

青藏高原与周边地区近四十年区域夏季地表气温变化趋势 的异同及归因分析

吴玉婷¹ 杨崧^{1,2,3} 胡晓明^{1,2,3} 王子谦^{1,2,3} 鲁萌萌^{2,4} 肖子牛⁵

1 中山大学大气科学学院, 珠海 519082

2 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519080

3 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 珠海 519080

4 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室和气候与气候变化研究所, 北京
100081

5 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验
室, 北京 100029

摘要 欧亚大陆夏季地表气温在近四十年有显著的升温趋势, 本文基于 ERA5 再
分析数据研究了 1979-2019 年间欧亚大陆不同区域的夏季地表气温的变化特征,
并利用气候反馈响应分析方法揭示了各区域变暖原因的异同。作为全球海拔最高
的大地形, 青藏高原在过去四十年经历了显著的增温过程。青藏高原周边相对低
海拔的地区(如北非南欧地区, 蒙古地区, 东北亚地区)同样表现出明显的变暖
特征, 而高原南侧的南亚地区的地表气温却变化不明显。青藏高原夏季积雪融化
引起的地表反照率减小使得更多短波辐射到达地表, 放大高原地表增暖。北非南
欧地区增暖则主要源于大气气溶胶含量减少造成的入射短波辐射增加。同时, 大
气温度升高导致的向下长波辐射增强对北非南欧地区以及蒙古地区的增暖都有
显著贡献。此外, 东北亚地区云的减少是造成其地表增暖最主要的过程, 而南

收稿日期 2021-10-26; 网络预出版日期

作者简介 吴玉婷, 女, 1996 年出生, 博士研究生, 主要从事气候变化方面的研究。E-mail:
wuyt9@mail2.sysu.edu.cn

通讯作者 杨崧, E-mail: yangsong3@mail.sysu.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金委员会项目 42088101、41975080, 广东省基础与应用基础
研究重大项目 2020B0301030004, 广州市珠江科技新星计划项目 201906010054

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 42088101, 41975080),
Guangdong Major Project of Basic and Applied Basic Research (Grant 2020B0301030004),

亚地区则是水汽增加和感热通量减少造成的增温与云和气溶胶增加造成的降温相抵消，因而温度变化幅度不大。

关键词 青藏高原 欧亚大陆 夏季地表增暖趋势 归因分析

文章编号 2021197C

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2205.21197

Difference/Similarity and Attribution of the Long-term Changes in Surface Air Temperatures over the Tibetan Plateau and Its Surrounding Regions

WU Yuting¹, YANG Song^{1,2,3}, HU Xiaoming^{1,2,3}, WANG Ziqian^{1,2,3}, LU Mengmeng^{2,4},
and XIAO Ziniu⁵

1 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Zhuhai, China **519082**

2 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai, China **519080**

3 Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies, Sun Yat-sen University, Zhuhai, China **519080**

4 State Key Laboratory of Severe Weather and Institute of Climate System, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, China **100081**

5 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, CAS, Beijing, China **100029**

Abstract The summer surface air temperatures over Eurasia exhibit significant warming trends in recent decades. Based on the ERA5 reanalysis data, this study investigates the characteristics of the changes in summer surface temperatures over different Eurasian regions during 1979-2019, reveals the similarities and differences among the various regions, and explains the contribution factors by adopting a climate feedback response analysis method. As the highest terrain in the world, the Tibetan

Plateau (TP) has experienced a remarkable warming trend in the past several decades. The lower-elevation regions surrounding the TP such as North Africa, southern Europe, Mongolia, and Northeast Asia also show obvious warming features, while surface temperature does not change significantly in South Asia to the south of the TP. The decreased summer surface albedo due to melting snow allows more incoming shortwave radiation to reach the surface, amplifying the surface warming over the TP. The warming over North Africa and southern Europe is mainly attributed to the increase in shortwave radiation due to reduced aerosols. Meanwhile, the increase in downward longwave radiation caused by increased atmospheric temperature presents a significant contribution to the warming over North Africa, southern Europe, and Mongolia. Moreover, the reduction in clouds is the main factor contributing to the surface warming over Northeast Asia. In South Asia, the warming induced by increased atmospheric water vapor and decreased surface sensible flux is offset by the cooling due to increases in clouds and aerosols, leading to small long-term change in the regional summer surface temperature.

Keywords Tibetan Plateau, Eurasia continent, summer surface warming trend, attribution analysis

70 1 引言

71 地表气温是影响区域气候、农业生产的重要因素，也是影响大气和地表能量
72 交换和水循环的重要参数。在全球变暖背景下，全球地表气温呈现上升趋势，表
73 现出北半球高纬度地区升温更显著，陆地增暖比海洋增暖更强等特点。而夏季地
74 表气温增暖明显地影响着区域和全球气候，对区域极端热浪事件的发生具有加剧
75 作用（Schär et al., 2004），对生态系统及人类社会造成严重影响（Wahren et al.,
76 2005），更值得关注和研究。

77 青藏高原是世界上海拔最高的高原，它在夏季作为热源，对其周边地区乃至
78 全球的天气气候变化产生重要影响（简茂球等, 2004; Wu et al., 2007, 2015; 彭玉
79 萍等 2012; Lu et al., 2018, 2019, 2021; Nan et al. 2019, 2021; Liu et al., 2020）。青藏
80 高原的地表气温在过去几十年经历了显著增温（段安民等, 2016; 杨倩等, 2020;
81 Yan et al., 2020），且其升温幅度高于同纬度地区平均，同时也高于中国及全球平
82 均增暖水平，具有增暖放大现象（马晓波等, 2003; Duan and Xiao, 2015; 游庆龙
83 等, 2021）。青藏高原增暖的原因也引起了广泛的研究和讨论。地表冰雪变化被认
84 为是高原地表增暖的一个主要原因，增暖的地表使得雪线升高，地表反照率减小，
85 进一步接收更多的短波辐射，放大地表增暖（Ghatak et al., 2014; You et al., 2016）。
86 同时，云-辐射反馈过程也会导致高原增暖，高原夜间低云量的增长以及白天云
87 量减少造成的夜间大气逆辐射和白天太阳辐射增强的共同作用使得高原气温升
88 高（Duan et al., 2006; Duan and Xiao, 2015; Yang and Ren, 2017）。大气水汽含量增
89 多以及大气温度升高使向下长波辐射增强，也利于地表增暖（Rangwala et al.,
90 2009; Su et al., 2017; Gao et al., 2019）。此外，温室气体排放、气溶胶变化以及陆
91 面使用的变化等原因都会导致高原增暖（Chen et al., 2003; Cui et al., 2006; Jin et
92 al., 2010; Jiang et al., 2017; Ma et al., 2017, 2019）。

93 在欧亚大陆青藏高原周边的相对低海拔地区，夏季地表气温也呈现出显著的
94 升高趋势，并得到了较多学者的关注。前人研究表明，欧洲夏季极端热浪发生频
95 次逐年增加（Barriopedro et al., 2011; Hoerling et al., 2012; Stainforth et al., 2013），
96 青藏高原以北的东北亚地区也出现极端热浪事件增加特征（Trenberth and Fasullo,
97 2012; Lee et al., 2018; Fang and Lu, 2020）。大西洋年代际振荡（AMO）被认为

对欧亚地区地表年代际增暖有重要贡献 (Sutton and Dong, 2012; Kamae et al., 2014), AMO 一方面会调制中部型厄尔尼诺所激发的环流响应, 导致了与欧亚大陆年代际热浪频率相关的大规模环流异常 (Zhou and Wu, 2016); 另一方面也会调制丝绸之路遥相关型的年代际变化, 从而造成了欧亚大陆纬向地表增暖的不均匀性 (Hong et al., 2017)。此外, 温室气体和气溶胶变化也会造成显著的地表增暖 (Stott et al., 2000; Kamae et al., 2014), 尤其是在欧洲以及东北亚地区 (Dong et al., 2016, 2017)。气候变化对欧亚大陆的增暖也具有显著的影响, 例如, 有研究指出夏季东北亚地表增暖是对华南夏季降水增加的远程响应 (Chen and Lu, 2014)。

以往研究主要集中在造成欧亚大陆夏季增暖的外部强迫和内部变率的研究上, 而对地表增暖现象形成的具体热动力过程及其各因子的定量贡献还有待深入研究。同时, 欧亚大陆高海拔的大地形区域 (青藏高原) 与其周边相对低海拔地区的增暖归因有何异同? 这也是一个值得研究的科学问题。因此, 本文将关注青藏高原及其周边相对低海拔地区在过去四十年的夏季地表气温变化趋势, 分析造成其温度变化趋势的主要热动力过程及其相对贡献, 加深青藏高原及其周边欧亚大陆夏季地表气温变化趋势及归因的整体认识。

2 资料和方法

2.1 数据资料

本文主要采用 1979-2019 年欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF) 提供的 ERA5 的逐月再分析资料 (Hersbach et al., 2020)。资料的水平网格分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 垂直方向有 37 层 (1000~1 hPa) 标准等压层。参与计算的变量包括等压面高度场, 水平风场, 温度, 比湿, 云冰/云水含量, 云量, 臭氧混合比, 2 米露点温度, 地表气压, 多云及晴天情况下的地表向下及净短波辐射通量, 多云及晴天情况下的地表向下及净长波辐射通量, 大气层顶入射太阳辐射, 表面感热通量和表面潜热通量。其中, 本文使用的月平均气溶胶光学厚度数据来自于 MEERA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications) 再分析资料。此外, 二氧化碳 (CO_2) 浓度数据来自美国国家海洋与大气管理局地球系统研究实验室网站

