

温室气体变化数值模拟试验中全球降水和温度变化的迟滞效应

孙道勋 杨海军[†]

北京大学气候与海-气实验室, 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871;

[†] 通信作者, E-mail: hjyang@pku.edu.cn

摘要 利用耦合气候模式(GFDL-CM2.1)研究变动气候背景下全球平均降水和温度的变化。不同情景 CO₂ 强迫试验表明, 降水变化存在明显的迟滞效应。全球平均降水与地表温度的变化存在显著的线性关系, 但是降水同时也受到 CO₂ 浓度的直接影响。在 CO₂ 增加又恢复的试验中, 降水变化滞后于地表温度变化, 出现降水“迟滞效应”。在 CO₂ 增加过程中, 温室效应增强会立即导致大气长波吸收增强, 大气获得的净辐射能量增加, 为维持大气能量收支平衡, 地面向上潜热通量受到抑制, 形成 CO₂ 增加对降水的抑制效应。随之而来的温度上升则主要引起大气层顶出射长波辐射以及大气对地表的长波回辐射增加, 大气净辐射能量减少, 地面潜热通量增加, 从而引起降水的增加。在 CO₂ 减少过程中, 情况正好相反, 温室效应减弱会增加降水, 而温度降低会减少降水。温度和 CO₂ 对降水的不同影响决定了降水的迟滞效应。

关键词 耦合模式; 温室效应; 变动气候; 降水; 迟滞效应

中图分类号 P461

Hysteresis Effect in the Temperature and Precipitation Changes in Numerical Simulation with Varying Greenhouse Gas

SUN Daoxun, YANG Haijun[†]

Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: hjyang@pku.edu.cn

Abstract A series of numerical simulations are conducted (using GFDL CM2.1) to investigate the global mean precipitation and temperature change in response to climate variation. Experiments under different carbon dioxide (CO₂) forcing indicate an obvious precipitation hysteresis. There is a significant linear relationship between global mean precipitation and surface temperature, but precipitation is also influenced directly by CO₂ concentration. During the experiments in which CO₂ concentration rises up and then falls back, precipitation change lags behind surface temperature, which leads to the precipitation hysteresis. While CO₂ increasing, the enhanced greenhouse effect will lead to immediate intension of atmospheric long-wave absorption, which will bring net radiative energy income to atmosphere. To balance the energy budget, upward latent heat has to be restrained, so the additional CO₂ has inhibiting effect on precipitation. The subsequent warming mainly induces increasing in outgoing long wave radiation at TOA and backward long wave radiation at surface, which is equivalent to a radiative cooling for atmosphere, and then causes precipitation rising. While CO₂ decreasing, on the contrary, the subdued greenhouse effect tends to intensify precipitation and the temperature reduction will reduce the precipitation. Different effects on precipitation from temperature and CO₂ determine the precipitation hysteresis.

Key words coupled model; greenhouse gas effect; varying climate; precipitation; hysteresis effect

气候系统的变率和可恢复性是气候研究领域的一个重要课题,对预测全球气候变迁和制定相关应对措施都有重要指导意义。降水则是与生态环境和人类社会息息相关的气象要素,因此研究降水在变动气候背景下的响应尤为重要。

很多对耦合模式的研究表明,在全球变暖背景下,全球平均降水对全球海面平均气温的敏感性为 $1\% \sim 3\%/K^{[1-3]}$,而根据观测数据得到的降水敏感性可能更大^[4]。这里的降水敏感性是针对全球温度达到平衡态的降水响应而言,由平衡态降水异常除以温度异常得到。针对不同辐射强迫的研究表明,由于强迫机制不同,由此定义的降水敏感性会有很大差别^[5-6]。后续研究把降水响应分为两个部分^[7-8]: 1) 发生在地球表面平均温度明显变化之前(快响应),主要是大气对于辐射强迫的调整; 2) 指降水随着温度变化而发生的较慢的响应过程。一系列数值模拟试验表明,不同的辐射强迫主要影响快响应过程,而慢响应的敏感性几乎与辐射强迫的类型和强度无关^[9-10]。对于快响应和慢响应的分离,主要有两种方法:一种是固定海表温度(SST)进行强迫试验,将其结果作为快响应,然后从完全耦合的模拟结果中减去快响应,就得到慢响应^[8,10-11];另一种是对响应进行线性拟合,得到的截距($\Delta T = 0$ 时)就是快响应,直线的斜率则代表慢响应^[7,12]。

虽然影响降水的因素很多,如云、垂直减温率、水汽含量等^[13-14],但是全球平均降水的演变可以看做受全球能量收支的控制。相对于海洋,大气热容量很小,因此可以认为大气层顶净辐射通量全部被海洋吸收,即全球平均下,大气层顶净辐射通量计算公式^[15]如下:

$$R_{TOA} = R_{Stoa} - R_{Ltoa} = R_S - R_L - Q_L - Q_S, \quad (1)$$

其中, R_{TOA} 为大气层顶净辐射通量, R_{Stoa} 和 R_{Ltoa} 分别为其短波分量和长波分量, R_S 和 R_L 分别为地表短波和长波净能量通量, Q_L 和 Q_S 分别为地表潜热和感热通量。 R_{TOA} , R_{Stoa} 和 R_S 以向下为正方向, R_{Ltoa} , R_L , Q_L 和 Q_S 以向上为正方向。可以认为全球平均潜热通量与降水直接相关: $Q_L = LP$, 其中 L 为水的相变潜热, P 为降水。这就将降水与能量约束联系在一起:

$$\begin{aligned} L\Delta P &= -(\Delta R_{Stoa} - \Delta R_{Ltoa}) + \Delta R_S - \Delta R_L - \Delta Q_S \\ &= -\Delta R_{TOA} + \Delta R_{SFC} - \Delta Q_S. \end{aligned} \quad (2)$$

降水的变化可以看做由大气获得的净辐射通量 (ΔR_{TOA} 与 ΔR_{SFC} (地表净辐射通量)之差, ΔR_{SFC} 取

向下为正方向)和地球表面感热通量(ΔQ_S)决定。大气获得净辐射能量时($-\Delta R_{TOA} + \Delta R_{SFC} < 0$)将抑制降水,大气辐射冷却时($-\Delta R_{TOA} + \Delta R_{SFC} > 0$)则会增加降水。在 CO_2 强迫下,模式模拟感热大多为减少^[5,8,16-17],对降水增加起到一定促进作用。这一能量平衡的观点在很多研究中已有讨论^[7,15,18]。

