

海温异常对东亚夏季风及长江流域降水影响的分析及数值试验*

孙淑清 马淑杰

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 对夏季的向外长波辐射 (OLR) 场及前期热带海温之间的奇异值分解 (SVD) 分析表明, 当自前冬开始的热带海温呈 La Niña 型异常分布, 相应的对流的最佳耦合模式将是: 从印度半岛经孟加拉湾直至南海以及西太平洋暖池都为强对流活动区, 而在中国江淮流域地区则为弱区。当海温呈 El Niño 分布时, 则相反。数值试验的结果是: 在 1998 年实际海温强迫下, 模式十分成功地模拟了该年夏季流场的基本特征, 南海季风爆发的日期及强度皆与实际十分符合, 印度季风也偏弱。特别是模式成功地模拟出了 1998 年长江流域 6~7 月的强降水, 距平百分率达到 100% 以上。改变热带海温, 分别用气候海温代替赤道东太平洋和西印度洋实际海温。结果发现, 在用赤道东太平洋气候海温取代实际海温时, 与 1998 年实况相比, 印度季风与南海季风明显加强, 长江流域降水趋于正常值。即如果 1998 年不出现 El Niño 现象, 或者海温异常的强度减弱, 则长江流域降水就会大大减弱。1998 年热带西印度洋海温异常对东亚季风的影响与热带东太平洋十分相像。暖洋面将有利于长江流域的强降水, 而不利于南海季风的加强。

关键词: 海面温度; 长江流域; 洪涝; 南海季风; 数值试验

1 引言

大气运动一个重要的热源来自海洋。海洋状况与季风环流和夏季降水关系非常密切。研究表明^[1,2]: 在南海和西太平洋地区海表增温以及大量积雨云发展, 通过遥相关过程影响大范围地区的天气和气候。热带海温异常与我国夏季东部降水的关系更是受到人们极大的关注, 特别是 El Niño 现象对我国不同地区降水的影响, 一直受到很多专家的关注。黄荣辉等^[3]很早就指出, 在 El Niño 时期, 热带西太平洋海温偏低, 导致该年西太平洋副高偏弱且位置偏南。有利于长江流域多雨。而 La Niña 年则相反。近年来, 对这种影响机理研究日益增多。如张人禾等^[4]在研究 El Niño 所引起热带大气环流的改变将造成我国东部降水的异常。总之, 对它的影响机理的研究仍是一个值得深入讨论的课题。

1998 年夏, 长江流域发生了 20 世纪继 1954 年以来最强的持续暴雨和洪涝灾害, 给国民经济和人民生命财产造成重大损失。已有的分析认为^[5], 这次过程与本年度热带地区海温异常有很大的关系。1997 至 1998 年是 20 世纪最强的一个 El Niño 年, 研究它

与该年夏季长江流域持续暴雨的关系无疑为我们提供了一个十分难得的个例。王会军等^[6]也曾对此次降水全过程进行过模拟，取得了较为成功的结果。

本文首先用历史资料以奇异值分解（SVD）方法诊断研究异常的热带海温与东亚地区环流特别是我国东部降水之间的耦合关系，并结合 1998 年的情况，用数值试验方法考察 1998 年前期热带地区海温异常对我国华南及长江流域降水的可能影响。所用的资料包括：1998 年 NCEP/NCAR 5~8 月和 1980~1996 年逐日再分析资料以及相应的海温和美国国家海洋大气署（NOAA）的逐日向外长波辐射（OLR）资料。

2 热带海温与我国东部降水的 SVD 分析

为了考察上述两个要素场之间的关系，本文采用 SVD 的方法。这是对两个（或多个）包含长时间序列和大量格点（或站点）场之间关系的最简单而物理意义较为清楚的方法。它能够以最少的模态来描述两个要素间关系的主要特征。它的数理推导及其在气象学中的应用已被 Wallace 等^[7]详细论证，且已有大量的应用，这里不再赘述。本文用 OLR 资料反映对流活动及降水，用它对热带地区的海温进行耦合分析。资料时段为 1980~1996 年。

表 1 是 6 月 OLR 场（左场）和 5、6 月海温（右场）的前四个模态的耦合强度及方差分量（VARF）的大小。由此表可见，前四个模态的累积平方协方差数（SCF）已占整体的 68%，且第三个模态的 SCF 已低于 0.1，故这四个模态足以体现左右场的基本特征。

表 1 OLR 场和 5、6 月海温 SVD 分析的前四个模态的耦合强度及方差分量的大小

模态	时间系数的相关系数	SCF	累积 SCF	左场异质相关的 VARF	右场异质相关的 VARF
1	0.97	0.36	0.36	0.17	0.16
2	0.95	0.17	0.53	0.12	0.10
3	0.94	0.08	0.61	0.08	0.07
4	0.97	0.07	0.68	0.07	0.08

