

气候敏感度、气候反馈过程与 2°C 升温阈值的不确定性问题^{* 1}

周天军¹ 陈晓龙^{1,2}

ZHOU Tianjun¹ CHEN Xiaolong^{1,2}

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(LASG),北京,100029

2. 中国科学院大学,北京,100049

1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2015-03-12 收稿,2015-04-21 改回.

周天军,陈晓龙. 2015. 气候敏感度、气候反馈过程与 2°C 升温阈值的不确定性问题. 气象学报, 73(4):624-634

Zhou Tianjun, Chen Xiaolong. 2015. The uncertainty in the 2°C warming threshold issue as related to climate sensitivity and climate feedback. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(4):624-634

Abstract The climate sensitivity is an important index that measures the relationship between the increase of greenhouse gasses and the magnitude of global warming. Uncertainties in the climate change projection and climate modeling are mostly related to the climate sensitivity. The climate sensitivities of coupled climate models determine the magnitudes of the projected global warming. In this paper, the authors have thoroughly reviewed the studies of climate sensitivities, and discussed the issues related to climate feedback processes, the methods used in estimating the equilibrium climate sensitivity (ECS) and the transient climate response (TCR), including the TCR to cumulative CO₂ emissions (TCRE). After presenting a summary of the sources that affect the uncertainty of climate sensitivity, the impact of climate sensitivity on climate change projection is discussed by addressing the uncertainties in the 2°C warming issue. Challenges that call for further researches are also discussed.

Key words Climate sensitivity, Radiative forcing, Climate feedback, Greenhouse gasses, Climate model

摘要 气候敏感度是度量温室气体浓度升高和全球升温幅度关系的重要指标,当前气候模拟和气候预估中的很多不确定性问题,都直接和气候敏感度有关。气候敏感度的大小也决定着预估的气候变暖幅度的大小,直接影响到温室气体减排政策的制订。在简要回顾气候敏感度概念的提出和研究历史基础上,着眼于气候反馈分析,介绍了气候敏感度与辐射强迫和反馈过程的关系,总结了气候系统主要的反馈过程;根据大气层顶的能量平衡关系,利用 CMIP5 多模式结果介绍了平衡态气候敏感度和瞬态气候响应(包括累积碳排放的瞬态气候响应)的估算原理和方法,总结了气候敏感度不确定性的来源,并以“2°C 阈值”问题为例,介绍了气候敏感度对预估结果不确定性的影响。随着观测资料的积累和气候模式的发展,继续减少气候敏感度的不确定性、估算包含碳循环的敏感度、利用地球系统模式规划最优碳排放路径是未来本领域主要的研究方向。

关键词 气候敏感度, 辐射强迫, 反馈过程, 温室气体, 气候模式

中图分类号 P467

* 资助课题:中国科学院战略性先导科技专项项目(XDA05110300)、国家自然科学基金(41330423)。

作者简介:周天军,主要从事季风和海气相互作用数值模拟研究。E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

通讯作者:陈晓龙,主要从事气候变化和模拟研究。E-mail: chenxiaolong@mail.iap.ac.cn

本文选自 2014 年中国气象学会年会特邀报告。

1 气候敏感度的概念及意义

以CO₂为代表的温室气体浓度的升高阻挡了地-气系统一部分向外红外辐射(即“温室效应”),在大气层顶出现净向下的辐射通量,加热整个地-气系统。广义上,气候敏感度可理解为气候系统对这一净加热响应的快慢和幅度。温度是与辐射最紧密相关的物理量,一般采用全球平均地表气温(T_s)的变化作为气候响应的指标。以工业革命前的气候态为基准,在两倍于工业革命前CO₂浓度下,气候系统完全响应达到新的平衡态时, T_s 的变化就被称为“平衡态气候敏感度(Equilibrium Climate Sensitivity, ECS)”,常简称为“气候敏感度”(Cubasch, et al, 2001; Randall, et al, 2007; 王绍武等, 2012)。

早在19世纪末就出现了有关气候敏感度的研究。Arrhenius(1896)根据简单的热辐射平衡理论最早定量研究了CO₂的温室效应,指出在CO₂浓度加倍下全球平均气温可能上升4.4 K左右,并讨论了水汽和冰雪反照率的作用。20世纪50年代电子计算机的出现和辐射理论的发展,使人们有了更加强大的工具来研究这个问题。Manabe等(1964)建立了一个满足大气热平衡的一维辐射对流调整模型,Manabe等(1967)利用上述模型研究了地表温度对多种辐射强迫因子的敏感度,并且讨论了水汽的影响(设定相对湿度不变),指出水汽的响应可能使CO₂引起的温室效应加倍。大气环流模式(AGCM)建立起来后,Manabe等(1975)利用三维的大气环流模式,给理想的海陆分布,忽略海洋热输送,且固定云量,得到CO₂浓度加倍后地面平衡温度上升约3 K。Charney等(1979)利用耦合混合层海洋的大气环流模式,指出CO₂浓度加倍后地表温度可能上升1.5—4.5 K(被称为“Charney 敏感度”),并讨论了海洋热吸收的影响。

Charney 敏感度提出之后至20世纪90年代之前的研究采用了更加复杂的模型,如考虑云的变化、给定海洋热输送、提高模式分辨率等,但依然使用混合层海洋模式,得到的气候敏感度也均在Charney敏感度的范围之内(IPCC, 1990)。与混合层海洋耦合的大气环流模式的优点是,积分二三十年即可达到平衡态,计算代价很小。但由于其不能反映海洋热输送的变化,故不适合研究长期气候变化,如大西洋经圈翻转环流(AMOC)对升温的影响(周天军

等, 1998, 2000)。随着计算能力的提高,从20世纪90年代末开始出现使用大气-海洋全耦合模式(AOGCM)进行长期积分试验(Stouffer, et al, 1999; Gregory, et al, 2004; Danabasoglu, et al, 2009; Li, et al, 2013),但由于需要积分成千上万年才能达到平衡,计算成本很高,因此没有推广开。尽管如此,在此期间发展了利用非平衡态(也称为“瞬态”)响应来估计平衡态响应的方法(Gregory, et al, 2004; Flato, et al, 2013),可以用大气-海洋全耦合模式进行一百多年积分估算平衡态气候敏感度。与积分至平衡态的试验相比,用瞬态响应估算的误差在10%以内(Li, et al, 2013)。

