

长江中下游地区暴雨“积成效应”^{*}张世轩¹⁾ 封国林^{2)†} 赵俊虎¹⁾

1) (兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2) (国家气候中心, 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081)

(2012 年 10 月 18 日收到; 2012 年 11 月 2 日收到修改稿)

采用 1960—2011 年中国 740 站日降水观测数据, 以长江中下游地区为切入点, 提出暴雨“积成效应”这一概念, 旨在将暴雨这一天气尺度强降水过程拓展为类似中长期天气尺度过程来考虑, 研究它对季节尺度降水的贡献及影响. 通过统计分析从持续时间 (L_d)、控制面积 (A_r)、降水贡献率 (Q_s) 等三个角度建立暴雨“积成效应”概念及判定标准, 并进一步结合上述指标建立暴雨“积成效应”强度指数. 从这一角度出发, 探讨长江中下游地区暴雨“积成效应”与夏季降水的时空对应关系, 发现强度指数与同期夏季降水量的年际和年代际变化具有很好的一致性; 强弱指数年合成分布以及指数与中国东部夏季降水相关系数的空间分布呈现出类似于中国东部夏季雨带的分布形式; 而利用 EOF 分解对暴雨“积成效应”空间范围分类, 发现其与该地区夏季降水具有相似的 4 种空间型, 总体而言, 长江中下游地区暴雨“积成效应”造成的降水极大地影响甚至决定整个夏季降水的多寡及空间分布.

关键词: 长江中下游, 暴雨, “积成效应”, 夏季降水

PACS: 92.40.Ea, 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.62.069201

1 引言

暴雨是指 24 h 降水量为 50 mm 或以上的强降水过程, 多发生于夏季 6—7 月份, 由于暴雨常常带来严重的洪涝灾害, 因而是大气科学研究的热点和重要课题^[1], 也引起许多国家和地区的学者的广泛关注^[2–9]. 长江中下游是我国暴雨集中多发区域, 夏季平均暴雨日数在 3 d 以上, 降水量可占夏季总降水的 40% 以上^[1], 因而对该地区夏季降水具有十分重要的影响, 降水异常年份的分析也表明, 长江中下游地区夏季雨带的形成和降水的多寡与暴雨有着密切的联系^[10–14], 如 2011 年 6 月长江中下游地区连续的 4 场暴雨过程, 使得该月降水量累积达到整个夏季降水的 60% 左右^[15], 造成该地区旱涝急转^[16,17], 并决定了整个夏季主雨带的位置. 事实上, 暴雨是一个天气尺度系统, 但类似于这样的天气尺度系统频繁活动时, 其在时间和空间上会造成一定的持续性, 多次过程的累积或叠加, 会产生一

种“积成效应”, 往往会形成类似于中长期天气过程的现象, 进而对夏季降水多寡和分布产生决定性作用. 然而与之相矛盾的是, 从短期气候预测的可预测性角度而言, 无法提前三个月 (中国 3 月夏季汛期预测会商制) 实现对上述降水过程的预测, 从而导致 2011 年夏季主雨带的预测失败. 因此, 如何定位暴雨这种短时强降水对整个夏季降水的贡献和影响, 以及如何对其进行预估, 是目前汛期降水预测存在的疑点和难点之一. 此外, 纵观国内外相关研究大都基于个例分析, 侧重某次暴雨过程的特征分析^[18–22], 对多次过程所造成的“积成效应”鲜为提及.

基于此, 本文提出暴雨“积成效应”这一概念, 以长江中下游地区为例, 从统计学角度分析暴雨的时-空分布特征, 制定相关标准划分暴雨“积成效应”, 进一步建立相关的指数对其进行描述, 探讨它与夏季降水时-空分布之间的对应关系, 初步确立暴雨这一类天气尺度活动对同期夏季降水具有重要贡献, 为进一步研究多次暴雨过程累积或叠加作

^{*} 国家自然科学基金 (批准号: 40930952, 41205040, 41175067, 41275096) 和国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2012CB955902, 2013CB430204) 资助的课题.

[†] 通讯作者. E-mail: fenggl@cma.gov.cn

用对夏季主雨带分布和局地气候等的影响等提供依据.

2 资料及处理

研究资料包括中国气象局气象信息中心资料室提供的中国 740 站 1960—2011 年逐日降水资料. 研究时段为夏季 6 月 1 日到 8 月 31 日共 92 d. 选取长江中下游地区 (27°N — 34°N , 105°E — 125°E) 进行研究, 首先对资料连续缺测 2 d 以上的站点进行剔除, 对缺测 1 d 的站点用前后两天的资料进行线性插补, 实际上由于所选研究时段为夏季, 观测资料缺测较少, 因此插补对结果影响很小. 经上述处理最终挑选出 121 个站点, 其分布如图 1 所示, 区域内所选站点分布均匀, 符合研究要求. 本文均以 1960—2011 年 52 年平均作为气候态.

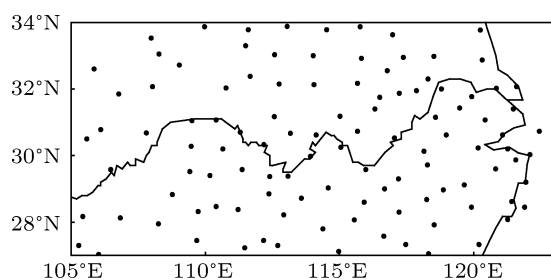


图 1 长江中下游 121 站空间分布

3 暴雨“积成效应”及其与夏季降水的关系

3.1 暴雨“积成效应”的定义

根据一般降水的级别定义, 本文分析时将日降

水量在 0.1 mm 以上定为有降水发生, 而将 50 mm 及以上的降水统称为暴雨. 本文所讨论的暴雨“积成效应”由满足以下两个方面性质的暴雨所决定, 一是空间上暴雨发生的范围要达到一定的尺度, 能够对全局降水产生作用; 二是在时间上暴雨过程具有一定的持续性, 决定降水的强度.