对于 CO_2 强迫下降水的响应,一个有趣的现象是在 CO_2 先增加再减少的试验中,降水的变化滞后于 CO_2 浓度和温度的变化,从而导致同一温度异常下,两个阶段的降水异常并不相同,出现“迟滞效应”^[15]。Wu 等^[15]认为海洋接收的净能量的变化(等于大气层顶的净能量通量变化)是造成这一现象的主要原因,随后 Cao 等^[9]利用对比试验对此提出质疑,并认为海洋的热惯性和 CO_2 强迫下辐射变化的特性共同造成降水变化的这一特性。

本文通过一系列数值模拟试验,检验不同 CO_2 强迫下降水响应的特征,并利用线性拟合对不同情形降水慢响应的一致性进行评估,然后从能量约束角度解释降水变化的原因,深入分析各个能量分量对降水不同阶段响应的贡献。

本文所有计算均在北京大学 LaCOAS 计算机上完成。

1 数值模式和试验设计

本文采用的数值模式为美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)下属的地球物理流体动力学实验室(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL)开发的 Climate Model versions 2.1 (CM2.1)^[19]。大气和陆地模块分辨率为 $2^\circ \times 2.5^\circ$ (经度 \times 纬度),大气垂直分为 24 层,采用有限体积动力内核。海洋模块水平分辨率大部分区域为 $1^\circ \times 1^\circ$,南北纬 30° 之间越靠近赤道经向格点越密,在赤道附近经向分辨率可达 $1/3^\circ$ 。海洋垂直方向分为 50 层,其中 220 m 以上平均分为 22 层。CM2.1 模式能模拟长时间尺度的稳定的全球气候状态,广泛运用于气候领域的研究,如 ENSO^[20]、全球变暖^[21]等。

为了细致考察 CO_2 强迫下降水的响应,耦合模式执行了 1 组控制实验(control)和 6 组 CO_2 强迫实验(图 1)。控制试验采用 1990 年的 CO_2 浓度(约 $350 \mu L/L$),积分 400 年。突变试验 3 组(2x, 3x 和 4x),在模拟的第 1~200 年 CO_2 浓度分别采用控制实验的 2 倍、3 倍和 4 倍,第 201 年开始 CO_2 浓度

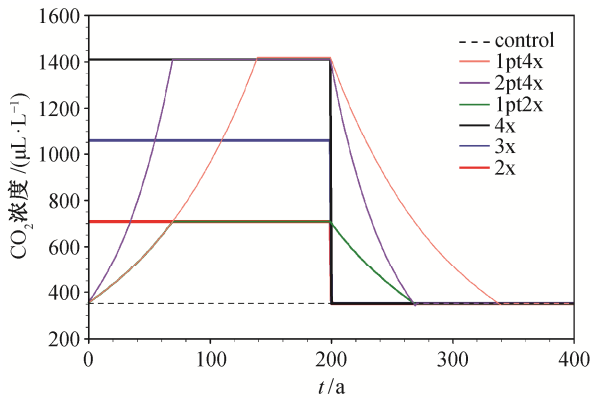


图1 CO₂强迫实验中CO₂浓度-时间序列
Fig. 1 Time series of CO₂ concentration of the CO₂ forcing experiment

重新回到控制试验浓度,积分至400年。渐变试验3组(1pt2x, 2pt4x和1pt4x), 1pt2x和2pt4x试验起始CO₂浓度与控制实验相同,在1~70年CO₂浓度每年分别上升1%和2%,71年起CO₂浓度分别保持在起始浓度的2倍和4倍积分至200年,从201年开始,CO₂浓度每年分别下降1%和2%,至270年恢复起始浓度,之后保持这一浓度再积分至400年;1pt4x试验则是从控制试验CO₂浓度开始,1~140年每年上升1%,达到4倍起始浓度,然后保持这一浓度积分至200年,201~340年CO₂浓度每年下降1%,恢复到起始浓度,然后保持这一浓度积分至400年。所有试验的初始场、参数设置和除CO₂浓度外的外强迫均与控制试验相同。

2 降水迟滞效应和敏感性

全球平均降水变化的一个重要特征,就是升温与降温阶段的不对称性。从全球平均降水和地表温度的时间序列(图2)可以看到,随着CO₂浓度上升,降水与温度均呈现增加趋势,CO₂浓度重新降低之后,二者又重新减少,但在试验模拟的400年末也未恢复到最初水平,这主要是由海洋巨大的热惯性造成的。在我们的模拟结果中发现,所有强迫试验中,即使是400年末,2000 m以下的海洋温度依然未出现明显下降趋势,3000 m以下的海温甚至还在持续上升(图略)。从这一点也可以看到,即使完全去掉增加的CO₂强迫,气候系统的恢复依然是一个长期的过程,要想完全恢复至最初状态,其时间尺度至少在千年以上^[22]。本文主要关注降水与温度演化过程的不一致性,从渐变试验(图2(d)~(f))中可

以看到,虽然温度和降水的变化与CO₂浓度的变化之间都存在一定滞后(这主要来自于海洋的热惯性),但是降水的滞后要长于温度,在CO₂浓度开始下降,温度也开始下降之后,降水依然保持不变甚至略有上升,随后才开始减少。突变试验中更是可以看到降水先突然减少(或增加),然后再随温度变化逐渐增加(或减少)的现象(图2(a)~(c))。在降水-地表温度的散点图(图3)上则可以看到降水明显的“迟滞效应”,同一温度异常所对应的降水异常并不相同。渐变试验中“迟滞效应”主要来源于CO₂浓度变化(上升或下降)阶段降水对温度的敏感性(降水对温度线性拟合的斜率)小于CO₂浓度不变的阶段。突变试验中的类似现象则来自CO₂浓度突变而温度还未变化之前降水发生的快速响应(拟合直线的截距)。从降水变化的这一特性可以看出,全球降水并不仅仅由地表温度决定,温室效应本身也在很大程度上影响降水,并且温室效应增强表现为抑制降水。在这一认识下,我们可以把降水对温度和CO₂浓度进行拟合,假设的降水变化符合以下公式^[9]:

$$\Delta P = \alpha \log_2 \left(\frac{C}{C_0} \right) + \beta \Delta T, \quad (3)$$

