

# 利用LANDSAT資訊反演大氣溫度以評估 熱島效應之強度

張子瑩<sup>1</sup> 劉說安<sup>2</sup>

## 摘要

都市熱島效應是指都市氣溫明顯高於外圍郊區的一種現象。在夏天時，常會因地表覆蓋物的不同，造成都市地區與郊區的氣溫差到3~6°C，這樣的情況不但會加重都市地區冷氣或空調的使用量，進而惡性循環，不僅造成更大的溫度差異，也增加能源的消耗。

本研究利用Landsat TM衛星的多光譜資訊，反演所需要的地表參數，並結合S-SEBI演算法與可感熱方程式，推估距地表1.5m大氣的溫度，並將本研究反演的大氣溫度，與當時中央氣象局的測站溫度值進行比對，相關係數達0.86。利用反演出來的氣溫資訊，可獲得當時的熱島效應的強度與範圍資訊。分析結果發現，3月5日及4月22日這二筆資料的熱島效應強度較強，分別達到3.2°C及2.2°C，而12月2日的熱島效應較弱，溫度差約為0.6°C左右，10月31日則是約為1.7°C。而台中地區熱島效應所發生的範圍(氣溫較高的區域)，主要發生在台中市市區、台中工業區以及台中港港區。

**關鍵字：**熱島效應、地表覆蓋物、地表熱通量、遙測、LANDSAT、衛星

## 1. 前言

過去四十多年來，台灣經濟快速發展，由於人口劇增，高度工業化，使得台灣西部平原逐步都市化，大部分的土地已被建築物、水泥地及柏油路所取代。由於地表覆蓋物的改變，導致熱通量的傳遞速度也有所不同，因而造成都會區的氣溫比四周鄰近郊區地區的氣溫還要高，甚至可能差到3~6°C，這種都市中心氣溫較高的現象，被稱做都市熱島效應。

在我們過去的研究裡發現，台中市都會區與郊區的氣溫(air temperature)在夏季時，可差別到大約3°C，而衛星所反演出來的地表溫度(surface temperature)，則可達到10°C (張及劉，2003)。此外我們也曾針對台中地區，進行地表熱通量的估算，研究發現因地表覆蓋物的不同，地表熱通量有相當大的差異，而其中可感

熱通量則主要提供為加熱地表(Chang and Liou, 2003; Chang and Liou, 2004)。

然而由衛星反演出地表溫度，來研究都市熱島效應時，常會有過高的估計，而真正對居民直接產生不舒適感，則是周圍氣溫的改變。因此本研究希望能改善之前的研究，利用遙測提供大範圍面積的地表資訊的優勢，配合S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index)演算法，在不考慮風速等其他因子下，能快速反演出所需的地表熱通量與地表溫度，再結合可感熱的理論方程，轉換我們較密切需要的大氣溫度資訊。以利進行都市地區熱島效應的範圍與強度的推估，未來也可用於監測熱島效應及提供區域氣候的變遷模式的改進。

<sup>1</sup>國立中央大學太空科學研究所博士生

<sup>2</sup>國立中央大學太空及遙測研究中心及太空科學研究所教授

## 2. 衛星資料與研究方法

### 2.1 Landsat TM衛星資料

Landsat TM( Thematic Mapper )為太陽同步衛星，在赤道上空 705 公里高度，運轉傾斜角為 98.2 度。運轉周期 98.9 分鐘，每天繞行約 14 圈，每 16 天掃描同一地區。Landsat TM 有 7 個波段，其中 1 至 5 的波長範圍分別為 0.45-0.52μm (藍光)、0.52-0.60μm (綠光)、0.63-0.69μm (紅光)、0.76-0.90μm (近紅外光)及 1.55-1.75μm (中紅外光)，波段 6 則為 10.4-12.5 的熱紅外光波段，而第 7 波段，則回到 2.08-2.65μm 的中紅外光波段範圍。在地面解析度方面，可見光至中紅外光部份為 30×30 公尺，熱紅外光波段方面，則為 120×120 公尺。

