

霍飞, 江志红, 刘征宇. 2014. 春夏季青藏高原积雪对中国夏末秋初降水的影响及其可能机制 [J]. 大气科学, 38 (2): 352–362, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13139. Huo Fei, Jiang Zhihong, Liu Zhengyu. 2014. Impacts of late spring Tibetan Plateau snow cover on early autumn precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (2): 352–362.

## 春夏季青藏高原积雪对中国夏末秋初降水的影响及其可能机制

霍飞<sup>1</sup> 江志红<sup>1</sup> 刘征宇<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup> 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

<sup>2</sup> 北京大学气候与海气实验室, 北京 100871

<sup>3</sup> Center for Climatic Research, University of Wisconsin-Madison, Wisconsin State 53706

**摘 要** 本文首先利用最大协方差分析方法, 探讨青藏高原积雪与中国降水之间的联系, 发现中国夏末秋初(8~10 月, 简称 ASO)降水与前期及同期高原积雪有着显著联系, 当春夏季青藏高原西部多雪时, 其后 ASO 中国长江及其以南地区多雨, 而东部沿海的狭长区域少雨。

进一步引入最大响应估计等方法, 研究中国区域降水对高原积雪异常的响应及其可能的物理机制, 结果表明, 冬春季高原多雪异常可持续到夏季, 并通过改变地表热力状况, 导致 ASO 南亚高压减弱, 同时在高、低空激发出两支波列: 高层 200 hPa 波列沿中高纬西风急流传播, 自高原经蒙古到达日本呈现明显的“负—正—负”位势高度异常传播, 日本上空为气旋性异常环流; 低层 850 hPa 波列起于高原, 经孟加拉湾至中国南海, 沿着西南气流传播, 导致台湾附近的反气旋性异常环流, 其西侧的偏南气流, 将南海丰富的水汽输送至中国南部湖南、广西; 而高层中心位于日本的气旋性异常环流西侧的偏北气流利于北方天气尺度扰动向南移动, 它们为长江中下游及其以南地区多雨提供了有利条件。进一步计算定常波波数也表明, 高层西风急流与低层西南季风气流作为波导, 有利于高原上空的扰动沿着高、低空 2 支通道向东传播。由于东部沿海浙江、福建为正位势高度异常区, 低层反气旋性异常环流则抑制了该区域的降水。

**关键词** 青藏高原 积雪异常 响应 波列

**文章编号** 1006-9895(2014)02-0352-11

**中图分类号** P422.4

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13139

## Impacts of Late Spring Tibetan Plateau Snow Cover on Early Autumn Precipitation

HUO Fei<sup>1</sup>, JIANG Zhihong<sup>1</sup>, and LIU Zhengyu<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup> Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

<sup>2</sup> Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Interaction, Peking University, Beijing 100871

<sup>3</sup> Center for Climatic Research, University of Wisconsin-Madison, Wisconsin State 53706

**Abstract** Maximum covariance analysis is utilized to study the impacts of Tibetan Plateau (TP) snow cover on precipitation in China. The results show a significant correlation between early autumn (ASO) Chinese precipitation and

**收稿日期** 2013-03-29, 2013-09-28 收修定稿

**资助项目** 国家重点基础研究发展计划项目 2012CB95504、2010CB950401, 国家自然科学基金重点项目 41230528, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY200906016, 江苏高校优势学科建设工程项目, 江苏省研究生培养创新工程项目 CXZZ11\_0623

**作者简介** 霍飞, 男, 1984 年出生, 博士研究生, 研究方向: 陆气相互作用与气候变化。E-mail: feihuo@live.com

**通讯作者** 江志红, E-mail: zhjiang@nuist.edu.cn

the preceding TP snow cover. A strong pattern with lead positive mode snow cover anomalies over the western TP signifies enhanced ASO rainfall over Yangtze River basin and southern China and reduced rainfall over the southeast coastline of the country.

Maximum response estimation and diagnostic analyses are also utilized to investigate the impacts of TP snow cover on Chinese precipitation and its possible mechanism. The results indicate that positive early spring snow cover anomalies in TP can persist until summer and can modify the surface thermal conditions, which results in a weak South Asian high with the disturbance propagating downstream along the westerly jet through Mongolia to Japan. An additional wave train propagates along the lower southwesterly airflow through the Bay of Bengal to the South China Sea, which leads to low-level anti-cyclonic circulation over Taiwan. The southerly flow to the west of the anti-cyclonic anomalous circulation strengthens abundant moisture transport from the South China Sea to southern China. Moreover, the northerly flow to the northwest of the upper-level cyclonic anomalous circulation over Japan contributes to southward movement of synoptic disturbances from the north. Both conditions lead to increased rainfall in central and southern China. The calculated stationary wave number reveals that as waveguides, the high-level westerly jet and the low-level southwesterly monsoon flow can contribute to the eastward propagation of disturbances over the TP. The positive anomalies of geopotential height over the eastern coastline accompanied by the low-level anti-cyclonic anomalous circulation suppresses the rainfall along southeast coast.

**Keywords** Tibetan Plateau, Snow cover anomaly, Atmospheric response, Wave train

## 1 引言

中国地处东亚季风区,对夏季降水异常及其成因的研究历来是国内外气象学者研究的热点。青藏高原作为东亚季风系统的重要成员,在东亚气候的形成与异常中起着非常重要的作用。积雪是反映高原热状况的一个重要因子,冬、春高原积雪异常可以通过积雪本身的持续性、土壤湿度异常的持续性影响中国夏季气候(陈乾金等,2000;陈兴芳和宋文玲,2000;郑益群等,2000;张顺利和陶诗言,2001;吴国雄等,2004;梁潇云等,2005)。如 Wu and Qian (2003) 研究指出冬季高原积雪与次年夏季长江中下游降水有显著正相关,并提出多雪年高原上空大气温度偏低,从而影响海陆温差及夏季风的强度。朱玉祥等(2007)的研究则发现,在年代际尺度上冬春积雪与中国东部降水型南涝北旱的年代际变化有很好的相关性。Wu et al. (2012) 的近期研究发现青藏高原雪盖可以调制 ENSO 与东亚夏季风间的联系:青藏高原雪盖面积异常减少有助于北太平洋上空急流减弱,有利于与 ENSO 相联系的热带外 Rossby 波向西发展,进而增强与东亚夏季风的联系;反之,青藏高原雪盖面积异常增多,则会削弱 ENSO 与东亚夏季风之间的联系。然而,已有研究中仍存在一些不足。目前大多数研究主要集中在高原积雪对夏季降水异常的研究,对于其他季节降水异常的研究相对较少。陈忠明等(2001)研究指出,青藏高原东部地

面热源与华西秋雨存在显著的负相关,但相关研究并不多见。另一方面,由于积雪等下垫面因子与大气变量总是相互作用的,传统统计方法无法由观测资料进行积雪对大气的反馈与大气对积雪强迫作用的区分,更无法估算积雪对大气反馈信号的大小。

