

# 欧亚大陆雪盖月际变化特征及其与我国气候异常的关系初探

葛旭阳<sup>1</sup>, 周霞琼<sup>2</sup>

(上海市气象局 1. 气候中心; 2. 台风研究所, 上海 200030)

**摘要:** 利用 NOAA 提供的逐月欧亚大陆雪盖面积指数资料, 分析了欧亚大陆雪盖月际动态演变特征, 结果表明其月际动态演变特征非常复杂, 且具有明显的年代际和年际变化。此外, 还初步探讨了其与后期区域气候的关系。

**关键词:** 欧亚大陆雪盖, 月际变化特征, 气候异常

**中图分类号:** P461<sup>+</sup>.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-2022(2001)02-0281-05

雪盖在气候系统中起着重要作用, 与大气环流之间存在密切的联系, 其间相互作用主要基于以下物理过程: 改变地面反照率, 影响地表对太阳辐射的吸收, 影响地表的热量收支平衡; 积雪的消融, 可以改变土壤水分含量, 影响地表的水分收支平衡; 积雪是不良导体, 积雪的覆盖影响地气间热量交换。人们越来越重视雪盖的气候效应和作为季度预报因子的作用, 大量研究工作<sup>[1-3]</sup>讨论了雪盖与大气环流间的相互作用, 但主要集中于冬、春季节雪盖面积与后期天气气候异常间的联系, 对于雪盖月际间动态演变特征与后期天气气候异常间联系的研究甚少, 而欧亚雪盖月际变化非常复杂, 具有明显的年代际和年际变化, 因此研究其月际演变特征有助于了解气候系统与子系统之间的相互作用。基于以上认识, 本文利用统计学方法分析了欧亚雪盖面积月际变化特征, 并就其与后期区域气候的关系作了初步探讨。

本文应用了 NOAA 提供的 1967~1990 年逐月欧亚大陆(0~90°E~180°, 20~90°N)雪盖面积指数和中国气象局整理的北半球 500 hPa 高度场及我国 160 个台站的月平均降水、气温资料。

## 1 面积月际变化特征

为考察欧亚雪盖面积月际变化情况, 在此以前、后两月面积指数的差值  $dS/dt$  作为融雪(或增雪)情况, 如: 将  $\Delta_1 = S_2 - S_1$  表示 1 至 2 月份欧亚雪盖变化情况, 以此类推, 计算了逐年月际变化情况。由定义可知, 当  $\Delta$  为正值时对应面积增大, 而  $\Delta$  为负值则面积相应减少, 即为融雪过程。图 1 给出了 1967~1990 年欧亚雪盖面积指数月际变化的平均状况。由多年平均来看, 2~8 月各月际变化量为负值, 即为融雪季节, 其中以 3~7 月融雪量明显; 而 9 月~次年 1 月的各月际变化量均为正值, 即为增雪季节, 并以 10~12 月期间增雪量为最甚。

首先来分析 1967~1990 年间冬、春融雪季节期间雪盖的年际变化情况。由于  $\Delta_1 \sim \Delta_6$  气候

值均为负值, 为便于描述, 将其全部乘以-1, 并计算各  $\Delta$  值的距平值, 经过以上处理可知, 当  $\Delta$  为负(正)距平时, 对应面积月际变化异常偏小(大), 即融雪异常慢(快)。

利用 EOF 方法分析  $\Delta_1 \sim \Delta_6$ , 图 2a 为第一特征向量场(EOF1), 该模态占总方差的 39%。由图可知, EOF1 表示  $\Delta_2, \Delta_3$  为负值, 说明在 2~3 月、3~4 月期间欧亚雪盖月际变化异常偏小, 融雪过程异常缓慢;  $\Delta_4$  为正值, 即 4~5 月雪盖月际变化异常偏大, 融雪过程异常明显。为进一步分析, 对原始资料序列与 EOF1 进行对比分析, 发现在所研究期间有 11 a 满足  $\Delta_2, \Delta_3$  为负(正)距平且  $\Delta_4$  为正(负)距平情况, 约占全部样本的 40%, 即该模态概括了主要的欧亚大陆雪盖面积月际动态演变特征, 意味着 2~4 月间的融雪量与 4~5 月间的融雪量存在反位相关关系, 当前期 2~4 月间融雪异常偏多(少)时, 后期 4~5 月则相对偏少(多), 在一定程度上反映了异常融雪时间早晚的情况。

