北大西洋涛动与青藏高原东部夏季降水的不稳定关系

陈涛^{1, 2, 4}, 智海², 陈林², 卓嘎^{3, 4}, 德吉央宗¹

1 西藏自治区气候中心, 拉萨 850001

2 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044

3 西藏高原大气环境科学研究所, 拉萨 850001

4 墨脱国家气候观象台, 墨脱 860700

摘要青藏高原降水因其在区域水循环中的重要作用备受关注。基于96个气象站数据,分析了1961-2017年青藏高原东部夏季(6-8月)降水主模态与北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)的关系,解释了两者关系的演变特征及可能机制。结果表明,NAO 主导着青藏高原东部夏季降水主模态,但两者的关系存在年代际变化,前期(1961-1993)NAO导致青藏高原东部夏季降水主模态呈南北偶极型,后期(2002-2017年)则为区域一致型。NAO能够在青藏高原高层激发具有准垂直正压结构的位势高度异常,在其低层形成相应的环流异常,进而影响该区域水汽异常。前(后)期,NAO 引起该环流异常的西边缘位于青藏高原东北部(西北部),有利于形成青藏高原东部夏季降水的南北偶极型(区域一致型)。青藏高原东部夏季降水主模态的转变,导致了对于整个研究时段青藏高原东部夏季降水主模态时间系数与 NAO 相关关系在 1998年出现突变。鉴于 NAO 与青藏高原东部夏季降水主模态时转变,导致了对于整个研究时段青藏高原东部夏季降水主模态时

 关键词 青藏高原 夏季降水 主模态 突变 北大西洋涛动

 文章编号
 中图分类号 P426
 文献标识码 A

 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2404.23115



CHEN Tao^{1,2,4}, ZHI Hai², CHEN Lin², ZHUO Ga^{3,4}, DEKEY Yangzom¹

- 1 Xizang Autonomous Region Climate Centre, Lhasa 850001 China
- 2 College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044 China
- 3 Xizang Institute of Plateau Atmospheric and Environmental Sciences, Lhasa 850001 China
- 4 Mêdog National Climate Observatory, Mêdog, 860700 China

收稿日期 2023-08-30; 网络预出版日期

作者简介 陈涛, 男, 1983 年出生, 副高级工程师, 主要从事青藏高原气候变化研究。E-mail: tibet_ct@163.com

通讯作者 陈林, Email: chenlin@nuist.edu.cn

资助项目 中国气象科学研究院青藏高原与极地气象科学研究所开放课题 ITPP2021K02, 江苏省优秀青年基金BK20230061, 西藏自治区自然科学基金"青藏高原夏季降水主模态的时间稳定性及影响因子",中国气象局西南区域气象中心创新团队基金 XNQYCXTD-202201

Funded by the Basic Scientific Research and Operation Foundation of CAMS (Grant ITPP2021K02), the Natural Science Foundation of Jiangsu Province (Grant BK20230061), Natural Science Foundation of Tibet Autonomous Region (Temporal stability and influencing factors of the leading mode of summer precipitation on the Tibetan Plateau), Innovation Team Fund of Southwest Regional Meteorological Center, China Meteorological Administration (Grant XNQYCXTD-202201) Abstract Precipitation on the Tibetan Plateau (TP) have received attention because of its importance for regional water cycle. Based on data of 96 meteorological stations from 1961 to 2017 on the eastern TP, the relationship between the lead mode of summer (JJA) precipitation variability and the North Atlantic Oscillation (NAO) is analyzed, and the possible mechanisms for the unstable relationship are explained. The results show that the NAO dominates the leading mode of summer precipitation on the eastern TP, but there are interdecadal variations in their relationship, with NAO leading to a north-south dipole pattern in the early period (1961-1993), and a monopole pattern in the later period (2002-2017). The NAO is able to stimulate potential height anomalies with a quasi-barotropic structure in the upper layers over the TP, and form corresponding circulation anomalies in the lower layers, which in turn affect the water vapor anomalies in the region. During the early (later) period, the west edge of the NAO-related circulation anomalies is located in the northeastern (northwest) TP, which is conducive to the formation of precipitation anomalies of north-south dipole pattern (monopole pattern) in the eastern TP. The shift in the leading modes of summer precipitation on the eastern TP resulted in an abrupt change in the NAO-precipitation relationship in 1998 for the entire study period. Given the nonstationary relationship between NAO and summer precipitation on the eastern TP, the interdecadal background signal needs to be considered in the study of NAO's impact on regional climate in order to improve the prediction level and model simulation capability. Keywords: Tibetan Plateau, summer precipitation, leading mode, abrupt change, NAO

1. 引言

青藏高原位于亚洲中部,平均海拔 4000 m 以上,有"亚洲水塔"之称(Xu et al., 2008), 是亚洲主要河流的发源地(Immerzeel et al., 2010;杨浩等,2023),其动力和热力强迫对 中国、东亚乃至全球的天气气候变化有重要影响(马耀明等,2021;李延等,2023)。

