



“北极放大”现象驱动机制的研究进展

李杰峰, 赵传峰*, 陈安南, 张昊天, 杨以坤

北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871

* 通讯作者, E-mail: cfzhao@pku.edu.cn

收稿日期: 2024-07-05; 收修改稿日期: 2024-09-26; 接受日期: 2024-10-09; 网络版发表日期: 2024-11-12

国家自然科学基金杰出青年科学基金项目(41925022)资助

摘要 北极地区近地表温度正以超过全球平均两倍以上速率升高, 被称为“北极放大”(Arctic Amplification, AA)效应。近些年来, 众多研究通过地面和卫星观测与模式模拟对AA背后的各种潜在机制进行了阐释, 并提出了一系列的观测证据和可能理论。尽管对于驱动AA因素的认识正在迅速提升, 但目前对于理解和量化各种影响因素对AA的贡献仍存在较大的不确定性。本文汇总了最新研究成果, 从局地反馈、大气环流、海洋洋流以及气溶胶等方面, 对北极快速升温现象的驱动因素进行了深入探讨, 并对比分析了不同研究对AA影响因素贡献的量化结果。通过对现有研究进行综合分析, 发现AA受到多种因素共同影响, 且这些因素之间的相互作用极为复杂, 各项影响因素的相对贡献尚未形成一致的定量结论。最后, 论文总结了目前研究中仍存在的问题, 指出获取可靠的观测资料、明确AA影响机制、完善模式参数化方案、分离驱动因素间的相互作用, 仍是未来研究中的难点与重点。

关键词 北极放大, 海冰, 驱动机制, 局地反馈, 极向输送

1 引言

过去20~30年以来, 在全球变暖成为不争事实的背景下, 北极地区的气候和环境正在经历前所未有的巨变。北极地区地处高纬, 较小的太阳高度角(尤其极夜现象的存在)和较高的地表反照率, 使得近地表接受的太阳辐射较弱。与中低纬大气不同, 近地表逆温事件、持久的低云覆盖在北极地区也频繁发生。这些特殊的地理环境和大气特征影响着整个地区的能量收支平衡, 导致北极地区对全球变暖具有高敏感性, 使得北极地区的增温现象在全球变暖的背景下更加突出。部分

研究指出, 北极变暖的速度是全球变暖的2~3倍(Taylor等, 2013)或2~4倍(Screen等, 2012)。近期Rantanen等(2022)利用众多观测数据集进行了更精细的分析, 发现自1979年以来北极升温的速度几乎达到了全球升温速度的4倍。北极异于全球快速增温现象被称为“北极放大”现象(Arctic Amplification, AA)。以往研究中常用北极放大指数来表征北极地区相对于全球升温的速度, 但在不同研究中AA指数的定义略有不同。一些研究将AA指数定义为北极与热带地区之间温度升高的差异(Pithan和Mauritsen, 2014; Goose等, 2018; Stuecker等, 2018; Beer和Eisenman, 2022), 也有部分研

中文引用格式: 李杰峰, 赵传峰, 陈安南, 张昊天, 杨以坤. 2024. “北极放大”现象驱动机制的研究进展. 中国科学: 地球科学, 54(12): 3860–3877, doi: 10.1360/SSTe-2024-0190

英文引用格式: Li J, Zhao C, Chen A, Zhang H, Yang Y. 2024. Advances in understanding the mechanisms of Arctic amplification. Science China Earth Sciences, 67(12): 3814–3829, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1438-5>

究将其定义为北极的升温与热带(或全球)升温的比值(Holland和Bitz, 2003; Hwang等, 2011; Langen等, 2012). 虽然在不同研究中AA指数的定义和量化数值都有所不同, 但无论使用哪种定义, 北极地区相较于全球升温幅度更大这一现象已被众多模式模拟和观测试验所证实. 北极近地表的快速变暖正影响着海冰、冰川和积雪等自然环境的变化(Serreze等, 2007; Comiso和Hall, 2014; Serreze和Stroeve, 2015; Kwok, 2018), 并推动了生态系统和植被分布特征的改变(Wolf等, 2007; Lorant和Goetz, 2012; Pearson等, 2013). 受近地表温度不断升高的影响, 北极地区的海冰正在以前所未有的速度融化. 20世纪80年代以来, 卫星观测多次记录到北极地区海冰范围低值的出现(Serreze等, 2007; Kwok, 2018), 海冰消融的速度也不断加快(Serreze和Stroeve, 2015; Cai Q等, 2021). Serreze和Stroeve(2015)研究指出1997~2014年间海冰覆盖范围的减小速度已达到1979~1996年间的3.6倍. 不仅海冰范围在快速减小, 海冰的厚度也在持续变薄, 体积持续减少. 利用潜艇探测与卫星观测数据, Kwok(2018)发现相对于19世纪60年代, 在融冰期末, 北极地区海冰的平均厚度在60年间减少了~2.0m(~66%). 同时, 海冰体积在1992~2014年间也以每10年27%的速度下降(Spreen等, 2020), 多年冰则以每10年11.5%的速度减少(Comiso和Hall, 2014). 海冰对温度变化的响应也是北极地区对全球变暖较为敏感的重要原因之一.

北极地区的温度与海冰变化会导致一系列的气候效应, 通过海洋洋流和大气环流对中纬度地区甚至全球产生影响(Walsh, 2014). 北极地区近地表的快速升温可以使极地大气受热膨胀, 从而增大了对流层中上层的位势高度(Cohen等, 2014). Overland等(2011)研究发现, 北极地区因变暖导致的位势高度增加常与偏低的北大西洋涛动指数(North Atlantic Oscillation, NAO)和经向风的增强联系在一起, 这导致了近些年“暖北极-冷欧亚”格局的形成. 研究发现, 秋冬两季的北极海冰密集度(Wu等, 2011)、北极涛动(the Arctic Oscillation, AO)(Wu和Wang, 2002)与冬季西伯利亚高压之间存在着密切的相关性; 秋冬季节海冰密集度越低、AO负相位越强, 则冬季西伯利亚高压越强, 导致亚欧大陆中高纬度地区冬季更加寒冷. 北极地区变暖所造成的气压纬向梯度减小还会导致西风带的减弱和罗斯贝波的加深, 从而增强中纬度地区槽脊系统, 使得暖空气

(冷空气)入侵事件在北极地区(中纬度地区)发生的频率增加. 事实上, 这种被增强的槽脊系统除了与北极地表的爆发性增暖(Woods和Caballero, 2016; Graham等, 2017)有关外, 也与中纬度地区持续的异常气候与极端天气事件有关(Overland等, 2011; Francis和Vavrus, 2012). 部分模式模拟和观测分析研究(Ghatak等, 2010; Cohen等, 2012; Brown和Derksen, 2013)表明, 北极变暖所导致的秋季海冰减少会使空气湿度增加, 与欧亚大陆积雪的增加有较好的相关性. Liu等(2012)利用观测数据进行分析, 发现北极地区秋季海冰覆盖率每减少 10^6km^2 , 美国、欧洲和中国部分地区的冬季积雪将增加3%~12%. 中纬度地区积雪的增加会因其反照率反馈及隔热特性影响冬季气候特征. Tang等(2013)通过卫星观测数据, 证实了因秋季北极海冰的减少中纬度积雪开始时间提前, 导致北美和欧亚大陆北部形成异常高压区域, 从而增加了中纬度地区极端事件出现的频率. 春季北极海冰密集度与中国夏季降水之间也存在着密切的关系, 这一关系可以用大气环流的变化来解释, 具体表现为夏季北极偶极子异常(Wu等, 2009a, 2009b). 因此, 准确认识北极变暖及AA背后的驱动因素, 对于提高中纬度天气影响机制的认识与提升预报的精度具有重要意义.

虽然对于AA影响因素及其中非线性反馈作用的认识正在迅速提高, 但目前对于理解及量化各影响因素对北极地区气候变化的贡献还存在很大的不确定性. 北极地区的下垫面主要是海洋, 但海冰的存在大大提高了地表反照率; 全球变暖造成的海冰加速融化会使得地表反照率减小, 从而加剧变暖的趋势, 因此以往的许多研究都认为“海冰反照率反馈”是AA的核心驱动因素(Screen和Simmonds, 2010; Crook等, 2011; Taylor等, 2013). 但一些模式模拟结果显示, 在没有海冰反照率反馈的情景下, 北极地区近地表的气温升高仍十分显著(Hall, 2004; Graversen和Wang, 2009; Bintanja等, 2011), AA现象依旧存在. 随着研究的逐步深入, “温度垂直递减率反馈”“云和水汽反馈”等局地反馈作用的贡献被揭示; 北极地区和中纬度的物质能量交换作用, 特别是大气环流和海洋洋流对热量和水汽的输送作用, 也受到各项研究的重视; 但这些因子对于AA的量化贡献在各研究结果中仍然差距较大. 自然变率的存在使得各项研究难以准确分离与定量各气候驱动因素的相对作用, 也为模式模拟带来较大的误差

(Swart等, 2015; Swart, 2017). 各项局地反馈作用和多种气候、海洋过程的相互耦合, 为AA现象背后的驱动机制研究带来了复杂性与不确定性. 对以上机制及耦合过程的理解不足, 也导致在模式模拟中难以准确地描述各项反馈过程、云的变化、海气相互作用以及大气与海洋环流对AA的作用和相对贡献. 相应的, 现有模式所模拟的各影响因素对AA的贡献均存在较大不确定性. 图1总结了部分研究利用不同模式在 $4\times\text{CO}_2$ 情景下所揭示的各因素对北极地区升温的贡献. 从中可以看到, 虽然可以利用模式得到各主要影响因素对北极变暖的作用, 但各模式间的差异仍然很大. Block等(2020)指出各模式对北极地区局地反馈作用模拟的差异, 是AA现象在不同模式中出现差别的重要原因之一, 特别是地表反照率反馈与普朗克反馈. Huang等(2019)则利用观测及模拟数据, 强调了在模式中准确表示云-辐射-海冰相互作用机制的重要性. 此外, 越来越多的研究开始关注气溶胶和痕量气体在AA中的作用, 模式中对气溶胶排放源、化学组成及季节变化的模拟仍存在不足, 这对准确预测北极地区未来的气候与环境变化提出了更大的挑战(Abbatt等, 2019; Schmale等, 2021).

鉴于AA的复杂性, 目前对其驱动机制的理解仍存在许多不确定性. 本文将梳理目前研究中影响AA的主要驱动因素, 重点介绍地表反照率反馈、温度反馈、云和水汽反馈等局地反馈作用, 大气环流和海洋洋流的极向输送, 以及气溶胶对AA的影响. 然而, 仍有许多潜在的影响因素尚待进一步研究. 本文在分析当前研究成果的基础上, 在最后归纳提出了目前研究中还存在的争议与问题, 以期对未来研究提供有益的参考和方向.

