



析发现, 两者的典型场分布形势在太平洋大体一致. 第一模态主要表现了太平洋地区 EN-SO 事件的特征, 即整个场关于赤道对称, 赤道中东太平洋海温偏高(低)时, 中纬度南北太平洋海温偏低(高); 第二模态表明黑潮区和赤道中东太平洋海温偏高(低)时, 太平洋其它区域海温偏低(高). 它们的第一、二主成分变化趋势极其相似, 峰值年对应 El Niño 年, 谷值年对应 La Niña 年. 由此说明太平洋海温的变化在全球海温变化中的重要地位.

### 1.2 涝旱年太平洋海温分布

为了解旱涝年海温场的主要特征, 图 1 分别给出了涝旱年前一年秋季到该年夏季太平洋海温的差值场. 由图 1 可见, 整个太平洋的海温差值场近似西南-东北(或东西)走向, 由北向南呈“+ - + -”的差值分布. 这一特征从前一年秋季形成一直维持至该年夏季. 20°~25°N 以北经我国东海、日本南部洋面伸向中太平洋区域为显著正差值区, 此正差值区从秋冬到春季移动并不明显, 只是到了夏季, 原本位于 30°N 以北的中心一分为二, 一个南压到 25°N 附近, 另一个在 30°N 以北的中太平洋; 菲律宾以东的近赤道地区为负差值区, 它向东北伸展至中太平洋, 另一个负差值区在 20°S 以南; 在赤道中东太平洋,

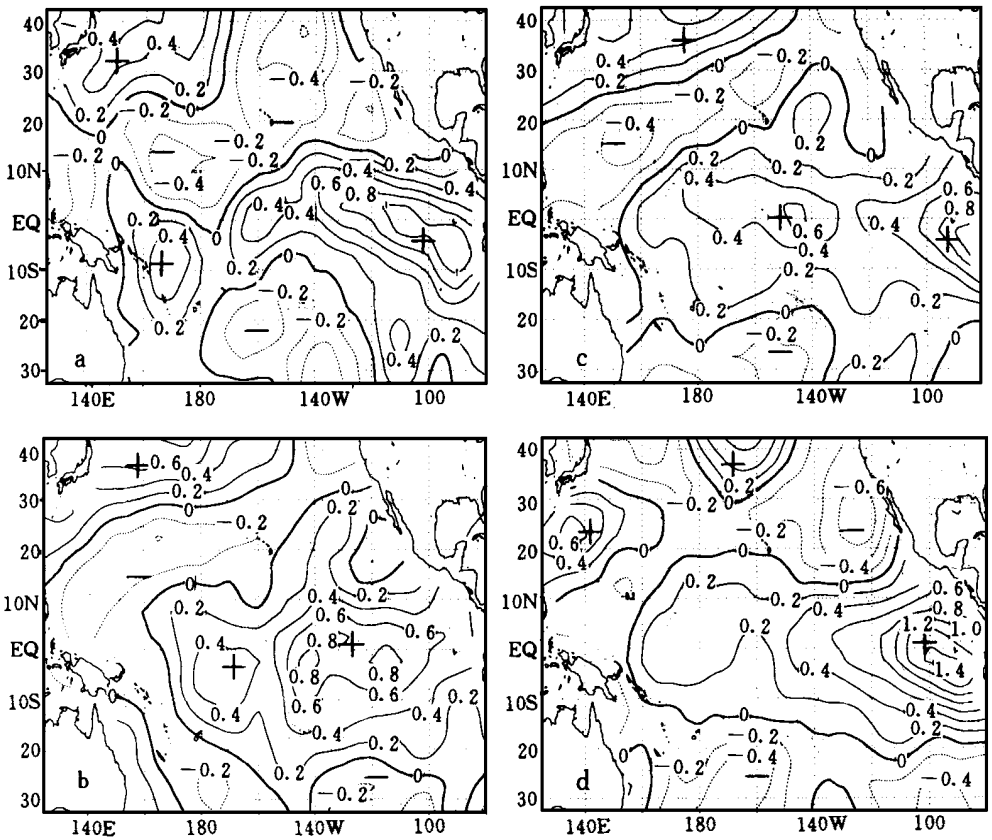


图 1 长江中下游涝旱年前秋(a)、冬(b)季及当年春(c)、夏(d)季太平洋海温差值分布(涝年减旱年)  
(图中“+、-”分别表示正值区和负值区)

从秋冬到春夏, 始终为一正的海温差值中心. 这种海温分布型表明, 黑潮区和中东太平洋的正海温异常, 以及热带西北太平洋弱的负海温异常有利于长江中下游降水异常偏多. 我们注意到, 涝早年海温差值场的这种分布形势(文中称为太平洋正海温分布型, 应该说明这种称谓是有人为性的)与海温场 EOF 分析的第一模态的空间分布(图略)是比较一致的. 这说明涝早年海温差值分布是比较典型的海温分布形势.

