

# 應用 NOAA 衛星遙測估算蒸發散量之氣象因子

## Apply NOAA Satellite Remote Sensing to Estimate Meteorological Characters of Evapotranspiration

國立成功大學水利及海洋工程  
研究所博士班研究生

郭振民

Chen-Minn Kuo

國立成功大學水利及海洋工程  
研究所碩士

陳姜琦

Chiang-Chi Chen

國立成功大學水利及海洋  
工程學系教授

游保杉

Pao-Shan Yu

### 摘 要

蒸發散量為水平衡估算之重要因子，也是水文觀測中較為缺乏之項目，尤其是區域蒸發散量之估算。近年來衛星遙測科技發展甚為迅速，本文擬利用遙測衛星來估算區域蒸發散量，提供水文平衡估算之參考。以高屏溪流域為研究對象，選用 Penman-Monteith 法估算集水區蒸發散量。同時以 NOAA 衛星影像資料估算氣象因子，建立適用於台灣地區的氣象資料推估方法，其中地表溫度與蒸氣壓差可以根據衛星影像之亮度溫度建立迴歸關係，其估算結果與測站觀測值誤差不大，利用高雄站與阿里山站之蒸發散觀測值來比較，本文之計算區域潛勢蒸發散量，初步發現氣象衛星具有應用於區域蒸發散量估算之潛力。

**關鍵詞：**區域蒸發散，衛星遙測，NOAA。

### ABSTRACT

Evapotranspiration is one of important components in water balance. As the network of evaporation observation is sparse in hydrological system, estimating the regional evapotranspiration is relatively difficult in hydrological analysis. Since remote sensing technology has recently been applied widely, this study aims to use remote sensing images to estimate regional evapotranspiration. Kao-Ping Creek is chosen as study area. We choose Penman-Monteith method for evapotranspiration estimation, in which NOAA satellite images are used to estimate meteorological parameters in Penman-Monteith method. It is found that the average surface temperature and vapor pressure deficit can be estimated by using brightness temperature of satellite image. The accuracy is reasonable. The potential regional evapotranspiration estimated by this work is compared with the

observed evaporation data at Kaohsiung and A-Li-Shan station. It may conclude from this work that the meteorological satellite has the potential to be applied for regional evapotranspiration.

**Keywords:** Regional evapotranspiration, Satellite remote sensing, NOAA.

## 一、前言

蒸發散為水循環中重要的項目之一，亦為中、長期的水資源開發水平衡之重要估算項目。由於蒸發散量觀測相對較為困難，資料亦較為缺乏，尤其估算區域蒸發散量更為困難。因此許多研究中均以點蒸發散量資料用來估算區域蒸發散量，除無法合理表現出集水區的空間變化情形外，對於水資源的估算亦增加了許多不確定的因子。然而衛星遙測由於能夠獲取廣大區域資訊之能力，正好可以提供集水區「面」的資料，因此若能配合衛星遙測來估算相關參數，或許可提供估算區域蒸發散量之方法。

應用衛星影像估算蒸發散的研究，主要分兩種不同的應用，分述如下：

1. 在 Landsat 衛星上，目前多是以區域熱平衡原理發展，比如 Seguin and Itier(1983)利用觀測之地面溫度和淨輻射量建立蒸發散量關係，再輔以衛星熱紅外光資料推算地面溫度，即可計算區域蒸發散量；Menenti and Choudhury(1993)是利用 SEBI(Surface Energy Balance Index)模式，以 Landsat MSS 衛星影像推算能量通量，進而求出蒸發散量，而 Laymon(1998)則是以輻射傳遞模式 SPECTRL，利用 Landsat TM 衛星影像推算出地表參數與能量通量，以進一步獲得蒸發散量；Farah and Bastiaanssen (2001) 則是利用 Landsat TM 熱紅外光段計算 SVAT(Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer)模式的參數，以推算能量通量，但是參數會受地域性影響，不適用於參數未率定地區的蒸發散量估算。

2. 在 NOAA 衛星應用部分，Boni *et al.*(2001) 是以 NOAA 衛星影像估算地表溫度，配合地面測站觀測值，計算蒸發散量，Jiang and Islan (1999, 2001)與 Bella(2000)進一步建立溫度、NDVI 與蒸

發散量間之迴歸關係；Granger (1997, 2000)提出以 Penman 公式為主，利用 NOAA 影像建立地表溫度與蒸氣壓差等氣象因子的迴歸關係，可以適用於區域蒸發散量之估算，此方法相較於前述之熱平衡計算法需要地面輻射觀測輔助來的簡便，且在無測站處的應用上不需地面輻射量觀測資料。

目前國內則只有鍾譯靚(2001)改進 Roerink *et al.*(2000)發展的 S-SEBI 模式，以 SPOT 衛星取代 Landsat 衛星，計算 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)與地表溫度之關係，應用於 SGP'97 (Southern Great Plains Hydrology Experiment)水文試區與台中霧峰農試所，以估算水稻田蒸發散量。

由於區域熱平衡計算蒸發散量之方式需要地面淨輻射量觀測值加以配合，而且目前在台灣地區不易取得 Landsat 衛星影像，其他衛星影像（如 SPOT、RADARSAT）卻因缺乏相同波段影像，無法有效提供區域熱平衡計算的資訊，因此本研究嘗試以 NOAA 衛星直接推導氣象資料，再根據學者所提出的蒸發散公式計算區域蒸發散量。首先即依據適合研究區域的蒸發散估算公式，決定所需要之氣象因子，進一步則是根據所需的氣象因子發展氣象衛星推估方法，並透過地面測站實際觀測資料的驗證，即可將此計算方法應用於集水區區域潛勢蒸發散量之估算。

