

地表參數化之進展與成果

莊秉潔
中興大學環境工程系

摘要

本文主要在探討近年來有關大氣模式中地表參數化之進展與成果。首先介紹近年來國外之研究群現況，接著說明 ECMWF 之近展，再接著對 Liang et al. (1994)、莊及汪(1993)、莊及元(1994)之研究作一說明。最後由 Priestley and Taylor (1972)、Stannard (1993) 之觀測經驗公式提出氣溫直減率與相對濕度直減率比值之問題。

一、前言

大氣和地表之間的動量、水汽及熱量交換，常可影響天氣系統的消長及運動。而目前數值天氣預報模式，對此地表過程的物理參數化則還相當簡略。因此，地表過程的參數化問題已被列為模式發展中，有待解決的重要課題之一。

二、研究群近況

目前全世界最重要之研究計劃群有 World Climate Research Programme (WCRP) 下三個研究計劃群(Chahine, 1993)如下表1:

Name	Activity
GEWEX Continental-Scale Int'l Project (GCIP)	Intensive study of hydrological and energy budgets in Mississippi River basin
Global Runoff Data Center (GROC)	Compile global river discharge data
Int'l Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP)	Provide global data, experiments, and modelling on land-surface interactions, emphasising satellite remote sensing

除此之外，GEWEX 又承諾了其它四個區域之 GEWEX Large-scale Hydrological Projects (Coughlan, 1994)。分別為 Baltic Regional Experiment (BALTEX)、GEWEX Asian Monsoon Experiment (GAME)、LAMBDA-BATERISTA

Experiment (LBE) 及 Mackenzie GEWEX Study (MAGS)。其研究區域如附圖1。其中與台灣關係較大者為亞洲季風之研究區 GAME，其已於今年3月3日至6日在中國北京大學開過一次研討會。詳細情形可連絡

朱元競教授
地球物理系
北京大學，北京100871
中國
Tel: 00286-1-2501131
Fax: 00286-1-2501615

據朱教授表示，目前中國正籌劃一大型之淮河計劃及南海計劃。對於淮河計劃，目前較確定有日本會加入，而中國正向其科學院申請計劃中，亦歡迎台灣加入。在觀測項目中除了傳統之氣象、水文之觀測外，還會有 Doppler 雷達、測雨雷達、飛機及衛星之觀測。明年在泰國之研討會將會討論青康藏之整合計劃。

三、參數比較

Henderson-Sellers (1993) 主持之 Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) 其比較了22個地表水汽交換之參數方案，並對其輸出之地溫、蒸發熱、可感熱、雪深及地表逕流量作一比對。發現這些方案在一以 GCM 之輸出作 forcing 時，在年平均地溫計算上較為一致(標準偏差在 2.5 K~3.8K)，日夜地溫變化之模擬則尚可。但在蒸發熱、可感熱、雪深及地表逕流量之計算上則仍有很大之差異如圖2。GEWEX 研究群在1993年7月在日本之討論會議中，其結論為目前各地表參數即使在大氣條件皆一致，其模擬之地表反應並不一致。並準備對各參數作敏感度之測試後，在今年(1994)對真實之案例作一比對。

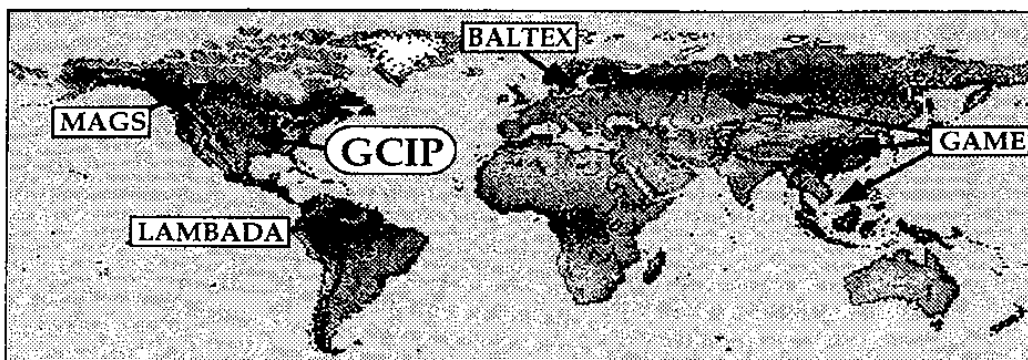


圖1 GEWEX Large-scale Hydrological Projects

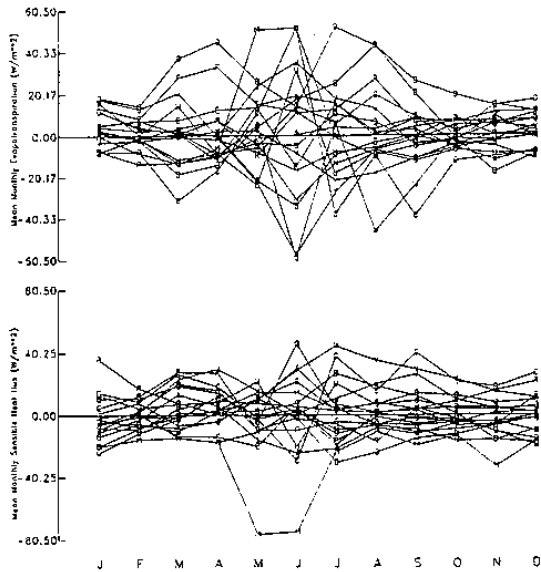


圖2 Seasonal PILPS difference from rms-mean grassland.

