

# 由 MTSAT 衛星影像和數位地形資料 估算臺灣地表太陽輻射量

蕭鋒<sup>1</sup> 林博雄<sup>1\*</sup> 賴彥任<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 國立臺灣大學大氣科學系

<sup>1\*</sup> 通訊作者

<sup>2</sup> 國立臺灣大學實驗林管理處

(中華民國九十九年十月二十九日收稿；中華民國一百年三月四日定稿)

## 摘 要

複雜地形的向下太陽輻射通量(Downward Solar Irradiance, DSI) 之估算，有助於地球生物圈各種民生活動以及科學探索；透過地球同步衛星高時空解析度影像資訊，則是估算地面 DSI 時空間演變的最佳工具。臺灣地區過去對於 DSI 的研究，尚止於利用零星的地面 DSI 觀測資料來分析大氣懸浮微粒之輻射衰減效應，本研究沿用賴(2003)之方法，將陳有蘭溪集水區 DSI 估算方法擴大到臺灣全島，這一 DSI 估算流程(Satellite-Based DSI Estimation Model, 簡稱為 SDEM)是結合高解析度的 MTSAT 衛星可見光影像資料和臺灣地區數位地形資料，考慮大氣懸浮微粒、雲以及地形斜坡的遮蔽與漫射反射效應等，最後推算得出 MTSAT 衛星每一像元(pixel)上的 DSI 數值。

研究結果發現，由晴空個案之下的 SDEM 估算值與中央研究院環境變遷中心 DSI 地面觀測值進行比對，兩者相關係數可達 0.93 以上，有雲個案之相關係數也達 0.81 以上。SDEM 估算值與中央氣象局氣象站觀測之 DSI 小時累積量比對，在低海拔的測站之相關係數可超過 0.9，與高海拔測站的相關係數稍低(~0.8)，MTSAT pixel 解析度以及次網格的雲霧都是造成 SDEM 估算 DSI 失準的原因。然而，SDEM 提供了大範圍逐時的 DSI 分布和變化，可以滿足環境調查、太陽能應用與生態研究等應用之參考。

關鍵字：向下太陽輻射通量、MTSAT 衛星影像、數位地形資料

---

\*1 通訊作者：林博雄

## 一、前言

太陽輻射為驅動地球大氣運動的主要能量，從行星尺度的大氣環流到小尺度的地面蒸發散作用等等，因此監測穿越地球大氣層抵達地球表面的太陽輻射通量，又稱之為向下太陽輻射通量 (Downward Solar Irradiance, 以下簡稱 DSI)，有助於我們了解地面與大氣之間的能量交換，提供生物圈活動的基本資訊，甚至是工業設計之需求 (如太陽能板最佳方位調整)。然而，DSI 的時空分布並非恆常不變，首先到達大氣層頂的太陽輻射可由三組因子所決定，它們分別是緯度、太陽時角、日地距離(Liou, 2002)；經過大氣到達地面的太陽輻射則是受到大氣分子、懸浮微粒、雲的吸收與散射。太陽輻射經過大氣衰減之後，最後受到地形效應的遮蔽或是漫射反射等影響，更加造成地面所量測到的 DSI 在時空上的分布極不均勻。

過去有關推算地面 DSI 量值與空間分布之研究文獻，主要採用物理模式與統計模式兩類方向。物理模式考慮懸浮微粒、氣體分子、水氣、雲滴等變數對於太陽輻射穿越大氣的吸收與散射等影響，然後計算到達地面的 DSI 量值；而這些變數的大氣垂直分布剖面，是由即時探空觀測或是實驗與氣候平均值提供；相對地，統計模式不考慮大氣輻射傳遞過程的細節，直接使用若干地面氣象參數與太陽輻射的統計關係來快速計算 DSI。顯然地，物理模式比統計模式更能精細地計算 DSI，但前提是需要有正確的各種大氣因子垂直剖面資訊。統計模式雖然簡約，如果能擴大參與統計計算的非傳統常態性的觀測要素種類 (比如懸浮微粒、光學厚度)，其適用性更具有參考性。此外，為擴大 DSI 推算的空間分布，衛星

遙測的變數 (比如可見光反照率) 也被納入 DSI 推算的物理或統計模式之中。

繞極軌道衛星在時間的粗解析度，無法探討 DSI 於一天時間尺度內的變化 (Haar and Ellis, 1987)，因此地球同步衛星較為適合 DSI 的推算。Tarpley (1979) 採用 GOES 地球同步衛星資料所估算的日平均 DSI 的標準差與觀測值日平均的標準差相差 10%。Gautier *et al.* (1980) 利用 GOES-2 衛星的可見光波段亮度值估算加拿大南部 DSI，考量懸浮微粒的雷氏散射與水氣吸收效應，並假定雲的反照率和吸收率與衛星接收的亮度值為線性關係。該模式估算多倫多、蒙特羅和渥太華三地在 1978 年春夏兩季的 DSI 並與 DSI 觀測值進行逐日累積量比對，比對結果之平均誤差為 9%。Otani *et al.* (1994) 於日本架設了 14 個地面測站，利用 GMS 衛星影像資料來建立日本地區的 DSI 統計模式，簡化大氣效應中的物理過程，並以衛星可見光波段資料來定義地面反照率，取用 14 天做為討論時段，挑選其中衛星觀測所得知反照率的最小值，以去除雲的影響。其研究結果指出在 2392 個比對結果，小時累積量的模式輸出與觀測值之均方根誤差 (Root Mean Square Error, 以下簡稱 RMSE) 為 25.12%，但相關係數為 0.942。Illera *et al.* (1995) 根據 Tarpley (1979) 的方法使用 METEOSAT 衛星影像資料計算空間解析度 50 km 的 DSI 小時累積量，該模式也探討逐時 DSI、太陽天頂角、衛星可見光波段資料和雲量之間的關係，依照不同雲量情況來建立不同的 DSI 推算之迴歸方程式，逐日輻射量的推算誤差約 9.2%。Tanahashi *et al.* (2001) 利用 GMS 衛星可見光和紅外光波段影像做為輸入變數，並考慮水氣與臭氣的吸收效應，DSI 估算的 RMSE 約為 8~14% 左右。

台灣地區對於 DSI 的研究主要在利用 DSI 地

面觀測資料來分析懸浮微粒光學效應(林, 2002; 陳, 2004); 賴(2003)曾利用日本 GMS-5 地球同步衛星可見光影像的反照率資料, 估算陳有蘭溪集水區內 DSI 之時空分佈, 該文獻推算 DSI 的架構是兼容上述若干文獻的物理模式以及統計模式特色, 並加入陳有蘭溪集水區高解析度的地形資料, 來考慮地形起伏對於陽光直射的遮蔽效應和斜坡的漫射與反射影響(Lai *et al.*, 2010)。本研究將延續其研究架構, 採用日本 MTSAT 地球同步衛星可見光影像資料, 結合臺灣全島高解析度的數位地形資料 (Digital Terrain Model, 以下簡稱 DTM), 設計一套 Satellite-Based DSI Estimation Model (以下簡稱為 SDEM), 擴大探討臺灣全島 DSI 高時空解析度之推算並加以驗證其空間擴大的可行性。第二節我們將說明本研究引用資料之來源與特性, 第三節再具體說明 SDEM 結構和資料輸入輸出的計算方法, SDEM 估算與 DSI 地面觀測的驗證將在第四節討論, 最後是總結與展望。

