

一个自组织气候模型*

仪垂祥

(北京师范大学资源与环境科学系,
北京 100875)

伍荣生

(南京大学大气科学系, 南京 210008)

提 要

本文选择全球平均地表温度 T 和全球平均云量 n 为状态变量。通过对气候系统中物理过程的研究与在气候意义上的合理近似, 得到行星反照率 α 和大气有效发射率 ϵ 与状态变量的参数化关系, 它们给出了气候系统内部几个重要的反馈过程。利用这些结果, 建立起一个云和辐射相互作用的零维的非线性气候模型。

在 Hopf 分支点附近, 得到极限环的解析解, 它们同数值解吻合得相当好。由解析解得到振幅, 周期和位相差与太阳常数和 CO_2 的近似关系。依此可估计它们在气候振荡中的作用, 尤其, 我们发现 CO_2 的增加除有增温效应外, 还能使气候振荡的振幅增加, 这个结果意味着 CO_2 的增加可能导致自然灾害周期性地出现或加剧。

关键词: 反馈; 自组织; 模型; 自然灾害; 二氧化碳。

一、引 言

自从 Budyko^[1]和 Sellers^[2]发展了能量平衡模型以来, 这方面的研究已取得了相当的进展^[3-5]。尽管如此, 我们远未能很好地估算云和辐射的反馈机制, 不但是对它们的静态反馈机制, 而且是对它们的动态反馈机制。云是控制地球辐射收支最重要的因素, 也是最难纳入气候模型的因素, 以致于许多科学家认为云和辐射相互作用机制问题是理解全球气候变化的最大障碍。

Simpson^[6]最早研究了云和辐射的相互作用问题, 他固定云和其它因素, 由能量平衡计算地表温度的变化。反之, 固定地表温度和其它因素, 计算云的变化。后来, Manabe 和 Wetherald^[7], Schneider^[8]等, 以更精细的方案重复了上述计算, 这是一种静态考察的方法, 总是以一方为因, 另一方为果, 忽视了云和辐射互为因果的动态反馈过程。

本研究把复杂的气候系统合乎逻辑地抽象为一高度简化的非线性气候模型, 用来研究云和辐射互为因果的动态反馈过程, 对该模型进行解析和数值求解, 并讨论太阳辐射和 CO_2 在气候自组织中的作用。

1992年12月25日收到; 1993年2月26日收到修改稿。

* 本文系国家基础研究和应用基础研究重大项目资助课题。

二、水汽-辐射反馈关系

水汽 (H_2O), 二氧化碳 (CO_2) 和臭氧 (O_3) 是大气中长波辐射的主要吸收体, 也是长波辐射的主要发射体, CO_2 的发射率与温度的反馈同 H_2O 相比可以忽略, O_3 作用主要在平流层, 这里亦不予考虑。按灰体近似水汽发射率 ε 可以写为水汽光程 u 和气温 T_a (K) 的函数^[9,10]。水汽光程 u 与水汽含量有关, 而水汽含量是温度 T_a 的函数, 所以发射率可表述为

$$\varepsilon(u, T_a) = \varepsilon(u(T_a), T_a). \quad (1)$$

发射率 ε 对温度 T_a 的导数

$$\frac{d\varepsilon}{dT_a} = \left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial u}\right)_{T_a} \frac{du}{dT_a} + \left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial T_a}\right)_u = \left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial \lg u}\right)_{T_a} \frac{\partial \lg u}{\partial T_a} (1 + \alpha'), \quad (2)$$

其中

$$\alpha' = \frac{\left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial T_a}\right)_u}{\left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial \lg u}\right)_{T_a} \frac{\partial \lg u}{\partial T_a}}.$$

按一般原则, 根据 Staley 和 Jurica 对水汽发射率的计算结果^[10], 可估计 α' 的数量级为

$$O(\alpha') \sim \frac{O\left(\left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial T_a}\right)_u\right)}{O\left(\left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial \lg u}\right)_{T_a}\right) O\left(\frac{\partial \lg u}{\partial T_a}\right)} \sim \frac{O(10^{-4})}{O(10^{-1})O(10^{-1})} \sim (10^{-2}). \quad (3)$$

因此, α' 是个小量, 可以忽略不计, 故 (2) 式化为

$$\frac{d\varepsilon}{dT_a} \approx \left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial \lg u}\right)_{T_a} \frac{\partial \lg u}{\partial T_a}. \quad (4)$$

设 $\bar{\tau}$ 是水汽的光学厚度, 按灰体近似有 $d\bar{\tau} = \kappa du$, κ 是等效质量吸收系数, 所以 $\partial \lg u / \partial T_a$ 可以表示为

$$\frac{\partial \lg u}{\partial T_a} = 0.4343 \frac{\partial \ln \bar{\tau}}{\partial T_a}. \quad (5)$$

