

NOAA衛星微波探測單元亮度溫度觀測值之角度修正

李國光

空軍氣象中心

摘要

衛星資料的正確性對於使用此資料進行大氣剖面反演者而言是基本且重要的，然而國內學者研究發現以NOAA衛星上搭載之微波探測單元(Microwave Sounding Unit, MSU)儀器的觀測亮度溫度進行大氣剖面反演，推論得：MSU儀器之觀測值有必要修正。因此本研究即以1990年8月份MSU之觀測資料進行角度校正，結果發現：MSU之觀測資料受臨邊昏暗效應之影響，所需之修正值隨著衛星掃描角之增大而增加。

一、前言

人類第一顆氣象衛星是美國在1960年4月1日所發射的TIROS-1 (Television and Infrared Observation Satellite) 繞極軌道衛星，其飛行高度、週期及傾斜角分別為796Km、99.2分及48.3。雖然TIROS-1只裝載電視攝影機，但是卻實現了氣象學家多年來欲由太空觀測大氣的夢想。

隨著科技進步，美國於1969年發射NIMBUS-3衛星，其上所裝載的SIRS (Satellite Infrared Spectrometer) 儀器，成功地反演出大氣溫度剖面，然而該儀器的水平及垂直解析仍不夠理想。1978年10月13日，TIROS-N (Television and Infrared Observation Satellite) 衛星裝載了第四代更精密的AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 及TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder) 儀器，除可探測地表溫度、雲

分布、雲頂溫度外，亦可求取氣溫水氣及臭氧分佈情形。NOAA系列衛星則是繼TIROS-N衛星之後發展出來的，目前NOAA-11及NOAA-12等衛星在運轉，且皆裝載與TIROS-N衛星相同的AVHRR及TOVS儀器，以維持作業研究上的一致性與連續性。

NOAA系列衛星之平均飛行高度約820公里，飛行週期約102分鐘，24小時約繞行地球14圈，每天約在當地固定太陽時進行2次觀測。目前有NOAA-11~12等2顆衛星在太空運轉，各衛星觀測時間不同，其間隔約為3小時，因此每一地區一天內將可有4次的衛星觀測。NOAA衛星上之TOVS儀器包括HIRS/2 (High-Resolution Infrared Radiation Sounder)、MSU (Microwave Sounding Unit) 及SSU (Stratospheric Sounding Unit) 等三種儀器，MSU儀器之特性敘述於下：

MSU：MSU是繼承Nimbus-6之Scanning Microwave Spectrometer experiment之儀器。MSU是主動的微波輻射儀器，有3個頻道位於5.5mm

82年12月

收帶與1個窗區頻道。星下點的解析度為110km。微波的透雲性較IR佳，因此可偵測雲下方的溫度剖面。其第一頻道為窗區頻道受地表放射率的影響相當大，故可用來訂正地表放射率對其它頻道的影響。第2至第4頻道之觀測目的為探測氣溫剖面，以彌補HIRS/2之4.3 μ m和15 μ m兩頻道受雲影響所導致的觀測不足現象。

本研究所用的大氣垂直剖面反演系統是美國威斯康辛大學氣象衛星合作研究機構CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies) 所發展出來的ITPP (International TOVS Processing Package) 程式集，此程式集所使用的反演方法是Smith and Wolf於1984年提出的同時物理反演法(The Simultaneous Physical Retrieval Method)。台灣附近的大氣垂直剖面結構曾使用ITPP進行反演，結果並不理想(顏和沈，1986；柳等，1988)；因此，有研究將ITPP各頻道輻射觀測值的反演比重加以調整，並加入地面溫、濕度及VHF雷達所觀測的對流層頂資料，完成一套改良式的ITPP (Modified ITPP) 程式集(黃，1990)。

利用改良式的ITPP程式集進行反演，結果發現：HIRS及MSU兩觀測資料同時進行大氣剖面反演，其結果與反演附近探空站資料相比較，反演之溫、濕度剖面值均較探空資料為低；但若只用HIRS資料進行反演，結果卻較佳(劉，1990；陳，1992)。因此，若要將MSU觀測資料納入ITPP反演，就必須對MSU資料有所修正。本研究目的在統計實際MSU各頻道觀測的亮度溫度值與模擬之MSU各頻道的亮度溫度值間之差值，而以此差值修正MSU的觀測值。

