

陈艳丽, 宋洁, 李崇银. 2016. 梅雨雨带北跳过程研究 [J]. 大气科学, 40 (4): 703–718. Chen Yanli, Song Jie, Li Chongyin. 2016. A study on northward jump of the Meiyu rainbelt [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (4): 703–718, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1601.15258.

梅雨雨带北跳过程研究

陈艳丽¹ 宋洁² 李崇银^{1,2}

¹ 解放军理工大学气象海洋学院, 南京 211101

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, 北京 100029

摘 要 利用 1979~2007 年逐日再分析资料和高分辨率逐日降水资料, 通过定义确定了每年梅雨雨带北跳的日期, 对梅雨雨带的北跳过程及其可能的物理机制进行了研究。分析结果表明: 梅雨雨带北跳日期存在明显的年际变化, 本文合成得到的雨带北跳过程与前人的工作相一致。水汽输送的变化和对流层中层的垂直运动是影响梅雨雨带位置分布的关键因素。 Ω 方程诊断结果表明, 在梅雨雨带北跳前期, 对流层高层的环流异常导致江淮流域出现异常下沉运动, 不利于梅雨雨带的北跳; 而涡度方程的诊断结果表明, 江淮流域的异常下沉运动导致的非绝热冷却在中国东部的对流层低层引起异常反气旋涡度倾向, 有利于副热带高压西伸, 从而有利于梅雨雨带的北跳。因此, 当对流层高层环流发生变化 (主要受纬向涡度平流影响), 使得江淮流域的异常下沉运动转变为异常上升运动时, 高低层相互配合, 造成了梅雨雨带的突然北跳。

关键词 梅雨雨带 北跳 大气环流变化 涡度诊断

文章编号 1006-9895(2016)04-0703-16

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1601.15258

A Study on Northward Jump of the Meiyu Rainbelt

CHEN Yanli¹, SONG Jie², and LI Chongyin^{1,2}

¹ Institute of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

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

Abstract This study has exploited daily reanalysis data and high-resolution precipitation data for the period of 1979 to 2007 to investigate the northward jump of the Meiyu rainbelt and its possible physical mechanisms. The northward jump dates of the Meiyu rainbelt are determined. Results show that the northward jump dates of the Meiyu rainbelt vary greatly from year to year. Composite results of the Meiyu northward jump process revealed in this study are consistent with results of previous studies. Water vapor transport and vertical motions in the middle troposphere play a crucial role in determining the spatial distribution of Meiyu rainbelt. Diagnostic results of the Ω equation indicate that anomalous circulations in the upper troposphere induce descending motion anomalies over the Yangtze–Huaihe River basin, which inhibit the northward jump of the Meiyu rainbelt. Meanwhile, diagnostic results of a vorticity equation suggest that the anomalous diabatic cooling associated with the anomalous descending motions over the Yangtze–Huaihe River basin produces anomalous anticyclonic vorticity tendency over East China in the lower troposphere, which is favorable for the westward shift of the subtropical high and the northward jump of the Meiyu rainbelt. The above results show clearly that

收稿日期 2015-08-29; 网络预出版日期 2016-01-20

作者简介 陈艳丽, 女, 1987 年出生, 硕士, 研究方向为东亚夏季风和天气气候动力学。E-mail: chen_yanli@foxmail.com

通讯作者 宋洁, E-mail: song_jie@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41275086、41490642, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2015CB453202

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41275086 and 41490642), the National Basic Research Program of China (Grant 2015CB453202)

the sudden northward jump of the Meiyu rainbelt is attributed to anomalous ascending motions over the Yangtze–Huaihe River basin, which are associated with circulation anomalies in the upper troposphere (primarily driven by zonal vorticity advection).

Keywords Meiyu rainbelt, Northward jump, Variations of atmospheric circulation, Vorticity diagnosis

1 引言

早在 20 世纪 30~40 年代,竺可桢(1934)、涂长望和黄士松(1944)等就指出,南海夏季风爆发后,随着夏季风的推进,中国东部地区依次出现华南前汛期、江淮梅雨和华北雨季。大量的研究都揭示了东亚夏季风的进退与中国东部雨带存在密切的关系:东亚夏季风首先在南海地区爆发,并随时间向北推进,中国东部地区夏季风雨带从低纬到中纬的移动过程共经历了两次北跳和三次停滞(徐淑英和高由禧,1962;郭其蕴和王继琴,1981;Wang and Lin, 2002;何金海等,2008;王遵娅和丁一汇,2008)。其中,夏季风雨带的第一次北跳过程通常发生在 6 月中旬,雨带从华南地区北跳至长江中下游地区,在湖北宜昌以东 $28^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$ 之间的江淮流域常会出现连阴雨天气,雨量很大,由于这一时期正是江南梅子黄熟季节,故称“梅雨”(Ding, 1992; Tanaka, 1992)。许多研究都表明,作为东亚夏季风的重要组成部分,梅雨是东亚夏季风向北推进的阶段性产物,是春末、夏初东亚夏季风季节进程中特有的雨季。由于长江中下游地区几乎近一半的夏季降水来自于这 20 多天的梅雨(丁一汇等,2007;梁萍和丁一汇,2012),并且梅雨期降水的年际差异很大,因此中国东部大范围的旱涝分布主要与梅雨雨带的位置有关(杨义文,2002;魏凤英和谢宇,2005;吴志伟等,2006;鲍媛媛等,2009;钱维宏等,2009;刘屹岷等,2013)。此外,梅雨雨带到达的早晚,强度的变化和北推的快慢也直接影响到夏季江淮流域降水的空间分布以及旱涝的发生。因此,针对梅雨雨带北跳过程演变规律及其动力学成因的研究,具有重要的科学意义和实际应用价值。

中国气象学家在梅雨雨带气候学研究方面已经开展了大量的工作。丁一汇等(2007)对江淮梅雨雨带的天气气候学特征进行了较为全面的研究,认为梅雨开始和结束日期的年际变化很大,梅雨季的发生与东亚夏季风阶段性的向北推进有关。陶诗言等(1958)、李崇银等(2004)研究指出南海夏季风爆发和东亚梅雨的开始与 5 月及 6 月亚洲上空西风急流的二次北跳过程密切相关。丁一汇等

(2004)研究还表明季风期南海—西太平洋热带地区的对流活动可以激发定常的 Rossby 波产生 East Pacific–Asia (EPA) 遥相关型,南海季风的强弱与中国的降水有密切关系,强(弱)季风通常在长江中下游地区导致降水的偏少(多)。此外,张庆云等(2003)发现,中高纬度的阻塞高压、中纬度西风急流和西太平洋副热带高压(简称副高)等环流系统的变化都对梅雨期降水具有直接影响。陈隆勋等(2000)也提出,南海热带季风爆发之后,副热带季风雨带就随着副热带高压的北跳而向北推进。同样,在苏同华和薛峰(2010)的研究中发现,雨带在演变过程中与副高一样呈现出两次明显的突跳,副高与其西部边缘凝结潜热的相互作用导致副高发生季节内的低频振荡。司东等(2010)研究还表明 20 世纪 90 年代末中国梅雨雨带呈明显北移的趋势,东亚副热带大气的扩张使得梅雨雨带向北,导致长江以南降水减少,长江以北降水增多。另外,黄荣辉和陈际龙(2010)提出我国东部季风区降水不仅仅依赖于由季风环流所驱动的水汽平流,而且还依赖于环流场的辐合。在刘丹妮等(2009)关于梅雨研究的回顾与展望中指出梅雨研究仍需解决的问题,江淮流域梅雨季节的开始至今仍没有一个客观统一的划定标准。黄青兰等(2012)发现入、出梅时间与梅期长度和梅雨量有密切关系,副热带夏季风的强弱和推进的快慢对入梅的早晚有重要影响。

通过前人的工作,我们已经对梅雨系统的相关特征有了较为系统的了解,也得出了一些重要的结论。近年来大量的研究都表明,梅雨雨带的推进和停滞表现出明显的阶段性,也就是说,梅雨雨带的推进是迅速的,甚至是跳跃性的,在梅雨雨带推进到新的位置后,即进入相对稳定的梅雨雨季期(王遵娅和丁一汇,2008);同时也发现了一些环流异常对梅雨雨带造成的影响(徐海明等,2001;宗海锋,2006;董丽娜等,2010;马音等,2012)。但是对于梅雨雨带北跳的动力学及热力学原因的揭示还有待深入,因而有必要系统分析梅雨雨带向北推进的过程,理解与梅雨雨带突然北跳相关的大气环流变化的物理机制,进而得出造成梅雨雨带北跳

的可能原因, 为中国东部夏季降水的预报提供更有力的理论依据。同时, 纵观前人的工作, 关于梅雨雨带推进的研究多集中在逐候的分析上, 而利用逐日资料研究梅雨雨带北跳过程及其物理机制的工作较少。

利用一套基于站点观测的高分辨率逐日降水网格资料, 本研究提出了一个客观定量的新方法定义了夏季梅雨雨带北跳的日期。根据该北跳日期, 我们利用合成的方法给出了典型梅雨雨带的北跳过程及其对应的大气环流异常。通过分析梅雨雨带北跳前期的环流异常以及利用一个显式包含非绝热加热贡献的涡度方程进行涡度诊断分析, 得到了一些与前人不同的结果, 初步给出了造成梅雨雨带北跳的可能物理机制, 并解释了梅雨雨带北跳具有突然性的物理原因。

文章剩余部分主要包括五部分。第二部分简要介绍研究所用到的资料和方法; 第三部分讨论了我们定义的梅雨雨带北跳日前后的降水, 环流场的差异, 验证了定义的北跳日的合理性; 第四部分主要阐述梅雨雨带北跳与前期大气环流异常之间的联系; 第五部分用涡度方程诊断分析了造成梅雨雨带北跳前期大气环流异常的主要物理过程; 最后部分是本研究的结论以及进一步的讨论。

2 资料和方法

2.1 资料

为了更为准确地描述梅雨雨带的北跳过程, 本研究降水资料使用的是基于站点观测的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 高分辨率网格数据: 日本 APHRODITE (Asian Precipitation—Highly Resolved Observational Data Integration towards Evaluation of Water Resources) 提供的 1979~2007 年逐日降水资料 (Yatagai et al., 2012)。本研究中还使用了 1979~2007 年 NCEP/DOE (Department of Energy, National Centers for Environmental Prediction) Reanalysis-2 逐日再分析环流资料 (Kanamitsu et al., 2002)。由于 NCEP/DOE Reanalysis-2 逐日资料的变量不包括比湿, 因此, 本文还使用了美国国家环境预报中心 (National Centers for Environmental Prediction) 和美国国家大气研究中心 (National Center for Atmospheric Research) 发布的 NCEP/NCAR Reanalysis-1 逐日再分析资料中 1979~2007 年的比湿资料 (Kalnay et al., 1996)。其中环流再分析资料

