中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 8 期： 2863–2878
论 文 专题：地球太阳辐射干预：进展与挑战
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

全球陆地干旱对海洋云增亮的响应

姜玖[1]，方雨[2]，曹龙[2*]，于晓晶[1]

1. 新疆大学地理与遥感科学学院，乌鲁木齐 830046
2. 浙江大学地球科学学院大气科学系，杭州 310058
* 通讯作者，E-mail：longcao@zju.edu.cn

2025-06-03收稿，2025-11-25修回，2026-01-14接受，2026-07-16网络版发表
国家重点研发计划项目(2024YFF0809404)、国家自然科学基金项目(42275179、42405174、42305184)和新疆维吾尔自治区“天池英才”人才引进项目资助

摘要 干旱是一种严重的气候灾害，在全球变暖背景下呈加剧态势，对陆地生态系统和农业系统构成显著负面影响。海洋云增亮作为一种人工气候干预手段，有潜力缓解全球变暖造成的一些不利气候影响。本研究基于通用地球系统模式(CESM2)进行了一系列集合模拟试验，探讨陆地干旱对海洋云增亮的响应。模拟试验设计遵循地球工程多模式比较计划框架，在中等排放路径SSP2-4.5情景下实施海洋云增亮。具体模拟方法是在全球副热带海洋低云量丰富区域(约占全球海洋面积的12%)注入海盐气溶胶，以产生约−1.8 W m^{-2}的辐射强迫。模拟结果显示，至21世纪末，海洋云增亮可使全球平均温度较SSP2-4.5情景降低约0.9 ℃。在21世纪内，由海洋云增亮引起的降温总体上缓解了SSP2-4.5情景下的全球陆地干旱化趋势(以标准化降水蒸散发指数SPEI衡量)。这种缓解作用主要归因于海洋云增亮导致的陆地潜在蒸散发减少。进一步分析表明，相较于SSP2-4.5情景，海洋云增亮显著减轻了多项干旱胁迫指标，包括干旱强度、烈度、频率、影响面积以及长期干旱事件的持续时间和发生次数。例如，至21世纪末，在海洋云增亮情景下，全球陆地平均干旱强度、烈度和频率较SSP2-4.5分别减少了6.6%、20.4%和15.3%。此外，若海洋云增亮造成的降温完全抵消SSP2-4.5引起的全球平均增温，则在大部分热带和副热带地区，由变暖导致的干旱胁迫增强可被海洋云增亮完全抵消、部分抵消甚至过度补偿。然而，区域响应存在复杂性，在亚欧大陆与南美洲部分区域，海洋云增亮可能加剧SSP2-4.5情景下的干旱胁迫。本研究揭示了海洋云增亮对全球陆地干旱的潜在影响，未来仍需针对不同海洋云增亮实施策略进一步研究干旱响应的空间分异特征，以系统评估其全球与区域尺度的气候效应。

关键词 海洋云增亮，干旱事件，SPEI，地球系统模式模拟

1 引言

自工业革命以来，化石燃料燃烧和土地利用改变等人为活动显著增加了温室气体排放，进而引发了快速且广泛的气候变化(Bindoff等，2013；Eyring等，2021)。已有研究证实，人为引起的气候变化已显著加剧全球范围内多种极端气候事件的频率、强度与持续时间，对生态系统稳定及人类社会可持续发展构成严重威胁(NASEM，2016；Seneviratne等，2021)。干旱是全球最具破坏性的自然灾害之一，能够对自然系统及人类社会经济活动产生深远影响(Dai，2013；Wilhite和Pulwarty，2017；Ault，2020)。在全球变暖背景下，预计许多地区的干旱频率和严重程度将显著加剧，尤其是在一些典型的干旱易发区，如萨赫勒地区、地中海盆地、澳大利亚中部和北部、北美西南部以及阿拉伯半岛(Greve等，2019；Cook等，2020；Wang等，2021)。

全球变暖驱动下干旱灾害概率增加这一认知已在相关研究领域形成明确共识。然而，当前基于国家自主贡献的减排措施似乎不足以有效避免严重的灾害性气候变化影响(IEA，2022；IPCC，2022；Matthews和Wynes，

中文引用格式：姜玖, 方雨, 曹龙, 于晓晶. 2026. 全球陆地干旱对海洋云增亮的响应. 中国科学: 地球科学, 56(8): 2863–2878, doi: 10.1360/N072025-0261
英文引用格式：Jiang J, Fang Y, Cao L, Yu X. 2026. Simulated response of global terrestrial drought to regional deployment of marine cloud brightening. Science China Earth Sciences, 69(8): 2824–2838, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1837-2

© 2026《中国科学》杂志社

2022)。因此，科学界提出了通过改变地球系统能量收支的人工气候干预方法，即太阳辐射干预，或称为太阳地球工程，作为快速缓解人为气候变化某些不利影响的潜在手段(Caldeira等，2013；NRC，2015；Irvine等，2016；NASEM，2021；Lee等，2021)。太阳辐射干预的基本思想是通过人为减少到达地球表面的短波辐射或增加离开地球系统的长波辐射，以实现地表的冷却效果。太阳辐射干预方法中有一些方案已受到广泛关注与讨论，例如基于短波辐射干预的平流层气溶胶注射(Crutzen，2006)、海洋云增亮(Latham，1990)、地表反照率改变(Seitz，2011)和基于长波辐射干预的卷云变薄(Mitchell和Finnegan，2009)。

目前，海洋云增亮是太阳辐射干预领域中较受关注的技术路线之一。其基本原理是通过人为方式将气溶胶颗粒(如海盐)注入海洋低云中，以增加低云反照率，减少到达地表的太阳辐射，进而产生地表降温效应(Latham等，2008，2012a；Stjern等，2018；Feingold等，2024)。注入低云的气溶胶颗粒作为云凝结核，增加云滴数浓度。在此过程中，云滴从数量较少的大液滴转变为数量较多的小液滴，增加云滴的总表面积，使低云反照率升高(Twomey，1977)。云滴数浓度的变化还会影响云水含量与低云寿命，进而改变整体云量并进一步影响低云反照率(Wang等，2011)。此外，注入的气溶胶可以直接散射太阳辐射，产生附加的气候冷却效应(Partanen等，2012；Haywood等，2023)。因此，海洋云增亮的整体效应包括低云反照率和寿命的变化，以及注入气溶胶的直接辐射散射效应。

迄今为止，海洋云增亮的大尺度气候效应主要通过数值模式模拟进行研究。常用的海洋云增亮模拟方案可分为两类。第一类通过直接增加云滴数浓度来模拟云凝结核播撒效应，从而增强低云反照率(Jones等，2009；Parkes等，2015；Hirasawa等，2023)。第二类则在模式中模拟向海洋边界层注入海盐气溶胶的过程，能够更完整地模拟气溶胶与云之间的相互作用(Ahlm等，2017；Alterskjær等，2012，2013；Haywood等，2023)。相比之下，直接调整云滴数浓度的方案省略了从气溶胶增加至云滴变化之间的复杂物理过程，亦未考虑注入气溶胶的直接散射效应。然而，研究表明，大尺度气候响应对海洋云增亮的实施区域与辐射强迫强度更为敏感，而对具体实施方式的细节相对不敏感。只要两类方案所产生的辐射强迫强度与空间分布格局相似，它们就会产生相似的大尺度气候响应(Hirasawa等，2023)。

前人研究表明，海洋云增亮不仅能有效降低地表气温，还会引起深远的气候影响，这些影响远超出其部署区域范围。例如，若在全球约20%对云滴数浓度变化最敏感的海洋区域(即辐射强迫响应最显著的前20%海洋模式格点)实施海洋云增亮，模拟显示可产生约1 ℃的全球平均降温(Rasch等，2009)。多模式比较结果表明，在30°S–30°N范围内实施海洋云增亮，将导致全球降温0.5–0.8 ℃(Alterskjær等，2013；Ahlm等，2017)。此外，模拟研究表明，在副热带海洋层积云区域实施海洋云增亮，可能有助于缓解若干与气候变化临界点相关的风险，如北极海冰消融、大西洋经向翻转环流减弱以及永久冻土退化(Hirasawa等，2023)。在水文循环方面，尽管热带与副热带地区实施海洋云增亮将引起全球平均降水减少，但通过沃克环流的增强，也可能增加部分热带陆地区域的降水(Jones和Haywood，2012；Ahlm等，2017；Stjern等，2018)。同时，低云辐射干预位置的不同可能影响热带辐合带的南北移动，进而调控亚洲与非洲季风的降水格局(Jones和Haywood，2012；Hirasawa等，2023)。除热力与水文效应外，海盐气溶胶的注入还可能影响大气化学过程，对平流层和对流层的臭氧浓度和分布产生影响(Horowitz等，2020；Bednarz等，2025)。

近年来，一些研究分析了干旱对平流层气溶胶注入的响应(Odoulami等，2020；Abiodun等，2021；Alamou等，2022；Liu等，2024)。这些研究表明，平流层气溶胶注入可能在全球尺度上缓解干旱趋势，但不同区域的干旱响应存在显著差异。与平流层气溶胶注入相比，海洋云增亮施加的气候强迫更加局部化。目前，已有一些研究探讨了海洋云增亮对一些极端气候事件的影响，例如极端高温(Kim等，2020；Wan等，2024)和飓风(Latham等，2012b；Goddard等，2022)。然而在现阶段，关于全球和区域干旱对海洋云增亮响应的认知和理解仍较为有限。

本研究基于全耦合地球系统模式CESM2，采用海盐气溶胶注入方案，进行了一系列海洋云增亮多成员集合模拟试验。海洋云增亮的实施区域参照地球工程模式间比较计划方案(Rasch等，2024)以及Hirasawa等(2023)使用的海洋云增亮模拟研究方案。在模式中选取三个副热带海洋区域，均具有大范围且持续存在的低云覆盖，易受气溶胶亮化效应的影响(详细介绍请见研究方法部分)。本研究重点分析全球及区域尺度上，干旱相关气候变量以及多项干旱特征指数对海洋云增亮的响应。区域干旱响应对海洋云增亮的实施位置较为敏感，本研究基于一种特定的部署方案，旨在为海洋云增亮对干旱的潜在影响提供新的认识，为评估海洋云增亮情景下生态系统等方面的响应提供科学依据。

2 研究方法

2.1 模式与模拟试验

本研究使用通用地球系统模式第2版(CESM2，版本2.1.5)开展模拟试验。Danabasoglu等(2020)对CESM2进行了系统描述，相较于前代版本CESM1，CESM2在物理过程、参数化方案及系统耦合等方面均有显著改进。经过观测数据验证，CESM2在历史气候模拟方面表现良好。

CESM2的大气模块是通用大气模式第6版(the Community Atmosphere Model version 6，CAM6)，它的水平分辨率为0.9°纬度×1.25°经度，具有32个垂直分层，模式顶高约40 km。大气模块与通用陆地模块第5版(the Community Land Model version 5，CLM5)(Lawrence等，2019)相耦合，同样具有0.9°×1.25°的分辨率。CLM5相对于CLM4改进了陆地水文和生态过程的参数化方案以及人为土地利用活动对气候和碳循环影响的表征等(Fisher等，2019；Lawrence等，2019)。海洋模块是POP2(the Parallel Ocean Program)(Smith等，2010)，海冰模块是CICE5(the Los Alamos Sea Ice Model)(Hunke等，2015)。

