

利用SSM/I估計臺灣地區雨量之數值模擬-物理疊代法

王光華
氣象衛星中心
中央氣象局

劉振榮
大氣物理研究所
國立中央大學

摘要

應用衛星資料估計雨量是天氣分析及防災的重要項目，由於紅外線及可見光頻道的特性限制，以微波頻道估計降雨是可行而且有效的。一般多以大量資料配合微波的偏極化效應進行統計分析，以尋求比較理想的估算方式。用物理法估求雨量則相當複雜而花時間因此較少有研究。但是物理法仍然是準確求得降雨量的不二法門。本研究採同時物理法為基礎配合疊代法修正，在數值模擬中可以明顯的顯示出估算結果頗佳。由於有各物理量的影響所以本研究先以其他方法及其他衛星資料、氣候值等配合求得各個物理量作為已知參數，求取降雨量及液態水含量為未知參數，所得的結果並不受初始值的影響。惟應用於實際天氣時因為是採用線性反演法所以仍然有所限制，必須以非線性反演法才能估計出實際降雨。

一、前言

雨量反演的方法在紅外線頻道有以CST法(Convective - Stratiform Technique)(Adler, 1988)比較有名也被NESDIS及中央氣象局使用，其主要方法先區分雲為對流性及層狀雲後，在輔以短時間連續觀測的特長，對於天氣系統的生命期有比較長時期的瞭解，再由統計方法定出相關的指數作為降雨的指標。目前的微波儀器均載於軌道衛星上在天氣系統的生命史上不如同步衛星，但是卻比紅外線觀測提供更直接的降雨的訊息，如果將紅外線的觀測和微波資料合併取其優點則可以大幅提高降雨估計的精確度。

早期雖然有以Nimbus衛星的SMMR為資料做降雨估計但是多為統計方法，而且精確度比較差。其中又以Spencer(1989)的PCTPolarization Corrected Temperature)法比較特殊，以85GHz的高頻做為主要降水估計頻道，和一般的用法不同，Todd(1995)在英國更提出PCT的改良法估計英國附近的降雨，統計法的優點就是簡便迅速，但是必需有嚴謹的地面觀測來分析，因為國內沒有高頻的地面微波輻射儀所以無法進行這項實驗。但是本研究中也比較了近十種統計方法，結果仍然以使用85GHz的散射指數法估計降雨量在臺灣地區的準確率最好。用DMSP上SSM/I微波頻道估計降水的方法中以微波輻射傳遞方程式為基礎的統計物理法(Kummerow, 1994)，以雲物理為基礎的統計物理法(Smith, 1992)等。但是資料結果的實際驗證工作上大多付諸厥如，多以模擬資料替代，問題在於實測資料及衛星資料本身特性有極大的差異性。Skofronick-Jackson(1995)以Karhunen-Loeve法(KL)估計微波降水量，基本上也是屬於非線性統計方法的一種，包括高低不同解析度的資料並降低資料的複雜性，由於是以模擬資料做研究，所以在實際應用上仍然有待進一步探討。

微波反演雨量在結果的驗證上卻少有學者應用於實際的降雨資料的比較上而多以模擬值做比較，原因之一是衛星的視野(FOV)下的降雨並非均

勻分佈或線性關係。Chiu(1990)等人對這問題以GATE的資料提出了修正關係式，但是僅限於20mm/hr以下的降雨。Wu(1984)也指出降雨率在空間分佈示均勻時，兩者會出現不符合。劉錦麗(1994)等學者也指出一般假設的平行大氣會比三維大氣模式模擬的結果高，因為會受到側雲的影響，影響可以達到-2.9K ~ 24.8K，而且由於二度空間計算，未考慮風的問題，所以理論值和觀測值會有差異。Adler(1991)以模擬的方式做了三維的雲模式來瞭解降雨雲的微波輻射傳遞，以非靜力平衡的情形下模擬，對於雲層在各個階段的發展狀態下，微波輻射傳遞的影響有了詳細的瞭解，在非降水性的雲滴對於中、低頻道的亮度溫度值有相當大的影響，降雨時則雲中的過冷水和冰一樣扮演重要的角色。

