

# 近地面直達太陽輻射通量受大氣 懸浮微粒衰減分析

柳中明 馮欽賜

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國七十七年十二月十八日收稿；七十八年六月十五日定稿)

## 摘 要

本文依據太陽輻射理論，先估計晴天時無懸浮微粒影響下，近地面所應測得之直達太陽輻射通量，再與實際測之直達太陽輻射通量相比較，明顯地台北、宜蘭與恆春之測站上空必有大量懸浮微粒存在，經吸收與米氏散射顯著衰減太陽輻射抵達地面之通量。相似之衰減情形，亦出現在全天空太陽輻射通量之分析中。在台北地區，全天空太陽輻射通量之衰減經常達 20 %。

本文參考 Unsworth and Monteith (1972) 所定義之大氣混濁度，經直達太陽輻射通量之分析，計算出台北、宜蘭與恆春之大氣混濁度。發現混濁度月平均特性與晴天之月平均地面能見度，二者具明顯負相關。顯示懸浮微粒主要來自地面活動。也即愈城市化之地區，大氣混濁度愈高。台北月平均約在 0.25 ~ 0.8 之間，宜蘭為 0.15 ~ 0.6，恆春為 0.1 ~ 0.3。此些結果與英國，東加拿大等地之分析相似。

關鍵詞：太陽輻射，懸浮微粒，大氣混濁度。

## 一、前言

依據 Prospero et al. (1983) 懸浮微粒應定義為能懸浮於大氣中之液態或固態粒子，其大小約在直徑 0.1 ~ 20 $\mu\text{m}$  之間。自然界中，主要的生成源為泥土與岩石的碎粉，火山爆發，海水泡沫中之鹽粒，森林火災，大氣中氣體（如  $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{NH}_3$ 、 $\text{NO}_3$ 、 $\text{HC}$  等）反應結合形成等 (UN, 1979)。而人類活動亦能大量製造懸浮微粒，譬如石油燃燒，工業工廠廢氣，土地建築，汽車廢氣，交通活動等 (USEPA, 1982)。Wallace and Hobbs (1977) 指出，在偏遠郊區空氣中單位體積內的懸浮微粒數目約為  $10^4 \text{cm}^{-3}$ ，但在城市中則約為  $10^5 \text{cm}^{-3}$ ，顯然是由於人類活動而致城市空氣中懸浮微粒含量大增。

10 - - 15 $\mu\text{m}$  直徑以下的懸浮微粒對人類的呼吸器官會有直接的傷害 (SAP, 1979)，當然也能傳送細菌或有毒物質 (Natush and Wallace, 1974)。同時，由於懸浮微粒具吸收與散射太陽短波輻射的能力 (Paltridge and Platt, 1976)，因此大量的懸浮微粒聚集，明顯地將造成近地面能見度降低，與形成霾 (haze)。所以抵達地面的太陽輻射通量將明顯減少 (Wang and Domoto, 1974)。如此，將對全球氣候會有何影響呢 (Reiter, 1986)？依據輻射數值模式模擬，微粒含量增加將造成地表冷卻 (Rasool and Schneider, 1971; Charlock and Sellers, 1980)；而若地表反射率大於 0.3 時，可能會造成增溫現象 (Wang and Domoto, 1974)。Coakley and Cess (1983) 則估計自然界產

生的微粒，即足以降低地表 2 - 3 °C 溫度。不過，由於全球的懸浮微粒，無論在時間與空間上，變化極大 (Podzimek, 1980)，因此雖然懸浮微粒與氣候之相關研究甚多，但其確切情形仍是缺乏定論的 (Reiter, 1986)。

在過去記錄中，1963年3月17日巴里島阿岡火山 (Mt. Agung) 爆發，使得全球地表面所接受的太陽輻射量減少 2% (Mendonca et al., 1978)，平流層內火山塵粒大量吸收太陽能量，造成熱帶區與南半球副熱帶區高層大氣增溫約 5 °C。但 1980年5月的聖海倫 (Mt. St. Helen) 火山爆發卻未造成明顯的輻射影響 (Kerr, 1981)。近期 (1982年4月) El Chichon 火山爆發，在大氣中輸入有史以來大量的火山塵粒 (Hofmann, 1987)，並造成低緯度平流層 (23km) 增溫 3 - 4 °C (Labitzke et al., 1983)，與海平面降低約 0.3 °C 溫度 (Angell, 1986)。

近期，由於核子大戰的危機覺醒，Crutzen and Birks (1982) 首先提出北半球核子大戰後，將造成許多重要都市的大火，並釋放相當的煙粒於大氣中。Turco et al. (1983) 採用一維輻射對流模式模擬，發現煙粒將大量吸收太陽輻射，並造成近地面溫度迅速下降 30~40 °C。NRC (1985) 乃提出人類將因此大量凍亡的預測。此即是核子冬天 (Nuclear Winter)。

此外，在對流層內沙漠區的塵爆捲起大量塵土，並能在水平尺度上作相當長遠的傳送。譬如撒哈拉沙漠的塵土，即在北半球夏天時，能穿越大西洋 (Prospero and Carlson, 1972)，其影響為減少地面太陽輻射通量，並造成二公里以下大氣由於塵粒吸收輻射而增溫 (Fouquart et al., 1987)。同樣地，在都市污染區，微粒含量大，Hanel et al. (1982) 即在西德法蘭克福市觀測到晴天時，微粒能造成近地面大氣內約 0.5 °C day<sup>-1</sup> 的增溫，以及近地面輻射通量的減少。

基本上，空氣中的懸浮微粒在不斷聚集下，將加強對太陽輻射之反射，因此造成行星反射率的增加，使得能進入大氣中的太陽輻射通量減少；同時

，由於懸浮微粒能吸收太陽短波，因此抵達近地面的太陽輻射通量更將不斷減少 (Liu et al., 1988)。此事實，表現最明顯的，就是在直達太陽輻射通量的測量上。Paltridge and Platt (1976) 指出輻射通量的減少為太陽天頂角與空氣中懸浮微粒含量的函數。若空氣中懸浮微粒含量為標準大氣中微粒含量的二倍，則當正午時 (天頂角為 0°)，直達輻射通量可減少約 40 mW cm<sup>-2</sup> (約少 36%)。而當天頂角為 78.5° 時，直達通量可減少約 65 mW cm<sup>-2</sup> (約少 78%)。當然由於懸浮微粒的散射能力，因此直達輻射通量雖減少，但散射輻射通量卻因懸浮微粒增加而增加。不過，散射輻射通量約小於直達通量一個數量級 (order) (Dutton and Deluisi, 1987)，因此二通量相加所得之全天空輻射通量，在空氣中懸浮微粒增加時，也會明顯減少。

人類活動造成懸浮微粒增加，再造成抵達地面的近地面太陽輻射通量減少，是否會因此造成氣候的改變呢？吾人又應如何研究二者之長期變化相關呢？Landsberg (1970) 與 SMIC (1971) 首先提出此二主題之重要性，並提議長期全球性監測垂直大氣中懸浮微粒含量變化。Angstrom (1964) 所定義之大氣混濁度 (第二節中將定義)，即被廣泛地接受以監測全球懸浮微粒的改變。此測量可在地面或空中進行 (Dutton and Deluisi, 1987)，且亦被採用為衛星遙測中之重要課題 (譬如 SAGE 計劃)。本文將提出完整之理論，以探究懸浮微粒對近地面直達太陽輻射通量的影響，並提出如何計算大氣混濁度的方法。再應用此方法於中央氣象局在台北、宜蘭與恆春等地所測之直達太陽輻射通量資料分析中，以了解台灣各地大氣混濁度之特性。同時，亦將與近地面能見度資料一同分析，以驗證能見度的減少與混濁度的增加，有相當關聯。

討論順序為：第 2 節提出晴天無懸浮微粒時，近地面直達太陽輻射通量的理論估計方程式。並同時說明計算過程中，各變數之參數化方法。第 3 節則提出懸浮微粒存在時，對近地面直達太陽輻射通

量的衰減影響，應如何由實測資料中分辨之，並進而定義出“大氣混濁度”。第4節則分析台北、宜蘭與恒春之近地面太陽輻射通量資料，以了解各地區受懸浮微粒影響，輻射通量衰減之情形。並進而以大氣混濁度為分析懸浮微粒在時間與空間分佈特性上之指標。第5節為討論與結論。

由於雲雨時，懸浮微粒與雲滴、雨滴間輻射的相互作用非常複雜，本尚無法作詳細理論探討與分析，因此研究中所有採用之個案，或研究之對象，均期望為晴天時。

## 二、晴天近地面直達太陽輻射通量的理論估計

### 2.1 基本理論

假設在一個晴天無雲，且無懸浮微粒之理想大氣下，依 Beer-Bouguer-Lambert Law ( Liou, 1980 )，波長  $\lambda$  之太陽短波，在經大氣分子的吸收與散射後，到達於地面上一垂直於入射光之平面的單色輻射強度  $I_\lambda$  ( monochromatic irradiance )，可以表示如下：

$$I_\lambda = S_\lambda \times \exp [ - ( \tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda} + \tau_{W\lambda} ) m ] \quad (1)$$