的空间水平分辨率均为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

2.2 方法

2.2.1 梅雨雨带的北跳日期

梅雨雨带的北跳日期 (即入梅时间) 是研究梅雨雨带北跳的一个关键指标。徐群等 (2001) 利用长江中下游地区沿江 5 站 (上海、南京、芜湖、九江和汉口) 的降水和西太平洋副热带高压脊线确定出、入梅日期。而姚学祥等 (2004) 认为沿江 5 站代表性不够, 不能全面反映江淮流域的出入梅。Zhang et al. (2005) 从天气实况 (降水) 出发, 定义江淮流域 40% 以上的测站第 1 次季风雨季开始 (结束) 的时间为入 (出) 梅的时间。然而, 江淮梅雨出入梅的划分至今仍然没有统一的标准。为了能更加客观地描述梅雨雨带的北跳过程, 同时参考 Tao and Chen (1987) 以及 Lau and Yang (1997) 采用多年候平均 6 mm d^{-1} 降水量等值线来描述季风爆发日期的方法, 本文提出了一个客观定量的方法来确定每一年的梅雨雨带北跳日期:

(1) 首先, 我们计算北半球东亚雨季 (5~8 月) 每日在 20°N 以北 $115^\circ\sim 125^\circ\text{E}$ 经向平均的 6 mm d^{-1} 降水等值线的纬度值;

(2) 计算从 5 月 11 日到 8 月 21 日, 每日的前 10 天平均与后 10 天平均 6 mm d^{-1} 降水等值线的纬度值的差异;

(3) 当前、后 10 天平均的 6 mm d^{-1} 降水等值线的纬度值差异大于 3° , 且后 10 天 6 mm d^{-1} 降水等值线的平均纬度值大于等于 30°N 时 (确保雨带位于江淮流域) 即认为该天是梅雨雨带北跳日。

采用上述方法, 我们计算得到了 1979~2007 每一年梅雨雨带的北跳日期。图 1 给出了 1979~2007 各年梅雨雨带北跳日期及其平均日期。由图所示, 梅雨雨带北跳日期的年际差异很大, 但多年平均的北跳日期为 6 月 15 日, 这与 Tao and Chen (1987) 所描述的长江流域梅雨的起止日期 (6 月 18 日至 7 月 18 日) 以及丁一汇等 (2007) 得出的初夏长江流域特有梅雨雨季有平均 21 天的长度, 从 6 月 17 日开始到 7 月 8 日结束的研究结果大体一致。

2.2.2 诊断方程

在本研究中, 我们还利用了由位涡方程演化而来的一个显式包含非绝热加热贡献的涡度方程对在梅雨雨带北跳前期的大气环流变化的涡度倾向进行了诊断分析。其表达式为 (Song and Li, 2014)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \underbrace{\left(-u \frac{\partial \zeta}{\partial x}\right)}_{\text{ZA}} + \underbrace{\left(-v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)}_{\text{MA}} + \underbrace{(-v\beta)}_{\text{Beta}} + \underbrace{\left(-w \frac{\partial \zeta}{\partial p}\right)}_{\text{VA}} + \underbrace{\left(\frac{1}{\partial \theta / \partial p} (\zeta + f) \frac{\partial Q}{\partial p}\right)}_{\text{DH}_P} + \underbrace{\left(\frac{1}{\partial \theta / \partial p} \frac{-\partial v}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial x}\right)}_{\text{DH}_X} + \underbrace{\left(\frac{1}{\partial \theta / \partial p} \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial y}\right)}_{\text{DH}_Y} +$$

$$\underbrace{\left(-(\zeta + f) \frac{1}{\partial \theta / \partial p} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p}\right)\right)}_{\text{Theta}_P} + \underbrace{\left(-\frac{1}{\partial \theta / \partial p} \frac{D}{Dt} \left(\frac{-\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x}\right)\right)}_{\text{Theta}_X} + \underbrace{\left(-\frac{1}{\partial \theta / \partial p} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y}\right)\right)}_{\text{Theta}_Y} + \text{residual}, \quad (1)$$

其中, ζ 为垂直相对涡度, u, v, w 分别为纬向、经向, 垂直方向风速, β 为地球行星涡度梯度, θ 为位温, f 表示科氏参数, $Q = D\theta / Dt$ 表示非绝热加热。方程右端 1~4 项为纬向涡度平流、经向涡度平流、 β 项以及垂直向的涡度平流项, 5~7 项为非绝热加热对涡度倾向的贡献, 第 8~10 项为涡度在垂直、纬向、经向方向上的分量以及位温的垂直、纬向、经向梯度改变对涡度倾向的贡献项, 最后 residual 为摩擦和粘性耗散项以及包括可能的计算误差。

在分析大尺度垂直速度异常时, 我们还使用了简化的 ω 方程 (Trenberth, 1978; Holton, 2004) 进行了定性诊断分析, 其中, ω 方程表达式为

$$\left(\nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega \approx \frac{f}{\sigma} \left[\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \cdot \nabla (\zeta_g + f) \right], \quad (2)$$

其中, ω 表示等压坐标系下的垂直运动, $\mathbf{V}_g$ 代表水平地转风, g 是重力加速度, ζ_g 表示地转涡度, σ 代表静力稳定度, 由于我们只是进行一个定性的诊

断, 可以用旋转风代替地转风来简化方程的计算。方程右项是热成风的涡度平流, 热成风异常造成的准地转涡度平流为正 (负) 时, 对应着该区域存在异常的上升 (下沉) 运动。

本研究还计算了整层水汽通量 (H) 和水汽通量散度 (A)。其计算公式为

$$H = \frac{1}{g} \int_p^{p_s} \mathbf{V} q dp, \quad (3)$$

$$A = \nabla \cdot \left[\frac{1}{g} \mathbf{V} q \right], \quad (4)$$

其中, $\mathbf{V}$ 为各层大气的风速矢量, q 为比湿, p_s 和 p 分别是大气柱下界气压 (地面气压) 和上界气压 (取 300 hPa)。 H 和 A 的单位分别为 $\text{kg hPa}^{-1} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ 和 $\text{kg hPa}^{-1} \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 。

3 梅雨雨带的北跳过程

在讨论梅雨雨带北跳过程之前, 首先有必要讨论中国东部地区 5~8 月气候态夏季降水在纬向上的演变过程。图 2 给出了 1979~2007 年 5~8 月 (共 123 天, 即 0~122 天) 9 点平滑后 $115^\circ \sim 125^\circ \text{E}$ 经向平均的气候态降水的时间—纬度剖面。如图所示, 中国东部地区的降水是随着季节变化逐渐向北推进的, 在 6 月上旬 (40 天左右) 之前季风雨带整体一直维持在 30°N 以南的地区; 而在 6 月中旬 (45 天左右), 雨带有一个明显的北跳过程, 使得季风雨带主要维持在 30°N 及其以北地区, 即中国长江流域至日本一带的梅雨。

为了完整描述整个梅雨雨带的北跳过程, 我们给出了在 1979~2007 年合成的梅雨雨带北跳日前后 10 天 $115^\circ \sim 125^\circ \text{E}$ 经向平均的日降水量的时间—纬度剖面 (图 3)。在图中, 0 天表示的是我们定义的梅雨雨带北跳日。由图可见, 在 0 天之前, 降水的大值区 (以 6 mm d^{-1} 等值线包围的区域作为降水大值区) 主要位于 30°N 以南, 极值中心位于 23°N ; 而在 0 天之后, 降水的大值区维持在 $26^\circ \sim 34^\circ \text{N}$,

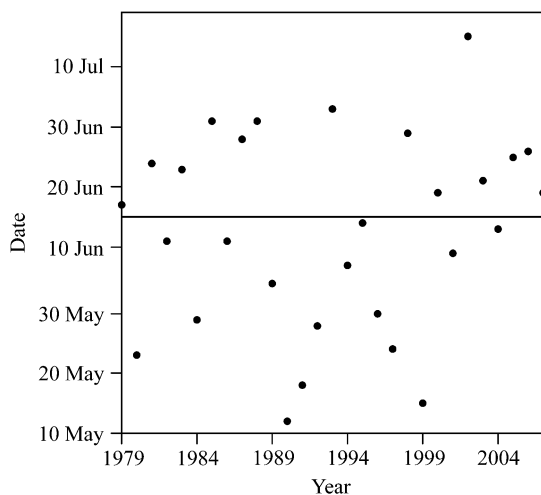


图 1 1979~2007 年各年的梅雨雨带北跳日期 (黑色圆点) 及其平均日期 (黑色实线)

Fig. 1 Dates (black dots) of the northward jump of Meiyu rainbelt and the average date (black line) for the period of 1979–2007

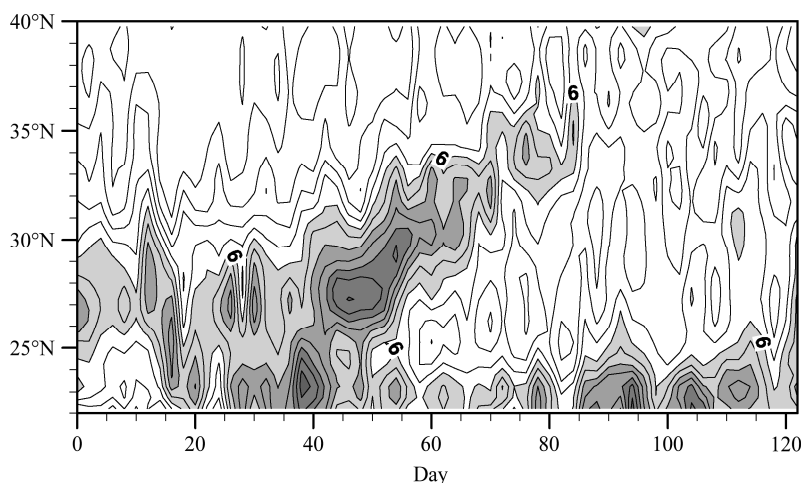


图2 1979~2007年气候平均降水(单位: mm d^{-1})沿着 $115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 平均的时间(5~8月)一纬度剖面。阴影区表示降水量大于 6 mm d^{-1} 的区域
Fig. 2 Time-latitude cross section of the climatology of precipitation (units: mm d^{-1}) (May–August) over $115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ averaged during 1979–2007. Shaded areas denote regions where precipitation is more than 6 mm d^{-1}

极值中心位于 28°N , 即整个雨带大致停滞在江淮流域, 形成江淮梅雨。同时, 合成的结果表明整个雨带从低纬度北跳到副热带大约只用了两天时间, 这跟前人所表明的梅雨雨带北跳具有突然性的特点有很好的 consistency。

