



论文

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

陈晓龙^{①②}, 周天军^{①③*}, 郭准^③^① 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;^② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;^③ 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

* 联系人, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2012-12-12; 接受日期: 2013-05-25; 网络发表日期: 2014-01-13

国家杰出青年科学基金项目(批准号: 41125017)、中国科学院战略性先导科技专项(编号: XDA05110301)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB951904)资助

摘要 气候系统模式对特定温室气体的敏感度对未来气候变化的预估结果至关重要. 为理解影响气候模式对温室气体敏感度的关键反馈过程, 本文利用瞬间 4 倍 CO_2 强迫试验, 研究了 LASG/IAP 两个版本的气候系统模式 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 的气候响应. 将全球平均地表气温(SAT)的变化作为衡量气候模式响应的主要标准. 根据 SAT 的响应随时间的变化趋势, 将 150 年的试验结果分为两个时段: 前 20 年为快响应阶段, 后 130 年为慢响应阶段. 采用国际通用的 Gregory 方法分别估计 4 倍 CO_2 引起的辐射强迫和平衡态气候敏感度. 结果表明, FGOALS-s2 中水汽的响应偏强使估算的 CO_2 辐射强迫比 FGOALS-g2 强 7.1%. 平衡态气候敏感度定义为 2 倍 CO_2 强迫下达到新的平衡态时全球平均 SAT 的变化, 其在 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 中分别约为 4.5 和 3.7 K, 前者较之后者偏强 21.6%. FGOALS-s2 敏感度大是由于快响应阶段的水汽和反照率正反馈过程偏强, 表现为水汽含量的增加和海冰的减少均太快. 在慢响应阶段, 尽管 FGOALS-s2 的水汽及反照率正反馈仍然较强, 但 FGOALS-s2 的总负反馈强于 FGOALS-g2, 这是因为 FGOALS-s2 中云短波负反馈更强, 补偿了其较弱的晴空负反馈. FGOALS-s2 中云短波负反馈偏强主要是由于总云量以及云水路径正响应过强. 云短波反馈的不确定性是总反馈不确定性的主要来源.

关键词气候敏感度
气候响应
反馈
FGOALS
CMIP5

气候系统模式是理解全球变暖机理的重要工具. 模式的气候敏感度是其中的关键问题, 它决定了模式对特定的温室气体强迫的响应强度. 政府间气候变化专门委员会(IPCC)的第四次评估报告(AR4)指出, 当前气候模式的气候敏感度有很大的差异(Meehl 等,

2007). 这种不确定性将直接影响到未来气候变化预估的可靠性.

为了刻画气候模式对温室气体强迫的响应强度, 研究中经常利用特定的理想强迫试验诊断气候敏感度. 利用加倍的 CO_2 浓度强迫模式, 并达到新的平衡

中文引用格式: 陈晓龙, 周天军, 郭准. 2014. 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: 地球科学, 44: 322–332

英文引用格式: Chen X L, Zhou T J, Guo Z. 2014. Climate sensitivities of two versions of FGOALS model to idealized radiative forcing. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-013-4692-4

态, 此时全球平均地表气温(SAT)的变化称为平衡态气候敏感度(ECS), 或常简称为“气候敏感度”. 为了得到更显著的气候变化信号, 在这类试验中常采用 4 倍 CO_2 浓度的强迫场(Bryan 等, 1982; Gregory 等, 2004). 由于一个耦合模式达到新的平衡态需要进行长期积分, 考虑到效率和成本问题, 在 AR4 中用一个大气模式与一个不考虑海洋动力过程的“平板”海洋模式(slab-ocean)进行耦合来估计气候敏感度(Randall 等, 2007). 这种简化的耦合模式运行几十年就能达到新的平衡态. 前人研究表明平板耦合方法可以较好地估计完全耦合模式的 ESC(Danabasoglu 等, 2009). 尽管如此, 平板耦合模式与用于气候预估的完全耦合模式还是有很大的不同. 为了克服敏感度的估计和未来气候预估所用模式的不同导致的不确定性, Gregory 等(2004)提出直接从全耦合模式模拟过程中的非平衡态阶段来估计 ECS 的方法(简称“Gregory 方法”). Li 等(2012)比较了 Gregory 回归法的估计值和全耦合模式达到平衡态的真值, 指出前者的误差不超过 10%. 基于 Gregory 方法设计的 4 倍 CO_2 试验(abrupt4x CO_2)已经成为国际耦合模式比较计划(CMIP5)用于考察耦合模式对温室气体敏感度的标准试验(Taylor 等, 2012).

中国科学院大气物理研究所(IAP)的 LASG 实验室致力于发展气候系统模式 FGOALS. 其中两个版本的 FGOALS 模式(详见第 1 节)参加了 CMIP5 计划. 然而, 关于这两个模式在 4 倍 CO_2 强迫下的敏感度还没有研究. 图 1 显示了 4 倍 CO_2 强迫试验中 FGOALS 两个模式 SAT 的响应 ΔT 的时间序列(相对于固定工业革命前 CO_2 浓度的参照试验). 可以看出 ΔT 在最初的 20 年中增长迅速, 随后变慢. 基于该特征, 本文将 SAT

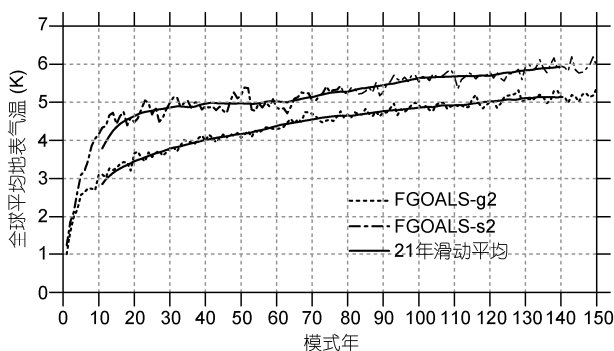


图 1 4 倍 CO_2 浓度情景下 150 年全球平均 SAT 响应的时间序列
相对于参照试验

对特定 CO_2 强迫的响应分为“快响应”阶段和“慢响应”阶段. 在快响应阶段, FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 的 ΔT 趋势分别为 3.18 和 2.06 $\text{K} (20 \text{ a})^{-1}$; 在慢响应阶段分别为 0.51 和 0.61 $\text{K} (50 \text{ a})^{-1}$. 由于这两个模式中给定的 CO_2 的浓度是相同的, 快慢响应阶段的反馈过程决定了最终的平衡态气候敏感度 ECS. 为了理解两个版本的 FGOALS 模式对相同 CO_2 强迫的响应不同的原因, 本文比较了它们的敏感度, 并分析了影响敏感度的物理过程. 本文结果表明, FGOALS-s2 的敏感度高于 FGOALS-g2, 原因是该模式中水汽含量增加和海冰减少速度都过快, 使得正反馈过程偏强.

