

用二维模式研究非洲气候的生物地球物理学反馈作用

薛永康 廖国男

(犹他大学气象系)

Akira Kasahara

(美国国家大气研究中心)

摘要 本文用二维气候模式研究了非洲气候的生物地球物理学反馈作用。利用气候-植被耦合模式做了两个数值试验,一个是撒哈拉沙漠消失;另一个则将撒哈拉沙漠扩展。试验结果表明地面状况的变化对气候系统产生重要的反馈作用。在考虑撒哈拉沙漠时模拟出的温度和纬向风同非洲干旱年份的气候资料相一致。

一、引言

沙漠的形成有如下一些因素:1)与海洋水源相隔离,如蒙古戈壁沙漠;2)同热带Hadley环流的下沉支相呼应,如副热带的沙漠区;3)过度放牧引起的植被裸露。

在Ckarney(1975)的开创性研究中,提出了生物地球物理学反馈机制。Charney等(1975)还用大气环流模式(GCM)研究了夏季撒哈拉沙漠区地面反照率对降水影响的重要性,指出在高反照率试验中的降水量比低反照率试验中的降水量明显偏少。

土壤水分含量影响大气状况,这不仅体现在对裸地的反照率产生影响,还影响到蒸发进而影响地表能量平衡。因此地表水文学在气候演变中所起的作用愈来愈引起人们的关注。

Dickinson等(1981, 1984, 1986)将植被冠层模式同两层的水分模式相耦合。他们研制出一种全面的边界层包,称之为生物-大气圈传输方案(BATS),并加入到NCAR的GCM模式中。该方案包含了植被冠层,地表和根盘土壤层中热量和水分参数化过

程。

如上所述,为了研究地面和大气过程之间的相互作用,不仅需要合宜的大气模式,还要有适当的边界层模式。只有考虑了能量平衡的各主要分量,其中包括反照率和土壤水分的变化,才能就地面对气候的反馈作用做出合理的估价。本文的目的是利用大气和地表水文的耦合模式研究非洲气候的生物地球物理学反馈作用。由于非洲的气候属纬向对称型,如Flohn(1972)所述,我们研制了一个二维的气候模式。

二、二维纬向平均气候模式

a. 模式

我们所用的二维模式为纬向平均的19层气候模式。该模式水平方向用球坐标系,垂直方向用气压坐标系。控制方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(uv\mu)}{\partial y} + \frac{\partial(u\omega)}{\partial p} - f'v \\ = g \frac{\partial \tau_u}{\partial p} + F_u \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial(vv\mu)}{\partial y} + \frac{\partial(v\omega)}{\partial p} + f'u$$

$$= g \frac{\partial \tau_v}{\partial p} + F_v - g \frac{\partial z}{a \partial \phi} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial(Tv\mu)}{\partial y} + \frac{\partial(T\omega)}{\partial p} - \frac{RT\omega}{C_p p} = \frac{Q + Q_r}{C_p} + g \frac{\partial \tau_r}{\partial p} + F_r \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial(qv\mu)}{\partial y} + \frac{\partial(q\omega)}{\partial p} = -\frac{Q}{L} + g \frac{\partial \tau_q}{\partial p} + F_q \quad (4)$$

$$\frac{\partial(v\mu)}{\partial y} + \frac{\partial\omega}{\partial p} = 0 \quad (5)$$

$$g \frac{\partial z}{\partial p} + \frac{RT}{p} = 0 \quad (6)$$

其中 t 为时间, T 为温度, u 和 v 分别表示纬向和经向风速分量, q 为比湿, ω 为气压坐标中的垂直速度。 $\mu = \cos \phi$, $y = a \sin \phi$, a 为地球半径。 $f' = f + u \tan \phi / a$, f 为科氏参数, g 为重力常数, C_p 为定压比热, L 为凝结潜热, Q_r 和 Q 分别为辐射和凝结加热率。此外, 垂直涡动通量和水平扩散项分别用 τ_x 和 F_x 表示, 式中下标 x 可为 u 、 v 、 T 或 q 。

大气顶的边界条件为: 垂直速度和垂直通量为零。为了保证二维模式中 y 方向的质量和水平通量守恒, 侧边界条件取为: $v=0$, $\frac{\partial x}{\partial y}=0$, 这里的 x 可为 μu , μv , T 或 ω 。

这些边界条件意味着在侧边界 $\omega=0$, 地面气压 p_s 为常数, 水平扩散分量 F_u 、 F_r 和 F_q 也取为零。

动量、温度和比湿的垂直涡动通量用参数化的形式表示为:

$$\tau_u = -\rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (7)$$

$$\tau_v = -\rho K_m \frac{\partial v}{\partial z} \quad (8)$$

$$\tau_T = -\rho K_T \left(\frac{1000}{P} \right)^{n/c_p} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_c \right) \quad (9)$$

$$\tau_q = -\rho K_q \frac{\partial q}{\partial z} \quad (10)$$

式中 K_m 为涡动粘滞系数, K_T 为涡动热力扩散系数, K_q 为涡动水汽扩散系数, ρ 为空气

密度, R 为空气气体常数, γ_c 为反梯度直减率 (Deardorff, 1972), θ 为位温。根据 Olinger 等 (1970), 在模式中假定 $K_m = K_q = K_T = K$, 这里 K 是 $(\partial \theta / \partial z - \gamma_c)$ 的函数。本文将依照 Holloway 和 Manabe (1970) 及 Olinger 等人 (1970) 的方法来处理球坐标中的扩散项。