用 Eddington 近似^[11]可以证明 $\partial \ln \bar{\tau} / \partial T_a$ 近似为常数。Yamamoto^[12]用他的辐射图算得

$$\left(\frac{\partial\varepsilon}{\partial \lg u}\right)_{T_a} = 0.165. \quad (6)$$

这样 (4) 式右边近似为常数。由于在对流层内存在着常数温度递减率, 所以气温的变化 dT_a 与地表温度的变化 dT_g 有着线性对应关系。如果我们用摄氏温度 T ($^{\circ}\text{C}$) 表示地

表温度, 则水汽发射率与地表温度的反馈关系为

$$\varepsilon = \varepsilon' + \varepsilon_1 T, \quad (7)$$

ε' 是一常数。(7)式表示地表温度的升高将引起大气中水汽含量的增加, 使对流层内总光学厚度增加, 因而水汽发射率变大, 使地表温度进一步升高, 这个正反馈机制会使气候系统不稳定。方程(7)是在晴空条件下导出的没有考虑云的影响。在下节的分析中, 我们将指出云和辐射有着负反馈关系, 它能对上述正反馈起到抑制作用。

三、云对辐射和能量平衡影响

云对长短波辐射均有重要影响, 在本节中对云的作用将作以下几方面研究。

1. 云对长波辐射通量的影响

当大气中有凝结发生形成云时, 大气的逆辐射将随云量的增加而增加, 大气逆辐射 $G_n \downarrow$ 与云量 n 呈非线性关系^[5],

$$G_n \downarrow = G_0 \downarrow (1 + k'n^2), \quad (8)$$

$G_0 \downarrow$ 是晴天逆辐射, k' 是系数。

当云达到一定厚度时, 可最简单地把它当作等温的黑体看待, 云底成为来自地面和低层大气的长波辐射的吸收顶盖, 而云顶成为另一个表面, 它通达大气窗区向空间发射长波辐射。由于我们把云简单地看作是各向同性的, 则云顶和云底以同样的方式发射长波辐射。这样, 云顶向外部空间的长波辐射 $G_n \uparrow$ 同云量的关系为

$$G_n \uparrow = G_0 \uparrow (1 + k''n^2), \quad (9)$$

k'' 是系数, $G_0 \uparrow$ 是晴空辐射。这表明云向外部空间的长波辐射随云量的增加而非线性地增加。云在全球能量收支中的这种作用是地表温度降低的物理过程之一。当然, 云的更重要的冷却作用是增加行星反照率, 使短波收入减少, 这将在下节讨论。

根据前面的讨论, 我们综合考虑各种因素对大气的总的逆辐射 $F \downarrow$ 的贡献。设垂直向下的方向为正, 则

$$F \downarrow = \varepsilon \sigma T_a^4. \quad (10)$$

其中 T_a (K) 可以看作大气发射重心的温度。按 North^[16] 的建议, 大气中存在着常数温度递减率, 在地气温度范围内, σT_a^4 可以近似地用地表温度 T (°C) 的线性关系来表示, 即

$$F \downarrow \approx \varepsilon(a + bT), \quad (10')$$

其中 $a = 273^4 \sigma$ 和 $b = 4 \times 273^3 \sigma$ 是线性化系数。

$$\varepsilon(n, T) = \varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_1 T - \varepsilon_n n^2, \quad (11)$$

其中 $\varepsilon_c = 0.0235 \ln(\text{CO}_2)$ 是 CO_2 的贡献, CO_2 的单位是 ppm. CO_2 和水汽的波带重叠修正是一常数, 它可以归并到 ε_0 中^[14]. $\varepsilon_1 T$ 是水汽的贡献, $-\varepsilon_n n^2$ 是云的贡献, 负号的出现是因为, 当云上和云下的辐射退耦时, 云向外部空间的辐射方向和逆辐射正方向相反的缘故, ε_0 可表示尘埃等因素的影响.