Frankignoul et al. (1998) 利用海表温度与 NCEP/NCAR 再分析资料,研究了北大西洋地区海表热通量与海温异常之间的相互作用特征,提出了用于估计海洋反馈系数的平衡反馈分析方法(Equilibrium Feedback Assessment, EFA)。在此基础上,Liu and Wen (2008) 和 Liu et al. (2008) 将其发展为广义平衡反馈(Generalized Equilibrium Feedback Assessment, GEFA)方法,可以系统分离不同海区海表温度(Sea surface temperature, SST)异常对气候异常的贡献。为进一步估计各下垫面强迫的大气最强信号, Frankignoul et al. (2011) 近期提出了最大响应估计(Maximum Response Estimation, MRE)方法,可以在 GEFA 基础上估算各下垫面强迫的最主要大气模态。

本文通过最大协方差分析法(Maximum Covariance Analysis, 简称 MCA)和 MRE 方法相结合,研究青藏高原积雪对中国降水的影响:首先利用 MCA 寻求不同季节青藏高原积雪与中国降水之间的联系;在此基础上,通过 MRE 方法及相关分析研究中国区域降水对高原积雪异常的响应及其可能的物理机制。

## 2 资料与方法

### 2.1 资料

(1) 积雪资料, 来自于美国 NOAA 卫星, 由美国国家环境卫星、数据和信息服务局 (The National Environmental Satellite, Data, and Information Service) 提供。数据从极地立体投影插值到固定网格上, 分辨率为  $2^\circ \times 2^\circ$ 。每个格点距平通过 3 阶多项式拟合去除低频趋势。

(2) 降水资料, 来源于国家气候中心提供的 160 个台站逐月观测数据。

(3) NCEP/NCAR 提供的月平均环流场资料和 SST 资料 (Kistler et al., 2001), 水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。各类资料所取时段均从 1984 年 1 月至 2010 年 12 月。

### 2.2 方法

#### 2.2.1 最大协方差分析法 (MCA)

MCA 或称奇异值分解 (SVD), 是以两个要素场的最大协方差为基础展开, 最大限度地从左右场分离出相互独立的耦合分布型, 从而揭示出两个场所存在的时域相关性的空间联系。它能够以最少的模态来描述两个要素间关系的主要特征。MCA 方法已有大量的应用, 这里不再赘述。本文月距平资料以每年 3 个连续月 (如, 1~3 月份, JFM) 的形式计算协方差矩阵 (时间序列长度  $N=3 \text{ 个月} \times 27 \text{ 年}$ )。在评估 MCA 显著性时, 使用了 Czaja and Frankignoul (2002) 描述的 Monte Carlo 方法。许多研究表明, 赤道太平洋 SST 与中国降水有着显著的联系 (Huang and Wu, 1989; 刘永强和丁一汇, 1995; 金祖辉和陶诗言, 1999)。因此, 在计算协方差矩阵时, 各大气变量距平通过对一个月前的 Niño 3 区 ( $5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}$ ,  $150^\circ \sim 90^\circ\text{W}$ ) SST 距平的简单线性回归来滤除赤道太平洋 SST 信号。

#### 2.2.2 最大响应估计方法 (MRE 方法)

与 GEFA 关注于系统分离各种下垫面对气候异常的贡献不同, MRE 方法的目的是提取所有下垫面对气候异常全部贡献的最主要特征。MRE 方法的详细说明在 Frankignoul et al. (2011) 中已经描述, 这里只给出简明介绍。

设  $H$  表示大气数据矩阵, 格点数为  $J$ , 时间长度为  $T$ ,  $S$  表示下垫面 (如积雪) 数据矩阵, 格点数为  $J$ , 时间长度为  $T$ 。则某一时刻大气对下垫面的响应为

$$H(t) = BS(t) + N(t), (t=1, 2, \dots, T) \quad (1)$$

$B$  为下垫面反馈系数矩阵,  $N(t)$  代表大气固有变化产生的随机强迫, 独立于  $S(t)$ 。

矩阵  $B$  可由 GEFA 估计得到 (Liu and Wen, 2008):

$$B = C_{HS}(\tau)C_{SS}(\tau)^{-1}, \quad (2)$$

$C_{HS}(\tau)$  为  $S$  和  $H$  在滞后时间  $\tau$  的协方差矩阵,  $C_{SS}(\tau)$  为  $S$  在滞后时间  $\tau$  的自协方差矩阵。

由 (1) 可知,  $N(t)$  为随机强迫, 即大气信号只可能来自  $BS(t)$ 。因此, 为了得到大气信号 (响应) 的主要特征, 这里计算  $BS(t)$  的 EOF 空间场主要模态  $p_i$ 。 $p_i$  反映的是大气响应的主要变率 (解释方差最大), 因此认为是最大响应。如果  $B$  是已知的, 那么计算可以直接进行。反之,  $B$  可以在截断的 EOF 空间场中通过 GEFA 来估计。

$$BS(t) = \sum_i c_i(t)p_i, \quad (3)$$

$c_i(t)$  为 EOF 空间场所对应的时间序列。引起响应的下垫面模态可以通过原始距平  $S(t)$  对主成分  $c_i(t)$  进行回归来实现, 而对后者进行标准化则可以得到大气响应的空间模态。

以往模式与统计诊断研究都表明, 大尺度大气对持续下垫面强迫的响应需要几个星期到几个月 (Ferreira and Frankignoul, 2005, 2008; Deser et al., 2007; Strong et al., 2009)。考虑到这一大气延迟响应 (Frankignoul et al., 2011), (1) 式应替换为

$$H(t) = BS(t-a) + N(t), \quad (4)$$

其中  $a = t - t^*$  为响应时间。(2) 式应替换为

$$B = C_{HS}(\tau)C_{SS}(\tau-a)^{-1}. \quad (5)$$

引起最大响应的下垫面强迫模态则通过  $S(t-a)$  对主成分时间序列回归来得到。与 MCA 类似, 月距平资料以 3 个连续月的形式计算协方差矩阵 (时间序列长度  $N=3 \times 27$ )。统计显著性通过 Monte Carlo 方法来检验 (Czaja and Frankignoul et al., 2002)。

## 3 青藏高原积雪与中国降水的 MCA 分析

图 1 分别给出了青藏高原积雪与中国降水 MCA 分析的第一模态在不同超前滞后时间的协方差平方 (Squared Covariance, 简称 SC, 图 1a) 和协方差平方百分比 (Squared Covariance Fraction, 简称 SCF, 图 1b)。从图中可以看出, SC 图与 SCF

图的结构相似,且两者都有明显的季节变化。本文主要研究青藏高原积雪对中国降水的影响,因此,这里仅关注积雪超前降水时的情况。夏季(Jun-Jul-Aug, JJA)降水与高原积雪的显著联系出现在积雪超前降水 4~5 个月时,说明冬春季青藏高原积雪异常可能影响中国夏季降水。中国夏末秋初(Aug-Sep-Oct, 简称 ASO)降水与不同超前时间(0~4 个月)高原积雪的 SC 持续显著。这表明,青藏高原积雪异常能从 4~6 月(Apr-May-Jun, AMJ)一直持续到 ASO,从而影响到中国 ASO 降水。

图 2 所示为 1~3 月青藏高原积雪与中国夏季降水 MCA 分析的第一模态,中国降水异常分布(图

2a)为长江中下游降水偏多,而华南降水偏少,此时对应的积雪分布(图 2b)为青藏高原多雪。SC 通过了 10%水平的显著性检验,而降水和积雪异常模态时间序列的相关系数达到了 0.60。这与以往大量的研究结论一致:冬春季高原积雪偏多时,东亚夏季风强度偏弱,我国夏季长江流域易涝、华南易旱(陈乾金等, 2000; 张顺利和陶诗言, 2002; Wu and Qian, 2003; Zhao et al., 2007)。

