

大气和植被生态及土壤系统 水文过程相互作用的一些研究

曾庆存¹ 曾晓东^{2,4,5} 王爱慧^{1,4,5}

Robert E. Dickinson³ Xubin Zeng⁴ Samuel S. P. Shen⁵

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院生物物理研究所, 北京 100101

3 Georgia Institute of Technology, Atlanta, GA, USA

4 The University of Arizona, Tucson, AZ, USA

5 University of Alberta, Edmonton, AB, Canada

摘要 综述近年来作者对单变量土壤水分演变模式和由作者提出的几种大气和植被生态及土壤系统水文过程相互作用模式(给定植被冠层的三层相互作用模式、土壤和植被生态水文相互作用的三变量模式和五变量模式)所作的理论分析和数值模拟的结果, 鲜明和简洁地显示出这些模式能抓住这个复杂的系统最本质最基本的特征。在给定的大气状态情况下, 这个复杂系统具有鲜明的多时间尺度现象、对输入响应的频率“红移”现象、多平衡态和极限环、分叉、突变、自组织过程、再生现象、“沙漠化”和混沌现象, 这些都在实际中得到验证。特别是作者提出的植被(尤其是枯落物)“遮蔽机制”的减弱可能是过度放牧导致沙漠化在短期内就显效的主要原因, 而在很长期间或气候变迁所导致的沙漠化过程中, 则它和 Charney 提出的“反照率机制”可能同时起作用, 建议作进一步的数值模拟加以验证。作者还提出了对响应特征时间尺度第一近似进行修正的方法。

关键词 大气和植被生态及土壤系统 水文过程 平衡态 混沌 沙漠化 遮蔽效应

文章编号 1006-9895 (2005) 01-0007-13 中图分类号 P461 文献标识码 A

Some Studies of the Hydrological Interactions in the Atmosphere-Ecosystem-Soil System

ZENG Qing-Cun¹, ZENG Xiao-Dong^{2,4,5}, WANG Ai-Hui^{1,4,5},
Robert E. Dickinson³, Xubin Zeng⁴, and Samuel S.P. Shen⁵

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Institute of Biophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101

3 Georgia Institute of Technology, Atlanta, GA, USA

4 The University of Arizona, Tucson, AZ, USA

5 University of Alberta, Edmonton, AB, Canada

Abstract Some of the authors' current studies on the hydrological interactions in the atmosphere-ecosystem-soil system by using the Bucket model and some simplified models developed currently by the authors are reported. The results of theoretical analysis and numerical simulation show that these models can very clearly and compactly capture the essential feature and some basic characteristics of this complex system. For given atmospheric variables, this system possesses pronounced phenomenon of multiple time scales, “red shift” of response spectra, multi-equilibria and limit cycle, bifurcation, abrupt change, self-organization, recovery, “desertification” and chaos. Most of them also exist in the reality. Especially, the “shading effect” of canopy (the wilted biomass included) demonstrated by the authors'

收稿日期 2003-11-16

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40233027、美国 NOAA 全球研究计划、NASA (NAGA-13322)、加拿大 MITACS 研究计划、中国科学院海外评审员研究基金和中国科学院海外知名学者奖励基金

作者简介 曾庆存, 男, 1935 年出生, 中国科学院院士, 主要从事大气科学、地球流体力学和计算与应用数学研究。E-mail: zengqc@mail.iap.ac.cn

investigations might be the major mechanism leading to desertification for relatively short period due to the over use of grassland, and the desertification for a relatively long period or due to the climate change might result from both the Charney's mechanism and the shading effect. These ideas should be validated by further numerical simulations. Some methods for improving the estimation of inherent time scales in the soil hydrology are also proposed.

Key words atmosphere-ecosystem-soil system, hydrological process, multi-equilibria, chaos, desertification, shading effect

1 引言

地表薄层，连同其上的生物圈（生态系统），和大气边界层一起，组成一个复杂的开放系统。它吸收太阳辐射而得到能量，可能也与其下的岩石圈交换热能，而自身的热辐射加上与其上的大气层的各种形式的热交换则总的来说是使它失去能量，此外，还有它与外界的动量和物质的交换。而就其自身来说，其内部各组分，如大气、海洋、陆表层和生物圈之间，有着十分复杂的相互作用。正是由于外界能源的输入以及它内部的和与外界的相互作用的复杂性导致了地球上气候和环境以及生态系统的多样性。

人们早已知道，地表层温度和热力状态与大气边界层有明显的相互影响。人们也熟知，大气中的水汽源于洋面和陆面的水分蒸发，而陆地表层（包括植被）水分的主要来源是大气中的降水。自上世纪下半叶以来，人们又已明确认识到，陆地表层的水分含量以及水文过程对气候演变过程有重大的影响。早期的一些数值模拟研究，例如 Manabe^[1]，叶笃正等^[2]的数值模拟结果就清楚表明了这点。自此以后，气候系统模式（CSM）就包含有大气环流模式（AGCM）、大洋环流模式（OGCM，其中包括洋冰）、陆表过程模式（LSM，其中包括陆地冰雪和简化或稍精细的生态系统）以及三者的耦合（即加上边界条件或界面过程以组成封闭方程组）。就 LSM 来说，一般都包括有温度和各项水分变量以及支配其演变过程的方程。自 Dickinson^[3]的开创性工作以来，今天比较先进的 CSM，如 Dickinson 等的两种模式^[4, 5]，季劲钩的模式^[6]，戴永久和曾庆存的模式（IAP94）^[7]，曾庆存等的陆表过程模式评述^①，戴永久等的共用陆面过程模式（CLM, 2003）^[8]以及 Zeng 等^[9]将 CLM 耦合到 NCAR 的 AGCM 中去等，包含有相当全面的各过程。尽管直到现在所有的 LSM 模式中的生态系统及生态过程还是相当粗糙的，但这些模式已经是太复杂了。非有大规模的数值计算及对计算所得的大量数据进行复杂的分析，不可能了解其中究竟。因而，使用这类

比较全面的复杂模式难以得出陆表层过程的简洁清晰的刻画。

有鉴于此，本文将综述近年来我们发展的一些简化大气—植被—土壤相互作用模式及新得到的结果^[10~17]，以及我们得到的一些更新结果。这些模式基于物理定律，只不过对一些微观过程和生物物理过程进行了“参数化”表达，并先取给定的大气状态，逐个增加系统内部各组分的相互作用过程的复杂程度。这样做可以很清晰和简明地表示出陆表层过程的本质性的基本特征，尤其是水文过程及土壤与生态系统的相互作用。我们的这些方法和结果，再稍加复杂化，还可用来分析像 CLM 那样的模式的数值模拟结果，以及进一步解释全球地理环境和生态系统的一些基本特征。

2 单变量的土壤水文模式

单变量土壤水文模式最早是由 Manabe^[1] 提出来的，即所谓 Bucket 模式。这是一个关于土壤水分变化的最大简化和最基础的模式，至今仍有理论意义。我们就从这模式分析入手。

设表土层（包括其上的植被）是水平均匀的，记单位截面积土壤（加植被）内的水分总质量为 W ，其上界面单位时间接收到来自大气的降水量为 P ，而向上散发到大气的水分蒸发 [当有植被时称蒸散发 (evapotranspiration)] 为 E ，径流为 R 。自然， P ， E ， R 都是单位时间的流量。为简单计，不考虑地下水的上渗（下渗归入 R ），则有

$$\frac{dW}{dt} = P - E - R. \quad (1)$$

可见，由 W 表征的土壤水分是一个开放系统。输入为 P ，输出为 $E + R$ ，后者是被动的，且依赖于土壤物性结构和 W 。

由此，可定义出两个时间尺度：一个是输入强迫的时间尺度（forcing time scale） t_f^* ，它由输入 P 的时间尺度决定；另一则是土壤系统内部自身所决定的固有时间尺度（我们称之为 inherent time scale） t^* ，在

① 曾庆存，林朝晖，周广庆. 跨季度气候预测的动力学方法. 2001 年稿，尚未正式出版

$P = 0$ 时, W 的演变过程正好应为 t^* 所决定。

因为 W 和 E 都是有界量, $0 \leq W \leq W^*$, $0 \leq E \leq E^*$, 其中 W^* 为由土壤物性决定的饱和含水量(或称田间持水量, field capacity), E^* 为蒸发能力 [potential evaporation (或 evapotranspiration)], 即当 $W = W^*$ 时, 有 $E = E^*$ (注: E^* 还依据于土壤的温度); 而 R 一般是只当 W 近于 W^* 时才是显著的, E 则在任何时候都是一个主导项(leading term)。因此, 一般都取 $t^* = W^*/E^*$ [^{18,19}], 以及一些对观测的土壤水分资料的分析工作[^{20,21}]。但上面我们已指出, E 和 R 还依据于 W , 这样取 t^* 只是第一近似, 稍后将给出改进的决定 t^* 的方法。

