

海—气相互作用气候系统异常时的一些参数关系

林 振 山

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

提 要

本文建立了一个满足“局域平衡假设”的海—气气候模式, 从而利用超熵产生作为判据, 导出了气候出现异常现象时的一些参数关系, 可望这些参数关系有助于定性研究 El Niño 的一些起因。

关键词: 模式; 超熵产生; 气候异常。

一、引 言

我们在文献[1]中, 将超熵产生理论应用于一维的地球能量平衡方程

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = R \downarrow - R \uparrow - \nabla_x J_x, \quad (1)$$

得到了临界气候态的行星反照率 $\alpha(T)$ 、光学厚度 $\mu(d)$ 和太阳辐射 I 三者之间的参数关系。(1)式中的 C 、 $R \downarrow$ 、 $R \uparrow$ 和 J_x 分别表示地表热容量, 吸收太阳能流, 红外冷却能流和赤道—极地热流。

在文献[2]中, 我们考虑了湍流和蒸发耗散作用, 建立了以下的海—气相互作用气候模式,

$$\begin{cases} \frac{\partial T_s}{\partial t} = A_1 + A_2 T_s + A_3 T_a + A_4 T_s^4, \\ \frac{\partial T_a}{\partial t} = B_1 + B_2 T_s + B_3 T_a + B_4 T_s^4, \end{cases} \quad (2)$$

并利用拟能和Melnikov函数讨论了系统(2)以及系统(2)在外界周期强迫下的演化行为及其出现同宿分叉时的一些参数关系。(2)式里诸符号的意义, 请参见文献[2]。

然而, 模式(2)只考虑了热力作用而没有考虑动力作用, 即忽略了温度平流作用和大型水平涡动作用。

本文试图在建立一个包含动力作用的海—气相互作用模式的基础上, 利用超熵产生作为判据, 研究海—气系统发生异常、或出现时—空有序结构时的一些参数关系。

二、模式的建立

1. 基本假设

假设(1) 地球的下垫面是海水.

假设(2) 大气和海水均为不可压缩流体.

假设(3) 海洋、大气系统均为“连续系”, 即大气温度 T_a 和海水温度 T_s 不仅是时间的函数, 而且还是空间坐标的连续函数.

在文献[3]中, 我们构造了一个半理论半经验的行星温度按纬度分布的关系,

$$T(\varphi) = 289.2 - 14.15(3 \sin^2 \varphi - 1), \quad (\text{单位 K})$$

故有,

$$\text{假设(4)} \quad T_a(x) = a_0 + a_1 x^2,$$

$$T_s(x) = b_0 + b_1 x^2,$$

这里 x 为纬度的正弦. 上述的假设与假设(3)是一致的.

2. 模式的建立

将地球按纬圈分割成无数纬带元, 任取一纬带元, 其大气和海水的能量方程为,

$$\begin{cases} \rho_a c_p^a \left(\frac{\partial T_a}{\partial t} + \vec{u}_a \cdot \nabla T_a - \mu_a \Delta T_a \right) = H_s^* + H_L^* + H_R^*, \\ \rho_s c_p^s \left(\frac{\partial T_s}{\partial t} + \vec{u}_s \cdot \nabla T_s - \mu_s \Delta T_s \right) = H_s^* + H_L^* + H_R^*, \end{cases} \quad (3)$$

这里的 a, s 分别表示大气和海水所对应的物理量, c_p 为定压比热, H_s, H_L, H_R 分别表示感热通量、潜热通量和辐射通量, ρ 为密度, μ 为大型水平涡动交换系数, Δ 为拉普拉斯算子.

由于感热、潜热输送是由海洋输向大气, 故

$$-(H_s^* + H_L^*) = H_s^* + H_L^* \stackrel{\text{令}}{=} H_s + H_L,$$

$$\text{其中, } \begin{cases} H_s = c_p^s C_D \rho_s (T_s - T_a) |V|, \\ H_L = L C_E \rho_s [q_s(T_s) - q_a] |V|. \end{cases} \quad (4)$$

由于 $q_s(T_s)$ 是关于 T_s 的指数函数, 故可作泰勒展开. 在一级近似下, 可将 $q_s(T_s)$ 写为,

$$q_s(T_s) \simeq q_0 + q_1 T_s, \quad (5)$$

$$\text{从而: } \begin{cases} H_s + H_L = C_1 + C_2 T_s + C_3 T_a, \\ C_1 = L C_E \rho_s (q_0 - q_a) |V|, \\ C_2 = (c_p^s C_D \rho_s + L C_E \rho_s q_1) |V|, \\ C_3 = -c_p^s C_D \rho_s |V|. \end{cases} \quad (6)$$

这里的 C_D 为阻曳系数, C_E 为水汽交换系数, $|V|$ 为近地层风速, q_a 为近地层空气比湿, $q_s(T_s)$ 为温度为 T_s 时的饱和比湿.

