

人为辐射强迫加速近期冬春季青藏高原东部雪深消融速率¹

廖舒洁¹, 吴其冈^{1,2}, 孙冷³, 姚永红⁴, 户元涛¹

¹ 复旦大学大气与海洋科学系, 上海 200438

² 复旦大学海洋气象灾害联合实验室 上海 200438

³ 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

⁴ 南京大学大气科学学院, 南京 210033

摘要

冬春季青藏高原东部平均雪深具有明显的年代际变化特征, 大约上世纪90年代之前呈现显著增加趋势, 之后为显著减少趋势。本文首先利用观测资料分析1960-1989年和1990-2014年两阶段青藏高原东部冬春季雪深与相关气象要素场(包括气温和降水)和大气环流条件等的趋势及其相互联系。其次选用CESM2模式的三套历史输出资料, 包括(1)全部外部辐射强迫, (2)温室气体辐射强迫, 和(3)人为气溶胶辐射强迫等不同模拟方案, 评估辐射强迫和北大西洋涛动(NAO)对两个阶段冬春季青藏高原东部雪深趋势的分别影响。观测分析表明, 1990年以后冬季雪深减少趋势主要由地表气温升高和降雪减少共同导致, 而春季雪深减少则主要由地表气温升高所致。对比分析观测和模拟雪深及其与大气变量趋势之间的关系, 结果表明, 全部辐射强迫或者单独的温室气体和气溶胶辐射强迫对1960-1989年间高原东部雪深增加趋势贡献较少, NAO大约解释49%的冬季雪深增加趋势, 但对春季增加趋势贡献较少。全部辐射强迫导致青藏高原东部1990-2014年间显著增温, 降雪减少, 对后期冬春季雪深均持续减少有显著贡献, 可以解释后期观测大约29%的冬季和82%的春季站点平均积雪减少趋势。其中温室气体强迫和气溶胶辐射强迫对高原增温均有显著贡献, 共同导致冬春季高原东部雪深的减少。NAO指数下降趋势可解释1990-2014年青藏高原东部冬季积雪雪深减少的22%, 但对春季雪深减少贡献较小。随着未来人为温室气体增加和气溶胶排放减少, 预期高原东部增暖将进一步加剧, 冬春季节高原东部雪深将持续减少。

¹ 收稿日期 2023-8-28; 网络预出版日期

作者简介 廖舒洁, 女, 1997年出生, 硕士, 主要从事气候变化研究, E-mail: liaoshj_xq@outlook.com

通讯作者 吴其冈 E-mail: qigangwu@fudan.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91837206

关键词：青藏高原，雪深，年代际变化，辐射强迫，北大西洋涛动

文章编号 中图分类号 P467 文献标识码

稿件编号 2023051BB

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2306.23051

Abstract

The winter and spring snow depths on the eastern Tibetan Plateau (TP) are characterized by interdecadal variability, with a significantly increased trend approximately before 1990 and a decreased trend after 1990. In this paper, we first analyze trends of winter and spring snow depth over the eastern TP in 1960-1989 and 1990-2014, and its relationships with the trends of temperature, precipitation and other atmospheric circulation conditions. Three sets of outputs from the Community Earth System Model Version 2 (CESM2) model, including (1) total external radiative forcing, (2) well-mixed greenhouse gas radiative forcing, and (3) anthropogenic aerosol radiative forcing, are then used to assess the respective contributions of radiative forcing and North Atlantic Oscillation (NAO) to the trends of snow depth in the eastern TP during the winter-spring period of 1960-1989 and 1990-2014. Observational analyses indicate that the post-1990 snow reduction was mainly caused by increasing surface air temperature and decreasing snowfall, while spring snow depth was mainly caused by increasing surface air temperature. During 1960-1989, all radiative forcing, greenhouse-gas forcing only, or aerosol forcing only contributed little to increased trends of winter and spring snow depth over the eastern TP. The NAO instead contributed about 49% of increased trends of winter snow depth over the eastern TP, but little of increased trends of spring snow depth over the eastern TP. Comparison of observed and modelled trends in other atmospheric variables suggests that all radiative forcing led to significant warming and reduced snowfall on the eastern TP from 1990-2014, and contributed significantly to the continued reduction in both winter and spring snow depths in the later period, explaining 29% and 82% of the observed winter snow depth reduction in the later period. Both greenhouse gas forcing and aerosol radiative forcing contribute significantly to plateau warming and together contribute to the reduction in snow depth in the eastern TP in winter and spring during 1990-2014. The decreasing trend in the NAO index can explain 22% of the reduction in snow depth in the eastern TP in winter from 1990-2014, but contributes slightly to the reduction in snow depth in spring. With future increases in anthropogenic greenhouse gases and decreases in aerosol emissions, warming in the eastern TP is expected to intensify further and snow depth in this area will continue to decrease.

Keywords: Tibetan Plateau, Snow depth, Decadal variations, Radiative forcing, North Atlantic Oscillation

1 引言

积雪是反映青藏高原热状况的一个极为重要因子（朱玉祥和丁一汇, 2007; 段安民等, 2014; 马耀明等, 2014; Duan et al., 2016; Duan and Zhang, 2022）。高原积雪冬季最大覆盖超过70%，其季节和年际波动较大，同时具有明显的年代际变化特征。高原东部雪深资料显示，在上世纪60至70年代末冬春季积雪相对偏少，80和90年代偏多，但2000年后又相对偏少（李培基, 1990; 柯长青和李培基, 1998; 韦志刚等, 2002 ; 朱玉祥和丁一汇, 2007; 宋燕等, 2011; Si and Ding, 2013）。积雪是青藏高原地-气耦合系统变化中相对活跃的部分，其异常对亚洲季风和全球气候都有重要影响。冬春季青藏高原积雪异常通过反照率和融雪水文效应对东亚夏季风产生显著影响（钱永甫等, 2003; 杨凯等, 2017 ; Wu and Qian, 2003; Zhang et al., 2004; Zhao et al., 2007）。青藏高原多雪年份一方面通过反照率效应影响地表和低层大气辐射及能量收支，降低地面和对流层温度，另外在春末夏初的5月和6月期间积雪融化期间的异常“湿土壤”作为异常冷源减弱了春夏季高原热源的加热作用（水文效应）。以上反照率和水文效应共同作用减弱夏季海陆温差对比，导致亚洲夏季风强度偏弱，引起长江流域夏季降水异常增加，并造成华南、华北夏季降水异常减少。在年代际时间尺度上，20世纪70年代至90年代青藏高原冬春季积雪偏多，可能导致夏季风偏弱，中国出现“南涝北旱”分布型（Zhang et al., 2004; Si and Ding, 2013）。高原冬春积雪异常也与南亚高压存在关联，高原冬春季积雪偏多时期对应南亚高压偏弱，东脊点偏西（Zhou et al., 2016）。另外，观测和数值模拟研究均表明秋冬季青藏高原地区积雪异常能引起冬季类似太平洋-北美（PNA）遥相关型的大气响应（Wu et al., 2011, Liu et al., 2017），而春季高原积雪异常能激发北太平洋涛动（NPO）型的大气响应（Liu et al., 2020），其机理与高原积雪强迫激发的Rossby 波能量东传以及东亚-北太平洋地区瞬变涡度反馈作用有关。

青藏高原积雪异常受气候内部自然变率，如北极涛动（AO），北大西洋涛动（NAO），印度洋偶极子（IOD）和厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）等引起的环流异常显著影响（Shaman and Tziperman, 2005; Wu et al., 2012; Yuan et al., 2012; 楚翠姣, 2014; Zhan et al., 2016; Jiang et al., 2019）。其中NAO通过“北大西洋-乌拉尔-东亚”高纬路径或准静止罗斯贝波（从格陵兰岛到热带非洲-阿拉伯海地区五

个成员的波列模式)增强亚洲副热带西风急流,形成围绕高原的异常气旋性环流加深印缅槽,同时对流层盛行南风携带孟加拉湾水汽到达高原。当冬季NAO正位相时,高原上空出现异常上升运动,加强的南风 and 上升运动有利于高原对流降水和水汽输送增强,进而增加高原降雪(Watanabe, 2004; Li et al., 2008; Mao et al., 2010; Xin et al., 2010; Wu and Wu, 2019)。冬春季NAO指数较高的年份,高原水汽通量和降雪增加,有利于高原春季地表降温(Wallace, 2000; You et al., 2011; Liu et al., 2018; Zhang et al., 2019)。

高原积雪长期变化受外部辐射强迫影响(Kang et al., 2019; You et al., 2020)。过去研究利用RegCM2、MIROC、GFDL_CM等模式模拟研究温室气体排放增加的温室效应对青藏高原增暖的影响主(Chen et al., 2003; Duan et al., 2006; You et al., 2021)。研究指出CO₂排放增加引起局地辐射强迫中地表太阳辐射和地表红外辐射通量改变是青藏高原增暖放大的主要原因,且以冬半年高原中东部为主。结合青藏高原东部冬春季积雪深度异常与气温的负反馈关系(Wang et al., 2014; Huang et al., 2017; Mudryk et al., 2017; Wang et al., 2018; Notarnicola, 2020),可知地表温度升高有利于积雪融化。而人为气溶胶可以通过散射、吸收太阳辐射影响地气系统辐射平衡,或作为云凝结核影响云的形成及特性,从而通过直接效应和间接效应影响全球和局地气候(IPCC, 2013)。同时,SO₄等散射性气溶胶的冷却效应产生直接大气强迫引起梯度异常和环流型异常,形成大气棕色云,导致青藏高原积雪覆盖率和地表反照率增加(Ramanathan et al., 2001; Ramanathan et al., 2007; Xu et al., 2016)。与之相反,黑炭(Black Carbon, 简称BC)等吸收性气溶胶在大气中吸收太阳辐射产生对流层正温度异常并通过高空热力泵泵入暖湿空气,沉降至地表同样吸收更多太阳辐射加热大气,最终加速融雪(Lau et al., 2006; Alexander et al., 2010; Lau et al., 2010; Menon et al., 2010; Qian et al., 2011; Xu et al., 2016)。因此,人为气溶胶辐射强迫总体效应取决于不同种类气溶胶直接和间接作用的综合结果。

本文主要分析1990年后冬春季高原东部站点观测雪深快速减少的成因。2000年前冬季高原雪深增加与NAO上升趋势有关(Xin et al., 2010),春季高原雪深增加与亚洲副热带西风急流增强,印缅槽加深及高原上空出现异常上升运动有关(Zhang et al., 2004)。由于高原西部缺乏观测雪深资料,上面回顾的数值模拟研

究更多讨论人为温室气体和气溶胶辐射强迫对卫星观测积雪覆盖度的影响,而较少研究进行高原雪深观测趋势的归因分析。雪深和积雪覆盖度分别代表高原积雪融雪水文和反照率气候效应。我们分两阶段1960-1989和1990-2014年,比较观测和CESM2模式模拟雪深趋势,重点讨论包括人为和自然辐射强迫变化对1990-2014年青藏高原冬春季雪深减少趋势的贡献,同时比较人为温室气体和气溶胶等辐射强迫对高原雪深快速减少的相对贡献,提高对高原雪深年代际变化成因的认识,对研究高原积雪的长期气候影响有重要现实意义。

2 数据与方法

本文使用的数据包括:(1)中国672个气象站的雪深、2m气温和降水量日平均观测资料长时间数据集。将逐日数据处理为月平均值,并利用国家青藏高原科学数据中心提供的青藏高原流域边界数据筛选出高原东部(90°E以东)边界内站点(张镔锂, 2019)。(2)第五代欧洲中期天气预报中心(ECMWF)再分析(ERA5)月平均降雪(SNF), 500hPa位势高度(Z500), 和200hPa风场(UV200)数据(Hersbach et al., 2020)。(3)基于主分量分析的NAO指数(Hurrell, 1995)。三套数据集,选取的时间长度均为1960–2019年。

模式模拟资料来自 Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6) (Eyring et al., 2016) 中Community Earth System Model Version 2 (CESM2) (Danabasoglu et al., 2020) 提供的历史模拟结果。CMIP6的历史模拟是基于观测外强迫进行的1850-2014年全球气候变化模拟,随时间变化的外部强迫因素为:自然强迫的变化(如太阳变率和火山气溶胶)和人类活动的变化(如二氧化碳浓度、气溶胶和土地利用) (Eyring et al., 2016)。对于有交互式化学或气溶胶模型,模式资料统一使用CMIP6提供的反应性气体和气溶胶前体工业化前排放数据集the Community Emissions Data System (CEDS) (Collins et al., 2017, Hoesly et al., 2018)。如引言中回顾,充分混合的温室气体辐射强迫和人为气溶胶强迫对青藏高原增温和积雪变化均有显著影响,本文中利用CESM2 模式三套模拟数据:全部人为和自然辐射强迫试验(HIST-ALL),充分混合的温室气体辐射强迫试验(HIST-GHG),人为气溶胶(硫酸盐、黑碳、有机碳、灰尘等)辐射强迫试验(Hist-AA),评估总辐射强迫和单独的GHG及AA辐射强迫的可能影响,这三个试验的集合数分别为11, 3和2个。由于过去气候模式中人为气溶胶的辐射强迫有相当的不确定性,本文讨论CMIP6 CESM2的模拟结果,主要是考虑到CESM2 模式Hist-AA中模拟采用CMIP6提供的CEDS人为气溶胶排放数据,该排放数据分析结果表明 (Hoesly et al., 2018), 20世纪后期硫酸盐气溶胶排放量因排放控制政