(<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>)。

2.2 分析方法

依据斯蒂芬-玻尔兹曼定律，表面温度决定了地表向上长波辐射，因而我们将用地表长波辐射的变化来表征地表气温的变化。而根据地表能量守恒方程（Huang et al. 2017），地表向上长波辐射可以进一步被分解为：

$$R \uparrow = S \downarrow - S \uparrow + R \downarrow - LH \uparrow - SH \uparrow - G_0 \uparrow, (1)$$

其中 $S \downarrow$ ($S \uparrow$) 为地表向下（向上）太阳短波辐射通量， $R \downarrow$ ($R \uparrow$) 为地表向下（向上）长波辐射通量， $LH \uparrow$ 和 $SH \uparrow$ 分别为从地表到大气的水汽潜热通量和感热通量， $G_0 \uparrow$ 为次地表的能量通量，也称为地表热通量（Ground Heat Flux）。 $G_0 \uparrow$ 在陆地上一般很小，可以忽略不计，而等式中其它每项都可以直接由 ERA5 资料直接得到。

我们定义 1979-1988 年的十年平均为基准状态，并且使用 1980-2019 年数据进一步构建了 31 个连续变化的十年平均，称为暖状态，分别为 1980-1989 年十年平均，1981-1990 年十年平均等，一直到 2010-2019 年十年平均。用“ Δ ”表示任一暖状态相对基准状态的异常，那么这 31 个连续变化的年代际差异可以认为是 1979-2019 年的趋势变化。进而公式 1 可以写作：

$$\Delta R \uparrow = \Delta S \downarrow - \Delta S \uparrow + \Delta R \downarrow - \Delta LH \uparrow - \Delta SH \uparrow, (2)$$

通过上式，我们可以得到等式右边各项的年代际变化从而评估 $\Delta R \uparrow$ 的年代际变化。而

$$\Delta S \downarrow - \Delta S \uparrow + \Delta R \downarrow \approx \Delta Q_{albedo} + \Delta Q_{cloud} + \Delta Q_{wv} + \Delta Q_{Ta} + \Delta Q_{CO2} + \Delta Q_{solar} + \Delta Q_{O3} + \Delta Q_{Aero}, (3)$$

其中 ΔQ 表示由不同下标代表的过程引起的地表辐射通量扰动，这些过程分别为地表反照率，云，水汽，大气温度， CO_2 浓度，大气层顶入射太阳辐射，臭氧浓度和气溶胶变化。 ΔQ_{cloud} 可以通过计算 ERA5 数据在有云、无云两种情况下的地表辐射通量之差得出，进一步用 ΔCRE 表示，代表着与云相关的过程所引起的辐射效应，主要包含了云变化引起的直接辐射效应以及其它项如水汽等与云相互作用引起的间接辐射效应。除 ΔCRE 外，等式（3）中右边各项都由同一辐射传输

模式 (Fu and Liou, 1992, 1993) 的两次计算差值给出, 第一次计算采用基准状态的相关变量场, 第二次计算采用与第一次计算相同的变量场, 只将下标代表的变量场替换为暖状态中的变量场。需要特别说明的是, 在两次计算过程中, 云相关变量均为 0, 即为各项的晴空辐射效应。

总而言之, 地表能量分解方法可表述为:

$$\Delta R \uparrow \approx \Delta Q_{albedo-clr} + \Delta CRE + \Delta Q_{wv-clr} + \Delta Q_{Ta-clr} + \Delta Q_{CO2-clr} + \Delta Q_{solar-clr} + \Delta Q_{o3-clr} + \Delta Q_{Aero} - \Delta LH \uparrow - \Delta SH \uparrow$$

, (4)

其中, *clr* 表示晴空条件下, 即我们计算的是各项均为晴空辐射效应。通过公式 (4), 我们可以将地表向上长波辐射的变化分解为由外强迫变化 (CO_2 和太阳入射辐射) 以及气候系统内部过程 (包含臭氧, 地表反照率, 大气温度, 水汽, 云, 感热和潜热通量) 导致的能量扰动。从而达到定量计算各过程对高原及其周边地区的地表气温变化的贡献的目的。上述方法是我们为了更加清晰直观地研究青藏高原及周边地区的地表气温趋势, 在 Lu and Cai (2009) 以及 Cai and Lu (2009) 提出的气候反馈响应分析方法上进一步整理得到的, 它是气候反馈响应分析方法的另一种表达形式。

3 结果分析

3.1 青藏高原及周边地区地表气温趋势

图 1 展示了欧亚非地区 1979-2019 年夏季地表气温趋势分布图, 可以看出, 近 41 年的夏季欧亚大陆平均气温呈显著上升趋势。其中, 有两个明显的增暖中心, 分别位于高原以西的北非南欧地区, 以及高原以北的蒙古地区, 两地增暖最显著区域均超过 $0.6 K \cdot (10a)^{-1}$ 。此外, 高原主体增暖区域主要位于东部及北部高原。同时, 在高原东侧东北亚区域也有较为显著的增暖趋势, 其区域平均增暖幅度超过 $0.2 K \cdot (10a)^{-1}$, 而在高原南侧南亚次大陆上, 并没有出现显著的增暖趋势。在全球变暖背景下, 欧亚大陆地表气温趋势在过去四十年存在明显区域性差异, 青藏高原与低海拔区域增暖幅度有所不同, 低海拔区域之间增暖幅度也有明显差异。因此我们选取了高原以西的北非南欧地区、以北的蒙古地区这两个显著增暖中心, 以及高原以东的东北亚地区、以南的南亚地区这两个显著低海拔地区作为研究区域, 关注它们各自在过去四十年的地表气温变化以及与青藏高原增

暖的异同以及联系。

图 2 展示了我们关注的五个地区的区域平均地表气温（红色实线）、地表向上长波辐射通量（黑色实线）及其十年滑动平均（紫色虚线）在近四十年的演变情况。高原主体增暖幅度为 $0.30\text{ K}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，而高原以西的北非南欧区域平均地表气温表现出最为显著的增暖趋势，其区域平均增暖幅度达到 $0.56\text{ K}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，其次为青藏高原以北的蒙古地区，其增暖幅度为 $0.46\text{ K}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，与此同时，高原东侧东北亚地区增暖幅度为 $0.35\text{ K}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ，而青藏高原南侧印度次大陆在过去四十年并未发生显著温度变化（ $0.14\text{ K}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ）。

地表向上长波辐射与地表气温的变化在五个区域都有很强的一致性，因而用地表向上长波辐射的变化来表征地表气温的演变是可靠的。对地表气温长期趋势变化的研究转变为对地表向上长波辐射的趋势研究。依据 2.2 节中所描述的方法，我们将地表向上长波辐射的变化分解为多个不同过程变化导致的地表向上长波辐射扰动之和。图 3 是 31 个连续变化的十年平均相对 1979-1988 十年平均每个区域的向上长波辐射变化的具体贡献过程。我们将在接下来的三个小节中讨论不同过程对各个区域地表向上长波辐射趋势变化的贡献，其中青藏高原作为大地形区域单独讨论，而北非南欧地区和蒙古地区作为中纬度内陆地区，与两个沿海地区（东北亚地区和南亚地区）进行分组讨论。

3.2 青藏高原主体趋势归因分析

图 3a 表明，青藏高原的地表向上长波辐射在过去四十年有较为明显的上升趋势，与地表气温趋势一致。造成高原地表向上长波辐射增加（也就是地表气温增加）的主要过程有地表反照率过程，以及大气气溶胶和水汽过程。高原夏季地表反照率在过去四十年逐渐减小（图 4），这与高原多年积雪融化，雪线升高有关（Shen et al., 2014; Xu et al., 2017），同时高原夏季地表植被增加对地表反照率减小也有贡献（王青霞等人，2014；Zhong et al. 2019）。减小的地表反照率使得高原地表接收到更多的入射太阳短波辐射，地表能量增加，进一步放大了高原地表增暖。而高原大气气溶胶的减少（Kang et al., 2016; Zhu et al., 2019）进而减弱了对太阳辐射的吸收和散射，地表获得更多的能量。此外，高原在过去四十年有较为显著的水汽辐合趋势（图 5b），大气水汽含量增加，增加向下长波辐射，地表进一步获得能量，利于地表增暖。同样，增加的大气水汽利于云的形成（图 5a），

高原上云量的增加会阻挡入射短波辐射，不利于地表增温。此外，地表潜热通量增加（图 6b），向大气释放了更多的能量，对地表有降温作用。

Wu et al. (2020) 在研究青藏高原地表年代际增温中指出地表感热通量的年代际减弱、地表反照率减小和大气水汽含量增加对夏季高原年代际增温有重要贡献。从本文揭示的高原地表增温趋势中，我们也看到地表反照率和大气水汽含量对高原增暖趋势的重要作用，而地表感热通量的作用不明显。事实上，地表感热通量在 1998 年前为下降趋势，在 1998 年后为上升趋势（Zhu et al. 2017），因而在本研究关注的时段（1979-2019 年）中的趋势变化并不显著，故对高原地表增暖的趋势贡献并不明显。

