欧亚大陆春季融雪异常 10-30 天季节内变化主要特征

及其与环流异常演变分析

陆聪^{1,2} 陈海山^{1,2} 孙悦^{1,2}

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室,南京 210044
2 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044

摘要 欧亚大陆积雪是影响中高纬气候的重要因子,深入理解该区域积雪异常变化的特征及其成因,对于气候研究和预测有重要意义。目前的研究大多关注积雪年际、 年代际变化及其气候效应,而有关积雪季节内变化的认识还有待加强。本文基于观 测和再分析资料,通过统计诊断探讨了欧亚大陆不同区域春季融雪的季节内变化及 其与之相关的大气环流特征和地表能量演变过程。结果表明,欧亚大陆春季融雪异 常具有明显的季节内变化特征,其主导周期为 10-30 天,且季节内变化的信号主要 出现在斯堪的纳维亚半岛、东欧平原和西西伯利亚三个区域。进一步分析表明,斯 堪的纳维亚半岛地区融雪季节内变化可能和斯堪的纳维亚半岛遥相关型负位相

(SCA-)有关,东欧平原融雪季节内变化可能和欧亚遥相关型负位相(EU-)有关, 西西伯利亚地区融雪季节内变化可能和斯堪的纳维亚半岛遥相关型正位相(SCA+) 有关。不同区域导致融雪异常的原因存在明显差异,长波辐射增加可能是斯堪的纳 维亚半岛区域开始发生融雪异常的主要原因;而在东欧平原和西西伯利亚区域,感 热通量异常可能是开始发生融雪异常的主要原因。

关键词: 春季融雪 季节内变化 大气遥相关 地表能量通量 文章编号 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2303.22203

The 10- to 30-day intraseasonal variation characteristics of spring snowmelt anomalies over Eurasia and abnormal circulation evolution analysis

LU Cong^{1,2} CHEN Haishan^{1,2} SUN Yue^{1,2}

1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing

收稿日期 2023-03-22; 网络预出版

作者简介 陆聪, 男, 1998 年 8 月出生, 硕士研究生, 主要从事陆面过程研究。E-mail: 1028773697@qq.com

通讯作者 陈海山, E-mail: haishan@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金基础科学中心项目 42088101

Funded by National Natural Science Foundation of China (42088101)

210044

2 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Eurasian snow cover is an important factor affecting the climate in the mid-high latitudes. A deep understanding of the characteristics and causes of Eurasian snow cover abnormal changes is of great significance for climate research and improvement of climate prediction. The current research focuses more on the interannual and interdecadal changes and climate effects of snow cover, while it is obviously insufficient for the understanding of the intraseasonal changes of snow cover. Based on the observation and reanalysis data, this paper discusses the intraseasonal variation of spring snowmelt in different regions of Eurasia continent and its related atmospheric circulation characteristics and surface energy evolution process through statistical diagnosis. The results show that the Eurasian spring snowmelt anomaly has obvious intraseasonal variation, with the dominant cycle of 10-30 days, and the intraseasonal signals mainly appear in the Scandinavian Peninsula, the Eastern European Plain and Western Siberia. Further analysis shows that the intraseasonal variation of snowmelt in Scandinavia may be related to the Scandinavian teleconnection negative phase (SCA-), and the intraseasonal variation of snowmelt in the Eastern European plain may be related to the Eurasian teleconnection negative phase (EU-). The intraseasonal variation of snowmelt in West Siberia may be related to Scandinavian teleconnection positive phase (SCA+). There are obvious differences in the causes of snowmelt anomalies in different regions. The increase of long-wave radiation may be the main cause of snowmelt anomalies in Scandinavia. In the East European plain and West Siberian region, sensible heat flux anomalies may be the main cause of snowmelt anomalies.

Key words Spring snowmelt, Intraseaonal variations, Atmospheric teleconnection, Surface energy flux

1 引言

积雪作为一个重要的陆地下垫面因子,具有高反照率、低导热等物理特性,积 雪通常会增加地表反射率,减少地表吸收短波辐射,进而对区域地表能量平衡和气 候产生重要影响(Wang et al., 2015; Kolstad, 2017; Li et al., 2018)。此外,积雪 融化会产生延迟的水文效应,进而影响区域水热状况,并通过土壤湿度的持续性对 后期的大气环流和气候产生影响(Barnett et al., 1989; Wu et al., 2014; You et al., 2020)。欧亚大陆积雪异常对北半球气候系统有着十分重要的作用,能够影响局地 和非局地的气候,例如东亚夏季风(Liu et al., 2002; 杨琨和武炳义, 2009; Peings et al., 2010; 许立言和武炳义, 2012)、亚洲地区夏季降水(Bamzai et al., 2000; Dash et al., 2006)、东北亚夏季陆面增暖(Sun et al., 2021)等。另一方面,欧亚 大陆的积雪变化受到各种因素的影响,如北大西洋涛动(NAO)、北极涛动(AO) 等大气遥相关型可以通过改变温度、降水及大气热动力过程,从而对区域积雪的变 化产生影响(Bamzai,2003; Henderson et al., 2010; Allen and Zender,2011; Kim et al.,2013);北大西洋海温增暖在冬季欧亚大陆雪水当量东西偶极子模式的年代 际变化中起重要作用(Sun et al.,2019;刘晨等,2020);北极海冰的减少会增加海 气热通量,影响对流层涡旋,改变极涡,进而可能对高纬度雪深产生影响(Xu et al., 2019a)。从物理本质上来说,辐射过程是积雪融化的重要能量来源,太阳辐射通常 在融雪过程中起到至关重要的作用(Sicart et al.,2006; lijima et al.,2007)。

