

數值天氣預報系統之地表水氣交換參數化之改進

莊秉潔* 汪鳳如**

摘要

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中，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。

地表過程的參數化方案，和大氣模式的解析度密切相關。所以本研究首先依現有理論，設計一組和氣象局第二代作業模式相匹配的參數化方案。其次，將結合理論、觀測及數值模擬，以期發展一完整的參數化架構，將來配合氣象局數值天氣預報模式的發展，而能適切的提供模式所需的地表過程參數化方案。

在目前發展之參數架構，其機制包含了：一、地表溫度之計算，二、水氣的交換，以及三、水在泥土中流動等三個部分。在地溫計算上，我們使用三層之土壤並設定表層土壤厚為0.885 λ 以求得合理之日夜溫差；而地表與大氣之水氣交換，我們則選用Holtan et al. (1975) 為美國Agricultural Research Service所發展的植物蒸散的計算公式，這公式考慮了植物的生長係數，植物蒸散與蒸發皿蒸發的比值，以及水份在不同泥土之蒸發能力；而水在泥土中的流動，則以Darcy's Law 模擬未飽和層的地下水流動，並考慮虹吸作用。在未來之方案上，將利用地球資源衛星所測得之全球植物指數(Global Vegetation Index)，代替Holtan 公式中的植物生長係數及植物與蒸發皿的蒸散能力比值。

在參數的測試上，其中以不同泥土及表面覆蓋物的測試結果顯示，當泥土由溼變乾時，其溫度及各能量比例急劇變化。在七月時，沙質(sand) 構成之沙漠其由飽和溼泥土變成乾燥只需一天；但如果沙土上有農作物生長則需15天，對於其它透水性較差之土壤如黏土覆蓋著植物則超過30天。除此之外發現不同土壤與地貌之組合，其對大氣混合層高之發展，可感熱與潛熱之分配皆呈現不同之結構。

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中，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。

然而地表之溫度、含水量隨氣象條件改變而改變，其變化有日夜及季節之周期。而這周期又摻雜因雲、鋒面、豪雨及降雪所造成之擾動。除了這些外在之變異，而地表之特性如反照率、熱容、熱傳係數亦因土壤之含水量變化而改變。其它植物之生長亦改變其特性。因此預測地表之溫度及含水量需考慮許多因子(Hillel, 1982)。

另一方面，地表之溫度、含水量卻又是決定地表與大氣之能量及水份交換不可或缺之因子。近年來有許多利用全球氣候模式(GCM)所作之敏感度分析顯示，改變地表之蒸散能力(如Ground wettness)及反照率(albedo)將造成降雨及大氣循環之改變，如撒哈拉沙漠之形成(Charney, 1975; Mintz, 1984)。然而最近才有較完整之地表水氣交換參數化之研究(Dickinson et al., 1986; Sellers et al., 1986; 1988; Laval, 1988; Tsuang and Dracup, 1990)，但運用在作業之全球大氣循環模式並不多，目前似乎只有歐洲共同體之模式(ECMWF, 1988)。

而本研究首先依現有理論，設計一組和氣象局第二代作業模式相匹配的參數化方案。其次，將結合理論、觀測及數值模擬，以期發展一完整的參數化架構，將來配合氣象局數值天氣預報模式的發展，而能適切的提供模式所需的地表過程參數化方案。

在目前發展之參數架構，其機制包含了：一、地表各能量之平衡，二、水氣的交換，以及三、水在泥土中流動等三個部分。在能量平衡上，我們使用三層土壤計算地表溫度；而地表與大氣之水氣交換，我們則選用Holtan et al. (1975) 為美國Agricultural Research Service所發展的植物蒸散的計算公式，這公式考慮了植物的生長係數，植物蒸散與蒸發皿蒸發的比值，以及水份在不同泥土之蒸發能力；而水在泥土中的流動，則以Darcy's Law 模擬未飽和層的地下水流動，並考慮虹吸作用。

二、理論

圖1 為整個地表水氣交換之計算流程，其中LC 為地貌種類(Land Cover)。首先判斷LC，如其為海洋(Ocean)則地溫(T_g)以氣候值代入，而地表蒸散能力(GW)為1；如非則計算地溫，地溫之計算以ECMWF (1988) 之三層公式計算