利用前文所定义的 1979~2007 每一年的梅雨雨带北跳日期, 我们对北跳日前后 10 天的降水场、纬向风场以及位势高度场等进行了合成并计算了两者间的差异(后 10 天平均结果减去前 10 天平均结果)。图 4 给出了梅雨雨带北跳前后 10 天平均的降水分布及两者之间的差异场。在北跳日前 10 天, 中国主要的降水都局限在 30°N 以南地区, 江淮流域没有明显降水(图 4a); 而在北跳日后 10 天, 长江中下游地区出现明显的呈近乎纬向分布的雨带降水大值区, 即江淮梅雨出现(图 4b)。同时, 在差值场上, 我们可以更为明显地看到东亚雨带呈现一个整体向北移动的特征。这里的结果也与丁一汇等对东亚梅雨系统的天气气候学研究大体一致[见丁一汇等(2007)的图 10a]。

另外, 在梅雨雨带北跳日前、后 10 天平均的 200 hPa 及 850 hPa 纬向风场及其差值场中(图略), 相比于雨带北跳前, 在雨带北跳后东亚 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 200 hPa 了西风急流风速减弱, 而其北部 $35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 附近的西风风速增强, 反映出高空西风急流的北移。同时, 从 850 hPa 纬向风的差值分布中也可以看到, 东亚低空急流也呈现出明显的北移趋势, 有明显的西风带的西进。事实上, 低空急流的变化反

映了副热带高压的西伸。此外, 根据梅雨雨带北跳前 10 天和后 10 天 500 hPa 平均位势高度场(图略), 北跳后 588 位势什米线明显向西推进, 这表明副热带高压有明显的加强西伸。副热带季风雨带随着副热带高压的西伸而向北推进。

为了更好地证明我们确定的梅雨雨带北跳日的合理性, 图 5 给出了雨带北跳前 10 天和后 10 天平均的 500 hPa 垂直速度、非绝热加热以及 1000~300 hPa 水汽通量的分布及其差值场。其中, 非绝热加热 $Q = D\theta / Dt$ 是通过计算热力学方程的残差项得到的(Yanai et al., 1973)。从图中明显看出, 梅雨雨带北跳前从中国华南地区到日本南部有一略微呈东北—西南走向带状分布的上升运动和非绝热加热区, 同时, 这一上升运动和非绝热加热区对应着显著的水汽辐合, 这正是副高北侧的雨带。显然, 在我们定义的北跳日之前, 这一雨带并没有覆盖到中国江淮流域, 表明梅雨并未开始。同时, 我们注意到北跳日之前, 在中国江淮流域以北的区域存在下沉运动, 这不利于副高北侧雨带的向北推进。然而在我们定义的北跳日之后, 垂直运动和非绝热加热场均表明副高北侧的雨带已经向北推进到中国江淮流域, 此时梅雨发生。同时在江淮流域有明显的水汽辐合, 这将维持梅雨的存在。我们注意到, 北跳日之后在中国江淮流域北侧, 前期的下沉运动消失, 这有利于雨带向北推进, 从而形成梅雨。值得强调的是, 中国江淮流域北侧的垂直运动和非绝热加热场没有

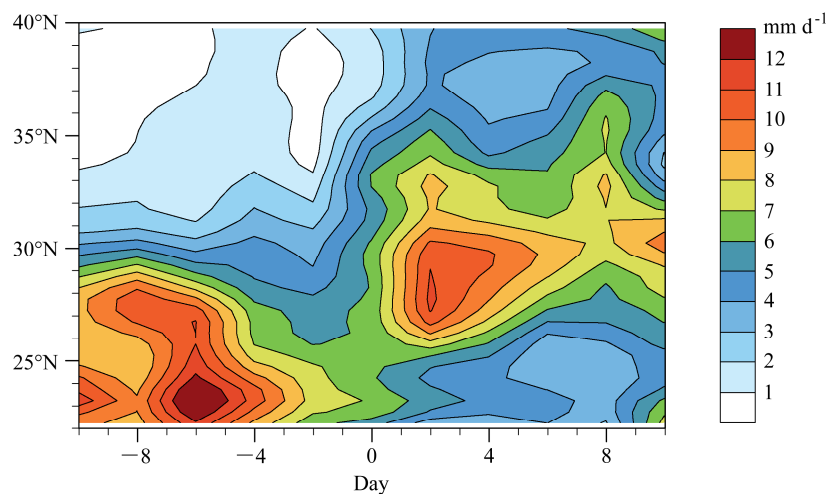


图3 1979~2007年梅雨雨带北跳前后10天115°~125°E经向平均日降水量(单位: mm d^{-1})的时间—纬度剖面

Fig. 3 Time-latitude cross section of the climatology of daily precipitation (units: mm d^{-1}) averaged over 115°–125°E from 10 days before to 10 days after the northward jump of Meiyu rainbelt during 1979–2007

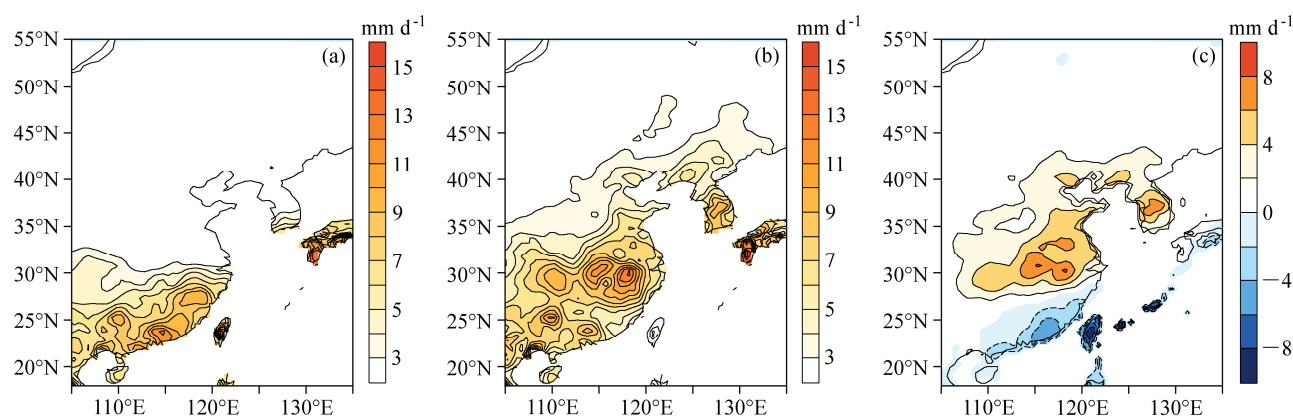


图4 1979~2007年梅雨雨带北跳(a)前10天和(b)后10天平均降水场及其(c)差值场(后10天减去前10天的结果)。实(虚)线表示正(负)值,对应暖(冷)色阴影区,下同

Fig. 4 Climatological precipitation averaged over (a) 10 days before and (b) 10 days after the northward jump of Meiyu rainbelt and (c) their differences (average of 10 days after minus that of 10 days before) for the period of 1979–2007. Solid (dashed) contours represent positive (negative) values and the zero contours are omitted, to get a better visual effect, the positive (negative) values are shaded by the warm (cool) colors, the same hereafter

明显的联系,这表明这一地区的垂直运动主要是由于绝热运动造成的,即和大尺度环流的变化密切相关。这说明,中纬度地区环流的变化对梅雨雨带的北跳有一定的作用,我们将在后续内容详细讨论。而在北跳前后的差值场上,雨带的北跳过程表现得更为清晰。

上述结果表明,根据本研究所定义的梅雨雨带北跳日期得到的北跳前后期的降水场,环流场,垂直运动,非绝热加热,水汽通量以及雨带随时间演变过程均与前人得到的梅雨雨带北跳的特征相一致。这表明本研究所提出的定义梅雨雨带北跳日期

的新方法是比较合理的。这为我们研究梅雨雨带北跳的物理过程打下了坚实的基础。但需要指出的是我们定义的梅雨雨带北跳日在时间上的离散度非常显著,所确定的北跳日期和前人的结果还有一定的差别,这可能是由于我们所用的资料和方法与前人不同所导致。本研究主要利用115°~125°E经向平均的 6 mm d^{-1} 降水量等值线对雨带北跳日期进行定义,与前人利用特定站点的降水进行的定义方式有较大差别。此外,前人定义的梅雨爆发日是指雨带中心整体北移至长江中下游地区,降水大范围爆发的时间,而我们是定义的北跳日期是雨带开始

北移的转折点,这也是我们与前人结果不太一致的可能原因。

4 梅雨雨带北跳与大气环流场的联系

中国东部地区夏季天气气候的变化受东亚季风大气环流强弱变化影响。一系列的研究表明,东亚夏季环流系统中,最重要的大尺度环流系统是位于东亚中纬 40°N 左右的高空西风急流和位于太平洋上的西太平洋副热带高压(陶诗言等, 1958; 黄荣辉, 1990; 杜银等, 2008)。前人的研究中指出东亚夏季高空急流和西太平洋副热带高压是影响东亚和中国天气气候的重要环流系统,对东亚副热带地区雨带的移动有重要影响(张庆云等, 2003; 刘还珠等, 2006; 陶诗言和卫捷, 2006; 陆日宇和富元海, 2009)。而梅雨作为东亚夏季风降水的重要部分,与大范围大气环流变化密切相关。但是对于造成梅雨雨带北跳的关键因子以及影响梅雨发生发展的物理机制仍未完全弄清楚。因此,以下我们将主要讨论造成梅雨雨带发生北跳的物理机制,重点关注雨带北跳前期异常大气环流场的变化。从图 3 中我们看出北跳前 4 至 0 天是梅雨雨带北跳的关键期,雨带变化最为剧烈。同时,从合成的雨带北跳前 10 天至前 4 天的 200 hPa 和 850 hPa 流函数异常场以及 1000 hPa 到 300 hPa 水汽通量的异常场来看,前 10 天至前 4 天环流异常的空间分布基本一致(图略)。因此,下文中我们将重点讨论梅雨雨带北跳前 4 天异常大气环流场的变化及其原因。

图 6 给出了 1979~2007 年合成的 200 hPa 及 850 hPa 流函数异常从梅雨雨带北跳前 4 天到 0 天的演变。在北跳前 4 天,贝加尔湖以东地区以及日本东南上空为反气旋式环流异常,而中国东部为气旋式环流异常,在中纬度地区构成了异常的横槽横脊结构。显然,异常的中纬度横槽横脊结构活动不利于中高纬的冷空气入侵到江淮流域,从而不利于梅雨在江淮流域的建立。但随着时间的演变,东亚东部的横槽横脊结构逐渐转变为斜槽斜脊,同时槽脊结构向下游传播,使得在中国江淮流域北侧地区出现反气旋式异常,在日本及其东部地区出现气旋式异常。这将有利于中高纬的冷空气向南输送,从而有利于梅雨在江淮流域的建立。中纬度槽脊结构的变化还使得在北跳前期的东亚大槽及槽前位于日本东部的浅脊消失,中纬度环流场变得更为平直。这也对应着梅雨雨带北跳所伴随的中纬度急流

