

汪宁, 许遐祯, 王莹, 等. 2017. 东亚高空急流协同变化对冬季欧亚遥相关型气候效应的影响 [J]. 大气科学, 41 (3): 461–474. Wang Ning, Xu Xiazhen, Wang Ying, et al. 2017. The influence of upper level jet streams in East Asia on climatic effects of Eurasian teleconnection pattern in the winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (3): 461–474, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1610.15321.

东亚高空急流协同变化对冬季欧亚遥相关型气候效应的影响

汪宁¹ 许遐祯¹ 王莹² 张耀存³ 吴伟⁴

¹ 江苏省气候中心, 南京 210009

² 辽宁省气象科学研究所, 沈阳 110166

³ 南京大学大气科学学院, 南京 210023

⁴ 中国人民解放军 94865 部队气象台, 杭州 310021

摘 要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料 and 我国地面 735 站气温和降水资料, 首先分析了欧亚遥相关型的时间演变和结构特征, 在此基础上探讨了欧亚遥相关型不同位相时东亚大气环流的差异, 并进一步研究了欧亚遥相关型影响我国冬季气温和降水过程中东亚高空急流的重要作用。从结构上看, 欧亚遥相关型位势高度异常中心位于 250 hPa 高度, 表现出准正压的结构。欧亚遥相关型位于正位相时, 东亚温带急流强度偏弱且位置向北移动; 副热带急流强度偏强, 两支急流在 45°N 附近有明显分界; 西伯利亚高压和阿留申低压强度增强; 东亚大槽加深, 槽线倾斜不明显。负位相时则相反。欧亚遥相关型与东亚高空急流的联系是其影响我国气温降水的重要原因。正欧亚遥相关型时, 偏弱的温带急流区较强的北风分量有利于北方冷空气南下, 从而造成我国气温偏低; 偏强的副热带急流区增强的南风将副热带地区暖湿空气向北输送, 两支急流协同变化, 影响我国冬季降水异常的分布。去掉温带急流或副热带急流偏强的年份, 欧亚遥相关型与我国温度、降水的相关性显著减弱, 说明欧亚遥相关型是通过东亚高空急流协同变化的桥梁, 对我国温度和降水异常产生影响。进一步研究发现, 欧亚遥相关型与副热带急流的关系不如其与温带急流稳定, 导致在欧亚遥相关型同一位相时东亚高空急流存在两种不同的配置, 这种高空急流配置的不唯一性使得东亚高空急流能对欧亚遥相关型的气候效应起到调控作用。

关键词 欧亚遥相关型 温带急流 副热带急流 气候异常

文章编号 1006-9895(2017)03-0461-14

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1610.15321

The Influence of Upper Level Jet Streams in East Asia on Climatic Effects of Eurasian Teleconnection Pattern in the Winter

WANG Ning¹, XU Xiazhen¹, WANG Ying², ZHANG Yaocun³, and WU Wei⁴

¹ Jiangsu Climate Center, Nanjing 210009

² Liaoning Provincial Institute of Meteorological Science, Shenyang 110166

³ Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023

⁴ The Observatory of Unit 94865, PLA, Hangzhou 310021

收稿日期 2015-12-14; **网络预出版日期** 2016-10-25

作者简介 汪宁, 女, 1987 年出生, 博士, 工程师, 主要从事气候变化和气候动力学研究。E-mail: ningwang0309@sina.com

通讯作者 许遐祯, E-mail: Xuxz0119@126.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41505052、41205042, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY201306050

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41505052, 41205042), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession (Grant GYHY201306050)

Abstract Monthly NCEP/NCAR reanalysis dataset and temperature/precipitation data collected at 735 stations in China are used to investigate variations of Eurasian Teleconnection pattern (EU) and East Asian jet streams (EAJSs). The EU pattern shows a quasi-barotropic structure with obvious geopotential height anomalies at 250 hPa. In the positive EU phase, the East Asian polar front jet (PFJ) tends to be weakened and shifts northward; the subtropical jet (SJ) intensifies, inducing two well-separated branches. In the meantime, the Siberian High, the Aleutian Low, and the East Asian trough all strengthen. The situations in the negative EU phase are opposite to those in the positive phase. The close relationship between the EU and EAJSs plays an important role in the climatic effect of EU pattern. In positive EU phase, cold air from the high-latitudes moves southward due to strong meridional winds in the PFJ region and the winter temperature in China tends to be colder than normal. The warm air brought by the strong SJ and the cold air brought by the PFJ influence the distribution of precipitation anomalies in China. The concurrent variation of PFJ and SJ is the main mechanism for the EU to influence temperature/precipitation anomalies in China. After removing the years when the PFJ or SJ is strong, the obvious correlation between EU pattern and temperature/precipitation in China disappears. This result indicates that EAJSs can act as a bridge that links the EU signal with the variation of temperature/precipitation in China. Further study finds that the relationship between the EU and PFJ is more stable than that between EU and SJ. The configuration of PFJ and SJ is different even in the same EU phase. The non-unique configuration of EAJSs in the same EU phase provides an opportunity for EAJSs to influence the climatic effects of the EU pattern.

Keywords Eurasian teleconnection pattern, Subtropical jet, Polar front jet, Climate anomalies

1 引言

欧亚遥相关型 (Eurasian teleconnection, 简称 EU) 最早由 Wallace and Gutzler (1981) 利用点相关的方法提出, 它是北半球中纬度地区冬季重要的低频模态, 具有纬向型结构。欧亚遥相关型表现为 500 hPa 位势高度距平场在乌拉尔地区、日本上空与欧洲西部地区的反向变化关系。其变化与北半球冬季大气环流调整有密切关系 (Watanabe and Nitta, 1999; Ohhashi and Yamazaki, 1999), 对东亚地区气候变化有重的指示作用。

作为大气内部重要的动力过程, 欧亚遥相关型对东亚地区气候变化的影响受到了广泛关注。欧亚遥相关型与东亚季风的变化有显著相关性 (Gong et al., 2001; 范可和王会军, 2006), 对东亚地区的气候异常有显著影响。有研究表明, 与北极涛动相比, 欧亚遥相关型与东亚冬季风以及东亚地区温度异常的关系更为明显 (Lim and Kim, 2015)。欧亚遥相关型与东京积雪的年际变化相联系, 当其处于负位相时, 日本地区对流层低层气温偏低, 地面温度下降, 有利于降雪的发生和雪量的堆积 (Tachibana et al., 2007)。当欧亚遥相关型位于正位相时, 我国东部温度降低, 降水减少; 位于负位相时, 我国东部增温, 降水增加 (刘毓赞和陈文, 2012)。在 2008 年中国南方持续的雨雪冰冻灾害中, 有发现类似 EU 的波列在其中起到了重要的作用 (Wen et al., 2009; Zhou et al., 2009)。从逐日尺度看, 欧亚遥相

关型的变化超前于冬季风的变化, 可以作为东亚季风变化的指示器 (Sung et al., 2009)。最近的一些工作则表明, 近三十年来欧亚大陆上空类似 EU 的波列对东亚气候的影响似乎在加强 (Wang et al., 2010; Cheung et al., 2012, 2013)。欧亚遥相关型发展和衰亡阶段的气候效应明显不同, 其对我国温度和降水异常的最大影响出现在衰亡阶段 (Wang and Zhang, 2015a)。

那么, 欧亚遥相关型是如何与东亚地区的气候异常相联系的? 有研究将欧亚遥相关型对东亚季风的影响归结为欧亚遥相关型与西伯利亚高压之间的显著相关关系, 认为冬季西伯利亚高压能够将位于其上游地区的欧亚遥相关型变化的信号与东亚冬季气候变化联系起来 (Takaya and Nakamura, 2005)。然而根据 Sung et al. (2009) 的分析, 即使去掉西伯利亚高压偏强的年份, 欧亚遥相关型与韩国温度的相关性依然很显著, 这说明可能是其他系统而不是西伯利亚高压起到桥梁的作用。