其中 ΔP 为降水变化; α , β 为拟合系数,分别表示降水对CO₂浓度和地表温度变化的敏感性; ΔT 为地表温度变化; C 和 C_0 分别表示某一时刻CO₂浓度和控制试验CO₂浓度。拟合结果见表1。需要指出的是,本文讨论的降水敏感性指整个响应过程中的平均敏感性,而非传统定义的平衡态降水敏感性。

从拟合结果可以看到,虽然各个试验中CO₂强迫的大小与变化路径均不相同,但是降水对CO₂浓度和温度变化的敏感性是一致的:CO₂加倍,降水约减少2.0%;地表平均温度上升1 K,降水约增加2.1%。降水对CO₂浓度和温度变化的不同响应决定了突变试验中降水快响应与慢响应的不同特征。快响应发生在地表温度发生明显变化之前,这正是降水对CO₂强迫的直接响应,对应于外强迫的调整过程,外强迫越强,快响应也越强,这就造成CO₂突增(突降)时降水的突然减少(增加)。随后降水的变化则是对地表温度变化的响应,不同强迫下响应的敏感性相似,这就是慢响应过程(图3(a)~(c))。在渐变试验中CO₂浓度上升或下降阶段,降水的演变是CO₂和地表温度同时作用的结果(图3(d)~(e)),CO₂的作用减弱了降水对地表温度变化的敏感性,

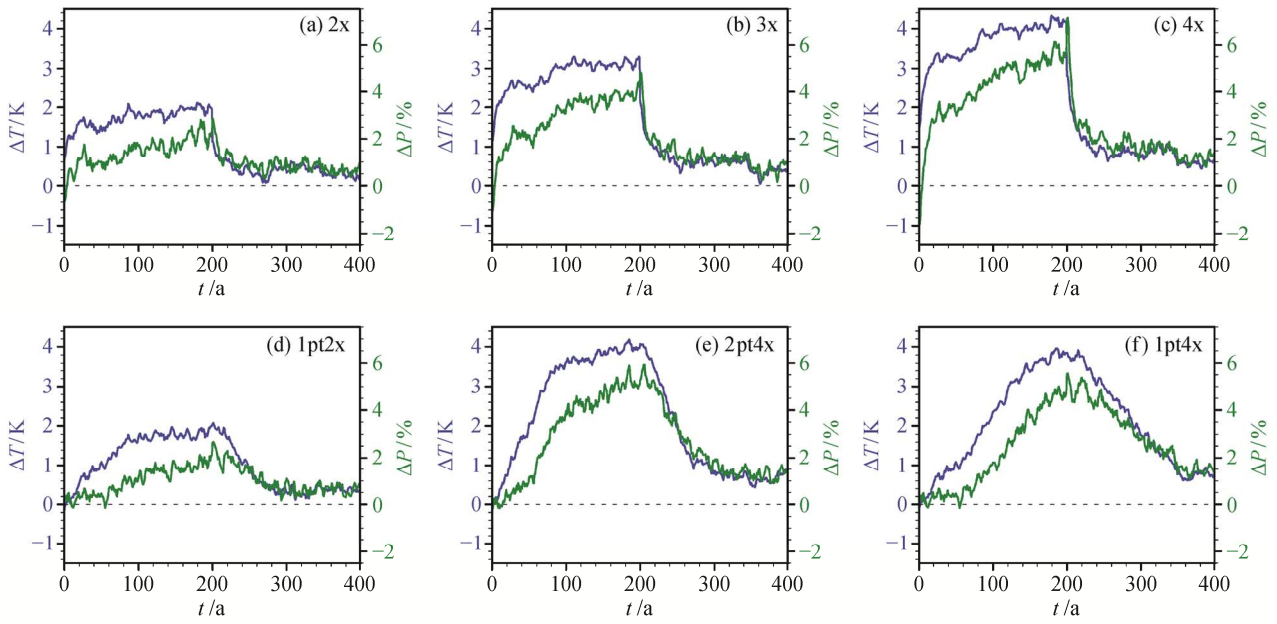
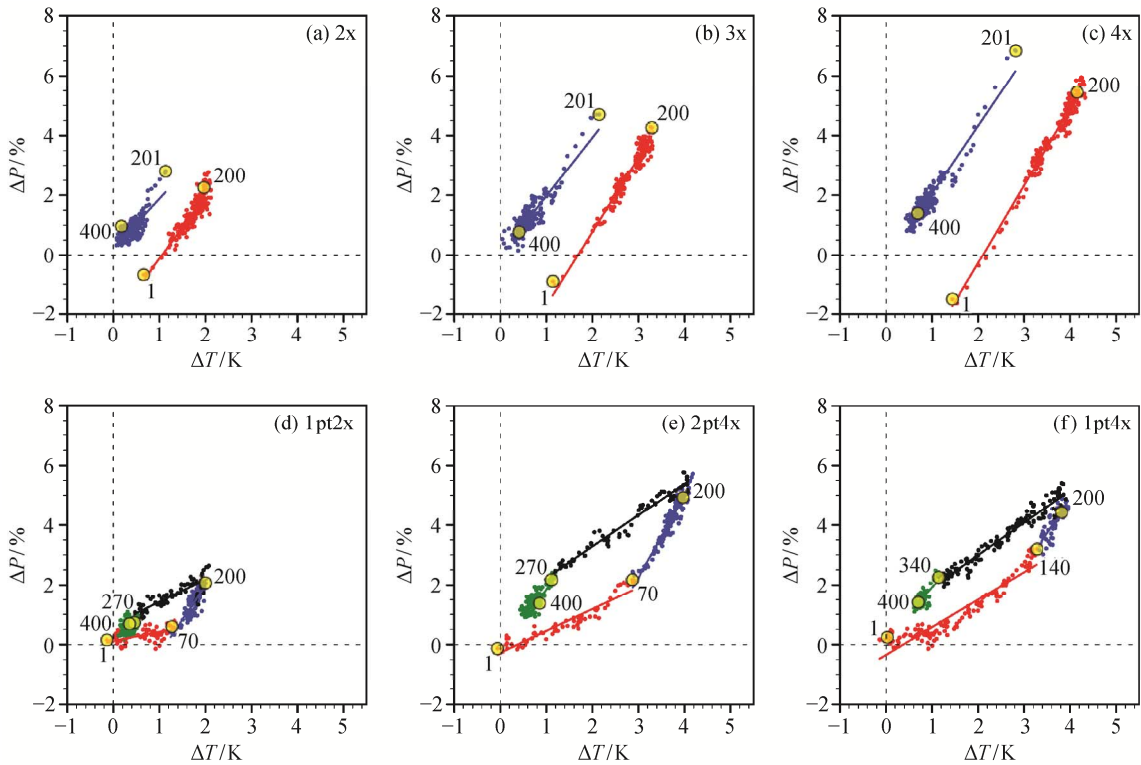