二、雲對微波之影響

微波是波長自0.1到100cm，即頻率從300至0.3千兆赫的電磁波，此波長較長的特性使得雲對微波的削弱較小，來自雲下的微波能穿透雲層到達衛星的輻射計上，因此微波遙測可說是全天候的技術。然而雲對微波並非全無影響，尤其是對流雲系的積

氣象預報與分析

雲、積雨雲等，在此類雲中含有大量液態水，因此雨滴對微波的散射就不可忽略。

微波的透雲性比紅外線佳，但受降水影響，尤其是權重函數峰值位於地表及700MB的MSU第1與第2頻道。在強烈降水區(如間熱帶輻合區(ITCZ)或副熱帶劇烈風暴)會影響SCAMS (Scanning Microwave Spectrometer) 之大氣剖面反演(Staelin et al, 1975)。

Grody(1977)指出微波可穿透卷雲及大部分降水雲區。其研究發現MSU第2頻道因受地表放射率的不同而須有2K的校正值(Grody, 1980)。若以MSU觀測劇烈風暴，結果發現：在近風暴中心處第2頻道的亮度溫度觀測值與當地探空資料所計算之亮度值，差距最大可達12K(Grody, 1983)。

模擬雲區和晴空區SMU 4個頻道受雲的影響程度，結果發現第1頻道受雲的影響最明顯，第2頻道次之，第3、4頻道幾乎沒有影響(王，1988)。

以ITPP反演東亞地區大氣剖面發現，若測站上空無雲或雲量少時，反演結果稍好，若在密雲區反演則結果顯著離探空剖面。推論原因可能是微波頻道觀測值受到干擾(黃，1990)。

黃(1990)以ITPP求得之大氣剖面估計MSU各頻道亮的亮度值，結果發現MSU的觀測值比估計值偏冷太多。劉和陳(1992)使用ITPP反演大氣剖面發現在反演過程中只要將MSU頻道資料加入，反演的溫度剖面值均較測站探空值低了许多，而且自低層至高層都有此現象，因此，MSU的觀測資料證實確有問題，必須進一步改正。

由上述研究回顧可知，微波受雲的影響定論不一，而且MSU之觀測資料的正確性受質疑，因此本研究著重於對MSU觀測資料之校正。

三、微波輻射傳遞方程式

黑體輻射能量分布是由Planck在1901年發展出來的，其函數表示如下式

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1)} \quad (1)$$

其中 λ 表波長， T 表溫度， h 表Planck常數， k 為Boltzmann常數， c 為真空中光速，其值分別如下，

$$h = 6.62619 \times 10^{-27} \text{ erg-sec}$$

$$k = 1.380622 \times 10^{-16} \text{ erg/deg}$$

$$c = 2.997925 \times 10^{10} \text{ cm/sec}$$

在微波光譜 ($\lambda > 0.5 \text{ cm}$) 中， $\frac{hc}{\lambda kT} \ll 1$ ，則(1)中

$e^{\frac{hc}{\lambda kT}}$ 可作如下的近似

$$e^{\frac{hc}{\lambda kT}} = 1 + \frac{hc}{\lambda kT} + \dots$$

於是(1)式可近似成

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2k}{\lambda^4} T \quad (2)$$

以頻率 f 表示則為

$$B_f(T) = \frac{2f^2 k}{c^2} T \quad (3)$$

(2)和(3)式是在波長 $\lambda > 0.5 \text{ cm}$ 之波譜區，在大氣物理中叫做Rayleigh-Jeans區域，此區之Planck函數與溫度 T 成正比。因此，亮度溫度可寫成

$$T_B = \frac{(c^2 B)}{2f^2 k} \quad (4)$$

或

$$T_B = \frac{(\lambda^4 B)}{2kc} \quad (5)$$

因此，在微波區其輻射傳遞方程式(RTE)之表示法可改成以亮度溫度為參數，亦即

$$T_B(f) = T_u(f) + \tau(f, \theta, x_0) (\epsilon(f) T_s + (1 - \epsilon(f)) T_d(f)) \quad (6)$$