图 1a 和 b 分别是左、右场第一模态的异质相关图。从 OLR 场上可见，印度半岛直至南海以及西太平洋暖池都为显著的负距平区，而在赤道中东太平洋和中国的江南沿海和长江中游地区都为正距平。这是南海夏季风显著偏强而长江流域对流偏弱的标志。相应的海温最佳耦合模态（图 1b）则表现为：在热带地区，热带印度洋至南海中南部都为显著的负异常海温区，而在西太平洋暖池则为显著的偏暖区，赤道中东太平洋显著偏冷，南海及其东北海区的海温偏低，这是一种典型的 La Niña 型海温异常分布，说明 La Niña 型的海温特征是强南海季风和弱长江流域降水的最佳耦合态。

左右场之间第一模态的时间系数（图 1c）呈显著的正相关，其相关系数达到 0.97，这说明左右场的变化是同号的；当相关系数为负值时，江淮流域的强降水将与海温的 El Niño 型分布呈最佳耦合模态。

以上分析的是对流活动与同期海温的 SVD 分析。下面再来看看它与前期海温之间的耦合模态。

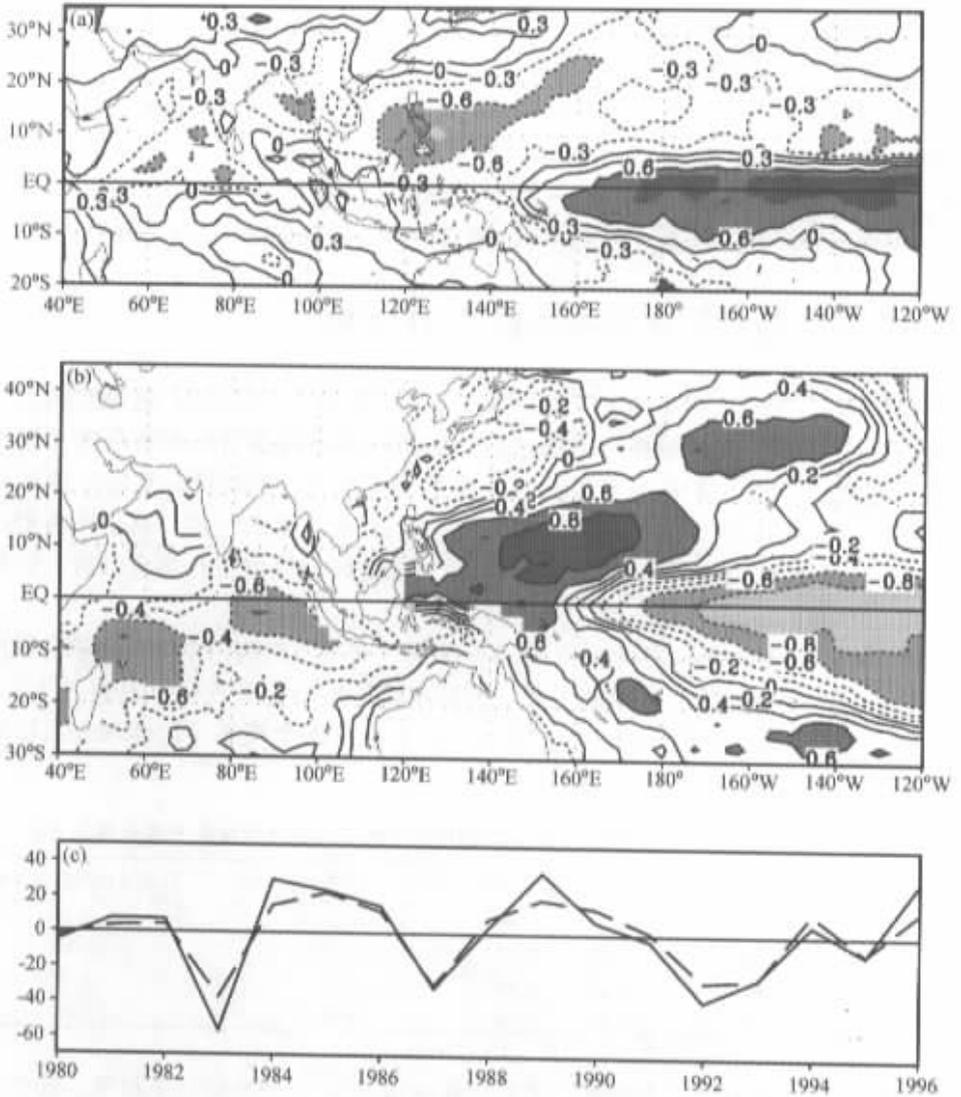


图1 6月 OLR 场 (a) 与 5、6 月平均海温 (b) 第一模态的异质相关图及其时间系数序列 (c)
 阴影区为达到信度检验的区域, (c) 中实线: 海温, 虚线: OLR