本研究首先分析经典欧亚遥相关型自身的演变和结构特征, 讨论其位于不同位相时东亚地区大气环流的差异。之后在研究欧亚遥相关型对我国冬季气温和降水异常的影响中, 本文主要从东亚高空急流的角度探讨其在欧亚遥相关型气候效应中所起的作用。根据前人研究, 东亚高空急流可以作为波导, 使波动沿着急流传播, 将上游地区的异常信号传播到东亚和北太平洋地区 (Watanabe, 2004; Yu and Zhou, 2004; Li et al., 2005; Xin et al., 2006; Yu

and Zhou, 2007)。有研究指出, 北极涛动 (AO) 通过影响西风带而直接对东亚气候产生影响 (武炳义等, 2004; Chen et al., 2005; 陈文和康丽华, 2006), 东亚高空急流在联系春季北极涛动的信号和东亚夏季降水中也起到重要作用 (Gong et al., 2001)。那么, 东亚高空急流是否能够作为桥梁联系欧亚遥相关型信号和东亚地区气候异常, 其对欧亚遥相关型的气候效应具有怎样的影响? 对这些问题的理解, 有利于进一步认识欧亚遥相关型对东亚地区气候异常产生影响的物理机制。

2 数据和方法

本文使用的大气环流资料为 NCEP/NCAR 全球逐月再分析资料, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 时间长度为 1951~2010 年冬季, 冬季定义为前一年 12 月到当年的 2 月, 年份表示 1 月份所在年。同时还使用了我国 735 个观测站 1950~2010 年冬季温度和降水资料。

欧亚遥相关型指数定义采用 Wallace and Gutzler (1981) 给出的公式:

$$EU(WG) = 1/2Z^*_{(55^{\circ}N, 75^{\circ}E)} - 1/4Z^*_{(55^{\circ}N, 20^{\circ}E)} - 1/4Z^*_{(40^{\circ}N, 145^{\circ}E)}, \quad (1)$$

其中, Z^* 为标准化的 500 hPa 位势高度异常。

3 冬季欧亚遥相关型的变化特征

根据 Wallace and Gutzler (1981) 定义的欧亚遥相关型指数, 利用 1951~2010 年冬季 500 hPa 位势高度距平场资料, 计算得到 60 年冬季欧亚遥相关型指数 (图 1)。从欧亚遥相关型指数的分布可以看出, 欧亚遥相关型具有明显的年代际和年际变化特征, 有两次明显的从正位相到负位相的转换发生于

二十世纪六十年代和八十年代末期, 负位相到正位相的转换发生于二十世纪七十年代中后期, 其位相转换与北半球大气环流调整密切相关 (Watanabe and Nitta, 1999; Ohhashi and Yamazaki, 1999)。九十年代之后, 欧亚遥相关型的年代际变化有所减弱, 以年际变化为主。从整体上看, 欧亚遥相关型指数呈明显减小的趋势, 但从九十年代以后, 逐渐增强。

选取欧亚遥相关型指数大于 0.8 的年份表示欧亚遥相关型正位相年, 小于 -0.8 的年份为欧亚遥相关型负位相年。一共挑出 11 个正位相年分别是 1952、1955、1962、1963、1968、1970、1977、1981、1984、1986 和 2006 年, 10 个负位相年分别是 1969、1972、1973、1979、1989、1990、1992、1993、1997 和 1998 年。对正位相年和负位相年的 500 hPa 位势高度场和距平场分别进行合成, 得到冬季欧亚遥相关型的水平分布图 (图 2)。如图 2 所示, 欧亚遥相关型正位相时, 北半球 500 hPa 位势高度场波动较大, 而负位相时, 波动较平直。从距平场上能看到明显的正负异常中心, 欧亚遥相关型的三个中心分别位于斯堪的纳维亚地区、西伯利亚地区和日本上空。正位相时, 欧亚遥相关型为负—正—负的波列, 负位相时为相反的正—负—正波列。在欧亚遥相关型的上游地区, 北大西洋上空还有一个位势高度异常中心, 这一中心较弱, 在负位相时不能通过检验。图中黑色实心圆代表 Wallace and Gutzler (1981) 在定义欧亚遥相关型指数时所选取的三个中心位置, 该中心与位势高度异常中心基本一致。

由于欧亚遥相关型的三个中心并不在同一纬度, 所以我们在水平方向选取通过欧亚遥相关型三个中心的连线, 将不同高度层的位势高度值插值到

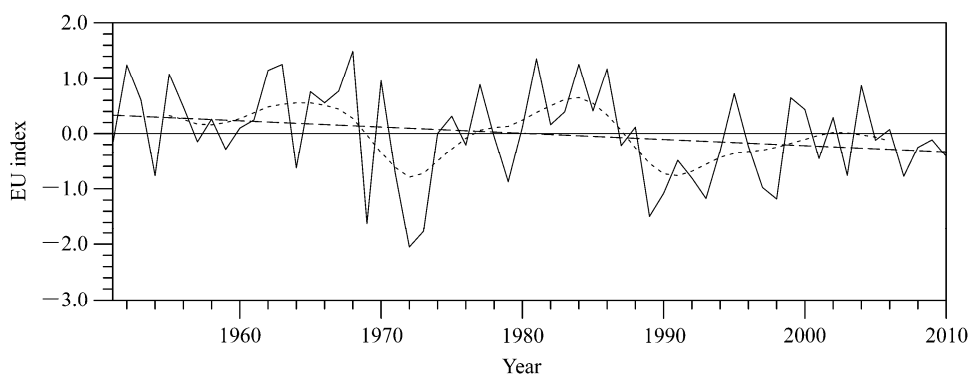


图 1 1951~2010 年冬季欧亚遥相关型 (简称 EU) 指数 (黑色实线)、线性趋势 (长虚线, 通过 90% 信度检验) 和低通滤波 (短虚线)

Fig. 1 The winter mean EU (Eurasian teleconnection) index for the period 1951–2010 (solid line), its linear trend (long dashed line, exceeding 90% confidence level) and low-pass filter (short dashed line)

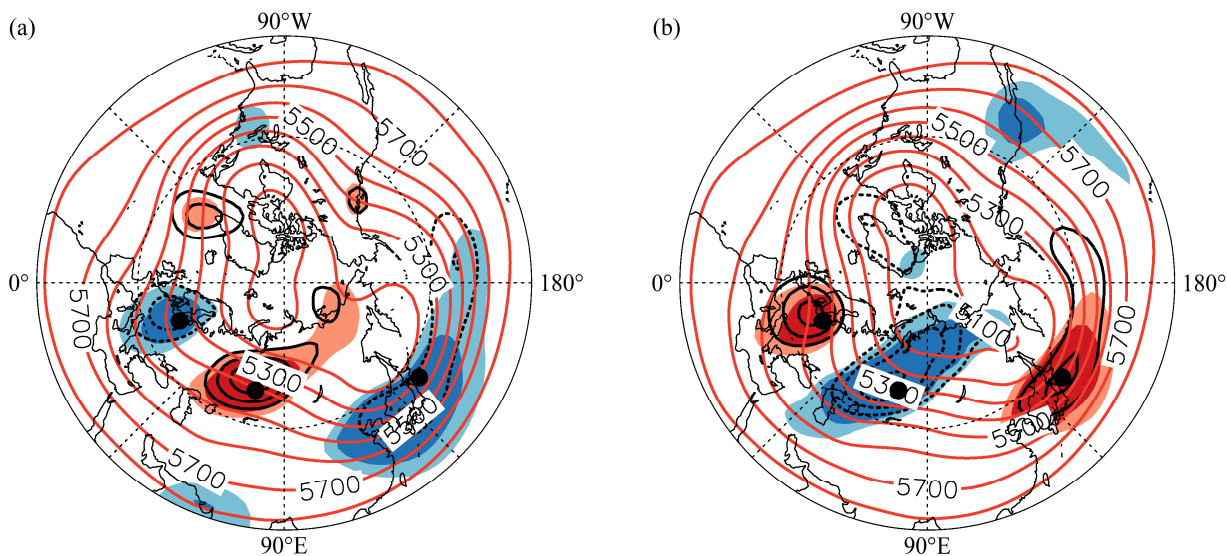


图2 冬季欧亚型 (a) 正位相和 (b) 负位相 500 hPa 位势高度场 (红色等值线)、位势高度距平 (黑色等值线)。浅色和深色阴影 (红色为正, 蓝色为负) 为通过 95% 和 99% 信度检验, 黑色圆点表示 Wallace and Gutzler (1981) 定义的欧亚型的三个中心的位置

