

王春学, 李栋梁. 2012. 基于 MTM-SVD 方法的黄河流域夏季降水年际变化及其主要影响因子分析 [J]. 大气科学, 36 (4): 823-834, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11126. Wang Chunxue, Li Dongliang. 2012. Analysis of the interannual variation of the summer precipitation over the Yellow River basin and the effect factors based on MTM-SVD method [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (4): 823-834.

# 基于 MTM-SVD 方法的黄河流域夏季降水年际变化及其主要影响因子分析

王春学 李栋梁

南京信息工程大学 大气科学学院/气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

**摘 要** 应用中国气象台站积雪日数资料和 NCEP/NCAR 再分析资料以及多锥度—奇异值分解方法 (MTM-SVD), 分析了近 50 年来黄河流域夏季降水的时空变化及其影响因子。发现黄河流域夏季降水存在显著的 2~3 年周期。在准 3 年周期上黄河流域夏季降水对前冬青藏高原东部积雪日数有很好的响应, 当前冬高原积雪日数以正 (负) 异常为主时, 接下来的夏季黄河流域降水偏少 (多)。这种响应存在年代际变化, 在 1983 年之前最为明显, 1983~1993 年是个调整时期, 1993 年以后又开始明显。在准 2 年周期上黄河流域夏季降水对前冬西太平洋暖池 SST 有很好的响应, 当前冬西太平洋暖池 SST 偏高 (低) 时, 接下来的夏季黄河流域降水表现为东多 (少) 西少 (多) 型。这一响应同样存在年代际变化。前冬高原积雪和西太平洋暖池 SST 是影响黄河流域夏季降水的重要因素。

**关键词** 积雪 海表温度 降水 周期 多锥度—奇异值分解方法

**文章编号** 1006-9895(2012)04-0823-12

**中图分类号** P461

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11126

## Analysis of the Interannual Variation of the Summer Precipitation over the Yellow River Basin and the Effect Factors Based on MTM-SVD Method

WANG Chunxue and LI Dongliang

*College of Atmospheric Sciences/ Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

**Abstract** By using the snow cover days data from the meteorology stations in China, the NCEP/NCAR reanalysis data, and the Multi Taper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD), the spatial and temporal variation of the summer precipitation in recent 50 years in the Yellow River basin and its impact factors are analyzed. The prominent period of the summer precipitation is 2-3 years. There is a response of the summer precipitation in the Yellow River basin to the previous winter snow cover days over the Tibetan Plateau with a quasi-three-year period. When the previous winter snow cover days over the Tibetan Plateau is abnormally more (less), there is abnormally less (more) precipitation in the next summer in the Yellow River basin. This response has decadal variation, the most significant period appears before 1983 and there is an adjustment stage between 1983 and 1993, which again appears significantly after 1993. And there is a response of the summer precipitation in the Yellow River basin to the previous winter SST over the western Pacific warm pool with a quasi-two-year period. When the previous winter SST over the western Pacific warm pool is abnormally high

**收稿日期** 2011-07-11, 2011-10-24 收修定稿

**资助项目** 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006038, 国家重点基础研究发展计划 2007CB411506

**作者简介** 王春学, 男, 1985 年出生, 硕士研究生, 主要从事短期气候变化与预测研究。E-mail: W.chunxue@gmail.com

**通讯作者** 李栋梁, E-mail: lidl@nuist.edu.cn

(low), there is abnormally more (less) precipitation in the next summer in eastern Yellow River basin. This response also has decadal variation. The analyses show that the winter snow cover days over the Tibetan Plateau and the winter SST over the western Pacific warm pool are important factors to the summer precipitation in the Yellow River basin.

**Key words** snow, SST, precipitation, period, Multi Taper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD)

## 1 引言

随着全球变暖日益显著, 亚洲季风环流自 1970 年代末之后减弱了 (Wang, 2001), 处于半干旱一半湿润地区的黄河流域旱涝灾害频发 (张勇等, 2009), 黄河流域的干旱化和水资源短缺问题不容忽视 (刘晓东等, 2002)。黄河流域降水的分布, 一般自东南向西北递减, 季节变化非常明显, 大部分地区夏季降水量占年降水量的一半以上, 该流域降水量的年际变化很大, 不同地区的差别也很大 (杨鑑初和徐淑英, 1956)。研究表明近几十年黄河流域降水有减少的趋势 (任国玉等, 2000)。祝青林等 (2005) 指出, 黄河流域降水的变化在空间上表现为北部增加南部减少, 在时间上表现为秋季显著减少, 而春夏有不显著的增加趋势。黄河源区的极端降水事件也明显增多 (陈效速等, 2011)。研究表明 2000~2008 年比 1979~1999 年黄淮流域夏季降水明显偏多, 而长江流域夏季降水则偏少 (Zhu et al. 2010)。夏季降水的短期气候预测非常重要, 新的预测方法模型也不断产生, 如年际增量方法 (范可等, 2007, 2008)。而预报因子是预报准确与否的重要保证, 所以探索黄河流域夏季降水的影响因子具有十分重要的实际意义。

青藏高原 (以下简称高原) 冬季积雪对中国夏季降水有很好的指示意义 (郑益群等, 2000)。朱玉祥等 (2009) 指出, 高原冬季积雪偏多 (少) 会导致地面热源减弱 (增强), 这种影响可以持续到夏季。李栋梁等 (1997) 的研究表明, 在夏季高原下垫面感热大面积异常增强时, 由于西太平洋副热带高压脊明显西伸, 江淮处于副高西伸脊控制下, 冷暖气流在长江和黄河上游交汇, 有利于中国西北东南部降水偏多, 多雨区在青海东南、甘肃南部及陕西东部。许多研究 (张顺利和陶诗言, 2001; 韦志刚等, 2008) 表明, 高原冬春积雪正 (负) 异常使得春、夏高原的地面热源偏弱 (强), 造成春夏高原上升运动偏弱 (强), 我国东部地区气温偏低 (高)、陆海温差偏低 (高), 在一定程度上减弱 (增强) 了东亚夏季

风的强度, 因而西太平洋副高偏南 (北), 造成夏季中国长江流域降水偏多 (少), 华南、华北降水偏少 (多)。同时由于融雪增湿效应, 高原春、夏潜热明显增强 (减弱)。李栋梁等 (2008) 也认为高原东部凝结潜热具有一定的持续影响力, 当其潜热增强时, 可引起北半球同纬度带的位势高度场偏低, 特别是西太平洋副热带高压偏弱, 位置偏南, 进而使我国长江流域汛期降水偏多, 西北区东部、华北、东北区南部及华南降水偏少。卢咸池和罗勇 (1994) 指出, 高原积雪正异常减弱了副热带高压, 使东亚夏季风强度减弱, 造成华南和华北降水减少, 而长江和淮河流域降水增加。王晓春和吴国雄 (1997) 的研究也表明, 夏季西太平洋副高稳定偏北时, 河套、华南易涝, 江淮易旱, 反之亦然。

彭京备等 (2006) 指出, 高原积雪和 ENSO 是两个彼此具有一定独立性的物理因子, 它们都是多时间尺度现象, 且与中国夏季降水有较好的关系。Nitta (1987) 研究指出, 东亚地区的降水受到热带西太平洋暖池 (以下简称暖池) 的热状况影响。黄荣辉和孙凤英 (1994) 提出暖池的热状况及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常起着十分重要的作用。当热带西太平洋暖池增温时, 从菲律宾周围经南海到中印半岛上空的对流活动将增强, 西太平洋副热带高压的位置偏北, 我国江淮流域夏季降水偏少, 黄河流域偏多。黄河流域降水存在不同时间尺度的变化周期 (李占杰和鱼京善, 2010)。

那么, 在年际尺度上黄河流域夏季降水对高原冬季积雪以及暖池 SST 的响应如何? 与之配合的大气环流背景又有什么特征? 本文使用 MTM-SVD 方法对黄河流域夏季降水与高原冬季积雪日数以及暖池冬季 SST 的关系进行研究, 希望能够找到影响黄河流域夏季降水的强信号。

## 2 资料方法

本文使用了安迪等 (2009) 整理的我国气象台的积雪日数资料, 由于高原西部台站稀少, 所以本文选择了 1958/1959~2007/2008 年高原中东部 80 个气象台的积雪观测资料, 定义当年 1、2 月和