P 的时间尺度 t_f^* 由 1 小时或更短(对流云降水)到数天(天气系统的连续性降水), 而实况的 t^* 在半月至两月之间, 即 $t_f^*/t^* \approx 10^{-1} \sim 10^{-2}$ 。故 P 和 W 的时间进程大略可分别对应于“快变”和“慢变”过程。

先取已知的 P 和大气边界层参数(从而 E 只依赖于土壤状况), 讨论 W 对 P 的响应。因 E 的最大值在 $W = W^*$ 时达到, 故总可取 $E = E^* h(y)$, 其中 $h(y)$ 为 y 的单调上升函数, 且 $h(0) = 0$, $h(1) = 1$, $y = W/W^*$ 。设 W 有基本状态, 它即是一段较长时间内的平均值 W , 相应的降水诸量为 P , E , R 。设时间为 $t = t^* t'$, 而偏差量为 (Ww', Pp', Ee', Rr') , 其中 w' 等为无量纲量, 则相对于基本状态作的线性化扰动方程为

$$\frac{dw'}{dt'} = -\alpha w' + \beta p' - \gamma r', \quad (2)$$

其中, $\alpha = dh(y)/dy$, $\beta = m_{oi}/y$, $\gamma = R/(E^* y)$ 和 $m_{oi} = P/E^*$ 都是无量纲参数, $y = W/W^*$, m_{oi} 在气候学上常称为湿润度。一般有 α 和 β 的量级为 1, γ 的量级为 $0 \sim 1$ 。

如 w' 的初值为 $w'(0)$, 则当 $p' = r' = 0$ 时, (2) 式有解 $w'(t) = w'(0) \exp(-\alpha t)$, 由此定出信号 e^{-1} 倍衰减的无量纲时间为 α^{-1} [即 $w'(t)/w'(0) = e^{-1}$], 这就是固有的无量纲时间尺度, 如记有量纲的固有时间尺度为 t^{**} (改进了的固有时间尺度), 它与第一近似 t^* 的关系^[14]如下:

$$t^{**} = \alpha^{-1} t^*. \quad (3)$$

由于 $0 \leq E/E^* \leq 1$, 且为单调增函数, E 可较好地表示为

$$E = E^* \frac{1 - e^{-\epsilon y}}{1 - e^{-\epsilon}} = E^* h(y), \quad (4)$$

ϵ 是依赖于物性的无量纲参数, 可以调整 ϵ 使之与实际曲线比较吻合。一般总是 $\epsilon \geq 1$, 今 $0 \leq y \leq 1$, 故 $\alpha =$

$dh(y)/dy$ 随 y 递减。在干旱季节 y 很小, 使 $\alpha^{-1} < 1$, 从而 $t^{**} < t^*$; 而在湿润季节, $y \approx 1$, $\alpha^{-1} > 1$, 从而 $t^{**} > t^*$ 。可见, t^{**} 与 t^* 相差可能不小, 而只当 y 为中等程度时, 才有 t^{**} 与 t^* 相近。这是由于 E 为 W 的非线性函数的缘故。

为简单计, 先不考虑 r' 。将 p' 和距平量 w' 作谱展开, 可以用(2)式研究土壤湿度 w' 对输入 p' 的响应。取 $p' = A_p \exp(i\omega t')$, ω 为输入的无量纲频率, 响应为 $w' = A_w \exp(i\omega t')$, 则由(2)式可得响应的效率为

$$\eta = \frac{|A_w|^2}{|A_p|^2} = \left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2 \frac{1}{1 + (\omega/\alpha)^2}. \quad (5)$$

参见文献[10, 14, 19], 可见在高频区 ($\omega^2 \gg \alpha^2$), η 很小, 即土壤水分基本上不响应高频的降水变化; 但在低频区 ($\omega^2 \ll \alpha^2$), 则 η 趋于一个不依赖于频率 ω 的常数(β/α)², 亦即土壤水分的响应在于低频区。我们知道, 降水谱主要在高频区(如不考虑季节变化的话), 但土壤水分的变化却主要在低频区。即响应谱有所谓的红移现象。这在耗散结构系统中有普遍性。 $\omega_c/\alpha = 1$ 所对应的有量纲频率 $\omega_c = (t^{**})^{-1}$ 可称为谱的分离频率。由于 α 和 t^{**} 依赖于 y , 而 y 随时间缓变, 于是 t^{**} 也是缓变的。

由于土壤水分对降水的高频变化基本上不响应, 于是, 对这部分就有 $P \approx E$, 即降水又基本上以高频蒸发的形式返还给大气。土壤只贮存降水的低频变化, 从而通过相应的低频的蒸发(或蒸散发)形式影响大气的气候过程。

是否可以在短期气候预测模式中对高频的降水量等作统计学处理, 并以参数化方式出现在方程中而只对慢变的量作计算呢? 看来是有困难的。因为即使像月和季度预测来说, P 出现的天数都不是大到可以用统计平均模式作计算的地步, 且大气边界层还通过太阳辐射、湿度、温度等量而影响蒸发量, 很复杂, 统计处理也不易。可见, 在作短期气候预测时, 还是必须计算天气过程及相应的降水等量。

只有对更长时间或大集合平均的气候演变, 尤其是在气候平均态中, 我们可以在方程中对降雨等快变量作统计模式处理。其实, 对长时间平均来说, (1)式左端应接近于零, 于是右边三项应近于平衡, 从而它们有内在的线性相关关系, 可以由气候观测资料得出 P , E , R 与 E , W , W 的相关系数 μ , λ , ν ; 记其离散部分各为 P' , E' 和 R' (例如 $P = \mu E + P'$), 代入(1)就有

$$\frac{dW}{dt} + \alpha W = P' - R' - (1 - \mu)E' = F, \quad (6)$$

其中, $\alpha = \lambda(1 - \mu) + v$, 依赖于地理和气候条件, 而 F 则可看作随机变量而作统计模式处理^[10]。可见, 这里定义的 α 是土壤水分与大气中气候过程相互作用的最主要的统计参数。这样做, 有可能建立只计算慢过程的统计和动力学相结合的预测模式。这方面的研究是很有兴趣的领域, 国际上目前已有一些尝试^[22, 23]。

3 给定植被冠层的三层水文相互作用模式

单变量土壤水文模式忽略了垂直结构, 就研究土壤水分整体量的变化规律来说, 也许是合理的, 对全球现有不多的土壤水文站观测资料的统计分析表明, 这模式在质的方面来说是可用的, 但一般来说, 陆地表层毕竟垂直方向结构极不均匀, 这就导致单变量模式不能包含许多重要的复杂性。Dickinson^[3]就建议应把陆表层至少分为三层: 植被冠层、表土(无根系)层和根系层, 后来王爱慧等^[11, 14]作了改进, 并作理论分析和数值模拟, 把两者结合起来, 确实揭示出许多未被人们很好认识的结构及其在水文和气候学研究中的意义。

基于上述三层各层的水分收支, 可得到如下模式:

$$\delta_c \frac{dW_c}{dt} = (P_c + E_r) - [E_c + (1 - \delta_c)R_c], \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \delta_s \frac{dW_s}{dt} &= [P_c + (1 - \delta_c)R_c] \\ &\quad - [E_s + (1 - \delta_s)R_s] - Q_{sr}, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \delta_r \frac{dW_r}{dt} &= [P_r + v(1 - \delta_r)R_s] \\ &\quad - [E_r + (1 - \delta_r)R_r] + Q_{sr}, \end{aligned} \quad (9)$$

其中, 下标 c , s 和 r 分别表示植被冠层、表土层和植物根系层的量; W_i , P_i , E_i , R_i 分别为第 i 层水分含量、被该层截留的大气降水、蒸发(或蒸散发、蒸腾)、径流(其中 R_i 中有 γR_i 下渗入 γ 层, $0 \leq \gamma \leq 1$), 上述各量均为正的(暂不考虑土壤以上的水平的径流以及根系层下的岩土层水分的上传); Q_{sr} 则是通过土壤的水分传导(扩散)机制而由 s 层传到 r 层的通量; δ_i 是示性参数, $\delta_i = 0$ 或 1 , 当第 i 层水分饱和时, $W_i = W_i^*$, 有 $\delta_i = 1$, 径流 R_i 发生; 否则 $\delta_i = 0$, 径流 $R_i = 0$ (这里只考虑饱和径流; 至于非饱和径流, 请见以下几段); 这里把大气降水 P 区分为三部分 P_i , $i = c, s, r$, 各为如下: $P_c = \min(P_c^*, P)$ 为冠层所截留, $P_s = \min(P_s^*, P - P_c)$ 为表土层所截留,

