

中国东部夏季降水的主相关型及其环流特征

刘宣飞 朱乾根

(南京气象学院大气科学系, 南京 210044)

摘要: 将中国东部夏季降水单点相关图中达统计显著性标准台站数最多的相关分布型定义为主相关型, 讨论了与该雨型对应的环流异常特征。结果表明: 长江中下游和河套地区的夏季降水对中国东部地区具有较好的空间代表性, 且它们呈反相关变化, 可以利用这两个地区的降水之差来描述中国东部夏季降水的最主要雨型。当雨带位于河套地区、长江中下游少雨时: 长江中下游为偏东风, 太平洋 Walker 环流偏强, 南亚夏季风环流偏强, 南亚高压位置偏北。东亚地区大气环流异常具有相当正压的垂直结构, 即对流层上下层为一致的距平环流。

关键词: 中国东部夏季降水; 主相关型; 大气环流

中图分类号: P434 **文献标识码:** A

中国东部夏季降水分布具有显著的区域性特征。由于夏季风的年际变异主要表现为雨带南北位移的异常, 使得我国东部夏季降水异常的空间分布往往出现此旱彼涝的现象, 因此, 不可能用某一地区的雨量多少来描述中国东部夏季降水的特征。

对于降水类型的划分, 我国学者在这方面作了不少工作。最早是用目测方法将中国东部夏季雨带归纳为三种类型^[1], 后来多数采用统计方法进行分型, 邓爱军等^[2]、朱乾根等^[3]采用 EOF 方法对我国夏季降水进行了分型, 吴仁广、陈烈庭^[4]采用相似分析方法(即根据年与年之间夏季降水距平百分率场的相似程度) 将中国东部夏季雨带分为四类: 长江型、黄淮西型、黄淮东型和黄河河套型, 王晓春、吴国雄^[5]用方差极大转动 EOF 方法对中国夏季降水的区域特征进行了分析。由于不同的研究采用的方法各异, 目前对中国夏季降水究竟能分为几种类型还没有统一的认识, 这也反映了我国夏季降水空间分布的复杂性。

降水类型的划分对旱涝特征及其成因的研究具有重要意义。确定旱涝典型年的方法一般有两种: 一种是从某区域(如长江流域) 平均的降水时间序列中挑取, 另一种是根据降水典型场的时间演变(如 EOF 时间系数) 来确定。鉴于我国夏季降水空间分布的复杂性, 本文采取抓主要矛盾的方法, 试图找出其中最具代表性的空间分布型, 本文称之为主相关型, 进而分析这种型的环流特征。

收稿日期: 1998-11-12; 改回日期: 1999-03-03

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49735170)

第一作者简介: 刘宣飞, 男, 1965 年 9 月生, 博士, 工程师

1 资 料

本文使用的资料有: (1) 国家气象中心整编的 1951~1996 年中国东部(100°E 以东) 139 站的月降水量; (2) 美国 NCEP/NCAR 再分析风场资料, 年代为 1958~1997 年; (3) NOAA 极轨卫星上的 AVHRR 遥感器观测的 1979~1994 年月平均 OLR 资料。

2 降水主相关型的确定

为找出中国东部夏季降水最具代表性的空间分布型, 对中国东部地区由 N ($N = 139$) 个台站夏季(6~8 月) 降水序列构成的要素场, 任选其中一个台站作为相关原点, 求其对其他各台站(包括其自身) 的相关, 得到 N 个相关系数, 其中超过统计显著水平的相关系数的个数即反映了该台站夏季降水的空间代表性, 达统计显著性标准的相关系数个数越多, 说明该台站与较多台站的降水相关密切, 该台站降水的空间代表性就较好。对每个台站均作上述计算, 可得到反映各个台站夏季降水空间代表性的分布图(图 1)。由图可见, 大值区(图中阴影区) 主要有三处: 河套地区、长江中下游地区和华南地区, 其中长江中下游地区的阴影区范围最大, 华南地区最小, 说明这些地区的台站夏季降水具有较好的空间代表性, 其中长江中下游降水代表性较好的台站主要有: 南京、钟祥、合肥、蚌埠、岳阳、上海、九江、屯溪、安庆、常德、武汉、东台等, 河套地区降水空间代表性较好的台站主要有: 呼和浩特、榆林、安康、包头、银川等; 处于河套地区和长江中下游地区之间的广大地区(大约沿 35°N) 为一小值区, 表明该地区内的台站夏季降水的空间代表性较差。以往研究大多采用从所研究的区域(如长江中下游地区) 取典型站作平均的方法来研究降水的变化特征, 典型站的取法一般是根据行政区域或流域的地理位置来定, 带有一定的主观性, 不同的取站方法所统计的结果有时会有较大差异, 这里给出的空间代表性较好的台站可以作为取典型站的依据。