b. 对流和降水的参数化

在模式中可能会出现超绝热直减率, 而导致不稳定。我们利用附加条件来调整对流: 相邻两层的热容量是守恒的。

$$\sum_{i=1}^2 \rho_i T_i \Delta z_i = \text{常数} \quad (11)$$

对流调整通常是在网格点上的垂直气柱内考虑的, 从模型的底部一直到大气层顶。遇到饱和层, 过多的水汽变成雨降掉, 同时在该气层上释放潜热。这一过程由下式来制约:

$$C_p \frac{dT}{dt} = -L \frac{dq}{dt} \quad (12)$$

由于饱和比湿 q_s 随温度而变化, 其值由下式给出:

$$q' = q_s + \frac{dq_s}{dT} \delta T \quad (13)$$

由 (12) 式可得出 $C_p \delta T = L(q - q')$, 其中 q 为初始的比湿。利用 (13) 式消去 δT , 我们得出:

$$q' = \left(q_s + \frac{L}{C_p} \frac{dq_s}{dT} q \right) / \left(1 + \frac{L}{C_p} \frac{dq_s}{dT} \right) \quad (14)$$

模式中第 i 层上的降水量 (单位面积上的) 可由下式求得:

$$P_i = \rho_i (q_i - q'_i) \Delta z_i \quad (15)$$

因此总降水量为各层降水量的总和。

c. 辐射和云过程的参数化

在模式中使用了 Liou 和 Ou (1981, 1983) 研制出的辐射包。为了在辐射计算中形成云, 我们采用了 Geleyn (1981) 的方案。当预测的相对湿度 h 大于规定的数值, 可认为有水云和 (或) 冰云形成。在此情况下云量 c 可由经验方程求得。于是有,

$$c = \begin{cases} g(h) & h > h_c \\ 0 & h \leq h_c \end{cases} \quad (16)$$

其中的经验方程可表示为:

$$g(h) = \{[h - h_c(\sigma)]/[1 - h_c(\sigma)]\}^2 \quad (17)$$

相对湿度的临界值 h_c 为 σ 的函数, 因此可表示为:

$$h_c = 1 - 2\sigma(1 - \sigma)[1 + 1.732(\sigma - 0.05)] \quad (18)$$

这里 $\sigma = p/p_s$, p_s 为地面气压。

在本模式中, 除了最低层以外其余各层都可以形成云。当计算出的云量小于 1 时, 假定整个气层的云量都小于 1。在辐射传输的计算中, 为了得到高、中、低云, 我们根据 Liou 等 (1985) 的方案, 模式云分别定义为: 气压 $p < 600$ hPa 为高云, $600 < p < 800$ hPa 为中云, $p > 800$ hPa 为低云。计算总云量时假定各种云随机重叠。

d. 土壤和植被层的模拟

本模式中植被层用单个垂直格点表示, 它包含了叶面温度。此外, 两层的土壤模式同植被冠层模式相耦合。模式中叶面的热容量假定为零。植被、土壤和空气之间的水分与能量交换按相互影响进行计算。植被层参数化和所用的符号基本遵照 Dickinson 等和 Deardorff (1978)。

根据水分守恒原理, 可以推出根盘层土壤含水总量 S_{tw} 和地表含水量 S_{sw} 的预报方程:

$$\frac{\partial S_{sw}}{\partial t} = P(1 - \sigma_f) - R_s + TR - bE_{tr} - E_g + D_w \quad (19)$$

$$\frac{\partial S_{tw}}{\partial t} = P(1 - \sigma_f) - R_s - R_g - E_{tr} - E_g + D_w \quad (20)$$

式中 P 为降水, σ_f 为植被覆盖, R_s 为地表径流量, E_{tr} 为蒸腾, E_g 为地面蒸发, D_w 为叶面的过剩水滴, 由 $W_f - W_{fmax}$ 求得, W_f 为水存贮量, W_{fmax} 为规定的最大值。方程中 R_g 为底层土壤的水渗漏, b 为植物在上

层土壤吸收的一部分水, 它是上层土壤中的根同整层根的比值。 TR 为由土壤深层向地表层水分传输的顺梯度率。这两个方程说明地表附近完整的水分循环。

陆面单位面积上叶面的贮水量用 W_f 表示, 其时间变化率由下列方程求得:

$$\frac{\partial W_f}{\partial t} = \sigma_f P - E_f + E_{tr} \quad (21)$$

式中 E_f 表示叶面的蒸发率。

我们还利用 Deardorff (1978) 的“回复力”方法计算地面温度 T_{g1} 和地下温度 T_{g2} , 其预报方程可表示为:

$$\frac{\partial T_{g1}}{\partial t} = c_1 \frac{h_s}{\rho_s c_s d_1} - c_2 \frac{T_{g1} - T_{g2}}{\tau_1} \quad (22)$$

$$\frac{\partial T_{g2}}{\partial t} = \frac{h_s}{\rho_s c_s d_2} \quad (23)$$

式中 c_1 、 c_2 和 τ_1 为常数, d_1 为受周期性加热率影响的土壤深度, d_2 为年温度波的指数折叠深度, $\rho_s c_s$ 为单位质量的地下层的比热, h_s 为强迫项, 可由地表热量收支求得。

