

太阳常数的微小变化在气候变化中的作用*

辛国君 梁福明

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘要 将复杂的气候系统抽象为含有云辐射动态反馈过程的高度非线性气候模型, 利用分岔理论, 分析了该模型的平衡态及其稳定性。计算结果表明, 云反照率反馈、地表反照率反馈和水汽反馈是气候系统呈现多平衡态结构的主要因素, 是气候变化复杂性根源, 而云放射率反馈对系统结构的影响, 只有在强烈的水汽放射率反馈条件下才表现明显。较强的地表反照率反馈和水汽放射率反馈, 均可在太阳常数仅有微小变化时就能导致全球气候突变。

关键词 平衡态 稳定性 气候反馈 气候突变 太阳常数

1 引言

从地气能量平衡角度来解释全球气候变化始于 Budyko^[1]和 Sellers^[2], 目前这方面的研究已取得了许多成果。气候变化是复杂的, 利用简洁的能量平衡模型, 人们对气候系统内部的一些重要反馈机制有了更加深刻的理解。研究气候变化, 预测未来气候是变暖还是变冷, 必然要较好地解决两大基本问题:

一是云与辐射的反馈机制。云是红外辐射的良好吸收体, 又是短波辐射的极好反射体, 云在气候系统中占有很重要的地位, Schneider^[3]详细计算了不同云量、有效云顶高度等引起的地表温度的变化, 结果表明, 若其他因素保持不变, 增加全球云量, 则地表温度降低; 增大有效云顶高度, 则地表温度升高。但是云反馈过程存在着许多不确定因素, 云反馈是正还是负尚存在争议, 有关云在气候变化中的作用仍然没有较好解决, 这已成为预测未来气候变化的一大障碍。在气候模式中, 一般将云与辐射当做静态因果关系来处理, 忽视了它们之间的动态反馈过程。仪垂祥和伍荣生^[4]把复杂的气候系统抽象为一个简单的非线性气候模型, 研究了云和辐射互为因果的动态反馈过程, 定性地分析了气候系统的复杂性行为。

二是气候系统的混沌行为。气候系统存在层次结构^[5,6], 用实际气温资料算得气候系统的维数是个分数^[7]。气候系统包含着多种反馈机制, 是强非线性系统, 又有外部辐射强迫作用, 那么它的混沌行为是内部因素造成的, 还是外部因素强迫所致? 对此, 必须作出回答。

本文在 Szilder 等^[8]和仪垂祥^[4]的研究基础上, 抓住了云与辐射的动态反馈过程以及气候系统内部的重要反馈机制, 建立了一个高度非线性的能量平衡气候模型, 研究反馈过程在气候变化中所起的作用。利用分岔理论, 分析该模型的复杂结构, 再现气候变化的复杂性, 着重讨论了在不同气候反馈机制下, 太阳常数对模型平衡态的影响。

1997-03-11 收到, 1997-06-28 收到再改稿

• 北京大学青年基金资助项目

2 气候模型的控制方程

考虑到实际大气向上和向下的长波辐射通量存在明显差异, Szilder 和 Lozowski 提出了全球年平均大气温度 T_A 和地面温度 T_S 的能量平衡方程^[8]:

$$C_A \frac{dT_A}{dt} = (1 - \alpha_A) a Q [1 + (1 - a) \alpha_S] + \varepsilon \sigma T_S^4 - 2\varepsilon \sigma T_A^4 + H(T_S - T_A), \quad (1)$$

$$C_S \frac{dT_S}{dt} = (1 - \alpha_A)(1 - a)(1 - \alpha_S) Q - \sigma T_S^4 + \frac{4}{3} \varepsilon \sigma T_A^4 - H(T_S - T_A), \quad (2)$$

