

夏季风活动与长江流域的旱涝

徐 淑 英

(中国科学院地理研究所)

摘 要

本文指出夏季风活动与我国主要雨区位置有对应的配合。中国大部分降水集中在夏季风时期对某一年来讲,虽然年或季的雨量可以接近正常,但这并不意味着全国降水都接近正常,有些地方多雨,有些地方少雨,甚至有些地方遭受旱涝灾害。

其次,作者对长江流域旱涝的高低空环流特征作了概括,发现夏季风活动与西太平洋副高及其脊的东、西移动有密切联系。特别是副热带环流及青藏高压和西太平洋副高之间的相互作用对长江流域旱涝起到重要作用。最后探讨季风形成的基本因子及其对夏季风活动的可能影响。

一、引 言

我国是季风气候国家。季风气候的特点是:冬干冷,夏湿热,季节变化明显,雨量主要集中在夏半年。但是每年雨季开始迟早或长短以及雨量的年际变化是很大的。产生这种情况和夏季风来临迟早,强弱或持续时间长短都有密切联系。因此季风活动正常与否,对我国农业生产,水利资源的利用和国民经济的发展都有直接的影响。

本文首先分析夏季风活动与我国东部地区降水的变化;其次对长江流域旱涝的大气环流特征作比较全面的认识;最后讨论了影响季风活动的一些可能因子。

二、夏季风活动和我国东部地区的降水

大家知道,夏季风进退活动与降水分布有密切联系,因此一般就用大雨带或雨区的位移来表示夏季风的进退。我国降水分布是比较复杂的,仅东部地区(100°E 以东)四季都有相对多雨的地区,如春雨和初夏雨区有时几乎相连,但其降雨原因不同,因此不能仅凭雨量的多少来定夏季风的来去。过去在确定季风进退日期^[1]中曾指出:夏季风来到一个地区,有影响期,盛行期和极盛期。影响期是指夏季风开始来临,但并不持续,这时雨量开始增加,但不稳定;盛行期是指冷暖空气的界面(即锋面或切变线)比较持续地徘徊在该地区,降水量明显增大,并且维持着一定的量;极盛期则指该地区在单一气团(即西南或东南气流)控制之下,雨量减少,如长江中下游及其以南地区的伏旱期。因此季风雨是指随夏季风进退而带来的降水而言。

一般用850毫巴平均气流表示冬夏季风,流线图上的切变线就表示冬夏季风的交界面。这个界面从南向北移动,也就意味着夏季风的活动。在 105°E 以东的地区,夏季风活动与雨区配合较好,以西配合就比较差,这是因为地形的缘故。这种情况个别年看得更清楚,如

1979年是我国夏季风活动和雨量分布比较接近正常的一年，图 1_{a、b、c} 为6—8月 850 毫巴气流及月雨量接近或大于正常区，图中细虚线包围的面积为雨区，粗虚线表示夏季风的北界或西北界。可以看出，这一年夏季华南、西南和东北北部有些地方有两到三个月连续少雨，而贵州、湖南、内蒙及河套以西部分地区则连续两到三个月比较多雨。因此虽然从年、季或月的