平衡态气候敏感度只关注最后的平衡态,而不管如何到达平衡态。但历史气候变化以及在不同情景下预估的未来变化都不能看作平衡态,因此,需要另一个量来衡量这种尚未达到平衡态(瞬态)时的“气候敏感度”。为了与平衡态气候敏感度区分开来,这个量被称为“瞬态气候响应(Transient Climate Response, TCR)”。定义为在CO₂浓度每年增长1%的情景下,当达到2倍于工业革命前的浓度水平时, T_s 相对工业革命前的变化(Randall, et al, 2007)。

近年来人们注意到 T_s 的变化与累积碳排放有很好的线性关系,并且,在不同时间和情景下变化不大,能够反映年代际至百年际以上的变暖(Matthews, et al, 2009; Goodwin, et al, 2015)。结合瞬态气候响应与大气中累积的CO₂排放,将单位累积碳排放下 T_s 的变化定义为“累积碳排放的瞬态气候响应(TCR to cumulative CO₂ emissions, TCRE)”。累积碳排放的瞬态气候响应能够给出升温稳定在某一阈值下大气中允许累积的碳排放量(Collins, et al, 2013),即将温度控制目标和减排目标联系起来,可为减排政策的制订提供重要参考。

气候敏感度之所以受到广泛关注,是因为其是刻画温室气体浓度升高和全球升温幅度联系的重要指标,直接影响到未来气候预估结果的可信度(或者说不确定性),事关温室气体减排政策的制订。本文旨在总结气候学界关于气候敏感度、辐射强迫和反馈过程的研究进展,讨论气候敏感度不确定性的来源,并以“2℃阈值”问题为例,讨论气候敏感度对预估结果不确定性的影响,在此基础上,总结出未来本领域研究的重点方向。

2 气候反馈过程

借用电子工程领域关于反馈研究的相关术语, Hansen 等(1984)提出一个与气候敏感度相联系的线性反馈分析方法, 此后人们开始注意“强迫—响应—反馈”问题(图 1)。这一方法逐渐成为当前气候反馈分析的标准方法(Cubasch, et al, 2001; Gregory, et al, 2002, 2004; Roe, 2009)。其中“强迫”指的是系统的驱动因子, 就气候系统而言, 则是太阳辐射的变化、火山等自然过程排放的气溶胶、人为排放的温室气体和气溶胶等所引起的大气层顶净辐射通量的变化。其中, 人为排放的温室气体中除了 CO_2 还有很多痕量气体, 其单位浓度下的辐射效应比 CO_2 高得多(石广玉, 1991; 王明星等, 2000), 但因为含量较低, 一般换算为同等辐射效应下的 CO_2 浓度, 称为等效 CO_2 浓度。理想的辐射强迫是强迫因子发生变化后气候系统的任何部分还未响应时大气层顶的净辐射通量, 这种情况下两倍 CO_2 浓度对应的辐射强迫约为 4.37 W/m^2 (Ramaswamy, et al, 2001)。

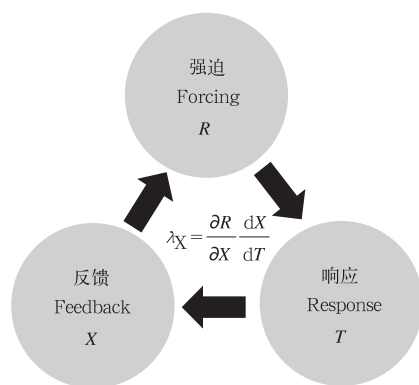


图 1 “强迫—响应—反馈”关系示意
(λ_X 为反馈因子 X 的反馈强度, 含义是单位地表温度 T 的变化导致的 X 的变化在大气层顶产生的辐射强迫的大小)

Fig. 1 Schematics of the “forcing – response – feedback” relation (λ_X , the feedback parameter for a certain feedback factor, meaning the induced perturbation of the radiative forcing at the top of the atmosphere by the changes of the feedback factor per unit of global mean surface temperature changes)

人们逐渐认识到能够引起所关心的气候变化的“强迫”是那些经过快速响应过程调整之后的强迫, 例如平流层过程可以在几个月内完成对温室气体强迫的响应而达到辐射平衡, 此时在大气层顶和对流层顶测量到的辐射强迫应当是相等的, 而更慢的对

流层温度变化是更为关注的对象, 所以, 影响对流层温度的应当是平流层调整结束后的辐射强迫。因此, 在 IPCC 第 3 次评估报告 (TAR) 采用平流层已调整到热平衡、而对流层及其他部分还未响应时对流层顶净辐射通量作为“辐射强迫”的定义 (Ramaswamy, et al, 2001), 从而将两倍 CO_2 浓度对应的辐射强迫修正为 3.71 W/m^2 。虽然 IPCC 第 4 次评估报告 (AR4) 保留了相同的定义, 但是也提出了计算辐射强迫的不同方法 (Forster, et al, 2007), 其中, 包含了更多的快响应过程 (但比平流层响应慢), 如与气溶胶强迫有关的云的变化 (Jacob, et al, 2005) 和对流层的温度调整 (Hansen, et al, 2005)。

IPCC 第 5 次评估报告 (AR5) 定义了多种辐射强迫, 包含了以往情形, 并且, 提出“有效辐射强迫 (ERF)”的概念, 指的是考虑了快速调整过程的辐射强迫。这些快过程包括对流层和陆表温度的变化、云-气溶胶相互作用、温度垂直结构变化及其导致的云的响应等过程 (Myhre, et al, 2013)。因为所关心的温度变化的时间尺度在年代际至百年以上, 所以, 有效辐射强迫更能代表在较长时间尺度上起作用的强迫因子, 也能更好地反映最终全球平均温度对强迫的响应 (张华等, 2014); 但由于对其中许多快速调整过程的认识尚不清楚, 模式估算的有效辐射强迫具有较大的不确定性 ($2.6\text{--}4.3 \text{ W/m}^2$) (Flato, et al, 2013)。

气候敏感度描述的是对“强迫”的“响应”, 但最终响应的大小不仅取决于强迫, 而且还受到各种反馈过程的影响。正反馈越强, 敏感度越高, 反之亦然。“强迫—响应—反馈”是一种循环作用的关系 (图 1), 直至达到新的平衡态。目前认识到的反馈过程主要有以下几种:

(1) 黑体辐射反馈

在大气层顶净向下的辐射强迫作用下, 地表气温升高, 根据斯蒂芬-玻尔兹曼定律, 射出辐射增多, 减小了大气层顶的净辐射, 这一基本的负反馈被称为“黑体辐射反馈”或“普朗克反馈”。有观点认为这一过程并不能被称为“反馈”, 因为这是最简单的、且被充分认识的辐射和温度的关系, 因而建议将其作为反馈分析中的参照系统, 而那些尚未清楚、更受关注的过程才称为相对于这一参照系统的反馈过程 (Roe, 2009)。在不需要参照系统, 只从能量平衡的角度, 分析各因子对地表温度的升高起促进还是衰

减作用时,可将这一辐射冷却效应当作一种单独的反馈(Gregory, et al, 2008; Chen, et al, 2014; Pithan, et al, 2014)。

(2)水汽反馈

水汽是地球上最重要的温室气体,产生的温室效应也最强。根据克劳修斯-克拉珀龙方程,大气中水汽的多少严格受温度控制,且大气和地表之间的水循环周期很短(约10 d),因此,水汽是一种“反馈”而非“强迫”。当外强迫导致地表气温升高时,更多的气水汽蒸发进入大气,更暖的大气又能容纳更多的气水汽,增多的水汽会阻挡更多射出的长波而增大大气层顶的辐射强迫,这便是熟知的“水汽正反馈”(Held, et al, 2000)。

(3)温度递减率反馈

在地-气系统变暖过程中,温度的垂直递减率会发生改变。在热带地区,更多的气水汽通过对流活动在对流层中上层凝结,释放潜热加热大气,使得高层升温大于低层,温度廓线更加接近湿绝热递减率,这一过程被称为“湿绝热调整”。中高层的变暖有助于射出长波,减小大气层顶的辐射强迫,这便是负的“递减率反馈”。由于升温大的区域水汽含量也较高,特别是热带,所以,水汽正反馈和递减率负反馈会相互抵消一部分,净反馈依然为正(Cess, 1975; Held, et al, 2000; Soden, et al, 2006)。通常这两个相互伴随的反馈过程统称为“水汽-递减率反馈”。在缺少“湿绝热调整”的中高纬度地区,变暖被限制在低层,温度递减率变大,是冬季变暖出现“极地放大”现象的主要原因(Colman, 2003; Pithan, et al, 2014)。近年来,也有观点认为这两种反馈相互抵消的现象是人为选取反馈因子造成的,如果选取相对湿度而不是比湿作为反馈因子,温度递减率反馈就会与相对湿度的反馈分离开来(Held, et al, 2012; Ingram, 2013)。

(4)冰雪反照率反馈

高纬度地区的雪被和海冰能够对地表气温的变化产生较快的响应,融化的冰雪减小了地-气系统的反照率,使得大气层顶向外反射出去的短波辐射减小,增大了向下的辐射强迫,这一过程即为“冰雪反照率正反馈”。在早期的气候敏感度研究中已经注意到这一反馈过程(Arrhenius, 1896)。冰雪反照率反馈也是“极地放大”现象的主要原因之一(Pithan, et al, 2014)。

(5)云反馈

在变暖背景下云的响应非常复杂。云量、云高、云粒子大小、云的相态等的改变都能影响大气层顶的辐射通量,而一种云属性的改变可能同时具有正、负反馈两种效应。如果变暖导致云量减少,一方面射出长波辐射增多,减小大气层顶的辐射强迫,为负反馈,另一方面入射短波辐射增多,增大辐射强迫,为正反馈,净反馈的正负则很难确定。不同高度的云的辐射效应不同,高云更易阻挡向外长波辐射,而低云则以反射短波辐射为主,因此,高云的增多和低云的减少会产生强的正反馈。热带地区,随着变暖背景下对流层顶的抬升,云顶高度也随之抬升,阻挡更多长波辐射,产生正反馈。随着变暖背景下哈得来环流的向极扩展,风暴轴向极地移动,云覆盖的地表面积减小,能够反射的太阳短波辐射减少,也产生正反馈。IPCC AR5 中大多数模式的结果表明云的净反馈为正值(Boucher, et al, 2013)。

(6)其他反馈过程

如果考虑海-气 CO₂ 的交换,当海温升高时,CO₂ 的溶解度降低,进一步释放 CO₂ 进入大气,增加大气层顶的辐射强迫,这便是“溶解度正反馈”。当生物圈的变化被考虑进来后,反馈过程会更加复杂,比如变暖背景下植被的变化导致的地表反照率的变化会产生“植被-反照率反馈”(Zeng, et al, 2009)。另一个例子是,CO₂ 增多导致海水 pH 下降使得生物产生的二甲基硫(DMS)减少,而海洋排放的甲基硫是大气中硫元素的最大自然源,硫酸盐的减少会影响海洋上空云的形成并最终影响辐射收支(Six, et al, 2013)。除了上述几种重要的物理反馈外,生物化学过程所参与的反馈也相当重要,这也是需要发展包含生物化学循环的地球系统模式的原因之一(Zhou, et al, 2013)。

上述几种物理过程的“强迫-响应-反馈”关系可以线性表示为(图1)

$$\lambda_x = \frac{\partial R}{\partial X} \frac{dX}{dT} = K_x \frac{dX}{dT} \quad (1)$$

式中, X 是某种反馈因子,比如水汽; R 为大气层顶的辐射强迫, T 为全球平均地表气温; K_x 则称为“反馈核(Feedback kernel)”,是仅与辐射传输有关的量,表示 X 的变化对 R 的贡献,而 (dX/dT) 是 X 对温度变化的响应; λ_x 则称为 X 的反馈参数。对于不同的反馈因子 X ,根据式(1)求得对应的 λ_x 是反

馈分析的核心问题。关于反馈分析的方法和计算反馈的“辐射核(Radiative kernel)”方法,可参考 Roe (2009)以及 Soden 等(2008)。

3 气候敏感度的计算原理

气候敏感度的估算建立在能量平衡的基础上

$$N = F + E \quad (2)$$

式中, N 为大气层顶的净辐射通量; F 为辐射强迫; E 为地-气系统的响应后增加的射出辐射; 规定向下为正。在一阶近似下, 可以将 E 表示为全球平均地表温度变化 T' 的线性函数

$$E = \lambda T' \quad (3)$$

式中, λ 为总反馈参数, 是各种反馈因子的反馈参数之和。无论利用模式试验还是观测数据, 对气候敏感度的估计均离不开式(2)和(3)。

3.1 平衡态气候敏感度

从工业革命前的平衡态开始, 在固定的 CO_2 浓度(如 $2 \times \text{CO}_2$)下用大气-海洋全耦合模式积分至新平衡态, 计算两者平衡态的 T_s 之差即为平衡态气候敏感度的值。但因此种方式要求的计算代价太大而往往不能实现。代替方案是使用耦合混合层海洋

