

夏季青藏高原非绝热加热准双周振荡强度的年际变化及其与中国东部降水异常的联系*

田佳¹, 杨双艳¹, 刘雅舒¹

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

摘要: 基于 1979–2018 年中国高分辨率格点降水资料、NCEP/NCAR 和 ERA-Interim 再分析资料, 分析了夏季青藏高原 (简称高原) 非绝热加热准双周振荡 (Quasi-Biweekly Oscillation, QBWO) 的主要模态 (南部集中型) 强度的年际变化与中国东部降水异常之间的联系, 并从环流异常演变的角度进行解释。在高原 QBWO 年际强度偏强年, 长江以南地区夏季降水异常与高原南部 QBWO 扰动呈显著正相关。在高原 QBWO 强度偏弱年, 江淮地区和华南地区降水异常呈偶极型分布。进一步分析揭示, 在高原 QBWO 强度偏强 (弱) 年, 起源于西北太平洋地区的低纬度季节内信号主要表现为向西 (西北) 方向传播的特征, 中高纬度准正压的季节内信号主要表现为向南 (西南) 方向传播的特征, 且低纬度西 (西北) 传的信号与中高纬南 (西南) 传的信号共同作用引起中国不同的异常降水型。低纬度向西 (西北) 方向传播的 QBWO 信号传播至阿拉伯海 (高原东南侧) 后减弱消失, 中高纬地区向南 (西南) 传播的信号与低纬度西 (西北) 传的信号汇合后继续向西 (西北) 方向传播, 最终减弱消失。

关键词: 青藏高原, 非绝热加热, 准双周振荡, 年际变化, 降水异常

文章编号: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2108.21106

收稿日期 2021 年 6 月 24 日 **网络预出版日期**

第一作者 田佳, 女, 1999 年出生, 主要从事季节内振荡动力学研究. Email: 284991062@qq.com

***通讯作者** 杨双艳, Email: yangsy@nuist.edu.cn

资助项目 江苏省自然科学基金项目 (BK20210660, BK20191404), 热带海洋环境国家重点实验室 (中国科学院南海海洋研究所) 开放课题 (LTO2116), 国家自然科学基金项目 (41975048, 42075032), 江苏省大学生创新创业训练计划项目 (202010300132)

Funded by Natural Science Foundation of Jiangsu province (BK20210660, BK20191404), State Key Laboratory of Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology Chinese Academy of Sciences) (LTO2116), National Natural Science Foundation of China (41975048, 42075032), National Training Program of Innovation and Entrepreneurship for Undergraduates (202010300132)

The interannual variation of the quasi-biweekly diabatic heating over Tibetan Plateau during boreal summer and its relationship with rainfall anomaly over eastern China

TIAN Jia¹, YANG Shuangyan¹, LIU Yashu¹

¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disaster (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China

Abstract: Based on China's high-resolution grid rainfall data, NCEP/NCAR and ERA-Interim reanalysis data from 1979 to 2018, the relationship between the interannual variation of the main mode (southern concentrated pattern) of the quasi-biweekly oscillation (QBWO) of diabatic heating over Tibetan Plateau (TP) during boreal summer and rainfall anomaly over eastern China is investigated. In the year when the interannual intensity of QBWO over TP is strong, there is a significant positive correlation between summer rainfall anomaly in the south of the Yangtze River and QBWO over southern TP; in the weak years, the rainfall anomalies in the Jianghuai region and South China characterize a dipole pattern. In addition, in the strong (weak) years, the low-latitude intraseasonal signal originating in the Northwest Pacific region mainly shows a westward (northwestward) propagation, and the mid-high-latitude quasi-barotropic intraseasonal signal mainly shows a southward (southwestward) propagation. The combined effect of the signals from low latitudes propagating westward (northwestward) and the signals from mid-to-high latitudes propagating southward (southwestward) cause different abnormal rainfall patterns in China. The low-latitude QBWO signal propagating westward (northwestward) weakens and disappears after reaching the Arabian Sea (southeast of TP). The southward (southwestward) signal in the mid-high-latitude converges with the westward (northwestward) signal in the low-latitude, and then continues to propagate westward, and finally weakens and disappears.

Keywords Tibetan Plateau; diabatic heating; quasi-biweekly oscillation; interannual variation; rainfall anomaly

1 引言

大气季节内振荡 (Intraseasonal Oscillation, ISO) 首先在热带地区被发现 (Madden and Julian 1971, 1972), 随后, 大量研究表明在中高纬地区也存在着显著的大气 ISO 现象 (Yang and Li, 2016a; 韩翔等, 2018; 李华凝等, 2018; 杨双艳和李天明, 2020), 甚至全球都存在 (Krishnamurti and Gadgi, 1985; 李崇银, 1991; Yang et al., 2013; Yang and Li, 2016b; Wang et al., 2018)。

青藏高原 (以下简称为高原) 作为世界海拔最高的高原, 其高度几乎达到了对流层的中部。因此, 高原会对对流层大气造成不可忽视的热力和动力影响。已有研究探讨了高原对北半球大气环流 (孙颖和丁一汇, 2002; Duan and Wu, 2005; 包庆等, 2008), 乃至对全球的水文循环 (周长艳等, 2005; 申乐琳等, 2010; Yang et al., 2014; 林厚博等, 2016) 的影响。高原是亚洲季风系统的重要成员, 也是大气 ISO 的活跃区 (Annamalai and Slingo, 2001; 刘炜等, 2012; Wang and Duan, 2015)。高原上空大气 ISO 对相关热力、动力学参量均有显著的影响 (孙国武和陈葆德, 1988; 杨严和徐海明, 2015; 王群等, 2015)。此外, 高原与南亚高压 (李跃清, 1991; 王黎娟和葛静, 2016)、西太平洋副热带高压 (巩远发等, 2006)、高原低涡 (李国平等, 2016) 及高原季风 (万超等, 2015; 陈悦等, 2019) 等天气气候系统的变化亦有密切的联系。

Yang and Li (2017) 的研究表明, 夏季高原非绝热加热场存在显著的 10–30 天的准双周振荡 (Quasi-Biweekly Oscillation, QBWO), 且其主要模态表现为高原南部上空的一个扰动中心, 该中心与低纬 ISO 紧密联系并在高原南部保持准静止状态。与之相关的低纬度 ISO 起源于热带西太平洋并沿着平均季风槽朝向印度西北部向西/西北方向传播。高原南部及其附近的地形特征是扰动在高原南部保持准静止状态的主要原因。低纬度 ISO 气旋和反气旋的交替变化是高原南部非绝热加热季节内变率的主要原因。同时, 非绝热加热与降水有着密不可分的联系 (姚秀萍等, 2019)。罗会邦和陈蓉 (1995) 研究指出夏季高原热源与我国江淮流域、东南地区的降水具有较好的相关关系。除此之外, 高原热源与我国西南地区 (向洋和李维京, 2016; 李永华等, 2011)、西北地区 (周俊前等, 2016) 以及北疆地区 (赵勇等, 2013) 的降水均存在紧密的联系。

研究指出, 大气 ISO 的强度具有明显的年际变化特征 (Salby and Hendon, 1994; Chen et al., 2001), 且与中国区域降水有着密切的联系。贾燕和管兆勇 (2010) 指出东亚地区 ISO 强度年际变化与中国夏季降水异常的分布关系密切。贾燕等 (2013) 进一步通过奇异值分解得出与 ISO 强度年际变化相联系的中国夏季降水异常前三个模态分别对应江淮型、华南型以及长江中下游型 3 个降水型。

85 青藏高原的非绝热加热具有显著的季节内振荡，但是对于其季节内强度年际
86 变化的研究目前还较少。本文将从高原非绝热加热 QBWO 主要模态强度的年际变
87 化角度出发，探讨其与中国东部降水之间的联系。

89 2 资料与方法

90 2.1 资料

91 本文采用的资料有：1) 美国气象环境预报中心/国家大气研究中心
92 (NCEP/NCAR) 逐日再分析资料 (Kistler et al., 2001)，水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，
93 垂直方向包括 11 个气压层 (1000、925、850、700、600、500、400、300、250、
94 200、150hPa)。所用资料包括水平纬向风场、水平经向风场、位势高度场、相对
95 湿度场和地表气压场。2) 基于中国 2416 个气象台站的降水观测资料经过插值所
96 得的高分辨率 ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$) 格点降水数据 (吴佳和高学杰, 2013)。3) 欧洲中期
97 天气预报中心的全球逐日再分析资料集 ERA-interim (ECMWF interim reanalysis;
98 Dee et al., 2011) 的基本气象要素资料，水平分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ ，垂直层数为 37
99 层，用以计算大气非绝热加热场。文中所用资料年限为 1979–2018 年，夏季定义
100 为每年 6 月 1 日–8 月 31 日 (共 92 天)。

101 2.2 方法

102 本文涉及的滤波方式有：1) 采用 Lanczos 滤波器 (Duchon, 1979) 对逐日降
103 水场和环流场进行 10–30 天带通滤波 (滤波之前，先去掉年循环及其前 4 个谐波)，
104 滤波器参数 $n=139$ 。如无特殊说明，文中 QBWO 和低频振荡均指 10–30 天的振荡。
105 2) 采用 3–7 年 Butterworth 二阶带通滤波提取高原非绝热加热 QBWO 强度的年际
106 变化信号。

107 本文利用位相合成和时间超前滞后线性回归方法探究了高原非绝热加热
108 QBWO 强度和中国东部降水的关系。并采用“基于两组样本平均值显著差异的 t
109 检验”方法 (Jia et al., 2011; 杨双艳等, 2013) 对位相合成场结果进行了显著不
110 为零的统计检验，用 t 检验对回归场进行显著性检验。

111 采用“倒算法”计算大气视热源 (Yanai et al., 1973)，公式如下：

$$112 \quad Q_1 = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \left[\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right], \quad (1)$$

113 其中， Q_1 为大气视热源， t 为气温， V 为水平风分量， p 为气压， $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ ，
114 $k = R / c_p$ ， R 和 c_p 分别为气体常数和干空气定压比热， ω 为等压坐标系下的垂直
115 速度， θ 是位温。

本文计算整层水汽通量时考虑到 300hPa 以上的水汽输送较小，计算时仅计算 300hPa 以下的层次（Zhou and Tian, 2003）。为了消除地形对整层水汽通量计算的影响，文中的垂直积分是从地表气压 P_s 开始。单位气柱整层大气水汽输送通量及其散度的计算公式如下（黄荣辉等, 1998; Zhao, 2012）:

$$Q = Q_u i + Q_v j, \quad (2)$$

$$D = \nabla \cdot Q, \quad (3)$$

其中， Q 为水汽通量； D 为水汽通量散度； $Q_u = 1/g \cdot \int_{300}^{P_s} q u dp$ 为纬向分量； $Q_v = 1/g \cdot \int_{300}^{P_s} q v dp$ 为经向分量； g 为重力加速度； u ， v 为该单位气柱内各层大气的位相和经向风速分量； q 为比湿； P_s 为地表气压。

