

我国西南秋季降水影响因子分析及季节预测

张俊凯^{1,2}, 陶丽^{*1,3}

1 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

2 云南省临沧市气象局, 临沧 677099

3 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

摘要 本文主要利用信息流特有的因果关系, 筛选我国西南秋季降水主导模态PC系数的预报因子, 并通过留一法 (leave-one-out) 和多元线性逐步回归建立西南秋季降水预报模型, 最后对模型的预报技巧进行了评估检验。由经验正交函数 (EOF) 得到的1979-2020年我国西南秋季降水前两个主导模态分别为全区一致型和马鞍型, 分别与东部El Niño发展型、中部El Niño发展型联系密切。回报的PC1和PC2与实际PC序列在1980-2015年拟合期相关系数分别为0.89和0.83, 同号率分别为90%和83%。在后报检验的2016-2020年5年中, 预报的PC1和PC2均有4年与实际PC同位相, 同号率为80%。1980-2015年预报重构场与观测降水距平场的空间相关系数 (ACC) 36年的平均值达到0.48, 超过1/2的年份ACC大于0.5, 区域平均时间相关系数 (TCC) 为0.48。本文还通过预报的PC1和PC2进行相似年预报, 以弥补重构场降水量级较小的缺陷。

关键词 主导模态; 信息流; 西南秋季降水; 预报模型

文章编号 2022229C

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

On Predictors and Seasonal Empirical Model of Autumn Precipitation in Southwest China

ZHANG Junkai^{1,2} and TAO Li^{*1,3}

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

2 Yunnan Lincang Meteorological Bureau, Lincang 677099

3 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

收稿日期 2022-11-25; 网络预出版日期

作者简介 张俊凯, 男, 1988年出生, 高级工程师, 硕士, 主要从事短期气候预测及气候变化等研究。
Email: 175397783@qq.com

通讯作者 陶丽, Email: taoli@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金重点项目 42230105

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 42230105)

Abstract Based on the causality of information flow, this study examined predictors for the dominant modes of autumn precipitation in Southwest China (SWC), then a statistical model of autumn precipitation in SWC was established. Finally, the prediction skills of the empirical model were evaluated. The first two dominant modes of autumn precipitation during 1979–2020 in SWC are basin mode and saddle mode obtained by empirical orthogonal function (EOF), which are closely related to the developing of eastern El Niño and central El Niño. The predictors of PCs of the first two dominant modes are chosen to begin with the causality of information flow. The multiple linear stepwise regression with leave-one-out method was applied to further select the predictors and then establish a statistical model. During the training period from 1980 to 2015, the correlation coefficients between predicted PC1 and PC2 and actual PCs are 0.89 and 0.83, and the sign coincidence rates are 90% and 83%, respectively. In the forecast years from 2016 to 2020, the predicted PC1 and PC2 are in phase with the actual PCs in four years, with the sign coincidence rate being 80%. During the 36-year training period from 1980 to 2015, the averaged anomalous pattern correlation coefficients (ACC) between the reconstructed precipitation with the predicted PCs and the observed precipitation anomalies is 0.48. ACC is greater than 0.5 in more than 1/2 years. The regional averaged temporal correlation coefficient (TCC) is 0.48. We also conducted similar-year forecast with predicted PC1 and PC2 to make up for the defect of weak precipitation of the reconstructed field.

Key words Dominant modes; Information flow; Autumn precipitation in Southwest China; Seasonal empirical model

1 引言

我国西南地处青藏高原东南侧，地形复杂，既受南亚季风和东亚季风的影响，同时也受到青藏高原动力和热力作用影响，具有复杂多样的气候特点。最近十几年，中国西南地区出现了干旱频发的态势（Zhang et al., 2013a; Wang et al., 2015a; 张顾炜等, 2016），如 2009 年秋季至 2010 年春季的连续干旱、2011 年夏秋干旱等，造成了严重的经济损失和生态环境破坏。研究表明，秋季降水是西南干湿年代转型的主要贡献，是近十几年超级干旱频发的年代际背景（Wang et al., 2018）。秋季是夏季和冬季的过渡季节，也是西南由雨季向干季的转换时期，所以秋季降水的减少，便容易导致秋冬春季的干旱，秋季又是西南地区秋收秋种的重要时节，是气象部门短期气候预测的服务重点。因此探究我国西南秋季降水异常的影响因子并建立季节预报模型具有十分重要的科学和现实意义。

前人研究表明，西太平洋副热带高压、南亚高压、南支槽、热带季节内振荡、北极涛动、东亚副热带西风急流、青藏高原热力异常、青藏高原积雪以及海表温度（SST）等（李永华等，2009，2011；Yang et al., 2011；罗霄等，2013；霍飞等，2014；Li et al., 2015；Wang et al., 2015a、2015b；Qiao et al., 2021）是导致西南地区旱涝异常的主要环流系统及影响因子。Li et al.

（2011）分析 2006 年夏季西南地区干旱时指出，西太平洋副热带高压的西移和增强以及中纬度西风带的北移均不利于西南地区的降水。王斌和李跃清

（2010）研究指出冬半年在高原南侧孟加拉湾地区有一半永久性的南支槽，是影响冬半年南亚和东亚的主要天气系统，南支槽加深，水汽输送充足，西南地区降水偏多，反之亦然。黄荣辉等（2012）对 2009 年秋季至 2010 年春季我国西南地区严重干旱的成因进行了分析，指出热带西太平洋、热带印度洋存在的暖海温，共同作用使得热带西太平洋上空产生反气旋异常环流，同时北极涛动的负位相使得东亚冬季冷空气活动加强且路径偏东，到达西南地区冷空气偏弱，引起西南地区严重干旱的发生。Zhang et al.（2011，2013b，2014）研究指出中太平洋（CP）型 El Niño，对中国西南地区的严重干旱有重要贡献，变暖的 SST 异常可以在西北太平洋上产生强烈的气旋性异常，与异常气旋相关的异常东北风在西南地区盛行，带来异常干燥的空气，造成秋季雨量不足，且近年来，相比东太平洋（EP）型 El Niño，CP 型发生的频率较高，因此秋季干旱的频率显著增加。Wang et al.（2018）通过数值试验则认为 1994 年前后西南地区秋季经历的湿干转换与暖池（热带西北太平洋和热带东印度洋）冷暖转换有关。徐曼琳等（2020）研究指出华西秋季降水有年代际增多趋势，而东亚西风急流位置偏北是主要影响因子之一。Zhu et al.（2020）研究认为华西秋雨异常偏多是由于东亚地区对流层低层南北两个反气旋在华西地区诱发的横槽所致，且南部的反气旋是对热带中东太平洋 SST 冷异常的 Gill 响应，而北部的反气旋则与欧亚大陆中高纬的定常罗斯贝波列有关，此波列由热带中东太平洋 SST 冷异常或大西洋 SST 暖异常强迫引起。张玲等（2021）指出印度洋偶极子为正位相发展年时，西南秋季降水表现出正异常。刘扬和刘屹岷（2016）通过聚类分析将西南秋季降水分东、西两个区域，并分析指出东部主要受到热带太平洋和印度洋的外强迫作用，而西部主要受到中高纬环流异常影响。Yuan et al.

(2019) 研究指出, 在复杂地形影响下, 西南地区降水的区域特征明显, 在横断山脉东西两侧及山脉上, 降水量和频次分布差异显著。

当前降水季节预测的方法有动力、统计以及二者相结合的方法。研究指出 BCC_CSM、CFSV2.0 等国内外气候数值模式的模拟预测能力在不断提高, 但对于区域降水的预测技巧仍然偏低 (郭渠等, 2017; Saha et al., 2014)。舒建川等 (2019) 利用动力和统计相结合的降尺度方法, 选取夏季亚洲区域 500 hPa 位势高度、热带区域 500 hPa 位势高度和 2 m 气温 3 个预报因子建立西南地区夏季降水预报模型。与单纯的统计预测方法相比, 动力以及动力统计相结合的预测方法有一定的优势, 但因动力预测的计算资源需求大, 对局部地区的预测而言不简单易行, 而且西南地区降水的预测难度大, 动力预测无法满足高原地区的预测需求, 故有许多研究仍采用统计为主的方法, 如郑然等 (2019) 采用年际增量法, 选取冬季南支槽区、春季阿留申区、春季西印度洋海平面气压, 5 月青藏高原地面加热强度以及 4 月北半球极涡经向位置这 5 个影响因子, 采用多元回归法建立中国西南夏季降水年际增量预报模型, 但预报效果一般。庞轶舒等 (2021) 利用最优子集回归方法对 149 项全球大气海洋等气候因子进行逐一筛选, 得到西南地区夏季降水经验正交分解 (EOF) 前 9 个主模态 PC 系数的最优子集回归方程。这些模型虽有一定的预报效果, 但在选取预报因子时, 均采用的高相关性的因子, 但相关不一定意味着因果, 所以在预报因子筛选时很难确认是否为有效的预报信号。通过前人研究可以发现, 我国西南秋季降水分布年际变化的成因复杂, 影响因子众多, 如何寻找有效预报因子? 这是本文关注的重点。另一方面前人多是研究西南地区夏季降水的预报模型, 对秋季降水预报模型的建立鲜有涉及。为解决以上问题, 本文将通过 Liang (2014) 提出的信息流方法, 从影响西南地区秋季降水的大量信号中找出西南地区降水主导模态 PC 系数预报因子, 并通过留一法 (leave-one-out; Von Storch and Zwiers, 1999) 和多元线性逐步回归进一步筛选有效预报因子并建立西南秋季降水统计预报模型, 这是提高区域降水季节预测能力的新探索。

2 资料和方法

2.1 使用数据

本文使用数据包括: 中国气象局地面降水月平均格点数据集 (V2.0), 分

分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 和地面站点观测数据；英国哈得莱中心的 HadISST 月平均海表温度资料 (Rayner et al., 2003)，空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ；美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的向外长波辐射 (OLR) 月资料 (Liebmann et al., 1996)，空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ；美国国家环境预测中心/国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 逐月再分析资料 (Kalnay et al., 1996)，空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ；雪盖资料来源于罗格斯大学全球积雪实验室 (Robinson et al., 1993)，经插值处理后空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ；印度洋偶极子 (IOD)、热带印度洋一致海温模态 (IOBW)、太平洋经向模 (PMM)、大西洋经向模 (AMM)、太平洋年代际涛动 (IPO)、准两年振荡 (QBO)、北极涛动 (AO)、北大西洋涛动 (NAO)、Nino1+2、Nino3、Nino4、Nino3.4 等指数来源于 NOAA。Nino CT、Nino WP 指数利用 Nino3 (N_3) 和 Nino4 (N_4) 指数根据 Ren and Jin (2011) 定义公式而得：

$$\begin{cases} N_{CT} = N_3 - \alpha N_4 \\ N_{WP} = N_4 - \alpha N_3 \end{cases}, \alpha = \begin{cases} 2/5, N_3 N_4 > 0 \\ 0, \text{otherwise} \end{cases} \quad (1)$$

分别用于代表冷舌型和暖池型 ENSO (厄尔尼诺-南方涛动) 事件，以上指数均是月平均时间序列。上述资料本文均采取了去季节循环和去长期线性趋势处理，所用信度检验方法除特别说明外均为 t 检验。以上数据选取的时段均为 1979 年 1 月-2021 年 12 月。

2.2 研究方法

a) 信息流方法

通常，我们使用超前滞后相关分析来识别两个时间序列之间的因果关系。然而，相关性不具有所需的定向性或不称性，因此并不一定意味着因果关系。Liang (2014) 基于“信息流 (information flow)”物理概念，给出两个物理量的时间序列在单位时间内传递信息流的严谨表达式，而不必如传统方法那样以半经验的形式出现。信息流不仅提供因果关系的方向，而且提供因果关系的大小。

在线性假设下，其公式涉及常见统计量——样本协方差。对于两个时间序列 X_1, X_2 ，从后者到前者的信息流为：

$$T_{2 \rightarrow 1} = \frac{C_{11}C_{12}C_{2,d1} - C_{12}^2 C_{1,d1}}{C_{11}^2 C_{22} - C_{11}C_{12}^2} \quad (2)$$

