

东亚夏季风与中国夏季降水年际异常的分型研究[†]

徐建军 朱乾根 周铁汉

(南京气象学院气象学系, 南京 210044)

摘要 以海陆气压差定义的夏季风强度指数为依据, 讨论了东亚夏季风年际异常与中国夏季降水的关系。发现东亚夏季风强时, 中国夏季降水可能多也可能少, 但以少雨为主; 季风弱时, 中国降水也是或多或少, 但以多雨为主。依此可以将季风与降水的异常关系分成强季风强降水(A)、强季风弱降水(B)、弱季风强降水(C)、弱季风弱降水(D)四种关系型。其中(A)型和(D)型、(B)型和(C)型的降水呈反相似性分布, 主要特殊性反映在东北、华北以及东南等部分沿海小范围区域。夏季风环流强弱仅为中国降水异常提供背景, 降水的多少及区域性差别与当时局地的天气系统有关。

关键词 夏季风强度指数, 中国夏季降水, 年际异常, 分型研究

分类号 P448

夏季风活动与中国降水的关系问题, 一直受到我国气象工作者的极大重视。早在30年代, 竺可桢先生^[1]就讨论了季风活动与中国降水的关系, 指出东南风时长江下游出现大旱。这一发现开创了研究季风与中国降水关联的先河。新中国成立后, 在科学院的组织下, 对东亚季风及其与中国降水的关系进行了系统的研究^[2], 他们把东亚季风与大气环流联系起来, 把中国东部雨带与季风季节变化联系起来, 把不同来源的季风活动与中国降水的区域性联系起来。从而使人们从更广阔的角度认识了东亚季风及其与中国降水的联系。70年代以后, 在中国气象局和科学院的组织下, 开展了多次全国性的季风协作研究, 对季风活动成因及其对中国降水的影响, 从观测、理论及数值试验等各种不同的角度进行了深入的探讨^[3-6], 从而对季风与中国降水的关系有了一个全面的认识。

由于衡量夏季风强度的标准不一样, 因而, 对夏季风强弱变化与中国降水关系的看法也众说纷纭。其中一个重要问题, 就是怎样合理地度量季风的强度。从季风产生的本质上来说, 东亚季风主要是纬向的海陆热力差异的结果。海陆热状况便可决定环流的基本特征, 夏季大陆为低压、海洋为高压, 冬季则相反。因而, 在环流上利用海陆的气压差去表征季风强度是合理的。从这个意义上说, 郭其蕴定义的夏季风强度指数^[7]和施能、朱乾根^[8]改进定义的季风强度指数是有可靠的物理依据的。但由于季风活动的复杂性以及中国降水区域上的特殊性, 因而在讨论夏

[†] 国家自然科学基金资助项目49705062

收稿日期: 1997-10-08; 改回日期: 1998-01-03

第一作者简介: 徐建军, 男, 1963年7月生, 博士, 副教授。现在通讯地址: 中国科学院大气物理研究所 LASC

季风强弱与中国降水的关系时,还没有得到明确的结论,给实际使用带来一定不便。究其原因有两个:一是夏季风强度指数表示了较大范围的环流特征,而中国降水受局地因素影响较明显,季风环流仅提供降水天气的背景场;二是降水异常不仅与季风的环流强度有关,还与季风进退的早晚有关。因而,中国降水多寡不仅与夏季风环流强度有关,而且与当时的局地的天气系统的位置强度有关。那么,局地的天气系统究竟如何在季风和降水中起作用是值得探讨的,本文对此作一深入的讨论。

1 东亚夏季风的强弱变化与中国降水的关系

根据文献 [8] 的定义,计算了1951~1993年的东亚夏季风强度指数,并对中国夏季160站总降水量进行标准化处理,得到东亚夏季风强度和中国降水的年际变化特征(见图1)。因为夏季风强度指数是 110°E 和 160°E 上的气压差,因而指数越小,表示季风强度越强。这里定义,夏季风指数 < -0.5 为强夏季风, > 0.5 为弱夏季风;另外还定义中国降水的标准化量 > 0.25 为多雨, < -0.25 为少雨。根据这个定义,强弱季风及多雨少雨的年份可概括为表1。