青藏高原降水在区域能量和水循环中起着关键作用(段亚雯等,2014;王灏等,2023), 由于降水主要发生在夏季,关于青藏高原夏季降水变化的研究较为集中。青藏高原夏季降水 的影响因子较为复杂, Shaman 等(2005)指出与厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)事件有关的热带太平洋海温信号通过影响青藏高原冬季积雪厚度变化,在 随后的春季和夏季积雪信号通过改变海陆热力差异,进而影响南亚夏季风,最终影响青藏高 原夏季降水。通过分析氧稳定同位素, Gao 等(2018) 指出 ENSO 事件的发生演变是影响青 藏高原夏季水汽来源的重要因子之一。前者侧重讨论 ENSO 对青藏高原冬季积雪的影响,但 积雪影响南亚夏季风以及南亚夏季风调制青藏高原夏季降水等环节仍存在一些不确定因素。 后者虽然指出了 ENSO 可能影响青藏高原夏季的水汽来源,但 ENSO 事件可能只是影响青藏 高原水汽的因子之一,并且水汽条件也只是影响降水的因子之一,所以并不能得到 ENSO 和 青藏高原夏季降水年际变化之间的显著相关关系。此外,还有研究(假拉和周顺武,2003) 指出前期春季(同期夏季)印度洋海温偏高,导致印度夏季风偏强(偏弱),进而导致青藏 高原夏季降水偏多(偏少)。但是,亦有研究(Jing and Ting, 2017)通过分析 7-8 月降水主 模态,指出印度降水异常与青藏高原东南部降水异常呈反位相关系,但与青藏高原西部同位 相。因此,青藏高原夏季降水的时空特征和机制表现出复杂性,印度夏季风强度与青藏高原 不同区域的夏季降水可能存在不同关系,以此为纽带建立的印度洋海温与青藏高原夏季降水 的关系可能还需要分区域做具体讨论。

除上述太平洋和印度洋海温信号的影响外,近年来还有一些研究分析了北大西洋信号与

青藏高原夏季降水年际变化之间的关系,主要关注 NAO (North Atlantic Oscillation)与青藏高原夏季降水的关系。早期的发现指出 NAO 与青藏高原夏季降水主要空间模态存在一定联系,NAO 可能通过影响西风急流进而影响青藏高原夏季降水(Liu and Yin., 2001)。NAO 引起的北大西洋至东亚的遥相关波列可能通过调制青藏高原水汽输送进而影响其夏季降水,进一步明确了青藏高原夏季降水和 NAO 之间的关系(Zhu et al., 2011)。后续研究(Liu et al., 2015; Wang et al., 2018)从罗斯贝波频散的角度给出了 NAO 影响青藏高原夏季降水可能的物理机制。

近些年关于青藏高原降水异常有大量研究,但由于青藏高原的地质地貌和气候特征的独特性(Wu et al., 2015;姚檀栋等, 2017),关于青藏高原夏季降水的特征和影响青藏高原东部夏季降水南北偶极型密切相关这一观点在已有研究中较为一致,但是 NAO 与青藏高原东部夏季降水南北偶极型时间系数的相关系数存在较大差异(Liu et al., 2001; Liu et al., 2015)。造成这种差异的原因可能是不同研究所采用的资料时间段不一致,这是否意味着 NAO 与青藏高原东部夏季降水南北偶极型的关系在不同时期存在明显差异?如果存在显著差异,是什么原因所致?基于上述问题,本文利用时间更长、站点更密集的降水资料集对 NAO 与青藏高原东部夏季降水的关系做进一步研究。本文结构安排如下:第二部分为数据与方法;第三部分阐述了青藏高原东部夏季降水主模态时间系数与 NAO 相关关系的突变现象;第四部分分析了突变前后 NAO 对青藏高原降水、水汽、环流、位势高度影响的差异;结论与讨论位于第五部分。

2. 数据与方法

青藏高原边界来自青藏高原科学数据中心(https://data.tpdc.ac.cn [2019-08-12]), 1951-2017 年的气象站月降水资料由国家气象科学数据中心提供(http://data.cma.cn/ [2019-08-15])。由于青藏高原的气象站主要分布在东部,西部气象站稀少代表性不足,同时 为了与前人的研究结果进行对比,选取青藏高原东部 96 个气象站,空间分布如图 1 中黑色 圆点所示,所有站的数据缺失率不超过 5%。此外,考虑到 20 世纪 50 年代青藏高原气象站 数量较少,选择的研究时间段为 1961-2017 年。

风场、比湿、位势高度数据采用美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)地球系统研究实验室(Earth System Research Laboratories, ESRL)提供的 NCEP/NCAR Reanalysis 1 逐月资料(https://www.esrl.noaa.gov/psd/[2019-08-20]),水平分辨率为2.5°×2.5°(Kalnay et al., 1996)。NAO 指数由美国气候预测中心(Climate Prediction Center)提供(https://www.cpc.ncep.noaa.gov/[2019-08-25]),该指数为北半球 500 hPa 位势高度旋转经验正交分解(Rotated Empirical Orthogonal Function, REOF)主模态的时间系数(Barnston and Livezey, 1987)。

