西风与季风在青藏高原的耦合模态及其季节性变化特征

郭莉[1,2,3] 祝从文[1]

1. 中国气象科学研究院 北京 100081；2. 中国气象局气候研究重点开放实验室 北京 100081；3. 国家气候中心 北京 100081

摘要 青藏高原是我国的水塔，西风与季风及其相互作用是导致亚洲天气和气候变化最重要的环流系统。本文基于 1981–2020 年大气再分析资料，采用经验正交函数分解方法（Empirical Orthogonal Function，EOF）提取了西风与季风季节循环分量在青藏高原的耦合模态，并对其季节变化特征进行分析。研究发现，第一主模态方差贡献率高达 78.39%，主要反映的是东亚季风、南亚季风和对流层高层中纬度西风的季节循环特征及各个季节的年际变化特征。夏季在对流层高层高原及其南侧主要为东风气流，范围从北纬 5°至 35°，对流层低层则表现为典型的绕高原气旋式季风环流系统，热带和副热带地区为西南季风控制，冬季的环流结构刚好相反。耦合模态的冬、夏季节转换节点与东亚季风和南亚季风的季节转换时间基本一致。从年际变化的角度来看，各个季节耦合模态的强度偏强时，东亚季风和南亚季风均偏强，西风带位置偏北；反之，季风偏弱，西风带位置偏南。厄尔尼诺-南方涛动（El Niño-Southern Oscillation，ENSO）是影响西风与季风耦合模态年际变化的关键外强迫，拉尼娜（La Niña）事件发生的前夏、前秋和次年夏季耦合模态的强度均增强，冬季至次年春季耦合模态的强度均减弱。西风与季风耦合的第二主模态主要表现为对流层高层高原上的东风及其南侧西风，以及低层南亚季风区的西南季风和西北太平洋反气旋的协同变化特征。该模态的方差贡献率为 4.68%，表现出明显年际差异的同时还呈现显著减弱的长期趋势，尤其是在冬季。

关键词：西风-季风耦合模态，季节特征，年际变化

文章编号：2021260C

Doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2204.21260

收稿日期 2021-12-31；**网络预出版日期**

作者简介 郭莉，女，1991 年出生，工程师，主要从事东亚季风研究。E-mail: guo_li@cma.gov.cn

通讯作者 祝从文，E-mail: zhucw@cma.gov.cn

资助项目：科技基础资源调查专项（2019QZKK0105）、国家自然科学基金（41830969）、中国气象科学研究院科技发展基金（2020KJ012）和中国气象科学研究院基本科研业务费（2021Z004）。

Funded by Special Project on National S&T Basic Resources Investigation 2019QZKK0105), National Natural Science Foundation of China (41830969), S&T Development Fund of CAMS (2020KJ012) and the Basic Scientific Research and Operation Foundation of CAMS (2021Z004).

Seasonality of coupling mode of westerly-monsoon flow over the Tibetan Plateau during 1981–2020

Guo Li[1,2,3] and Zhu Congwen[1]

1. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081; 2. China Meteorological Administration Climate Studies Key Laboratory, Beijing 100081; 3. National Climate Centre, Beijing 100081*

Abstract Tibetan Plateau (TP) is regarded as the "Chinese Water Tower". Interaction between the westerly and monsoon flow around TP has an important impact on Asian climate. Based on atmospheric reanalysis dataset during 1981–2020, the coupling modes of seasonal cycle component of westerly-monsoon flow over TP are extract by empirical orthogonal function (EOF) method, and their seasonal variation characteristics are analyzed. It is found that the first mode accounts for 78.39% of total variances, which mainly reflects the seasonal cycle characteristics of East Asian monsoon, South Asian monsoon and mid-latitude westerly wind, as well as their interannual variation in each season. In summer, easterly winds prevail on TP and the southern side of TP at upper troposphere, ranging from 5° to 35°N. At the same time, lower troposphere is characterized by a typical cyclonic monsoon circulation around TP, and the tropical and subtropical areas are controlled by the southwest monsoon. The circulation structure in winter is opposite. The transit timing from winter (summer) to summer (winter) of this mode is basically consistent with the onset (ending) of East Asian and South Asian summer monsoon. On the interannual timescale, the enhancement of coupling mode is correlated with the intensity of East Asian monsoon and South Asian monsoon, as well as the northward movement of westerly in each season. When the coupling mode is weak, the monsoon and westerly show opposite characteristics. El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is the key external forcing that affects the interannual variation of the westerly-monsoon coupling mode. Its impact is strengthened in summer, autumn and the following summer, while weakened in winter and the following spring of La Niña event. The second coupling mode of westerly-monsoon is characterized by the coordinated variation of easterly wind over TP and westerly wind in the south of TP at upper troposphere, and the southwesterly in South Asian monsoon region and anticyclone in the Northwest Pacific at

lower troposphere. The variance contribution rate of this mode is 4.68%, showing obvious interannual variation and a significant weakening long-term trend, especially in winter.

Key words: coupling mode of westerly-monsoon flow, seasonality, interannual variability.

1. 引言

青藏高原是全球范围最大海拔最高的高原，被称为“世界屋脊”，其热力和动力效应对亚洲天气和气候有重要的影响（叶笃正和张捷迁，1974）。西风和季风是亚洲季风区主要的大气环流系统，其异常变化对区域降水、温度、以及生态环境等人类生产生活相关的气象要素有关键调控作用（刘华强等，2003；王可丽等，2005；周晓霞等，2008；姚慧茹和李栋梁，2013；宇婧婧等，2014）。因此，深入认识西风和季风变化，及其相互作用特征是亚洲季风气候研究的重要组成部分。

西风带位于对流层上层副热带中纬度，该纬度是来自赤道和极地气流交汇的地带。西风流经青藏高原时，受到高原的动力影响（包括屏障、波动抑制、急流分支和汇合等作用）（Yeh，1950；顾震潮，1951；王谦谦等，1984），西风带分为南北两支急流，分别位于高原南北两侧，二者在高原东部汇合，并在日本上空形成北半球最强大的西风急流（Yeh，1950；顾震潮，1951）。高原的动力作用在冬季最强，春季次之。夏季，西风急流向北移动，高原的热力作用占主导地位，动力作用相对较弱（王同美等，2008；乔钰等，2014）。因此，西风表现出显著的季节变化特征。此外，副热带西风急流的经向位置具有明显的年际变化，急流异常偏南时，南亚高压和西太副高均偏强，分别向东、向西靠近（Lin and Lu，2005；况雪源和张耀存，2006）。Lu et al.（2011）研究指出，自 1990 年以来，夏季东亚西风急流经向位置的年际变率逐渐减弱。在全球变暖的背景下，冬季东亚副热带急流位置北移、强度增强，夏季南移、强度亦增强（张耀存和郭兰丽，2010；陆日宇等，2013）。亚洲季风是由于海-陆热力差异所导致的冬夏盛行风向相反的气候现象。除受到海洋的热力影响外，亚洲季风还受到高原的热力影响。有研究指出，高原感热加热所造成的经、纬向热力差异是导致亚洲夏季风爆发的原因（杨辉等，1998；毛江玉等，2002a，2002b；何金海等，2007；王同美等，2008；张艳和钱永甫，2002）。高原的热力强迫使得春季孟加拉湾南部上空形成涡旋，该低涡加强、北移并向东扩展，最终导致西南风席卷孟加拉湾东部，并与副热带西风合并，亚洲夏季风爆发（吴国雄和张永生，1998；Wu et al.，2011；2012）。

