

應用氣象衛星資料估算地球 出長波輻射之研究

劉振榮^{1,2} 林祐仲² 郭宗華¹

¹國立中央大學太空及遙測研究中心

²國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十六年十月二十二日收稿；中華民國八十七年三月十二日定稿)

摘 要

本研究利用 NOAA-12 繞極衛星的極精密高解析輻射計 AVHRR 和高分辨率紅外線探測器 HIRS 的資料組合來估算 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度網格的 OLR，並進一步利用日本 GMS-5 地球同步衛星資料來計算全天候 OLR，以做為出長波輻射的監測與應用。

比較本研究利用 HIRS 資料所估算的 OLR 值和 ERBS 衛星所實測到的 OLR 值，結果發現其均方根誤差為 19.669W/m^2 ，平均偏差為 1.813W/m^2 。而利用 AVHRR 資料所估算的 OLR 值均方根誤差為 22.694W/m^2 ，平均偏差為 1.687W/m^2 。另外，利用 GMS-5 觀測資料所估算的 OLR 值均方根誤差為 21.19W/m^2 ，平均偏差為 -0.24W/m^2 。整體而言，本研究利用三種不同的衛星資料所估算的 OLR 值與 ERBS 衛星觀測值比較結果顯示：本研究的估算方法與程序具相當的實用性與精確性，就其 OLR 分布圖來看，兩者非常近似，同時本研究所估算的 OLR 和雲圖、降雨資料的比較亦十分吻合。本研究另試圖利用估算得到的 OLR 來判斷南海夏季季風肇始的日期，分析結果顯示 1995 年南海夏季季風肇始的日期約為 5 月 10 日，這結果和其他學者的研究結果相符。

關鍵詞：出長波輻射、氣象衛星、東亞季風

一、前 言

近幾年來，氣象衛星所觀測得到的出長波輻射(Outgoing Longwave Radiation，OLR)資料不僅被應用在實際日常作業的天氣分析上，在天氣學和氣候學之研究中也廣泛地應用，目前 OLR 資料在低緯地區(特別在熱帶海洋區)應用最廣

泛。大體而言，OLR 值主要決定於雲頂溫度和地表溫度，因此衛星所觀測的雲量及其分布和 OLR 有很好的關係，而雲頂溫度又決定於對流強度，故 OLR 又反映了重大的大氣環流變化及能量的異常，亦即其與對流凝結所釋放的熱量有關，同時也與大氣中垂直運動和高低空的輻合輻散有關，也間接和降水量有關，故 OLR 可作為

研判天氣變化的一個重要參數。

利用衛星觀測 OLR 開始於 1959 年的 Explorer-7 衛星，但其分辨率很低，而後 60 年代升空的 TIROS (Television and Infrared Observation Satellite) 衛星和 1970 年代開始的 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration) 系列衛星的解析力及精確性開始有長足的進步，在同期間 Nimbus-6(1976 年)和 Nimbus-7(1979 年)也進行了類似的觀測。爲了氣候研究上的需要，美國國家海洋暨大氣總署 (National Aeronautics and Space Administration) 設計了由三顆衛星組成的地球輻射收支觀測實驗 ERBE(Earth Radiation Budget Experiment) (ERBE,1993)，其中包括兩個 NOAA 衛星與一個地球輻射收支觀測衛星 ERBS(Earth Radiation Budget Satellite)，於 1984 年開始觀測，經由此系統觀測可提高資料時間的解析度，以觀測 OLR 日變化，並使得 OLR 觀測精確度更加提高，至今 OLR 已成爲大氣相關研究不可或缺的資料之一。

有關 OLR 值的估算研究，Abel 和 Gruber(1979)曾將 NOAA 衛星所測到位於窗區頻道處的輻射強度值經其建立的迴歸式的計算而獲得總長波輻射通量密度，而 Ohring et al.(1984)則利用 Nimbus-7 衛星資料進行迴歸以增進估算 OLR 的精確性，此外 Ellingson 和 Ferraro(1983)與 Thompson 和 Warren(1982)等人也曾做一些改進方法的探討。在 1990 年 Wu 和 Susskind 利用衛星上高分辨率紅外線輻射探測器 HIRS(High-Resolution Infrared Radiation Sounder)和微波探測單元 MSU(Microwave Sounding Unit)的資料反演大氣垂直剖面參數和雲參數，並使用 Goddard 實驗室四階 GCM 修改版計算 OLR，並推導出 OLR 和雲量、雲頂氣壓之間的關係。

爲了要了解 OLR 的日變化，有些研究便開

始利用地球同步衛星資料，因 NOAA 繞極衛星一天只能觀測兩次，無法精確的描繪出日變化的情形，而地球同步衛星一小時觀測一次甚至半小時觀測一次，因此便能夠清楚的表現出日變化的情形，如 Cheruy et al.(1991)利用 ERBE 和歐洲地球同步衛星 Meteosat 來推求計算 OLR 之關係式。

前人研究中，OLR 的應用主要是在對流與降雨方面，當 OLR 爲相對低值時，表示對流較強，故能對應降雨資料的峰值，反之亦然，不僅在熱帶對流地區此特性相當明顯，而且在熱帶以外地區也可以清楚描繪出降雨軌跡。

本研究的重點在於發展一套精確實用的 OLR 估算方法，並討論其應用可能。本研究將把地表溫度、大氣溫度、濕度剖面、雲頂溫度、雲頂高度和雲量等列爲計算 OLR 的參數，並利用輻射傳遞方程來求得長波通量，然後選取 HIRS 20 個頻道中的 10 個頻道，並將此 10 個頻道的輻射強度和獲得的長波通量進行迴歸。除此之外，還利用 AVHRR 的第四、第五頻道的資料以及 GMS-5 的兩個紅外光頻道和水汽頻道等資料來求得另兩個迴歸方程，以建立求取 OLR 的模式，同時討論 OLR 在天氣系統分析上的應用。

二、研究方法

(一)長波輻射的傳送

地球大氣系統輻射發射出的能量主要集中於 4-50 微米範圍內，而其最大輻射相應的波長大約在 10 微米附近，因此常以 4 微米作爲太陽輻射和地球大氣輻射的分界，把小於 4 微米波長的太陽輻射稱爲短波輻射，把波長大於 4 微米稱爲長波輻射。

輻射傳送方程式描述輻射能量在大氣中傳

送時，由於輻射和大氣互相作用而引起的輻射能量變化，可表示如下

$$-dI_{\nu}(s)/ds = \kappa_{\nu}\rho[J_{\nu} - I_{\nu}(s)] \quad (1)$$

其中 I_{ν} 為入射輻射能， J_{ν} 為輻射源函數， ν 為波數， s 為路徑長度， ρ 為氣體密度， κ_{ν} 為單色輻射的質量衰減係數，它包含吸收和散射衰減作用的總和。上式為一般的輻射傳送方程，對於處於局部熱力平衡條件下的無散射平行平面

$$I_{\nu}(\delta, \mu) = B_{\nu}(T_0) \exp\left(\frac{\delta - \delta_0}{\mu}\right) + \int_{\delta}^{\delta_0} B[T(\delta')] \exp\left(\frac{\delta - \delta'}{\mu}\right) \frac{d\delta'}{\mu} \quad (3)$$

其中 T_0 為地表溫度， δ_0 為地表處的光學厚度， δ' 為某高度的光學厚度。因輻射強度大小和方

$$F_{\nu}(\delta) = 2\pi B_{\nu}(T_0) \int_0^1 \tau_{\nu}(\delta_0 - \delta, \mu) \mu d\mu + 2\pi \int_0^1 \int_{\delta}^{\delta_0} B[T(\delta')] \tau_{\nu}(\delta' - \delta, \mu) d\delta' d\mu \quad (4)$$

根據上式，如果要計算大氣中任一高度向上的長波輻射總通量密度，除了需將上式考量高度外，還必須再對波數積分(曾,1988)。

為了加快計算長波通量的速度而不失其精確性，本研究使用美國空軍地球物理實驗室(AFGL)所發展出的 LOWTRAN-7 模式(Kneizys et al., 1988)做為長波輻計算模式。此模式不但考慮了 H₂O、CO₂、N₂O、CH₄、CO、O₂、N₂ 和 O₃ 的吸收作用之外，對於空氣分子的散射和氣溶膠散射作用均亦考量在內。先以 LOWTRAN-7 計算出路程長度、等效吸收物質含量，並獲得吸收係數後，就可以從透射率計算程式得到每隔 5cm⁻¹ 的大氣透射率，再由前述之輻射傳送方程即可獲得向上的輻射強度。

