

利用 Nimbus 6 微波掃瞄分光計 斜向探測大氣垂直溫度結構之研究

*Remote Sensing of Atmospheric Temperature
Profiles with Angles by Scanning Microwave
Spectrometer from the Nimbus 6 Satellite*

徐 僑 娟

Hsu Yueh-Jiuan

ABSTRACT

The application of SCAMS measurements of Nimbus 6 orbital meteorological satellite to the remote sense for the atmospheric vertical temperature profile in summer over Taiwan area has been studied. SCAMS measurements were first compared with calculations of atmospheric emission by using sounding data and theoretical atmospheric model. The statistical method used here for obtaining temperature profiles from SCAMS measurements is a regression-analysis of atmospheric temperature profiles and numerically-calculated atmospheric emission. The matrix D is chosen to minimize the expected error between the SCAMS-determined profile and the actual temperature profile. In this paper, the author uses the SCAMS measurements on the two sides of satellite orbit with view angles which is very different from measuring at the nadir. Seven D's are caculated from the priory atmospheric data corresponding to the different view angles of the Nimbus 6, respectively. Based on the above amended concept, the calculation results prove rather satisfying.

一、引 言

天氣變化及大氣環流運動為具有全球性質之現象。某地方性的天氣，很可能由於遠處的大氣狀態數天以後移入此區而造成。自從有探空氣球以來，對於大氣垂直結構及其變化的認識已大為增進。如將各地的探空資料綜合起來，能使吾人對廣大複雜的流體靜力性質和能量轉移機制更加瞭解，這些知識可促進天氣預報的準確度。然而預報能力改進的程度還是很緩慢，主要原因乃是仍不能澈底瞭解大

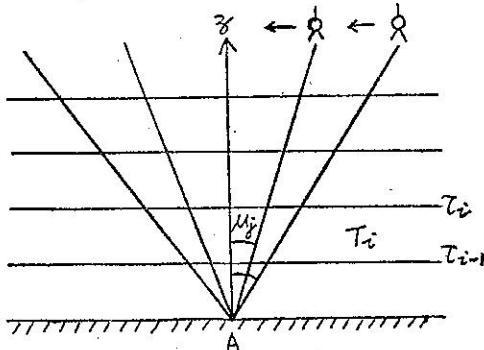
氣基本變化過程，特別是能量轉移的過程，缺乏全球性三度空間的觀測資料應為重要因素之一，即使在北半球也只有很少區域探空站的密度能合乎應用。然而氣象衛星問世以後彌補了此項缺憾，能提供連續且真正涵蓋全球的大氣垂直氣象資料，不僅能拍攝地球雲圖，且能控測大氣垂直方向的溫度與濕度分布、雲高及雲厚等。本文僅就大氣垂直溫度剖面的反求方法 (Inversion Method) 作深入研究。二十多年來應用氣象衛星遙測 (Remote Sensing) 大氣垂直溫度剖面的研究，一直是個

熱門的題目。

二、歷史回顧

(一)利用不同角度之衛星觀測值

King (1956) 最早提出利用人造衛星在大氣層頂測得的熱發射 (Thermal Emission) 來反求大氣垂直溫度結構的觀念。他指出大氣發射的強度為光學深度 (Optical Depth) 的函數，因此大氣垂直溫度剖面可從不同角度的衛星觀測值推算出。假設大氣為平面平行層狀 (Plane Parallel)



圖一、Plane parallel atmosphere

結構 (圖一)，地球表面為黑面 (Black Surface)，大氣發射是黑體輻射 (Black Body Radiation)，且只考慮單色發射 (Monochromatic Emission)，則從天頂角為 $\theta = \cos^{-1}\mu$ 的大氣層頂 ($\tau = 0$) 發出之輻射強度 (Radiant Intensity) 以輻射傳遞方程式 (Radiation Transfer Equation) 簡稱 R. T. E. 表達為

$$I(0, \mu) = \int_0^\infty B(\tau) e^{-\tau/\mu} d\tau / \mu \quad (1)$$

$$\text{其中 } B(\tau) = \frac{2h\nu^3/c^2}{e^{h\nu/kT(\tau)} - 1} \quad (2)$$

為蒲朗克強度 (Planck Intensity)，乃頻率與溫度的函數。

$$\tau = \int k_\nu dz \quad (3)$$

稱為光學深度，其中 k_ν 是頻率為 ν 的氣體吸收係數 (Absorption Coefficient)，乃 z 的函數。(1)式的物理意義即為大氣層頂處測得之強度等於大氣各個層次的熱發射經過其上方大氣衰減後到達頂端餘量的總和。由於只考慮單色發射，故 ν 為常數；令 $\tau_i > \tau > \tau_{i-1}$ 時， $T(\tau) = T_i$ ，則可將蒲朗克強度改寫為

$$B(\tau) = \sum a_i S_i, i=1, 2, \dots, n \quad (4)$$

$$a_i = \frac{2h\nu^3/c^2}{e^{h\nu/kT_i} - 1} \quad (5)$$

$$S_i = \begin{cases} 1 & \tau_i > \tau > \tau_{i-1} \\ 0 & \text{其他層次} \end{cases} \quad (6)$$

若已知 n 個 a_i 值，即可反求出 A 點上空 n 個層次的 T_i 值，(4)代入(1)得

$$I(0, \mu) = \sum a_i l_i, i=1, 2, \dots, n \quad (7)$$

$$l_i = e^{-\tau_{i-1}/\mu} - e^{-\tau_i/\mu} \quad (8)$$

選 n 個不同角度 $\mu = \mu_j, j=1, 2, \dots, n$ 的觀測值，得到 n 個聯立方程式，

$$l_j = I(0, \mu_j) = \sum_{i=1}^n a_i l_{ij}, j=1, 2, \dots, n \quad (9)$$

$$l_{ij} = e^{-\tau_{i-1}/\mu_j} - e^{-\tau_i/\mu_j} \quad (10)$$

可由此解出 n 個 a_i 值，便可反求得 n 個層次的溫度值

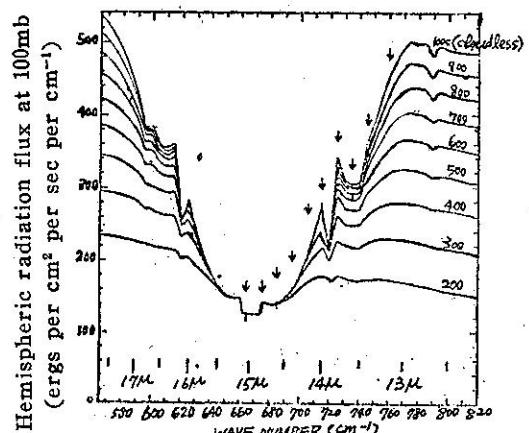
(二)選用適當頻率的大氣發射

若擴大考慮光譜帶發射 (Band Emission)，(1)式可寫成較通用的形式

$$I(0, \mu) = - \int_0^\infty B(\tau) \frac{\partial \mathcal{F}}{\partial \tau} d\tau \quad (11)$$

其中 $\mathcal{F} = e^{-\frac{z}{k} k_\nu \mu}$

稱為光譜帶透射率 (Band Transmissivity)，光譜帶 (Band) 中含有許多條光譜線 (Lines)，每條線的透射率 (Transmissivity) 並不相同，因此在大氣層頂測得的輻射強度，可視為各層的發射強度 $B(\tau)$ 以一個加權函數 (Weighting Function) $\frac{\partial \mathcal{F}}{\partial \tau}$ 積分的結果。Kaplan (1959) 提出大氣垂直溫度剖面可由大氣發射光譜的已知特性來推算。例如圖二表示在 100 毫巴處測得二氧化氮



圖二、Hemispheric radiation reaching 100mb for surface temperature of 40°C and lapse rate of 5.5°C/km. Upper curve for cloudless conditions; other curves for overcast conditions with cloud tops at pressure indicated in mb. (from Kaplan, 1959)

波段的輻射通量，波長為 $15 \mu\text{m}$ 附近值最小，表示被大氣吸收掉最多，光譜線最不透明；在兩翼 (Wings) 處被吸收較少，光譜線較透明，可探測較低層的大氣。選取十條適合的光譜線如箭頭所示，可探測十個不同層次的大氣資料。因此不需使用不同觀測角度 μ_i 去求 a_i ，只要作鉛直觀測 ($\mu=0$) 即可。

(三) 利用紅外線探測儀

利用氣體的發射光譜探測大氣垂直溫度分布，此已知氣體如均勻分布於整個大氣層，且相對含量充足，則在地球大氣中唯有二氧化碳及氧氣能合乎要求。二氧化碳占大氣的 0.3%，是較為稀少的氣體，能發射紅外線振動光譜帶 (Infrared Vibration Bands)，第一枚攜帶大氣溫度測量儀器的衛星，便是利用二氧化碳波段。

TIROS-7 於一九六三年十二月發射，此衛星有 Medium Resolution Infrared Radiometer (MRIR)，使用很寬的 $15 \mu\text{m}$ 二氧化碳波道 (Channel) 能探測平流層下部的溫度。

Nimbus-3 於一九六六年四月發射，攜有 Satellite Infrared Spectrometer (SIRS)，包含七個 $15 \mu\text{m}$ 波道，能探測對流層及平流層下部七個不同高度的溫度。另有 Infrared Interferometer Spectrometer (IRIS) 能測量 $400\sim2000 \text{ cm}^{-1}$ 的大氣輻射，光譜解析度為 5 cm^{-1} 。

一九七〇年四月發射的 Nimbus-4 除攜帶 SIRS 及 IRIS 外，尚有 Selective Chopper Radiometer (SCR)，其光譜解析度已大為增進，甚至能探測平流層上部的溫度。

NOAA-2 為第一顆應用為遙測大氣垂直溫度實際作業的衛星，探測儀器稱為 Vertical Temperature Profile Radiometer (VTPR)，於一九七二年十月發射。

Nimbus-5 於一九七二年十二月一日發射成功，除 16 個波道的 SCR 外，尚有七個波道的 Infrared Temperature Profile Radiometer (ITPR)，能觀測晴空或部分被雲遮蔽情況下之溫度剖面。

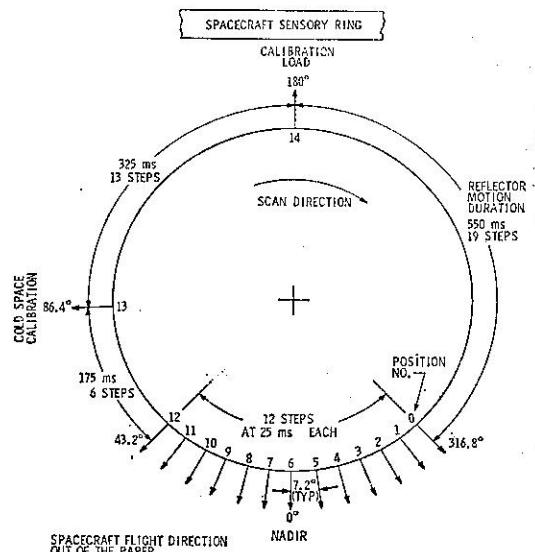
(四) 利用微波探測儀

氧氣為大氣主要成分，占 21%，能發射 5mm 微波自旋光譜帶 (Microwave Spin-Rotation Band)。Meeks (1961) 首先提出使用氧氣熱微