植被层影响大气的最重要的物理量是覆盖面的感热和潜热传输。植被冠层的垂直水汽通量 τ_{qs} 和植被层向大气的热通量 τ_{Ts} 可表示为:

$$\tau_{qs} = \rho_a C_D |\mathbf{v}|_a (q_{af} - q_a) \quad (24)$$

$$\tau_{Ts} = \rho_a C_D |\mathbf{v}|_a (T_{af} - T_a) \quad (25)$$

其中 C_D 为拖曳系数, ρ_a 为空气密度, $|\mathbf{v}|_a$ 为风速, T_a 为空气温度, q_a 为比湿, 这些量都是地面附近的。为了从方程 (24) 和 (25) 求得 τ_{qs} 和 τ_{Ts} , 必须知道 T_a , q_a 和植被冠层内空气的温度 T_{af} 及比湿 q_{af} 。

假定植被冠层内空气的热容量可忽略不计。这样, 来自叶面和地面的热通量必然同向大气的热通量相平衡。由这类关系可以求出 T_{af} , 该值还同方程 (22) 和 (23) 中的地表温度 T_{g1} 有关。此外, 我们还假定植被冠层中的空气不贮存水汽, 因此 q_{af} 可用类似的方法求得, 并且同根盘层土壤含水量 S_{tw} 、地表含水量 S_{sw} 、以及方程 (19) — (21) 中定义的叶面贮水量 W_f 相关联。图 1 给出了与地表能量收支有关的各个分量。

隔4小时计算一次。

模式中控制方程的空间差分采用二阶显式有限差分格式,时间差分采用Matsuno 格式。土壤-植被层采用简化的 Adams-Bashforth 格式(Lambert, 1972)。

三、数值模拟结果和讨论

a. 试验设计和资料来源

在敏感性研究中我们使用地球流体动力学实验室(GFDL)大气环流磁带库(Oort, 1983)的资料作为初始值。这些资料为每 2.5° 纬度、 5° 经度的十年平均(1963—1973)值,其中包括温度、比湿和风场。六月份的纬向平均资料作为初始值。我们还利用非洲大陆七月份的纬向平均资料同对照试验的模拟结果作比较。模式中的海面温度由GFDL磁带资料中的南大西洋和地中海的气候平均值获得(表1,略)。

假定在最底部的气压层和地面之间有一薄植被层。我们用不同的植被类型来表征地面的各种热力、水文和辐射特性。非洲各纬度的植被类型和反照率根据 Matthews(1985)的资料。根据植被类型的分布,可以计算出非洲 45°S — 45°N 各纬度上的植被参数(表2)。表中 σ_{rs} 表示植被覆盖的最大值, $\Delta\sigma_{rs}$ 为各种植被的季节变化。反照率数值取自 Matthews(1985)的夏季反照率资料(表3略)。根据Deardorff(1978),可用参数化的形式表示为:

$$\alpha = \begin{cases} 0.14 \\ 0.31 - 0.17(S_{sw}/0.05) \end{cases} \quad \begin{matrix} S_{sw} > 0.05 \\ S_{sw} < 0.05 \end{matrix} \quad (28)$$

其中 S_{sw} 表示地表含水量。根据 Matthews 的资料,在模式中将 17.5° — 32.5°N 的区域定为沙漠,为沙质土壤。其它区域假定地面为壤土。因此各网格点的地表反照率为植被反

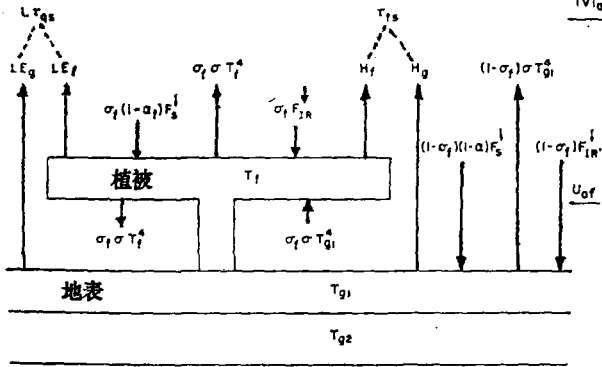


图1 植被层和地表能量平衡各分量示意图。 F_s^i 为太阳辐射通量, F_s^o 为红外通量, H_g 和 H_v 分别为地表和叶面的热通量, α 为地表反照率, α_v 为植被反照率, σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, L 为潜热, σ_v 为植被覆盖, T_v , T_{g1} 和 T_{g2} 分别为叶面、地表土壤和地下土壤的温度, u_a 为叶面层内的风速, τ_{gs} 为植被冠层的垂直水汽通量, τ_{vg} 为植被层向大气的热通量