据此, 首先从空间范围入手, 统计长江中下游区 6 月 1 日—8 月 31 日在 1960—2011 年每年的总降水站点数 (有降水发生即可) 和暴雨站点数, 并计算多年平均逐日发生站点数. 如图 2 所示, 从演变形势可以看到长江中下游夏季平均每天发生暴雨的站点数为 3 个左右, 而平均每天发生降水的站点可达 40 个左右, 站点数分布呈现两个峰值, 较大峰值时段在第 11 d (6 月 11 日) 至第 43 d (7 月 13 日) 左右, 暴雨能达到 5 个站点左右, 对应发生降水站点为 50 个以上, 较小峰值时段为第 70 d (8 月 9 日) 至第 92 d (8 月 31 日), 暴雨能达到 3 个左右, 对应发生降水的站点数为 40 个左右. 另外, 较大峰值所对应时段与多年梅雨平均发生时段相符合, 此时每日出现暴雨的站点数平均为 5 个左右, 总降水站点能占到全区总站点的约 1/2. 进一步统计长江中下游地区 1960—2011 年夏季 6 月 1 日—8 月 31 日共 4784 d 中, 不同暴雨发生站点数的出现频次, 并计算其频率. 图 3(a) 不同站点数发生频率分布, 可以看到统计时段内该区暴雨发生站点数最多为 25 个, 出现频率为 0.1%, 最少为 1 个, 出现频率为 24.5%, 不同暴雨发生站点数的出现频率拟合曲线呈现指数型衰减特征, 其衰减速率在 5 站之前较快, 之后则逐渐减慢. 而图 3(b) 累积百分率拟合曲线则呈指数型增长特征, 与图 3(a) 对应, 暴雨发生站点数少

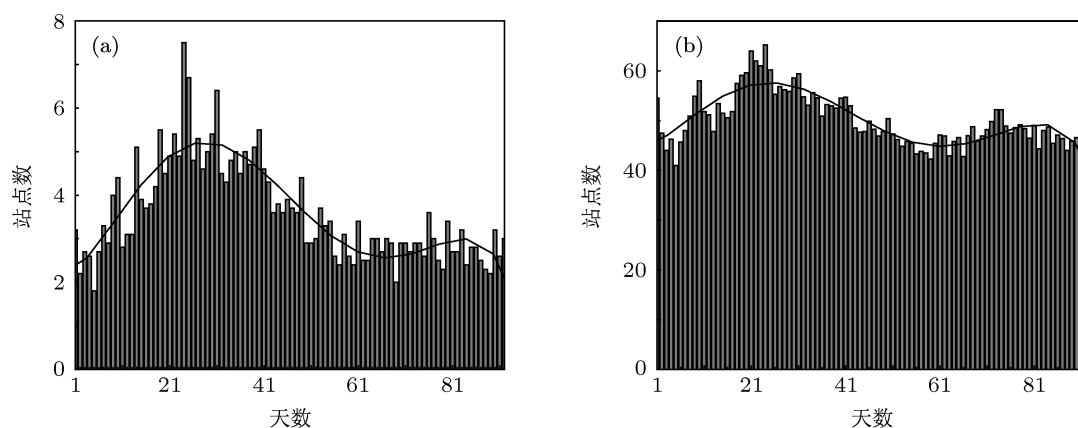


图 2 长江中下游 52 年平均逐日暴雨站点数 (a) 和总降水站点数 (b) 演变特征 (曲线为 5 次多项式拟合)

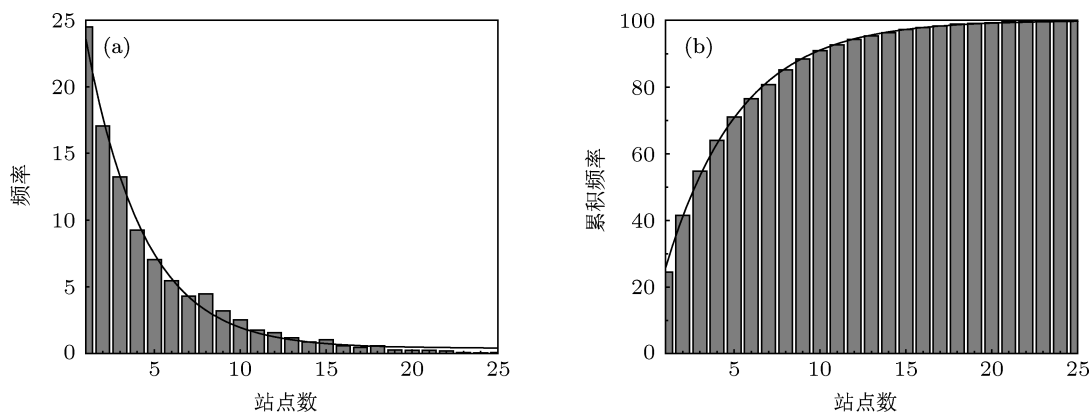


图3 不同暴雨站点数发生频次百分率 (a) 及其累计百分率 (b) 的演变

于 5 个时, 其累积发生频率增长较快, 随后逐渐减缓, 其中发生站点数小于 5 个的出现总频率为 64.0%, 而 5 站以上 (包含 5 站) 总频率为 36%, 粗略计算所得两者的平均发生概率比为 $(64/4) : (36/21) = 10.7 : 1$. 结合上述两方面的讨论, 我们将长江中下游地区某天满足 5 个或 5 个以上站点出现暴雨这一空间尺度特征, 作为评判暴雨“积成效应”发生的空间范围条件.

其次, 满足空间尺度条件的几场暴雨的时间间隔不超过一次天气过程的持续时间 (3—5 d 左右) 时, 说明几场暴雨过程具有一定的连续性, 这种性质的几次暴雨过程累积, 其时间尺度可表现出中长期天气过程的特点, 因而我们认为它在时间上也具有一定的持续性. 暴雨“积成效应”是由满足上述时-空尺度特征的几次暴雨过程的累计或叠加所产生.

对于长江中下游地区, 实际过程中可由如下的标准进行判断: 当该区某天暴雨站点数达到 5 站以上 (≥ 5) 时, 以这一天开始每 3 d 滑动求平均值, 如果连续 10 d 或 10 d 以上滑动平均值都满足上述标准, 则记录这一次暴雨降水过程, 统计整个夏季满足条件的所有过程, 这些过程的累计或者叠加对夏季降水等所产生的影响和作用, 即为长江中下游地区暴雨“积成效应”.

3.2 长江中下游地区暴雨“积成效应”的指标

由上述的定义可知, 要对上述事件进行刻画, 需要从持续时间 (L_d)、控制面积 (A_r), 以及降水贡献率 (Q_s) 三个方面入手, 针对所研究的每一年, 以

上指数分别定义如下:

$$L_d = \sum_i L_i (i = 1, 2, \dots, m), \quad (1)$$

$$A_r = \sum_i A_i (i = 1, 2, \dots, m_p), \quad (2)$$

$$Q_s = \left(\sum_{ij} R_{ij} / R_s \right) \times 100\% \\ (i = 1, 2, \dots, m, j = 1, 2, \dots, n_p), \quad (3)$$

其中, 当满足以上时空选择条件时 $L_i = 1$, 否则 $L_i = 0$, i 为满足条件的序数日, 持续时间 L_d 为所有满足 $L_i = 1$ 的总天数, m 为一次“区域性暴雨事件”的持续时间, A_r 为上述时间段内中心区域空间范围大小, 按照 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 分辨率对站点网格化, 然后计算面积, A_i 是每个网格对应的面积大小. R_{ij} 表示满足条件的第 i 天第 j 站点上的降水量, 其求和即表示暴雨“积成效应”所产生的总降水, R_s 表示某一年夏季降水总量, Q_s 为暴雨“积成效应”时段内满足条件的所有站点降水总量占当年夏季降水的比例, 其值越大, 说明暴雨“积成效应”时段内的降水对当年夏季降水的贡献率越大. n_p 为满足条件的站点总数.