根据以上分析, 净长波辐射通量可以写作

$$R\uparrow = (1 - \varepsilon)(a + bT). \quad (12)$$

2. 云对短波辐射通量的影响

短波吸收通量可以写作

$$R\downarrow = \frac{1}{4} \mu J_0 (1 - \alpha), \quad (13)$$

J_0 是太阳常数, μ 称为太阳常数因子, 它可以表示太阳常数的变化. 冰雪和云对 α 都有重要的影响, α 是温度 T 和云量 n 的函数,

$$\alpha = \alpha(n, T). \quad (14)$$

这一函数的显式会给出气候系统内部具体的相互作用机制, 将 α 作 Taylor 级数展开, 取一级近似有

$$\alpha(n, T) \approx \alpha_0 + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T}\right)_n T + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial n}\right)_T n = \alpha_0 + \alpha_T T + \alpha_n n. \quad (15)$$

$\alpha_T < 0$, $\alpha_T T$ 项表示冰雪盖反照率-温度的正反馈关系, 温度升高冰雪融化, 使反照率降低, 则温度进一步升高, 该项与 Sellers^[4] 建立的冰雪反照率关系一致. $\alpha_n > 0$, $\alpha_n n$ 项表示云反照率-温度的负反馈关系, 当温度升高时云量增加, 从而使行星反照率增大, 反照率增大使地表温度降低, 这又引起云量减少. α_0 可表示尘埃对行星反照率的影响.

把方程 (15) 代入 (13), 有

$$R\downarrow = \frac{1}{4} \mu J_0 (1 - \alpha_0 - \alpha_T T - \alpha_n n). \quad (16)$$

四、云和辐射反馈的控制方程组

全球能量平衡方程

$$C \frac{dT}{dt} = R\downarrow - R\uparrow. \quad (17)$$

C 是热惯性系数. 把方程 (12) 和 (16) 代入上式, 得

$$\frac{dT}{dt} = \sigma_0 + \sigma_T T - \sigma_n n + \sigma_{2T} T^2 - \sigma_{2n} n^2 - \sigma_{Tn} n^2 T, \quad (18)$$

其中,

$$\begin{cases} \sigma_0 C = \frac{1}{4} \mu I_0 (1 - \alpha_0) - (1 - \varepsilon_0 - \varepsilon_c) a, \\ \sigma_T C = \varepsilon_1 a - \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha_0 - (1 - \varepsilon_0 - \varepsilon_c) b, \\ \sigma_n C = \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha_n, \quad \sigma_{2T} C = \varepsilon_1 b, \\ \sigma_{2n} C = \varepsilon_n a, \quad \sigma_{Tn} C = \varepsilon_n b. \end{cases} \quad (19)$$

从 (18) 式可以看到, 云量的增加会使地表温度降低, 但这只是问题的一个方面, 问题的另一个方面是, 地表温度的变化会怎样影响云的生消, 两方面形成云和辐射的动态反馈过程。这是一个非常复杂的问题, 我们对此作如下宏观的, 定性的探讨和分析。

大气中水汽含量越高, 云生成的机会就越多。我们假设: 云生成的速率 $(dn/dt)_\pm$ 与大气中的水汽含量成正比, 大气中水汽含量的多少取决于地表的蒸发速率, 全球地表面积的 70.8% 被水覆盖。道尔顿公式表明, 水面蒸发速率与饱和差 d 成正比。于是, 云的生成速率 $(dn/dt)_\pm$ 与饱和差 d 成正比, 设比例系数为 δ , 则

$$\left(\frac{dn}{dt}\right)_\pm = \delta d. \quad (20)$$

δ 主要与地表特性有关。例如, 对洋面最大, 陆地次之, 沙漠 $\delta=0$ 。对全球平均来说, δ 可近似为常数, 饱和差 $d = e_s - e$, 饱和水汽压 e_s 由 Magnus 公式, $e_s = E_0 10^{\frac{7.45T}{235+T}}$, 给出。对全球平均来说, e 可近似为常数。

设在某一地理区域第 i 类型云的云量为 n_i , 则

$$\lambda_{ni} = -\frac{dn_i}{dt} / n_i, \quad (21)$$

表示在单位时间内第 i 类型云消失的几率, 可以证明 $\tau_{ni} = 1/\lambda_{ni}$ 为第 i 类型云的平均寿命 (证明略)。

现在考虑总云量 $n = \sum_i n_i$ 在该地区消失的几率 λ_n , 显然它是各种类型云消失几率的加权平均, 即

$$\lambda_n = \frac{\sum_i n_i \lambda_{ni}}{\sum_i n_i} = \frac{-\frac{dn}{dt}}{n}. \quad (22)$$

同理可以证明, $\tau_n = 1/\lambda_n$ 是总云量在该区域的平均寿命。这一结果可以推广到全球, 对全球平均, 有

$$\left(\frac{dn}{dt}\right)_\pm = -\lambda_n n. \quad (23)$$

结合方程 (20) 和 (23) 得

$$\frac{dn}{dt} = \delta(e_s(T) - e) - \lambda_n n. \quad (24)$$

方程 (18) 和 (24) 控制着云和辐射的动态反馈过程。设地表温度有个初始增量, 根据 (24) 式, 引起云量增加 $dn/dt > 0$ 。根据 (18) 式, 云量的增加又引起地表温度的减少 $dT/dt < 0$ 。地表温度的减少会使云量减少, 云量的减少又使地表温度升高。在一定的条件下, 这样的动态反馈过程会周而复始地进行下去。