四、ECMWF之新的地表邊界層參數

在1993年8月4日，ECMWF使用了新的地表水文參數及邊界層參數。其修改之主要原因為當原參數與First ISLSCP Field Experiment (FIFE)之觀測資料作一比對時發現有下列問題 (Beljaars et al., 1993):

- 1、地表熱通量過大，達2-3倍，且有相差。
- 2、可感熱及蒸發潛熱之模擬日夜變化，由於使用7cm厚之地表層土壤所產生不正確之熱慣性，而有2小時之相差。
- 3、邊界層過薄。由於邊界層缺乏成長之機制 (boundary layer entrainment)。
- 4、即使地表各通量正確，邊界層仍過濕。同樣由於邊界層缺乏成長之機制，而使得邊界層過薄所致。
- 5、在濕的情況下，蒸發量過大；而在乾的情況下，蒸發量過小。
- 6、土壤含水量過份受氣候層 (climate layer) 所影響。
- 7、河川逕流量與降雨量之比例幾乎成一值。使得土壤乾燥時，模擬之逕流量過大。

由於上述問題，ECMWF之新的參數無論在地表粗糙度、地表溫度之計算、雲之參數及地表水文之處理皆有許多之不一樣。地表層之區分為動量之粗糙度及可感熱及水汽之粗糙度。地表溫度則令為skin temperature，在土壤之切割上則分為4層，在底層之熱通量設為零。土壤中水之擴散係數及熱傳係數則改為土壤含水量之函數。經過上述改進其發現其結果與FIFE之觀測結果較為符合。

五、美國1993年7月降雨之模擬

在ECMWF修改其參數後，其已能對土壤含水量對氣候之影響作更敏感之反應。圖3為其以1993年7月1日之土壤含水量及以氣候含水量模擬30天降雨變化之差值。模擬顯示使用1993年7月1日之土壤含水量會比使用氣候含水量更正確預報美國中部7月之降雨，其平均增加



圖3a 30-day average precipitation (mm/day) from ECMWF Cycle 48 (T-106) forecast from 1 July 1993, using wet 1 July soil moisture, corresponding to unstressed evaporation. Contours are at 1, 2, 4, 8 mm/day.



圖3b. Difference between wet 1 July soil moisture (Fig. 1) and for forecast initialized on 1 July with dry soil moisture corresponding to stressed evaporation. The increase in monthly mean precipitation resulting from increase in initial soil moisture is shown in mid continent.

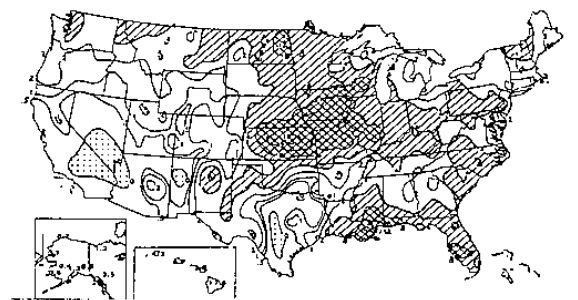


圖3c NOAA Climate Analysis Centre map: observed July precipitation in inches (from Weekly Weather and Crop Bulletin, Vol. 80, No. 32, page 10, Washington, DC).

4mm/day，此與觀測值類似。因此這新的參數亦又增加了長期(月、季)降雨預報之可行性。雨量增加之原因並不單是初始土壤含水量蒸發所致，還包括其蒸發、降雨再蒸發等回饋機制。因此亦顯示土壤含水量之初始場之觀測資料之重要。

六、Liang et al. 之參數

Liang et al. (1994)則發展了兩層之地表參數，並以

疊代方法求取地表溫度。其中較特殊的是其以遙測之 **normalized difference vegetation index (NDVI)** 來代替 **LAI (Leaf Area Index)**。其 **NDVI** 與 **LAI** 之關係式為 (Smith et al., 1993)

$$LAI = 0.1 + 0.0628(NDVI - 53.0) \quad (1)$$

其亦以 **FIFE** 之觀測值來校正及驗正其模式，其結果如圖 4。一般而言，尚可接受。但注意其日夜溫差有稍為偏小，**Bowen ratio** 值仍有許多誤差。這模式比 **Henderson-Sellers** 所比較之 22 個參數似乎為好之原因，為其已利用其它時段之資料，校正模式所需之參數。而如應用於 **GCM** 仍有許多參數不確定。

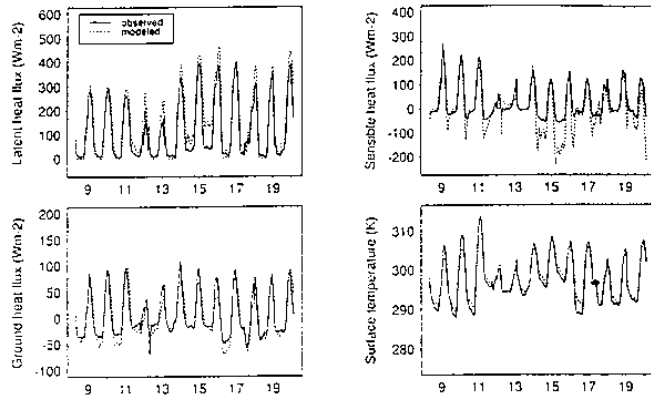


圖 4 FIFE site for August 9-20, 1997 (IFC 3).

