

文章编号: 2096-1618(2017)03-0313-07

# 长江中下游地区梅雨期异常年降水及大气热源分布特征

王珂<sup>1</sup>, 巩远发<sup>1</sup>, 谭政华<sup>1,2</sup>

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 本溪市气象局, 辽宁 本溪 117000)

**摘要:**根据国家气候中心整编的1951–2011年长江中下游地区梅雨特征量,利用1982–2011年中国800余站点的逐日降水资料和NCEP/NCAR再分析资料,采用气候诊断方法,针对入梅早梅雨期长、入梅晚梅雨期短的两类梅雨降水特征及相应的大气环流差异分别进行了研究;同时对梅雨期间两类梅雨异常的大气热源 $<Q_1>$ 的变化特征差异也进行计算和初步分析。结果表明:早梅年梅雨期降水范围广、雨带偏南,500 hPa副热带高压北界北跳至25°N的时间较早,梅雨期100 hPa流场自伊朗高原经青藏高原到东亚东部被反气旋环流控制,仅存在一个反气旋环流中心,高原南侧的热带东风急流范围小,强度弱;而晚梅年则不同,500 hPa副热带高压北界北跳至25°N的时间晚,梅雨期100 hPa流场表现为两个独立的反气旋环流中心,高原南侧的热带东风急流范围大,强度强。早梅年梅雨期整体 $<Q_1>$ 的数值和范围都较大,特别是青藏高原南侧、孟加拉湾地区以及长江中下游地区,早梅年 $<Q_1>$ 的大值中心范围更大,强度也更强,而晚梅年则明显与其相反。

**关键词:**大气科学;亚洲季风系统;长江中下游地区;梅雨期异常;大气环流;大气热源(热汇)

**中图分类号:**P434<sup>+</sup>.1

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2017.03.013

## 0 引言

长江中下游地区是中国经济发展文化传播的重要区域,也是中国夏季降水异常和旱涝发生较频繁的区域之一,因而长江中下游梅雨也成为中国夏季降水不可忽视的一部分。梅雨是中国长江中下游地区春末夏初过渡季节中的重要天气气候现象<sup>[1]</sup>,是中国广大气象科学工作者们密切关注的课题之一,许多研究表明<sup>[2–4]</sup>长江流域旱涝的形成与梅雨期降水持续时间及强度密切相关,而长江中下游梅雨强度与梅雨爆发时间呈负相关关系<sup>[5]</sup>。作为夏季风向北推进过程中的一个重要产物,梅雨期的开始、结束和持续时间均与东亚夏季风的活动紧密相关,因而也存在很多影响梅雨特征量的相关因子,如西太平洋副热带高压的脊线位置、副热带高压形状及强度等都是中国长江中下游地区旱涝的重要决定条件之一<sup>[6]</sup>;前期1月北太平洋涛动及4月西太平洋暖池附近的对流与当年入梅早晚存在显著的相关关系<sup>[7]</sup>;太平洋、印度洋和大西洋的海温异常对江淮流域的入梅期有较大影响<sup>[8]</sup>;同时,也有相关的研究表明,青藏高原大气热源<sup>[9]</sup>和夏季亚洲大气热源汇<sup>[10]</sup>与梅雨期降水同样存在显著的相关关系。

目前已有一些研究从梅雨期异常的角度出发探讨其可能的影响因子。2000年以来,长江流域夏季降水出现显著异常<sup>[11]</sup>。2005年入梅偏晚,其主要原因是东亚副热带高空西风急流和西太平洋副热带高压北跳偏晚<sup>[12]</sup>及6月120°E上100 hPa南亚高压脊线位置偏南<sup>[13]</sup>;2011年入梅和出梅均偏早,且南亚高压和西太平洋副热带高压北跳、500 hPa西风带环流的调整、西南季风北涌至长江流域的时间均早于常年<sup>[14]</sup>,南海夏季风偏弱爆发时间偏早<sup>[5]</sup>。从前人的研究中可以发现,对于梅雨异常,大量的研究利用梅雨期降雨量作为区分干旱和洪涝的标准,同时对于梅雨期异常的研究也多集中在个例的分析,对于梅雨期异常年的差异对比研究相对较少。基于此,文中从入梅日期和梅雨期长度入手,综合对比分析了入梅较早、梅雨期长和入梅较晚、梅雨期短的两类梅雨期的降水差异,以及对应的大气环流差异和亚洲区大气热源的影响。