南亚和东亚季风是亚洲季风的两个重要组成部分，表现出多时间尺度变化特征。在

太平洋年代际振荡（Pacific Decadal Oscillation，PDO）和大西洋多年代际振荡（Atlantic Multidecadal Oscillation，AMO）的协同作用下，东亚夏季风自 1960 年代以来经历了强-弱-强的年代际变化，相应的中国东部夏季降水出现“北多南少”向“南涝北旱”以及“北方渐增”的转变（丁一汇等，2018）。从长期趋势来看，南亚夏季风和东亚夏季风自 20 世纪 70 年代中期起均呈减弱趋势（李建平和曾庆存，2005；韩晋平和王会军，2007）。西风和季风是高原两个重要环流系统，分别位于对流层的低层和高层，二者之间存在密切的相互作用。研究表明，西风带南、北位置变化的早晚与高原夏季风的强弱相关，季风强年西风带北跳和南撤时间提早，季风弱年则滞后（方韵等，2016）；西风带东、西位置变化的早晚与南海夏季风爆发早晚有关，南海夏季风爆发偏早年，急流中心西移较早，反之较晚（张耀存和况雪源，2008）。西风和季风的强度变化也存在关联，强东亚冬季风年，西风带环流偏弱（王会军和姜大膀，2004）。

以往的研究中主要将西风和季风视为亚洲季风的主要成员，分别探讨二者的变化特征、影响，以及相互作用。实际上，西风和季风均存在显著的季节循环特征，两者之间密不可分，从整体角度把握西风和季风的变化特征有助于加深对亚洲季风和青藏高原天气气候的认识。为此，本文从整体视角，通过提取西风和季风的耦合模态，从季节循环的年际变化角度，重点探讨西风与季风相互作用的季节和年际变化特征。

2. 资料和方法

本文采用日本大气再分析资料（JRA55）的逐日三维风场（水平分辨率为 1.25°×1.25°）分析西风-季风耦合模态及其年际变化所对应的环流异常（Kobayashi et al.，2015；Harada et al.，2016），使用全球降水气候计划（Global Precipitation Climatology Project，GPCP）的逐月降水（水平分辨率为 2.5°×2.5°）分析耦合模态对降水的影响。此外，本文使用美国国家海洋和大气管理局（National Oceanic and Atmospheric Administration，NOAA）最佳内插海面温度（Optimum Interpolation Sea Surface Temperature，OISST）的逐日高分辨率（水平分辨率为 0.25°×0.25°）数据来分析耦合模态年际变化与海温异常的关系（Reynolds et al.，2007）。

本文主要关注 60°–160°E，0°–60°N 区域内环流季节循环分量的年际变化，该区域包含热带、副热带及中纬度地区。因此，针对每一年的气象要素，均采用谐波分析方法提取其年平均值与前三个谐波之和（周期大于一个季节，小于一年），定义为季节循环

分量（Wang and Xu，1997；Goswami et al.，2006；Song et al.，2016；Guo et al.，2021）。并使用经验正交函数分解方法（Empirical Orthogonal Function，EOF）对研究区域内1981–2020 年逐日对流层低层（850hPa）和高层（200hPa）风场的季节循环分量的长时间序列（40 年×365 天）进行多变量 EOF 分析，提取西风-季风耦合模态。在此基础上，探讨季节循环分量的季节变化特征和不同季节的年际变化特征，以及海温与耦合模态的关系，其中气候态定义为 1981–2010 年的平均值。

3. 西风-季风耦合模态的气候特征

环绕青藏高原的大尺度环流主要包括南亚季风、东亚季风和对流层高层的中纬度西风，这三个环流在太阳辐射所引起的海陆热力差异及高原与其周围大气热力差异的驱动下表现出明显的季节变化特征，相对于年平均状况而言：

春季（3–5 月平均），高原的热力作用开始显现，来自南半球副热带地区和高原北坡上升的气流在高原南坡下沉，使得高原南坡对流层中上层被大范围下沉气流所控制（图 1c）。南亚季风区依然表现出冬季风环流的特征，对流层低层（850hPa）为东北气流，高层（200hPa）为西风气流（图 1a, b）。而孟加拉湾东部至中印半岛，以及我国华南地区已经开始被西南气流控制，转向夏季风环流（图 1a, b）。此时，北坡上升气流高度可达对流层中高层，南坡仅限于对流层低层（图 1c）。

夏季（6–8 月平均），高原整体为一个强大的热源，气流上升，上升运动的大值区位于高原南侧，下沉气流位于赤道及其以南（图 1f）。对流层低层，欧亚大陆上以高原为中心存在一个强大的气旋性环流，印度洋北部热带与副热带地区被南亚夏季风的西南气流所控制，东亚大陆盛行偏南风（图 1d）。对流层高层，高原以南的中低纬度地区由西风转为东风，强度较强，大值区位于东亚-太平洋地区（图 1e）。

秋季（9–11 月平均），高原由热转冷，气流在北纬 5°–10°上升，在高原和赤道以南下沉（图 1i）。对流层低层西北太平洋和北印度洋地区均为气旋式环流，东亚和南亚大陆由偏北风控制，夏季风环流向冬季风环流转变（图 1g）。对流层高层青藏高原以南的东风气流大幅减弱（图 1h）。

冬季（12–2 月平均），高原扮演着中纬度地区冷源的作用，由赤道以南和北半球中高纬度地区上升的气流在高原下沉，形成两个经向环流圈（图 1l）。其中，高原南侧的环流圈远强于北侧，故下沉运动的大值中心位于高原南坡。对流层低层，南亚季风区盛行东北气流，东亚地区被北风所控制，仅在东亚东南沿海局地存在偏南气流（图 1j）。

