中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 7 期: 1020 ~ 1033
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

中国西南地区后冬降水的统计降尺度模型

阮成卿[①②], 李建平[③④*], 冯娟[③④]

① 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;
② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
③ 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875;
④ 全球变化研究协同创新中心, 北京 100875
* 联系人, E-mail: ljp@bnu.edu.cn

收稿日期: 2015-02-03; 接受日期: 2015-03-20; 网络版发表日期: 2015-06-16
中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA05090403)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB430200)和国家自然科学基金项目(批准号: 41205046)资助

摘要 对西南后冬降水进行了分析, 并建立了统计降尺度模型. 采用偏相关的分析方法, 选取了控制该区域降水的强迫因子. 结果表明: 影响西南地区后冬降水的强迫因子主要有两个: 欧洲西部海表面气压(SNAO)和热带西太平洋海表面温度(WPT). SNAO 反映了北大西洋涛动(NAO)南侧极点的变率, 此因子通过激发南欧亚遥相关, 影响南支槽强度来对西南地区后冬降水变率产生影响. WPT 反映的是 ENSO 在西太平洋的信号, 其通过太平洋-东亚遥相关, 在中国南部激发反气旋(气旋)环流异常, 使得西南地区盛行下沉(上升)气流而抑制(促进)后冬降水的产生. 基于 SNAO 和 WPT 建立的统计降尺度模型较好的拟合了西南地区整体和逐站的后冬降水变率, 在独立检验阶段统计模型也体现了可靠性. 该统计降尺度模型未来可应用于季节预测数值模型的输出, 以期望于提高对中国西南后冬降水的预测能力.

关键词
统计降尺度
中国西南地区
后冬降水
偏相关

中国西南地区以云贵高原为主体, 其秋冬降水近几十年出现年代际转型, 干旱频发(刘建刚等, 2011; Zhang等, 2011, 2013a, 2014a; Gu等, 2014; Yu等, 2014). 尤其是2009/2010年, 中国西南地区普遍遭遇大范围持续干旱, 干旱发生在秋季并延续至冬季, 其范围和强度均突破历史极值. 这次严重干旱不仅使西南地区大量农作物歉收或绝收, 而且致使2500万人生活用水困难, 造成了巨大经济损失(Barriopedro等, 2012; Zhang等, 2012; 黄荣辉等, 2012; 徐寒列等, 2012).

对影响西南地区秋冬降水变化的外强迫因子方面, 前人已经进行了大量研究, 这些研究主要关注了来自低纬地区和中高纬地区的信号. 低纬度因子强迫方面的研究主要分析了不同区域的热带海温异常对西南冬季降水的影响(黄荣辉等, 2012; Feng等, 2014). 有研究指出, 西南2009/2010年干旱事件是在中国南方秋冬降水年代际干旱化背景下产生的, 与近年来CP型El Niño事件增多有关(Zhang等, 2011, 2014a); Zhang等(2013b)还指出, 2009年秋季热带太平洋增暖区的位置偏西和强度偏强, 是造成西南秋季极端干旱的原因. 在中高纬度方面, 宋洁等(2011)认为冬季北大西洋涛动(NAO)可以通过在亚-非副热带急

中文引用格式: 阮成卿, 李建平, 冯娟. 2015. 中国西南地区后冬降水的统计降尺度模型. 中国科学: 地球科学, 45: 1020–1033
英文引用格式: Ruan C Q, Li J P, Feng J. 2015. Statistical downscaling model for late-winter rainfall over Southwest China. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-015-5104-8

流中传播的准定常波列来影响南支槽, 进而影响中国西南冬季降水; 徐寒列等(2012)进一步强调, 冬季NAO与西南降水的关系存在不对称性, 当NAO正位相时产生的定长波位置偏北, 无法传播影响至中国西南, 所以仅当NAO为负位相时, 才能产生偏南的遥相关波列, 使西南冬季降水显著偏少; 杨辉等(2012)还分析了西风带环流异常造成的冷空气入侵的作用.

基于CMIP5模式模拟预估的结果显示, 未来西南地区的干旱化问题仍可能会进一步加剧(Wang等, 2014). 以往的研究已经对西南秋冬降水的成因进行了细致的分析, 但是对其预测模型的研究相对较少, 而预测降水能为经济生产和决策制定等提供依据, 因此有更直接的现实价值. 另一方面, 随着经济和社会的发展, 冬季降水的重要性愈发受到人们的关注, 冬季降水过多, 则会造成低温雨雪灾害, 而冬季降水偏少, 又会引发干旱(陶云等, 2014), 故研究西南冬季降水有重要的实际意义. 由于西南地区冬季降水主要集中在1~2月(占冬季降水70%), 本文以统计降尺度的方法对后冬降水进行分析, 并建立统计模型, 有助于在未来提高西南后冬降水的预测能力.

降尺度是研究局地气候的常用工具, 统计降尺度方法是首先建立大尺度环流强迫因子和局地降水之间的统计关系, 然后将气候模式的大尺度环流输出结果带入统计模型, 来对未来局地降水进行预测(Salathé, 2003; Hewitson和Crane, 2006; Fowler等, 2007). 因为气候模式一般对次网格的局地降水模拟可信度要低于其对大尺度环流场的模拟(Wilby, 1997; Yarnal等, 2001), 所以用统计降尺度方法能改进模式对局地降水的模拟能力. Guo等(2011)将500 hPa位势高度和700 hPa水汽输送作为预报因子, 建立了长江中下游夏季降水统计降尺度模型; Li等(2009)将季节平均海表面气压的主要模态与澳大利亚南部冬季异常降水联系起来, 建立统计降尺度模型并对未来降水进行预估; Guo等(2012)采用时间尺度分离的方法, 分析了华北汛期降水, 并分别建立了年际和年代际统计降尺度模型, 有效的预测了随后几年的华北汛期降水(李建平等, 2013; Guo等, 2014).

强迫因子的选取对统计降尺度模型的拟合效果有重要影响, 以往的研究多采用逐步回归的因子选取方法, 但这种方法所能解释的降水方差有限, 并且已入选的强迫因子会对后面因子的选取产生干扰. 对此, 本文提出了基于偏相关的因子选取方法, 该方法根据已有因子未能解释的那部分降水变率来寻找下一个强迫因子, 使新的强迫因子有更好的针对性, 从而提高模型的解释方差. 本文利用偏相关的因子选取法, 分析了控制中国西南后冬降水的强迫因子, 并建立了统计降尺度模型.

1 数据与方法

1.1 资料介绍与西南后冬降水指数

本文采用的降水数据主要为来自中国气象局气候中心整理的中国160测站月平均降水资料(1951~2014年). 此外还用到中国地面降水月值0.5°×0.5°格点数据集(V2.0), 时间长度为1961~2010年, 该数据用于对中国南方降水的EOF分析.

本文所采用的气象环流场资料来自美国国家环境预测中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料, 水平分辨率为2.5°×2.5°, 垂直分层为17层(Kalnay等, 1996); 海表面温度(SST)资料为Hadley中心提供的第一套月平均海表面温度资料, 水平分辨率为1°×1° (Rayner等, 2003). 此外还用到常用的气候指数如北半球环状模NAM指数(Li和Wang, 2003b)、北大西洋涛动NAO指数(Li和Wang, 2003a; Li等, 2013)、ENSO相关指数(Niño1+2, Niño3, Niño3.4和Niño4, http://www.cpc.noaa.gov/data/indices). 所有数据进行逐年1月和2月平均.