1 模式和试验

FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 是由 LASG/IAP 发展的“灵活的全球海洋-大气-陆地系统”(FGOALS)模式的两个版本. 它们均参加了 CMIP5 试验. FGOALS-g2 的大气分量(GAMIL2)采用等面积格点网格, 其纬度分布在低纬较密, 在高纬较疏; 水平分辨率约 $2.8^\circ \times 3^\circ$, 垂直方向采用 σ 坐标, 共 26 层. FGOALS-s2 的大气分量(SAMIL2)采用 R42 谱方法离散, 水平分辨率约 $2.8^\circ \times 1.7^\circ$, 垂直方向采用混合坐标, 分 26 层. 两个版本采用的海洋模式相同(LICOM2), 水平分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直方向为 z 坐标, 分 30 层. FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 采用的海冰模式分别是 CICE4 和 CSIM5(Li 等, 2013; Bao 等, 2013). FGOALS-g2 使用 δ -Eddington 近似方法(Briegleb, 1992)计算短波的吸收, 以及基于吸收率/发射率公式计算大气中长波辐射传输(Ramanathan 等, 1986). 此外采用了一个诊断的 Slingo 方案来计算云量(Slingo, 1987), 计算过程依赖于相对湿度、水汽、大气稳定度以及对流质量通量(Collins 等, 2004). FGOALS-s2 中云的诊断方案基于垂直运动和相对湿度(Liu 等, 1997); 辐射的计算使用了改进的 Edwards-Slingo 方案(Edwards 等, 1996; Sun 等, 1999a, 1999b). 关于 FGOALS 模式的详细信息, 参见 Li 等(2013)和 Bao 等(2013).

本文使用的是 CMIP5 试验清单中的一个基准敏感度试验 abrupt4x CO_2 , 可称其为“瞬间 4 倍 CO_2 试验”. 该试验适用于 Gregory 回归分析法(Gregory 等, 2004), 是唯一能够确定气候敏感度的试验. 该试验由 4 倍 CO_2 情景所驱动, 即从工业革命前参照试验的某一时刻开始, 瞬间加入 4 倍于工业革命前的 CO_2

浓度, 然后保持该浓度不变积分 150 年(Taylor 等, 2012). 模式输出的 SAT 相当于通常使用的 2 m 高度处的气温. 模式可将大气层顶(TOA)的辐射分为长波和短波分量分别输出, 其中不仅有“全天(all-sky)”辐射通量, 而且有在关闭云的辐射效应后的“晴空(clear-sky)”辐射通量. 本文所用到的辐射通量均以向下为正, 并通过 TOA 的全天和晴空辐射通量定义有云和无云条件下的辐射效应(Ramanathan 等, 1989). 此外, 为理解 FGOALS 两个模式版本中不同的反馈过程, 本文分析了温度廓线、比湿廓线、海冰密集度、云量和云水路径等物理量; 分析包括了整个 150 年的模拟时段.

2 ECS 的估计方法

ESC 定义为在 2 倍工业革命前 CO_2 浓度辐射强迫下, 气候系统达到新的平衡态后全球平均 SAT 的变化. Gregory 等(2008)对“强迫”定义为在出现任何气候响应之前, 由强迫因子(本文中即为 4 倍 CO_2 浓度)导致的 TOA 处非零的净辐射通量.

基于瞬间 4 倍 CO_2 试验, ECS 以及“强迫”值可以通过 Gregory 方法(2004)诊断得到. 具体方法是, 在一阶近似下, 强迫、反馈和响应的关系可以表示为

$$N = F + \alpha \Delta T, \quad (1)$$

其中, N 为 TOA 处净辐射通量; F 为由强迫因子产生的辐射强迫; α 称为反馈因子, 是气候敏感度因子的倒数; ΔT 为全球平均 SAT 相对于参照试验的变化.

假定在模式积分过程中 F 和 α 均为常数, 对 ΔT 和 N 进行线性拟合, 可以在 N 轴的截距处得到 F 的值(此时没有任何 SAT 响应出现, $\Delta T=0$), 在 ΔT 轴的截距处得到平衡温度响应 ΔT_{eqm} 的值(耦合系统充分响应后达到新的平衡态, $N=0$). α 的值为拟合直线的斜率.

事实上气候响应是非线性的, α 并非一个常数(Boer 等, 2003). 强迫值 F 和 ΔT_{eqm} 应当分开估计. 由于用回归法估计的强迫值 F 依赖于所取年份的多少, Hansen 等(2005)提出使用最初 10~30 年的数据较为合适. 本文使用前 20 年的模式结果来估计辐射强迫 F , 而采用后 130 年的数据来估计平衡温度响应 ΔT_{eqm} . 图 1 表明这种时间划分与 SAT 响应的快慢阶段相一致, 较为合理. 在气候敏感度与 CO_2 浓度的对数成正比的假定下(Manabe 等, 1985), ECS 可以直接由估计的 ΔT_{eqm} 除以 2 得到(Andrews 等, 2012).

尽管用 Gregory 回归法在 $\Delta T=0$ 的极限处可以估计出 CO_2 辐射强迫值, 由于我们用“响应”来估算“强迫”, 所估算出的强迫值包含了若干快速反馈过程的影响, 例如平流层调整, 云、水汽-递减率反馈以及陆面过程等(Gregory 等, 2004, 2008; Hansen 等, 2005). 为了更清楚地显示上述不同过程的影响, 本文进一步将 TOA 的辐射通量分解为晴空长波(LN)、晴空短波(SN), 云长波(LC)和云短波(SC)分量(Gregory 等, 2008), 考察与每个分量有关的强迫值和反馈过程. 在不考虑云的辐射效应下, 模式可直接输出 LN 和 SN; LC 和 SC 则分别为晴空与全天的长波、短波辐射通量之差.

SAT 对温室气体强迫的响应在空间上是不均匀的. 图 2 给出了 4 倍 CO_2 浓度强迫下两个 FGOALS 模式 150 年平均增温的空间分布. 可以看出, 两个模式中陆地的增温强于海洋, 高纬的增温强于低纬, 特别是北半球的极区(图 2). FGOALS-s2 中南半球及北极极区的增温均强于 FGOALS-g2, 而北大西洋地区则出现增温的极小值, 甚至有微弱的变冷(图 2(b)), 这可能与大西洋经向翻转环流的变化有关. 这表明区域 SAT 对温室气体辐射强迫的响应受到局地热量收支机制的影响, 较为复杂, 而全球平均 SAT 的响应则直接与 TOA 的辐射收支相联系, 使得不同模式的气候敏感度在全球尺度上更具可比性.

考察模式的气候响应和敏感度, 需要与模式的参照试验进行比较. 500 年工业革命前参照试验显示, FGOALS-s2 中全球平均 SAT 比 FGOALS-g2 高出约 0.51 K(图 3(a)). 参照试验中 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 均有微弱的变冷趋势, SAT 的漂移分别为 -0.03 和 $-0.04 \text{ K (100 a)}^{-1}$ (图 3(a)). FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中 TOA 处的净辐射并没有完全平衡, 分别有 3.30 和 0.87 W m^{-2} 向下的净辐射通量, 并且存在 0.01 和 $0.02 \text{ W m}^{-2} (100 \text{ a})^{-1}$ 的漂移(图 3(b)). 因此, 为了消除模式气候漂移的影响, 在进行分析之前, abrupt4x- CO_2 试验数据均扣除了工业革命前参照试验的结果.

