

亚洲急流与冬季风的关系及其对中国气候的影响^{* 1}

姚慧茹 李栋梁

YAO Huiru LI Dongliang

南京信息工程大学大气科学学院/气象灾害教育部重点实验室,南京,210044

School of Atmospheric Sciences/Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China

2012-10-29 收稿,2013-02-07 改回.

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.气象学报,71(3):429-439

Yao Huiru, Li Dongliang. 2013. The relationship between Asian jets and the winter monsoon and their impact on climate in China. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(3): 429-439

Abstract Based on the NCEP/NCAR monthly reanalysis data and daily observed data of the 542 stations in China, by using the singular value decomposition(SVD), correlation analysis and composite methods, the relationship between the configuration of upper-tropospheric jet activity and the winter monsoon as well as their impact on the distribution of winter temperature and precipitation in China are investigated. It is indicated that when the intensity of the subtropical jet from the Tibetan Plateau to the eastern coast of China is increased (decreased), and the temperate jet in the middle-high latitudes is decreased (increased), temperatures in the greater part of China tend to be lower (higher). If the intensity of the Middle East jet is increased (decreased), East Asian subtropical jets move towards south (north) and the southeastern part of the temperate jet is weak (strong), temperatures in southwestern China are lower (higher) while those in northeastern China are higher (lower), and there is more (less) precipitation in eastern China. Associated with the variation of the horizontal wind components, the westerly anomaly over the subtropical regions and easterly one over the temperate regions strengthen the East Asian trough and weaken the high pressure on the Tibetan Plateau, leading to a stronger East Asian monsoon and a weaker Plateau monsoon, as well as cold air in high latitude moving toward south. The velocity gradient of zonal wind between the subtropical belt and the temperate zone appear to reinforce the confluence of cold air with warm air at low levels. The correlation matrix shows that the East Asian monsoon index (EAMI) and the Plateau monsoon index (PMI) have significant negative correlation in winter to each other. During a period with abnormal winter monsoon, if intensity of the subtropical jet is strong and the temperate jet is weak, the cold air would be sucked to South China, leading to reduce temperatures and less rainfalls in China. Conversely, the warm air would be sucked to North China, then temperatures rise and there tend to cause more precipitation in China.

Key words Subtropical jet, Temperate jet, East Asian monsoon, Plateau monsoon, Winter climate in China

摘要 利用 NCEP/NCAR 逐月再分析资料和中国 542 个台站逐日观测数据,采用奇异值分解、相关分析和合成分析等方法,研究了冬季亚洲高空急流的配置与冬季风的关系及其对地面气候的影响。结果表明,青藏高原至亚洲东部沿海的副热带急流强(弱),高纬度的温带急流弱(强)时,中国中、东部大范围地区气温偏低(高);中东急流强(弱),东亚副热带急流偏南(北),温带急流东南部较弱(强)时,西南气温偏低(高),东北气温偏高(低),中、东部地区冬季降水偏多(少)。结合水平风场的变化,副热带地区出现西风异常弱,温带出现东风异常强时,有利于东亚大槽加深并向南扩张,低层偏北风加强,东亚冬季风

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430202)、2011 年度高等学校博士学科点专项科研基金资助课题(博导类)(20113228110003)、2010 年公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006038)、国家科技支撑项目(2009BAC51B02)、江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)。

作者简介:姚慧茹,主要从事气候动力学与气候变化研究。E-mail:huiru_yao@126.com

通讯作者:李栋梁,主要从事气候动力学研究。E-mail:lidl@nuist.edu.cn

增强,而青藏高原反气旋环流被削弱,冷高压减弱,相应的高原季风减弱。高、低纬度急流区纬向风的差异较大时,加强了急流对低层冷、暖空气交绥的引导和汇聚作用。东亚季风指数(EAMI)与高原季风指数(PMI)在冬季多呈负相关。冬季风异常期间,若副热带急流偏强,温带急流偏弱,高纬度的干冷空气受南侧急流的汇聚作用而南侵,有利于中国大部分地区降温,降水减少;反之,低纬度的暖湿气流受到北侧急流引导而向北输送,导致中国大部分地区升温,降水偏多。

关键词 副热带急流,温带急流,东亚季风,高原季风,中国冬季气候

中图法分类号 P442 P462.4⁺1

1 引言

急流是位于对流层中上层的风速 ≥ 30 m/s的窄而高速的气流(朱乾根等,2000)。北半球冬季亚洲地区存在南北两支偏西风急流(Chaudhury,1950; Yeh, 1950;高由禧,1952),流经青藏高原南部的一支称为副热带急流,最大风速位于200 hPa等压面附近(Krishnamurti,1961),根据风速中心在欧亚大陆的地理分布可分为中东急流(西亚急流)和东亚副热带急流,其季节性的经向位移是大气环流形势转变和季风爆发的信号(叶笃正等,1958;Li, et al, 2000;李崇银等,2004;廖清海等,2004;Lin, et al,2005),夏季东亚副热带急流还对中国雨季的起始和雨带的分布有影响(杜银等,2008;Zhang, et al,2005,2006;董丽娜等,2009,2010);另一支是位于中高纬度地区的温带急流(也称极锋急流),具有显著的瞬变特征,通过逐日资料的统计分析表明,其在300 hPa等压面上较为明显(张耀存等,2008;任雪娟等,2010)。亚洲副热带急流和温带急流并非彼此独立,而是相互作用并在西太平洋上空汇合,形成全球最强的急流区(Reiter, et al, 1969),其与北半球遥相关型和风暴轴等系统相互影响和制约,对亚洲—太平洋—北美地区的斜压波发展和涡动动能的传输有很大贡献(Blackmon, 1977; DeWeaver, et al,2000;Strong, et al,2007; Athanasiasdis, et al,2009)。

高空急流在冬季强盛时期可向下延伸至对流层中层,其与中国冬季气候的关系也备受关注。研究表明,大气斜压性增强和热带对流发展对北太平洋急流的变化有显著影响,急流入口区热力直接产生的次级环流则有利于东亚地区的冬季风冷涌向南爆发,为中国带来降温天气(Chang, et al,1980,1985; Lau, et al,1987; Hou,1998; Yang, et al,2002;丁一汇,2005;毛睿等,2007)。高空急流还往往对应地面气旋和锋区的发展和移动(Ramage,1952; Newton, et al, 1984a, 1984b)。Jhun等(2004)根据300 hPa南、北纬向风差定义了一个东亚冬季风指数。况雪源等(2008)指出,副热带急流较北极涛动

与冬季风关系更好。张耀存等(2008)讨论了冬季温带急流的经向风分量与中国降水场的关系。此外,中东急流对中国东北和西南地区的冬季气候也有一定影响(倪东鸿等,2010;曲巧娜等,2012)。除位于北太平洋和中东的闭合急流中心外,冬季青藏高原附近的急流强度与中国冬季气温关系也十分密切(Schiemann, et al,2008;姚慧茹等,2013)。可见急流与地面气候的关系存在区域性的差异,如能考虑到不同区域急流的协同变化,对冬季气候异常的诊断将是十分有益的。