河套、长江中下游和华南地区的夏季降水有较好的代表性, 而沿 35°N 地区的台站降水代表性较差, 与东亚夏季风雨带的季节性南北位移有关。显然, 上述三个地区分别对应着华北季风雨、长江流域梅雨和华南季风雨的位置, 雨带在季节性北进中在这三个地区都有停滞, 因而这些地区降水的代表性较好, 而沿 35°N 地区只是夏季风从长江流域往华北地区推进时的一个过渡地带, 其降水的代表性自然也就较差。

以图 1 中数值最大的站点(呼和浩特) 为相关基点求得的单点相关分布, 即反映了中国东部夏季降水最普遍、最具代表性的空间分布型。严中伟^[6]曾采用该方法研究中国降水与全球降水变化的关系。为避免单站降水资料的随机性影响, 这里采用呼和浩特及其周围的包头、榆林、银川四站平均作为相关基点, 其单点相关分布型就是我们所要寻找的最具代表性的空间型, 这里称之为主相关型。

图 2 给出了上述主相关型分布。图中清楚地反映出河套和长江中下游地区的夏季降水呈反相关变化, 此外, 图中显示的从南往北正负相间的波状排列特征也很明显。这些正是中国东部夏季降水的最主要空间分布特征。

图 2 中显示的正负相间的波状排列特征, 与大气遥相关型相似。仿照大气遥相关型指数的定义^[7], 将图 2 中长江中下游和河套地区视为中国东部夏季降水遥相关型的两个节点, 定义主相关型指数 $MCPI$ (main correlation pattern index) 如下:

$$MCPI = R_{\text{河套}} - R_{\text{长江}}$$

其中, $R_{\text{河套}}$ 为河套地区的上述四站(呼和浩特、包头、榆林、银川) 平均的夏季降水量, $R_{\text{长江}}$

为长江中下游代表性较好且在图 2 中相关系数达显著标准的台站(蚌埠、东台、合肥、上海)平均的夏季降水量,两者经标准化后相减即是主相关型指数。显而易见,主相关型指数为正,表示河套地区多雨而长江中下游少雨,雨带主要位于华北地区;相反,指数为负时,河套地区少雨而长江中下游多雨,雨带主要位于长江中下游。由于该方法实际应用时只需将河套和长江中下游两地区的降水量相减,因而适合于实际业务中对雨带位置的判断。

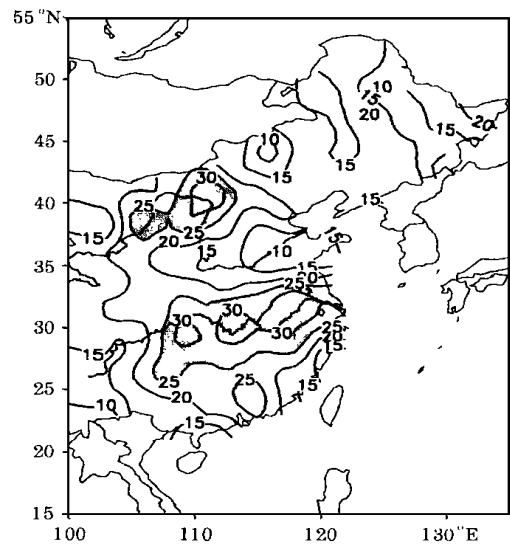


图 1 中国东部台站夏季(6~8月)降水单点同时相关系数达显著性标准(0.05 信度)的个数分布(阴影区表示大于 25 的区域)

Fig. 1 Stations with their single-point simultaneous correlation coefficient of summer rainfall exceeding the statistical threshold at 0.05 level (shaded for > 25)