前一年的 12 月为当年冬季 (如 1959 年冬季包括 1958 年 12 月、1959 年 1 月、1959 年 2 月)。从国家气候中心提供的全国台站资料中挑选出黄河流域 92 个气象站的 1959~2008 年夏季 (6、7、8 月) 降水资料。还使用了同期 NCEP/NCAR 月平均 600 hPa 高度场和 1000~300 hPa 经向、纬向风场, 比湿等再分析资料, 分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , 以及同期 NOAA 月平均海表温度资料, 分辨率  $2^\circ \times 2^\circ$ 。

MTM-SVD 方法是近些年由 Mann and Park (1994) 发展的一种多变量频域分解技术。这是一种将谱分析的多锥度方法 (Multi-Taper Method, MTM) 和变量场的奇异值分解 (Singular Value Decomposition, SVD) 方法结合在一起的气候信号检测技术, 详细内容参阅 Mann and Park (1996, 1999)、Rajagopalan et al. (1998) 和魏凤英 (2007)。MTM-SVD 方法的主要特点是: (1) 分析对象不仅可以是一维时间序列, 也可以是多维或多站点的气候变量场, 它可以非常便利地分析气候变量场整体所具有的谱特征。(2) 包含了 MTM 方法, 通过变量场时间序列与多个锥度相乘, 使得在谱解析度和谱的变异之间达到了一个最佳的平衡, 有效防止谱泄漏现象。(3) 通过 MTM-SVD 方法得到的 LFV (Local Fractional Variance) 谱在频域中为信号检测提供了一个有效的参数, 它以频率函数的形式表明了由“每个频率波段”中的主要振动解释的方差百分比。LFV 谱中, 在一个给定频率处的波峰预示着数据在此频率处振荡的一个潜在重要的时空信号。这样更加直观、简便地显示出变量场不同时间尺度的变化特征。(4) 可以为所有时间和区域重建时空信号。这种信号的重建可以更直观地分析和描述不同时间尺度振动的时间-空间演变特征和过程。(5) MTM-SVD 技术在其应用上可扩展到耦合的区域, 即在同一时刻多于一个的区域的耦合。近年来 MTM-SVD 被广泛使用在气象科研领域中 (Han et al., 2008; Small and Islam, 2008; Apipattanavis et al., 2009)。

下面, 简单介绍一下 MTM-SVD 方法的原理。

(1) 气候信号检验。首先计算  $M$  个空间区域上长度为  $N$  的时间序列  $\varphi_m(t)$  的标准化时间序列。每个时间序列都要先通过应用单一变量 MTM 方法由时间转换成谱域。把  $M$  个时间序列和每个频率  $f$  处的  $S$  个特征谱  $Y_m^s(f)$  组成  $M \times S$  阶的矩阵  $Y(f)$ 。矩阵  $Y(f)$  是频率  $f$  的函数, 就是说我们为特征谱

$Y_m^s(f)$  的傅立叶分解的每个频率  $f$  都构造一个矩阵  $Y(f)$ 。例如, 一个给定的频率  $f_0$  的矩阵  $Y(f_0)$  形式如下:

$$Y(f_0) = \begin{bmatrix} Y_1^1(f_0)Y_1^2(f_0)\cdots Y_1^S(f_0) \\ Y_2^1(f_0)Y_2^2(f_0)\cdots Y_2^S(f_0) \\ \cdots \\ Y_M^1(f_0)Y_M^2(f_0)\cdots Y_M^S(f_0) \end{bmatrix}, \quad (1)$$

$$Y(f_0) = U(f_0) \times L(f_0) \times V^+(f_0), \quad (2)$$

然后, 我们在每个矩阵  $Y(f_0)$  上计算一个复数的奇异值分解, 同时得到矩阵  $U(f_0)$ ,  $L(f_0)$  和  $V^+(f_0)$ 。只有当  $K \leq \min(M, S)$  时有非零奇异值,  $K$  个正交  $M$  向量  $U_m^k$  代表空间 EOF 模式, 只是这里它们的值是复数。 $S \times S$  阶矩阵  $V^+(f_0)$  的行向量是矩阵  $Y(f_0)$  的右奇异向量。 $K$  个正交的  $S$  向量  $V_s^k$  与时域分解中的主成分类似, 称为频域分解中的“主调制”。利用等式  $F_m = \sum_{k=1}^K U_m^k \lambda_k V^{+k}(t)$ , 每个  $Y(f_0)$  矩阵可构造为:

$$Y_m^s(f_0) = \sum_{k=1}^K U_m^k(f_0) \gamma_k(f_0) V_s^k(f_0). \quad (3)$$

$K$  个奇异值  $\gamma_k(f)$  按比例确定局部分解中各个模态的振幅, 并与第  $K$  个模态局部解释的方差百分比成正比。第一个奇异值解释的局部方差百分比为第一模态的方差百分比

$$LFV = \frac{\gamma_1^2(f)}{\sum_{k=1}^K \gamma_k^2(f)}, \quad (4)$$

(2) LFV 谱显著性检验。原始区域  $F$  的  $N$  个对应关系在保持空间结构不变的情况下在时间上改变序列。数域  $F$  中的 1000 个排列就是这样产生的, 它们破坏了数域  $F$  的时间结构而不是空间结构。整个 MTM-SVD 过程就是在数域  $F$  的每个“随机化”形式中完成的, 并且每次都计算出一个新的 LFV 谱。由重复采样时间序列计算出的全部 1000 个 LFV 谱, 在没有信号的情况下为空间上相关联的有色噪声构造了一个 LFV 参数的零分布估计值。这个零分布事实上是独立于频率的, 而且与相同基本空间关联的白噪声序列的零分布是无差别的。经验的显著性水平就是分别取这个零分布的 50%, 90%, 95% 和 99% 而得到的。

(3) 气候信号重建。参考频率  $f_0$  处分解的第一模态重新构建信号的时间和空间模式。长度为  $M$  的

复数向量  $U_m^1(f_0)$  是对应于频率  $f_0$  处分解的第一模态的空间 EOF。它代表信号在频率  $f_0$  处的空间模式，同时包含了多元数据组在所有位置上相关信号的位相和振幅的信息。它与传统 EOF 分解中的第一模态空间模式中的复数向量相同。为了说明原始数据的转换标准而重新调整  $U_m^1(f_0)$  的值，我们可以重新获得带有正确单位的第一模态信号的空间模式：

$$E_m^1 = \delta(f_0) \sigma_m U_m^1(f_0). \quad (5)$$

信号的时间模式  $A^1(t)$  可被描述为频率  $f_0$  处的主要振动，形式如下：

$$A^1(t) = R \{ \alpha(t) e^{-i2\pi f_0 t} \}, \quad (6)$$

其中，可变振幅  $\alpha(t)$  表示振动信号的缓慢变化的包迹。以  $f_0$  为中心频率的任一振动信号的缓慢变化的包迹或振幅  $\alpha(t)$  可由一组特征光谱  $Y_s(f_0)$ ,  $s=1 \dots S$  估算出来。这种重建并不是唯一的，而且需要额外的约束条件。最简单的重建是复数检波的 MTM 形式，即 Slepian 锥度  $a_s(t)$ ,  $s=1 \dots S$ ,  $t=1 \dots N$  的一个线性组合：

$$\alpha(t) = \sum_{s=1}^S \lambda_s^{-1} V_s^1(f_0) a_s(t), \quad (7)$$

其中， $V_s^1(f_0)$  是第一模态谱 EOF 的第  $s$  个分量， $\lambda_s$  是对应于  $S$  个 Slepian 特征锥度的特征值。现在我们已经获得了与第一模态相关的信号的空间模式  $E_m^1$  和时间模式  $A^1(t)$ 。我们可以这样为所有时间和区域重建时空信号  $F_m^1(t)$ ，就像传统 EOF 中的一样：

$$F_m^1(t) = E_m^1 A^1(t), \quad (8)$$

$$F_m^1(t) = \delta(f_0) R \{ \sigma_m U_m^1(f_0) \alpha^1(t) e^{-i2\pi f_0 t} \}. \quad (9)$$

