张宇,李清泉,余锦华,等,2024.5月南极涛动对青藏高原西部夏季气温影响的诊断分析[J].气象,50(3):344-356. Zhang Y,Li Q Q,Yu J H,et al,2024. Influence of the Antarctic Oscillation in May on temperature over the western Tibetan Plateau in boreal summer[J]. Meteor Mon,50(3):344-356(in Chinese).

5月南极涛动对青藏高原西部夏季气温影响的诊断分析*

张 宇[1,2] 李清泉[1,2] 余锦华[1] 沈新勇[1,3] 毕 森[4] 吴清源[2]

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044
2 中国气象局气候预测研究重点开放实验室,国家气候中心,北京 100081
3 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海),珠海 519082
4 中国气象局气候资源经济转化重点开放实验室,重庆市气象科学研究所,重庆 401147

提 要: 青藏高原是全球气候变暖最敏感的地区之一,是北半球夏季最大的热源,其气候响应受到广泛关注。然而,有关南极涛动与青藏高原夏季气温的关系和机理知之甚少。为了研究南极涛动与青藏高原夏季气温的关系,基于1979—2020年英国东安哥拉大学气候研究中心(CRU)的逐月气温、美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的逐月海表面温度和大气环流再分析数据以及南极涛动指数等数据,采用相关、回归、合成分析等方法进行研究。结果表明,北半球夏季青藏高原西部气温与5月南极涛动存在显著负相关,即当5月南极涛动异常偏弱时,夏季青藏高原西部气温异常偏高。其影响过程为,南极涛动为正位相时,在南印度洋中高纬地区出现"负-正-负"的经向"三极子"海温模态,该模态可持续到夏季,在印度洋形成异常的纬向-垂直环流,相应在热带西印度洋和东印度洋-海洋性大陆之间的降水异常导致热带正"偶极子"降水模态,通过该降水模态在青藏高原西部引起异常反气旋环流和下沉运动,有利于高原西部气温偏高。研究结果显示,海洋的热惯性在"延长"南极涛动影响过程中起着重要的桥梁作用,可为青藏高原夏季气温预测提供科学依据。

关键词: 南极涛动,青藏高原,印度洋,气温

中图分类号: P461 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.101701

Influence of the Antarctic Oscillation in May on Temperature over the Western Tibetan Plateau in Boreal Summer

ZHANG Yu[1,2] LI Qingquan[1,2] YU Jinhua[1] SHEN Xinyong[1,3] BI Miao[4] WU Qingyuan[2]

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/ International Joint Laboratory on Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
2 CMA Key Laboratory for Climate Prediction Studies, National Climate Centre, Beijing 100081
3 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082
4 CMA Economic Transformation of Climate Resources Key Laboratory, Chongqing Institute of Meteorological Sciences, Chongqing 401147

Abstract: The Tibetan Plateau (TP), which is regarded as one of the most sensitive areas to climate warming in the world and the largest heat source of the Northern Hemisphere in summer, has been widely

* 第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0208)、国家重点研发计划(2022YFE0136000)、国家自然科学基金项目(U2242207、42105037)、中国科学院战略性先导科技专项(XDA20100304)和中国气象局创新发展专项(CXFZ2022J039、CXFZ2023J003)共同资助
2023年2月15日收稿; 2023年5月24日收修定稿
第一作者:张宇,主要从事青藏高原气候变化研究. E-mail:15050700628@163.com
通讯作者:余锦华,主要从事气候动力学、极端天气与气候等研究. E-mail:jhyu@nuist.edu.cn

concerned. However, there are few studies on the relationship and mechanism between the Antarctic Oscillation (AAO) and temperature in summer over the TP. Based on observation and reanalysis data such as CRU monthly temperature, NOAA global monthly sea surface temperature data (ERSSTv5), and AAO index from 1979 to 2020, this paper shows that there is a significant negative correlation between the temperature over the western TP in summer and the AAO in May through linear regression analysis and other methods. That is, when the AAO anomaly is positive in May, the temperature over the western TP in summer is abnormally high. The process of its influence is that when the AAO is in a positive phase, a "negative-positive-negative" meridional "Tripole" sea surface temperature mode appears in the mid to high latitudes of the southern Indian Ocean. This mode can last until summer, inducing the wind anomaly over the Indian Ocean in the zonal and vertical direction. The precipitation anomaly between the tropical western Indian Ocean and the eastern Indian Ocean-Maritime Continent leads to a tropical "Dipole" rainfall mode. As a response, abnormal anticyclone circulation and downward movement appear over the western TP, which is conducive to the high temperature there. The research results in this paper indicate that the thermal inertia of the ocean plays an important role as a bridge in the process of prolonging the influence of the AAO, and it can provide scientific basis for the prediction of summer temperature over the TP.

Key words: Antarctic Oscillation (AAO), Tibetan Plateau, Indian Ocean, temperature

引　言

南极涛动(Antarctic Oscillation,AAO)又称为南半球环状模,是南半球最显著的半球尺度大气环流的一种变化模态,可以解释很多重要的南半球大气环流变化。Thompson and Solomon(2002)研究指出近几十年来南半球气候变化趋势可以认为是由于 AAO 指数偏向正位相造成的。Hazel and Stewart(2019)研究表明南极附近的东风可能因南极涛动的增强而减弱。Nie et al(2022)认为冬季副热带南印度洋混合层深度异常主要决定于与南半球环状模相关的海-气热通量和通过浮力调制的纬向风距平。Li et al(2019)使用全球 0.1°分辨率海洋模式对南极涛动与南大洋混合层深度之间的关系进行模拟研究,结果表明 AAO 的影响主要位于南半球的热带外地区。但是也有一些研究指出,AAO 可以对热带地区造成影响,甚至其影响可以扩展到北半球的副热带区域。例如,Thompson and Wallace(2000)认为南半球环状模可以影响南半球副热带信风的强度;Baldwin(2001)指出南半球环状模可以造成海平面气压场的变化,并且这种变化可以延伸到热带地区;Thompson et al(2005)的研究结果表明南半球环状模在南半球冬季可以引起赤道地区对流层上层的纬向风异常。

我国的科研人员在 AAO 对北半球的影响,特别是对东亚地区气候的影响方面做出了大量有意义的工作。南素兰和李建平(2005a;2005b)的研究表明,在年际尺度上,北半球春季的南半球环状模指数与我国长江中下游地区夏季降水之间存在显著的正相关关系。在春季南半球环状模指数偏高的年份里,长江中下游地区夏季降水偏多的可能性增大;反之则减小。同时,他们提出了"海洋桥"的物理机制,认为南半球环状模通过影响南印度洋中高纬地区的海温,进而影响夏季长江中下游的降水。高辉等(2003)利用相关分析和个例分析的方法揭示出南半球环状模异常与我国东部夏季降水异常有密切的关系。当春季,尤其是 5 月南半球环状模偏强时,江淮流域的夏季降水常常偏多,梅雨出梅偏晚,梅期较长;反之,当前期的南半球环状模偏弱时,江淮流域降水偏少,出梅早,梅期短。何芬等(2012)研究结果表明 3—4 月平均的 AAO 指数与福建前汛期降水有很好的正相关性,前期 AAO 偏强时,后期前汛期降水偏多,反之则偏少,AAO 对福建前汛期降水具有预测意义。

青藏高原被认为是全球气候变暖最敏感的地区之一,对区域和全球气候产生了巨大的影响(Yang et al,2020;Liu S Z et al,2020;Wang et al,2023)。Xue et al(2022)首次揭示了青藏高原地温可能是北方春夏两季的季节性降水可预测性的重要来源。Ren et al(2021)表明青藏高原对东亚夏季风有抑制作用,可以通过热力强迫改变亚洲季风区的大气环