青藏高原东部夏季降水序列的生成方法为:首先计算月降水距平,然后取每年6、7、8 月降水距平的平均作为该年的夏季降水距平,进而扣除最小二乘线性趋势,得到夏季降水序 列。夏季 NAO 指数(Summer NAO Index: SNAOI)是由 NAO 指数生成的夏季平均序列,并 进行了扣除线性趋势以及标准化处理。使用的分析方法包括相关分析、合成分析、经验正交 函数分解(Empirical Orthogonal Function, EOF)。

3. 青藏高原东部夏季降水主模态时间系数与 NAO 相关关系的突变

首先利用 EOF 揭示青藏高原东部夏季降水主导模态的空间形态和时间变率。图 1 为 1961-2017 年青藏高原东部夏季降水序列 EOF 第一模态(EOF1),解释方差为 28.6%,通过 North 准则检验(North et al., 1982)。青藏高原东部夏季降水 EOF1 呈现显著的南北偶极型, 南、北两个区域的极值中心都靠近青藏高原东部边缘,且表现出明显的不对称性,南部极子的范围以及振幅均要大于北部极子。结合此前的研究可知,南北偶极型是青藏高原东部夏季降水最主要的空间模态(Liu et al., 2001; Liu et al., 2015; 刘焕才等, 2015; 张宁瑾等, 2018)。



图 1 1961-2017 年青藏高原东部夏季降水序列 EOF1 (填色),灰色实线为青藏高原范围,黑色圆点表示气象站位置

Fig. 1 EOF1 of the summer precipitation anomalies in the eastern part of the Tibetan Plateau from 1961 to 2017 (shading), the solid gray line indicates the boundary of the Tibetan Plateau, and the black dots indicate the locations of meteorological stations

图 2 给出了青藏高原东部夏季降水 EOF1 对应的时间系数(PC1,黑色实线),可以看出 PC1 表现出明显的年际变化,图中黑色点线为 SNAOI,两者的相关系数为 0.52,通过 0.01 显 著性水平检验。此外,计算了 NAO 超前 1 至 6 个月与 PC1 的相关系数,当 NAO 超前一个月 时两者的相关系数为 0.48,能够通过 0.01 显著性水平检验,而当 NAO 超前 2 个月及以上时 两者相关关系不显著。年际尺度上 SNAOI 与 PC1 呈正相关关系,这与前人的研究结果(Liu et al., 2001; Liu et al., 2015; Wang et al., 2018)一致。关于这种相关关系的形成机制,一种 解释认为 NAO 可以调制青藏高原上游的纬向风,进而影响青藏高原南北侧的经向风,最终 造成青藏高原东部夏季降水的南北偶极型(Liu et al., 2001);另一种解释则认为 NAO 通过 遥相关波列影响青藏高原上空的位势高度异常,进而引起大气环流异常,从而造成了青藏高 原东部夏季降水的经向偶极子模态(Liu et al., 2015)。值得指出的是,前者基于 1961-1990 年的资料开展分析, SNAOI 与 PC1 的相关系数为 0.67;后者基于 1961-2010 年资料(相同的 气象站)进行分析, SNAOI 与 PC1 的相关系数为 0.58。因此,在不同时间区间上 SNAOI 与 PC1 的相关关系可能存在较大差异,这在图 2 中亦有所体现:大约 2000 年之前两条曲线变 化基本一致,之后则有所不同。第二模态和第三模态的解释方差分别为 14.3%和 7.8%, 对应时间系数与 SNAOI 的相关程度极弱(绝对值小于 0.1)。

进一步基于 15 年滑动窗口计算 SNAOI 与 PC1 的相关关系随时间的演变(图 2,红色实线),发现在 1998 年之前, SNAOI 与 PC1 一直保持较好的正相关关系,滑动相关均通过 0.05 显著性水平检验,且绝大多数窗口能够通过 0.01 显著性水平检验;而在 1998 年之后,二者稳定的正相关关系开始降低,从 2001 年开始二者之间的正相关关系不能通过 0.05 显著性水平检验。如果改用其他长度的滑动窗口计算(如 21 年等),结论基本一致,由于 2000 年之后资料时间长度有限,只给出 15 年滑动相关结果。为确定 SNAOI 与 PC1 相关关系发生突变

的具体时间,利用 Fisher 方法(Meng et al., 1992)进行检验,结果如表 1 所示。将 1994-2001 年间的任意一年份作为分割点,其前段(包含分割点)与后段 PC1 与 SNAOI 相关关系均存 在突变,其中 1998 作为分割点时统计检验值最大,可以认为是突变点。由此可见, SNAOI 与 PC1 的年际相关关系并不稳定,在 1998 年存在年代际突变,即, 1998 年之前二者呈显著 的正相关关系,而 1998 年之后转变为不过检的正相关关系。