表 2 是 6 月 OLR 场和前期 2、3、4、5 月份平均海表面温度进行 SVD 分析的前四个模态的耦合强度及方差分量的大小。第一模态的 SCF 已占整体的 38%，且时间系数序列的相关系数高达 0.95，能够很好地反映两个场的最佳耦合特征。

表 2 OLR 场与前期海表面温度进行 SVD 分析的前四个模态的耦合强度及方差分量的大小

模态	时间系数的相关系数	SCF	累积 SCF	左场异质相关的 VARF	右场异质相关的 VARF
1	0.95	0.38	0.38	0.16	0.17
2	0.95	0.15	0.53	0.12	0.09
3	0.96	0.12	0.65	0.09	0.10
4	0.93	0.08	0.73	0.06	0.10

图 2 是第一模态的异质相关图。与图 1 对比可见，OLR 距平分布和海表面温度异常分布与同期的情况是很相似的，而且其时间系数序列（图 2c）与同期（图 1c）的时间变化趋势一致，只是长江流域的正距平异常区位置略偏西。这进一步说明前后期海温异常确实对南海夏季风及长江流域降水具有重要影响。同期及前期海表面温度场第一模态的异质相关图（图 1b 和图 2b）中最明显的不同之处是在东亚东部沿海附近。在南海至日本海及其以北地区，海温负距平的强度要比初夏的强。根据孙淑清等^{8]}的研究，图 2b 中所表示的海温型正与强的冬季风场相对应。他们也指出：东亚冬季风异常通过海温会影响到南海夏季风的强度变化。周发秀等^{9]}的研究明确指出：在强冬季风情

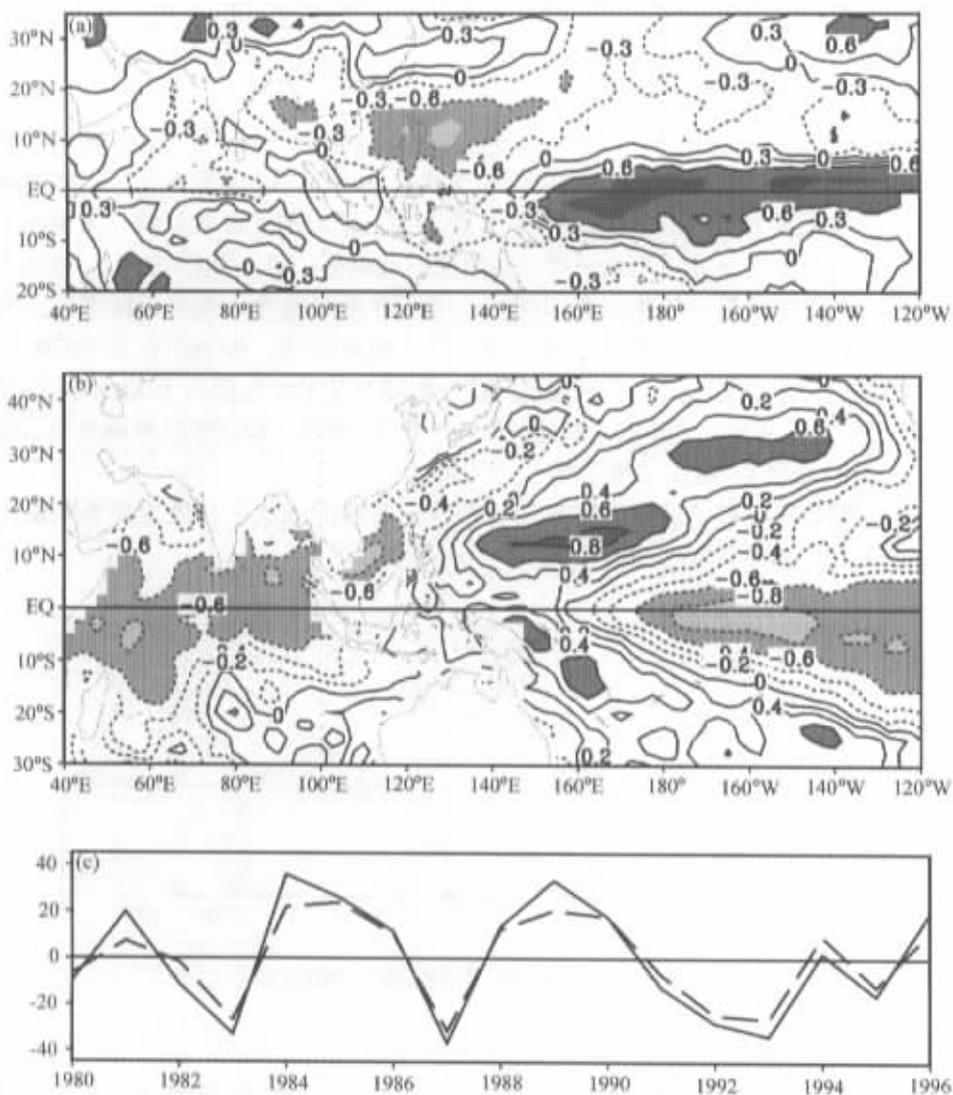


图 2 6 月 OLR 场 (a) 与 2~5 月的平均海温场 (b) 第一模态的异质相关图及其时间系数序列 (c)
阴影区为达到信度检验的区域, (c) 中实线: 海温, 虚线: OLR

