

AMSU晴空/雲區輻射傳遞模式之建立

王 光 華

中央氣象局氣象衛星中心

(中華民國八十八年七月十六日收稿；中華民國八十八年十月二十四日定稿)

摘 要

建立最新NOAA系列繞極軌道衛星上的AMSU(Advanced Microwave Sounding Units)頻道的輻射傳遞模式，不僅可以用在晴空的模擬也可以用在有雲或有雨有雪的大氣條件下。模式的吸收效應是依據Liebe的吸收係數求得，在雨滴或冰晶的散射問題上採用Eddington Approximation來計算。海面上的放射率則是風、頻率及溫度的函數得到。在雲裡面的物理量則以大西洋颶風的雲物理來模擬。本模式並與其他模式及實際的衛星觀測資料做比較，顯示此模式所模擬的結果是合理的。衛星觀測的亮度溫度受降雨的影響情形及AMSU的權重函數分佈情形也在本研究中加以討論，較低的頻道受雨的影響仍然很大，是可以用於反演降雨的頻道，頻道15,16也可以用於降雨的識別。依據此微波傳遞模式的建立可以進一步發展相關的降雨或液態水含量的反演技術。

關鍵字：微波、降雨量、輻射傳遞模式、雲

一、前 言

微波觀測大氣是近年來在大氣雨量觀測上的一大進展。尤其近五年來在SSM/I(Special Sensor Microwave/ Imager)衛星及TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)衛星成功的運用微波遙測的功能在全球及熱帶地區雨量觀測上有相當明顯的成就。但是SSM/I及TRMM都不是即時可以取得觀測資料的氣象衛星，所以不能立即用在天氣預報作業上。NOAA

系列衛星雖然提供有MSU(Microwave Sounding Unit)的儀器，但是空間解析度只有一二百公里，並且以大氣的溫度觀測為主要目的。直到1998年，載有20個微波頻道的NOAA-15號衛星成功發射並順利作業後，提供了更多的衛星微波資料。AMSU的設計不是針對降雨觀測而是針對大氣溫度及水汽含量及液態水含量的分佈為主，但是對於部份的頻道仍然受到降雨的影響。由於是新的觀測儀器，因此在相關的研究上尚

且不多，而類似的微波觀測與研究已經在過去十年中展開。

雖然有些大的研究機構發展出比較完整的輻射傳遞模式，比較著名的有美國空軍地球物理實驗室 FASCOD3(Fast Atmospheric Code Version 3)及 HITRAN 等，以及歐洲的 RTATOV(Saunders and Matricardi), OPTRAN (Kleespies), PLOD(Hal Woolf and Paul van Delst)，都是逐線計算法(Line by Line calculation)的模式。由於 LBL 模式比較精確但是需要比較多的計算時間，因此依據 LBL模式可以導出晴空的簡易回歸模式。但是這些模式有的取得不易或於特定環境下使用上並不方便，而且由他人所設計的程式有的不易明白其程式中的機制，因此發展一套國人自己的微波輻射傳遞模式對於微波遙測的應用研究是必要的，對於微波遙測的機制也才能明瞭，才可能有比較具體的成效。因為微波的波長與紅外線不同，可以有比較細微的頻寬，因此LBL模式是最精確而基本的微波輻射傳遞模式。

當大氣中有雨和雲存在的時候，輻射傳遞的計算就變得比較複雜。可以分為吸收及散射兩大部份。當沒有雨存在時考慮的吸收氣體主要包括氧氣和水汽，吸收係數的計算包括氧氣分子的吸收，水汽的共振，自轉及連續吸收帶。在高空約30公里以上的地方因為氧氣分子減少而以電離子狀態存在，有極化現象產生，因此有Zeeman 效應。但是對於AMSU頻道而言，Zeeman效應對於亮度溫度的影響程度不太大，約在一度的亮度溫度左右，因此在對於AMSU頻道的模擬中並不考慮。在散射部份主要是由雨滴及雪或冰晶所造成的，對於散射所產生的衰減係數則由Eddington 近似法來計算，雖然離散縱座標法 (Discrete ordinate method) 更精

確。由驗證微波波段的Eddington近似法和離散縱標法的two stream近似法兩個方法的模擬亮度溫度，結果顯示差異並不大(Kummerow and Giglio,1994)，而且Eddington 近似法的計算速度比較快。在模式中將散射與吸收兩部份結合起來成為可以適用於晴天或有雲雨的天氣形態的模式，在雲上方的無雲區仍然使用晴空的輻射傳遞模式。

在有雲的情形下最欠缺的是雲中的物理量，因為沒有實際觀測值，所以多以假設條件來處理，或以均勻狀態來處理。在利用SSM/I估計液態水含量中多是估求大氣的總液態水含量或總可降水量，但是實際上雲中含水量及雨的垂直分佈上下並不均勻。不同的液態水含量分佈及降雨雲高度都會造成衛星觀測的輻射量很大的不同(王光華,1997)。這是本研究中的一大課題，為了解決這個問題在本研究中以雲模式的物理量來處理。其他如地面發射率等資料也都有進一步的處理，而且輸入的資料都可以在目前的氣象作業系統中順利得到。例如大氣的溫度，濕度，雲高等都可以從數值預報中得到。為了驗證模式的正確性，本模式並且與其他模式及實測衛星資料做比較，證明本模式是有效的微波輻射模式。

以下將分別以AMSU的儀器特性，微波輻射傳遞模式的構成，雲模式的內容及驗證結果分別說明。

二、AMSU的儀器特性

NOAA15號軌道氣象衛星在1998年五月發射，除了延續NOAA14等衛星系列，更特別的強化了觀測的功能。最主要的變革是更換原來

表一 AMSU 頻道特性 (Channel Characteristics)

頻道編號	中心頻率(GHz)	第一頻寬(MHz)		第二頻寬 (Mhz)	輻射儀感度 (K)
1	23.8	72.5	0	2x125	0.2
2	31.4	50	0	2x80	0.2
3	50.3	50	0	2x80	0.22
4	52.8	105	0	2x190	0.15
5	53.596	115	115	2x168	0.15
6	54.4	105	0	2x190	0.13
7	54.94	105	0	2x190	0.11
8	55.5	87.5	0	2x155	0.14
9	57.29	87.5	0	2x155	0.2
10	57.29	217	217	2x77	0.22
11	57.61248/56.96821	48	48	4x35	0.24
12	57.61248/56.96821	22	22	4x15	0.35
13	57.61248/56.96821	10	10	4x8	0.47
14	57.61248/56.96821	4.5	4.5	4x3	0.78
15	89	1000	0	2x1000	0.14
16	89	900	900	2x1000	0.37
17	150	900	900	2x1000	0.84
18	183.31	1000	1000	2x500	1.06
19	183.31	3000	3000	2x1000	0.7
20	183.31	7000	7000	2x2000	0.6

的Microwave Sounding Unit(MSU), Stratospheric Sounding Unit(SSU) 為 20 個頻道的 Advanced Microwave Sounding Units (AMSU)。頻道數及空間解析度都有大幅的改善。其頻道規格如表1所示。頻道1-15是AMSU-A, 解析度約為50Km, 頻率分佈由 23.8 到 89GHz。頻道 16-20 是AMSU-B有16.7Km的解析度, 主要是水汽觀測頻道, 頻率分佈由 89到 183GHz。AMSU-A主要觀測大氣的氣溫及水汽, 頻道16-20稱為AMSU-B主要觀測大氣的液態水含量, 分別是位在氧氣及水汽的吸收頻道上。許多頻道中心頻率相同但是其頻寬是不相同的。

AMSU儀器特性以觀測大氣垂直的溫度及

水汽為主並且增加了液態水含量分佈的觀測, 對於雨量的觀測雖然不是主要功能, 但是液態水和雨量對於衛星觀測到的輻射量仍然有相當的關係存在, 也會受到降雨的影響, 影響程度是本研究的主要探討主題之一。

三、微波輻射傳遞模式的建立

利用微波遙測的代表性儀器是雷達, 但是雷達是自己可以發射電波, 而氣象衛星的微波遙測則是屬於被動式的遙測, 接收來自大氣及地面的微波輻射能量。依據地面及空中各種物體的溫度及特性的不同而有不同的微波輻射強度及頻率。由不同頻率所得到的輻射能量強度來

