

夏季长江流域暴雨洪涝灾害的 天气气候条件*

张庆云 陶诗言 张顺利

(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 NCEP/NCAR 再分析资料, 探讨夏季中国东部长江流域严重洪涝灾害发生时的天气气候异常特征。分析表明: 东亚夏季风环流偏弱是夏季长江流域发生严重暴雨洪涝灾害的气候特征。天气特征是东亚地区东、西、南、北天气尺度系统的最佳配合以及东亚大气环流出现较显著的 20~30 天的低频振荡。东亚中高纬大气环流出现 20~30 天的低频振荡, 有利于青藏高原上空的低压系统沿着中纬度东传到 115~125°E 附近, 造成长江流域梅雨锋低压扰动加强; 东亚低纬大气环流出现 20~30 天的低频振荡, 有利于印度洋、南海和热带西太平洋的水汽输送到长江流域, 为长江流域暴雨提供持续充足的水汽来源。夏季西太平洋副热带高压西伸出现 20~30 天的低频振荡, 有利于低压系统在长江流域 (115~125°E) 再生和维持。

关键词: 暴雨; 季风环流; 20~30 天振荡

1 引言

暴雨通常是指 24 小时降水量 ≥ 50 mm 的降水事件。对于降水过程持续数日其累积降水量 ≥ 400 mm 称为大暴雨过程, 累积降水量 ≥ 800 mm 则称为特大暴雨过程。1954、1998 年夏长江全流域的洪涝灾害以及 1991、1996、1999 年夏长江中下游地区的洪涝灾害都是由持续性暴雨造成。

暴雨的形成要有充分的水汽和强烈的上升运动。暴雨的发生发展有其特殊的环流条件, 当天气尺度的系统移动缓慢或停滞时, 就容易形成特大暴雨。关于暴雨成因机理, 特别是暴雨发生时不同尺度系统的演变及相互作用的研究^[1~9]表明, 暴雨的发生是不同天气尺系统相互作用造成。在稳定的大形势背景下, 短波槽、低涡、气旋等天气尺度系统的活动, 造成一次次的短期暴雨过程; 在一定的天气尺度系统的背景下, 许多中、小尺度系统发生、发展造成一次次的短时暴雨过程。行星尺度、天气尺度和中小尺度系统的共同作用造成了持续性的暴雨过程。影响夏季长江流域降水的主要环流系统: 高层的南亚高压, 中层中高纬度环流与冷空气以及西太平洋副热带高压^[10], 低层热带季风涌及其输送的暖湿气流。陶诗言^[11]强调夏季长江流域暴雨的大尺度环流条

2003-01-22 收到, 2003-04-21 收到修改稿

* 国家重点基础研究规划项目 G1998040900 第一部分和中国科学院资源环境领域知识创新工程重要方向项目 KZCX2-203 共同资助

件主要表现为三个方面：(1) 来自南面的东亚热带环流系统中的西南和东南气流为长江流域暴雨输送大量水汽；(2) 来自北面的西北或东北方向的冷空气到达长江流域；(3) 位于北太平洋上的副热带高压西伸后或日本海高压稳定维持造成长江流域暴雨系统移速减慢、停滞或回旋。这三方面的大尺度环流条件是长江流域发生持续暴雨的基本条件。然而这些基本的大尺度环流条件每年夏季都可能出现，但长江流域并不是年年都发生由持续性暴雨引发的洪涝灾害，可见长江流域持续性暴雨引发的洪涝灾害有其特殊的天气气候条件。那么究竟什么样的天气气候条件造成长江流域出现持续性暴雨并引发洪涝灾害，这是短期气候预测急需解决的重要问题，也是短期气候预测中的一个难点。中国东部夏季天气气候的变化主要受东亚夏季风环流的控制和影响，许多研究也表明长江流域汛期降水的多寡与东亚夏季风环流的强弱密切相关，有的研究指出长江流域汛期降水偏多与东亚夏季风环流偏强有关，而有的研究认为长江流域汛期降水偏多与东亚夏季风环流偏弱有关，其原因可能是对东亚夏季风环流定义不同造成。为了更好地认识长江流域夏季暴雨洪涝灾害发生时的东亚环流异常特征和物理成因，进一步提高对暴雨洪涝灾害事件的预测，本文将重点分析和探讨夏季长江流域特大暴雨洪涝灾害的气候背景和天气尺度的异常特征及成因。本文的第二部分将介绍资料；第三部分分析夏季长江流域暴雨洪涝灾害的气候背景条件；第四部分讨论夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气环流特征；第五部分探讨长江流域特大洪涝灾害的可能成因及机理；本文的最后部分给出总结和讨论。

2 资料

本研究使用了 NCEP/NCAR 1948~1999 年月平均和 1958~2000 年逐日高度场和风场的再分析格点资料；黑体亮温 (T_{BB}) 资料由日本气象厅提供；1951~2000 年中国 160 站月降水量资料由国家气候中心提供。

3 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的气候条件

如果把降水持续时间设为 D ，平均降水率为 R ，某地区降水量为 P ，则

$$P = RD.$$

某区域降水的多少取决降水率 R 的大小和 D 持续的长短，如果降水率 R 大， D 持续时间长，则易出现由暴雨引发的洪涝灾害，如果 D 持续时间短，则不易产生由暴雨引发的洪涝灾害。可见某地区洪涝灾害的发生与持续性暴雨有关，那么什么样的天气气候条件可能引发长江流域出现持续性暴雨并造成洪涝灾害？这是目前短期气候预测中一个急需解决的问题。

夏季中国东部的天气气候状况主要受东亚夏季风环流制约，夏季中国东部降水的多寡与东亚夏季风环流强弱密切相关，因此客观定量地表征东亚夏季风环流的强度是研究东亚夏季风环流变化的一个十分重要的基础性工作。国内外许多气象工作者利用不同的气象要素定义表征了亚洲夏季风强度变化^[12~15]。由于中国东部夏季降水的多寡与东亚夏季风环流强弱密切相关，因此定义的东亚夏季风指数既要能表征东亚夏季风