况下，削弱了东亚沿岸北上的暖海流，不仅使得该地区海温降低，且从冬至春影响到南海，使该地区海温偏低，从而影响南海季风的爆发。图 1 与图 2 所展示的耦合图像说明：前期海温异常确实对南海夏季风及长江流域降水具有重要影响。

对 7 月的 OLR 也与海温进行了 SVD 分析，其耦合关系与 6 月的情况是一致的。

以上的 SVD 分析表明，自冬季开始的热带海温 El Niño 型异常分布及其与弱冬季风有关的东亚沿海海温异常有利于长江流域夏季的强降水，而南海季风则较弱；呈 La Niña 型分布时，则相反。当然，这里给出的只是 SVD 分析中的一个主要模态，海温与降水之间还存在其他的耦合关系，是比较复杂的。

3 1998 年夏季风及长江流域大暴雨过程的数值模拟

3.1 1998 年海温特征

自 1997 年春季发展起来的 El Niño 事件，在该年冬至 1998 年初达到最强，最大距平可达 4°C 以上，Niño3 区的平均温度距平也在 3.5°C 。但自冬季以后，增温幅度明显减弱，自冬至夏 El Niño 处于衰退阶段。至春季，正距平区向东退缩，太平洋中部已为负距平所代替。但是赤道东太平洋仍是明显的正距平。图 3 为 1998 年 5、6 月平均海温距平图。从图中可见，从热带西印度洋一直东伸至南海为大范围正距平区，海温偏高。负距平区出现在中西太平洋，但它的中心已明显东移。从 160°W 至 80°W 赤道东太平洋海温仍为正距平区，中心值超过 3°C 。此时 SSTA 分布仍处于 El Niño 位相，它的分布和图 1b 十分相似。降水的最佳模态应为图 1a 所示，即江淮流域降水应为强的正距平（OLR 负距平）。这正是与实况十分一致的。

下面我们将通过数值试验来研究在这种特定海温的强迫下，模式能否模拟出该年的夏季风及相应的异常降水的特征。

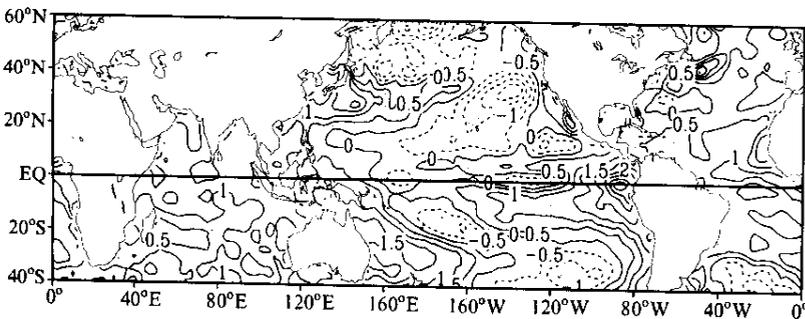


图 3 1998 年 5、6 月平均海温距平 (单位： $^{\circ}\text{C}$)

3.2 模式及试验设计

模式采用中国科学院大气物理研究所 T42L9 全球大气环流谱模式^[8]。该模式在 ECMWF 模式动力框架的基础上，通过引用不等间距的地形 σ 坐标下 ($\sigma = p/p^*$) 的标准层结近似方法而构造的。其动力框架和物理过程参见文献 [10, 11]。

以模式对平均气候态的模拟作为控制试验，并与实际大气气候态进行对比。积分

从气候平均的 5 月 1 日至 5 日资料作为 5 个初始场，在逐月变化的气候平均海温条件下，模式积分 90 天，并对 5 个试验结果进行简单的算术平均，得到 5~7 月月平均场。该模式不仅能够很好地模拟出气候平均的西风带槽脊和高低空气流分布以及它们的季节性变化，而且对于亚洲季风的建立和与之有关的各个主要系统，如南亚高压、副高进退及越赤道气流等都有较强的模拟能力。模式还十分成功地模拟了亚洲夏季风的爆发过程、降水分布的气候特点等。这为我们以后进一步试验提供了可信的基础。对气候态的具体的模拟结果在文献 [12] 中有详细的介绍。

模式的设计是：首先对 1998 年进行实况模拟，以 1998 年 5 月 1~5 日为初始场，在实际逐月变化海温条件下的集合试验结果作为模式对 1998 年夏季风活动过程及有关降水的模拟，试验名称为 EX98。敏感试验则通过改变赤道地区海温来考察它对东亚季风（特别是南海季风）及我国东部降水的影响。具体试验方案见表 3。