拖曳系数 C_D 随大气状况及地表的粗糙度长度而变化。Dickinson等(1986)给出的表达式为:

$$C_D = \begin{cases} C_{Dn}[1 + 24.5(-C_{Dn}R_{iB})^{1/2}] \\ C_{Dn}/(1 + 11.5R_{iB}) \end{cases} \quad \begin{matrix} R_{iB} < 0 \\ R_{iB} > 0 \end{matrix} \quad (26)$$

其中 R_{iB} 为地表粗里查逊数, C_{Dn} 为中性条件下的拖曳系数,可由混合长度理论推得:

$$C_{Dn} = \left[k / \ln \left(\frac{z_s}{z_o} \right) \right]^2 \quad (27)$$

式中冯卡曼常数 $k=0.4$, z_o 为粗糙度长度, z_s 为近地层高度,在水上取为10米,陆上取为30米(Hansen等,1983)。

e. 数值方法

经向网格范围为 45°S 到 45°N ,计算温度、比湿和水平风速时用 5° 纬度的跳点网格,垂直速度在中间格点上计算。垂直方向用气压坐标系,100hPa以下的大气分为19层。每隔50hPa计算温度、比湿和水平风速,而垂直速度在中间层上计算。时间步长为15分钟,但是太阳辐射每小时计算一次,红外辐射每

表 2 植 被 参 数

纬 度	45° S	40° S	35° S	30° S	25° S	20° S	15° S	10° S	5° S	0°
σ_{veg}	0	0	0.810	0.806	0.800	0.803	0.802	0.805	0.832	0.859
$\Delta\sigma_{\text{veg}}$	0	0	0.279	0.266	0.229	0.235	0.277	0.289	0.324	0.592
粗糙度长度 z_0	2.3×10^{-4}	2.3×10^{-4}	0.370	0.360	0.670	0.710	0.860	0.890	1.100	1.450
最大叶面指数 LAI	0	0	6	6	6	6	5.800	6	6	6
最小叶面指数 LAI	0	0	2.700	1.740	2.400	2.520	1.400	1.580	3.020	3.860
茎面指数	0	0	2	2	2	2	2.100	2	2	2
纬 度	5° N	10° N	15° N	20° N	25° N	30° N	35° N	40° N	45° N	
σ_{veg}	0.851	0.803	0.805	0	0	0	0.803	0	0	
$\Delta\sigma_{\text{veg}}$	0.315	0.237	0.233	0	0	0	0.268	0	0	
粗糙度长度	1.110	0.770	0.760	0.01	0.01	0.01	0.850	2.3×10^{-4}	2.3×10^{-4}	
最大叶面指数 LAI	6	6	6	0	0	0	5.160	0	0	
最小叶面指数 LAI	3.180	2.450	2.730	0	0	0	3.250	0	0	
茎面指数	2	2	2	0	0	0	2.420	0	0	

照率和裸地反照率的区域平均值。37.5°N以北和37.5°S以南假定为海洋区域，海面温度取自气候资料。太阳天顶角根据太阳倾角、纬度和时角求得(Liou, 1980)(表3, 略)。

表 4 列出了我们所做的数值试验。除对照试验外，我们还进行了沙漠消失和沙漠扩展这两种试验。我们还做了仅考察反照率变化的数值试验。

表 4 数值试验分类

a	对照试验
b	沙漠扩展至 10°N
c	沙漠消失
d	沙漠扩展且仅考虑反照率变化
e	沙漠消失且仅考虑反照率变化

b. 对照试验的结果

对照试验的目的是验证模式及物理过程的参数化处理。在本文的模拟试验中，六月份的全局平均气候资料作为初始值。模式的时间积分进行了45天。我们将最后30天的模拟结果进行平均，以便同GFDL的七月非洲实测资料做比较。

非洲大陆温度场的计算结果如图 2b 所示。总的来讲，模式模拟出的温度场基本上再现了图 2a 所显示的实测场。在 800—400hPa

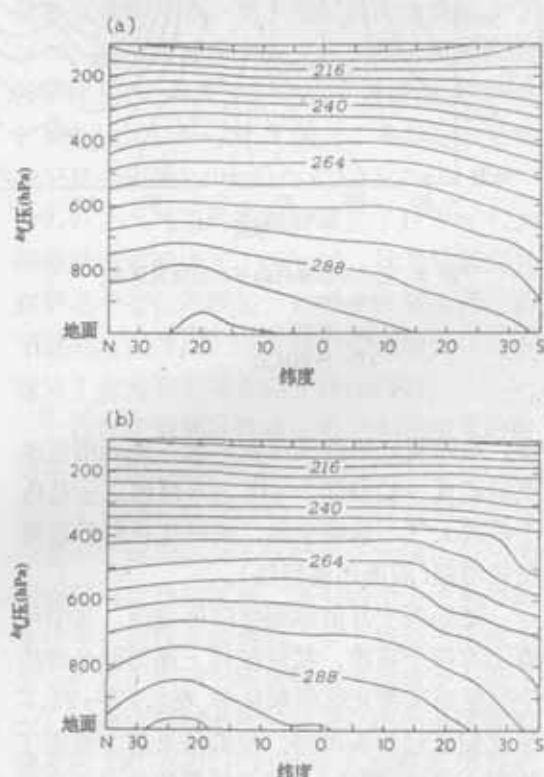


图 2 七月份非洲的纬向平均温度(K)