判別各種物體的特性。大氣及地球表面從紫外線到各種波段都可以放射能量。一般的微波遙測是指頻率在3~300GHz的波段。隨著頻率的增加水汽的連續吸收帶的強度也會增加，所以微波遙測就是利用各種氣體的吸收、大氣中水滴、冰晶、散射、地面發射率等特性來瞭解大氣的狀態。

(一) 輻射傳遞方程式

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。向上的輻射來源主要是來自地面及大氣中的氣體或液體。在大氣的垂直剖面上水的密度、水相、形狀、大小等都對於這些輻射有相當的貢獻與影響。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 and Weinman,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。

因為地球的大氣厚度相對於地球的半徑比值是很小，可以假設大氣是平行平面的大氣，由Buglia(1986)輻射傳遞方程式省略頻率的下標可以表示為

$$\frac{\mu}{\beta(z)} \frac{dI(z, \mu, \phi)}{dz} + I(z, \mu, \phi) = J(z, \mu, \phi) \quad (1)$$

$$ds = \sec \theta dz = dz / \mu \quad (2)$$

s: 是路徑長度, $\mu = \cos \theta$

又源函數 J 是

$$J(z, \mu, \phi) = (1 - \omega)B([T(z)] - \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\cos \theta_0) I(z, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (3)$$

ϕ 是散射光的方位角, θ 是散射方向和天頂角方向的夾角,

ϕ', θ' 是入射光的方位角及天頂角

β 是體積衰減係數(Volumetric extinction coefficient)

I 是輻射強度(spectral intensity)或輻射量(radiance),

ω 是單次散射反射率(single scattering albedo),

$B[T(z)]$ 是卜郎克函數在微波頻道的 Rayleigh-Jeans 近似

P 是相位函數,

θ_0 是散射方向與入射方向的角度

在(3)式中, β 是衰減係數, 因為主要是以 AMSU 為主, 所以吸收氣體包括了氧氣、水汽的吸收, 液態水的吸收及水滴、冰晶、雨滴的散射。

大氣的光程(optical depth)僅是高度(z)和頻率(ν)的函數, 光程則定義為

$$\tau = \int_z^\infty \beta(z') dz, \quad d\tau = -\beta(z) dz \quad (4)$$

在大氣層頂的光程為零, 光程隨高度增加而減少。

如果將輻射傳遞方程式的高度z轉為以光程 τ 來表示, 則輻射傳遞方程式可以寫為

$$-\mu \frac{dI(z, \mu, \phi)}{d\tau} + I(\tau, \mu, \phi) = J(\tau, \mu, \phi) \quad (5)$$

$$J(\tau, \mu, \phi) = (1 - \varpi)B[T(\tau)] + \frac{\varpi}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi P(\cos\theta_0) I(\tau, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (6)$$

對輻射強度 $I(\tau, \mu, \phi)$ 做傅立葉級數展開，

$$I(\tau, \mu, \phi) = \sum_{m=0}^N I^m(\tau, \mu) \cos m(\phi_0 - \phi) \quad (7)$$

代入(5)式並比較兩方的 $\cos m(\phi_0 - \phi)$ 的係數，得到沒有方位角的式子。而在計算大氣的加熱率時，只需要求出向上和向下的輻射通量密度。因此只要考慮 $m=0$ ，解出方位無關的輻射傳遞方程式就能達到目的。

方位無關的輻射傳遞方程是微分積分方程，過去四十年已發展出許多解法，其中最常用是加倍累計法(doubling-adding method)，離散縱標法，和使用球面諧函數表示等(曾忠一，1988)。加倍累計法是以一次或二次散射的近似薄層大氣求反射及散射的矩陣求解。離散縱標法則是解連立微分方程式的固有值方法。球面諧函數法是把輻射場由球面諧函數方式以級數展開，再由解其聯立方程式求出係數(王光華,1997)。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由 Eddington 近似式來表示。

在方位無關的輻射傳遞方程式中，必須先給定單次散射反射率及相位函數才能求出輻射強度 I 與 τ 及 μ 的關係。所以輻射傳遞方程式中最重要的參數是 $\tau, \varpi, P(\mu, \mu')$ 三項。假設非

極化的輻射強度可以由與方位角無關的輻射強度來表示，則輻射強度 I 和相位函數 P 的兩項 Legendre 多項式展開

$$I(z, \theta) = \sum_{m=0}^1 I_m(\tau) P_m(\mu) = I_0(z) + I_1(z) \cos\theta \quad (8)$$

$$P(\mu, \mu') = \sum_{l=0}^1 \omega_l P_l(\mu) P_l(\mu') = 1 + 3g \cos\theta \cos\theta' \quad (9)$$

ω_l 是不對稱參數(asymmetry parameter)。 g 是非對稱函數，定義為

$$g = \varpi_1 / 3 = 0.5 \int_{-1}^1 P(\cos\theta, 1) \cos\theta d \cos\theta' \quad (10)$$

於是(3)式源函數為

$$J(z, \theta, \phi) = [1 - \varpi(z)]T(z) + \varpi(z) [I_0(z) + g(z)I_1(z) \cos\theta] \quad (11)$$

由 Eddington 近似可以得到 I_0, I_1 的解。

(二) 吸收與散射

1. 氣體的吸收係數

氧氣在微波頻道的吸收在頻道 50-70GHz(60GHz)及 118.75GHz 為最強。在大氣的低層因為氣壓大，氣壓加寬會使得吸收線混雜成為以 60GHz 為中心的連續吸收帶。傳統上必需一條一條吸收線來計算然後再加起來。吸收線強是與氣壓成正比，所以在低層大氣顯得格外重要，為了解決此因氣壓所導致的非常數性的吸收線加寬，Rosenkranz(1975)應用對 60GHz 吸收線重疊的理論推導合理的近似式以

降低計算的複雜性。氧氣的吸收包括了氣壓加寬、杜卜勒加寬。在吸收線的計算上考慮了共振吸收、連續吸收及水汽的連續吸收，吸收係數是參考Liebe(1985)，Rosenkranz(1998)的資料。

2. 雲霧的吸收

至於雲霧中的水滴，對於微波波長而言因為粒子很小(0.5-300 μm)所以沒有散射而只有吸收。對於50GHz以下的頻率可以用雷氏近似來表示衰減。冰雲的粒子可能達到0.2mm但是冰的折射指數的虛數部份比水滴小很多，衰減係數也就小。在雷氏吸收區域的折射指數比雷氏散射區域的折射指數大，所以雲的衰減係數就相當於其吸收係數。

$$k_{\text{cld}} = \sum_{i=1}^N Q_a(r_i) \quad (12)$$

N 是單位體積內的粒子數目， r_i 是粒子半徑， Q_a 是吸收截面

$$Q_a(r_i) = \frac{8\pi^2}{\lambda_0} r_i^3 \text{Im} \left[-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right] \quad (13)$$

m 是折射指數。 λ_0 是波長(cm)

大氣的整體衰減係數是氧氣、水汽及雲霧的吸收係數和，即

$$\beta_a = k_{\text{O}_2} + k_{\text{H}_2\text{O}} + k_{\text{cld}} \quad (14)$$

3. 雨滴及冰晶的散射

雨滴或雪花、冰粒的大小比入射電波的波長大時，由雙偶極式電磁場所發展的雷氏散射理論就不能適用。因為大的粒子會使得入射光產生高次的極化結構，而必須採用由麥克斯

威爾理論(Maxwell Theory) 所導得的米氏散射理論(Mie scattering theory)來描述。大氣中的粒子因為大小，形狀及折射指數的不同使得散射現象變得很複雜，而且這些粒子多分佈在比較近地面的大氣中，一般多以平均粒徑和半經驗法則來描述粒子的分佈。在大氣中多是受到許多大小不同粒子多次散射與吸收的貢獻，因此我們必須考慮不同大小粒子的貢獻。由於實際的水滴大小並不易得到，因此多以雨量的大小為估計的基準。粒子大小的分佈主要有Marshall-Palmer(Marshall & Palmer, 1948), Lognormal (Feingold and Levin, 1986), Gamma (Ulbrish, 1983) 的分佈函數。在大雨(>15mm/hr)時，若雨滴為某個粒子分佈狀態時，雨量如果增大其雨滴的粒子大小也增大，而粒子大小會分裂開並且到達平衡，所以雨滴粒徑並不會連續的增大而是數目增多(Willis and Tattleman, 1989)。M-P分佈的粒徑是小粒子多，大粒子少，至於Lognormal分佈則以log函數的形態分佈，Gamma函數則類似Lognormal分佈但是在小粒徑的數量增加上比較少，三者都有隨雨量加大而向右移即粒徑加大的傾向。