为了在高空急流与地面要素异常之间建立有效的联系,本文还考虑了对流层中低层冬季风系统的作用。值得注意的是,除东亚季风外,青藏高原上冬、夏季环流系统的差异使得该地区的风场亦随季节反向变化,即存在高原季风与高原及其周边地区的气温、降水、积雪等要素的变化具有显著的相关(汤懋苍等,1979;白虎志等,2005;徐丽娇等,2010)。据此本文首先分析了冬季亚洲高空急流与中国地区气温和降水的时空分布特征的关系,继而探讨冬季风异常期间急流对地面气温和降水影响机理,旨在进一步认识高、低空和高、低纬度环流因子之间的协同作用及其与中国冬季气候异常的关系,为中国冬季气候的诊断分析和预测提供参考依据。

2 资料和方法

本文使用的资料包括:(1)1950—2012年NCEP/NCAR逐月再分析资料,包括水平风速和位势高度,网格精度为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,垂直层次1000—70 hPa;(2)基于中国国家气象信息中心整编的753站逐日气温和降水资料,选取1960—2010年有连续观测值的542站。文中某年冬季指前一年12月至当年2月,如1951年冬季指1950年12月—1951年2月。使用水平全风速表征急流强度,符号同纬向分量,即偏西风时取正值。通过奇异值分解(SVD)探讨了冬季高空风场与中国地面气温、降水的时空分布特征的关系,并对对流层水平风场与东亚季风和高原季风进行相关分析,再通过合成进一步探讨冬季风异常期间急流

对中国冬季气候的可能影响。需要说明的是,由于温带急流强度和位置变化范围较大,不易确定其平均位置,在本文部分图中仅给出全风速 ≥ 30 m/s的区域和副热带急流轴线的平均位置。冬季温带急流基本位于青藏高原北侧的 40° — 60° N区域,自西北向东南延伸并在东亚沿海与副热带急流汇合(张耀存等,2008;任雪娟等,2010)。

3 冬季亚洲高空急流与中国气候的关系

杨绚等(2009)通过经验正交函数(EOF)分析指出,中国冬季气温的第1模态反映了在全球变暖背景下全国一致升温,第2模态表现了在冬季变暖过程中东北地区升温快、西南地区升温慢的特征。中国冬季降水则具有显著的年代际变化,华北北部、河套和西北地区呈减少的趋势,江南、华北南部—江淮以及东北北部—北疆呈增多的趋势(袁云等,2010)。这样的分布型与亚洲高空急流的变化有何联系?对此将亚洲地区近50年的200 hPa等压面全风速场与中国冬季气温和降水分别进行奇异值分解,探讨急流变化与冬季气候异常的可能联系。

3.1 急流与中国气温的关系

冬季200 hPa水平风场与中国542个台站同期气温的奇异值分解前两个模态累积解释两个场总协方差平方和的87.2%。第1模态解释总协方差平方和的67.3%,解释200 hPa水平风场(左场)方差的18.4%,解释气温场(右场)的55%,该模态的左

右场展开时间系数序列的相关系数为0.69,因此,左右场时间系数是同号的。当时间系数同为大的正值时(图1),西伯利亚地区上空200 hPa风场为正距平,青藏高原南部至东海上空为负距平,分别与冬季亚洲温带急流的活动范围和副热带急流轴的平均位置相对应,即副热带急流偏弱而温带急流偏强时,中国除青藏高原东部、西南西部以及东北北部外,大部分地区气温偏高。这可能是由于急流北强南弱使得冷空气被禁锢在高纬度地区而不易南下,同时副热带急流入口区的次级环流较弱,低层的偏北季风相应被削弱导致温度偏高。反之,如果副热带急流偏强而温带急流偏弱,冷空气南下,为中国大部分地区带来降温天气。该模态右场异类相关与杨绚等(2009)得到的中国冬季气温经验正交函数第1模态空间分布型非常一致,占冬季气温异常型的53.5%,并指出冬季中国气温偏低与同期地面加热场异常增强有关。不难理解,当高原加热异常增强时,其与南部大洋的热力差异加大,根据热成风原理,有利于高原南侧的副热带急流增强,高原地区高空风速的变化将影响下游西风带的强度和低层绕流,副热带急流和温带急流的协同作用则可能对高纬度地区冷空气的活动具有一定的导向作用。

奇异值分解第2模态解释总协方差平方和的19.9%,解释200 hPa风场方差的18.6%,解释中国气温场的11.8%,左右场时间系数序列间的相关系数为0.81。当中东地区高空风场为正距平、东亚

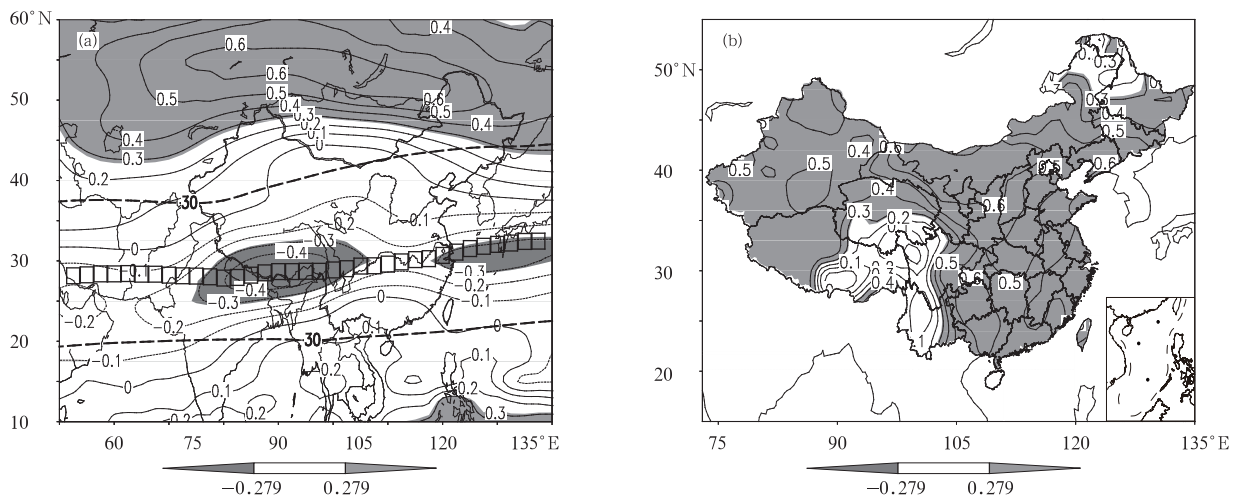


图1 冬季200 hPa水平风速场(左场)与中国气温(右场)奇异值分解第1模态左异类相关(a)与右异类相关(b)
(阴影:通过95%信度检验;粗虚线:平均风速 ≥ 30 m/s的区域;方框:副热带急流轴平均位置)

