

华北地区汛期降水的一个分析研究*

李崇银

(LASG, 中国科学院大气物理研究所)

提 要

通过历史资料的分析, 本文首先指出华北地区的汛期降水量存在着不同时间尺度的低频变化, 其中以准两年周期振荡和周期约为16年的振荡比较明显, 而且前者同平流层QBO有一定关系。另外, 在汛期多雨年, 华北降水量有明显季节内(30—60天)振荡; 而在汛期少雨年, 降水量的30—60天振荡却不太清楚。

ENSO对华北的汛期降水有重要影响, El Niño年华北汛期雨量平均偏少, 仅El Niño年华北汛期平均雨量偏多。El Niño年所出现的大气环流异常是造成华北汛期降水量变化的重要原因。关于高纬度和极区环流对华北汛期降水量的影响也进行了初步探讨。

一、引 言

大家知道, 大范围的降水量持续偏少就会造成干旱, 而降水量的持续偏多又会发生洪涝。因此, 分析认识降水量变化的规律及其可能原因, 对于旱涝预测有着重要意义。我国华北地区的汛期(6—8月)降水量平均占全年降水量的70%左右, 汛期降水量的多寡不仅对该地区汛期, 还可能对全年的天气气候和农业生产起重要影响。

有关华北地区降水量问题的研究已在不同方面有所开展^[1-5], 但是因其问题的复杂性, 变化规律和机制都不完全清楚, 尚待进一步研究。

本文首先根据近38年(1951—1988)14个测站的观测资料综合分析了华北地区(34.5°—41.0°N, 111.5°—117.0°E)汛期降水量的变化规律; 为了更好揭露其特征, 对于部分有观测记录的站, 还分析了1911年以来的资料。同时, 结合大气环流形势对华北汛期降水量变化的机理也进行了探讨。通过本文的分析研究, 对于华北地区汛期旱涝发生的原因和规律可望有进一步认识。

二、华北地区汛期降水量的年际变化特征

华北地区的汛期降水量虽然占全年降水量的70%左右, 但各年又有明显的不同。为了探讨华北地区汛期降水量的年际变化规律, 我们首先分析了1951—1988年间华北地区14个测站(呼和浩特、张家口、北京、天津、太原、隰县、石家庄、保定、邢台、郑州、安阳、德

* 本文于1989年6月17日收到初稿, 1990年10月16日收到最后修改稿。本研究得到NSFC部分资助, 项目号9488009。

州、济南和菏泽)每年6—8月的降水量距平。图1给出了14个站平均的降水量距平(%)的年际变化,虚线是5年滑动平均的结果。从图1实线可以看到,华北汛期的降水量存在着准2—3年的周期变化现象,因为由峰值(降水量偏多)到峰值或由谷值(降水量偏少)到谷值,都大致经历2—3年时间。

虽然图1表明了华北地区的汛期降水量有准2—3年的周期变化现象,但每年仅一个汛期降水量距平,难于真正确定准两年振荡的规律性。为进一步揭露华北地区降水量的年际变化规律,我们用上述测站的月平均降水量距平进行的功率谱分析如图2所示。很清楚,25.7个月左右的周期是显著的,表明华北地区降水量距平变化有准两年振荡现象。黄嘉佑根据我国35个站的月降水资料的统计分析,发现在其主分量中有准两年周期振荡,我们的结果与其基本一致。

华北地区月平均降水量的准两年周期振荡的显著存在,使得华北地区的汛期降水量的变化也具有准2—3年的变化现象。为什么华北地区的降水量变化有准两年周期现象呢?我们自然想到它们同平流层QBO的可能关系。对此,我们分析了赤道附近地区平流层低层纬向风以及华北地区月平均降水量距平的时间变化,发现它们之间有着一定的关系。这里仍以华北地区上述各站汛期的降水量距平为讨论对象,表1给出了对应热带平流层低层(30 hPa)夏季纬向风的东风位相和西风位相时华北地区汛期的降水量距平。很显然,当夏季热带平流层低层纬向风处于其东风位相时,华北地区汛期降水量距平基本为