前面已提及晴空出長波輻射乃來自地表及大氣系統，若有雲時則被雲覆蓋處地表大氣之長波無法完全穿透雲層，於是此處之長波輻射主要來自雲頂輻射以及雲頂以上的大氣輻射。假設一個區域內，其中 $N\%$ 被雲所覆蓋，換句話說 $(1 - N\%)$ 為晴空部份，於是衛星接收到此區域

大氣，源函數 $J_{\nu} = B_{\nu}(T)$ ， $B_{\nu}(T)$ 為黑體輻射強度，一般輻射計算通常將輻射傳送分成向上和向下傳送，但本研究中因重點在出長波輻射的估算，因此只考慮向上傳遞的部分。根據光學路程和光學厚度(δ)的定義於是得到

$$\mu dI_{\nu}(\delta, \mu) = I_{\nu}(\delta, \mu) - B_{\nu}(T) \quad (2)$$

式中 $\mu = \cos\theta$ ， θ 為輻射傳送方向和垂直地表法線之間的夾角，上式的解為

向無關，上式需再對整個立體角積分，最後總輻射量可寫成如下

之出長波輻射大致分成兩部份，一部份來自晴空地區，一部份則來自雲覆蓋區，因此，其出長波輻射值即可以下式來表示

$$OLR = [(1 - N\%)I_{clr} + N\%I_{cld}] \pi \quad (5)$$

其中 I_{clr} 為晴空輻射強度，而 I_{cld} 為雲輻射強度，式中乘以 π 乃因在本研究中均假設出長波輻射與方向角無關，而 I_{clr} 和 I_{cld} 可利用已知之大氣垂直溫濕剖面再經由 LOWTRAN-7 計算得到。

(二)衛星遙測大氣溫度、濕度剖面

大氣溫濕剖面資料是本研究執行 LOWTRAN-7 估算 OLR 的重要參數之一，利用衛星資料來推定大氣溫濕剖面分布必須使用均勻混合且具足夠濃度的氣體，而且氣體吸收帶不能和大氣中其它氣體的吸收帶重疊，並處於局地熱力平衡，同時選用的頻道必須不受到陽光的影響。就以上條件考慮，二氧化碳的吸收特性可滿足上述要求，二氧化碳在高度 100 公里以下含量充足而且均勻，其濃度變動很小可視為常數，並

且具有強吸收帶，因此利用 HIRS 在二氧化碳吸收帶的觀測資料，便可得到大氣溫度剖面。遙測大氣溫濕剖面的方程式可表示為

$$I_v = B_v(T_s) \tau_{v_s} - \int_0^{P_s} B_v[T(P)] \frac{\partial \tau_v(P)}{\partial P} dP \quad (6)$$

其中 $\tau_{v_s} = \tau_v(P_s)$ ， $\tau_v(P)$ 為透射函數， T_s 為地表溫度， P_s 為地表壓力， P 為壓力。本研究利用 ITPP(International TOVS Processing Package) 程式套來處理衛星資料來反演出大氣溫濕剖面的資訊。ITPP 是由美國威斯康辛大氣(University of Wisconsin)氣象衛星合作研究院(Cooperative Institute for Meteorological Satellite, CIMSS)的太空科學及工程中心(Space Science and Engineering Center, SSEC)所發展出來的國際 TOVS 處理程式套(Smith et al., 1970)，在 ITPP 的反演過程中，大氣溫濕剖面剖面精度受 MSU 亮度溫度偏差、濾雲法、地表放射率、掃描角度等多項參數影響，以往應用於台灣地區的反演結果並不太理想，不過經過一些研究結果的修正，其結果已日趨令人滿意(陳, 1994；劉, 1990)。ITPP 利用 HIRS 的 20 個頻道訊息再加上 MSU 的輔助，因為微波頻道能探測雲底以下的氣溫，除去雲對 4.3 微米和 15 微米頻道的影響。為了降低雜訊，ITPP 所計算的每一筆大氣溫度、露點溫度剖面資料皆使用 9 個 HIRS 視場進行反演。

(三)反演資料與方法

為了利用衛星資料估算 OLR 值，由前一章已了解 OLR 的計算方程，已知 OLR 受到地表溫度、雲頂溫度以及雲量、大氣溫度濕度剖面分布的影響，因此本研究將先求得這些大氣參數。本研究所使用的衛星資料為中央大學太空及遙測中心氣象衛星實驗室所接收的資料，本實驗室自 1992 年 8 月安裝 TIROS/NOAA 系列繞極軌道衛

星與日本 GMS-4(現為 GMS-5)地球同步衛星接收系統，經四個月的測試之後，於 1993 年 1 月正式作業並開始儲存資料。此研究所使用的資料是 NOAA-12 和 GMS-5 影像資料，NOAA-12 衛星於台灣時間上午七點與晚上七點左右各通過台灣附近地區一次，因此一天有兩筆資料，而 GMS 每小時就有一筆資料，甚至有時半小時就有一筆資料。

1. 利用 AVHRR 求取海面溫度、雲頂溫度和雲量

本研究使用 NOAA-12 繞極軌道衛星的 AVHRR 資料與美國國家環境衛星資料服務中心(National Environmental Satellite Data and Information Service, NESDIS)提供的 McClain(1980)所建立的多頻道海面溫度(Multi-Channel Sea Surface Temperature, MCSST)計算式來估算海面溫度，其計算式形式如下

$$SST = a_0 + a_1 Tb4 + r(Tb4 - Tb5) \quad (7)$$

其中 SST 為海面溫度(單位為 K)， $Tb4$ 、 $Tb5$ 為 AVHRR 的第四和第五頻道的亮度溫度，而 $a_0 = -10.05$ ， $a_1 = 1.0346$ ， $r = 2.58$ 為其係數。

本研究另參考高(1995)所使用的方法求取雲頂溫度和雲量，雲頂溫度的決定使用改良式三點法(Three point method)，利用分布曲線上三點的頻數和溫度，配合正態分布曲線方程之假設來求解，利用改良式三點法的優點就是不必事先知道最大頻數及標準差，便可求出平均亮度溫度、最大頻數及標準差，且可以避免異常值在經由三點法而求得異常平均亮度溫度值。在雲量的估算上則由晴空輻射強度 I_{clr} 、雲區輻射強度 I_{cld} 及平均輻射強度 I 以下式估算有效雲量 N_c

$$N_c = (I - I_{clr}) / (I_{cld} - I_{clr}) \quad (8)$$

本研究不論在求海溫、雲量或者雲頂溫度皆以

0.5° × 0.5° 經緯度範圍計算一個代表該區域之值，也就是 50 × 50 個 AVHRR 像元(Pixel)決定一個海溫、雲量或雲頂溫度值。

2. 大氣垂直溫溼度剖面之求取

本研究對在估算 OLR 所需之大氣溫溼度剖面乃是應用 NOAA TOVS 資料反演求得，TOVS 探測器共有 HIRS、MSU 和 SSU(Stratospheric Sounding Unit)三種輻射計，而由於 SSU 資料之不穩定性，因此在此研究僅使用 HIRS、MSU 之觀測資料來反演求取大氣溫溼度剖面的資料。HIRS 具有 20 個頻道，包含一個 0.7 微米的可見光波段、紅外區的二氧化碳、臭氧和水汽的吸收波段以及三個大氣窗區頻道，可用來計算地面至 10mb 的溫度分布、水汽分布和臭氧含量。MSU 有四個微波頻道，利用微波的高透雲性，其觀測資料可用在密雲情況下的氣溫垂直分布反演。

3. 應用 HIRS 頻道資料估算 OLR

在獲得海面溫度、雲頂溫度、大氣的溫度和露點溫度剖面以及雲量等資料，並選定波長範圍 4 微米至 50 微米之間，便可利用 LOWTRAN-7 程式套來計算總長波輻射強度。應用此法計算 OLR 時，每次需分別求出計算 OLR 所需要的相關大氣參數值，再執行 LOWTRAN-7 以求得 OLR 值，因此稍嫌複雜而又費時，於是本研究選取 HIRS 的 20 個頻道中的 10 個頻道與前述方法求出的 OLR 值進行線性迴歸，而 10 個頻道的選取乃考慮在各個高度的權重以及一個受雲影響的窗區頻道，本研究選取的 10 個頻道分別為 HIRS 第 1、3、5、7、8、9、11、12、14、16 等頻道。