对流层高层，中低纬度地区为西风气流，西风过青藏高原后加速，其大值区位于日本以南的西北太平洋上（图 1k）。

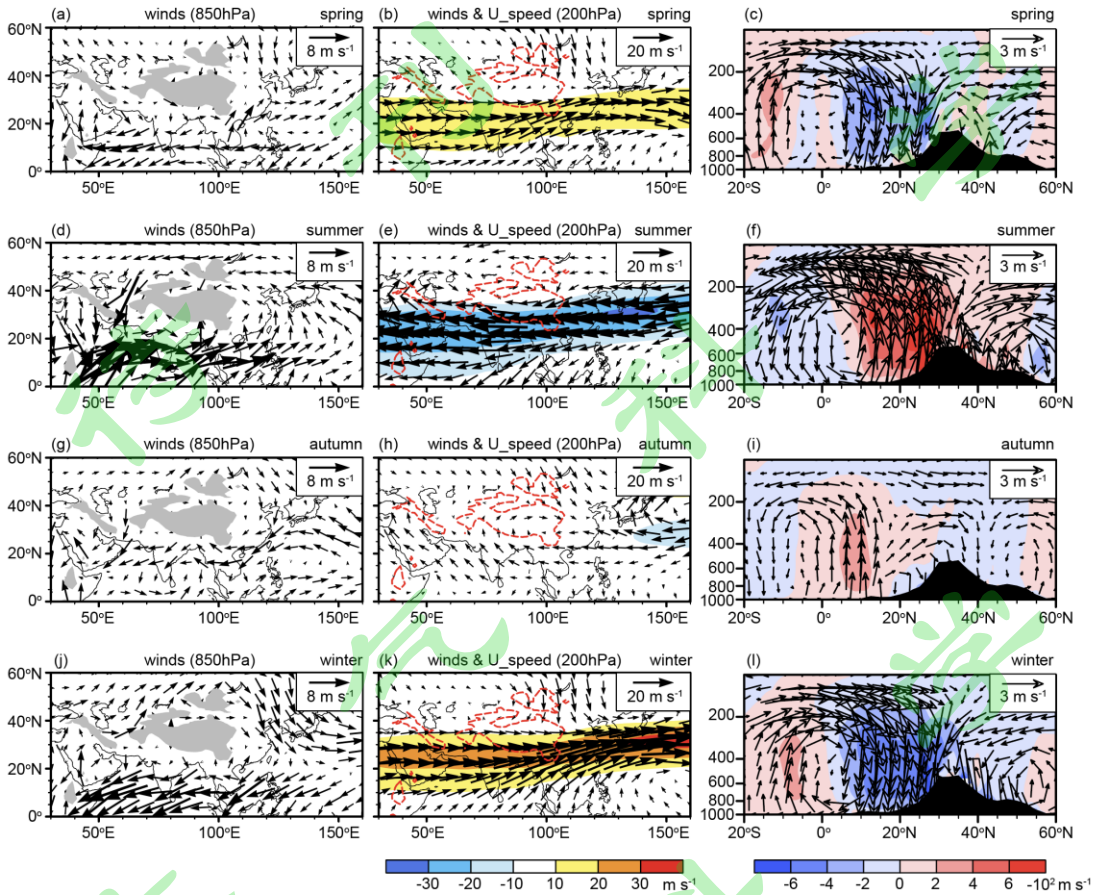

图 1 气候态风场相对于其年平均的季节变化特征。（a）、（d）、（g）、（j）分别为春、夏、秋、冬季气候平均的 850hPa 风场相对于其年平均值的距平（矢量箭头，m/s）；（b）、（e）、（h）、（k）分别为春、夏、秋、冬季气候平均的 200hPa 风场相对于其年平均值的距平（矢量箭头，m/s），以及纬向风速相对于其年平均值的距平（U_speed，填色，m/s）；（c）、（f）、（i）、（l）分别为春、夏、秋、冬季沿 75°–100°E 平均的气候平均风场相对于其年平均值的距平（由垂直速度（-10^2m/s）和经向速度（m/s）合成），以及垂直风速相对于其年平均值的距平（填色，-10^2m/s）的经向-垂直剖面。

Fig. 1 Seasonal characteristics of the climatic winds relative to its annual mean. (a), (d), (g) and (j) are the wind anomalies at 850hPa in spring, summer, autumn and winter, respectively, relative to its annual mean (vectors, m/s); (b), (e), (h) and (k) are the wind anomalies (vectors, m/s) and zonal wind speed anomalies (U_speed, coloring, m/s) at 200hPa in spring, summer, autumn and winter, respectively, relative to its annual mean; (c), (f), (i) and (l) are the meridional-vertical cross-section of wind anomalies (vector, the combination of meridional winds (m/s) and vertical winds (-10^2m/s)) and vertical winds speed (coloring, -10^2m/s) in spring, summer, autumn and winter, respectively, relative to its annual mean.

西风-季风耦合的第一主模态（方差贡献率为 78.39%）主要反映的是 200hPa 西风和 850hPa 季风季节循环过程的变化特征（图 2a, b, e）。该模态的主要载荷区位于南亚季风区和对流层高层中纬度西风带所在的位置。分析可以发现，该模态由冬至夏，以及由夏至冬两个关键季节转换时间点与东亚季风和南亚季风季节转换时间点高度吻合（图略）。因此，西风-季风耦合的季节变化主要反映的是南亚和东亚季风的季节变化。除季节循环外，该模态在各个季节还表现出年际变化特征，其年际变率相对较小（图 2e）。

西风-季风耦合的第二主模态的方差贡献率为 4.68%，在对流层低层 850hPa 等压面上主要表现为南亚夏季风的低层西南气流和西北太平洋反气旋环流的同步变化（图 2d）。而在对流层高层 200hPa 等压面上，高原-西北太平洋盛行大尺度气旋性环流（图 2c）。该模态的季节循环特征不明显，主要表现为显著的年际变化，年际变率较大，尤其在冬春季节（图 2e）。

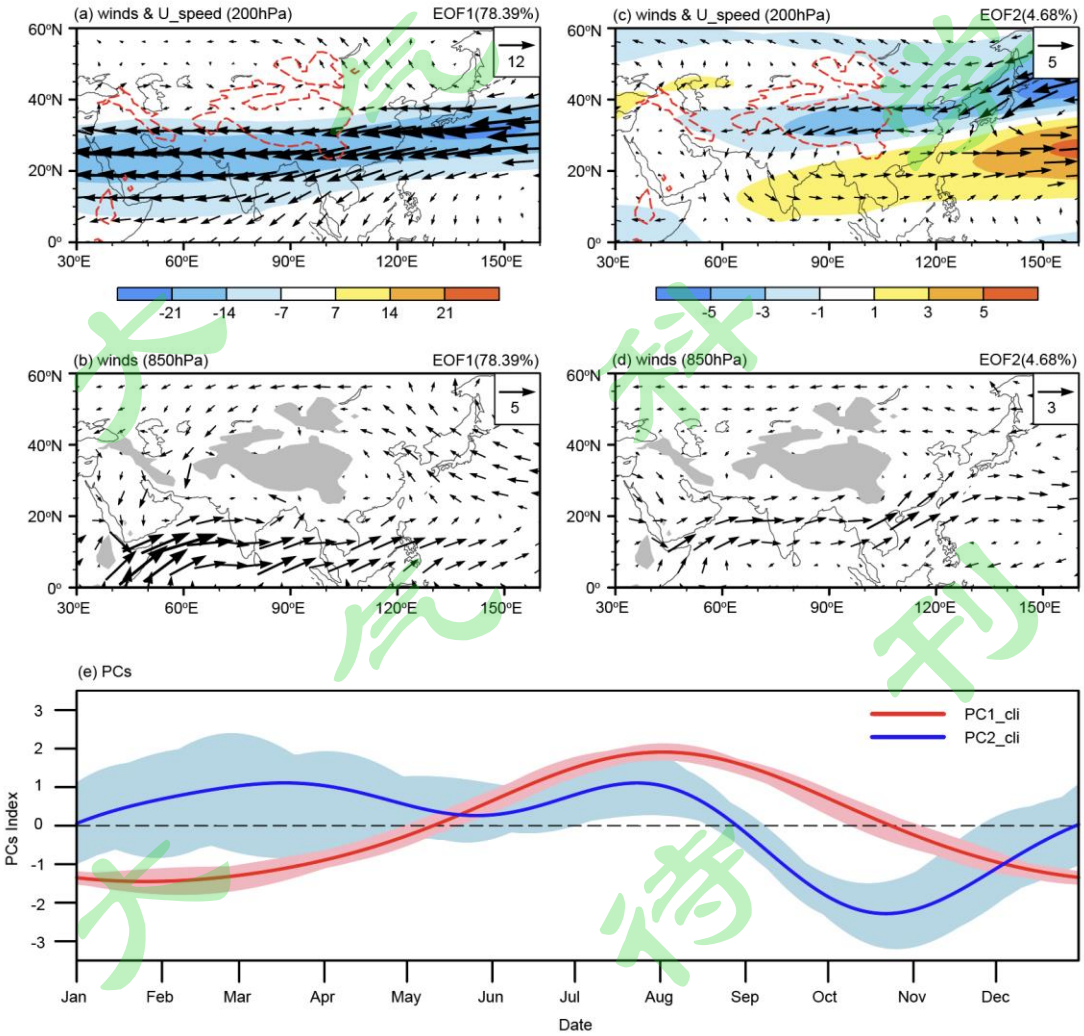

图 2 西风和季风的耦合模态。1981–2020 年 60°–160°E，0°–60°N 区域内对流层高、低层环流逐日季

节循环分量的 EOF 分析结果，其中（a）和（b）分别为西风-季风耦合第一主模态的高层（200hPa）和低层（850hPa）环流；（c）和（d）分别为西风-季风耦合第二主模态的高层（200hPa）和低层（850hPa）环流，矢量为风场，填色为 200hPa 纬向风速（U_speed）；（e）为西风-季风耦合模态第一主成分（PC1，红色实线）和第二主成分（PC2，蓝色实线）的气候平均值（气候态为 1981–2010 年）及其年际变率（红色和蓝色阴影分别为第一主成分和第二主成分的年际变率）。

