0577-6619/2012/70(4)-0655-69 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

梅雨发生前对流层顶及平流层异常信号的分析 *

雒佳丽[1] 田文寿[1] 张培群[2] 胡 俊[1] 谢 飞[1]
LUO Jiali[1] TIAN Wenshou[1] ZHANG Peiqun[2] HU Jun[1] XIE Fei[1]

1. 半干旱气候变化教育部重点实验室(兰州大学),兰州,730000
2. 中国国家气候中心,北京,100081
1. *Key Laboratory of Semi-Arid Climate Change (Lanzhou University), Lanzhou* 730000, *China*
2. *National Climate Center of China, Beijing* 100081, *China*
2010-12-02 收稿,2011-08-04 改回.

Luo Jiali, Tian Wenshou, Zhang Peiqun, Hu Jun, Xie Fei. 2012. Analysis of the anomalous signals around the tropopause and in the stratosphere before the Meiyu onset. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(4): 655-669.

Abstract Using the NCEP/NCAR reanalysis data and the ERA-Interim reanalysis data together with the Meiyu data from the National Climate Center of China during 1989－2008, the tropopause anomalies and the NAM index over the Yangtze River and the Huaihe River valleys before Meiyu are analyzed. It is found that the tropopause height over the Yangtze River and the Huaihe River valleys decreases 3－5 days before the Meiyu onset, and the meridional change of the tropopause height is more significant than that in the zonal direction. It is proposed to that the lowering of the tropopause before the Meiyu onset is caused by frequent tropopause fold events associated with frequent cold surges from the north, the onset of the eastern Asia monsoon as well as the northward movement of the westerly jet. The decrease of the tropopause height before the Meiyu onset is accompanied by the descent of the cold air of high potential vorticity (PV) from the stratosphere. Positive PV anomalies can be noted over the Yangtze River and the Huaihe River valleys before the Meiyu onset, and the establishment and the maintenance of those PV anomalies are associated with PV anomalies over Lake Baikal, Western Siberia and near Sea of Okhotsk. The stratospheric temperatures over the Meiyu area reach a peak value before the Meiyu onset while the zonal winds in the stratosphere show a transition from westerly to easterly. After the onset of Meiyu, the stratospheric temperatures over the Meiyu area are decreased. The total precipitation during the Meiyu season has a consistent positive correlation with the NAM index in the upper troposphere and the lower stratosphere, which is most significant 15－30 days before the Meiyu onset. The results suggest that the NAM index near the tropopause region is one of good factors for forecasting the precipitation in the Meiyu season.
Key words Meiyu, Tropopause, Potential vorticity, Stratosphere, NAM index

摘 要 利用 NCEP 和欧洲中心的 ERA-Interim 再分析资料结合中国国家气候中心的 20 a 梅雨观测资料,分析了梅雨发生前江淮地区对流层顶和位涡的异常以及北半球环状模指数的变化。研究表明,江淮地区在梅雨开始前 3—5 天会出现对流层顶的下降,且高度的经向变化比纬向变化更为明显。对流层顶的降低与北方冷空气的南下入侵、东亚季风的爆发以及急流轴北跳引起的频繁的对流层顶折卷过程有关。对流层顶的下降伴随着来自平流层的高位涡冷空气的入侵。而梅雨发生前江淮地区上空对应正位涡异常,这一异常的建立和维持与贝加尔湖、西西伯利亚、鄂霍次克海附近的正位涡异常有关;而梅雨发生前江淮地区平流层温度达到极大值,梅雨爆发后开始下降,纬向风则处于西风到东风的转换期。梅雨期的总降水量与对流层上部平流层下部的北半球环状模指数存在一致的正相关关系,而在梅雨发生前 15—30 天,这种相关性尤为显著。这一结果说明,在对流层顶附近的北半球环状模指数对梅雨期降水量的预测有较好的指示意义。

---

* 资助课题:国家基础研究重大项目(2010CB428604)和自然科学基金项目(40730949、41175042)。
作者简介:雒佳丽,主要从事大气物理与大气环境研究。E-mail:luojl09@lzu.edu.cn
通讯作者:田文寿,E-mail:wstian@lzu.edu.cn

关键词 梅雨，对流层顶，位涡，平流层，北半球环状模指数
中图法分类号 P401

1 引 言

梅雨是东亚大气环流由春到夏演变的产物，是东亚地区特有的天气气候现象，仅出现在中国长江中下游至朝鲜半岛南部和日本西南部(周曾奎，1996；朱乾根等，2007)。梅雨一般出现在6月中旬到7月上旬，每年入、出梅的迟早、梅雨期的长短、梅雨降水量的多少，直接影响到长江中下游地区的旱涝，因此，梅雨的发生和发展一直受到中国气象学家广泛关注(陶诗言等，1988；丁一汇等，2007a)。符淙斌(1981)发现南极地区的冰雪状况与长江流域出梅时间的早晚有密切的关系；赵振国(1996)发现厄尔尼诺的开始年和次年，长江中下游入梅偏晚；徐海明等(2001)、王钟睿等(2005)指出，江淮入梅日的年际变化与北大西洋涛动和海温异常有关；汪靖等(2006，2009)指出，东亚副热带高空西风急流和西太平洋副热带高压向北突跳偏晚会导致江淮流域入梅偏晚，而前期中太平洋ENSO(CP-ENSO)事件是影响梅雨建立年际变化的强信号，大气环流季节性转换和热带暖湿气流向江淮流域输送偏早(晚)是江淮梅雨建立偏早(晚)的主要原因；竺夏英等(2007)发现前期北半球冬季ENSO对梅雨期降水经向非均匀分布有一定的影响。同样受梅雨影响的日本也通过印度季风降水等对梅雨展开过不少研究(Ninomiya，et al，2003；Zhou，et al，2004；Yasunari，et al，2006；Krishnan，et al，2001)。

梅雨是发生在对流层的一个天气过程，传统意义上都认为平流层大气是受对流层影响的被动系统，故较少有人研究平流层过程对梅雨的影响。然而有研究指出，平流层过程可影响对流层的天气过程(Baldwin，et al，2001；Hartley，et al，1998；Black，2002；胡永云，2006a；张伟等，2006)。一些学者甚至建议冬季北半球平流层的异常信号可以作为预报对流层天气变化的先行指标(胡永云，2006b)。刘毅等(2008)、向纯怡等(2009)的研究结果表明平流层异常能影响对流层环流，从而造成对流层天气系统的变化，一个明显的例子是平流层异常信号对2008年的雪灾天气有重要的指示意义。也有研究提出平流层过程对对流层有显著影响(陈文等，2009；Chen，et al，2009；魏科等，2007)，甚至是相对较弱的平流层异常也可以向下传播影响对流层(Wang，et al，2010)。关于对流层顶，赵亮等(2008)分析了气候平均意义下梅雨前期及梅雨期间东亚地区等熵位涡的源区和演变过程，发现梅雨建立之前，东亚地区对流层高层经向位涡梯度减弱。龚道溢(2003)通过分析春季北极涛动(AO)指数的变化对梅雨带夏季降水年际变化的影响后指出，北极涛动能够预测东亚夏季降水。李春等(2005)提出，在年代际尺度上，北极涛动与东亚夏季风强度和华北夏季降水有密切关系。李崇银等(2008)研究发现，中国夏季梅雨的异常可能会受到平流层大气环流异常状况的影响，这种影响是通过对流层北极涛动的变化而实现的。

然而，针对梅雨发生前对流层顶和平流层的异常在以往的研究中还没有得到深入的分析。本文将在已有研究的基础上，对梅雨发生前江淮地区动力对流层顶高度、温度、各高度的风、位涡以及北半球环状模(NAM)进行分析，以期找到梅雨发生前对流层顶和平流层的异常信号。

2 资料和方法

所用的天气要素资料主要是1989—2008年共20 a的NCEP再分析资料，其水平分辨率为2.5°×2.5°。同时还用到相同时段水平分辨率为1.5°×1.5°的欧洲中心再分析资料(ERA-Interim)作对比分析。梅雨资料来自中国国家气候中心，时段为1989—2008年，主要用到梅雨的起止时间和梅雨期降水量。

文中选取(28°—34°N，110°—122°E)代表江淮地区(胡娅敏等，2008)。由于2000和2002年是空梅年，故选择该2 a的早梅雨发生时期作为研究对象，其余年份的研究对象均为典型梅雨期。梅雨发生前后某一天表示的是以每年的入梅日为基准，前推N天计为梅雨发生前N天，后推N天计为入梅后N天，并将以此方法算出的梅雨发生前N天的20 a数据累加后再求平均得到的数据计为梅雨发生前N天的20 a平均值。