表1 热带平流层QBO位相(夏季)与华北地区的汛期降水量距平(%)

东风位相	1965	1968	1970	1972	1974	1979	1981	1983	1984	1986	平 均
ΔR (%)	-43.4	-42.8	-15.2	-35.5	-19.0	-0.1	-5.9	-33.7	0.9	-34.9	-23.0
西风位相	1964	1966	1969	1971	1973	1980	1985	1988	平 均		
ΔR (%)	17.5	4.1	-7.9	19.6	27.1	-30.9	-10.4	13.2	4.0		

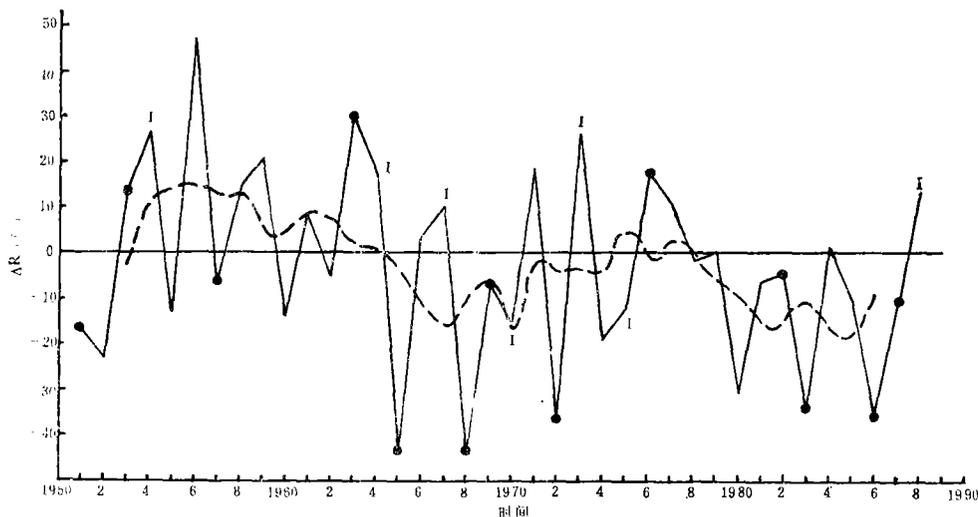


图1 华北地区汛期(6—8月)降水量距平(%)的年际变化特征
(虚线为5年滑动平均)

负(10个东风年平均为-23.0%),汛期降水量明显偏少;当夏季热带平流层低层纬向风处于其西风位相时,华北地区汛期降水量多出现正距平(8个西风年平均为4.0%),汛期降水量平均略偏多。因此可以认为,华北地区汛期降水量也受到热带平流层QBO的一定影响。

由图1还可以看到,华北地区的汛期降水量可能还有时间尺度超过10年的准周期变化,但由于1950年以前许多站没有观测资料,难于完全确定。作为一个探讨,我们利用1889—1988年间资料较好的北京和天津两站的平均汛期降水量资料进行了统计分析,图3

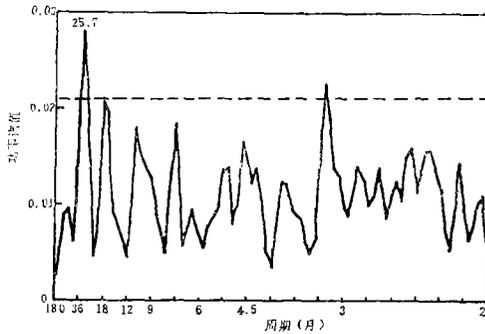


图2 华北地区月平均降水量距平的功率谱分析
(虚线为95%的置信度)
(图2还表明华北降水量还存在90多天的周期变化,本文将不作专门讨论)

