

中国夏季降水异常空间模 与副热带高压的关系*

王晓春 吴国雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 本文用 1959~1994 年 6、7、8 月全国范围 47 个 $5^\circ \times 5^\circ$ 经纬度网格降水资料分析了夏季降水异常空间模的月际差异, 并在此基础上用西太平洋副高指数及青藏高原指数 B 分析降水异常空间模与环流的关系, 为检验环流指数与降水相关场的整体信度, 还对 8 月份降水资料进行了 Monte Carlo 检验。结果表明, 夏季总降水异常的空间模在每一月份中并非表现得同样清楚, 江淮流域与河套及华南的反相关在 8 月份表现得最清楚。而青藏高原中东部南北两侧的负相关在 6 月及 8 月很清楚, 7 月份次之。8 月份西太平洋副高北界异常对江淮流域与河套及华南地区降水异常反相关的产生有很大作用。副高稳定偏北时, 河套、华南易涝, 江淮易旱。反之亦然。青藏高原指数 B 与逐月降水的相关分析表明, 青藏高原上高压及低涡活动对高原中东部南北两侧负相关的产生有一定作用。当高压活动偏多时, 北侧易旱、南侧易涝。并且 6 月及 8 月的作用较大, 7 月较小。另外, 8 月份副高活动对这一降水异常空间模的产生也有一定影响。

关键词 降水异常空间模 西太平洋副高指数 青藏高原指数 B 整体信度

1 引言

对空间非均分布的测站资料的分析表明^[1,2], 夏季降水异常最显著的分布型在中国东部为江淮流域与河套地区及华南反相关。即在中国东部, 降水异常呈现南北方向的 W 或 M 型分布^[3]。我们利用 1959~1994 年全国范围 47 个 $5^\circ \times 5^\circ$ 的均匀空间网格上的夏季降水资料的分析除证实了上述结果外, 又进一步揭示了青藏高原中东部南北两侧的降水存在反相关, 并且青藏高原中东部南侧的降水异常与华北东部及东北南部存在一定的正相关联系^[4]。上述两种降水异常分布型分别是我们用方差极大正交转动 EOF 分析夏季总降水 (6、7、8 月降水之和) 所得的第一及第二空间模。

另一方面, 西太平洋副热带高压对我国夏季天气的影响已经有过许多研究, 并且人们已经注意到, 江淮流域及华北、华南地区的夏季降水异常与西太平洋副热带高压的异常直接相联系^[5]。另外, 已有的研究表明青藏高原 500 hPa 低涡及高压活动对青藏高原及其邻近地区天气也有一定的影响^[6]。

1994-12-20 收到, 1996-02-08 收到修改稿

* 本研究得到中国科学院“灾害性气候的预测及其对农业年景和水资源调配的影响”(编号 KY85-10) 项目, 国家科委“九五”重中之重项目“我国短期气候预测业务系统的研究”以及国家自然科学基金项目 49635170 的联合资助

本研究是在我们前一工作^[4]的基础上,进一步分析夏季降水异常第一及第二空间模月际差异,并分析西太平洋副热带高压活动及青藏高原 500 hPa 低涡及高压活动与这两种空间模的关系。为便于比较,第二节给出夏季总降水异常空间模的分析结果。第三节分析空间模的月际差异。第四节首先用 Monte-Carlo 方法对 8 月份降水进行相关场的整体信度分析。然后用西太平洋副热带高压活动的一些指数及青藏高原指数 B 来分析这两种空间模与环流的关系。结论在第五节给出。对降水资料的详细加工可参见文献[4]。简单地说,我们把 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$ 的区域共 336 个站划分成 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 的网格。每一网格中的台站数从 0 到 18 变化不等。当网格内台站个数大于或等于 2 时,利用网格内所有台站的降水资料来计算网格内的平均降水,当网格内台站个数小于 2 时,则不计算该网格的平均降水。西太平洋副热带高压指数为中央气象台所定义的副高面积指数、强度指数、西伸脊点指数、北界指数、及脊线指数。青藏高原指数 B 的定义见国家气象中心气候应用室编发的《气候监测公报》。分析时段为 1959~1994 年。