CESM2含有一个模态气溶胶模块(the three-mode version of the Modal Aerosol Module(MAM4))(Liu等，2016)，用于处理气溶胶微物理过程，该模块与大气化学和辐射过程相耦合。MAM4的主要气溶胶组分(黑碳、颗粒有机物、硫酸盐、矿物粉尘和海盐)中，海盐气溶胶按不同的粒子排放尺寸分为爱根核(Aitken)、积聚核(accumulation)和粗核模态(coarse modes)。自然海盐排放通量的确定首先基于Mårtensson等(2003)和Monahan等(1986)提出的参数化方案将粒子分布划分为31个尺寸段，然后将排放重新分配到三个主要的MAM4尺寸模态中(Liu等，2016；Rasch等，2024)。

本研究使用全耦合的CESM2模式，模拟时段为2015–2100年，基于共享社会经济路径SSP2-4.5情景进行模拟，该情景代表了一种具有中等温室气体排放水平和社会经济发展程度的未来世界(O'Neill等，2016)。在SSP2-4.5情景下进行了三个集合模拟试验，并从2031年开始，基于三个SSP2-4.5集合模拟分别进行三个海洋云增亮集合模拟试验，并持续至2100年。

耦合在模式中的海洋云增亮模拟方案基于地球工程模式间比较计划中的E4-NEP+SEP+SEA试验(Rasch等，2024)，Hirasawa等(2023)使用CESM模式进行的海洋云增亮模拟中也使用了相同的部署区域。在三个大小相等的副热带区域海洋边界层注射海盐气溶胶颗粒：东北太平洋(NEP：0–30°N，110°–150°W)、东南太平洋(SEP：0–30°S，70–110°W)和东南大西洋(SEA：0–30°S，15°E–25°W)(网络版附图S1)，每个区域约占全球海洋面积的4%。这些区域具有持续的海洋层积云分布，容易受到额外气溶胶注入引起的亮化效应影响(Rasch等，2024)。每个区域的海盐注入速率固定为每年2.5 Tg(1 Tg=10^{12} g)，总海盐排放速率为每年7.5 Tg。基于Fei等(2018)的研究，本研究中海盐注入量的大小约为背景自然海盐排放水平的几十倍。具体来说，海盐气溶胶颗粒被排放到干直径为0.082和0.104 μm的尺寸段，导致积聚模态的海盐排放量增加。

根据Rasch等(2024)的研究，上述海洋云增亮方案的目标是实现约−1.8 W m^{-2}的全球平均有效辐射强迫目标，其绝对值大致相当于大气CO_2浓度倍增所引起辐射强迫的一半(Smith等，2018)。如网络版附图S1所示，在本研究开展的海表温度固定试验中，海盐气溶胶注入产生的有效辐射强迫为−1.68±0.05 W m^{-2}。值得注意的是，海洋云增亮所引起的气候效应，对其具体实施区域与强度具有较高的敏感性。本研究基于一种特定的海洋云增亮实施方案，分析其对全球陆地干旱状况的潜在影响。

2.2 干旱指数

鉴于干旱影响的复杂性，科学界已提出多种干旱指数用于识别和评估干旱状况(WMO和GWP，2016)。本研究使用政府间气候变化专门委员会(IPCC，2021)第六次评估报告推荐的标准化降水蒸散发指数(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index，SPEI)来表征干旱事件。SPEI结合了降水和潜在蒸散发(Potential Evapotranspiration，PET)的影响，通过考虑不同时间尺度(≥1个月)的水分收支平衡来综合反映水分供应与大气需求，从而评估干旱程度(Vicente-Serrano等，2010)。潜在蒸散发是大气水分需求的关键指标(Xie和Wang，2020)，广泛应用于干旱指数的计算。根据联合国粮农组织使用的Penman-Monteith方法(Penman，1948；Monteith，1981；Allen等，1994)，潜在蒸散发的具体计算公式如下：

$$\mathrm{PET}=\frac{0.408\Delta(R_n-G)+\gamma(900/(T+273))U_2(e_s-e_a)}{\Delta+\gamma(1+0.34U_2)} \quad (1)$$

其中，T是平均地表气温；Δ是温度T对应的饱和水汽压函数曲线的斜率(kPa ℃$^{-1}$)；R_n是地表净辐射通量，代表净短波辐射与净长波辐射的差值；G是以温度T为函数的土壤热通量密度(MJ m^{-2} day^{-1})((R_n−G)这一项也可以使用潜热和感热通量之和来估算)；γ为湿度计算常数，其数值是气压的函数(kPa ℃$^{-1}$)；U_2是2 m高度的风速(m s^{-1})；e_s和e_a分别为饱和水汽压和实际水汽压(kPa)。

计算出潜在蒸散发后，使用以下公式计算第i月的降

水(P)与PET的差值：

$$D_i = \mathrm{P}_i - \mathrm{PET}_i \quad (2)$$

通过这一差值能够直观评估该月的水分盈亏。使用公式(3)在不同时间尺度上对D_i值进行累加，其中n代表计算的月份，k表示选定的时间尺度：

$$D_n^k = \sum_{i=0}^{k-1}(\mathrm{P}_{n-i} - \mathrm{PET}_{n-i}), n \geqslant k \quad (3)$$

采用Log-logistic分布来拟合D序列的概率分布函数：

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x-\gamma}\right)^{\beta}\right]^{-1} \quad (4)$$

在公式(4)中，α、β和γ分别是尺度、形状和位置参数，这些参数根据本研究选择的校准期(2015–2034年)进行估算。通过对$F(x)$进行标准化取值可计算出SPEI值，基于Abramowitz和Stegun(1965)的近似评估公式：

$$\mathrm{SPEI} = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (5)$$

其中，$P \leqslant 0.5$时，$W = \sqrt{-2\ln(P)}$；而$P > 0.5$时，$W = \sqrt{-2\ln(1-P)}$；P表示超过某个特定D值的概率，$P = 1 - F(x)$。常数C_0=2.515517、C_1=0.802853、C_2=0.010328、d_1=1.432788、d_2=0.189269、d_3=0.001308。关于SPEI计算的更多详细介绍请见Vicente-Serrano等(2010)。

基于上述方法计算12个月时间尺度的标准化降水蒸散发指数序列(SPEI-12，以下简称为SPEI)，以评估长期干湿变化情况。在每个模式格点上的每个月，使用计算出的SPEI值判断干旱事件是否发生，并且可以通过多种基于SPEI计算的干旱指标分析干旱事件的特征。在模拟期间，当月平均SPEI降至某个特定阈值以下时，将该月份定义为干旱发生的月份。我们将阈值设定为SPEI≤−1，这一阈值通常用于识别中度及以上水平的干旱(Yevjevich，1967；Bachmair等，2015)。同时，根据Yevjevich(1967)的理论，长期干旱事件定义为SPEI低于−1这一阈值且持续三个月或更长的时间。基于前人研究(Ukkola等，2018；于晓晶等，2023)，此处使用六个典型指标来研究干旱特征的变化：(1)干旱强度：一年中所有干旱月的平均SPEI；(2)干旱烈度：一年中所有干旱月的累积SPEI；(3)干旱频率：一年中的干旱月数；(4)干旱影响面积：干旱发生的陆地面积相对于全球陆地面积的百分比(%)；(5)干旱持续时间：单个长期干旱事件的月份数；(6)干旱发生次数：一个较长的时间段内长期干旱事件发生的次数(本研究选择基于十年期计算干旱持续时间和干旱发生次数)。

2.3　区域分析

本研究基于IPCC极端事件与灾害风险管理特别报告(IPCC，2012)中使用的陆地区域划分方法分析不同陆地区域的干旱响应。区域分布及各陆地区域的缩写见网络版附图S2。此外，我们根据《全球人口网格数据第四版》(GPWv4)第11次修订版提供的2020年预估人口数据计算了每个陆地区域的人口数量，评估了人口密集区的干旱响应(United Nations，2015；CIESIN，2018)(网络版附表S1)。区域分析相关数据的详细信息请见附录。

3　结果分析

在本节中，我们重点分析干旱相关气候变量和干旱特征指数对SSP2-4.5和海洋云增亮的响应。研究选取2015–2024年历史时段的SSP2-4.5集合模拟平均值作为SSP2-4.5和海洋云增亮模拟的共同基准期，进而比较二者至21世纪末(2091–2100年平均)相较于该基准期的干旱变化情况。同时，我们也分析了海洋云增亮相对于SSP2-4.5情景对陆地干旱的影响。所有变量变化的显著性均通过Welch's t检验方法进行空间统计检验，显著性水平设定为p<0.05。

3.1　干旱相关气候变量和标准化降水蒸散发指数的变化

3.1.1　陆地平均变化

海洋云增亮虽主要在副热带海洋区域实施，但如前人研究所示，其对全球海洋与陆地均能产生深远的气候效应(Jones等，2009；Rasch等，2009；Ahlm等，2017；Hirasawa等，2023)。海洋云增亮的实施直接引起海表冷却，并通过大气与海洋的热力输送将冷却效应传递至全球陆地。同时，改变后的海陆热力差异会进一步调整大气环流状态，从而影响陆地上空的水汽输送、云微物理特性及地表接收的太阳辐射(网络版附图S3)。这些过程共同构成了海洋云增亮影响陆地气候变化的途径。

图1是在SSP2-4.5情景和海洋云增亮情景下，全球陆地关键气候变量及标准化降水蒸散发指数(SPEI)的面积加权平均值，相对于历史基准期(2015–2024年)的时间变化序列图。在21世纪内，SSP2-4.5情景下的全球陆地平均地表气温、降水及潜在蒸散发均呈现总体上升趋势(图1A–1C)。我们使用线性回归方法，对特定时间段内的气候变量变化进行趋势拟合，拟合线的斜率代表其变化速率。相对于基准期，陆地平均地表气温在2091–2100年期间平均增加了2.7 ℃，降水增加了38.2 mm yr^{-1}(4.7%)，