3.3 青藏高原以西、以北地区趋势归因分析

针对高原以西的北非南欧地区（图 3b），其地表向上长波辐射在过去四十年有明显的上升趋势。通过对地表向上长波的分解，我们发现造成北非南欧地区地表向上长波辐射增加的主要过程来自于大气气溶胶变化以及大气温度变化，而造成地表向上长波辐射减少（也就是地表气温减小）的主要过程是地表感热过程，正贡献过程造成的升温幅度远强于负贡献过程造成的降温幅度，因此北非南欧地区地表气温在近四十年表现为显著的升高趋势。

在北非南欧地区，大气温度有显著的增暖趋势（图 7a），这与大气异常反气旋环流所对应（图 7b）。增暖的大气会增强向下长波辐射，使得地表能量增加，利于地表增暖。此外，北非南欧地区大气中存在大量以沙尘为主的气溶胶（Gu et al., 2012; Varga 2020; Wang et al., 2020），大气气溶胶会反射和散射太阳短波辐射，造成地表降温（Kaiser and Qian, 2002; Zheng et al., 2008）。从近四十年大气气溶胶光学厚度的趋势上来看，北非南欧地区的气溶胶明显减少（图 8），那么气溶胶对入射短波的散射和吸收也减弱，更多入射短波辐射到达地表，利于地表增温。同时，北非南欧地区的大气水汽含量和云量在近四十年来存在一定的下降趋势（图 5），但其区域平均的变化幅度不大，对地表能量收支影响较小，因而对温度趋势变化贡献也较小。增暖的地表主要以感热的方式向大气输送能量（图 6a），使得地表失去能量，造成地表降温。总的来说，由于气溶胶减少造成的地表入射短波增加和大气增暖造成的地表入射长波增加，使得北非南欧地区地表在过去四十年呈现出显著的增暖趋势。

在高原以北的蒙古地区（图 3c），地表向上长波辐射也有明显的升高趋势，表征着其地表气温的显著增温。大气温度，气溶胶以及云量的变化是其地表向上长波辐射增加的主要原因。而增暖的地表主要通过感热和潜热过程向大气输送能量，它们对地表增暖是负贡献。从图 7a 可以看出，大气温度增暖的另一中心位于高原以北的区域，增暖大气增强向下大气长波辐射从而导致地表增温。此外，气溶胶光学厚度在高原以北部分区域有增加趋势，部分区域有减少趋势（图 8），而它们对辐射影响的共同表现为使地表增暖。

3.4 青藏高原以东、以南地区趋势归因分析

高原以东的东北亚地区在过去四十年也有较为明显的升温趋势（图 3d）。造成其地表向上长波辐射增加的主要过程是云的变化，大气温度的变化也有一定的贡献，同时地表潜热通量变化产生的贡献在 21 世纪变得明显。而地表感热通量以及大气气溶胶的变化使得地表辐射减少从而降温。东北亚地区云量在过去四十年有明显的减少趋势（图 5a），利于辐射到达地表从而造成增温。大气温度在东北亚也表现出稳定的增加趋势（图 7a），对应着地表增暖。人口稠密的东北亚地区在过去四十年里大气气溶胶显著增加（图 8），不利于地表增温。

在高原以南的印度次大陆地区，地表向上长波辐射在近四十年的稳定状态是由云和气溶胶变化引起的辐射减少与水汽和地表感热通量变化引起的辐射增加所平衡的。印度次大陆水汽充沛，在近四十年有明显的水汽增加（图 5b），增加向下长波辐射，而其云量也有所增加（图 5a），减少了地表入射短波辐射。而气溶胶的变化（图 8）使得地表接收到较少的辐射而感热的变化（图 6a）保留了更多的能量在地表。整体而言，印度次大陆由于各个过程的平衡，并没有表现出明显的地表气温变化。

3.5 讨论

我们已经在上文阐述了青藏高原及其周边地区在过去四十年的温度变化以及造成温度变化的主要过程，而造成几个地区温度趋势变化的过程也存在异同。图 9 总结了各个过程对不同区域的地表气温变化趋势的贡献，其中红色表示该过程使得该地区温度有升高趋势，蓝色则表示该过程使得该地区温度有降低趋势。需要指出的是，在我们关注的时间段内，全球 CO_2 浓度有所上升，对地表气温升高有贡献。然而，对于我们关注的几个地区来说， CO_2 浓度上升直接导致的地表

气温变化远弱于云、水汽、地表反照率等局地过程带来的地表气温变化。同样地，大气层顶入射太阳辐射带来的地表气温改变也几乎可以忽略不计，因此图 9 中没有统计 CO₂ 项和 Solar 项。

高原以西的北非南欧地区与高原以北的蒙古地区都位于中纬度内陆地区，在过去四十年造成两个地区的地表增暖的过程具有相似性。首先，两地上空大气温度有非常显著的增暖趋势，都对地表增暖有明显的正贡献。其次，两地的气溶胶变化都利于其地表气温的增加。并且尽管两地云量上显示出较为明显的减弱趋势（图 5a），但实际的变化量级较小，对辐射的影响有限。

此外，造成东北亚地区与南亚地区在近四十年的温度趋势变化的过程也存在类似性。两个地区都靠近海洋，其水汽充沛，云量丰富，水汽和云量的变化在这两个地区对其温度趋势变化的贡献突出。并且两地都是人口稠密地区，人类活动导致的大气气溶胶在过去四十年有显著的增加趋势，对地表造成了降温的作用。

青藏高原作为高海拔的大地形，是在我们关注的区域中唯一存在夏季积雪的区域，且地表冰雪过程变化以及高原植被增加引起的地表反照率变化是高原过去四十年的增暖趋势的最大贡献过程。高原在过去四十年大气水汽含量和云量都有增加，分别对地表增温有正贡献和负贡献，与南亚地区一致，这可能与夏季两地处于季风环流系统控制下，水汽和云量变化具有较好的一致性有关。

4 结论

本文利用地表向上长波辐射变化与地表气温变化之间的准线性关系，借助地表能量收支方程以及辐射能量传输模式，通过研究近四十年地表向上长波辐射变化的原因，将青藏高原及其周边地区在过去四十年的夏季地表气温变化进行归因分析，找出对青藏高原及其周边地区不同子区域地表气温趋势变化的主要贡献过程及它们的异同。青藏高原作为独特的大地形，与地表冰雪融化以及地表植被增加相联系的地表反照率降低是其地表增暖的主要过程，同时大气增湿对地表增温也有贡献。在高原以西的北非南欧以及高原以北的蒙古地区，主要以干旱和半干旱气候为主，造成增暖的过程一方面来自大气气溶胶的减少导致的入射太阳辐射增加，一方面来自大气增暖引起的向下长波辐射增加。此外，尽管云量的变化有显著趋势，但变化量小，其辐射效应不明显。而在高原以东的东北亚地区和高原

以南的南亚地区，人口密度大，因而大气气溶胶在过去四十年均有显著增加，对地表有冷却作用。且临近海洋其水汽和云量的变化对辐射的影响较大。但东北亚地区云量显著减少，对地表增温作用显著，而在南亚地区，水汽增加和地表感热通量减少造成的地表增暖被云量以及大气气溶胶增加引起的地表辐射减少所平衡，因此南亚地区在过去四十年地表气温没有明显的趋势。

需要指明的是，本研究也存在一些不足。首先，我们主要使用的是 ERA5 再分析数据集，并没有和其它的数据进行横向对比研究，使用不同数据集可能对结果有细微的影响。其次，在计算气溶胶的辐射效应时，我们采用的是余项法，即计算出除气溶胶外其它各项造成的地表向上长波变化后，用晴空条件下总向上长波辐射的变化减去各项变化之和，得到气溶胶造成的地表向上长波变化。这样计算得到的气溶胶引起的辐射效应主要是气溶胶变化的直接辐射效应，气溶胶与云相互作用导致的间接辐射效应在云变化项中。此外，在利用 Fu-Liou 辐射传输模式进行线性化过程中会产生误差，这部分误差会被包含在气溶胶项中。前期研究表明，线性化误差值相对总长波变化值为小值。同时，气溶胶光学厚度变化与气溶胶项的高相关性表明线性化误差对气溶胶项的影响很小。最后，本研究中并没有考虑青藏高原地表增暖对周边其他地区气候变化的影响，只探讨了造成各个地区地表增暖过程的异同。前人有研究指出高原地表加热会造成上游北非南欧地区对流层均匀增暖的结果 (Lu et al., 2018)。

在未来的研究中，我们将对气候模式在高原及周边地区的地表气温变化的模拟情况以及归因情况进行分析，评估模式对地表气温变化主要贡献过程的模拟性能。同时，我们将进一步分析高原及周边地区在全球变暖背景下增暖预估的不确定性，及造成这种增暖预估模式间差异的主要来源。

参考文献 (References)