其中， $S_\lambda$  是太陽短波在大氣層頂所具有之輻射強度。 $\tau_{R\lambda}$ 、 $\tau_{O_3\lambda}$ 、 $\tau_{W\lambda}$  分別是整個大氣中分子雷氏散射 ( Rayleigh scattering )、臭氧 (O<sub>3</sub>) 吸收與水氣 (H<sub>2</sub>O) 吸收的單色光程 ( monochromatic optical depth )。 $m$  是大氣厚度 ( relative optical airmass )，一般而言  $m = \sec \theta$ ， $\theta$  是天頂角，但對臭氧因需考慮大氣的折射效應，所以  $m = 35 / ( 1224 \mu_0 + 1 )$  ( Lacis and Hasen, 1974 )， $\mu_0 = \cos \theta$ 。

再次，將(1)式對整個波譜積分如下：

$$\int_0^\infty I_\lambda d\lambda = \int_0^\infty S_\lambda \times \exp [ - ( \tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda} + \tau_{W\lambda} ) m ] d\lambda \quad (2)$$

其中， $\int I d\lambda$  就是晴天且無大氣懸浮微粒時，到達於垂直入射光平面的直達太陽輻射通量， $F_{clear}$ 。由於大氣分子複雜的輻射光學性質，(2)式中右項

若想用簡單的理論方程式取代之，原是相當困難的。但由於大氣分子在吸收與散射太陽短波特性上的配合，卻使得吾人能根據兩點有力假設，大大簡化原本複雜的估計問題。這兩點假設分別是 ( Stephens, 1984 )：

(1) 因為太陽短波受分子雷氏散射與臭氧吸收二效應，與水汽的吸收效應，幾乎分別發生在以  $0.7 \mu m$  波長為界之不同區域的波段。因此可以假設，在大於  $0.7 \mu m$  的水汽吸收波段區域，雷氏散射及臭氧吸收的兩種效應可以忽略。

(2) 由於臭氧吸收主要是發生在分子雷氏散射作用微乎其微的高層稀薄大氣中 ( 10 km 以上 )，因此又可以假設臭氧吸收與雷氏散射效應，完全發生在不重疊的上下大氣層中。

所以，依據以上兩點有力假設，吾人乃能將(2)式，簡化成如下的參數型式：( Paltridge and Platt, 1976 )

$$F_{clear} = S \times [ T_R ( m ) \times T_{O_3} ( u_{O_3} m ) - A_W ( u_W m ) ] \quad (3)$$

其中， $S$  是太陽到達大氣層外垂直於入射光平面之輻射通量。 $T_R$ 、 $T_{O_3}$  分別是雷氏散射效應與臭氧吸收效應經波譜積分後的透射率 ( transmissivity )。 $A_W$  是水汽吸收效應經波譜積分後的吸收率 ( absorptivity )。 $u_{O_3}$ 、 $u_W$  分別是垂直整體大氣中臭氧與水汽的吸收體含量 ( path length )。

因此，(3)式就可作為晴天且無大氣懸浮微粒之下，近地面直達太陽輻射通量的理論估計方程式。然而，在(3)式中各種大氣分子之透射率、吸收率以及在大氣中之含量應如何估計呢？以下，吾人將提出一些可供使用之參數化估計方法，第4節中亦將討論其對吾人研究對象之敏感性影響。

### 2.2 參數方法

大氣層頂垂直於入射光平面之太陽輻射通量  $S$ ，可表示如下：

$$S = S_0 \times ( dm/d )^2 \quad (4)$$

其中， $S_0$  是太陽常數。 $(dm/d)^2$  項是考慮地球與太陽間距離隨著季節變動的調整項， $dm$  是太陽至地球的平均距離，而  $d$  是它們間的實際距離。

太陽常數  $S_0$  的值，各方使用的大小並不一致。最早一般公認的標準值是，1976 年美國航空與太空總署提出的  $1353 (\pm 21) \text{ W m}^{-2}$  或者  $1.94 (\pm 0.03) \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  (Thekaekara, 1976)。但是，從 1976 年以後又經十餘年的觀測，根據這些最新的資料分析顯示，太陽常數的平均值卻穩定地出現在約  $1367 \text{ W m}^{-2}$ ，或者  $1.962 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  上下 (Fröhlich, 1987)。至於  $(dm/d)^2$  項的簡單參數化估計方法，乃參考 Paltridge and Platt (1976)。也即：

$$\begin{aligned} (dm/d)^2 = & 1.000110 + 0.034211 \cos \beta \\ & + 0.001280 \sin \beta + 0.000719 \\ & \cos(2\beta) + 0.000077 \sin \\ & (2\beta) \end{aligned} \quad (5)$$

其中， $\beta = 2\pi dn/365$ 。而  $dn$  為 1 年中之日數。

不管是透射率或者是吸收率的估計，都需先知道入射光的天頂角  $\theta$ 。然而，太陽天頂角  $\theta$ ，每個時間都在變化，並且天頂角的正確與否關係到有效吸收體含量的估計。因此 Paltridge and Platt (1976) 所建議之精確估計參數化方程式乃被應用。也即：

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin \delta \times \sin \Phi + \cos \delta \times \cos \Phi \\ & \times \cos t_n \end{aligned} \quad (6)$$

其中， $\Phi$  為緯度。 $\delta$  為赤緯。 $t_n$  為時間角。

$$\begin{aligned} \text{其中 } \delta = & 0.006918 - 0.399912 \cos \beta + \\ & 0.070257 \sin \beta - 0.006758 \cos 2\beta \\ & + 0.000907 \sin 2\beta - 0.002697 \\ & \cos 3\beta + 0.001480 \sin 3\beta \end{aligned} \quad (7)$$

又， $t_n = \text{地區時} + \text{經度修正} + \text{日數修正}$ ，而

$$\begin{aligned} \text{日數修正} = & 0.000075 + 0.001868 \cos \beta - \\ & 0.032077 \sin \beta - 0.01415 \cos 2\beta \\ & - 0.040849 \sin 2\beta \end{aligned} \quad (8)$$

雷氏散射效應透射率  $T_R$ ，有多種不同的參數化估計方式，譬如 Fröhlich and Shaw (1980)，Lacis and Hansen (1974)，以及 Haltiner and Williams (1979)。本文參考 Uboegbulam and Davis (1983) 和 Jamal et al. (1987) 所採用之 Fröhlich and Shaw (1980) 方程式。在假設太陽具  $5600^\circ \text{ K}$  黑體溫度下，所得之參數值是  $T_R = \exp(-\tau_R m)$ ，其中， $\tau_R = 0.0998$ 。

臭氧吸收效應透射率  $T_{O_3}$  的估計，首先需要知道臭氧量值 ( $u_{O_3}$ )。由於臭氧之月、季變化顯著，日變化一般不明顯，因此吾人可用長期平均的氣候值資料，譬如月平均資料，估計大氣臭氧含量。至於臭氧對太陽短波的吸收率 (亦即  $1 - \text{透射率}$ )，Lacis and Hansen (1974) 提出的參數化方法，是一般使用相當普遍的一種方法：

$$A_{O_3}^{VIS}(X) = \frac{0.02118 X}{1 + 0.042 X + 0.000320 X^2} \quad (9a)$$

$$\begin{aligned} A_{O_3}^{UV}(X) = & \frac{1.082 X}{(1 + 138.6 X)^{0.805}} + \\ & \frac{0.0658 X}{1 + (103.6 X)^3} \end{aligned} \quad (9b)$$

$$A_{O_3}(X) = A_{O_3}^{VIS} + A_{O_3}^{UV} \quad (9c)$$

其中， $X = u_{O_3} \times m$ ， $m = 35. / (1224 \mu_0 + 1)$  而， $T_{O_3} = 1 - A_{O_3}$

水汽吸收效應吸收率  $A_w$  的計算，進行步驟與臭氧方法相同。首先是大氣中水汽含量的測量。水汽在大氣中的含量不比臭氧能用氣候平均值估計，它的含量隨時跟著大氣垂直的濕度分佈而變化，一般精確的作法是直接由對應時間的探空資料去作整個高度積分以求得。

可是，探空資料每 12 小時才一次，而且普通的

地面測站也缺乏探空資料，因此經常會沒有相應的探空資料去求得某一時間的大氣中水汽真正含量。Reitan (1963) 提出，由地面觀測的露點溫度  $T_d$  (°C) 去估計大氣水汽含量  $W$  (cm) 的迴歸方程式：

$$\ln W = a + b \times T_d \quad (10)$$

此提示了一個簡單可行的參數化方法，取代原本探空資料的垂直積分。一般而言，可以利用探空測站的長期探空資料去求得該時的水汽含量（亦即可降水量），並以相應時的地面露點溫度，求出 (10) 式迴歸方程式，提供附近測站，利用地面的露點溫度，簡易地估計大氣的水汽含量。