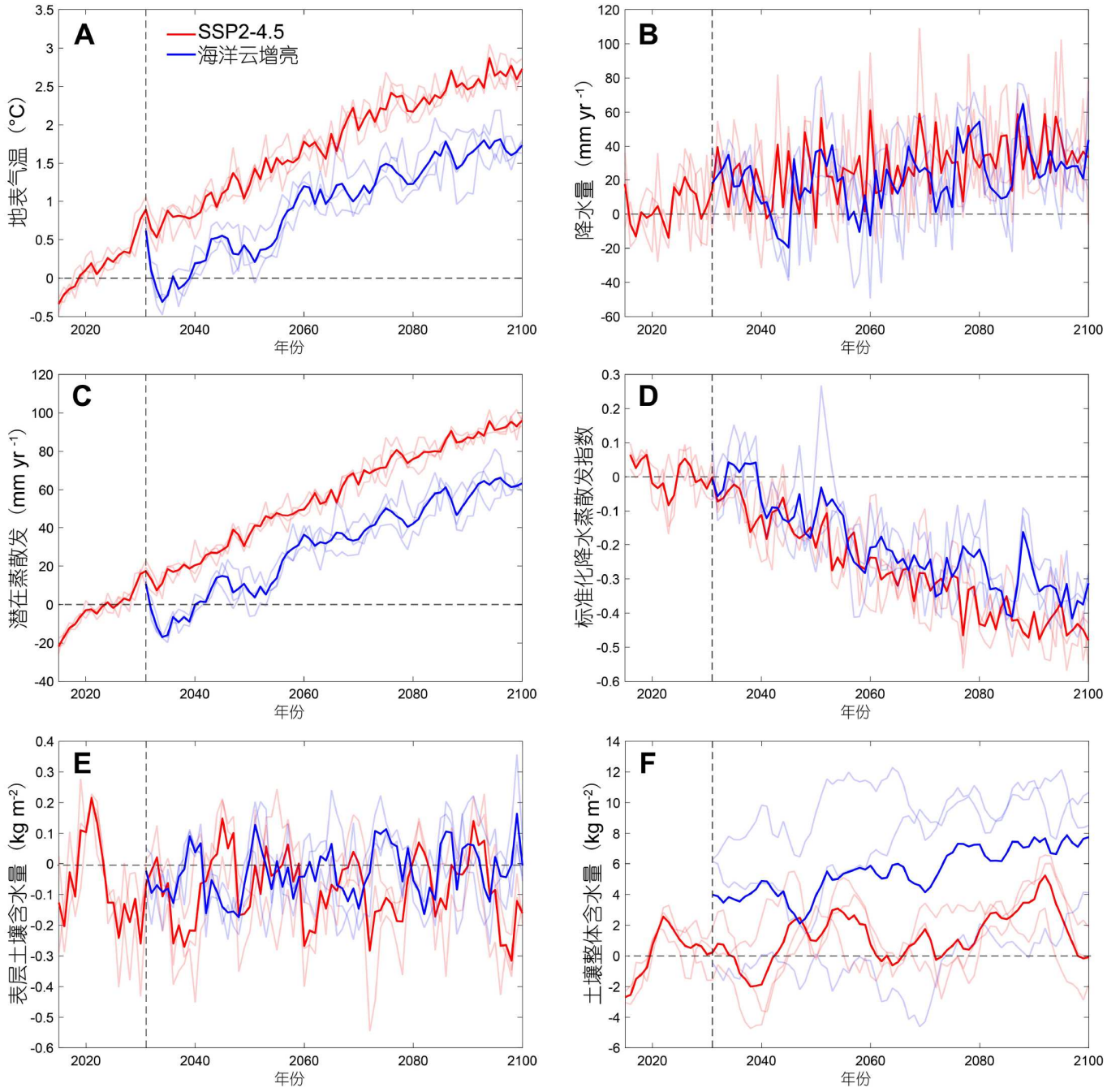


图1 模式模拟的全球陆地平均干旱相关气候变量(相对于2015–2024年基准期)变化的时间序列图，分别为SSP2-4.5(红线)和海洋云增亮(蓝线)模拟：(A) 年平均地表气温，(B) 年总降水，(C) 年总潜在蒸散发，(D) 年平均标准化降水蒸散发指数(SPEI)，(E) 年平均表层10 cm土壤湿度，(F) 年平均总土壤湿度(8.6 m)。集合模拟平均结果用深色粗实线表示，单个集合成员的结果用浅色细实线表示。垂直虚线表示海洋云增亮开始的2031年，水平虚线表示零值

潜在蒸散发增加了91.5 mm yr^{-1}(10.4%)(图1A–1C)。自2031年实施海洋云增亮起，陆地表面迅速降温，全球陆地平均地表气温在十年内下降约0.5 ℃(图1A)。同时，潜在蒸散发也迅速减少(图1C)。在2091–2100年期间，与SSP2-4.5相比，海洋云增亮使全球陆地平均升温幅度降低1.1 ℃，降水减少了1.2%(9.6 mm yr^{-1})，潜在蒸散发减少了3.1%(32.1 mm yr^{-1})(图1A–1C)。

SPEI同时受降水和潜在蒸散发两者变化的影响，其数值降低代表气候变化向干旱化趋势发展，反之则代表向湿润化趋势发展。在模拟期间，相对于基准期，SSP2-4.5情景下的陆地平均SPEI显示出明显的下降趋势(图1D)，在2031–2100年间以每十年0.063的速率持续递减。

海洋云增亮的实施将下降速率降低到每十年0.054(图1D)。在21世纪最后30年(2071–2100)，海洋云增亮情景下的SPEI下降速率降至每十年0.021，而SSP2-4.5情景下的SPEI下降速率为每十年0.059。这些变化表明，海洋云增亮能够有效缓解SSP2-4.5情景下的全球陆地平均干旱化趋势。如2.2小节所述，SPEI的计算基于降水量与潜在蒸散发的差值。图1B和1C表明，海洋云增亮对SPEI下降趋势的缓解，主导因素是其通过降温效应导致的全球陆地平均潜在蒸散发降低。此外，在部分低纬度陆地区域，与SSP2-4.5情景相比，海洋云增亮实施后抵达地表的太阳辐射有所减弱，这与海洋云增亮情景下低层云量增加有关(网络版附图S3)。该效应也会进一步导致海洋云增亮情景下陆地潜在蒸散发的降低。

土壤水分是衡量陆地生态系统水分胁迫的关键变量，也与农业干旱的评估和监测密切相关。在2031–2100年期间，SSP2-4.5情景下的全球陆地表层10 cm土壤湿度呈现微弱下降趋势，变化速率为每十年减少7.52×10^{-4} kg m^{-2}。相比之下，海洋云增亮情景下的表层10 cm土壤湿度则以每十年1.14×10^{-2} kg m^{-2}的速率增加(图1E)。在整个模拟时段内，海洋云增亮情景下的全球陆地平均土壤湿度总量(土壤深度达8.6 m)也显著高于SSP2-4.5情景(图1F)。

3.1.2　空间变化分布格局

图2显示了模式模拟的2091–2100年平均状态相对于基准期的干旱相关变量空间变化分布。在SSP2-4.5情景下，大气温室气体浓度升高导致全球陆地显著增温(通过95%置信水平的显著性检验)(图2A)。多数陆地区域，如欧亚大陆、北美、非洲中部及南美洲东南部等，降水呈现普遍增加趋势(图2D)。同时，温室效应引起的增温导致全球陆地潜在蒸散发显著增加，尤其是在赤道地区(图2G)。SPEI的响应呈现出明显的空间异质性。在北美洲东北部、南美洲北部、非洲北部与南部、欧亚大陆大部分区域及澳大利亚等主要陆地区域，SPEI均呈现显著下降趋势(图2J)，表明在SSP2-4.5情景下，至21世纪末全球大部分陆地趋于向干旱化方向发展。在阿拉斯加、格陵兰、青藏高原、南美洲东南部及中非等区域，SPEI呈现上升趋势，这一现象的主导因素是这些地区显著增加的降水(图2D和2J)。

与SSP2-4.5情景相比，在21世纪末期(2091–2100年平均状态)，海洋云增亮有效缓解了大部分地区的陆地增温(图2C)。相对于基准期，海洋云增亮将在大部分陆地区域增加降水，但在南美洲东北部，海洋云增亮导致降水显著减少，这与该区域在SSP2-4.5情景下降水量增加的趋势形成鲜明对比(图2D和2E)。在2091–2100年期间，相对于SSP2-4.5，热带陆地区域(包括非洲中部、南亚和澳大利亚)在海洋云增亮情景下降水增加，而亚马逊雨林东部和巴西东北部降水大幅减少(图2F)。前人采用类似的海洋云增亮实施方案进行模拟试验时，也发现了与本研究结果一致的降水空间变化格局(Jones等，2009；Hill和Ming，2012；Jones和Haywood，2012；Hirasawa等，2023)。

相比于SSP2-4.5，海洋云增亮产生的冷却效应使大部分陆地区域的潜在蒸散发下降(图2H和2I)。除南美洲东部和非洲中部外，海洋云增亮与SSP2-4.5情景下的SPEI变化空间格局(相对于基准期)总体相似。与SSP2-4.5相比，海洋云增亮使约70%陆地区域的SPEI显著升高，其中萨赫勒地区、印度半岛和澳大利亚等中低纬度陆地区域增幅尤为显著，表明这些区域因海洋云增亮实施呈现出明显的湿润化响应(图2L)。而在南美洲东部，海洋云增亮则导致该地区的SPEI相对于SSP2-4.5显著下降(图2L)。

土壤湿度变化的空间分布情况如图3所示。表层土壤湿度(表层10 cm)和土壤总体湿度(8.6 m)的变化空间格局高度一致。在2091–2100年期间，与SSP2-4.5情景相比，海洋云增亮引起的土壤湿度变化与SPEI的变化具有显著相似性。相对于SSP2-4.5，海洋云增亮情景下萨赫勒地区、南亚和澳大利亚的土壤湿度显著增加，而南美洲东部等区域则呈现明显下降趋势(图3C和3F)。

3.1.3　区域分析

为深入探究区域干旱对海洋云增亮的响应特征，本研究进一步分析了不同陆地区域的SPEI变化(图4)。基于IPCC极端事件与灾害风险管理特别报告中的区域划分方法，将全球陆地(除南极洲外)划分为26个区域(详见正文2.3小节，网络版附图S2和附表S1)。如图4中的红色柱状条所示，相对于基准期，在SSP2-4.5情景下至21世纪末(2091–2100年)，全球26个陆地区域中有22个地区的SPEI减少，表明这些区域将向更为干旱的状态转变。基于SPEI的标准化特征，SPEI下降0.5–1.0代表中度干旱化转变；下降1.0–1.5代表严重干旱化转变；下降超过2.0代表极干旱化转变。在SSP2-4.5情景下，26个区域中有一半的区域SPEI下降超过0.5，其中四个区域(主要位于地中海、西亚和非洲西北部)SPEI降幅超过1.0。南欧和地中海地区SPEI下降约1.5，撒哈拉地区SPEI降幅达到约2.5(图4)。

海洋云增亮对大多数区域SSP情景引起的干旱化趋势具有缓解作用。但相比于基准期，至21世纪末，海洋云增亮仍导致20个地区的SPEI下降，其中8个区域降幅超过0.5，5个区域超过1.0。与SSP2-4.5相似，南欧和地中海区域以及撒哈拉区域在海洋云增亮情景下SPEI下降最为显