## 2 太平洋海温异常分布型对长江中下游降水影响的诊断分析

### 2.1 海温异常对西太平洋副高的可能影响

在气候状况下, 500 hPa 风场上夏季西太平洋反气旋位于  $15^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$  范围内, 强中心在  $150^{\circ}\text{E}$ ,  $25^{\circ}\text{N}$ , 弱中心在  $180^{\circ}$ ,  $28^{\circ}\text{N}$ . 比较涝、早年夏季 500 hPa 距平风场(图略)可以看出: 涝年, 由于前期秋冬及春季日本以东海温正距平的作用, 在副高区叠加了一个强而稳定的反气旋距平环流. 它的中心位于  $130^{\circ}\text{E}$ ,  $25^{\circ}\text{N}$ , 东、西分别伸展到  $160^{\circ}\text{E}$  和  $105^{\circ}\text{E}$ . 由于距平反气旋中心偏西, 因而西太平洋副高偏南偏西, 呈纬向型且强度偏强; 早年则由于前期负海温异常的作用, 在副高区偏西偏南的位置叠加了一个气旋环流, 中心位于  $130^{\circ}\text{E}$ ,  $22^{\circ}\text{N}$ , 强度不大, 但其北侧的距平反气旋( $120^{\circ}\text{E}$ ,  $40^{\circ}\text{N}$ ) 较强, 使得副高偏东偏北, 呈经向型, 并且强度也较涝年弱.

图 2 给出了涝、早年夏季 500 hPa 风场差值场, 进一步反映了上述旱涝年夏季流场的差异. 夏季在涝早年海温差值场上, 日本以南洋面始终维持一正中心. 何金海等<sup>[13]</sup>根据热成风原理说明在正差值区域, 涝年应有一个异常的反气旋环流叠加在西太平洋副高之上, 因而涝年西太平洋副高较早年强; 涝年异常稳定的反气旋也导致了异常海温正距平的加

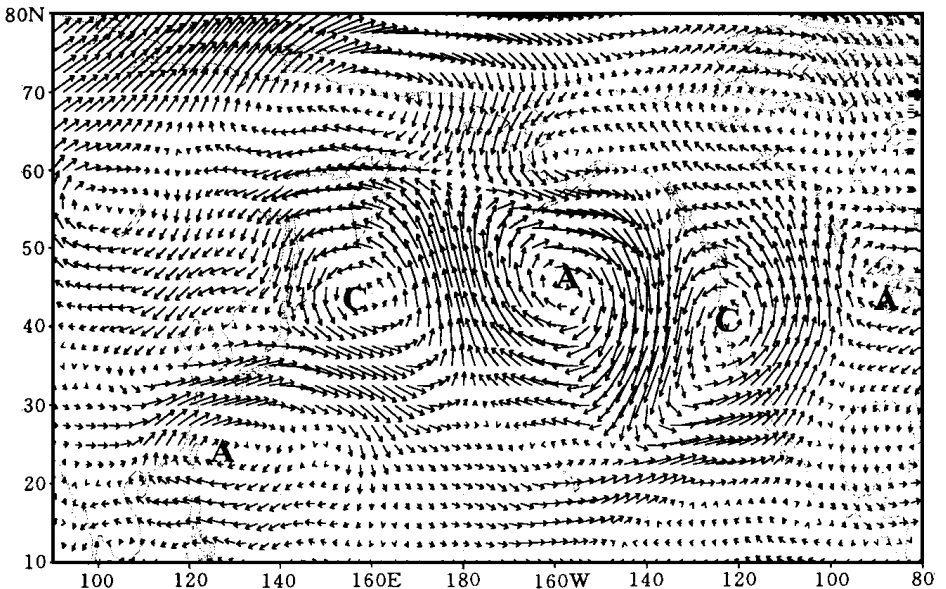


图 2 长江中下游涝、早年夏季 500 hPa 风场差值图(涝年减早年)

(涝年: 1980, 1983, 1991 年, 早年: 1981, 1985, 1988 年, C、A 分别代表气旋、反气旋的中心位置)

强. 这种海洋大气相互适应的稳定形势, 有利于西太平洋副高脊线在  $25^{\circ}\text{N}$  附近持续停留, 形成江淮梅雨以致洪涝.