- Barriopedro D, Fischer E M, Luterbacher J, et al. 2011. The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe [J]. *Science*, 332(6026): 220–224. doi:10.1126/science.1201224
- Cai M, Lu J. 2009. A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part II: Method demonstrations and comparisons [J]. *Climate. Dyn.*, 32(6): 887–900. doi: 10.1007/s00382-008-0424-4
- Chen B, Chao W C, Liu X. 2003. Enhanced climatic warming in the Tibetan Plateau due to doubling CO₂: a model study [J]. *Climate. Dyn.*, 20(4): 401–413. doi:10.1007/s00382-002-0282-4
- Chen W, Lu R. 2014. A decadal shift of summer surface air temperature over Northeast Asia around the mid-1990s [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 31(4): 735–742. doi:10.1007/s00376-013-3154-4
- Cui X, Graf H, Langmann B, et al. 2006. Climate impacts of anthropogenic land use changes on the Tibetan Plateau [J]. *Glob. Planet. Change*, 54(1–2): 33–56. doi:10.1016/j.gloplacha.2005.07.006
- Dong B, Sutton R T, Chen W, et al. 2016. Abrupt summer warming and changes in temperature extremes over Northeast Asia since the mid-1990s: Drivers and physical processes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(9): 1005–1023. doi:10.1007/s00376-016-5247-3
- Dong B, Sutton R T, Shaffrey L. 2017. Understanding the rapid summer warming and changes in temperature extremes since the mid-1990s over Western Europe [J]. *Climate Dyn.*, 48(5–6): 1537–1554. doi:10.1007/s00382-016-3158-8
- 段安民, 肖志祥, 吴国雄. 2016. 1979—2014年全球变暖背景下青藏高原气候变化特征 [J]. *气候变化研究进展*, 12(5): 374–381. Duan Anmin, Xiao Zhixiang, Wu Guoxiong. 2016. Characteristics of climate change over the Tibetan Plateau under the global warming during 1979-2014 [J]. *Climate Change Research (in Chinese)*, 12(5): 374-381. doi:10.12006/J.ISSN.1673-1719.2016.039

- Duan A, Wu G. 2006. Change of cloud amount and the climate warming on the Tibetan Plateau [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(22): L22704. doi:10.1029/2006GL027946
- Duan A, Xiao Z. 2015. Does the climate warming hiatus exist over the Tibetan Plateau? [J]. *Sci. Rep.*, 5(1): 13711. doi:10.1038/srep13711
- Fang B, Lu M. 2020. Heatwave and blocking in the Northeastern Asia: occurrence, variability, and association [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 125(6): e2019JD031627. <https://doi.org/10.1029/2019JD031627>
- Fu Q, Liou K N. 1992. On the correlated *k*-Distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49(22): 2139–2156. doi:10.1175/1520-0469(1992)049<2139:OTCDMF>2.0.CO;2
- Fu Q, Liou K N. 1993. Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50(13): 2008–2025. doi:10.1175/1520-0469(1993)050<2008:POTRPO>2.0.CO;2
- Gao K, Duan A, Chen D, et al. 2019. Surface energy budget diagnosis reveals possible mechanism for the different warming rate among Earth's three poles in recent decades [J]. *Sci. Bull.*, 64(16): 1140–1143. doi:10.1016/j.scib.2019.06.023
- Ghatak D, Sinsky E, Miller J. 2014. Role of snow-albedo feedback in higher elevation warming over the Himalayas, Tibetan Plateau and Central Asia [J]. *Environ. Res. Lett.*, 9(11): 114008. doi:10.1088/1748-9326/9/11/114008
- Gu Y, Liou K N, Jiang J H, et al. 2012. Dust aerosol impact on North Africa climate: a GCM investigation of aerosol-cloud-radiation interactions using A-Train satellite data [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12(4): 1667–1679. doi:10.5194/acp-12-1667-2012
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146(730): 1999–2049. doi:10.1002/qj.3803
- Hoerling M, Eischeid J, Perlwitz J, et al. 2012. On the increased frequency of Mediterranean drought [J]. *J. Climate*, 25(6): 2146–2161. doi:10.1175/JCLI-D-11-00296.1
- Hong X, Lu R, Li S. 2017. Amplified summer warming in Europe–West Asia and

- Northeast Asia after the mid-1990s [J]. *Environ. Res. Lett.*, 12(9): 094007.
doi:10.1088/1748-9326/aa7909
- Huang J, Li Y, Fu C, et al. 2017. Dryland climate change: Recent progress and challenges [J]. *Rev. Geophys.*, 55(3): 719-778. doi: 10.1002/2016RG000550
- 简茂球, 罗会邦, 乔云亭. 2004. 青藏高原东部和西太平洋暖池地区大气热源与中国夏季降水的关系 [J]. *热带气象学报*, 20(4): 355-364. Jian Maoqiu, Luo Huibang, Qiao Yunting. 2004. On the relationships between the summer rainfall in China and the atmospheric heat sources over the eastern Tibetan Plateau and the western Pacific warm pool [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 20(4): 355-364.
- Jiang Y, Yang X, Liu X, et al. 2017. Anthropogenic aerosol effects on East Asian winter monsoon: The role of black carbon-induced Tibetan Plateau warming [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122(11): 5883–5902. doi:10.1002/2016JD026237
- Jin J, Lu S, Li S, et al. 2010. Impact of land use change on the local climate over the Tibetan Plateau [J]. *Adv. Meteorol.*, 2010, 1–6. doi:10.1155/2010/837480
- Kaiser D P, Qian Y. 2002. Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954–1998: Indication of increased haze pollution? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29(21): 2042. doi:10.1029/2002GL016057
- Kamae Y, Shiogama H, Watanabe M, et al. 2014. Attributing the increase in Northern Hemisphere hot summers since the late 20th century [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41(14): 5192–5199. doi:10.1002/2014GL061062
- Kang L, Huang J, Chen S, et al. 2016. Long-term trends of dust events over Tibetan Plateau during 1961–2010 [J]. *Atmos. Environ.*, 125, 188–198. doi:10.1016/j.atmosenv.2015.10.085
- Lee W, Choi H M, Lee J Y, et al. 2018. Temporal changes in mortality impacts of heat wave and cold spell in Korea and Japan [J]. *Environ. Int.*, 116, 136–146. doi:10.1016/j.envint.2018.04.017
- Liu Y, Lu M, Yang H, et al. 2020. Land-atmosphere-ocean coupling associated with the Tibetan Plateau and its climate impacts [J]. *Nat. Sci. Rev.*, 7(3): 534–552. doi:10.1093/nsr/nwaa011

- Lu J, Cai M. 2009. A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part I: formulation [J]. *Climate Dyn.*, 32(6): 873–885. doi: 10.1007/s00382-008-0425-3
- Lu M, Yang S, Li Z, et al. 2018. Possible effect of the Tibetan Plateau on the “upstream” climate over West Asia, North Africa, South Europe and the North Atlantic [J]. *Climate Dyn.*, 51(4): 1485-1498. doi:10.1007/s00382-017-3966-5
- Lu M, Huang B, Li Z, et al. 2019. Role of Atlantic air-sea interaction in modulating the effect of Tibetan Plateau heating on the upstream climate over Afro-Eurasia-Atlantic regions [J]. *Climate Dyn.*, 53(1-2): 509-519. doi:10.1007/s00382-018-4595-3
- Lu M, Yang S, Wang J, et al. 2021. Response of regional Asian summer monsoons to the effect of reduced surface albedo in different Tibetan Plateau domains in idealized model experiments [J]. *J. Climate*, 34(17): 7023–7036. doi:JCLI-D-20-0500.1
- 马晓波, 李栋梁. 2003. 青藏高原近代气温变化趋势及突变分析 [J]. *高原气象*, 22(5): 507–512. Ma Xiaobo, Li Dongliang. 2003. Analyses on air temperature and its abrupt change over Qinghai-Xizang Plateau in modern age [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 22(5): 507-512.
- Ma J, Guan X, Guo, et al. 2017. Mechanism of non-appearance of hiatus in Tibetan Plateau [J]. *Sci. Rep.*, 7(1): 4421. doi:10.1038/s41598-017-04615-7
- Ma J, Zhang T, Guan X, et al. 2019. The dominant role of snow/ice albedo feedback strengthened by black carbon in the enhanced warming over the Himalayas [J]. *J. Climate*, 32(18): 5883-5899. doi:10.1175/JCLI-D-18-0720.1
- Nan S, Zhao P, Chen J. 2019. Variability of summertime Tibetan tropospheric temperature and associated precipitation anomalies over the central-eastern Sahel [J]. *Climate Dyn.*, 52 (3-4): 1819-1835. doi:10.1007/s00382-018-4246-8
- Nan S, Zhao P, Chen J, et al. 2021. Links between the thermal condition of the Tibetan Plateau in summer and atmospheric circulation and climate anomalies over the Eurasian continent [J]. *Atmos. Res.*, 247: 105212. doi:10.1016/j.atmosres.2020.105212

