第48卷 第3期 气 象 学 报 Vol. 48, No. 3
1990年8月 ACTA METEOROLOCICA SINICA Aug.,1990

赤道西太平洋-印度洋海温异常对亚洲夏季风的影响*

倪允琪 钱永甫 林元弼

(南京大学大气科学系)

提 要

本文采用了 p-σ 五层原始方程模式模拟并研究了赤道西太平洋-印度洋海温距平场对亚洲夏季风的影响，计算了四种不同的海温距平试验方案。试验结果表明赤道西太平洋海温正距平使对流层下层的印度低压明显加强，副高北挺，季风槽加深，同时加强了对流层上层的反气旋环流。赤道西印度洋暖海温的模拟结果与赤道西太平洋暖海温对上述系统的影响相反，而赤道西印度洋冷海温对季风环流的影响与赤道西太平洋暖海温的影响一致。试验进一步表明赤道西太平洋-印度洋海温距平的纬向梯度方向对亚洲夏季风的影响是主要的，这一结论与实际观测结果一致。本文进一步讨论了赤道海温距平对越赤道气流、印度洋赤道东-西纬向环流和非绝热加热场的影响，结果都表明赤道西太平洋海温正距平和赤道西印度洋海温负距平的模拟特征与反 El Nino 年亚洲夏季环流特征类似，而赤道西印度洋海温正距平的模拟特征与 El Nino 年亚洲夏季环流特征类似。

一、引 言

赤道海温异常对全球大气环流和气候的影响是近年来大气环流的诊断研究和数值研究的重要课题。数值试验[1-3]表明赤道太平洋海温变化，不仅在热带地区可以产生局地响应，而且可以在中高纬度产生遥响应，而遥响应主要发生在冬半球，尤其北半球冬季，大气对赤道热源的响应可产生类似于 PNA 型的遥相关型。这些结果与二维 Rossby 波在球面上传播理论是一致的[4]。但是，所有上述研究除 Keshavamurty[3] 外都是研究的冬季（1月）大气对赤道太平洋海温异常的响应，而 Keshavamurty[3]也未进一步讨论赤道太平洋海温距平影响亚洲夏季风的机制。很显然，研究赤道太平洋海温距平对亚洲夏季风的影响是十分有意义的课题。

最近，Chen Lieling[5]分析了热带印度-太平洋海温纬向距平与亚洲夏季风的关系，指出热带印度洋和太平洋之间东西向的海温距平梯度具有反位相关系，而这种反位相关系造成东亚季风和印度季风之间的振荡。本文根据上述事实设计理想的海温距平分布，利用五层原始方程模式进行模拟，研究赤道西太平洋-印度洋海温距平场对亚洲夏季风的影响机制。

* 本文于 1988 年 4 月 11 日收到，1989 年 1 月 25 日收到最后修改稿。

二、模式和试验方案

我们采用 P-σ 五层原始方程模式[6]。模式的垂直方向分五层。水平分辨为 5 个纬度 × 5 个经度，积分区域南北为 25°S—55°N，东西从 5°W 向东积分到 175°W。模式积分的时间步长为 15 min，初始场采用 7 月份多年平均纬向高度场和由此求出的地转风场。

我们设计了四种不同的方案：

方案一，海温分布采用常年纬向平均场，对上述模式采用上述初始场积分 20 d，这时积分场已趋于平衡。方案一称为 C 方案。

方案二，根据 El Nino 年夏季赤道西太平洋实际海温分布特征[5]设计了理想海温距平场（最大距平值为 2°C，如图 1 中 I 区，并叠加到多年纬向平均海温场上即为这一试验中使用的海温分布。对同一模式和初始场积分 20 d，也得到准平衡积分场。方案二称为 EWP 方案。