高原积雪与中国 ASO 降水的 MCA 第一模态在积雪超前 1 至 4 个月都十分相似(图 3):当青藏高原积雪表现为高原西部多雪的模式时,降水模态显示除我国东部沿海狭长区域少雨外,长江及其以南

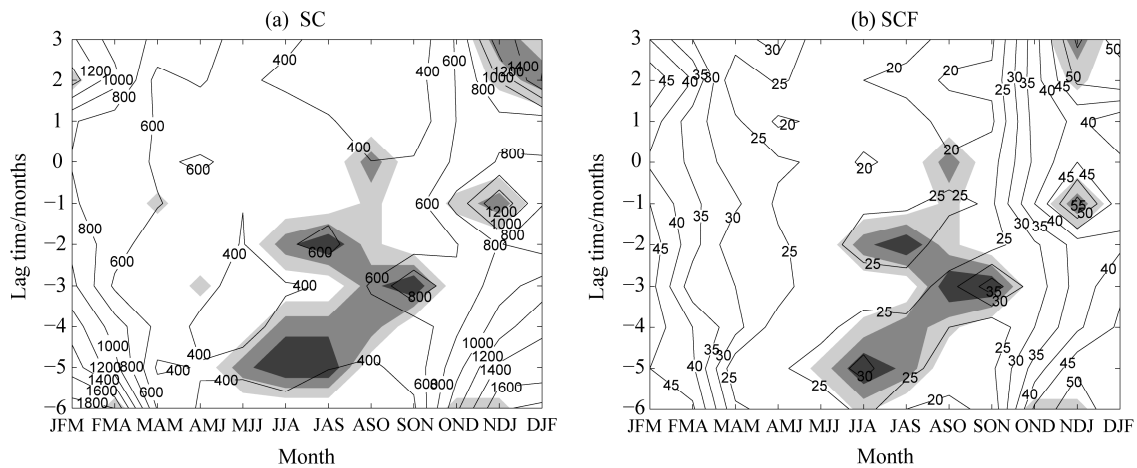


图 1 青藏高原积雪与中国降水 MCA 分析的第一模态在不同超前滞后时间的 (a) 协方差平方 (SC) 和 (b) 协方差平方百分比 (SCF)。y 轴上负值表示积雪超前降水, J、F、M、A、M、J、J、A、S、O、N、D 分别代表 1~12 月。深、中和浅灰色阴影分别表示统计显著水平 5%、10% 和 20%  
Fig. 1 The (a) SC (Squared Covariance) and (b) SCF (Squared Covariance Fraction) of the first MCA mode between Tibet Plateau (TP) snow cover and precipitation (in China) anomalies. Negative values on the y axis indicate that snow cover leads precipitation. J, F, M, A, M, J, J, A, S, O, N, D indicate Jan, Feb, Mar, Apr, May, Jun, Jul, Aug, Sep, Oct, Nov, and Dec, respectively. The dark, moderate, and light shadings indicate where the covariance is statistically significant at the 5%, 10%, and 20% levels, respectively

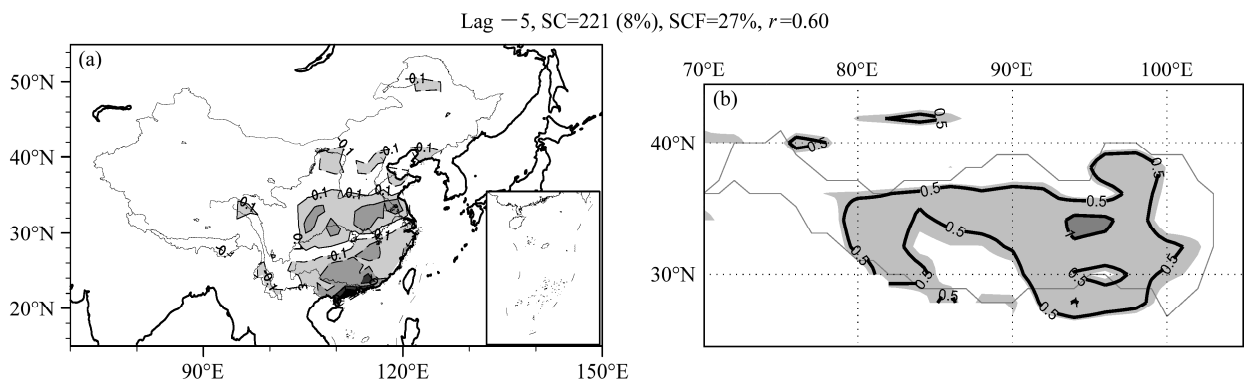


图 2 中国夏季降水与 1~3 月高原积雪 MCA 分析的第一模态: (a) 中国夏季降水异常协方差 (mm); (b) 1~3 月高原积雪同类协方差 (单位: %)。括号内百分数是统计显著水平,  $r$  为降水与积雪 MCA 分析第一模态时间序列的相关系数

Fig. 2 (a) Heterogeneous precipitation covariance (mm) and (b) homogeneous snow cover covariance (%) for the first MCA mode between JJA (Jun-Jul-Aug) precipitation and JFM (Jan-Feb-Mar) TP snow cover.  $r$  denotes correlation coefficient, the percentage in parentheses indicates the estimated statistical significance level

