



全球气候变化中的云辐射反馈作用研究进展

张华^{1,2*}, 王菲^{2,1}, 汪方³, 李剑东⁴, 陈晓龙⁴, 王在志⁵, 李建^{6,1}, 周喜讯^{1,7}, 王秋艳², 王海波^{8,7}, 游婷⁹, 谢冰³, 陈琪¹, 端义宏¹

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;

2. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044;

3. 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081;

4. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

5. 中国气象局气候模式室, 国家气候中心, 北京 100081;

6. 中国气象科学研究院气候与气候变化研究所, 北京 100081;

7. 中国科学院大学, 北京 100049;

8. 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测重点实验室, 北京 100029;

9. 重庆市气象科学研究所, 重庆 401147

* 通讯作者, E-mail: huazhang@cma.gov.cn

收稿日期: 2021-02-26; 收修改稿日期: 2021-09-19; 接受日期: 2021-10-15; 网络版发表日期: 2021-12-23

国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0603502, 2017YFA0603503)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 91644211)和中国气象科学研究院科技发展基金项目(编号: 2021KJ004)资助

摘要 云的形成过程及其类型复杂多样, 在气候系统中发挥着重要作用. 在当前气候背景下, 云在大气顶的净辐射效应为负值, 即对地气系统起着强烈的冷却作用. 云反馈过程是当前气候变化研究中不确定性最大的因子之一, 其强度会随时间、空间、云量、云高、云光学厚度等发生变化. 目前, 观测研究和气候模拟都表示全球平均云反馈为正值, 以热带高云高度反馈和热带海洋低云量反馈两个正反馈为主, 但是云反馈仍然存在较大的不确定性. 在温室气体驱动的 global warming 下云如何对气候系统进行反馈至关重要, 它直接影响气候敏感度的估算并决定着气候模式对未来全球变暖预估的准确性. 因此, 云反馈强度也会在很大程度上影响温室气体减排政策的制定. 为此, 本文回顾了云在气候系统中反馈作用的最新研究进展, 指出了该研究领域当前面临的关键挑战, 最后, 对未来需要开展的研究进行了讨论与展望, 以期为全球和东亚区域云辐射物理过程模拟、模式不确定性分析以及未来气候变化和全球变暖预估等方面的研究提供系统的科学参考.

关键词 云辐射, 云反馈, 气候反馈, 气候敏感度, 气候变化

1 引言

云是由湿空气上升使得水汽凝结、凝华或小水滴

冻结而形成, 是大气中水滴、冰晶、雪晶的单一或者混合聚合体. 云的类型和形成过程复杂多样, 不同类型的云是不同地区大气动力、气溶胶化学和辐射等多

中文引用格式: 张华, 王菲, 汪方, 李剑东, 陈晓龙, 王在志, 李建, 周喜讯, 王秋艳, 王海波, 游婷, 谢冰, 陈琪, 端义宏. 2022. 全球气候变化中的云辐射反馈作用研究进展. 中国科学: 地球科学, 52(3): 400–417, doi: [10.1360/SSTe-2021-0052](https://doi.org/10.1360/SSTe-2021-0052)

英文引用格式: Zhang H, Wang F, Wang F, Li J, Chen X, Wang Z, Li J, Zhou X, Wang Q, Wang H, You T, Xie B, Chen Q, Duan Y. 2022. Advances in cloud radiative feedbacks in global climate change (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 52(3): 400–417, doi: [10.1360/SSTe-2021-0052](https://doi.org/10.1360/SSTe-2021-0052)

重耦合作用的结果(Arakawa, 1975; 张华等, 2019). 在赤道暖池地区, 海表温度(sea surface temperature, SST)较高, 能促进其上空深对流系统的发展, 因而对流层顶会出现砧状云和卷云. 同时, 深对流云也常年集中分布在太平洋和大西洋的赤道辐合带附近. 在副热带冷海洋上空, 大尺度下沉气流在边界层顶形成逆温层抑制深对流运动, 形成薄的积云和层积云. 在温带, 云的形成主要受到中纬度风暴路径的影响; 缺少凝结核的液滴难以在 -40°C 以上的温度自发冻结, 因此温带云通常是由过冷液滴和冰晶共同构成的混合相态的云(混合云)(Arakawa, 1975).

云覆盖着约2/3的地表, 在气候系统中发挥着关键作用. 一方面, 云通过反射太阳辐射和吸收地表和大气长波辐射, 改变地气系统的辐射收支和大气加热率, 从而对地表温度和局地大气环流产生显著影响; 另一方面, 云的形成伴随着地表水分的蒸发、对流、抬升冷却、过饱和以及凝结过程, 而后云又以雨、雪等降水形式将大气中的水分返还地表, 从而改变水分的传输和分布. 云通过影响大气水分输送和降水来调节水循环, 是大气中重要的水汽调节器(张华等, 2017, 2019). 全球气温每升高 1°C , 大气中的水汽含量约增加7%(Boucher等, 2013), 水汽变化会影响云的发生、发展以及消亡过程, 改变云量、云反照率和云的微物理特性等, 从而使云的长短波辐射效应发生变化, 最终影响地气系统的辐射收支平衡. 云还会影响大气辐射加热和潜热过程(Fueglistaler等, 2009; Haynes等, 2013), 进而改变大气的热动力状态. 通过多种时空尺度的反馈作用, 云可以影响全球和区域的大气热力和动力过程(Slingo和Slingo, 1988; Guo等, 2015b; Li等, 2017). 此外, 云还可以通过与气溶胶之间的相互作用来间接地影响气候系统. 因此, 云辐射效应及其对全球和区域气候的反馈过程一直是气候界关注的热点, 其重要性和复杂性也使云成为目前气候模拟及预估研究中最大的不确定性因素(Stephens, 2005; Boucher等, 2013; 张华等, 2019). 世界气候研究计划(WCRP)把理解云、大气环流和气候敏感度列为目前气候界面临的关键科学挑战之一(Bony等, 2015).

目前用于理解全球气候变化的标准框架是“强迫-反馈”理论(National Research Council, 2005; Sherwood等, 2015), 自工业革命以来, 人类活动向大气排放了大量温室气体和气溶胶颗粒物, 使它们在大气中的浓度

发生显著变化, 大气中的这些辐射活性成分通过扰动辐射过程来影响气候系统的辐射收支平衡, 使得全球平均地表气温发生变化. 在全球平均海表气温发生显著变化之前, 这些人为强迫因子还会影响云量以及其他气候分量来间接影响气候系统的辐射收支平衡, 这一过程被称为快速调整(或快响应). 全球平均地表气温变化后会引发其他气候状态量(如云和温湿廓线等)发生变化, 这一过程被称为慢响应; 这些气候状态量变化后就会通过各种气候反馈过程反过来影响气候系统的辐射收支, 其中, 气候反馈强度指的是全球平均地表气温每升高 1°C , 导致气候状态量发生变化, 从而引起气候系统辐射能量收支的变化, 包括云反馈、温度反馈、水汽反馈、地表反照率反馈、碳循环反馈等(Boucher等, 2013). 在这一系列复杂气候过程中, 除了排放的不确定因素外, 气候反馈的不确定性是最大的, 其中云反馈对不确定性的贡献约为70%(Vial等, 2013). 因此, 在气候模式中对云反馈的精确计算和相关过程的准确模拟将直接影响模式对未来不同排放情景下全球变暖预估的精确度, 进而影响各国实施减排的政策和策略, 是当前各国制定温室气体排放达峰和碳中和体系中最重要影响因素之一.

2 云对气候系统的作用及响应

2.1 云对辐射收支和温度的影响

云可以通过反照率效应和温室效应来调节地气系统的辐射能量收支和水循环, 从而对气候系统产生重要影响. 这种影响主要取决于云的各种参数的变化, 如云量、云高、云水含量以及云光学厚度等, 一般用云辐射强迫(cloud radiative forcing, CRF)来表示(也称为云辐射效应(cloud radiative effect, CRE)). 云辐射强迫的定义为大气顶、大气中或地表的辐射通量在有云和晴空条件下的差值, 根据波段可划分为长波云辐射强迫(LWCRF)和短波云辐射强迫(SWCRF)(石广玉, 2007). Wild(2020)利用CMIP6气候模式对全球辐射能量收支进行了评估, 并与CMIP5(Wild等, 2019)、Wild等(2015)和Kato等(2018)的结果对比; CMIP6最新的模式结果表示, 大气顶的LWCRF为 24.1 W m^{-2} , SWCRF为 -47.8 W m^{-2} , 净CRF为 -23.7 W m^{-2} . 该结果和CMIP5评估结果(Wild等, 2019)非常接近; 和Loeb等(2018)基于CERES卫星资料的评估结果相比, SWCRE

大致相符, 但LWCRE小于观测结果(28 W m^{-2}), 导致净CRE比观测结果(-18 W m^{-2})更强.

前人的一些研究定量估算了CRF与 CO_2 浓度加倍所产生的辐射效应之间的关系(如Slingo, 1990; 刘玉芝等, 2007). Slingo(1990)利用三维大气环流模式模拟研究表明, CO_2 浓度加倍所造成的大气顶辐射强迫的变化可通过增加约15~20%的低云量和20~35%的液水路径以及减少15~20%的平均液滴半径来抵消. 刘玉芝等(2007)利用一维辐射对流模式模拟研究发现, 云量、云高以及云光学厚度即使只变化百分之几, 其产生的辐射强迫也完全可以与 CO_2 浓度加倍所产生的辐射强迫相比拟, 或抵消 CO_2 增加所产生的温室效应, 或放大之. 不同类型云, 由于具有不同的宏微观物理和光学特性, 对地气系统辐射收支的影响也不尽相同. 云的分类主要取决于云顶高度和光学厚度, 其类型变化在改变地气系统的辐射场方面与云量变化同等重要(Chen等, 2000). 结合国际卫星云气候计划(ISCCP)和地球辐射平衡试验(ERBE)的辐射数据, Hartmann等(1992)发现由于低云覆盖面积广和占主导作用的反照率效应, 其对全球平均净能量平衡的贡献最大, 对地气系统起降温作用; 而光学厚度较大的高云, 由于其具有较高的反照率和较低的云顶温度, 也能对地气系统起降温作用. Chen等(2000)利用ISCCP云数据和辐射传输模式研究表明, 层积云、高层云和卷层云(即中等光学厚度的云)主要影响大气顶和地表的短波辐射通量; 而卷云、卷层云和深对流云(即云顶高度较高的云)对大气顶长波辐射的贡献较大, 地表长波辐射的变化则主要是由层积云、积云和高层云造成的. L'Ecuyer等(2019)定量估算了9种云类型(根据CloudSat和CALIPSO卫星观测所定义的云垂直结构)在大气顶和地表的辐射效应, 并强调了多层云对大气顶能量平衡的作用最强. 此外, 云的垂直结构(如云的垂直重叠)对云辐射强迫也有重要的影响(张华和荆现文, 2010, 2016; 张华等, 2013).

云的长短波辐射效应在很大程度上依赖于云的相态(Liou等, 1991; Fu和Liou, 1993; Zhang H等, 2020). 其中, 混合云由于其广泛的覆盖范围和复杂的辐射特性, 可以在全球范围内影响气候变化. 混合云中过冷却水的存在尤为重要, 因为液态水对长波辐射更加不透明, 也比冰晶更能增加云的反照率(Hogan等, 2003). 在未来气候中混合云可能发挥着更为重要的作用, 因为温

室气体浓度的增加不仅会改变混合云的空间覆盖范围, 也会改变其冰-液态水的分配(Komurcu等, 2014). Matus和L'Ecuyer(2017)研究了水云、冰云以及混合云对全球和局地辐射收支的贡献, 并指出未来气候情景中混合云的精确表达对于定量估算云反馈至关重要.