的大气环流模式。虽然其需要的计算代价较小, 但不含海洋环流的作用, 在技术上并不比全耦合模式容易实现。鉴于此, Gregory 等(2004)提出根据一阶近似的能量平衡关系, 利用大气-海洋全耦合模式的非平衡态过程估算平衡态的气候敏感度。由式(2)、(3)可得

$$N = F + \lambda T' \quad (4)$$

CO_2 浓度不变, 则辐射强迫 F 为常数。将 N 看做 T' 的函数, 通过线性拟合 N 和 T' , 那么纵轴的截距($T' = 0$)即为 F , 横轴的截距($N = 0$)即为平衡态温度的变化(在 $2 \times \text{CO}_2$ 下即为平衡态气候敏感度), 斜率则为总反馈参数 λ 。

当到达平衡态时, 大气层顶的净辐射通量 N 为 0(图 2)。平衡态气候敏感度可以表示为

$$\text{ECS} = F_{2\times} / (-\lambda) \quad (5)$$

式中, $F_{2\times}$ 表示 2 倍 CO_2 的辐射强迫, 之前通常取 3.71 W/m^2 , 现在则采用各个模式估计出有效辐射强迫(ERF)。可见式(2)、(3)中的 λ 决定了平衡态气候敏感度的大小, 其倒数即表示单位辐射强迫下温度升高多少度, 因此 $1/(-\lambda)$ 也称为气候敏感度参数。

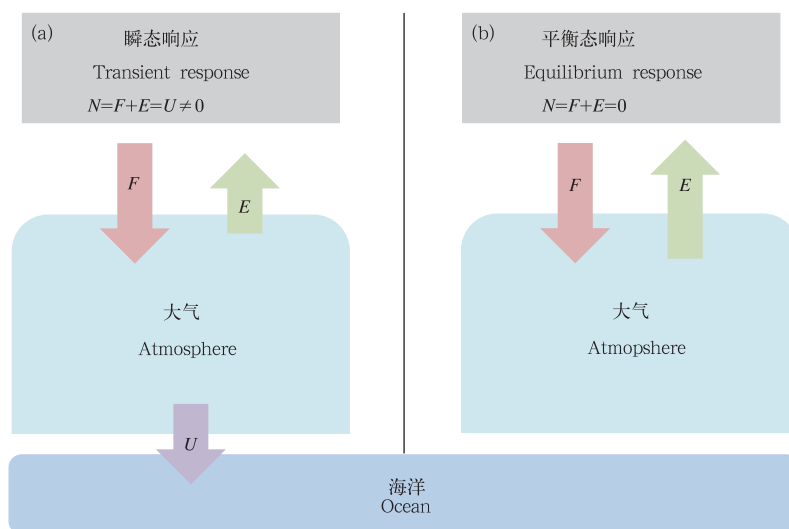


图 2 瞬态(非平衡态)响应(a)及平衡态响应(b)示意 (N 为大气层顶的净辐射通量, F 为强迫因子产生的辐射强迫, E 为地气系统增加的射出辐射, U 为海洋对热量的吸收。在瞬态响应中, N 近似等于 U , 且不为 0; 在平衡态响应中, 海洋的热吸收停止, 大气层顶的辐射通量变为 0, 达到新的平衡态)

Fig. 2 Schematics of the transient response (a) and equilibrium response (b)

(N , net radiative flux at the top of the atmosphere; F , radiative forcing induced by forcing factors; E , increased outgoing radiative flux of the Earth system due to warming; U , ocean heat uptake.

For the transient response, N approximates to U , both not zero. For the equilibrium response, E offsets F and a new equilibrium state reaches)

为得到更明显的强迫信号,通常采用 $4 \times \text{CO}_2$ 浓度驱动大气-海洋全耦合模式。根据 CO_2 浓度和辐射强迫的经验关系(Myhre, et al, 1998), $4 \times \text{CO}_2$ 浓度对应的辐射强迫恰好为 $2 \times \text{CO}_2$ 浓度下的两倍,因此假设 λ 不变,平衡态气候敏感度为 $4 \times \text{CO}_2$ 强迫下估算的平衡温度响应的一半。图 3 给出了 24 个 CMIP5 模式的集合平均在 $4 \times \text{CO}_2$ 浓度强迫下使用 Gregory 回归法得到的平衡态气候敏感度。可见模式的响应大致存在快(前 20 年,绿线)、慢(20 年之后,蓝线)两个阶段,其对应的反馈强度 λ 也不同(Chen, et al, 2014),但平均的 λ (黑虚线)与用整个时段得到的 λ (黑实线)相当。由后 130 年估算的平衡态气候敏感度比整段时间估算的值高约 0.3 K。

除了模式,还可以通过观测数据估算平衡态气

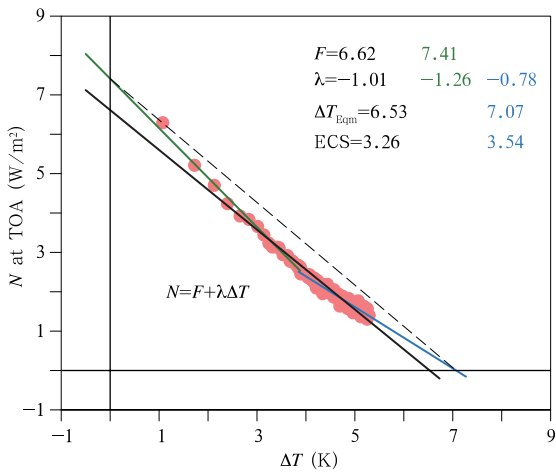


图 3 固定 4 倍 CO_2 浓度情景下,地表温度变化 ΔT 与大气层顶净辐射通量 N 的关系(ΔT 与 N 是 abrupt $4 \times \text{CO}_2$ 试验与 piControl 试验之差。使用 Gregory 回归法(Gregory, et al, 2004)估计平衡态气候敏感度;使用了 24 个 CMIP5 模式集合平均的结果;存在反馈参数 λ 明显不同的两个时段(以第 20 年为界))