而 $P_r = P - (P_c + P_s)$ 为因土壤有大缝隙而直接到达根系层的降水, P_c^* 和 P_s^* 分别为冠层和表土层所能截留的最大降水输入量。所有带星号的量(最大的极限)都是按所研究的冠层和土壤的物性而预先给定的(所以说该模式是“给定植被冠层”的模式)。又: 只有当雨强 $P > P_c^* + P_s^*$ 时, 才有且必有降水可直接进入 r 层, 这与事实是相符的, 但尚未为前人考虑到, 且不易准确决定。

为使土壤 s 和 r 层水分为饱和时不发生两层间水分传导, 取

$$Q_{sr} = \lambda^{-1} \overline{D}_{sr} \left[\frac{W_s}{D_s^*} - \frac{W_r}{D_r^*} \right], \quad (10)$$

其中, D_s^* 和 D_r^* 为相应土层的厚度,

$$\overline{D}_{sr} = \frac{D_s^* D_r^*}{(D_s^* + D_r^*)},$$

且取 $W_s^*/D_s^* = W_r^*/D_r^*$, 而 λ 就是由于两层相互作用所导致的特征衰减时间尺度, 即若只有 Q_{sr} 项, 则当过了时段 $\Delta t = \lambda$, $(W_s/D_s^*) - (W_r/D_r^*)$ 衰减为其初值的 e^{-1} 倍。

将(7)~(9)式相加, 并取所有 $\delta_i = \delta$, 并记 $W = W_c + W_s + W_r$, $E = E_c + E_s$, $R = (1 - \nu)R_s + R_r$, 即得

$$\delta \frac{dW}{dt} = P - E - (1 - \delta)R, \quad (11)$$

此即单变量模式。

关于 E_i , 可取

$$E_i = E_i^* h_i(y_i), \quad (12)$$

其中, $h_i(y_i)$ 形式和(4)式类似, 只不过 ε_i 可各不相同; $y_i = W_i/W_i^*$; 而 E_i^* 即为 i 层的蒸散发(蒸发、蒸腾)能力, 依赖于物性, 为预先给定的量。

注: E_s 是土壤表面的蒸发, 而 E_r 则是根系吸取土壤水分上传至冠层而供蒸腾的量, E_c 是由 E_r 再加上叶面截留的降水而直接蒸发到大气中的量。

在这模式中, 输入与响应都有多个时间尺度。首先, 由降水及其区分可定义四个时间尺度 t_f^* 和 t_{fr}^* , $i = c, s, r$; 而由 Q_{sr} 项则可定义一个内部相互作用的时间尺度 $t_q^* = \lambda$ 。自然, 可认为 $t_{fe}^* = t_f^*$, 而 t_{fs}^* 和 t_{fr}^* 则视 P 的谱分布而定。再有, 仿照上节方法, 还可定义出三个固有的(inherent)或称为响应的(response)时间尺度 t_i^* , 其第一近似亦可取为 $t_i^* = W_i^*/E_i^*$, $i = c, s, r$ 。由于在一般情况下有 $E_c^* \approx E_s^* \approx E_r^*$ (但在干旱或半干旱地区有 $E_s^* > E_c^* \approx E_r^*$; 在有很稠密叶面地区有 $E_s^* < E_c^* \approx E_r^*$), 那是因为密

叶覆盖的遮阴效应导致土表温度较低之故)。在现实世界中, W_c^* 常比 W_s^* 和 W_r^* 小两个量级以上, 而且 D_r^* 比 D_s^* 大得多, 故总有 $W_c^* \ll W_s^* < W_r^*$, 从而有 $t_c^* \ll t_s^* < t_r^*$ 。按照上节的分析方法可知, 很高频的降水应大体上由很高效的叶面蒸发 $E_c - E_r$ 所平衡, 从而有 $t_c^* \approx t_r^*$, 但 E_c 中毕竟还有由于 E_r 的贡献而有很重要的低频部分。其次, 我们可以证明: 一般还有 $t_s^* < t^* < t_r^*$, 在这里 t^* 类似于上节的定义而有 $t^* = W^*/E^*$, $W^* \equiv W_c^* + W_s^* + W_r^* \approx W_s^* + W_r^*$, $E^* \equiv E_s^* + E_r^*$ 。

在大多情况下, t_q^* 约为 10 至 15 天, t_s^* 约为 10 至 30 天, 而 t_r^* 约为 2 至 6 个月。可见, 对于短期气候演变来说, 根系层所提供的蒸腾比土表层的蒸发更为重要, 而单变量土壤水文模式有可能缩短可预报的时效 (predictability)。

取东亚半干旱高原高地夏季的地理一气候参数, 降水 P 取近于稳态的随机过程, 王爱慧等^[11, 14]利用方程(7)~(9)作了许多数值模拟, 结果十分鲜明地显示出 W_i 和 E_i 的多时间尺度现象 (如图 1)。分时间段的谱分布如图 2。可见, P , P_c , W_c , $E_c - E_r$ 主要位于周期小于 0.2 个月的谱区; W_r 主要在周期大于 3 个月的谱区, 但 E_r 虽在该谱区有不小的分量外, 还有一些位于 0.2~3 个月的谱区, 这可能是由于 P_r 和 Q_s 调制的结果。数值模拟结果还显示, 如对时间序列作滞后的自相关分析, 可得其 e^{-1} 衰减时间虽大体上与由第一近似算得的 t_i^* 相近, 但仍有不小差异。例如, 按 $t_r^* = W_r^*/E_r^*$ 算得的 t_r^* 约为 160 天, 而由时间序列算得的时间尺度则是比较弥散的 (这与

P_r 的随机性相关), 90% 是在 35 天至 128 天之间, 集合平均只有 90 天左右。可见, Q_s 及 P_r 对响应时间尺度有不小的影响, 应该对第一近似进行修正。

王爱慧等^[14]仍用对(7)~(9)式进行线性化的摄动法求此修正。为理论的完整性和分析方便起见, R_i 可用光滑的连续函数逼近, 即取

$$R_i = R_i^* g_i(y_i), \quad i = c, s, r \quad (13)$$

其中, R_i^* 即为 R_i 的上确界, $0 \leq g_i \leq 1$ 。引入平均气候态 (\bar{P} , \bar{P}_c , \bar{W}_i , \bar{R}_i), 记 W_i 的偏差量为 $W_i = W_i^*(\bar{y} + y'_i)$ 等, 就有无量纲方程组如下:

$$\frac{dy'_s}{d\tau} = \overline{M_{oi}} m_s \pi'_s - \alpha_s y'_s + \beta_s y'_r, \quad (14)$$

$$\frac{dy'_r}{d\tau} = \overline{M_{oi}} m_r \pi'_r + \beta_r y'_s - \alpha_r y'_r \quad (15)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} y'_s \equiv \frac{W'_s}{W_s^*}, \\ y'_r \equiv \frac{W'_r}{W_r^*}, \\ \pi'_s \equiv \frac{P'_s}{\bar{P}}, \\ \pi'_r \equiv \frac{P'_r}{\bar{P}}, \end{array} \right. \quad (16)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \tau \equiv \frac{t}{t_n^*}, \\ t_n^* \equiv \frac{t_s^* t_r^*}{t_s^* + t_r^*}, \end{array} \right. \quad (17)$$

$$\overline{M_{oi}} \equiv \frac{\bar{P}}{E_s^*}. \quad (18)$$

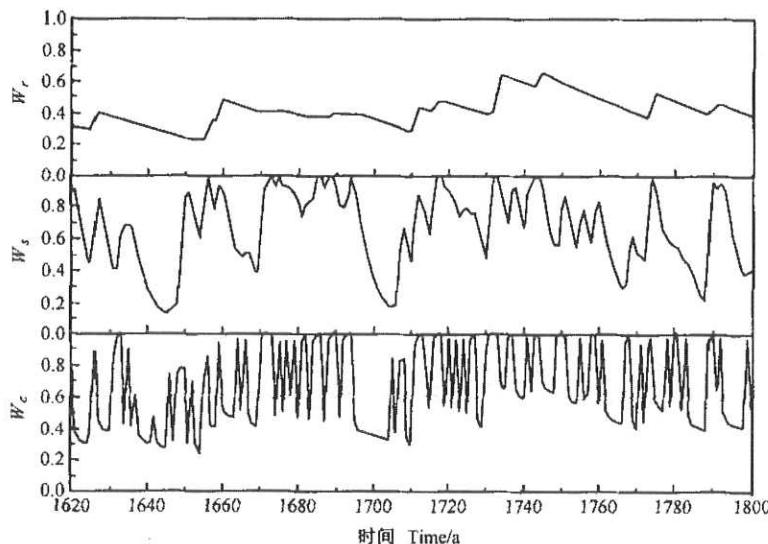


图 1 模拟得到的 W_i/W_i^* 每日的变化, $i = c, s, r$; c : 植被冠层, s : 表土层, r : 土壤中根系层

Fig. 1 Daily variations of simulated W_i/W_i^* ($i = c, s, r$). c : canopy, s : surface layer of soil, r : root zone of soil