策而下降，2000年以后黑炭（BC）和有机碳（OC）的排放量呈现出稳步增长的态势，所以气溶胶综合辐射强迫对高原有增温效应，但OC和BC排放估计数的不确定性较高。以上模拟数据均源自CMIP6官网（<https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip6/>）。其次CESM2的HIST-ALL试验有较多集合数，P2阶段在青藏高原东部冬季和春季的集合平均强迫趋势和观测均比较接近（见表1-2）。

本文主要采用趋势归因方法，分析讨论辐射强迫对高原积雪年代际变化的影响，对青藏高原东部站点观测平均雪深而言，冬季在上世纪90年代初期达到最大值，而春季则在上世纪80年代后期达到最大值（图1a, f）。参考过去文献结论（韦志刚等, 2002；邹燕和赵平, 2008; Si and Ding, 2013），同时考虑到CESM2 历史模拟资料到2014年结束，本文以1990年为界，比较分析观测和模拟中1960-1989年（标记为P1）和1990-2014年（标记为P2）两阶段雪深趋势，并研究了其与气象要素场及大气环流场之间的关系。需要说明的是，若以1991-1995中任一年为第一、二阶段分界点，本文冬春季的主要结论均不变。另外，若观测雪深的资料更新到2019年，1990-2019年和1990-2014年雪深指数趋势及其空间趋势基本相同。所以本文主要给出1990-2014年积雪和大气变量的趋势。

本文利用由主分量分析定义的NAO指数（Hurrell, 1995）进行回归分析，讨论NAO 对高原冬春季雪深和其他大气变量的影响。回归分析和相关分析均采用 t 检验标准进行双侧显著性检验。对NAO和大气及积雪变量指数，采用IPCC AR4（Trenberth et al., 2007）中的滤波器保留大约10年以上的年代际低频变化，权重为 $\frac{1}{576}$ (1, 6, 19, 42, 71, 96, 106, 96, 71, 42, 19, 6, 1)。

3 结果

我们首先利用站点观测资料和ERA5再分析资料计算青藏高原雪深和气象要素场在1960-1989年（P1）和1990-2014年（P2）两段时间序列的趋势，其次利用CESM2模式Hist-ALL, Hist-GHG, Hist-AA 试验输出计算集合平均强迫趋势，最后讨论NAO的可能贡献。

3.1 观测雪深和相关气象要素场年代际变化

过去很多研究利用2010年前的青藏高原站点雪深资料揭示青藏高原东部雪深呈现“少—多—少”的年代际变化特征（Zhang et al., 2004；Ding et al., 2009; Si and Ding, 2013）。图1a, f利用最新站点观测雪深资料，进一步揭示1960-2019

年冬季和春季高原东部站点平均雪深时间序列年代际变化特征。冬季高原雪深在20世纪80年代以前整体偏少，以后至20世纪末整体偏多，21世纪以来再次明显偏少；春季则从20世纪60年代后期至90年代中期偏多，而20世纪60年代前期和90年代后期以后偏少，尤其是最近10年春季高原雪深远低于1980-2000年间的平均值。冬季高原雪深的变率明显大于春季，前者的最大变幅为后者的3-4倍。平滑时间序列表明，冬季雪深在上世纪90年代初期达到峰值，而春季则在上世纪80年代后期达到峰值。因此，我们选取1960-1989（P1）和1990-2014（P2）年两阶段计算雪深和大气变量的变化趋势。结果表明，P1阶段冬春季雪深时间序列具有显著上升趋势，速率分别为35.52和9.82 mm/mon/10yr，P2阶段冬春季具有显著下降趋势，速率分别为-40.39和-12.50 mm/mon/10yr。1990-2019年冬季和春季雪深指数趋势分别为-27.18和-11.72 mm/mon/10yr，与P2阶段一致，均为显著减少趋势。图2a-b和3a-b分别为P1和P2两阶段冬春季站点雪深趋势空间分布图，显示P1阶段冬季高原东部绝大部区域雪深呈现一致的显著增加趋势，只有高原东南部少数站点呈现减少趋势，而春季高原东部雪深显著增加站点主要位于唐古拉山以北到昆仑山以南的中部地区，而北部和南部多数站点呈现弱减少趋势。但P2阶段冬季和春季高原东部站点绝大多数雪深呈现一致的减少趋势，冬季显著雪深减少站点主要位于唐古拉山到巴颜喀拉山之间，春季显著雪深减少站点分布相对比较均匀。

气温和降雪是青藏高原积雪产生和维持的重要因子（胡豪然和梁玲，2013）。降雪量的多少直接决定积雪厚度，而地表气温变化直接影响积雪的消融，冬季增温幅度1°C左右有利于高原降雪量增加（Duan et al., 2016；Duan and Zhang, 2022），增温幅度过大则不利于高原降雪量增加，但有利于降水量的增加。图1b,g 显示1960年后冬季青藏高原东部地表温度（SAT）呈现明显的增暖趋势，而春季增暖则主要发生在上世纪80年代之后。图2c-d和图3d显示冬季P1和P2前后两阶段和春季P2阶段高原东部整体均呈现一致增暖的趋势，并且绝大部分格点增温趋势在95%置信度下通过显著性检验，而图3c显示春季P1阶段高原东部SAT趋势大约以98°E为界呈现东西相反的趋势特征。两阶段东部区域平均增温速率在冬季比较接近，分别为0.47和0.61°C/10yr，而在春季则差异较大，分别约为-0.07和0.46°C/10yr。图2e, g显示P1阶段冬季绝大部分格点降水（Pr）显著增加，同期降雪量（SNF）东部大部分地区也呈现一致增加趋势，而P2大部分格点降水和降雪量呈现一致减

少趋势。P1和P2两阶段冬季东部区域平均降水量趋势分别为1.13和-0.49mm/mon/10yr, 降雪量为0.20和-2.00 mm/mon/10yr。图3e-h显示春季P1阶段绝大部分格点降水和降雪量显著增加, 而P2阶段除了横断山脉外大部分格点降水都有增加趋势, 但降雪量在大约100°E以东地区呈现减少趋势。P1和P2两阶段春季东部区域平均降水量趋势分别为3.52和0.64mm/mon/10yr, 降雪量趋势为3.11和-0.78 mm/mon/10yr。

1960-2019年去趋势东部区域平均雪深和SAT指数在冬季的相关系数约为0.02, 而在春季的相关系数达-0.62 (通过95%置信度显著性检验), 降雪量和雪深指数在冬季和春季均为显著的正相关, 相关系数分别约为0.65和0.49。这表明, 冬季高原雪深的变化可能主要受降雪的影响, 降雪量多少可能和SAT没有太大关联。而春季雪深则受降雪和升温显著影响, 降雪量增多和地面气温下降均有利于春季雪深增加。鉴于冬季P1阶段降雪量有较弱的不显著增加趋势 (0.20mm/mon/10yr), P2阶段降雪量呈显著减少趋势 (-2.0 mm/mon/10yr), 两阶段增温趋势显著 (分别为0.47和0.61°C/10yr)。因此我们推断冬季高原雪深在20世纪90年代以前的增加趋势可能是由于高原上空气温增加导致, 降雪量增加可能也有一定贡献。这与过去李培基 (1990) 及柯长青和李培基 (1998) 等指出高原增温导致降雪量增加的结论相一致。而20世纪90年代以后冬季雪深减少主要是由降雪量减少和地面增温引起, 尽管高原上空气温增加相对也有利于降雪增加, 但是地面增温更有利于融雪。而春季高原P1阶段降雪量显著增加 (3.11 mm/mon/10yr), 而温度没有明显变化 (-0.07°C/10yr), 因此春季高原雪深在20世纪90年代以前的增加主要由降雪增加导致, 而20世纪90年代以后高原雪深减少则主要由显著地面增温 (0.46°C/10yr) 融雪导致, 同时降雪减少 (-0.78 mm/mon/10yr, 通不过90%置信度显著性检验) 可能也有一定贡献。

年代际时间尺度上高原降水和降雪量的改变与大气环流背景的相应转变有关 (Zhang et al., 2004 ; Xin et al., 2010)。两阶段冬季高原周边区域 500-hPa 高度场 (Z500) 和 200-hPa 风场 (UV200) 趋势分布如图 2i-l 所示。200-hPa 高度场 (Z200) 趋势 (图略) 和 Z500 趋势, 以及 500-hPa 风场 (UV500) 趋势 (图略) 和 UV200 均十分相似, 反映正压结构的趋势特征。UV200 显示出影响高原降水量和降雪量的副热带急流变化和水汽输送特征。P1 阶段 Z500 趋势在西亚为

负异常趋势，中国东部为正异常趋势，以上趋势均不显著，高原东部大范围位于以上正负趋势区域之间。UV200 表现为青藏高原东部东南风，南侧西南风，西侧及孟加拉湾上空西风趋势有利于水汽输送增加，西风急流加强促进对流运动。以上环流趋势有利于这一阶段高原降水和降雪量增加，因而增加雪深。东部站点平均观测降水显著增加趋势 (1.13 mm/mon/10yr) 确实和以上大气环流趋势相一致，但是 ERA5 高原东部降雪量却为较小的不显著增加趋势 (0.20 mm/mon/10yr)，这和高原上空大气环流趋势较弱一致，但也可能是 ERA5 低估了 1960-1989 年高原的降雪量增强趋势。在 P2 阶段， 40°N 以南的亚洲区域为弱的 Z500 增加趋势，但 UV250 则呈现以中国西南和华南地区为中心呈现中心显著的反气旋环流趋势，而青藏高原处于反气旋中心的北部，同时高原以北的贝加尔湖及中国东北地区为显著的气旋性环流趋势。对应高原西侧和孟加拉湾上空东风趋势，高原东部南坡上空则为反气旋风场，不利于孟加拉湾水汽输送至高原东部。因此高原东部降水和降雪整体减少，加上地面增温显著增强融雪效应，最终导致 20 世纪 90 年代以后雪深快速减少。

同样图 3i-l 显示两阶段春季 Z500 和 UV200 趋势对比明显。P1 阶段在印度洋和亚洲南部低纬度地区 Z500 为正趋势，Z500 在东亚为负趋势，最大负值中心位于贝加尔湖以南中国北方地区。青藏高原位于以上气旋性环流的西南部，整个高原处于气旋性环流之中，有利于西风急流加强（图 3k），同时高原东部对流层 UV500（图略）呈现偏西南风趋势，有利于水汽输送增加，因此大部分站点该时期降雪和降水量显著增加（Mao, 2010），同时增温趋势不明显，总体有利于高原东部大部分地区雪深增加，东部平均降雪量和雪深呈显著增加趋势。本文图 3k 中的 UV200 及 UV500 趋势类似于 Zhang et al. (2004) 中讨论的 1980-1993 和 1962-76 两阶段差异，反映印缅槽加深及高原上空出现异常上升运动是 1990 年前高原春季雪深增加的主要原因（Zhang et al., 2004）。而 P2 阶段 50°N 以南及 20°N 以北地区 Z500 为显著增加，呈现以高原西北部和周围中亚地区为中心的异常反气旋环流趋势（图 3j），高原东部增温趋势强烈，高原南部所在纬度带整体偏东风趋势（图 3l），高原西部和喜马拉雅山降雪减少。同时，UV200 显示增加向高原内陆和东部水汽输送增加，有利于高原东部降水和高原内陆降雪增加。但是很可能由于增温过大，高原东部 100°E 以东降雪减少，不利于雪深增加，因

而大部分站点雪深显著减少。高原西部西风减弱，异常水汽输送减少，同时处于反气旋中心为主，降雪量显著减少。虽然高原内陆降雪有呈现增加趋势，但高原东部平均降雪量有微弱的减少趋势，高原增温有利于融雪，因此高原东部雪深显著减少。

