

文章编号: 1000-2022(2002) 02-0166-07

# 热带太平洋印度洋海温异常对亚洲夏季风影响的数值研究

邹立尧<sup>1</sup>, 刘宣飞<sup>2</sup>

(1. 黑龙江省气象台, 黑龙江 哈尔滨 150030; 2. 南京气象学院 大气科学系, 江苏 南京 210044)

**摘要:** 利用 L9R15 气候谱模式, 就热带太平洋—印度洋夏季海温异常对亚洲夏季风的影响进行了数值研究。结果表明, 夏季热带太平洋和印度洋海温正异常时, 不仅能造成热带地区大气环流和降水的同时性响应, 还能导致东亚夏季风和南亚夏季风的一致减弱, 两者的影响是同号的, 但并不是两者单独影响的线性叠加。由此给出了亚洲夏季风与热带太平洋—印度洋海气系统的同期关系。

**关键词:** 亚洲夏季风; 海温; 气候模式; 热带太平洋—印度洋

**中图分类号:** P435.2      **文献标识码:** A

关于热带海气系统与亚洲季风关系的研究, 多数侧重于赤道中东太平洋冬春季海温异常对亚洲季风的影响<sup>[1]</sup>。吴国雄等<sup>[2]</sup>则研究了 8 月份热带东太平洋海温异常对大气环流和降水的“同时”性影响, 指出亚洲地区的大气环流和降水对赤道东太平洋的海温异常并无明显响应。祝从文等<sup>[3]</sup>讨论了东亚季风指数与热带海气系统之间的关系, 指出东亚夏季风年际变化与同期反 Walker 环流呈显著正相关。关于印度洋海温与长江中下游夏季降水关系的研究工作也有很多<sup>[4-5]</sup>。

然而, 夏季热带海温异常往往具有全球结构。当某一海区 SST 出现异常时, 其他海区的 SST 也会有异常。如热带印度洋和东太平洋海温之间具有较强的正相关变化特征, 区域(80°~100°E, 10°S~10°N) 平均的夏季海温与区域(150°~90°W, 10°S~10°N) 平均的夏季海温之间的相关系数达 0.46, 超过了 0.01 的信度。因此, 在研究热带海温的影响问题时, 必须考虑到海温异常的全球结构这一特点。本文采用 L9R15 气候谱模式, 对夏季热带太平洋和印度洋海温异常对亚洲夏季风的影响进行研究。

## 1 模式简介和试验方案设计

本文运用的模式是菱形截断 15 个波的 9 层模式(L9R15), 此模式最初来源于 1985 年 Simmons 的修改版, 后来得到了林元弼的修改, 在此基础之上又得到了吴国雄等<sup>[6]</sup>的进一步修改, 成为现在所用的模式。模式的动力和热力框架及物理过程参见文献[6]。

为研究夏季赤道东印度洋和太平洋海温异常对亚洲夏季风及其降水的影响, 设计了如下

收稿日期: 2001-08-29; 改回日期: 2001-12-10

基金项目: 中国气象局青年气象科学基金项目; 教育部资助优秀年轻教师基金项目

第一作者简介: 邹立尧(1964-), 男, 黑龙江哈尔滨人, 高工, 硕士, 主要从事气候变化方面的研究。

4 个数值试验, 4 个试验中的 SSTA 分布见图 1。

(1) Exp. 1: 为控制试验, 使用吴国雄等<sup>[6]</sup>给出的 1979—1988 年 10 a 平均的逐月气候海温资料。其他强迫因子, 如雪盖、海冰、臭氧等取随季节变化的同期气候平均值, 从 1 月 1 日开始积分 243 d, 至 8 月底为止。

(2) Exp. 2: 在赤道东太平洋地区(以下称 EEP) 加一正海温异常值, 叠加于 6—8 月份的气候海温场上, 其他月份的海温和其他强迫因子都与 Exp. 1 完全一样。EEP 区域中心海温异常值为  $4^{\circ}\text{C}$ 。积分时间与 Exp. 1 相同。