流，从而对亚洲季风降水产生影响；同样，亚洲季风环流和降水等也会影响高原的气候变化。刘炜等(2014)分析了1998年夏季青藏高原东南部地区的低频降水特征，并重点讨论了30～60 d低频降水正负位相期间相关要素场低频分量的异常分布及传播特征。竺夏英等(2013)从2011/2012年冬春季青藏高原积雪偏多现象和亚洲夏季风的观测事实与以往研究结果不一致出发，诊断分析了2011/2012年冬春积雪与亚洲夏季风的可能联系。除多等(2018)利用1981—2010年地面雪深观测资料较系统地分析了近30年青藏高原积雪深度的时空变化特点。王美蓉等(2019)基于正算法和倒算法计算大气热源，并基于站点观测、卫星辐射资料(ISCCP和SRB)及4套再分析资料(NCEP/NCAR、NCEP/DOE、ERA-Interim和JRA55)，比较了不同资料计算所得夏季高原热源多尺度变率的差异。申红艳等(2015)分析探讨青海高原春季气温异常特征及其影响因子，结果表明：青海高原春季气温呈显著上升趋势，并具有明显的年代际变化特征；北半球冬季欧亚遥相关型对次年春季青海高原气温异常具有很好的指示意义。

已有的研究表明，AAO可能是影响青藏高原气候的一个潜在因子。Dou and Wu (2018) 研究发现，北半球夏季高原雪盖的年际变化可能来源于5月AAO通过印度洋“海洋桥”和“大气桥”的作用。Liu Y et al (2020)指出，前期北半球春季AAO诱发的大气环流异常有利于通过海气相互作用产生热带南大西洋海表面温度异常，热带海温异常加强了异常的局地尺度经向-垂直环流，影响亚速尔高压，并进一步诱发北大西洋海温三极的温带部分。作为响应，在青藏高原上空触发异常气旋和增强的上升气流，有利于降雪的形成，并根据雪-反照率反馈机制降低地表气温，从而导致湖冰持续时间延长。由此可见，目前对于AAO对青藏高原气候影响机制的认识还有所不同，需要进一步研究。

目前已有许多研究探讨了AAO对青藏高原雪盖、湖冰等的影响(Liu Y et al，2020；Dou and Wu，2018)，也有很多学者研究了在北极放大效应的作用下北极对青藏高原气温的影响(Liu et al，2017；Peng et al，2019)，却很少有人研究南极对青藏高原气温的影响。在全球变暖的背景下，南极对青藏高原的气温有何影响显得尤为重要。那么AAO对夏季青藏高原气温的年际变化影响如何？其相应的物理机制是什么？针对这个问题，本文开展了相关研究工作。

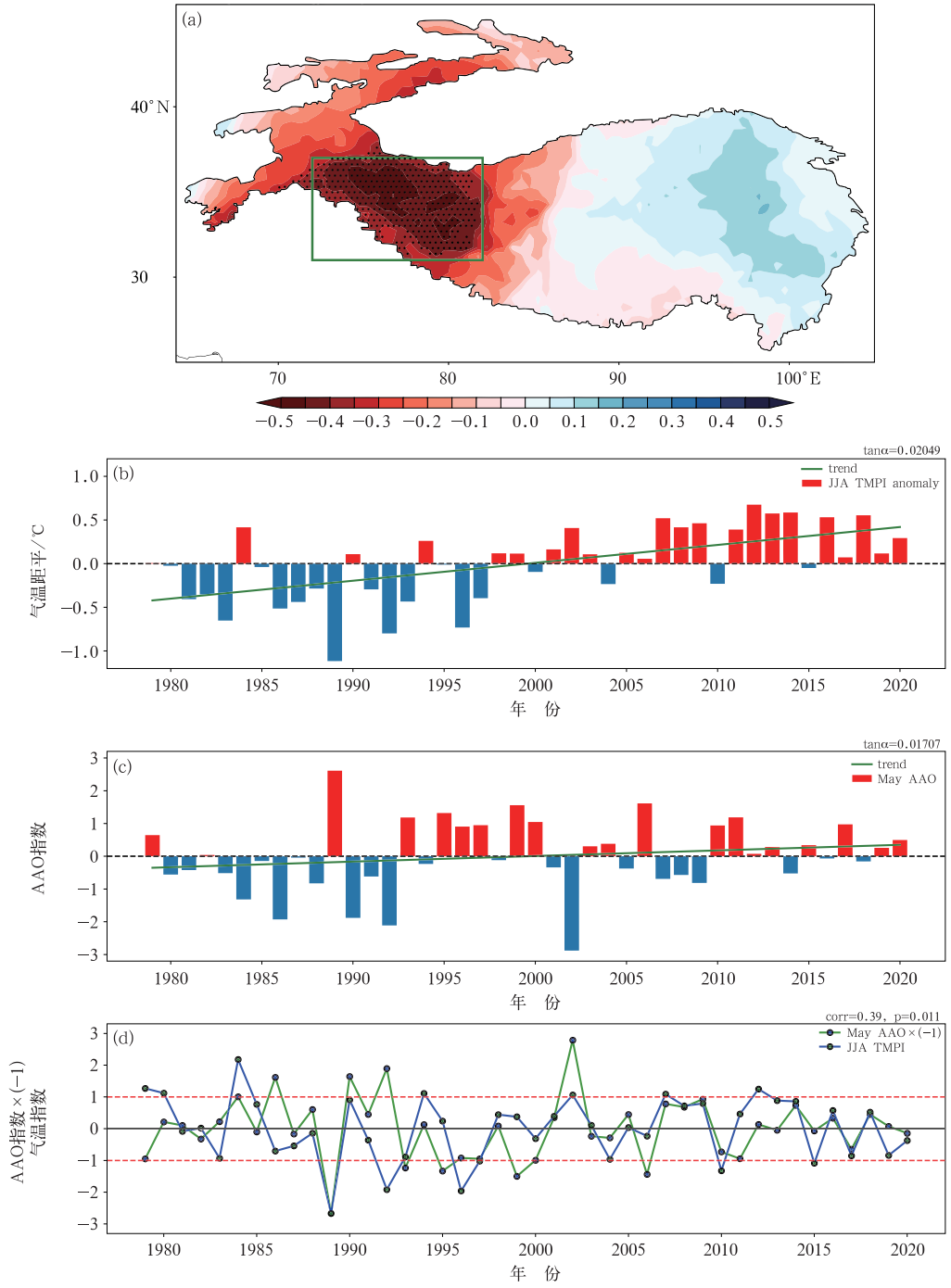
1 资料与方法

采用美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的逐月海表面温度数据集ERSSTv5，其水平分辨率为2°×2°(Huang et al，2017)；美国国家环境预报中心和美国国家大气研究中心提供的逐月风场、位势高度再分析数据集NCEP-Ⅰ，水平分辨率为2.5°×2.5°(Kalnay et al，1996)；英国东安哥拉(East Anglia)大学气候研究中心(CRU)提供的气温、降水数据集TS v4.05，分辨率为0.5°×0.5°(Harris et al，2020)；NOAA提供的逐月AAO指数(Marshall，2003)和热带太平洋Niño3.4指数(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/)。所有资料统一选用1979—2020年的数据。采用相关分析、一元线性回归、合成分析、统计检验等方法，研究了5月AAO指数与夏季青藏高原气温的关系和机理。本文中的夏季是指6—8月。在相关和回归分析之前，剔除了所有数据的时间序列的线性趋势。采用t检验方法分析相关系数的显著性。

