

李永生, 张丽霞, 王波. 2020. 局地蒸发和外部水汽输送对松花江流域夏季降水的贡献 [J]. 大气科学, 44(3): 611–624. LI Yongsheng, ZHANG Lixia, WANG Bo. 2020. Contributions of Local and Remote Water Vapor Transport to Precipitation Variations over Songhua River Basin [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(3): 611–624. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1909.19177

局地蒸发和外部水汽输送对松花江 流域夏季降水的贡献

李永生^{1,3} 张丽霞² 王波¹

¹ 黑龙江省气候中心, 哈尔滨 150030

² 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

³ 黑龙江省龙云气象科技有限责任公司气象院士工作站, 哈尔滨 150030

摘 要 本文基于 Brubaker 二元模型, 采用 JRA-55 再分析资料定量研究了局地蒸发和外部水汽输送对松花江流域夏季气候态降水及其年际变率的相对贡献, 并探讨了相应的物理机制。气候平均而言, 外部水汽输送是松花江流域初夏 (5~6 月) 和盛夏 (7~8 月) 降水的最主要水汽源。受西风带影响, 初夏自西边界进入松花江流域的水汽贡献占主导, 外部水汽输送对当地降水的贡献为 78.9%, 源自蒸发的水汽贡献为 21.1%。较之初夏, 由于盛夏来自南边界的水汽输送加倍, 外部水汽输送贡献增加, 外部水汽输送和蒸发对降水贡献分别为 86% 和 14%。JRA-55 再分析资料可以合理再现观测降水演变, 1961~2016 年 JRA-55 再分析资料降水与观测在初夏与盛夏的相关系数分别可以达到 0.73 和 0.83。研究发现, 初夏, 由于西南季风异常导致的南边界进入的水汽输送异常是松花江流域降水年际变率的主要原因, 自西边界、北边界进入的水汽输送与降水呈现显著负相关, 初夏局地蒸发的贡献不显著, 该水汽输送异常对应的环流型易发生在 El Niño 衰减年初夏。盛夏来自南边界的水汽输送起主导作用, 局地蒸发贡献与降水变化显著负相关, 海温强迫作用对该环流异常的强迫并不显著, 中高纬度大气内部变率影响占主导。由于盛夏降水与地表温度在盛夏期间显著负相关, 盛夏时期降水偏少时, 温度偏高, 蒸发偏强, 进而蒸发水汽对降水贡献增加。

关键词 松花江流域 降水 蒸发 水汽输送 年际变化

文章编号 1006-9895(2020)03-0611-14

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1909.19177

Contributions of Local and Remote Water Vapor Transport to Precipitation Variations over Songhua River Basin

LI Yongsheng^{1,3}, ZHANG Lixia², and WANG Bo¹

¹ Heilongjiang Climate Center, Haerbin 150030

² Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

³ Heilongjiang Longyun Meteorological Information Technology Co., Ltd. Academician Workstation, Haerbin 150030

收稿日期 2019-06-15; 网络预出版日期 2019-11-05

作者简介 李永生, 男, 1984 年出生, 主要从事气候预测与气候诊断分析研究。E-mail: liyongsheng330@163.com

通讯作者 张丽霞, E-mail: lixiazhang@mail.iap.ac.cn

资助项目 中央引导地方专项 ZY18C12, 国家自然科学基金项目 41675076、41605068, 黑龙江省龙云气象科技有限责任公司气象院士工作站开放研究基金项目 YSZD201701

Funded by Special Funds for Central Government Guiding Development of Local Science & Technology (Grant ZY18C12), National Natural Science Foundation of China (Grants 41675076, 41605068), Heilongjiang Longyun Meteorological Information Technology Co., Ltd. Academician Workstation Funding (Grant YSZD201701)

Abstract In this study, the authors used the Brubaker model to investigate the relative contributions of local and remote atmospheric moisture fluxes to the summer precipitation over the Songhua River basin and its interannual variability. Climatologically, due to the prevailing westerly wind in early summer (May–June), remote atmospheric moisture is the dominant contributor to early summer precipitation, accounting for 78.9%. Accordingly, the local evaporation contribution is 21.1%. In late summer (July–August), the East Asian summer monsoon brings more moisture via the southern boundary, so the contribution of remote moisture increases to 86%, and that of local evaporation is reduced to 14%. JRA-55 (Japanese 55-year atmospheric reanalysis) reanalysis data can well capture the interannual variation of summer precipitation over the Songhua River basin, with the correlation coefficients of the observations in early and late summer being 0.73 and 0.83 for the period 1961–2016, respectively. This shows that the moisture flux via the southern boundary caused by the stronger southwest monsoon plays the dominant role in early summer, and the moisture fluxes via the western and northern boundaries are significantly negatively correlated with early summer precipitation. The contribution of local evaporation is not statistically significant. Moisture flux anomalies tend to occur in the early summer with the decay of El Niño. In late summer, a significantly positive contribution is made by moisture flux via the southern boundary and a negative contribution by local evaporation. The effect of oceanic forcing on the late-summer precipitation anomaly is not significant, and internal atmospheric variability dominates. The significant negative contribution of local evaporation is due to the significant negative correlation between the surface temperature and precipitation. When precipitation is lower than normal, the surface temperature becomes warmer than normal, so there is more evaporation and a greater contribution from local evaporation to precipitation.

Keywords Songhua River basin, Precipitation, Evaporation, Water vapor transport, Interannual variation

1 引言

松花江流域地处我国东北北部, 位于东亚季风区的北部边缘, 受中高纬西风带系统和夏季风异常的共同影响, 夏季降水年际和年代际变率显著, 洪涝和干旱等气象灾害频发。例如, 1998 年松嫩流域大洪水和 2013 年夏季松花江流域和黑龙江流域的洪涝。2018 年夏季黑龙江省降水偏多, 为有气象记录以来的第二位, 强降雨频发致使黑龙江干流、松花江流域部分河段、乌苏里江干流等河流交替发生洪水, 给当地的农业生产造成了重大损失, 破坏了当地的生态系统建设。由于该地区是全国主要的粮食生产基地, 因此降水的多寡成为影响其粮食产量的主要因素之一。因此开展该地区降水变率研究, 明晰其变化成因并开展预测, 为政府防灾、减灾提供重要的科学依据, 对振兴东北老工业基地具有非常重要的意义。

水汽条件是影响区域降水的主要因子, 某一地区的总降水等于外来水汽输送形成的降水量和当地陆面蒸发的水汽形成的降水之和, 即外来水汽和水汽再循环 (Brubaker et al., 1993)。当前关于东北地区外来水汽输送的研究已有大量成果, 包括水汽输送的通道、变化特征等, 外来水汽输送对松花江流域所在的东北地区的夏季降水的影响已经有了较为清晰的认识。前人研究指出夏季西南风和南风给

东北地区带来大量的水汽, 对夏季降水异常起主导作用 (Zhou and Yu, 2005)。除此之外, 中纬度西风带来的水汽也是东北地区降水, 特别是气候态降水的重要水汽来源 (Simmonds et al., 1999; Guo et al., 2018); Sun et al. (2010) 等分析指出东北地区局地强降水的水汽来源由西风带系统提供, 而大范围强降水的水汽来源是由东亚夏季风提供的。汪秀清等 (2006) 利用 NCEP 再分析资料分析了东北地区夏季降水异常年水汽输送的特征, 指出了异常水汽输送路径对不同区域的影响。魏铁鑫等 (2015) 和孙力等 (2010) 在分析东北冷涡暴雨及其水汽输送特征时指出东北冷涡暴雨偏多年, 日本海及其邻近海域, 鄂霍次克海地区为其提供大量的水汽。李永生等 (2014) 在分析 2013 年黑龙江省夏季洪涝成因时发现南面的水汽输送与常年相比明显偏强。东北地区夏季降水除了一致性以外, 区域气候特征也较为明显, 而关于松花江流域夏季降水变化特征及成因, 前人研究发现松花江流域夏季降水主要受东北冷涡影响, 同时也受东亚夏季风北边缘活动影响 (孙力等, 2003; 何金海等, 2006)。但由于在高纬度, 环流系统更多地表现为大气内部动力过程 (如中、高纬波列), 同时它受极地气候异常的影响也更为直接 (武炳义等, 2008), 并且大气环流倾向于主导海温异常 (白人海, 2001), 从而使得其年际变率大, 预测技巧偏低。

以往研究均主要关注外来水汽输送对东北地区(包括松花江流域)降水的影响,针对水汽再循环对降水的贡献(即蒸发的水汽的贡献)的研究相对较少。因此,本文围绕局地蒸发和外部水汽输送对松花江流域夏季降水的贡献,从气候态和年际变率两个方面,讨论不同水汽来源的贡献,并通过环流的诊断分析来解释相应的物理机制。考虑到影响东北地区夏季降水的影响系统在初夏和盛夏有明显区别(廉毅等, 2003; 沈柏竹等, 2011),因此分析松花江流域夏季的水汽输送也分为初夏(5~6月平均)和盛夏(7~8月平均)。