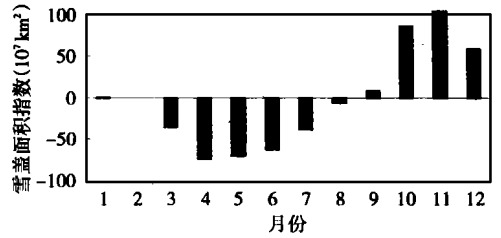


图 1 欧亚雪盖面积月际变化曲线

Fig. 1 Monthly change of Eurasian snow cover index

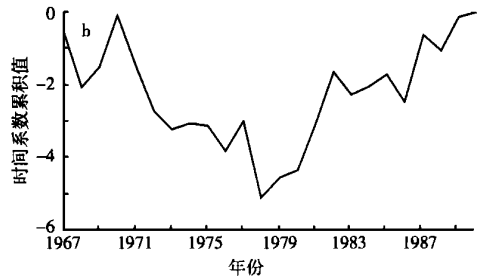
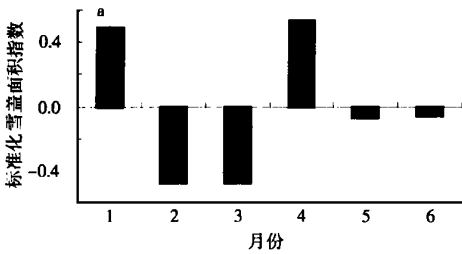


图 2 欧亚雪盖面积月际变化的第一特征向量场(a)和主成分的累积曲线(b)

Fig. 2 EOF1 of monthly anomalous changes of Eurasian snow cover index(a) and the revolution of the accumulated anomaly of T-EOF1(b)

此外, 我们对第一主成分(T-EOF1) 还进行了周期分析, 结果表明其存在 2~4 a 的主要周期(图略)。同时分析还表明, T-EOF1 还具有明显的年代际振荡特征。由图 2b 可知, 在 70 年代末存在一个转折点, 即在所研究期间, 1967~1978 年(1979~1990 年)T-EOF1 累积值为明显的下降(上升)趋势, 这意味着在前(后)阶段欧亚雪盖面积月际变化存在 2~4 月间融雪异常偏多(少), 4~5 月相对偏少(多)的趋势, 在一定程度上反映了前阶段较后阶段欧亚雪盖异常融雪出现偏早的趋势。

## 2 月际变化特征与区域气候的关系

### 2.1 东亚夏季风

上述分析表明, 欧亚雪盖融雪特征具有明显的年际和年代际变化现象, 考虑到欧亚雪盖面积月际变化量级非常巨大, 这种大范围的异常情况必然会对大气环流产生巨大的影响, 下面首先来讨论其与东亚夏季风之间的关系。

根据施能等<sup>[4]</sup>的工作, 夏季风强度指数为:  $I_{SM} = \sum_{i=1}^7 (p_{1i} - p_{2i})$ ; 其中  $p_{1i}$  为 110 E 处的海平面气压,  $p_{2i}$  为 160 E 处的海平面气压,  $i=1, 2, \dots, 7$  为 20~50 N 间每隔 5 取一纬带, 共