图 2 1961-2017 年 PC1 与 SNAOI 的年际变化(黑色实线和点线),以及二者基于 15 年窗口的滑动相关(红 色实线)。灰色实线、灰色虚线分别为滑动相关 0.01、0.05 显著性水平检验线。方框和圆圈分别表示突变前 后用于合成分析的年份,红色和蓝色分别表示 NAO 高值年和低值年

Fig. 2 Interannual variation of SNAOI and PC1 during1961-2017 (black dotted and solid lines), and their 15-year sliding correlation (red solid line). The gray solid line and gray dotted line indicate 0.01 and 0.05 significance level, respectively. Boxes and circles indicate years used for synthetic analyses in early and later periods, respectively, and red and blue indicate years with high and low NAO values, respectively

is of the sudden change test base on Fisher for the correlation of SNA			
	时间	统计检验值	是否通过 0.05 显著性检验水平
	1992	1.33	否
	1993	1.63	否
	1994	2.23	是
	1995	2.21	是
	1996	2.21	是
	1997	2.07	是
	1998	2.50	是
	1999	2.32	是
	2000	2.26	是
	2001	2.12	是
	2002	1.85	否
	2003	1.38	否

表 1 PC1 与 SNAOI 相关突变 Fisher 检验结果

Tab.1 Results of the sudden change test base on Fisher for the correlation of SNAOI and PC1

什么原因导致了 SNAOI 与 PC1 的相关关系出现突变? 由于 PC1 反映降水主模态的时间 变化特征,降水主模态稳定是 SNAOI 与 PC1 相关关系稳定的基础。为分析不同时段主模态

的变化,基于 21 年窗口、1 年步长,对青藏高原东部夏季降水进行滑动 EOF 分析,得到 37 个窗口的 EOF1。计算中对每个 PC1 进行了标准化,然后对 EOF1 做相应变化,使 PC1 和 EOF1 重建的结果不变,这样可以使各个窗口的 EOF1 在同一量级上。图 3 给出了 9 个滑动窗口的 EOF1,省略的结果与前后窗口结果的差异相对较小,不影响整体结论。从图 3 可以看出: 从 1971 年窗口(1961-1981)到 1993 年窗口(1983-2003),青藏高原东部夏季降水 EOF1 表 现为较为稳定的南北偶极型,但是期间北极子的强度逐渐减弱;之后,北极子强度进一步减 弱,高原东北部出现负值区,且范围逐步扩大,直至 2002 年窗口(1992-2012)与南极子的 负值区连通;从 2003 年窗口开始(1993-2013),青藏高原东部夏季降水 EOF1 总体表现为全 区一致型模态,且持续至最后一个窗口(1997-2017)。由此可见,青藏高原东部夏季降水 EOF1 在不同阶段并不稳定,从前期的南北偶极型逐步转变为后期区域一致型。因此,虽然整个研 究时段内青藏高原东部夏季降水 EOF1 仍为南北偶极型,但受不同时段主模态转变的影响, PC1 与 SNAOI 的相关关系在后期发生了变化。



图 3 基于 21 年窗口、1 年步长的滑动 EOF 第一空间场(选取 37 个结果中的 9 个) Fig. 3 The first spatial field of sliding EOF based on 21-year window, 1-year step (select 9 out of 37 results)

4. 突变前后 NAO 对青藏高原降水、水汽、环流、位势高度影响的差异

为进一步研究突变前后 SNAOI 与高原东部夏季降水主模态的关系,对突变前后开展合成分析。具体的,根据 Fisher 检验结果,剔除突变期(1994-2001年)的影响,将研究期分为突变前(1961-1993年)和突变后(2002-2017年)两个阶段。同时,定义 SNAOI 大于 0.5(小于-0.5)的年份为 NAO 高(低)值年,分别对突变前、后两个阶段 NAO 高、低值年的 青藏高原东部夏季降水以及相关物理场进行合成分析(NAO 高值年的平均减低值年的平均)。突变前,NAO 高值年分别为: 1967年、1972年、1976年、1979年、1983年、1990年、1992年; NAO 低值年分别为: 1962年、1963年、1966年、1968年、1969年、1974年、1977年、1980年、1987年、1993年。突变后,NAO 高值年分别为 2002年、2003年、2005年、2013年、2017年; NAO 低值年分别为: 2008年、2009年、2010年、2011年、2012年、2014年、2015年、2016年(图 2)。

首先气象站资料分析突变前后 NAO 高低值年合成的高原东部夏季降水(图 4)。突变前, NAO 高值年有利于高原东北部夏季降水偏多、高原东南部夏季降水偏少(图 4a);突变后, NAO 高值年有利于高原东部夏季降水一致偏少(图 4b)。NAO 低值年则相反,突变前,有利 于高原东部夏季降水北少南多;突变后有利于高原东部夏季降水一致偏多。可见,突变前, NAO 有利于形成高原东部夏季降水的南北偶极模态,而突变后有利于形成区域一致模态, 这与高原东部夏季降水主模态的转变情况一致。