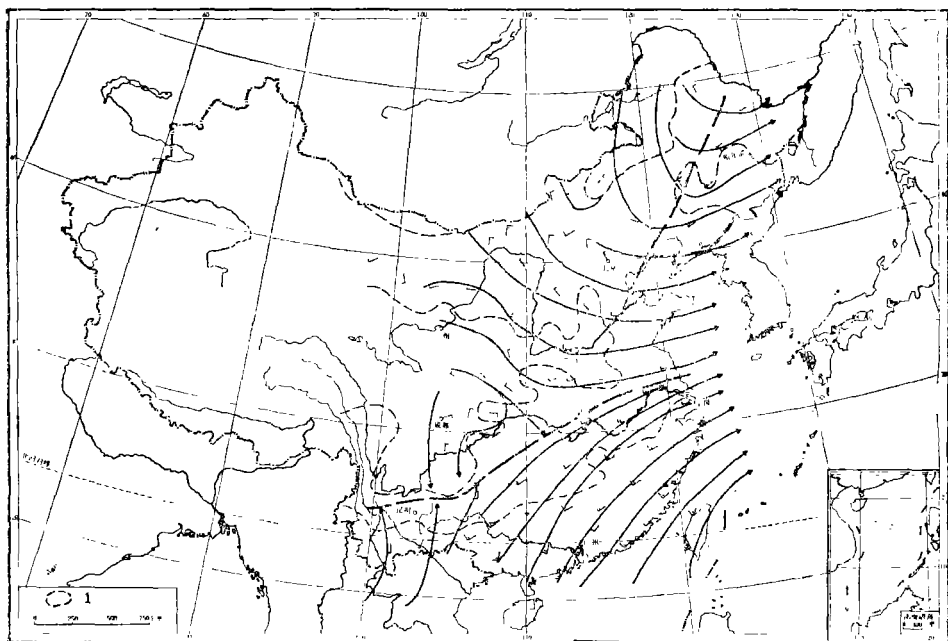


图1。1979年6月850毫巴流线及多雨区

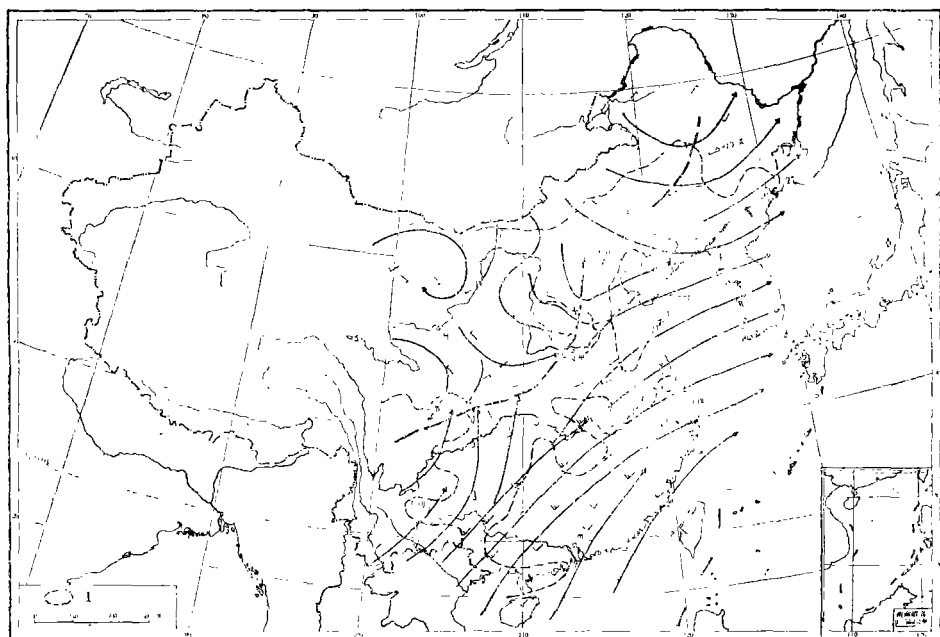


图1。1979年7月850毫巴流线及多雨区

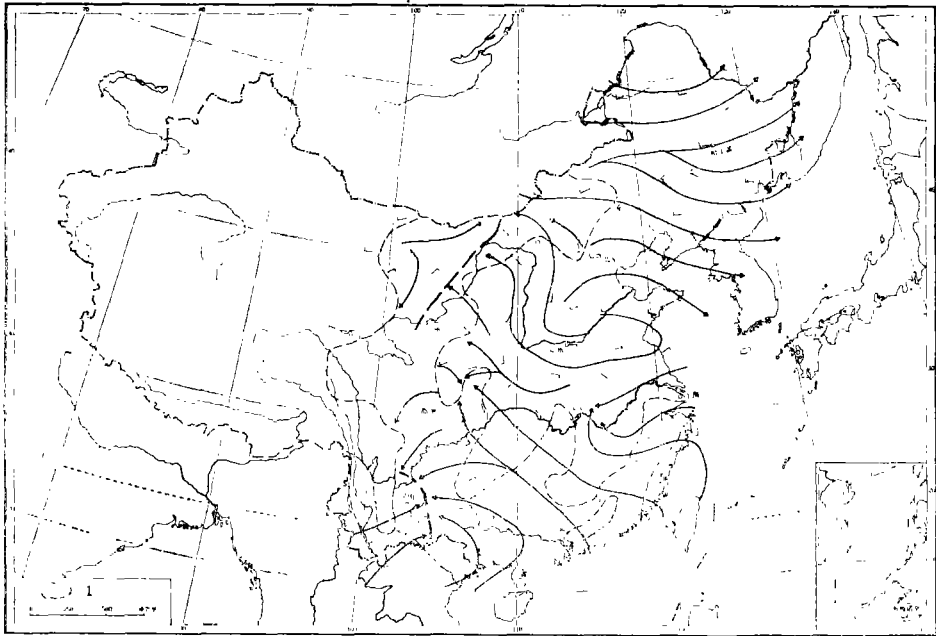


图1. 1979年8月850毫巴流线及多雨区

雨量来看是接近正常的,但也有些地方多雨或少雨,甚至出现局地旱涝现象,这是由于形成降水的原因除了大尺度的季风环流之外,还受中小尺度天气扰动,影响是多方面的。

三、长江流域旱涝的环流形势

关于长江流域旱涝的环流特征,过去已做过不少工作。本节简述环流形势,并着重讨论副热带环流对旱涝的影响。

(一)海平面气压场的分布

我们曾根据 1900—1960 年各月降水分布,找出以长江流域为中心大面积持续性旱涝月份^[2]。定出旱涝月各 8 年,从海平面大气活动中心的强弱和位置,分析它与长江流域旱涝的关系,结果得出干旱有三种类型,洪涝有两种类型。这里只给出 50 年代中干旱的 1959 年和 1960 年及最涝的 1954 年和 1956 年等平均海平面气压型式(图 2_{a, b})。在干旱年分大陆热低压比常年为强(为负距平),而太平洋上副热带高压一般亦较强,特别表现在付热带高压脊的西部比较强盛,即在我国近海地区气压为正距平,而由副高脊带来的强劲东南风造成长江流域主旱。这和竺可桢^[8]早先指出的东南风强盛主旱是一致的。涝年大陆低压较弱,有时接近正常,这时西太平洋高压一般偏弱,而夏季风接近正常或偏弱,这时长江流域多雨。表 1^[4]是东经 160°各纬度海平面气压减去同纬度东经 110°气压差,它表示夏季风强弱程度。在旱年气压差比涝年要大。当然这还要看北方有无冷空气南下,并且要看冷空气与南方来的暖湿空气相遇的界面(即锋面)停滞在什么地方。当夏季风特别强盛时,锋面偏北,这时华北和东北多雨;而当夏季风特别弱时,锋面停滞在华中以南,长江流域和江南以南或华南一带便多雨。