3 结果分析

在下文的分析中, 我们首先比较两个 FGOALS 模式中 4 倍 CO_2 辐射强迫的差异, 分析了快响应阶段晴空/云反馈对强迫估计值的贡献. 接着计算了两个模式的 ECS, 并比较了快响应和慢响应阶段的反馈过程对 ECS 的贡献.

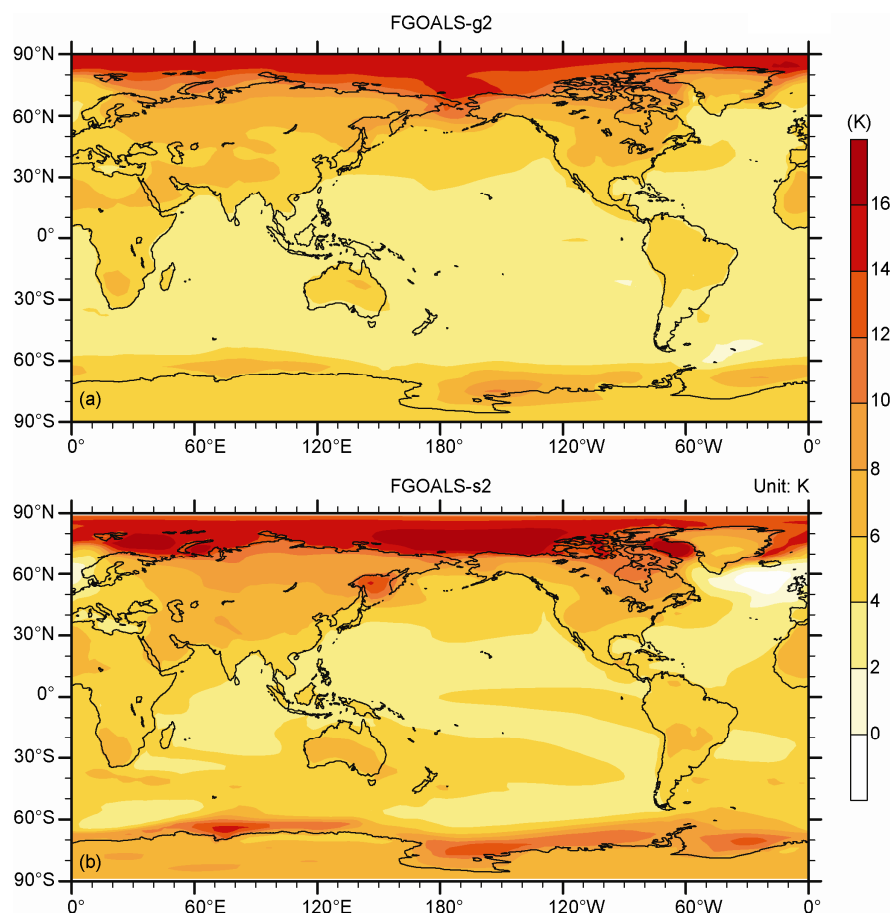


图 2 4 倍 CO_2 浓度情景下 150 年平均 SAT 响应的空间分布
相对于参照试验. (a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2

3.1 强迫值及其包含的反馈过程

图 4 给出 Gregory 的回归分析的结果. 通过拟合前 20 年(即所谓的快响应阶段)的数据, 在纵坐标的截距处估计 4 倍 CO_2 产生的辐射强迫. 2 倍 CO_2 辐射强迫(4 倍 CO_2 强迫的一半)估计值在 FGOALS-g2 中为 $(3.64 \pm 0.15) \text{ W m}^{-2}$, FGOALS-s2 中为 $(3.90 \pm 0.20) \text{ W m}^{-2}$ (表 1). 表 1 中的不确定性为估计值 ± 1 倍的标准差. 此方法估计的 2 倍 CO_2 辐射强迫接近于其理论值 3.71 W m^{-2} (Myhre 等, 1998; Forster 等, 2006)以及由 Gregory 等(2004)给出的参考值 $(3.74 \pm 0.08) \text{ W m}^{-2}$. 两个版本的 FGOALS 模式中 CO_2 辐射强迫的差异远小于 CMIP3 模式(Gregory 等, 2008)以及其他 CMIP5 模式(Andrews 等, 2012)之间的离差.

为了揭示短波/长波、晴空/云分量对估计强迫值的影响, 图 5 将总强迫 F 线性分解为长波晴空强迫

F_{LN} 、短波晴空强迫 F_{SN} 、长波云强迫 F_{LC} 和短波云强迫 F_{SC} 四个部分, 其分别为 TOA 处的 LN, SN, LC 和 SC 辐射分量与 ΔT 拟合的直线在纵轴的截距. 可以看出, 由于 CO_2 对长波的吸收作用, 两个模式的总强迫 F 由 F_{LN} 主导, 这与 CMIP3 模式(Gregory 等, 2008)以及其他 CMIP5 模式(Andrews 等, 2012)的结果相一致.

与总强迫 F 不同, FGOALS-s2 的 F_{LN} 比 FGOALS-g2 明显偏大(图 5, 表 1). F_{LN} 的不同可能部分源于两个大气环流模式(AGCM)中采用的辐射方案的差异. FGOALS-s2 的 AGCM 分量采用了改进的 Edwards-Slingo 方案(Sun 等, 1999a), 而 FGOALS-g2 的 AGCM 分量则采用了 Ramanathan-Downey 方案(Ramanathan 等, 1986). 尽管如此, 基于回归法用“响应”估计“强迫”的特点, F_{LN} 的估计中实际包含了长波晴空反馈 α_{LN} 的影响. 由表 1 还可看到, FGOALS-s2 中较强的 F_{LN} 与较弱的 α_{LN} 对应(即长波负反馈较弱),