(3) Exp. 3: 在赤道东印度洋(以下称 EEI) 地区加一正海温异常值, EEI 区域中心海温异常值为  $2^{\circ}\text{C}$ , 其余与 Exp. 2 一样。

(4) Exp. 4: 同时在 EEP 和 EEI 区域加正海温异常, EEP(EEI) 海域中心的海温异常值为  $4^{\circ}\text{C}$  ( $2^{\circ}\text{C}$ ), 其余与 Exp. 2 相同。

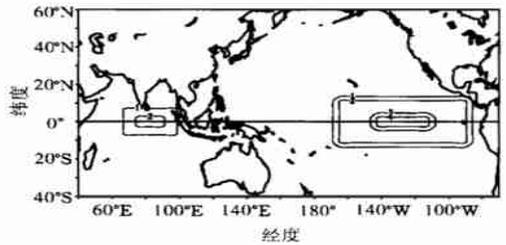


图 1 数值试验中的 6—8 月份异常海表温度分布(等值线间隔为  $1^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 1 SSTA distribution in JJA in the numerical experiments (Contour interval is  $1^{\circ}\text{C}$ )

## 2 夏季 EEP 海温异常对亚洲夏季风的影响

首先来看模式大气对海温气候平均场的响应。由 Exp. 1 得到的 6—8 月份平均 850 hPa 和 200 hPa 流场以及 500 hPa 高度场分布图(图略)可见: 模式将南亚季风环流系统的主要成员(如马斯克林高压、索马里越赤道气流、南亚低层西南风和高层东北风)都成功地模拟出来了, 北太平洋副热带高压的位置基本与实际情况相符, 热带太平洋为一致的东风气流。以上模拟结果表明 L9R15 气候模式对亚洲夏季风环流和热带印度洋—太平洋地区的环流具有较强的模拟能力。模拟结果与实际不符的地方主要有: 南海东北部—西太平洋的西南季风偏弱, 副热带高压位置偏西。

图 2 表示 Exp. 2 与 Exp. 1 的 6—8 月份差值场分布。由 850 hPa 流场差值图(图 2a)可见: 1) 在赤道东太平洋海温异常区域的西侧为明显的西风差值气流, 东侧为东风差值气流, 两支气流在  $120^{\circ}\text{W}$  左右汇合后向南北半球流去; 2) 在暖海温异常区及其周围激发出以赤道为准对称的低层大气的气旋性偶极型流场, 暖海温异常区西侧的 Walker 环流减弱; 3) 在东亚地区, 有一近似南北方向的差值环流对, 北侧为气旋性环流, 南侧为反气旋性环流, 在这样的环流形势下, 西太平洋副高位置偏南, 长江中下游至日本南部为偏西气流控制, 南海—西太平洋大气为偏东气流控制, 表明夏季 EEP 正海温异常将导致东亚副热带夏季风偏弱, 南海西南季风也偏弱; 4) 在南亚地区, 从孟加拉湾经印度半岛至阿拉伯海为一致的偏东气流控制, 该气流在索马里附近从北半球越过赤道后转为南半球的西北气流, 汇入马斯克林高压, 显然, 这与南亚夏季风环流的方向是相反的, 表明夏季 EEP 正海温异常将导致南亚季风环流的明显减弱。

200 hPa 流场差值图上(图 2b) 一个明显的特征是在低层大气的气旋性偶极型流场上方为反气旋性偶极型流场; 在热带印度洋地区上空为一致的偏西气流控制; 在马斯克林岛南侧为一气旋性环流, 该气旋性环流向东伸展至澳大利亚西部。

500 hPa 高度场差值图(图 2c) 上, 在海温异常区附近为一正差值分布, 在北太平洋的副热带地区为一负差值分布, 在北美西海岸又是正值区, 北美东部为负值区, PNA 型波列非常清