定义的各项指标以及长江中下游区域平均降水量 R_s 随时间演变特征如图 4 所示. 图 4(a) 柱状曲线表示每年暴雨“积成效应”持续时间 L_d , 上方的数字表示暴雨“积成效应”中满足条件的暴雨过程次数, 可以看到每年满足条件的暴雨过程次数并不一致, 绝大多数年份以 2 次为主, 其次为 1 次, 出现 3 次的年份有 3 年, 有 4 年没有出现满足条件的暴雨过程, 分别为 1961, 1963, 1966 和 1978 年, 与之对应的控制面积 (图 4(b)) 和降水贡献率 (图 4(c)) 在这几年也都为 0. 以上 4 年的夏季降水总量也显

著偏少, 居近 52 年中偏少年份的前 4 位 (4(d)); 说明暴雨“积成效应”明显偏弱时, 长江中下游地区夏季降水显著偏少. 暴雨“积成效应”持续时间具有明显的年际和年代际震荡变化, 其多年平均持续时间为 27.6 d 左右, 20 世纪 70 年代中期以前以及 20 世纪 80 年代中期到 90 年代初期这两个时段中, 持续时间大多在气候平均值以下, 而 20 世纪 70 年代中期到 80 年代中期和 20 世纪 90 年代初期以后这两个时段内, 持续时间大多在气候平均值附近及以上. 此外, 暴雨“积成效应”对应的暴雨过程发生次数与持续时间长短并不完全呈正比关系, 如 1976

年, 发生次数虽为 3 次, 但持续时间却明显比 1983 年 1 次事件短.

暴雨“积成效应”中心区域面积 A_r 变化曲线 (图 4(b)) 也有明显的年际和年代际变化, 总体表现为一种波动上升趋势. 年际变化表现为 20 世纪 80 年代以前, 中心区域面积年际波动幅度较大, 且基本都在平均值以下, 而 80 年代以后年际波动幅度减弱, 且基本都在平均值以上. 年代际特征变化表现为 20 世纪 70 年代中期和 80 年代中期各有一次小的波峰出现, 在 20 世纪 90 年代以后出现一次大的波峰出现, 而在近 10 年呈现一种下降趋势.

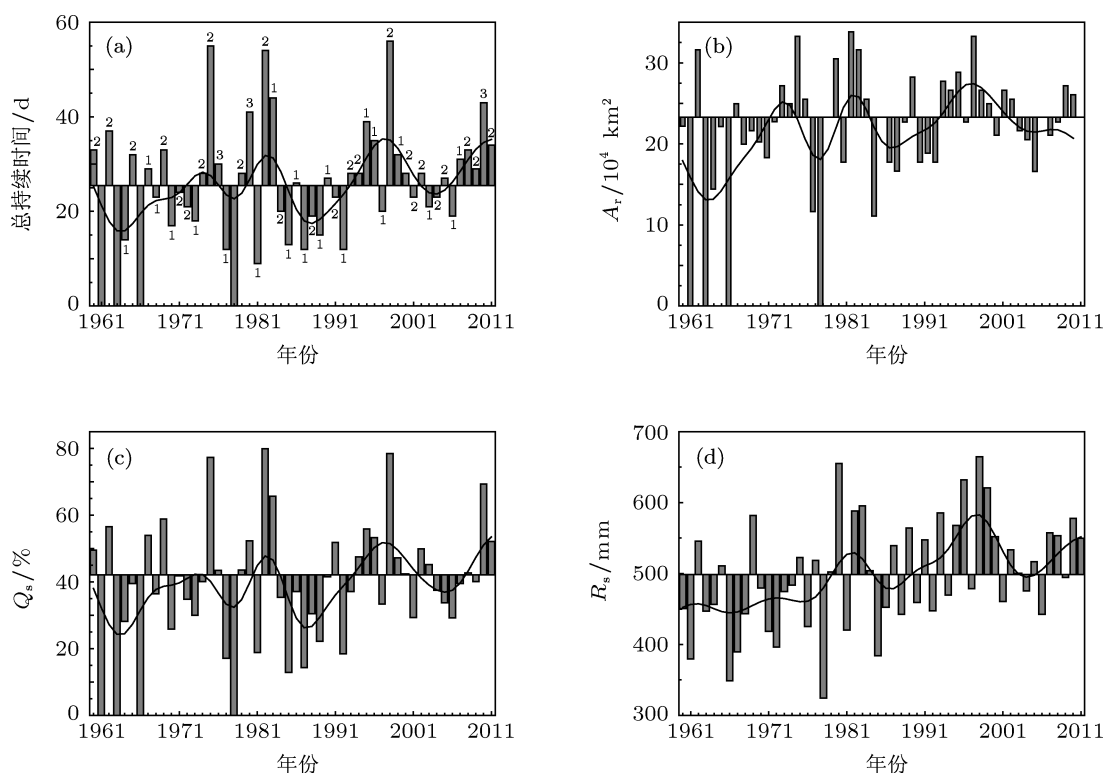


图 4 暴雨“积成效应”指标 (a) 持续时间; (b) 控制面积; (c) 降水贡献率及长江中下游区域平均夏季降水量; (d) 随时间演变特征 (曲线为 5 点快速傅里叶平滑曲线)

图 4(c) 为每年暴雨“积成效应”作用时段的降水总量占当年夏季总降水的百分比, 反应暴雨“积成效应”对夏季降水的贡献率大小. 事实上, 最终降水量的多少与降水过程的空间范围、持续时间以及降水强度等有直接联系, 因而这一指数实际上是几个方面的综合作用结果, 从图中也可以看到其变化特征总体与持续时间 L_d 和中心区域面积 A_r 的变化呈现较好的一致性. 不过, 从每年的对应情况来看, 也有一定的差别, 如 2005, 2007, 2009 这三年, 其持续时间 L_d 较平均值偏长, 面积 A_r 在平均值附近变化, 而降水贡献率却在气候平均值以下. 原因可

能是这些年份暴雨“积成效应”虽然持续时间长、控制的空间范围广, 但其每次过程暴雨的降水强度并不大, 因而最终产生的降水量并不多, 对夏季降水的贡献也有限.

图 4(d) 为长江中下游地区平均夏季总降水年际变化, 该地区夏季气候平均降水为 498.7 mm, 1998 年最大为 664.3 mm, 1978 年最小为 324.8 mm; 两者相差达 339.5 mm, 可见年际变率很大. 5 点快速傅里叶平滑曲线清楚显示在 20 世纪 80 年代中后期长江中下游地区夏总降水呈现由少变多的年代际转折趋势. 对比分析图 4(d) 与图 4(a)—(c) 发

现四者年际和年代际变化具有一致性,降水的年代际转折与各指数的年代际转折期大体相同,而暴雨“积成效应”指数的强弱与降水的多寡亦有很好的对应关系.尤其像 1998 年等一些强降水年份,对应关系十分明显.为进一步分析它们之间的关系,对暴雨“积成效应”各指数和总降水量两两之间计算相关,结果见表 1.