3 低频振荡强度年际变化与中国东部降水异常的联系

功率谱分析发现，高原非绝热加热场在 10–30 天的季节内尺度上的扰动最为显著（Yang and Li, 2017），因此本文主要分析其 10–30 天季节内振荡强度的年际变化。利用经验正交函数将高原 10–30 天非绝热加热场进行分解，得到其第一模态（EOF1，如图 1）方差贡献为 21.8%，空间分布表现为在高原南部存在一个扰动大值中心（Yang and Li, 2017）。本文所定义的 QBWO 强度是利用 EOF1 对应夏季时间系数（PC1）的逐年方差来表示。其年际信号则是利用高原 QBWO 强度时间序列经过 Butterworth 二阶带通滤波得到。图 2 展示了 1979–2018 年高原非绝热加热 QBWO 强度的距平序列（柱状图）以及对 QBWO 强度经过 3–7 年带通滤波后的标准化序列（折线图）。由折线图可以看出，高原非绝热加热 QBWO 强度表现出明显的年际变化特征，经计算发现年际变率占总变率（包含年循环、年际变率和年代际变率）方差贡献的 19.6%。

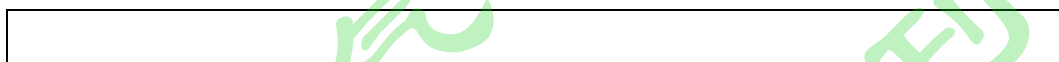


图 1 10–30 天非绝热加热经验正交函数分解第一模态空间分布（实线表示 3000m 地形）

Fig.1 EOF1 of 10–30-day filtered diabatic heating (the solid line represents the 3000m terrain)

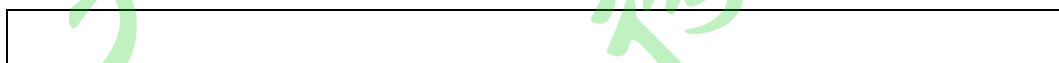


图 2 1979–2018 年高原非绝热加热 QBWO 强度距平序列（柱状图，对应左侧纵坐标）以及强度 3–7 年 Butterworth 带通滤波后的标准化时间序列（折线图，对应右

侧纵坐标); 折线图上的大圆标记表示高、低指数年份

Fig.2 The QBWO intensity anomaly of diabatic heating over TP from 1979–2018 (bars, corresponding to the left ordinate) and time series of 3–7-year of Butterworth band-pass filtered intensity (solid line, corresponding to the right ordinate); The large circle marks on solid line indicate high and low index years

高原 QBWO 强度年际变化经过逐年标准化处理后 (图 2 中折线), 将大于+1.0 个标准差的年份定义为高指数年, 小于-1.0 个标准差的年份定义为低指数年, 筛选得到高指数年共 5 年 (1988、1989、2002、2003、2004 年), 低指数年共 6 年 (1986、1987、1991、2005、2006、2010 年) (对应图 2 中折线图上的大圆标记)。为了探讨高、低指数年对应的中国东部夏季降水的特征, 参照毛江玉和吴国雄 (2005) 以及夏芸等 (2008) 的方法, 选取在 PC1 一个周期内波峰和波谷均超过 ± 0.75 个标准差的周期 (共计 33 个周期, 其中高指数年有 15 个周期, 低指数年有 18 个周期) 进行位相划分 (如图 3 中所示)。其中 1、5 为转换位相, 位相 1 表示 QBWO 由中断期向活跃期过渡, 位相 5 则与之相反, 表示由活跃期向中断期过渡; 位相 3 表示活跃期的波峰, 位相 7 表示中断期的波谷; 而位相 2、4、6、8 表示振荡的振幅达到该循环的最大值或最小值一半的时间。

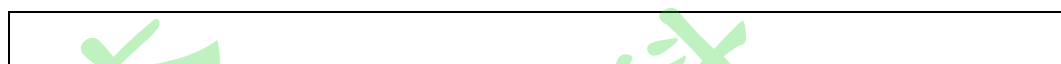


图 3 高指数年 (a) 和低指数年 (b) 对应的逐年 PC1 标准化序列以及 8 个位相划分示意图 (水平实线表示零线, 水平虚线表示 ± 0.75 个标准差)

Fig.3 Normalized PC1 series of (a) high index year and (b) low index year and 8 phase division diagrams (the horizontal solid line represents the zero line, and the horizontal dashed line represents ± 0.75 standard deviations)

图 4 表示的是高指数年夏季 10–30 天降水异常在 8 个位相的合成。由图可知, 位相 1 阶段, 降水异常在中国南部主要表现为较弱的正异常。位相 2 和 3 阶段, 长江以南 (图中方框所示区域) 降水主要表现为显著的正异常。位相 4 阶段, 降水正异常强度减弱。位相 5 阶段, 长江以南降水转变为负异常, 且负异常强度在位相 6 和位相 7 阶段逐渐加强, 到位相 8 阶段, 该负异常又逐渐减弱。可见, 高原 QBWO 强度偏强年与我国长江以南地区的降水异常有显著联系, 即在 QBWO 强度偏强的年份, 当 QBWO 处于位相 1–4 时, 长江以南地区的降水偏多, 而当 QBWO 处于位相 5–8 时, 长江以南降水则偏少, 且分别在位相 2–3 和 6–7 阶段,

降水偏多和偏少分别最为显著。



图 4 高指数年夏季 10-30 天降水合成（单位： $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ）（打点区域表示超过 0.1 显著性水平区域）；红色矩形框表示长江以南关键区（ $23^{\circ}\text{--}31^{\circ}\text{N}$ ， $106^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ ）

Fig.4 Composite of 10-30-day rainfall for high index years (units: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) (dotted area exceed the 0.1 significance level); the red rectangular box indicates the key area of south of the Yangtze River ($23^{\circ}\text{--}31^{\circ}\text{N}$, $106^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$)

图 5 为低指数年夏季 10-30 天降水异常在 8 个位相的合成。由图可知，在 QBWO 强度偏弱年，江淮地区（上方框所示区域）和华南地区（下方框所示区域）的降水异常主要呈偶极型分布，即两地区的降水异常表现为相反的符号，尤其在位相 2-3 和位相 6-7 阶段。在位相 2-3 阶段，江淮地区降水主要表现为正异常，华南地区则表现为负异常。在位相 6-7 阶段，华南地区降水主要表现为负异常，而江淮地区则表现为正异常。以上分析表明，在高原 QBWO 强度偏弱的年份，江淮地区的降水偏多（少）时，则华南地区的降水偏少（多）。



图 5 同图 4，但为低指数年；上下两个红色矩形框分别表示江淮关键区（ $29^{\circ}\text{--}34^{\circ}\text{N}$ ， $112^{\circ}\text{--}121^{\circ}\text{E}$ ）和华南关键区（ $23^{\circ}\text{--}28^{\circ}\text{N}$ ， $112^{\circ}\text{--}121^{\circ}\text{E}$ ）

Fig.5 As in Fig.4, but for low index year; the upper and lower red rectangular boxes represent the key area of Jianghuai ($29^{\circ}\text{--}34^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{--}121^{\circ}\text{E}$) and the key area of South China ($23^{\circ}\text{--}28^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\text{--}121^{\circ}\text{E}$)

分别选高、低指数年（即 QBWO 强度强、弱年）对应的主要降水异常区作为关键区，来建立降水强度指数。在 QBWO 强度偏强年（即高指数年），选取长江以南地区（ $23^{\circ}\text{--}31^{\circ}\text{N}$ ， $106^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ ；对应图 4 矩形框）为关键区，定义该关键区区域平均的降水异常为高指数年降水指数（ $\text{RI}_{\text{高}}$ ）。在 QBWO 强度偏弱年（即低指数年），选取江淮地区（ $29^{\circ}\text{--}34^{\circ}\text{N}$ ， $112^{\circ}\text{--}121^{\circ}\text{E}$ ）和华南地区（ $23^{\circ}\text{--}28^{\circ}\text{N}$ ， $112^{\circ}\text{--}121^{\circ}\text{E}$ ）（分别对应图 5 中上下两个矩形框）为关键区，定义两个关键区区域平均的降水异常之差（华南地区减江淮地区）为低指数年降水指数（ $\text{RI}_{\text{低}}$ ）。下文将基于降水指数 $\text{RI}_{\text{高}}$ 和 $\text{RI}_{\text{低}}$ ，运用时间超前滞后线性回归方法分别揭示高原 QBWO 强度偏强和偏弱年对应的环流演变特征。

209

210 **4 低频环流演变特征**

211 **4.1 水汽演变特征**

212 上文已经揭示，当高原非绝热加热 QBWO 强度不同时，中国东部降水异常有
213 不同的分布特征。为了进一步探究降水异常产生的原因，我们分别绘制了整层水
214 汽通量异常和水汽通量散度异常对降水指数回归的时间演变图。图 6 给出了对 $RI_{高}$
215 回归的水汽通量异常和水汽通量散度异常的时间演变特征。在-10 至-8 天，有气
216 旋性异常（用符号 C 表示）从南海（-10 天）向西移动，其西北侧东北气流使长江
217 以南地区有水汽辐散，而后该气旋性异常逐渐西移减弱，经孟加拉湾西移至阿拉
218 伯海北部后于-1 天（图略）消失。在-8 天，低纬度西太平洋洋面上生成反气旋性
219 异常（用符号 A 表示）；在-6 至-4 天，该反气旋性异常沿着约 $\sim 20^{\circ}N$ 西移至菲律
220 宾海附近（-4 天），其西侧偏南气流输送水汽至长江以南地区，使得长江以南转为
221 水汽辐合；在-2 至 0 天，该反气旋性异常西移至南海，其西北侧西南气流将低纬
222 度水汽向北输送，在长江以南地区和高原南部形成显著的水汽辐合区，接下来该
223 反气旋性异常逐渐减弱西移，到+6 天，其西移至阿拉伯海北部后在+7 天（图略）
224 消失。在 0 天时，西太平洋洋面上重新生成气旋性异常（用符号 C 表示），在+2
225 至+4 天期间，该气旋性异常逐渐加强西移，其西北侧东北气流开始影响长江以南
226 地区（+4 天），使长江以南上空逐渐转变为水汽辐散；在+6 至+8 天，该气旋性异
227 常西移至南海影响关键区。