楚;在东亚地区,一负值中心位于日本附近,其南侧为正值区分布,这表明副热带高压位置异常偏南。

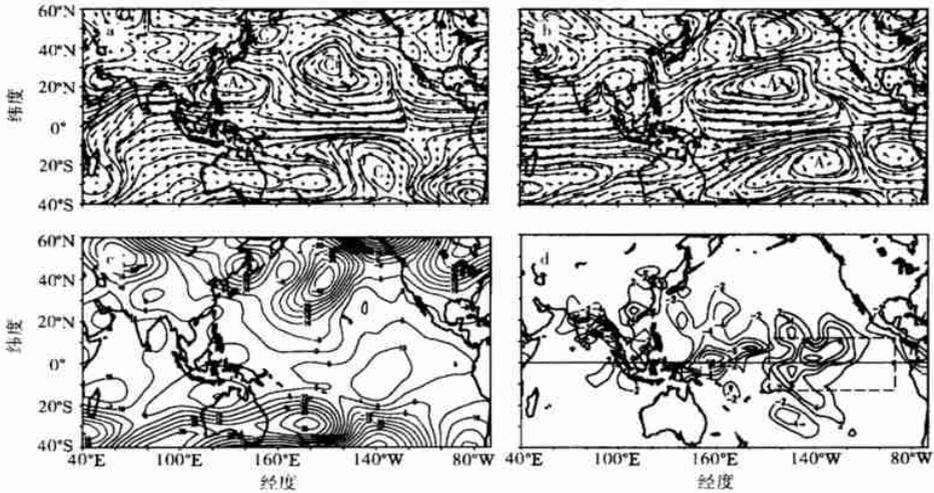


图 2 Exp. 2 与 Exp. 1 的夏季差值场

a. 850 hPa 流场; b. 200 hPa 流场; c. 500 hPa 高度场(单位: gpm);  
d. 降水场(单位: mm/d, 虚线框表示海温异常区域, 虚线为负值)

Fig. 2 Difference in a. 850 hPa flow field; b. 200 hPa flow field;  
c. 500 hPa height (units: gpm); d. precipitation (units: mm/d)

in JJA between Exp. 2 and Exp. 1

(Dashed box indicates the SSTA region, dashed lines denote negative values)

由以上分析可见,当夏季 EEP 海温有正异常时,不但能在海温异常区局地激发出低层的气旋性和高层的反气旋性偶极型环流,造成 Walker 环流的减弱,而且能在遥远的亚洲季风区激发出明显的异常环流,导致东亚夏季风和南亚夏季风的一致减弱。

从平均降水量差值分布(图 2d)可见,降水异常区域主要集中在热带印度洋—太平洋地区,具体特征如下:1)在海温异常区域的西部,有明显的降水正异常,强度达 10 mm/d;2)在西太平洋地区为明显的降水负异常分布,负中心位于赤道,强度与上述正降水异常相当;3)在海温异常区东侧的中美地区也为降水负异常分布。热带太平洋地区的上述降水异常分布可用 Walker 环流的异常来解释:在海温正异常区附近,有上升运动,其东西两侧相伴随则为下沉运动,由此造成海温异常区附近降水偏多,其东西两侧的降水偏少;4)在印度半岛至孟加拉湾地区,为明显的负降水异常分布,这与南亚夏季风环流的减弱是一致的;5)在中国大陆东部,正降水异常主要位于华南地区。按照东亚地区副高偏南的异常环流推断,正异常降水区应位于长江流域。可见,模式对东亚夏季风降水的模拟结果尚存在偏差。

### 3 夏季 EEI 海温异常对亚洲夏季风的影响

图 3 表示 Exp. 3 与 Exp. 1 的夏季差值场分布。从 850 hPa 流场差值图(图 3a)可见:1)在海温异常区域的南、北两侧,为气旋性偶极型环流,但无闭合中心;2)在西北太平洋的副热带地区,有一反气旋性环流,该反气旋性环流的北侧为一气旋性环流,在南海—西太平洋地区为偏

东气流控制; 3) 阿拉伯海的北侧为一反气旋性环流控制, 从孟加拉湾经印度半岛至阿拉伯海为一致的偏东气流, 该气流从北半球越过赤道后转为南半球的西北气流, 汇入马斯克林岛东南方的气旋性环流当中; 4) 在赤道中太平洋地区有弱的偏西气流。因此, 夏季 EEI 正海温异常将导致东亚副热带夏季风、南海季风和南亚季风的一致偏弱。

