



论文

末次冰盛期至21世纪末典型时期北半球近地表多年冻土变化的模拟

常燕¹, 郭东林^{2,3*}, 金会军^{4,1}, 孟宪红¹

1. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 冰冻圈科学与冻土工程全国重点实验室, 兰州 730000

2. 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心/地球系统数值模拟与应用全国重点实验室, 北京 100029

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

4. 东北林业大学生态学院, 冻土研究所, 东北多年冻土区地质环境系统教育部野外科学观测研究站, 哈尔滨 150040

* 通讯作者, E-mail: guodl@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2024-11-26; 收修改稿日期: 2025-09-05; 接受日期: 2025-09-17; 网络版发表日期: 2025-10-23

国家自然科学基金项目(42175054、42275027、W2412048)、中国科学院“西部之光-西部交叉团队”项目(xbzg-zdsys-202215)和国家“万人计划”青年拔尖人才项目资助

摘要 研究不同气候(如冰期/间冰期)和变化气候(如当前多种情景)下的多年冻土变化, 不仅能够深入理解多年冻土对气候变化的响应机制, 也可为制定相关政策措施和减缓其变化影响提供重要依据. 现有研究主要聚焦于某一特定时期的多年冻土变化, 本研究利用六个气候模式的输出, 并结合地表冻结指数(SFI)模式, 综合评估了北半球近地表多年冻土在六个典型时期的变化, 包括末次冰盛期(LGM, 约2.1万年前)、全新世中期(MH, 约6000年前)、工业革命前(PI, 约1850年)、未来全球升温1.5°C和2.0°C情景以及21世纪末. 本研究利用模拟的气候异常值叠加当前观测气候态, 驱动SFI模式, 以校正多年冻土模拟中的系统性偏差. 结果表明, 近地表多年冻土范围的多模式集合结果与观测吻合较好, 面积偏差为 $0.27 \times 10^6 \text{ km}^2$ (占观测总面积的1.8%). 不同气候模式模拟的当前多年冻土范围的差异较小($1.55 \times 10^6 \text{ km}^2$), 表明模式间离散度较低. 相对于PI时期, 当前多年冻土区年平均近地表气温的变化分别为 $(-10.3 \pm 2.3)^\circ\text{C}$ (LGM)、 $(+0.1 \pm 0.5)^\circ\text{C}$ (MH)、 $(+2.6 \pm 0.7)^\circ\text{C}$ (1.5°C全球升温期, RCP4.5)、 $(+3.6 \pm 1.0)^\circ\text{C}$ (2.0°C全球升温期, RCP4.5)和 $(+5.0 \pm 1.3)^\circ\text{C}$ (21世纪末, RCP4.5), 相应的近地表多年冻土面积的变化分别为 $+33\% \pm 30\%$ (LGM)、 $-13\% \pm 6\%$ (MH)、 $-25\% \pm 8\%$ (1.5°C全球升温期, RCP4.5)、 $-35\% \pm 10\%$ (2.0°C全球升温期, RCP4.5)和 $-55\% \pm 12\%$ (21世纪末, RCP4.5). 从LGM时期到21世纪末, 近地表多年冻土范围显著缩减, 表明其对气候变化的高敏感性, 预示其在未来气候变暖背景下可能产生深远影响.

关键词 多年冻土, 模拟, 气候变化, LGM, MH, 全球升温1.5°C, 全球升温2.0°C

中文引用格式: 常燕, 郭东林, 金会军, 孟宪红. 2025. 末次冰盛期至21世纪末典型时期北半球近地表多年冻土变化的模拟. 中国科学: 地球科学, 55(11): 3777–3792, doi: [10.1360/N072024-0343](https://doi.org/10.1360/N072024-0343)

英文引用格式: Chang Y, Guo D, Jin H, Meng X. 2025. Simulated changes of near-surface permafrost extent in the Northern Hemisphere from the Last Glacial Maximum to the near future. Science China Earth Sciences, 68(11): 3638–3652, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1705-4>

1 引言

多年冻土是指连续两年或更长时间保持在0℃或以下的土壤或岩石层(Muller, 1947), 其实际面积约占北半球陆表的15%(Obu, 2021). 多年冻土中储存着大量有机碳(Mu等, 2015; Schuur等, 2015; Wu等, 2022)和地下冰(约 $11.37 \times 10^3 \sim 36.55 \times 10^3 \text{ km}^3$, Zhang等, 1999). 多年冻土融化会导致有机碳释放和地下冰消融, 进而对气候(如Schuur等, 2015; 程国栋等, 2019)、生态系统(如Vonk等, 2015)、水资源(如Liljedahl等, 2016)和基础设施(如Hjort等, 2018; Jin等, 2023)等产生重要影响. 研究表明, 多年冻土融化还可能导致某些重金属、微生物及其他有害物质(如汞、病毒、细菌等)的释放, 对人类健康与环境安全造成威胁(D'Costa等, 2011; Schuster等, 2018). 因此, 多年冻土如何响应于气候变化备受关注. 以往研究表明在气候变暖背景下多年冻土可能发生显著融化, 但这一结果存在很大不确定性, 其中模式的局限性是一个关键因素(如Burn和Nelson, 2006; Zhao等, 2020; Smith等, 2022). 例如, 多模式预估显示, 在典型浓度路径(RCP)8.5情景下, 到21世纪末近地表多年冻土面积将减少65%, 但不确定范围为33%(Koven等, 2013). Burke等(2020)预估的多年冻土面积对未来气候变化的敏感性为 $1.7 \times 10^6 \sim 2.7 \times 10^6 \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, 而Chadburn等(2017)的范围则为 $2.9 \times 10^6 \sim 5.0 \times 10^6 \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. 这种不确定性限制了我们对于多年冻土变化影响的准确评估, 为制定有效减缓和适应决策造成了困难. 研究不同气候(如冰期/间冰期)和变化气候(如当前各种情景)下的多年冻土变化, 有助于提高我们对多年冻土对气候变化响应机制的认识, 为评估未来变暖条件下多年冻土的变化及影响提供参考.

末次冰盛期(LGM)(约26.5~19ka, Clark等, 2009)是末次冰期全球冰盖达到最大范围的时期. 据估算, 该时期全球平均地表气温较工业革命前(PI, 约1850年)低(6.1 ± 0.4)℃, 其中低海拔和中低纬度(45°S~35°N)陆表温度下降了(5.8 ± 0.6)℃(Tierney等, 2020; Seltzer等, 2021). 这一估算与早期的降幅4.4~7.2℃(Schneider von Deimling等, 2006)和4.6~8.3℃(Holden等, 2010)相似. 尽管LGM时期轨道参数与PI时期相似, 但其二氧化碳水平显著较低, 且冰盖范围较PI时期大幅扩张(Petit等, 1999; Brierley等, 2020). 聚焦该时期有助于我们探究二氧化碳浓度变化和冰盖扩张对多年冻土的影响.

全新世中期(MH)(~6ka)通常被认为是一个气候暖期, 其二氧化碳浓度与PI时期相似. 该时期与PI时期的外部强迫差异主要体现在轨道参数上(Liu和Jiang, 2016b). 这种差异改变了入射太阳辐射的季节性分布和经向分布, 导致MH时期的增温仅发生在夏季, 且仅限于北半球, 尤其是高纬度地区(Berger, 1978). 该时期是探究轨道尺度太阳辐射强迫下气候变暖与多年冻土响应的理想时期. 此外, 预估多年冻土对全球升温1.5℃和2.0℃情景的响应, 并与古多年冻土变化进行比较, 将有助于评估《巴黎协定》的气候变化目标.

现有研究主要利用代用资料和实测证据, 对LGM(Vandenbergh等, 2014; 金会军等, 2019)、MH(Van Vliet-Lanoë和Lisitsyna, 2001)及当前时期(Brown等, 1997)的多年冻土范围进行了制图. 所获成果为多年冻土分布提供了重要参考, 但由于代用数据的时空分辨率低, 其准确性受到制约. 大尺度模式模拟理论上能够弥补对观测资料匮乏区多年冻土认知受限的不足. 既往研究已对古多年冻土和当前多年冻土展开了探讨(例如, Wu和Zhang, 2010; Slater和Lawrence, 2013; Luo等, 2016; Guo和Wang, 2016; Cao等, 2017; Uxa, 2017; Chang等, 2018; Peng等, 2018; Wang等, 2020; Li等, 2023; Niu等, 2023; Pastíriková等, 2023; Wang等, 2023; Yang等, 2023; Huang等, 2024; Luo等, 2024). 利用代用记录约束方法, Guo等(2023)表明中上新世暖期(约3.264~3.025Ma)近地表多年冻土范围相对PI时期显著缩减. 基于古气候模拟比较计划(PMIP)多模式数据的分析显示, LGM时期多年冻土范围较PI时期显著扩张(Saito等, 2009, 2013; Liu和Jiang, 2016a). 模拟的MH时期多年冻土范围较PI时期明显退缩, 活动层增厚(Liu和Jiang, 2016b). 当全球气温较PI时期升高1.5℃和2.0℃时, 多年冻土面积预估将分别减少30%和40%以上(Chadburn等, 2017). 在RCP4.5情景下, 到21世纪末多年冻土面积将减小 $38\% \pm 44\%$ (Koven等, 2013). 但是, 现有研究主要聚焦一或两个特定时期, 且所用的气候模式和多年冻土模拟方法存在差异. 不同气候模式和多年冻土模拟方法所得结果可能存在较大不一致(Slater和Lawrence, 2013), 这使得对多个时期的多年冻土进行系统性对比存在困难.

本研究旨在利用六个气候模式输出结果驱动地表冻结指数(SFI)模式, 综合研究过去和未来六个时期(LGM、MH、PI、全球升温1.5℃期、2.0℃期和21世

纪末)北半球近地表多年冻土范围的变化及其原因. 在研究中, 各个时期采用相同的气候模式和冻土诊断方法, 有效规避了以往单一时期研究中因模式或方法不同所产生的不确定性, 从而能够更有效地揭示地表多年冻土对多种不同气候(如冰期/间冰期)和变化气候(如当前各种情景)的响应.