在方程 (1) 和 (2) 中, 地面的感热和潜热通量之和线性近似为 $H(T_S - T_A)$, H 是待定参数。式中大气热容量 $C_A = 4.6 \times 10^7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, 它相当于 1.1 m 深的水层; 地表热容量 $C_S = \rho_w C_w h \delta = 2.97 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, 其中水的密度 $\rho_w = 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 地球表面海洋覆盖率 $\delta = 0.708$, 水的比热 $C_w = 4.19 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, 海洋混合层深度 $h = 100 \text{ m}$; $Q = \mu' Q_0 = (1 + \mu) Q_0$, 其中全球平均短波辐射通量 $Q_0 = 342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 相当于太阳常数的 $1/4$, μ 为太阳常数的变化因子; Stefan-Boltzmann 常数 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$; 大气吸收系数 a 假定为常数, 其值为 0.241^[8]; α_A 为大气反照率; α_S 为地表反照率; ε 为长波辐射放射率。

全球云量 n 是有生消的。云生成速率与大气水汽含量成正比, 而水汽含量的大小又与地表水汽通量密切相关, 也就是说, 云生成速率与地表潜热通量成正比, 作线性简化有

$$\left(\frac{dn}{dt} \right)_+ = \lambda_0 + \lambda_T (T_S - T_A), \quad (3)$$

λ_0 和 λ_T 为待定系数, λ_T 反映地表水汽输送强度, λ_0 依赖于生成速率为零时地表与大气的温度之差。另外, 云消失的快慢取决于云的平均寿命 $\tau_n = 1/\lambda_n$, λ_n 为云消失几率。全球平均而言, 云消失速率可表示为^[4]

$$\left(\frac{dn}{dt} \right)_- = -\lambda_n n. \quad (4)$$

综合方程 (3) 和 (4), 得到

$$\frac{dn}{dt} = \lambda_0 + \lambda_T (T_S - T_A) - \lambda_n n. \quad (5)$$

1989 年 Ramanathan 等^[9]用最新卫星资料得到了新的地气系统能量收支平衡图, Szilder 和 Lozowski^[8]根据此平衡图, 并且假定全球平均云量为 0.5, 大气反照率为 0.250, 得到当前全球气候的平均状态 (以下称为现代气候), 这里用带顶杠“-”的物理量表示:

$$\left. \begin{aligned} \mu &= 0, & \bar{T}_S &= 288.00\text{K}, & \bar{T}_a &= 270.20\text{K}, & \bar{n} &= 0.5, \\ a &= 0.241, & \bar{\varepsilon} &= 0.812, & \bar{\alpha}_S &= 0.132, & \bar{\alpha}_A &= 0.250, \\ H &= 5.955 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

假定在现代气候中大气 CO_2 体积分数为 $\overline{C}(\text{CO}_2) = 330 \times 10^{-6}$ 。(6) 式自然使得 (1)、(2) 和 (5) 式的右端都等于零, 所以参数值 λ_0 、 λ_T 和 λ_n 满足

$$\lambda_0 + \lambda_T(\overline{T}_S - \overline{T}_A) - \lambda_n \overline{n} = 0, \quad (7)$$

否则, 全球平均云量为 0.5 的假设就不再成立了, 因为方程 (5) 右端不等于零, 意味着全球云量将不断增加或减小。利用 (7) 式, 将 (5) 式改写成

$$\frac{d\Delta n}{dt} = \lambda_T(\Delta T_S - \Delta T_A) - \lambda_n \Delta n, \quad (8)$$

注意, 为叙述方便, 这里令

$$n = \overline{n} + \Delta n, \quad T_S = \overline{T}_S + \Delta T_S, \quad T_A = \overline{T}_A + \Delta T_A. \quad (9)$$

(1)、(2) 和 (8) 式描述了大气温度的动态变化过程, 由于控制方程中有复杂的非线性相互作用, 其演变结果必然存在复杂性行为。下面先对大气反照率、地表反照率和大气放射率进行参数化, 然后用分岔理论来分析模型的复杂结构, 系统平衡态的计算方法请参阅文献[10,11]。