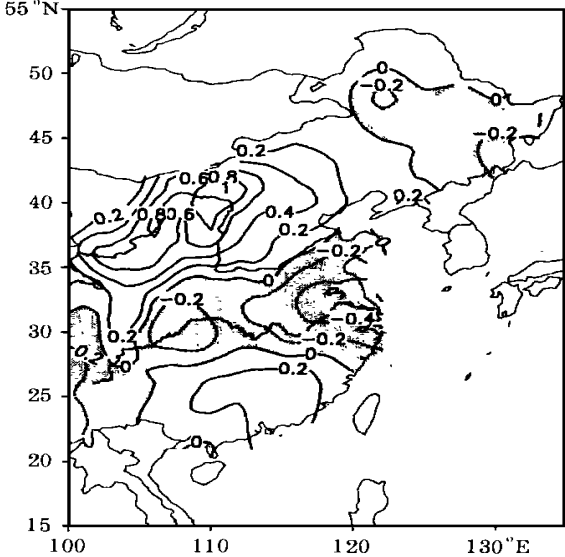


图 2 中国东部夏季(6~8月)降水主相关型(以呼和浩特、包头、榆林、银川四站平均为基点的单点相关系数分布,等值线间隔为 0.2,阴影区表示负值)

Fig. 2 Main correlation pattern of summer rainfall in east China(single-point correlation coefficients with Huhehaote, Baotou, Yulin and Yinchuan stations averaged as the base point, contour interval of 0.2, shaded for negative values)

图 3a 给出了河套地区和长江中下游 1951~1996 年夏季降水标准化距平的年际变化曲线,两曲线的反相关变化特征很清楚,相关系数达-0.60。在 1951~1996 年的 46 年中,有 36 年河套地区和长江中下游的夏季降水距平是相反的,即中国东部夏季降水主相关型能概括 78 % 年份的降水异常分布。 $MCPI$ 的年际变化曲线在图 3b 中给出。由图可见, $MCPI$ 具有明显的年际变化,以 ± 1.0 为标准,则典型正指数年有 1958、1959、1961、1964、1967、1976、1978、1988、1992 和 1994 年,典型负指数年有:1957、1965、1980、1987、1989 和 1991 年。由于 $MCPI$ 综合考虑了河套和长江中下游地区的降水,因而上述典型年份与其他作者^[8]仅考虑长江中下游降水而确定的旱涝年份有些是相同的(如 1980、1987、1991 年长江中下降游水偏多,1978、1988 年偏少),而有些年份则不相同(如 1954 年为典型的长江流域大水年,但该年河套地区也多雨,因而该年 $MCPI$ 指数不典型)。