环流强度变化也要能反映降水多寡的变化。张庆云和陶诗言^[16]在研究东亚夏季风环流变化与中国东部夏季降水关系时,发现东亚夏季风环流系统中的热带辐合带(东亚季风槽)和副热带辐合带(梅雨锋)二者间的强度及其纬向风的距平值的变化呈相反趋势,即东亚热带辐合带和副热带辐合带的强弱变化都与纬向风的距平值有关。根据东亚夏季风环流系统中这两条辐合带纬向风的距平变化特征,他们将东亚热带辐合带(10~20°N, 100~150°E)与东亚副热带辐合带(25~35°N, 100~150°E) 6~8月平均的850 hPa纬向风的距平差,定义为东亚夏季风指数(I_{EASM}):

$$I_{EASM} = U_{850}'[10 \sim 20^{\circ}\text{N}, 100 \sim 150^{\circ}\text{E}] - U_{850}'[25 \sim 35^{\circ}\text{N}, 100 \sim 150^{\circ}\text{E}].$$

图1a是根据NCEP/NCAR的1948~1999年6~8月平均再分析风场资料计算的东亚夏季风强度指数(气候平均是1948~1999年)。当东亚夏季风指数为正(负)表明东亚夏季风强度偏强(弱)。

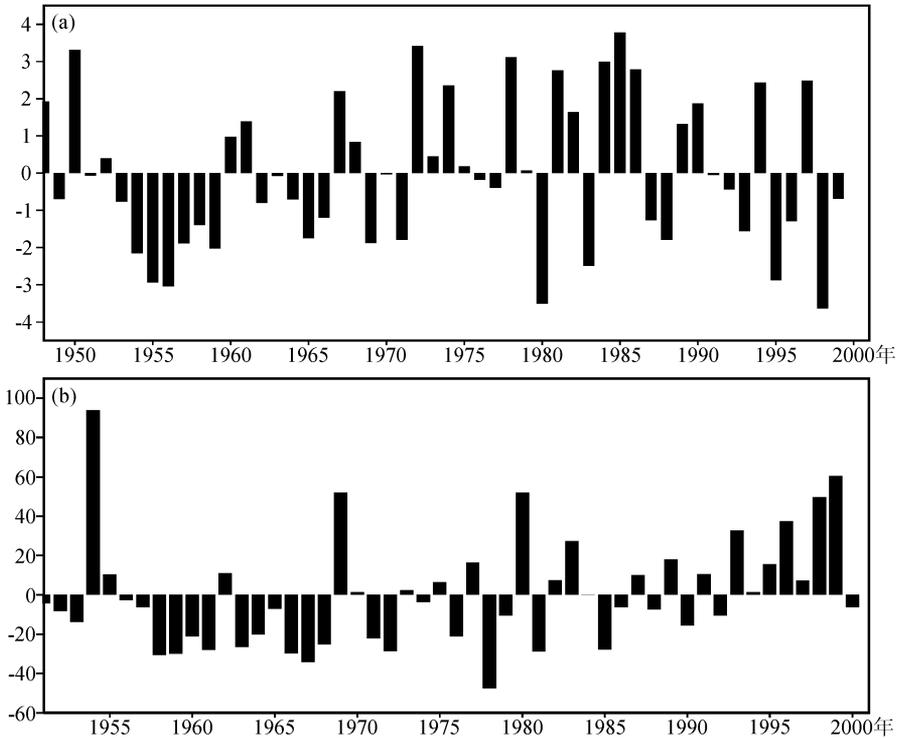


图1 (a) 1948~1999年东亚夏季风强度指数; (b) 1951~2000年6~8月降水距平百分率

从图1a东亚夏季风指数的变化可见,东亚夏季风指数的强度有显著的年际变化,东亚夏季风指数的年际变化与夏季长江流域降水的年际变化有何关系?图1b给出1951~2000年6~8月长江流域降水距平百分率的年变化。从图1b可见,1954、1969、1980、1983、1991、1993、1996、1998和1999年夏季长江流域降水都呈现为较大正距平,即降水偏多且出现了较大洪涝灾害;1972、1978、1981和1985年夏季长江流域降水都呈现为较大负距平,即降水偏少且发生了较严重干旱。对比图1a和b发现,长江流域降水偏少的干旱年都对应着东亚夏季风环流指数正值年,即东亚夏季风环流偏强;长江流域降水偏多的洪涝灾害年都对应着东亚夏季风环流指数负值年即东亚夏季风环

流偏弱。这说明用 6~8 月平均的 850 hPa 东亚热带辐合带与东亚副热带辐合带的纬向风距平差定义的东亚夏季风指数有较明确的物理意义, 该指数不仅较好地表征了东亚风场的年际变化, 也较好地表征了夏季长江流域降水的年际变化。综上所述, 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的气候背景条件是东亚夏季风环流偏弱。从图 1a、b 还可见, 夏季长江流域暴雨洪涝灾害虽然都发生在东亚夏季风环流偏弱的气候背景下, 但东亚夏季风环流偏弱年长江流域并不一定都出现暴雨洪涝灾害, 这说明夏季长江流域暴雨洪涝灾害的发生除了受气候背景的制约和影响外, 还受天气尺度环流系统的制约和影响。因此, 我们将进一步探讨在东亚夏季风环流偏弱的气候背景条件下, 长江流域暴雨洪涝灾害的天气尺度环流特征。

4 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气尺度环流特征

20 世纪 90 年代, 夏季长江流域多次发生由暴雨引发的严重洪涝灾害事件, 这可能与 20 世纪 80 年代以来长江流域夏季降水处于年代际降水偏多期有关(见图 1b)。分析 20 世纪 90 年代几次较严重的暴雨洪涝灾害事件发现, 虽然夏季长江流域暴雨洪涝灾害事件都发生在东亚夏季风环流偏弱的气候背景条件下, 但雨带和洪涝区域却有较大的不同, 如 1991 年夏强降水主要出现在长江中下游和江淮之间, 部分区域降水正距平百分率达 120%, 苏皖两省出现严重的洪涝灾害; 1996 年夏强降水主要出现在长江中下游的洞庭湖和鄱阳湖, 降水正距平百分率达 100% 以上, 两湖流域出现严重的洪涝灾害; 1998 年夏强降水出现在长江全流域, 全流域的降水正距平百分率都在 70% 以上, 1998 年夏长江流域的洪涝灾害仅次于 1954 年; 1999 年夏季强降水主要出现在长江中下游太湖流域, 降水正距平百分率达 100%, 太湖流域发生了严重洪涝灾害。雨带及洪涝区域分布差异与东亚大气环流天气尺度系统的配置有关。