(a) 实测(Oort, 1983),
(b) 对照试验

之间，大部分地区的温差不超过1K。在北半球对流层上部，实测温度同模拟结果有较大差异，为2—5K。地面附近的最高温度位于20—30°N之间(图2b)。模拟的最大值略往北

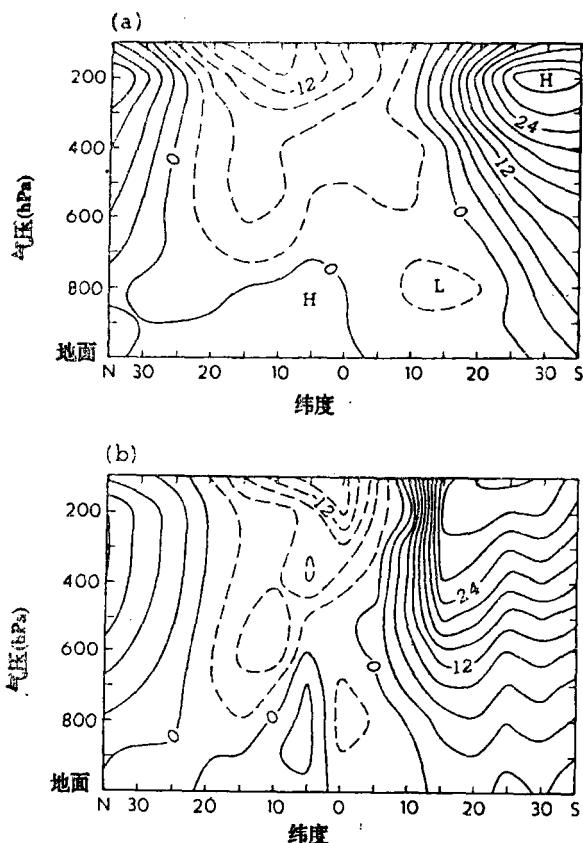


图 3 七月份非洲纬向平均的西风风速。
(m s^{-1})。
(a) 实测(Oort, 1983),
(b) 对照试验

移, 这同假定的沙漠区相一致。地面附近的模拟温度一般偏低 2—4K。其原因之一是由于模式大气一般偏潮湿, 使得红外辐射通量交换增强(后面还要讨论)。

图3a为七月份非洲纬向风剖面, 从中可看出有四个系统。在对流层上部为两半球的中纬度西风带及热带东风带。在 2.5°S — 22.5°N 之间低层为西风带。模拟结果基本再现了这四个系统(图3b)。模式模拟的纬向西风带有两个最大值, 100hPa上的最大值比实测偏高一些, 而北半球的模拟最大值在200hPa以下偏低些。这种差异可能与热成风有关, 由于对照试验中最大温度梯度向赤道偏移(图2)。

模拟的大气偏潮湿可能是由于模式产生

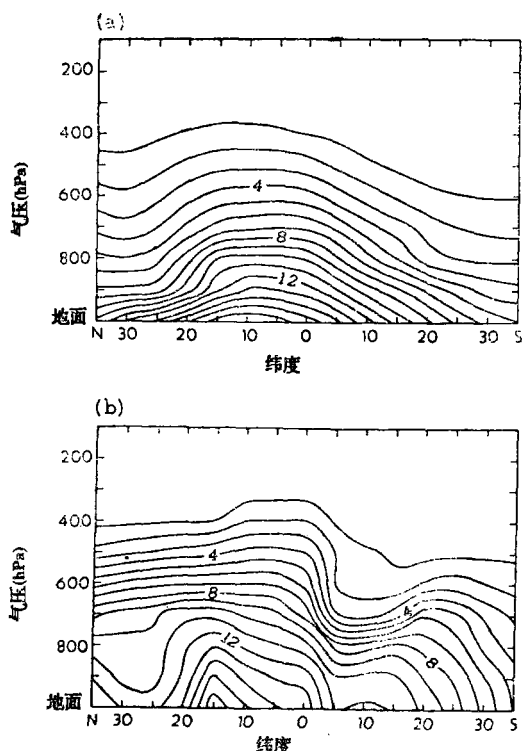


图 4 七月份非洲的纬向平均比湿(g kg^{-1})
(a) 实测值(Oort, 1983),
(b) 对照试验

的地面蒸发过多。计算得到的地面比湿最大值比气候资料的极大值偏北 5° (图4)。这同模拟和实测的地面最高气温之间的差异是一致的。根据实测资料分析, 北半球非洲较南半球非洲有更充沛的水汽, 模式也再现了这一点。在实测资料中沙漠上空为一干槽(图4a)。在模拟中干槽在700hPa以下非常明显。模拟的比湿在 10°S 地面附近亦呈现为一干槽, 同模式中的下沉运动相对应。然而这种现象在观测资料中并不显著。