3 环流异常特征

下面通过合成分析来讨论中国东部夏季降水主相关型指数同期的大尺度环流异常特征。

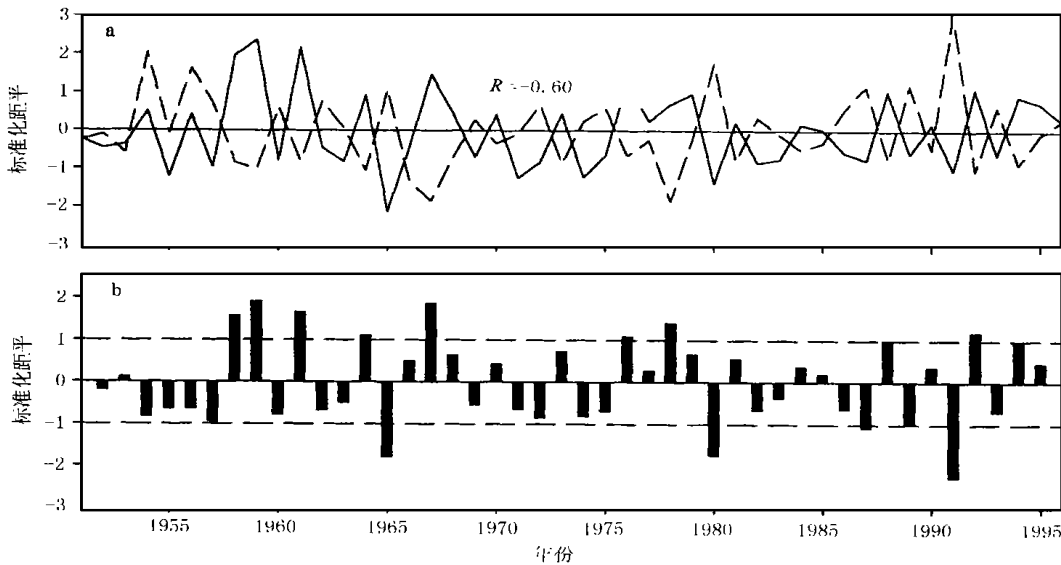


图3 a. 河套地区(实线)和长江中下游(虚线)夏季降水标准化距平的年际变化曲线
(河套地区为呼和浩特、包头、榆林和银川四站平均; 长江中下游为蚌埠、东台、合肥、上海四站平均);
b. 中国东部夏季降水主相关型指数的年际变化曲线

Fig. 3 a. Interannual curves for the normalized summer rainfall anomaly in the Hetao area(represented by Huhehaote, Baotou, Yulin and Yinchuan stations) and the mid-lower valleys of the Yangtze river (represented by Bengbu, Dongtai, Hefei and Shanghai stations) ; b. Interannual curve of the main correlation pattern index for summer rainfall in east China

从MCPI强、弱年合成的OLR距平分布(图4)可以看出,两者有明显差异。与强(弱)MCPI年相对应: (1) 河套地区有负(正)OLR距平, 长江中下游有正(负)OLR距平, 即OLR

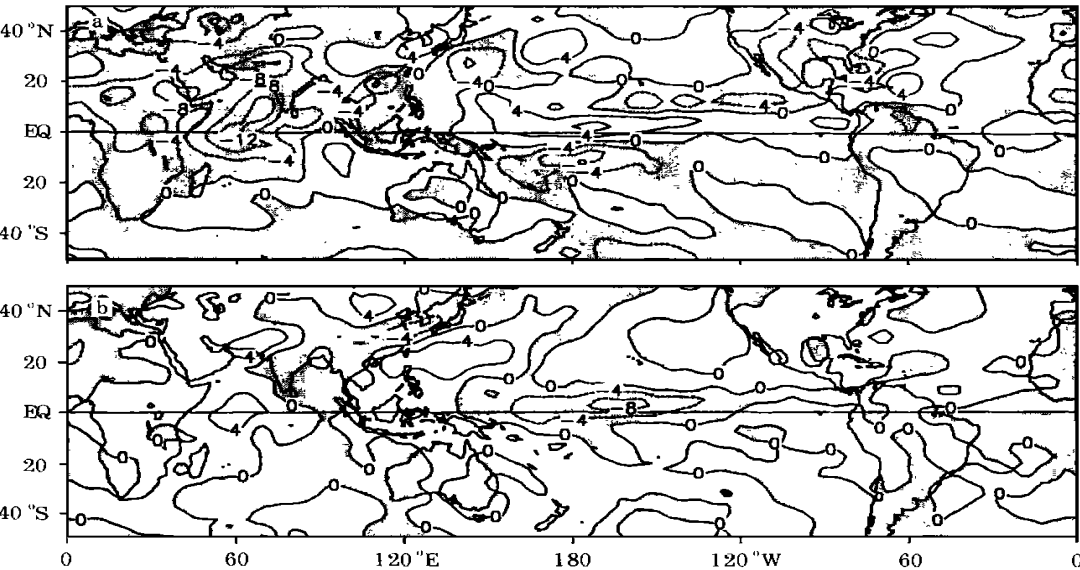


图4 主相关型指数强(a)弱(b)年合成的夏季OLR距平分布(强指数年为1988、1992、1994年, 弱指数年为1980、1987、1989、1991年, 阴影区表示负值, 等值线间隔为 4Wm^{-2})

Fig. 4 Summer OLR anomalies for strong(a) and weak(b) *MCPI* years(Strong *MCPI* years: 1988, 1992, 1994, weak *MCPI* years: 1980, 1987, 1989, 1991, shaded for negative values, contour interval of 4Wm^{-2})