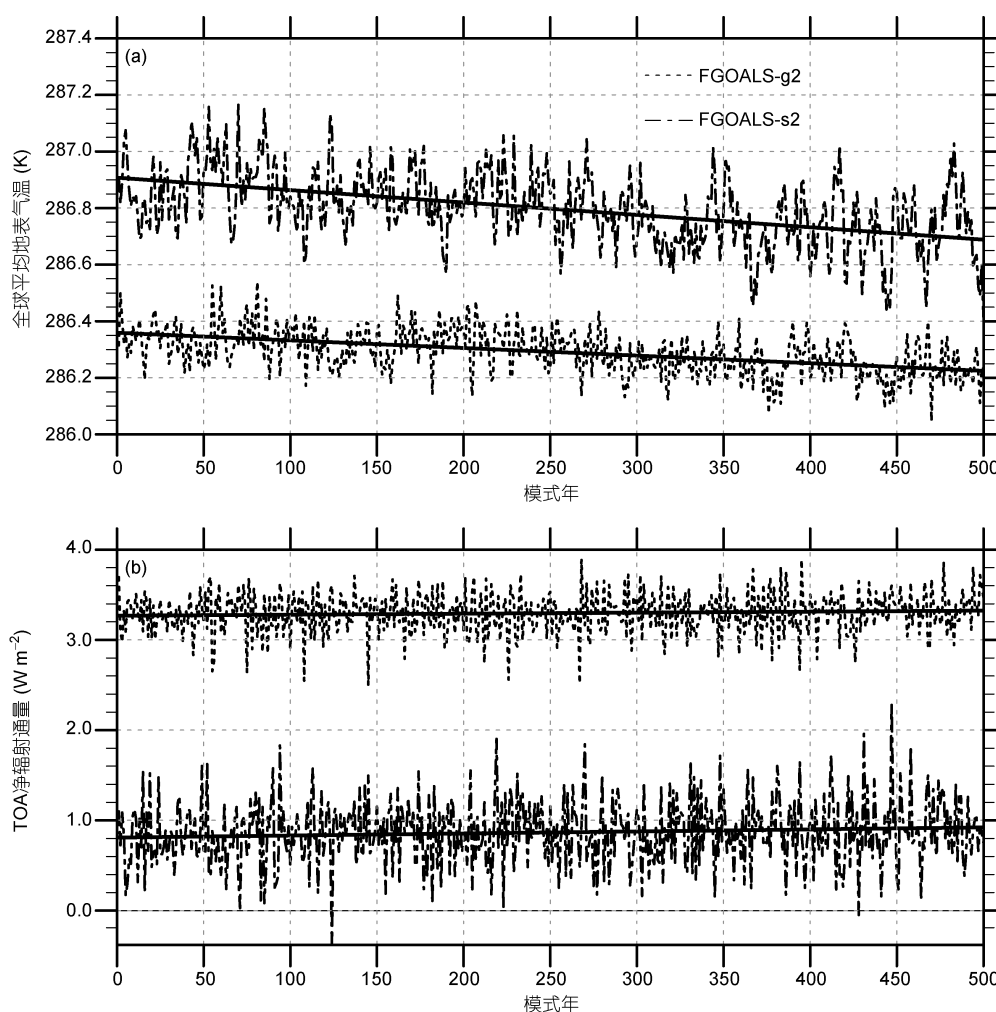


图3 500年工业革命前参照试验

(a) 全球平均 SAT; (b) TOA 处的净辐射通量, 以及对应的线性趋势(粗实线)

FGOALS-g2 正好相反. 因此, 与 α_{LN} 有关的过程对 F_{LN} 的贡献在 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中有所不同, 下文将对此进行进一步分析.

长波晴空反馈 α_{LN} 是最强的负反馈(图 5), 其中包括了黑体辐射和温度递减率负反馈以及水汽正反馈过程(Colman, 2003). 对流层中的水汽能够通过增强温室效应放大由 CO_2 导致的增暖; 相反, 更暖的大气和地表能够遵循 Stefan-Boltzmann 定律, 发射更多的长波, 以冷却气候系统. 此外, 热带对流层上层的增暖大于下层, 引起温度垂直递减率减小(是水汽增多的结果), 使得大气层结趋于稳定, 令地气系统射出的长波辐射增多(Hansen 等, 1981), 从而部分抵消水汽的正反馈作用, 它们的综合作用被称为“水汽-递

减率反馈”. 为了理解两个模式不同的 F_{LN} , 如图 6 所示, 将 F_{LN} 分解为地面长波(LS)和晴空大气长波(LA)所贡献的强迫分量 F_{LS} 和 F_{LA} . LA 为晴空 TOA 出射长波 LN 与 LS 之差, 反映了大气中的温室气体对向外出射长波的截留作用. F_{LA} 量值几乎与 F_{LN} 相同, 包含了 CO_2 的辐射强迫以及水汽-递减率反馈的影响, 而包含了黑体辐射负反馈的 F_{LS} 与 F_{LA} 相比可以忽略(图 7(a), 表 1). 水汽是最重要的温室气体, 在变暖的气候中能够导致最强的正反馈(Colman, 2003). 在增加 CO_2 浓度的情况下, 水汽的正反馈增加了 TOA 处温室气体的强迫(Held 等, 2000). 温度递减率反馈一般为负值, 能够部分抵消水汽的正反馈作用, 但在两个模式中总的 α_{LA} 仍然是正值(图 6, 7(a)), 因此

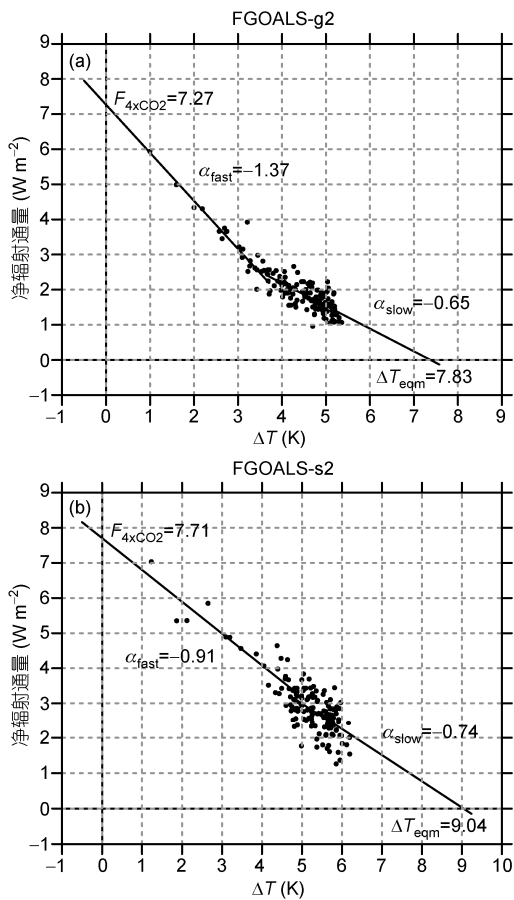


图 4 4 倍 CO₂ 浓度情景下, 全球平均 TOA 处的净辐射通量与 SAT 响应的关系

相对于参照试验. (a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2. 强迫 $F_{4\times\text{CO}_2}$ 为纵坐标截距, 通过快响应阶段(前 20 年)数据拟合外推得到, 对应斜率为 α_{fast} . 平衡态温度响应 ΔT_{eqm} 为横坐标截距, 通过慢响应阶段(后 130 年)数据拟合外推得到, 对应斜率为 α_{slow} .

水汽的反馈在水汽-递减率反馈中起主导作用.

为进一步比较两个模式中水汽的正反馈作用, 图 8 给出了 FGOALS-s2 与 FGOALS-g2 的温度与比湿垂直廓线之差. 在 FGOALS-s2 中, 最显著的暖异常位于对流层 300~700 hPa(图 8(a)). 这一特征反映了水汽和湿绝热过程的影响. 由于对流层低层的水汽含量比高层多, 在气候状态变化的情况下(比如 4 倍 CO₂ 浓度情景下), 如果出现异常的上升运动, 气块在对流层中高层凝结释放潜热, 其增温程度比低层更强. 同时, 增暖的环境升高了饱和水汽压和大气容纳水汽的能力, 其结果正如图 8(b)比湿廓线所示, FGOALS-s2 中水汽响应更为显著.

