

气候系统及模式中反馈机制研究^{*}

I. 概念和方法

林朝晖 曾庆存

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘要 气候系统中存在着各种各样的气候反馈机制, 而气候模式对这些反馈机制描述的差异, 正是造成不同模式对同一直接辐射强迫(如二氧化碳加倍)的响应不同的主要原因。因此, 只有正确描述气候系统中的各种反馈作用, 气候模式才可能用来对未来的气候变化进行预测。为此, 本文首先介绍了气候系统及模式反馈机制分析研究时所常用的一些概念, 如气候敏感性参数、云辐射强迫等, 随后概述了气候模式反馈机制比较分析时常用的各种方法, 并指出了这些方法各自的优缺点。而详细的有关气候系统及模式中反馈作用及其机制的分析则在文章的第II部分给出。

关键词 气候系统 气候模式 气候敏感性参数 云辐射强迫 反馈机制

1 引言

完整的气候系统包括了对气候形成和变化有直接或间接影响的各个环节, 它包括五个不同的分量(或子系统), 即: 大气圈、海洋、冰雪圈、陆地表面以及生物圈, 各子系统内部以及各子系统彼此之间存在着不同时间尺度的复杂的非线性相互作用。一般说来, 人们用气候态来表明气候系统达到平衡时的状态。当气候系统受到一外在(或内在)的强迫时, 它必然会产生响应, 从而偏离原来的平衡态。新旧平衡态间的差异就是所谓的气候变化, 而正是这种气候变化(或气候异常)对人类社会及其经济发展产生重大的影响。

要研究气候变化, 一个很重要的方法就是“物理-动力”方法, 亦即建立一种气候模式, 使其能较完整地描述气候系统或子系统的特性和运动规律, 从而利用其对气候变化的物理、动力学机制进行研究。但要想利用气候模式来研究气候变化, 并最终对气候变化进行较为准确的预测, 首先必须要求模式能很好地模拟出当代气候的主要特征, 亦即模式要有较符合实际的模式气候。因为许多研究表明, 气候模式对某一辐射强迫变化的响应是依赖于该模式的模式气候的^[1,2]。但仅有好的模式气候还是不够的, 因为气候模式中的各种物理过程可以相互作用、相互补偿^[3], 从而也可能产生较为真实的模式气候, 但模式本身实际上对某些物理过程的表述却可能是不准确, 甚至是错误的, 因此改进气候模式对其中各种物理过程的描述对于预测未来的气候变化是十分重要的。国际上的许多模式比较计划, 如大气环流模式比较计划(AMIP)、陆面过程参数化方案比较

1997-12-03收到

^{*} 本工作得到国家科委攀登项目“气候动力学和气候预测理论的研究”资助

计划 (PILPS) 等, 其最终目的就是为了改善模式中的各种物理过程的描述。

另外, 现有的气候模式对大气、海洋等模拟的不确定性在很大程度上是由于对气候系统中相互作用的各种反馈机制认识不足所引起的。因为气候系统对外界或内在强迫的响应在很大程度上还依赖于气候系统中的各种反馈机制^[4~6], 若气候模式不能很好地描述气候系统内的各种反馈机制及其相互作用, 它就不能模拟出正确的气候变化。许多研究表明, 不同的气候模式模拟的二氧化碳加倍所引起的增暖幅度的不同^[7], 主要的原因就是因为不同的模式具有不同模式反馈机制的缘故^[2,6,8,9]。因此要想利用气候模式对气候变化进行模拟及预测, 最终还要求气候模式必须能正确地表述气候系统中各种复杂的反馈机制以及它们间的相互作用。

但气候系统中的反馈机制是极其复杂的。首先气候系统的各分量间通过各种各样的反馈机制而联系在一起, 如 Charney 等^[10]所提出的地球生物-物理反馈作用; 热带大气和海洋间存在着的对流-蒸发-风反馈作用^[11]; 大气圈与冰雪圈间存在的冰雪-反照率反馈作用^[5]等等。同时气候系统的各个子系统内部也存在着复杂的反馈机制, 如大气中的水汽反馈作用, 温度-辐射反馈作用以及云反馈作用等。总的说来, 人们对这些反馈作用的了解还很不彻底。相对而言, 人们对大气这个子系统中存在的一些反馈机制有稍多的了解。但即便如此, 由于观测资料的缺乏以及各种反馈间的相互作用, 对于大气过程中看似简单的水汽、温度和雪反馈作用, 其作用的机制远非人们想像的那么直观; 而对于其中复杂的云反馈作用, 迄今为止甚至其反馈作用的符号还未能确定。因此以气候模式为工具, 对气候系统中的各种反馈作用及其机制进行分析, 对我们进一步了解气候系统中的各种物理过程对气候系统及模式中总反馈作用的贡献, 为将来进一步完善气候模式是十分有益的。作为第一步, 我们不妨先对大气过程中的各种反馈作用及其机制进行分析, 以便为将来进一步分析其他气候子系统内的各种反馈作用提供有益的经验, 同时也可为进一步改善大气环流模式提供理论依据。

本文内容主要是按以下方式进行安排的, 首先在第 2 节中给出一些参数的定义及计算方法, 这些参数将被用来衡量气候系统及模式的敏感性以及各种反馈作用的大小; 随后在第 3 节, 将综述常用的气候系统及模式中反馈作用比较研究的方法及数值试验设计, 并指出所要注意的一些问题; 在文章的最后将给出一些讨论。而具体的气候系统及模式中反馈作用及其机制的分析, 将在文章的第 II 部分中给出。