Fig. 1 Left (a) and right (b) heterogeneous correlations of the first SVD modes as decomposed from the winter 200 hPa horizontal velocity (left) and temperature (right) fields in China
(Shaded areas denote the values significant at the 95% confidence level; thick dashed lines denote the area of mean velocity ≥ 30 m/s; boxes denote the position of the mean subtropical jet axis)

地区北部为负距平、南部为正距平,即中东急流偏强、东亚副热带急流偏南、同时向南汇合的温带急流较弱时,青藏高原东部气温偏低,东北地区气温偏高,反之亦然(图 2)。该模态右场的异类相关图与冬季气温经验正交函数第 2 模态空间型较为相似,但是杨绚等(2009)并未给出占冬季气温异常 15%的这种空间型的成因。有研究指出,中东急流出口区南侧的下沉支与对流层中层的中亚低压槽关系密切,中东急流偏强时中亚低压槽较为活跃,有利于欧洲中东部冷空气影响中国西南地区(曲巧娜等,2012;倪东鸿,2010)。温带急流偏弱抑制了高纬度冷空气的活动,同时对中东部局地哈得来环流的下沉支有所削弱,东亚北部偏北风减弱,致使东北地

区气温较高。可见冬季气温的主要分布型与亚洲地区高空急流的关系是很密切的。

3.2 急流与中国降水的关系

由于降水在空间和时间上的连续性都远低于气温,冬季降水量远小于夏季,阶段性的寒潮南侵带来的降水(雪)也不易划分雨带类型,导致冬季降水量主模态的收敛性远低于气温,因此,仅给出 200 hPa 水平风场和同期中国冬季降水量的奇异值分解第 1 模态,该模态解释总协方差平方和的 49%,解释 200 hPa 风场方差的 16.5%,解释降水场的 19%,左右场时间系数序列间的相关系数为 0.78。当时间系数同为大的正值时(图 3),中东以及亚洲中高纬度地区高空风速为负距平,中国地区以正距平为主,

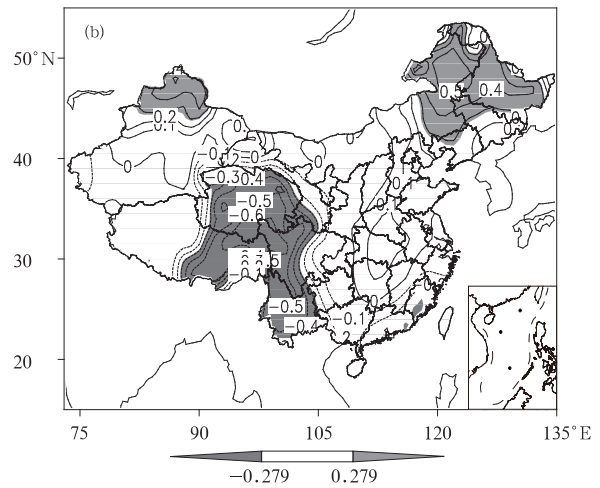
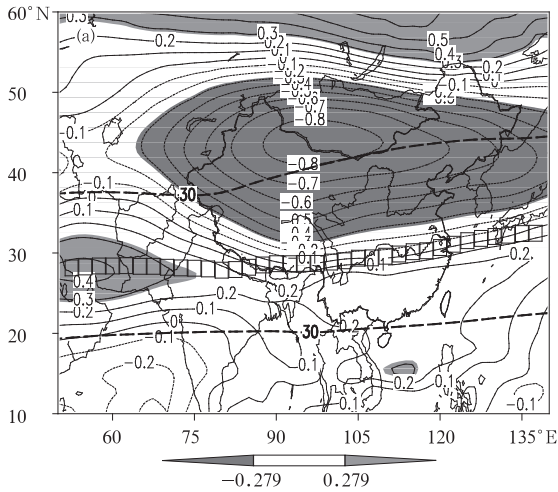


图 2 同图 1,但为奇异值分解第 2 模态
Fig. 2 As Fig. 1 but for the second SVD modes

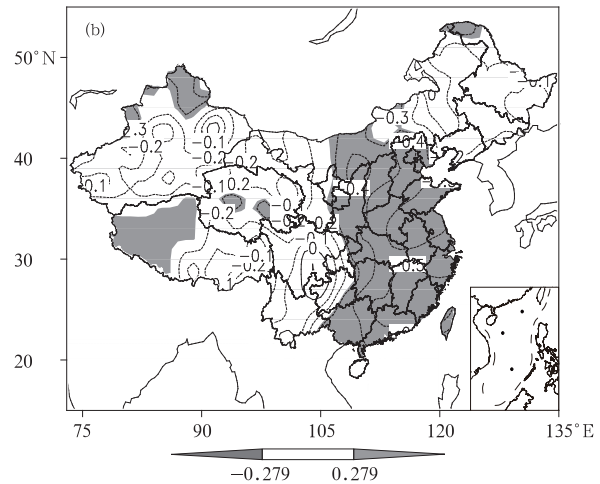
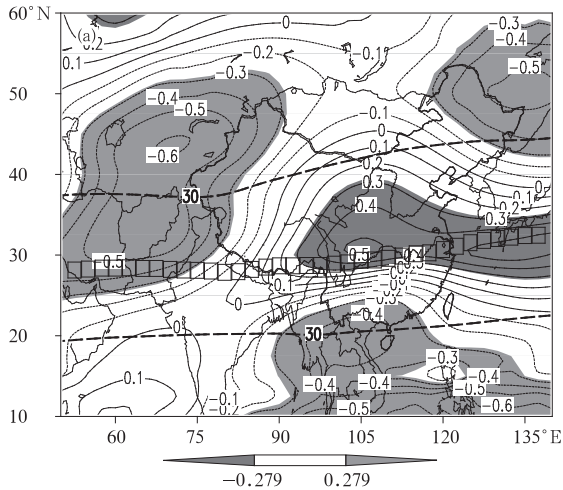


图 3 冬季 200 hPa 水平风速场(左场)与中国降水(右场)奇异值分解第 1 模态左异类相关 (a) 与右异类相关 (b)
(阴影:通过 95% 信度检验,粗虚线:平均风速 ≥ 30 m/s 的区域,方框:副热带急流轴平均位置)

Fig. 3 Left (a) and right (b) heterogeneous correlations of the first SVD modes as decomposed from the winter 200 hPa horizontal velocity (left) and precipitation (right) fields in China (Shaded areas denote the values significant at the 95% confidence level, thick dashed lines denote the area of mean velocity ≥ 30 m/s, boxes denote the position of the mean subtropical jet axis)

东南亚上空为负距平,即中东急流较弱,东亚副热带急流位置偏北,而温带急流西部偏弱东南部偏强时,中国中、东部地区冬季降水偏少,反之降水偏多。研究表明,中东和东亚地区急流的反位相变化将影响孟加拉湾水汽向中国输送(倪东鸿等,2010),特别是高原南侧绕流的气流较弱时,中国南方降水偏少(Li, et al,2012)。一方面中东和南亚地区高空偏西风较弱不利于阿拉伯海和孟加拉湾的低层水汽向东亚输送;另一方面东亚急流入口区北侧的下沉运动增强,低层辐散也不利于中国北方地区雨雪天气的形成,亚洲西北部温带急流较弱亦可能对冷空气活动有影响(张耀存等,2008),从而导致中国中、东部大范围地区较为干旱。

4 亚洲急流与冬季风的关系

由上述分析可知,高空急流可能通过改变次级环流影响低层经向风以及辐合/辐散区的分布,同时对冷空气活动有引导作用,在近地面则表现为增强或削弱冬季风,那么是否可将中低层的季风系统视为高空急流变化与地面气候异常的媒介?高空风场在经向和纬向上的差异与中低层季风系统的配置是否有关?