是其功率谱分布。很明显,在16年周期附近有一超过95%置信度的谱峰,说明京津地区的汛期降水量存在16年左右的周期变化。另外,图3中还有3.3年和2.3年周期的两个谱峰存在,前者可能对应着ENSO的振荡,后者同平流层QBO有关。这里因资料的关系,只给出了北京和天津两地分析结果,但已有研究指出,天津的降水量同华北广大地区的降水量有较好相关^[6]。因此,本文上述结果在一定意义上也可以反映华北地区汛期降水量的变化。

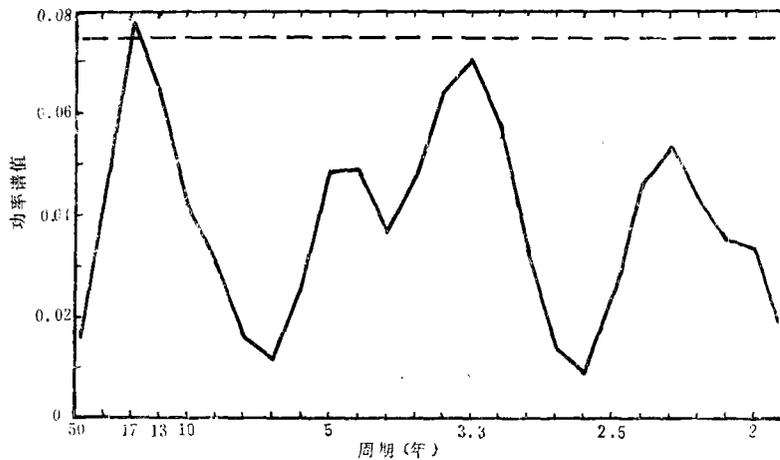


图3 北京和天津平均的汛期降水量距平(%)的功率谱
(虚线表95%置信度)

三、华北地区夏季降水量的季节内变化特征

刘家铭等根据1961—1970年逐旬(10天)降水量资料的分析指出,中国夏季降水量存在着20天和40天的准周期变化^[7]。由于40天准周期变化(即季节内振荡)是重要的短期气候变化规律,华北地区的汛期降水量是否也表现出明显的季节内振荡特征呢?为