水氣含量估計之後，乃可以使用已被廣泛應用的 Lacis and Hansen (1974) 水汽吸收率參數式，以估計  $A_w$ ：

$$A_w(Y) = \frac{2.9 y}{(1+141.5y)^{0.635} + 5.925y} \quad (11)$$

其中， $y = W / u_0$

### 三、懸浮微粒的衰減效應與分析方法

真實大氣中，始終會或多或少的飄浮著，來自自然界或者人類活動所製造的各種懸浮微粒。懸浮微粒對於太陽短波同時具有米氏散射 (Mie scattering) 及吸收兩種衰減效應。換句話說，不管是到達地面的全天空太陽輻射通量或是直達太陽輻射通量，都會受大氣中懸浮微粒衰減影響而減少，尤其是直達太陽輻射通量更會明顯地受到懸浮微粒大量衰減。根據 Beer-Bouguer-Lambert Law，晴天時，同時考慮真實大氣中懸浮微粒對直達太陽輻射通量的衰減作用，則(1)式需改寫如下：

$$I_{\lambda}^* = S_{\lambda} \times \exp [-(\tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda} + \tau_{W\lambda} + \tau_{a\lambda}) m] \quad (12)$$

其中， $I_{\lambda}^*$  就是太陽短波，同時歷經大氣分子吸收與散射，以及大氣懸浮微粒衰減效應後，到達於垂

直入射光之平面的單色輻射強度。 $\tau_{a\lambda}$  是垂直大氣中整體大氣懸浮微粒的衰減光程。

將(12)式對整個波譜積分如下：

$$\begin{aligned} \int_0^{\lambda} I_{\lambda}^* d\lambda &= \int_0^{\infty} S_{\lambda} \times \exp [-(\tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda} + \tau_{W\lambda} + \tau_{a\lambda}) m] d\lambda \\ &= \int_0^{\infty} S_{\lambda} \times \exp [-(\tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda} + \tau_{W\lambda}) m] \times \exp [-\tau_{a\lambda} m] d\lambda \end{aligned} \quad (13)$$

再將(1)式代入(13)式中，則(13)式改寫如下：

$$\int_0^{\infty} I_{\lambda}^* d\lambda = \int_0^{\infty} I_{\lambda} \times \exp(-\tau_{a\lambda} m) d\lambda \quad (14)$$

然後，再根據 Unsworth and Monteith (1972) 可定義：

$$\exp(-\tau_{\lambda} m) = \frac{\int_0^{\infty} I_{\lambda} \times \exp(-\tau_{a\lambda} m) d\lambda}{\int_0^{\infty} I_{\lambda} d\lambda} \quad (15)$$

將(15)式代入(14)式，可得下式：

$$\int_0^{\infty} I_{\lambda}^* d\lambda = (\int_0^{\infty} I_{\lambda} d\lambda) \times \exp(-\tau_{\lambda} m) \quad (16)$$

其中， $\tau_{\lambda}$  是 Unsworth and Monteith (1972) 用來測度大氣懸浮微粒含量的削減係數 (attenuation coefficient)。一般，此一削減係數也稱為大氣的混濁度 (turbidity) (Liou, 1980)。當削減係數越大，表示大氣的混濁度越大。早期，Angstrom (1964) 也推導不同類似的方釋式，定義大氣混濁度的測量指數 (Liou, 1980)。

最後，再將(3)式之參數化方程式代入(16)式中，並且使用地面觀測的直達太陽輻射通量， $F_{obs}$ ，代表  $\int_0^{\infty} I_{\lambda}^* d\lambda$ ，則：

$$\begin{aligned} F_{obs} &= S \times [T_R(m) T_{O_3}(u_{03} m) - A_w(u_w m)] \exp(-\tau_{\lambda} m) \\ &= F_{clear} \times \exp(-\tau_{\lambda} m) \end{aligned} \quad (17)$$

(17)式中，由於可利用現成地面測站的直達太陽輻射通量資料，以及地面氣象觀測資料，配合所估計的大氣水汽、臭氧含量，而求出  $F_{clear}$ 。因此大氣

混濁度  $\tau_A = -\ln(F_{\text{obs}}/F_{\text{clear}}) / m$ 。

採用實際觀測之地面輻射通量資料，配合(7)式尋求  $\tau_A$ 。若  $\tau_A > 0$ ，則顯示大氣中確實存在著懸浮微粒，並已明顯衰減抵達地面之太陽輻射通量。若  $\tau_A = 0$  或極小，趨近於 0 但仍為正值，則暗示大氣中懸浮微粒之影響微弱。而若  $\tau_A < 0$ ，則可能觀測儀器測量有誤，或者吾人第 2 節中所提估計  $F_{\text{clear}}$  的參數方法，其正確性值得懷疑。在第 4 節之資料分析經驗中，並無  $\tau_A < 0$  或  $= 0$  之情形發生，且所得之  $\tau_A$  值與國外各地所測之值相近，因此分析所得結果之可信度極高。

不過由於  $F_{\text{clear}}$  之估計方式（第 2 節中），各家紛紜，採用大氣混濁度之計算，雖確可提供了解近地面直達太陽輻射通量受懸浮微粒影響之程度與特性，但其絕對準確度仍可爭議。Uboegbulam and Davies (1983) 比較  $\tau_A$  與  $0.5 \mu\text{m}$  光譜儀所推測出之大氣衰減係數  $\tau_{0.5}$ ，發覺  $\tau_A = 0.57 \tau_{0.5}$ 。也即懸浮微粒對可見光  $0.5 \mu\text{m}$  之衰減係數  $\tau_A$ ，為正比於依據 Unsworth and Monteith (1972) 所提大氣混濁度估計方式所算之  $\tau_A$ 。此顯示  $\tau_A$  確能代表懸浮微粒對直達太陽輻射通量之衰減程度。但其計算過程中，由於(1)儀器本身誤差，(2)估計太陽常數誤差，(3)估計臭氧含量與穿透係數誤差，(4)估計水氣含量與吸收係數誤差，和(5)估計分子雷氏散射係數誤差等，均能影響  $\tau_A$  之正確度，因此本文以下之分析，均著重在了解懸浮微粒對直達太陽輻射通量之影響特性上。不過依據 Uboegbulam and Davies (1983) 之討論，在假設儀器誤差為 0.03 下，加入臭氧誤差與水氣誤差， $\tau_A$  之誤差約在 5% 以內，其可信度實在很高。

## 四、資料分析與討論

### 4.1 資料來源與分析方法

本文採用 1982 年 7 月到 1987 年 6 月，中央氣象局在台北 (  $25^{\circ}02' \text{N}$ ,  $121^{\circ}31' \text{W}$  )，宜蘭

(  $24^{\circ}46' \text{N}$ ,  $121^{\circ}45' \text{W}$  )，恒春 (  $22^{\circ}00' \text{N}$ ,  $120^{\circ}45' \text{W}$  ) 三個氣象測站所自動觀測的太陽能源資料為基礎，進行分析。測站的太陽能資料，包含有每小時一次的全天空輻射通量與直達輻射通量兩種資料。其中，直達太陽輻射通量資料是分析大氣混濁度的基本資料來源。

探討分析大氣懸浮微粒對太陽輻射通量的衰減影響，必需避免同時考慮雲滴摻雜其間的困擾。一方面是有雲存在時，它對太陽短波的衰減作用已遠遠大於懸浮微粒之效應。另一方面，雲在光學性質上的複雜，也使吾人無法正確估計雲滴所扮演的角色，以及  $F_{\text{clear}}$ 。因此，對於 1982 年 7 月到 1987 年 6 月這六年的逐時太陽能資料，尚必須配合三個測站的地面氣象要素觀測資料，以便挑選晴天無雲的所需資料。

表一：台北、宜蘭與恒春三個測站，從 1982 年 7 月至 1987 年 6 月晴天逐時資料個數統計。其中，標號(A)，(B)分別表示資料群(A)與(B)。

年	台 北		宜 蘭		恒 春	
	A	B	A	B	A	B
82	21	64	10	24	53	153
83	48	122	96	210	111	308
84	56	142	43	131	76	317
85	56	153	74	151	26	214
86	93	180	36	189	27	160
87	62	117	39	102	1	27
合 計	336	778	298	807	294	1179

不過，當仔細分析三個測站的地面雲量觀測值，發現即使是一年的所有逐時資料，雲量為零的資料也相當稀少。為避免作統計分析的結果不夠代表性，在選擇晴天無雲的資料考慮之中，分別了兩種條件稍微不同的資料群(A)以及資料群(B)（表一），同時對這兩類資料作相同的分析以取得較正確的分析結果。關於資料群(A)與資料群(B)的條件要求，說明如下：

(1)資料群(A)：雲量觀測值為 0，而且日照

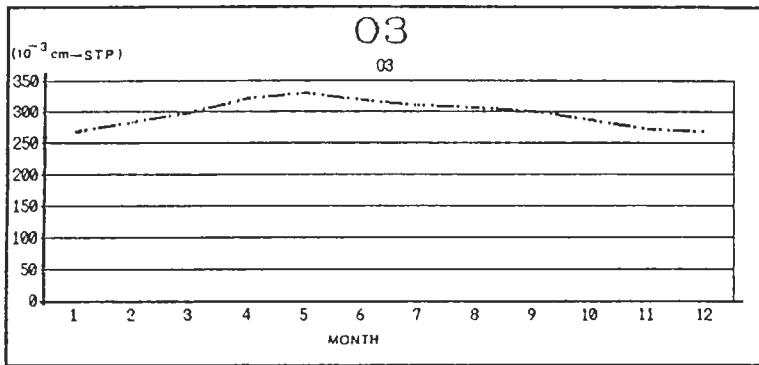


圖 1 台北測站從 1965 年至 1987 年的長期臭氧月平均值。

時數觀測值為 100%。

(2)資料群(B)：雲量觀測值為 0.1 以下，而且日照時數觀測值為 100%。

由表一的統計數目發現，資料群(B)顯然比資料群(A)增加一倍以上。

第 4.2 節中詳述分析資料群(A)與(B)中個案，發現全天空與直達太陽輻射通量在晴天時明顯受懸浮微粒所衰減。

第 4.3 節乃利用第 2, 3 節所述計算  $F_{clear}$

與  $\tau_A$  之方式，計算與分析  $\tau_A$ 。其中所需之大氣臭氧含量資料，乃由柳 (1987) 所提供之台北測站 1965 ~ 1987 年長期平均後月平均資料。圖 1 顯示臭氧含量在春季最高，5 月時為 0.3305 cm-STP，冬季最低 (12 月為 0.2678 cm-STP)。