台灣因使用Landsat TM資料量過少及其雜訊日益增加，國內中大太遙中心在1997年初已停止接收Landsat TM影像。因此本研究選取1995年四筆台中地區，品質較佳的影像資料進行分析，其日期分別為3月2日、4月22日、10月31日及12月2日，而影像時間約於當地時間上午9點42分。

### 2.2 研究方法

#### 2.2.1 S-SEBI 演算法

S-SEBI 演算法是 Roerink et al. (2000)發展的一個簡單能量平衡演算法，其主要的方法是利用遙測資料中可各別處理單一像元(pixel)的基礎下，解決地表能量平衡的問題。

能量平衡的通式可描述如下：

$$R_n = G_0 + H + \lambda E \quad \dots\dots\dots(1)$$

其中  $R_n$  為淨輻射(Net radiation) [W/m<sup>2</sup>]， $G_0$  為土壤熱通量(Soil heat flux) [W/m<sup>2</sup>]， $H$  為可感熱通量(Sensible heat flux) [W/ m<sup>2</sup>]， $\lambda E$  為潛熱通量(Latent heat flux) [W/m<sup>2</sup>]。而 S-SEBI 處理這能量平衡式時，主要有三個步驟，首先計算淨輻射值，其次利用經驗公式得到土壤熱通量的值，最後再將淨輻射扣除土壤熱通量的剩

餘值，利用溫度與地表反射率的散布圖，分配可感熱通量與潛熱通量的多寡。

#### 2.2.1.1 淨輻射量

當入射長、短波輻射扣除地表放射長波輻射及反射短波輻射之後，所得的輻射量即為淨輻射量，其通式可描述如下：

$$R_n = K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow \quad \dots\dots\dots(2)$$

式(2)中  $K^\downarrow$  為入射短波輻射量[W/m<sup>2</sup>]。入射之太陽短波輻射量與季節、所在緯度及時間有關，本研究採用查表值。 $K^\uparrow$  為地表反射的短波輻射量[W/m<sup>2</sup>]。本研究利用入射的短波量乘以地表的反射率來估計此值。 $L^\downarrow$  為入射長波輻射量，主要來自雲層及大氣的貢獻。本研究利用Prata (1996)所提的經驗式，利用蒸氣壓( $v_p$ ) [kpa]與氣溫( $T_a$ ) [K]推估大氣放射率 $e_{sky}$ ，如式(3)

$$e_{sky} = \left\{ 1 - \left( 1 + 46.5 \frac{v_p}{T_a} \right) \exp \left[ - \left( 1.2 + 139.5 \frac{v_p}{T_a} \right)^{0.5} \right] \right\} \dots(3)$$

$L^\uparrow$  則為地表放射長波輻射量，本研究則是利用普朗克方程來推估此值。

#### 2.2.1.2 土壤熱通量

在能量平衡式中，土壤熱通量相較於其他能量項均來得小。由於土壤熱通量在白天時大致呈現正值，晚間大致呈現負值，因此計算單天之總值，理論上趨近0。然而我們利用衛星資料，是求取瞬間的地表熱通量，因此土壤熱通量就不可被忽略。

目前許多研究顯示，土壤熱通量和淨輻射的比值與植被參數有關，因此可利用遙測所反演的植被特徵，例如植被指數及葉面積指數等來估計土壤熱通量(鍾譯靚，2001)。在S-SEBI演算法中採用地表溫度、地表反照率和標準差植被指數(Normalized Difference Vegetation Index; NDVI)等參數以估計土壤熱通量(Bastiaanssen et al., 1998)，如式(4)：

$$G_0 = \Gamma * R_n \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$\Gamma = \frac{T_0 - 273.15}{r_0} * (0.32r_0 + 0.62r_0^2) \dots\dots(5)$$