2 夏季总降水异常分布的空间模

夏季总降水的方差极大正交转动 EOF 分析表明,夏季总降水的第一空间模为江淮流域与河套地区及华南反相关(图 1)。即在中国东部为南北方向的 W 或 M 型分布。以江淮流域为相关原点的相关分析表明,上述反相关是显著的(图略)。另外,沿长江流域存在东西方向上的 W 或 M 型分布,这一空间模在我们的分析中占总方差的 12.4%。

由图 2 可以注意到,青藏高原中东部南北两侧的降水异常为反相关。并且青藏高原中东部南侧的降水与华北东部及东北南部存在一定的正相关联系。以青藏高原东部南侧地区为相关原点的相关分析也表明,上述相关特性在信度 95%下是显著的(图略)。这一空间模占总方差的 11.4%。但在夏季每一月份中,这两种空间模并非表现得同样显著,以下将分析这两种空间模的月际差异以揭示其与环流异常的关系。

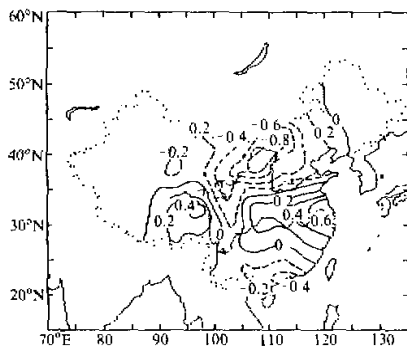


图 1 夏季总降水 Varimax EOF 分析的第一空间模

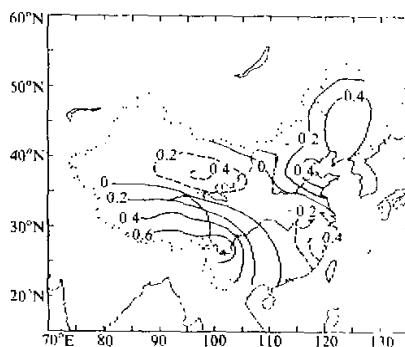


图 2 夏季总降水 Varimax EOF 分析的第二空间模

3 降水异常空间模的月际差异

3.1 第一空间模的月际差异

图 3a~c 分别给出以江淮流域为相关原点的 6、7、8 月降水相关分布。图中的短横线表示该网格的相关在 95% 信度下是显著的。实线为负相关, 虚线为正相关。图 3a 表明, 6 月份江淮流域、华北东部及东北地区为大片的正相关区。这时副高脊线平均位于 20°N , 副高北界位于 25°N , 华南为前汛期, 江淮流域、华北及东北地区都受到西风带天气系统的影响, 一次冷空气过程将影响中国东部的大部分地区。因而这些地区的降水异常为正相关。7 月份, 江淮流域与华北地区存在反相关联系 (图 3b), 但与图 1 相比, 这时华北的反相关中心及江淮流域的正相关中心都显著偏东。这可能与这时副高西伸尚不够强烈, 受副高活动影响的地区主要为东部沿海地区有关。8 月份 (图 3c), 中国东部南北方向的 W 或 M 型非常清楚, 江淮流域与河套及华南地区都存在显著的负相关。另外值得指出的是, 沿长江流域东西方向上的 W 或 M 型也较为清楚: 江淮流域与青藏高原东部存在显著的正相关, 而与中间的四川盆地地区则为负相关。由以上分析可以看出, 中国东部南北方向的 W 或 M 型及东西方向上的 W 或 M 型在 8 月份表现得最清楚。

3.2 第二空间模的月际差异

图 4a~c 分别给出以青藏高原东南侧地区为相关原点的 6、7、8 月降水的相关分布。由图 4a 可以注意到, 第二空间模在 6 月份便很明显。黄河流域上游为显著的负相关区, 另外渤海湾周围为显著的正相关区。图 4a 与图 2 极为相似。7 月份 (图 4b), 我国西北地区也存在显著的负相关。但与图 4a 相比, 显著区明显缩小, 相关中心位置向西移动。8 月份 (图 4c), 青藏高原东部南北两侧的反相关十分明显, 但华北东部地区的正相关区不复存在。由以上分析可以看出, 第二空间模在夏季各月的降水异常中都表现得较明显, 尤其在 6 和 8 月更为清楚。比较图 3a、b、c 及图 4a、b、c 可以注意到第一及第二空间模在每一月中的显著程度存在明显区别, 第一空间模的月际差异要更大一些。这可能与中国东部雨带在南北方向上有明显的季节移动有关^[7]。