在确定西南地区范围时, 为了保证所选区域有较为一致的变率特征, 首先对中国南方后冬降水进行EOF分解. 分析结果显示, 第一模态为整个南方一致的空间分布(图1(a)), 中心位于华南地区, 表明该区域是后冬降水的主要变率中心. 第二模态为东西偶极的分布特征(图1(b)), 一个中心位于云南西南部, 包括四川南部、贵州大部地区和广西西部地区; 另一个中心位于江西、浙江和福建地区, 两个中心成反位相关系. 可见, 西南地区降水也是中国南方后冬降水的变率中心之一, 基于此, 确定此次研究的西南地区范围为97.5°~107.5°E, 21.5°~27.5°N. 此范围包括中国160测站月平均降水资料中的14个测站(百色、遵义、贵阳、毕节、兴仁、西昌、会理、丽江、大理、宝山、昆明、临沧、蒙自和景洪), 将14站降水的平均定义为西南降水指数(Southwest China Rainfall Index, SWRI,

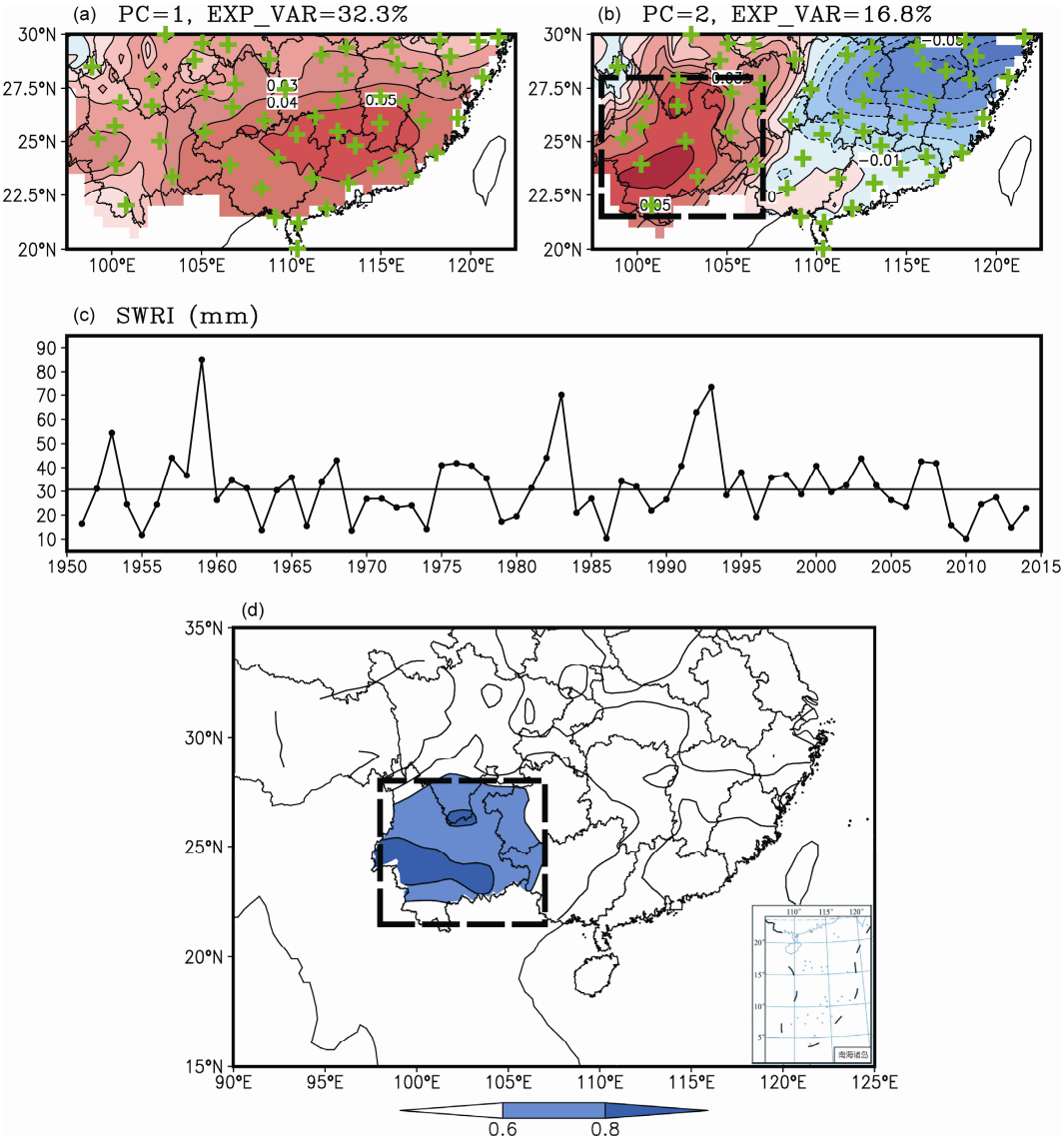

图 1　中国南方后冬降水分析图

(a) 中国南方后冬(1~2 月)降水 EOF 分析第一模态的空间分布. 绿色十字为 160 个降水测站的位置. (b)同(a), 但为第二模态. (c) 西南后冬降水的时间序列, 水平线为气候平均(1951~2014 年), 单位: mm. (d) SWRI 与 160 站后冬降水的相关分布, 等值线间隔 0.2. 虚线方框为西南区域(97.5°~107.5°E, 21.5°~27.5°N)

图1(c)), SWRI指数较好的抓住了西南地区后冬降水的主要变率(图1(d)). 后冬SWRI有显著的年际变化, 而最近20年呈现减少的趋势, 近6年(2009~2014年)降水均低于历史同期平均, 其中2009/2010年后冬降水量为自1950/1951年以来的最小值.

1.2　基于偏相关的强迫因子选取法

局地降水往往受到多个外强迫因子的控制, 当一个重要强迫因子被确定时, 该因子只能解释部分的降水变率, 仍有剩余的变率是其无法解释的. 为了能够针对性的找到未被解释的这部分变率所关联的强迫因子, 本文提出利用偏相关挑选强迫因子的方法. 具体的步骤是: (1) 基于相关分析, 识别出潜在的强迫因子; (2) 利用交叉检验的方法计算每个潜在因子的均方根误差(RMSE)(Guo等, 2011; 李建平等, 2013), 选出RMSE最小的强迫因子作为入选因子; (3)

对入选因子进行显著性检验; (4) 若通过显著检验, 则将该因子的信号从降水序列里线性去除, 把剩余的未被解释的降水部分作为新的降水序列, 然后重复步骤(1)~(3), 寻找下一个强迫因子; 若未能通过检验, 则因子选择结束, 最终因子为所有已入选的因子.

采用偏相关选取强迫因子的优点是, 所选取的新强迫因子总是与已有因子未解释的降水变率部分紧密联系, 从而对已有的强迫因子进行补充. 通过偏相关因子的逐步选入, 降水变率可以逐级的被解释, 这可以不断提高统计模型的技巧(图2). 但也应注意, 偏相关是基于线性分析的方法, 而某些气候强迫存在非线性作用(Zhang等, 2011, 2014a, 2014b), 如两类ENSO暖事件对中国南方秋季降水会产生相反的影响(Zhang等, 2013b, 2014a). 因此对于这类非线性的气候强迫因子, 偏相关的因子选择方法可能无效.

当强迫因子确定以后, 建立局地降水与强迫因子的统计模型, 虽然局地降水有很强的非线性特征, 但在月平均的季节尺度上, 线性模型仍有较好的拟合能力, 并且线性模型能直观的描述局地降水与强迫因子之间的关系(Zorita和Storch, 1999; Guo等, 2011, 2012), 所以本文将采用线性回归的方法建立统计降尺度模型.

统计降尺度模型建立的前提假设是预报因子与预报量之间的统计关系能够保持稳定. 但是在较长的时间尺度上, 气候系统的年代际变化可能会使统计关系发生改变. 因此统计模型建立以后, 必须利用建模阶段以外的观测资料进行独立检验. 故本文将1951~1980年(30年)用于统计模型的建立, 1981~2014年(34年)用于模型的独立检验, 考察模型的稳健性和可靠性.

2　控制后冬 SWRI 的强迫因子的选取

已有的研究表明, 控制局地降水的强迫因子可能是非局地的, 其他区域的信号可以通过遥相关对局地降水产生影响(Wilby和Wigley, 2000; Guo等, 2012). 故将1951~1980年的后冬SWRI与全球环流场(位势高度, SLP, SST)做相关分析, 以寻找控制西南后冬降水的大尺度强迫因子, 结果如图3所示. 在气压场上, 可以看到的显著相关区域是: 在欧洲西部地区, 从SLP场到对流层各层位势高度场上存在一个正压结构的显著正相关区域, 而在其东北侧的对流层低层存在一个负相关区域; 在北美东海岸对流层中低层, 副热带地区和中高纬地区间存在一个南北反号的偶极子结构; 另外在850 hPa位势高度场和SLP场上还存在一些零碎的通过显著性检验的相关区域. 在SST场上通过显著性检验的成块区域较少, 主要有两个, 分别是位于热带太平洋西侧的负相关区和北美西海岸副热带的正相关区. 这些显著相关区, 可能是控制西南后冬降水的强迫因子.