以往关于欧亚大陆积雪与大气环流关系的研究主要关注年际和年代际上的变化, 最近一些研究发现青藏高原(TP)部分区域积雪季节内变化比季节、年际变化更加 重要(Li et al., 2020),以及欧亚大陆西西伯利亚地区9月至次年4月积雪也存在 9-30 天的季节内变化(Song et al., 2019b)。也有研究探讨了影响积雪季节内变化 的各种因素,如马登-朱利安振荡(MJO),可能会抑制或增强对流的非绝热加热进 而激发涡旋活动,对西北部 TP 积雪产生影响(Li et al., 2016); MJO 也可以激发 向极地传播的罗斯贝波,通过与北半球背景环流的相互作用导致高纬度槽脊异常, 从而影响欧亚大陆积雪深度(Barrett et al., 2015)。此外, NAO 会影响到西西伯利 亚地区(Song et al., 2019b)和 TP 东部积雪季节内变化,而 TP 西部积雪季节内变 化则与 AO 相关(Song et al., 2019a)。再者, AO 和西太平洋遥相关型(WP)两种 大气遥相关型协同作用下会加深乌拉尔槽,使得北极的波列到达 TP,对 TP 积雪季 节内变化产生影响(Zhang et al., 2019)。辐射能量对于积雪季节内变化也有着重要 作用,在低积雪覆盖的春季,长波辐射在初始化积雪覆盖(SCE)异常起着重要的作 用,在此短波辐射不是 SCE 负异常产生的直接原因,而是在 SCE 负异常后地表反 照率下降,地表吸收更多的短波辐射加速融雪,起到一个放大加速作用(Wang et al., 2015)。另一方面, TP 积雪季节内变化对东亚高层西风急流和东亚大槽的强度有着 重要影响(Li et al., 2018, 2021)。

如今对于季节内尺度的积雪变化理解不完善,而积雪有关的陆地表面温度作为 一个新的可预报来源,在改进次季节到季节气候预报方面具有很大潜力,深入理解 积雪的季节内变化对于延伸期预报和短期气候预测非常重要(Mote,2008;Lin et al., 2016;Zhang et al., 2019)。并且大多数研究侧重于秋冬季的积雪季节内变化,而关 于春季融雪的研究较少。事实上,地表辐射收支和地表反照率的变化在春季最为明 显(Déry et al., 2007;Brown et al., 2009)。所以,本文在季节内时间尺度上研究 了欧亚大陆春季融雪异常变化的特征和成因。需要解决的问题:(1)欧亚大陆春季 融雪季节内变化的空间分布和主要时间尺度范围?(2)欧亚大陆春季融雪季节内变 化的成因有哪些?(3)融雪过程中的大气环流特征和陆气相互作用的过程如何?

2 资料和方法

2.1 资料

全球逐日雪水当量(SWE,单位:mm)v3.0 产品来自于芬兰气象研究所(FMI), 是基于卫星微波辐射计和地面气象站积雪深度测量,再结合 HUT 积雪排放模型构 建的数据集(Luojus et al., 2020),且使用不同来源的地面气象站信息对雪水当量 进行修正,该产品能比较好积雪的真实变化(Xu et al., 2019b)。分辨率为25km×25km。 由于研究主要考虑融雪的大尺度变化,为此将数据插值为1°×1°的网格数据。由于数 据采用极地投影,变换成墨卡托投影后极地和低纬度地区的资料准确率大大降低, 所以只取用了35-85°N的数据。卫星观测在1991前不稳定,因此选择1991-2018年 这段时间作为研究时间段。数据可从该网址获得(https://www.globsnow.info/swe/)。 计算雪水当量日变化(ΔSWE):

$$\Delta SWE = SWE_n - SWE_{n-1} \tag{1}$$

其中*SWE_n*表示是第 n 天的日雪水当量, *SWE_{n-1}*表示前一天的日雪水当量。文中所 阐述的融雪正异常指的是融雪相对气候态异常偏多, 负异常指的是融雪异常偏少, 也可能是积雪的情况。

逐 3 小时的融雪(SMLT)(kg/m²)、地表感热通量(SSHF)(W/m²)、潜热 通量(SLHF)(W/m²)、净长波辐射通量(LWNET)(W/m²)和短波辐射通量(SWNET) (W/m²)产品来自美国航空航天局(NASA)戈达德空间飞行中心(GSFC)和美国 海洋和大气局(NOAA)国家环境预报中心(NCEP)联合发布的全球陆地数据同 化系统数据集(GLDAS),结合了大量卫星和地面观测数据生成了最佳的陆地表面 状态和通量场,选取了GLDAS 2.1 的LSM模式,分辨率为1°×1°,计算成每日数 据。(Rodell et al., 2004; https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas),GLDAS 雪数据可信性已有 验证(Ansari et al., 2019),此外,还在第 3 节补充了与 FMI 观测资料的对比分析。