4 降水异常空间模与环流的关系

4.1 整体信度的 Monte-Carlo 试验结果

以下两小节将用相关普查方法分析降水异常空间模与环流异常的关系。使用的环流指数为西太平洋副高指数及青藏高原指数 B ^[8]。以往这方面的研究对空间样本点的数量及空间样本点之间的相关特性考虑甚少, 这样对相关场的“整体信度 (collective significance)”缺少正确评价。Livezey 等^[9]曾详细讨论了这一问题。他们的工作表明, 对以上两方面问题的忽视都可能会导致错误的结论。事实上, 某一环流指数与每一网格点上降水的相关系数是否显著是一般的统计检验问题。整体信度的问题是一个多重检验问题, 在本文的场合是指当至少有多少网格点的相关系数在某一信度下是显著的, 那么相关场本身从整体上来讲才是显著的。产生这一问题的原因在于: 一方面本文使用的降水网格

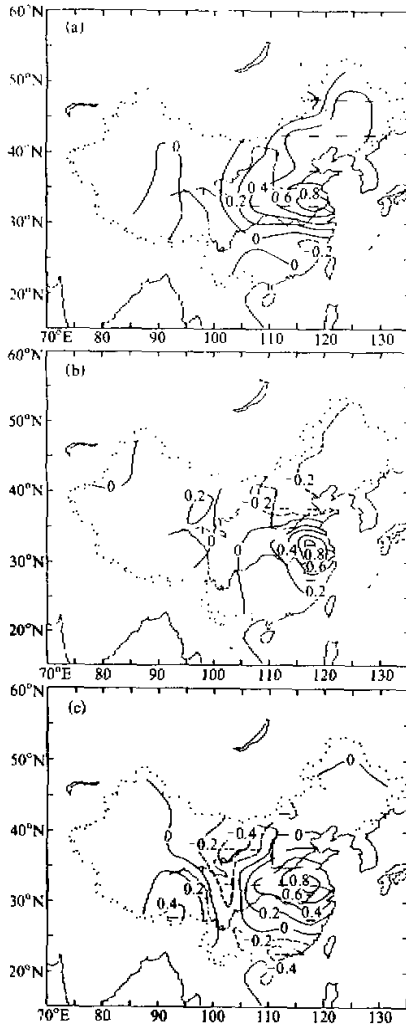


图3 以江淮流域(30°~35°N, 115°~120°E)为相关原点 6、7、8 月逐月降水的相关分布
(a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月
网格内的横线表示该网格的相关在信度 95%下是显著的(大于 0.32)。实线为正相关, 虚线为负相关

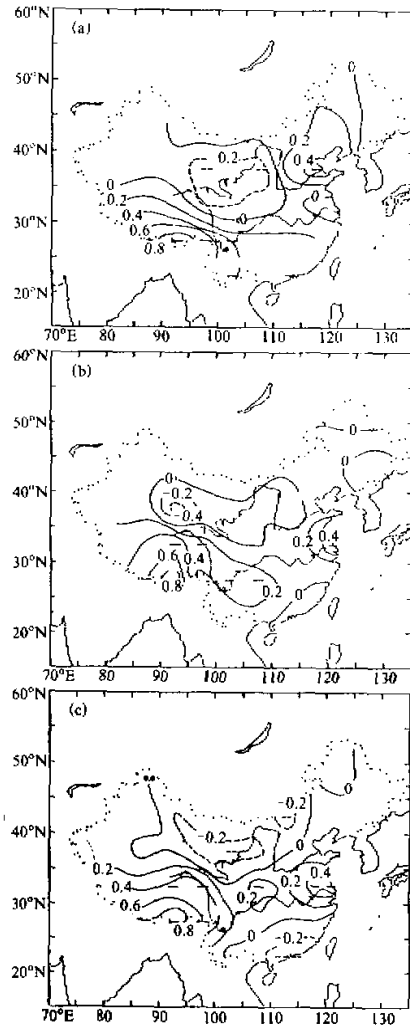


图4 以青藏高原东部南侧(25°~30°N, 90°~95°E)为相关原点 6、7、8 月逐月降水的相关分布
(a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月。其余同图 3