Fig. 2 Coupling modes of westerly-monsoon flow. EOF analysis results of daily annual cycle components of upper and lower troposphere circulation in the region of 60°–160°E，0°–60°N from 1981–2020. (a) and (b) are the circulation of the first mode of westerly-monsoon in upper-level (200hPa) and lower-level (850hPa), respectively. (c) and (d) are the circulation of the second mode of westerly-monsoon in upper-level (200hPa) and lower-level (850hPa), respectively. The vectors represent winds, while the coloring represent zonal wind speed (U_speed). (e) shows the climate mean of the first (PC1, solid red line) and second (PC2, solid blue line) principal component of the westerly- monsoon coupled mode and their interannual variability (red and blue shades are the interannual variability of the first and second principal components, respectively).

4. 西风-季风耦合模态的年际变化及其与 ENSO 的关系

西风-季风耦合第一主模态的时间变化（The first principal component，PC1）表现出显著的季节循环特征，其年际变率相对较小，但由于该模态方差贡献率较大，所以 PC1 较小的年际变化也会引起不可忽视的气候影响，本章内容将重点讨论该模态的年际变化特征。西风-季风耦合第一主模态的年际差异主要表现为 PC1 的振幅，以及由冬至夏和由夏至冬两个关键季节转换时间（位相）的变化。西风-季风耦合模态 PC1 的振幅定义为其最大值，该值通常出现于 8 月初（气候平均为 8 月 2 日），可用于表示第一耦合模态的强度。将振幅异常（每年的振幅相对于其气候平均值的距平）回归至季节平均的环流场上，结果表明，振幅偏强年的夏季，对流层低层的西南季风明显加强，该西南气流在孟加拉湾北部的偏南分量较强，形成低槽，槽前东南气流有利于向高原南侧输送水汽（图 3a）。同时，西北太平洋副热带高压位置偏北，东亚大陆中部和北部盛行偏南风，而南海地区存在一个局地气旋式环流，其西北侧的东北风不利于我国南方降水产生。

与季节转换时间早晚相关的南亚季风和东亚季风环流特征和与振幅异常相关的季风环流特征大致相反（图 3）。将 PC1 由小于 0 到大于 0 的转换时间定义为西风-季风耦合模态由冬至夏的季节转换节点（P1）。由冬至夏转换时间偏晚年的夏季，西北太平洋

副热带高压显著加强，东亚地区盛行西南气流（图 3b）。而在副高南侧东风气流和印度洋西北部气旋异常北侧东风气流的共同影响下，南亚季风区对流层低层呈现偏东风的冬季风环流特征。将 PC1 由大于 0 到小于 0 的转换时间定义为西风-季风耦合模态由夏至冬的季节转换节点（P2）。回归分析表明，与该转换节点发生早晚相关的夏季风环流特征与由冬至夏季节转换时间早晚所引起的夏季风环流变化大致相同（图 3c）。但相比而言，由夏至冬转换时间与东亚季风低层环流的关系更为显著，与南亚季风的相关性较弱。

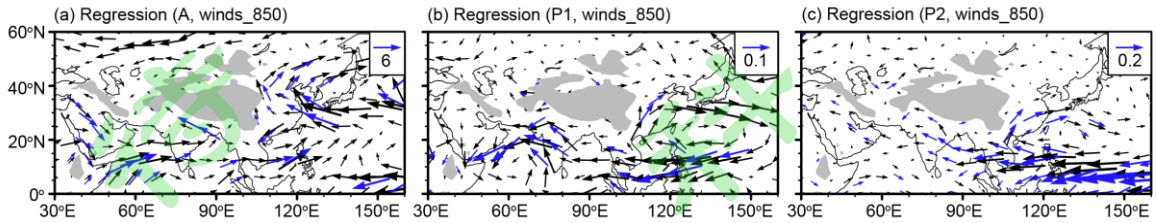

图 3 西风-季风耦合模态 PC1 的振幅和位相回归的夏季低层风场。（a）振幅（A）、（b）由冬至夏季节转换时间（P1）和（c）由夏至冬季节转换时间（P2）早晚与夏季平均 850hPa 风场的回归系数（矢量箭头），其中蓝色矢量箭头表示回归系数通过 90%信度检验的区域。

Fig. 3 The lower-level (850hPa) winds in summer regressed by the amplitude and phases of PC1. Regression coefficients of (a) amplitude (A), (b) the transit time from winter to summer (P1), and (c) the transit time from summer to winter (P2) on winds at 850hPa averaged in summer. The blue vector arrows indicate the area where the regression coefficient is statistically significant at the 90% confidence level.

此外，西风-季风两个耦合主模态夏季平均的年际变化特征高度相近（PC1 和 PC2（The second principal component）的相关系数为 0.4），而春、秋、冬季相反（PC1 和 PC2 的相关系数分别为–0.7，–0.63，–0.78）（图 4a–d）。本文进一步分析了不同季节第一主模态强度的年际变化所对应的环流响应，总体而言，不同季节耦合模态较强年份，东亚季风和南亚季风均较强；反之，较弱（图 4e–h）。其中，南亚季风和耦合模态强度的年际变化关系更为密切，二者之间的相关系数在不同季节均大于东亚季风和耦合模态强度年际变化的相关系数。

从对流层高层西风来看，对应耦合模态较强的年份，西风带位置均有向北移动的特征。但春季，中东地区西风带经向偏北的位置移动较为显著（图 5b）；夏季，中东急流所在位置、青藏高原北侧、西北太平洋上西风带位置显著北移（图 5d）；秋季，研究区域内整条西风带均有显著向北的位移（图 5f）；冬季，向北的位置变化主要发生在欧亚大陆上（图 5h）。

从对流层低层水汽输送和降水来看，春季耦合模态较强时，热带西北太平洋地区的气旋异常和南亚季风西南气流前沿的季风槽使西北太平洋和中印半岛附近水汽供应充分，加之高层气流辐散，导致降水显著偏多（图 5a, b）。伊朗高原对流层高层气流辐合，低层水汽向南输送，降水显著偏少。夏季耦合模态较强时，菲律宾以东高层气流辐散、降水显著增多。孟加拉湾存在一个气旋式环流，其北侧的东南风将水汽向青藏高原西南部输送，使得高原西南部降水显著增多（图 5c, d）。秋季耦合模态强年的环流异常与春季相接近，但环流异常中心位置略有不同，西北太平洋上的气旋异常范围较大，其对应高层气流辐散活动较强，降水显著偏多。相比春季，秋季气流辐合区主要位于伊朗高原南侧，且该地区向南的水汽输送较强，降水显著偏少（图 5e, f）。冬季，热带西北太平洋上的反气旋异常范围较小且位置偏南，对流层高层辐散中心主要位于菲律宾地区，异常偏多的降水区域相较于春秋两季更偏南，我国长江流域至日本以南降水较少（图 5g, h）。