$$* (1 - 0.978NDVI^2)$$

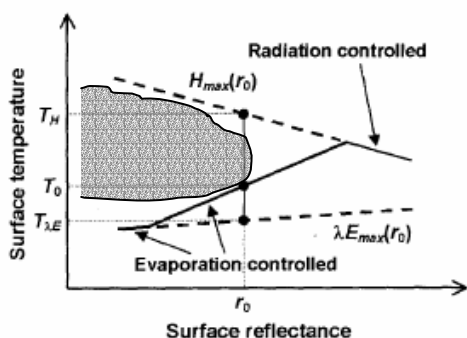
值得注意的是，其參數為參考在1988及1989年於埃及沙漠實驗的回歸係數，因此可能根據不同的地區狀況，此經驗式中的係數亦有所變動。

### 2.2.1.3 可感熱與潛熱

在S-SEBI演算法裡，並不直接計算可感熱與潛熱各別的值，而是利用蒸發散比值 (evaporative fraction) “ $\Lambda$ ”來估算：

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{\lambda E + H} = \frac{\lambda E}{R_n - G_0} \dots\dots(6)$$

而如何能得到遙測影像每一個像元的可感熱與潛熱值，則是利用每張影像裡所有像元的地表反射率與地表溫度的散布圖來取得。



圖一、S-SEBI概念的散布圖(Roerink et al., 2000)

圖一中為S-SEBI概念的散布圖，包含所有像元點的上下兩條包絡線(點虛線)，分別代表當潛熱通量為0時及可感熱為0時，地面溫度與地表反照率的關係。 $T_H$ 表示當蒸發散為0時的地表溫度； $T_{\lambda E}$ 表示可感熱為0時的地表溫度，其表示如下：

$$T_H = a_1 r_0 + b_1 \dots\dots(7)$$

$$T_{\lambda E} = a_2 r_0 + b_2 \dots\dots(8)$$

在求得的 $T_H$ 及 $T_{\lambda E}$ 與 $r_0$ 的關係式後，便可求出 $\Lambda$ ：

$$\Lambda = \frac{T_H - T_0}{T_H - T_{\lambda E}} \dots\dots(9)$$

得到 $\Lambda$ 值後，就可進一步得到可感熱通量( $H$ )及潛熱通量( $\lambda E$ )：

$$(1-5)$$

$$H = (1 - \Lambda)(R_n - G_0) \dots\dots(10)$$

$$\lambda E = \Lambda(R_n - G_0) \dots\dots(11)$$

而圖一中的實線可表示為一潮濕土壤從濕到乾的過程中，地表溫度與反射率的改變。當地表為潮溼地時，其反射率相當低時，地表溫度幾乎不隨反射率變化，因此大部份能量(潛熱)用來蒸散土壤及植被的水分，溫度的變化並不明顯。當土壤含水量減少時，蒸發散量減少，而反射率隨之增加，因此大部份的能量用來加熱地表，因此造成地表溫度隨反射率增加；達到某個臨界點之後，地表溫度隨反射率增加而開始降低，這是因為反射率的增加導致到達地表的淨輻射量減少，因此用來加熱地表的可用能量也相對減少，地表溫度自然降低。

## 2.3 研究流程

本研究主要流程概念是利用Landsat TM的可見光與近紅外光波段，反演地表反射率(Surface reflectance)與標準差植被指數(NDVI)。研究流程圖如圖二。地表反射率的計算，是先利用Markham and Barker(1987)所提出的演算法，計算Landsat TM 6個波段(不包括熱紅外光波段)的平均行星反射率(Planetary reflectance,  $r_p$ )，再利用S-SEBI演算法裡的經驗公式(相關係數達0.96)，計算地表反射率( $r_0$ )，如式12。