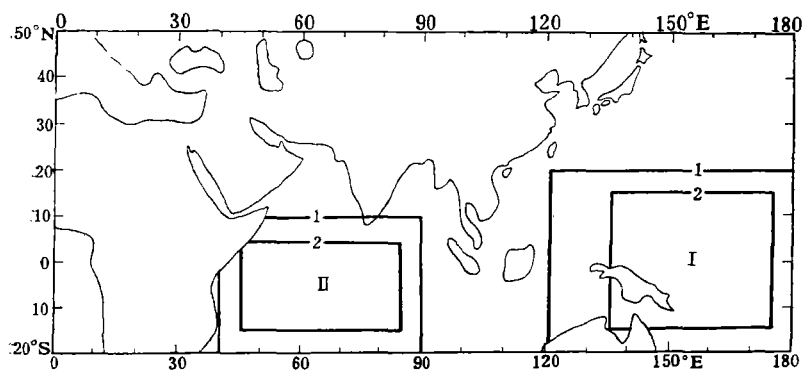


图 1　赤道西太平洋-印度洋理想海温距平场
（单位：°C）

方案三，根据 El Nino 年夏季西印度洋海温距平为正的特征设计了理想海温距平分布如图 1 中的 II 区。对上述模式和同样初始条件也积分 20 d。方案三称为 PEI 方案。

方案四，根据反 El Nino 年夏季西印度洋海温距平为负的特征设计了如图 1 中的 II 区，但海温距平符号为负的理想海温距平分布。在同样初始条件下对同一模式积分 20d。该方案称为 NEI 方案。

本文对方案二、三和四分别积分 20 d 后的结果与方案一积分 20 d 后的结果之间的差值场作分析比较，研究不同的海温分布对亚洲夏季风的不同影响。

三、模拟结果的比较分析

Kuo 和 Qian[7]已经详细地讨论了用本文使用的五层 p-σ 坐标系原始方程模式模拟夏季风的能力，并表明模拟的高低层流场以及降水分布的基本特征与观测到的 7 月份相

应的平均场基本一致。本文重点讨论赤道西太平洋-印度洋暖海温对亚洲夏季风环流的影响。

1. 海平面气压场

EWP 方案的模拟结果表明C方案中模拟的季风特征在 EWP 方案中都呈现出来(图略),但在 EWP 方案中印度低压明显加深,虽然西太平洋副热带高压中心强度稍有减弱,但整个高压北挺了 5 个纬度,二个季风槽也加深了。在 PEI 方案中,西太平洋副热带高压和印度低压显明地减弱,二个季风槽变浅,更值得注意的是阿拉伯海的高脊强度减弱,沿东非海岸线的气压梯度明显减小,这表明与此气压梯度有关的索马里急流在PEI 方案中减弱(图略)。有趣的是 NEI 方案模拟结果与 PEI 方案的模拟结果相反而与 EWP 方案的模拟结果类似。

2. 对流层低层(模式边界层顶)的流场

C方案模拟的低层流场特征(图略)基本上与平均 7 月份地面附近流场特征一致[7],值得注意的是有两支最强的越赤道气流模拟出来了,一支为索马里急流,另一支约在 115°E 附近,但强度比观测结果要弱,东侧一支比实际位置偏西[8],这主要是模式的低分辨率引起的。

图 2 给出了 EWP 方案和C方案模拟的低层流场差图。差图表明在西太平洋海温正距平区上空对流层低层形成一个气旋性的差值气流辐合区,辐合中心位于热源区西部。在阿拉伯半岛北部、印度半岛和我国南部地区各有一个气旋性差值环流,在西北太平洋地区有一反气旋性的差值环流。