其中 C_{ij} 为 X_i 和 X_j 之间的样本协方差， $C_{i,dj}$ 为 X_i 和 \dot{X}_j 之间的协方差， \dot{X}_j 为采用欧拉前差方案的 $\frac{dX_j}{dt}$ 的近似差分：

$$\dot{X}_j = \frac{X_{j,N+1} - X_{j,N}}{\Delta t} \quad (3)$$

根据上述公式计算出的信息流若为非零且通过信度检验则存在因果关系，即 $T_{2 \rightarrow 1} \neq 0$ ，则 X_2 是 X_1 的因，反之 X_2 不是 X_1 的因，信息流的信度检验详见文献Liang (2014)。本文希望通过该方法从气象要素场中提取有效预测因子来进行预报模型的建立。

b) 预报模型的建立及检验

本文所选我国西南区域为（97.25°~113.25°E，20.75°~35.25°N），此范围包括云南、四川、重庆、贵州、广西，甚至包括了湖南西部、湖北西部、陕西南部等部分区域，选择比较大的范围是为了能得到更有物理意义的预报因子，这些预报因子可能与中国东部降水的影响因子不尽相同。预报建模主要分为三个步骤：（1）利用 EOF 对 1979-2020 年共 42 年我国西南地区秋季（9-11 月）降水距平场进行分解，提取西南秋季降水年际变化的主导模态 EOF1 场和 EOF2 场及其对应的时间序列 PC1 和 PC2；（2）在利用信息流方法寻找 PC1 和 PC2 的预报因子之前，将 1979-2020 年 1-12 月（共 504 个月）的西南地区降水距平场分别投影至 EOF1 场和 EOF2 场，得到逐月投影时间序列并做标准化处理，记为 Proj1 和 Proj2。进而利用信息流方法从各类气象场中寻找 PC1 和 PC2 的预报因子，并根据超前相关系数挑选超前 2 个月以上的预报因子，以达到季节预测的目的；（3）利用留一法和多元线性逐步回归方法，进一步筛选预报因子，最终得到 PC1 和 PC2 的最优预报因子集和预报方程。具体做法是将 1980-2015 年 36 年某一年单独剔除，利用剩下年份进行逐步回归建立预报模型，包括全时段在内共需进行 37 次逐步回归，最后统计各因子的出现频次，挑选出现频次较高的因子利用多元回归方程建立统计预报模型。

最后采用时间相关系数（Temporal correlation coefficient，简称 TCC）、空间相关系数（Anomaly correlation coefficient，简称 ACC）等方法分别对建模时段（1980-2015 年）及后报检验时段（2016-2020 年）进行预报技巧评估，并对 2016-2021 年进行相似性预报试验。

3 西南秋季降水异常主导模态

为得到西南秋季降水异常的空间结构，对 1979-2020 年共 42 年我国西南秋季降水进行 EOF 分解。图 1 为 EOF 分解所得的前两个主要模态及对应的时间序列，其方差贡献分别为 27.56% 和 16.76%，通过了 North 检验（North et al., 1982），表明各模态彼此存在显著差别且互相独立，其累计方差贡献为 44.32%，前两个主导模态能较好反映西南秋季降水异常的空间分布特征，可以看到西南秋季降水分布不均，各地区差异较大。

西南秋季降水第一主导模态空间分布基本呈全区一致模态（图 1a），在云南东南部到广西一带有一显著的降水正异常中心，表明该区域秋季降水年际变化较大，而在西藏云南四川交界横断山处有一弱的降水负异常区。对应的 PC1 有明显的阶段性特征（图 1b），1991-2009 期间 PC1 主要表现为负值，表明西南秋季降水在该时段内多为干旱的特征，而 2010 年后主要呈现出多雨的空间特征。其中 1991、1992、1998、2004、2007、2009 年 PC1 负值较大，说明这些年在云南东南部、贵州南部到广西一带秋季比较干旱，而 1981、1982、1983、2015 年 PC1 的正异常比较显著，则这些年上述区域秋季比较多雨。

第二模态空间结构呈现出马鞍形分布特征（图 1c），四川盆地北部及大巴山一带有一显著的降水负异常中心，云贵高原南部、广西西南部也有一弱的降水负异常区，而在云南中西部以及四川南部、湖南西南部以及广西东部有降水的正异常。第二模态时间序列 PC2 也存在年际和年代际变化兼有的特征（图 1d），其中 1983、1984、1996、2003、2011、2014、2017、2019 年 PC2 负异常比较显著，说明这些年在四川盆地北部及大巴山一带降水偏多，而在云南、四川中南部、广西东部一带降水偏少。

4 西南秋季降水异常影响因子

4.1 西南秋季降水与 SST 异常

为更好的了解西南秋季降水与海温的关系，进一步用 PC1、PC2 时间序列分别对 SST 异常进行回归，图 2（a、c、e）分别给出了 PC1 与前期春季、前期夏季和同期秋季 SST 异常和 850 hPa 风场异常的回归分布，可以看出前期春季到同期秋季，热带东太平洋 SST 正异常逐渐向西发展，表现为 El Niño 东部发展型过程，热带印度洋 SST 异常从春季到秋季，由偏冷逐渐转变为偏暖，为热带中东太平洋和印度洋上空上升运动的发展提供了有利的热力条件。秋季当热带太

平洋 SST 呈东、西，正负分布，而印度洋上具有正 IOD 分布时，触发了西北太平洋反气旋环流和孟加拉湾北部的气旋环流，低空 850 hPa 在孟加拉湾和中国南海会出现西南风异常，西南风将温暖和潮湿的空气从低纬度输送到我国西南部，从而有利于降水的产生（谭晶等，2017）。图 2（b、d、f）则分别给出了 PC2 与前期春季、前期夏季和同期秋季 SST 异常和 850 hPa 风场异常的回归分布，可以看到从前期春季到同期秋季热带中太平洋 SST 正异常向东逐步发展并加强，表现为 CP 型 El Niño 发展过程，从热带中太平洋到我国沿岸，SST 表现为暖、冷、暖的异常特征，期间热带印度洋 SST 大部表现为一致偏暖特征，热带西太平洋的反气旋异常环流偏南，另外在黄海至日本海一带有一气旋性异常环流，均不利于水汽向我国西南输送。

4.2 西南秋季降水与 200 hPa/850 hPa 风场和 500 hPa 位势高度场异常

为揭示西南秋季降水年际变化的原因，对影响西南秋季降水的大气环流进行了分析。图 3 分别给出了 PC1、PC2 与同期秋季 200 hPa、850 hPa 风场和 500 hPa 位势高度场的回归分布。对于第一模态的降水，同期秋季 200 hPa 上（图 3a），东亚地区中高纬自西向东，呈现气旋-反气旋-气旋的空间分布，反气旋环流主要位于我国华南和西南地区东部上空，而高空辐散则有利于低层辐合，产生垂直上升运动；500 hPa 位势高度场（图 3c）上看，西南地区位于副高外围受偏南气流控制，加之青藏高原南侧南支槽配合，容易在此触发对流产生降水，副高外围的偏南气流同时也会引导低空来自南海的暖湿气流向西南地区输送；850 hPa（图 3e）上，热带西太平洋有西风异常，在西北太平洋触发生成的反气旋环流的引导下，将大量的西南暖湿气流，输送到我国西南地区，并在西南地区中东部形成辐合。与此同时，孟加拉湾低压前的西南气流，也将暖湿气流往我国西南地区输送。第二模态中，图 3b 可以看出 200 hPa 上，在我国长江流域-东海上空有一气旋性环流，其可导致我国西南地区北部，长江流域一带产生下沉气流，从而不利于降水，而在中南半岛上空存在一反气旋环流，有利于西南地区南部产生上升运动和降水；500 hPa 位势高度场（图 3d）上看，在我国东部为一显著的低中心，在低压后部的偏北气流引导下，会使北方干冷空气南下入侵西南地区；在 850 hPa（图 3f），菲律宾海到南海一带为反气旋环流，朝鲜半岛和日本海一带有一异常气旋性环流，其后部偏北气流引导北方的干冷空气南下，影响我国西南地区，与来自孟加拉湾的西南气流和南海的东风，在西南地区西

部和南部辐合而在该区域产生降水，致使西南地区降水呈北少南多的分布。

5 构建西南秋季降水预报模型

5.1 预报因子的筛选

为利用信息流分析方法进一步对西南秋季降水两个主导模态影响因子进行研究，将 1979-2020 年各月降水距平场分别投影至 EOF 分解所得空间型，形成新的标准化逐月时间序列 Proj1 和 Proj2（图 4a、b），投影时间序列绝对值越大则该月的降水分布形态与对应的 EOF 主导模态空间型相似程度越高。两投影时间序列经功率谱分析可知并不存在明显的趋势和年代际的变化（图略）。

本文利用信息流方法从 SST、OLR、200 hPa/ 850 hPa 风场、青藏高原积雪等气象要素场和各类遥相关指数中寻找有效预报因子，以上要素包含了全球大气环流系统、海温等信号，对西南秋季降水有直接或间接的物理影响，适用于西南秋季降水前两个主导模态 PC 序列的预报因子的挑选。另外，考虑到预报的实用及时效性，在经信息流初步挑选预报因子后，通过超前相关选出至少超前 2 个月以上的稳定高相关预报因子来进行统计预报模型的建立。

a) SST 信息流分析

图 5a、b 为 SST 分别对前两个模态降水投影时间序列的信息流分布，从 SST 到 Proj1 信息流结果可以看出（图 5a），信息流显著区主要分布在热带中东太平洋、热带印度洋、中国南海、海洋性大陆、西南太平洋等海域。而从 SST 到 Proj2 信息流结果中可以发现（图 5b），热带中太平洋、南印度洋中部、海洋性大陆 SST 与第二模态降水有显著的因果关系。根据 SST 信息流结果，选取因果关系显著的区域进行区域平均形成新的时间序列，并作标准化处理，然后根据与前两个主导模态 PC 序列超前 0-12 个月的相关系数，筛选出超前 2 个月以上相关性最强且较为稳定的月份作为备选预报因子，结果如图 6（a、b）所示，可见热带印度洋和西南太平洋区域平均的 SST 和 PC1 有较好的超前相关关系，而热带中太平洋 SST 区域平均则与 PC2 超前相关关系较为稳定，且在超前 4 个月时相关关系最为突出（图 7a）。图 5a、b 分别给出了 SST 区域平均与 PC1 和 PC2 超前相关性较好的显著区域（黑色方框），其余显著区域超前相关系数较低且未通过检验或者与 Nino 指数重复，故未选取。在影响第一模态降水的 SST 中最终挑选出 2 个关键海区（热带印度洋和西南太平洋），分别记为 SST_{TIO} 和 SST_{SWP}，

选作预报 PC1 的备选因子；第二模态则挑选出 1 个关键海区（热带中太平洋），记为 SST_{TCP}，将其选作预报 PC2 的备选因子。

b) OLR 信息流分析

图 5c、d 为 OLR 分别对前两个模态降水投影时间序列的信息流分布，由图 5c 可以看出，OLR 信息流信号主要在索马里海盆、伊朗高原、海洋性大陆、西太平洋、西澳大利亚海盆、热带中太平洋、智利海岭-阿根廷海盆等区域，这些区域的 OLR 与第一模态降水有显著的因果关系。图 5d 可以发现，相比第一模态，OLR 对第二模态降水信息流信号要弱一些，其显著区域主要在南印度洋、热带中太平洋、智利海盆等。依据上一节筛选步骤，分别对第一模态和第二模态 OLR 信息流显著区域进行区域平均，并通过超前相关提取前期相关性较好且稳定的月份（相关性较差且未通过检验的显著区域未给出），可见索马里海盆、伊朗高原、智利西海岸以及西澳大利亚海盆区域平均的 OLR 与 PC1 超前相关关系较好（图 6c-f），其中索马里海盆和伊朗高原 OLR 分别超前 PC1 信号 4 个月和 2 个月，而智利西海岸和西澳大利亚海盆 OLR 超前 PC1 信号分别在 2 个月和 9 个月；与 PC2 有较好超前相关性的区域在智利海岭和热带中太平洋，分别超前 4 个月和 5 个月（图 7b、c）。