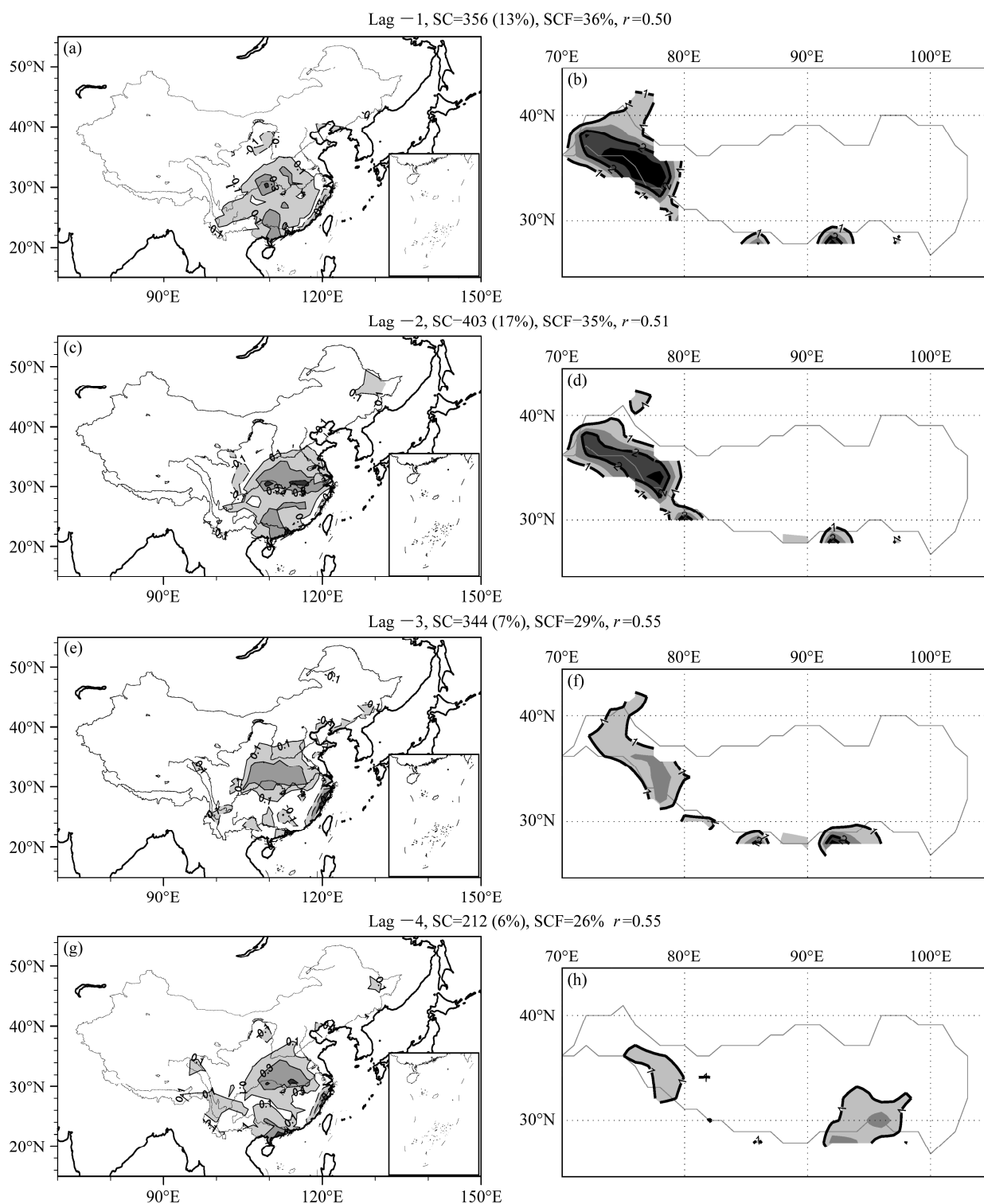


图 3 中国 ASO 降水与高原积雪距平 MCA 分析第一模态中国 ASO 降水异类协方差 (a、c、e、g, mm) 与高原积雪同类协方差 (b、d、f、h, 单位: %): (a、b) 积雪超前降水 1 个月; (c、d) 积雪超前降水 2 个月; (e、f) 积雪超前降水 3 个月; (g、h) 积雪超前降水 4 个月。括号内百分数是统计显著水平,  $r$  为降水与积雪 MCA 分析第一模态时间序列的相关系数

Fig. 3 (a, c, e, g) Heterogeneous precipitation covariance (mm) and (b, d, f, h) homogeneous snow cover covariance (%) for the first MCA mode between ASO precipitation and TP snow cover at (a, b) Lag-1, (c, d) Lag-2, (e, f) Lag-3, (g, h) Lag-4 (Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4 indicate that TP snow cover leads precipitation for 1, 2, 3, 4 months, respectively).  $r$  denotes correlation coefficient, percentage in parentheses indicates the estimated statistical significance level

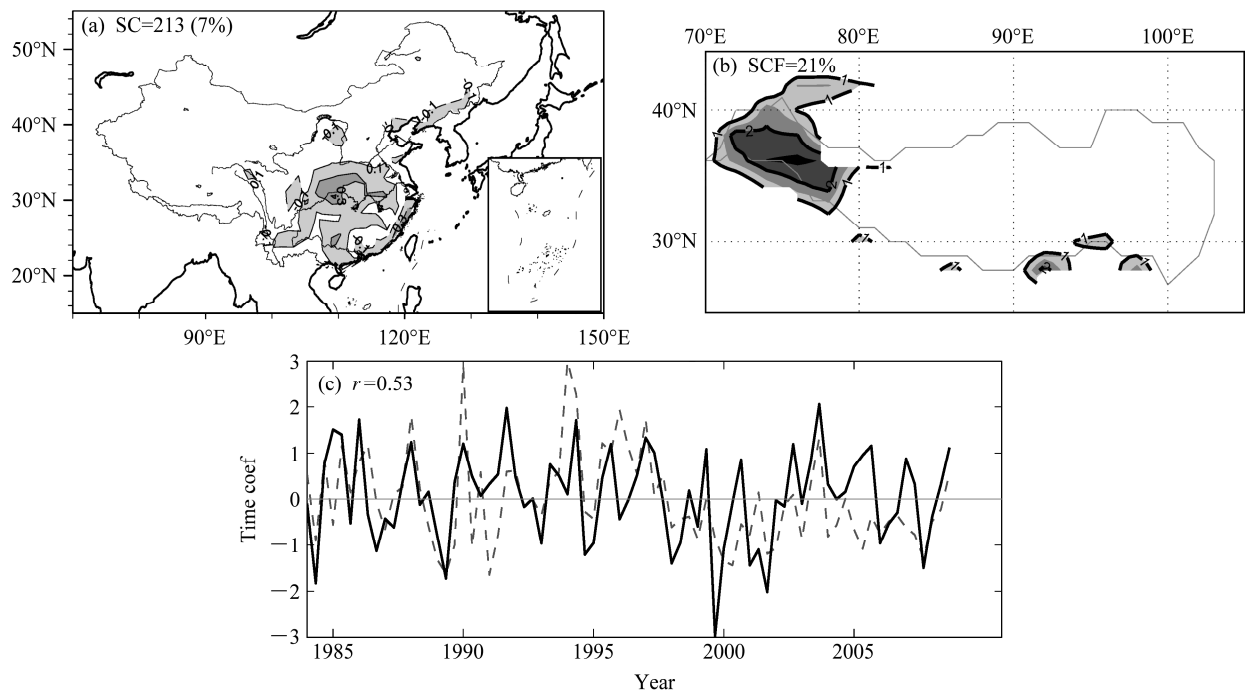


图 4 中国 ASO 降水与同期高原积雪距平 MCA 分析第一模态的 (a) 中国 ASO 降水异类协方差 (mm) 与 (b) 同期高原积雪同类协方差 (单位: %) 及 (c) 时间序列 (黑色粗实线表示 MCA 第一模态降水时间序列, 黑色细虚线表示积雪时间序列)

Fig. 4 (a) Heterogeneous precipitation covariance (mm) and (b) homogeneous snow cover covariance (%) for the first MCA mode between ASO precipitation and snow cover and (c) time series (Black thick solid line indicates precipitation time series of first MCA mode, and black thin dashed line for snow cover time series)

地区大部区域降水偏多, 其中有 2 个显著的降水正异常中心, 分别位于湖北、河南和广西等地区。中国 ASO 降水与高原积雪 MCA 第一模态在同期呈现出与积雪超前 1~4 个月相似的分布 (图 4a), 即 ASO 青藏高原西部多雪对应同期中国长江及其以南大部分地区多雨, 东部浙江、福建沿海少雨。高原积雪与中国降水 MCA 第一模态的时间序列 (图 4b) 相关系数达到 0.53。

以上研究表明, 中国 ASO 降水与对应的青藏高原积雪分布型不同于夏季降水与高原积雪的分布型, 是 ASO 降水与前期高原积雪所特有的联系。Wu et al. (2012) 的研究指出夏季高原西部地区是积雪气候态的中心, 也是年际变率最大值出现的地方。夏季高原中东部的积雪已经融化, 因此, 只有冬春季高原西部的积雪异常能持续到夏季。那么, 高原西部积雪异常是如何影响 ASO 降水的呢? 下面我们将用 MRE 方法分析降水对积雪的响应情况, 并探求其可能的物理机制。