五、线性方程的理论分析

将 (24) 式右边的第一项按 Taylor 级数展开, 取一级近似后, 得到

$$\frac{dn}{dt} = \lambda_0 + \lambda_T T - \lambda_n n, \quad (25)$$

λ_0 和 λ_T 是与温度 T 和云量 n 无关的系数。

温度的控制方程为

$$\frac{dT}{dt} = \sigma_0 + \sigma_T T - \sigma_n n + \sigma_{2T} T^2 - \sigma_{2n} n^2 - \sigma_{Tn} n^2 T. \quad (26)$$

(25) 和 (26) 式就构成了云和温度变化的基本方程, 设平衡态为 (n_e, T_e) , 则有

$$n = n_e + n', \quad T = T_e + T'. \quad (27)$$

(n', T') 代表与平衡态偏离的状态, 从 (25) 和 (26) 式得到平衡态方程

$$\begin{cases} \lambda_0 + \lambda_T T_e - \lambda_n n_e = 0, \\ \sigma_0 + \sigma_T T_e - \sigma_n n_e + \sigma_{2T} T_e^2 - \sigma_{2n} n_e^2 - \sigma_{Tn} n_e^2 T_e = 0 \end{cases} \quad (28)$$

和扰动态控制方程

$$\begin{cases} \frac{dn'}{dt} = \lambda_T T' - \lambda_n n', \\ \frac{dT'}{dt} = v_T T' - v_n n' + \sigma_{2T} T'^2 - v_{2n} n'^2 - v_{Tn} n' T' - \sigma_{Tn} n'^2 T', \end{cases} \quad (29)$$

其中,

$$\begin{cases} v_T = \sigma_T + 2T\sigma_{2T} - \sigma_{Tn} n_e^2, \\ v_n = \sigma_n + 2n_e \sigma_{2n} + 2n_e T_e \sigma_{Tn}, \\ v_{2n} = \sigma_{2n} + \sigma_{Tn} T_e, \\ v_{Tn} = 2n_e \sigma_{Tn}. \end{cases} \quad (30)$$

气候系统平衡态附近的局域稳定性可由 (29) 式的线性化方程来加以讨论。(29)

式的线性化方程为

$$\begin{cases} \frac{dn'}{dt} = \lambda_T T' - \lambda_n n', \\ \frac{dT'}{dt} = v_T T' - v_n n'. \end{cases} \quad (31)$$

其特征方程为

$$\lambda^2 - r\lambda + \Delta = 0, \quad (32)$$

其中,

$$r = v_T - \lambda_n, \quad \Delta = \lambda_T v_n - \lambda_n v_T. \quad (33)$$

由 (32) 式, 得

$$\lambda^\pm = \frac{r \pm \sqrt{r^2 - 4\Delta}}{2}. \quad (34)$$

先简单地讨论实本征值的分支情形。若 $r^2 - 4\Delta > 0$, λ^\pm 均为实根。当 $\Delta > 0$ 和 $r > 0$ 时, λ^\pm 均为正值, 平衡态 (n_c, T_c) 为不稳定结点。当 $\Delta > 0$ 和 $r < 0$ 时, λ^\pm 均为负值, 平衡态为稳定结点。当 $\Delta < 0$ 时, 两本征值 λ^\pm 总是一正一负, 平衡态为鞍点, 总是不稳定的。所以, 当 $r < 0$ 时, Δ 由大于零变为小于零, 平衡态由稳定变为不稳定, 会发生分支现象, 分支点由下式决定

$$\Delta_c = 0. \quad (35)$$

我们更关心的是复本征值的情形。复本征值存在的条件,

$$v_T^- < v_T < v_T^+, \quad v_T^\pm = -\lambda_n \pm 2\sqrt{\lambda_T v_n}. \quad (36)$$

若气候因子满足复本征值存在的条件, $r < 0$, 平衡态是一稳定焦点, $r > 0$, 平衡态是一不稳定焦点。 r 从负变为正, 平衡态由稳定变为不稳定, 在分支点

$$r = \tilde{r} = 0 \quad (37)$$

处能够分支出一个稳定的极限环 (数学证明从略)。

六、非线性方程的理论分析

可用近似的分支分析方法^[17]求得气候系统 (25) 和 (26) 在复分支点邻域极限环的解析解,

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} n' \\ T' \end{bmatrix} &= \left(\frac{v_T - \tilde{v}_T}{\Gamma_2} \right)^{1/2} \begin{bmatrix} \cos \Omega t \\ v_n \rho \cos(\Omega t + \theta) \end{bmatrix} \\ &+ \frac{v_T - \tilde{v}_T}{\Gamma_2} \begin{bmatrix} n_{20} + \chi_1 \cos 2\Omega t + \chi_2 \sin 2\Omega t \\ T_{20} + \eta_1 \cos 2\Omega t + \eta_2 \sin 2\Omega t \end{bmatrix}, \end{aligned} \quad (38)$$