## 二、資料來源與處理

為了探討 DSI 於一天時間尺度內的變化, 本研究採用 MTSAT 地球同步衛星可見光影像資料 (中央氣象局衛星中心提供) 做為 SDEM 模式的輸入變數之一。MTSAT 位於東經 140 度的赤道上空 35,800km 處, 約每半個小時掃描東亞地區一次。MTSAT 酬載了 4 個紅外光波段和 1 個可見光波段的輻射計。紅外光波段星下點的資料解析度為 4km; 可見光波段星下點的解析度則為 1km。衛星所酬載的輻射計在掃描地表時, 由於衛星本身自轉將造成影像有不規則的位移而無法準確的定出地面絕對位置, 比如日本學者 Tanahashi (2000) 曾利用 GMS-5 估算逐時 DSI 的研究中指出, GMS-5 衛星影像陀螺般不規則的位移所造成

的估算誤差最大約為  $80\text{Wm}^{-2}$ 。本研究因為引用了高解析度 DTM 資料來估算 DSI 受地形的影響, 所以在處理衛星資料之前必須再次校準衛星影像位置與 DTM 空間位置, 以減少誤差產生。兩種資料的校準定位方法是以東經 119 度、北緯 25.5 度為原點, 衛星影像以 0.005 經緯度間隔重新輸出, 第一作者再以人工判讀方式移動每一張衛星影像, 使得衛星影像台灣海岸輪廓(因海面與陸地可見光反照率不同所造成)與 DTM 的海岸輪廓完全重合。此一方法的缺點是當台灣上空若被大範圍雲層籠罩之時, 衛星影像的台灣海岸輪廓無法辨識而放棄校準。然而, 此時雲層籠罩下方的 DSI 空間差異也相對較小, 因此我們預期此一天氣狀況下雖無資料的空間校準, 但不致影響 DSI 估算結果太大。DTM 網格資料來自於行政院農業委員會委託林務局農林航空測量所, 資料空間解析度為 40 m。為了配合上述的 MTSAT 衛星影像校準定位, 我們將 DTM 海拔高度資料以 1 km 平方先進行數據平均化, 再演算出坡度和坡向資訊。

地面植被部份, 我們引用 90 年代台灣土地利用調查之結果做為地面植被資料的基底, 因為早期土地利用調查的結果並不完整, 所以我們利用美國航空太空總署 (NASA) Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAA) 反演 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 波段 2 與波段 3 得到的陸地植被種類來加以補充。得到完整的台灣地區土地植被資訊後, 再利用美國地理測量 (U.S. Geological Survey) 土地利用系統 (Land Use/Land Cover System) 所提供之 24 類植被-反照率對照表, 建立本研究空間解析度為 1km 的地面反照率 ( $\rho_g$ ) 的背景資訊。

SDEM 模式驗證方面, 我們採用兩種 DSI 觀測資料與 SDEM 的估計值比對, 這兩種 DSI 觀測

資料分別來自於中央研究院環境變遷中心(以下簡稱 RCEC)於台北台灣大學校園和中央氣象局南區氣象中心的太陽輻射觀測站，以及中央氣象局全臺各地的綜觀氣象站。RCEC 與中央氣象局皆採用 Eppley Lab. 公司所出產的 Precision Spectral Pyranometer，進行量測全天空 DSI 量值。RCEC 觀測站以 1Hz 時間採樣率記錄 DSI 數值，由於 SDEM 採用了 MTSAT 衛星影像資料(約每 30 分鐘 1 筆)做為輸入參數，我們乃取用 RCEC 與 MTSAT 觀測時間相同的分鐘平均值做為 SDEM 之驗證值。此外，中央氣象局氣象站僅記錄 DSI 之小時累積量，但 SDEM 估算值為 MTSAT 觀測時刻之瞬間值，因此在進行比對之前，SDEM 估算值必須先經過 1 小時的時間積分，再與中央氣象局氣象站 DSI 資料比對。MTSAT 觀測時間固定，每小時可提供 2 至 3 筆資料，進行時間積分時，先判斷 1 小時內有多少筆估算值，用來決定估算值加權的時間長度。例如 1 小時內有 3 筆 MTSAT 資料，此一小時的 DSI 累積量則為三份衛星估算值各乘上 1/3 小時(20 分鐘)的累加值。

### 三、SDEM 架構

依據太陽輻射( $I_{sc}$ )到達大氣層頂( $I_0$ )、穿透大氣( $I_{air}$ )、到達地面( $I_g$ )的時間順序，我們依序說明天文因素、大氣效應和地形效應在 SDEM 中的 DSI 修正計算細節。以下本文符號代表意義請參見表 1。

#### (一) 天文因素

本研究採用 Frohlich and Brusa (1981) 研究 8 種觀測資料後的太陽常數(solar constant,  $I_{sc}$ )， $1367 \text{ Wm}^{-2}$  為建議值，再以 Duffie and Beckman (1980) 提出的方程式進行因日地距離變動的太陽

常數修正。太陽入射線與赤道面夾角隨著地球公轉而呈週期性變動之太陽赤緯(declination,  $\delta$ )則採用 Cooper (1969) 提出的方程式進行計算。地球

表 1 本文符號採用之意義列表

| 符號           | 意義               | 單位               |
|--------------|------------------|------------------|
| $\theta_A$   | 太陽方位角            | degree           |
| $D_{ir}$     | 直射輻射量            | $\text{Wm}^{-2}$ |
| $D_{if}$     | 散射輻射量            | $\text{Wm}^{-2}$ |
| $d$          | 日地距離             | Km               |
| $d_m$        | 平均日地距離           | Km               |
| $H_\phi$     | 地形遮蔽之天頂角         | degree           |
| $I_{sc}$     | 太陽常數 (1367)      | $\text{Wm}^{-2}$ |
| $I_0$        | 經天文因子修正後之太陽常數    | $\text{Wm}^{-2}$ |
| $I_{air}$    | 考慮大氣效應修正之太陽輻射量   | $\text{Wm}^{-2}$ |
| $I_g$        | 到達地面之向下太陽輻射量     | $\text{Wm}^{-2}$ |
| $i$          | 方位角 0~359，間距 1 度 | degree           |
| $J$          | 太陽日              | dimensionless    |
| $K_t$        | 晴空指數             | dimensionless    |
| $R_d$        | 散射比例因子           | dimensionless    |
| $R_{cf}$     | 周遭地形反射輻射量        | $\text{Wm}^{-2}$ |
| $S$          | 地表坡度             | degree           |
| $T$          | 大氣透射率            | dimensionless    |
| $t$          | 當時時刻             | hour             |
| $\tau_{500}$ | 500nm 之氣膠光學厚度    | dimensionless    |
| $\theta$     | 太陽天頂角            | degree           |
| $\phi$       | 地理緯度             | degree           |
| $\delta$     | 太陽赤緯             | degree           |
| $\omega$     | 時角               | degree           |
| $\rho$       | 衛星可見光波段之反照率      | dimensionless    |
| $\rho_g$     | 地面反照率            | dimensionless    |