2 地表反照率反馈与海冰变化

在全球变暖的背景下, 北极地区的近地表气温持续上升, 引发了海冰和积雪的大规模融化, 地表反照率下降, 北极海域的气候也发生了显著变化. 海冰是北极气候系统中的关键要素之一, 其较高的反照率对北极气候变化具有重要作用. 研究发现, 夏季海冰密集度、北极地区的地表反照率和近地表大气温度具有较好的负相关关系(Dai等, 2019; Screen和Simmonds, 2010). 随着气候变暖, 北极地区的海冰和积雪融化速

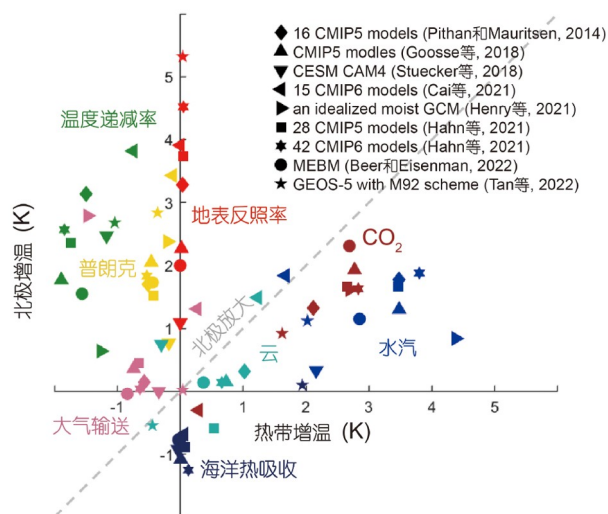


图1 本文对不同模式研究在 $4\times\text{CO}_2$ 情景下所揭示的不同因素对北极增温和热带增温贡献的总结

图中不同的形状代表不同的模式研究(模式全称见网络版附表S1, <http://earthcn.scichina.com>), 不同的颜色代表影响增温的主要因素: 蓝色、棕色、青绿色、红色、草绿色、黄色、粉色和深蓝色分别代表水汽反馈、 CO_2 反馈、云反馈、地表反照率反馈、温度递减率反馈、普朗克反馈、大气输送和海洋热吸收

度加快, 导致开阔海域与裸露土地的面积不断扩大, 地表反照率持续下降. 在2000~2018年间, 地表反照率下降的速度达到了每10年0.025(Duncan等, 2020). 海洋表层会吸收太阳辐射, 不仅海洋混合层温度有所升高, 还能通过热辐射和感热交换等作用加热表层大气, 从而进一步加速了海冰和积雪的融化过程, 形成一个正反馈循环, 这被称为“地表反照率反馈”.

大量观测和模式模拟研究发现, 北极地区近地面的升温在秋冬季节最为显著(Screen和Simmonds, 2010; Stroeve等, 2014), 海冰生长(消融)时对潜热的调节作用以及海洋的储热作用被认为是这一现象的主要原因, 具体机制如图2所示. 在全球气温升高的情形下, 北极地区地表接受到的向下辐射增强, 在融冰期(春季和夏季)这些辐射几乎都被用于融化海冰, 只有小部分能够直接加热近地表大气(图2, 过程(a)), 导致北极地区在结冰期(秋季和冬季)的海冰厚度明显变薄(Lang等, 2017). 海洋混合层可以在春夏两季吸收大量太阳辐射能及海冰融化释放的潜热并储存在上层海水中(图2, 过程(b)), 其储存的热量可以在秋冬季节缓慢释放(图2, 过程(c)), 延缓了表层大气的冷却速度(图2, 过程(d)), 推迟了来年海冰的冻结时间(促进了来年海冰

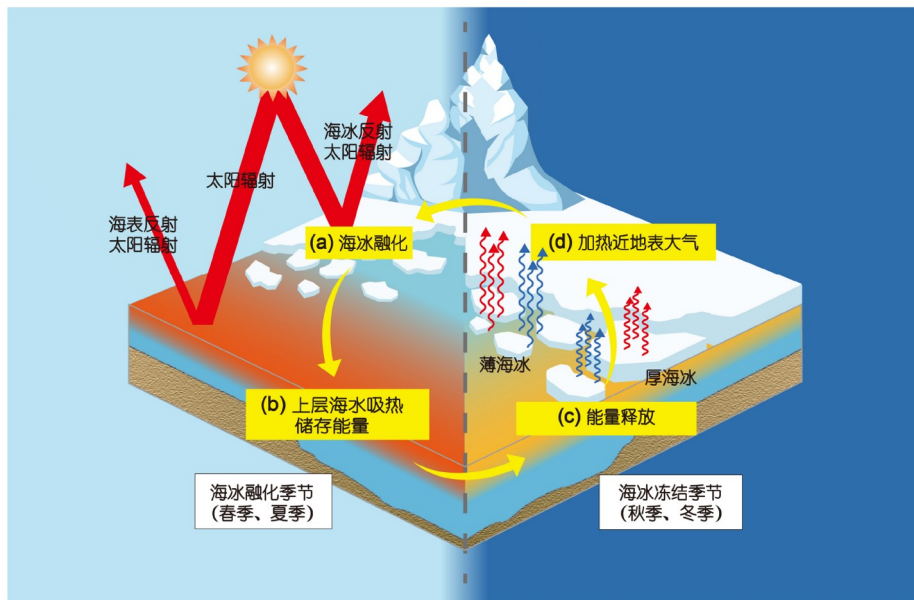


图2 北极变暖过程中海洋与海冰对热量的调节机制示意图

左半部分为海冰融化季节(春季、夏季), 主要过程有(a)海冰融化和(b)海洋上层吸收并储存热量; 右半部分为海冰生长季节(秋季、冬季), 主要过程有(c)海洋上层释放热量和(d)近地表大气被加热并延缓地表冷却

的融化)(图2, 过程(a)). Pithan和Mauritsen(2014)分析了国际耦合模式比较计划第5阶段(CMIP5, Coupled Model Intercomparison Project phase 5)中的气候模式模拟结果, 指出海洋在夏季储存的热量, 包括融化海冰的潜热, 减弱了夏季约三分之二的地表反照率变化所带来的增温影响. Stroeve等(2014)利用被动微波遥感数据评估了北极地区海冰融化时间的年际变化, 发现近些年来秋季海冰冻结时间变晚以及融冰天数不断延长的趋势, 特别是在喀拉海、拉普捷夫海、东西伯利亚海、楚科奇海和波弗特海等海域, 融冰天数增加的速度达到了每10年6~11天. 因此海洋储存、释放热量的时间不同步性被认为是促进北极地区秋冬季节AA, 缩短结冰期的重要因素(Pithan和Mauritsen, 2014; Goosse等, 2018), 同时其可以增强夏季的地表反照率正反馈, 进一步加剧AA(Jenkins和Dai, 2021).

“地表反照率反馈”是与海冰相关的最重要反馈, 被众多研究认为是导致AA的主要因素之一(Sellers, 1969; Screen和Simmonds, 2010; Taylor等, 2013; Goosse等, 2018; Dai等, 2019). Cai和Lu(2007)使用大气-地表辐射传输四箱气候耦合模式, 发现海冰变化引起的地表反照率反馈在AA的形成中发挥了重要作用, 其扭转了全球由CO₂翻倍引起的“低纬强增温模式”,

使其转变为“高纬强增温模式”. Taylor等(2013)利用耦合反馈响应分析法(Coupled Feedback Response Analysis Method, CFRAM), 在第4版通用气候系统模式(CCSM4, Community Climate System Model version 4)中模拟了2×CO₂情景下各影响因素对北极地区地表增温的贡献, 发现北极地区地表反照率反馈为北极变暖的首要影响因素, 所造成的北极地区增温大约为2.23K, 对AA的贡献为1.82K. 鉴于海冰对北极气候的重要性, 许多模式模拟研究通过设置对照组并固定地表反照率来研究地表反照率反馈对北极变暖的贡献, 然而各研究结果间差异较大(表1), 即从0.18~5.5K (2×CO₂)、1.1~12K(4×CO₂). 综上, 地表反照率反馈能够使北极地区近地表温度显著升高, 尽管其对AA的具体贡献仍未精确量化. 值得注意的是, 虽然地表反照率反馈是AA的重要影响因素, 但其是否为主导因素仍有待进一步研究, 因为在一些没有地表反照率变化的气候模式中, AA现象也依旧突出(Hall, 2004; Graverson和Wang, 2009; Bintanja等, 2011). Winton(2006)通过比较气候变化政府间专门委员会(IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change)第4次评估报告(AR4, fourth assessment report)中使用的12个模型, 指出地表反照率反馈只是AA的一个重要因素之一, 但不是主导

表 1 使用不同模式在不同CO₂情景下定量地表反照率反馈对北极变暖贡献的总结^{a)}

模式名称	情景	研究区域	地表反照率反馈引起的北极变暖(K)	参考文献
一个耦合模式	2×CO ₂	60°N~90°N	约1.5~3.3	Hall(2004)
GEOS	2×CO ₂	60°N~90°N	约3.3~4.5	Alexeev等(2005)
CCM3	2×CO ₂	60°N~90°N	约3.7~5.2	Alexeev等(2005)
CCSM3	2×CO ₂	60°N~90°N平均	约0.85	Graversen和Wang(2009)
CCSM4	2×CO ₂	北极冰盖地区平均	约2.23	Taylor等(2013)
AOGCM	2×CO ₂	65°N~90°N平均	约4.6	Yoshimori等(2013)
ASGCM	2×CO ₂	65°N~90°N平均	约4.0	Yoshimori等(2013)
CCSM4	2×CO ₂	60°N~90°N平均	约3.0	Graversen等(2014)
AOGCM	4×CO ₂	65°N~90°N平均	约12.0	Yoshimori等(2013)
ASGCM	4×CO ₂	65°N~90°N平均	约11.5	Yoshimori等(2013)
16个CMIP5模式	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约3.3	Pithan和Mauritsen(2014)
CMIP5	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约2.3	Goosse等(2018)
CESM CAM4	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约1.1	Stuecker等(2018)
15个CMIP5模式	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约3.9	Cai S等(2021)
28个CMIP5模式	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约3.7	Hahn等(2021)
42个CMIP6模式	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约4.5	Hahn等(2021)
MEBM	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约2.0	Beer和Eisenman(2022)
采用M92冰核方案的GEOS-5 (Meyers等, 1992)	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约5.3	Tan等(2022)
采用U17冰核方案的GEOS-5 (Ullrich等, 2017)	4×CO ₂	60°N~90°N平均	约10.3	Tan等(2022)

a) 模式全称见网络版附表S1

的机制。Graversen和Wang(2009)在第3版通用气候系统模式(CCSM3, Community Climate System Model version 3)中,通过比较固定和可变地表反照率的模拟结果,发现当反照率反馈发生时,其对AA的作用仅比固定反照率实验下高了约15%。

目前越来越多的研究开始关注海冰厚度的历史变化和未来趋势,并研究其在北极变暖中的作用(Manabe和Stouffer, 1980; Maslanik等, 2007; Lang等, 2017)。海冰厚度主要从潜热和感热传输两方面来影响北极地区的近地表温度,且主要发生在秋冬季节(图2):秋冬季节太阳辐射小,表层大气与海洋的温差较大,此时热传导率更高的薄海冰更利于感热通量从表层洋面向温度较低的大气进行传输(Rind等, 1997; Persson等, 2016);相对于厚海冰,薄海冰生长更快(Bitz和Roe, 2004),可以在结冰期释放出大量潜热,从而导致近地表气温大幅增加。且秋冬时期北极地区大气基本处于静稳状态,因此

热量被集中在大气底层,使升温作用在近地表更明显(Hall, 2004; Boeke等, 2021)。海冰厚度是影响地表反照率反馈的重要因素之一,但与海冰覆盖率相比,对其的研究尚显不足。目前,北极海冰变薄的趋势已被多项研究证明,但其对北极气候影响的机制及对升温的贡献仍有待深入研究(Lang等, 2017; Kwok, 2018; Spreen等, 2020)。利用卫星衍生的海冰年龄数据以及最新的海冰厚度资料,Maslanik等(2007)发现北极整体海冰的年龄和厚度都有减小的趋势,较老、较厚的冰被较年轻、较薄的冰所取代,多年生冰的占比大大减少;这在全球变暖和异常的大气环流背景下,很容易使得地表反照率反馈增强,由此促进AA。Lang等(2017)利用EC-Earth大气模式进行模拟发现,在北极地区,海冰变薄导致冬季近地表升温每10年可达1℃左右,在海冰厚度较薄的地区这种升温趋势更加显著,这导致了AA指数(北极地区海温/全球平均海温)增加了约37%。

3 普朗克与垂直温度递减率反馈

普朗克黑体辐射定律指出,在全波段范围内,物体发出的能量随着温度的升高而迅速增大.为了维持辐射能量平衡,温度较低的物体需要升温更多以产生足够的长波辐射来抵消外部辐射的强迫,这被称为普朗克反馈.与中纬度地区相比,北极地区近地表大气温度较低,平衡相同的太阳辐射需要升高更高的温度,放出更多的长波辐射,因此普朗克反馈为负反馈,但其对北极升温的贡献仍为正值(Screen和Simmonds, 2010; Pithan和Mauritsen, 2014).虽然各类模式研究的模拟结果均显示普朗克负反馈在北极地区增温过程中起到了促进作用,但其具体贡献在不同研究中存在显著差异,图1总结了部分利用不同模式的研究结果,其范围从约0.77~3.43K.此外对普朗克负反馈的量化也存在很大不确定性,Block等(2020)比较了CMIP5中13个模式在4×CO₂情景下对各类反馈的模拟,发现各模式的平均普朗克负反馈很强,特别是在地表反照率反馈较小的冬季,低于了 $-9\text{ W m}^{-2}\text{ K}^{-1}$,但各模式对普朗克反馈的具体量化值差异较大($1.18\text{ W m}^{-2}\text{ K}^{-1}$),其不确定性仅次于地表反照率反馈($1.28\text{ W m}^{-2}\text{ K}^{-1}$).