云辐射效应的变化直接影响地气系统的辐射收支以及与之紧密相关的温度变化, 对于正确理解和准确预估全球变暖趋势都具有极其重要的科学意义. Randall等(1984)指出, 全球低云仅增加4%就足以抵消 CO_2 浓度加倍所造成的 $2\sim 3^\circ\text{C}$ 的全球增温, 反之会扩大相应的增暖效应. Zelinka等(2017)认为当前云的变化对全球增暖极有可能是正的贡献. 已有大量的研究陆续研究了全球不同区域云与温度变化之间的联系, 发现云对地表气温的影响具有明显的地域特征, 并随季节呈现明显的变化. 例如, Ramanathan等(1989)发现中纬度地区白天高、低云分别对地表气温的升高起正、负反馈作用. Warren等(2007)发现, 7月北半球大陆总云和近地表气温存在显著的负相关, 1月在俄罗斯北部存在显著正相关. Tang和Leng(2012, 2013)的研究表明, 总云量是影响欧亚大陆北部和北美夏季日平均最高近地表气温变化的一个重要因素; 在北美, 总云量每增加10%, 夏季日最高近地表气温下降 $0.3\sim 0.9^\circ\text{C}$. Duan和Wu(2006)、Yu等(2004)的研究认为青藏高原的低云及其高原东部的层云量和地表气温呈负相关. 此外, 还有一些研究(Groisman等, 1994, 1996, 2000; Sun等, 2000; 游婷等, 2020)采用更为量化的云温度效应变量来研究云量和地表温度变化之间的关系. 需要指出的是, 云对区域地表气温(特别是暖化)影响受诸多天气与气候条件的影响, 往往有别于全球平均变化, 需要结合区域天气与气候特征并借助观测资料与模式来进行针对性研究, 才有望获得相对明确的结论.

2.2 云对气候系统的响应

气候变量对于温室气体、人为气溶胶等强迫因子的总的响应可以区分为快响应(fast response)和慢响应(slow response)(Gregory等, 2004; Hansen等, 2005; Andrews和Forster, 2010; Bala等, 2010). 快响应通常是指全球平均海表温度发生显著变化之前, 强迫导致的大气辐射加热变化以及对云和陆地表面的直接影响, 时间尺度通常为几天至几个月. 而慢响应是指强迫引起的对全球平均地表温度变化的响应, 时间尺度为几

年至几十年. Gregory等(2004)提出了可以在气候模式中获得快响应和慢响应的回归方法, 将气候变量的变化与全球平均地表温度的变化进行线性回归, y 轴截距表示快响应, 斜率则表示与全球平均地表温度每度变化相关的慢响应. 此外, 也可以用“固定SST(fixed SST)”的模拟方法获得快响应和慢响应(Hansen等, 2005). 固定模式中的SST, 比较施加强迫前后各气候要素的差异, 即为快响应; 当模式耦合浅层海洋(slab ocean)或全耦合海洋(fully coupled ocean)模块得到的模拟结果为总的响应; 总的响应与快响应的差别即为慢响应(Hansen等, 2005; Ganguly等, 2012; Samset等, 2016; Duan等, 2018).

Wyant等(2012)利用一个超参数化气候模式SP-CAM, 在固定的SST下模拟了 CO_2 浓度瞬时增加为4倍时云的快响应, 发现热带陆地区域所有高度上的云量增加, 海洋区域所有高度上的云量减少, 这是由于 CO_2 增加引起的向下长波辐射的增加导致的热带陆地表面温度升高与陆地-海洋的热反差, 导致陆地上更多的上升运动和对流, 所有垂直层上的云增加并产生更多降水, 对海洋则产生相反影响. 在全球气候模式(Global Climate Models, GCMs)中, 大气中 CO_2 浓度增加引起的总的云的快响应通常表现为云量减少, 其中大多数模式中边界层云量增加而自由对流层云量减少(Gregory和Webb, 2008; Kamae和Watanabe, 2012; Zelinka等, 2013; Kamae等, 2015). Kamae等(2015)指出由于 CO_2 增加造成的对流层普遍变暖使得对流层相对湿度和云量减少, 此外对流层低层的静力稳定度增加并抑制了来自海洋表面的湍流热通量, 这使得海洋边界层变浅, 靠近海洋表面的水汽增加而上层水汽减少, 低云下移导致下层边界层云量增加; 云顶夹卷的减少也是导致边界层变浅的重要原因. 而Dinh和Fueglistaler(2019)提出自由对流层中云的减少是由于 CO_2 增加造成对流层辐射冷却的减弱, 导致湿绝热过程减弱, 降水减少, 而水循环的减弱以及涉及水汽相变以形成大气中冷凝物的湿过程的减少, 导致云凝结物质量减少.

也有学者比较了气候模式中云在快慢响应下的差别. Watanabe等(2012b)使用两个气候模式MIROC3和MIROC5进行了“4倍 CO_2 突变”试验以获得热带低云对全球变暖的响应, 在两个模式中10~20年后出现的慢响应均表现为低云减少, 但在之前的快响应中二者变化相反, 在MIROC3中低云减少而在MIROC5中低云增

加, 并且快响应中的低云变化主导了总的响应, 分别产生正反馈和负反馈. Andrews等(2012)使用回归方法分离得到“ CO_2 加倍”试验下强迫和反馈引起的气候响应(分别为快响应和慢响应), 快响应下长波云辐射效应减少, 短波云辐射效应增加, 慢响应下则与之相反.

通过研究云的快慢相应, 可以了解在外强迫(如温室气体和气溶胶排放)变化时, 云在不同时间尺度的下产生的变化和反馈, 对我们制定长短期的排放政策具有重要的指导意义.

3 云反馈

3.1 云反馈的定义

在当前气候变化研究中, 定量研究云辐射对气候的反馈作用常用到“气候敏感度”这个重要概念. 在气候系统中其他强迫因子保持不变的情况下, 当大气中 CO_2 浓度为工业革命前的2倍水平, 气候系统完全响应达到新的平衡态时, 全球平均地表温度的变化就是平衡态气候敏感度(equilibrium climate sensitivity, ECS; 周天军和陈晓龙, 2015). ECS可用全球辐射平衡公式获得,

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

式中, ΔN 表示大气顶辐射收支的变化(W m^{-2}), ΔF 表示有效辐射强迫(W m^{-2}), λ 表示总反馈参数($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$), ΔT 是全球平均近地面气温的变化(K). 值得注意的是, 公式(1)中包含一个误差项 ε , 这是因为在实际情况下, ΔN 与 ΔT 之间并不是线性的关系, 即反馈参数并不是一个恒定的值(Andrews等, 2015). 当气候系统达到新的平衡态($\Delta N=0$)并忽略误差项 ε 时, 可以得到

$$\text{ECS} = -\Delta F_{2\times\text{CO}_2} / \lambda, \quad (2)$$

式中, $\Delta F_{2\times\text{CO}_2}$ 表示 CO_2 加倍后得到的有效辐射强迫, λ 是所有反馈过程之和, 包括温度、水汽、地表反照率和云反馈等.

“强迫-响应-反馈”是一种循环作用的关系(周天军和陈晓龙, 2015; 图1), 强迫是气候系统的驱动因子, 使全球地表温度发生响应. 全球平均地表温度发生变化后, 会引起气候状态量(如水汽、云等)发生变化, 然后通过影响辐射过程使初始的强迫增强或减弱, 这一过程被称为气候反馈. 云反馈作为气候反馈的一个重要组成部分, 是模拟当前气候和预测未来气候变化最大

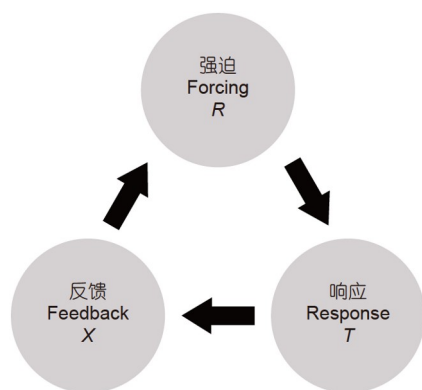


图1 “强迫-响应-反馈”关系示意图
据周天军和陈晓龙(2015)

的不确定性来源之一(Bony等, 2006; Zelinka等, 2017). 云反馈被定义为全球平均地表气温每升高1℃, 因为云的变化所引起的大气顶净辐射通量的变化. 在气候变暖的条件下, 若云的变化导致大气顶的净辐射通量减少, 将会抵消部分由温室气体增加引起的变暖效应(负反馈); 反之则加强这种变暖效应(正反馈). 政府间气候变化专门委员会(IPCC)第六次评估报告(AR6)的评估结果表明, 在全球变暖背景下, 云的净反馈作用为正值(Forster等, 2021), 即放大了人类活动导致的变暖效应.

3.2 云反馈的计算方法

Wetherald和Manabe(1988)提出偏辐射扰动方法(partial radiative perturbation, PRP)来定量计算云反馈, 先利用气候模式分别进行参照试验和气候变化情景试验, 从参照试验中输出除了云变量之外的其他变量, 从情景试验中输出云变量, 再将这些变量都输入辐射传输模式进行相同时长的离线积分, 然后比较离线积分与参照试验的结果, 用大气顶辐射强迫的差值来计算云反馈. 该方法的优点是可直接计算云反馈, 缺点是计算量太大, 并且对于不同的气候变化情景和不同的模式都要重新进行计算. 此外, 假设所有的气候变量互不相关会对结果产生影响, 尤其会对云和水汽反馈的评估造成偏差(Colman和McAvaney, 1997).

Soden等(2008)提出辐射内核方法来定量计算气候反馈. 该方法计算量小, 可以有效减小不同反馈因子之间相关性所引起的误差, 而且同一组辐射内核可用于不同的气候试验和模式, 便于进行多模式比较(Shell等, 2008). 因此, 近年来辐射内核方法被广泛应用于气

候反馈的定量研究. 反馈参数可分解为数项之和,

$$\lambda = \sum_x \lambda_x = \sum_x \frac{\partial N}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial T}, \quad (3)$$

式中, x 表示可以直接影响大气顶辐射通量的气候变量, 包括温度、水汽、地表反照率和云; $\frac{\partial N}{\partial x}$ 是辐射内核, 代表气候变量 x 的变化对大气顶辐射通量 N 的贡献, 可在辐射传输模式中对各个气候变量进行扰动而得到; $\frac{\partial x}{\partial T}$ 代表气候变量 x 对地表温度 T 变化的响应, 可由气候模式或观测资料计算得出. 需要说明的是, 辐射内核方法是仅适用于气候扰动较小的情况下的一种近似方法(Jonko等, 2012).

目前, 计算云反馈的方法主要有3种. 第一种方法是反馈余量法, 用总气候反馈与其他各种反馈之和的差来计算云反馈(Soden和Held, 2006). 第二种方法是调整云辐射强迫法, 即从云辐射强迫的总变化中扣除其他气候变量对云辐射强迫的影响, 从而对云反馈进行诊断(Shell等, 2008; Soden等, 2008; Dessler, 2010), 该方法的优点是便于分析云对其他因子的掩盖作用. 第三种方法是云辐射内核法, 可直接计算不同类型云的反馈(Zelinka等, 2012a), 即, 将ISCCP按云顶气压和云光学厚度划分的49类云依次放入辐射传输模式, 建立基于辐射模式的云辐射内核. 云辐射内核方法的优点在于不仅可以计算不同类型云的云反馈, 还便于具体分析云量、云顶气压和云光学厚度变化对云反馈的贡献(Zelinka等, 2012b). Zhou等(2013)改用ERA-Interim再分析资料提供大气廓线数据, 输入辐射传输模式来建立云辐射内核. Yue等(2016)根据卫星和再分析资料建立了完全基于观测资料的长波云辐射内核, 避免了云反馈计算中云辐射内核和云响应项之间的不一致性. Wang等(2020)基于ERA-Interim再分析资料, 利用中国自主研发的BCC_RAD辐射传输模式(张华, 2016)建立了东亚地区的云辐射内核(图2), 并与Zelinka等(2012a)的云辐射内核进行对比, 发现两者之间有较好的一致性, 差异不超过 $0.22 \text{ W m}^{-2} \%^{-1}$.