* 中興大學環境工程研究所副教授

** 中央氣象局資訊中心

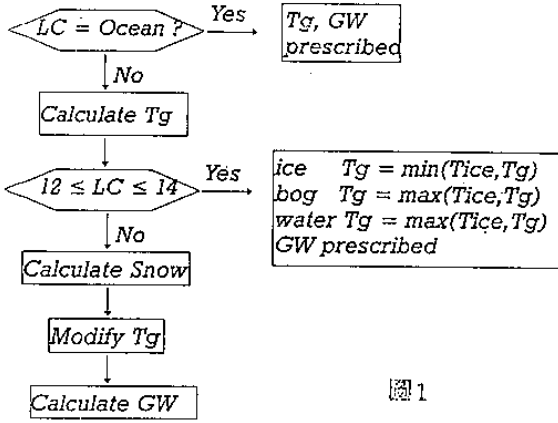


圖 1

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{Q_s}{\rho C_p z_1} + \frac{D_h(T_d - T_g)}{0.5z_1(z_1 + z_2)} \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = -\frac{D_h(T_d - T_g)}{0.5z_2(z_1 + z_2)} + \frac{D_h(T_{c1} - T_d)}{z_2 z_3} \quad (2)$$

其中 T_g , T_d 及 T_{c1} 分別為土壤(或雪、湖泊、海洋等)表層、中層以及底層之溫度($^{\circ}\text{C}$)； z_1 , z_2 及 z_3 則分別為其各層之厚度(m)； Q_s 為地表之淨吸收能(w/m^2)， D_h 為土壤(或雪、湖泊、海洋等)之熱擴散係數(m^2/s)， ρ 為土壤(或雪、湖泊、海洋等)之密度； C_p 則為土壤(或雪、湖泊、海洋等)之比熱($\text{J}/\text{kg}^{\circ}\text{C}$)。另外設定 $z_2 = z_3 = 6z_1$ ；而 z_1 必需等於 0.885λ ，以便求得理論之日夜溫度變化(Tsuang, 1992)。而 λ 為

$$\lambda = \sqrt{D_h / \omega} \quad (3)$$

其中 λ 為地表有效熱交換厚度(m)； ω 為地球之自轉角速度($2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$)。接著再判斷是 LC 否為冰($LC=12$)，沼澤($LC=13$)或水體($LC=14$)。如是則校正 T_g 使冰之溫度不得高於 0°C ，而沼澤及水體之溫度不得低於 0°C ；並以 $GW=1$ 代入計算。

接著再計算降雪量，如地表氣溫 T_g 小於 0°C 則為降雪，反之則降雨。並校正地面之雪深，

$$swe = swe + totalp \quad (4)$$

式中 swe (snow water equivalent) 為雪厚以相當水高為單位(m)； $totalp$ 為總降水(雪)量以水為單位。

當公式(1)計算出之 T_g 大於 0°C ，而且地表有雪時，則雪開始融化。融化之雪以 UCLA GCM 之公式計算，並校正 T_g (Arakawa et al, 1974)：

$$sm = \min\left[\frac{\rho_s C_{ps} \lambda_s}{\rho_w L_f} (T_g - 0^{\circ}\text{C}), swe\right] \quad (5)$$

$$T_g = T_g - \frac{\rho_w L_f}{\rho_s C_{sp} \lambda_s} \times sm \quad (6)$$

$$swe = swe - sm \quad (7)$$

式中 sm (snowmelt) 為融雪量以水為單位(m)； ρ_s 為雪之密度($100-400\text{kg}/\text{m}^3$)； C_{ps} 為雪之比熱($2090\text{J}/\text{kg}^{\circ}\text{K}$)； λ_s 為雪之有效有層厚度($0.04 \sim 0.07\text{m}$)； ρ_w 為水之密度($1000\text{kg}/\text{m}^3$)； L_f 為雪(冰)之融化潛熱($3.336 \times 10^5 \text{ J}/\text{kg}$)。

最後計算地表之蒸散能力(Holtan et al., 1975; Viessman et al., 1989)

$$GW = GI \times k \times \min\left[1, \left(\frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w}\right)^x\right] \quad (8)$$