Fig. 2 Composites of 500-hPa geopotential height (red solid lines) and 500-hPa geopotential height anomalies (solid and dashed black lines) for (a) positive and (b) negative EU phases. The light and dark shading indicate exceeding the 95% and 99% confidence levels, respectively; red shading is positive and blue shading is negative. The filled circles indicate the anomaly centers defined by Wallace and Gutzler (1981)

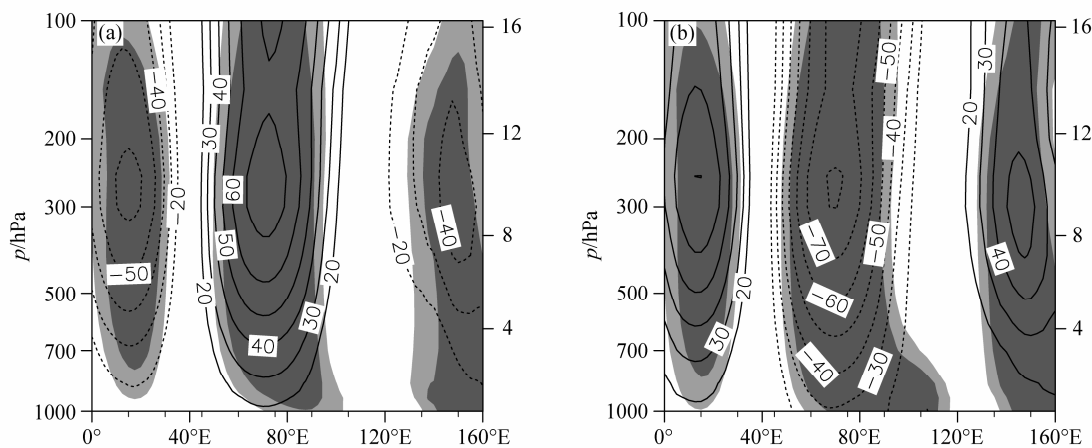


图3 欧亚型 (a) 正位相和 (b) 负位相沿其活动中心纬度的位势高度距平的纬度—高度剖面图, 浅色和深色阴影为通过 95% 和 99% 信度检验

Fig. 3 Longitude–height cross sections along the center of the geopotential height anomalies for (a) positive and (b) negative phases of EU pattern. The light and dark shadings indicate the 95% and 99% confidence levels, respectively

这一曲线上, 得到位势高度场的高度—经度剖面图, 讨论欧亚遥相关型的垂直结构 (图3)。从图中可以看出, 在欧亚地区, 位势高度场有明显的波列分布。虽然先前关于欧亚遥相关型的研究关注于 500 hPa 高度, 但是图中最大异常中心出现在 250 hPa 高度。从近地面到 250 hPa 高度, 异常中心表现出准正压的结构, 这与人研究指出欧亚遥相关型是准正压结构的结果一致 (Wallace and Gutzler, 1981), 所以选取 500 hPa 作为研究高度, 能够反应

欧亚遥相关型的特征。但是值得注意的是在 250 hPa 高度以上, 位势高度异常有一定的倾斜。

4 欧亚遥相关型与东亚大气环流的关系

前文分析了欧亚遥相关型本身的时空变化特征, 本节主要分析欧亚遥相关型不同位相时东亚地区大气环流的差异。

东亚高空急流是东亚地区非常重要的天气系

统, 它作为东亚季风的成员, 影响着东亚地区的温度、降水和环流异常(Yang et al., 2002; Jhun and Lee, 2004; 李崇银等, 2004; Zhou and Yu, 2005; 杜银等, 2009; Zhou and Zou, 2010; 陆日宇等, 2013; Zhang and Xiao, 2013)。根据之前的研究, 东亚高空急流主要由两部分组成, 分别是东亚温带急流和东亚副热带急流(叶笃正等, 1958; 陶诗言等, 1958; 盛承禹, 1986; 邹上进等, 1990)。东亚温带急流和副热带急流的变化并不是相互独立的, 两者在时间和空间变化上存在相互关联: 一支急流强度和位置发生变化时, 另一支急流也同时或超前、滞后发生变化。图 4 给出了欧亚遥相关型正负位相时 300 hPa 纬向风场和纬向风距平分布图。从图中可以看出, 冬季东亚上空纬向风大值中心出现在北太平洋西部, 日本岛以南地区, 也就是通常所说的东亚副热带急流区。正位相时, 该区域最大风速可达到 65 m s^{-1} 以上; 负位相时, 风速明显减小, 最大风速不足 60 m s^{-1} 。温带急流区风速变化与副热带急流区相反, 欧亚遥相关型正位相时, 风速较小, 仅达到

15 m s^{-1} , 并出现明显的风速大值中心; 负位相时温带急流区风速较大, 超过 20 m s^{-1} , 但负位相时温带急流区没有明显的风速大值中心, 使得温带急流与副热带急流在纬向风场上没有明显界限。除了强度变化之外, 温带急流也表现出明显的位置移动, 欧亚遥相关型正位相时, 温带急流中心位置明显北移。从纬向风距平场上看, 呈现出 40°N 南北两侧风速距平符号相反的特征。欧亚遥相关型位于正位相时, 40°N 以北为负风速距平且表现出纬向对称的特点, 40°N 以南除了欧亚大陆西部的少量区域外, 大部分地区为正风速距平。欧亚遥相关型正位相时, 由于温带急流平均位置区存在较强负距平, 其北侧表现为正距平, 从而导致温带急流向北移动, 温带急流和副热带急流相距较远, 易于区分。欧亚遥相关型位于负位相时则相反, 40°N 以北为正距平, 以南为负距平, 使得温带急流区风速较强, 位置偏南, 与副热带急流不易区分。

选取 $70^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{E}$ 平均代表温带急流和副热带急流的陆地部分(图 5a、c), $130^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$ 平均代

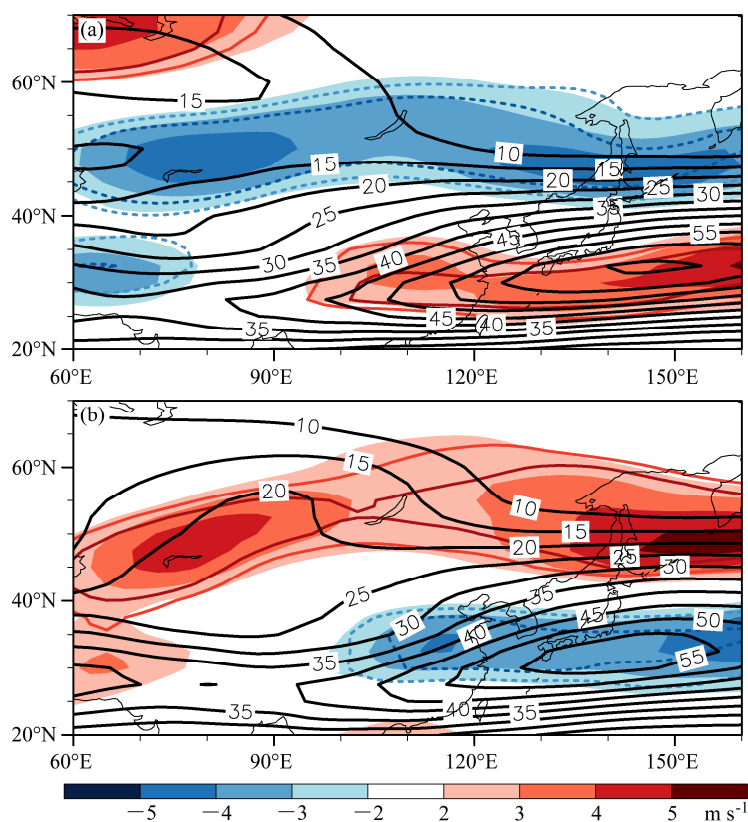


图 4 欧亚型 (a) 正位相和 (b) 负位相时 300 hPa 纬向风 (黑色实线) 和纬向风距平 (阴影) 分布, 单位: m s^{-1} 。浅色和深色的线条 (蓝色虚线和红色实线) 表示通过 95% 和 99% 的信度检验