$$r_0 = \frac{r_p - 0.016}{0.053} \dots\dots(12)$$

然而，標準差植被指數(NDVI)，則是利用Landsat TM第三與第四波段的反射率值，進行計算：

$$NDVI = \frac{r_{p4} - r_{p3}}{r_{p4} + r_{p3}} \dots\dots(13)$$

之後再利用Landsat TM第6波段，熱紅外光波段反演地表溫度。再將這些地表參數值，輸入S-SEBI演算法裡計算，得到該研究區的地表熱通量分布。

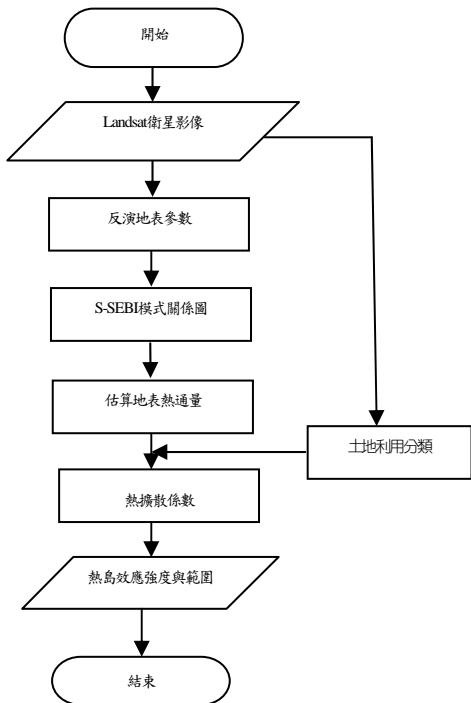
在影像分類上，則是使用Landsat TM的影像(排除

第六波段),利用監督式分類中的最小距離法(minimum distance method)進行分類,將影像內的土地覆蓋物進行分類,包括植被、水體以及人工建物三類。這時我們就可以進一步估算,不同類別的土地覆蓋物所貢獻的平均可感熱通量與潛熱通量。而可感熱通量的大小,可用以加熱地表,造成地表溫度與大氣溫度的改變,因此再利用可感熱理論方程(式13),輸入由S-SEBI演算法所得出的可感熱通量與地表溫度後,反推得到我們所需要的大氣溫度( $T_a$ )資訊。

$$Q_H = -\rho c_p K_H \frac{T_a - T_s}{\Delta Z} \dots\dots\dots(14)$$

$Q_H$  為可感熱通量( $J/s\ m^2$ ),  $\rho$  為空氣密度( $kg/m^3$ ),約為 $1.231\ kg/m^3$ ,  $c_p$  定壓下的空氣比熱( $J/kg\cdot K$ ),約為 $1.237\ J/kg\cdot K$ ,  $K_H$  為熱擴散係數( $m^2/sec$ ),  $T_a$  為大氣溫度( $K$ ),  $T_s$  為地表溫度( $K$ ),  $\Delta Z$  為高差( $m$ ),本研究設為 $1.5m$ 。

得到我們所需的大氣溫度後,可估算都市與郊區的溫差,進而可以推估熱島效應的強度與範圍。



圖二、本研究流程

### 3. 成果分析

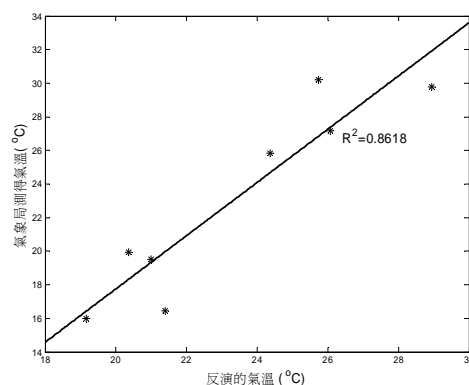
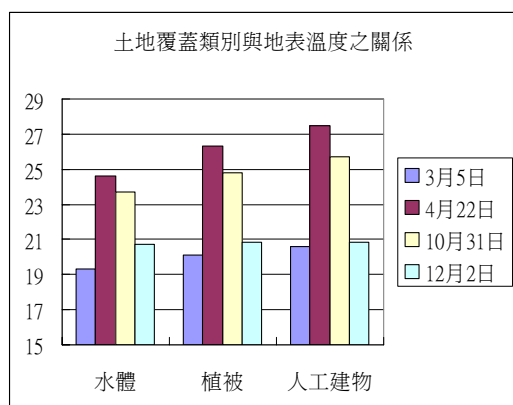
我們利用所選取的四張品質較佳的影像進行分析,希望能代表不同的季節特性,並分別計算這四張影像中不同土地覆蓋物的平均地溫、平均可感熱通量,以及平均潛熱通量。