上式中， $T_B(f)$ 表亮度溫度， $T_u(f)$ 、 $T_d(f)$ 分別表示向上及向下的大氣輻射值 T_s 為地表溫度， $\tau(f, \theta, x_0)$ 為自大氣有效層頂(約為0.01MB)至某一層 x_0 (x 為壓力之轉換)， x 與 p 之轉換如下

$$x = ap^{7/2+b}$$

p 為氣壓， a, b 為常數。 $\epsilon(f)$ 為地表放射率。將(6)式表示成下式之積分形式

$$T_B = \epsilon_f T_s T_f + \int_{p_s}^0 T(p) \frac{\partial T_f(p)}{\partial p} dp + (1 - \epsilon_f) T_f \int_0^{p_s} T(p) \frac{\partial T_f(p, p)}{\partial p} dp \quad (7)$$

其中 ϵ_f 為全氣柱透射率而

$$T_f(p) = \exp(-\int_0^p k_f(p') \rho(p') dp') \quad (8)$$

$$T_f(p, p) = \frac{T_f}{T_f(p)}$$

$T_f(p)$ 和 $T_f(p, p)$ 分別為從氣壓 p 至大氣層頂和氣壓 p 到地表之大氣透射率。(7)式中已假設向下的氣輻射中只有往正下方的部份才會被地表反射而到達衛星的微波輻射計上。將(9)式對 p 微分

$$\frac{\partial T_f(p, p)}{\partial p} = -\frac{T_f}{T_f^2(p)} \frac{\partial T_f(p)}{\partial p} \quad (10)$$

將(10)式代入(7)式，得到微波RTE之另一種形式為

$$T_B(f) = \epsilon_f T_s T_f + \int_0^{p_s} k(f, p) T(p) \frac{dp}{p} \quad (11)$$

其中 $k(f, p)$ 為氣溫權重函數：

$$k(f, p) = -(1 + (1 - \epsilon_f) (\frac{T_f}{T_f(p)})^2) \frac{\partial T_f(p)}{\partial \ln p} \quad (12)$$

微波之RTE與紅外線RTE之最大不同處於紅外線RTE將地表視為黑體，故地表放射率 ϵ_{fs} 等於1，而微波RTE則否，其地表放射率 ϵ_{fs} 隨地物表面溫度、土壤含水量、鹽度等而變動，因此如何決定 ϵ_{fs} 是微波RTE之考慮因子。

四、微波之權重函數

輻射傳遞方程中，權重函數之意義簡單的說即不同高度大氣層對於衛星接收輻射能量的貢獻也。權重函數峰值(Peak)處的氣層對於輻射的能量計算貢獻最大，反則反之。

本研究使用ITPP程式集對臺灣大氣剖面以四層地表放射率(0.3, 0.5, 0.8, 1.0)計算MSU四個頻道的氣溫權重函數，其結果如圖1。由圖中可知，不論地表放射率如何變化，MSU各頻道權重函數之

值位置未改變，與Smith(1979)及王(1988)之研究結果相同。MSU各頻道與其對應之權重峰值位置如下：

CH4 90mb

CH3 300mb

CH2 700mb

CH1 地面

再則比較圖2與圖3之權重函數峰值大小結果發現兩者不盡相同，由此可知：不同的氣候剖面會導致權重函數峰值大小之不同。此外圖1中地表放射率對第一、第二頻道之權重函數影響較明顯其餘各頻道則幾乎沒有影響，此結果與王(1988)之研究相似。

根據王(1988)研究衛星掃描角變化對權重函數的影響，結果發現：衛星掃描角愈大則權重函數峰值的位置愈升高。以MSU的最大掃描角 47.37° 為例其峰值位置較掃描為 0° 時上升約20mb。掃描角度增加則權重函數峰值位置升高的原因是：當掃描角增大時，大氣輻射能量傳遞至輻射計之路徑增長，使得低層大氣輻射能量無法被輻射計所測得，而輻射計所能測得的能量則來自較高層大氣，因此會使得權重函數的峰值上升。