Fig. 3 Relation between the surface temperature change ΔT and the net radiative flux N at the top of the atmosphere under the $4 \times \text{CO}_2$ scenario (ΔT and N are the differences between abrupt $4 \times \text{CO}_2$ and piControl runs. Gregory-style regression (Gregory, et al, 2004) is used to estimate the ECS. The outputs of the multi-model ensemble of 24 CMIP5 models are shown. Feedback parameter λ is evidently different in the two response stages (roughly before and after the 20th year))

候敏感度。但在真实的气候系统中, F 随时间而变化。若知温室气体、气溶胶、土地利用等对应的辐射强迫 F 的时间序列,同时结合大气层顶净辐射通量 N (或海洋的热吸收)以及地表温度的变化 T' ,则通过 $(N - F)$ 与 T' 的线性拟合可计算反馈参数 λ ,进而通过式(5)估算出平衡态气候敏感度(Forster, et al, 2006)。

3.2 瞬态气候响应 (TCR) 和累积碳排放瞬态气候响应 (TCRE)

由于瞬态气候响应衡量非平衡态下的敏感度,除气候反馈外,还受海洋热吸收的影响(图 2),在瞬态响应下,根据能量平衡关系

$$U = N = F + \lambda T' \quad (6)$$

式中, U 便是海洋的热吸收速率,近似等于大气层顶的净辐射通量。假设海洋热吸收的时间尺度远大于 T_s 的变化,将 U 也近似为 T' 的一阶线性关系

$$U = \kappa T' \quad (7)$$

式中, κ 为海洋热吸收系数,为正值。这一线性近似假设海洋有无穷大的热容,将海洋热吸收看作一种“负反馈”,适用于强迫缓慢增加的情形(Gregory, et al, 2008)。结合式(6)、(7)可得

$$T' = F / (\kappa - \lambda) \quad (8)$$

$$\text{TCR} = F_{2\times} / (\kappa - \lambda) \quad (9)$$

可见海洋热吸收越强,瞬态气候响应越小。

根据定义,在每年升高 1% CO_2 浓度试验中,当达到 2 倍工业革命前 CO_2 浓度时(第 70 年),将前后 10 年平均 T_s 的变化作为瞬态气候响应。在相同的试验下,计算到达 2 倍 CO_2 浓度时大气累积的总碳排放 C_e (单位:PgC),累积碳排放瞬态气候响应可以表示为

$$\text{TCRE} = \text{TCR} / C_e \quad (10)$$

单位一般为 $\text{K}/1000 \text{ PgC}$ 。也可使用排放驱动的地球系统模式试验来估算累积碳排放瞬态气候响应,在这种情况下,大气中累积的碳排放由模式内部的碳循环和反馈过程决定,累积碳排放瞬态气候响应可以表示为 T_s 与大气累积碳排放的线性回归系数(Collins, et al, 2013)。

4 气候敏感度的不确定性

从 IPCC TAR 到 AR5,使用古气候代用资料、

历史器测资料以及多模式多样本模拟,均未能缩小平衡态气候敏感度的不确定性,其建议的可能范围为 1.5—4.5 K (Flato, et al, 2013),与 1979 年的“Charney 敏感度”相同(Charney, et al, 1979),而不同研究结果也存在差异(Gregory, et al, 2002; Forster, et al, 2006; Andrews, et al, 2012; Rohling, et al, 2012; Olson, et al, 2012; Masters, 2014)。也有观点认为,反馈和平衡态气候敏感度的关系决定了平衡态气候敏感度的不确定性难以减小(Roe, et al, 2007)。由式(5)可知

$$\Delta ECS = \frac{F_{2\times}}{\lambda^2} \Delta \lambda \quad (11)$$

这反映了在线性化假设下反馈参数 λ 与平衡态气候敏感度不确定性的关系。在 λ 的绝对值较小时,一个单位的 $\Delta \lambda$ 对应的 ΔECS 较大,反之较小。因此,若气候敏感度较大,则其不确定性也较大,导致敏感度概率区间的上限难以减小。但这一关系是线性假设下的结果,而实际中敏感度和反馈存在非线性,因此,从理论上理解反馈和气候敏感度不确定性的关系还存在争议(Roe, et al, 2011)。

利用模式估计平衡态气候敏感度的不确定性主要来源于反馈过程,特别是云反馈过程。模式间平衡态气候敏感度大约 70% 的方差源于云反馈。热带/副热带低云(包括浅对流云和层积云)的短波反馈具有最大的不确定性(Randall, et al, 2007; Klocke, et al, 2011; Vial, et al, 2013)。利用观测估计平衡态气候敏感度的不确定性则源于观测资料本身,如大气层顶的辐射通量、强迫因子所产生的辐射强迫、海洋热吸收等。尽管气候敏感度定义为关于 CO_2 浓度的敏感度,但观测的地表气温的变化受多种强迫因子的影响(马晓燕等, 2005),因此,需要考虑所有强迫因子造成的辐射强迫才能准确估计气候反馈。除了温室气体强迫外,气溶胶是另一个重要的强迫因子,而气溶胶既可以产生辐射强迫(气溶胶的直接效应),又可以通过与云相互作用影响辐射(气溶胶的间接效应),使得无法准确得到气溶胶造成的辐射强迫,为敏感度的估算带来更大的不确定性(Gregory, et al, 2008)。

海洋热吸收是影响瞬态气候响应和累积碳排放瞬态气候响应的重要因素。海洋热吸收越强,升温越慢(赵凤生等, 1995; Stouffer, et al, 2006)。海洋

模式对涡旋混合的模拟能力对深海热吸收有重要影响,强混合有助于南大洋吸收更多的热量,并通过经圈翻转环流进入深层海洋(Zhang, et al, 2013)。海洋热吸收的空间分布型在模式间有较大差异,并且会随时间变化;从纬向平均来看,主要有两种典型分布,即高纬度热吸收型和低纬度热吸收型(Rose, et al, 2014),其中高纬度海洋热吸收对变暖的减缓作用更强(Winton, et al, 2010; Rose, et al, 2014)。考虑碳循环过程后,大气累积碳排放的增长速率与陆地和海洋的碳源碳汇密切相关,生态系统内部过程以及与温度、降水、大洋环流等相互作用的不确定性都会影响累积碳排放瞬态气候响应的大小(Gillett, et al, 2013)。