## 二、蒸發散量估算方法

本研究所選擇的區域為高屏河流域，主流長度約 171 公里，流域面積廣達 3,257 平方公里，為台灣地區流域面積最大的河川，在地形上山地面積約為 2,634 平方公里，約佔流域面積 80.87%，平地面積約為 623 平方公里，約佔 19.13%，河床平均坡降約為 1/150。

為計算區域蒸發散量，必須由蒸發散量估算公式中分析所需要的氣象資料項目。根據陳姜琦(2002)針對高屏溪流區域蒸發散公式之研究，利用不同指標值優選合適的蒸發散量估算公式，認為此區域以 Penman-Monteith 法較合理。因此本研究以 Penman-Monteith 法探討所需的氣象因子，國際灌溉排水協會(ICID)提出之 Penman-Monteith 法估算式如下所示：

$$ET_0 = \frac{\Delta \times 86400 \times \frac{(R_n - S)}{\lambda} + r \frac{900}{(T + 273.5)} u (e_a - e_d)}{\Delta + r(1 + 0.337u)} \dots\dots\dots(1)$$

其中，

- $ET_0$ ：參考蒸發散量， $mm/day$ 。
- $\Delta$ ：飽和蒸汽壓力曲線斜率， $kPa/^\circ C$ 。

$$\Delta = \frac{4098 \times e_a}{(T + 237.3)^2} \dots\dots\dots(2)$$

$T$ ：平均溫度， $^\circ C$ 。

$e_a$ ：飽和蒸氣壓， $kPa$ ，

$$e_a = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \dots\dots\dots(3)$$

- $r$ ：濕度常數， $kPa/^\circ C$ 。

$$r = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda}$$

$c_p$ ：乾燥空氣比熱， $J/kgK$ ， $c_p = 1004.6$ 。

$\epsilon$ ：水與空氣之分子量比率， $\epsilon = 0.622$ 。

$P$ ：大氣壓力， $kPa$ ，

$$P = 101.3 \left( \frac{T + 273.16 - 0.0065EL}{T + 273.16} \right)^{5.256} \dots\dots\dots(4)$$

$EL$ ：高程， $m$ 。

- $R_n$ ：淨輻射量， $W/m^2$ 。
- $\lambda$ ：水的蒸發潛熱， $J/kg$ ， $\lambda = 2.45 \times 10^6$ 。
- $u$ ： $2m$  高所量測之風速， $m/s$ 。
- $e_a - e_d$ ：蒸汽壓差， $kPa$ 。

$$e_d = \text{實際蒸氣壓, } kPa, e_d = \frac{RH}{100} e_a \dots\dots\dots(5)$$

$RH$ ：相對溼度

- $S$ ：土壤熱通量， $W/m^2$ 。

土壤熱通量部分，計量上除長期藉助於精密儀器之量測外，則不易觀測，而其土壤溫度之量測在地表下  $0.18m$  為之，與其他因子相較，由於其對蒸發散量影響所佔之比例甚小，故可不考慮之（陳清田，1996）。

綜合以上的參數分析，使用 Penman-Monteith 法估算蒸發散量時，所需要的資料除了地表高程( $EL$ )可配合地理資訊系統與數位地形高程模型(DTM)獲得外，另外還有四個氣象因子需要發展未量測地點的估算方法：

1. 地表平均溫度( $T$ )：本研究依據地面測站觀測資料建立由 NOAA 影像推估地表平均溫度的方法。
2. 蒸氣壓差( $e_a - e_d$ )：本研究依據地面觀測資料建立由 NOAA 影像推估蒸氣壓差的方法。
3. 風速( $u$ )：因 Penman-Monteith 法對風速之敏感度較低，本文以研究區域內測站之風速各月平均值計算。
4. 淨輻射量( $R_n$ )：由 NOAA 影像估算反照率，並根據緯度與月份查表計算淨輻射量。

### 三、氣象因子估算

#### 3.1 氣象衛星應用

氣象衛星上攜帶各種輻射感測儀器，並由各輻射觀測值反演推求諸如溫度、濕度、風、雲、降水和各種氣體含量等氣象要素以及監測各種天氣現象，能提供定性的雲圖與其他氣象參數的精密觀測結果，這些資料在空間與時效上為其他傳統方法所不及，對天氣分析和預報準確度的改善有莫大的助益。

本研究所使用的衛星為美國國家海洋及大氣管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration of the United States, NOAA)系列衛星，目前運轉中的包括 NOAA-13 號、14 號、15 號和 16 號。這一系列衛星平均高度約 820 公

里，繞地球一周約需時 101 分鐘，每天通過某一地點附近上空兩次，因為有兩顆以上的衛星同時運轉，故可配合每隔 6 小時發布一次的天氣預報。目前可接收之 NOAA 系列氣象衛星資料，包括 AVHRR、HIRS 及 MSU 等感測器資料，對於海面溫度、大氣垂直溫濕剖面之反演、雲量、雲頂溫度及高度等大氣參數之遙測研究有莫大的助益。其中極精密高分辨率輻射計(AVHRR)，是以 5 個頻道同時從太空掃描地球大氣，其資料可組成可見光和紅外雲圖。三個紅外頻道的數據可用來決定雲參數和海面溫度。