Willis and Tattleman(1989) 對 Gamma function和Marshall-Palmer function 等比較了四種降雨率的結果，在粒子直徑 $D=15\text{mm}$ 時Marshall-Palmer function 嚴重低估雨滴密度，而在 $D>4\text{mm}$ 的三種粒子直徑時，Marshall-Palmer function 嚴重高估其雨滴密度。Gamma function 在大雨的考量顯然比較周全，Lognormal Function 在雨量小於45mm/hr時較佳。因此本研究中依據不同的降雨採用上述兩種不同的粒子分佈模式。當有散射存在時，大氣的衰減係數就包括了因散射所導致的衰減。

4. 地面的發射率

在衛星上觀測大氣時，地面的向上輻射量的來源之一也是極重要的是地面的發射率，特別是權重函數位置比較低的頻道受到的影響頗大。地面發射率是頻率、溫度和地面粗糙度的函數。Pandey and Kakar(1982)提出了計算海上的發射率模式，在本研究中做為海上的發射率計算方法。陸地的發射率因為受到土壤含水量

及植被的影響而變得複雜，但是在臺灣地區植被比較密的區域，可以由軌道氣象衛星NOAA的植被指數依地面的實際量測所得到的關係中推算得到(王光華,1997)。在本研究中暫以海面為模擬的地面狀態。

四、雲模式的內容

有雲時和晴空時的大氣狀態是不同，即使

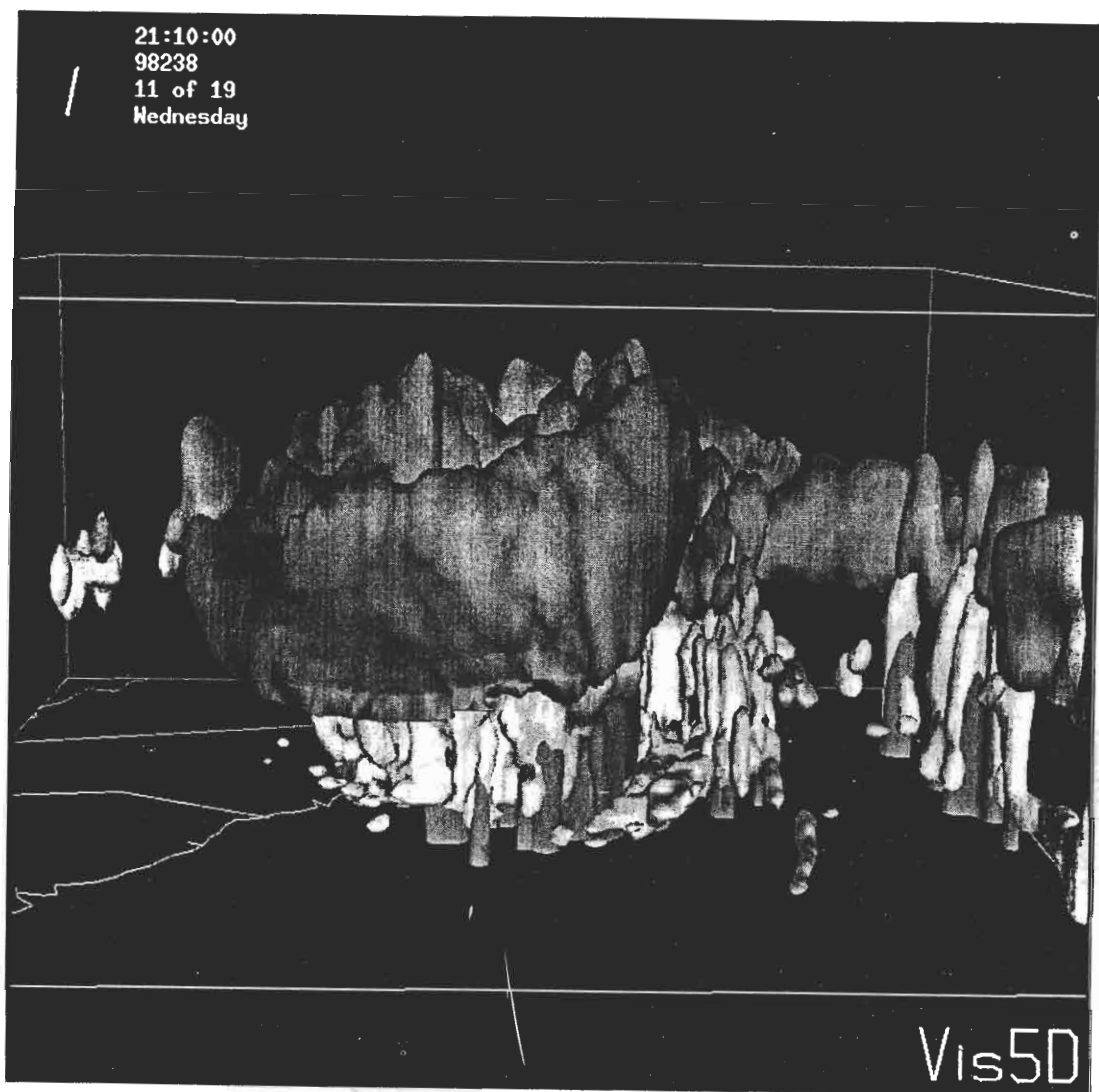


圖 1 颶風Bonnie在1998年8月26日大西洋上的雲物理模擬影像，上方藍色表示冰晶區，中層白色表示液態水，下方黃色表示降雨。

水汽或液態水總含量相同，由於垂直分佈的比例不同，衛星所觀測的亮度溫度有很大的不同。雲的高度、水汽分佈、液態水含量、雨滴、冰晶的垂直分佈對於衛星觀測的輻射量有很大的影響。

雲中的水汽或水滴分佈缺乏實測的資料，因此常常導致反演液態水含量的誤差。雲中物理量會隨著雲發展的階段而改變，雲物理的模擬提供了一個比較可以供參考的雲中物理量的分佈資訊。本研究採用 Space Science and

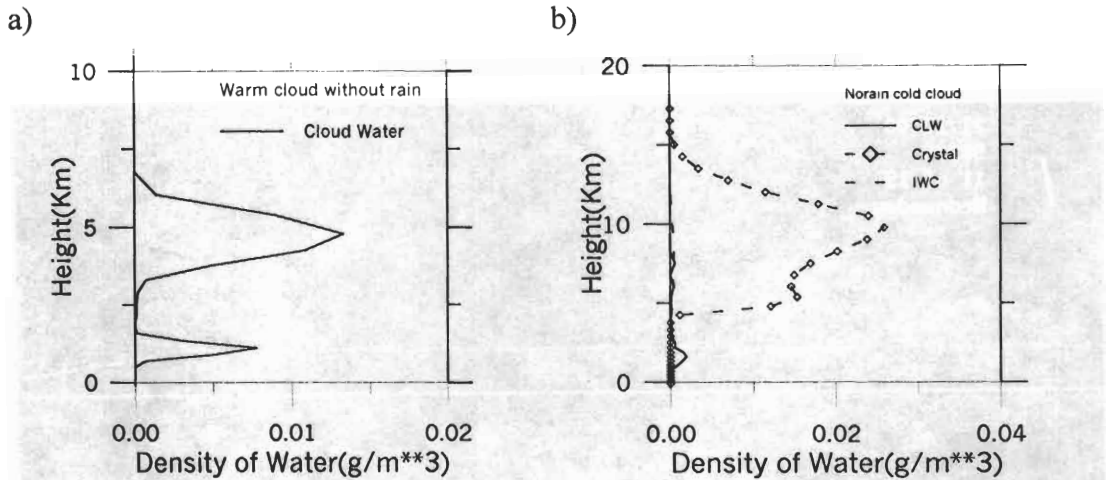


圖 2 雲模式中 a)無降雨的暖雲中液態水含量的垂直分佈情形。 b)無降雨的冷雲中冰晶(Crystals)及冰雨(雪)(ice)和雲液態水(CLW)含量的垂直分佈情形。