5 “2℃ 阈值”的不确定性

在气候预估中,“2℃ 阈值”问题备受关注。 T_s 相对于工业革命前的升温超过 2℃ 被认为是存在“危险的人类干预”的标志(Mann, 2009)。相同的辐射强迫和海洋热吸收下,气候敏感度越大,到达 2℃ 升温所需的时间越短。如果限制最终升温幅度不超过 2℃,较大的气候敏感度要求辐射强迫必须较小,意味着 CO_2 浓度不能太高,人类社会减排的压力更大。下面根据“强迫-响应”的关系来理解这个问题。

由式(4)可知,最终的平衡温度 ΔT 与辐射强迫 F 成正比,其与平衡态气候敏感度(ECS)的关系为

$$\frac{\Delta T}{ECS} = \frac{F}{F_{2\times}} = \frac{\ln(C/278)}{\ln(2)} \quad (12)$$

式中, $C(\text{cm}^3/\text{m}^3)$ 为当前的 CO_2 浓度并假定其不再变化; 278 (cm^3/m^3) 为工业革命前 CO_2 的参考浓度。大气中 CO_2 浓度 C 与平衡态增温 ΔT 和平衡态气候敏感度(ECS)的关系为

$$C = 278 e^{\frac{\Delta T}{ECS} \ln 2} \quad (13)$$

图 4 显示在限定增温 $\Delta T = 1.5^\circ\text{C}$ (蓝色)、 2°C (黑色)和 3°C (品红色)下 C 与平衡态气候敏感度的关系,其中平衡态气候敏感度取 IPCC 估计的范围,即 1.5—4.5 K。在限定增温不超过 2°C 、平衡态气候敏感度为估计的中间值时(约 3 K, 即有约 50% 的概率低于该值, 50% 的概率高于该值),对应大气中 CO_2 浓度约为 $450 \text{ cm}^3/\text{m}^3$ 。这正是“2℃ 阈值下大气 CO_2 浓度不能超过 $450 \text{ cm}^3/\text{m}^3$ ”说法的由来(Schneider, et al, 2007; Calvin, et al, 2009; 王绍武等, 2013; Oppenheimer, et al, 2014)。

应当注意到平衡态气候敏感度不确定性对这一浓度有很大的影响。当敏感度为 1.5 K 时,允许的 CO₂ 浓度可以达到 700 cm³/m³(图 4),但根据目前的认识,敏感度在 1.5 K 以下的概率很小(Stocker,

et al,2013)。这就是 Mann(2014)强调减缓排放控制 CO₂ 浓度依然是人类社会面临的重大挑战、亟待采取应对之策的原因。

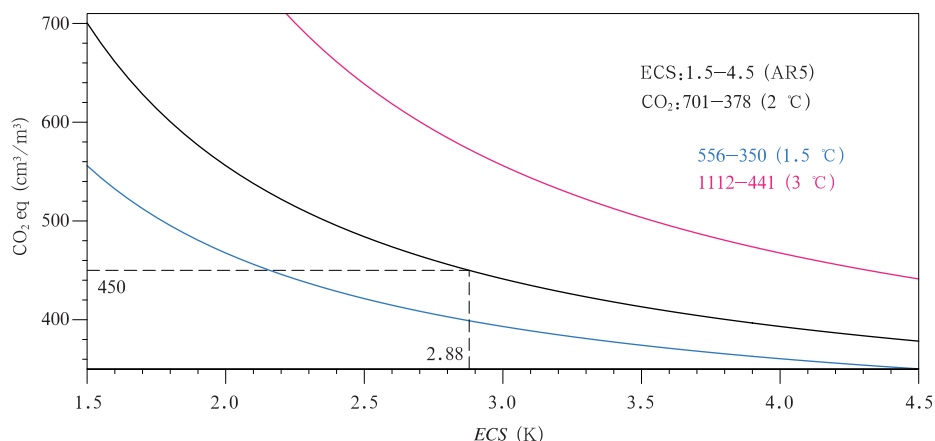


图 4 不同的平衡态增温阈值下等效大气 CO₂ 浓度和平衡态气候敏感度(ECS)的关系(平衡态气候敏感度取 IPCC AR5 估计的可能范围。给出了“1.5℃阈值”(蓝色实线)、“2℃阈值”(黑色实线)和“3℃阈值”(品红色实线)下等效 CO₂ 浓度随 ECS 的变化。在“2℃阈值”下,当 ECS 为估计的中间值(约 3℃)时,对应的等效 CO₂ 浓度为 450 cm³/m³)

Fig. 4 Relation between the equivalent CO₂ concentration and ECS constrained by the certain warming threshold (The possible range of ECS is from the new estimation in the IPCC AR5. The curves under “1.5℃ threshold (blue)”, “2℃ threshold (black)” and “3℃ threshold (magenta)” are shown. For the “2℃ threshold”, the corresponding equivalent CO₂ concentration is about 450 cm³/m³ when the ECS is the estimated median value)

6 研究展望

气候敏感度的研究迄今已有上百年的历史,观测资料的不断丰富,气候模式的发展以及反馈分析方法的完善,使得对这一问题的认识越来越深刻。但目前仍存在诸多难点,如高质量观测数据的时间太短,很难提取真实的气候变化信号,特别是南大洋地区,而这一地区是海洋热吸收的关键区域。此外,模式对真实物理过程的描述尚有缺陷,可信度亟待提高。气候敏感度的不确定性难以减小,这是气候系统的一个本质特点或是当前认识水平不足尚没有定论。综合目前研究现状,以下几个方面是未来敏感度研究的重点。

(1)反馈过程的相互作用和非线性。线性反馈分析已经发展得非常成熟,利用“辐射核”方法可以计算出不同反馈过程的空间分布,但研究发现线性假设下各反馈之和与总反馈存在较大差异,即存在

较强的非线性,且难以忽略(Vial, et al,2013)。反馈过程决定气候敏感度,因此,对不同反馈过程的相互作用的研究,应当是未来需要努力的方向之一。

(2)观测和模式发展相结合,减小敏感度的不确定性。一个模式的敏感度具有较高可信度的前提是其能够较好模拟历史气候变化,如 20 世纪的变暖趋势。但即便如此,与云有关的对流过程依然是敏感度不确定性的重要来源(Sherwood, et al,2014)。因此,需要在全局范围内提高对云和对流过程观测的时空分辨率,增加对物理过程的理解,并在模式中正确参数化云和对流加热与大尺度环流的相互作用(Stevens, et al,2013)。此外,可以通过模拟古气候来检验模式的性能,对古气候突变事件的模拟对当前的模式是一个重大挑战(王绍武等,2013)。使用被观测充分约束的模式可能会减小气候敏感度的不确定性(Jackson, et al,2008)。