七、莊及汪之研究

莊及汪(1993)以傳統用於農業之 **Holtan (1975)** 之蒸散係數公式，發展一套地表參數化公式。其並結合用於氣象局第二代之邊界層及輻射參數化公式，來了解不同地貌及土壤對氣候之影響。其發現在土質方面，需區別砂質裸露土壤與其它種土壤及地貌之組合。而在植物上，不同植物造成之不同蒸散係數 (**ground wetness** 或 **evapotranspiration factor**) 在夏季對大氣之區別不大，在冬

天則區別較大；另一影響在於植物根之深度，深根植物能使土壤含水率保持在凋萎含水率以上達 30 天以上，而草類只能達約 15 天。因此欲作長期預報，需考慮根之深度。另其以模擬之 **Bowen ratio** 與 **Stannard (1993)** 之經驗值作一比對，發現其結果相近。

其在不同地貌、不同土壤含水率之蒸散量，其以下式估算

$$LE = GW \cdot \frac{ka^* \rho L_v \{q^*(T_s) - RH \cdot q^*(T_a)\}}{\ln(z/z_0) - \Psi(z/L)} \quad (2)$$

其中蒸散係數 **GW** 為

$$GW = GI \times k \times \phi_{soil} \quad (3)$$

GI 為植物之成長係數，以 % 成熟度表之；**k** 為成熟植物蒸發量與蒸發皿蒸發量之比值，對矮莖類的草類其值介於 1.0 ~ 1.2 間，對肩高之作物其值介於 1.2 ~ 1.6 間，對於樹木、森林其值介於 1.6 ~ 2.0； ϕ_{soil} 為土壤之蒸散水份供給能力，其為

$$\phi_{soil} = \begin{cases} 1 & , \theta > \theta_f \\ \left[\frac{(\theta - \theta_w)}{(\theta_f - \theta_w)} \right]^x & , \theta_f > \theta > \theta_w \\ 0 & , \theta_w > \theta \end{cases} \quad (4)$$

θ 為表面土壤之含水量； θ_w 為土壤之凋萎含水量 (**wilting point**)； θ_f 為土壤之田間含水量 (**field capacity** 或 **irreducible water content**)；**x** 為無單位之參數，隨土壤種類而異，可以下式計算之 (**Viessman et al., 1989**)

$$x = \frac{\theta_f - \theta_w}{\phi - \theta_f} \quad (5)$$

其中 ϕ 為土壤孔隙率 (**porosity**)。

由於遙測技術之發達，公式 (3) 之 **GI × k** 值應可以公式 (1) 之 **NDVI** 或 **LAI** 值取代。表 2 為各種植物在植物 100% 成熟及 0% 成熟時，**LAI / GI / k** 之比值，其中 **LAI** 之資料乃參考 **Dickinson et al. (1986)**。由表中可見其

表 2

type	land cover type	max GI*k	max LAI	$\frac{LAI}{GI \cdot k}$	min GI*k	min LAI	$\frac{LAI}{GI \cdot k}$
1	crop/mixed farming	1.4	6.0	4.3	0.7	0.5	0.7
2	short grass	1.1	2.0	1.8	0.1	0.5	4.5
3	evergreen needleleaf tree	1.6	6.0	3.8	1.3	5.0	3.9
4	deciduous needleleaf tree	1.6	6.0	3.8	0.2	1.0	6.3
5	deciduous broadleaf tree	1.8	6.0	3.3	0.2	1.0	5.6
6	evergreen broadleaf tree	1.8	6.0	3.3	1.4	5.0	3.5
7	tall grass	1.4	6.0	4.3	0.7	0.5	0.7
8	desert	1.0			1.0		
9	tundra	1.1	6.0	5.5	0.1	0.5	4.5
10	irrigated crop	1.2	6.0	5.0	1.0	0.5	0.5
11	semi-desert	1.0	6.0	6.0	1.0	0.5	0.5
12	ice cap/glacier	1.0			1.0		
13	bog or marsh	1.0	6.0	6.0	1.0	0.5	0.5
14	inland water	1.0			1.0		
15	ocean	1.0			1.0		
16	evergreen shrub	1.1	6.0	5.5	0.9	5.0	5.7
17	deciduous shrub	1.1	6.0	5.5	0.1	1.0	9.1
18	mixed woodland	1.4	6.0	4.3	0.7	3.0	4.3
	Average LAI / GI / k				4.0		

LAI / GI / k 之平均值為4.0。因此公式(3)配合公式(1)可修改為

$$\begin{aligned}
 GW &= GI \times k \times \phi_{soil} \\
 &= 0.25 \times LAI \times \phi_{soil} \\
 &= 0.25 \times (50.1 + 0.0628(NDVI - 53.0)) \times \phi_{soil} \quad (6)
 \end{aligned}$$

八、莊及元之研究

莊及元(1994)以理論推導模擬地溫時，所應使用之表面層之數值厚度。其發現如使用一層土壤，此數值厚度 λ 應為

$$\lambda = \sqrt{D / \omega} \quad (7)$$

其中 D 為熱擴散係數， ω 為地球自轉角速度。當使用此值可模擬出地表之日夜溫差。其並比較ECMWF(1988)三層土壤公式，其發現其當ECMWF公式使用適當之底層土壤溫度，其標準誤差會比一層土壤為小；但無論如何調整其表層土壤厚度，其模擬日夜溫差則偏小。一般而言，如ECMWF表面層厚度取 $z_1 = 0.885\lambda$ ，底層溫度取30日之平均氣溫，仍不失良好之方案。但由於其在作長期預報時，會迫使地溫趨近其底層溫度之預設值，因此在此並不建議其用於中長期之氣象模式。反而一層之土壤公式較為理想。