## 1 资料与方法

文中使用的资料主要有:(1)中国气象局国家气象信息中心整编的中国地面气候资料日值数据集,时间长度为1982年1月1日–2011年12月31日,剔除缺测多和建站晚的台站,选用其中的825个台站逐日降水量;(2)中国国家气候中心整编的1951–2011年近61年长江中下游地区共157站梅雨特征量,包括入梅、出梅日期、梅雨期长度、梅雨量和梅雨强度;(3)

收稿日期:2016-12-07

基金项目:国家自然科学基金资助项目(91537214,41275080);公益性行业(气象)科研专项资助项目(GYHY201306022)

NCEP/NCAR 全球逐日再分析资料,水平分辨率为  $2.5^{\circ}$ (经度) $\times 2.5^{\circ}$ (纬度),垂直方向有 17 层,使用 1982 年 1 月 1 日–2011 年 12 月 31 日 500 hPa 和 200 hPa 位势高度场,纬向风和温度。

同时,对于大气热源的计算方法,根据热力学方程可以知道:

$$Q_1 = C_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right]$$
$$= Q_R + L(c - e) - \frac{\partial(S' \omega')}{\partial p} \tag{1}$$

式(1)中, $Q_1$  表示单位大气中的热量源(汇),最右的 3 项分别表示净辐射加热(冷却)、潜热加热和扰动产生的感热输送。 $e$  是蒸发率, $c$  是凝结率, $S'$  是扰动感热量, $\omega'$  是扰动垂直速度。式(1)可计算各等压面层的  $Q_1$ ,将其用质量权重对整层大气积分,得到如下公式:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp$$
$$= \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_R dp + \frac{L}{g} \int_{p_t}^{p_s} (c - e) dp - \frac{1}{g} \overline{(S' \omega')}_{p=p_s} \tag{2}$$

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp$$
$$= \frac{C_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp \tag{3}$$

公式中 $\langle Q_1 \rangle$ 表示整层大气中  $Q_1$  的垂直积分,表示气柱(地面到指定的大气顶)中总的非绝热加热(冷却)。 $p_t$  表示大气层顶的气压,一般设为 100 hPa, $p_s$  为地面气压。式(2)、(3)表示两种计算整层大气热源(汇)的方法:一般情况下称式(2)为“正算法”,可以得到大

气热源(汇)不同分量的贡献大小;而称式(3)为“倒算法”,可以得到大气热源(汇)总量的大小。由于“正算法”需要降水、感热等资料,由于降水资料的不确定性和误差会使得这种方法的计算结果不太精确,且文中的关注的重点是大气中总的热源(汇)的变化情况,因此,为计算的方便,使用“倒算法”<sup>[10]</sup>。

## 2 早、晚梅年梅雨期全国降水特征

根据国家气候中心的梅雨监测资料统计,长江中下游平均梅雨期为 6 月 13 日–7 月 14 日,平均长度为 30 天,对比平均梅雨期及梅雨长度,选取 1982–2011 年 30 年中入梅时间较早、梅雨期长的 5 个年份(后文简称早梅年),同时选出入梅时间较晚梅雨期短的 5 个年份(后文简称晚梅年),如表 1 所示。

由表 1 可以看出,早梅年平均入梅时间为 6 月 1 日,均早于多年平均入梅时间 10 天以上,其中最早入梅时间为 5 月 28 日,发生在 1995 年。相反晚梅年平均入梅时间为 7 月 3 日,均晚于多年平均入梅时间达 8 天以上,最晚入梅时间为 7 月 9 日,同时发生在 1982 年和 2005 年,入梅时间最早和最晚相差了 41 天,平均相差 32 天。对比于平均梅雨长度 30 天而言,早梅年梅雨长度均在 40 天以上,平均为 45 天,最长为 52 天,而晚梅年梅雨长度均比平均长度短,平均为 15 天,最短只有 8 天,二者长度平均相差 30 天,最长相差了 44 天,相对应的早梅年梅雨期雨量和梅雨强度也远远大于晚梅年。因此,可以发现早梅年具有入梅早、出梅晚、梅雨期长、梅雨期雨量大、梅雨强的特点,而晚梅年则与之相反。