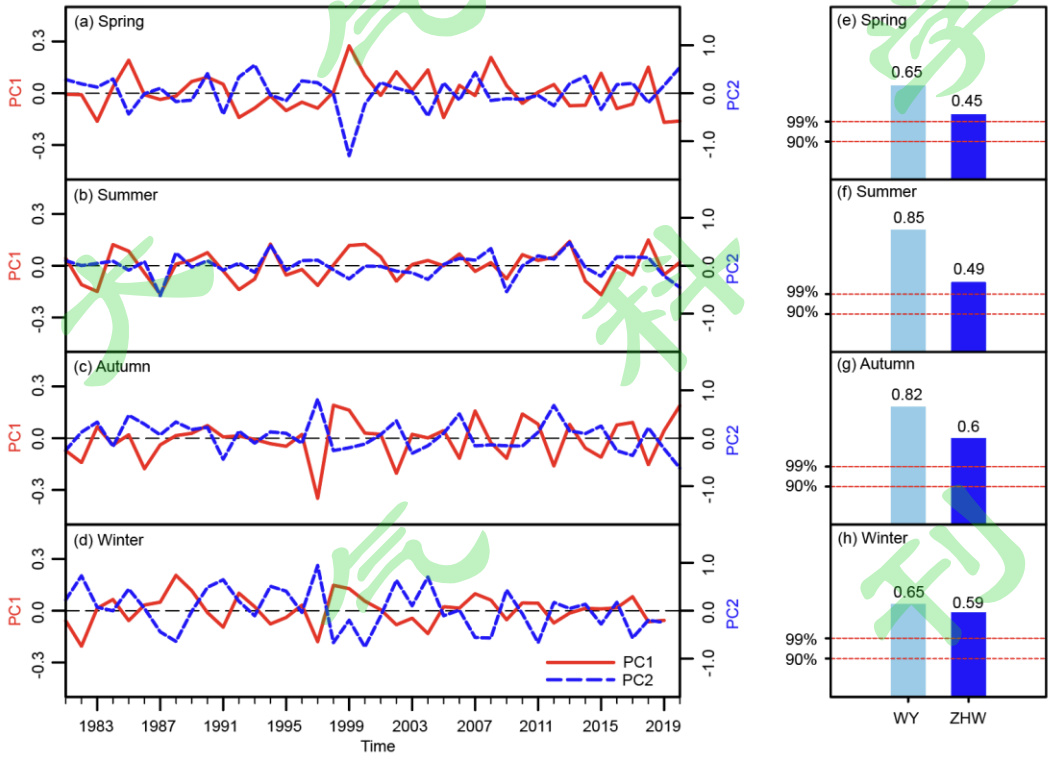

图 4 （a）–（d）分别为西风-季风耦合的第一和第二主模态所对应的主成分在春、夏、秋、冬季季节平均的年际变化时间序列，红色实线为第一主成分，蓝色虚线为第二主成分；（e）–（h）分别为春、夏、秋、冬季西风-季风耦合模态的 PC1 与同期南亚季风（浅蓝色）和东亚季风（深蓝色）指数的相关系数，南亚季风和东亚季风指数分别取自 Webster & Yang (1992)和 Zhu et al. (2005)。

Fig. 4 (a)–(d) are the interannual variation time series of the first (red solid line) and second (blue dotted

line) principal components (PC1 and PC2) corresponding to the coupling mode of westerly-monsoon averaging in spring, summer, autumn and winter, respectively. (e)–(h) are the correlation coefficients between PC1 of westerly-monsoon coupling mode with South Asian monsoon (sky blue bar) and East Asian monsoon (blue bar) in spring, summer, autumn and winter, respectively. The South Asian monsoon and East Asian monsoon indices are calculated according to Webster & Yang (1992) and Zhu et al. (2005), respectively.

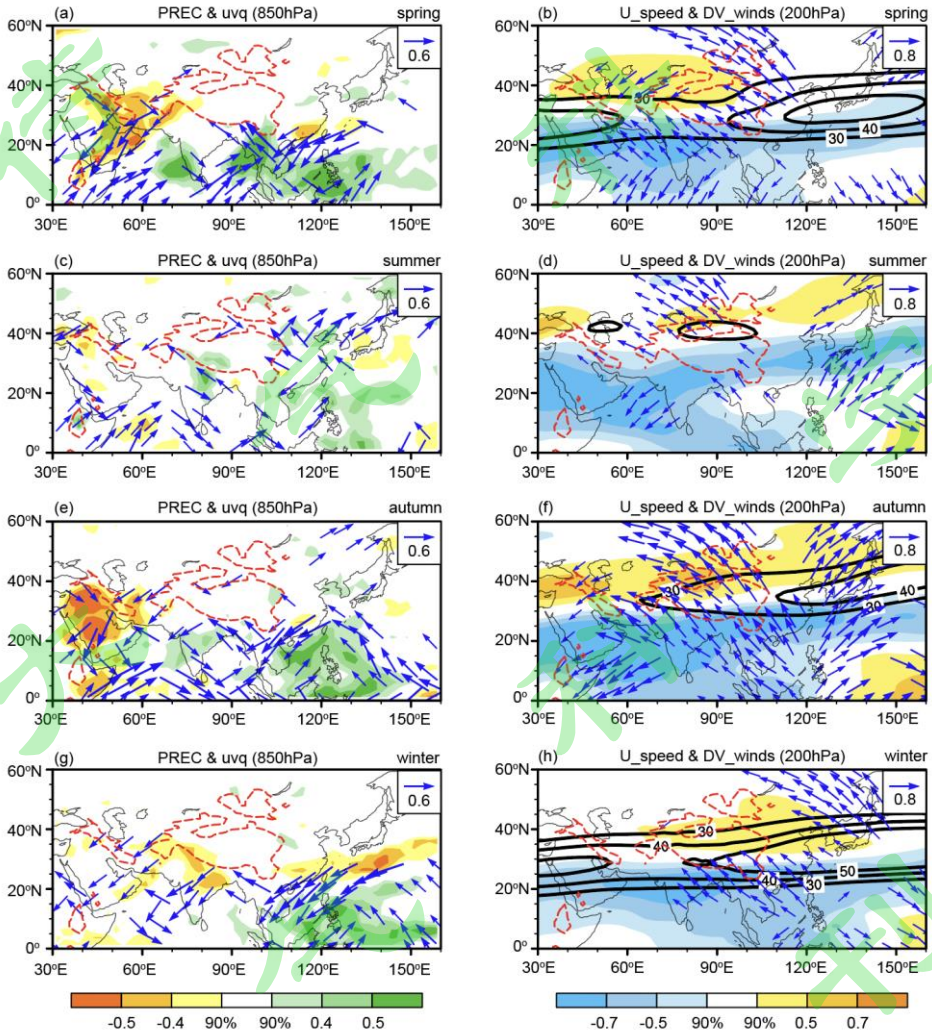

图 5 不同季节西风-季风耦合模态 PC1 与同期环流异常的年际变化关系。（a）、（c）、（e）、（g）分别为春、夏、秋、冬季 PC1 与异常降水（PREC，填色）及 850hPa 水汽通量（uvq，矢量箭头）相关系数的分布状况；（b）、（d）、（f）、（h）分别为春、夏、秋、冬季 PC1 与 250hPa 异常辐散风场（DV_winds，矢量箭头）及纬向风速（U_speed，填色）相关系数的分布状况，黑色等值线为气候态的纬向西风。图中的蓝色箭头仅绘制了 PC1 与 850hPa 水汽通量和 250hPa 辐散风场之间相关系数分别通过 90%信度检验的区域。

Fig. 5 Interannual relationship between PC1 of the westerly-monsoon coupling mode in different seasons and the circulation anomalies over the same period. (a), (c), (e) and (g) are the distributions of correlation coefficients between PC1 and precipitation anomalies (PREC, coloring), as well as PC1 and water vapor flux at 850hPa (uvq, vector) in spring, summer, autumn and winter, respectively. (b), (d), (f) and (h) are the distributions of correlation coefficients between PC1 and abnormal zonal wind speed (U_speed, coloring), as well as PC1 and divergent winds at 200hPa (DV_speed, vector) in spring, summer, autumn and winter, respectively. The black contours are the climatic zonal westerly wind. The blue arrow only shows the areas where the correlation coefficient between PC1 and water vapor flux at 850hPa, as well as PC1 and divergent winds at 200hPa passes the 90% reliability test, respectively.