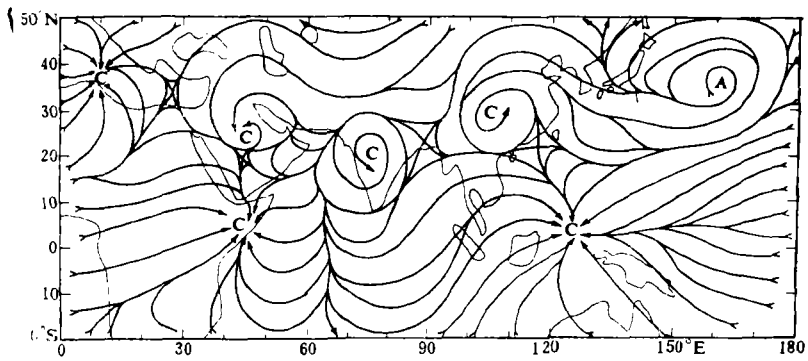


图 2 EWP 方案和 C 方案边界层顶的流场差图

PEI 方案和C方案模拟的低层流场差图(图略)表明在西藏高原低层形成的反气旋差值环流减弱了印度低压的强度,但在东亚大陆,位于 120°E 附近有一条南北走向的辐合带,加强了东亚大陆的气旋性环流。NEI 方案与C方案模拟的差图(图略)与上述结果大致相反,而非常类似于 EWP 方案模拟的结果。

3. 对流层上层(300 hPa)流场

C方案模拟的 300 hPa 流场(图略)与 7 月份平均 300 hPa 流场基本一致[7]

图 3 表示 EWP 方案和C方案模拟的高层流场差图。图 3 表明在印度半岛上空为一反气旋差值环流,加强了这一地区的南亚高压。在黄海为一气旋性差值环流,向南一直伸

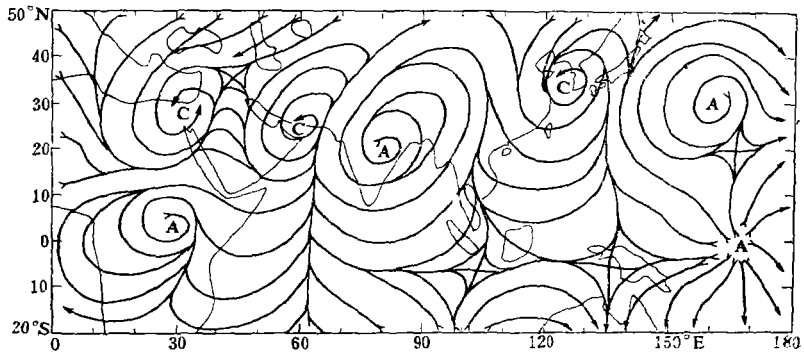


图 3　EWP 方案和 C 方案 300 hPa 流场差图

展到我国华南、南海地区，减弱了这一地区高层的反气旋涡度，致使南亚高压的东边边缘西撤。在西北太平洋上仍为一反气旋差值环流。上述结果反映了赤道西太平洋暖海温使高层印度季风环流加强，东亚季风环流减弱。

PEI 方案和 C 方案模拟的 300 hPa 流场差图（图略）表明由于赤道印度洋暖海温的作用，西藏高原上空对流层高层形成的气旋性差值环流减弱了南亚高压的强度，有意义的是在我国东北到华南广大东亚地区对流层高层形成一反气旋差值环流，导致了南亚高压向东伸展，而西北太平洋形成的气旋性差值环流导致了副热带高压东撤，洋中槽加深。

在 NEI 方案中模拟的结果与 PEI 方案的模拟结果大致相反（图略），而与 EWP 方案的模拟结果类似。

上述模拟的对流层大气的环流特征清楚地表明当赤道西印度洋海温为正距平时，印度半岛上空高层为气旋性差值环流，低层为反气旋性差值环流，而东亚地区上空的差值环流特征正好与印度半岛上空位相相反，这种环流特征类似于 El Nino 年夏季印度季风和东亚季风的距平环流特征。赤道西太平洋海温正距平和西印度洋海温负距平时印度半岛上空高层为反气旋性差值环流、低层为气旋性差值环流，而东亚地区上空也与印度半岛上空环流的位相相反，这类似于反 El Nino 年夏季风距平环流特征。