事實上由於衛星資料和傳統的地面雨量觀測資料特性不同所以在雨量的比較上有相當的困難存在。Wilheit(1991)將機率分佈函數以lognormal的方式來分析地面的雨量觀測資料。由於衛星的FOV比降水雲塊大，所以多會低估降雨量，可以用統計方法來修正(Parabhakra, 1992)。Bell(1994)以主成分分析的方式分析降雨的機率分佈，求得單站或是單一區域的降雨是時間的函數，但是不適用於短時間的雨量估計。Kedem(1990)提出證明雨量是呈lognormal的形態分佈，並以大西洋熱帶實驗(GATE)的資料做分析，但是用於臺灣地區則雨量偏低很多，稱為ATT法(Area-Time Integral)。Sauvageot(1994)也以lognormal分佈來表示雨量的機率分佈，但是使用不同的雨量積分方式，機率分佈函數是雨量的函數和面積時間平均雨量值比較接近。Morrissey(1995)提出NCR法(Noncontiguous raingage method)，因為考慮了雨量的空間分佈比較符合實際雨量但是卻必需有嚴密的雨量觀測網，不是每個地區都能適用。海上資料的驗證則以雷達的資料視為真實值。

本研究主要以Kummerow(1994)的Forward Model為基礎發展一套微波降雨估計反演模式，對於陸地地區的放射率問題在本研究中採用NOAA衛星的NDVI協助建立臺灣地區的地面放射率以解決一般微波遙測難以處理的陸地降雨估計問題，由於雲的高度影響微波輻射傳遞模式計算的結果很大，本研究合併GMS紅外線資料做為雲高的判斷資

料也一併考慮到雲的發展期，將大氣分為五層，以攝氏零度到零下20度定為過冷水存在的範圍(Sauvageot, 1996)。平行大氣，熱力平衡，圓形水滴等一般輻射傳遞的假設也是本研究的假設條件，雖然也有學者提出其不合理處及可能造成的誤差，但是仍然屬於未成熟階段，而且在實際反演計算中過於複雜，窒礙難行，所以本研究仍然基於現有一般假設條件下，改善反演精確度，使降雨估計得以合理化。反演技巧上首先以最適合臺灣地區的散射指數(Scattering Index)方法，並將這個演算結果做為模式的雨量初始值，提高初始值的準確度。在陸地地區以臺灣地區密集的地面雨量觀測站網資料為實測資料，海上以中正機場的CKS都卜勒雷達的等高面kappy 資料為海上實測資料。在嘗試過各種反演法後發現以限制線性反演法(Constrained linear inversion)及聯立物理法反演合併做雨量反演估計的結果比較合適。在計算過程中另一項重要因子是判別是否下雨，由七個微波頻道的觀測值及同步衛星的觀測值判別是否下雨，準確度約達70%，準確度尚顯不足，但是多屬於2mm/hr以下的降雨地區。

本研究中以數值模擬來驗正本模式的正確性與反演的特性，結果顯示數值模擬誤差很小，反演法中以大氣整體降雨量為參數求解時在降雨量45mm/hr以下有相當好的準確度但是在30mm/hr以上時所得結果的解析度下降為5mm/hr及有5mm/hr的估計誤差，疊代次數比較少，平均約5次，若以大氣各層降雨量為參數求解時，沒有降雨量估計範圍的限制，準確度比較高，但是疊代次數比較多，平均為8次。

二、理論

在衛星上所觀測的是來自地球上各樣輻射來源的總和，這個過程也就是輻射傳遞，我們並且假設大氣為平行大氣。當我們考慮水平和垂直極化的輻射穿過雲層時雲的結構，水相和溫度均隨著高度而不同。在此向上的輻射來源主要是來自地面。在大氣的垂直剖面上水的密度、水相、形狀、大小等都對於這樣的輻射有相當的影響。很可惜的這些參數我們並不能完全瞭解，所以雖然嚴謹的輻射傳遞方程式的數學分析仍然不能完全符合實際的大氣觀測結果(Wu, 1984)。但是為了求得更精確的結果增進觀測儀器的功能及改善輻射傳遞方程式的解仍然是唯一的途徑。