(3)利用地球系统模式估计敏感度。传统的物

理气候概念下只关注 CO₂ 浓度升高后产生的“强迫—响应—反馈”过程,而不考虑陆地碳库和海洋碳库的响应。实际上,在大气 CO₂ 浓度升高和地表温度升高的情景下,包含生物作用的碳循环过程也会产生反馈,能够在年代际至千年尺度上影响地表温度的变化,从而影响对瞬态气候响应/累积碳排放瞬态气候响应和平衡态气候敏感度的估计。碳循环及其有关的反馈过程还决定了大气累积碳排放增加的速率,增加了累积碳排放瞬态气候响应的不确定性。因此,利用包含碳循环的地球系统模式研究敏感度以及在累积碳排放瞬态气候响应的概念下规划最优排放路径是未来重要的发展方向。

参考文献

- 马晓燕, 石广玉, 郭裕福等. 2005. 温室气体和硫酸盐气溶胶的辐射强迫作用. 气象学报, 63(1): 41-48. Ma X Y, Shi G Y, Guo Y F, et al. 2005. Radiative forcing by greenhouse gases and sulfate aerosol. Acta Meteor Sinica, 63(1): 41-48 (in Chinese)
- 石广玉. 1991. 大气微量气体的辐射强迫与温室气候效应. 中国科学(B辑), (7): 776-784. Shi G Y. 1992. Radiative forcing and greenhouse effect due to the atmospheric trace gases. Sci China (Ser B), 35(2): 217-229
- 王明星, 张仁健, 郑循华. 2000. 温室气体的源与汇. 气候与环境研究, 5(1): 75-79. Wang M X, Zhang R J, Zheng X H. 2000. Sources and sinks of green house gases. Climatic Environ Res, 5(1): 75-79 (in Chinese)
- 王绍武, 罗勇, 赵宗慈等. 2012. 平衡气候敏感度. 气候变化研究进展, 8(3): 232-234. Wang S W, Luo Y, Zhao Z C, et al. 2012. Equilibrium climate sensitivity. Progress Inquisit de Mutat Climatis, 8(3): 232-234 (in Chinese)
- 王绍武, 罗勇, 赵宗慈等. 2013. 全球变暖的科学. 北京: 气象出版社, 205pp. Wang S W, Luo Y, Zhao Z C, et al. 2013. The Sciences of Global Warming. Beijing: China Meteorological Press, 205pp (in Chinese)
- 张华, 黄建平. 2014. 对 IPCC 第五次评估报告关于人为和自然辐射强迫的解读. 气候变化研究进展, 10(1): 40-44. Zhang H, Huang J P. 2014. Interpretation of the IPCC Fifth Assessment Report on anthropogenic and natural radiative forcing. Progress Inquisit de Mutat Climatis, 10(1): 40-44 (in Chinese)
- 赵凤生, 石广玉. 1995. 温室气体诱导的渐变气候效应. 地理学报, 50(5): 430-438. Zhang F S, Shi G Y. 1995. A study of the transient and time-dependent greenhouse gas-induced climate change. Acta Geogra Sinica, 50(5): 430-438 (in Chinese)
- 周天军, 王绍武, 张学洪. 1998. 大洋温盐环流的稳定性及变率模拟研究进展. 地球科学进展, 13(4): 334-343. Zhou T J, Wang S W, Zhang X H. 1998. Proceeding of modelling studies on the stability and variability of the thermohaline circulation. Adv Earth Sci, 13(4): 334-343 (in Chinese)
- 周天军, 王绍武, 张学洪. 2000. 大洋温盐环流与气候变率的关系研究: 科学界的一个新课题. 地球科学进展, 15(6): 654-660. Zhou T J, Wang S W, Zhang X H. 2000. Comments on the role of thermohaline circulation in global climate system. Adv Earth Sci, 15(6): 654-660 (in Chinese)
- 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, 39(9): L09712
- Arrhenius S. 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. Philos Mag, 41(251): 237-276
- Boucher O, Randall D, Artaxo P, et al. 2013. Clouds and aerosols // Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Calvin K, Edmonds J, Bond-Lamberty B, et al. 2009. 2.6: Limiting climate change to 450 ppm CO₂ equivalent in the 21st century. Energy Economics, 31(Suppl. 2): S107-S120
- Cess R D. 1975. Global climate change: An investigation of atmospheric feedback mechanisms. Tellus, 27(3): 193-198
- Charney J, Arakawa A, Baker D J, et al. 1979. Carbon dioxide and climate: A scientific assessment. Report of an Ad Hoc Study Group on Carbon Dioxide and Climate. Washington, DC: National Academy of Sciences Press
- Chen X L, Zhou T J, Guo Z. 2014. Climate sensitivities of two versions of FGOALS model to idealized radiative forcing. Sci China: Earth Sci, 57(6): 1363-1373
- Collins M, Knutti R, Arblaster J, et al. 2013. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility // Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Colman R. 2003. Seasonal contributions to climate feedbacks. Climate Dyn, 20(7-8): 825-841
- Cubasch U, Meehl G A, Boer G J, et al. 2001. Projections of future climate change // Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Danabasoglu G, Gent P R. 2009. Equilibrium climate sensitivity: Is it accurate to use a slab ocean model?. J Climate, 22(9): 2494-2499
- Flato G, Marotzke J, Abiodun B, et al. 2013. Evaluation of climate models // Stocker T F, Qin D, Plattner G-K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of

- Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Forster P M F, Gregory J M. 2006. The climate sensitivity and its components diagnosed from Earth radiation budget data. *J Climate*, 19(1): 39-52
- Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, et al. 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing // Solomon S, Qin D, Manning M, et al. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Gillett N P, Arora V K, Matthews D, et al. 2013. Constraining the ratio of global warming to cumulative CO₂ emissions using CMIP5 simulations. *J Climate*, 26(18): 6844-6858
- Goodwin P, Williams R G, Ridgwell A. 2015. Sensitivity of climate to cumulative carbon emissions due to compensation of ocean heat and carbon uptake. *Nat Geosci*, 8(1): 29-34
- Gregory J M, Stouffer R J, Raper S C B, et al. 2002. An observationally based estimate of the climate sensitivity. *J Climate*, 15(22): 3117-3121
- 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(3): L03205
- Gregory J M, Forster P. 2008. Transient climate response estimated from radiative forcing and observed temperature change. *J Geophys Res*, 113(D23): D23105
- Hansen J, Lacis A, Rind D, et al. 1984. Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms // Hansen J E, Takahashi T. *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Geophys Monogr, Washington, DC: American Geophysical Union
- Hansen J, Sato M, Ruedy R, et al. 2005. Efficacy of climate forcings. *J Geophys Res*, 110(D18): D18104
- Held I M, Soden B J. 2000. Water vapor feedback and global warming. *Annu Rev Energy Environ*, 25: 441-475
- Held I M, Shell K M. 2012. Using relative humidity as a state variable in climate feedback analysis. *J Climate*, 25(8): 2578-2582
- Ingram W. 2013. A new way of quantifying GCM water vapour feedback. *Climate Dyn*, 40(3-4): 913-924
- IPCC. 1990. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* // Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J. Contribution of Working Group I to the First Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 365pp
- Jackson C S, Sen M K, Huerta G, et al. 2008. Error reduction and convergence in climate prediction. *J Climate*, 21(24): 6698-6709
- Jacob D J, Avissar R, Bond G C, et al. 2005. Radiative Forcing of Climate Change: Expanding the Concept and Addressing Uncertainties. Washington, DC: The National Academies Press, 207pp
- Klocke D, Pincus R, Quaas J. 2011. On constraining estimates of climate sensitivity with present-day observations through model weighting. *J Climate*, 24(23): 6092-6099
- Li C, Von Storch J S, Marotzke J. 2013. Deep-ocean heat uptake and equilibrium climate response. *Climate Dyn*, 40(5-6): 1071-1086
- Manabe S, Strickler R F. 1964. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J Atmos Sci*, 21(4): 361-385
- Manabe S, Wetherald R T. 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J Atmos Sci*, 24(3): 241-259
- Manabe S, Wetherald R T. 1975. The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a General Circulation Model. *J Atmos Sci*, 32(1): 3-15
- Mann M E. 2009. Defining dangerous anthropogenic interference. *Proc Natl Acad Sci USA*, 106(11): 4065-4066
- Mann M E. 2014. False hope. *Sci Am*, 310: 78-81
- Masters T. 2014. Observational estimate of climate sensitivity from changes in the rate of ocean heat uptake and comparison to CMIP5 models. *Climate Dyn*, 42(7-8): 2173-2181
- Matthews H D, Gillett N P, Stott P A, et al. 2009. The proportionality of global warming to cumulative carbon emissions. *Nature*, 459(7248): 829-832
- 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(14): 2715-2718
- Myhre G, Shindell D, Bréon F -M, et al. 2013. Anthropogenic and natural radiative forcing // Stocker T F, Qin D, Plattner G -K, et al. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Changes*. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Olson R, Sriver R, Geos M, et al. 2012. A climate sensitivity estimate using Bayesian fusion of instrumental observations and an Earth System model. *J Geophys Res*, 117(D4): D04103
- Oppenheimer M, Campos M, Warren R, et al. 2014. Emergent risks and key vulnerabilities // Field C B, Barros V R, Dokken D J, et al. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Pithan F, Mauritsen T. 2014. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nat Geosci*, 7(3): 181-184

- Ramaswamy V, Boucher O, Haigh J, et al. 2001. Radiative forcing of climate change// Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. Climate models and their evaluation// Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Roe G H, Baker M B. 2007. Why is climate sensitivity so unpredictable?. *Science*, 318(5850): 629-632
- Roe G. 2009. Feedbacks, timescales, and seeing red. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 37: 93-115
- Roe G H, Armour K C. 2011. How sensitive is climate sensitivity?. *Geophys Res Lett*, 38(14): L14708
- Rohling E J, Sluijs A, Dijkstra H A, et al. 2012. Making sense of palaeoclimate sensitivity. *Nature*, 491(7426): 683-691
- Rose B E J, Armour K C, Battisti D S, et al. 2014. The dependence of transient climate sensitivity and radiative feedbacks on the spatial pattern of ocean heat uptake. *Geophys Res Lett*, 41(3): 1071-1078
- Schneider S H, Semenov S, Patwardhan A, et al. 2007. Assessing key vulnerabilities and the risk from climate change// Parry M L, Canziani O F, Palutikof J P, et al. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press
- Sherwood S C, Bony S, Dufresne J L. 2014. Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature*, 505(7481): 37-42
- Six K D, Kloster S, Ilyina T, et al. 2013. Global warming amplified by reduced sulphur fluxes as a result of ocean acidification. *Nat Climate Change*, 3(11): 975-978
- Soden B J, Held I M. 2006. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J Climate*, 19(14): 3354-3360
- Soden B J, Held I M, Colman R, et al. 2008. Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *J Climate*, 21(14): 3504-3520
- Stevens B, Bony S. 2013. What are climate models missing?. *science*, 340(6136): 1053-1054
- Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. 2013. Technical Summary // Stocker T F, Qin D, Plattner G -K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press
- Stouffer R J, Manabe S. 1999. Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide: Sensitivity to the rate of increase. *J Climate*, 12(8): 2224-2237
- Stouffer R J, Russell J, Spelman M J. 2006. Importance of oceanic heat uptake in transient climate change. *Geophys Res Lett*, 33(17): L17704
- Vial J, Dufresne J L, Bony S. 2013. On the interpretation of inter-model spread in CMIP5 climate sensitivity estimates. *Climate Dyn*, 41(11-12): 3339-3362
- Winton M, Takahashi K, Held I M. 2010. Importance of ocean heat uptake efficacy to transient climate change. *J Climate*, 23(9): 2333-2344
- Zeng N, Yoon J. 2009. Expansion of the world's deserts due to vegetation-albedo feedback under global warming. *Geophys Res Lett*, 36(17): L17401
- Zhang Y, Vallis G K. 2013. Ocean heat uptake in eddy and non-eddy ocean circulation models in a warming climate. *J Phys Oceanogr*, 43(10): 2211-2229
- Zhou T J, Song F F, Chen X L. 2013. Historical evolution of global and regional surface air temperature simulated by FGOALS-s2 and FGOALS-g2: How reliable are the model results?. *Adv Atmos Sci*, 30(3): 638-657