表 1 1982–2011 年梅雨特征量

	年份	入梅时间	出梅时间	梅雨长度/d	梅雨期雨量/mm
早梅年	1989	6 月 03 日	7 月 14 日	41	294.9
	1991	6 月 02 日	7 月 16 日	44	556.0
	1995	5 月 28 日	7 月 08 日	41	447.9
	1996	5 月 31 日	7 月 22 日	52	695.7
	2011	6 月 03 日	7 月 20 日	47	468.8
晚梅年	1982	7 月 09 日	7 月 26 日	17	177.6
	1985	6 月 22 日	7 月 08 日	16	123.6
	1987	7 月 01 日	7 月 09 日	8	146.1
	2005	7 月 09 日	7 月 23 日	14	102.9
	2010	7 月 04 日	7 月 26 日	22	314.5

为了解早、晚梅年梅雨期降水的全国分布情况,分别做早、晚梅年全国 825 个站点梅雨期总降水量的合成,如图 1 所示。早梅年梅雨期雨量合成图 1(a)可以

看出,早梅年梅雨期降水呈纬向型分布,降水区主要位于  $30^{\circ}\text{N}$  一带的江南北部,包括浙江北部、江西北部、安徽南部等地区,同时在湖南西北部也有大的降水区,梅

雨期雨量的最大值出现在在黄山(30°N,118°E)附近,最大可达800 mm以上;从晚梅年梅区主要位于32°N一带的江淮东部地区,包括河南东部和安徽西北部,同时在重庆北部和贵州云南交界处也有大的降水区,梅雨期雨量的最大值出现在大别山地区(32°N,115°E),最大值为270 mm左右。对比两类异常梅雨期的全国降水分布,可以明显看到,由于早梅年入梅早,梅雨期长,而晚梅年入梅晚,梅雨期短,故早梅年梅雨期雨量远远大于晚梅年,且早梅年降水范围较晚梅年广、雨带偏南,降水的大值中心偏东偏南。

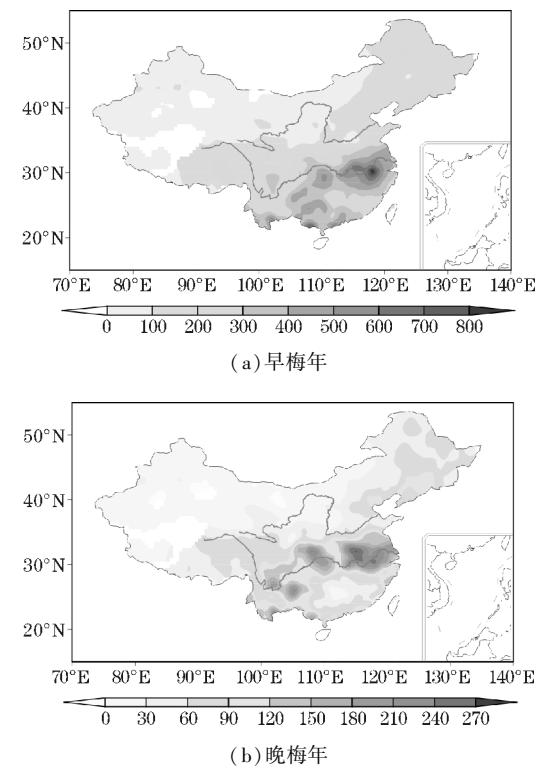


图1 梅雨期降雨量合成图(单位:mm)

为进一步研究早、晚梅年梅雨期中国雨带的移动和变化特征,作出图2(a)、(b)分别为早、晚梅年合成的降雨量纬度-时间剖面图。从图2中可以清楚的观察到雨带的南北移动的情况。早梅年(图2a)自5月中旬开始雨带由15°N迅速向北移动,5月底6月初到达30°N附近的长江流域,梅雨开始,之后雨带一直维持到7月中旬,持续时间达1个半月;7月中下旬,雨带北跳到40°N附近,华北雨季开始,同时20°N附近的华南后汛期雨带出现。晚梅年(图2b)图中可以看出,5月开始到6月中旬之前,主要的降水带稳定的位于20°N~25°N,仅在6月中下旬间有一次过程的雨带到25°N以北;7月初,雨带迅速北跳至30°N以北,对应晚梅年长江中下游梅雨期的开始,之后雨带在30°N停留至7月中旬,梅雨结束,随后雨带一直稳定在20°N附近。

对比早晚梅年雨带的变化,可以发现二者的异同点较为明显,早梅年雨带向北到达长江流域的时间明显早于晚梅年,早梅年梅雨期比晚梅年长在此也得到了很好的体现。整体来说,早梅年雨带存在逐渐向北延伸的趋势,而晚梅年在入梅前雨带均稳定停留在30°N以南,并无明显的向北运动,但就在梅雨期内的雨带而言,早梅年则比晚梅年要更偏南2~3个纬度左右。