上任意地點任意時刻的太陽天頂角 (solar zenith angle, 以下簡稱  $\theta$ )、太陽方位角 (solar azimuth angle,  $\theta_A$ )，則可由地理緯度 (latitude,  $\phi$ )、太陽赤緯及時角 (hour angle,  $\omega$ ) 之關係式由球面三角公式推導而得 (曾, 1988)。以下分別為太陽赤緯、太陽天頂角、太陽方位角和太陽常數年際變化之計算公式：

太陽赤緯 ( $\delta$ ; Cooper, 1969)：

$$\delta = 23.45^\circ \cdot \sin \left[ \frac{360}{365} (J + 284) \right]$$

其中  $J$  為太陽日 (Julian Day)

太陽天頂角 ( $\theta$ ; 曾, 1988)：

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega$$

其中  $\omega$  為時角，正午為零度，下午為正；上午為負。可由當時時刻 ( $t$ ) 所決定：

$$\omega = 15^\circ (t - 12)$$

太陽方位角 ( $\theta_A$ ; 曾, 1988)：

$$\cos \theta_A = \frac{\sin \delta - \sin \phi \cos \theta}{\cos \phi \sin \theta}$$

太陽常數年際變化修正 (Duffie and Beckman, 1980)：

$$(d_m/d)^2 = 1 + 0.033 \cos(2\pi \cdot J/365)$$

$$I_o = I_{sc} \cdot (d_m/d)^2$$

## (二) 大氣效應

大氣中影響太陽輻射的因素與分子種類相當多樣，本研究的 SDEM 以大氣透射率 (以下簡稱  $T$ ) 代表大氣整體衰減 DSI 的單一參數。我們參考 Chou *et al.* (2006) 針對氣膠對於 DSI 影響所求得的  $T$  與氣膠光學厚度 (Aerosol Optical Depth, 以下簡稱 AOD) 之關係式，來推算臺灣各地晴空下的大氣透射率。

AOD 與  $T$  之關係式：

$$T = \alpha + \gamma \tau_{500} / \cos \theta$$

其中：

$T$  為大氣透射率

$\tau_{500}$  為波段為 500 nm 的氣膠光學厚度

$\theta$  為太陽天頂角

$\alpha$  和  $\gamma$  分別為迴歸參數並且與  $\cos \theta$  的關係式如下：

$$\alpha = 0.366 + 0.811 \cos \theta - 0.431 (\cos \theta)^2$$

$$\gamma = -0.0030 - 0.181 \cos \theta + 0.0527 (\cos \theta)^2$$

臺灣地區 AOD 空間分布特徵，依據第二作者與中央研究院環境變遷研究中心合作的觀測結果如圖 1 所示：

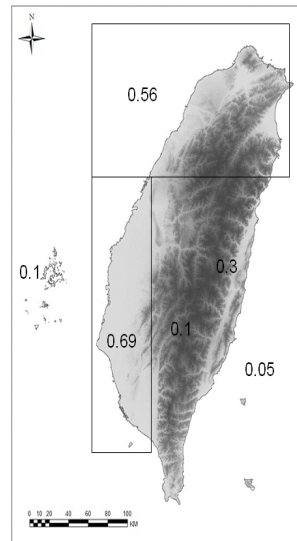


圖 1 參數化台灣地區 AOD 之空間分布示意圖。

高度 > 1000m, AOD = 0.1

高度 < 1000m, 地理位置 24.5N° 以北, 120 ~

122.0E°之間：AOD = 0.56

高度 < 1000m，地理位置 24.5N°以南，120 ~ 120.7E°之間：AOD = 0.69

高度 < 1000m，其他地區：AOD = 0.3

MTSAT 衛星可見光影像 pixel 代表的行星反照率( $\rho$ )， $\rho$  會隨著太陽天頂角變動，因此我們將  $\rho$  乘以太陽天頂角  $\theta$  的餘弦值，做為垂直離開地球表面的太陽輻射量之分量所占進入大氣層太陽輻射量的比例。本研究所使用的地面反照率為植被資料所對照而得，為一定值，由於台灣地區地面有冰雪覆蓋的情況並不常見，所以行星反照率的增加主要為大氣中雲的作用。本研究採用衛星所觀測的  $\rho$  除以太陽天頂角的餘弦值進行  $\rho$  的修正，若是修正後的  $\rho$  大於地面反照率  $\rho_g$ ，則模式將該網格視為有雲的環境。經過大氣效應的 DSI ( $I_{air}$ )的計算式是：

$$I_{air} = I_0 \cdot \cos \theta \cdot (1 - \rho / \cos \theta) \cdot T$$

$$\rho / \cos \theta > \rho_g$$

反之則是為晴空個案，以下式估計 DSI：

$$I_{air} = T \cdot I_0 \cdot \cos \theta \quad \rho / \cos \theta \leq \rho_g$$

通過大氣到達地面上空的  $I_{air}$  經由散射輻射比例因子( $R_d$ )來區分成天空光散射輻射量與直射輻射量，以便於進行第三階段的地形效應修正。

由於天空光散射輻射量的觀測與儀器維護較為繁瑣而不普遍，Liu and Jordan (1960)首先提出天空光散射輻射量與 DSI 的關係並加以進行天空光散射量的預測，該研究使用每小時的晴空指數( $K_t$ )做為參數試圖估算天空光散射輻射量， $K_t$ 為每小時的地面輻射量與不考慮大氣效應之輻射量的比值 ( $I_g / I_0 \cdot \cos \theta$ )。後人持續增加其他參數(如太陽高度、氣溫、衛星資料與相對濕度)來增加

估算天空光散射輻射量的準確性 (Iqbal, 1980; Erbs et al., 1982; Riendl et al., 1990; Oozawa et al., 2002)。本研究採用賴(2003)所提出之經驗式來估算台灣地區的  $R_d$ ，晴空指數  $K_t$ 、太陽天頂角  $\theta$  以及衛星觀測行星反照率  $\rho$  為該經驗式估算散射輻射比例因子  $R_d$ 所需變數：

$$K_t = \frac{I_g}{I_0 \cdot \cos \theta}$$

$$R_d = \frac{0.9079 K_t^{-3.2922}}{0.4649^{-3.2922} + K_t^{-3.2922}}, \quad 0 \leq \rho \leq 0.1$$

$$R_d = \frac{0.9280 K_t^{-4.9750}}{0.5881^{-4.9750} + K_t^{-4.9750}}, \quad 0.1 < \rho \leq 0.2$$

$$R_d = \frac{0.9691 K_t^{-3.3004}}{0.6910^{-3.3004} + K_t^{-3.3004}}, \quad 0.2 < \rho \leq 1.0$$