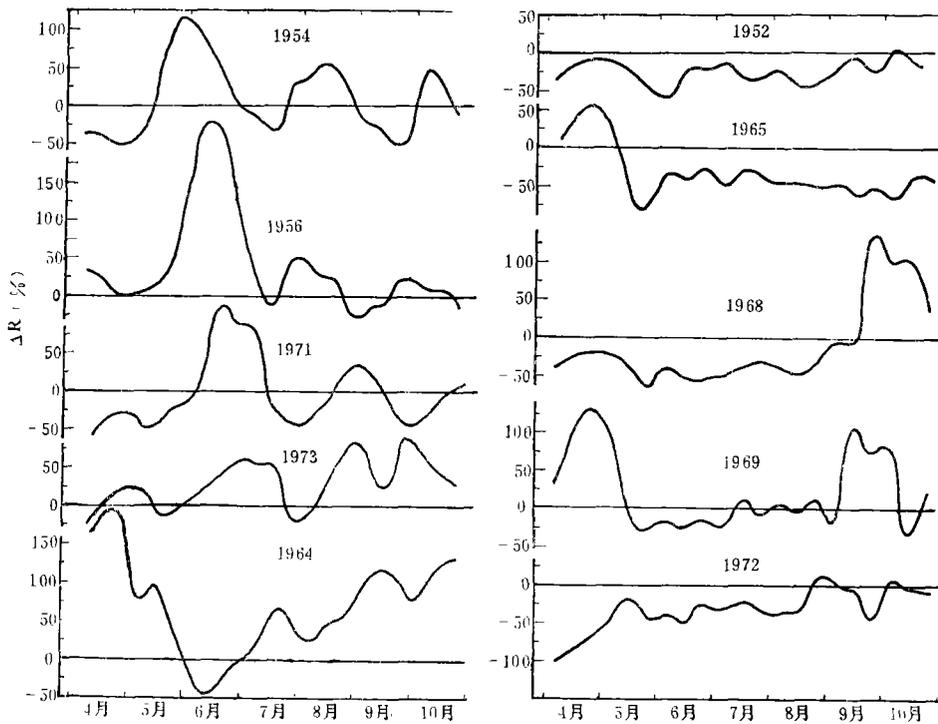


图 4 华北地区夏季旬降水量距平(%)的时间演变
(已经过了旬滑动平均)

了讨论这个问题,我们将不限于分析汛期的降水资料,而把时间扩展为4—10月。根据华北地区(因缺资料,未考虑隰县站)的平均旬降水量资料的分析表明,对于汛期(6—8月)降水量偏多的年,夏季降水量的30—60天振荡现象比较明显;而对于汛期降水量偏少的年,夏季降水量的30—60天振荡现象很不清楚。图4给出了华北地区夏季降水量距平随时间的变化,左图是汛期降水量偏多的1954,1956,1964,1971和1973年的情况,右图是汛期降水量偏少的1952,1965,1968,1969和1972年的情况。图4并未进行带通滤波处理,但仍可以定性地清楚看到,对于汛期多雨的各年,降水量的变化有较明显的30—60天准周期振荡;而对于汛期少雨的各年,降水量的变化却没有明显的30—60天准周期振荡现象。

大家知道,夏季西南季风对我国的降水有着极为重要的影响,华北汛期降水的产生主要就是东亚季风向北推进到华北地区的结果,虽然中纬度的环流也有一定影响。另一方面,一系列的研究已经指出,亚洲夏季风的活动有明显的30—60天振荡^[8,9]。因此,东亚季风强,华北汛期降水量偏多,降水量的30—60天振荡也强,华北地区降水出现明显季节内振荡的重要原因之一正是亚洲夏季风的活动。

四、华北地区汛期降水量同 ENSO 的关系

ENSO 事件与全球范围的天气气候异常有关已是公认的事实, 它对我国夏季降水也有一定的影响。但是有关 ENSO 对长江中下游夏季降水^[10,11]以及对华北汛期降水^[12,13]的研究, 其结论都有待进一步确证。因此, 进一步研究华北汛期降水与 ENSO 的关系, 还是十分必要的。

为了分析 ENSO 与华北地区汛期降水量的关系, 在图 1 中我们用黑点标明了 El Niño 年, 而用字母 I 标出了反 El Niño 年。在 1950—1988 年间共发生 10 次 El Niño 事件, 但 1968—1969 年, 1982—1983 年和 1986—1987 年的三次 El Niño 事件都持续了两年, 故本文把 13 年作为 El Niño 年。同时, 在此期间共有 7 个反 El Niño 年。由图 1 可以看到, 13 个 El Niño 年中有 10 年华北地区汛期降水量距平为负, 占 77%; 有 3 年为正距平, 占 23%。全部 El Niño 年平均, 华北汛期降水量距平为 -13.4%, 因此, El Niño 事件对华北地区的汛期降水有重要影响, El Niño 年华北汛期容易少雨。对于 7 个反 El Niño 年, 其中有 5 年华北汛期降水量偏多(占 71%), 有 2 年汛期雨量偏少(占 29%)。全部 7 个反 El Niño 年平均, 华北汛期降水量的距平为 9.6%。即是说, 同 El Niño 年情况相反, 华北地区在反 El Niño 年汛期容易出现多雨。

表 2 1916—1950 年间 El Niño 年和反 El Niño 年北京、天津、保定和济南 4 站平均的汛期降水量距平

El Niño 年	1918	1923	1925	1930	1935	1940	1944	1948	平 均
$\Delta R(\%)$	-20.0	-1.7	37.1	13.2	-16.0	-18.3	-0.0	-13.8	-2.4
反 El Niño 年	1916	1921	1924	1937	1942	1949			平 均
$\Delta R(\%)$	-23.5	16.0	60.3	13.5	-10.3	58.7			19.1