本研究主要是利用 AVHRR 的波段特性加以研究，透過由 NOAA 所提供的轉換係數，如表 1，可以計算出可見光波段(CH1,CH2)與紅外光波段(CH3,CH4, CH5)的輻射強度(radiance)，轉換公式如下：

$$I_{\lambda} = DN \times 4 \times a + b \dots\dots\dots(6)$$

$I_{\lambda}$ ：轉換後的輻射強度  
 $DN$ ：影像灰度值(Digital Number)  
 $a$ 、 $b$ ：轉換係數

表 1 波段灰度值轉換參數

波段	波長範圍	a	b
1	0.58 - 0.68 $\mu\text{m}$	0.1081	-3.8648
2	0.725 - 1.1 $\mu\text{m}$	0.1090	-3.6749
3	3.55 - 3.93 $\mu\text{m}$	-0.001411	1.392849
4	10.5 - 11.3 $\mu\text{m}$	-0.157403	156.235072
5	11.5 - 12.5 $\mu\text{m}$	-0.178101	176.293171

### 3.2 氣象資料分析流程

本研究利用 NOAA 衛星來推估區域蒸發散，分析流程如圖 1 所示，首先將 NOAA 衛星原始資料配合地面參考圖之地面控制點來進行座標校正，同時為避免雲霧造成之錯誤，濾除研究區域中雲霧遮蔽處。然後根據氣象站的溫度、蒸氣壓與相對溼度等觀測資料配合影像亮度溫度，建立地表平均溫度以及蒸氣壓差之迴歸式，最後配合平均風速與淨輻射量即可完成集水區蒸發散量之估算。

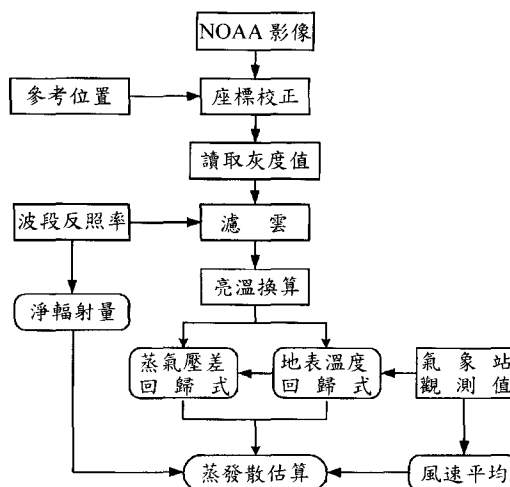


圖 1 利用 NOAA 影像進行蒸發散量估算之流程圖

### 3.3 氣象因子之推導

為結合衛星遙測與 Penman-Monteith 法估算集水區蒸發散量仍需要四種氣象資料：地表溫度、蒸氣壓差、風速與淨輻射量。根據 Granger (1997)研究顯示，透過氣象衛星可以來推導地表溫度與蒸氣壓差，而風速與淨輻射量則可分別根據區域平均與查表方式獲得。相關氣象資料估算方法探討如下：

#### 3.3.1 地表溫度推估

本研究參考 Granger 方法，擬建立台灣地區衛星影像與日平均溫度之關係式。另外，考慮一天之中蒸發散量最大值約在下午一、二點時發生，因此針對 1999 年之 NOAA 14 號衛星之 AVHRR 影像，篩選出雲量較少且台灣地區拍攝角度較垂直之影像共 18 張，其詳細資料如表 2。經過座標位置校正後，讀取台灣西部地區 12 個中央氣象局所屬之氣象站位置處的波段灰度值，但有些測站位置受雲霧影響無法讀取資料且會造成估算之偏差，所以必須先進行濾雲，本研究採用 Q 值法(Saunders and Kriebel, 1988)，即取第 2 波段與第 1 波段反射強度之比值，如式 7 所示：

$$Q = \frac{I_2}{I_1} \dots\dots\dots(7)$$

表 2 本研究選取之 NOAA AVHRR 影像(1999 年)

影像編號	月	日	拍攝角度
1	1	26	81.12
2	1	27	61.80
3	2	5	60.26
4	3	19	69.36
5	4	5	55.87
6	4	7	84.99
7	5	13	74.55
8	6	9	65.93
9	6	26	79.57
10	7	24	52.38
11	8	1	66.14
12	8	2	49.92
13	8	16	60.69
14	8	27	74.96
15	9	5	71.06
16	9	11	53.82
17	10	10	74.37
18	10	14	29.10

式中,  $I_1$ 、 $I_2$  分別為第一及第二段之輻射強度。

若為雲區  $Q$  值接近 1。經過濾雲後可使用之資料共 88 點, 如表 3。

然後以此 88 個資料點建立地表平均溫度與波段亮度溫度之迴歸關係式, 亮度溫度  $T_4$ 、 $T_5$  則由 AVHRR 影像第 4 及第 5 波段之輻射強度轉換所得, 其公式如下(曾忠一, 1988):

$$T_B(\lambda) = \frac{C_2}{\lambda \ln \left( 1 + \frac{C_1}{\lambda^5 I_\lambda} \right)} \dots\dots\dots(8)$$

式中,

- $T_B$ : 波段亮度溫度, °K。
- $\lambda$ : 波段之平均波長, cm。
- $C_1$ : 第一輻射常數,  $erg/sec-cm^2-cm^{-4}-sr$ ,  $C_1=1.191066 \times 10^{-5}$ 。
- $C_2$ : 第二輻射常數,  $deg-cm$ ,  $C_2=1.438833$ 。
- $I_\lambda$ : 波長  $\lambda$  之輻射強度。

經由地面平均溫度與  $T_4$ 、 $T_5$  建立迴歸關係, 其  $R^2$  值達 0.941。因 Prata *et al.* 在迴歸關係式參數之選擇上除選擇了第 4 及第 5 波段之亮度溫度