其中 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 $1.0 \sim 1.2$ 間，對肩高之作物其值介於 $1.2 \sim 1.6$ 間，對於樹木、森林其值介於 $1.6 \sim 2.0$ ； θ 為表面土壤之含水量； θ_w 為壤之凋萎含水量(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)

$$x = \frac{\theta_f - \theta_w}{\phi - \theta_f} \quad (9)$$

注意地表之蒸散量(ET) (m/s) 為蒸散能力(GW) 乘上蒸發潛量(potential evaporation rate) (E_p)，即是

$$ET = GW \cdot E_p \quad (10)$$

而表層土壤中之含水量 θ 則與土壤蒸散量、地表水入滲量、虹吸水以及滲出水量等因素有關，可以根據 Darcy's Law 以下列公式描述之(Bear, 1972; Bear and Verruijt, 1987) 其示意圖如圖2。

$$r \frac{d\theta}{dt} = ET + I_f + D_w \frac{d\theta}{dz} \Big|_{z=r} - K_w^* S^3 \quad (11)$$

其中 r 為植物根之深度(m)； ET 為蒸散量(m/s)； I_f 為地表水入滲量(m/s)； D_w 為毛細管之擴散係數(m^2/s)； K_w^* 為飽和之水頭傳導係數(saturated hydraulic conductivity) (m/s)； S 為有效水頭飽和率，其為

$$S = \max\left(\frac{\theta - \theta_f}{\phi - \theta_f}, 0\right) \quad (12)$$

地表水入滲量則與地表水之窪蓄量(S_c) (m) 以及最大入滲量(I_{fmax}) (m/s) 有關。其關係以下式表之

$$I_f = \min[I_{fmax}, S_c / \Delta t] \quad (13)$$

四、參數測試

為明瞭此水文參數方法所使用之參數的合理性，分別進行了二個方向的測試，其中一個測試主要目的在探討不同土質之地表造成的水文過程差異，另一個則是探討同樣土質但不同表面覆蓋物產生的影響。

1. 測試方法

在測試中大氣部分是採取一單點模式，模式的動力部分考慮了科氏效應及氣壓梯度力，物理過程則包含了邊界層效應及輻射過程。其中輻射參數化是採用 Harshvardhan 等人發展的輻射模式(1987)。馮(1992)並將此輻射參數化模式應用於晴天個案，做了一系列測試。另外行星邊界層參數化採取一階半的 E-e 紊流閉合方法 (Detering, et al., 1985)，此方法屬於多層邊界層參數化，以二個額外的預報變數 E (turbulent kinetic energy) 及 ϵ (energy dissipation rate) 參數紊流傳遞係數 (K)，並以 K 理論假設計算紊流通量，屬於最經濟的高階閉合方法 (Businger et al., 1971)。汪(1992)曾對此方法的應用作了一系列數值探討。

在測試中，首先以相同土質(sand)測試了三種地表狀況的影響比較重點除了一天的日夜變化，另外還包括對大氣邊界層發展的影響。在測試二中則分別以二種地表覆蓋物來探討不同土質造成的差異，一種為完全無植物覆蓋時，土質為 loam sand 及土質為 silt loam 其對大氣之日夜影響差異。另一種為有混合農作物覆蓋的情況，此狀況的比較重點則以30天長期變化為主，比較了四種土質(sand, silt loam, clay loam 及 peat) 的差異。

2. 初始條件

地表溫度 (T_g) 的初始值均設為 302.3°K ，第二層土壤溫度 (T_a) 的初始值設 301.7°K ，深層泥土的氣候溫度值則給定為 300°K 。土壤水含量的初始值則假設等於土壤空隙值 (porosity)。

天氣的初始場則以 MONEX 79 實驗(1979年7月14日00Z)的單點資料內插而成，參考汪(1992)。

3. 測試結果

(1) 測試一中，我們首先比較相同土質但不同覆蓋物的情形，圖3-a，圖3-b及圖3-c分別為沙漠(無任何植物覆蓋)，混合農作物及內陸湖水等三種覆蓋物下，其地表及土壤溫度的日夜變化。首先可以看到一些共通的特性，它們的地表溫度最大值都發生在下午，沙漠及混合農作物約在下午1-2點，內陸湖水則在下午4點左右。另外較深層土壤溫度的振幅均明顯比地表小很多，且最大值發生時間都較地表延遲，這些特性與觀測一致。至於它們之間的差異，則可以清楚看到，沙漠的地表溫度振幅取大，最大值達 326°K ，而混合農作物次之，最大值為 305.5°K ；內陸湖之最大值只有 303°K 。另外在地表能量收支方面也顯示明顯差異，於沙漠時，土壤水分在一小時之內迅速蒸發，