除此之外，其更將一層土壤公式配合莊及汪(1993)之蒸散數之求法，對台中市水泥地面、台中縣海埔地草坪及宜蘭東澳之草地，作地溫之模擬。其發現其標準誤差皆在1-2°C之內，而 r^2 則達0.9。可見地溫之模擬已能掌握。但其進一步以宜蘭之案例，對蒸散係數作敏感度分析時，其發現改變蒸散係數，對地溫之影響不大，但對蒸發潛熱及可感熱之分配影響極大(如圖4)。宜蘭之資料時間為1993年3月28日至4月3日，平均氣溫約22°C，蒸散係數對Bowen ratio之影響還很敏感。由此可見正確決定蒸散係數之重要。

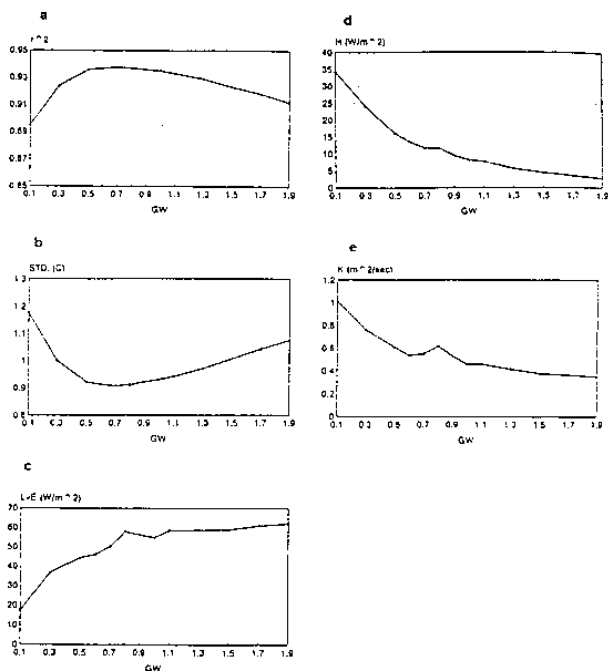


圖5 東澳案例中不同蒸散係數(GW)中，(a)UCLA地表熱通量之模型模擬與觀測值之相關係數圖，(b)(a)中之標準誤差圖，(c)研究期間之平均蒸散潛熱(L·E)，(d)研究期間之平均可感熱(H)，(e)研究期間之平均蒸散係數(K)。

對於不同含水率之單位面積熱容($\rho c_p \lambda$)作出如圖5。由圖中可見無論何種土壤，只要其含水量介於田間含水量及凋萎含水量之間，其 $\rho c_p \lambda$ 都在 $2 \times 10^5 \text{ J/m}^2/\text{K}$ 左右。由於土壤之含水量多維持在田間含水量及凋萎含水量之間，因此計算土壤溫度可以 $2 \times 10^5 \text{ J/m}^2/\text{K}$ 代入。

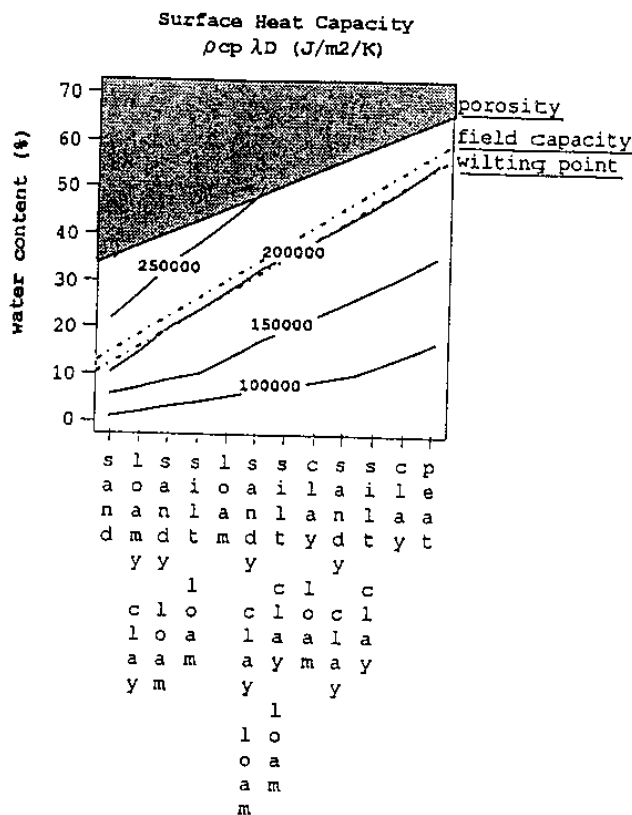


圖6 各種土壤在不同含水率之地表單位面積之熱容($\rho c_p \lambda D$)。

對於初始地溫，其發現其記憶時不長，不到24小時，因此地溫之初始場並不是最重要之課題。

九、Priestley and Taylor 方法

Priestley and Taylor (1972)曾研究水平均勻之飽和地表(horizontally uniform saturated surface)，如海洋、湖泊，充分灌溉之農田及大雨過後不久之裸露地。在無鋒面過境時，其Bowen ratio 為

$$\beta = \frac{1 - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}}{\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}} \quad (8)$$