2 数据和方法

2.1 数据

本研究采用了第五次耦合模式比较计划(CMIP5)中六个气候模式的月平均输出数据, 涵盖LGM(约21ka, 模拟期)、MH(约6ka, 模拟期)、PI(约1850年, 模拟期)、历史时期(1850~2005年)和未来时期(2006~2100年)(详见表1). 需要说明的是, 第六次耦合模式比较计划(CMIP6)中LGM时期的气候模式数据有限, 目前能公开获取仅两个模式的数据(检索时间: 2025年3月), 模式少会导致模拟结果有强模式依赖性. 另外, Burke等(2020)研究表明, CMIP6试验中多年冻土对气温变化的敏感性与CMIP5相似. 因此, 本研究未采用CMIP6数据. 本研究使用的变量包括近地表气温、积雪量、积雪深度和降水. 未来多年冻土变化评估采用三种典型浓度路径(RCP), 即RCP2.6、RCP4.5和RCP8.5(Taylor等, 2012). 鉴于不同全球气候模式(GCM)对LGM、MH和PI的模拟时长存在差异, 本文选取气温趋势最稳定的连续30年输出数据进行分析.

以1986~2005年代表当前时段, 全球升温1.5℃和2.0℃情景和21世纪末(2080~2099年)则用于表征未来时期.

本研究使用了英国东吉利大学气候研究中心(Climatic Research Unit, CRU)发布的CRU TS v4.01网格化时间序列数据集(Harris和Jones, 2017; Harris等, 2020) (https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/cru_ts_4.01/cruts.1709081022.v4.01/). 该数据集涵盖1901~2020年, 空间分辨率为0.5°×0.5°. 其月平均气温和降水数据用于校正气候模式的输出结果(校正方法详见2.2节“异常法”). CRU积雪深度利用降水数据和经验函数计算得出(Anisimov和Nelson, 1997)(具体计算方法见2.2节).

国际冻土协会(International Permafrost Association, IPA)发布的《环北极多年冻土和地下冰状态图》(Brown等, 1997)基于1960~1993年的观测证据, 通过制图插值和地形推断方法编制. 该图已成为多年冻土研究领域的业界标准(Saito等, 2022), 被广泛用于多年冻土模拟的验证(Ran等, 2022; Guo等, 2023). 尽管近年来基于冻土模型和机器学习方法已绘制出新的冻土分布图(Obu等, 2019; Ran等, 2022), 但它们与IPA多年冻土图类似. 因此, 本研究选用IPA多年冻土图作为参考, 验证模拟结果. 该图提供了多年冻土(分为连续、不连续、零星和岛状多年冻土)和冰川的分布信息, 空间分辨率为0.5°×0.5°. 考虑到本研究采用的0.5°×0.5°分辨率的模拟难以有效识别零星和岛状多年冻土(Burn和Nelson, 2006; Guo等, 2020), 因此仅选取IPA图中连续和不连续多年冻土进行验证. LGM、MH和PI时期的

表 1 六个气候模式的信息和基本数据统计^{a)}

模式名称	分辨率 (°lon×°lat)	LGM			MH			PI			1.5℃升温 (RCP4.5)			2.0℃升温 (RCP4.5)			21世纪末 (RCP4.5)			文献
		Ta	SD	PA	Ta	SD	PA	Ta	SD	PA	Ta	SD	PA	Ta	SD	PA	Ta	SD	PA	
CCSM4	1.25×0.9	-22.6	0.70	24.6	-11.8	0.48	16.0	-11.8	0.48	17.6	-8.4	0.47	11.5	-7.7	0.48	10.7	-6.4	0.47	7.6	Gent等 (2011)
CNRM-CM5	1.4×1.4	-17.4	4.1	14.1	-10.8	0.46	13.5	-11.4	0.45	16.6	-8.8	0.48	12.4	-8.1	0.48	11.6	-6.2	0.50	8.3	Voldoire等 (2013)
FGOALS-g2	2.8×2.8	-22.3	1.41	25.0	-11.1	0.46	14.8	-10.2	0.47	15.0	-8.6	0.49	12.3	-7.9	0.48	11.1	-7.1	0.49	9.0	Li等(2013)
IPSL-CM5A-LR	3.75×1.9	-21.7	0.30	23.9	-11.2	0.44	15.9	-11.4	0.45	18.1	-8.6	0.50	12.4	-7.4	0.51	10.3	-6.2	0.54	6.7	Dufresne 等(2013)
MIROC-ESM	2.8×2.8	-23.6	1.81	25.0	-10.8	0.47	13.4	-11.0	0.48	15.8	-7.6	0.47	11.4	-5.9	0.46	8.3	-4.2	0.46	4.7	Watanabe 等(2011)
MRI-CGCM3	1.1×1.1	-20.8	5.98	18.7	-10.6	0.46	13.5	-11.0	0.52	16.1	-9.0	0.48	13.8	-8.1	0.47	12.2	-7.0	0.47	9.3	Yukimoto 等(2012)
MME		-21.4	2.38	22.0	-11.0	0.46	14.4	-11.1	0.47	16.5	-8.5	0.48	12.4	-7.5	0.48	10.7	-6.2	0.49	7.5	

a) LGM(末次冰盛期); MH(全新世中期); PI(工业革命前); Ta(近地表气温, °C); SD(冬季平均雪深, m); PA(多年冻土面积, ×10⁶km²). PA不包括冰盖覆盖下的多年冻土的面积. 这使得在CNRM-CM5模拟中, 尽管LGM时期近地表气温低于PI时期, 但其PA值却小于PI时期

冰川数据源于最新国际古气候模拟比较计划第四阶段(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase 4, PMIP4)的ICE-6G_C(VM5a)模式(Argus等, 2014; Peltier等, 2015)(https://pmip4.lsce.ipsl.fr/doku.php/data:ice_ice6g_c), 当前的冰川数据获自IPA图. 冰川数据本研究中主要用于排除冰川或冰盖覆盖区域的多年冻土.

2.2 方法

本研究采用Nelson和Outcalt(1987)提出的地表冻结指数(SFI)模式. 该模式基于平衡方法, 已被广泛应用于大陆或半球尺度近地表多年冻土分布的模拟(Nelson和Outcalt, 1987; Anisimov和Nelson, 1996, 1997; Slater和Lawrence, 2013; Li等, 2023).

$$SFI = \frac{\sqrt{DDF_+}}{\sqrt{DDF_+} + \sqrt{DDT}}, \quad (1)$$

其中, 复合变量DDF和DDT分别表示年累积冻结度日与融化度日(单位: $^{\circ}\text{C days}$). 下标(+)表示考虑了积雪绝热效应, 基于冬季积雪深度、密度和热扩散率的一个负指数函数来实现. 具体而言, 积雪覆盖条件下的地表温度振幅 A_+ 可表示为

$$A_+ = A \exp(-Z_s / Z_{*s}), \quad (2)$$

其中, A 为年温度振幅、 Z_s 为冬季平均雪深, Z_{*s} 表示积雪阻尼深度, 可通过积雪热扩散率计算得出. 考虑积雪绝热效应的平均冬季地表气温可通过 A_+ 计算得出, 并结合冬季时长确定DDF₊(详见Nelson和Outcalt, 1987). 需要说明的是, 公式(2)未考虑零幕效应, 可能导致温度振幅 A_+ 被高估. 鉴于该模式采用平衡态求解方法, 我们首先对气候强迫数据进行20年滑动平均, 再基于滑动平均后的结果驱动SFI模式确定六个时期的近地表多年冻土. 对于全球1.5 $^{\circ}\text{C}$ 升温期、全球2.0 $^{\circ}\text{C}$ 升温期和21世纪末, 我们利用了20年平均的气候数据; 对于LGM、MH和PI时期, 我们利用了30年平均的气候数据. SFI模式表征稳定气候条件下近地表多年冻土的可持续性, 其输出范围为0~1. 当SFI值>0.6时, 判定为连续或不连续多年冻土.

我们利用标准水文年(当年10月至次年9月)中低于0 $^{\circ}\text{C}$ 的月平均近地表气温对积雪深度进行加权处理. 与直接算术平均法相比, 该方法因弱化积雪累积形成的季节非对称性, 获得了更有意义的冬季平均雪深,

以反映积雪绝热作用. 详情参见Slater和Lawrence(2013). 冬季平均雪深计算公式如下:

$$\bar{Z}_s = \sum_i \left(\frac{Z_i \times T_i}{\sum_i T_i} \right), \text{ for } T_i < 0^{\circ}\text{C}, \quad (3)$$

其中, i 为月平均气温低于0 $^{\circ}\text{C}$ 的月份数. 雪密度通过积雪量和积雪深度计算得出. 雪密度用于估算积雪的导热率与热扩散率. 与积雪深度类似, 雪密度也利用地表气温进行加权处理. 除IPSL-CM5A-LR外, 其余气候模式均提供了积雪数据; 对于该模式, 冬季平均雪深 $\bar{Z}_s$ 根据月平均降水和雪密度(250 kg m $^{-3}$)估算(Anisimov和Nelson, 1997; Slater和Lawrence, 2013).

$$\bar{Z}_s = \sin^2 \phi \left\{ \sum_{i=1}^k [(P_i / \rho_r)(k - i + 1)] / k \right\}, \quad (4)$$

其中, P_i 为气温 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 的月份 $i(i=1, 2, \dots, k)$ 的降水量(kg m $^{-2}$); ρ_r 为雪密度(g cm $^{-2}$), ϕ 为研究地点的纬度($^{\circ}\text{N}$).

为便于气候模式结果的比较和验证, 所有模式输出和观测数据均采用双线性插值方法统一插值至CRU网格单元(0.5 $^{\circ} \times 0.5^{\circ}$). 考虑到物理过程不确定性及模式间差异, 本研究采用多模式集合(MME)平均对各气候变量展开分析. 采用“异常法”减小气候模式结果的系统偏差(Slater和Lawrence, 2013; Yan等, 2014). 其具体步骤如下: 首先计算各模拟变量相对于其1986~2005年平均值的每一年的异常值, 此过程可消除模拟变量的部分系统偏差; 然后将上述异常值加到1986~2005年CRU的观测气候态上; 最终生成系统性偏差减小了的模拟变量新序列. 其中, 气温异常值为模拟温度相对于其1986~2005年平均值的绝对变化, 即差值, 而积雪深度和密度异常值则为模拟值相对于其1986~2005年平均值的百分比变化(Slater和Lawrence, 2013). 该方法假设模式系统偏差不随时间发生变化.

确定全球升温1.5 $^{\circ}\text{C}$ 和2.0 $^{\circ}\text{C}$ 发生时间的方法为: 首先对历史模拟和各RCP情景下的全球年平均气温进行9年滑动平均处理以滤除年际变率, 再将气温较PI时期首次升高至1.5 $^{\circ}\text{C}$ 和2.0 $^{\circ}\text{C}$ 的年份分别选为全球升温1.5 $^{\circ}\text{C}$ 和2.0 $^{\circ}\text{C}$ 的发生时间(Jiang等, 2016). 多模式集合平均结果显示: RCP2.6情景下, 全球升温1.5 $^{\circ}\text{C}$ 和2.0 $^{\circ}\text{C}$

的时间分别为2024年和2067年; RCP4.5情景下分别为2023年和2040年; RCP8.5情景下分别为2021年和2023年(图1). 本研究以各升温时间为中心, 取其前后各10年(共20年)作为相应升温情景的代表时期.