在不同的近似下, H_R^*, H_R^* 可以有不同的表达式. 不失一般性, 我们用下面的两

个式子分别表示海洋和大气的辐射收支:

$$\begin{cases} H_R^* = R_1 + R_2 T_s^4, \\ H_R^* = R_3 + R_4 T_s^4, \end{cases} \quad (7)$$

如为了描述文献[4]的气候模式时,只需取,

$$\begin{cases} R_1 = R^* [1 - g_0(1-n) - (d_0 - a)n] - R^* m, \\ R_2 = -(\varepsilon\sigma - f\varepsilon\sigma n), \\ R_3 = R^* [2\alpha n + \alpha_0(d_0 + \bar{d} + g_0 + \bar{g} + m)], \\ R_4 = (1-f)\varepsilon\sigma n - \varepsilon' f n \sigma + G\sigma(1-n'), \end{cases} \quad (8)$$

R^* 为大气顶部进入海-气系统的短波辐射, n 为平均云量,其余各符号的意义请参见文献[4].

由(3)–(8)式得,

$$\begin{aligned} C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} &= A_1 + A_2 T_s + A_3 T_a + A_4 T_s^4 - C_s \vec{U}_s \cdot \nabla T_s + \mu_s' \Delta T_s, \\ &= f_s - \nabla_x J_{xs} - \nabla_x j_{xs}, \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} C_a \frac{\partial T_a}{\partial t} &= B_1 + B_2 T_s + B_3 T_a + B_4 T_a^4 - C_a \vec{U}_a \cdot \nabla T_a + \mu_a' \Delta T_a, \\ &= f_a - \nabla_x J_{xa} - \nabla_x j_{xa}, \end{aligned} \quad (10)$$

式中

$$\begin{cases} f_s = A_1 + A_2 T_s + A_3 T_a + A_4 T_s^4, \\ f_a = B_1 + B_2 T_s + B_3 T_a + B_4 T_a^4, \\ J_{xs} = C_s T_s U_s, \quad J_{xa} = C_a T_a U_a, \\ j_{xs} = -\mu_s' \nabla_x T_s, \quad j_{xa} = -\mu_a' \nabla_x T_a, \\ C_s = \rho_s c_p^s, \quad C_a = \rho_a c_p^a, \quad \mu_s' = \rho_s c_p^s \mu_s, \\ \mu_a' = \rho_a c_p^a \mu_a, \quad A_1 = R_3 - C_1, \quad A_2 = -C_2, \\ A_3 = -C_3, \quad A_4 = R_4, \quad B_1 = R_1 + C_1, \\ B_2 = C_2, \quad B_3 = C_3, \quad B_4 = R_2. \end{cases} \quad (11)$$

方程组(9)–(10)便是我们所要讨论的一维海-气相互作用气候模式.

三、超熵产生和气候突变判据

1. 超熵产生及其应用条件

平衡态的熵描述到非平衡态,一个首要的困难是如何描述一个热力学状态.若抛弃已有的态变量及它们间所满足的关系,原有的结果这时便失去了意义.这一困难因I. Prigogine引入“局域平衡假设”而迎刃而解.因此,超熵产生理论的应用前提,就是要考虑所研究的系统是否满足局域平衡假设.

局域平衡假设指的是体系总的来说是非平衡的,但对每一个单元体积而言却是平衡的.可利用经典热力学方法来描述.而任两个单元之间,其平衡数据却可能是不相同的.因而,体系总的说来,仍是非平衡的.广义地说,局域平衡假设中的每一局域

是内部均匀的, 其内含态变量到处具有相同值, 但在不同的局域, 却具有不同值.

我们的假设(1)、(2), 使得我们所研究的海-气相互作用系统满足了局域平衡假设. 因为任一纬带元里的大气或海水分别可看作是平衡了的两个局域, 其内含态变量 T_a, T_s 在纬带元里到处有相同值.

众所周知, 我们可以把非平衡区分为近平衡区(又叫线性非平衡区)和远离平衡区(又叫非线性非平衡区)两种情况. 最小熵产生原理保证了在线性平衡区系统随着时间的发展总是趋向定态, 即便有某种程度的扰动(只要不是远离平衡区)也是如此. 即被扰动的态将回到原来的非平衡定态. 这一现象与力学中的“惯性”原理相似. 显然, 气候系统的某些演化行为(如异常、突变), 不具有“惯性”, 即属于非线性非平衡区问题.

I. Prigogine 认为远离平衡区在一定条件下, 可能出现耗散结构——一种新的时空有序结构. 他还找到了作为能否出现耗散结构判据的李亚普诺夫函数——超熵产生 $\delta_x P$. 由于, 气候的异常、突变等行为属于非线性非平衡区问题, 这使得我们得以试图用超熵产生来作为气候突变的判据, 从而导出一些有用的参数关系.

