖面則有正有負,均於百分之三十以內,且大部份則在百分之十以內。就均方根誤差百分比剖面而言,低層大多小於百分之十,但隨著高度之增加,誤差剖面則具增大之趨勢,於高層則遠大於百分之三十。因高層之水汽含量極小,故以高度之指數函數之方法預測水汽含量剖面,容易因極小量之誤差而造成高層水汽含量相當大之偏差百分比和均方根誤差百分比。圖16和圖17則為累計1993年10月至1994年3月共15筆輻射儀量測所推求之水汽含量剖面 and 板橋測站探空所量測之水汽含量剖面間之偏倚(Bias)百分比和均方根誤差百分比剖面。其中偏倚百分比剖面大多於百分之十以內,但較高層(約7公里左右)則遠大於百分之十,均方根誤差百分比剖面大多小於於百分之三十,但高層則遠大於百分之三十。

### (三) 露點溫度剖面之估算

由於一般衛星在推求露點溫度剖面時,誤差頗大。故本研究亦嘗試以輻射儀量測所推求之水汽剖面,配合探空所測之溫度剖面,而推求露點溫度剖面。已知

$$e = TR_v D \times WV \quad (37)$$

其中 $e$ 為水汽壓(mb), $T$ 為氣溫(K), $R$ 為水汽之氣體常數, $D$ 為水汽密度, $WV$ 為水汽含量,再代入Tetens經驗式(Tetens, 1930)

$$e = E_o \times 10^{(\alpha t_d - \beta)\gamma(t_d + \gamma)} \quad (38)$$

即可求得露點溫度 $T_d$ ,其中

$E_o = 6108 \text{ dyne cm}^{-2}$ ,  $\alpha = 7.5$ ,  $\beta = 238.1^\circ F$ ,  $\gamma = 395.1^\circ F$ , 式(38)中 $t_d$ 單位為 $^\circ F$ 。