文中热力对流层顶资料选自NCEP再分析资料中的对流层顶资料。考虑到中纬度地区热力对流

层顶不连续,故文中选取动力对流层顶作为主要研究对象,热力对流层顶作为参考。动力对流层顶由位势涡度(V_P)等于 2.5 PVU(1 PVU = 10^{-6}(m^2 · K)/(s · kg))的等位涡面确定。位涡的计算采用下面的公式(丁一汇等,2007b):

$$V_P = (\zeta_\theta + f)\left(-g\frac{\partial\theta}{\partial p}\right)$$

式中,ζ_θ 为等熵面上相对涡度的垂直分量,θ 为位温,g 为重力加速度,f 为牵连涡度,$-\frac{\partial\theta}{\partial p}$为静力稳定度。

3 梅雨发生前对流层顶高度与温度的变化

对流层顶是平流层和对流层的过渡层,是对流层与平流层相互作用的关键纽带。因此,有必要首先了解入梅前后对流层顶高度和温度的变化。从 1989—2008 年 NECP 和 ERA-Interim 再分析资料合成得到的梅雨发生前 15 天至入梅后 5 天的多年平均动力对流层顶高度和温度变化趋势(图 1)可以看出,两种资料的合成结果均表明,江淮地区入梅前第 8 天对流层顶高度开始有比较明显的下降,于梅雨发生前第 3 天达到最低,之后该地区对流层顶开始快速升高,在入梅后的 5 天内无明显变化。与高度变化相反,在研究的 20 a 中,梅雨发生前 3—8 天江淮地区动力对流层顶温度则有明显的升高,并在梅雨发生前第 3 天达到最高,随后温度降低直至入梅。通过分析两种资料的对流层顶高度和温度在梅雨发生前后的相关性可知,NCEP 和 ERA-Interim 的对流层顶高度相关系数高达 0.958,对流层顶的温度相关系数也达到 0.800。这个结果表明梅雨发生前对流层顶高度下降和温度升高两种资料一致。

为了进一步验证图 1 中对流层顶高度和温度的变化是否与梅雨的发生相关,分析了 20 a 6 月江淮地区对流层顶高度和温度的气候平均逐日变化。从图 2 可以看出,20 a 平均的江淮地区 6 月对流层顶高度和温度存在明显的逐日变化,但从 NCEP 和 ERA-Interim 两种资料的对比来看,两种资料的逐日变化在相位上并不一致,相关系数都小于图 1 中的值。这从另一个角度说明,图 1 中梅雨发生前对流层顶高度的下降不是随机的逐日变化信号。值得指出的是,NCEP 和 ERA-Interim 的对流层顶高度存在较大的差异,这可能是两种资料的空间分辨率不同以及两种资料内在的差异等因素造成的。在下面的分析中主要以 NCEP 资料为主来进行。

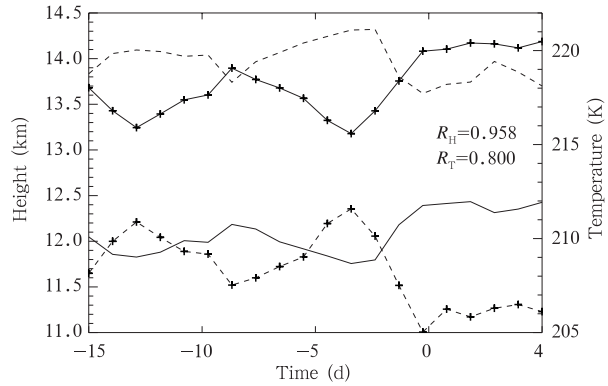


图 1 江淮地区 20 a 合成的动力对流层顶高度(实线)和温度(虚线)在入梅前 15 天到入梅后 5 天的变化趋势(带加号的线为 ERA 资料分析结果;R_H 为两种资料的高度相关系数,R_T 为两种资料的温度相关系数)

Fig. 1 Variations of the dynamical tropopause height (solid line) and the dynamical tropopause temperature (dashed lines) from the 15th day before the Meiyu onset to the 5th day after the onset composited from the 20 years NCEP and ERA-Interim reanalysis data averaged over the Jianghuai area (the lines with plus are for the ERA-InEtrim data; R_H and R_T represent the correlations between the two data sets for the tropopause height and the tropopause temperature, respectively)

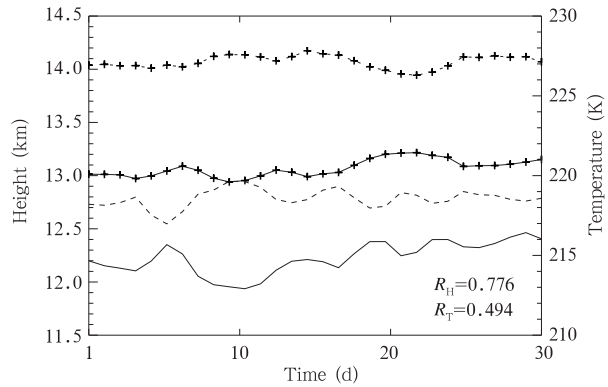


图 2 江淮地区 20 a 平均的动力对流层顶高度(实线)和温度(虚线)6 月的变化(带加号的线为 ERA 资料分析结果;R_H 为两种资料的高度相关系数,R_T 为两种资料的温度相关系数)

Fig. 2 Variations of the dynamical tropopause height (solid line) and the dynamical tropopause temperature(dashed line) over the Jianghuai area in June averaged over the 20 years data (the lines with plus are for the ERA-Inetrim data; R_H and R_T represent the correlations between the two data sets for the tropopause height and the tropopause temperature, respectively)

以上结果是20 a平均值,然而梅雨的发生、发展在各年并不相同,接下来分析梅雨发生前对流层顶的逐年变化。图3分别给出了20年NCEP热力对流层顶资料和以2.5 PVU等位涡面确定的动力对流层顶在梅雨发生前第3天和入梅日江淮地区对流层顶高度及其经向、纬向梯度的变化(梯度是相邻两个格点间的对流层顶高度之差与格距之比的绝对值)。图3a_1、a_2显示,20 a中有超过15 a的数据显示梅雨发生前第3天对流层顶高度低于梅雨发生当天的值,这与图1的合成结果一致。从图3b_1、b_2可以看出,20 a中,有17 a表现为梅雨发生前第3天该地区平均热力对流层顶高度的经向梯度高于梅雨发生当天的值,而动力对流层顶的分析结果也有14 a符合这种情况。再由图3c_1、c_2可以看出,20 a