利用 LOWTRAN-7 程式套求得 OLR 值是以 AVHRR 視場來考慮雲量，而 AVHRR 和 HIRS 的視場形態並不相同，因此要將其 OLR 值和

HIRS 的 10 個頻道進行迴歸時，必須考慮兩者視場的匹配，也就是要檢視在 HIRS 視場內的雲量和 AVHRR 視場內的雲量是否相同。本研究利用 2500 個 AVHRR 視場配合涵蓋同區域的 9 個 HIRS 視場來求得一個 OLR 值(為討論方便，本文稱如此視場集合為一組)，為了解決在部份雲區下，HIRS 和 AVHRR 因視場不同導致推估的雲量不一致的問題，本研究先選取具有廣大的晴空地區(或是完全密雲地區)，確保當 AVHRR 的 2500 個視場雲量為 0(或者為 1)時，HIRS 的 9 個視場也必為 0(或者為 1)，再經由 LOWTRAN-7 分別計算出晴空和完全密雲區的 OLR 值，由此再推估部份雲區的 OLR 值。本步驟選用 5 次掃描共 282 組資料，晴空時的資料有 78 組，而完全密雲時的資料有 204 組，上述資料進行的迴歸方程的形式如下

$$OLR = a_0 + \sum_{n=1}^{10} a_n I_n \quad (9)$$

$$I_n = d / [\lambda_n^3 (\exp(c / \lambda_n T_n) - 1)] \quad (10)$$

其中 $d = 3.7418 \times 10^4$ (單位為 erg/sec-cm^{-2})， $c = 1438.833$ (cm-K)， a_0 至 a_{10} 為迴歸方程的係數，本研究所迴歸得之值分別為 -841.68，5024.22，24725.62，-13672.68，15570.37，-9144.99，29633.54，-6333.00，4990.77，-3634.38，-1179.75。而 T_n 代表此 10 個頻道的亮度溫度(K)， λ_n 代表此 10 個頻道的中心波長(μm)，而求得的 OLR 單位為 W/m^2 ，本研究迴歸所得之相關係數高達 0.96，因此只要從 HIRS 取出此 10 個頻道的亮度溫度，即可很快地求出 OLR 值。

為了確認此迴歸方程所求得的 OLR 值是否正確，本研究利用 NASA 的 Langley DAAC (Distributed Active Archive Center)所提供的長波通量資料來驗證，此長波通量是由 ERBS 衛星

所裝載的地球輻射收支儀器所觀測，此資料之解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度。選用此資料的時間範圍為 1994 年 8 月、1995 年 6 月和 7 月，從這三個月中選取 HIRS 資料(此資料和前面被利用來求得迴歸方程的 HIRS 的資料為獨立不同組)，利用上式之迴歸方程估算其 OLR 值，並將此 OLR 值轉換成 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度網格，比較結果發現本研究利用 HIRS 迴歸方程所計算的 OLR 值的均方根差(RMSE)為 19.669W/m^2 ，而其平均偏差值為 1.813W/m^2 (圖 1)。

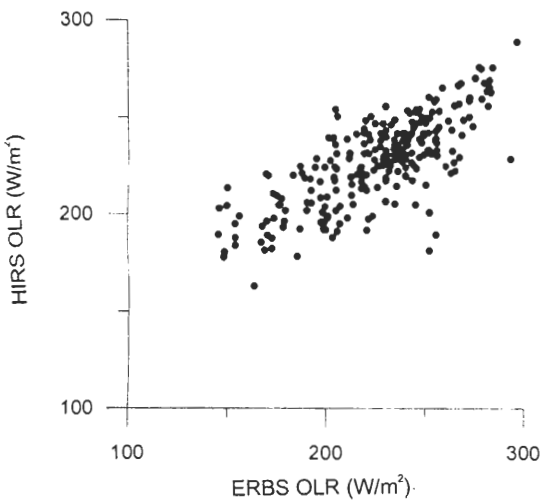


圖 1 利用 HIRS 觀測資料所估算的 OLR 和 ERBS 所觀測的 OLR 之比較，資料觀測時間為 1994 年 8 月，1995 年 6 月和 7 月。

4. 應用 AVHRR 頻道資料估算 OLR

本研究另外利用 AVHRR 的第四和第五頻道的資料來得到另一個迴歸方程，將先前使用 LOWTRAN 7 所獲得的晴空、密雲及部份有雲時的 OLR 和所對應的 AVHRR 第四、第五頻道之輻射強度進行迴歸。選用的資料為 NOAA-12 氣象衛星 AVHRR 的 5 個掃描共 339 組的資料，晴空時的資料有 78 組，而完全密雲時的資料有 204 組，至於部份有雲時的資料有 57 組，迴歸的相關係數高達 0.93，此迴歸方程的形式如下：

$$OLR = b_0 + b_1 I_4 + b_2 I_5 \quad (11)$$

其中 b_0 至 b_2 的係數分別為 205.45，5.222424，-3.901868，而 I_4 、 I_5 分別為第四、五頻道的輻射強度值。

同樣使用 ERBS 衛星所觀測的長波通量的資料來比較，選取獨立的 AVHRR 資料並利用上式迴歸方程來計算 OLR 值，並與 ERBS 資料比較。利用 86 組估算資料比較之後，其結果發現本研究利用 AVHRR 迴歸方程所計算的 OLR 值的均方根差為 22.694W/m^2 ，而其平均偏差值為 1.687W/m^2 (圖 2)。

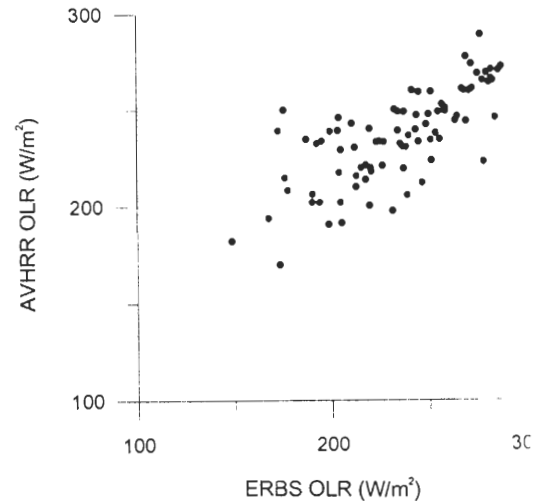


圖 2 同圖 1，但為 AVHRR 觀測資料所估算的 OLR。

5. 應用 GMS VISSR 頻道資料估算 OLR

為了能夠獲得 OLR 日變化的訊息，本研究利用日本 GMS 同步氣象衛星資料來求取 OLR。選定同一時間同一區域，先利用 AVHRR 迴歸方程求得 OLR 之後，再將此 OLR 值和 GMS-5 的紅外第一頻道、第二頻道和水汽頻道之輻射強度進行迴歸。選用 1994 年 4、5 月 400 組資料進行迴歸，其所獲得 GMS-5 之 OLR 的迴歸方程的形式如下：

$$OLR = c_0 + c_1 I_{i1} + c_2 I_{i2} + c_3 I_{wv} \quad (12)$$

其中 c_0 至 c_3 為此迴歸方程的係數，分別為 159.27，118.856，-109.72，-58.822， I_{i1} 、 I_{i2} 為紅外光兩個頻道輻射強度， I_{wv} 為水汽頻道的輻射強度。

選取 1996 年 6 月 26 日、28 日、29 日和 30 日這四天，GMS-5 地球同步衛星在東經 105° 至東經 140°、北緯 5° 至北緯 30° 紅外光第一、二頻道和水汽等頻道的觀測資料，經上述迴歸方程估算所獲得的 128 組 OLR 值，再與 ERBS OLR 值比較，結果發現本研究利用上述迴歸方程所計算的 OLR 值的四天平均均方根差為 21.19W/m²，而其四天的總平均偏差值為 -0.24W/m² (圖 3)。