3.3 不同云参数对云反馈的贡献

科学家们致力于研究与大尺度环流结合的各种类型云的云反馈(Bony等, 2015). CMIP5数值试验表示, 不同模式得出的云反馈有很大的差异(Vial等, 2013;

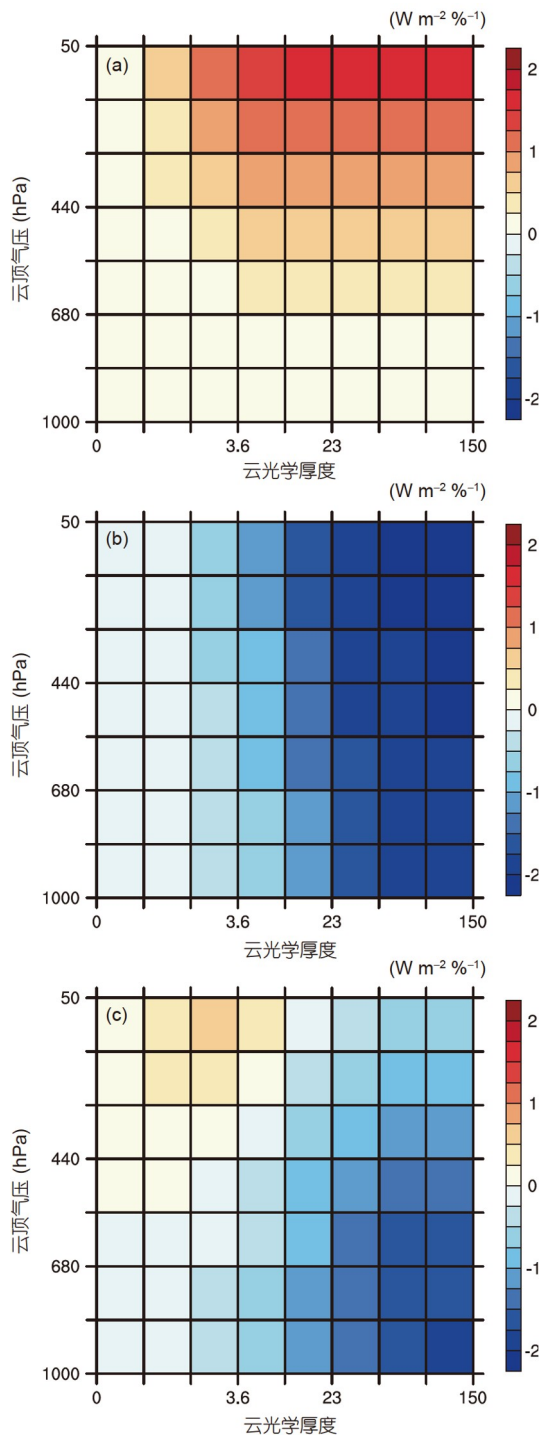


图 2 东亚地区长波(a)、短波(b)和净(c)的云辐射内核
($\text{W m}^{-2} \%^{-1}$)

根据Wang等(2020)中的数据绘制

Zelinka等, 2016)。这些差异主要是因为模式模拟的云反馈在很大程度上依赖于云的参数化及其与其他次网

格过程的耦合(Gettelman等, 2012; Watanabe等, 2012a), 而相关云参数的选取和相关物理过程的描述在不同的模式中会有很大的差异。对于某些类型的云反馈, 可以利用观测资料、理论论证和大涡模拟(large-eddy simulation, LES)对GCMs的模拟结果进行修正与约束。全球平均云反馈是多个单一云反馈过程的总和, 这些反馈的数值会随时间、空间、波带、云量和云光学厚度等发生变化。减小云反馈不确定性的关键在于利用GCMs定量计算云反馈, 并理解特定云过程对云反馈的贡献(Zelinka等, 2016)。

3.3.1 云量反馈

在气候变暖的背景下, 大部分地区的云量都是在减少的(Meehl等, 2007; Zelinka等, 2012b)。全球变暖导致水循环加剧, 但中低纬地区大部分陆地区域(尤其是亚热带陆面)的相对湿度都会减小(Sherwood和Fu, 2014), 导致云量减少(Bretherton等, 2014; Kamae等, 2016b)。亚热带陆地上空以低云为主, 因此云量的减少会使反射的太阳辐射减少, 引起正反馈。研究结果表明, 陆地云量减少对全球平均云反馈的贡献为 $0.08 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (Zelinka等, 2016; Sherwood等, 2020; Forster等, 2021)。在暖季, GCMs会显著低估相对湿度、云量和降水, 并高估陆面温度(Ma等, 2014; Morcrette等, 2018), 导致云反馈存在一定的误差。

全球变暖会引起热带地区高云云量的减少(Zelinka和Hartmann, 2011; Boucher等, 2013)。在热带深对流区域, 下垫面海温较高, 对流上升运动剧烈, 对流层上部通常伴随有砧状云。该云对短波辐射的反射作用和对长波辐射的吸收作用都非常强烈(Kiehl, 1994), 任何改变这两种效应之间平衡的微小变化都有可能引起显著的辐射反馈(Sherwood等, 2020)。Lindzen等(2001)提出“虹膜效应(Iris Effect)”假设, 即全球变暖使降水效率增加, 气团中的冷凝物会减少, 砧状云云量减少, 从而导致强的负反馈。GCMs的模拟结果并不能证实这一微物理过程。观测分析表明, 当云倾向于聚集时也会导致砧状云量减少(Tobin等, 2013; Stein等, 2017)。Bony等(2016)提出了“稳定虹膜效应(stability iris effect)”来解释砧状云量的减少, 随着气候变暖, 云保持自身温度不变并上升至更稳定的大气, 静态稳定度增加, 对流层上层的对流卷出减少, 砧状云云量减少。尽管这些机制都表明砧状云量会随气候增暖而减少, 但

云量反馈仍然难以确定。GCMs和云分辨模式(cloud resolving models, CRM)s对高云的模拟很大程度上取决于对云的参数化过程的描述, 而砧状云仅能代表高云的一部分; 对流云分辨模式也无法准确模拟热带高云响应(Bretherton, 2015)。Williams和Pierrehumbert (2017)利用卫星资料发现热带深对流云对局地的净效应为冷却作用, 在此基础上, Sherwood等(2020)考虑了局地与全球温度变化的差异, 并扣除高云的云高反馈, 得出热带砧状云云量反馈为 $(-0.23 \pm 0.08) \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ 。IPCC AR6基于前人的观测结果将热带高云量反馈评估为负值, 但由于缺乏模式结果, 该评估结果仅为低信度(Forster等, 2021)。

低纬度海洋边界层云对全球变暖的辐射响应存在很大的不确定性, 这是云反馈评估的主要不确定性来源(Bony和Dufresne, 2005)。低云主要影响短波辐射, 当云量随着地表变暖而减少将产生正反馈, 反之则产生负反馈。对热带海洋低云反馈的评估依赖于大气的的环境条件, 如果边界层条件未来的变化不同, 则低云的响应也不同(Chen等, 2019)。近年来, 有研究试图根据低云与大尺度环境的“云控制因子”之间的关系来预测热带低云反馈, 假设低云与这些因子之间的关系不随时间尺度变化, 利用观测得到的云对控制因子的响应就可对云反馈进行评估, 不必使用气候模式模拟出的云响应(Qu等, 2015; Myers和Norris, 2016; McCoy等, 2017)。Klein等(2017)对影响热带低云的控制因子进行了总结, 发现影响低云响应的主要因子是SST的增加(减少低云)和评估逆温强度(estimated inversion strength, EIS)的增强(增加低云), 两者有一定程度的抵消, 导致热带低云反馈为正值, 对全球平均云反馈的贡献为 $(0.25 \pm 0.18) \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ 。

中纬度云量主要由风暴路径控制, 但此处的低云响应与热带海洋低云响应相似, 是由热力过程驱动, 为正反馈(Sherwood等, 2020), 亦可利用“云控制因子”对其进行评估。最近人们发现CMIP6模式的ECS明显高于CMIP5模式, 这可能是中纬度云正反馈增强引起的, 在南半球尤为显著(Shi等, 2020; Zelinka等, 2020)。

3.3.2 高云高度反馈

全球变暖导致高云的云顶高度增加, 全球的对流层顶也在升高(Boucher等, 2013)。早期的气候模式模拟(Hansen等, 1984; Wetherald和Manabe, 1988)和卫星

观测(Chepfer等, 2014; Norris等, 2016)均已证实高云会随地表增暖而上升。Hartmann和Larson(2002)最早提出了固定云砧温度(fixed anvil temperature, FAT)假说, 认为当高云云顶高度随对流层顶上升而增加时, 云顶温度保持不变。但Zelinka和Hartmann(2010)的模式研究表明, 在高云向上移动的过程中会伴随着云顶的略微增暖, 这可归因为对流层上层静态稳定度的增加。云顶温度的增加与地表和大气的增暖之间并不同步, 所以云的长波发射不会显著增加, 导致高云温室效应的增强, 即为正反馈(Yoshimori等, 2020)。Zelinka等(2016)得出多模式平均的高云高度反馈为 $(0.20 \pm 0.09) \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ 。基于理论、观测和模式研究, IPCC AR6对高云高度反馈的评估为正反馈, 并具备高信度(Forster等, 2021)。

3.3.3 低云光学厚度反馈

极地低云的光学厚度会随气候变暖而增加, 从而导致负反馈。增暖导致云从由冰晶主导向液态水主导转换, 液态水云通常由许多小的云滴构成, 而由于冰云中冰晶的数量减少, 粒子半径更大, 这使得液态水云的光学厚度相比更大些(Storelvmo等, 2015)。极地降水主要源于云中冰相粒子的融化(Field和Heymsfield, 2015), 因此液相比的增加会降低降水效率(McCoy等, 2019), 导致总云水含量增加。气候模式在高纬地区模拟出了云光学厚度的负反馈(Zelinka等, 2016), 但是, 由于模式往往会高估云中冰晶的相对数量(Tan等, 2016), 该负反馈的强度很可能被高估。这一负反馈在部分CMIP6中得到了减弱, 可能因为模式对云相态分布的平均状态有所改进(Zelinka等, 2020)。Terai等(2016)和Ceppi等(2016)利用卫星资料对中高纬度的短波低云光学厚度反馈进行了定量研究, Sherwood等(2020)将他们的结果应用于南北纬 $40^\circ \sim 70^\circ$, 得出短波云光学厚度反馈分别为 $+0.07$ 和 $-0.06 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, 数据差异可能源于Terai等(2016)和Ceppi等(2016)分析的云类型不相同, 以及预测云光学厚度敏感性的方式有所不同。

3.4 云反馈的演变特征

在公式(1)中, 我们假设云反馈强度是一个恒定的量, 但在实际大气中云反馈的强度并不是一个定值。大量模式研究表明云反馈会受气候平均状态(通常用全

球平均地表气温表示)的影响. 在相对于工业革命前的四倍CO₂试验下, 云反馈强度会随变暖而增强, 主要源于南大洋云光学厚度变化的贡献(Andrews等, 2015; Bjordal等, 2020). Zhu等(2019)对古气候高浓度CO₂的模拟结果同样表示, 气候变暖会导致云反馈的增强, 这和云微物理过程密切相关. 此外, 地表温度分布型(surface temperature pattern; Stevens等, 2016)也会影响云反馈的强度和分布, 尤其是在热带太平洋上升和下沉区域, 低云反馈会随SST分布型发生很大变化(Zhou等, 2016, 2017; Andrews等, 2018; Dong等, 2019). 热带上升区的SST增加导致热带自由对流层温度升高, 从而增强热带下沉区的逆温强度, 导致低云量增加, 造成负的云反馈; 热带下沉区的SST增加被限制在局地边界层, 导致低云量减少, 造成正的云反馈.