表 3 AVHRR 影像中氣象站可用資料數

氣象站	高程(m)	原始資料數	濾雲後資料數
淡水	19.0	18	10
鞍部	825.8	18	7
竹子湖	607.1	18	8
台北	5.3	18	2
新竹	26.9	18	10
梧棲	7.2	18	10
玉山	3,844.8	18	3
阿里山	2,413.4	18	3
日月潭	1,014.8	18	8
嘉義	26.9	18	7
台南	8.1	18	13
高雄	2.3	18	7
總計		216	88

( $T_4$ 、 $T_5$ )外, 另外增加地表發散率( $\epsilon_4$ 、 $\epsilon_5$ )兩個參數, 但迴歸結果其  $R^2$  卻略降為 0.847, 如表 4 所示, 因此本研究直接以  $T_4$ 、 $T_5$  來估算地面平均溫度, 其迴歸結果與觀測值之比較如圖 2, 關係式如下所示:

$$T_s = -1.602 + 3.768T_4 - 2.925T_5 \dots\dots\dots(9)$$

式中,

- $T_s$ : 地表日平均溫度(°C)。
- $T_4$ 、 $T_5$ : 第 4 及第 5 波段之亮度溫度(°C)。

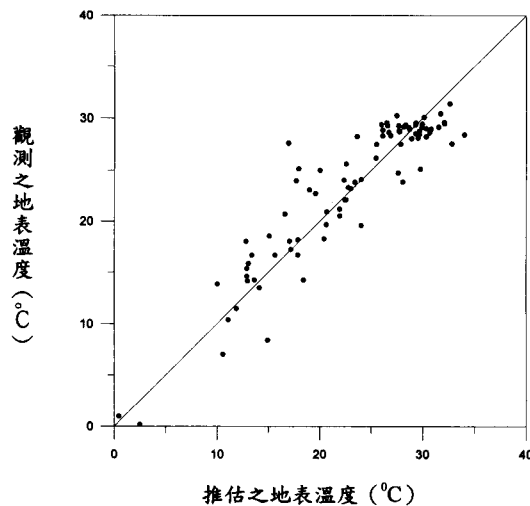


圖 2 溫度迴歸結果與觀測值之比較圖

$$(T_s = -1.602 + 3.768T_4 - 2.925T_5, R^2 = 0.941)$$

表 4 溫度迴歸式之參數組合

CASE	$T_4$	$T_5$	$\epsilon_4$	$\epsilon_5$	迴歸式	$R^2$
1	○	○	○	○	$T_s = 1.800 + 3.225 \frac{T_4}{\epsilon_4} - 2.528 \frac{T_5}{\epsilon_5}$	0.847
2	○	○			$T_s = -1.602 + 3.768T_4 - 2.925T_5$	0.941

筆波段灰度值，建立蒸氣壓差與亮度溫度及飽和蒸氣壓之關係，其  $R^2$  為 0.723，關係式如下所示：

$$VP_{def} = 0.02975 - 0.184T_4 + 0.173T_5 + 0.4539e_a \dots \dots \dots (10)$$

式中，

$VP_{def}$ ：蒸氣壓差 ( $VP_{def} = e_a - e_d$ )。

因氣象站無蒸氣壓差之觀測資料，將迴歸結果換算成相對濕度，與觀測之相對濕度值比較結果如圖 3 所示。

### 3.3.3 風速推估

因為風速資料難以取得，因此針對高雄站 1950 年至 2000 年之觀測資料進行參數敏感度分析，如圖 4。發現風速項在 Penman-Monteith 公式中是較不敏感之參數，當風速改變量在  $\pm 80\%$  時，推估蒸發散量之改變量均小於  $\pm 10\%$  以內，因此於高屏河流域之風速資料可利用流域內氣

象站歷年觀測資料求得各月份的平均值直接代入，如表 5。

### 3.3.2 蒸氣壓差推估

於蒸氣壓差之推估，參考 Granger (2000) 建立蒸氣壓差與溫度、飽和蒸氣壓迴歸關係之方法，本研究同樣利用 NOAA 影像於濾雲後之 88

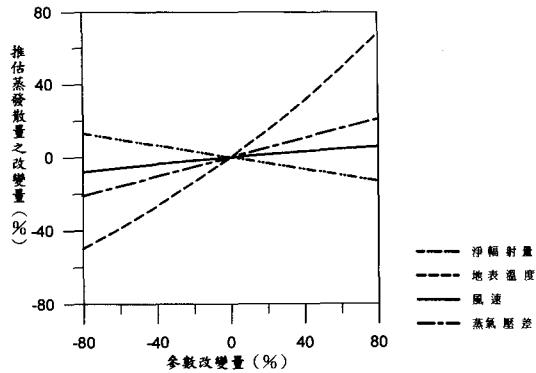


圖 4 參數敏感度分析圖

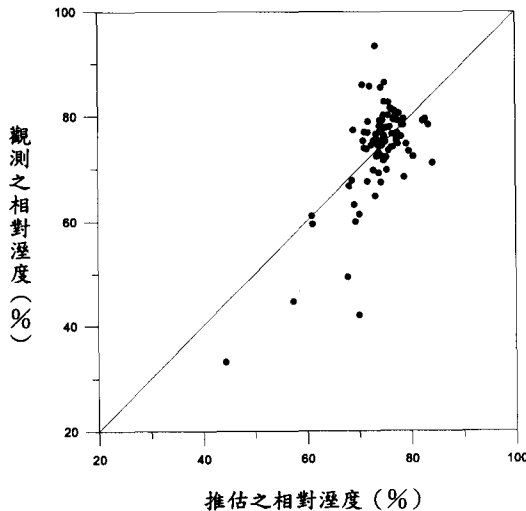


圖 3 相對溼度比較圖

( $VP_{def} = 0.030 - 0.184T_4 + 0.173T_5 + 0.454e_a, R^2 = 0.723$ )