对于更长时间的资料, 结果如何呢? 由于许多站 1950 年以前资料很少, 这里只能用资料较多的北京、天津、济南和保定 4 个站进行分析。表 2 给出了 1916—1950 年间 8 个 El Niño 年和 6 个反 El Niño 年上述 4 个站平均的汛期降水量距平(%)。可以看到在 El Niño 年基本上出现了负距平。而在大部分反 El Niño 年出现了正距平(平均为 19.1%), 其结果同 1951—1988 年整个华北地区的结论类似。因此可以认为, ENSO 是影响华北汛期降水的重要因素之一。

大家知道, 降水天气的发生往往同一定的大气环流相连系, 华北地区的多雨天气常常与夏季 500hPa 上西风带高压脊在日本地区同副热带高压“打通”而形成阻塞有关。在另一研究中我们发现在 El Niño 年夏季西太平洋副热带高压位置较常年偏南, 东亚和西北太平洋 30°—50°N 纬度带 500hPa 高度和地面气压均为负距平^[14]。图 5 给出的是 1951—1980 年间 130°—140°E 地区 500hPa 副热带高压脊线的月平均纬度位置。很显然, El Niño 年西太平洋副高脊线位置偏南, 而反 El Niño 年西太平洋副高脊线偏北。El Niño 年夏季西太平洋副高位置偏南不利于形成华北地区汛期多雨的环流形势。

图 6 是 El Niño 年和反 El Niño 年 6—8 月平均的沿 30°N 和 40°N 纬度的 500 hPa

高度在 100° — 170° E 范围的经度变化情况。可以看到,沿 30° N 纬度在 El Niño 年 500 hPa 高度比反 El Niño 年要高,西太平洋副高有明显西伸特征,这同陈烈庭等的研究结果^[9]。同 30° N 纬度相反,在 40° N 纬度,El Niño 年夏季 500hPa 高度明显低于反 El Niño 年,尤其是在 120° — 135° E 地区。这意味着在 El Niño 年夏季在日本海上空不利于高压脊的形成,而反 El Niño 年夏季那里有利于高压脊存在。这样,在 El Niño 年华北地区汛期降水量平均偏少,在反 El Niño 年汛期华北地区降水量平均偏多。

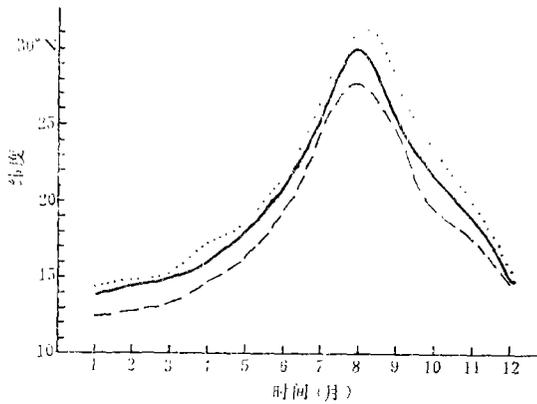


图 5 1951—1980 年间 130° — 140° E 地区 500hPa 副高脊线的月平均纬度位置 (实线为 30 年平均,虚线和点线分别为 El Niño 年(1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1968, 1969, 1972 和 1976)及反 El Niño 年(1954, 1955, 1964, 1967, 1970, 1973 和 1975)的平均)