#### 4 基于 MRE 方法的中国 ASO 降水对高原积雪异常的响应分析

上述 MCA 分析表明降水分布型与其对应的积

雪分布型存在明显联系, 但这种降水模态是否就是大气对积雪异常的响应呢? 为了探讨这一问题, 我们利用 MRE 方法计算了 ASO 大气场 (包括: 降水、位势高度、风场) 对高原积雪异常的响应。

正如第 2 节所述, 下边界强迫所激发的大尺度大气响应在月的时间尺度上不能视为瞬时响应。因此, 需要在公式 (4) 中引入滞后响应时间  $a$ 。MRE 方法的结果对 EOF 截断 (TR) 的选择比较敏感, 所以应当对  $a$  在不同的 EOF 截断进行测试。

表 1 中国 ASO 降水与不同超前时间 (Lag) 高原积雪的 MRE 方法分析在不同 EOF 截断 (TR) 时的显著性。响应时间  $a$  为 2 个月。TR5~10 表示在 EOF 截断时, 分别取前 5~10 个 EOF 模态,

Table 1 Statistical significance level of ASO (Aug-Sep-Oct) precipitation on lag time and truncation of TP snow cover pattern in MRE method, assuming  $a=2$  months ( $a$  is atmospheric response time). TR5-10 indicate first 5-10 EOF modes selected for EOF truncation

|             | TR5 | TR6 | TR7 | TR8 | TR9 | TR10 |
|-------------|-----|-----|-----|-----|-----|------|
| 积雪超前降水 1 个月 | 7%  | 6%  | 2%  | 10% | 7%  | 9%   |
| 积雪超前降水 2 个月 | 13% | 18% | 11% | 88% | 19% | 18%  |
| 积雪超前降水 3 个月 | 17% | 13% | 7%  | 64% | 3%  | 5%   |

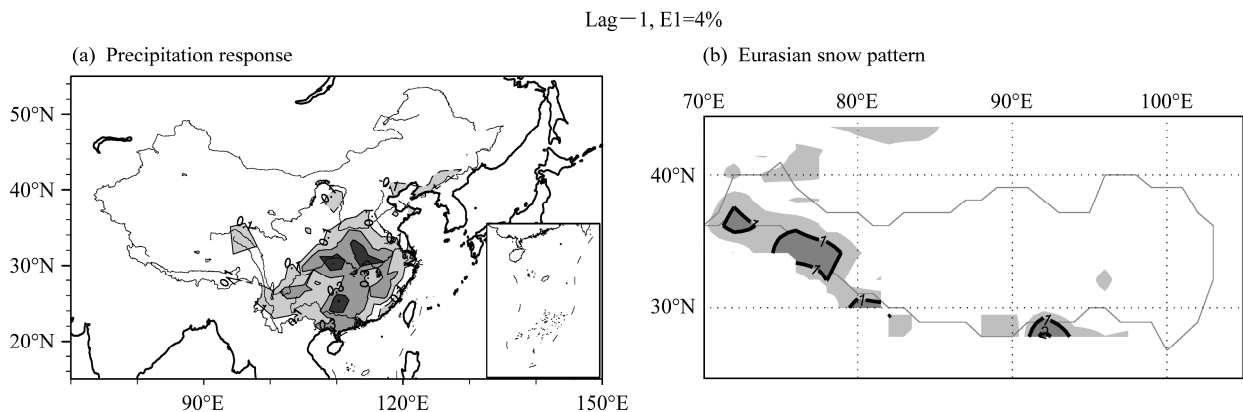


图5 (a) 中国 ASO 降水 (mm) 与 (b) 超前 1 个月高原积雪距平 (单位: %) 的 MRE 分析的第一模态。EOF 截断取前 8 个 EOF 模态, 响应时间  $a$  为 2 个月, E1 为统计显著水平

Fig. 5 First MRE mode between (a) ASO precipitation (mm) and (b) 1 month lead TP snow cover (%), assuming EOF truncations for the first 8 modes.  $a=2$  months. E1 indicates statistical significance level

考虑大气响应时间为 2 个月 ( $a=2$ ), 当取不同 EOF 截断时, 中国 ASO 降水的响应都十分显著 (表 1), 图 5a 给出了积雪超前 1 个月并取前 7 个 EOF 截断时, MRE 方法估算的中国 ASO 降水对高原积雪异常的响应模态。从图中可以看出, 长江及其以南地区为降水正异常区, 而东部沿海狭长区域为弱的降水负异常区。这种降水异常分布与 MCA 分析得到的结果一致。积雪强迫场如图 5b 所示, 表现为高原西部多雪。因此, 可以认为 MCA 得到的积雪与降水的联系反映的正是强迫—响应的关系, 说明 7~9 月青藏高原西部多雪对中国 ASO 降水异常的影响表现为: 长江及其以南地区多雨, 东部沿海区域少雨。

## 5 高原积雪影响中国 ASO 降水的可能机制

上节通过 MRE 方法分析我们了解到 ASO 降水的异常分布模态为其对超前 1 个月高原西部积雪异常的响应, 那么, 降水为什么会存在这种响应呢? 首先, 我们来了解一下这种降水响应所对应的大气环流的异常状况。这里利用 MRE 方法估算了 850 hPa 环流场对高原积雪异常的响应情况。

图 6 给出了 850 hPa 位势高度场与风场对积雪强迫的响应。从图中可以看出, 中国东北地区上空为负位势高度异常区所覆盖, 并伴随着气旋性异常中心; 与此同时, 西太平洋上空为反气旋性异常中心所控制。中国东北上空的气旋性环流西南侧偏北气流与中国台湾及以东洋面上空的反气旋性环流西北侧偏南气流在长江中下游地区交汇, 易产生辐

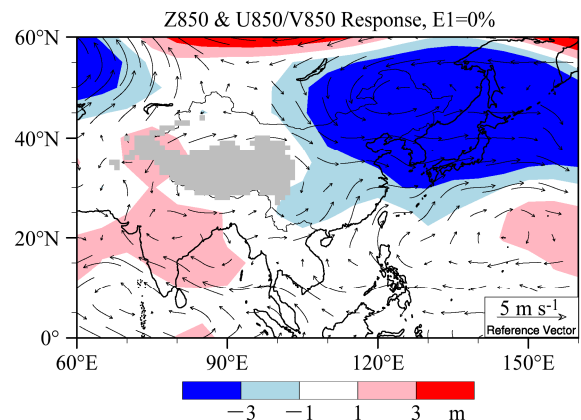


图6 ASO 850 hPa 位势高度 (m)、风场 ( $\text{m s}^{-1}$ ) 与超前 1 个月高原积雪距平 (同图 5b) 的 MRE 分析的第一模态。EOF 截断取前 8 个 EOF 模态, 响应时间  $a$  为 2 个月

Fig. 6 First MRE mode between ASO geopotential height (m), wind fields at 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) and 1 month lead TP snow cover (the same as Fig. 5b) assuming EOF truncations for the first 8 modes.  $a=2$  months

合上升运动, 导致该区域多雨。那么, 青藏高原积雪究竟是通过怎样的物理过程影响到东亚大气环流呢?