4．经向环流和赤道东-西向环流

C 方案沿 90°E 和 115°E 的经向剖面图（图略）表明模拟沿 90°E 和 115°E 的季风经向环流与观测事实比较一致。

图 4 表示 EWP 方案和 C 方案的沿 90°E 经向剖面差值环流图。从图 4 可以看到西藏高原南侧是与季风经向环流一致的经向差值环流。这表明赤道西太平洋暖海温增强了 90°E 剖面的印度季风经向环流，但 115°E 经向剖面差值图（图略）反映出东亚季风经向环流有减弱的趋势。

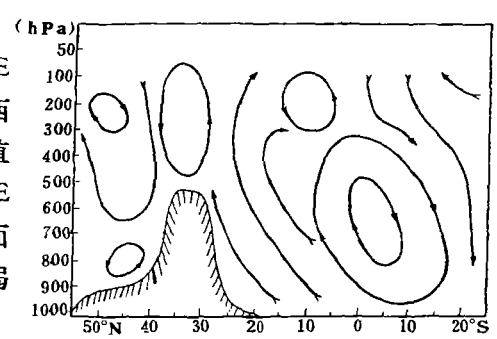


图 4　EWP 方案和 C 方案的 90°E 经向剖面差值环流图

PEI 方案的模拟结果（图略）与 EWP 方案模拟结果类似，加强了西藏高原南侧的季风经

向环流，而与 NEI 方案的模拟结果相反。

上述模拟结果表明赤道西太平洋暖海温加强了印度洋地区的赤道东-西纬向环流。而赤道印度洋暖(冷)海温减弱(加强)了印度洋地区赤道东-西纬向环流。

5. 降水

图 5 表示 EWP 方案和 C 方案模拟的降水差图。图 5 表明印度半岛是一个明显的降水增加区，另一个降水增加区出现在我国长江上游地区，而华南、长江中下游和东北地区均为降水减小区。上述降水分布明显与印度季风加强、东亚季风减弱的降水分布特征相类似。

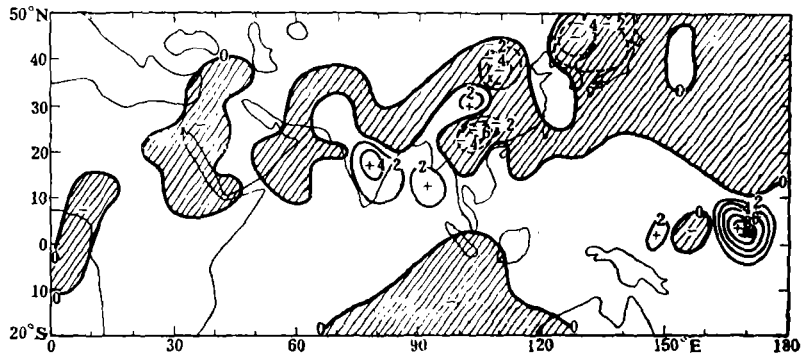


图 5 EWP 方案和 C 方案模拟的降水差图(阴影区为负值区，无阴影区为正值区；单位：mm/d)

比较低层差值流场图(图略)和降水差图(图 5)可以看到印度半岛的降水增大是由于 50°E附近的越赤道气流的增强，增加了阿拉伯海潮湿气流向印度半岛的输送，同时从90°E 经向剖面差值环流图(图 4)可以看到，在赤道以北和西藏高原南侧均为来自低纬的垂直上升差值气流，这就为印度半岛地区降水的增加提供了动力和水汽条件，造成了印度半岛降水的增加；而在 115°E 以东地区由于经向气流减小，而且从 10°N—30°N 均为下沉差值气流(图略)，因此，造成了我国东北、长江中下游和华南地区降水减小。