的北移。

在雨带北跳前期,对流层低层和对流层高层的异常环流具有准正压结构特点,但整体偏东偏南。在北跳前 4 天和前 2 天,江淮流域和中国华南及其东侧海域为弱的气旋式环流异常,其北侧及其东侧为反气旋式异常,反映了对流层高层的横槽横脊和随后的斜槽斜脊结构。但在 0 天,中国东部及其东侧海域对流层低层的气旋式环流异常突然转变为强的反气旋式环流异常,上下层异常环流反号形成典型的斜压结构。中国东部及其东侧海域对流层低层的气旋式环流异常转变为反气旋式环流异常表明了雨带北跳过程中副高向西移动的过程。副高的西移将导致副高西侧的西南风将水汽输送到江淮流域,从而有利于梅雨的出现。这一结论在 1979~2007 年合成的梅雨雨带北跳前 4 天到 0 天 1000~300 hPa 水汽输送异常随时间的演变中(图 7)表现得十分明显。在雨带北跳前 4 天至前 2 天,中国东部及其东侧海域对流层低层的气旋式环流异常造成了江淮流域为水汽辐散,而在 0 天,副高的西移使得江淮流域为水汽强辐合区,从而有利于梅雨的出现。

除了水汽输送,对流层中层的垂直运动也是影响大尺度雨带位置分布的重要原因之一。图 8 给出了 1979~2007 年合成的雨带北跳前 4 至 0 天 500 hPa 垂直速度异常随时间的演变(图 8a-c)。由图可见,在梅雨雨带北跳前期,江淮流域存在异常的下沉运动,对雨带的北跳具有抑制作用;而在 0 天这一地区突然转变成异常的上升运动,有利于引导梅雨雨带向北推进。我们注意到江淮流域的降水主要是在北跳日之后才发生(见图 3)。因此,在 0 天,江淮流域的异常上升运动并不是由于降水造成的非绝热加热而导致的,而主要是由于大尺度环流的绝热过程造成的。为了证明这一点,图 8 还给出了 1979~2007 年合成的梅雨雨带北跳前 4 天至 0 天利用 ω 方程计算得到的 1000~100 hPa 垂直平均的热成风的准地转涡度平流异常随时间的演变(图 8d-f)。对比图 8a-c,我们发现江淮流域的异常垂直运动和热成风的准地转涡度平流异常从雨带北跳前至北跳日在空间分布上都具有很好的一致性:正(负)热成风的涡度平流异常对应着异常上升(下沉)运动。这一结果很好地说明了从雨带北跳前至北跳日江淮流域的垂直速度异常和对流层高、低层大气环流场的变化密不可分。更细致的分析表明,

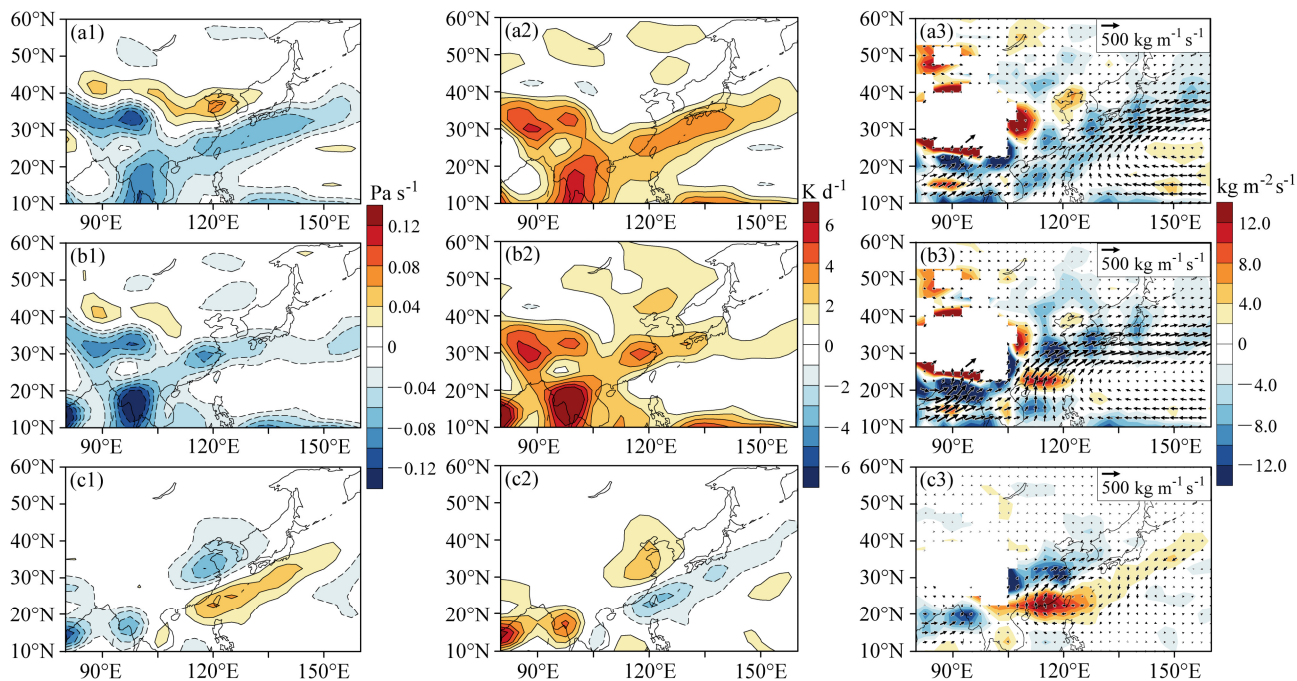


图5 1979~2007年梅雨雨带北跳前10天(上)和后10天(中)平均的500 hPa (a1、b1)垂直速度(单位: Pa s^{-1})、(a2、b2)非绝热加热(单位: K d^{-1})以及(a3、b3)1000 hPa到300 hPa水汽通量积分(箭头, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, 阴影区表示其相应的水平散度)的分布及其差值场(下)

Fig. 5 (a1, b1) Climatological vertical velocity (units: Pa s^{-1}) and (a2, b2) diabatic heating Q (units: K d^{-1}) at 500 hPa and (a3, b3) moisture fluxes integrated (arrows, units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, shaded areas denote the corresponding horizontal divergence of the regressed moisture fluxes) from 1000 to 300 hPa on (a1, a2, a3) 10 days before and (b1, b2, b3) 10 days after the northward jump of Meiyu rainbelt and (c1, c2, c3) their differences (averages of 10 days after minus those of 10 days before) for the period of 1979–2007

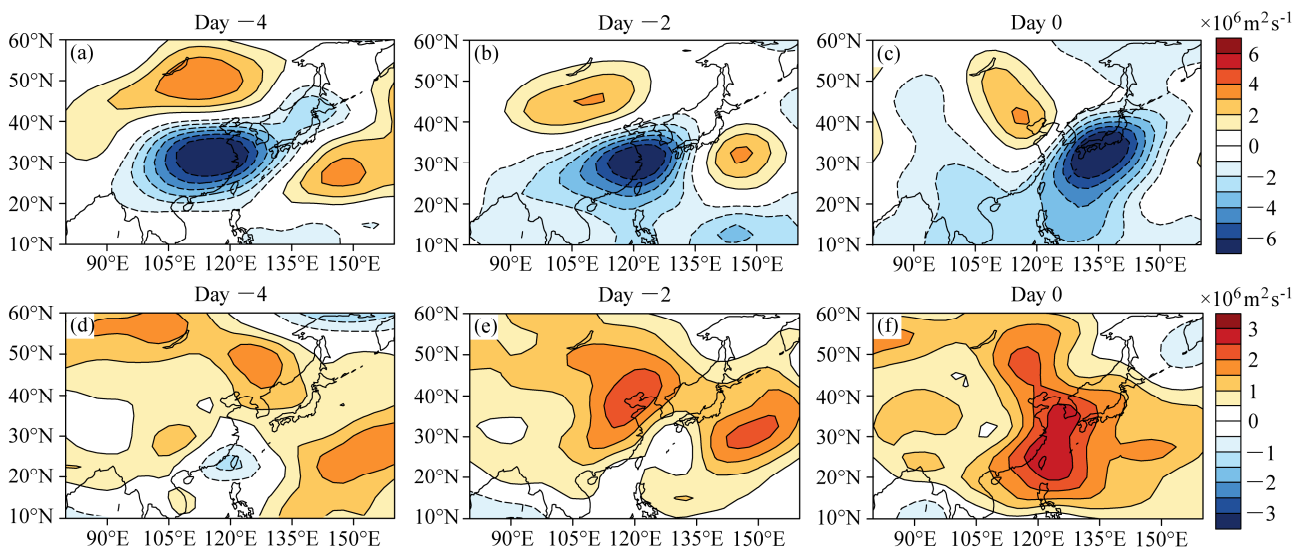


图6 1979~2007年合成的梅雨雨带北跳(a)前4天、(b)前2天、(c)0天的200 hPa流函数异常及(d)前4天、(e)前2天、(f)0天的850 hPa流函数异常(单位: $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 Climatological stream function anomalies over (a) day 4 before, (b) day 2 before, (c) day 0 of the northward jump of Meiyu rainbelt at 200 hPa and (d) day 4 before, (e) day 2 before, (f) day 0 at 850 hPa during 1979–2007 (units: $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

1000~100 hPa 垂直平均的热成风的准地转涡度平流异常主要由对流层中高层(500~100 hPa)的环

流异常造成(图略)。因此, 对流层中高层的环流异常和江淮流域的垂直运动有密切的联系, 从而影

响梅雨雨带的北跳。在北跳前期(北跳日), 对流层中高层的大气环流异常使得江淮流域出现异常下沉(上升)运动, 从而不利于(有利于)梅雨在江淮流域的出现。这表明, 雨带的北跳并不完全归咎于副高的西进。事实上, 下文中我们涡度诊断的结果表明副高的移动仅是雨带北跳这一事件的一个侧面反映, 热带与热带外、高层与低层所有系统耦合在一起, 共同造成了梅雨雨带的北跳。所以, 并不能简单用因果关系来理解副高西移和梅雨之间的关系。

5 涡度方程诊断

在前文中, 江淮流域的水汽输送和垂直运动异常均在北跳前 2 天至 0 天由不利于梅雨的发生突然转变为有利于梅雨的产生, 这使得梅雨雨带北跳具

有突然性的特点。而水汽输送和垂直运动的突然改变均与大气环流的变化密切相关(见图 7 和 8)。因此, 理解梅雨北跳的原因关键在于理解大气环流变化的机制。在本节中, 我们将从涡度动力学的角度详细分析雨带北跳前期大气环流变化的物理机制, 从而进一步揭示梅雨雨带北跳的原因。