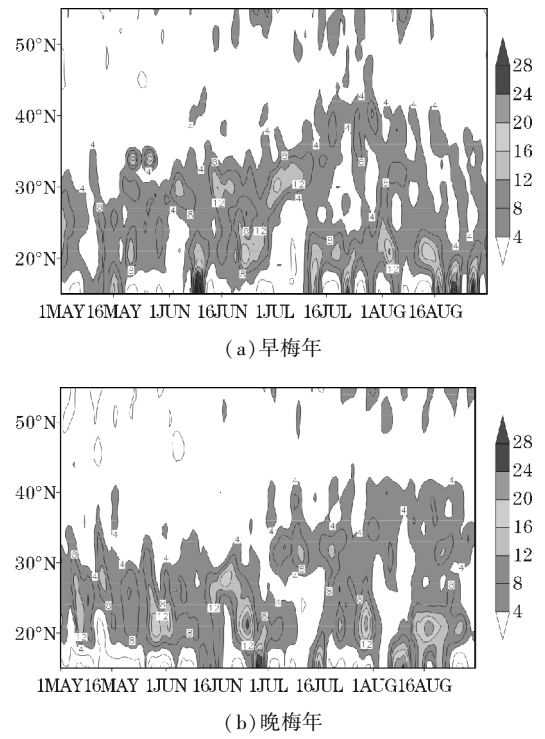


图2 合成的5~8月沿110°E~122.5°E平均降水的纬度-时间剖面图

### 3 早、晚梅年梅雨期大尺度环流特征

入梅偏早和入梅偏晚作为两类异常的梅雨事件,梅雨期各层环流形式差别较明显。分别对表1中的早梅年和晚梅年各层要素场进行合成分析,得到结果如下。

#### 3.1 500 hPa副热带高压的活动特征

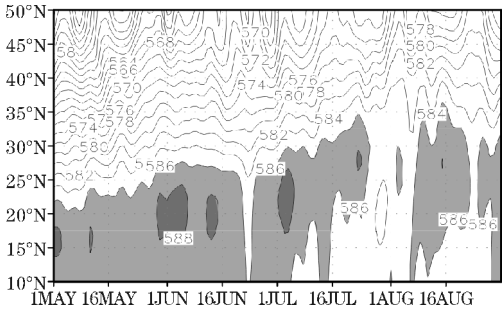
副热带高压与长江中下游梅雨有着密切的关系,其强度大小和东西移动影响着夏季降水的丰枯,而副高的南北位移则影响着雨带的移动<sup>[15]</sup>。根据副热带高压与夏季降水的联系,可以分析早、晚梅年副高活动特征的差异。

图3分别是早、晚梅年合成的500 hPa上110°E~122.5°E平均的纬度-时间剖面图,选取586 dagpm等高线作为表征副高变化的标志。从图中可以发现,两种梅雨年的副高北界均在10°N~35°N范围内稳定活

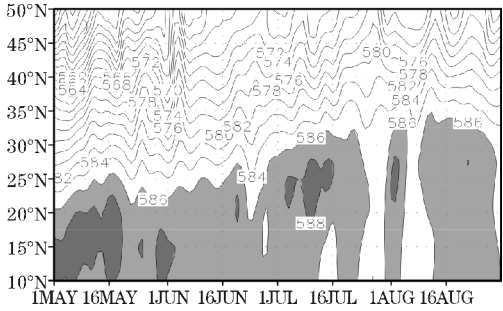


动,但其范围、强度和南北位移均存在明显差异。从图3(a)看出,早梅年梅雨期内,副高存在三次北跳和两次南撤,第一次北跳发生在5月下旬,副高北界由22°N北跳至27°N附近,持续稳定在25°N以北,直至6月下旬迅速南撤后迅速北跳到27°N左右并持续向北移动,在7月20日左右到达35°N后南撤,并于8月初再次北跳。从图3(b)同样可以发现,晚梅年副高在5月上旬持续北移,在5月16日附近短暂越过25°N到达26°N后向南撤退,随后持续稳定在25°N以南,6月18日再次短暂越过25°N到达27°N随后迅速南撤,在7月初北跳至28°N并持续向北移动,在7月14日左右到达32°N,同时,晚梅年副热带高压在7月底至8月初同样有一次迅速的南撤北跳过程。