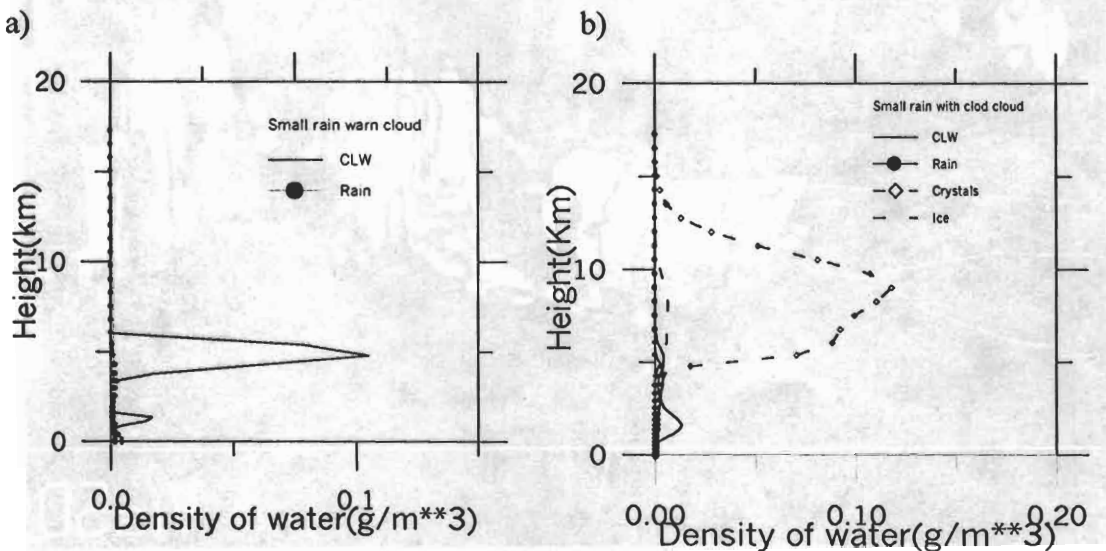


圖 3 雲模式中 a)小雨時(<0.1g)的暖雲中液態水及降雨的垂直分佈情形。 b)小雨的冷雲中的液態水，雨，冰晶及冰雨(雪)的垂直分佈情形。

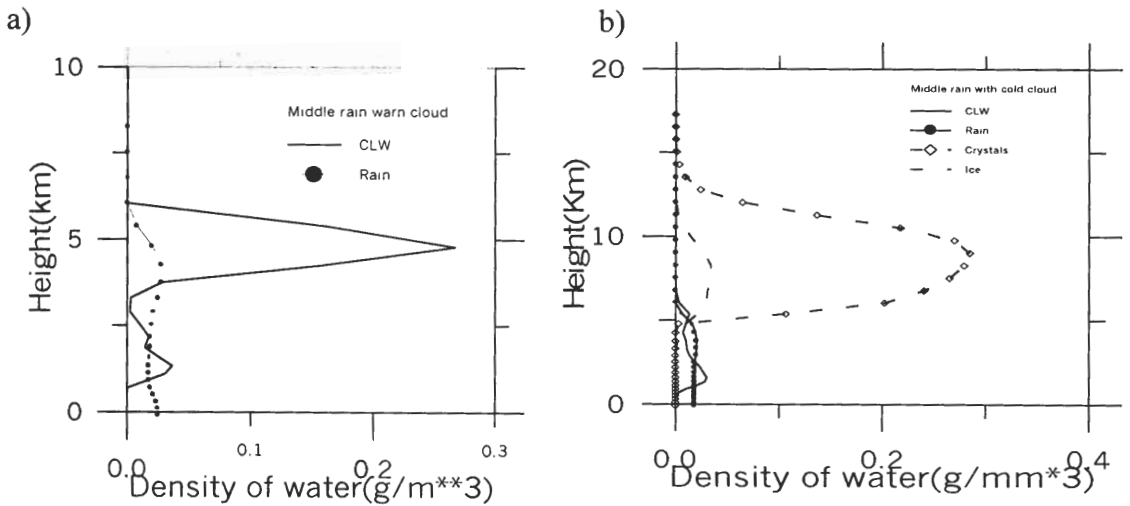


圖 4 中雨(0.01-0.1g) a)暖雲中液態水及雨滴的垂直分佈情形。 b)冷雲中的雲中液態水含量(CLW)(實線)，雨滴(實線有圓點)，冰晶(虛線加錐形)，冰雨(雪)(虛線)的垂直分佈情形。冰晶相對於其他參數含量頗大。

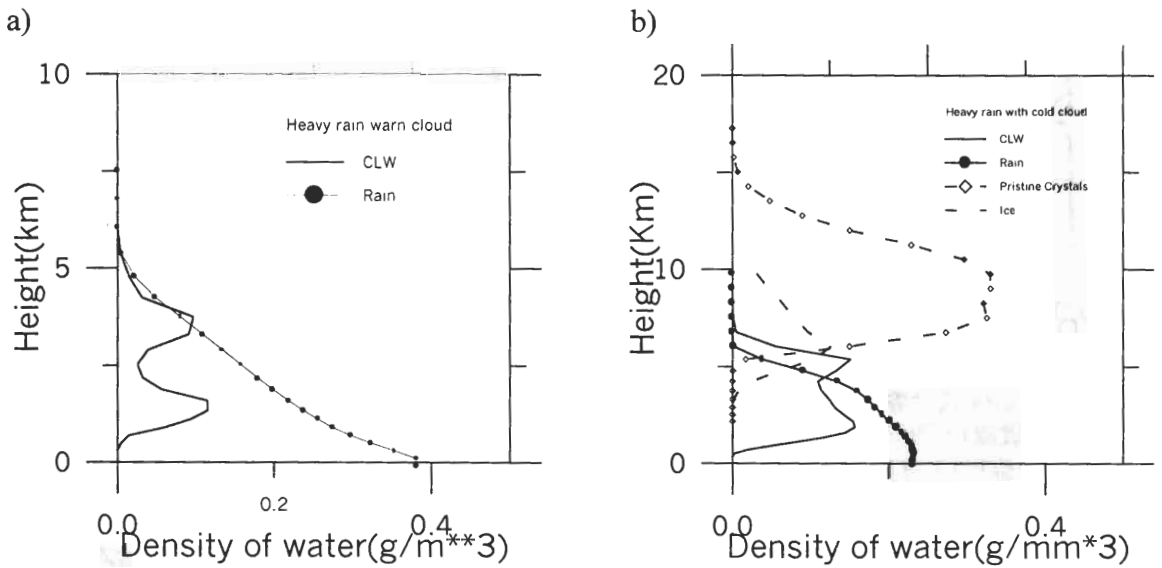


圖 5 大雨(0.1-1g) a)大雨時的暖雲中液態水及雨滴的分佈情形。 b)大雨的冷雲中的雲中液態水含量(CLW)(實線)，雨滴(實線有圓點)，冰晶(虛線加錐形)，冰雨(虛線)分佈情形。

Engineering Center(SSEC) 所發展的大西洋颶風 Bonnie(98238)模式為雲模式資料。雲模式的影像如圖1 所示。圖中上方藍色表示固體的冰晶區，中層白色代表液態水，低層黃色代表降雨。

以成熟期的颶風為取樣標準。雲頂溫度大於零度表示為暖雲，依雨量大小分為晴空，暖的無雨雲，冷的小雨雲 (降雨率 $R < 5\text{mm/hr}$)，冷的小雨雲 ($R < 5\text{mm/hr}$)，暖的中雨雲 ($R < 15\text{mm/hr}$)，冷的中雨雲 ($R < 15\text{mm/hr}$)，