表 5 高屏河流域各氣象站歷年觀測資料之風速平均值

月份	風速(m/sec)
1	1.39
2	1.51
3	1.42
4	1.29
5	1.26
6	1.38
7	1.50
8	1.44
9	1.23
10	1.07
11	1.16
12	1.22

表 6 不同緯度、不同月份之短波輻射量表

Mean Solar Radiation per Month for Cloudless Skies												
Latitude	Jan	Feb	Mar	April	May	June	July	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
	(MJ m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )											
60N	2.51	5.99	13.82	22.32	29.01	31.95	29.85	23.32	15.78	8.50	3.64	1.55
55N	4.31	8.67	16.33	24.16	29.85	32.66	30.56	25.00	18.00	10.89	5.57	3.22
50N	6.70	11.43	18.55	25.83	30.98	33.08	31.53	26.67	20.10	13.52	8.08	5.44
45N	9.34	14.36	20.64	27.21	31.53	33.37	32.36	28.05	22.06	16.04	10.89	8.25
40N	12.27	17.04	22.90	28.34	32.11	33.49	32.66	29.18	23.74	18.42	13.52	10.76
35N	14.95	19.55	24.58	29.31	32.11	33.49	32.95	30.14	25.25	20.52	15.91	13.52
30N	17.46	21.65	25.96	29.85	32.11	33.20	32.66	30.44	26.67	22.48	18.30	16.04
25N	19.68	23.45	27.21	30.14	32.11	32.66	32.24	30.44	27.63	24.28	20.39	18.30
20N	21.65	25.00	28.18	30.14	31.40	31.82	31.53	30.14	28.47	25.83	22.48	20.52
15N	23.57	26.50	29.01	29.85	30.56	30.69	30.56	29.60	29.18	26.92	24.28	22.48
10N	25.25	27.63	29.43	29.60	29.60	29.31	29.43	28.76	29.60	28.05	25.83	24.41
5N	26.92	28.47	29.85	29.31	28.18	27.76	27.93	27.93	29.73	28.76	27.21	26.25
OE	28.18	29.18	30.02	28.47	26.92	26.25	26.67	27.76	29.60	29.60	28.47	26.80
5S	28.05	29.85	29.85	27.76	25.54	24.58	25.00	26.67	28.09	29.85	30.44	29.31
10S	30.69	30.44	29.43	26.80	24.70	22.73	22.73	25.00	27.55	29.85	30.44	30.69
15S	31.53	30.69	28.76	25.54	22.32	20.81	21.48	23.86	26.59	29.73	31.28	31.95
20S	32.36	30.69	27.93	23.99	20.52	18.71	19.26	22.06	25.54	29.31	31.53	32.95
25S	32.95	30.69	27.09	22.32	18.13	16.75	17.58	20.64	24.33	28.76	32.11	33.62
30S	33.37	30.44	25.96	20.81	16.62	14.78	15.49	18.84	22.94	28.05	32.11	34.33
35S	33.49	29.73	24.58	18.97	14.53	12.56	13.40	16.87	21.48	27.21	32.11	34.88
40S	33.49	28.76	22.90	17.04	12.14	10.17	11.30	14.78	19.30	26.08	31.82	35.17
45S	33.49	27.76	21.23	14.95	9.92	7.66	8.79	12.69	18.09	24.70	31.28	35.17
50S	32.95	26.38	19.26	12.85	7.54	5.32	6.41	10.59	16.20	23.15	30.44	34.88
55S	32.36	24.83	17.17	10.47	5.32	3.22	4.19	8.25	13.90	21.48	29.60	34.33
60S	31.53	23.15	15.07	7.83	3.35	1.38	2.22	6.15	11.47	19.68	29.31	34.04

Note: August values in the southern hemisphere were corrected to obtain a smooth transition in monthly values. Also, 30-day months were assumed because when actual days per month were used, a smooth transition between January, February, and March did not occur.

(摘自 Jensen, M.E., Burman R.D., and Allen R.G., 1990)

### 3.3.4 淨輻射量推估

淨輻射量之估算方法參考 Granger (1997) 提出公式如下，其中反照率部分，根據 Granger 研究，可以利用第 2 波段的輻射強度代表地表反照率：

$$R_n = \left(1 - \frac{\alpha}{100}\right) Q_s - Q_l \dots\dots\dots(11)$$

式中，

$\alpha$ ：反照率。

$Q_s$ ：短波輻射量，與緯度、月份有關係，參考表 6。

$Q_l$ ：淨長波輻射量，根據 Granger (1997) 所推導之公式如下：

$$Q_l = 4.25 + 0.24Q_s \dots\dots\dots(12)$$

### 四、區域潛勢蒸發散量之推算

為考量集水區空間變異特性，區域蒸發散的估算過程主要是配合地理資訊系統來進行，由於流域面積相當廣闊，且衛星影像愈遠離星下點則影像上每個像元的大小將會有增加的情形，因此