许多研究指出, 青藏高原积雪通过改变反照率影响地表热力过程 (Wu and Qian, 2003; Tao and Ding, 1981; Ye, 1981; Zhang et al., 2004; Flanner and Zender, 2005; Lin and Wu, 2011)。图 7 为 ASO 500~400 hPa 的大气厚度与图 4b 中 MCA 分析第一模态积雪时间序列的相关图, 高原西部上空低层大气的厚度与高原西部积雪存在明显的负相关。高原西部多雪时, 地表吸收较少热量, 低层大气平均温度偏低, 因此, 低层大气厚度减小。Wang et al. (2008) 的研究表明, 高原增温将激发 2 支 Rossby

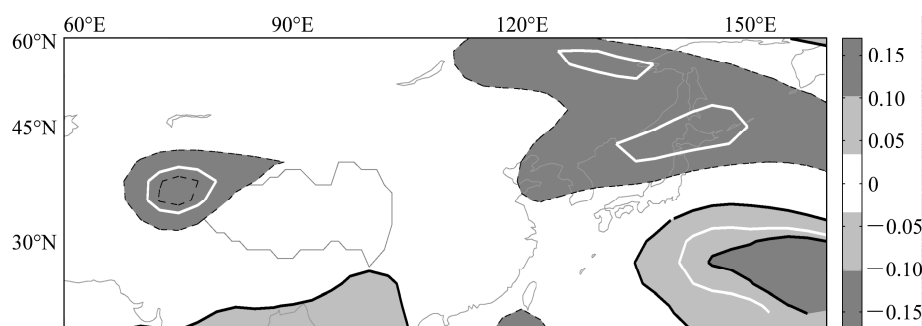


图 7 ASO 500~400 hPa 厚度与 MCA 分析第一模态积雪时间序列 (图 4b, 黑色细虚线) 的相关系数。虚线表示负值, 白色粗实线表示达到 90% 信度水平显著区

Fig. 7 Correlation coefficient of ASO thickness between 500 hPa and 400 hPa with respect to snow cover time series of first MCA mode (Fig. 4b, black thin dashed line). Dashed lines indicate negative values, white thick solid line denotes statistical significance at 10% level

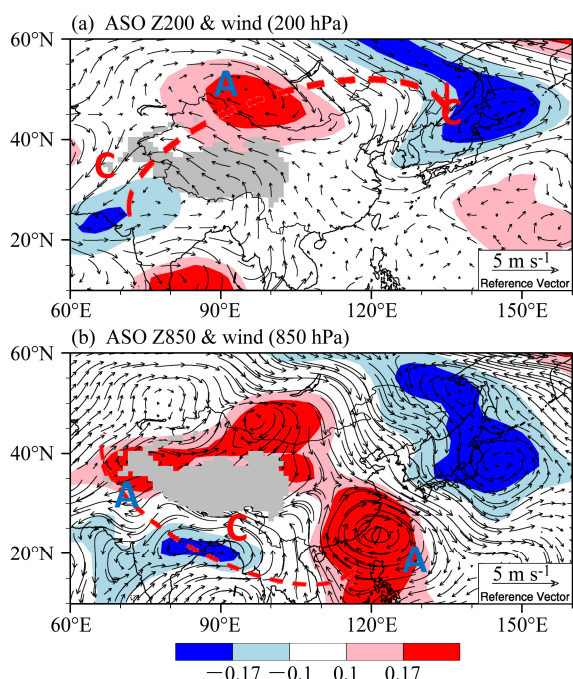


图 8 (a) 200 hPa 以及 (b) 850 hPa ASO 位势高度、风场与 MCA 分析第一模态积雪时间序列 (图 4b) 的相关系数。相关系数 0.17 通过了 90% 信度水平显著区, 虚线箭头标记 Rossby 波列, A 和 C 分别表示反气旋性和气旋性异常环流中心

Fig. 8 Correlation coefficients of (a) 200-hPa, (b) 850-hPa ASO geopotential height / wind fields with respect to snow cover time series of first MCA mode. Correlation coefficient 0.17 passes the 10% statistical significance level. Dashed arrow indicates Rossby wave train, and A and C denote anticyclonic and cyclonic circulation centers, respectively

波, 一支沿着高层西风急流向下游传播, 另一支则沿着低层西南气流传播至中国南海。那么, 高原积雪异常所引发的表面热力状况改变是否也可激发波列?

图 8 分别给出了 ASO 200 hPa 和 850 hPa 位势高度、风场与 MCA 第一模态积雪时间序列 (图 4b)

的相关图。为了突出高原积雪与 Rossby 波之间的联系, 去除纬向平均流对二者联系的影响, 在计算相关系数前每个格点的各大气变量均去除其纬向平均值。从图中可以看出, 高原积雪异常在高低空对应着不同的环流形势。ASO 高原西部多雪对同期大气环流的影响表现为 2 支波列: 高层 200 hPa 波列沿中高纬西风急流传播, 自高原经蒙古到达日本呈现明显的“负—正—负”位势高度异常传播, 日本上空为气旋性异常环流; 低层 850 hPa 波列起于高原, 经孟加拉湾至中国南海, 沿着西南气流传播, 导致台湾附近的反气旋性异常环流, 其西侧的偏南气流, 将南海丰富的水汽输送至中国南部湖南、广西; 而高层中心位于日本的气旋性异常环流西侧的偏北气流利于北方天气尺度扰动向南移动, 它们为长江中下游及其以南地区多雨供了有利条件。鉴于本文通过对一个月前的 Niño3 区 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) SST 距平的简单线性回归来滤除海洋最强信号赤道太平洋 SST 信号, 可能还有其他影响因子残留。如 Wu et al. (2009) 的研究指出在 El Niño 衰减年的夏季, 热带印度洋全洋盆的一致增暖可通过大气 Kelvin 波影响西北太平洋反气旋。随后的数值试验也表明 (Wu et al., 2010), 在 El Niño 衰减年的夏季, 西北太平洋异常反气旋的维持是热带印度洋洋盆模态遥强迫和西北太平洋负 SST 异常局地强迫共同作用的结果。因此, 图 8b 中 850 hPa 强大的西北太平洋反气旋响应也可能受到高原积雪以外其他因子 (如热带印度洋或者西北太平洋 SST 异常) 的影响。

综上所述, 冬春季高原西部多雪的异常能持续到夏季, 其对 ASO 大气环流的影响表现为 2 支波列: 200 hPa 自高原经蒙古到达日本为明显的“负

“一正一负”位势高度异常区,反映出波列沿高层中高纬西风急流传播;850 hPa 则起于高原,经孟加拉湾至中国南海,反映出波列沿着低层西南气流传播。Wang et al. (2008) 的研究表明,高原增温将激发 2 支 Rossby 波,一支沿着高层西风急流向下游传播,另一支则沿着低层西南气流传播至中国南海。而本文研究发现,高原积雪所引发的热力异常也可激发高、低空 2 支波列分别沿高层西风急流与地层西南季风气流传播。由于本文研究的高原热力异常季节与 Wang et al. (2008) 并非完全一致,故高、低空异常环流中心的位置稍有不同。

而高低层这 2 支波列的垂直结构又是怎样的

呢?图 9 给出的是 ASO 不同纬度上位势高度与 MCA 分析第一模态积雪时间序列相关系数的高度—经度剖面图,分别对应沿中高纬西风急流(图 9a)和低纬西南气流(图 9b)传播的 Rossby 波。中高纬传播的波列垂直结构表现为相当正压结构,在  $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$  高低空皆为位势高度正异常区,  $130^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$  则为一致的负异常区;而低纬传播的波列为斜压结构,在  $120^{\circ}\text{E}$  附近高低空存在明显符号相反的位势高度异常区。分析表明,沿中高纬与低纬传播的 2 支波列分别为相当正压和斜压结构,然而,ASO 高低层大气环境场是否满足 Rossby 波传播的条件呢?