3 结果

3.1 SFI模式对当前多年冻土的模拟评估

在模式集合平均气候异常叠加CRU观测气候态形成的新气候数据的驱动下, SFI模式模拟的当前(1986~2005年)近地表多年冻土面积为 $14.97 \times 10^6 \text{ km}^2$, 与IPA多年冻土观测面积 $15.24 \times 10^6 \text{ km}^2$ 接近, 偏差为 $0.27 \times 10^6 \text{ km}^2$ (占观测面积的1.8%)(图2a). 模拟结果显示, 加拿大东北部和青藏高原东部的多年冻土范围存在高估, 而阿拉斯加南部和西西伯利亚平原北部则出现低估. 这些偏差可能源于模拟(1986~2005年)和观测(1960~1993年)参考时段的差异. 模式间近地表多年冻

土范围的差异如图2b所示. 所有模式都能模拟出的共同多年冻土范围的面积为 $13.98 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占观测值($15.24 \times 10^6 \text{ km}^2$)的91.7%; 模式间多年冻土面积的最大差异较小, 为 $1.55 \times 10^6 \text{ km}^2$, 且主要分布在多年冻土区的边缘. 基于上述验证结果, 本研究将采用六个模式集合平均分析多年冻土变化.

3.2 当前多年冻土区的气候变化模拟

与PI时期相比, LGM时期当前多年冻土区的年平均近地表气温显著降低, 区域平均降幅为 $(-10.3 \pm 2.3)^\circ\text{C}$ (图3a、3b和图4). 其中加拿大多年冻土区降温尤为明显, 该区域在LGM时期发育冰盖而现今则无冰覆盖. 季节差异分析表明, 冬季降温幅度 (-10.5°C) (图S1b和S2)比夏季 (-8.9°C) (图S3b和S4)明显. MH时期, 俄罗斯大部分多年冻土区以及阿拉斯加、加拿大北部的多年冻土区年平均近地表气温较PI时期增加, 而青藏高原多年冻土区和阿拉斯加、加拿大南部的多年冻

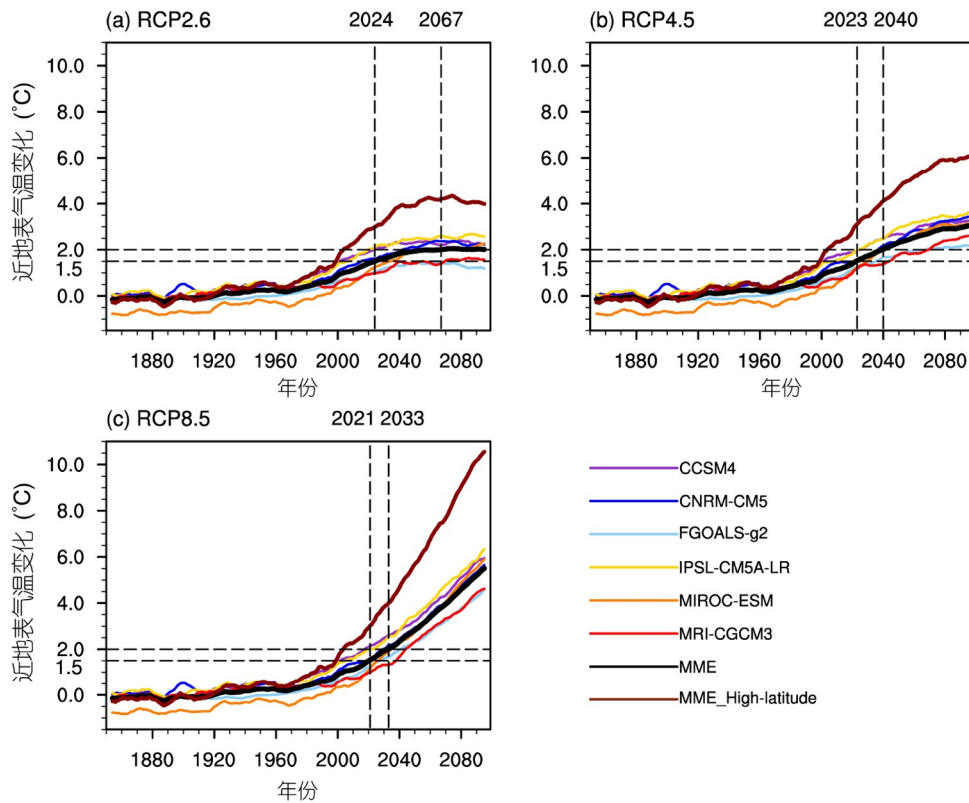


图1 模拟的不同RCP情景下1851~2100年全球年平均近地表气温相对于PI时期的距平

(a) RCP2.6 情景、(b) RCP4.5 情景、(c) RCP8.5 情景, 采用9年滑动平均进行平滑处理. 黑色线和深红色线分别代表全球和高纬度地区(60°~90°N)多模式集合(MME)平均的气温距平. 垂直线代表MME全球气温距平分别到达1.5°C和2.0°C的时间节点

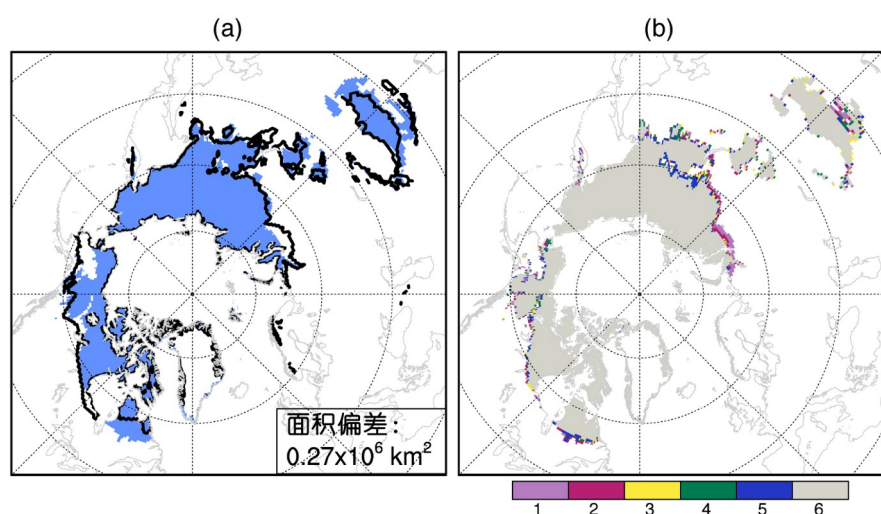


图2 当前多年冻土范围的模拟结果和模式间差异

(a) 多模式集合平均的当前多年冻土范围(蓝色填色)与观测(黑线所围区域)的对比; (b) 6个气候模式模拟的当前多年冻土范围的差异。图2a中, 多年冻土范围由SFI模式模拟所得, 其驱动数据为6个模式的集合平均气候异常叠加CRU观测气候态(1986~2005年)形成的新气候数据; 图2b中, 多年冻土范围同样由SFI模式模拟得出, 其驱动数据为各个模式的气候异常叠加CRU观测气候态形成的新气候数据。图2b中色标单位为模拟出相同多年冻土区的模式总数

土区则降低, 整个多年冻土区平均增温(0.1 ± 0.5) $^{\circ}\text{C}$ (图3c)。季节尺度上, MH时期几乎所有当前多年冻土区的近地表气温在夏季增加, 区域平均增幅为(1.4 ± 0.3) $^{\circ}\text{C}$ (图S3c和S4); 冬季则除东西伯利亚外, 大部分区域气温降低, 区域平均降幅(-0.6 ± 0.6) $^{\circ}\text{C}$ (图S1和S2)。

未来全球升温 1.5°C 时, RCP2.6、RCP4.5和RCP8.5情景下当前多年冻土区近地表气温较PI时期均增加 2.7°C (图3d、3g和3j)。当全球升温阈值从 1.5°C 升至 2.0°C 时, 该区域近地表气温将进一步增温 0.9°C (图2、3e、3h和3k)。至21世纪末, 三种不同情景下多年冻土区近地表气温将分别增加 3.4°C (RCP2.6)、 5.0°C (RCP4.5)和 8.5°C (RCP8.5)(图2、3f、3i和3l)。未来增温随纬度增加而增强, 且冬季增温(图S1和S2)显著高于夏季(图S3和S4)。

与PI时期相比, LGM时期加拿大、俄罗斯北部和青藏高原多年冻土区的冬季平均雪深显著增加, 而俄罗斯南部和阿拉斯加北部则有所减少(见图5b)。当前多年冻土区的平均变化为(190.3 ± 218.7)cm。MH时期, 加拿大、阿拉斯加及俄罗斯东北部多年冻土区的冬季平均雪深略有增加, 而其他区域则减少, 当前多年冻土区的平均变化为(-0.9 ± 2.4)cm(图5c)。未来全球升温 1.5°C 时, 除阿拉斯加南部和青藏高原西北部, 大部分多年冻土区积雪深度增加, RCP2.6、RCP4.5和RCP8.5

情景下, 当前多年冻土区平均增幅均为 0.7cm (图5d、5g和5j)。额外增温 0.5°C (即到全球升温 2.0°C 时), 冬季平均雪深将增加 $0.1 \sim 0.8\text{cm}$, 增幅因RCP情景而异(图5e、5h和5k)。至21世纪末, 积雪深度的增加持续, 从RCP2.6到RCP8.5增幅增大(图5f、5i、5l和图6)。气候变暖背景下积雪深度增加, 可能是由于气温升高导致空气中水汽含量增高, 利于降雪发生(Ye等, 1998; Zhong等, 2018)。值得注意的是, 六个模式模拟的积雪深度变化存在较大不确定性, 所有过去和未来时期的标准差均超过集合平均值。这表明积雪深度的模拟仍是当前研究的难点, 亟需未来进一步改进。