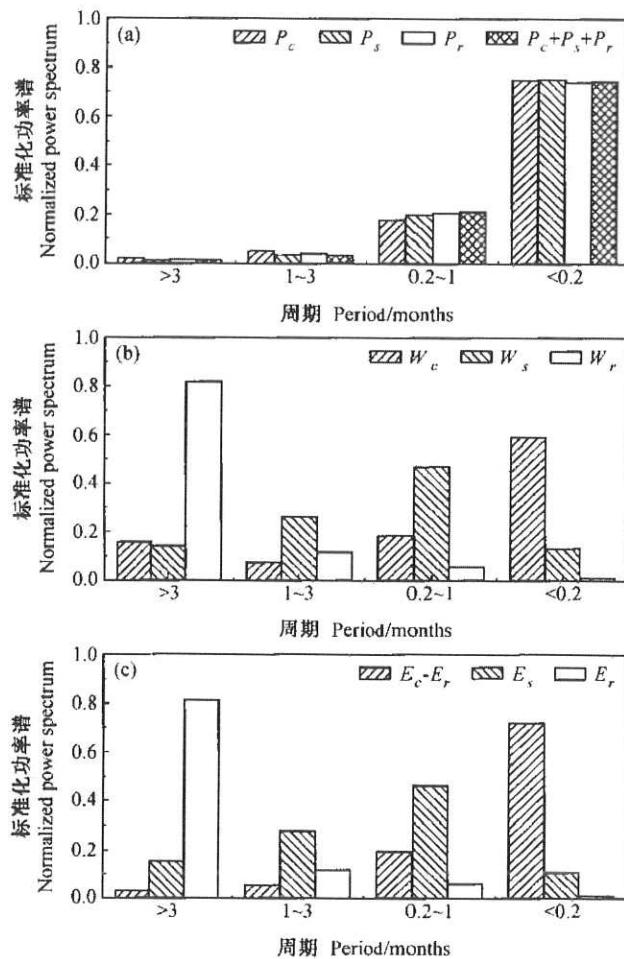


图 2 标准化功率谱分布: (a) 降水和其在各层的截留量; (b) 各层水分含量; (c) 蒸发 (或蒸腾) 等

Fig. 2 Normalized power spectral distributions of (a) precipitation and its partitions, (b) water content, and (c) evapotranspiration

还有: m_s , m_r , α_s , α_r , β_s , β_r 等为反映物性等的一些无量纲量 (详见文献 [14])。注意, 这里我们已省去了关于 y'_c 的方程, 这是因为 c 层的主要作用在于将降至地面的降水量减小为 $P - (P_c - R_c)$, 且 $P_c - R_c$ 和其偏差量都很小, 故在线性化情况下 c 层对其下两层的影响很小, 可以略去不计。不过, 需要指出, 通过 E_r 和 E'_r , r 层对 c 层有直接的影响 (主要在低频谱区)。

可直接求解 (14) 和 (15) 式, 也可通过变量变换, 化为每方程含有一个变量 z'_j ,

$$\frac{dz'_j}{d\tau} = -\alpha_j z'_j + f'_j, \quad (19)$$

$$z'_j = \alpha_s y'_s + \alpha_r y'_r, \quad (20)$$

$$f'_j = \overline{M_{si}} (\alpha_s m_s \pi'_s + \alpha_r m_r \pi'_r), \quad j = 1, 2 \quad (21)$$

其中, $-\alpha_1$ 和 $-\alpha_2$ 为矩阵 $\begin{bmatrix} -\alpha_s & \beta_s \\ \beta_r & -\alpha_r \end{bmatrix}$ 的二特征值,

而 $(\alpha_{1s}, \alpha_{1r})$ 和 $(\alpha_{2s}, \alpha_{2r})$ 则是相应的两个标准化特征矢量。

由 (19) 式可容易地得出两个 e^{-t} 衰减特征时间尺度为 α_1^{-1} 和 α_2^{-1} , 相应的两个改进了的有量纲响应时间尺度就是:

$$t_1^{**} \equiv \alpha_1^{-1} t_n^*, \quad t_2^{**} \equiv \alpha_2^{-1} t_n^*, \quad (22)$$

记 α_j 中的最大者为 α_1 , 就有 $t_2^{**} > t_1^{**}$ 。 t_2^{**} 就是比 t_n^* 更好的近似。计算表明, 在上述数值试验中所取的参数情况下有 $t_2^{**} = 123.7$ d, 已在 128 天的范围内, 比 t_n^* 更接近于集合平均 (记作 $\langle t^{**} \rangle$) 的 90 天。 $|t_2^{**} - \langle t^{**} \rangle|$ 尚不是太小, 可能是 P'_r 的谱分布的调制作用尚未计入 e^{-t} 时间尺度的理论分析之中的缘故。

由 (19) 式等也不难得出功率谱的响应关系。令

$$f'_j = A_{fj} e^{i\omega\tau}, \quad z'_j = A_{zj} e^{i\omega(\tau-\phi_j)}, \quad (23)$$

于是有

$$\frac{|A_{zj}|^2}{|A_{fj}|^2} = \alpha_j^{-2} \frac{1}{[1 + (\omega/\alpha)^2]}, \quad (24)$$

$$\phi_j = \arctan\left(\frac{\omega}{\alpha_j}\right). \quad (25)$$

公式 (24) 就是 (5) 式的直接推广。且有位相落后 $\phi_2 > \phi_1$, 即位相落后随深度增加, 这与 Wu 等^[21] 由实测土壤水文资料统计得到的结果相符合。

4 土壤—植被生态水文相互作用的三变量模式

下面我们研究植被冠层本身 (如冠层的叶面指数或质量) 与土壤水分相互作用的情况。

曾庆存等^[24, 25] 曾提出一个最大简化的草原生态动力学模式, 其中只有两个变量: 草的生物量 M (包括有生命功能的和枯落物) 和草与土壤 (主要是土壤) 水分 W 。按照质量守恒定律, 可以写出关于 M 和 W 的演变方程, 其中关于 W 的方程就是 (1) 式, 但 E 还依赖于 M (以下称这样的模式为 ESH-0 模式)。但 ESH-0 过分简化了, 为了解释一些非常重要的特征, 必须选用一些不大实际的参数。其实, M 中有生命的生物量 M_c 具有蒸腾水分的功能以维持生命活动, 并使生物量 M_c 增长, 而枯落物的质量 M_d 却无蒸腾作用但可遮阴以降低表土的温度从而减小蒸发, 可见二者对土壤水分的作用迥异, 应该分别考虑。曾晓东等^[12, 15~17] 按质量守恒定律分别建立关于 M_c 和 M_d 的方程, 而在 W 的方程中则考虑 M_c 和 M_d 的不同影响 (下面称这样的土壤—植被生态水文相互

作用的三变量模式为 ESH-1)。方程如下:

$$\frac{dM_e}{dt} = \alpha^* (G - D_e - C_e), \quad (26)$$

$$\frac{dM_d}{dt} = \alpha^* (\beta' D_e - D_d - C_d), \quad (27)$$

$$\frac{dW}{dt} = P^* p - (E_s + E_r + R), \quad (28)$$

其中, 对于 M_e 来说, G , D_e , C_e 分别为无量纲的生长率、枯萎率和消耗率; α^* 为最大生长率; 对于 M_d 来说, $\beta' D_e$, D_d , C_d 分别为无量纲的枯草堆积率、降解率和消耗率; $0 < \beta' < 1$ 说明只有部分枯萎草可堆积于土表; G 和 D_e 依赖 M_e 和 W , D_d 依赖于 M_d 和 W , C_e 和 C_d 则可取为分别依赖于 M_e 和 M_d ; $P^* p$ 即降水量; E_s 为裸土表面的蒸发、 E_r 为植被的蒸腾, R 为径流, 三者都依赖于 W , M_e 和 M_d 。该模式设 M_d 是均匀地铺盖地表, 不像 M_e 那样只遮盖土表的一部分 σ_t (称为盖度, $0 \leq \sigma_t \leq 1$)。于是 E_s , E_r 和 R 都可以各写成两个函数的乘积, 其中一个只依赖于 M_d , 另一个依赖于 M_e 和 W 。