2 基本概念

2.1 气候敏感性参数及气候反馈因子

按传统的意义, 气候变化可以用两个过程, 即强迫与响应来加以解释^[12], 亦即气候变化是气候系统对所施加的外强迫及内部所有可能的内部反馈作用的响应。若设 Q 和 F 分别指大气顶的净向下短波辐射和净向上长波辐射, 大气顶的净辐射收支为 H , 则有

$$H = Q - F. \quad (1)$$

一般说来, 对处于辐射平衡的地气系统, 就全球年平均而言, 有

$$Q - F = 0.$$

若以 G 代表全球平均地气系统的初始辐射强迫, 那么地气系统必然会对此辐射强迫产生响应, 从而使得大气顶的净向下短波辐射和净向上长波辐射发生变化 (这里分别以 ΔQ 和 ΔF 来表示), 并使得此系统重新达到辐射收支平衡, 因此有

$$G = \Delta F - \Delta Q. \quad (2)$$

如果以全球平均地面温度的变化 ΔT 来表示辐射强迫 G 所引起的气候变化, 那么我们可以定义一气候敏感性参数 λ , 将地气系统的响应 ΔT 与直接辐射强迫 G 联系起来, 即有

$$\lambda = \Delta T / G. \quad (3)$$

由(3)可知, λ 表示单位辐射强迫所能引起的气候变化, 它可用来衡量气候系统的敏感性。 λ 的值越大, 则表明单位辐射强迫所能引起的气候变化越大, 因此系统也就越敏感。由于 λ 中包括了各种各样的气候反馈机制^[4], 因此我们可以通过比较气候敏感性参数 λ 的值来分析比较系统中的各种气候反馈机制^[2, 12~15]。

结合(2)和(3)式, 则可将 λ 的表达式写为

$$\lambda = \Delta T / (\Delta F - \Delta Q). \quad (4)$$

另外, 我们还可定义气候反馈因子 δ ^[8, 16]为气候敏感性参数 λ 的倒数, 即

$$\delta = G / \Delta T = (\Delta F - \Delta Q) / \Delta T. \quad (5)$$

因此, 也可利用气候反馈因子 δ 来衡量系统中的气候反馈作用。 δ 的值越大, 则表明相同的外辐射强迫 (如二氧化碳加倍) 所引起的气候变化越小, 因此气候系统的敏感性也就越弱。

2.2 温室效应

温室效应可以定义为地面向上的长波辐射与大气顶向外长波辐射之差。若大气顶的净向外长波辐射为 F , 而地面向上的长波辐射为 E , 那么温室效应 G 则可表示为

$$G = E - F. \quad (6)$$

同时, 总的温室效应 G 可分解为晴空大气和云的温室效应两个分量, 若分别以 G_a 和 G_c 来表示, 那么则有

$$G = G_a + G_c.$$

一般说来, 晴空大气的温室效应 G_a 不但依赖于大气中温室气体的含量 (如水汽、二氧化碳、甲烷、臭氧等, 其中水汽是最为主要的温室气体), 同时还依赖于这些温室气体 (特别是水汽) 的垂直结构。观测试验表明, 就全球年平均而言, 晴空大气的温室效应约为 125 W/m^2 , 而云的温室效应约为 30 W/m^2 , 显然 G_a 要远大于 G_c ^[17]。

另外, 从(6)式还可看出, 晴空大气温室效应 G_a 还是表面向上长波辐射即表面温度的函数。若表面温度越高, 则向上发射的长波辐射越多, 那么晴空大气对此长波辐射的截获量也越大, 从而晴空大气的温室效应 G_a 也越大。一般说来, 伴随着表面温度的升高, 晴空大气温室效应的增加 ΔG_a 要小于地面向上长波辐射的增加 ΔE , 即 $|\Delta G_a| < |\Delta E|$, 因此大气顶的净向外长波辐射随着表面温度的升高还是增加的。

但是, Ramanathan 和 Collins^[18]发现在热带太平洋区域, 当海温超过某一临界值

(如 298 K~300 K) 时, 随着 SST 的增加, 晴空大气温室效应的增加却要大于地面向上长波辐射的增加, 即: $|\Delta G_s| > |\Delta E|$, 从而使得大气顶的净向外长波辐射随 SST 的升高而减少, 这种现象就是所谓的“超温室效应”(Super Greenhouse Effect)^[18,19]。这种现象是与热带海洋地区的深厚对流紧密相连的, 它反映了大气中温度垂直递减率和水汽的反馈作用。我们将在文章的第 II 部分对此予以较为详尽的阐述。

另外, 为了更清楚地分解出大气中温室效应所包含的水汽和温度的反馈作用, 我们可以定义一个归一化的温室效应因子 g , 以便尽可能地消除地面向上长波辐射 E 对大气温室效应的影响。依照文献[20], g 可以表示为

$$g = G / \sigma T_s^4. \quad (7)$$

显然, g 已经消去了温室效应 G 对表面温度的强烈依赖性。因此, 就可以通过分析晴空大气的温室效应因子 g 随表面温度 T_s 的变化, 从而来分析气候系统及模式中水汽的反馈作用^[20]。

2.3 云辐射强迫

2.3.1 云辐射强迫的定义

云辐射强迫 (Cloud Radiative Forcing) 是指云对大气顶净辐射收支的影响^[21~23], 它实际上是指在大气状况完全相同的情形下, 有云和晴空两种情形大气顶净辐射收支的差异。若假设晴空时大气顶的净辐射收支为 H_c , 并以 Q_c 和 F_c 分别表示晴空大气中大气顶的净向下短波辐射和净向上长波辐射 (下标“c”表示晴空情形, 后同), 那么晴空时大气顶的净辐射收支 H_c 可写为

$$H_c = Q_c - F_c.$$

根据云辐射强迫 F_{cr} 的定义, 则 F_{cr} 可以表示为

$$F_{cr} = H - H_c = (Q - Q_c) + (F_c - F). \quad (8)$$

由上式可知, 若 $F_{cr} > 0$, 则表示云的存在将使得大气顶的净辐射收支增加, 从而使地气系统变暖; 若 $F_{cr} < 0$, 则表明云的存在将使系统变冷。另外, 根据云对长波和短波辐射的影响, 可以将云辐射强迫具体区分为长波云辐射强迫 F_{lwcr} 和短波云辐射强迫 F_{swcr} , 即