### (三) 地形效應

在複雜地形上計算 DSI，需再區分為直射輻射量、天空光散射輻射量、地形反射輻射量等 3 個分量 (圖 2)：

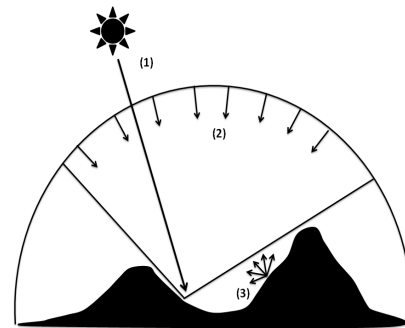


圖 2 複雜地形上三種不同輻射光來源，(1)太陽直射輻射(2)大氣散射輻射(3)坡地附近區近物體之反射和散射。

(a) 直射輻射量( $D_{ir}$ )：DSI 直射輻射量首先受到地形的遮蔽影響，若是太陽高度角小於地形遮蔽的高度角時，觀測點的直射輻射量將受到遮

蔽，因此  $D_{ir}$  為 0。若是太陽高度角大於地形高度角，則  $D_{ir}$  將是  $I_{air}$  扣減  $D_{if}$  的數值。

(b) 天空光散射輻射量( $D_{if}$ )：此一分量的估算相當困難，主要是因為天空光散射量有很高的異向性，並且隨著時空有相當大的變異，很難掌握大氣的實際散射方向；因此，本研究假設由空氣分子造成的天空光散射輻射量在各方向上有等同的強度，無論當時太陽所在的位置。我們由先前的假設認定天空光散射輻射量為均向性質，在此假設之下，網格所能接收到的天空光散射輻射量與該網格的「全天光空域面積」成正比。若考慮一個周圍無地形遮蔽的網格，該網格之全天光空域面積應為完整的圓；若考慮周圍有地形遮蔽的網格，該網格所能見之全天光空域面積必小於完整的圓形，全天光比例因子 (Sky View Factor，以下簡稱 SVF) 為遮蔽效應下的全天光空域面積與無遮蔽時的全天光空域面積之比值。我們利用 DTM 資料進行網格高程比對，求出每一網格於各方位角 ( $i$ , 0 至 359, 間隔 1 度) 之遮蔽天頂角( $H_\phi$ )，利用各方位角的遮蔽天頂角可另求得網格之 SVF，全天光空域比例因子計算方式如下 (賴, 2003)：

$$SVF = \sum_{i=0}^{359} \sin^2 \left( \frac{H_\phi}{360} \right)$$

(c) 地形反射輻射量( $R_{ef}$ )：因地形起伏與太陽天頂角、受輻射面之坡向與坡度等三個變數在時空變化下具有相當大的異向性，造成模式估算的困難。地形反射輻射量的計算方式可以採用精確方式，或是近似方式。Duguay (1993) 指出精確模式的計算相對於近似方法並不能有效提高估算的精確度。相對於全部的太陽輻射量，此部分的貢獻量較低，因此本研究採用 Lai *et al.* (2010) 方法，假設變數為均向性來估算  $R_{ef}$  而且僅對受輻射

面之坡度( $S$ )進行修正，以下式估算：

$$R_{ef} = 2.19 \left( \frac{1 + \cos S}{2} - SVF \right) \cdot I_g \rho_g$$

簡而言之，天文因素主要是「日地距離」和太陽位置的「季節與日夜」兩項變因，來影響大氣層頂太陽常數( $I_{sc}$ )的修正值，求得  $I_0$ 。大氣效應主要考量「氣膠」與「雲」兩項變因，分別由 AOD 以及 MTSAT 可見光波段的行星反照率( $\rho$ )來反映。 $I_{air}$  經過散射比例因子( $R_d$ )區分為直射輻射量( $D_{ir}$ )和天空光散射輻射量( $D_{if}$ )。這兩項參數依地形與地面資訊逐一修正並考慮此兩參數的地形反射輻射量( $R_{ef}$ )，最後得到  $I_g$ 。

#### 四、DSI 估算驗證與分析

##### (一) 大氣透射率推算方法之驗證

理想的「晴空」是指視線所及的天幕晴朗無雲，因此 Pyranometer 所測量到的 DSI，由日出到日落將呈現對稱平滑的  $\cos$  函數曲線。若是一天之中有雲塊進入 Pyranometer 觀測上空，則 DSI 數據呈現跳動。本研究先以 DSI 觀測數據之曲線是否平滑來主觀判定是否為晴空條件，用來探討 AOD 估算的大氣透射率在 SDEM 是否合理。在 2006~2007 年期間 RCEC 太陽輻射觀測站中所主觀判定的全天晴空個案，台南測站個案計有 39 天，台北測站個案數則有 13 天；此外我們採用太陽天頂角小於  $85^\circ$  的時段，以避免小於 DTM 尺度範圍的地形造成的誤差。台南測站 39 個個案比對資料的散佈圖 (圖 3a)，共有 796 個比對資料點，相關係數為 0.99，平均偏差誤差 (MBE) 為  $-31.1 \text{ Wm}^{-2}$ ，均方根誤差 (RMSE) 為  $55.4 \text{ Wm}^{-2}$ 。而台北測站 (圖 3b) 共有 284 個對比資料點，相關係數為 0.98，MBE 為  $19.5 \text{ Wm}^{-2}$ ，RMSE 為 51.3

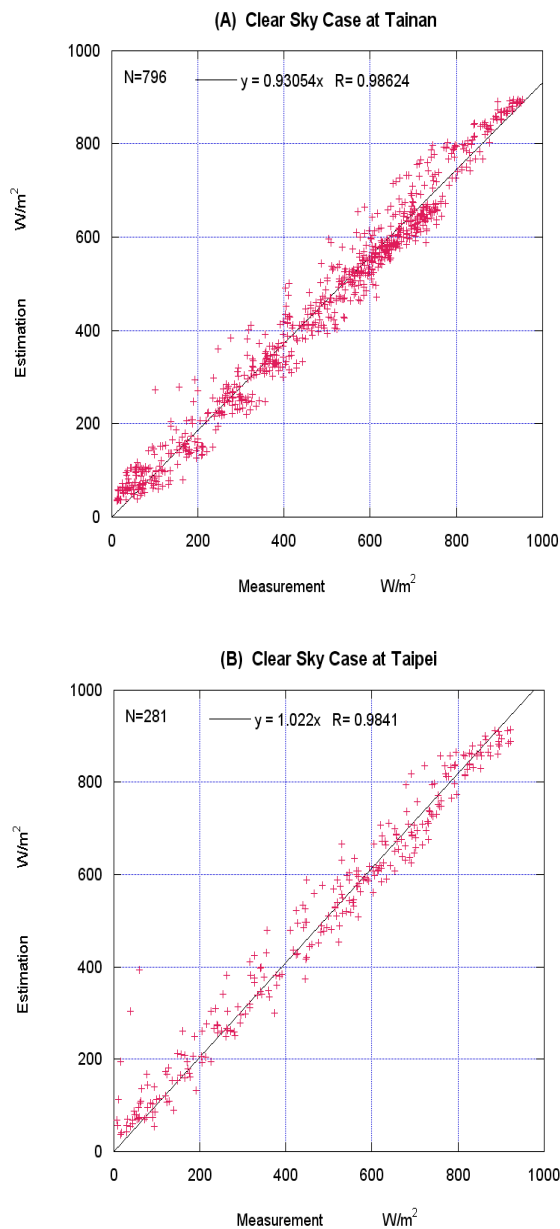


圖 3 (a) RCEC 台南測站主觀判斷之晴空個案比對散佈圖，相關係數為 0.99，圖中橫座標為 DSI 觀測值，縱座標為 SDEM 估計值。  
(b)同圖 3a，但地點為 RCEC 台北站，相關係數為 0.98。