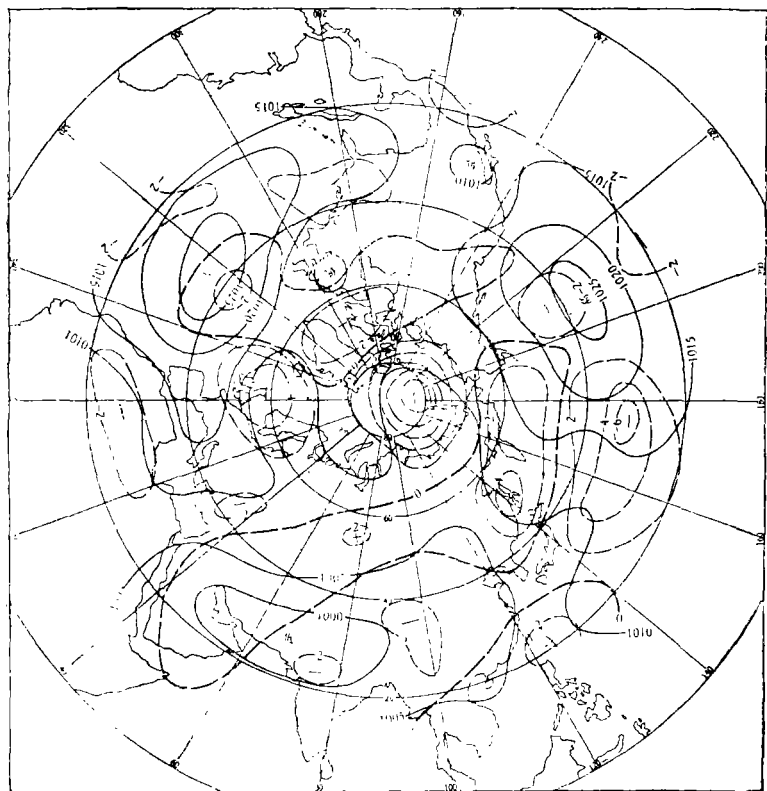


图2。 1931、1954 年
7月、1956 年6月平均
海面气压（实线）及
距平（虚线）

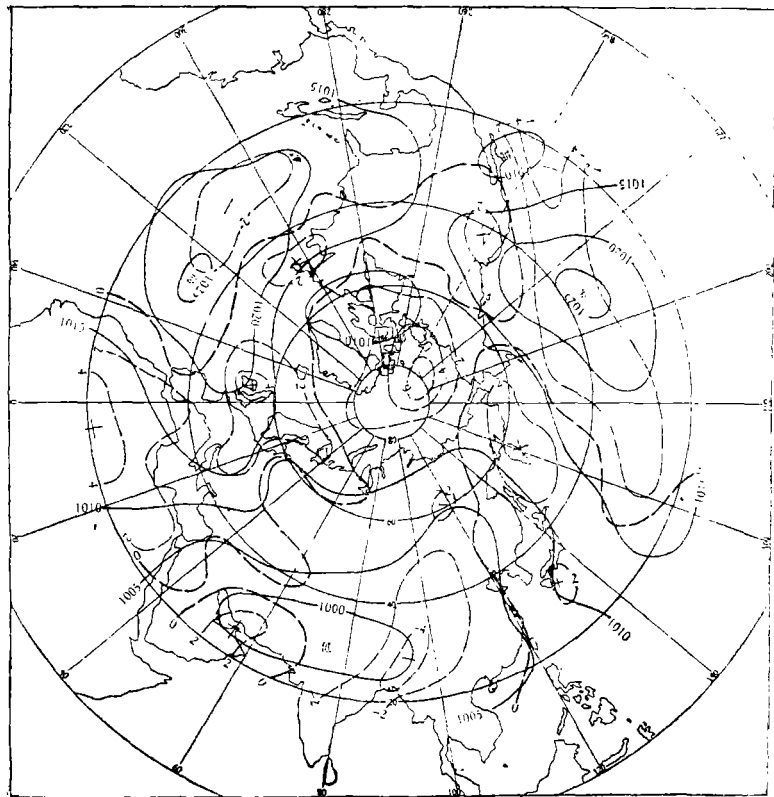


图2。 1960 年6月和
1931、1942、1959 年
7月平均海平面气压
（实线）和距平（虚
线）

表 1 旱涝年冬夏季风气压差 (单位: 毫巴)

月	N	20	30	40	50	60	70
1	旱	2	10	29	33	19	3
	涝	2	10	24	23	14	4
7	旱	-11	-12	-9	-7	-5	-1
	涝	-7	-6	-5	-6	-3	0