图 4 突变前(a)、后(b) NAO 高低值年合成的夏季降水(单位:mm),黑点表示通过 0.1 显著性水平检验(下同)

Fig. 4 Differences of summer precipitation between the high NAO index years and the low high NAO index years before (a) and after (b) mutation (unit: mm), the black dots indicate passing the 90% significance test (the same as below)

由于青藏高原地形的特殊性(500 hPa 为青藏高原的地表至低层),选取 500 hPa 水汽进 行突变前后 NAO 高低值年合成分析。图 5 为水汽通量及水汽通量散度的合成结果,可以看 到,突变前(图 5a),NAO 高值年有利于水汽从中国中东部向青藏高原东北部(图 5a 红色 方框区域)输送,并产生水汽辐合异常,水汽条件有利于该区域降水;青藏高原东南部(图 5a 蓝色方框区域)表现为水汽辐散异常,且不利于孟加拉湾水汽向该区域输送,水汽条件 不利于该区域降水。NAO 低值年则相反,对应的水汽条件不利于青藏高原东北部降水,而 有利于青藏高原东南部降水。突变后(图5b),NAO 高值年有利于水汽从中国中东部向青藏 高原西北部输送,产生水汽辐合异常,而青藏高原整个东部地区(图5b 红色方框区域)总 体表现为水汽辐散异常,水汽条件有利于造成青藏高原东部区域出现降水负异常;NAO 低 值年反之。可见,突变后,青藏高原东部夏季水汽异常分布的区域一致型模态(即,整个高 原东部水汽一致偏少或偏多)与青藏高原东部夏季降水的南北偶极型主导模态不一致。对整 层(地表至 300 hPa)水汽通量和散度进行类似分析,总体结论与图5一致,但南北偶极型 模态不如 500 hPa 明显,且南北偶极型以及区域一致型模态的中心位置略有东移(图略)。



图 5 突变前(a)、后(b) NAO 高低值年合成的 500 hPa 水汽通量(箭头,单位:gs⁻¹ hPa⁻¹ cm⁻¹) 以及水汽 通量散度(填色,单位: 10⁻⁸gs⁻¹ cm⁻² hPa⁻¹)

Fig. 5 Differences of 500 hPa physics fields between the high NAO index years and the low high NAO index years before (a) and after (b) mutation. Vectors indicate water vapor flux, and colours indicate water vapor flux divergence. Units are g s⁻¹ hPa⁻¹ cm⁻¹ for water vapor flux, and 10⁻⁸ g s⁻¹ cm⁻² hPa⁻¹ for water vapor flux divergence

为解释水汽分布的差异,进一步分析突变前后对应的环流及垂直运动异常(图 6)。突 变前的合成结果表明:NAO 高值年时,青藏高原东侧上空有大尺度的反气旋异常(图 6a), 该反气旋异常表现为上下一致的准正压结构(图略),反气旋西侧,有利于来自中国中东部 的暖湿气流汇合,且青藏高原东北部为上升异常(对应图 5a 红色方框区域,尽管范围缩小), 因此青藏高原东北部表现为水汽辐合异常;孟加拉湾至不丹一带为偏北风异常,不利于高原 以南的暖湿气流向高原输送,且青藏高原东南部为下沉异常,因此该区域表现为水汽辐散异 常。omega 方程的诊断结果也显示图 6 中环流异常对垂直运动异常具有正贡献(图略)。上 述环流异常最终造成青藏高原东部水汽异常呈现南少北多的分布形态(图 5a),NAO 低值年 则反之。突变之后,合成结果表明:NAO 高值年时,青藏高原东侧的反气旋异常较突变前 大幅西伸,有利于暖湿气流继续西移,上升异常也相应的移至青藏高原西北部,因此青藏高 原西北部表现为水汽辐合异常;而整个青藏高原东部不利于暖湿气流汇合,且表现为下沉异 常,因此青藏高原东部表现为水汽辐散异常。NAO 低值年反之。上述结果表明,PC1与 SNAOI 的关系发生突变前后的主要差异在于:突变前 NAO 正(负)位相时激发的下游反气旋(气 旋)异常位于青藏高原东侧,而突变后则大幅西伸至青藏高原西北部。



图 6 同图 5, 但为 500 hPa 水平风(箭头,单位: m s⁻¹)及 400-500 hPa 平均的垂直速度(填色,单位: 10⁻² pa s⁻¹)。垂直速度正负分别表示下沉和上升

Fig. 6 Same as Figure 5, but for horizontal winds (arrows, unit: m s⁻¹) and vertical wind (shading, unit: 10⁻² pa s⁻¹) averaged for 400-500 hPa. Positive and negative values of vertical wind indicate sinking and rising respectively