表 3 试验方案

试验名称	强迫源	强迫强度	强迫范围	强迫时间
CTL	以气候平均 5 月 1~5 日为初始场，在气候海温条件下的集合试验结果			
EX98	以 1998 年 5 月 1~5 日为初始场，在实际逐月变化海温条件下的集合试验结果			
EP	东太平洋	以该区域气候海温代替实际海温	180°~80°W, 10°S~10°N	5~7 月
WI	西印度洋	以该区域气候海温代替实际海温	40°E~80°E, 20°S~0°	5~7 月

在试验 EP 和 WI 中，我们把 1998 年的实际赤道东太平洋和西印度洋海温分别用气候平均值代替。以考察当年的过程对大气环流及降水的影响。

3.3 环流形势的模拟

3.3.1 大尺度环流

首先来看 500 hPa 高度场的模拟形势。图 4a、b 和 c 分别是实况 6 月距平、试验 EX98 的 6 月 500 hPa 位势高度场及其与 CTL 差值图。在实况的 500 hPa 位势高度距平图中，贝加尔湖附近及北太平洋中部脊都明显偏强（正距平区），东亚大槽也偏强（负距平区）。另外，西太平洋副热带高压强度偏强，从南海至西太平洋皆为正距平区。这说明西太平洋副高的西侧位置较南。这反映了该年南海季风偏弱，而长江流域降水偏多的形势。在模拟图中，槽脊的分布特征与实况大体一致（图 4b），即长波槽脊皆较强。副高也是强而偏南。长江流域正处于东亚大槽与副高的交汇处，这也是长江流域丰梅期的典型形势。比较距平场可见（图 4a 和 c）：除了副高区的正距平比较一致外，中纬度的正负距平区分布也大体相近。比较大的差异是亚洲东部的负距平区向东南方向扩展，且强度过强。比较图 4b 即可看出：这是东亚大槽位置过于向东南伸展的结果。

7 月的 500 hPa 模拟图及与控制试验的差值图表明（图略），在北半球西风带上，乌拉尔山附近的高压脊、太平洋中部脊和东亚大槽仍偏强，经向环流较强。同时西太平洋副热带高压强度明显偏强，位置偏南。来自乌拉尔山强大高压脊前的冷空气与源于西太平洋副高西北侧的暖湿西南气流仍相遇在长江流域，引起其持续梅雨的发生。

图 5 是实况与模拟的 6 月 850 hPa 月平均流场及后者与 CTL 差值图。从模拟图（图 5b）上看，在对流层低层，6 月的季风环流十分清楚。东非越赤道气流、赤道西风、印