(二)500毫巴持久性旱涝的环流形势

我们利用1951—1975年6—8月长江流域大通以上流域面积的平均雨深资料,按6、7、8月将平均雨深最多和最少月划分出主要的多雨月或少雨月(见表2〔5〕),并做出6、7、8月各月北半球500毫巴涝月和旱月的平均高度和距平图(未给出)。发现在涝月,中高纬度西风扰动较多,经向环流盛行,冷空气向南爆发的次数多;旱年以纬向环流为主,冷空气很少南下。特别要注意的是西太平洋付热带高压的强弱及其东-西和南-北振动,它的振动决定我国东部地区夏季风的强弱。在6、7月西太平洋付高脊线位于20°N附近,当付高脊线两伸时,它将海洋上的暖湿空气源源不断地输送到大陆;若是付高脊东退,夏季风只影响到沿海一带,前者长江流域多雨,后者少雨。在7、8月付高脊位于27°N附近,这时当副高脊西伸时长江流域出现干旱,向东撤退时则多雨。

表 2 长江流域6-8月多雨和少雨月的年分

年 月	6 月	7 月	8 月
涝 年	1954, 1956, 1964, 1973	1951, 1954, 1968, 1969, 1970	1952, 1954, 1956, 1963
旱 年	1952, 1963, 1970, 1972	1956, 1959, 1964, 1971, 1972	1951, 1957, 1960, 1970, 1972

表2还指出,1972年6、7、8月长江流域连续三个月出现干旱,1954年6、7、8月则连续出现洪涝〔6〕,从这两年6—8三个月500毫巴平均高度和距平(图3_{a,b})来看,1972年夏季平均环流经比较平直,而1954年夏季平均的经向环流显著。图3_a和3_b上形势的重要差异有以下几点:(1)1972年夏极涡位置偏向美洲,因此这一年美洲地区夏季连续三个月气温低于正常,雨水偏多,有些地方发生洪涝、而亚洲地区冷空气弱而且少,同时太平洋副热带高压偏东在大洋中,这一年夏季风弱〔7〕,暖湿气流也很弱,雨区常停留在华南一带,因此造成了长江及以北大片地区干旱。1954年极涡偏在亚洲,在我国东南部冷暖空气活动频繁,锋面气旋主要在长江流域一带活动,因此发生洪涝。(2)西太平洋高压脊的位置这两年夏季都偏南,但1954年副高脊西伸,1972年位置偏东。(3)付热带环流形势有明显不同,1972年从冬到夏东半球副热带高压中心或脊都较稳定少变;1954年夏季副热带多移动性系统,这两种不同的环流形势造成副热带两种炯然不同的天气。前者出现久晴和持续的干旱天气,后者则多连阴雨或暴雨天气。

(三)100毫巴青藏高压的活动与旱涝

最近一些研究〔8〕、〔9〕指出,100毫巴环流及青藏高压与我国东部地区旱涝有密切联系。

我们用最近10年（1967—1976年）6、7、8月100毫巴高度图分析青藏高原高压与长江流域旱涝的关系¹⁾。发现当100毫巴青藏高原高压中心在高原上空或高原西部时，东部为高压脊，脊轴在30°N附近或以南，如1969年7月（图4_a）在这种环流条件下，深厚的中纬度冷空气可深入到长江流域一带与热带暖湿气流交绥，有利于低空的涡旋活动，造成这一带多雨天气。

旱年情况就不一样，100毫巴高压有两个中心，一在伊朗或阿拉伯上空，一在青藏高原以东，高压轴线偏北在35°N或35°N以北，如1971年和1972年的7月（图4_{b、c}）。高空西风环流偏北且强，阻止冷空气南下，形成少雨天气。由此可见100毫巴青藏高原高压轴线的南—北摆动和高压中心的东—西振荡对我国东部地区的旱涝有严重影响。尤其是脊线的南北位移更为重要。

（四）高低空副热带环流与旱涝

影响我国夏季天气和气候的环流因子很多，除了高空副热带西风、热带东风环流和青藏高原高压之外，还有中低空印度低压槽、锋面、太平洋高压以及热带辐合带等等。我们认为影响长江流域旱涝最主要的还是副热带环流，副热带扰动多少，对长江流域降水很有影

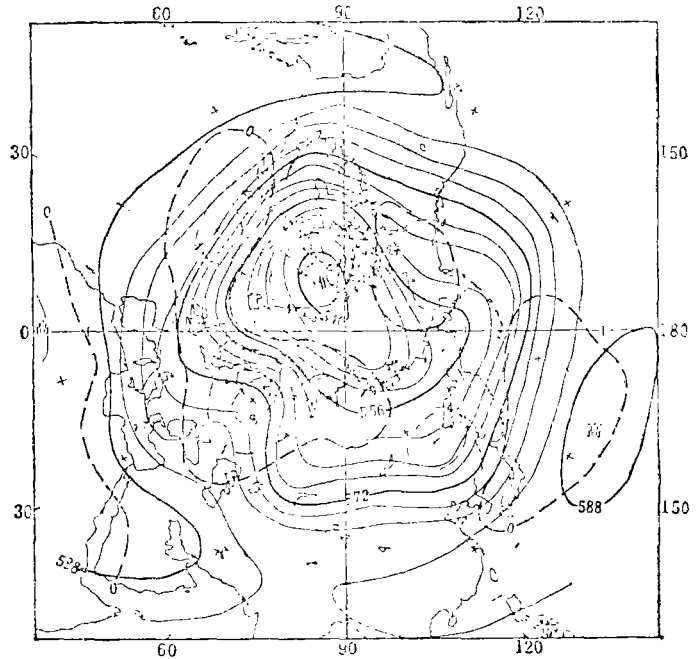


图3。夏季风活动与长江流域旱涝
1972年夏季500毫巴平均高度(实线)和距平(虚线)(单位：位势什米)