将图3中主要的显著相关区定义为潜在强迫因子, 每个方框代表潜在强迫因子的区域, 强迫因子指数为方框内通过0.05相关显著性检验的格点的面积加权平均. 图3中共找到22个潜在强迫因子, 计算每个因子与观测后冬SWRI之间基于剔除一个的交叉检验RMSE, 并按照RMSE进行排序(表1), 最终SLP场上位于欧洲西部(17.5°W~32.5°E, 22.5°~55°N)的强迫因子的RMSE最小, 并且该因子与后冬SWRI之间的相关系数(0.64)也达到95%置信水平, 所以该因子被选入模型, 成为第一个强迫因子. 因为该因子位置与冬季NAO南侧极点的位置相近(Li等, 2003a), 将该因子命名为SNAO(Southern Pole of NAO).

当第一个强迫因子SNAO确定以后, 按照偏相关挑选因子的方法, 将该因子的信号从后冬降水序列中剔除:

$$\begin{aligned} \mathrm{SWRI}_{\mathrm{I}} &= \mathrm{SWRI} - \mathrm{SWRI}_{\mathrm{SNAO}} \\ &= \mathrm{SWRI} - 4122.8 - 4.09 \times \mathrm{SNAO}, \end{aligned}$$



图 2　基于偏相关选取强迫因子的方法示意图

白色为未被解释的降水变率, 彩色代表不同的强迫因子和该因子对应的解释降水变率. 每个强迫因子都是根据尚未被解释的降水变率(白色部分)选取的

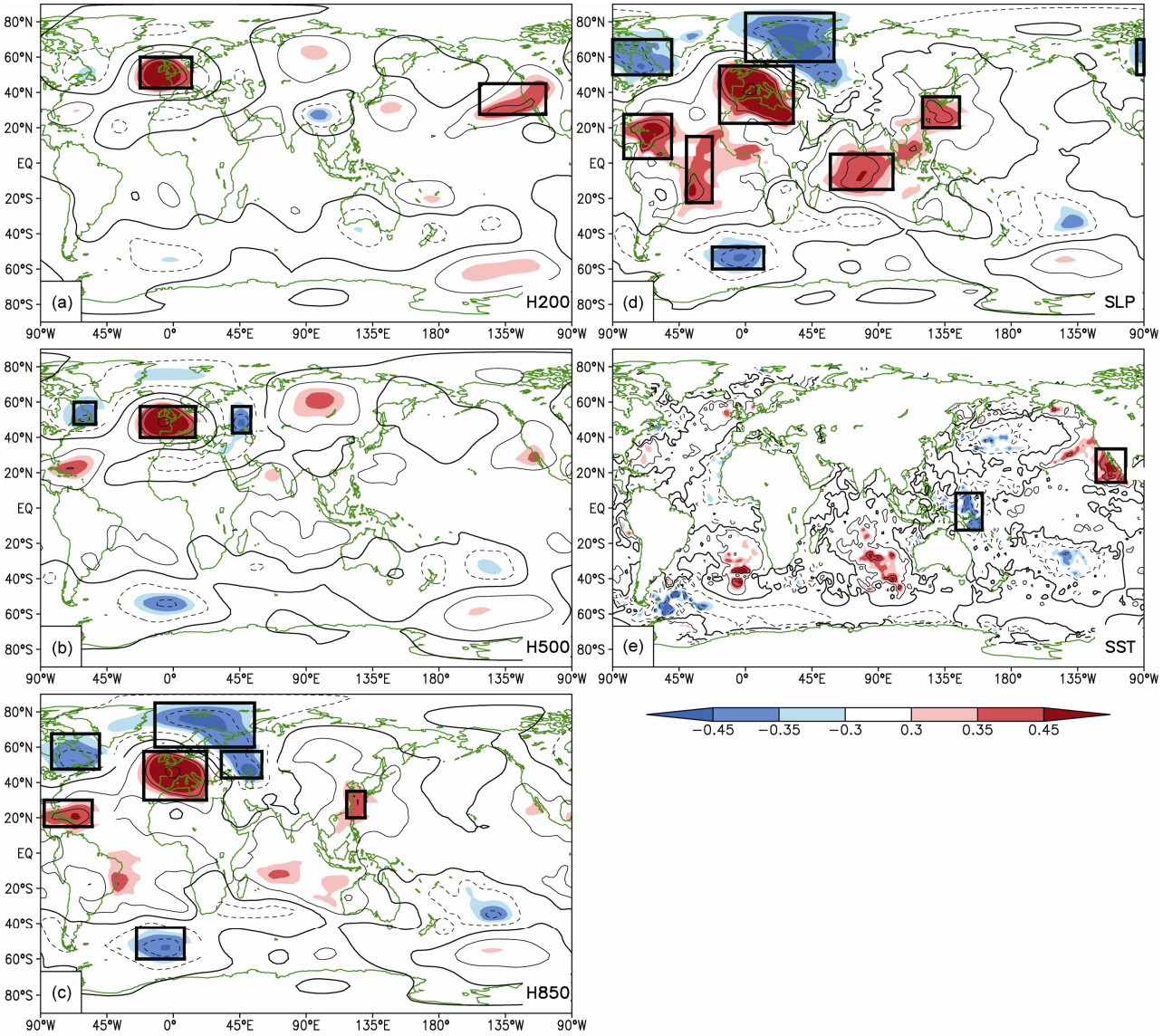

图 3　后冬 SWRI 与环流场的相关分布(1951~1980 年)

(a)~(c)分别为 200, 500 和 850 hPa 的位势高度场; (d)为 SLP 场; (e)为 SST 场. 每个方框代表识别出的的潜在强迫因子. 等值线间隔 0.2. 填色区域分别达到 90%, 95%, 99%置信水平

式中, $SWRI_1$, SWRI和$SWRI_{SNAO}$单位为mm, SNAO单位为hPa. 这样得到与SNAO线性无关的降水部分$SWRI_1$, $SWRI_1$与SNAO正交, 故$SWRI_1$的变率无法用SNAO来解释. 将$SWRI_1$与环流场进行相关分析, 寻找下一个可能的强迫因子.

图4为$SWRI_1$与环流场的相关图, 由图可见, 一个显著的特点是, 气压场上原本位于欧洲地区和北美东海岸的显著相关区消失了. 这表明随着SNAO信号从西南后冬降水序列中剔除, 这些因子与西南后冬降水的相关关系消失, 也就说明了这些因子提供的信息实际上与SNAO是一致的. 既然SNAO已经入选模型, 这些因子也不必再考虑. 同时也应注意到, 一些强迫因子仍然存在并且面积有所加大, 如图3中的SLP场上位于热带大西洋的因子仍被保留; 还有一些新因子被识别出来, 如位势高度场中上层中位于北美北部的因子. 这些仍被保留的以及新出现的强迫因子, 有着与SNAO有不同信号, 可能是影响西南后冬降水的新因子.

表 1　交叉检验的 RMSE 最小的 4 个潜在强迫因子(1951~1980 年)[a)]

	潜在强迫因子	经度		纬度		*R*	RMSE
第1步	SLP 欧洲西部	17.5°W	32.5°E	22.5°N	55°N	0.64**	12.4
	H850 欧洲西部	20°W	22.5°E	30°N	57.5°N	0.64**	12.5
	H500 欧洲西部	22.5°W	15°E	40°N	57.5°N	0.61**	12.8
	H200 欧洲西部	22.5°W	12.5°E	42.5°N	60°N	0.56**	13.4
第2步 (去除SNAO)	SST 热带西太平洋	139.5°E	159.5°E	13.5°N	14.5°N	−0.50**	10.8
	SST 热带大西洋	34.5°W	2.5°E	11.5°N	4.5°N	−0.15	11.0
	H850 南太平洋	162.5°W	132.5°W	35°N	17.5°S	−0.35*	11.3
	SLP 南大西洋	42.5°W	20°W	32.5°N	0	0.39*	11.4
第3步 (去除SNAO和WPT)	H200 太平洋北部	62.5°E	80°W	52.5°N	87.5°N	0.15	8.5
	H850 太平洋北部	125°E	80°W	55°N	85°N	0.02	8.7
	H200 中国东部	92.5°E	130°E	22.5°N	42.5°N	−0.12	8.7
	H500 太平洋北部	115°E	87.5°W	52.5°N	85°N	0.13	8.9