通过对光合作用、枯萎过程、蒸发和蒸腾等的生物物理或物理的微观和宏观过程的考虑, 并考虑作为宏观过程量值的约束, 就可以写出(26)~(28)式右端各项的参数化表达形式。例如, 在已知大气气候状态、大气边界层状态, 并取一定的植被冠层几何结构, 光合作用所得的净增长率是 $\alpha' \text{PAR} G_1(x) G_2(y)$, 其中 PAR 是光合作用的有效光照, $0 \leq G_1 \leq 1$, $0 \leq G_2 \leq 1$, $x = M_e/M_e^*$, $y = W/W^*$, M_e^* 为可能的实际最大有生命功能的生物量; G_1 和 G_2 各为其宗量 x 和 y 的单调升函数, 且 $G_1(0) = G_2(0) = 0$, 并取 $G_1(\infty) = G_2(\infty) = 1$ 。
 $\alpha^* = \alpha' \text{PAR}$ 。类似的考虑可知 D 正比于 $D_1(x) D_2(y)$, 且 $D_1(0) = 0$, $D_1(\infty) \rightarrow \infty$; $D_2(0) \rightarrow \infty$, $D_2(\infty)$ 为有限; D_d 为 z 的函数, $D_d(0) = 0$, $D_d(\infty) \rightarrow \infty$, 其中 $z = M_d/M_d^*$, M_d^* 为最大堆积量。考虑到自然界过程和人为作用, 都以设 $C(\infty)$ 及 $C_d(\infty)$ 为有限量较为合理, 而 $C(0) = C_d(0) = 0$ 。上述这些分析已大体上确定了各个函数的基本结构, 可以通过使用合适的函数形式和一些无量纲量来逼迫。文献 [17] 中作了许多敏感性试验, 得到: 解答对具体的函数形式并不敏感, 而只对公式中的无量纲参数 (反映物性的不同) 敏感, 这是完全可以理解的。此外, 可得

$$E_s + E_r = E_s^* [e_s(z) e_s(x, y) + \varphi_n e_r(x, y)], \quad (29)$$

$$e_s(0) = 1, e_s(\infty) = 0; e_s(x, 0) = 0, e_s(0, \infty) = 1,$$

$e_s(\infty, \infty)$ 为有限; $e_r(x, 0) = 0, e_r(0, y) = 0$, $e_r(\infty, \infty) = 1$ 。由此, 已大体上确定了 E_s 和 E_r 的一般性质。 E_s^* 就是没有植被 (生的和枯的) 遮阴情况下的土表蒸发能力, 而无枯草覆盖下的最大蒸腾量为 E_r^* (蒸腾能力), 它于 $(x \rightarrow \infty, y \rightarrow \infty)$ 时达到, 即 $\varphi_n = E_s^*/E_r^*$ 。 φ_n 及 $1 - e_s(\infty, \infty) = \kappa_1$ 是反映生草遮阴效应的两个重要参数。至于枯落物的作用, 主要是减小了到达地表的太阳辐射。按辐射传输过程中的透过率概念, 自然可取

$$e_s(z) = e^{-\varepsilon_s z}, \quad (30)$$

其中, ε_s 为一个反映枯落物遮阴降温效应的参数。

这里不详列各具体公式, 读者可参看文献 [12, 15~17]。

由于有植被生态和土壤水分间的非线性相互作用, ESH-1 就成为一个比较复杂的系统, 出现一些非线性复杂系统的典型特征: 自组织过程、“沙漠化”、平衡态或极限环、分叉现象, 突变和混沌现象等。这些在文献 [12, 15~17] 中都有叙述。

在不考虑年变化情况下 [相当于取年平均或只考虑夏季 (在北半球季风区)], 对给定物种和物性, 公式中所有无量纲量都是已知常数 (可通过理论求出或观测资料推出), 则 (26)~(28) 有平衡态解。平衡态随降水量 (P^* , 不随时间变化) 或者湿润度 (无量纲参数) $M_{oi} = P^*/E^*$ 而变化。对于内蒙古典型草原情况, 算得的曲线如图 3 (图中将 M_d 改记为 μ)^[17], 图中还画出实际的大面积平均的载草量范围 (用竖线段标出)。这里同时给出内蒙古的实测 μ 和生态类型图, 如图 4 (转引自文献 [26]), 以资比较。可见, 模式的结果与实测相当吻合。特别是: (1) 草原存在的湿润度最小值 (μ_1) 约为 0.3 (约相当于年平均降水量为 300 mm), $\mu < \mu_1$ 的区域为理想的沙漠 ($x = 0$, 不过实际情况是生长着更耐旱的草种和多年生小灌木, 而有 $x \neq 0$, 这些物种未为模式中计入); (2) 在 $\mu > \mu_2$ ($\mu_2 > \mu_1$) 区域内, 有良好的草原, 草量 x 随 μ 而增加; (3) 在区间 $\mu_1 < \mu < \mu_2$ 内, 同时存在着沙漠态和草原态。究竟当地是什么生态, 视其以前的长期演化及人类土地利用情况而定, 尤其是过度的放牧或消耗可使原有草原不可逆转地退化为沙漠。这些与内蒙古实况相当吻合。特别是在内蒙古, 在 $\mu_1 < \mu < \mu_2$ 区内确实有些地方是草原, 而那些过度放牧或开垦了的土地则退化为沙地 (如浑善达克沙地和科尔沁沙地等)。

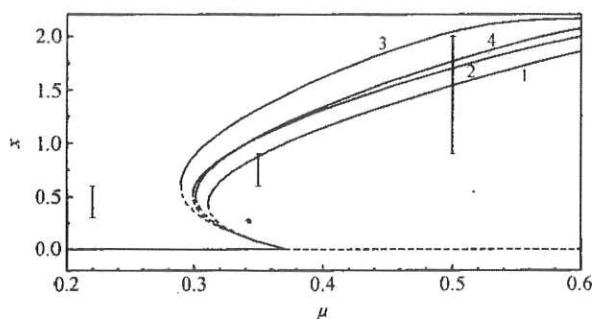


图3 按模式算得的平衡态青草量 x (无量纲) 随湿润度 μ 的变化。实线和虚线分别为稳定和不稳定的平衡态; 竖线为内蒙古实际青草量 ($\mu < 0.3$ 是另外一种草); 曲线1~4分别对应于 (κ_1, φ_n) 为 $(0.3, 0.7), (0.4, 0.6), (0.5, 0.5), (0.7, 0.7)$

Fig. 3 The dependence of the equilibrium living biomass x on the moisture index μ . The solid and dashed lines refer to the stable and unstable equilibrium states respectively. The vertical segments show the observed living biomass, but the grass in $\mu < 0.3$ belongs to another species. Curves 1-4 correspond to the cases of $(\kappa_1, \varphi_n) = (0.3, 0.7), (0.4, 0.6), (0.5, 0.5)$, and $(0.7, 0.7)$

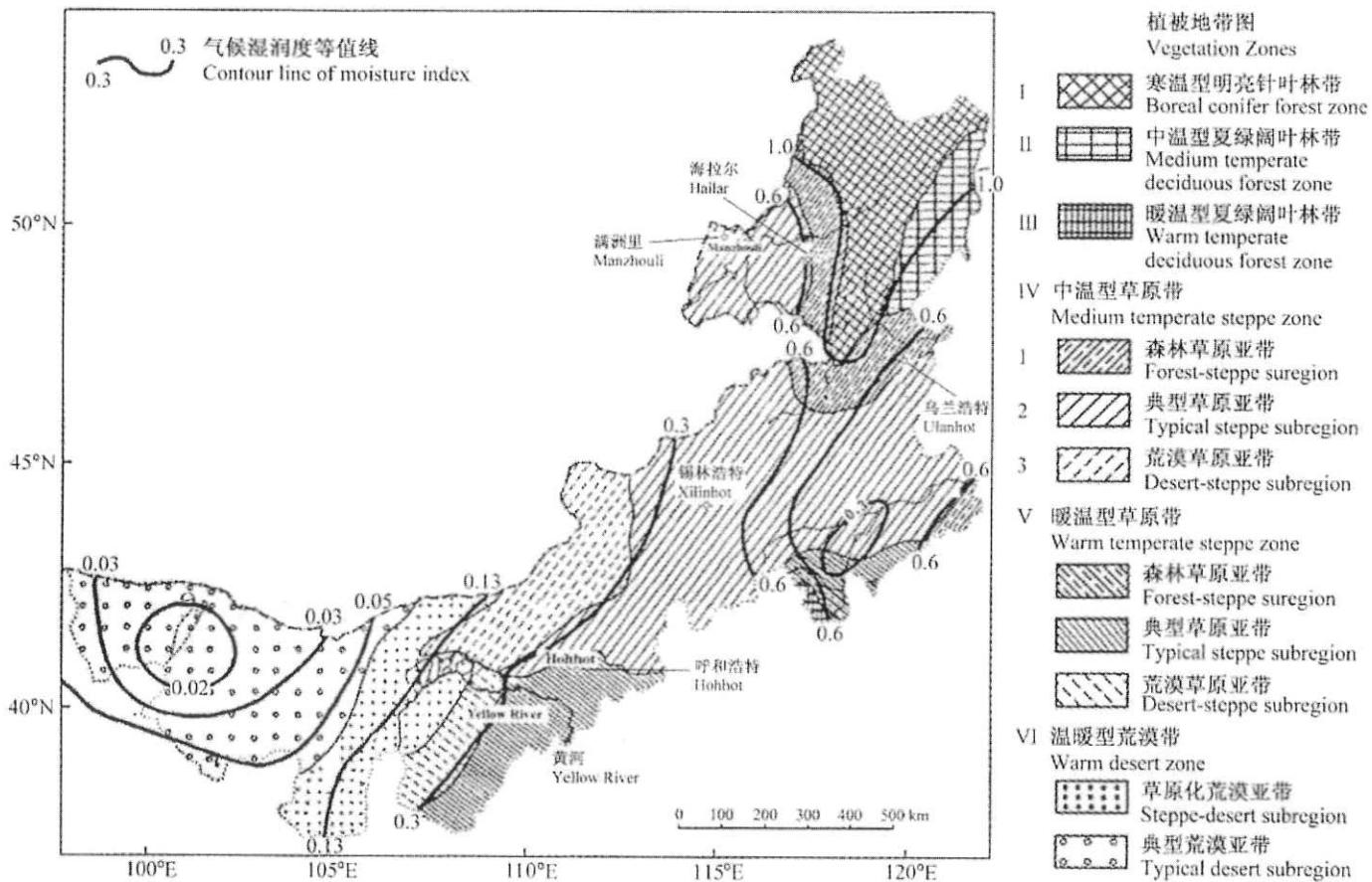


图4 内蒙古自治区湿润度分布和植被地带图

Fig. 4 Distribution of vegetation zone and moisture index in the Inner Mongolia Autonomous Region