时间变化的振幅和位相信息可通过描述相应于一个周期内多个相位  $\varphi(t) = 2\pi f_0 t$  的信号的真值模式的顺序更实际的获得。

(4) 耦合相关模态重建。MTM-SVD 技术在其应用上可扩展到耦合的区域，即在同一时刻多于一

个的区域的耦合。两个 (或更多) 变量的时间序列通过相同的  $S$  特征锥度变换到频域中，两个区域结果的特征谱连接起来构成矩阵  $Y$ 。此矩阵的列包含第一、第二区域的相互位置。

### 3 黄河流域夏季降水的周期特征

黄河流域幅员辽阔，地处中纬度，受大气环流和季风环流影响，情况复杂。全年降水主要集中在夏季，且流域降水量年际变化十分悬殊，所以对其年际变化的研究是有重要意义的。从图 1 中可以看到，黄河流域夏季降水的 LFM 谱值在准 3 年周期附近存在一个显著 (99%) 峰值，准 2 年周期的峰值也达到了 95% 的置信度，年代际变化周期和变化趋势没有达到较高的置信度，这与以往的研究较为一致 (徐国昌和董安祥, 1982; 赵庆云等, 1999; 郝志新等, 2007)。为了研究黄河流域夏季降水周期随时间的变化情况，我们又取了 20 年滑动窗口的 LFM

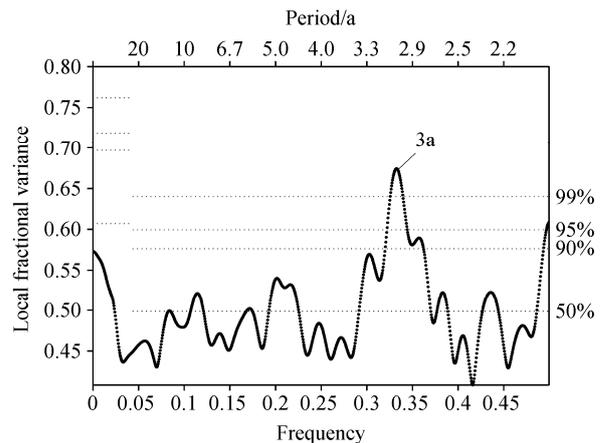


图 1 黄河流域 1959~2008 年夏季降水 LFM 谱分析。虚线：蒙特卡洛置信度

Fig.1 The LFM spectrum of the summer precipitation (1959-2008) over the Yellow River basin. Dashed lines: Monte Carlo simulations confidence

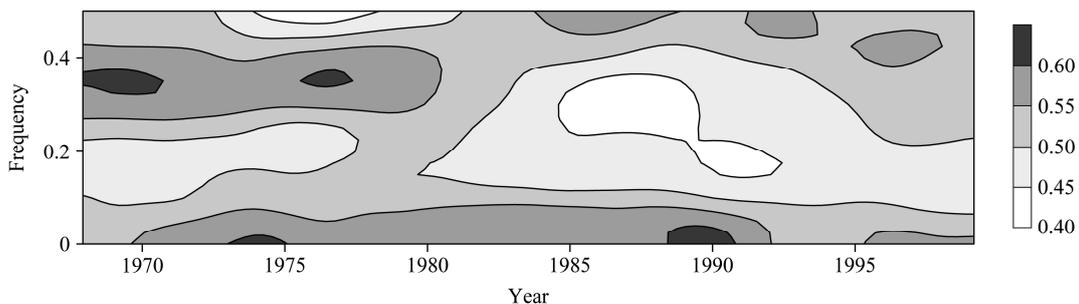


图 2 黄河流域夏季降水 20 年滑动窗口 LFM 谱

Fig.2 Evolutive spectrum analysis in a moving 20-year window for the summer precipitation over the Yellow River basin

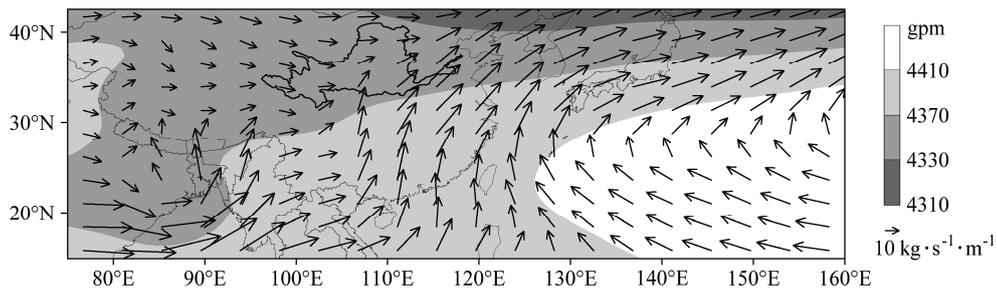


图3 1959~2008年夏季平均600 hPa高度(阴影, 单位: gpm)以及1000~300 hPa水汽输送通量(矢量, 单位:  $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ )

Fig.3 The mean 600-hPa height field (shaded) and the water vapor transport flux from 1000 hPa to 300 hPa (vectors) in summer from 1959 to 2008

谱分析, 由于进行了 20 年滑动, 两端各缺少了 10 年的信息。20 年滑动 LFV 谱分析 (图 2) 表明, 黄河流域夏季降水的准 3 年周期在 1983 年之前非常明显, 而在 1983~1993 年之间变得十分微弱, 在 1993 年之后又变得明显起来。而准 2 年周期则是在 1980 年代初期相对较弱, 其他时段都较为明显。这与李栋梁等 (2000) 的研究结果非常一致。

对 50 年夏季平均的 600 hPa 高度场以及 1000~300 hPa 水汽输送通量 (图 3) 的分析表明, 夏季黄河流域处在西风槽前部, 副热带高压闭合中心稳定在西太平洋, 这种环流配置下冷暖空气易在黄河流域交汇, 有利于降水的产生。从水汽输送通量上看, 黄河流域夏季降水的水汽来源主要有三方面: 西风带输送、来自孟加拉湾的西南气流输送和来自南海西太平洋的水汽输送, 而后两者是主要来源。

## 4 黄河流域夏季降水对前冬高原积雪在准 3 年周期上的响应

### 4.1 空间重建

研究准 3 年周期尺度上黄河流域夏季降水对高原冬季积雪的响应, 有必要了解高原冬季积雪的周期变化。由图 4 可以看到, 高原冬季积雪日数年际变化存在两个主要周期带, 其中 2.5~2.7 年达到了 95% 的置信度, 2.9~3.1 年达到了 90% 的置信度。这与柯长青和李培基 (1998)、马丽娟 (2008) 的研究基本一致。虽然不像黄河流域夏季降水的准 3 年周期那样显著, 但是高原冬季积雪日数也存在明显的准 3 年周期。

我们知道了黄河流域夏季降水和高原冬季积雪日数都存在准 3 年周期, 那么两者的协同变化是怎样的? 从黄河流域夏季降水与前冬高原积雪日数的耦合场 LFV 谱分析 (图 5) 可知, 3.3 年的周期达到了 95% 的置信度, 3 年周期也达到了 90% 的置信度。说明二者在准 3 年周期上的协同变化是明

显的。由于 MTM-SVD 方法可以对耦合场进行分析, 所以这里使用 MTM-SVD 方法对黄河流域夏季降水和前冬高原积雪日数耦合场进行空间和时间重建。这里选择 3 年周期在  $0^\circ$ 、 $120^\circ$  和  $240^\circ$  (间隔大约 1 年) 3 个位相进行重建 ( $360^\circ$  与  $0^\circ$  相同), 研究在准 3 年周期循环上, 黄河流域夏季降水和前冬高原积雪日数的空间、时间演变过程。