尽管与云特性有关的强迫分量 F_{LC} 和 F_{SC} 比 F_{LN}

表 1 基于 FGOALS 模式 4 倍 CO₂ 浓度情景试验 (abrupt4xCO₂)估计的辐射强迫值、反馈因子、平衡态温度响应及其长波/短波、晴空/云各分量^{a)}

	FGOALS-g2	FGOALS-s2
辐射强迫 (W m ⁻²)	F_{LN}	8.13±0.08
	F_{SN}	-0.17±0.06
	F_{LC}	-0.78±0.12
	F_{SC}	0.09±0.21
	F_{NET}	7.27±0.30
	F_{LS}	0.54±0.09
	F_{LA}	7.59±0.12
反馈因子 (W m ⁻² K ⁻¹)	α_{LN}	-1.78±0.03
	α_{SN}	0.70±0.02
	α_{LC}	0.07±0.04
	α_{SC}	-0.36±0.07
	α_{NET}	-1.37±0.10
	α_{LS}	-5.40±0.03
	α_{LA}	3.62±0.04
		(-1.72±0.02)
		(1.05±0.02)
		(-0.65±0.05)
平衡态温度(K)		7.4

a) 数值的不确定性表示为±1 倍标准差. 对于反馈因子, 括号内表示慢响应阶段的值, 无括号表示快响应阶段的值

小得多, 但它们能够通过抵消 F_{LN} 的正值而对估计的总强迫 F 有所贡献, 这一特点在 FGOALS-s2 中表现尤为显著(图 7(a)). F_{LC} 在两个模式中均为负值(图 5, 图 7(a)), 表明云对 CO₂ 强迫的响应增强了出射长波, 进而减弱了水汽引起的辐射强迫增强的幅度. 在 FGOALS-s2 中 F_{SC} 的作用与 F_{LC} 类似, 云的响应增加了短波的反照率. 但 F_{SC} 分量在 FGOALS-g2 中很弱, 可以忽略(图 7(a)). 从表 1 可以看出, F_{SC} 的不确定性是总强迫 F 不确定性的主要来源.

两个模式结果均表明, 在全球尺度上与晴空短波反馈 α_{SN} 有关的强迫分量 F_{SN} 在总强迫 F 中所占的比重很小(图 7(a)). 由于影响晴空短波反馈过程的主要是冰雪反照率的变化, 这意味着高纬度冰雪反照率变化对晴空短波的影响仅仅是对 CO₂ 强迫下系统温度升高的响应, 其在快响应阶段对总强迫 F 的贡献很小.

3.2 ECS 与相关的反馈过程

在慢响应阶段, 使用 21~150 年的数据估计平衡态温度响应 ΔT_{eqm} (图 4), 其值的一半作为对 ECS 的估

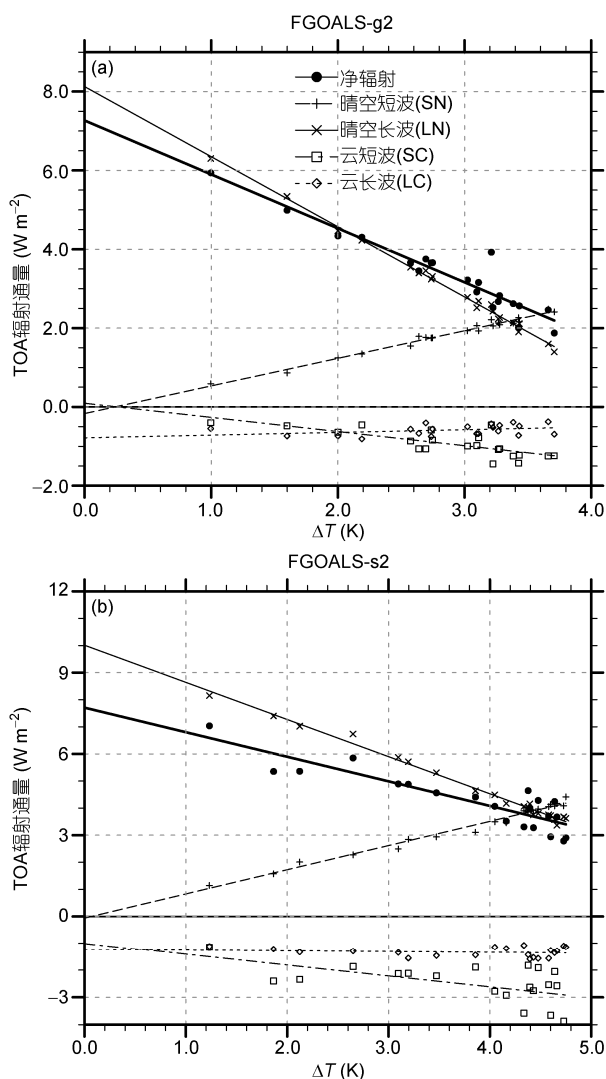


图5 快响应阶段 TOA 处的净辐射强迫和反馈及其四个分量
(a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2.

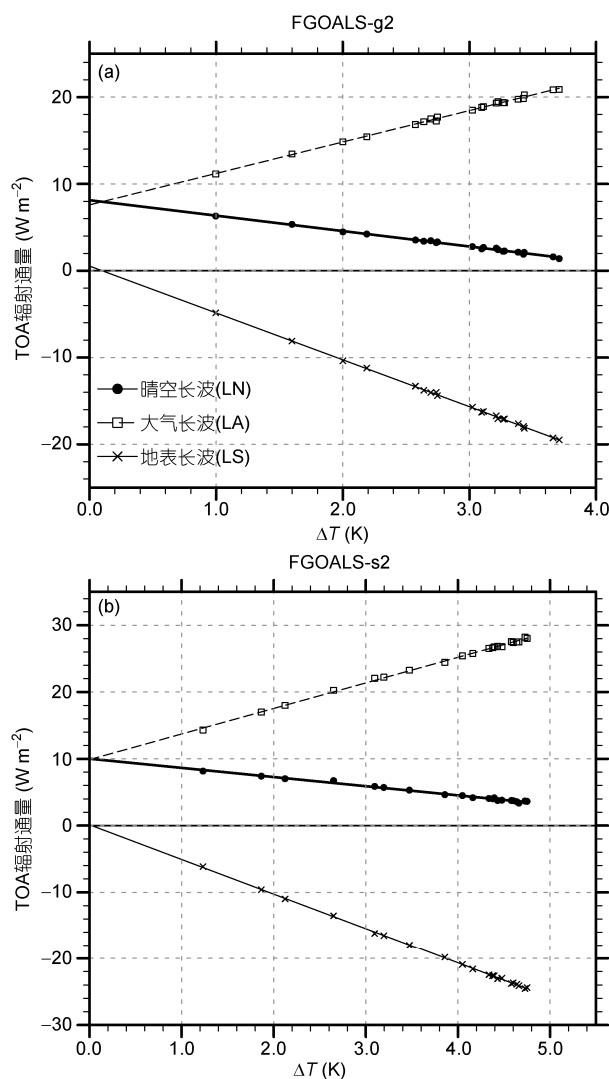


图6 快响应阶段 TOA 处晴空长波及其两个分量
(a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2

