

# 东亚季风强弱变化及其对初夏 我国东部地区降水的影响

林贤超 徐淑英

(中国科学院 地理研究所)  
国家计划委员会

**提 要:** 本文通过对东亚季风系统的分析, 发现东亚季风存在3—4年左右的长期振荡。这类振荡与赤道东太平洋海面温度变化有相互作用, 形成一个相互反馈的耦合振荡过程。据此提出海温通过季风系统的变化影响初夏我国东部地区降水分布的可能长期天气过程。

**主题词:** 夏季风系统 振荡 降水

我国东部地区降水与夏季风的活动有关。高由禧、徐淑英指出我国各地的雨季起讫与东亚季风进退有密切关系<sup>[1]</sup>。近年来, 人们对季风环流系统的变化, 季风的活跃和中断过程等作了许多研究, 揭示了季风系统存在着准两周和准40天周期的中短期振荡过程, 并探讨其产生的原因。这些工作都有助于了解季风强弱变化的规律, 可为天气预报提供有用的参考。

6月是大气环流突变和西南季风爆发的时期, 这时我国最大雨区主要分布在长江流域和江南地区, 而华北正是从春旱季节到雨季的过渡时期, 降水开始逐渐增多。由于雨带的停留和移动受夏季风发展的制约, 而夏季风的活动和大气环流的季节转换, 逐年都有较大的变化。同样是在6月份, 有些年份的大雨带偏北, 有些年份雨带偏南, 形成降水分布的年际差异。过去的工作对夏季风活动与长江流域降水的关系讨论较多, 本文着重探讨初夏东亚季风强弱对我国东部地区降水的影响, 特别对华北与江南地区降水异常的长期变化及其可能的原因作一初步分析。

## 一、初夏我国东部地区的降水特征

6月份, 我国东部地区的等雨量线呈东北—西南走向, 雨量自东南沿海向西北内陆减少, 这显然是由于夏季风的影响所致。我国东部地区6月的降水分布特征以长江为界, 其南面多雨, 北面少雨。这时华北地区是一高的降水变率中心, 它与夏季风活动明显的年际变化有紧密联系。正常年份, 夏季风在华南5月1候就已开始, 盛行的日期一般在6月中旬, 7月中旬到达华北, 与此相应的是华南、华中和华北各地雨季的开始。6月份降水平均集中在

长江流域及其以南地区，但是在异常强或弱的夏季风的年份，雨区就特别偏北或偏南。

（一）东部各地降水变化特征

用北京、郑州、上海和广州四个站分别代表华北、长江中下游和华南地区。对这些站的6月份降水量作功率谱分析。由图1可以看到我国东部地区降水存在着明显的3—4年长期振荡，这和季风系统的变化是一致的。

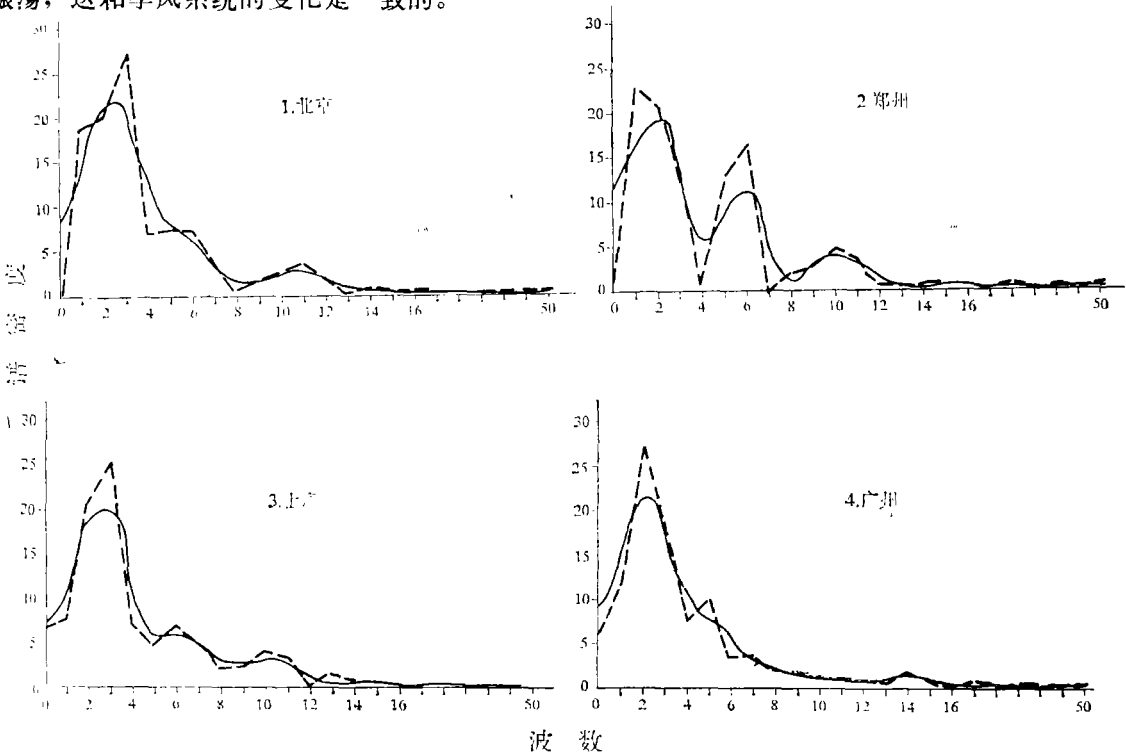


图 1 东部地区各地 6 月降水量的功率谱  
The power spectrum of the rainfall of four stations in East China