有關水氣含量之估計，本文採 Reitan (1963)，Tomasi (1977)，Jamal et al. (1987) 等所採用之  $\ln W = a + b T_d$  方程式，式中  $W$  為垂直大氣柱中水氣含量， $T_d$  為地面露點

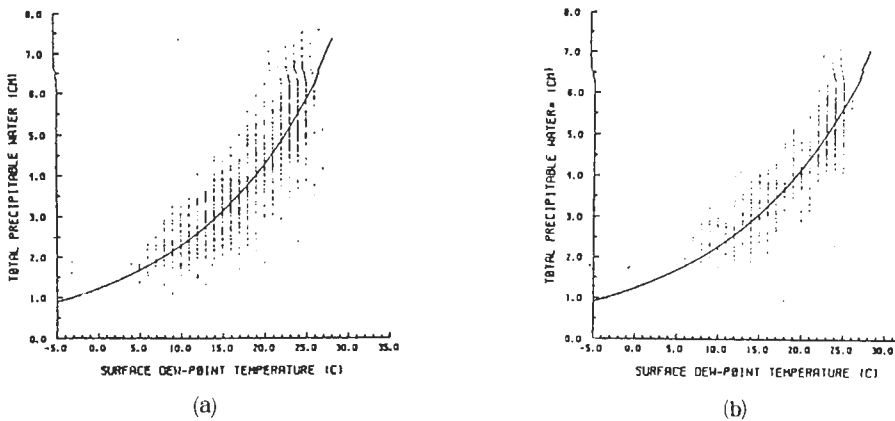


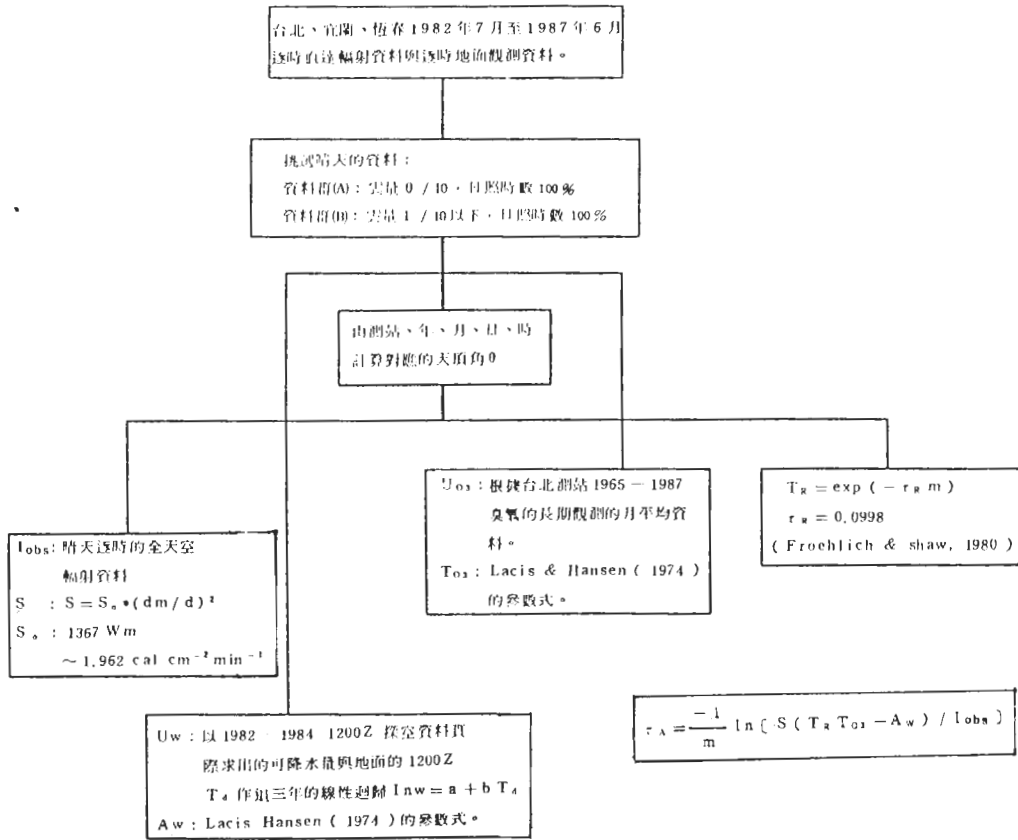
圖 2 (a)由 1982 年至 1984 年 1200Z 板橋探空資料求出的可降水量  $W$ ，與地面的 1200Z 露點溫度  $T_d$  之分佈圖。其中，迴歸方程是：

$$\ln W = 0.2023 + 0.0626 T_d$$

(b)同圖 a，但此處可降水量  $W$  已經大氣的非均均效應修正。其中，迴歸方程是

$$: \ln W = 0.2196 + 0.0607 T_d$$

表 2 本文分析大氣混濁度的資料處理方法與步驟



溫度。a 與 b 則為利用 1982 年~1984 年 12 Z 板橋探空資料計算 W，與地表 T<sub>d</sub> 經線性迴歸後，所得之迴歸係數。圖 2a 與 2b，分別為不考慮與考慮大氣非均勻效應修正\* 後，迴歸分析情形。由於二者係數相差微小，吾人採用後者之迴歸方程式：

$$Inw = 0.2196 + 0.607 \times T_d \quad (8)$$

(8)式之估計水氣含量之方式，對吾人計算 τ<sub>A</sub> 之敏感性到底如何？

為了解此點，吾人乃利用相鄰兩日的 1200 Z 探空資料 (1982 年至 1984 年) 積分求得的水氣含

\* 亦即在高度積分上作了如下修正

$$\int PW \left( \frac{P}{P_0} \right)^{0.75} \left( \frac{T_0}{T} \right)^{0.5} dz$$

量，內插求得某時對應的水氣含量，用來比較前述迴歸方法求得的 τ<sub>A</sub> 值間之差異。圖 3 便是兩種完全不同方法之下，計算資料群(A)及 τ<sub>A</sub> 值相互分佈，可發現兩者所求的 τ<sub>A</sub> 值幾乎沒有差別，這說明 τ<sub>A</sub> 值的計算對水氣含量估計的誤差並不敏感。

為方便讀者一目瞭然本文第 4.3 節中 τ<sub>A</sub> 之計算方式，特將計算與分析過程，詳列於表二中。

#### 4.2 台北、宜蘭與恆春晴天時，太陽輻射通量受大氣懸浮微粒之衰減影響分析

這一部分本文不只考慮直達輻射量，也同時分析全天空輻射量，一起檢視它們受到大氣懸浮微粒的衰減影響，到達何種程度。

由於懸浮微粒在輻射的光學性質上，同時具有對太陽短波米氏散射 (Mie scattering) 及吸



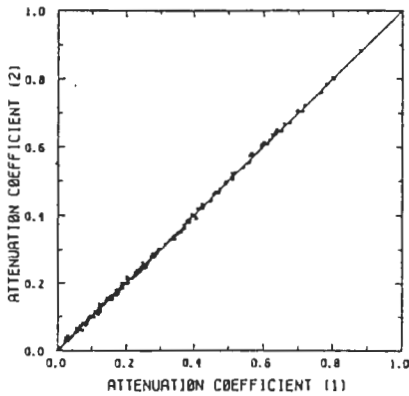


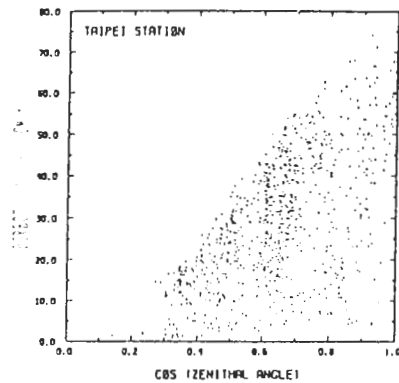
圖3 1982年7月至1984年晴天時，由兩種完全不同估計水氣含量的方法，所求得 $\tau$ 值之相互分佈。其中，方法(1)是本文使用的迴歸參數法；方法(2)是內插法。