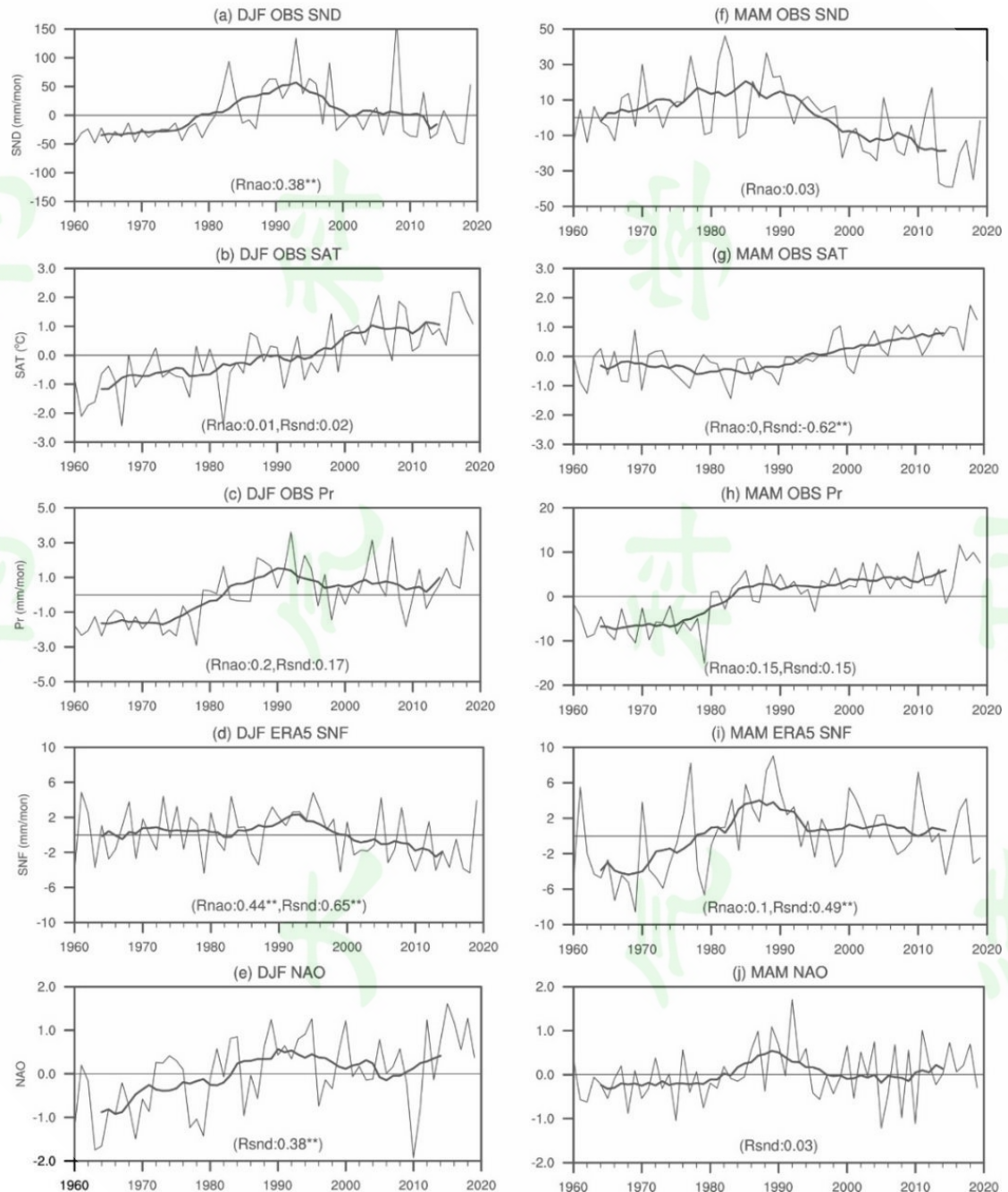


图1 1960-2019年冬季（左列）和春季（右列）高原东部各变量时间序列（细）及相应年代际低频滤波指数（粗）：（a, f）站点观测平均积雪深度异常，（b, g）站点平均地表气温异常，（c, h）站点平均降雨量异常，（d, i）ERA5再分析平均降雪量异常，（e, j）NAO指数。每个小图括号内分别为每个变量去趋势指数与NAO指数（Rnao）或者雪深指数（Rsnd）之间的相关系数，**和*分别为通过95%和90%置信度显著性检验。

Fig. 1 1960-2019 Winter (left column) and spring (right column) averaged (thin) and filtered (thick) indices of: (a, f) station observed snow depth, (b, g) station observed surface air temperature, (c, h) station observed rainfall, (d, i) ERA5 reanalyzed snowfall of the eastern TP, and (e, j) NAO index. The correlation coefficients between the index and the snow depth/NAO indices (R_{snd} and R_{nao}) are shown in brackets. ** and * denote correlations significant at the 95% and 90% confidence level, respectively.

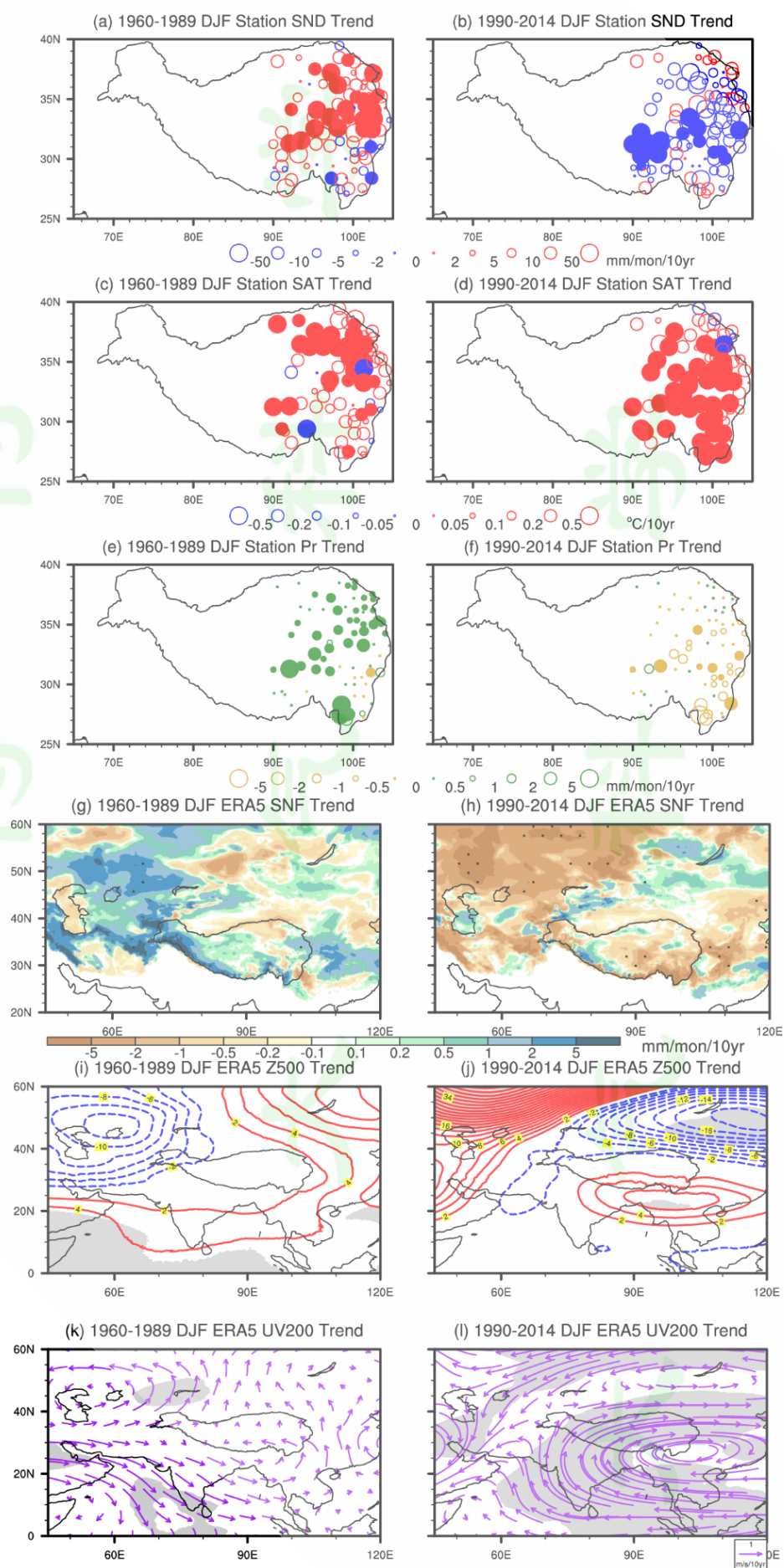


图 2 1960-1989 年（左列）和 1990-2014 年（右列）冬季高原东部各变量趋势分布：(a, b) 站点观测积雪深度，(c, d) 地表气温，(e, f) 降雨量，(g, h) ERA5 降雪量，(i, j) 500hPa 位势高度，(k, l) 200hPa 风场。图 a-f 中实心点，图 g-h 中打点，图 i-k 中阴影为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域。

Fig. 2 1960-1989 (left) and 1990-2014 (right) winter trends of: (a, b) observed snow depth, (c, d) surface air temperature, (e, f) precipitation, (g, h) ERA5 snowfall, (i, j) Z500, (k, l) UV200 of the Tibetan Plateau and surrounding areas. Solid points (a-f), dotted (g-h) and shaded (i-k) denote values significant at the 95% confidence level.

表 1. 观测和 CESM2 模式模拟青藏高原东部平均 1960-1989 年（P1）及 1990-2014 年（P2）两阶段冬季积雪深度（SND，单位：mm/mon/dec），地表温度（SAT，单位：℃/dec），降水（Pr，单位：mm/mon/dec）和降雪量趋势（SNF，单位：mm/mon/dec）及其 NAO 回归贡献值（各行分别为：观测值，Hist-ALL 模拟值，Hist-GHG 模拟值，Hist-AA 模拟值）。**和*分别为通过 95%及 90%置信度水平下显著性检验。

Table 1. Observations and CESM2 model simulations of winter snow depth (SND in mm/mon/dec), surface temperature (SAT in °C/dec), precipitation (Pr in mm/mon/dec) and snowfall trends (SNF in mm/mon/dec) and their NAO regression contributions (rows are: observations, Hist-ALL simulations, Hist-GHG simulations, Hist-AA simulations, respectively) for the eastern Tibetan Plateau averaged over 1960-1989 (P1) and 1990-2014 (P2). ** and * denote trends significant at the 95% and 90% confidence level, respectively.

	SND		SAT		Pr		SNF	
	P1	P2	P1	P2	P1	P2	P1	P2
OBS	35.52**	-40.39**	0.47**	0.61**	1.13**	-0.49	0.20	-2.00**
Hist-ALL	-2.26	-11.53**	0.13	0.78**	0.02	0.53	-0.06	0.22
Hist-GHG	0.92	-4.67	0.23**	0.39*	0.11	-1.45	-0.02	-1.28
Hist-AA	3.97	-12.22*	-0.09	0.42**	0.46	-0.11	0.35	-0.08
NAO	17.30**	-8.86	0.06**	-0.03	0.43**	-0.22	0.76**	-0.39

表 2. 观测和 CESM2 模拟青藏高原春季趋势，其他同表 1.

Table 2. Same as Table 1 except for spring trends in observations and CESM2 simulations.

	SND		SAT		Pr		SNF	
	P1	P2	P1	P2	P1	P2	P1	P2
OBS	9.82**	-12.50**	-0.07	0.46**	3.52**	0.64	3.11**	-0.78
Hist-ALL	-3.13	-10.22**	0.11*	0.56**	0.68	3.24**	0.16	-0.30
Hist-GHG	-2.97	-9.86**	0.19*	0.30**	0.99	1.10	-0.50	-0.60
Hist-AA	-0.12	-5.60	-0.05	0.18	0.89	-3.20	0.17	0.20
NAO	0.22	-0.22	0.01	-0.01	-0.11	0.11	0.24**	-0.23

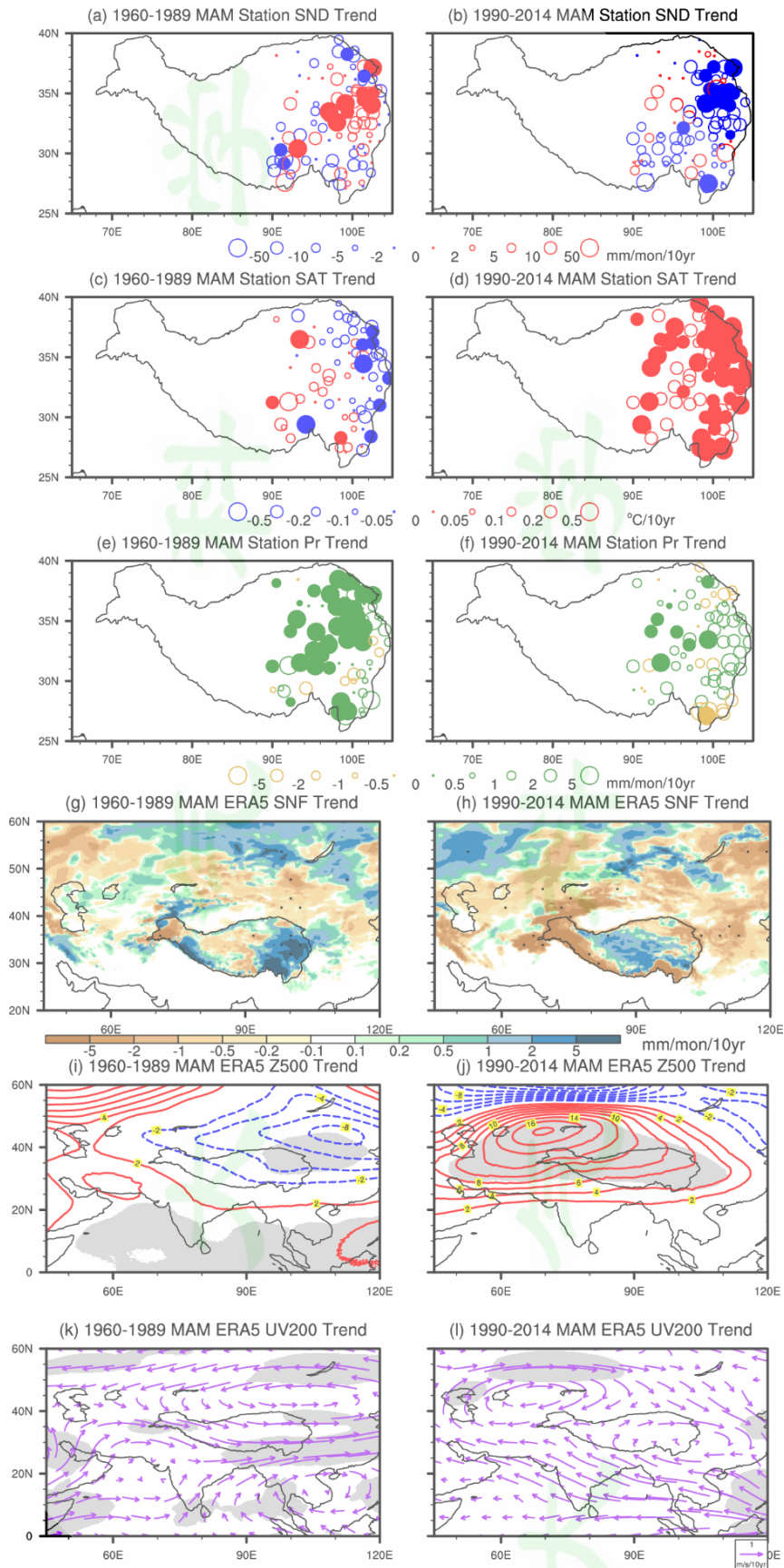


图 3，同图 2，但为春季两阶段趋势。

Fig. 3 Same as Fig. 2 except for spring trends.

