

# AMSU 晴空/雲區輻射傳遞模式之建立及AMSU資料應用

王光華

中央氣象局 氣象衛星中心

## 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。AMSU 資料並已經開始應用於目前的作業中。

## 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近似法和離散縱座標法的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。爲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，更強化了觀測的功能。最主要的變革是更換原來的Microwave Sounding Unit(MSU)，Stratospheric Sounding Unit(SSU)爲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，如表一所示。頻道1-15是AMSU-A，解析度約爲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稱爲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爲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。

### 3.1 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。我們假設大氣爲平行大氣，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)。但是爲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。詳細理論請參閱大氣科學第二十七期第四號。

## 四、 雲模式的內容

有雲時和晴空時的大氣狀態是不同，即使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 Engineering Center(SSEC)所發展的大西洋颶風Bonnie(98238)模式爲雲模式資料。以成熟期的颶風爲取樣標準。雲頂溫度大於零度表示爲暖雲，依雨量大小分爲晴空，暖的無雨雲，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( $R < 25\text{mm/hr}$ )，冷的大雨雲( $R < 25\text{mm/hr}$ )及劇烈暴雨雲( $> 25\text{mm/hr}$ )，共十類。

大氣各層的物理量都轉爲比例值，即取地面層雨量爲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爲地面降雨量的函數。在無降雨時則取地面層液態水含量爲基準值。

## 五、 模擬結果與驗證

爲了明瞭本模式之特性並與其他模式做比較。其他相關條件是取大氣爲40層，以海洋爲模擬地表，地面發射率定爲常數，也就是定地面風速 $1\text{m/sec}$ 來求地面發射率，初始降雨及液態水含量爲零，大氣的最底層溫度假設爲海面溫度。

微波頻率由0GHz到200GHz的衰減係數在晴空及有水汽時的分佈。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模式中因爲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。

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爲有效權重函數(張與王,1995)。可以表示爲

$$W^{\uparrow}(z) = \frac{d\tau'(z, \infty)}{dz} = \left[ 1 + (1 - e_0) \frac{\tau^2(0, \infty)}{\tau^2(z, \infty)} \right] W^{\uparrow}(z) \quad (15)$$

$W^\uparrow$  是向上的權重函數

$\tau, \tau'$  是穿透率及有效穿透率

$z$  是高度(Km)

$e_0$  是地表在  $\theta$  方向的放射率，在這式中已設天頂角  $\theta$  為90度

AMSU各頻道在晴空時的權重函數隨高度的分佈，如圖1 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，SSEC的模式也就是OPED模式。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。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2, 3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的地表，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。同時將CIMSS 的模式做相同的計算，結果如圖4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。

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。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。

以AMSU資料求取物理量如圖5, 6所示可以明顯分別出颱風的液態水含量及總水汽含量的分佈，對於颱風的結構更明白。

## 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颱風的雲物理模式，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。目前已經應用於颱風的暖心定位、液態水含量估計、總水汽含量估計等方面。

致謝：

本研究要特別感謝在UW-Madison/SSEC的 Christopher Sisko, Paul van 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. Mete., .33, 3-18.
- Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size, J. Mete., 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. mete., 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.