图 6 给出高原冬季积雪日数与黄河流域夏季降水在准 3 年周期循环的典型演变过程。距平值是相对于 1959~2008 年的平均值而言。在  $0^\circ$  位相 (第 1 年) 时 (图 6a1、b1), 冬季积雪在藏北高原, 唐古拉山及其以南地区有一正异常大值中心, 即高原西南积雪偏多型, 对应黄河流域夏季降水在鄂尔多斯高原东部、陕北高原和黄河源区出现大的负异常, 降水偏少 4~6 成, 只有在渭河平原及其以东的黄河下游部分地区出现弱的正异常。 $120^\circ$  位相 (第 2 年) 时 (图 6a2、b2), 高原积雪在巴颜喀拉山地区有一正异常大值中心, 即高原中东部积雪偏多型, 对应除黄河源区正异常外, 几乎整个黄河流域夏季降水都表现为负异常, 甘肃中部、陕西渭河平原、宁夏偏少 4~6 成以上;  $240^\circ$  位相 (第 3 年) 时 (图 6a3、b3), 高原积雪在巴颜喀拉山和唐古拉山地区都是负异常, 即高原整体积雪偏少型时, 黄河流域夏季降水表现出全流域的正异常, 多雨中心出现在鄂尔多斯高原和陇中高原, 偏多 6 成以上;  $360^\circ$  与  $0^\circ$  位相完全相同。这三类积雪异常型与 Wu and Qian (2003) 对高原冬季积雪深度异常类型的研究较为一致。

### 4.2 时间序列重建

我们选取图 6 中大值中心的 5 个站点 (3 年周期更明显、具有代表性) 进行 3 年周期的时间重建 (如图 7), 分析近 50 年来高原冬季积雪日数与黄河流域夏季降水的这种协同演变规律在不同时期的特征。从图 7 中可以看到, 无论是高原冬季积雪日

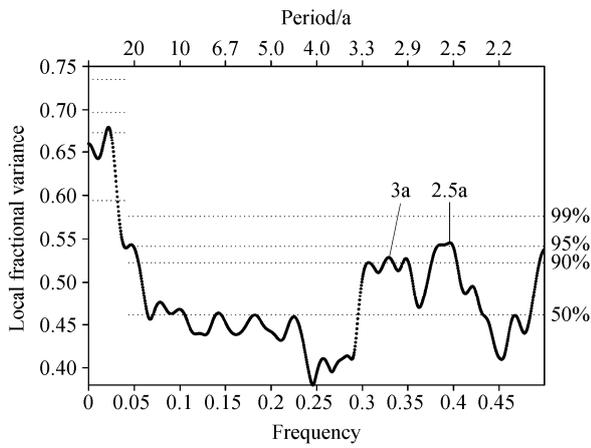


图 4 高原 1959~2008 年冬季积雪日数 LFM 谱分析。虚线：蒙特卡洛置信度

Fig.4 The LFM spectrum of the winter snow cover days (1959-2008) over the Tibetan Plateau. Dashed lines: Monte Carlo simulations confidence

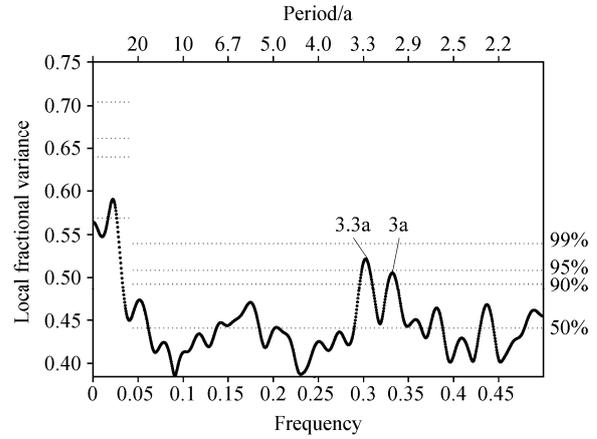


图 5 高原冬季积雪日数和黄河流域夏季降水耦合场 (1959~2008 年) LFM 谱分析。虚线：蒙特卡洛置信度

Fig.5 The LFM spectrum of the joint field of the winter snow cover days over the Tibetan Plateau and the summer precipitation over the Yellow River basin (1959-2008). Dashed lines: Monte Carlo simulations confidence

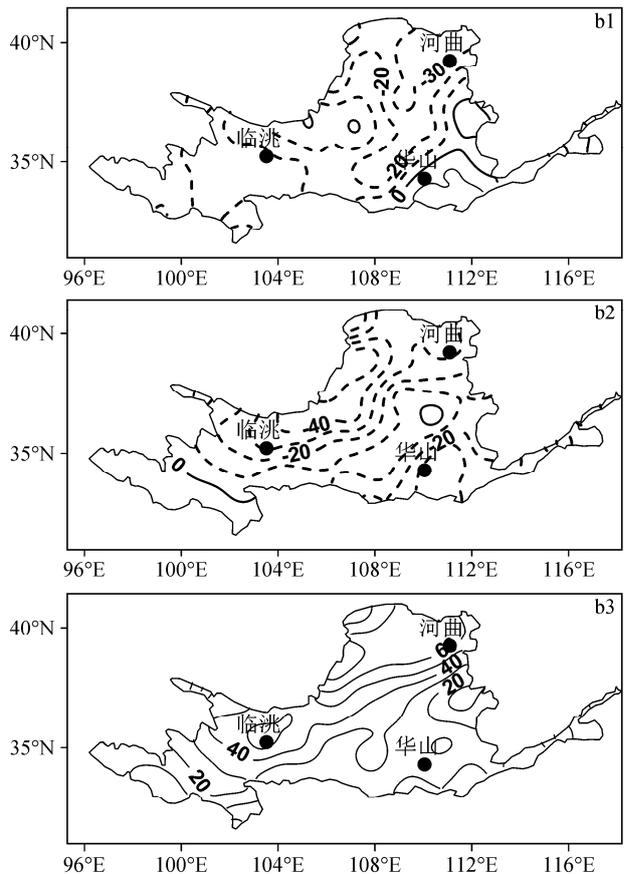
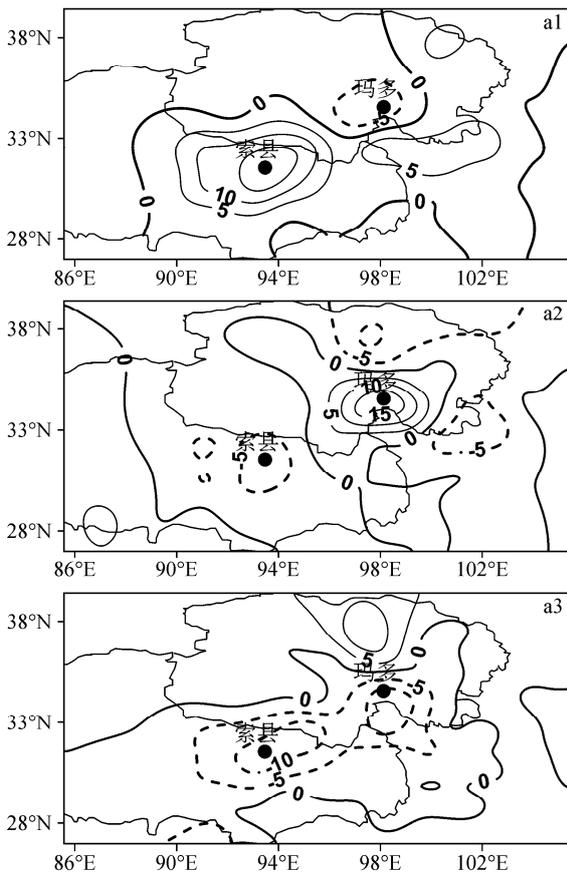


图 6 高原冬季积雪日数距平 (a) 与黄河流域夏季降水距平百分率 (b) 在准 3 年周期的典型循环重建: (a1、b1) 0°位相 (第 1 年); (a2、b2) 120°位相 (第 2 年); (a3、b3) 240°位相 (第 3 年)。实心圆为选取的 5 个时间重建站点

Fig.6 Spatial joint reconstruction of evolutions of (a1, a2, a3) winter snow cover days anomaly over the Tibetan Plateau and (b1, b2, b3) the summer percentage of precipitation anomaly over the Yellow River basin at 3-year timescale: (a1, b1) Phase 0° (the first year); (a2, b2) phase 120° (the second year); (a3, b3) phase 240° (the third year). The solid points are five stations for temporal reconstruction