2 青藏高原夏季气温与5月南极涛动指数的关系

作为地球的第三极，青藏高原在冷季是对流层中层的巨大冷源，在暖季是巨大的热源(叶笃正等，1957；Ye and Wu，1998)。利用1—12月的AAO指数与青藏高原区域平均夏季气温时间序列进行相关分析，发现5月AAO指数与高原夏季气温相关最好(图略)，因此本文主要分析5月AAO对高原夏季气温的影响及机理。

由图1a可见，5月AAO指数与夏季青藏高原西部气温负相关、东部气温正相关，相关系数最高为0.5左右。选取显著相关的区域(图1a中绿色方框所示，范围为31°～37°N、72°～82°E)作为关键区，计算区域平均气温，取气温距平作为1979—2020年高原关键区气温指数时间序列(图1b)。由图1b可见，关键区夏季气温指数总体存在上升趋势，且具有明显的年际变化。如图1c所示，与夏季高原关键区气温指数类似，5月AAO指数也呈现出显著的上升趋势，以及明显的年际变化。在图1d中，采用



注:图 a 和 d 在相关分析之前均去除了线性趋势;图 a 中打点区域表示通过 0.05 显著性水平检验。

图 1　1979—2020 年(a)5 月标准化 AAO 指数与夏季青藏高原气温的相关系数分布,(b)夏季高原关键区平均气温距平的时间序列及线性趋势,(c)5 月 AAO 指数的时间序列及线性趋势,(d)5 月标准化 AAO 指数的相反数与夏季高原关键区气温指数的时间序列

Fig. 1　(a) Distribution of correlation coefficients between the standardized AAO index in May and the temperature over the Tibetan Plateau in boreal summer, (b) time series and linear trend of the average temperature anomaly in the key area of the Tibetan Plateau in summer, (c) time series and linear trend of AAO index in May, (d) time series of the opposite number of the standardized AAO index in May and the temperature index in the key areas of the Tibetan Plateau in summer from 1979 to 2020

(AAO×(−1))计算与夏季高原关键区气温指数的相关系数为 0.39,对应图 1a 中用红色表示负相关关系,用来直观地表示:当 AAO 为负值时,高原西部气温增加。

3 5 月 AAO 影响青藏高原夏季气温的可能机理

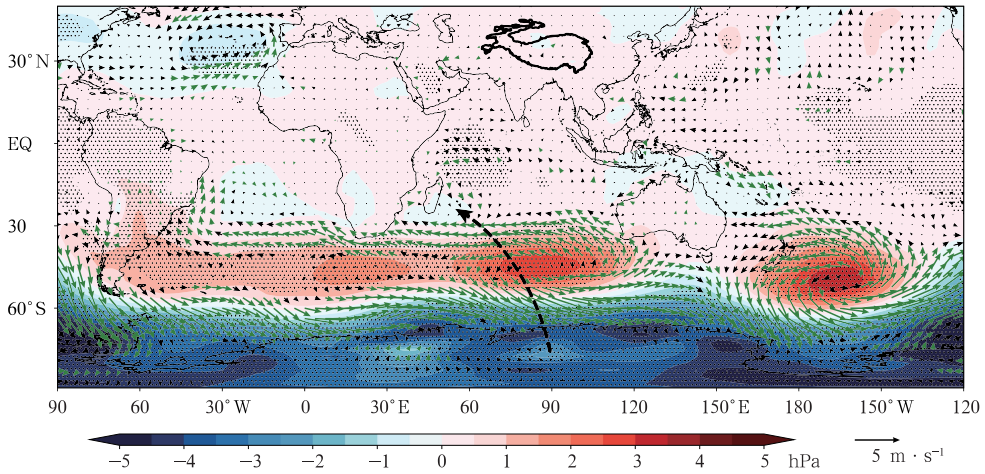
上述分析表明,5 月 AAO 指数和青藏高原西部夏季气温存在显著的负相关关系。然而,作为南半球大气环流的固有特征,AAO 指数本身缺乏可持续性(Wu et al,2009a;2009b)。那么,5 月的 AAO 信号是如何从南半球越过赤道传播到北半球,进而影响青藏高原夏季气温呢?

3.1 AAO 对印度洋海表面温度的影响

具有强的热记忆能力的海表面温度异常,可以增强大气环流的持续性(Sen Gupta and England,2006;2007)。由于海温的热记忆性和其对洋面上各层大气的影响,海表面温度异常可能在延长 AAO 指数的影响中发挥重要的作用,即 AAO 指数可能将信号储存在海温中,通过海温的较缓慢变化持续影响大气环流变化,进而激发远程的高原气温异常。因此,本文首先分析与 AAO 相关的洋流和海表面热通量,以研究其在海表面温度异常持续过程中的作用。

如图 2 所示,当 5 月 AAO 指数表现为正位相时,在南半球海平面气压距平场上,南印度洋中纬度异常高压与南印度洋高纬度异常低压呈“跷跷板”结构,这使得 AAO 指数以经向波列状持续影响海温异常。10 m 风气候态的主要特征是在南半球高纬度(60°S 以南)地区盛行东风、中纬度(30°～60°S)地区盛行西风(图略)。由图 2 中的回归风场可见,在南半球高纬度地区盛行强烈的西风,中纬度地区盛行东风,这将改变 10 m 风的气候背景态。在图 2 中,用 5 月 AAO 指数对同期 10 m 风场距平进行回归分析,在热带和副热带南印度洋上,海洋表面气流显示出逆时针的辐散运动。这会导致以 45°S 为中心的低层气流辐散和上层气流辐合并产生下沉运动,以及 20°S 和 60°S 附近低层气流的辐合并产生上升运动,进而有利于驱动在副极地地区和副热带地区冷水聚集和在中纬度地区暖水聚集,说明 AAO 信号能够影响海温并且储存在海温场中,与 AAO 指数相关的强表面风信号可以通过表面风和海气热通量影响海表面温度。

海温异常一般由海面热量收支和海洋动力过程决定。为了进一步说明南极涛动对海表面温度距平的影响,用 5 月 AAO 指数对同期海洋表面的潜热通量和感热通量进行回归分析。如图 3 所示,副极地和热带印度洋地区有明显的负通量异常,中纬度地区有明显的正热通量异常;潜热通量异常的分布特征与感热通量异常的分布特征相似。热通量异常在印度洋上基本上都呈现出“三极子”模态,热带印度洋地区向下的负通量异常使得大气向海洋释放热