Fig. 4 Composites of 300-hPa zonal winds (black lines) and zonal wind anomalies (shading) for (a) positive and (b) negative EU phases. The light and dark lines (blue and red) indicate exceeding the 95% and 99% confidence levels

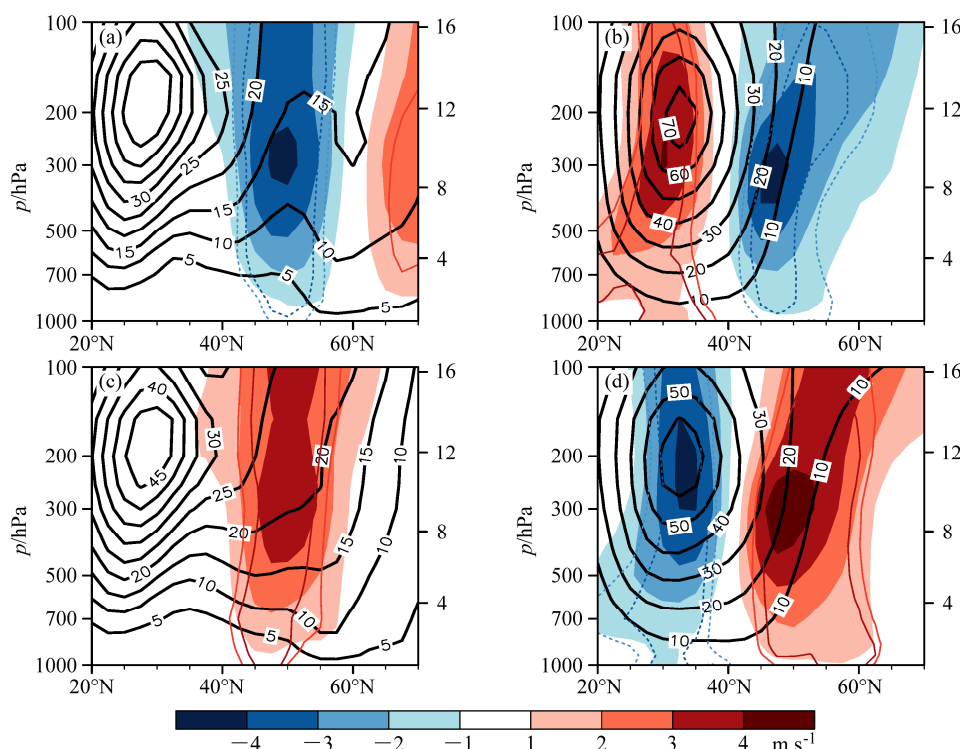


图5 欧亚型(a、b)正位相和(c、d)负位相纬向风(等值线)和纬向风距平(阴影)的纬度—高度剖面。(a、c)为沿70°E~100°E平均,(b、d)为沿130°E~160°E平均。浅色和深的彩色线条(蓝色虚线和红色实线)表示通过95%和99%的信度检验

Fig. 5 Longitude-height cross sections of zonal winds (black lines) and zonal wind anomalies (shading) for (a, c) positive and (b, d) negative EU phases: (a, b) Averaged over 70°E–100°E; (c, d) averaged over 130°E–160°E. The light and dark lines (blue dotted and red solid lines) indicate exceeding the 95% and 99% confidence levels

表副热带急流的海洋部分(图5b、d),用以分析东亚高空急流的垂直结构变化。在陆地上空(图5a、b),最大纬向风中心出现在200 hPa高度,25°N附近,也就是副热带急流陆地部分。该部分急流虽然风速很强,但是欧亚遥相关型不同位相时风速和中心位置没有明显的变化,从距平场也能看到该区域没有明显的异常中心。这说明欧亚遥相关型对副热带急流的陆地部分影响较小。欧亚遥相关型正位相时,温带急流气候态位置上出现明显的负异常中心,该区域西风强度减弱,与之前分析正欧亚遥相关型时温带急流区风速偏弱一致。并且负异常在垂直方向上呈一致的变化。欧亚遥相关型负位相时该区域被正异常中心所取代。在海洋上空(图5b、d),最大风速中心出现在32.5°N附近,相比于急流的陆地部分略微偏北。正欧亚遥相关型时,副热带急流区风速偏强,可达到 70 m s^{-1} 以上。风速异常在整个对流层及平流层低层表现为南北向偶极子型结构,异常中心分别位于32.5°N和45°N附近。欧亚遥相关型正负位相时高空急流异常中心符号相反,

且异常中心随高度呈明显的倾斜。

图6给出了欧亚遥相关型位于不同位相时东亚地区300 hPa高度经向风和经向风距平的分布状况。从整体上看经向风分布表现出南北向的差异,温带急流区为北风,而副热带急流区为南风。当欧亚遥相关型位于正位相时,温带急流区北风较强,而欧亚遥相关型位于负位相时则较弱。副热带急流区的南风强度变化不明显,但是存在明显的位置变化。欧亚遥相关型正位相时南风中心较偏东,负位相时则偏西。从距平场看,欧亚遥相关型正位相时,温带急流区为显著的负风速距平,北风偏强,副热带急流海洋部分北侧出现负经向风距平,南侧则是正距平;副热带急流的陆地部分和日本岛以东的洋面上空,有明显的正距平中心,南风较强。欧亚遥相关型负位相时则相反。经向风分布图表明,欧亚遥相关型正位相伴随着温带急流区较强的北风,副热带急流海洋部分经向风大值中心偏东,南风略有增强,而副热带急流陆地部分南风偏强较为明显。副热带急流陆地部分和海洋部分表现出不一致的

变化。

根据温带急流和副热带急流气候态位置, 选取 ($55^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 作为温带急流关键区, ($27.5^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 为副热带急流关键区, 对该区域平均的纬向风进行标准化得到温带急流和副热带急流指数。欧亚遥相关型与温带急流和副热带急流都表现出明显的相关性, 其与温带急流指数表现出明显的负相关, 相关系数达到 -0.6 , 与副热带急流表现为明显的正相关, 相关系数达到 0.7 (均通过 95% 信度检验)。

西伯利亚高压 (Siberia High) 作为一个冷高压系统, 其强度变化对东亚地区温度有明显影响, 与东亚地区冷空气活动密切相关 (Ficker, 1911; Joung and Hitchman, 1982; Ding and Krishnamurti, 1987; Ding, 1990; Cohen et al., 2001)。阿留申低压 (Aleutian Low) 的强度和位置变化是北太平洋地区冬季大气环流的主要信号 (Hartmann and Wendler, 2005; Rodionov et al., 2005)。分别计算西伯利亚高指数 (Wu and Wang, 2002) 和阿留申低压指数 (Overland et al., 1999), 并计算其与欧亚遥相关型指数的相关性。欧亚遥相关型与西伯利亚高压强度指数的相关系数为 0.55 (通过 95% 的信度检验), 与阿留申低压的相关系数为 0.24 (仅能通过 90% 的信度检验), 欧亚遥相关型偏强时西伯利亚高压和阿留申低压强度偏强。欧亚遥相关型与阿留申低压都的相关性弱于西伯利亚高压, 这说明, 欧亚遥相关型对欧亚大陆上空的影响相比于北太平洋地区更为明显。从海平面气压场的分布图 (图 7) 上也可以看出, 欧亚大陆上空为明显的高压系统所控制, 而北太平洋上空则为低压系统。当欧亚遥相关型位于正位相时 (图 7a), 1030 hPa 等压线包含面积较大, 中心气压较高, 西伯利亚高压强度偏强。同时, 欧亚大陆上空大部分地区为正异常, 异常中心从哈萨克斯坦向东延伸到蒙古国。北太平洋上空中心气压偏低, 为负异常控制, 负异常中心呈东—西向分布, 对应着较强的阿留申低压。欧亚遥相关型位于负位相 (图 7b) 时, 欧亚地区则主要为海平面气压负异常所控制, 除了蒙古国地区存在异常大值中心外, 在 60°N 以北的地区也存在明显异常中心; 北太平洋地区为正异常控制, 异常中心位于阿留申低压东南部, 使得西伯利亚高压和阿留申低压强度均减小。