NOAA 影像的像元(pixel)已非原先的 1.1 公里×1.1 公里，因此本研究將高屏流域以 4 公里×4 公里的格網劃分，以減少計算量，再將衛星影像所得的氣象因子分別平均計算至各格網。另外，各格網的高程資料是配合 DTM 計算，而計算淨輻射量則是以各格網的中心點緯度計算。受雲霧干擾地區的氣象因子推估方法，則是先剔除受雲霧影響之像元，再利用周圍地區平均值表示。最後則配合衛星影像所提供的氣象因子資料與 Penman-Monteith 公式即可計算集水區區域蒸發散量，計算結果如圖 5 所示。

### 五、分析結果與討論

由於本研究中所使用之 NOAA 衛星影像拍攝日期為 1999 年，而高屏流域內六龜站與扇平站於 1990 年已停止觀測蒸發散量，因此蒸發散量估算結果比較是以鄰近高屏流域之高雄站與阿里山站進行，將所有 18 個日期的資料加以探討，雲霧影響修正後之資料也一併加以討論。其中風速因為影響較小，均以高屏流域內測站各月的平均風速來計算，並根據測站位置的

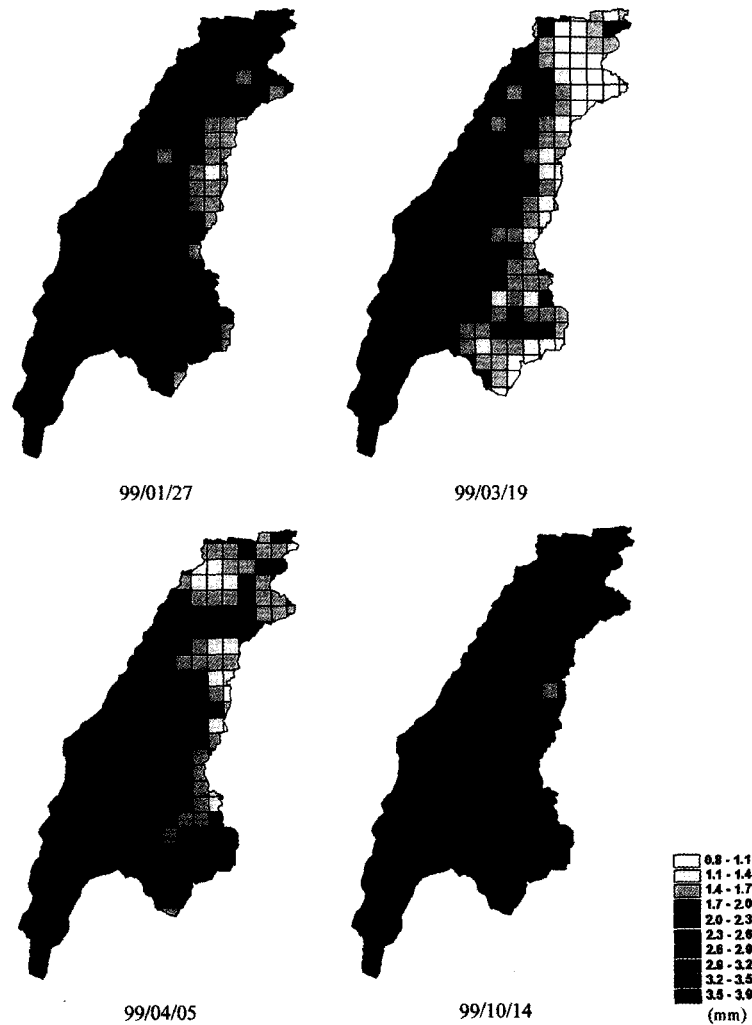


圖 5 高屏溪流流域區域蒸發散量估算結果

緯度與日期給予淨輻射量參考值，此兩站之計算結果如表 7 與圖 6 所示。由比較結果中，如表 8，高雄站蒸發散量之相對均方根誤差約為 37.37%，阿里山站則有較大之差異，相對均方根誤差約為 44.32%。

根據表 7 顯示，本研究於蒸發散的估算上仍有改進空間，應用 Penman-Monteith 法估算蒸發散量之正確性取決於氣象因子估算之準確與否，以下針對利用 NOAA 衛星遙測估算 Penman-Monteith 各氣象因子之準確性探討如下：

1. 地表溫度：由圖 4 得知地表溫度為蒸發散

估算中最敏感之因子，由於本研究中 NOAA 影像所推算地面溫度之計算方程式的  $R^2$  值相當高，因此估算結果與地面觀測值相近，如圖 7(a)，同時根據表 8 對估算誤差比較，溫度的估算誤差也較其他氣象因子來的小，但是在迴歸公式建立時，低溫的資料數目較少，如圖 2，若能增加資料將可得更具代表性的溫度計算方程式。

2. 蒸氣壓差：因地面測站無蒸氣壓差值，故轉換為相對溼度加以比較，蒸氣壓差迴歸方程分析過程中，主要是根據衛星影像所



表 7 蒸發散量估算結果

1999 年		高雄站			阿里山站		
月	日	計算值	觀測值	雲	計算值	觀測值	雲
1	26	2.749	2.5	×	1.713	1.7	○
1	27	2.722	2.5	×	2.056	1.5	×
2	5	2.491	3.4	×	1.463	1.8	○
3	19	4.005	5.8	×	1.949	0.3	○
4	5	3.876	5.1	×	2.490	1.2	○
4	7	4.075	4.8	×	1.865	2.0	○
5	13	4.323	5.9	×	3.214	1.6	○
6	9	4.869	5.5	○	2.343	1.9	○
6	26	5.208	4.7	○	2.207	3.2	○
7	24	4.241	4.7	×	3.159	0.3	○
8	1	4.183	6.1	○	3.473	2.0	○
8	2	4.255	6.2	○	3.307	3.3	○
8	16	4.332	5.2	○	2.774	1.8	×
8	27	4.282	6.1	○	1.229	1.4	○
9	5	2.705	5.4	×	2.063	0.8	○
9	11	3.684	4.1	×	2.441	1.5	○
10	10	3.084	4.0	○	2.481	2.5	×
10	14	2.723	3.7	×	2.056	1.0	○