气候敏感度的模式间差异主要源于长期云反馈(Vial等, 2013), 长期云反馈是由人为气候变化导致. 理想情况下, 长期反馈需要几十年甚至几百年的观测资料来估算, 但由于目前观测资料较短, 通常只能用气候模式进行气候变化情景试验来定量气候反馈. 由内部气候变率引起的短期云反馈可用观测资料计算得到, 也可用气候模式进行工业革命前或者AMIP(atmospheric model intercomparison project)试验来计算. 长短期云反馈的强度并不一致, 可能是因为这两种时间尺度下地表增暖分布型之间的差异(Zhou等, 2015). Zhou等(2015)、Colman和Hanson(2017)利用CMIP5数值试验表明这两种时间尺度下的净云反馈存在广泛的一致性, 这意味着可以用短期云反馈的观测评估结果来约束长期云反馈, 降低长期云反馈的不确定性, 进而缩小气候敏感度的不确定范围. Dessler(2013)利用2000~2010年的再分析资料和CERES卫星观测数据计算得到净云反馈为 $(0.54 \pm 0.35) \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, 但是观测估算取决于所用数据的时间长短. 虽然长短期云反馈之间的强相关性部分源于低云对大尺度热力学环境变化的一致响应(Zhou等, 2015, 2017), 但造成强相关性的物理原因仍需进一步研究.

云反馈是气候敏感度不确定性最主要的来源之一, 这已在科学界达成广泛共识. 最近, Sherwood等(2020)基于理论、观测资料和气候模式等多种手段对云反馈进行归纳总结(表1), 得出总的云反馈为 $(0.45 \pm 0.33) \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, 仍是气候反馈中不确定性最大的因子. 云反馈的非线性特点导致其不能通过辐射内核等

表1 基于理论、观测资料、气候模式等归纳出的云反馈^{a)}

云反馈类别	反馈强度($\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$)
陆地云量反馈	0.08 ± 0.0
热带砗状云量反馈	-0.20 ± 0.20
热带海洋低云量反馈	0.25 ± 0.16
中纬度海洋低云量反馈	0.12 ± 0.12
高云高度反馈	0.20 ± 0.10
高纬度低云光学厚度反馈	0.00 ± 0.10
总的云反馈	0.45 ± 0.33

a) 据Sherwood等(2020)

有效方法进行直接计算, 给精确估算云反馈强度带来较大难度. 尽管基于观测的直接云辐射内核方法一定程度上弥补了上述缺陷, 但由于观测时段较短, 如何用于代表或约束长期云反馈特征还存在不确定性. 此外, 云反馈具有明显的时空变化特征, 尤其是云反馈的区域变化特点对理解当地气候变化机理具有重要意义, 亟需加强相关研究.

4 气候敏感度和云反馈的不确定性

气候敏感度是度量全球升温幅度的重要指标, 准确评估ECS不仅有助于理解地球过去的气候变化, 也能为未来变暖提供可靠的预测(Collins等, 2013). 气候敏感度尤其是ECS较大的不确定性范围阻碍了我们对未来气候的正确认知并做出合理的应对决策. 自恰尼(Charney)报告(Charney等, 1979)发布以来, 几十年来对ECS的预估一直位于一个相对稳定的区间($1.5 \sim 4.5 \text{ K}$). IPCC AR6最新的评估结果表示ECS的可能区间为 $2.5 \sim 4.0 \text{ K}$ (Forster等, 2021). 但对模式气候敏感度的认识一直颇有争议: 地球能量平衡观测研究表明实际气候敏感度要低于模式预测的范围, 认为未来气候变暖可能被高估(Otto等, 2013; Lewis和Curry, 2015); 一些研究认为气候模式高估了ECS, 而另一些研究指出用于计算ECS的地表气温观测时空代表性存在缺陷, 导致当前气候模式可能低估了ECS(Armour, 2016). 最新的CMIP6模式预估则给出了较以往更大的ECS不确定性范围及更高的ECS估计值, ECS的增加可能是短波云反馈引起的(图3), 中高纬地区的混合云是导致短波云反馈变化的关键因素(Zelinka等, 2020), 这可能是因为以前的模式低估了混合云中的液水含量(Tan等,

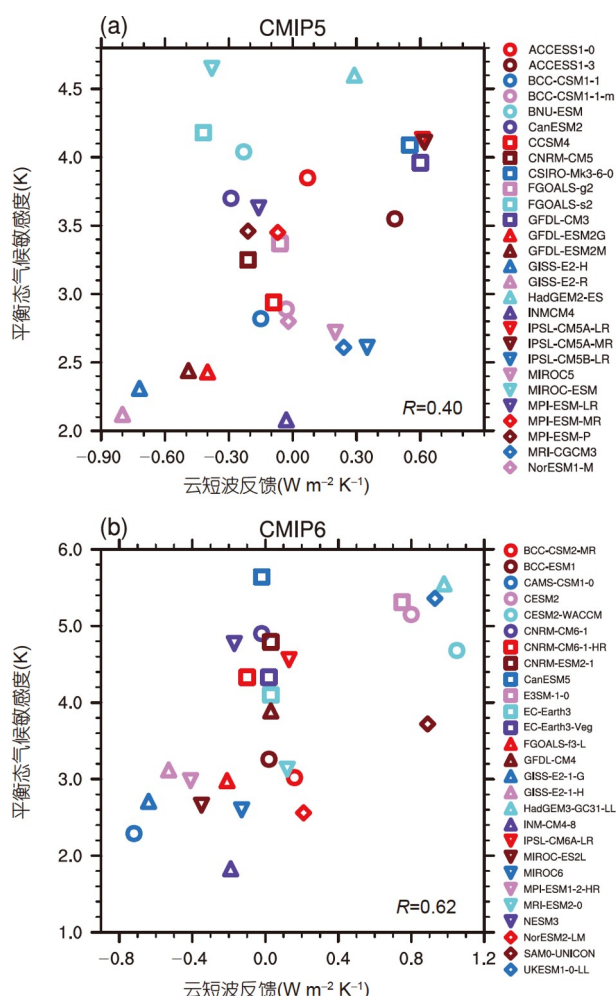


图3 28个CMIP5模式(a)和27个CMIP6模式(b)的云短波反馈与平衡态气候敏感度不确定性的关系

两者相关系数 R 超过了 t 检验5%的显著性水平。根据Zelinka等(2020)中的数据绘制

2016). 通过增加过冷云中的液水含量, 云光学厚度的负反馈被减弱, 从而导致ECS增加(Flynn和Mauritsen, 2020). 此外, 短波云反馈和海冰反照率反馈存在补偿关系, 模式模拟南大洋海冰气候态偏低可能会导致短波云反馈的增强(Shi等, 2020). 因此, 基于历史气候观测对气候敏感度或影响气候敏感度的反馈因子(尤其是云反馈)进行观测约束, 缩小他们的不确定性范围具有十分重要的意义。

传统的缩小不确定性方法基于对历史气候模拟的评估, 认为对当前气候模拟较好的模式在预估未来气候变化时通常具有较高的可信度, 那些表现好的模式在预估气候变化时被赋予较高的权重, 而那些表现差

的模式往往被赋予低权重甚至被抛弃。但实际上, 模式对当前气候模拟的好坏和能否准确模拟未来气候变化之间并无必然联系, 二者并非同一层面的问题, 因此, 将模式对未来气候变化的预估能力建立在对当前气候指标模拟性能的基础上具有一定的随意性(Hall等, 2019)。

作为对传统模式评估方法的补充, 基于观测的涌现约束(emergent constraints)方法近年来得到了迅速发展, 逐渐成为减小气候敏感度及气候反馈不确定性最常用和最具潜力的方法(Eyring等, 2019; Williamson和Sansom, 2019; Brient, 2020). 涌现(emergency)是指系统的个体遵循简单的规则, 通过局部相互作用构成一个整体时, 新的属性或规律会突然在系统层面诞生; 从气候敏感度的角度可以理解为不同气候模式遵循相同的物理规律, 但该规律经不同模式的不同诠释, 在预估气候变化时ECS会出现明显的模式间不确定性。涌现约束的基本思路是寻找模式间可观测气候物理量(或过程)的模拟(称之为预报因子 X)和未来气候变量预估(称之为预报量 Y , 如ECS)之间的经验物理关系 f , 表示为

$$Y = f(X) + \varepsilon, \quad (4)$$

f 通常是基于模式集合样本的线性拟合关系, 结合当前气候物理量(或过程)观测及模式模拟偏差, 对未来气候变量的不确定性范围进行约束。一个稳定可靠的涌现约束必须满足三个基本条件: (1) 得出的经验约束关系必须具有清晰的物理意义; (2) 得出的统计关系必须显著; (3) 观测物理量(或过程)的不确定性必须小, 通常要求观测资料具有较长的时段且不同观测源之间具有较好的一致性。根据约束关系所蕴含物理意义的可靠程度, 可将涌现约束划分为三类(Klein和Hall, 2015): (1) 可能的涌现约束(potential emergent constraints): 仅包含简单的统计关系; (2) 有前途的涌现约束(promising emergent constraints): 统计关系暗含一定的物理基础; (3) 经证实的涌现约束(confirmed emergent constraints): 有证据证明约束关系的物理基础是可信的。

近年来, 大量研究将涌现约束方法应用于计算ECS以减小其不确定性范围(Fasullo等, 2015; Hall等, 2019; Brient, 2020). 多数涌现约束研究倾向于支持较高的ECS(Volodin, 2008; Trenberth和Fasullo, 2010;

Fasullo和Trenberth, 2012; Sherwood等, 2014; Tian, 2015; Brient和Schneider, 2016), 但也有研究给出较低的ECS(Cox等, 2018). 不同预报因子得出的约束后的ECS区间表现出较大的不一致性, 对进一步理解涌现约束和ECS造成了困惑. 更重要的是, 不同涌现约束的可信度直接决定了约束后ECS区间的可信程度, Caldwell等(2018)在评估19种涌现约束时, 只有其中4种的可信度得到验证, 均给出较高ECS的预测. 此外, 针对某种CMIP模式集合得出的约束关系, 对于另一种模式集合不一定完全适用. Schlund等(2020)发现将CMIP5得出的约束关系应用到CMIP6时相关性会明显下降, 导致对CMIP6的ECS预测技巧较CMIP5有所降低.

云反馈尤其是低云反馈是计算ECS不确定性的重要来源(图3), 将云反馈作为预报量进行涌现约束也是降低ECS不确定性的可行方法. Qu等(2018)通过对4种ECS涌现约束进行统计溯源, 发现ECS涌现约束关系主要归因于短波低云反馈. Klein和Hall(2015)总结了三种与低云反馈紧密联系的涌现约束关系, 即低云光学厚度反馈、副热带海洋低云量反馈、对流层低层混合引起的低云变化反馈. 低云光学厚度和温度的关系具有清晰的热力学基础, 尤其在中高纬二者关系在时间尺度上具有较好稳定性, 基于此建立的约束关系表明气候模式可能高估了中高纬度低云光学厚度反馈, 意味着模式预测的气候敏感度可能被低估(Terai等, 2016). 基于观测的约束关系预测热带低云反馈为正值, 会导致较模式预测更高的气候敏感度(Kamae等, 2016a).

总的来看, 目前比较可靠的与云反馈有关的约束关系大都和低云有关, 一方面说明低云反馈的重要性, 另一方面也说明气候模式对低云及其辐射效应的模拟仍然存在很大的不足, 同时也意味着提升低云反馈过程在模式中的代表性和模拟能力, 是降低云反馈乃至气候敏感度不确定性的有效途径.