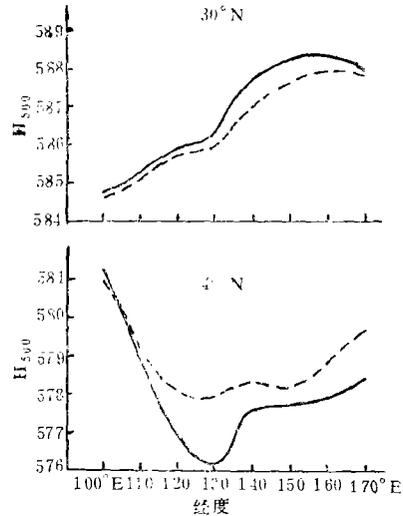


图 6 东亚和西太平洋地区 1951—1980 年间 El Niño 年(实线)和反 El Niño 年(虚线) 6—8 月沿 30° N 和 40° N 的 500 hPa 平均高度廓线

五、华北地区汛期降水与高纬度 500hPa 环流形势

前面的分析已经指出, El Niño 事件是影响华北汛期降水的重要因素,但并不是唯一因素,因为并非每一个 El Niño 年夏季华北都少雨。另一方面,天气事实的分析还表明,华北的汛期降水同高纬度地区的大气环流也有一定的关系。这一节我们将分析高纬度环流与华北汛期降水量的关系。

为了对比,我们将华北汛期多雨的 1954, 1956, 1964 和 1971 年 6—8 月的 500hPa 高度距平,以及少雨的 1965, 1968, 1969 和 1972 年 6—8 月的 500hPa 高度距平分别合成如图 7a 和图 7b。比较图 7a 和图 7b 可以清楚看到,在高纬度和极区两者差异相当大,对于华北汛期多雨年,500hPa 高纬度和极区主要为高度正距平所控制,位势高度较常年高;而对应于华北汛期少雨年,500hPa 高纬度和极区主要为负距平所控制,位势高度场较常年低。上述差异正说明高纬度和极区大气环流对华北地区的汛期降水有一定影响。为了更好说明问题,图 8 给出了华北汛期多雨年和少雨年沿 65° N 的 500hPa 位势

高度距平的分布。可以看到，对应于华北汛期多雨年，高纬度 500hPa 高度平均偏高，并主要出现异常 2 波形势，其异常高压脊出现在 100°E — 160°E 和 110°W — 60°W 地区。对应于华北汛期少雨年，高纬度 500hPa 高度平均偏低，并主要出现异常 3 波形势，在 50°E — 80°E ， 110°W — 50°W 和 130°E — 170°W 地区分别出现异常低压槽，尤其是前两个地区低槽更清楚。

图 7a 和图 7b 给出的在东亚及西太平洋的异常形势同前面的分析结果很一致。华北汛期多雨年在我国河套地区有异常低槽，而在 130°E 附近有异常高压脊，这种异常的“阻塞”形势的发生正是导致持续降水的环流背景；华北汛期少雨年在整个东亚和西太平洋地区 500hPa 都为异常槽区，环流形势不利于华北出现持续多雨天气。