海温异常的年际变化是影响西风-季风耦合模态年际变化的重要外强迫因素，本文基于相关分析表明影响耦合模态 PC1 异常的海温信号主要是厄尔尼诺-南方涛动（El Niño-Southern Oscillation，ENSO）和热带印度洋全区海温一致模态（Indian Ocean basin mode，IOBM）。

热带太平洋海温异常与各个季节耦合模态 PC1 的同期相关系数分布均表现为 ENSO 冷事件（La Niña）型，且表征 ENSO 变化的 Niño3.4 指数与 PC1 在秋季和冬季的同期相关性强于春、夏两季（图 6）。此外，ENSO 对西风-季风耦合模态的影响还存在超前滞后效应，其中冬、夏、秋季 ENSO 事件的滞后影响至少可持续两个季节（图 6e–h）。已有研究指出，西北太平洋副热带高压是联系东亚季风区和南亚季风区水汽输送的关键环流，同时也是 ENSO 影响东亚和南亚季风的重要桥梁（Liu and Huang，2019）。在厄尔尼诺（El Niño）事件发展年的冬季至次年夏季，西北太平洋地区均存在反气旋异常，且该反气旋异常在次年夏季会进一步加强；La Niña 事件与 El Niño 事件的影响基本相反，这与本文所得 La Niña 背景下西北太平洋呈气旋式环流的结果基本吻合（图 2b 和图 6），但二者的影响具有明显的非对称性。

印度洋海温异常与 PC1 的同期相关关系主要存在于冬、春、夏季，且二者的相关系数分布均表现为 IOBM 型（图 6a–c）。与 ENSO 事件相比，IOBM 与西风-季风耦合模态的相关性略弱，且主要表现为显著的同期和超前相关，其滞后影响不显著（图 6e–h）。其中，IOBM 与 PC1 在夏季的同期相关性最强，相关系数可达到–0.43（冬、春季分别为–0.3 和–0.39）。IOBM 的发生发展与 ENSO 事件有关，其对西风-季风耦合模态的影响也可通过西北太平洋反气旋（气旋）异常实现。当赤道中东太平洋有 El Niño（La Niña）

事件发展时，在冬季至次年春、夏季，热带印度洋海温往往表现为全区一致增暖（偏冷），印度洋的暖海温异常会诱发开尔文波进一步增强夏季西北太平洋反气旋异常，从而调控东亚和南亚季风环流（Xie et al.，2010；Liu and Huang，2019）。

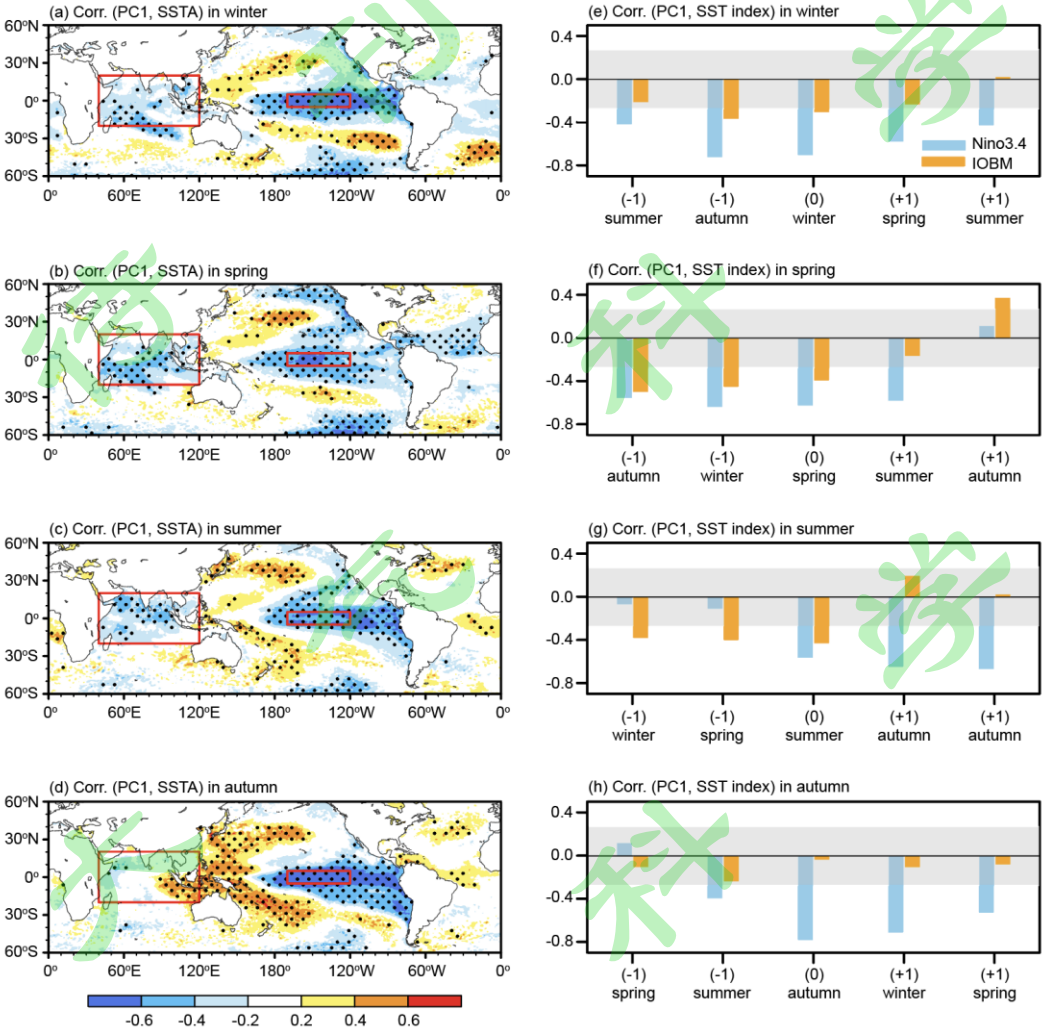

图 6 不同季节西风-季风耦合模态 PC1 与海温异常的关系。（a）–（d）为冬、春、夏、秋季 PC1 异常与同期海温异常（SSTA）的关系；（e）为前夏至次年夏季 PC1 异常与冬季 Niño3.4 指数和 IOBM 指数的相关系数；（f）为前秋至次年秋季 PC1 异常与春季 Niño3.4 指数和 IOBM 指数的相关系数；（g）为前冬至次年冬季 PC1 异常与夏季 Niño3.4 指数和 IOBM 指数的相关系数；（h）为前春至次年春季 PC1 异常与秋季 Niño3.4 指数和 IOBM 指数的相关系数。

Fig. 6 Relationship between PC1 of westerly-monsoon coupling mode and SST anomaly (SSTA) in different seasons. (a)–(d) show the distribution of correlation coefficient between PC1 and SST anomaly in winter, spring, summer and autumn, respectively. (e) Correlation coefficients between PC1 anomaly from summer to the following summer and Niño3.4 index, as well as IOBM index in winter. (f) Correlation coefficients between PC1 anomaly from autumn to the following autumn and Niño3.4 index, as well as

IOBM index in spring. (g) Correlation coefficients between PC1 anomaly from winter to the following winter and Niño3.4 index, as well as IOBM index in summer. (e) Correlation coefficients between PC1 anomaly from spring to the following spring and Niño3.4 index, as well as IOBM index in autumn.