在實際應用時，常常需要以最簡單而快速的方法來解出輻射傳遞方程式，對球面諧函數法而言，最簡單的方法也是本研究中採用的是由Eddington 近似式來表示(曾忠一，1988)

由微波的光程估算降雨量，必須先知道降雨、液態水含量等的垂直分佈。因為不同頻道對於不同高度降雨的反應不同，所以是可以由亮度溫度推算出降雨量。這方法則運用了放射及散射模式的特點。應用此方法的代表性人物是Kummerow(1991)，對應於不同雲類降水，將大氣分為五層，作好25種不同大氣剖面資料模式，配合雲物理數值預報結果求其各因子物理量，在將此物理量與以統計法求其迴歸關係，並予以驗證，直如果不佳，再把統計法估算結果送回模式再求直到小於預訂誤差值。問題是亮度溫度與降雨的關係隨

各物理量的變化，在實際上這些物理量的垂直分佈剖面如何取得，要對應於那一種雲等都不容易。

本研究中則對Kummerow的方法為基礎做比較大幅度的修改。

輻射傳遞方程式以及相關的各個因子計算方法在前二章已經說明，而這些都是正向(Forward)的計算，我們的主要目的是在於反演，反演的精確度必須仰賴正確的輻射傳遞模式及正確的大氣因子，然後有適當的反演技巧才能得到精確的反演結果。

如果衛星的觀測值減去模式的計算值為零時表示模式的各個大氣因子為正確的，也就是我們的解，這是相當於函數求解的問題，可以初始值代入模式不斷反覆求極小值。可以用Newton-Raphson Method(Press, 1992)

求解，但是因為遙測的問題各個參數之間多有相關性，並非單一的解，多是屬於Analytic Function所以使用求極小值的方法並無法有效的改進初始值的精確度。本研究也做了測試但是並無法有效的改進初始值。本研究中也試圖以其他疊代法來求解，但是效果不彰，而且非常花時間實在不適合合用於雨量的反演，因為雨量和氣中液態水含量及水汽含量的權重函數重疊部份很多。

本研究則採用聯立物理反演法，最大的特色是

- 1)對於初始值並不靈敏。
- 2)只需進行一個逆矩陣求逆的步驟，故在計算上是相當有效的。
- 3)可以同時解決一個以上的未之參數，同時也計及輻射強度隨地面的變動。

聯立物理反演法最初由Bill Smith(1984)等人發展出來的，原用於大氣溫度，濕度反演上，本研究則進一步運用於微波的雨量反演。由於衛星觀測的亮度溫度是自地面及大氣的輻射經過衰減後到達衛星的微波輻射儀的輻射強度，複雜的輻射傳遞方程式可以簡化為

$$I = \int_0^{ps} \tau^* dB + B_{\infty} \quad (1)$$

τ^* 是透射函數，對(1)式進行部份積分並以高度Z為坐標，得到

$$B(T_B) = B(T_s)\tau_s^* + \int_0^{\infty} B(T) \frac{\partial \tau^*}{\partial z} dz$$

因為對於微波的 τ^* 而言，其衰減係數是液態水含量，降雨量，含冰量的合成，雖然微波多了散射的衰減項但是吸收和散射的和就是衰減量，對5-3式作成變分形式，則產生下式

$$\begin{aligned} \delta I(\infty) = & \frac{\partial B(T_s)}{\partial T_s} \delta T_s \tau(0) \\ & + \int_0^{\infty} \frac{\partial B(T(z))}{\partial T} \delta T \frac{\partial \tau(z)}{\partial z} \\ & dz + \int_0^{\infty} B(T(z)) d\delta \tau \end{aligned} \quad (3)$$