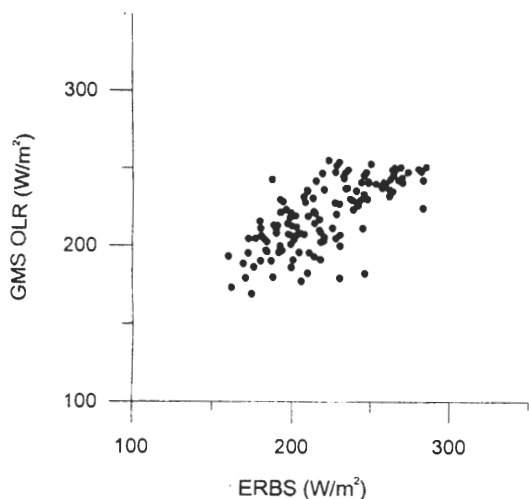


圖 3 利用 GMS-5 觀測資料所估算的 OLR 和 ERBS 所觀測的 OLR 之比較。

三、結果與討論

(一) OLR 和降雨量的關係

本研究比較前述不同衛星所估算出的 OLR 值與衛星雲圖，可發現二者分佈與形狀非常相符。本研究另選取 1995 年 4 月 1 日至 5 月 31 日

東經 110° 至 130°，北緯 10° 至 30° 範圍的 HIRS 10 個頻道資料求得 OLR，並將 4、5 月份的 OLR 值做平均，再與 SSM/I 資料做月平均降雨量的比較。本研究使用之降雨資料的取得來自 NOAA/NESDIS 利用 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) 觀測資料所估算的月累積降雨資料，其雨量估算是引用 Grody (1991) 的降雨估算技術。SSM/I 是 DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) 上之儀器，此系列儀器於 1987 年開始陸續被裝載在 Air Force Block 5D 繞極軌道衛星上運轉。

本研究將 OLR、雲量、降雨資料相互比較，圖 4 為 HIRS 資料所估算的 OLR 值與中央大學太空及遙測中心氣象衛星實驗室利用 GMS 資料所估算的雲量值之比較，由圖上可發現兩者約略呈現良好的線性關係，由此可知雲的確是 OLR 的一個重要影響因子，由圖上可明顯地看出密雲時和晴空時輻射強度的變化極為不同。圖 5 是 HIRS 資料估算的 OLR 和 SSM/I 估算的雨量比較圖，由圖中可擬合得一個近似對數的曲線，即 OLR 越大降雨量越小。當 OLR 降低時，則降雨量則增大，但是兩者之間約略是以對數形成的關係存在。圖 6 是 SSM/I 估算的雨量和 GMS 資料估算的雲量比較圖，隨著雲量增多降雨量增大，但亦

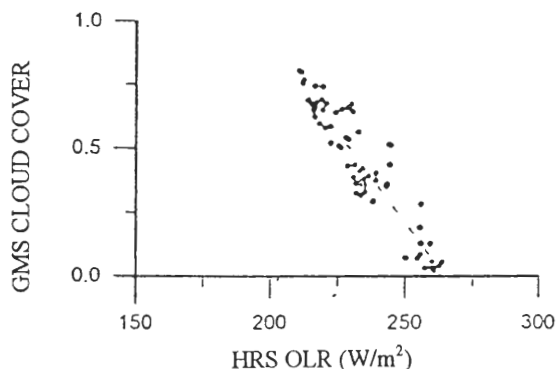


圖 4 1995 年 4 月 1 日至 5 月 31 日 HIRS 估算之月平均 OLR 和 GMS 估算之月平均雲量的關係，圖中之虛線為其擬合曲線。

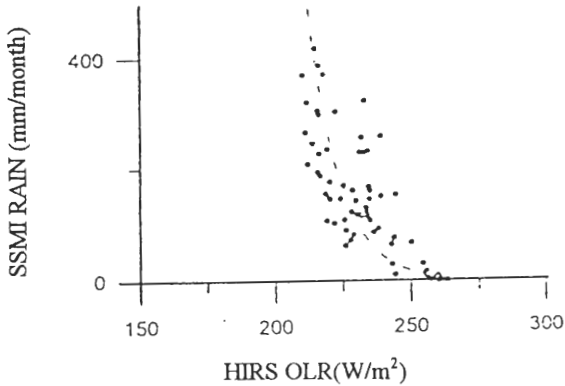


圖 5 同圖 4，但為 HIRS 估算之 OLR 和 SSM/I 月累積降雨量的關係。

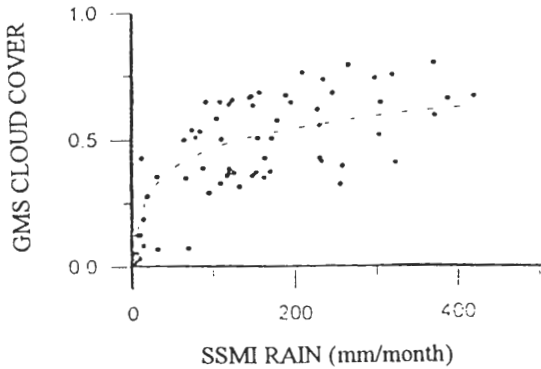


圖 6 同圖 4，但為 SSM/I 月累積降雨量與 GMS 估算之月平均雲量的關係。

並非呈線性正比關係，由上可知本研究所用 HIRS 資料的 OLR 的迴歸公式所求出的 OLR 值及其變化與天氣狀況比較是合理的。

基本而言，OLR 可視為反應大氣對流強弱的參考，在晴空區域，OLR 值的大小與地表/海面的溫度有較大相關；在雲區，OLR 值的大小則與雲頂溫度有很大的相關性，一般而言，對流較量旺盛的區域，雲頂所在高度較高，雲頂溫度較低，降雨機率較大；而對流較弱區域，則雲頂高度較低，雲頂溫度較高，降雨機率較小。就本研究區域(南海區域)而言，可發現 OLR 大小與降雨間呈反比的關係，進一步的分析顯示當 OLR 值低於 220W/m^2 以下時，其降雨機率大為增加，

且較大降雨(30mm/day)的機率也大為增加，反之當 OLR 值大於 220W/m^2 ，則降雨機率明顯降低甚多。吾人可將 220W/m^2 值當成以 OLR 分析是否降雨的一個參考閾值。

(二) 誤差來源分析

前人研究顯示 Abel 和 Gruber(1979)之均方根誤差為 18.7W/m^2 ，Ellingson 和 Ferraro(1983)之均方根誤差為 16.1W/m^2 ，Ohging et al.(1984)之均方根誤差為 11.2W/m^2 ，Wu 和 Chang(1992)之月平均誤差則為 11W/m^2 ，Thompson 和 Warren(1982)低估了 $8-18\text{W/m}^2$ ，Wetherald et al.(1991)則高估了約 10W/m^2 。此外 Cheruy et al.(1991)所估算的 OLR 值均方根誤差為 10W/m^2 。比較以上數值可知，本研究結果之誤差有略高之勢，不過要說明的是 Ohging et al.所建立的迴歸方程均利用在同一顆 Nimbus-7 衛星上的資料，因此其偏差理論上就應該是最小，而上述之前四個研究皆使用早期 Nimbus 地球輻射收支的資料做基準，而本研究則使用近期 NASA ERBE 的資料做比較，根據 Bess 和 Smith(1993)利用 Nimbus-7 所測得的 OLR 和 ERBE OLR 比較發現在有些地區此兩觀測值並不一致，有些地區之差值可高達 16W/m^2 。因此據此可知本研究所得之結果雖然均方根誤差略高，但可能不見得是一定較差。

利用 NOAA 繞極衛星一天兩次觀測來求取代表當天的 OLR 和 ERBE 觀測的 OLR 比較，由於時間上的不同理論上定有偏差存在，Sounders 等人曾比對 Meteosat1 同步衛星、TIROS-N 衛星和 Nimbus-7 衛星同一天的觀測結果，結果發現有不小的偏差。本研究利用 NOAA-12 所估算的 OLR 和地球同步氣象衛星 GMS-5 同一天多次觀測所求得的 OLR 做比較(圖 7)，結果顯示 NOAA-12 之資料可能高估了，

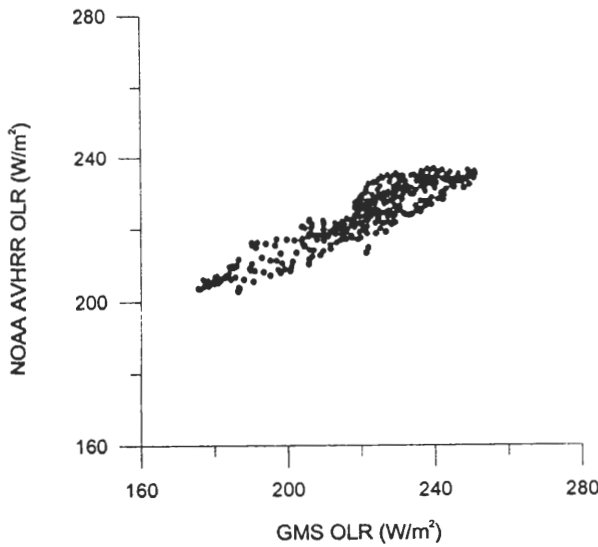


圖 7 利用 GMS-5 和 NOAA 觀測資料分別估算日平均 OLR 之比較，時間為 1996 年 4 月 4 日。

原因之一可能是兩衛星觀測時間解析度的不同。圖 8 為 1996 年 4 月 4 日 GMS-5 於東經 120°-130°，北緯 20°-30°，一天 24 次的觀測所估算的平均 OLR 的分布情況，圖 9 則為 NOAA-12