5. 总结与讨论

本文基于 1981–2020 年的大气再分析资料，采用 EOF 分析方法提取了西风-季风在青藏高原的耦合模态，并从季节循环和年际变化两方面分析了其季节性变化特征。

西风-季风耦合模态的季节循环特征主要体现在第一主模态上，该模态反映了气候态中东亚季风、南亚季风、对流层高层西风相对于其年平均值的季节循环变化的基本特征，且其冬、夏季节转换时间与东亚季风和南亚季风的季节转换时间高度吻合。耦合模态的年际变化特征在第一、第二主模态上均有体现。其中，第一主模态描述季节循环过程的两个关键统计量，包括振幅和位相（由冬至夏和由夏至冬两个关键时间节点）均与东亚和南亚夏季风低层环流显著相关。而不同季节第一主模态强度的年际变化不仅会调控季风低层环流，还会使高层西风带位置在耦合模态较强年份均存在向北的经向位移。ENSO、IOBM 是诱发西风-季风耦合模态年际变化的两个重要外强迫因子。

我们注意到，第二主模态的年际变率强于第一主模态，二者在夏季呈显著正相关关系，但在其他季节均呈现出显著的负相关关系。西风-季风耦合的第二主模态还具有显著减弱的长期变化趋势（图 7），且这种变化趋势主要显著存在于冬季（图略）。对比对流层高、低层原始风场的长期趋势发现，第二主模态主要反映的是对流层高层高原上空东风和低层南亚季风西南气流显著减弱的趋势（图略）。研究表明，高原南部的降水主要受南亚季风的影响；北部的降水主要受西风影响（段克勤等，2008；孙赫等，2020）。最新研究发现，高原降水存在北增南减的长期趋势（周天军等，2019）。高原降水北多南少的变化趋势是否与西风-季风耦合模态的趋势有关？需要做进一步的讨论。

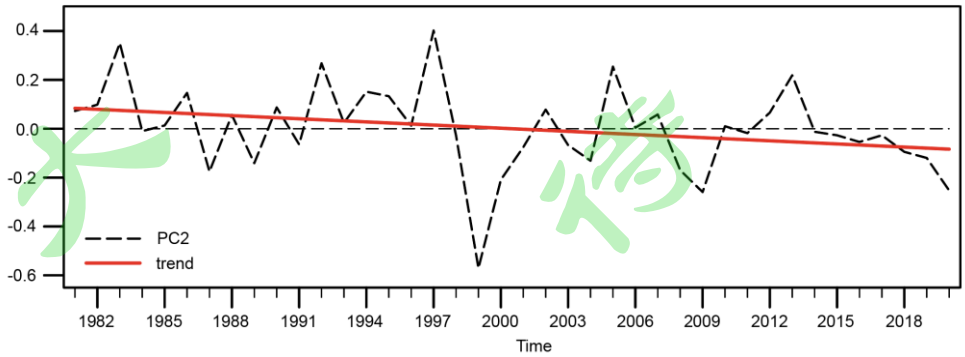

图 7 西风-季风耦合模态 PC2 的变化趋势，该趋势通过 90%的显著性检验。

Fig. 7 Variation trend of PC2 of the westerly-monsoon coupling mode, with significance over 90%.

参考文献：

丁一汇，司东，柳艳菊，等. 2018. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化[J]. 大气科学, 42(3): 533–558. Ding YH, Si Dong, Liu YJ, et al. 2018. On the characteristics, driving forces and inter-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 42(3): 533-558.

段克勤，姚檀栋，王宁练，等. 2008. 青藏高原南北降水变化差异研究[J]. 冰川冻土, 30(5): 726–732. Duan KQ, Yao YD, Wang LN, et al. 2008. The difference in precipitation variability between the North South Tibetan Plateaus[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 30(5): 726–732.

方韵，范广洲，赖欣，等. 2016. 青藏高原季风强弱与北半球西风带位置变化的关系[J]. 高原气象, 35(6): 1419–1429. Fang Y, Fan GZ, Lai X, et al. 2016. Relations between intensity of the Qinghai-Xizang Plateau monsoon and movement of the northern hemisphere westerlies[J]. Plateau Meteorology, 35(6): 1419–1429.

Goswami BN, Wu G, Yasunari T. 2006. The annual cycle, intraseasonal oscillations, and roadblock to seasonal predictability of the Asian summer monsoon[J]. Journal of Climate, 19(20): 5078–5099.

顾震潮. 1951. 西藏高原对东亚环流的影响和它的重要性[J]. 中国科学, 2(3): 283–303.

Guo L, Zhu CW, Liu BQ. 2021. Regulation of the subseasonal variability of winter rainfall in South China by the diversity of El Niño Southern Oscillation[J]. Climate Dynamics, 56(5): 1919–1936.

韩晋平，王会军. 2007. 东亚夏季风年代际变化的若干重要特征及两份大气再分析资料的异同[J]. 地球物理学报, 50 (6): 1666–1676. Han JP, Wang HJ. 2007. Features of interdecadal changes of the East Asian summer monsoon and similarity and discrepancy in ERA40 and NCEP/NCAR Reanalysis[J]. Chinses Journal of Geophysics, 50 (6): 1666–1676.

Harada Y, Kamahori H, Kobayashi C, et al. 2016. The JRA-55 reanalysis: Representation of

atmospheric circulation and climate variability[J]. Journal of Meteorological Society of Japan, 94(3): 269–302.

何金海，祁莉，韦晋，等. 2007. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识[J]. 大气科学, 31(6): 1257–1265. He JH, Qi L, Wei J, et al. 2007. Reinvestigations on the East Asian Subtropical Monsoon and Tropical Monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 31(6): 1257–1265.

Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics[J]. Journal of Meteorological Society of Japan, 93(1): 5–48.

况雪源，张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响[J]. 高原气象，25(3): 382–389. Kuang XY, Zhang YC. 2006. Impact of the position abnormalities of East Asian Subtropical Westerly Jet on summer precipitation in Middle-Lower Reaches of Yangtze River[J]. Plateau Meteorology, 25(3): 382–389.

李建平，曾庆存. 2005. 一个新的季风指数及其年际变化和雨量的关系[J]. 气候与环境研究, 10(3): 351–365. Li JP, Zeng QC. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation[J]. Climatic and Environmental Research, 10(3): 351–365.

Lin ZD, Lu RY. 2005. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 22(2): 199–211.

刘华强，孙照渤，朱伟军. 2003. 青藏高原积雪与亚洲季风环流年代际变化的关系[J]. 大气科学学报, 26(6): 733–739. Liu HQ, Sun ZB, Zhu WJ. 2003. Interdecadal relation between snow cover over the Tibetan Plateau and Asian monsoon circulation[J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 26(6): 733–739.

Liu Y, Huang R. 2019. Linkages between the South and East Asian Monsoon Water Vapor Transport during Boreal Summer[J]. Journal of Climate, 32(14): 4509-4524.

陆日宇，林中达，张耀存. 2013. 夏季东亚高空急流的变化及其对东亚季风的影响[J]. 大气科学, 37(2): 331–340. Lu RY, Lin ZD, Zhang YC. 2013. Variability of the East Asian upper-tropospheric jet in summer and its impacts on the East Asian monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 37(2): 331–340.