还有, 文献 [12, 15~17] 还提出了利用某些特设的气象资料推出 φ_n 的方法, 得到内蒙古草原的 φ_n 在 0.5 至 0.7 之间, 这与有些研究者^[27]得到的非常宝贵的一二站点的实测资料相当吻合。可见该模式已具实用意义。这些研究结果还特别表明枯落物在地面上覆盖的重要意义, 它能较有效地降低总蒸散发量而保护土壤水分, 这也与经验事实相符。

如考虑到气候年际变化和年代际变化及更长期趋势, 则就某一特定地区而言, 仍可大略取所有参数不随时间而变, 但 M_α (或记为 μ) 可以取为一定趋势的曲线 (表示长期趋势), 且在其上叠加有一定幅度的随机变化 (表示年际变化和年代际变化), 对(26)~(28)式作长期数值积分, 结果有图 5^①。由图 5 可见, 草原在经历了数次分隔的持续大旱年份的劫难之后, 才不可逆转地变得生物量过小而最终变成沙漠。

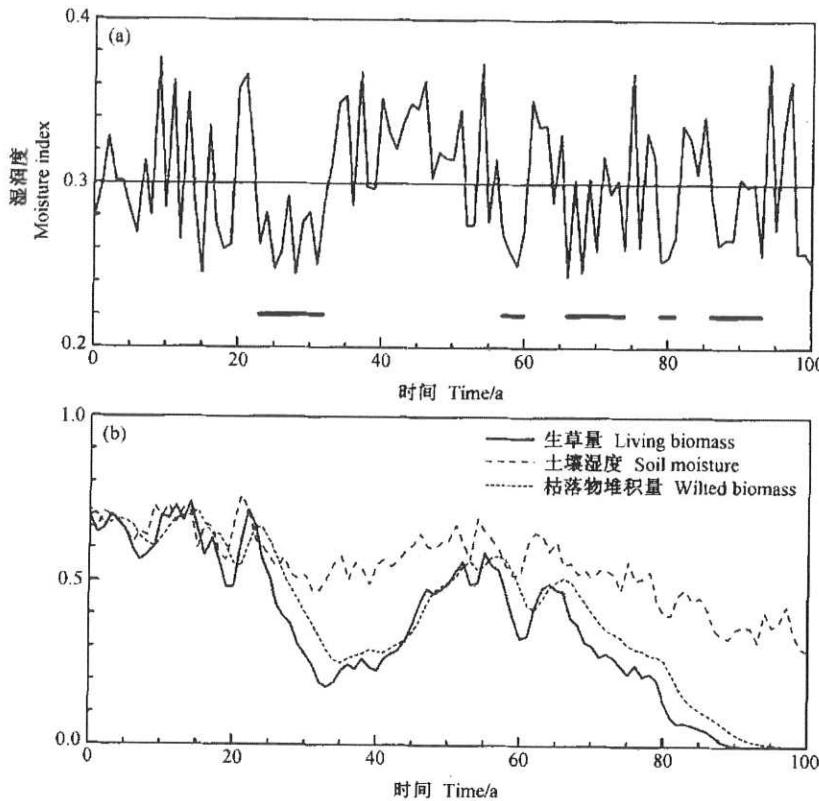


图 5 模拟的因气候变干使草原逐步沙漠化的过程: (a) 与降水量相对应的湿润度的年际变化 (除随机的年际变化外, 还有一个缓慢的长期下降趋势), 横线段标出持续的干旱年代; (b) 相应的生草量 (实线)、土壤湿度 (虚线) 和枯落物堆积量 (点线) 的逐年变化, 取百年平均的湿润度为 $\bar{\mu} = 0.31$ (草原存在的最小湿润度为 $\mu_1 = 0.3$), 初始值取为 $\bar{\mu}$ 时的平衡态

Fig. 5 The desertification of existing grassland under a random fluctuating moisture index. (a) The 100-year trail of annual moisture index μ . The long-term average of μ is $\mu_{ave} = 0.31$, and the perturbation $|\Delta\mu(t)| < 0.07$. The horizontal bars indicate the drought periods within which most of the moisture indexes are under the critical value $\mu_1 = 0.3$. (b) The trails of the annual averages of state variables. The initial state of (x, y, z) are set to the stable equilibrium state of grassland at $\bar{\mu} = 0.31$. The ecosystem finally becomes desert around year 93

5 土壤—植被生态水文相互作用的五变量动力学模式

既然蒸发和蒸腾来自土壤—植被系统的不同层次, 机制有别。对 ESH-1 的改进, 很自然地将这系统分为三层: 植被层包含三变量, 即 M_c , M_d 和 W_c , 表土层和根系层则分别有变量 W_s 和 W_r , 于是就得到五变量模式 ESH-2^[13], 它由 (26)、(27) 和 (7) ~ (9) 式耦合组成。其中 P_c (或 P_c^*) 和 R_c (或 R_c^*) 依赖于 M_c ; E_c (或 E_c^*) 依赖于 M_c , W_c 和 W_r ; E_s (或 E_s^*) 依赖于 M_c , M_d 和 W_s ; E_r (或 E_r^*) 依赖于 M_c 和 W_r (如果考虑土壤温度对蒸腾作用, 也间接依赖于 M_d); 以及 R_s (或 R_s^*) 依赖于 W_s , M_c 和 M_d 。

这个五变量模式还可稍作简化, 即考虑到 M_c 和 M_d 中高频的分量甚微, 无实际意义, 不妨在 G , D_c , D_d , C_c 和 C_d 中将高频部分滤去, 就是设这些项依赖

于 M_c , M_d 和 W_r (而 W_c 和 W_s 不显含于其中); 同时略去 (7) 式左端, 将 (7) ~ (9) 式改写为

$$P_c - (E_c - E_r) - R_c = 0, \quad (31)$$

$$\frac{dW_s}{dt} = P_s + R_c - E_s - Q_s - R_s, \quad (32)$$

$$\frac{dW_r}{dt} = P_r + vR_s - E_r + Q_s - R_r. \quad (33)$$

我们在第 3 节已谈过, 就理论本质上说, (7) 式对 (8) 和 (9) 式的影响相当于将到达地表的降雨强度由 P 减小为 $P - (P_c - R_c)$, 故在理论分析上, 可取大体上等效的 $P_c = (P_c^*/P^*)\pi'_c$, 而 P_c^* 为叶面积指数或 M_c 的单增函数, 并取 $R_c = 0$ 。于是从 (26), (27) 和 (32) 及 (33) 式一起组成一个可解的常微分方程动力系统初值问题, 在给定 $P(t)$ 情况下, 由 M_c , M_d , W_s , W_r 的初值可求出解 $M_c(t)$, $M_d(t)$, $W_s(t)$ 和 W_r , 然后代入 (31) 式计算出 $E_c(t) = P_c(t) + E_r(t)$ 。