首先,选取适当的冬季风指数是十分必要的。根据 Wang 等(2010)、邵鹏程等(2012)的统计和比

较结果,现有的东亚冬季风指数大体可分为根据海-陆气压差、西伯利亚高压、东亚大槽、风场特征(多为低层)和多要素综合定义的几大类,其中,根据东亚大槽强度定义的东亚季风指数与中国冬季气候的关系最为显著。因此,选取崔晓鹏等(1999)以 500 hPa 位势高度定义的东亚冬季风指数(EAMI),即取(35°—45°N, 110°—130°E)区域平均的标准化位势高度,指数越小(大),东亚大槽越深(浅),东亚冬季风越强(弱),中国大部分地区气温偏低(高),东部降水偏少(多)。此外,青藏高原上的季风变化对中国西部地区的气候异常有显著的影响(汤懋苍等,1979),还选取徐丽娇等(2010)计算的高原冬季风指数(PMI)进行了分析,该指数定义为 600 hPa 上青藏高原主体低/高压外围 4 个格点与 4 倍中心的位势高度之差,该指数在冬季多为负值,负指数绝对值越大(小),中心气压越高(低),青藏高原冷高压越强(弱),高原冬季风越强(弱),而高原周边地区的气温偏高(低)(白虎志等,2005)。为便于讨论,下文中将这两个指数均取相反数,即指数越大(小),冬季风越强(弱)。

4.1 冬季高空水平风场与东亚季风和高原季风的的关系

从东亚冬季风和高原冬季风指数与 200 hPa 全风速场的相关系数分布(图4)发现,两项指数和亚

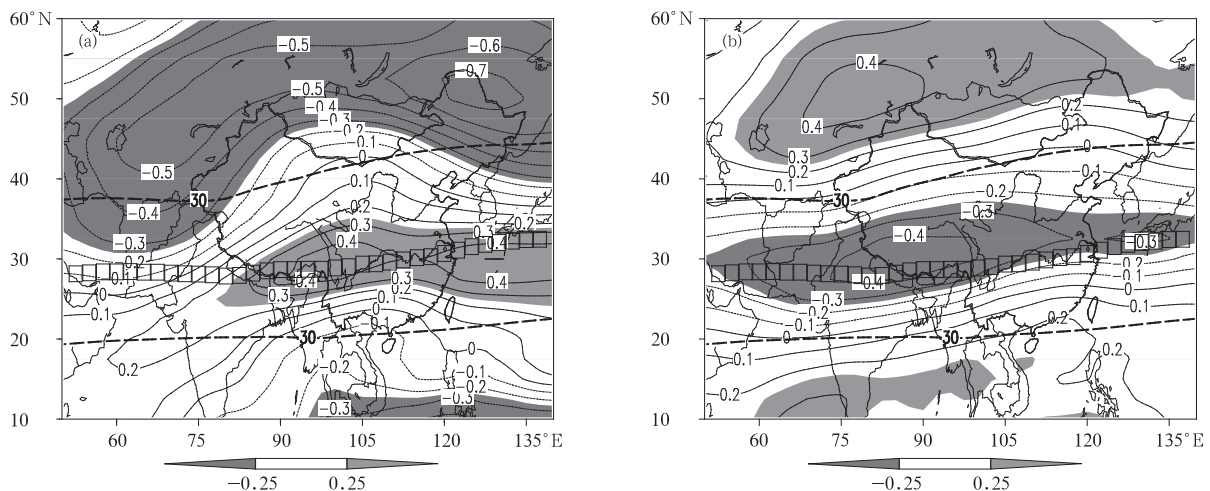


图4 冬季风指数与 200 hPa 水平全风速的相关系数分布

(a. 东亚冬季风, b. 高原冬季风;粗虚线:平均风速 ≥ 30 m/s 的区域,方框:副热带急流轴平均位置,阴影:通过 95% 信度检验)

Fig. 4 Correlation coefficient fields between the 200 hPa horizontal velocity in winter (a) EAMI, and (b) PMI

(Thick dashed lines denote the area of mean velocity ≥ 30 m/s, boxes denote the position of the mean subtropical jet axis, shaded areas denote the values significant at the 95% confidence level)

洲高空水平风场的相关系数均自南向北呈三极分布,但是,对应的相关区域符号相反,并且,位于副热带的高相关区存在一定的纬向差异。当青藏高原南部至中国东海的副热带急流较强而温带急流较弱时,东亚冬季风偏强;西亚至高原南部的副热带急流较弱而温带急流较强时,高原冬季风偏强。可见高、低纬度急流的相反变化对亚洲冬季风有显著的影响,而东亚季风与高原季风也可能是反位相变化的。

为了考察高空急流与中低层冬季风的联系在整个对流层的表现,将两个指数分别与北半球对流层 75°E — 105°E 和 105°E — 135°E 纬向平均的纬向风和经向风分量求相关(图5、6)。值得注意的是,图5a、6a中位于副热带和温带的高相关区在垂直方向上很深厚,正、负相关的交界区域则对应着图5b、6b的相

关大值区,说明高、低纬度急流区纬向风的差异很可能对中低层经向风有影响。

由图5可知,东亚冬季风与亚洲东海岸 30°N 附近的纬向风场呈正相关,高值中心位于气候态副热带急流底部并向南扩展,而与热带和中高纬度地区的纬向风场呈负相关(图5a);其与经向风场的正相关中心位于热带对流层上层,负相关区则位于平均副热带急流区北部且在低层也向南扩展(图5b)。结合3.1节奇异值分解第1模态的空间分布特征,表明东亚副热带急流较强、温带急流较弱时,东亚大槽加深,亚洲北部对流层偏北风较强,引导冷空气南下,东亚急流入口区热力直接激发的次级环流也有利于地面偏北风的增强,冷涌流经中国中、东部地区,导致该地区低温少雨。