3.2 辐射强迫影响

本节利用CESM2 三组模拟试验结果,分析辐射强迫在以上两阶段青藏高原冬春季雪深变化中的相对作用。图4首先给出三组试验强迫结果,包括1960-2014年冬春季高原东部平均雪深、2米气温、降水和降雪量时间序列。其中SAT在冬春季均一直呈现上升趋势,反应了人为辐射强迫对青藏高原增温的显著影响(Duan et al., 2006; Xu et al., 2016)。图5-6给出Hist-ALL模拟的两阶段冬春季雪深和其他大气变量强迫趋势的空间分布。图5显示,在P1阶段冬季,Hist-ALL模拟的全部辐射强迫作用下高原东部增温趋势较弱,Z500趋势在印度洋和亚洲都为增加趋势,在青藏高原西北端到西亚地区有大值中心,在中国东部沿海地区相对偏小。青藏高原处于异常反气旋环流的东侧,高原东部为源自高纬度的东北风趋势,降水和降雪量均呈现减少趋势,但不显著。在P2阶段冬季,高原呈现整体强烈增温趋势,对应Z500显著增加趋势。和P1相比,从热带到青藏高原及整个亚洲地区,Z500增加趋势分布相对比较均匀,大值区位于青藏高原西部和巴基斯坦地区,整个高原处于反气旋性环流趋势中,但比观测中反气旋趋势中心偏西大约 35° ,模拟中高原东部和东南部降水和降雪量均有增加,但受高原强烈增温影响,高原东部和喜马拉雅山均呈现雪深显著减少趋势。表1表明,图5中冬季前后两阶段增温速率分别为 0.13 和 $0.78^{\circ}\text{C}/10\text{yr}$ (后者通过95%置信度显著性检验),降水量趋势分别为 0.02 和 $0.53\text{mm}/\text{mon}/10\text{yr}$,降雪量趋势分别为 -0.06 和 $0.22\text{mm}/\text{mon}/10\text{yr}$,高原东部除中部外为增温趋势,雪深趋势分别为 -2.26 和 $-11.53\text{mm}/\text{mon}/10\text{yr}$ (后者通过95%置信度显著性检验)。以上结果表明P1阶段辐射强迫作用对高原雪深的影响很小,而P2阶段模拟再现了观测显著增强趋势($0.61^{\circ}\text{C}/10\text{yr}$),但没有再现观测的降雪量显著减少趋势($-2.00\text{mm}/\text{mon}/10\text{yr}$)。因此辐射强迫的地面增温趋势作用有利于地面融雪,对高原东部雪深减少有一定贡献,但强迫趋势只有观测趋势的29%。

图6显示,在春季,Hist-ALL模拟的全部辐射强迫作用对P1阶段增温作用较弱,而P2阶段增温作用明显增强,高原东部均为增温趋势。两阶段模拟东部平均增温速率分别为 0.11 和 $0.56^{\circ}\text{C}/10\text{yr}$,分别通过90%和95%置信度显著性检验(表2),P2阶段模拟较好再现了观测增温趋势。P1阶段春季高原Z500增加趋势较周围偏弱,高原UV200呈现气旋性环流趋势,导致高原整体降水和降雪量均偏多,但不显著,对雪深的影响相对较弱。表2显示,P1阶段东部平均降水,降雪和雪深趋势分别约为 0.68 , 0.16 和 $-3.13\text{mm}/\text{mon}/10\text{yr}$,在90%置信度水平下均不显著。P2阶段春季Z500增加趋势在高原东北和我国北方地区相对增加偏大,高原处于中心位于反气旋的西南部,高原中东部东风风量增强,源于北太平洋输送来的水

汽增加,高原整体降水量和高原内陆降雪量增加,但是高原西南部和喜马拉雅山降雪量减少,高原整体呈现雪深减少趋势。P2阶段高原东部平均降水显著增加但雪深显著减少,趋势值分别约为3.24和-10.22 mm/mon/10yr,其中模拟雪深趋势可以解释约82%的观测减少速率(-12.50 mm/mon/10yr),但降雪量趋势为-0.30 mm/mon/10yr,比ERA5要小。以上高原东部降水和降雪量趋势的不一致,说明1990年后由于春季温度快速升高,大气降水形式更多以液态水形式出现,增加了降水量,较少以固体形式出现,降雪量微弱减少,同时地面温度升高加深积雪融化,因而雪深快速减少。结果表明,CESM2 Hist-ALL模拟青藏高原春季雪深响应,在1990年以后表现为和观测一致的减少趋势,主要是由该时期地表气温增加和降雪减少引起。

图7至图10分别给出两阶段冬季和春季人为温室气体辐射强迫(GHG)及气溶胶(AA)模拟中的强迫趋势空间分布图。图7显示,P1阶段冬季,GHG在高原东西部均有增温作用,但不显著。Z500 增加趋势在高原西部,印度东北地区 and 西亚相对较小,UV200在印度和高原西部处于气旋性环流趋势中,在高原西部和喜马拉雅山降水、降雪和雪深均有增加趋势,在高原东部降水、降雪和雪深趋势均不明显高原东部平均雪深增加趋势很小且不显著(约为0.92 mm/mon/10yr)。图9显示,在P1阶段冬季,AA在高原西部为微弱增温作用,东部为降温作用。Z500在高原西部到中国西北及贝加尔湖地区为正趋势,高原东南部为很小的负趋势。喜马拉雅山脉东部及其横断山脉降水和降雪量增加,雪深在高原东南部为增加趋势,东北部增加很弱。可见,P1阶段AA对冬季东部雪深有微弱的增加作用,平均雪深趋势为3.97mm/mon/10yr,但不显著,并且远小于观测趋势。表1中的东部平均趋势表明,P1阶段高原东部除了增温受GHG显著影响外,降水和雪深增加趋势受包括人为ALL、GHG和AA强迫在内的辐射强迫影响较小,很可能是主要受到自然变率的影响(Xin et al., 2010)。在3.3中我们将量化NAO的可能贡献。

图7和图9显示,P2阶段GHG和AA 强迫对高原冬季增温作用均明显增强,平均显著趋势为0.39和0.42°C/10yr。GHG强迫的Z500趋势为异常反气旋环流,中心位于蒙古地区,高原东部主要为异常东北风控制,高原东部降水,降雪量和雪深相对偏少。GHG强迫引起的高原东部平均降水、降雪量和雪深趋势分别为-1.45、-1.28和-4.67 mm/mon/10yr,这些趋势均不显著。而AA强迫引起的Z500 响应在青藏高原及其亚洲北部为正趋势,但不显著,在印度和印度洋为微弱负趋势,青藏高原处于弱的反气旋性环流中,除了东北部外,高原其他部分的降水、降雪量和雪深均为负趋势。AA强迫的东部平均降水、降雪量和雪深趋势分别为-0.11、-0.08和-12.22 mm/mon/10yr,其中只有雪深趋势显著。以上结果表明P2阶段AA对雪深减少的贡献大于GHG的作用,但ALL和AA的辐射强迫趋势远小于观测趋势(-

40.39mm/mon/10yr)，表明模式很可能低估了包括AA在内的辐射强迫对高原东部雪深减弱的贡献，或者其他自然变率对观测雪深减少也有显著贡献。

图8和图10分别给出两阶段春季GHG和AA的雪深及其他大气变量的强迫趋势。在P1阶段，GHG在高原东西部均有地面增温作用，Z500在热带印度洋、青藏高原和亚洲地区均为显著增加趋势，但在高原西部和印度北部地区增加趋势较小，对应异常气旋性环流趋势。高原西北和喜马拉雅山降水呈增加趋势，最西部雪深增加，但高原东南地区降水、降雪和雪深均呈现减少趋势，东部平均降水、降雪和雪深趋势均不显著，分别为0.99、-0.50和-2.97 mm/mon/10yr。AA对温度的强迫作用在青藏高原西部和西亚地区地面增温，东部有降温趋势，但均不显著，高原东部平均趋势为-0.05°C/10yr。Z500在中亚地区为显著负趋势，在青藏高原西部为弱的正趋势，亚洲其他地区为微弱的负趋势。青藏高原中东部位于弱的异常气旋环流之中，高原东部降水、降雪和雪深呈现南北反向变化。AA强迫的东部平均降水、降雪和雪深趋势均不显著，分别为0.89、0.17和-0.12 mm/mon/10yr。因此，GHG和AA对P1春季高原雪深增加贡献较小。

图8和图10显示P2阶段春季GHG和AA的地面增温作用均明显高于P1阶段，而且GHG的增温作用强于AA，东部平均升温分别为0.30°C/10yr（通过95%显著性检验）和0.18°C/10yr。GHG强迫Z500趋势增加最大值在中亚地区，贝加尔湖地区增加趋势相对较小，青藏高原东北部处于气旋性环流趋势中，高原东南部则处于反气旋环流趋势中，高原东部唐古拉山和巴颜卡拉山地区有明显的辐合带，对应降水和降雪量呈增强趋势。在降水增加区域的南北两侧降水和降雪有减少趋势，东部雪深呈现减少趋势。东部春季平均降水、降雪量和雪深趋势分别为1.10、-0.60和-9.86 mm/mon/10yr，其中只有雪深为显著负趋势。AA强迫的Z500和前一阶段呈现相反趋势，增加趋势最大值在中亚地区，其他增加趋势集中在孟加拉国很小区域，高原西部及其周围南亚地区为弱的负趋势，对应西部降水和降雪增加趋势。高原中东部及其周围我国大部地区趋势均很微弱，高原东部降水和降雪趋势不明显，雪深呈现相对一致减少趋势。东部春季平均降水、降雪量和雪深趋势分别为-3.20、0.20和-5.60mm/mon/10yr，这些趋势均不显著。以上结果表明，GHG和AA对P2阶段春季雪深减少均有贡献，春季地面升温的融雪效应在高原雪深减少趋势中起主导作用。