暖的大雨雲 (R<25mm/hr) , 冷的大雨雲 (R<25mm/hr)及劇烈豪雨雲 (>25mm/hr) , 共十類。

雲中降雨、雪、冰晶及液態水垂直分佈情形分別如圖2,3,4,5,6所示。大氣各層的物理量都轉為比例值，即取地面層雨量為1.0時的比值，經這樣的比值化後冰晶及液態水在各大氣層高度垂直分佈成為地面降雨量的函數。在無降雨時則取地面層液態水含量為基準值。

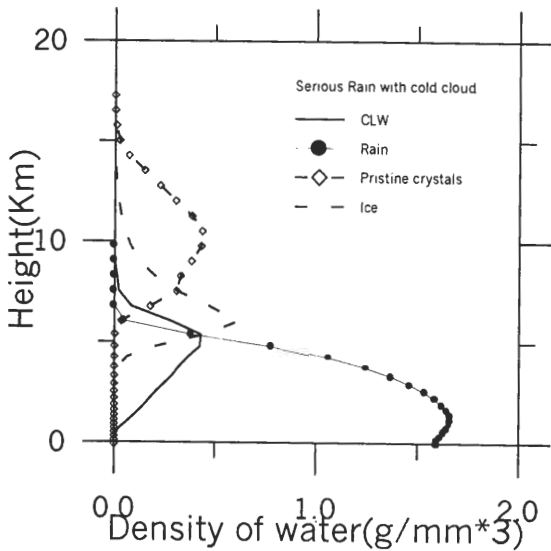


圖 6 豪雨(>1g)模式冷雲中的雲中液態水含量 (CLW)(實線)，雨滴(實線有圓點)，冰晶(虛線加錐形)，冰雨(雪)(虛線)的含量垂直分佈情形。

五、模擬結果與驗證

為了明瞭本模式之特性並與其他模式做比較，所選用的大氣資料如表二所示。其他相關條件是取大氣為40層，以海洋為模擬地表，地面發射率定為常數，也就是定地面風速1m/sec來求地面發射率，初始降雨及液態水含量為零，大氣的最底層溫度假設為海面溫度。

微波頻率由0GHz到200GHz的衰減係數在晴空及有水汽時的分佈情形如圖7所示。在50GHz及120GHz附近主要是氧氣的吸收帶，20GHz及180GHz附近是水汽的吸收帶。Kummerow模式中因為是採用回歸模式分成兩段計算的，所以在100GHz處的水汽吸收有不連續線。顯然對於超過100GHz的微波頻道，Liebe的吸收模式在LBL模式中顯然比較合理。

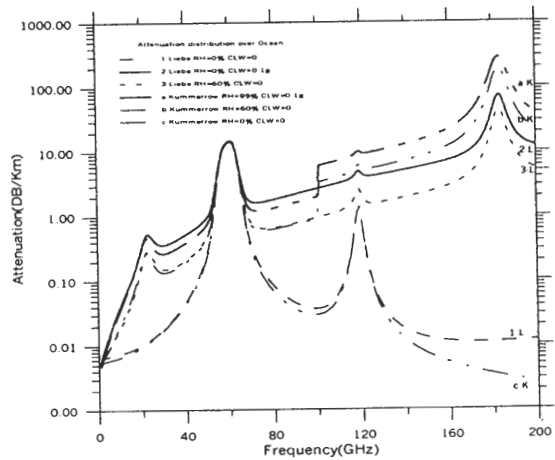


圖 7 由 0 到 200GHz的微波頻道在晴空及有水汽及液態水時的大氣衰減率，分別由Liebe(1985)及Kummerow(1994)的資料在美國標準大氣下模擬所得到的結果。線 2-L(實線)，3-L、1-L分別是Liebe的吸收係數在1)99%的相對濕度、0.1g/m**3的液態水含量 2)60%的相對濕度無液態水，3)無水汽的衰減係數。線 a-K,b-K,c-K是 Kummerow的模式分別在1),2),3)大氣條件下的衰減係數。在100GHz處的Kummerow的水汽吸收帶有不連續處。

從吸收係數可以求得大氣各層的透射率或權重函數，大氣有效透射率隨高度的變化率為有效權重函數(張與王,1995)。可以表示為

$$W^{\uparrow}(z) = \frac{d\tau^{\uparrow}(z, \infty)}{dz} = \left[1 + (1 - \epsilon_0) \frac{\tau^{\uparrow 2}(0, \infty)}{\tau^{\uparrow 2}(z, \infty)} \right] W^{\uparrow}(z) \tag{15}$$

表二 模擬用的大氣資料

大氣層數	氣壓(mb)	氣溫(K)	水汽混合比	高度(Km)	相對濕度(%)
1	1,013.23	288.01	5.9	0	46.46
2	921/33	283.24	4.55	0.8	48.2
3	835.82	277.86	3.43	1.6	51.51
4	756.41	272.62	2.46	2.41	52.77
5	682.79	267.55	1.66	3.22	50.77
6	614.68	261.86	1.09	4.03	50.98
7	551.8	256.94	0.71	4.85	48.87
8	493.87	251.33	0.47	5.68	50.6
9	440.63	246	0.3	6.51	50.54
10	391.81	240.64	0.18	7.35	49.91
11	347.17	234.91	0.11	8.19	51.04
12	306.45	229.77	0.05	9.04	36.14
13	269.43	223.77	0.02	9.89	31.91
14	235.87	218.49	0.01	10.75	29.1
15	205.54	217	0.01	11.63	17.43
16	178.24	217	0	12.54	8.71
17	153.75	217	0	13.47	4.36
18	131.87	217	0	14.45	2.56
19	112.42	217	0	15.46	1.74
20	95.21	217	0	16.52	0.99
21	80.05	217	0	17.62	0.83
22	66.77	217	0	18.77	0.7
23	55.23	217.01	0	19.98	0.58
24	45.24	218.28	0	21.25	0.4
25	36.68	219.64	0	22.6	0.28
26	29.39	221.07	0	24.03	0.19
27	23.25	222.49	0	25.55	0.13
28	18.13	223.8	0	27.17	0.09
29	13.9	225.21	0	28.92	0.06
30	10.46	227.84	0	30.81	0.03
31	7.7	232.01	0	32.87	0.01
32	5.53	236.79	0	35.15	0
33	3.85	244.09	0	37.69	0
34	2.59	252.23	0	40.58	0
35	1.66	261.67	0	43.9	0
36	1.01	268.34	0	47.75	0
37	0.57	264.85	0	52.18	0
38	0.3	252.49	0	57.18	0
39	0.13	237.68	0	62.87	0
40	0.05	219.79	0	69.49	0

W^\uparrow 是向上的權重函數

τ, τ' 是穿透率及有效穿透率

z 是高度(Km)

e_0 是地表在 θ 方向的放射率，在這式子中已設天頂角 θ 為90度

AMSU各頻道在晴空時的權重函數隨高度的分佈情形如圖8,9所示。顯然低頻的權重函數極大值多位在地面，頻道1及2主要是液態水或水汽

頻道，隨著頻率的增高，權重的極大值位置依次增高，尤其是11-14頻道是以高層大氣的觀測為主。頻道15,16是比較高頻的權重函數接近地面的頻道，17-20頻道則屬於水汽吸收的頻道。

晴空透射率，分別以Liebe, Rosenkranz及CIMSS(Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies)的模式做比較，CIMSS的模式也就是OPED模式。由圖10可以明顯分別出來，依據Liebe的係數及Rosenkranz的模式得到的結果比較相近，而CIMSS的模式則有明顯的不同。