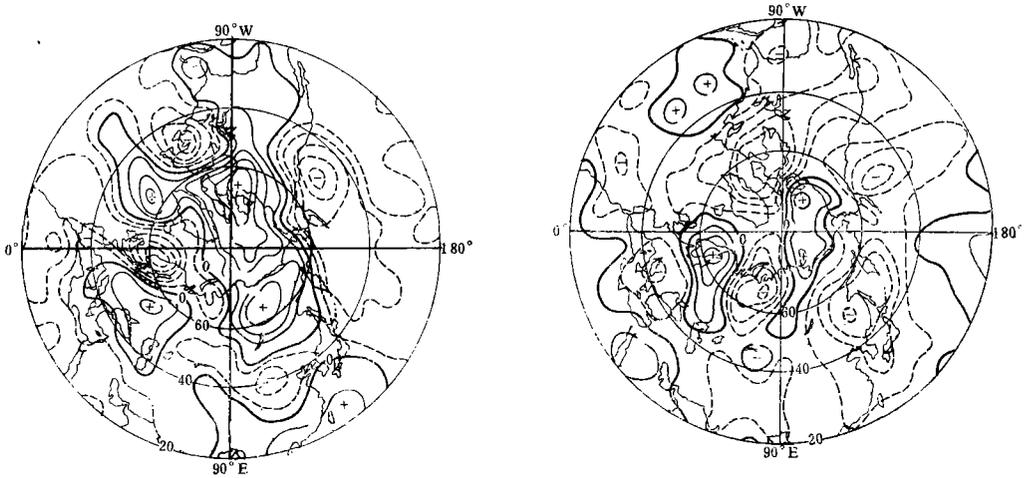


图 7 6—8 月 500hPa 高度距平合成图

(实线为正距平，虚线为负距平，等值线间隔为 20 gpm；
a. 华北汛期多雨的 1954, 1956, 1964, 和 1971 年平均；
b. 华北汛期少雨的 1965, 1968, 1969 和 1972 年的平均)

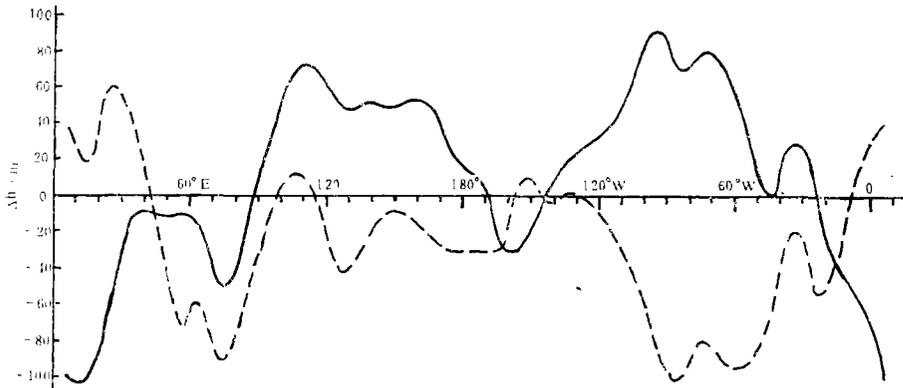


图 8 6—8 月沿 65°N 纬度的 500hPa 高度距平分布

(实线表华北汛期多雨年，虚线表华北汛期少雨年)

六、结 语

本文基于观测资料对华北地区汛期(6—8月)降雨量,以及相应的环流状况进行了分析研究,目的在于了解华北地区汛期发生旱涝的规律和原因。通过这个分析研究工作,我们可以得到如下几个结果。

1) 华北地区的降雨量明显地存在着周期为26个月左右的准周期变化,而且这种准周期变化同QBO有较好关系。对应于平流层QBO的东风位相,华北地区汛期降水量偏少,而对应平流层QBO的西风位相,华北地区汛期降水量偏多。

初步的分析还表明,华北汛期降雨量还存在16年左右的准周期变化。

2) 华北地区汛期降水量偏多的年份,其降水量距平的变化有明显的季节内(30—60天)振荡,而在少雨年这种季节内振荡不明显。

3) ENSO对华北地区的汛期降水量有明显影响,El Niño年华北汛期降水量偏少,而反El Niño年华北汛期降水量容易偏多。El Niño事件所引起的热带和副热带大气环流的异常,尤其是西太平洋副热带高压的异常,是造成华北地区汛期降水量异常的重要原因之一。

4) 高纬度和极区的大气环流形势对华北地区的汛期降水量异常也有相当影响,当极区500hPa主要为正距平控制,在高纬度的 100°E — 160°E 和 110°W — 60°W 地区有异常高压脊存在时,有利于华北多雨形势的建立,汛期华北多雨。