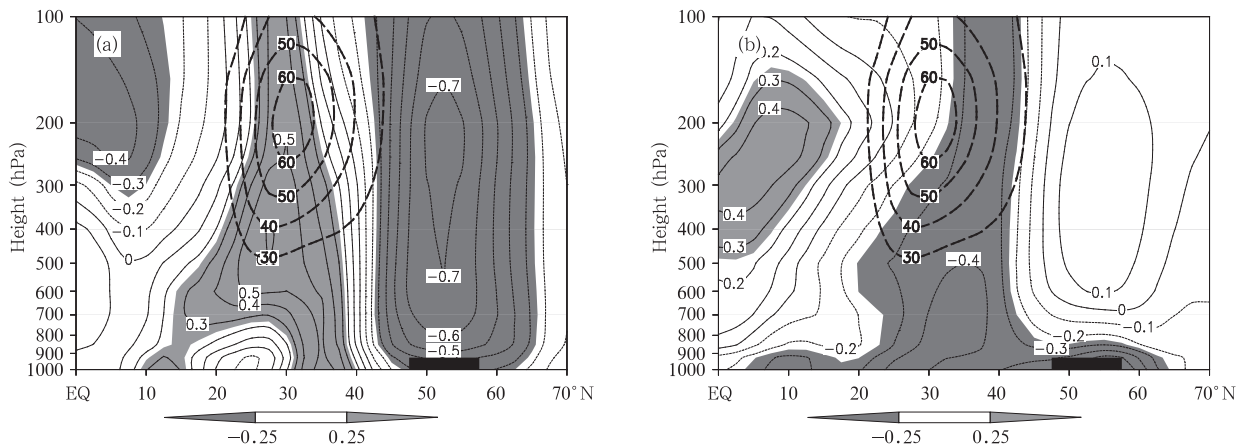


图5 东亚冬季风指数和 $(105^{\circ}\text{E}$ — 135°E)平均风场的相关系数分布

(a. 纬向风分量, b. 经向风分量;粗虚线:平均水平全风速 $\geq 30\text{ m/s}$ 的区域,阴影:通过95%信度检验,黑色区示意蒙古高原地形)

Fig. 5 Correlation coefficient fields between EAMI and the mean velocity of 105°E — 135°E in winter

(a. zonal wind, b. meridional wind; thick dashed lines denote the area of mean horizontal velocity $\geq 30\text{ m/s}$, shaded areas denote the values significant at the 95% confidence level)

青藏高原冬季风指数与 30°N 附近特别是青藏高原南部的纬向风场呈负相关,大值中心位于对流层中层并随高度向北倾斜,而与副热带急流南、北两侧的风场呈正相关(图6a);与青藏高原及其上空的经向风场呈负相关,在青藏高原北侧低层为正相关(图6b),并且,与西亚地区副热带急流北侧经向风呈正相关(图略)。表明副热带急流较弱而温带急流较强时,青藏高原主体上受温带急流影响北风加强,气温偏低,而青藏高原北侧的偏西风增强,南侧的偏西风减弱,加强了青藏高原上的反气旋环流,受冷高压下沉气流的影响,青藏高原周边地区易出现晴朗

干燥的天气,气温反而偏高;反之,青藏高原冬季风减弱,有利于南方的潮湿空气北侵,形成阴雨天气,可能导致中国西北和南方地区的气温偏低。

4.2 冬季风异常期间的大气环流

由上述分析可知,亚洲急流的分布和变化与中低层季风系统的配置紧密相关,那么在冬季风异常期间亚洲急流与其他环流系统以及中国气温、降水的关系是怎样的呢?近60年东亚冬季风和青藏高原冬季风指数经标准化后如图7所示,两者相关系数为 -0.385 ,通过99%信度检验,即东亚季风强(弱)时,青藏高原季风较弱(强),且从与高空风场的

关系(图 4)中亦有所体现。但是,这与白虎志等(2001)得到的结果存在差异,可能是由于前者使用的青藏高原季风指数是根据压高公式由地面站点的观测资料推算中层位势高度后再计算得到的,推算

过程易出现误差,且与再分析格点资料得到的东亚季风指数可比性较低,而本文直接使用 600 hPa 位势高度的再分析格点资料计算青藏高原季风指数,数据的可信度和可比性更高。

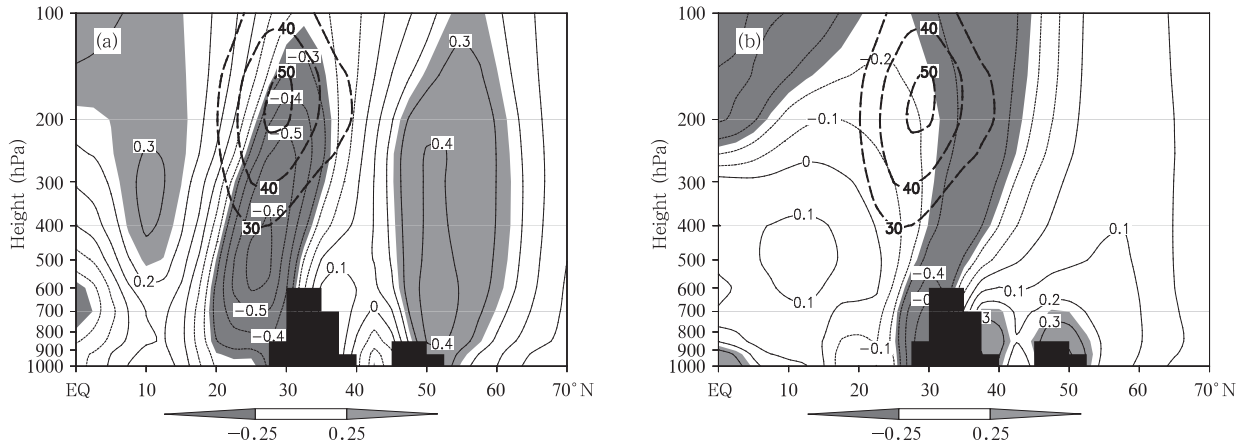


图 6 青藏高原冬季风指数和(75°—105°E)平均风场的相关系数分布

(a. 纬向风分量, b. 经向风分量;粗虚线:平均水平全风速 ≥ 30 m/s 的区域;
阴影:通过 95% 信度检验;黑色区分别示意青藏高原和阿尔泰山脉地形)

Fig. 6 Correlation coefficient fields between PMI and the mean velocity of 75°—105°E in winter

(a. zonal wind, b. meridional wind; thick dashed lines denote the area of mean horizontal velocity ≥ 30 m/s, shaded areas denote the values significant at the 95% confidence level)