3.3 近地表多年冻土范围的变化

在上述模拟气候的驱动下, SFI模式模拟的LGM时期近地表多年冻土范围相对PI时期显著向南扩张(图7a和7b)。具体来看, 欧亚多年冻土南界南推至 45°N ; 北美多年冻土南界南推至 40°N ; 青藏高原近地表多年冻土下界明显降至周边盆地。多模式集合平均显示, LGM时期近地表多年冻土面积较PI时期增加33%, 模式间标准差为30%。需要指出的是, 冰盖的大范围扩张使得其与北美等地的多年冻土存在重叠, 但这些重叠区未被纳入上述统计(见图7b)。若将其包含在内, 上述多年冻土面积的统计值将进一步增加。

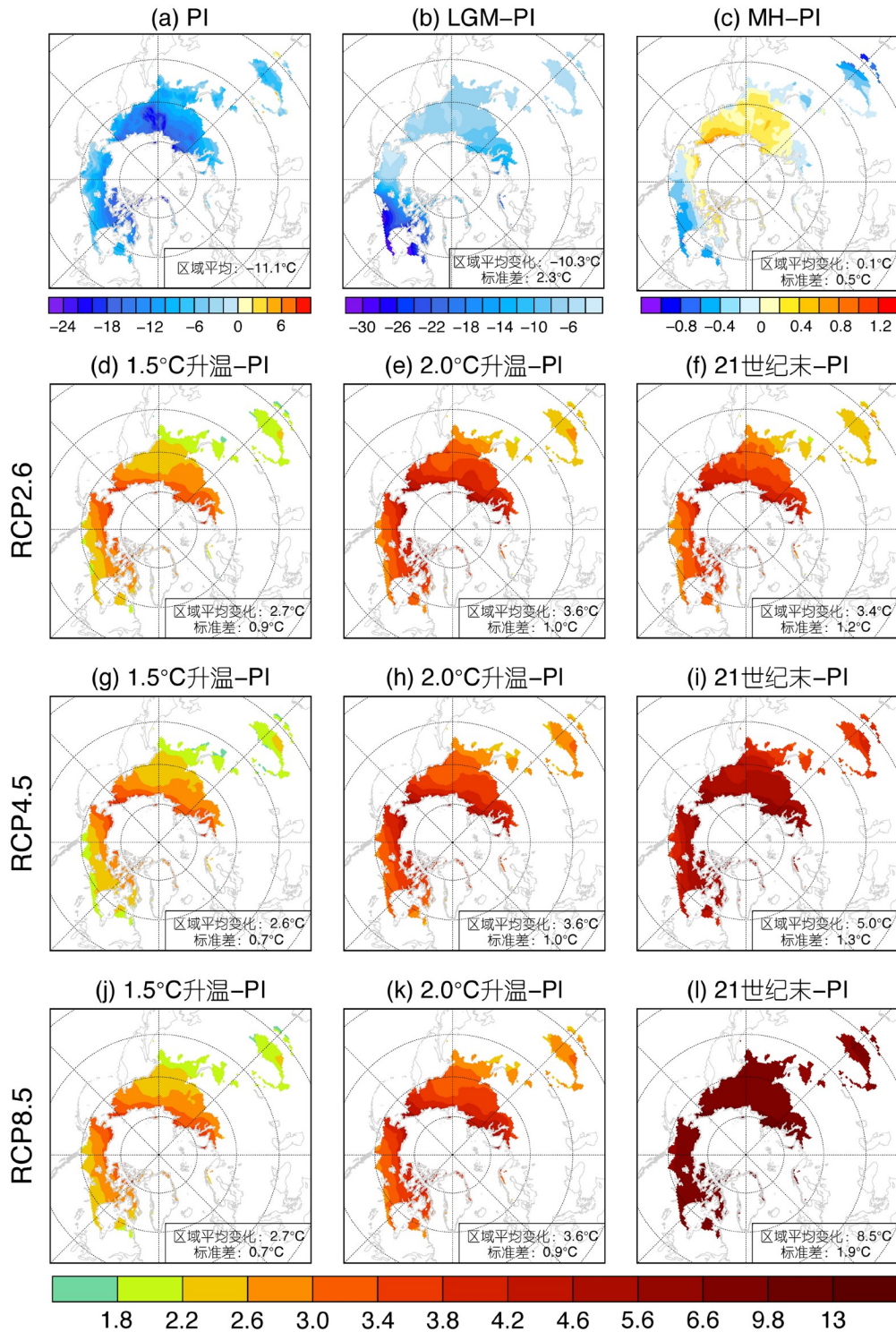


图 3 不同时期当前多年冻土区年平均近地表气温相对于PI时期的变化

(a) PI时期当前多年冻土区多模式集合(MME)年平均近地表气温(°C); (b-l) LGM、MH、不同RCP情景下未来升温1.5°C时期和2.0°C时期及21世纪末, 相对于PI时期, 当前多年冻土区MME年平均近地表气温的变化(°C). 子图(a)右下角标注为气温的区域平均值, 其他子图右下角标注为气温的区域平均变化量和6个模式间的标准差

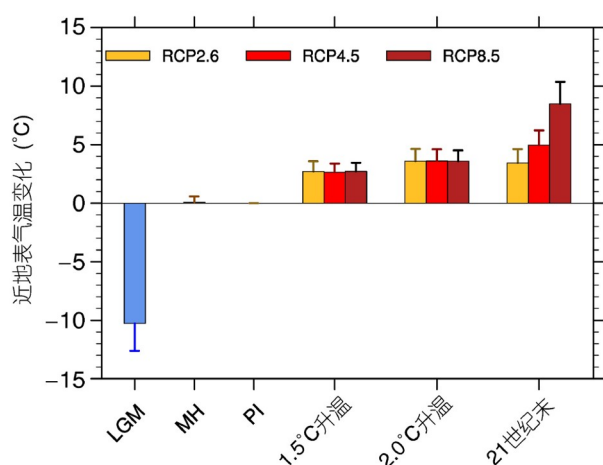


图4 六个研究时期当前多年冻土区多模式集合年平均近地表气温相对于PI时期的变化

六个研究时期包括LGM、MH、PI、全球升温1.5℃时期、全球升温2.0℃时期和21世纪末;所有气温变化均为当前多年冻土区的区域平均值,以PI时期为基准。误差棒表示一个模式间标准差。PI时期是基准期,因此其气温变化值为0℃

MH时期多模式集合近地表多年冻土范围较PI时期减少13%,模式间标准差为6%(图7c)。俄罗斯西部多年冻土南缘的多年冻土减少较为明显,加拿大高纬度多年冻土南缘亦出现局部多年冻土减少。这种减少主要归因于MH时期的夏季增温。

未来,近地表多年冻土将向极地退缩,且随着气候变暖加剧,退幅增大(图7d~7l和8)。其中,俄罗斯西部多年冻土对气候变暖最为敏感,其次是阿拉斯加、加拿大和俄罗斯东部地区。全球升温1.5℃时,多模式集合平均近地表多年冻土面积将减少 $26\% \pm 9\%$ (RCP2.6), $25\% \pm 8\%$ (RCP4.5)和 $24\% \pm 8\%$ (RCP8.5)(图7d、7g和7j)。这一减少将持续,到全球升温2.0℃时,达到 $39\% \pm 10\%$ (RCP2.6), $35\% \pm 10\%$ (RCP4.5)和 $33\% \pm 9\%$ (RCP8.5)(图7e、7h和7k)。值得注意的是,相同升温幅度下,慢升温过程(RCP2.6情景)比快升温过程(RCP8.5情景)引起的近地表多年冻土减少更明显。这可能与多年冻土的平衡特性有关(Froese等, 2008)。到21世纪末,多模式集合平均近地表多年冻土面积将减少 $40\% \pm 11\%$ (RCP2.6)、 $55\% \pm 12\%$ (RCP4.5)和 $79\% \pm 11\%$ (RCP8.5)(图7f、7i和7l)。RCP8.5情景下,近地表多年冻土将仅在东西伯利亚高地、加拿大北极群岛和俄罗斯北极海岸等地保留。需要说明的是,本研究仅聚焦近地表多年冻土;在近地表多年冻土消失的区域,受深层土壤热惯

性和热量向深层土壤缓慢传播的影响,深层多年冻土仍可能存在(Lawrence等, 2008)。

多年冻土面积对六个时期当前多年冻土区年平均近地表气温变化的敏感性为 $-0.87 \times 10^6 \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$,即相当于IPA多年冻土面积的5.7%(图9)。对于夏季近地表气温变化,其敏感性更高,为 $-1.0 \times 10^6 \text{ km}^2 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$,相当于IPA多年冻土面积的6.6%。需要说明的是,LGM时期多年冻土的面积统计未包含被冰盖覆盖的多年冻土区。若将其纳入,LGM时期多年冻土面积将增加,上述敏感性将增高。

4 讨论

4.1 模拟结果与重建多年冻土图的对比

Vandenberghe等(2014)重建的LGM时期多年冻土图显示,高纬度多年冻土向赤道方向扩张,其在东北亚、西欧和北美洲的南界分别推进至约38°N、45°N和40°N。相比之下,气候模式较好地模拟了北美洲高纬度多年冻土南界的变化,但低估了东北亚,特别是西欧地区多年冻土向赤道方向的扩张(图7b)。这可能与模式对这些区域冬季降温模拟不足有关(Saito等, 2009, 2013; Levavasseur等, 2011)。全新世适宜期多年冻土重建图(如Van Vliet-Lanoë和Lisitsyna, 2001)显示,欧亚大陆多年冻土南界向极地退缩至较高纬度地区(>60°N),北美洲则退缩至>55°N,部分多年冻土可能仅在冰盖消退后才得以形成。尽管本模拟同样显示近地表多年冻土向极地方向退缩,但退缩幅度小于重建结果(图7c)。这一差异可能源于:模式低估了温度和高估了湿度、全新世适宜期多年冻土图所用代用资料的偏差和气候模式空间分辨率较低等因素(Liu和Jiang, 2016b)。

4.2 夏季气温在多年冻土变化中的重要作用

需要指出的是,MH期间,当前多年冻土区年平均气温仅升高0.1℃,但北半球近地表多年冻土面积则减少13%±6%。而全球升温1.5℃(2.0℃)时,RCP4.5情景下当前多年冻土区年平均气温将上升2.7℃(3.6℃),多年冻土面积减少25%±8%(35%±10%)。这显示,MH时期多年冻土随增温的融化速率高于未来情景。事实上,MH期间夏季气温显著升高,达到1.4℃,这可能是导致该时期多年冻土范围缩减的主要原因。基于数值模式

