

# 零维气候模式中物理参数对气候状态的影响\*

刘莉红 郑祖光

(中国气象局培训中心,北京 100081)

## 提 要

建立一个包含年平均下垫面温度、边界层气温的非线性的零维气候模式,用于研究物理参数(地球放射率、大气有效放射率、地表反照率、大气透射率等)对气候系统状态的影响。结果表明,气候系统的平衡态及其稳定性与反照率的反馈作用和有效放射率有关;在现代气候条件下,适当的非线性负反馈与二氧化碳、水汽、云共同作用时,有利于系统状态趋于稳定。此外,通过与该模式相应的现代气候平衡态的偏差方程,考察了在参数  $\alpha_2^w, I_0$  的作用下,系统状态的分布情况。

关键词:零维气候模式 物理参数 气候状态

## 引 言

气候系统是强迫、耗散、非线性的复杂系统,为了深入探讨某些重要物理因子对气候的影响,采用“简化模式研究法”是十分必要的。能量平衡模式的概念清晰、数学表达式简单,已被广泛地用于研究气候变化的物理机制<sup>[1-3]</sup>。

文献[3]中所提出的海气相互作用的模型,关于海洋净辐射加热项部分只考虑了海洋吸收的太阳短波辐射和海洋向外放射的长波辐射通量,而没有考虑大气逆长波辐射;而且,关于海水反照率  $\alpha_p^w$  仅取为线性正反馈,大气的有效放射率  $\epsilon$  取为常数。实际上,海水反照率  $\alpha_p^w$  不仅与温度存在线性关系,还存在着非线性关系;同时,大气的有效放射率可以表示成气温的函数<sup>[4]</sup>,而且,在能量收支平衡中,大气逆长波辐射的作用也不可忽视。

本文基于“简化模式研究法”的思想,在前人工作<sup>[1-3]</sup>的基础上,设计了一个简化的海气耦合的非线性的零维气候模式,着重探讨模式参数对气候性态的影响。

## 1 模式的建立

### 1.1 下垫面热储方程

假定下垫面全部由海洋覆盖,略去平流和扩散作用,采用薄片海洋模型,则下垫面热储方程写成:

$$h\rho^w C_p^w \frac{dT_S}{dt} = Q_S^W - Q_L^W + Q_{aL}^W - H_S^W - H_L^W \quad (1)$$

\* 本文得到国家自然科学基金 49875018 资助。

2001-04-18 收到,2001-11-26 收到修改稿。

其中  $\rho^W$  是海水密度,  $C_p^W$  是定压比热,  $h$  是海水混合层深度,  $Q_S^W$  是下垫面吸收的太阳短波辐射,  $Q_L^W$  是向外放射的长波辐射通量,  $Q_{aL}^W$  是吸收的大气逆长波辐射,  $H_S^W$  和  $H_L^W$  分别是感热和潜热。

### 1.1.1 太阳短波辐射 $Q_S^W$

$$Q_S^W = \frac{1}{4} \mu \alpha (1 - a_p^w) I_0 \quad (2)$$

其中  $\mu$  是外参数, 表征太阳辐射变化,  $I_0$  是太阳常数,  $\alpha$  大气透射率,  $a_p^w$  是海水反照率。

考虑到行星反照率对气候系统的非线性反馈作用, 不失一般性, 我们假设:

$$a_p^w = a_0^w + a_1^w T_S + a_2^w T_S^2 \quad (2^*)$$

### 1.1.2 下垫面射出的长波辐射 $Q_L^W$

根据 Stefan Boltzman 辐射定律,  $Q_L^W = \varepsilon^w \sigma \tilde{T}_S^4$ , 其中  $\sigma$  为 S-B 常数,  $\varepsilon^w$  为地表长波放射(吸收)率,  $\tilde{T}_S$  为以 K 作单位的下垫面温度。为了简化计算, 将  $\tilde{T}_S = 273 + T_S$  代入  $Q_L^W$  中并在  $T_S \approx 0$  °C 附近展开, 略去较小的项, 可得近似表达式:

$$Q_L^W = \varepsilon^w \sigma \tilde{T}_S^4 = \varepsilon^w \sigma (273 + T_S)^4 \approx \varepsilon^w (a + b T_S) \quad (3)$$