降水量的模拟结果及Schutz和Gates(1972)给出的气候资料如图5所示。模式模拟出的降水量同气候资料一般很吻合。降水量在赤道附近为一极大值; 另有两个极小值, 分别位于撒哈拉沙漠和 10° — 20°S 之间。

c. 敏感性试验

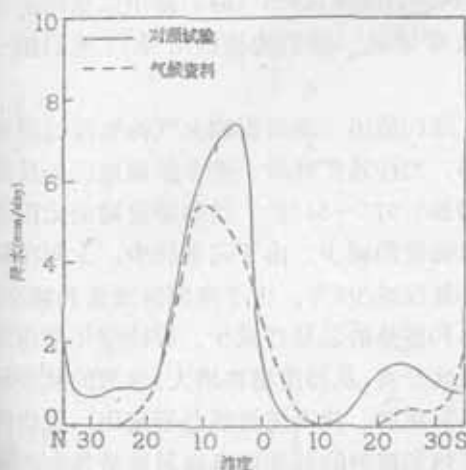


图5 七月份非洲的降水量分布($\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$)

根据历史气候记录,非洲曾有几干旱时期及偏湿时期(Nicholson, 1985)。在1820—1920年期间,有三次异常降水,包括两次干旱期和一次偏湿期。各个时期持续达25年左右。Lamb(1985)研究了1941—1983年西非的降水分布。分析表明1950—60年为偏湿时期,而1970—83年为偏干时期。

过去在研究非洲干旱、温度和平均环流之间的关系方面已经做了大量的工作。例如,在降水量少的年份,地面温度偏高(Tanaka等, 1975)。Kidson(1977)也指出,850和500 hPa气温也偏高。Nicholson(1981)发现ITCZ的北移可以解释萨赫勒的偏湿年份,但是在干旱年份ITCZ不再是主要因子。

Kanamitsu和Krishnamurti(1978)及Newell和Kidson(1984)指出在干旱年份赤道附近200hPa上的热带纬向东风偏弱,而中纬度西风带较正常年份偏强。此外,还有大量的研究试图探讨萨赫勒降水变化与大气环流变化的关系,然而其结果并不是很有说服力。我们用二维模式进行了两个试验,来探讨地面状况对非洲干旱的响应。为了试验地面参数对气候的反馈作用,我们将沙漠扩展至 10°N 。这样做是夸大了实际的沙漠化,以确保计算结果的显著性。根据方程(28),沙漠扩展的地方地面反照率发生变化(~ 0.3),又没有植被覆盖,土壤变为沙质。粗糙度长度取

为0.01米。 10°N 和 15°N 的植被反照率分别为0.197和0.255。在沙漠化试验中地面反照率增加了0.07($\sim 34\%$)。应该指出的是,地面反照率的增加是合理的,而将沙漠扩展至 10°N 实属夸大。

我们做的另一个试验是撒哈拉地区的沙漠消失。所用的植被反照率、粗糙度和植被覆盖分别为0.17, 0.75和0.8。在植被覆盖区土壤水分的初值在地面取为2cm,整层土壤取为25cm。在沙漠区这两个初值分别取1cm和10cm。

1) 沙漠扩展

沙漠扩展以后,降水、云量和蒸发都会有明显的变化。图6a—c分别给出了降水、蒸发和云量的分布。整个地区的降水量减少了13%。降水量减少主要发生在撒哈拉地区的沙漠化地区。蒸发和云量也有所减少。在沙漠扩展的地区(10° — 20°N)降水、蒸发和云量的减少量分别为 $1.5\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$, $1.7\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$ 和0.07。大气顶的净辐射减少了 10Wm^{-2} ,太阳辐射通量减少了 11Wm^{-2} 。这意味着红外辐射通量变化不明显。就整个区域来讲,由于地面温度升高,红外辐射通量增大,几乎弥补了太阳辐射通量的亏损(图6d)。

沙漠扩展地区降水、蒸发和径流量的时间序列见图7(略)。为了便于比较,图7a(略)给出了对照试验的结果。扰动试验和对照试验结果之间的差异不仅是由于土壤水份和太阳辐射吸收量的减少,还归因于土壤类型的变化和植被覆盖的消除。当土壤类型由壤土变为沙质,饱和土壤的吸水力约减少七分之一。因此由深层土壤向地表层的水分传输顺梯度率 TR [方程(19)]因与土壤吸水力成正比而减少。土壤表层的蒸发率也随之减低。同时,因无植被土壤中的水分也无法蒸腾。因此地表的总蒸发率减少(图7略)。底层土壤的渗漏率 R_e [方程(20)]与饱和土壤的水力传导率成正比,而沙质土壤的传导率比壤土大得多,所以沙质土壤有更多的水分向下渗漏到土壤底层。我们发现当沙漠扩展时,地