气候状态变量 T_A 、 T_S 、 n 构成 3 维相空间, 对应于气候模型平衡态的 Jacobi 矩阵有 3 个特征根, 根据特征根区分平衡态的类型, 下文中的鞍点是指 1 个特征根为正实根, 其他 2 个为负实根; 不稳定 (稳定) 的结点是指 3 个都是正 (负) 实根。

3 模型参数

上述气候模型中的参数 α_A 、 ε 、 α_S 、 μ 在气候变化中并不是固定不变的, 而与人类活动、大气温室气体含量、地表特性、大气水汽含量等因素有关, 下面建立参数与状态变量的依赖关系。

3.1 大气反照率

云是影响地面上短波辐射通量的主要因子, 大气对短波辐射的反照率 α_A 可表示为无云大气和有云大气反照率之和:

$$\alpha_A = (1-n)\alpha_{A0} + \alpha_C n = \alpha_{A0} + \alpha_{An} n, \quad (10)$$

其中 $\alpha_{An} = \alpha_{A0} - \alpha_C$, α_{A0} 代表晴空大气反照率, α_C 代表云反照率。

考虑到 (6) 和 (9) 式, 则 (10) 式可改写成

$$\alpha_A = \overline{\alpha}_A + \Delta\alpha_A = \begin{cases} \overline{\alpha}_A + \alpha_{An} \Delta n, & |\Delta\alpha_A| \leq 0.05 \\ \overline{\alpha}_A + 0.05 \text{sgn}(\Delta\alpha_A), & |\Delta\alpha_A| > 0.05 \end{cases} \quad (11)$$

(11) 式中 α_A 的变化范围规定为 0.1, α_{An} 可表示大气反照率随全球云量的改变量 Δn 的敏感程度, 称为大气反照率敏感系数。

3.2 地表反照率

地表反照率与地表温度是正反馈关系: 地表温度升高, 极地冰雪融化, 使地表反照率 α_S 降低, 则地表温度会进一步升高。设地表反照率与地表温度为线性关系, 变化范围取 0.1。

$$\alpha_s = \bar{\alpha}_s + \Delta\alpha_s = \begin{cases} \bar{\alpha}_s - \beta\Delta T_s, & |\Delta\alpha_s| \leq 0.05 \\ \bar{\alpha}_s + 0.05\text{sgn}(\Delta\alpha_s), & |\Delta\alpha_s| > 0.05 \end{cases} \quad (12)$$

参数 β 是地表反照率敏感系数。

3.3 大气的有效放射率

大气中的水汽、 CO_2 和云, 是地表长波辐射的主要吸收体, 又是影响大气长波辐射通量的重要因子。地表温度的变化将改变地面水份蒸发率, 大气温度升高, 无疑会提高大气水汽含量的饱和值, 从而影响长波辐射平衡, 因此假定大气有效放射率是地表温度和大气温度的线性函数。云反馈过程存在着许多不确定因素, 建立地表温度与云辐射性能的简单关系, 仍有很多困难, 我们假定大气放射率与云量多少成非线性关系^[4], 大气的有效放射率参数化为

$$\varepsilon = \bar{\varepsilon} + \Delta\varepsilon = \begin{cases} \bar{\varepsilon} + \varepsilon_c + \varepsilon_T(\Delta T_s + \Delta T_A) - \varepsilon_n(n^2 - \bar{n}^2), & |\Delta\varepsilon| \leq 0.14 \\ \bar{\varepsilon} + 0.14\text{sgn}(\Delta\varepsilon), & |\Delta\varepsilon| > 0.14 \end{cases} \quad (13)$$