东亚大槽是东亚冬季风的重要成员, 东亚冬季

风的爆发以及随后的东亚地区温度的下降都与东亚大槽的加深有关 (Qiu and Wang, 1984)。图 8 给出了欧亚遥相关型正位相和负位相时东亚大槽和槽线的分布图。从图中可以看出, 欧亚遥相关型正位相时东亚大槽加深, 强度较强, 这会引起东亚地区温度的降低 (Qiu and Wang, 1984)。除了强度较强之外, 东亚大槽槽线呈南—北向。欧亚遥相关型负位相时, 东亚大槽偏弱, 槽线倾斜较明显, 为东北—西南向。欧亚型正位相时, 由于东亚大槽倾斜不明显, 根据 Wang et al. (2009) 的研究, 冷空气会在我国沿海地区增强并能够影响到南半球, 进入太平洋北部的冷空气较少, 引起我国南海以及东南亚地区显著降温; 负位相时, 东亚大槽倾斜较明显, 更多的冷空气会进入北太平洋地区。

5 东亚高空急流对欧亚遥相关型气候效应的调控

前文分析了欧亚遥相关型自身的时空变化特征及其与东亚大气环流的关系, 接下从东亚高空急流的角度出发, 探讨欧亚遥相关型与我国温度和降水异常的关系中东亚高空急流的重要作用。

先给出欧亚遥相关型与我国温度和降水的相关分布 (图 9)。图中可以看出, 欧亚遥相关型与我国大部分地区温度呈显著负相关, 相关较为集中的区域主要有我国北部、东北部、东部沿海地区和西南地区 (图 9a)。欧亚遥相关型与我国冬季降水的相关性弱于温度, 具有明显区域差异 (图 9b), 与我国东北地区 and 西南部分地区降水呈显著正相关, 与我国中部地区为显著负相关。正位相时我国东北和西南地区降水偏多, 中部地区降水偏少。由本文第四节分析可知, 欧亚遥相关型与东亚高空急流联系密切, 欧亚遥相关型位于正位相时, 温带急流位置偏北, 强度偏弱, 经向风表现出明显的负异常, 使温带急流区北风分量增强, 有利于高纬度加强的冷空气向南输送, 造成我国温度的降低; 副热带急流强度偏强, 经向风表现为明显的正异常, 有利于暖湿空气向我国输送, 两支急流协同变化从而对我国降水产生影响。

为了讨论高空急流是否对欧亚遥相关型的气候效应有调控作用, 定义急流指数 ≥ 0.3 为急流偏强年份, 由于欧亚遥相关型与两支急流在年际尺度表现出明显的同期相关关系, 在研究中分别剔除温带急流和副热带急流偏强的年份之后, 再计算欧亚

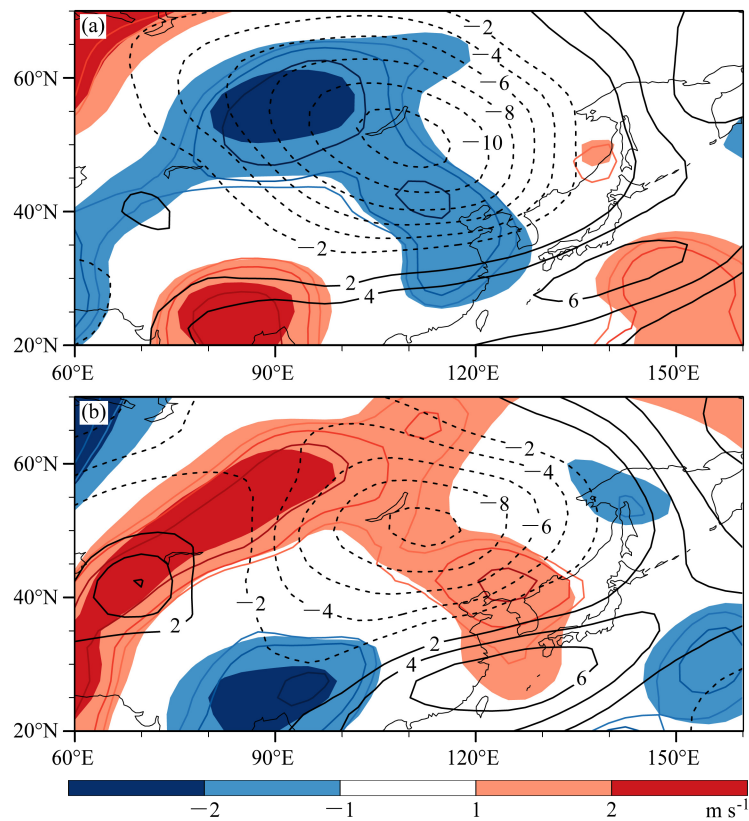


图6 同图4, 但为经向风
Fig. 6 Same as Fig. 4, but for meridional winds

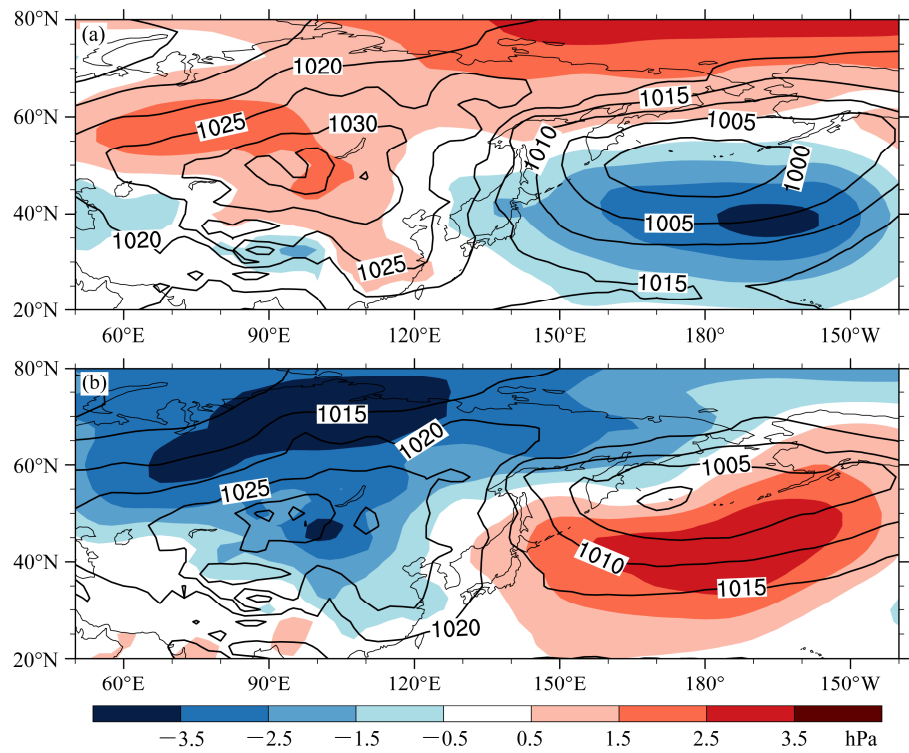


图7 欧亚遥相关型 (a) 正位相和 (b) 负位相时海平面气压场 (等值线) 及其距平 (阴影) 的空间分布
Fig. 7 Composites of sea level pressure (black lines) and sea level pressure anomalies (shading) for (a) positive and (b) negative EU phases

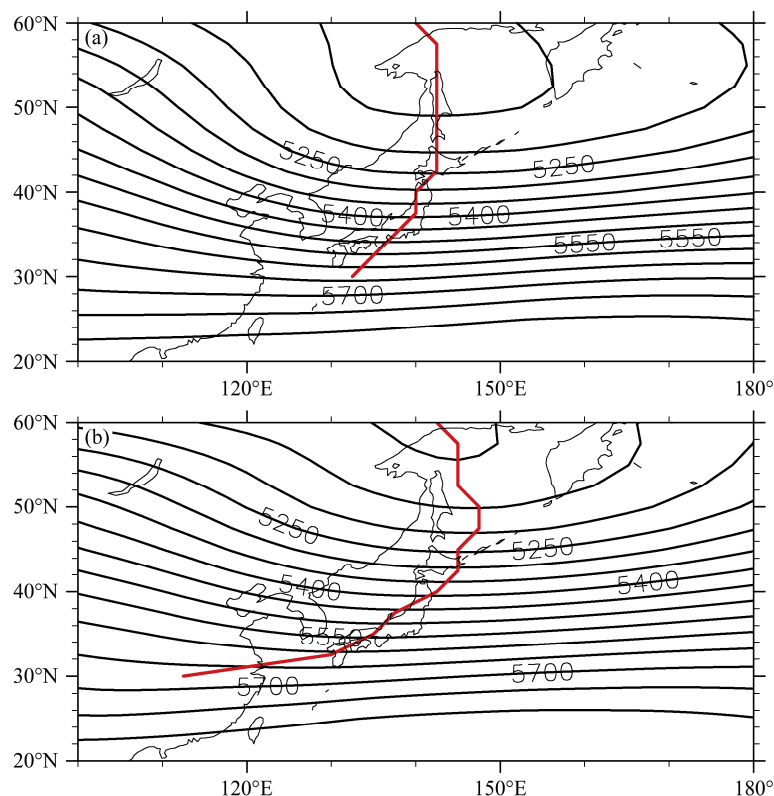


图8 欧亚遥相关型正位相(a)和负位相(b)500 hPa 位势高度场。图中红色粗实线为东亚大槽槽线。

Fig. 8 Composites of 500-hPa geopotential height (black lines) and minimum geopotential height along each latitude (red lines) for positive (a) and negative (b) EU phases.