为了清楚地说明东亚大气环流天气尺度系统的相互作用与降水雨带的关系, 图 2 给出 1998 年夏季东亚大气环流东、西、南、北天气尺度系统的演变与夏季长江流域 16 站平均降水的关系。

图 2a 直方图是夏季长江流域 16 个站逐日平均降水量分布。1998 年 6~8 月长江中下游出现两段持续时间较长的降水过程, 第一次过程出现在 6 月 12~27 日, 第二次过程出现在 7 月 20~31 日。每次过程各有两场强降水, 每场强降水过程又出现多次雨峰, 这些雨峰是梅雨锋上 β 中尺度对流系统活动的结果。为了弄清 1998 年夏季两段持续时间较长的降水过程中东亚大气环流东、西、南、北天气尺度系统的演变和发展, 我们首先分析西太平洋副热带高压活动特征。

图 2b 是 500 hPa 高度沿着 30°N 在 $90^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 范围代表西太平洋副高的活动, 从图可见, 6 月上旬到 6 月下旬及 7 月中旬到 7 月下旬, 500 hPa 高度上 (30°N , $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 范围内, 分别受低于 584 位势什米的低压控制, 而 140°E 以东的西太平洋区域分别有大于 588 位势什米的闭合高压稳定维持, 稳定的高压致使梅雨锋上的暴雨系统移速减慢、停滞或回旋。当位于中太平洋的副热带高压西伸到长江流域 ($115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$) 范围时, 强降水结束(图 2b 圆圈的连线)。7 月下旬到 8 月初, 副高再次东撤, (30°N , $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 范围又一次受低于 584 位势什米的低压控制, 长江中下游降水强度再次加

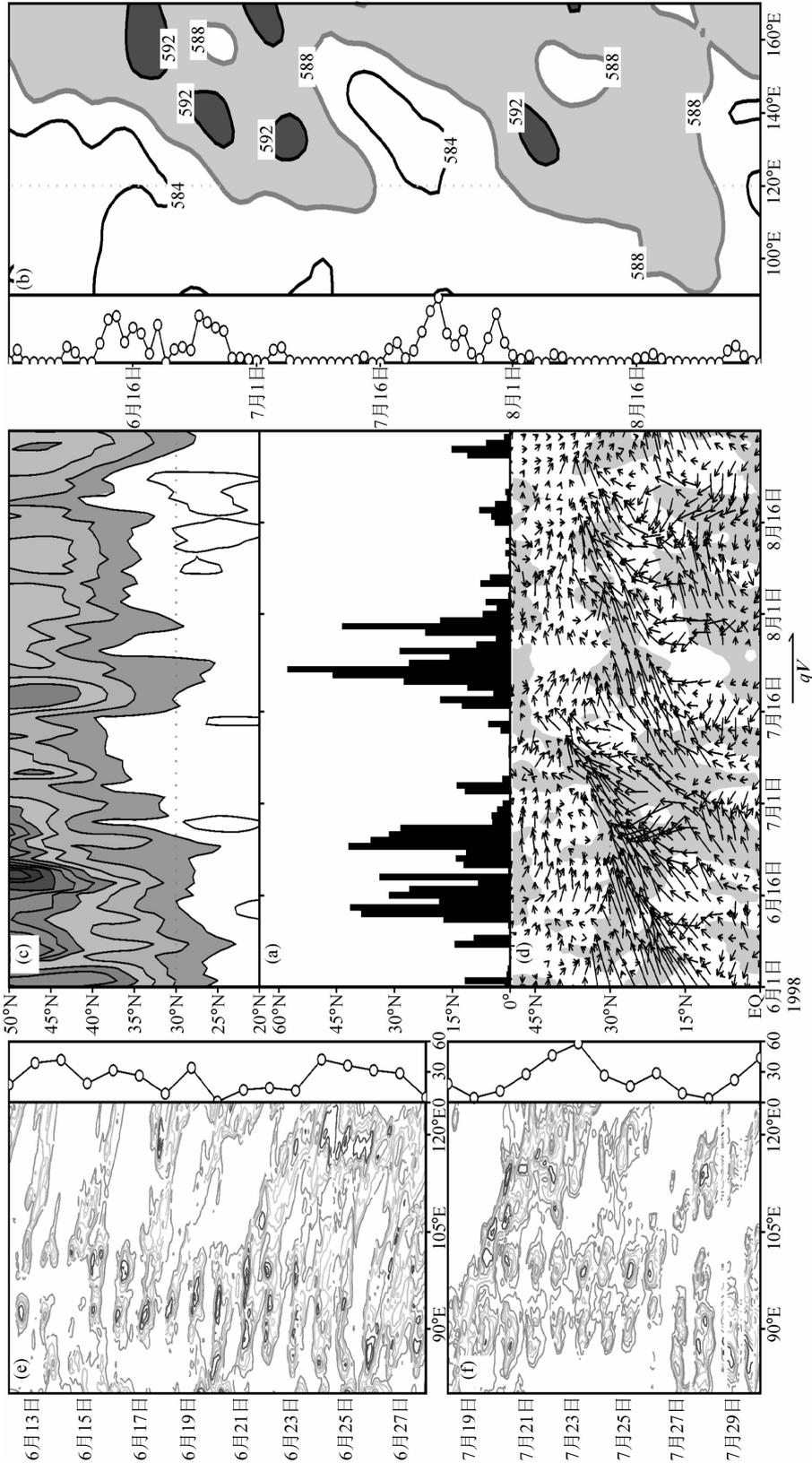


图2 (a) 长江流域16站平均的逐日降水分布图(直方图和空心圆图, 单位: mm); (b) 500 hPa 位势高度沿30°N的经度—时间剖面图(单位: 位势什米, 阴影区: ≥ 588 位势什米, 等值线间隔: 4位势什米); (c) 100~120°E平均的500 hPa 位势高度的纬度—时间剖面图(单位: 位势什米, 阴影区: ≤ 584 位势什米, 等值线间隔: 4位势什米); (d) 100~120°E平均的1000~300 hPa 水汽通量的纬度—时间剖面图(箭头: qV , 单位: $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$; 阴影: $T_{BB} \leq -5\ ^\circ C$, 单位: $^\circ C$); (e) 1998年6月黑体亮度(T_{BB})距平沿30°N的经度—时间剖面图(单位: $^\circ C$, 等值线间隔: 10 $^\circ C$); (f) 同(e), 但为7月