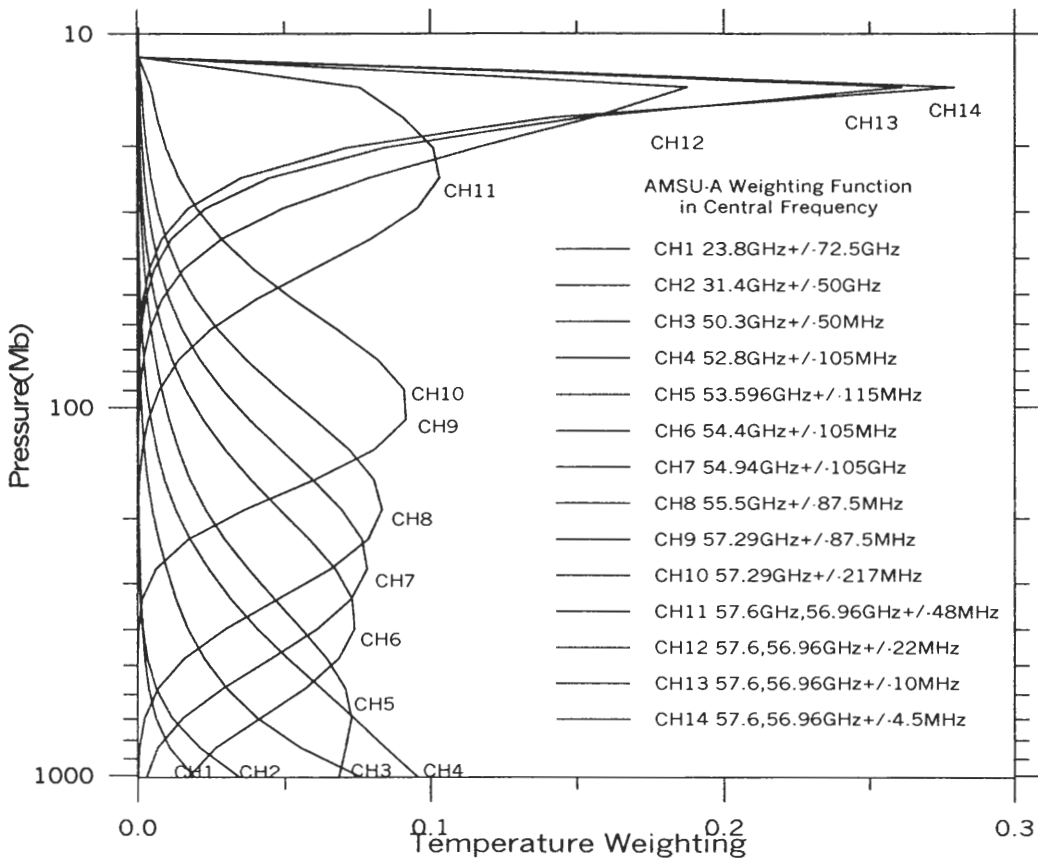


圖 8 AMSUA(頻道1-14)的權重函數分佈情形。各頻道所顯示的是以其中心頻率所計算的權重函數。頻道1-4是受地面的影響比較大的頻道，其他則隨頻道編號其最大權重漸漸升高以反應高層大氣的溫度為主。模擬的地面發射率為0.6的晴空條件下，方向為垂直於地表面。

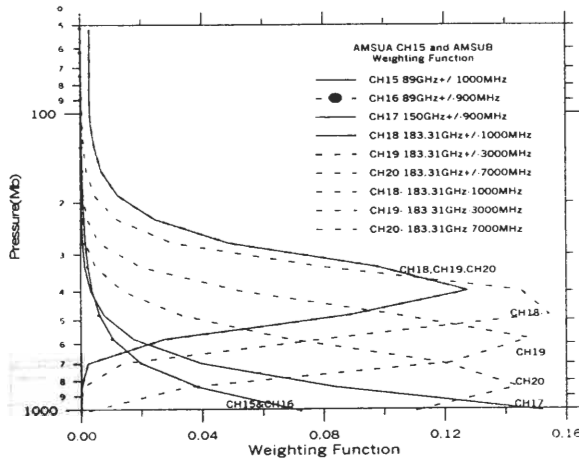


圖 9 AMSU頻道15-20的權重函數分佈情形。實線代表其中心頻率，虛線代表位於中心頻率的低側頻的權重函數分佈。頻道15,16的權重最大都在地面附近但是CH16的解析度比較高，頻道18-20中心頻道一樣，但是側頻頻寬不同。

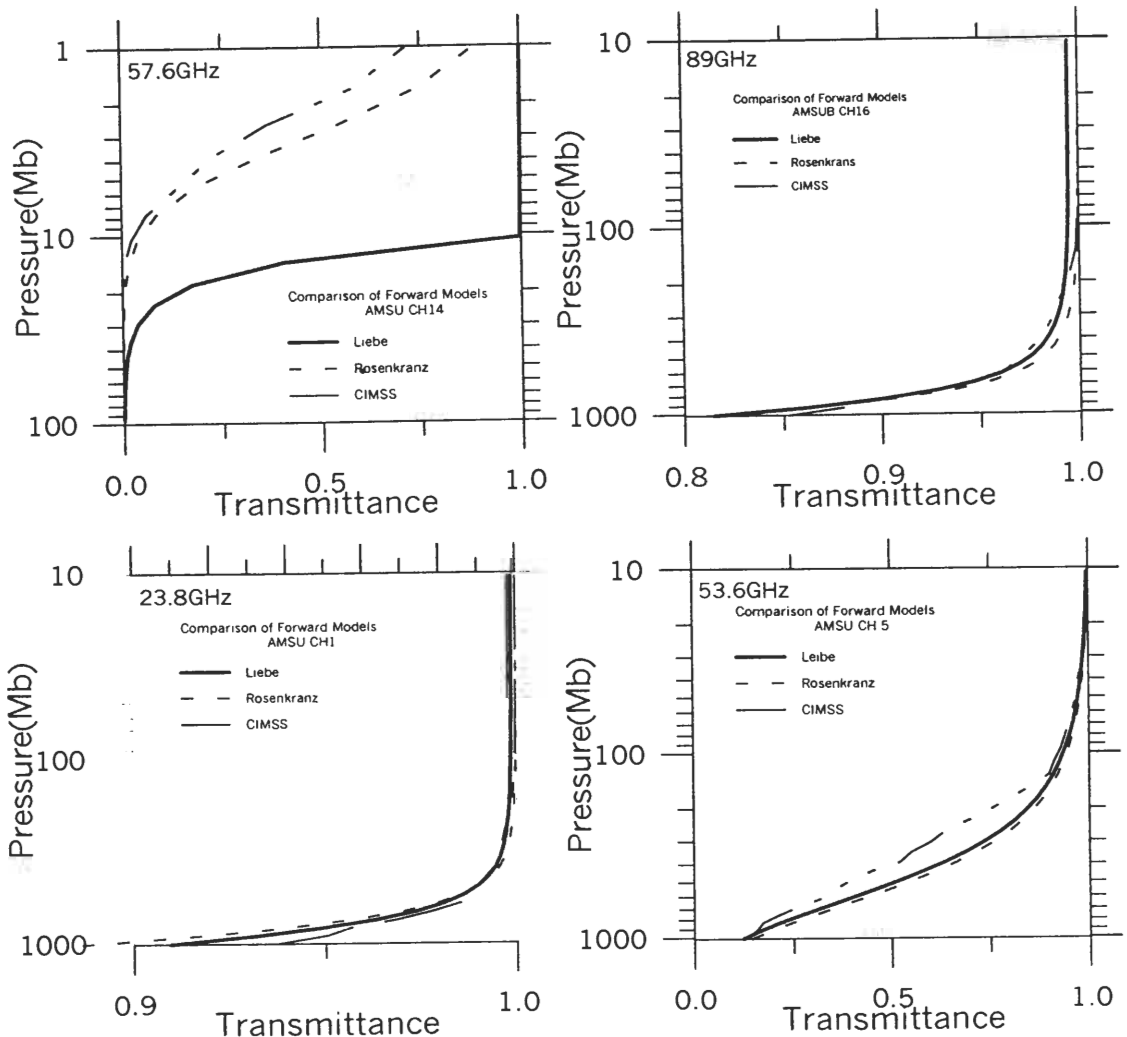


圖 10 AMSU頻道1(左下)、頻道5(右下)、頻道14(左上)、頻道16(右上)、分別由 Liebe、Rosenkranz及CIMSS的模式所求得的晴空穿透率的分佈圖。粗實線是Liebe的模式，虛線是Rosenkranz的模式，斷實線是CIMSS的模式。大部份的Liebe與Rosenkranz模式是相近的，但是在10Mb(30Km)以上高度中加入Zeeman效應以致CH14的Liebe模式有不連續現象，CIMSS的模式與Liebe及Rosenkranz的穿透率差別略大。