$\text{Wm}^{-2}$ 。由以上比對結果得知，SDEM 模式於晴空個案的估算上，在台南有輕微的低估現象，但在台北則為輕微高估的現象，誤差來源可能是缺乏更精確的 AOD 空間分布來進行估算，不過兩地之實驗結果都有很好的線性關係，因此我們認為以 AOD 來決定晴空透射率之經驗式乃是可行的方法。

本研究進一步檢視 MTSAT 衛星行星反照率與地面植被反照率比較，來客觀判定該視點是否為晴空。首先將進行 RCEC 台南站和台北站採用衛星影像可見光波段反照率之修正值是否大於地面反照率所決定的晴空個案之估算值與 Pyranometer 觀測值的比對，進而比較主觀判斷晴空個案與利用衛星觀測行星反照率之修正值判斷晴空個案的差異。由台灣土地使用分類所對照得到 RCEC 台南站和台北站之地面反照率均為 0.15。台南站共有 3619 個樣本進行比對，比對結果（圖 4a）之相關係數為 0.96，MBE 為  $20.8 \text{ Wm}^{-2}$ ，RMSE 為  $133.6 \text{ Wm}^{-2}$ 。台北站樣本數量有 3699 筆，比對結果（圖 4b）之相關係數為 0.93，MBE 為  $61.0 \text{ Wm}^{-2}$ ，RMSE 為  $176.6 \text{ Wm}^{-2}$ 。換言之，透過 MTSAT 衛星行星反照率  $\rho$  來決定晴空條件，估算的 DSI 比經由地面觀測主觀判定晴空來的較不準確，尤其當 DSI 小於  $200 \text{ Wm}^{-2}$  時，SDEM 估算結果有顯著高估，雖然 MTSAT pixel 解析度已達 1 km，但是網格點之內的雲塊仍然會造成地面單點 DSI 觀測量的變動。

在非晴空（有雲）條件下 SDEM 的 DSI 估算結果方面，圖 5a 顯示估算結果與台南測站的 3083 份比對樣本的驗證結果，兩者的相關係數為 0.88，MBE 為  $-12.5 \text{ Wm}^{-2}$ ，RMSE 為  $150.7 \text{ Wm}^{-2}$ ；相對地，台北測站的比對樣本數量（4972 筆，圖 5b），呈現的相關係數下降到 0.81，MBE 為 97.1



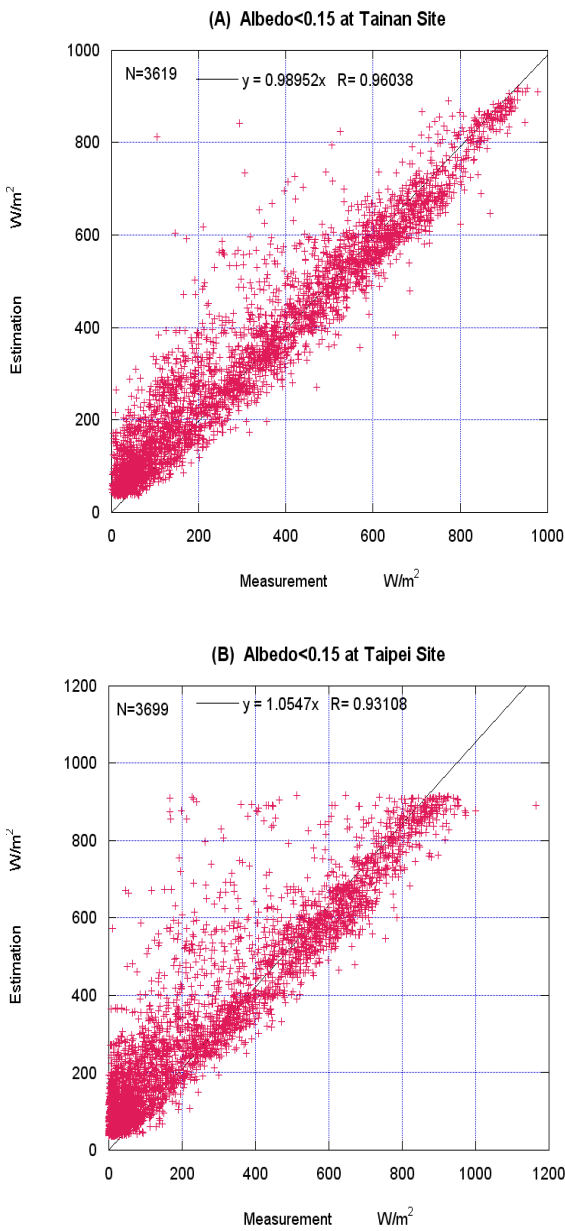


圖 4 (a) RCEC 台南測站利用衛星資料定義之晴空個案的比對散佈圖，相關係數為 0.96，圖中橫座標為 DSI 觀測值，縱座標為 SDEM 估計值。  
 (b) 座標軸同 4a，但地點為 RCEC 台北站，相關係數為 0.93。

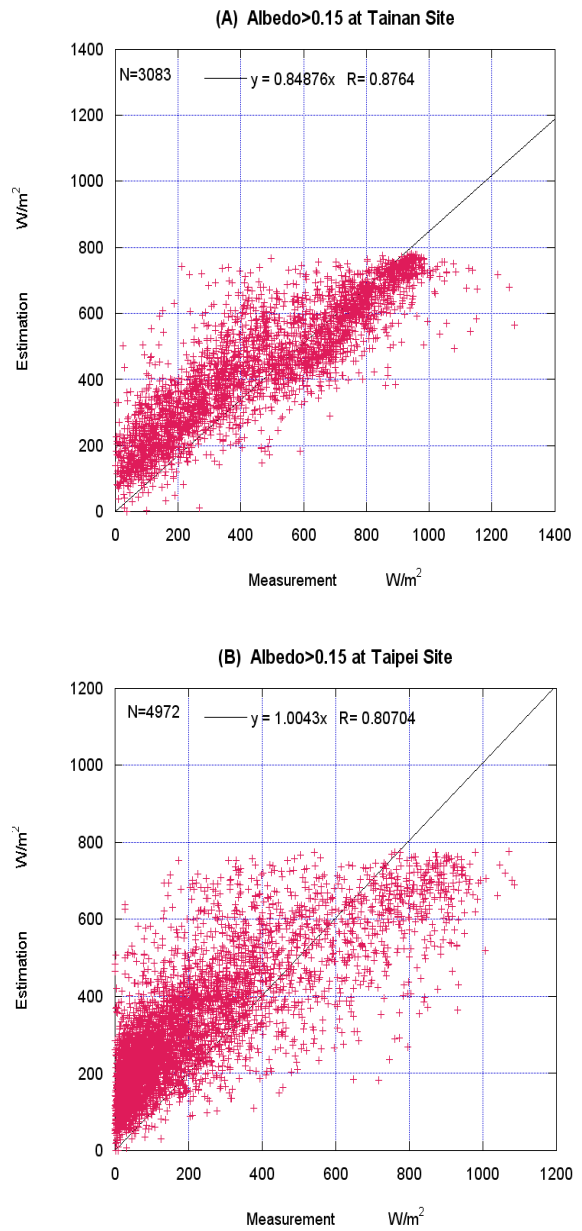


圖 5 (a) RCEC 台南測站利用衛星資料定義之有雲個案的比對散佈圖，相關係數為 0.88，圖中橫座標為觀測值，縱座標為 SDEM 估計值。  
 (b) 座標軸同 4a，但地點為 RCEC 台北站，相關係數為 0.81。