$$F_{cr} = F_{lwcr} + F_{swcr}, \quad (9)$$

其中, $F_{lwcr} = F_c - F$ 表示云的存在对大气顶净向外长波辐射的影响, 而 $F_{swcr} = Q - Q_c$ 表示云的存在对大气顶净向下短波辐射的影响。对于长波辐射而言, 云所起的作用与温室气体相类似, 亦即使得大气顶的净向外长波辐射减少, 因此, 一般说来总有 $F_{lwcr} > 0$, 这反映了云的温室效应。另一方面, 由于云的反照率相对而言一般要大于地表面的反照率, 因此云的存在增大了地气系统的行星反照率, 从而使得地气系统反射出更多的太阳短波辐射, 因此有 $F_{swcr} < 0$, 这反映了云的反照率效应。Ramanathan 等^[24]在分析 ERBE 资料 (1985 年 4 月) 时发现, 对于全球平均情形, 有 $F_{swcr} = -44.5 \text{ W/m}^2$, $F_{lwcr} = 31.3 \text{ W/m}^2$, 即云短波辐射强迫的幅值要大于其长波辐射强迫, 因此, 对于整个地气系统而言, 云的总辐射强迫起一种冷却的作用 ($F_{cr} = -13.2$

$W/m^2 < 0$)。同时, 他们还发现云辐射强迫具有较为明显的季节变化特征, 虽然其值总小于零。

2.3.2 云辐射强迫的计算方法

根据(8)式, 要求出云辐射强迫的大小, 就要同时求出有云和晴空时大气顶的净短波和长波辐射通量。在利用卫星资料反演云辐射强迫时, 对于有云时大气顶的辐射通量显然是容易得到的, 因为它就是通常情况下所得到的辐射通量。然而对于某一时刻而言, 若观测区域中的一些像素为云所覆盖, 显然就不可能得到此时这些像素晴空时的通量, 那么当然也就不可能求得这些像素的云辐射强迫, 从而也就无法求得整个区域的云辐射强迫。

为此, Ramanathan 等^[24]在利用 ERBE 资料求云辐射强迫时, 假设在某一区域的大气顶晴空通量在空间上近似是各向同性的; 并认为在一定的时间间隔内(如 1 个月), 区域中的大部分像素均可历经晴空的情形。那么对该区域在该时间间隔内的所有晴空像素的通量求平均, 就可认为得到了此区域大气顶的晴空通量 H_c ; 若此区域在此时间间隔内一直没有晴空像素, 那么就用邻近区域的晴空通量来代替。求得此区域的晴空通量后, 我们就可以根据(8)式得到该区域的云辐射强迫, 显然这种方法所得到的结果依赖于晴空通量各向同性的程度以及平均时段的长短。另外还要注意到对应于晴空通量和有云通量, 大气状态并不是完全相同的, 这与云辐射强迫的定义并不完全相符, 但这是实际反演中所能采取的最好方法。

而对于大气环流模式中大气顶晴空通量的计算, 却有两种不同的方法。对于某些模式而言, 它们直接分辨其模式格点是晴空或是有云的情形, 因此它们在计算模式中的晴空通量时, 只是针对那些晴空格点, 这就是所谓的方法 I^[23,25]。此时模式中任一格点大气顶的晴空通量实际上可表示为

$$H_c = \sum_{i=1}^N H_i \delta_i / \sum_{i=1}^N \delta_i, \quad (10)$$

其中, N 代表模式中辐射过程积分的步数; 当模式格点为晴空时, δ_i 取值为 1, 否则取值为 0; H_i 则表示模式格点大气顶的净辐射通量。在 Cess 和 Potter^[23]、Cess 等^[12,13]进行模式间云辐射强迫及反馈的比较研究时, 曾有一些模式利用了这种方法, 因为人们认为这种方法和利用 ERBE 资料反演云辐射强迫的方法较为相似。但实际上两者间还是有差别的, 因为在 ERBE 资料的处理中考虑了辐射通量日变化的影响, 而方法 I 却依赖于模式是否考虑了日变化的影响^[25]。

另外, 对于某一区域而言, 方法 I 显然只能用于计算一定时间间隔平均的云辐射强迫, 并且它还依赖于进行平均的时间间隔, 同时它并不能用来求得瞬时的云辐射强迫, 因为我们并不能保证在某一瞬时此区域内一定存在着晴空格点。即使对于一段时间间隔, 有时也可能得不到晴空通量, 例如在热带太平洋地区, 很可能在一段时间内(如 1 个月)模式均找不到晴空格点, 那么在这段时间内我们就无法求得此区域的晴空通量, 从而无法求得云辐射强迫。同时对模式比较而言, 由于某些模式诊断或预报碎云量(Cloud Fraction), 从而由于不同模式对晴空格点定义的不同, 也有可能导致不同模式对云辐射强迫描述的差异, 从而不利于模式间云反馈作用的比较。而且在利用方法 I 求

晴空通量时,其相应的大气状况与求有云通量时所对应的大气状况并不相同,显然,这并不符合云辐射强迫的定义。总之,利用方法 I 很可能低估了实际的云辐射强迫,而且也不能很好地反映出气候变化所引起的云高、云光学性质变化所导致的云反馈作用^[25]。

大气环流模式中,另一种计算晴空通量的方法就是所谓的方法 II^[25]。这种方法实际上就是在对模式的辐射方案进行计算时,保持大气中其他所有状况不变,但假定模式所有格点上的云量均为零(晴空),此时所求得的大气顶净辐射通量即为晴空辐射通量 H_c 。实际上它可写为

$$H_c = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N H_{c,i}, \quad (11)$$

其中, N 同样代表模式中辐射过程积分的步数,而 $H_{c,i}$ 则表示晴空时模式格点的大气顶净辐射通量。由于在求模式的晴空辐射通量时是对模式的辐射方案进行第 2 次计算,在这种情况下,每一个模式格点均存在晴空辐射通量,因此,利用这种方法总能得到任一模式格点的晴空辐射通量。