逐小时 1000hPa 至 100hPa 位势高度场数据(HGT)(gpm)和温度场(T)(K)、 地表温度(SKT)(K)数据来自第五代欧洲天气中心(ERA5)的再分析资料(Hersbach et al., 2019),分析中转换为 1°×1°的每日数据。文中用于合成分析的数据都去除了 每日的气候平均,且使用 Butterworth 滤波器提取了季节内分量。

2.2 方法

本文标准差表示变化强度,功率谱分析用于获得显著区域融雪异常的主导周期。 此外,采用了集合经验模分解方法(EEMD)以探究欧亚大陆融雪的不同时间尺度变 化,该方法可以将一条复杂的数据分解为有限个数不同时间尺度的振荡分量,且为 基于数据本身的分解,并改进了经验模分解(EMD)的模态混合问题,使得分解结 果更加的稳定(Wu and Huang, 2009),将提取的季节内分量筛选出融雪正异常事件, 使用合成分析来描述整个事件的变化过程。将 EEMD 方法提取出的季节内分量定义 为融雪异常指数。当指数大于等于1倍标准差(称为融雪正异常)时,将指数序列 极大值出现的日期定于为该融雪事件的峰值日(0天,融雪极大值);反之,当指数 小于等于-1倍标准差(称为融雪负异常)时,指数序列出现极小值的日期定义为融 雪事件的谷值日(融雪异常低值)。需要说明的是,本文重点分析融雪正异常事件 进行分析。为了分析不同区域融雪异常季节内变化和大气环流的关系,进一步筛选 出斯堪的纳维亚半岛 64个、东欧平原 55个及西西伯利亚地区 57个典型异常融雪事 件,通过上述典型融雪事件的合成分析来探究融雪异常期间的环流和温度异常的季 节内变化特征。在第4节中研究大气环流特征和融雪季节内变化的关系时,采用了 旋转经验正交函数分解方法(REOF)得到了1991~2018年春季 500hPa 的遥相关型 模态,并计算出相关模态的每日指数。

在其后诊断相关低层温度变化的贡献,使用了热力学公式:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)' = \left(-V_h \cdot \nabla T\right)' - \left(\omega \frac{\partial T}{\partial p}\right)' + \left(\omega \frac{\alpha}{c_p}\right)' + (Q)'$$
(2)

其中, $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'$, 为温度趋势项; $\left(-V_h \cdot \nabla T\right)'$, 为水平温度平流项; $\left(-\omega \frac{\partial T}{\partial p} + \omega \frac{\alpha}{C_p}\right)'$, 为垂直项; (Q)', 为非绝热加热项。上述各项都处理为季节内分量。

3 欧亚大陆春季融雪异常的季节内变化特征

由于 FMI 观测数据 5 月下旬数据的缺失,本文主要使用了 GLDAS 数据进行讨论,为了确定 GLDAS 数据的质量如何,给出了两套资料的空间分布(图1)和每日 演变(图2)做对比。图1给出了 FMI与 GLDAS 1991~2018 年春季(3-5月)融雪 异常标准差的空间分布,可以发现两套数据空间分布较为一致,峰值存在误差,二 者表明欧亚大陆春季融雪异常变化的大值区主要出现在斯堪的纳维亚半岛(SKDP) (62-70°N, 10-32°E)、东欧平原(EEP)(60-70°N, 50-65°E)和西西伯利亚(WS)



图 1.1991-2018 年欧亚大陆春季(3-5月)融雪异常的标准差,(a)观测资料(单位:mm);(b) GLDAS 资料(单位:mm);红框为研究的三个区域,自西向东分别为斯堪的纳维亚半岛、东欧平

原和西西伯利亚地区.

Fig. 1 Standard deviation of Eurasian snowmelt anomaly in spring (from March to May) during $1991 \sim 2018$, (a) observational data (unit: mm); (b) GLDAS data (unit: kg/m²); The red box indicates that the three regions studied from west to east are Scandinavia, Eastern European Plain and Western Siberia.

(60-70°N, 78-98°E)。补充图 R1 给出了三个变化大值区融雪的每日演变,可以发现两套资料的每日演变的趋势较为一致,相关系数分别为 0.65, 0.63 和 0.86,在西西伯利亚地区最为相似,说明 GLDAS 雪数据可以很好的表现融雪的每日变化,但是峰值会存在误差。



图 2. 基于 GLDAS 数据集的标准化区域平均融雪的季节内变化及其功率谱分析,(a)斯堪的纳维 亚半岛;(b)东欧平原;(c)西西伯利亚;(d)不同区域融雪季节内变化廓线;(a),(b),(c)中的红实线 为红噪声检验,通过了 95%置信度检验,在(d)中黑线表示斯堪的纳维亚半岛,红实线表示东欧 平原,蓝实线表示西西伯利亚.