其中  $T_S$  是以 °C 作单位;  $a, b$  是常数。

### 1.1.3 吸收的大气逆辐射 $Q_{aL}^W$

当空气中有凝结发生形成云时, 大气的逆辐射将随云量增加而增大。当云达到一定厚度时, 可视为等温的黑体, 云顶和云底以同样的方式发射长波辐射, 于是

$$Q_{aL} = \varepsilon \sigma \tilde{T}^4 \approx \varepsilon (a + b T) \quad (4)$$

其中  $\varepsilon$  是大气的有效发射(吸收)率;  $\tilde{T}, T$  分别以 K、°C 为单位。

$\varepsilon$  与  $\text{CO}_2, \text{H}_2\text{O}$  (与  $T$  有关) 以及云量等因素有关:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n \quad (4^*)$$

其中  $\varepsilon_c$  是  $\text{CO}_2$  的贡献,  $\text{CO}_2$  和水汽的波带重叠修正是一常数, 可以归并到  $\varepsilon_0$  中。  $\varepsilon_T T$  是水汽的贡献,  $-\varepsilon_n$  是云的贡献。则吸收的大气逆辐射:

$$Q_{aL}^W = \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + b T) \quad (5)$$

### 1.1.4 感热 $H_S^W$ 和潜热 $H_L^W$

$$H_S^W = C_H \rho C_p (T_S - T) |V|$$

$$H_L^W = B H_S^W$$

其中  $\rho$  是空气密度,  $C_p$  是空气定压比热,  $C_H$  是常数,  $|V|$  是海表风速数值,  $B$  是鲍恩比系数, 于是:

$$H_S^W + H_L^W = C_H \rho C_p (1 + B) (T_S - T) |V| = K (T_S - T) \quad (6)$$

综合上述, 方程 (1) 可写成:

$$h \rho^W C_p^W \frac{dT_S}{dt} = \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha (1 - a_p^w) - \varepsilon^w (a + b T_S) + \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + b T) - K (T_S - T) \quad (7)$$

## 1.2 大气热储方程

取 1 km 层大气作代表, 该薄层的热储方程写成:

$$HC_p \rho \frac{dT}{dt} = Q_S + Q_L - Q_{aL} + H_S + H_L \quad (8)$$

其中  $H$  是等价正压大气高度。

### 1.2.1 大气吸收的太阳短波辐射 $Q_S$

$$Q_S = \frac{1}{4} \mu I_0 (1 - \alpha) (1 - \alpha_p) \quad (9)$$

其中  $\alpha_p$  是大气反照率,主要是有云部分的作用。

### 1.2.2 大气吸收的地表向上长波辐射 $Q_L$

$$Q_L = \varepsilon \varepsilon^w \sigma T_S^4 \approx \varepsilon \varepsilon^w (a + b T_S) = (\varepsilon_0 + \varepsilon_\xi + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) \varepsilon^w (a + b T_S) \quad (10)$$

### 1.2.3 射出的长波辐射 $Q_{aL}$

表达式同式(4)。

### 1.2.4 大气吸收的感热 $H_S$ 、潜热 $H_L$

与式(6)相同,即

$$H_S + H_L = K(T_S - T) \quad (11)$$

综合上述,方程(8)可写成:

$$HC_p \rho \frac{dT}{dt} = \frac{1}{4} \mu I_0 (1 - \alpha) (1 - \alpha_p) + \varepsilon^w \varepsilon (a + b T_S) - (\varepsilon_0 + \varepsilon_\xi + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + b T) + K(T_S - T) \quad (12)$$

由方程(7)、(12)构成我们所要讨论的包含海洋和大气温度的零维气候模式。

## 2 反照率反馈作用对气候系统性态的影响

地面反照率  $\alpha_p^w$  是反映地面对太阳短波辐射的反射特性的物理参数,它依赖于波长并且随许多因子而变化。在气候模式中,它的取法是多种多样的。不失一般性,我们在这里讨论当  $\varepsilon$  为常数,地面反照率分别取常数、线性反馈、非线性反馈时对气候系统性态的影响。