计. ECS 在 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中分别约为 3.7 和 4.5 K. 由图 4 可见, ΔT_{eqm} 的大小是由快响应阶段和慢响应阶段的反馈强度 α_{fast} 和 α_{slow} 共同决定的. 负反馈 α_{fast} 和 α_{slow} 越强(绝对值越大), 气候敏感度越小. 根据图 4 中拟合的直线可见, 在 $\Delta T=0$ 处的强迫值也会影响的 ΔT_{eqm} 大小; 较大的强迫 F 下更易出现较大的 ΔT_{eqm} . 这里重点讨论反馈过程对 ECS 的影响. 由图 4 和表 1 可以看出, FGOALS-s2 与 FGOALS-g2 的 α_{fast} 之差约为 $0.5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, 是 α_{slow} 之差(约 $-0.1 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$) 的 5 倍左右. 此外, 图 4 显示, 快响应阶段结束后 FGOALS-g2 中 TOA 处不平衡的辐射通量约为

2.2 W m^{-2} , 而在 FGOALS-s2 中仍剩余 3.4 W m^{-2} . 此时净通量的差异(约 1.2 W m^{-2})远大于估计的强迫 F 的差异(约 0.4 W m^{-2}). 因此, 在快响应阶段 FGOALS-s2 的负反馈 α_{fast} 较弱, 是其平衡敏感度较大的主要原因.

为了理解短波/长波、晴空/云反馈的不同贡献, 将净反馈 α_{fast} 和 α_{slow} 进一步分解为各分量 α_{LN} , α_{SN} , α_{LC} 和 α_{SC} (图 7(b)). 在快响应阶段, FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 的 α_{LN} 和 α_{SN} 分量的差别分别约为 0.4 和 $0.2 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, 对净反馈 α_{fast} 的差异(约 $0.5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$) 起主要贡献. 在 FGOALS-s2 中, 长波晴空负反馈 α_{LN} 较弱, 而短波晴空正反馈 α_{SN} 较强. 如前文所言,

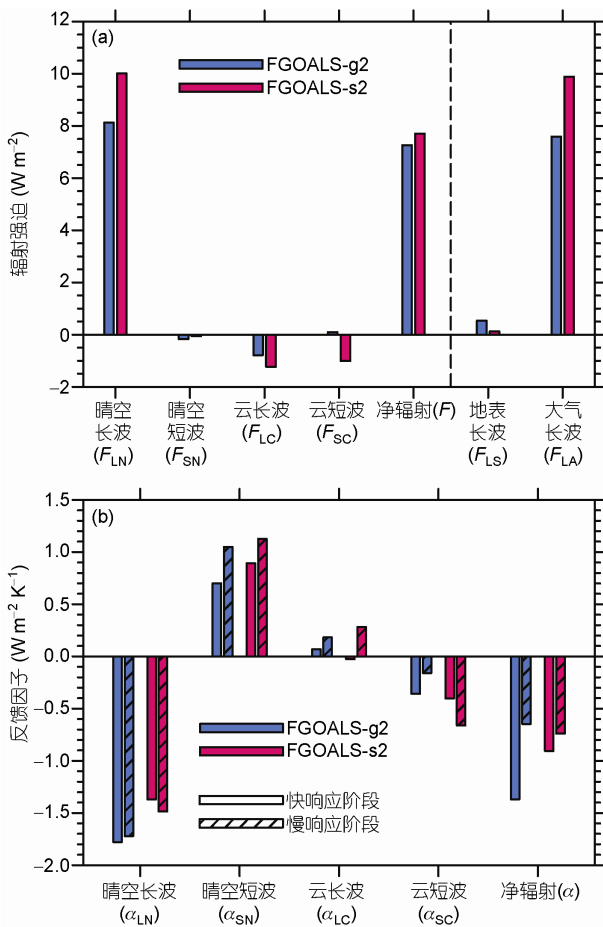


图 7 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中估计的强迫(a)和快响应、慢响应阶段反馈因子(b)及其对应各分量的比较

FGOALS-s2 中较弱的 α_{LN} 与包含在 α_{LA} 中较强的水汽正反馈有关. 两个模式 α_{LA} 的差异 (约 $0.2 \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-1}$) 能解释 α_{LN} 差异的 50% 左右, 其余的 50% 来源于 FGOALS-s2 中较弱的地表黑体辐射反馈 α_{LS} , 即 FGOALS-s2 中地表发射的长波对强迫的响应较弱 (表 1).

两个模式云反馈的差别贡献了 α_{fast} 差异中其余的 $-0.1 \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-1}$ (表 1), 其中长波云反馈 α_{LC} 的差异是主要部分. α_{LC} 在 FGOALS-g2 中为正值, 在 FGOALS-s2 略为负值并且有相对较大的不确定性 (表 1), 表明两个模式中的长波云响应可能是不同的且较为复杂. 与估计 CO_2 辐射强迫的不确定性类似, 短波云反馈过程的不确定性是快响应阶段总反馈 α_{fast} 不确定性的主要来源 (表 1).

短波晴空反馈 α_{SN} 是最强的正反馈 (图 7(b)), 包含了由于高纬度冰雪反照率反馈引起的地表反照率

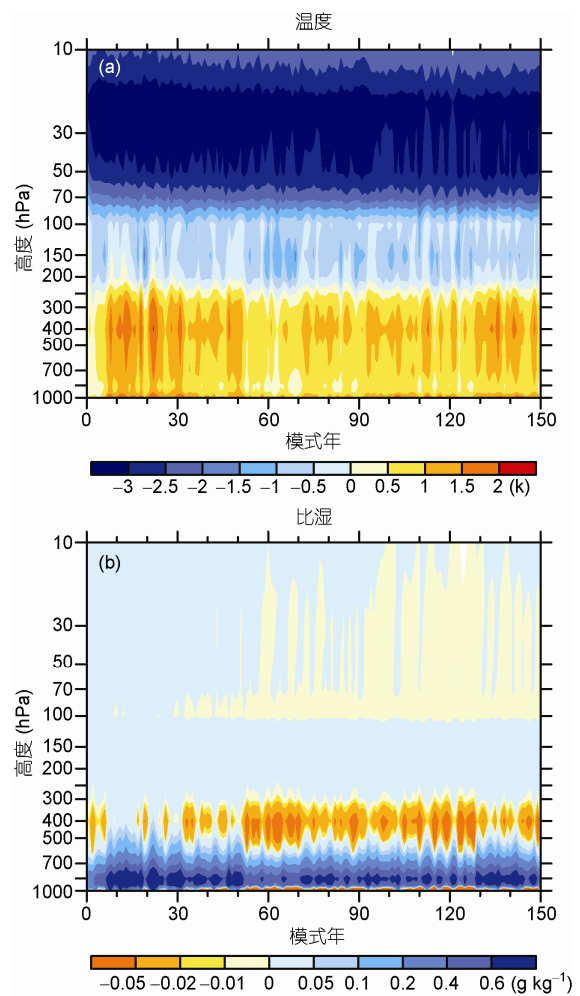


图 8 4 倍 CO_2 浓度情景下, FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 中全球平均的温度廓线(a)和比湿廓线(b)之差

相对于参照试验

的减少 (Colman, 2003; Winton, 2006). 在快响应阶段, FGOALS-s2 中的海冰密集度比 FGOALS-g2 下降得更快 (图 9(a)), 并且主要是由北极地区海冰的融化所贡献 (图 9(b),(c)). 两个模式中海冰密集度对 CO_2 辐射强迫的响应表明 FGOALS-s2 中的反照率正反馈比 FGOALS-g2 更强, 使得 α_{SN} 也更强. 综上, 快响应阶段 FGOALS-s2 中 α_{fast} 反馈较弱主要因为该模式中水汽和反照率的正反馈较强, 而黑体辐射负反馈较弱.