对比早、晚梅年500 hPa副高的南北变化位移变化特征,在5月中上旬,早梅年副高的强度弱于晚梅年,而在5月底至6月初,早梅年副高强度明显强于晚梅年,早梅年入梅时间常集中于这段时间,而晚梅年入梅集中在7月初,也可以观察到晚梅年的副高强于早梅年。同时,图3(a)早梅年的副高北界北跳越过25°N的时间在5月底,之后北界均位于25°N以北,对应其入梅时间较早;图3(b)中晚梅年副高北界在6月底以前虽有短暂的北跳至25°N,但大部分时间还是位于25°N以南,直至6月底7月初一次迅速的南撤北移之后副高北界才稳定于25°N,这与晚梅年的入梅时间集中于6月底至7月初相对应。



(a) 早梅年

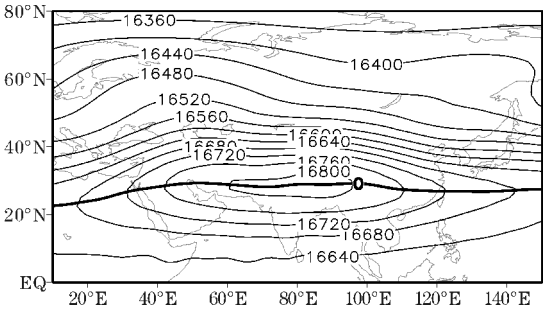


(b) 晚梅年

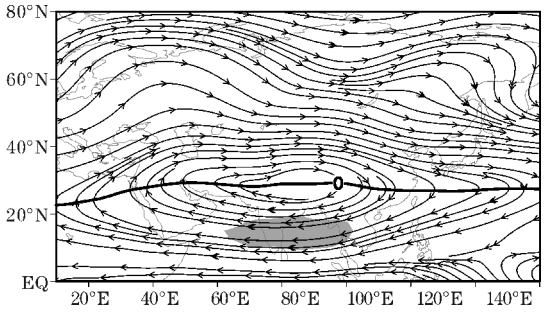
3.2 100 hPa 环流特征

南亚高压作为大气高层副热带高压系统中的重要组成部分,是青藏高原夏季上空对流层上层和平流层低层一个强大而稳定的反气旋系统,与我国夏季降水关系密切<sup>[16]</sup>。为研究早、晚梅年100 hPa位势高度场的差异特征,分别作出两种异常年梅雨期100 hPa位势高度合成图见图4(a)、(c),可以看出,早、晚梅年梅雨期南亚高压均呈东西带状分布,早梅年梅雨期南亚高压的面积较晚梅年明显偏小,且强度偏弱。早梅年高压中心位置较晚梅年偏东,主要位于90°E、28°N处,同时早梅年梅雨期南亚高压脊线相对偏南,东伸脊点(16760位势米线东脊点)在110°E,晚梅年东伸脊点可达120°E附近,不利于对流层中下层副热带高压西伸加强,可能导致梅雨异常。为进一步了解早、晚梅年梅雨期100 hPa大气环流的差异,图4(b)、(d)分别给出长江中下游地区早、晚梅年梅雨期100 hPa流场的合成图。

从图4(b)、(d)可以清楚的看出,早、晚梅年梅雨期100 hPa流场分布均自伊朗高原经青藏高原到东亚东部均被反气旋环流控制,这与100 hPa位势高度场的南亚高压相呼应。另一方面二者的差异也较为显著,早梅年图4(b)仅存在一个反气旋环流中心,位于85°E、28°N附近,而晚梅年图4(d)则存在明显的两个独立的反气旋环流中心,一个位于85°E、30°N,另一个则位于60°E、32°N附近。此外,早、晚梅年的高原南侧20°E以南经阿拉伯海,印度半岛北部和孟加拉湾地区均有一支热带东风急流(风速>25 m/s)存在,但晚梅年急流带比早梅年范围更广,强度更大,急流中心最大风速可达35 m/s。



(a) 早梅年高度场



(b) 早梅年流场

图3 逐日合成的5-8月500 hPa高度场沿110°E~122.5°E  
时间-纬度剖面图(单位:dagpm)