5) 华北汛期降水量的变化是很复杂的,影响的因素也很多,需要综合研究其影响,方能使华北汛期降水量预报有明显提高。

致谢:尤振夏同志帮助计算了功率谱,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] 章基嘉,我国降水量与亚洲500 hPa候平均环流相互关系的时间结构,南京气象学院学报,1期,1981。
- [2] 黄嘉佑,准两年周期振荡在我国月降水量中的表现,大气科学,12,267-273,1988。
- [3] 郭其蕴等,近30年我国夏季风盛行期降水的分析,地理学报,36,180-186,1981。
- [4] 梁平德,我国东部盛行风场与夏季华北降水量的长期预报,气象学报,44,91-95,1986。
- [5] 汤仲鑫,京津冀地区近500年旱涝分析,北方天气文集(5),99-107,1984。
- [6] 梁平德,印度夏季风与我国华北夏季降水量,气象学报,46,75-81,1988。
- [7] Lau, K. M., et al., Seasonal and interseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 18-37, 1988.
- [8] Krishnamurti, T. N., et al., The 30—50 day mode at 850 mb during MONEX, *J. Atmos. Sci.*, 39, 2088-2095, 1982.
- [9] 柯史钊、朱庆圻,季风环流的准40天振荡,全国热带夏季风学术会议文集,云南人民出版社,232-245,1983。
- [10] 陈烈庭,东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响,大气科学,1,1-12,1977。
- [11] 李麦村等,中国东部季风降水与赤道东太平洋海温的关系,大气科学,11,365-371,1987。
- [12] Fu, C. B., Variability of summer monsoon rainfall in the East China associated with ENSO, *Proceedings of International Conference, on Monsoons in the Far East*, 264-270, 1985.
- [13] 杨广基、刘家铭,东亚、东南亚、南亚地区降水的年变化和年际变化,大气科学,11,304-312,1987。
- [14] 李崇银、胡季,东亚大气环流与埃尔尼诺相互影响的一个分析研究,大气科学,11,359-364,1987。

AN ANALYTICAL STUDY ON THE PRECIPITATION IN THE FLOOD PERIOD OVER HUABEI AREA

Li Chongyin

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

Based on the analyses in observational data, it is indicated that the precipitation in the flood period over Huabei area has low-frequency oscillations with different time scale. The quasibiennial period variation of precipitations is very obvious and it has close relations with QBO. The 16-year quasi-periodical variation of precipitations is also in existence. It has been found that the precipitations over Huabei area in summer has clear 30-60 day oscillation for the rainy years, while this oscillation is not obvious for the drought years.

An important influence of ENSO on the precipitation in the flood period over Huabei area is investigated. In general, the precipitation in the flood period in El Niño year is less than normal, but more in inverse El Niño year. The anomalies of general circulation caused by El Niño is a direct reason to produce anomalous variation of the precipitation. On other hand, the influences of general circulation in the high-latitude and pole area on the precipitation in the flood period over Huabei are discussed in this paper.

(上接第40页)

THE INTERACTION BETWEEN THE LANDED TYPHOON AND ITS EXTERNAL HEAVY RAIN

Li Shenshen Shou Shaowen Wang Xin

(*Nanjing Institute of Meteorology*)

Abstract

In this paper, the kinetic energy balance for a landed typhoon labelled 8116 and its environment as well as the external heavy rain area has been diagnostically examined. The results show that the kinetic energy production term is the major energy source in all the three regions, while the kinetic energy horizontal divergence term and the friction term are the major sinks. The increase of kinetic energy in the external heavy rain area is closely connected with the typhoon weakening process. The horizontal divergence at the upper level of the typhoon displays asymmetrical distribution. A subsynoptic-scale strong wind band at the right flank of the typhoon plays important roles in transporting the kinetic energy into the external heavy rain area and stimulating the development of the heavy rain. Since the occurrence of heavy rain the typhoon kinetic energy was transported into environment through the north boundary of the heavy rain area, so that the kinetic energy dispersed from the typhoon would be finally transported into the environment. This kinetic energy transporting process is associated with the interaction between typhoon and its environment seems to be one of the mechanisms leading to the decay of the typhoon.