收的兩種效應，我們可以歸納大氣懸浮微粒對近地面的太陽輻射通量起碼有兩點影響：

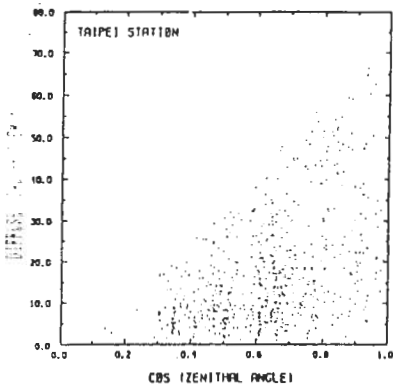
- (1)到達地面的直達太陽輻射通量，會受到懸浮微粒在大氣中的衰減作用而減少（亦即散射及吸收），但是到達地面的散射太陽輻射通量，卻因它的散射作用而增加。
- (2)大氣中懸浮微粒的衰減作用，同樣地會減少到達地面的全天空太陽輻射通量。

對於一個懸浮微粒含量稀少的地區，去分析這些地區到達地面的直達太陽輻射通量與散射太陽輻射通量時，可以發現直達量往往大於散射量一個數量級（Patridge 和 Platt, 1976）。但是，假若大氣懸浮微粒含量增加，則直達量與散射量就彼此間會形成一消一長的狀態，換句話說，它們的比例差異會變得較小。

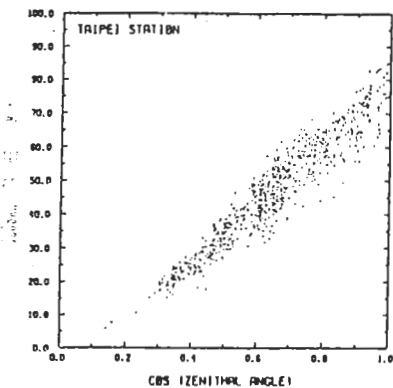
圖4至圖6，是本文分析台北、宜蘭與恒春三個測站，1982年7月到1987年6月晴天時資料群(B)，地面逐時直達太陽輻射通量與散射太陽輻射通量，隨著太陽天頂角變化的分佈圖。馮（1988）中尚包括資料群(A)的分析，其差別僅在個案數減少，但特性不變。



(a)

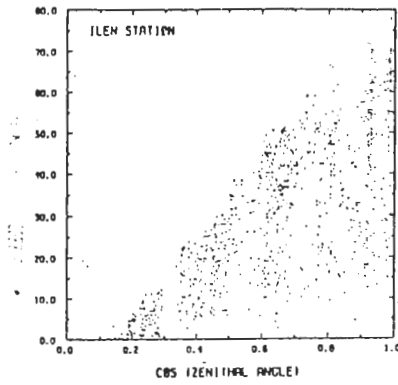


(b)

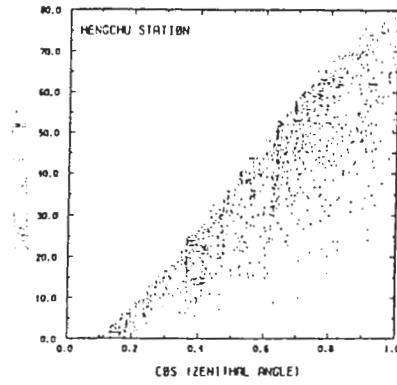


(c)

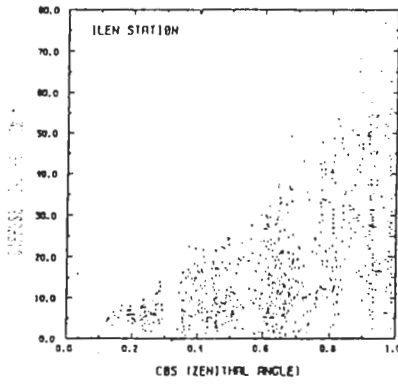
圖4 台北測站資料群(B)，1982年7月～1986年6月晴天時，地面逐時(a)直達(b)散射與(c)全天空太陽輻射通量，隨著太陽天頂角變化之分佈。



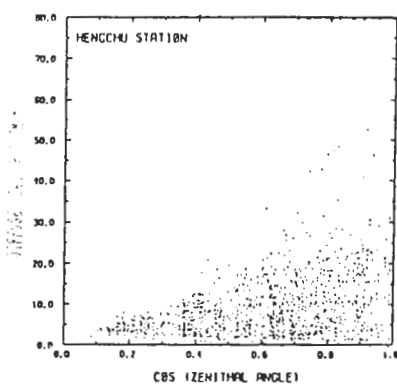
(a)



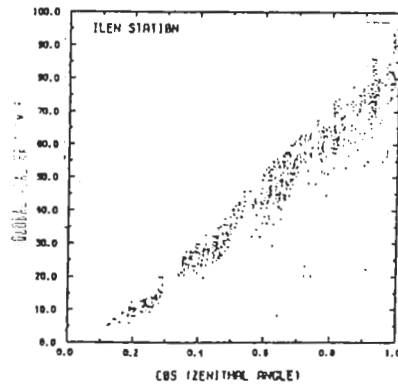
(a)



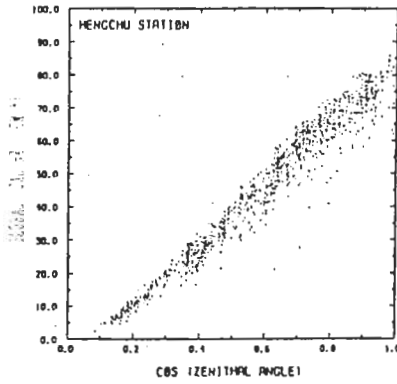
(b)



(b)



(c)



(c)

圖 5 宜蘭測站資料群(B), 說明如圖 4。

圖 6 恆春測站資料群(B), 說明如圖 4。

首先，圖 4 至圖 6 可看到不管是直達太陽輻射通量或者散射太陽輻射通量，隨著天頂角變大（ $\cos\theta$ 減小）而愈小。如直達量由天頂角  $0^\circ$  時的  $80 \text{ cal hr}^{-1} \text{ cm}^{-2}$  逐漸地遞減。這點當然容易理解，因為當天頂角越大則地面單位面積所接受的能量密度也愈低。再次，分析大氣懸浮微粒對三個測站的衰減影響程度時，只要將城市化程度明顯對比的台北與恆春兩個測站，相互比較，亦即圖 4a, b 與圖 6a, b，可以發現：台北測站的大氣懸浮微粒，已經明顯地對到達地面的直達量與散射量，產生彼此之間的消長作用。也就是說，到達地面的直達量受到懸浮微粒的衰減效應，有向下零散分佈的趨勢。在天頂角  $53^\circ$  ( $\cos\theta = 0.6$ ) 時直達量可由  $45 \text{ cal hr}^{-1} \text{ cm}^{-2}$  分佈到  $15 \text{ cal hr}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ ；然而到達地面的散射量卻因它的散射作用，有向上增加的趨勢，在天頂角  $53^\circ$  ( $\cos\theta = 0.6$ ) 時散射量可由小於  $5 \text{ cal hr}^{-1} \text{ cm}^{-2}$  分佈到  $30 \text{ cal hr}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ ，這相反的減增已使原本直達量與散射量近乎一個數量級的差異現象，不再明顯。但是，反觀恆春測站直達量與散射量的分佈圖，卻相當不同，它們的比例差異，仍近乎一個數量級。圖 6a, b 所反映的是恆春測站懸浮微粒，對地面直達太陽輻射通量的衰減作用，並不顯著。所以，歸納前述的分析，我們可以觀察出台北大氣懸浮微粒的污染可能相當嚴重。至於，宜蘭測站如圖 5a, b，受到大氣懸浮微粒的衰減影響，僅略比台北測站稍佳。

圖 4c 至圖 6c 是資料群 (B) 全天空太陽輻射通量，隨著天頂角變化的分佈圖。從這些圖內點的分佈集中型態，可以說明全天空太陽輻射通量主要是隨著天頂角變化的函數。它不若直達太陽輻射通量，具受懸浮微粒衰減的敏感程度。因為全天空太陽輻射通量是直達量與散射量已知，它們兩者的消長互抵，自然稍微減緩懸浮微粒對全天空太陽輻射通量的衰減程度。但是，務必注意的是，懸浮微粒對全天空輻射量仍有顯著的衰減影響，並且由於全天空輻射量為近地面的淨太陽輻射量之主要部分，它受懸浮微粒的衰減效應，亦值得注意和瞭解。