北极地区大气温度廓线的典型特征之一是其常具有深厚的逆温层.在冬季,频繁发生的冷空气入侵事件和辐射降温过程会进一步加剧逆温层的形成,使垂直对流活动受到抑制,导致大气垂直方向上物质和能量交换作用较弱(Pithan和Mauritsen, 2014; Woods和Caballero, 2016).但在纬度较低的地区,对流运动使得近地表暖湿空气不断上升,气团通过凝结作用在中上层释放潜热,从而使得对流层中上部大气温度升高.这种情况下,中上部大气可以放出更多的长波辐射来平衡全球变暖背景下增加的入射辐射,这一过程使中上部大气升温比近地表大气快,使得温度垂直递减率变小,形成了一种负反馈效应.然而,北极地区近地表的逆温把热量限制在了边界层内,湍流活动被稳定边界层所抑制,底层大气无法向上与中高层进行能量交换,因此为了平衡多余的入射辐射,地表需要升温来发射更多的长波辐射,而大部分长波辐射又被再次滞留在边界层内,使得近地表大气温度升高,整层大气温度垂直递减率变大,从而形成了正反馈作用,被称为“垂直递减率反馈”,其强度在冬季最强,对近地表温度的放大效应最大(图3)(Bintanja等, 2011; Pithan和Maurit-

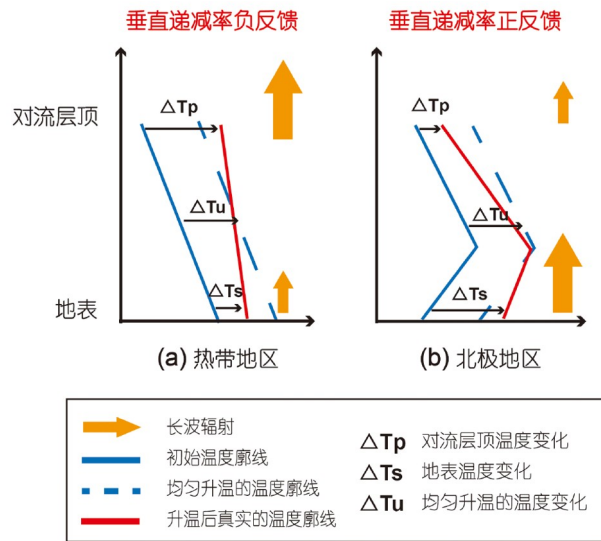


图3 不同地区温度垂直递减率反馈机制示意图

(a) 热带地区温度垂直递减率反馈机制示意图; (b) 北极地区温度垂直递减率反馈机制示意图, 参考Pithan和Mauritsen(2013)

sen, 2013; Lauer等, 2020; Block等, 2020).“垂直递减率反馈”和“普朗克反馈”一同常被称为“温度反馈”,是影响北极地区气候变化的重要因素之一.

目前,对于温度垂直递减率反馈的发生机制还存在争议(图4),许多研究认为温度垂直递减率反馈是海洋季节性热交换、辐射能量反馈、水汽反馈等多种过程的结果(Cai和Lu, 2008; Cronin和Jansen, 2016; Boeke等, 2021).Bintanja等(2011)利用EC-Earth耦合气候模式发现冬季北极的强逆温大大削弱了红外辐射冷却,是导致较强的温度垂直递减率反馈发生的主要原因;Graversen等(2014)则发现地表反照率反馈可以有效地增强温度垂直递减率反馈;而Song等(2013)认为北极地区的温度垂直递减率反馈实际是水汽及地表反照率反馈共同作用的结果.模式模拟研究显示温度垂直递减率反馈的大小还与下垫面有关(Lauer等, 2020; Boeke等, 2021).Boeke等(2021)分析了来自CMIP5的24个模式模拟的输出结果,发现北极陆地区域的温度垂直递减率反馈比海洋区域弱.温度垂直递减率反馈影响因素的复杂性使得定量估计温度垂直递减率反馈仍存在一定困难,目前其对AA贡献的量化结果还没有确切结论,各模式的定量估计差异较大(Linke等, 2023).Graversen等(2014)利用CCSM4模式在2×CO₂的情景开展研究,发现逆温引起的温度垂直递减率正反

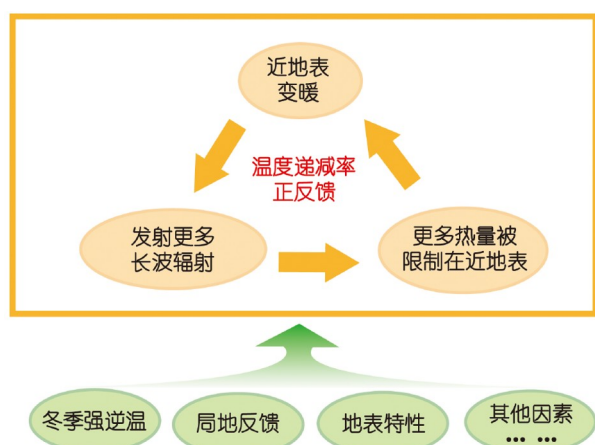


图4 温度垂直递减率反馈及影响因素

馈对AA的贡献为15%，比地表反照率反馈低了25%。但是Pithan和Mauritsen(2014)基于CMIP5模式在4×CO₂情景下的模拟结果，指出地表反照率反馈是造成AA的第二重要因素，而温度垂直递减率反馈则是首要因素。在许多研究中，虽然温度垂直递减率反馈对北极地区近地表的升温贡献没有地表反照率反馈大，但其对AA的贡献超过了地表反照率反馈，为AA的首要驱动因素(Pithan和Mauritsen, 2014; Goosse等, 2018; Cai S等, 2021; Beer和Eisenman, 2022)。

4 云和水汽反馈

水汽是一种重要的温室气体，可以吸收地表发射的长波辐射并将其再次辐射回地表。近些年来，北极海冰的融化使得开阔水域的面积不断扩大，近地表温度的升高促进了更多水汽的蒸发，增强了温室效应，下行长波辐射增加使得近地表温度进一步升高，形成了水汽的正反馈效应(Ghatak和Miller, 2013)。云的形成主要受到水汽、气溶胶和气象条件影响，北极地区湿度的增加也会促进云量的增加。北极地区云的辐射效应十分复杂，是影响北极近地表辐射能量收支的直接因素，云辐射的净效应主要取决于短波和长波辐射强迫之间的相对大小。在北极地区除夏季外，云的长波辐射效应占优，对地表增温表现为正反馈效应；夏季太阳辐射较强，云对太阳短波辐射的反射作用强，削弱了到达地表的太阳辐射，有可能超过其长波辐射强迫所产生的增暖效应，表现为负反馈效应(刘凤景

等, 2000; Shupe和Intrieri, 2004)。然而，由于较低的太阳高度角以及较高的地表反照率，在北极地区云覆盖产生的辐射影响对近地表的总效应为增暖效应(Shupe和Intrieri, 2004)。一般情况下云量和水汽的变化几乎是同步的，且水汽是成云的重要因素之一，所以可以把以上这两者的反馈效应统称为“云和水汽反馈”。

云和水汽反馈所造成的对近地表增温的影响是长波辐射增暖效应与短波辐射冷却效应竞争的结果，因此其具有复杂的季节变化性。夏季北极地区太阳辐射较强，云对短波辐射的削弱作用远大于长波辐射的发射作用，云的存在使得近地表温度降低，导致海冰融化减缓。同时，夏季温度的升高使得云中冰相粒子向液相转变，增加了云反照率，进一步削弱了到达地表的短波辐射，这被称为“云的光学厚度负反馈”(Mitchell等, 1989)。一些研究认为北极地区夏季云量异常减少所导致的地表太阳辐射增多，是2007年海冰锐减的重要原因(Kay等, 2008; Nussbaumer和Pinker, 2012)。夏季海冰的锐减，地表接受的太阳辐射的增多，又会反过来影响大气中云量和水汽的变化，形成海冰-云的耦合机制。海冰的快速消融使得无冰洋面迅速扩大，加上温度升高使得更多水分蒸发，导致北极地区云覆盖率及光学厚度有增大的趋势(Taylor等, 2015; Huang等, 2021)。Huang等(2019)基于卫星及全球地球系统模型大型集合(CESM-LE, Community Earth System Model-Large Ensemble)模拟结果资料，结合CESM模拟，在海冰-云耦合系统中分离了云对北极海冰变化的作用，发现春季云量的增加是北极地区4~6月海冰消失的重要驱动因素。另外，夏季海冰的大量减少引起的云量变化通常会在早秋季节产生较强正反馈，对近地表温度的升高有着重要贡献(Kay和Gettelman, 2009; Kapsch等, 2016)。因此，云和水汽可以对海冰变化产生季节不同步的影响，春季云量的增多(减少)可以使向下长波辐射增加(减少)，导致融冰期提前(推迟)，继而促进(抑制)一系列反馈效应的发生，使得早秋海冰减少(增加)(纪旭鹏和赵进平, 2015; Kapsch等, 2016)；冬季云量的减少(增多)，可以使向下长波辐射减少(增多)，使夏季海冰增加(减少)，这也被认为是2013年夏季海冰快速恢复的重要原因之一(Liu和Key, 2014; Letterly等, 2016)。Kapsch等(2013)认为春季云和水汽的正反馈作用才是海冰发生年际变化的核心原因，而短波辐射只在海冰融化开始后起到放大反馈的作用。海冰-海洋-