在慢响应阶段, α_{LN} 和 α_{SN} 的特征与快响应阶段类似 (图 7(b)). 不同之处在于 FGOALS-s2 中与 α_{SN} 相联系的海冰的减少, 主要出现在南极附近而不是北极地区 (图 9(c)). 较弱的负反馈 α_{LN} 和较强的正反馈 α_{SN} 会使得 FGOALS-s2 在慢响应阶段的总负反馈也

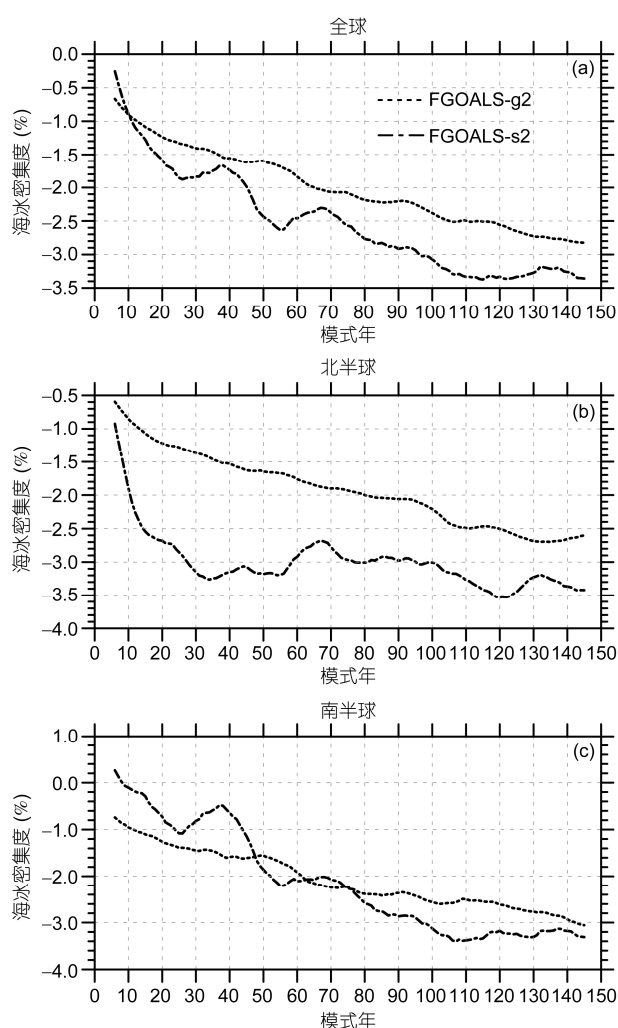


图9 4倍CO₂浓度情景下, 11年滑动平均海冰密集度对增暖的响应
相对于参照试验. (a) 全球; (b) 北半球; (c) 南半球

较弱. 事实上 FGOALS-s2 的总负反馈 α_{slow} 比 FGOALS-g2 稍强, 有助于减小 FGOALS-s2 的平衡态敏感度(图 4). 与快响应阶段不同, 慢响应阶段中 FGOALS-s2 的云短波负反馈 α_{SC} 比 FGOALS-g2 强约 $-0.5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, 是 4 个反馈分量中差异最大的(图 7(b), 表 1). 因此, FGOALS-s2 较强的 α_{slow} 主要是由较强的 α_{SC} 贡献的.

考虑到云反馈的复杂性, 本文进一步考察了两个模式中总云量和云水路径的响应, 这两个量通常会影响短波云辐射过程(Somerville 等, 1984; Roeckner 等, 1987). 总云量和云水路径的增加能够增大云的反照率, 加强云短波辐射强迫. 由图 10 可见,

总云量和云水路径随着气候变暖而增加, 形成云短波负反馈, 在 FGOALS-s2 中尤其明显. 特别是云水的响应在两个模式中差别很大. FGOALS-g2 中的云水对增暖的响应非常微弱, 几乎没有响应, 导致 FGOALS-g2 中的云短波负反馈比 FGOALS-s2 要弱得多.

此外, 慢响应阶段的 α_{LC} 在两个模式中均为正值, 并且在 FGOALS-s2 中稍强. 为了理解 α_{LC} 的不同的原因, 图 10 中比较了两个模式的高云量. FGOALS-s2 中的高云量响应强于 FGOALS-g2, 会导致 FGOALS-s2 出现更强的长波云辐射正反馈(图 7(b))(Wetherald 等, 1988). FGOALS-s2 云水路径的响应偏强也有利于产生较强的长波云正反馈(Taylor et al., 1992).

总之, 与 FGOALS-g2 相比而言, 虽然 FGOALS-s2 在慢响应阶段(后 130 年)的净云负反馈较强, 有助于减弱其敏感度, 但是快响应阶段(前 20 年)较强的水汽和反照率正反馈的作用超过了来自云的负反馈作用, 最终导致 FGOALS-s2 气候系统敏感度更高.

4 结论

为了理解在相同 CO₂ 强迫下 IAP/LASG FGOALS 模式的两个版本 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 模拟的 SAT 响应不同的原因, 本文使用 4 倍 CO₂ 浓度情景下的基准试验 abrupt4xCO₂, 研究了两个模式的气候敏感度. 模式的平衡态敏感度通过 Gregory 回归法估计. 在整个 150 年的模拟时段中, 前 20 年和后 130 年的数据分别用来估计 CO₂ 的辐射强迫值和 ECS. 这两个时段各对应 SAT 变化的快响应和慢响应阶段. 快响应阶段升温速率约为慢响应阶段的 10 倍. 为了理解不同过程对敏感度的相对贡献, 本文将强迫和反馈分解为长波/短波、晴空/云各个分量. 主要结论如下:

(1) 4 倍 CO₂ 的辐射强迫在 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中分别为 7.27 和 7.71 W m^{-2} . 强迫值的估计包含了快响应阶段不同反馈过程的影响, 其中以长波晴空反馈 α_{LN} 为主. 较弱的 α_{LN} 负反馈对应着较大的强迫估计值. α_{LN} 包含了水汽正反馈过程. FGOALS-s2 中水汽响应更快, 导致 α_{LN} 较弱, 使估计的 CO₂ 强迫值较大. 两个模式中与云过程有关的强迫分量为负值, 能够部分抵消由水汽引起的增强的辐射强迫. 估计强迫值的不确定性主要来源于云短波过程.