图 2 CO₂ 强迫下全球年平均地表温度(蓝线)和降水(绿线)异常时间序列

Fig. 2 Time evolution of annual mean surface temperature (blue) and precipitation (green) anomalies



(a)~(c)为突变试验结果,红色表示试验 1~200 年高 CO₂ 浓度(分别为 2 倍、3 倍和 4 倍)下模拟结果,蓝色表示 201~400 年 CO₂ 浓度恢复控制试验浓度的模拟结果;(d)~(f)为渐变试验结果,(d)和(e)中红色为 1~70 年 CO₂ 浓度上升阶段,蓝色为 71~200 年 CO₂ 浓度保持不变(分别为 2 倍和 4 倍)阶段,黑色为 201~270 年 CO₂ 浓度下降阶段,绿色为 271~400 年 CO₂ 浓度恢复控制试验浓度后,(f)中红色为 1~140 年 CO₂ 浓度上升阶段,蓝色为 141~200 年为 CO₂ 浓度保持 4 倍不变阶段,黑色为 201~340 年 CO₂ 浓度下降阶段,绿色为 341~400 年 CO₂ 恢复控制试验浓度后。黄色圆形标记及黑色数字表示特定年份

图 3 年平均降水-地表温度散点图(圆点)及其线性拟合结果(直线)

Fig. 3 Scatter plots (dot) and linear regression (line) of annual mean precipitation against surface temperature

表 1 全球年平均降水对 CO₂ 浓度和平均地表温度拟合系数
Table 1 Regression coefficients for changes in global and annual mean precipitation from changes in atmospheric CO₂ and surface temperature

试验	$\alpha/\%$	$\beta/(\% \cdot K^{-1})$
2x	-2.24	2.11
3x	-1.94	2.08
4x	-1.97	2.18
1pt2x	-2.04	1.97
2pt4x	-1.95	2.16
1pt4x	-2.11	2.16
平均	-1.98	2.11

说明: 为减小系统内部变率的影响, 拟合之前做了 5 年滑动平均。

造成这两个阶段降水-地表温度的散点图上拟合直线斜率偏小, 进而造成降水的“迟滞效应”。需要指出的是, 这里的“迟滞效应”与 Wu 等^[15]描述的略有不同。Wu 等设计的渐变试验为 CO₂ 增加到 4 倍之后马上开始下降, 由于海洋的热惯性, CO₂ 浓度刚开始下降时海温仍有上升, 于是 CO₂ 和海温变化同时促进降水, 造成降水在这个短暂时期突增, 从而形成“迟滞效应”。本文中的渐变试验由于 CO₂ 在高浓度水平维持稳定一段时间后才开始下降, 海洋的热惯性体现得并不十分明显, 并不是形成“迟滞效应”的主要原因。

一个有趣的现象是, 虽然如前所述的多变量拟合中降水对温度的敏感性十分接近, 但特定阶段的降水对温度的敏感性却有差异。6 个试验中都各有两个时间段 CO₂ 浓度保持不变(突变试验的 1~200 年和 201~400 年, 1pt2x 和 2pt4x 的 71~00 年和 271~400 年, 1pt4x 的 141~200 年和 341~400 年), 可以认为在这些时间段内

$$\Delta P = A + \beta \Delta T, \quad (4)$$

A 为拟合直线截距, 在突变试验中可以认为是快响应过程, 拟合直线的斜率 β 则表征慢响应。之前的研究认为, 慢响应过程, 即拟合直线的斜率, 应该与外强迫的强度和类型无关。我们的拟合结果(表 2)也显示, 除 1pt2x 低 CO₂ 阶段外(由于强迫强度较弱, 在这个阶段温度和降水的变化很小, 内部变率的信号掩盖了长期趋势, 见图 3), 各个 CO₂ 浓度保持不变的阶段, 斜率 β 在一定程度上比较接近, 但不可忽视的是, 其差异确实存在, 并具有规律性。低 CO₂ 阶段的慢响应均弱于高 CO₂ 阶段, 相同阶

表 2 CO₂ 浓度不变阶段全球平均降水对平均地表温度的拟合系数

Table 2 Regression coefficients for changes in global and annual mean precipitation from changes in surface temperature while CO₂ remain unchanged

试验	$\beta/(\% \cdot K^{-1})$	
	高 CO ₂	低 CO ₂
2x	2.11±0.14	1.66±0.20
3x	2.49±0.09	1.96±0.13
4x	2.60±0.07	2.26±0.10
1pt2x	2.29±0.30	0.77±0.38
2pt4x	2.74±0.16	1.75±0.22
1pt4x	2.25±0.46	1.72±0.44