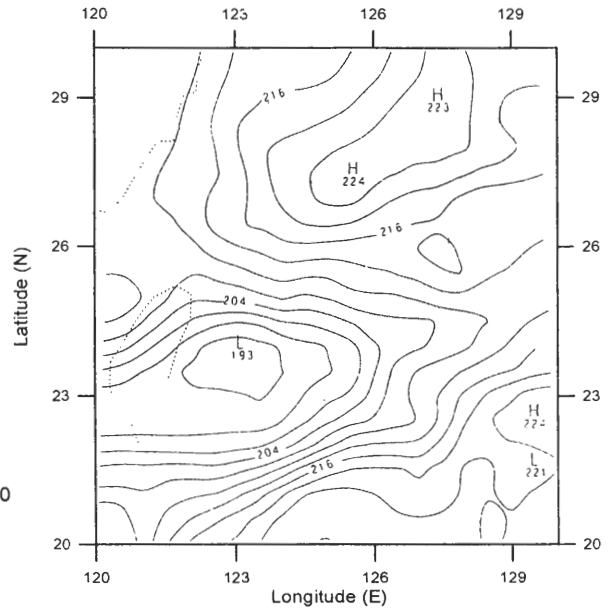


圖 9 同圖 8，但為 NOAA-12 衛星資料之 OLR 估算值。

於同一天同一地區但一天只有兩次的觀測資料所獲得的平均 OLR 分布圖，兩圖顯示其輪廓非常近似，由此若不管 OLR 的日變化或其絕對值而只要知道每天的 OLR 或月平均的 OLR 值，則利用 NOAA 繞極衛星雖然一天只有兩次觀測，仍是可行的，但若是了解日變化情形或需要準確的絕對值，則非要 GMS 地球同步衛星一天多次觀測不可。

對於本研究使用 HIRS、AVHRR 與 GMS 迴歸方程估算 OLR 值的可能誤差原因是：

- (1) 溫濕剖面的反演誤差及輻射量的計算誤差，在 OLR 的計算過程中，使用了 ITPP 與 Lowtran-7 兩個程式套，此兩個計算過程均可能導致不可避免的誤差，Lowtran 的誤差主要和 ITPP 反演大氣剖面的準確與否有關，即反演所得大氣與真實大氣間的差異，而 ITPP 本身的誤差則主要來自於 MSU 的誤差，如儀器噪音、解析力等。

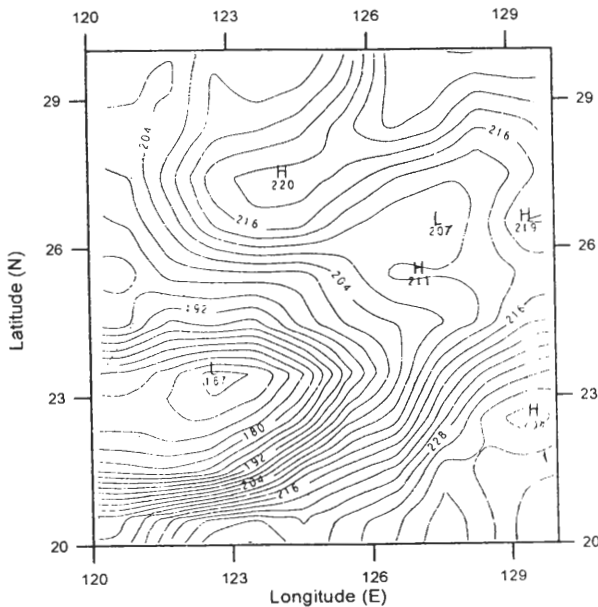


圖 8 1996 年 4 月 4 日利用 GMS-5 於東經 120-130 度北緯 20-30 度進行一天 24 次(1 小時觀測 1 次)觀測資料所獲得日平均 OLR 的分佈情形。

- (2)雲發射率和地表發射率未精確地加以考量，因而造成部份誤差。地表發射率由於在紅外線範圍內假設為黑體射並不會造成太大的誤差，但雲則由於不同雲種會有極大之差異，因此假設為黑體輻射則可能造成較大之誤差。
- (3)晴空雲區溫度的誤差，雖然本研究使用改良式三點法來決定晴空區與雲區亮度溫度值，此法已較原有之三點法更精確，但因此法假設溫度的直方圖為一近似常態分佈，若其直方圖不是單一峰值的分佈或標準偏差值太大，均會造成決定亮度值時的困擾，而其值與衛星影像的空間解析度大小又會造成決定有效雲量值的不確定性及誤差。
- (4)NOAA-12 衛星一天觀測兩次和 ERBS 或 GMS-5 之多次觀測，由於時間解析度的不同，可能造成相對之誤差。如本研究分析 1996 年 5 月 10 日 GMS-5 和 NOAA 估算 OLR 值，即顯示 NOAA 結果有高估現象。
- (5)HIRS 的 10 個頻道、AVHRR 的第四及第五頻道和 GMS-5 的紅外光第一、第二及水汽頻道等波長都局限於 4-15 微米，而對於 15-50 微米的輻射強度變化無法精確掌握。
- (6)ERBS 衛星所觀測 OLR 的準確性可能值得懷疑，因為 ERBS 衛星自 1984 年升空至今已超過 10 年之久，對於資料的品質由於受到時間因素而造成衰退的可能性極大，而可能因此而造成兩種資料比較上的偏差。無法取得可信賴的實測 OLR 值資料以供比對是本研究的困擾之一，ERBS 目前的精確性如何並不為吾人所知，吾人僅能推論其精確性可能會因年代已久而有所降低。雖然其他研究單位也有 OLR 資料的產品，但該類資料也是模式間接計算得之，故目前並無絕對客觀

精確的 OLR 資料可供檢驗本研究結果。但若假設 ERBS 現在的誤差尚可容忍，則本研究的比對結果顯示本研究果已合乎研究需求。

雖然如前述討論所言，本研究結果之誤差可能稍高，但因並無精確可靠的實際觀測值可供比對驗證，只能比對已運行 13 年之久的 ERBS 衛星的資料，此為本研究無法確切評估結果精確度的原因所在。若 ERBS 資料依舊精確可信，則顯示本研究結果之誤差僅稍稍偏高，其結果仍具實用性；從另一方面而言；若吾人是將 OLR 資料應用於天氣型態的變化分析而非能量平衡的分析計算，則絕對誤差的大小，將非主要重點，即相對值正確與否將更為重要，而本研究的分析顯示所導出的 OLR 型態與 ERBS OLR 型態、雨量、雲量都有良好的相關性。若往後有更精確客觀的 OLR 值可供比對，進一步地驗證與提昇計算精度，依舊是往後研究的重點之一。

由於在 OLR 的計算過程中，其影響因子甚多，且少有實際觀測值可供比較，試圖釐清各單一因子對整體誤差的貢獻比例幾近不可能，以模式模擬來量化分析其個別因素的誤差貢獻為將來可行的方法之一，但不在本文的討論範圍。

四、出長波輻射在季風研究上之應用

由於降雨量的變化可做為季風肇始的判斷指標之一(Troup,1961)，而 OLR 又可做為降雨的指標，故本研究初步嘗試利用估算出的 OLR 來探討南海附近夏季季風肇始的時間。選擇 1995 年 4 月 1 日至 6 月中旬由 NOAA-12 HIRS 估算出之 OLR 進行研究，此分析一方面為了測試本次研究所估算的 OLR 的實用性，另一方面初步評估本研究估算之 OLR 被應用在夏季季風氣候上