波發射 (Thermal Microwave Emission) 來推求溫度剖面的觀念。接著 Meeks & Lilley (1963) 發展出微波觀測的一套基本理論，並計算出微波段的加權函數。Lenoir (1968) 改進 Meeks & Lilley 的理論，使其能適用於對流層上部及中氣層。由於微波波長較長，比紅外線不易受雲或降水的影響，即使天空被雲遮蔽，仍可探測垂直溫度結構。

Nimbus-5 所攜帶之 Nimbus E Microwave Spectrometer (NEMS)，為第一個應用微波技術遙測大氣垂直溫度剖面的儀器，當衛星通過洋面時，還能同時探測水汽及液態水的分布。

Nimbus-6 於一九七五年六月發射成功，其所攜帶之 Scanning Microwave Spectrometer (SCAMS) 較 NEMS 更進步，不僅能觀測衛星軌道正下方 (Nadir) 的大氣參數，亦可作各定角度的兩側觀測。當衛星在軌道上向前行時，其掃瞄儀器以逆時鐘方向旋轉如圖三，每轉一周費



圖三、SCAMS Antenna Reflector Positions

時 16 秒，可得到 13 筆觀測資料 (0-12 Steps)，每筆觀測角度相差 7.2° 。衛星正下方的鑑別力 (Resolution) 為 145 公里；在最大觀測角度 (43.2°) 時地表的鑑別力為 330 公里。於 $\pm 43.2^\circ$ 之間約掃瞄地表近 2400 公里的長條 (Swath)。SCAMS 共有五個波道，其中兩個波道波長大約 1cm，用以測定洋面的水蒸汽和液態水，以及陸面的發射率和地面溫度；另外三個波道波長 5mm 左右，用以推求大氣垂直溫度剖面。本文即採用後者

，其中心頻率分別為第三波道 52.85 GHz，第四波道 53.85 GHz 及第五波道 55.45 GHz。

三、大氣模式

欲利用衛星觀測值反求大氣垂直溫度剖面，首先需建立適合的大氣模式。在電磁波譜的微波波段（波長 0.1~30 cm），且在地球及大氣的溫度範圍內，蒲朗克函數與溫度成很好的函數關係， $B(\tau_i) \propto T_i$ ，因此輻射傳遞方程式中輻射強度可用相當黑體溫度（Equivalent Black Body Temperature）來表示，意即黑體在此溫度時能有相同的發射強度，又稱為「光溫度」（Brightness Temperature），以 T_B 表示。

假設介質層為均勻，不考慮散射及反射效應，則通過此介質層後輻射強度的改變量可表示如下：

$$\frac{dT_{B_{out}}}{dX} = -k(T_B - T_0) \quad (12)$$

其中 T_0 為介質層的熱力溫度（Thermodynamic Temperature）， k 為吸收係數。若介質層厚度為 a ，且假設 $X=0$ 時， $T_B=T_{Bin}$ ； $X=a$ 時， $T_B=T_{Bout}$ 。積分(12)式得，

$$T_{Bout} = T_{Bin} e^{-ka} + (1 - e^{-ka}) T_0 \quad (13)$$

可知通過介質層後大氣發射 T_{Bout} ，等於入射強度 T_{Bin} 經厚度 a 的介質衰減後剩餘的量加上此介質層本身的發射。當 $ka \rightarrow 0$ 時，表示介質層很透明，通過介質層前後的輻射強度改變很少；當 $ka \rightarrow \infty$ 時，則 T_{Bout} 幾乎全為介質層本身的發射而與入射強度無關。

假設大氣成平面平行層狀，且各層次性質均勻，今將大氣自地面至 20 公里高空分成 100 個層次，每層厚 0.2 公里，計算時以各層中央的大氣參數代表該層（Chang et al, 1979）。

若考慮到地表為灰面（gray surface）的情況，則從地表發出的輻射強度 T_{Bs} 為大氣向下發射經地表反射之部分與地表向上發射的總和。

$$T_{Bs} = (1 - \epsilon) T_{Bin} + \epsilon T_s \quad (14)$$

ϵ 為地表發射率， $1 - \epsilon$ 即為地表反射率， T_{Bin} 為大氣向下發射， T_s 是地表的熱力溫度。

大氣的向下發射來自天空各個方向，而被地表反射到某個觀測角度上。天然的地表面都很粗糙，在微波波段可採用 Lambertian Approximation (Born & Wolf, 1975)

$$T_{Bin} = 2 \int_0^{\pi/2} T_B(\theta) \cos\theta \sin\theta d\theta \quad (15)$$

大氣向下發射 $T_B(\theta)$ 為入射角 θ 的函數，積分式中之加權函數 $(\cos\theta \sin\theta)$ 在 $\theta = 45^\circ$ 時有最大值，為簡化計算起見，假設 $T_{Bin} = T_B(45^\circ)$ 。

至於衛星在大氣層頂的觀測值則為大氣及地表向上發射的總效應。

$$T_B(\nu) = \int_0^\infty T(z) e^{-\tau_\nu(z, \omega)} k_\nu(z) dz \\ + \{(1-\epsilon) \int_0^\infty T(z) e^{-\tau_\nu(z, \omega)} k_\nu(z) dz \\ + \epsilon T_s\} \exp(-\tau_\nu \omega) \quad (16)$$

其中 $\tau_\nu(z_1, z_2)$ 為高度 z_1 至 z_2 的光學深度， $\tau_\nu \omega$ 則是通過整個大氣的光學深度。 $k_\nu(z)$ 是頻率為 ν 高度為 z 時的吸收係數。右式第一項表示每一層向上發射經該層以上之大氣衰減後到達頂端的總和；第二項代表每一層向下發射被該層以下之大氣衰減後到達地表的總和，然後被地表反射，再經過整個大氣的衰減，最後到達大氣層頂的餘量；第三項則被示地表向上發射被整個大氣衰減後到達頂端的餘量。

從探空氣球資料可得大氣溫度剖面 $T(z)$ ，若欲利用(16)式計算衛星上可能的觀測值，尚需知道地表發射率 ϵ 及大氣吸收係數 k_ν 。

地表的發射率在微波波段其變化為自洋面的 0.4 至陸地的 0.95。平靜洋面的發射率，可先從海水的介電常數計算出水的折射率，再經由 Fresnel 反射定理 (Jackson, 1975) 算出反射率，即可知洋面的發射率。介電常數的數據乃根據 Lane & Saxtan (1952)，介電常數的實部為

$$\epsilon' = \epsilon_\infty + (\epsilon_s - \epsilon_\infty)/(1 + \omega^2 \zeta^2) \quad (17)$$

虛部為

$$\epsilon'' = \omega \zeta (\epsilon_s - \epsilon_\infty)/(1 + \omega^2 \zeta^2) + \sigma/\omega \quad (18)$$

其中 $\omega = 2\pi\nu$ ； ϵ_∞ ， ϵ_s ， σ 及 ζ 為溫度及海水濃度 N 的函數。

$$\epsilon_\infty = 4.9 \quad (19)$$

$$\epsilon_s = 190.0 - 81.0N + 38.0N^2 \\ - (3.75 - 2N + N^2) \frac{T}{10.0} \quad (20)$$

$$\zeta = \frac{0.00199}{T} e^{2140/T} + \left[\frac{0.00972}{T} e^{2060/T} \right. \\ \left. - \frac{0.00324}{T} e^{1968/T} - \frac{0.00597}{T} e^{2140/T} \right] N \\ + \left[\frac{0.00648}{T} e^{1968/T} - \frac{0.00972}{T} e^{2060/T} \right. \\ \left. + \frac{0.00398}{T} e^{2140/T} \right] N^2 \quad (21)$$

$$\sigma = 92.13N - 8.73N^2 + 3.12(T-273)N - 0.37(T-273)N^2 \quad (22)$$

通常假定海水濃度相當於 0.6N NaCl 溶液。Fresnel Reflection 有水平偏極化 (Horizontal Polarization) 及垂直偏極化兩種，SCAMS 所測量者為水平偏極化。

在微波波段附近對輻射有吸收作用的只有大氣中的氧分子、水蒸氣及雲 (液態水)，其餘大氣成分不是含量太少就是吸收微弱，可略而不計。故大氣光學深度為此三種大氣成分光學深度之和。

$$\tau(\nu) = \tau_{H_2O}(\nu) + \tau_{O_2}(\nu) + \tau_{cloud}(\nu) \quad (23)$$

水汽在 22.235 GHz, 183.3 GHz 及更高頻率時有躍遷 (Transition) 現象。水汽吸收係數 (α) 可以下式表示 (Staelin, 1966)

$$\alpha_{H_2O} = \alpha_{Res} + \alpha_{Non} \quad (24)$$

α_{Res} 表示 22.235 GHz 吸收線的貢獻

$$\alpha_{Res} = \frac{343\nu^2}{T^{5/2}} \frac{\Delta\nu\rho}{e^{-644/T}} \left[\frac{1}{(\nu - 22.235)^2 + \Delta\nu^2} + \frac{1}{(\nu + 22.235)^2 + \Delta\nu^2} \right] \text{km}^{-1} \quad (25)$$

其中 $\Delta\nu = \frac{0.0945P}{T} [1 + 0.0147(\rho T/P)]$ 是 22.235 GHz 吸收線條的線寬 (Line Width)， ρ 為水汽的密度 (g/m^3)， P 是氣壓 (mb)， T 是溫度 ($^\circ\text{k}$)， ν 是頻率 (GHz)。 α_{Non} 表示其他吸收線條的貢獻

$$\alpha_{Non} = 2.55 \times 10^{-3} \frac{\nu^2 \rho}{T^{3/2}} \frac{\Delta\nu}{\text{km}^{-1}} \quad (26)$$