本文其余部分安排如下:第二节介绍本文所用资料和方法,第三节讨论局地蒸发和外部水汽输送对松花江流域夏季气候态降水的贡献,第四节将从该地区降水年际变率的角度,介绍局地蒸发和外部水汽输送的相对贡献,并对相应的物理机制加以讨论,第五节给出本文总结与讨论。

2 资料和方法介绍

2.1 资料介绍

本文所用观测降水资料来自中国气象局国家气象信息中心提供的1961~2016年逐月平均降水资料(CN05.1),水平空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (吴佳和高学杰, 2013)。为了计算局地蒸发和外部水汽输送对降水的贡献,本文选用了日本气象厅(JMA)的JRA-55再分析资料(Ebita et al., 2011),时段为1961~2016年,水平分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 。所用变量包括再分析资料输出的垂直积分的水汽输送、风场、温度及蒸发。

2.2 方法介绍

本文利用Brubaker et al. (1993)提出的Brubaker二元模型来量化描述外来水汽输送和当地蒸发水汽对降水的贡献,该模型的物理基础是大气水汽收支平衡,推导过程(Brubaker et al., 1993; Guo et al., 2018)如下:

垂直积分的水汽方程可表示为

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\left(\frac{\partial F_u}{\partial x} + \frac{\partial F_v}{\partial y}\right) + E - P, \quad (1)$$

其中, Q 为垂直积分的水汽含量(即比湿), F_u 和 F_v 分别为垂直积分的纬向和经向水汽输送, E 和 P 分别代表地表蒸发量和降水量。

在较长时间尺度(如月以上尺度)下,水汽随时间的变化很小,可以忽略不计,即公式(1)左

侧为0,得到:

$$\left(\frac{\partial F_u}{\partial x} + \frac{\partial F_v}{\partial y}\right) = E - P. \quad (2)$$

对某一研究区域(如本文松花江流域),其上方空气柱中的水汽可分为两种,即外来水汽输送形成的水汽含量(Q_a)和局地陆面蒸发形成的水汽含量(Q_e),假设外部输入的水汽和研究区域内蒸发形成的水汽在本地区上空充分混合,二者形成降水的机会相等,那么

$$\frac{P_a}{P} = \frac{Q_a}{Q}, \quad (3)$$

或者

$$\frac{P_e}{P} = \frac{Q_e}{Q}, \quad (4)$$

其中, P_e 和 P_a 分别为蒸发和外部输送水汽所形成的降水量。

外部水汽输送项的水汽平衡方程为

$$\frac{\partial F_u^a}{\partial x} + \frac{\partial F_v^a}{\partial y} = -P_a, \quad (5)$$

其中, F_u^a 和 F_v^a 分别代表垂直积分的自外部输入的纬向和经向水汽输送。

假设研究过程中, P 、 E 和 P_a 在研究区域内保持不变,区域平均的 E 、 P 、 P_a 和 P_e 在研究区域内各格点的特征保持一致,则得到:

$$\nabla \cdot F|_A = F_{\text{out}} - F_{\text{in}} = (E - P)A, \quad (6)$$

$$\nabla \cdot F_a|_A = F_{\text{out}}^a - F_{\text{in}}^a = -P_a A, \quad (7)$$

其中, A 为研究区域面积, $\nabla \cdot F|_A$ 与 $\nabla \cdot F_a|_A$ 分别表示目标区总水汽辐合辐散和外部输送到目标区的水汽的辐合辐散, F_{out} 和 F_{out}^a 分别代表由目标区流出的总水汽和流出目标区的外部输送的水汽。 F_{in} 则代表外部输送进目标区的总水汽。

公式(6)和(7)可进一步变为

$$\overline{F} = (F_{\text{out}} + F_{\text{in}})/2 = F_{\text{in}} + (E - P)A, \quad (8)$$

$$\overline{F}_a = (F_{\text{out}}^a + F_{\text{in}}^a)/2 = F_{\text{in}} - P_a A/2. \quad (9)$$

假设在所研究目标区域内,外部平流进入的水汽与局地蒸发形成的水汽比例从上游到下游线性变化,与公式(5)一样,使外部水汽输送的水汽通量与总平均水平水汽通量的水汽比例与其占总降水的比例一致,即 $P_a/P = \overline{F}_a/\overline{F}$,将公式(8)、(9)带入 $P_a/P = \overline{F}_a/\overline{F}$,即可得到局地蒸发产生的降水量与总降水量的比值,即降水再循环率(r):

$$r = EA / (EA + 2F_{in}), \quad (10)$$

进一步得到蒸发水汽形成的降水量 (P_e) 和外部水汽输送形成的降水量 (P_a):

$$P_e = Pr, \quad (11)$$

$$P_a = P - P_e. \quad (12)$$

自研究区域流出的外部水汽含量 (F_{a_out}) 和蒸发带来的水汽含量 (F_{e_out}) 计算公式如下:

$$F_{a_out} = F_{in} - P_a, \quad (13)$$

$$F_{e_out} = E - P_e. \quad (14)$$

参照 Guo et al. (2018) 的方法, 本文进一步分析了从东、西、南、北四个方向进入松花江流域的水汽输送贡献, 分别记作 F_e 、 F_w 、 F_s 、 F_n 。考虑到降水再循环率的计算与所选取面积大小有关, 同时方便计算东、西、南、北四个边界的水汽输送, 本文选取松花江流域向四个方向扩展了约 2 个经度或纬度, 选取 ($40^\circ \sim 55^\circ N$, $118^\circ \sim 135^\circ E$) 代表松花江流域 (图 1a)。

3 局地蒸发和外部水汽输送对夏季气候态平均降水的贡献

图 1b 给出观测降水及再分析资料中降水、蒸发、整层积分的水汽辐合通量的年循环分布。观测中松花江流域降水呈现自 1 月份开始逐渐增加至 7 月达到最高值 (4.0 mm d^{-1}), 之后快速减弱的特征。JRA-55 再分析资料能再现该地区降水的上

述特征, 蒸发 (蓝线) 呈现与观测一致的年循环特征。对比蒸发和降水, 可以发现该地区夏季, 特别是 6~9 月, 降水明显大于蒸发, 体现为水汽辐合 (绿线)。

图 2 为观测降水 (CN05.1) 和 JRA-55 再分析资料降水在初夏 (MJ) 和盛夏 (JA) 的水平分布及再分析资料中整层积分的水汽输送。初夏, 观测中松花江流域降水呈现自东南向西北递减的分布, 最大降水量为 $3 \sim 4 \text{ mm d}^{-1}$, 最小降水量为 $1 \sim 2 \text{ mm d}^{-1}$ (图 2a), 至盛夏时期 (图 2b), 观测中松花江流域夏季降水达 $3 \sim 8 \text{ mm d}^{-1}$, 较之初夏增加。JRA-55 再分析资料能合理再现观测降水的分布特征及量级, 初夏和盛夏降水与观测在松花江流域的空间相关系数分别是 0.90 和 0.88。JRA-55 再分析资料中降水略高于观测 (图 2c、d), 初夏和盛夏降水与观测之间的均方根误差分别为 1.33 mm d^{-1} 和 1.29 mm d^{-1} 。对应两个季节的降水分布, 该地区的水汽输送亦呈现显著的季节差异。初夏 (图 2c), 松花江流域主要受西风控制, 水汽主要呈现自西向东输送的特征, 水汽多来自其西侧边界, 同时可以看到来自西南季风的水汽自南侧进入松花江流域, 此时西太平洋副热带高压 (简称西太副高) 位于 $22^\circ N$, 不能为松花江流域提供足够的来自西北太平洋地区的水汽。到了盛夏 (图 2d), 西太副高西伸并从初夏的 $22^\circ N$ 左右北抬至 $30^\circ N$, 东亚夏季风到达东北地区, 副高西侧的西南风可以将来自西北太平洋的水汽从南边界输送到松花江流

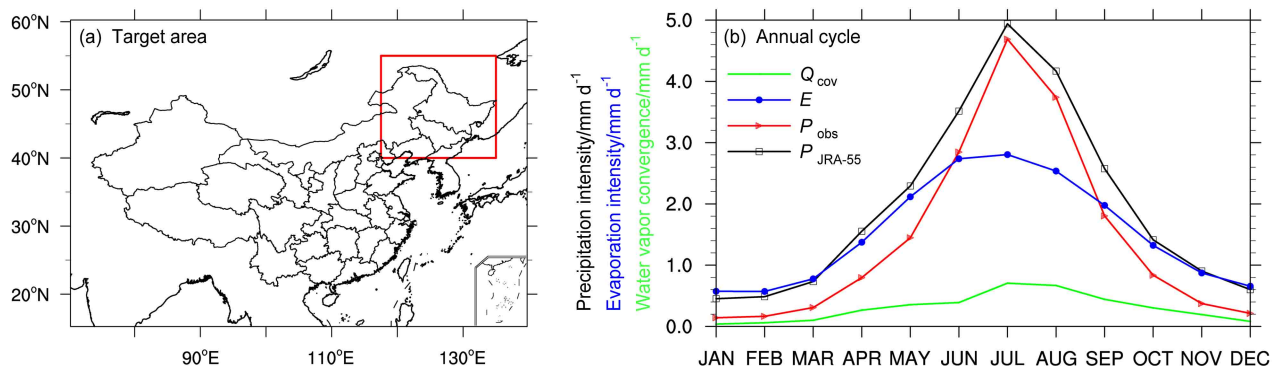


图 1 (a) 松花江流域区域范围 [$40^\circ \sim 55^\circ N$, $120^\circ \sim 135^\circ E$, 红色方框地区]。(b) 1961~2016 年松花江流域区域平均的观测降水量 (P_{obs} , 红线)、JRA-55 再分析资料的降水量 (P_{JRA-55} , 黑线)、蒸发量 (E , 蓝线) 和垂直积分的水汽辐合 (Q_{cov} , 绿线) 的年循环。单位: mm d^{-1} 。观测资料为 CN05.1 资料, 下同