根据结果最终选出 4 个关键区域（索马里海盆、伊朗高原、智利西海岸及西澳大利亚海盆），分别记作 OLR_{SB}，OLR_{IP}，OLR_{WCC}，OLR_{WAB}，作为 PC1 的备选预报因子；选出 2 个关键区域（智利海岭和热带中太平洋），记作 OLR_{CR}，OLR_{TCP}，作为 PC2 的备选预报因子。

c) 200 hPa/850 hPa 风场信息流分析

图 8 为 200 hPa 和 850 hPa 纬向风场分别对前两个模态降水投影时间序列的信息流分布，其中纬向风场信息流的分布具有纬向带状分布的特点，结果显示 200 hPa 的纬向风场（下文称 U200，其余风场要素同）对 Proj1 信息流信号集中于东印度洋至海洋性大陆、孟加拉湾至我国南海、热带中太平洋、南太平洋、副热带东北太平洋、几内亚海盆（图 8a）。在 850 hPa 上（图 8c），其显著区大致与 U200 相同，但范围有所缩减，主要集中在东印度洋至海洋性大陆和热带中太平洋；Proj2 对 U200 风场（图 8b）因果显著区较少，且较为分散，主要分布在副热带东北太平洋、加勒比海、南美北部、非洲大陆中部一带；U850 风场

(图 8d) 在印度半岛-中南半岛-我国南海-热带西太平洋-热带中太平洋区域有一狭长带状显著区。将上述纬向风场信息流显著区域进行区域平均, 分别计算与 PC1 和 PC2 的超前相关(相关系数低且未通过检验区域未给出), 可见副热带东北太平洋、热带中太平洋、东南太平洋及几内亚海盆 U200 和热带中太平洋 U850 区域平均和 PC1 有较好的超前相关关系(图 6g-k), 而与 PC2 超前关系最好的 U200 区域主要是加勒比海和秘鲁西海岸一带, U850 在美拉尼西亚海盆(图 7d-f)。根据结果, 从 U200 中挑选出 4 个关键区域(副热带东北太平洋、热带中太平洋、东南太平洋和几内亚海盆), 分别记为 $U200_{SNP}$, $U200_{TCP}$, $U200_{SEP}$, $U200_{GB}$; 从 U850 中挑选出 1 个关键区域(热带中太平洋), 记为 $U850_{TCP}$, 将以上因子作为 PC1 的备选预报因子。另外, 从 U200 中挑选出 2 个关键区域(加勒比海和秘鲁西海岸), 记为 $U200_{CB}$, $U200_{WCP}$; 从 U850 中挑选出 1 个关键区域(美拉尼西亚海盆), 记为 $U850_{MB}$, 将它们作为 PC2 的备选预报因子。

图 9 为 200 hPa 和 850 hPa 经向风场分别对前两个模态降水投影时间序列的信息流分布, 可见经向风场信息流的分布具有纬向波列的特点, 其中第一模态 V200 信息流显著区主要分布在西亚大陆、我国南海、热带西太平洋及其南北两侧等区域, V850 与 V200 的信息流分布较为相似, 分布在非洲北部至西亚大陆、中南半岛至我国西南地区、新几内亚岛及马里亚纳群岛周围、热带南印度洋中部等区域(图 9a、c)。在第二模态信息流分布中, V200 信息流信号相对较弱, 在热带南印度洋西部、海洋性大陆、新几内亚岛、热带太平洋中部、秘鲁海盆、巴西东部等地区存在显著区; V850 信息流显著区则主要分布在珊瑚海至斐济海盆、秘鲁海盆至智利海岭一带(图 11b、d)。从显著区域的超前相关结果中可见(相关系数低且未通过检验的未给出), 热带西太平洋 V200、红海北部和所罗门群岛 V850 区域平均和 PC1 超前相关较好(图 6l-n), 而与 PC2 超前关系最好的 V200 区域主要在马斯克林海岭、秘鲁海盆和巴西东部一带, V850 较好区域则是在珊瑚海(图 7g-j)。从 V200 中挑选出 1 个关键区(热带西太平洋), 记为 $V200_{TWP}$; V850 中挑选出 2 个关键区(红海北部和所罗门群岛), 记为 $V850_{NRS}$ 和 $V850_{SI}$, 将其作为 PC1 的备选预报因子; 另外, 从 V200 中挑选出 3 个关键区域(马斯克林海岭、秘鲁海盆和巴西东部), 记为 $V200_{MR}$,

V200_{PB}, V200_{EB}; 从 V850 中挑选出 1 个关键区域 (珊瑚海), 记为 V850_{CS}, 将它们作为 PC2 的备选预报因子。

d) 青藏高原积雪及各遥相关指数信息流分析

青藏高原积雪到 Proj1 信息流信号主要分布在西藏西南部, 还有西藏南部与不丹交界一带; 而与 Proj2 的信息流结果来看, 基本没有显著信号存在 (图略)。可见青藏高原积雪与西南地区秋季第一模态降水因果关系更为密切, 而与第二模态降水的因果关系较差。考虑青藏高原雪盖对 Proj1 和 Proj2 的信息流信号较弱且范围较小, 因此不在从中挑选预报模型的预报因子。

研究表明, 我国西南地区降水与 IOD、PMM、AMM、IOBW、IPO、AO、QBO、NAO、El Niño 等存在联系, 因此我们计算以上各类指数到 Proj1 和 Proj2 的信息流, 结果显示 IOD、Nino3、Nino4、Nino3.4、Nino1+2、NinoCT、PMM、IOBW、IPO 与 Proj1 信息流通过了 0.1 的信度检验; Nino3、Nino4、Nino3.4、Nino1+2、NinoCT、AMM、IPO、QBO 与 Proj2 信息流通过了 0.1 的信度检验。可见西南秋季降水第一模态与太平洋和印度洋有密切联系, 而第二模态降水与太平洋、大西洋和平流层大气关系更为密切。最后根据超前相关 (相关系数低且未通过检验的未给出), 挑选出超前 3 个月的 Nino1+2 和 NinoCT 作为 PC1 的预报备选因子 (图 6o、p); 挑选出超前 11 个月的 QBO 作为 PC2 的预报备选因子 (图 7k)。综合以上筛选结果, 对于西南第一模态降水, 共挑选出 16 个符合条件的备选预报因子, 第二模态降水共挑选出了 11 个符合条件的备选预报因子 (表 1)。

表 1 备选预报因子: SST、OLR、纬向风和经向风区域平均、遥相关指数及相应的超前月份选取

Table 1 Optional predictors: area averaged SST, OLR, zonal wind and meridional wind, teleconnection index and their leading month

要素	PCs	序号	区域	范围	超前月份
SST	PC1	1	热带印度洋 (TIO)	(60°-80°E, 5°S-10°N)	12
		2	西南太平洋 (SWP)	(180°-145°W, 15°-25°S)	4
	PC2	3	热带中太平洋 (TCP)	(180°-160°W, 0°-10°S)	4
OLR	PC1	1	索马里海盆 (SB)	(40°-60°E, 10°-20°N)	4
		2	伊朗高原 (IP)	(55°-65°E, 30°-40°N)	2
		3	智利西海岸 (WCC)	(75°-60°W, 25°-40°S)	2

		4	西澳大利亚海盆 (WAB)	(95° -125°E, 25° -35°S)	9
	PC2	5	智利海岭 (CR)	(100°-85°W, 25°-40°S)	4
		6	热带中太平洋 (TCP)	(150°-125°W, 0°-5°S)	5
U200	PC1	1	副热带东北太平洋 (SNP)	(140°-120°W, 20°-25°N)	7
		2	热带中太平洋 (TCP)	(150°-110°W, 5°S-5°N)	7
		3	东南太平洋 (SEP)	(140°-100°W, 20°-30°S)	7
		4	几内亚海盆 (GB)	(25°W -0°, 0°-10°N)	2
	PC2	5	加勒比海 (CB)	(85°-60°W, 5°-15°N)	6
		6	秘鲁西海岸 (WCP)	(90°-50°W, 0°-10°S)	4
U850	PC1	1	热带中太平洋 (TCP)	(180°-140°W, 0°-10°N)	2
	PC2	2	美拉尼西亚海盆 (MB)	(160°-175°E, 0-5°N)	5
V200	PC1	1	热带西太平洋 (TWP)	(150°E-170°W, 5°-15°S)	3
		2	马斯克林海岭 (MR)	(40°-65°E, 5°-15°S)	2
	PC2	3	秘鲁海盆 (PB)	(100°-85°W, 10°-20°S)	9
		4	巴西东部 (EB)	(55°-45°W, 0-20°S)	9
V850	PC1	1	红海北部 (NRS)	(20°-30°E, 25°-40°N)	5
		2	所罗门群岛 (SI)	(150°-170°E, 5°-15°S)	3
	PC2	3	珊瑚海 (CS)	(135°-160°E, 5°-15°S)	6
遥相关 指数	PC1	1		Nino1+2	3
		2		NinoCT	3
	PC2	1		QBO	11

5.2 预报模型的建立

将上述已获取的备选预报因子进行标准化处理后，通过留一法和多元线性逐步回归，建立两个主模态 PC 序列与对应影响因子的回归方程，得到最优预报因子集（回归过程中各影响因子 t 检验阈值为 0.1），同时使用皮尔逊相关系数对各模态所得预报因子进行独立性检验（Mansfield and Helms, 1982），检验结果表明各模态预报因子之间不存在多重共线性，因子之间相互独立。其中 1980-2015 年为预报模型拟合时段，2016-2020 年为后报检验时段。为防止过度拟合和检验预报模型的稳定性，利用交叉检验后报方法（Michaelsen, 1987），将每一年作为预报年，用剩余年建立预报模型来预报目标年的降水，分别建立 36 个预报模型进行后报检验。最终得到 PC1 和 PC2 的预报方程为：

$$Y_{PC1} = -0.0003 - 0.3753X_1 - 0.34X_2 - 0.4922X_3 - 0.4441X_4 - 0.3167X_5 + 0.1428X_6 \quad (4)$$

$$Y_{PC2} = 0.0567 + 0.1732X_1 + 0.2315X_2 + 0.5415X_3 + 0.3645X_4 + 0.2358X_5 - 0.0145X_6 \quad (5)$$

表 2 分别给出了多元逐步回归筛选出两个模态的最优预报因子集及相应的预报方程，第一模态的预报因子为：SST_{TIO} (-12)，OLR_{IP} (-2)，OLR_{WAB} (-9)，U200_{SEP} (-7)，V850_{NRS} (-5)，Nino1+2 (-3)，即超前 12 个月的热带印度洋 SST，超前 2 个月的伊朗高原 OLR，超前 9 个月的西澳大利亚海盆 OLR，超前 7 个月的东南太平洋 U200 风场，超前 5 个月的红海北部 V850 风场以及超前 3 个月的 Nino1+2，共 6 个最优预报因子，在留一法计算中，SST_{TIO}、OLR_{IP} 和 OLR_{WAB} 共出现了 37 次，U200_{SEP} 和 V850_{NRS} 共出现了 35 次，Nino1+2 共出现了 14 次，可见 SST_{TIO}、OLR_{IP} 和 OLR_{WAB} 对西南秋季第一模态降水年际变化的贡献最大。第二模态的预报因子为：OLR_{TCP} (-5)、U200_{WCP} (-4)、V200_{MR} (-2)、V200_{PB} (-9)、V850_{CS} (-6)、QBO (-11)，即超前 5 个月的热带中太平洋 OLR，超前 4 个月的秘鲁西海岸 U200 风场，超前 2 个月的马斯克林海岭 V200 风场，超前 9 个月的秘鲁海盆 V200 风场，超前 6 个月的珊瑚海 V850 风场及超前 11 个月的 QBO，共 6 个最优预报因子，在留一法计算中，V200_{MR} 和 V200_{PB} 共出现了 37 次，QBO 共出现了 31 次，U200_{WCP} 共出现了 30 次，OLR_{TCP} 和 V850_{CS} 共出现了 29 次，V200_{MR} 和 V200_{PB} 对西南秋季第二模态降水年际变化的贡献最大。可见西南秋季降水主要模态的影响因子多元化，不同模态受到全球多区域的气候系统影响，且影响因子互不相同，随着不同信号的年际变化差异，西南秋季降水模态的权重也随之变化，从而造成西南秋季降水变化的多样性。