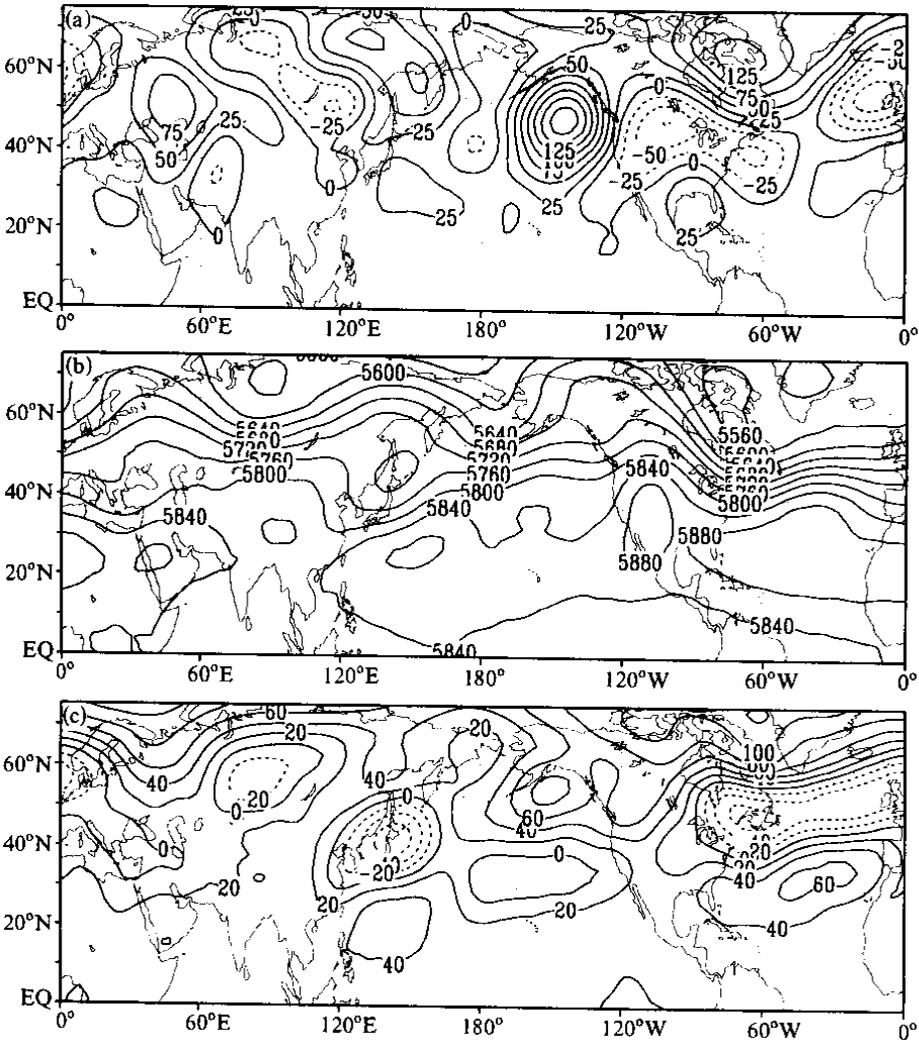


图 4 500 hPa 位势高度场及其与 CTL 差值 (单位: 位势米)

(a) 实况 6 月距平, (b) EX98 的 6 月 500 hPa 位势高度场; (c) EX98 500 hPa 位势高度场及其与 CTL 差值

度及经南海至我国长江流域的西南气流清晰可见。热带流场的基本特征与实况 (图 5a) 比较一致。在该试验与控制试验的距平风矢量图 (图 5c) 中, 南海地区仍然为异常反气旋环流控制, 印度半岛基本上为西北风距平气流。虽然东非越赤道气流稍强, 但印度季风和南海季风皆较弱。而在我国长江流域下游地区, 有明显的气流的辐合。这些与实况都是十分一致的。

从高层流场来看 (图略), 试验 EX98 对南亚高压、东半球向南的越赤道气流以及高空西风急流和热带东风急流都有较为准确的描述。就其高空系统强度看, 青藏高原上的南亚高压明显偏强, 太平洋上信风较弱。这与实况分析比较一致。但是在 105°E 处, 出现了较强的越赤道气流 (偏北距平风), 该异常气流显然不是与信风系统有关, 而是与太平洋上的副高有关。

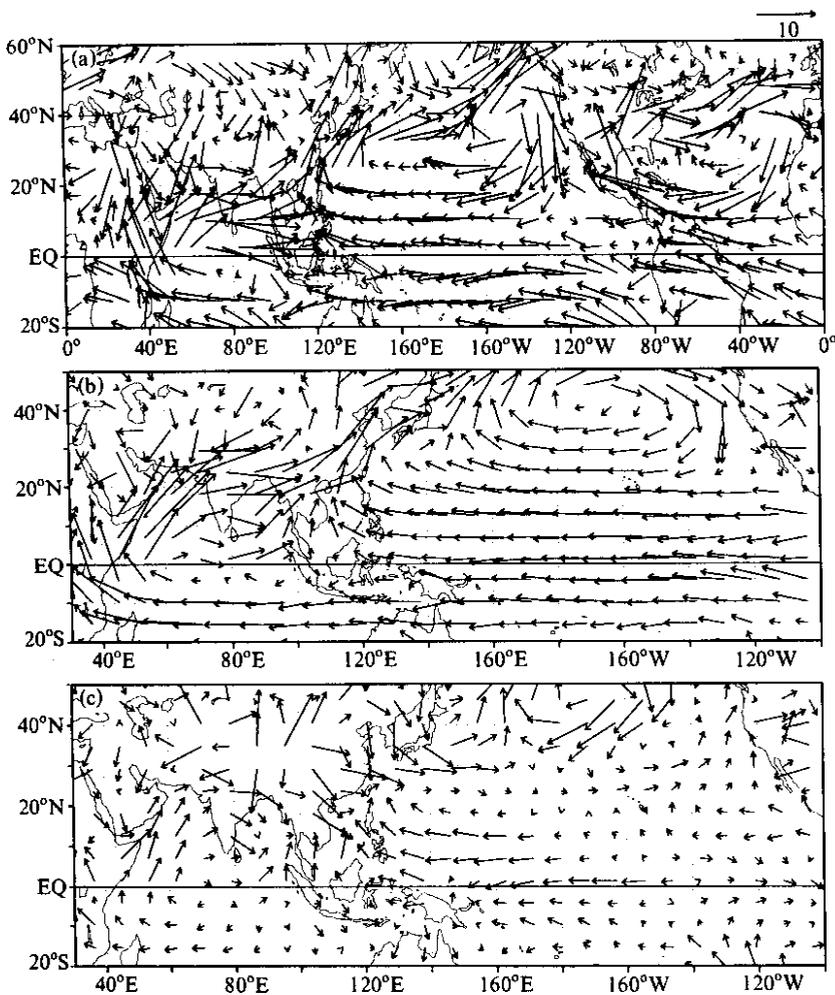


图5 6月850 hPa月平均流场及与CTL差值(单位:位势米)