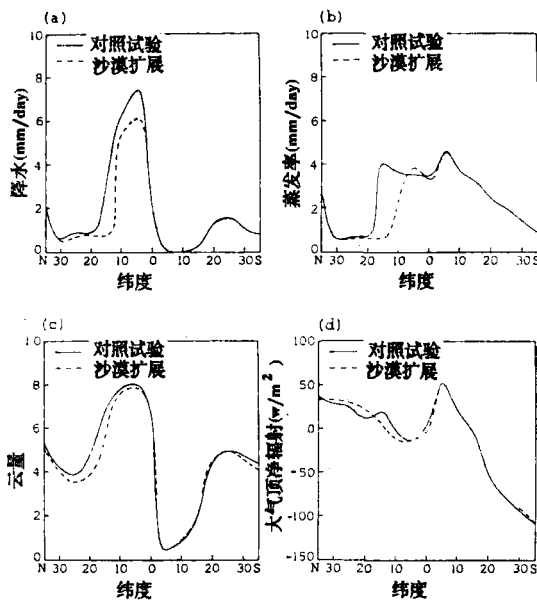


图 6 七月对照试验和沙漠扩展试验之间模拟结果的比较：
(a) 降水，(b) 蒸发，
(c) 云量，(d) 大气顶的净辐射

面的径流量虽然减少，但是总径流量有所增加(图7略)。

除了潜热释放变化外，水汽水平传输的辐合也会引起降水量的重新分布。图8(略)给出了扰动试验和对照试验的水汽水平传输辐合的差异。在沙漠扩展地区，由于地面偏暖，地表层附近的水汽辐合有所增强。应当指出的是，由于二维模式的局限性，不能反映出东西方向可能有的水汽水平传输。

在沙漠扩展地区，低层以及400hPa以上大气温度增高。图9a(略)为沙漠扩展和对照试验的温度差异。其结果同Kidson(1977)的结论是一致的。模式计算出的沙漠扩展地区的增温($\sim 1\text{K}$)低于萨赫勒干旱年份的实测值。Tanaka(1975)模拟的结果则少于1K。在大气的高层由于净辐射减少(图6d)，温度略偏低，与Charney(1975)的结果相类似。

图9b(略)给出了纬向风的差异。沙漠扩展试验中南半球中纬度的纬向西风偏强一些，而200hPa的纬向东风偏弱。根据1958—62(湿年)和1970—73(干年)期间的分析资

料，Newell和Kidson(1984)指出仅在南半球西风带增强。我们的模拟结果同他们相一致。

图10给出了地面影响大气的物理过程示意图。当沙漠扩展时，整个扩展地区的反照率增加0.07($\sim 34\%$)。这将导致地面太阳净辐射通量的减少。由于云量较少，太阳净辐射通量仅减少8%。由于净辐射通量的减少，潜热和感热的总量亦减少。因沙漠化使得地面温度升高，从而使感热增大。水源的减少导致蒸发减弱，从而使潜热急剧变化。这将确保潜热和感热的总和同净辐射通量具有相同的变化趋势。此外，拖曳系数亦减小。沙漠化之后粗糙度长度 z_0 由0.8减少到0.01米。这将导致拖曳系数 C_D 减小约一个量级。地面参数的变化会进而引起水汽水平辐合的减少。蒸发和水汽水平辐合的减少及大气温度升高的共同作用，导致相对湿度减低，从而使得降水和云量减少。

2) 沙漠消失

在本试验中不考虑撒哈拉沙漠。撒哈拉沙漠的消失使得整个模拟区域的降水平均增加约25%。在撒哈拉地区其增量更为显著($\sim$

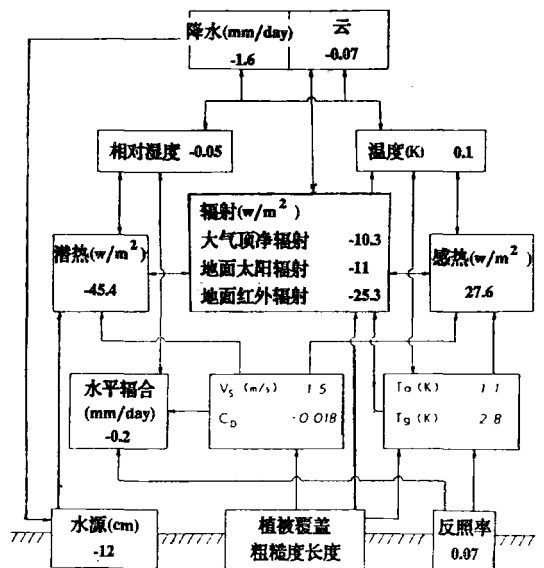


图 10 沙漠扩展(b)和对照试验(a)之间各物理量的差异

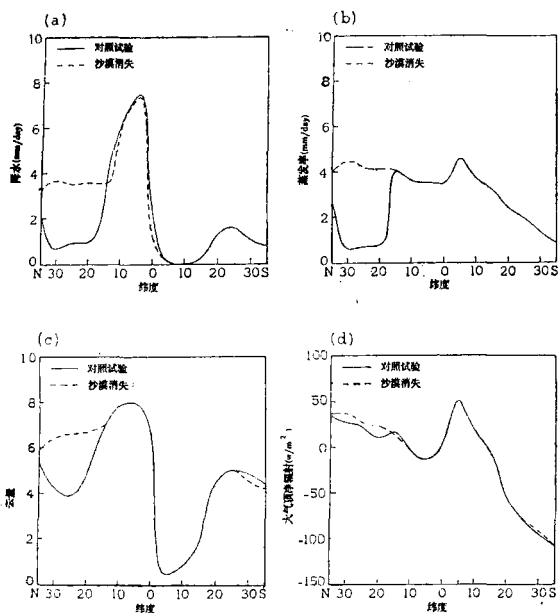


图 11 对照试验(a)和沙漠消失试验(c)之间计算结果的比较：(a)降水，(b)蒸发率，(c)云量，(d)大气顶的净辐射

320%)，如图11a所示。在该地区南部降水减少，这同Charney等(1977)的结果相一致。事实上，Nicholson(1981)根据气候资料分析也发现，在10°N以北和以南降水距平的符号常常是相反的。撒哈拉的蒸发明显增多，比对照试验产生的蒸发多 $3.2\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ 。蒸发之间的差异如图11b所示。撒哈拉地区的云量增加52%(图11c)。大气顶的净辐射也有所增加(图11d)。在整个模拟区增加 2.0Wm^{-2} ，在撒哈拉地区增加约 10Wm^{-2} 。