表 2 PC1 和 PC2 统计预报模型

Table 2 Statistical prediction model of PC1 and PC2

$Y_{PC1} = -0.0003 - 0.3753X_1 - 0.34X_2 - 0.4922X_3 - 0.4441X_4 - 0.3167X_5 + 0.1428X_6$		
X_1	SST _{TIO} (-12)	热带印度洋 (60°-80°E, 5°S-10°N)
X_2	OLR _{IP} (-2)	伊朗高原 (55°-65°E, 30°-40°N)
X_3	OLR _{WAB} (-9)	西澳大利亚海盆 (95°-125°E, 25°-35°S)
X_4	U200 _{SEP} (-7)	东南太平洋 (140°-100°W, 20°-30°S)
X_5	V850 _{NRS} (-5)	红海北部 (20°-30°E, 25°-40°N)
X_6	Nino1+2 (-3)	Nino1+2
$Y_{PC2} = 0.0567 + 0.1732X_1 + 0.2315X_2 + 0.5415X_3 + 0.3645X_4 + 0.2358X_5 - 0.0145X_6$		
X_1	OLR _{TCP} (-5)	热带中太平洋(150°-125°W, 0°-5°S)
X_2	U200 _{WCP} (-4)	秘鲁西海岸(90°-50°W, 0°-10°S)
X_3	V200 _{MR} (-2)	马斯克林海岭(40°-65°E, 5°-15°S)
X_4	V200 _{PB} (-9)	秘鲁海盆(100°-85°W, 10°-20°S)
X_5	V850 _{CS} (-6)	珊瑚海(135°-160°E, 5°-15°S)
X_6	QBO (-11)	QBO

图 10 所示, 1980-2015 年拟合期回报的 PC1 和 PC2 与实际 PC 序列的相关系数分别为 0.89 和 0.83, 均通过 $\alpha=0.01$ 的信度检验, 同号率分别为 90%和 83%, 可见预报方程对 PC 序列有较好的拟合效果。拟合回报曲线和相应的交叉检验曲线在拟合期相关系数分别达到 0.99 和 0.98, 均通过了 $\alpha=0.01$ 的信度检验, 说明所建立的预报方程较为稳定。拟合期 PC1 和 PC2 序列与交叉检验曲线和的相关系数分别为 0.84 和 0.72, 均通过了 $\alpha=0.01$ 的信度检验, 从而说明所构建的预报方程能够较好的预报 PC 序列的年际变化。另外, 从 2016-2020 年后报效果来看, 模型后报检验 5 年中, 两个预报方程后报值均有 4 年与实际 PC 同位相, 同号率为 80%。

5.3 预报技巧评估及相似性预报

本节使用短期气候预测常用的确定性评估方法 ACC 和 TCC, 对文中西南秋季降水预报模型的预报技巧进行评估。ACC 主要反映的是降水空间分布的预报效果, 而 TCC 主要反应的是每个格点降水的预报技巧。

两个主导模态与实际 PC 重构的降水距平场与观测降水距平场的 ACC 和 TCC 代表了预报上限。从 1980-2015 年实际重构场与观测距平场 ACC 的年际变

化来看（图 11a），其 36 年的平均值为 0.56，其中 2015 年预报潜力最大，ACC 达到 0.83；实际重构场与观测距平场 TCC 空间分布的区域平均能到达 0.55（图 11b），可以看到，在四川盆地东北部及大巴山一带、云南东南部、广西大部等区域预报潜力最大，TCC 在 0.8 以上，其次在四川北部、四川盆地南部、横断山脉中部以及云南中东部预报潜力也相对较高，TCC 能达到 0.5 以上，而四川中部以西，云南西部，贵州北部部分地区 TCC 则相对较低，在 0.3 以下。

回报重构场与观测降水距平场的 ACC 在 1980-2015 年期间共 36 年的平均值达到 0.48（图 11a），其年际变化和实际重构场与观测距平场的 ACC 年际变化基本一致，两者相关系数达到 0.88，说明重构拟合较好的年份预报能力也较高。逐年 ACC 仅有两年为负值（其实际预报潜力也偏低），最大值为 0.8 在 2015 年，超过 1/2 的年份 ACC 大于 0.5。从逐个格点上的 TCC 分布来看（图 11c），大部空间的 TCC 大于 0，区域平均 TCC 为 0.48，东部的预报技巧要高于西部，TCC 大于 0.8，相比可预报上限，在云南西部、贵州北部以及四川南部部分区域预报技巧偏低，存在一定的可提升空间。

除了利用预报的 PC 重构降水场进行直接预报外，为弥补重构场降水量级较小的缺陷，还可以进行相似或相反年预报。即在 PC1，PC2 的散点图中（图 12），找出与预报 PC 最为相近或相反的年份，用这一年的降水实况场或者乘以 -1 当作预报年的预报场，本文称之为相似性预报。如图 12 所示，2016-2021 为独立预报年，其中 2016 和 2018 年的 PC 分布在第一象限，2019 和 2020 年分布在第二象限，2021 和 2017 年分别在第三和第四象限，2016 年挑选相反年 1984 年、2017 年挑选相反年 1991 年、2018 年挑选相似年 1990 年、2019 年挑选相似年 1986 年、2020 年挑选相反年 1994 年、2021 年挑选相反年 2010 年，作为预报年份的预报场。预报结果如图 13，对比同年降水实况可以看到 2016 年预报重构场和相似性预报对四川中南部、云南大部和广西中东部降水偏多预报效果较好，其中相似性预报对云南中部和广西东南部降水正异常的预报量级与实际更为接近，而两种预报对四川盆地到大巴山一带预报效果均较差；2017 年两种预报方法效果均较好，直接预报未能预报出贵州东部和湖南西部的负异常，相似性预报对云南西部的负异常预报量级效果更好，但对云南南部预报较差；2018 年相似性预报对大部地区降水正负异常及其量级均能体现，而直接预报未能报出云南中西部的负异常；2019 年两种方法均预报出了重庆、贵州和湖南西部交界一

带的降水负异常，其中相似性预报对量级的预报效果更好，但其余地区预报基本相反，预报效果较差；2020年两种方法都没有很好的预报出降水异常的空间分布，2019年和2020年预报效果相对较差，这与现有的两个模态的PC较小有关；2021年两种预报除广西中东部一带降水正异常未报出外，其余地区空间分布基本一致，且相似性预报云南中西部降水负异常量级更接近实况。综上，两种预报方法对2016-2021年西南秋季降水空间分布基本一致，而相似性预报对降水异常量级的预报效果更佳。进一步通过ACC对2016-2021年西南秋季降水进行独立预报检验评估，重构预报的后报6年中，有5年为正技巧，仅有2019年为负技巧，预报技巧最高的是2017年，ACC为0.78；相似性预报的后报6年中，同样有5年为正技巧，只有2020年ACC为负技巧，预报技巧最高是2018年，ACC为0.45。此外，有的预报年有多个相似年份，可将这些相似年份进行合成，用合成预报的方法可提高相似性预报的预报技巧。本文以2016年为例，挑选除相反年1984年外，还有相近的1997年和2002年，并将这3年进行合成，可以发现得到的合成降水场对广西中东部一带的降水正异常预报效果较好，四川东北部降水负异常也有所体现，而对四川中南部和云南大部的降水正异常预报偏弱，同时计算相反年1984年降水场和合成降水场与预报年2016年实况降水场的ACC，结果发现相反年1984年的ACC为0.25，合成降水场的ACC为0.35，合成场的ACC评分相比更高。总体来看，该模型对西南秋季降水的季节预测有较好的预报技巧，有着较好的业务应用前景。

6 结论

本文主要利用信息流方法有效地筛选出我国西南秋季降水主导模态的预报因子，建立西南秋季降水统计预报模型，最后对模型的预报技巧进行了评估检验。主要结论如下：

(1) 我国西南秋季降水前两个主导模态，分别为全区一致型和马鞍型，累计方差贡献为44.32%。第一模态与东部El Niño发展型密切联系，对应200 hPa上西南地区主要受异常反气旋控制，而有利于低层上升运动发展，低层850 hPa南海西北太平洋有异常反气旋，其后部偏南气流将水汽向西南地区输送；第二模态与中部El Niño发展型联系密切，对应200 hPa在东亚中高纬呈反气旋-气旋的南北分布，导致西南地区南北垂直运动差异，低层850 hPa南海菲律宾海有

反气旋性异常，其北部为气旋性异常，该气旋可抑制水汽向西南地区输送，造成降水的南北空间差异。

(2) 通过留一法和多元逐步回归进一步筛选得到主模态 PC 系数的最优预报因子回归方程。其中 PC1 的预报因子包括热带印度洋 SST，伊朗高原 OLR，西澳大利亚海盆 OLR，东南太平洋 U200 风场，红海北部 V850 风场以及 Nino1+2。PC2 的预报因子包括热带中太平洋 OLR，秘鲁西海岸 U200 风场，马斯克林海岭 V200 风场，秘鲁海盆 V200 风场，珊瑚海 V850 风场及 QBO。

(3) 1980-2015 年模型回报的 PC1 和 PC2 与实际 PC 序列相关系数分别为 0.89 和 0.83，同号率分别为 90%和 83%，所构建的模型能够较好的反映实际 PC 的年际变化，且较为稳定。模型后报检验 5 年中（2016-2020 年），PC1 和 PC2 均有 4 年与实际 PC 同位相，同号率为 80%。回报重构场能较好的拟合西南秋季降水的空间分布和年际变化，ACC 在 36 年间的平均值为 0.48，逐年 ACC 仅有两年为负值，超过 1/2 的年份 ACC 大于 0.5，区域平均 TCC 为 0.48。2016-2021 年独立预报 6 年中，重构场预报和相似性预报均有 5 年为正技巧，仅 1 年为负技巧。相似性预报可弥补重构场预报量级较小的缺陷。

本文建立的统计预报模型简单而有效，这为我们区域降水的季节预测提供了新的思路。但是这种统计预报方法也有其缺陷，其只适用于线性过程，对于预报因子对降水的非线性影响过程可能要寻找其他预报方法。并且各影响因子对西南秋季降水可能还存在年际或年代际变化，这些都有待进一步深入研究。

参考文献 (References)

- 郭渠, 刘向文, 吴统文, 等. 2017. 基于 BCC_CSM 模式的中国东部夏季降水预测检验及订正 [J]. 大气科学, 41 (1): 71-90. Guo Qu, Liu Xiangwen, Wu Tongwen, et al. 2017. Verification and correction of East China summer rainfall prediction based on BCC_CSM [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(1): 71-90.
- 黄荣辉, 刘永, 王林, 等. 2012. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析[J]. 大气科学, 36(03): 443-457. Huang Ronghui, Liu Yong, Wang Lin, et al. 2012. Analyses of the Causes of Severe Drought Occurring in Southwest China form the Fall of 2009 to the Spring of 2010[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 36(03): 443-457.
- 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. 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.