Fig. 1 (a) Area of the Songhua River basin ($40^\circ \sim 55^\circ N$, $120^\circ \sim 135^\circ E$, red box). (b) The climatological annual cycle of precipitation from observations (P_{obs} , red line), and precipitation (P_{JRA-55} , black line), evaporation (E , blue line), vertically integrated water vapor convergence (Q_{cov} , green line) averaged over the Songhua River basin ($40^\circ \sim 55^\circ N$, $120^\circ \sim 135^\circ E$) from JRA-55 (Japanese 55-year atmospheric reanalysis) reanalysis data during the period 1961–2016. Units: mm d^{-1} . Observations are derived from CN05.1 data (a new gridded daily dataset), the same below

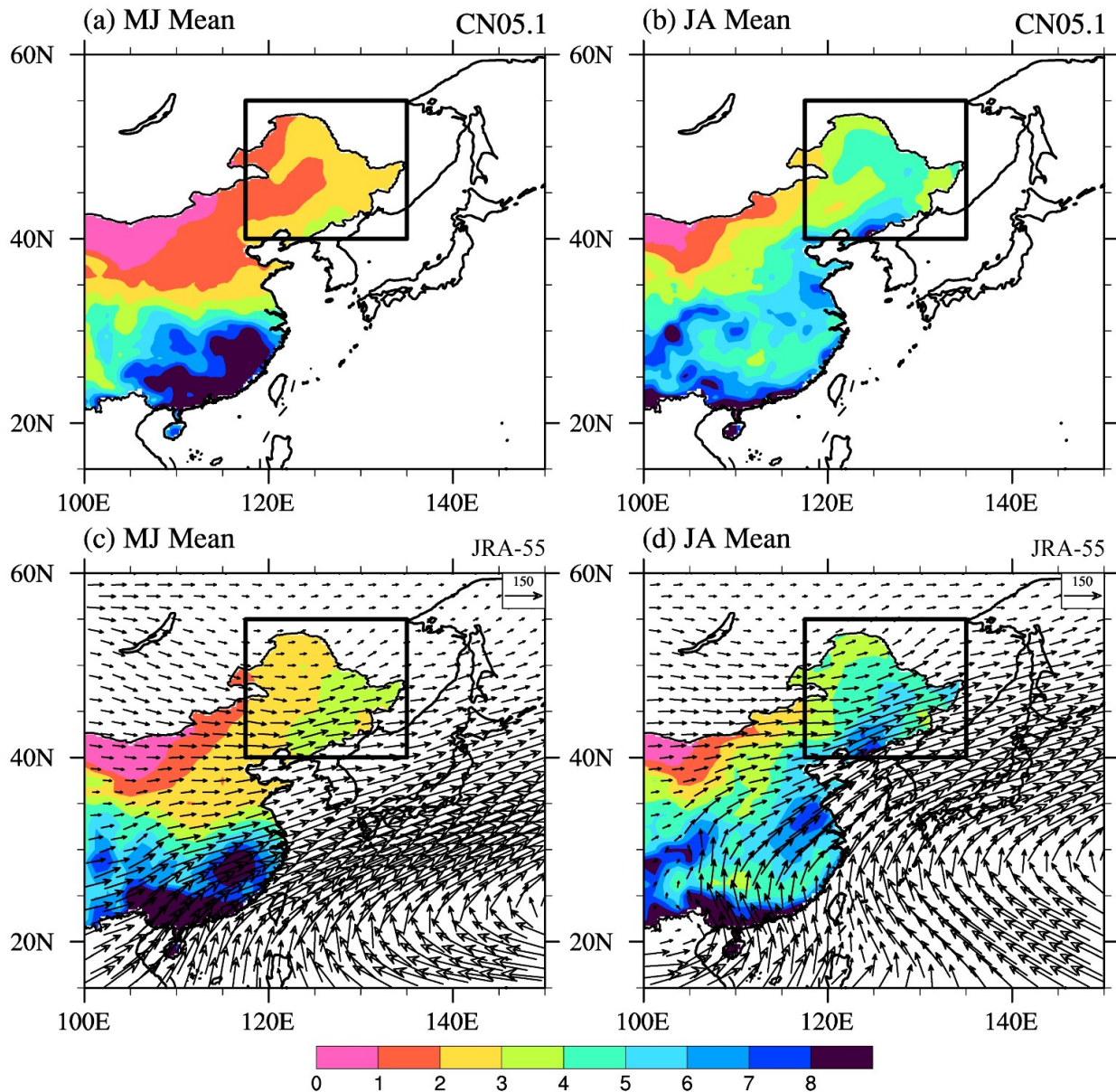


图2 1961~2016年气候态平均的初夏(5、6月,左列)与盛夏(7、8月,右列)(a、b) CN05.1资料的降水量(阴影,单位: mm d^{-1}), (c、d) JRA-55再分析资料的降水量(阴影,单位: mm d^{-1})和整层垂直积分的水汽输送(矢量,单位: kg m s^{-1})分布。黑色方框区域为松花江流域

Fig. 2 Climatological distribution of (a, b) precipitation (shadings, units: mm d^{-1}) from CN05.1 data and (c, d) precipitation (shadings, units: mm d^{-1}) and vertically integrated water vapor transport (vectors, units: kg m s^{-1}) from JRA-55 reanalysis data in early summer (May–June, left column) and late summer (July–August, right column) during the period 1961–2016. The black box regions denote the Songhua River basin

域,同时还仍受到西南季风带来的水汽输送控制,因此盛夏松花江流域的主要水汽来自其西边界与南边界的水汽输送。

为了定量考察外部水汽输送及当地蒸发对降水的贡献,根据公式(10)~(14),计算了松花江流域夏季降水再循环率及各个边界水汽输送与降水的比值。图3给出初夏和盛夏时期区域平均的当地

蒸发和外部水汽输送对松花江流域降水的贡献。初夏(图3a),当地蒸发(P_e)和外部水汽输送(P_a)对降水的贡献分别为21.3%和78.7%,后者起主导作用。就外部水汽输送而言,进入松花江流域的总水汽(F_{in})为降水的1.55倍,其中西边界(F_w)和南边界(F_s)的水汽输送与降水比值分别为119.9%和34.6%,约一半左右的外部输送水汽未形成降水

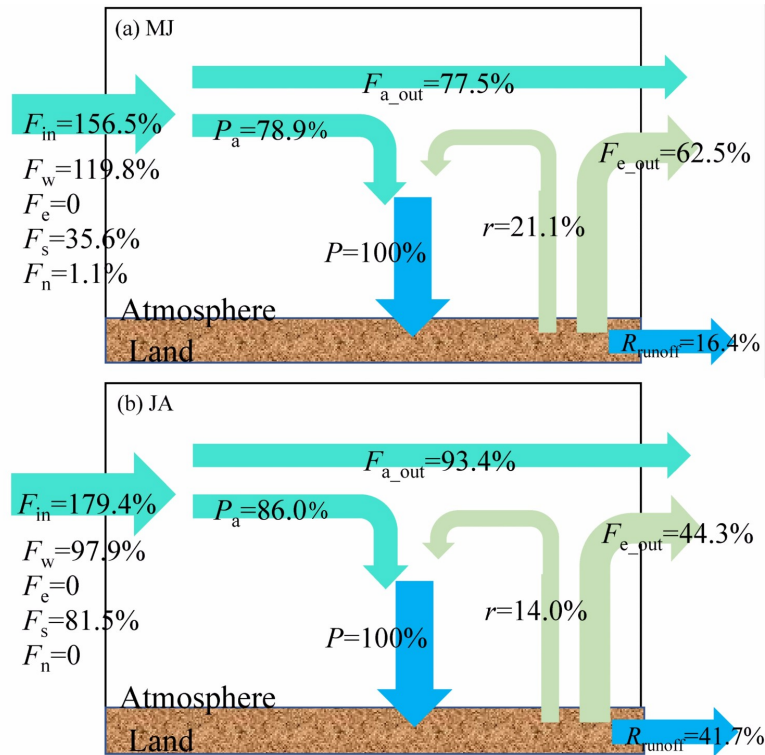


图3 1961~2016年气候态平均的JRA-55再分析资料的(a)初夏与(b)盛夏松花江流域区域平均的各水循环成员对当地降水总量的贡献(单位: %)。 P 、 r 、 P_a 分别表示当地降水量、局地蒸发和外部水汽输送产生的降水量与总降水量的比值, F_{e_out} 与 F_{a_out} 表示从当地流出的蒸发和外部水汽输送与总降水量的比值, F_{in} 为进入松花江流域的外部水汽输送与总降水量的比值, F_w 、 F_e 、 F_s 和 F_n 分别代表从西边界、东边界、南边界和北边界进入的水汽与总降水量的比值, R_{runoff} 表示径流(降水量与蒸发之差)与总降水量的比值