撒哈拉沙漠的消失使得该地区700hPa以下的大气变冷。最低温度出现在沙漠消失的区域，但在高层大气温度偏高。南半球中纬度的西风带减弱，而200hPa附近的热带东风带增强。

图12给出了沙漠消失并为植被层取代时各种过程之间反馈关系的示意图。反馈过程同图10给出的相类似，但是正、负号相反。图中的数值较大是由于我们在该试验中改变了三个格点(即将整个撒哈拉沙漠除去)，而在扩展试验中扩展区仅改变了两个格点。

d. 土壤水分和植被的影响

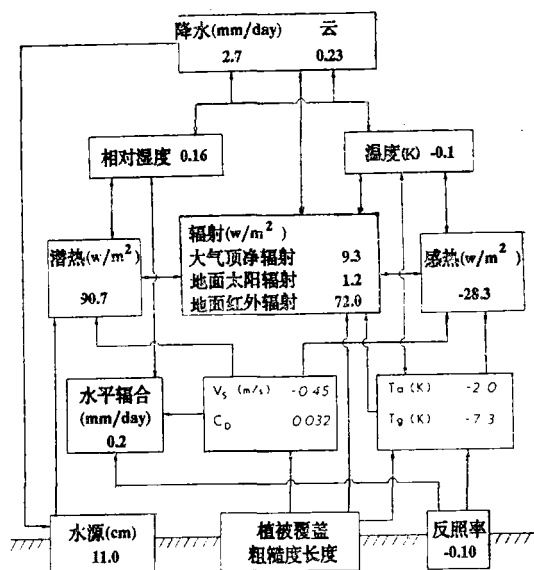


图 12 沙漠消失试验(c)(说明同图10)

为了更全面地了解植被覆盖和土壤水分的影响，我们还做了另外两个试验，见表4。在这两个试验中，反照率是唯一变化的参数。各种情况下产生的降水、云量和蒸发的差异如表5所示。

对每个物理量给出了两种结果：一是所谓的试验(Test)，仅为地面发生变化的区域

表 5 扰动试验和对照试验之间辐射通量 (Wm^{-2})、降水、蒸发和云量的差异

试 验		b	d	c	e
大气顶的净辐射	试验	-10.3	-22.9	9.3	21.1
	整体	-0.17	-2.3	1.5	3.8
地面净短波通量	试验	-11.0	-28.5	1.2	27.1
	整体	0.5	-2.9	0.4	5.2
地面净长波通量	试验	-25.3	-11.2	72.0	-8.7
	整体	-3.8	-0.5	12.9	-2.0
感 热	试验	27.6	-3.7	-28.3	16.4
	整体	5.3	-0.1	-4.8	2.8
潜 热	试验	-45.4	-31.6	90.7	2.3
	整体	-7.9	-2.8	16.0	-0.2
降水($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$)	试验	-1.58	-1.0	2.73	0.08
	整体	-0.27	-0.1	0.52	0
云量(%)	试验	-0.07	-0.02	0.23	0.01
	整体	-0.02	0	0.04	0

的模拟结果；另一种称之为整体(Entire)，为整个试验区的模拟结果。从表中可以发现，整个试验区的响应同局部的响应符号相同，但前者的量值要小一些。在d试验中，反照率增大，降水减少。而降水的减少小于加进植被层时的结果。

如表5所示，感热变化的符号差异最为显著。当沙漠扩展时，感热变化为负，这是因为若仅考虑反照率变化，地面温度降低。然而当试验中考虑植被变化时感热变化为正。在e试验中，感热变化比潜热的变化大得多。当仅考虑反照率变化时，感热所起的作用比潜热更为重要。这不同于在试验中加进植被覆盖或不考虑植被覆盖时的结果。

在考虑植被层的试验中，其响应更为复杂。在这些试验中下沉运动产生于沙漠化地域附近，并不出现在该地区上空。干热的地

表面常常产生上升运动。很显然，除下沉运动以外，空气中的水汽含量也是影响降水的一个重要因子。影响降水的另一个重要因子是直接影响水汽平流的环流。根据研究结果我们发现，有时降水减少最多的区域不仅出现在异常区，还出现在其它一些地区。沙漠扩展试验中云的分布同对照试验得出的结果大致相同。根据观测分析，Nicholson(1981)指出在干旱年份ITCZ变化不明显。我们所得出的结果同Nicholson的结论基本一致。

4. 结论(略)

参考文献(略)

李术华译自《J. of climate》，Vol.3，
1990

朱福康校