设系统的能量密度、熵密度和熵分别为 e, s, S .

I. Prigogine 在文献[5]里已证明了

$$\delta_x P = \int dV = \sum_k \delta J_k \delta X = \frac{d}{dt} \left(\frac{1}{2} \delta^2 S \right), \quad (12)$$

这里的 $\delta J_k, \delta X$ 分别为超流、超力.

假设地球为南北对称, 根据热力学第二定律以及(9)–(12)式, 我们有

$$\left\{ \begin{array}{l} \delta_a P_a = -\frac{2}{\hat{T}_a^2} \int_0^1 dx \left(\frac{\partial f_a}{\partial T_a} \right)_{\hat{T}_a} (\delta T_a)^2 + 2 \int_0^1 dx \delta J_{xa} \delta \nabla_x T_a^{-1} \\ \quad + 2 \int_0^1 dx \delta j_{xa} \delta \nabla_x T_a^{-1}, \\ \delta_s P_s = -\frac{2}{\hat{T}_s^2} \int_0^1 dx \left(\frac{\partial f_s}{\partial T_s} \right)_{\hat{T}_s} (\delta T_s)^2 + 2 \int_0^1 dx \delta J_{xs} \delta \nabla_x T_s^{-1} \\ \quad + 2 \int_0^1 dx \delta j_{xs} \delta \nabla_x T_s^{-1}, \end{array} \right. \quad (13)$$

这里 $T_i = \hat{T}_i + \delta T_i$ ($i = a, s$), $\hat{T}_i$ 为参考态温度, 且 $\delta T_i \ll \hat{T}_i$. 在导出(13)式的过程中, 我们利用了分部积分和无流边界条件,

$$U_i|_{x=0, \pm 1} = 0, \quad j_i|_{x=0, \pm 1} = 0. \quad (14)$$

将地球半径的平方的倒数, 吸收到有关的系数里, 则在球坐标里

$$\nabla_x = (1-x^2)^{1/2} \frac{\partial}{\partial x},$$

从而有

$$\delta J_{xa} \delta \nabla_x T_a^{-1} = -4a_1^2 C_a U_a (\delta x)^2 (1-x^2)^{1/2} x / \hat{T}_a^2, \quad (15)$$

$$\delta J_{xs} \delta \nabla_x T_s^{-1} = -4b_1^2 C_s U_s (\delta x)^2 (1-x^2)^{1/2} x / \hat{T}_s^2, \quad (16)$$

$$\delta j_{xa} \delta \nabla_x T_a^{-1} = 4a_1^2 \mu'_{xa} (\delta x)^2 (1-x^2) / \hat{T}_a^2, \quad (17)$$

$$\delta j_{xs} \delta \nabla_x T_s^{-1} = 4b_1^2 \mu'_{xs} (\delta x)^2 (1-x^2) / \hat{T}_s^2. \quad (18)$$

由(11)式得

$$\left(\frac{\partial f_a}{\partial T_a} \right)_{\hat{T}_a} = A_3, \quad \left(\frac{\partial f_s}{\partial T_s} \right)_{\hat{T}_s} = B_2 + 4B_4 \hat{T}_s^3. \quad (19)$$

将(15)–(19)式代入(13)式得

$$\delta_x P_a = [-8a_1^2 A_3 (\delta x)^2 - 8C_a U_a a_1^2 (\delta x)^2 + 16a_1^2 \mu'_{xa} (\delta x)^2] / (3\hat{T}_a^2), \quad (20)$$

$$\delta_x P_s = [-8b_1^2 (B_2 + 4B_4 \hat{T}_s^3) (\delta x)^2 - 8C_s U_s b_1^2 (\delta x)^2 + 16b_1^2 \mu'_{xs} (\delta x)^2] / (3\hat{T}_s^2), \quad (21)$$

这里我们已将空间步长 δx 取为常值 3. 其中,

$$\begin{aligned} A_3 &= -C_3 = c_p^* C_D \rho |V|, & C_a &= \rho_a c_p^*, & C_s &= \rho_s c_p^*, \\ \mu'_{xa} &= \rho_a c_p^* \mu_a / (2R), & \mu'_{xs} &= \rho_s c_p^* \mu_s / (2R), \\ B_2 &= C_2 = (c_p^* C_D \rho_a + LC_E \rho_a q_1) |V|, \\ B_4 &= -(\varepsilon \sigma - f \varepsilon \sigma n). \end{aligned} \quad (22)$$