在 200 hPa 层(图 3b), 在低层大气的气旋性偶极型流场上方为反气旋性偶极型流场, 其中北半球的反气旋性环流位于中南半岛, 南半球的反气旋性环流位于 20~30°S 地区, 均无闭合中心; 在阿拉伯海上空为西南气流控制, 在菲律宾以东洋面为偏西气流控制。

图 3c 表示 500 hPa 高度场差值分布。在日本附近有一负值中心, 在长江中下游地区有一正值中心, 这一形势表示副热带高压位置偏南。图 3d 表示降水量差值分布。由图可见: 在海温正异常区域附近有正降水差值分布, 强度为 4 mm/d 左右; 在印度半岛有一负值中心, 强度比海温异常区域附近的降水异常还要强, 达 8 mm/d, 这与印度季风环流的偏弱是一致的; 在中国大陆东部的降水正异常中心位于华南地区, 强度达 10 mm/d; 另外, 在赤道西太平洋地区为降水负距平分布。

因此, 当夏季 EEI 海温为正异常时, 在阿拉伯海和西太平洋副热带地区激发出明显的异常环流, 导致东亚夏季风和南亚夏季风均减弱。在海温异常区附近的降水偏多, 印度半岛和赤道西太平洋的降水偏少。

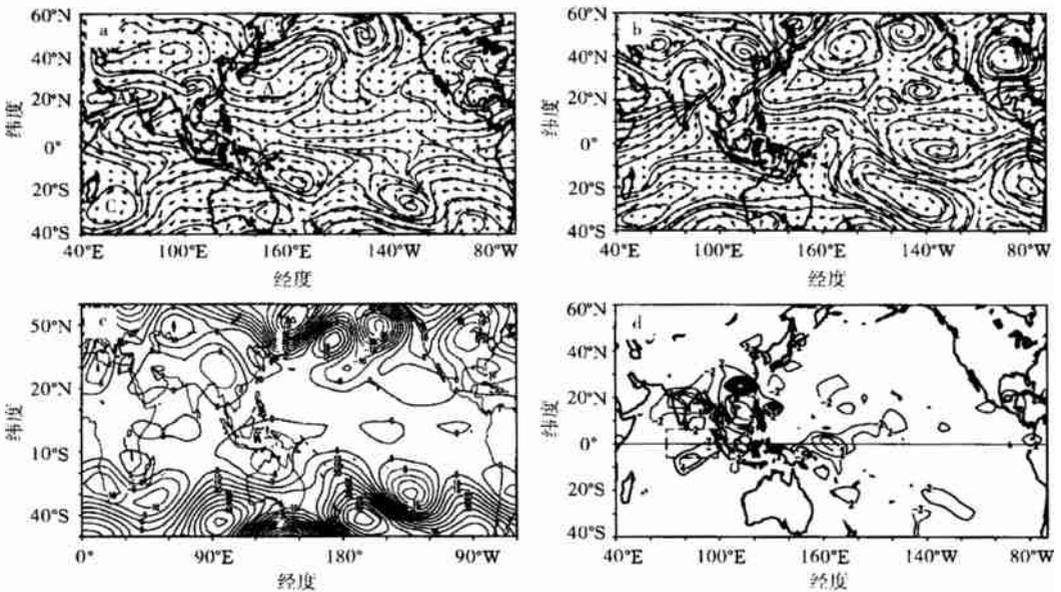


图 3 Exp. 3 与 Exp. 1 的夏季差值场

a. 850 hPa 流场; b. 200 hPa 流场; c. 500 hPa 高度场(单位: gpm);  
d. 降水场(单位: mm/d, 虚线框表示海温异常区域, 虚线表示负值)

Fig. 3 Difference in a. 850 hPa flow field; b. 200 hPa flow field;  
c. 500 hPa height(units: gpm); d. precipitation(units: mm/d)

in JJA between Exp. 3 and Exp. 1

(Dashed box indicates the SSTA region, dashed lines denote negative values)