在高度3公里以上除了近地面頻道1, 18, 19, 20以外的穿透率都比較的低。唯頻道10-14因為在高於30Km後Liebe的模式方法加入了Zeeman效應的考量所以呈現不連續的分佈現象。因此本研究的模式是採用 Rosenkranz的係數於氧氣的吸收, 使用 Liebe 的係數於水汽的吸收。

降雨對於AMSU向上輻射的影響可以由圖11, 12中表示出來。頻道1,2在降雨發生時因為雨滴增加使放射增加, 並且因為海面對於低頻的微波是屬於冷地表, 降雨使得地面的影響降低, 所以完全反應出雨滴的溫度而使亮度溫度迅速上昇, 直到約20mm/hr因為散射的效果使得亮度溫度下降。頻道3,4雖然下雨後亮度溫度也會上昇但是幅度比較小。頻道5則幾乎只見散射的影響, 雖然降雨使亮度溫度立即上昇, 但是雨或冰的散射使得亮度溫度下降。頻道6-14

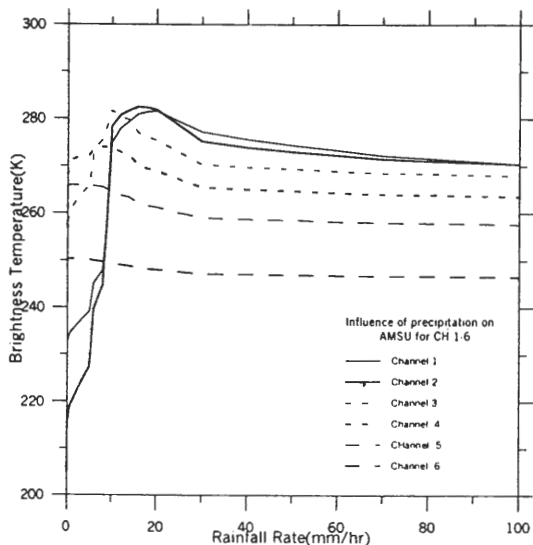


圖 11 AMSU 頻道 1-6 在降雨率為 0 到 100mm/hr時亮度溫度隨降雨率的變化。頻道1-2受降雨影響最大, Tb先增高而後降低。頻道5, 6僅有少許影響。

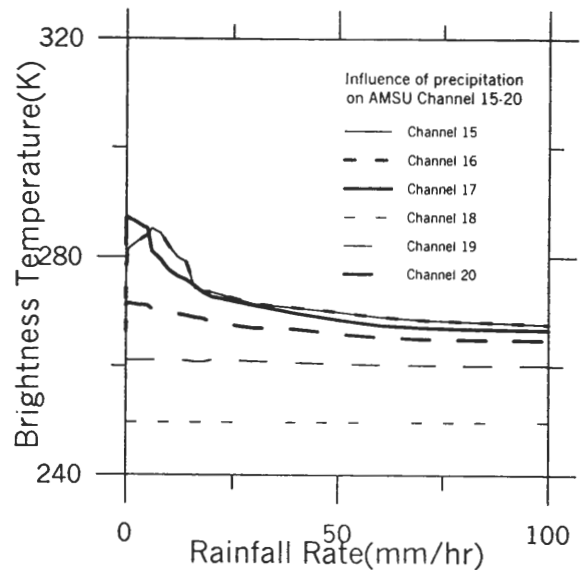


圖12 AMSU頻道15-20在降雨率為0到100mm/hr時亮度溫度隨降雨率的變化。頻道15,16,及17受降雨影響比較大, 17-20是水汽頻道所以影響也不大。

因為權重函數的最大值位置比較高, 則幾乎不受降雨的影響, 頻道15則與頻道3,4,5類似, 會先受到降雨的影響而使亮度溫度略上昇, 而後雨量增大散射效應使亮度溫度再下降, 而海面相對於高頻是屬於比較暖的亮度溫度。

為了驗證本模式之正確性, 使用實際衛星觀測資料來比較。因為缺乏地面的降雨觀測資料, 所以選擇受地面及降雨影響比較小的頻道5做為比較的頻道並且無論地面的天氣狀態如何均假設大氣為晴空的狀態。以NOV-15-1998的NOAA-15一個衛星軌道資料所有的觀測點進行比較, 資料的範圍如圖13所示。同時將CIMSS的模式做相同的計算, 結果如圖14所示。本研究的模式所求得的亮度溫度計算值與實際的衛星觀測值多分佈在45度角的直線上, 與此45度線距離稍遠的點是受到雨雲的影響, 而CIMSS的資料則有比較大的偏差。CIMSS的模式也做過

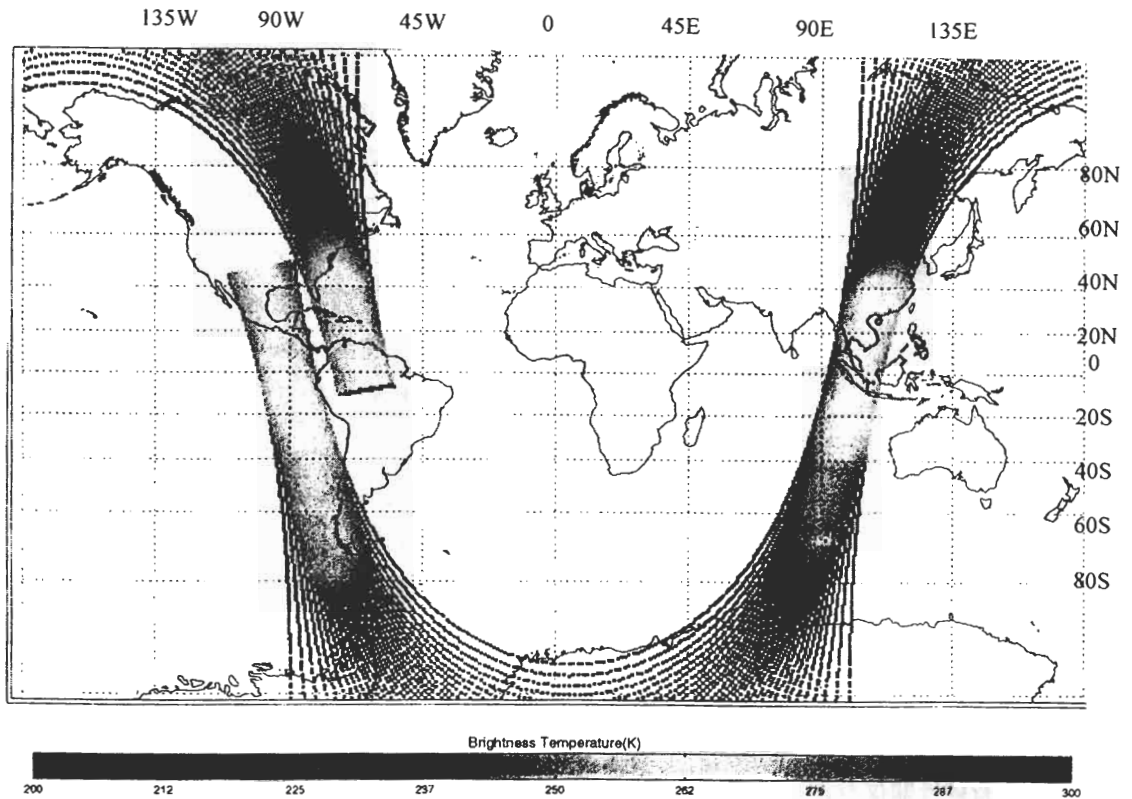


圖13 AMSU頻道 5在 1998年11月15日2351-0145Z的軌道路徑涵蓋範圍圖。

類似的計算及模擬，結果也不差(Woolf, Wolf and Chang,1999)。在與Hal Woolf討論後，一時也不清楚為何會有如此的偏差，唯一想到的可能原因是CIMSS所用的吸收係數在水汽部份是比較舊的資料。這項結果已經表示本研究的模式結果是正確的。