上式第三項可以部分積分展開，略去第三項中的高度標示z，穿透率 τ 只是水蒸氣量 u 、液態水含量 l

及降雨量 R 的函數，雖然冰對於散設射有影響但是相對於其他大氣因子而言則偏小可以略去。因為SSM/I有七個頻道所以 $M=7$ ，矩陣的形式就是 $G=AC$ 。其中液態水含量的基礎函數以CKS雷達觀測的五層等高面資料以經驗正交函數求特徵值最大的特徵向量作為基礎函數。降雨則假設凝結層以下高度有雨滴，以離地1Km的降雨為實際地面降雨量，1Km到2Km雨量為最大降雨層，經由模擬值求得降雨的權重函數做為降雨的基礎函數。所以全部有五個液態水含量及一個降雨量共六個未知數。利用線性反演法求解。

$$c = (A^*A)^{-1}A^* \xi \quad (5)$$

線性反演的方式有很多，但是大部份的遙測問題都屬於第一類弗雷德霍姆積分方程，其解可能是不存在、不是唯一、不穩定的(曾忠一，1988)。尤其 g 是觀測值，是不穩定的起因，所有的觀測都會受到誤差的影響。一般可以用光滑解即加入 γ 值使得解不致變得異常，但是 γ 值的大小失控往往會使得所得到的解無意義。

本研究中採用SVD(Singular Value Decomposition)法來求解，因為SVD可以解所有的線性最小平方問題，即使是一些奇性的矩陣，SVD法是有效的方法，而 A 的近乎奇性是因為權重函數的強烈重疊，這是任何遙測問題所無法避免的問題

三、大氣參數的設定

在反演的模式中需要各種大氣條件的初始值來構成整個反演的模式，再由初始值和觀測值的差異來推算其結果。整個模式的概念可以由圖5-3來說明。初始的輸入參數有液態水含量、降雨量、地面放射率、雲高、含冰量、結冰高度、海陸分佈、陸地的放射率等。分別由SSM/I資料、探空觀測資料、地面氣象站觀測資料、GMS同步衛星紅外線頻道資料及NOAA衛星資料中分別求得。

在將大氣分為五層，大氣參數的初始值輸入Rough Surface Model後，求得計算值和觀測值的差，以同時物理反演法求解。假設大氣氣溫是正確的，由七個觀測值求四個參數，此四個參數分別是大氣的液態水含量、水汽含量、地面溫度、降雨量與原來初始值的差。至於液態水含量各層的初始值則以Sauvageot(1996)的結果的垂直分佈比例將總液態水含量做同樣比例的分配。

降雨量的垂直分佈情形在實際的觀測資料上不易得到。降雨量的分佈一般以在1000公尺到1500公尺處為最大，也就是雲底的位置最大，雲底下方因為蒸發使得實際降雨量減小(淺井富雄等，1986)。颱風及低氣壓通過時則降雨厚度會提高，就整個大氣的天氣系統來看，仍然以在低層降雨的例子最多佔了一半以上。中低層各高度雨量平均分配的僅12%，中層雨量比較高向下遞減的佔16%，其他是分佈不規則的。因此本研究中以地面降雨為一，自地面而上各層的降雨量以日本的觀測資料為準(淺井富雄，1986)，取層狀雲第一到四層為1，1.1，0.7，0.1，0.01的比例分配。積狀雲(雲高5Km以上)則以1，1.1，0.6，0.2，0.01的比例分配。雖然不一定合理但是對於同時物理法而言因為對於出始值的依賴並非很嚴種，又無雲模式模擬下這

是必須的假設。降雨量、水汽含量、液態水含量都是水，因此本研究中均取 g/cm^2 為統一的計算單位。

四、結果與討論

在直接反演所得結果來看並不理想，但是如表一所示在初始值較大時的修正值為負值，初始值為較小值時的修正值為負值，當初始猜測值為符合實際值時的修正值變得很小。因此我們可以以疊代的方式來修正為正確值，修正結果如表二。其中區分為暖雲和冷雲兩類，其差異在暖雲不含冰晶，雲高低於5Km。