## 4 夏季 EEP 和 EEI 海温异常对亚洲夏季风的协同作用

从以上分析可见,夏季 EEP 和 EEI 海温异常对亚洲夏季风的影响具有许多相似之处,由于这两个海域的海温变化具有较强的正相关,为研究上述两个海域海温同时有正异常时,亚洲夏季风的响应,设计了 Exp. 4,即同时在 EEP 和 EEI 海域正海温异常。

图 4 给出了 Exp. 4 与 Exp. 1 的差值图分布。由图 4a 可见,太平洋地区气旋性偶极型环流

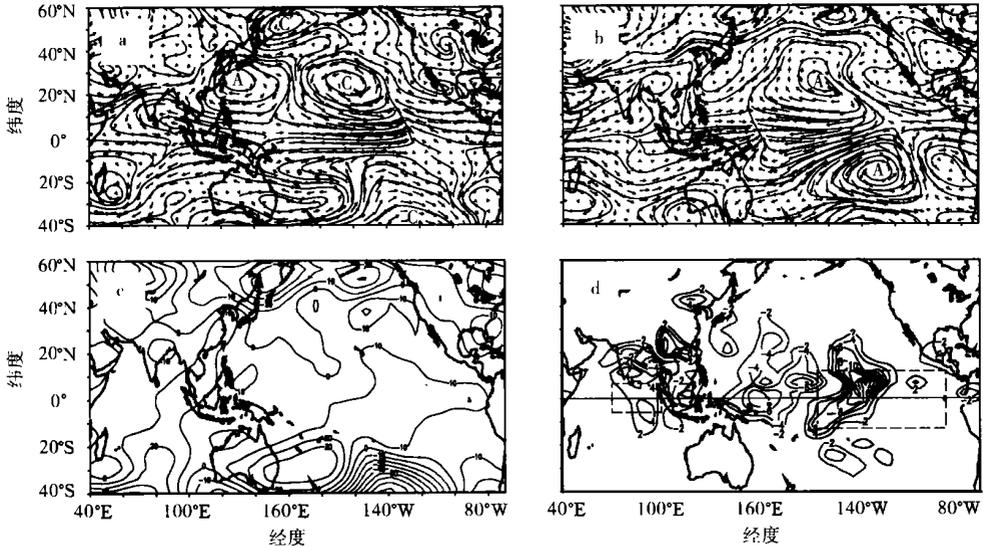


图 4 Exp. 4 与 Exp. 1 的夏季差值场

- a. 850 hPa 流场; b. 200 hPa 流场; c. 500 hPa 高度场(单位: gpm);  
d. 降水场(单位: mm/d, 虚线框表示海温异常区域, 虚线表示负值)

Fig. 4 Difference in a. 850 hPa flow field; b. 200 hPa flow field;  
c. 500 hPa height (units: gpm); d. precipitation (units: mm/d)

in JJA between Exp. 4 and Exp. 1

(Dashed box indicates the SSTA region, dashed lines denote negative values)

分布特征与图 2a 接近,图 3a 中该地区的异常环流很弱,表明 Exp. 4 中的该偶极型环流主要由 EEP 海温正异常所激发。在东亚地区,南高北低(副高偏南)的异常环流特征与图 2a 和图 3a 均相似,说明东亚地区低层环流异常对 EEP 和 EEI 海温正异常表现为同号响应。在南亚地区,偏东差值环流的特征与图 2a 和图 3a 均接近,这反映了南亚夏季风环流偏弱是对 EEI 和 EEP 正海温异常的共同响应。由于实际 EEP 和 EEI 夏季海温具有显著正相关变化,因此,亚洲夏季风一致偏弱是 EEI 和 EEP 夏季海温异常共同作用的结果。

从图 4a 中异常风的大小来看,Exp. 4 和 Exp. 2、Exp. 3 在东亚地区所激发的异常风大小相当,说明 EEI 和 EEP 海温正异常的协同作用所激发出的异常环流强度并不是 Exp. 2 和 Exp. 3 中异常环流强度的简单叠加,即这种协同作用对东亚地区环流的影响可能是非线性的。