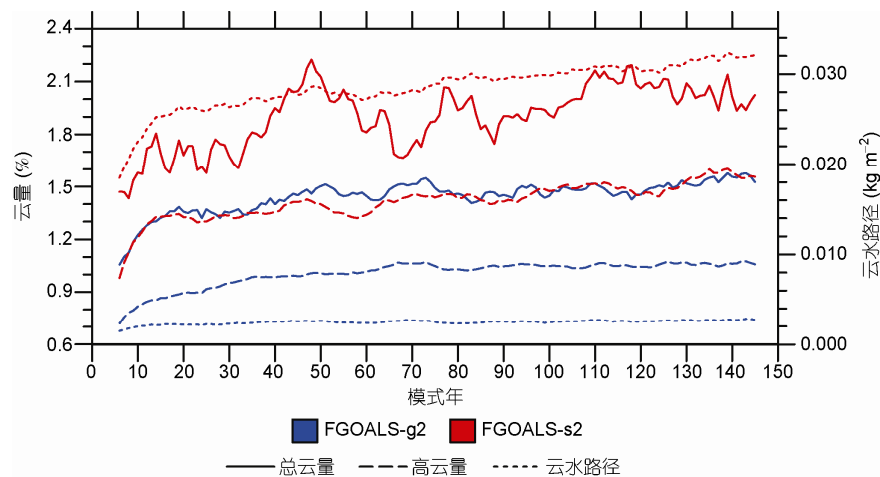


图 10 4 倍 CO_2 浓度情景下, 总云量、高云量和云水(液态水)路径对增暖的响应
相对于参照试验. 蓝色, FGOALS-g2; 红色, FGOALS-s2

(2) 估计的 ECS 在 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中分别约为 3.7 和 4.5 K. FGOALS-s2 在快响应阶段的总(负)反馈 α_{fast} 偏弱, 是其具有较大的敏感度的主要原因. FGOALS-s2 较弱的 α_{fast} 是长波和短波晴空反馈过程共同作用的结果, 其分别与更快的水汽增加和海冰的减少有关. 与 FGOALS-g2 不同, FGOALS-s2 在快响应阶段海冰的变化主要表现为北极地区海冰的急剧减少.

慢响应阶段的晴空反馈特征与快响应阶段相似,

表现为 FGOALS-s2 中更强的水汽响应以及南极地区海冰的迅速减少. 然而慢响应阶段 FGOALS-s2 的总(负)反馈 α_{slow} 比 FGOALS-g2 稍强, 这有助于减小该模式的平衡态敏感度. FGOALS-s2 中较强的 α_{slow} 归因为较强的短波云负反馈作用, 表现为更强的总云量以及云水路径的正响应. 此外, FGOALS-s2 较强的长波云正反馈 α_{LC} 与更强的高云量响应有关. 短波云辐射反馈的不确定性是估计的总反馈不确定性的主要来源.

参考文献

- Andrews T, Gregory J M, Webb M J, et al. 2012. Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models. *Geophys Res Lett*, 38: L09712, doi: 10.1029/2012GL051607
- Bao Q, Lin P, Zhou T, et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, Spectral Version 2: FGOALS-s2. *Adv Atmos Sci*, 30: 561–576
- Boer G J, Yu B. 2003. Climate sensitivity and climate state. *Clim Dyn*, 21: 167–176
- Briegleb B P. 1992. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR Community Climate Model. *J Geophys Res*, 97: 7603–7612
- Bryan K, Komro F G, Manabe S, et al. 1982. Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, 215: 56–58
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3). Boulder: National Center for Atmospheric Research, Tech Rep NCAR/TN-464+STR
- Colman R. 2003. A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Clim Dyn*, 20: 865–873
- Danabasoglu G, Gent P R. 2009. Equilibrium climate sensitivity: Is it accurate to use a slab ocean model? *J Clim*, 22: 2494–2499
- Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Q J R Meteorol Soc*, 122: 689–719
- Forster P M D, Taylor K E. 2006. Climate Forcings and climate sensitivities diagnosed from coupled climate model integrations. *J Clim*, 19: 6181–6194
- Gregory J M, Ingram W J, Palmer M A, et al. 2004. A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys Res Lett*, 31: L03205
- Gregory J, Webb M. 2008. Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO_2 forcing. *J Clim*, 21: 58–71

- Hansen J, Johnson D, Lacis A, et al. 1981. Climate impacts of increasing carbon dioxide. *Science*, 213: 957–966
- Hansen J, Sato M, Ruedy R, et al. 2005. Efficacy of climate forcings. *J Geophys Res*, 110: D18104
- Held I M, Soden B J. 2000. Water vapor feedback and global warming. *Annu Rev Energy Environ*, 25: 441–475
- Li L J, Lin P, Yu Y, et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2. *Adv Atmos Sci*, 30: 543–560
- Li C, von Storch J-S, Marotzke J. 2012. Deep-ocean heat uptake and equilibrium climate response. *Clim Dyn*, 30, 40: 1071–1086
- Liu H, Wu G X. 1997. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB. *Adv Atmos Sci*, 14: 289–308
- Manabe S, Bryan K. 1985. CO₂-induced change in a coupled ocean-atmosphere model and its paleoclimatic implications. *J Geophys Res*, 90: 11689–11707
- Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. 2007. Global Climate Projections. In: Solomon S, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Changes*. Cambridge: Cambridge University Press. 747–845
- Myhre G, Highwood E J, Shine K P, et al. 1998. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophys Res Lett*, 25: 2715–2718
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment. *Science*, 243: 57–63
- Ramanathan V, Downey P. 1986. A nonisothermal emissivity and absorptivity formulation for water vapor. *J Geophys Res*, 91: 8649–8666
- Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. Climate models and their evaluation. In: Solomon S, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Changes*. Cambridge: Cambridge University Press. 589–662
- Roeckner E, Schlese U, Biercamp J, et al. 1987. Cloud optical depth feedbacks and climate modeling. *Nature*, 329: 139–140
- Slingo J M. 1987. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Q J R Meteorol Soc*, 113: 899–927
- Somerville R C J, Remer L A. 1984. Cloud optical thickness feedbacks in the CO₂ climate problem. *J Geophys Res*, 89: 9668–9672
- Sun Z A, Rikus L. 1999a. Improved application of exponential sum fitting transmissions to inhomogeneous atmosphere. *J Geophys Res*, 104: 6291–6303
- Sun Z A, Rikus L. 1999b. Parametrization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations. *Q J R Meteorol Soc*, 125: 3037–3055
- Taylor K E, Ghan S J. 1992. An analysis of cloud liquid water feedback and global climate sensitivity in a general circulation model. *J Clim*, 5: 907–919
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc*, 93: 485–498
- Wetherald R T, Manabe S. 1988. Cloud feedback processes in general circulation models. *J Atmos Sci*, 45: 1397–1415
- Winton M. 2006. Surface albedo feedback estimates for the AR4 climate models. *J Clim*, 19: 359–365