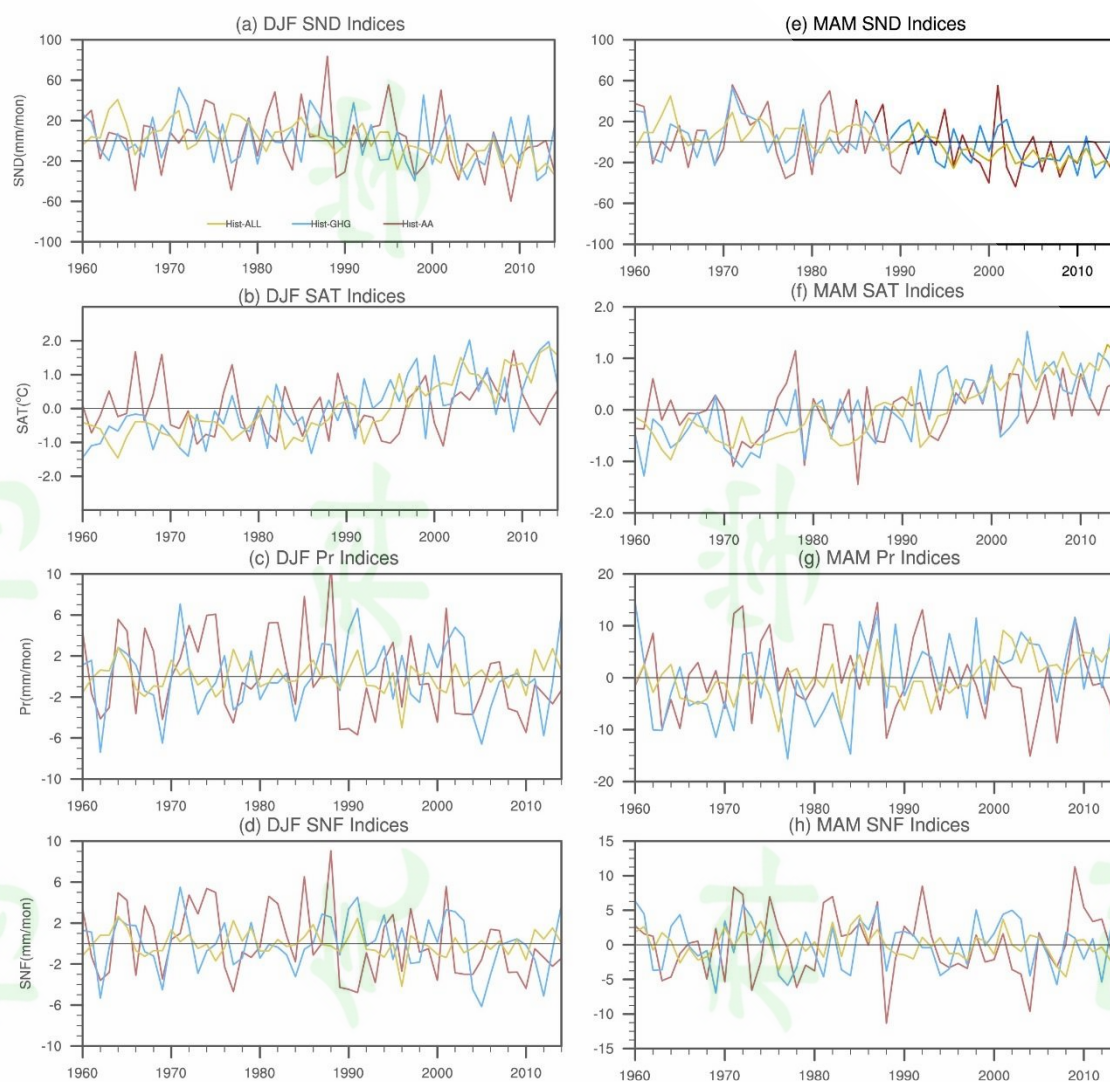


图 4 CESM2 Hist-ALL (黄), Hist-AA (红), Hist-GHG (蓝) 模拟 1960-2014 年冬季 (a-d) 和春季 (f-h) 高原东部各变量的年平均指数: (a, e) 积雪深度, (b, f) 地表气温, (c, g) 降雨量, (d, h) 降雪量。

Fig. 4 CESM2 Hist-ALL (yellow), Hist-AA (red), Hist-GHG (blue) simulations of annual averaged indices of: snow depth (a, e), surface air temperature (b, f), rainfall (c, g), and snowfall (d, h) in the eastern TP for winter (a-d) and spring (f-h) of 1960-2014.

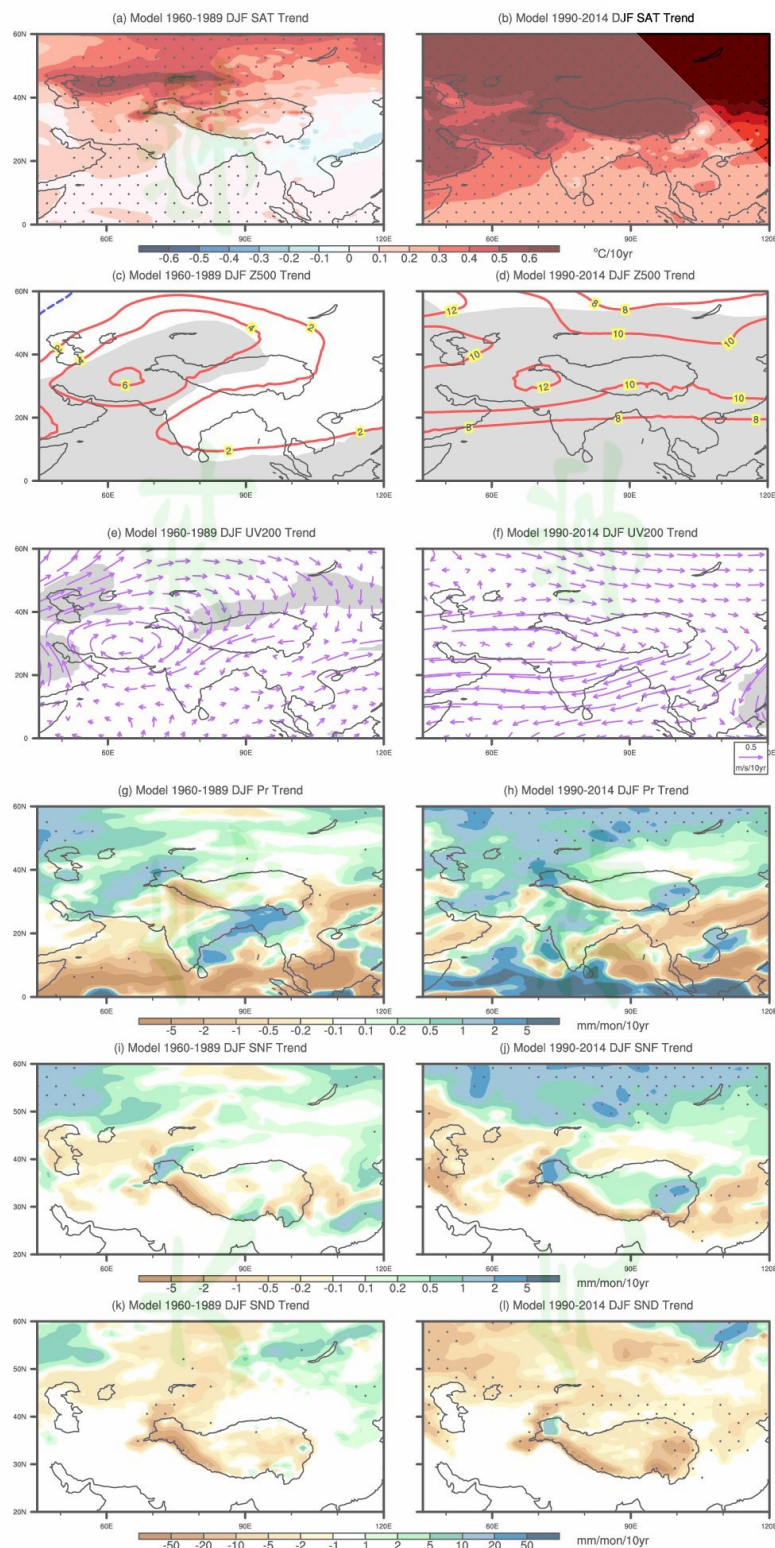


图 5 CESM2 Hist-ALL 模拟冬季 1960-1989 年 (左列) 和 1990-2014 年 (右列) 高原及其周边范围各变量趋势分布: (a, b) 地表气温, (c, d) 500hPa 位势高度, (e, f) 200hPa 风场, (g, h) 降雨量, (i, j) 降雪量, (k, l) 积雪深度。图 c-f 中阴影区域, 其余图中打点区域为通过 95%置信度水平下显著性检验。

Fig. 5 CESM2 Hist-ALL simulated winter trends of: (a, b) surface air temperature, (c, d) 500hPa geopotential height, (e, f) 200hPa horizontal wind, (g, h) rainfall, (i, j) snowfall, (k, l) snow depth on the Tibetan Plateau in 1960-1989 (left) and 1990-2014 (right). Shaded areas (c-f) and punctured areas denotes values significant at the 95% confidence level.

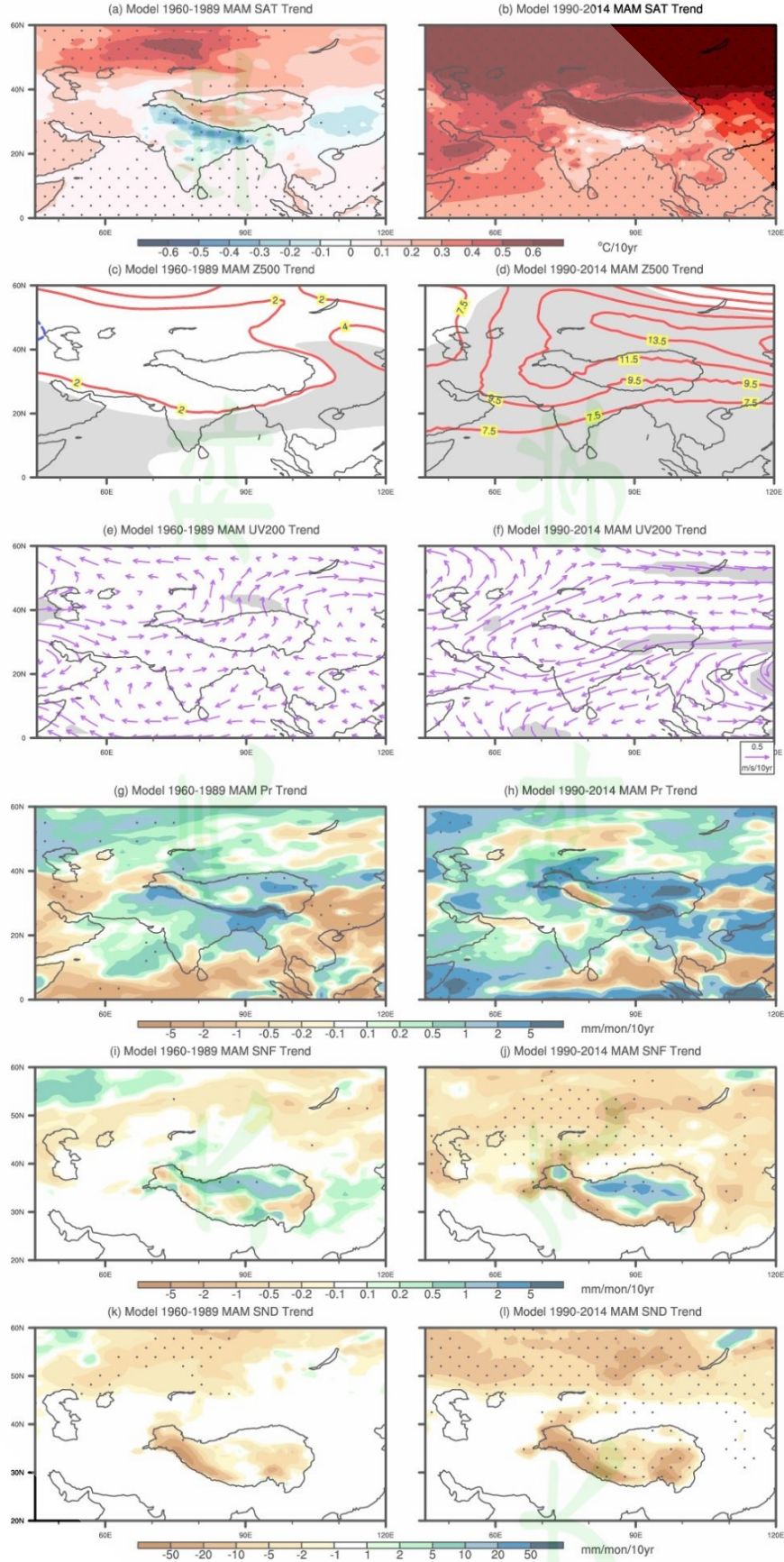


图 6. CESM2 Hist-ALL 模拟春季两阶段趋势，其余同图 5。

Fig. 6. Same as Fig. 5 except for springtime trends famulated in the CESM2 Hist-ALL experiment.