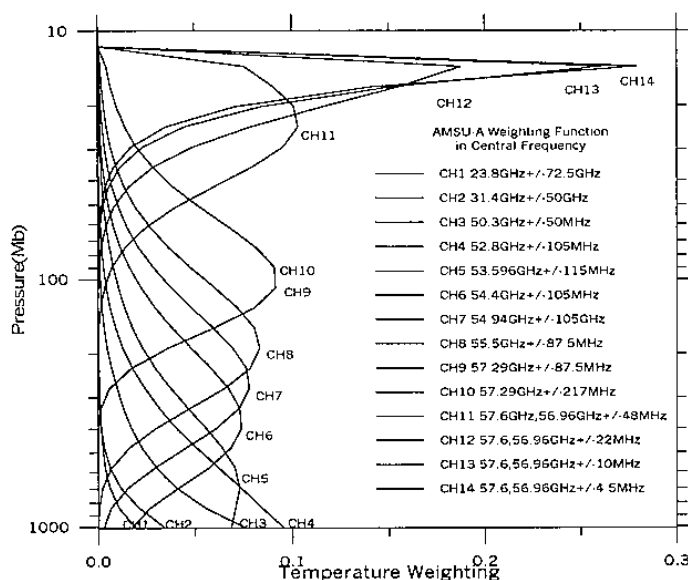


圖1 AMSUA(頻道1-14)的權重函數分佈情形。各頻道所顯示的是以其中心頻率所計算的權重函數。頻道1-4是受地面的影響比較大的頻道，其他則隨頻道編號其最大權重漸漸升高以反應高層大氣的溫度為主。模擬的地面發射率為0.6的晴空條件下，方向為垂直於地表面。

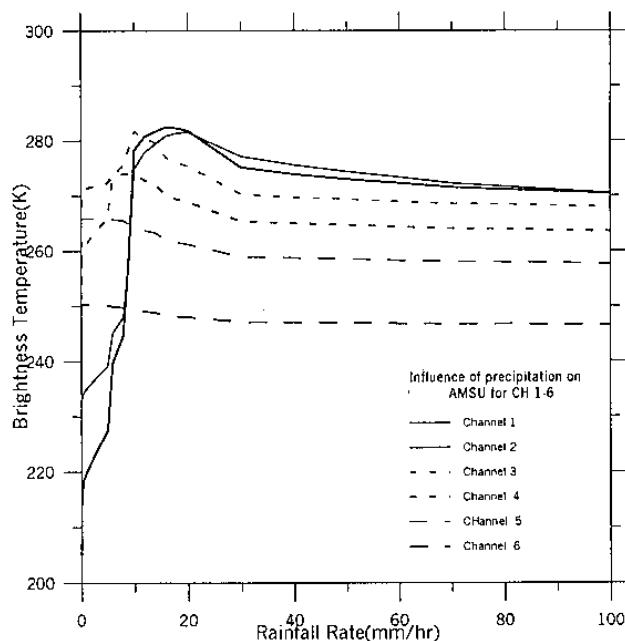


圖2 AMSU頻道 1-6 在降雨率為0到100 mm/hr時亮度溫度隨降雨率的變化。頻1-2受降雨影響最大，Tb先增高而後降低。頻道5, 6僅有少許影響。

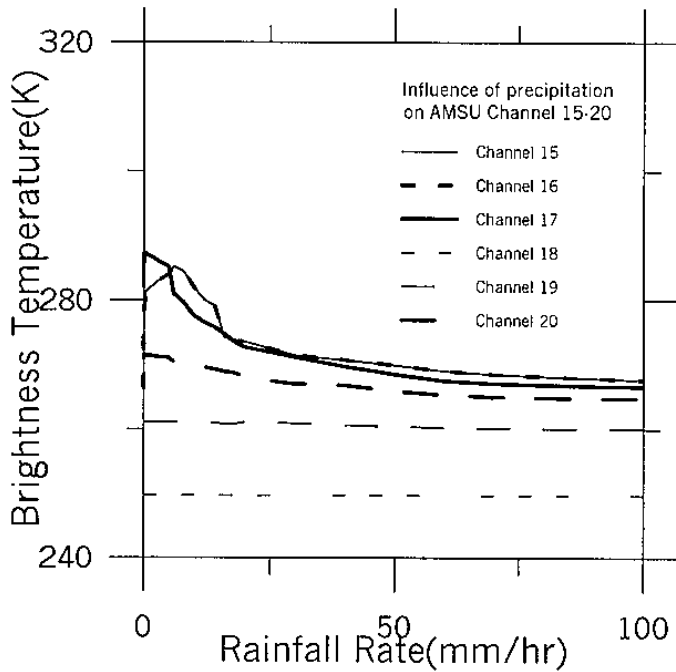


圖3 AMSU頻道15-20在降雨率為0到mm/hr時亮度溫度隨降雨率的變化。頻道15,16,及17受降雨影響比較大，17-20是地面頻道。水汽頻道所以影響也不大。