（二）夏季风强弱与东部地区的降水变化

从对初夏夏季风强弱时期的环流和降水特征的分析可知，当夏季风强时，华北多雨，江南少雨；夏季风弱时，华北少雨、江南多雨；夏季风过强或过弱对长江中下游地区梅雨的形成或持续都是不利的<sup>1)</sup>。夏季风的强弱与副热带高压的活动有关。图 2 是副高西伸点和东部地区 6 月份降水量的相关场。由图可见，江南与东南沿海地区为正相关区，而华北与长江中游为负相关区（30 年资料，信度达 0.01 以上）。因为副高西伸点位置的距平值为正时，表示偏东，负值表示西伸显著。因此可以得到：当副高西伸显著时，夏季风强，长江以南少雨，华北多雨，反之亦然。图 3 是华北 5 站（北京、天津、石家庄、惠民、郑州）6 月的平均降水量和前期 1 月的太平洋海温的相关场。图示降水与西太平洋海温为正相关区，与东太平洋为负相关区。但在赤道东太平洋（大约在 140°—100°W，0°—10°S）有一正相关区，虽然

1) 林贤超：初夏夏季风强弱时期的环流特征，1984 年。

相关系数的数值未能达到 $\alpha = 0.05$ 的检验 (37年资料,  $r = 0.4$ ), 但有些点也达到0.3以上, 最高达到0.34, 这可以说明初夏华北降水的变化和这片海区的前期海温变化是一致的。另外, 在西北太平洋 ( $35^{\circ}-45^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}-180^{\circ}\text{E}$ ) 有一较高的正相关区, 这就是亲潮与北太平洋海流区, 这一事实在文献(3)中也曾指出过。由上面的这些事实可以说明, 初夏我国东部地区降水的变化受季风强弱和前期海温变化的影响是很显著的。

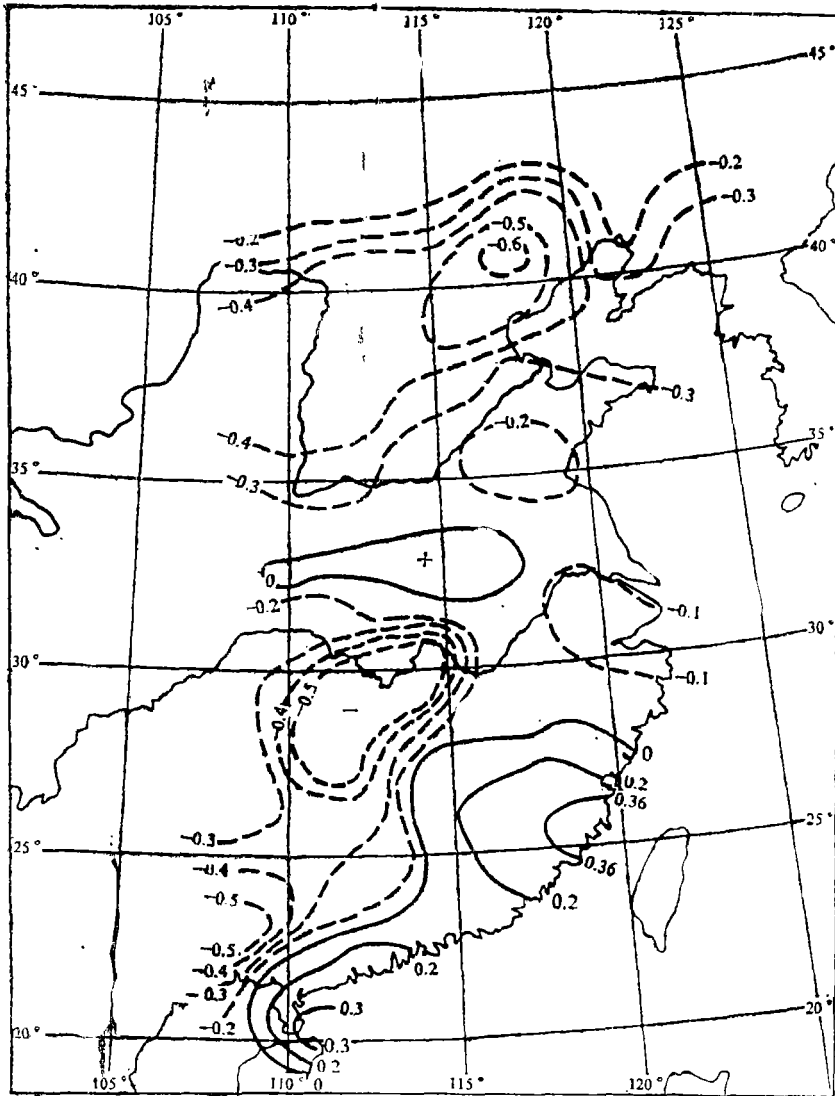


图 2 副高西伸点与东部地区 6 月降水相关场

The distribution of correlation between the west end of subtropical anticyclone and the rainfall of region of East China in June