Fig. 2 The seasonal variation and power spectrum analysis of the standardized regional average snow melting based on GLDAS data set, (a) Scandinavia; (b) Eastern European Plain; (c) Western Siberia; (d) Variation profiles of snow melting season in different regions; a. The red solid line in b and c is the red noise test, which has passed the 95% confidence test. In (d), the black solid line represents Scandinavia, the red solid line represents Eastern Europe Plain, and the blue solid line represents Western Siberia.

由于原始数据中包含了不同时间尺度的变化,为了确定其存在季节内变化,对三 个区域空间平均融雪逐日序列进行了功率谱分析(图 2a-c),很明显存在 10-30 天 季节内变化,为了重点考察融雪的季节内变化的贡献,将三个区域空间平均的融雪 逐日序列进行 EEMD 处理(信噪比取 0.3,集合次数取 1000 次),分解出 10 个有限模 态并计算出 10-30 天的分量,即 EEMD 的第 2 和第 3 个分量之和;再计算出 30-90 天的分量,即 EEMD 的第 4 个分量。将不同时间尺度的贡献率计算出来(贡献率= 分量标准差的平方/原始序列标准差的平方×100%)(图 3a 和 b),可以发现 10-90 天分量的贡献率可以超过 50%,在季节内分量中最突出的是 10-30 天的分量,方差 贡献率可以占到 30%以上。综合上述两套数据的分析,春季融雪具有明显的季节内 变化特征,其中以 10-30 天范围的周期最为显著。后文也重点关注融雪 10-30 天的 季节内变化。此外,图 2d 给出了三个区域季节内正异常融雪事件的变化廓线,融雪 峰值日(0天)对应融雪异常的极大值,超前融雪峰值4天(-4天) 融雪正异常事 件开始,滞后融雪峰值4天(4天)融雪正异常事件结束,且三个区域的融雪异常事 件基本维持16天左右。



图 3. 基于 FMI 和 GLDAS 数据集的标准化区域平均融雪各时间尺度分量的方差贡献, (a) FMI 观测数据; (b) GLDAS 数据.红色柱状图表示斯堪的纳维亚半岛地区, 蓝色柱状图表 示东欧平原地区, 黄色柱状图表示西西伯利亚地区.

Fig. 3 Variance contribution of standardized regional mean snowmelt at different time scales based on FMI and GLDAS datasets, (a) FMI observation data; (b) GLDAS data. The red bar shows Scandinavia, the blue bar shows the plains of Eastern Europe, and the yellow bar shows West Siberia.

4 不同区域融雪异常季节内变化和大气环流的关系

4.1 斯堪的纳维亚半岛

图 4a 和图 5 显示了 SKDP 区域典型融雪事件对应大气环流和温度异常的演变 特征。观察到北大西洋上空位势高度负异常在超前融雪峰值 4~2 天逐渐增强,且在 超前融雪峰值 2 天达到最强,自滞后融雪峰值 2 天后负异常逐渐减弱消失。在融雪 关键区,其上空位势高度异常自超前融雪峰值 4 天开始由负转正,该正异常不断加 强,至融雪峰值日达到极值,随后开始减弱(图 5c-f)。相应的关键区温度异常变化 略滞后于高度场变化,在超前融雪峰值 3 天时由负转正,并在融雪峰值日进一步加 强,于滞后融雪峰值日 2 天之后逐渐减弱且正异常中心位于 600hPa 附近(图 4a)。 在整个事件过程中,在超前融雪峰值 4 天左右,关键区上游北大西洋上空出现位势 高度的负异常,随后 SKDP 上空出现位势高度的正异常,自大西洋-斯堪的纳维亚半 岛-西西伯利亚表现为 "-+-"的模态(图 5c-f)。



图 4. 10-30 天滤波后 1000-100hPa 温度场(单位: K) 气压-时间剖面图: (a) 斯堪的纳维 亚半岛; (b) 东欧平原; (c) 西西伯利亚, 填色区通过 95%显著性检验 Fig. 4 The pressure-time profile of 10-30-day filtered 1000-100hPa temperature field(unit:K):(a) Scandinavia; (b) Eastern European Plain; (c) Western Siberia, the colouring area passed the 95% confidence test



图 5.500hPa 上 10-30 天滤波后的位势高度场(填色,单位:gpm)、风场(箭头,单位:m/s)和 500hPa 原始位势高度场(等值线,单位:gpm)每日演变.填色区域和箭头通过 95% 置信度检验,黑框为关键区域斯堪的纳维亚半岛.

Fig. 4 Daily evolution of 10-30-day filtered geopotential height (shaded, unit: gpm), wind (arrow, unit: m/s) and original geopotential height (contour, unit: gpm) at 500hPa. The colouring area and arrow passed the 95% confidence test and the black box is the key area of Scandinavia.

4.2 东欧平原

图 4b 和图 6 显示了 EEP 区域典型融雪事件对应大气环流和温度异常的演变特征。观察到格陵兰海上空在超前融雪峰值 4~2 天出现逐渐增强的位势高度负异常, 在超前融雪峰值 2 天达到最强,自滞后融雪峰值 2 天后负异常逐渐减弱消失。在融 雪关键区,其上空位势高度异常自超前融雪峰值 4 天开始由负转正,该正异常不断 加强,至融雪峰值日达到极值,随后开始减弱(图 6c-f,填色)。相应的关键区温度 异常变化和高度场变化一致,与超前融雪峰值 4 天时由负转正,并在融雪峰值日进 一步加强,于融雪峰值日之后逐渐减弱且正异常中心位于低层 850hPa 附近(图 4b)。 在整个事件过程中,在超前融雪峰值 4 天左右,关键区上游北大西洋上空出现位势 高度正异常且格陵兰海上空出现位势高度负异常,随后 EEP 上空出现位势高度的正 异常,自大西洋-格陵兰海-东欧平原表现为"+-+"的模态。



Fig. 6 Similar to Fig.5, but for Eastern European Plain.