其中，其發現 α 值為定值為1.26。這方程式隱含了一個有趣之現象即在飽和且無鋒面時，在地面及近地之溫度變化對相對濕度變化之比值($\partial T / \partial RH$)為 T_a 之函數。其關係之推導如下，在表面飽和時其蒸發潛熱及可感熱可以下式決定

$$LE = \frac{ku^* \rho L_v \{ q^*(T_s) - RH \cdot q^*(T_a) \}}{\ln(z/z_0) - \Psi(z/L)} \quad (9)$$

$$H = \frac{ku^* \rho L_v (T_s - T_a)}{\ln(z/z_0) - \Psi(z/L)} \quad (10)$$

因此Bowen ratio 為

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{H}{LE} \\ &= \frac{c_p(T_s - T_a)}{L_v[q^*(T_s) - RH \cdot q^*(T_a)]} \\ &= \frac{c_p(T_s - T_a)}{L_v[(q^*(T_s) - q^*(T_a)) + (1 - RH)q^*(T_a)]} \\ &= \frac{c_p P(T_s - T_a)}{0.622 L_v[(e^*(T_s) - e^*(T_a)) + (1 - RH)e^*(T_a)]} \\ &= \frac{\gamma}{\left[\frac{(e^*(T_s) - e^*(T_a))}{(T_s - T_a)} + \frac{(1 - RH) \cdot e^*(T_a)}{(T_s - T_a)} \right]} \end{aligned} \quad (11a)$$

由於其中表面為飽和，因此表面之相對濕度為100%。因此上式可化為

$$\begin{aligned} \beta &= \gamma / \left(\left. \frac{\partial e^*}{\partial T} \right|_{T=\bar{T}} + e^*(T_a) \frac{\partial RH}{\partial T} \right|_{T=\bar{T}} \right) \\ &= \gamma / \left[\Delta(\bar{T}) + e^*(T_a) \frac{\partial RH}{\partial T} \right|_{T=\bar{T}} \right] \\ &= \gamma / \left[\Delta(T) + e^*(T) \frac{\partial RH}{\partial T} \right|_{T=T} \right] \end{aligned} \quad (11b)$$

其中 $\gamma = c_p P / 0.622 L_v$ ， $\Delta(T) = \partial e^* / \partial T$ ，而

$\{T, \bar{T}, \bar{T}\} \in (T_a, T_s)$ 。T命名為effective temperature。比較公式(8)及(11b)，整理可得

$$\frac{\partial RH}{\partial T} = \left[\frac{\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}}{1 - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}} - \Delta \right] / e^* \quad (12)$$

或者

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial RH} &= e^* / \left[\frac{\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}}{1 - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}} - \Delta \right] \\ &= \frac{e^*(\gamma - (\alpha - 1)\Delta)}{\Delta(\alpha - 1)(\gamma + \Delta)} \end{aligned} \quad (13)$$

由於飽和地表之相對濕度為100%，所以

$$T_s - T_a = \frac{e^*(\gamma - (\alpha - 1)\Delta)}{\Delta(\alpha - 1)(\gamma + \Delta)} (1 - RH) \quad (14)$$

圖7為p=1000mb時， $\partial T / \partial RH$ 對 \bar{T} 關係圖，實線為 $\alpha=1.26$ 代入公式(13)之模擬值，而觀測值則以其分別測得之 α 值代入之結果。由圖中可看出無論是在湖泊、海洋、良好灌溉之農田及大雨過後土壤之只要沒有advection之影響皆符合公式(13)。其中值得注意的是在31°C時， $\partial T / \partial RH = 0$ 。在 $T > 31^\circ\text{C}$ 時， $\partial T / \partial RH < 0$ 。由於表面為飽和，即相對濕度為100%，因此 $\partial RH / \partial e \leq 0$ ，由於 $\partial T / \partial RH < 0$ ，進而可推得 $\partial T / \partial e \leq 0$ 。因此表示在 $T > 31^\circ\text{C}$ 且表面為飽和時，溫度有逆轉之現象。其原因可解釋為當溫度高於31°C時，地表面所蒸發之水汽非常多，在近地會造成過飽和，因而凝結出液態水並釋放出潛熱，

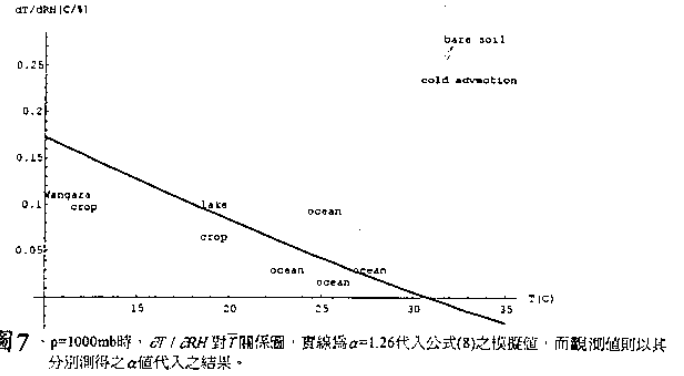


圖7. p=1000mb時， $\partial T / \partial RH$ 對 \bar{T} 關係圖，實線為 $\alpha=1.26$ 代入公式(8)之模擬值，而觀測值則以其分別測得之 α 值代入之結果。

使近地氣溫增高，而造成逆溫現象。而此逆溫，使得可感熱方向往下，即由大氣傳到地表面，再供給能量作為蒸發用，如此反覆循環。颱風大量雲量之形成、沼澤的霧氣瀰漫，皆可能是由於此機制所造成。造成颱風之海面之第一臨界水溫為26~27°C，低於此溫不可能有颱風出現；第二臨界溫度為29~30°C，超過此一溫度極易有颱風出現(戚，1989)。此第二臨界溫度與上述所提之31°C非常接近。注意上圖乃以淡水之 Δ 及 e^* 所求得，海水應略有差異。

由上述之推論可得在飽和地面時，近地之RH及 T_a 與T有關。問題是目前數值氣象(氣候)模式，在地表各通量皆正確時，能否準確模擬出近地之相對濕度及氣溫？如果不能，還不如以Priestley and Taylor所歸納之Bowen ratio之公式來模擬飽和表面時之LE及H，來較為準確。