强(图2b中圆圈的连线),这是西太副高东撤后,长江中下游出现的第二次持续性降水过程。当位于中太平洋的高压再次西伸到 $115\sim 125^{\circ}\text{E}$ 的长江流域范围时,长江中下游强降水结束(图2b圆圈的连线),此后降水移至长江中上游。

图2c给出 $100\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均的500 hPa高度场的形势演变,它表示北方冷空气的活动,从图可见,在1998年夏季两段梅雨期降水过程中,来自北方的冷空气分别在6月初至6月底以及7月中旬至7月底侵入到 30°N (图中的阴影区),在每段梅雨期降水过程中又各有2~3次冷空气到达 30°N 纬度。

图2d是 $100\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均的整层(1000~300 hPa)水汽通量的时间-纬度变化。箭头代表 $q \cdot V$ 季风区的水汽通量即季风涌的活动,阴影为 $T_{\text{BB}} \leq -5^{\circ}\text{C}$,代表对流强度。1998年6月中旬至6月底以及7月中旬至7月底分别有来自南海的季风涌到达 $30\sim 35^{\circ}\text{N}$,当向北爆发的季风涌与向南侵入的冷空气交汇梅雨锋区($30\sim 35^{\circ}\text{N}$)时,梅雨锋区降水加强(图2a中的直方图)。

图2e和f是长江流域两段梅雨降水期青藏高原上空黑体亮温(T_{BB})距平沿 30°N 纬度 $75\sim 125^{\circ}\text{E}$ 范围内变化。当青藏高原上空(90°E)的对流系统东移至梅雨锋区($115\sim 125^{\circ}\text{E}$),暴雨强度加强(见图2的空心圆圈连线),这是由于青藏高原上空的对流系统东移到梅雨锋区,加强了梅雨锋区的辐合抬升。1998年两段梅雨期降水过程表明,每当青藏高原上空的对流系统东移到 $115\sim 125^{\circ}\text{E}$,梅雨锋区的降水都加强(如图2e和f圆圈连线图所示)。

综上所述,1998年夏长江流域暴雨洪涝灾害的天气尺度环流特征是:东亚中高纬冷空气与热带季风涌多次交汇于长江流域上空;青藏高原上空的 α 中尺度对流系统多次东移到长江流域上空,加强长江流域梅雨锋的强度;北太平洋副热带高压稳定在(30°N , 140°E)以东,长江中下游地区受低于584位势什米低压控制,造成梅雨锋区的低压系统加强、移速减慢。1998年夏长江流域暴雨洪涝灾害的发生是东亚地区东、西、南、北天气系统的最佳配合。

进一步分析东亚夏季风环流偏弱的1991、1996和1999年东亚地区东、西、南、北天气系统的综合演变图(图略),发现这3年夏季东亚大气环流东、西、南、北天气尺度的环流特征都与1998年夏类似,但由于北上的热带季风涌与南下的北方冷空气交汇纬度不同(图略),造成雨带位置的差异,如1991年夏季强降水出现在长江中下游的江淮之间,1999年夏季强降水出现在长江中下游的太湖流域。需要指出的是,虽然每年雨带位置有差异,但东亚地区东、西、南、北天气尺度系统最佳配合或位相锁定^[17]是夏季长江流域发生暴雨洪涝灾害的主要原因之一。

夏季长江流域降水的水汽主要来自热带季风涌,冷空气主要来自北方,这种基本的大尺度环流条件每年夏季都可能出现,但为什么长江流域并不是年年都发生由暴雨引发的洪涝灾害,这是由于东亚地区东、西、南、北天气尺度系统出现最佳配合的概率较小,故夏季长江流域由暴雨引发的严重洪涝灾害事件并不是每年都发生。那么,什么样的环流过程可能有利于东亚天气尺度系统的最佳配合而造成长江暴雨洪涝灾害?对1998年夏长江流域暴雨洪涝灾害机理分析发现,东亚大气环流东、西、南、北天气尺度系统演变过程中,无论是来自北方的冷空气以及来自热带的季风涌,还是青藏高原上空对流系统的东移以及北太平洋副热带高压的西伸过程,都出现较显著的20~30

天的振荡现象（见图2）。

5 夏季东亚大气环流 20~30 天的低频振荡

为了清楚地说明 1998 年夏青藏高原上空对流系统东移过程中 20~30 天的振荡现象，图 3 给出 1998 年夏季 600 hPa 高度场上 90~130°E 范围沿 30°N 的涡度时间—经度剖面图。1998 年夏，青藏高原上空的正涡度出现两次显著的东移，分别是 6 月中旬至下旬和 7 月中旬至下旬（见图 3 的阴影区），其时间尺度为 20~30 天。当青藏高原上空的正涡度沿 30°N 东移到 115~125°E 长江流域时，长江流域梅雨锋区的对流活动增强，造成暴雨强度加强，长江流域梅雨锋区强降水出现的时间与青藏高原上空低压系统东移到长江流域上空的时间一致。这说明梅雨锋强度增强与青藏高原上空低压系统东移有关，青藏高原上空 α 中尺度低压系统东移过程表现为 20~30 天低频振荡现象。