表 1 暴雨“积成效应”三项指数和区域平均降水量间的相关系数

	L_d	A_r	Q_s	R_s
L_d	1.0	—	—	—
A_r	0.86	1.0	—	—
Q_s	0.96	0.87	1.0	—
R_s	0.70	0.65	0.66	1.0

表 2 四项指数前 10 位年份

R_s	L_d	A_r	Q_s
1969	1962	1962	1962
1980	1975	1973	1967
1982	1980	1975	1969
1983	1982	1980	1975
1993	1983	1982	1982
1995	1995	1983	1983
1996	1996	1990	1995
1998	1998	1994	1996
1999	2010	1996	1998
2010	2011	1998	2010

由表 1 可见持续时间 L_d , 中心区域面积 A_r , 降水贡献率 Q_s , 三者之间具有很好的相关性, 相关系数都在 0.86 以上 (通过显著水平为 0.001 的显著性检验), 事实上对于一次降水过程来讲, 如果它持续时间长, 那么说明系统稳定性较好, 往往会产生大范围强降水, 因而上述三个指标紧密联系, 相辅相成. 而暴雨“积成效应”各指标与总降水量指数 R_s 的相关指数亦有很好的相关, 相关系数均在 0.65 以上 (通过 99.9% 的置信度), 说明暴雨“积成效应”对整个夏季降水具较大的影响和贡献. 即对暴雨来讲, 其降水强度比一般降水明显偏大, 如果持续时间长、范围广, 那么由此产生的降水对整个夏季降水的贡献权重必然会高.

将暴雨“积成效应”各指数按大小排序, 选其对应的最强 10 年绘入表 2 中, 对比分析可见, 在区域平均降水 R_s 最强的 10 年中, 对应前 10 位的高 L_d 年有 7 年, 高 A_r 有 4 年, 高 Q_s 有 7 年. 总体而言具有较好的对应关系, 其中与 L_d 和 Q_s 的对应关系要

好于 A_r , A_r 对应关系不好的可能是因为在实际过程中, 降水范围占整个区域的比例并不大, 但在降水范围内降水强度和降水量却很大, 最终形成的降水总量对整个区域降水的贡献仍然较大. 此外, 上述面积对应关系亦引出另外一个问题, 即以上仅从时间角度去探讨降水总量的变化, 没有考虑降水的空间分布型, 而 A_r 某种程度上是反映暴雨“积成效应”空间分布型的一个指标. 而在实际预报和监测过程中对降水空间分布的关注更多, 那么从整个夏季降水空间分布与暴雨“积成效应”空间分布的关系角度去考虑, 是否会存在更好的对应? 以下将从这一角度进行探讨.

3.3 暴雨“积成效应”与长江中下游夏季降水空间分布型

鉴于降水空间分布不均匀性且年际变率大, 要探讨整个夏季降水的空间分布型与暴雨“积成效应”控制范围间的关系, 须从宏观角度对空间分布型进行探讨. 因此, 采用 EOF 分解寻找每年降水空间分布的共性并对其分类, 从分类的角度去探讨两者之间的关系. 对 1960—2011 年 52 年长江中下游地区夏季降水进行 EOF 分解, 其前 6 个模态的累积解释方差占总解释方差的 60.7%, 而前两个模态的累积解释方差占总解释方差的 35.5%. 因此选前两个模态所代表的空间型, 对其取正反, 得到四种空间模态分布型: 全区一致偏旱 (图 5(a))、以长江为界的“南涝北旱” (图 5(b)) 或“南旱北涝” (图 5(d)) 以及全区一致偏涝 (图 5(c)).

由于暴雨的局地性特征很强, 同一场暴雨相邻区域或站点的降水量可能相差很大, 而考虑空间分布时我们更注重暴雨过程控制的范围, 所以用暴雨发生频次分布更能宏观地表现其空间控制范围大小. 统计 1960—2011 年近 52 年暴雨“积成效应”时段内区域各站点的暴雨发生频次行, 然后对这一序列进行 EOF 分解, 其前 6 个模态的累积解释方差占总解释方差的 52.2%, 而前两个模态的累积解释方差占总解释方差的 31.6%. 与夏季总降水 EOF 分解前两个模态所占比例大致相当, 对它前两个模态按照相同处理取正反, 得到 4 种空间分布型, 如图 6 所示, 其分布与夏季总降水的 4 种分布型十分类似, 即全区一致偏弱 (图 6(a))、以长江为界的“南强北弱” (图 6(b)) 或“南弱北强” (图 6(d)) 以及全区一致偏强 (图 6(c)).

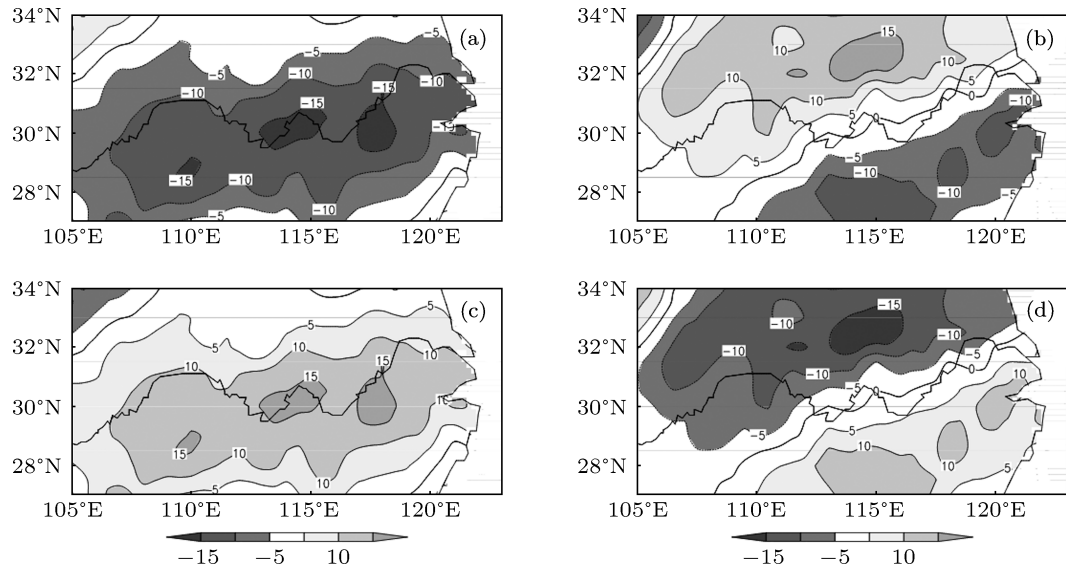


图5 长江中下游地区夏季降水 EOF 空间分布型 (a) 全区一致偏旱; (b) “南涝北旱”; (c) 全区一致偏涝; (d) “南旱北涝”