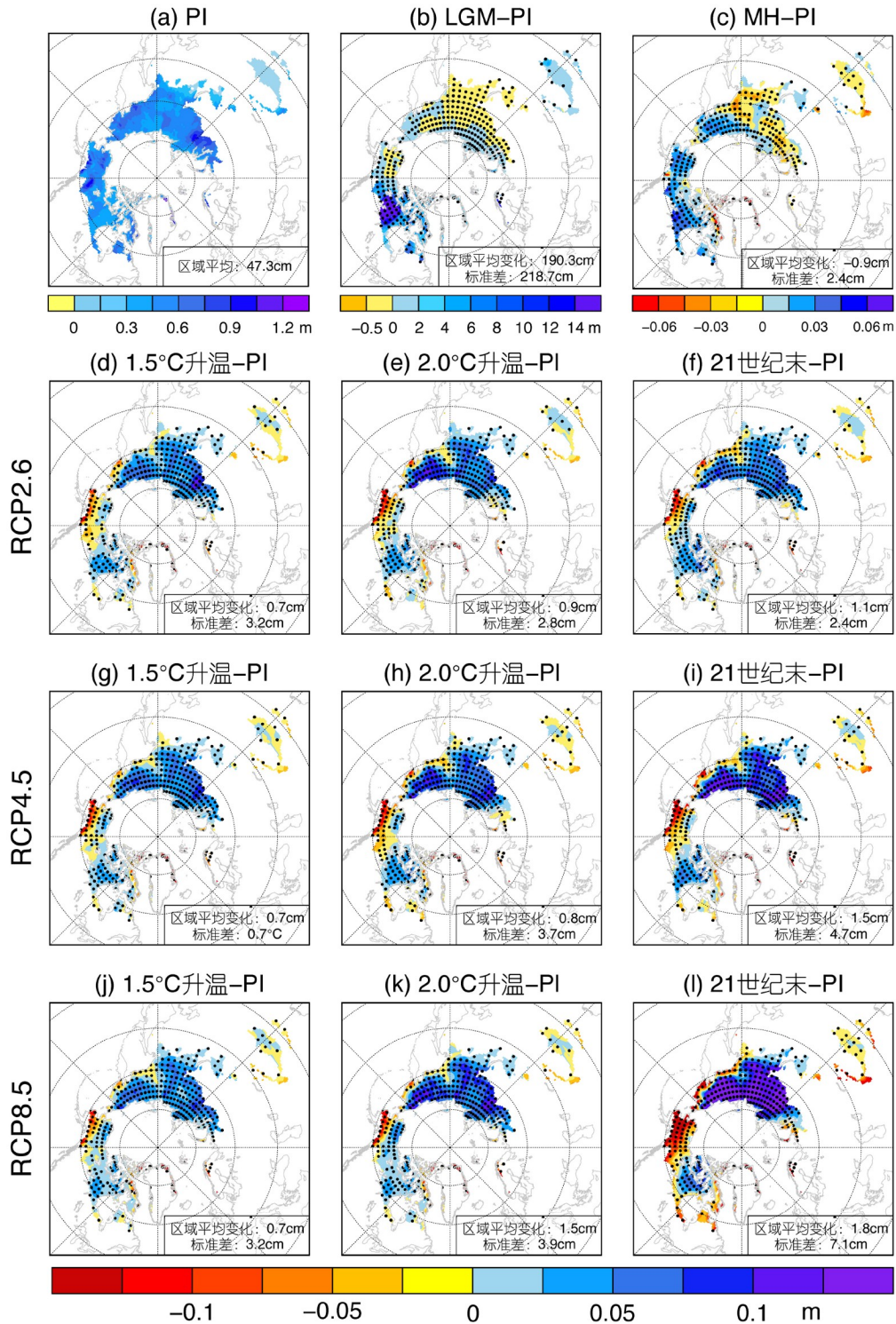


图 5 不同时期当前多年冻土区冬季平均雪深相对于PI时期的变化

(a) PI时期当前多年冻土区多模式集合(MME)冬季平均雪深(cm); (b~l) LGM、MH不同RCP情景下未来升温1.5℃时期和2.0℃时期及21世纪末, 相对于PI时期, 当前多年冻土区MME冬季平均雪深的变化(℃)。黑点表示该地区有4个及以上(共6个)模式模拟出了积雪深度增加或减少。子图(a)右下角标注为雪深的区域平均值, 其他子图右下角标注为雪深的区域平均变化量和6个模式间的标准差

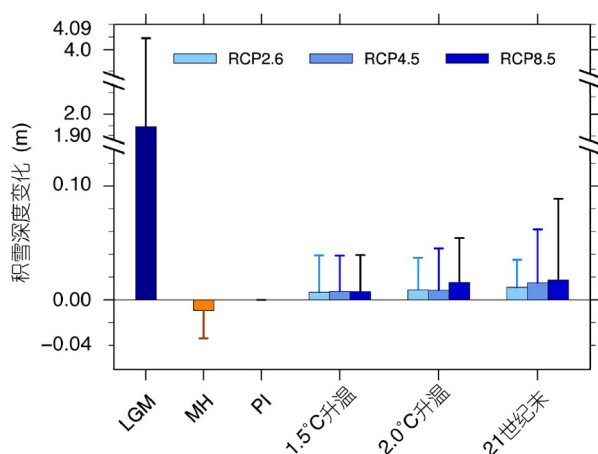


图6 六个研究时期当前多年冻土区多模式集合冬季平均雪深相对于PI时期的变化

六个研究时期包括LGM、MH、PI、全球升温1.5℃时期、全球升温2.0℃时期和21世纪末;所有积雪深度变化均为当前多年冻土区的区域平均值,以PI时期为基准。误差棒表示一个模式间标准差。PI时期是基准期,因此其积雪深度变化值为0m

敏感性试验, Zhang等(2021)也指出夏季气温变化对多年冻土热状况有重要影响。以上分析表明,在探究多年冻土退化机理时,夏季气温变化需给予重点关注。

4.3 模拟结果的不确定性来源

本研究模拟结果的不确定性,主要来源于气候模式的初始场和边界条件的潜在误差以及模型物理过程不确定性(Hua等, 2014; Zhou等, 2018)。此外,气候模式较粗的水平分辨率可能难以提供足够的区域气候变化信息,进而限制了SFI模式对多年冻土实际变化的估算能力,尤其是在高纬度/高海拔多年冻土的南界或下界区域。由于LGM时期气候模式数据的限制,本研究仅选用了6个模式,这可能导致模拟结果存在模式依赖性。同时,各模式模拟多年冻土面积存在差异,特别是在LGM和21世纪末期尤为显著。这主要与各模式模拟的地表气温存在明显差异有关,进一步与各模式平衡气候敏感度(ECS)不同有关(Brierley等, 2020)。如何缩小不同气候模式间的ECS差异、减小模式模拟多年冻土变化的分异,仍需未来进一步研究。

此外,已有研究表明,植被、土壤有机质和过量地下冰对多年冻土变化具有重要影响(Lawrence等, 2008; Blok等, 2010; Fisher等, 2016; van der Kolk等, 2016; Heijmans等, 2022; Luo等, 2022)。由于SFI模式缺乏对

上述地表/地下过程的考虑,导致其结果存在不确定性。同时,该模式将近地表气温的冻结/融化度日数等同于地表温度冻结/融化度日数,这一假设亦引起了不确定性。

不同时期海平面变化对陆地多年冻土范围具有重要影响。以往研究表明, LGM时期海平面较现今下降约120.0~135.0m(Clark和Mix, 2002; Lambeck等, 2014; Yokoyama等, 2018), MH时期则下降约(3±0.7)m(Lambeck等, 2014; Creel等, 2024)。在全球升温1.5℃和2.0℃情景下,海平面将分别上升约0.46~0.52 m和0.56~0.63m(Jevrejeva等, 2016; Rasmussen等, 2018; Qu等, 2020)。在冰川退缩形成的淹没区,多年冻土仅能在海平面下降后形成,其厚度依赖于暴露时间。同时,海平面上升影响沿海气候和海岸侵蚀,导致此过程中多年冻土出现一定程度的消融(Lindgren等, 2015; Meyer等, 2019)。然而,在本研究中,各时期的模拟均采用与当前相同的陆海分布,并未考虑海平面变化的影响,这可能是另一个不确定性来源。

当前多年冻土是过去气候与第四纪历史的产物,部分多年冻土能够在比其形成时更温暖的环境中仍保留。例如, MH暖期后,经历了寒冷时期(如小冰期),这些时期形成了多年冻土;这些多年冻土的部分跨越期间的温暖期持续存在,甚至留存至今,即残余多年冻土。然而, SFI模式仅能够模拟与驱动气候相符的多年冻土(Nelson和Outcalt, 1987),因此未考虑残余多年冻土。这进一步增加了模拟结果的不确定性。

如上所述,本研究结果的不确定性主要源于数据和模式本身的不确定性。但是,目前这些不确定性仍难以削减,因为获取用于冻土模拟的可靠、高精度古植被和古地表热状况数据仍面临重大挑战。随着古地表/次地表数据的改善与多年冻土模式的改进,未来有望更详细地探讨多年冻土变化及其过程。多年冻土模式的改进可着重考虑更高的空间分辨率、海平面变化、残余多年冻土和地形效应等因素,以更好地捕捉不同环境中多年冻土的复杂相互作用和动态变化。