氧分子的吸收光譜以 60 GHz 的 Magnetic Dipole Transition 及 118 GHz 的 Single Transition 為主，較水汽複雜且光譜線有重疊情形 (Overlapping Lines)，在壓力為 1~1000 mb 範圍內，Collision Broadening 是主要因素。氧分子的光譜只有在旋轉量子數 (Rotational Quantum Number) L 為奇數時才存在。自能階 $J=L$ 至 $J=L\pm 1$ 產生頻率為 ν_N 的共振吸收 (Resonant Absorption)；能階 $J=L\pm 1$ 之間的相互作用則產生非共振吸收 (Nonresonant Absorption)。氧氣吸收係數 γ 可以下式表示 (Rosenkrang, 1975)

$$\gamma = CP(\nu/T)^2 F \quad (27)$$

式中 T 是溫度 ($^\circ\text{k}$)， ν 是頻率 (GHz)， P 為壓力 (mb)， C 為常數， $C=0.330$ ， F 為吸收係數 (NP/km)， $\nu^2 F$ 表示光譜帶形狀 (Band Shape)

$$F = P \left\{ \sum N \Phi_N [f_N^+(\nu) + f_N^+(-\nu) + f_N^-(\nu) + f_N^-(-\nu)] + \frac{0.70 \omega_b}{\nu^2 + (P\omega_b)^2} \right\} \quad (28)$$

$$\Phi_N = \frac{2L+1}{0.725T} \exp [-2.0685L(L+1)/T] \quad (29)$$

為 Fractional Population

$$f_N^\pm(\nu) = \frac{\omega_N(d_N^\pm)^2 + (\nu - \nu_N^\pm)y_N^\pm}{(\nu - \nu_N^\pm)^2 + (P\omega_N)^2} \quad (30)$$

$$d_N^\pm = \left[\frac{L(2L+3)}{(L+1)(2L+1)} \right]^{1/2} \quad (31)$$

$$d_N^+ = \left[\frac{(L+1)(2L-1)}{L(2L+1)} \right]^{1/2} \quad (32)$$

d_N^+ , d_N^- 表示吸收線的振幅

$$\omega_N = 1.16 \times 10^{-3} \left(\frac{300}{T} \right)^{0.85} \text{GHz}/\text{mb} \quad (33)$$

為 Resonant Half-Width

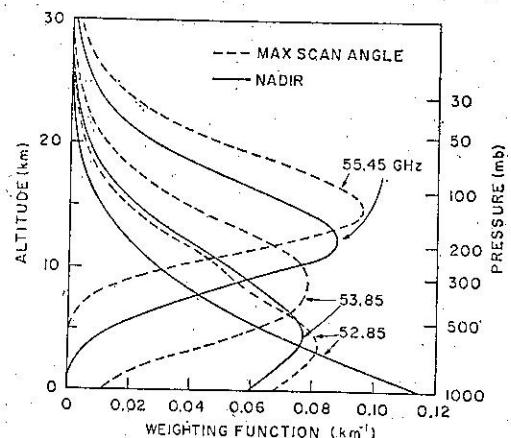
$$\omega_b = 0.48 \times 10^{-3} \left(\frac{300}{T} \right)^{0.89} \text{GHz}/\text{mb} \quad (34)$$

為 Nonresonant Half-Width； y_N^\pm 為干涉係數 (Interference Coefficient)。

由於大氣中雲的含量甚難從現有的觀測資料中加以估計，故暫時在模式中考慮沒有下雨的情況，亦即不考慮雲 (液態水) 對輻射的吸收效應。

四、數學方法

氣象衛星觀測不同波段的大氣輻射，其所選用各波段加權函數的峰值 (Peak) 均位於不同的高度，如圖四為 SCAMS 三個氧氣波道的加權函數，這些峰值高度附近的大氣溫度與衛星上測得的



圖四、SCAMS Weighting Functions. These include a component which is reflected from the surface, assumed to be seawater.

大氣輻射有很好的相關性，故能從衛星的觀測值 T_B 反求大氣溫度剖面。反求的方法 (Twomey, 1977) 以類似統計法為多。Chahine (1968, 1970, 1972) 曾提出緩和法 (Relaxation Method)，但此法在演算過程中較為費時，故仍以統計方法較為實用。

本文參考 Waters et al (1975) 處理 NE-Ms 資料的方法，首先蒐集歷史探空資料，以第三節描述之大氣模式計算衛星上可能的觀測值 T_B ，然後對這一組 T_B 作迴歸分析，是一種類似統計的方法。下式溫度向量 \hat{T} 表各氣壓層的大氣溫度

$$\hat{T} = D \cdot \phi (T_B) \quad (35)$$

基本測量函數向量 $\phi (T_B)$ 定義為

$$\phi (T_B) = \begin{pmatrix} 1 \\ T_{B3} - \bar{T}_{B3} \\ T_{B4} - \bar{T}_{B4} \\ T_{B5} - \bar{T}_{B5} \\ (T_{B3}^2 - \bar{T}_{B3}^2)/\bar{T}_{B3}^2 \\ (T_{B4}^2 - \bar{T}_{B4}^2)/\bar{T}_{B4}^2 \\ (T_{B5}^2 - \bar{T}_{B5}^2)/\bar{T}_{B5}^2 \end{pmatrix} \quad (36)$$

其中 T_{Bn} 為 SCAMS 第 n 個波道測得的 Brightness Temperature， \bar{T}_{Bn} 為期望值，矩陣 D 用以使真正的大氣溫度剖面與 SCAMS 推算的溫度間之誤差趨近最小。

$$D = C(T, \phi) C^{-1}(\phi, \phi) \quad (37)$$

C 為相關矩陣 (Correlation Matrix)，第 ij 個元素為

$$C_{ij}(x, y) = \overline{xy} \quad (38)$$

$C(T, \phi)$ 指大氣溫度與基本測量函數的交互相關 (Cross-Correlation)； $C(\phi, \phi)$ 指基本測量函數的自相關 (Self-Correlation)。求取 D 矩陣時係將一組歷史探空資料的標準層溫度 T 及以模式估計之衛星可能觀測值 T_{Bn} 代入 (36)、(37)、(38) 式，計算時尚需注意避免反矩陣的奇異點 (Singularity) 問題。

大氣溫度剖面的變化隨季節、地區、範圍的大小而有所不同，故應選取不同地區、季節等的歷史探空資料分別計算其 D 矩陣及 \bar{T}_B 備用。

實際應用氣象衛星遙測大氣垂直溫度剖面時，即選擇適當的 D 矩陣及 \bar{T}_B ，並以當時的衛星觀測值代入 (35) 式，便可求出所需之大氣垂直溫度剖面。

五、斜向處理

以往反求大氣垂直溫度的研究，只限於衛星的垂直觀測，然而本文採用 SCAMS 衛星資料，却都是斜向觀測，其觀測角度至少也有 21.6° ，對衛星的測量有很大的影響。當衛星觀測行進軌道兩旁的大氣時，因輻射所經過的路徑較長，吸收氣體的質量較多，輻射衰減也越多，若觀測角度為 θ ，此時 (36) 式中的光學深度需乘上 $\sec \theta$ 修正之。

$$T_B(\nu, \theta) = \int_0^\infty T(z) e^{-\tau_\nu(z, \infty) \sec \theta} k_\nu(z) dz + \left\{ (1-\epsilon) \int_0^\infty T(z) e^{-\tau_\nu(0, z) \sec \theta} k_\nu(z) dz + \epsilon T_s \right\} \exp(-\tau_\nu^0 \sec \theta) \quad (39)$$

此外垂直觀測時，Fresnel Reflectivity 的兩個偏極化分量相等。若斜向觀測時則水平偏極化的反射率將隨觀測角度增大而漸減。

若仍以傳統處理垂直觀測的方法遙測大氣溫度剖面，必將遭遇嚴重的誤差，如何修正斜向問題呢？可能的處理方法有兩種。第一是修正當時的衛星觀測值使成為垂直觀測的結果，再利用垂直向統計 D 矩陣去反求大氣垂直溫度剖面。另一種方法是修正 D 矩陣，對不同觀測角度建立不同的 D 矩陣。本文嘗試第二種的觀念，對臺灣地區夏季的探空資料，以七種不同的觀測角度，計算出七種不同的 T_B ，分別建立七個不同的 D 矩陣，再以 SCAMS 衛星資料配合觀測角度選取 D 矩陣去反求大氣垂直溫度剖面，最後所得結果，證明這種修正斜向的觀念非常理想。

六、計算與結果

本文採用的 SCAMS 資料係經過 Pack 後存錄於磁帶檔的資料 (參看 The Nimbus 6 Data Catalog 及 The Nimbus 6 User's guide)，此規格稱為 SOTA (Scams Output Tape)，其形式為九軌，密度為 1600 BPI (Bytes Per Inch)，每捲磁帶可存錄四天的資料，每個 Swath 的資料佔 1400 Bytes，儲存內容如表一，Block Size 為 4200 Bytes。採用日期自一九七五年七月卅日至八月二日止，臺灣附近逐日衛星軌道圖 (圖五至圖八) 是從磁帶讀取資料，以繪圖機繪製而成。首先選取臺灣地區探空資料與衛星觀測時間及位置相近者六組，用以比較理論計算值與觀測值之間的差異。茲以第三節所描述的大氣模式計算衛星上可能的觀測量。表二至表七列出這些探

表一

SCAMS

SOTA TAPE

Parameter	Elements	Type	Units	Multiplier
Day	1	I*2		1
Minutes	1	I*2		1
Seconds	1	I*2		1
Altitude	1	I*2	km	1
Latitude	1	R*4	°N	1
Longitude	1	R*4	°E	1
Data Missing Flag	1	L*1		
Ascending Flag	1	L*1		
Lost Frames	1	I*2		1
Pitch	4	I*2	counts	1
Roll	4	I*2	counts	1
Digital A	160	I*2	counts	1
Playback Orbit	1	I*2		
Spare	1	I*2		
Reference Orbit	1	I*4		
Instrument Temps	12	R*4	K	1
1. T _A Ch 1	13	I*2	K	32
2. T _A Ch 2	13	I*2	K	32
3. T _A Ch 3	13	I*2	K	32
4. T _A Ch 4	13	I*2	K	32
5. T _A Ch 5	13	I*2	K	32
2. Surface Elevation	13	I*2	km	32
7. Latitude	13	I*2	°N	32
8. Longitude	13	I*2	°E	32
9. T _B Ch 1	13	I*2	K	32
10. T _B Ch 2	13	I*2	K	32
11. T _B Ch 3	13	I*2	K	32
12. T _B Ch 4	13	I*2	K	32
13. T _B Ch 5	13	I*2	K	32
14. Surface Reflectivity	13	I*2	%	32
15. H ₂ O Vapor	13	I*2	precip. mm	32
16. H ₂ O Liquid	13	I*2	precip. mm	32
17. 1000-500 mb Layer	13	I*2	K	32
18. 500-250 mb Layer	13	I*2	K	32
19. 250-100 mb Layer	13	I*2	K	32
20. 1000 mb Temp	13	I*2	K	32
21. 850 mb Temp	13	I*2	K	32
22. 700 mb Temp	13	I*2	K	36
23. 500 mb Temp	13	I*2	K	32
24. 400 mb Temp	13	I*2	K	32
25. 300 mb Temp	13	I*2	K	32
26. 250 mb Temp	13	I*2	K	32
27. 200 mb Temp	13	I*2	K	32
28. 150 mb Tcmp	13	I*2	K	32
29. 100 mb Temp	13	I*2	K	32
30. 70 mb Temp	13	I*2	K	32
31. 50 mb Temp	13	I*2	K	32
32. 30 mb Temp	13	I*2	K	32
33. 10 mb Temp	13	I*2	K	32
34. Spares	13	I*2		
35. Spares	13	I*2		
36. Spares	13	I*2		
37. Spares	13	I*2		
38. Flags	13	I*2		