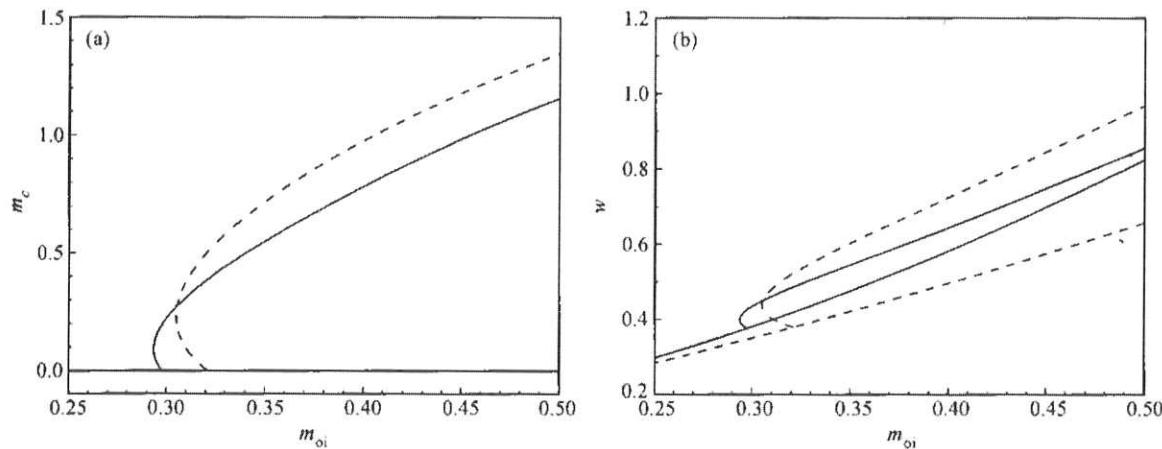


图 6 ESH-1 (虚线) 和 ESH-2 (实线) 的平衡态分叉图, (a) 纵坐标为无量纲生草量;

Fig. 6 Bifurcation diagram: Comparison of the equilibrium states for Model ESH-2 (solid lines) vs. Model ESH-1 (dashed lines)

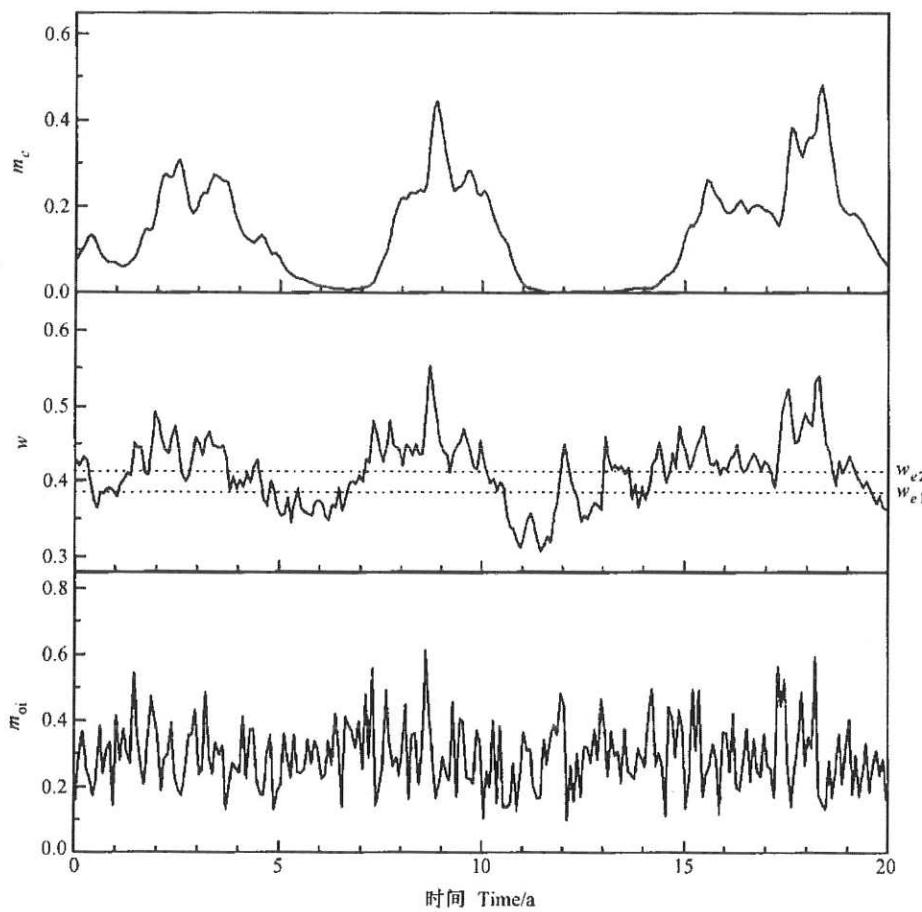
图 7 湿润度 (m_{oi}) 及生草量 (m_c) 和土壤水分 ($w = [W_s + W_r] / [W_s^* + W_r^*]$) 的长期变化。长期平均的湿润度 $m_{oi} = 0.295$ (近于分叉点), m_{oi} 为 m_{oi} 叠加上随机的年际变化 (但无总的下降趋势)。 w_{e2} 和 w_{e1} 为相应于 $m_{oi} = 0.295$ 的稳定和不稳定平衡态的值

Fig. 7 The temporal variations of $m_c(t)$, $w(t)$ and $m_{oi}(t)$ under a given random precipitation input (equivalently, moisture index $m_{oi}(t)$), and $m_{oi} = 0.295$ which is very close to the bifurcation region. w_{e1} and w_{e2} are the values of soil water for the unstable and stable equilibrium state of grassland. The living biomass changes dramatically, can drop near 0 if w is less than w_{e1} for a long period, and can recover when w is large enough.

不难想像, ESH-1 已经相当好地刻画出土壤—植被生态水文系统相互作用的本质的东西, 可知 ESH-2 也包含有这些特性, 但在量上会有所不同。

在 P 为常数 (不随时间而变) 的情况, ESH-2 的解也趋向于平衡态和有分叉, 图 6 给出的 ESH-1 和 ESH-2 算得的平衡态和分叉图, 其中 m_c 为 x , $w \equiv$

$(W_s + W_r)/(W_s^* + W_r^*)$, m_{oi} 为湿润度。

若 P 为周期变化 (即考虑季节变化但不考虑降水量的随机性变化), 相应 α^* 等也取为周期变化, 则解答最后趋向于极限环 (在时间上为周期变化)。当 $M_{oi} > (M_{oi})_2$ 时, M_e 等不为 0; 而当 $M_{oi} < (M_{oi})_1$ [其中 $(M_{oi})_1 < (M_{oi})_2$], 则 M_e 最初虽有年变化, 但逐渐减弱而趋于 0 即沙漠 (这些图这里未给出)。

若 P 考虑到年际变化和年代际变化, 仍取 P 为随机过程, 则情况相当复杂。如 P 没有很长期的增或减的趋势项, 而只使相应的 M_{oi} 在 $(M_{oi})_1$ 至 $(M_{oi})_2$ 附近上下变动, 可以得到十分明显的混沌现象和自组织再生现象, 如图 7 (图中记 M_{oi} 为 m_{oi} , 以及相应的无量纲量为 m_e 和 $w = W/W^*$, $W = W_s + W_r$, $W^* = W_s^* + W_r^*$)。随着 m_{oi} 的逐年变化, m_e 和 w 都有反应: 相对于 $m_{oi} > (M_{oi})_2$ 的丰水年时期, m_e 和 w 均大于其平衡态的值, 而相对于 $m_{oi} < (M_{oi})_1$ 的欠水年时期, m_e 和 w 均小于其平衡态的值; 较长期的干旱, 甚至可使 m_e 降得很小, 但当下一个丰水年份时期到来之后, m_e 又渐增而超过平衡态 (图 6 和图 7 都由曾晓东求解算得)。

6 模式的进一步完善和复杂性及讨论

上面两节的模式 ESH-1 和 ESH-2 中植被生态系统是单纯的, 只有一个物种或物性相近的群落, 于是在给定气候状况下, 生态系统或者是有植被, 或者是沙漠。假如考虑同时存在多个物种, 则对每个物种都应建立像 (26) 和 (27) 式那样的时间演变方程, 但此时存在着物种的竞争, 它们分享着有限的资源: 生存空间、光照、水分和养料, 故就其最简单的情况即彼此只是单纯的竞争而无彼此的侵害等行为, 则除上述方程外, 还应加上各种资源总数有限作为约束条件。若除竞争外, 还有相互作用, 如互害或互惠, 则在时间演变方程中还应计入这些相互作用, 亦即在生长和枯萎死亡项中计人这些相互作用的因素。于是时间演化的结果是只有某种适于该种气候一环境的优势物种存在 (适者生存), 而其他物种消失 (不适者淘汰), 不同的气候一环境有不同的物种。生态具多样性 (当然, 在广大的地区, 也可能因为初值的偶然性, 而有物性相近的几个物种存在)。CLM 的最新版本中和现代的其他一些生态模式中已经考虑到了物种间的竞争, 不过比较简单, 进一步完善应是下一步的研究工

作。

径流项也需加以改进, 特别是地表是一个斜坡或高度有起伏的情况。这时在土壤中就存在着水流。在土壤水分饱和的情况下, 过量的土壤水分在重力作用下将沿斜坡向下流动, 流量就大体上是 $q = -K\nabla z_s$, 其中 z_s 为地表海拔高度, K 为导水系数。对于一个小流域区域来说, 这是一个简单有用的公式。但对一个较广大的区域来说, 每一网格点范围内, 地形有起伏, 土质也不均匀, z_s 和 K 应怎样确定都还须研究。Dickinson^① 曾就如何改进 CLM 中 R 项的计算提出了一些新颖的建议。并且也应考虑地下水水头的变化 (variable water table) 问题。也许, 在热带以外, 土壤水分不常饱和, 且有非饱和径流, 这时系数 K 还依赖于土壤水分的梯度 ∇w , 而可大约取为

$$K = K_0 \left(1 - b \frac{\nabla w \cdot \nabla z_s}{|\nabla w \cdot \nabla z_s|} \right), \quad (34)$$