$$\Omega = \Omega_0 + \frac{v_T - \tilde{v}_T}{\Gamma_2} \omega_2, \quad (39)$$

其中因子 $\Gamma_0, \omega_2, n_{20}, T_{20}, \chi_1, \chi_2, \eta_1, \eta_2, \rho$ 和 θ 同气候参数的关系为:

$$\begin{aligned} n_{20} &= \frac{\lambda_T}{2\Omega_0^2} (\sigma_{2T} v_n^2 \rho^2 - v_{Tn} v_n \cos\theta - v_{2n}), & T_{20} &= \frac{v_T}{\lambda_T} n_{20}, \\ \chi_1 &= \frac{\lambda_T}{6\Omega_0^2} (v_{2n} + v_{Tn} v_n \cos\theta - \sigma_{2T} v_n^2 \rho^2 \cos 2\theta), \\ \chi_2 &= \frac{\lambda_T}{6\Omega_0^2} (\sigma_{2T} v_n^2 \rho^2 \sin 2\theta - v_{Tn} v_n \sin\theta), \\ \eta_1 &= \frac{1}{6\Omega_0^2} (\sigma_{2T} v_n^2 \rho^2 (2\Omega_0 \sin 2\theta - \tilde{v}_T \cos 2\theta) + v_{Tn} v_n (\tilde{v}_T \cos\theta - 2\Omega_0 \sin\theta) + v_{2n} \tilde{v}_T], \\ \eta_2 &= \frac{1}{6\Omega_0^2} (\sigma_{2T} v_n^2 \rho^2 (2\Omega_0 \cos 2\theta + \tilde{v}_T \sin 2\theta) - v_{Tn} v_n (2\Omega_0 \cos\theta + \tilde{v}_T \sin\theta) - 2\Omega_0 v_{2n}), \\ \omega_2 &= \left[\left(\frac{\lambda_T}{v_n} - 1 \right) \text{tg}\theta - \left(\frac{\lambda_T}{v_n} + 1 \right) \text{ctg}\theta \right]^{-1} \left\{ \sigma_{2T} [2\eta_1 + \eta_2 (\text{ctg}\theta - \text{tg}\theta)] \right. \\ &\quad \left. - v_{Tn} \left[\chi_1 + \frac{1}{2} \chi_2 (\text{ctg}\theta - \text{tg}\theta) + \frac{\eta_2}{2v_n \rho \sin\theta} + \frac{T_{20} - \eta_1 / 2}{v_n \rho \cos\theta} \right] \right. \\ &\quad \left. - \frac{v_{2n}}{v_n \rho} \left[\frac{\chi_2}{\sin\theta} + \frac{2(n_{20} + \chi_1 / 2)}{\cos\theta} \right] - \frac{1}{2} \sigma_{Tn} \right\}, \\ \Gamma_2 &= \left(\frac{\lambda_T}{v_n} + 1 \right) \omega_2 \text{ctg}\theta + \sigma_{2T} (-2T_{20} + \eta_1 + \eta_2 \text{ctg}\theta) \\ &\quad - v_{Tn} \left(-n_{20} + \frac{1}{2} \chi_1 + \frac{1}{2} \chi_2 \text{ctg}\theta + \frac{\eta_2}{2v_n \rho \sin\theta} \right) - \frac{v_{2n} \chi_2}{v_n \rho \sin\theta} + \frac{1}{4} \sigma_{Tn}. \end{aligned}$$

取如下一组合理的气候参数值,

$$\left\{ \begin{aligned} C &= 1.1 \text{ kly}(\text{cm})^{-1} (\text{C})^{-1} \text{ [18]}, & \alpha_0 &= 0.1948, & \alpha_n &= 0.5 \text{ [8]}, \\ \alpha_T &= -0.009 (\text{C})^{-1} \text{ [2]}, & I_0 &= 82.944 \text{ kly}(\text{month})^{-1} \text{ [1]}, \\ \epsilon_0 &= 0.1937, & \epsilon_1 &= 4.915 \times 10^{-3} (\text{C})^{-1} \text{ [2]}, \\ \epsilon_n &= 2.159 \times 10^{-2} \text{ [2]}, & \text{CO}_2 &= 315 \text{ (ppm)}, & \tilde{\mu} &= 1, \\ a &= 19.57 \text{ kly}(\text{month})^{-1}, & b &= 0.287 \text{ kly}(\text{month})^{-1} (\text{C})^{-1}, \\ \lambda_0 &= -0.3947 (\text{month})^{-1}, & \lambda_T &= 2.917 \times 10^{-2} (\text{C})(\text{month})^{-1}, \\ \lambda_n &= 0.1206 (\text{month})^{-1}, \end{aligned} \right. \quad (40)$$