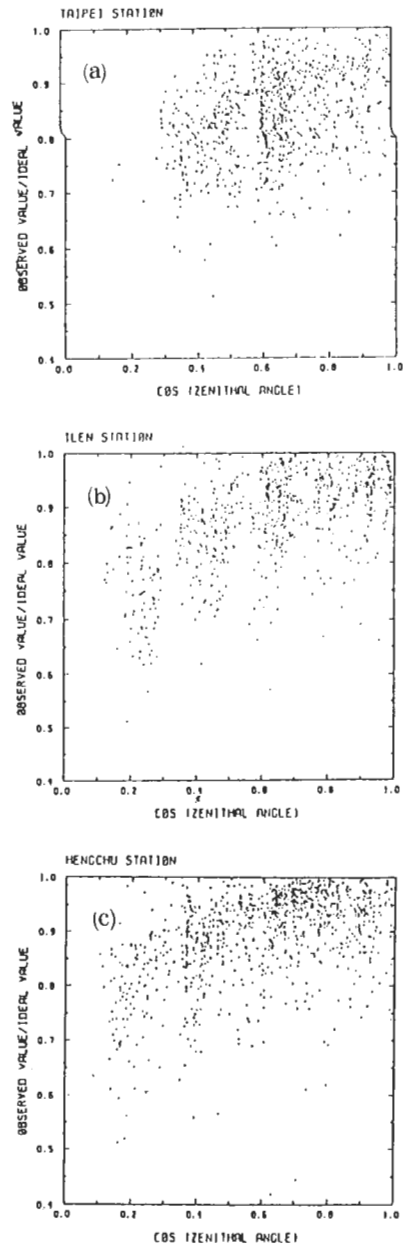


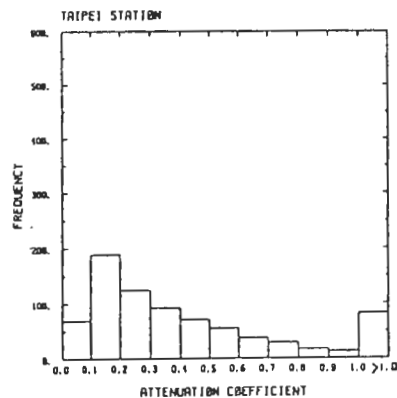
圖 7 (a)台北, (b)宜蘭, (c)恆春, 測站資料群 (B), 1982 年 7 月至 1987 年 6 月晴天時, 地面全天空太陽輻射通量受到大氣懸浮微粒於不同太陽天頂角之下的影響程度。其中, 觀測值: 地面全天空太陽輻射通量的觀測值; 理想值: 大氣於無懸浮微粒之下, 該有的地面全天空太陽輻射通量。(馮, 1988)

圖 7 是分析資料群(B)中(略去資料群(A)的分析),台北、宜蘭與恒春三個測站,地面全天空輻射通量受到大氣懸浮微粒於不同太陽天頂角之下的影響程度。在方法上,我們是將真實大氣的地面全天空輻射通量觀測值,除以大氣無懸浮微粒之下的理想全天空輻射通量(馮, 1988),所得的比值分佈,作為分析瞭解基礎。假若,我們所設定的理想值能符合大氣無懸浮微粒效應之下,該測站該有的全天空輻射通量,那麼台北測站(圖 7a),全天空太陽輻射通量已經受到大氣懸浮微粒明顯地衰減,並且大部分的地面全天空輻射通量可被削減到百分之二十左右。當然削減程度也隨著天頂角變化有所增減,天頂角越小,削減程度就較小。相對地,比較恒春測站(圖 7c),全天空太陽輻射通量受到大氣懸浮微粒的衰減程度,比起台北測站已明顯變小,大部分的地面全天空輻射通量只被減少不到百分之十左右。至於宜蘭測站(圖 7b)則比台北較好,比恒春稍嚴重。

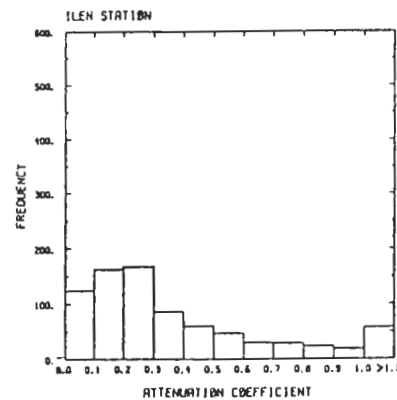
從上述衰減比值的分析探討中,對於高污染區如台北城市,於晴天無雲大氣之下,似乎已經不可以再忽視大氣懸浮微粒衰減作用,對近地面淨太陽能量收支平衡的影響了!此外,以氣候的觀點而言,它是否更進一步會影響近地面溫度的變化,也值得吾人關心。

#### 4.3 台北、宜蘭與恒春大氣混濁度之分析比較

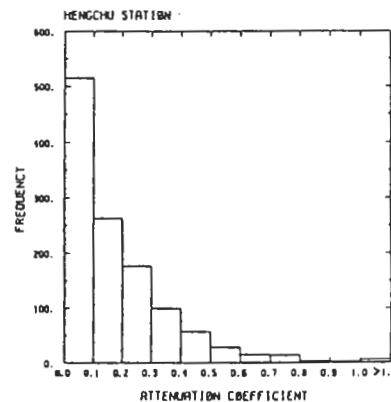
根據前一部分的分析結果,吾人已經證實越城市化的地區,太陽輻射通量受懸浮微粒的衰減作用就越嚴重。而這一事實間接所反映的,也隱含說明三個地區大氣懸浮微粒含量的多寡。本文這一部分,即利用 Unsworth 和 Monteith (1972) 定義的削減係數,亦即方程式(7)式中的  $\tau_A$ , 來詳細計算台北、宜蘭與恒春三個測站的大氣混濁度,並比較說明它們在月平均以及年平均上的特徵異同。除此,我們又配合相關的地面能見度資料分析,以進一步瞭解大氣混濁度與近地面的空氣污染是否相關。以下將重點放在資料群(B)之分析,馮(1988)有關資料群(A)之分析,顯示二者差異不大。



(a)

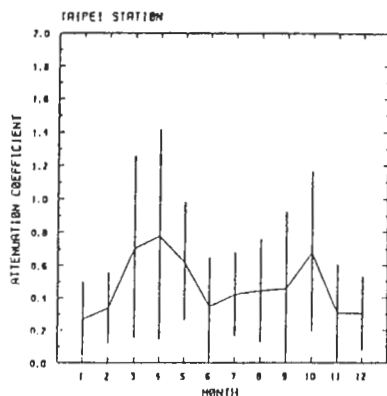


(b)

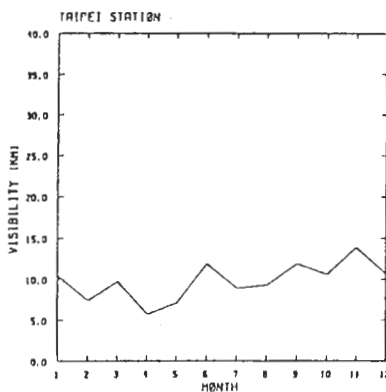


(c)

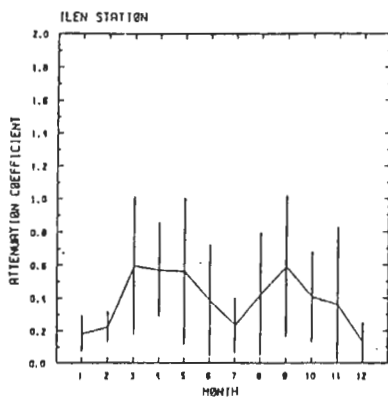
圖 8 (a)台北測站資料群(B),大氣懸浮微粒之大氣混濁度 $\tau$ ,於各個不同範圍值之下的個數分佈。(b)宜蘭站。(c)恒春站。



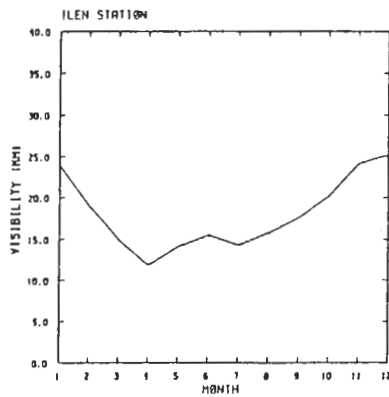
(a)



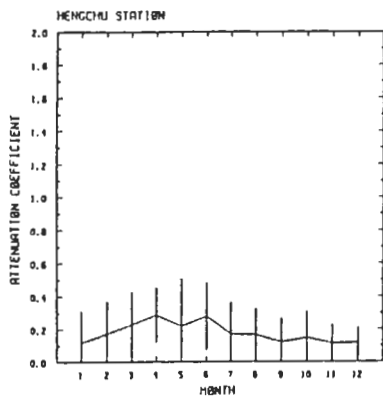
(a)



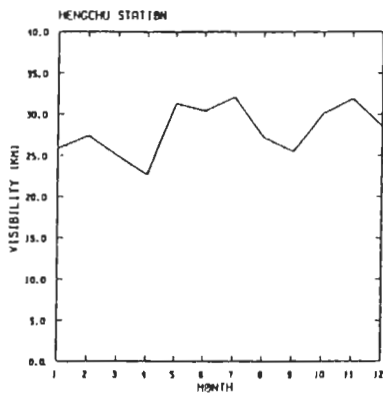
(b)



(b)



(c)



(c)

圖 9 (a)台北測站資料群(B), 大氣混濁度的月平均分佈。(b)宜蘭站。(c)恆春測站。

圖 10 (a)台北測站資料群(B)晴天地面能見度的月平均分佈。(b)宜蘭測站。(c)恆春測站。

首先，從圖 8a 至圖 8c 台北、宜蘭與恒春，大氣懸浮微粒削減係數  $\tau_A$  的分佈態勢來仔細分析，可清楚看出三個測站在大氣混濁度的彼此差異。圖 8a 台北測站，削減係數 0.1 以下最小值的資料個數比起其它兩站，相當的少；相反的是，大於 1.0 以上高  $\tau_A$  值的資料個數比起其它兩站，卻明顯偏高；除此，各個範圍他呈平緩遞減，表示台北測站的削減係數分佈均勻，且其他偏大。若以圖 8c 恒春測站互相比較，恒春削減係數的分佈，從低值到高值幾乎以指數型態迅速遞減，有趣地跟台北測站呈強烈差異。這事實再一次說明，台北的大氣品質是相當的惡劣。圖 8b 宜蘭測站，削減係數 0.3 值以下，約佔全部的百分之六十左右，大氣混濁度雖比恒春差，但比台北好一些。