## 2.2 EAP 指数与太平洋海温分布型的关系

分析涝早年夏季 500 hPa 高度差值场分布(图略), 可以发现从东南亚经南亚、北太平洋到北美存在一明显的东亚-太平洋(EAP)遥相关型波列. 由此可按照文献[12]给出的公式定义 EAP 指数来描述夏季该遥相关型的强度. 为了突出分析该指数在年际时间尺度上与海温的关系, 表 1 分别给出了经准 4 年滤波前后夏季 EAP 指数顺序与前一年秋冬季至当年夏季海温 EOF 第一模态(赤道中、东太平洋为正海温距平, 南北为负海温距平, 类似  $\text{El Niño}$  年或涝年的海温距平分布, 相当于正的海温分布型)时间序列的交叉相关系数, 分别用  $R_1$ 、 $R_2$  表示.

表 1 EAP 指数准 4 年滤波前后与太平洋海温距平 EOF 分析时间系数的相关

月份	- 8	- 9	- 10	- 11	- 12	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$R_1$	0.19	0.24	0.26	0.26	0.31	0.28	0.32	0.36	0.36	0.33	0.32	0.26	0.20	0.17
$R_2$	0.35	0.40	0.45	0.50	0.53	0.55	0.56	0.57	0.56	0.54	0.50	0.46	0.40	0.34

注: 表中 - 8, - 9, ..., - 12 代表前一年 8~12 月, 1, 2, ..., 9 代表当年 1~9 月.

对比发现, 滤波前两者总体相关( $R_1$ )变化不太明显, 但滤波后在准 4 年尺度上( $R_2$ )太平洋海温分布型与夏季大气环流 EAP 型及长江中下游的降水关系十分密切. 从前一年秋冬季开始, 海温已经影响到夏季大气环流的变化, 相关系数均达到 0.05 信度( $R_{(\alpha=0.05)}=0.3$ ), 而且在准 4 年周期振荡中, 这种关系更为明显. 也就是说, 当秋冬及春季太平洋正的海温分布型形成或有  $\text{El Niño}$  事件发生时, 随后夏季高度场呈正的 EAP 型分布, 长江流域容易发生洪涝; 而秋冬及春季反的海温分布型形成或者说有  $\text{La Niña}$  发生时, 夏季高度场易呈负 EAP 型分布, 往往导致长江流域发生干旱.

## 2.3 海温场和高度场的奇异值分解(SVD 分析)

为了客观地研究太平洋海温分布型与大气环流之间的关系, 采用 1951~1991 年共 41 年资料, 对夏季(7 月)500 hPa 高度异常和同期的海表温度异常用 SVD 方法作相关分析.

图 3a~c 分别给出了 SVD 第一模态左右奇异向量场(分别表示 500 hPa 位势高度和 SSTA 的特征场)的空间分布及相应的时间系数, 两场共同解释协方差为 27%, 相关系数为 0.76, 它们都占原始场方差的 12%. 由图可见, 海温场(图 3a)表现出与  $\text{El Niño}$  事件类似的分布特征, 但不同的是, 西太平洋海温距平并非全为负值, 并且东太平洋的距平中心明显偏离赤道, 位于  $10^{\circ}\text{S}$  附近. 值得注意的是, 从赤道日界线到东亚以东海域, 由西北向东南呈“+ - + -”的海温分布, 这与涝早年 7 月份海温差值分布(图 1d)基本一致. 日本岛以南, 以  $30^{\circ}\text{N}$  为界的海温呈南正北负分布, 使得副高偏南, 从而有利于西太平洋副高在南部加强. 时间系数(图 3c, 虚线)的分析则表明, 右场时间系数的峰值对应  $\text{El Niño}$ , 而谷值对应  $\text{La Niña}$  事件, 与时间系数的峰谷值对应, 江淮几乎均发生一次涝旱事件.