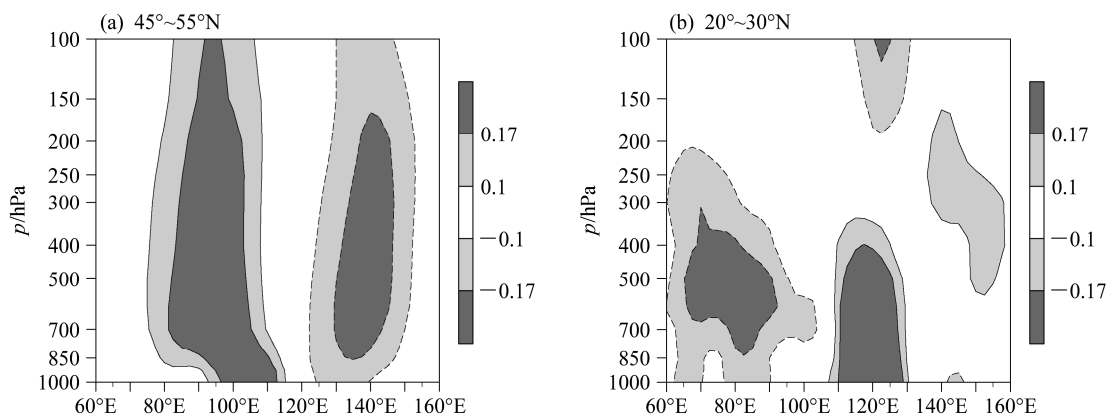


图 9 ASO 位势高度与 MCA 分析第一模态积雪时间序列相关系数的高度—经度剖面:(a)  $45^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ ; (b)  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 。虚线表示负值,相关系数 0.17 通过了 90% 信度水平显著区

Fig. 9 Longitude-height cross sections of correlation coefficients of ASO geopotential height with respect to snow cover time series of first MCA mode: (a)  $45^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ ; (b)  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ . Dashed lines indicate negative values. Correlation coefficient 0.17 passes the 10% statistical significance level

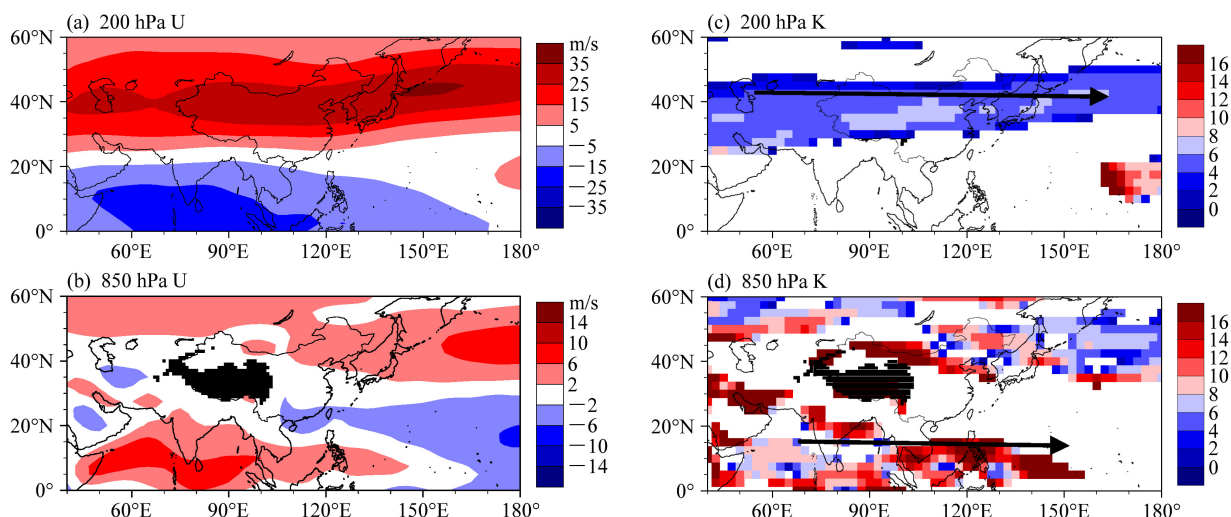


图 10 ASO 不同等压面上平均纬向风速 ( $\text{m s}^{-1}$ ) 与定常波波数:(a) 200 hPa 纬向风速;(b) 850 hPa 纬向风速;(c) 200 hPa 定常波波数;(d) 850 hPa 定常波波数。无阴影区域表示定常波不存在,黑色箭头标记出波导

Fig. 10 ASO mean zonal wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) and total stationary Rossby wavenumber at different pressure levels: (a) 200-hPa mean zonal wind velocity; (b) 850-hPa mean zonal wind velocity; (c) 200-hPa total stationary Rossby wavenumber; (d) 850-hPa total stationary Rossby wavenumber. Thick line with an arrowhead shows the possible waveguide

根据 Hoskins and Ambrizzi (1993) 提出的波导理论, 定常波波数可定义为:

$$K = \left( \frac{\beta_*}{U} \right)^{1/2}, \quad (6)$$

其中,  $\beta_*$  为绝对涡度的经向梯度,  $U$  表示纬向风速。

由于绝对涡度存在强的经向变化, 强西风带通常表现为 Rossby 波导。图 10 给出了 ASO 200 hPa 与 850 hPa 上的平均纬向风速 (图 10a、b) 与定常波波数 (图 10c、d) 的分布图。高层西风急流出现在 40°N, 横穿整个欧亚大陆, 对应着定常波波数的高值带, 其南北为定常波波数的相对低值带, 由于 Rossby 波会向波数较高的纬度折射, 因而这一高值带即典型的波导。低层西风大值区与西南季风气流的位置一致, 纬向风速高值区北部边缘对应着定常波波数的高值带, 这一高值带亦可作为波导, 有利于高原上空的扰动向东传播。综上所述, 高层中高纬西风急流与低层西南季风气流可作为波导, 利于高原积雪异常引发的扰动向下游传播, 从而改变东亚大气高低空环流, 影响中国降水。

## 6 总结

本文利用 MCA 方法来考察中国 ASO 降水与前期及同期青藏高原积雪之间的联系, 在此基础上, 通过 MRE 方法来估计大气对积雪异常的响应, 并探讨了高原积雪影响中国 ASO 降水的可能机制。研究表明中国 ASO 降水与前期及同期高原积雪有着显著联系, 当春夏季节青藏高原西部多雪时, 其后 ASO 中国长江及其以南地区多雨, 而东部沿海的狭长区域少雨。