圖 9a 至圖 9c 是台北、宜蘭與恒春的削減係數之月平均分佈。仔細分析這三張圖，除了各地區  $\tau_A$  值的大小差異外，在某些特徵上卻出現共同點，第一點：三個測站的標準差都相當大，顯示資料特性分佈零散且有大小極端，這表示測站的大氣混濁度好的時候很好，壞的時候很差。第二點：由削減係數的月平均分佈，都說明三個地區在 3、4 月春初時節，大氣混濁度最糟，而在 12-2 月冬季時候，大氣混濁度最好，譬如：4 月，台北月平均  $\tau_A$  為 0.78，宜蘭為 0.58，恒春為 0.28。而 12 月，台北月平均  $\tau_A$  為 0.3，宜蘭為 0.13，恒春為 0.12。另外，台北與宜蘭兩測站在 9、10 月秋季左右， $\tau_A$  值又有另一高峰，顯示大氣混濁度又變差；至於，恒春測站則較不明顯，譬如，10 月，台北為 0.67，宜蘭為 0.15。關於第二點大氣混濁度在月平均上表現的共同特徵，可能與當時盛行的風場和風速，以及近地面混合同層高度的種種天氣現象密切相關，值得進一步探討瞭解。

Unsworth and Monteith (1972), Peterson et al. (1981) 等在各別分析英國，北卡羅那州中部等地之大氣混濁度時，均指出綜觀尺度之氣團特性與大氣混濁度之高低有相當正相關，不過他們所分析之測站資料均為具相當代表性

之大氣背景值資料，而吾人所分析之測站均位於城市或鄉鎮之中，其代表性可能已受地區特徵所影響。但月平均下，3、4 月具高值之特性，三站皆一致，顯示應與當時出現頻繁之大陸出海高壓有相當關係，未來吾人將深入作相關分析。

為進一步想確知，大氣混濁度的來源是否與近地面的空氣污染有關，因此又加以分析了每筆資料所對應的地面能見度觀測資料。圖 10a 至圖 10c 便是台北、宜蘭與恒春的地面能見度之月平均分佈。分析發現，大氣混濁度最好的冬季，相對地三個測站冬季的能見度也都較好。相反的，大氣混濁度最差的 3、4 月春初，三個測站這時的能見度也明顯下降，譬如：4 月，台北能見度為 6 km，宜蘭 12 km，恒春 23 km。12 月，台北能見度為 11 km，宜蘭 25 km，恒春 28 km。由地面能見度的月平均分佈與削減係數（大氣混濁度）的月平均分佈的負相關，可以確知三個測站的大氣混濁度與近地面的空氣污染有關，亦即人類活動所排放的大量懸浮微粒，是使台灣大氣混濁的主要來源。

最後，分析圖 11a 及圖 11b，台北、宜蘭與恒春的大氣混濁度與地面能見度之年平均趨勢（注意，1982 年及 1987 年只有半年資料，不能代表年資料，不應加以比較）。從削減係數的年趨勢而言，三地區的大氣混濁度逐年（83-86）上沒有明顯變壞的趨勢，可是在 1985 年三地區  $\tau_A$  值都突然增高，而能見度上卻不見特別下降，這可能該年大氣混濁度與全球其他地區的自然界活動有關（如火山爆發、塵爆等），因為這些活動可能會帶大量懸浮微粒至高對流層或平流層，但不影響近地面的能見度。此外，比較 Unsworth 和 Monteith (1972) 計算英國城市地區的  $\tau_A$  值 ( $0.25 < \tau_A < 0.55$ )，台北與宜蘭的大氣混濁度已相當於當時英國城市地區因工業化所惡化的空氣品質，甚至比它更差了！若再比較 Uboegbulam and Davies (1983) 分析東加拿大 1968 年到 1978 年的平均大氣混濁度  $\tau_A$  值 ( $\tau_A < 0.11$ )，就更顯見台灣地區大氣的混濁程度。其次，從地面能見度的年趨勢而言

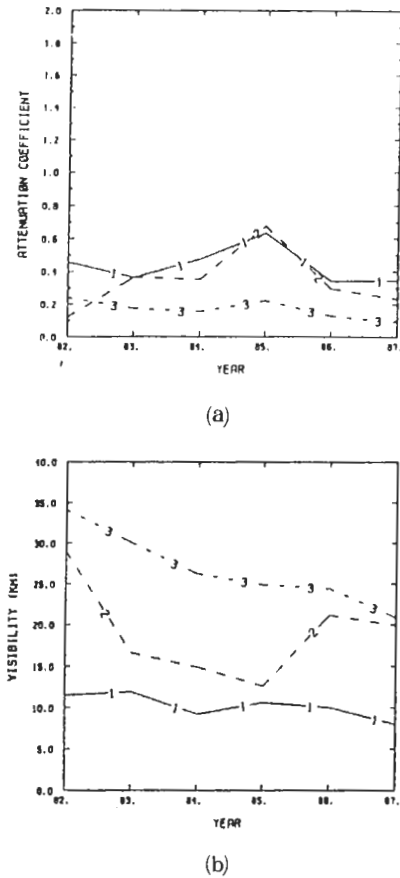


圖 11 資料群(B), 台北(1), 宜蘭(2)與恆春(3)三個測站(a)大氣懸浮微粒之 $\tau$  (削減係數或大氣混濁度)之年分佈。(b)晴天平均地面能見度之年分佈。

，卻發現，除了宜蘭 1986 年例外，從 1983 年到 1986 年三個地區都在逐年變差，尤其恆春很明顯。這說明近地面空氣污染的增加，可能很容易反映到地面能見度的差異性，當然這也與能見度觀測的尺度彈性也很有關係。

## 五、討論

本文首先提出完整之估計晴天無懸浮微粒下，抵達地面之直達太陽輻射通量， $F_{clear}$ 。此值與晴天無雲時實際觀測到之直達太陽輻射通量，

$F_{obs}$ ，相比，發現在台灣台北、宜蘭與恆春等地，大氣中均明顯地存在著懸浮微粒，顯著衰減太陽輻射能量。而全天空太陽輻射通量在台北市普遍被懸浮微粒衰減達 20%。

本文利用 Unsworth and Monteith (1972) 所定義的大氣混濁度  $\tau_A$ ，由  $F_{obs}/F_{clear}$  之比值中計算  $\tau_A$ 。設若  $\tau_A$  值大，即代表大氣中懸浮微粒含量大，其對太陽輻射之衰減顯著。反之，則  $\tau_A$  值小。本文利用 1982 年 7 月至 1987 年 6 月台北、宜蘭與恆春三測站資料分析，發現  $\tau_A$  值在台北年平均約介於 0.35 ~ 0.6 之間，宜蘭約在 0.15 ~ 0.6 之間，恆春約在 0.1 ~ 0.22 之間。此資料與 Unsworth and Monteith (1972) 分析英國城市區約在 0.25 ~ 0.55 間；而 Uboegbulam and Davies (1983) 分析東加拿大大氣背景值約在 0.05 ~ 0.22 間之性質相仿。若依 Yamashita (1974) 之討論，即恆春約為鄉村形態之懸浮微粒值，而台北、宜蘭為城市區特徵。此討論結果支持本文利用所計算之  $\tau_A$  值作分析近地面直達太陽輻射通量受懸浮微粒影響之研究。

有關水氣估計誤差對  $\tau_A$  計算之影響，圖 3 中分析顯示其敏感性不大。另若依 Uboegbulam and Davies (1983) 討論， $\tau_A$  計算中，由於儀器誤差，臭氧估計誤差以及水氣估計誤差，所造成之誤差約在 5% 以內。此外  $\tau_A$  對各項誤差（尤其水氣）所引起之敏感性實在很低。因此本文分析之可靠性乃相對提高，但作者們仍持保留態度，所以第 4.3 節中主要分析月平均與年平均之特性。

在月平均特性上，台北具相當高之  $\tau_A$  值，圖 8a 顯示  $\tau_A > 1.0$  之出現頻率遠高於宜蘭與恆春。而台北  $\tau_A < 0.1$  之出現頻率卻遠小於恆春，此顯示恆春上空大氣中懸浮微粒少。而圖 9 之月平均分佈，顯示台北月平均值約在 0.25 ~ 0.8 間，宜蘭約在 0.15 ~ 0.6 間，恆春則非常小，約在 0.1 ~ 0.3 間。此結果支持愈城市化之地區，大氣混濁度愈大。

月平均特性顯示三地區均在春季（3、4 月）

具高 $\tau_A$ 值，而12月具低 $\tau_A$ 值。依據Unsworth and Montheith (1972)與Peterson et al. (1981)所指出，此季節性特徵應與當時晴天高壓籠罩下之氣團特性有關。本文由於重心在分析懸浮微粒對太陽輻射之影響情形，因此暫不分析氣團特性與 $\tau_A$ 之相關。未來將另詳細研究之。