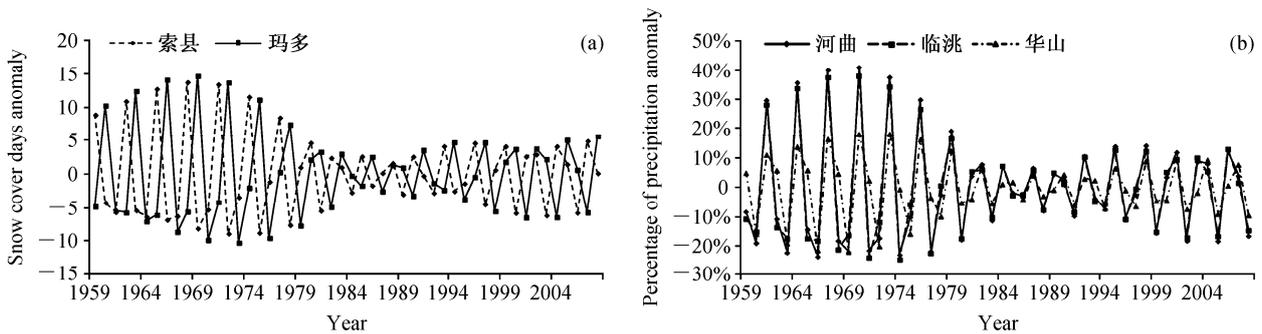


图 7 高原代表站与黄河流域代表站在准 3 年周期上的时间重建：(a)高原冬季积雪日数距平；(b)黄河流域夏季降水距平百分率  
Fig.7 Temporal reconstruction of representative stations in the Tibetan Plateau and the Yellow River basin at 3-year timescale: (a) The winter snow cover days anomaly over the Tibetan Plateau; (b) the summer percentage of precipitation anomaly over the Yellow River basin

数还是黄河流域夏季降水，在 1959~1983 年都表现出明显的准 3 年周期，在 1983~1993 年呈现一个调整状态，之后准 3 年周期又开始显著，但是振幅相对 1983 年以前明显变小。这与之前黄河流域夏季降水 20 年滑动 LFV 谱分析（图 2）的结果相当吻合。对比分析表明：1983 年之前，当索县站和玛多站积雪日数同时异常偏少时，临洮、河曲和华山站夏季降水都异常偏多（240°位相），当两地区异常一正一负时，通常是正异常振幅更大，对应黄河流域夏季降水偏少；在 1993 年之后，则是当索县和玛多积雪日数异常偏多时，黄河流域夏季降水异常偏少型更为明显，但是这个类型并没有在之前的典型循环过程中体现出来，这可能是由于这个类型的变化振幅相对 1983 年之前的振幅较小的原因。

### 4.3 环流分析

在准 3 年周期尺度上，黄河流域夏季降水对高原冬季积雪日数有很好的响应。高原积雪的多寡可以通过积雪反照率效应、积雪水文效应等影响到高原加热场，进而影响大气环流。600 hPa 是高原的近地层，也是高原季风最明显的高度，大气可以直接受到下垫面的影响，所以其对高原积雪异常的反映最为敏感。与之前的方法相同，应用 MTM-SVD 方法对高原冬季积雪日数与夏季东亚 600 hPa 高度场以及 1000~300 hPa 水汽输送通量分别在 3 年周期上进行联合重建，高原冬季积雪日数在准 3 年周期循环中与图 6a 基本相同（图略），与之对应的高度和水汽输送通量异常如图 8。

图 8a 中，在南海北部有反气旋式水汽通量距平矢量分布，在日本西北有气旋式水汽通量距平矢量分布，南海上空 600 hPa 高度场有正异常中心。

即当高原冬季积雪日数为西南偏多型时（图 6a1），夏季在长江中下游到黄河流域南侧有较强水汽辐合，造成黄河流域中下游南侧降水偏多；而黄河流域中上游弱的水汽辐散则对应降水偏少，这可能与副高偏南偏强有关。

图 8b 中，在华南到南海地区有气旋式水汽通量距平矢量分布，600 hPa 高度场负距平中心也出现在这里；在日本东部有反气旋式水汽通量距平矢量分布，600 hPa 高度场正距平中心也在这里。即当高原冬季积雪日数为中东部偏多型时（图 6a2），黄河流域大部分有弱的水汽辐散，降水偏少。这可能与副高的偏弱偏东有关。

图 8c 中，在日本西南部有反气旋式水汽通量距平矢量分布，在黄河流域有弱气旋式水汽通量距平矢量分布，西太平洋到东亚 600 hPa 高度场都表现正异常。即当高原冬季积雪日数为整体偏少型时（图 6a3），夏季整个黄河流域都有气旋式水汽辐合，导致降水偏多。

当高原前冬积雪日数偏多时，接下来的夏季高原上升运动弱，副高偏南或偏东，黄河流域水汽输送通量以辐散为主，降水较少；当高原前冬积雪日数偏少时，接下来的夏季高原上升运动强，副高偏强，位置偏西偏北，黄河流域以水汽输送通量辐合为主，降水较多。

## 5 黄河流域夏季降水对前冬暖池 SST 异常在准 2 年周期上的响应

### 5.1 空间重建

热带西太平洋是全球海洋温度最高的海域，全球暖海水大部集中在这里，是大气热量的主要供应地之一。暖池（0°~14°N，130°E~150°E）热力状

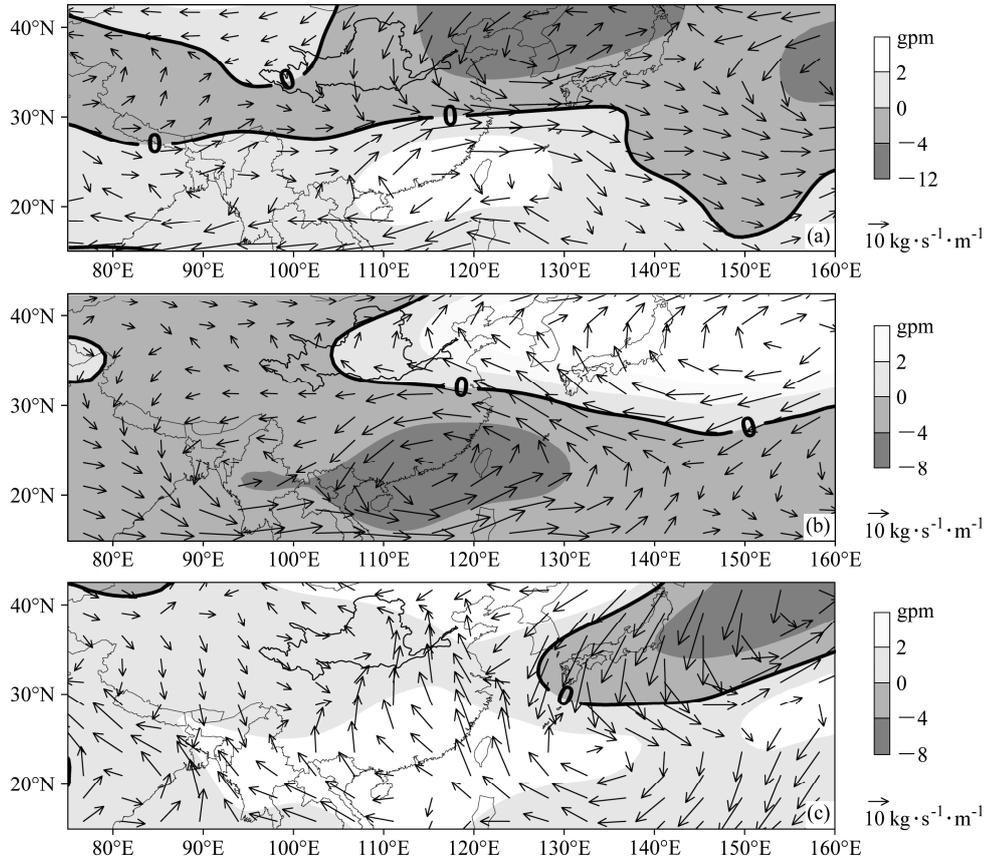


图 8 高原冬季积雪日数与夏季 600 hPa 高度场以及 1000~300 hPa 水汽输送通量联合重建 (准 3 年周期典型循环): (a)  $0^\circ$  位相 (第一年); (b)  $120^\circ$  位相 (第二年); (c)  $240^\circ$  位相 (第三年)。阴影: 600 hPa 高度距平场; 黑实线: 零线; 矢量: 水汽通量距平矢量场