而使用單一大氣整體降雨量所求之降雨量和分層為參數的降雨量估算結果，發現以分層參數法的結果果比較準。因為雨量在大氣中各個高度的分布並非一均勻。如圖一。

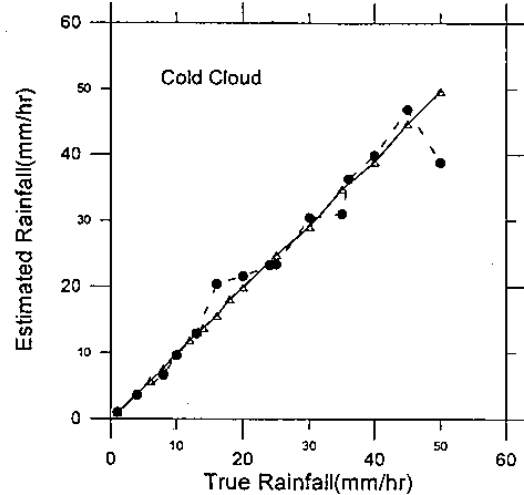
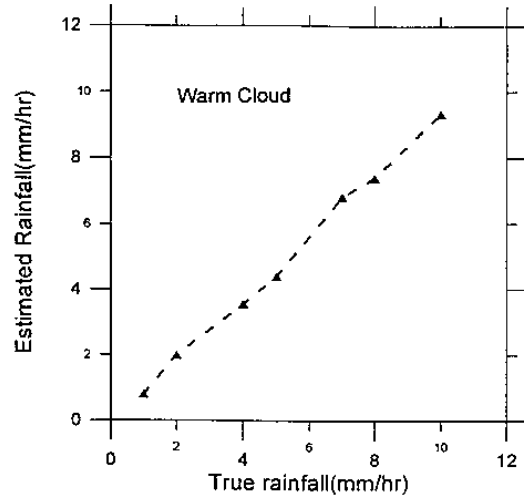
實際應用於大氣雨量反演中則因為其他物理量都有誤差存在，所以必須加以考慮而以 γ 值來防止異常值。事實上由各物理量對於亮度溫度的敏感程度來看如圖二，雨量並非影響的最大因子，所以要有準確的雨量估計結果，必需先求取溫度、地溫、雲中液態水含量等，並且採用非線性法反演才會有比較好的估算值。

五、參考文獻

- 曾忠一，1988,大氣輻射續篇，中央研究院物理研究所
- 曾忠一，1988，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，p630
- Adler, Robert F. and Andrew J. Negri, 1988: A Satellite Infrared Technique to Estimate Tropical Convective and Stratiform Rainfall, J. Appl. Meteor., Vol.27, 30-51
- Kummerow, C., I. M. Hakkarinen, H.F. Pierce, and J. A. Weiman, 1991: Determination of precipitation profiles from airborne passive microwave radiometric measurements. J. Atmos. Oceanic. Technol., 8, 148-158
- Kummerow Christian, Louis Giglo ,1994: A passive Microwave Technique for Estimating Rainfall and Vertical Structure Information from Space, Part I: Algorithm Description, Journal of Applied Meteorology, Vol.33, P3-18
- Spencer, Roy W. and H. Michael Goodman, Robbie E. Hood, 1989: Precipitation Retrieval over Land and Ocean with the SSM/I: Identification and Characteristics of the Scattering Signal, Journal of Atmospheric and Ocean Technology, Vol. 6, No.2, 254-273
- Todd, Martin C. and John O. Bailey, 1995: Estimates of Rainfall over the United Kingdom and Surrounding Seas from the SSM/I using the Polarization Correction Temperature Algorithm, Journal of Applied Meteorology, Vol. 34, 1254-1265