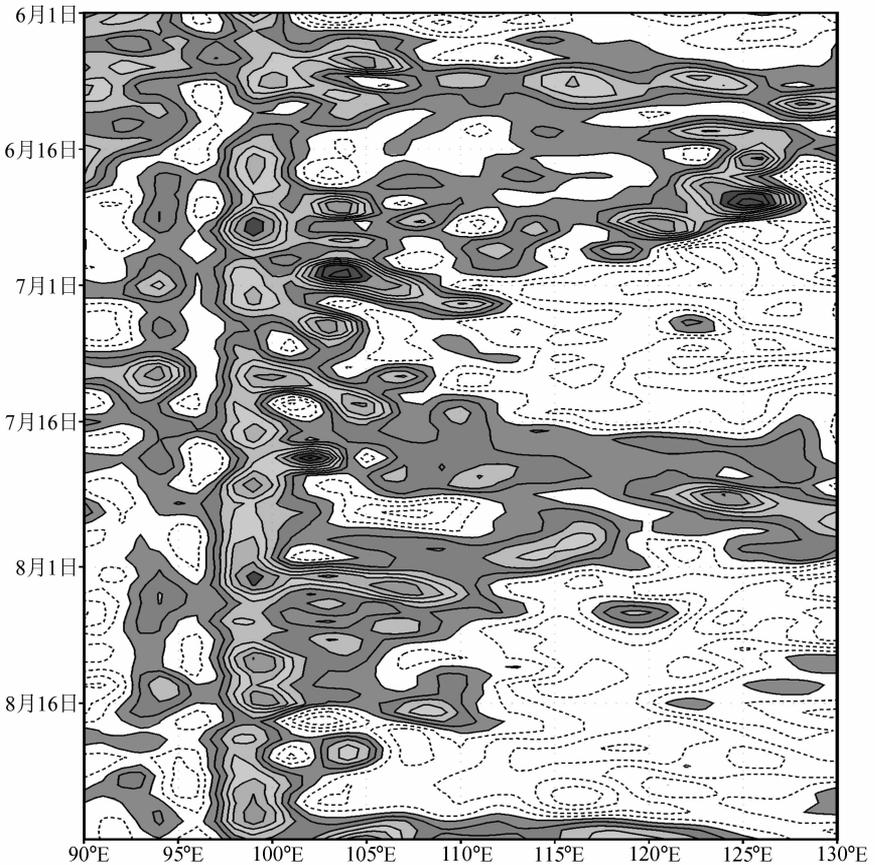


图 3 1998 年 6~8 月 600 hPa 高度场上 90~130°E 范围沿 30°N 的涡度时间—经度剖面图
等值线间隔：10，单位： 10^6 s^{-1} ；阴影区：正涡度 ≥ 0

1998 年夏青藏高原上空低压系统东移到长江流域上空造成梅雨锋区暴雨强度加强。为此，我们进一步分析 1991、1996 和 1999 这 3 个长江流域洪涝年及 1978、1981 和 1985 这 3 个长江流域干旱年青藏高原上空低压系统活动特征。图 4 是 6~8 月 500 hPa

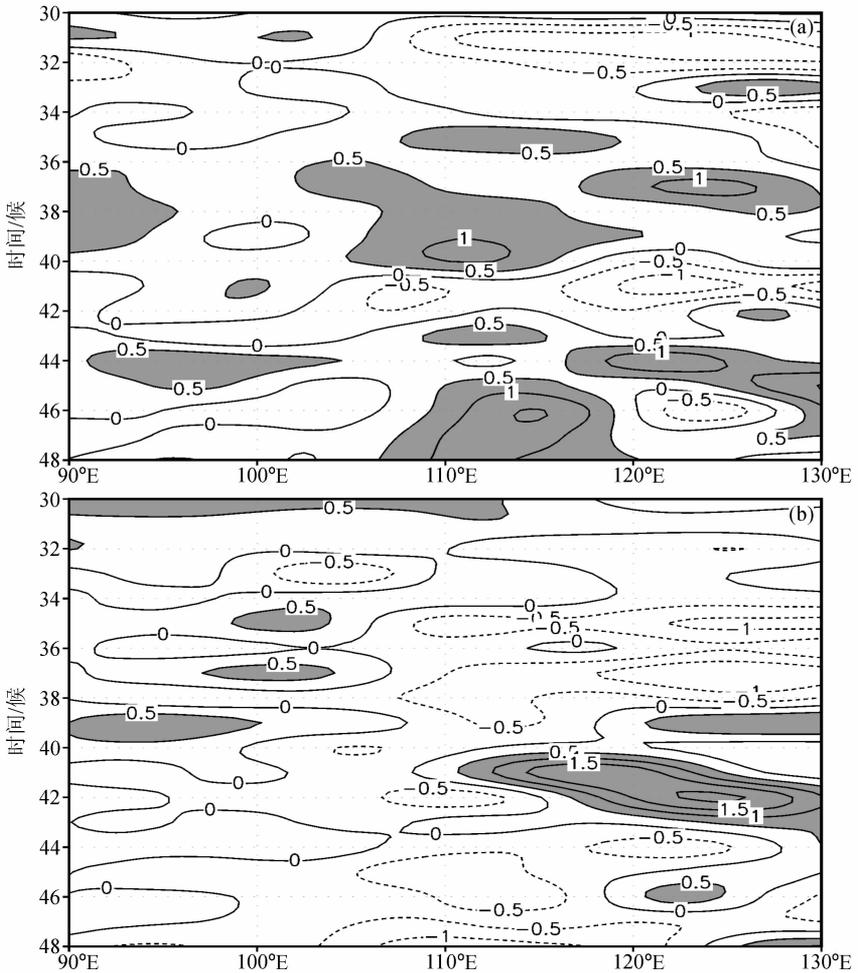


图4 6~8月(31~48候)500 hPa高度场上90~130°E范围沿30°N涡度距平的时间—经度剖面图

(a) 1991、1996和1999年合成；(b) 1978、1981和1985年合成

等值线间隔0.5，单位： 10^5 s^{-1} ，阴影区：正涡度 ≥ 0.5

高度场上90~130°E区域沿30°N涡度距平的时间经度剖面图。纵坐标31~48候表示6~8月。图4a是1991、1996和1999年合成；图4b是1978、1981和1985年合成。

1991、1996和1999年6~8月(第31~48候)3个长江流域洪涝年合成的500 hPa高度场上沿30°N的涡度距平演变可见，青藏高原上空的正涡度呈现显著东移，长江流域上空(110~120°E)正涡度距平分别第35候和第39候加强，它们都与青藏高原上空的正涡度东传有关(图4a实线)。此外，青藏高原上空低压系统的东移现象呈现较显著的20~30天振荡周期。从1978、1981和1985年6~8月(第31~48候)3个长江流域干旱年合成的500 hPa高度场上沿30°N的涡度距平演变可见，青藏高原上空的正涡度距平没有出现东传，110~120°E范围内以负涡度距平为主(图4b虚线)。综上所述，青藏高原上空低压系统东移可造成长江流域梅雨锋区低压扰动加强，当青藏高原上空低压系统没有出现东移现象时，则长江流域梅雨锋区低压扰动较弱。夏季青藏高原上空低压系统东移，是长江流域梅雨锋区低压加强的原因之一。