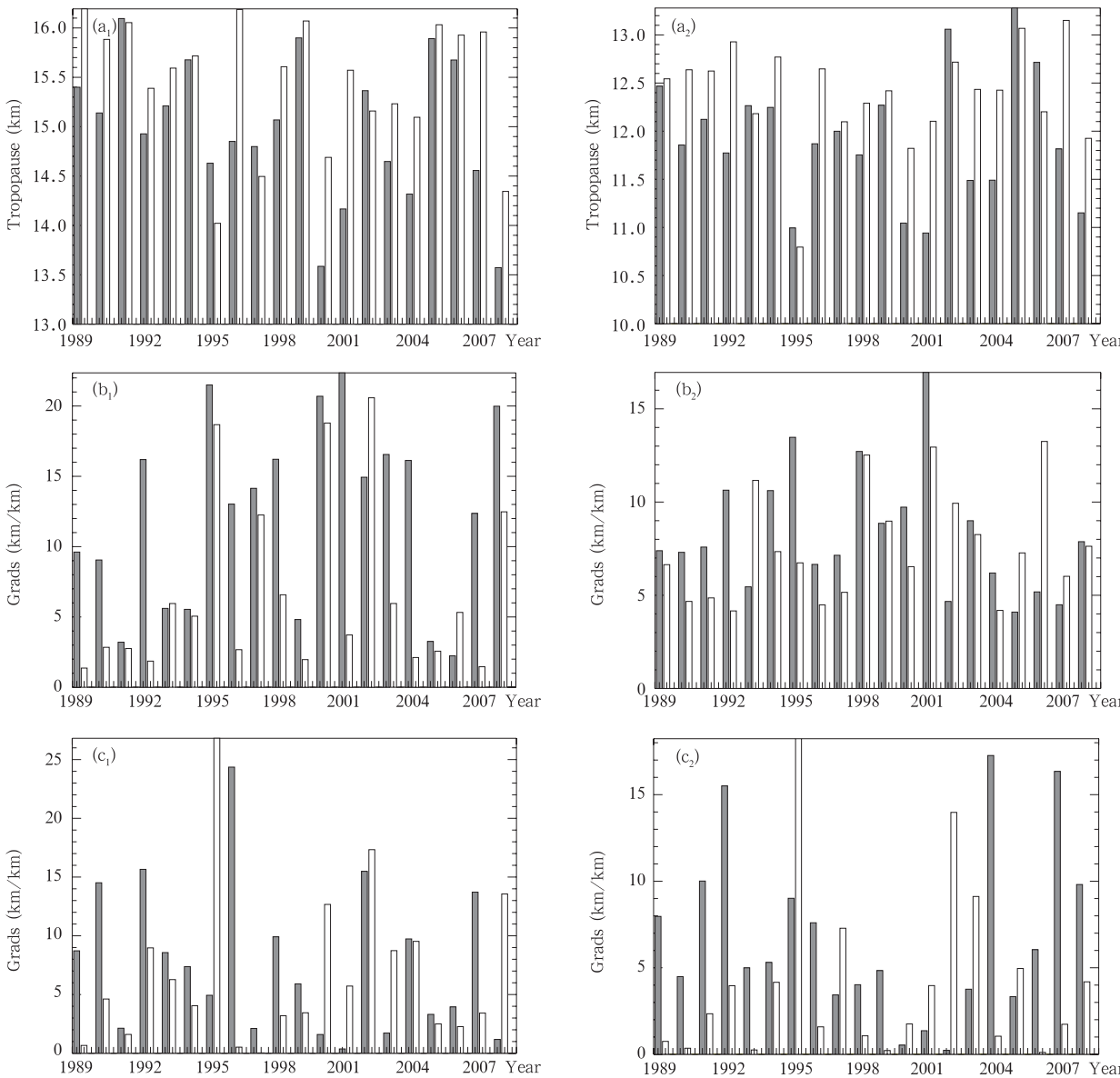


图3 1989—2008年逐年梅雨发生前第3天和入梅日江淮地区热力及动力对流层顶高度以及高度的经向、纬向梯度变化(实心柱:梅雨发生前第3天,空心柱:入梅日,下标1:热力对流层顶,下标2:动力对流层顶,a.对流层顶高度,b.高度的经向梯度,c.高度的纬向梯度,梯度值放大了10000倍)

Fig. 3 Interannual variations of the thermal and dynamical tropopause heights (a_1, a_2) and their meridional (b_1, b_2) and zonal (c_1, c_2) gradients at the 3rd day before the Meiyu onset (solid columns) and the 1st day after the Meiyu onset (white columns). The gradients have been magnified by 10000 times

中有 14 a 表现为梅雨发生前第 3 天热力对流层顶高度的纬向梯度大于梅雨发生当天的纬向梯度,而动力对流层顶的分析结果有 13 a 是这种情况。

由以上分析可以得出,无论是热力对流层顶还是动力对流层顶,梅雨发生前江淮地区对流层顶高度都低于入梅日,与之对应,梅雨发生前该地区对流层顶高度的经向梯度和纬向梯度大于入梅日的值;而经向梯度的变化比纬向梯度更明显,说明梅雨发生前江淮地区对流层顶会发生明显的形变且对流层顶高度的空间形变主要体现在南北方向,即梅雨发生前对流层顶高度经向平均变化大于纬向平均变化。从总体上看,热力对流层顶和动力对流层顶的分析结果一致,只是热力对流层顶的统计结果更好;从个例上看,两种对流层顶上纬向梯度的对比结果最为一致。

梅雨发生前对流层顶的降低可能与前期北方冷空气频繁南下、东亚季风的爆发以及急流轴的北跳有关。陶诗言等(1998)指出梅雨气旋的发生、发展都受西北方南下的高空冷槽影响,寿绍文等(2001)的分析也指出,1991 年江淮梅雨暴雨过程由高层的具有较高湿位涡值的冷空气沿等熵面快速向南下降而加强。还有研究(龚道溢等,2002)表明,东亚夏季风降水受东亚副热带西风急流影响,中国大部分地区雨季的起始都与急流轴的南移北跳及强度有关。6 月江淮地区及周边的对流层顶高度呈现北低南高、东低西高的特点(图 4a);梅雨发生前,正是春夏之交,北方冷空气频繁南下与南方的暖湿空气相互作用导致频繁的锋生锋消活动,特别是在江淮地区,而锋生活动是对流层顶折卷的有利条件(Elbern, et al, 1998)。图 4b 是北面较低的对流层顶在江淮地区折卷的示意图,解释了该地区梅雨发生前对流层顶降低的第1个原因;第2个原因是当东亚季风爆

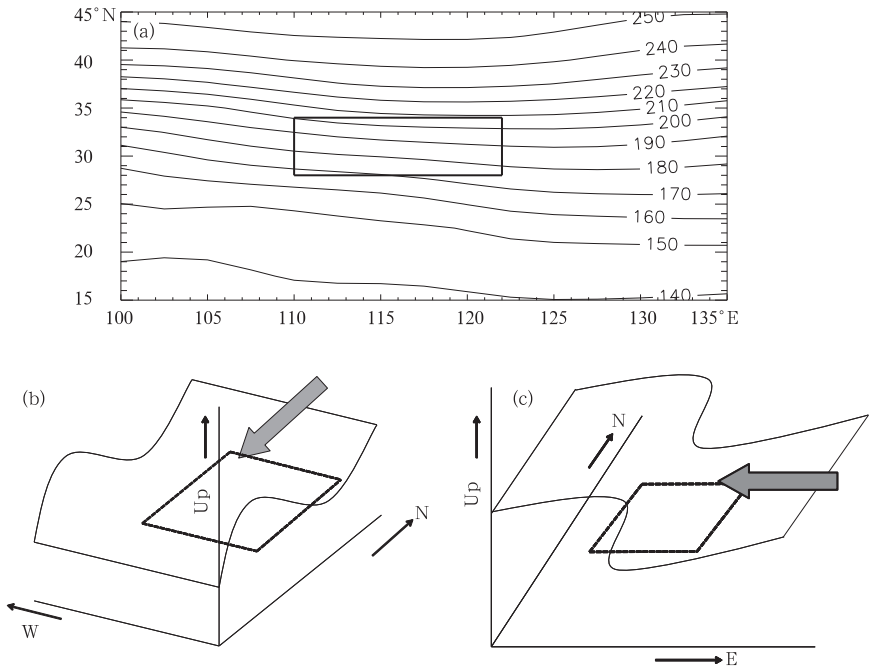


图 4 (a)20 a 平均 6 月对流层顶高度(等值线为对流层顶气压(hPa),方框代表江淮地区),(b)北方冷空气南下时对流层顶的折卷示意(虚线框代表江淮地区),(c)东亚季风爆发后偏东气流向西作用时对流层顶东西方向折卷示意(虚线框代表江淮地区)

Fig. 4 (a) Averaged height of tropopause in June over 20 years (the contours indicate the pressure on the tropopause, the rectangle indicates the Meiyu area), (b) the diagram of the tropopause fold caused by cold surges from the north (the dotted rectangle indicates the Meiyu area), and (c) the diagram of the tropopause fold caused by the East Asia monsoon easterly flow (the dotted rectangle indicates the Meiyu area)

发时,江淮地区上空有偏东气流,由于东面对流层顶较低,在高层东风的作用下,对流层顶在此处发生折卷(图 4c)。梅雨发生前急流轴的北跳造成的动力不稳定则为对流层顶发生折卷创造了更有利的条件。入梅后,随着对流层对流活动的逐渐加强,对流层顶相应抬升。因此,伴随着北方冷空气的南下、东亚季风的爆发和急流轴的北跳,梅雨发生前江淮地区对流层顶降低,而随着入梅后对流活动的逐渐加强,该地区对流层顶又逐渐抬升,对流活动强时这一抬升更明显。

下面进一步以 20 a 平均资料来分析梅雨发生前在经向和纬向垂直剖面上有关信号的变化,以了解梅雨发生前对流层顶降低的原因。这些信号包括动力对流层顶高度、位温、垂直速度、位涡等。选取位涡值等于 2.5 PVU 的等位涡面作为动力对流层顶,图 5 是 1989—2008 年平均的动力对流层顶和位温在 110°—122°E 平均的垂直-经向剖面。图 5a—d 分别是梅雨发生前第 12 天、第 8 天、第 4 天和入梅日的经向剖面。可以看出,从梅雨发生前 12 天到第 4 天江淮地区(20°—30°N)有明显的上升运动,而在江淮地区北部(30°—40°N)是明显的下沉运动,到入梅日(图 5d)研究区域盛行上升运动,下沉运动则明显减弱。值得注意的是从梅雨发生前第 12 天开始直到入梅日,动力对流层顶似乎没有明显的变化,但从图 5 还是可以看出,在上升运动区,动力对流层顶有向上的抬升,而下沉运动区有对流层顶凹陷