假設降雨量 mm/hr R(ini)	全氣層模式 調整量 mm/hr R(adj)	降雨計算量 mm/hr R(ini)+R(adj) =R(est)	偏差量 mm/hr R(est)-R(rel)	分層模式 調整量 mm/hr(adj)
冷雲: 實際降雨量 = 10 mm/hr				
20	-13.3	6.7	-3.3	-194
18	-16	2	-8	-169
16	-16.4	-0.4	-10.4	-142
14	-16	-2	-12	-113
12	-0.6	11.4	1.4	-30
11	-0.08	10.92	0.92	-21
10	1.59E-003			-0.14
9	3.27	12.27	2.27	82
8	5.38	13.38	3.38	90
6	5.58	11.58	1.58	108
4	5.96	9.96	-0.04	134
2	6.65	8.65	-1.34	191
冷雲: 實際降雨量 = 4 mm/hr				
8	-0.52	7.48	3.48	-21
7	-0.46	6.54	2.54	-16.5
6	-0.35	5.65	1.65	-11.5
5	-0.21	4.79	0.79	-6.2
4	0.64	4.64	0.64	-0.23
3	0.26	3.26	-0.74	37
2	0.6	2.6	-1.4	16
1	1.2	2.2	-1.8	37
冷雲: 實際降雨量 = 20 mm/hr				
27	-7.5	19.5	-0.5	-99
20	-0.01	19.99	-0.01	-0.24
2	27	29	9	564
暖雲: 實際降雨量 = 4 mm/hr				
8	8.65	16.65	12.65	-86
7	6.6	13.6	9.6	-65
6	4.58	10.58	6.58	-45
5	2.46	7.46	3.46	-25
4	0.29	4.29	0.29	-6.15
3	-1.9	1.1	-2.9	88
2	-4.1	-2.1	-6.1	49.9
1	-6.25	-5.25	-9.25	88.67
暖雲: 實際降雨量 = 2 mm/hr				
3	2.49	5.51	3.51	
2	0.3	2.3	0.3	
1	-1.79	-0.79	-2.79	

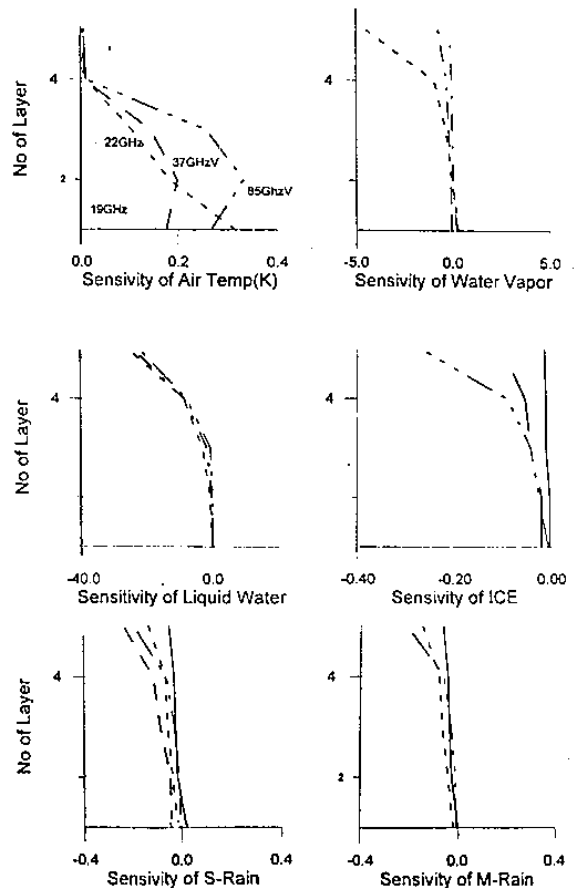
表一 雨量反演模式在輸入不同初始值的一次計算修正結果



圖一 初始值均為2mm/hr時，縱軸表示計算值，橫軸表示實際值

實際降雨量 mm/hr	估計降雨量 mm/hr	偏差值 mm/hr	疊代計算次數	雲性質
1	0.8	-0.2	2	暖雲無冰晶
2	2	0	1	
4	3.56	-0.04	3	
5	4.4	-0.6	5	
7	6.8	-0.2	3	
8	7.4	-0.6	3	
10	9.35	-0.65	7	
1	1	0	2	冷雲,含冰晶
4	3.58	-0.42	2	
6	5.19	-0.81	3	
8	6.6	-1.4	4	
10	9.6	-0.4	3	
13	12.9	-0.1	4	
16	20.4	4.4	3	
20	21.6	1.6	3	
24	23.25	-0.75	3	
25	23.35	1.65	3	
30	30.4	0.4	6	
35	31.02	-3.92	6	
36	36.29	0.29	6	
40	39.86	-0.14	2	
45	46.9	1.9	5	
50	38.8	-11.2	3	

表二 初始值為 2mm/hr, 模擬計算之降雨量結果和實際值的比較及計算次數



圖二 大氣中各物理量對於衛星觀測到的亮度溫度之敏感度，每一個單位的物理量增加後，亮度溫度的變化