Lu RY, Ye H, Jhun JG. 2011. Weakening of interannual variability in the summer East Asian

upper-tropospheric westerly jet since the mid-1990s[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 28(6), 1246–1258.

毛江玉，吴国雄，刘屹岷. 2002a. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究Ⅰ. 副高结构的气候学特征[J]. 气象学报, 60(4): 400–408. Mao JY, Wu GX, Liu YM. 2002a. Study on modal variation of subtropical high and its mechanism during seasonal transition part I: climatological features of subtropical high structure[J]. Acta Meteorologica Sinica, 60(4): 400–408.

毛江玉，吴国雄，刘屹岷. 2002b. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究Ⅱ. 亚洲季风区季节转换指数[J]. 气象学报, 60(4): 409–420. Mao JY, Wu GX, Liu YM. 2002a. Study on modal variation of subtropical high and its mechanism during seasonal transition part II: seasonal transition index over Asian monsoon region[J]. Acta Meteorologica Sinica, 60(4): 409–420.

乔钰，周顺武，马悦，等. 2014. 青藏高原的动力作用及其对中国天气气候的影响[J]. 气象科技, 42(6): 1039–1046. Qiao Y, Zhou SW, Ma Y, et al. 2014. Dynamic effect to Tibetan Plateau and its impact on weather and climate in China[J]. Meteorological Science and Technology, 42(6): 1039–1046.

Reynolds R W, Smith T M, Liu C, et al. 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature[J]. Journal of Climate, 20(22): 5473–5496.

Song ZH, Zhu CW, Su JZ, et al. 2016. Coupling modes of climatological intraseasonal oscillation in the East Asian summer monsoon[J]. Journal of Climate, 29(17): 6363–6382.

孙赫，苏凤阁，黄敬恒，等. 2020. 第三极西风和季风主导流域源区降水呈现不同梯度特征[J]. 科学通报, 65(1): 91–104. Sun H, Su FG, Huang JH, et al. 2020. Contrasting precipitation gradient characteristics between westerlies and monsoon dominated upstream river basins in the Third Pole[J]. Chinese Science Bulletin, 65(1): 91–104.

Wang B, Xu X. 1997. Northern hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation[J]. Journal of Climate, 10(5): 1071–1085.

王会军，姜大膀. 2004. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异[J]. 第四纪研究, 24(1): 19–27. Wang HJ, Jiang DB. 1997. A new East Asian winter monsoon intensity index and atmospheric circulation comparison between strong and

weak composite[J]. Quaternary Sciences, 24(1): 19–27.

王可丽，江灏，赵红岩. 2005. 西风带与季风对中国西北地区的水汽输送[J]. 水科学进展, 16(3): 432–438. Wang KL, Jiang H, Zhao HY. 2005. Atmospheric water vapor transport from westerly and monsoon over the Northwest China[J]. Advances in Water Science, 16(3): 432–438.

王谦谦，王安宇，李学锋，等. 1984. 青藏高原大地形对夏季东亚大气环流的影响[J]. 高原气象, 3(1): 13–26. Wang QQ, Wang AY, Li XF, et al. 1984. The effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the mean general circulation in East Asia in summer[J]. Plateau Meteorology, 3(1): 13–26.

王同美，吴国雄，万日金. 2008. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响[J]. 高原气象, 27(1): 1–9. Wang TM, Wu GX, Wang RJ. 2008. Influence of the mechanical and thermal forcing of Tibetan Plateau on the circulation of the Asian Summer Monsoon area[J]. Plateau Meteorology, 27(1): 1–9.

Webster PJ, S. Yang. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 118(507): 877–926.

Wu GX, Guan Y, Liu YM et al. 2012. Air–sea interaction and formation of the Asian summer monsoon onset vortex over the Bay of Bengal[J]. Climate Dynamics, 38(1): 261–279.

Wu GX, Guan Y, Wang TM et al. 2011. Vortex genesis over the Bay of Bengal in spring and its role in the onset of the Asian summer monsoon[J]. Sci China Earth Sci 54(1):1–9.

吴国雄，张永生. 1998. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发: I. 爆发地点[J]. 大气科学, 22(6): 825–838. Wu GX, Zhang YS. 1998. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and the Asian Monsoon Onset. Part I: Situating of the Onset[J]. Scientia Atmospherica Sinica, 22(6): 825–838.

Xie SP, Du Y, Huang G et al. 2010. Decadal shift in El Niño influences on Indo–western Pacific and East Asian climate in the 1970s[J]. Journal Climate, 23(12): 3352–3368.

杨辉，宋正山，朱抱真. 1998. 1979 年 5 月东南亚夏季风的建立和青藏高原的作用[J]. 大气科学, 22(6): 858–866. Yang H, Song ZS, Zhu BZ. 1998. Onset of the southeast Asia summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau[J]. Scientia Atmospherica Sinica, 22(6): 858–866.

姚慧茹，李栋梁. 2013. 亚洲急流与冬季风的关系及其对中国气候的影响[J]. 气象学报, 71(3): 429–439. Yao HR, Li DL. 2013. The relationship between Asian jets and the winter monsoon and their impact on climate in China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 71(3): 429–439.

叶笃正，张捷迁. 1974. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验[J]. 中国科学, 4(3): 301–320.

Yeh TUC. 1950. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945–46[J]. Tellus, 2(3): 173–183.

宇婧婧，刘屹岷，李晓峰. 2014. 冬季青藏高原上游西风模态与中国降水及 NAO 的关联[J]. 高原气象, 33 (4): 877–886. Yu JJ, Liu YM, Li XF. 2014. Connections between the dominant modes of westerly over the upstream region of Qinghai-Xizang Plateau and the regional precipitation of China and NAO in winter[J]. Plateau Meteorology, 33 (4): 877–886.

张艳，钱永甫. 2002. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响[J]. 南京气象学院学报, 25(3): 298–306. Zhang Y, Qian YF. 2002. Thermal effect of surface heat source over the Tibetan Plateau on the onset of Asian summer monsoon[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 25(3): 298–306.

张耀存，郭兰丽. 2010. 东亚副热带西风急流变化多模式模拟结果分析[J]. 气象科学, 30(5): 694–700. Zhang YC, Guo LL. 2010. Multi-model ensemble simulated changes in the subtropical westerly jet over east Asia under the global warming condition[J]. Scientia Meteorologica Sinica, 30(5): 694–700.

张耀存，况雪源. 2008. 东亚副热带西风急流位置变化与亚洲夏季风爆发的关系[J]. 暴雨灾害, 27(2): 97–103. Zhang YC, Kuang XY. 2008. The relationship between the location change of the East Asian subtropical westerly jet and Asian summer monsoon onset[J]. Torrential Rain and Disasters, 27(2): 97–103.

周晓霞，丁一汇，王盘兴. 2008. 夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响[J]. 气象学报, 66(1): 59–70. Zhou XX, Ding YH, Wang PX. 2008. Moisture transport in Asian summer monsoon region and its relationship with summer precipitation in China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 66(1): 59–70.

周天军，高晶，赵寅，等. 2019. 影响“亚洲水塔”的水汽输送过程[J]. 中国科学院院刊, 34(11): 1210–1219. Zhou TJ, Gao J, Zhao Y, et al. 2019. Water vapor transport processes on Asian Water Tower[J]. Bulletin of Chinese Academy of Science, 34(11): 1210–1219.

Zhu C, Lee WS, Kang H, et al. 2005. A proper monsoon index for seasonal and interannual variations of the East Asian monsoon[J]. Geophysical Research Letters, 32(2): L02811.