其中 $\varepsilon_c = 0.0235\ln[C(\text{CO}_2)/\bar{C}(\text{CO}_2)]$, $C(\text{CO}_2)$ 代表大气 CO_2 体积分数, ε_c 表示因大气 CO_2 含量变化引起的大气有效放射率的改变量 (相对于现代气候的 $\bar{\varepsilon}$), ε_T 和 ε_n 分别表示水汽和云放射率反馈的敏感系数, 大气有效放射率的变化范围为 0.28。本文暂不考虑 CO_2 增加引起的气候变化, 即 $\varepsilon_c = 0$ 。

4 气候变化的复杂性

模型参数 $\lambda_T = 2.917 \times 10^{-2} \text{ 月}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, $\lambda_n = 0.4 \text{ 月}^{-1}$ 。下面取 $\beta = 0.005, 0.018, 0.02$ 代表弱、中和强地表反照率反馈, $\alpha_{An} = 0.1, 0.25, 0.35$ 代表弱、中和强云反照率反馈, $\varepsilon_T = 1 \times 10^{-3}, 4.915 \times 10^{-3}, 0.01$ 代表弱、中和强水汽放射率反馈, $\varepsilon_n = 5 \times 10^{-3}, 2.159 \times 10^{-2}, 0.08$ 代表弱、中和强云放射率反馈, 以下分析这 81 种不同反馈机制条件下, 气候模型的平衡态及其稳定性随太阳常数的变化特征, 讨论气候系统多态结构的成因, 太阳短波辐射强迫引发的气候突变现象。

4.1 云反馈

云反馈过程对气候的影响主要有两大方面: 一是云对大气有效放射率的贡献; 二是云反照率反馈。

81 种计算例子表明, 当 $\varepsilon_T = 1 \times 10^{-3}$ 和 4.915×10^{-3} 时, 按 ε_n 的三种取值算得的结果如图 1a、b 所示, 不同的 ε_n 均未能动摇系统的整体特征, 仅变动气候状态曲线形状, 对气候变化的细节做一点修补, 也不改变系统平衡态的数目, 这表明云反照率反馈不能使气候系统出现复杂性和多样性。但当 ε_T 很大时, $\varepsilon_T = 0.01$, 敏感系数 ε_n 对气候的影响才明显起来, 如图 1c 所示, 当 ε_n 由小变大时, 它迫使现代气候由不稳定的鞍点, 变成稳定的结点。我们用实线表示稳定的结点, 虚线表示不稳定的鞍点, 以下同并略去说明。

二是云反照率反馈。云反照率反馈对气候的影响是很突出的。当 $\beta = 0.005, 0.018$ 时, 若 α_{An} 增大, 则现代气候在较宽的太阳常数变化范围内处于稳定的结点, 而且地表

温度变化趋于缓慢,如图 2a、b 所示。在参数取所给定的数值时,现代气候是不稳定的鞍点,一旦 α_{An} 增加,它迫使现代气候趋向稳定的结点。因此,较强的云反照率反馈是使气候系统维持稳定的一个重要因素。

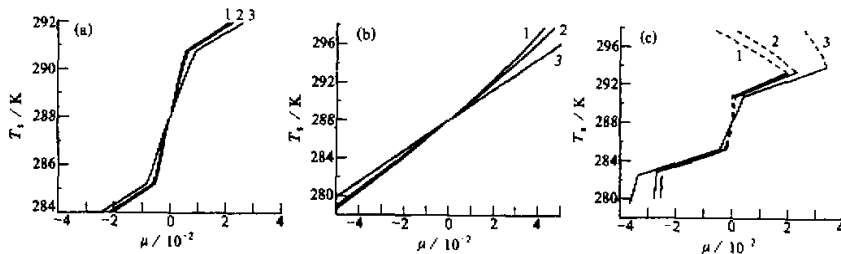


图 1 不同 ϵ_n 条件下地表温度与 μ 的依赖关系

(a) $\beta = 0.02, \alpha_{An} = 0.1, \epsilon_T = 1 \times 10^{-3}$; (b) $\beta = 0.005, \alpha_{An} = 0.1, \epsilon_T = 4.915 \times 10^{-3}$;
(c) $\beta = 0.02, \alpha_{An} = 0.25, \epsilon_T = 0.01$. 曲线 1、2、3 分别表示 $\epsilon_n \approx 5 \times 10^{-3}, 2.159 \times 10^{-2}, 0.08$