a) *达到95%置信水平. **达到99%置信水平

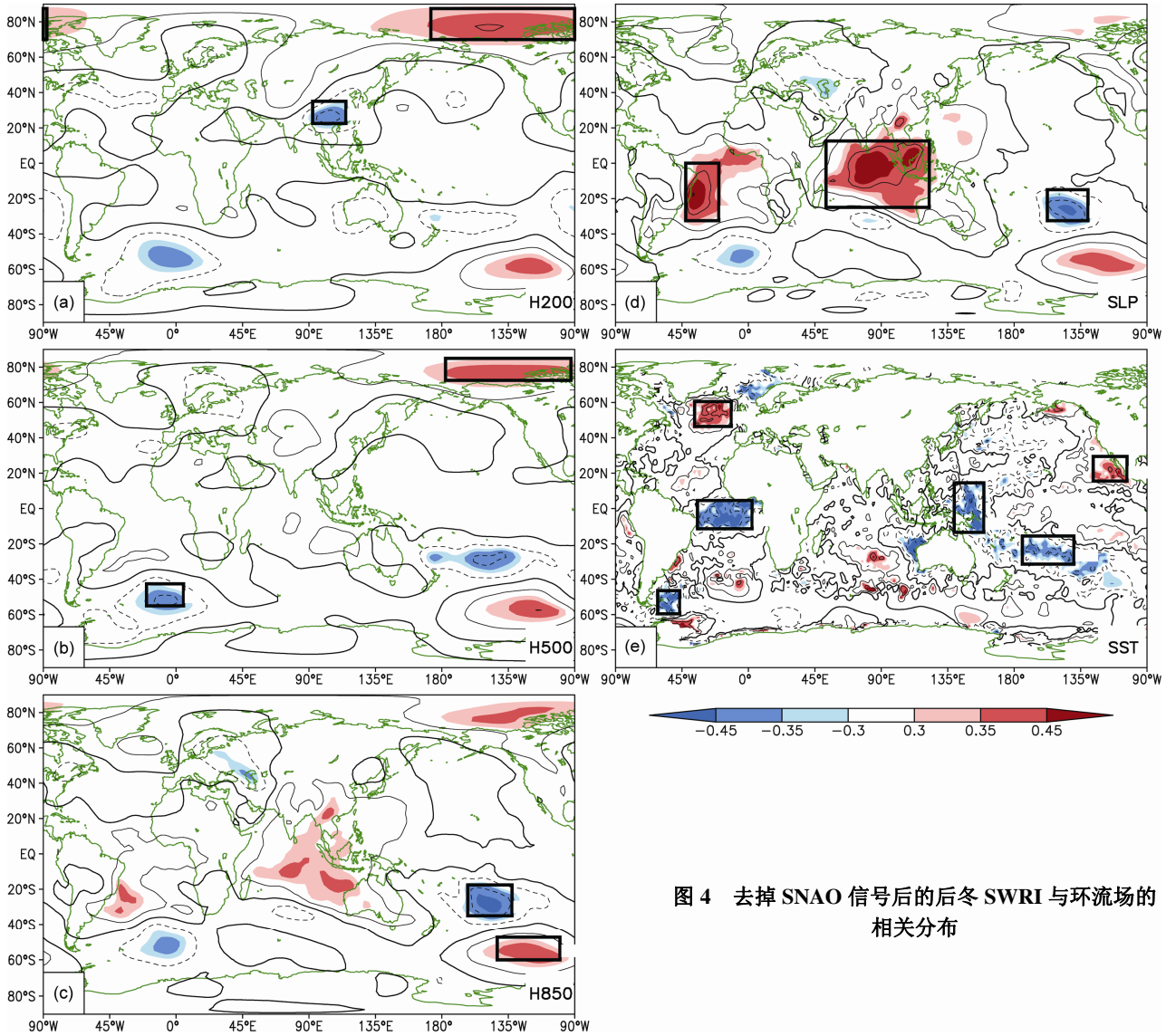

图 4　去掉 SNAO 信号后的后冬 SWRI 与环流场的相关分布

将图4中的相关区，按照同样的方法定义潜在强迫因子，此时共有15个因子，其中SST场上位于热带西太平洋(139.5°~159.5°E, 13.5°S~14.5°N)的强迫因子RMSE为最小(10.6 mm)，并且其与SWRI的相关系数为–0.50，达到95%置信水平，所以该因子被选入统计模型，并根据其地理位置命名为WPT (Western Pacific Sea Surface Temperature). 而且WPT与SNAO的相关系数仅为–0.18(表2)，显示这两个强迫因子之间的独立性.

按照偏相关的方法，继续将SNAO和WPT的信号从SWRI中线性的剔除:

$$SWRI_2 = SWRI - SWRI_{SNAO_WPT}$$
$$= SWRI + 3079.1 - 3.87 \times SNAO + 28.5 \times WPT,$$

式中, $SWRI_2$, SWRI和$SWRI_{SNAO_WPT}$单位为mm, SNAO单位为hPa，WPT单位为℃. 将$SWRI_2$与环流场做相关分析，结果如图5所示. 当WPT的信号也从后冬降水变率的去除后，又有一些潜在因子消失和出现. 此时RMSE最小的因子为200 hPa上位于太平洋北部(62.5°E~80°W，52.5°~87.5°N)的因子，但该因子与总降水的相关系数仅为0.15，没有达到95%的置信水平，