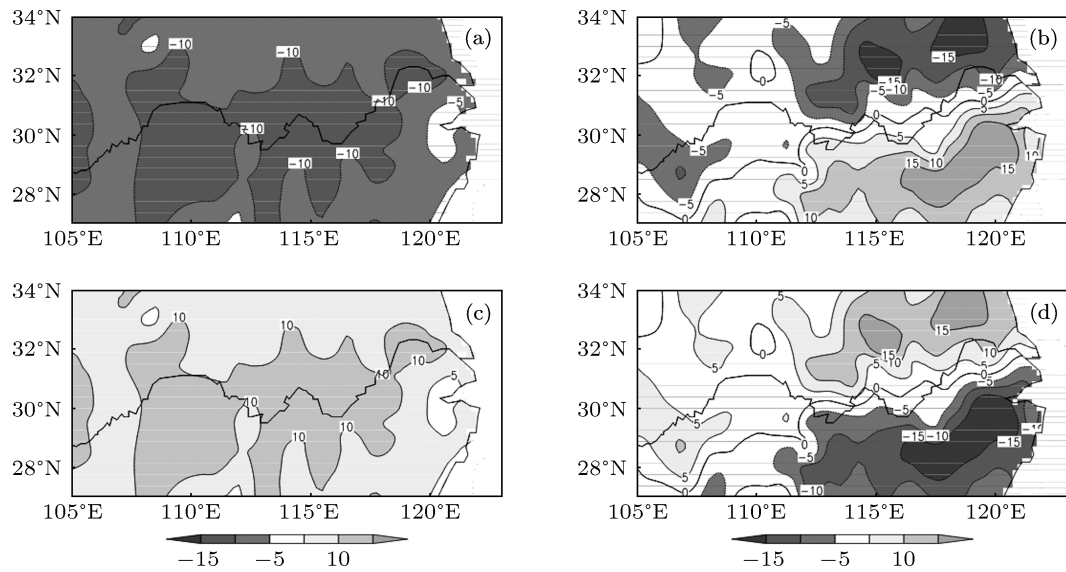


图6 暴雨“积成效应”控制范围 EOF 空间分布型 (a) 全区一致偏弱; (b) “南强北弱”; (c) 全区一致偏强; (d) “南弱北强”

进一步以上述 EOF 分解结果入手, 利用每一年的实况降水和暴雨“积成效应”控制期暴雨发生频次空间分布与上述 4 个模态求相似, 相似系数表达式为

$$\alpha_{ij} = \arccos S_{ij}, \quad (4)$$

$$S_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^p x_{ik} x_{jk}}{\sqrt{\sum_{k=1}^p x_{ik}^2 \sum_{k=1}^p x_{jk}^2}}^{-1}, \quad (5)$$

式中 i 和 j 表示某一时刻两个不同空间场, S_{ij} 衡量两个空间点的相似程度, 对其取余弦得到两个场的夹角 α_{ij} , α_{ij} 越小, 表示两场间的夹角越小, 两场越

相似, 反之则相反. 由此, 计算某一年实际场, 与上述 EOF 分解所得 4 个模态场的 α_{ij} , 然后以 α_{ij} 大小归类, 将长江中下游地区夏季降水和暴雨“积成效应”空间范围分为四种类型, 分别如表 3 与表 4 所示. 其中 A1 和 B1 型分别对应夏季降水一致偏旱和暴雨“积成效应”全区偏弱, A2 和 B2 型分别对应夏季降水南多北少和暴雨“积成效应”南强北弱, A3 和 B3 分别对应夏季降水南少北多和暴雨“积成效应”南弱北强, A4 和 B4 分别对应夏季降水全区偏多或暴雨“积成效应”全区偏强. 从表 3 和表

4 可以看出长江中下游地区夏季降水 A1 型分布为 14 年, A2 型 12 年, A3 型 14 年, A4 型 12 年, 对应暴雨“积成效应”空间范围 B1 型 8 年, B2 型 11 年, B3 型 22 年, B4 型 11 年.

进一步分析两者的对应关系, 对比表 3 与表 4 统计得表 5. 从表中可以看出 B1 型 8 年中有 7 年对应 A1 型, B2 型 11 年中有 9 年对应 A2 型, B3 型 22 年中有 14 年对应 A3, B4 型 11 年中有 8 年对应 A4 型, 体现了对角线占优这一特征, 即长江中下游地区夏季降水空间分布与暴雨“积成效应”空间分布

具有很好的——对应关系. 反之, 从整体降水型对应暴雨“积成效应”空间型来看, 以 A1 型为例, 即当整个夏季全区降水偏少时, 暴雨“积成效应”在空间上也主要表现为一致偏弱的 B1 型, 其次是 B2 型和 B4 型的“南强北弱”和“南弱北强”型, 一致偏强的 B3 型很少. 此外, A3 型全区降水偏多的 14 年全部对应了暴雨“积成效应”一致偏强的 B3 型. 可见暴雨“积成效应”空间范围的分布, 对整个夏季不同降水型的产生具有较大的影响.

表 3 长江中下游夏季降水分类

类型	年份														
A1 型	1960	1961	1966	1967	1971	1972	1976	1978	1981	1985	1988	1990	1992	2006	
A2 型	1963	1965	1968	1979	1984	1986	1991	2000	2003	2004	2005	2007			
A3 型	1962	1969	1975	1980	1982	1983	1987	1989	1995	1996	1998	2008	2010	2011	
A4 型	1964	1970	1973	1974	1977	1993	1994	1997	1999	2001	2002	2009			

表 4 暴雨“积成效应”空间分布分类

类型	年份											
B1 型	1961	1963	1966	1971	1978	1981	1985	1990				
B2 型	1965	1968	1972	1979	1984	1991	2000	2003	2004	2006	2007	
B3 型	1960	1962	1967	1969	1975	1980	1982	1983	1986	1987	1989	1993
	1995	1996	1997	1998	1999	2002	2005	2008	2010	2011		
B4 型	1964	1970	1973	1976	1977	1988	1992	1994	1997	2001	2009	

表 5 两种空间型的对应关系

	A1 型	A2 型	A3 型	A4 型
B1 型	7	1	—	—
B2 型	2	9	—	—
B3 型	2	2	14	4
B4 型	3	—	—	8

3.4 暴雨“积成效应”强弱与中国东部夏季降水

以上几节通过定量的刻画暴雨“积成效应”指标, 探讨其与长江中下游地区降水的时空分布之间的对应关系, 发现两者间具有十分紧密的联系. 因此, 有必要定义一个指数来量化地描述暴雨“积成效应”强弱的变化, 以此探讨其变化特征以及与其他气象因子之间的联系. 从暴雨“积成效应”的

本质来讲, 它是多次强降水过程的累积或叠加效应, 首先会从降水量的角度影响并决定整个夏季降水, 其次则会通过大量的降水改变土壤含水量, 从热能输送和交换等方面, 对后期降水和温度产生影响. 因此, 暴雨“积成效应”时段内产生降水量的多少能够较好反映出其作用的强弱. 据此定义暴雨“积成效应”强度指数 (BQDI):

$$BQDI_i = \text{Norm} \left(\frac{S_i}{S_m} (i = 1, 2, \dots, n) \right), \quad (6)$$

式中 S_i 是第 i 年暴雨“积成效应”时段内的总降水量, S_m 是气候平均夏季降水总量, 这两者的比值越大表明暴雨“积成效应”越强, 其造成的降水与气候平均夏季降水越接近, 对第 i 年夏季降水的贡献也越大. $\text{Norm}(\dots)$ 表示 $BQDI (i = 1, 2, \dots, 52)$ 为一条标准序列.