5 关键挑战与未来展望

5.1 关键挑战

揭示云的宏微观特征及其辐射效应一直是气候变化研究中的热点, 但由于观测资料的限制, 云辐射特性仍然存在较大的不确定性. 目前, 云辐射的相关信息主要通过地基站点、机载实验和卫星观测三种方式来获

得. 自1992年以来, 大气辐射测量项目(ARM)通过建立长期固定的地面观测站点、地面移动观测站点、空中飞行观测设备和离站观测试验来进行长期连续的外场观测, 为我们更好地理解云对辐射收支的影响提供了极有价值的信息, 也为气候模式的评估与改进提供了宝贵的观测基础(Xie等, 2010). 近年来, 兰州大学干旱气候与环境观测站(SACOL)、国际大气辐射观测网(SKYNET)等站点观测试验也陆续为云辐射特性提供观测数据. 虽然云特性可由地基云雷达信号探测得到, 但是, 受到复杂地理因素的影响, 这些站点的空间分布并不均匀, 因此很难得到全球范围内长时间序列的云辐射资料(Li等, 2015). 机载实验观测可以提供云特性的垂直分布结构, 但该方法成本较高, 目前只适用于个例研究. 随着卫星探测技术和遥感反演算法的发展, 国际卫星云气候计划(ISCCP)、地球辐射收支实验(ERBE)、云与地球辐射能量系统(CERES)、中分辨率成像光谱仪(MODIS)等被动遥感卫星数据被广泛用于估算云对大气顶辐射收支的影响, 也被用于评估GCMs的模拟效果. 但是, 传统的被动遥感卫星对于多层云三维结构的探测存在很大的局限性, 而且多层云会导致云高和总云水路径的反演出现误差(Chang和Li, 2005; Minnis等, 2007; Naud等, 2007). 2006年CALIPSO和CloudSat卫星的成功发射为全球尺度云的三维观测和研究提供了新的途径, 这两颗卫星通过雷达的主动观测, 提供云特性的垂直分布信息, 有助于改进气候模式中的云参数化方案, 从而提高气候模拟与预测的准确性. 目前, 主动遥感卫星资料很短, 在用于评估云辐射特性的长期变化趋势方面仍存在较大的不确定性.

最新CMIP6的分析结果表明, 不同气候模式模拟出的云辐射效应仍然存在很大差异, 尤其是全球年平均地面SW云辐射效应的模式间差异最大可达 20 W m^{-2} , 这一差异势必会在区域、季节和日尺度上进一步增加(Wild, 2020). 在年际异常的模拟上, 模式西太平洋暖池的云辐射强迫对El Niño的响应也存在较大偏差(郭准和周天军, 2012; Zhang B等, 2020a). 云的辐射效应可直接影响近地表气温, 同时云也可通过影响大气环流和降水(水循环)等过程来间接影响近地表气温; 反过来, 近地表气温的变化也会导致云的变化, 二者之间的反馈机制很复杂, 它们如何通过大气环流、云辐射过程和降水等相互作用是目前科学界的重大挑战

(Bony等, 2015; 张华等, 2017).

当前, 云反馈研究主要借助气候模式展开, 模式中云物理及对流参数化过程会直接影响云的宏微观物理量(云量、云高和云粒径等)与大气辐射变量的计算, 进而影响基于模式定量估算的云反馈强度(郭准等, 2011; Stevens等, 2016). 由于不同研究中心的气候模式在云、气溶胶、大气辐射、对流和大气动力耦合等参数化过程不尽相同, 这些差异直接引起了各个气候模式所计算的云反馈强度及空间分布存在较大的不确定性. 多模式结果显示模式存在光学厚度和云量偏差对短波影响正负相抵的现象(吴春强和周天军, 2011). 因此, 即使模式在历史时期对云短波辐射效应模拟偏差较小, 光学厚度和云量对变暖响应的差异也可能导致云反馈存在较大的不确定性. 另外, 模式对海冰模拟的偏差也可能通过海冰反照率反馈影响云反馈过程(Shi等, 2020), 进一步增加了云反馈模拟的困难程度.

相较于不确定性较小的温室气体外强迫而言, 当前云反馈研究中所采用外强迫场的最大不确定性来源于气溶胶(包括人为与自然)排放(Gettelman等, 2019). 因此, 减小当前云反馈研究不确定性的首要问题依然是持续而有效地改进大气模式中云-辐射-气溶胶-对流参数化过程, 同时需要在模式中使用更为合理的气溶胶排放源. 其次, 尽管云反馈的估算有赖于长期的气候模拟, 但观测资料(尤其是卫星反演的云物理特性)为理解与验证云反馈方法及其估算量值的真实性提供了关键信息, 例如云的类型和垂直分布特征(Sherwood等, 2020). 因此, 后续研究亟需持续应用尽可能多的云观测资料来理解云反馈(特别是区域反馈)以及与之有关的气候过程. 此外, 当前多数云反馈研究侧重于海洋区域的低云, 对于极区、青藏高原和中纬度大陆层云区(如中国东部)云反馈作用的关注仍有待提高.

5.2 未来展望

气候模式是研究云对气候变化影响的主要手段, 但是大多数模式的空间分辨率都比较低, 并不能准确描述云的小尺度物理过程(Ceppi等, 2017), 导致云辐射效应和云反馈的模拟结果仍然存在很大误差. 未来仍需对云的参数化过程不断改进, 以提高气候模式对云过程的模拟能力.

云反馈是造成气候敏感度不确定性的主要来源. 要定量研究全球变暖下的云反馈不仅要评估云对局地

温湿变化的响应, 还要评估云对大尺度环流的响应, 例如风暴路径向极地撤退, 亚热带干旱区扩张, 以及所有纬度上的对流层顶升高等. 虽然已经观测到部分环流的响应变化, 并且利用卫星资料得出的云的变化趋势与GCMs的模拟结果大致相同(Norris等, 2016), 但这宽泛的一致性并不足以量化净的云反馈. 到目前为止, 观测和模拟结果均表明全球平均云反馈为正值, 以热带高云高度反馈和热带海洋低云反馈两个正反馈为主, 但是云反馈的不确定范围依然很大(Sherwood等, 2020). 基于边界层-浅对流一体化模块, 结合参数扰动方法, 可以为理解云-对流过程以及改进云反馈提供有效途径(Guo等, 2014, 2015a; Zhang H等, 2018). 未来需要更多地利用高精度过程模式(如CRMs和LES)准确再现不同类型的云反馈, 使用更长时间的高质量卫星观测来约束长期云反馈, 并且要更加深入地理解快速年际变化和缓慢气候变化两种时间尺度下的云反馈之间的关联, 从而增强对云反馈的理解.

为理解模式中云反馈的不确定性, 世界气候研究计划(WCRP)于2003年启动云反馈模式比较计划(CFMIP), 至今已发展至第三代, 成为CMIP6的子计划之一(李立娟和郭准, 2019). CFMIP能够将气候模拟、观测研究和过程模拟等方向紧密结合, 为理解和模拟云辐射效应及其反馈过程提供有效的分析手段. 基于多模式比较, 考察云模拟相关要素与观测的一致性, 揭示影响云模拟、云辐射反馈的核心物理过程和物理机制, 有助于理解云及其变化与气候系统中其他过程的相互作用, 为进一步减小云模拟和云反馈不确定性打下坚实基础.

此外, 目前对于云的快慢响应主要针对全球平均或热带地区, 对于云反馈的研究也依然是侧重于全球尺度以及太平洋和大西洋东岸低云、副热带层云和南大洋边界层云, 对亚洲季风区云对全球变暖的快慢响应以及云辐射反馈研究涉及较少. 亚洲季风区不仅有着全球最强烈的季风天气与气候, 而且是能量和水循环的关键地区, 其夏季强烈的大气凝结潜热释放是驱动大气环流的重要推力(Webster等, 1998; Ding和Chan, 2005). 作为影响大气能量收支与水循环的重要介质的云在亚洲季风区气候中起到何种程度的作用一直备受科学界关注. 特别地, 东亚地区位于亚洲季风区, 是温室气体和大气污染物的高排放区. 该地区的云会受到亚洲季风和青藏高原地形的强烈影响, 而且云的微物

理过程还会受到大气污染物的影响(张华等, 2017), 导致东亚季风区的云辐射强迫具有鲜明的区域特征(Yu等, 2001; Li等, 2019; Zhang B等, 2020b). Wang等(2004)研究发现, 中国华东地区的净CRF为冷却作用, 其中SWCRF的冷却作用占主导地位, LWCRF的增暖效应则在一定程度上中和了这种冷却效应. 张丁玲等(2012)得出, 高云在青藏高原地区产生净加热效应, 高的中云既产生加热作用也产生冷却作用, 低的中云产生净冷却效应. Zhang H等(2020)和Zhao等(2020)基于2000~2018年的MODIS卫星资料分析了东亚地区云参数的长期变化趋势及其对辐射收支的影响, 研究表明, 云顶高度在东亚地区的变率为 0.02km a^{-1} , 水云光学厚度在中国东北和中国南部地区的变率分别为 0.02a^{-1} 和 -0.07a^{-1} , 冰云光学厚度的变率分别为 0.06a^{-1} 和 -0.01a^{-1} , 可以发现, 云光学厚度在东亚地区的某些子区具有明显的增加或者减少趋势, 对局地辐射收支有很大的影响, 且符号相反; 总的来说当前东亚地区云的这些变化导致的云辐射强迫的变化是正的, 即, 增强了温室气体增加造成的增温效应. Wang等(2020)利用2002~2018年的MODIS卫星资料得出东亚地区短期云反馈为 $(0.66\pm 0.20)\text{W m}^{-2}\text{K}^{-1}$, 这意味着在区域尺度上, 云起着放大增暖的作用. 但是, 以上这些研究由于所用资料和模式的限制依然存在较多的不确定性. 目前对东亚地区气候模拟的偏差与不确定性均与云辐射过程及其反馈有关(Wang等, 2014), 这在很大程度上限制了我们利用气候模式来认识东亚地区的气候变化. 未来有必要在东亚建立类似于ARM的大规模地基观测平台, 配备高精度观测仪器来获取长期连续的云观测资料, 既可用于验证卫星资料在东亚地区的可靠性, 也可用于评估气候模式对东亚地区云辐射特性及云反馈的模拟能力, 进一步探索不同时间尺度下云反馈之间的定量关系, 从而降低对东亚地区长期云反馈认识的不确定性, 缩小气候敏感度的不确定范围.

地表温度的区域变化会导致全球辐射能量收支发生变化, 因此, 全球云反馈不仅受到全球平均地表温度的影响, 而且会受到地表温度分布型的影响(Zhou等, 2016; Ceppi和Gregory, 2019). 对于区域气候系统(如东亚)而言, 不仅受辐射能量平衡的影响, 而且会受到能量平流输送、水汽平流输送等方面的影响, 因此区域云反馈的相关研究仍需要放在全球尺度云反馈的框架上研究. 但也有部分研究采用区域平均的地表温度

变化来计算区域云反馈(Hwang等, 2018; Zhang R等, 2018; Wang等, 2020), 这便于研究区域尺度上云对温度变化是起着放大还是抑制的作用.

在全球变暖背景下云如何对气候系统进行反馈作用至关重要. 在未来各国政府限制温室气体排放的政策下, 如在2030年左右碳达峰、在2060年左右达到碳中和, 云的反馈过程会产生哪些变化? 会对未来的全球变暖起到怎样的作用? 这些问题亟待我们给予详细和深入的探讨和研究, 为正确预估未来的气候变化、为决策部门的减排政策和减排路径提供可以信赖的科学支撑, 为实现未来全球的绿色和可持续发展做出贡献.

致谢 感谢两位匿名评审专家提出的宝贵建议.