其中 CO_2 和 $\tilde{\mu}$ 分别表示支点处的 CO_2 和太阳常数因子 μ 的值。 α_0 和 ϵ_0 值的选择基于分别使 α 和 ϵ 处在有意义的变化范围。 ϵ_1 和 ϵ_n 分别对应于 Sellers 的经验公式的级数展开的一阶项和二阶项的系数, 选择自由参数值 λ_0, λ_T 和 λ_n 以使气候系统调整到平衡态 $n_e = 0.5, T_e = 15.6 (\text{C})$ 。把气候参数值(40)式代入到 Γ_2 和 ω_2 的表达式中, 得 $\omega_2 =$

$-3.6 \times 10^{-4} < 0, \Gamma_2 = 1.4 \times 10^{-3} > 0.$

$\Gamma_2 > 0$ 意味着极限环解 (38) 式在 $v_T > \tilde{v}_T$ 时才有意义，也就是说它出现在分支点之上，通常把它称为超临界分支解。

根据方程 (38)，云量的振幅 A_n 和温度的振幅 A_T 可近似为

$$A_n \approx \left[\frac{1}{C\Gamma_2} \left(0.0235 \ln \frac{CO_2}{\tilde{CO}_2} - \frac{1}{4} I_0 \alpha_T \Delta\mu \right) \right]^{1/2}, \quad (41)$$

$$A_T \approx v_n \rho A_n, \quad (42)$$

其中 $\Delta\mu = \mu - \tilde{\mu}$ 表示太阳常数因子 μ 与分支点处的值 $\tilde{\mu}$ 的偏离。为了估计 CO_2 和太阳辐射对振幅的影响，分别考虑它们的作用。在方程 (41) 和 (42) 中，令 $CO_2 = C\tilde{CO}_2$ ，则振幅随太阳常数的变化示于图 2，若令 $\Delta\mu = 0$ ，则振幅随 CO_2 的变化示于图 3。由此看到， CO_2 和太阳常数对振幅的影响类似，它们很小的变化都会使振幅变化很大。

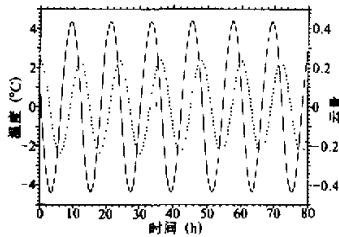


图 1 由方程 (38) 给出的解析曲线

实线：地表温度的时间变化曲线；

虚线：云量的时间变化曲线；

$CO_2 = 319$ (ppm)。

其它参数取值于 (40) 式

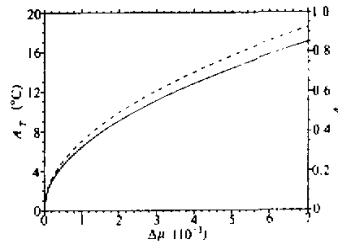


图 2 $CO_2 = C\tilde{CO}_2$ ，振幅

A_n, A_T 随 $\Delta\mu$ 的变化曲线

实线： A_T ，虚线： A_n

把方程 (39) 写为依赖于 CO_2 和太阳常数的显式，

$$\Omega = \Omega_0 + \frac{\omega_2}{C\Gamma_2} \left(0.0235 \ln \frac{CO_2}{\tilde{CO}_2} - \frac{1}{4} I_0 \alpha_T \Delta\mu \right). \quad (43)$$

CO_2 和太阳常数的增加都导致振荡周期微弱的增加 (图略)。

从图 1 看到，云的振荡落后于温度。这一位相差可用 θ 近似表示，

$$\theta = \text{arctg} \left(\frac{\Omega_0}{\tilde{v}_T} \right). \quad (44)$$

把 Ω_0 和 \tilde{v}_T 的表达式代入，可知位相差 θ 只与分支点处的气候因子 \tilde{CO}_2 和 CO_2 有关，且影响较弱 (图略)。

七、数值计算

为了估计在分支点附近极限环振荡的解析研究所达到的精度,我们对气候系统(29)式作了数值计算。数值计算结果显示,一个渐近稳定的极限环存在(图略)。同时,方程(29)的数值解(图略)和解析解(图1)符合的非常好,除峰值有微小差别外,其余完全重合。这说明上节研究极限环振荡所用的近似的解析方法是可靠的。