4.3 西西伯利亚

图 4c 和图 7 显示了 WS 区域典型融雪事件对应大气环流和温度异常的演变特征。观察到北大西洋上空在超前融雪峰值 6~4 天出现逐渐增强的位势高度正异常, 在超前融雪峰值 4 天达到最强,自超前融雪峰值 2 天后正异常逐渐减弱消失。在融 雪关键区,其上空位势高度异常自超前融雪峰值 4 天开始由负转正,该正异常不断 加强,至融雪峰值日达到极值,随后开始减弱(图 7c-f,填色)。相应的关键区温度 异常变化和高度场变化一致,与超前融雪峰值4天时由负转正,并在融雪峰值日进 一步加强,于融雪峰值日之后逐渐减弱,温度异常中心则一直位于低层(图 4c)。 在整个事件过程中,在超前融雪峰值6天左右,北大西洋上空出现位势高度的正异 常,之后在关键区上游 SKDP 上空出现位势高度负异常,且在 WS 上空出现位势高 度正异常,自西向东呈现出"+-+"的模态。

上述讨论可以发现整个事件过程中位势高度异常中心位于 500hPa 至 300hPa 附近,在融雪峰值日前后两天的时间段内,三个区域关键区的高层受异常高压和反气旋式环流的控制(准正压结构),利于下沉运动和晴朗少云天气的出现,同时高压西部低层偏南风可以带来暖平流,这些因素都为融雪提供了有利条件。



图 7 同图 5, 但为西西伯利亚地区. Fig.7 Similar to Fig.5, but for Western Siberia.

为了确定三个区域的融雪分别受到何种大规模环流模式的影响,通过 REOF 的 方法得到了春季 500hPa 位势高度场的遥相关模态,找到与上述分析空间模态分布 相似的第 2 模态(图 8a)和第 4 模态(图 8b),其方差贡献分别为 11%和 7.2%, 均通过 North 检验(North et al., 1982)。不同学者对于遥相关型的命名存在些许 差异,本文主要参照美国大气与海洋管理局的气候预报中心(CPC)给出的 9 种遥 相关型模态,将计算出的第 2 模态命名为欧亚遥相关型,第 4 模态命名为斯堪的纳 维亚半岛遥相关型,由图 8c 可见斯堪的纳维亚半岛融雪正异常峰值日附近,斯堪 的纳维亚半岛遥相关型负位相(SCA-)指数达到极大值,说明斯堪的纳维亚半岛 融雪与斯堪的纳维亚半岛遥相关型负位相有关;东欧平原融雪正异常峰值日,欧亚 遥相关型负位相(EU-)指数达到极大值,说明东欧平原融雪与欧亚遥相关型负位 相有关;西西伯利亚融雪正异常峰值日,斯堪的纳维亚半岛遥相关型正位相 (SCA+)指数达到极大值,说明西西伯利亚融雪与斯堪的纳维亚半岛遥相关型正 位相有关。

此外,三个区域温度异常中心的变化存在差异,SKDP 地区在融雪异常期间温度异常中心位于 600hPa 附近,而 EEP 和 WS 地区在融雪异常期间温度异常中心位于 850hPa 附近。导致这种差异的原因将在第 5 节中解释。在下一节将详细讨论这种现象。



图 8 1991-2018 年北半球春季 500hPa 位势高度场 REOF 分解的空间模态和相关指数的合成分析: (a) 斯堪的纳维亚遥相关型(SCA); (b) 欧亚遥相关型(EU); (c) 三个区域相关环 流型指数的每日演变,黑实线为斯堪的纳维亚半岛地区融雪相关的 SCA 指数, 红实线为东欧平 原地区融雪相关的 EU 指数, 蓝实线为西西伯利亚地区融雪相关的 SCA 指数,打点通过 95%置 信度检验.

Fig. 8 Spatial mode of REOF decomposition of 500hPa geopotential height field in Northern Hemisphere Spring from 1991 to 2018 and Composite analysis of rlated index: (a) Scandinavian teleconnection(SCA); (b) Eurasian teleconnection (EU); (c) The daily evolution of three regional related circulation type indexes: the black solid line is the SCA index related to snowmelt in Scandinavia, the red solid line is the EU index related to snowmelt in Eastern European plains, and the blue solid line is the SCA index related to snowmelt in Western Siberia, which passed the 95% confidence test.