图 3b 中的高度场则反映了东亚-太平洋遥相关型(EAP 型)的分布特征. 高度距平呈波列状由菲律宾以东经东亚、北太平洋向北美落基山一带及大西洋传播.  $30^{\circ}\text{N}$  以南为

正值区, 而以北的东亚中高纬地区是大范围的负值区. 30°N 附近等值线分布密集, 反映了在涝(旱)年夏季该纬度上西风明显的增强(减弱), 最终表现为中纬度西风带的南压或北撤. 这一高度场模态时间系数(图 3c, 实线)的峰(谷)值基本上与江淮涝旱年份一一对应.

对比左右奇异向量的时间系数发现, 二者峰谷值吻合较好. 峰值年东亚太平洋高度场距平分布为南正北负, 表明西风带偏南, 西太平洋副高位置偏南, 此时对应太平洋正海温分布型; 反之亦然.

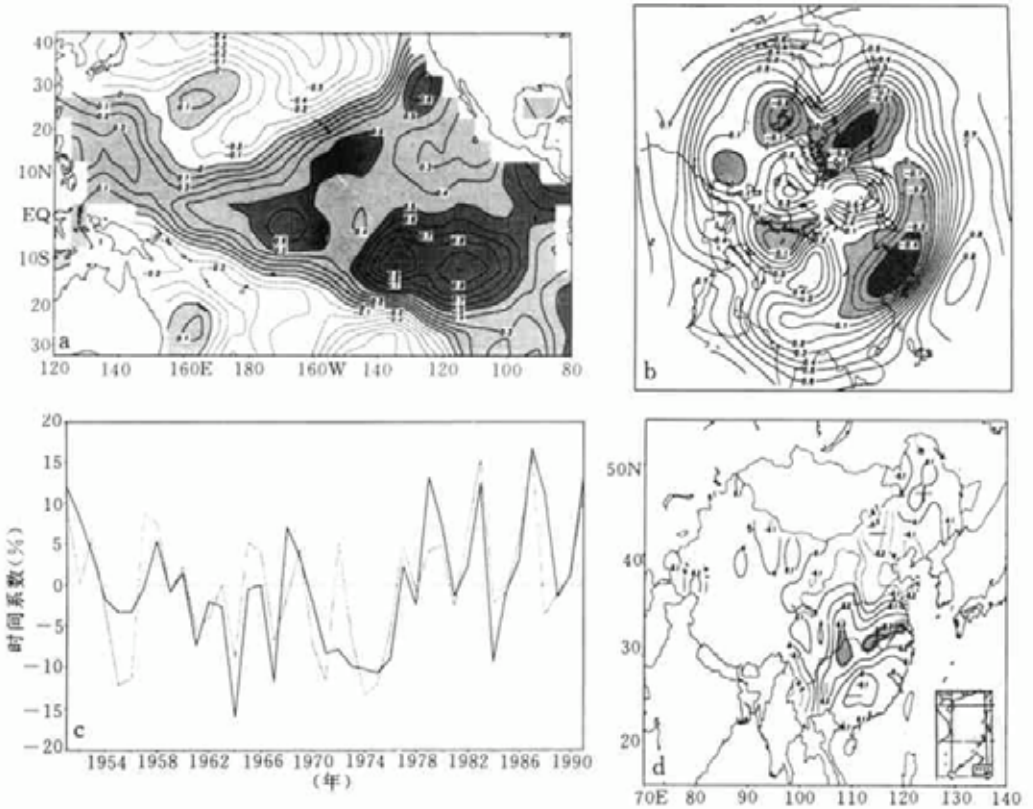


图 3 夏季(7月)500 hPa 高度场异常与同期海温异常 SVD 分析第一模态及其时间系数与降水的相关分布(a)右奇异向量(海温场, 阴影区为正值); (b)左奇异向量(高度场, 阴影区为负值); (c)左(实线)右(虚线)场时间系数; (d)SVD 第一模态时间系数与降水的相关(阴影区达到 0.05 信度, 时间系数取左、右场时间系数的平均)

图 3d 给出了 SVD 第一模态时间系数与中国同期降水的相关分布. 可以看到, 在我国东部自南到北相关系数呈“- + - +”分布即与江淮和东北降水呈正相关, 与华南、黄淮及华北降水呈负相关. 这与涝年降水距平的合成分布相似. 因此, 正的第一模态海温异常分布有利于大气出现 EAP 环流型, 后者使得西太平洋副高较常年偏南, 从而造成长江中下游降水偏多, 而华北降水偏少.