- 琚建华, 吕俊梅, 谢国清, 等. 2011. MJO 和 AO 持续异常对云南干旱的影响研究[J]. 干旱气象, 29(4): 401-406. Ju Jianghua, Lü Junmei, Xie guoqing, et al. 2011. Studies on the Influences of Persistent Anomalies of MJO and AO on Drought Appeared in Yunnan[J]. Journal of Arid Meteorology(in Chinese), 29(4): 401-406.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP /NCAR 40- year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc., 77: 437-470.
- 李永华, 徐海明, 高阳华, 等. 2009. 西南地区东部夏季典型旱涝年的 OLR 特征[J]. 高原气象, 28(4): 861-869. Li Yonghua, Xu Haiming, Gao Yanghua, et al. 2009. Characteristics of Outgoing Longwave Radiation Related to Typical Flood and Drought Years over the East of Southwest China in Summer[J]. Plateau Meteorology(in Chinese), 28(4): 861-869.
- 李永华, 卢楚翰, 徐海明, 等. 2011. 夏季青藏高原大气热源与西南地区东部旱涝的关系[J]. 大气科学, 35(3): 422-434. Li Yonghua, Lu Chuhan, Xu Haiming, et al. 2011. Contemporaneous relationships between summer atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and drought /flood in eastern Southwest China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(3): 422-434.
- 罗霄, 李栋梁, 王慧. 2013. 华西秋雨演变的新特征及其对大气环流的响应[J]. 高原气象, 32(4): 1019-1031. Luo Xiao, Li Dongliang, Wang Hui. 2013. New Evolution Features of Autumn Rainfall in West China and Its Responses to Atmospheric Circulation[J]. Plateau Meteorology(in Chinese), 32(4): 1019-1031.
- 刘扬, 刘屹岷. 2016. 我国西南地区秋季降水年际变化的空间差异及其成因[J]. 大气科学, 40(06): 1215-1226. Liu Yang, Liu Yimin. 2016. Spatial pattern and causes of inter-annual variability of autumn rainfall in Southwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (6): 1215-1226.
- Li Y H, Xu H M, Liu D. 2011. Features of the extremely severe drought in the east of Southwest China and anomalies of atmospheric circulation in summer 2006[J]. Acta Meteorol Sin., 25: 176-187.
- Liang X S. 2014. Unraveling the cause-effect relation between time series. [J]. Physical review. E, 90(5): 052150.
- Li D L, Xu D F, Wang H, et al. 2015. Characterization and causal analysis of temporal and spatial variation in dry-wet conditions in autumn in Southwest China [J]. J. Trop. Meteor., 21 (1): 55-66.
- Liebmann B. and C. A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 1275-1277.
- Mansfield E R, Helms B P. 1982. Detecting Multicollinearity[J]. Am Stat., 36(3): 158-160.
- Michaelsen J. 1987. Cross-Validation in Statistical Climate Forecast Models[J]. J. Climat. Appl. Meteor., 26(11): 1589-1600.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Mon. Wea. Rev., 110(7): 699-706.
- 庞轶舒, 周斌, 祝从文, 等. 2021. 西南夏季降水多因子降维客观预测方法研究[J]. 大气科学, 45(3): 471-486. Pang Yishu, Zhou Bin, Zhu Congwen, et al. 2021. Multifactor Descending

- Dimension Method of Objective Forecast for Summer Precipitation in Southwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(3): 471-486.
- Qiao P J, Liu W Q, Zhang Y W, et al. 2021. Complex Networks Reveal Teleconnections between the Global SST and Rainfall in Southwest China[J]. Atmosphere, 12(1): 101.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. J. Geophys. Res., 108:4407.
- Robinson DA, Dewey KF, Heim RRJ (1993) Global snow cover monitoring:an update. Bull Am Meteorol Soc., 74:1689-1696.
- Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO[J]. Geophysical R L. , 38: L04704.
- Saha S, Moorthi S, Wu Xingren, et al. 2014. The NCEP climate forecast system version 2 [J]. J. Climate, 27(6): 2185-2208.
- 舒建川, 蒋兴文, 黄小梅, 等. 2019. 中国西南夏季降水预测的统计降尺度建模分析[J]. 高原气象, 38(2): 349-358. Shu Jianchuan, Jiang Xingwen, Huang Xiaomei, et al. 2019. Statistical downscaling modeling analysis of summer precipitation in southwest China[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 38(2) : 349-358.
- 谭晶, 王彰贵, 黄荣辉, 等. 2017. 印度洋不同海温模态对两类厄尔尼诺事件与我国南方秋季降水的影响[J]. 海洋学报, 39(11): 61-74. Tang Jing, Wang Zhanggui, Huang Ronghui, et al. 2017. Impacts of different sea surface temperature anomaly modes in Indian Ocean on the relationship between two types of El Niño events and South China autumn rainfall[J]. 2017. Haiyang Xuebao (in Chinese), 39(11): 61-74.
- Von Storch H. and F. W. Zwiers. 1999. Statistical Analysis in Climate Research[M]. Cambridge University Press, 484 pp.
- 王斌, 李跃清. 2010. 2010年秋冬季西南地区严重干旱与南支槽关系分析[J]. 高原山地气象研究, 30(4): 26-35. Wang Bin, Li Yueqing. 2010. Relationship Analysis between South Branch Trough and Severe Drought of Southwest China during Autumn and Winter 2009/2010[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 30(4): 26-35.
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2015a. Drought in Southwest China:A review [J]. Atmos Ocean Sci Lett., 8 (6): 339-344.
- Wang L, Chen W, Zhou W. et al. 2015b. Teleconnected influence of tropical Northwest Pacific sea surface temperature on interannual variability of autumn precipitation in Southwest China[J]. Climate Dyn., 45, 2527-2539.
- Wang L, Huang G, Chen W. et al. 2018. Wet-to-dry shift over Southwest China in 1994 tied to the warming of tropical warm pool[J]. Climate Dyn., 51, 7-8.
- 徐曼琳, 周波涛, 程志刚. 2020. 2010年以来华西秋季降水年代际增多原因初探[J]. 大气科学学报, 43(3): 568-576. Xu Manlin, Zhou Botao, Cheng Zhigang. 2020. Preliminary analysis on the interdecadal increase of autumn rainfall in western China since 2010[J]. Trans Atmos Sci (in Chinese), 43(3): 568-576.
- Yang J, Gong D, Wang W, et al. 2011. Extreme drought event of 2009/2010 over southwestern China. Meteor Atmos Phys., 115:173-184.

- Yuan W H, Hu X L, Tian Q. 2019. Regional differences in rainfall frequency and amount over southwestern China[J], *Atmos. Oce. Sci Lett.*, 12(5): 313-319.
- 张顾炜, 曾刚, 倪东鸿, 等. 2016. 西南地区秋季干旱的年代际转折及其可能原因分析[J]. *大气科学*, 2016, 40(2): 311-323. Zhang Guwei, Zeng Gang, Ni Donghong, et al. 2016. Decadal shift of autumn drought in Southwest China and its possible causes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(2): 311-323.
- 郑然, 刘嘉慧敏, 马振峰. 2019. 年际增量方法在西南夏季降水预测中的应用[J]. *气象学报*, 77(3): 489-496. Zheng Ran, Liu Jiahuimin, Ma Zhenfeng. 2019. Application of an interannual increment method for summer precipitation forecast in Southwest China. *Acta Meteorologica Sinica(in Chinese)*, 77(3): 489-496.
- 张玲, 马茜雅, 袁晓钰, 等. 2021. 热带印度洋-太平洋海温主模态对中国南部秋季降水异常的影响[J]. *大气科学学报*, 44(6): 954-964. Zhang Lin, Ma Xiya, Yuan Xiaoyu, et al. 2021. Modulations of different SST patterns in tropical Indo-Pacific on autumn precipitation anomaly in southern China[J]. *Trans Atmos Sci(in Chinese)*, 44(6): 954-964.
- Zhang M J, He J Y, Wang B L, et al. 2013a. Extreme drought changes in Southwest China from 1960 to 2009[J]. *J Geogr Sci.*, 23:3-16.
- Zhang W J, Jin F F, Li J P, et al. 2011. Contrasting Impacts of Two-Type El Niño over the Western North Pacific during Boreal Autumn[J]. *J. Meteor Soc. Japan*, 89(5): 563-569.
- Zhang W J, Jin F F, Zhao J X, et al. 2013b. The Possible Influence of a Nonconventional El Niño on the Severe Autumn Drought of 2009 in Southwest China[J]. *J. Climate*, 26(21): 8392-8405.
- Zhang W J, Jin F F, Andrew T. 2014. Increasing autumn drought over southern China associated with ENSO regime shift[J]. *Geophys Res Lett.*, 41(11): 4020-4026.
- Zhu Z W, Lu R, Yan H P, et al. 2020. Dynamic Origin of the Interannual Variability of West China Autumn Rainfall[J]. *J. Climate* , 33(22): 9643-9652.

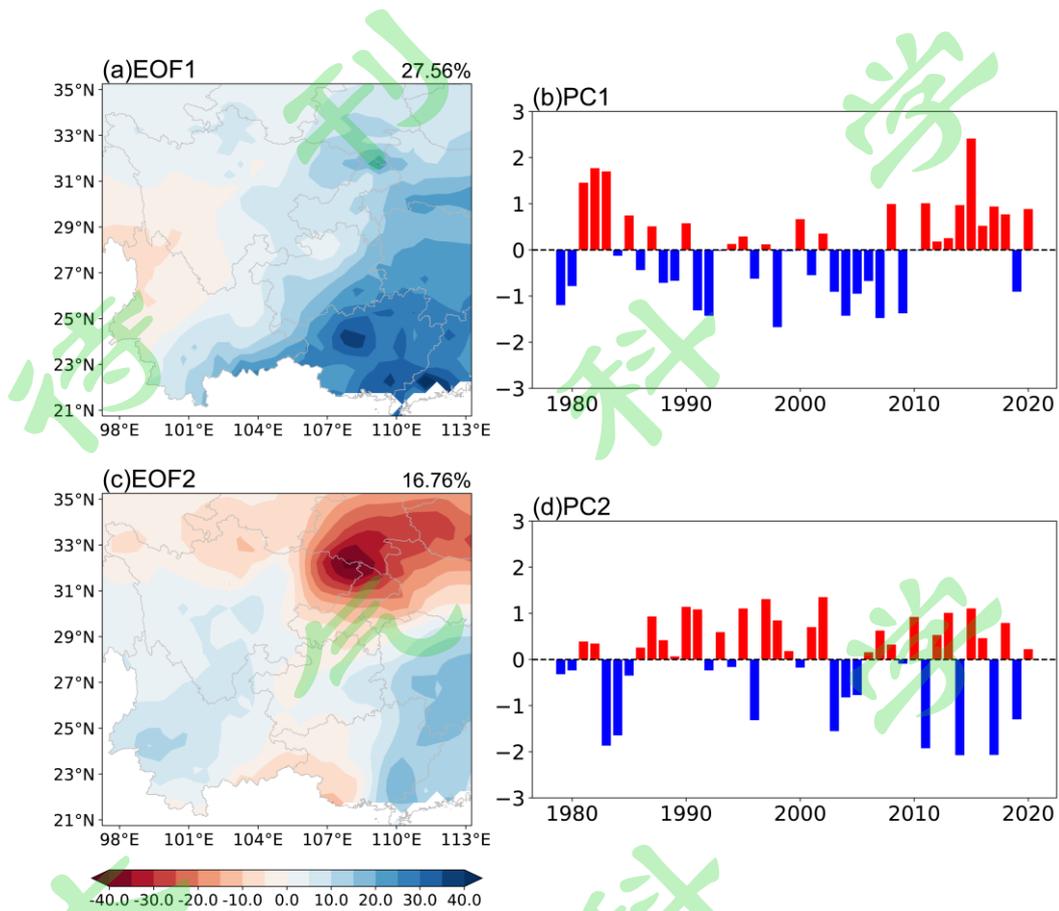


图 1 1979-2020 年我国西南秋季降水 EOF 前两个模态的空间分布（单位：mm/mon）和标准化时间序列：(a) EOF1，(b) PC1，(c) EOF2，(d) PC2

Fig. 1 The spatial patterns(units: mm/mon) and their normalized time series of the first two EOF modes of the autumn precipitation in SWC during 1979-2020: (a)EOF1,(b)PC1,(c)EOF2,(d)PC2