### 2.1 地面反照率 $\alpha_p^w$ 为常数

反照率的式子:  $\alpha_p^w = \alpha_0^w + \alpha_1^w T_S + \alpha_2^w T_S^2$ , 当  $\alpha_1^w = \alpha_2^w = 0$  时,即反照率  $\alpha_p^w = \alpha_0^w =$  常数时,系统方程组为

$$\begin{cases} h \rho^w C_p^w \frac{dT_S}{dt} = \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha (1 - \alpha_p^w) - \varepsilon^w (a + b T_S) + \varepsilon^w \varepsilon (a + b T) - K(T_S - T) \\ HC_p \rho \frac{dT}{dt} = \frac{1}{4} \mu I_0 (1 - \alpha) (1 - \alpha_p) + \varepsilon^w \varepsilon (a + b T_S) - \varepsilon (a + b T) + K(T_S - T) \end{cases} \quad (13)$$

气候系统平衡态(平衡态的表达式略)即方程组(13)左端为零( $\frac{dT}{dt} = 0$ )的解。

平衡态的稳定性可由扰动的特征根方程的解来判定,对二维方程  $\begin{cases} \dot{x} = f(x, y) \\ \dot{y} = g(x, y) \end{cases}$ , 该条件为

$$\begin{vmatrix} \frac{\partial f}{\partial x} - \lambda & \frac{\partial f}{\partial y} \\ \frac{\partial g}{\partial x} & \frac{\partial g}{\partial y} - \lambda \end{vmatrix}_{(x_0, y_0)} = 0 \quad (14)$$

稳定性由特征值  $\lambda$  的实部的正负来判别。在  $\text{Re } \lambda \neq 0$  的情况下, 若所有特征值的实部  $\text{Re } \lambda < 0$ , 定常态是稳定的; 若至少有一个特征值的实部  $\text{Re } \lambda > 0$ , 则定常态是不稳定的。因此, 平衡态  $(T_{Se}, T_e)$  的稳定性判别式为:

$$\lambda = \frac{-p \pm \sqrt{p^2 - 4q}}{2}$$

其中  $p = \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k$ ,  $q = (\varepsilon^w b + k)(\varepsilon b + k) - (\varepsilon^w \varepsilon b + k)^2$  (15)

可以证明,  $p^2 > 4q > 0$  (证明略), 而  $-p = -(\varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k) < 0$ , 所以平衡态总是稳定的结点。

由此可见, 纯参数的行星反照率及大气反射率不影响系统的平衡态及其稳定性。

## 2.2 线性反馈

反照率的式子:  $\alpha_p^w = \alpha_0^w + \alpha_1^w T_S + \alpha_2^w T_S^2$ , 当  $\alpha_2^w = 0$  时, 即  $\alpha_p^w = \alpha_0^w + \alpha_1^w T_S$ , 亦即只考虑行星反照率对系统的线性反馈作用时, 系统方程组为

$$\begin{cases} h\rho^w C_p^w \frac{dT_S}{dt} = \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha (1 - \alpha_0^w - \alpha_1^w T_S) - \varepsilon^w (a + bT_S) + \varepsilon^w \varepsilon (a + bT) - K(T_S - T) \\ HC_p \rho \frac{dT}{dt} = \frac{1}{4} \mu I_0 (1 - \alpha) (1 - \alpha_p) + \varepsilon^w \varepsilon (a + bT_S) - \varepsilon (a + bT) + K(T_S - T) \end{cases} \quad (16)$$

平衡态(表达式略)的稳定性判别式  $\lambda = \frac{-p \pm \sqrt{p^2 - 4q}}{2}$  (17)

其中  $p = \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k$ ,  $q = (\frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + k)(\varepsilon b + k) - (\varepsilon^w \varepsilon b + k)^2$ , 同样可以证明, 若  $\alpha_1^w > 0$ , 则  $p^2 > 4q > 0$  (证明略), 又有  $-p < 0$ , 因而系统是稳定的结点; 而当  $\alpha_1^w < 0$  时, 若  $q > 0$ , 且  $p^2 - 4q > 0$ , 则当

$$\begin{aligned} & - \left( \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k \right) < 0 \text{ 时, 平衡态为稳定的结点;} \\ & - \left( \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k \right) > 0 \text{ 时, 平衡态为不稳定的结点;} \\ & - \left( \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k \right) = 0 \text{ 时, 平衡态为临界点。} \end{aligned} \quad (18)$$