那么青藏高原上空的低压系统在什么情况下可能会东移？为此，我们进一步分析夏季长江流域洪涝、干旱年东亚中高纬大气环流特征。图 5 是 6~8 月 500 hPa 高度场 100~120°E 平均的位势高度时间纬度剖面图，横坐标 31~48 候表示 6~8 月。从 3 个多雨洪涝年平均图可见，500 hPa 高度场上东亚中纬度 (30~35°N) 的环流变化呈现为较显著的 20~30 天低频振荡，其低值中心到达长江流域 (30~35°N) 的时间分别在第 35 候和第 39 候 (见图 5a)，这与青藏高原上空低值中心东移到长江流域 (110~120°E) 上空的时间一致 (见图 4a)。这表明青藏高原上空低值中心的东移与东亚中高纬环流系统 20~30 天低频振荡有关。长江流域少雨干旱的 1978、1981 和 1985 年 500 hPa 位势高度场上，东亚中纬度 30~35°N 的位势高度变化平直，没有出现显著的 20~30 天低频振荡 (图 5b)。青藏高原上空虽然存在低压活动 (图 4b 的阴影区)，但由于东亚中高纬度没有呈现显著的 20~30 天低频振荡，青藏高原上空的低压没有出现东移，长江流域上空以负涡度距平为主，说明梅雨锋低压扰动偏弱 (图 4b 的虚线)。可见，夏季青藏高原上空低压系统能否东移与东亚中高纬环流是否出现 20~30 天低频振荡有关。

值得指出的是，长江流域洪涝年东亚中高纬环流显著的 20~30 天的低频振荡不仅出现在中层 500 hPa 高度场上，在高层 200 hPa 高度场上也十分显著，中高纬环流的低

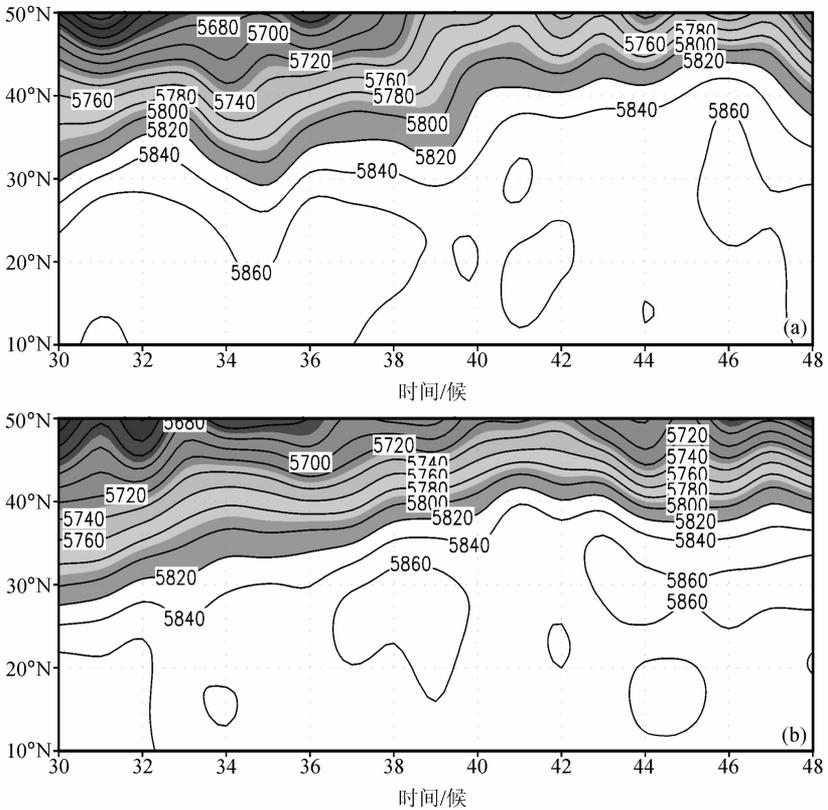


图 5 100~120°E 平均的 6~8 月 500 hPa 位势高度的纬度—时间剖面图
 (a) 1991、1996 和 1999 年合成；(b) 1978、1981 和 1985 年合成
 单位：位势米；等值间隔 20 位势米；阴影区 ≤ 5820 位势米

值中心到达长江流域上空的时间与 500 hPa 高度场上相同，分别出现在第 35 候和第 39 候（图略），这说明长江流域洪涝年东亚中高纬环流 20~30 天的低频振荡现象具有正压性。长江流域干旱年的 200 hPa 高度场上，东亚中高纬环流位势高度变化平直，没有出现 20~30 天的低频振荡现象（图略）。

综上所述，对流层中、高层东亚中高纬大气环流出现 20~30 天的低频振荡，不仅有利于青藏高原上空低压系统东移到长江流域上空加强梅雨锋低压扰动，还有利于北方冷空气到达 30~35°N 纬度。夏季长江流域暴雨洪涝的发生与东亚中高纬大气环流出现 20~30 天的低频振荡密切相关。

分析还表明，长江流域暴雨洪涝年，除了东亚中高纬环流出现较显著的 20~30 天低频振荡外，东亚热带季风涌以及北太平洋副热带高压的活动也都有较显著的 20~30 天低频振荡现象。图 6 是 6~8 月 100~120°E 平均的 850 hPa 风场距平时间—纬度剖面图，横坐标 31~48 候表示 6~8 月。图 6a 是长江流域洪涝年（1991、1996 和 1999 年）850 hPa 风距平合成，在第 35 候和第 39 候分别有西南气流从 15°N 一直到达 30°N（见图中西南风距平矢量箭头），这说明季风涌北上过程中出现 20~30 天的低频振荡，东