表二 臺北 46692 7/31/75 12Z 25.07°N 121.53°E

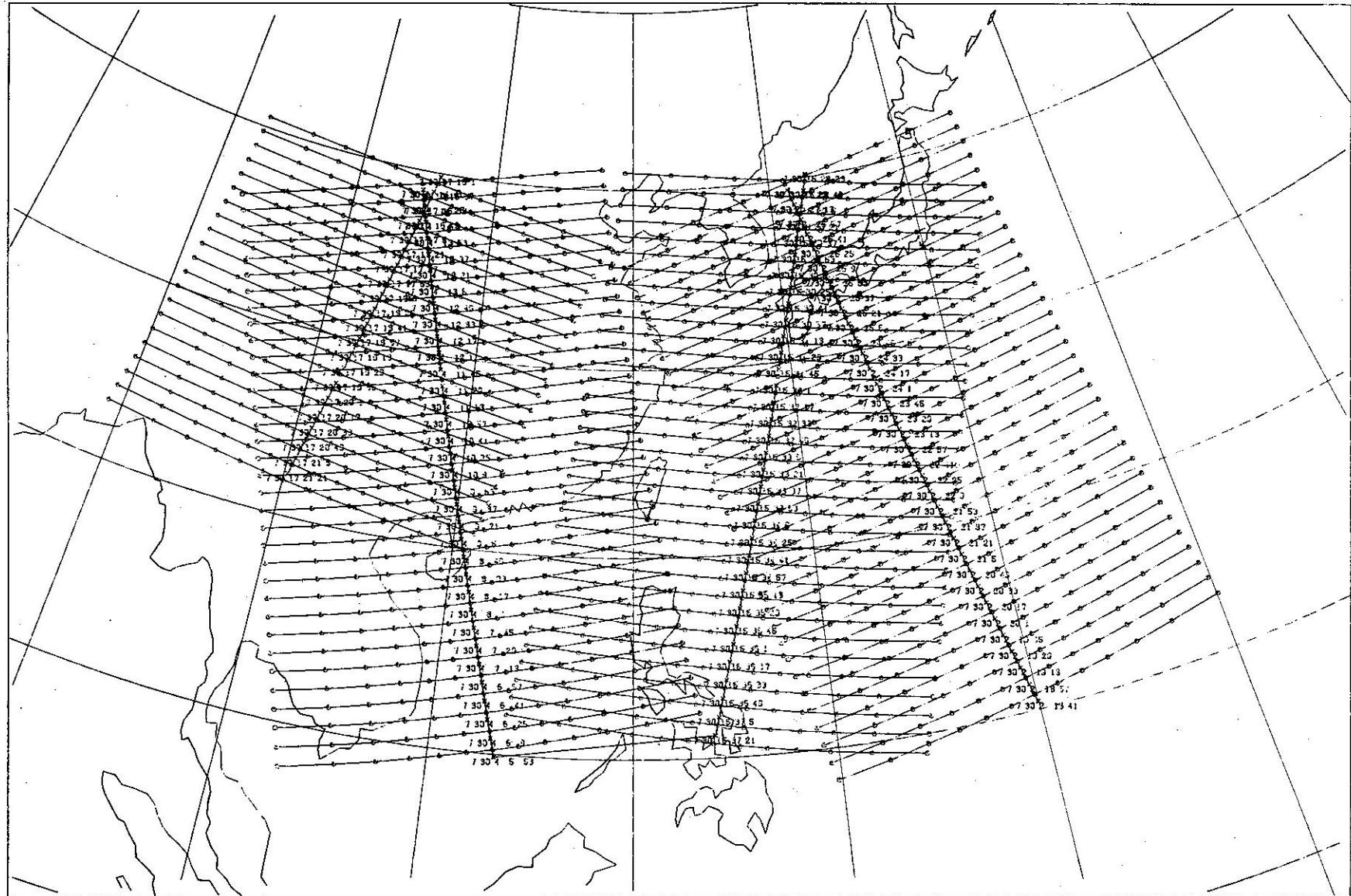
Surface Character	View Angle	Sea			Land		
		Channel 3	4	5	3	4	5
	43.2°	{ 265.8 0.39339	253.3 0.39074	216.3 0.38655	270.8 0.1	253.5 0.1	216.3 0.1
	36.0°	{ 266.9 0.43138	255.5 0.42876	218.2 0.42460	272.5 0.1	255.8 0.1	218.2 0.1
	28.8°	{ 267.7 0.46014	257.2 0.45755	219.7 0.45346	273.7 0.1	257.6 0.1	219.7 0.1
	21.6°	{ 268.3 0.48115	258.5 0.47860	220.8 0.47456	274.5 0.1	258.9 0.1	220.8 0.1
	14.4°	{ 268.8 0.49547	259.4 0.49295	221.6 0.48895	275.1 0.1	259.8 0.1	221.6 0.1
	7.2°	{ 269.0 0.50379	259.9 0.50129	222.1 0.49733	275.4 0.1	260.3 0.1	222.1 0.1
	0°	{ 269.1 0.50647	260.0 0.50398	222.3 0.50003	275.5 0.1	260.5 0.1	222.3 0.1

Orbit Number	View Angle	Observed T _B			Hour: Min:Sec	Latitude	Longitude
		channel 3	channel 4	channel 5			
663	36.0°	{ 266.59 265.72	253.44 252.38	216.34 216.34	16:35:46 16:36:2	25.69°N 24.81°N	120.91°E 120.59°E

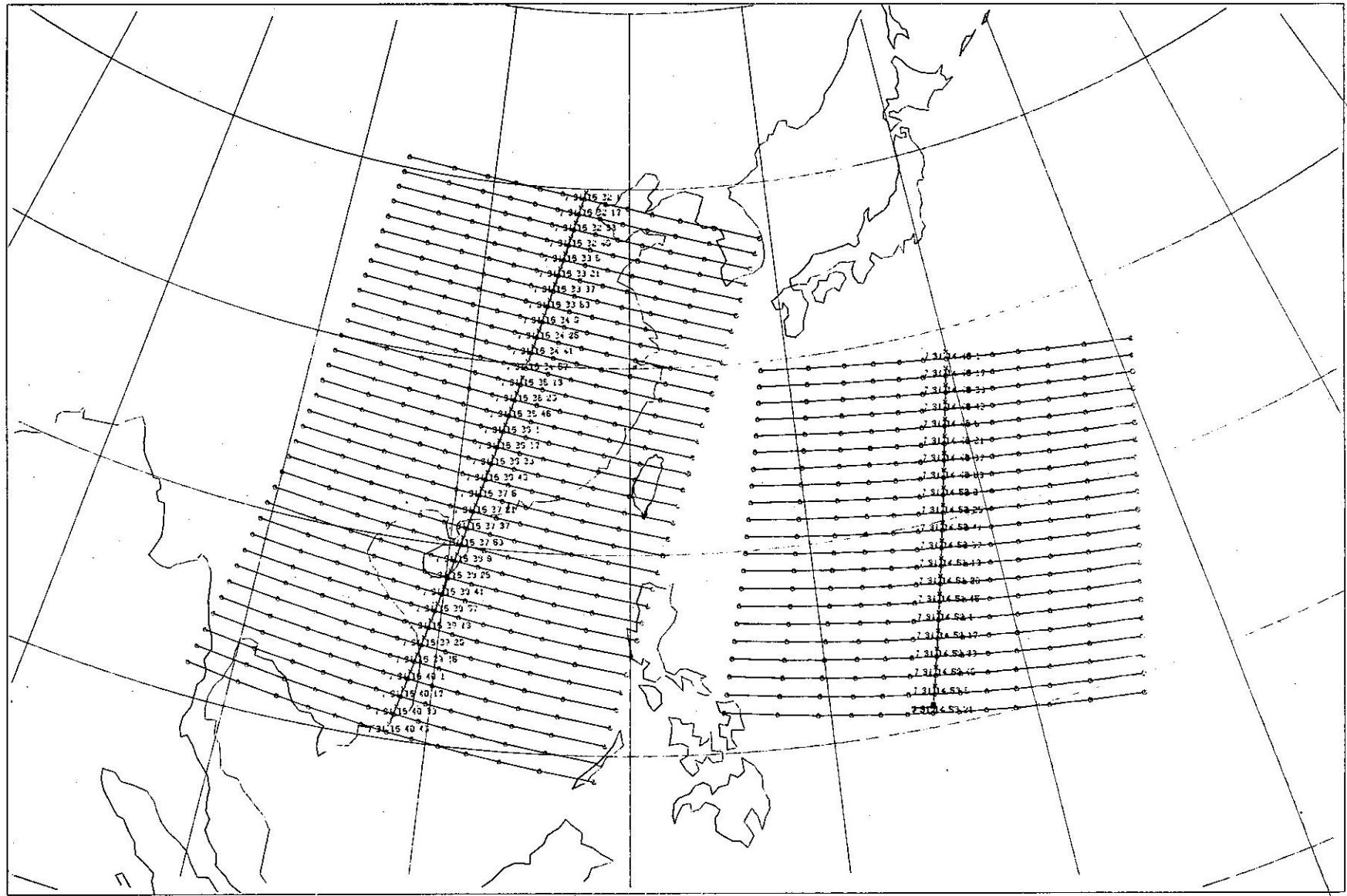
表三 東港 46747 7/30/75 12Z 22.48°N 120.42°E

Surface Character	View Angle	Sea			Land		
		Channel 3	4	5	3	4	5
	43.2°	{ 266.7 0.40818	254.7 0.40573	219.0 0.40184	272.8 0.1	255.0 0.1	219.0 0.1
	36.0°	{ 267.8 0.44601	257.0 0.44359	220.8 0.43976	274.6 0.1	257.4 0.1	220.8 0.1
	28.8°	{ 268.7 0.47454	258.7 0.47216	222.3 0.46839	275.9 0.1	259.2 0.1	222.3 0.1
	21.6°	{ 269.3 0.49533	260.0 0.49299	223.4 0.48928	276.8 0.1	260.5 0.1	223.4 0.1
	14.4°	{ 269.8 0.50947	260.8 0.50716	224.2 0.50349	277.4 0.1	261.4 0.1	224.2 0.1
	7.2°	{ 270.0 0.51728	261.3 0.51589	224.7 0.51176	277.8 0.1	262.0 0.1	224.7 0.1
	0°	{ 270.1 0.52033	261.5 0.51804	224.9 0.51442	277.9 0.1	262.1 0.1	224.9 0.1