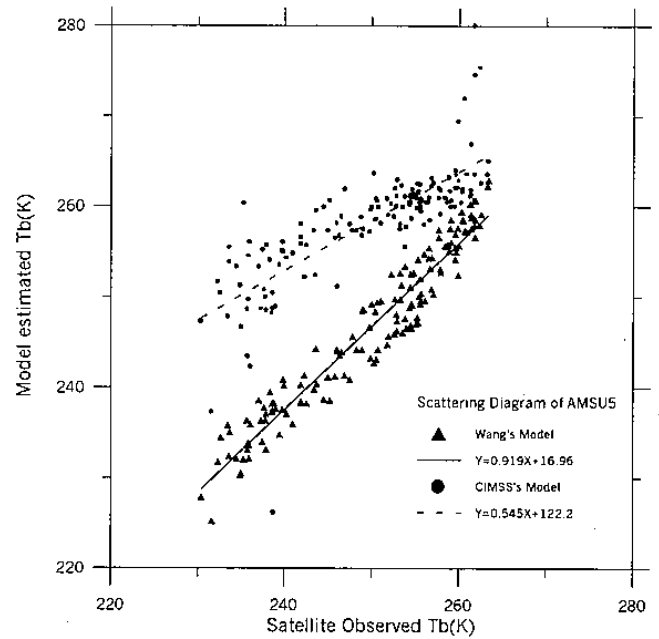


圖 4 AMSU頻道 5 在1998年11月15日的觀測資料與模式所計算的亮度溫度分佈圖，並假設衛星路徑經過時均為晴空。三角點是由本研究的模式所求得的亮度溫度，圓形點是由CIMSS的PLOD模式所求得的亮度溫度。橫軸是衛星觀測亮度溫度，縱軸是模擬的亮度溫度。