通过分析上述突变前后 NAO 高低值年合成的青藏高原水汽异常和环流异常都可以解 释:突变前,NAO高(低)值年有利于青藏高原东部夏季降水南少北多(南多北少),而突 变后,NAO高(低)值年青藏高原东部夏季降水一致偏少(多)。那么,为什么突变前后 NAO 对下游青藏高原上空的环流影响发生了变化?前人的研究表明, NAO 主要通过在高层激发 Rossby 波列,波列沿着西风急流通过波流相互作用,可以遥相关地影响到下游青藏高原上 空的位势高度异常,进而影响青藏高原的局地环流异常(Liu et al., 2015; Wang et al., 2018)。 图 7 为突变前后 200 hPa 位势高度合成结果。突变前, NAO 高值年青藏高原上空东西两侧存 在对称的位势高度正异常中心,东侧的位势高度正异常能够影响青藏高原东北部边缘区域 (图 7a),从而引起局地的异常上升运动(图 6a),低层水汽辐合异常(图 5a),有利于该 区域出现降水正异常(图 4a);青藏高原东南部地区则相反,200 hPa 主要由位势高度负异 常控制,从而引起局地的异常下沉运动,造成低层水汽辐散异常,有利于出现降水负异常。 突变后,NAO 对下游青藏高原附近的位势高度的影响出现了显著差异,NAO 高值年青藏高 原西侧的位势高度正异常中心几乎消失, 东侧的位势高度正异常显著地大幅向西延伸, 覆盖 整个青藏高原北部(图 7b)。由于 NAO 引起的青藏高原附近的位势高度异常表现为上下比 较一致的准正压结构(图略),因此突变前后 NAO 引起的位势高度异常的差异造成了上述的 反气旋异常的差异,进而造成夏季青藏高原东部低层水汽异常的空间分布差异。





根据上述夏季降水及相关物理场的合成分析可知,突变前 NAO 有利于形成青藏高原东 部夏季降水的南北偶极型,突变后则有利于形成区域一致型,而实际降水的滑动 EOF 分析 也显示青藏高原东部夏季降水的主模态由南北偶极型转变为区域一致型(图3),说明 NAO 始终主导着青藏高原东部夏季降水的主模态。为了验证该结论,分析了滑动 EOF 的 37 个 PC1 与对应时间段的 SNAOI 的相关系数(图8)。图8中可以看到,除最后一个窗口外,其他所 有窗口的 PC1 与 SNAOI 的相关系数均能通过 0.05 显著性水平检验,证明 NAO 对青藏高原东 部夏季降水的主模态始终存在显著影响。以 1998年为分界点,分别对前后两个阶段进行 EOF 分析,虽然主模态出现了转变,但前后两个阶段 PC1 与 SNAOI 的相关程度均高于第二和第 三模态的时间系数与 SNAOI 的相关程度。同时也能发现,后期的相关系数低于前期,可能 突变后其他信号对青藏高原东部夏季降水主模态的影响增强,削弱了 NAO 的影响,具体原 因有待进一步研究。



图 8 滑动 EOF 的 37 个 PC1 与对应时间段的 SNAOI 的相关系数,灰色实线为 0.05 显著性水平检验线 Fig. 8 Correlation coefficients between the 37 PC1s of the sliding EOF and the SNAOI of the corresponding time period, the gray solid line indicate 0.05 significance level

5. 结论与讨论

基于 1961-2017 年 96 个气象站数据,本研究分析了 NAO 与青藏高原东部夏季降水主模态的关系。尽管已有研究明确了 NAO 对青藏高原东部夏季降水南北偶极型的影响,并从不同角度解释了影响机制,但整个研究时段 SNAOI 与 PC1 的相关关系并不稳定,具有明显的年代际变化特征。本文通过分析 SNAOI 与 PC1 相关关系的突变特征,解释了造成这种变化的可能原因以及物理过程。

(1) 对于整个研究时段, SNAOI 与 PC1 在大约 2000 年之前变化较为一致, 之后则存在 较大差异。滑动相关表明二者在 1998 年之前表现为稳定的正相关, 1998-2001 年相关系数 逐步下降, 2002 年开始无法通过 0.05 显著性水平检验, 存在着明显的突变, Fisher 检验表 明 1998 年为突变点。

(2)滑动 EOF 分析证实青藏高原东部夏季降水主模态的空间形态在不同阶段存在变化, 从前期的南北偶极型转变为后期的区域一致型。前后期主模态空间形态的变化可能是整个研 究时段内 SNAOI 与 PC1 相关关系出现突变的主要原因。

(3) 突变前后 NAO 高低值年合成分析表明:突变前,NAO 高(低)值年有利于青藏高 原东部夏季降水南少北多(南多北少),而突变后,NAO 高(低)值年有利于青藏高原东部 夏季降水一致偏少(多)。 (4) NAO 通过遥相关波列影响青藏高原高层位势高度,进而影响低层环流及水汽,最 终影响降水,始终主导着青藏高原东部夏季降水主模态。但 NAO 对青藏高原东部夏季降水 主模态的影响存在年代际变化:1961-1993 年 NAO 有利于形成青藏高原东部夏季降水的南北 偶极型,2002-2017 年则有利于形成该区域夏季降水的区域一致型。