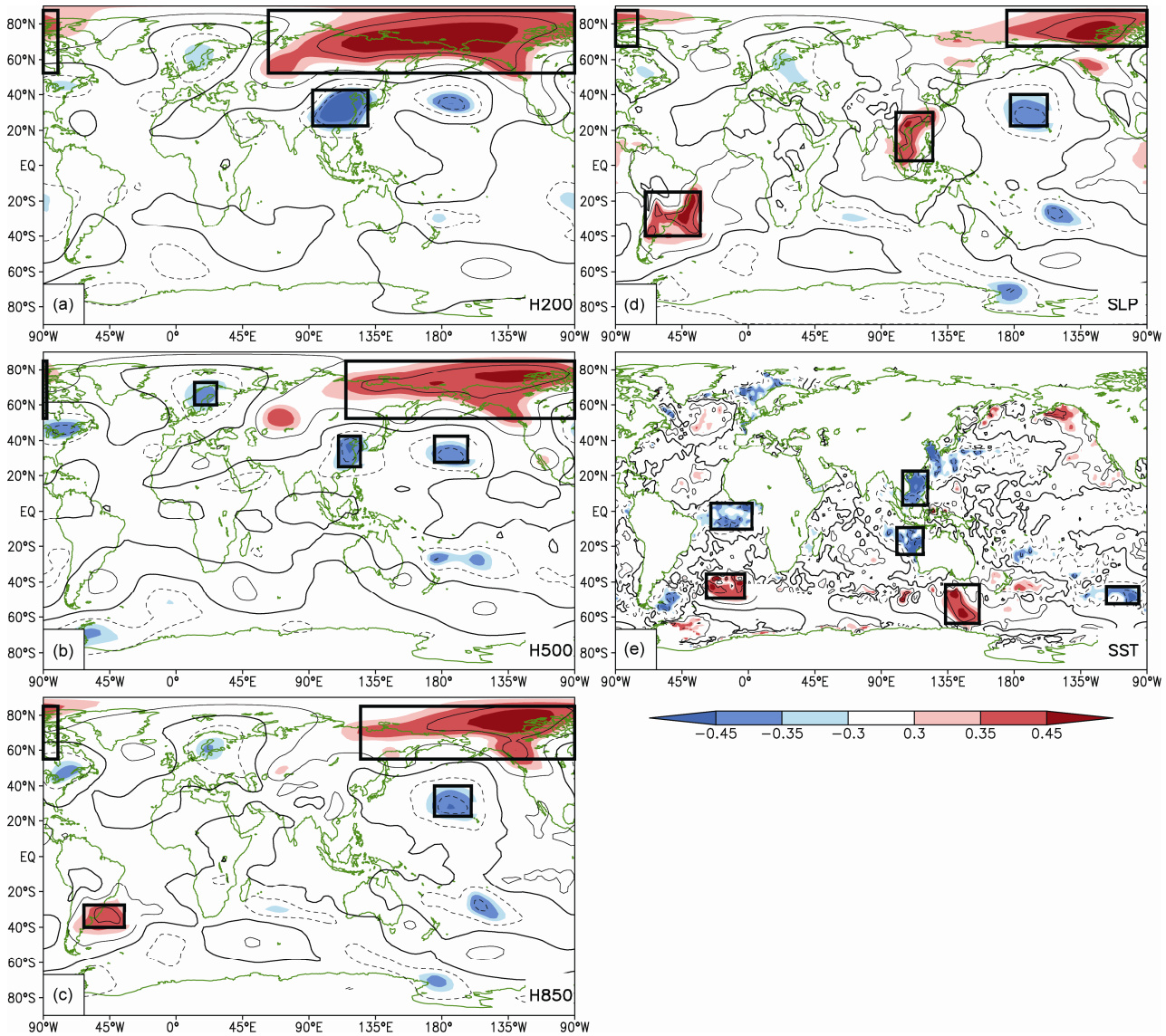

图 5　去掉 SNAO 和 WPT 信号后的后冬 SWRI 与环流场的相关分布

因此并不能引入统计模型. 而且其他的潜在强迫因子也未能通过相关显著性检验, 这表明去除SNAO和WPT后剩余的这部分降水变率, 与大尺度环流联系较弱, 可能更多的反映的为局地降水的内部变率, 不受大尺度强迫因子的控制. 至此强迫因子的选取结束, 最终确定了两个与西南后冬降水相关的强迫因子, SNAO和WPT.

3 强迫因子影响后冬 SWRI 的物理机制

通过偏相关法, 找到了与西南后冬降水相关联的强迫因子SNAO和WPT, 但对于这两个因子具体如何影响西南后冬降水仍不清楚. 本节将主要分析SNAO和WPT影响西南后冬降水的物理机制.

3.1 SNAO 影响后冬 SWRI 的物理机制

为了反映SNAO所对应的环流结构, 将SNAO与位势高度场和风场做去趋势相关分析, 结果如图6(a)和(b)所示. 在北大西洋中高纬地区, 各个层的位势高度场呈现冬季NAO正位相结构(Li等, 2003a), 一个负相关中心位于格陵兰岛, 一个正相关中心位于欧洲西部和北大西洋中纬度地区. 而且SNAO与同期的NAO指数和NAM指数也成很高的正相关关系(表2), 可见SNAO实际上代表了NAO偶极子中南侧极子的变化.

有研究指出, 春季NAO能够通过遥相关作用影响东亚夏季风的强度(Wu等, 2009, 2012), 那么后冬NAO南侧极子是如何影响下游西南降水呢?图6(a)和(b)中, 在对流层中高层上, 环流呈现从北大西洋中高纬至下游地区的遥相关结构响应. 在欧洲西部、阿拉伯海、蒙古和中国东北地区为3个正相关响应中心, 而红海和中国西南地区为负相关响应, 该结构与前人研究的南欧亚遥相关型相一致(宋洁等, 2011; 徐寒列等, 2012). 该遥相关结构在青藏高原南侧形成负的位势高度异常, 从而有利于南支槽的加强. 而南支槽是控制西南地区冬季降水主要结构, 其通过影响槽前西南风异常进而影响水汽输送来控制西南降水(秦剑等, 1991; 索渺清和丁一汇, 2009; 郭荣芬等, 2010; 王斌和李跃清, 2010). 图6(c)为整层水汽输送通量与SNAO的去趋势相关, 可见SNAO偏强时, 来自孟加拉湾的水汽可经过中南半岛输送至西南地区, 并继续输送至华中和华南地区, 从而有利于促进这些区域的后冬降水.

图6(d)为SNAO与中国160测站后冬降水的去趋势相关图, 图中显著的正相关区除了西南地区外, 还包括华中地区和华南地区. 可见与SNAO显著相关的中国后冬降水与SNAO的强迫相一致, 并且不局限于中国西南地区. 另外在东北地区为较弱的负相关区, 这可能与南欧亚遥相关在蒙古和东北地区造成位势高度正异常以及反气旋式环流结构有关.

3.2 WPT 影响后冬 SWRI 的物理机制

将WPT指数与同期海表面温度场做去趋势相关分析(图7(a)), 相关场在热带太平洋SST呈现La Niña结构, 中东太平洋为海温负相关, 西太平洋以及副热带区域为马蹄形的正相关结构, 南海、西北太平洋和东印度洋为负相关区. WPT与同期ENSO类指数也为显著负相关(表2), 这表明WPT反映的是ENSO在西太平洋的信号.

热带大气环流结构主要受海温强迫控制(Webster, 1972; Feng等, 2011, 2013a, 2013b), WPT为ENSO在西太平洋的信号, 则WPT对应的大气环流特征应与ENSO事件的相类似. 将WPT与925 hPa流函数和风场做去趋势相关分析(图7(b)), 可见WPT为正位相时, 热带中太平洋北侧为一反气旋式结构, 这是热带大气对中东太平洋冷源的Rossby波响应(Gill, 1980). 而在中太平洋反气旋西侧, 一个气旋式结构位于菲律宾海上空, 再向西北, 中国南方受反气旋结构控制. 低层流场的这种“A, C, A”响应与太平洋-东亚遥相关结构相一致, 其形成机制是在热带西太平洋的海气相互作用的结果造成的(Zhang等, 1999, 2002; Wang等, 2000; Weng等, 2009). 即热带西太平洋海温的异常偏高, 会在西北侧(菲律宾海)形成气旋式的大气异常响应, 而该气旋结构的东南侧西南风异常叠加在气候态东北信风上, 会减小净风速, 从而抑制海面蒸发, 进一步促进西太平洋海温的正距平, 形成正反馈(Wang等, 2000). 在太平洋-东亚遥相关强迫下, 中国西南地区受反气旋结构控制, 主要为下沉气流. 沿着(97.5°E, 27.5°N)~(160°E, 5°S)剖面分析垂直速度(图7(c)), 可以看到菲律宾海盛行上升气流, 而中国西南地区上空受下沉气流控制, 这将不利于西南后冬降水的产生, 从而使得WPT与后冬SWRI呈负相关关系.