$\text{Wm}^{-2}$ ，RMSE 為  $167.4 \text{ W m}^{-2}$ 。由於台北雲量變化大於台南，我們認為有雲情況下 DSI 估算誤差會明顯增大，當實際 DSI 小於  $600 \text{ Wm}^{-2}$  的天氣條件，SDEM 會高估 DSI 數量；而當實際 DSI 大於  $600 \text{ Wm}^{-2}$ ，SDEM 模式則是低估 DSI。我們再進一步透過 2007 年 1 月 24~25 日 RCEC 台北測站 DSI 觀測值與 SDEM 估算值的逐時比較，來分析 SDEM 在有雲條件的誤差可能來源；圖 6a 顯示全天有雲環境下的 SDEM 大氣效應並未充分描述實際觀測，並且當雲量增多時 SDEM 估算值未能顯著下降；圖 6b 則是突顯 10:30 LST 過後雲量減少時，SDEM 的估算值卻是表現在有雲環境下的量值，可能因為行星反照率  $\rho$  未能即時反應天空狀況，造成 SDEM 低估的情況，另外衛星的空間解析度為 1 km，而測站觀測為單點資料，觀測資料顯示 10:00 LST 至 12:00LST 雖然雲量減少但仍有雲短暫影響，顯示測站周遭並非完全無雲，因此空間解析度的差異也可能是誤差來源。

綜合言之，透過 AOD 參數決定大氣透射率，已考慮了氣膠效應並對於晴空下的 DSI 估算有相當程度的掌握，但是 MTSAT 行星反照率對於雲量變化的掌握度仍有落差，造成 DSI 估算仍無法準確掌握。

若要取得複雜地形區域的 DSI 觀測資料，勢必得在山區架設太陽輻射計進行觀測，由於 DSI 觀測儀器運作所需要的電力與人力維護難以大量在山區進行，因此本研究利用 2006 年至 2007 年中央氣象局全島 20 處氣象測站所觀測 DSI 之小時累積量資料，做為比對 SDEM 估算 DSI 值之來源。由於 MTSAT 衛星可見光影像大約每半小時一份，因此本研究需將 SDEM 估算值進行時間積分來求得小時累積量，我們採取氣象測站小時累積雨量為零（無降水）的 DSI 資料來進行比對驗

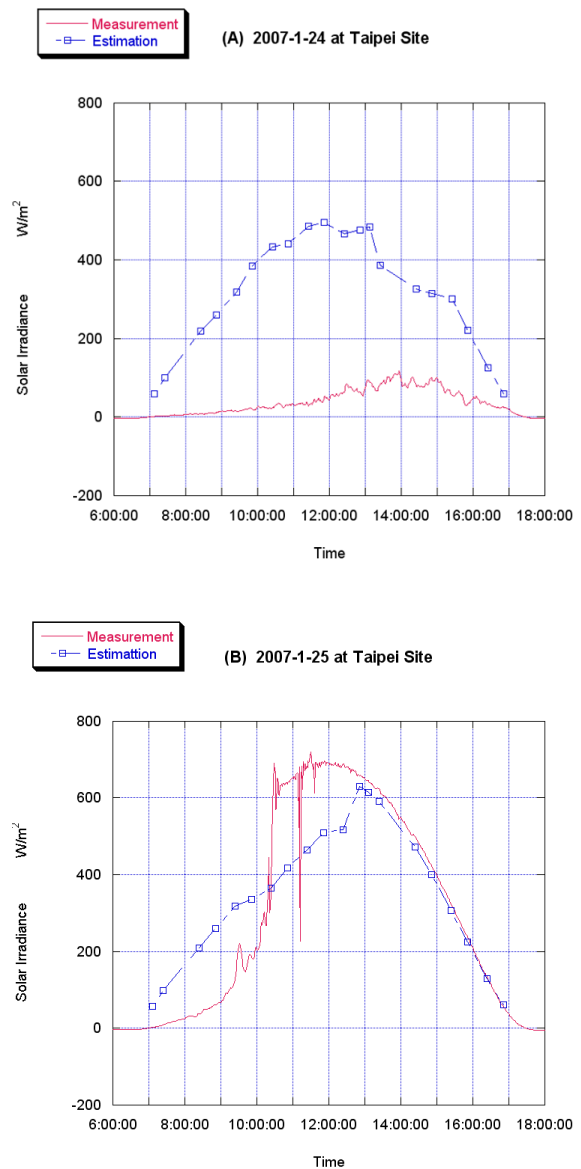


圖 6 (a)全天有雲之 DSI 觀測值與 SDEM 估算值之時間序列圖，時間為 2007 年 1 月 24 日。橫座標為當地時間，縱座標為 DSI 量值；紅色曲線為 RCEC 台北站觀測值，藍色方點連線為 SDEM 估計值。  
(b)早上有雲個案之觀測值與 SDEM 估算值時間序列圖，時間為 2007 年 1 月 25 日，座標同圖 6a。

證。表 2 整理了這 20 處測站的線性迴歸式與相關係數結果，可發現地形起伏越大以及高度越高的測站的相關係數越低，海拔最高的阿里山測站相關係數最低，不過 SDEM 估算值仍可達 0.81 相關。