入射的太陽短波能量非常有效的用在增溫土壤，土壤增溫後產生較高的可感熱及長波輻射上傳(圖4-a)。但是混合農作物覆蓋時(圖4-b)其植物根部長3公尺，比沙漠可用水分0.1公尺要深很多，也就是其可用水分要增加很多。因此入射的太陽短波能量大部分都用在提供潛熱以蒸發水分，所以地表溫度的實際增溫小很多。內陸湖水的能量收支情形有更大差異(圖4-c)，因為湖水面的反照率(Albedo)比一般地面(0.3)小很多(0.05)，所以其入射的太陽短波能量特別大，在扣除其他消耗能量後仍有很大的正收支可以用來加溫湖水；且一直持續至下午5點，導致其湖面溫度最大值發生時間較為延後，但是由於湖水的熱容很大，即使有較多的淨能量可以增溫，所增的值也非常有限。接下來看看在大氣造成的影響，沙漠為下邊界時，大氣於中午12點發展了將近1600公高混合均勻的邊界層(圖5-a)，而農作物(圖5-b)及湖水(圖5-c)上的大氣邊界層則只發展500公尺左右，這差異直接從地表溫度的影響而來。

定性而言，本參數方法所表現出的差異特性均符合觀測的現象。同時從測試結果可進一步了解到，地表覆蓋物的種類和水文調節過程有非常密切的關係，所以將地表植物的變化含蓋於水文過程的處理中是相當重要的。

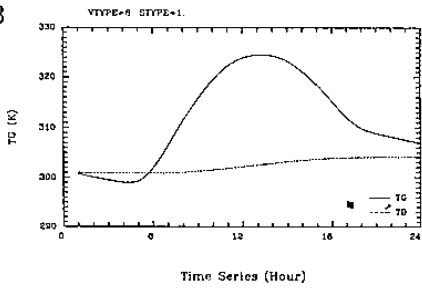
(2)對不同表面覆蓋物的影響作了探討後，接下來進一步研究不同土質造成的差異。

測試二的第一種情況是地表完全無覆蓋植物，此情況下二種不同透水性的土質(loam sand 及 silt loam)於地表及土壤溫度的日夜變化上呈現出很大的振幅差異。loam sand 的地表溫度最高可達 319°K ，發生於下午1點至2點間(圖6-a)。透水性較差的 silt loam 則只反應出 305.5°K 的最大值(圖6-b)。二者的地表能量收支將進一步顯示其水文過程能量消長的差異，從圖7-a，loam sand 中可用水分在一小時之內已被蒸發，以致在剩餘的23小時內，幾乎沒有任何的潛熱消耗，而 silt loam 的透水性較差，所以維持緩慢但持續的水分蒸發，(圖7-b)，使得抵達地面的短波能量大部分都使用於水份蒸發，地表溫度因而增加有限。McCumber (1980) 曾做過研究得到類似結果。

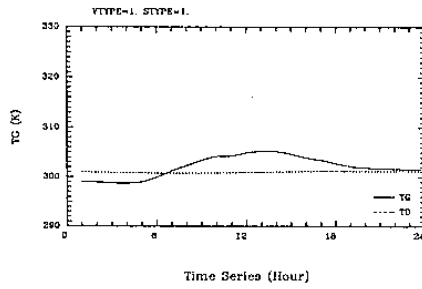
測試二的第二種情況，在比較長時間個案時，特別改用地表覆蓋混合農作物(mixing crop)的地表狀況，因為從測試一可得知，有植物覆蓋時，可維持長時間內均有水分可蒸發，有助於長時間的比較。圖8-a, b, c, d 為 sand, silt loam, clay loam 及 peat 四種土質地表及土壤溫度的30天變化，從圖上可清楚看到，sand 在第15天時地表溫度的振幅開始急劇增加，至於其他三種土質的差異性較小，振幅均只有些微的增加。此現象的產生原因從圖9可得到答案，sand 在第15天時，土壤水含量已急速降至凋萎點(wilting point)，即土壤中可用水已用完。若看地表能收支(圖10)，也可看到可感熱及長波輻射能量增加。

此部分測試結果同時也顯示了，本水文參數方法所具有的水文調節時間尺度，即在七月分中，有混合農作物覆蓋的飽和沙土(sand)，由濕變乾(沒有任何降水及融雪)須要15天，透水性較差的黏土等土壤則須約30天。