- 443 彭玉萍, 何金海, 陈隆勋, 等. 2012. 1981-2000年夏季青藏高原大气热源低频振荡
444 特征及其影响 [J]. 热带气象学报, 28(3): 330–338. Peng Yuping, He Jinhai,
445 Chen Longxun, et al. 2012. A study on the characteristics and effect of the
446 low-frequency oscillation of the atmospheric heat source over the eastern Tibetan
447 Plateau from 1981 to 2000 [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese),
448 28(3): 330–338.
- 449 Rangwala I, Miller J R, Xu M. 2009. Warming in the Tibetan Plateau: Possible
450 influences of the changes in surface water vapor [J]. Geophys. Res. Lett., 36(6):
451 L06703. doi:10.1029/2009GL037245
- 452 Schär C, Vidale P L, Lüthi D, et al. 2004. The role of increasing temperature
453 variability in European summer heatwaves [J]. Nature, 427(6972): 332–336.
454 doi:10.1038/nature02300
- 455 Shen S S P, Yao R, Ngo J, et al. 2015. Characteristics of the Tibetan Plateau snow
456 cover variations based on daily data during 1997–2011 [J]. Theor. Appl.
457 Climatol., 120(3–4): 445–453. doi:10.1007/s00704-014-1185-0
- 458 Stainforth D A, Chapman S C, Watkins N W. 2013. Mapping climate change in
459 European temperature distributions [J]. Environ. Res. Lett., 8(3): 034031.
460 doi:10.1088/1748-9326/8/3/034031
- 461 Stott P A, Tett S F B, Jones G S, et al. 2000. External control of 20th century
462 temperature by natural and anthropogenic forcings [J]. Science, 290(5499):
463 2133–2137. doi:10.1126/science.290.5499.2133
- 464 Su J, Duan A, Xu H. 2017. Quantitative analysis of surface warming amplification
465 over the Tibetan Plateau after the late 1990s using surface energy balance
466 equation [J]. Atmos. Sci. Lett., 18(3): 112–117. doi:10.1002/asl.732
- 467 Sutton R T, Dong B. 2012. Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in
468 the 1990s [J]. Nat. Geosci., 5(11): 788–792. doi:10.1038/ngeo1595
- 469 Trenberth K E, Fasullo J T. 2012. Climate extremes and climate change: The Russian
470 heat wave and other climate extremes of 2010 [J]. J. Geophys. Res. Atmos.,
471 117(D17): D17103. doi:10.1029/2012JD018020
- 472 Varga G. 2020. Changing nature of Saharan dust deposition in the Carpathian Basin

- (Central Europe): 40 years of identified North African dust events (1979–2018) [J]. *Environ. Int.*, 139, 105712. doi:10.1016/j.envint.2020.105712
- Wahren C-H A, Walker M D, Bret-Harte M S. 2005. Vegetation responses in Alaskan arctic tundra after 8 years of a summer warming and winter snow manipulation experiment [J]. *Glob. Chang. Biol.*, 11(4): 537–552. doi:10.1111/j.1365-2486.2005.00927.x
- 王青霞, 吕世华, 鲍燕, 等. 2014. 青藏高原不同时间尺度植被变化特征及其与气候因子的关系分析 [J]. *高原气象*, 33(2): 301–312. Wang Qingxia, Lu Shihua, Bao Yan, et al. 2014. Characteristics of vegetation change and its relationship with climate factors in different time-scales on Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 33(2): 301–312.
- Wang D, Zhang F, Yang S, et al. 2020. Exploring the spatial-temporal characteristics of the aerosol optical depth (AOD) in Central Asia based on the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) [J]. *Environ. Monit. Assess.*, 192(6): 383. doi:10.1007/s10661-020-08299-x
- Wu G, Liu Y, Zhang Q, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate [J]. *J. Hydrometeor.*, 8(4): 770–789. doi:10.1175/JHM609.1
- Wu G, Duan A, Liu Y, et al. 2015. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook [J]. *Nat. Sci. Rev.*, 2(1): 100–116. doi:10.1093/nsr/nwu045
- Wu Y, Yang S, Hu X, et al. 2020. Process-based attribution of long-term surface warming over the Tibetan Plateau [J]. *Int. J. Climatol.*, 40(15): 6410–6422. doi:10.1002/joc.6589
- Xu W, Ma L, Ma M, et al. 2017. Spatial–temporal variability of snow cover and depth in the Qinghai–Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 30(4): 1521–1533. doi:10.1175/JCLI-D-15-0732.1
- Yan Y, You Q, Wu F, et al. 2020. Surface mean temperature from the observational stations and multiple reanalyses over the Tibetan Plateau [J]. *Climate Dyn.*, 55(9–10): 2405–2419. doi:10.1007/s00382-020-05386-0
- Yang Y, Ren R. 2017. On the contrasting decadal changes of diurnal surface

temperature range between the Tibetan Plateau and southeastern China during the 1980s–2000s [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 34(2):181-198. doi: 10.1007/s00376-016-6077-z

杨倩, 陈权亮, 陈朝平, 等. 2020. 全球变暖背景下青藏高原中东部地区温度变化特征 [J]. *成都信息工程大学学报*, 35(03): 352–358. Yang Qian, Chen Quanliang, Chen Chaoping, et al. 2020. Spatial-temporal changes of temperature over the central and eastern part of Tibetan Plateau from 1960 to 2016 [J]. *Journal of Chengdu University of Information Technology (in Chinese)*, 35(03): 352-358.

游庆龙, 康世昌, 李剑东, 等. 2021. 青藏高原气候变化若干前沿科学问题 [J]. *冰川冻土*, 43(3): 885–901. You Qinglong, Kang Shichang, Li Jiandong, et al. 2021. Several research frontiers of climate change over the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 43(3): 885-901.

You Q, Min J, Kang S. 2016. Rapid warming in the Tibetan Plateau from observations and CMIP5 models in recent decades [J]. *Int. J. Climatol.*, 36(6): 2660–2670. doi:10.1002/joc.4520

Zheng Y, Liu J, Wu R, et al. 2008. Seasonal statistical characteristics of aerosol optical properties at a site near a dust region in China [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113(D16): 16205. doi:10.1029/2007JD009384

Zhong L, Ma Y, Xue Y, et al. 2019. Climate change trends and impacts on vegetation greening over the Tibetan Plateau [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124(14):7540-7552. doi: 10.1029/2019JD030481

Zhou Y, Wu Z. 2016. Possible impacts of mega-El Niño/Southern Oscillation and Atlantic Multidecadal Oscillation on Eurasian heatwave frequency variability [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142(697): 1647–1661. doi:10.1002/qj.2759

Zhu J, Xia X, Che H, et al. 2019. Spatiotemporal variation of aerosol and potential long-range transport impact over the Tibetan Plateau, China [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 19(23): 14637–14656. doi:10.5194/acp-19-14637-2019

Zhu L, Huang G, Fan G, et al. 2017. Evolution of surface sensible heat over the Tibetan Plateau under the recent global warming hiatus [J]. *Adv. Atmos. Sci.*,



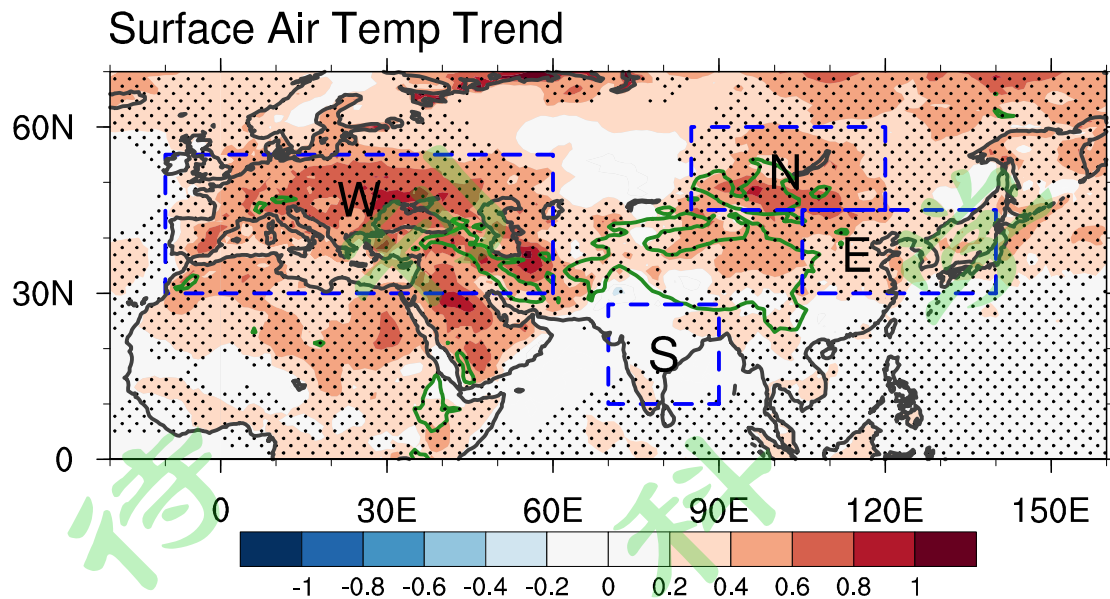


图 1 1979-2019 年夏季平均地表气温趋势分布图（单位： K decade^{-1} ）。黑色打点区域表明填色变量场通过 95% 的信度检验。绿色实线为 1500 米海拔等高线。蓝色虚线框代表的区域分别为我们关注的北非南欧地区（W），蒙古地区（N），东北亚地区（E），南亚地区（S），下同