○：受雲霧影響 ×：未受雲霧影響，單位：mm/day

表 8 氣象因子估算之誤差

相對均方根誤差	蒸發散量	地表溫度	相對溼度	淨輻射量
高雄站	37.37%	14.21%	37.59%	42.08%
阿里山站	44.32%	29.13%	48.27%	64.70%
整體誤差	40.99%	22.92%	43.26%	54.57%

能提供的亮度溫度與飽和蒸氣壓來進行迴歸，因此會受到飽和蒸氣壓（主要來自地表溫度，參考式 3）估算誤差的影響，造成誤差的累積。故此部份誤差較溫度的估算來的大，相對均方根誤差約為 43%，雖然蒸氣壓差的敏感度較溫度來的低，但是相信仍是影響估算誤差的原因之一。

3. 淨輻射量：淨輻射量的估算上則誤差較明顯，阿里山站的相對均方根誤差約為 55%，主要是在淨輻射量值應用時，為考

量在任意地區均能使用的原則，故以學者針對地球緯度與季節所建立的參考表以查表方式獲得，在應用上較無法反映實際地表與氣候條件，雖然淨輻射量對於蒸發散計算上敏感度較溫度來的低，但在實際狀況中因較大的誤差而造成蒸發散量偏估，由圖 7(b)與 7(c)中可以發現淨輻射量較為散佈，故本研究估算誤差之主因為淨輻射量之偏估。

4. 雲霧濾除：由表 7 中可發現測站計算誤差與該站是否受雲霧的影響的關聯性並不明顯，因此可以證實採用平均方式計算受雲霧影響地區氣象資料的方法可行，可以作為濾除雲霧後資料填補的參考。