参考文献

- 郭准, 吴春强, 周天军, 吴统文. 2011. LASG/IAP和BCC大气环流模式模拟的云辐射强迫之比较. 大气科学, 35: 739–752
- 郭准, 周天军. 2012. 新旧两个版本GAMIL模式对1997/98强El Niño年西太平洋暖池区独特云辐射强迫特征的数值模拟. 大气科学, 36: 863–878
- 李立娟, 郭准. 2019. CMIP6云反馈模式比较计划(CFMIP)概况与评述. 气候变化研究进展, 15: 465–468
- 刘玉芝, 石广玉, 赵剑琦. 2007. 一维辐射-对流模式对云辐射强迫的数值模拟研究. 大气科学, 31: 486–494
- 石广玉. 2007. 大气辐射学. 北京: 科学出版社. 402
- 吴春强, 周天军. 2011. CFMIP大气环流模式模拟的东亚云辐射强迫特征. 气象学报, 69: 381–399
- 游婷, 张华, 王海波, 赵敏. 2020. 夏季白天中国中东部不同类型云分布特征及其对近地表气温的影响研究. 大气科学, 44: 835–850
- 张丁玲, 黄建平, 刘玉芝, 陈斌, 张磊. 2012. 利用 CERES(SYN)资料分析青藏高原云辐射强迫的时空变化. 高原气象, 31: 1192–1202
- 张华. 2016. BCC_RAD大气辐射传输模式. 北京: 气象出版社. 205
- 张华, 荆现文. 2010. 气候模式中云的垂直重叠假定对模拟的地-气辐射的影响研究. 大气科学, 34: 520–532
- 张华, 荆现文. 2016. 气候模式中云的垂直重叠及其辐射传输问题研究进展. 气象学报, 74: 103–113
- 张华, 荆现文, 彭杰. 2019. 云辐射与气候. 北京: 气象出版社. 270
- 张华, 彭杰, 荆现文, 李江南. 2013. 东亚地区云的垂直重叠特性及其对云辐射强迫的影响. 中国科学: 地球科学, 43: 523–535
- 张华, 谢冰, 刘煜, 汪方, 王在志, 张金强, 李剑东, 胡斯勒图, 尚华哲, 陈勇航, 宣越建. 2017. 东亚地区云对地球辐射收支和降水变化的影响研究. 中国基础科学, 19: 18–22+28
- 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: 624–634

- Andrews T, Forster P M. 2010. The transient response of global-mean precipitation to increasing carbon dioxide levels. *Environ Res Lett*, 5: 025212
- Andrews T, Gregory J M, Forster P M, Webb M J. 2012. Cloud adjustment and its role in CO₂ radiative forcing and climate sensitivity: A review. *Surv Geophys*, 33: 619–635
- Andrews T, Gregory J M, Paynter D, Silvers L G, Zhou C, Mauritsen T, Webb M J, Armour K C, Forster P M, Titchner H. 2018. Accounting for changing temperature patterns increases historical estimates of climate sensitivity. *Geophys Res Lett*, 45: 8490–8499
- Andrews T, Gregory J M, Webb M J. 2015. The dependence of radiative forcing and feedback on evolving patterns of surface temperature change in climate models. *J Clim*, 28: 1630–1648
- Arakawa A. 1975. Modelling clouds and cloud processes for use in climate model. In: *The Physical Basis of Climate and Climate Modelling*. Geneva: World Meteorological Organization (WMO), International Council of Scientific Unions (ICSU). 181–197
- Armour K C. 2016. Climate sensitivity on the rise. *Nat Clim Change*, 6: 896–897
- Bala G, Caldeira K, Nemani R. 2010. Fast versus slow response in climate change: Implications for the global hydrological cycle. *Clim Dyn*, 35: 423–434
- Bjorndal J, Storelvmo T, Alterskjær K, Carlsen T. 2020. Equilibrium climate sensitivity above 5°C plausible due to state-dependent cloud feedback. *Nat Geosci*, 13: 718–721
- Bony S, Colman R, Kattsov V M, Allan R P, Bretherton C S, Dufresne J L, Hall A, Hallegatte S, Holland M M, Ingram W, Randall D A, Soden B J, Tselioudis G, Webb M J. 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J Clim*, 19: 3445–3482
- Bony S, Dufresne J L. 2005. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys Res Lett*, 32: L20806
- Bony S, Stevens B, Coppin D, Becker T, Reed K A, Voigt A, Medeiros B. 2016. Thermodynamic control of anvil cloud amount. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 8927–8932
- Bony S, Stevens B, Frierson D M W, Jakob C, Kageyama M, Pincus R, Shepherd T G, Sherwood S C, Siebesma A P, Sobel A H, Watanabe M, Webb M J. 2015. Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nat Geosci*, 8: 261–268
- Boucher O, Randall D, Artaxo P, Bretherton C, Feingold G, Forster P, Kerminen V M, Kondo Y, Liao H, Lohmann U, Rasch P, Satheesh S K, Sherwood S, Stevens B, Zhang X Y. 2013. Clouds and aerosols. In: *Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Doschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M, eds. 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: Cambridge University Press. 571–657
- Bretherton C S. 2015. Insights into low-latitude cloud feedbacks from high-resolution models. *Phil Trans R Soc A*, 373: 20140415
- Bretherton C S, Blossey P N, Stan C. 2014. Cloud feedbacks on greenhouse warming in the superparameterized climate model SP-CCSM 4. *J Adv Model Earth Syst*, 6: 1185–1204
- Brient F. 2020. Reducing uncertainties in climate projections with emergent constraints: Concepts, examples and prospects. *Adv Atmos Sci*, 37: 1–15
- Brient F, Schneider T. 2016. Constraints on climate sensitivity from space-based measurements of low-cloud reflection. *J Clim*, 29: 5821–5835
- Caldwell P M, Zelinka M D, Klein S A. 2018. Evaluating emergent constraints on equilibrium climate sensitivity. *J Clim*, 31: 3921–3942
- Ceppi P, Brient F, Zelinka M D, Hartmann D L. 2017. Cloud feedback mechanisms and their representation in global climate models. *WIREs Clim Change*, 8: e465
- Ceppi P, Gregory J M. 2019. A refined model for the Earth’s global energy balance. *Clim Dyn*, 53: 4781–4797
- Ceppi P, McCoy D T, Hartmann D L. 2016. Observational evidence for a negative shortwave cloud feedback in middle to high latitudes. *Geophys Res Lett*, 43: 1331–1339
- Chang F L, Li Z. 2005. A new method for detection of cirrus overlapping water clouds and determination of their optical properties. *J Atmos Sci*, 62: 3993–4009
- Charney J G, Arakawa A, Baker D J, Bolin B, Dickinson R E, Goody R M, Leith C E, Stommel H M, Wunsch C I. 1979. *Carbon dioxide and climate: A scientific assessment*. ed. Washington, D C: The National Academies Press. 34
- Chen T, Rossow W B, Zhang Y C. 2000. Radiative effects of cloud-type variations. *J Clim*, 13: 264–286
- Chen X L, Guo Z, Zhou T J, Li J, Rong X Y, Xin Y F, Chen H M, Su J Z. 2019. Climate sensitivity and feedbacks of a new coupled model CAMS-CSM to idealized CO₂ forcing: A comparison with CMIP5 models. *J Meteorol Res*, 33: 31–45
- Chepfer H, Noel V, Winker D, Chiriaco M. 2014. Where and when will we observe cloud changes due to climate warming? *Geophys Res Lett*, 41: 8387–8395
- Collins M, Knutti R, Arblaster J, Dufresne J L, Fichetef T, Friedlingstein P, Gao X, Gutowski W J, Johns T, Krinner G, Shongwe M, Tebaldi C, Weaver A J, Wehner M. 2013. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. In: *Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Doschung J*

- Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M, eds. 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: Cambridge University Press. 1029–1136
- Colman R, Hanson L. 2017. On the relative strength of radiative feedbacks under climate variability and change. *Clim Dyn*, 49: 2115–2129
- Colman R A, McAvaney B J. 1997. A study of general circulation model climate feedbacks determined from perturbed sea surface temperature experiments. *J Geophys Res*, 102: 19383–19402
- Cox P M, Huntingford C, Williamson M S. 2018. Emergent constraint on equilibrium climate sensitivity from global temperature variability. *Nature*, 553: 319–322
- Dessler A E. 2010. A determination of the cloud feedback from climate variations over the past decade. *Science*, 330: 1523–1527
- Dessler A E. 2013. Observations of climate feedbacks over 2000–10 and comparisons to climate models. *J Clim*, 26: 333–342
- Ding Y H, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview. *Meteorol Atmos Phys*, 89: 117–142
- Dinh T, Fueglistaler S. 2019. On the causal relationship between the moist diabatic circulation and cloud rapid adjustment to increasing CO₂. *J Adv Model Earth Syst*, 11: 3836–3851
- Dong Y, Proistosescu C, Armour K C, Battisti D S. 2019. Attributing historical and future evolution of radiative feedbacks to regional warming patterns using a green's function approach: The pre-eminence of the western pacific. *J Clim*, 32: 5471–5491
- Duan A M, Wu G X. 2006. Change of cloud amount and the climate warming on the Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 33: L22704
- Duan L, Cao L, Bala G, Caldeira K. 2018. Comparison of the fast and slow climate response to three radiation management geoengineering schemes. *J Geophys Res-Atmos*, 123: 11,980–12,001
- Eyring V, Cox P M, Flato G M, Gleckler P J, Abramowitz G, Caldwell P, Collins W D, Gier B K, Hall A D, Hoffman F M, Hurtt G C, Jahn A, Jones C D, Klein S A, Krasting J P, Kwiatkowski L, Lorenz R, Maloney E, Meehl G A, Pendergrass A G, Pincus R, Ruane A C, Russell J L, Sanderson B M, Santer B D, Sherwood S C, Simpson I R, Stouffer R J, Williamson M S. 2019. Taking climate model evaluation to the next level. *Nat Clim Change*, 9: 102–110
- Fasullo J T, Sanderson B M, Trenberth K E. 2015. Recent progress in constraining climate sensitivity with model ensembles. *Curr Clim Change Rep*, 1: 268–275
- Fasullo J T, Trenberth K E. 2012. A less cloudy future: The role of subtropical subsidence in climate sensitivity. *Science*, 338: 792–794
- Field P R, Heymsfield A J. 2015. Importance of snow to global precipitation. *Geophys Res Lett*, 42: 9512–9520
- Flynn C M, Mauritsen T. 2020. On the climate sensitivity and historical warming evolution in recent coupled model ensembles. *Atmos Chem Phys*, 20: 7829–7842
- Forster P, Storelvmo T, Armour K, Collins W, Dufresne J L, Frame D, Lunt D J, Mauritsen T, Palmer M D, Watanabe M, Wild M, Zhang H. 2021. The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. In: Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, Connors S L, Péan C, Berger S, Caud N, Chen Y, Goldfarb L, Gomis M I, Huang M, Leitzell K, Lonnoy E, Matthews J B R, Maycock T K, Waterfield T, Yelekçi O, Yu R, Zhou B, eds. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. In Press
- Fu Q, Liou K N. 1993. Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J Atmos Sci*, 50: 2008–2025
- Fueglistaler S, Dessler A E, Dunkerton T J, Folkins I, Fu Q, Mote P W. 2009. Tropical tropopause layer. *Rev Geophys*, 47: RG1004
- Ganguly D, Rasch P J, Wang H L, Yoon J. 2012. Fast and slow responses of the South Asian monsoon system to anthropogenic aerosols. *Geophys Res Lett*, 39: L18804
- Gettelman A, Hannay C, Bacmeister J T, Neale R B, Pendergrass A G, Danabasoglu G, Lamarque J F, Fasullo J T, Bailey D A, Lawrence D M, Mills M J. 2019. High climate sensitivity in the Community Earth System Model Version 2 (CESM2). *Geophys Res Lett*, 46: 8329–8337
- Gettelman A, Kay J E, Shell K M. 2012. The evolution of climate sensitivity and climate feedbacks in the Community Atmosphere Model. *J Clim*, 25: 1453–1469
- Gregory J, Webb M. 2008. Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO₂ forcing. *J Clim*, 21: 58–71
- Gregory J M, Ingram W J, Palmer M A, Jones G S, Stott P A, Thorpe R B, Lowe J A, Johns T C, Williams K D. 2004. A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys Res Lett*, 31: L03205
- Groisman P Y, Bradley R S, Sun B M. 2000. The relationship of cloud cover to near-surface temperature and humidity: Comparison of GCM simulations with empirical data. *J Clim*, 13: 1858–1878
- Groisman P V, Genikhovich E L, Zhai P M. 1996. “Overall” cloud and snow cover effects on internal climate variables: The use of clear sky climatology. *Bull Amer Meteorol Soc*, 77: 2055–2065
- Groisman P Y, Karl T R, Knight R W. 1994. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures. *Science*, 263: 198–200
- Guo Z, Wang M, Qian Y, Larson V E, Ghan S, Ovchinnikov M, A. Bogenschutz P, Gettelman A, Zhou T. 2015a. Parametric behaviors of CLUBB in simulations of low clouds in the Community Atmosphere Model (CAM). *J Adv Model Earth Syst*, 7: 1005–1025