228 上述分析表明，在高原 QBWO 强度较强时，长江以南地区降水异常和高原南
229 部非绝热加热 QBWO 强度与低纬度 ISO 扰动（即气旋性异常或反气旋性异常）的
230 向西传播有密切联系。起源于热带西北太平洋地区的 ISO 信号（气旋性异常或反
231 气旋异常）沿着 $\sim 20^{\circ}N$ 向西传播至阿拉伯海附近，在这一过程中，反气旋性异常通
232 过其西北侧西南气流向长江以南和高原南部地区输送水汽，水汽主要来自南海，
233 直接影响长江以南降水使之产生正异常，并使得高原南部非绝热加热产生正异常；
234 气旋性异常西北侧的偏干东北气流使两地产生水汽辐散，促使关键区降水减少、
235 高原南部非绝热加热产生负异常。

236



237 图 6 对 $RI_{高}$ 指数回归的整层水汽通量（矢量，单位： $kg \cdot (m \cdot s)^{-1}$ ；黑色表示超过 0.05
238 显著性水平）和整层水汽通量散度（阴影，单位： $10^{-5} kg \cdot (m^2 \cdot s)^{-1}$ ；仅绘制超过 0.05
239 显著性水平的区域）。其中字母 ‘A’ 和 ‘C’ 分别表示反气旋性、气旋性环流异常

Fig.6 Regression of vertically integrated water vapor flux (vector, units: $\text{kg}\cdot(\text{m}\cdot\text{s})^{-1}$; black vector exceed the 0.05 significance level) and the divergence of water vapor flux (shaded, units: $10^{-5}\text{kg}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{s})^{-1}$; only the areas exceeding the significance level of 0.05 are drawn) against RI_{high} . The letter 'A' and 'C' indicates anticyclonic and cyclonic circulation anomaly

图 7 为对 $\text{RI}_{\text{低}}$ 回归的整层水汽通量异常和整层水汽通量散度异常的时间演变图。在-10 至-6 天，处于华南沿海的反气旋性异常（用符号 A 表示）使华南地区有水汽辐散、江淮地区有水汽辐合，该反气旋性异常逐渐沿着西北方向向高原移近并于-5 天（图略）在高原东南侧减弱消失；同时，低纬度西北太平洋洋面上空存在气旋性异常（用符号 C 表示），其逐渐向西北移动。在-4 天时，该气旋性异常加强，并向西北方向移动至台湾岛附近，华南地区/江淮地区开始转变为水汽辐合/辐散。此时，在低纬度西北太平洋洋面上又重新生成了一个反气旋性异常（用符号 A 表示）。在-2 至 0 天，气旋性异常加强并控制华南地区上空，其东侧偏南气流向北输送水汽，华南地区水汽辐合以及江淮地区水汽辐散均达到最强，在高原南部产生水汽辐合，接下来该气旋性异常逐渐减弱西北移至高原附近，在+3 天（图略）消失；反气旋性异常逐渐加强并向西北方向传播，于+4 天移至台湾岛附近，华南、江淮地区上空转为水汽辐散、辐合。在+6 至+8 天，该反气旋性异常逐渐向西北方向移动并持续影响两个关键区。

通过上述分析可知，在高原 QBWO 强度较弱的年份，江淮和华南地区降水异常与低纬度向西北方向传播的信号密切相关。起源于赤道西北太平洋的 ISO 扰动朝西北方向传播移近高原，并在高原东南侧减弱消失。在向西北传播的过程中，气旋性（反气旋性）异常给华南地区带来水汽辐合（辐散）、江淮地区带来水汽辐散（辐合），使两地降水分别产生正异常（负异常）和负异常（正异常），并在高原南部产生水汽辐合（辐散），不利于高原南部产生负（正）的非绝热加热异常。

图 7 同图 6，但为对 $\text{RI}_{\text{低}}$ 指数的回归场

Fig.7 As in Fig.6, but for the regression against RI_{low}

对比高、低指数年在降水指数达峰值时的低层环流分布后可知（图略；环流分布型分别类似于图 6 和图 7），高原 QBWO 较强时，热带 ISO 扰动主要向西传播，途径孟加拉湾后于阿拉伯海北部减弱消失。高原 QBWO 强度较弱时，热带 ISO 扰

动主要向西北方向传播，途径台湾岛，移近高原东南侧后减弱消失。可见，高原 QBWO 强度不同时，低纬度 ISO 信号的传播方向不同，从而引起不同区域的降水异常。为进一步探究与高原 QBWO 强度相联系的降水异常的成因，接下来将分析对流层中、高层水平环流的时间演变特征。

4.2 对流层中、高层环流演变特征

为了进一步探讨高指数年夏季降水异常与大气环流的联系，我们绘制了 1979–2018 年 10–30 天滤波的非绝热加热、500hPa 流函数和水平风场对 $RI_{高}$ 的时间超前滞后回归场（图 8）。在–8 至–6 天，长江以南关键区（方框区域）受反气旋性异常（用符号 A 表示）控制，有助于该地非绝热加热呈现负异常，该反气旋逐渐减弱并于–4 天消失；中高纬度贝加尔湖以东的气旋性异常（用符号 C 表示）从–8 天开始逐渐加强并南移，并于–4 开始影响长江以南地区，使得长江以南地区的异常西风加强，配合低层的低纬度西南气流使得该地开始出现非绝热加热正异常；该气旋性异常在–2 至 0 天，继续加强南移至长江以南地区，在长江以南和高原南部存在显著的非绝热加热正异常，接下来该气旋性异常逐渐南移并于+4 天减弱消失。中高纬度贝加尔湖以东上空又重新生成反气旋性异常（用符号 A 表示）（0 天），该反气旋性异常在+2 至+6 天逐渐加强南下，于+4 天开始影响长江以南地区，使得该地非绝热加热转变为负异常。在–6 天，西太平洋洋面上生成一个反气旋性异常（用符号 A 表示）逐渐西移至阿拉伯海（+6 天）。在+2 天低纬度西太平洋洋面新生成了一个气旋性异常（用符号 C 表示），并逐渐西移至南海（+6 天）。综合上述分析可知，高原 QBWO 强度较强时，对流层中层存在与低层相类似的低纬度西传 ISO 信号。同时，在对流层中层，存在起源于中高纬地区的 ISO 扰动逐渐向南传播至高原以东，直接影响了长江以南降水异常和高原南部非绝热加热异常。

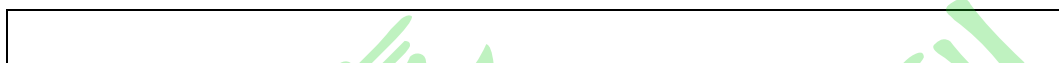


图 8 对 $RI_{高}$ 指数回归的非绝热加热异常（阴影，单位： $W \cdot m^{-2}$ ；仅绘制显著性水平超过 0.05 的区域）、500hPa 流函数（等值线间隔为 $1.0 \times 10^5 m^2 \cdot s^{-1}$ ；虚线为负值并略去零线）和 500hPa 水平风场（矢量，单位： $m \cdot s^{-1}$ ；黑色表示通过显著性水平为 0.05 检验）。其中字母 ‘A’ 和 ‘C’ 分布表示反气旋性、气旋性环流异常

Fig.8 Regression of diabatic heating anomaly (shading, units: $W \cdot m^{-2}$; only the areas exceeding the significance level of 0.05 are drawn), 500hPa flow function (isoline, interval $1.0 \times 10^5 m^2 \cdot s^{-1}$, dashed line is negative value and zero line is omitted) and 500hPa horizontal wind field (Vector, units: $m \cdot s^{-1}$; black vector exceed the 0.05 significance level) against RI_{high} . The letter ‘A’ and ‘C’ indicates anticyclonic and

cyclonic circulation anomaly

图 9 为低频非绝热加热、200hPa 流函数和水平风场对 $RI_{高}$ 的时间超前滞后演变图。在-8 至-6 天，高原以东反气旋性异常逐渐减弱南下，与 500hPa（图 7）在-8 至-6 天中的反气旋性异常位置相比，中心略偏北。于-8 天中高纬贝加尔湖以东生成的气旋性异常与 500hPa 该位置异常类似，在-6 至-2 天，该气旋性异常逐渐加强南移至华北地区，高原以东反气旋性异常减弱南移至华南沿海地区，在 0 天，该气旋性环流异常达最强，其中心位置相较于对流层中层异常中心略偏北。高原以东反气旋性异常逐渐南移至低纬度，与低纬西北太平洋地区西移的 ISO 扰动在南海合并后继续向西移动，在+6 天西移至阿拉伯海上空减弱消失。在 0 至+6 天，中高纬环流演变形势与-8 至-2 天基本相反，表现为气旋性异常减弱南传至华南沿海，贝加尔湖以东重新生成反气旋性异常，并加强南下至华北地区。综上可知，在高原 QBWO 强度较强时，对流层高层存在源于中高纬地区的 ISO 波列向南传播，在其南传过程中逐渐影响长江以南和高原南部地区，与低纬西北太平洋地区西传的 ISO 信号在南海地区汇合后继续西传，最终于阿拉伯海消失。

因此，在高原 QBWO 强度偏强的年份，在对流层中、高层，中高纬地区存在向南传播的准正压 ISO 波列，该波列向南传播的过程中，气旋性/反气旋性异常影响长江以南和高原南部地区，再配合低层水汽辐合/辐散条件使得长江以南降水偏多/少、高原南部非绝热加热产生正/负异常。



图 9 同图 8，但为 200hPa 环流回归场（等值线间隔 $2.0 \times 10^5 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ；略去零线）

Fig.9 As in Fig.8, but for 200hPa (isoline interval $2.0 \times 10^5 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and zero line omitted)

我们采用相同的方法绘制了异常的非绝热加热场和 500hPa 环流场对 $RI_{低}$ 的时间超前滞后演变图（图 10）。在-8 至-6 天，华南地区上空存在反气旋性异常（用符号 A 表示）对应非绝热加热负异常，该反气旋性异常逐渐向西北方向移至高原东南侧附近并于-4 天减弱消失；低纬度西北太平洋上空存在气旋性异常（用符号 C 表示）逐渐加强并向西北移动，在-4 天开始影响华南地区，其上空非绝热加热转为正异常。在-8 天时，中高纬白令海上空生成反气旋性异常，之后该反气旋逐渐加强并西传，并于-4 天到达俄罗斯东部。在-4 至 0 天，该反气旋异常进一步加强并逐渐向西南方向移动，在 0 天时，江淮地区受该反气旋性异常南部和气旋性异常（由低纬西北太平洋地区扰动向西北方向传播至此）北部的东风气流共同影

响，有利于该地区非绝热加热负异常的产生，华南地区受气旋性异常环流控制，表现为显著的显著的正的非绝热加热异常。在+2至+4天，反气旋性异常逐渐南移减弱，气旋性异常逐渐向西北方向移至高原并于+4天减弱消失。在+6天，高纬度西南向移动的反气旋性异常与低纬西太平洋地区生成的西北移动的反气旋性异常汇合后，控制华南地区上空。