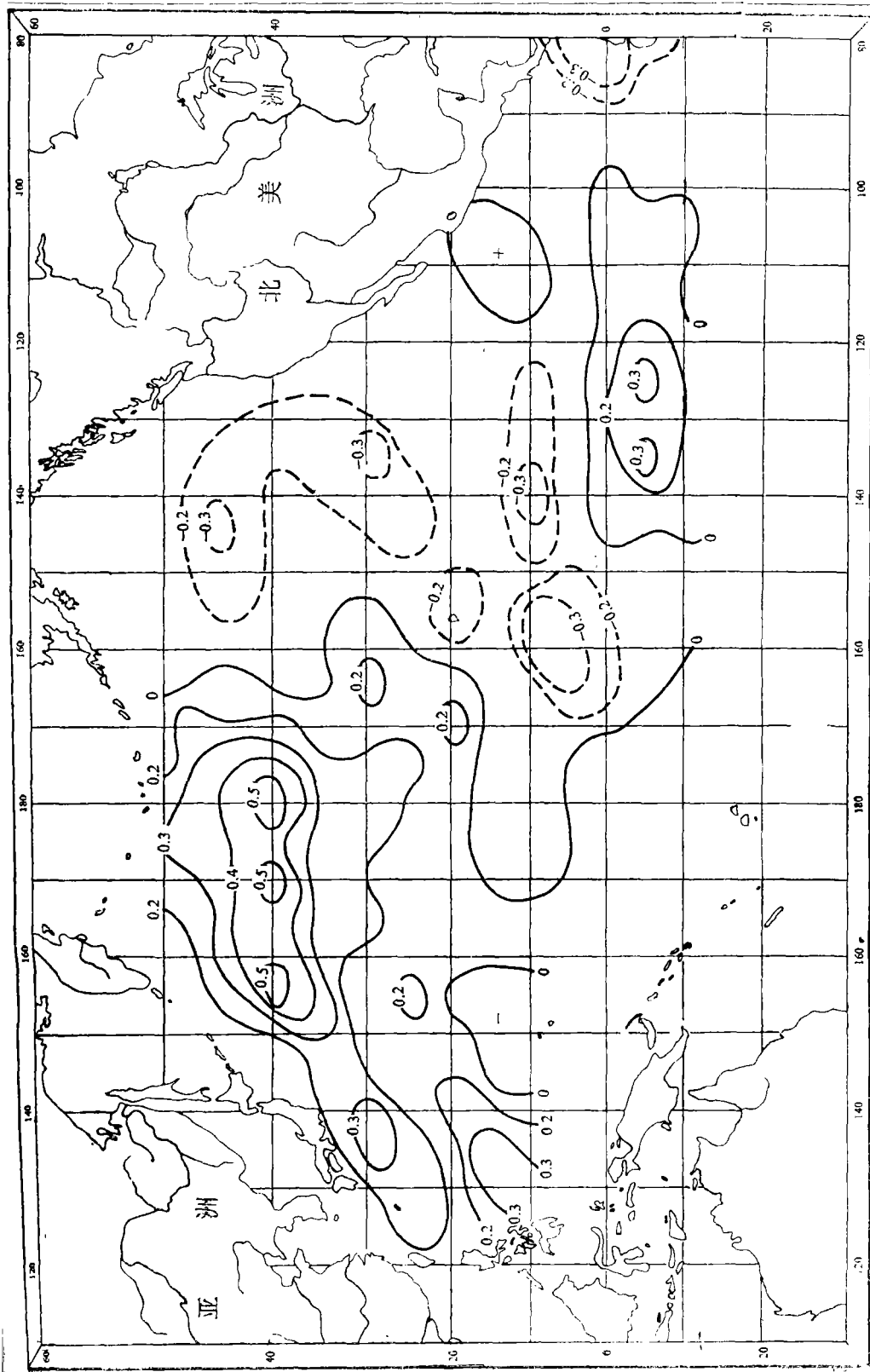


图 3 华北 6 月降水和太平洋 1 月海温相关

The distribution of correlation between the rainfall of the region of North China in June and the sea surface temperature in the Pacific Ocean

## 二、东亚夏季风系统强弱变化

初夏夏季风强弱时期的大气环流和海洋特征存在明显的差异,由此亦造成了东部地区降水的变化。季风环流系统究竟怎样变化,是否存在某种长期演变的规律以及它们怎样相互影响等,都是季风研究中亟待探讨的问题,本节试图在这些方面作初步的研究。