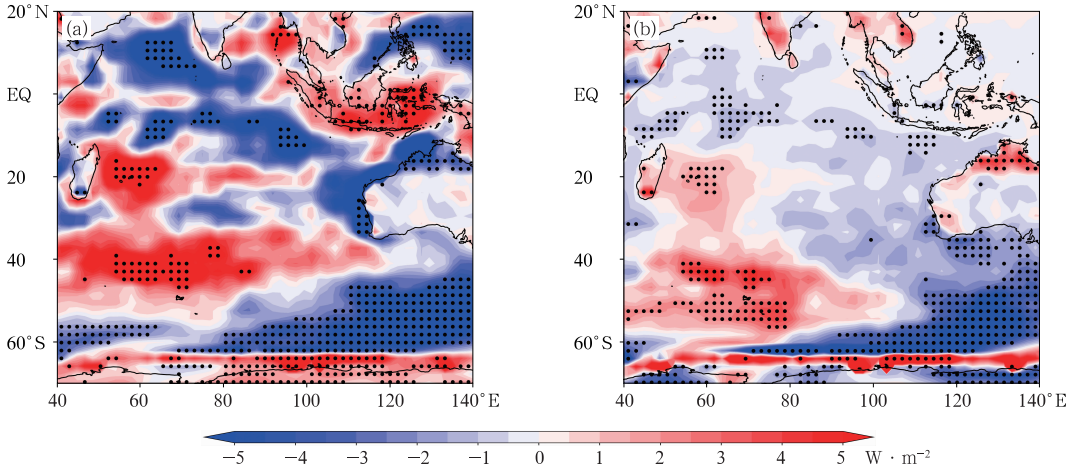


注:打点区域和绿色矢量表示通过 0.05 显著性水平检验,黑色长箭头表示 AAO 影响海温异常的经向路径。

图 2 1979—2020 年 5 月 AAO 指数对同期 10 m 风距平(矢量)和海平面气压距平(填色)的回归

Fig. 2 Regression of the 10 m wind anomaly (vector) and the sea level pressure anomaly (colored) against the AAO index in May from 1979 to 2020

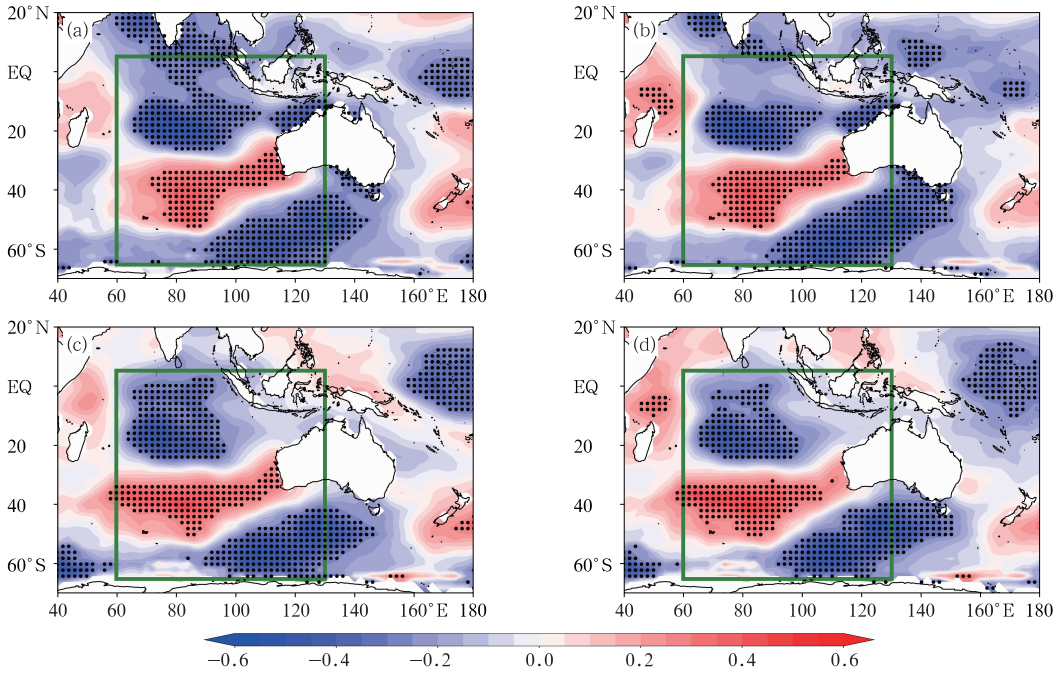
量。总体而言,与 AAO 相关的热通量在印度洋上表现出“三极子”模态,在产生印度洋海温异常“三极子”模态方面发挥了重要作用(图 4)。以往的研究指出,海洋上空的异常净辐射通量可能取决于与 AAO 相关的云,潜热通量的变化主要归因于与 AAO 有关的异常风速(Hall and Visbeck,2002;



注:打点区域表示通过 0.05 显著性水平检验。

图 3　1979—2020 年 5 月 AAO 指数对同期海洋表面(a)潜热通量和(b)感热通量的回归

Fig. 3　Regression of the surface (a) latent and (b) sensible heat fluxes against the AAO index in May from 1979 to 2020



注:打点区域表示通过 0.05 显著性水平检验。

图 4　1979—2020 年(a)5 月和(c)夏季海表面温度距平与 5 月 AAO 指数的相关系数分布,(b,d)同图 4a 和 4b,但为去除了 ENSO 影响后的偏相关

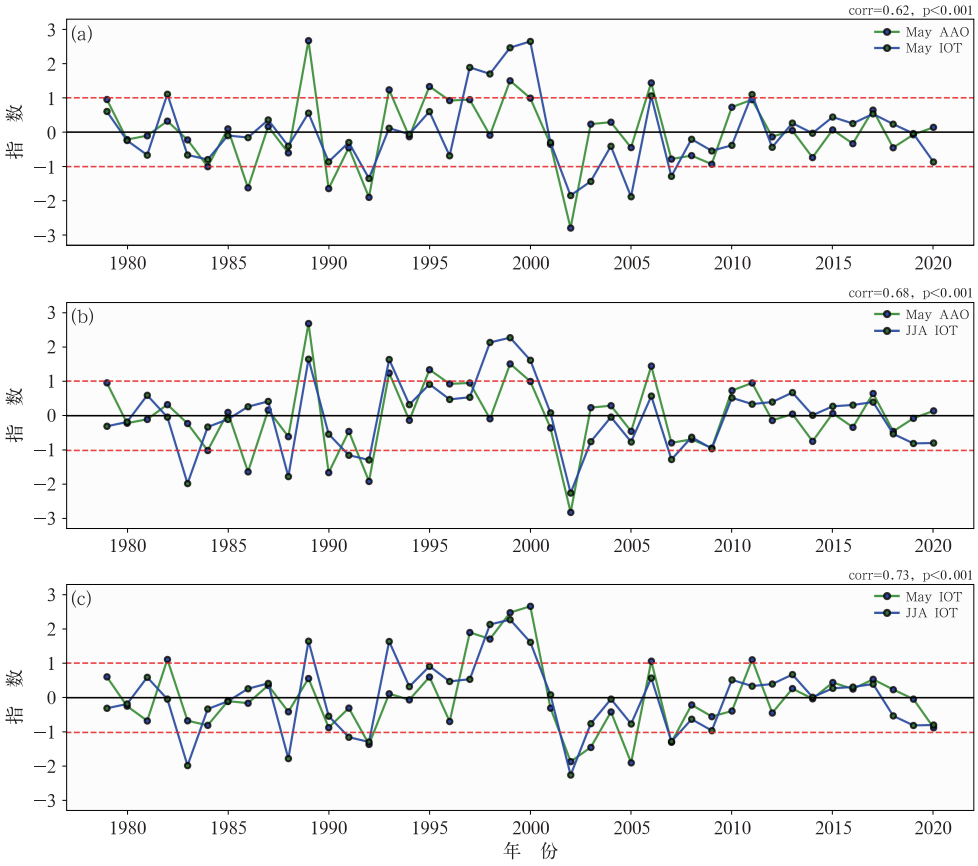
Fig. 4　Correlation coefficient of sea surface temperature anomaly in (a) May and (c) summer against AAO index in May from 1979 to 2020, (b, d) same as Figs. 4a, 4b, but for removing the influence of ENSO