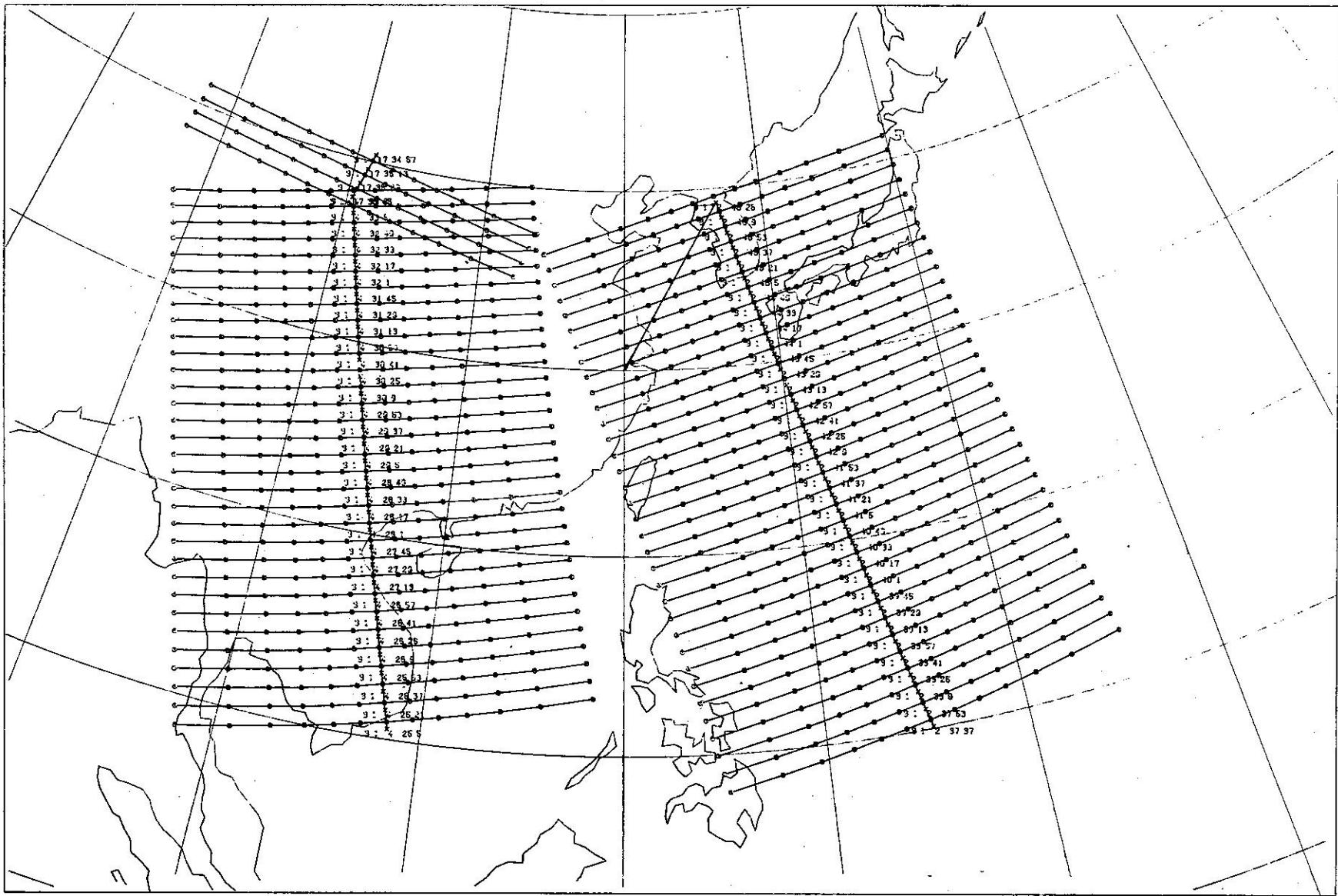
Orbit Number	View Angle	Observed T _B			Hour: Min:Sec	Latitude	Longitude
		channel 3	channel 4	channel 5			
649	28.8°	{ 269.5 268.19	256.78 256.25	218.22 217.28	15:34:3 15:34:19	22.91°N 22.03°N	121.08°E 120.84°E



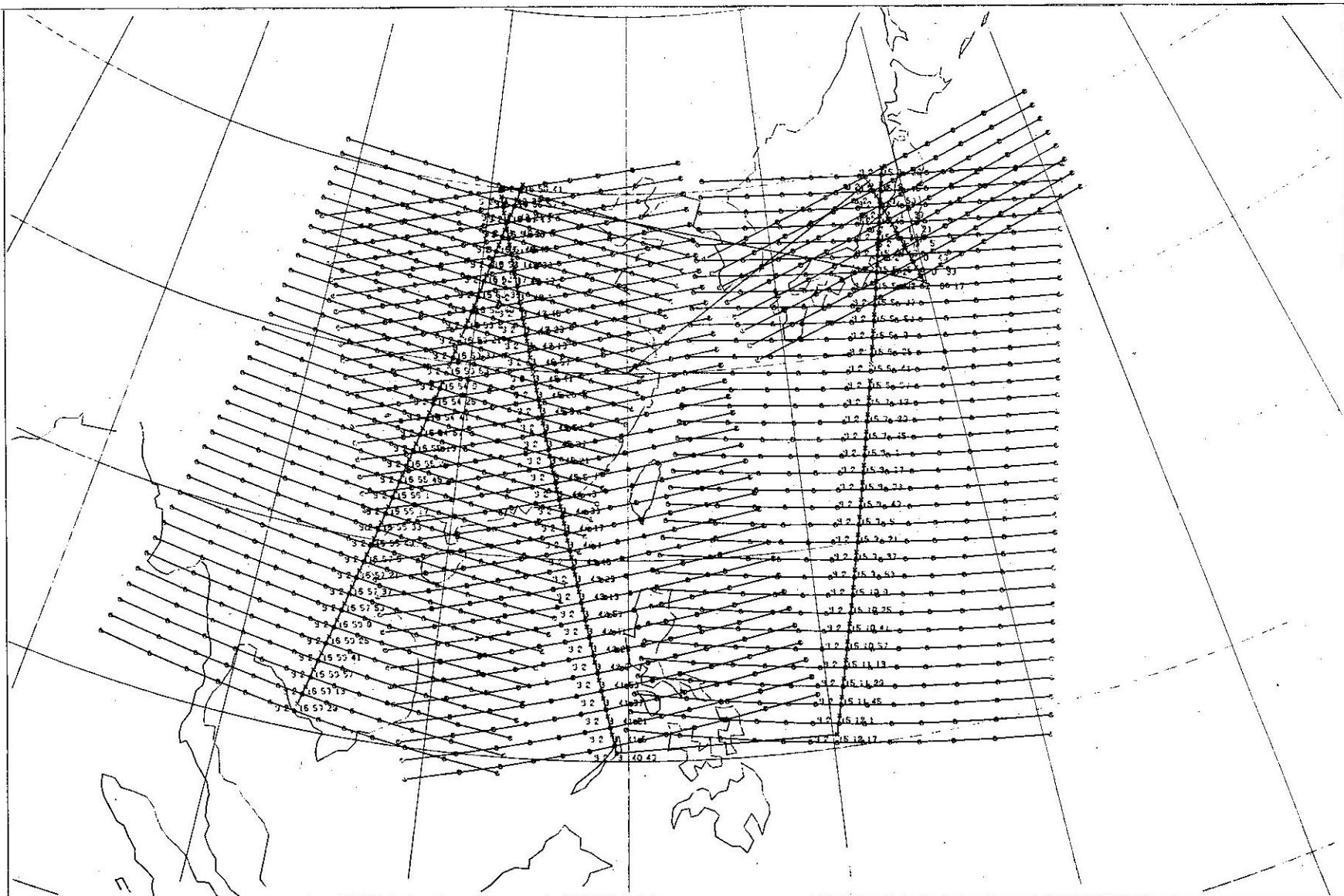
圖五、 Satellite orbit on July 30, 1975.



圖六、Satellite orbit on July 31, 1975.



圖七、Satellite orbit on August 1, 1975.



圖八、 Satellite orbit on August 2, 1975.

表四 東港 46747 8/2/75 00Z 22.48°N 120.42°E

View Angle	Surface Character	Sea			Land		
		Channel 3	4	5	3	4	5
43.2°		267.6 0.39311	256.3 0.39045	221.3 0.38626	273.1 0.1	256.4 0.1	221.3 0.1
36.0°		268.6 0.43110	258.3 0.42848	223.1 0.42432	274.6 0.1	258.6 0.1	223.1 0.1
28.8°		269.3 0.45987	260.0 0.45728	224.5 0.45318	275.7 0.1	260.3 0.1	224.5 0.1
21.6°		269.8 0.48088	261.2 0.47833	225.6 0.47428	276.5 0.1	261.6 0.1	225.6 0.1
14.4°		270.2 0.49520	262.0 0.49268	226.4 0.48868	277.0 0.1	262.4 0.1	226.4 0.1
7.2°		270.4 0.50353	262.5 0.50102	226.8 0.49705	277.3 0.1	262.9 0.1	226.8 0.1
0°		270.5 0.50621	262.6 0.50371	227.0 0.49975	277.4 0.1	263.1 0.1	227.0 0.1

Orbit Number	View Angle	Observed T _B			Hour: Min:Sec	Latitude	Longitude
		channel 3	channel 4	channel 5			
681	21.6°	269.47 269.5	258.41 258.94	218.63 218.63	3:44:26 3:44:10	23.03°N 22.16°N	120.47°E 120.69°E

表五 馬公 46734 8/1/75 00Z 23.52°N 119.57°E

View Angle	Surface Character	Sea			Land		
		Channel 3	4	5	3	4	5
43.2°		265.2 0.39589	252.6 0.39327	215.4 0.38912	270.4 0.1	252.8 0.1	215.4 0.1
36.0°		266.3 0.43386	254.9 0.43126	217.3 0.42716	272.1 0.1	255.2 0.1	217.3 0.1
28.8°		267.2 0.46258	256.6 0.46002	218.8 0.45598	273.3 0.1	257.0 0.1	218.8 0.1
21.6°		267.8 0.48355	257.9 0.48103	219.9 0.47705	274.2 0.1	258.3 0.1	219.9 0.1
14.4°		268.3 0.49784	258.8 0.49535	220.7 0.49141	274.8 0.1	259.3 0.1	220.7 0.1
7.2°		268.5 0.50615	259.3 0.50368	221.2 0.49977	275.2 0.1	259.8 0.1	221.2 0.1
0°		268.6 0.50882	259.5 0.50686	221.3 0.50246	275.3 0.1	260.0 0.1	221.3 0.1

Orbit Number	View Angle	Observed T _B			Hour: Min:Sec	Latitude	Longitude
		channel 3	channel 4	channel 5			
669	43.2°	265.91 265.06	248.91 247.16	213.53 214.47	2:42:25 2:42: 9	23.67°N 22.81°N	120.03°E 120.34°E

表六 東港 46747 8/1/75 00Z 22.48°N 120.42°E

View Angle	Surface Character	Sea			Land		
		Channel	3	4	5	3	4
43.2°	{	267.0 0.39367	255.1 0.39102	220.7 0.38684	272.1 0.1	255.3 0.1	220.7 0.1
36.0°	{	267.9 0.43166	257.3 0.42904	222.4 0.42489	273.7 0.1	257.6 0.1	222.4 0.1
28.8°	{	268.7 0.46041	258.9 0.45783	223.8 0.45374	274.9 0.1	259.3 0.1	223.8 0.1
21.6°	{	269.3 0.48142	260.2 0.47887	224.9 0.47484	275.7 0.1	260.6 0.1	224.9 0.1
14.4°	{	269.7 0.49573	261.0 0.49322	225.6 0.48923	276.2 0.1	261.4 0.1	225.6 0.1
7.2°	{	269.9 0.50406	261.5 0.50156	226.1 0.49760	276.5 0.1	261.9 0.1	226.1 0.1
0°	{	270.0 0.50674	261.6 0.50425	226.2 0.50030	276.6 0.1	262.1 0.1	226.2 0.1