根据 Kubicek 等人发展起来的 Hopf 分支点的数值计算方法^[19],通过对特征方程(32)的讨论,可得确定 Hopf 分支点的如下四个方程,

$$\begin{cases} F_1(n, T, \omega, \varepsilon_c) = \lambda_0 + i_T T - \lambda_n n = 0, \\ F_2(n, T, \omega, \varepsilon_c) = \sigma_0 + \sigma_T T - \sigma_n n + \sigma_{2T} T^2 - \sigma_{2n} n^2 - \sigma_{Tn} n^2 T = 0, \\ F_3(n, T, \omega, \varepsilon_c) = -r = 0, \\ F_4(n, T, \omega, \varepsilon_c) = \Delta - \omega = 0. \end{cases} \quad (45)$$

由此可得在参数空间 (ε_c, μ) 中的 Hopf 分支点曲线(图4)。

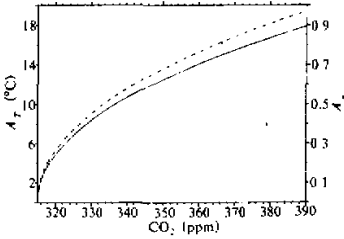


图3 $\Delta\mu \approx 0$, 振幅 A_n, A_T 随 CO_2 变化曲线
实线: A_T , 虚线: A_n

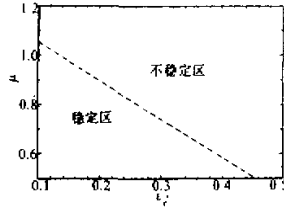


图4 Hopf 分支点曲线, 不稳定区存在着一个稳定的时间周期解

在图4中的稳定区域,气候系统有一稳定的平衡态。从稳定区域穿过 Hopf 分支点曲线进入不稳定区域,气候系统把平衡态的稳定性交给了时间周期解,时间周期解是有时间取向的,而平衡态是无时间取向的。所以,气候系统在穿越 Hopf 分支点曲线时,时间对称性发生了突变,这可称为气候时间对称性破缺。若太阳常数或 CO_2 的变化使气候系统围绕 Hopf 分支点曲线往复运动时,可能会出现气候系统在定常态和振动态之间作有规律的变化。这是进一步深入研究的问题。

八、讨 论

云-辐射气候模型的解析解和数值解描述了气候系统中的自组织行为:太阳辐射直接影响地表温度,地表温度驱动云量变化,云量的变化又通过对行星反照率 α 和大气有效发射率 ε 的影响而反作用于地表温度,在这两个子系统的合作与竞争的过程中,地表

温度处于支配地位, 云量这个变化很快的量紧随地表温度变化。

图 5 是 Chertock 和 Somerville^[20] 根据雨云-7 号卫星关于夏威夷北部太平洋中的一块海域 (144—180° W, 28—45° N) 的观测资料, 得到的地表温度和反照率从 1978 年 11 月到 1983 年 10 月的时间序列。他们认为反照率的变化主要由云的变化引起。这个时间序列是气候系统中的时间自组织的实例, 也为云和辐射互为负反馈的机制提供了证据。

我们发现大气中的 CO_2 和太阳常数都能使气候振荡的振幅敏感地增加。若把超过一定限度的高温或低温, 洪涝或干旱视为自然灾害, 则 CO_2 或太阳常数的增加都有可能导致自然灾害周期性地出现和加剧, CO_2 和太阳常数对气候振荡行为的这一重要影响还有待于进一步考察和证实, CO_2 和太阳常数对气候振荡周期和位相差的影响, 与它们对振幅的影响相比弱得多, 以致于可以忽略不计。

CO_2 加倍对气候的影响已为许多气候模式所预报, 比较一致的意见是 CO_2 增加一倍会使地表温度增加 2°C 左右。这些结论实际上都是在这样一种假设下得出的, 即: 云不管是在水平范围和铅直分布上均不受热力结构的影响。根据我们的气候模型, 当不考虑云的反馈但包含水汽反馈时, CO_2 加倍可使地表温度升高 1.6°C。在不包括水汽反馈时, CO_2 加倍可使地表温度升高约 1°C。这些结果与通常的结论是定性一致的。

火山灰的影响可简单地用 α_0 来表示, α_0 对气候振动的振幅, 周期和位相差均无影响。由 $d\bar{r}/d\alpha_0 = 0$ 可知, α_0 也不是 Hopf 分支参量。 α_0 对平衡态 (n_e , T_e) 有明显的影响 (图略)。其机制是, 火山活跃时期, 输入到大气中大量的火山灰, 它们增加了行星反照率, 使短波收入减少, 导致地表温度降低。