Verdy et al,2006)。因此 AAO 引起的高纬度地区盛行西风异常可以减弱气候东风,进而降低潜热通量(图 3)。

将 5 月和夏季的海温距平与 5 月 AAO 指数进行相关分析,由图 4 可见,相关系数的空间分布呈现出经向的"负-正-负"模态,将这种模态定义为正"三极子"模态。如上所述,通过热力学和动力学过程,5 月的 AAO 信号储存在经向的印度洋海温"三极子"模态中(图 4a);由于海洋的热惯性,这种经向"三极子"模态可以从 5 月一直持续到夏季(图 4c)。同时,通过去除 ENSO 信号进行偏相关分析,印度洋海温异常的"三极子"模态在统计上依然稳健(图 4b,4d),这意味着上述过程是独立于 ENSO 的。检查了与 5 月 AAO 相关的 4 月和春季海温异常,4 月出现了类似的"三极子"模态,但显著区域较少。但如果去除 5 月 AAO 的影响,4 月或春季的海温异常无法持续到夏季(图略)。这意味着夏季印度洋海温距平的"三极子"模态确实与 5 月 AAO 密切相关,即当 5 月 AAO 指数为正时,对应的夏季南印度洋海温异常呈现出"负-正-负"的经向"三极子"模态。

为了定量描述这种与 AAO 相关的海表面温度距平及其在夏季对青藏高原气温的影响,取图 4 中绿色方框内的区域作为印度洋海温关键区(65°S～5°N、60°～130°E),通过将印度洋关键区海温距平回归场投影到同一区域的标准化海温模态上,得到印度洋海温"三极子"指数。

下面分析 AAO 指数与印度洋海温"三极子"指数之间关系的持续性。如图 5 所示,5 月的印度洋海



注:图中在相关分析前均去除了线性趋势;相关系数均通过 0.001 显著性水平检验。

图 5 1979—2020 年(a)5 月 AAO 指数和印度洋海温"三极子"指数,(b)5 月 AAO 指数和夏季印度洋海温"三极子"指数,(c)5 月和夏季印度洋海温"三极子"指数

Fig. 5 Time series of (a) the AAO index and the "Tripolar" index of the Indian Ocean sea surface temperature in May; (b) the AAO index in May and the "Tripolar" index of the Indian Ocean sea surface temperature in summer; (c) the "Tripolar" indexes of the Indian Ocean sea surface temperature in May and summer from 1979 to 2020

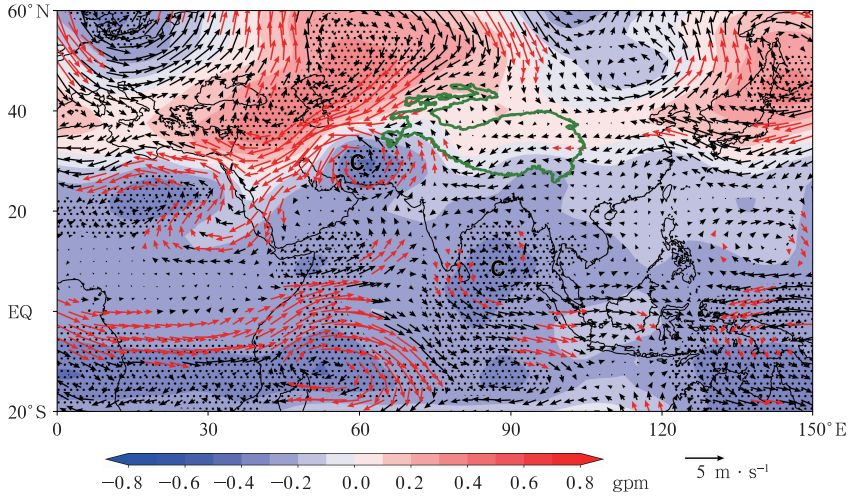
温“三极子”指数与夏季的海温“三极子”指数之间的相关系数高达 0.73,5 月 AAO 指数与同期海温“三极子”指数之间的相关系数高达 0.62,与夏季海温“三极子”指数之间的相关系数高达 0.68,均通过了 0.001 显著性水平检验,这表明 5 月 AAO 信号对印度洋海温的影响具有很高的持续性,而 5 月和夏季的印度洋海温“三极子”指数高相关也体现了海温的热惯性。这种持续性可以用于将“三极子”模态的海表面温度距平解释为海洋的“热记忆”效应,以延长 5 月 AAO 指数的影响。接下来考察青藏高原附近与夏季印度洋海温“三极子”指数相关的大气环流。

3.2　印度洋海表面温度对大气环流和高原气温的影响

众所周知,海温模态与海平面上高、低空之间的环流模态可能具有一定的相关性。如图 6 所示,用夏季印度洋海温“三极子”指数对同期 500 hPa 位势高度场和水平风场进行回归分析,在赤道到 20°N 之间的热带印度洋区域有一个气旋式的辐合风场,在青藏高原西侧上空有一个位势高度负异常中心和气旋式辐合风场。水平风场中心与位势高度中心基本一致,表明夏季印度洋海温“三极子”指数与 500 hPa 风和位势高度同时相关。高原西侧的位势高度负异常中心和气旋式辐合风场中心并不能引起使高原增暖的下沉气流,因此接下来将在印度洋海温“三极子”指数的基础上分析寻找其跨越赤道使高原增暖的途径。

用夏季印度洋海温“三极子”指数对同期高原关键区附近沿 60°～85°E 平均的经向风与垂直风合成的矢量风进行回归分析,考察高原区域的纬向-垂直剖面环流变化(图 7a)。从图中可以看出,从南半球到高原的垂直速度具有明显的“正-负-正”分布结构,与图 4 中 SST 的“负-正-负”模态相对应,而回归的经向风场大致具备同样的上升-下沉环流结构,在高原上空有显著的下沉气流,对应高原增暖。图 7b 用夏季印度洋海温“三极子”指数对沿着热带(15°S～10°N)平均的纬向风与垂直风合成的矢量风进行回归分析,考察高原区域的经向-垂直剖面环流变化,以便于寻找印度洋海温“三极子”指数跨越赤道影响高原气温的新途径。由图 7 可见,热带西印度洋(15°S～10°N)上空盛行显著的下沉气流(图 7a),东印度洋-海洋性大陆(100°～140°E)上空盛行显著的上升气流(图 7b),有利于在热带(15°S～10°N)地区形成降水东多-西少的“偶极子”模态。

5 月 AAO 指数、印度洋海温“三极子”模态相关的海表面温度距平如何引起高原上空大气环流异常? 为了回答这个问题,需要弄清与“三极子”模态海温距平相关的夏季大气环流特征。图 8a 显示了