不仅能反映热带的对流异常,也能较好地代表中国东部大陆的降水异常;(2)西太平洋暖池附近有负(正)OLR 距平,表明夏季西太平洋暖池附近的对流活动与中国夏季的雨带位置有密切关系;(3)赤道中太平洋地区有较强的正(负)距平中心,显示出中国夏季降水型与热带中太平洋地区对流活动的联系;(4)由(2)、(3)可推知,太平洋 Walker 环流加强(减弱);(5)南亚地区有负(正)距平分布。因此,南亚季风区的对流活动与中国夏季雨带位置有关联,这反映了南亚和东亚季风区降水之间的内在联系,即南亚季风降水与长江中下游降水反相关,而与河套地区正相关。众所周知,东亚季风环流系统与印度季风环流系统之间既互相独立又互相联系,近年来的研究侧重于强调其相互独立的一面,这里反映了其相互联系的一面。

图 5 表示 *MCPI* 强、弱年合成的夏季 850 hPa 环流异常分布。对于强指数年(图 5a):(1)长江以北地区为一反气旋距平环流控制,反气旋中心位于黄海,说明东亚地区副热带高压偏北,长江中下游地区为偏东距平风,以北的广大地区为明显的偏南距平风,这验证了竺可桢先

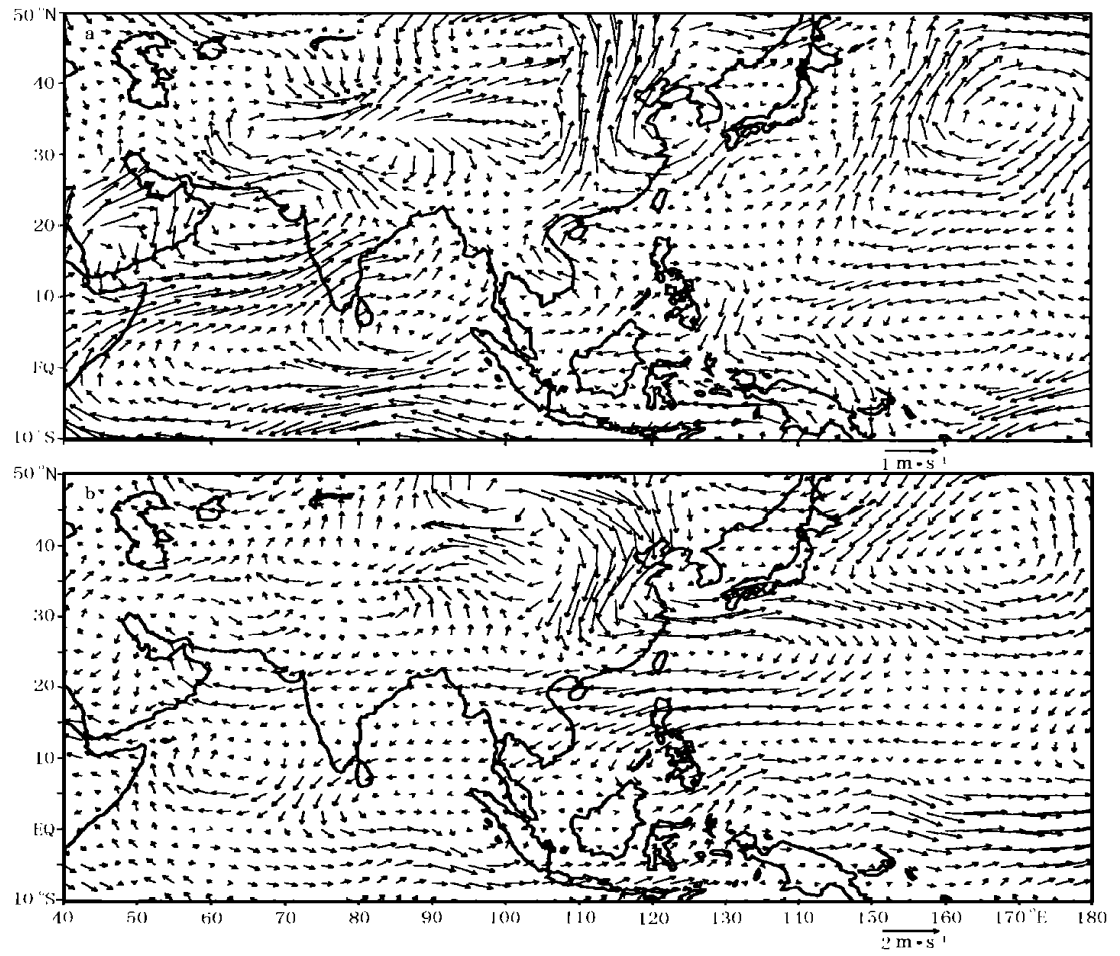


图 5 主相关型指数强(a)弱(b)年合成的夏季 850 hPa 距平风场 (强指数年为 1958, 1959, 1961, 1964, 1967, 1976, 1978, 1988, 1992, 1994 年;弱指数年为 1965, 1980, 1987, 1989, 1991 年合成)