的成效。

本研究選擇位在海南島的東南方海面上之地區(其範圍為東經 110° 至 120° 北緯 10° 至 20°), 首先計算此區域 OLR 在時間序列的偏倚與均方根誤差值(分別見圖 10 和 11), 選擇此地區的原因是此處四月份平均 OLR 為 264W/m², 而到了五月其平均為 230W/m², 明顯降低很多。圖 10 的縱軸代表當日 OLR 減掉總平均值的差值, 橫軸為資料觀測時間序列, 即總天數(共 61 天)再乘以 2(一天觀測兩次), 由圖上明顯地發現在資料觀測時間序列數為 80, 也就是 5 月 10 日左右 OLR 偏倚達到最低(負值), 接著後幾天出現明顯正負的振盪。圖 11 同圖 10, 但其縱軸代表其每天 OLR 的均方根偏差值, 同樣地也顯示類似

的訊息。接著將東經 110° 至 130° 之間將北緯 10° 至 15° 相對應同經度的各個 OLR 相加並求其平均, 於是便得到圖 12, 圖中縱軸為日期, 從 1995 年 4 月 1 日到 6 月 17 日, 而橫軸代表經度。圖中的黑色實線表示 OLR 的等值線其值等於或低於 230W/m²(為接近總平均), 線距是 5W/m², 等值線越中心位置其值越低。圖中清楚地描繪了 OLR 低值有往西移動的趨勢, 以及在 5 月 10 日到 6 月 5 日間陸續地出現較低的 OLR, 此低值 OLR 間接出現達 26 天之久, 而在五月以前則一片空白(即 OLR 均大於 230W/m²)。Krishnamurti et al.(1977)曾指出印度季風的低壓有從中國南海和西太平洋間向西移動至孟加拉灣的現象, 本分析也顯示有熱帶低壓西移的現象。圖 13 為將位於同一緯度從東經 110° 到 130° 的 OLR 取平均

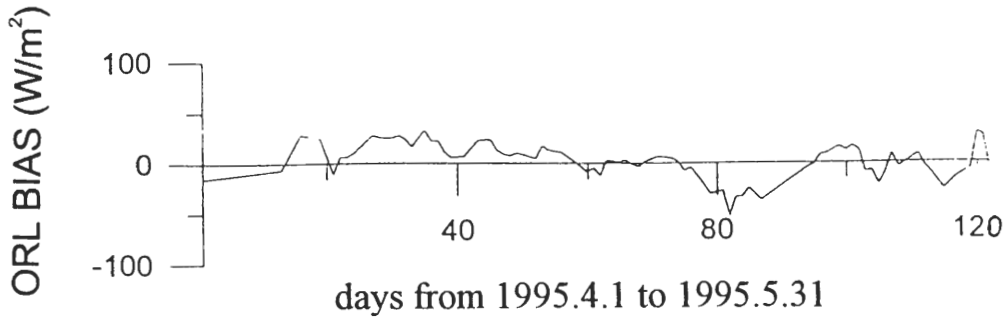


圖 10 1995 年 4 月 1 日到 5 月 31 日利用 HIRS 頻道觀測資料估算每天兩次 OLR 值並減掉其總平均值的差值變化狀況, 4 月初之直線乃因資料遺失所造成的。

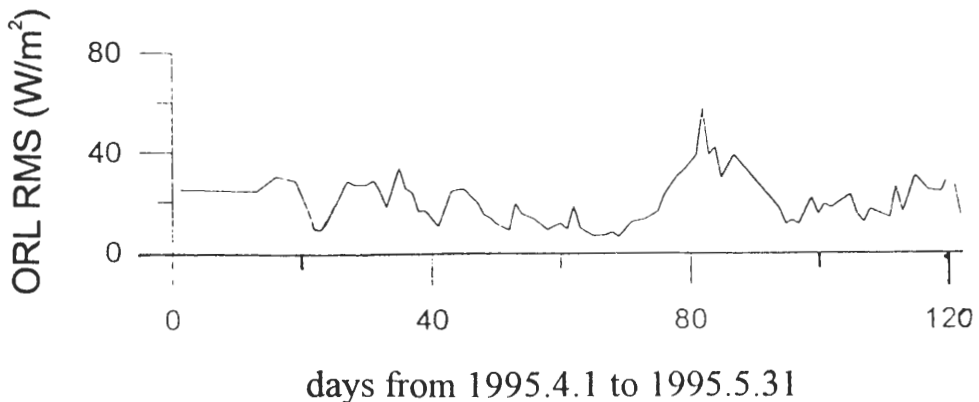


圖 11 同圖 10, 但為 OLR 的均方根偏差的變化情形。

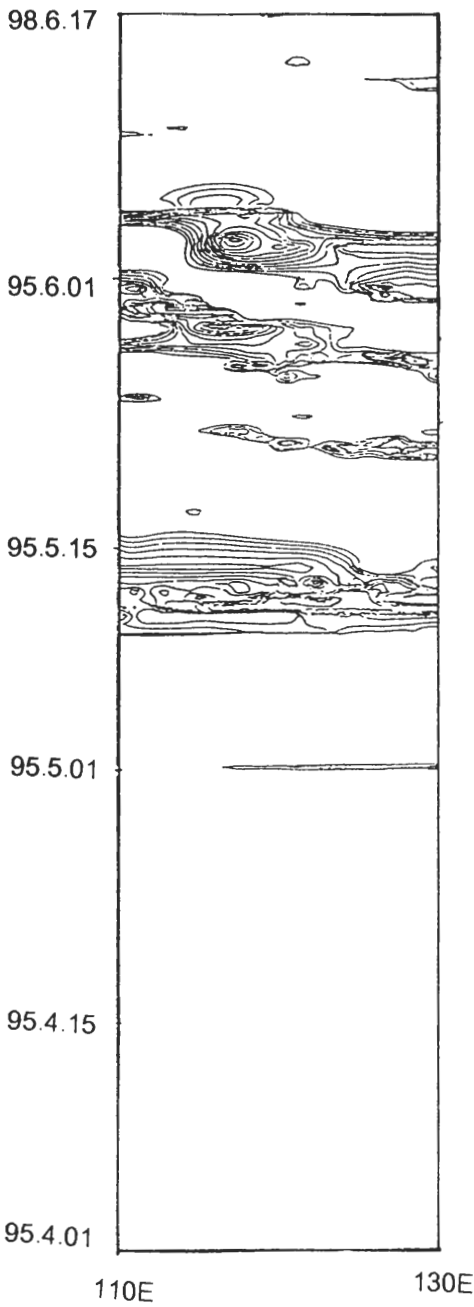


圖 12 1995 年 4 月 1 日至 6 月 17 日在東經 110 度和 130 度間緯度 10 度至 15 度的緯向平均值 OLR 值，黑色等值線為 OLR 值低於 230W/m^2 ，線距為 5W/m^2 。

所獲得的在北緯 10° 到 30° 的變化，圖中顯示之黑色曲線為低於或等於 OLR 的總平均值 (230W/m^2)，由圖上可見在 5 月上旬開始有低值

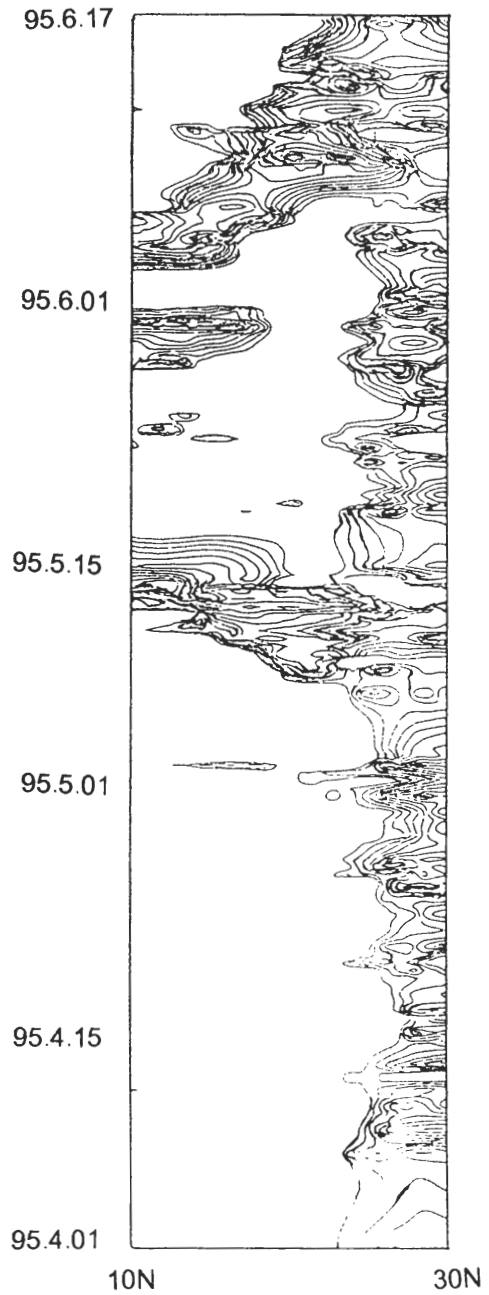


圖 13 求取經度 110 度至 130 度的經向平均值，黑色等值線為 OLR 值低於 230W/m^2 ，線距為 5W/m^2 。

的 OLR 從中緯度地方向南傳遞，Chen 和 Chen(1995)曾提到當季風發生前會有一季風脊從日本的南方往南伸展，因此此低值 OLR 即可視為季風脊南傳的特徵，而當此季風脊傳至低緯