云的耦合作用极大地增加了研究的复杂性,使得模式模拟北极地区云的气候效应具有很大不确定性。

除了长短波辐射的竞争效应,水汽的来源也是云和水汽反馈发生季节变化的原因之一。北极当地海水的蒸发以及中纬度暖湿气团的输入都能增加北极地区近地表的水汽含量,然而无冰洋面和气团输送具有不同的季节特征和区域特征,使得云和水汽反馈呈现出时空的不均一性。Vázquez等(2017)利用拉格朗日粒子扩散(FLEXPART, the Lagrangian Flexible Particle Dispersion)模式模拟,发现虽然水汽输送异常是2007年和2012年海冰锐减的原因,但其来源与空间分布有很大不同。水汽入侵和云的快速形成事件经常会造成北极地区近地表气温的爆发性升高,导致海冰快速消融事件的发生(Kay等, 2008; Nussbaumer和Pinker, 2012; Liu和Key, 2014; 王岑等, 2017),给北极地区气候以及海冰覆盖率的预测带来不确定性。上述研究大都基于特定的海冰消融事件,云和水汽反馈在其中有着重要作用;但在长期趋势上,云和水汽反馈对AA具体贡献的争议仍较大,各模式间的差距也较大(Ogi等, 2008)。在大多数研究中,云反馈和水汽反馈对AA表现出负贡献(Pithan和Mauritsen, 2014; Goosse等, 2018; Henry等, 2021; Beer和Eisenman, 2022);但也有些模式模拟研究给出了相反的结论(Cai S等, 2021; Stuecker等, 2018)。Pithan和Mauritsen(2014)基于CMIP5模式,指出水汽反馈对北极变暖的贡献与普朗克反馈较为接近,但云的反馈作用很小,且两者都远低于地表反照率与温度垂直递减率反馈。Cai S等(2021)运用国际耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6, Coupled Model Intercomparison Project phase 6)三种变暖情景的模拟试验结果,发现云和水汽两种反馈在北极变暖中的贡献约为地表反照率、普朗克、温度垂直递减率反馈的一半,并不是促进增温的重要因素。目前气候模式对云的模拟和参数化仍不够完善,这是北极地区气候预估不确定性的主要来源之一(Wendisch等, 2019)。Tan等(2022)在第5代戈达德地球观测系统(GEOS-5, Goddard Earth Observing System version 5)模式中使用多种浸润冻结方案,发现各种方案可以造成最终AA的差异达到30%。也有研究发现,北极地表的增温与全球的云反馈有关,但对北极当地的云变化不敏感,这表明可能存在着复杂的遥相关作用(Middlemas等, 2020);但也有研究把北极地区的云和水汽

反馈视作是长时间段内北极变暖的关键因素(Graversen和Wang, 2009; Gong等, 2017)。

5 大气环流与海洋环流

海洋是水热输送的重要载体,其向北极地区输送的通道主要有两条:一是连接太平洋和北冰洋的白令海峡,二是连接大西洋与北冰洋的弗雷姆海峡与巴伦支海。虽然21世纪以来白令海峡向北极地区输送的洋流量与热通量增多,并在一定程度上促进了2007年北极地区海冰的融化(Woodgate等, 2010),但输送的低纬洋流量主要使海洋深层温度升高,而不是表层(Woodgate等, 2012),且有研究发现北极地区的海冰消融与通过白令海峡洋流的海温无明显关系(Shimada等, 2006)。而通过北大西洋洋流向北极地区输送的热通量,则被认为是北极快速升温和海冰融化的重要原因(Zhang等, 1998; Alexeev等, 2013; Zhang, 2015)。Alexeev等(2013)发现北大西洋注入北极地区的温暖海水是海冰变薄的重要因素,可以促使海冰以 $150\sim 200\text{km}^3\text{a}^{-1}$ 的速度融化,约占2004年来平均年融化量的20%。21世纪以来,通过弗雷姆海峡与巴伦支海进入北冰洋的水温不断升高,并在海冰锐减的2007年达到了顶峰(Polyakov等, 2010; Spielhagen等, 2011)。为了解释向北极地区海洋热输送的增加,前人研究提出了多种可能原因,主要是北大西洋海水变暖与海洋环流变化(Winton等, 2013; Årthun和Eldevik, 2016; Nummelin等, 2017)。在海洋环流变化中,北大西洋经向翻转流(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)受到了众多研究的重视。AMOC是重要的温盐环流输送带,由于温度和盐度分布的不均匀性,北大西洋低纬高温高盐的海水通过弗雷姆海峡和巴伦支海进入北极地区,并通过感热将热量释放至大气中,随后该海流下沉并向南输送,形成北极热量输送带。然而AMOC在高纬地区的热输送作用以及与AA的关系还存在争议,图5总结了部分AMOC与北极变暖相互作用机制研究的结果。一些研究发现历史时期AMOC的减弱与突发的寒冷事件有着很好的对应关系(Manabe和Stouffer, 1997; McManus等, 2004)。但在20世纪70年代后,虽然流入北极地区的洋流温度在升高,AMOC却有着明显减弱的趋势,特别是在2004~2012年有明显的减弱(Smeed等, 2014; Rahmstorf等, 2015; Srokosz和Bry-

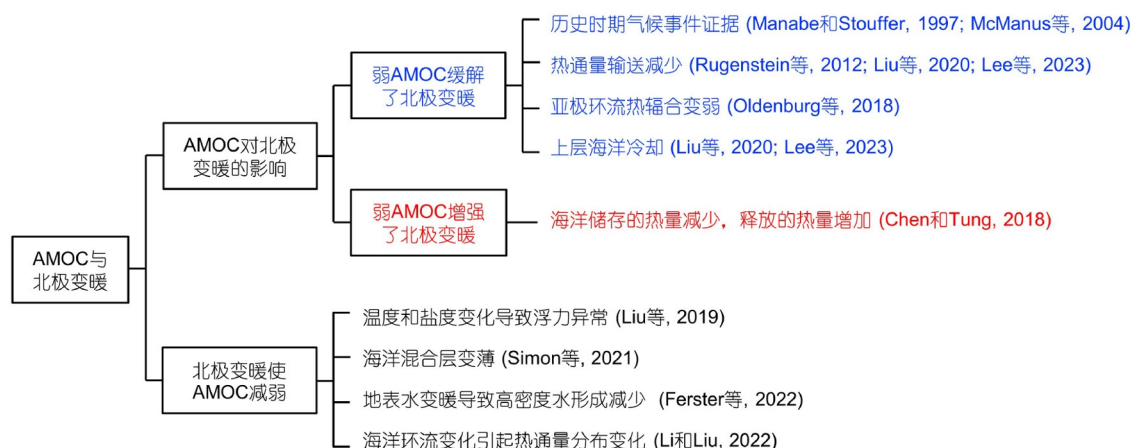


图5 AMOC与北极变暖相互作用机制研究的部分结果总结

蓝色部分为21世纪以来AMOC的减弱缓解北极变暖的机制; 红色部分为21世纪以来AMOC的减弱加剧北极变暖的机制

den, 2015), 这与全球变暖、北极快速升温的现实有着明显背离。Oldenburg等(2018)指出, 在年代纪尺度下, AMOC强度与流入北极地区的洋流温度有较好的对应关系, 但在温室气体的强迫下, 动力、热力环流被激发, AMOC强度不能很好代表极向热通量输送。一些研究认为目前AMOC的变弱在一定程度上降低了海表温度、改变了大气环流, 缓解了北极变暖的速度及海冰的融化(Winton等, 2013; Rugenstein等, 2013; Liu等, 2020; Lee和Liu, 2023)。Liu等(2020)利用CCSM4模式分离了AMOC对北极地区气候的影响, 发现AMOC的减弱可以减少所有季节的海冰, 且使夏季出现无冰北极的时间推迟了大约6年。但Chen和Tung(2018)认为AMOC加速了升温过程, 该研究认为2004年来AMOC的减弱使得海洋储存的热量减少, 从而使更多的热量汇聚在海表加速全球地表升温。目前许多研究认为, AMOC减弱并不是驱动北极升温的因素, 而是北极升温的结果(Srokosz和Bryden, 2015; Simon等, 2021; Ferster等, 2022; Li和Liu, 2022), 且在海冰发生融化后, AMOC的减弱并不马上发生, 常在十几年后强度逐渐减弱(Liu等, 2019; Li和Liu, 2022)。

低纬的暖湿空气可以通过大气环流进入高纬地区, 从而为北极地区带来热量与水汽, 这种短时间尺度上的暖湿气团入侵事件是北极地区升温的重要因素。一些观测研究指出, 近些年水汽入侵事件的增加导致了北极地区冬季气温的大幅增加以及海冰的减少(Woods和Caballero, 2016; Graham等, 2017)。Dahlke和

Maturilli(2017)利用FLEXTRA后向轨迹分析指出, 在北大西洋地区的冬季, 约1/4的升温贡献(每10年0.45K)来自于大西洋低纬度地区的暖湿空气平流增加。而异常的大气环流是促使低纬暖湿空气进入北极地区并产生极端高温事件的主要原因(Overland和Wang, 2016)。Crasemann等(2017)通过对再分析资料和大气环流模式输出的海平面气压场进行聚类分析, 发现北极地区的增温与海冰融化事件常伴随着两种特定的大气环流模式: 一是12月至次年1月的斯堪的纳维亚阻塞高压, 二是2~3月NAO相位的负异常。这两种大气环流形式使得从低纬向高纬运动的气团源源不断地为北极地区输送水汽和热量, 极地水热的增加极大地提高了北极地区大气的湿度, 同时促进了云的生成, 可以有效地增加大气向下长波辐射, 促进水汽和云的正反馈效应(Alexeev等, 2005; Cai和Lu, 2007; Graversen等, 2008)。

除此之外, 大气环流和海洋洋流的相互作用能够显著改变北极大气状态与海洋环流模式, 从而影响北极地区地表温度的变化。多项研究表明, 包括AO、NAO以及北极偶极子等大气环流的异常可以通过影响北极地区的海洋环流模式, 影响海冰的运动和输出, 从而引发一系列后续反馈效应, 影响北极近地表温度(Wu等, 2006; Ogi和Rigor, 2013; Crasemann等, 2017; Park等, 2018)。许多研究发现, NAO的异常会影响北极地区反气旋活动的频率及大气环流, 进而影响海冰的分布(Zhang等, 2000; Ding等, 2014)。例如, 20世纪80和90年代的NAO指数的增加与通过弗雷姆海峡输出

的海冰呈现显著的正相关, 这使得北极地区开阔海域面积增大, 进一步促进了海冰的消融(Zhang等, 2000; Hilmer和Jung, 2000). 波佛特环流是位于北冰洋中央的一个顺时针环流系统, 其变化会影响海冰的分布和厚度, 进而对当地气候和环境产生影响. 研究显示, 当AO处于正相位时, 北极地区的海冰会因为波佛特环流的减弱而向外输送增加. 利用观测和再分析数据, Park等(2018)发现, 因海冰的向外输送, 1980~2015年9月亚欧和太平洋扇区的海冰厚度分别减少了15和10cm, 其中冬季AO异常的贡献约为22%. Wu等(2006)通过EOF分析发现, 北极地区冬季海平面气压的第二模态成偶极子分布, 当偶极子处于正位相时, 会使得波佛特环流减弱, 促进了海冰的向外输送, 从而增强了海冰反照率反馈. 除此之外, 洋流也可以通过影响大气状态, 对北极地区的温度和海冰产生扰动. 最新研究发现, 北大西洋极向流还可以使北极地区的大气稳定性下降, 对流层低层风切变增加, 进而为极地气旋的形成和强度的增强提供了有利条件, 气旋频率的增加和强度的加强不但能够引起更多极向海流, 输送更多的热量至北极地区, 还可以促进海冰的漂移, 使近地表接收更多的太阳辐射, 促进一系列正反馈效应的发生(Akperov等, 2020; Kovács等, 2020). 海洋洋流、大气环流与各种反馈效应相互耦合、相互影响, 这使得在模式中定量分离他们对北极地区升温的贡献仍是一大挑战.