而我们按照常规方法积分模式的辐射方案时,即可得到有云时模式大气顶的总辐射通量 H 。那么由 (8) 式,我们就可以求得模式每一格点的辐射强迫,从而求得任一区域的云辐射强迫。显然按方法 II 所求得的云辐射强迫与其定义是相符合的;而且这种方法也排除了不同模式对晴空定义的不同,从而便于模式间云辐射强迫及反馈作用的比较。但遗憾的是此方法求得的云辐射强迫不便与卫星观测数据反演所得到的云辐射强迫进行比较。

2.4 云反馈作用的衡量

云辐射反馈指的是气候变化过程中云辐射强迫的变化。对应于某一气候变化 (ΔT_s), 如 2.3 节所述, 由于模式的辐射方案在积分过程中运算了两次, 则可分别算出晴空和有云的情形下大气顶净辐射通量的变化。那么根据 (4) 式, 我们可以求得有云情形下系统的气候敏感性 λ , 同样也可求得晴空情形下系统的气候敏感性 λ_c 。显然, 在晴空情形, 模式中云反馈机制不起作用; 而在有云情形, 模式中云反馈机制发生作用。那么, 通过比较晴空和有云情形下模式的气候敏感性, 可以分析模式中的云反馈作用。由 (4) 式可知晴空时系统的气候敏感性参数可表述为

$$\lambda_c = \Delta T_c / (\Delta F_c - \Delta Q_c). \quad (12)$$

由于对晴空和有云两种状况而言, 模式大气其他状态变量完全相同, 即 $\Delta T = \Delta T_c$, 结合 (4)、(8) 和 (12) 式可得

$$\lambda / \lambda_c = 1 + \Delta F_{cr} / G, \quad (13)$$

其中, $G = \Delta F - \Delta Q$ 。而 ΔF_{cr} 则代表气候变化所引起的云辐射强迫的变化, 显然, 它代表了云量、云的垂直结构和光学性质等变化所产生的总体效应, 因此可以用它来衡量模式中的云反馈作用。若 $\Delta F_{cr} > 0$, 则有 $\lambda / \lambda_c > 1$, 这说明由于云反馈作用的存在, 气候变化所导致的云辐射强迫的变化将增大模式的气候敏感性, 因此模式中云起一种正反馈作用; 若 $\Delta F_{cr} < 0$, 就有 $\lambda / \lambda_c < 1$, 此时云则起一种负反馈作用。

由 (9) 式可知

$$\Delta F_{cr} = \Delta F_{lwer} + \Delta F_{swcr}, \quad (14)$$

其中, ΔF_{lwer} 和 ΔF_{swcr} 分别表示气候变化所导致的云长波辐射强迫和短波辐射强迫的变化, 显然它们分别表征了模式中云的长波和短波反馈作用。类似地, $\Delta F_{lwer} > 0$ 和 $\Delta F_{swcr} > 0$ 分别代表了模式中云的长、短波正反馈作用; 而 $\Delta F_{lwer} < 0$ 和 $\Delta F_{swcr} < 0$ 则分别代表了云的长、短波负反馈作用。

2.5 雪反馈作用的衡量及雪辐射响应

类似于上面分析云反馈作用的方法, 对应于某一气候变化, 我们同样可以通过比较雪反馈机制发生作用和不发生作用时模式气候敏感性参数的不同, 从而来衡量模式中雪反馈作用的符号和相对大小^[14,26]。以 λ_s 表示不存在雪反馈作用时模式的气候敏感性参数, 由 (4) 可知

$$\lambda_s = \Delta T_s / (\Delta F_s - \Delta Q_s), \quad (15)$$

其中, ΔT_s 代表雪反馈不起作用时气候变化所引起地面温度变化; ΔF_s 和 ΔQ_s 则分别表示相应的大气顶净长波和短波辐射通量的变化 (下标“s”代表雪反馈不起作用时的情形, 下同)。通过比较存在雪反馈作用时的气候敏感性参数 λ 和雪反馈不起作用时的气候敏感性参数 λ_s 可以知道, 若 $\lambda > \lambda_s$, 则模式中雪反馈作用增大了模式的气候敏感性, 因此雪起一种正反馈作用; 反之, 若 $\lambda < \lambda_s$, 则说明模式中的雪反馈作用是负反馈。

若定义雪辐射响应 R_{sr} (Snow Radiative Response) 为气候变化过程中, 模式中雪反馈作用对大气顶净辐射通量变化的影响^[14,26], 它可表述为

$$R_{sr} = (\Delta Q - \Delta F) - (\Delta Q_s - \Delta F_s). \quad (16)$$

那么, 由 (4)、(15) 和 (16) 式可得

$$\frac{\lambda}{\lambda_s} = \frac{\Delta T}{\Delta T_s} \left(1 + \frac{R_{sr}}{G} \right). \quad (17)$$

由 (3) 式知, $G = \Delta F - \Delta Q$ 代表全球平均地气系统的初始辐射强迫, 那么根据 (17) 式就可以求得 λ / λ_s 的值。若 $\lambda / \lambda_s > 1$, 则雪反馈作用是正反馈, 反之则为负反馈。

同样, 我们可以将 R_{sr} 分解成长波雪辐射响应 R_{lwsr} 和短波雪辐射响应 R_{swsr} , 那么, 有

$$R_{sr} = R_{lwsr} + R_{swsr},$$

其中,

$$R_{lwsr} = \Delta F_s - \Delta F, \quad (18)$$

$$R_{swsr} = \Delta Q - \Delta Q_s. \quad (19)$$

(18) 式可改写为

$$R_{lwsr} = \left(\frac{\Delta F}{\Delta T} \right)_s (\Delta T_s - \Delta T) + \left[\left(\frac{\Delta F}{\Delta T} \right) - \left(\frac{\Delta F}{\Delta T} \right)_s \right] \Delta T. \quad (20)$$