度時(也就是此低值 OLR 傳至低緯度時),南海夏季季風便開始發生,前面提及可利用降雨量的觀測來得知季風的肇始,其根據也就是此低值 OLR 南傳現象。

利用 OLR 的每天變化,在此次的研究發現能夠約略地表現出南海夏季季風肇始的時間約為 5 月 10 日,不論江和羅(1995)利用 ECMWF 資料分析南海夏季季風肇始約在 5 月 10 日前後,以及 Chen 和 Chen 指出南海夏季季風肇始在五月中旬,還有 Rao(1976)指出海南島夏季季風肇始在 5 月 10 日都有接近的結論,雖然前人並非以 1995 年為例子,但是就不同的年份而言,其發生日期應不至相差太多(見 Tao and Chen(1987)之圖 3.9)。圖 14 為一九九五年四月初至五月下旬所求得研究區域內各點之 OLR 的均方根值,圖中表示 $RMS=20W/m^2$ 的那條等值線(圖中粗線)近似 Rao 所得到 5 月 10 日(夏季季風在台灣區肇始的時刻)的那條曲線,而將圖 14 中各個 RMS 值相加求其平均的 RMS 值約為 $20.28W/m^2$,並且在 $RMS=20W/m^2$ 這條等值線的

下方其 RMS 值均大於 $20W/m^2$,而在此等值線的上方其 RMS 值均小於 $20W/m^2$,利用上述做法,選擇適當的時間範圍,可能可以約略找出各地區季風肇始的時間,但此部份需要更進一步的研究和驗證,本研究在此不做更進一步的推論。由於此部份僅利用 OLR 單一資料做為判斷的依據,是否推論正確,值得利用更多其他資料加以驗證。前述討論以五月份之平均 RMS 值 $=20W/m^2$ 值做為肇始時間的依據還嫌薄弱,嚴格的季風肇始時間需以風向與降雨的明顯改變來定義,就本研究所具有的資料與分析並無法做如此的推斷,此部份的討論重點在於讓讀者了解 OLR 資料可能具有描繪季風肇始的能力,可做為季風研究上一個有用的參考資料。就本研究個案顯示:南海區域 OLR 的平均 RMS 值 ($20.28W/m^2$)所描繪的等值線相當近似 Rao(1976)文中的肇始線,是否可做為以後分析的一個方法或僅為一巧合,也有待更進一步地分析。當然隨著遙測技術的進步,精確遙測降雨與風向風速參數是指日可待的,故在來以遙測方法精確地決定季風肇始日期是相當可行的。

本研究顯示純粹從遙測觀點而未使用任何測站相關資料去分析東亞季風,其所獲得的結果和以往學者的研究約略契合,因此像南海地區測站稀少的地方,遙測資料的配合運用確實有助於對於南海附近夏季季風氣候的研究。

五、結 論

本研究用三種氣象衛星資料估算 OLR 值,其最後應用可視其 OLR 的用途來選擇,例如研究 OLR 日變化時,便可使用 GMS-5 同步衛星資料來估算,而對於月平均或較長期 OLR 變化分析,則可以使 HIRS 或 AVHRR 資料來估算。當然在一些研究課題上,可同時應用三種 OLR 資

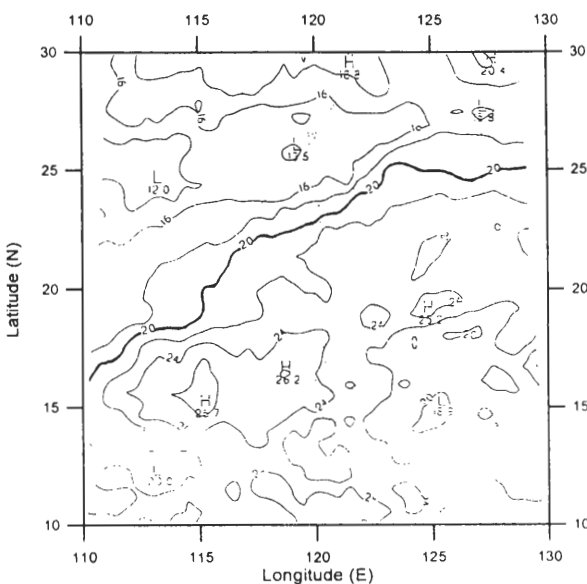


圖 14 1995 年 4 月至 5 月的 OLR 的 RMS 值分佈。

料,以提供更豐富的資訊,形成更嚴密的依據,而三種資料的同時應用,也可使得三種資料間可互相比對,以剔除錯誤的資料,確保資料的可靠性及完整性。本研究的估算程序也使得研究人員能夠快速精確地得到即時的 OLR 資料,其 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的 OLR 空間解析力(圖 15)也遠較傳統 $5^\circ \times 5^\circ$ 的 ERBS 資料(圖 16)更能提供細微的 OLR 訊息。

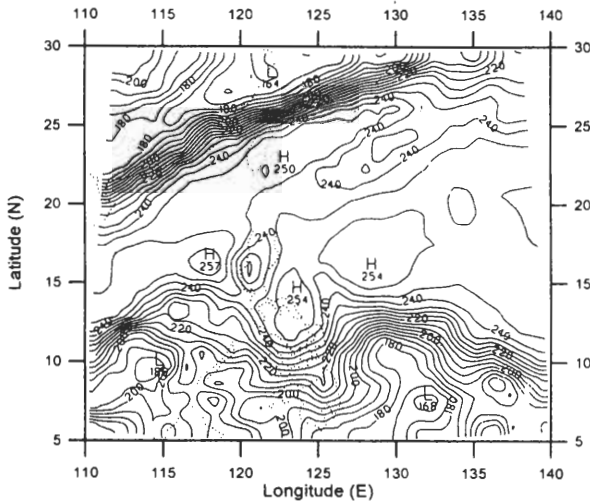


圖 15 GMS 衛星在 1995 年 6 月 26 日於東經 110 至 140 度北緯 5 至 30 度實際觀測而得日平均 OLR 的分布情形,解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度。

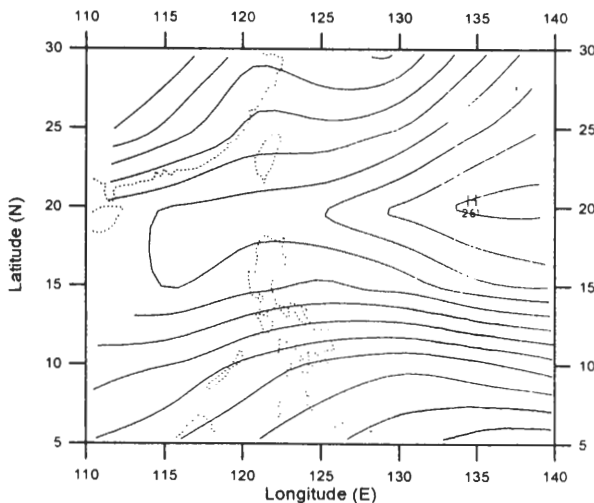


圖 16 同圖 15,但為 GMS 資料估算結果,解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度。

基本而言,本研究結果相較於其他研究中心(如美國 CDC、日本 MRI)的 OLR 資料,所具有的優點在於本研究可根據研究需要而計算輸出較高地面或時間解析度的 OLR 資料(一般研究中心提供 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 資料),也較具時效性(即時可用),對於研究局部區域天氣變化(特別是劇烈天氣變化)更具優勢;當然本迴歸方法也有其不可避免的缺點,本迴歸係數僅適用於南海與台灣區域,是否適用於其他區域則不確定,另外其他研究中心常常是以 Assimilation 方法計算出全球的 OLR 分佈值,此優點也非本研究能力所及,但若僅考慮台灣與其鄰近區域的應用,本研究方法之結果已足敷需求。