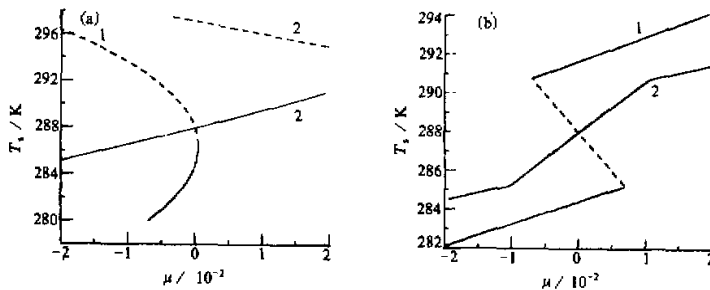


图 2 不同 α_{An} 条件下地表温度与 μ 的依赖关系

(a) $\beta = 0.005, \epsilon_T = 0.01, \epsilon_n = 5 \times 10^{-3}$; (b) $\beta = 0.018, \epsilon_T = 4.915 \times 10^{-3}, \epsilon_n = 2.159 \times 10^{-2}$
曲线 1、2 分别表示 $\alpha_{An} = 0.1, 0.25$

4.2 水汽反馈

用敏感系数 ϵ_T 来描述水汽反馈如何改变气候状态。计算结果表明,变动 ϵ_T ,模型的平衡态数目及其类型就会发生根本变化,它可以动摇气候的整体结构,产生多个平衡态,增强了气候变化的复杂性,图 3 就是一个典型例子。需要说明的是,地表反照率 α_S 、大气反照率 α_A 、大气放射率 ϵ 达到极值后,地表温度的变化方向就发生逆转,图 3 中的尖角就是 α_S 达到极值造成的。可见气候多稳态的形成与这些极值的大小有关,当 ϵ_T 较大时,即遇适当的内部反馈机制,这些极值就很容易出现,而且并不一定需要太阳常数的变化幅度达到甚至超过 1%,见图 3 曲线 2。

从图 3 可知,强烈的水汽反馈与较大的地表反照率的相互作用,是气候变化复杂的内在原因之一。

4.3 地表反照率反馈

地表反照率反馈的气候效应应用敏感系数 β 来表示, β 值的大小取决于地表特性,如冰雪盖、植被森林、海洋湖泊等面积的多少与全球分布。全球土壤干旱、城市扩大化、

大面积土地沙漠化等, 必然加大 β 的数值, 从图 4 来看, β 从 0.005 增到 0.018, 现代气候不稳定程度加剧, 可从稳定的结点变为不稳定的鞍点, 由单一的稳定态演变为两个稳定的平衡态, 两个状态的地表温度差别明显, 代表暖气候态和冷气候态。当 $\beta=0.018$ 时, 处在暖气候态和冷气候态之间的平衡态是不稳定的, 因此气候变化不是趋向于暖气候态就是趋向于冷气候态。假定地球处于冷气候态, 随着 μ 增加或减小, 气候状态也随之发生连续变化, 但是 μ 超过 μ_1 , $\mu_1 < 1\%$, 冷气候态就不存在了, 气候系统必然向暖气候态转移, 建立新的地气系统能量平衡, 气候状态的变化在太阳常数的临界值 μ_1 处是间断的, 它描述了气候变化的突变性。若 μ 再增加或减小, 气候状态又随之发生连续变化, 但是 μ 低于 μ_2 时, $\mu_2 > -1\%$, 暖气候态就不再存在, 气候系统将从暖气候态转移到冷气候态, 并伴有气候状态的不连续变化。这就是所谓的气候突变现象^[6,12]。图 4 还显示出气候系统在冷气候态与暖气候态之间的转移是一个不可逆过程。