5 低层温度诊断和融雪事件的地表能量变化特征

上述的分析发现三个区域的温度异常中心变化存在差异,于是使用热力学公式 (2)来诊断典型融雪事件中低层温度变化,计算出关键区低层(1000-850hPa)的温 度变化趋势及其各个贡献项。

由图可见,图 9 中三个区域的温度各项演变特征较为一致。在融雪峰值日前, 温度趋势为正,峰值日后转为负值。其中,水平温度平流项对温度变化起主要作用, 而垂直项的贡献可忽略不计。具体而言,温度平流正异常在超前融雪峰值4天左右 出现,并于超前2天达到峰值,在滞后融雪峰值2天时转为负异常。当该区域为温度平流正异常时,主要由异常偏南风将较低维度的暖空气输送到此地,引起低层增暖。对于非绝热加热项而言,其变化幅度仅次于水平温度平流项。非绝热加热在融雪峰值前3天开始转为负异常并持续至融雪峰值后4天,表明在此期间存在地表对大气的异常冷却,热量由大气向地表输送,不利于气温的升高。特别地,在融雪峰值日及其后3日内,非绝热作用对气温下降趋势的影响占据了主导作用。此时水平温度平流的作用减弱,温度变化主要受非绝热加热的影响。

此外,通过诊断分析可以解释图 4 中 SKDP 地区温度异常中心位于 600hPa 附近,而 EEP 和 WS 地区温度异常中心位于 850hPa 附近,图 9 中 SKDP 地区水平温 度平流项较弱于另外两个区域,使得低层 850hPa 附近的增温幅度弱于中层 600hPa 附近,这可能是 SKDP 地区融雪峰值日温度异常中心位于中层的原因。进一步,这也说明了导致 SKDP 地区融雪异常的主要原因可能不同于另外两个地区。



图 9 10-30 天滤波后低层 (1000-850hPa) 区域平均气温趋势 (K/d) 及其贡献分量的每日演变: (a) 斯堪的纳维亚半岛, (b) 东欧平原, (c) 西西伯利亚.黑线为局部温度趋势; 红实线为水 平温度平流项; 蓝实线为垂直温度平流项; 紫实线为垂直项; 黄实线为非绝热加热项, 打点通过 95%置信度检验.

Fig. 9 Daily evolution of 10-30-day filtered regional average temperature trend (K/d) and its contribution components in low level (1000-850hPa): (a) Scandinavia, (b) Eastern European Plain, (c) Western Siberia. The black line is the local temperature tendency; the red solid line is the horizontal temperature advection term; the blue solid line is the vertical temperature advection term; the purple solid line is the diabatic heating term, the dot passed the 95% confidence test.

除了环流系统引起的低层暖平流,在整个过程中陆气相互作用也十分重要,接下 来从地表能量的角度来分析和诊断。图 10 为三个区域空间平均后各地表变量(包括 地表温度、感热潜热通量、净长短波辐射通量)的每日演变,在此说明感热和潜热 通量向下为正,表示大气向地表的热量输送。辐射通量则为向下为正,表示地表接 收的热量。由图 10 可以观察到,在 EEP 和 WS 地区地表能量变化基本一致,而在 SKDP 地区的能量变化则与另两个区域不同。在 SKDP 超前融雪峰值 6 天时,开始 出现净长波辐射通量的正异常并持续到滞后融雪峰值 2 天(图 10,绿实线),净短 波辐射通量在融雪峰值之前为负异常,融雪峰值之后为正异常(图 10a,绿虚线), 超前融雪峰值 4 天时出现感热通量正异常(图 10a,红实线),潜热通量在超前融雪



图 10 10-30 天滤波后地表能量和地表温度的每日演变: (a) 斯堪的纳维亚半岛、(b) 东欧平 原、(c) 西西伯利亚. 黑色线条表示标准化的融雪异常; 蓝色线条表示地表温度异常(单位: K); 红色实线和虚线分别表示感热通量和潜热通量异常(单位: W/m^2); 绿色实线和虚线分 别表示净长波辐射通量和净短波辐射通量异常(单位: W/m^2). 打点通过 95%置信度检验. Fig. 10 Daily evolution of 10-30-day filtered surface energy and surface temperature: (a) Scandinavia, (b) Eastern European Plain, (c) Western Siberia. The black line indicates the standardized snowmelt anomaly; The blue line indicates the surface temperature anomaly (unit: K); The red solid line and dotted line indicate the sensible heat flux and latent heat flux anomalies respectively (unit: W/m^2); The green solid line and dotted line respectively represent the net long-wave radiation flux and net short-wave radiation flux anomalies (unit: W/m^2) The point on the curve indicates passing the 95% confidence test.

峰值2天之前为正异常,之后转为负异常(图10a,红虚线),图11中相应的地表 能量空间分布的每日变化也展示了相同的变化。可以发现净长波辐射通量正异常明 显提前于感热通量的正异常,地表获得辐射能量先于大气传输给地表的能量,说明 在 SKDP 区域导致融雪开始的可能成因是由于地表净长波辐射通量的增加。而在 EEP 和 WS 地区,可以发现在超前融雪峰值2天之前净长波辐射通量为负异常,在 超前融雪峰值2天之后才转变为正异常(图10b,c,绿实线);在超前融雪峰值4 天时出现了感热通量正异常且峰值出现在滞后融雪峰值1天(图10b,c,红实线), 潜热通量变化与斯堪的纳维亚半岛区域相似(图10b,c,红虚线)。图12和图13 中相应的地表能量空间分布的每日变化也展示了相同的变化,可以发现这两个区域 的感热通量提前于融雪异常的开始,说明这两个区域融雪的异常变化的可能成因是 由低层增温引起的向下传输的感热通量异常引起的。



图 11 斯堪的纳维亚半岛 10-30 天滤波后地表能量的空间演变. 从左至右填色(单位: W/m²) 分别为感热通量异常(SSHF)、潜热通量异常(SLHF)、净长波辐射通量异常(LWNET)和 净短波辐射通量异常(SWNET). 打点区域通过 95%置信度检验.