PEI 方案和 C 方案模拟的降水差图表明降水减小的最大区为西藏高原东部和印度半岛。我国华南、华北以及东北地区降水增加，长江中下游地区降水稍有减小或接近正常。从降水分布来看，似乎反映了印度季风减弱，东亚季风略有加强的特征。

NEI 方案和 C 方案模拟的降水差值分布与赤道西太平洋暖海温对夏季风降水的影响一致。

6. 非绝热加热

一般来讲，潜热的分布和降水分布是一致的，两者仅差一凝结热系数 L。图 5 表明由于赤道西太平洋海温正距平的影响，印度半岛、孟加拉湾和我国长江上游地区是凝结潜热强的增大区，而在西北太平洋、我国东北、长江中下游和华南地区均为潜热减小区。

EWP 方案和 C 方案计算的感热差表明，暖海温对大气非绝热加热的影响潜热部分是主要的，感热部分的变化是次要的。因此，根据潜热分布可以认为印度季风区是非绝热加热增大区，东亚季风区是非绝热加热减小区。前者为大气新的热源区，后者为新的热汇

区。

西印度洋暖海温对凝结潜热的影响(图略)正好与上述相反。我国沿海地区包括东北、华北和华南潜热增大，在西藏高原东部和印度半岛凝结潜热减小最大。

在 NEI 方案得到的结果大体与 EWP 方案模拟结果类似。

四、模拟结果的相关统计及其检验

为了检验上述模拟结果分析的可靠性，我们计算了下述定义的指数和模拟的变量场之间的单相关场。首先定义反映季风强度的指数为：

MSI＝(5°N—40°N,140°E—160°E)区域内格点海平面气压平均值—

(20°N—40°N,90°E—100°E)区域内格点海平面气压平均值

我们分别计算了 EWP 方案与 C 方案之间逐日的 MSI 的差值与这两组对应方案模拟的流场在格点上逐日的差值之间的单相关系数。如相关系数的绝对值大于 0.51(积分的第一个五天不计算，因此样本数为 15)即认为它们之间的相关在统计上是显著的，其显著性水平为 95%，由此得到模拟的某一变量和指数 MSI 之间的单相关场。

图 6 表示 EWP 方案和 C 方案边界层顶的纬向差值流场和 MSI 差值之间的相关场。在西太平洋上正相关区位于西太平洋反气旋系统的北部，而负相关区位于南部，这种相关区的配置表明西太平洋副高越强，季风指数越大；反之，季风指数越小。值得注意的是印度次大陆上统计相关显著的负相关区和它南面的正相关区正好为模拟的气旋差值环流相对应，这表明位于负相关区的东风差值气流和位于正相关区的西风差值气流越大，印度次大陆上空的气旋性差值环流越强，季风指数也越大；反之，季风指数也越小。图 6 又表明华中地区的气旋性环流越弱，季风指数越大；反之，季风指数越小。两者成反相关关系。

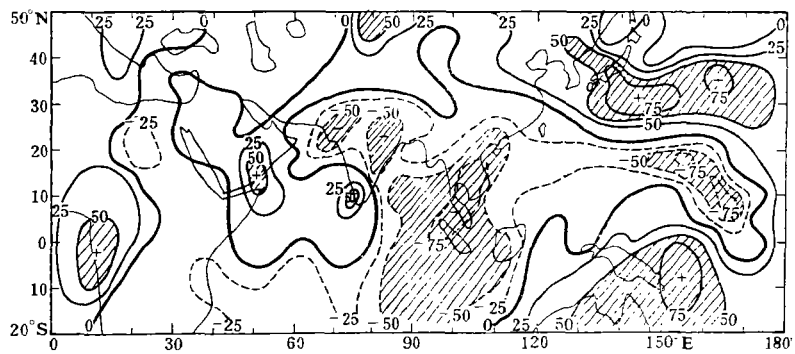


图 6　EWP 方案和 C 方案边界层顶纬向差值流场和 MSI 差值相关图
(实线为正相关，虚线为负相关，粗实线为零线，阴影区为统计显著区，显著性水平 5%)