5 总结

本研究利用SFI模式和六个气候模式的输出,综合分析了过去(LGM、MH和PI)和未来(全球升温1.5℃时期、全球升温2.0℃时期和21世纪末)近地表多年冻土

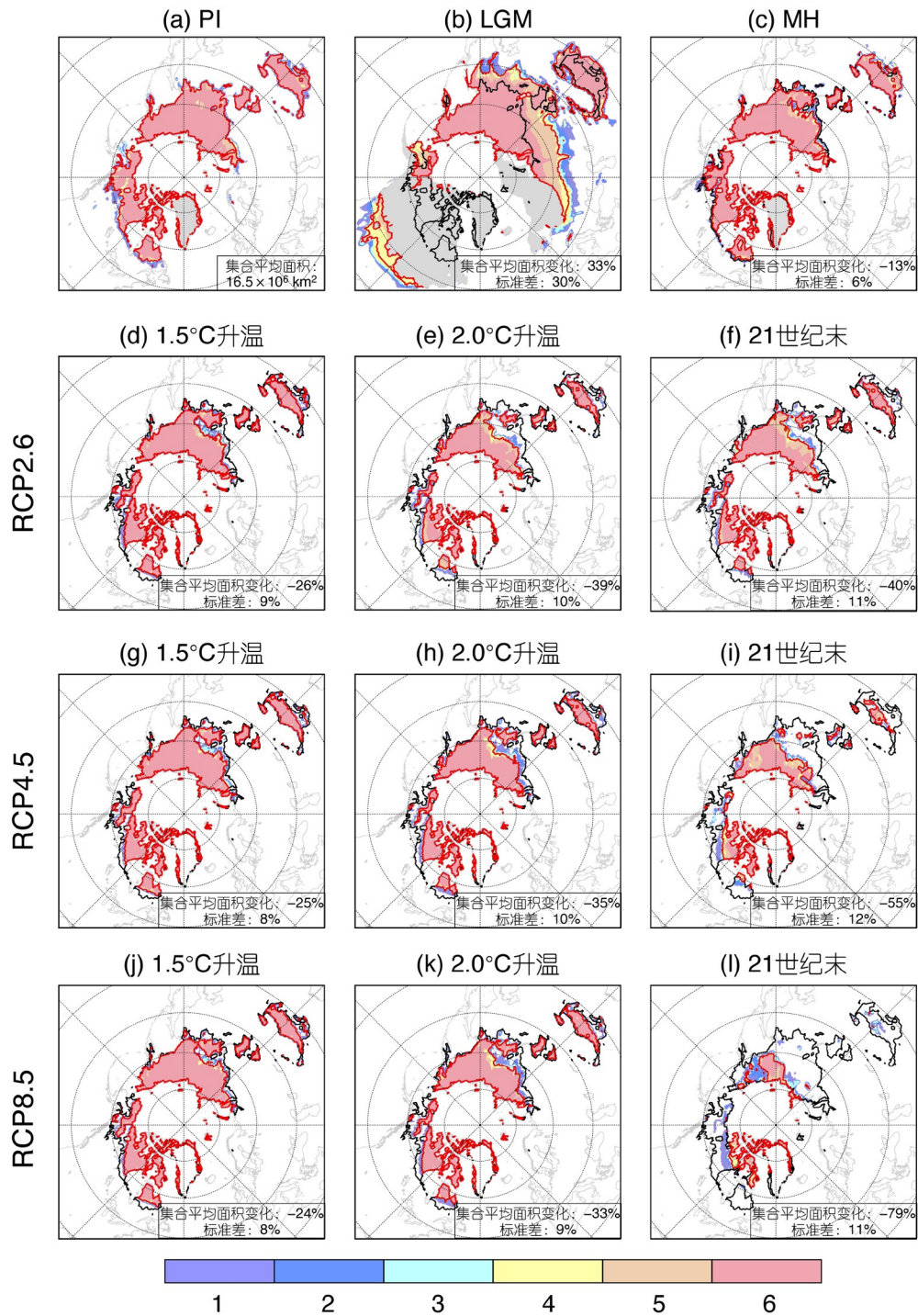


图 7 模拟的不同时期北半球近地表多年冻土范围

(a) 模拟的PI时期北半球多年冻土的范围(填色); (b~l) 模拟的LGM时期、MH时期、不同RCP情景下全球升温1.5°C时期和2.0°C时期及21世纪末北半球多年冻土范围(填色)相对PI时期范围(黑线所围区域)的变化。色标单位为模拟出相同多年冻土区的模式总数。图中红线所围区域为多模式集合结果。子图(b~l)中, 红线与黑线所围区域的差异即为各子图对应时期多年冻土范围与PI时期的变化。对于子图(a~c), 灰色区域代表冰盖; 对于子图(d~l), 冰盖范围设置为与当前相同, 并被剔除, 即未用颜色标明。子图(a)右下角标注为多模式集合多年冻土面积值, 子图(b~l)右下角标注为对应时期多模式集合多年冻土面积相对PI时期的百分比变化和6个模式间的标准差

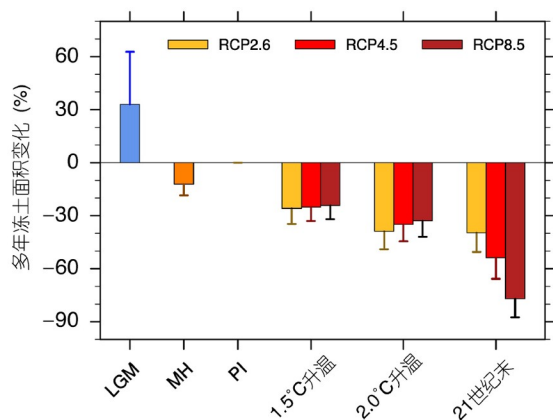


图8 六个研究时期多模式集合多年冻土面积对于PI时期的变化

六个研究时期包括LGM、MH、PI、全球升温1.5℃时期、全球升温2.0℃时期和21世纪末；所有多年冻土面积变化均以PI时期为基准。误差棒表示一个模式间标准差。PI时期是基准期，因此其多年冻土面积变化值为0%

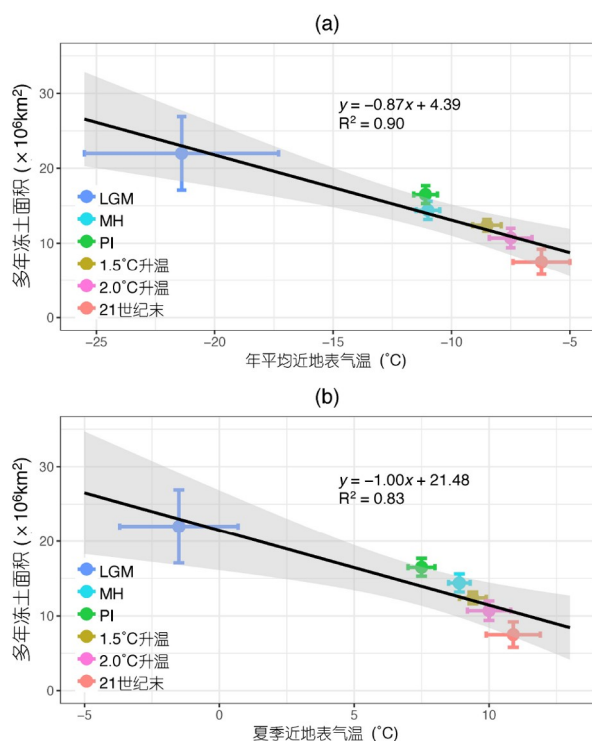


图9 多年冻土面积对六个时期当前多年冻土区近地表气温变化的敏感性

(a) 多年冻土面积对年平均近地表气温的敏感性；(b) 多年冻土面积对夏季近地表气温的敏感性。图中圆点代表多模式集合平均值；水平误差棒代表近地表气温的一个模式间标准差；垂直误差棒代表多年冻土面积的一个模式间标准差。黑色线为基于多模式集合平均值的回归线，匹配对应回归方程；灰色区域代表样本的95%置信区间

的变化。模拟结果显示，在气候逐渐变暖的驱动下，从LGM时期到21世纪末近地表多年冻土范围显著向极地方向缩减。与PI时期相比，北半球近地表多年冻土面积在LGM时期增加了33%±30%，在MH时期则减少了13%±6%。RCP4.5情景下，未来不同时段北半球近地表多年冻土范围继续缩减：全球升温1.5℃时(2014~2033年)减少25%±8%，升温2.0℃时(2031~2050年)减少35%±10%，21世纪末减少55%±12%。上述结果有助于理解北半球近地表多年冻土的气候敏感性。

进一步讨论表明，研究结果的不确定性主要源于SFI模式中部分地表/地下过程的缺乏、气候模式相关潜在不确定性和不同时期海平面变化影响。尽管存在这些不确定性，本研究利用相同的气候模式和多年冻土模式，系统分析了过去和未来六个典型时期近地表多年冻土的变化。相较于以往单一研究中因不同模式或方法差异所产生的不确定性和偏差，本研究结果更有效对比了近地表多年冻土对轨道参数和二氧化碳浓度变化引起的气候变化的响应。近地表多年冻土对气候变化的高敏感性表明，如果未来气候变暖有增无减，多年冻土将明显融化，并带来气候、生态和社会影响。

补充材料 本文的补充材料见网络版<http://earthcn.sci-china.com>。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。

参考文献

- 程国栋, 赵林, 李韧, 吴晓东, 盛煜, 胡国杰, 邹德富, 金会军, 李新, 吴青柏. 2019. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响. 科学通报, 64: 2783–2795
- 金会军, 金晓颖, 何瑞霞, 罗栋梁, 常晓丽, 王绍令, Marchenko S S, 杨思忠, 易朝路, 李世杰, Harris S A. 2019. 两万年来的中国多年冻土形成演化. 中国科学: 地球科学, 49: 1197–1212
- Anisimov O A, Nelson F E. 1996. Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. *Glob Planet Change*, 14: 59–72
- Anisimov O A, Nelson F E. 1997. Permafrost zonation and climate change in the Northern Hemisphere: Results from transient general circulation models. *Clim Change*, 35: 241–258
- Argus D F, Peltier W R, Drummond R, Moore A W. 2014. The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice

- thicknesses, and relative sea level histories. *Geophys J Int*, 198: 537–563
- Berger A L. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmos Sci*, 35: 2362–2367
- Blok D, Heijmans M M P D, Schaepman-Strub G, Kononov A V, Maximov T C, Berendse F. 2010. Shrub expansion may reduce summer permafrost thaw in Siberian tundra. *Glob Change Biol*, 16: 1296–1305
- Brierley C M, Zhao A, Harrison S P, Braconnot P, Williams C J R, Thornalley D J R, Shi X X, Peterschmitt J Y, Ohgaito R, Kaufman D S, Kageyama M, Hargreaves J C, Erb M P, Emile-Geay J, D'Agostino R, Chandan D, Carré M, Bartlein P J, Zheng W P, Zhang Z S, Zhang Q, Yang H, Volodin E M, Tomas R A, Routson C, Peltier W R, Otto-Bliesner B, Morozova P A, McKay N P, Lohmann G, Legrande A N, Guo C C, Cao J, Brady E, Annan J D, Abe-Ouchi A. 2020. Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 midHolocene simulations. *Clim Past*, 16: 1847–1872
- Brown J, Ferrians O J, Heginbottom J A, Melnikov E S, Akerman J. 1997. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. Washington, DC: U.S. Geological Survey in Cooperation with the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Circum-Pacific Map Series CP-45, scale 1:10,000,000, 1 sheet
- Burke E J, Zhang Y, Krinner G. 2020. Evaluating permafrost physics in the Coupled Model Intercomparison Project 6 (CMIP6) models and their sensitivity to climate change. *Cryosphere*, 14: 3155–3174
- Burn C R, Nelson F E. 2006. Comment on “A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century” by David M. Lawrence and Andrew G. Slater. *Geophys Res Lett*, 33: 2006GL027077
- Cao B, Gruber S, Zhang T J, Li L L, Peng X Q, Wang K, Zheng L, Shao W W, Guo H. 2017. Spatial variability of active layer thickness detected by ground-penetrating radar in the Qilian Mountains, Western China. *J Geophys Res-Earth Surf*, 122: 574–591
- Chadburn S E, Burke E J, Cox P M, Friedlingstein P, Hugelius G, Westermann S. 2017. An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. *Nat Clim Change*, 7: 340–344
- Chang Y, Lyu S H, Luo S Q, Li Z G, Fang X W, Chen B L, Li R Q, Chen S Q. 2018. Estimation of permafrost on the Tibetan Plateau under current and future climate conditions using the CMIP5 data. *Intl J Climatol*, 38: 5659–5676
- Clark P U, Mix A C. 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 21: 1–7
- Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, Carlson A E, Clark J, Wohlfarth B, Mitrovica J X, Hostetler S W, McCabe A M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325: 710–714
- Creel R C, Austermann J, Kopp R E, Khan N S, Albrecht T, Kingslake J. 2024. Global mean sea level likely higher than present during the holocene. *Nat Commun*, 15: 10731
- D'Costa V M, King C E, Kalan L, Morar M, Sung W W L, Schwarz C, Froese D, Zazula G, Calmels F, Debruyne R, Golding G B, Poinar H N, Wright G D. 2011. Antibiotic resistance is ancient. *Nature*, 477: 457–461
- Dufresne J L, Foujols M A, Denvil S, Caubel A, Marti O, Aumont O, Balkanski Y, Bekki S, Bellenger H, Benshila R, Bony S, Bopp L, Braconnot P, Brockmann P, Cadule P, Cheruy F, Codron F, Cozic A, Cugnet D, de Noblet N, Duvel J P, Ethé C, Fairhead L, Fichet T, Flavoni S, Friedlingstein P, Grandpeix J Y, Guez L, Guilyardi E, Hauglustaine D, Hourdin F, Idelkadi A, Ghattas J, Joussaume S, Kageyama M, Krinner G, Labetoulle S, Lahellec A, Lefebvre M P, Lefèvre F, Levy C, Li Z X, Lloyd J, Lott F, Madec G, Mancip M, Marchand M, Masson S, Meurdesoif Y, Mignot J, Musat I, Parouty S, Polcher J, Rio C, Schulz M, Swingedouw D, Szopa S, Talandier C, Terray P, Viovy N, Vuichard N. 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: From CMIP3 to CMIP5. *Clim Dyn*, 40: 2123–2165
- Fisher J P, Estop-Aragónés C, Thierry A, Charman D J, Wolfe S A, Hartley I P, Murton J B, Williams M, Phoenix G K. 2016. The influence of vegetation and soil characteristics on active-layer thickness of permafrost soils in boreal forest. *Glob Change Biol*, 22: 3127–3140
- Froese D G, Westgate J A, Reyes A V, Enkin R J, Preece S J. 2008. Ancient permafrost and a future, warmer Arctic. *Science*, 321: 1648
- Gent P R, Danabasoglu G, Donner L J, Holland M M, Hunke E C, Jayne S R, Lawrence D M, Neale R B, Rasch P J, Vertenstein M, Worley P H, Yang Z L, Zhang M H. 2011. The Community Climate System Model version 4. *J Clim*, 24: 4973–4991
- Guo D L, Wang H J. 2016. CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 4499–4517
- Guo D L, Sun J Q, Li H X, Zhang T J, Romanovsky V E. 2020. Attribution of historical near-surface permafrost degradation to anthropogenic greenhouse gas warming. *Environ Res Lett*, 15: 084040
- Guo D L, Wang H J, Romanovsky V E, Haywood A M, Pepin N, Salzmann U, Sun J Q, Yan Q, Zhang Z S, Li X Y, Otto-Bliesner B L, Feng R, Lohmann G, Stepanek C, Abe-Ouchi A, Chan W L, Peltier W R, Chandan D, von der Heydt A S, Contoux C, Chandler M A, Tan N, Zhang Q, Hunter S J, Kamae Y. 2023. Highly restricted near-surface permafrost extent during the mid-Pliocene warm period. *Proc Natl Acad Sci USA*, 120: e2301954120
- Harris I, Jones P D. 2017. CRU TS4.01: Climatic Research Unit (CRU)

- Time-Series (TS) version 4.01 of high-resolution gridded data of month-by-month variation in climate (Jan. 1901–Dec. 2016). Centre for Environmental Data Analysis (CEDA)
- Harris I, Osborn T J, Jones P, Lister D. 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Sci Data*, 7: 109
- Heijmans M M P D, Magnússon R Í, Lara M J, Frost G V, Myers-Smith I H, van Huissteden J, Jorgenson M T, Fedorov A N, Epstein H E, Lawrence D M, Limpens J. 2022. Tundra vegetation change and impacts on permafrost. *Nat Rev Earth Environ*, 3: 68–84
- Hjort J, Karjalainen O, Aalto J, Westermann S, Romanovsky V E, Nelson F E, Etzelmüller B, Luoto M. 2018. Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. *Nat Commun*, 9: 5147
- Holden P B, Edwards N R, Oliver K I C, Lenton T M, Wilkinson R D. 2010. A probabilistic calibration of climate sensitivity and terrestrial carbon change in GENIE-1. *Clim Dyn*, 35: 785–806
- Hua W J, Chen H S, Sun S. 2014. Uncertainty in land surface temperature simulation over China by CMIP3/CMIP5 models. *Theor Appl Climatol*, 117: 463–474
- Huang J, Li C, Jia B, Gao C, Li R. 2024. Variation in the permafrost active layer over the Tibetan Plateau during 1980–2020. *Atmos Ocean Sci Lett*, 17: 100536
- Jevrejeva S, Jackson L P, Riva R E M, Grinsted A, Moore J C. 2016. Coastal sea level rise with warming above 2°C. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 13342–13347
- Jiang D B, Sui Y, Lang X M. 2016. Timing and associated climate change of a 2°C global warming. *Intl J Climatol*, 36: 4512–4522
- Jin H J, Yang D Q, Makarieva O, Tang L. 2023. Changes in permafrost and snow cover in the Boreal and Arctic zones (BAZs) and their impacts. *Adv Clim Change Res*, 14: 157–163
- Koven C D, Riley W J, Stern A. 2013. Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth System Models. *J Clim*, 26: 1877–1900
- Lambeck K, Rouby H, Purcell A, Sun Y, Sambridge M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 15296–15303
- Lawrence D M, Slater A G, Romanovsky V E, Nicolsky D J. 2008. Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter. *J Geophys Res*, 113: 2007JF000883
- Levasseur G, Vrac M, Roche D M, Paillard D, Martin A, Vandenberghe J. 2011. Present and LGM permafrost from climate simulations: Contribution of statistical downscaling. *Clim Past*, 7: 1225–1246
- Li H, Pan X D, Peng X Q, Washakh R M A, Zheng M, Nie X W. 2023. Projected changes in soil freeze depth and their eco-hydrological impacts over the Tibetan Plateau during the 21st century. *Sci Total Environ*, 905: 167074
- Li L, Lin P, Yu Y, Wang B, Zhou T, Liu L, Liu J, Bao Q, Xu S, Huang W, Xia K, Pu Y, Dong L, Shen S, Liu Y, Hu N, Liu M, Sun W, Shi X, Zheng W, Wu B, Song M, Liu H, Zhang X, Wu G, Xue W, Huang X, Yang G, Song Z, Qiao F. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2. *Adv Atmos Sci*, 30: 543–560
- Liljedahl A K, Boike J, Daanen R P, Fedorov A N, Frost G V, Grosse G, Hinzman L D, Iijima Y, Jorgenson J C, Matveyeva N, Necsoiu M, Raynolds M K, Romanovsky V E, Schulla J, Tape K D, Walker D A, Wilson C J, Yabuki H, Zona D. 2016. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nat Geosci*, 9: 312–318
- Lindgren A, Hugelius G, Kuhry P, Christensen T R, Vandenberghe J. 2015. GIS-based maps and area estimates of Northern Hemisphere permafrost extent during the Last Glacial Maximum. *Permafrost Periglacial*, 27: 6–16
- Liu Y Y, Jiang D B. 2016a. Last Glacial Maximum permafrost in China from CMIP5 simulations. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 447: 12–21
- Liu Y Y, Jiang D B. 2016b. Mid-Holocene permafrost: Results from CMIP5 simulations. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 221–240
- Luo D L, Wu Q B, Jin H J, Marchenko S S, Lü L Z, Gao S R. 2016. Recent changes in the active layer thickness across the Northern Hemisphere. *Environ Earth Sci*, 75: 555
- Luo D L, Guo D L, Jin H J, Yang S Z, Phillips M K, Frey B. 2022. Editorial: Ecological impacts of degrading permafrost. *Front Earth Sci*, 10: 967530
- Luo S Q, Chen Z H, Wang J Y, Wu T H, Xiao Y, Qiao Y P. 2024. Impact of initial soil conditions on soil hydrothermal and surface energy fluxes in the permafrost region of the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 41: 717–736
- Meyer V D, Hefter J, Köhler P, Tiedemann R, Gersonde R, Wacker L, Mollenhauer G. 2019. Permafrost-carbon mobilization in Beringia caused by deglacial meltwater runoff, sea-level rise and warming. *Environ Res Lett*, 14: 085003
- Mu C, Zhang T, Wu Q, Peng X, Cao B, Zhang X, Cao B, Cheng G. 2015. Editorial: Organic carbon pools in permafrost regions on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. *Cryosphere*, 9: 479–486
- Muller S W. 1947. Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems. J W Edwards: Ann Arbor, MI. 231
- Nelson F E, Outcalt S I. 1987. A computational method for prediction and regionalization of permafrost. *Arctic Alpine Res*, 19: 279–288
- Niu F J, Zhang S Z, Zeng L, He P F, Wang J C, Dong T C. 2023.