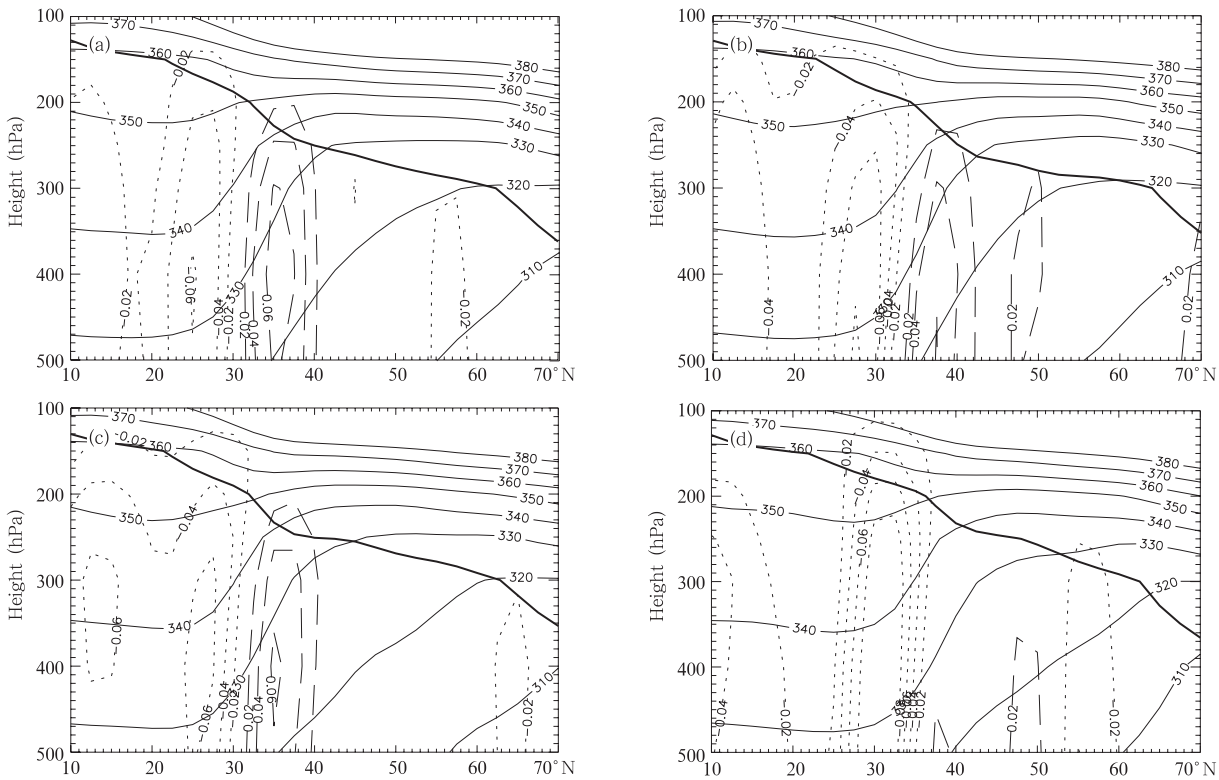


图 5 20 a 合成的入梅前第 12 天至梅雨发生当天 10°—70°N 平均的位温和垂直速度的经向垂直剖面

(a. 入梅前 12 天,b. 入梅前 8 天,c. 入梅前 4 天,d. 入梅日;粗实线是动力对流层顶,细实线是等位温线(单位:K),点线为向上垂直速度,长虚线为向下垂直速度(单位:Pa/s))

Fig. 5 Longitude-height cross-sections of the potential temperature and vertical velocity fields averaged over the 10°—70°N latitudinal band. The means are done based on the 20 years NCEP reanalysis data for the 12th day (a), 8th day (b), and 4th day (c) before the Meiyu onset as well as the 1st day after the Meiyu onset (d) Thick black lines represent the dynamical tropopause height, thin solid lines are for potential temperature contours (K), dotted lines are for upward vertical velocity contours, and long dashed lines are for downward vertical velocity contours (Pa/s)

现象,这种凹陷即是对流层顶折卷的总体表现。赵亮等(2008)曾指出在梅雨发生前,平流层异常高位涡空气会沿 2 PVU 面南下,并堆积在 2 PVU 面最陡峭处(等位涡面与等熵面交角最大处),同时伴随着较强的北风和下沉运动。由图 5 也可以看出,等位温线与对流层顶交角最大的区域伴随着较强的下沉运动。

进一步分析梅雨发生前 5 天、4 天、3 天、2 天、1 天和入梅日在 32.5°N 处位涡的纬向剖面(图 6)可以看出,在梅雨发生前第5天,江淮地区上空对流层顶

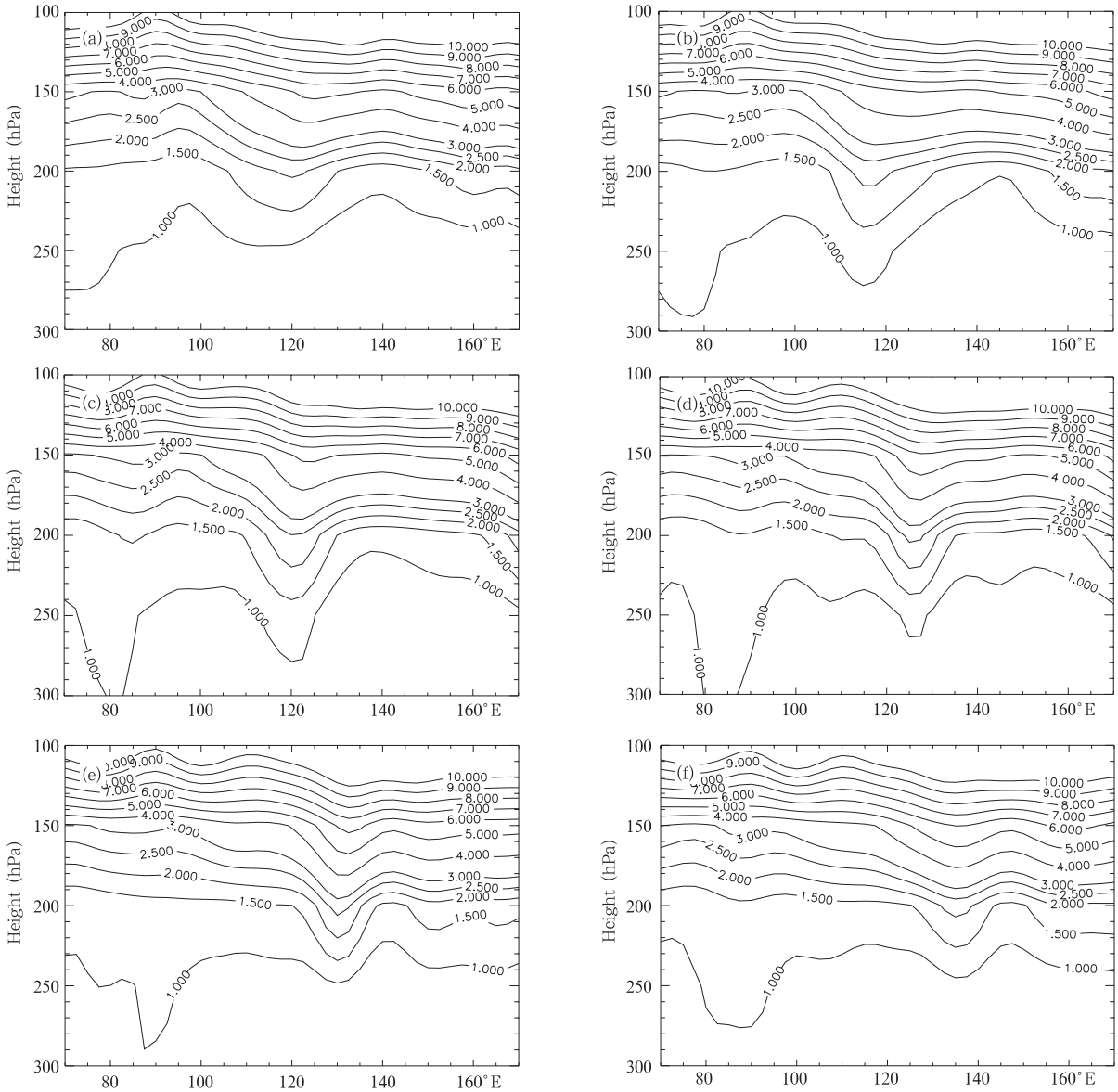


图 6 20 a 合成的入梅前第 5 天至梅雨发生当天 32.5°N 位涡(单位:PVU)的纬向垂直剖面

(a. 入梅前第 5 天,b. 入梅前第 4 天,c. 入梅前第 3 天,

d. 入梅前第 2 天,e. 入梅前第 1 天,f. 入梅日;等值线为位涡值)

Fig. 6 Longitude-height cross-sections of the potential vorticity fields (unit: PVU) along 32.5°N. The means are done based on the 20 years NCEP reanalysis data for the 5th day (a), 4th day (b), 3th day (c), 2th day (d), and 1th day (e) before the Meiyu onset, as well as the 1st day after the Meiyu onset (f)

存在明显凹陷现象(图 6a),梅雨发生前第 4 天,该地区对流层顶的凹陷加深(图 6b),至梅雨发生前第 3 天凹陷形成类似于对流层顶折卷的现象(图 6c)。在梅雨发生前 2 天,这种折卷开始东移,而梅雨发生前 1 天,对流层顶折卷较之前有所减弱且逐渐东移移出江淮地区。结果与图 4 给出的概念模型一致。