显然, 由 (4) 和 (15) 式气候敏感性参数的表达式可知, 长波雪反馈作用取决于

$\Delta F / \Delta T$ 和 $(\Delta F / \Delta T)_s$ 的差异, 而短波雪反馈作用则取决于 $\Delta Q / \Delta T$ 和 $(\Delta Q / \Delta T)_s$ 的差异。因此, (20) 式中的右边第 2 项表示雪的长波反馈作用; 而第 1 项代表伴随雪盖变化所导致的地面温度的变化对大气顶净长波辐射通量的影响, 它实际上代表了温度反馈作用的影响。一般说来, 当模式中存在和不存在雪反馈作用时, $\Delta T \neq \Delta T_s$, 所以, 长波雪辐射响应 R_{lsr} 不仅包含了雪的长波反馈作用, 而且还包含了温度和水汽反馈作用的影响, 因此我们在利用 R_{lsr} 来分析模式中雪的长波反馈作用时需十分小心。

同样, 可以将式 (19) 改写为

$$R_{\text{swsr}} = \left(\frac{\Delta Q}{\Delta T} \right)_s (\Delta T - \Delta T_s) + \left[\left(\frac{\Delta F}{\Delta T} \right) - \left(\frac{\Delta F}{\Delta T} \right)_s \right] \Delta T. \quad (21)$$

同样, (21) 式中的第 2 项代表模式中雪的短波反馈作用, 而第 1 项反映雪盖变化所导致的水汽反馈变化的影响。 R_{sr} 中包含了其他反馈作用与雪反馈间相互作用的影响, 而不仅仅是源于雪反馈作用的影响。因此若利用 R_{sr} 、 R_{lsr} 和 R_{swsr} 进行雪反馈作用的分析时, 需十分小心其中的含义, 这将在文章的第 II 部分对反馈作用的比较研究中予以具体阐述。

3 分析方法及试验方案设计

在前一节, 我们给出了在分析气候模式中的反馈作用时常用的一些基本概念。而在本节中, 我们将详细阐述进行气候模式中反馈作用及其机制研究所常用的方法以及具体试验方案的设计。

3.1 简单气候模式中反馈机制研究的方法

简单气候模式主要包括能量平衡模式 (EBM) 和辐射对流模式 (RCMs), 它们所预报的是全球平均的地面温度或温度的垂直廓线。因此, 在这类模式中, 大气顶的净能量通量 H 可以表示为表面温度 T_s 的较为简单的函数。如对能量平衡模式 (EBM) 而言, 其唯一的预报量为地表温度 T_s , 因此大气顶的净能量通量 H (向下为正) 可写为

$$H = H[E, T_s, I(T_s)], \quad (22)$$

其中, E 为气候系统的外部变量, 正是这些外部变量的变化使得气候发生相应的变化; I 则为气候系统中除表面温度 T_s 以外的所有内部变量。对应于某一外界强迫 G , 设系统内部不存在反馈作用时的气候变化为 ΔT_0 , 而存在反馈作用时的气候变化为 ΔT_s , 那么, 按照 Schlesinger 的方法^[9], 我们可以得到如下关系式:

$$\Delta T_s = \Delta T_0 / (1 - f), \quad (23)$$

其中, f 为系统总的反馈因子, 其表达式为

$$f = \frac{\Delta T_0}{G} \sum_j \frac{\partial H}{\partial I_j} \frac{dI_j}{dT_s} = \sum_j f_j. \quad (24)$$

而 $f_j = \left(\frac{\Delta T_0}{G} \right) \frac{\partial H}{\partial I_j} \frac{dI_j}{dT_s}$ 则为内部过程 I_j 所代表的反馈因子。

同时, 零反馈作用 (即系统中只存在最基本的地面温度的反馈作用) 时的气候变化 ΔT_0 则可表示为

$$\Delta T_0 = -\frac{G}{(\partial H / \partial T_s)} \quad (25)$$

显然, 当 $f < 0$ 时, $\Delta T_s < \Delta T_0$, 说明模式中的总反馈作用为负反馈; 而当 $1 > f > 0$ 时, 则有 $\Delta T_s > \Delta T_0$, 说明模式中的反馈作用为正反馈。由式 (24) 和 (25) 可知, 我们只要求出大气顶净能量通量 H 对温度的偏导数 $\partial H / \partial T_s$, 以及 H 对所有内部变量 I_j 的偏导数 $\partial H / \partial I_j$, 同时再求出所有内部变量 I_j 对温度的全导数 dI_j / dT_s , 就可以得到出模式中的各个反馈因子 f_j , 从而得到模式中各个气候因子反馈作用的相对大小。这里定义的气候反馈因子 f 与 2.1 节中定义的气候反馈因子 δ 有所不同。

正如前面所述, 对于简单模式而言, 其大气顶的净能量通量 H 和内部因子 I_j 可以表示为温度 T_s 的较为简单的函数, 这样就可以容易地求得式 (24) 所需的偏导数和全导数, 进而确定出模式中各个气候因子的反馈作用。因此用这个分析方法来研究这种简单模式中的气候反馈机制是较为适用的, 具体分析的例子可以参照 Schlesinger^[9] 的工作。

3.2 大气环流模式中反馈机制研究的基本方法

然而, 随着对气候系统认识的深入, 人们发展了更为复杂的大气环流模式 (GCM)。这类模式预报的气候变量就不仅仅只是表面温度或温度的垂直廓线, 还预报更多的变量, 如土壤湿度、水汽、雪量等, 因此模式中的许多变量就不能仅表示为温度的函数。另外, 大气环流模式中还给出了所有气候变量的地理分布, 因此要直接给出上述所需的各种偏导数和全导数, 并求出各种反馈作用的相对大小是不可能的。为此, 下面我们就将给出几种大气环流模式中分析反馈作用及其机制的试验及方法。

3.2.1 WM88 方法

在利用耦合模式进行二氧化碳加倍问题中云反馈作用研究时, Wetherald 和 Manabe^[8] (简称为“WM88”) 设计出一种方法来研究大气环流模式中的气候反馈机制。具体做法是:

(1) 在 $1 \times \text{CO}_2$ 的情况下, 积分耦合模式使之达到平衡, 从而可得到全球平均的地面温度 T_1 。然后将平衡时模式的状态变量 X_i ($i=1, 2, \dots$ 分别代表模式季节平均的温度、水汽和表面反照率, 以及模式每天的云量分布等) 代入模式中的辐射算法, 从而算出 $1 \times \text{CO}_2$ 时模式大气顶全球平均的净辐射通量 $H(X_1, X_2, \dots, X_i, \dots)$ 及其长短波分量 F 和 Q (先求出全球分布, 再取平均)。

(2) 在 CO_2 加倍的情况下积分耦合模式使之也达到平衡, 同样可得到此时全球平均的地面温度 T_2 。然后将平衡时模式的各状态变量 $X_i + \Delta X_i$ 分别保存起来, 并各自代入模式中的辐射算法, 从而可以求出对应于 $2 \times \text{CO}_2$ 时各自的模式大气顶全球平均的净辐射通量 $H_{X_i}(X_1, X_2, \dots, X_i + \Delta X_i, \dots)$ 及其长短波分量 F_{X_i} 和 Q_{X_i} , $i=1, 2, \dots, K, \dots$, 那么同样有: $H_{X_i} = Q_{X_i} - F_{X_i}$ 。

(3) 由上面我们就可以求出由于内部变量 X_i ($i=1, 2, \dots, K, \dots$) 的变化而导致的大气顶净辐射通量的变化, 即 $\Delta H_{X_i} = \Delta(Q - F)_{X_i} = H_{X_i}(X_1, X_2, \dots, X_i + \Delta X_i, \dots) - H(X_1, X_2, \dots, X_i, \dots)$ 。同时也可得到地面温度的变化为 $\Delta T = T_2 -$

T_1 , 那么由方程 (5) 气候反馈因子的定义, 则可求得对应于内部变量 X_i 的气候反馈因子 δ_{X_i} 。

(4) 假设当外界对气候系统的扰动足够小时, 近似有线性假设:

$$\Delta H = \Delta H_{X_1} + \Delta H_{X_2} + \cdots + \Delta H_{X_i} + \cdots = \sum_i \Delta H_{X_i}. \quad (26)$$

若以 $\delta = 1/\lambda$ 代表系统总的气候反馈因子, 则有: $\delta = \sum_i \delta_{X_i}$, 这里 δ_{X_i} ($i=1, 2, \cdots$) 分别代表气候系统中的云、温度、水汽和地表反照率等的气候反馈因子。一般说来, 我们可以根据 δ_{X_i} 的值来判断模式中各种反馈作用的符号和大小。若 $\delta_{X_i} > 0$, 则说明模式中与 X_i 对应的反馈作用将减小模式的气候敏感性, 因此是负反馈作用; 反之则为正反馈作用。

显然, WM88 方法的一个很显著的优点就在小扰动线性假设的前提下, 它可以消去模式中诸反馈机制间的相互作用, 从而将模式中的各个反馈过程独立出来, 并研究各个反馈机制的相对重要性, 但此方法的缺点是需要大量的计算时间。为此, Zhang 等^[16]对这种方案进行了改进。首先, 他们参照 Cess 和 Potter 的方法^[2] (将在下面详细介绍), 分别对大气环流模式中的气候海温 (SST) 均匀地施加以 +2 K 和 -2 K 的海温扰动 ($\Delta T = \pm 2$ K) 以代替实际上的气候变化, 亦即以 $\Delta T = -2$ K 来代替原先的 $1 \times \text{CO}_2$ 的情形, 而以 $\Delta T = +2$ K 来代替原先的 $2 \times \text{CO}_2$ 情形。并对模式进行永久性积分 (Perpetual Run) 使其较快达到平衡, 从而大大减少了所需的计算时间。另外, 他们还建议在计算两种情况下大气顶的净辐射通量及其长短波分量时, 其中模式的状态变量均取瞬时值 (每 12 小时取 1 次), 从而使 (26) 式的线性假设近似成立。显然利用改进后的 WM88 方案可以较为方便地对单个模式中的各种反馈机制进行较为详细的分析。

3.2.2 CP88 方法

国际上许多气候研究中心均发展了自己的大气环流模式, 这些模式间在动力框架和物理过程参数化方案方面都存在着或多或少的差异, 并且每个模式也都有其本身的局限性。因此, 要想真正地了解气候系统中的各种反馈作用及其机制, 只对单个气候模式中的反馈机制进行研究还是不够的, 还必须利用各种各样的气候模式进行模式间反馈机制的比较研究, 这也是国际模式反馈机制比较计划 (FANGIO 计划) 产生的背景。

但要合理地比较各种气候模式间的反馈机制, 显然必须要求参加比较的气候模式要采用相同的积分方案来进行数值试验。然而由于不同模式隶属于不同的研究中心, 它们所拥有的计算机条件也各不相同, 这就要求应有一种较为省时、又较为简单易行的方法。为此, Cess 和 Potter^[2] (简称为 CP88 方法) 提出一种适用于进行模式间的反馈机制比较研究的数值积分方案及分析方法, 并为 FANGIO 计划所广泛采用, 他们具体的做法是:

(1) 首先对大气环流模式中的气候海温分别均匀地施加 +2 K 和 -2 K 的海温 (SST) 扰动, 以代替实际上的气候变化 (如 CO_2 加倍); 同时在模式积分过程中固定模式中的太阳赤纬, 亦即进行的是永久性积分。这样在模式积分时就可以较快达到平衡状态, 从而大大节省计算时间。另外, 分别采用 +2 K 和 -2 K 的海温扰动, 既可以加大扰动的信号, 又不至于使得模式结果太过于偏离原来的模式气候。

(2) 通过衡量海温扰动从 -2 K 变到 $+2\text{ K}$ 时, 模式大气顶净长波和短波辐射通量的变化(ΔF 和 ΔQ), 由(4)式可求得模式的气候敏感性参数, 从而就可对模式中的反馈机制进行比较研究。显然, 这种方法是先给定了气候变化, 然后再去计算所对应的辐射强迫(G)。这与实际情况中由给出的辐射强迫来产生气候变化正好是相反的。