图 7(a) 为 1960—2011 年 BQDI 随时间的演变呈现出明显的年际振荡变化, 与 3.2 节中长江中下

游地区域平均夏季降水变化曲线对比, 可以看到暴雨“积成效应”强弱年与夏季降水多寡年 (相对于气候平均) 具有很好的对应关系, 指数值在 1 (即 1 倍标准偏差) 以上的年份基本对应降水显著偏多的年份, 而在 -1 以下的年份基本对应降水显著偏少的年, 尤其在 1961, 1963, 1966 和 1978 年这几个长江中下游大范围干旱年, 和 1969, 1980, 1982, 1998 年这几个长江中下游大范围偏涝年, 指数值都分别表现出显著偏弱和偏强的一致性响应变化特征. 将这一指数与图 4(e) 区域平均夏季降水做相关, 其相关系数为 0.79, 明显高于 3.2 节定义的三项指标与夏季降水的相关, 说明暴雨“积成效应”的这一新指标能更好地反映夏季降水多寡的特征. 图 7(a) 中

10 年平均曲线演变显示, 20 世纪 90 年代以前, 暴雨“积成效应”强度值大都在 0 以下, 说明暴雨“积成效应”在这一时段内强度偏弱, 而 90 年代初, 指数出现一次跳跃式变化, 从 0 值以下突然转到 0.5 以上, 随后至今都处于 0 值以上, 说明 90 年代以后至今, 暴雨“积成效应”处于偏强期, 这一转折变化与长江中下游降水的年代际转折变化相一致^[22], 与中国东部地区由“南旱北涝”向“南涝北旱”的年代际转折特征也有类似之处. 另外, 需要指出的是 21 世纪近 10 年, 指数相较于 20 世纪 90 年代又有所减弱, 这与近 10 年江淮雨带的向北迁移也有一定的对应.

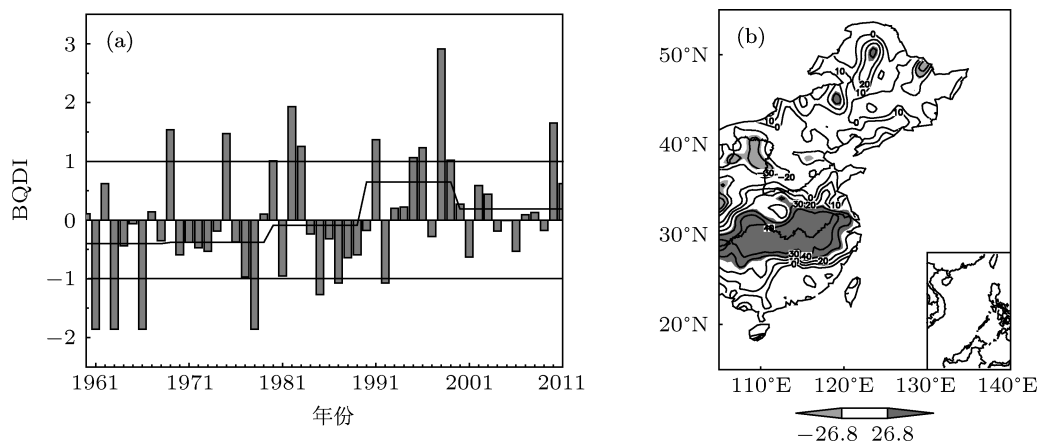


图 7 1960—2011 年 BQDI 变化 (a) 及其与中国东部地区夏季降水的相关系数分布 (b) (相关系数乘以 100, 阴影区表示通过 95% 的置信度, 正负相关分别用深浅阴影)

将这一指数与所选择的 394 个站点夏季降水求相关, 可以发现相关分布的强正值区主要分布于 27°N — 34°N 范围的长江中下游区, 相关性大都可通过 99% 的置信度, 另一较弱的正相关区域位于 45°N 以北的东北西北部, 两个显著负相关区分别位于华南以及 35°N — 45°N 范围内的部分地区 (可通过 95% 的置信度), 其中华南地区中心较弱, 而河套地区以及东北东南部中心较强, 相关系数的正负带状分布与中国东部夏季降水的雨带分布也大致类似 (图 7(b)). 尽管这种同时期降水和降水的相关不具有统计学意义, 但这种相关性的好坏从某种程度上反映出两者变化的密切性和同步性, 因而可以作为评判暴雨“积成效应”在整个夏季降水中的重要性的依据.

此外, 选出 BQDI 最大的五年 1969, 1975, 1982, 1998 和 2010 年, 最小的五年 1961, 1963, 1966, 1978 和 1985 年, 分别合成暴雨“积成效应”强、弱年中

国东部地区实际降水距平百分率 (图 8(a), (b)), 以及两者差值分布 (图 8(c)), 由图可见, 合成结果与上述相关分布近似一致, 即强指数年, 长江中下游地区降水明显偏多, 华南和华北大部分地区降水偏少, 东北地区除东部部分地区外降水亦呈偏多趋势 (图 8(a)); 而弱指数年则大致相反, 表现为长江中下游地区降水明显偏少, 华南部分地区、华北和东北大范围降水偏多 (图 8(b)). 强年减弱年合成差值分布更为明显, 可以看到所选长江中下游区为显著正值区 (通过 95% 置信度), 而华南及华北和东北大部位显著负值区 (通过 95% 置信度), 反之亦然, 说明长江中下游区 BDSI 强、弱年份, 整个东部地区的降水形式呈现出截然相反的两种分布形势.

综合而言, 长江中下游地区暴雨“积成效应”所产生的作用, 与同期整个夏季降水具有十分密切的联系, 其强弱随时间的变化与同期夏季降水多寡随

时间的变化具有很好的一致性, 而其控制范围与长江中下游地区夏季降水空间分布亦有很好的对应关系. 另外, 长江中下游区暴雨“积成效应”不仅能够反映该地区的夏季降水多寡, 还能在某种程度上

反映出整个东部旱涝的分布情况. 由此可见对长江中下游地区暴雨“积成效应”的把握和预估, 对该区夏季降水甚至整个东部雨带分布的的评估都有一定的实际意义.