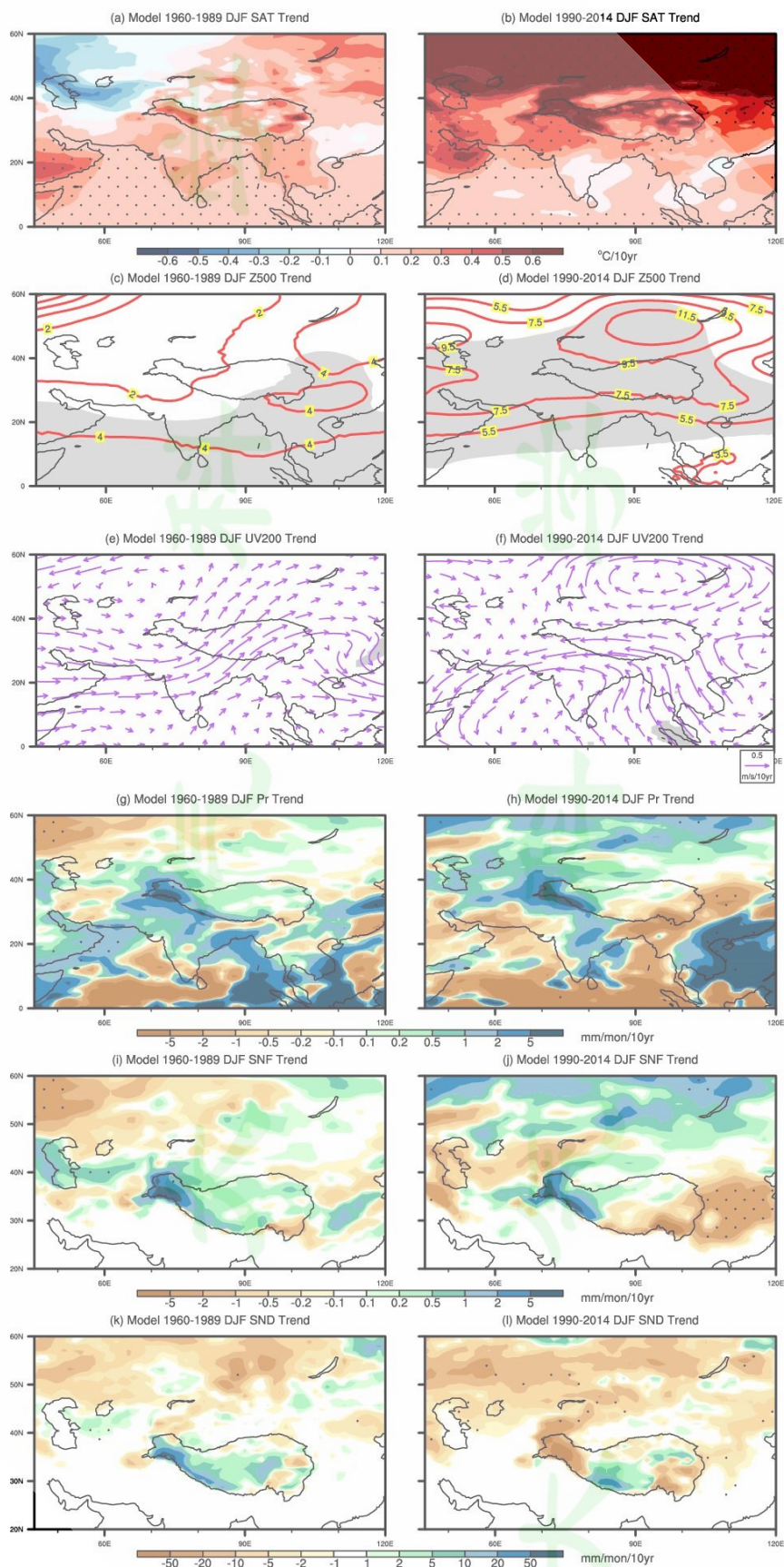


图 7 CESM2 Hist-GHG 模拟冬季两阶段趋势，其余同图 5。

Fig. 7. Same as Fig. 5 except for winter trends simulated in the CESM2 Hist-GHG experiment.

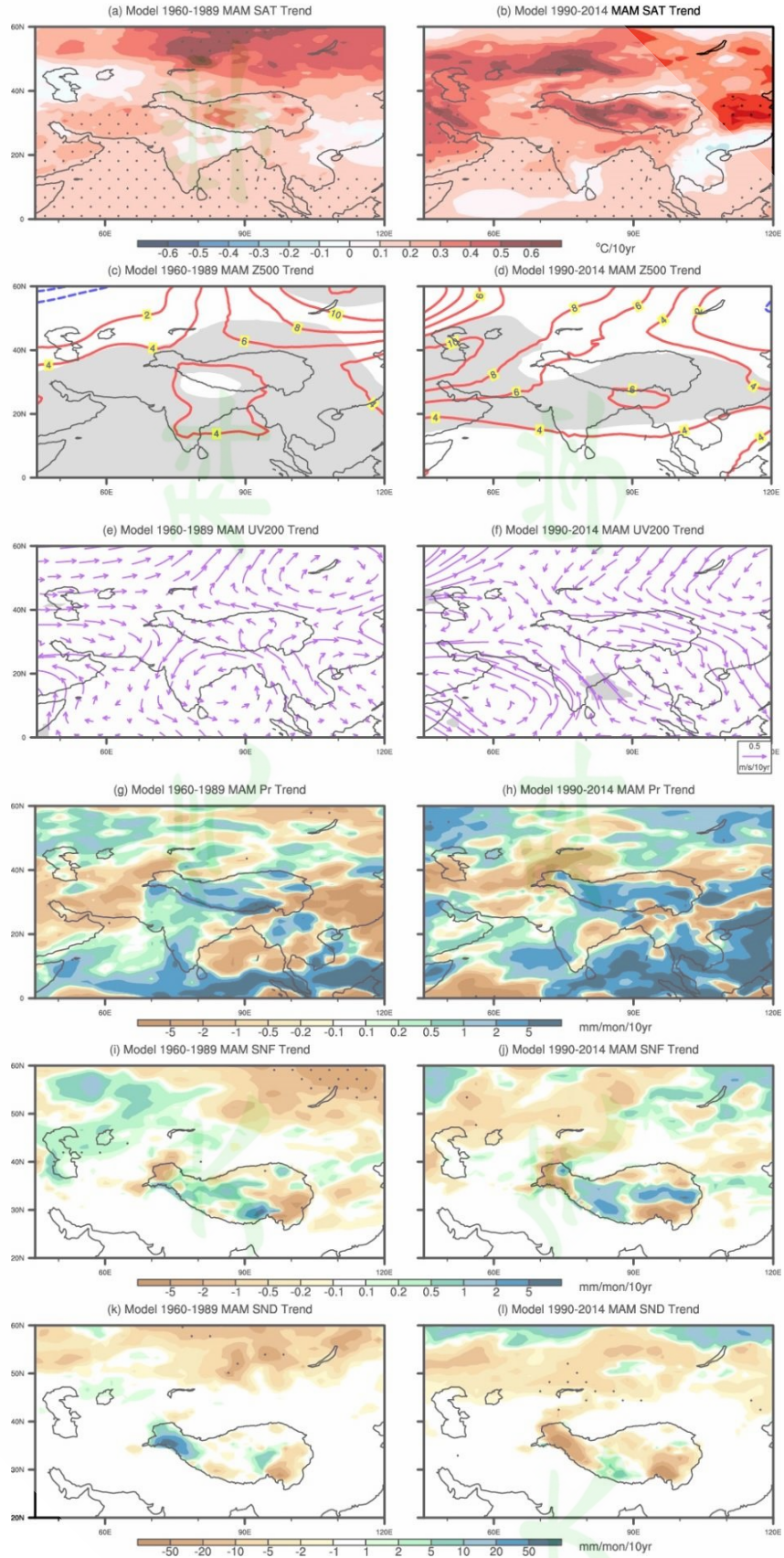


图 8 CESM2 Hist-GHG 模拟春季两阶段趋势，其余同图 5。

Fig. 8. Same as Fig. 5 except for spring trends famulated in the CESM2 Hist-GHG experiment.

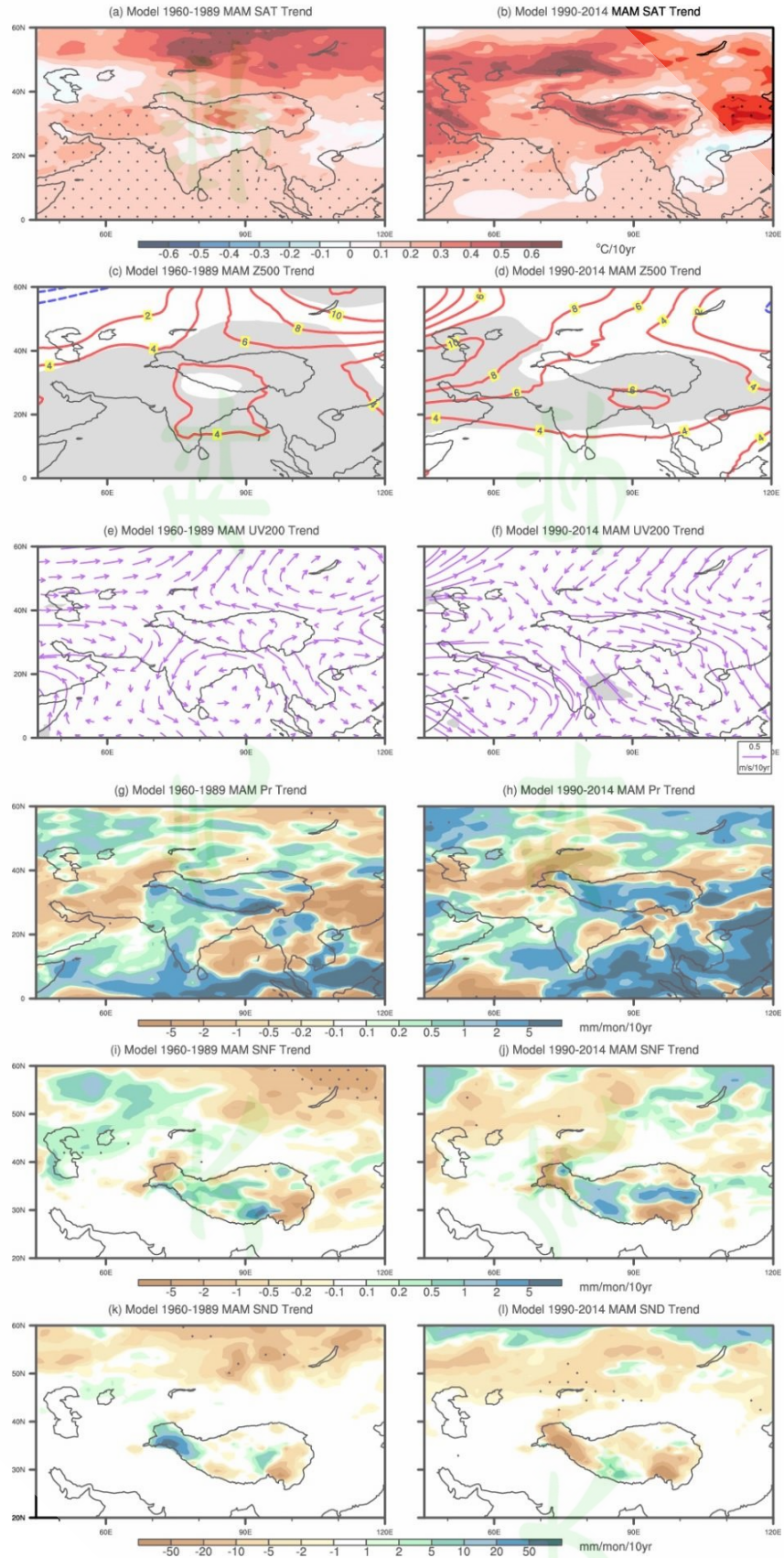


图 9 CESM2 Hist-AA 模拟冬季两阶段趋势，其余同图 5。

Fig. 9. Same as Fig. 5 except for winter trends simulated in the CESM2 Hist-AA experiment.

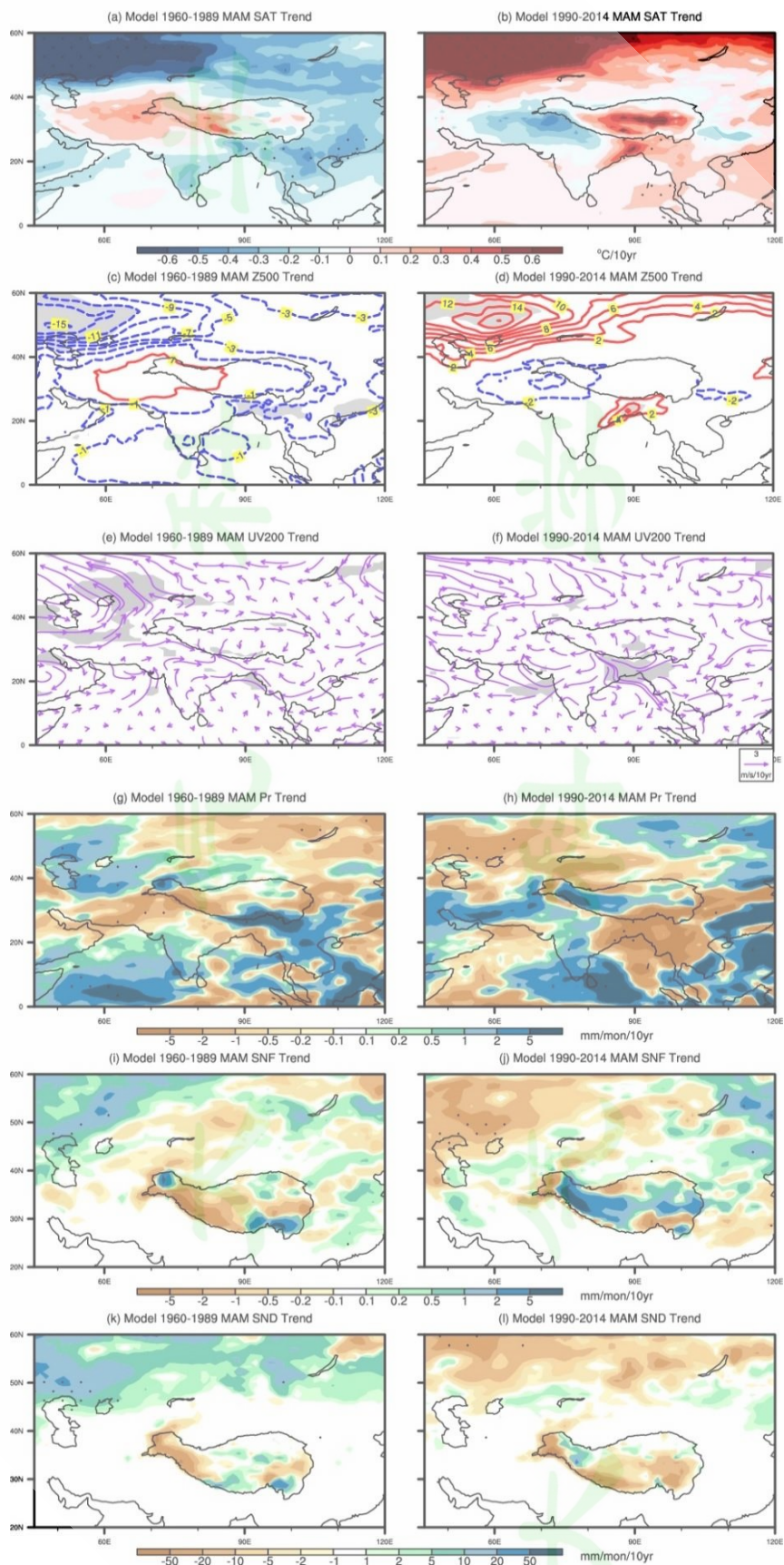


图 10 CESM2 Hist-AA 模拟春季两阶段趋势，其余同图 5。

Fig. 10. Same as Fig. 5 except for spring trends simulated in the CESM2 Hist-AA experiment.