Fig.11 Spatial evolution of 10-30-day filtered surface energy in Scandinavia. Color filling from left to

right (unit: W/m^2): sensible heat flux anomaly (SSHF), latent heat flux anomaly (SLHF), net longwave radiation flux anomaly (LWNET) and net short-wave radiation flux anomaly (SWNET). The dotted area passed the 95% confidence test.







图 13 同图 11, 但为西西伯利亚地区. Fig.13 Similar to Fig.11, but for Western Siberia.

6 结论和讨论

研究采用每日融雪数据揭示了欧亚大陆春季3-5月融雪异常的季节内变化特征, 发现融雪异常变化最为显著的三个区域,自西向东分别为斯堪的纳维亚半岛、东欧 平原和西西伯利亚,三个区域的融雪异常主要表现为10-30天的变化。

在此基础上,通过集合经验模分解方法定义了三个区域的融雪异常指数,确定 了 1991-2018 年三个区域的融雪正异常事件(SKDP 地区 64 次、EEP 地区 55 次、 WS 地区 57 次)。通过合成分析融雪正异常事件相关的物理要素场,深入分析了融 雪的季节内变化过程,探讨了不同区域融雪异常的可能成因。

总体而言,三个区域融雪异常变化均受到大尺度异常大气环流的影响(图 14), SKDP 地区受到 SCA-遥相关型影响,EEP 地区受到 EU-遥相关型影响,而 WS 地区 则主要受到 SCA+遥相关型影响。关键区在融雪异常期间受到异常高压和反气旋性 环流控制,有利于下沉运动和晴朗少云天气,同时高压西部低层异常偏南风伴随的 暖平流,为融雪提供了有利条件。不同的是,SKDP 地区净长波辐射通量异常提前 于融雪异常开始,导致地表能量增加,净长波辐射通量可能是 SKDP 地区融雪异常 的成因;而在 EEP 和 WS 地区向下感热通量异常提前与融雪异常开始,温度平流导 致的向下感热通量异常可能是这两个地区融雪异常的主要原因。



图 1410-30 天欧亚大陆融雪季节内变化与高纬度地区环流和地表能量之间关系的示意图. 填色区为融雪区.

Fig.14 Schematic diagram of the relationship between 10-30-day intraseasonal variation of snowmelt over Eurasia and circulation and surface energy at high latitudes. The color filling area is the snowmelt area.

本文初步探讨了欧亚春季融雪的季节内变化特征,针对三个区域的融雪过程, 分析了响应的大气环流特征和能量平衡过程,为初步理解融雪的季节内变化提供了 一些线索。但是,三个区域融雪季节内变化是否存在内在的联系,还值得深入探讨。 此外,如何寻找和深入理解影响融雪过程的大尺度信号还需要开展必要的研究。积 雪的这种季节内变化和中高纬大气的季节内振荡存在何种关联?目前尚不清楚。另 外,研究只考虑了中高纬大气环流的影响,前人研究中指出热带 MJO 也会对春季高 纬度雪深产生影响(Lietal., 2016),在认识融雪的物理成因时,加强热带-中高纬 大气相互作用研究也是十分必要的。





- Allen R J, Zender C S. 2011. Forcing of the Arctic Oscillation by Eurasian snow cover [J]. Journal of Climate, 24(24): 6528-6539.
- Ansari H, Marofi S, Mohamadi M. 2019. Topography and Land Cover Effects on Snow Water Equivalent Estimation Using AMSR-E and GLDAS Data [J]. Water Resour Manage, 33: 1699–1715.
- Bamzai A S, Marx L. 2000. COLA AGCM simulation of the effect of anomalous spring snow over Eurasia on the Indian summer monsoon [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126(568): 2575-2584.
- Bamzai A S. 2003. Relationship between snow cover variability and Arctic Oscillation index on a hierarchy of time scales [J]. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 23(2): 131-142.
- Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, et al. 1989. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 46(5): 661-686.
- Barrett B S, Henderson G R, Werling J S. 2015. The influence of the MJO on the intraseasonal variability of Northern Hemisphere spring snow depth [J]. Journal of Climate, 28(18): 7250-7262.
- Brown R D, Mote P W. 2009. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate [J]. Journal of Climate, 22(8): 2124-2145.
- Dash S K, Parth Sarthi P, Panda S K. 2006. A study on the effect of Eurasian snow on the summer monsoon circulation and rainfall using a spectral GCM [J]. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 26(8): 1017-1025.
- Déry S J, Brown R D. 2007. Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback [J]. Geophysical Research Letters, 34(22): L22504.
- Henderson G R, Leathers D J. 2010. European snow cover extent variability and associations with atmospheric forcings [J]. International Journal of Climatology, 30(10): 1440-1451.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2019 ERA5 monthly averaged data on pressure levels from 1959 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS).
- Iijima Y, Masuda K, Ohata T. 2007. Snow disappearance in eastern Siberia and its relationship to atmospheric influences [J]. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 27(2): 169-177.
- Kim Y, Kim K Y, Kim B M. 2013. Physical mechanisms of European winter snow cover variability and its relationship to the NAO [J]. Climate Dynamics, 40(7): 1657-1669.
- Kolstad E W. 2017. Causal pathways for temperature predictability from snow depth [J]. Journal of

Climate, 30(23): 9651-9663.