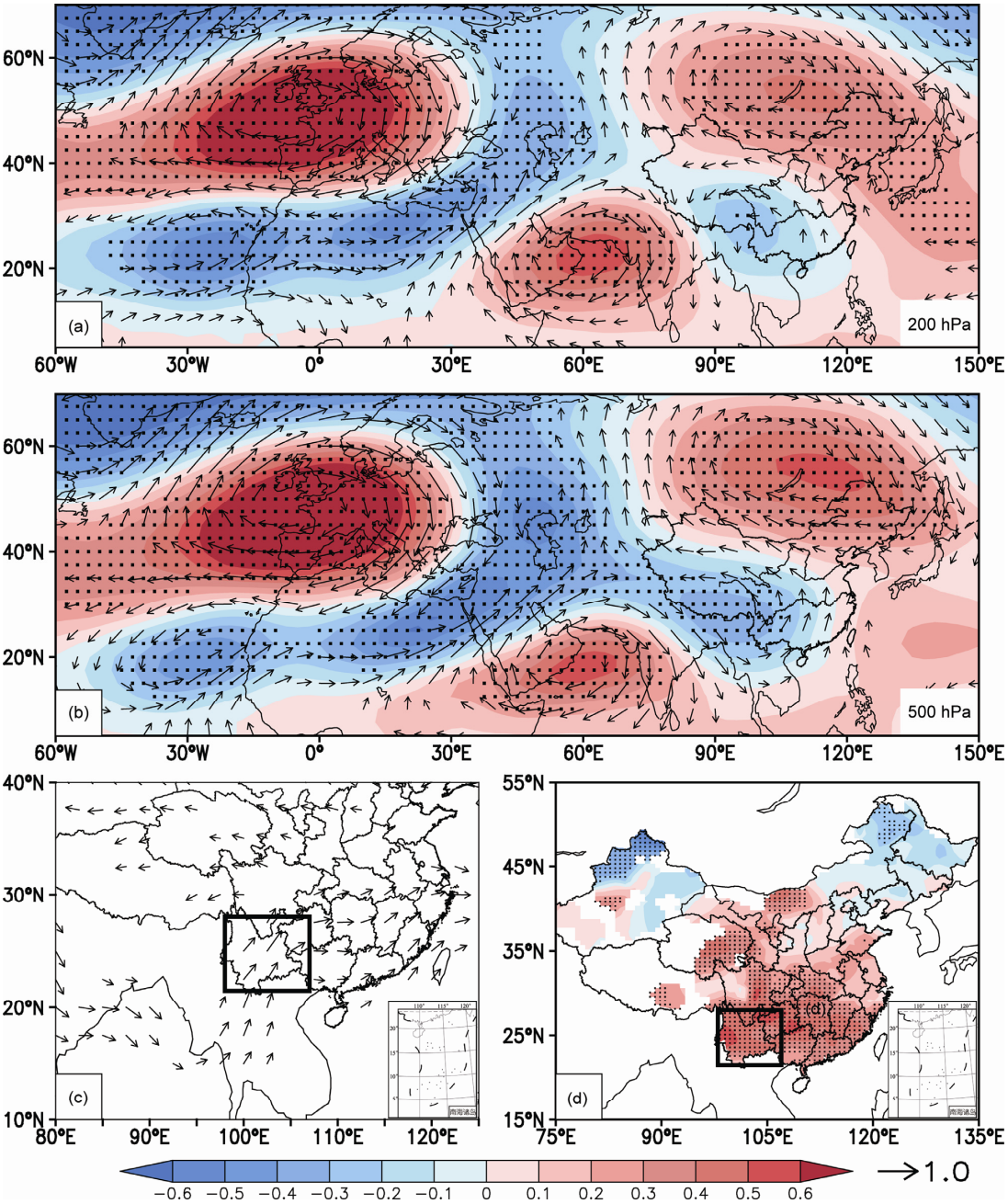

图 6　后冬 SNAO 与 200 hPa 位势高度和风场(a)、500 hPa 位势高度和风场(b)、整层水汽输送(c)和中国逐站降水的去趋势相关(d)

打点区域和叠加的矢量达到 95%置信水平. 方框表示本文所研究的中国西南地区(97.5°~107.5°E, 21.5°~27.5°N)

表 2　SNAO 和 WPT 与后冬气候指数的去趋势相关(1951~2014 年)[a)]

	SNAO	WPT	NAO	NAM	Niño1+2	Niño3	Niño4	Niño3.4
SNAO	--	−0.18	0.74**	0.68**	0.17	0.08	−0.04	0.06
WPT	−0.18	--	0.08	−0.04	−0.47**	−0.53**	−0.48**	−0.56**

a) **达到99%置信水平

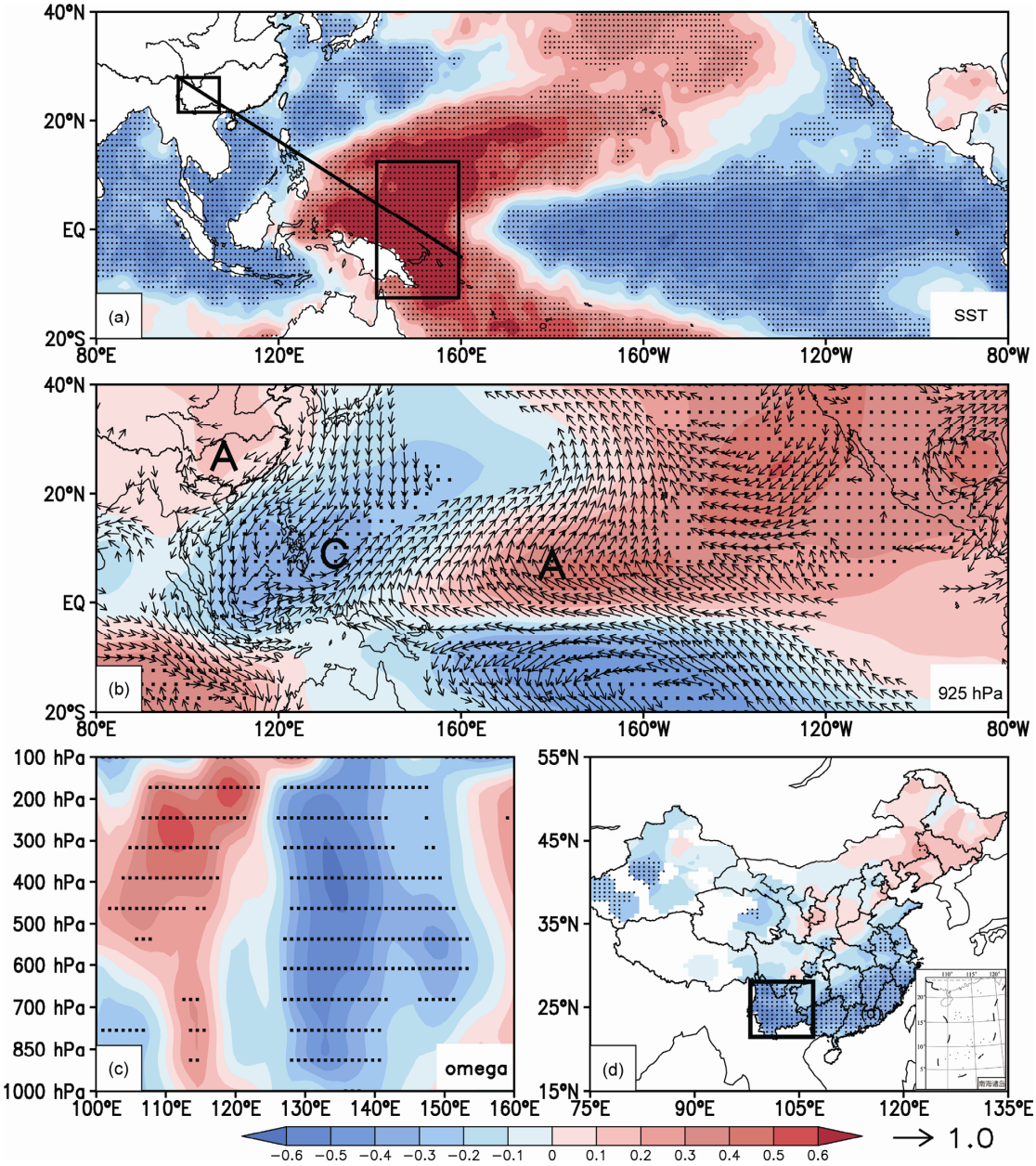

图 7　后冬 WPT 与 SST(a)、925 hPa 流函数和 925 hPa 风场(b)、沿(a)图实线的垂直剖面 omega (c)和中国逐站降水的去趋势相关(d)

(a)和(d)中方框分别表示中国西南地区和 WPT 区域. (b)中 A 和 C 分别代表反气旋和气旋式结构. 打点区域与画出的矢量达到 95%置信水平

另外, 中国南方沿海地区也在反气旋的控制之下, 同样与WPT负相关.

中国160测站降水与WPT的去趋势相关分析显示(图7(d)), 除了西南地区外, 中国东南沿海也为显著负相关区, 整个负相关区呈东北-西南走向, 这与WPT在中国南部强迫产生的反气旋相对应.

通过分析SNAO和WPT所对应的环流结构, 揭示了两因子控制中国西南后冬降水的影响机制. SNAO实际为NAO的南侧极点, 其通过激发南欧亚遥相关, 来影响南支槽的强度, 进而影响水汽输送来影响西南降水; WPT为ENSO在西太平洋的响应, 该因子通过太平洋-东亚遥相关, 在中国南方强迫出反气旋(气

旋)结构, 抑制(促进)西南的后冬降水. 另外注意到, 两因子对中国后冬降水的影响, 并不局限于中国西南地区, 对于华南地区, 两因子都显著的强迫作用.