综合以上分析可知，在高原 QBWO 强度较弱时，在对流层中层，江淮地区和华南地区两个关键区在中高纬地区 ISO 以及低纬地区 ISO 扰动共同的影响下，产生偶极型降水异常。中高纬地区的 ISO 逐渐向西南移动，低纬度 ISO 扰动起源于热带西北太平洋地区，并沿西北方向移近高原东南侧。



图 10 同图 8，但为对 $RI_{\text{低}}$ 指数回归场（等值线间隔为 $0.5 \times 10^5 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ；略去零线）
Fig.10 As in Fig.8, but for the regression against RI_{low} (isoline interval $0.5 \times 10^5 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and zero line omitted)

200hPa 环流异常对 $RI_{\text{低}}$ 回归的时间超前滞后演变（图略）与 500hPa 形式类似，即关键区降水受中高纬地区西南向移动的波列和低纬度西北太平洋地区西北向移动的波列的共同作用。

通过对比高、低指数年中高层环流演变特征，可以看出高原 QBWO 强度较强时，中高纬环流异常起源于贝加尔湖以东（图 8），并逐渐向南移动，最终与低纬源于西北太平洋地区西移的异常环流汇合，高、低纬异常环流在移动过程中共同影响长江以南地区的降水。高原 QBWO 强度较弱时，中高纬环流异常起源于鄂霍茨克海（图 10），并逐渐向西南方向移动，最终与源于西太平洋地区向西北方向移动的异常环流汇合，高低纬环流在移动过程中共同影响江淮地区和华南地区的降水。

5 结论

利用 1979–2018 年中国高分辨率格点降水资料、NCEP/NCAR 和 ERA-Interim 再分析资料，研究了夏季青藏高原非绝热加热准双周振荡主模态（南部集中型）强度的年际变化及其与中国东部降水的联系。

高原夏季 10–30 天非绝热加热经过 EOF 分解后主要模态呈现扰动在高原南部的集中，定义主模态对应时间序列的逐年方差为高原 QBWO 强度的年际变化。利

用位相合成方法揭示了高原 QBWO 强度的年际变化与中国东部夏季降水异常的联系。结果指出, 在高原 QBWO 强度偏强年, 长江以南地区(关键区 1)降水异常与高原 QBWO 强度呈同位相变化; 在高原 QBWO 强度偏弱年, 江淮地区(关键区 2)和华南地区(关键区 3)降水异常呈偶极型分布。

通过时间超前滞后回归方法分析环流异常的演变来解释高原 QBWO 强度偏强和偏弱年引起关键区降水异常的物理过程。首先, 通过分析高原 QBWO 强弱年对应的降水强度指数(关键区区域平均降水)与整层水汽通量异常和整层水汽通量散度异常的时间超前滞后回归演变图可知, 高原 QBWO 年际强度偏强时, 起源于西北太平洋地区的低纬度 ISO 扰动主要表现为沿着 $\sim 20^{\circ}\text{N}$ 向西的传播特征, 扰动逐渐向西传播至阿拉伯海北部后减弱消失。高原 QBWO 强度偏弱时, 源于赤道西北太平洋地区的低纬度 ISO 扰动主要表现为向西北方向传播的特征, 扰动逐渐向西北方向传播至高原东南侧后减弱消失。

进一步分析对流层中、高层低频环流异常场的时间超前滞后回归演变图, 结果表明, 高原 QBWO 年际强度偏强时, 中高纬地区存在准正压南传的 ISO 波列, 与低纬度西传的 ISO 信号汇合后继续西传至阿拉伯海北部减弱消失。中高纬地区 and 低纬地区 ISO 信号在传播的过程中直接影响关键区 1 的环流异常, 同时在低层水汽条件的配合下引起关键区 1 的降水异常和高原南部非绝热加热异常。对流层中、高层的南传气旋性异常(反气旋性异常)传播至长江以南, 使得该地区的异常西风(东风)加强, 配合低层异常西南(东北)气流所带来的水汽辐合(辐散), 使得在关键区 1 产生降水正(负)异常以及高原南部产生非绝热加热正(负)异常。高原 QBWO 年际强度偏弱时, 中高纬地区存在准正压并向西南方向传播的 ISO 波列, 与低纬度向西北方向传播的 ISO 共同影响关键区 2 和关键区 3 的降水异常。对流层中、高层, 关键区 2 受到中高纬西南方向传播的反气旋性异常(气旋性异常)南部以及低纬度西北方向传播的气旋性异常(反气旋性异常)北部的共同影响, 关键区 3 上空受该气旋性异常(反气旋性异常)控制, 同时配合低层水汽条件在关键区 2、关键区 3 产生的水汽辐散(辐合)、水汽辐合(辐散), 形成关键区 2、3 的南正北负(南负北正)的偶极型降水异常。可见, 高原 QBWO 年际强度不同对应低纬度 ISO 扰动以及中高纬 ISO 扰动的传播方向均不同, 导致 QBWO 强、弱年对我国降水异常的主要影响区域有所不同。

本文分析给出了高原非绝热加热 QBWO 主要模态的年际变化与中国东部降水异常之间的联系, 为认识中国东部地区降水年际变化规律及预测提供了一些可靠线索。本文的研究结果表明, 高原非绝热加热准双周强度的年际变化和中国东部夏季降水年际变化均可能同时受到低纬和中高纬大气环流异常的影响, 而高原非

绝热加热引起的环流变化在中国东部降水的异常变化中所扮演的角色仍有待进一步研究。值得指出的是,本文关注的是高原非绝热加热 QBWO 的主要模态(高原南部集中型)的年际变化,发现其与中国东部降水异常存在密切联系。然而,高原非绝热加热在准双周尺度上还存在另外一个重要模态(高原东西非对称型),该模态的变化同样与中高纬和低纬的环流异常有直接联系(Yang and Li, 2017)。这种东西非对称型的准双周模态可能与南亚高压东西移动的准双周模态有关,而在准双周时间尺度上,南亚高压的东西移动与中国偶极型降水异常(Yang and Li, 2016b)和南亚季风区降水异常(Wei et al., 2019)等有密切联系。然而,这些准双周模态与季风区降水异常在年际尺度上的联系值得进一步探讨。

参考文献 (References)

- Annamalai H, Slingo J M. 2001. Active/break cycles: diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian Summer Monsoon [J]. *Climate Dyn.*, 18(1–2): 85–102. doi: 10.1007/s003820100161
- 包庆, Bin WANG, 刘屹岷, 等. 2008. 青藏高原增暖对东亚夏季风的影响——大气环流模式数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 32(5): 997–1005. Bao Qing, Wang Bin, Liu Yimin, et al. 2008. The impact of the Tibetan Plateau warming on the East Asian summer monsoon—A study of numerical simulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(5): 997–1005. doi: CNKI:SUN:DQXK.0.2008-05-000
- 陈悦, 李文铠, 郭维栋. 2019. 青藏高原季风的季节内振荡特征 [J]. *高原气象*, 38(6): 1158–1171. Chen Yue, Li Wenkai, Guo Weidong, 2019. Characteristics of the intraseasonal oscillation of Qinghai-Tibetan Plateau monsoon [J]. *Plateau Meteor.(in Chinese)*, 38(6): 1158–1171. doi: CNKI:SUN:GYQX.0.2019-06-004
- Chen X Y, Wang H J, Xue F, et al. 2001. Intraseasonal oscillation: the global coincidence and its relationship with ENSO cycle [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18(3): 445–453. doi: 10.1007/BF02919323
- Dee De, Uppala S, Simmons A, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656): 553–597. doi: 10.1002/qj.828
- Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia [J]. *Climate Dyn.*, 24(7): 793–807. doi: 10.1007/s00382-004-0488-8
- Duchon C E. 1979. Lanczos Filtering in One and Two Dimensions [J]. *J. Appl. Meteor*, 18(8):

1016–1022. doi: 10.1175/1520-0450(1979)018<1016:LFIOAT>2.0.CO;2

巩远发, 许美玲, 何金海, 等. 2006. 夏季青藏高原东部降水变化与副热带高压带活动的研究 [J]. 气象学报, 64(1): 90–99. Gong Yuanfa, Xu Meiling, He Jinhai, et al. 2006. On the relationship between the eastern Tiber Plateau rainfall and subtropical high shift in summer [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 64 (1): 90–99. doi: 10.11676/qxxb2006.009

韩翔, 赵海坤, 孙齐. 2018. 夏季热带大气准双周振荡对西北太平洋台风生成的影响 [J]. 热带气象学报, 34(4): 524–534. Han Xiang, Zhao Haikun, Sun Qi. 2018. Effects of quasi-biweekly oscillation of tropical atmosphere on typhoon formation in northwest Pacific [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 34(4): 524–534. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2018.04.010

黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 1998. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别 [J]. 大气科学, 22(4): 76–85. Huang Ronghui, Zhang Zhenzhou, Huang Gang, et al. 1998. Characteristics of the water vapor transport in east Asian monsoon region and its Difference from that in south Asian monsoon region in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 22(4): 76–85. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1998.04.08.

贾燕, 管兆勇. 2010. 江淮流域夏季降水异常与西北太平洋副热带 30–60 天振荡强度年际变化的联系 [J]. 大气科学, 34(4): 691–702. Jia Yan, Guan Zhaoyong. 2010. Associations of summertime rainfall anomalies over the Changjiang-Huaihe River valley with the interannual variability of 30-60-day oscillation intensity in the northwestern Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(4): 691–702. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.04.03

贾燕, 王黎娟, 张佳婷. 2013. SVD 揭示的东亚地区低频振荡强度与中国夏季降水的联系 [J]. 热带气象学报, 29(5): 813–823. Jai Yan, Wang Lijuan, Zhang Jiating. 2013. Association of 30-60-day intraseasonal oscillation intensity in eastern China with the summertime rainfall in China as revealed by SVD analysis [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 29(5): 813–823.

Jia X L, Chen L J, Ren F M, et al. 2011. Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 28(3): 521–533. doi: 10.1007/s00376-010-9118-z

Kistler R, Kalnay E, Collins W, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc, 82(2): 247–268. doi: 10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2

Krishnamurti T N, Gadgil S. 1985. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE [J]. Tellus, 37A(4): 336–360. doi: 10.1111/j.1600-0870.1985.tb00432.x

李崇银. 1991. 30—60 天大气振荡的全球特征 [J]. 大气科学, 15(3): 66–76. Li Chongyin.