Orbit Number	View Angle	Observed T _B			Hour: Min:Sec	Latitude	Longitude
		channel 3	channel 4	channel 5			
669	43.2°	{ 265.06 265.50}	247.16 248.22	214.47 213.06	2:42: 9 2:41:53	22.81°N 21.97°N	120.34°E 120.66°E

表七 東港 46747 7/30/75 00Z 22.48°N 120.42°E

View Angle	Surface Character	Sea			Land		
		Channel	3	4	5	3	4
43.2°	{	267.3 0.39589	255.5 0.39327	220.4 0.38912	272.7 0.1	255.8 0.1	222.4 0.1
36.0°	{	268.3 0.43386	257.7 0.43126	222.1 0.42716	274.3 0.1	258.0 0.1	222.1 0.1
28.8°	{	269.1 0.46258	259.4 0.46002	223.6 0.45598	275.5 0.1	259.8 0.1	223.6 0.1
21.6°	{	269.6 0.48355	260.6 0.48103	224.7 0.47705	276.3 0.1	261.0 0.1	224.7 0.1
14.4°	{	270.0 0.49784	261.5 0.49535	225.4 0.49141	276.8 0.1	261.9 0.1	225.4 0.1
7.2°	{	270.3 0.50615	261.9 0.50368	225.9 0.49977	277.2 0.1	262.4 0.1	225.9 0.1
0°	{	270.3 0.50882	262.1 0.50636	226.1 0.50246	277.3 0.1	262.6 0.1	226.1 0.1

Orbit Number	View Angle	Observed T _B			Hour: Min:Sec	Latitude	Longitude
		channel 3	channel 4	channel 5			
642	43.2°	{ 265.19 264.75}	247.63 249.22	212.19 212.66	4:9:17 4:9: 1	22.69°N 21.81°N	121.13°E 121.28°E

空站的代號、觀測時間、測站經緯度及不同觀測角度、不同地面反射率下的計算值，以與下方相近之衛星觀測值作比較。由軌道編號，觀測時間及觀測區域中央的經緯度極易在衛星軌道圖上找出其位置。由這些比較可得下述結論：

- 1.第三個頻道其加權函數（圖四）的「峯值」接近地面，可見受地表影響最深，地表為陸地或洋面，可使計算值相差 $5\text{--}7^\circ\text{K}$ ，其餘兩個頻道受地面性質的影響並不大。
- 2.表二至表七中各列（Row）第二個數字為地面反射率，對地表面而言，發射率等於（1-反射率）。若地表為洋面，發射率大約為 $0.5\text{--}0.6$ ；若地表為陸地，則發射率大約為 0.9，故地表為陸地時，其計算值比地表為洋面時為高。
- 3.掃瞄角度越大，輻射經過的路徑越長，衰減也越多，因此計算值就越小。
- 4.衛星觀測值大致上均較理論計算值為低，此有三

種可能：

- (1)剔除了雲（液態水）的考慮：計算模式剔除了雲的考慮，但實際上因為雲的存在而使得輻射強度被吸收更多。
- (2)理論模式將洋面當作水平面：事實上海上的波浪使得海面相當粗糙，增加海面發射率（Stogryn, 1967），觀測角度越大，海面越粗糙，則海面發射率增加越多。即海面反射率減少越多，以致衛星觀測值就越小。
- (3)海面有泡沫：因海面被風吹起泡沫，能增加地表發射率，當風速超過 7m/sec 時，每增加 1m/sec 地表發射率約增加 3.2×10^{-3} (Webster et al, 1973)。
- 5.衛星在臺灣附近的掃瞄區域內為水陸交界的性質，由表二至表七的結論，得知地表效應對衛星測量的影響以洋面的貢獻為大。表八第二至第四行（Column）為三個波道的理論計算值（假設地

表八

	(Cal-Meas) $^\circ\text{K}$			ΔT min	ΔH km	View Angle	衛星相對 測站之方位
	Channel 3	Channel 4	Channel 5				
由表二	0.31	2.06	1.86	275.8	92.9	36.0°	西
	1.18	3.12	1.86	276.0	99.1		
由表三	-0.8	1.92	4.08	214.1	78.7	28.8°	東
	0.51	2.45	5.02	214.3	66.1		
由表四	0.33	2.79	6.97	224.4	61.4	21.6°	西
	0.3	2.26	6.97	224.2	45.1		
由表五	-0.71	3.69	1.87	162.4	49.7	43.2°	東
	0.14	5.44	0.93	162.2	111.5		
由表六	1.94	7.94	6.23	162.2	37.6	43.2°	東
	1.5	6.88	7.64	161.9	61.8		
由表七	2.11	7.87	8.21	249.3	76.5	43.2°	西
	2.55	6.28	7.74	249	115.7		

- 表為洋面）與衛星觀測值之差異。第五行為衛星觀測落後探空資料的時間。第六行為衛星觀測區域中央至探空站的距離。若落後時間接近則掃瞄角度越大，差值就越大；若掃瞄角度一定，則落後時間越大，差值就越大。
- 6.理論模式假設大氣成平面平行層狀，且各層性質為均勻。若衛星作垂直觀測，則此種假設可以成立。但是斜向觀測則因實際大氣並不均勻而產生誤差。臺灣地區高空吹西風，探空氣球越往高處很可能隨風飄移至測站東方，假使衛星此時也在測站的東方，則實際衛星觀測的大氣與探空資料較為接近，理論假設的誤差也較少。

- 7.第三頻道大致上差值比第四及第五頻道為小。當觀測區域內海面性質佔的比例較大時，其差值就小；反之，陸面性質佔得比例大，觀測值有時稍大於理論計算值。
- 8.第四頻道其加權函數的 Peak 大約在 300 毫巴，第五頻道大約在 100 毫巴，此二頻道主要探測較高層的溫度，其觀測值均偏低，主要原因除了因雲（液態水）的存在使輻射衰減外，更可能因為高空卷雲的存在，有散射效應的緣故。

為與 SCAMS 衛星資料配合，本文選取臺灣地區六月至八月臺北、桃園、馬公及東港探空站 TTAA 的資料，包括氣壓、高度、氣溫及露點溫

度，00Z 資料有 101 筆，12Z 資料共 97 筆，特意除去與衛星資料日期相同的探空資料，以避免計算結果包含於初始資料之內。因受探空儀器的限制，露點溫度的測量只能到達 300 毫巴（約 9.7 公里）。將氣壓、氣溫及濕度內外插至 100 個層次上，以地表當作海面計算其反射率，分別就七個不同的觀測角度計算 T_B 值，流程圖參考圖九。然後對 T_B 作迴歸分析並應用第四節所述之統計方法求出不同

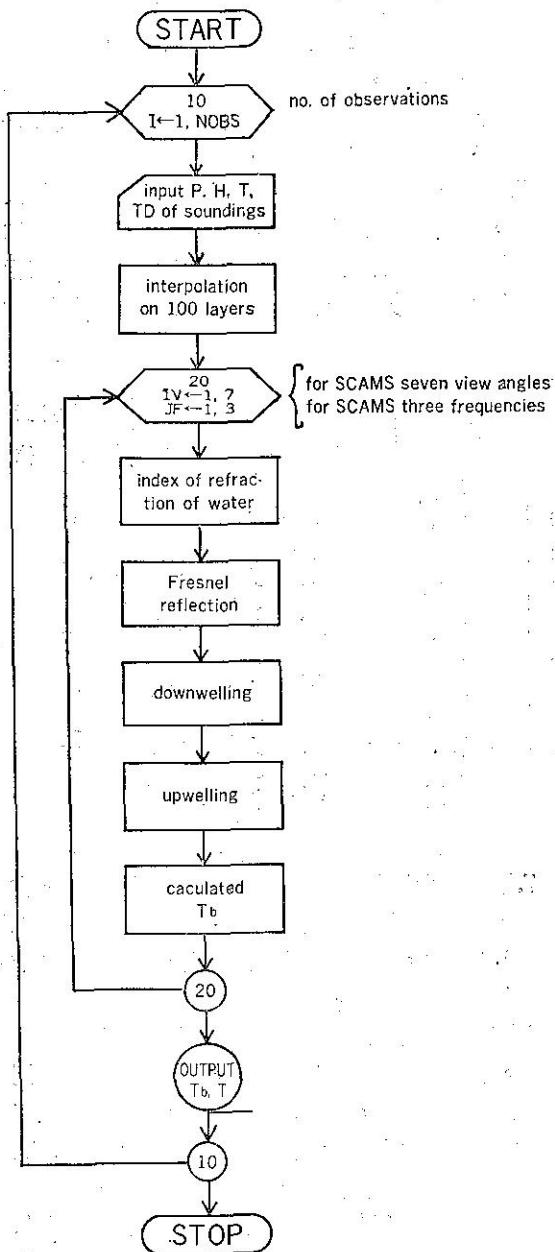


Figure 9 The flow chart of calculating the brightness temperature

觀測角度的 D 矩陣及三個波道的期望值 \bar{T}_B ，這些 D 矩陣僅適用於臺灣附近地區夏季時使用，流程圖參考圖十。本文採用 00Z 101 筆 T_B 值、12Z 97

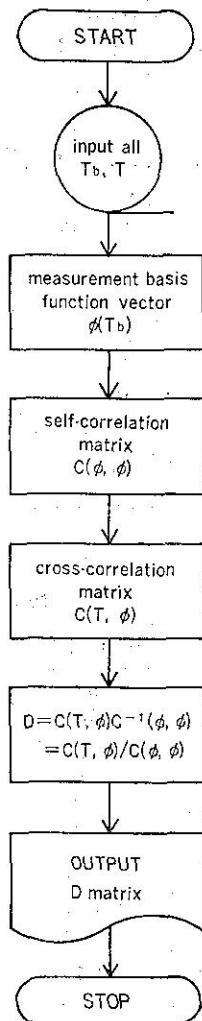
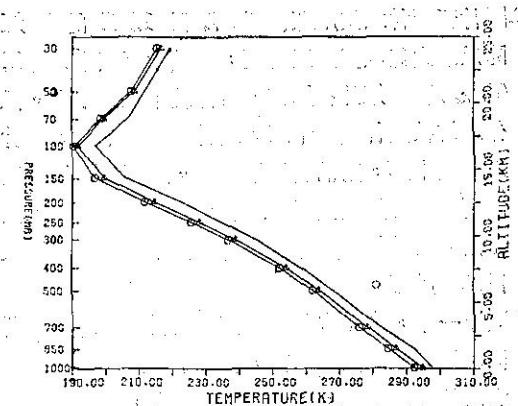