点资料是有限的 (47); 另一方面网格点降水资料之间有一定的相关性, 并不是独立的, 因而会影响自由度大小。

为评价环流指数与降水相关场的整体信度, 本文使用了 Monte-Carlo 方法。图 5 给出了正态分布的随机序列与 8 月份降水相关系数的绝对值大于 0.32(信度 95%时相关

系数的置信限)的网格点数的频数分布。随机序列的长度为 36, 对应于 1959 至 1994 年。Monte-Carlo 试验的样本数为 1000。由图 5 可以注意到, 绝大部分的随机序列仅有 4 个或少于 4 个网格点数在 95% 信度下是显著的。95% 信度下显著的网格点数大于或等于 7 的频率为 6.1% (61/1000), 大于或等于 8 的频率为 3.5% (35/1000)。这表明, 95% 整体信度的置信限为 7 与 8 之间。换言之, 当某一环流指数与降水的相关场至少有 7 个网格点在 95% 信度下是显著的, 相关场本身在 95% 信度下才是显著的。应该注意到, 7 个网格点占到网格点总数的 15% (7/47), 远大于 5%。这表明了样本数 (47) 及降水场之间的相关特性对评价整体信度的影响。

以上 Monte-Carlo 试验结果为评价环流指数与降水场的相关提供了依据。这一结果是针对相关场的整体信度而言的。因为本文使用了 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 网格点上的降水资料, 对大范围内的降水有一定代表性, 所以当相关场的整体信度不够显著时, 只要某些网格点上相关系数十分显著并且有明确的天气学意义, 我们依然给出了相应的分析结果。在这种场合, 相关只在局部网格点是显著的, 在总体上是 不显著的。

4.2 西太平洋副高与降水异常空间模的关系

中央气象台采用了 5 种指数来定义西太平洋副高的活动及异常情况: 副高面积指数、北界指数、脊线指数, 强度指数, 西伸脊点指数。利用 Monte-Carlo 方法所作的相关普查表明 (表 1), 副高的西伸指数, 强度指数和面积指数与降水的相关关系并不很好。而副高北界及脊线指数与降水的相关性最好。从整体信度的角度考虑, 北界及脊线指数在 6、7、8 三个月中与降水的相关在 95% 信度下是显著的。考虑到副高北界位置与雨带的一致性, 本文主要用北界指数进行分析。

图 6a~c 分别给出 6、7、8 月副高北界指数与降水的同时相关。由图 6 及表 1 可以注意到, 8 月份副高北界指数与降水的相关性最好, 并且相关场的空间分布 (图 6c) 与夏季总降水的第一空间模 (图 1) 相当一致, 中国东部南北方向及沿长江流域东西方向上的 W 或 M 型在图 6c 上都有一定表现。图 6c 表明, 8 月份副高北界异常偏北时则河

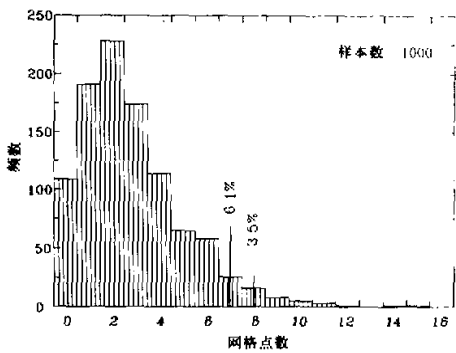


图 5 8 月份降水的 Monte-Carlo 试验结果
横坐标为随机序列与 8 月份降水相关系数绝对值大于 0.32 的网格点数, 纵坐标为频数。样本数为 1000。图中的两条竖线分别标志网格数大于 7 的频率为 6.1%, 大于 8 的频率为 3.5%