Fig. 1 Trends of summer surface temperature from 1979 to 2019 (units: $\text{K} \cdot \text{decade}^{-1}$). The dotted areas indicate the trends exceeding the 95% confidence level of statistical significance. The green solid line is the 1500-m elevation contour. The blue dash rectangles represent the regions focused, which are North Africa and southern Europe (W), Mongolia (N), Northeast Asia (E), and South Asia (S). Same for other figures

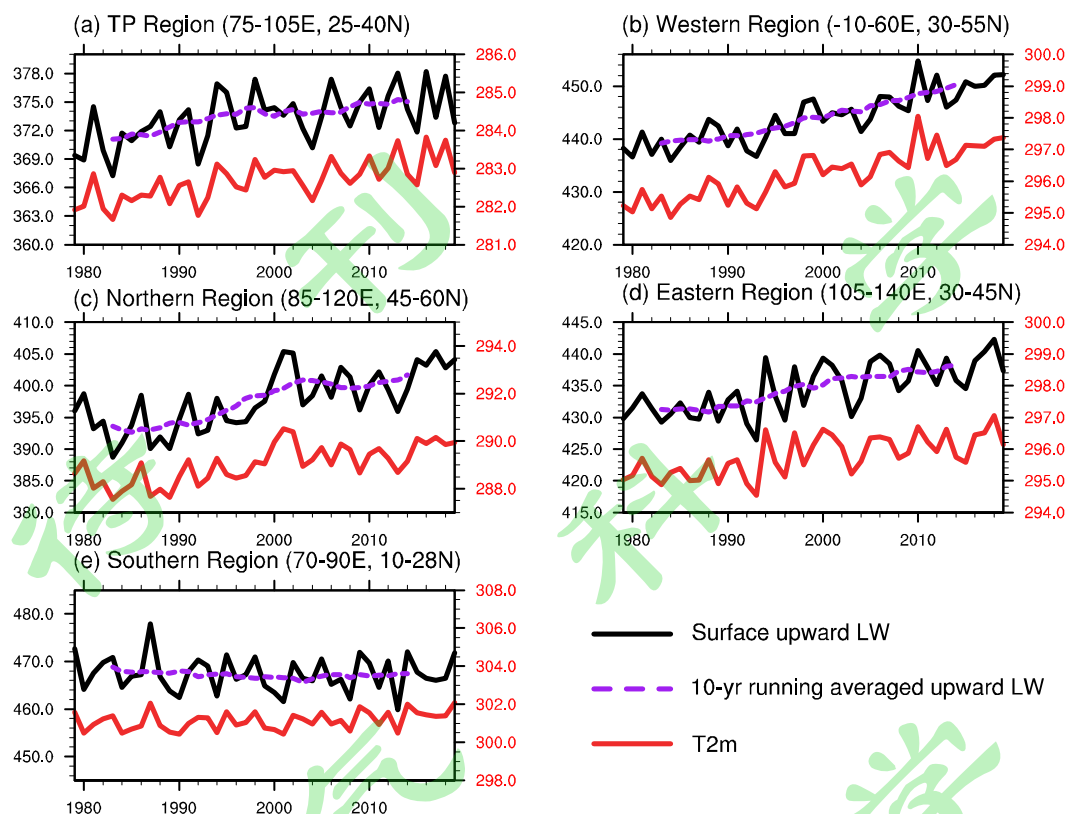


图 2 各区域夏季平均地表向上长波辐射（黑色实线，单位： W m^{-2} ）及其十年滑动平均（紫色虚线，单位： W m^{-2} ）与地表气温（红色实线，单位：K）的变化

Fig. 2 Time series of surface upward longwave radiation (black solid line, units: W m^{-2}), 10-year running average of surface upward longwave radiation (purple dash line, units: W m^{-2}), and surface temperature (red solid line, units: K) of different regions in summer

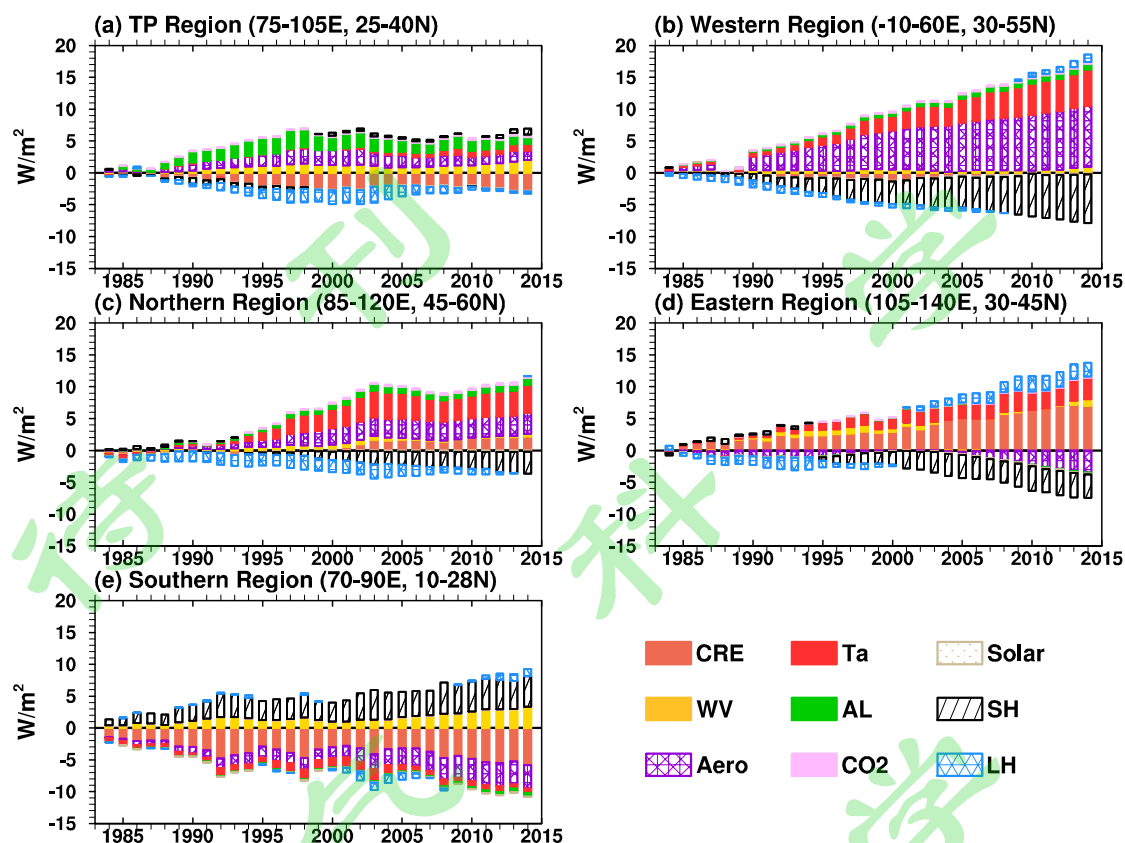
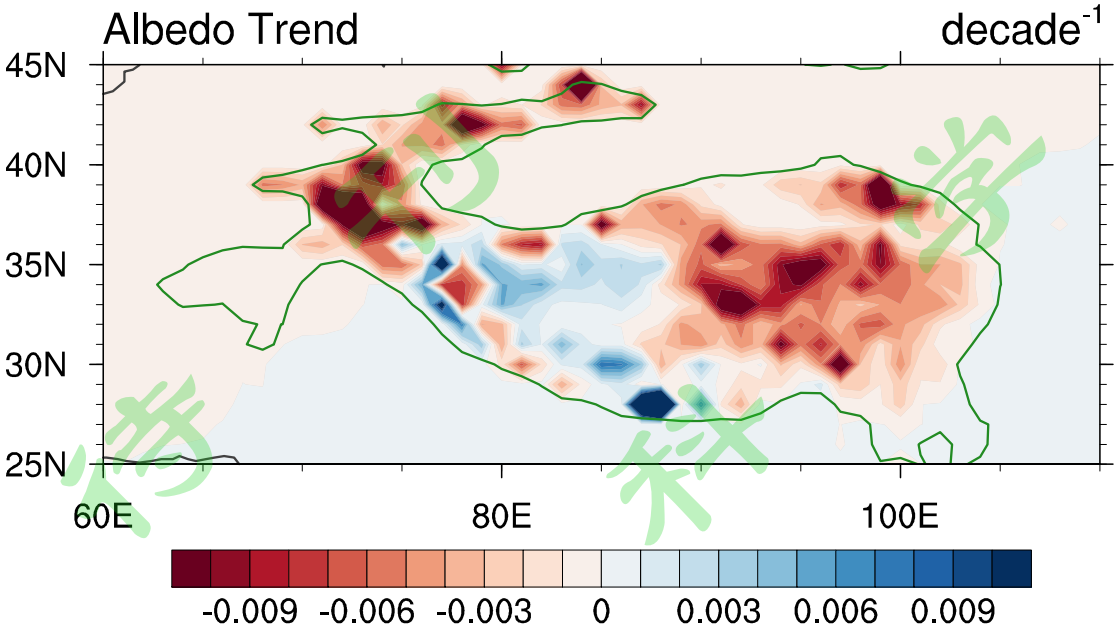