Fig. 3 Climatological contribution of each hydro cycle component to total precipitation averaged over the Songhua River basin from JRA-55 reanalysis data in (a) early summer and (b) late summer over the period 1961–2016. P , r , and P_a represent the ratios of the local precipitation, precipitation induced by local evaporation and remote water transport to the total precipitation, respectively. F_{e_out} and F_{a_out} represent the ratios of the water vapor transported from the Songhua River basin and remote water transport to the total precipitation, respectively. F_{in} indicates the ratio of the total remote water entering the Songhua River basin to the total precipitation. F_w , F_e , F_s , and F_n indicate the ratios of water vapor entering the western, eastern, southern, and northern boundaries of the Songhua River basin to the total precipitation, respectively. R_{runoff} represents the ratio of runoff (the differences between precipitation and evaporation) to the total precipitation

直接流出该地区 (F_{a_out}), 其与降水比值为 76.7%。初夏松花江流域降水大于蒸发, 参照 Guo et al. (2018) 的方法, 以降水与蒸发之差来表征径流, 径流与降水之比为 9.8%。一部分蒸发的水汽形成降水, 对降水的贡献为 21.3%, 大部分蒸发形成的水汽流出松花江流域 (F_{e_out}), 与降水的比值为 62.9%。盛夏 (图 3b), 由于来自南边界的水汽输送贡献加倍 (76.8%), 进入松花江流域的水汽输送 (F_{in}) 增加 (179.6%), 外部水汽输送形成的降水对总降水的贡献增加至 85.8%, 还有一半以上的由外部输送进目标区的水汽直接流出研究区域, F_{a_out} 与总降水比值为 93.8%。盛夏时期松花江流域的总蒸发远小于降水, 约占降水的 60%, 蒸发的水汽所产生的降水对总降水贡献为 14.2%, 更多

的蒸发以水汽的形态 (F_{e_out} , 45.3%) 直接流出研究区域。

4 局地蒸发和外部水汽输送对夏季降水年际变率的贡献

由于再分析资料降水为模式预报量, 在考察局地蒸发和外部水汽输送对当地夏季降水年际变率的贡献前, 需要比较 JRA-55 再分析资料降水与观测的松花江流域夏季降水变化的一致性。因此, 图 4 给出初夏和盛夏松花江流域平均降水相对 1961~2016 年平均的降水距平。无论是降水距平还是演变特征, JRA-55 再分析资料降水与观测变化序列一致, 1961~2016 年初夏降水与观测的相关系数

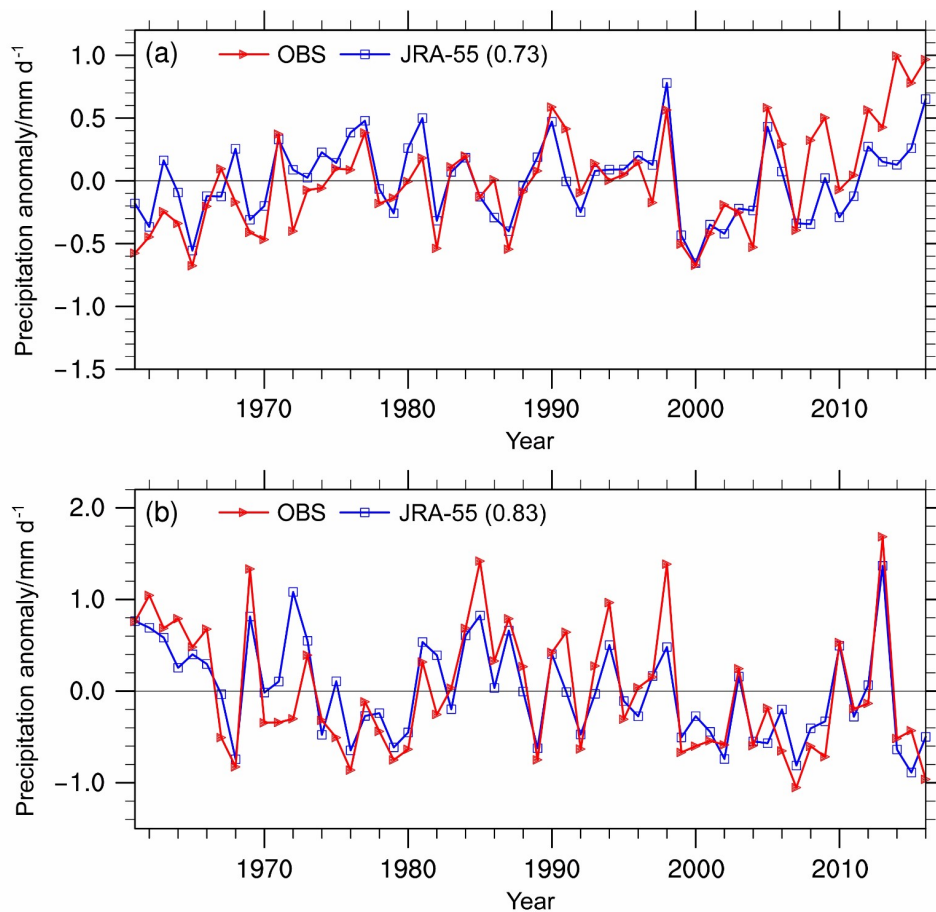


图4 1961~2016年(a)初夏与(b)盛夏松花江流域区域平均降水量相对于1961~2016年平均的降水量距平(单位: mm d^{-1})。红线为观测(OBS)结果, 蓝线代表JRA-55再分析资料结果, 括号内数字为再分析资料降水量与观测之间的相关系数

Fig. 4 Precipitation anomalies (units: mm d^{-1}) averaged over the Songhua River basin relative to precipitation averaged over 1961–2016 in (a) early summer and (b) late summer during the period 1961–2016. The red and blue lines are the precipitation derived from observations (OBS) and JRA-55 reanalysis data, respectively. The numbers in the brackets indicate the correlation coefficients between JRA-55 reanalysis data and observations

为0.73, 盛夏降水与观测的相关系数为0.83, 均通过99%信度水平的显著性检验, 因此, JRA-55再分析资料可以用来研究松花江流域夏季降水的年际变率。

图5给出1961~2016年JRA-55再分析资料中初夏和盛夏总降水(P)、外部水汽输送产生的降水(P_a)、局地蒸发产生的降水(P_e)及降水再循环率(r)的逐年演变。可以看出, 不同水汽来源所产生的降水存在显著的年际变率, 无论是初夏还是盛夏, 外部水汽输送的贡献仍起主导作用, 然而, 局地蒸发的作用亦不容忽视, 某些年份(如, 2014年初夏, 1980年和2015年盛夏)其贡献可达到30%。盛夏降水与降水再循环率存在显著的反位相关系, 其相关系数为-0.58。例如, 1998年, 松花江流域发生百年一遇的洪水, 2013年夏季发

生严重洪涝, 这两年的降水量非常大, 降水再循环率明显偏低。而在盛夏降水偏少年份, 如1980年和2015年, 降水再循环率达到了32%, 将近外部水汽输送对总降水贡献(68%)的一半, 说明在降水偏少年份, 局地陆面蒸发水汽对当地降水的贡献非常重要。

图6进一步给出来自不同边界的水汽输送的时间演变序列。初夏(图6a), 除了来自东边界的水汽贡献变化较小外, 来自其他三个边界的水汽均呈现比较明显的年际变率, 其中自西侧进入的水汽和自北侧进入的水汽与降水存在显著的负相关, 相关系数分别为-0.43和-0.41, 南侧进入的水汽与降水呈显著的正相关, 相关系数为0.36, 水汽再循环率与降水的关系并不显著。盛夏, 来自西边界和南边界的水汽输送异常对降水年际变率的贡献相当,