结合图 5 和 6 可以看出,梅雨发生之前在江淮地区的对流层顶附近会有来自平流层的高位涡空气向下入侵,并伴随对流层顶的下降和折卷。特别值得注意的是,梅雨发生当天江淮地区及其稍北部对流层顶的下沉气流消失了,折卷也开始逐渐减弱。从图 1 对流层顶高度演变特征也可以看出,从梅雨发生前第 3 天开始,江淮地区对流层顶的高度开始回升。综合前面的分析可以看出,梅雨发生前,有偏北方向的冷空气从平流层进入对流层,并逐渐靠近江淮地区,相应的这一地区对流层顶也降低,而入梅日江淮地区被大范围的垂直上升气流主导,主要是对流层空气进入平流层。

4 等位涡面上及平流层的相关分析

为了考查对流层顶附近高位涡空气的传输情况,图 7 给出了 20 a 平均的梅雨发生前 2.5 PVU 面上的位势高度和风场。从图 7 可以看到与前面一致的结果:在梅雨发生前第 6—3 天,120°E 以东,30°—50°N 的动力对流层顶高度有明显的下降,表现为槽区,此区域为正位涡异常区。

在梅雨发生前第 7 天,40°—50°N,105°E 附近出现一个槽区,即正位涡异常区,随后这个正位涡异常区沿西北气流快速东移南下,在梅雨发生前第 6 天到达 35°—45°N,115°E 附近,开始影响中国东部地区上空,之后移动缓慢,至梅雨发生前第 3 天一直维持在这一区域。由于正位涡异常维持在中国东部地区上空,使得包括江淮地区在内的中国东部地区的对流层顶在梅雨发生前第 6—3 天持续下降,并于梅雨发生前第 3 天达到最低。此后该正位涡异常逐渐移出中国大陆。

在江淮地区上空槽形成发展的同时,其西脊区的形成发展也值得关注。在梅雨发生前第 7 天,40°—50°N,100°E 附近出现脊,即负位涡异常区,位于正位涡异常区的西侧,其后稳步东移,于梅雨发生前第 3 天控制中国东部大部分地区,使得包括江淮地区在内的这些地区的对流层顶在下降至最低值后开始上升。

结合急流区可以看出,在梅雨发生前第 6—3 天,正位涡异常区的东侧一直存在很强的急流,位于日本上空,该急流区又处于对流层顶陡峭处,会产生强的垂直上升运动,在地面导致气旋发生,而位于日本附近的温带气旋往往与江淮梅雨准静止锋相连,可以对江淮梅雨的形成发展产生影响。

如果选取一个典型梅雨年份分析梅雨发生前动力对流层顶上位势高度场和风场形势,图 7 中反映的特征会更加明显。图 8 是 2007 年梅雨发生前第 8—3 天 2.5 PVU 等位涡面的位势高度场和风场。可以看出,在梅雨发生前第 8 天正位涡异常区已在(35°N,105°E)附近形成,随后逐渐东移,并呈东北—西南向。在梅雨发生前第 6 天,从南亚高压伸出的负位涡异常区也开始发展。在 2007 年梅雨发生前第 5—4 天,江淮地区成为正位涡异常区的中心,在梅雨发生前第 4 天江淮地区的对流层顶降至 11 km 以下,且槽区中心的主要风向为偏北风而非西北风,这加速了高位涡空气的南侵,在梅雨发生前第 3 天后移出中国大陆。

图 7 和 8 很清楚地表明,在包括江淮地区的中国东部地区上空对流层顶附近出现的正位涡异常与梅雨的发生有很强的相关。在梅雨发生前 3—6 天江淮地区对流层顶附近维持正位涡异常,正位涡异常区走向呈东北—西南向。江淮地区对流层顶附近这一正涡度异常与梅雨发生前第 7 天前后在贝加尔湖附近(40°—50°N,105°E)生成的正位涡异常区有很好的联系,监测该区域的动力对流层顶异常对预测梅雨的发生具有一定的指示意义。

图 9 进一步给出了 1989—1998 年逐年梅雨发生前后江淮地区平流层温度和环流的时空变化(由于逐年的变化特征基本一致,为了使图中的信号更明显,只给出前 10 年的结果)。从温度的时空剖面可以看出(图 9a),江淮地区平流层温度在梅雨发生前达到最高,梅雨爆发后温度则开始下降,特别是在平流层中部 30 hPa 上下,这一特征尤其明显。图 1 的合成结果也表明梅雨发生前对流层顶高度下降,温度升高,与图9中逐年的温度变化特征一致。这

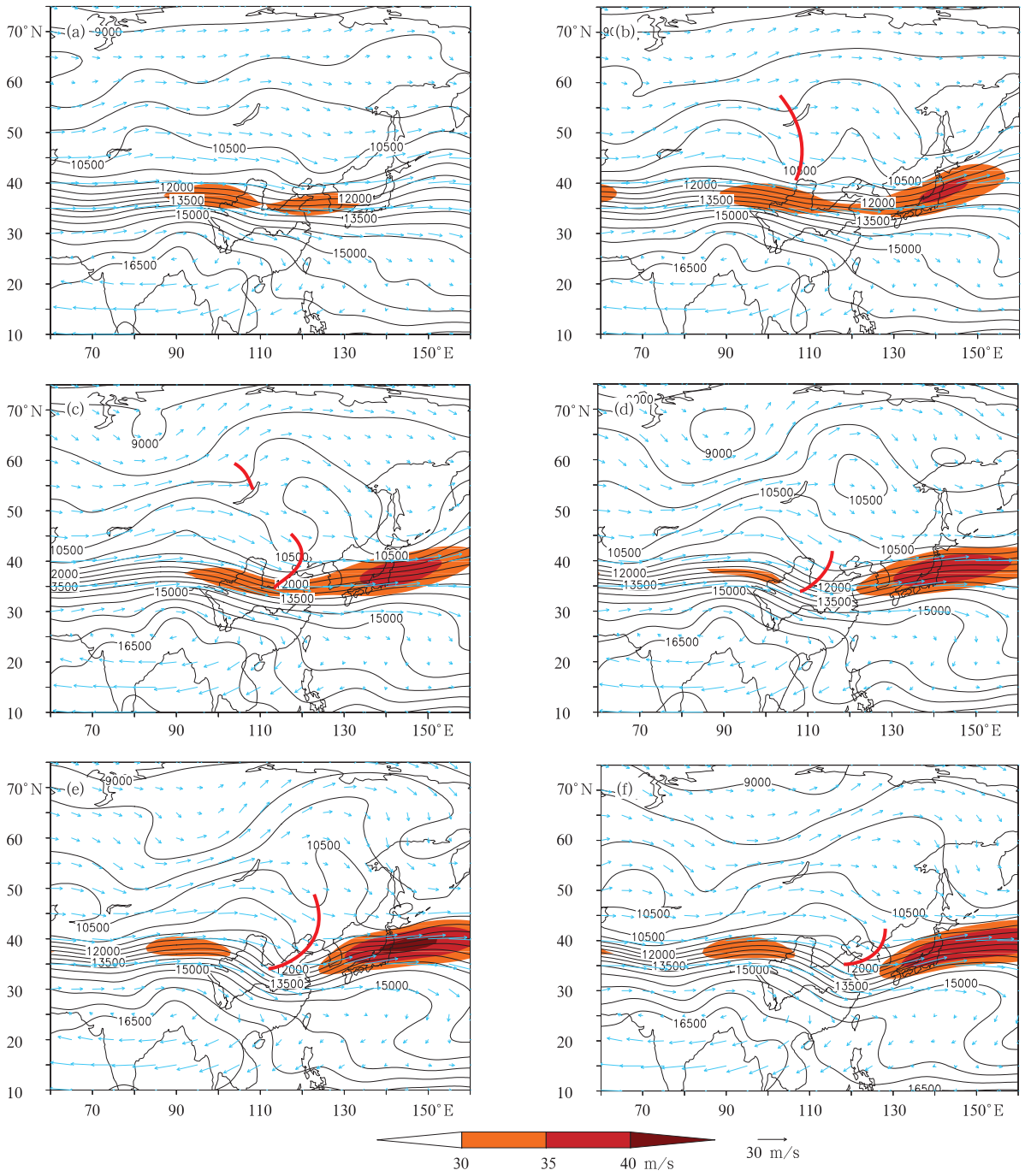


图 7　1989—2008 年合成的入梅前第 8 天至前第 3 天(a—f)2.5 PVU 等位涡面上的位势高度场和风场(等值线表示位势高度，单位:gpm,槽线用红线标出,风向和风速由浅色箭头表示,大小见标注，深色区表示风速不小于 30 m/s 的急流区)