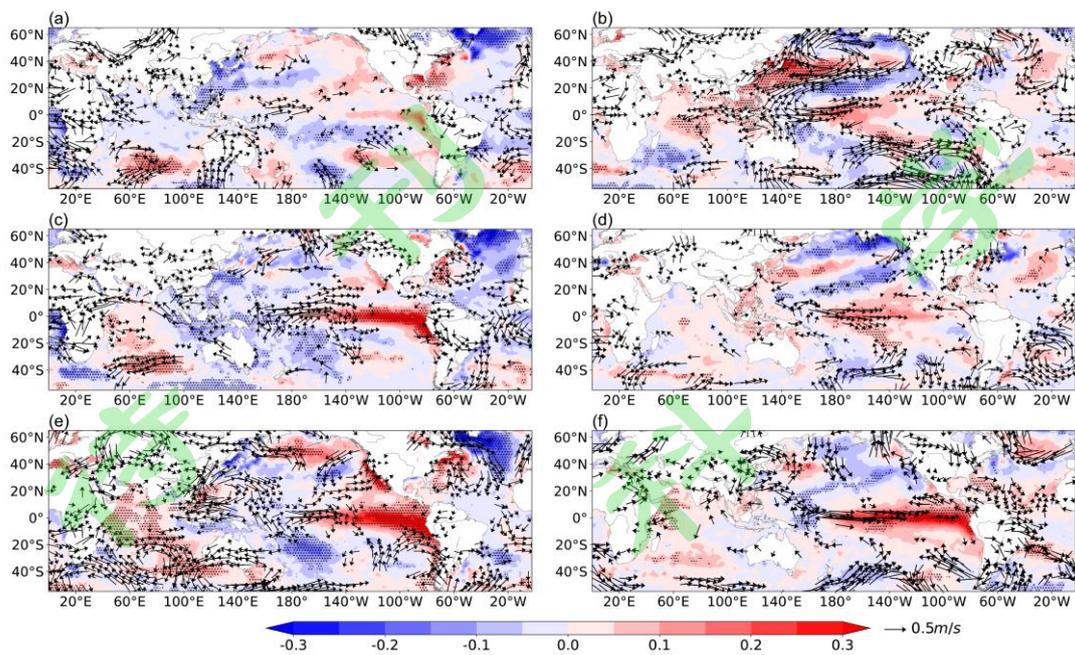


图2 PC1 (左列)、PC2 (右列) 与前期春季 (a, b)、前期夏季 (c, d)、同期秋季 (e, f) SST 异常及 850 hPa 风场异常的回归分布。图中打点区域表示通过 0.1 信度检验的 SST 异常场, 箭矢表示通过 0.1 信度检验的 850 hPa 风场 (海温: 单位°C; 箭矢: 单位 m/s)

Fig. 2 The regressed SST (shaded; °C) and 850 hPa winds (vectors; m/s) onto the PC1 (left column) and PC2 (right column) in (a, b) preceding spring. (c, d) preceding summer (e, f) concurrent autumn. The dotted area and vectors are statistically significant at the level of 0.1

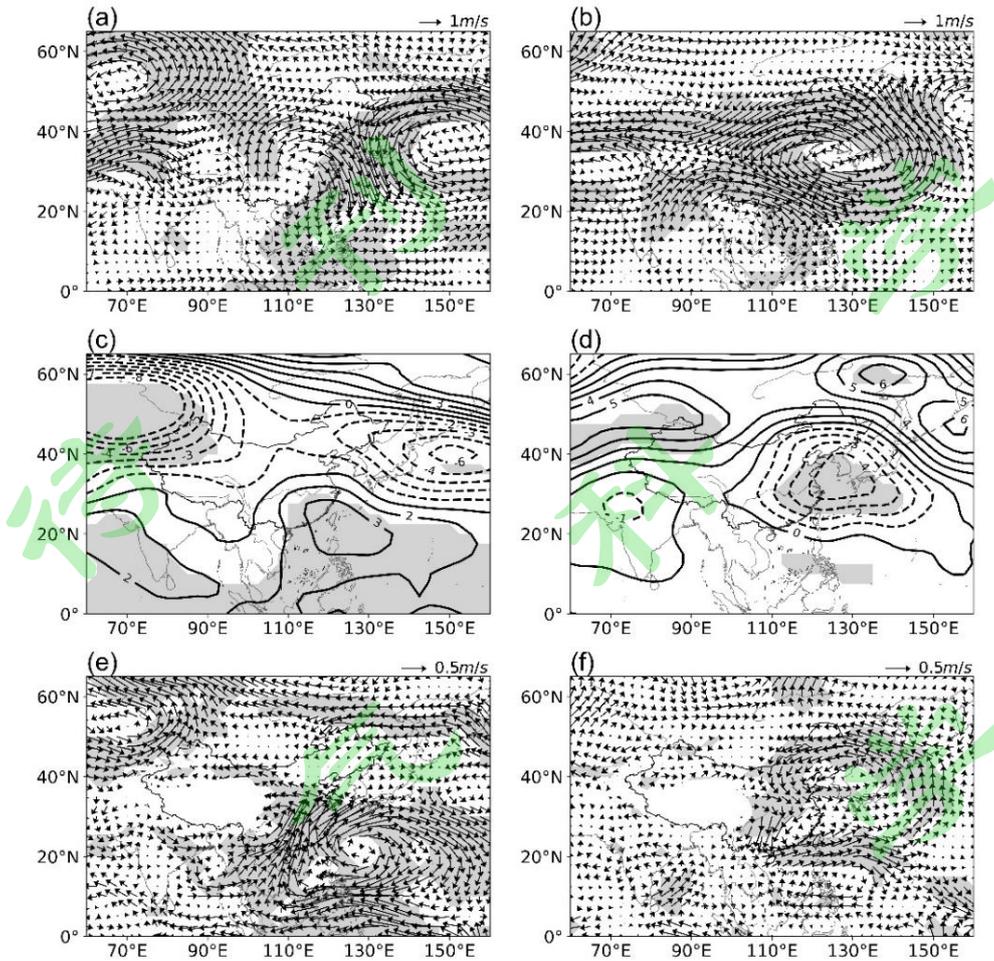


图3 PC1（左列）、PC2（右列）与同期秋季（a、b）200hPa风场、（e、f）850hPa风场（箭头：单位 m/s）和（c、d）500hPa 位势高度场（等值线：单位 gpm）的回归分布。图中阴影表示通过 0.1 信度检验的区域

Fig. 3 The regressed wind (vectors; m/s) at 200 hPa (a, b), 850 hPa (e, f) and geopotential height (contour; gpm) at 500 hPa (c, d) onto the PC1 (left column) and PC2 (right column) in autumn. The shaded areas are statistically significant at the level of 0.1

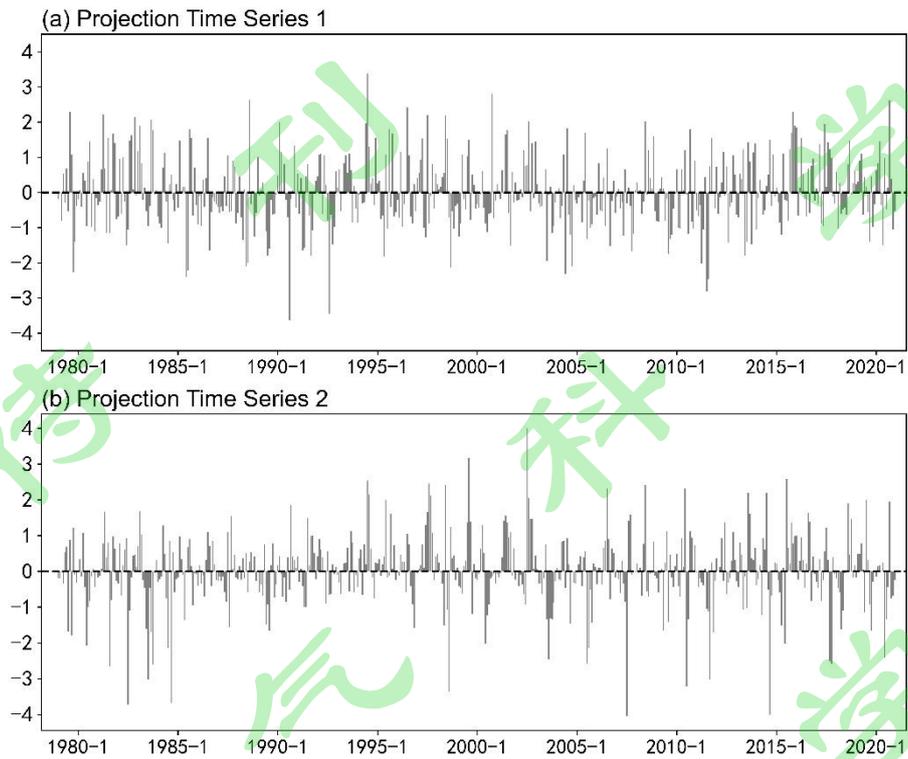


图 4 1979 年 1 月-2020 年 12 月西南秋季降水距平场与 EOF 分解第一、二模态空间型标准化 (a) 投影时间序列 1 (记为 Proj1)、(b) 投影时间序列 2 (记为 Proj2)

Fig.4 The normalized time series of projection from the autumn precipitation anomalies of SWC from January 1979 to December 2020 onto the first and second EOF modes. (a) The projection time series 1 (denoted as Proj1), (b) the projection time series 2 (denoted as Proj2)

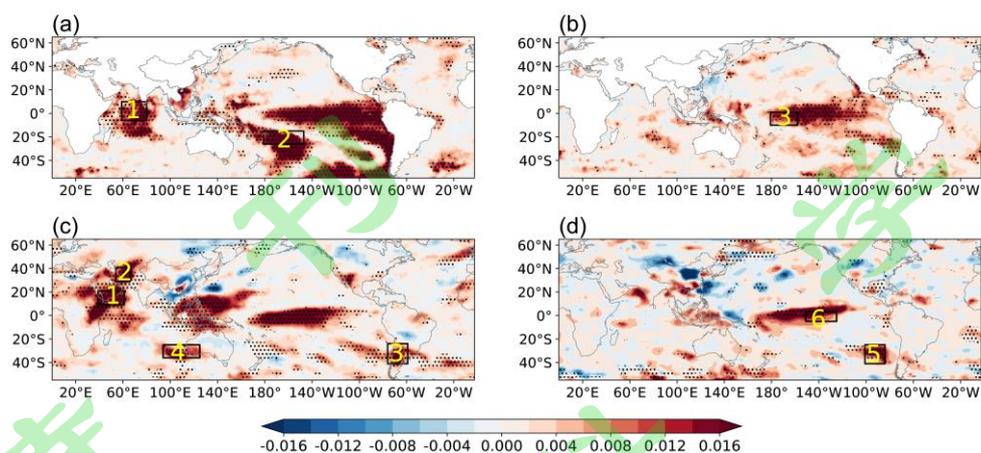


图 5 SST (a、b) 和 OLR(c、d) 分别对降水投影时间序列 Proj1 (左列) 和 Proj2 (右列) 的信息流分布 (图中打点区域表示通过 0.1 信度检验, 黑框为所选预报因子关键区域, 下同)

Fig.5 Information flow from SST (a, b) and OLR(c, d) to Proj1 (left column) and Proj2 (right column). The dotted areas are statistically significant at the level of 0.1. The black box is the key area of the selected predictors