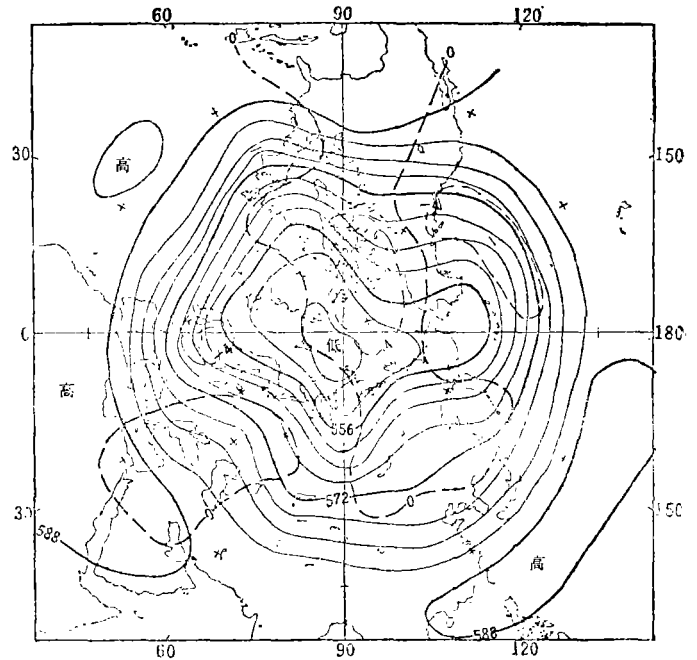


图3。夏季风活动与长江流域旱涝
1954年夏季500毫巴平均高度(实线)和距平(虚线)(单位：位势什米)

1)徐淑英、周玉孚：高低空副热带高压与长江流域旱涝

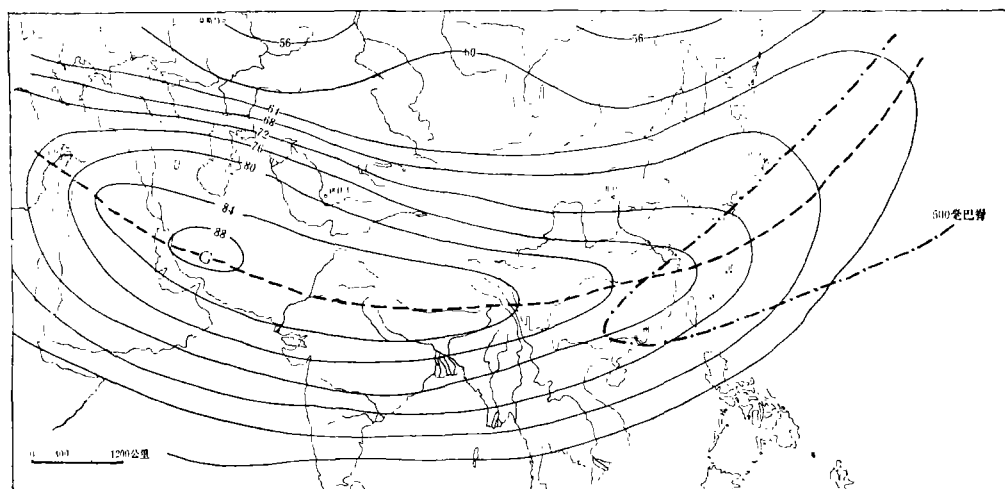


图4. 1969年7月100毫巴平均高度和500毫巴西太平洋副热带高压脊

图例：粗虚线为100毫巴高压轴线，粗点虚线为500毫巴副高脊588位势什米线。

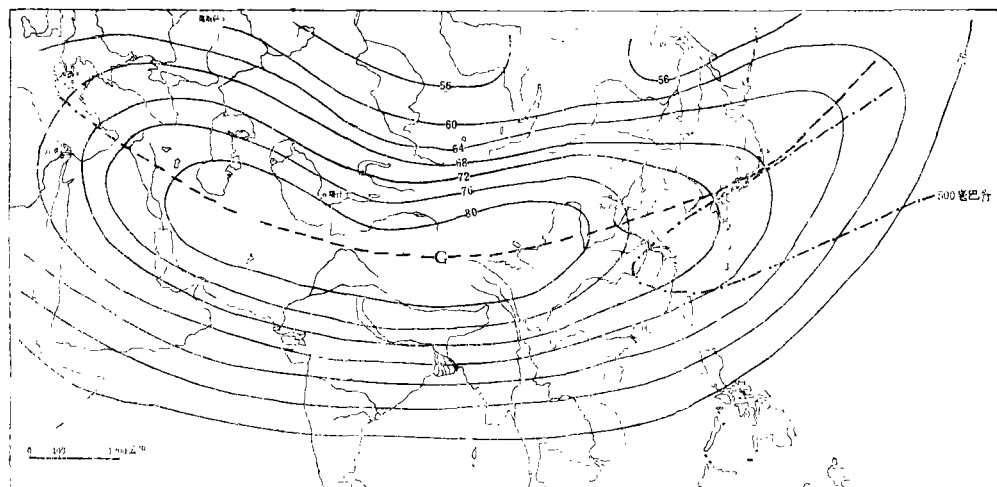


图5. 1971年7月100毫巴平均高度和500毫巴西太平洋副热带高压脊、图例同4。

响。这里主要分析高低空副热带高压的变化，由于西太平洋副热带高压在海平面上和500毫巴的活动表现比较一致，因此只讨论100毫巴青藏高原高压和500毫巴西太平洋副高之间的相互作用。总结这十年的变化，可以得到以下三种情况：