将东亚季风和青藏高原季风指数求差(图 7 阴影区),可见在 1985 年以前的冬季多呈东亚季风强、

青藏高原季风弱的态势,而 1985 年之后多呈东亚季风弱、青藏高原季风强,中国冬季气温则有升高的趋

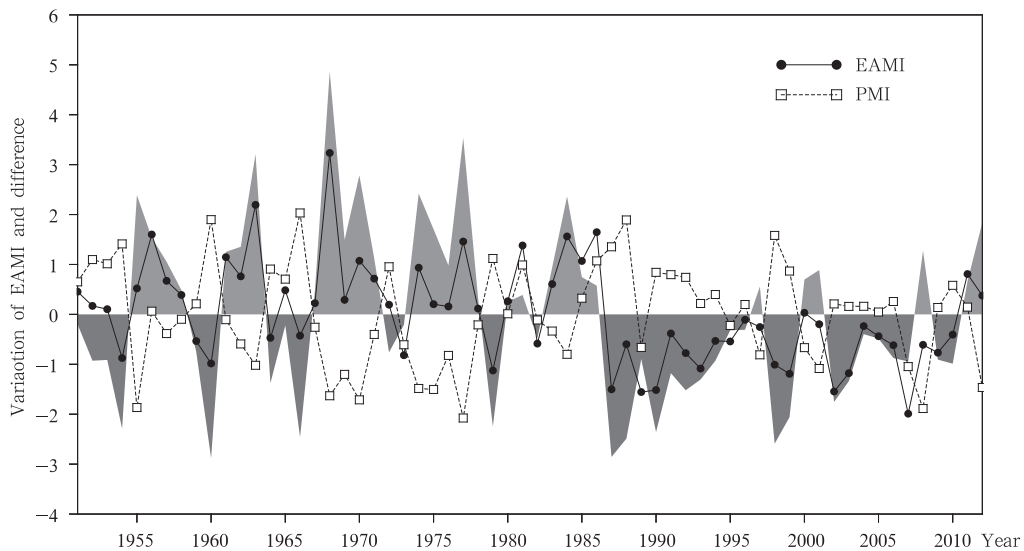


图 7 1951—2012 年冬季东亚季风、青藏高原季风指数及其差值的年际变化

(实线表示东亚季风,虚线表示高原季风,阴影表示二者差值)

Fig. 7 Variation of EAMI, PMI and the difference between them in winter from 1951 to 2012

(The solid line denotes EAMI, the dashed line denotes PMI, the shading denotes their difference)

势,这与全球变暖的气候背景是一致的。由于地面观测资料的样本时间长度所限,在1961—2010年的差值序列中取5个极大值(1963、1968、1970、1974、1977年)和极小值(1966、1987、1988、1990、1998年)

年份对环流场和地面气温、降水进行合成分析(图7、8),极大值表示东亚季风强,青藏高原季风弱;极小值表示东亚季风弱,青藏高原季风强。

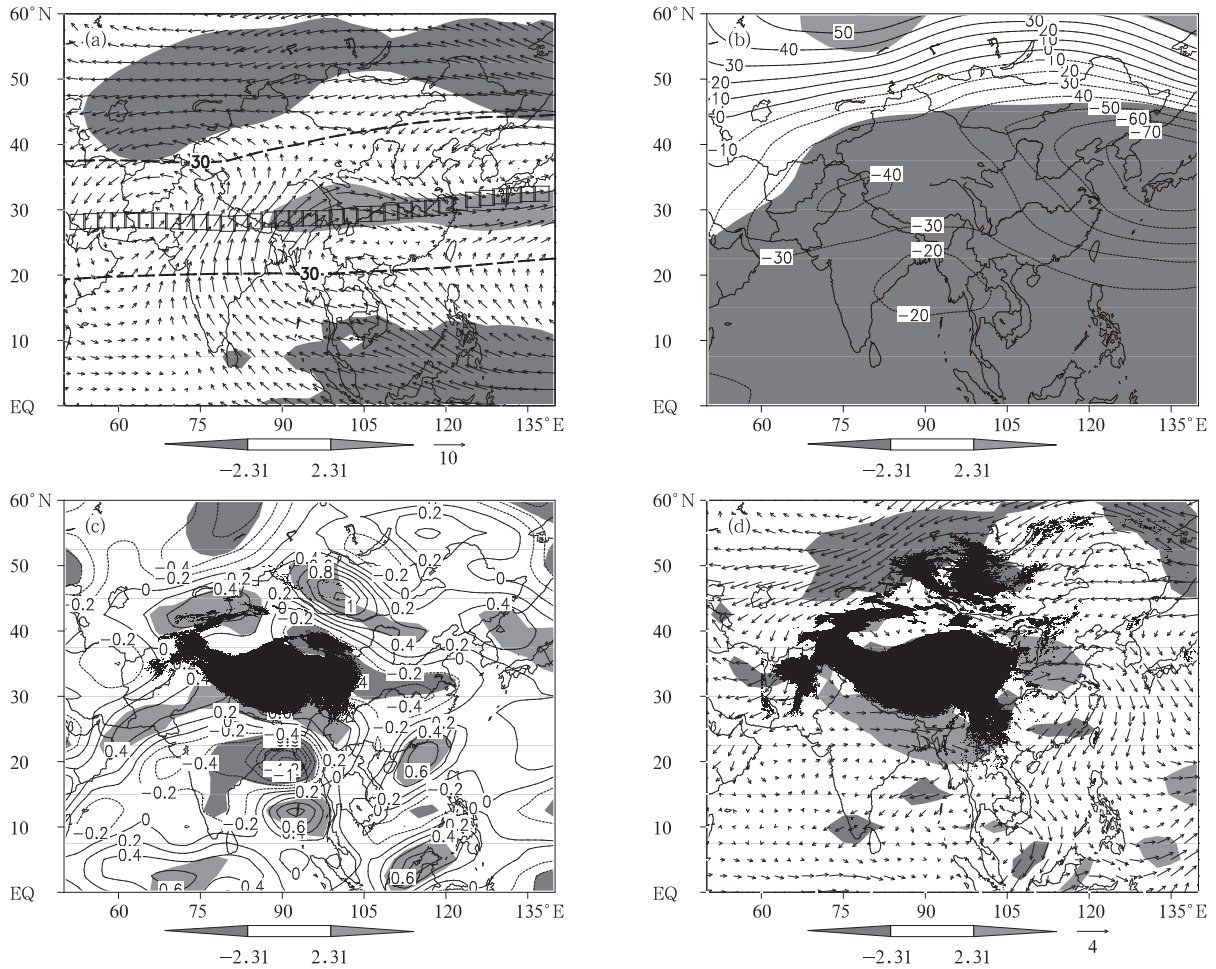


图8 冬季东亚季风强-青藏高原季风弱与东亚季风弱-高原季风强年的大气环流场合成差值分布
(a. 200 hPa 水平风(m/s), b. 500 hPa 位势高度(gpm), c. 700 hPa 涡度($10^{-5} s^{-1}$), d. 850 hPa 水平风(m/s);
阴影:通过95%信度检验,粗虚线:平均风速 ≥ 30 m/s的区域,方框:副热带急流轴平均位置,黑色区示意该高度上的地形)