3.3 NAO 影响

过去研究显示, 与NAO相关的大尺度环流异常对青藏高原积雪的年际变化有明显影响 (Xin et al., 2010)。1960-2019年间去趋势的冬季平均NAO指数与高原东部降雪量及雪深指数变化有较好一致性, 相关系数分别为0.44和0.38(图1), 均通过95%置信度水平下的显著性检验, 但与降水和地表气温指数相关性不强。这表明, 正位相NAO变化可以影响高原上空大气环流, 增加高原东部降雪量, 从而导致冬季雪深偏多。冬季NAO指数从20世纪60年代的负位相到20世纪90年代正位相的急剧转换, 大约在20世纪90年代初期达到正位相最大值(图1e), 在P1和P2两阶段NAO 指数呈现明显的上升和下降趋势, 预期对高原雪深趋势有重要贡献。为了进一步量化NAO对高原东部冬春季雪深年代际变化的影响, 我们首先将标准化的NAO指数回归到高原东部地面2米气温、降水和雪深, 以及ERA5的Z500、UV500和SNF。图11左列显示NAO为正位相时对应高原上空500hPa负位势高度和气旋型风场, 因而有利于加强高原西侧西风急流, 加深南侧印缅槽, 有利于高原上升运动和南坡水汽输送, 带来更多降水和降雪 (Zhang et al., 2004, Xin et al., 2010)。NAO引起的大气环流异常主要通过动力作用增加高原降水和降雪, 从而引起高原积雪增加, 空间分布上与高原东部多数站点显著正相关。

我们进一步采用Thompson et al. (2000) 和Wu and Straus (2004) 的统计方法, 用P1和P2两阶段的NAO指数趋势分别乘以图11中的SND回归系数, 再对东部的数值进行区域平均, 进而量化P1阶段上升NAO趋势和P2阶段下降NAO趋势对冬季高原东部雪深的可能贡献。结果表明, P1阶段冬季NAO上升趋势对高原东部降水、降雪趋势的贡献分别为0.43和0.76mm/mon/10yr (均通过95%置信度显著性检验)。研究时段内NAO主要通过P1阶段降雪量增加带来更多积雪, 而P2阶段通过减少降雪量导致雪深的减少。前后两阶段NAO的解释平均雪深趋势分别为17.30和-8.86 mm/mon/10yr (前者通过95%置信度显著性检验) (表1), 为两阶段观测趋势的49%和22%。

在春季, NAO指数和降雪量及其雪深指数的相关系数均较小(图1), 通不过显著性检验。图11右列显示NAO为正位相时对应高原西北上空500hPa负位势高度和气旋性风场, 贝加尔湖和中国东北地区500hPa正位势高度异常和反气旋性环流, 有利于加强喜马拉雅山降雪量增加, 但由于温度升高, 高原东北部降雪和降水量的增加, 很可能以液态水的形式为主, 因而对雪深的影响较弱。以上结果表明NAO在年际和年代际时间尺度上对春季的降雪量和雪深影响均很弱, 高原春季雪深趋势很可能受辐射强迫及其他自然变率影响为主。

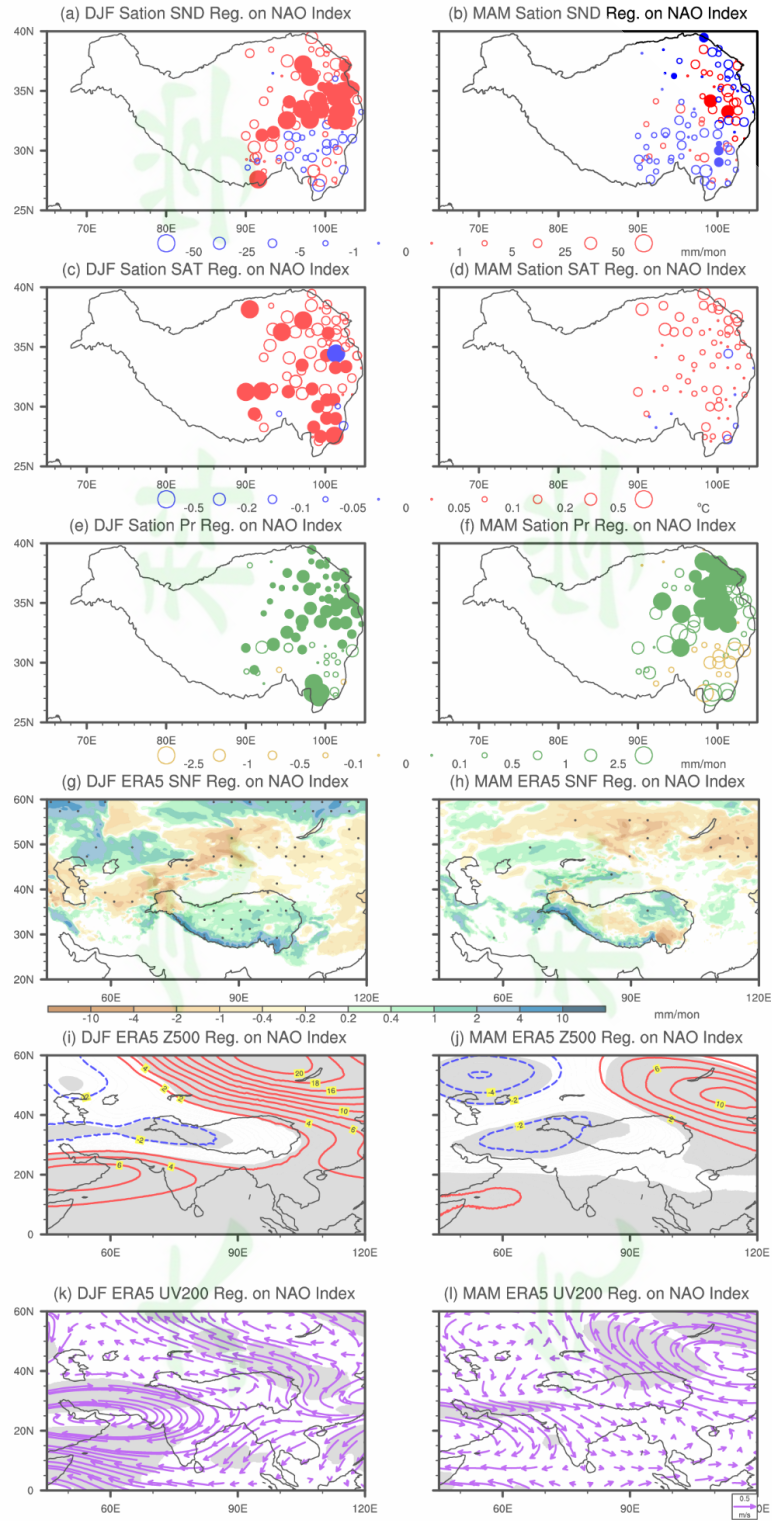


图 11 1960-2019 年高原周边范围冬季标准化 NAO 指数和各变量回归空间分布：(a-b) 观测积雪深度，(c-d) 地表气温，(e-f) 降水量，(g-h) 降雪量，(i-j) 500hPa 位势高度，(k-l) 200hPa 风场。图 a-f 中实心点，图 g-h 中打点区域，图 i-k 中阴影区域为通过 95%置信度水平的显著性检验。

Fig. 11 Regression patterns of 1960-2019 winter observed snow depth (a-b), surface air temperature (c-d), precipitation (e-f), snowfall (g-h), 500hPa geopotential height (i-j), 200hPa horizontal wind (k-l) anomalies on the standardized NAO index in the Tibetan Plateau and adjacent areas. Solid points (a-f), punctured areas (g-h), shaded areas (i-k) denote values significant at the 95% confidence level.

4 总结和讨论

本文在前人研究的基础上, 利用1960-2014年冬春季观测和再分析数据, 以及CMIP6 CESM2模式的历史模拟资料, 分析了辐射强迫和NAO对青藏高原东部雪深在1960-1989年阶段增加和在1990-2014年阶段减少趋势的可能贡献。主要结论为包括:

- (1) 观测中1960-1989年冬季高原东部增温显著, 但EAR5 降雪不明显, 雪深增加可能与温度增加有关, 而春季东部增温很弱, 雪深增加很可能主要由降雪增加导致; 1990-2014年冬季雪深减少主要由地表气温升高融雪效应和降雪减少共同导致, 春季雪深减少主要由地表气温升高导致。
- (2) 全部辐射强迫导致青藏高原东部地表温度在1990年之后显著增温, 对后期冬春季雪深均持续减少均有显著作用, 可以解释后期观测冬季雪深减少的29%。其中人为气溶胶强迫贡献 ($-12.22 \text{ mm/mon/10yr}$) 强于温室气体强迫 ($-4.67 \text{ mm/mon/10yr}$)。对于人为气溶胶强迫, 20世纪末期以后碳质气溶胶排放持续增加引起的正辐射强迫效应加强, 有利于地表和对流层顶增温, 减少降雪和增加融雪, 影响不容忽视。
- (3) 全部外部辐射强迫作用可以解释1990-2014年春季高原东部雪深减少趋势的82%, 其中人为温室气体强迫贡献强于人为气溶胶强迫。
- (4) NAO可解释青藏高原东部1960-1989年冬季雪深增加趋势的49%, 及1990-2014年冬季雪深减少趋势的22%。

上述结果表明, 人为辐射强迫和NAO的共同作用在1960-1989年和1990-2014年两阶段均只解释大约49%的高原冬季观测雪深趋势, 表明其他强迫因子对1960-1989年期间的雪深增加趋势和1990-2014年期间雪深减少趋势很可能也有贡献, 这需要进一步深入研究。而人为辐射强迫很可能是高原春季雪深加速减少的主要驱动因子, 未来人为辐射强迫增温加剧, 春季雪深预期将会持续减少。结合前人关于高原增温和积雪覆盖度的研究 (Duan et al., 2006; Lau et al., 2006; Xu et al., 2016), 人为辐射强迫对冬春季高原积雪的减少趋势有显著贡献。

需要指出的是, 本文结论主要根据CESM2的模拟结果得到, 虽然Hist-ALL试验有10个集合, 但Hist-GHG和Hist-AA试验的样本分别只有3个和2个, 因此Hist-GHG和Hist-AA试验强迫趋势可能受NAO大气内部变率影响较大。同时考虑到目前CMIP6 关于AA 强迫的不确定性较大 (Hoesly et al. 2018), 将来需要更准确的气溶胶强迫和多模式多集合平均才能较客观评估AA 在高原雪深中的相对作用。其次, 站点资料计算的雪深趋势和模式输出雪深趋势可能存在着系统性

差异，比较站点资料和模式输出之间的趋势可能不一定合适。最后，本文中的降雪量结论受ERA5资料准确性限制，尤其是1979年以前缺乏卫星观测，ERA5降雪量资料可能有一定不确定性。例如1960-1989年冬季ERA5降雪量增加很小，不能解释雪深的显著增加趋势，同时和站点降水显著增加趋势也不一致。以上局限性可能给本文中的一些结果带来不确定性。