遥相关型与我国温度和降水的相关关系。与没有去掉任何年份(图9a)相比,无论去掉哪支急流偏强的年份欧亚遥相关型与我国温度的相关性都明显下降,尤其是我国北部、南部和西北部广大地区(图10)。去掉温带急流偏强年份时,仅有东北南部和东部沿海部分台站能通过显著性检验(图10a);去掉副热带急流偏强年份时,通过检验的台站更少,我国中部地区部分台站表现出与没有去掉副热带急流信号前相反的关系(图11a)。从欧亚遥相关型和降水的关系来看,去掉温带急流信号,欧亚遥相关型与我国东北地区明显的正相关关系消失(图10b),去掉副热带急流信号我国中部和东北部通过检验的台站明显减少,西南地区相关性不再明显(图11b)。以上分析可见,东亚高空急流的协同变化能够起到重要的桥梁作用,将欧亚遥相关型与我国温度、降水异常联系起。当急流强度偏弱时,这种纽带作用减弱,使欧亚遥相关型与我国气候异常的关系变得不明显。

前人研究表明,东亚高空温带急流和副热带急

流的配置状况不同时,其气候效应有显著差异(Liao and Zhang, 2013; 叶丹和张耀存, 2014; Li and Zhang, 2014; Wang and Zhang, 2015b)。为了进一步研究东亚高空急流对欧亚遥相关型气候效应的调控作用,对欧亚遥相关型指数和急流指数进行统计发现,欧亚遥相关型位于正位相时,温带急流总是偏弱,而副热带急流同时存在偏强和偏弱两种情况;负位相时,温带急流都是偏强的,而副热带急流也同时存在偏强和偏弱两种情况。这一结果与 Wang and Zhang (2015a)的研究相一致。但是由于正位相(负位相)时副热带急流偏弱(偏强)的情况明显少于偏强(偏弱)的情况,从而导致在整体合成中仅体现出副热带急流偏强(偏弱)这一特征(图4和图5)。所以,当欧亚遥相关型位于正位相时,高空急流的配置为温带急流弱—副热带急流强和温带急流弱—副热带急流弱,负位相时高空急流的配置为温带急流强—副热带急流弱和温带急流强—副热带急流强。由此可见,虽然欧亚遥相关型与温带急流和副热带急流都存在明显的相关性,但是温带急

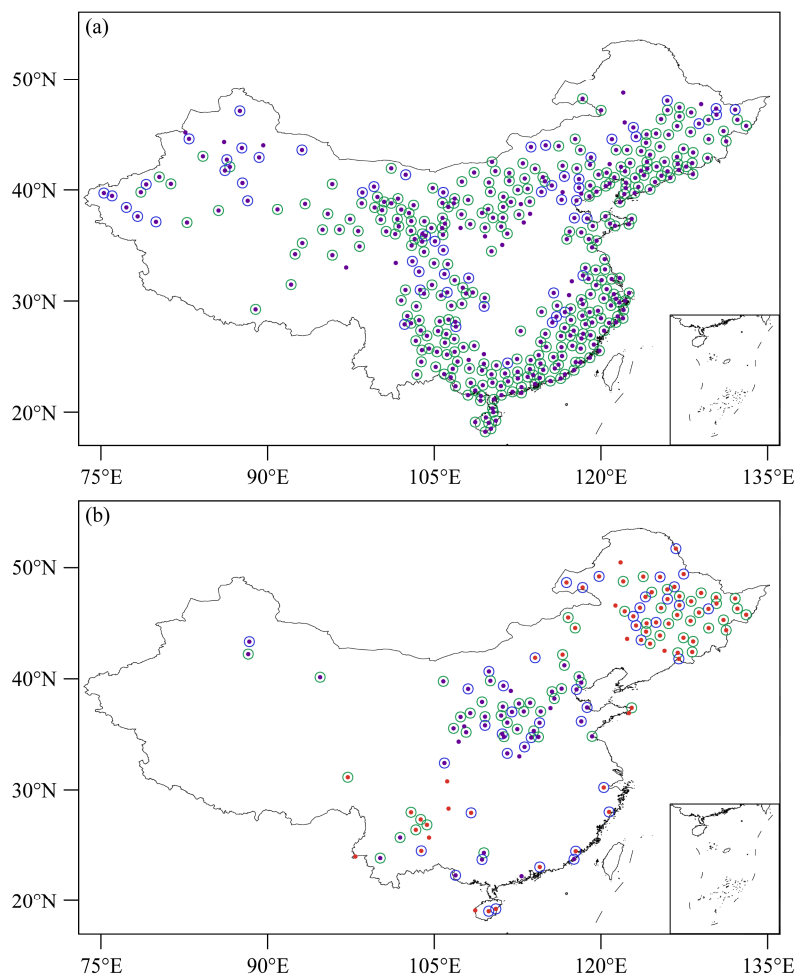


图9 欧亚型指数与我国冬季(a)温度和(b)降水的相关系数。其中蓝色圆点表示相关系数小于 -0.2 ，红色圆点表示相关系数大于 0.2 。蓝色和绿色圆圈分别表示通过95%和99%的信度检验

Fig. 9 Correlation coefficients of winter EU index with (a) temperature, and (b) precipitation in China. Red and blue filled circles indicate the coefficient greater than 0.2 and smaller than -0.2 , respectively. The blue and green circles indicate the values are significant at the 95% and 99% confidence levels, respectively

流与欧亚遥相关型的关系相比于副热带急流更为稳定。副热带急流与欧亚遥相关型之间较为不稳定的关系，导致在欧亚遥相关型同一位相时东亚高空急流同时存在两种不同的配置，这种欧亚遥相关型同位相下高空急流配置的不唯一性，会引起在欧亚遥相关型同一位相下气候异常空间分布的差异，从而对欧亚遥相关型的气候效应起到调控作用。

6 结论

利用 NCEP/NCAR 再分析资料，本文首先分析了 1951~2010 年间经典欧亚遥相关型自身的空间结构和时间演变特征，并揭示了欧亚遥相关型不同位相时东亚大气环流的差异。在此基础上研究了东亚高空急流在联系欧亚遥相关型和我国气候

异常中的重要桥梁作用，并进一步讨论了东亚高空急流调控欧亚遥相关型气候效应的原因。主要结论如下：

冬季欧亚遥相关型指数表现出明显的年代际和年际变化特点，有明显的正负位相转换。从水平结构上看，欧亚遥相关型正位相时，欧亚大陆上 500 hPa 位势高度距平场空呈现负—正—负的波列，欧亚遥相关型负位相时则相反。从垂直结构上看，位势高度异常中心位于 250 hPa 高度，位势高度异常在 250 hPa 高度以下呈准正压结构，而在 250 hPa 以上具有一定倾斜。