十、Stannard 之研究

對於地表水份在非飽和時($\phi_{soil} \leq 1$)之半沙漠陸面(semi-desert) ($0.2 > LAI \geq 0$)，Stannard (1993)對此有一系列之研究。其比較Penman-Monteith (1965)，Shuttleworth-Wallace (1985)及Priestley-Taylor (1972)等三種估算蒸散潛熱之方法，其發現其中Penman-Monteith公式並不理想，

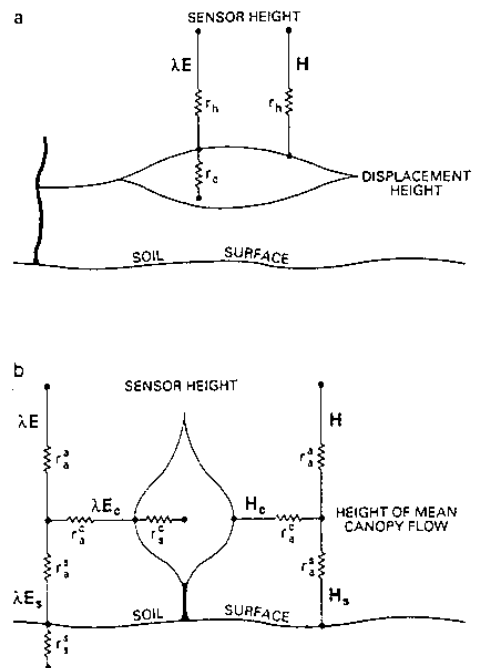


圖8 Resistance formulations for (a) Penman-Monteith model and (b) Shuttleworth-Wallace model.

其小時值之 r^2 為0.56，日平均之 r^2 為0.60。而 Shuttleworth-Wallace公式則明顯較好，其小時值之 r^2 為0.78，日平均之 r^2 為0.85。另以修正Priestley and Taylor公式亦出奇的好，其小時值之 r^2 為0.79，日平均之 r^2 為0.87。這修正Priestley and Taylor (1972)之 α 值為 (Stannard, 1993)：

$$\alpha = 1.26 - 0.920 \exp(-LAI) + 0.920 \exp(-LAI) \exp\left(-4.72 \int_0^t E_s dt\right) \quad (15)$$

其中LAI為Leaf area index， $\int_0^t E_s dt$ 為降雨後至延時 t 之總蒸發量(g/m²)。此 α 值，Stannard亦曾嘗試對太陽輻射、絕對濕度(e) (kPa)、濕度差($e_s - e$) (e_s 為飽和蒸汽壓)、風速、氣溫(T)、 T^2 及土壤含水率去迴歸，發現皆無相關。但其中土壤含水率，根據Davis and Allen (1973)、Flint and Childs (1991)之研究則認為有關；而根據Nichols and Cuenca (1993)亦發現無明顯相關。其可能原因為在當地植物之根所在之深度，正好有地下水層通過，提供豐富之水份供蒸散用。由於 $\theta > \theta_f$ ，因此 $\phi_{soil} = 1$ 。因此即使土壤之含水率有所變化，已影響不了蒸散量。至於 $\int_0^t E_s dt$ 項中，發現以 $E_s = 3\text{mm/day}$ 為例，只要一天之時間，

$\exp\left(-4.72 \int_0^t E_s dt\right) \rightarrow 0$ 。因此這項可視為土壤窪蓄及葉片在剛下雨後，所截取雨水蒸發所致。

對於有植物且表面非飽和之蒸散量可以公式(2)求得，而可感熱則可以公式(10)求得。整理可得Bowen ratio為

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{H}{LE} \\ &= \frac{c_p(T_s - T_a)}{GW \cdot L_v [q^*(T_s) - RH \cdot q^*(T_a)]} \\ &= \frac{c_p(T_s - T_a)}{GW \cdot L_v [(q^*(T_s) - q^*(T_a)) + (1 - RH)q^*(T_a)]} \\ &= \frac{c_p P(T_s - T_a)}{0.622 L_v \cdot GW \cdot [(e^*(T_s) - e^*(T_a)) + (1 - RH)e^*(T_a)]} \\ &= \frac{\gamma}{GW \cdot [(e^*(T_s) - e^*(T_a)) / (T_s - T_a) + (1 - RH) \cdot e^*(T_a) / (T_s - T_a)} \end{aligned} \quad (16a)$$

在有水份提供蒸散之表面其相對濕度為100%。因此上式可化為

$$\begin{aligned} \beta &= \gamma / GW \left/ \left(\frac{\partial e^*}{\partial T} \Big|_{T=\bar{T}} + e^*(T_a) \frac{\partial RH}{\partial T} \Big|_{T=\bar{T}} \right) \right. \\ &= \gamma / GW \left/ \left[\Delta(\bar{T}) + e^*(T_a) \frac{\partial RH}{\partial T} \Big|_{T=\bar{T}} \right] \right. \\ &= \gamma / GW \left/ \left[\Delta(T) + e^*(T) \frac{\partial RH}{\partial T} \Big|_{T=T} \right] \right. \end{aligned} \quad (16b)$$

比較公式(8)及(16b)，整理可得

$$\frac{\partial RH}{\partial T} = \left[\frac{\gamma}{GW} \left(\frac{\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}}{1 - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}} \right) - \Delta \right] / e^* \quad (17)$$

或者

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial RH} &= e^* / \left[\frac{\gamma}{GW} \left(\frac{\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}}{1 - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}} \right) - \Delta \right] \\ &= \frac{e^* GW (\gamma - (\alpha - 1) \Delta)}{\Delta [\gamma (\alpha - GW) + GW \Delta (\alpha - 1)]} \end{aligned} \quad (18)$$