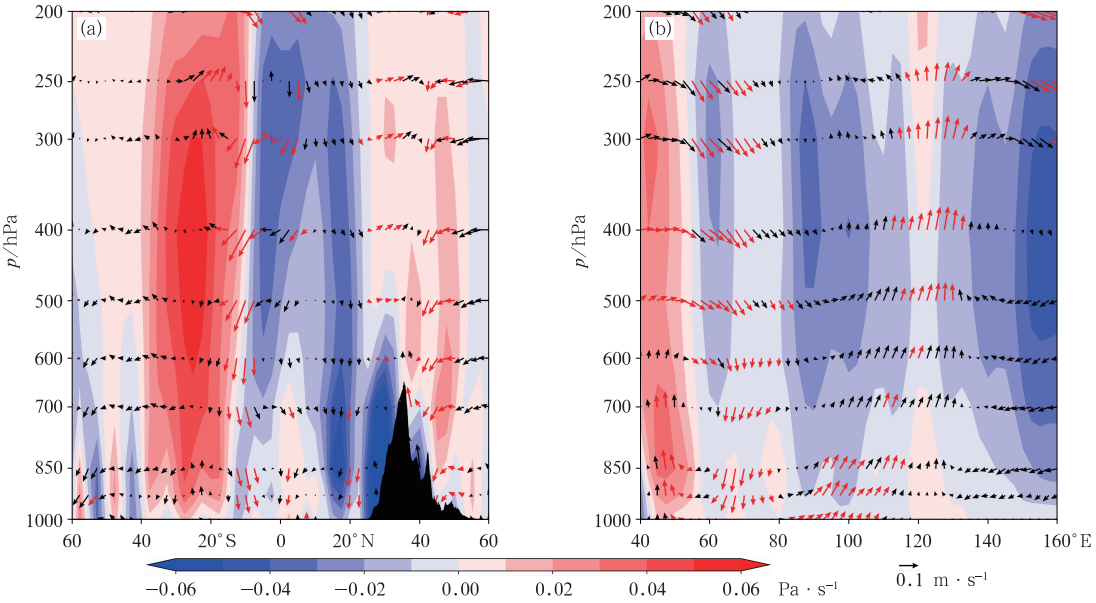


注:绿色实线为青藏高原范围,下同;打点区域和红色风矢量表示通过 0.05 显著性水平检验。

图 6　1979—2020 年夏季印度洋海温“三极子”指数对同期 500 hPa 位势高度(填色)和水平风(矢量)的回归

Fig. 6　Regression of geopotential height (colored) and wind (vector) at 500 hPa against the “Tripolar” index of the Indian Ocean sea surface temperature in summer from 1979 to 2020

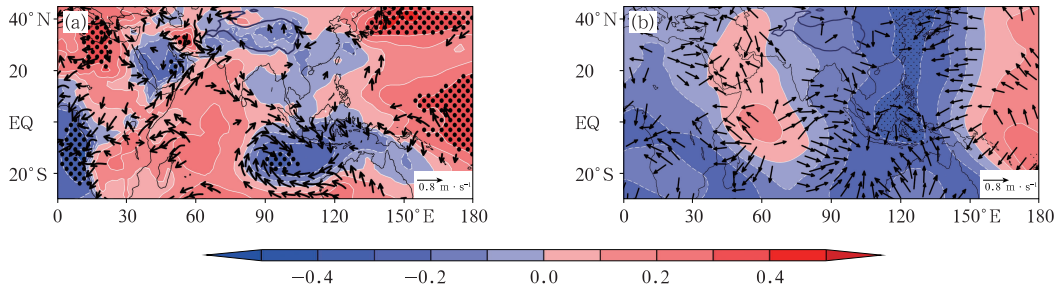
与印度洋正海温“三极子”指数相关的 1000 hPa 风场和海平面气压场低层环流异常。伴随着热带-副热带南印度洋正“三极子”模态中的负 SST 异常，热带西印度洋和东印度洋-海洋性大陆分别出现高压和低压中心，同时在热带西印度洋上的低层风辐散和东印度洋-海洋性大陆上的低层风辐合。因此，在热带西印度洋区域(10°S～10°N)和东印度洋-海洋性大陆(100°～140°E)上，异常下沉气流(图 7a 中的矢量)和上升气流(图 7b 中的矢量)，有利于局地纬向环流增强。进一步在图 8b 中发现，200 hPa 速度势的显著正异常以及 1000 hPa 的异常散度风占据了热带西印度洋，这些与印度洋正海温“三极子”相关的异常环流可能导致热带“偶极子”降水模态。因此，下面将分析夏季印度洋海温“三极子”指数与热带降水模态的相关关系。



注：填色区域表示垂直速度的气候平均值，红色矢量表示通过 0.05 显著性水平检验。

图 7 1979—2020 年夏季印度洋海温“三极子”指数对同期(a)印度洋(60°～85°E)区域平均的经向风与垂直风合成的矢量风回归和(b)热带(15°S～10°N)区域平均的纬向风与垂直风合成的矢量风回归

Fig. 7 Regression of (a) meridional-vertical cross-section of wind (vector) averaged over the Indian Ocean (60°−85°E), (b) zonal-vertical cross-section of wind (vector) averaged over the tropics (15°S−10°N) against the “Tripolar” index of the Indian Ocean sea surface temperature in summer from 1979 to 2020



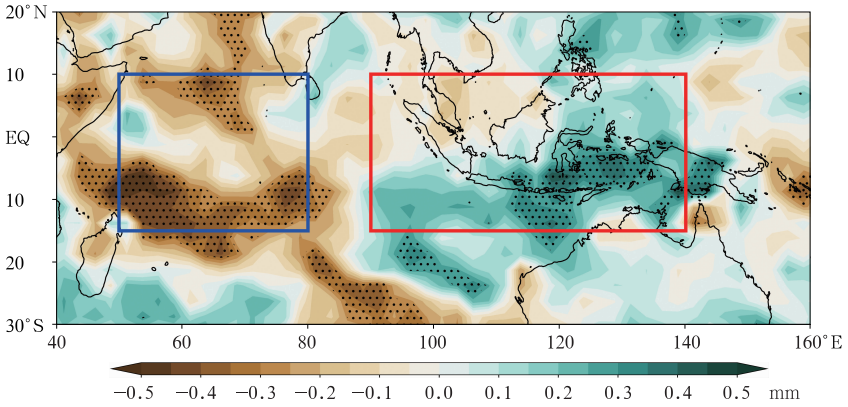
注：打点区域和矢量均通过 0.05 显著性水平检验。

图 8 1979—2020 年夏季印度洋海温“三极子”指数对同期(a)1000 hPa 风(矢量)和(b)1000 hPa 散度风(矢量)的回归；与同期(a)SLP(填色)和(b)200 hPa 速度势(填色)的相关

Fig. 8 Regression of (a) wind at 1000 hPa (vector) and (b) divergent wind at 1000 hPa (vector) in summer against the “Tripolar” index of the Indian Ocean sea surface temperature; correlation between (a) sea level pressure (colored), (b) velocity potential at 200 hPa (colored) and the index in summer from 1979 to 2020

如图 9 所示,用夏季印度洋正海温“三极子”指数对同期降水进行回归分析,在东印度洋-海洋性大陆中具有显著的降水正异常,在热带西印度洋中具有显著的降水负异常,降水在纬向上呈现出明显的“偶极子”结构。取蓝色方框(15°S～10°N、50°～80°E)和红色方框(15°S～10°N、90°～140°E)内降水的区域平均差值作为热带正“偶极子”降水指数,显然,夏季印度洋正海温“三极子”指数与同期热带正“偶极子”降水指数显著负相关。用夏季热带正降水指数对同期 500 hPa 水平风场和高度场进行回归分析(如图 10 所示),在赤道上盛行显著的西风,在赤道和南北纬 20°之间均有一个气旋辐合中心和位势高度负值中心,海平面盛行上升气流。在北半球热带印度洋区域存在显著的气旋、反气旋环流呈经向波列,最终到达高原西部,且在高原西部形成一个反气旋环流。由此可见,热带正“偶极子”降水指数在青藏高原西部地区引发了异常反气旋环流(图 10 中的矢量)和异常下沉气流(图 7a 中的矢量),这可能不利于云的形成,有利于增加地表辐射,进而有利于高原西部气温增加。