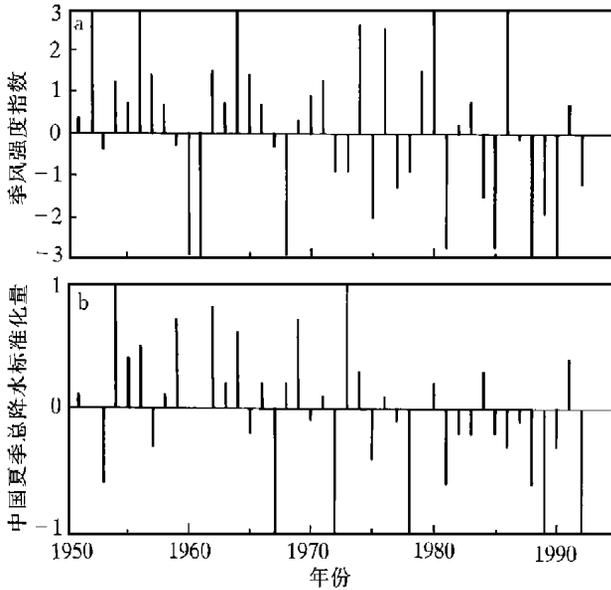


图1 1951~1993年6~8月东亚夏季风强度指数和降水量的年际变化
a. 季风强度指数; b. 降水量

Fig. 1 June - August East Asian summer monsoon intensity indices from 1951 to 1993 and the interannual variation of summer rainfall
a. EASM intensity indices; b. summer rainfall

由表1可以清楚地看出,在强夏季风的15年中,有9年中国的夏季降水偏少,有3年偏多;在弱夏季风的20年中,有10年降水偏多,4年偏少。这一结果说明,强夏季风年,中国降水出现偏少的概率较大,达60%左右,降水偏多的概率为20%左右;弱夏季风年,降水偏多的概率较大,占50%左右,降水偏少占20%左右。

为了研究局地天气系统在其中所作的贡献,这里将季风与降水(季风是指东亚夏季风,降水是指中国夏季降水,下文同)的关系分成四种异常型,即强季风强降水、强季风弱降水、弱季风强降水和弱季风弱降水。(强季风强降水是指当东亚夏季风强时中国降水偏多,其他类推)

表1 强弱夏季风年及中国多雨少雨年的对应关系

Table 1 The relation between the strong/weak monsoon year and the abundant/indigent precipitation year

	强夏季风年 (1960, 1961, 1968, 1972, 1973, 1975, 1977, 1978, 1981, 1984, 1985, 1988, 1989, 1990, 1992)	弱夏季风年 (1952, 1954, 1955, 1956, 1957, 1958, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1970, 1971, 1974, 1976, 1979, 1980, 1983, 1986, 1991)
多雨年	1968, 1973, 1984	1954, 1955, 1956, 1962, 1963, 1964, 1966, 1974, 1980, 1991
少雨年	1972, 1975, 1978, 1981, 1985, 1988, 1989, 1990, 1992	1957, 1965, 1983, 1986