由以上討論可知，權重函數值位置或其數值大小是因緯度、地面放射率及衛星掃描角之不同而異。

五、研究方法

1. 地表溫度及地表放射率之計算

ITPP中地表溫度初始值是用迴歸法估計，以HIRS第8類頻道($11.1 \mu\text{m}$ ，為窗區頻道)、第10頻道($8.3 \mu\text{m}$ ，為 H_2O 頻道)及第18頻道($4.0 \mu\text{m}$ ，亦為窗區頻道)等對地表溫度敏感的頻道，利用經驗係數估計地表溫度，其方程式如下：

$$T_s = a_0 + a_1 T_B(8) + a_2 T_B(10) + a_3 T_B(18) \quad (13)$$

上式中 a_0, a_1, a_2, a_3 為經驗係數，與太陽天頂角有關，區分為白天或晚上。若太陽天頂角大於 90° ，且第10頻道亮度溫度大於第18頻道亮度溫度，則採

用晚上係數，否則用白天係數。

將微波RTE(7式)重新整理合併作其放射率之計算公式

$$\epsilon_f = \frac{T_B - (\int_{p_s}^0 T(p) \frac{\partial T_f(p)}{\partial p} dp + T_f \int_0^{p_s} T(p) \frac{\partial T_f(p, p)}{\partial p} dp)}{T_f(T_s - \int_0^{p_s} T(p) \frac{\partial T_f(p, p)}{\partial p} dp)} \quad (14)$$

上式中積分項可以初始剖面求得， T_s 由(13)式求得， T_s 則由MSU第1頻道亮度溫度值代入。所求得之 ϵ_{fs} 原本應是頻率的函數，但由於MSU的四個頻道頻率均接近，因此在本程式集中被視為常數，不隨頻道不同而變化。

本研究的初始剖面為氣候值資料，而ITPP將全球氣候依季節分成冬夏兩季，依緯度分成五區，因此只要模擬計算MSU亮度溫度時適當輸入氣候值就可以求得 T_s 與 ϵ_{fs} 。

2. MSU觀測亮度溫度之角度修正

當衛星輻射計由星下點往地球邊緣掃描時，射出輻射經過的光程較長，受水汽吸收較嚴重，故紅外線雲圖的亮度較大，尤其地球邊緣地區更是如此，一般稱為臨邊昏暗(曾，1988)。由此可知，臨邊昏暗效應會影響衛星輻射計的接收。

表1是Rosenkranz(1978)以赤道附近氣候平均值計算SCAMS之55.45GHz頻道隨掃描角變化所須校正的溫度值。由表上顯示SCAMS的校正值隨掃描角的增大而增加。

因為臨邊昏暗效應的影響，MSU所觀測的亮度溫度值須先進行校正，因此ITPP在反演大氣剖面之前，已進行角度校正的工作，但反演的結果仍然不佳，可能是因為校正係數已不適合目前之觀測或應用在本地區並不太恰當。本研究即以1990颱風年8月份東亞地區之地面、探空及衛星資料，進行角度修正之研究。其方法如下：

(1)選擇衛星之FOV與探空作業時間差在3小時以內，且衛星之FOV與探空站間之距離小於50KM者進行分析。若探空測站符合上述要求，則把探空資料以內插或外延(資料不足部分

方式，將大氣自1000MB至0.1MB分成40層，以配合ITPP程式集所需。

(2)以處理過探空資料代入微波頻道輻射傳遞方程，計算各頻道的亮度溫度。將MSU各頻道計算值減去觀測值可得 ΔT_b ，MSU各頻道 ΔT_b 隨衛星掃描角變化情形如表2所示，由表中可知除第1頻道外，探空站計算之MSU各頻道亮度溫度值均較MSU觀測的亮度溫度高，而且 ΔT_b 隨角度增大而增加。

(3)MSU完成1條掃描線之掃描原本只11個FOV，但為配合HIRS的觀測資料，在資料傳送之前已先處理MSU觀測資料，將其內插成HIRS的56點FOV觀測值。本研究將MSU各頻道依衛星掃描角分成 $0^\circ \sim 10^\circ$ 、 $10^\circ \sim 20^\circ$ 、 $20^\circ \sim 30^\circ$ 、 $30^\circ \sim 40^\circ$ 及 $40^\circ \sim 50^\circ$ 等五種掃描角度，分析 T_b 隨掃描角的變化情形。由表2發現MSU第2、第3頻道 ΔT_b 之平均值隨掃描角增加而增大，但其標準差與掃描角的變化則無顯著相關，第4頻道的標準差與 ΔT_b 平均值隨掃描角的變化則不顯著。