4 后冬SWRI统计降尺度模型的建立及检验

本节利用强迫因子SNAO和WPT建立西南后冬降水的统计模型, 考虑到西南后冬降水为季节尺度降水, 非线性特征较弱, 所以选择线性回归模型来拟合. SNAO和WPT的时间序列如图8(a)所示, 在1951~2014年, SNAO强度变化不大, 但WPT有明显的升高趋势, 在热带西太平洋海表面温度的升高可能与全球变暖有关. 根据1951~1980年的观测资料, 建立SNAO和WPT与后冬SWRI之间的二元线性回归模型:

$$SWRI = -3079.1 + 3.87 \times SNAO - 28.5 \times WPT,$$

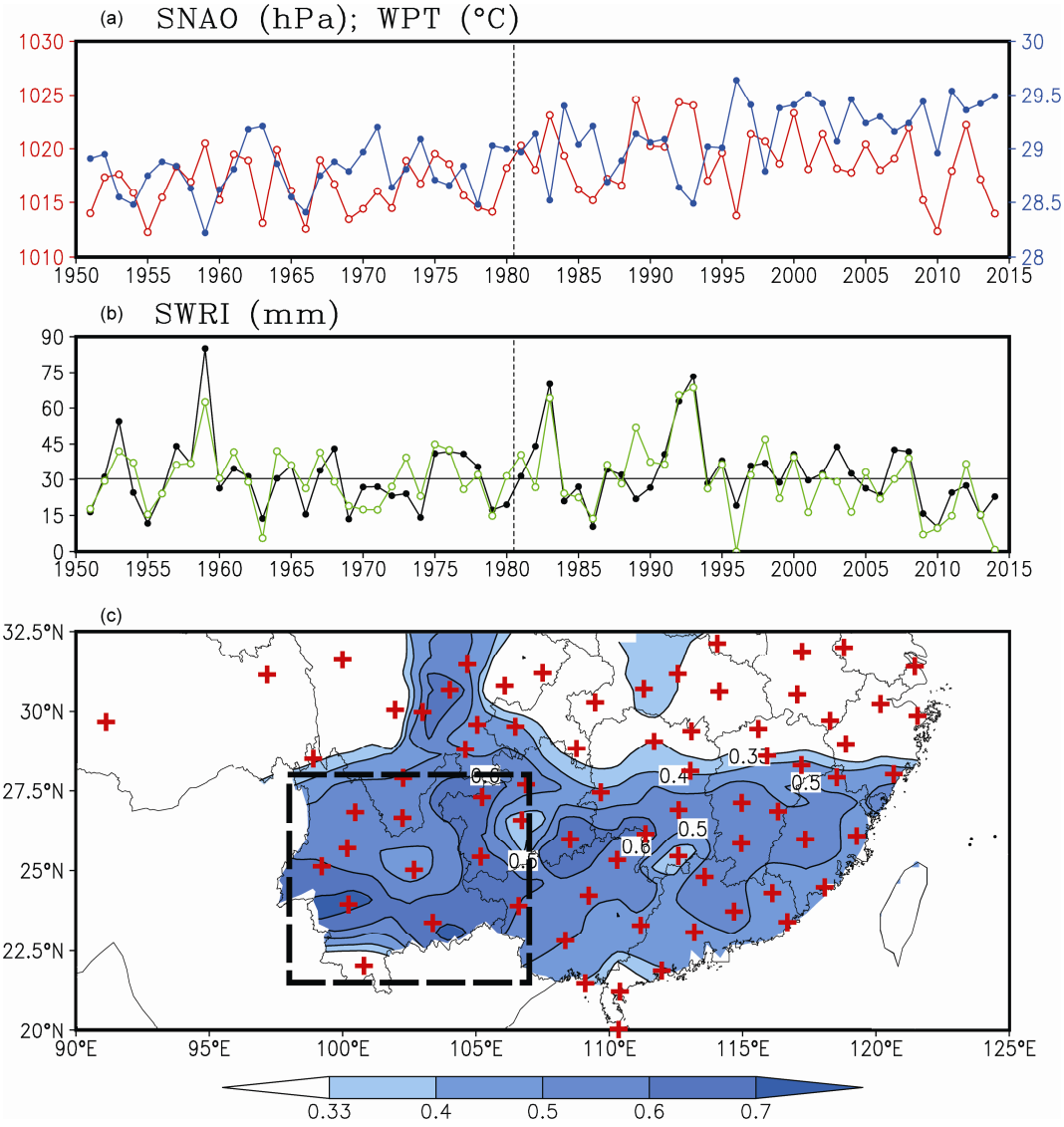

图 8 后冬 SNAO 和 WPT 时间序列(a)、观测和拟合的后冬 SWRI 时间序列(b)以及观测与拟合的后冬逐站降水相关系数(c)

(a) 中红色曲线代表 SNAO, 蓝色曲线代表 WPT; (b) 中黑色曲线为观测值, 绿色曲线为拟合值. 水平线为 1951~2015 年气候态平均. 1951~1980 年为模型拟合阶段, 1981~2014 年为模型独立检验阶段. (c) 中虚线方框表示本文所研究的中国西南地区(97.5°~107.5°E, 21.5°~27.5°N). 红色十字为 160 个降水测站的位置. 填色区域达到 95%置信水平

表 3 观测与拟合后冬 SWRI 之间的相关系数、交叉检验中均方根误差和距平符号一致率

	相关系数	RMSE (mm)	*P* (%)
拟合阶段(1951~1980)	0.79	10.8	83
独立检验(1981~2014)	0.79	9.9	71

SWRI单位为mm, SNAO单位为hPa, WPT单位为℃. 分别计算拟合阶段(1951~1980年)和独立检验阶段(1981~2014年)模型估计的降水值, 并与观测降水进行比较, 结果如图8(b)和表3所示. 在模型拟合阶段, 观测与估计得到的后冬SWRI之间相关系数为0.79, 交叉检验中RMSE为10.8 mm, 距平符号一致率为83%, 可见模型较好的抓住了西南后冬降水的主要变率. 而在独立检验阶段, 模型拟合降水与观测值间的相关系数和RMSE分别为0.79和9.9 mm, 距平符号一致率为71%, 与建模阶段的拟合能力相当, 这体现了模型拟合技巧的稳定性和可靠性.

对于2009/2010年西南后冬的严重干旱, 此时SNAO为很强的负位相, 但WPT的距平较弱(图8(a)), 带入模型后得到拟合降水9.74 mm, 与观测降水一致(10.1 mm). 这表明, 2009/2010年西南地区的后冬干旱可能是由中高纬的极端强迫造成的, 与热带海温强迫关系较弱, 这与前人的部分结果相一致(宋洁等, 2011; 徐寒列等, 2012; 杨辉等, 2012). 但应注意, 本文的统计降尺度模型是基于线性分析建立的, 而有研究指出ENSO对中国南方秋季降水的非线性作用是造成该地区年代际干旱的原因(Zhang等, 2011, 2014a). 因此对于西南后冬降水, 热带海洋的强迫作用是否也存在非线性特征还需进一步的研究.

SWRI为整个西南地区后冬的总降水, 下面讨论降尺度模型对逐站降水的拟合能力. 仍然以SNAO和WPT为强迫因子, 将中国气象局气候中心整理的中国160测站的逐站后冬降水作为预报量, 对每个测站分别建立二元线性回归模型, 然后在1981~2014年后冬时间段内进行独立检验. 独立检验阶段的逐站相关系数如图8(c)所示. 可见, 在整个西南地区, 除了最南端的景洪测站, 统计模型在其他测站都有较高的技巧, 大部分测站的相关系数都超过0.5, 部分测站可超过0.7. 这表明利用SNAO和WPT建立的统计模型, 对西南的各个测站都是有效的. 另外, 统计模型虽然是针对中国西南地区设计的, 但图8(c)显示在华南地区, 模型也显示出了一定的拟合能力, 这体现了SNAO和WPT对华南后冬降水的强迫作用.

5 讨论与总结

中国西南地区近十几年来遭遇连续的干旱, 而2009/2010年的秋冬连旱则是百年一遇的严重干旱事件. 本文针对西南后冬降水进行归因分析, 提出采用偏相关选取强迫因子的方法, 找到了控制西南后冬降水的两个强迫因子, 位于欧洲西部的SNAO和位于热带太平洋西部的WPT. 利用这两个因子建立的统计降尺度模型较好的拟合了西南后冬整体与逐站的降水变率, 在独立检验时统计模型也保持了良好的稳定性和可靠性.

SNAO和WPT都通过遥相关的方式影响西南后冬降水. SNAO反映了冬季NAO南侧极点的变率, 在冬季可以激发出南欧亚遥相关结构, 其产生的Rossby波自欧洲西部经红海、阿拉伯海, 到达青藏高原南支槽位置, 然后通过影响南支槽的水汽输送, 来强迫西南后冬降水变率. WPT反映了ENSO对西南后冬降水的影响, 当WPT正位相时, 热带太平洋海温为La Niña式分布, 其强迫产生的太平洋-东亚遥相关使得中太平洋、菲律宾海和中国南部上空为反气旋-气旋-反气旋环流. 中国西南地区受反气旋控制, 盛行下沉气流, 从而抑制后冬降水.