1991. Global characteristics of 30—60 day atmospheric oscillation [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 15(3): 66–76. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1991.03.10
- 李国平, 卢会国, 黄楚惠, 等. 2016. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响 [J]. 大气科学, 40(1): 131–141. Li Guoping, Lu Huiguo, Huang Chuhui, et al. 2016. A climatology of the surface heat source on the Tibetan Plateau in summer and its impacts on the formation of the Tibetan Plateau vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(1): 131–141. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15125
- 李华凝, 姚素香, 储鹏. 2018. 东亚季风区冬季经向风的季节内变化及其可能机理 [J]. 大气科学学报, 41(4): 494–501. Li Huaning, Yao Suxiang, Chu Peng. 2018. Intraseasonal variation of winter meridional wind in East Asian monsoon region and its possible mechanism [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 41(4): 494–501. doi: CNKI:SUN:NJQX.0.2018-04-007
- 李永华, 卢楚翰, 徐海明, 等. 2011. 夏季青藏高原大气热源与西南地区东部旱涝的关系 [J]. 大气科学, 35(3): 422–434. Li Yonghua, Lu Chuhan, Xu Haiming, et al. 2011. Contemporaneous relationships between summer atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and drought/flood in eastern Southwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(3): 422–434. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.03.04
- 李跃清. 1991. 100hPa30—50 天大气低频振荡与南亚高压东西变动的关系 [J]. 四川气象, 11(4): 7–11. Li Yueqing. 1991. The relationship between 30-60d's atmospheric low frequency oscillation in 100hPa and the longitudinal changes of South Asian high [J]. Sichuan Meteorology (in Chinese), 11(4): 7–11.
- 林厚博, 游庆龙, 焦洋, 等. 2016. 青藏高原及附近水汽输送对其夏季降水影响的分析 [J]. 高原气象, 35(2): 309–317. Lin Houbo, You Qinglong, Jiao Yang, et al. 2016. Water vapor transportation and its influences on precipitation in summer over Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings [J]. Plateau Meteor.(in Chinese), 35(2): 309–317. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00146
- 刘炜, 周顺武, 杨双艳. 2012. 青藏高原大气低频振荡研究进展 [J]. 干旱气象, 30(1): 107–113, 129. Liu Wei, Zhou Shunwu, Yang Shuangyan. 2012. Progress in research on low frequency oscillation over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Arid Meteorology (in Chinese), 30(1): 107–113, 129. doi: 10.3969/j.issn.1006-7639.2012.01.019
- 罗会邦, 陈蓉. 1995. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响 [J]. 气象科学, 15(4): 41–50. Luo Huibang, Chen Rong. 1995. The impact of the anomalous heat sources over the eastern Tibetan Plateau on the circulation over east Asia in summer half year [J]. Sci.

Meteor. Sinica (in Chinese), 15(4): 41–50. doi: CNKI:SUN:QXKX.0.1995-04-009
 毛江玉, 吴国雄. 2005. 1991 年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡 [J]. 气象学报, 30(5):
 762–770. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong. 1991. Intraseasonal variability in the Yangzi-Huaihe
 river rainfall and subtropical high during the 1991 Meiyu period [J]. Acta Meteor. Sinica
 (inChinese), 30(5): 762–770. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2005.05.020
 Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40-50-day oscillation in the zonal wind in the
 tropical Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 28(5): 702–708. doi:
 10.1175/1520-0469(1971)0282.0.CO;2
 Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a
 40-50-day period [J]. J. Atmos. Sci., 29(6): 1109–1123. doi:
 10.1175/1520-0469(1972)0292.0.CO;2
 申乐琳, 何金海, 周秀骥, 等. 2010. 近 50 年来中国夏季降水及水汽输送特征研究 [J]. 气
 象学报, 68(6): 918–931. Shen Lelin, He Jinhai, Zhou Xiuji, et al. 2010. The regional
 variabilities of the summer rainfall in China and its relation with anomalous moisture
 transport during the recent 50 years [J]. Acta Meteor. Sinica (inChinese), 68(6): 918–931. doi:
 10.11676/qxxb2010.087
 孙国武, 陈葆德. 1988. 青藏高原上空大气低频波的振荡及其经向传播 [J]. 大气科学,
 12(3): 250–256. Sun Guowu, Chen Baode. 1988. Oscillation characteristics and meridional
 propagation of atmospheric low frequency waves over the Qinghai–Xizang Plateau [J].
 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 12 (3): 250–256. doi:
 10.3878/j.issn.1006-9895.1988.03.04
 孙颖, 丁一汇. 2002. 青藏高原热源异常对 1999 年东亚夏季风异常活动的影响 [J]. 大气科
 学, 26(6): 817–828. Sun Ying, Ding Yihui. 2002. Influence of anomalous heat sources over
 the Tibetan Plateau on the anomalous activities of the 1999 east Asian summer monsoon [J].
 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(6): 817–828. doi:
 10.3878/j.issn.1006-9895.2002.06.10
 Salby M L, Hendon H H. 1994. Intraseasonal Behavior of Clouds, Temperature, and Motion in
 the Tropics [J]. J. Atmos. Sci., 51(15): 2207–2224. doi:
 10.1175/1520-0469(1994)0512.0.CO;2
 万超, 范广洲, 华维, 等. 2015. 青藏高原夏季风和南海夏季风低频振荡的关系 [J]. 高原
 气象, 34(2): 318–326. Wan Chao, Fan Huangzhou, Hua Wei, et al. 2015. Study on
 relationship of low frequency oscillation between summer monsoon in Qinghai-Xizang
 Plateau and summer monsoon in South China Sea [J]. Plateau Meteor.(in Chinese), 34(2):

318–326. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00020

王黎娟, 葛静. 2016. 夏季青藏高原大气热源低频振荡与南亚高压东西振荡的关系 [J]. 大气科学, 40(4): 853–863. Wang Lijuan, Ge Jing. 2016. Relationship between low-frequency oscillations of atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and longitudinal oscillations of the South Asia high in the summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(4): 853–863. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1509.15164

王群, 周文君, 张福颖, 等. 2015. 南亚高压位置与中南半岛和青藏高原热源变化的关系 [J]. 大气科学学报, 38(5): 716–720. Wang Qun, Zhou Wenjun, Zhang Fuying, et al. 2015. Relationship between South Asia High's position and changes of heat sources over Indo-China Peninsula and Tibetan Plateau [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 38(5): 716–720. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20140309015

吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. 地球物理学报, 56(4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 56(4): 1102–1111. doi: 10.6038/cjg20130406

Wang M R, Duan A M. 2015. Quasi-Biweekly Oscillation over the Tibetan Plateau and its link with the Asian Summer Monsoon [J]. J. Climate, 28(12): 4921–4940. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00658.1

Wang M R, Wang J, Duan A M, et al. 2018. Coupling of the quasi-biweekly oscillation of the Tibetan Plateau summer monsoon with the Arctic Oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 45(15): 7756–7764. doi: 10.1029/2018GL077136

Wei W, Zhang R, Yang S, et al. 2019. Quasi-biweekly oscillation of the South Asian high and its role in connecting the Indian and East Asian summer rainfalls [J]. Geophys. Res. Lett., 46(24): 14742–14750. doi: 10.1029/2019GL086180

夏芸, 管兆勇, 王黎娟. 2008. 2003 年江淮流域强降水过程与 30~70d 天低频振荡的联系 [J]. 南京气象学院学报, 31(1): 33–41. Xia Yun, Guan Zhaoyong, Wang Lijuan. 2008. Association of 30-70d oscillations with the heavy rainfall over Changjiang Huaihe river valley in Summer 2003 [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 31(1): 33–41. doi: 10.3969/j.issn.1674-7097.2008.01.005

向洋, 李维京. 2016. 春季中国西南降水与青藏高原及周边非绝热加热之间的关系 [J]. 气候变化研究进展, 12(5): 422–431. Xiang Yang, Li Weijing. 2016. The relationship between the precipitation over southwest China and the diabatic heating over Qinghai-Tibetan and its vicinity in spring [J], Advances in Climate Change Research (in Chinese), 12(5): 422–431.

doi: 10.12006/j.issn.1673-1719.2016.009

杨双艳, 李天明. 2020. 中高纬大气 ISO 对夏季鄂海阻高形成和维持的调节作用 [J]. 大气科学学报, 43(1): 104–115. Yang Shuangyan, Li Tianming, 2020. The role of intraseasonal oscillation at mid-high latitudes in regulating the formation and maintenance of Okhotsk blocking in boreal summer [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 43(1): 104–115. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20191001010

杨双艳, 武炳义, 张人禾, 等. 2013. 夏季欧亚中高纬大气低频振荡的纬向传播特征 [J]. 中国科学:地球科学, 43(7): 1220–1230. Yang Shuangyan, Wu Bingyi, Zhang Renhe, et al. 2013. The zonal propagating characteristics of low-frequency oscillation over the Eurasian mid-high latitude in boreal summer [J]. Science China Earth Sciences, 43(7): 1220–1230. doi: CNKI:SUN:JDXK.0.2013-07-015

杨严, 徐海明. 2015. 青藏高原春季 500hPa 纬向风季节内振荡特征及其与我国南方降水的关系 [J]. 南京信息工程大学学报(自然科学版), 7(1): 58–67. Yang Yan, Xu Haiming. 2015. Oscillation characteristics of 500hPa zonal winds over the Tibetan Plateau in spring and its association with precipitation in south China [J]. Journal of Nanjing University of Information Science & Technology: Natural Science Edition (in Chinese), 7(1): 58–67. doi: 10.3969/j.issn.1674-7070.2015.01.007

姚秀萍, 闫丽朱, 张硕. 2019. 大气非绝热加热作用的研究进展与展望 [J]. 气象, 45(1): 1–16. Yao Xiuping, Yan Lizhu, Zhang Shuo. 2019. Research progresses and prospects of atmospheric diabatic heating [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 45(1): 1–16. doi: CNKI:SUN:QXXX.0.2019-01-001

Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. J. Atmos. Sci., 30(4): 611–627. doi: 10.1175/1520-0469(1973)030<0611:DOBPOT>2.0.CO;2

Yang S Y, Li T. 2016a. Intraseasonal variability of air temperature over the mid-high latitude Eurasia in boreal winter [J]. Climate Dyn., 47(7–8): 2155–2175. doi: 10.1007/s00382-015-2956-8

Yang S Y, Li T. 2016b. Zonal shift of the South Asian High on the subseasonal time-scale and its relation to the summer rainfall anomaly in China [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 142(699): 2324–2335. doi: 10.1002/qj.2826

Yang S Y, Li T. 2017. Causes of intraseasonal diabatic heating variability over and near the Tibetan Plateau in boreal summer [J]. Climate Dyn., 49(7): 2385–2406. doi: 10.1007/s00382-016-3463-2