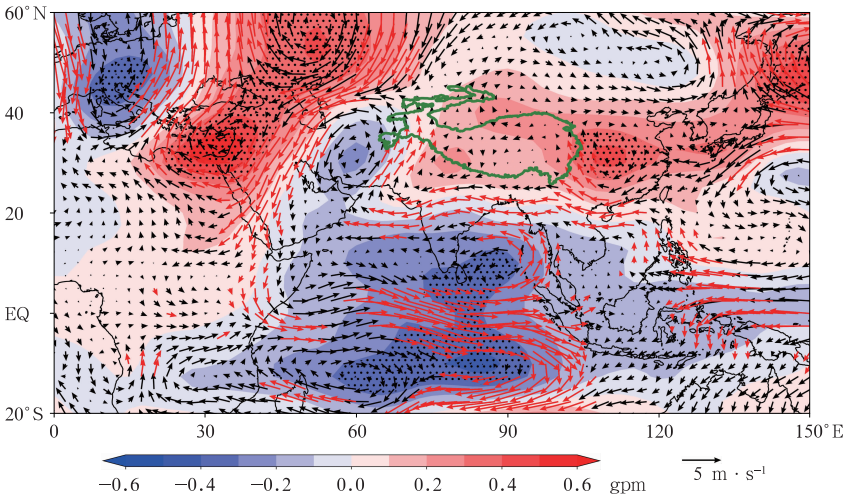
从夏季热带正“偶极子”降水指数与同期流函数的相关可以看到,对流层中层(图11b),在热带印度



注:打点区域表示通过 0.05 显著性水平检验。

图 9　1979—2020 年夏季印度洋海温“三极子”指数对同期热带降水的回归

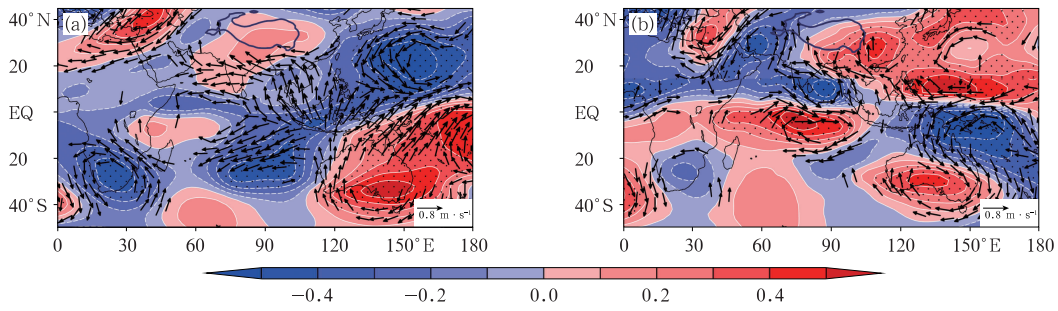
Fig. 9　Regression of the tropical precipitation against the “Tripolar” index of the Indian Ocean sea surface temperature in summer from 1979 to 2020



注:打点区域和红色矢量均通过 0.05 显著性水平检验。

图 10　1979—2020 年夏季热带降水指数对同期 500 hPa 位势高度(填色)和水平风(矢量)的回归

Fig. 10　Regression of geopotential height (colored) and the wind (vector) at 500 hPa against the tropical rainfall index in summer from 1979 to 2020



注:矢量均通过 0.05 显著性水平检验。

图 11 与 1979—2020 年夏季热带降水指数相关的同期(a)250 hPa,(b)500 hPa 流函数异常(填色)和回归风异常(矢量)

Fig. 11 Stream function (colored) at (a) 250 hPa and (b) 500 hPa related to the tropical rainfall index and the wind (vector) regressed against the tropical rainfall index in summer from 1979 to 2020

洋上有一对向西传播的 Rossby 气旋环流异常,海洋大陆东部有反气旋切变流;在 250 hPa 对流层上层,符号相反(图 11a)。与降水相关的显著气旋环流异常发生在青藏高原西部周围的对流层中层(图 11b)。由于地形的抬升作用,这些条件可能为青藏高原西部地区的气温增加提供有利的条件。总的来说,热带"偶极子"降水指数异常产生的波源能量可以向北传播到高原西部,影响大气环流异常,进而引起气温变化。

综上所述,印度洋正"三极子"海温模态对 5 月正 AAO 信号产生的影响起到"储存"作用,然后调节热带西印度洋和东印度洋-海洋性大陆上的降水异常,形成热带正"偶极子"降水模态,该降水模态与印度洋正"三极子"海温模态显著负相关。随后,热带正"偶极子"降水模态将波源能量传播到高原西部,激发高原西部的异常反气旋环流,反气旋中心的异常下沉气流引起增温,调节高原西部夏季气温的年际变化。

4 结论与讨论

本文利用 1979—2020 年逐月南极涛动(AAO)指数、气温、降水、海温等资料,以及相关、回归、合成分析等方法,研究了 5 月 AAO 指数对青藏高原夏季气温的影响及可能的机理,得到的主要结论如下:

(1)5 月的 AAO 指数与青藏高原西部夏季气温具有显著的负相关。5 月正 AAO 指数对应夏季南印度洋经向"三极子"模态的海表温度呈现为"负-正-负"异常的特征,海洋的热惯性在"延长"AAO 指数的影响方面起着重要的桥梁作用。与 5 月 AAO 相关的海表面温度距平"三极子"模态,从 5 月持续到下一个夏季,呈现了海温的"热记忆"效应。

(2)印度洋海温距平的正"三极子"模态有利于形成热带西印度洋上的异常下沉运动和东印度洋-海洋性大陆上的上升气流。作为响应,东印度洋-海洋性大陆上的正降水异常和热带西印度洋上的负降水异常有利于形成热带"偶极子"降水模态。印度洋海温正"三极子"模态与热带印度洋正"偶极子"降水模态呈显著负相关。

(3)热带印度洋正"偶极子"降水指数与青藏高原西部的下沉气流显著相关。热带"偶极子"降水模态在北半球热带印度洋上空形成显著的气旋、反气旋环流呈经向波列,最终到达高原西部,在高原西部形成一个异常反气旋环流和下沉气流,有利于高原西部气温增加。

除了热带印度洋海温"三极子"模态和热带"偶极子"降水模态在连接 AAO 与北半球气候方面的重要作用外,以前的一些研究也强调了太平洋上空"大气桥"和大西洋"海洋桥"在连接半球间气候方面的作用。例如,Sun et al (2009) 研究表明北半球春季 AAO 引起的南印度洋和南太平洋大气环流异常与长江流域夏季降水的变化密切相关;Liu Y et al (2020)指出北半球早春(2—4 月)青藏高原湖冰消融时间延迟且持续时间延长可能是受到 AAO 通过热带大西洋海温和相应大气环流的影响。越来越多的证据将有助于我们更好地认识到,AAO 可能是青藏高原气候变化的一个潜在预测因子。本文基于观测和再分析数据诊断分析了 5 月 AAO 与夏季青藏

高原西部气温的关系,揭示了 5 月 AAO 影响夏季青藏高原西部气温的可能机理,今后还需要通过数值试验进一步验证。在全球变化背景下,利用长期的观测和再分析资料,探讨青藏高原气温和降水对南北半球气候变化的响应,是一个具有挑战性的前沿课题。

参考文献

除多,洛桑曲珍,林志强,等,2018. 近 30 年青藏高原雪深时空变化特征分析[J]. 气象,44(2):233-243. Chu D,Luosang Q Z,Lin Z Q,et al,2018. Spatio-temporal variation of snow depth on Tibetan Plateau over the last 30 years[J]. Meteor Mon,44(2):233-243(in Chinese).

高辉,薛峰,王会军,2003. 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义[J]. 科学通报,48(S2):87-92. Gao H,Xue F,Wang H J,2003. Influence of the interannual variation of the Antarctic Oscillation on Jianghuai Meiyu and its significance for forecasting[J]. Chin Sci Bull,48(S2):87-92(in Chinese).