Fig. 8 Difference fields between strong EAMI-weak PMI and weak EAMI-strong PMI years in winter

(a) 200 hPa horizontal wind(m/s); (b) 500 hPa geopotential height (gpm),
(c) 700 hPa vorticity ($10^{-5} s^{-1}$), and (d) 850 hPa wind (m/s)

(Shaded areas denote the values significant at the 95% confidence level, thick dashed lines denote the area of mean velocity ≥ 30 m/s, boxes denote the position of the mean subtropical jet axis)

合成分析的结果表明,在东亚季风强青藏高原季风弱的冬季,200 hPa 上高原东南部至东亚沿海上空偏西风显著增强,急流南北两侧则为偏东风异常(图8a),即东亚副热带急流较强而温带急流较弱。亚洲中、低纬度地区500 hPa 位势高度显著减小(图8b),极小值中心位于日本海东部和青藏高原

西部,表明东亚大槽较深,有利于引导冷空气南下,而青藏高原主体上的冷高压较弱,中亚地区可能有低压槽东移影响高原下游地区。700 hPa 涡度场上青藏高原东北侧至长江流域和孟加拉湾上空为负涡度异常,青藏高原南边缘为正涡度异常(图8c),表明青藏高原东北侧的反气旋式绕流较强并可延伸至

江淮地区,北支气流强而自孟加拉湾流向中国的暖湿空气较弱。850 hPa 蒙古高原附近为东北风异常,青藏高原东侧为反气旋式异常风(图 8d),表明自中西伯利亚南下的冷空气沿西北路径向东输送,

中国东南地区偏北风增强。中国除东北、新疆北部和青藏高原东南部外大部分地区气温偏低,江淮地区降水显著减少(图 9),进一步解释了 3.1 和 3.2 节中奇异值分解第 1 模态分析的结果。

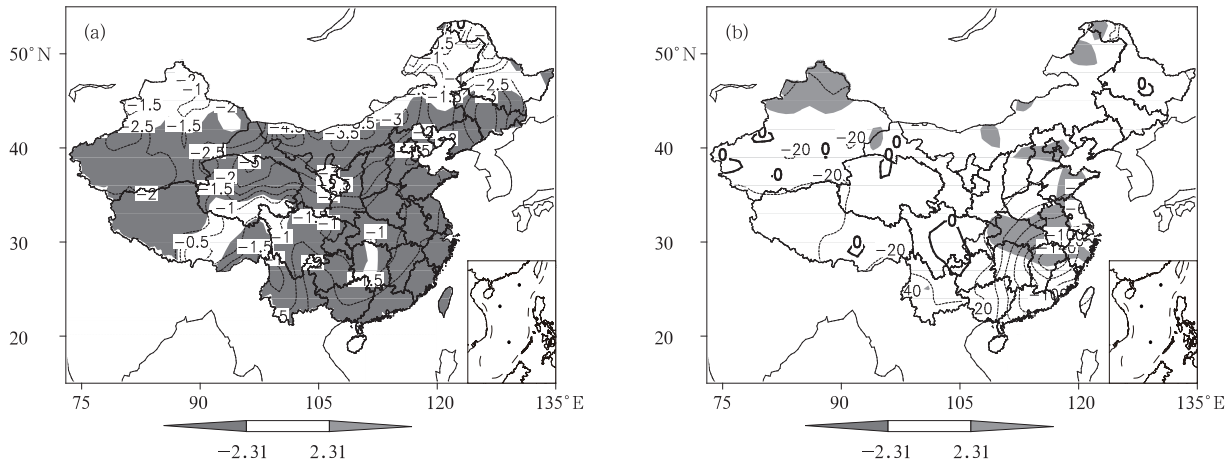


图 9 冬季东亚季风强-高原季风弱与东亚季风弱-高原季风强年的中国气温(a)和降水(b)合成差值场

(阴影:通过 95% 信度检验)

Fig. 9 Difference fields between strong EAMI-weak PMI and weak EAMI-strong PMI years in winter temperature (a) and precipitation (b) in China (shaded areas denote the values significant at the 95% confidence level)

结合图 4—9,当青藏高原至东亚地区的副热带急流两侧纬向风的经向梯度较大时,会增强急流入口区的热力直接激发的垂直环流,在风场上体现为低纬度的南风分量和高纬度的北风分量均有所增强,低层空气有向急流轴所在位置汇聚的倾向,即高层急流经向差异的变化对低层冷、暖空气交绥具有引导作用。顾震潮(1951)曾指出,冬季急流位于青藏高原南侧时有利于冷空气向南输送,夏季位于青藏高原北侧时有利于暖空气北上。类似地,冬季副热带急流偏强且温带急流弱时,低层自青藏高原北侧绕流的高纬度冷空气受到南侧急流的引导而源源南下。而当副热带急流弱而温带急流强时,高纬度的冷空气被阻隔在北方,南方地区冬季风减弱,低纬度的暖湿空气受到北侧急流的引导而深入到北方。

5 结论与讨论

(1)冬季亚洲不同区域高空急流的变化与地面气温和降水的分布有密切联系。青藏高原至亚洲东部沿海的副热带急流偏强(弱),高纬的温带急流偏弱(强)时,中国中、东部大范围地区气温偏低(高);中东急流偏强(弱),东亚副热带急流偏南(北),向南

汇合的温带急流较弱(强)时,中国西南部气温偏低(高),东北气温偏高(低),中、东部地区冬季降水偏多(少)。中东急流可影响中亚低压槽的活动和来自孟加拉湾的水汽输送,东亚副热带急流和温带急流的协同变化可能对高纬度的冷空气活动有引导作用,并改变低层的辐合/辐散的强度。

(2)从水平风场的变化讨论了亚洲高空急流与中低层季风系统的配置关系,即副热带和温带地区纬向风的差异对中低层经向风有影响。副热带急流偏强(弱),温带急流偏弱(强)时,东亚大槽加深(减弱),高原冷高压偏弱(强),东亚冬季风较强(弱)而高原冬季风较弱(强)。冬季东亚季风和高原季风多呈反相关变化。

(3)通过分析冬季风异常期间的大气环流变化对地面要素异常的影响,认为高层急流经向差异的变化会加强对低层冷、暖空气交绥的引导作用。副热带急流强温带急流弱时,高纬度的冷空气向急流“汇聚”而南侵,有利于中国大部分地区发生降温天气,降水减少;副热带急流弱而温带急流强时,低纬度的暖湿气流则向北侧急流汇聚,为中国大部分地区输送暖湿空气,带来升温或多雨天气。

本文仅从风场和环流系统的变化讨论了亚洲不同区域急流的配置及其与冬季风系统的协同作用,其内部的动力学机制和影响这种配置的因子还有待进一步的研究。

致谢: NCEP/NCAR 和南京信息工程大学国家自然科学基金委地球科学部南京大气资料服务中心提供的资料服务,文中插图使用 GrADS 软件绘制,谨致谢忱!