- Settlement trend of embankment-bridge transition section reinforced with thermosyphons in permafrost regions. *Transp Geotechnics*, 43: 101131
- Obu J. 2021. How much of the Earth's surface is underlain by permafrost? *J Geophys Res-Earth Surf*, 126: e2021JF006123
- Obu J, Westermann S, Bartsch A, Berdnikov N, Christiansen H H, Dashtseren A, Delaloye R, Elberling B, Etzelmüller B, Kholodov A, Khomutov A, Kääb A, Leibman M O, Lewkowicz A G, Panda S K, Romanovsky V, Way R G, Westergaard-Nielsen A, Wu T, Yamkhin J, Zou D. 2019. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km² scale. *Earth-Sci Rev*, 193: 299–316
- Pastiriková L K, Hrbáček F, Uxa T, Láška K. 2023. Permafrost table temperature and active layer thickness variability on James Ross Island, Antarctic Peninsula, in 2004–2021. *Sci Total Environ*, 869: 161690
- Peltier W R, Argus D F, Drummond R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 450–487
- Peng X Q, Zhang T J, Frauenfeld O W, Wang K, Luo D L, Cao B, Huang S, Jin H J, Wu Q B. 2018. Spatiotemporal changes in active layer thickness under contemporary and projected climate in the Northern Hemisphere. *J Clim*, 31: 251–266
- Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, Barkov N I, Barnola J M, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov V M, Legrand M, Lipenkov V Y, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429–436
- Qu Y, Liu Y G, Jevrejeva S, Jackson L P. 2020. Future sea level rise along the coast of China and adjacent region under 1.5°C and 2.0°C global warming. *Adv Clim Change Res*, 11: 227–238
- Ran Y H, Li X, Cheng G D, Che J X, Aalto J, Karjalainen O, Hjort J, Luoto M, Jin H J, Obu J, Hori M, Yu Q H, Chang X L. 2022. New high-resolution estimates of the permafrost thermal state and hydrothermal conditions over the Northern Hemisphere. *Earth Syst Sci Data*, 14: 865–884
- Rasmussen D J, Bittermann K, Buchanan M K, Kulp S, Strauss B H, Kopp R E, Oppenheimer M. 2018. Extreme sea level implications of 1.5°C, 2.0°C, and 2.5°C temperature stabilization targets in the 21st and 22nd centuries. *Environ Res Lett*, 13: 034040
- Saito K, Marchenko S, Romanovsky V, Bigelow N, Yoshikawa K, Walsh J. 2009. Thermally-conditioned paleo-permafrost variations from global climate modeling. *Sci Online Lett Atmos*, 5: 101–104
- Saito K, Sueyoshi T, Marchenko S, Romanovsky V, Otto-Bliesner B, Walsh J, et al. 2013. LGM permafrost distribution: How well can the latest PMIP multi-model ensembles perform reconstruction? *Clim Past*, 9: 1697–1714
- Saito K, Okuno J, Machiya H, Iwahana G, Ohno H, Yokohata T. 2022. Climatic assessment of circum-Arctic permafrost zonation over the last 122 kyr. *Polar Sci*, 31: 100765
- Schneider von Deimling T, Ganopolski A, Held H, Rahmstorf S. 2006. How cold was the Last Glacial Maximum? *Geophys Res Lett*, 33: 2006GL026484
- Schuster P F, Schaefer K M, Aiken G R, Antweiler R C, Dewild J F, Gryziec J D, Gusmeroli A, Hugelius G, Jafarov E, Krabbenhoft D P, Liu L, Herman-Mercer N, Mu C C, Roth D A, Schaefer T, Striegl R G, Wickland K P, Zhang T J. 2018. Permafrost stores a globally significant amount of mercury. *Geophys Res Lett*, 45: 1463–1471
- Schuur E A G, McGuire A D, Schädel C, Grosse G, Harden J W, Hayes D J, Hugelius G, Koven C D, Kuhry P, Lawrence D M, Natali S M, Olefeldt D, Romanovsky V E, Schaefer K, Turetsky M R, Treat C C, Vonk J E. 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520: 171–179
- Seltzer A M, Ng J, Aeschbach W, Kipfer R, Kulongoski J T, Severinghaus J P, Stute M. 2021. Widespread six degrees Celsius cooling on land during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 593: 228–232
- Slater A G, Lawrence D M. 2013. Diagnosing present and future permafrost from climate models. *J Clim*, 26: 5608–5623
- Smith S L, O'Neill H B, Isaksen K, Noetzi J, Romanovsky V E. 2022. The changing thermal state of permafrost. *Nat Rev Earth Environ*, 3: 10–23
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Amer Meteorol Soc*, 93: 485–498
- Tierney J E, Poulsen C J, Montañez I P, Bhattacharya T, Feng R, Ford H L, Hönisch B, Inglis G N, Petersen S V, Sagoo N, Tabor C R, Thirumalai K, Zhu J, Burls N J, Foster G L, Goddérès Y, Huber B T, Ivany L C, Kirtland Turner S, Lunt D J, McElwain J C, Mills B J W, Otto-Bliesner B L, Ridgwell A, Zhang Y G. 2020. Past climates inform our future. *Science*, 370: eaay3701
- Uxa T. 2017. Discussion on 'active layer thickness prediction on the Western Antarctic Peninsula' by Wilhelm et al. (2015). *Permafrost Periglac Process*, 28: 493–498
- van der Kolk H J, Heijmans M M P D, van Huissteden J, Pullens J W M, Berendse F. 2016. Potential Arctic tundra vegetation shifts in response to changing temperature, precipitation and permafrost thaw. *Biogeosciences*, 13: 6229–6245
- Van Vliet-Lanoë B, Lisitsyna O. 2001. Permafrost extent at the Last Glacial Maximum and at the Holocene Optimum. the Climex Map. In: Paeppe R, Melnikov V P, Van Overloop E, Gorokhov V D, eds. *Permafrost Response on Economic Development, Environmental*

- Security and Natural Resources. Dordrecht: Springer Netherlands. 215–225
- Vandenbergh J, French H M, Gorbunov A, Marchenko S, Velichko A A, Jin H J, Cui Z J, Zhang T J, Wan X D. 2014. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: Permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP. *Boreas*, 43: 652–666
- Voldoire A, Sanchez-Gomez E, Salas y Mélia D, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Beau I, Alias A, Chevallier M, Déqué M, Deshayes J, Douville H, Fernandez E, Madec G, Maisonnave E, Moine M P, Planton S, Saint-Martin D, Szopa S, Tyteca S, Alkama R, Belamari S, Braun A, Coquart L, Chauvin F. 2013. The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Clim Dyn*, 40: 2091–2121
- Vonk J E, Tank S E, Bowden W B, Laurion I, Vincent W F, Alekseychik P, Amyot M, Billet M F, Canário J, Cory R M, Deshpande B N, Helbig M, Jammet M, Karlsson J, Larouche J, MacMillan G, Rautio M, Walter Anthony K M, Wickland K P. 2015. Reviews and syntheses: Effects of permafrost thaw on Arctic aquatic ecosystems. *Biogeosciences*, 12: 7129–7167
- Wang C H, Yang K, Zhang F M. 2020. Impacts of soil freeze-thaw process and snow melting over Tibetan Plateau on Asian Summer Monsoon System: A review and perspective. *Front Earth Sci*, 8: 133
- Wang K, Zhang T J, Clow G D. 2023. Permafrost thermal responses to asymmetrical climate changes: An integrated perspective. *Geophys Res Lett*, 50: e2022GL100327
- Watanabe S, Hajima T, Sudo K, Nagashima T, Takemura T, Okajima H, Nozawa T, Kawase H, Abe M, Yokohata T, Ise T, Sato H, Kato E, Takata K, Emori S, Kawamiya M. 2011. MIROC-ESM 2010: Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geosci Model Dev*, 4: 845–872
- Wu Q B, Zhang T J. 2010. Changes in active layer thickness over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1995 to 2007. *J Geophys Res*, 115: 2009JD012974
- Wu T H, Wang D, Mu C C, Zhang W X, Zhu X F, Zhao L, Li R, Hu G J, Zou D F, Chen J, Wei X H, Wen A M, Shang C P, La Y, Lou P Q, Ma X, Wu X D. 2022. Storage, patterns, and environmental controls of soil organic carbon stocks in the permafrost regions of the Northern Hemisphere. *Sci Total Environ*, 828: 154464
- Yan Q, Wang H J, Johannessen O M, Zhang Z S. 2014. Greenland ice sheet contribution to future global sea level rise based on CMIP5 models. *Adv Atmos Sci*, 31: 8–16
- Yang K, Yang J T, Zhaoye P H, Zhang F M, Zhang G, Wang C H. 2023. Optimization and validation of soil frozen-thawing parameterizations in Noah-MP. *J Geophys Res-Atmos*, 128: e2022JD038217
- Ye H C, Cho H R, Gustafson P E. 1998. The changes in Russian winter snow accumulation during 1936–83 and its spatial patterns. *J Clim*, 11: 856–863
- Yokoyama Y, Esat T M, Thompson W G, Thomas A L, Webster J M, Miyairi Y, Sawada C, Aze T, Matsuzaki H, Okuno J, Fallon S, Braga J C, Humblet M, Iryu Y, Potts D C, Fujita K, Suzuki A, Kan H. 2018. Rapid glaciation and a two-step sea level plunge into the Last Glacial Maximum. *Nature*, 559: 603–607
- Yukimoto S, Adachi Y, Hosaka M, Sakami T, Yoshimura H, Hirabara M, Tanaka T Y, Shindo E, Tsujino H, Deushi M, Mizuta R, Yabu S, Obata A, Nakano H, Koshiro T, Ose T, Kitoh A. 2012. A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3—Model description and basic performance. *J Meteorol Soc Jpn*, 90A: 23–64
- Zhang G, Nan Z, Yin Z, Zhao L. 2021. Isolating the contributions of seasonal climate warming to permafrost thermal responses over the Qinghai-Tibet Plateau. *J Geophys Res-Atmos*, 126: e2021JD035218
- Zhang T, Barry R G, Knowles K, Heginbottom J A, Brown J. 1999. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 23: 132–154
- Zhao L, Zou D F, Hu G J, Du E J, Pang Q Q, Xiao Y, Li R, Sheng Y, Wu X D, Sun Z, Wang L X, Wang C, Ma L, Zhou H Y, Liu S B. 2020. Changing climate and the permafrost environment on the Qinghai-Tibet (Xizang) Plateau. *Permafrost Periglacial*, 31: 396–405
- Zhong X Y, Zhang T J, Kang S C, Wang K, Zheng L, Hu Y T, Wang H J. 2018. Spatiotemporal variability of snow depth across the Eurasian continent from 1966 to 2012. *Cryosphere*, 12: 227–245
- Zhou B T, Xu Y, Shi Y. 2018. Present and future connection of Asian-Pacific Oscillation to large-scale atmospheric circulations and East Asian rainfall: Results of CMIP5. *Clim Dyn*, 50: 17–29

(责任编辑: 黄建平)