### (一) 季风系统的低频振荡特征

季风活动是以某一地区的天气气候特征表现出来的。大尺度的季风环流是和整个大气环流系统紧密相连的。印度次大陆和东亚地区是世界上两个著名的季风区。过去人们对印度季风系统作了大量的研究,认为印度季风系统主要包括印度季风槽、马斯克林高压、索马里低空急流、北半球高空东风急流和南亚高压等<sup>[4]</sup>。东亚季风和印度季风的特征虽有很多共同之处,但也各具特点。目前认为东亚季风系统主要包括西太平副热带高压、北半球季风槽和热带辐合带、东风急流、澳大利亚高压和过赤道气流等。为了研究整个季风系统的长期演变过程,采用东部沿海同纬度( $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N)海陆间的气压梯度( $150^{\circ}$ — $160^{\circ}$ E减 $100^{\circ}$ — $110^{\circ}$ E)作为夏季风强弱的指标,这个夏季风指数能较好地表示夏季风活动的强弱。副高的强弱用面积指数表示,它表示副高范围的大小,是以副高内部 $\geq 588$ 位势什米的网格点数来表示的<sup>1)</sup>。印缅季风槽用500mb上的 $15^{\circ}$ — $20^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ — $110^{\circ}$ E的平均位势高度表示<sup>1)</sup>。澳大利亚高压以 $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ S,  $120^{\circ}$ — $140^{\circ}$ E范围的7个站海平面平均气压表示, $100^{\circ}$ E附近的过赤道气流以新加坡站的经向风表示。赤道东太平洋的热状况用 $140^{\circ}$ — $80^{\circ}$ W,  $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ S的秘鲁区海温表示。这里所用的资料均为月平均值。为了消除年变化的影响,突出异常变化的情形,各序列均采用距平值,并作10个月的滑动平均处理,以滤去短期振动的影响,使长周期的变化更加明显突出。采用功率谱和交叉谱的方法分析整个季风系统的低频振荡特征,具体的原理和计算方法可参考文献<sup>[5]</sup>,本文略。

图4给出1962—1975年的季风系统各主要特征量和太平洋海温的距平及其滑动平均的变化曲线。图示季风系统和海温的振荡变化无论在周期上还是在趋势上都是非常一致的,这表明季风系统的变化和赤道东太平洋海温存在着明显的遥相关。

图5是海温和季风系统各主要成员的功率谱图。可以看到,海温和季风系统在低频部分(周期为33—50个月)均有明显的峰值,为3—4年的准周期振荡过程。此外,在波数为5和7各有一峰值,这也就是比较普遍的准两年周期振荡和年变化的影响所致。表1列出了系统成员达到检验信度的谐波数。以下着重讨论周期为3—4年的这一类低频振荡过程。

为了揭示季风系统间的相互关系,对季风系统的主要成员作交叉谱分析(图略)。分析表明:各成员在低频域内的同调谱值都是较大的。这表明海温和季风系统都存在着明显的低频耦合振荡过程。其中季风指数与赤道东太平洋海温是同相相关的低频耦合振荡过程。这表明赤道东太平洋海温增暖时,东亚夏季风则强。这和图3所揭示的结果是一致的。北温带海温与赤道东太平洋海温存在着反相的低频耦合振荡过程。文献<sup>[6]</sup>曾指出,西北太平洋和