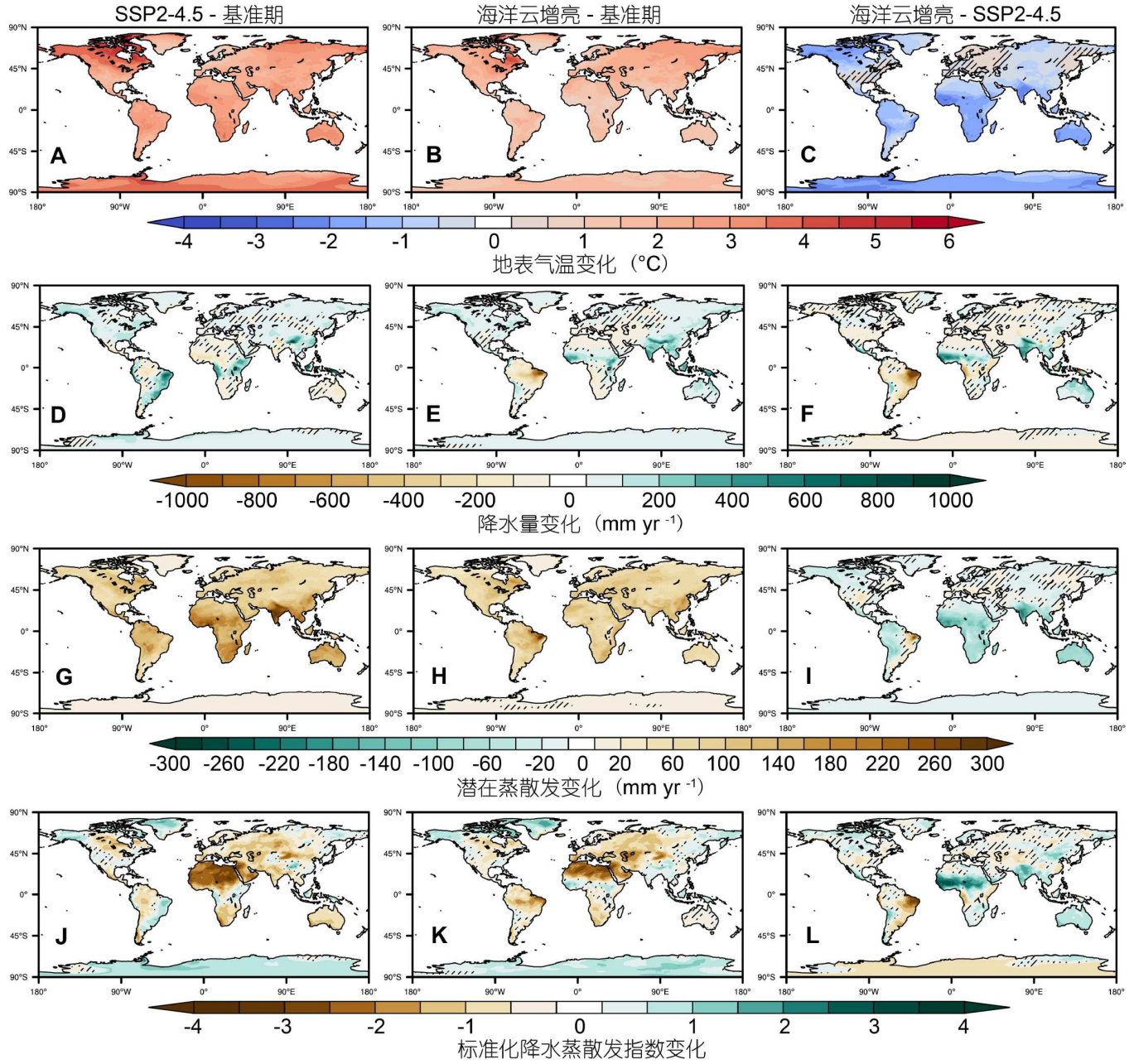


图 2 模式模拟的集合平均干旱相关气候变量变化空间分布。左列显示SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；中列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；右列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)的变化：(A–C) 地表气温，(D–F) 降水，(G–I) 潜在蒸散发，(J–L) 标准化降水蒸散发指数(SPEI)。斜线阴影区域表示使用Welch's *t*检验在95%置信水平上变化不显著的地区

著，降幅分别为1.6和1.8(图4蓝色柱状条)。如图4中绿色柱状条所示，与SSP2-4.5相比，海洋云增亮使大部分陆地区域(26个中的18个)SPEI值升高，表明全球多数陆地呈现出湿润化趋势。然而，在亚马逊和巴西东北部等少数区域，海洋云增亮反而加剧了SSP2-4.5情景下的干旱状况。

我们进一步比较了海洋云增亮冷却效应与同等强度的温室气体增温效应所引发的干旱变化。为此，选取SSP2-4.5情景下的一个十年期(2042–2051年)，该时期相对于基准期(2015–2024年)全球平均升温幅度为0.9 ℃。此升温幅度与海洋云增亮在2091–2100年间相对于SSP2-4.5产生的冷却幅度数值相等而符号相反。通过对比温室效应增温与海洋云增亮冷却(强度相同但方向相反)所引发的干旱响应，我们可以推断，如果海洋云增亮的冷却

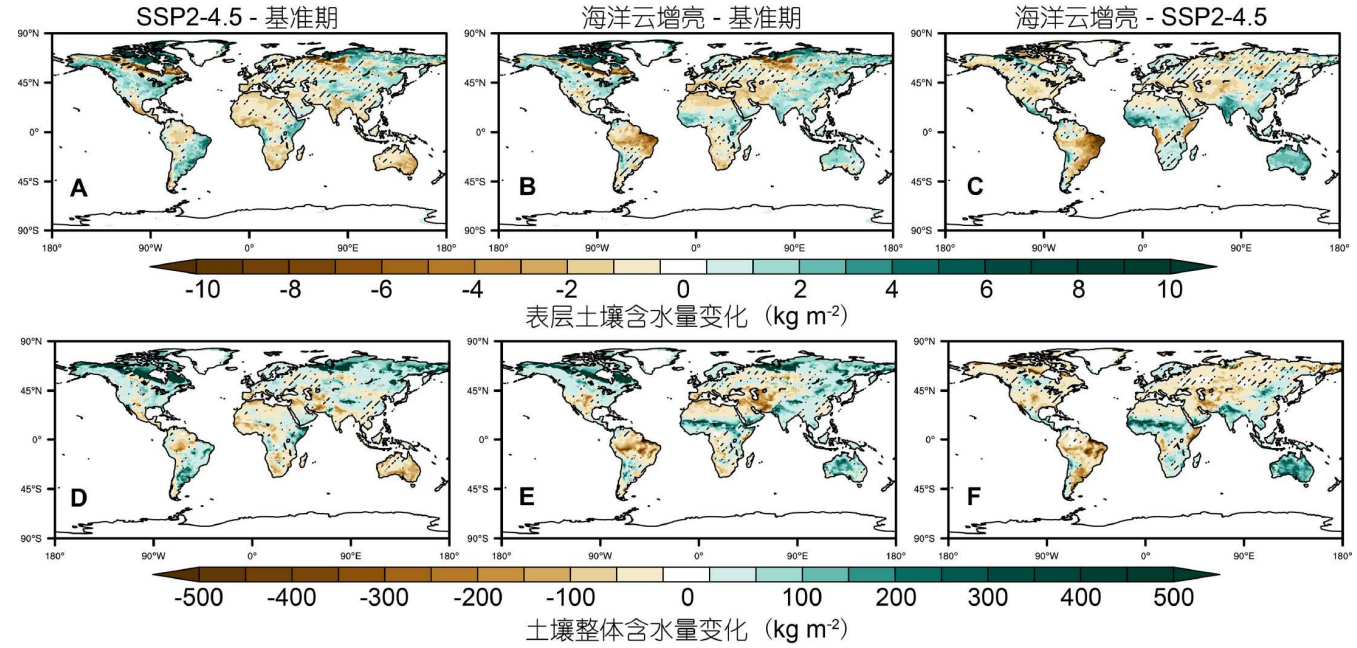


图 3　模式模拟的集合平均土壤湿度变化空间分布。左列显示SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；中列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；右列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)的变化：(A–C) 表层10 cm土壤湿度，(D–F) 土壤总体湿度。斜线阴影区域表示使用Welch's *t*检验在95%置信水平上变化不显著的地区

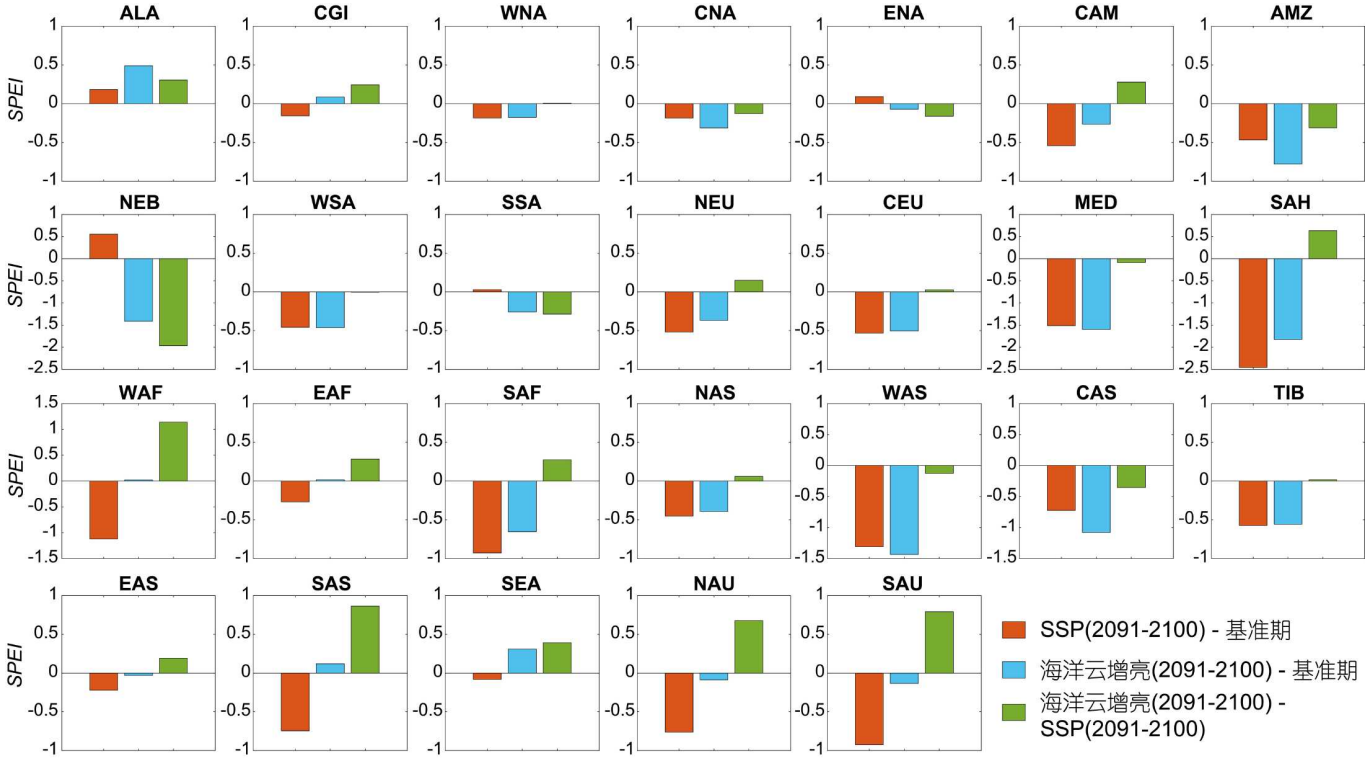


图 4　模式模拟的26个陆地区域的标准化降水蒸散发指数(SPEI)变化。红色柱状条：SSP2-4.5(2091–2100年平均)减去基准期(2015–2024年平均)；蓝色柱状条：海洋云增亮(2091–2100年平均)减去基准期(2015–2024年平均)；绿色柱状条：海洋云增亮(2091–2100年平均)减去SSP2-4.5(2091–2100年平均)。所有显示的结果均为集合模拟平均值。各IPCC SREX陆地区域的缩写及全称如下：ALA，阿拉斯加和加拿大西北部；CGI，加拿大、格陵兰和冰岛；WNA，北美西部；CNA，北美中部；ENA，北美东部；CAM，中美洲和墨西哥；AMZ，亚马逊；NEB，巴西东北部；WSA，南美洲沿海；SSA，南美洲南部；NEU，北欧；CEU，中欧；MED，南欧和地中海；SAH，撒哈拉；WAF，西非；EAF，东非；SAF，南非；NAS，北亚；WAS，西亚；CAS，中亚；TIB，青藏高原；EAS，东亚；SAS，南亚；SEA，东南亚；NAU，北澳大利亚；SAU，南澳大利亚和新西兰

效应能够完全抵消全球平均增温，它能在多大程度上缓解全球变暖背景下的陆地干旱变化。需要说明的是，此处的温室气体增温效应(基于CO_2浓度495 ppm(1 ppm=1 μL L^{-1})的2042–2051时期与CO_2浓度413 ppm的2015–2024时期的差值)不仅包含其辐射强迫引起的热力效应，同时也包含了大气CO_2浓度升高对植物气孔导度、叶面积及生长的直接生理影响(Morison和Gifford，1984；Bonan等，2014)，这些生物生理效应会通过气候系统的复杂反馈，进一步影响区域干旱特征。