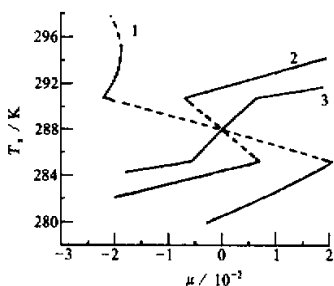


图 3 不同 ε_T 条件下地表温度与 μ 的依赖关系
 $\beta=0.018$, $\alpha_{A_n}=0.1$, $\varepsilon_n=2.159 \times 10^{-2}$
 曲线 1、2、3 分别表示 $\varepsilon_T=1 \times 10^{-3}$ 、
 4.915×10^{-3} 、0.01

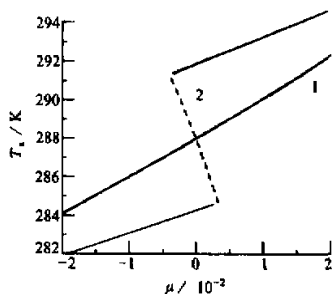


图 4 不同 β 条件下地表温度与 μ 的依赖关系
 $\alpha_{A_n}=0.1$, $\varepsilon_T=4.915 \times 10^{-3}$, $\varepsilon_n=5 \times 10^{-3}$
 曲线 1、2 分别表示 $\beta=0.005$ 、0.018

由此可知, 若存在较高的地表反照率反馈, 太阳常数在 $\mu=0$ 附近稍有变动, 气候系统就会发生突变, 现代气候在太阳短波辐射的强迫作用下出现剧烈动荡, 使人类面临着更加严重的灾难。比较图 4 曲线 1 和 2, 不难发现, 土地绿化、防沙治沙、植树育林等措施, 降低 β 值, 是抑制气候发生突变的有效途径。

5 太阳常数的微小变化与气候突变现象

气候突变研究深受气候学者的关注, 突变原因一直未能较好解决, 太阳常数在 $\pm 1\%$ 范围内变动, 能否引发气候突变? 如能发生, 需要什么条件? 本研究清楚地说明, 气候系统对外部强迫因素的响应是复杂多样的, 它与气候内部复杂的反馈机制不可分割。反馈机制控制着气候系统的整体结构, 水汽放射率反馈、地表反照率反馈和云反照率反馈, 此强彼弱, 生旺消衰, 可以有效地改变现代气候的稳定性, 并产生多稳态结构。在适当的内部反馈 (即较强的水汽放射率反馈、较高的地表反照率反馈、较弱的云反照率反馈) 作用下, 太阳常数的微小变化就会引起气候系统在相对冷的气候态和相对

暖的气候态之间来回转移, 转移时的气候变化是不连续的, 这必然带来气候稳定状态的剧烈动荡, 导致全球范围气候突变, 参见图 1c 的曲线 1 和 2, 图 4 的曲线 2。

地表反照率是人类最能直接控制的气候参数。由于人类活动不断地改变着全球地表特征 (如大量砍伐森林, 城市扩大化等), 地表反照率反馈也不断发生变化, 所以从气候变化的角度来看, 保护地球生态环境, 有利于人类持久地健康发展。1920 年前后全球突然变暖^[6,12,13], 用温室效应、火山活动等还不能圆满解释, 本研究渴望为人们研究气候突变带来一点启示。

当然, 气候模型的整体结构也依赖于 λ_n 和 λ_T 的取值, 计算结果表明, 不同的 λ_n 和 λ_T 值, 结果存在着差异。同 $\lambda_T = 3 \times 10^{-3} \text{ 月}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, $\lambda_n = 0.1206$ 、 0.4 月^{-1} 两种情况相比较, 参数 β 、 α_{An} 、 ε_T 和 ε_n 对气候系统整体结构的影响基本相同。