2 东亚季风与中国降水关系的区域性特征

由于中国夏季降水的区域性差别较大, 这里对4种异常关系进行合成分析。

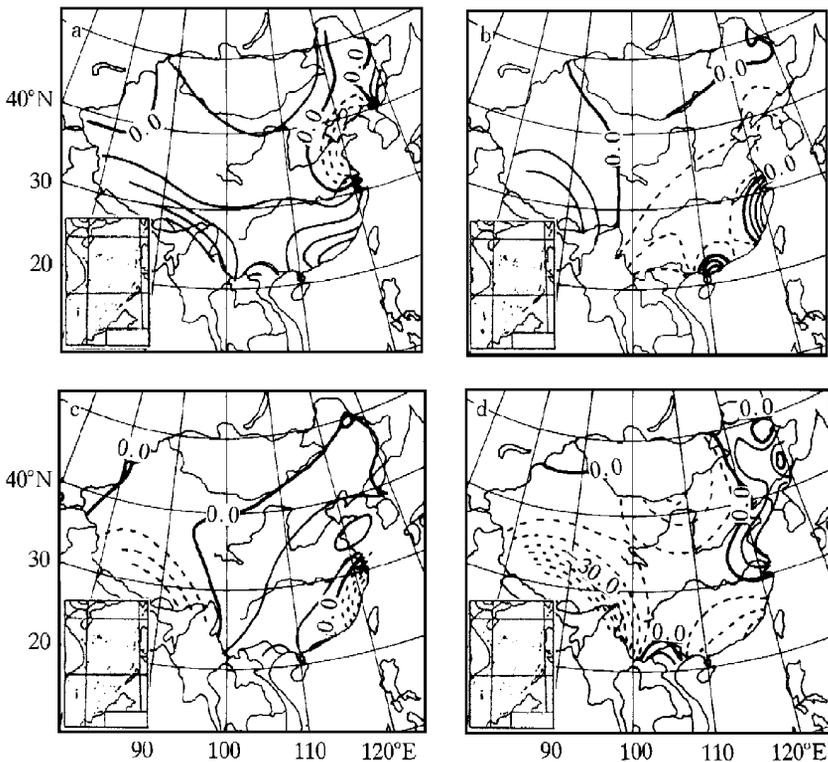


图2 4种东亚季风与中国降水异常关系的降水距平合成图

- a. 强季风年中国强降水分布; b. 强季风年中国弱降水分布;
c. 弱季风年中国强降水分布; d. 弱季风年中国弱降水分布
虚线为负距平区; 实线为正距平区

Fig. 2 Composites of rainfall anomalies for four relation patterns

- a- strong monsoon with abundant precipitation; b- strong monsoon with indigent precipitation;
c. weak monsoon with abundant precipitation; d. weak monsoon with indigent precipitation

图2a 是强季风强降水年(1968、1973、1984年)的合成图。由图可以看出,在强季风环流的背景场,中国除了华北、东北有少部分地区降水量较少以外,其余广大的地区降水偏多,其中东南部沿海地区最为明显。同样是强季风环流,根据1972、1975、1978、1981、1985、1988、1989、1990、1992年合成的弱降水分布(图2b)的分析发现,除了长江以南东部沿海少部分地区和西部地区降水量略偏多以外,中国中部及北部的地区降水都普遍减少。

图2c 是1954、1955、1956、1962、1963、1964、1966、1974、1980、1991年的合成图,它表示了弱夏季风年的强降水分布,很明显,其分布特征与图2b所示的强季风弱降水的分布具有反相似性,中国东南部沿海及西部地区降水偏少,其他大部分地区降水偏多。弱季风年的弱降水(1957、1965、1983、1986)年的合成图可发现(如图2d),除华北、东北少部分地区降水偏多以外,其他广大地区降水偏少。它与图2a表示的强季风强降水呈反相似性。

以上表明,在强弱季风年,中国降水分布是存在非常大的区别。四种异常型中存在两对反相似的空间分布型。强季风强降水与弱季风弱降水呈反相似分布,强季风弱降水与弱季风强降水呈反相似分布。

3 东亚夏季风与中国夏季降水对应关系中的局地环流

3.1 强季风强降水年的环流形势

与强季风强降水年相对应的环流场如图3所示。在1000 hPa 高度场上,北太平洋高压

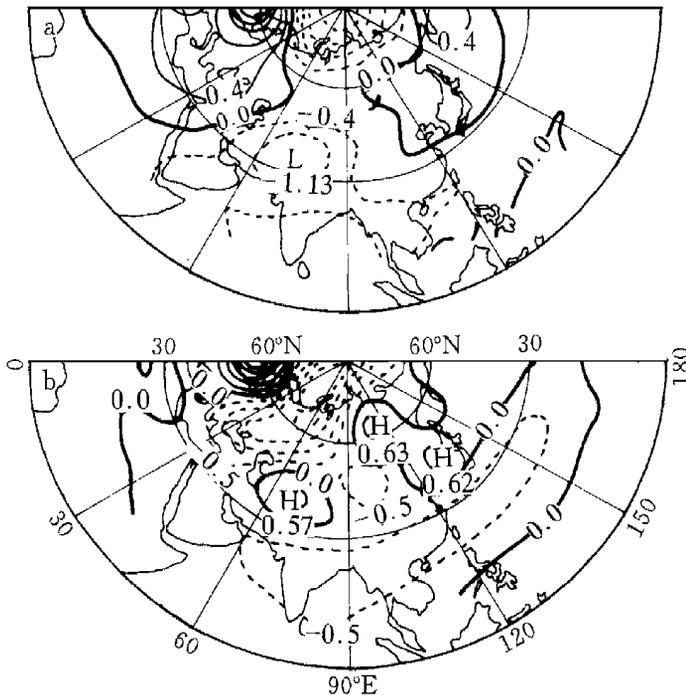


图3 强季风强降水年高度距平场合成图

a. 1000 hPa; b. 500 hPa

Fig. 3 Composites of circulation anomalies for strong monsoon/abundant precipitation year