本文所建立的气候模型是对云和辐射的动态相互作用的初步探讨, 得到的结论是定性的, 要把它们应用到灾害预报中还需要深入的工作来完善。

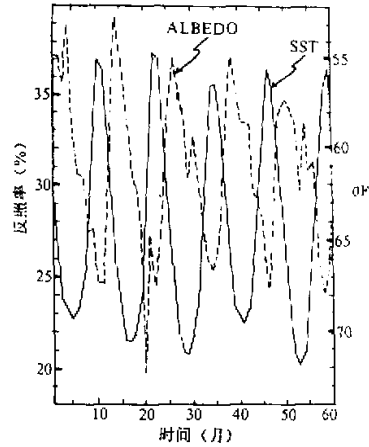


图 5 月平均反照率和海表面温度的时间序列

参 考 文 献

- [1] Budyko, M.I., 1969, The effect of solar radiation variations on the climate of the earth, *Tellus*, 21, 611—619.
- [2] Sellers, W.D., 1969, A climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system, *J. Appl. Meteorol.*, 8, 392—400.
- [3] Paltridge, G.W., 1974, Global cloud cover and earth surface temperature, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1571—1576.
- [4] Ghil, M., 1984, Climate sensitivity, energy balance models, and oscillatory climate models, *J. Geophys. Res.*, 89D, 1280—1284.
- [5] 巢纪平, 陈英仪, 1979, 二维能量平衡模式中极冰-反照率的反馈对气候的影响, *中国科学 (B)*, 12, 1198—1207.
- [6] Simpson, G.C., 1928, Further studies in terrestrial radiation, *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*, 3, No.21, 1—26.

- [7] Manabe, S. and R. Wetherald, 1967, Thermal equilibrium of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241–259.
- [8] Schneider, S.H., 1972, Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1413–1422.
- [9] Paltridge, G.W. and C. M. P. Platt, 1976, *Radiative processes in meteorology and climatology*, Elsevier Scientific Pub. Co., 110–225.
- [10] Staley D.O. and Jurica, G.M., 1970, Flux emissivity tables for water vapour, carbon dioxide and ozone, *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 365–372.
- [11] Goody, R. M., 1964, *Atmospheric radiation: I theoretical basis*, Clarendon, 250–400.
- [12] Yamamoto, G., 1952, On a radiation chart, *Geophys., Tohoku Univ. Sci. Rep.*, Series 5, 4, 9–23.
- [13] Swinbank, W.C., 1963, Long-wave radiation from clear skies, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **89**, 339–348.
- [14] Fraedrich K., 1979, Catastrophes and resilience of a zero-dimensional climate system with ice-albedo and greenhouse feedback, *ibid.*, **105**, 147–167.
- [15] Kondratyev, K. Ya., 1965, *Radiative heat exchange in the atmosphere*, Pergamon, 215–230.
- [16] North, G.R., 1975, *Theory of energy-balance climate models*, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2033–2043.
- [17] Nicolis, G. and I. Prigogine, 1977, *Self organization in non-equilibrium systems*, Wiley-Interscience, 96–114.
- [18] Pollard, D., A.P. Ingersoll and J.G. Lockwood, 1980, Response of a zonal climate-icesheet model to the orbital perturbations during the quaternary ice ages, *Tellus*, **32**, 301–319.
- [19] Kubicek, M. and M. Marek, 1983, *Computational methods in bifurcation theory and dissipative structures*, Springer-Verlag, 43–105.
- [20] Chertock, B. and Somerville, R.C.J., 1986, *Oceanic cloud feedbacks on earth radiation budget*, Sixth conference on atmospheric radiation, 255–258.

A Self Organization Climate Model

Yi Chuixiang

(Department of Resource and
Environment Sciences,
Beijing Normal University)

Wu Rongsheng

(Department of Atmospheric Sciences,
Nanjing University)

Abstract

Chosen the global average surface temperature T and cloudiness n as state variables, the relations of the planetary albedo α and the atmospheric effective emissivity ε with the state variables are given that work on the several important feedback processes in the climate system. A highly simplified nonlinear climate model, which shows a self organization mechanism for cloud radiation interactions, is formulated. Near the Hopf bifurcation, the analytical solutions of the limit cycle are obtained that are quite in agreement with the numerical solutions. With these analytical solutions, the effect of CO_2 and solar radiation on the amplitude, period and phase lag are examined. Especially, we find that in addition to the increasing temperature, an increase in concentration of carbon dioxide could enhance sharply the amplitudes of climate oscillation. This implies that the increasing of carbon dioxide could periodically bring about the disaster and aggravation of its damage.

Key words: feedback; self organization; model; natural disaster; CO_2 .