1) 资料取自中央气象台长期科。

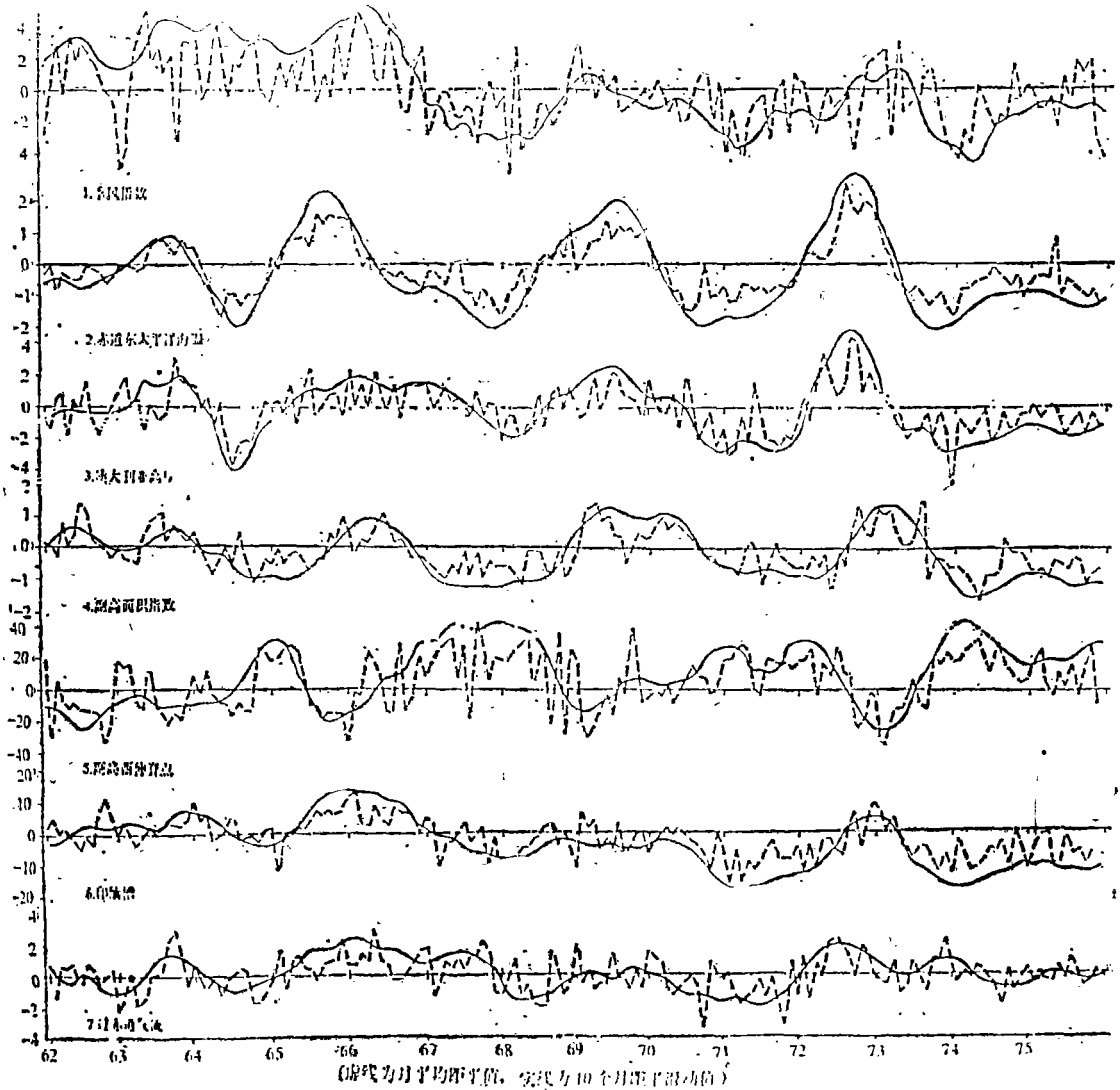


图 4 海温和季风系统的变化曲线

The variation curve of components of monsoon systems

东南太平洋的海温变化趋势通常是相反的。交叉谱的分析还表明，赤道东太平洋海温和西太平洋副高、澳大利亚高压、印缅槽、过赤道气流和亚洲纬向环流指数是同相的耦合振荡过程。过去的许多工作都证实了西太平洋副高和赤道东太平洋海温是正相关关系，它们之间可通过高度场向加热场适应及经圈环流和纬圈环流相互作用等过程来相互影响。由南方涛动的事实可知，太平洋（特别是热带太平洋的中部和东部）海平面气压的变化趋势和从非洲到澳大利亚的印度洋地区的海平面气压变化趋势是相反的。所以，当赤道东太平洋海温升高时，海