a. 1000hPa ; b. 500hPa

明显偏北,中国大陆受这个太平洋高压北抬影响,在东北部的少部分地区气压偏高。在中国大

陆的大部分地区及整个亚洲季风区的气压都明显的偏低, 这有利于季风区大陆低压的加深, 使低层有明显的辐合气流。低层环流的这一分布形式是与强季风年中国强降水的分布形式是一致的, 中国的华北、东北少雨, 其它地区多雨(图2a)。在500 hPa 高度场上, 太平洋副热带高压经常活动的地区, 气压降低, 中心强度的大值区也偏于高纬度, 形成了与低层气压相对应的形势, 大陆上空除东北部地区气压偏高以外, 其它地区也是较低的气压控制, 还是有利于气流辐合。与低层形势相对照可发现, 在欧亚太平洋区域内, 环流具有明显的正压结构, 大陆上具有深厚的辐合上升气流, 有利于降水的形成。

3.2 强季风弱降水年的环流形势

在强季风弱降水年, 其环流形势如图4。

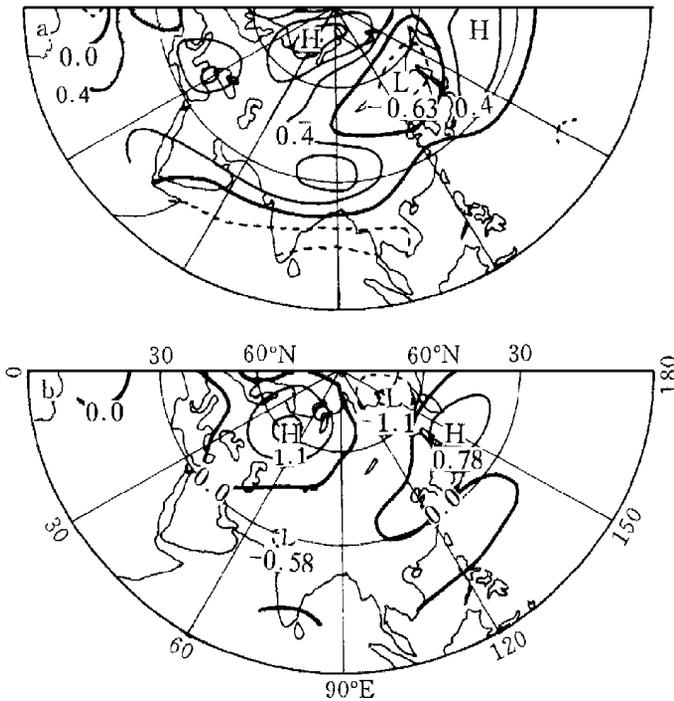


图4 强季风弱降水年高度距平场合成图
a. 1000 hPa; b. 500 hPa

Fig. 4 Composites of circulation anomalies for strong monsoon/indigent precipitation year
a. 1000hPa; b. 500hPa

1000 hPa 高度场上, 太平洋高压的主体位置也和强季风强降水年相类似, 比正常年偏北, 但在大陆上发生了很大的变化, 在鄂海附近气压偏低, 中国大陆的东南部少部分沿海地区气压偏低, 大陆其他的广大地区气压都在不同程度上高于气候平均场, 因而不利于低层的辐合上升。与之配合的500 hPa 上, 太平洋副高位置也偏北, 整个北太平洋中部附近地区都受高压控制, 只有在中国东南部沿海附近地区气压偏低。大陆上空出现负距平场, 有利于辐合下沉。这样在大陆就表现为中层辐合低层辐散, 在中低层维持下沉气流, 这不利于大陆降水的形成。

3.3 弱季风强降水年的环流形势

弱季风强降水年的环流形势与前两种形势相比发生了很大的变化, 如图5所示。在1000 hPa 上, 北太平洋高压经常活动地区气压偏低, 其西南部的气压升高, 不利于中国东南沿

海降水的形成。在大陆上的气压都明显的低于气候平均值,大大有利于低层气流的辐合。在500 hPa 高度场上,西太平洋高压的偏西南部地区,在大陆上空形成正距平高度场,因而在大陆中层出现辐散距平气流。这样低层辐合配合中层辐散,使中低层维持一个上升气流,大陆大部分地区有利于多雨天气。