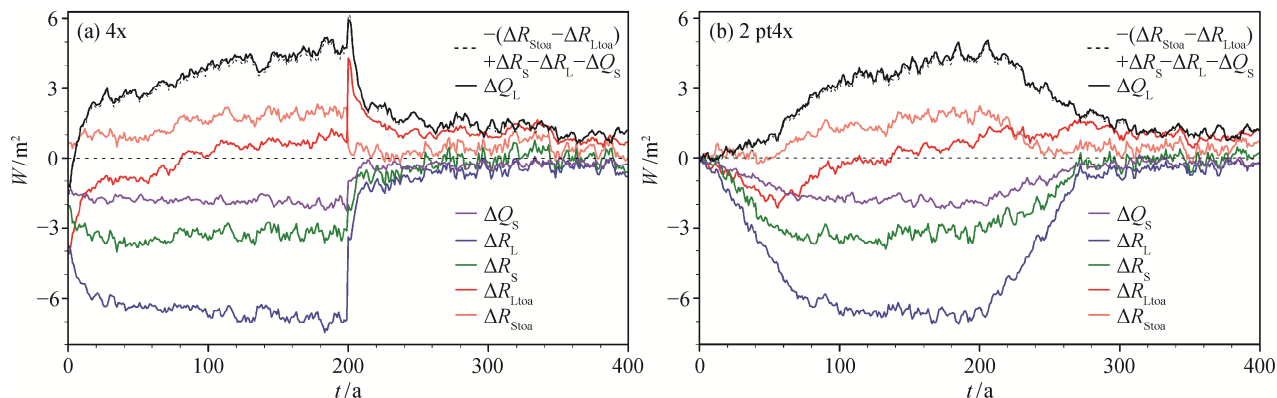
说明: 1) 对突变试验, 高 CO₂ 指积分 1~200 年, 低 CO₂ 指积分 201~400 年, 对 1pt2x 和 2pt4x 试验, 高 CO₂ 指积分 71~200 年, 低 CO₂ 指积分 271~400 年, 对 1pt4x 试验, 高 CO₂ 指积分 141~200 年, 低 CO₂ 指积分 341~400 年; 2) 为减小系统内部变率的影响, 拟合之前做了 5 年滑动平均; 3) $\pm X$ 表示 95% 信度下斜率的区间。

段, 强迫越强, 其慢响应也越强。这相当于平均温度越高的阶段, 其慢响应强度也越强。这一现象可能源自温度对降水影响的高阶效应, 温度对于降水的影响可能并非简单的线性函数, 在温度变化范围较小的情况下才可以进行一阶近似。由于本文 6 个试验中 12 个不同阶段的温度差异较大, 温度异常高阶项对降水的影响得以显现。而之前研究中, 或者并未细致地考察不同强迫下慢响应的差异性^[10], 或者不同强迫引起的温度变化十分接近^[9], 都忽视了这一现象。

3 能量约束

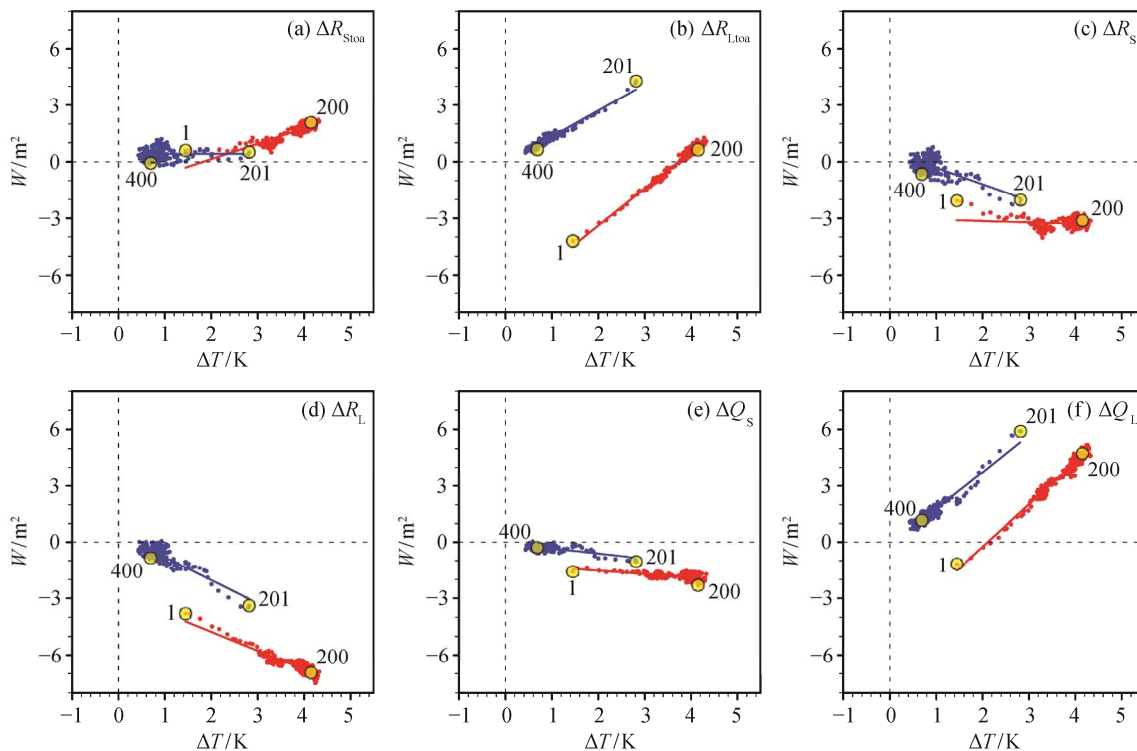
鉴于决定局地降水的因素很多, 并且涉及很多小尺度的物理过程, 很难深入分析, 本文着眼于全球平均降水的变化, 并且试图从能量约束角度分析决定降水变化的因素。依据式(1)和(2), 我们分析大气层顶和地表能量通量的变化情况(图 4~6, 这里仅列举 4x 和 2pt4x 试验的结果, 其他试验均与之类似)。在所有试验中, 由式(2)计算得到的潜热通量与模式直接输出的潜热通量(图 4 黑色虚线和实线)基本上一致, 说明忽略大气的热容量是一个很合理的近似, 可以认为潜热通量由大气层顶和地表的其它能量通量所决定。