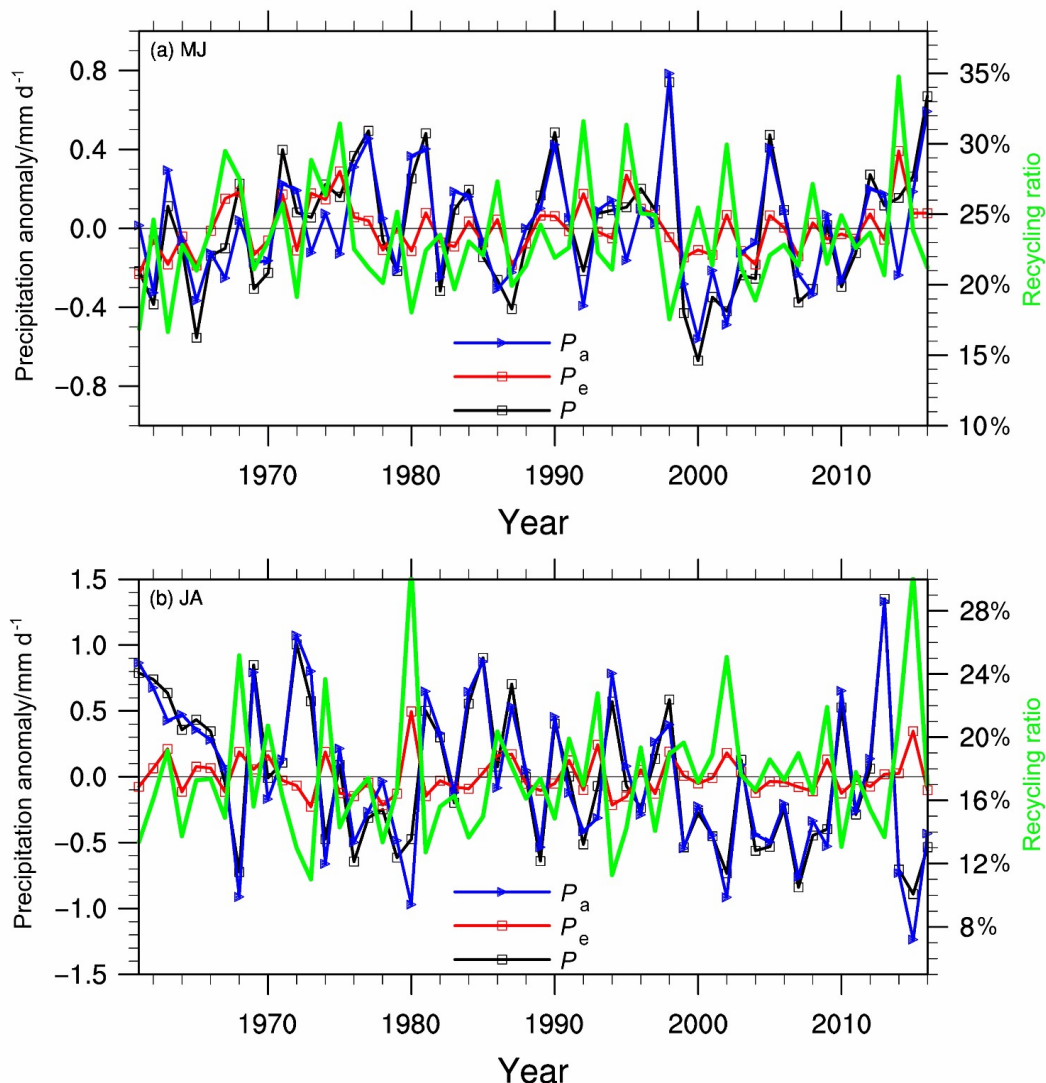


图5 1961~2016年JRA-55再分析资料中(a)初夏与(b)盛夏松花江流域区域平均的总降水量(黑线, P)、局地蒸发产生的降水量(红线, P_e)和外部水汽输送产生的降水量(蓝线, P_a)相对于1961~2016年平均的降水量距平(左列纵坐标, 单位: mm d^{-1})和降水再循环率(右列纵坐标, 绿线)的演变

Fig. 5 Total precipitation anomalies (black lines, P), precipitation anomalies caused by local evaporation (red lines, P_e) and remote water vapor transport (blue lines, P_a) (left y-axis, units: mm d^{-1}) relative to precipitation averaged over 1961–2016, and precipitation recycling ratio (right y-axis, green lines) averaged over Songhua River basin based on the JRA-55 reanalysis data in (a) early summer and (b) late summer during the period 1961–2016

虽然气候平均上西边界水汽输送占主导。只有来自南边界的水汽与降水显著正相关, 相关系数为0.36, 这是因为盛夏降水主要受东亚夏季风控制, 较强的夏季风可提供较多来自南侧的水汽, 有利于当地降水。同时注意到, 无论初夏还是盛夏, 自松花江流域东边界进入的水汽均很少, 不高于降水的10%, 初夏略高于盛夏。

为了解释不同源地水汽输送对降水年际变率贡献的物理机制, 图7给出1961~2016年松花江流

域初夏和盛夏降水及其与垂直积分的水汽输送通量的回归系数分布。初夏(图7a), 对应松花江流域区域平均降水偏多, 区域内降水均增加, 且通过了10%显著性检验水平。此时, 松花江流域水汽输送呈现一个显著的气旋性环流异常, 即水汽异常辐合, 中心位于蒙古地区。自松花江流域南侧进入的水汽增加, 即南侧水汽输送与降水年际变率为正相关。该气旋性环流异常的北侧和西侧北部对应了南风异常和东风异常, 这与图2c中所示气候态水

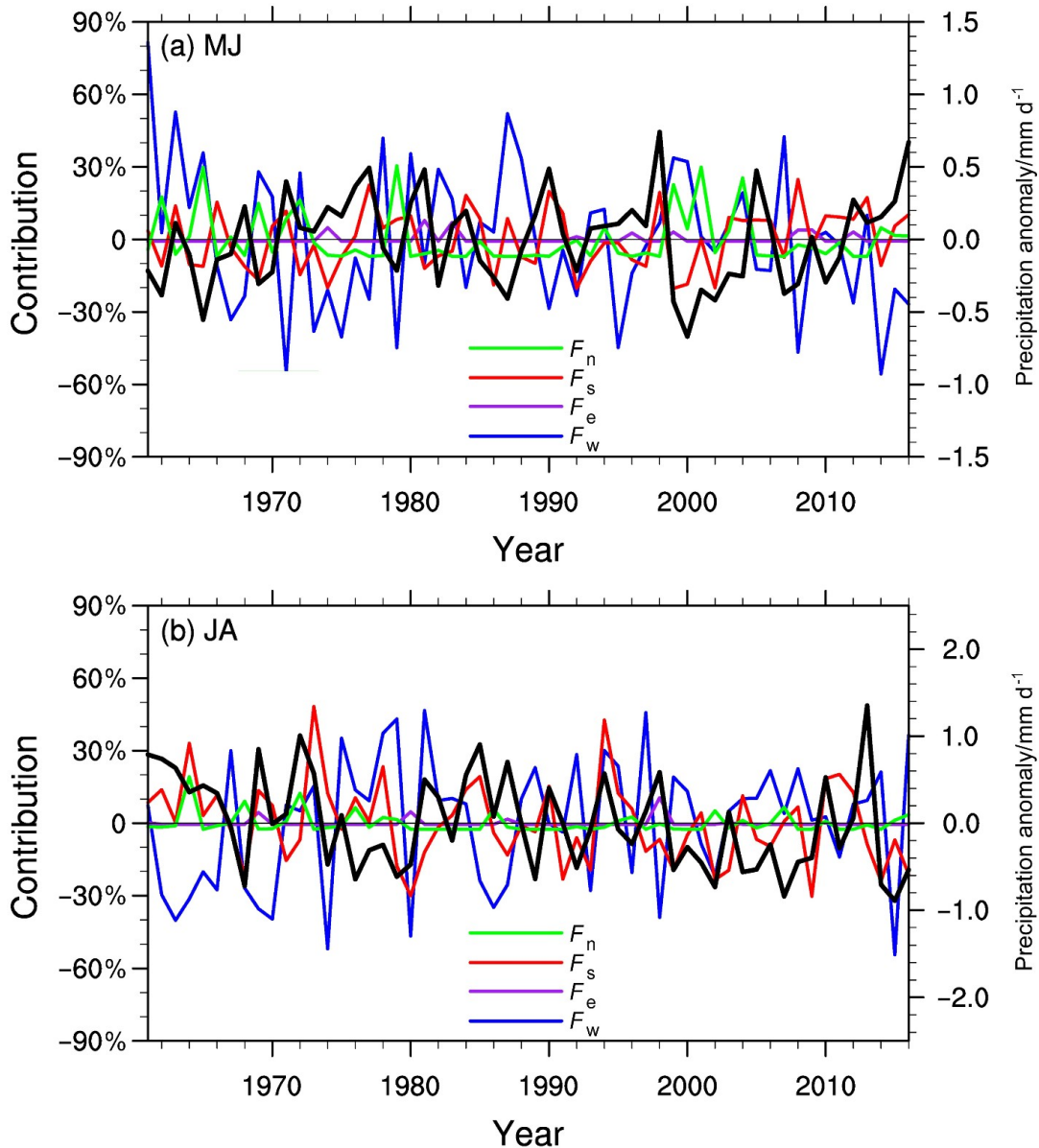


图6 1961~2016年JRA-55再分析资料中来自不同边界的水汽输送对1961~2016年平均的松花江流域区域平均总降水量的贡献（左列坐标）和降水量距平（右列坐标，黑线，单位： mm d^{-1} ）序列。蓝色、紫色、红色和绿色分别代表进入西边界、东边界、南边界和北边界的水汽输送对总降水量的贡献

Fig. 6 The contributions (left y-axis) of water vapor from different boundaries to the total precipitation averaged over 1961–2016 and precipitation anomalies (right y-axis, black line, units: mm d^{-1}) relative to precipitation averaged over 1961–2016 averaged over the Songhua River basin based on JRA-55 reanalysis data during the period 1961–2016. The blue, purple, red, and green lines indicate the contributions of water vapor transports from the western, eastern, southern, and northern boundaries, respectively