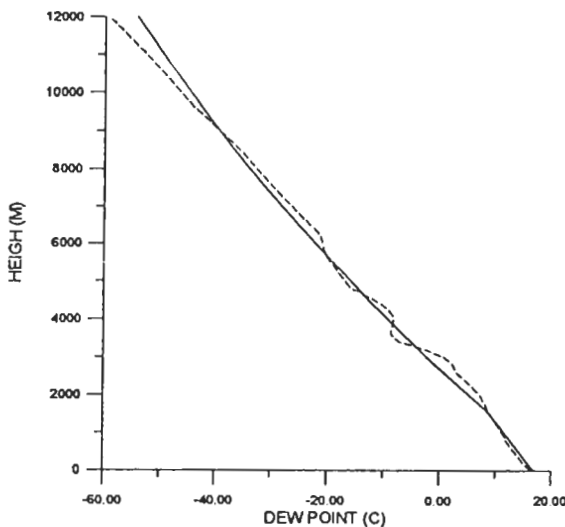


圖19 同圖18,但觀測時間為1993年11月23日早上7點之薄雲天況。

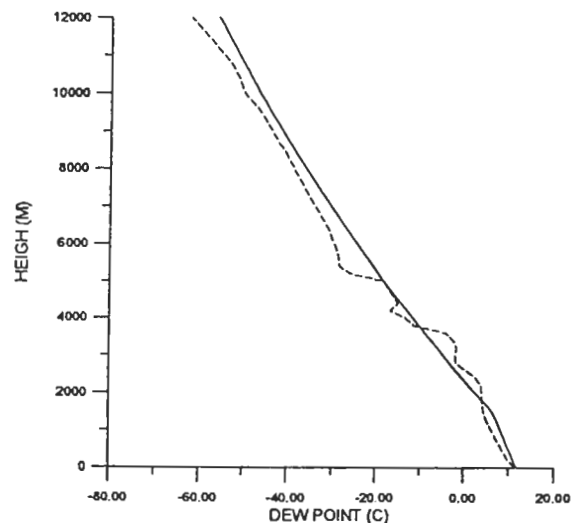


圖20 同圖18,但觀測時間為1994年3月2日晚上7點之厚雲天況。

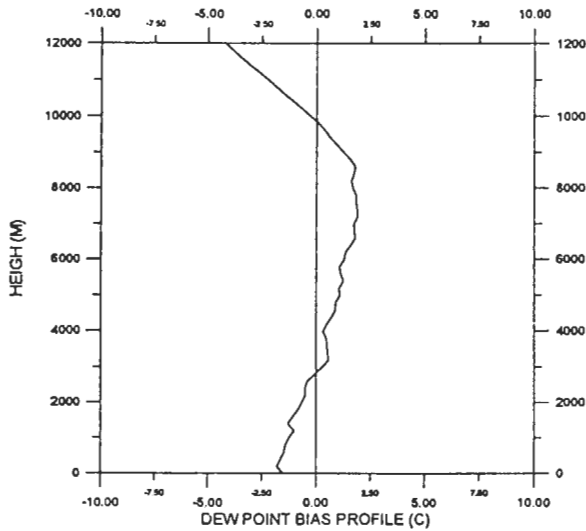


圖21 同圖17，但為露點溫度之偏倚剖面。

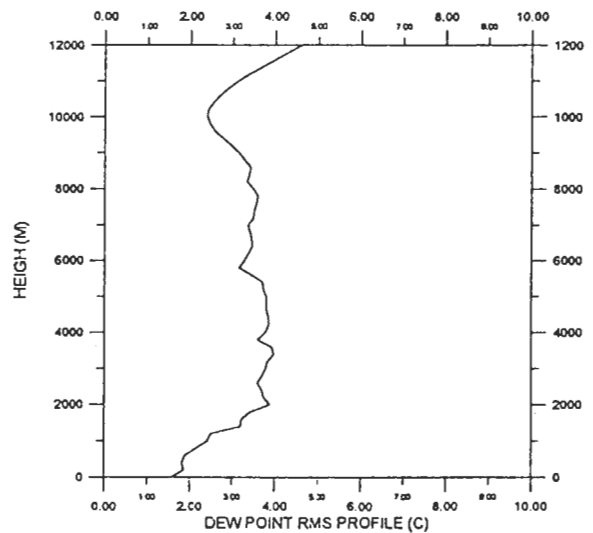


圖22 同圖18，但為露點溫度之均方根誤差剖面。

圖18至圖20分別為在晴天、薄雲和厚雲時由輻射儀量測之亮度溫度值所推求之露點剖面，和板橋測站探空所量測露點剖面之比較，同樣地在1500公尺以下之資料亦經地面觀測值之修正，其中實線為輻射儀量測所推求之露點溫度剖面，而虛線為板橋探空所量測之露點溫度剖面。因露點剖面是由推測之水汽含量剖面配合探空之溫度剖面而得，故一般而言，各高度層之誤差特徵多與水汽含量剖面之誤差特徵相似。就露點偏倚值剖面而言，一般多小於 $2.5^{\circ}\text{C}$ ，但最大時則高達約 $6^{\circ}\text{C}$ ，並且於低層和高層處皆為負值，亦即表示於低層和高層處之預估值會比真實值偏大，但中層則有正有負。就露點均方根誤差剖面而言，最大時亦高達約 $6^{\circ}\text{C}$ 。圖21和圖22為累計1993年10月至1994年3月間共15筆輻射儀量測所推求之露點剖面和板橋測站探空所量測之露點剖面間之偏倚和均方根誤差剖面。其中偏差剖面大多於 $2.5^{\circ}\text{C}$ 以內，最大達約 $4^{\circ}\text{C}$ ，均方根誤差剖面多於 $3.5^{\circ}\text{C}$ 上下，最大達約 $4.5^{\circ}\text{C}$ 。

## 六、結論與展望

研究結果顯示，以中心頻率22.235GHz之地面微波輻射儀觀測資料推求大氣之水汽總含量是可行的，藉由迴歸分析可建立輻射儀輸出之亮度溫度值和大氣水汽總含量之關係。雖然與探空氣球觀測得之水汽總含量相比較，仍有些許的誤差，但在晴空下資料結果顯示亮度溫度值和大氣水汽總含量間呈高度相關之正比關係且相關係數平方達0.80，此顯示出大氣中輻射量之增多主要是由於大氣中水汽放射的結果。對薄雲大氣而言，若於觀測範圍內出現薄雲層，則大氣中之輻射值會比晴空時大，此乃因薄雲層的放射效應造成，且亮度溫度值與總