表 1 6 至 8 月西太平洋副高面积指数、北界指数、脊线指数、强度指数、西伸脊点指数与降水相关系数超过 95% 信度置信限(0.32)的网格点数

	面积指数	北界指数	脊线指数	强度指数	西伸指数
6 月	3	11	9	2	3
7 月	7	7	7	5	2
8 月	5	12	13	6	2

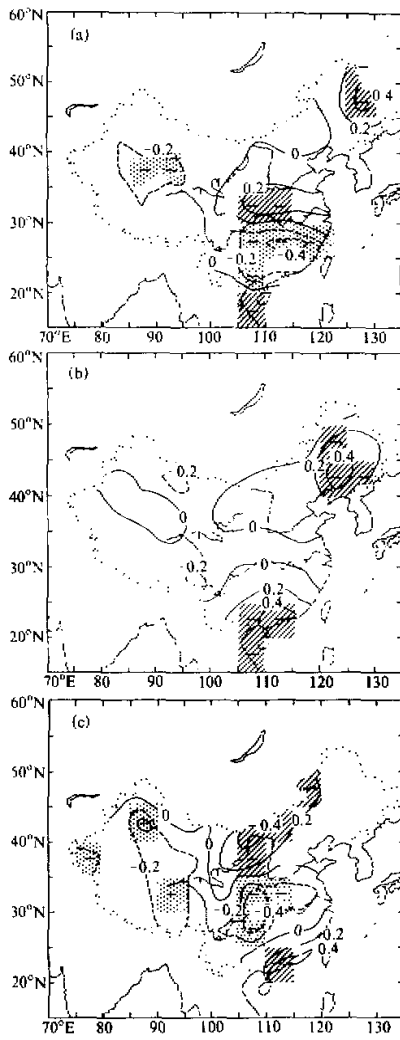


图 6 6 至 8 月西太平洋副高北界指数
与同月降水的相关分布

(a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月

阴影区表示该网格的相关在信度 95%

下是显著的 (大于 0.32)。斜线区

为正相关, 点区为负相关

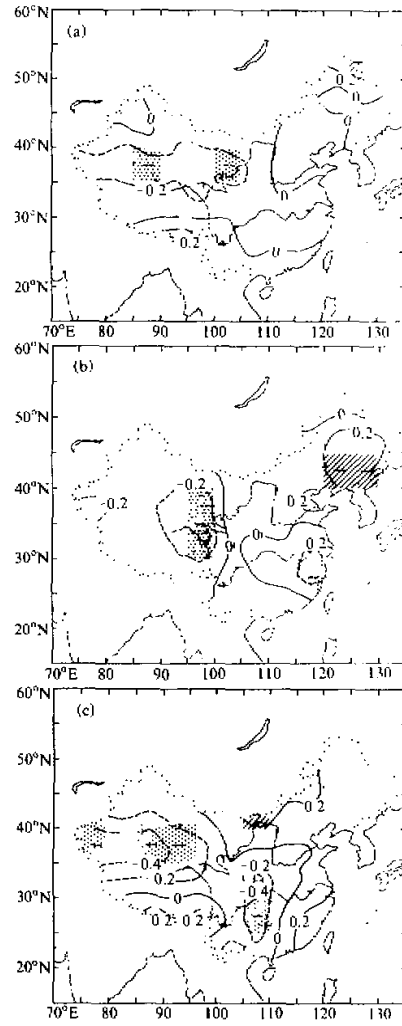


图 7 6、7、8 月青藏高原指数
B 与降水的相关分布

(a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月

其余同图 5

套及华南易涝, 而江淮地区易旱。这与天气实践及其他作者的研究结果是一致的^[5]。这一现象的原因在于, 8 月份副高北侧河套及华北地区为冷暖空气交绥产生的雨带, 副高南侧华南地区为台风等热带系统产生的雨带。若副高稳定偏北, 则江淮流域易于偏旱, 而河套及华南地区易于偏涝。反之亦然。

由图 6 及表 1 还可以注意到, 副高北界与降水的相关性在 7 月份最差。分别在华南及东北地区南部有一正相关区, 而江淮流域为小值区。原因可能在于 7 月份副高控制地区降水主要为对流性的。华南及东北南部的正相关区则反映了 7 月份副高位置与北方雨季建立及影响华南的热带系统活动的相互关系。6 月份 (图 6a), 副高北界偏北时, 则江淮易涝而华南易旱, 这反映了 6 月份副高北界位置与入梅早晚及华南前汛期结束时间的关系。以上分析表明, 副高北界位置与逐月降水的相关分布有明确的天气学意义, 但从对第一空间模的影响而言, 8 月份副高北界异常起的作用最大。