6 气溶胶

气溶胶的辐射效应与成云作用一直是气候研究中的重点, 也是地球系统模式中不确定性的重要来源. 众多研究显示, 北极地区的气候对北半球排放的气溶胶十分敏感(Quinn等, 2007; Shindell和Faluvegi, 2009). 然而与中纬度地区相比, 关于北极地区气溶胶的种类、光学性质、成云作用等特征的研究较少, 导致许多大尺度模式难以准确模拟气溶胶的变化, 特别是对气溶胶变化所引起的云的响应, 这对深入研究北极地区气候与环境变化构成了严峻挑战(Pithan和Mauritsen, 2014; Pithan等, 2016). 在过去的研究中, 中低纬度人为排放气溶胶的长距离输送被认为是北极地区气溶胶的主要来源, 也是北极地区气候变化研究的重点(Myhre等, 2007; Garrett等, 2010; Bourgeois和Bey, 2011); 但近些年越来越多的研究开始关注北极本地的

气溶胶排放(Abbatt等, 2019; Baccarini等, 2020). 当下, 北极地区的气候与环境正发生急剧变化, 冰冻圈、海洋圈与大气圈的相互作用更加密切, 这使得混合层上层的浮游生物迅速增多, 初级生产力迅速提高, 促进了气溶胶和痕量气体的释放(Ardyna和Arrigo, 2020). 海洋生物痕量气体的排放可以促进新的气溶胶粒子形成与生长. 许多研究在北极地区暖季观测到了众多新粒子生成事件, 这些事件增加了北极地区的云凝结核浓度, 促进了云的形成(Willis等, 2016, 2017).

无论来源于长距离输送还是本地排放, 气溶胶主要通过直接和间接两种途径对北极地区的气候产生影响. 气溶胶自身的光学性质可以改变到达地表的太阳辐射, 这被称为气溶胶的直接气候效应. 散射性气溶胶可以通过散射太阳辐射, 从而减少到达地表的短波辐射使地表降温, 而近地表的吸收性气溶胶则能够吸收太阳辐射引起地表升温. Kylling等(2016)量化了2021年矿尘气溶胶在北极地区的辐射效应, 发现大气顶部的年平均瞬时辐射强迫达到了 0.225 W m^{-2} , 大部分强迫贡献来源于 60°N 以南的亚洲和非洲. Shindell和Faluvegi(2009)利用一个海气耦合模式研究了北极地区气候对吸收和散射性气溶胶的敏感性, 发现1976~2007年中纬度地区气溶胶变化造成的北极地表升温约为 0.6°C , 指出近些年来北美、欧洲等地硫酸盐气溶胶的减排, 以及亚洲黑碳(BC, Black Carbon)气溶胶排放的增加很可能是北极快速增温的重要原因. 通过气溶胶-云相互作用产生的气溶胶辐射强迫, 被称为气溶胶的间接气候效应, 是AA的关键影响因素之一. 在北极地区, 气溶胶可以通过参与成云作用增加低层薄云的长波发射率, 促进地表升温. 这种效应在冬春季节十分显著, 此时北极地区太阳辐射较少, 低云覆盖率较多, 且常出现浓度相对较高的气溶胶污染事件, 使得低云对地表的长波加热作用在辐射收支中占据了主导地位(Garrett等, 2002).

BC是影响北极地区气候的重要气溶胶类型之一. 受大气环流和排放源的影响, 北极地区BC浓度的峰值出现在春季(Schacht等, 2019; Schulz等, 2019), 这些BC气溶胶可以通过自身的辐射吸收特性来影响北极地区的气候. 当BC沉积到积雪上时, 会加速积雪的融化, 并通过地表反照率反馈使AA更加明显. Flanner等(2007)将雪、冰、气溶胶和辐射(Snow, Ice, and Aerosol Radiative, SNICAR)模式与大气环流模式相耦合, 研究了

积雪中BC的气候强迫与响应,发现由于积雪内部的多次散射作用以及BC气溶胶的强吸收作用,积雪内BC浓度的少量增加便可以有效地减小北极地区的地表反照率.近地表大气中的BC还能吸收太阳辐射使近地表气温升高.Donth等(2020)使用大气辐射传输模式估计,BC因直接吸收效应引起的地表局部辐射强迫可以达到 0.7 W m^{-2} .Schacht等(2019)在模式模拟中使用了新的排放假设,更加准确地估计了北极地区BC的含量及辐射效应,发现BC因直接气候效应在大气层顶的平均辐射强迫为 0.4 W m^{-2} ,通过影响积雪融化而促进地表反照率所产生的平均辐射强迫为 0.2 W m^{-2} .虽然目前有许多针对BC在北极地区的气候效应研究,但由于观测手段等因素的限制,北极地区BC浓度变化及影响气候变化的机理还尚不明确,并且模式对BC浓度及其气候效应的模拟不确定性也较高.一些研究发现,不同模式对BC气候强迫的模拟结果差距很大,很多模式往往会低估北极地区对流层低层的BC浓度,而高估500hPa以上高度的BC浓度,这为准确的气候模拟和预估带来了困难(Sand等, 2017; Lund等, 2018).

7 讨论与展望

在全球变暖的背景下,北极地区近地表温度正以全球平均增温2倍以上的速度升高,海冰融化速度变快,引起了气候与环境的剧烈变化.虽然目前学界对AA的驱动机制展开了大量观测、模式模拟研究,但是众多研究难以达成较为一致的结论,特别是定量估计各影响要素的相对贡献.AA现象受一系列局地反馈及外部作用的影响,且各驱动因素间有着十分复杂的相互作用,对分离各因素对AA的作用形成了巨大挑战.

图6展示了AA主要的影响因素及其相互作用.受全球变暖影响,海冰融化加速,促进了地表反照率反馈(图6,过程(2))与海冰厚度的减小(图6,过程(7)),使得开阔水域的面积不断扩大;开阔水域水汽蒸发变多(图6,过程(8))使得云和水汽反馈(图6,过程(3))和光学厚度反馈(图6,过程(4))都有所增强.云的增多使向下发射并被近地表接受的长波辐射增加,又促进了北极地区的温度递减率正反馈(图6,过程(1));同时,气温的升高与无冰洋面的扩大促进了海面浮游生物的增多与局地气溶胶的排放,增加了云凝结核浓度从而促进了北极低云的形成(图6,过程(9));沉降在积雪上的吸

收性气溶胶(如BC)又可以促进积雪融化(图6,过程(10)),从而增强地表反照率反馈.大气环流与海洋洋流的水热输送作用(图6,过程(6))也是影响AA的重要因素,外部输送作用使得北极地区近地表温度和湿度迅速增加从而可以引发一系列局地反馈作用,而温度与海冰变化又能够反过来影响极向传输.而普朗克负反馈在AA过程中起调节作用(图6,过程(5)).

对这些影响要素的作用机制及相互耦合作用的深入研究,是完善模式模拟、预估未来气候变化的前提.但目前由于可靠数据不足、模式中物理机制表达不完善等原因,关于AA的驱动机制及其具体贡献在各研究中尚未达成一致.目前的研究主要存在以下的问题和挑战:

(1) 缺乏长时间、高质量、全覆盖的观测资料.详细的观测数据是了解北极地区气候变化、预估未来气候的基础,但是受地理条件限制,北极地区可获得的气象观测数据十分稀少.虽然有部分卫星可以提供北极地区的部分气候及海冰数据,但其时空覆盖率与分辨率仍然较低,且对一些物理量(如水汽、云)反演时会出现较大偏差,导致在后续的辐射产品中误差较大.虽然有多种数据集如CERES、CMSAF等都为北极气候研究提供了长期的北极地区气候与环境资料,但各数据集之间存在较大偏差,导致不同的关于北极增温的研究具有很大的不一致性.因此,优化卫星探测反演技术、构建一套长期可靠的持续观测系统十分重要.

(2) 部分驱动因素的背后机制仍不明确.许多研究认为,海冰是影响北极地区气候的关键因素,许多机制也是通过海冰的消融与冻结来间接影响AA.但一些模拟研究指出,AA在不考虑海冰变化时也依然存在,可能是云和水汽等其他因素主导了AA的形成,但他们的具体贡献在不同研究中差异较大.目前,对北极地区云的变化及辐射效应的研究还不够深入,定量计算与模拟依旧是一大挑战,探究北极地区云-气溶胶相互作用的背后机制,完善模式中云微物理量的参数化方案仍是未来研究的一大难点与重点.在海洋环流方面,AMOC与AA间的关系仍存在争议,其对北极地区气候影响的机制还有待深化研究.其次,目前研究的关注点主要在于分离各影响因素的单独贡献,但缺少整体化、系统化的研究.升温与反馈的时间异步特征、各驱动因素间复杂的相互作用都还需在研究中进一步考

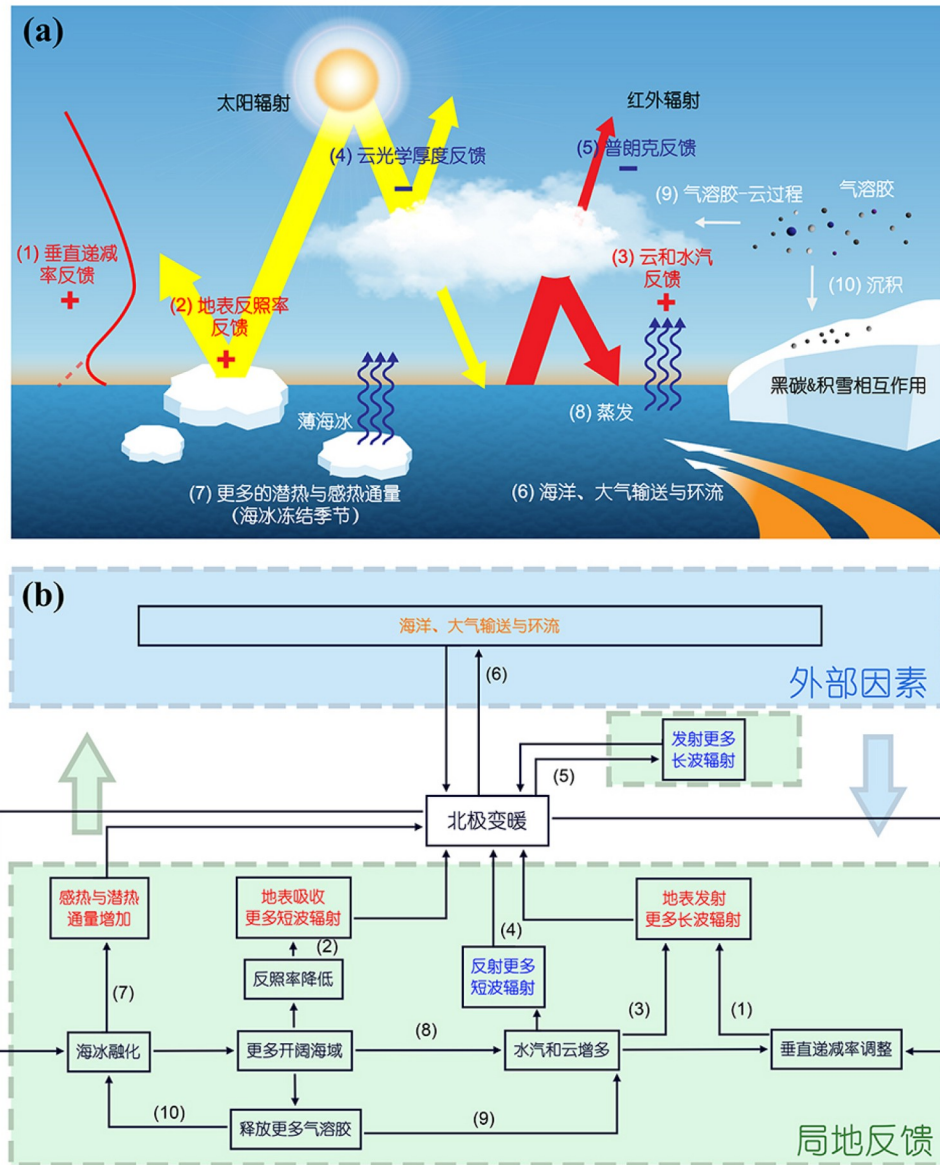


图 6 影响北极放大的主要因素及各因素间的相互作用

(a) 影响北极放大的主要因素; 主要的局地反馈与影响因素包括: (1) 垂直温度递减率反馈; (2) 地表反照率反馈; (3) 云和水汽反馈; (4) 云光学厚度反馈; (5) 普朗克反馈; (6) 海洋和大气环流及输送; (7) 海冰厚度变化引起的感热、潜热交换变化; (8) 蒸发作用; (9) 气溶胶-云相互作用; (10) 气溶胶的沉降作用。其中, 红色加号表示AA过程中的正反馈, 蓝色减号表示AA过程中的负反馈。(b) 各影响因素间的相互作用, 序号与(a)中相对应。红色字体表示促进北极变暖的过程, 蓝色字体表示抑制北极变暖的过程, 橙色字体表示对北极变暖的复杂作用; 淡蓝色与淡绿色箭头表示局地反馈作用与外部因素间的相互作用