汽输送相反，因此降水偏多年份，从北侧和西侧进入松花江流域的水汽减少，致使初夏松花江流域降水与自西侧和自北侧进入的水汽存在显著的负相关。松花江流域水汽异常辐合对应了西北太平洋副高地区的异常水汽辐散（图7a），其中心位于气候态副高位置（图2c），由于副高位置仍比较偏南，

来自太平洋的水汽沿着副高引导气流从 32°N 输送到日本和西北太平洋地区，无法达到松花江流域，因此松花江流域降水偏多的初夏，主要受其西南季风输送来的水汽影响。盛夏（图7b），松花江流域降水增加也伴随局地气旋性环流异常，表现为从南侧进入东北的水汽输送增加，同时有更多的水汽

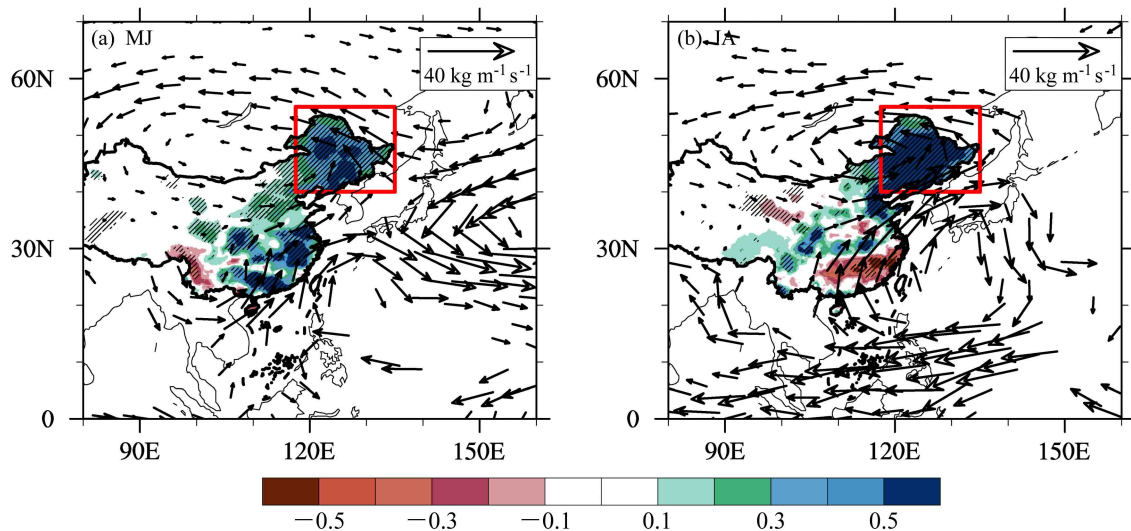


图 7 1961~2016 年 JRA-55 再分析资料中松花江流域区域平均降水量距平标准化序列 (图 6 黑线) 与观测降水量的相关系数 (阴影) 和该降水量距平序列与观测的垂直积分的水汽通量的回归系数 (矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) 分布: (a) 初夏; (b) 盛夏。图中只显示通过 10% 显著性检验水平的环流场, 斜线区域的相关系数通过了 10% 显著性检验水平, 红色方框区域为松花江流域

Fig. 7 Correlation coefficients (shadings) between observed precipitation and area-averaged precipitation anomalies (black line in Fig. 6) over the Songhua River basin from JRA-55 reanalysis data, and the regression coefficients of vertically integrated water vapor transport (vectors, $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) from observations to the area-averaged precipitation anomalies over the Songhua River basin from JRA-55 reanalysis data for the period 1961–2016: (a) Early summer; (b) late summer. Vectors statistically significant at the 10% significance level are shown, the hatched areas denote the correlation coefficients statistically significant at the 10% significance level, the red box regions denote the Songhua River basin

从其北侧输送出去, 表现为北侧水汽输送减少。而松花江流域西侧, 以 45°N 为界, 其北侧表现为水汽从东北向外输送, 其南侧水汽向松花江流域地区输送, 所以做整个西边界平均, 自西侧进入研究区域的水汽输送与降水的关系并不显著。从东边界进入的水汽与西边界类似, 只是 45°N 以南进入松花江流域地区水汽减少, 45°N 以北增加。较之初夏, 南侧水汽增加对应的反气旋性水汽输送异常中心可达到 30°N , 西北太平洋地区的水汽可沿着该反气旋异常输送至松花江流域, 同时来自内陆的西南季风较之气候态偏强, 因此盛夏松花江流域降水增加, 其南侧水汽输送异常受到副高和西南季风异常的共同影响。

由于水汽输送异常受到大尺度环流的控制, 本文进一步给出海平面气压、低层 850 hPa 风场、500 hPa 位势高度异常及 200 hPa 风场与松花江流域区域平均降水之间的回归系数分布 (图 8), 以便更好地解释水汽输送异常的年际变率成因。松花江流域初夏降水偏多年份 (图 8a), 东北北部地区低层为异常低海平面气压 (SLP) 控制, 偏西风 and 西南风异常为主, 对应了图 7a 中以西南季风水汽输送加强的特征。500 hPa 位势高度场表现为东

北地区的显著低压异常。沈柏竹等 (2011) 的研究指出, 初夏影响东北北部的降水系统主要是东北冷涡, 东北地区 500 hPa 负位势高度异常, 体现了东北冷涡偏强的特征, 存在气旋性环流异常, 有利于水汽辐合, 东北北部地区南侧和北侧均为显著的南风异常, 西侧和东侧分别为东风和西风异常, 进而导致从南边界进入东北的水汽增加, 从西边界和北边界进入松花江流域的水汽减少。南侧的南风异常与热带环流紧密相关, 在西北太平洋副高地区沿我国东部沿海存在一支自南向北传播的波列, 即副高地区的异常反气旋。我国长江流域至日本的异常气旋和鄂霍次克海的异常反气旋 (图 8a), 类似于太平洋—日本遥相关波列, 该波列有利于加强西南季风, 同时鄂霍次克海地区高压偏强 (图 8c), 有利于东北冷涡的形成和加强, 为图 7a 所示水汽输送异常提供了有利的环流条件。相应的海表温度 (SST) 异常表现为显著的热带印度洋增温和热带东太平洋海温异常, 对应了 El Niño 衰减年的初夏 (图 8e), 该环流型是初夏环流异常的主导模式之一 (Wang et al., 2009; Li and Zhou, 2011)。在赤道中东太平洋 SST 暖异常的遥强迫下与西北太平洋冬季至春季局地冷海温的共同作用下, 西北太平