网络版附图S4显示了SPEI对温室效应增温和海洋云增亮冷却的响应变化及其线性叠加结果。对于某个陆地区域而言，如果线性叠加值在±0.1以内，我们认为增温引起的SPEI变化被海洋云增亮冷却效应完全抵消。否则，对于海洋云增亮冷却引起的SPEI变化与增温引起的SPEI变化符号相反的区域，我们认为海洋云增亮部分抵消了增温效应(当线性叠加值与SSP2-4.5情景模拟值同号时)或过度补偿了增温效应(当线性叠加值与海洋云增亮模拟值同号时)。对于海洋云增亮引起的SPEI变化与增温引起的SPEI变化符号相同的区域，我们认为海洋云增亮放大了增温效应。如图5和网络版附图S4所示，在全球26个区域中，有5个区域显示海洋云增亮效应对SPEI的影响几乎完全抵消了增温效应。在9个区域中(例如阿拉斯加、非洲大部分地区、澳洲、南亚)，海洋云增亮冷却效应可部分抵消或过度补偿增温效应引起的SPEI下降；而在其余12个区域(例如北美洲中部、南美洲、亚洲西北部、地中海等地)，海洋云增亮则会放大增温效应引起的SPEI变化。这些结果表明海洋云增亮对区域干旱变化的影响较为复杂。

如图6所示，土壤湿度的变化与SPEI呈显著正相关。表层10 cm土壤湿度变化与SPEI变化的相关系数分别为0.64(SSP2-4.5情景2091–2100年平均值相对于基准期)、0.73(海洋云增亮情景2091–2100年平均值相对于基准期)和0.94(海洋云增亮情景2091–2100年平均值减相对于SSP2-4.5情景2091–2100年平均值)(图6A–6C)，而土壤总体湿度的对应相关系数分别为0.49、0.65和0.86(图6D–6F)。上述正相关关系表明，在大部分陆地区域，SPEI的升高通常与土壤湿度的增加同步出现，其下降则对应着土壤湿度的降低。值得注意的是，在海洋云增亮与SSP2-4.5的对比情景中，土壤湿度变化与SPEI(以及潜在蒸散发或降水)之间的相关系数，均高于海洋云增亮或SSP2-4.5情景单独相对于基准期的计算结果(图6，网络版附图S5和S6)。产生这一结果的主导因素是CO_2浓度增加通过调节气孔导度和光合作用的响应而对植被产生的直接施肥效应(Owensby等，1999；Cramer等，2001；Bonan等，2014；Liang等，2023)。植物生理功能的改变会通过影响植被水分利用效率，进而影响土壤湿度和SPEI变化(Keenan等，2013；Yang等，2019)。在SSP2-4.5或海洋云增亮情景相对于基准期的变化中，变量的变化包含了气候效应与CO_2施肥效应的共同作用。而在海洋云增亮相对于SSP2-4.5的对比情景中，由于两者处于相同的大气CO_2

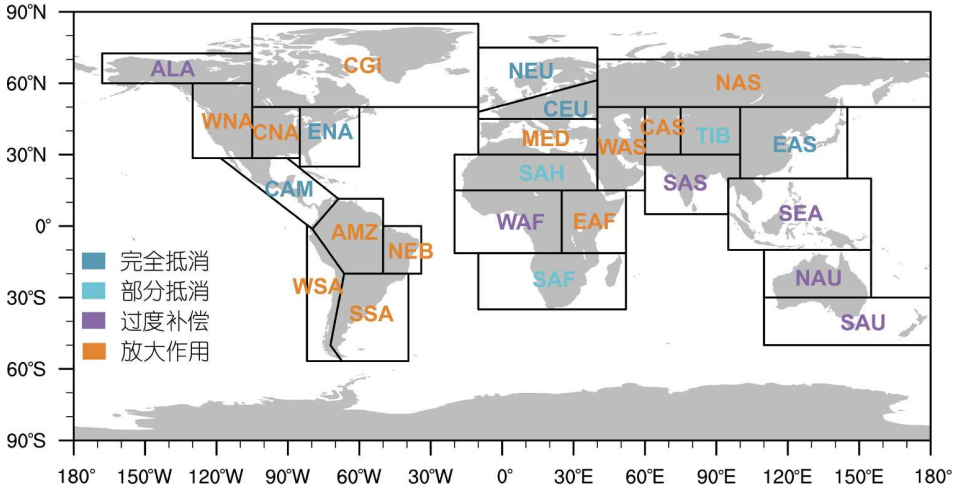


图 5 海洋云增亮冷却效应对于同等强度温室气体增温效应所致SPEI变化的抵消程度分地区示意图。温室气体增温效应引起的SPEI变化是指SSP2-4.5模拟中2042–2051年平均值减去2015–2024年基准期模拟平均值的SPEI变化。该SPEI变化响应于0.9 ℃的全球平均增温。海洋云增亮冷却效应引起的SPEI变化是指海洋云增亮模拟中2091–2100年平均值减去SSP2-4.5模拟中2091–2100年平均值的SPEI变化。该SPEI变化响应于0.9 ℃的全球平均降温。因此，此处显示的增温效应和海洋云增亮降温效应的线性叠加值代表了海洋云增亮引起的冷却效应能在多大程度上抵消同等强度的温室气体增温效应对SPEI变化的影响。对于用深蓝色标记的区域，海洋云增亮效应将完全抵消增温效应对SPEI的影响。对于用浅蓝色标记的区域，海洋云增亮效应将部分抵消增温效应对SPEI的影响。对于用紫色标记的区域，海洋云增亮效应将过度补偿增温效应对SPEI的影响。对于用橙色标记的区域，海洋云增亮效应将放大增温效应引起的SPEI变化。这些陆地区域的全名列于图4的图注中

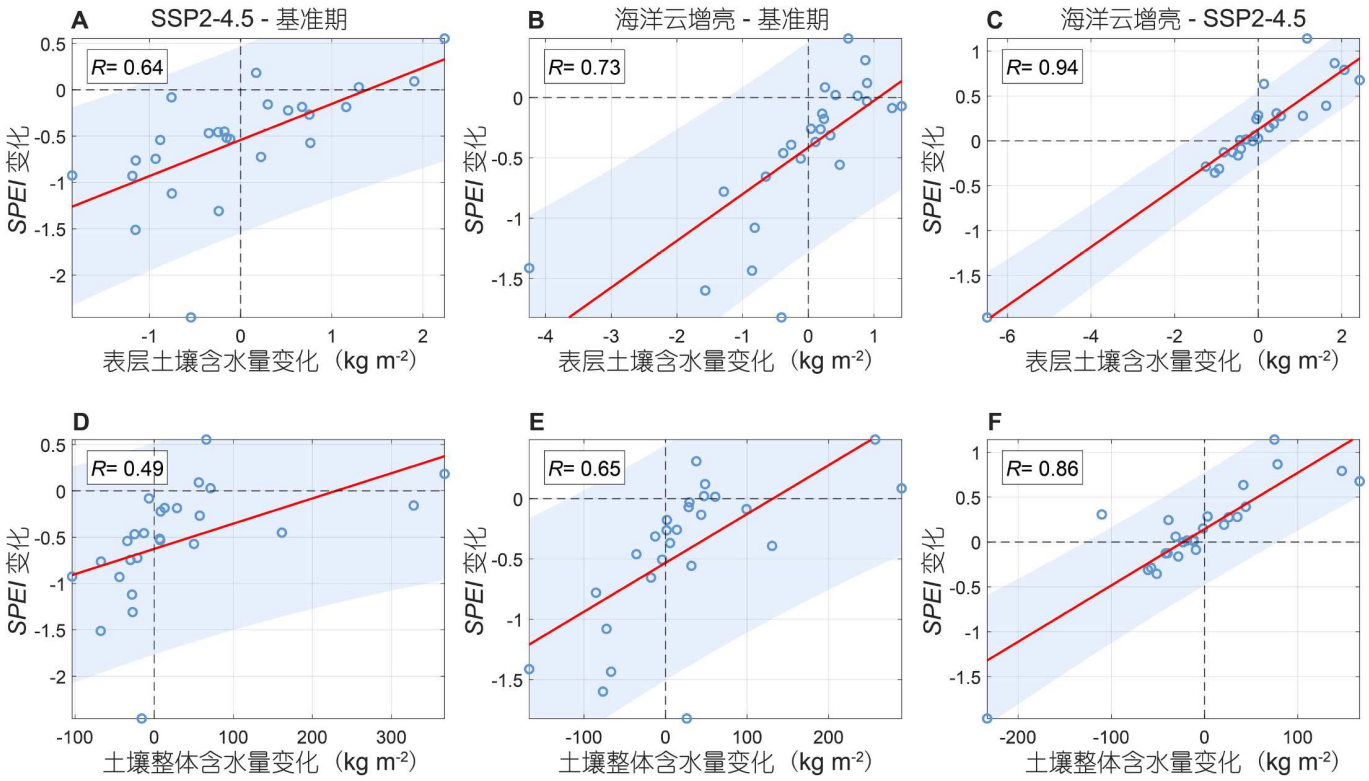


图 6　26个陆地区域的标准化降水蒸散发指数(SPEI)变化与土壤湿度变化的散点图。每个圆圈代表一个区域。左列显示SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；中列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；右列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)的变化：蓝色圆圈代表各陆地区域的平均变化，红线代表线性回归拟合，浅蓝色阴影区域表示Welch's *t*检验的95%置信区间。皮尔逊相关系数(R)显示在每个子图的左上角

浓度背景，CO_2施肥效应被排除。上述结果表明，CO_2施肥效应会削弱土壤湿度与SPEI之间的线性相关性。

3.2　不同干旱特征指数的变化

以SPEI≤−1为标准识别出的干旱事件通常被划分为中度及以上的干旱等级，这类干旱不仅会造成陆地生态系统水分亏缺，其滞后效应还可能在更长时间尺度上引发土地植被的不可逆退化，例如森林枯死和野火风险加剧等(Anderegg等，2015；Brando等，2019；Vicente-Serrano等，2020)。

本研究基于月平均降水和潜在蒸散发计算得到SPEI值，系统分析了干旱事件的一系列关键特征指标，包括干旱强度、烈度、频率、影响面积、持续时间和发生次数(上述指标定义详见2.2小节)。图7是全球陆地平均干旱强度、烈度、频率和影响面积的时间变化序列图。在SSP2-4.5情景下，以干旱月(月平均SPEI≤−1)SPEI值衡量的干旱强度和烈度数值均呈现出显著的下降趋势(SPEI值下降，表明干旱化程度增加)，意味着干旱事件的强度和烈度持续增加(图7A和7B)。同时，干旱事件发生频率更高且影响范围扩大(图7C和7D)。前人研究表明，在全球变暖背景下，陆地干旱响应呈现出与本研究结果类似的干旱化趋势(Lehner等，2017；Cook等，2018；Seneviratne等，2021)。

海洋云增亮可有效缓解多重干旱特征。与SSP2-4.5相比，在2091–2100年期间，海洋云增亮使干旱强度和烈度分别降低了6.6%和20.4%(图7A和7B)。同时，海洋云增亮显著降低了干旱化趋势的发展速率。例如，在2031–2100年期间，海洋云增亮情景下干旱强度的加剧速率为每十年0.05，而SSP2-4.5情景下的加剧速率为每十年0.07(图7A)。此外，与SSP2-4.5相比，海洋云增亮在模拟期间总体上降低了干旱发生频率和影响面积(图7C和7D)。以2091–2100年平均计，海洋云增亮情景下的年干旱月数比SSP2-4.5减少了0.9个月(降幅15.3%)(图7C)，受到干旱影响的陆地面积缩减了6.7%(图7D)。