六、結論

本次研究以衛星各掃描角範圍平均約500家的探空資料為統計樣本，模擬計算MSU 4個頻道的觀測亮度溫度值與MSU儀器實際觀測的亮度溫度值間之差異 ΔT_b 。結果由表2中可知，除MSU之第4頻道外，其 ΔT_b 隨衛星掃描角之增加而增大，尤其是掃描角 40° 至 50° 間之 ΔT_b 竟達11k以上，因此可知臨邊昏暗效應對MSU之觀測值的影響。第4頻道之 ΔT_b 不僅未隨掃描角之增大而增加反而減小。再則較值得注意的是標準差的變化，第2及第3頻道的標準差變化不大，但第4頻道的標準差卻與 ΔT_b 值相當，甚至有的掃描角範圍超過 ΔT_b 值，由此得知MSU的第4頻道儀器觀測值之準確性有待商榷。

七、參考文獻

- 柳中明，1986：衛星遙測垂直大氣溫度剖面之評估。
曾忠一，1987：氣象與遙測資料的客觀分析。中央研究院物理研究所。
柳中明，顏泰崇，沈秀蓉，1987：近臺灣大氣溫度剖面遙測。
曾忠一，1988：大氣輻射。聯經出版事業公司。
曾忠一，1988：大氣衛星遙測學。勃海堂文化事業公司。
王光華碩士論文，1988：微波遙感探測與大氣之影響。
王光華，1988：TOVS資料之即時修正與保存。中央氣象局研究報告第217號。
柳中明，1988：梅雨期東亞區TOVS/NESDIS分析結果之統計特徵。大氣科學，VOL.16, No.1, 75-94。
劉振榮，1988：利用可見光資料計算雲量以改進衛星遙測之大氣溫濕剖面。
黃白萍碩士論文，1990：應用VHF雷達及衛星觀測資料反演臺灣區之大氣垂直溫度剖面。
劉振榮，1990：臺灣區衛星遙測大氣垂直剖面反演方法之研究。大氣科學，VOL.18, No.1, 1-15。
劉振榮，1992：同時物理反演法在TAMEX期間反演結果之分析。大氣科學，VOL.20, No.2, 135-152。
Grody, N. C., 1976: Remote sensing of atmospheric water content from satellites using microwave radiometry. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, 24, 115-161.

- 一，1980: Analysis of satellite-based microwave retrievals of temperature and thermal winds: Effects of channel selection and a priori mean on accuracy. Remote Sensing of the Atmospheres and Oceans, A. Deepak, Ed., Academic Press, 381-410.
一，1983: Severe storm observations using the microwave sounding unit. J. Climate Appl. Meteor., 22, 609-625.
Gruber, A., and C.D. Watkins, 1982: Statistical assessment of the quality of TIROS-N and NOAA-6 satellite soundings. Mon. Wea. Rrv., 110, 867-876.
Kidder, S.Q., W.M. Gray, and T.H. Vonder Harr, 1980: Tropical cyclone outer surface winds derived from satellite microwave sounder data. Mon. Wea. Rrv., 108-144-152.
Kochler, T.L., C.J. Seman, J.P. Nelson, and L.H. Horn, 1987: An evolution of alternatives to the retrieval methods used in processing FGGE level II TIROS-N soundings. J. Climate Appl. Meteor., 26, 927-942.
一，1989: Limb correction effects on TIROS-N microwave sounding unit observations. J. Appl. Meteor., 28-807-817.
Kunzi, K.F., R.L. Pettyjohn, R.K.L. Poon, and D.H. Staelin, 1975: Remote sensing of atmospheric temperature profiles with the Nimbus 5 microwave spectrometer. J. Atmos. Sci., 32-193-1969.
LeMarshall, J.F., and A.J. Schreiner, 1985: Limb effects in satellite temperature sounding. J. Climate Appl. Meteor., 24, 287-290.
Meeks, M.L. and A.E. Lilley, 1963: The microwave spectrum of oxygen in the earth's atmosphere. J. Geophys. Res., 68-1683-1703.
Phillips, N., L. McMillin, A. Gruber, and D. Wark, 1979: An evolution of temperature soundings from TIROS-N. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 1188-1197.
Schlatter, T.W., 1981: An assessment of operational TIROS-N temperature retrievals over the United States. Mon. Wea. Rev., 109, 110-119.
Smith, W.L., H.M. Woolf, C.M. Hayden, D.Q. Wark, and L.M. McMillin, 1979: The TIROS-N operational vertical sounder. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 1188-1187.
Spencer, R.W., J.R. Christy, and N.C. Grody, 1990: Global atmospheric temperature monitoring with satellite microwave measurements: method and results 1979-84. J. Climate, 3, 1111-1129.
Staelin, D.H., K.F. Kunzi, R.L. Pettyjohn, R.K.L. Poon, R.W. Wilcox, and J.W. Waters, 1976: Remote sensing of atmospheric water vapor and liquid water with the Nimbus 5 microwave spectrometer. J. Appl. Meteor., 15, 1204-1214.
一，1977: Inversion of passive microwave remote sensing data from satellites. Inversion Methods in Atmospheric Remote Sensing. A. Deepak, Ed., Academic Press, 361-389.
Velden, C.S., and W.L. Smith, 1983: Monitoring tropical cyclone evolution with NOAA satellite microwave observations. J. Climate Appl. Meteor., 22, 714-724.