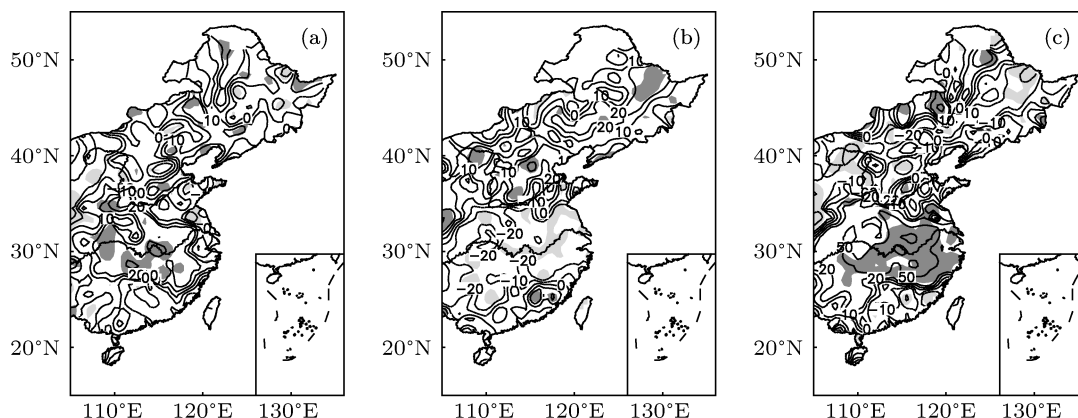


图8 长江中下游 BQDI 强年 (a) 和弱年 (b) 中国东部降水距平百分率合成及强 - 弱年差值合成 (c) (阴影表示通过 95%置信度, 负值为浅色, 正值为深色)

4 结论和讨论

本文选长江中下游地区, 提出暴雨“积成效应”这一概念, 对其进行简单的刻画和分析, 探究它对同期夏季降水的贡献和联系, 得出以下结论.

1) 从持续时间 (L_d)、控制面积 (A_r), 以及降水贡献率 (Q_s) 三个角度提出暴雨“积成效应”的判定标准, 并对其特征进行分析, 发现 L_d , A_r 及 Q_s 三者之间具有显著的相关性, 说明三者之间具有密切的内在联系; 而长江中下游地区平均夏季降水亦有很好的相关, 且表现出一致的年际和年代际变化.

2) 利用暴雨发生频次描述暴雨的空间范围, 并利用 EOF 分解, 对长江中下游地区夏季降水和暴雨“积成效应”空间分布进行分型, 对比发现暴雨频次分布范围和整个夏季降水型的空间模态具有较好的一一映射关系.

3) 通过定义长江中下游地区暴雨“积成效应”BQDI, 并以此分析其与所选区域夏季降水及整个东部地区降水的关系, 发现该指数与整个夏季平均降水具有一致的年际和年代际变化特征; 而与中国东部夏季降水相关的空间分布以及合成分析显示, 长江中下游地区暴雨“积成效应”强弱, 与中国东部夏季降水多寡具有很好的一致性, 强指数年, 长江中下游地区降水偏多, 华南和华北偏少; 而弱指数年则大致相反.

本文通过选取暴雨这一天气尺度强降水为研

究对象, 建立它与季节尺度降水的关系, 从多次暴雨累积和叠加的角度将其转化为一种中长期天气过程考虑, 提出暴雨“积成效应”, 并以长江中下游地区为例, 对这一概念进行了定义, 并初步分析了暴雨“积成效应”的特征以及与同期夏季降水的关系. 相关结论表明多次暴雨形成的“积成效应”所造成的降水在整个夏季降水中占有十分重要的比重, 且与夏季降水年际和年代际变化的一致性以及强的相关性, 显示出两者变化的同步性以及关系的密切性. 因而暴雨“积成效应”概念的提出以及进一步深入的研究具有其现实意义和潜在应用价值: 如对暴雨“积成效应”的认识, 将可能有助于我们对诸如 2011 年夏季长江中下游地区由暴雨这一天气尺度过程引发“旱涝急转”并导致整个夏季降水雨带异常变化的成因做进一步的深入探讨; 暴雨灾害是我国重大气象灾害之一, 每年暴雨洪涝损失所占比例仅次于干旱灾害损失, 给生态、环境、社会、经济带来诸多问题. 而暴雨“积成效应”造成的危害要比一般暴雨过程范围更广、影响更严重, 且极端降水频次的增加^[24], 将进一步加剧这种危害发生的频率; 因此对其进行深入研究, 分析其潜在风险特征, 对提高气象灾害监测、预警、服务能力均很有必要; 再者, 目前我国汛期预测对暴雨等这类天气过程的影响并未考虑, 而实际过程中暴雨对夏季雨带往往会产生一种决定性作用, 因而从暴雨“积成效应”的角度或许能够为在汛期预测的进一步提高提供一些新的思路; 此外, 暴雨“积成效

应”对土壤含水量的改变,导致土壤表面的反照率和热容量以及输入大气的感热和潜热等能量的变化,又会影响到后期的降水和温度等,这一过程又具有某种“气候效应”,对局地气候的变化也可能产

生作用^[25–30]. 对于以上问题,我们将在本文基础上,结合现有理论研究成果^[31–33]进行深入分析和探索.