4.3 青藏高原上低涡及高压活动与降水异常空间模的关系

夏季青藏高原 500 hPa 上空平均为低值区, 青藏高原上为低涡多发处, 低涡生成后绝大部分向东北及东方向移动, 对其下游地区的天气产生很大影响^[8]。青藏高原中部也因为伊朗高压东伸分裂、西太平洋副高西进或西风带的影响短时期内为高压控制, 在高压控制期间, 易形成高压东南方向降水偏多的天气形势^[6]。另外高原上空高压的活动, 例如高原北部季风小高压出现个数对其北侧天气也有很大影响。它在高原北侧少雨的 1980 年为多雨的 1981 的一倍^[8]。青藏高原指数 B 被定义为 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$ 范围内所有网格上 500 hPa 高度(单位: 位势什米)去掉百位数后的累计值。按照定义, 这一指数可粗略地反映高原上空 500 hPa 低涡及高压的活动情况。

由图 7a~c 可以注意到, 除 8 月份外, 青藏高原指数 B 与降水的显著相关区主要为高原北侧地区。当该指数偏高时 (表明高压活动频繁), 高原北侧地区易于偏旱。并且 6 月及 8 月份的相关零线位于高原中部, 高原中东部南侧地区为正相关区, 这与夏季总降水的第二空间模 (图 2) 及以高原中东部南侧地区为相关原点的逐月降水相关分布 (图 4a、c) 很相似。另外 8 月份高原东部下游地区的负相关中心则反映了高原天气系统对其下游的影响。以上分析一方面表明高原上空低涡及高压活动对第二空间模的影响在 6 月及 8 月要比 7 月强一些。

另一方面由于图 7 中夏季各月的总体相关信度均低于 95% 的置信限, 表明高原指数 B 并不能单一表征高原的降水, 第二空间模形成的原因要更为复杂。我们发现, 西太平洋副高对这一空间模的产生也有一定贡献。图 8 为 8 月份副高强度指数与降水的同时相关, 在高原东部南北两侧各有一 95% 信度下显著的正负相关中心。有趣的是 8 月份副高西伸脊点指数与降水的相关在同样位置也有显著的相关中心, 但符号相反 (图略)。无论如何, 表征我国西部降水的这一空间模的形成机制还有待于进一步探讨。

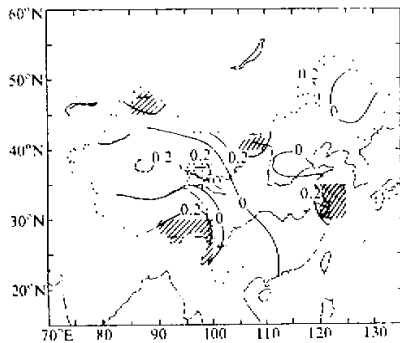


图 8 8 月西太平洋副高强度指数与降水的相关分布。其余同图 5

5 结论

夏季总降水的空间模在每一月份中并非表现得同样清楚。江淮流域与河套及华南地

区的反相关在 8 月份表现得最明显。7 月份江淮流域仅与华北东部地区的降水异常反相关。6 月份江淮流域华北东部及东北地区为显著的正相关区。而青藏高原中东部南北两侧的反相关在 6 月及 8 月很清楚, 7 月份次之。

对西太平洋副热带高压指数与逐月降水的相关分析表明, 8 月份副高北界异常对江淮流域与河套及华南地区降水异常反相关的产生有很大作用。副高稳定偏北时, 河套、华南易涝, 江淮易旱。反之亦然。

青藏高原指数 B 与逐月降水的相关分析表明, 青藏高原上高压及低涡活动对青藏高原东部南北两侧负相关的产生有作用, 即当高压活动偏多时, 北侧易旱、南侧易涝。并且 6 月及 8 月的作用较大, 7 月较小。另外 8 月份副高的活动对这一降水异常空间模的产生也有一定的影响。但其总体相关并没有达到显著的信度。影响我国西部降水空间型的机制还有待深入探讨。