水汽含量值間相關係數為0.88，變化不大。但就厚雲大氣而言，由於厚雲大氣之輻射量比薄雲大，此顯示出大氣中若雲層增厚會造成輻射值增大，而亮度溫度值與總水汽含量值間相關係數降為0.58，此表示液態水含量的大量增加會具有模糊水汽含量資訊的傾向。在資料驗證上，晴天、薄雲和厚雲天氣之均方根誤差分別為0.4891cm、0.4097cm和0.3886cm，結果似乎與預期之結果相反，此點可能因驗證資料不夠，較難顯現真實之誤差。在本研究中，利用連續性輻射儀觀測資料所推估的總水汽含量具有不錯的結果，大致而言，其結果能表現出水汽變化的趨勢。且長期而言，此方法可藉長期資料的累積與修正而增加精確性，同時可避免資料太少所造成的誤差與偏差。此外以地面微波輻射儀量測之亮度溫度值推求水汽含量剖面方面，一般而言，晴空時所推測之水汽含量剖面較有雲時具較佳之準確性，此乃因剖面是以高度之指數函數而建立的，故其較無法反應各剖面中有雲存在之特性。於資料誤差分析上，就水汽含量均方根誤差百分比剖面而言，低層大多小於百分之三十，但高層則會出現大於百分之三十之現象。就露點溫度均方根誤差剖面而言，大約均在 $4^{\circ}\text{C}$ 以下。

利用衛星微波頻率遙測大氣時，由於衛星天線往下觀測，所以衛星天線所接收的輻射值主要包含大氣貢獻項、大氣的地表反射貢獻項、地表放射項。然而對微波頻率而言，地表的放射率和反射率複雜而無法以幾個固定值取代所以了解微波的地表放射率和反射率之變化為衛星遙測急欲解決的問題之一。而本實驗嘗試量測不同含水量的土壤和其反應輻射值間的變化情況，以了解其放射和輻射值間之關係。圖23為初步分析不同土壤含水量和輻射儀量測之亮度溫度值間的關係。量測土壤含水量結果顯示土壤含水量多寡會影響輻射值，且土壤含水量較多，輻射值會相對減小，此結果代表未來應用微波資料遙測地表土壤含水量的可行性。

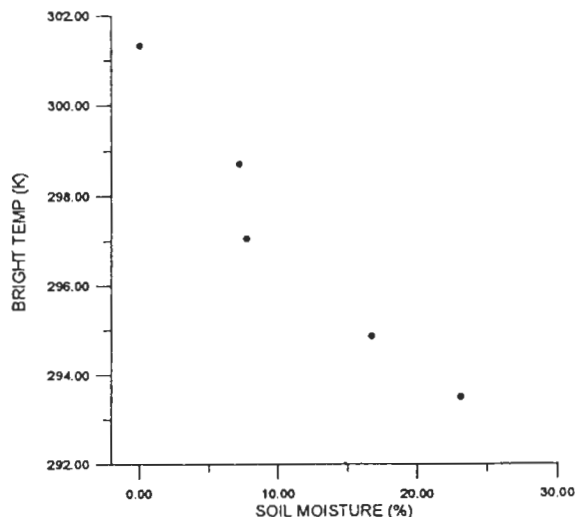


圖23 不同土壤含水量和輻射儀測量之亮度溫度值間的關係。

微波輻射儀在未來應用上除了可以估算大氣中之水汽含量、降水等外，配合直達日射儀之觀測，提供地面微波輻射儀觀測所得水汽含量資料之大氣修正，即可應用於太陽輻射和資源衛星遙測之研究上。而利用微波輻射儀分析地面各物之微波放射率和反射率與輻射值間之關係，亦可提供衛星微波遙測之參考。此外本研究觀測過程中亦顯示降水會影響輻射值之大小，故未來亦可應用於分析輻射值與降水量之關係上。