图 3 各区域夏季平均地表向上长波辐射变化 (单位: $W m^{-2}$)。 “CRE”, “Ta”, “Solar”, “WV”, “AL”, “SH”, “Aero”, “CO2” 和 “LH” 分别表示云过程, 大气温度, 对流层顶太阳入射辐射, 大气水汽含量, 地表反照率, 地表感热通量, 气溶胶, 二氧化碳含量和地表潜热通量变化对地表向上长波的贡献

Fig. 3 Changes in surface upward longwave radiation of different regions in summer (units: $W m^{-2}$). “CRE”, “Ta”, “Solar”, “WV”, “AL”, “SH”, “Aero”, “CO2”, and “LH” represents respectively the changes in surface upward longwave radiation due to the process of cloud radiative effect, air temperature, incident solar radiation at top of the atmosphere, water vapor, surface albedo, surface sensible heat flux, aerosol, CO2 concentration, and surface latent heat flux

566



567

568 图 4 1979-2019 年夏季青藏高原地表反照率变化趋势 (单位: decade^{-1})。

569 Fig. 4 Trend in JJA-mean surface albedo from 1979 to 2019 over the Tibetan Plateau

570 (units: decade^{-1})

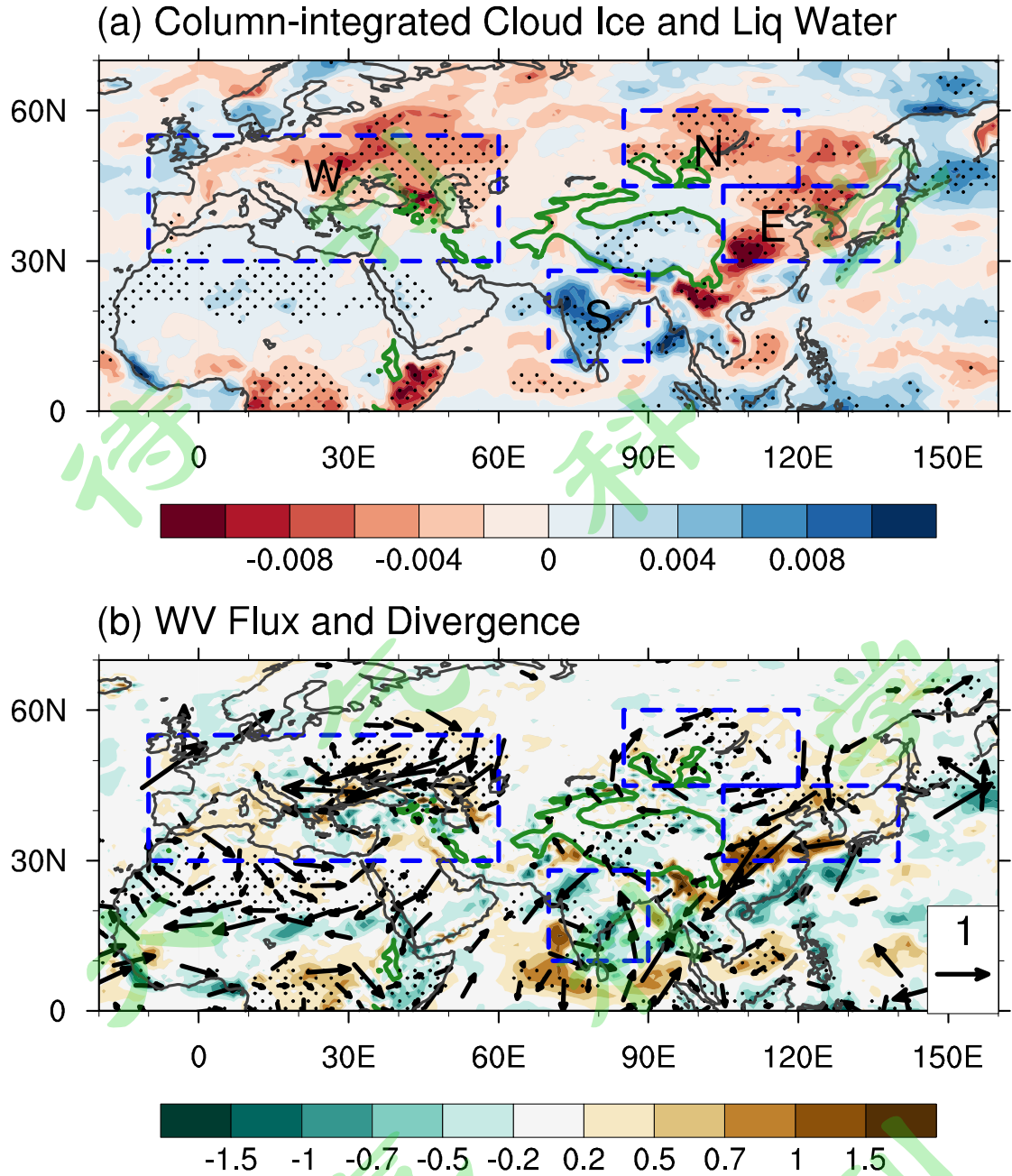


图 5 (a) 1979-2019 年夏季地表至 300 百帕整层积分的云冰含量与云水含量之和 (单位: $\text{Kg m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$) 的变化趋势。(b) 1979-2019 年夏季地表至 300 百帕整层积分的水汽通量 (矢量箭头, 单位: $\text{Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) 及其散度 (填色, 单位: $10^{-6} \text{ Kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) 的变化趋势。黑色打点区域表明填色变量场通过 95% 的信度检验。b 图中矢量箭头场均已通过 95% 的信度检验

Fig. 5 (a) Trends in JJA-mean column-integrated (surface to 300 hPa) atmospheric cloud liquid and ice water content from 1979 to 2019 (units: $\text{Kg m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$). (b) Trends in JJA-mean column-integrated (surface to 300 hPa) atmospheric water vapor

580 flux (vectors, units: $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{decade}^{-1}$) and its divergence (shading, units: 10^{-6}Kg
581 $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{decade}^{-1}$) from 1979 to 2019. The dotted areas indicate the shaded fields that
582 exceed the 95% confidence level of statistical significance. Vectors in (b) pass the test
583 of significance at the 95% confidence level
584

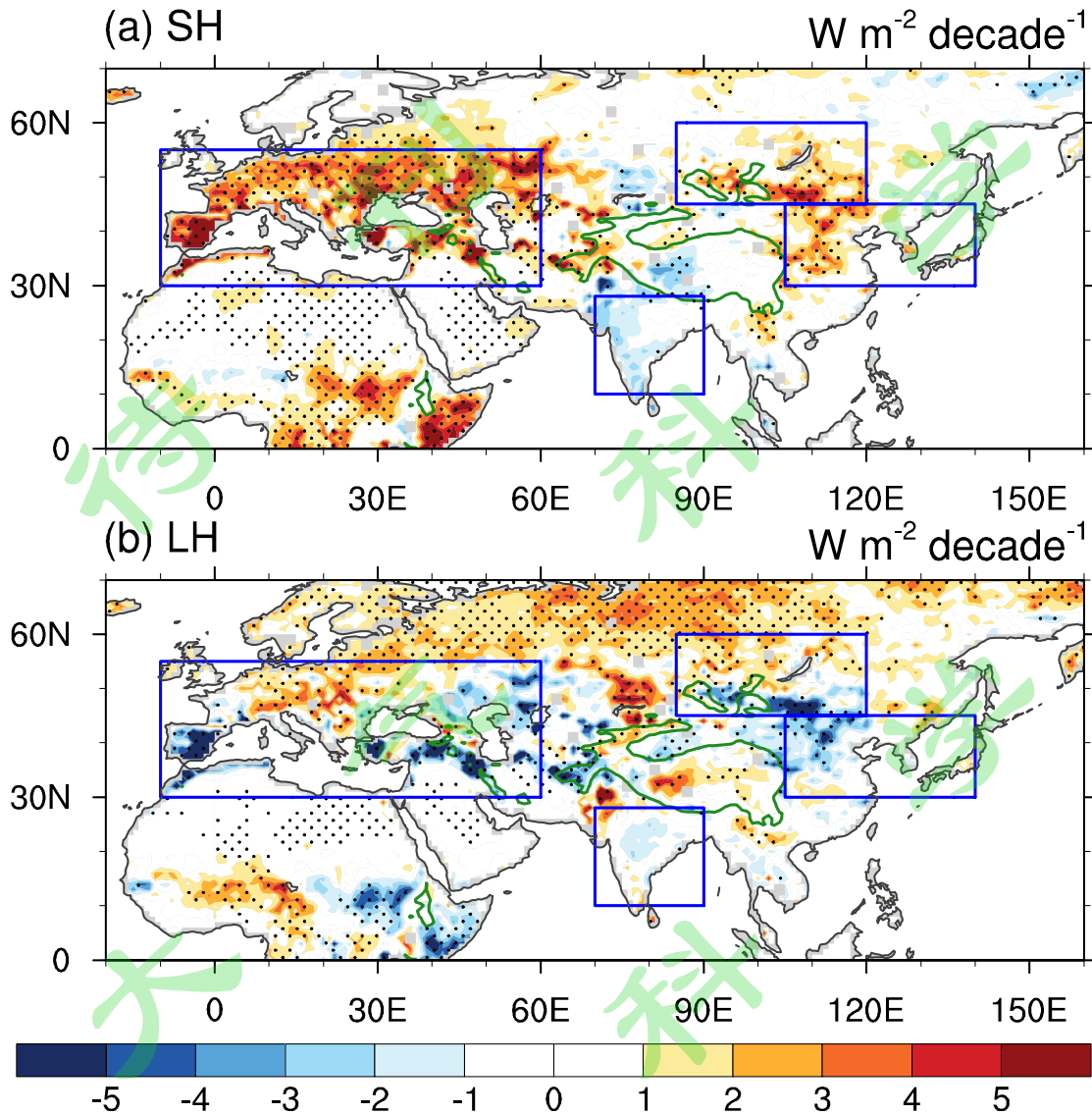


图 6 1979-2019 年夏季 (a) 地表感热通量和 (b) 地表潜热通量的变化趋势 (单位: $\text{W m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$)。黑色打点区域表明填色变量场通过 95% 的信度检验, b 图中矢量箭头场均已通过 95% 的信度检验