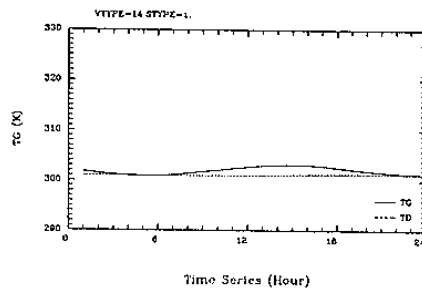
3



a

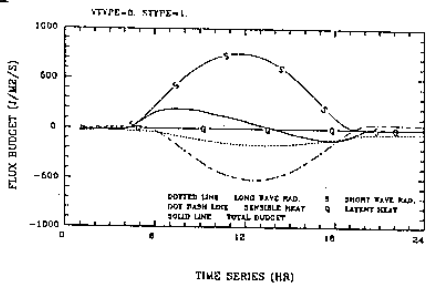


b

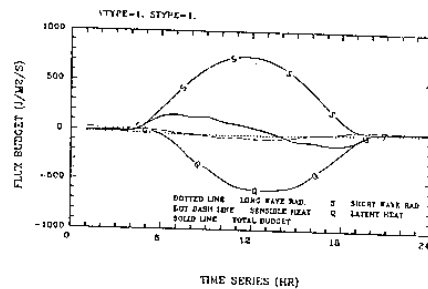


c

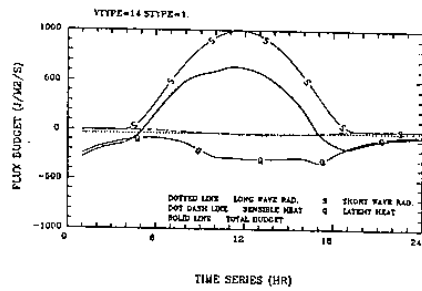
4



a

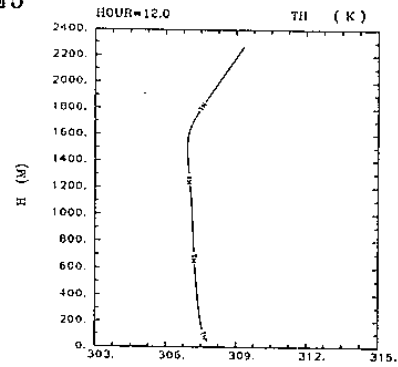


b

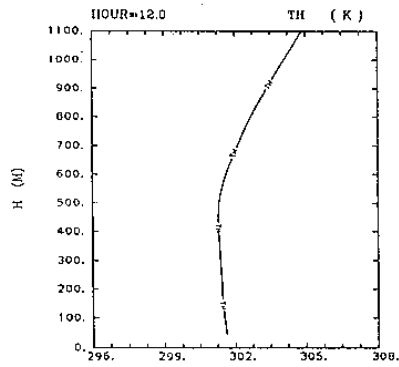


c

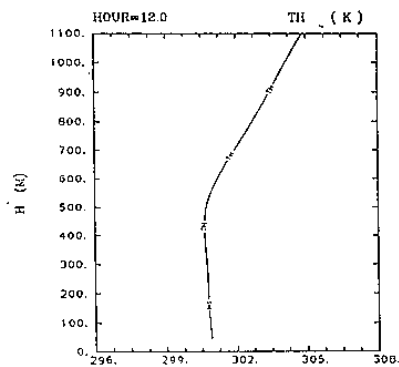
5



a

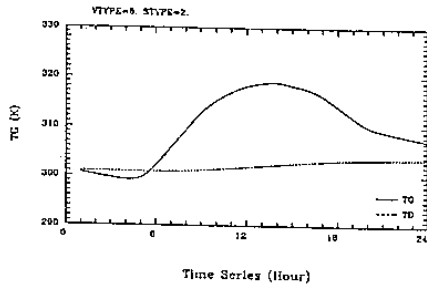


b

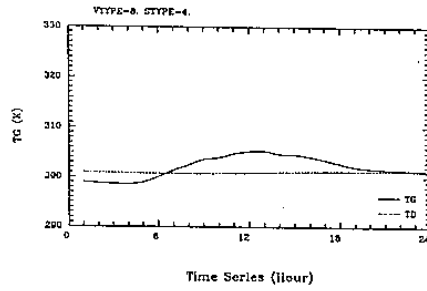


c

6

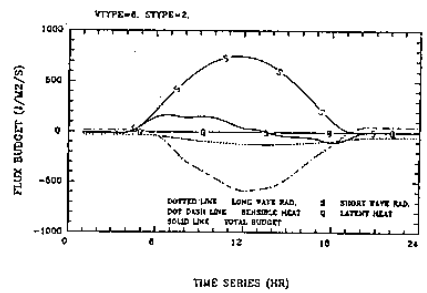


a

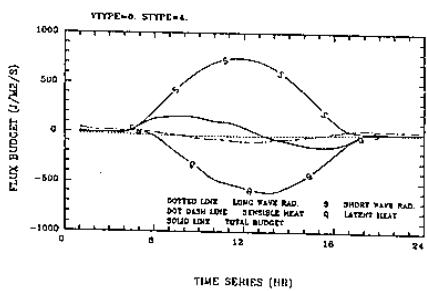