2. 气候突变及其判据

I. Prigogine 在文献 [5] 中已证明了超熵产生 $\delta_x P$ 就是李亚普诺夫函数. 热力学第二定律指出 $\frac{1}{2} \delta^2 S \leq 0$; 根据李亚普诺夫稳定性理论, 当 $\left[\frac{d}{dt} (\delta^2 S / 2) \right]$ 大于、等于或小于零, 就分别对应于系统稳定、临界和不稳定的情况^[9], 即

$$\begin{aligned} \delta_x P &> 0 && \text{体系稳定,} \\ \delta_x P &= 0 && \text{临界,} \\ \delta_x P &< 0 && \text{体系不稳定.} \end{aligned}$$

设想初始时(或某一参考态), 海洋的温度是均匀分布的平衡态. 当约束条件(气候演化过程的诸参数)改变, 使海洋系统逐渐从平衡态偏离时, 开始一个阶段(在近平衡区)体系还是稳定的, 这属于正常的海温变化. 但当约束条件的值超过特殊值时, $\delta_x P$ 由大于、等于零变为小于零了, 体系变成不稳定了. 这时在外界扰动(或内部随机涨落的作用)下, 系统有可能离开不稳定的定态, 而进入一个新的稳态(但未必是平衡态)——耗散结构. 海洋出现时, 空有序的耗散结构的例子之一, 便是 El Niño 现象.

(20)式右边第一项反映了湍流对大气超熵产生的贡献; 第二项反映了大气温度平流对大气超熵产生的贡献; 第三项反映大气大型水平涡动对大气超熵产生的贡献. (21)式右边第一项反映湍流、蒸发耗散和辐射即热力对海洋的超熵产生的贡献; 第二项为洋流对海洋超熵产生的贡献; 第三项为涡动对海洋超熵产生的贡献.

$$\text{令} \quad \delta_x P_a = 0,$$

$$\delta_x P_s = 0,$$

$$\text{则} \quad \mu_{ac} / R = C_{Dc} |V_c| + U_{ac}, \quad (23)$$

$$(\varepsilon_c \lambda - f \varepsilon_c n_c \lambda) \hat{T}_{sc}^3 + \rho_s c_p^* \mu_{sc} / R$$

$$= (c_p^* C_{Dc} \rho_a + LC_{Ec} \rho_a q_{1c}) |V_c| + c_p^* \rho_s U_{sc}, \quad (24)$$

这里的 c 表征临界态。

四、结 论

(1) 通过研究参考气候期的诸参数和初始海温来判别气候是否将发生突变的设想, 在理论上是可能的。

(2) 在密度均匀分布的假设下, 辐射的变化对大气系统的稳定与否没有直接的关系。

(3) 大型水平涡动有使大气系统稳定的作用, 湍流和大气温度平流既有驱使大气系统失稳的作用, 又有驱使大气系统发展成为新的时、空有序的稳态。

(4) 由于 El Niño 与南美沿岸及赤道海水涌升有关, 而涌升的产生与海表受风应力作用有关。这一结论亦可从(24)式得到启示, 即当近地层风速 $|V|$ 变大时(从而海表受风应力作用加强), (24)式的等号关系将变为小于符号, 从而可能出现耗散结构。

(5) 我们知道, 中纬海洋也会出现明显异常, 这种异常与大气环流异常有关。而大气环流的异常与感热、潜热的输送有关。这也可以从(24)式间接说明之, 当 C_D 、 C_E 、 q_1 增大到大于 C_{Dc} 、 C_{Ec} 和 q_{1c} 时, 海温将出现异常。

(6) 在极地或高纬, μ_1 值较大, 故极地或高纬气候较稳定。

(7) 当径向洋流速度增大、蒸发耗散作用加强、云量增加、涡动减弱、地表比湿增大及地球黑体辐射本领减弱时, 都有利于气候异常现象的出现。

致谢: 北京大学王绍武先生对本文的撰写给予了大力支持, 谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 林振山等, 1989, 超熵产生在气候突变研究中的一个应用例子, 气象学报, 47, No.3, 296—301.
- [2] 林振山, 海—气相互作用系统可能性态的研究, 大气科学, 即将发表.
- [3] 林振山等, 1989, 一维随机气候模式及其应用, 北京大学学报, 25, No.3, 322—329
- [4] G.W. Paltridge, 1982, The Steady-state format of global climate, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 104, 927—945
- [5] G. Nicolis and I. Prigogine, 1978, 非平衡系统的自组织, 中译本, 科学出版社.

Parametric Relations of a Sea-atmosphere Climate System with Abnormal Phenomena

Lin Zhenshan

(Peking University, Department of Geophysics, Beijing, 100871)

Abstract

In this paper, a sea-atmosphere climate model which satisfies the hypothesis of local equilibrium is set up, and the parametric relations of the climate system which causes abnormal phenomena are deduced using excess-entropy production as a criterion. It is expected that these relations would be conducive to the study of El Niño.

Key words: Model; Excess-entropy production; Abnormal phenomena.