首先, 我们计算了 1979~2007 年合成的梅雨雨带北跳前 4 天至 0 天 200 hPa 及 850 hPa 局地涡度倾向异常 $\partial\zeta/\partial t$ 异常随时间的演变(图 9)。总体而言, 在 200 hPa 上, 北跳前 2 天的局地涡度倾向异常场在中国东部是负涡度增强, 而在其东侧海域及日本地区为正涡度增强。这与北跳日 200 hPa 环流异常的空间分布具有很好的一致性。在 850 hPa 上, 北跳日前 2 天中国东部一带有很强的异常负涡度倾向, 西太平洋副热带高压会明显西伸加强。高

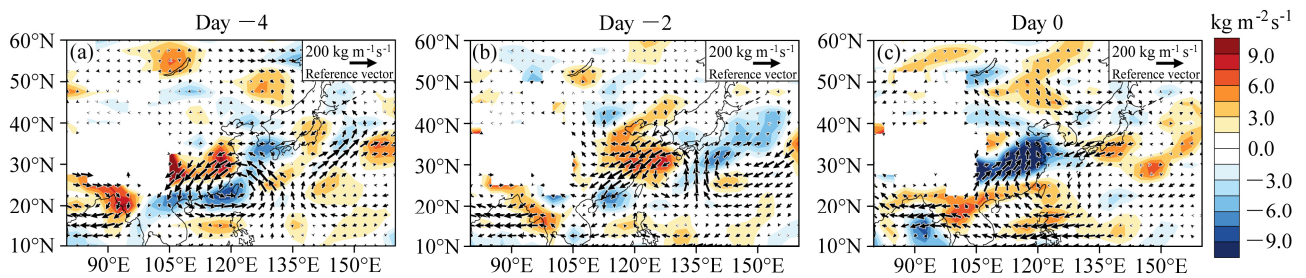


图 7 1979~2007 年梅雨雨带北跳 (a) 前 4 天、(b) 前 2 天、(c) 0 天的 1000~300 hPa 水汽输送通量异常积分(箭头, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)。阴影区表示水汽通量相应的水平散度

Fig. 7 Climatological moisture flux anomalies integrated (arrows, units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) from 1000 to 300 hPa on (a) day 4 before, (b) day 2 before, (c) day 0 of northward jump of Meiyu rainbelt during 1979~2007. Shaded areas denote the corresponding horizontal divergence of the moisture fluxes

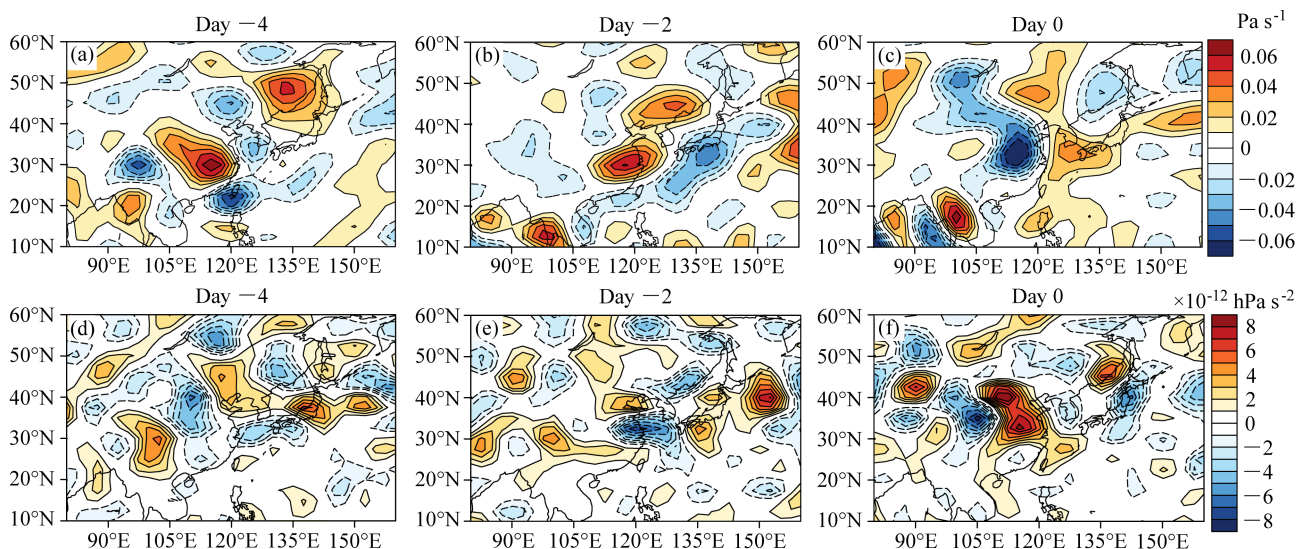


图 8 1979~2007 年梅雨雨带北跳 (a) 前 4 天、(b) 前 2 天、(c) 0 天的 500 hPa 垂直速度异常(单位: Pa s^{-1})及 (d) 前 4 天、(e) 前 2 天、(f) 0 天的 1000~100 hPa 垂直平均热成风的准地转涡度平流异常(单位: $10^{-12} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-2}$)

Fig. 8 Climatological vertical velocity anomalies (units: Pa s^{-1}) at 500 hPa over (a) day 4 before, (b) day 2 before, (c) day 0 and from 1000 to 100 hPa vertically averaged anomalous quasi-geostrophic vorticity advection by the thermal wind (units: $10^{-12} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-2}$) over (d) day 4 before, (e) day 2 before, (f) day 0 of northward jump of Meiyu rainbelt for the period of 1979~2007

低层局地涡度倾向异常场都表明,北跳前 2 天的局地涡度倾向是北跳日环流异常形成的关键。因此,下面我们将利用涡度方程详细诊断分析北跳前 2 天局地涡度倾向的主要物理过程,从而理解梅雨雨带发生北跳的主要物理机制及其北跳突然性的原因。

我们计算了 1979~2007 年合成的梅雨雨带北跳前 2 天 200 hPa 和 850 hPa 涡度方程右端各项异常。为了更好地比较涡度方程右端各项异常对涡度局地倾向异常的相对贡献大小,图 10 给出了 200 hPa 和 850 hPa 涡度方程右端各项异常在雨带北跳前 2 天涡度局地变化异常项上的投影结果(投影范围: 30°~50°N, 110°~135°E)。从图中可以看出,在 200 hPa, 涡度方程中 ZA、MA、Beta、DH_P、Theta_P 及 residual 项是大值项,其他项的贡献可以忽略。但是其中, ZA 项的投影值远远大于其他各项,对投影区域涡度局地变化的贡献最大。在 850 hPa, 情况变得较为复杂, 涡度方程中, ZA、Beta、DH_P、Theta_P 以及 residual 项均对投影区域的局地涡度倾向异常有显著的贡献且彼此投影数值相当,但 ZA 和 Beta, DH_P 和 Theta_P 之间彼此互相抵消。值得指出的是,在 200 hPa, residual 项是抑制投影区域的局地涡度倾向异常,这与我们通常概念中的摩擦耗散作用相一致。但在 850 hPa, residual 项的投影结果表明摩擦耗散对于梅雨北跳前 2 天中国东部一带的异常负涡度倾向存在一定正的贡献。这似乎令人难以理解。但考虑到雨带北跳前 2 天,在 850 hPa 中国东部地区为气旋式环流异常(见图 6e),因此摩擦耗散的作用使得气旋式环流异常减弱,这正使得 residual 项对中国东部一带异常负涡度倾向的贡献为正。

考虑到投影方法有强烈依赖于投影区域的选择这样的局限性,图 11 给出了 200 hPa 涡度方程投影大值项的空间分布。结果表明,在梅雨雨带北跳前 2 天涡度方程中 200 hPa 投影大值项的空间分布上, ZA 项与局地涡度倾向的整体空间分布确实最为一致。其他几项的涡度倾向异常均在不同程度上抵消 ZA 项引起的涡度倾向异常。这表明,对流层高层的局地涡度倾向异常主要是纬向涡度平流(ZA)造成的,与投影的结果相一致。ZA 项的异常可分解为

$$\left(-u \frac{\partial \zeta}{\partial x}\right)' = -u' \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial x} - \bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} - \left(u' \frac{\partial \zeta'}{\partial x}\right)', \quad (5)$$

变量上面的横线表示变量的气候态, ()' 表示变量的异常。我们计算了 ZA 项异常分解后的这三项结果,发现 ZA 项的空间分布主要是方程右端第二项决定(图略)。这表明,对流层高层有利于梅雨雨带北跳环流异常的变化既依赖于环流异常本身,也依赖于东亚地区背景场纬向风的空间分布。众所周知,在北半球夏季,东亚地区背景场纬向风的空间分布具有明显的季节变化特征。因此,这一结果在一定程度上有助于我们理解“为什么平均而言梅雨雨带的北跳总是发生在六月中旬左右”。

图 12 给出了 850 hPa 投影大值项的空间分布。由图可见,尽管存在一定的位置偏移, DH_P 项仍是造成中国东部为负涡度倾向的最主要贡献因子。但同时,此负涡度倾向异常受到 Beta 项和 Theta_P 项的共同抵消。这些结果均与投影结果相吻合。因此,中国东部的负涡度倾向异常,即副高的西移主要是非绝热加热(DH_P)起到了主要的作用。

我们注意到

$$\underbrace{\left(\frac{1}{\partial \theta / \partial p}(\zeta + f) \frac{\partial Q}{\partial p}\right)}_{\text{DH}_P} = \frac{1}{\partial \theta / \partial p}(\zeta + f) \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial p \partial t} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} + u \frac{\partial^2 \theta}{\partial p \partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} + v \frac{\partial^2 \theta}{\partial p \partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial p} + w \frac{\partial^2 \theta}{\partial p^2} \right), \quad (6)$$

$$\underbrace{\left(-(\zeta + f) \frac{1}{\partial \theta / \partial p} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p}\right)\right)}_{\text{Theta}_P} = -(\zeta + f) \frac{1}{\partial \theta / \partial p} \cdot \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial p \partial t} + u \frac{\partial^2 \theta}{\partial p \partial x} + v \frac{\partial^2 \theta}{\partial p \partial y} + w \frac{\partial^2 \theta}{\partial p^2} \right), \quad (7)$$

利用热成风关系和连续方程

$$\underbrace{\left(\frac{1}{\partial \theta / \partial p}(\zeta + f) \frac{\partial Q}{\partial p}\right)}_{\text{DH}_P} + \underbrace{\left(-(\zeta + f) \frac{1}{\partial \theta / \partial p} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p}\right)\right)}_{\text{Theta}_P} = \frac{1}{\partial \theta / \partial p}(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad (8)$$