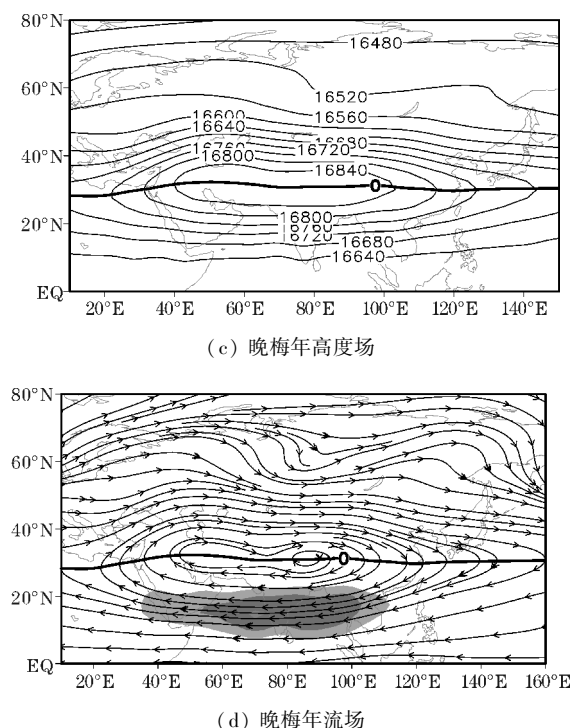


图4 梅雨期100 hPa高度场(单位:gpm)和流场(单位:m/s)合成图  
(阴影区风速 $\geq 25$  m/s,粗实线为纬向风的零线)

## 4 早、晚梅年梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 的分布特征

从前人研究中可知,大气热源异常强迫会引起大气环流的变化,从而影响梅雨期降水<sup>[12-13]</sup>。为研究亚洲季风区大气热源汇在梅雨期偏早或偏晚年的特征差异,分别作出长江中下游地区早、晚梅年梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 总量的平均分布合成图(图5)。由前文的分析可知,早梅年入梅早梅雨期长而晚梅年入梅晚梅雨期短,同样从图5可以看出,早梅年和晚梅年梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 总量平均分布差异较为明显。在早梅年(图5a), $5^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$ 自青藏高原南侧的孟加拉湾地区经中国南部至长江中下游区域是一个连续分布的 $\langle Q_1 \rangle$ 的热源大值带,在高原南部和孟加拉湾地区有超过 $10000 \text{ W/m}^2$ 的大值热源中心,最大值可达 $12000 \text{ W/m}^2$ 以上,在阿拉伯海附近同样有一个较大的热源中心,菲律宾东南部的热带西太平洋也存在一大范围的大于 $8000 \text{ W/m}^2$ 的热源区。在晚梅年(图5b),从印度半岛北部至高原南部以及孟加拉湾地区,到中国西南部为一连续的 $\langle Q_1 \rangle$ 超过 $2000 \text{ W/m}^2$ 的热源区,高原南部和孟加拉湾地区有超过 $4000 \text{ W/m}^2$ 的大值热源中心,阿拉伯海附近也存在超过 $4000 \text{ W/m}^2$ 的热源中心,在菲律宾东部存在两个独立的超过 $4000 \text{ W/m}^2$ 的热源区。

对比两年的 $\langle Q_1 \rangle$ 的平均分布可以发现,总体来

看,早梅年梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 的数值和范围都明显远大于晚梅年。同时也可看到,在青藏高原南侧以及孟加拉湾地区的热源大值区,早梅年 $\langle Q_1 \rangle$ 的大值中心范围更大,强度也更强,中心最大值可达 $15000 \text{ W/m}^2$ 以上,而晚梅年最大值仅为 $10000 \text{ W/m}^2$ ,且晚梅年大值中心较早梅年偏北。另一方面,就长江中下游地区而言,早梅年热源范围大,且强度高,中心最大值可达 $10000 \text{ W/m}^2$ 以上,而晚梅年则明显不同,其热源区范围比早梅年明显偏小,且强度也偏弱,最大值仅在 $4000 \text{ W/m}^2$ 左右,对比图1早、晚梅年梅雨期降水的全国分布情况可以清晰地发现,由于早梅年入梅早梅雨期长,故梅雨期降水范围广降雨量大,同时热源区范围大,强度高,晚梅年则相反,说明长江中下游梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 的分布与降水情况有较好的对应关系。