通过对高度场和海温场的 SVD 相关分析可以看出, 江淮旱涝与太平洋海温分布关系

密切,太平洋海表温度异常分布可以影响北半球的高度场,造成副热带高压及夏季西风带位置的异常移动,从而通过改变东亚季风环流场来影响长江中下游夏季降水。

### 3 太平洋海温异常对东亚大气环流影响的数值试验

诊断分析的结果表明:太平洋海温分布型容易造成大气环流 EAP 遥相关型,从而导致长江中下游降水异常。本文应用菱形截断 15 个波的九层谱模式(L9R15)<sup>[14,15]</sup>,通过数值试验来进一步证实这种关系。

模式在气候状态下运行多年稳定后取 2 月份最后一天的结果,在气候海温强迫下积分到夏季结束作为控制试验;类似的,取与控制试验同样的初始场,但从 3 月到 5 月,在初始海温场上太平洋区域内叠加一异常场,然后积分到夏季结束作为敏感性试验,以此研究春季太平洋海温分布对夏季大气环流的影响。本文设计的试验方案如表 2 所示:

表 2 试验设计

试验序号	简称	内 容
1	CE	控 制 试 验
2	SE.1	赤道东太平洋为正(负)海温距平,赤道西太平洋为负(正)海温距平
3	SE.2	太平洋海温距平分布取太平洋海温距平 EOF 分析第一模态分布
4	SE.3	太平洋海温距平分布取涝旱年太平洋海温差值分布

其中 CE 为控制试验,SE.1、SE.2、SE.3 为海温敏感性试验,分别包括正异常和负异常两个试验。SE.1 中,我们假设海温距平的分布为

$$\Delta \tilde{T}(\lambda, \varphi) = T_0 \left[ \sin \frac{\pi(\varphi - \varphi_1)}{(\varphi_2 - \varphi_1)} \sin \frac{\pi(\lambda - \lambda_1)}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \right]^2 \quad \lambda_1 < \lambda < \lambda_2 \quad \varphi_1 < \varphi < \varphi_2$$

西太平洋海温异常中心位于 135°E, 2.5°N, 即取  $\lambda_1 = 115^\circ\text{E}$ ,  $\lambda_2 = 160^\circ\text{E}$ ,  $\varphi_1 = 12.5^\circ\text{S}$ ,  $\varphi_2 = 17.5^\circ\text{N}$ ,  $T_0 = 4.0$ 。东太平洋海温异常中心位于 135°W, 2.5°S, 即取  $\lambda_1 = 165^\circ\text{E}$ ,  $\lambda_2 = 75^\circ\text{W}$ ,  $\varphi_1 = 20^\circ\text{S}$ ,  $\varphi_2 = 15^\circ\text{N}$ ,  $T_0 = 6.0$ 。

(1) 控制试验(图略) 从模式模拟的 6 月份亚澳地区高低空风场可以看到,东亚和印尼—北澳夏季风环流系统的高空成员:南亚反气旋的东部脊、东风急流、东亚地区向南越赤道气流、南半球副热带高压脊等都模拟出来了,其位置均与气候分布相一致;低空(850 hPa)的澳大利亚冷性反气旋、东亚地区向北越赤道气流、南海—西太平洋热带辐合带(ITCZ)、西太平洋副热带高压、梅雨辐合带等主要系统也与实测的气候场相当接近。中层(500 hPa)副热带高压位置也与实际情况一致。由此可见,L9R15 模式对风场的模拟能力较好。

(2) 第一组敏感性试验 图 4b 为赤道太平洋海温距平东正西负与西正东负时所模拟的 6 月份 500 hPa 风场的差值。图中副热带西太平洋和 40°N 的西北太平洋分别出现一个气旋式距平环流,而阿留申群岛上空是反气旋距平环流。比较这两种海温分布强迫出的 500 hPa 风场(图略)可以看出,当热带东太平洋海温升高,同时西太平洋海温降低时,有利于西太平洋副热带反气旋位置异常偏南,长江中下游梅雨量增加;反之,则会引起西太平洋副热带反气旋偏北,控制长江中下游一带,使得梅雨量减少。从差值场发现,在西太平

洋副热带地区的气旋性环流将会削弱副热带高压的强度. 也就是说, 当长江中下游降水偏多时, 尽管副高是偏南的, 但它的强度却是偏弱的, 这与实际观测到的事实不太一致. 与图 3 比较可以发现, 单纯的赤道地区东西偶极子海温异常分布不能很好地模拟出 EAP 型.