- [1] Bao M, Huang R H 2006 *Chin. J. Atmosph. Sci.* **30** 1057 (in Chinese) [鲍名, 黄荣辉 2006 大气科学 **30** 1057]
- [2] Tao S Y, Ding Y H, Zhou X P 1979 *Chin. J. Atmosph. Sci.* **3** 227 (in Chinese) [陶诗言, 丁一汇, 周晓平 1979 大气科学 **3** 227]
- [3] Tao S Y 1980 *The Torrential Rain of China* (Beijing: Science Press) pp255 (in Chinese) [陶诗言 1980 中国之暴雨 (北京: 科学出版社) 第 255 页]
- [4] Doswell III C A, Ramis C, Romero R, Alonso S 1998 *Weather Forecasting* **13** 102
- [5] Ding Y H 1998 *East Asia Monsoon and Torrential Rain of China* (Beijing: China Meteorological Press) p137 (in Chinese) [丁一汇 1998 东亚季风和中国暴雨 (北京: 气象出版社) 第 137 页]
- [6] Homar V, Romero R, Ramis C, Alonso S 2002 *Ann. Geophys.* **20** 2047
- [7] Ducrocq V, Ricard G, Lafore J P, Orain F 2002 *Weather Forecasting* **17** 1236
- [8] Gao S T, Zhao S X, Zhou X P, Sun S Q, Tao S Y 2003 *Chin. J. Atmosph. Sci.* **27** 618 (in Chinese) [高守亭, 赵思雄, 周晓平, 孙淑清, 陶诗言 2003 大气科学 **27** 618]
- [9] Lebeaupin C, Ducrocq V, Giordani H 2006 *J. Geophys. Res.* **11** 1
- [10] Ding Y H 1993 *Study of Durative Heavy Storm in Jiang-Huai Area in 1991* (Beijing: China Meteorological Press) p255 (in Chinese) [丁一汇 1993 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究 (北京: 气象出版社) 第 255 页]
- [11] National Climate Center 1998 *The Heavy Flood and Climate Anomaly in 1998* (Beijing: China Meteorological Press) p139 (in Chinese) [国家气候中心 1998 1998 年大洪水和气候异常 (北京: 气象出版社) 第 139 页]
- [12] Tao S Y 2001 *The Mechanism and Forecasting of Torrential Rain of China in Summer 1998* (Beijing: China Meteorological Press) p1 (in Chinese) [陶诗言 2001 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究 (北京: 气象出版社) 第 1 页]
- [13] Zhang P Q, He M, Xu L 2002 *Plateau Meteorology* **21** 243 (in Chinese) [张培群, 何敏, 许力 2002 高原气象 **21** 243]
- [14] Zhang Q Y, Tao S Y, Zhang S L 2003 *Chin. J. Atmosph. Sci.* **27** 1018 (in Chinese) [张庆云, 陶诗言, 张顺利 2003 大气科学 **27** 1018]
- [15] Zhao J H, Yang J, Feng G L, Zhang S X 2013 *J. Appl. Meteorol. Sci.* **24** 43 (in Chinese) [赵俊虎, 杨杰, 封国林, 张世轩 2013 应用气象学报 **24** 43]
- [16] Shen B Z, Zhang S X, Yang H W, Wang K, Feng G L 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 109202 (in Chinese) [沈柏竹, 张世轩, 杨涵洧, 王阔, 封国林 2012 物理学报 **61** 109202]
- [17] Feng G L, Yang H W, Zhang S X, Wang K, Shen B Z 2012 *Chin. J. Atmosph. Sci.* **36** 1009 (in Chinese) [封国林, 杨涵洧, 张世轩, 王阔, 沈柏竹 2012 大气科学 **36** 1009]
- [18] Xie Y M, Hu Y L, Sha W R, Zhu J G, Yang L 2011 *Acta Meteorol. Sin.* **1** 61
- [19] Wang J J, Li Z C 2002 *Acta Meteorol. Sin.* **10** 146 (in Chinese) [王健捷, 李泽椿 2002 气象学报 **10** 146]
- [20] Booth R E 2012 *Weather* **14** 171
- [21] Zhang M, Zhang D L 2012 *Monthly Weather Rev.* **140** 184
- [22] Cao J, Gao S T, Zhou Y S 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 2600 (in Chinese) [曹杰, 高守亭, 周玉淑 2008 物理学报 **57** 2600]
- [23] Si D, Ding Y H, Liu Y J 2010 *Chin. Sci. Bull.* **55** 68 (in Chinese) [司东, 丁一汇, 柳艳菊 2010 科学通报 **55** 68]
- [24] Zhang D Q, Hu J G, Feng G L 2008 *Chin. Phys. B* **17** 736
- [25] Walker J, Rowntree P R 1977 *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* **103** 29
- [26] Yeh T C, Wetherald R T, Manabe S 1984 *Monthly Weather Rev.* **112** 474
- [27] Ma Z G, Wei H L, Fu C B 2000 *Acta Meteorol. Sin.* **58** 278 (in Chinese) [马柱国, 魏和林, 符淙斌 2000 气象学报 **58** 278]
- [28] Koster R D, Dirmeyer P A, Guo Z C, Bonan G, Chan E, Cox P, Gordon C T, Kanae S, Kowalczyk E, Lawrence D, Liu P, Lu C H, Malyshey S, McAvaney B, Mitchell K, Mocko D, Oki T, Oleson K, Pitman A, Sud Y C, Taylor C M, Verseghy D, Vasic R, Xue Y K, Yamada T 2004 *Science* **305** 1138
- [29] Kim J E, Hong S Y 2007 *J. Climate* **20** 5732
- [30] Zhang W J, Zhou T J, Zhi H 2012 *Acta Meteorol. Sin.* **70** 78 (in Chinese) [张文君, 周天军, 智海 2012 气象学报 **70** 78]
- [31] Cui X P, Li X F 2011 *Chin. Phys. B* **20** 109201
- [32] Feng G L, Dong W J, Jia X J 2004 *Chin. Phys. B* **13** 413
- [33] Zhi R, Lian Y, Feng G L 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 1837 (in Chinese) [支蓉, 廉毅, 封国林 2007 物理学报 **56** 1837]

“Cumulative Effect” of torrential rain in the middle and lower reaches of the Yangtze River *

Zhang Shi-Xuan¹⁾ Feng Guo-Lin^{2)†} Zhao Jun-Hu¹⁾

1) (College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

2) (Laboratory for Climate Studies of China Meteorological Administration, National Climate Center, Beijing 100081, China)

(Received 18 October 2012; revised manuscript received 2 November 2012)

Abstract

To expand the torrential rain which is a meso-and-micro scale weather process to a meso-and-long scale weather process, in this paper we choose the middle and lower reaches of the Yangtze River (MLRYZ) as a sample region, and propose the conception of “Cumulative Effect” of torrential rain (CETR) by using the daily precipitation observational data from 740 stations in China. On the statistical analysis of observations, we define CETR as the cumulation or superposition of many torrential rain processes, and three indexes, which are continuous time (L_d), control area (A_r) and precipitation contribution rate (Q_s), which are used for explaining the conception of CETR. Then taking these three indexes into consideration, we establish the intensity index of CETR (BQDI) and study the relationship between the BQDI and the summer precipitation in MLRYZ. Results show that the interannual and interdecadal variations of BQDI are similar to those of summer precipitation in MLRYZ. The distribution of correlation coefficient between the BQDI and the summer precipitation in Eastern China and the composite analysis of representative years in BQDI show a large positive relation area in MLRYZ (significance test at the 95% level) and two large negative relation areas in North and South China (significance test at the 95% level), which reveals that the variations of BQDI not only correspond to the variations of summer precipitation in MLRYZ but also correlate with the distribution of summer precipitation in Eastern China to some extent. Besides, an empirical orthogonal analysis is performed on the frequency of torrential rain in MLRYZ, we find that the four major spatial modes of torrential rain are also similar to those of summer precipitation in MLRYZ. In conclusion, the precipitation caused by CETR greatly influences even determines the amount and distribution of summer rainfall, which is worth further investigating.

Keywords: middle and lower reaches of the Yangtze River, torrential rain, “Cumulative Effect”, summer precipitation

PACS: 92.40.Ea, 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.62.069201

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40930952, 41205040, 41175067, 41275096), and the National Basic Research Program of China (Grant Nos. 2012CB955902, 2013CB430204).

† Corresponding author. E-mail: fenggl@cma.gov.cn