b

7

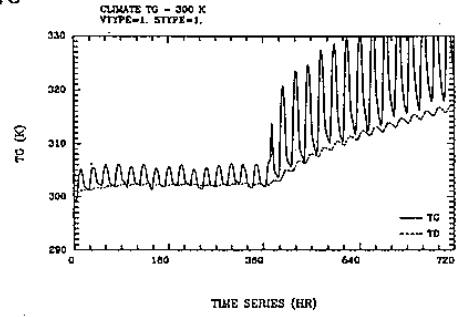


a

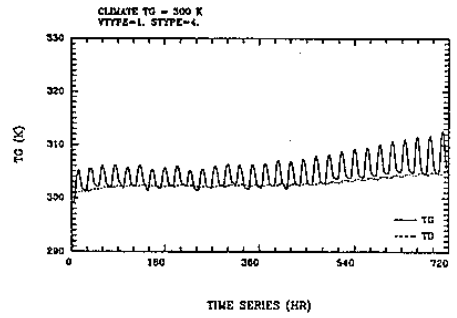


b

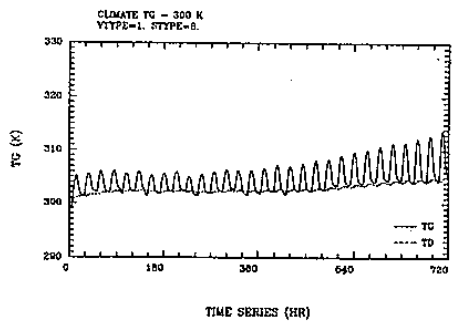
8



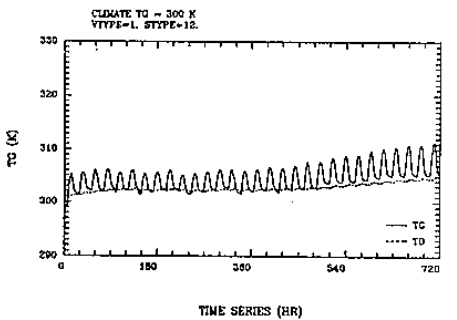
a



b

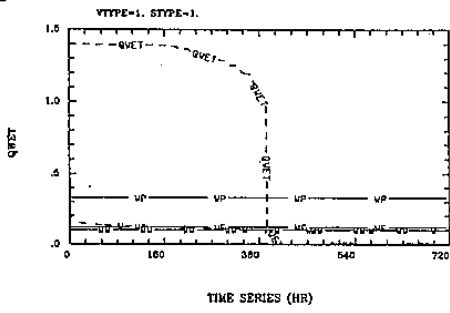


c



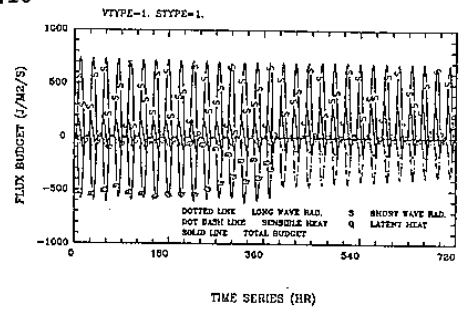
d

9

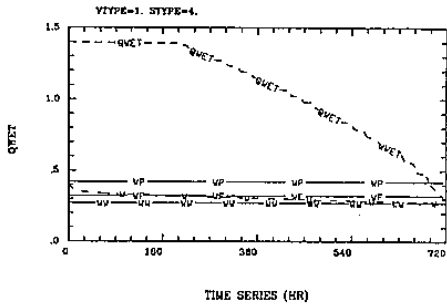


a

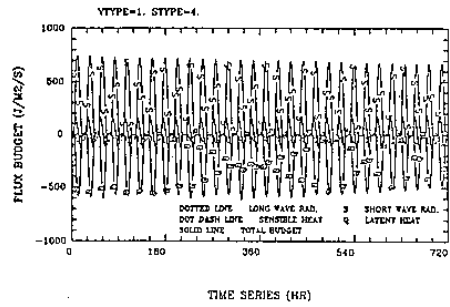
10



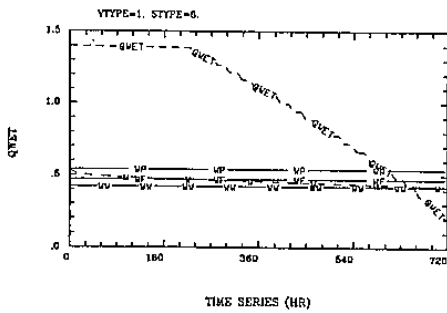
a



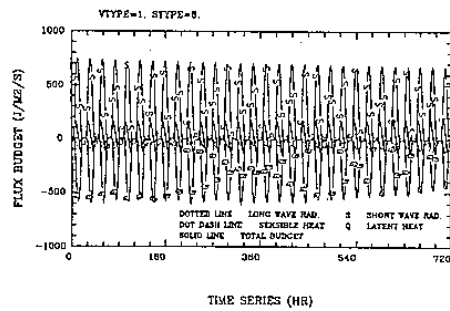
b



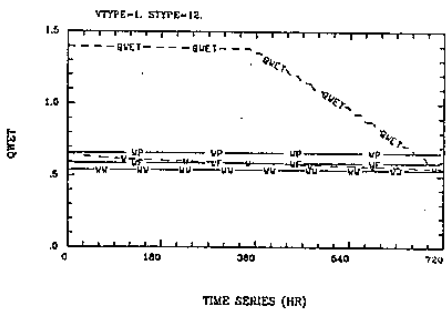