文中指出整个研究时段内 SNAOI 与 PC1 相关关系存在突变, NAO 在突变前后分别有利 于形成青藏高原东部夏季降水的南北偶极型和区域一致型,但仍存在一些问题。首先,由于 NAO 高低值年合成样本较少,导致通过显著性检验的站点或区域很少;其次,NAO 对高原 东部夏季降水的影响发生改变的根本原因未知。相关研究指出年际信号之间的相关关系在年 代际尺度上的转变很可能是受到背景场年代际信号的调制(Moon et al., 2015: Chen and Wu, 2018; Chen et al., 2019; Zhang W J et al., 2019; Li et al., 2021)。如 Chen 等(2019)发现 冬季北太平洋涛动和随后的 ENSO 事件的相关关系存在年代际变化,这种相关关系的年代际 变化主要受大西洋多年代际振荡(Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)的调制和影响; Moon 等(2015)也发现 ENSO 与热带太平洋海平面高度的相关关系具有年代际特征,该年 代际特征受太平洋年代际振荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO)的影响。此外, NAO 本身存 在年代际变化,且 NAO 与 AMO 在年代际尺度上的位相转换时间较为一致,表明 AMO 可能 对 NAO 本身具有的年代际变化起调制作用(Goswami et al., 2006; Folland et al., 2009)。 AMO 最近一次位相转换时间(1998年由冷位相转变为暖位相)与 SNAOI 和 PC1 相关关系突 变时间一致,是否因为 AMO 位相转换影响了 NAO 与青藏高原东部夏季降水的关系,有待进 一步研究。受制于站点分布,研究区选择为高原东部,可能使相关结论存在局限性。如对整 个青藏高原, 1981-2019 年夏季降水主模态表现为东西偶极型(He et al., 2022); 对亚洲高 山地区,夏季降水主模态的特征以及转变,可能与人为气溶胶排放导致的西风急流强度变化 有关(Jiang et al.,2023)。

参考文献

- Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns [J]. Monthly weather review, 115(6): 1083-1126.
- Chen S, Song L, Chen W. 2019. Interdecadal Modulation of AMO on the Winter North Pacific Oscillation-Following Winter ENSO Relationship [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 36(12): 1393-1403.
- Chen S, Wu R. 2018. Impacts of winter NPO on subsequent winter ENSO: sensitivity to the definition of NPO index [J]. Climate dynamics, 50(1):375-89.
- 段亚雯, 祝克云, 马柱国, 等. 2014. 中国区域 1961~2010 年降水集中指数(PCI)的变化及月分配特征 [J]. 大 气科学, 38(6): 1124-1136. Duan Y W, Zhu K Y, Ma Z G. 2023 Characteristics of precipitation concentration index (PCI) variations and monthly distribution of annual precipitation in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(6): 1124-1136.
- Folland C K, Knight J, Linderholm H W, et al. 2009. The summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future [J]. Journal of Climate, 22(5): 1082-1103.
- Gao J, He Y, Masson-Delmotte V, et al. 2018. ENSO effects on annual variations of summer precipitation stable isotopes in Lhasa, southern Tibetan Plateau. Journal of Climate, 31(3): 1173-1182.
- Goswami B N, Madhusoodanan M S, Neema C P, et al. 2006. A physical mechanism for North Atlantic SST influence on the Indian summer monsoon [J]. Geophysical Research Letters, 33(2).
- He K, Liu G, Wu R, et al. 2022. Oceanic and land relay effects linking spring tropical Indian Ocean sea surface temperature and summer Tibetan Plateau precipitation[J]. Atmospheric Research, 266: 105953.

Immerzeel WW, Bierkens MP. 2010. Seasonal prediction of monsoon rainfall in three Asian river basins: the

importance of snow cover on the Tibetan Plateau [J]. International Journal of Climatology. 30(12): 1835-1842.