Fig.8 Spatial joint reconstruction of the winter snow cover days over the Tibetan Plateau with the 600-hPa height field and the water vapor transport flux from 1000 hPa to 300 hPa (evolution at 3-year timescale): (a) Phase  $0^\circ$  (the first year); (b) phase  $120^\circ$  (the second year); (c) phase  $240^\circ$  (the third year). Shaded: the 600-hPa height anomaly filed; black solid line: zero line; vectors: the water vapor transport flux anomaly

况的变化是引起东亚夏季风年际变化的重要原因 (金祖辉和陈隽, 2002)。由于 MTM-SVD 可以对耦合场进行分析, 所以这里应用 MTM-SVD 方法对黄河流域夏季降水与前冬暖池 SST 耦合场进行分析。耦合场的 LFV 谱分析如图 9。前冬暖池 SST 与后期黄河流域夏季降水耦合场存在准 2 年周期 (达到 99%置信度), 而年代际变化中的准 15 年周期也达到 99%置信度。对准两年周期在  $0^\circ$  位相进行空间重建 ( $180^\circ$  与之相反) (图 10)。当前冬暖池 SST 出现负异常时 (图 10a), 黄河流域夏季降水表现为西多东少 (图 10b) 型, 少雨中心在河曲站附近; 反之当前冬暖池海表温度出现正异常时, 对应黄河流域夏季降水表现为东多西少型。

## 5.2 时间序列重建

对暖池和黄河流域的代表站点进行时间重建, 研究黄河流域夏季降水与前冬暖池 SST 耦合场的准两年周期协同变化在不同时期的状况。由图 11 可知, 无论是暖池冬季 SSTA (SST Anomaly) 还是黄河流域夏季降水距平百分率, 在 1970~1985 年和 1990~2005 年都有明显的准两年振荡, 而在 1985~1989 年为调整阶段。西太平洋 SSTA ( $4^\circ\text{N}$ ,  $140^\circ\text{E}$ ) 与河曲站 (黄河中下游) 降水距平百分率呈同位相关系, 这与之前的空间重建的结果是一致的。

## 5.3 环流分析

用 MTM-SVD 方法对前冬暖池 SST 与夏季东亚 600 hPa 高度场以及 1000~300 hPa 水汽通量输送场分别进行耦合分析, 暖池 SST 的准 2 年振荡与图 10a 相同, 600 hPa 高度异常场和水汽输送通量异常

如图 12。从图 12a 中可以看到，在 0°位相时，在日本以西到山东半岛有气旋式水汽通量距平矢量分

布，在日本东南部有弱的反气旋式水汽通量距平矢量分布，在台湾岛以东有反气旋式水汽通量距平矢量分布。在高原和日本西北部 600 hPa 高度场负异常，日本东南部为弱的正异常。在黄河流域中下游有明显的水汽辐散，在上游有明显的水汽辐合，即当前冬暖池 SST 偏低时，夏季黄河流域降水呈现西多东少的分布型。由图 12b 可知，在黄河流域中下游有明显的水汽辐合，在黄河流域中上游有明显的水汽辐散，即当前冬暖池 SST 偏高时，黄河流域夏季降水呈现东多西少型。这与黄荣辉等 (2006) 对西太平洋暖池冷暖状态时的合成分析结果十分类似。

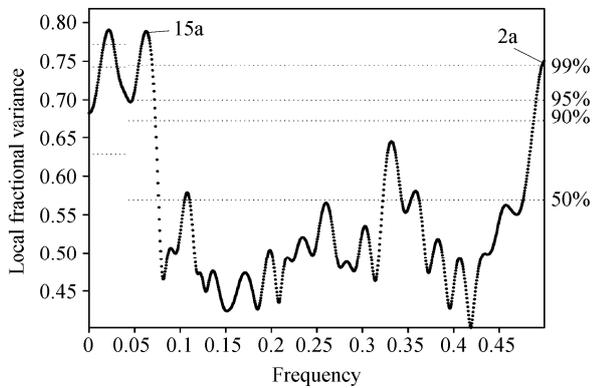


图 9 黄河流域夏季降水与前冬西太平洋暖池 SST 耦合场(1959~2008 年) LFBV 谱分析。虚线：蒙特卡洛置信度  
Fig. 9 The LFBV spectrum of the joint field of the winter SST over the tropical western Pacific and the summer precipitation over the Yellow River basin (1959-2008). Dashed lines: Monte Carlo simulations confidence

## 6 结论与讨论

### 6.1 结论

(1) 黄河流域夏季降水和高原前冬积雪日数存在准 3 年周期循环，并且两者有很好的协同变化关系。高原前冬积雪日数与黄河流域夏季降水在 3 年

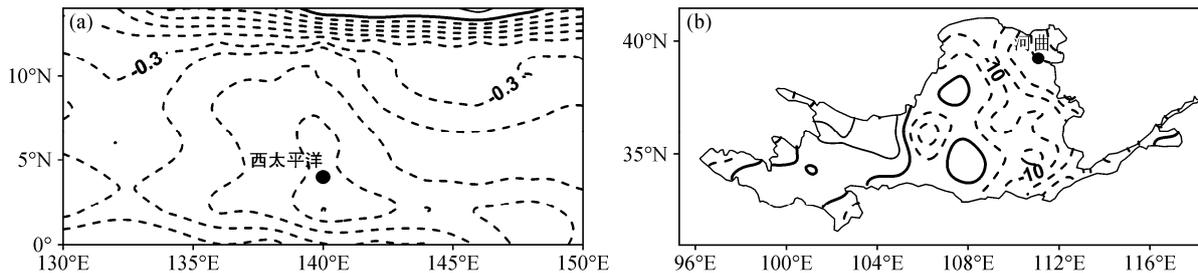


图 10 西太平洋暖池冬季海表温度距平(a, 单位: °C)和黄河流域夏季降水距平百分率 (b) 在准 2 年周期的典型循环重建。黑点：时间重建代表站  
Fig.10 Spatial joint reconstruction of (a) the winter SST (°C) over the tropical western Pacific and (b) the summer percentage of precipitation anomaly over the Yellow River basin at 2-year timescale. Black points: the stations for temporal reconstruction

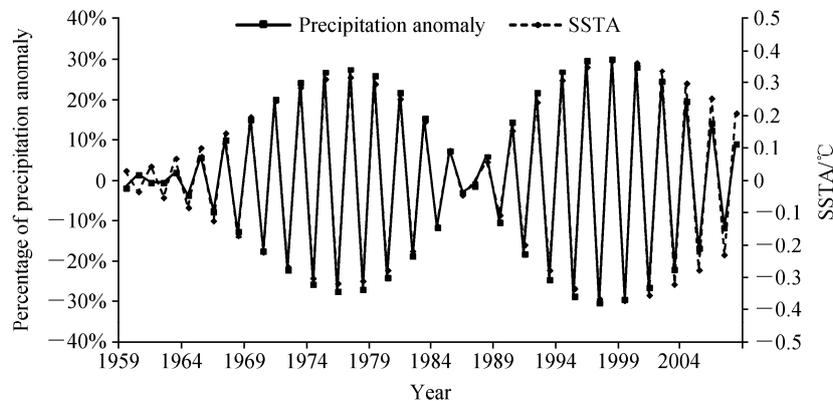


图 11 西太平洋暖池代表站与黄河流域代表站在准 2 年周期上的时间重建。黑虚线：西太平洋暖池 SSTA；黑实线：黄河流域夏季降水距平百分率  
Fig.11 Temporal reconstruction of representative stations in the tropical western Pacific and the Yellow River basin at 2-year timescale. Black dashed line: winter SSTA over the tropical western Pacific; black solid line: the summer percentage of precipitation anomaly over the Yellow River basin