又  $\alpha_1^w < 0$  时, 若  $q > 0$ , 且  $p^2 - 4q < 0$ , 则当

$$\begin{aligned} & - \left( \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k \right) < 0 \text{ 时, 平衡态为稳定的焦点;} \\ & - \left( \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k \right) > 0 \text{ 时, 平衡态为不稳定的焦点;} \\ & - \left( \frac{1}{4} \mu I_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k \right) = 0 \text{ 时, 平衡态为临界点。} \end{aligned}$$

由上可知:

(1) 系统的稳定性取决于大气透射率和大气有效放射率(吸收率)以及下垫面风速、

太阳常数、地表红外放射率、行星反照率的线性反馈作用之间的相互约束关系。

(2) 行星反照率的线性负反馈作用 ( $\alpha_1^w > 0$ ) 有利于系统状态的稳定。其物理意义是: 下垫面温度增加时, 地表反射率增大, 则吸收的太阳辐射减少, 从而使温度降低。

(3) 若行星反照率取为线性正反馈作用 ( $\alpha_1^w < 0$ ), 可以体现反照率-温度-极冰的正反馈机制。倘若地面红外放射率  $\varepsilon^w$  和大气有效长波放射率  $\varepsilon$  减小, 不利于系统稳定。 $\varepsilon^w$  是波长和地表特征的函数, 对腐殖肥土  $\varepsilon^w = 0.99$ , 对沙地  $\varepsilon^w = 0.89$ , 对秃地  $\varepsilon^w = 0.71$ , 因此可以认为森林的过度开采、土地的沙漠化, 是导致气候突变的重要原因。

### 2.3 非线性反馈

考虑行星反照率对系统的非线性反馈作用时, 即  $a_p^w = a_0^w + \alpha_1^w T_S + \alpha_2^w T_S^2$ , 则系统方程组为

$$\left\{ \begin{aligned} h\rho^w C_p^w \frac{dT_S}{dt} &= \frac{1}{4} \mu l_0 a (1 - a_0^w - \alpha_1^w T_S - \alpha_2^w T_S^2) - \varepsilon^w (a + bT_S) + \\ &\quad \varepsilon^w \varepsilon (a + bT) - K(T_S - T) \\ HC_p \rho \frac{dT}{dt} &= \frac{1}{4} \mu l_0 (1 - a) (1 - a_p) + \varepsilon^w \varepsilon (a + bT_S) - \\ &\quad \varepsilon (a + bT) - K(T_S - T) \end{aligned} \right. \quad (19)$$

$$\text{系统平衡态(有两组)的稳定性判别式 } \lambda = \frac{-p \pm \sqrt{p^2 - 4q}}{2} \quad (20)$$

$$\text{其中 } p = \frac{1}{4} \mu l_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k + 2\left(\frac{1}{4} \mu l_0 \alpha \alpha_2^w T_{Sc}\right),$$

$$q = \left(\frac{1}{4} \mu l_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + k\right) (\varepsilon b + k) - (\varepsilon^w \varepsilon b + k)^2 + 2\left(\frac{1}{4} \mu l_0 \alpha \alpha_2^w T_{Sc}\right) (\varepsilon b + k) \quad (20')$$

Re  $\lambda < 0$  的条件是:  $-p < 0$  且  $q > 0$  (只有  $q > 0$ , 才能使系统的平衡态是稳定的结点或焦点)。在上式中, 可以看出: 当  $\alpha_1^w > 0$ ,  $\alpha_2^w > 0$  时, 必有  $q > 0$ ; 因而若  $-p < 0$ , 则须  $-\frac{1}{4} \mu l_0 \alpha (\alpha_1^w + 2\alpha_2^w T_{Sc}) < \varepsilon^w b + \varepsilon b + 2k$ 。因此, 如果不考虑气温对有效放射率的影响, 那么对现代气候而言, 行星反照率的非线性负反馈作用有利于系统的稳定。当  $p^2 - 4q > 0$  时, 平衡态是结点; 当  $p^2 - 4q < 0$  时, 平衡态是焦点, 其行为是变振幅的振荡。