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

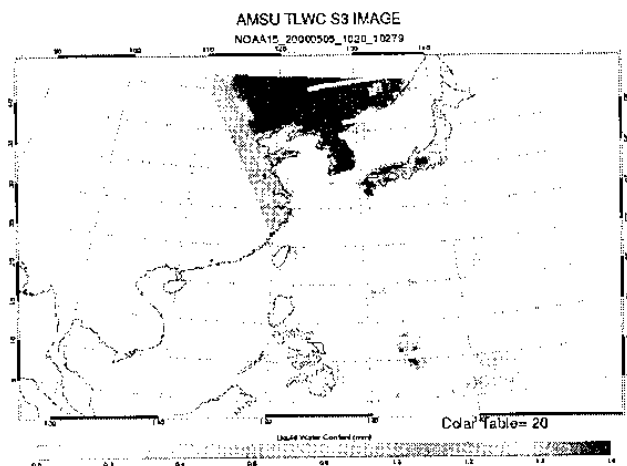


圖 5a) 2000-5-5 10Z, 2000 年西太平洋第一號颱風的液態水含量分佈情形

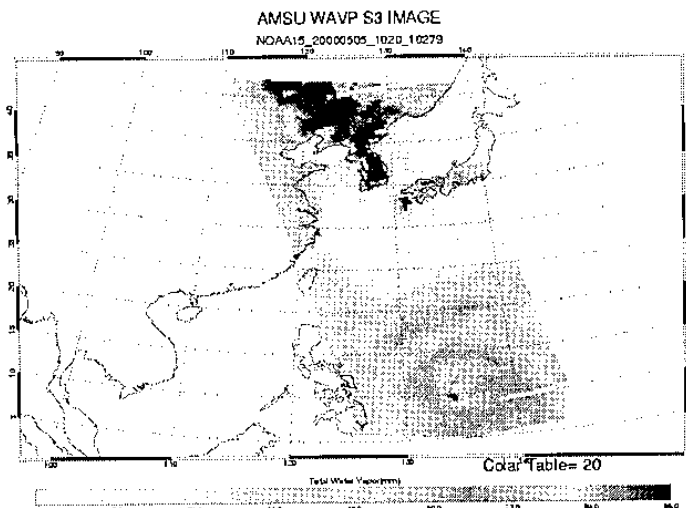


圖 6a) 2000-5-5 10Z, 2000 年西太平洋第一號颱風的總水汽含量分佈情形

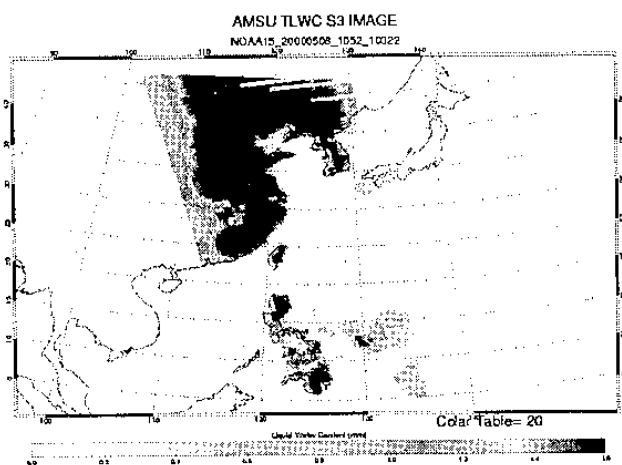


圖 5b) 2000-5-8 10Z 2000 年西太平洋第一號颱風的液態水含量分佈情形

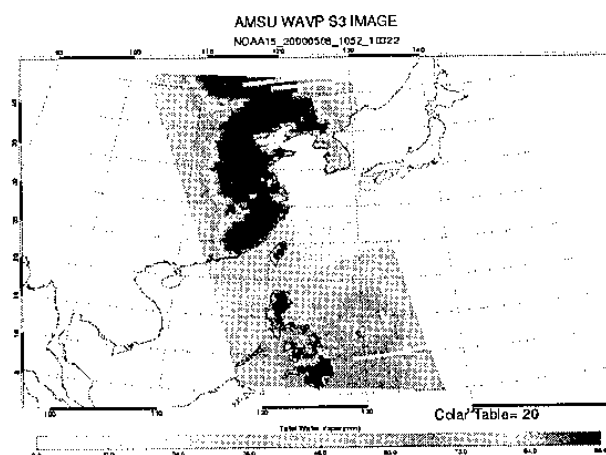


圖 6b) 2000-5-8 10Z 2000 年西太平洋第一號颱風的總水汽含量分佈情形

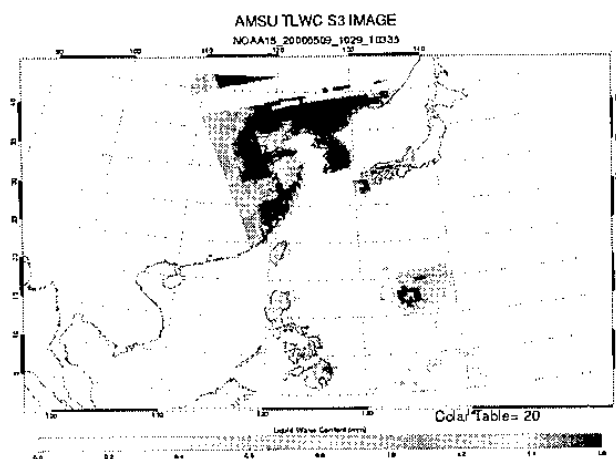


圖 5c) 2000-5-9 10Z 2000 年西太平洋第一號颱風液態水含量分佈情形。

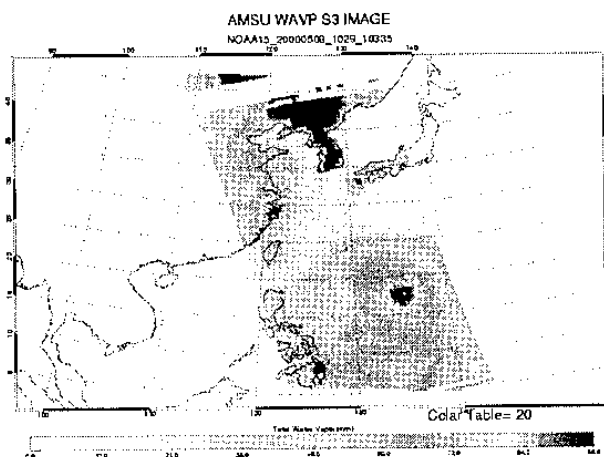


圖 6c) 2000-5-9 10Z 2000 年西太平洋第一號颱風的總水汽含量分佈情形