参考文献

- 楚翠姣. 2014. 热带印度洋—太平洋增暖对北半球冬季气候年代际变化的影响[D]. 南京大学博士学位论文. Chu Cuijiao. 2014. Impact of Tropical Indian-Pacific Ocean Warming on Decadal Change of Northern Hemisphere Winter Climate[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University
- 段安民, 肖志祥, 吴国雄 等. 2014. 青藏高原冬春积雪影响亚洲夏季风的研究进展[J]. 气象与环境科学, 37(3):94-101. Duan Anmin, Xiao Zhixiang, Wu Guoxiong, et al. 2014. Study Progress of the Influence of the Tibetan Plateau Winter and Spring Snow Depth on Asian Summer Monsoon[J]. Meteorological and Environmental Sciences, 37(3):94-101.
- 胡豪然, 梁玲. 2013. 近 50 年青藏高原东部冬季积雪的时空变化特征[J]. 高原山地气象研究, 33(4): 1-7,15. Hu Haoran, Liang Ling. 2013. Temporal and Spatial Variations of Rainfall at the East of Qinghai- Tibet Plateau in Last 50 Years[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research, 33(4): 1-7,15.
- 柯长青, 李培基. 1998. 青藏高原积雪分布与变化特征[J]. 地理学报, 53 (3) :209-215. Ke Changqing, Li Peiji. 1998. Spatial and Temporal Characteristics of Snow Cover Over the Qinghai Xizang Plateau, 53(3): 209-215.
- 李培基. 1990. 近 30 年来我国雪量变化的初步探讨[J]. 气象学报, 48 (4) : 433-437. Li Peiji. 1990. A Preliminary Study of Snow Mass Variations Over Past 30 Years in China[J]. Acta Meteorologica Sinica ,48(4):433-437.
- 马耀明, 胡泽勇, 田立德 等. 2014. 青藏高原气候系统变化及其对东亚区域的影响与机制研究进展[J]. 地球科学进展, 29: 207-215. Ma Yaoming, Hu Zeyong, Tian Lide et al. 2014. Study Progresses of the Tibet Plateau Climate System Change and Mechanism of its Impact on East Asia[J]. Advances in Earth Science, 29: 207-215.
- 钱永甫, 张艳. 2003. 青藏高原冬春季积雪异常对中国春夏季降水的影响[J]. 干旱气象, 21 (3) : 7. Qian Yongfu, Zhang Yan, Zheng Yiqun. 2003. Impacts of the Tibetan Plateau Snow Anomaly in Winter and Spring on Precipitation in China in Spring and Summer[J]. Arid Meteorology, 21(3): 7.
- 宋燕, 张菁, 李智才 等. 2011. 青藏高原冬季积雪年代际变化及对中国夏季降水的影响[J]. 高原气象, 30 (4) : 9. Song Yan, Zhang Jing, Li Zhica et al. 2011. Interdecadal Change of Winter Snow Depth on Tibetan Plateau and Its Effect on Summer Precipitation in China[J]. Plateau Meteorology, 30(4): 9.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文 等. 2002. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征[J]. 大气科学, 26 (4) : 496-508. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen et al. Spatial Distributions and Interdecadal Variations of the Snow at the Tibetan Plateau Weather Stations[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 26(4): 496-508.
- 杨凯, 胡田田, 王澄海. 2017. 青藏高原南、北积雪异常与中国东部夏季降水关系的数值试验研究[J]. 大气科学, 41 (2) : 345-356. Yang Kai, Hu Tiantian, Wang Chenghai. 2017. A Numerical Study on the Relationship between the Spring-Winter Snow Cover Anomalies over the Northern and Southern Tibetan Plateau and Summer Precipitation in East China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 41(2): 345-356.

- 张镱锂. 2019. 青藏高原边界数据总集. 国家青藏高原科学数据中心. 国家青藏高原科学数据中心. Zhang Yili. 2019. Integration dataset of Tibet Plateau boundary. National Tibetan Plateau Data Center.
- 朱玉祥, 丁一汇. 2007. 青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题[J]. 气象科技, 35 (1) : 8. Zhu Yuxiang, Ding Yihui. 2007. Influences of Snow Cover over Tibetan Plateau on Weather and Climate: Advances and Problems[J]. Meteorological Science and Technology, 35(1): 8.
- 邹燕, 赵平. 2008. 青藏高原年代际气候变化研究进展[J]. 气象科技, 36 (2) : 168-173. Zou Yan, Zhao Ping. 2008. Progresses in Researches on Interdecadal Climatic Variation over Tibetan Plateau[J]. Meteorological Science and Technology, 36(2): 168-173.
- Alexander M A, Tomas R, Deser C, et al. 2010. The Atmospheric Response to Projected Terrestrial Snow Changes in the Late Twenty-First Century[J]. Journal of Climate, 23(23): 6430-6437.
- Chen B, Chao W C, Liu X. 2003. Enhanced climatic warming in the Tibetan Plateau due to doubling CO₂: a model study[J]. Climate Dynamics, 20(4): 401-413.
- Collins W J, Lamarque J-F, Schulz M, et al. 2017. AerChemMIP: quantifying the effects of chemistry and aerosols in CMIP6[J]. Geoscientific Model Development, 10(2): 585-607.
- Danabasoglu G, Lamarque J F, Bacmeister J, et al. 2020. The Community Earth System Model Version 2 (CESM2)[J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 12(2).
- Ding Y, Sun Y, Wang Z, et al. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II: Possible causes[J]. International Journal of Climatology, 29(13): 1926-1944.
- Duan A, Wu G, Zhang Q, et al. 2006. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions[J]. Chinese Science Bulletin, 51(11): 1396-1400.
- Duan A, Xiao Z, Wu G. 2016. Characteristics of Climate Change over the Tibetan Plateau Under the Global Warming During 1979-2014[J]. Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis, 12(5): 374-381.
- Duan A, Zhang P. 2022. Interannual Variability of Atmospheric Heat Source over the Tibetan Plateau and Its Driving Factors[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 46(2): 455-472.
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization[J]. Geoscientific Model Development, 9(5): 1937-1958.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146(730): 1999-2049.
- Hoesly R M, Smith S J, Feng L, et al. 2018. Historical (1750–2014) anthropogenic emissions of reactive gases and aerosols from the Community Emissions Data System (CEDS)[J]. Geoscientific Model Development, 11(1): 369-408.
- Huang X, Deng J, Wang W, et al. 2017. Impact of climate and elevation on snow cover using integrated remote sensing snow products in Tibetan Plateau[J]. Remote

- Sensing of Environment, 190274-288.
- Hurrell J W. 1995. Decadal Trends in the North-Atlantic Oscillation - Regional Temperatures and Precipitation[J]. *Science*, 269(5224): 676-679.
- IPCC, Stocker T F, Qin D, et al. 2013. The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[J].
- Jiang X, Zhang T, Tam C Y, et al. 2019. Impacts of ENSO and IOD on Snow Depth Over the Tibetan Plateau: Roles of Convections Over the Western North Pacific and Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(22): 11961-11975.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-471.
- Kang S, Zhang Q, Qian Y, et al. 2019. Linking atmospheric pollution to cryospheric change in the Third Pole region: current progress and future prospects[J]. *National Science Review*, 6(4): 796-809.
- Lau K M, Kim M K, Kim K M. 2006. Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: the role of the Tibetan Plateau[J]. *Climate Dynamics*, 26(7-8): 855-864.
- Lau W, Kim M K, Kim K M, et al. 2010. Enhanced surface warming and accelerated snow melt in the Himalayas and Tibetan Plateau induced by absorbing aerosols[J]. 5(2): 025204.
- Li J, Yu R, Zhou T. 2008. Teleconnection between NAO and Climate Downstream of the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Climate*, 21(18): 4680-4690.
- Liu S, Wu Q, Ren X, et al. 2017. Modeled Northern Hemisphere Autumn and Winter Climate Responses to Realistic Tibetan Plateau and Mongolia Snow Anomalies[J]. *Journal of Climate*, 30(23): 9435-9454.
- Liu S, Wu Q, Schroeder S R, et al. 2020. Near-Global Atmospheric Responses to Observed Springtime Tibetan Plateau Snow Anomalies[J]. *Journal of Climate*, 33(5): 1691-1706.
- Liu Y, Chen H, Wang H, et al. 2018. The Impact of the NAO on the Delayed Break-Up Date of Lake Ice over the Southern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Climate*, 31(22): 9073-9086.
- Mao J. 2010. Interannual Variability of Snow Depth over the Tibetan Plateau and Its Associated Atmospheric Circulation Anomalies[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 3(4): 213-218.
- Mao Y, Lei C, Patterson J C. 2010. Unsteady near-shore natural convection induced by surface cooling[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 642:213-233.
- Menon S, Koch D, Beig G, et al. 2010. Black carbon aerosols and the third polar ice cap[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10): 4559-4571.
- Mudryk L R, Kushner P J, Derksen C, et al. 2017. Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles[J]. *Geophysical Research Letters*, 44(2): 919-926.
- Notarnicola C. 2020. Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000–2018[J]. *Remote Sensing of Environment*, 243:111781.

- Qian Y, Flanner M G, Leung L R, et al. 2011. Sensitivity studies on the impacts of Tibetan Plateau snowpack pollution on the Asian hydrological cycle and monsoon climate[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(5): 1929-1948.
- Ramanathan V, Crutzen P J, Lelieveld J, et al. 2001. Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D22): 28371-28398.
- Ramanathan V, Ramana M V, Roberts G, et al. 2007. Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption[J]. *Nature*, 448(7153): 575-578.
- Shaman J, Tziperman E. 2005. The Effect of ENSO on Tibetan Plateau Snow Depth: A Stationary Wave Teleconnection Mechanism and Implications for the South Asian Monsoons[J]. *Journal of Climate*, 18(12): 2067-2079.
- Si D, Ding Y. 2013. Decadal Change in the Correlation Pattern between the Tibetan Plateau Winter Snow and the East Asian Summer Precipitation during 1979–2011[J]. *Journal of Climate*, 26(19): 7622-7634.
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006)[J]. *Journal of Climate*, 21(10): 2283-2296.
- Thompson D W J, Wallace J M, Hegerl G C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends[J]. *Journal of Climate*, 13(5): 1018-1036.
- Trenberth, K.E. et al. 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Wallace J M. 2000. North atlantic oscillation annular mode: Two paradigms-one phenomenon[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(564): 791-805.
- Wang W, Huang X, Deng J, et al. 2014. Spatio-Temporal Change of Snow Cover and Its Response to Climate over the Tibetan Plateau Based on an Improved Daily Cloud-Free Snow Cover Product[J]. *Remote Sensing*, 7(1): 169-194.
- Wang Z, Wu R, Huang G. 2018. Low-frequency snow changes over the Tibetan Plateau[J]. *International Journal of Climatology*, 38(2): 949-963.
- Watanabe M. 2004. Asian Jet Waveguide and a Downstream Extension of the North Atlantic Oscillation[J]. *Journal of Climate*, 17(24): 4674-4691.
- Wu J, Wu Z. 2019. Inter-decadal change of the spring North Atlantic Oscillation impact on the summer Pamir-Tianshan snow cover[J]. *International Journal of Climatology*, 39(2): 629-642.
- Wu Q, Hu H, Zhang L. 2011. Observed Influences of Autumn–Early Winter Eurasian Snow Cover Anomalies on the Hemispheric PNA-like Variability in Winter[J]. *Journal of Climate*, 24(7): 2017-2023.
- Wu Q G, Straus D M. 2004. AO, COWL, and observed climate trends[J]. *Journal of Climate*, 17(11): 2139-2156.

- Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation[J]. *Journal of Climate*, 16(12): 2038-2051.
- Wu Z, Li J, Jiang Z, et al. 2012. Modulation of the Tibetan Plateau Snow Cover on the ENSO Teleconnections: From the East Asian Summer Monsoon Perspective[J]. *Journal of Climate*, 25(7): 2481-2489.
- Xin X, Tianjun Z, Rucong Y. 2010. Increased Tibetan Plateau snow depth: An indicator of the connection between enhanced winter NAO and late-spring tropospheric cooling over East Asia[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(4): 788-794.
- Xu Y, Ramanathan V, Washington W M. 2016. Observed high-altitude warming and snow cover retreat over Tibet and the Himalayas enhanced by black carbon aerosols[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(3): 1303-1315.
- You Q, Cai Z, Pepin N, et al. 2021. Warming amplification over the Arctic Pole and Third Pole: Trends, mechanisms and consequences[J]. *Earth-Science Reviews*, 217:103625.
- You Q, Kang S, Ren G, et al. 2011. Observed changes in snow depth and number of snow days in the eastern and central Tibetan Plateau[J]. *Climate Research*, 46(2): 171-183.
- You Q, Wu T, Shen L, et al. 2020. Review of snow cover variation over the Tibetan Plateau and its influence on the broad climate system[J].
- Yuan C, Tozuka T, Yamagata T. 2012. IOD influence on the early winter tibetan plateau snow cover: diagnostic analyses and an AGCM simulation[J]. *Climate Dynamics*, 39(7-8): 1643-1660.
- Zhan R, Ding Y, Wu L, et al. 2016. Role of ENSO in the interannual relationship between Tibetan Plateau winter snow cover and Northwest Pacific tropical cyclone genesis frequency[J]. *Science China Earth Sciences*, 59(10): 2009-2021.
- Zhang Y, Li T, Wang B. 2004. Decadal Change of the Spring Snow Depth over the Tibetan Plateau: The Associated Circulation and Influence on the East Asian Summer Monsoon*[J]. *Journal of Climate*, 17(14): 2780-2793.
- Zhang Y, Zou T, Xue Y. 2019. An Arctic-Tibetan Connection on Subseasonal to Seasonal Time Scale[J]. *Geophysical Research Letters*, 46(5): 2790-2799.
- Zhao P, Zhou Z, Liu J. 2007. Variability of Tibetan Spring Snow and Its Associations with the Hemispheric Extratropical Circulation and East Asian Summer Monsoon Rainfall: An Observational Investigation[J]. *Journal of Climate*, 20(15): 3942-3955.
- Zhou L, Chen H, Peng L, et al. 2016. Possible Connection between Interdecadal Variations of Snow Depth in Winter and Spring over Qinghai-Xizang Plateau and South Asia High in Summer[J]. *Plateau Meteorology*, 35(1): 13-23.