DH_P 项和 Theta_P 项之和等于普通涡度方程中的辐合辐散项。异常下沉运动由连续方程,将引起低层辐散,从而引起反气旋涡度倾向,因此,从辐合辐散的角度,我们也可以认为中国东部对流层低层的负涡度倾向异常是由于该地区异常的下沉运动(见图 8b)造成的辐散所引起。从位涡的角度出发,

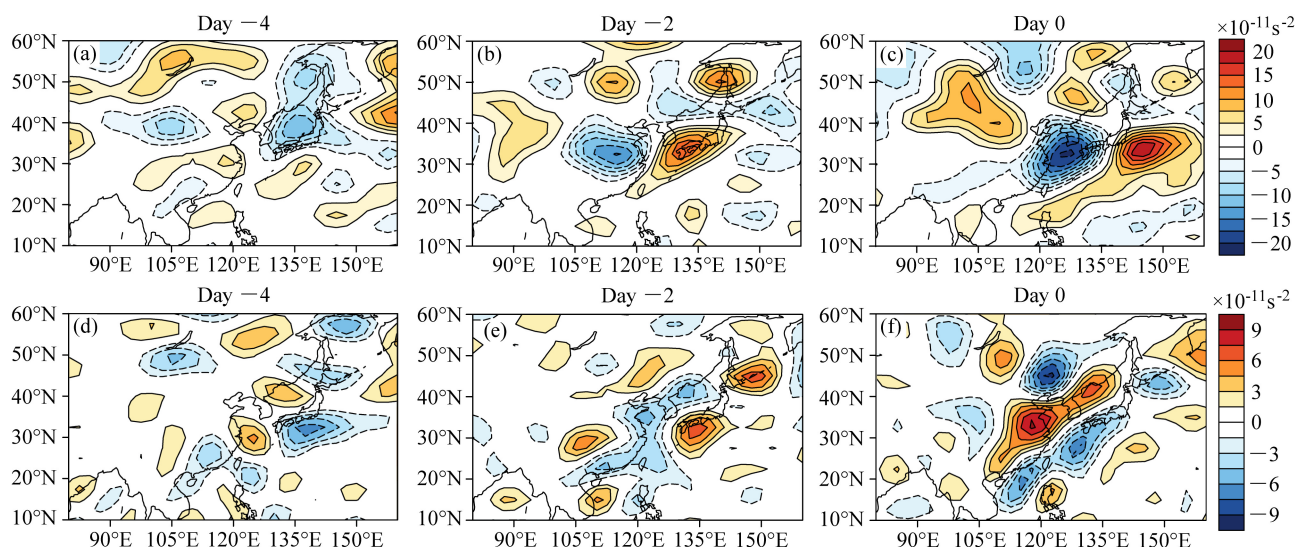


图 9 1979~2007 年梅雨雨带北跳 (a) 前 4 天、(b) 前 2 天、(c) 0 天的 200 hPa 及 (d) 前 4 天、(e) 前 2 天、(f) 0 天的 850 hPa 涡度方程中局地涡度倾向异常 (单位: 10^{-11} s^{-2})

Fig. 9 Climatological local vorticity tendency anomalies (units: $\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) in the vorticity equation on (a) day 4 before, (b) day 2 before, (c) day 0 at 200 hPa and (d) day 4 before, (e) day 2 before, (f) day 0 at 850 hPa of the northward jump of Meiyu rainbelt for the period of 1979–2007

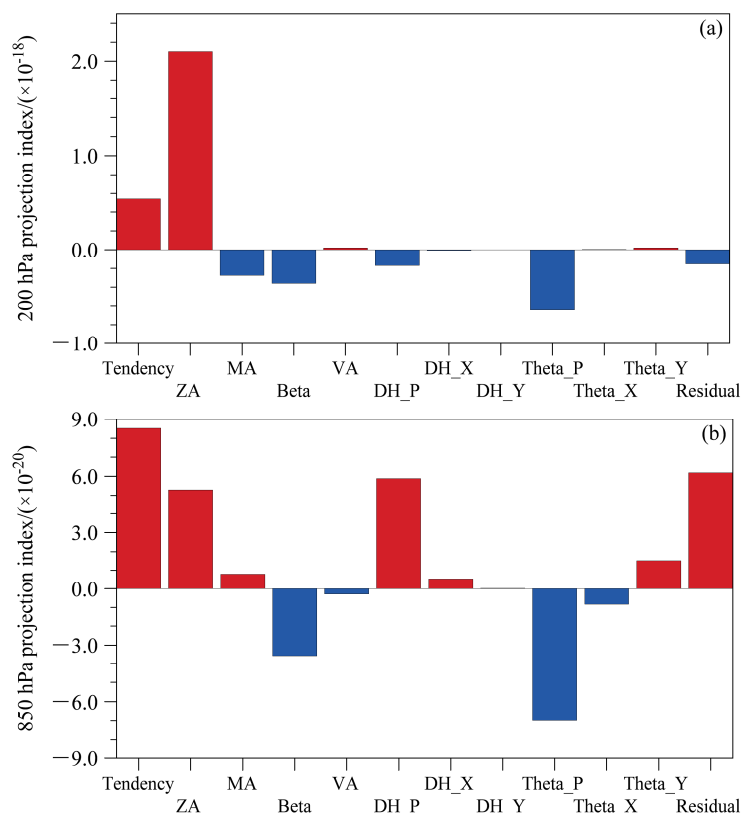


图 10 梅雨雨带北跳前 2 天 (a) 200 hPa 和 (b) 850 hPa 涡度方程各项异常在北跳前 2 天涡度倾向异常上的投影指数。投影范围: (30°~50°N, 110°~135°E), 红 (蓝) 柱形表示正 (负) 投影指数

Fig. 10 The projection index of the anomaly of each individual term in the vorticity equation on the vorticity tendency anomalies on day 2 before the northward jump of Meiyu rainbelt at (a) 200 hPa and (b) 850 hPa. Projection area: (30°–50°N, 110°–135°E), red (blue) bars represent positive (negative) projection indexes. Tendency denotes vorticity tendency. ZA, MA, and VA denote vorticity tendency due to the zonal, meridional, and vertical advective of vorticity, respectively. DH_P, DH_X, and DH_Y denote vorticity tendency related to diabatic heating, respectively. Theta_P, Theta_X, and Theta_Y denote vorticity tendency associated with changes of the atmospheric stability and slants of the isentropic levels, respectively. The residual term denotes errors and physical processes that this equation does not include such as friction and viscous dissipations

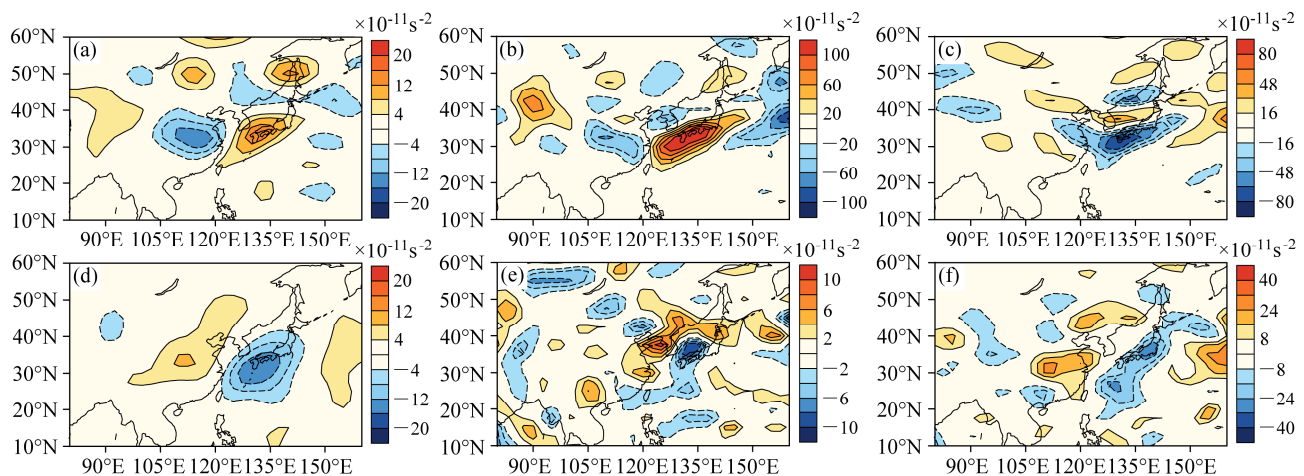


图 11 梅雨雨带北跳前 2 天涡度方程中 200 hPa 投影大值项异常 (单位: 10^{-11} s^{-2}) 的空间分布: (a) 涡度倾向; (b) ZA 项; (c) MA 项; (d) Beta 项; (e) DH_P 项; (f) Theta_P 项

Fig. 11 Spatial distribution of climatological anomalies (units: 10^{-11} s^{-2}) in the vorticity equation at 200 hPa on day 2 before the northward jump of Meiyu rainbelt: (a) Vorticity tendency, (b) ZA, (c) MA, (d) Beta, (e) DH_P, and (f) Theta_P

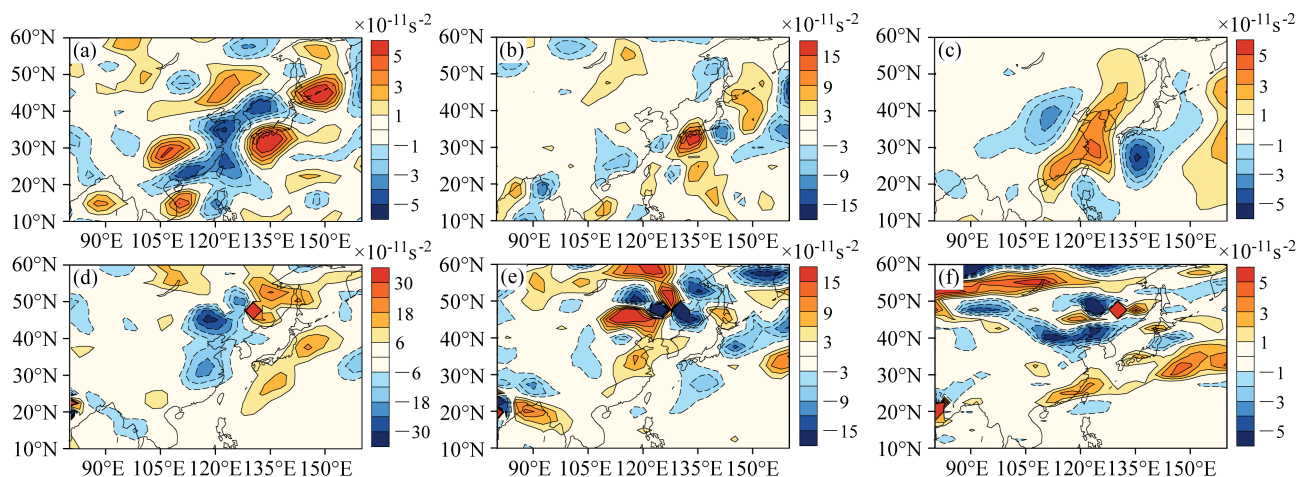


图 12 同图 11, 但为 850 hPa 的投影大值项异常空间分布

Fig. 12 As in Fig. 11, but for 850 hPa

中国东部对流层低层的负涡度倾向异常是由于 DH_P 项 (相当于位涡汇) 引起的位涡减少而导致的。下沉引起的辐散造成的反气旋涡度倾向与位涡一样, 其实也是三维的概念, 只是角度不同, 但同时, 由于非绝热加热改变了静力稳定度, Theta_P 项在一定程度上抵消了 DH_P 项引起的涡度倾向。