圖三為不同日期不同類別與地表溫度與地表熱通量之關係,從圖可以得知,在平均地表溫度上,人工建物在不同日期的溫度都大於植被與水體。而在可感熱通量的分佈上,3月、4月、10月這三筆資料,人工建物的所提供的平均可感熱通量皆最高,而在12月2日這筆資料(冬季),人工建物所提供的可感熱通量卻低於水體及植被。而在潛熱通量的配置上,在不同日期裡,水體都提供最高的潛熱通量,而人工建物都提供最少的潛熱通量,植被則介於兩者之間。

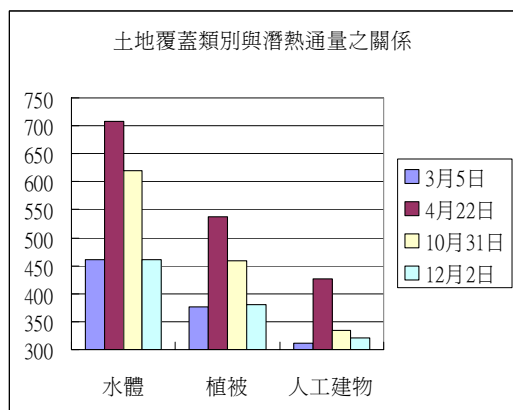
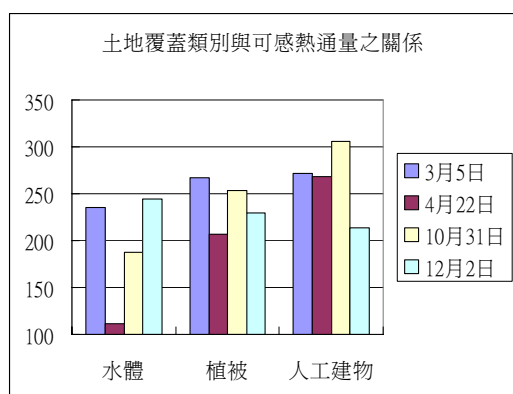
由於不同的地表覆蓋,會造成熱擴散係數的不同,因此我們利用分類的結果,尋找不同覆蓋物較適當的熱擴散係數,反推大氣氣溫。

此外,我們蒐集3月2日、4月22日、10月31日及12月2日四天中央氣象局在台中站與梧棲站所測得的溫度值與我們所反演的氣溫值做比對,由於氣象局的氣溫是整點記錄的,因此我們利用9點與10點的二筆氣溫值進行線性內插,利用內插的方式得到9:42分的氣溫,再利用這內插所得到氣溫資訊視為地真資料(ground truth)與反演出來的大氣氣溫進行比對,在有限的8筆資料裡,進行相關係數的測定(圖四),發現相關係數可達到0.86,而均方根誤差(RMSE)則為 $2.33^{\circ}C$ 。之後又利用這四天所反演出來的氣溫值,繪出四天的熱島效應範圍圖(見圖五)。