虑, 特别是局地反馈与外部作用的相互影响, 这利于我们更好理解AA及背后机制。

(3) 模式中参数化方案不够完善, 量化结果差异较大。目前有许多研究利用大气环流模式, 通过控制实验来实现对单一因子贡献度的量化, 实现不同气候因素

的有效分离, 但是各模式的气候参数化方案在北极地区存在很大差异, 导致最终的量化结果存在较大的偏差。其中一个重要原因是影响AA的关键机制没有较好的参数化方案, 因此导致在模拟中偏差较大, 包括对云的演化、海冰-海洋-大气相互作用、低纬气团输

送、气溶胶与痕量气体浓度变化等的模拟。气溶胶-云相互作用的模拟一直是研究中的难点,是模拟结果不确定性的主要来源。在被用于模拟AA的各个模式中,云微物理过程及气溶胶-云的相互作用参数化还不完善,且冰成核机制和冰成核粒子的性质和来源在模式中也并没有得到精确表示,甚至在一些模式中没有考虑(Xie等, 2013; Komurcu等, 2014; Schmale等, 2021),这为模拟结果带来了很大的不确定性。目前,各参数化对各反馈模拟不确定性的影响也还有待研究,构建一个不确定性较小的参数化方案是当前的一大挑战。

(4) 分离AA驱动因素之间的复杂相互作用仍面临挑战。由于许多气候模式在北极地区的参数化方案存在不足,其对各反馈机制的量化结果常出现显著偏差。尽管近年来不少研究采用了“辐射核”方法以提升对不同驱动因素对AA作用的量化精度,但该方法仍有一定的局限性(Soden等, 2008; Colman, 2013; Singh等, 2015)。因此,改进气候模式中的参数化方案,并优化量化方法,是提高北极地区各气候因子辐射反馈机制量化精度的关键。这种改进不仅可以帮助降低研究结果的不确定性,还可以为北极地区的未来气候预测提供更加可靠的数据基础。未来的研究需要针对这些不足,探索更加精确的模型参数化技术和反馈机制的量化方法,以便更全面地理解和解析各驱动因素对AA的综合影响。

参考文献

- 纪旭鹏, 赵进平. 2015. 北极中央区海冰密集度与云量相关性分析. 海洋学报, 11: 92–104
- 刘凤景, 孙俊英, 张廷军, 程国栋. 2000. 北极地区地面辐射量和云辐射强迫特征. 冰川冻土, 22: 384–390
- 王岑, 任保华, 郑建秋, 潘云峰, 单永强. 2017. 2015年12月29日北极地面爆发性增温的成因分析. 大气科学, 41: 1343–1351
- Abbatt J P D, Leaitch W R, Aliabadi A A, Bertram A K, Blanchet J P, Boivin-Rioux A, Bozem H, Burkart J, Chang R Y W, Charette J, Chaubey J P, Christensen R J, Cirisan A, Collins D B, Croft B, Dionne J, Evans G J, Fletcher C G, Gali M, Ghahreman R, Girard E, Gong W, Gosselin M, Gourdal M, Hanna S J, Hayashida H, Herber A B, Hesarakis S, Hoor P, Huang L, Husscherr R, Irish V E, Keita S A, Kodros J K, Köllner F, Kolonjari F, Kunkel D, Ladino L A, Law K, Levasseur M, Libois Q, Liggio J, Lizotte M, Macdonald K M, Mahmood R, Martin R V, Mason R H, Miller L A, Moravek A, Mortenson E, Mungall E L, Murphy J G, Namazi M, Norman A L, O'Neill N T, Pierce J R, Russell L M, Schneider J, Schulz H, Sharma S, Si M, Staebler R M, Steiner N S, Thomas J L, von Salzen K, Wentzell J J B, Willis M D, Wentworth G R, Xu J W, Yakobi-Hancock J D. 2019. Overview paper: New insights into aerosol and climate in the Arctic. *Atmos Chem Phys*, 19: 2527–2560
- Akperov M, Semenov V A, Mokhov I I, Dorn W, Rinke A. 2020. Impact of Atlantic water inflow on winter cyclone activity in the Barents Sea: Insights from coupled regional climate model simulations. *Environ Res Lett*, 15: 024009
- Alexeev V, Ivanov V, Kwok R, Smedsrud L. 2013. North Atlantic warming and declining volume of Arctic sea ice. *Cryosph Discuss*, 7: 245–265
- Alexeev V A, Langen P L, Bates J R. 2005. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks. *Clim Dyn*, 24: 655–666
- Ardyna M, Arrigo K R. 2020. Phytoplankton dynamics in a changing Arctic Ocean. *Nat Clim Chang*, 10: 892–903
- Årthun M, Eldevik T. 2016. On an anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability. *J Clim*, 29: 689–704
- Baccarini A, Karlsson L, Dommen J, Duplessis P, Vüllers J, Brooks I M, Saiz-Lopez A, Salter M, Tjernström M, Baltensperger U, Zieger P, Schmale J. 2020. Frequent new particle formation over the high Arctic pack ice by enhanced iodine emissions. *Nat Commun*, 11: 4924
- Beer E, Eisenman I. 2022. Revisiting the role of the water vapor and lapse rate feedbacks in the Arctic amplification of climate change. *J Clim*, 35: 2975–2988
- Bintanja R, Graverson R G, Hazeleger W. 2011. Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space. *Nat Geosci*, 4: 758–761
- Bitz C M, Roe G H. 2004. A mechanism for the high rate of sea ice thinning in the Arctic Ocean. *J Clim*, 17: 3623–3632
- Block K, Schneider F A, Mülmenstädt J, Salzmann M, Quaas J. 2020. Climate models disagree on the sign of total radiative feedback in the Arctic. *Tellus A-Dynam Meteor Oceanogr*, 72: 1696139
- Boeke R C, Taylor P C, Sejas S A. 2021. On the Nature of the Arctic's positive lapse-rate feedback. *Geophys Res Lett*, 48: e2020GL091109
- Bourgeois Q, Bey I. 2011. Pollution transport efficiency toward the Arctic: Sensitivity to aerosol scavenging and source regions. *J Geophys Res*, 116: D08213
- Brown R D, Derksen C. 2013. Is Eurasian October snow cover extent increasing? *Environ Res Lett*, 8: 024006
- Cai M, Lu J. 2007. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part II: Meridional and vertical asymmetries of the global warming. *Clim Dyn*, 29: 375–391

- Cai M, Lu J. 2008. A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part II: Method demonstrations and comparisons. *Clim Dyn*, 32: 887–900
- Cai Q, Wang J, Beletsky D, Overland J, Ikeda M, Wan L. 2021. Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades. *Environ Res Lett*, 16: 034015
- Cai S, Hsu P C, Liu F. 2021. Changes in polar amplification in response to increasing warming in CMIP6. *Atmos Ocean Sci Lett*, 14: 100043
- Chen X, Tung K K. 2018. Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation. *Nature*, 559: 387–391
- Cohen J, Screen J A, Furtado J C, Barlow M, Whittleston D, Coumou D, Francis J, Dethloff K, Entekhabi D, Overland J, Jones J. 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat Geosci*, 7: 627–637
- Cohen J L, Furtado J C, Barlow M A, Alexeev V A, Cherry J E. 2012. Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environ Res Lett*, 7: 014007
- Colman R A. 2013. Surface albedo feedbacks from climate variability and change. *J Geophys Res Atmos*, 118: 2827–2834
- Comiso J C, Hall D K. 2014. Climate trends in the Arctic as observed from space. *Wiley Interdiscip Rev Clim Change*, 5: 389–409
- Crasemann B, Handorf D, Jaiser R, Dethloff K, Nakamura T, Ukita J, Yamazaki K. 2017. Can preferred atmospheric circulation patterns over the North-Atlantic-Eurasian region be associated with arctic sea ice loss? *Polar Sci*, 14: 9–20
- Cronin T W, Jansen M F. 2016. Analytic radiative-advective equilibrium as a model for high-latitude climate. *Geophys Res Lett*, 43: 449–457
- Crook J A, Forster P M, Stuber N. 2011. Spatial patterns of modeled climate feedback and contributions to temperature response and polar amplification. *J Clim*, 24: 3575–3592
- Dahlke S, Maturilli M. 2017. Contribution of atmospheric advection to the amplified winter warming in the Arctic North Atlantic region. *Adv Meteor*, 2017: 1–8
- Dai A, Luo D, Song M, Liu J. 2019. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂. *Nat Commun*, 10: 121
- Ding Q, Wallace J M, Battisti D S, Steig E J, Gallant A J E, Kim H J, Geng L. 2014. Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland. *Nature*, 509: 209–212
- Donth T, Jäkel E, Ehrlich A, Heinold B, Schacht J, Herber A, Zanatta M, Wendisch M. 2020. Combining atmospheric and snow radiative transfer models to assess the solar radiative effects of black carbon in the Arctic. *Atmos Chem Phys*, 20: 8139–8156
- Duncan B N, Ott L E, Abshire J B, Brucker L, Carroll M L, Carton J, Comiso J C, Dinnat E P, Forbes B C, Gonsamo A, Gregg W W, Hall D K, Jalongo I, Jandt R, Kahn R A, Karpechko A, Kawa S R, Kato S, Kumpula T, Kyrölä E, Loboda T V, McDonald K C, Montesano P M, Nassar R, Neigh C S R, Parkinson C L, Poulter B, Pulliainen J, Rautiainen K, Rogers B M, Rousseaux C S, Soja A J, Steiner N, Tamminen J, Taylor P C, Tzortziou M A, Virta H, Wang J S, Watts J D, Winker D M, Wu D L. 2020. Space-based observations for understanding changes in the Arctic-Boreal Zone. *Rev Geophys*, 58: e2019RG000652
- Ferster B S, Simon A, Fedorov A, Mignot J, Guilyardi E. 2022. Slowdown and recovery of the Atlantic meridional overturning circulation and a persistent North Atlantic warming hole induced by Arctic sea ice decline. *Geophys Res Lett*, 49: e2022GL097967
- Flanner M G, Zender C S, Randerson J T, Rasch P J. 2007. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *J Geophys Res*, 112: 2006JD008003
- Francis J A, Vavrus S J. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys Res Lett*, 39: 2012GL051000
- Garrett T J, Radke L F, Hobbs P V. 2002. Aerosol effects on cloud emissivity and surface longwave heating in the Arctic. *J Atmos Sci*, 59: 769–778
- Garrett T J, Zhao C, Novelli P C. 2010. Assessing the relative contributions of transport efficiency and scavenging to seasonal variability in Arctic aerosol. *Tellus B-Chem Phys Meteor*, 62: 190
- Ghatak D, Frei A, Gong G, Stroeve J, Robinson D. 2010. On the emergence of an Arctic amplification signal in terrestrial Arctic snow extent. *J Geophys Res*, 115: 2010JD014007
- Ghatak D, Miller J. 2013. Implications for Arctic amplification of changes in the strength of the water vapor feedback. *J Geophys Res Atmos*, 118: 7569–7578
- Gong T, Feldstein S, Lee S. 2017. The role of downward infrared radiation in the recent Arctic winter warming trend. *J Clim*, 30: 4937–4949
- Goosse H, Kay J E, Armour K C, Bodas-Salcedo A, Chepfer H, Docquier D, Jonko A, Kushner P J, Lecomte O, Massonnet F, Park H S, Pithan F, Svensson G, Vancoppenolle M. 2018. Quantifying climate feedbacks in polar regions. *Nat Commun*, 9: 1919
- Graham R M, Cohen L, Petty A A, Boisvert L N, Rinke A, Hudson S R, Nicolaus M, Granskog M A. 2017. Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events. *Geophys Res Lett*, 44: 6974–6983
- Graversen R G, Langen P L, Mauritsen T. 2014. Polar amplification in CCSM4: Contributions from the lapse rate and surface albedo feedbacks. *J Clim*, 27: 4433–4450
- Graversen R G, Mauritsen T, Tjernström M, Källén E, Svensson G. 2008. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, 451: 53–