为了进一步说明热带外环流异常和雨带北跳之间的联系, 我们给出了在梅雨雨带北跳前 2 天的 500 hPa 非绝热加热异常的空间分布 (图 13)。雨带北跳前两天中国江淮流域高空为非绝热冷却, 这与北跳前期异常的下沉运动空间分布高度一致 (见图 8)。而 omega 方程的诊断结果已经表明, 北跳前期

中国江淮流域的异常下沉运动和对流层中高层环流异常密切相关。由于雨带北移之前, 中国江淮流域基本没有降水, 因此, 雨带北跳前 2 天中国东部的非绝热加热异常可能是由伴随热带外环流异常的异常下沉运动导致的晴空而引起的, 从而加强了辐射冷却。显然在北跳前 2 天, 江淮流域异常的下沉运动不利于雨带向北推进。

但在另一个角度, 由于异常下沉运动导致的异常非绝热冷却通过 DH_P 项, 在中国东部的对流层低层引起负涡度倾向, 却有使得副高西伸的倾向, 有利于梅雨雨带的向北推进。图 14 给出了 1979~2007 年梅雨雨带北跳前 4 天至 0 天的 500 hPa 位势

高度场随时间的演变, 能明显看到在北跳前 2 天副高西伸脊点等位置的改变最为剧烈, 副高西伸最为明显。因此, 对流层高层的环流异常(通过垂直运动)既不利于梅雨雨带北跳的一面, 也有(通过非绝热加热)有利于梅雨雨带北跳的一面。当高层环流结构发生变化, 江淮流域的异常下沉运动转变为异常上升运动时, 高低层相互配合, 梅雨雨带突然北跳, 同时伴随着副高的向西移动。

6 结论及讨论

本文利用 1979~2007 年日本 APHRODITE 提供的高分辨率网格逐日降水数据, 以及 NCEP/NCAR Reanalysis-1 和 NCEP-DOE Reanalysis-2 逐日再分析环流资料, 采用客观定量的方法确定出每年梅雨雨带北跳的日期, 根据该北跳日期对中国梅雨雨带的北跳过程及其对应的大气环流异常进行了研究, 总结了梅雨雨带北跳与各个区域大气环流变化的联系。另外, 利用一个显式包含非绝热加热贡献的涡度方程对大气环流变化的物理机制进行了

详细地诊断分析, 理解与梅雨雨带突然北跳相关的大气环流变化的物理机制, 进而得出造成梅雨雨带北跳的原因。分析结果表明:

(1) 中国东部地区的降水是随着季节变化逐渐向北推进的, 本文所确定的梅雨雨带北跳过程与前人的工作大体一致, 这表明本研究所提出的定义梅雨雨带北跳日期的方法是比较合理的, 但多年平均的北跳日期和前人的结果还有一定差别, 具体原因还值得进一步地探讨。

(2) 梅雨雨带北跳与大范围大气环流变化密切相关。北跳前期对流层高层环流异常为大尺度波列结构, 东亚东部的横槽横脊结构逐渐转变为斜槽斜脊, 低层西太平洋副热带高压明显加强西伸, 对流层低层和对流层高层的异常环流由准正压结构转变为斜压结构, 这些都有利于梅雨的出现。

(3) 水汽输送的变化和对流层中层的垂直运动是影响大尺度雨带位置分布的重要原因。对流层中高层的环流异常使得江淮流域出现异常下沉(上升)运动, 从而不利于(有利于)江淮梅雨的发生。热带与热带外、高层与低层所有系统耦合在一起, 共同造成了梅雨雨带的北跳。

(4) 梅雨雨带北跳具有突然性的特点, 本研究用涡度方程详细诊断分析了与梅雨雨带北跳过程相关的大气环流变化的物理机制, 从而揭示梅雨雨带突然北跳的可能原因。其结果如下: 梅雨雨带北跳前 2 天的局地涡度倾向是北跳日环流异常形成的关键。对流层高层(低层)的局地涡度倾向异常主要是纬向涡度平流 ZA 项(非绝热加热 DH_P 项)造成的。当高层环流结构发生变化, 江淮流域的异常下沉运动转变为异常上升运动时, 高低层相互配合, 从而造成了梅雨雨带的突然北跳。

需要指出的是, 本文主要目的是进一步研究揭示梅雨雨带建立的物理过程及其机理, 为此我们定

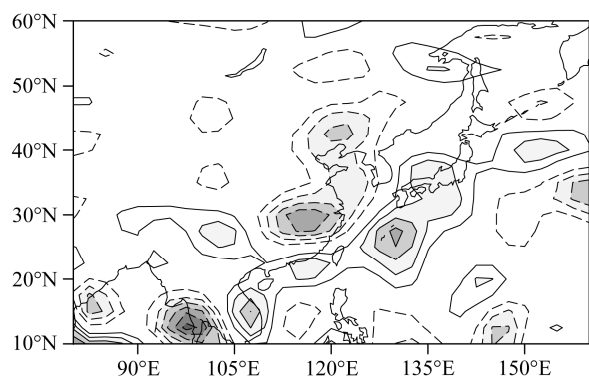


图 13 梅雨雨带北跳前 2 天的 500 hPa 非绝热加热 Q 异常(单位: $K d^{-1}$)的空间分布。等值线间隔: $0.5 K d^{-1}$

Fig. 13 Spatial distribution of climatological Q anomalies (units: $K d^{-1}$) at 500 hPa on day 2 before the northward jump of Meiyu rainbelt. The contour interval is $0.5 K d^{-1}$

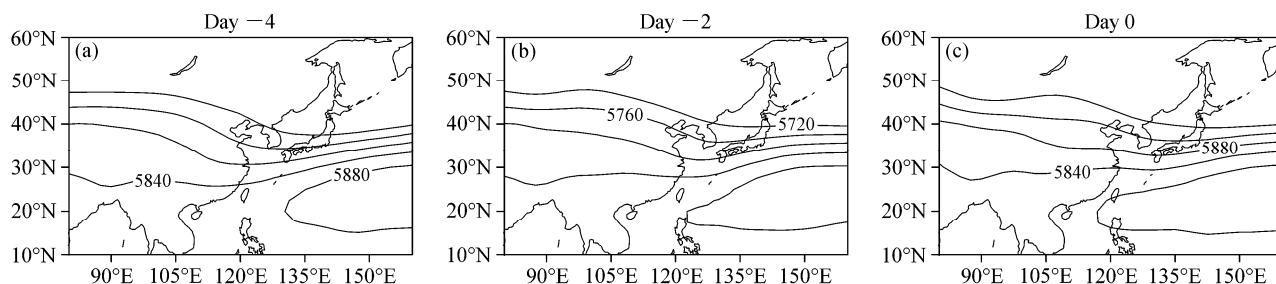


图 14 1979~2007 年梅雨雨带北跳 (a) 前 4 天、(b) 前 2 天、(c) 0 天的 500 hPa 位势高度场 (单位: gpm)。等值线间隔: 40 gpm

Fig. 14 Climatological geopotential height (units: gpm) (a) day 4 before, (b) day 2 before, (c) day 0 before the northward jump of Meiyu rainbelt at 500 hPa during 1979–2007. The contour interval is 40 gpm

义和确定了每年梅雨爆发的时间,虽然其时间与已有研究结果大体一致(也有差异),本文定义的梅雨爆发时间用在研究上没有问题,但要在业务预报中使用会有些困难,因为它需要做爆发前后的比较。另外,大气环流场前期的波列结构,可能是雨带北跳的前期信号,还需要我们后面进一步地研究。我们还可以通过对比分析雨带北跳偏早与偏晚年份的异同点,更加深入地讨论梅雨雨带北跳的原因,这在以后的工作中再进行更加详细地阐述。

参考文献 (References)