透過氣溫資料的分析,可以發現3月5日及4月22日這二筆資料的熱島效應強度較強,市區與郊區的溫度差距,分別達到 $3.2^{\circ}C$ 及 $2.2^{\circ}C$ ,而12月2日的熱島效應較弱,市區與郊區的溫度差,只有 $0.6^{\circ}C$ 左右,10月31日這筆資料的熱島效應強度則是約為 $1.7^{\circ}C$ 。而熱島效應所發生的範圍(氣溫較高的區域),主要發生在台中市市區、台中工業區以及台中港港區的建物與路面。



圖四、反演的氣溫與氣象局測站的氣溫的關係

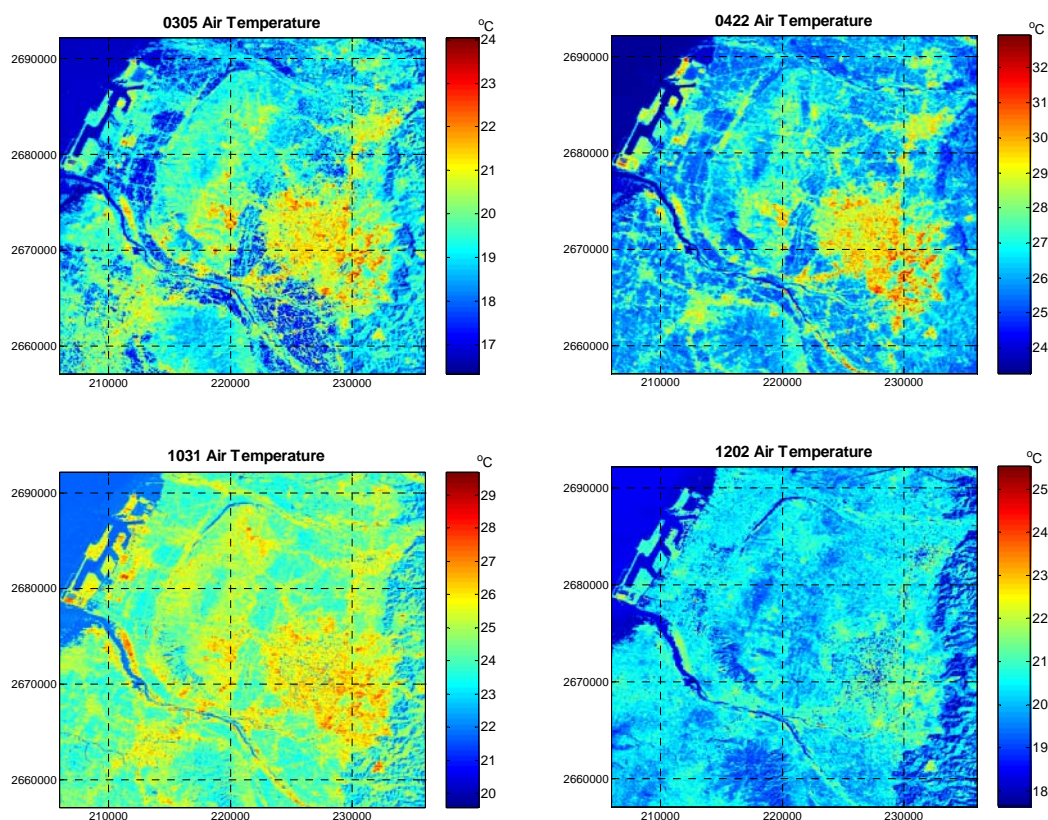


圖三、不同日期不同類別與地表溫度與地表熱通量之關係

## 4. 結論

本研究利用LANDSAT TM衛星的多光譜資訊，反演出NDVI、地表溫度及反射率三個地表參數，並將這些資訊輸入S-SEBI模式裡，以推估影像瞬間的可感熱通量，輔以分類好的土地覆蓋情形，獲得不同的熱擴散係數，輸入可感熱理論方程，以進行距地表1.5m空氣的溫度推估，並將得到的溫度值與當時中央氣象局的測站溫度值進行比對，兩者相關係數達0.86，然而均方根誤差較大，可能原因來自於遙測所獲得是平均面的氣溫，又地表分類，只分了三類，與地面點溫度量測比對時，難免產生偏差。此外在大氣密度估算時，由於台灣地區的空氣密度受水汽影響很大，本研究僅採用固定值，也可能造成偏差。而利用反演出的大氣溫度，可推估熱島效應的強度與範圍，所得的強度約從0.6-3.2°C，因季節的不同而有所差異。