- 刘晨, 张杰, 徐玮平. 2020. 春季欧亚大陆积雪主模态及其与北大西洋海温的关系 [J]. 大气科学, 44(4): 792-807.
- Li W, Guo W, Qiu B, et al. 2018. Influence of Tibetan Plateau snow cover on East Asian atmospheric circulation at medium-range time scales [J]. Nature communications, 9(1): 1-9.
- Li W, Qiu B, Guo W, et al. 2020. Intraseasonal variability of Tibetan Plateau snow cover [J]. International Journal of Climatology, 40(7): 3451-3466.
- Li W, Guo W, Hsu P, et al. 2016. Influence of the Madden–Julian oscillation on Tibetan Plateau snow cover at the intraseasonal time-scale [J]. Scientific reports, 6(1): 1-9.
- Li W, Qiu B, Guo W, et al. 2021. Rapid response of the East Asian trough to Tibetan Plateau snow cover [J]. International Journal of Climatology, 41(1): 251-261.
- Lin P, Wei J, Yang Z L, et al. 2016. Snow data assimilation-constrained land initialization improves seasonal temperature prediction [J]. Geophysical Research Letters, 43(21): 11,423-11,432.
- Liu X, Yanai M. 2002. Influence of Eurasian spring snow cover on Asian summer rainfall [J]. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 22(9): 1075-1089.
- Luojus K, Pulliainen J, Takala M, et al. 2020. GlobSnow v3.0 Snow Water Equivalent (SWE); PANGAEA: Bremen, Germany.
- Mote T L. 2008. On the role of snow cover in depressing air temperature [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47(7): 2008-2022.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Monthly Weather Review, 110(7):699–706.
- Peings Y, Douville H. 2010. Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability in observed climatologies and CMIP3 simulations [J]. Climate Dynamics, 34(5): 643-660.
- Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, et al., 2004. The Global Land Data Assimilation System [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 85: 381-394.
- Sicart J E, Pomeroy J W, Essery R L H, et al. 2006. Incoming longwave radiation to melting snow: observations, sensitivity and estimation in northern environments [J]. Hydrological Processes, 20(17): 3697-3708.
- Song L, Wu R, An L. 2019a. Different sources of 10-to 30-day intraseasonal variations of autumn snow over western and eastern Tibetan Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 46(15): 9118-9125.
- Song L, Wu R. 2019b. Intraseasonal snow cover variations over western Siberia and associated atmospheric processes [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124(16): 8994-9010.
- Sun C, Zhang R, Li W, et al. 2019. Possible impact of North Atlantic warming on the decadal change in the dominant modes of winter Eurasian snow water equivalent during 1979–2015 [J]. Climate Dynamics, 53(9): 5203-5213.
- Sun Y, Chen H, Zhu S, et al. 2021. Influence of the Eurasian spring snowmelt on summer land surface warming over Northeast Asia and its associated mechanism [J]. Journal of Climate, 34(12): 4851-4869.
- Wang T, Peng S, Ottlé C, et al. 2015. Spring snow cover deficit controlled by intraseasonal variability of the surface energy fluxes [J]. Environmental Research Letters, 10(2): 024018.
- Wu R, Liu G, Ping Z. 2014. Contrasting Eurasian spring and summer climate anomalies associated with western and eastern Eurasian spring snow cover changes [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 119(12): 7410-7424.
- Wu Z, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis

method [J]. Advances in adaptive data analysis, 1(1): 1-41.

- 许立言,武炳义. 2012. 欧亚大陆春季融雪量与东亚夏季风的可能联系 [J]. 大气科学, 36(6): 1180-1190.
- Xu B, Chen H, Gao C, et al. 2019a. Regional response of winter snow cover over the Northern Eurasia to late autumn Arctic sea ice and associated mechanism [J]. Atmospheric Research, 222: 100-113.
- Xu B, Chen H, Sun S, et al. 2019b. Large discrepancy between measured and remotely sensed snow water equivalent in the northern Europe and western Siberia during boreal winter [J]. Theoretical and Applied Climatology, 137: 133–140.
- 杨琨, 武炳义. 2009. 欧亚大陆积雪与亚洲季风关系研究进展 [J]. 气象科技, 37(3): 263-270.
- 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]. Earth-Science Reviews, 201: 103043.
- Zhang, Y., Zou, T. and Xue, Y.,2019. An Arctic-Tibetan connection on subseasonal to seasonal time scale [J]. Geophysical Research Letters, 46: 2790–2799.