图 7 表示 EWP 方案和 C 方案边界层顶的经向差值气流和 MSI 差值之间的相关场。由图 7 可以看到在正相关区有两个越赤道气流的经向分量的增强(或减弱)区对季风指数的增大(或减小)有较为明显的影响，一个是索马里急流区，另一区位于80°E—85°E，且后一区与 MSI 的差值有很高的相关系数，达 0.80 以上。

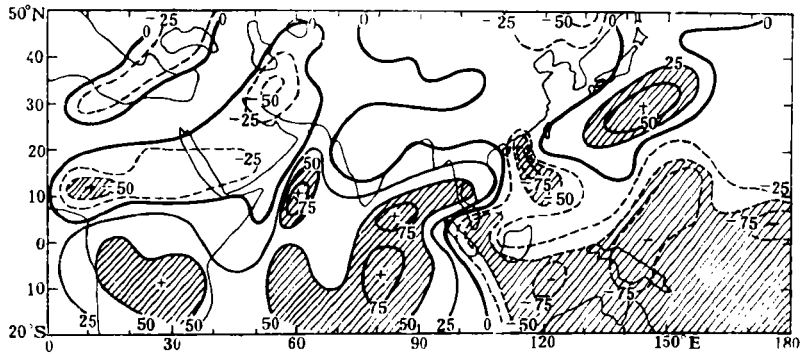


图 7 EWP 方案和 C 方案边界层顶经向差值气流和 MSI 差值相关图
(说明同图 6)

通过上述相关统计分析,进一步证实了在第三节中所得到的一些重要结果,并对上述相关场作了统计检验,主要结果都具有统计意义,显著性水平为 95%。

五、赤道西太平洋-印度洋海温异常对亚洲夏季风影响机制的讨论

模拟结果(见图 2 和图 3)表明,在赤道西太平洋暖海温区大气低层有一辐合性的差值流场,在对流层上层(300 hPa)有一个辐散性的差值流场,这一赤道西太平洋暖海温强迫形成的纬向差值环流,加强了印度洋地区赤道东-西纬向环流,同时也加强了它的下沉支一侧的经向环流(见图 4),使索马里急流和 90°E附近的越赤道气流增强,从而增加了向印度次大陆和通过孟加拉湾向我国长江上游地区的水汽输送,随之降水增加,引起大气非绝热加热场的再分布。由图 5 看到由于潜热释放的大量增加,在印度半岛和长江上游地区上空形成新的大气热源,大气对印度次大陆的热源的响应在高层形成反气旋性差值环流,低层形成气旋性差值环流,从而加强了印度季风。而大气对长江中下游、华南和东北地区的热汇响应高层形成气旋性差值环流,低层形成反气旋性差值环流,使南亚高压位置偏南、东亚季风环流减弱。