- Graversen R G, Wang M. 2009. Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Clim Dyn*, 33: 629–643
- Hahn L C, Armour K C, Zelinka M D, Bitz C M, Donohoe A. 2021. Contributions to polar amplification in CMIP5 and CMIP6 Models. *Front Earth Sci*, 9: 710036
- Hall A. 2004. The role of surface albedo feedback in climate. *J Clim*, 17: 1550–1568
- Henry M, Merlis T M, Lutsko N J, Rose B E J. 2021. Decomposing the drivers of polar amplification with a single-column model. *J Clim*, 34: 2355–2365
- Hilmer M, Jung T. 2000. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea ice export. *Geophys Res Lett*, 27: 989–992
- Holland M M, Bitz C M. 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. *Clim Dyn*, 21: 221–232
- Huang Y, Ding Q, Dong X, Xi B, Baxter I. 2021. Summertime low clouds mediate the impact of the large-scale circulation on Arctic sea ice. *Commun Earth Environ*, 2: 38
- Huang Y, Dong X, Bailey D A, Holland M M, Xi B, DuVivier A K, Kay J E, Landrum L L, Deng Y. 2019. Thicker clouds and accelerated Arctic Sea ice decline: The atmosphere-sea ice interactions in spring. *Geophys Res Lett*, 46: 6980–6989
- Hwang Y T, Frierson D M W, Kay J E. 2011. Coupling between Arctic feedbacks and changes in poleward energy transport. *Geophys Res Lett*, 38: L17704
- Jenkins M, Dai A. 2021. The impact of sea-ice loss on Arctic climate feedbacks and their role for Arctic amplification. *Geophys Res Lett*, 48: e2021GL094599
- Kapsch M L, Graversen R G, Tjernström M. 2013. Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea-ice extent. *Nat Clim Change*, 3: 744–748
- Kapsch M L, Graversen R G, Tjernström M, Bintanja R. 2016. The effect of downwelling longwave and shortwave radiation on Arctic summer sea ice. *J Clim*, 29: 1143–1159
- Kay J E, Gettelman A. 2009. Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss. *J Geophys Res*, 114: 2009JD011773
- Kay J E, L'Ecuyer T, Gettelman A, Stephens G, O'Dell C. 2008. The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum. *Geophys Res Lett*, 35: 2008GL033451
- Komurcu M, Storelvmo T, Tan I, Lohmann U, Yun Y, Penner J E, Wang Y, Liu X, Takemura T. 2014. Intercomparison of the cloud water phase among global climate models. *J Geophys Res Atmos*, 119: 3372–3400
- Kovács T, Gerdes R, Marshall J. 2020. Wind feedback mediated by sea ice in the Nordic Seas. *J Clim*, 33: 6621–6632
- Kwok R. 2018. Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018). *Environ Res Lett*, 13: 105005
- Kylling A, Groot Z C D, Grythe H, Skov H, Stohl A. 2016. Substantial contribution of northern high-latitude sources to mineral dust in the Arctic. *J Geophys Res Atmos*, 121: 13678
- Lang A, Yang S, Kaas E. 2017. Sea ice thickness and recent Arctic warming. *Geophys Res Lett*, 44: 409–418
- Langen P L, Graversen R G, Mauritsen T. 2012. Separation of contributions from radiative feedbacks to polar amplification on an aquaplanet. *J Clim*, 25: 3010–3024
- Lauer M, Block K, Salzmann M, Quaas J. 2020. CO₂-forced changes of Arctic temperature lapse rates in CMIP5 models. *Meteorol Z*, 29: 79–93
- Lee Y, Liu W. 2023. The weakened Atlantic meridional overturning circulation diminishes recent Arctic sea ice loss. *Geophys Res Lett*, 50: e2023GL105929
- Letterly A, Key J, Liu Y. 2016. The influence of winter cloud on summer sea ice in the Arctic, 1983–2013. *J Geophys Res Atmos*, 121: 2178–2187
- Li S, Liu W. 2022. Impacts of Arctic sea ice loss on global ocean circulations and interbasin ocean heat exchanges. *Clim Dyn*, 59: 2701–2716
- Linke O, Quaas J, Baumer F, Becker S, Chylik J, Dahlke S, Ehrlich A, Handorf D, Jacobi C, Kalesse-Los H, Lelli L, Mehrdad S, Neggers R A J, Riebold J, Saavedra Garfias P, Schnierstein N, Shupe M D, Smith C, Spreen G, Verneuil B, Vinjamuri K S, Vountas M, Wendisch M. 2023. Constraints on simulated past Arctic amplification and lapse rate feedback from observations. *Atmos Chem Phys*, 23: 9963–9992
- Liu J, Curry J A, Wang H, Song M, Horton R M. 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 4074–4079
- Liu W, Fedorov A, Sévellec F. 2019. The mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation slowdown induced by Arctic Sea ice decline. *J Clim*, 32: 977–996
- Liu W, Fedorov A V, Xie S P, Hu S. 2020. Climate impacts of a weakened Atlantic Meridional Overturning Circulation in a warming climate. *Sci Adv*, 6: eaaz4876
- Liu Y, Key J R. 2014. Less winter cloud aids summer 2013 Arctic sea ice return from 2012 minimum. *Environ Res Lett*, 9: 044002
- Lorant M M, Goetz S J. 2012. Shrub expansion and climate feedbacks in Arctic tundra. *Environ Res Lett*, 7: 011005
- Lund M T, Samset B H, Skeie R B, Watson-Parris D, Katich J M, Schwarz J P, Weinzierl B. 2018. Short Black Carbon lifetime inferred from a global set of aircraft observations. *NPJ Clim Atmos*

- Sci, 1: 31
- Manabe S, Stouffer R J. 1980. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J Geophys Res*, 85: 5529–5554
- Manabe S, Stouffer R J. 1997. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas Event. *Paleoceanography*, 12: 321–336
- Maslanik J A, Fowler C, Stroeve J, Drobot S, Zwally J, Yi D, Emery W. 2007. A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss. *Geophys Res Lett*, 34: 2007GL032043
- McManus J F, Francois R, Gherardi J M, Keigwin L D, Brown-Leger S. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428: 834–837
- Meyers M P, DeMott P J, Cotton W R. 1992. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J Appl Meteor*, 31: 708–721
- Middlemas E A, Kay J E, Medeiros B M, Maroon E A. 2020. Quantifying the influence of cloud radiative feedbacks on Arctic surface warming using cloud locking in an earth system model. *Geophys Res Lett*, 47: e2020GL089207
- Mitchell J F B, Senior C A, Ingram W J. 1989. CO₂ and climate: A missing feedback? *Nature*, 341: 132–134
- Myhre G, Bellouin N, Berglen T F, Bernsten T K, Boucher O, Grini A, Isaksen I S A, Johnsrud M, Mishchenko M I, Stordal F, Tanré D. 2007. Comparison of the radiative properties and direct radiative effect of aerosols from a global aerosol model and remote sensing data over ocean. *Tellus B-Chem Phys Meteor*, 59: 115
- Nummelin A, Li C, Hezel P J. 2017. Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean. *Geophys Res Lett*, 44: 1899–1908
- Nussbaumer E A, Pinker R T. 2012. The role of shortwave radiation in the 2007 Arctic sea ice anomaly. *Geophys Res Lett*, 39: 2012GL052415
- Ogi M, Rigor I G. 2013. Trends in Arctic sea ice and the role of atmospheric circulation. *Atmos Sci Lett*, 14: 97–101
- Ogi M, Rigor I G, McPhee M G, Wallace J M. 2008. Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds. *Geophys Res Lett*, 35: 2008GL035672
- Oldenburg D, Armour K C, Thompson L A, Bitz C M. 2018. Distinct mechanisms of ocean heat transport into the Arctic under internal variability and climate change. *Geophys Res Lett*, 45: 7692–7700
- Overland J E, Wang M. 2016. Recent extreme Arctic temperatures are due to a split polar vortex. *J Clim*, 29: 5609–5616
- Overland J E, Wood K R, Wang M. 2011. Warm Arctic-cold continents: Climate impacts of the newly open Arctic Sea. *Polar Res*, 30: 15787
- Park H S, Stewart A L, Son J H. 2018. Dynamic and thermodynamic impacts of the winter Arctic Oscillation on summer sea ice extent. *J Clim*, 31: 1483–1497
- Pearson R G, Phillips S J, Loranty M M, Beck P S A, Damoulas T, Knight S J, Goetz S J. 2013. Shifts in Arctic vegetation and associated feedbacks under climate change. *Nat Clim Change*, 3: 673–677
- Persson P O G, Shupe M D, Perovich D, Solomon A. 2016. Linking atmospheric synoptic transport, cloud phase, surface energy fluxes, and sea-ice growth: Observations of midwinter SHEBA conditions. *Clim Dyn*, 49: 1341–1364
- Pithan F, Ackerman A, Angevine W M, Hartung K, Ickes L, Kelley M, Medeiros B, Sandu I, Steeneveld G, Sterk H A M, Svensson G, Vaillancourt P A, Zadra A. 2016. Select strengths and biases of models in representing the Arctic winter boundary layer over sea ice: The Larcform 1 single column model intercomparison. *J Adv Model Earth Syst*, 8: 1345–1357
- Pithan F, Mauritsen T. 2013. Comments on “current GCMs’ unrealistic negative feedback in the Arctic”. *J Clim*, 26: 7783–7788
- Pithan F, Mauritsen T. 2014. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nat Geosci*, 7: 181–184
- Quinn P K, Bates T S, Baum E, Doubleday N, Fiore A M, Flanner M, Fridlind A, Garrett T J, Koch D, Menon S, Shindell D, Stohl A, Warren S G. 2007. Short-lived pollutants in the Arctic: Their climate impact and possible mitigation strategies. *Atmos Chem Phys*, 8: 1723–1735
- Rahmstorf S, Box J E, Feulner G, Mann M E, Robinson A, Rutherford S, Schaffernicht E J. 2015. Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nat Clim Change*, 5: 475–480
- Rantanen M, Karpechko A Y, Lipponen A, Nordling K, Hyvärinen O, Ruosteenoja K, Vihma T, Laaksonen A. 2022. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Commun Earth Environ*, 3: 168
- Rind D, Healy R, Parkinson C, Martinson D. 1997. The Role of sea ice in 2×CO₂ climate model sensitivity: Part II: Hemispheric dependencies. *Geophys Res Lett*, 24: 1491–1494
- Rugenstein M A A, Winton M, Stouffer R J, Griffies S M, Hallberg R. 2013. Northern high-latitude heat budget decomposition and transient warming. *J Clim*, 26: 609–621
- Sand M, Samset B H, Balkanski Y, Bauer S, Bellouin N, Bernsten T K, Bian H, Chin M, Diehl T, Easter R, Ghan S J, Iversen T, Kirkevåg A, Lamarque J F, Lin G, Liu X, Luo G, Myhre G, Noije T, Penner J E, Schulz M, Seland Ø, Skeie R B, Stier P, Takemura T, Tsigaridis K, Yu F, Zhang K, Zhang H. 2017. Aerosols at the poles: An