图 4b 为 200 hPa 流场差值分布。在热带太平洋地区,为明显的反气旋性偶极型环流,这与图 2b 的分布相似,而与图 3b 中的分布差别较大,说明该反气旋性偶极型环流主要由 EEP 正海温异常所激发;在热带印度洋地区,为明显的偏西气流控制,这与图 2b 和图 3b 中的特征均较一致,这表明热带印度洋上空的偏西气流是 EEI 和 EEP 海温正异常所共同作用的结果。

图 4c 为 500 hPa 高度场差值分布。在 EEP 和 EEI 海温正异常区域附近的高度场为正值分布, 其中 EEI 海域的高度正值区向东北方向伸展至东亚地区, 在日本北部为负值中心分布, 西太平洋副热带高压偏南的特征表现很清楚。与图 2c 和图 3c 比较发现: 1) Exp. 2 中所激发出来的 PNA 遥相关波列在 Exp. 4 中消失。由于实际 EEP 和 EEI 夏季海温变化具有显著正相关, 这也许是实际大气中夏季 PNA 遥相关型很难从诊断中识别出来的原因; 2) 在 EEP 海域上空的高度正异常与图 2c 相似, 而图 3c 中该地区并无显著高度正异常, 说明 EEP 海域上空的 500 hPa 高度正异常主要由 EEP 正海温所激发; 3) 在 EEI 海域上空所表现出来的 500 hPa 高度显著正异常特征在图 3c 中并无反映, 在图 2c 中的正异常值也较小, 说明 EEI 海域上空的 500 hPa 高度显著正异常分布是 EEI 和 EEP 海温正异常共同作用的结果; 4) 东亚地区上空, 南正北负的 500 hPa 高度异常分布特征在图 2c 和图 3c 中均有反映, 说明 EEI 和 EEP 海温正异常对西太平洋副高位置的偏南具有同号作用。

综上所述, 夏季 EEP 和 EEI 海温正异常对亚洲季风的影响是同号的, 即 EEI 或 EEP 正海温异常均能导致亚洲夏季风的一致偏弱。

图 4d 为降水量差值分布。由图可见: 在 EEP 海温正异常区域附近的降水正异常特征在图 2d 中也有反映, 在图 3d 中不明显, 说明 EEP 海域附近的正降水异常主要由 EEP 正海温异常所致; 在 EEP 海域附近的降水正异常中心数值达 20 mm/d, 远大于图 2d 中该地区的降水正值中心数值(10 mm/d), 这表明, 虽然 EEI 海温正异常的单独作用对 EEP 海域的降水异常影响不大, 但在 EEI 和 EEP 海温正异常的共同作用下, 在 EEP 海域的降水正异常要比 EEP 正海温异常的单独作用大得多; 在 EEI 海温异常区域附近的降水为正异常, 在印度半岛、赤道西太平洋和中美洲地区的降水为负异常, 中国大陆的主要降水异常中心仍位于华南地区。这反映了 EEI 和 EEP 正海温异常对降水也具有同号作用。

综上, 得出了亚洲夏季风及热带印度洋—太平洋海气系统的同期关系示意图(图 5)。当

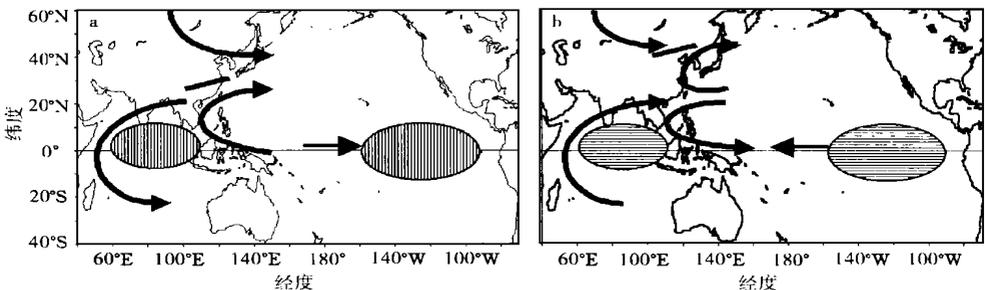


图 5 亚洲季风与热带海气系统同期关系示意图

- a. 赤道东印度洋和太平洋海温偏暖; b. 赤道东印度洋和太平洋海温偏冷(竖(横)线椭圆表示正(负)海温异常区域, 箭头线表示 850 hPa 异常气流, 无箭头直线表示中国东部夏季主要雨带位置)