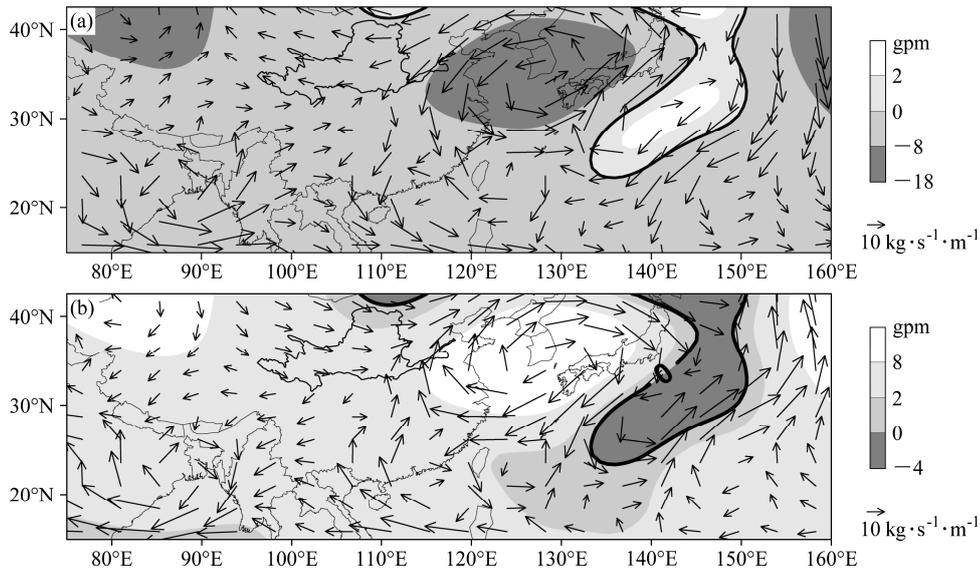


图 12 西太平洋暖池冬季海表温度与夏季 600 hPa 高度场 (阴影) 以及 1000~300 hPa 水汽通量距平矢量场 (矢量) 分别联合重建: (a) 0°位相; (b) 180°位相。黑实线: 零线

Fig. 12 Spatial joint reconstruction of the winter SST over the tropical western Pacific with the 600-hPa height field (shaded) and the water vapor transport flux from 1000 hPa to 300 hPa (vectors) at 2-year timescale: (a) Phase 0°; (b) phase 180°. Black solid line: zero line

尺度上的协同变化在不同的时期也有差异, 1983 年以前是二者 3 年周期协同变化最显著的阶段, 1983~1993 年是一个调整时期, 随后又逐渐明显。

(2) 高原前冬积雪日数为西南偏多型时, 黄河流域夏季降水为大部分偏少分布型; 当高原前冬积雪日数为中东部偏多型时, 黄河流域夏季降水表现为黄河源区偏多, 其余地区偏少型; 当高原整体前冬积雪日数为偏少型时, 黄河流域夏季降水呈现全流域一致偏多。同时, 可以注意到在准 3 年尺度上黄河流域夏季降水对前冬高原积雪日数的异常偏少更为敏感。

(3) 黄河流域夏季降水与前冬暖池 SST 在准 2 年周期循环上有很好的协同变化关系, 除了在 1985 年前后有个调整外, 二者的协同变化都很明显。

(4) 当前冬暖池 SST 偏低时, 夏季黄河流域降水呈现西多东少的分布型, 反之, 黄河流域夏季降水呈现东多西少型。

(5) 在前人工作的基础上, 本文具体分析了在 3 年周期循环的各个位相上 (年份中) 黄河流域夏季降水与前冬高原积雪的对应关系, 发现在 1959~1983 年前冬高原积雪“偏多—偏多—偏少”与黄河流域夏季降水的“偏少—偏少—偏多”有很好的对应关系, 1993 年之后则出现了较弱的积雪“偏少—偏少—偏多”与降水“偏多—偏多—偏少”

的对应关系。在 2 年周期分析中发现前冬暖池 SST “偏低—偏高”与夏季黄河流域降水的“东多西少—东少西多”相对应, 其中黄河流域东部 (中下游) 更为敏感。这样, 就将黄河流域夏季降水与各影响因子间的关系通过相同的演变周期联系起来。

## 6.2 讨论

影响黄河流域夏季降水的因素是多种多样的, 其中高原积雪和暖池 SST 是其中两个比较重要的因子, 具有一定的指示意义。近些年, 南半球中高纬度环流作为东亚短期气候预测的一个因子也引起了气象学家的重视, 南极涛动的多时间尺度变率的可预测性也是国际研究热点, 南半球大气环流也可能成为我国短期气候预测的一个重要因子 (范可和王会军, 2006)。由于篇幅限制本文没有涉及这方面, 我们将在接下来的工作中对其进行研究。

高原积雪与暖池 SST 在年际变化中影响黄河流域夏季降水的物理机制还不甚明确, 本文只进行简单的定性讨论, 具体过程还有待进一步用数值模拟方法进行研究。高原冬季积雪异常偏多时, 积雪反照率效应增强, 高原下垫面接受的太阳辐射偏少, 夏季高原热源偏弱, 副高偏弱, 东亚夏季风偏弱, 黄河流域降水偏少; 如果接下来的冬季高原积雪仍然偏多, 则重复上面过程; 当高原偏冷持续到一定程度时会引起高原冬季上升运动弱, 积雪偏

少, 则高原下垫面接受太阳辐射偏多, 高原热源偏强, 夏季副高偏强, 东亚夏季风偏强, 黄河流域夏季降水偏多。高原上升运动增强导致冬季高原积雪偏多。这一循环的周期为 3 年。

当冬季暖池海温偏高时, 第二年春夏菲律宾周围对流活动强, 沃克环流加强, 西太平洋水汽向北输送加强, 孟加拉湾水汽输送减弱, 黄河流域夏季降水东多西少; 暖池海表气流辐合加强海水上翻, 第二年冬季暖池偏冷, 接下来的夏季沃克环流减弱, 西太平洋水汽输送减弱, 孟加拉湾水汽输送加强, 黄河流域夏季降水西多东少; 暖池气流辐散减弱海水上翻, 接下来的冬季暖池偏暖。这一循环的周期为 2 年。

### 参考文献 (References)

安迪, 李栋梁, 袁云, 等. 2009. 基于不同积雪日定义的积雪资料比较分析 [J]. 冰川冻土, 31 (6): 1019–1027. An Di, Li Dongliang, Yuan Yun, et al. 2009. Contrast between snow cover data of different definitions [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 31 (6): 1019–1027.

Apipattanavis S, McCabe G J, Rajagopalan B, et al. 2009. Joint spatiotemporal variability of global sea surface temperatures and global palmer drought severity index values [J]. J. Climate, 22 (23): 6251–6267.

陈效述, 刘立, 尉杨平. 2011. 1961–2005年黄河流域极端气候事件变化趋势 [J]. 人民黄河, 33 (5): 3–5. Chen Xiaohu, Liu Li, Wei Yangping. 2011. Variation trend of extreme climate events of the Yellow River basin in 1961–2005 period [J]. Yellow River (in Chinese), 33 (5): 3–5.

范可, 林美静, 高煜中. 2008. 用年际增量方法预测华北汛期降水 [J]. 中国科学 (D辑): 地球科学, 38 (11): 1452–1459. Fan Ke, Lin Meijing, Gao Yuzhong. 2008. Forecasting the summer rainfall in North China using the year to year increment approach [J]. Science in China (Series D): Earth Science (in Chinese), 38 (11): 1452–1459.

范可, 王会军. 2006. 有关南半球大气环流与东亚气候的关系研究的若干新进展 [J]. 大气科学, 30 (3): 402–412. Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Studies of the relationship between southern hemispheric atmospheric circulation and climate over East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (3): 402–412.

范可, 王会军, Choi Y J. 2007. 一个长江中下游夏季降水的物理统计预测模型 [J]. 科学通报, 52 (24): 2900–2905. Fan Ke, Wang Huijun, Choi Y J. 2007. A physically based statistical forecast model for the mid lower reaches of the Yangtze River valley summer rainfall [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 52 (24): 2900–2905.

Han X, Wei F Y, Tourre Y M, et al. 2008. Spatio-temporal variability of Northern Hemispheric Sea Level Pressure (SLP) and precipitation over the mid-to-low reaches of the Yangtze River [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 25 (3): 458–466.

郝志新, 郑景云, 葛全胜. 2007. 黄河中下游地区降水变化的周期分析 [J]. 地理学报, 62 (5): 537–544. Hao Zhixin, Zheng Jingyun, Ge Quansheng. 2007. Precipitation cycles in the middle and lower Yellow River [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 62 (5): 537–544.