SNAO和WPT分别反映了NAO和ENSO对西南后冬降水的影响, 那么直接利用NAO和ENSO指数建立后冬SWRI的统计模型, 效果会如何? 直接将1~2月NAO指数和Niño3.4指数作为强迫因子, 建立后冬SWRI的统计模型, 并进行独立检验. 结果显示, 该模型效果明显要低于采用SNAO和WPT建立的拟合模型, 在独立检验阶段, 观测与拟合的后冬SWRI的相关系数为0.59, RMSE为12.69 mm, 距平符号一致率为68%, 均劣于原模型. 这可能是由于, NAO与ENSO是通过SNAO和WPT来间接影响西南后冬降水, 不适合直接拟合降水. 另外, 有研究指出ENSO的气候强迫存在非线性现象(Zhang等, 2011, 2014a), 这可能也是NAO与Niño3.4的线性模型效果较差的原因.

本文所建立的西南地区后冬降水的统计降尺度模型选取的强迫因子是同期的, 并不能直接用于季节气候预测, 在实际预测中, 还需结合数值模式. 对

于西南地区后冬降水来说, 是否存在显著的前期强迫因子, 前期强迫因子的预测性能如何, 怎样建立降尺度模型? 另外, 文中发现, 建立的拟合模型对于中国的华南地区后冬降水有一定效果, 对于中国华南地区, 其降水的年际、年代际变化与西南地区有何相似及不同之处, 对于此区域降水的降尺度模型如何建立, 其预测性能如何? 这些问题是目前仍然未解决的, 是下一步的工作内容.

参考文献

郭荣芬, 高安生, 杨素雨. 2010. 低纬高原两次冬季南支槽强降水的对比分析. 大气科学学报, 33: 82–88

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. 大气科学, 36: 443–457

李建平, 任荣彩, 齐义泉, 等. 2013. 亚洲区域海-陆-气相互作用对全球和亚洲气候变化的作用研究进展. 大气科学, 37: 518–538

刘建刚, 谭徐明, 万金红, 等. 2011. 2010年西南特大干旱及典型场次旱灾对比分析. 中国水利, 9: 17–19

秦剑, 潘里娜, 石鲁平. 1991. 南支槽与强冷空气结合对云南冬季天气的影响. 气象, 17: 39–43

宋洁, 杨辉, 李崇银. 2011. 2009/2010年冬季云南严重干旱原因的进一步分析. 大气科学, 35: 1009–1019

索渺清, 丁一汇. 2009. 冬半年副热带南支西风槽结构和演变特征研究. 大气科学, 33: 425–442

陶云, 黄玮, 郑建萌, 等. 2014. 云南冬季降水的演变特征及成因分析. 高原气象, 33: 130–139

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. 高原山地气象研究, 30: 26–35

徐寒列, 李建平, 冯娟, 等. 2012. 冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的不对称关系. 气象学报, 70: 1276–1291

杨辉, 宋洁, 晏红明, 等. 2012. 2009/2010年冬季云南严重干旱的原因分析. 气候与环境研究, 17: 315–326

Barriopedro D, Gouveia C M, Trigo R M, et al. 2012. The 2009/10 Drought in China: Possible causes and impacts on vegetation. J Hydrometeorol, 13: 1251–1267

Feng J, Li J P. 2013a. Contrasting impacts of two types of ENSO on the boreal spring Hadley circulation. J Clim, 26: 4773–4789

Feng J, Li J P, Xie F. 2013b. Long-term variation of the principal mode of boreal spring Hadley circulation linked to SST over the Indo-Pacific warm pool. J Clim, 26: 532–544

Feng L, Li T, Yu W. 2014. Cause of severe droughts in Southwest China during 1951–2010. Clim Dyn, 43: 2033–2042

Feng R, Li J P, Wang J C. 2011. Regime change of the boreal summer Hadley circulation and its connection with the tropical SST. J Clim, 24: 3867–3877

Fowler H, Blenkinsop S, Tebaldi C. 2007. Linking climate change modelling to impacts studies: Recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. Int J Climatol, 27: 1547–1578

Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Q J R Meteorol Soc, 106: 447–462

Gu W, Wang L, Li W, et al. 2014. Influence of the tropical Pacific east–west thermal contrast on the autumn precipitation in South China. Int J Climatol, doi: 10.1002/joc.4075

Guo Y, Li J P, Li Y. 2011. Statistically downscaled summer rainfall over the middle-lower reaches of the Yangtze River. Atmos Oceanic Sci Lett, 4: 191–198

Guo Y, Li J P, Li Y. 2012. A time-scale decomposition approach to statistically downscale summer rainfall over North China. J Clim, 25: 572–591

Guo Y, Li J P, Li Y. 2014. Seasonal forecasting of North China summer rainfall using a statistical downscaling model. J Appl Meteor Climatol, 53: 1739–1749

Hewitson B, Crane R. 2006. Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: Precipitation downscaling over South Africa. Int J Climatol, 26: 1315–1337

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 77: 437–471

Li J P, Wang J X. 2003a. A new North Atlantic Oscillation index and its variability. Adv Atmos Sci, 20: 661–676

Li J P, Wang J X. 2003b. A modified zonal index and its physical sense. Geophys Res Lett, 30: 1632

Li J P, Sun C, Jin F F. 2013. NAO implicated as a predictor of Northern Hemisphere mean temperature multidecadal variability. Geophys Res Lett, 40: 5497–5502

Li Y, Smith I. 2009. A statistical downscaling model for southern Australia winter rainfall. J Clim, 22: 1142–1158

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 Geophys Res Atmos, 108: 4403

Salathé E P. 2003. Comparison of various precipitation downscaling methods for the simulation of streamflow in a rainshadow river basin. Int J

Climatol, 23: 887–901
Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? J Clim, 13: 1517–1536
Wang L, Chen W, Zhou W. 2014. Assessment of Future Drought in Southwest China based on CMIP5 Multimodel Projections. Adv Atmos Sci, 31: 1035–1050
Webster P J. 1972. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing. Mon Weather Rev, 100: 518–541
Weng H, Behera S K, Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. Clim Dyn, 32: 663–674
Wilby R L. 1997. Non-stationarity in daily precipitation series: Implications for GCM downscaling using atmospheric circulation indices. Int J Climatol, 17: 439–454
Wilby R L, Wigley T. 2000. Precipitation predictors for downscaling: Observed and general circulation model relationships. Int J Climatol, 20: 641–661
Wu Z, Wang B, Li J P, et al. 2009. An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO. J Geophys Res, 114: D18120, doi:10.1029/2009JD011733
Wu Z, Li J P, Jiang Z, et al. 2012. Possible effects of the North Atlantic Oscillation on the strengthening relationship between the East Asian summer monsoon and ENSO. Int J Climatol, 32: 794–800
Yarnal B, Comrie A C, Frakes B, et al. 2001. Developments and prospects in synoptic climatology. Int J Climatol, 21: 1923–1950
Yu M, Li Q, Hayes M J, et al. 2014. Are droughts becoming more frequent or severe in China based on the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index: 1951–2010? Int J Climatol, 34: 545–558
Zhang L, Xiao J, Li J, et al. 2012. The 2010 spring drought reduced primary productivity in southwestern China. Environ Res Lett, 7: 045706
Zhang M, He J, Wang B, et al. 2013a. Extreme drought changes in Southwest China from 1960 to 2009. J Geogr Sci, 23: 3–16
Zhang R, Sumi A. 2002. Moisture circulation over East Asia during El Niño episode in northern winter, spring and autumn. J Meteorol Soc Jpn, 80: 213–227
Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Nino on the precipitation in China. Adv Atmos Sci, 16: 229–241
Zhang W, Jin F F, Li J P, et al. 2011. Contrasting impacts of two-type El Nino over the Western North Pacific during boreal autumn. J Meteorol Soc Jpn, 89: 563–569
Zhang W, 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 Clim, 26: 8392–8405
Zhang W, Jin F F, Turner A. 2014a. Increasing autumn drought over southern China associated with ENSO regime shift. Geophys Res Lett, 41: 4020
Zhang W, Wang L, Xiang B, et al. 2014b. Impacts of two types of La Nina on the NAO during boreal winter. Clim Dyn, 41: 4026–4026
Zorita E, Storch H V. 1999. The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. J Clim, 12: 2474–2489