(3) 在分析大气过程中的反馈作用时, 大气环流模式中的海冰固定取为气候海冰分布, 并且在模式积分过程中不变, 这样可以消除模式中海冰反馈作用的影响。而为了消除模式中雪反馈作用对大气过程中各种反馈作用的影响, 他们建议将模式中的太阳赤纬固定在7月份, 亦即进行7月份的永久性积分, 从而就可以尽量减少雪反馈作用的影响。

(4) 为了分析模式中云的反馈作用, 他们建议可以通过在模式积分过程中, 分别算出模式在晴空和有云两种情形下大气顶净辐射通量的变化, 从而求出海温扰动分别为 $\pm 2\text{ K}$ 时的云辐射强迫, 进而就可以由方程(13)来分析模式中的云反馈作用及其机制。但实际上这里的云反馈作用还包含了雪反馈作用的影响^[13]。

CP88方法相对说来是较为简单省时的, 很适用于进行模式中大气反馈作用间的比较研究, 因此也被广泛应用于模式间云反馈作用的比较研究^[2,13,15]。参照CP88的方法, Cess等^[14]设计了类似的两组试验来进行模式间雪反馈作用的比较研究。第1组试验为可变雪盖试验, 在这组试验中, 当海温的扰动 ΔT 分别为 -2 K 和 $+2\text{ K}$ 时, 在进行4月份永久性积分的过程中, 模式中的雪量以及雪线均可发生相应的变化, 同时雪面的反照率也随着发生变化。因此在这种情形下, 模式中存在着完全的雪反馈作用。第2组试验为固定雪盖试验, 在这组试验中对应于 -2 K 和 $+2\text{ K}$ 时的海温扰动, 模式中的雪盖及雪面反照率固定不变, 因此在这组试验中雪反馈机制不起作用。另外, 这两组试验均可同时求出晴空和有云时模式大气顶的净辐射通量。那么, 根据方程(4)和(15)就可以分别求出这两组试验中模式的气候敏感性参数 λ 和 λ_s , 进而就可由(17)式来分析模式中的雪反馈作用^[14,26,27]。

然而, 上述方法也有其不完善之处, 如没有考虑到土壤湿度对模式积分及模式气候敏感性的影响, 利用7月份永久性积分分析云反馈作用时不能完全消去雪反馈作用的影响等。为此, 林朝晖^[28]在进行模式间反馈作用的比较研究时, 对上述方法作了如下一些改进:

(1) 首先, 在进行永久性积分时, 将模式中的土壤湿度固定取为模式正常积分所得到的当月气候分布, 这样既可除去模式中土壤湿度反馈作用的影响^[26], 还可使模式的永久性积分更快达到平衡状态, 并避免模式中的土壤湿度在永久性积分过程中演变成不真实的分布^[27]。

(2) 利用固定雪盖试验中的结果来分析模式中的云反馈作用及其机制, 可以消除模式中雪反馈作用对云反馈作用的影响^[13]。

(3) 通过比较晴空情形下可变雪盖试验和固定雪盖试验中模式的气候敏感性参数来分析模式中的雪反馈作用, 可以消去模式中云反馈作用对雪反馈作用的影响。

利用改进后的CP88方法, 可以较为方便地对大气环流模式中的云雪反馈作用及其机制进行比较研究。

4 小结及讨论

本文主要介绍了用于分析气候模式的反馈作用,特别是云和雪反馈作用的一些基本概念,并给出了对不同类型气候模式中的反馈作用进行比较分析的一些方法及数值试验方案。在文章的第 II 部分我们将利用这些概念和方法来分析气候模式中的各种反馈作用及其机制。

对于 Schlesinger^[9]的方法而言,其优点是可以将气候系统中的各种反馈作用分解开来进行分析,然而它只能局限于分析简单气候模式中的反馈作用。因为只有在简单模式中才可以得到(24)式所需要的各种偏导数,从而求出模式中的各种反馈作用;而在大气环流模式中,则不可能得到这些偏导数,因此也就不能用其来分析其中的各种反馈作用。另外,利用这种方法得到的只能是全球平均的反馈作用,并不能给出其全球分布。值得注意的是,利用这种分析方法还必须满足线性小扰动的假设,亦即假设模式中的各种内部变量对外部扰动的响应是可以线性叠加的。

改进后的 WM88 方法虽然用 $\pm 2\text{ K}$ 的海温扰动来代替实际的气候变化,但其计算量还是较大的,因此它较合适于用来分析单个大气环流模式中的各种反馈作用。这种方法的优点是可以将模式中的各种反馈作用,如温度垂直递减率、水汽和云等反馈作用分解开;但也有局限性,因为它只能给出云的总反馈作用,而对于具体的云高、云光学厚度等反馈作用,并不能分解^[16]。同时由这种方法所得到的云反馈作用,与利用卫星观测数据反演所得到的云反馈作用的定义是不同的,因此不利于模式结果与实际观测的比较。另外,还必须注意到,采用这种方法进行反馈作用的分解分析时仍需满足线性小扰动的假设。

正如前面所述,进行国际模式间反馈作用的比较是十分必要的,因为唯有这些不同的模式均能给出较为一致的模式气候敏感性,才能提高利用这些模式进行气候预测的可信度。因此,CP88 及其改进的方法以其简便可行且计算经济的优点,被广泛地用于诸多模式间反馈作用的比较研究^[12~15,27]。由于不同的模式所采用的气候海温均是相同的,那么若对模式海温分别施加 $\pm 2\text{ K}$ 的扰动时,不同模式所产生的全球平均表面温度的变化就均接近于 4 K ,这样就可以消除不同的模式气候对大气环流模式气候敏感性的影响^[2]。但其不足之处是在分析模式中的云和雪反馈作用时,不能消除其中的温度和水汽反馈作用的影响。同时,还必须指出的是,对应于实际的气候变化极地和赤道间温度的变化是不同的,而且沿经向温度的变化也是不同的,CP88 方法却是用对全球海温施加均一的扰动来代替实际的气候变化,显然与实际并不相符。因此利用这种方法所得到的结果并不能代表实际气候变化过程中各种反馈作用的大小,而只能以此对气候系统中各种反馈作用的机制进行分析;另一方面是通过比较分析模式间反馈作用的差异,从而来分析大气环流模式中各种不同的物理过程参数化方案所导致的反馈作用的差异,进而加深对物理过程的了解,并进一步改进和完善气候模式。