Fig. 5 Composite summer wind anomalies at 850 hPa for strong(a) and weak(b) *MCPI* years (Strong *MCPI* years: 1958, 1959, 1961, 1964, 1967, 1976, 1978, 1988, 1992, 1994; Weak *MCPI* years: 1965, 1980, 1987, 1989, 1991)

生“东南风主旱”的著名论断^[9]; 另外, 在 160~170°E 的日本以东洋面上, 也有一明显的反气旋距平环流, 反映了副热带高压主体也偏北; (2) 索马里越赤道气流和阿拉伯海至印度半岛的西南距平风明显, 阿拉伯海北部为一气旋性距平环流控制, 即印度夏季风环流偏强。弱指数年的情况基本相反(见图 5b)。

Webster 与 Song Yang(1992)^[10]指出: 太平洋信风强时, 南亚季风强, 信风弱时, 南亚季风也弱。由以上讨论, 可得到中国大陆东部降水、印度季风和赤道太平洋信风之间的联系: 赤道太平洋信风强时, 印度季风强, 东亚副热带季风雨带偏北; 赤道太平洋信风弱时, 印度季风也弱, 东亚副热带季风雨带偏南。因此, 亚洲夏季风作为一个整体与赤道太平洋信风有着密切关系。

图 6 表示 *MCPI* 强、弱年合成的夏季 200 hPa 环流异常分布。图中最引人注目的特征是: 强年在西亚和东亚的 30~40°N 纬带各有一个反气旋距平环流中心, 两个反气旋距平环流之间的南部为一气旋性距平环流, 其中心大约位于(100°E, 25°N), 这说明当雨带偏北、长江中下