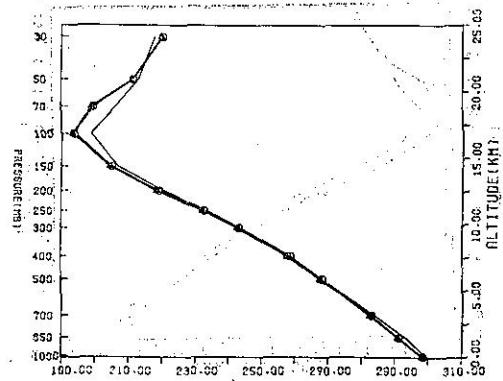
Figure 10 The flow chart of building a D matrix

筆 T_B 值以及綜合 00Z 及 12Z 共 198 筆 T_B 值，求出三類 D 矩陣，用來作氣象衛星遙測大氣垂直溫度剖面的測試，得到如下的結果：

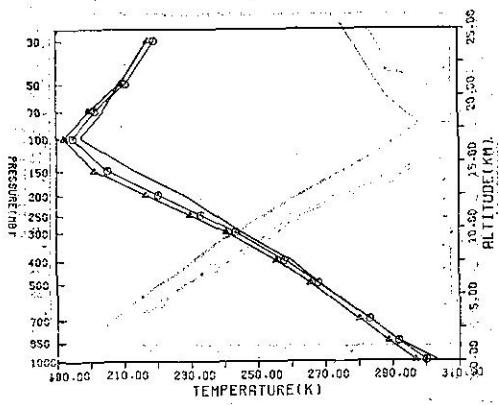
1. 圖十一至圖十九配合探空資料的時間，採用 12Z 或 00Z 的 D 矩陣，同時也配合 SCAMS 觀測角度選取，最後反求的溫度剖面，其形態與探空曲線很接近，且求出的溫度值大致上較同一標準層的探空資料為低，這是因為理論計算值 T_B 大致較衛星觀測值為高，故期望值 \bar{T}_B 也偏高，當計算 $\phi(T_B)$ 時，衛星觀測值 T_B 減去期望值 \bar{T}_B 則偏低，因而造成。



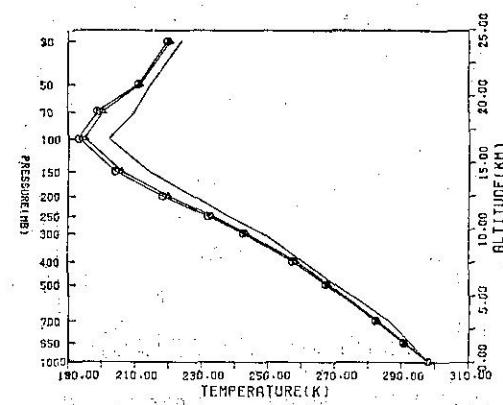
圖十一、Solid Line:46692 7/31/75 12Z Sounding
 ○:SCAMS 7/31/75 16:36:2
 △:SCAMS 7/31/75 16:35:46
 View Angle:36.0°



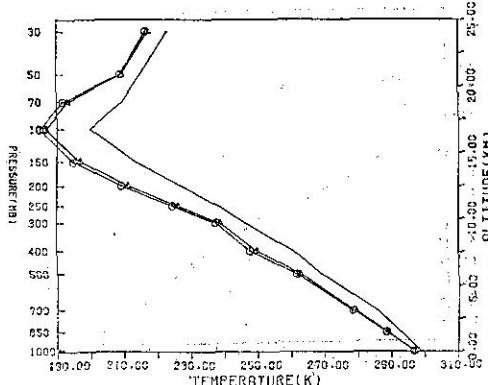
圖十四、Solid Line:46734 8/2/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/2/75 3:44:10
 △:SCAMS 8/2/75 3:44:26
 View Angle:21.6°



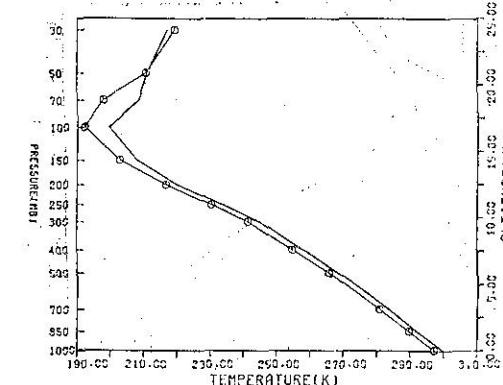
圖十二、Solid line:46747 7/30/75 12Z Sounding
 ○:SCAMS 7/30/75 15:34:3
 △:SCAMS 7/30/75 15:34:19
 View Angle:28.8°



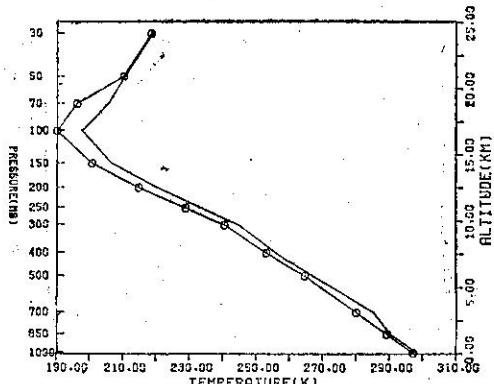
圖十五、Solid Line:46747 8/2/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/2/75 3:44:26
 △:SCAMS 8/2/75 3:44:42
 View Angle:21.6°



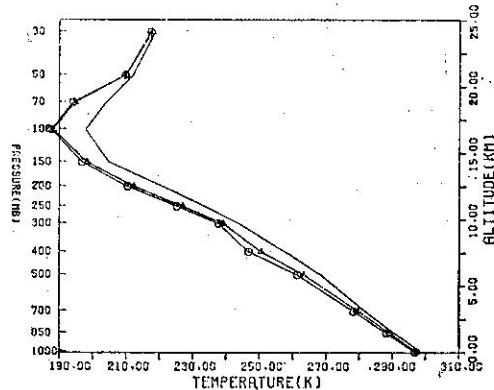
圖十三、Solid Line:46747 7/30/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 7/30/75 4:9:17
 △:SCAMS 7/30/75 4:9:1
 View Angle:43.2°



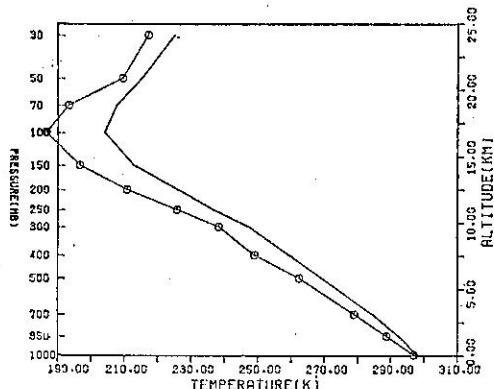
圖十六、Solid Line:46697 8/2/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/2/75 3:44:59
 View Angle :38.8°



圖十七、Solid Line:46697 8/1/75 00Z Sounding
○:SCAMS 8/1/75 2:42:42
View Angle :36.0°



圖十八、Solid Line:46734 8/1/75 00Z Sounding
○:SCAMS 8/1/75 2:42:9
△:SCAMS 8/1/75 2:42:25
View Angle:43.2°

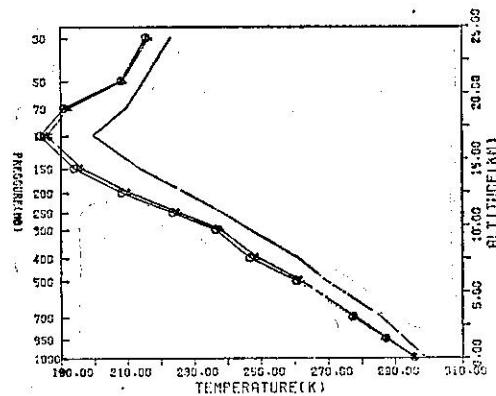


圖十九、Solid Line:46747 8/1/75 00Z Sounding
○:SCAMS 8/1/75 2:41:53
View Angle:43.2°

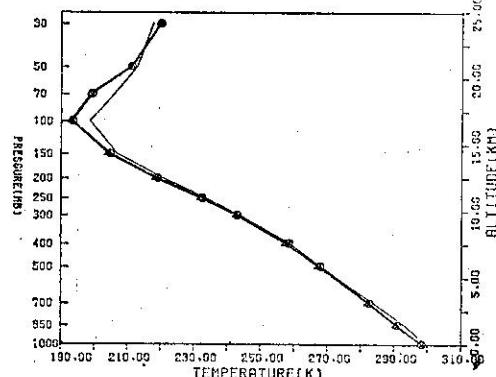
2.圖廿至圖廿六使用綜合 00 Z 及 12 Z 的 D 矩陣反求大氣垂直溫度剖面，與圖十三至十九採用 00 Z 的 D 矩陣相比較，所得結果差別不大。但仔細比較圖廿與圖十三，圖廿五與圖十八，圖廿六與圖十九，則前者結果較佳。這三組圖的衛星觀測角度均為最大 (43.2°)，在此種情況下，似乎用來統計的歷史探空資料其樣本 (Sample) 數目越多越好。

3.圖十一中，由 SCAMS 衛星資料推求的溫度剖面和探空溫度曲線比較，發現衛星觀測落後探空資料的時間越短，則溫度差值越小，其他圖也有類似的結果。

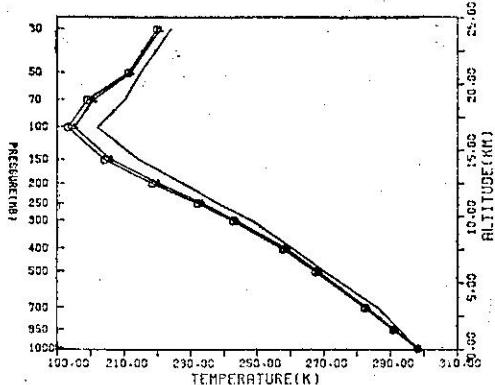
4.觀測角度的不同，影響溫度剖面的精確度。比較



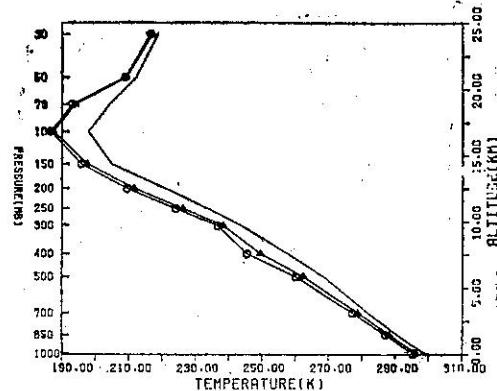
圖二十、Solid Line:46747 7/30/75 00Z Sounding
○:SCAMS 7/30/75 4:9:17
△:SCAMS 7/30/75 4:9:1
View Angle:43.2°



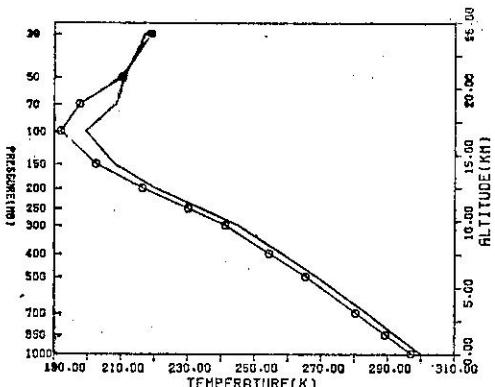
圖廿一、Solid Line:46734 8/2/75 00Z Sounding
○:SCAMS 8/2/75 3:44:10
△:SCAMS 8/2/75 3:44:26
View Angle:21.6°