突变试验(图 4(a)和图 5)中, 试验开始时 CO₂ 的突然增加同时引起大气层顶和地表各种能量通量的变化, 其中变化最大的是大气层顶和地表的长波辐



粉红色曲线为大气层顶向下净短波辐射通量异常(ΔR_{Stoa}), 红色曲线为大气层顶向外长波辐射通量异常(ΔR_{Ltoa}), 绿色曲线为地表向下短波辐射通量异常(ΔR_S), 蓝色曲线为地表向上长波辐射通量异常(ΔR_L), 紫色曲线为地表向上感热通量异常(ΔQ_S), 黑色实线为地表向上潜热通量异常(ΔQ_L), 黑色虚线为根据式(2)计算得到的感热通量异常($-(\Delta R_{Stoa} - \Delta R_{Ltoa}) + \Delta R_S - \Delta R_L - \Delta Q_S$)

图 4 4x 和 2pt4x 试验中全球平均能量收支变化时间序列
Fig. 4 Time evolution of global mean energy budget of 4x and 2pt4x



(a) 大气层顶向下净短波辐射通量异常(ΔR_{Stoa}), (b) 大气层顶向外长波辐射异常(ΔR_{Ltoa}), (c) 地表向下短波辐射异常(ΔR_S), (d) 地表向上长波辐射异常(ΔR_L), (e) 地表向上感热通量异常(ΔQ_S), (f) 地表向上潜热通量异常(ΔQ_L)。红色表示 1~200 年 4 倍 CO_2 浓度下模拟结果, 蓝色表示 201~400 年 CO_2 恢复控制试验浓度的模拟结果。黄色圆形标记及黑色数字表示特定年份

图 5 4x 试验中全球平均能量收支对温度的散点图(圆点)及其线性拟合结果(直线)

Fig. 5 Scatter plots (dot) and linear regression (line) of global mean energy budget against surface temperature of 4x

射通量。 CO_2 对长波辐射的吸收导致大气层顶出射长波辐射减少, 大气吸收更多长波辐射也使大气向下的长波回辐射增加, 引起地表向上净长波辐射减

少。虽然大气层顶和地表的长波辐射均突然减小, 但是二者减小的幅度并不一致。大气层顶向外长波辐射减少幅度更大, 等效于大气获得净辐射能量。

由于水汽及云量的变化,短波辐射通量也减弱,大气层顶向下短波辐射的减弱幅度小于地表短波辐射,这就进一步加剧大气层顶和地表的辐射通量不平衡。在这一过程中,可以认为地表感热和潜热通量的变化是对辐射通量不平衡的补偿。通过改变温度垂直梯度和水汽含量等,地表向上的感热潜热通量均突然减少,由此平衡了大气得到的净辐射能量。对于降水来说,辐射通量的突增抑制了降水,感热通量的变化略微削弱了这种抑制效果,最终形成降水的快响应。对于感热通量的变化幅度,不同模式模拟的结果存在较大差异。一些模式中感热通量的变化很小,其影响几乎可以忽略;而在我们的模拟结果中,感热通量的变化是比较显著的。

在随后的慢响应过程中,随着温度升高,变化最显著的是大气层顶和地表的长波辐射以及潜热通量。在这一过程中,随着温度的上升,地球系统向外长波辐射逐渐增加,同时,地表向上净长波辐射继续减少,二者的作用都是促进降水,这就导致降水慢响应表现为降水的持续增加。突变试验后 200 年以及渐变试验的能量收支变化与此类似,不同能量分量对于 CO₂ 浓度变化和温度变化的不同敏感性导致各自不同的变化特征,进而决定了降水的响应。假设各种能量在一定范围内可以看做 CO₂ 浓度与地表温度的线性函数,借用式(3)的形式,有

$$\Delta X = \alpha \log_2 \left(\frac{C}{C_0} \right) + \beta \Delta T, \quad (5)$$

其中, ΔX 代表任意能量通量的变化, α , β 可以分别看做能量通量对 CO₂ 浓度和地表温度的敏感性,可以认为 α 表示能量通量对快响应的贡献, β 表示能量通量对慢响应的贡献。对不同试验中各个分量的拟合结果见图 7。与降水响应相同,不同试验中能量通量对地表温度和 CO₂ 浓度的敏感性具有较好的一致性。这里可以更清楚地看到降水快响应(对 CO₂ 敏感性)和慢响应(对地表温度敏感性)的决定因素。慢响应的决定因素是很明显的,这个过程中大气层顶和地表长波辐射通量的变化均起到促进降水增加的作用(温度上升时),二者之和达到潜热变化的 120% 左右,其他能量通量只起到略微抑制降水的作用。在快响应过程中,虽然长波辐射通量依然是变化最显著的,但是此时大气层顶和地表长波辐射改变对降水的作用正好相反,导致二者的总效应大约只占潜热变化的 60%,因此其他能量通量的作用不可忽略。这一现象表明,CO₂ 浓度的变化不仅