致谢: 胡增臻先生为本文提供西太平洋副高指数资料, 陈烈庭先生、钱正安先生、胡增臻先生与作者进行有益讨论, 特此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 王绍武、赵宗慈, 1979, 近五百年我国旱涝史料的分析, 地理学报, 34(4), 329~340.
- 2 邓爱军、陶诗言、陈烈庭, 1989, 我国汛期降水的 EOF 分析, 大气科学, 13(3), 285~295.
- 3 吴国雄、孙凤英等, 1995, 降水对热带海表温度异常的邻域响应, II. 资料分析, 大气科学, 19(6), 663~676.
- 4 王晓春、吴国雄, 1996, 利用空间均匀网格对中国夏季降水异常区域特性的初步分析, 气象学报, 54(3), 324~332.
- 5 廖荃荪、赵振国, 1992, 7~8 月西太平洋副热带高压的南北位置异常变化及其对我国天气的影响, 131~139, 长期天气预报和日地关系研究, 章基嘉、黄荣辉主编.
- 6 段廷扬、马兰香、卢建社, 1992, 青藏高原 500 hPa 高压的统计特征, 高原气象, 11(1), 56~65.
- 7 杨广基、刘家铭, 1987, 东亚、东南亚地区降水的年变化和年际变化, 大气科学, 11(3), 304~312.
- 8 戴加洗, 1990, 青藏高原气候, 北京: 气象出版社, 63~97.
- 9 Livezey, R.E., W.Y. Chen, 1983, Statistical field significance and its determination by Monte-Carlo techniques, *Mon. Wea. Rev.*, 111(1), 46~59.

The Analysis of the Relationship between the Spatial Modes of Summer Precipitation Anomalies over China and the General Circulation

Wang Xiaochun and Wu Guoxiong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract The precipitation data at 5° by 5° grid (June, July and August) from 1959 to 1994 are used to analyze the monthly change of the spatial mode of summer precipitation anomalies over China. The relation between the spatial mode of summer precipitation anomalies and the atmospheric general circulation is analyzed by using indices of the Northwestern Pacific High, and the geo-potential height index B of the Tibetan Plateau. The Monte-Carlo method is used to evaluate the significance level of the collective significance of the correlation field between the circulation index and precipitation. Our re-

sults show that the negative correlation between the precipitation anomaly over the lower reaches of the Yangtze River and Huaihe River valley (LRYH region) and that over the middle reaches of the Yellow River (MRY region) and over the South China (Spatial mode 1, or SP1) is the most significant in August. The negative correlation between the precipitation anomaly over the southern part of the eastern Tibetan Plateau and that over the northern part of the eastern Tibetan Plateau (Spatial mode 2, or SP2) is more significant in June and August than in July. The analyses for the correlation between indices of the Northwestern Pacific High and monthly precipitation show that the anomaly of the north boundary of the Northwestern Pacific High in August has the greatest influence on SP1. If the Northwest Pacific High is steadily located in a position that is north to its normal, it is very likely that the precipitation over the LRYH region is below normal, and the precipitation over the MRV region and South China is above normal, and vice versa. The analyses of the correlation between the geopotential height index B over the Tibetan Plateau and monthly precipitation show that the activity of the high and low vortex has an influence on SP2. If the activity of the high over Tibetan Plateau is more frequent, then it is very likely that the precipitation of the southern part of the Tibetan Plateau is above normal, and the precipitation over the northern part is below normal, and vice versa. The activity of the Northwestern Pacific High in August can also influence the spatial mode of the summer precipitation anomalies over the northern and southern part of the eastern Tibetan Plateau.

Key words spatial mode of summer precipitation anomalies indices of the Northwest Pacific High geo-potential height index B of the Tibetan Plateau

《大气科学》编辑部启事

1. 为便于同读者、作者联系,《大气科学》编辑部增加一部电话,号码为 62050179;原有号码为 64919944-2481 的电话仍可使用。
2. 经编辑委员会研究确定,自 1997 年开始,《大气科学》发表费上调为 8 页以内每页收 100 元,超过 8 页部分每页加收 40 元。
3. 作者投稿时除应注明单位、通讯地址和邮政编码外,敬请留下电话号码,以便于联系。
4. 凡使用计算机打印稿件的作者,在寄交最后审定的修改稿时,敬请将有相应文件的软磁盘一并寄交给编辑部。软磁盘一般不退。

《大气科学》编辑部
1997 年 1 月