7 条纬带。由定义可知, 当  $I_{SM}$  越小(大), 夏季风强度越强(弱)。

由图 3 可见, 60、70 年代期间,  $I_{SM}$  标准化累积值呈现下降趋势, 即该期间东亚夏季风表现为强度偏弱趋势, 而此时 T-EOF1 累积值也为明显的下降趋势; 80 年代以后,  $I_{SM}$  标准化累积值呈现上升趋势, 对应东亚夏季风强度偏弱, 而 T-EOF1 累积值亦具有上升趋势, 即两者基本上具有一致的年代际变化特征。大量研究工作表明, 欧亚雪盖融雪多寡可以影响下垫面湿度、温度, 下垫面热力状况具有一定的持续性, 这进而可引起大气环流发生改变。融雪一方面需要消耗热量, 同时融雪产生的水份增加土壤湿度, 不利于土壤温度的升高, 进而影响季节的进程, 但由于下垫面异常热力状况随时间推移会逐渐减弱, 因此异常融雪出现时间的早晚必然会导致后期大气环流发生差异。吴国雄等<sup>[5]</sup>研究了青藏高原化雪迟早的辐射效应对季节变化的影响, 研究结果表明化雪推迟可以导致地表的潜热通量和向外长波辐射减弱, 尤其是感热通量的减弱更为严重, 使得高原由冬季的感热汇向春夏的感热源的转换要推迟近一个月。由此可见, 当欧亚雪盖异常多的融雪发生在 4~5 月间时, 显然要较出现在前期对夏季区域气候的影响要来得明显, 即异常的欧亚雪盖月际变化必然会影响东亚夏季风的强度。

## 2.2 我国夏季气候异常

为考察不同的欧亚雪盖变化对大气环流产生的影响, 将 T-EOF1 与我国夏季(6~8 月) 160 个台站降水作相关分析(图 4a), 结果表明, T-EOF1 与长江流域及长江以南地区夏季降水为明显的正相关区, 而最大相关中心位于长江中下游地区(1% 的置信度), 而与我国华北大部则为负相关区, 为进一步说明, 在研究期间挑选出 2~3 月、3~4 月间融雪异常偏少(多) 且 4~5 月融雪异常偏多(少) 的年份有: 1969、1970、1980、1983、1987、1989(1968、1978、1981、1988、1990), 由文献[6]可知, 其中前者中除 1970 年我国夏季为 1 类雨型外, 其他均为 3 类雨型(占 5/6); 而后者中除 1990 年夏季为 2 类雨型外, 其他均为 1 类雨型(占 4/5)。而 1(3) 类雨型对应长江流域少(多) 雨, 华北地区降水偏多(少)。以上分析表明, 当欧亚大陆前期 2~4 月间融雪异常偏多(少) 且 4~5 月偏少(多), 长江中下游地区夏季易偏旱(涝), 华北地区易偏涝

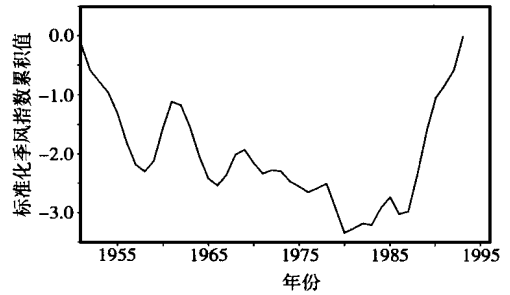


图 3 东亚夏季风指数标准化累积值曲线

Fig. 3 The revolution of the accumulated anomaly of East Asian summer Monsoon index

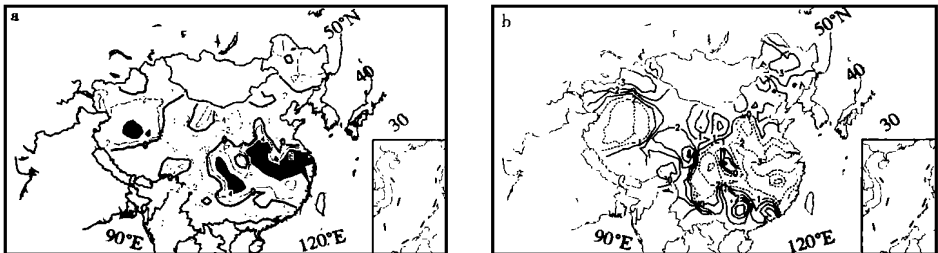


图 4 T-EOF1 与我国夏季降水(a)和气温(b)的相关分布  
(图中数值已扩大 10 倍, 阴影区达到 5% 置信度)