表 2 2006 年至 2007 年 SDEM 估算值(Y)與中央氣象局氣象測站 SDI 觀測值(X)的比對結果。

| 站名  | 線性迴歸式   | 相關係數 | 海拔高度    | 坡度  |
|-----|---------|------|---------|-----|
| 宜蘭  | Y=1.02X | 0.94 | 7.2m    | 0 度 |
| 高雄  | Y=1.04X | 0.94 | 2.3m    | 0 度 |
| 台東  | Y=0.90X | 0.94 | 9.0m    | 0 度 |
| 梧棲  | Y=1.17X | 0.93 | 31.73m  | 0 度 |
| 嘉義  | Y=0.77X | 0.93 | 26.9m   | 0 度 |
| 大武  | Y=0.99X | 0.93 | 8.1m    | 1 度 |
| 新竹  | Y=0.89X | 0.92 | 34.0m   | 1 度 |
| 台南  | Y=0.89X | 0.92 | 13.8m   | 1 度 |
| 台北  | Y=1.01X | 0.92 | 5.3m    | 0 度 |
| 恆春  | Y=1.01X | 0.92 | 22.1m   | 0 度 |
| 基隆  | Y=0.98X | 0.91 | 26.7m   | 2 度 |
| 台中  | Y=0.77X | 0.91 | 34.0m   | 1 度 |
| 淡水  | Y=0.96X | 0.91 | 19.0m   | 2 度 |
| 成功  | Y=1.02X | 0.90 | 33.5m   | 1 度 |
| 蘭嶼  | Y=1.07X | 0.87 | 324.0m  | 7 度 |
| 日月潭 | Y=0.93X | 0.86 | 1014.8m | 2 度 |
| 鞍部  | Y=0.80X | 0.86 | 825.8m  | 5 度 |
| 花蓮  | Y=0.98X | 0.85 | 16.0m   | 1 度 |
| 蘇澳  | Y=0.96X | 0.84 | 24.9m   | 1 度 |
| 阿里山 | Y=0.80X | 0.81 | 2413.4m | 7 度 |

有了 SDEM 估算的高相關驗證結果，我們進一步分析台灣地區 DSI 逐月累積量的時空分佈特徵。由於 SDEM 的 DSI 資料之時間尺度與 MTSAT 衛星掃描臺灣的行星反照率資料相同，因此在進

行單月 DSI 累積計算時，必須進行時間積分並以 MJ/m<sup>2</sup>-day 為單位。由圖 7a~7b 可觀察到 2006 年台灣地區 DSI 累積值由 1 月逐漸增加，增加的區域由南部開始，逐漸往北擴散，而且西部平原增加的速度較其他區域快；4 月時，西南部平原地區就比相同緯度山區的輻射量要大，6 月時，全台的 DSI 累積量之大部份在 15MJ/m<sup>2</sup>-day 以上。台灣 DSI 單月累積最大值發生在 7 月與 8 月，西部地區高達 20MJ/m<sup>2</sup>-day，之後累積量開始逐漸減少，最先開始減少 DSI 累積量的區域為東北部地區，逐漸往西北方向擴散。到了 11 月和 12 月，台灣地區的 DSI 累積量分佈均勻，大部分地區介於 10 到 12MJ/m<sup>2</sup>-day。

由上述內容可以發現，SDEM 的 DSI 估算對於季節變化的趨勢有相當合理的描述；在冬季 DSI 的累積值最小，在夏季達到最大，以上的結果主要是反應天文因素的影響。而在相同緯度的地區，同一月份的 DSI 累積值可達 5 MJ/m<sup>2</sup>-day 左右的差異，其原因是由於 AOD 參數值不同以及地形效應的影響所造成。

## 五、總結與展望

本研究目標為設計一套估計台灣地區 DSI 時空分佈情況的模式，透過天文因素、大氣效應和地形效應，來逐一得出到達地面的 DSI 數值，並透過地面 Pyranometer 實際觀測值來加以驗證其可信度。SDEM 模式中的天文因素，由於變化較具規律性，本研究直接採用以往學者所建立之方程式。大氣效應部分，則考慮雲霧分佈之不確定性，因此以衛星影像做為雲霧分佈之參考資料。大氣效應之修正模式上，考量到太陽輻射傳遞中的簡單的物理過程，將影響因子區分為 AOD 與雲之作用，但由於要仔細描述此兩物理量對於輻

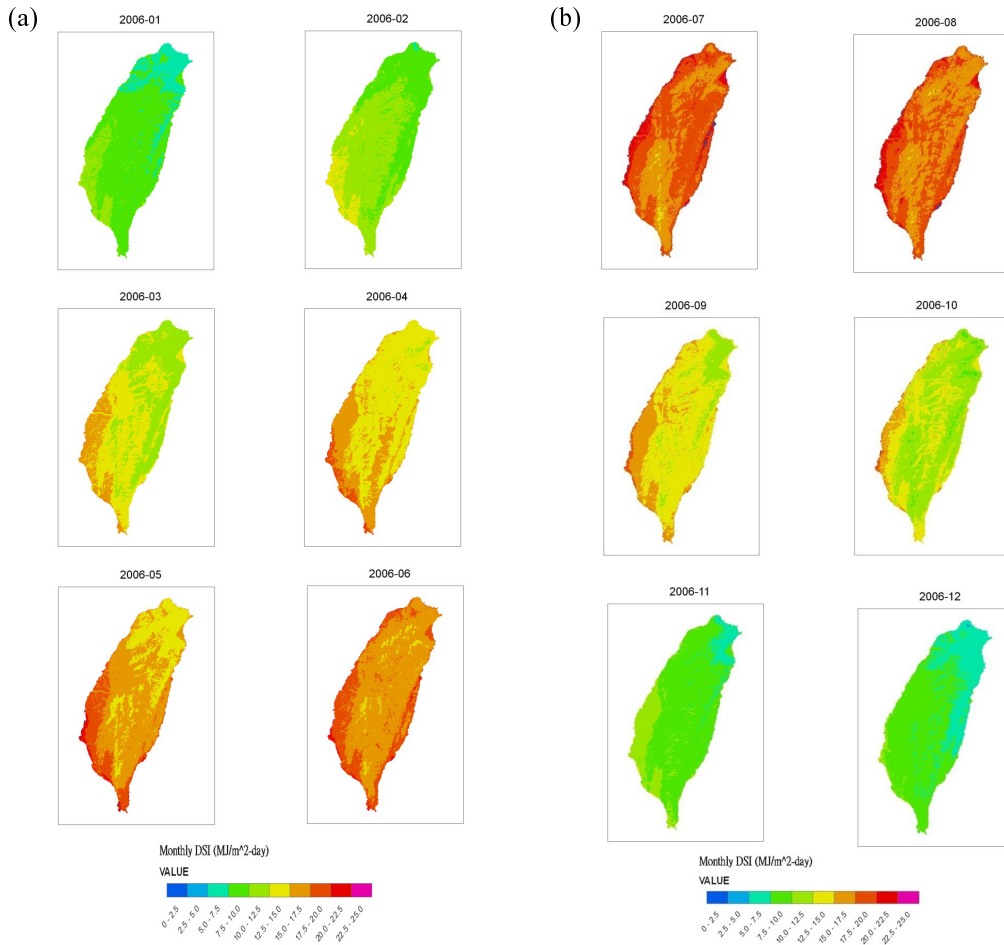


圖 7 (a) 2006 年 1 月至 2006 年 6 月之台灣地區 DSI 單月累積圖，輻射單位為  $\text{MJ}/\text{m}^2\text{-Day}$ 。  
 (b) 2006 年 7 月至 2006 年 12 月之台灣地區 DSI 單月累積圖，輻射單位為  $\text{MJ}/\text{m}^2\text{-Day}$ 。