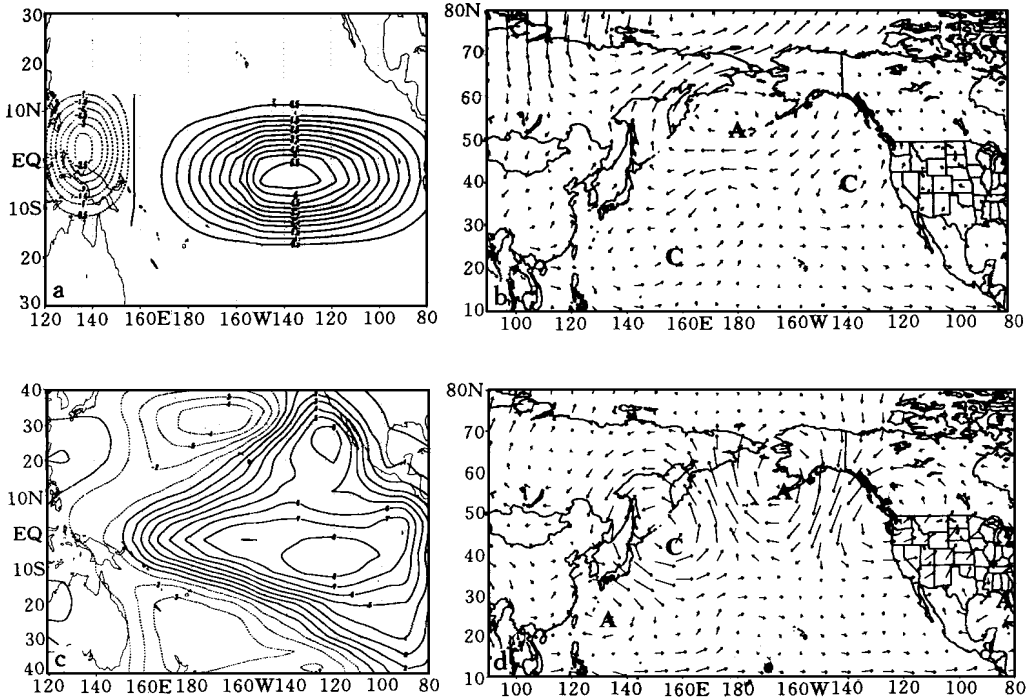


图 4 敏感性试验所加的海温异常场(左)及正、负海温异常时 500 hPa 风场差值场(右)  
(a, b)为试验一, (c, d)为试验二, (C, A 分别代表气旋、反气旋的中心位置)

(3) 第二组敏感性试验 该组试验的海温分布型取自太平洋海温 EOF 分析的第一模态空间分布, 既体现了  $EI\ N\ \tilde{m}o$  或  $La\ N\ \tilde{m}a$  年海温距平分布, 又表现出了涝旱年海温差值分布的大致情形. 图 4d 给出了正反海温分布型时模拟的 6 月份 500 hPa 风场差值场, 可以看出距平环流中心分别位于台湾以东、日本以东、阿留申群岛和  $40^{\circ}N$  的西北太平洋. 这些距平中心的位置与 EAP 遥相关型各中心的位置大致吻合(图 2). 这表明当赤道中东太平洋和黑潮区海温升高, 而北太平洋及南太平洋中部海温降低时, 西太平洋副热带反气旋位置偏南, 长江中下游梅雨量增加. 也就是说, 冬春季  $EI\ N\ \tilde{m}o$  达盛期时(一般来说, 冬春季处在  $EI\ N\ \tilde{m}o$  盛期, 夏季逐渐衰减消亡), 夏季长江中下游降水偏多; 相反的太平洋海温分布则会引起西太平洋副热带高压偏北, 使得夏季长江中下游降水偏少. 尤其需要指出的是, 图中西太平洋副高区的差值为反气旋性环流, 即长江中下游涝年, 副高位置不仅偏南, 而且强度也是偏强的, 东亚—太平洋异常波列明显, 这与实际情况非常一致. 这也是与试验一最大的区别所在.