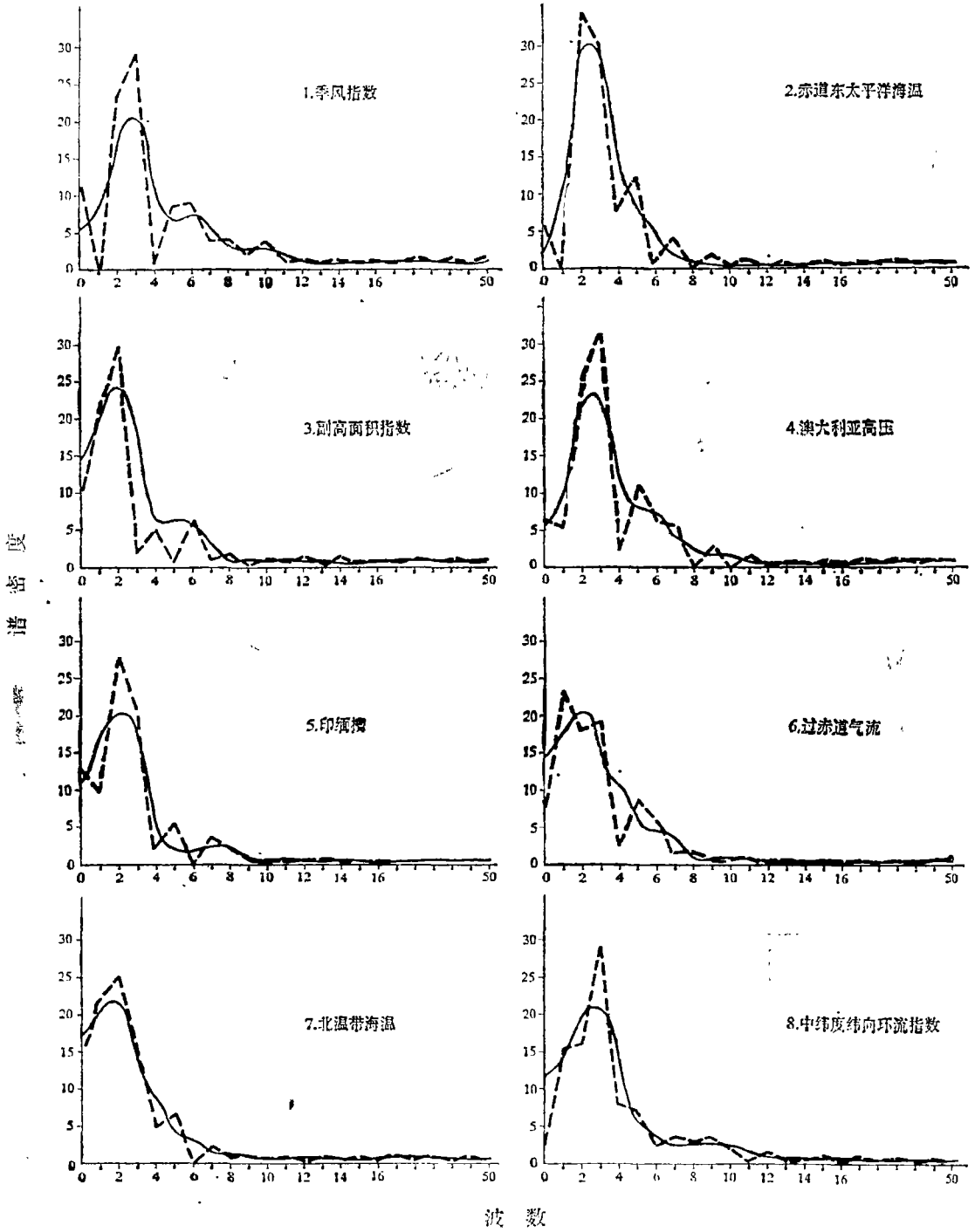


图 5 海温 and 季风系统的功率谱  
The power spectrum of components of monsoon systems

平面气压则下降。那么，从澳大利亚到印度洋的海平面气压就上升。因此，澳大利亚高压就增强。李国庆在分析亚洲低纬季风区环流变化的一些相关现象时指出，澳大利亚的海平面气压和印度东海岸的Madras等站存在着较高的正相关，与香港、Basco等南海地区的测站存在着较好的负相关<sup>[7]</sup>。因此，当赤道东太平洋海温增暖时，澳大利亚高压增强，使得过赤道气流也加强。副高加强北抬，其南面的香港和南海地区气压较常年低，热带辐合带等低值系统活跃。潘怡航对于赤道东太平洋海温异常时对东亚西风带强度的影响作了诊断分析，指出当赤道东太平洋海温升高时，在太平洋西部与中部，由于向北输送的角动量比冷水时期多，因此加强东亚中纬度西风带的强度，反之则减弱<sup>[8]</sup>。由这些事实可见，上述季风系统中的变化现象和实际的天气变化过程是相当一致的。

表 1 季风系统中显著的长期振荡  
Marked cycles in monsoon systems oscillation

频域 (周期: 月)	达到95%检验信度的谐波数
海温季风系统	
季 风 指 数	2—3 (33—50) ; 5 (20) ; 10 (10)
赤道东太平洋海温	2—3 (33—50) ; 5 (20) ; 7 (14,3)
北 温 带 海 温	2 (56) ; 5 (20) ; 7 (14,3)
西太平洋副高	2—3 (33—50) ; 5 (20) ; 7 (14,3)
澳大利亚高压	2—3 (33—50) ; 5 (20) ; 7 (14,3)
过 赤 道 气 流	2—3 (33—50) ; 5 (20)
印 緬 槽	2—3 (33—50) ; 5 (20) ; 7 (14,3)
中纬度纬向环流指数	2—3 (33—50) ; 5 (20) ; 9 (11)

位相分析表明：在季风系统的低频振荡过程中，若以赤道东太平洋海温为基准，则北温带海温的变化比它提前6.6个月、澳大利亚高压比它落后2.4个月，其次是印緬槽（3.9个月），新加坡附近的过赤道气流（4.7个月）和副热带高压（4.8个月）。由此可以看到，澳大利亚高压比赤道东太平洋海温的变化大约落后1个季度，而对我国天气气候有直接影响的印緬槽、过赤道气流和西太平洋副高则比赤道东太平洋海温落后1—2个季度。