### 3 有效放射率对气候系统性态的影响

$$\varepsilon \text{ 与 } \text{CO}_2, \text{H}_2\text{O} \text{ (与 } T \text{ 有关) 以及云量等因素有关: } \varepsilon = \varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n \quad (21)$$

只考虑有效放射率(吸收率)对气候系统的影响, 取  $a_p^w$  为常数时, 系统方程组为:

$$\left\{ \begin{aligned} h\rho^w C_p^w \frac{dT_S}{dt} &= \frac{1}{4} \mu l_0 a (1 - a_p^w) - \varepsilon^w (a + bT_S) + \\ &\quad \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + bT) - K(T_S - T) \\ HC_p \rho \frac{dT}{dt} &= \frac{1}{4} \mu l_0 (1 - a) (1 - a_p) + \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + bT_S) - \\ &\quad (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + bT) + K(T_S - T) \end{aligned} \right. \quad (22)$$

系统平衡态(有三组平衡态,表达式略)的稳定性判别式  $\lambda = \frac{-p \pm \sqrt{p^2 - 4q}}{2}$  (23)

其中  $p = \varepsilon^w b + 2 \varepsilon_T b T_e + \varepsilon_T a + (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + 2k - \varepsilon^w \varepsilon_T a - T_{Se} b \varepsilon^w \varepsilon_T$ ,  
 $q = -(\varepsilon^w b + k) [\varepsilon^w \varepsilon_T a - \varepsilon_T a - (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b - k - 2 \varepsilon_T b T_e + T_{Se} b \varepsilon^w \varepsilon_T] -$   
 $[\varepsilon^w \varepsilon_T a + k + \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + 2 \varepsilon^w \varepsilon_T b T_e] [\varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + k + T_e b \varepsilon^w \varepsilon_T]$

Re  $\lambda < 0$  的条件是  $-p < 0$ , 且  $q > 0$  (只有  $q > 0$ , 才能保证系统的平衡态是稳定的结点或焦点)。若  $-p < 0$ , 即

$$\varepsilon^w \varepsilon_T a + T_{Se} b \varepsilon^w \varepsilon_T < \varepsilon^w b + 2 \varepsilon_T b T_e + \varepsilon_T a + (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + 2k \quad (24)$$

由  $q$  的表达式, 当  $T_e > 0$  时, 因为  $-[\varepsilon^w \varepsilon_T a + k + \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + 2 \varepsilon^w \varepsilon_T b T_e] [\varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + k + T_e b \varepsilon^w \varepsilon_T] < 0$ , 所以, 若  $q > 0$ , 则必有  $\varepsilon^w \varepsilon_T a - \varepsilon_T a - (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b - k - 2 \varepsilon_T b T_e + T_{Se} b \varepsilon^w \varepsilon_T < 0$ , 即:

$$\varepsilon^w \varepsilon_T a + T_{Se} b \varepsilon^w \varepsilon_T < \varepsilon_T a + (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + k + 2 \varepsilon_T b T_e \quad (24^*)$$

由(24)、(24\*)可知:

(1) 对现代气候系统而言, 云放射率的增大(或云量的增大)是导致气候异常的重要因素。

(2) 二氧化碳放射率的增加有利于气候的稳定(这是理想化模式中得出的结论, 有待于进一步研究)。

#### 4 反照率、有效放射率共同作用对气候系统影响的定性分析

##### 4.1 反照率、有效放射率共同作用对气候系统性态的影响

综合考虑大气的有效放射率以及行星反照率对系统的非线性反馈作用, 即  $\alpha_p^w = \alpha_0^w + \alpha_1^w T_S + \alpha_2^w T_S^2$ ,  $\varepsilon = \varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n$ , 系统方程组为

$$\begin{cases} h\rho^w C_p^w \frac{dT_S}{dt} = \frac{1}{4} \mu_0 a (1 - \alpha_0^w - \alpha_1^w T_S - \alpha_2^w T_S^2) - \varepsilon^w (a + b T_S) + \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + b T) - K (T_S - T) \\ HC_p \rho \frac{dT}{dt} = \frac{1}{4} \mu_0 (1 - a) (1 - \alpha_p) + \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + b T_S) - (\varepsilon_0 + \varepsilon_c + \varepsilon_T T - \varepsilon_n) (a + b T) + K (T_S - T) \end{cases} \quad (25)$$