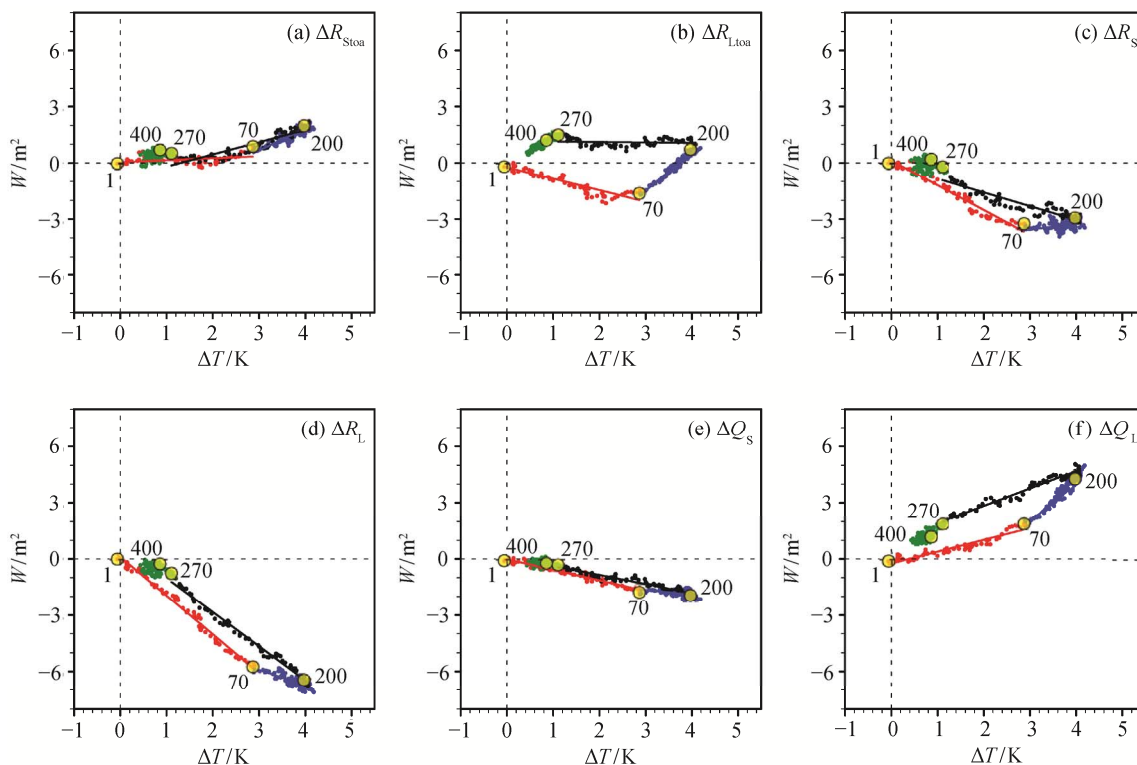
会引起大气长波吸收的改变,也会引起随之而来的大气短时间尺度的调整过程,这一过程可能引起温度垂直梯度(影响感热通量)、云量和水汽(影响短波通量)等的较显著改变,这些因素的共同作用决定了降水的快响应过程。在温度变化主导的慢响应过程中,气候系统呈现更为线性的变化趋势,相对于长波辐射的变化,大气调整过程的影响较小。正是这两种不同的响应机制决定了降水快慢响应的差异性。

在许多关于气候系统对温室气体敏感度的研究中,也有对快慢响应的区分,虽多是基于温度变化进行划分,但其物理本质与我们的研究类似,包含能量收支变化的讨论。由于这些工作研究的是全球温度的变化,因此更加关注大气层顶的辐射通量变化。例如陈晓龙等^[23]基于 FGOALS 模式的相关研究,通过线性拟合的方法区分 4 倍 CO₂ 浓度试验中的强迫和反馈(对应本文的快响应和慢响应)。他们的研究同样发现,地表温度发生明显变化前,CO₂ 强迫造成大气层顶向下的净辐射通量,并以长波辐射变化为主,随着地表温度上升,大气层顶净辐射通量逐渐减少。这与我们的研究结果类似,从辐射通量改变的大小来看也比较一致(FGOALS 试验辐射强迫和反馈都比我们的结果稍大)。

4 结论和讨论

在我们的模拟结果中,不同阶段降水随温度变化的幅度并不一致,最终导致同一温度异常下降降水异常的差别,相比于 CO₂ 浓度上升及维持高 CO₂ 浓度阶段,CO₂ 浓度下降及恢复之后的阶段降水更多。数据分析显示,CO₂ 增加抑制了降水,温度升高才是促使降水增加的主要原因。这虽然只是理想试验和模式模拟的结果,但是也表明一些未来气候变化的可能性。例如,也许在温室气体排放得到控制,CO₂ 浓度稳定之后,降水反而会对温度的增加更为敏感。高温状态下降水对温度敏感性的增强也暗示,如果温度上升得不到控制,降水的增加可能会进一步加剧,再考虑到增加的降水分布的不均匀性^[23],这一后果可能会更加严重。

我们从能量约束的角度探讨了降水变化特征的成因,发现气候系统对于 CO₂ 和地表温度的响应存在显著差别。CO₂ 浓度的变化既影响长波辐射,也引发大气的调整过程,大气层顶和地表长波辐射变化幅度虽然最大,但是二者的效应相互抵消,最终



(a)~(f)表示的能量通量与图 5 相同。红色为 1~70 年 CO₂ 浓度上升阶段, 蓝色为 71~200 年为 CO₂ 浓度保持不变(分别为 2 倍和 4 倍)阶段, 黑色为 201~270 年 CO₂ 浓度下降阶段, 绿色为 271~400 年 CO₂ 恢复控制试验浓度后。黄色圆形标记及黑色数字表示特定年份

图 6 2pt4x 试验全球平均能量收支对温度的散点图(圆点)及其线性拟合结果(直线)

Fig. 6 Scatter plots (dot) and linear regression (line) of global mean energy budget against surface temperature of 2pt4x

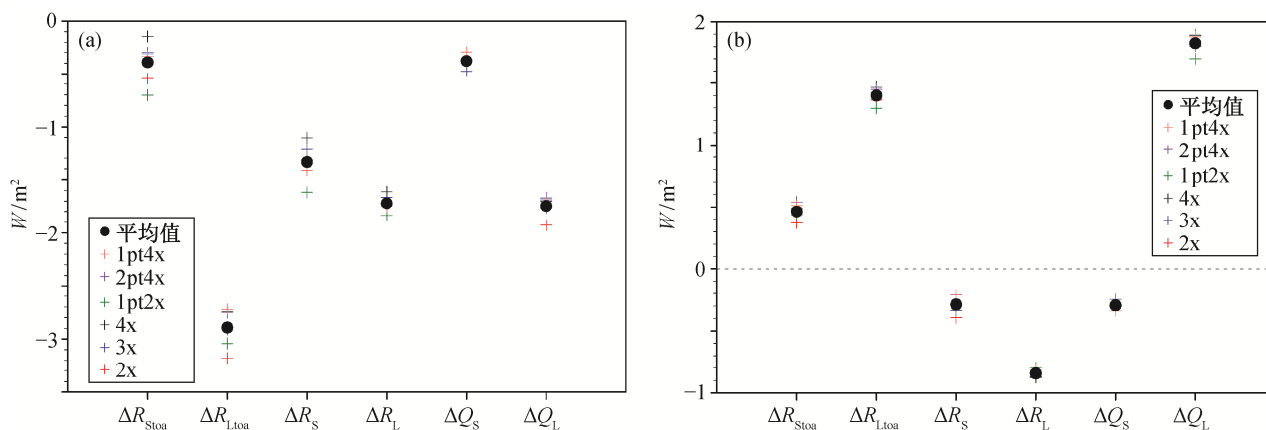


图 7 全球平均能量收支对 CO₂ 浓度(a)和地表温度(b)的敏感性

Fig. 7 Global mean energy budget sensitivity to the change of CO₂ concentration (a) and surface temperature (b)