Fig. 4 The correlation coefficient patterns of the T-EOF1 with summer rainfall(a) and temperature(b) in China (Shaded areas denote significance exceeding 5%)

(旱)。图 4b 为 T-EOF1 与我国夏季(6~8 月) 160 个台站气温相关分布图, T-EOF1 与气温的关系与降水基本上为相反情形, 具体为在我国华东、华中基本上为负相关区, 华北、东北大部则为正相关区。这也验证了降水与气温反相关的关系, 即当降水偏多(少)时, 气温偏低(高)。由此可见, 不同的融雪特征型对应不同我国夏季气候, 这意味着我们在利用欧亚雪盖资料作气候预测时, 也应考虑其不同的月际变化特点。

由图 5 可见, 东亚太平洋沿岸呈现出较明显的波列分布, 由南到北为“+ - +”分布。副热带西太平洋为正相关区, 我国中部到日本一带为负相关区, 而中高纬鄂霍次克海地区及乌拉尔山附近为显著正相关区。结合气候平均场可知, 这种异常分布型对应于低纬副热带高压位置偏南, 强度较强, 而中高纬鄂霍次克海地区和乌拉尔山附近为“双阻塞”形式, 扰动频繁, 易导致冷空气南下。这种中高纬与低纬度天气系统的配置有利于冷、暖空气在长江流域交汇, 导致该地区降水偏多, 气温偏低。由此可见, 当欧亚大陆 2~4 月融雪异常偏多(少)且后期 4~5 月偏少(多)时, 会对大气环流产生一定的影响, 进而使我国夏季气候发生异常变化, 最显著的差别是长江流域降水偏少(多), 气温偏高(低)。

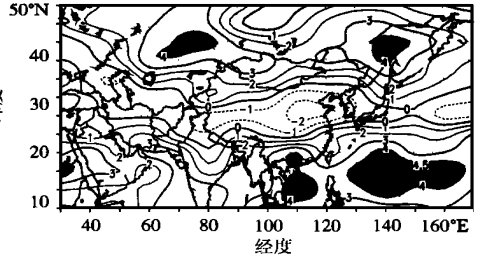


图 5 T-EOF1 与夏季 500 hPa 高度场的相关分布

Fig. 5 The correlation coefficient pattern of the T-EOF1 and summer 500 hPa geopotential height

### 2.3 太平洋 SST 特征

由图 6 可见, 热带东太平洋 SST 存在大范围的弱正相关区, 而相关最显著区域位于我国台湾岛以东的近海地区, 相关中心达到 5% 的置信度。由此可见, 当欧亚大陆 2~4 月融雪异常偏多(少)且后期 4~5 月相对偏少(多)时, 我国近海海域有利于出现大范围 SST 负(正)距平现象, 加上我国华东、华中陆面温度易出现正(负)距平, 而季风形成的本质原因是海陆热力对比, 因而这种分布型易导致海陆热力对比增强(减少), 进而有利于季风强度增强(减弱)。而前面提及的东亚夏季季风强度与 T-EOF1 基本上具有一致的年代际变化特征, 可能与此有关。