干旱特征主要指标的空间变化分布情况如图8所示。相对于基准期，SSP2-4.5情景下不同干旱特征指标的变化呈现出彼此相似的空间分布格局。除南极洲外，全球超过90%的陆地区域至21世纪末将面临干旱强度、烈度和

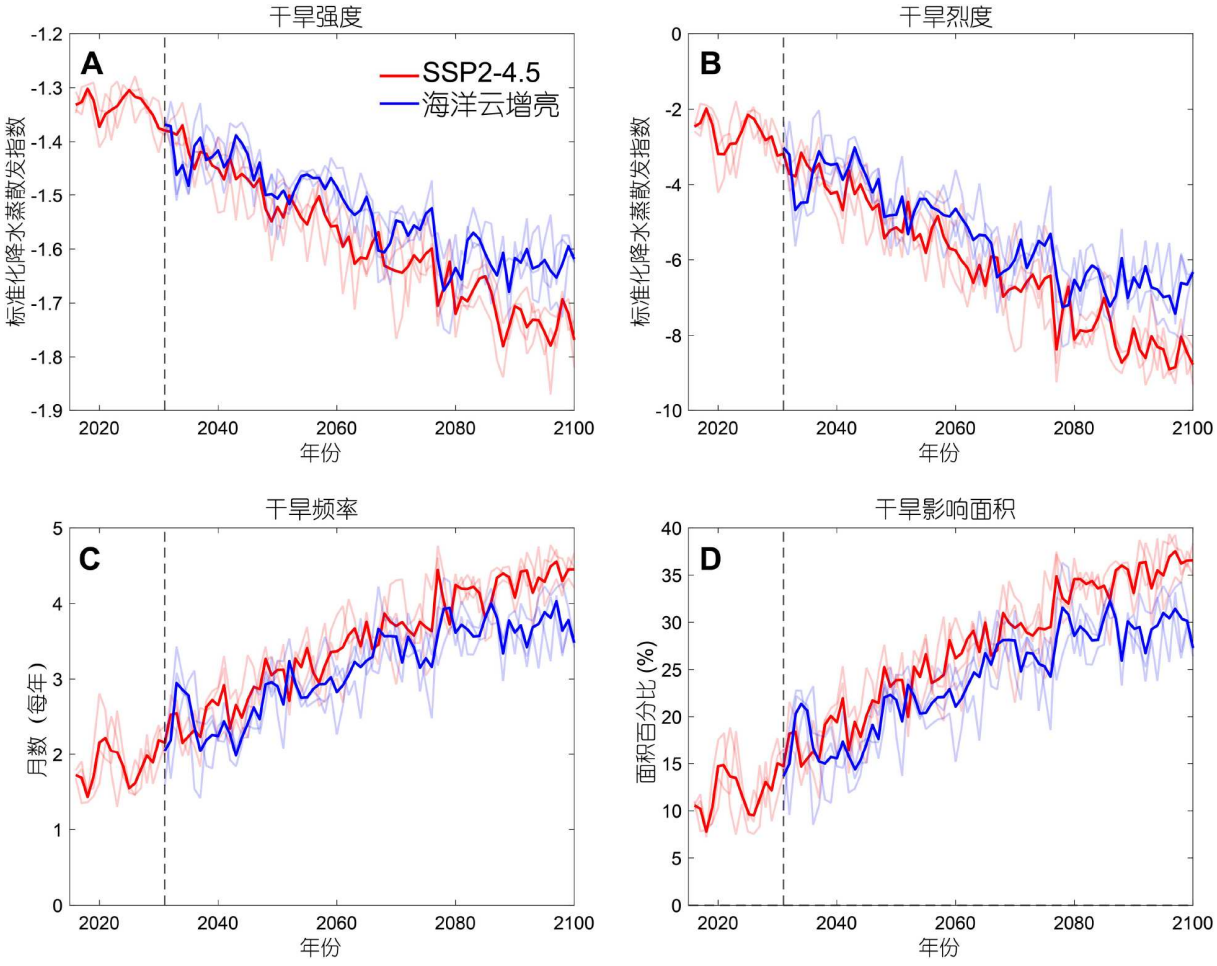


图 7 模式模拟的全球陆地平均干旱特征指标时间变化序列，分别为SSP2-4.5(红线)和海洋云增亮(蓝线)模拟：(A) 干旱强度(年干旱月平均SPEI)，(B) 干旱烈度(年干旱月累积SPEI)，(C) 干旱频率(年干旱月数)，(D) 干旱影响面积比例(相对于全球陆地面积，单位：%)。集合模拟平均结果用深色粗实线表示，单个集合成员的结果用浅色细实线表示。垂直虚线表示海洋云增亮开始的2031年

发生频率的显著上升，同时干旱事件的持续时间将延长，长期干旱事件的发生次数将增加(图8左列)。在2091–2100年期间，海洋云增亮将在约占全球72%的陆地区域(包括非洲萨赫勒地区、南亚、澳大利亚和北美等)缓解全球变暖引起的干旱加剧趋势(图8右列)。与SPEI的空间变化分布格局一致，海洋云增亮在南美洲东部将引起多种干旱特征的显著加剧(图8右列)。

针对全球十个总人口超过2亿的高度人口密集区，我们进一步分析了其干旱特征的变化情况(图9，网络版附图S2，附表S1)。在SSP2-4.5情景下，这十个人口密集区域的干旱强度和烈度均显著增加。同时，干旱频率、长期干旱事件的持续时间和发生次数也普遍增加(图9)。总体而言，海洋云增亮可以缓解部分人口密集区域干旱特征的变化。与SSP2-4.5相比，海洋云增亮主要在热带人口密集区域(包括中美洲、西非、东非、南亚以及东南亚)显著减轻了多项干旱特征指标所反映的干旱胁迫(图9)。在其他人口密集区域，海洋云增亮情景下的大多数干旱特征与SSP2-4.5相比略有减轻或基本持平。但在个别区域，如西亚和中亚，相对于SSP2-4.5，海洋云增亮反而会加剧干旱烈度与干旱发生频率(图9B和9C)。这些差异表明，陆地干旱对海洋云增亮的响应存在显著的区域差异，揭示了海洋云增亮对陆地干旱影响的复杂性。

4 总结与讨论

本研究使用CESM2地球系统模式进行了一系列集合模拟试验，探讨陆地干旱对区域性海洋云增亮的响应。模拟设定在全球约12%的海域实施海洋云增亮，海盐注入速率为每年7.5 Tg。至21世纪末，模拟结果显示海洋云增亮相对于SSP2-4.5情景产生了0.9 ℃的全球平均降温。

模拟结果表明，区域性海洋云增亮将对全球干旱格局产生深远影响。在SSP2-4.5情景下，海洋云增亮能显著缓解全球大部分陆地区域的干旱化趋势。与SSP2-4.5相

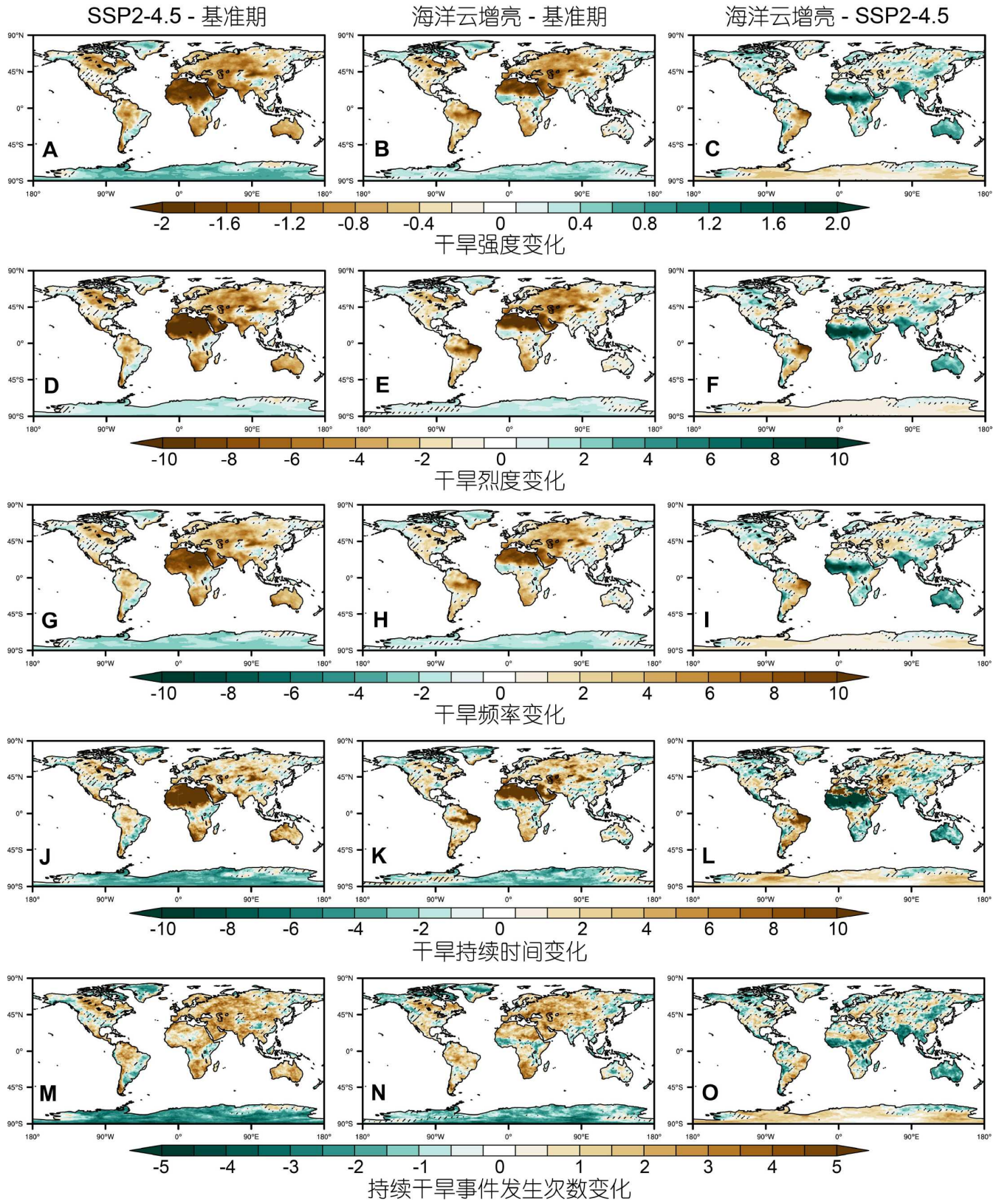


图 8　模式模拟的集合平均干旱特征指标变化空间分布。左列显示SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；中列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于基准期(2015–2024年平均)的变化；右列显示海洋云增亮模拟(2091–2100年平均)相对于SSP2-4.5模拟(2091–2100年平均)的变化：(A–C) 干旱强度，(D–F) 干旱烈度，(G–I) 干旱频率(单位：月/年)，(J–L) 干旱持续时间(单位：月)，(M–O) 持续干旱事件发生次数。斜线阴影区域表示使用Welch's *t*检验在95%置信水平上变化不显著的地区