从环流场上来看，欧亚遥相关型位于正位相时，东亚高空温带急流强度明显减弱，且位置北抬；东亚副热带急流强度明显增加，两支急流相距较

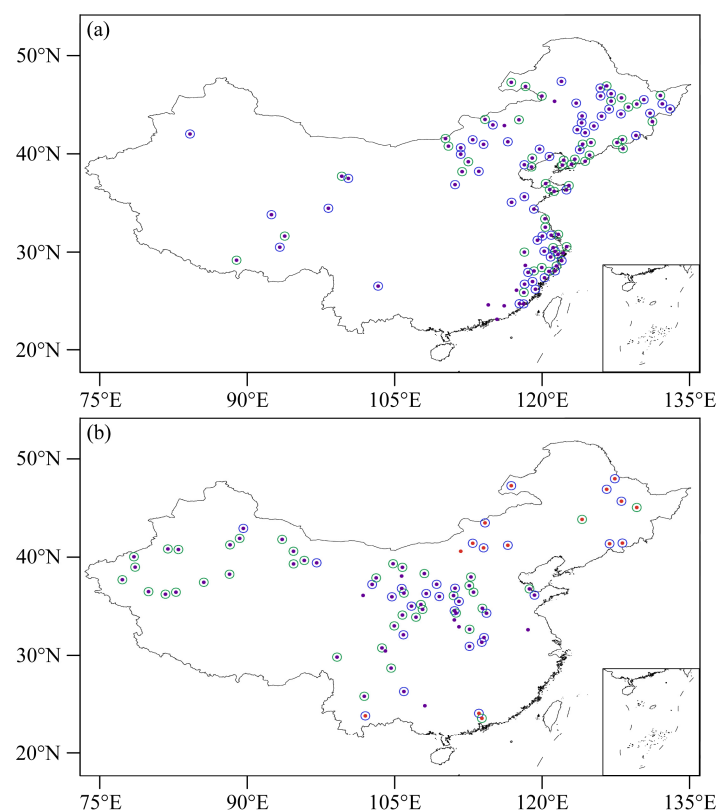


图 10 同图 9，但为去掉温带急流偏强年份

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for results after removing the years when the polar front jet is strong

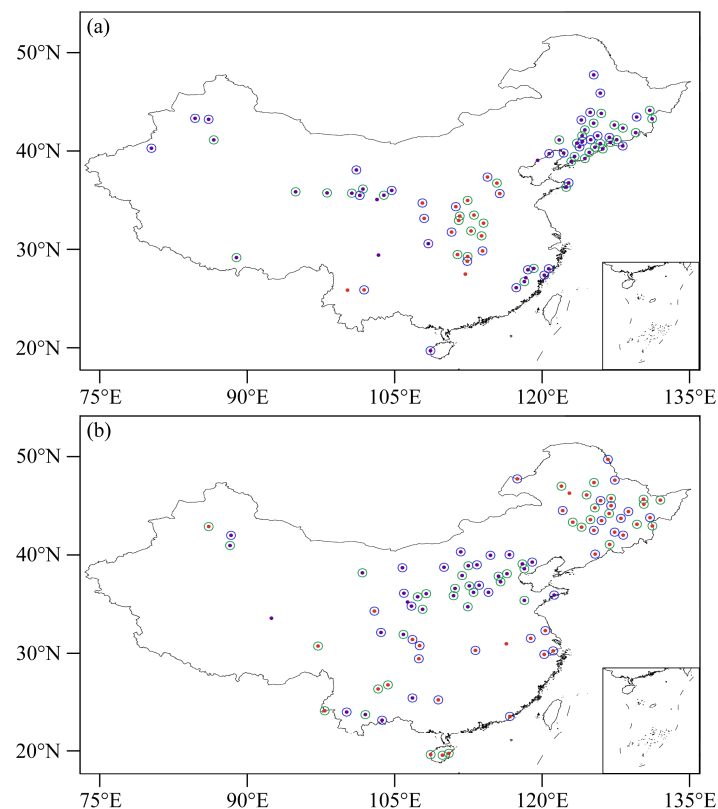


图 11 同图 9，但为去掉副热带急流偏强年份

Fig.11 Same as Fig. 9, but for results after removing the years when the subtropical jet is strong

远,易于区分;温带急流区经向北风增强,副热带急流区经向南风中心偏东;西伯利亚高压和阿留申低压强度都有所增强;东亚大槽加深,槽线呈南—北向,倾斜不明显。欧亚遥相关型负位相时温带急流强度较强,位置较偏南,副热带急流强度明显减弱,两支急流没有明显界限;温带急流区经向北风减弱,副热带急流区南风中心偏西;西伯利亚高压和阿留申低压强度减弱;东亚大槽较浅,槽线呈东北—西南向,倾斜明显。

欧亚遥相关型与我国冬季台站气温呈显著负相关关系,主要的相关区域集中在我国北部、东北部、东南沿海和西南地区,与我国东北和西南地区降水呈正相关,与我国中部地区降水呈负相关。欧亚遥相关型正位相时我国大部分地区温度偏低,东北和西南地区降水偏多,中部地区降水偏少,负位相时则相反。在分别去掉温带急流和副热带急流偏强的年份之后,欧亚遥相关型与我国温度和降水的相关性不再明显。这说明东亚高空急流是联系欧亚遥相关型信号和我国温度、降水变化的桥梁,高空急流强度偏弱时,欧亚遥相关型与我国气候异常的联系变得不明显。

进一步分析发现,欧亚遥相关型位于正位相时,温带急流强度总是偏弱,而副热带急流存在偏弱和偏强两种情况。可见,欧亚遥相关型与副热带急流的关系没有其与温带急流稳定,正是这种不稳定造成在欧亚遥相关型同一位相中,东亚高空急流存在两种不同的配置。这种欧亚遥相关型相同位相情况下高空急流配置的不唯一性,是其调控欧亚遥相关型气候效应的重要原因。那么为何在欧亚遥相关型相同位相情况下,东亚高空急流的配置会出现差异,这一问题需要在今后工作中进一步深入探讨。

参考文献 (References)

- 陈文,康丽华. 2006. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系: 准定常行星波的作用 [J]. 大气科学, 30 (5): 863–870. Chen Wen, Kang Lihua. 2006. Linkage between the Arctic oscillation and winter climate over East Asia on the interannual timescale: Roles of quasi-stationary planetary waves [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (5): 863–870, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.15.
- Chen W, Yang S, Huang R H. 2005. Relationship between stationary planetary wave activity and the East Asian winter monsoon [J]. J. Geophys. Res., 110 (D14): D14110, doi:10.1029/2004JD005669.
- Cheung H N, Zhou W, Mok H Y, et al. 2012. Relationship between Ural–Siberian blocking and the East Asian winter monsoon in relation to the Arctic oscillation and the El Niño–Southern Oscillation [J]. J. Climate, 25 (12): 4242–4257, doi:10.1175/JCLI-D-11-00225.1.
- Cheung H N, Zhou W, Shao Y P, et al. 2013. Observational climatology and characteristics of wintertime atmospheric blocking over Ural–Siberia [J]. Climate Dyn., 41 (1): 63–79, doi:10.1007/s00382-012-1587-6.
- Cohen J, Saito K, Entekhabi D. 2001. The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability [J]. Geophys. Res. Lett., 28 (2): 299–302, doi:10.1029/2000GL011927.
- Ding Y H. 1990. Build-up, air mass transformation and propagation of Siberian high and its relations to cold surge in East Asia [J]. Meteor. Atmos. Phys., 44 (1–4): 281–292, doi:10.1007/BF01026822.
- Ding Y H, Krishnamurti T N. 1987. Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon [J]. Mon. Wea. Rev., 115 (10): 2428–2449, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<2428:HBOTSH>2.0.CO;2.
- 杜银, 张耀存, 谢志清. 2009. 东亚副热带西风急流位置变化及其对中国东部夏季降水异常分布的影响 [J]. 大气科学, 33 (3): 581–592. Du Yin, Zhang Yaocun, Xie Zhiqing. 2009. Location variation of the East Asia subtropical westerly jet and its effect on the summer precipitation anomaly over eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 581–592, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.03.15.
- 范可, 王会军. 2006. 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响 [J]. 中国科学 D 辑 地球科学, 36 (4): 385–391. Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Interannual variability of Antarctic oscillation and its influence on East Asian climate during boreal winter and spring [J]. Science in China Series D Earth Sciences (in Chinese), 49 (5): 554–560, doi:10.3321/j.issn:1006-9267.2006.04.010.
- Ficker H V. 1911. Das Fortschreiten der Erwärmungen (der Wärmewellen) in Rußland und Nordasien [M]. Wien, CXX, 745–835.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 28 (10): 2073–2076, doi:10.1029/2000GL012311.
- Hartmann B, Wendler G. 2005. The significance of the 1976 Pacific climate shift in the climatology of Alaska [J]. J. Climate, 18 (22): 4824–4839, doi:10.1175/JCLI3532.1.
- Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon [J]. J. Climate, 17 (4): 711–726, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0711:ANEAWM>2.0.CO;2.
- Joung C H, Hitchman M H. 1982. On the role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks [J]. Mon. Wea. Rev., 110 (9): 1224–1237, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<1224:OTROSD>2.0.CO;2.
- 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究 [J]. 大气科学, 28 (5): 641–658. Li Chongyin, Wang Joughtai, Lin Shizhe, et al. 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (5): 641–658, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.05.01.
- Li J, Yu R C, Zhou T J, et al. 2005. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? [J]. J. Climate, 18 (22): 4660–4668, doi:10.1175/JCLI3568.1.
- Li L, Zhang Y C. 2014. Effects of different configurations of the East Asian subtropical and polar front jets on precipitation during the Mei-yu season