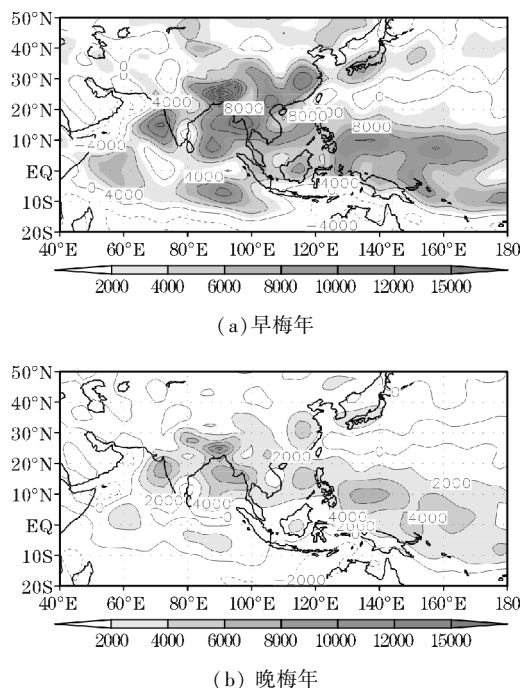


图5 梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 的分布合成图(单位: $\text{W/m}^2$ )

## 5 结束语

以多年平均梅雨期6月14日-7月13日为基准,筛选出1989、1991、1995、1996、2011年作为入梅早的年份,1982、1985、1987、2005、2010年作为入梅晚的年份,进行合成分析之后可得出。

(1)早梅年入梅时间平均早于晚梅年32天,最早入梅和最晚入梅时间相差41天;就梅雨长度而言,早梅年梅雨长度平均为45天,晚梅年梅雨长度平均为15天,两类梅雨平均长度相差30天,最长相差44天;

早梅年梅雨期雨量大、强度强,而晚梅年则相反。早梅年梅雨期降水范围比晚梅年广,雨带偏南,降水的大值中心较晚梅年偏东偏南。在两类梅雨年雨带的南北移动方面,早梅年雨带向北到达长江流域的时间明显早于晚梅年,梅雨期也比晚梅年长。整体来说,早梅年雨带存在逐渐向北延伸的趋势,而晚梅年在入梅前雨带均稳定停留在 $30^{\circ}\text{N}$ 以南,并无明显的向北运动。

(2)两类梅雨期异常年的大尺度环流特征存在许多异同点。 $500\text{ hPa}$ 副高北界在早梅年向北移动至 $25^{\circ}\text{N}$ 以北的时间为5月底,而晚梅年直到6月底7月初才稳定与 $25^{\circ}\text{N}$ 以北,分别对应了早晚梅年的入梅时间。梅雨期 $100\text{ hPa}$ 流场在两类梅雨期异常年的分布均自伊朗高原经青藏高原到东亚东部均被反气旋环流控制,与 $100\text{ hPa}$ 位势高度场的南亚高压相对应,但早梅年仅存在一个反气旋环流中心,而晚梅年则表现为两个独立的反气旋环流中心,早、晚梅年的高原南侧 $20^{\circ}\text{E}$ 以南经阿拉伯海,印度半岛北部和孟加拉湾地区均有一支热带东风急流(风速 $>25\text{ m/s}$ )存在,但晚梅年急流带比早梅年范围更广,强度更大,急流中心最大风速可达 $35\text{ m/s}$ 。

(3)早梅年和晚梅年梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 平均分布存在明显差异:早梅年梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 的数值和范围都明显远大于晚梅年。同时在青藏高原南侧以及孟加拉湾地区的热源大值区,早梅年 $\langle Q_1 \rangle$ 的大值中心范围更大,强度也更强,中心最大值可达 $15000\text{ W/m}^2$ 以上,而晚梅年最大值为 $10000\text{ W/m}^2$ ,且晚梅年大值中心较早梅年偏北。另一方面,就长江中下游地区而言,早梅年热源范围大,且强度强,中心最大值可达 $10000\text{ W/m}^2$ 以上,而晚梅年则明显不同,其热源区范围比早梅年明显偏小,且强度也偏弱,最大值仅在 $4000\text{ W/m}^2$ 左右,由于早梅年入梅早梅雨期长,故梅雨期降水范围广降雨量大,同时热源区范围大,强度强,晚梅年则相反,说明长江中下游梅雨期 $\langle Q_1 \rangle$ 的分布与降水情况有较好的对应关系。