## 六、結論與建議

本研究主要為發展氣象衛星估算區域蒸發

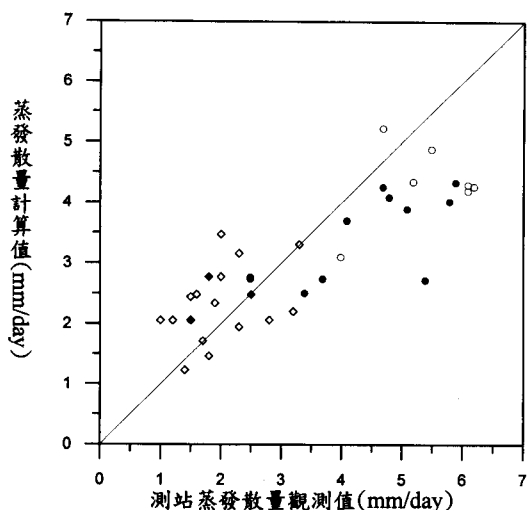


圖 6 估算蒸發散量與氣象站觀測值之比較圖

- ：高雄站（無雲），○：高雄站（有雲）
- ◆：阿里山站（無雲），◇：阿里山站（有雲）

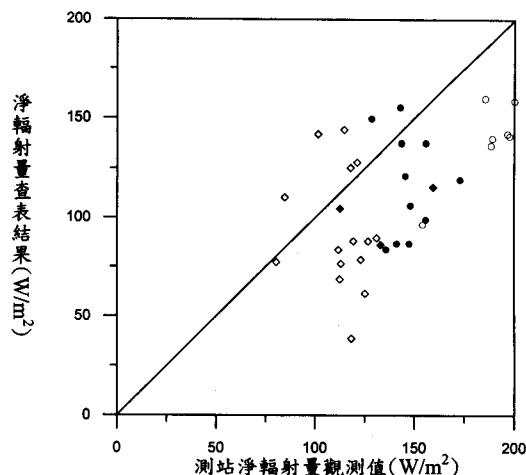


圖 7(b) 估算淨輻射量與氣象站觀測值之比較圖

- ：高雄站（無雲），○：高雄站（有雲）
- ◆：阿里山站（無雲），◇：阿里山站（有雲）

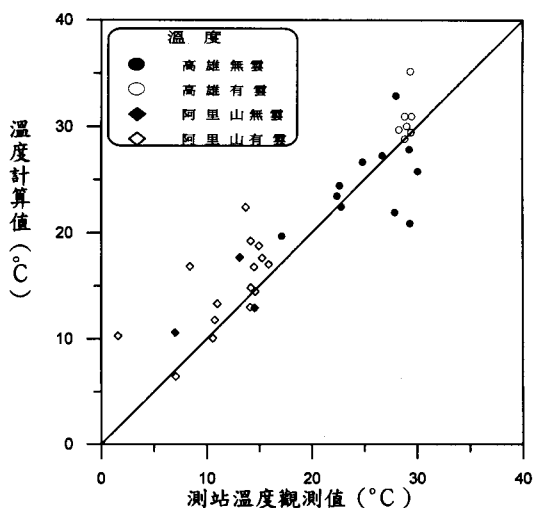


圖 7(a) 估算溫度與氣象站觀測值之比較圖

- ：高雄站（無雲），○：高雄站（有雲）
- ◆：阿里山站（無雲），◇：阿里山站（有雲）

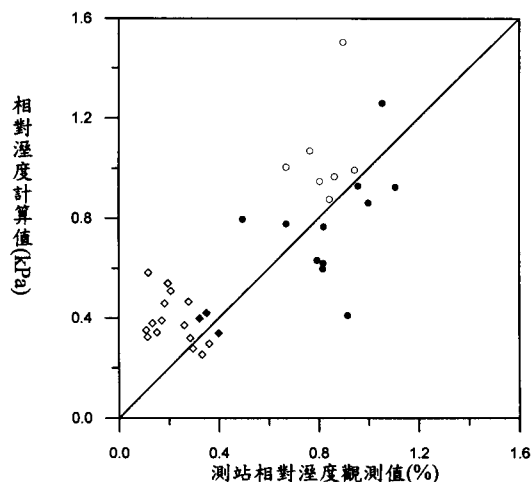


圖 7(c) 估算相對溼度比較圖

- ：高雄站（無雲），○：高雄站（有雲）
- ◆：阿里山站（無雲），◇：阿里山站（有雲）

散量之方法，利用 NOAA 氣象衛星估算地表氣象因子，配合蒸發散量估算公式估算區域蒸發散量，此方法已可以作為區域性研究的初步方向，有助於利用遙測科技於水文應用之發展。

藉由與測站之實際觀測值之比較，雖然本研

究有些許估算誤差，特別是淨輻射量估算方面，為能改變以往以單點觀測值來表示所有地區的缺點，或是查表的誤差，而目前衛星估算淨輻射量的方法大多發展自 Landsat 衛星，但台灣目前已停止接收 Landsat 衛星影像，未來若能發展 NOAA 衛星與淨輻射量之關係，將有助於蒸發散

量的估算結果。而在地表溫度與蒸氣壓差的部分，未來仍需要增加分析的影像數量，並且收集足夠的氣象站資料進行迴歸分析，發展出適合台灣地區的估算方法。

本研究之估算結果為潛勢蒸發散，未來對於區域蒸發散量之估算必須考慮地表實際作物分布情形，可以配合 SPOT 衛星影像，利用地表地物分類結果估算蒸發散折算係數，即可估算流域之區域蒸發散量。

### 謝 誌

本研究承蒙中央大學太空及遙測中心氣象衛星實驗室 劉振榮教授與林唐煌博士提供 NOAA 氣象衛星影像，以及影像資料處理時之大氣物理理論的指導，謹致謝忱。研究期間承蒙仲琦科技 常健行先生對於衛星影像定位之指導以及氣象局、林試所提供氣象站觀測資料，使研究順利完成，在此一併致謝。

### 參考文獻

1. 陳姜琦，2002，「應用衛星遙測於區域蒸發散量之估算」，國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。
2. 陳清田，1996，「臺灣地區旱作物需水量之推估研究」，國立臺灣大學農業工程學研究所碩士論文。
3. 曾忠一，1983，「大氣遙測原理與應用」，中央氣象局。
4. 曾忠一，1988，「大氣衛星遙測學」，渤海堂文化事業公司。
5. 鍾譯靚，2001，「利用衛星遙測估算蒸發散量與熱通量之研究」，國立台灣大學土木工程研究所碩士論文。
6. Bella, C.M.D., Rebella, C.M., and Paruelo, J.M., 2000, "Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of Argentina". *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 21, No. 4, pp. 791-797.
7. Boni, G., Entekhabi, D., Castelli, F., 2001, "Land data assimilation with satellite measurements for the estimation of surface energy balance components and surface control on evaporation". *Water Resource Research*, Vol. 37, No. 6, pp. 1713-1722.
8. Farah, H.O., and Bastiaanssen, W.G.M., 2001, "Impact of spatial variations of land surface parameters on regional evaporation: a case study with remote sensing data". *Hydrological Processes*, Vol. 15, pp. 1585-1607.
9. Granger, R.J., 1997, "Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm". Applications of remote sensing in hydrology, Proceedings of the Third International Workshop, NHRI Symposium, No. 17, pp. 71-81.
10. Granger, R.J., 2000, "Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin". *Journal of Hydrology*, Vol. 229, pp. 70-76.
11. Jensen, M.E., Burman R.D., and Allen R.G., 1990, "Evapotranspiration and Irrigation Water Requirement", *American Society of Civil Engineers*, New York.
12. Jiang, L., and Islam, S., 1999, "A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations". *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, No. 17, pp. 2773-2776.
13. Jiang, L., and Islam, S., 2001, "Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data". *Water Resources Research*, Vol. 37, No. 2, pp. 329-340.
14. Laymon, C., Quattrochi, D., Malek, E., Hipps, L., Boettinger, J., and McCurdy, G., 1998, "Remotely-sensed regional-scale evapotranspiration of a semi-arid Great Basin desert and its relationship to geomorphology, soils, and vegetation". *Geomorphology*, Vol. 21, pp. 329-349.
15. Menenti, M., and Choudhury, B.J., 1993, "Parameterization of land surface evaporation

- by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range". Proceedings of IAHS conference on Land Surface Processes, IAHS Publ., No. 212, pp. 561-568.
16. Prata, A.J., and Platt, C.M.R., 1991, "Land surface temperature measurements from the AVHRR", Proceedings of the Fifth AVHRR data User's Meeting. Tromso, Norway, pp 433-438.
17. 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), Vol. 25, No. 2, pp. 147-157.
18. Saunders R. W., and Kriebel, K. T., 1988, "An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data". *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 9, Iss. 1, pp. 123-150.
19. Seguin, B., and Itier, B., 1983, "Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data". *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 4, No. 2, pp. 371-383.

收稿日期：民國 91 年 8 月 22 日

接受日期：民國 91 年 9 月 10 日