- Guo Z, Wang M, Qian Y, Larson V E, Ghan S, Ovchinnikov M, Bogenschutz P A, Zhao C, Lin G, Zhou T. 2014. A sensitivity analysis of cloud properties to CLUBB parameters in the single-column Community Atmosphere Model (SCAM5). *J Adv Model Earth Syst*, 6: 829–858
- Guo Z, Zhou T, Wang M, Qian Y. 2015b. Impact of cloud radiative heating on East Asian summer monsoon circulation. *Environ Res Lett*, 10: 074014
- Hall A, Cox P, Huntingford C, Klein S. 2019. Progressing emergent constraints on future climate change. *Nat Clim Chang*, 9: 269–278
- Hansen J, Lacis A, Rind D, Russell G, Stone P, Fung I, Ruedy R, Lerner J. 1984. Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In: Hansen J E, Takahashi T, eds. *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Washington, DC: American Geophysical Union. 130–163
- Hansen J, Sato M, Ruedy R, Nazarenko L, Lacis A, Schmidt G A, Russell G, Aleinov I, Bauer M, Bauer S, Bell N, Cairns B, Canuto V, Chandler M, Cheng Y, Del Genio A, Faluvegi G, Fleming E, Friend A, Hall T, Jackman C, Kelley M, Kiang N, Koch D, Lean J, Lerner J, Lo K, Menon S, Miller R, Minnis P, Novakov T, Oinas V, Perlwitz J, Perlwitz J, Rind D, Romanou A, Shindell D, Stone P, Sun S, Tausnev N, Thresher D, Wielicki B, Wong T, Yao M, Zhang S. 2005. Efficacy of climate forcings. *J Geophys Res*, 110: D18104
- Hartmann D L, Larson K. 2002. An important constraint on tropical cloud-climate feedback. *Geophys Res Lett*, 29: 12-1–12-4
- Hartmann D L, Ockert-Bell M E, Michelsen M L. 1992. The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis. *J Clim*, 5: 1281–1304
- Haynes J M, Vonder Haar T H, L'Ecuyer T, Henderson D. 2013. Radiative heating characteristics of Earth's cloudy atmosphere from vertically resolved active sensors. *Geophys Res Lett*, 40: 624–630
- Hogan R J, Francis P N, Flentje H, Illingworth A J, Quante M, Pelon J. 2003. Characteristics of mixed-phase clouds. I: Lidar, radar and aircraft observations from CLARE'98. *Q J R Meteorol Soc*, 129: 2089–2116
- Hwang J, Choi Y S, Kim W M, Su H, Jiang J H. 2018. Observational estimation of radiative feedback to surface air temperature over Northern High Latitudes. *Clim Dyn*, 50: 615–628
- Jonko A K, Shell K M, Sanderson B M, Danabasoglu G. 2012. Climate feedbacks in CCSM3 under changing CO₂ forcing. Part I: Adapting the linear radiative kernel technique to feedback calculations for a broad range of forcings. *J Clim*, 25: 5260–5272
- Kamae Y, Ogura T, Shiogama H, Watanabe M. 2016a. Recent progress toward reducing the uncertainty in tropical low cloud feedback and climate sensitivity: A review. *Geosci Lett*, 3: 17
- Kamae Y, Ogura T, Watanabe M, Xie S P, Ueda H. 2016b. Robust cloud feedback over tropical land in a warming climate. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 2593–2609
- Kamae Y, Watanabe M. 2012. On the robustness of tropospheric adjustment in CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 39: L23808
- Kamae Y, Watanabe M, Ogura T, Yoshimori M, Shiogama H. 2015. Rapid adjustments of cloud and hydrological cycle to increasing CO₂: A review. *Curr Clim Change Rep*, 1: 103–113
- Kato S, Rose F G, Rutan D A, Thorsen T J, Loeb N G, Doelling D R, Huang X L, Smith W L, Su W Y, Ham S H. 2018. Surface irradiances of Edition 4.0 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) data product. *J Clim*, 31: 4501–4527
- Kiehl J T. 1994. On the observed near cancellation between longwave and shortwave cloud forcing in tropical regions. *J Clim*, 7: 559–565
- Klein S A, Hall A. 2015. Emergent constraints for cloud feedbacks. *Curr Clim Change Rep*, 1: 276–287
- Klein S A, Hall A, Norris J R, Pincus R. 2017. Low-cloud feedbacks from cloud-controlling factors: A review. *Surv Geophys*, 38: 1307–1329
- Komurcu M, Storelvmo T, Tan I, Lohmann U, Yun Y X, Penner J E, Wang Y, Liu X H, Takemura T. 2014. Intercomparison of the cloud water phase among global climate models. *J Geophys Res-Atmos*, 119: 3372–3400
- L'Ecuyer T S, Hang Y, Matus A V, Wang Z E. 2019. Reassessing the effect of cloud type on Earth's energy balance in the age of active spaceborne observations. Part I: Top of atmosphere and surface. *J Clim*, 32: 6197–6217
- Lewis N, Curry J A. 2015. The implications for climate sensitivity of AR5 forcing and heat uptake estimates. *Clim Dyn*, 45: 1009–1023
- Li J, Huang J, Stamnes K, Wang T, Lv Q, Jin H. 2015. A global survey of cloud overlap based on CALIPSO and CloudSat measurements. *Atmos Chem Phys*, 15: 519–536
- Li J D, Wang W C, Dong X Q, Mao J Y. 2017. Cloud-radiation-precipitation associations over the Asian monsoon region: An observational analysis. *Clim Dyn*, 49: 3237–3255
- Li J D, Wang W C, Mao J Y, Wang Z Q, Zeng G, Chen G X. 2019. Persistent spring shortwave cloud radiative effect and the associated circulations over southeastern China. *J Clim*, 32: 3069–3087
- Lindzen R S, Chou M D, Hou A Y. 2001. Does the Earth have an adaptive infrared iris? *Bull Amer Meteorol Soc*, 82: 417–432
- Liou K N, Lee J L, Ou S C, Fu Q, Takano Y. 1991. Ice cloud microphysics, radiative transfer and large-scale cloud processes. *Meteorol Atmos Phys*, 46: 41–50
- Loeb N G, Doelling D R, Wang H L, Su W Y, Nguyen C, Corbett J G, Liang L S, Mitrescu C, Rose F G, Kato S. 2018. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 data product.

- J Clim*, 31: 895–918
- Ma H Y, Xie S, Klein S A, Williams K D, Boyle J S, Bony S, Douville H, Fermepin S, Medeiros B, Tyteca S, Watanabe M, Williamson D. 2014. On the correspondence between mean forecast errors and climate errors in CMIP5 models. *J Clim*, 27: 1781–1798
- Matus A V, L’Ecuyer T S. 2017. The role of cloud phase in Earth’s radiation budget. *J Geophys Res-Atmos*, 122: 2559–2578
- McCoy D T, Eastman R, Hartmann D L, Wood R. 2017. The change in low cloud cover in a warmed climate inferred from AIRS, MODIS, and ERA-Interim. *J Clim*, 30: 3609–3620
- McCoy D T, Field P R, Elsaesser G S, Bodas-Salcedo A, Kahn B H, Zelinka M D, Kodama C, Mauritsen T, Vanniere B, Roberts M, Vidale P L, Saint-Martin D, Voldoire A, Haarsma R, Hill A, Shipway B, Wilkinson J. 2019. Cloud feedbacks in extratropical cyclones: Insight from long-term satellite data and high-resolution global simulations. *Atmos Chem Phys*, 19: 1147–1172
- Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, Friedlingstein P, Gaye A T, Gregory J M, Kitoh A, Knutti R, Murphy J M, Noda A, Raper S C B, Watterson I G, Weaver A J, Zhao Z C. 2007. Global climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, Miller H L, eds. *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: Cambridge University Press. 747–846
- Minnis P, Huang J, Lin B, Yi Y, Arduini R F, Fan T F, Ayers J K, Mace G G. 2007. Ice cloud properties in ice-over-water cloud systems using Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) visible and infrared scanner and TRMM Microwave Imager data. *J Geophys Res*, 112: D06206
- Morcrette C J, Van W K, Ma H Y, Ahlgrimm M, Bazile E, Berg L K, Cheng A, Cheruy F, Cole J, Forbes R, Gustafson J W I, Huang M, Lee W S, Liu Y, Mellul L, Merryfield W J, Qian Y, Roehrig R, Wang Y C, Xie S, Xu K M, Zhang C, Klein S, Petch J. 2018. Introduction to causes: Description of weather and climate models and their near-surface temperature errors in 5 day hindcasts near the Southern Great Plains. *J Geophys Res-Atmos*, 123: 2655–2683
- Myers T A, Norris J R. 2016. Reducing the uncertainty in subtropical cloud feedback. *Geophys Res Lett*, 43: 2144–2148
- National Research Council. 2005. *Radiative forcing of climate change: Expanding the concept and addressing uncertainties*. ed. Washington, DC: The National Academies Press. 222
- Naud C M, Baum B A, Pavolonis M, Heidinger A, Frey R, Zhang H. 2007. Comparison of MISR and MODIS cloud-top heights in the presence of cloud overlap. *Remote Sens Environ*, 107: 200–210
- Norris J R, Allen R J, Evan A T, Zelinka M D, O’Dell C W, Klein S A. 2016. Evidence for climate change in the satellite cloud record. *Nature*, 536: 72–75
- Otto A, Otto F E L, Boucher O, Church J, Hegerl G, Forster P M, Gillett N P, Gregory J, Johnson G C, Knutti R, Lewis N, Lohmann U, Marotzke J, Myhre G, Shindell D, Stevens B, Allen M R. 2013. Energy budget constraints on climate response. *Nat Geosci*, 6: 415–416
- Qu X, Hall A, DeAngelis A M, Zelinka M D, Klein S A, Su H, Tian B J, Zhai C X. 2018. On the emergent constraints of climate sensitivity. *J Clim*, 31: 863–875
- Qu X, Hall A, Klein S A, DeAngelis A M. 2015. Positive tropical marine low-cloud cover feedback inferred from cloud-controlling factors. *Geophys Res Lett*, 42: 7767–7775
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, Minnis P, Barkstrom B R, Ahmad E, Hartmann D. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243: 57–63
- Randall D A, Coakley Jr J A, Lenschow D H, Fairall C W, Kropfli R A. 1984. Outlook for research on subtropical marine stratiform clouds. *Bull Amer Meteorol Soc*, 65: 1290–1301
- Samset B H, Myhre G, Forster P M, Hodnebrog Ø, Andrews T, Faluvegi G, Fläschner D, Kasoar M, Kharin V, Kirkevåg A, Lamarque J, Olivié D, Richardson T, Shindell D, Shine K P, Takemura T, Voulgarakis A. 2016. Fast and slow precipitation responses to individual climate forcings: A PDRMIP multimodel study. *Geophys Res Lett*, 43: 2782–2791
- Schlund M, Lauer A, Gentile P, Sherwood S C, Eyring V. 2020. Emergent constraints on equilibrium climate sensitivity in CMIP5: Do they hold for CMIP6? *Earth Syst Dynam*, 11: 1233–1258
- Shell K M, Kiehl J T, Shields C A. 2008. Using the radiative kernel technique to calculate climate feedbacks in NCAR’s Community Atmospheric Model. *J Clim*, 21: 2269–2282
- Sherwood S, Fu Q. 2014. A drier future? *Science*, 343: 737–739
- Sherwood S C, Bony S, Boucher O, Bretherton C, Forster P M, Gregory J M, Stevens B. 2015. Adjustments in the forcing-feedback framework for understanding climate change. *Bull Am Meteorol Soc*, 96: 217–228
- Sherwood S C, Bony S, Dufresne J L. 2014. Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature*, 505: 37–42
- Sherwood S C, Webb M J, Annan J D, Armour K C, Forster P M, Hargreaves J C, Hegerl G, Klein S A, Marvel K D, Rohling E J, Watanabe M, Andrews T, Braconnot P, Bretherton C S, Foster G L, Hausfather Z, von der Heydt A S, Knutti R, Mauritsen T, Norris J R, Proistosescu C, Rugenstein M, Schmidt G A, Tokarska K B, Zelinka M D. 2020. An assessment of Earth’s climate sensitivity using multiple lines of evidence. *Rev Geophys*, 58: e2019RG000678