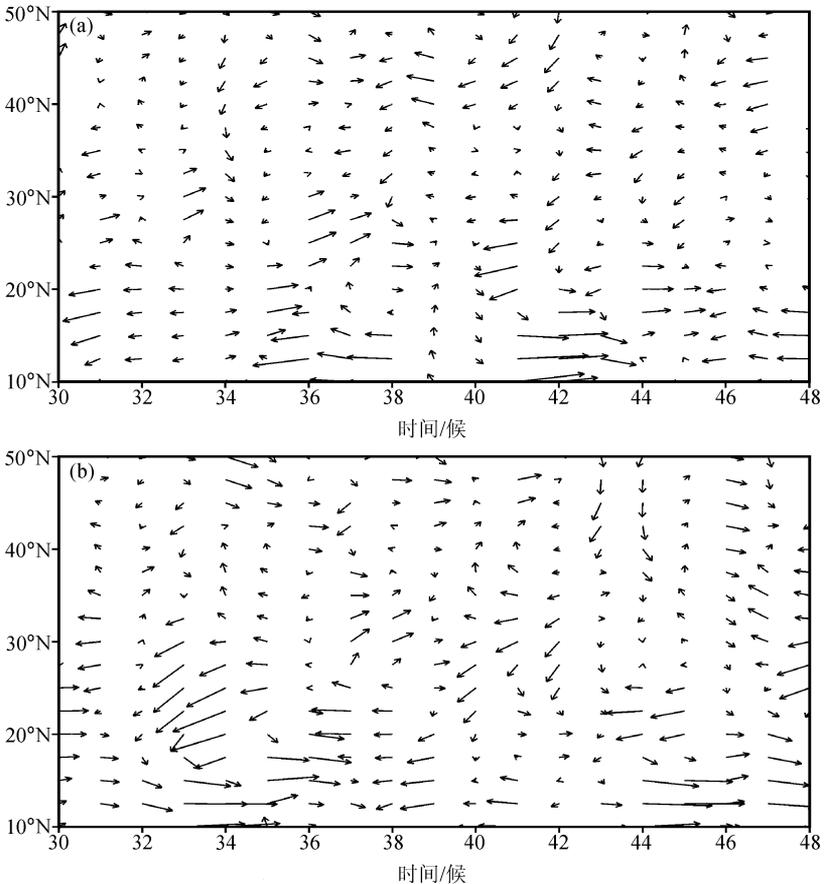


图 6 100~120°E 平均 850 hPa 风距平场时间—纬度剖面图
 (a) 1991、1996 和 1999 年合成；(b) 1978、1981 和 1985 年合成
 箭头：风矢量距平；单位： m s^{-1}

亚热带地区季风涌强度加强, 热带大量充足的水汽输送到长江流域, 造成长江流域暴雨强度增强。图 6b 是长江流域干旱年 (1978、1981 和 1985 年) 6~8 月 850 hPa 风距平合成。西南风距平出现在 20°N 以南地区, 东亚热带地区为偏东风距平, 这说明北上的季风涌强度较弱, 输送到长江流域的水汽偏少。长江流域的干旱与夏季热带季风涌活动过程中没有出现显著的 20~30 天低频振荡有关。

许多研究已表明, 热带大气环流最显著的低频振荡周期是 30~60 天的振荡。因此, 长江流域暴雨洪涝年东亚热带大气环流出现的 20~30 天的低频振荡现象, 可能是东亚热带大气环流异常的反映。

图 7 是 6~8 月 500 hPa 高度场沿着 30°N 的西太平洋副高时间经度剖面图, 纵坐标 31~48 候表示 6~8 月。图 7a 是 1991、1996 和 1999 年长江流域洪涝年合成。西太副高 (5880 线) 在第 35 和 39 候分别出现西伸, 两次西伸呈现为显著的 20~30 天的低频振荡。西太副高第 35 候西伸后, 5880 线没有稳定在 120°E ~ 140°E 范围, 36~38 候长江流域再次受低压系统控制 (图 7a, 阴影区 ≥ 5900 位势米)。图 7b 是 1978、1981 和 1985 年 3 个长江流域干旱年合成的高度变化, 西太副高没有出现显著的 20~30 天的低频振荡。西太平洋副热带高压在第 35 候西伸后, 5880 位势米高压又进一步西伸, 并稳定在 120°E ~ 140°E 范围, 长江中下游地区受 5880 位势米副高控制 (见图 7b, 阴影区 ≥ 5900 位势米)。由此可见, 夏季西太平洋副高西伸过程没有显著的 20~30 天的低频振荡现象, 有利西太平洋副高稳定在长江流域上空。

综上所述, 夏季长江流域暴雨洪涝灾害年, 东亚大气环流东、西、南、北天气尺

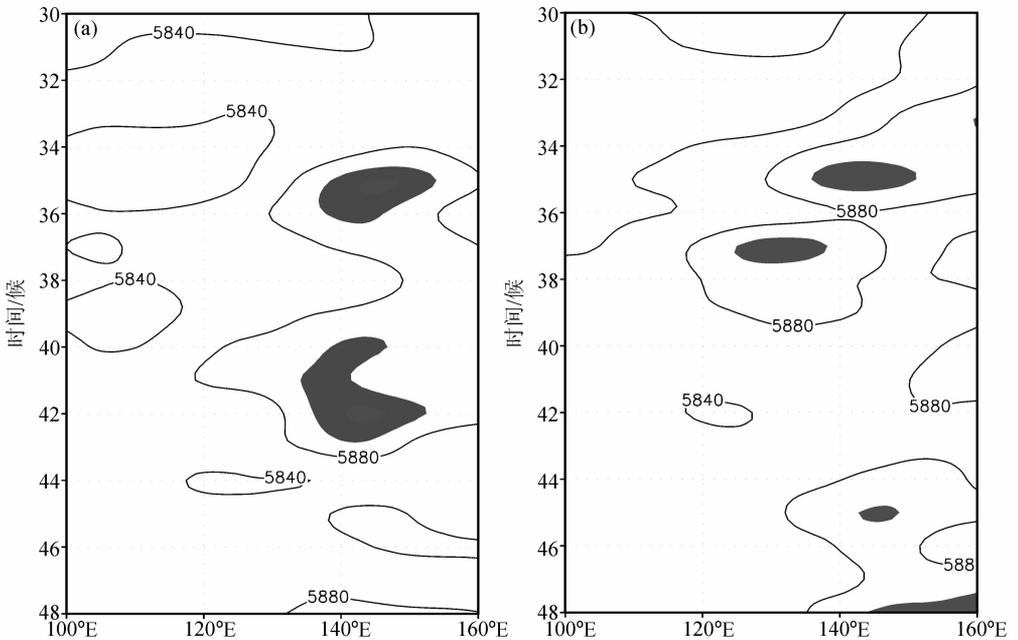


图 7 6~8 月 (31~48 候) 500 hPa 高度时间—经度 (30°N) 剖面图

(a) 1991、1996 和 1999 年合成; (b) 1978、1981 和 1985 年合成

单位: 位势米; 阴影区 ≥ 5900 位势米; 等值间隔 40 位势米

度系统的演变,存在较显著的20~30天的低频振荡,可能是造成东亚地区东、西、南、北天气尺度系统最佳配合的原因之一。长江流域暴雨洪涝灾害年东亚大气环流20~30天低频振荡现象的物理成因解释,正如沿赤道有30~60天周期向西、向东的低频振荡现象(简称MJO)一样,至今还不清楚。