射傳遞中的影響和兩者之間的交互作用有相當大的難度，因此本研究採用了經驗式來簡化問題。地形效應沿用 Lai *et al.* (2010) 探討地形對直接輻射的遮蔽與全光空域對於天空光散射輻射的影響之研究成果，做為地形效應修正之主要架構。研究結果發現，由晴空個案之下的 SDEM 估算值與 RCEC 之 DSI 觀測值，兩者相關係數可達 0.93 以上，有雲個案之相關係數也達 0.81 以上。由於 MTSAT 行星反照率對於雲量、雲種類和雲層厚度變化的掌握仍有不足，因此 SDEM 無法非常精確估算出 DSI，未來地球同步衛星反演資料擴充

後，SDEM 將可再加以精進改良。此外，SDEM 估算值與中央氣象局氣象測站觀測之 DSI 小時累積量比對，在低海拔的測站之相關係數可超過 0.9，與高海拔測站的相關係數稍低(0.81~ 0.9)，地形起伏越大以及高度越高的測站的相關係數越低，顯然 MTSAT pixel 解析度以及次網格的雲霧都是造成 SDEM 估算 DSI 失準的原因。然而，SDEM 還是提供了較大空間範圍以及逐時的 DSI 分布和變化，可以滿足環境調查、太陽能源應用與生態研究等應用之參考。

## 六、致謝

感謝中央氣象局衛星中心提供衛星資料，中央研究院環境變遷中心提供觀測資料，台灣大學大氣科學系雲與氣膠研究室提供地面反照率的資訊，中央大學大氣科學系周明達客座教授以及兩位審查委員提出諸多寶貴的建議，本文才得以完成。

## 參考文獻

- 林和駿，2002：春季台灣地區懸浮微粒之短波輻射效應，台灣大學大氣所碩士論文。
- 陳詠昌，2004：台灣地區衛星觀測及地面觀測之懸浮微粒光學特性，台灣大學大氣所碩士論文
- 曾忠一，1988，大氣輻射，聯經出版社，630 pp。
- 賴彥任，2003：集水區內太陽輻射量時空分佈估算之研究，台灣大學森林所博士論文。
- Chou, M. D., P. H. Lin, P. L. Ma and H. J. Lin, 2006: Effects of aerosols on the surface solar radiation in a tropical urban area. *J. Geophys. Res.* **111**, D15207, doi: 10.1029/2005JD006910.
- Cooper, P. I., 1969: The absorption of solar radiation in solar stills. *Solar Energy*, **12**, 333-346.
- Duffie, J. A. and W. A. Beckman, 1980: Solar engineering of thermal processes. *Wiley, New York*, p.762.
- Duguay, C., 1993: Radiation modeling in mountainous terrain: Review and status, *Mt.Res. and Dev.*, **13**, 339-357.
- Erbs, D.G., Klein S.A. and Duffie J.A., 1982: Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly average global radiation. *Solar Energy*, **28**, 293-302.
- Frohlich C., and R.W. Brusa, 1981: Solar radiation and its variation in time. *Sol. Phys.* **74**:209-215.
- Gautier, G., G. Diak, and S. Masse, 1980: A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 1005-1012.
- Haar, V. T. H., and J. S. Ellis, 1987: Determination of the solar energy microclimate of the United States using satellite data. *Final Report, NASA Grant NAS5-22372*, Colorado State University.
- Illera, P., Fernandez, A. and Perez, A., 1995: A simple model for the calculation of global solar radiation using geostationary satellite data. *Atmos. Res.*, **39**, 79-90.
- Iqbal, M., 1980: Prediction of hourly diffuse solar radiation from measured hourly global solar radiation on a horizontal surface, *Solar Energy*, **24**, 491-503.
- Lai, Y., M. Chou, and P. Lin, 2010: Parameterization of topographic effect on surface solar radiation, *J. Geophys. Res.*, **115**, D01104, doi:10.1029/2009JD012305.
- Liou, K. N., 2002: An Introduction to Atmospheric Radiation, 2nd ed., Academic, San Diego, Calif., 583 pp.

- Liu B.Y.H. and Jordan R.C., 1960: The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, **4**, 1-19.
- Osozawa, J., Kano H. and Tateishi, R., 2002: Estimation of solar radiation using GMS and DEM data for determination of suitable agricultural land. Asian Conference on Remote Sensing 2002.
- Otani, K. Saitoh, T., Tsuda, I., Kurokawa, K., 1994: Solar energy mapping by using cloud images received from GMS. First World Conference on Photovoltaic Energy Conversion, WCPEC, pp. 395-400.
- Riendl, D. T., Beckman, W. A. and Duffie, J. A., 1990: Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, **45**, 1-7.
- Tanahashi, S. H. Kawamura, T. Matsuura, T. Takahashi and H. Yusa, 2000: Improved estimates of hourly insolation from GMS S-VISSR data. *Remote Sens. Environ.*, **74**, 409-413
- Tanahashi, S. H. Kawamura, T. Matsuura, T. Takahashi and H. Yusa, 2001: A system to distribute satellite incident solar radiation in real-time. *Remote Sens. Environ.*, **75**, 412-422.
- Tarpley, J. D., 1979: Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1172-1181.

# Estimation of Downward Solar Irradiance over Taiwan from MTSAT Image and Digital Terrain Data

Feng Hsiao<sup>1</sup> Po-Hsiung Lin<sup>1\*</sup> Yen-Jen Lai<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

<sup>1\*</sup> corresponding author

<sup>2</sup> Experimental Forest, National Taiwan University

(manuscript received 29 October 2010 ; in final form 4 March 2011)

## ABSTRACT

The estimates of Downward Solar Irradiance (DSI) of the complex terrain, contribute to the understandings of various livelihood activities and scientific explorations in the Earth's biosphere. By taking advantages of the high spatial and temporal resolution, a geostationary satellite image becomes the best tool to estimate the distribution of DSI.

The former studies on DSI in Taiwan were limited to the use of ground DSI sporadic observation data to analyze the radiant attenuation of atmospheric aerosols. In this study, we followed Lai's (2003) work over Chenyulan River watershed and extended the domain to the whole Taiwan region. The DSI estimation process (Satellite-Based DSI Estimation Model, referred to as SDEM) is a combination of the MTSAT satellite high resolution visible image data and 40m resolution of digital terrain data in Taiwan. SDEM considers the effect of atmospheric aerosols and clouds, the terrain slopes blocking-diffusion-reflection effect, to calculate the DSI values on each pixel point of the MTSAT satellite data.

The correlation coefficient between DSI estimations of SDEM and minute-resolution ground DSI observations at Taipei and Tainan cities could reach 0.81 (cloudy situation) and more than 0.93 (clear-sky situation). Comparing with the hourly-accumulated DSI of Central Weather Bureau stations' measurements around Taiwan, the correlation coefficients are 0.8 (high-altitude station) to more than 0.9 (low-altitude stations). The deviation of SDEM DSI estimation might be caused by the coarse resolution of MTSAT pixel resolution and the sub-grid cloud and fog effect. Nevertheless, the large spatial region with hourly resolution of DSI computed from SDEM could provide useful information for environmental investigations, solar energy application and ecological researches in Taiwan.

**Key Words:** downward solar irradiance, MTSAT satellite image, digital terrain model