MRE 方法的反馈诊断研究表明, 冬春季高原多雪异常能持续到夏季, 通过改变地表热力状况, 导致 ASO 南亚高压减弱, 同时激发出 2 支波列: 高层 200 hPa 波列沿中高纬西风急流传播, 自高原经蒙古到达日本呈现明显的“负—正—负”位势高度异常传播, 日本上空为气旋性异常环流; 低层 850 hPa 波列起于高原, 经孟加拉湾至中国南海, 沿着西南气流传播, 导致台湾附近的反气旋性异常环流, 其西侧的偏南气流, 将南海丰富的水汽输送至中国南部湖南、广西; 而高层中心位于日本的气旋性异常环流西侧的偏北气流利于北方天气尺度扰动向南移动, 它们为长江中下游及其以南地区多雨提供有利条件。进一步计算定常波波数也表明, 高层西风急流与低层西南季风气流作为波导, 有利于

高原上空的扰动沿着高、低空 2 支通道向东传播。由于东部沿海浙江、福建为正位势高度异常区, 低层反气旋性异常环流抑制了该区域的降水。

本研究表明, 冬春青藏高原西部积雪异常能一直持续至夏季, 造成 ASO 高原表面热力状况发生变化, 通过改变高原上空潜热释放过程, 影响高低空环流, 并最终导致 ASO 中国降水异常。研究中环流分析只使用了 NCEP/NCAR 再分析资料, 后面的工作中可以利用不同资料重复分析以增加结论的可信度。本研究主要结论都是基于观测资料的统计动力分析, 相关结论可通过数值试验进一步检验。

## 参考文献 (References)

- 陈乾金, 高波, 李维京, 等. 2000. 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与环流关系的研究 [J]. 气象学报, 58 (5): 582–595.
- Chen Qianjin, Gao Bo, Li Weijing, et al. 2000. Studies on relationships among snow cover winter over the Tibetan Plateau and droughts/floods during Meiyu season in the middle and lower reaches of the Yangze River as well as atmosphere/ocean [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (5): 582–595.
- 陈兴芳, 宋文玲. 2000. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析 [J]. 大气科学, 24 (5): 585–592.
- Chen Xingfang, Song Wenling. 2000. Circulation analysis of different influence of snow cover over the Tibetan Plateau and Eurasia in winter on summertime droughts and floods of China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (5): 585–592.
- 陈忠明, 刘富明, 赵平, 等. 2001. 青藏高原地表热状况与华西秋雨 [J]. 高原气象, 20 (1): 94–99.
- Chen Zhongming, Liu Fuming, Zhao Ping, et al. 2001. Relationship between the surface heating fields over Qinghai–Xizang Plateau and precipitation of Southwest China in autumn [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 20 (1): 94–99.
- Czaja A, Frankignoul C. 2002. Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation [J]. J. Climate, 15 (6): 606–623.
- Deser C, Thomas R A, Peng S L. 2007. The transient atmospheric circulation response to North Atlantic SST and sea ice anomalies [J]. J. Climate, 20 (18): 4751–4767.
- Ferreira D, Frankignoul C. 2005. The transient atmospheric response to midlatitude SST anomalies [J]. J. Climate, 18 (7): 1049–1067.
- Ferreira D, Frankignoul C. 2008. Transient atmospheric response to interactive SST anomalies [J]. J. Climate, 21 (3): 576–583.
- Flanner M G, Zender C S. 2005. Snowpack radiative heating: Influence on Tibetan Plateau climate [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (6): L06501, doi: 10.1029/2004GL022076.
- Frankignoul C, Czaja A, L'Heveder B. 1998. Air–sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models [J]. J. Climate, 11 (9): 2310–2324.
- Frankignoul C, Chouaib N, Liu Z Y. 2011. Estimating the observed atmospheric response to SST anomalies: Maximum covariance analysis,

- generalized equilibrium feedback assessment, and maximum response estimation [J]. *J. Climate*, 24 (10): 2523–2539.
- Hoskins B J, Ambrizzi T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50 (12): 1661–1671.
- Huang R H, Wu Y F. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 6 (1): 21–31.
- 金祖辉, 陶诗言. 1999. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究 [J]. *大气科学*, 23 (6): 663–672. Jin Zuhui, Tao Shiyuan. 1999. A study on the relationships between ENSO cycle and rainfalls during summer and winter in eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 23 (6): 663–672.
- Kistler R, Collins W, Saha S, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82 (2): 247–267.
- 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响 [J]. *气象学报*, 63 (5): 799–805. Liang Xiaoyun, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. Effect of Tibetan Plateau on the site of onset and intensity of the Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 799–805.
- Lin H, Wu Z W. 2011. Contribution of the autumn Tibetan Plateau snow cover to seasonal prediction of North American winter temperature [J]. *J. Climate*, 24 (11): 2801–2813.
- 刘永强, 丁一汇. 1995. ENSO 事件对我国季节降水和温度的影响 [J]. *大气科学*, 19 (2): 200–208. Liu Yongqiang, Ding Yihui. 1995. Reappraisal of the influence of ENSO events on seasonal precipitation and temperature in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 19 (2): 200–208.
- Liu Z Y, Wen N. 2008. On the assessment of nonlocal climate feedback. Part II: EFA-SVD and optimal feedback modes [J]. *J. Climate*, 21 (20): 5402–5416.
- Liu Z Y, Wen N, Liu Y. 2008. On the assessment of nonlocal climate feedback. Part I: The generalized equilibrium feedback assessment [J]. *J. Climate*, 21(1): 134–148.
- Strong C, Magnusdottir G, Stern H. 2009. Observed feedback between winter sea ice and the North Atlantic Oscillation [J]. *J. Climate*, 22 (22): 6021–6032.
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1981, 62 (1): 23–30.
- Wang B, Bao Q, Hoskins B, et al. 2008. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (14): L14702, doi:10.1029/2008GL034330.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian Climate [J]. *J. Climate*, 22 (11): 2992–3005.
- Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño decaying summer [J]. *J. Climate*, 23 (11): 2974–2986.
- 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 2004. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展 [J]. *气象学报*, 62 (5): 528–540. Wu Guoxiong, Mao Jiangyu, Duan Anmin, et al. 2004. Recent progress in the study on the impacts of Tibetan Plateau on Asian summer climate [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 62 (5): 528–540.
- 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]. *J. Climate*, 16 (12): 2038–2051.
- Wu Z W, Li J P, Jiang Z H, et al. 2012. Modulation of the Tibetan Plateau snow cover on the ENSO teleconnections: From the East Asian summer monsoon perspective [J]. *J. Climate*, 25 (7): 2481–2489.
- Ye D Z. 1981. Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62 (1): 14–19.
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究 [J]. *大气科学*, 25 (3): 372–390. Zhang Shunli, Tao Shiyuan. 2001. Influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (3): 372–390.
- Zhang Y S, 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]. *J. Climate*, 17 (14): 2780–2793.
- Zhao P, Zhou Z J, Liu J P. 2007. Variability of Tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and East Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation [J]. *J. Climate*, 20 (15): 3942–3954.
- 郑益群, 钱永甫, 苗曼倩, 等. 2000. 青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响 [J]. *大气科学*, 24 (6): 761–774. Zheng Yiqun, Qian Yongfu, Miao Manqian, et al. 2000. Effect of the Tibetan Plateau snow cover on China summer monsoon climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (6): 761–774.
- 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 2007. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系 [J]. *气象学报*, 65 (6): 946–958. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Xu Huaigang. 2007. The decadal relationship between atmospheric heat source of winter and spring snow over Tibetan Plateau and rainfall in East China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 65 (6): 946–958.