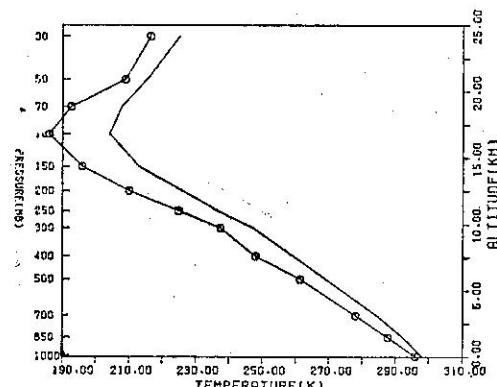
圖廿二、Solid Line:46747 8/2/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/2/75 3:44:26
 △:SCAMS 8/2/75 3:44:42
 View Angle:21.6°



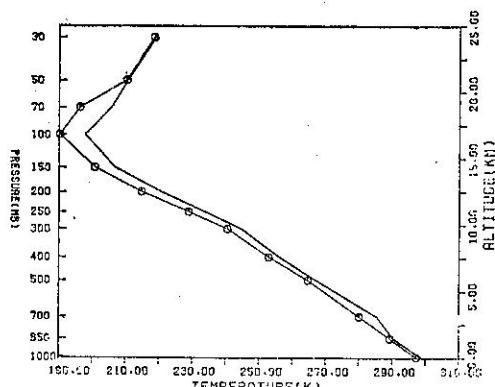
圖廿五、Solid Line:46734 8/1/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/1/75 2:42:9
 △:SCAMS 8/1/75 2:42:25
 View Angle:43.2°



圖廿三、Solid Line:46697 8/2/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/2/75 3:44:59
 View Angle:28.8°

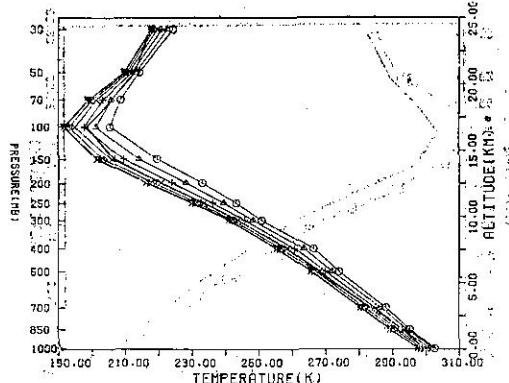


圖廿六、Solid Line:46747 8/1/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/1/75 2:41:53
 View Angle:43.2°



圖廿四、Solid Line:46697 8/1/75 00Z Sounding
 ○:SCAMS 8/1/75 2:42:42
 View Angle:36.0°

圖十四(21.6°), 圖十二(28.8°), 圖十一(36.0°)及圖十八(43.2°)可以發現觀測角度越大，由衛星資料推算的溫度剖面和探空曲線相差越大。
 5. 圖廿七、圖廿八使用不同觀測角度的D矩陣反求大氣溫度剖面時，觀測角度越大，則反求的溫度越高。可見依不同觀測角度建立不同的D矩陣，這種觀念是相當正確的，此為斜向觀測提供了新的修正方法。



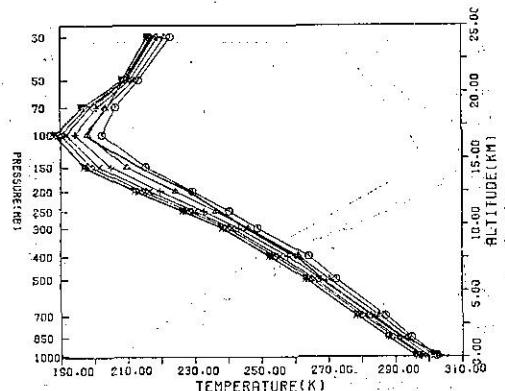
圖廿七、Solid Line: 46734 8/2/75 00Z Sounding

○: SCAMS 8/2/75 3:44:10 43.2°

△: 36.0° +: 28.8° ×: 21.6°

◊: 14.4° ▲: 7.2° 叉: 0°

View Angle : 21.6°



圖廿八、Solid line: 46747 7/30/75 12Z Sounding

○: SCAMS 7/30/75 15:34:3 43.2°

△: 36.0° +: 28.8° ×: 21.6°

◊: 14.4° ▲: 7.2° 叉: 0°

View Angle : 28.8°

七、結論

以往反求大氣垂直溫度剖面的研究，僅限於衛星的垂直觀測，本文所採用的 SCAMS 氣象衛星資料却都是對大氣作斜向觀測，因此嘗試一種修正斜向的方法，對臺灣地區夏季的探空資料，以七種不同的觀測角度算出七種不同的 T_B ，分別建立七個不同的D矩陣，再以 SCAMS 衛星資料配合觀測角度選取D矩陣去反求大氣垂直溫度剖面，最後所得結果，證實這種修正斜向的觀念非常理想。

從第六節的計算和結果得知，由衛星資料配合觀測角度選取D矩陣去反求大氣垂直溫度剖面，其形態 (Shape) 與時間、位置皆相近的探空溫度曲

線非常的近似。若衛星觀測時間落後探空資料越短則反求的溫度剖面與探空溫度曲線差值越小。若衛星觀測角度越小，則差值也越小。如果用來統計的歷史探空資料其樣本數目越多，也可得到較佳的結果。並且衛星資料反求的溫度剖面大致上都比探空溫度曲線為低。

然而要更進一步增加衛星遙測的精確度，仍需回到一個基本的問題上，就是如何使理論計算值 T_B 和衛星上的觀測值差距達到最小，使期望值 \bar{T}_B 能有真正的代表性。由前面的討論，我們知道當衛星斜向觀測時，因為輻射傳移的傳統理論必須假設大氣是平面平行的氣層，對垂直觀測，此種假設可被接受，但對斜向觀測雖加上第五節光學深度及地表反射率的修正，仍然因大氣不均勻的性質，很可能取了與衛星觀測路徑上不同的大氣參數去計算 T_B （因仍採用垂直探空資料去內外插 100 個層次）。此外，臺灣地區含有海陸交界的性質，地表的反射率是整個觀測區域的綜合結果。本文的研究指出對衛星測量的貢獻以洋面為主，但陸面對反射率的影響究竟有多少？這一類的問題頗值得更進一步去研究。

從以上實驗結果得知理論計算的值較衛星實際測量值為高，本文因衛星資料有限，不能更深入比較，若能收集更多的衛星資料來和探空資料作比較，也許可得到模式與實際大氣之間固有的差值，當作補償值 (offset) 再去推求溫度剖面，應可獲至更佳的結果。

衛星遙測大氣垂直溫度剖面可應用在缺乏四度空間觀測資料的熱帶洋面。臺灣地區東臨西太平洋廣大海域，氣象觀測報告稀少，當吾人作數值預報時，對客觀初始場的計算深受困擾。既然軌道衛星觀測的解析度為 145~330 公里，而綜觀尺度大氣乃是研究 200~300 公里的天氣現象，故可將衛星遙測資料納入數值天氣預報作為計算的初值。並且衛星遙測涵蓋整個地球大氣，能提供吾人四度空間的觀測，可提高全球大氣環流模式初始條件的精確度，是天氣分析與數值天氣預報上極有價值之高空氣象記錄。

誌謝

本文得以順利完成，非常感謝國立中央大學陳世照副教授、陳哲俊博士的建議與協助，更感謝張鐵鈞博士的協助並提供資料，此外張能復博士、王

顧達博士的熱心幫助，空軍氣象中心劉廣英副主任提供探空資料以及中央氣象局吳局長宗堯、郭組長文鑑、胡科長仲英和洪副主任理強等的支持，均在此一併致謝。

參考資料

1. Born, M. and E. Wolf (1975). *Principles of Optics*. 182 pp., Pergamon, New York.
2. Chahine, M. T. (1968). Determination of the temperature profile in an atmosphere from its outgoing radiance. *J. Opt. Sci. Amer.*, 58, 1634-1637.
3. Chahine, M. T. (1970). Inverse problems in radiative transfer: Determination of atmospheric parameters. *J. Atmos. Sci.*, 27, 960-967.
4. Chahine, M. T. (1972). A general relaxation method for inverse solution of the full radiative transfer equation. *J. Atmos. Sci.*, 29, 741-747.
5. Chang, A. T. C. and T. T. Wilheit (1979). Remote sensing of atmospheric water vapor, liquid water, and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from the Nimbus 5 satellite. *Radio Sci.*, 14, 793-802.
6. Jackson, J. D. (1975). *Classical Electrodynamics*, 281pp., John Wiley, New York.
7. Kaplan, L. D. (1959). Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements. *J. Opt. Soc. Amer.*, 49, 1004-1007.
8. King, J. I. F. (1959). The radiative heat transfer of planet earth. *Scientific Uses of Earth Satellites*, University of Michigan Press, 133-136.
9. Lane, J. A. and J. A. Saxton (1952). Electrical properties of sea water. *Wireless Eng.*, 29, 269-275.
10. Lenoir, W. B. (1968). Microwave spectrum of molecular oxygen in the mesosphere. *J. Geophys. Res.*, 73, 361-376.
11. Meeks, M. L. (1901). Atmospheric emission and opacity at millimeter wavelengths due to oxygen. *J. Geophys. Res.*, 66, 3749-3757.
12. Meeks, M. D. and A. E. Lilley (1963). The microwave spectrum of oxygen in the earth's atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 68, 1683-1703.
13. Rosenkrang, P. W. (1975). Shape of the 5 mm oxygen band in the atmosphere. *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, AP-23, 498-506.
14. Staelin, D. H. (1966). Measurements and interpretation of the microwave spectrum of the terrestrial atmosphere near 1 centimeter wavelength. *J. Geophys. Res.*, 71, 2875-2881.
15. Stogryn, A. (1967). The apparent temperature of the sea at microwave frequencies. *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, 15, 278-286.
16. The Nimbus 6 User's Guide (1975). NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.
17. The Nimbus 6 Data Catalog (1975). Vol I. NASA Goddard Spase Flight Center, Greenbelt, Md.
18. Twomey, S. (1977). *Introduction to the Mathematics of Inversion in Remote Sensing and Indirect Measurements, Developments in Geomathematics 3*, Elsevier Scientific Publishing, New York.
19. Waters, J. W., K. F. Kunzi, R. L. Pettrjohn, R. K. L. Poon and D. H. Staelin (1975). Remote sensing of atmospheric temperature profiles with the Nimbus 5 microwave spectrometer. *J. Geophys. Res.*, 82, 1953-1969.
20. Webster, W. J. Jr., T. T. Wilheit, D. B. Ross and P. Gloerser (1976). Spectral characteristics of the microwave emission from a Wind-driven foam-covered sea. *J. Geophys. Res.*, 81, 3095-3099.