b



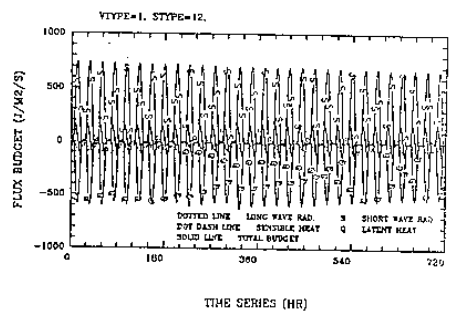
c



c



d



d

五、結論

根據本研究提出之地表水氣交換之方案，適用於全球及中小尺度之大氣循環模式。而測試顯示其數值之穩定性高，而其計算時間與邊界層及輻射之模擬所需之時間比較只增加2%。而計算出之地溫值、可感熱值以及蒸發量均屬合理。未來納入氣象局第二代全球模式後，配合地球資源衛星所測得之海溫資料，雪覆面資料以及植物指標可作中長期氣候之研究與數值預報。

另本研究顯示不同的地貌，土壤會影響大氣邊界層之發展；而地表本身當其含水量由濕變乾時將造成可感熱及蒸發之分配的急遽改變。其由濕變乾之尺度隨土壤及覆蓋物不一樣而異。以沙漠為最快只有數小時，而農作物配合透水性較差之土壤如黏土則長達30天。

在未來研究上將作降水、降雪之測試，並探討結合地球資源衛星資料的可行性。以地球資源衛星所測得之全球植物指標(Global Vegetation Index)，代替Holtan公式中的植物生長係數及植物與蒸發皿的蒸發能力比值，另表1中的上述兩值，並未經過驗正，亦應於未來實測之。