- [J]. *J. Climate*, 27 (17): 6660–6672, doi:10.1175/JCLI-D-14-00021.1.
- Liao Z J, Zhang Y C. 2013. Concurrent variation between the East Asian subtropical jet and polar front jet during persistent snowstorm period in 2008 winter over southern China [J]. *J. Geophys. Res.*, 118 (12): 6360–6373, doi:10.1002/jgrd.50558.
- Lim Y K, Kim H D. 2016. Comparison of the impact of the Arctic oscillation and Eurasian teleconnection on interannual variation in East Asian winter temperatures and monsoon [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 124 (1–2): 267–279, doi:10.1007/s00704-015-1418-x.
- 刘毓赉, 陈文. 2012. 北半球冬季欧亚遥相关型的变化特征及其对我国气候的影响? [J]. *大气科学*, 36 (2): 423–432. Liu Yuyun, Chen Wen. 2012. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (2): 423–432, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11066.
- 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 Riyu, Lin Zhongda, Zhang Yaocun. 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 (in Chinese)*, 37 (2): 331–340, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12310.
- Ohhashi Y, Yamazaki K. 1999. Variability of the Eurasian pattern and its interpretation by wave activity flux [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77 (2): 495–511.
- Qiu Y Y, Wang W D. 1984. Progresses in the research of medium-range prediction of cold surge [C]// *Proceedings of Medium-Range Prediction of Cold Surge*. Beijing: Peking University Press, 1–10.
- Overland J E, Miletta Adams J, Bond N A. 1999. Decadal variability of the Aleutian low and its relation to high-latitude circulation [J]. *J. Climate*, 12 (5): 1542–1548, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1542:DVOTAL>2.0.CO;2.
- Rodionov S N, Overland J E, Bond N A. 2005. The Aleutian Low and winter climatic conditions in the Bering Sea. Part I: Classification [J]. *J. Climate*, 18 (1): 160–177, doi:10.1175/JCLI3253.1.
- 盛承禹. 1986. 中国气候总论 [M]. 北京: 科学出版社, 85–89. Sheng Chengyu. 1986. A Series of Climate for China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 85–89.
- Sung M K, Lim G H, Kwon W T, et al. 2009. Short-term variation of Eurasian pattern and its relation to winter weather over East Asia [J]. *Int. J. Climatol.*, 29 (5): 771–775, doi:10.1002/joc.1774.
- Tachibana Y, Nakamura T, Tazou N. 2007. Interannual variation in snow-accumulation events in Tokyo and its relationship to the Eurasian pattern [J]. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 3: 129–131, doi:10.2151/sola.2007-033.
- Takaya K, Nakamura H. 2005. Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62 (12): 4423–4440, doi:10.1175/JAS3629.1.
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系 [J]. *气象学报*, 29 (2): 119–134. Tao Shiyan, Zhao Yujia, Chen Xiaomin. 1958. The relationship between May-Yü in Far East and the behaviour of circulation over Asia [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 29 (2): 119–134, doi:10.11676/qxxb1958.014.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (4): 784–812, doi: 10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2.
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2009. Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway [J]. *J. Climate*, 22 (3): 600–614, doi:10.1175/2008JCLI2295.1.
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2010. Effect of the climate shift around mid 1970s on the relationship between wintertime Ural blocking circulation and East Asian climate [J]. *Int. J. Climatol.*, 30 (1): 153–158, doi:10.1002/joc.1876.
- Wang N, Zhang Y C. 2015a. Evolution of Eurasian teleconnection pattern and its relationship to climate anomalies in China [J]. *Climate Dyn.*, 44 (3–4): 1017–1028, doi:10.1007/s00382-014-2171-z.
- Wang N, Zhang Y C. 2015b. Connections between the Eurasian teleconnection and concurrent variation of upper-level jets over East Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (3): 336–348, doi:10.1007/s00376-014-4088-1.
- Watanabe M. 2004. Asian jet waveguide and a downstream extension of the North Atlantic oscillation [J]. *J. Climate*, 17 (24): 4674–4691, doi:10.1175/JCLI-3228.1.
- Watanabe M, Nitta T. 1999. Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter [J]. *J. Climate*, 12 (2): 494–510, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0494:DCITAC>2.0.CO;2.
- Wen M, Yang S, Kumar A, et al. 2009. An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137 (3): 1111–1131, doi:10.1175/2008MWR2638.1.
- 武炳义, 卞林根, 张人禾. 2004. 冬季北极涛动和北极海冰变化对东亚气候变化的影响 [J]. *极地研究*, 16 (3): 211–220. Wu Bingyi, Bian Lingen, Zhang Renhe. 2004. Effects of the winter AO and the Arctic sea ice variations on climate variation over East Asia [J]. *Chinese Journal of Polar Research (in Chinese)* 16 (3): 211–220.
- Wu B Y, Wang J. 2002. Possible impacts of winter Arctic oscillation on Siberian high, the East Asian winter monsoon and sea-ice extent [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (2): 297–320, doi:10.1007/s00376-002-0024-x.
- Xin X G, Yu R C, Zhou T J, et al. 2006. Drought in late spring of South China in recent decades [J]. *J. Climate*, 19 (13): 3197–3206, doi:10.1175/JCLI3794.1.
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies [J]. *J. Climate*, 15 (3): 306–325, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0306:VOTEAJ>2.0.CO;2.
- 叶丹, 张耀存. 2014. 冬季东亚副热带急流和温带急流协同变化与我国冷空气活动的关系 [J]. *大气科学*, 38 (1): 146–158. Ye Dan, Zhang Yaocun. 2014. Association of concurrent variation between the East Asian polar front and subtropical jets with winter cold air activity in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (1): 146–158, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13110.
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象 [J]. *气象学报*, 29 (4): 249–263. Ye Duzheng, Dao Shiyan, Li Maicun. 1958. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 29 (4): 249–263.

- Yu R C, Zhou T J. 2004. Impacts of winter-NAO on March cooling trends over subtropical Eurasia continent in the recent half century [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (12): L12204, doi:10.1029/2004GL019814.
- Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon [J]. *J. Climate*, 20 (21): 5344–5355, doi:10.1175/2007JCLI1559.1.
- Zhang Y C, Xiao C L. 2013. Variability modes of the winter upper-level wind field over Asian mid-high latitude region [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 6 (5): 295–299, doi:10.1080/16742834.2013.11447097.
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D8): D08104. doi:10.1029/2004JD005413.
- Zhou T J, Zou L W. 2010. Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land–sea thermal contrast change in AMIP-type simulation [J]. *J. Climate*, 23 (22): 6009–6026, doi:10.1175/2010JCLI3546.1.
- Zhou W, Chan J C L, Chen W, et al. 2009. Synoptic-scale controls of persistent low temperature and icy weather over southern China in January 2008 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137 (11): 3978–3991, doi:10.1175/2009MWR2952.1.
- 邹上进, 江静, 王梅华. 1990. 高空气候学 [M]. 北京: 气象出版社, 200–212. Zou Shangjin, Jiang jing, Wang Meihua. 1990. *Aeroclimatology* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 200–212.