何芬,赖绍钧,高建芸,等,2012. 南极涛动对福建前汛期降水的预测意义[J]. 气象,38(4):432-437. He F,Lai S J,Gao J Y,et al,2012. Antarctic Oscillation's significance for prediction of rainfall in May and June in Fujian[J]. Meteor Mon,38(4):432-437(in Chinese).

刘炜,周顺武,智海,2014. 1998 年夏季青藏高原东南部降水 30～60 d 低频振荡特征[J]. 气象,40(5):530-540. Liu W,Zhou S W,Zhi H,2014. Characteristics of precipitation 30－60 d oscillation over the southeast of Tibetan Plateau in summer 1998[J]. Meteor Mon,40(5):530-540(in Chinese).

南素兰,李建平,2005a. 春季南半球环状模与长江流域夏季降水的关系Ⅰ. 基本事实[J]. 气象学报,63(6):837-846. Nan S L,Li J P,2005a. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode:Ⅰ basic facts[J]. Acta Meteor Sin,63(6):837-846(in Chinese).

南素兰,李建平,2005b. 春季南半球环状模与长江流域夏季降水的关系Ⅱ. 印度洋和南海海温的"海洋桥"作用[J]. 气象学报,63(6):847-856. Nan S L,Li J P,2005b. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode:Ⅱ the role of the Indian Ocean and South China Sea as an "oceanic bridge"[J]. Acta Meteor Sin,63(6):847-856(in Chinese).

申红艳,李林,李红梅,等,2015. 青海高原春季气温异常成因及低温过程诊断分析[J]. 气象,41(7):872-880. Shen H Y,Li L,Li H M,et al,2015. Causes of temperature anomaly and analysis on low temperature process in Qinghai Plateau in spring[J]. Meteor Mon,41(7):872-880(in Chinese).

王美蓉,郭栋,钟珊珊,2019. 多源资料在青藏高原大气热源计算中的适用性分析[J]. 气象,45(12):1718-1726. Wang M R,Guo D,Zhong S S,2019. Comparision of the multi-source datasets in calculation of the atmospheric heat sources over the Tibetan Plateau[J]. Meteor Mon,45(12):1718-1726(in Chinese).

叶笃正,罗四维,朱抱真,1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡[J]. 气象学报,28(2):108-121. Yeh T C,Luo S W,Zhu B Z,1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding[J]. Acta Meteor Sin,28(2):108-121(in Chinese).

竺夏英,陈丽娟,李想,2013. 2012 年冬春季高原积雪异常对亚洲夏季风的影响[J]. 气象,39(9):1111-1118. Zhu X Y,Chen L J,Li X,2013. Impact of Tibetan Plateau snow cover anomaly on Asian summer monsoon in 2012[J]. Meteor Mon,39(9):1111-1118(in Chinese).

Baldwin M P,2001. Annular modes in global daily surface pressure[J]. Geophys Res Lett,28(21):4115-4118.

Dou J,Wu Z W,2018. Southern Hemisphere origins for interannual variations of snow cover over the western Tibetan Plateau in boreal summer[J]. J Climate,31(19):7701-7718.

Hall A,Visbeck M,2002. Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere,sea ice,and ocean resulting from the annular mode[J]. J Climate,15(21):3043-3057.

Harris I,Osborn T J,Jones P,et al,2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset[J]. Sci Data,7(1):109.

Hazel J E,Stewart A L,2019. Are the near-Antarctic easterly winds weakening in response to enhancement of the southern annular mode?[J]. J Climate,32(6):1895-1918.

Hu S,Zhou T J,Wu B,2021. Impact of developing ENSO on Tibetan Plateau summer rainfall[J]. J Climate,34(9):3385-3400.

Huang B Y,Thorne P W,Banzon V F,et al,2017. Extended reconstructed sea surface temperature,version 5 (ERSST v5):upgrades,validations,and intercomparisons[J]. J Climate,30(20):8179-8205.

Kalnay E,Kanamitsu M,Kistler R,et al,1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc,77(3):437-472.

Li Q,Lee S,England M H,et al,2019. Seasonal-to-interannual response of southern ocean mixed layer depth to the southern annular mode from a global 1/10° ocean model[J]. J Climate,32(18):6177-6195.

Liu S Z,Wu Q G,Ren X J,et al,2017. Modeled Northern Hemisphere autumn and winter climate responses to realistic Tibetan Plateau and Mongolia snow anomalies[J]. J Climate,30(23):9435-9454.

Liu S Z,Wu Q G,Schroeder S R,et al,2020. Near-global atmospheric responses to observed springtime Tibetan Plateau snow anomalies[J]. J Climate,33(5):1691-1706.

Liu Y,Chen H P,Li H X,et al,2020. The impact of preceding spring Antarctic Oscillation on the variations of lake ice phenology over the Tibetan Plateau[J]. J Climate,33(2):639-656.

Marshall G J,2003. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses[J]. J Climate,16(24):4134-4143.

Peng X Q, Zhang T J, Liu Y J, et al, 2019. Past and projected freezing/thawing indices in the Northern Hemisphere[J]. J Appl Meteor Climatol, 58(3): 495-510.

Ren Q L, Jiang X W, Zhang Y, et al, 2021. Effects of suppressed transient eddies by the Tibetan Plateau on the East Asian summer monsoon[J]. J Climate, 34(21): 8481-8501.

Sen Gupta A, England M H, 2006. Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the southern annular mode[J]. J Climate, 19(18): 4457-4486.

Sen Gupta A, England M H, 2007. Coupled ocean-atmosphere feedback in the southern annular mode[J]. J Climate, 20(14): 3677-3692.

Sun J Q, Wang H J, Yuan W, 2009. A possible mechanism for the covariability of the boreal spring Antarctic Oscillation and the Yangtze River valley summer rainfall[J]. Int J Climatol, 29(9): 1276-1284.

Thompson D W J, Baldwin M P, Solomon S, 2005. Stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere[J]. J Atmos Sci, 62(3): 708-715.

Thompson D W J, Solomon S, 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change[J]. Science, 296(5569): 895-899.

Thompson D W J, Wallace J M, 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part Ⅰ: month-to-month variability[J]. J Climate, 13(5): 1000-1016.

Verdy A, Marshall J, Czaja A, 2006. Sea surface temperature variability along the path of the Antarctic circumpolar current[J]. J Phys Oceanogr, 36(7): 1317-1331.

Wang L P, Yang H J, Wen Q, et al, 2023. The Tibetan Plateau's far-reaching impacts on Arctic and Antarctic climate: seasonality and pathways[J]. J Climate, 36(5): 1399-1414.

Wu Z W, Li J P, Wang B, et al, 2009a. Can the Southern Hemisphere annular mode affect China winter monsoon? [J]. J Geophys Res: Atmos, 114(D11): D11107.

Wu Z W, Wang B, Li J P, et al, 2009b. An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO[J]. J Geophys Res: Atmos, 114(D18): D18120.

Xue Y K, Diallo I, Boone A A, et al, 2022. Spring land temperature in Tibetan Plateau and global-scale summer precipitation: initialization and improved prediction[J]. Bull Amer Meteor Soc, 103(12): E2756-E2767.

Yang H J, Shen X C, Yao J, et al, 2020. Portraying the impact of the Tibetan Plateau on global climate[J]. J Climate, 33(9): 3565-3583.

Ye D Z, Wu G X, 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation[J]. Meteor Atmos Phys, 67(1): 181-198.

（本文责编：俞卫平）