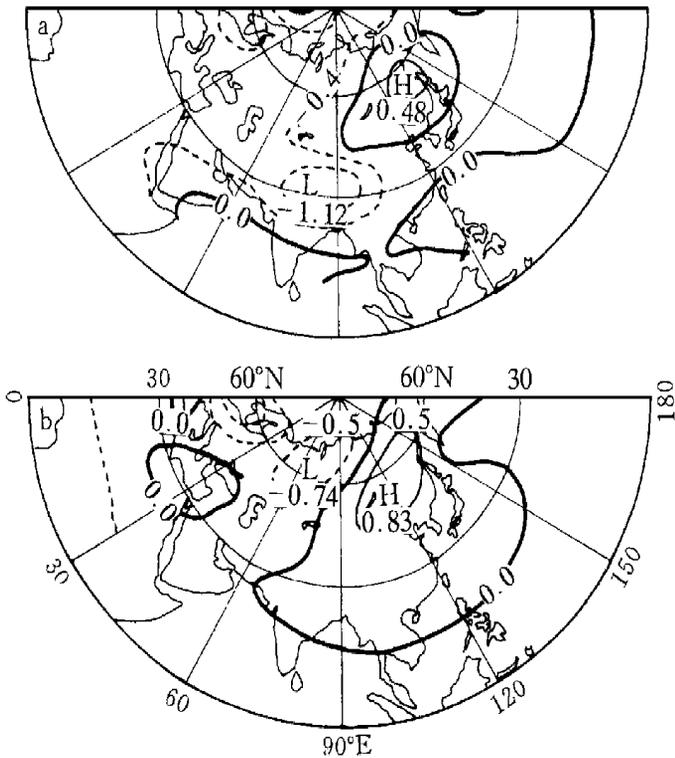


图5 弱季风强降水年高度距平场合成图

a. 1000 hPa; b. 500 hPa

Fig. 5 Composites of height anomalies for weak monsoon/ abundant precipitation year

a. 1000hPa ; b. 500hPa

3.4 弱季风弱降水年的环流特征

图6表示了弱季风弱降水年的环流距平分布。从图可以看出,在1000 hPa 高度场上的东太平洋高压主体位置偏南,大陆上的气压都明显地高于气候平均值。500hPa 高度场上的副高位置偏南,大陆上空有正距平气压场。从高低层的形势可以发现,在大陆上的中低层都有正距平辐散气流,因而在大陆上空除中国东北部分地区以外,从低层到中层都维持了一个深厚的下沉气流,这对降水的形成是非常不利的。

综合4种异常环流型可以发现,中国降水的多少与低层环流具有更为密切的关系。象降水分布一样,同样存在两对反相似的环流形势,强季风强降水与弱季风弱降水,强季风弱降水与弱季风强降水年欧亚太平洋地区环流形势呈反相似分布特征。在大陆上第一对反相似场具有深厚的上升、下沉运动反相似,第二对具有中低层上升下沉运动的反相似性。

4 小结

根据前面的分析,东亚夏季季风强弱与降水的关系可以概括为图7。

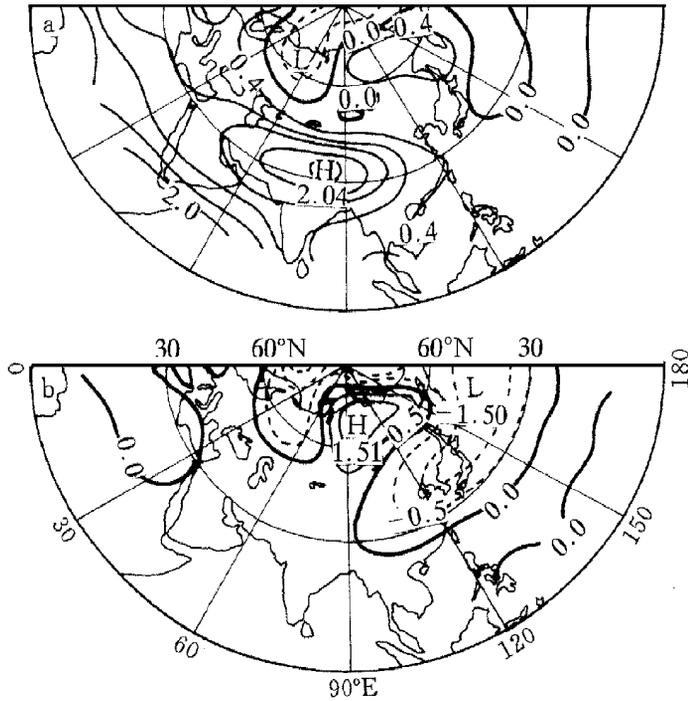


图6 弱季风弱降水年高度距平合成图

a. 1000 hPa; b. 500 hPa

Fig. 6 Composites of height anomalies for weak monsoon/ indigent precipitation year