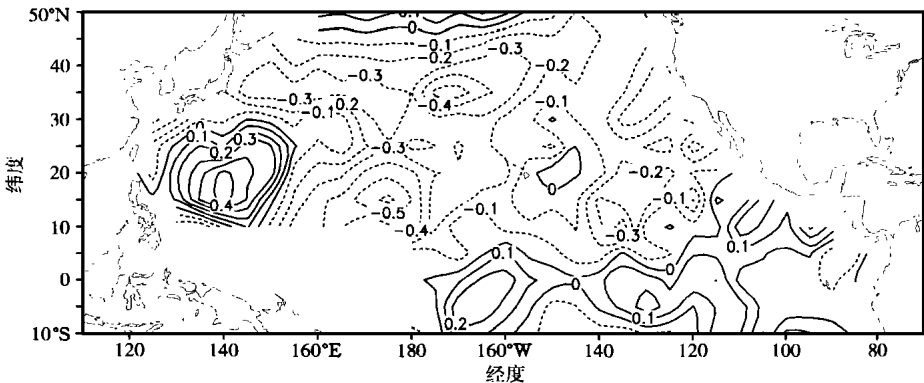


图 6 T-EOF1 与夏季北太平洋 SST 场的相关分布

Fig. 6 The correlation coefficient pattern of the T-EOF1 and summer SST in north Pacific

### 3 结 论

(1) 对欧亚雪盖面积月际变化统计分析表明, 欧亚雪盖融雪过程比较复杂, 当前期 2~3、3~4 月间融雪异常偏多(少)时, 后期 4~5 月则相对偏少(多), 即 2~4 月的融雪量与 4~5 月间的融雪量存在反位相关关系。

(2) 当欧亚大陆 2~4 月间融雪异常偏多(少)且后期 4~5 月相对偏少(多)时, 相应地我国夏季气候会出现显著差异, 最显著的差别是长江流域降水偏少(多), 气温偏高(低)。这意味着异常融雪出现时间的早晚会导致后期大气环流发生差异。

(3) T-EOF1 与太平洋 SST 相关分析表明: 当欧亚大陆 2~4 月间融雪异常偏多(少)且 4~5 月相对偏少(多)时, 我国近海海域有(不)利于出现大范围 SST 正距平现象, 加上我国华东、华中陆面温度易出现负(正)距平区, 这种分布型易导致海陆热力对比减少(增强), 进而有利于季风强度减弱(增强)。这可能是 T-EOF1 与东亚夏季风强度指数具有基本上一致的年代际变化特征的原因之一。

本文仅分析了欧亚大陆雪盖面积月际变化特征, 结果表明雪盖月际动态演变情况与后期大气环流关系密切。但由于受观测手段的限制, 有关描述积雪的资料(如积雪深度、日数及地理分布特征)无法取得, 这限制我们进一步了解积雪与其他气候系统间相互作用, 因此需要今后作更深入的研究。

### 参考文献:

- [1] 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响[C]. 见: 长江流域规划办公室编. 中长期水文气象预报文集(第2集). 北京: 水利电力出版社, 1979. 185~194
- [2] 章少卿. 冬春欧亚大陆雪盖面积与我国东部气温、降水的关系[J]. 科学通报, 1985, 15(2): 1167~1170
- [3] 叶愈源. 冬季欧亚雪盖与湖南汛期降水[J]. 高原气象, 1986, 5(3): 271~273
- [4] 施 能, 鲁建军, 朱乾根. 东亚冬、夏季风百年强度指数及其气候变化[J]. 南京气象学院学报, 1996, 19(2): 168~177
- [5] 吴国雄, 薛纪善, 王在志. 青藏高原化雪迟早的辐射效应对季节变化的影响[J]. 甘肃气象, 1995, 13(1): 1~8
- [6] 许 力, 赵振国, 王永光, 等. 中国东部夏季(6~8月)降水的一种客观分型方法[J]. 气象科学, 2000, 20(3): 270~276

## Eurasian snowcover intermonthly features and its relations to China climate

GE Xu-yang<sup>1</sup>, ZHOU Xia-qiong<sup>2</sup>

(1. Climate Center; 2. Typhoon Institute, Shanghai Meteorological Bureau, Shanghai 200030)

**Abstract:** NOAA monthly Eurasian snow cover area indexes are used to analyze its revolution features, indicating that intermonthly revolution is very complicated with the marked interannual and interdecadal variation. Moreover, its relations are documented to the succeeding climate in China.

**Key words:** Eurasian snow cover, intermonthly changes, climate anomaly