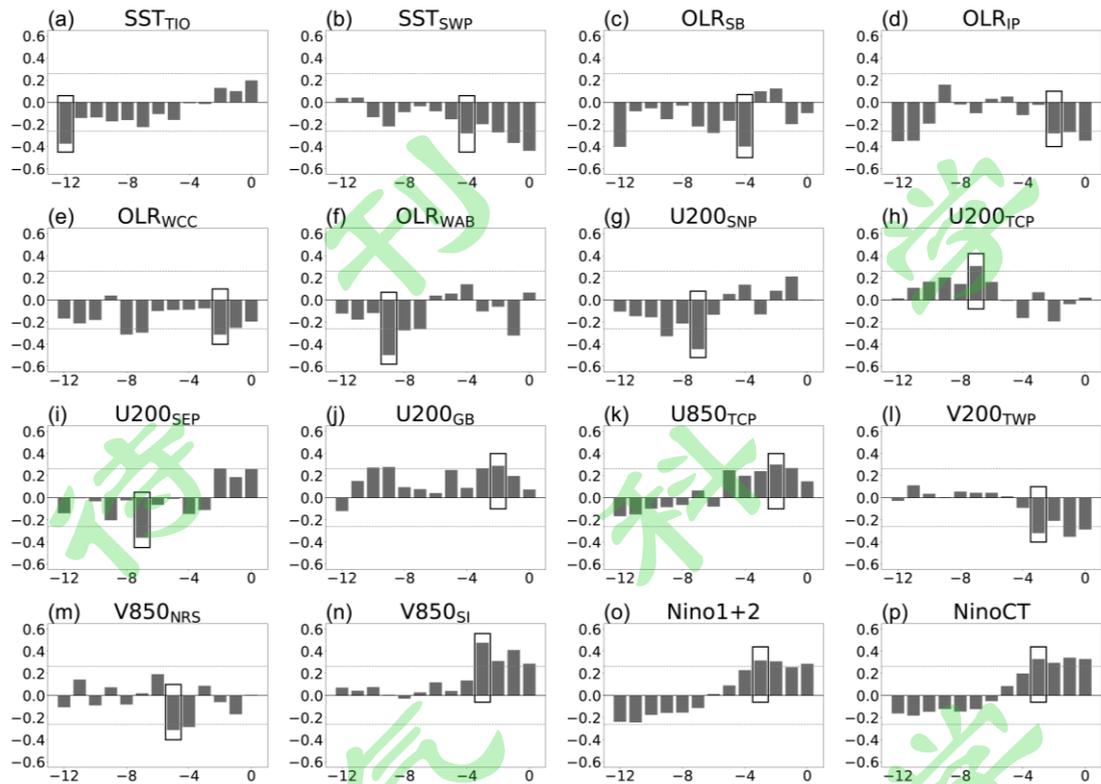


图 6 各要素的区域平均和遥相关指数超前 PC1 的相关系数：（a）SST_{TIO}、（b）SST_{SWP}、（c）OLR_{SB}、（d）OLR_{IP}、（e）OLR_{WCC}、（f）OLR_{WAB}、（g）U200_{SNP}、（h）U200_{TCP}、（i）U200_{SEP}、（j）U200_{GB}、（k）850_{TCP}、（l）V200_{TWP}、（m）V850_{NRS}、（n）V850_{SI}、（o）Nino1+2、（p）NinoCT。黑框表示选中的超前月份（至少 2 个月以上），虚线表示 $\alpha=0.1$ 的置信度水平，为 ± 0.26

Fig.6 The leading correlation coefficients between area averaged factors or indexes and PC1: (a)SST_{TIO}、(b)SST_{SWP}、(c)OLR_{SB}、(d)OLR_{IP}、(e)OLR_{WCC}、(f)OLR_{WAB}、(g)U200_{SNP}、(h)U200_{TCP}、(i)U200_{SEP}、(j)U200_{GB}、(k)850_{TCP}、(l)V200_{TWP}、(m)V850_{NRS}、(n)V850_{SI}、(o)Nino1+2、(p)NinoCT. The black box represents the month we chose which has a large correlation coefficient. The dotted lines indicate the significance level of $\alpha=0.1$, which is ± 0.26

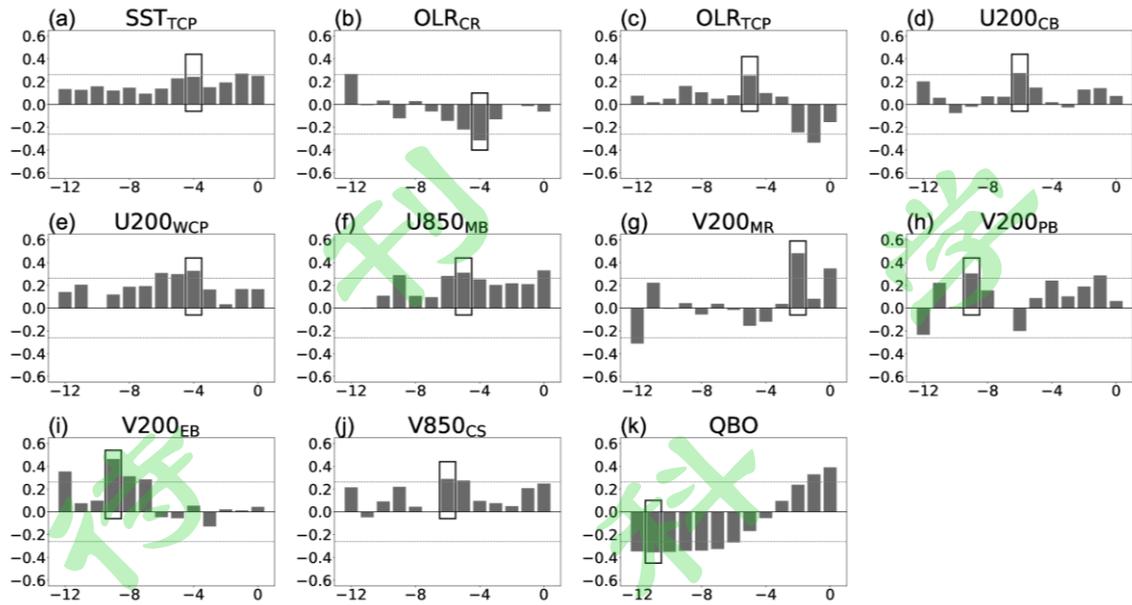


图 7 同图 6, 但为 PC2。 (a) SST_{TCP}、 (b) OLR_{CR}、 (c) OLR_{TCP}、 (d) U200_{CB}、 (e) U200_{WCP}、 (f) U850_{MB}、 (g) V200_{MR}、 (h) V200_{PB}、 (i) V200_{EB}、 (j) V850_{CS}、 (k) QBO

Fig. 7 Same as Fig.6, but for PC2. (a)SST_{TCP}、 (b)OLR_{CR}、 (c)OLR_{TCP}、 (d)U200_{CB}、 (e)U200_{WCP}、 (f)U850_{MB}、 (g)V200_{MR}、 (h)V200_{PB}、 (i)V200_{EB}、 (j)V850_{CS}、 (k)QBO

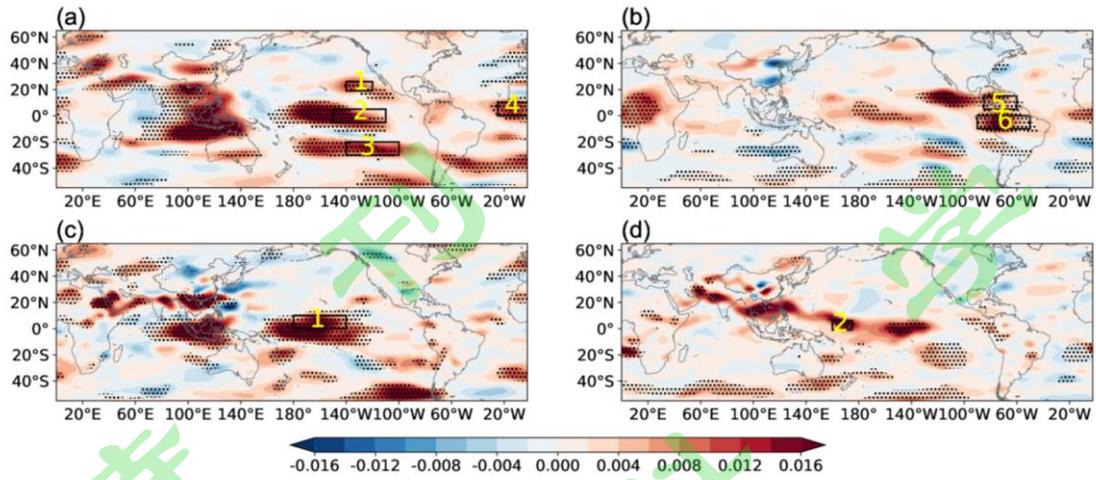


图 8 200 hPa (a, b) 和 850 hPa (c, d) 纬向风场对 Proj1 (左列) 和 Proj2 (右列) 的信息流分布

Fig.8 Information flow from 200 hPa (a, b) and 850 hPa (c, d) zonal wind to Proj1 (left column) and Proj2 (right column)

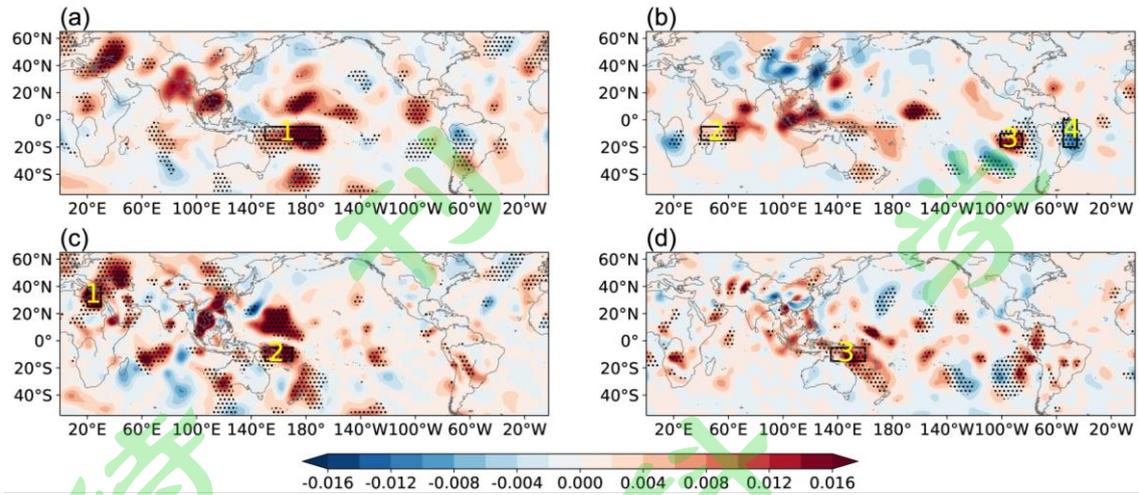


图 9 200 hPa (a, b) 和 850 hPa (c, d) 经向风场对 Proj1 (左列) 和 Proj2 (右列) 的信息流分布

Fig. 9 Information flow from 200 hPa (a,b) and 850 hPa (c,d) meridional winds to Proj1 (left column) and Proj2 (right column)

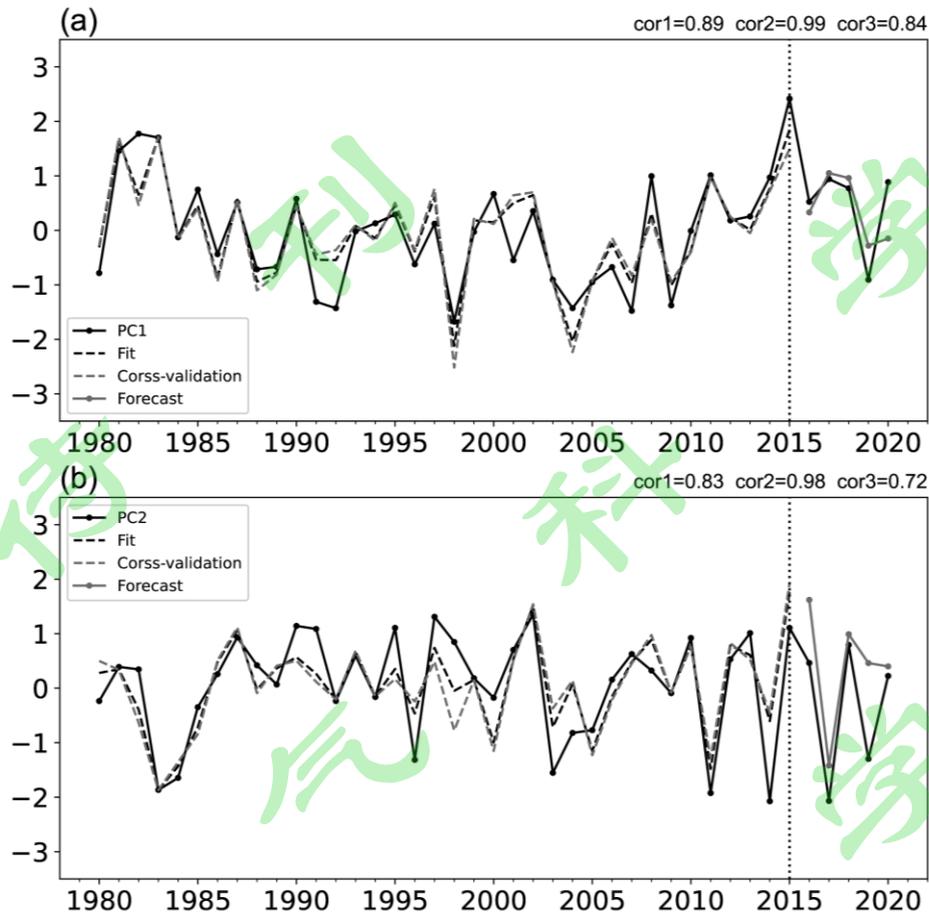


图10 西南秋季降水EOF主导模态实际PC序列（黑色实线）、拟合PC序列（黑色虚线）、交叉检验PC序列（灰色虚线）及后报PC序列（灰色实线）。cor1为实际PC与拟合PC的相关系数，cor2为交叉检验PC与拟合PC的相关系数，cor3为实际PC与交叉检验PC的相关系数，时段为1980-2015年，均通过0.01的信度检验。（a）为PC1，（b）为PC2