- Yang S Y, Wu B Y, Zhang R H, et al. 2013. The zonal propagating characteristics of low-frequency oscillation over the Eurasian mid-high latitude in boreal summer [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 56(9): 1566–1575. doi: 10.1007/s11430-012-4576-z
- Yang K, Wu H, Qin J, et al. 2014. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review [J]. *Glob. Planet Chang.*, 112: 79–91. doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.12.001
- 赵勇, 李如琦, 杨霞, 等. 2013. 5月青藏高原地区感热异常对北疆夏季降水的影响 [J]. *高原气象*, 32(5): 1215–1223. Zhao Yong, Li Ruqi, Yang Xia, et al. 2013. Impact of anomaly of surface sensible heat in Qinghai-Xizang Plateau and its surrounding areas on summertime precipitation in northern Xinjiang [J]. *Plateau Meteor.(in Chinese)*, 32(5): 1215–1223. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00117
- 周俊前, 刘新, 李伟平, 等. 2016. 青藏高原春季地表感热异常对西北地区东部降水变化的影响 [J]. *高原气象*, 35(4): 845–853. Zhou Junqian, Liu Xin, Li Weiping, et al. 2016. Relationship between surface sensible heating over the Qinghai-Xizang Plateau and precipitation in the eastern part of Northwest China in spring [J]. *Plateau Meteor.(in Chinese)*, 35(4): 845–853. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2015.00053
- 周长艳, 李跃清, 李薇, 等. 2005. 青藏高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征 [J]. *高原气象*, 24(6): 880–888. Zhou Changyan, Li Yueqing, Li Wei. 2005. Climatological characteristics of water vapor transport over eastern part of Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings [J]. *Plateau Meteor.(in Chinese)*, 24(6): 880–888. doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2005.06.006.
- Zhao R X, Hong Z, Wu G X, et al. 2012. Decadal variations in the season advancement of spring water cycle over Eastern China [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 55(8): 13581370. doi: 10.1007/s11430-012-4390-7
- Zhou T J. 2003. Comparison of the global air-sea freshwater exchange evaluated from independent datasets [J]. *Prog. Nat. Sci.*, 13(8): 626–631. doi: 10.1080/10020070312331344150

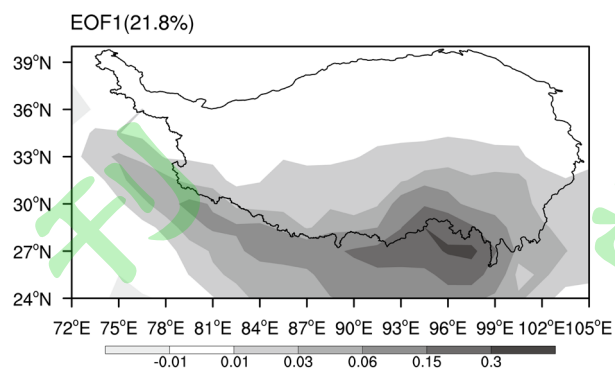


图 1 10-30 天非绝热加热经验正交函数分解第一模态空间分布（实线表示 3000m 地形）

Fig.1 EOF1 of 10-30-day filtered diabatic heating (the solid line represents the 3000m terrain)

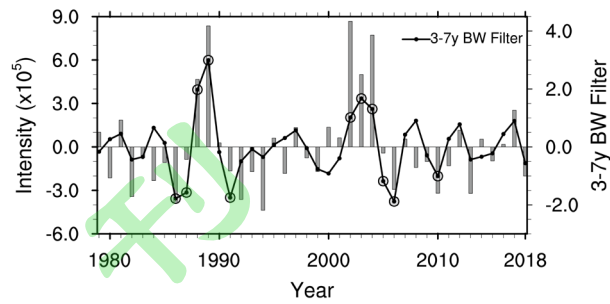


图 2 1979–2018 年高原非绝热加热 QBWO 强度距平序列（柱状图，对应左侧纵坐标）以及强度 3–7 年 Butterworth 带通滤波后的标准化时间序列（折线图，对应右侧纵坐标）；折线图上的大圆标记表示高、低指数年份

Fig.2 The QBWO intensity anomaly of diabatic heating over TP from 1979–2018 (bars, corresponding to the left ordinate) and time series of 3–7-year of Butterworth band-pass filtered intensity (solid line, corresponding to the right ordinate); The large circle marks on solid line indicate high and low index years

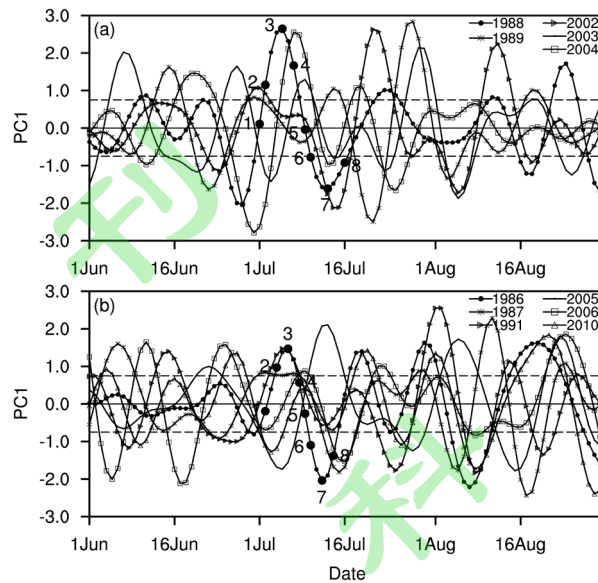


图 3 高指数年 (a) 和低指数年 (b) 对应的逐年 PC1 标准化序列以及 8 个位相划分示意图 (水平实线表示零线, 水平虚线表示 ± 0.75 个标准差)

Fig.3 Normalized PC1 series of (a) high index year and (b) low index year and 8 phase division diagrams (the horizontal solid line represents the zero line, and the horizontal dashed line represents ± 0.75 standard deviations)

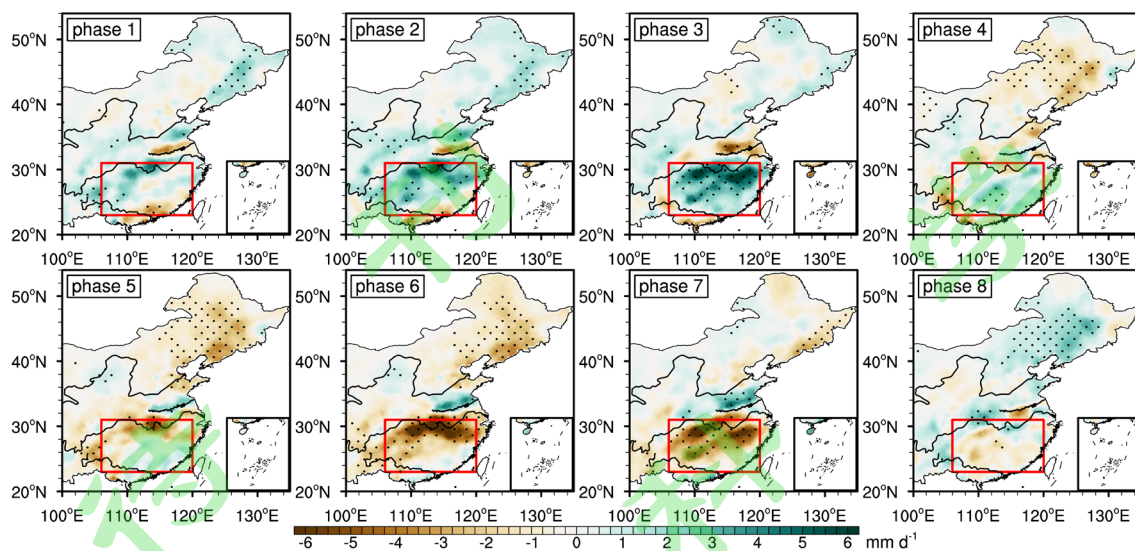


图 4 高指数年夏季 10–30 天降水合成 (单位: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) (打点区域表示超过 0.1 显著性水平区域); 红色矩形框表示长江以南关键区 ($23^{\circ}\text{--}31^{\circ}\text{N}$, $106^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$)

Fig.4 Composite of 10–30-day rainfall for high index years (units: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) (dotted area exceed the 0.1 significance level); the red rectangular box indicates the key area of south of the Yangtze River ($23^{\circ}\text{--}31^{\circ}\text{N}$, $106^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$)

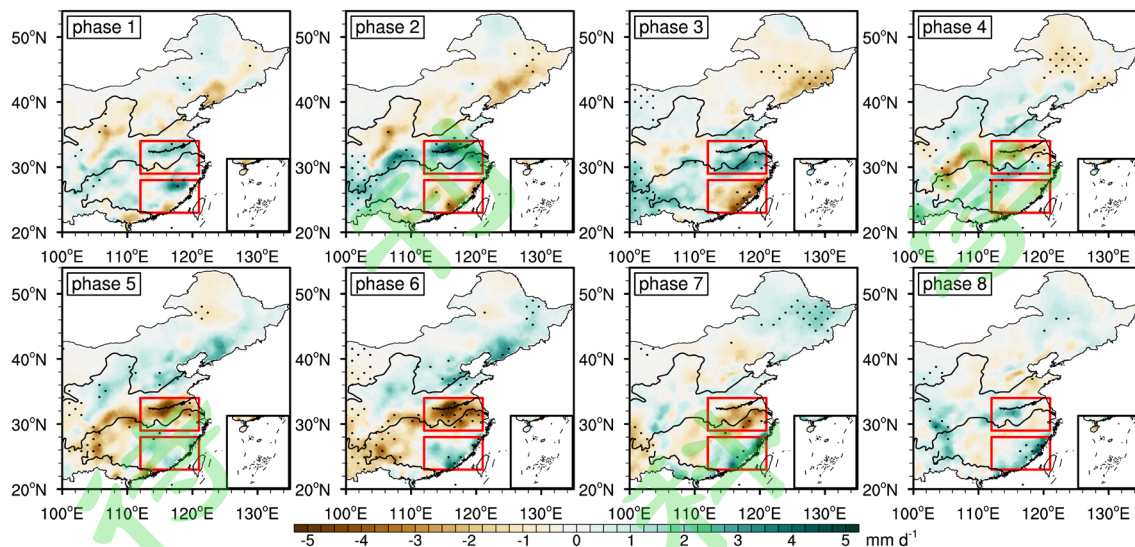


图 5 同图 4, 但为低指数年; 上下两个红色矩形框分别表示江淮关键区 (29°–34°N, 112°–121°E) 和华南关键区 (23°–28°N, 112°–121°E)

Fig.5 As in Fig.4, but for low index year; the upper and lower red rectangular boxes represent the key area of Jianghuai (29°–34°N, 112°–121°E) and the key area of South China (23°–28°N, 112°–121°E)