值得指出的是,即使是对大气圈这个气候子系统,其中的各种反馈作用间也存在着复杂的非线性相互作用,而上述这些方法却均不能对此予以描述。另外,对于更为复杂的耦合模式而言(如海-陆-气耦合模式),如何寻求一种可行的方法进行模式间反馈作

用的比较, 并对耦合系统各种反馈作用的机制进行分析研究, 也是值得今后深入研究的问题。

参 考 文 献

- 1 Spelman, M.J. and S. Manabe, 1984, Influence of oceanic heat transport upon the sensitivity of a model climate, *J. Geophys. Res.*, **89**, 571~586.
- 2 Cess, R.D. and G.L. Potter, 1988, A methodology for understanding and intercomparing atmospheric climate feedback processes in general circulation models, *J. Geophys. Res.*, **93**, 8305~8314.
- 3 IPCC, 1990, *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, eds.: J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365pp.
- 4 Cess, R.D., 1976, Climate change: An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1831~1843.
- 5 Robock, A., 1983, Ice and snow feedbacks and the latitudinal and seasonal distribution of climate sensitivity, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 986~997.
- 6 Hansen, J., et al., 1984, Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms, in: *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. Monogr. Ser.*, Vol.29, edited by J.E. Hansen and T. Takahashi, AGU, Washington, D.C., 130~163.
- 7 Schlesinger, M.E. and J.F.B. Mitchell, 1985, Model projections of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide, in: *Projecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide*, edited by M.C. MacCracken and F.M. Luther, Rep. DOE/ER02037, U.S. Department of Energy, Washington, D.C., 381pp.
- 8 Wetherald, R.T. and S. Manabe, 1988, Cloud feedback processes in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1397~1415.
- 9 Schlesinger, M.E., 1988, Quantitative analysis of feedbacks in climate model simulations of CO₂-induced warming, *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change*, Part II, ed.: Schlesinger, M.E., 653~735.
- 10 Charney, J. et al., 1977, A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366~1385.
- 11 Zhang, M. H., 1996, Impact of the convection-wind-evaporation feedback on surface climate simulation in general circulation models, *Climate Dynamics*, **12**, 299~312.
- 12 Cess, R.D. et al., 1989, Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models, *Science*, **245**, 513~516.
- 13 Cess, R.D. et al., 1990, Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models, *J. Geophys. Res.*, **95**, 16601~16615.
- 14 Cess, R.D. et al., 1991, Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 general circulation models, *Science*, **253**, 888~892.
- 15 Cess, R.D. et al., 1995, Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12791~12794.
- 16 Zhang, M.H. et al., 1994, Diagnostic study of climate feedback processes in atmospheric general circulation models, *J. Geophys. Res.*, **99**, 5525~5537.
- 17 Webb, M.J., A. Slingo and G.L. Stephens, 1993, Seasonal variation of the clear-sky greenhouse effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities, *Climate Dynamics*, **9**, 117~129.
- 18 Ramanathan, V. and W. Collins, 1991, Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Nino, *Nature*, **351**, 27~32.
- 19 Inamdar, A. K. and V. Ramanathan, 1994, Physics of greenhouse effect and convection in warm oceans, *J. Climate*, **7**, 715~730.
- 20 Raval, A. and V. Ramanathan, 1989, Observational determination of the greenhouse effect, *Nature*, **342**, 758~761.
- 21 Coakley, J.A., Jr. and D.G. Baldwin, 1984, Towards the objective analysis of clouds from satellite imagery data,

- J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 1065~1099.
- 22 Ramanathan, V., 1987, The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research, *J. Geophys. Res.*, **92**, 4075~4095.
- 23 Cess, R.D. and G.L. Potter, 1987, Exploratory studies of cloud radiative forcing with a general circulation model, *Tellus*, **39A**, 460~473.
- 24 Ramanathan, V. et al., 1989, Cloud-radiative forcing and climate: results from the earth radiation budget experiment, *Science*, **243**, 57~63.
- 25 Potter, G.L. et al., 1990, Cloud forcing: a modeling perspective, Proc. ECMWF / WCRP workshop: clouds, radiative transfer and the hydrological cycle, 341~372.
- 26 Colman, R.A. et al., 1994, Snow and cloud feedbacks modelled by an atmospheric general circulation model, *Climate Dynamics*, **9**, 253~265.
- 27 Randall, D.A. et al., 1994, Analysis of snow feedbacks in 14 general circulation models, *J. Geophys. Res.*, **99**, 20757~20771.
- 28 林朝晖, 1995, 气候模式中的反馈机制及模式改进的研究, 中科院大气物理所博士论文, 224pp.

Analysis of Feedback Mechanisms in Climate Model and Climate System Part I. Basic Concepts and Methodology

Lin Zhaohui and Zeng Qingcun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract There exist varieties of feedback mechanisms in climate system, and the different description of these climate feedback mechanisms within climate models is one of the major causes for the different responses of these models to the same direct radiative forcing (e.g., doubling CO₂). Only when these mechanisms are fully understood and then properly represented, these climate models can be applied to the projection of future climate changes. As the first part of this paper, some basic concepts (e.g., climate sensitivity parameter, cloud radiative forcing, etc.) which are widely used in the analysis of climate feedback mechanism will be introduced, and then several methods will be summarized along with their advantages and shortcomings. The detailed analysis of climate feedback and mechanisms will be given in the second part of this paper.

Key words climate system climate model climate sensitivity parameter feedback mechanism cloud radiative forcing