- 假拉,周顺武. 2003. 印度洋海温异常对印度季风,高原夏季降水的影响 [J]. 高原气象, 22(s1): 132-137. Jia L, Zhou S W. 2008. The effect of Indian ocean SST anomaly on Indian monsoon and summer precipitation over Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 22(s1): 132-137
- Jiang J, Zhou T, Qian Y, et al. 2023. Precipitation regime changes in High Mountain Asia driven by cleaner air[J]. Nature, 623:544-549.
- Jing X, Ting M. 2017. A dipole pattern of summertime rainfall across the Indian subcontinent and the Tibetan Plateau [J]. Journal of Climate, 30(23): 9607-9620.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bulletin of the American meteorological Society, 77(3): 437-472.
- Li G Y, Li F, He S P, et al. 2021. The Atlantic Multidecadal Variability Phase Dependence of Teleconnection between the North Atlantic Oscillation in February and the Tibetan Plateau in March [J]. Journal of Climate, 2021, 34(11):4227-4242.
- Liu H, Duan K, Li M, et al. 2015. Impact of the North Atlantic Oscillation on the Dipole Oscillation of summer precipitation over the central and eastern Tibetan Plateau [J]. International Journal of Climatology, 35(15): 4539-4546.
- 李延, 陈斌, 徐祥德. 2023. 青藏高原冬春积雪异常对中国东部夏季降水频次和强度变化的影响 [J]. 大气科 学, 47(4): 1231-1246. Li Y, Chen B, Xu X D. 2023. Impacts of Winter and Spring Snow Anomalies over the Tibetan Plateau on Summer Precipitation Frequency and Intensity in Eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 47(4): 1231-1246.
- Liu X, Yin Z Y. 2001. Spatial and Temporal Variation of Summer Precipitation over the Eastern Tibetan Plateau and the North Atlantic Oscillation [J]. Journal of Climate, 14(13):2896-2909.
- 刘焕才, 李曼, 石培宏, 等. 2015. NAO 对青藏高原中东部夏季降水双极振荡模态影响的时间尺度厘定 [J]. 高原气象, 34(3): 633-641. Liu H C, Li M, Shi P H, et al. 2015. Statistical diagnosis of the relationship between NAO and Dipole oscillation of summer precipitation over Qinghai-Xizang plateau in multi-time scales [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34(3): 633-641
- 马耀明, 胡泽勇, 王宾宾, 等. 2021. 青藏高原多圈层地气相互作用过程研究进展和回顾 [J]. 高原气象, 2021, 40(6): 1241-1262. MA Y M, HU Z Y, WANG B B, et al. 2021. The Review of the Observation Experiments on Land-Atmosphere Interaction Progress on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese). 40(6): 1241-1262
- Meng X L, Rosenthal R, Rubin D B. Comparing correlated correlation coefficients [J]. Psychological bulletin, 1992, 111(1): 172.
- Moon J H, Song Y T, Lee H K. 2015. PDO and ENSO modulations intensified decadal sea level variability in the tropical Pacific [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 120(12): 8229-8237.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Monthly weather review, 110(7): 699-706.
- Shaman J, Tziperman E. 2005. The effect of ENSO on Tibetan Plateau snow depth: A stationary wave teleconnection mechanism and implications for the South Asian monsoons [J]. Journal of Climate, 18(12): 2067-2079.
- Wang X, Pang G, Yang M. 2018. Precipitation over the Tibetan Plateau during recent decades: a review based on observations and simulations [J]. International Journal of Climatology, 38(3): 1116-1131.
- 王灏, 胡泽勇, 杨耀先, 等. 2023. 近 60 年青藏高原季风期降水的南北变化特征及机理研究 [J]. 高原气象, 2023, 42(4): 848-857. WANG H, HU Z Y, YANG Y X, et al. 2023. The Changing Features and the Mechanism

of the Precipitation in Southern-Northern Qinghai-Xizang Plateau during Monsoon Period in Last 60 Years [J]. Plateau Meteorology (in Chinese). 42(4): 848-857

- Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. 2015. Recent progress in the study of Tibetan Plateau climate dynamics [J]. National Sci Rev, 2: 100-116.
- Xu X, Lu C, Shi X, et al. 2008. World water tower: An atmospheric perspective. Geophysical Research Letters [J], 35(20).
- 杨浩, 李红莉, 王斌, 等. 2023. 青藏高原三江源和河湾区夏季降水变化特征及对高原夏季风的响应 [J]. 大 气科学, 47(3): 881-892. Yang H, Li H L, Wang B, et al. 2023. Variations in Summer Precipitation over the Three-River Headwaters Region and the Yarlung Zangbo River Basin and Their Response to the Tibetan Plateau Summer Monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 47(3): 881-892
- 姚檀栋,陈发虎,崔鹏,等. 2017. 从青藏高原到第三极和泛第三极 [J]. 中国科学院院刊, 32(9): 924-931. Yao T D, Chen F H, Cui P, et al. 2017. From Tibetan Plateau to third pole and pan-third pole [J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences(in Chinese), 32(9): 924-931
- Zhang W J, Mei X B, Geng X, et al. 2021. A Nonstationary ENSO-NAO Relationship Due to AMO Modulation [J]. Journal of Climate, 32(1):33-43.
- 张宁瑾,肖天贵, 假拉. 2018. 1979-2016 年青藏高原降水时空特征 [J]. 干旱气象, 36(3): 373. Zhang N J, Xiao T G, Jia L. 2018. Spatial and temporal characteristics of precipitation in the Tibet Plateau from 1979 to 2016 [J]. Journal of Arid Meteorology(in Chinese), 36(3): 373-382
- Zhu X, Bothe O, Fraedrich K. 2011. Summer atmospheric bridging between Europe and East Asia: influences on drought and wetness on the Tibetan Plateau [J]. Quaternary International, 236(1-2): 151-157.