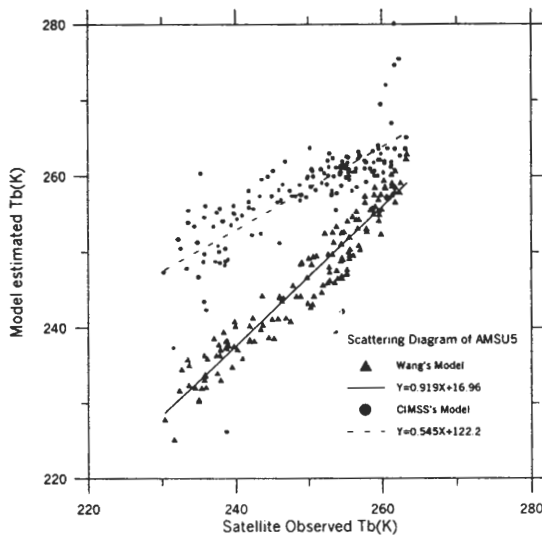


圖14 AMSU頻道 5 在1998年11月15日的觀測資料與模式所計算的亮度溫度分佈圖，並假設衛星路徑經過時均為晴空。三角點是由本研究的模式所求得的亮度溫度，圓形點是由CIMSS的PLOD模式所求得的亮度溫度。橫軸是衛星觀測亮度溫度，縱軸是模擬的亮度溫度。

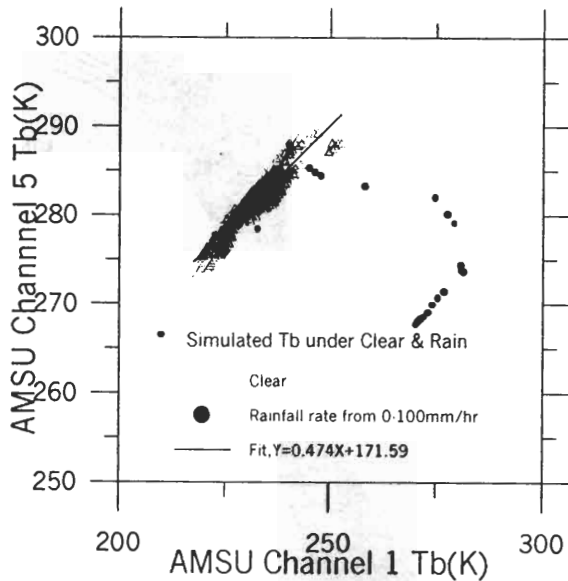


圖 15 AMSU 頻道 1 與 AMSU 頻道 15 在晴空時(三角點)的模擬亮度溫度分佈及有降雨時，雨量在 0-100mm/hr(黑圓點)的亮度溫度分佈圖。在晴空時頻道 1 與頻道 15 有線性關係存在。在降雨率 5mm/hr 以上時，頻道 1 與頻道 15 的線性關係開始改變。晴空時頻道 1 與 15 的相關係數達 0.86，RMS=1.09K。

應用模擬的結果我們可以發現AMSU的低頻與高頻間有線性關係存在，但是當有降雨時這項關係會改變，可以做為由 AMSU來區分是否有降雨的方法。如圖15所示，頻道1與頻道15在晴空時有頗好的線性關係，但是在降雨大於5mm/hr時此關係就不存在了。雖然如此，因為低頻會受到地面放射率的影響，所以在實際作業中必須先得到比較精確的地面放射率才能得到比較精確的結果。

六、結 論

本研究中把氧氣的吸收、水汽的吸收和水

滴的散射等效應加以整合所建立的LBL模式是屬於全天候微波輻射傳遞模式，可以適用於0-300GHz的微波波段，精確度也證明不比別的模式差，更與實測資料符合。雖然國外的模式很完整幾乎用在所有頻道，但是往往不適合某些特定的需要，或是程式太大，不易明瞭其內容也不易使用。在臺灣等熱帶地區每年均飽受豪雨等天然災害的侵襲，雨量的定量估計變得更重要，衛星觀測的微波資料提供了GMS同步衛星在降雨定量分析上的缺點，微波與紅外線資料的結合使用，對於天災災害防制有正面的效益。此模式結合了三個模式的優點並除去其缺失，此模式的建立對於雨量估計的反演方法推導是極重要的。因為在本研究中只取得一個颶風的雲物理模式，為了符合臺灣及鄰近地區的天氣形態，其他如梅雨鋒面及東北季風的降雨雲系的雲物理模式是有待進一步加入模式當中，使模式的實用性及精確性得以提高。AMSU資料已經可以每日取得，對於進一步模式的驗證與反演方法的推導都提供很好的環境。在收集更多的地面觀測與雲層資料後可以更明確的檢驗及發展雨量估計反演的模式。尤其 SSM/I及 TRMM的資料在全球性雨量觀測上有明顯的貢獻，但是臺灣並無法收到即時的衛星資料，AMSU的資料應用將是未來臺灣衛星遙測工作可努力開發的方向。

致 謝

本研究要特別感謝在UW-Madison/SSEC的 Christopher Sisko, Paul ven Delst, Walt Wolf的技術協助、資料提供及 Jonethan Thom提供雲物理模式。

參考文獻

- 王光華, 1997: 利用微波估算臺灣及鄰近地區降雨之研究, 國立中央大學大氣物理研究所, 博士論文。
- 曾忠一, 1988: 大氣輻射續篇, 中央研究院物理研究所。
- 張培昌、王振會: 1995, 大氣微波遙感基礎, 氣象出版社。
- Buglia, J. J., 1986: Introduction to the theory of atmospheric radiative transfer, NASA Reference Publication 1156, Langley Research Center, Hampton, Virginia.
- Liebe, H. J. : 1985, An updated model for millimeter wave propagation in moist air, *Radio Science*, 20, 1069-1089.
- Kummerow, C. L. Giglo, 1994: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space, Part I: algorithm description, *J. of Appl. Meteo.*, 33, 3-18.
- Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size, *J. Meteo.*, 5, 165-166.
- Feigold, G. and Z. Levin, 1986, The Lognormal fit to raindrop spectra from frontal convective clouds in Israel, *J. of Climate and Appl. meteo.*, 25, 1346-1363.
- Pandey, Prem C. and R. Kakar, 1982: An empirical microwave emissivity model for a foam-covered sea, *IEEE J. of Ocea. Engi.*, Oe-7, 135-140.
- Rosenkranz, P.W., 1975, Shape of 5 mm Oxygen Band in the Atmosphere, *IEEE Trans. Ant. Prop.*, AP-23, 498-506
- Rosenkranz, P. W., 1998, Improved rapid transmittance algorithm for microwave sounding channels, International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 98), Seattle, WA
- Ulbrich, C.W., 1983: Natural variations in the analytical of the raindrop size distribution, *J. of Climate and Appl. Mete.*, 22, 1764-1766.
- Willis, P. T. and P. Tattelman, 1989: Drop-size distributions associated with intense rainfall, *J. of Appl. Mete.*, 28, 3-15.
- Woolf, H., W. Walf, W.C. Chang, 1999: International TOVS Studying Conference X, Boulder
- Wu, R., and J. A. Weiman, 1984: Microwave radiances from precipitation clouds containing aspherical ice, combined phase, and liquid hydrometers, *J. G. R.*, 89, 7170-7178.

Construction of Microwave Forward Model under Clear/Cloudy Condition

Peter K.H. Wang

Meteorological Satellite Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 16 July 1999 , in final form 24 October 1999)

ABSTRACT

AMSU clear and cloudy forward model is developed, which includes absorption and scattering effects of raindrops and ice clouds. Liebe's absorption, Rozenkraz's modeling, and the Eddington approximation for scattering effects due to ice particles is discussed. The validation of microwave forward model is presented also.

The model in this study is combined from 3 models and is modified to be used on AMSU. The parameters of cloud were introduced from hurricane cloud model which was developed by SSEC(Space Science and Engineering Center, UW). Verification results show that this is a reliable on microwave radiation forward model. The effects of rainfall on AMSU 20 channels are discussed, some of AMSU channels has a little effect, so it is possible using AMSU data to retrieve precipitation. The characteristics of AMSU under variant weather condition are discussed also.

Key words : Microwave, Precipitation, Radiation model