—, 1898: Observational analyses of North Atlantic tropical cyclones from NOAA polar-orbiting satellite microwave data. J. Appl. Meteor., 28, 59-70.

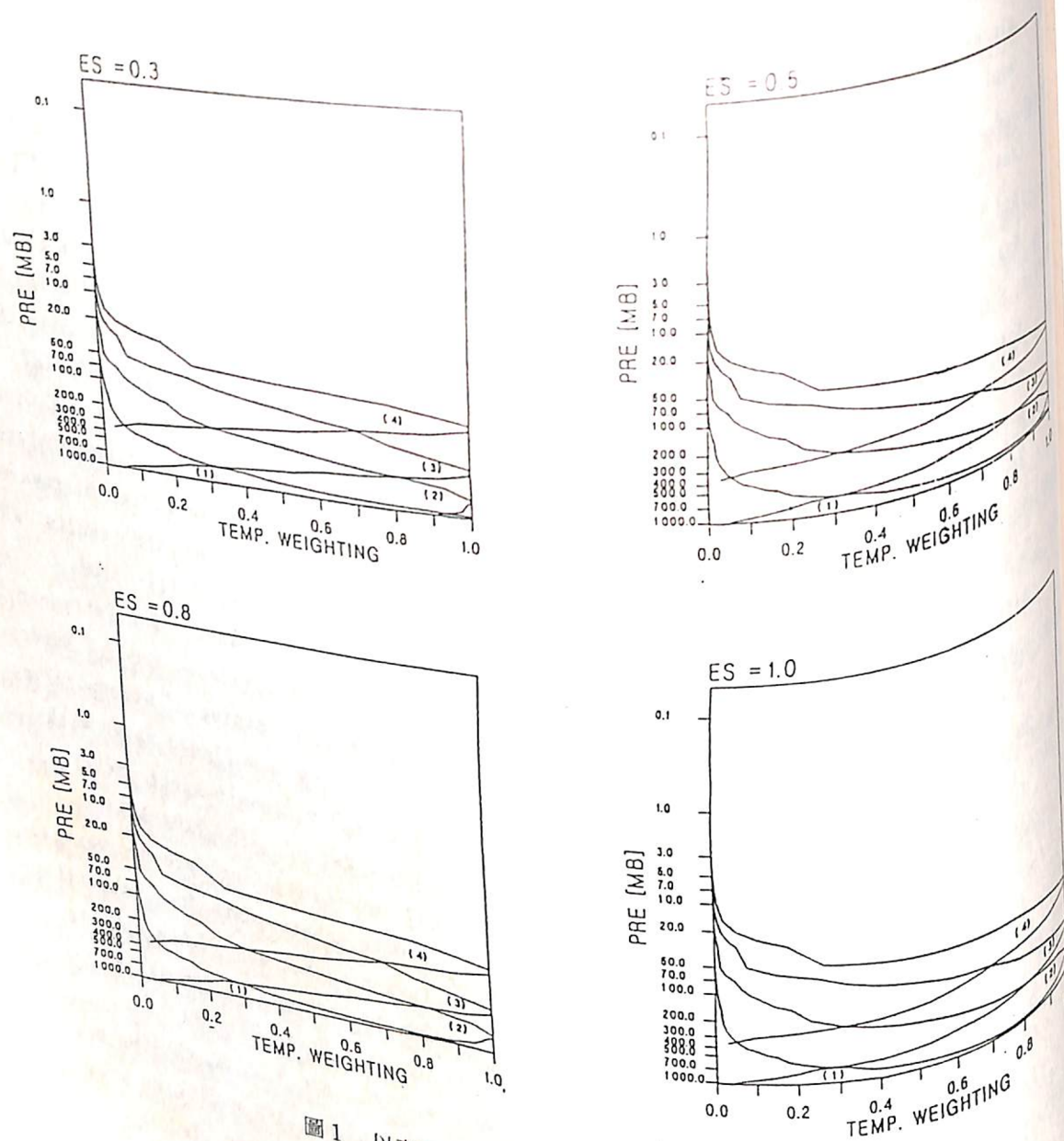


圖1 以臺灣大氣剖面計算MSU4個頻道經Normalized之氣溫權重函數，其中ES表地表放射率。

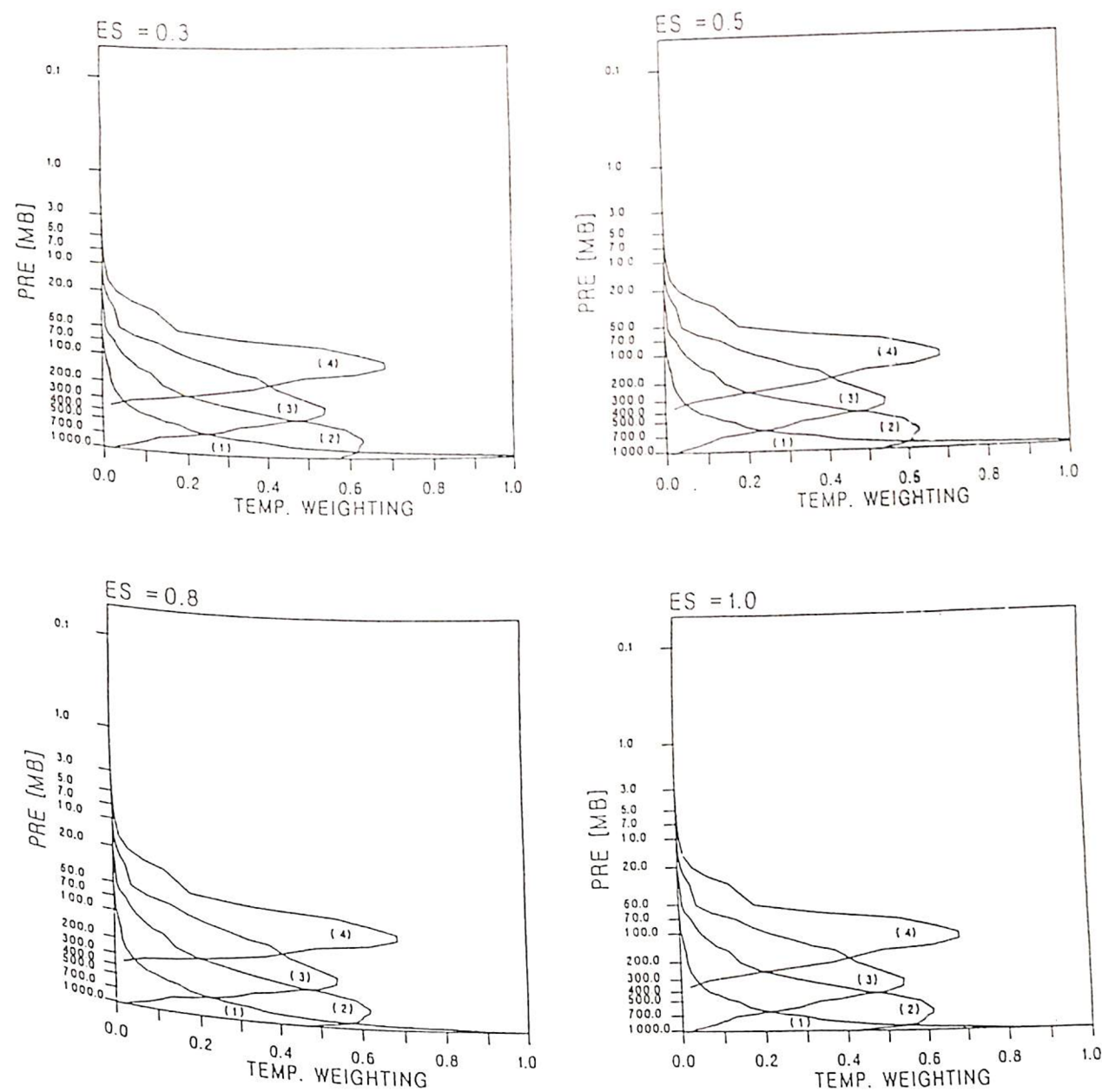


圖2 同圖1，但未經Normalized

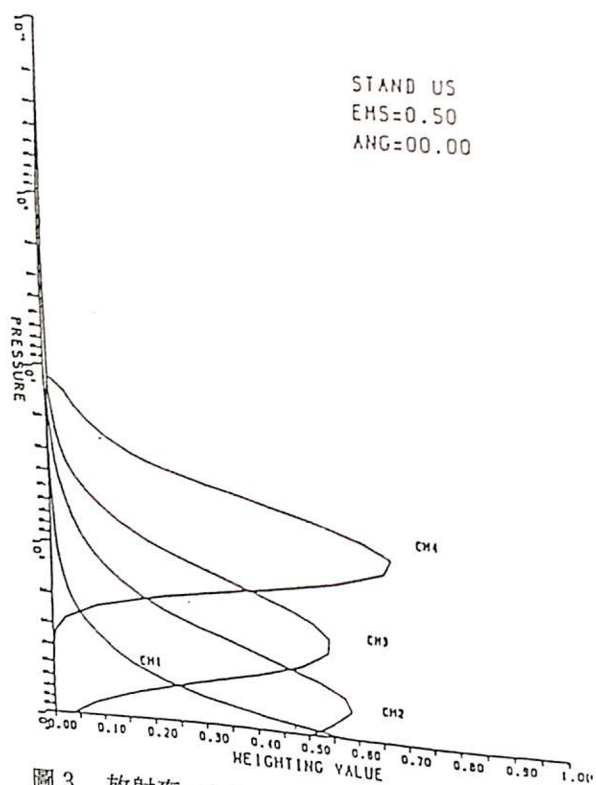