的降水响应由各能量通量的变化共同决定。温度引起的响应则以长波辐射为主, 大气层顶向外长波辐射增加, 地表向上净长波辐射减少。这表示相对于控制试验而言, 大气上下边界都在不断向外辐射能量, 降水变化引发的潜热通量变化是主要的补偿方

式。此时, 其他能量通量对降水的作用显得相对次要。当然, 更进一步的物理机制有待进一步研究, 以寻找决定各个能量分量变化特征的物理机制。为了解决这个问题, 可能需要对局地能量收支变化及其物理机制进行深入研究。

除能量约束的角度外,也可以从局地气象要素出发讨论降水的变化。然而,可以影响降水的因素很多,还与非局地的因素(例如大气环流形式)相联系,讨论起来会相对复杂。考虑到大气的水汽含量有限,全球平均降水约等于全球平均蒸发(在我们的模拟结果中,两者差别很小,即使在二者差别较大的 CO₂ 浓度突变阶段,其差别也不超过 5%),我们或许可以从蒸发这一“更局地”的要素出发讨论全球的平均降水。更进一步,由于大部分蒸发来自于海洋,如果能用海洋蒸发的变化代表全球降水的变化,就能回避海陆差异的影响,进一步简化讨论。在我们的模拟结果中,全球蒸发量确实能很好地反映全球降水的变化趋势,最大误差也只有 10% 左右。由此看来,这一思路确有其可行性,也已有相关探讨^[24]。当然,对于全球平均降水变化的研究只是确定了全球降水总量的变化,更具现实意义的是对局地降水变化趋势的预测。也许总降水异常在全球范围内的重新分配将是更有意义的课题,但局地降水的变化不单纯是温度的函数,还受很多其他因素的影响,更为复杂(比如全球季风区降水的变化就受大气环流的变化调控^[25])。因此,这也是更具挑战性的课题。

参考文献

- [1] Boer G J. Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets. *Clim Dyn*, 1993, 8: 225–239
- [2] Allen M R, Ingram W J. Constraints on future changes in climate and the hydrological cycle. *Nature*, 2002, 419: 224–232
- [3] Allan R P, Soden B J. Large discrepancy between observed and simulated precipitation trends in the ascending and descending branches of the tropical circulation. *Geophys Res Lett*, 34: L18705
- [4] Wentz, F J, Ricciardulli L, Hilburn K, et al. How much more rain will global warming bring?. *Science*, 2007, 317: 233–235
- [5] Liepert B G, Previdi M. Do models and observations disagree on the rainfall response to global warming?. *J Clim*, 2009, 22: 3156–3166
- [6] Jones A, Haywood J M, Boucher O. Aerosol forcing, climate response and climate sensitivity in the Hadley Centre climate model. *J Geophys Res*, 2007, 112: D20211
- [7] Andrews T, Forster P M, Gregory J M. A surface energy perspective on climate change. *J Clim*, 2009, 22: 2557–2570
- [8] Bala G, Caldeira K, Nemani R. Fast versus slow response in climate change: implications for the global hydrological cycle. *Clim Dyn*, 2010, 35: 423–434
- [9] Cao Long, Bala G, Caldeira K. Why is there a short-term increase in global precipitation in response to diminished forcing?. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L06703
- [10] Andrews T, Forster P M, Boucher O, et al. Precipitation, radiative forcing and global temperature change. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L14701
- [11] Hansen J, Sato M, Ruedy R, et al. Efficacy of climate forcings. *J Geophys Res Atmos*, 2005, 110: D18104
- [12] Gregory J M, Ingram W J, Palmer M A, et al. A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L03205
- [13] Previdi M. Radiative feedbacks on global precipitation. *Environ Res Lett*, 2010, 5: 025211
- [14] Lorenz D J, DeWeaver E T, Vimont D J. Evaporation change and global warming: the role of net radiation and relative humidity. *J Geophys Res*, 2010, 115: D20118
- [15] Wu P, Wood R, Ridley J, et al. Temporary acceleration of the hydrological cycle in response to a CO₂ rampdown. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L12705
- [16] O’Gorman P A, Schneider T. The hydrological cycle over a wide range of climates simulated with an idealized GCM. *J Clim*, 2008, 21: 3815–3832
- [17] Stephens G L, Ellis T D. Controls of global-mean precipitation increases in global warming GCM experiments. *J Clim*, 2008, 21: 6141–6155
- [18] O’Gorman P A, Allan R P, Byrne M P, et al. Energetic constraints on precipitation under climate change. *Surv Geophys*, 2012, 33: 585–608
- [19] Delworth T L, Broccoli A J, Rosati A, et al. GFDL’s CM2 global coupled climate models. Part I: formulation and simulation characteristics. *J Climate*, 2006, 19(5): 643–674
- [20] Wittenberg A T, Rosati A, Lau N, et al. GFDL’s CM2 global coupled climate models. Part III: tropical pacific climate and ENSO. *J Climate*, 2006, 19(5): 698–722
- [21] Held I M, Winton M, Takahashi K, et al. Probing the fast and slow components of global warming by returning abruptly to preindustrial forcing. *J Climate*, 2010, 23: 2418–2427
- [22] Solomon S, Plattner G K, Knutti R, et al. Irreversible climate change due to carbon dioxide emission. *PNAS*, 2009, 106(6): 1704–1709
- [23] 陈晓龙, 周天军, 郭准. 影响气候系统模式温室气体敏感度的反馈过程: 基于 FGOALS 模式的研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2014, 44(2): 322–332
- [24] Held I M, Soden J S. Robust response of the hydrological cycle to global warming. *J Climate*, 2006, 19(21): 5686–5699
- [25] Kitoh A, Endo H, Kumar K K, et al. Monsoons in a changing world: a regional perspective in a global context. *J Geophys Res Atmos*, 2013, 118: doi: 10.1002/jgrd.50258