(a) 实况;(b) 模拟;(c) 月平均流场与CTL差值

模拟的7月的低层流场(图略)大致与6月相同。南海地区仍然为异常的反气旋环流控制。此时,东非越赤道气流及其转向的赤道西风皆偏弱,印度地区仍为西北风距平。这说明南海和印度季风皆偏弱。在对流层高层(图略),南亚高压位置仍偏东偏北,强度偏强,在东亚沿岸出现极强的东北风距平气流,这十分有利于长江流域辐合上升气流的加强。

3.3.2 夏季风环流的模拟

研究表明^[5,43],1998年南海季风弱而爆发偏晚,大致定为5月的第5候,而长江流域则经历了较长的梅雨期。我们用逐候的流场图来描述模拟情况。

图6和图7分别是试验EX98的5月850 hPa和200 hPa候平均流场演变图。由图可见,在5月第1~4候(图6a~d),南海地区为反气旋环流控制,西太平洋副热带高压脊一直伸入南海。到5月第5候(图6e),副高东撤,南海整个区域为西南风占据。此时,东非越赤道气流及其转向的赤道西风都非常明显。这标志着南海夏季风的全面

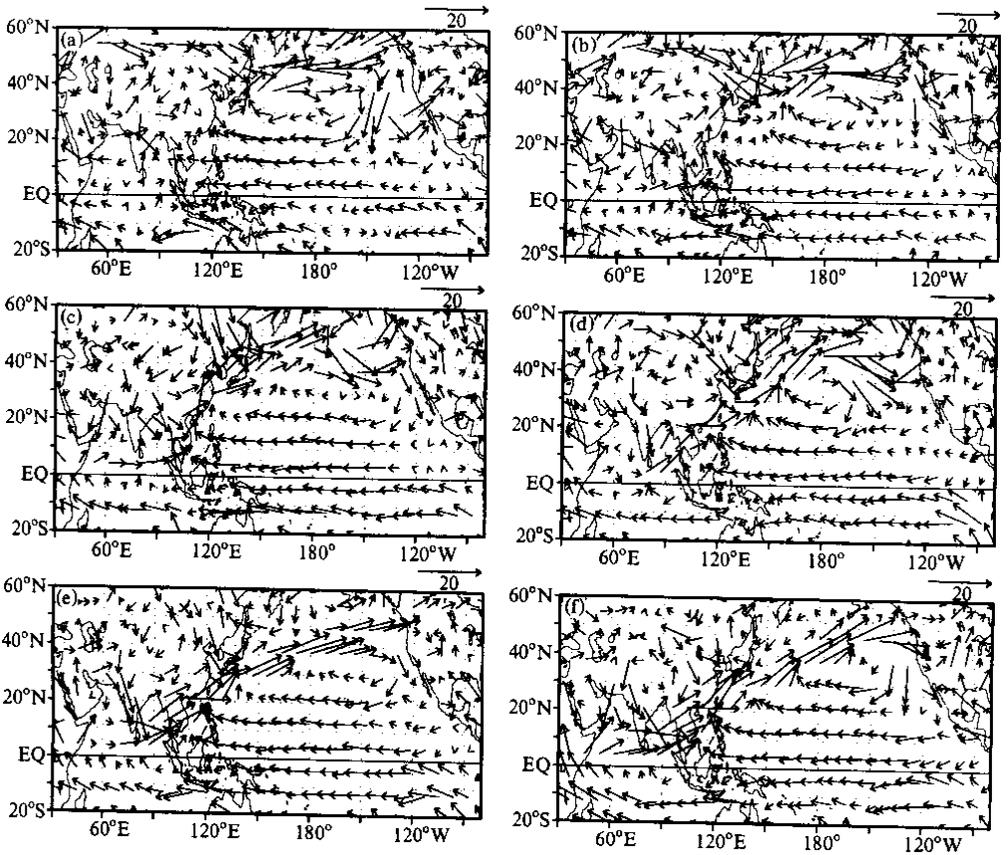


图6 试验 EX98 1998 年 5 月 850 hPa 候平均流场演变

(a)1~5 日;(b)6~10 日;(c)11~15 日;(d)16~20 日;(e)21~25 日;(f)26~31 日

爆发。其爆发日期及其变化与 SCSMEX 观测期南海夏季风爆发过程一致^[13]。南海地区在 5 月第 5、6 候基本维持异常的西南风。以上分析表明该模式能极好地模拟出南海夏季风的爆发过程,而且也能反映出该年南海夏季风爆发时期强弱异常的变化。

在对流层高层也可清楚看到,南亚高压从 5 月初从中印半岛上空逐渐北移,至 5 月第 5 候(图 7e),高压明显北进到中国大陆上空,南海南部地区为偏东风。而越赤道气流也由南风转为北风。以上这些高低空流场的演变特征表明,南海夏季风全面爆发时间应在 5 月第 5 候。这与实际资料分析的演变过程完全一致。