## 参考文献:

- [1] 周曾奎. 江淮梅雨[M]. 北京:气象出版社, 1996:1-9.
- [2] 艾秀. 2001年北半球大气环流特征及其对中国气候异常的影响[J]. 气象, 2002, 28(4): 21-24.
- [3] 杨义文, 许力, 龚振淦. 2003年北半球大气环流及中国气候异常特征[J]. 气象, 2004, 30(4): 20-25.
- [4] 张瑞萍, 马旭林, 盛文斌. 2011年6月江淮梅雨暴雨主要影响系统特征[J]. 大气科学学报, 2014, 37(3): 366-377.
- [5] 朱伟军, 潘佳, 周兵. 2011年南海夏季风爆发过程及其与长江中下游梅雨的联系[J]. 大气科学学报, 2016, 39(1): 37-45.
- [6] 沙万英, 郭其蕴. 西太平洋副热带高压脊线变化与我国汛期降水的关系[J]. 应用气象学报, 1998(s1): 32-39.
- [7] 竺夏英, 何金海, 吴志伟. 长江中下游入梅指数及早晚梅年的海气背景特征[J]. 大气科学, 2008, 32(1): 113-122.
- [8] 王钟睿, 钱永甫. 海温异常对江淮流域入梅的影响[J]. 应用气象学报, 2005, 16(2): 193-204.
- [9] 毛文书, 巩远发, 周强. 青藏高原大气热源与江淮梅雨异常的关系[J]. 高原气象, 2009, 28(6): 1291-1298.
- [10] 巩远发, 段廷扬, 张茜. 夏季亚洲大气热源汇的变化特征及其与江淮流域旱涝的关系[J]. 大气科学, 2007, 31(1): 89-98.
- [11] 柳艳香, 赵振国, 朱艳峰. 2000年以来夏季长江流域降水异常研究[J]. 高原气象, 2008, 27(4): 807-813.
- [12] 汪靖, 刘宣飞, 韩桂荣. 2005年江淮流域入梅偏晚的成因分析[J]. 气象, 2006, 32(12): 76-81.
- [13] 王秀文, 桂海林.  $100\text{ hPa}$ 环流特征与2005年梅雨异常的关系[J]. 气象, 2006, 32(11): 88-92.
- [14] 娄小芬, 罗玲, 孔照林. 2011年长江中下游梅雨特征及成因分析[J]. 气象与环境学报, 2014, 30(2): 14-22.
- [15] 闵爱荣, 廖移山, 杨荆安. 2010年4-10月我国主要暴雨天气过程简述[J]. 暴雨灾害, 2011, 30(1): 90-96.
- [16] 毛文书, 王谦谦, 李国平. 江淮梅雨异常的大气环流特征[J]. 高原气象, 2008, 27(6): 1267-1275.
- [17] 陶诗言, 卫捷. 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, 2006, 17(5): 513-525.

## Characteristics of Rainfall and Atmospheric Heat Source over the Middle-lower Reaches of the Yangtze River during the Years of Abnormal Meiyu Period

WANG Ke<sup>1</sup>, GONG Yuan-fa<sup>1</sup>, TAN Zheng-hua<sup>1, 2</sup>

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Benxi Bureau of Meteorology in Liaoning Province, Benxi 117000, China)

**Abstract:** Based on 1951–2011 Meiyu characters data over the middle-lower reaches of the Yangtze River from National Climate Centre, the daily rainfall data of more than 800 sites in Chin from 1982–2011 and the NCEP/NCAR daily reanalysis data, and the climate diagnosis method, the precipitation characteristics and the differences of general atmospheric circulation of the early-long Meiyu years and late-short Meiyu years are respectively been analyzed; at the same time, the atmospheric heating source/sink  $\langle Q_1 \rangle$  during Meiyu period is computed and analyzed. The results showed that: the precipitation band is wide and south during Meiyu period of early Meiyu onset years, the time of subtropical high north border at 500 hPa jump northward to 25 °N is early, the streamline at 100 hPa is a anticyclonic circulation from the Iranian plateau to the east Asia and there is only one anticyclonic circulation center during Meiyu period, the tropical easterly jet at south of plateau is small and weak. But things are different during Meiyu period of late Meiyu onset years, the time of subtropical high north border at 500 hPa jump northward to 25 °N is later and there are two independent anticyclonic circulation centers at 100 hPa, the tropical easterly jet is wide and strong. The total atmospheric heating source in early-long Meiyu years are large and strong, especially in the south of the Tibet Plateau and the bay of Bengal and the middle-lower reaches of the Yangtze River, which are different in late-short Meiyu years.

**Keywords:** atmospheric sciences; the Asian monsoon system; middle-lower reaches of the Yangtze river; abnormal meiyu period; atmospheric circulation; atmospheric heat source(sink)