模拟结果还表明赤道西印度洋暖海温对

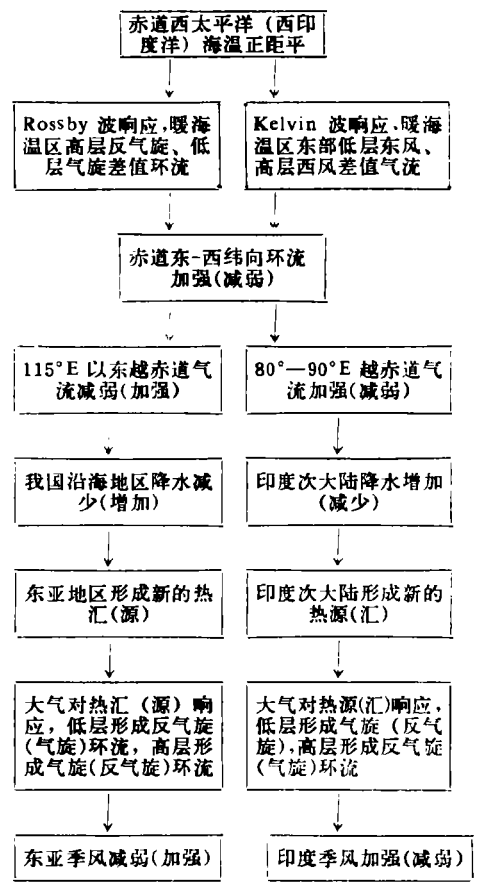


图 8 赤道西太平洋海温正距平影响亚洲夏季风的机制框图

亚洲夏季风的影响机制与上述赤道西太平洋暖海温的影响机制相反，而赤道西印度洋冷海温对亚洲夏季风的影响机制与上述机制类似。因此，我们可以把赤道西太平洋-印度洋海温异常对亚洲夏季风影响机制归纳为图8。

致谢：周德佩、金仪璐两同志参加了部分工作，在此一并致谢。

参 考 文 献

[1] Webster, P. J., Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179—1196, 1981.

[2] Shaklu, J., and J. M. Wallace, Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613—1630, 1983.

[3] Keshavamurty, R. N., Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and the teleconnections of the southern oscillation, *J. Atmor. Sci.*, **39**, 1241—1259, 1982.

[4] Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179—1196, 1981.

[5] Chen Lieting, Zonal anomaly of sea-surface temperature in the tropical India-Pacific Ocean and its effects on summer Asian monsoon, the proceedings of international conference on the general circalation of East Asia, 10—15, April 1987.

[6] Qian Yongfu, A five-layer primitive equation model with topography, *Plateau Meteorology*, **4**, 2, 1—23, 1985.

[7] Kuo, H. L., and Yong-fu Qian, Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1879—1897, 1982.

[8] 王继忠、李麦村，源于澳洲过赤道气流与中国季风环流和降水，大气科学，**6**，1，1—9，1982。

THE EFFECTS OF SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES OVER THE EQUATORIAL WESTERN PACIFIC AND THE INDIAN OCEAN ON THE ASIAN SUMMER MONSOON

Ni Yunqi　Qian Yongfu　Lin Yuanbi

(Department of Atmospheric Sciences Nanjing University)

Abstract

In this paper, the p-σ five layer primitive equation model is used to investigate the effects of sea surface temperature anomalies over the equatorial Western Pacific and the Indian Ocean on the Asian summer monsoon and to examine four sets of numerical experiments with different distribution of sea surface temperature anomalies. The experimental results show that the Indian low in the lower tropsphere and the anti-cyclone in the upper troposphere over the south Asia is intensified, the subtropical high moved northward and the monsoonal trough deepened when postive SST anomalies over the equatorial Western Pacific is inserted. The simulated results with warmer sea surface

temperature over the equatorial Westrn Indian Ocean is opposite to that with warmer sea surface temperature over the equatorial Western Pacific. However, the effects of cold SST over the equatorial Western Indian Ocean on the summer monsoon is consistent with that of warm SST over the equatorial Western Pacific. The experiments further indicate that zonal gradient direction of SST anomalies over the equatorial Western Pacific-Indian Ocean has an important influence on the Asian summer monsoon, which is in agreement with observation. Furthermore, the effects of equatorial SST anomalies on the cross equatorial flow, the equatorial east-west zonal circulation over the Indian Ocean and the diabatic heating field are also discussed. Obviously, characteristics of the circulation simulated by the model with positive SST anomaties over the equatorial Western Pacific or negative SST anomalies or over the equatorial Western Indian Ocean are similar to that of the observed summer circulation over the Asia during an anti-El Nino year whereas the simulated characteristics by the model with positive SST anomalies over the equatorial Western Indian Ocean are consistent with the observed circulation during an El Nino year.