由於Landsat TM的影像在國內已停止接收，在進行熱島效應研究時，對熱紅外光波段的影像需求甚高，未來希望能利用具熱紅外光波段的MODIS影像，予以取代，雖然會損失空間解析度，但因國內MODIS的影像漸多，可獲取大量不同時間的影像，將可進一步監測台灣地區的熱島效應，進而評估熱島效應對區域性氣候影響。



圖五、利用LANDSAT衛星反演四天的氣溫資訊

## 致謝

感謝國科會計畫(NSC93-2111-M-008-015-AP2)及中央研究院「西部平原熱島效應對區域氣候之影響」提供經費補助，使本研究得以順利完成。

## 參考文獻

- 張子瑩、劉說安，2003。利用衛星資料估算台中地區地表熱通量及熱島效應關係之研究，2003 天氣分析與預報研討會論文集編，交通部中央氣象局：479-483。
- 鍾譯靚，2001。利用衛星遙測估算蒸發散量與熱通量之研究，國立臺灣大學土木工程研究所碩士論文。
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R.A., and Holtslag, A. A. M., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation, *J. Hydro.*, 212: 198-212.
- Chang, T. Y. and Liou, Y. A., 2003. The use of remotely sensed data to estimate the heat island effect in the central part of Taiwan, *The 24<sup>th</sup> Asian Conference on Remote Sensing*, Busan, Korea.
- Chang, T. Y. and Liou, Y. A., 2004. Analyzing the surface energy fluxes for different land cover to quantify the magnitude of urban heat island effect, *The 25<sup>th</sup> Asian Conference on Remote Sensing*, Chiang Mai, Thailand.
- Markham, B. L., and Barker, J. L., 1987. Thematic Mapper bandpass solar exoatmospheric irradiances, *Int. J. Rem. Sens.* 8: 517-523.

- Prata, A. J., 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 1127-1151.
- Roerink, G.J., Su, Z. and Menenti, M., 2000. S-SEBI : A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balances, *Phys. Chem. Earth (B)*, 25(2): 147-157

# Using LANDSAT Data-Derived Air Temperature to Quantify the Magnitude of Urban Heat Island Effect

Tzu-Yin Chang<sup>1</sup> Yuei-An Liou<sup>2</sup>

## ABSTRACT

Heat island effect is a regional thermal anomaly that typically exhibits higher air temperature in urban areas than in their surrounding areas. The anomaly can reach 3 - 6°C in summer. Its occurrence is not only to produce uncomfortably hot air, but also to increase the demand of air conditioning and to degrade the air quality.

In this study, we use LANDSAT multi-spectral data to estimate the surface parameters and combine the S-SEBI algorithm with sensible heat flux equation to derive the air temperature (1.5 m), which is then compared with *in situ* measured air temperature from Central Weather Bureau (CWB). The correlation between the estimated and measured temperatures is 0.86. Finally, we use the air temperature data to quantify the magnitude of the urban heat island effect. The magnitude varies about from 0.6°C to 3.2°C. As expected, higher temperatures are found around Taichung city, Taichung industrial zone, and Taichung harbor.

**Key Words:** land cover, energy flux, urban heat island, remote sensing, LANDSAT, satellit

---

<sup>1</sup> PhD Graduate Student, Institute of Space Science, National Central University

<sup>2</sup> Professor, Institute of Space Science, and Center for Space and Remote Sensing, National Central University