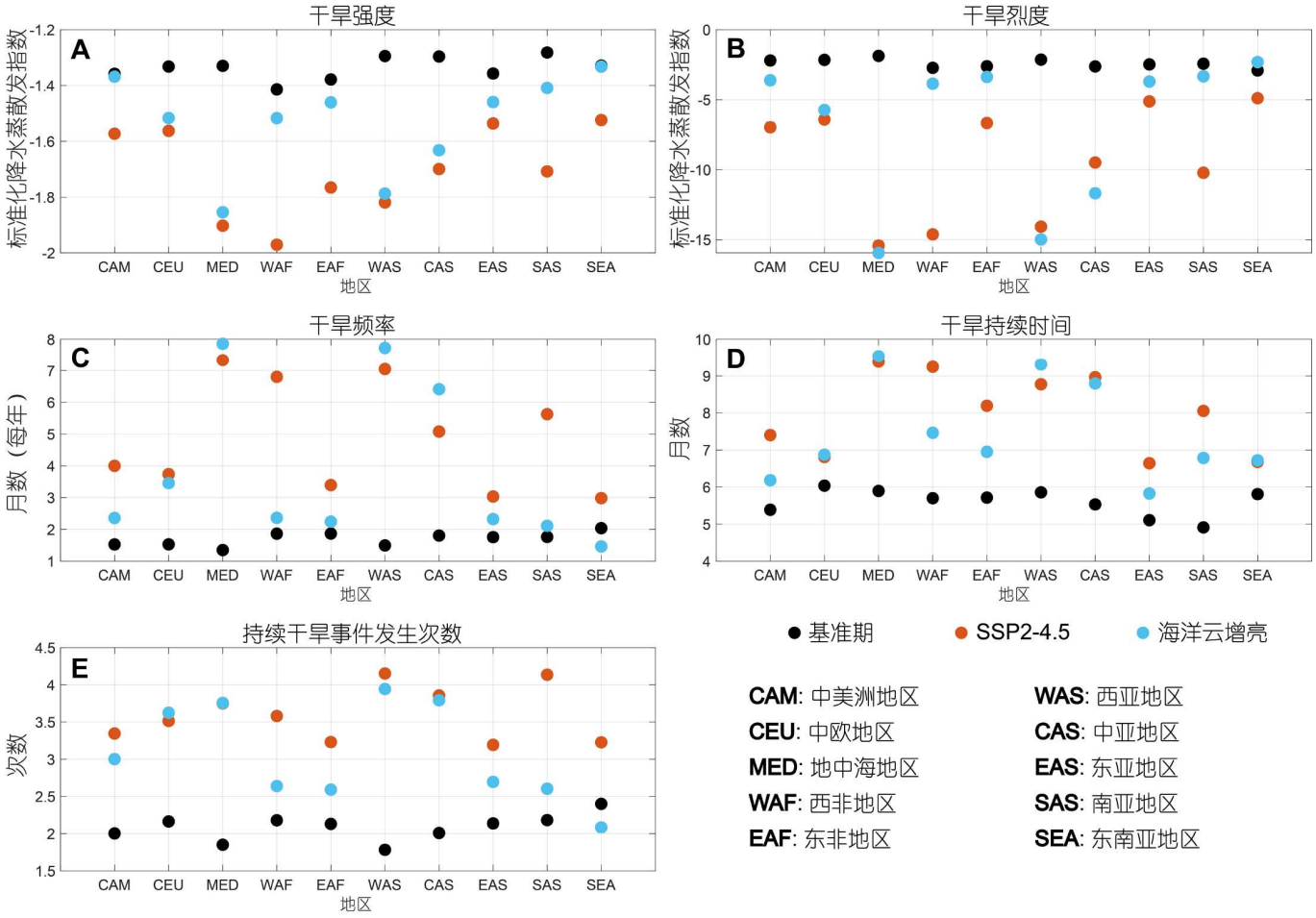


图9 十个人口超过2亿的人口密集陆地区域的不同干旱特征的模式模拟区域平均值：（A）干旱强度(年干旱月平均SPEI)，（B）干旱烈度(年干旱月累积SPEI)，（C）干旱频率(单位：月/年)，（D）干旱持续时间(单位：月)，（E）持续干旱事件发生次数，分别对应基准期(2015–2024年，黑色圆点)、SSP2-4.5(2091–2100年，红色圆点)和海洋云增亮(2091–2100年，蓝色圆点)。所有显示的结果均为集合模拟平均值

比，海洋云增亮提升了全球陆地平均SPEI值，表明干旱胁迫得到有效缓解。这种缓解作用主要源于海洋云增亮冷却效应导致的陆地潜在蒸散发显著下降。包括非洲撒哈拉南部与萨赫勒地区、南亚和澳大利亚在内的多数热带和副热带区域中，海洋云增亮能够显著减轻干旱胁迫。进一步分析表明，海洋云增亮在大部分热带-副热带区域能同步改善多重干旱特征，包括降低干旱强度与烈度、减少发生频次与影响范围，并缩短长期干旱事件的持续时间与发生次数。

然而，在南美洲东部等少数区域，海洋云增亮反而会加剧温室效应增温引发的干旱胁迫，这是降水减少与潜在蒸散发增加共同作用的结果。一些已有研究也曾发现海洋云增亮导致南美洲东部降水减少的现象(Jones等，2009；Hill和Ming，2012；Jones和Haywood，2012)。本研究模拟结果进一步表明，如果海洋云增亮引起的全球平均冷却完全抵消温室效应引起的全球平均增温，在大部分热带和副热带陆地区域，海洋云增亮可以近乎完全抵消甚至过度补偿增温引起的干旱胁迫。但在个别区域，海洋云增亮可能会加剧增温引起的干旱胁迫。海洋云增亮对区域干旱影响的不均衡性引发了潜在的公平性问题，在受负面影响的区域内，居住人群可能面临更严峻的水资源压力和社会经济发展挑战。在推进海洋云增亮策略时，需谨慎考量区域差异，同时使利益相关方参与其中并考虑补偿措施(Latham等，2012a；Feingold等，2024)。

海洋云增亮的气候效应很大程度上取决于其部署策略，包括实施区域、干预强度、启动时机和持续周期等关键参数(Jones等，2009；Hill和Ming，2012；Partanen等，2012；Stjern等，2018；Diamond等，2022；Chen等，2024)。本研究通过一个特定的海洋云增亮实施情景来揭示该方法对全球陆地干旱的潜在影响，后续研究仍需系统探讨不同的海洋云增亮实施方案对全球及区域干旱特征的差异化影响。

本研究存在一些不确定性。首先，气溶胶-云相互作用的微物理过程参数化仍是气候模式中的核心难点之一(Rasch和Carslaw，2022；Gordon等，2023)。有研究指出，在第六次耦合模式比较计划(CMIP6)涉及的气候模式中，CESM2对气溶胶-云相互作用及后续海盐注入产生的有效辐射强迫具有较高敏感性(Smith等，2020)，这意味着其他气候模式可能需要更高的海盐排放量和/或更大的干预范围才能达到同等冷却目标。本研究的重点在于大尺度干旱对海洋云增亮的响应，以上模式参数化方案的不确定性对于本研究结论不会产生显著影响。此外，CESM2相对较粗的空间分辨率限制了其对精细尺度大气环流与土壤水分动态变化等干旱相关过程的模拟能力。未来需要使用多模式模拟进一步研究，系统评估不同的海洋云增亮实施策略对干旱特征的调控机制。

补充材料　补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(http://earthcn.scichina.com)。

参考文献

于晓晶, 张丽霞, 周天军, 等. 2023. 干旱事件对全球干旱区生态系统胁迫作用的长期变化. 中国科学: 地球科学, 53: 151–166

Abiodun B J, Odoulami R C, Sawadogo W, et al. 2021. Potential impacts of stratospheric aerosol injection on drought risk managements over major river basins in Africa. Climatic Change, 169: 31

Abramowitz M, Stegun I A. 1965. Handbook of Mathematical Functions, with Formulas, Graphs, And Mathematical Tables. Mineola: Dover Publications. 1046

Ahlm L, Jones A, Stjern C W, et al. 2017. Marine cloud brightening—As effective without clouds. Atmos Chem Phys, 17: 13071–13087

Alamou A E, Obada E, Biao E I, et al. 2022. Impact of stratospheric aerosol geoengineering on meteorological droughts in West Africa. Atmosphere, 13: 234

Allen R G, Smith M, Pereira L S, et al. 1994. An update for the calculation of reference evaporation. ICID Bull, 43: 35–93

Alterskjær K, Kristjánsson J E, Seland Ø. 2012. Sensitivity to deliberate sea salt seeding of marine clouds—Observations and model simulations. Atmos Chem Phys, 12: 2795–2807

Alterskjær K, Kristjánsson J E, Boucher O, et al. 2013. Sea-salt injections into the low-latitude marine boundary layer: The transient response in three Earth system models. J Geophys Res Atmos, 118: 12195–12206

Anderegg W R L, Schwalm C, Biondi F, et al. 2015. Pervasive drought legacies in forest ecosystems and their implications for carbon cycle models. Science, 349: 528–532

Ault T R. 2020. On the essentials of drought in a changing climate. Science, 368: 256–260

Bachmair S, Kohn I, Stahl K. 2015. Exploring the link between drought indicators and impacts. Nat Hazards Earth Syst Sci, 15: 1381–1397

Bednarz E M, Haywood J M, Visioni D, et al. 2025. How marine cloud brightening could also affect stratospheric ozone. Sci Adv, 11: eadu4038

Bindoff N L, Stott P A, AchutaRao K M, et al. 2013. Detection and attribution of climate change: From global to regional. In: 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 and New York: Cambridge University Press. 867–952

Bonan G B, Williams M, Fisher R A, et al. 2014. Modeling stomatal conductance in the earth system: Linking leaf water-use efficiency and water transport along the soil-plant-atmosphere continuum. Geosci Model Dev, 7: 2193–2222

Brando P M, Paolucci L, Ummenhofer C C, et al. 2019. Droughts, wildfires, and forest carbon cycling: A pantropical synthesis. Annu Rev Earth Planet Sci, 47: 555–581

Caldeira K, Bala G, Cao L. 2013. The science of geoengineering. Annu Rev Earth Planet Sci, 41: 231–256

Center for International Earth Science Information Network (CIESIN) Columbia University. 2018. Gridded Population of the World, Version 4 (GPWv4): Population Density Adjusted to Match 2015 Revision UN WPP Country Totals, Revision 11. Palisades: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). https://doi.org/10.7927/H4F47M65

Chen C, Richter J H, Lee W R, et al. 2024. Rethinking the susceptibility-based strategy for marine cloud brightening climate intervention: Experiment with CESM2 and its implications. Geophys Res Lett, 51: e2024GL108860

Cook B I, Mankin J S, Anchukaitis K J. 2018. Climate change and drought: From past to future. Curr Clim Change Rep, 4: 164–179

Cook B I, Mankin J S, Marvel K, et al. 2020. Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. Earths Future, 8: e2019EF001461

Cramer W, Bondeau A, Woodward F I, et al. 2001. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO_2 and climate change: Results from six dynamic global vegetation models. Glob Change Biol, 7: 357–373

Crutzen P J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma? Climatic Change, 77: 211

Danabasoglu G, Lamarque J, Bacmeister J, et al. 2020. The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). J Adv Model Earth Syst, 12: e2019MS00191

Dai A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. Nat Clim Change, 3: 52–58