系统平衡态(有四组平衡态,表达式略)的稳定性判别式:

$$\lambda = \frac{-p \pm \sqrt{p^2 - 4q}}{2} \quad (26)$$

其中  $p = -\varepsilon^w \varepsilon_T a + \varepsilon_T a + (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + 2k + 2 \varepsilon_T b T_e + \frac{1}{4} \mu_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + 2(\frac{1}{4} \mu_0 \alpha \alpha_2^w T_{Se})$ ,

$$q = -(\frac{1}{4} \mu_0 \alpha \alpha_1^w + \varepsilon^w b + k) [\varepsilon^w \varepsilon_T a - \varepsilon_T a - (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b - k] -$$

$$2\left(\frac{1}{4}\mu I_0\alpha_2^w T_{se}\right)[\varepsilon^w \varepsilon_T a - \varepsilon_T a - (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b - k] +$$

$$2\left(\frac{1}{4}\mu I_0\alpha_1^w + \varepsilon^w b + k\right) T_e \varepsilon_T b + 4 T_e \left(\frac{1}{4}\mu I_0\alpha_2^w T_{se}\right) \varepsilon_T b -$$

$$[\varepsilon^w \varepsilon_T a + \varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + k + 2 \varepsilon^w \varepsilon_T b T_e][\varepsilon^w (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + k + \varepsilon^w \varepsilon_T b T_e]$$

平衡态稳定的必要条件是:  $-p < 0$  即:

$$\varepsilon^w \varepsilon_T a < \varepsilon_T a + (\varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_n) b + 2k + 2 \varepsilon_T b T_e + \frac{1}{4}\mu I_0\alpha_1^w + \varepsilon^w b + 2\left(\frac{1}{4}\mu I_0\alpha_2^w T_{se}\right) \quad (27)$$

由式(27)可知:

(1) 考虑反照率、有效放射率共同作用后,系统的稳定性与各参数之间的相互约束关系更加复杂。

(2) 在非线性负反馈的作用下,大气光学厚度的增大(火山的爆发、森林燃烧以及核战争等),不利于系统定态的稳定。

#### 4.2 偏差方程及其零解的稳定性

对系统(25),若取如下一组合理的气候参数值:

$$\left\{ \begin{array}{l} \mu = 1.0, I_0 = 1367.923 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}, a = 315.125 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}, \\ b = 4.6175 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} (\text{ }^\circ\text{C})^{-1}, \\ C_1 = 9.0276 \text{ W} \cdot \text{a} \cdot \text{m}^{-2} (\text{ }^\circ\text{C})^{-1}, C_2 = 3.2887 \text{ W} \cdot \text{a} \cdot \text{m}^{-2} (\text{ }^\circ\text{C})^{-1}, \\ \alpha = 0.5, \varepsilon^w = 0.63, \\ \varepsilon_0 = 0.3393, \varepsilon_c = 0.190, \varepsilon_T = 2.525 \times 10^{-3} (\text{ }^\circ\text{C})^{-1}, \varepsilon_n = 0.2 \\ K = 17.1087 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} (\text{ }^\circ\text{C})^{-1}, \\ \alpha_1^w = 0.009 (\text{ }^\circ\text{C})^{-1}, \alpha_2^w = 0.01 (\text{ }^\circ\text{C})^{-2}, \alpha_0^w = 0.05, \\ \alpha_p = 0.45 \end{array} \right.$$