Fig. 6 Trends in JJA-mean (a) surface sensible heat flux and (b) surface latent heat flux from 1979 to 2019 (units: $\text{W m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$). The dotted areas indicate the shaded fields that exceeded the 95% confidence level of statistical significance

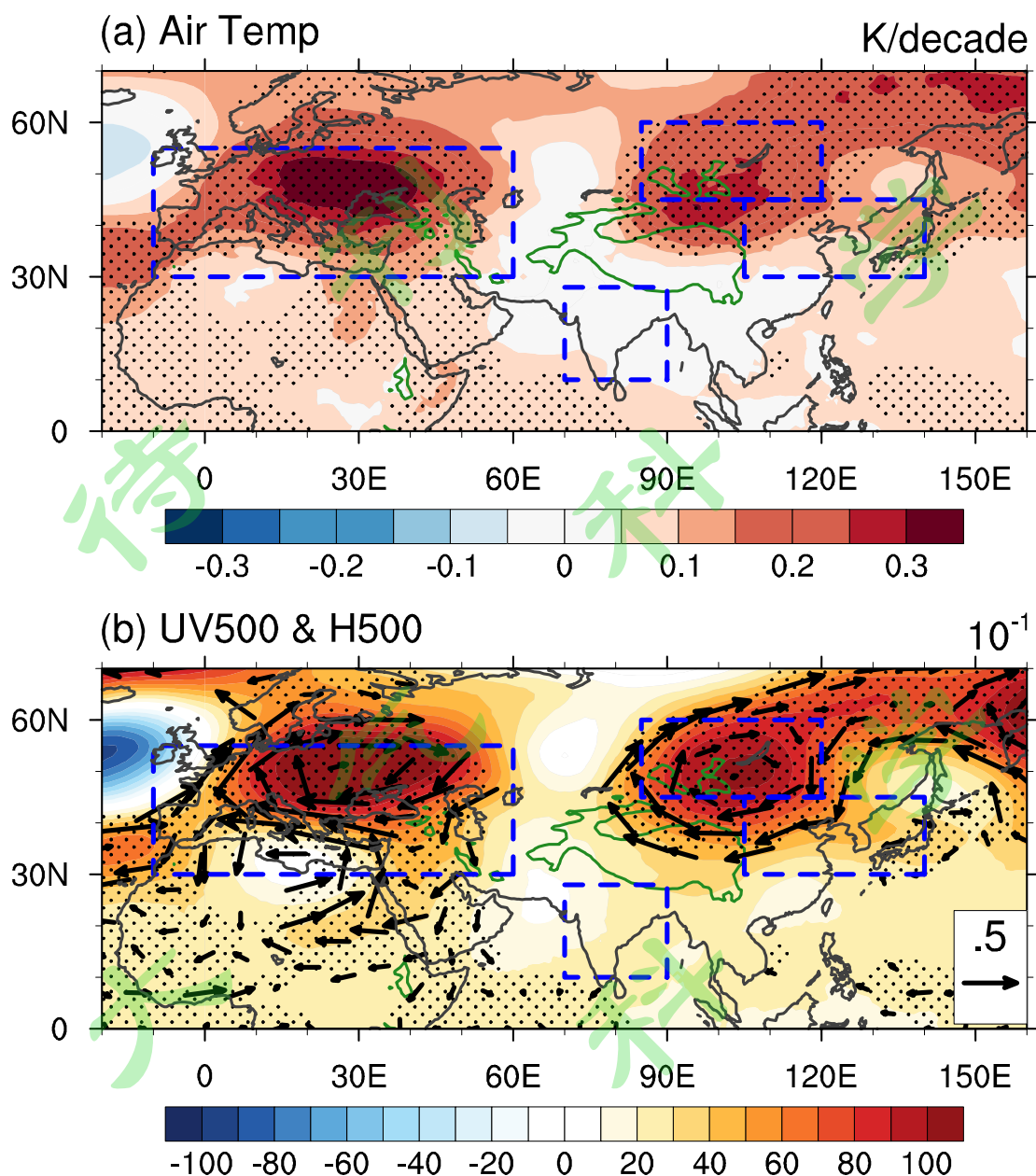
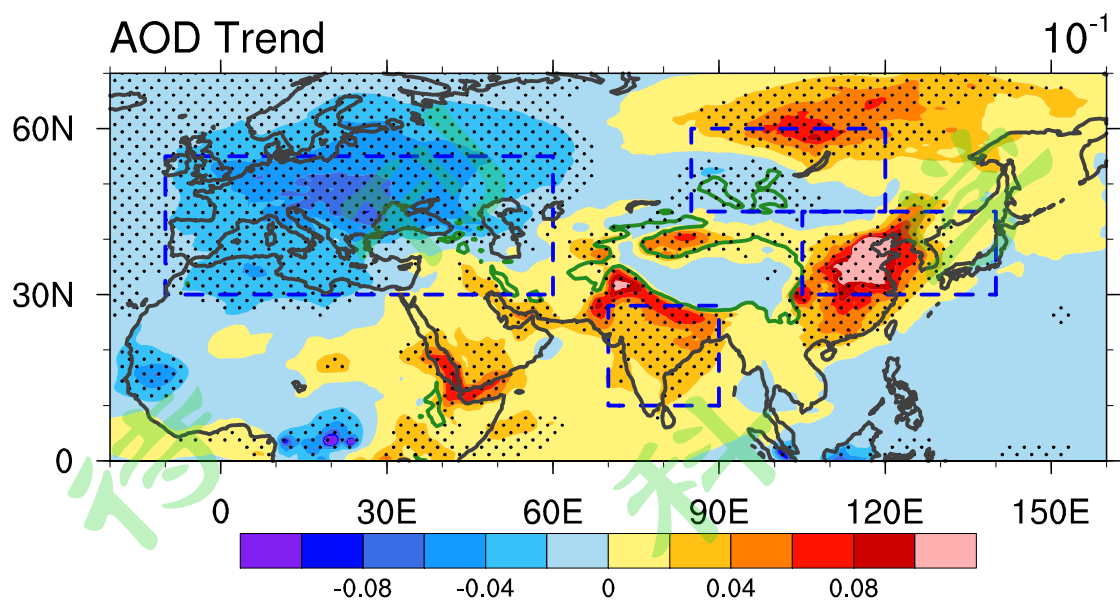


图 7 (a) 1979-2019 年夏季整层大气平均温度的变化趋势 (单位: K decade^{-1})。 (b) 1979-2019 年夏季 500 百帕高度场 (填色, 单位: $\text{m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ decade}^{-1}$) 与风场 (矢量箭头, 单位: $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) 的变化趋势。黑色打点区域表明填色变量场通过 95% 的信度检验, b 图中矢量箭头场均已通过 95% 的信度检验

Fig. 7 (a) Trends in JJA-mean column-averaged air temperature from 1979 to 2019 (units: K decade^{-1}). (b) Trends in JJA-mean geopotential height (units: $\text{m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ decade}^{-1}$) and wind field (units: $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) at 500 hPa from 1979 to 2019. The dotted areas indicate the shaded fields that exceed the 95% confidence level of statistical significance. Vectors in (b) pass the test of significance at the 95% confidence level

605



606

607 图 8 1980-2019 年夏季大气气溶胶光学厚度趋势分布图（单位： decade^{-1} ）。黑色
608 打点区域表明填色变量场通过 95%的信度检验

609 Fig. 8 Trends in JJA-mean aerosol optical depth from 1980 to 2019 (units: decade^{-1}).
610 The dotted areas indicate the shaded fields that exceed the 95% confidence level of
611 statistical significance

612

	北非南欧	高原以北	东北亚	南亚	高原
云					
水汽					
气溶胶					
大气温度					
反照率					
感热					
潜热					

613

614 图 9 归因分析总结。红色表明主要使地表向上长波辐射增加的过程，蓝色表明
615 主要使地表向上长波辐射减少的过程

616 Fig. 9 Summary of attribution analysis. Red shading indicates the processes that
617 contribute to increased surface upward longwave radiation, and blue shading indicates
618 the processes that contribute to decreased surface upward longwave radiation