(二) 季风系统低频振荡过程的物理机制

从以上对季风系统的谱分析中可以看到，季风系统存在着3—4年周期的一类低频振荡过程，它是整个海洋大气系统相互作用的结果。东亚夏季风系统振荡的宏观表现就是夏季风强弱的相互交替变化过程。从季风强弱时期的环流特征来看，一般来说，夏季风强弱与夏季风来临的迟早有一定的联系。强则来临得早，弱则来临得迟。夏季风强的时期主要特征是副高北抬西伸明显，西南气流强盛，影响的位置偏北，而夏季风弱的时期则反之。从季风形成的角度来看，引起季风活动异常主要是由下面几个因子所引起：1) 大气环流的异常，2) 海陆的热力差异，3) 南北半球相互作用等。其中最主要的还是海陆的热力差异，其他方面则是对其响应变化的结果。因此，夏季风强弱的变化是与整个海气系统相互作用密切相连的。



早在六十年代, Bjerknes 在分析赤道东太平洋海温异常所引起的一系列天气气候变化的事实时, 就由于海气相互作用而形成的反馈振荡提出了如下著名的假设<sup>[9]</sup>: 在赤道东太平洋海温偏低时期, 当推动它的地面信风强时, 秘鲁沿岸的南赤道洋流也强, 埃克曼漂流沿赤道产生洋面水辐散。结果上翻产生冷水, 而冷海水阻止对流云和降水发展。在这种情况下, 干区沿赤道和热带地区扩展到西太平洋。这引起质量和动量的垂直通量减弱, 使西太平洋大部分地区的哈得莱环流强度减弱, 角动量向副热带的输送也减少。由于哈得莱环流减弱, 使得地面信风强度减弱。当信风强度下降到某一临界值时, 冷水上翻终止, 暖水开始出现在东太平洋上, 结果气流和水汽增加, 大气层结不稳定, 这导致了干区的云量增加, 降水增多, 加强了对流活动, 在哈得莱环流造成较显著的质量角动量输送到副热带, 从而加强了中纬度的西风带。如此重复地循环。冷暖海水的变化与哈得莱环流和沃克环流的变化之间的紧密联系, 使世界上某些地区的天气气候存在着明显的遥相关。这个假设被后来的许多实际分析计算和数值试验所证实。我国气象工作者对于热带海气的相互作用及其对东亚大气环流和我国天气气候的影响也作了许多工作。文献<sup>[10]</sup>揭示了北太平洋副高的长期演变和热带海温的变化存在着明显的 3.5 年长周期振荡, 它们之间存在着很好的正相关、副高对热带海温的变化响应有 1—2 个季度的滞后。以此规律来预报副高的活动和我国东部地区夏季的降水, 收到了良好的效果。陈烈庭分析了赤道东太平洋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<sup>[11]</sup>。符淙斌计算了赤道海温异常冷暖时期的热带经圈和纬圈环流<sup>[12]</sup>, 并提出平均经圈环流的强度具有大约 48 个月的长期振荡<sup>[13]</sup>。以上工作对于在海温偏低时, 哈得莱环流是强还是弱, 副高反映如何的见解似乎不一, 这可能是由于计算分析的区域和时段不一致所引起。

从季风强弱时期的环流特征和图 4 来看。赤道东太平洋的海温和西太平洋副高是正相关的。当赤道东太平洋的海温上升时, 太平洋副高西强东弱, 西太平洋副高北抬西伸。因此太平洋中部的哈得莱环流加强, 热带沃克环流减弱, 对于东亚和东南亚地区来说, 季风环流圈加强。通过以上的分析、对比东亚夏季季风强弱时期的大气环流特征, 海洋热状况和初夏我国东部地区的降水分布, 我们可以设想形成东亚长期振荡的物理机制及受其影响初夏我国东部地区的降水可经历以下的过程: 当赤道东太平洋海温增强时, 赤道东太平洋海平面气压降低, 澳大利亚海平面气压偏高, 这时南方涛动指数低, 沃克环流减弱, 过赤道气流加强, 副高加强西伸。因而季风环流加强, 低纬的西南气流增强, 东亚中纬度的西风带强度也增强, 从

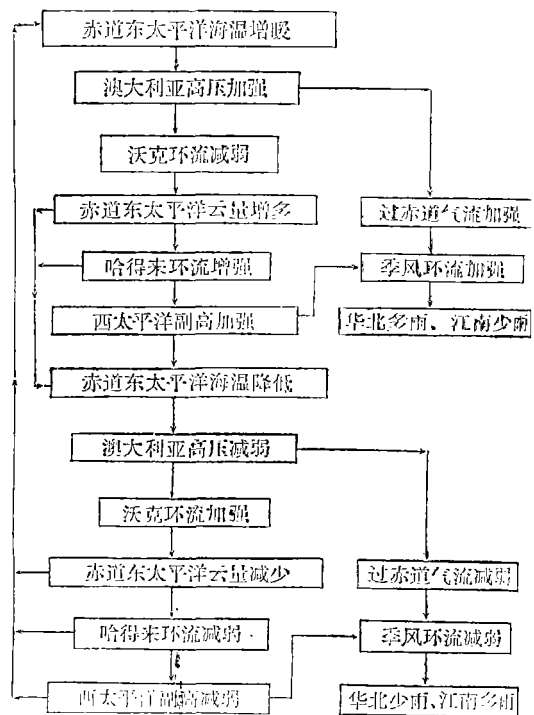


图 6 季风系统低频振荡过程的示意框图  
Schema of the process of low frequency oscillation in the monsoon systems