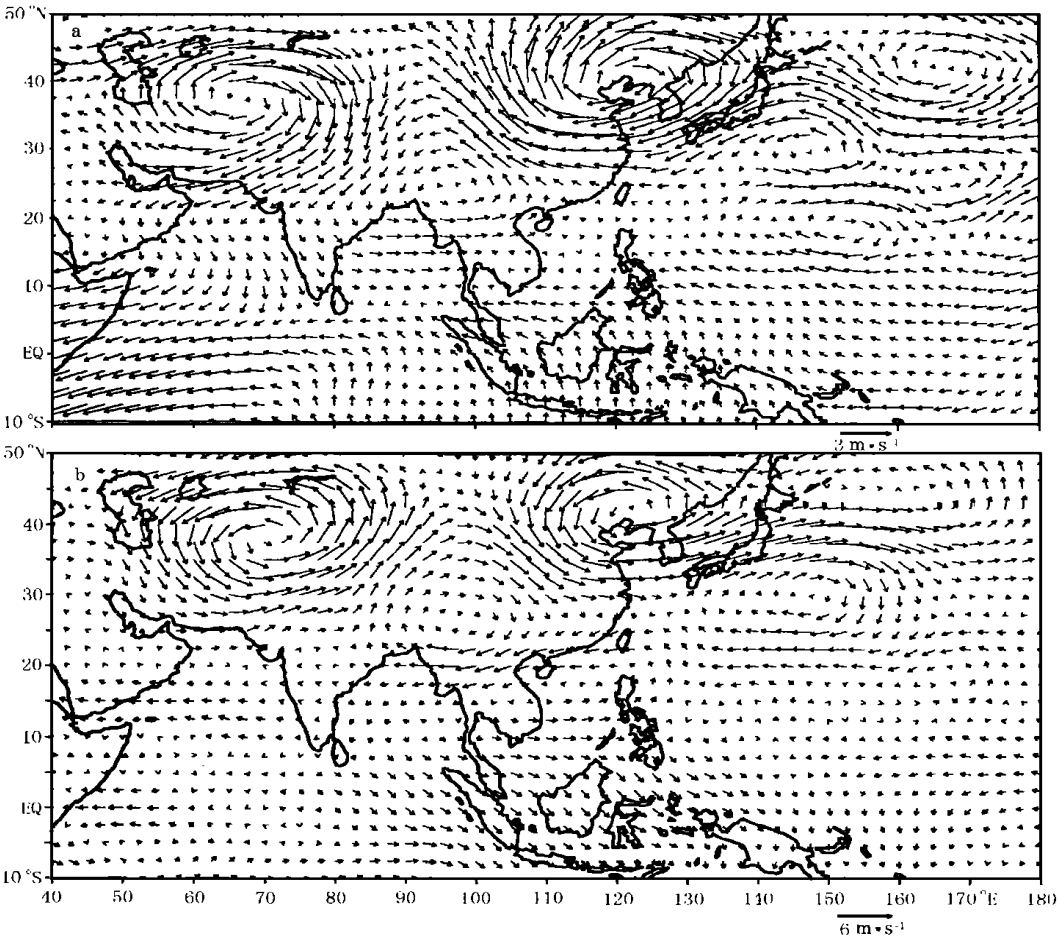


图 6 主相关型指数强(a)弱(b)年合成的夏季 200 hPa 距平风场(强指数年为 1958, 1959, 1961, 1964, 1967, 1976, 1978, 1988, 1992, 1994 年; 弱指数年为 1965, 1980, 1987, 1989, 1991 年合成)

Fig. 6 Composite summer wind anomalies at 200 hPa for strong(a) and weak(b) *MCPI* years (Strong *MCPI* years: 1958, 1959, 1961, 1964, 1967, 1976, 1978, 1988, 1992, 1994; Weak *MCPI* years: 1965, 1980, 1987, 1989, 1991)

游少雨时, 南亚高压的中心位置较常年偏北, 其强度在青藏高原主体上空偏弱, 而在高原东西两侧加强; 弱年的情况相反。对比图 5 和图 6, 可以看出, 东亚地区大气环流异常在垂直方向是同相的, 显示出相当正压的垂直结构。这一特征对了解东亚大气环流的变异及中国气候变化的成因很有意义。

4 讨论与结论

早在 30 年代, 竺可桢先生就指出^[9], 上海 7 月的风力与本站 7 月的雨量成反相关, 与北京 7 月的雨量成正相关; 郭其蕴^[11]利用东亚纬向海平面气压差定义了夏季风强度指数, 指出夏季风偏强和偏弱的年份都对应长江中下游的干旱, 只有当季风强度正常的年份, 长江流域才会多雨; 林学椿^[12]认为降水偏多(少)对应于强(弱)夏季风。迄今为止, 对于如何定义东亚夏季风强度尚无一致的认识, 夏季风强弱与中国降水的关系也没有明确的结论。

由于东亚季风的年际变异主要表现在雨带从华南向华北推进的速度快慢和停滞时间的长短上, 很自然地可以认为, 夏季风强劲时, 雨带向北推进明显或在华北地区停滞时间较长, 这都将导致华北地区多雨, 雨带偏北; 相反, 夏季风偏弱时, 其向北挺进的势力变弱, 雨带不能到达其正常的北缘位置, 或者即使能够到达, 其停滞时间也较短, 这都将造成华北地区降水偏少, 雨带偏南。因此, 夏季主要雨带的位置在一定程度上反映了东亚夏季风的强弱, 即强 $MCPI$ 年, 可以认为东亚夏季风偏强, 弱 $MCPI$ 年, 则东亚夏季风偏弱。

通过以上分析, 得到几点结论

(1) 长江中下游和河套地区的夏季降水对中国东部地区具有较好的空间代表性, 且它们呈反相变化, 这是我国东部夏季降水最主要的空间分布特征。据此, 利用这两个地区降水之差定义了中国东部夏季降水的主相关型指数($MCPI$), 该指数能简便、客观地刻划出中国东部夏季最主要的雨型。