Fig. 7　Climatological mean geopotential height (contours, unit: gpm) and wind fields (arrow and the shaded is for the area with the velocity ≥ 30 m/s) on the surface of constant potential vortcity (2.5 PVU). The means are done based on the 20 years NCEP reanalysis data for the 8th day (a), 7th day (b), 6th day (c), 5th day (d), 4th day (e), 3th day (f) before the Meiyu onset. The regions where the zonal wind speed greater than 30 m/s are shaded. The red lines denote the trough lines

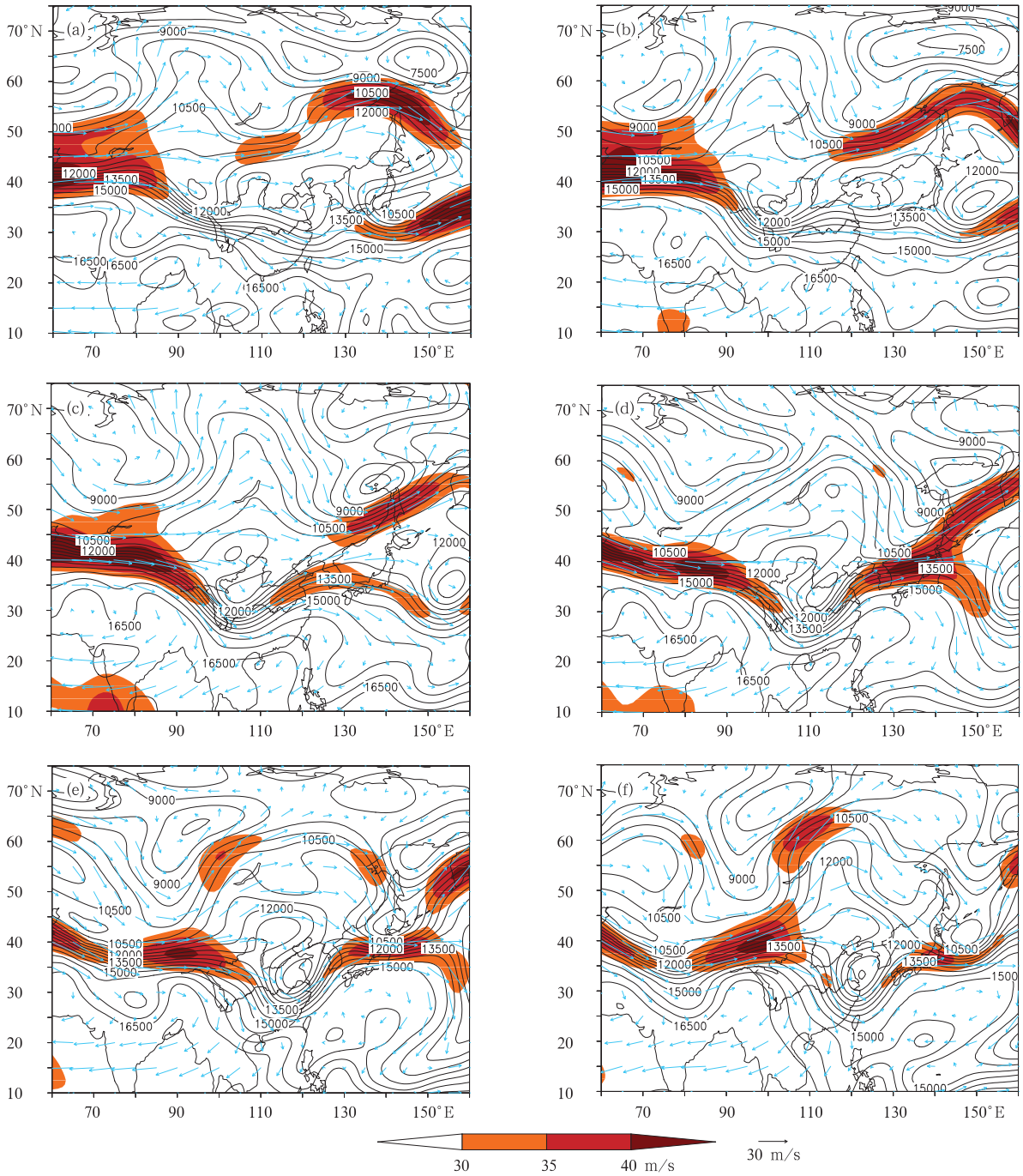


图 8 2007 年入梅前第 8—3 天(a—f)2.5 PVU 等位涡面的位势高度场和风场

(等值线为位势高度,单位:gpm,风向和风速由浅色

箭头表示,深色区表示风速不小于 30 m/s 的急流区)

Fig. 8 As in Fig. 7 but for 2007

些结果表明,梅雨发生前江淮地区平流层增温,该地区对流层顶降低、温度相应升高;梅雨爆发后江淮地区平流层温度开始下降。纬向风的时空剖面(图 9b)则显示在梅雨发生前该地区平流层纬向风开始由西风转为东风,这与前面分析的结果一致,即梅雨发生前江淮地区上空有偏东气流,有利于对流层顶自东向西折卷。

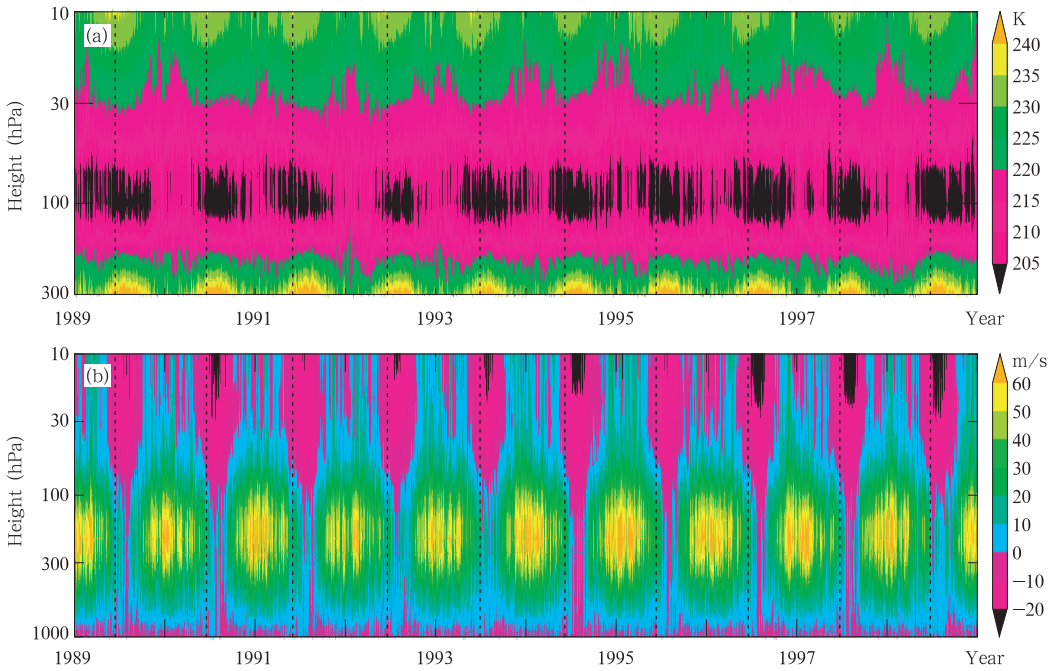


图 9 江淮地区区域平均的 NCEP 温度(a)和纬向风(b)的时间-高度变化

(竖直虚线代表各年梅雨发生的时间)

Fig. 9 Time-height cross-sections of the temperature field (a) and zonal wind (b) averaged over the Jianghuai area based on the NCEP reanalysis data. The vertical dashed line represents the time of the Meiyu onset of each year

5 梅雨发生前北半球环状模指数分析及平流层环流形势

从以上对对流层顶及平流层的温度和环流的分析可以看出,梅雨发生前后江淮地区对流层顶及平流层温度和纬向风有明显的不同,那么,梅雨发生前,平流层是否有其他异常信号呢? 不少研究指出,南极涛动对江淮梅雨甚至中国东部的夏季降水有影响或有关(高辉等,2003;鲍学俊等,2006),而南极涛动(或称南半球环状模)和北极涛动(或称北半球环状模)有着极大的相似:二者都是深厚的、高度纬向对称的环状结构,在极地和中高纬度呈反相变化;"环状模"在南半球和北半球都是整年存在,是具有半球尺度的大气环流遥相关现象(李晓峰等,2009),龚道溢等(2002)发现长江流域夏季降水与前期北极涛动有显著相关性。中外的一些研究通过对北半球环状模的分析研究发现平流层的异常信号可以传到对流层进而对对流层天气造成影响(Baldwin, et al,2001;胡永云,2006a,2006b; Wang, et al,2010;陈月娟等,2009;陈文等,2006,2008;Huang, et al, 2007)。Ogi 等(2004,2005)提出夏季北半球环状模对对流层天气尤其是欧亚大陆的天气影响明显,只是夏季北半球环状模经向尺度较小,且与冬季的北半球环状模在位势高度场、尺度各方面不同。