就本研究三種不同衛星資料估算結果與 ERBS 觀測的 OLR 比較結果而言,本研究結果具不錯精確性,另估算結果與雲量、降雨量等資料的比對結果,也顯示本研究估算結果相當符合其他天氣參數。就各別資料與 ERBS 比較結果而言,本研究發現 HIRS 資料的估算結果最佳,均方根誤差最小, GMS 資料估算的結果最差,均方根誤差最大,嚴格說來,三者之均方根誤差值相異不大,顯示三者的頻道特性均適合用來估算 OLR 值,其中 HIRS 資料估算結果最佳的原因可能在於 HIRS 具較多的頻道數,其相關性較佳,反之 GMS 資料因頻道影較少,因此相關性較低,不過另一可能原因是本研究比較 GMS 估算結果是以每小時的結果來比較,其 OLR 短時間內的變化相對於其它資料的長時間平均值一般會有較大的變化。

就未來 OLR 估算精度改進而言,往後仍需對幾個不確定做進一步的探討,如雲發射率和地表發射率,由於此二參數無法精確估計,一般計算僅能給予大略估計值,先前研究已指出這是部份誤差的來源,因此更進一步的了解雲與地表的貢獻量是增進 OLR 估算精度的必要工作。另

外，以有限的斷續頻道資料來估算 OLR 值，其可能造成誤差貢獻量也有必要加以進一步的分析，由於 OLR 主要是指集中在 4-50 微米的大氣輻射，而一般氣象衛星頻道僅侷限在有限的頻寬上，這二者的差異將會導致部份誤差量產生，其影響也應加以探討。由於 ERBS 衛星運轉已超過 10 年之久，以 ERBS 觀測結果來檢驗 OLR 估算結果可能不甚精確，因為 ERBS 資料本身的精確性就已令人存疑，在未來的研究上，有必要尋求一更精確客觀的觀測資料做為比較的依據。

本研究應用結果顯示，OLR 資料在南海季風研究上可提供不錯的另種選擇，這對於如南海此類測站稀少的區域，衛星遙測方法與資料將可提供經濟且省人力的分析結果。雖然本研究主要是利用迴歸關係來估算 OLR 值，並非全由物理模式所獲得，但就實用及精確性考慮而言，這種利用多頻道迴歸來估算 OLR 值的程序在目前而言是相當實用且尚能符合精確性需求的方法。

致 謝

本研究得以順利完成，得感謝國科會專題研究計劃的經費支持，計劃編號為 NSC85-2111-M-008-020，同時也感謝海洋大學海洋科學系許明光教授提供的 SSM/I 資料。另外，中央大學大氣物理研究所顏明鈺教授和林唐煌先生的協助，王麗茹小姐與范玉蓮小姐文字編輯也在此一併致謝。

參考文獻

- 曾忠一,1988: 大氣輻射。聯經出版社。台灣台北,360 頁。
- 劉振榮,1990: 台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, 1-19。

- 陳萬金,1994: AVHRR 資料在 TOVS 反演大氣垂直溫濕剖面之應用。國立中央大學大氣物理研究所博士論文。147 頁。
- 高伯健,1995: 衛星資料應用非統計法估算海面溫度之研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- 江寧波,羅會邦,1995: 南海夏季季風爆發前後亞洲地區的大尺度環流突變。熱帶氣象學報,第 11 卷,第 4 期。289-296 頁。73 頁。
- Abel, P., and A. Gruber, 1979: An improved model for the calculation of outgoing longwave flux at $11 \mu m$, NOAA Tech. Rep. NESS 106, 22pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Washington, D. C..
- Bess T. D., and G. L. Smith, 1993: Earth radiation budget: result of outgoing longwave radiation from Nimbus-7, NOAA-9, and ERBS satellites, *J. Applied, Meteo.*, **32**, 813-824.
- Chen, T. C., and J. M. Chen, 1995: An observational study of the south China sea monsoon during the 1979 summer: onset and life cycle, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2295-2318.
- Cheruy, F., R. S. Kandel, and J. P. Duvel, 1991: Outgoing longwave radiation and its diurnal variation from combined ERBE and Meteosat observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 22611-22630.
- ERBE data management system the regional, zonal, and global gridded average, S-4G/S-4GN user's guide, Revision 1, March 1993.
- Ellingson, R. G., and R. R. Ferraro, Jr., 1983: An examination of a technique for estimating the longwave radiation budget from satellite radiance observations, *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1416-1423.
- Grody, N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager, *J. Geophys. Res.*, **96**, 7423-7435.
- Kneizys, F. X., E.P. Shettle, W.O. Gallery, J.H. Chetwynd, Jr., L.W. Abreu, J.E.A. Selby, and R.W. Fenn, 1988: Atmosphere transmittance/radiance computer code LOWTRAN-7.

- Krishnamurti, T. N., J. Molinari, H. Pan, and V. Wong, 1977: Downstream amplification and formation of monsoon disturbances, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1281-1297.
- McClain, E. P., 1980: Multiple atmospheric-window techniques for satellite-derived sea surface temperatures. *Oceanography from space* (J. F. R. Grower, Editor), 73-85, Plenum, N. Y.
- Ohring, G., A. Gruber, and R. G. Ellingson, 1984: Satellite determination of the relationship between total longwave radiative flux and infrared window radiance, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 416-425.
- Rao, Y. P., 1976: Southwest monsoon. *Meteor. Monograph*, Synoptic Meteorology, India Meteorology Department, 376pp.
- Saunders, R. W., L. L. Stowe, G. E. Hunt, and C. F. England, 1983: An intercomparison between radiation budget estimates from Meteosat 1, Nimbus 7 and TIROS-N satellites, *J. Climate Appl. Meteorol.*, **22**, 546-559.
- Smith, W. L., H. M. Woolf, S. J. Nieman and T. H. Actor, 1993: ITPP-5-The use of AVHRR and TIGR in TOVS data processing. Technical Proceedings of Seventh International TOVS Study Conference. Igls, Austria, 10-16 February, 1993, 443-453.
- Tao, S. Y. and L. X. Chen, 1987: A review of recent research of the East Asian summer monsoon China, *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds. Oxford University Press, 69-92.
- Thompson, S. L., and S. G. Warren, 1982: Parameterization of outgoing infrared radiation derived from detailed radiative calculation, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2067-2680.
- Troup, A. J., 1961: Variations in upper tropospheric flow associated with the onset of the Australian summer monsoon. *Indian J. Meteor. Geophys.*, **12**, 217-230.
- Wetherald, R. T., V. Ramaswamy, and S. Manabe, 1991: A comparative study of the observations of high clouds and simulations by an atmospheric general circulation model, *Climate Dyn.*, **5**, 135-143.
- Wu, M. L. C., and J. Susskind, 1990: Outgoing longwave radiation computed from HIRS2/MSU soundings, *J. Geophys. Res.*, **95**(D6), 7579-7602, 1990.
- Wu, M. L. C., and L. P. Chang, 1992: Longwave radiation budget parameters computed from ISCCP and HIRS2/MSU products, *J. Geophys. Res.*, **97**(D9), 10083-10101.

Derivation of Outgoing Longwave Radiation from Meteorological Satellite Data

G. R. Liu^{1,2} Y. J. Lin² T. H. Kuo¹

¹Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University

²Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 22 October 1997, in final form 12 March 1998)

ABSTRACT

This study uses three meteorological satellite data, NOAA HIRS, NOAA AVHRR and GMS-5 data, to derive $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ latitude-longitude outgoing longwave radiation (OLR). In this study, HIRS and AVHRR data are combined to compute daily OLR and GMS-5 data are used to compute hourly OLR. The application of derived OLR is also investigated to evaluate the application potential of these derived OLR.

Comparisons between the derived OLR and the observed OLR by ERBS(Earth Radiation Budget Satellite) shows that the RMSE for three different satellite data is 19.67, 22.69 and 21.19W/m², respectively; and the bias is 1.81, 1.69 and -0.24W/m², respectively. This study also compare the derived OLR to other data, such as cloud cover and rainfall data. The comparisons show that there are good physical relationships between these data. Overall, the results reveal the OLR derivation procedures established by this research are practical and accurate. Besides, the application of derived OLR in the determination of the onset day of 1995 summer monsoon over the South China Sea area is executed. The analysis by this study points out the onset day is about May 10. This conclusion is similar to other research terms' results.

Key words: Outgoing longwave radiation(OLR), Meteorological satellite, Asian monsoon.