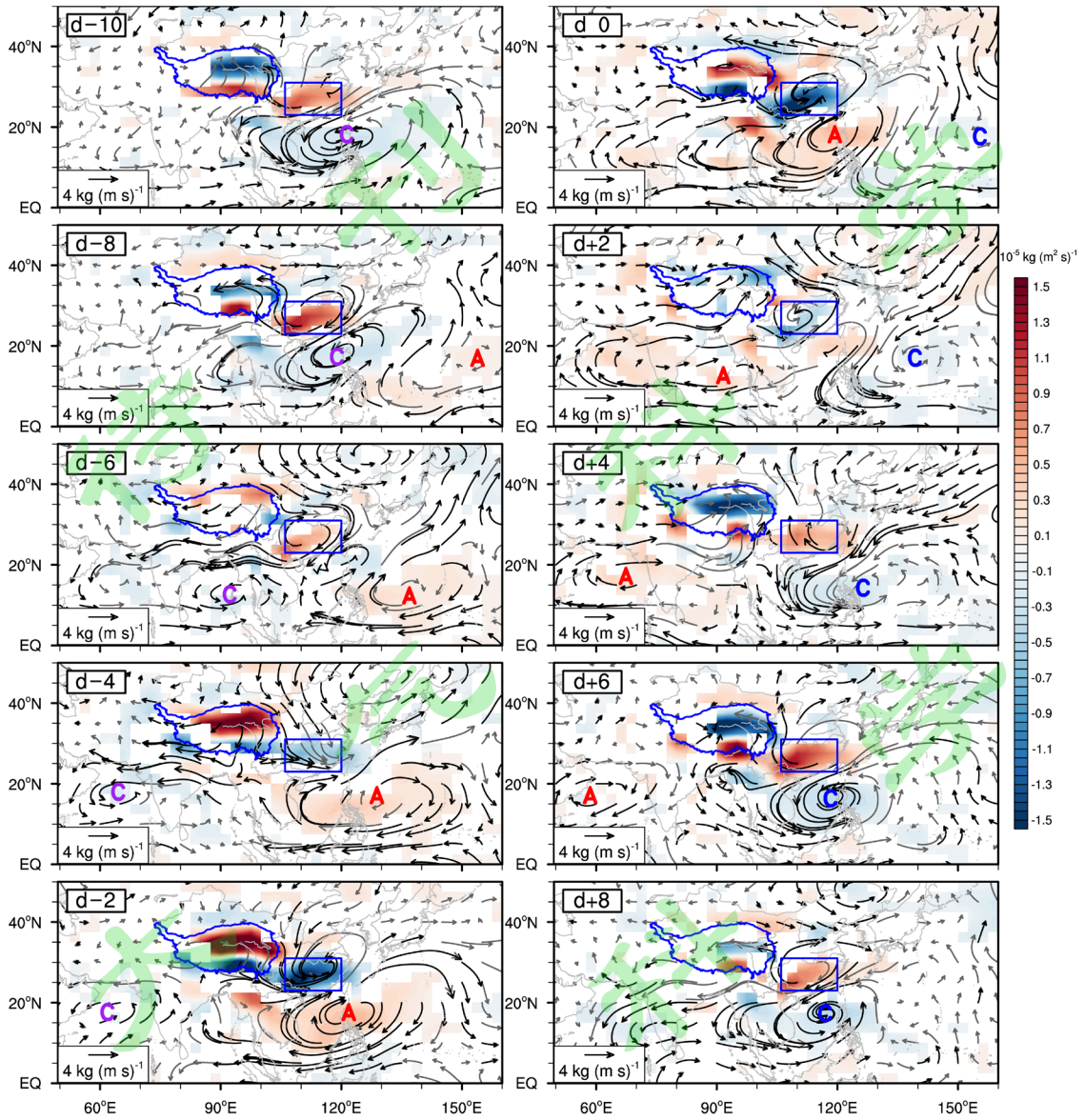


图 6 对 $RI_{\text{高}}$ 指数回归的整层水汽通量（矢量，单位： $\text{kg} \cdot (\text{m} \cdot \text{s})^{-1}$ ；黑色表示超过 0.05 显著性水平）和整层水汽通量散度（阴影，单位： $10^{-5} \text{kg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{s})^{-1}$ ；仅绘制超过 0.05 显著性水平的区域）。其中字母 ‘A’ 和 ‘C’ 分别表示反气旋性、气旋性环流异常

Fig.6 Regression of vertically integrated water vapor flux (vector, units: $\text{kg} \cdot (\text{m} \cdot \text{s})^{-1}$; black vector exceed the 0.05 significance level) and the divergence of water vapor flux (shaded, units: $10^{-5} \text{kg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{s})^{-1}$; only the areas exceeding the significance level of 0.05 are drawn) against RI_{high} . The letter ‘A’ and ‘C’ indicates anticyclonic and cyclonic circulation anomaly

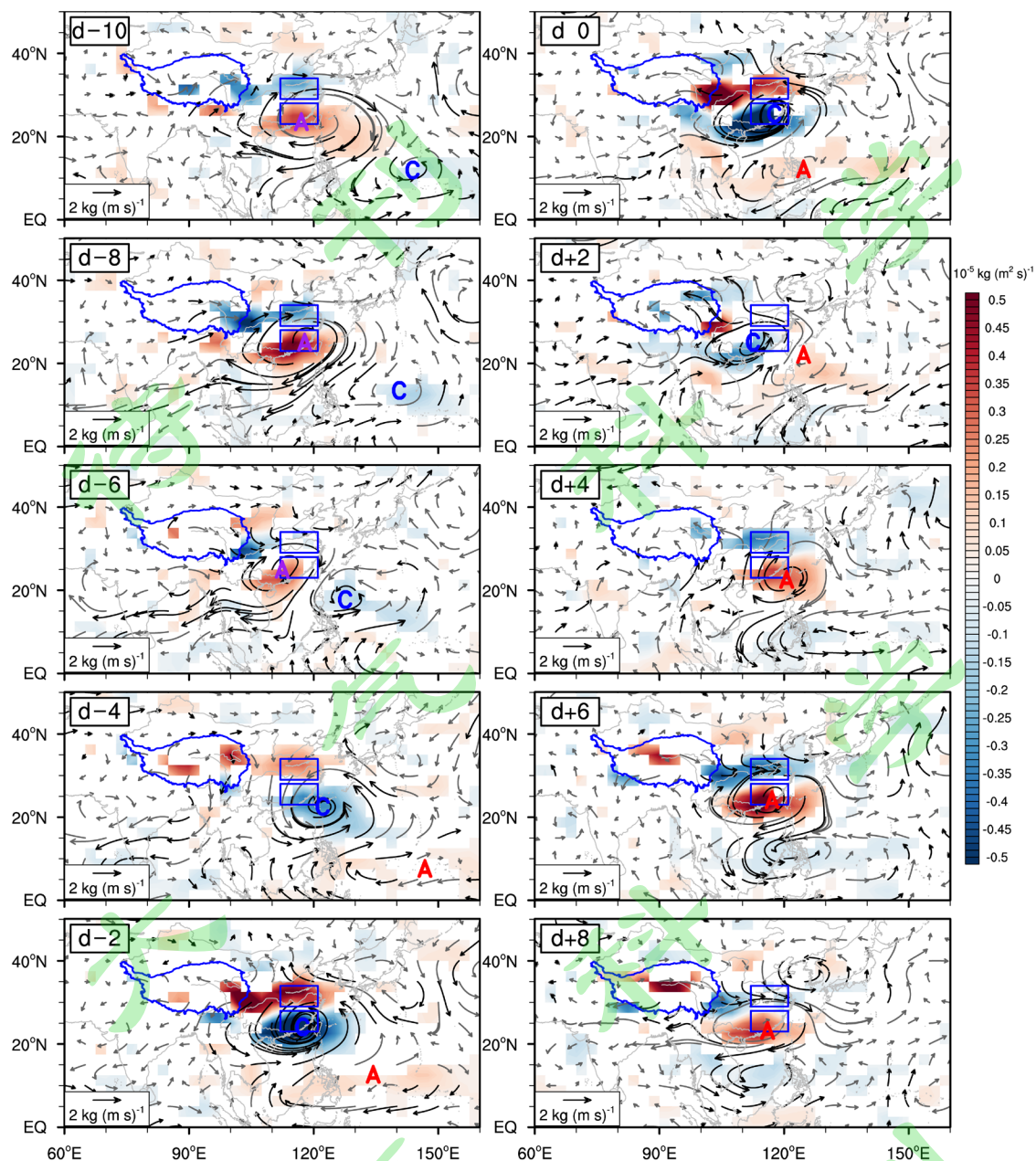


图 7 同图 6，但为对 $RI_{\text{低}}$ 指数的回归场
Fig.7 As in Fig.6, but for the regression against RI_{low}