其中,  $C_1 = h\rho^W C_p^W$ ,  $C_2 = H\rho C_p$ ,  $\varepsilon_c$ 、 $\varepsilon_T$ 、 $\varepsilon_n$  的取值参照文献[5],  $\alpha_0^w$ 、 $\alpha_1^w$ 、 $\alpha_2^w$  和  $\varepsilon_0$  的取值应分别使  $a_p^W$  和  $\varepsilon$  处在有气候意义的变化范围,并使气候系统处于接近实际的状态,这里  $(T_s, T)_{\text{实际}} \approx (14.9, 8.9)$ 。这是考虑北半球年平均地表温度约为  $14.9 \text{ }^\circ\text{C}$  [5], 接近地面层大气的垂直递减率每百米  $0.6 \text{ }^\circ\text{C}$  推算  $1 \text{ km}$  层大气的年平均温度约为  $8.9 \text{ }^\circ\text{C}$ 。

记现代气候平衡态为  $(T_{se}, T_e)$ , 其偏差为  $(T'_s, T')$ , 有

$$T_s = T_{se} + T'_s, \quad T = T_e + T' \quad (28)$$

将式(28)代入式(25),得

$$\left\{ \begin{array}{l} C_1 \frac{dT'_s}{dt} = (w_s + 2 T_{se}) T'_s + (w_T + 2 w_{TT}) T' + w_{SS} T'^2_s + w_{TT} T'^2 \\ C_2 \frac{dT'}{dt} = (r_s + r_{ST} T_e) T'_s + (r_T + r_{ST} T_{se} + 2 r_{TT} T_e) T' + r_{ST} T'_s T' + r_{TT} T'^2 \end{array} \right. \quad (29)$$

其中参数  $w_s$ 、 $w_T$  ...  $r_s$ 、 $r_{ST}$  的表达式如下:

$$\begin{cases}
 w_S = -\frac{1}{4} \mu I_0 a a_1^w - \varepsilon^w b - k & r_S = \varepsilon^w \varepsilon_0^* b + k \\
 w_T = \varepsilon^w \varepsilon_T a + \varepsilon^w \varepsilon_0^* b + k & r_T = \varepsilon^w \varepsilon_T a - \varepsilon_T a - \varepsilon_0^* b - k \\
 w_{SS} = -\frac{1}{4} \mu I_0 a a_2^w & r_{ST} = \varepsilon^w \varepsilon_T b \\
 w_{TT} = \varepsilon^w \varepsilon_T b & r_{TT} = -\varepsilon_T b
 \end{cases}$$

其中  $\varepsilon_0^* = \varepsilon_0 + \varepsilon_c - \varepsilon_i$

方程组(29)显然有零解。为了讨论零解的线性稳定性,取方程组(29)的线性部分,得到相应的线性方程组,然后用 Faddeev-Leverrier 方法求出该线性方程组所对应的特征方程的特征根为:  $\lambda_1 = -1.175$ ,  $\lambda_2 = -5.915$

这两个根都是负值,表明方程组(29)的零解是线性稳定的,注意到这时  $T'_S = 0$ ,  $T' = 0$ ,表明方程组(25)相应的现代气候平衡态( $T_{se}$ ,  $T_e$ )是线性稳定的。

### 4.3 参数 $a_2^w, I_0$ 对气候系统状态的影响

在以方程组(29)的变量( $T'_S, T'$ )作为坐标的气候系统状态(相)空间里,方程组(29)的解序列( $T'_S, T'$ )随时间的变化,对应着一定形式的相轨线,以此判断解的特性亦即系统的状态。文中考察气候系统随参数  $a_2^w$  以及太阳常数  $I_0$  (外参数  $\mu$  表征太阳辐射的变化,文中通过调整它来考察太阳常数的变化的状态。通过大量计算分析,得到在参数平面( $a_2^w, \mu$ )上系统方程组(29)状态的分布,如图1所示。

系统在其它参数平面上的状态分布也有类似情况(图略)。

从图1看出,曲线下是定常解,曲线上方是混沌解,曲线附近则是周期解和拟周期解。上图只是大致分布,在曲线附近,参数值的微小变化就可能对应状态质的改变。当系统处于混沌状态时,气候呈非周期性的无规则的变化,难以预测。