1. 高低空副热带高压的相互作用。现以100毫巴高压轴线和500毫巴588位势什米线表示西太平洋副高脊的位置，将1969年和1971年7月100毫巴图4_{a,b}上加上高压脊线和同年7月500毫巴588线（粗虚线和粗点虚线），1969年7月100毫巴脊线在 30°N 以南，同时500毫巴副高脊在 25°N 附近西伸，长江流域在付热带西风扰动的影响下，高低层副热带高压脊配合比较一致，长江流域多雨。1971年100毫巴高压脊线位于 35°N 以北，500毫巴西太平洋副高脊位置偏北（ 30°N ）并且西伸，控制了长江流域，这一年高低空付热带高压脊都偏北，同时影响了长江中下游少雨，因此形成严重的干旱。

2. 青藏高原高压的活动。1973年6月青藏高原高压较弱，高压脊线偏南（ 30°N 以南），这时

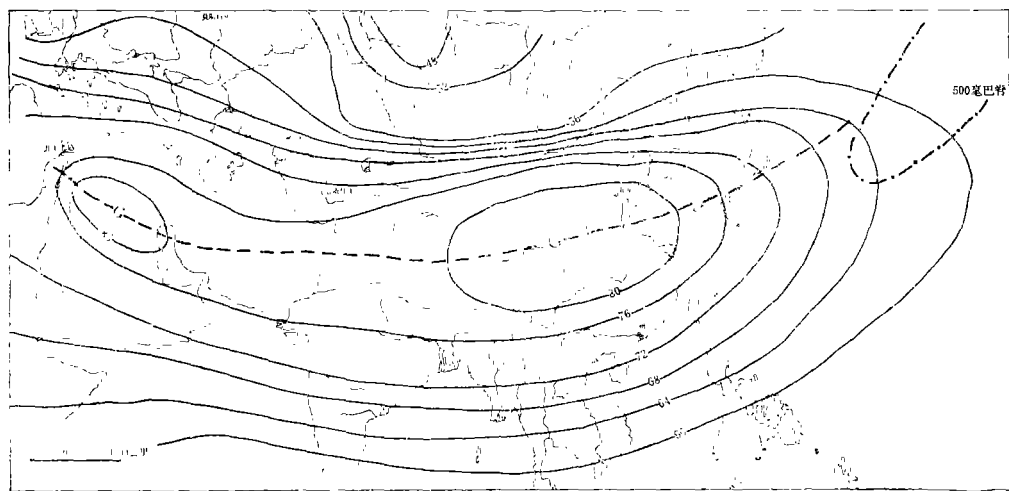


图1. 1972年7月100毫巴平均高度和500毫巴西太平洋副热带高压脊(图例同1_a)。

500毫巴副高脊偏南亦偏东(图略)；从500毫巴估计长江流域应该少雨，但降水却偏多，这是因为100毫巴高压弱，脊线偏南，有利于冷空气南下，因此降水较多。又如1972年7月中低层副高脊线虽接近正常，但副高脊东退，(见图4。中粗点虚线)，这时长江流域降水应接近正常，但却少雨，这是因为100毫巴高压脊位置偏北，脊线在 35°N 以北，并控制了黄淮流域，同时其北则西风加强，不利于冷空气南下，因此造成了长江流域以北广大地区干旱少雨。

3. 西太平洋副高的活动，1968年7月100毫巴暖高压与脊线偏北(图略)，控制了江淮流域，从100毫巴形势来看应当少雨，但实际降水正常偏多，这是因为中低空副高偏南偏东，由海洋来的暖湿空气登陆后上升凝结致雨。1973年8月100毫巴高压脊线偏南(在 30°N 附近)，但由于500毫巴太平洋副高脊控制了长江中下游，出现干旱现象。

由此可见，在分析一地区的旱涝环流条件时，应当将高低空副热带环流结合起来考虑。

四、影响夏季风异常的一些可能因子

季风异常表现在季风强度的变化，来临的迟早，以及维持时间的长短。季风异常会引起我国大面积冷暖或旱涝的反常气候现象。

一般当夏季风强盛时，在它前冬的冬季风亦强盛；反之，当夏季风偏弱时，冬季风亦弱(见表1)。但也不都是如此，如1972年夏季风弱也是个大旱年。这也就是说，对一个地区而言，夏季风太强或很弱，都可能导致干旱。另外，夏季风盛行迟早与旱涝也有联系，但还决定于夏季风停滞在这地区时间的长短。如1954年夏季风盛行得早(6月2候)^[10]，并连续在长江流域活动了两个月，雨季特别长，雨量亦大。但1971年夏季风盛行得更早(5月6候)，而7月初夏季风就北移，对长江流域来说已为极盛期，这一年6月雨量正常略偏多，7月则在单一的东南季风控制之下，干旱少雨。因此决定季风活动的异常，我们认为决定于以下诸因子：