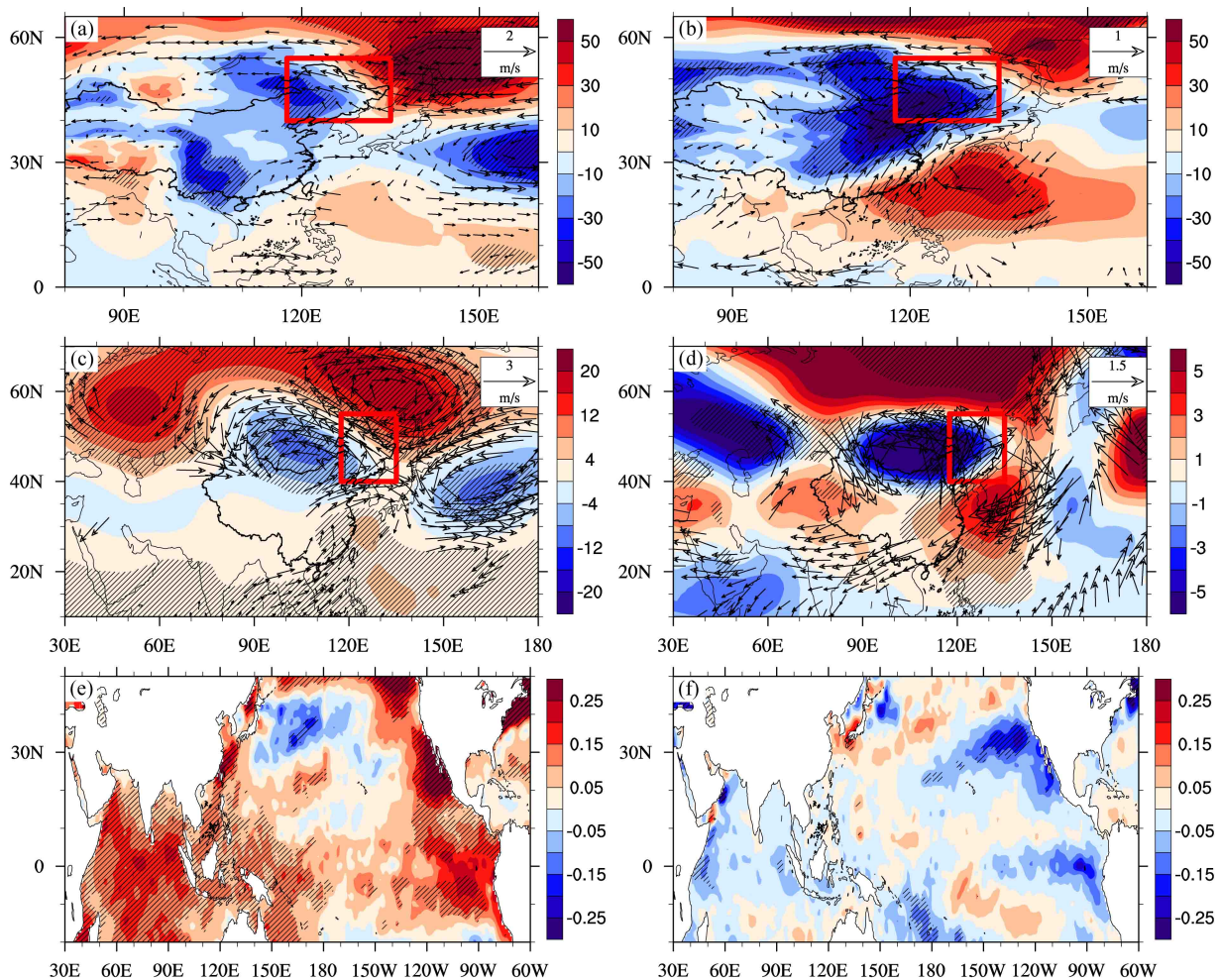


图 8 1961~2016 年初夏(左列)与盛夏(右列)观测资料的松花江流域区域平均降水量标准化序列与 JRA-55 再分析资料环流的回归系数分布: (a、b) 850 hPa 风场(矢量, 单位: m s^{-1})和海表面气压(阴影, 单位: Pa); (c、d) 200 hPa 风场(矢量, 单位: m s^{-1})和 500 hPa 位势高度场(阴影, 单位: gpm); (e、f) 海表面温度(阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$)。图中只显示通过 10% 显著性检验水平的环流场, 斜线表示阴影区通过 10% 显著性检验水平

Fig. 8 Regression coefficients of circulations from JRA-55 reanalysis data to standardized precipitation averaged over the Songhua River basin based on observations in early summer (left column) and late summer (right column) during the period 1961–2016: (a, b) 850-hPa wind (vectors, units: m s^{-1}) and sea level pressure (shadings, units: Pa); (c, d) 200-hPa wind (vectors, units: m s^{-1}) and 500-hPa geopotential height (shadings, units: gpm); (e, f) sea surface temperature (shadings, units: $^{\circ}\text{C}$). The vectors statistically significant at the 10% significance level are shown, the hatched areas denote the shadings statistically significant at the 10% significance level

洋反气旋性环流从前冬一直维持至初夏 (Wang et al., 2009), 通过抑制菲律宾海的对流激发初夏的东亚—日本遥相关波列。

松花江流域盛夏降水偏多年份 (图 8b), 整个亚洲大陆被显著的 SLP 负异常所控制, 西太副高为 SLP 正距平, 整个中国东北为显著南风距平, 进而使得从南边界进入松花江流域的水汽增加。因此, 副热带高压异常的反气旋性环流西部的西南风异常及孟加拉湾西南季风异常增加, 主导了图 7b 所示的水汽输送异常。与初夏有所不同的是, 南风

异常对应的西北太平洋反气旋环流异常偏北偏西, 从 500 hPa 位势高度场来看, 鄂霍次克海的高压异常较之初夏偏弱, 200 hPa 风场为沿着 40°N 急流自西向东的纬向波列, 到东北地区为蒙古上空异常气旋和日本海异常反气旋交界处, 对应了东北地区高空环流辐散, 有利于低层异常辐合与异常气旋性环流的产生。该环流异常与前人研究提出的“丝绸之路”遥相关波列相似, 与沈柏竹等 (2011) 的结果一致, 即盛夏时期东北地区降水主要受“丝绸之路”遥相关波列的影响。与 SST 的相关系数分布

表明盛夏松花江流域与 SST 的关系虽呈现弱 La Niña 型海温异常,但并不显著。西北太平洋局地暖海温距平不能当作副高增强原因,这是因为该暖海温是大气强迫海洋的结果。由于副高加强,西太副高地区大气稳定,从而进入地表的短波辐射增加,造成了局地暖海温距平。可见,松花江流域盛夏降水及水汽输送的年际异常更多地受中纬度大气环流的影响,海温强迫虽有一定作用,但不显著。

当地蒸发的水汽对降水的贡献体现了局地陆—气相互作用的强度,前面分析发现蒸发产生的降水与初夏和盛夏降水均存在负相关,且对盛夏降水影响更为显著。蒸发对降水贡献可以简单概括为,在

降水偏少年份,地表温度偏高,蒸发速率增加,蒸发形成的水汽参与降水的速率相应提升,即降水再循环率增加,反之亦然。因此,可以简单地从降水与蒸发、降水与地表气温之间的相关性来加以说明。图 9 给出了 1961~2016 年初夏和盛夏松花江流域区域平均的降水与地表温度、区域平均降水与地表温度的相关系数分布。初夏,降水与地表温度之间相关系数并不显著,仅有 -0.07 ,而在盛夏时期二者相关系数增加到 -0.42 ,且变得显著,说明盛夏降水偏多时,地表温度显著偏低,导致局地蒸发速率偏弱,对降水贡献较小,而降水偏少时,地表温度偏高,蒸发速率显著增加,对降水贡献增加。初

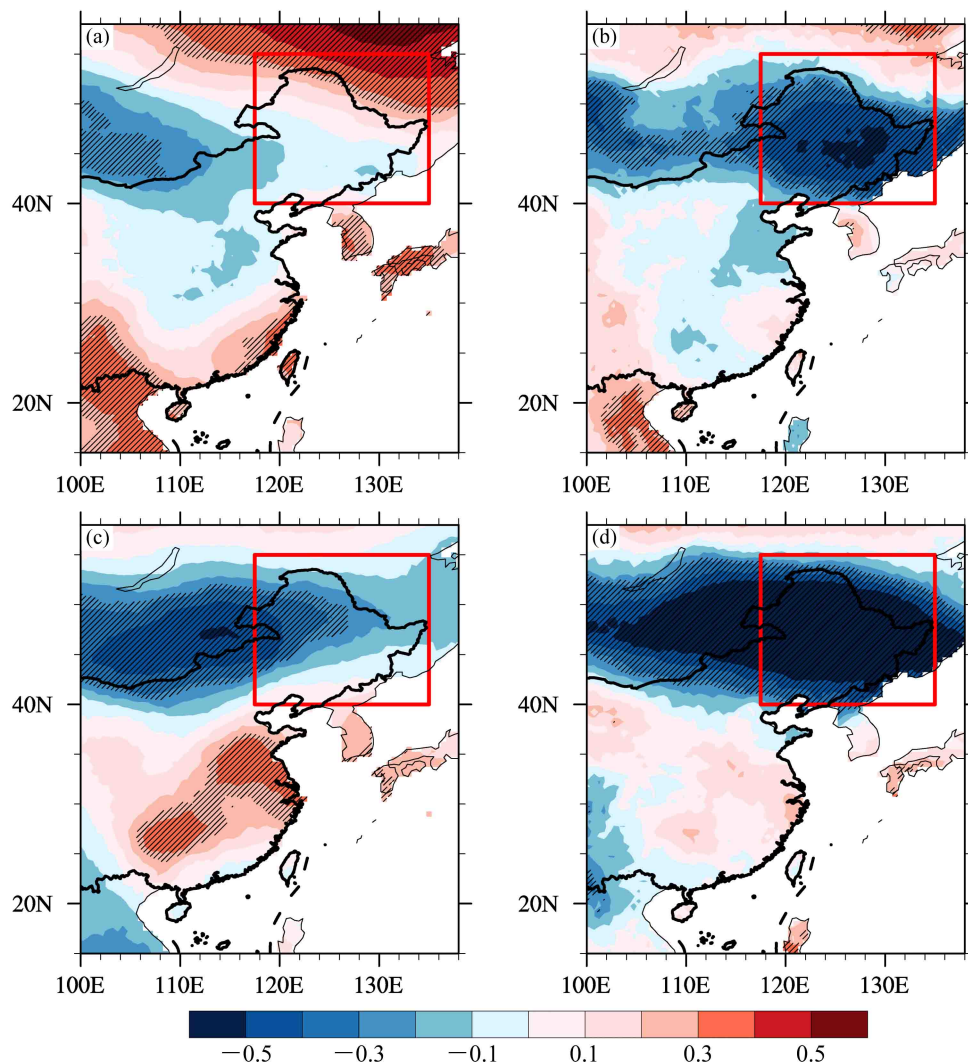


图 9 1961~2016 年初夏观测的松花江流域区域平均降水量标准化序列与 JRA-55 再分析资料的 (a) 地表气温、(b) 蒸发之间相关系数。(c、d) 同 (a、b), 但为盛夏结果

Fig. 9 Correlation coefficients between standardized area-averaged precipitation over Songhua River basin derived from observations and (a) surface temperature, (b) evaporation from JRA-55 reanalysis data in early summer for the period 1961–2016. (c, d) As in (a, b), but for late summer