Fig. 10 Time series of observed (black solid line), fitted (black dash line), cross-validated (gray dash line) and hindcasting (gray solid line) PCs. cor1 is the correlation coefficient between the actual PC and the fitted PC, cor2 is the correlation coefficient between the cross-validated PC and the fitted PC, and cor3 is the correlation coefficient between the actual PC and the cross-validated PC during the period of 1980-2015. They all are statistically significant at the level of $\alpha=0.01$. (a) PC1, (b) PC2

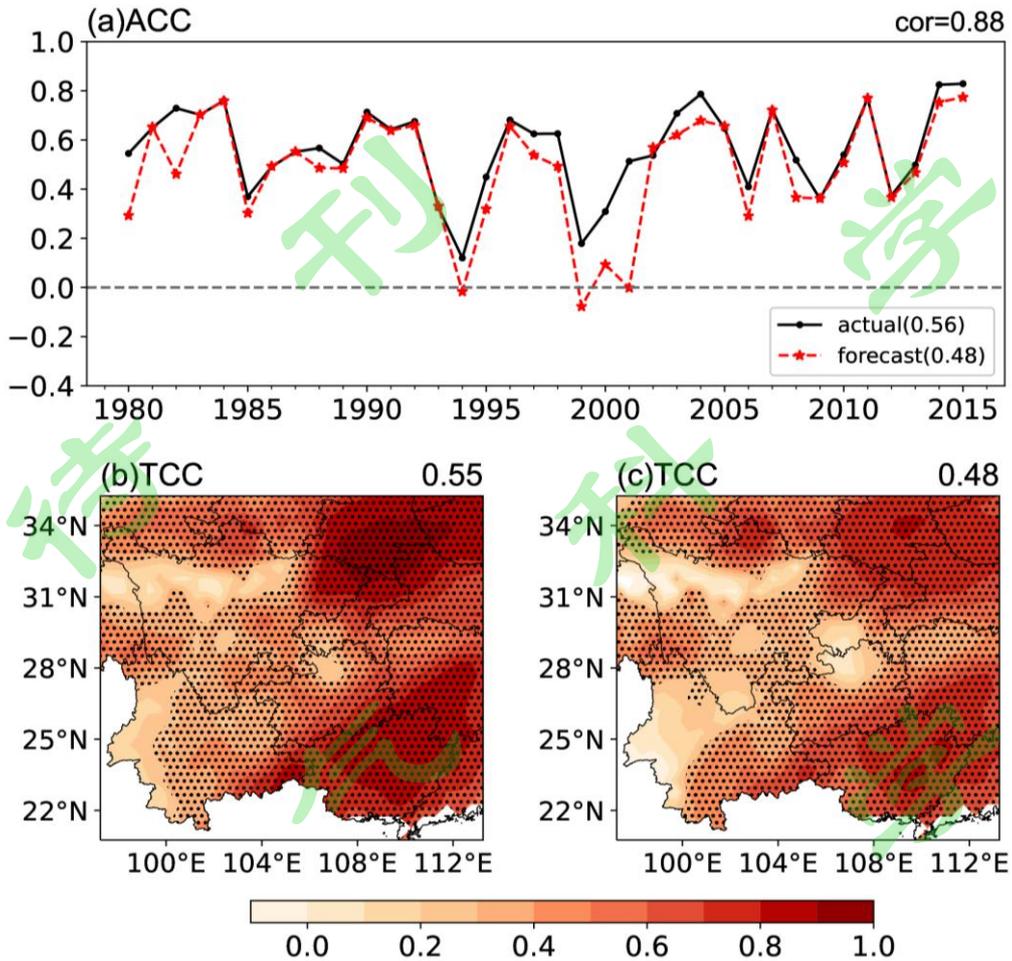


图 11 1980-2015 年西南秋季降水距平实际重构场（黑色实线）、回报场（黑色虚线）与观测场之间的 ACC 年际变化曲线（a），括号内值表示年平均；实际重构场（b）、回报场（c）与观测场之间的 TCC 分布，打点区域表示通过 0.1 信度检验

Fig. 11 (a) Interannual variation of ACC between the observed autumn precipitation anomalies and the actual reconstructed fields (black solid line), the hindcasting fields (black dash line) in SWC from 1980 to 2015. The values in legend represent the 36-year average; Distribution of TCC between observed precipitation anomalies and the reconstructed precipitation with the first two modes and (b) actual PCs, (c) hindcasting PCs. the dotted areas are statistically significant at the level of 0.1

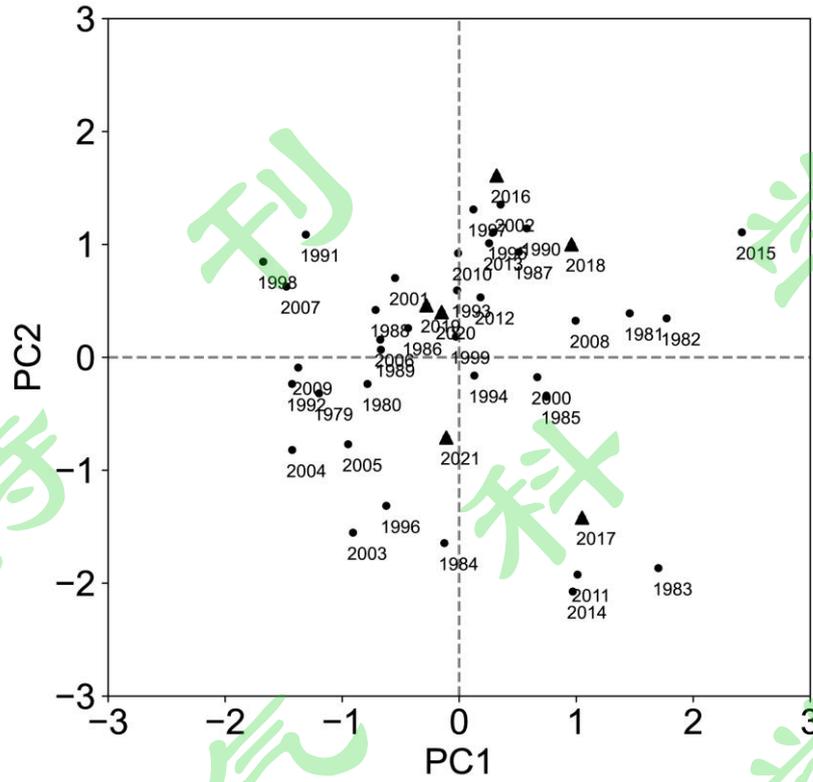


图 12 PC1（横坐标）和 PC2（纵坐标）散点图。图中圆点表示 1979-2015 年实际 PC1 和 PC2，三角表示 2016-2021 年预报 PC1 和 PC2

Fig. 12 Scatter plot of PC1 (abscissa) and PC2 (ordinate). Dots for actual PCs in 1979-2015 and triangle for PCs in 2016-2021 which are predicted

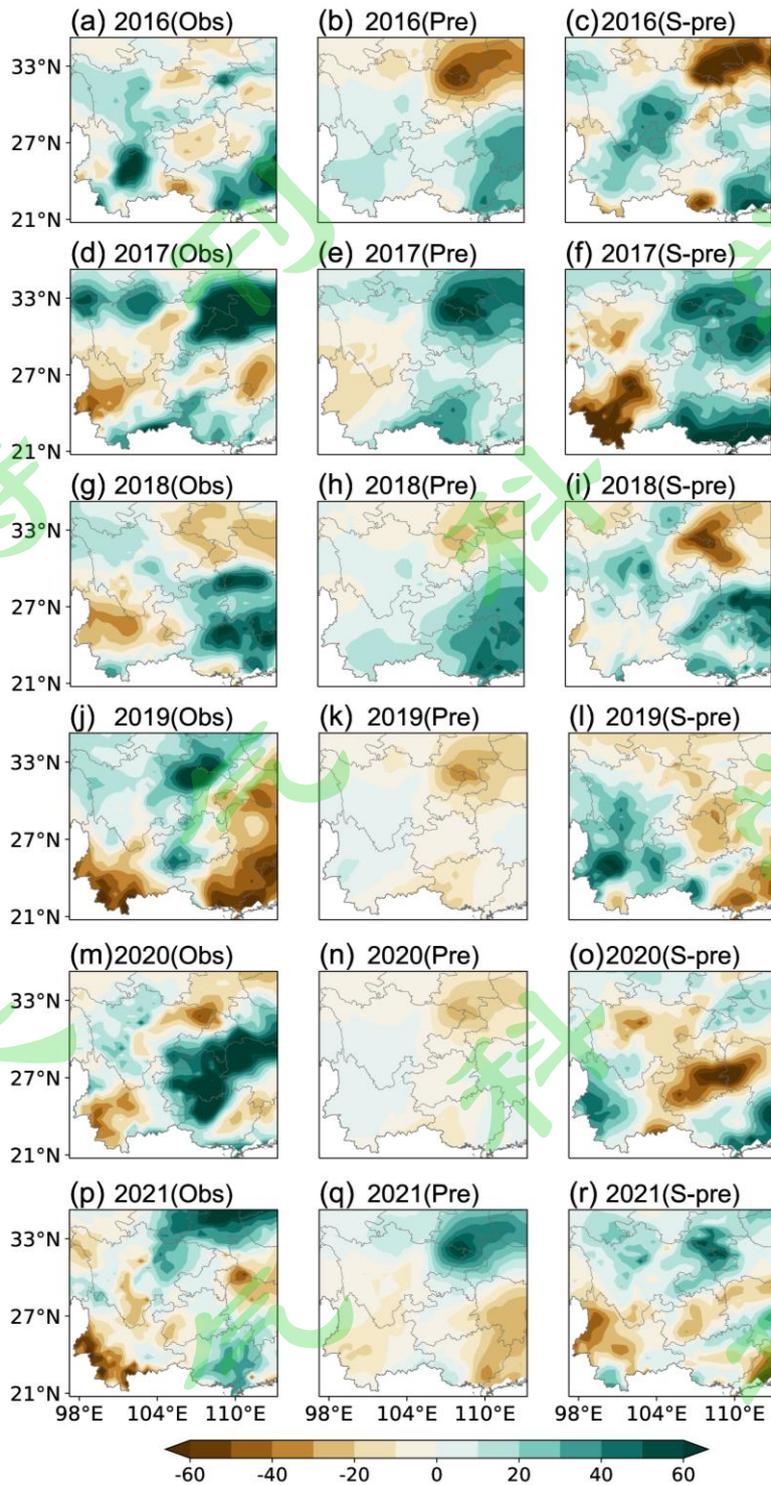


图 13 2016-2021 年西南秋季降水距平观测场 (Obs)、直接预报场 (Pre) 和相似性预报场 (S-pre) (单位: mm/mon)

Fig.13 The autumn precipitation anomaly (unit: mm/mon) in SWC from observation (left column), prediction based on hindcast PCs (middle column) and prediction based on similar year (right column) from 2016 to 2021