圖9為 $p=1000\text{mb}$ 、 $\phi_{soil} = 1$ 、且 $\int_0^t E_s dt \rightarrow \infty$ 時，不同LAI之 $\partial T / \partial RH$ 對 \bar{T} 關係圖。由圖可見LAI影響了 $\partial T / \partial RH$ 之分佈。

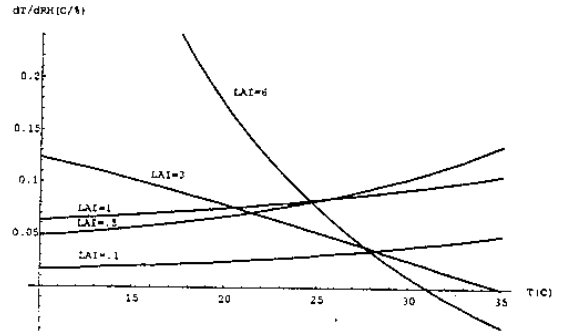


圖9 · $p=1000\text{mb}$ 、 $\phi_{soil} = 1$ 、且 $\int_0^t E_s dt \rightarrow \infty$ 時，不同LAI之 $\partial T / \partial RH$ 對 \bar{T} 關係圖。

圖10則為我們在1993年3月28日至4月3日實際至宜蘭東澳地區量測 $(T_h - T_l) / (RH_h - RH_l)$ 對 T_g 之分佈圖。高層溫濕度計距地7公尺，低層溫濕度計距地2.5公尺。由此可知除了3月29日~3月30日，受鋒面之影響外，其餘各日 $(T_h - T_l) / (RH_h - RH_l)$ 對 T_g 之分佈圖皆極為類似。由此證明公式(18)有其可信性。問題是同樣的，目前數值氣象(氣候)模式，在地表各通量皆正確時，能否準確模擬出近地之相對濕度及氣溫？

十一、結論

1. 由上述之討論可見這幾年地表水汽能量及動量交換機制之研究有非常蓬勃之進展，尤其是WCRP所推動之三個大型研究計畫GCIP，GROC及ISLSCP及有關季風區之GAME計畫，非常值得國人參與。
2. ECMWF之氣象模式在1988年加入一個較為完整之地表參數後，在1993年基於FIFE之觀測資料又更進一步修改其參數，在新的參數對土壤含水率之變化，表面溫度之變化，更賴以當時地表能量及水量之平衡來預報，逐漸放鬆氣候值對即時值之控制，其修改方向值得參考。
3. 在目前地表機制之各參數，已能對出地溫對準確之計算，但對可感熱及蒸發潛熱之模擬，仍需加強。
4. 由於遙測技術之進展，對於Leaf Area Index及表層土壤之含水率及溫度皆可藉由衛星之遙測而得，這些資料可供中長期氣象預報所用。
5. 在資料庫上全球植物根深之資料庫及根深位置之土壤含水率則企待建立。但土壤含水率對蒸散之影響開始有爭議。
6. 基於Priestley-Taylor及Stannard之研究。顯然近地氣溫及濕度之變化主要受地表溫度、含水率及Leaf Area Index所影響，因此如何準確模擬近地氣溫及濕度將是下一階段之重要課題。如這問題無法克服，基於Businger(1974)之可感熱及潛熱通量公式將有極大之誤差。