而夏季风处在强的时期，这时华北多雨，江南少雨。当经历一段时期后，按照 Bjerknes 的假设，可使得赤道东太平洋的海温降低，整个季风系统便经历与上述相反的过程，形成东亚风弱的时期(图6)。如此地循环下去，便形成了东亚季风系统的长周期振荡过程。至于这个振荡过程为什么可经历3—4年的时间，是什么原因造成的，则还有待于进一步的研究。

通过上述的分析，可得到如下的一些结果：

1. 东亚季风系统存在着周期为3—4年的长期振荡。季风系统和赤道东太平洋海温变化的相互作用，形成了一个相互反馈的耦合振荡过程。其中季风系统中的西太平洋副高、澳大利亚高压、过赤道气流和东亚中纬度环流等成员和赤道东太平洋海温的变化是正相关的。

2. 由夏季风强弱时期的我国东部地区初夏降水的分布特征和季风强弱的变化过程，可以得知由海温通过季风系统变化影响我国东部地区降水的长期天气过程的可能机制为：当赤道东太平洋海温增暖时，赤道东太平洋海平面气压降低，澳大利亚高压增强，这时沃克环流减弱，过赤道气流增强，副高加强并西伸北抬，因而季风环流加强，东亚中纬度的西风带也加强，这时夏季风处于强弱时期，因而初夏华北降水增多，江南降水减少。反之，当海面温度变冷时，沃克环流增强，其余的系统减弱，因此夏季风变弱，于是华北降水减少，江南降水增多。

### 参 考 文 献

- (1) 高由禧、徐淑英：东亚季风进退与雨季的起讫，东亚季风若干问题，科学出版社，1962年。
- (2) 周玉学：我国东部地区季风进退与雨季起讫的关系，全国热带夏季风学术会议文集，云南人民出版社，1982年。
- (3) 中国科学院大气物理研究所长期组：冬季太平洋海水温度异常对我国汛期降水的影响，海气相互作用与旱涝长期预报，科学出版社，1978年。
- (4) Krishnamurti T and H.L Bhalme: Oscillation of Monsoon System (Part I) J. Atmos.Sci 33, 1937-1954, 1976.
- (5) M.巴特：地球物理学中的谱分析，地震出版社，1978年。
- (6) 李克让、陈永中、司有元、沙万英：北太平洋海温场的时空特征分析，海洋学报，2(3)，1980年。
- (7) 李国庆：亚洲季风区经度范围内低纬地区环流变化的一些关联现象，大气科学，6(1)，1982年。
- (8) 潘怡航：赤道东太平洋海温异常对东亚上空西风带强度影响的诊断分析，气象学报，39(1)，1981年。
- (9) Bjerknes: Atmosphere teleconnection from the equatorial Pacific Mon. Wea. Rev 97, 163-172, 1969.
- (10) 中国科学院地理研究所：热带海洋对副热带高压长期变化的影响，科学通报，1977年第7期。
- (11) 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(2)，1977年。
- (12) 符淙斌等：赤道海温异常与大气垂直环流圈，大气科学，3(1)，1979年。
- (13) 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(1)，1979年。

# THE VARIATION OF SUMMER MONSOON SYSTEMS AND ITS EFFECT ON THE PRECIPITATION IN THE EARLY SUMMER IN EAST CHINA

Lin Xianchao Xu Shuying

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State  
Planning Commission of the People's Republic of China)

**Subject terms:** summer monsoon systems, oscillation precipitation

## Abstract

In this paper, the rainfall data in the late 30 years in East China is analysed. It is found that the variation trend of precipitation between North and South China is marked contrary in the early summer. The trend of North China is above normal in 50's, below normal from 60's to 70's, and with an opposite tendency in the South of Changjiang Valley.

By analysing the variation of the summer monsoon systems in East Asia, a long period of oscillation about 3 to 4 years is also obtained. The interaction between the monsoon oscillation and the variation of sea surface temperature in east equatorial pacific produce a feedback couple oscillation.

According to the above results, a possible long range weather process model of the sea surface temperature effect on the rainfall distribution in East China through the variation of the summer monsoon systems has been proposed as follows:

When the sea surface temperature in East equatorial pacific is higher than normal, the sea surface pressure in the east equatorial Pacific is lower and the Australian anticyclone is stronger, while the walker cell is weakened, the cross equatorial air currents and subtropical anticyclones are also strengthened. So the summer monsoon circulation and the middle latitude westerlies in the East Asia are intensified. The precipitation is above normal in North China and below in South China. On the contrary, when the sea surface temperature in east equatorial pacific is cold, the walker cell is intensified and other monsoon systems are all weakened. Then the rainfall is below normal in North China and above normal in South China.