1. 大气环流的异常: 关于季风异常, 首先联系到的是大气环流异常所引起的, 这方面气象工作者已做了许多工作, 并发现夏季环流异常与前冬或前春环流异常有密切联系。但它是通过什么样的物理过程和机制起作用的, 还不清楚。

大气中的能量主要决定于地球表面对太阳辐射的吸收能力, 然后由它再供给大气, 因此海陆和地形的热力差异, 以及海冰和雪盖面积的变化都对季风气候的形成有重要影响。

2. 海面温度的作用: 海—气相互作用是一个反馈过程。由于海温是具有比较长持续的一个重要物理量, 因此也有不少工作已证明海温异常对后期环流异常的作用。地理研究所^[11]研究了海面温度变化对盘踞在它上空的副热带高压有显著的影响, 它不但影响副高的强度, 南北位移, 也影响它季节性跳跃的时间早晚, 这种变化常落后海温变化 1—2 个季节。并且还发现赤道太平洋海温异常与季风环流有关的沃克 (Walker) 环流及哈特莱 (Hadley) 环流之间存在着—类长期变化^[12], 它可能与长期天气过程有着密切的联系, 这也说明热带海洋在季风气候形成中起了突出的作用。

3. 海陆的热力差异: 我们分析海—陆温差的月际变化时, 发现月际变化最大值出现的迟早与夏季风活动有一定联系。这里计算了东部平原 (以上海、南京、汉口、宜昌四站为代表)、1966—1979 历年逐月地温与黑潮海温差时, 发现海陆温差在春季变化最大, 我们将 4 月减 3 月的逐年 (1966—1979) 海—陆温差与同年夏季风盛行日期点在一张图 (5_a) 上。可以看出春季海—陆温差变化大时, 夏季风盛行得早; 反之, 夏季风盛得晚。这种变化趋势 14 年中有 11 年是一致的。

此外, 从上述四站地温和气温的年变程看出, 春季两者几乎是一致地迅速上升, 而且地—气温差值亦非常接近。再看气温 4 月减 3 月月际变化与海—陆温差 4 月减 3 月的变化趋势也非常一致, 这说明由于海陆热力性质不同, 海陆温差的变化主要决定于陆面温度的变化。又由于地温资料不全, 这里将平原地区 1952—1979

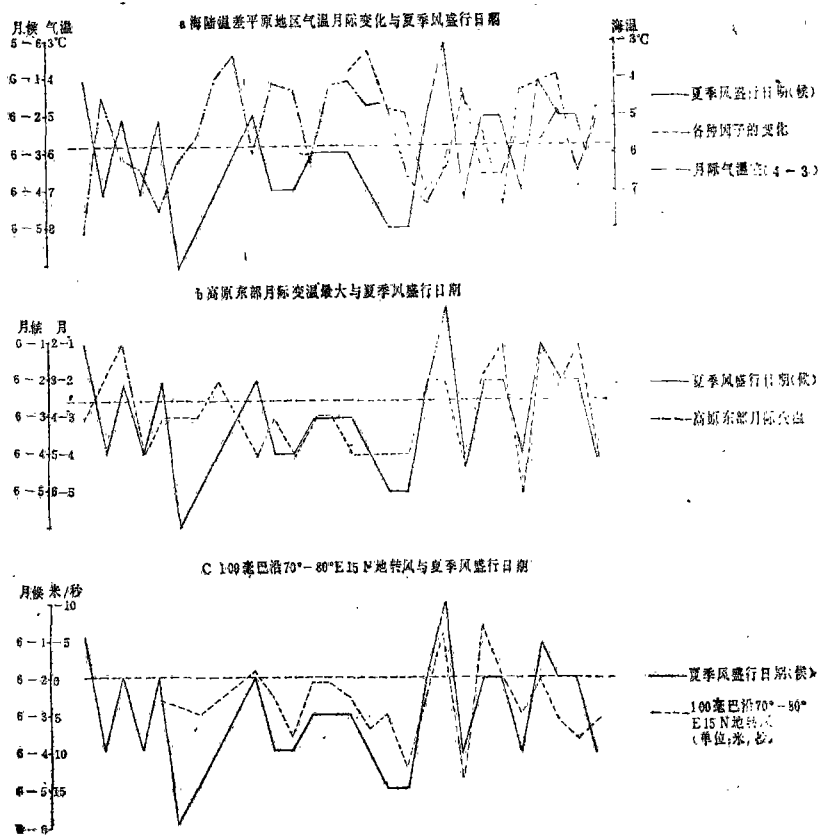


图5 各种因子的变化与夏季风盛行日期

年4月减3月月际气温差亦点在图5_a (为点虚线) 上, 可以看出4月减3月月际气温差大时, 夏季风盛行得早, 温差小时盛行得晚。28年中有21年变化是一致的。

4. 大地形的作用: 青藏高原的热力作用对亚洲季风活动的影响已有过不少讨论^{[13]、[14]}。我们分析青藏高原东部(拉萨和昌都)历年逐月平均气温的月际变化时发现, 当月际变温最大值出现在3月减2月时, 夏季风在6月2候或2候以前就开始盛行, 最大值出现在5月减4月时, 夏季风在6月3候及其以后盛行(图5_b)。28年有24年符合这个条件。由此看出, 高压的热力作用在夏季风活动中的作用。