Diamond M S, Gettelman A, Lebsock M D, et al. 2022. To assess marine cloud brightening's technical feasibility, we need to know what to study—And when to stop. Proc Natl Acad Sci USA, 119: e2118379119

Eyring V, Gillett N P, Achuta Rao K M, et al. 2021. Human influence on the climate system. In: 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 and New York: Cambridge University Press. 423–552

Fei K, Wu L, Zeng Q. 2018. Aerosol optical depth and burden from large sea salt particles. J Geophys Res Atmos, 124: 1680–1696

Feingold G, Ghate V P, Russell L M, et al. 2024. Physical science research needed to evaluate the viability and risks of marine cloud brightening. Sci Adv, 10: eadi8594

Fisher R A, Wieder W R, Sanderson B M, et al. 2019. Parametric controls on vegetation responses to biogeochemical forcing in the CLM5. J Adv Model Earth Syst, 11: 2879–2895

Goddard P B, Kravitz B, MacMartin D G, et al. 2022. The shortwave radiative flux response to an injection of sea salt aerosols in the Gulf of Mexico. J Geophys Res Atmos, 127: e2022JD037067

Gordon H, Glassmeier F, McCoy D T. 2023. An overview of aerosol-cloud interactions. In: Sullivan S, Hoose C, eds. Clouds and Their Climatic Impacts. Hoboken: Wiley-AG

Greve P, Roderick M L, Ukkola A M, et al. 2019. The aridity Index under global warming. Environ Res Lett, 14: 124006

Haywood J M, Jones A, Jones A C, et al. 2023. Climate intervention using

marine cloud brightening (MCB) compared with stratospheric aerosol injection (SAI) in the UKESM1 climate model. Atmos Chem Phys, 23: 15305–15324
Hill S, Ming Y. 2012. Nonlinear climate response to regional brightening of tropical marine stratocumulus. Geophys Res Lett, 39: 2012GL052064
Hirasawa H, Hingmire D, Singh H, et al. 2023. Effect of regional marine cloud brightening interventions on climate tipping elements. Geophys Res Lett, 50: e2023GL104314
Horowitz H M, Holmes C, Wright A, et al. 2020. Effects of sea salt aerosol emissions for marine cloud brightening on atmospheric chemistry: Implications for radiative forcing. Geophys Res Lett, 47: e2019GL085838
Hunke E C, Lipscomb W H, Turner A K, et al. 2015. CICE: The Los Alamos sea ice model. Documentation and software user's manual. Version 5.1. Los Alamos: Los Alamos National Laboratory. Tech. Rep. LA-CC-06-012
International Energy Agency (IEA). 2022. World energy outlook 2022. https://iea.blob.core.windows.net/assets/c282400e-00b0-4edf-9a8e-6f2ca6536ec8/WorldEnergyOutlook2022.pdf
IPCC. 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New Yor: Cambridge University Press. 582
IPCC. 2021. 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 and New York: Cambridge University Press. 2391
IPCC. 2022. Climate change 2022: Mitigation of climate change. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press
Irvine P J, Kravitz B, Lawrence M G, et al. 2016. An overview of the Earth system science of solar geoengineering. WIREs Clim Change, 7: 815–833
Jones A, Haywood J, Boucher O. 2009. Climate impacts of geoengineering marine stratocumulus clouds. J Geophys Res, 114: 2008JD011450
Jones A, Haywood J M. 2012. Sea-spray geoengineering in the HadGEM2-ES earth-system model: Radiative impact and climate response. Atmos Chem Phys, 12: 10887–10898
Keenan T F, Hollinger D Y, Bohrer G, et al. 2013. Increase in forest water-use efficiency as atmospheric carbon dioxide concentrations rise. Nature, 499: 324–327
Kim D H, Shin H J, Chung I U. 2020. Geoengineering: Impact of marine cloud brightening control on the extreme temperature change over East Asia. Atmosphere, 11: 1345
Latham J. 1990. Control of global warming? Nature, 347: 339–340
Latham J, Rasch P, Chen C C, et al. 2008. Global temperature stabilization via controlled albedo enhancement of low-level maritime clouds. Phil Trans R Soc A, 366: 3969–3987
Latham J, Bower K, Choularton T, et al. 2012a. Marine cloud brightening. Philos Trans A Math Phys Eng Sci, 370: 4217–4262
Latham J, Parkes B, Gadian A, et al. 2012b. Weakening of hurricanes via marine cloud brightening (MCB). Atmos Sci Lett, 13: 231–237
Lawrence D M, Fisher R A, Koven C D, et al. 2019. The community land model version 5: Description of new features, benchmarking, and impact of forcing uncertainty. J Adv Model Earth Syst, 11: 4245–4287
Lee J Y, Marotzke J, Bala G, et al. 2021. Future global climate: Scenario-based projections and near-term information. In: Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, et al., 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 and New York: Cambridge University Press. 553–672
Lehner F, Coats S, Stocker T F, et al. 2017. Projected drought risk in 1.5 °C and 2 °C warmer climates. Geophys Res Lett, 44: 7419–7428
Liang X, Wang D, Ye Q, et al. 2023. Stomatal responses of terrestrial plants to global change. Nat Commun, 14: 2188
Liu X, Ma P L, Wang H, et al. 2016. Description and evaluation of a new four-mode version of the Modal Aerosol Module (MAM4) within version 5.3 of the Community Atmosphere Model. Geosci Model Dev, 9: 505–522
Liu Z, Lang X, Jiang D. 2024. Stratospheric aerosol injection geoengineering would mitigate greenhouse gas-induced drying and affect global drought patterns. J Geophys Res Atmos, 129: e2023JD039988
Mårtensson E M, Nilsson E D, de Leeuw G, et al. 2003. Laboratory simulations and parameterization of the primary marine aerosol production. J Geophys Res, 108: 2002JD002263
Matthews H D, Wynes S. 2022. Current global efforts are insufficient to limit warming to 1.5 °C. Science, 376: 1404–1409
Mitchell D L, Finnegan W. 2009. Modification of cirrus clouds to reduce global warming. Environ Res Lett, 4: 045102
Monahan E C, Spiel D E, Davidson K L. 1986. A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. In: Monahan E C, Niocaill G M, eds. Oceanic Whitecaps. Dordrecht: Springer. 167–174
Monteith J L. 1981. Evaporation and surface temperature. Quart J R Meteoro Soc, 107: 1–27
Morison J, Gifford R M. 1984. Plant growth and water use with limited water supply in high CO_2 concentrations. I. Leaf area, water use and transpiration. Aust J Plant Physiol, 11: 361–374
National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine (NASEM). 2016. Attribution of Extreme Weather Events in the Context of Climate Change. Washington: The National Academies Press
National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine (NASEM). 2021. Reflecting Sunlight: Recommendations for Solar Geoengineering Research and Research Governance. Washington: The National Academies Press
National Research Council (NRC). 2015. Climate Intervention: Reflecting Sunlight to Cool Earth. Washington: The National Academies Press
Odoulami R C, New M, Wolski P, et al. 2020. Stratospheric Aerosol Geoengineering could lower future risk of "Day Zero" level droughts in Cape Town. Environ Res Lett, 15: 124007
O'Neill B C, Tebaldi C, van Vuuren D P, et al. 2016. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. Geosci Model Dev, 9: 3461–3482
Owensby C E, Ham J M, Knapp A K, et al. 1999. Biomass production and species composition change in a tallgrass prairie ecosystem after long-term exposure to elevated atmospheric CO_2. Glob Change Biol, 5: 497–506
Parkes B, Challinor A, Nicklin K. 2015. Crop failure rates in a geoengineered climate: Impact of climate change and marine cloud brightening. Environ Res Lett, 10: 084003
Partanen A, Kokkola H, Romakkaniemi S, et al. 2012. Direct and indirect effects of sea spray geoengineering and the role of injected particle size. J Geophys Res, 117: D02233
Penman H L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc R Soc London Ser A Math Phys Sci, 193: 120–145
Rasch P J, Latham J, Chen C C J. 2009. Geoengineering by cloud seeding: Influence on sea ice and climate system. Environ Res Lett, 4: 045112
Rasch P J, Carslaw K S. 2022. Chapter 6—Aerosol-climate modeling. In: Carslaw K S, ed. Aerosols and Climate. Amsterdam: Elsevier. 187–248
Rasch P J, Hirasawa H, Wu M, et al. 2024. A protocol for model intercomparison of impacts of marine cloud brightening climate intervention. Geosci Model Dev, 17: 7963–7994

Seitz R. 2011. Bright water: Hydrosols, water conservation and climate change. Climatic Change, 105: 365–381

Seneviratne S I, Zhang X, Adnan M, et al. 2021. Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. In 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 and New York: Cambridge University Press. 1513–1766

Smith C J, Kramer R J, Myhre G, et al. 2018. Understanding rapid adjustments to diverse forcing agents. Geophys Res Lett, 45: 12023–12031

Smith C J, Kramer R J, Myhre G, et al. 2020. Effective radiative forcing and adjustments in CMIP6 models. Atmos Chem Phys, 20: 9591–9618

Smith R, Jones P, Briegleb B, et al. 2010. The Parallel Ocean Program (POP) Reference Manual: Ocean Component of the Community Climate System Model (CCSM). Los Alamos: Los Alamos National Laboratory, Tech. Rep. LAUR-10-01853. 141

Stjern C W, Muri H, Ahlm L, et al. 2018. Response to marine cloud brightening in a multi-model ensemble. Atmos Chem Phys, 18: 621–634

Twomey S. 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. J Atmos Sci, 34: 1149–1152

United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division. 2015. World population prospects: The 2015 revision: Key findings and advance tables. New York: United Nations. http://digitallibrary.un.org/record/3921803

Ukkola A M, Pitman A J, De Kauwe M G, et al. 2018. Evaluating CMIP5 model agreement for multiple drought metrics. J Hydrometeorol, 19: 969–988

Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. J Clim, 23: 1696–1718

Vicente-Serrano S M, Quiring S M, Peña-Gallardo M, et al. 2020. A review of environmental droughts: Increased risk under global warming? Earth-Sci Rev, 201: 102953

Wan J S, Chen C C J, Tilmes S, et al. 2024. Diminished efficacy of regional marine cloud brightening in a warmer world. Nat Clim Chang, 14: 808–814

Wang H, Rasch P J, Feingold G. 2011. Manipulating marine stratocumulus cloud amount and albedo: A process-modelling study of aerosol-cloud-precipitation interactions in response to injection of cloud condensation nuclei. Atmos Chem Phys, 11: 4237–4249

Wang X, Jiang D, Lang X. 2021. Future changes in Aridity Index at two and four degrees of global warming above preindustrial levels. Intl J Climatol, 41: 278–294

Wilhite D A, Pulwarty R S. 2017. Drought as hazard: Understanding the natural and social context. In: Wilhite D A, Pulwarty R S, eds. Drought and Water Crises: Integrating Science, Management, and Policy (2nd Edition). Boca Raton: CRC Press. 3–22

World Meteorological Organization (WMO) and Global Water Partnership (GWP). 2016. Handbook of drought indicators and indices. Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2. Geneva: WMO, GWP

Xie R, Wang A. 2020. Comparison of ten potential evapotranspiration models and their attribution analyses for ten Chinese drainage basins. Adv Atmos Sci, 37: 959–974

Yang Y, Roderick M L, Zhang S, et al. 2019. Hydrologic implications of vegetation response to elevated CO_2 in climate projections. Nat Clim Change, 9: 44–48

Yevjevich V M. 1967. An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. In: Hydrology Papers. Fort Collins: Colorado State University

（责任编委：左志燕）