(4) 第三组敏感性试验 第三组试验结果(图略)与第二组试验结果比较相似, 但位置有些差别. 总的来看, 第三组试验中的气旋、反气旋中心位置相对更偏西南南.

上述数值试验结果表明冬春季太平洋海温异常对夏季东亚大气环流有比较明显的强

迫效应,而大气环流的异常又导致我国长江中下游降水的异常.对比分析试验一、二的结果说明,引起长江中下游旱涝的海温异常并不仅仅局限于赤道东、西太平洋,而是整个太平洋的海温异常分布.如果引入中纬度海温异常的影响,就可模拟出与观测事实更接近的结果,距平环流的分布与EAP遥相关型更相似.由此我们认为,在讨论海温对大气环流的强迫时不能忽视中纬度海温的作用,必须将整个太平洋的海温分布统一起来考虑.

## 4 结 论

(1) 涝、早年太平洋海温差由西北向东南呈“+ - + -”的典型分布特征从前一年秋季至当年夏季一直维持,诊断分析表明,这种太平洋海温分布型与东亚-太平洋遥相关型密切相关.

(2) 数值模拟结果说明:影响长江中下游旱涝的海温异常并不仅仅局限于东、西太平洋,而是在整个太平洋.是整个太平洋的海温分布型使得大气环流EAP遥相关型出现,导致长江中下游降水异常的发生.

综上所述,影响EAP型进而影响旱涝的不仅仅是东西太平洋的海温异常,中纬度海温异常同样有重要作用.也就是说,太平洋地区海温异常分布型对EAP型和旱涝有重要作用.

## 参 考 文 献

- 1 章淹. 1983年长江流域的异常大雨与海温异常. 海洋学报, 1985, 7(1): 21~23.
- 2 Wu Y F (吴仪芳), Huan R H (黄荣辉). A possible approach to increasing the accuracy of long-range weather forecast. Annual Report of Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academic Sinica, 1998, 7: 137~143.
- 3 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, 1977, 1(1): 1~12.
- 4 符淙斌. 埃尔尼诺/南方涛动现象与年际气候变化. 大气科学, 1987, 11(2): 209~220.
- 5 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压影响及其物理机制. 大气科学(特刊), 1988, 107~116.
- 6 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学, 1994, 18(2): 141~151.
- 7 杨芳林, 袁重光. 1985年夏季长江和黄河流域降水异常成因的数值分析. 大气科学, 1994, 18(6): 701~709.
- 8 陈烈庭. 阿拉伯海-南海海温距平纬向差异对长江中下游降水的影响. 大气科学, 1991, 15(1): 33~42.
- 9 吴仪芳, 李麦村. 江淮旱涝时北太平洋海温异常演变. 海洋学报, 1983, 5(1): 19~27.
- 10 罗绍华, 金祖辉. 南海海温变化与初夏西太平洋副高活动及长江中下游汛期降水关系的分析. 大气科学, 1986, 10(4): 409~418.
- 11 罗绍华, 金祖辉, 陈烈庭. 印度洋和南海海温与长江中下游降水的相关分析. 大气科学, 1985, 9(3): 336~342.
- 12 林建, 何金海, 张依英. 夏季东亚大气环流遥相关型与长江中下游旱涝的关系. 南京气象学院学报, 1999, 22(3): 312~320.
- 13 何金海, 温敏, 罗京佳. 东亚季风区旱涝年季节转换的不同特征. 见: 何金海主编. 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 1996, 82~86.



## INFLUENCE OF SST PATTERN ON THE RAINFALL IN THE MIDDLE AND LOWER REACHES OF THE YANGTZE RIVER

Lin Jian

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

He Jinhai

(Department of Meteorology, Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

### Abstract

By using the methods of EOF, SVD, correlation and composite analysis, the relationship between Pacific SSTA pattern and rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River is investigated. Results suggest that SSTA from northwestern Pacific to southeastern Pacific maintains the pattern of "+ - + -" from the previous autumn to the subsequent summer, bearing a close relation to the EAP. The Pacific SSTA in the previous winter and spring led to the remarkable convection anomalies in low latitudes, which thereby resulted in the anomalous western Pacific Subtropical High and the rainfall in the Yangtze River Basin. Numerical simulations further confirm that rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River is not only related to the tropical SSTA but also to the SSTA in the mid-latitude Pacific.

**Key words:** Pacific SSTA pattern      East Asia-Pacific (EAP) teleconnection pattern  
Rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River