圖3 放射率=0.5, 掃瞄角為0度之美國標準大氣的MSU各頻道權重函數圖(王, 1988)。

Scan Angle (deg)	Correction (k)
0	0.0
7.2	0.1
14.4	0.6
21.6	1.8
28.8	3.2
36.0	4.9
43.2	7.2

表1 SCAMS之55.45GHZ臨邊效昏暗效應的角度校正(Rosenkranz, 1978)。

TOTAL DATA		Mean Difference ΔT_B	Standard Deviations	Number of Stations
SCAN ANG.	CH.			
0° ~ 10°	1	0	0	588
	2	0.72	1.45	603
	3	1.80	1.03	536
	4	2.50	2.35	590
10° ~ 20°	1	0	0	566
	2	1.52	1.36	554
	3	2.68	1.15	490
	4	2.33	2.23	554
20° ~ 30°	1	0	0	585
	2	3.29	1.74	582
	3	4.39	1.47	523
	4	2.17	2.45	576
30° ~ 40°	1	0	0	483
	2	6.05	2.01	474
	3	7.12	1.58	412
	4	1.88	2.46	467
40° ~ 50°	1	0	0	508
	2	11.32	2.93	503
	3	11.20	2.22	433
	4	0.67	2.71	506

表2 MSU4個頻道掃瞄角變化之校正值與標準差。