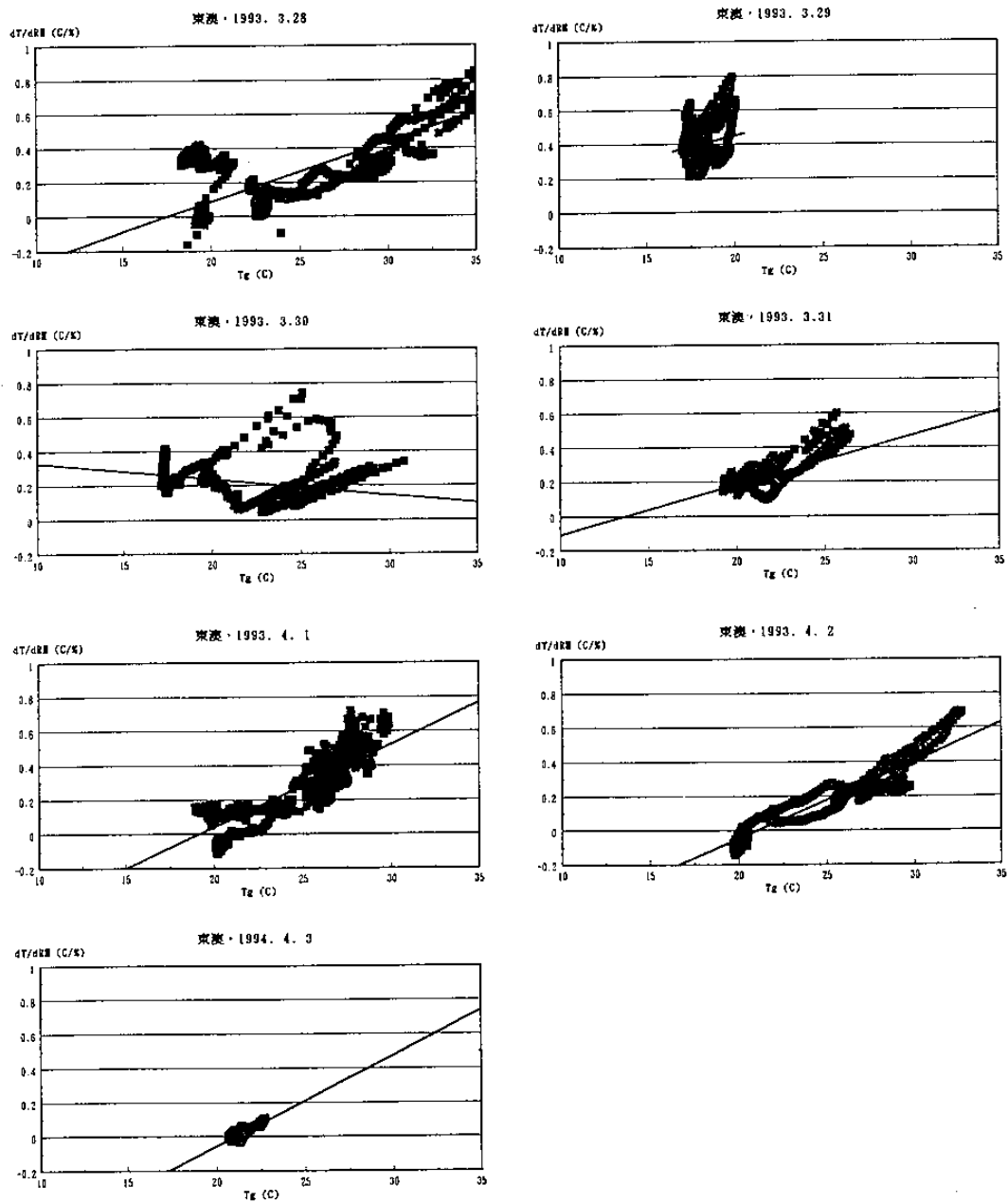


圖10 宜蘭東澳1993年3月28日至4月3日， $(T_h - T_l) / (RH_h - RH_l)$ 對 T_g 之分佈圖。

參考文獻

- 莊秉潔、汪鳳如，1993，大氣模式之地表水氣交換參數化之研究，大氣科學，第二十一期第二號，137-157頁。
- 莊秉潔、元曉琴，1994，地表溫度模擬之表面層數值厚度之決定及參數比較，大氣科學，第二十二期第二號，189-218頁。
- 戚啓勳，1993：熱帶氣象學。
- Beljaars, A.C.M., P. Viterbo, M.J. Miller, A.K. Betts and J.H. Ball, 1993, "A new surface boundary layer formulation at ECMWF and experimental continental precipitation forecasts (July 1993)", *GEWEX news*, Vol. 3, No. 3.
- Businger, J. A. et. al., 1971, Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, p. 181-189.
- Chahine, M.T., 1993, "The key role of the international GEWEX project office", *GEWEX news*, Vol. 3, No. 3.
- Coughlan, M., 1994, "Report of GCIP meetings, Norman, Oklahoma, U.S.A., 18-22 October 1993", *GEWEX news*, Vol. 4, No. 1.
- Davies, J. A., and C. D. Allen, 1973: "Equilibrium, potential, and actual evaporation from cropped surfaces in southern Ontario", *J. Appl. Meteorol.*, 12, 649-657.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1986, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, NCAR Technical Note, NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 69 pp.
- ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts), 1988, Research Manual 3 ECMWF Forecast Model, Meteorological Buletin.
- Flint, A. L., and S. W. Childs, 1991: "Use of the Priestley-Taylor evaporation for soil water limited conditions in a small forest clearcut", *Agric. For. Meteorol.*, 56, 247-260.
- Henderson-Sellers and A.J. Pitman, 1993, "Project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILS)-first results from phase 2", *GEWEX news*, Vol. 3, No. 3, 1993.
- Holtan, H. N., G. J. Stiltner, W. H. Henson, and N. C. Lopez, 1975, USDAHL-74 Revised Model of watershed Hydrology, U. S. Department of Agriculture, ARS Tech. Bulletin No. 1518: Washington, D. C.
- Liang, X., D. P. Lettenmaier, E.F. Wood, and S.J. Burges, 1994, "A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models", *J. of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D7, pp. 14415-14428.
- Monteith, J.L., 1965, "Evaporation and environment, in *The State and Movement of Water in Living Organisms*, Sympos. Soc. Exper. Biol., Vol. 19, edited by G.E. Fogg, pp. 205-234, Academic, San Diego, Calif.
- Nichols, W.E., and R. H. Cuenca, 1993, "Evaluation of the evaporative fraction for parameterization of the surface energy balance", *Water Resources Research*, Vol. 29, No. 11, pp. 3681-3690.
- Priestley, C.H.B., and R.J. Taylor, 1972, "On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters", *Monthly Weather Review*, Vol. 100, No. 2, pp. 81-92.
- Shuttleworth, W.J., and J.S. Wallace, 1985, "Evaporation from sparse crops- An energy combination theory", *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 111, 839-855.
- Smith, E.A., H.J. Cooper, W.L. Crosson, and H. Weng, 1993, "Estimation of surface heat and moisture fluxes over a prairie grassland, 3, Design of a hybrid physical/remote sensing biosphere model", *J. Geophys. Res.*, 98(D3), 4951-4978.
- Stannard, D. I., 1993: Comparison of Penman-Monteith, Shuttleworth-Wallace, and Modified Priestley-Taylor Evapotranspiration Models for Wildland Vegetation in Semiarid Rangeland, *Water Resources Research*, Vol. 29, No. 5, pp. 1379-1392.
- Viessman, W. Jr., J. W. Knapp, G. L. Lewis, and T. E. Harbaugh, 1977, *Introduction to Hydrology*, 2nd ed. 704 pp.