(2) 强 $MCPI$ 年, 主要雨带偏北、长江中下游少雨时, 太平洋 Walker 环流偏强, 南亚夏季风环流偏强, 南亚高压位置偏北。弱 $MCPI$ 年时相反。亚洲夏季风作为一个整体与赤道太平洋信风之间有着密切的关系。

(3) 东亚地区大气环流异常具有相当正压的垂直结构, 即对流层上下层为一致的距平环流。强(弱) $MCPI$ 年, 长江中下游为偏东(西)风, 以北为反气旋(气旋)性环流。

致谢: 本文使用的 1958 ~1997 年 NCEP/NCAR 再分析资料由美国 NCEP 的朱跃建博士和汪学良博士提供, 在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 廖荃荪, 陈桂英. 北半球西风带环流与我国夏季降水[A]. 见: 全国中长期预报经验交流会编辑组编. 长期天气预报文集[C]. 北京: 气象出版社, 1981. 103~ 114
- [2] 邓爱军, 陶诗言, 陈烈庭. 我国汛期降水的 EOF 分析[A]. 大气科学, 1989, 13(3): 289~ 295
- [3] 朱乾根, 陈晓光. 我国降水自然区域的客观划分[A]. 南京气象学院学报, 1993, 16(1): 13~ 21
- [4] 吴仁广, 陈烈庭. 中国东部夏季雨带分布类型及其与大气环流异常的关系[A]. 见: 黄荣辉主编. 灾害性气候的过程及诊断[C]. 北京: 气象出版社, 1996. 14~ 22

- [5] 王晓春, 吴国雄. 中国夏季降水区域特性的初步分析[A]. 见: 黄荣辉主编. 中国气候灾害的分布和变化[C]. 北京: 气象出版社, 1996. 201– 208
- [6] 严中伟, 季劲钧, 叶笃正. 60 年代北半球夏季气候跃变—I[A]. 中国科学(B 辑), 1990, (1): 97– 103
- [7] WALLACE J M, GUTZLER D S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter[A]. *Mon Wea Rev*, 1981, 109(4): 784– 812
- [8] 叶笃正, 黄荣辉. 长江黄河流域旱涝规律和成因研究[M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1996. 20– 35
- [9] 竺可桢. 东南季风与中国之雨量[A]. 地理学报创刊号, 1934, 1– 28
- [10] WEBSTER P J, YANG S. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems[A]. *Quart J R Meteor Soc*, 1992, 118 (507): 877– 926
- [11] 郭其蕴. 季风与中国旱涝[A]. 见: 丁一汇主编. 亚洲季风[C]. 北京: 气象出版社, 1994. 65– 75
- [12] 林学椿. 强、弱季风年的诊断分析[A]. 气象科学技术集刊(10). 北京: 气象出版社, 1987. 70– 80

MAIN CORRELATION PATTERN OF SUMMER RAINFALL OVER EAST CHINA AND ITS CIRCULATION FEATURES

LIU Xuan-fei ZHU Qian-gen

(Department of Atmospheric Sciences, NIM, Nanjing 210044)

Abstract: The single-point correlated map for summer rainfall in east China which has the maximum number of stations whose correlation coefficient is greater than the statistical threshold is defined in this paper as the main correlation pattern, and its corresponding circulation features are investigated. Results show that summer rainfalls in the Hetao area and the mid-lower valleys of the Yangtze river are well representative of the rainfalls in east China, and rainfalls in the two areas are oppositely correlated. Therefore, the rainfall difference between the two regions is used to delineate the dominant pattern of summer rainfall in east China. When the rainbelt locates in the Hetao area and the mid-lower reaches of the Yangtze river suffer from the shortage of rainfall, the easterly anomaly circulation prevails over the mid-lower parts of the Yangtze river, accompanied with a stronger Walker circulation in the Pacific, a more vigorous summer monsoon in south Asia, and a northward shift of the South Asia High. Besides, it is also found that the circulation anomaly over east Asia is vertically equivalent barotropic.

Keywords: summer rainfall in east China; main correlation pattern; atmospheric circulation