- 鲍媛媛, 金荣花, 赵瑞霞, 等. 2009. 2008 年东亚夏季风异常及其对江淮梅雨的影响 [J]. 气象, 35 (4): 34–42. Bao Yuanyuan, Jing Ronghua, Zhao Ruixia, et al. 2009. Anomalous features of Asian summer monsoon and their influence on Jianghuai valley Meiyu in 2008 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 35 (4): 34–42, doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2009.4.005.
- 陈隆勋, 李薇, 赵平, 等. 2000. 东亚地区夏季风爆发过程 [J]. 气候与环境研究, 5 (4): 345–355. Chen Longxun, Li Wei, Zhao Ping, et al. 2000. On the process of summer monsoon onset over East Asia [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 5 (4): 345–355, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2000.04.002.
- Ding Y H. 1992. Summer monsoon rainfalls in China [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 70 (1): 373–396.
- 丁一汇, 李崇银, 何金海, 等. 2004. 南海季风试验与东亚夏季风 [J]. 气象学报, 62 (5): 561–586. Ding Yihui, Li Chongyin, He Jinhai, et al. 2004. South China Sea monsoon experiment (SCSMEX) and the East-Asian monsoon [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 62 (5): 561–586, doi:10.11676/qxxb2004.057.
- 丁一汇, 柳俊杰, 孙颖, 等. 2007. 东亚梅雨系统的天气—气候学研究 [J]. 大气科学, 31 (6): 1082–1101. Ding Yihui, Liu Junjie, Sun Ying, et al. 2007. A study of the synoptic-climatology of the Meiyu system in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1082–1101, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.05.
- 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 [J]. 高原气象, 29 (2): 286–296. Dong Li'na, Guo Pinwen, Wang Pengxiang, et al. 2010. Impacts of the variation of westerly jets over East Asian in July on the precipitation of East China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 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 [J]. 气象学报, 66 (4): 566–576. Du Yin, Zhang Yaocun, Xie Zhiqing. 2008. Impacts of longitude location changes of East Asian westerly jet core on the precipitation distribution during Meiyu period in middle-lower reaches of Yangtze River valley [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (4): 566–576, doi:10.11676/qxxb2008.054.
- 郭其蕴, 王继琴. 1981. 近三十年我国夏季风盛行期降水的分析 [J]. 地理学报, 36 (2): 187–195. Guo Qiyun, Wang Jiqin. 1981. Interannual variations of rain spell during predominant summer monsoon over China for recent thirty years [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 36 (2): 187–195, doi:10.11821/xb198102007.
- 何金海, 赵平, 祝从文, 等. 2008. 关于东亚副热带季风若干问题的讨论 [J]. 气象学报, 66 (5): 683–696. He Jinhai, Zhao Ping, Zhu Congwen, et al. 2008. Discussions on the East Asian subtropical monsoon [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (5): 683–696, doi:10.11676/qxxb2008.063.
- Holton J R. 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology [M]. 4th ed. Amsterdam: Elsevier Academic Press, 535pp.
- 黄青兰, 王黎娟, 李熠, 等. 2012. 江淮梅雨区域入、出梅划分及其特征分析 [J]. 热带气象学报, 28 (5): 749–756. Huang Qinglan, Wang Lijuan, Li Yi, et al. 2012. Determination of the onset and ending of regional Meiyu over Yangtze-Huaihe River valley and its characteristics [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 28 (5): 749–756, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2012.05.015.
- 黄荣辉. 1990. 引起我国夏季旱涝的东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究 [J]. 大气科学, 14 (1): 108–117. Huang Ronghui. 1990. Studies on the teleconnections of the general circulation anomalies of East Asia causing the summer drought and flood in China and their physical mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 14 (1): 108–117, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1990.01.14.
- 黄荣辉, 陈际龙. 2010. 我国东、西部夏季水汽输送特征及其差异 [J]. 大气科学, 34 (6): 1035–1045. Huang Ronghui, Chen Jilong. 2009. Characteristics of the summertime water vapor transports over the eastern part of China and those over the western part of China and their difference [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1035–1045, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.02.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (3): 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83 (11): 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Lau K M, Yang Song. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 14 (2): 141–162, doi:10.1007/s00376-997-0016-y.
- 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 Shizhei, 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.
- 梁萍, 丁一汇. 2012. 东亚梅雨季节内振荡的气候特征 [J]. 气象学报, 70 (3): 418–435. Liang Ping, Ding Yihui. 2012. Climatologic characteristics of the intraseasonal oscillation of East Asian Meiyu [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 70(3): 418–435, doi:10.11676/qxxb2012.036.
- 刘丹妮, 何金海, 姚永红. 2009. 关于梅雨研究的回顾与展望 [J]. 气象与减灾研究, 32 (1): 1–9. Liu Danni, He Jinhai, Yao Yonghong. 2009. Review and outlook of Meiyu [J]. Meteorology and Disaster Reduction Research (in Chinese), 32(1): 1–9, doi:10.3969/j.issn.1007-9033.2009.01.001.
- 刘还珠, 赵声蓉, 赵翠光, 等. 2006. 2003 年夏季异常天气与西太副高和南亚高压演变特征的分析 [J]. 高原气象, 25 (2): 169–178. Liu Huanzhu, Zhao Shengrong, Zhao Cuiguang, et al. 2006. Weather

- abnormal and evolutions of western Pacific subtropical high and South Asian high in summer of 2003 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (2): 169–178, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2006.02.001.
- 刘屹岷, 洪洁莉, 刘超, 等. 2013. 淮河梅雨洪涝与西太平洋副热带高压季节推进异常 [J]. 大气科学, 37 (2): 439–450. Liu Yimin, Hong Jieli, Liu Chao, et al. 2013. Meiyu flooding of Huaihe River valley and anomaly of seasonal variation of subtropical anticyclone over the western Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 439–450, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12313.
- 陆日宇, 富元海. 2009. 夏季东亚和西北太平洋地区的气候变异及其机理 [J]. 地球科学进展, 24 (2): 123–131. Lu Riyu, Fu Yuanhai. 2009. Summer climate variability in East Asia and the western North Pacific and its mechanisms [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 24 (2): 123–131, doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2009.02.002.
- 马音, 陈文, 冯瑞权, 等. 2012. 我国东部梅雨期降水的年际和年代际变化特征及其与大气环流和海温的关系 [J]. 大气科学, 36 (2): 397–410. Ma Yin, Chen Wen, Fong Soikun, et al. 2012. Interannual and interdecadal variations of precipitation over eastern China during Meiyu season and their relationships with the atmospheric circulation and SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 397–410, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11050.
- 钱维宏, 朱江, 王永光, 等. 2009. 江淮梅雨和赤道太平洋区域海温变化的关系 [J]. 科学通报, 54 (1): 79–84. Qian Weihong, Zhu Jiang, Wang Yongguang, et al. 2009. Regional relationship between the Jiang-Huai Meiyu and equatorial surface-subsurface temperature anomalies [J]. Chinese Science Bulletin, 54 (1): 113–119, doi:10.1007/s11434-008-0410-6.
- 司东, 丁一汇, 柳艳菊. 2010. 中国梅雨雨带年代际尺度上的北移及其原因 [J]. 科学通报, 55 (1): 68–73. Si Dong, Ding Yihui, Liu Yanju. 2009. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause [J]. Chinese Science Bulletin, 54 (24): 4742–4748, doi:10.1007/s11434-009-0385-y.
- Song Jie, Li Chongyin. 2014. Contrasting relationship between tropical western North Pacific convection and rainfall over East Asia during Indian Ocean warm and cold summers [J]. J. Climate, 27 (7): 2562–2576, doi:10.1175/JCLI-D-13-00207.1.
- 苏同华, 薛峰. 2010. 东亚夏季风环流和雨带的季节内变化 [J]. 大气科学, 34 (3): 611–628. Su Tonghua, Xue Feng. 2010. The intraseasonal variation of summer monsoon circulation and rainfall in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 611–628, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.13.
- Tanaka M. 1992. Intraseasonal oscillation and the onset and retreat dates of the summer monsoon over East, Southeast Asia and the western Pacific region using GMS high cloud amount data [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 70 (1): 613–629.
- 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 Mei-Yu 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.
- Tao Shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]// Monsoon Meteorology. Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. Oxford: Oxford University Press, 60–92.
- 陶诗言, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳 [J]. 应用气象学报, 17 (5): 513–525. Tao Shiyan, Wei Jie. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (5): 513–525, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2006.05.001.
- Trenberth K E. 1978. On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation [J]. Mon. Wea. Rev., 106 (1): 131–137, doi:10.1175/1520-0493(1978)106<0131:OTIOTD>2.0.CO;2.
- 涂长望, 黄士松. 1944. 中国夏季风之进退 [J]. 气象学报, 18 (1): 81–92. Tu Changwang, Huang Shisong. 1944. The advance and retreat of the summer monsoon in China [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 18 (1): 81–92.
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon [J]. J. Climate, 15 (4): 386–398, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2.
- 王遵娅, 丁一汇. 2008. 中国雨季的气候学特征 [J]. 大气科学, 32 (1): 1–13. Wang Zunya, Ding Yihui. 2008. Climatic characteristics of rainy seasons in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 1–13, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.01.01.
- 魏凤英, 谢宇. 2005. 近百年长江中下游梅雨的年际及年代际振荡 [J]. 应用气象学报, 16 (4): 492–499. Wei Fengying, Xie Yu. 2005. Interannual and interdecadal oscillations of Meiyu over the middle-lower reaches of the Changjiang River for 1885–2000 [J]. Journal of Applied Meteorology Science (in Chinese), 16 (4): 492–499, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2005.04.010.
- 吴志伟, 江志红, 何金海. 2006. 近 50 年华南前汛期降水、江淮梅雨和华北雨季旱涝特征对比分析 [J]. 大气科学, 30 (3): 391–401. Wu Zhiwei, Jiang Zhihong, He Jinhai. 2006. The comparison analysis of flood and drought features among the first flood period in South China, Meiyu period in the Yangtze River and the Huaihe River valleys and rainy season in North China in the last 50 years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (3): 391–401, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.03.03.
- 徐海明, 何金海, 周兵. 2001. 江淮入梅前后大气环流的演变特征和西太平洋副高北跳西伸的可能机制 [J]. 应用气象学报, 12 (2): 150–158. Xu Haiming, He Jinhai, Zhou Bing. 2001. The features of atmospheric circulation during Meiyu onset and possible mechanisms for westward extension (northward shift) of Pacific subtropical high [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 12 (2): 150–158, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.02.003.
- 徐群, 杨义文, 杨秋明. 2001. 长江中下游 116 年梅雨(一) [M]// 刘志澄. 暴雨·灾害. 北京: 气象出版社, 44–53. Xu Qun, Yang Yiwen, Yang Qiuming. 2001. The Meiyu in middle-lower reaches of Yangtze River during 116 recent years (I) [M]// Liu Zhicheng. Torrential Rain-Disaster (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 44–53.
- 徐淑英, 高由禧. 1962. 我国季风进退及其日期的确定 [J]. 地理学报, 28 (1): 1–18. Xu Shuying, Gao Youxi. 1962. Advance and retreat of the monsoon in China and its date definition [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 28 (1): 1–18, doi:10.11821/xb196201001.
- 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.
- 杨义文. 2002. 长江中下游梅雨与中国夏季旱涝分布 [J]. 气象, 28 (11): 11–16. Yang Yiwen. 2002. Relationship between summer drought/flood pattern in China and Meiyu of mid-lower reaches of Changjiang River [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 28 (11): 11–16, doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2002.11.003.
- 姚学祥, 王秀文, 李月安. 2004. 非典型梅雨与典型梅雨对比分析 [J]. 气象, 30 (11): 38–42. Yao Xuexiang, Wang Xiuwen, Li Yue'an. 2004. Comparison analysis of non-typical and typical Meiyu [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 30 (11): 38–42, doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2004.11.009.
- Yatagai A, Kamiguchi O, Arakawa A, et al. 2012. APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93 (9): 1401–1415, doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1.
- 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 2003. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件 [J]. 大气科学, 27 (6): 1018–1030. Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Zhang Shunli. 2003. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its associations with the circulations over East Asian during summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (6): 1018–1030, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.06.06.
- Zhang Y X, Zhai P M, Qian Y F. 2005. Variations of Meiyu indicators in the Yangtze-Huaihe River basin during 1954–2003 [J]. Acta Meteor. Sinica, 19 (4): 479–484.
- 竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量 [J]. 地理学报, 1 (1): 1–27. Zhu Kezhen. 1934. The enigma of southeast monsoon in China [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 1 (1): 1–27, doi:10.11821/xb193401001.
- 宗海锋, 张庆云, 陈烈庭. 2006. 梅雨期中国东部降水的时空变化及其与大气环流、海温的关系 [J]. 大气科学, 30 (6): 1189–1197. Zong Haifeng, Zhang Qingyun, Chen Lieting. 2006. Temporal and spatial variations of precipitation in eastern China during the Meiyu period and their relationships with circulation and sea surface temperature [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1189–1197, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2006.06.13.