a. 1000hPa ; b. 500hPa

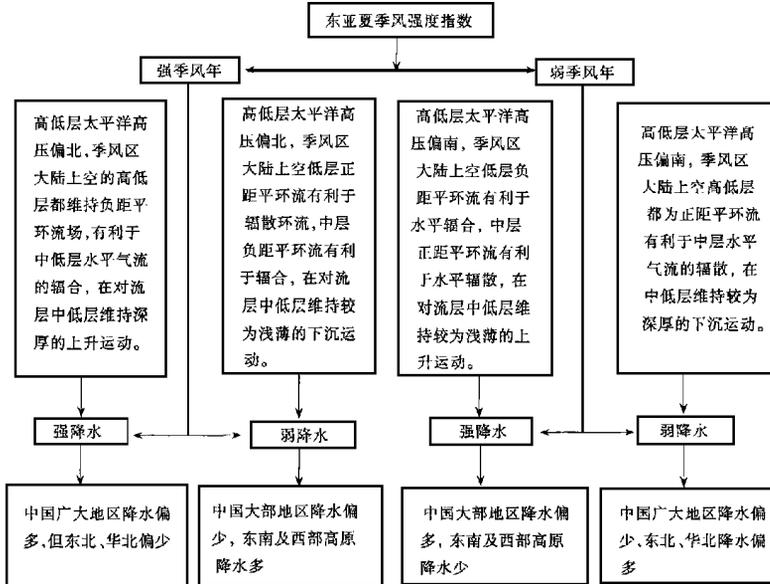


图7 东亚夏季风和中国降水年际异常关系示意图

Fig. 7 Schematic diagram for the relation of the EASM to interannual anomalies of summer rainfall in China

从而得到以下几点认识。

(1) 东亚夏季风年际异常对中国夏季降水有重要影响。但季风环流强弱仅仅为降水异常提

供背景,降水的多少及区域性差别还要配合当时局地的天气系统。

(2)季风和降水的异常关系可以分为强季风强降水(A)、强季风弱降水(B)、弱季风强降水(C)、弱季风弱降水(D)4种异常关系型,它们的异常降水分布呈两对反相似性。强季风强降水与弱季风弱降水是一对反相似关系,这两者出现的可能性较小,占20%左右;强季风弱降水与弱季风强降水是一反相似关系,它们出现的可能性较大,分别占60%和50%左右。

(3)在强季风环流年,高低层的太平洋高压位置偏北,只有当大陆上空中层(500 hPa)和低层(1 hPa)的高度场均出现负距平环流时,中国广大地区降水偏多,而当大陆上空低层出现正距平、中层出现负距平时,中国大部分地区降水偏少。在弱季风环流年,高低层的太平洋高压位置偏南,当大陆低层出现负距平环流、中低层均出现正距平时,中国降水偏少。

参 考 文 献

- 1 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1934, 创刊号, 1~28
- 2 高由禧. 东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 1962
- 3 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991
- 4 陶诗言, 朱文姝, 赵 卫. 论梅雨的年际变异. 大气科学, 1988, (特刊): 13~21
- 5 黄仕松, 汤明敏. 论东亚季风体系. 气象科学, 1987, 7(3), 1~16
- 6 黄荣辉. 引起我国夏季旱涝的东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究. 《旱涝气候研究进展》. 北京: 气象出版社, 1990, 37~50
- 7 郭其蕴. 东亚夏季风强迫指数及其变化的分析. 地理学报, 1983, 38(3): 207~216
- 8 施 能, 朱乾根, 吴彬贵. 近40年东亚夏季风强迫及其与我国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学, 1996, 20(5): 575~583

THE INTERANNUAL VARIATION OF THE EAST ASIAN MONSOON AND ITS RELATION TO SUMMER PRECIPITATION IN CHINA

Xu Jianjun Zhu Qiangen Zhou Tiehan

(Department of Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract The relation between the interannual variation of the east Asian summer monsoon (EASM) and the summer precipitation in China is investigated in terms of the east Asian summer monsoon intensity index. The results suggests that the summer precipitation of China is indigent in the year of stronger EASM, and abundant in the weak year. The relation shows four patterns including strong monsoon with abundant precipitation, weak monsoon with abundant precipitation, strong monsoon with indigent precipitation, weak monsoon with indigent precipitation. The summer monsoon circulation supported only the background for China's rainfall variation, and rainfall and its regional differences are related to the local weather systems at that time.

Keywords EASM index, summer precipitation in China, interannual variation, precipitation pattern