参考文献

- 白虎志, 谢金楠, 李栋梁. 2001. 近 40 年青藏高原季风变化的主要特征. 高原气象, 20(1): 22-27
- 白虎志, 马振峰, 董文杰. 2005. 青藏高原地区季风特征及与我国气候异常的联系. 应用气象学报, 16(4): 484-491
- 崔晓鹏, 孙照渤. 1999. 东亚冬季风强度指数及其变化的分析. 南京气象学院学报, 22(3): 321-325
- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 138-149
- 董丽娜, 郭品文, 张福颖. 2009. 初夏至盛夏东亚副热带西风急流突变早晚与东亚环流异常的关系. 大气科学学报, 32(4): 543-552
- 董丽娜, 郭品文, 王鹏祥等. 2010. 7 月东亚高空西风急流变化对我国雨带的影响. 高原气象, 29(2): 286-296
- 杜银, 张耀存, 谢志清. 2008. 高空西风急流东西向形态变化对梅雨期降水空间分布的影响. 气象学报, 66(4): 566-576
- 高由禧. 1952. 从对流层的温度分析来探讨我国上空冬半年西风环流. 气象学报, 23(12): 48-60
- 顾震潮. 1951. 西藏高原对东亚环流的动力影响和它的重要性. 中国科学 A 辑, 2(3): 283-303
- 况雪源, 张耀存, 刘健. 2008. 对流层上层副热带西风急流与东亚冬季风的关系. 高原气象, 27(4): 701-712
- 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. 大气科学, 25(5): 641-658
- 廖清海, 高守亭, 王会军等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季风气候异常的影响. 地球物理学报, 47(1): 10-18
- 毛睿, 龚道溢, 房巧敏. 2007. 冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响. 应用气象学报, 18(2): 137-146
- 倪东鸿, 孙照渤, 李忠贤等. 2010. 冬季中东急流与中国气候异常的联系. 气象科学, 30(3): 301-307
- 曲巧娜, 李栋梁, 熊海星等. 2012. 冬季中东急流对中国西南地区覆冰形成的影响. 大气科学, 36(1): 195-203
- 任雪娟, 杨修群, 周天军等. 2010. 冬季东亚副热带急流与温带急流的比较分析: 大尺度特征和瞬变扰动活动. 气象学报, 68(1): 1-11
- 邵鹏程, 李栋梁. 2012. 东亚冬季风指数的分类和比较. 气象科学, 32(2): 226-235
- 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 1979. 高原季风的平均气候特征. 地理学报, 34(1): 33-42
- 徐丽娇, 李栋梁, 胡泽勇. 2010. 青藏高原积雪日数与高原季风的关系. 高原气象, 29(5): 1093-1101
- 姚慧茹, 李栋梁. 2013. 东亚副热带急流的空间结构及其与中国冬季气温的关系. 大气科学, 37(4): 881-890
- 杨绚, 李栋梁. 2009. 我国冬季气温异常对东亚季风和高原加热场的响应. 高原气象, 28(4): 731-737
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在 6 月和 10 月大气环流的突变现象. 气象学报, 29(4): 249-263
- 袁云, 李栋梁, 安迪. 2010. 基于标准化降水指数的中国冬季干旱分区及气候特征. 中国沙漠, 30(4): 917-925
- 张耀存, 王东阡, 任雪娟. 2008. 东亚高空温带急流区经向风的季节变化及其与亚洲季风的关系. 气象学报, 66(5): 707-715
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. 2000. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 194-203
- Athanasiadis P J, Wallace J M, Wettstein J J. 2009. Patterns of wintertime jet stream variability and their relation to the storm tracks. J Atmos Sci, 67(5): 1361-1381
- Blackmon M L, Wallace J M, Lau N C, et al. 1977. An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. J Atmos Sci, 34(7): 1040-1053
- Chang C P, Lau K M W. 1980. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II: Planetary-scale aspects. Mon Wea Rev, 108(3): 298-312
- Chang C P, Lum K G. 1985. Tropical-midlatitude interactions over Asia and the western Pacific ocean during the 1983/84 northern winter. Mon Wea Rev, 113(8): 1345-1358
- Chaudhury A M. 1950. On the vertical distribution of wind and temperature over Indo-Pakistan along the Meridian 76°E in winter. Tellus, 2(1): 56-62
- DeWeaver E, Nigam S. 2000. Do stationary waves drive the zonal-mean jet anomalies of the northern winter. J Climate, 13(13): 2160-2176
- Hou A Y. 1998. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate. J Atmos Sci, 55(14): 2437-2457
- Jhun J G, Lee E G. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. J Climate, 17(4): 711-726
- Krishnamurti T N. 1961. The subtropical jet stream of winter. J Meteor, 18(2): 172-191
- Lau K M, Boyle J S. 1987. Tropical and extratropical forcing of the large-scale circulation: A diagnostic study. Mon Wea Rev, 115(2): 400-428
- Li C Y, Wu J B. 2000. On the onset of the South China Sea summer monsoon in 1998. Adv Atmos Sci, 17(2): 193-204
- Li Q, Zhang R H. 2012. Seasonal variation of climatological bypassing flows around the Tibetan Plateau. Adv Atmos Sci, 29(5): 1100-1110
- Lin Z D, Lu R Y. 2005. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer. Adv Atmos Sci, 22(2): 199-211
- Newton C W, Trevisan A. 1984a. Clinogenesis and frontogenesis in

- jet-stream waves. Part I: Analytical relations to wave structure. *J Atmos Sci*, 41(18): 2717-2734
- Newton C W, Trevisan A. 1984b. Clinogenesis and frontogenesis in jet-stream waves. Part II: Channel model numerical experiments. *J Atmos Sci*, 41(18): 2735-2755
- Ramage C S. 1952. Relationship of general circulation to normal weather over southern Asia and the western Pacific during the cool season. *J Meteor*, 9(6): 403-408
- Reiter E R, Whitney L F. 1969. Interaction between subtropical and polar-front jet stream. *Mon Wea Rev*, 97(6): 432-438
- Schiemann R, Luthi D, Schar C. 2008. Seasonality and interannual variability of the westerly jet in the Tibetan Plateau region. *J Climate*, 22(11): 2940-2957
- Strong C, Davis R E. 2007. Variability in the position and strength of winter jet stream cores related to northern hemisphere teleconnections. *J Climate*, 21(3): 584-592
- Wang L, Chen W. 2010. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon. *Adv Atmos Sci*, 27(4): 855-870
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J Climate*, 15(3): 306-325
- Yeh T C. 1950. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945-46. *Tellus*, 2(3): 173-183
- Zhang Y C, Guo L L. 2005. Relationship between the simulated East Asian westerly jet biases and seasonal evolution of rainbelt over eastern China. *Chinese Sci Bull*, 50(14): 1503-1508
- Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia. *Geophys Res Lett*, 33(11): L11708, doi:10.1029/2006GL026377