6 结论与讨论

本文探讨了夏季长江流域暴雨洪涝灾害年天气气候特征并指出,长江流域发生暴雨洪涝灾害的气候背景是,东亚夏季风环流偏弱。天气特征是,东亚东、西、南、北天气尺度系统的最佳配合以及天气尺度系统出现20~30天的低频振荡。夏季东亚高低纬大气环流出现显著的20~30天低频振荡,既有利于东亚高纬南下冷空气与北上热带季风涌在长江流域交绥维持,还有利于青藏高原上空低压系统东移到梅雨锋区,加强梅雨锋低压扰动,造成强烈上升运动;夏季西太平洋副高西伸过程出现20~30天的低频振荡,有利长江流域115~125°E低压系统的再生和维持。主要结论如下:

(1) 夏季长江流域暴雨洪涝灾害都发生在东亚夏季风环流偏弱的气候背景下,但东亚夏季风环流偏弱,长江流域不一定都出现暴雨洪涝灾害。

(2) 夏季长江流域暴雨洪涝灾害年天气尺度的环流特征是:东亚地区东、西、南、北天气系统最佳配合及其环流演变过程出现显著的20~30天低频振荡。

(3) 夏季东亚中高纬环流系统出现20~30天的低频振荡,有利中高纬冷空气南下到长江流域,还有利青藏高原上空的低压系统沿中纬度东移到115~125°E,加强长江流域梅雨锋上低压扰动;北太平洋副高西伸过程出现20~30天的低频振荡,使得副高不能稳定在115~125°E范围,则有利梅雨锋区低压再生和维持;东亚热带季风涌北上过程出现20~30天的低频振荡,有利热带暖湿气流不断地输送到长江流域上空。

需要指出的是:夏季长江流域暴雨洪涝灾害发生时的气候背景以及天气尺度的环流条件虽然是同期特征,但它确实为我们进一步认识夏季长江流域暴雨洪涝灾害发生、发展提供了基本的物理图像,尤其是夏季长江流域暴雨洪涝灾害都发生在东亚夏季风环流偏弱的气候背景条件下的结论,对进一步提高长江流域暴雨洪涝灾害的预测将是十分有用的。此外,我们认为东亚夏季风环流强弱除了受前期和同期大气环流内部因子影响外,还受大气外部强迫因子如海温、积雪等因子影响,这将是我們下一步需要研究的课题。

参 考 文 献

- 1 陶诗言、徐淑英,夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征,气象学报,1962,30,1~10.
- 2 Ninomiya, K., and T. Akiyama, Multiscale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, 70, 467~495.
- 3 丁一汇,1991年江淮流域持续性特大暴雨研究,北京:气象出版社,1993,1~255.
- 4 陶诗言,1994年东亚夏季风活动的异常与华南的特大洪涝灾害,1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集,北京:气象出版社,1996,1~5.
- 5 杨福全、杨大升,1991年江淮流域暴雨中不同尺度的相互作用,应用气象学报,1996,7(1),9~17.

- 6 丁一汇、薛纪善、王守荣等, 1998 年亚洲季风活动与中国的暴雨/洪涝, 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用, 北京: 气象出版社, 1999, 1~4.
- 7 Ninomiya, K., Moisture balance over China and the South China Sea during the summer monsoon in 1991 in relation to the intense rainfall over China, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, **77**, 737~751.
- 8 张庆云、陶诗言、张顺利, 1998 年嫩江、松花江流域持续性暴雨的环流条件, 大气科学, 2001, **25**, 567~576.
- 9 Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun et al., Large and meso- α scale characteristics of intense rainfall in the mid- and lower reaches of the Yangtze River, *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47** (9), 779~786.
- 10 陶诗言、张庆云、张顺利, 夏季北太平洋副热带高压系统的活动, 气象学报, 2001, **59** (6), 747~758.
- 11 陶诗言, 季风研究中有待解决的问题, 现代大气科学前沿与展望, 北京: 气象出版社, 1996, 35~36.
- 12 郭其蕴, 东亚夏季风强度指数及其变化的分析, 地理学报, 1983, **38** (3), 207~216.
- 13 Webster, P. J., and S. Yang, Monsoon and ENSO, selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **18**, 877~926.
- 14 王斌、樊真, 论南亚夏季风指数的选择, 东亚季风和中国暴雨——庆贺陶诗言院士 80 华诞, 中国科学院大气物理研究所编, 北京: 气象出版社, 1998, 170~183.
- 15 乔云亭、陈烈庭、张庆云, 东亚季风指数的定义及其与中国气候的关系, 大气科学, 2002, **26** (1), 69~82.
- 16 张庆云、陶诗言, 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水, 应用气象学报, 1998, **9**, 16~23.
- 17 Nakazawa, T., Seasonal phase lock of intraseasonal variation during Asian monsoon season, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**, 597~611.

The Persistent Heavy Rainfall over the Yangtze River Valley and Its Associations with the Circulations over East Asian during Summer

Zhang Qingyun, Tao Shiyan, and Zhang Shunli

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

Abstract The East Asian circulation characteristics of season and intraseason during summer for persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley were investigated. It had been found that the climatic background of the persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley in summer was that East Asian summer monsoon circulation weakened. However the persistent heavy rainfall should not occur over the Yangtze River valley when East Asian summer monsoon circulation weakened. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley in summer was owing to the phase lock of the synoptic scale system over East Asia as well as the cyclone over the Tibetan plateau moved to 110~120°E. The 20~30 days intraseason oscillation of the circulation system over East Asia in summer caused that the phase of the synoptic scale system over East Asia locked and the cyclone over the Tibetan Plateau moved to 110~120°E.

Key words: heavy rainfall; East Asian summer monsoon; 20~30 days oscillation.