高原增温迟早也影响高原南侧南北温度梯度转变的迟早。高原南侧温度梯度的相反转变, 也就意味着高空西风转为东风, 分析1956—1979年1—12月100毫巴沿 70° — 80° E地转风剖面图, 发现当4月 15° N由西风转为东风时, 表示高原增热迅速, 温度梯度出现反向的时间早, 高空热带环流季节变化开始得早, 夏季风盛行也早; 如果 70° — 80° E地区100毫巴西风到5月才转为东风时, 夏季风就北进较晚。在图5_c上我们还点绘出历年4月100毫巴沿 15° N的地转风, 发现如果在4月西风开始转向东风(为负值), 这一年夏季风就盛行得早; 如果4月仍为西风(为正值)则夏季风盛行得晚。24年有20年是符合这种情况的。

有人还利用高原上积雪资料, 估计高原冬季的冷热作用^[15]。如果冬季高原积雪多, 反照率就大, 地表吸收的太阳辐射就少, 这对后期高原加热可能起抑制作用, 不利于青藏高原高压的发展, 并使夏季风的北进和雨带北移推迟。

上述各种因子不是孤立的, 而是相互作用着的, 由此构成季风活动也是复杂的。实际影响季风活动的因子很多, 而且会因时因地不同因此除了研究各种因子对季风活动的作用外, 还应综合考虑各种因子之间的相互作用。它可能为旱涝长期预报提供可靠的依据。

参 考 文 献

- [1] 徐淑英、高由禧: 我国季风进退及其日期的确定。地理学报, 28(1), 1962, P.1-18
- [2] 徐淑英、许孟英: 大气活动中心和夏季长江流域持久性的水旱。地理集刊, 第9号, 科学出版社, 1965。
- [3] 竺可桢: 东南季风与中国之雨量。竺可桢文集, 科学出版社, 1979年。
- [4] 徐淑英: 季风和长江流域的旱涝。中长期水文气象预报文集, 第一集, 水利电力出版社, 1979。
- [5] 沙万英、周玉孚等: 长江流域夏季旱涝环流特征及长期预报。地理集刊, 第11集, 科学出版社, 1978。
- [6] 徐淑英、周玉孚: 长江流域持久性旱涝的环流演变规律。同[5]。
- [7] 郭其蕴、王继琴: 海洋和高原热状况对夏季风活动影响的初步分析, 海洋学报, 2, 1980。
- [8] 兰州高原大气物理所: 夏季100毫巴高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究, 青藏高原气象论文选编。1974。
- [9] 中央气象局研究所一室二组: 夏半年北半球100毫巴环流与我国付热带地区夏季降水的天气学相关分析。同[8]。
- [10] 周玉孚、徐淑英: 我国东部地区夏季风的活动, 地理科学, 2, 1981。
- [11] 地理研究所所长长期预报组: 热带海洋对付热带高压长期变化的影响。科学通报, 1977。
- [12] 符淙斌: 平均经圈环流型的转变与长期天气过程, 气象学报, 37, 1979。
- [13] Fl Flohh Ohn, H, 1968: Contributions to a Meteorology of the Tibetan highlands. Dept. Atmos, Colorado state univ Sci. Paper No 130。
- [14] Ramage, C.S., 1971: Monsoon Meteorology. Academic Press, New York and London。
- [15] 陈烈庭、阎志新: 青藏高原冬春积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响。同[4]。

SUMMER MONSOON ACTIVITY AND THE DROUGHT OR FLOOD OF THE CHANG-JIANG RIVER

Xu Shuying

(*Institute of Geography, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, an analysis is made firstly that the summer monsoon activity corresponds with the distribution of the main rain field in China. Rainfall here largely concentrates in the spell of summer monsoon. The total amount of annual or seasonal rainfall may be close to normal for a particular year. But it does not mean that the rain fall in all parts of China will be approximate to normal, some parts may get more or less rain, whereas other places may suffer from drought or flood disasters.

Secondly, the author summarized the characteristics of the upper and lower tropospheric circulation over the droughts and floods of the Chang-Jiang River, and found that there are close relationships between the summer monsoon activity and the position of the western pacific subtropical high, with its ridge stretching either westward or eastward. Particularly, the subtropical circulation and the interactions between the Tibetan high and the western Pacific high play an important role in drought or flood of the Chang-Jiang River.

Finally, some fundamental factors in the formation of monsoon and its possible effects on the activity of summer monsoon are discussed. We have analyzed the climatic conditions in a period before the drought or flood, and found there are some fundamental factors influencing summer monsoon activity and the drought or flood in the Chang-Jiang River. For example the winter or spring monsoon circulations, the sea surface temperature in equatorial east Pacific ocean, the differential heating of the continent and ocean surface over Eastern Asia, the temperature variation of the Tibetan Plateau, the time of upper troposphere wind variation from westerlies to easterlies and so forth, do have a substantial influence on the onset of summer monsoon. These results may be helpful for long-range forecasting of rainfall and the activity of summer monsoon.