Fig. 5 Schematic map showing the relationship between the Asian summer monsoon and the tropical atmosphere-ocean system for warmer SST (a) and colder SST (b) in the equatorial eastern Indian Ocean and Pacific

(Ellipse with vertical(horizontal) bars inside shows the location of positive(negative) SSTA.

Lines with(without) arrows show the 850 hPa abnormal flows(summer rainbelts in east China)

EEP 或 EEI 海温偏高时, 亚洲夏季风整体呈现偏弱特征, 具体表现为: 西太平洋副高位置偏南, 中国东部雨带主要位于长江中下游地区, 南海西南季风、马斯克林高压、南亚高压均偏弱,

此时,赤道太平洋的 Walker 环流偏弱;当 EEP 或 EEI 海温偏低时,南亚季风环流偏强,中国夏季雨带偏北,赤道太平洋的 Walker 环流偏强。

## 5 结 论

(1) 采用 L9R15 气候谱模式,对 EEI 和 EEP 海温正异常对亚洲季风环流和降水的影响进行了研究,指出这种影响是同号的,都将导致亚洲夏季风的偏弱、EEP 和 EEI 海域降水的增加和印度半岛、赤道西太平洋降水的减少。但这种影响并不是 EEI 或 EEP 正海温异常单独作用的线性叠加。

(2) 得出亚洲夏季风及热带印度洋—太平洋海气系统的同期关系。即,当 EEP 或 EEI 海温偏高时,亚洲夏季风整体呈现偏弱特征;当 EEP 或 EEI 海温偏低时,南亚季风环流偏强,中国夏季雨带偏北,赤道太平洋的 Walker 环流偏强。

## 参考文献:

- [1] 中国科学院地理研究所长期天气预报组. 热带海洋对副热带高压长期变化的影响[J]. 科学通报, 1977, 22(7): 313-317.
- [2] 吴国雄, 刘还珠. 降水对热带海表温度异常的邻域响应. . . 数值模拟[J]. 大气科学, 1995, 19(4): 422-434.
- [3] 祝从文, 何金海, 吴国雄. 东亚季风指数及其与大尺度热力环流年际变化关系[J]. 气象学报, 2000, 58(4): 391-402.
- [4] 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[J]. 大气科学, 1985, 9(3): 336-342.
- [5] 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[J]. 大气科学, 1991, 15(1): 33-41.
- [6] Wu Guoxiong, Liu Hui, Zhao Yucheng. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance[J]. Adv Atmos Sci, 1996, 13(1): 1-18.

# Numerical Study on the Effect of SSTA in the Tropical Indian Ocean and Pacific on Asian Summer Monsoon

ZOU Li-yao<sup>1</sup>, LIU Xuan-fei<sup>2</sup>

(1. Heilongjiang Provincial Observatory, Haerbin 150030, China;

2. Department of Atmospheric Sciences, NIM, Nanjing 210044, China)

**Abstract:** L9R15 climate spectrum model is employed to investigate the effect of summer SSTA in the equatorial Indian Ocean and Pacific on Asian summer monsoon. It's found that the positive SSTA in summer in the tropical Indian Ocean or Pacific can, not only cause the response of atmospheric circulation and precipitation in the tropical region, but also lead to the weakening of east Asia and south Asia summer monsoons. However, the output with SSTA imposed in two waters together is not a linear sum of the output with SSTA imposed individually in two waters. As such, the schematic map is proposed to demonstrate the simultaneous relationship between the Asian summer monsoon and the atmosphere-ocean system in the tropical Indian Ocean and Pacific.

**Key words:** Asian summer monsoon; SST; climate model; tropical Pacific and Indian Ocean