6 结论

要搞清气候强迫因素如太阳活动、人类活动等气候变化中所起的作用, 就不可回避气候内部反馈机制。搞清内部反馈机制, 把握住气候的整体结构及其稳定性, 才能比较合理地解释气候外部强迫因素在气候变化中的作用, 这有助于理解气候突变现象, 寻找突变的根本原因。本文利用简洁的零维气候模型, 得到的基本结论是:

(1) 云放射率反馈对气候系统整体结构的影响, 只有在强烈的水汽放射率反馈条件下才表现明显。

(2) 气候系统具有多平衡态结构, 主要控制因子是地表反照率反馈、云反照率反馈和水汽有效放射率反馈。

(3) 较强的地表反照率反馈和水汽放射率反馈, 均可在太阳常数仅有微小变化时就能导致全球气候突变。而较高的云反照率反馈是维持全球气候稳定的重要因素。

(4) 地表反照率反馈的大小与人类活动有着密切关系, 可以通过改变地表状况来控制地球气候变化, 利于人类生存。

致谢: 感谢刘式达教授和李晓东副教授为本研究提供了许多参考资料, 在他们的帮助和支持下, 才得以顺利完成, 谨此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Budyko, M. I., 1969, The effect of the solar radiation variation on the climate of the earth, *Tellus*, 21, 611~619.
- 2 Sellers, W. D., 1969, A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system, *J. Appl. Meteor.*, 8, 392~400.
- 3 Schneider, S. H., 1972, Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: the effects on the radiation balance and surface temperature of variation in cloudiness, *J. Atm. Sci.*, 29, 1413~1422.
- 4 仪垂祥、伍荣生, 1994, 一个自组织气候模型, *大气科学*, 18, 129~140.
- 5 刘式达、刘式遥, 1989, 非线性动力学和复杂现象, 北京: 气象出版社, 11~12.
- 6 辛国君, 1997, 温度变化的层次结构与未来气候变化趋势预测, *北京大学学报 (自然科学版)*, 33, 254~261.
- 7 辛国君, 1997, 气候噪声与气候系统的分维, *应用气象学报*, 8, 85~91.
- 8 Szilder, K. and Lozowski, E. P., 1995, Cloud feedback examined using a two-components time-dependent climate model, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 68, 43~57.

- 9 Ramanathan, V., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., 1989, Climate and the earth's radiation budget, *Physics Today*, **42**(5), 22~32.
- 10 刘式达、辛国君, 1990, 用连续法计算五维对流模型的定常解和周期解, 计算物理, **7**, 283~293.
- 11 Kubicek, M. and Marek, M., 1983, *Computational Methods in Bifurcation Theory and Dissipative Structure*, Springer-Verlag.
- 12 符淙斌、王强, 1992, 气候突变的定义和检测方法, 大气科学, **16**, 482~493.
- 13 李晓东, 1995, 火山活动对全球气候的影响, 北京: 中国科学技术出版社.

Effect of Slight Change in the Solar Constant on the Climate

Xin Guojun and Liang Fuming

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract A new three-component time-dependent climate model is established. The model consists of three equations which respectively governs the change of annually mean global surface temperature, atmospheric temperature and cloud amount. Using the bifurcation theory, the steady states and their stability of the climate model with the change in the solar constant are investigated. The model results show that the cloud and snow-ice albedo feedbacks, water vapor emissivity feedback may lead to multiple stable climate states, namely complexity of climatic variation. Only under the condition of strong water vapor emissivity feedback, the cloud emissivity feedback can change the structure of climate system noticeably. The strong snow-ice feedback and water vapor emissivity feedback can lead to the occurring of global climate jump change, although the solar constant has the slight changes within the range of 1%.

Key words steady state stability climate feedback climate jump change solar constant