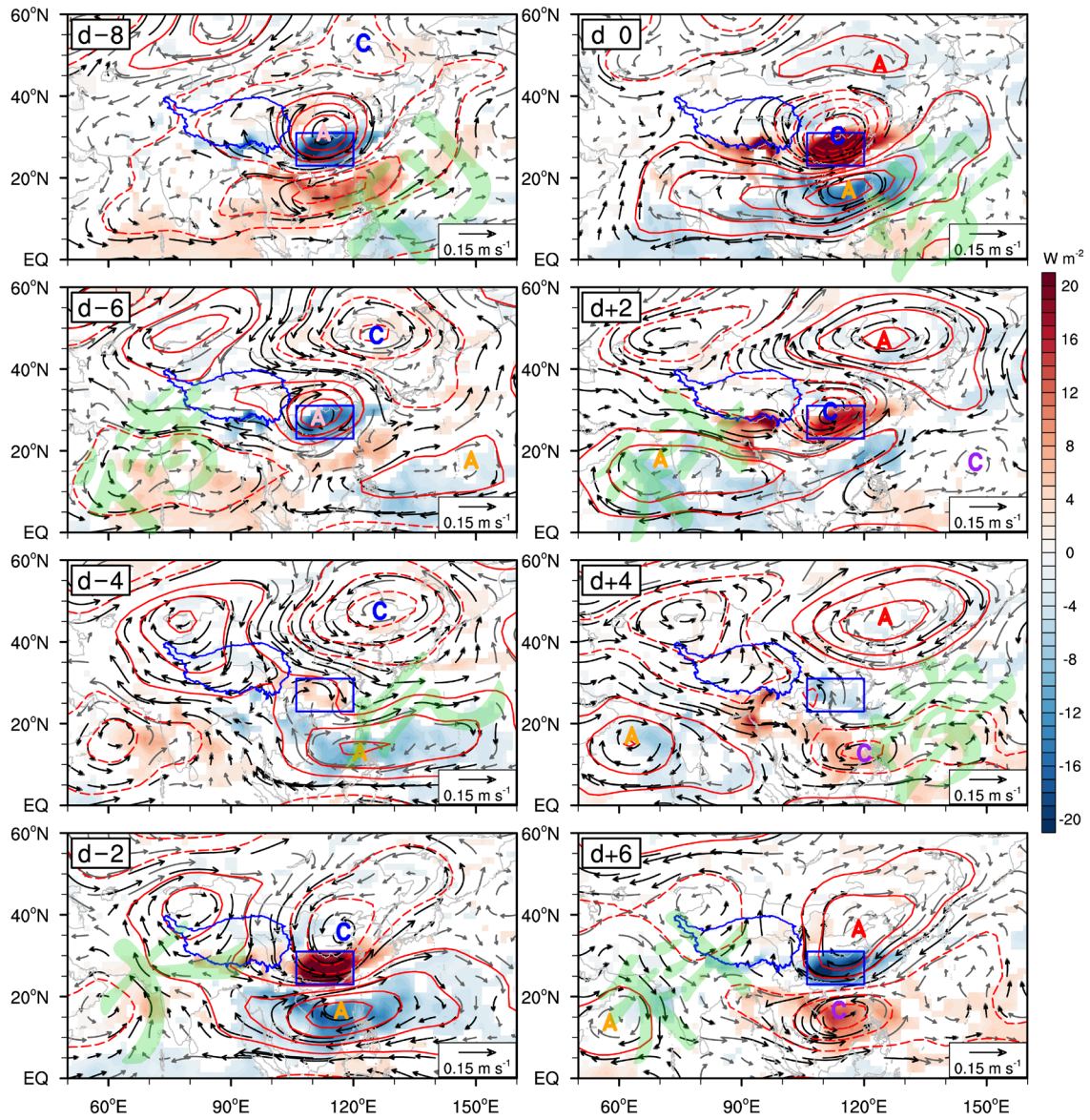


图 8 对 $RI_{\text{高}}$ 指数回归的非绝热加热异常（阴影，单位： $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；仅绘制显著性水平超过 0.05 的区域）、500hPa 流函数（等值线间隔为 $1.0\times 10^5\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ；虚线为负值并略去零线）和 500hPa 水平风场（矢量，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；黑色表示通过显著性水平为 0.05 检验）。其中字母 ‘A’ 和 ‘C’ 分布表示反气旋性、气旋性环流异常

Fig.8 Regression of diabatic heating anomaly (shading, units: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; only the areas exceeding the significance level of 0.05 are drawn), 500hPa flow function (isoline, interval $1.0\times 10^5\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$, dashed line is negative value and zero line is omitted) and 500hPa horizontal wind field (Vector, units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; black vector exceed the 0.05 significance level) against RI_{high} . The letter ‘A’ and ‘C’ indicates anticyclonic and cyclonic circulation anomaly

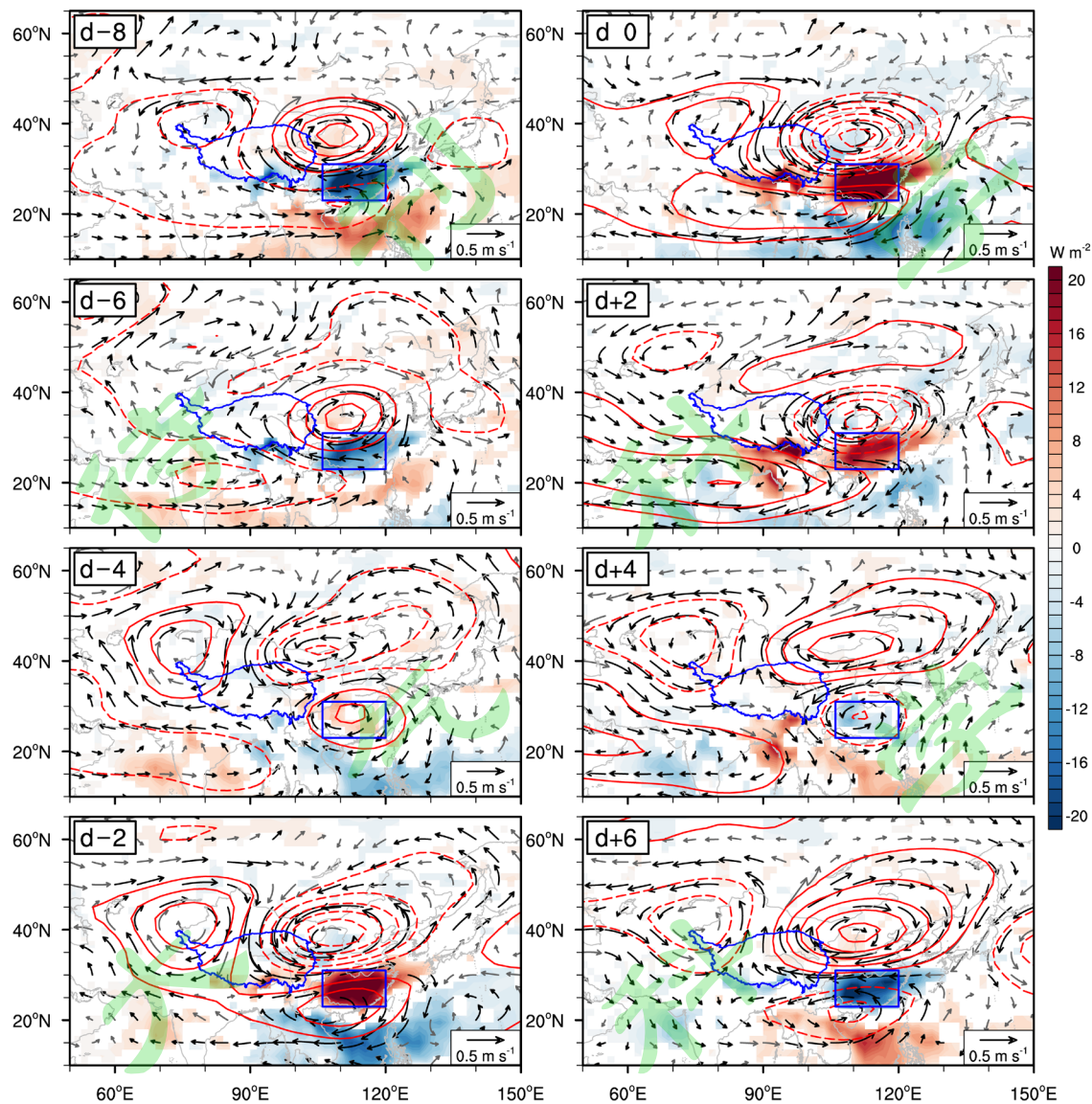


图 9 同图 8，但为 200hPa 环流回归场（等值线间隔 $2.0 \times 10^5 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ；略去零线）
 Fig.9 As in Fig.8, but for 200hPa (isoline interval $2.0 \times 10^5 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and zero line omitted)

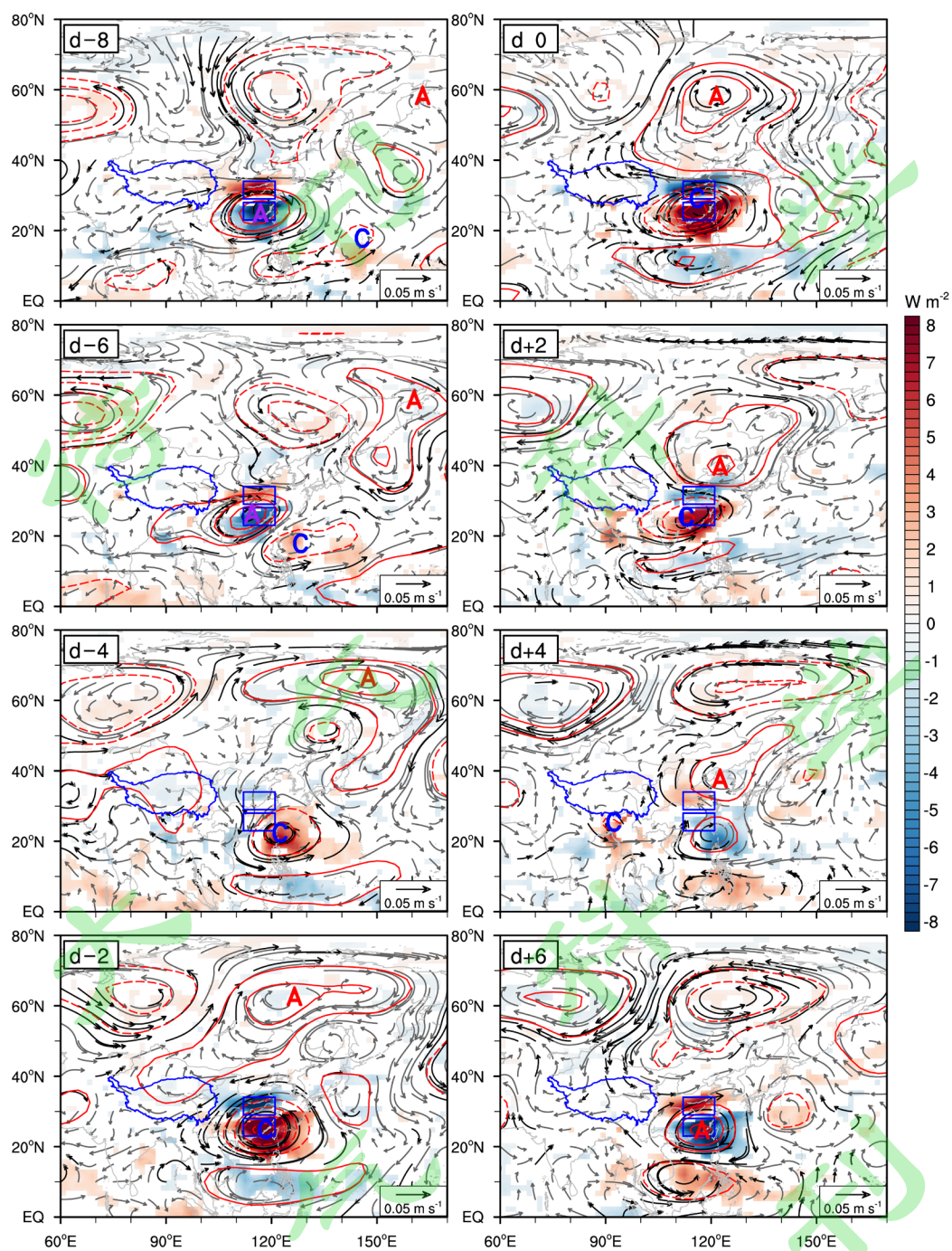


图 10 同图 8，但为对 $RI_{\text{低}}$ 指数回归场（等值线间隔为 $0.5 \times 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ；略去零线）

Fig.10 As in Fig.8, but for the regression against RI_{low} (isoline interval $0.5 \times 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and zero line omitted)