另外分析月平均地面能見度，發現三地區地面能見度與 $\tau_A$ 值具明顯負相關，此顯示大氣混濁度所暗示之懸浮微粒主要來自人類地面活動，尤其是台北，能見度約在5~15 km間，而恆春約在22~33 km間。能見度差異大，當然大氣混濁度差異也大。

年平均資料的分析中，可明顯看到台北、恆春由83年起能見度逐漸趨劣（低值）。但 $\tau_A$ 則未明顯指出增加趨勢。估計仍為資料太少之故。譬如83年資料中，1年內台北有122個小時為晴天無雲，約佔1年內3.3%之白日小時數。明顯地，僅用8.4%~3.3%之資料即要表示為全年之平均值，其結果仍待商榷。為避免事後分析時，資料缺乏之困擾，未來吾人將考慮更放寬資料選擇條件，譬如雲量為30%，日照時數為80%等。同時，應購買單一光譜（0.5 $\mu$ m）之太陽波譜儀，人為自行觀察，則也可增加資料數目。

## 誌謝

本文作者感謝中央氣象局資料科蕭長庚科長，充份提供有關資料。本研究是在國科會自然處研究計劃NSC77-0202-M002-06與NSC78-0202-M002-05支持下完成。作者們並感謝許欣欣小姐與鄭杏玲小姐幫忙打字、校稿。

## 參考文獻

- 柳中明，1987：南極臭氣洞——現象與成因。中央氣象局氣象學報，33, 217-235。
- 馮欽賜，1988：懸浮微粒對近地面太陽輻射通量之影響研究，台灣大學大氣科學系碩士論文

，72 pp

- Angell, J.K., 1986: Tropospheric effects of the 1963 Agung and 1982 El Chichon Eruptions, paper presented at the Norman D. Watkins symposium "Environmental Impact of Volcanism", Grad. Sch. of Oceanogr., Univ. of Rhode Island, Narragansett, March, 12-14, 1986.
- Angstrom, A., 1964: The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 16, 64-75.
- Charlock, T.P., and W.D. Sellers, 1980: Aerosol effects on climate: Calculations with time-dependent and steady-state radiative-convective models. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1327-1341.
- Coakley Jr., J.A., and R.D. Cess, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, 40, 116-138.
- Crutzen, P.J., and J.W. Birks, 1982: The atmosphere after a nuclear war: Twilight at noon. *Ambio*, 11, 114-125.
- Dutton, E.G., and J.J. Deluisi, 1985: Aerosol optical depth and ratio of diffuse-sky to total solar irradiance measured from aircraft following the eruption of El Chichon. NOAA Data Report ERL ARL-12.
- Fouquart, Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J.C. Buriez, L. Smith, and J.J. Morcrette, 1987: Observations of Sahara aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part II: Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. *J. Climate, Appl. Meteorol.*, 26, 38-52.
- Froehlich C., 1987: Variability of the solar "constant" on time scales of minutes to years. *J. Geophys. Res.*, 92, 796-800.
- , and Shaw G.E., 1980: New determination of Rayleigh Scattering in the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, 19, 1773-1775.
- Haltiner, G.J., and R.T. Williams, 1979: Numerical prediction and dynamic meteorology. 2nd edition. Wiley, New York.
- Hanel, G., R. Busen, C. Hillenbrand, and R. Schloss, 1982: Light absorption measurements: New Techniques. *Appl. Opt.*, 21, 382-386.
- Hofmann, D.J., 1987: Perturbations to the global atmosphere associated with the El Chichon volcanic eruption of



1982. *Rev. of Geophys.*, 25, 743-759.
- Jamal, A.K., S. Ayyash, M. Rasas, S. A. Aruri, and N. Shaban, 1987: Atmospheric turbidity in Kuwait. *Atmospheric Environment*, 21, 1855-1859.
- Kerr, R. A., 1981: Mount St. Helens and a climate quandary. *Science*, 211, 371-374.
- Labitzke, K., B. Naujokat, and M.P. McCormick, 1983: Temperature effects on the stratosphere of the April 4, 1982 eruption of El Chichon. *Mexico. Geophys. Res. Lett.*, 10, 24-26.
- Lacis, A.A., and Hansen J.E., 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Landsberg, H.E., 1970: Man-made climate changes. *Science*, 170, 1265-1274.
- Liou, K.N., 1980: An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, 392pp.
- Liu, C.M., S.C. Ou 1988: The effect of tropospheric aerosol on the solar radiative heating in a clear atmosphere. (In Preparation)
- Mendonca, B.G., K.J. Hansen, and J.J. Delusi, 1978: Volcanically related secular trends in atmospheric transmission at Mauna Loa Observatory Hawaii. *Science*, 202, 513-515.
- National Research Council, 1985: The effects on the atmosphere of a major nuclear exchange. National Academy Press, Washington, D.C..
- Natusch, D.F.S., and J.R. Wallace, 1974: Urban aerosol toxicity: The influence of particle size. *Science*, 186, 695-699.
- Paltridge, S.W., and C.M.R. Platt, 1976: Radiative processes in meteorology and climatology. Elsevier Scientific Publishing company. Amsterdam-Wxford-New York.
- Peterson, J.T., E.C. Flowers, G.T. Berri, C.L. Reynolds, and J.H. Rudisill, 1981: Atmospheric turbidity over central North Carolina. *J. Appl. Meteor.*, 20, 229-241.
- Podzimick, J., 1980: Advances in marine aerosol research. *J. Rech. Atmos.*, 14, 35-61.
- Prospero, J.M., and T.N. Carlson, 1972: Vertical and aerosol distribution of sahara dust over the western Equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 77, 5255-5265.
- , R.J. Charlson, V. Mohnen, R. Jaenicke, A.C. Delany, J. Moyers, W. Zoller, and K. Rahn, 1983: The atmospheric aerosol system: An Overview. *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, 21, 1607-1629.
- Rasool, S.I., and S.H. Schneider, 1971: Atmospheric carbon dioxide and aerosols: Effects of large increases on global climate. *Science*, 173, 138-141.
- Reitan, C.H., 1963: Surface dew point and water vapor aloft. *J. Appl. Meteor.*, 2, 776-779.
- Reiter, R., 1986: Fields, Currents and Aerosols in the Lower Troposphere. Printsman Press, Faridabad, India, 280pp.
- SMIC, 1971: Inadvertent Climate Modification: Report of the study of Man's Impaction on climate (SMIC). The MIT press, 308pp.
- Stephens, G.L., 1984: The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 826-867.
- Subcommittee on Airborne Particles (SAP), 1979: Airborne particles. National Research Council, 343pp., University park press, Baotimore, MD.
- Thekaekar, M.P., 1976: Solar irradiance Total and spectral and its possible variations. *Appl. Opt.*, 15, 915-920.
- Tomasi, C., 1977: Precipitable water vapor in atmosphere characterized by temperature inversions. *J. Appl. Met.*, 16, 237-243.
- Turco, R.P.O.B. Toon, T.P. Ackerman, J.B. Pollack, and C. Sagan, 1983: Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions. *Science*, 222, 1283-1292.
- Uboegbulam, T.C., and Davies J.A. 1983: Turbidity in eastern Canada. *J. Clim. Appl. Met.*, 22, 1384-1392.
- United Nations, 1979: Fine particulate pollution. Pergamon Press, New York.
- Unsworth, M.H., and J.L. Monteith, 1972: Aerosol and Solar radiation in Britain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98, 778-797.
- U.S. Environmental Protection Agency, 1982: Air Quality Criteria for particulate matter and sulfur oxides. Report No. EPA-600/8-82-029.
- Wallace, J.M., and Hobbs, P.V., 1977: Atmospheric Science: An introductory survey. Academic Press, New York.
- Wang, W.C., and G.A. Domoto, 1974: The radiative effect of aerosols in the Earth's Atmosphere. *J. Appl. Meteorol.*, 13, 521-534.

THE ANALYSIS OF AEROSOL ATTENUATION  
ON SURFACE DIRECT SOLAR FLUX

*Chung-Ming Liu . C. S. Fong*

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University  
Taipei, Taiwan, R.O.C.

(manuscript received December 18 1988; in final form June 15 1989)

ABSTRACT

Based on the solar radiative transfer equation, the surface direct solar flux in a clear day with no aerosol, is estimated theoretically. The comparison of the estimated flux with the measured flux clearly shows that there are a great deal amount of aerosol present in the atmosphere over Taipei, Ilen and Hengchu. These aerosols tend to attenuate the direct solar flux through absorption and scattering processes. Similar Finding appears in the global solar flux data.

The turbidity defined by Unsworth and Monteith (1972) is calculated in this paper. The monthly-mean turbidity has a negative correlation with the monthly-mean clear-day visibility, which suggests that the aerosols aloft are originated from surface activities. The monthly-mean turbidity in Taipei, Ilen and Hengchu is between 0.25~0.8, 0.15~0.6, and 0.1~0.3, respectively. These results are in good correlation with the analysis done in England and East Canada.

Key words: Atmospheric Radiation, Aerosol, Turbidity