黄荣辉, 陈际龙, 黄刚, 等. 2006. 中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因 [J]. 大气科学, 30 (4): 545–560. Huang Ronghui, Chen Jilong, Huang Gang, et al. 2006. The quasi-biennial oscillation of summer monsoon rainfall in China and its cause [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (4): 545–560.

黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响 [J]. 大气科学, 18 (2): 141–151. Huang Ronghui, Sun Fengying. 1994. Impacts of the thermal state and the convective activities in the tropical western pacific warm pool on the summer climate anomalies in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18 (2): 141–151.

金祖辉, 陈隽. 2002. 西太平洋暖池区海表水温异常对东亚夏季风影响的研究 [J]. 大气科学, 26 (1): 57–68. Jin Zuhui, Chen Jun, 2002. A composite study of the influence of SST warm anomalies over the western Pacific warm pool on Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (1): 57–68.

柯长青, 李培基. 1998. 青藏高原积雪分布与变化特征 [J]. 地理学报, 53 (3): 19–25. Ke Changqing, Li Peiji. 1998. Spatial and temporal characteristics of snow cover over the Qinghai Xizang Plateau [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 53 (3): 19–25.

李栋梁, 柳苗, 王慧. 2008. 高原东部凝结潜热及其对北半球500 hPa高度场和我国汛期降水的影响 [J]. 高原气象, 27 (4): 713–718. Li Dongliang, Liu Miao, Wang Hui. 2008. Latent heat series over the east part of QXP in rainy season and its impact on 500 hPa height fields of Northern Hemisphere and precipitation in China flood season [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (4): 713–718.

李栋梁, 谢金南, 王蕾, 等. 2000. 甘肃河东年降水量的周期变化 [J]. 高原气象, 19 (3): 295–303. Li Dongliang, Xie Jinnan, Wang Lei, et al. 2000. The periodically variation of annual precipitation in east Gansu [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 19 (3): 295–303.

李栋梁, 谢金南, 王文. 1997. 中国西北夏季降水特征及其异常研究 [J]. 大气科学, 21 (3): 331–340. Li Dongliang, Xie Jinnan, Wang Wen. 1997. A study of summer precipitation features and anomaly in Northwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 21 (3): 331–340.

李占杰, 鱼京善. 2010. 黄河流域降水要素的周期特征分析 [J]. 北京师范大学学报 (自然科学版), 46 (3): 401–404. Li Zhanjie, Yu Jingshan. 2010. Analysis on precipitation cycles in the Yellow River basin [J]. Journal of Beijing Normal University (Natural Science) (in Chinese), 46 (3): 401–404.

刘晓东, 安芷生, 方建刚, 等. 2002. 全球气候变暖条件下黄河流域降水的可能变化 [J]. 地理科学, 22 (5): 513–519. Liu Xiaodong, An Zhisheng, Fang Jian'gang, et al. 2002. Possible variations of precipitation over the Yellow River valley under the global-warming conditions [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 22 (5): 513–519.

卢咸池, 罗勇. 1994. 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的数值试验 [J]. 应用气象学报, 5 (4): 385–393. Lu Xianchi, Luo Yong. 1994. Numerical experiments on the effects of Qinghai-Xizang Plateau snow cover in winter and spring on general circulation over East Asia in summer [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 5 (4): 385–393.

- 马丽娟. 2008. 近50年青藏高原积雪的时空变化特征及其与大气环流因子的关系 [D]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 165pp. Ma Lijuan. 2008. The spatiotemporal variation of snow cover at the Tibetan Plateau during recent 50 years and the relationship with atmospheric circulation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 165pp.
- Mann M E, Park J. 1994. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales [J]. *J. Geophys. Res.*, 99 (D12): 25819–25833.
- Mann M E, Park J. 1996. Joint spatiotemporal modes of surface temperature and sea level pressure variability in the Northern Hemisphere during the last century [J]. *J. Climate*, 9: 2137–2162.
- Mann M E, Park J. 1999. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A multiple-taper spectral domain approach [J]. *Advances in Geophysics*, 41: 1–131.
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 164: 373–390.
- 彭京备, 陈烈庭, 张庆云. 2006. 多因子和多尺度合成中国夏季降水预测模型及预报试验 [J]. *大气科学*, 30 (4): 596–608. Peng Jingbei, Chen Lieting, Zhang Qingyun. 2006. The statistic prediction model and prediction experiments of the summer rain over China by multiple factors and multi-scale variations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (4): 596–608.
- Rajagopalan B, Mann M E, Lall U. 1998. A multivariate frequency-domain approach to long-lead climatic forecasting [J]. *Wea. Forecasting*, 13 (1): 58–74.
- 任国玉, 吴虹, 陈正洪. 2000. 我国降水变化趋势的空间特征 [J]. *应用气象学报*, 11 (3): 322–330. Ren Guoyu, Wu Hong, Chen Zhenghong. 2000. Spatial patterns of change trend in rainfall of China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 11 (3): 322–330.
- Small D, Islam S. 2008. Low frequency variability in fall precipitation across the United States [J]. *Water Resour. Res.*, 44 (4): W4426.
- Wang Huijun. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18: 376–386.
- 王晓春, 吴国雄. 1997. 中国夏季降水异常空间模与副热带高压的关系 [J]. *大气科学*, 21 (2): 34–42. Wang Xiaochun, Wu Guoxiong. 1997. The analysis of the relationship between the spatial modes of summer precipitation anomalies over China and the general circulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 21 (2): 34–42.
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术 (第2版) [M]. 北京: 气象出版社. Wei Fengying. 2007. *Modern Climate Statistical Technology of Diagnosis and Prediction Meteorology Press (2nd ed.)* [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press.
- 韦志刚, 陈文, 黄荣辉. 2008. 青藏高原冬春积雪异常影响中国夏季降水的数值模拟 [J]. *高原山地气象研究*, 128 (1): 1–7. Wei Zhigang, Chen Wen, Huang Ronghui. 2008. Numerical simulation of the influence of the Tibetan Plateau winter-spring snow anomalies on the summer precipitation in China [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese)*, 128 (1): 1–7.
- Wu Tongwen, Qian Zhen'gan. 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.
- 徐国昌, 董安祥. 1982. 我国西部降水量的准三年周期 [J]. *高原气象*, 1 (2): 11–17. Xu Guochang, Dong Anxiang. 1982. The quasi-three year period of precipitation in the West of China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 1 (2): 11–17.
- 杨鑑初, 徐淑英. 1956. 黄河流域的降水特点与干旱问题 [J]. *地理学报*, 22 (4): 339–352. Yang C C, Hsü S Y. 1956. The pluvial regime and the droughts of the Huanghe valley [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 22 (4): 339–352.
- 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 Shiyang. 2001. The influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (3): 372–390.
- 张勇, 张强, 叶殿秀, 等. 2009. 1951–2006年黄河和长江流域雨涝变化分析 [J]. *气候变化研究进展*, 5 (4): 226–230. Zhang Yong, Zhang Qiang, Ye Dianxiu, et al. 2009. Analysis of rain-water logging in the Yellow River and the Yangtze River basins during 1951–2006 [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 5 (4): 226–230.
- 赵庆云, 李栋梁, 李耀辉. 1999. 西北区降水时空特征分析 [J]. *兰州大学学报 (自然科学版)*, 35 (4): 124–128. Zhao Qingyun, Li Dongliang, Li Yaohui. 1999. An analysis of precipitation time and spatial features in northwest China [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Science Edition) (in Chinese)*, 35 (4): 124–128.
- 郑益群, 钱永甫, 苗曼倩, 等. 2000. 青藏高原积雪对中国夏季气候的影响 [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.
- 祝青林, 张留柱, 于贵瑞, 等. 2005. 近30年黄河流域降水量的时空演变特征 [J]. *自然资源学报*, 20 (4): 477–482. Zhu Qinglin, Zhang Liuzhu, Yu Guirui, et al. 2005. The spatial and temporal variability characteristics of precipitation in the Yellow River basin of recent 30 years [J]. *Journal of Natural Resources (in Chinese)*, 20 (4): 477–482.
- 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. *大气科学*, 33 (5): 903–915. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (5): 903–915.
- Zhu Y L, Wang H J, Zhou W, et al. 2010. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation [J]. *Climate Dyn*, 36: 1463–1473.