誌 謝

本計劃承蒙中央氣象局鄭明典博士之大力促成，沒有其統籌一切這研究不可能完成，另外這計劃受氣象局補助，計劃編號CWB82-2M-01。

- | | |
|------|--|
| 表 1 | 18種地物之參數 |
| 表 2 | 各種土壤之參數 |
| 圖 1 | 地表水氣交換流程圖 |
| 圖 2 | 地表水氣交換參數示意圖 |
| 圖 3 | 不同地貌之表層溫度 (T_g)，中層溫度 (T_d) 模擬圖，其下之土壤皆為沙土(sand)。其中圖 a, b, c 之地貌分別為沙漠、混合農作物及湖泊。 |
| 圖 4 | 不同地貌之地表各能量收支圖。粗實線為地表之淨吸收熱，點線 (...) 為長波輻射，中心線 (-.-) 為可感熱，Q 為蒸發潛熱，S 為太陽輻射能。其中圖 a, b, c 之地貌分別為沙漠，混合農作物及湖泊。 |
| 圖 5 | 不同地貌在中午 12 時之大氣位溫圖。其中圖 a, b, c 之地貌分別為沙漠、混合農作物及湖泊。 |
| 圖 6 | 不同土壤之表層溫度 (T_g)，中層溫度 (T_d) 模擬圖，其覆蓋之地貌為混合農作物。其中 a 圖之土壤為 loam sand，而 b 圖為 silt loam。 |
| 圖 7 | 同圖 6，除了其為地表之能量收支圖。 |
| 圖 8 | 不同土壤之 30 天表層溫度 (T_g)，中層溫度 (T_d) 模擬圖，其覆蓋之地貌為混合農作物。其中圖 a, b, c, d 之土壤分別為 sand, silt loam, clay loam 及 peat。 |
| 圖 9 | 同圖 8，除了其為土壤之含水量圖。其中 QWET 為地表之蒸散能力(Ground Wettness)，WP 為 porosity, WF 為 field capacity，WW 為 wilting point 而 w 為含水量。 |
| 圖 10 | 同圖 8，除了其為地表能量收支圖。 |

參考文獻

- 汪鳳如，1992：E-ε 紊流閉合的多層邊界層參數化之數值研究，大氣科學，已被接受。
- 馮欽賜，1992：輻射參數化模式之測試比較，大氣科學，已被接受。
- Arakawa, A., Y. Mintz, A. Katayama, J-W. Kim, W. Schubert, T. Tckioka, M. Schlesinger, W. Chao, D. Randall and S. Lord, 1974, *The UCLA Atmospheric General Circulation Model*, Notes Distributed at the Workshop, 25 March-4 April 1974, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, California 90024.
- Bear, J., 1972, *Dynamics of Fluids in Porous Media*, Dover Publications: New York, 764 pp.
- Bear, J. and A. Verruijt, 1987, *Modeling Groundwater Flow and Pollution*, D. Reidel Publishing Company, 414pp.
- Businger, J. A. et. al., 1971, Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, p. 181-189.
- Clapp, R. G. and G. M. Hornberger, Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties,

- Water Resources Research*, Vol. 14, No. 4, pp. 601-604.
- Charney, J., P. H. Stone and W. J. Quirk, 1975, Drought in the Sahara: A Biogeophysical Feedback Mechanism, *Science*, Vol. 1.
- Detering, H. W., and D. Etling, 1985: Application of the E-e turbulence model to the atmospheric boundary layer. *Bound-Layer Metcor.*, 33, 113-133.
- 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.
- Harshvardhon, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A Fast radiation parameterization for atmospheric circulation models., *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016.
- Hillel, D., 1982, *Introduction to Soil Physics*, 364 pp.
- 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.
- Laval, K., 1988, Land Surface Processes, M. E. Schlesinger(ed.), *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change-Part I*, 285-306.
- McCumber, M. C. (1980). "A Numerical Simulation of the Influence of Heat and Moisture Fluxes upon Mesoscale Circulations". Ph. D. Dissertation, University of Virginia, Charlottesville.
- Mintz, Y., 1984: " The Sensitivity of Numerically Simulated climates to Land-Surface Boundary Conditions, in *The Global Change*, ed. J. T. Houghton, Cambridge University Press, Cambridge, 79-105.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986, A simple biosphere (SiB) model for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43, pp. 505-531.
- Selers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel and R. E. Murphy, 1988, The First ISLSCP Field Experiment (FIFE), *Bull Amer. Meteoro. Soc.*, 69, pp. 278-295.
- Viessman, W. Jr., J. W. Knapp, G. L. Lewis, and T. E. Harbaugh, *Introduction to Hydrology*, 2nd ed. 704 pp.
- Tsuang, B. J. and J. A. Dracup, 1990, Determining Large Scale Land Surface Processes for Climatic Models, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, Vol. 71, No. 28, pp. 853.
- Tsuang, B. J. 1992, Equation for Determining Land Surface Temperature, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, Vol. 73, No. 43, pp. 109.