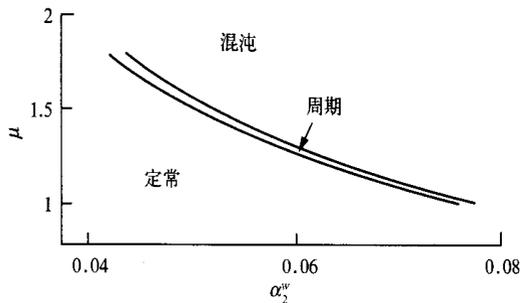


图1 系统(式29)状态在参数平面( $a_2^w, \mu$ )上的分布

## 5 结论与讨论

综上所述,本文得到如下结论:

- (1) 气候系统的平衡态及其稳定性与大气透射率和大气有效放射率以及地表红外放射率、行星反照率之间有密切的关系。
- (2) 行星反照率的非线性负反馈作用有利于系统的稳定。
- (3) 地面红外放射率  $\varepsilon^w$  和大气有效长波放射率  $\varepsilon$  减小,不利于系统稳定。
- (4) 大气光学厚度的增大,云放射率的增大(或云量的增大)是导致气候异常的重要原因。

(5) 二氧化碳放射率的增加有利于气候的稳定(这是理想化模式中得出的结论,有待于进一步研究)。

(6) 太阳常数的变化会引起气候突变。

本文所设计的模式在一定的参数值范围内,能模拟出接近现代气候的平衡态( $T_{se}$ ,  $T_e$ )。这个结果与有关文献资料基本一致。这些参数的取值,一部分是物理和气象上测得的,如  $I_0$ 、 $\sigma$  等;一部分是公认的数值,如  $H=80$  km,  $h=68$  m 等;还有一部分则是根据模式所讨论的问题而进行的数值试验过程调整出来的,如  $\alpha_2^w$  等,其取值原则一是使数值解稳定,二是结果具有气候意义。

上述结论是对前人工作特别是文献[3]中某些物理参数影响的细化和深化,有一些是新的结果。应当指出,本文只是简化海气模式的结果,而实际气候状态及其变化要复杂得多,远非文中模式所能涵盖。但即便是这样一个简化模式,一些物理参数的改变会使气候状态复杂多变,并导致确定性系统中的随机性。从而说明,深入探讨和改善气候模式的参数设计使之更合理更符合实际,对于提高气候预测水平具有重要的意义。

### 参 考 文 献

- 1 Budyko M I. The effect of solar radiation variation on the climate of the Earth. *Tellus*, 1969, 21: 611 ~ 619.
- 2 Sellers W D. A global climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteor.*, 1969, 8: 392 ~ 400.
- 3 李麦村. 海气相互作用的随机—动力理论. *海洋学报*, 1981, 3(3): 382 ~ 389.
- 4 仪垂祥,伍荣生. 一个自组织气候模型. *大气科学*, 1994, 3(2): 129 ~ 140.
- 5 曹鸿兴. 气候动力模式与模拟. 北京:气象出版社, 1994.
- 6 林本达,黄建平. 动力气候学引论. 北京:气象出版社, 1994.
- 7 Saltzman B, Moritz R E. A time-dependent climatic feedback system involving sea-ice extent, ocean temperature, and  $CO_2$ . *Tellus*, 1980, 32(2): 93 ~ 118.

## EFFECTS OF SOME PHYSICAL PARAMETERS ON THE CLIMATIC STATES IN OCEAN ATMOSPHERE COUPLED MODEL

Liu Lihong Zheng Zuguang

(China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)

### Abstract

A zero dimension energy budget model, in which the annual mean global sea surface temperature and atmospheric temperature in the boundary layer are chosen as climatic variables, is proposed. The effects of some physical parameters (the effective emissivity of the atmosphere, the albedo of the surface, the transmissivity of the atmosphere, etc.) on the climatic system states can be examined. The results show that the equilibrium states and stabilities are related to the feedback of the albedo of the earth and atmospheric effective radia-

tion quatiety . On the modern climatic condition , the effect of the appropriate nonlinear negative feedback together with  $\text{CO}_2$  , vapor , cloudiness , can help the climatic state tend to be stable . The deviation equations of the equilibrium in the modern climatic system corresponding to this model are used to investigate the distribution of the climatic system under the influence of parameters  $a_2^w$  and  $I_0$  .

**Key words** Ocean-atmosphere coupling Physical parameter Climatic state