下面进一步通过分析 1989—2008 年逐年北半球环状模指数来了解入梅前平流层是否有异常信号下传到对流层。根据 Baldwin 等(2001)给出的北半球环状模指数的计算方法,利用 NCEP 资料计算了 1989—2008 年不同高度上北半球环状模指数随时间的变化(图 10)。仔细分析图 10 的结果可以发现,在有典型梅雨期的 18 a 中,有 13 a 梅雨发生前对应正的北半球环状模指数,但是在对应正北半球环状模指数的 13 a 中,只有 6 a 平流层的正北半球环状模指数下传到了对流层。梅雨发生前平流层异常的发生和传输情况如表 1 所示。图 10 和表 1 表明梅雨发生前尽管有平流层环流的异常出现,但是这种平流层异常是否对梅雨的发生有触发作用还不能下定论,有待进一步的考察。

表 1 20 a 各年平流层异常发生与下传情况

Table 1 The statistics for the occurrence and downward transmission of the annual stratospheric anomalies for the 20 years

年份	1995、1996、1997、1998、2005、2007、2008	1991、1992、1994、2003、2004	1993	1989、1990、1999、2001、2006	2000、2002
有无正异常	有	有	有	无	空梅
产生位置	平流层	平流层	对流层	无	空梅
下传情况	下传至对流层	未下传至对流层	在对流层产生	无	空梅

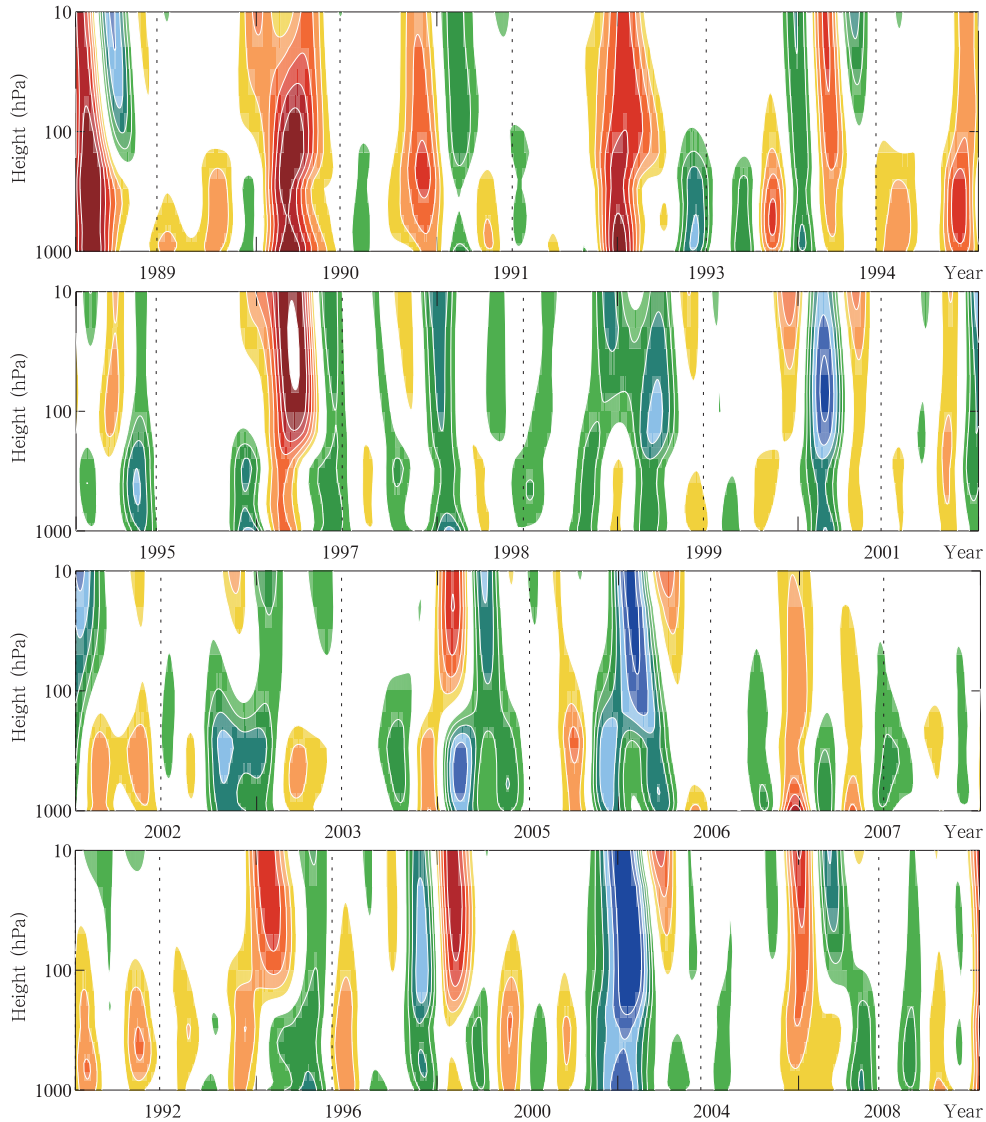


图 10 20 a 北半球环状模指数的时间-高度剖面次(绿色:正异常,红色:负异常,等值线间隔为 0.5,白色区域代表 -0.5—0.5 的值。竖直虚线代表各年梅雨发生的时间为处理数据方便,20 a 中 5 个闰年的北半球环状模异常在最后一个图框中单独给出)

Fig. 10 Time-height cross sections of the NAM index during the 20 years The negative anomalies are shaded with yellow to red and the positive anomalies are shaded with green to blue. The contour interval is 0.5. The zone between 0.5 and −0.5 are shaded with white. (The NAM indexes for the 5 leap years within the 20 years are shown in the bottom panel for the purpose of easy data processing)

为了进一步分析北半球环状模指数与梅雨发生、发展的联系,计算了 18 a(2000 和 2002 年为空梅年,计算时剔除)梅雨发生前一个月内的不同时间不同高度北半球环状模指数与当年梅雨期总降水量的相关系数(图 11)。从图 11 中可以清楚看到,北半球环状模指数与梅雨降水量有很好的相关关系,梅雨期的总降水量与对流层上部平流层下部的北半球环状模指数存在一致的正相关关系,而在梅雨发生前 15—30 天,对流层顶处相关系数大于 0.3。图 11 也表明对流层下层的北半球环状模指数与梅雨期降水量不存在显著的相关关系。这说明,在对流层顶附近的北半球环状模指数对梅雨期降水量的预测有较好的指示意义。梅雨发生前 15—30 天,对流层上部及平流层下部北半球环状模指数越大,梅雨期降水量越大;反之,则梅雨期降水量越小。

夏季北半球环状模与梅雨期降水量的这种正相关关系可能与夏季北半球环状模对印度夏季风的影响有关。Goswami 等(2006)研究指出,夏季强的北半球环状模在欧亚大陆会产生显著的对流层温度异常,影响亚洲季风的强度,而亚洲夏季风特别是印度夏季风的强度与中国梅雨区的降水密切相关。Ogi 等(2004)也指出夏季北半球环状模主要与欧亚大陆的地面温度有关。在负的北半球环状模异常下,夏季北半球环状模产生的对流层温度异常可减弱印度季风区的经向温度梯度,从而减少季风降水;在正的北半球环状模异常下季风降水则会增强(Goswami, et al,2006)。

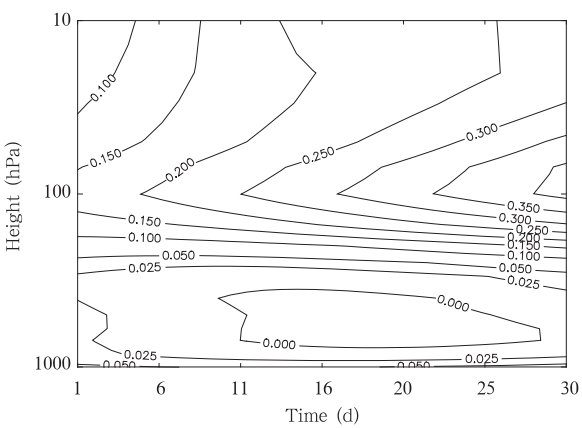


图 11 18 a 北半球环状模指数与梅雨期总降水的相关系数(横坐标是指梅雨前第几天)

Fig. 11 Correlation coefficents between the NAM index and the total precipitation during the Meiyu season. The time on the abscissa represents the number of days before the Meiyu onset

6 结 论

利用近 20 a 的 NCEP 和欧洲中心高分辨率的 ERA-Interim 再分析资料,结合中国梅雨资料分析诊断了梅雨发生前江淮地区对流层顶和位涡的异常信号以及北半球环状模的变化,得出以下结论:

(1) 在梅雨发生前 3—6 天,梅雨发生区域即江淮流域对流层顶有明显的降低,对应对流层顶的温度升高。逐年分析结果表明,梅雨发生前第 3 天,无论是动力对流层顶还是热力对流层顶,其高度都低于梅雨发生当天,且梅雨发生前第 3 天江淮地区的对流层顶高度的经向梯度和纬向梯度都大于入梅日,而经向梯度的变化更为明显。对流层顶的降低与北方冷空气的南下入侵、东亚季风的爆发以及急流轴的北跳引起的频繁的对流层顶折卷活动有关。

(2) 对动力对流层顶面上位势高度的风场的分析表明,梅雨发生前江淮地区偏北处对流层顶有明显的凹陷 ,且凹陷处有向下的垂直运动,到梅雨发生当天江淮地区的下沉气流消失。动力对流层顶的下降伴随来自平流层的高位涡冷空气的入侵。另外,从纬向看,梅雨发生前江淮地区对流层顶会出现折卷的现象。

(3) 梅雨发生前 3—6 天在江淮地区上空维持的正位涡异常区与梅雨的发生有很强的相关性,而梅雨发生前第 7—8 天在贝加尔湖附近生成的正位涡异常区与江淮地区对流层顶下降存在着联系。另外,60°N 以北的西西伯利亚的高位涡空气沿东南方向的扩散和鄂霍次克海上空强正位涡异常区的建立维持也会对梅雨的发生产生影响。而梅雨发生前江淮地区平流层温度达到极大值,梅雨爆发后开始下降,纬向风则处于西风到东风的转换期。

(4) 从北半球环状模指数的分析结果来看,梅雨发生前平流层大多表现为正北半球环状模指数,但是北半球环状模异常的下传是否与梅雨的爆发有直接联系,还需要进一步的考察。上对流层和下平流层的北半球环状模指数与梅雨期降雨量存在有一致的正相关关系,梅雨发生前 15—30 天对流层上部和平流层下部北半球环状模指数与该年梅雨期降水量相关最为明显。

总的来说,梅雨发生前,对流层顶和平流层都有

异常发生,表现为对流层顶高度降低和平流层较强的正北半球环状模指数。但是梅雨发生前平流层环流的异常是否会下传到对流层并对梅雨的发生起触发作用还不是很明确,值得进一步探讨研究。

参考文献

鲍学俊,王盘兴,覃军. 2006. 南极涛动与江淮梅雨异常的时滞相关分析. 南京气象学院学报,29(3):348-352

陈文,康丽华. 2006. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系:准定常行星波的作用. 大气科学,30(5):863-870

陈文,顾雷,魏科等. 2008. 东亚季风系统的动力过程和准定常行星波活动的研究进展. 大气科学,32(4):950-966

陈文,魏科. 2009. 大气准定常行星波异常传播及其在平流层影响东亚冬季气候中的作用. 地球科学进展,24(3):272-285

陈月娟,周任君,邓淑梅等. 2009. 2008 年雪灾同平流层环流异常的关系. 中国科学技术大学学报,39(1):15-22

丁一汇,柳俊杰,孙颖等. 2007a. 东亚梅雨系统的天气-气候学研究. 大气科学,31(6):1082-1101

丁一汇,马晓青. 2007b. 2004/2005 年冬季强寒潮事件的等熵位涡分析. 气象学报,65(5):695-707

符淙斌. 1981. 我国长江流域梅雨变动与南极冰雪状况的可能联系. 科学通报,26(8):484-486

高辉,薛峰,王会军. 2003. 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义. 科学通报,48(增刊Ⅱ):87-92

龚道溢,朱锦红,王绍武. 2002. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关. 科学通报,47(7):546-549

龚道溢. 2003. 北极涛动对东亚夏季降水的预测意义. 气象,29(6):3-6

胡娅敏,丁一汇,廖菲. 2008. 江淮地区梅雨的新定义及其气候特征. 大气科学,32(1):101-112

胡永云. 2006a. 关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展. 地球科学进展,21(7):713-720

胡永云. 2006b. 平流层极地臭氧损耗影响对流层气候的研究进展. 北京大学学报(自然科学版),42(5):561-568

李崇银,顾薇,潘静. 2008. 梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联. 地球物理学报,51(6):1632-1641

李春,罗德海,方之芳等. 2005. 北极涛动年代际变化与华北夏季降水的联系. 南京气象学院学报,28(6):755-762

李晓峰,李建平. 2009. 南、北半球环状模月内活动的主要时间尺度. 大气科学,33(2):215-231

刘毅,赵燕华,管兆勇. 2008. 平流层环流异常对 2008 年 1 月雪灾过程的影响. 气候与环境研究,13(4):548-555

寿绍文,李耀辉,范可. 2001. 暴雨中尺度气旋发展的等熵面位涡分析. 气象学报,59(5):560-568

陶诗言,赵煜佳,陈晓敏. 1998. 中国的梅雨//中国科学院大气物理研究所. 东亚季风和中国暴雨——庆贺陶诗言院士八十华诞文集. 北京:气象出版社,3-48

陶诗言,朱文妹,赵卫. 1988. 论梅雨的年际变异. 大气科学,12(特刊):2-13

汪靖,刘宣飞,韩桂荣等. 2006. 2005 年江淮流域入梅偏晚的成因分析. 气象,32(12):76-81

汪靖,何金海,刘宣飞等. 2009. 江淮梅雨建立的年际变化及其前期强影响信号分析. 科学通报,54(1):85-92

王钟睿,钱永甫. 2005. 海温异常对江淮流域入梅的影响. 应用气象学报,16(2):193-204

魏科,陈文,黄荣辉. 2007. 北半球平流层极涡崩溃过程的动力诊断分析. 中国科学(D辑):地球科学,37(8):1110-1119

向纯怡,何金海,任荣彩. 2009. 2007/2008 年冬季平流层环流异常及平流层-对流层耦合特征. 地球科学进展,24(3):338-348

徐海明,何金海,董敏. 2001. 江淮入梅的年际变化及其与北大西洋涛动和海温异常的联系. 气象学报,59(6):694-706

张伟,陶祖钰,胡永云等. 2006. 气旋发展中平流层空气干侵入现象分析. 北京大学学报(自然科学版),42(1):61-67

赵亮,丁一汇. 2008. 梅雨期高位涡源区及其传播过程. 应用气象学报,19(6):697-709

赵振国. 1996. 厄尔尼诺现象对北半球大气环流和中国降水的影响. 大气科学,20(4):422-428

周曾奎. 1996. 江淮梅雨. 北京:气象出版社,32-39

朱乾根,林锦瑞,寿绍文等. 2007. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,351pp

竺夏英,何金海,吴志伟. 2007. 江淮梅雨期降水经向非均匀分布及异常年特征分析. 科学通报,52(8):951-957

Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 294(5542): 581-584

Black R X. 2002. Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation. J Climate, 15(3): 268-277

Chen W, Wei K. 2009. Interannual variability of the winter stratospheric polar vortex in the Northern Hemisphere and their relations to QBO and ENSO. Adv Atmos Sci, 26(5): 855-863

Elbern H, Hendricks J, Ebel A. 1998. A climatology of tropopause folds by global analyses. Theor Appl Climatol, 59(3-4): 181-200

Goswami B N, Madhusoodanan M S, Neema C P, et al. 2006. A physical mechanism for North Atlantic SST influence on the Indian summer monsoon. Geophys Res Lett, 33: L02706, doi: 10.1029/2005GL024803

Hartley D E, Villarin J T, Black R X, et al. 1998. A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere. Nature, 391(6666): 471-474

Huang J Y, Tan B K, Suo L L, et al. 2007. Monthly changes in the influence of the Arctic Oscillation on surface air temperature over china. Adv Atmos Sci, 24(5): 799-807

Krishnan R, Sugi M. 2001. Baiu rainfall variability and associated monsoon teleconnections. J Meteor Soc Japan, 79(3): 851-860

Ninomiya K, Shibagaki Y. 2003. Cloud system families in the Meiyu-Baiu front observed during 1—10 July 1991. J Meteor Soc Japan, 81(2): 193-209

Ogi M, Yamazaki K, Tachibana Y. 2004. The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter

mode. Geophys Res Lett, 109: D20114, doi: 10.1029/2004JD004514

Ogi M, Yamazaki K, Tachibana Y. 2005. The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003. Geophys Res Lett, 32: L04706, doi: 10.1029/2004GL021528

Wang L, Chen W. 2010. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009. Geophys Res Lett, 37: L09707

Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbances in the Meiyu/Baiu frontal zone. J Meteor Soc Japan, 84(4): 783-803

Zhou Y S, Gao S T, Shen S S P. 2004. A diagnostic study of formation and structures of the Meiyu front system over East Asia. J Meteor Soc Japan, 82(6): 1565-1576