- Shi X L, Chen X L, Dai Y W, Hu G Q. 2020. Climate sensitivity and feedbacks of BCC-CSM to idealized CO₂ forcing from CMIP5 to CMIP6. *J Meteorol Res*, 34: 865–878
- Slingo A. 1990. Sensitivity of the Earth's radiation budget to changes in low clouds. *Nature*, 343: 49–51
- Slingo A, Slingo J M. 1988. The response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. I: Introduction and initial experiments. *Q J R Met Soc*, 114: 1027–1062
- Soden B J, Held I M. 2006. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J Clim*, 19: 3354–3360
- Soden B J, Held I M, Colman R, Shell K M, Kiehl J T, Shields C A. 2008. Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *J Clim*, 21: 3504–3520
- Stein T H M, Holloway C E, Tobin I, Bony S. 2017. Observed relationships between cloud vertical structure and convective aggregation over tropical ocean. *J Clim*, 30: 2187–2207
- Stephens G L. 2005. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J Clim*, 18: 237–273
- Stevens B, Sherwood S C, Bony S, Webb M J. 2016. Prospects for narrowing bounds on Earth's equilibrium climate sensitivity. *Earths Future*, 4: 512–522
- Storelvmo T, Tan I, Korolev A V. 2015. Cloud phase changes induced by CO₂ warming—A powerful yet poorly constrained cloud-climate feedback. *Curr Clim Change Rep*, 1: 288–296
- Sun B M, Groisman P Y, Bradley R S, Keimig F T. 2000. Temporal changes in the observed relationship between cloud cover and surface air temperature. *J Clim*, 13: 4341–4357
- Tan I, Storelvmo T, Zelinka M D. 2016. Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity. *Science*, 352: 224–227
- Tang Q H, Leng G Y. 2012. Damped summer warming accompanied with cloud cover increase over Eurasia from 1982 to 2009. *Environ Res Lett*, 7: 014004
- Tang Q H, Leng G Y. 2013. Changes in cloud cover, precipitation, and summer temperature in North America from 1982 to 2009. *J Clim*, 26: 1733–1744
- Terai C R, Klein S A, Zelinka M D. 2016. Constraining the low-cloud optical depth feedback at middle and high latitudes using satellite observations. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 9696–9716
- Tian B J. 2015. Spread of model climate sensitivity linked to double-Intertropical Convergence Zone bias. *Geophys Res Lett*, 42: 4133–4141
- Tobin I, Bony S, Holloway C E, Grandpeix J Y, Sèze G, Coppin D, Woolnough S J, Roca R. 2013. Does convective aggregation need to be represented in cumulus parameterizations? *J Adv Model Earth Syst*, 5: 692–703
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2010. Simulation of present-day and twenty-first-century energy budgets of the southern oceans. *J Clim*, 23: 440–454
- Vial J, Dufresne J L, Bony S. 2013. On the interpretation of inter-model spread in CMIP5 climate sensitivity estimates. *Clim Dyn*, 41: 3339–3362
- Volodin E M. 2008. Relation between temperature sensitivity to doubled carbon dioxide and the distribution of clouds in current climate models. *Izv Atmos Ocean Phys*, 44: 288–299
- Wang F, Xin X G, Wang Z Z, Cheng Y J, Zhang J, Yang S. 2014. Evaluation of cloud vertical structure simulated by recent BCC_AGCM versions through comparison with CALIPSO-GOCCP data. *Adv Atmos Sci*, 31: 721–733
- Wang F, Zhang H, Chen Q, Zhao M, You T. 2020. Analysis of short-term cloud feedback in East Asia using cloud radiative kernels. *Adv Atmos Sci*, 37: 1007–1018
- Wang W C, Gong W, Kau W S, Chen C T, Hsu H H, Tu C H. 2004. Characteristics of cloud radiation forcing over east China. *J Clim*, 17: 845–853
- Warren S G, Eastman R M, Hahn C J. 2007. A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–96. *J Clim*, 20: 717–738
- Watanabe M, Shiogama H, Yokohata T, Kamae Y, Yoshimori M, Ogura T, Annan J D, Hargreaves J C, Emori S, Kimoto M. 2012a. Using a multiphysics ensemble for exploring diversity in cloud-shortwave feedback in GCMs. *J Clim*, 25: 5416–5431
- Watanabe M, Shiogama H, Yoshimori M, Ogura T, Yokohata T, Okamoto H, Emori S, Kimoto M. 2012b. Fast and slow timescales in the tropical low-cloud response to increasing CO₂ in two climate models. *Clim Dyn*, 39: 1627–1641
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, Shukla J, Tomas R A, Yanai M, Yasunari T. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103: 14451–14510
- Wetherald R T, Manabe S. 1988. Cloud feedback processes in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 45: 1397–1416
- Wild M. 2020. The global energy balance as represented in CMIP6 climate models. *Clim Dyn*, 55: 553–577
- Wild M, Folini D, Hakuba M Z, Schär C, Seneviratne S I, Kato S, Rutan D, Ammann C, Wood E F, König-Langlo G. 2015. The energy balance over land and oceans: An assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. *Clim Dyn*, 44: 3393–3429
- Wild M, Hakuba M Z, Folini D, Dörig-Ott P, Schär C, Kato S, Long C N. 2019. The cloud-free global energy balance and inferred cloud radiative effects: An assessment based on direct observations and climate models. *Clim Dyn*, 52: 4787–4812
- Williams I N, Pierrehumbert R T. 2017. Observational evidence against

- strongly stabilizing tropical cloud feedbacks. *Geophys Res Lett*, 44: 1503–1510
- Williamson D B, Sansom P G. 2019. How are emergent constraints quantifying uncertainty and what do they leave behind? *Bull Am Meteorol Soc*, 100: 2571–2588
- Wyant M C, Bretherton C S, Blossey P N, Khairoutdinov M. 2012. Fast cloud adjustment to increasing CO₂ in a superparameterized climate model. *J Adv Model Earth Syst*, 4: M05001
- Xie S, McCoy R B, Klein S A, Cederwall R T, Wiscombe W J, Clothiaux E E, Gaustad K L, Golaz J C, Hall S D, Jensen M P, Johnson K L, Lin Y, Long C N, Mather J H, McCord R A, McFarlane S A, Palanisamy G, Shi Y, Turner D D. 2010. Clouds and more: ARM climate modeling best estimate data. *Bull Amer Meteorol Soc*, 91: 13–20
- Yoshimori M, Lambert F H, Webb M J, Andrews T. 2020. Fixed anvil temperature feedback: Positive, zero, or negative? *J Clim*, 33: 2719–2739
- Yu R, Wang B, Zhou T. 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau. *J Clim*, 17: 2702–2713
- Yu R C, Yu Y Q, Zhang M H. 2001. Comparing cloud radiative properties between the Eastern China and the Indian monsoon region. *Adv Atmos Sci*, 18: 1090–1102
- Yue Q, Kahn B H, Fetzner E J, Schreier M, Wong S, Chen X H, Huang X L. 2016. Observation-based longwave cloud radiative kernels derived from the A-Train. *J Clim*, 29: 2023–2040
- Zelinka M D, Hartmann D L. 2010. Why is longwave cloud feedback positive? *J Geophys Res*, 115: D16117
- Zelinka M D, Hartmann D L. 2011. The observed sensitivity of high clouds to mean surface temperature anomalies in the tropics. *J Geophys Res*, 116: D23103
- Zelinka M D, Klein S A, Hartmann D L. 2012a. Computing and partitioning cloud feedbacks using cloud property histograms. Part I: Cloud radiative kernels. *J Clim*, 25: 3715–3735
- Zelinka M D, Klein S A, Hartmann D L. 2012b. Computing and partitioning cloud feedbacks using cloud property histograms. Part II: Attribution to changes in cloud amount, altitude, and optical depth. *J Clim*, 25: 3736–3754
- Zelinka M D, Klein S A, Taylor K E, Andrews T, Webb M J, Gregory J M, Forster P M. 2013. Contributions of different cloud types to feedbacks and rapid adjustments in CMIP5. *J Clim*, 26: 5007–5027
- Zelinka M D, Myers T A, McCoy D T, Po-Chedley S, Caldwell P M, Ceppi P, Klein S A, Taylor K E. 2020. Causes of higher climate sensitivity in CMIP6 models. *Geophys Res Lett*, 47: e2019GL085782
- Zelinka M D, Randall D A, Webb M J, Klein S A. 2017. Clearing clouds of uncertainty. *Nat Clim Change*, 7: 674–678
- Zelinka M D, Zhou C, Klein S A. 2016. Insights from a refined decomposition of cloud feedbacks. *Geophys Res Lett*, 43: 9259–9269
- Zhang B, Guo Z, Chen X, Zhou T, Rong X, Li J. 2020a. Responses of cloud-radiative forcing to strong El Niño events over the western pacific warm pool as simulated by CAMS-CSM. *J Meteorol Res*, 34: 499–514
- Zhang B, Guo Z, Zhang L, Zhou T, Hayasaya T. 2020b. Cloud characteristics and radiation forcing in the global land monsoon region from multisource satellite data sets. *Earth Space Sci*, 7: e01027
- Zhang H, Wang M, Guo Z, Zhou C, Zhou T, Qian Y, Larson V E, Ghan S, Ovchinnikov M, Bogenschutz P A, Gettelman A. 2018. Low-cloud feedback in CAM5-CLUBB: Physical mechanisms and parameter sensitivity analysis. *J Adv Model Earth Syst*, 10: 2844–2864
- Zhang H, Zhao M, Chen Q, Wang Q Y, Zhao S Y, Zhou X X, Peng J. 2020. Water and ice cloud optical thickness changes and radiative effects in East Asia. *J Quant Spectrosc Ra*, 254: 107213
- Zhang R, Wang H, Fu Q, Pendergrass A G, Wang M, Yang Y, Ma P L, Rasch P J. 2018. Local radiative feedbacks over the Arctic based on observed short-term climate variations. *Geophys Res Lett*, 45: 5761–5770
- Zhao M, Zhang H, Wang H B, Zhou X X, Zhu L, An Q, Chen Q. 2020. The change of cloud top height over East Asia during 2000–2018. *Adv Clim Change Res*, 11: 110–117
- Zhou C, Zelinka M D, Dessler A E, Klein S A. 2015. The relationship between interannual and long-term cloud feedbacks. *Geophys Res Lett*, 42: 10,463–10,469
- Zhou C, Zelinka M D, Dessler A E, Yang P. 2013. An analysis of the short-term cloud feedback using MODIS data. *J Clim*, 26: 4803–4815
- Zhou C, Zelinka M D, Klein S A. 2016. Impact of decadal cloud variations on the Earth's energy budget. *Nat Geosci*, 9: 871–874
- Zhou C, Zelinka M D, Klein S A. 2017. Analyzing the dependence of global cloud feedback on the spatial pattern of sea surface temperature change with a Green's function approach. *J Adv Model Earth Syst*, 9: 2174–2189
- Zhu J, Poulsen C J, Tierney J E. 2019. Simulation of Eocene extreme warmth and high climate sensitivity through cloud feedbacks. *Sci Adv*, 5: eaax1874

(责任编辑: 黄建平)