- AeroCom Phase II multi-model evaluation. *Atmos Chem Phys*, 17: 12197–12218
- Schacht J, Heinold B, Quaas J, Backman J, Cherian R, Ehrlich A, Herber A, Huang W T K, Kondo Y, Massling A, Sinha P R, Weinzierl B, Zannata M, Tegen I. 2019. The importance of the representation of air pollution emissions for the modeled distribution and radiative effects of black carbon in the Arctic. *Atmos Chem Phys*, 19: 11159–11183
- Schmale J, Zieger P, Ekman A M L. 2021. Aerosols in current and future Arctic climate. *Nat Clim Chang*, 11: 95–105
- Schulz H, Zannata M, Bozem H, Leaith W R, Herber A B, Burkart J, Willis M D, Kunkel D, Hoor P M, Abbatt J P D, Gerdes R. 2019. High Arctic aircraft measurements characterising black carbon vertical variability in spring and summer. *Atmos Chem Phys*, 19: 2361–2384
- Screen J A, Deser C, Simmonds I. 2012. Local and remote controls on observed Arctic warming. *Geophys Res Lett*, 39: 2012GL051598
- Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 464: 1334–1337
- Sellers W D. 1969. A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J Appl Meteor*, 8: 392–400
- Serreze M C, Holland M M, Stroeve J. 2007. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science*, 315: 1533–1536
- Serreze M C, Stroeve J. 2015. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. *Phil Trans R Soc A*, 373: 20140159
- Shimada K, Kamoshida T, Itoh M, Nishino S, Carmack E, McLaughlin F, Zimmermann S, Proshutinsky A. 2006. Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophys Res Lett*, 33: 2005GL025624
- Shindell D, Faluvegi G. 2009. Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nat Geosci*, 2: 294–300
- Shupe M D, Intrieri J M. 2004. Cloud radiative forcing of the Arctic surface: the influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle. *J Clim*, 17: 616–628
- Simon A, Gastineau G, Frankignoul C, Rousset C, Codron F. 2021. Transient climate response to Arctic Sea ice loss with two ice-constraining methods. *J Clim*, 34: 3295–3310
- Singh D, Flanner M G, Perket J. 2015. The global land shortwave cryosphere radiative effect during the MODIS era. *Cryosphere*, 9: 2057–2070
- Smeed D A, McCarthy G D, Cunningham S A, Frajka-Williams E, Rayner D, Johns W E, Meinen C S, Baringer M O, Moat B I, Duchez A, Bryden H L. 2014. Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004–2012. *Ocean Sci*, 10: 29–38
- 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
- Song X, Zhang G J, Cai M. 2013. Quantifying contributions of climate feedbacks to tropospheric warming in the NCAR CCSM3.0. *Clim Dyn*, 42: 901–917
- Spielhagen R F, Werner K, Sørensen S A, Zamelczyk K, Kandiano E, Budeus G, Husum K, Marchitto T M, Hald M. 2011. Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic Water. *Science*, 331: 450–453
- Spreen G, de Steur L, Divine D, Gerland S, Hansen E, Kwok R. 2020. Arctic sea ice volume export through Fram Strait from 1992 to 2014. *J Geophys Res Oceans*, 125: e2019JC016039
- Srokosz M A, Bryden H L. 2015. Observing the Atlantic Meridional Overturning Circulation yields a decade of inevitable surprises. *Science*, 348: 1255575
- Stroeve J C, Markus T, Boisvert L, Miller J, Barrett A. 2014. Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss. *Geophys Res Lett*, 41: 1216–1225
- Stuecker M F, Bitz C M, Armour K C, Proistosescu C, Kang S M, Xie S P, Kim D, McGregor S, Zhang W, Zhao S, Cai W, Dong Y, Jin F F. 2018. Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks. *Nat Clim Change*, 8: 1076–1081
- Swart N. 2017. Natural causes of Arctic sea-ice loss. *Nat Clim Change*, 7: 239–241
- Swart N C, Fyfe J C, Hawkins E, Kay J E, Jahn A. 2015. Influence of internal variability on Arctic sea-ice trends. *Nat Clim Change*, 5: 86–89
- Tan I, Barahona D, Coopman Q. 2022. Potential link between ice nucleation and climate model spread in Arctic amplification. *Geophys Res Lett*, 49: e2021GL097373
- Tang Q, Zhang X, Yang X, Francis J A. 2013. Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environ Res Lett*, 8: 014036
- Taylor P C, Cai M, Hu A, Meehl J, Washington W, Zhang G J. 2013. A decomposition of feedback contributions to polar warming amplification. *J Clim*, 26: 7023–7043
- Taylor P C, Kato S, Xu K, Cai M. 2015. Covariance between Arctic sea ice and clouds within atmospheric state regimes at the satellite footprint level. *J Geophys Res Atmos*, 120: 12656–12678
- Polyakov I V, Timokhov L A, Alexeev V A, Bacon S, Dmitrenko I A, Fortier L, Frolov I E, Gascard J C, Hansen E, Ivanov V V, Laxon S, Mauritzen C, Perovich D, Shimada K, Simmons H L, Sokolov V T, Steele M, Toole J. 2010. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap. *J Phys Oceanography*, 40: 2743–2756
- Ullrich R, Hoose C, Möhler O, Niemand M, Wagner R, Höhler K, Hiranuma N, Saathoff H, Leisner T. 2017. A new ice nucleation

- active site parameterization for desert dust and soot. *J Atmos Sci*, 74: 699–717
- Vázquez M, Nieto R, Drumond A, Gimeno L. 2017. Extreme sea ice loss over the Arctic: An analysis based on anomalous moisture transport. *Atmosphere*, 8: 32
- Walsh J E. 2014. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. *Glob Planet Change*, 117: 52–63
- Wendisch M, Macke A, Ehrlich A, Lüpkes C, Mech M, Chechin D, Dethloff K, Velasco C B, Bozem H, Brückner M, Clemen H C, Crewell S, Donth T, Dupuy R, Ebell K, Egerer U, Engelmann R, Engler C, Eppers O, Gehrman M, Gong X, Gottschalk M, Gourbeyre C, Griesche H, Hartmann J, Hartmann M, Heinold B, Herber A, Herrmann H, Heygster G, Hoor P, Jafariserajehlou S, Jäkel E, Järvinen E, Jourdan O, Kästner U, Kecorius S, Knudsen E M, Köllner F, Kretschmar J, Lelli L, Leroy D, Maturilli M, Mei L, Mertes S, Mioche G, Neuber R, Nicolaus M, Nomokonova T, Notholt J, Palm M, van Pinxteren M, Quaas J, Richter P, Ruiz-Donoso E, Schäfer M, Schmieder K, Schnaiter M, Schneider J, Schwarzenböck A, Seifert P, Shupe M D, Siebert H, Spreen G, Stapf J, Stratmann F, Vogl T, Welti A, Wex H, Wiedensohler A, Zannatta M, Zeppenfeld S. 2019. The Arctic cloud puzzle: Using ACLOUD/PASCAL multiplatform observations to unravel the role of clouds and aerosol particles in Arctic amplification. *Bull Am Meteorol Soc*, 100: 841–871
- Willis M D, Burkart J, Thomas J L, Köllner F, Schneider J, Bozem H, Hoor P M, Aliabadi A A, Schulz H, Herber A B, Leaitch W R, Abbatt J P D. 2016. Growth of nucleation mode particles in the summertime Arctic: A case study. *Atmos Chem Phys*, 16: 7663–7679
- Willis M D, Köllner F, Burkart J, Bozem H, Thomas J L, Schneider J, Aliabadi A A, Hoor P M, Schulz H, Herber A B, Leaitch W R, Abbatt J P D. 2017. Evidence for marine biogenic influence on summertime Arctic aerosol. *Geophys Res Lett*, 44: 6460–6470
- Winton M. 2006. Surface albedo feedback estimates for the AR4 climate models. *J Clim*, 19: 359–365
- Winton M, Griffies S M, Samuels B L, Sarmiento J L, Frölicher T L. 2013. Connecting changing ocean circulation with changing climate. *J Clim*, 26: 2268–2278
- Wolf A, Callaghan T V, Larson K. 2007. Future changes in vegetation and ecosystem function of the Barents Region. *Clim Change*, 87: 51–73
- Woods C, Caballero R. 2016. The role of moist intrusions in winter Arctic warming and sea ice decline. *J Clim*, 29: 4473–4485
- Woodgate R A, Weingartner T, Lindsay R. 2010. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat. *Geophys Res Lett*, 37: 2009GL041621
- Woodgate R A, Weingartner T J, Lindsay R. 2012. Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column. *Geophys Res Lett*, 39: 2012GL054092
- Wu B Y, Su J Z, Zhang R H. 2011. Effects of autumn-winter Arctic sea ice on winter Siberian High. *Chin Sci Bull*, 56: 3220
- Wu B, Wang J. 2002. Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian high, the East Asian winter monsoon and sea-ice extent. *Adv Atmos Sci*, 19: 297–320
- Wu B, Wang J, Walsh J E. 2006. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion. *J Clim*, 19: 210–225
- Wu B, Zhang R, Wang B. 2009a. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall: A further study. *Adv Atmos Sci*, 26: 666–678
- Wu B, Zhang R, Wang B, D'Arrigo R. 2009b. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall. *Geophys Res Lett*, 36: 2009GL037299
- Xie S, Liu X, Zhao C, Zhang Y. 2013. Sensitivity of CAM5-simulated Arctic clouds and radiation to ice nucleation parameterization. *J Clim*, 26: 5981–5999
- Yoshimori M, Watanabe M, Abe-Ouchi A, Shiogama H, Ogura T. 2013. Relative contribution of feedback processes to Arctic amplification of temperature change in MIROC GCM. *Clim Dyn*, 42: 1613–1630
- Zhang J, Rothrock D, Steele M. 2000. Recent changes in Arctic Sea ice: The interplay between ice dynamics and thermodynamics. *J Clim*, 13: 3099–3114
- Zhang J, Rothrock D A, Steele M. 1998. Warming of the Arctic Ocean by a strengthened Atlantic Inflow: Model results. *Geophys Res Lett*, 25: 1745–1748
- Zhang R. 2015. Mechanisms for low-frequency variability of summer Arctic sea ice extent. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 4570–4575

(责任编辑: 陈文)