其中, K_0 和 b 为由经验决定的当地的系数。从而有

$$-R = R_1 + R_2, \quad (35)$$

其中, $R_1 = -\nabla \cdot (K \nabla z_s)$, Dickinson 建议在 CLM 的改进中还将它简化为

$$R_1 = \frac{K_0 D |\nabla z_s|}{a}, \quad (36)$$

其中, a 为面向坡丘的面积比率, D 为另一系数, 如取 (34) 式, 则 D 可依赖于 $\nabla w \cdot \nabla z_s$ 。 R_1 应注入坡下相邻网格点。我们建议再加上因土壤水分的水平不均匀性而有的某一种水流 (即导水), 取

$$R_2 = \nabla \cdot (K_2 \nabla w), \quad (37)$$

K_2 为另一导水系数。即使无斜坡, R_2 也可能存在, 还可以起 w 场水平光滑的作用。

还须指出的是, 在考虑到土壤水流情况下, $(-R)$ 就不再总是消耗项, 而可以是供水项了。

关于蒸腾和蒸发项也要进一步改善。例如当考虑到植被的时间演变时, 不总是根系质量和冠层质量成常数的比例关系, 随着物种和年 (月) 龄不同, 根的吸水能力也有不同。还有一点, 蒸散发 (即本文的 $E_e + E_s$) 是植被生态一土壤系统输送给大气的水分, 而它们都依赖于温度和边界层的水汽含量 (或相对湿度)。为此, 当考虑大气和土壤一植被相互作用时应增加二个时间演变方程, 一个决定土壤的温度, 另一个决定大气边界层的湿度 (CLM 中有, ESH-2 未计入)。

当计入大气 (整个, 而不光是边界层) 与植被生

态—土壤系统相互作用时，就可以研究气候与生态环境的相互作用，既可研究气候变化对环境变化的影响，也可研究人为的环境变化对局地或区域气候变化的影响。目前，人们普遍接受的 Charney 沙漠动力学观点^[28]，认为过度放牧主要在于改变了地面对太阳光的反照率，使降水减少，而后使草原退化为沙漠（不妨称这为“反照率机制”）。现有不少用 CSM 加生态模式作的数值试验，似乎都证实这种观点。但一般的 LSM 都无枯落物的方程，因而这些模拟没有很好考虑到本文所述的植被覆盖遮蔽减少蒸发的机制（不妨称为“遮蔽机制”），而在文献 [12, 15~17] 可明显地看出它的重要性。需要指出的是，尤其是在干旱和半干旱地区以及毗邻地区，枯落物不易于快速降解而成泥土，其对蒸发的影响既不同于有生命功能的冠层，也不同于土表，而应另作考虑。

在沙漠化形成的过程中，“反照率机制”和“遮蔽机制”都存在。注意到沙漠化都在干旱和半干旱地带，我们猜想，因过度放牧等人类活动导致的沙漠化可能主要或首先是归因于“遮蔽机制”，只有当很长时期或气候变迁，则“反照率机制”逐渐变得明显和重要。也许就此作些相应的数值模拟研究是很有意义的。

致谢 内蒙古大学赵钢，中国科学院大气物理研究所张东凌、傅德旺、徐小云对本工作给予许多帮助，谨此一并致谢。

参考文献

- [1] Manabe S. Climate and the ocean circulation, I: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97**: 739~774
- [2] Yeh T-C, Wetherald R T, Manabe S. The effect of soil moisture on the shortterm climate and hydrology change-a numerical experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 474~490
- [3] Dickinson R E. Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Geophys. Monograph*, 1984, **29**: 58~72
- [4] Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. Biosphere-atmosphere transfer scheme version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Tech. Note 387 + STR. 1993, 77pp
- [5] Dickinson R E, Shaikh M, Bryant R, et al. Interactive canopies for a climate model. *J. Climate*, 1998, **11**: 2823~2836
- [6] Ji J J. A Climate-vegetation interaction model: Simulating physical and biological process at the surface. *J. Biogeochem.*, 1995, **22**: 2063~2068
- [7] Dai Y-J, Zeng Q-C. A Land Surface Model (IAP94) for Climate Studies, Part I: Formulation and Validation in off-line Experiments. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1997, **14**: 433~460
- [8] Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. The Common Land Model (CLM). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2003, **84**: 1013~1023
- [9] Zeng X-B, Shaikh M, Dai Y-J, and Dickinson R E. Coupling of the common land model to the NCAR community climate model. *J. Climate*, 2002, **15**: 1832~1854
- [10] Dickinson R E, Wang G-L, Zeng X B, and Zeng Q-C. How does the partitioning of evapotranspiration and runoff between different processes affect the variability and predictability of soil moisture and precipitation? *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **20**: 475~478
- [11] Wang A H, Zeng X D, Zeng X B, et al. Dynamics and numerical simulations of hydrological vegetation-soil interaction. Presented at ICCP6-CCP2003, 2003
- [12] Zeng X D, Shen S S P, Zeng X B, et al. A three-variable ecosystem model and its numerical simulations. Presented at ICCP6-CCP2003, 2003
- [13] Zeng Q-C, Zeng X D, Wang A H, et al. Models and numerical simulations of atmosphere-vegetation-soil interaction and ecosystem dynamics, invited paper. presented at ICCP6-CCP2003, 2003
- [14] Wang A H, Zeng X B, Shen S S P, et al. Time scales of land surface hydrology. 2004, submitted to *Journal of Hydrometeorology*
- [15] Zeng X D, Shen S S P, Zeng X B, and Dickinson R E. Multiple equilibrium states and the abrupt transitions in a dynamical system of soil water interacting with vegetation. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**: 5501, doi: 10.1029/2003 GL 018910
- [16] Zeng X D, Zeng X B, Shen S S P, et al. The vegetation-soil water interaction within a dynamical ecosystem model of grassland in the semi-arid arid areas. 2004, submitted to *Tellus*
- [17] 曾晓东, 王爱慧, 赵钢, 等. 草原生态动力学模式及其实际检验. 中国科学, C辑, 2004, **34** (5): 481~486
- [18] Zeng X D, Wang A H, Zhao G, et al. Ecological dynamic model of grassland and its practical verification. *Sci. China (Ser. C)*, 2004, **34** (5): 481~486
- [19] Serafini Y V, Sud Y C. The time scale of the soil hydrology using a simple water budget model. *J. Climate*, 1987, **7**: 581~591
- [20] Delworth T L, Manabe S. The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *J. Climate*, 1988, **1**: 523~547
- [21] Vinnikov K Y, Robock A, Speranskaya N A, et al. Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**: 7163~7174
- [22] Wu W, Geller M, Dickinson R E. The response of soil moisture to long-term variability of precipitation. *J. Hydrometeor.*, 2002, **3**: 604~613
- [23] Hasselmann K. Stochastic climate models. Part I, theory. *Tellus*, 1976, **28**: 473~485
- [24] Arnold L. Linear and nonlinear diffusion approximation of the slow motion in systems with two time scales. IUTAM Symposium on Nonlinear Stochastic Dynamics, University of Illinois at Urbana-Champaign, N. Sri Namachchivaya, Ed. Kluwer, Dordrecht, 2002
- [25] 曾庆存, 卢佩生, 曾晓东. 最简化的两变量草原生态动力学模式. 中国科学, B辑, 1994, **24** (1): 106~112
- [26] Zeng Q-C, Lu P S, Zeng X D. Maximum simplified dynamic model of grass field ecosystem with two variables. *Sci. China (Ser. B)*, 1994, **37**: 94~103

- [25] Zeng Q-C, Zeng X D. An analytical dynamic model of grass field ecosystem with two variables. *Ecological Modelling*, 1996, **85**: 187 ~ 196
- [26] 中国科学院内蒙古宁夏综合考察队编著. 内蒙古植被: 综合考察专集. 北京: 科学出版社, 1985
Chinese Academy of Sciences Comprehensive Survey Group of Inner Mongolia and Ningxia Autonomous Regions. *The Inner Mongolia Vegetation*. Beijing: Science Press. 1985
- [27] 宋炳煜. 草原群落蒸发蒸腾的研究. 气候与环境研究, 1997, **2** (3): 222 ~ 235
Song B Y. A study on evaporation and transpiration of grassland plant community. *Climatic and Environmental Research*, 1997, **2**: 222 ~ 235
- [28] Charney J G. Dynamics of deserts and droughts over the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1975, **101**: 193 ~ 202