## 誌 謝

本研究在研究期間，承蒙國立中央大學太空及遙測研究中心提供地面微波輻射儀資料及各項儀器設備的支援，以及郭宗華和馮依菱協助論之各項處理，在此一致謝。

## 參考文獻

- Christian Mätzler, 1992: Ground-based observation of atmospheric radiation at 5,10,21,35 and 94 Ghz. *Radio Sci.*, Vol.27, 126-133.
- Guiraud, F. O., J. Howard and D.C. Hogg, 1979: A dual-channel microwave radiometer for measurement of precipitable water vapor and liquid. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* Vol. 17, 129-136.
- Hogg, D. C., F. O. Guiraud, J. B. Snider, M. T. Decker and E. R. Westwater, 1983: A teerable dual-channel microwave radiometer for measurements of water vapor and liquid in the troposphere. *J. Appli. Meteor.*, Vol.22, 789-806.
- Platt, C.M.R., 1981: Extended clouds and radiation. *World Climate Research Programme*, Vol. 18, WMO, 1-37.
- Rauber, R. M., J. B. Snider and L. O. Grant, 1982: Spatial variations of cloud liquid water determined by aircraft and microwave radiometer measurements in northern Colorado orographic storms. Conf. Cloud Physics, Chicago, Amer. Meteor. Soc., 477-480.
- Skoog, B. G., J. I. H. Askne and G. Elgered, 1982: Experimental determination of water vapor profiles from ground-based radiometer measurements at 21.0 and 31.4 Ghz. *J. Appli. Meteor.*, Vol. 21, 394-400.
- Smith, W., 1966: Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *J. Appli. Meteor.*, Vol. 5, 726-727.
- Tetens, O., 1930: Uber einige meteorologische Begriffe. *Z. Geophys.*, Vol. 6, 297-309.
- Westwater, E. R., and F. O. Guiraud, 1980: Ground-based microwave radiometric retrieval of precipitable water vapor in the presence of clouds with high liquid content. *Radio Sci.*, Vol. 15, 947-957.

Westwater, E. R., J. B. Snider, and M. J. Falls, 1990: Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20.6, 31.65, and 90 GHz: A comparison of measurements and theory, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, Vol. 38, 1569-1579.

## **Applying Ground based Microwave Radiometer Data in Estimating Atmospheric Water Vapor Content**

**Gin-Rong Liu Erl-Jeng Gau Tang-Huang Lin**

**Center for Space and Remote Sensing Research  
National Central University**

### **ABSTRACT**

Using microwave water vapor absorption channels to sense the properties of water vapor emission signals and analyze by the water vapor estimation model, the total water vapor content could be estimated. The methodology of this research is to apply the ground-based 22.235 GHz

passive microwave radiometer to detect the atmospheric radiation and assess the water vapor content, and to investigate and establish the relationships between the atmospheric radiation and water vapor for various weather patterns. Another aim of this research is to study the atmospheric water vapor profile, dew point profile and the emission density variation related to the soil moisture.

The result of this research showed that the brightness temperature measured by microwave radiometer is proportional to the total water vapor content in clear sky cases. It is contributed by the water vapor emission. For the cloudy sky cases, the brightness temperature is higher than the clear sky cases. Generally, the radiation value is proportional to cloud thickness. The error analysis of this study showed that the RMSE of total water vapor content for clear sky, thin cloud and thick cloud cases is  $0.4891$  ,  $0.4097$  and  $0.3886$  cm, respectively. In this study, also the continuous observed data of microwave radiometer was used to estimate total water vapor and compare the radiosonde total water vapor. The examined result shows the correlations and estimated results were reasonable, especially for the clear sky cases. The RMSE percentage of water vapor content profile is smaller than 30% in the most cases, but is much larger than 30% in higher levels. The RMSE of dew point profile is  $4.5^{\circ}\text{C}$  in the worst cases. The analysis of this study showed that the radiation density is influenced by the soil moisture and the radiation value is inverse proportional to the measured soil moisture.

**Key words :** Water vapor absorption channels , Total water vapor content ,  
Microwave radiometer.