夏和盛夏时期, 温度和降水之间的差异, 是导致两个季节降水再循环率对降水贡献年际变率不同的重要原因之一。

5 总结和讨论

本文基于 JRA-55 再分析资料和格点观测降水资料, 研究了局地蒸发和外部水汽输送对松花江流域夏季气候态降水及其年际变率的相对贡献, 并分析了不同水汽源对降水贡献的年际变率的产生原因。松花江流域夏季降水的气候态平均而言, 外部水汽输送是该地区初夏和盛夏气候态降水的最主要水汽源, 其中起主要作用的是自其西边界进入的水汽。JRA-55 再分析资料中外部水汽输送对初夏和盛夏降水的贡献分别为 78.9% 和 86%, 蒸发对初夏和盛夏降水的贡献分别为 21.1% 和 14%。较之初夏, 盛夏外部水汽输送对降水贡献有所上升, 而蒸发产生降水的贡献下降, 主要是由于来自南边界的水汽输送加倍。

本文通过对比 JRA-55 再分析资料与观测降水的演变序列, 发现 JRA-55 再分析资料与观测降水演变一致, 可以用于分析局地蒸发和外部水汽输送对松花江流域夏季降水的年际变率的贡献。结果发现, 初夏, 由于对松花江流域降水年际变率起主导作用的是来自南边界的水汽输送, 同时自西边界、北边界进入的水汽输送与降水呈现显著负相关, 局地蒸发的贡献不显著。环流诊断分析发现, 当东北北部地区低层为异常低压控制, 对应东北冷涡偏强, 被气旋性环流异常控制, 南侧西南季风带来的水汽输送增加, 对应了东亚—日本遥相关波列, 易发生在 El Niño 衰减年的初夏。

与初夏一致的是, 盛夏仍然是自南边界进入的水汽输送年际变率对降水异常起主导作用, 不同之处在于来自其他方向的水汽贡献并不明显, 局地蒸发的贡献与降水呈显著负相关。降水较少年份, 局地蒸发作用增强, 最高可达 30% 以上。环流分析发现盛夏降水对应了东亚夏季风增强, 西太副高增强和西南季风增强使得从南边界进入松花江流域的水汽增加, 盛夏降水偏多对应了“丝绸之路”遥相关波列, 与海温强迫的作用相关并不显著。同时由于盛夏地表温度与降水负相关显著, 导致降水偏多年份, 温度偏低, 蒸发速率相应偏弱, 使得蒸发对降水的贡献偏少, 降水再循环率与降水变率呈显著负相关。

当前观测资料无法提供 Brubaker 二元方法需要的变量, 因此本文选取了再分析资料开展了相关研究, 其原因之一在于该资料可以合理模拟出观测中松花江流域的降水变率, 其降水和降水演变与观测接近。本文也采用同样方法分析了其他常用再分析资料 (包括 NCEP1、NCEP2 和 ERA-Interim 再分析资料) 中松花江流域夏季降水变化, 发现 JRA-55 再分析资料降水最接近观测, 体现了该资料在松花江流域或者东北地区水循环研究中的优越性, 同时也说明在开展东北地区其他气候研究中, 再分析资料的可靠性分析不可或缺。

参考文献 (References)

- 白人海. 2001. 大西洋海表温度异常与中国东北地区夏季降水的关系 [J]. *海洋通报*, 20(1): 23–29. Bai Renhai. 2001. Relations between the anomaly of sea surface temperature in the Atlantic and the precipitation in summer over Northeast China [J]. *Marine Science Bulletin (in Chinese)*, 20(1): 23–29. doi:10.3969/j.issn.1001-6392.2001.01.004
- Brubaker K L, Entekhabi D, Eagleson P S. 1993. Estimation of continental precipitation recycling [J]. *J. Climate*, 6(6): 1077–1089. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1077:EOCPR>2.0.CO;2
- Ebita A, Kobayashi S, Ota Y, et al. 2011. The Japanese 55-year reanalysis “JRA-55”: An interim report [J]. *SOLA*, 7: 149–152. doi:10.2151/sola.2011-038
- Guo L, Klingaman N P, Demory M E, et al. 2018. The contributions of local and remote atmospheric moisture fluxes to East Asian precipitation and its variability [J]. *Climate Dyn.*, 51(11): 4139–4156. doi:10.1007/s00382-017-4064-4
- 何金海, 吴志伟, 祁莉, 等. 2006. 北半球环状模和东北冷涡与我国东北夏季降水关系分析 [J]. *气象与环境学报*, 22(1): 1–5. He Jinhai, Wu Zhiwei, Qi Li, et al. 2006. Relationships among the Northern Hemisphere annual mode, the northeast cold vortex and the summer rainfall in Northeast China [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 22(1): 1–5. doi:10.3969/j.issn.1673-503X.2006.01.001
- Li B, Zhou T J. 2011. El Niño–Southern Oscillation-related principal interannual variability modes of early and late summer rainfall over East Asia in sea surface temperature-driven atmospheric general circulation model simulations [J]. *J. Geophys. Res.*, 116(D14): D14118. doi:10.1029/2011JD015691
- 李永生, 张健, 于梅, 等. 2014. 2013 年黑龙江省夏季洪涝灾害成因分析 [J]. *气象与环境学报*, 30(3): 31–37. Li Yongsheng, Zhang Jian, Yu Mei, et al. 2014. Forming reasons of flood disaster in summer of 2013 in Heilongjiang Province [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 30(3): 31–37. doi:10.3969/j.issn.1673-503X.2014.03.005
- 廉毅, 沈柏竹, 高枫亭, 等. 2003. 东亚夏季风在中国东北区建立的标准、日期及其主要特征分析 [J]. *气象学报*, 61(5): 548–558. Lian

- Yi, Shen Baizhu, Gao Zongting, et al. 2003. The study of the on-set criterion and the date of East Asian summer monsoon in Northeast China and its main characteristic analysis [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61(5): 548–558. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2003.05.004
- 沈柏竹, 林中达, 陆日宇, 等. 2011. 影响东北初夏和盛夏降水年际变化的环流特征分析 [J]. *中国科学: 地球科学*, 54(7): 1095–1104. Shen Baizhu, Lin Zhongda, Lu Riyu, et al. 2011. Circulation anomalies associated with interannual variation of early- and late-summer precipitation in Northeast China [J]. *Sci. China: Earth Sci.*, 54(7): 1095–1104. doi:10.1007/s11430-011-4173-6
- Simmonds I, Bi D H, Hope P. 1999. Atmospheric water vapor flux and its association with rainfall over China in summer [J]. *J. Climate*, 12(5): 1353–1367. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1353:AWVF AI>2.0.CO;2
- 孙力, 安刚, 唐晓玲. 2003. 东北亚地区夏季 850 hPa 南风异常与东北旱涝的关系 [J]. *大气科学*, 27(3): 425–434. Sun Li, An Gang, Tang Xiaoling. 2003. Relationship between the Northeast Asian summer south wind anomaly and the precipitation in Northeast China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27(3): 425–434. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.03.12
- Sun L, Shen B Z, Sui B. 2010. A study on water vapor transport and budget of heavy rain in Northeast China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27(6): 1399–1414. doi:10.1007/s00376-010-9087-2
- 孙力, 隋波, 王晓明, 等. 2010. 我国东北地区夏季暴雨的气候学特征 [J]. *气候与环境研究*, 15(6): 778–786. Sun Li, Sui Bo, Wang Xiaoming, et al. 2010. Climatic characteristics of the summer hard rain in the northeastern part of China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 15(6): 778–786. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2010.06.07
- Wang B, Liu J, Yang J, et al. 2009. Distinct principal modes of early and late summer rainfall anomalies in East Asia [J]. *J. Climate*, 22(13): 3864–3875. doi:10.1175/2009JCLI2850.1
- 汪秀清, 陈长胜, 张智勇, 等. 2006. 东北地区夏季旱涝的区域特征及水汽异常输送 [J]. *自然灾害学报*, 15(4): 53–58. Wang Xiuqing, Chen Changsheng, Zhang Zhiyong, et al. 2006. Regional features of summer drought and flood in Northeast China and corresponding abnormal water-vapor transportation [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 15(4): 53–58. doi:10.3969/j.issn.1004-4574.2006.04.010
- 魏铁鑫, 缪启龙, 段春锋, 等. 2015. 近 50 a 东北冷涡暴雨水汽源地分布及其水汽贡献率分析 [J]. *气象科学*, 35(1): 60–65. Wei Tiexin, Miao Qilong, Duan Chunfeng, et al. 2015. Water vapor sources distribution of cold eddy rainstorm in Northeast China and its contribution analysis in recent fifty years [J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 35(1): 60–65. doi:10.3969/2013jms.0080
- 武炳义, 张人禾, Rosanne D. 2008. 北极偶极子异常与中国东北夏季降水 [J]. *科学通报*, 53(14): 2222–2229. Wu B Y, Zhang R H, Rosanne D. 2008. Arctic dipole anomaly and summer rainfall in Northeast China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 53(14): 2222–2229. doi:10.1007/s11434-008-0229-1
- 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 Journal of Geophysics (in Chinese)*, 56(4): 1102–1111. doi:10.6038/cjg20130406
- 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