为了更清楚地揭示南海夏季风的爆发及其活动情况,绘制南海区域(105°E~125°E,5°N~20°N)平均的 850 hPa 纬向风和经向风的逐候变化及其与 CTL 差值图(图 8a 和 b)。在 5 月第 5 候,南海地区低层西风突然增大,且明显持续了一个候,这与实际的 OLR 演变(图略)也是一致的。这表明该模式成功地模拟出南海夏季风的爆发时间。南海季风爆发以后,在 5 月第 4 候至 6 月第 2 候、6 月第 2、6 候南海地区都出现了西南风距平(图 8b),南海夏季风活跃;而在其他时段南海夏季风处于极弱的状况。在模式模拟的结果中,从 6 月第 2 候以后,南海地区虽都为东南风,但其纬向风场变

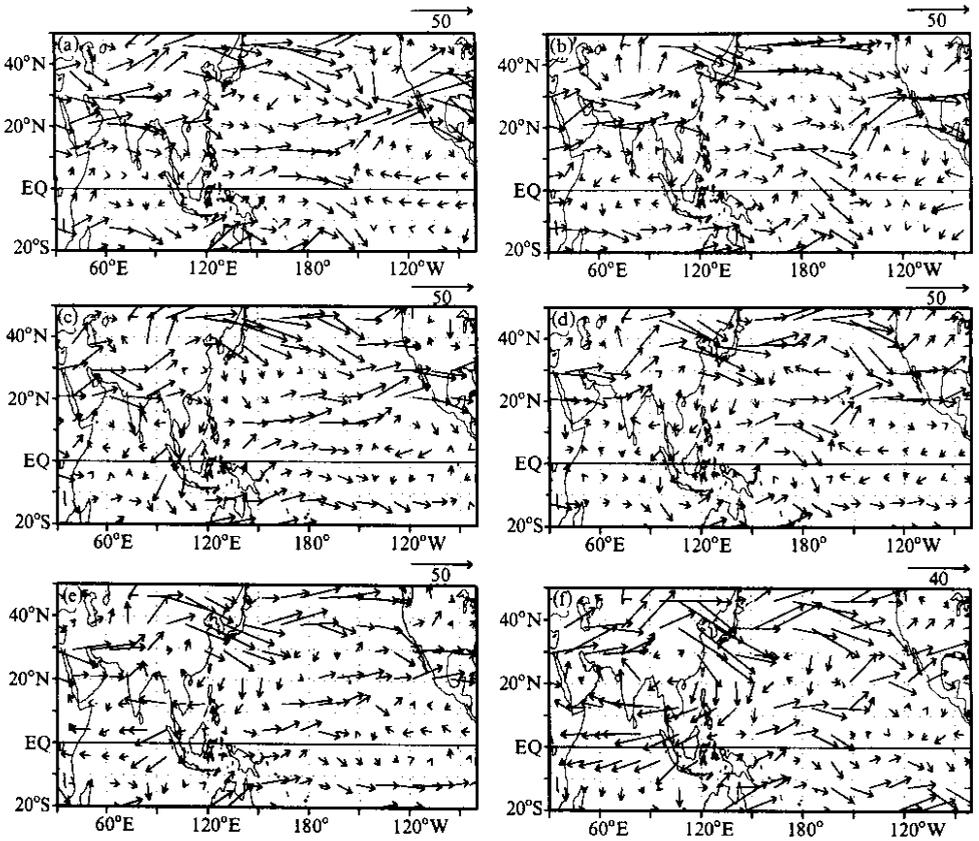


图7 试验 EX98 1998 年 5 月 200hPa 候平均流场演变图，其余同图 6

化趋势基本上都与实际 u 场变化情况一致，特别是在 7 月以后，其强度皆较气候值弱。南海地区东南风的维持是模式系统误差所造成，然而其风场的距平变化是能反映出南海夏季风的活跃和中断过程的。

通过上面的分析可以看到该模式能较好地刻画南海夏季风的爆发过程及其强弱变化的。

3.3.3 降水的模拟

降水异常是 1998 年夏季天气的主要特征。数值试验能否模拟出该年的强降水是检验模式的一个重要方面，也是大家关心的问题。在本试验中，我们仍用观测的海温计算 6、7 两月的降水及它们的距平（与控制试验的差）。图 9 是 1998 年 6、7 月降水与控制试验的差值图（即距平图）。在 6 月的图（图 9a）上可以看到，华南及南海地区为一个较弱的正距平区，大体上与气候状况一致。而在长江流域则出现了极强的降水带，其月平均距平值达到 270 mm 以上。这个绝对量值虽较实况的值小，但控制试验中长江流域的该月降水量最大中心值为 300 mm 左右，因此其距平百分率大致可达 90% 以上，这个数值已达到大暴雨的水平，与实况也比较接近。这比前人的工作有了改进，应该说对本次大暴雨过程的模拟是成功的。

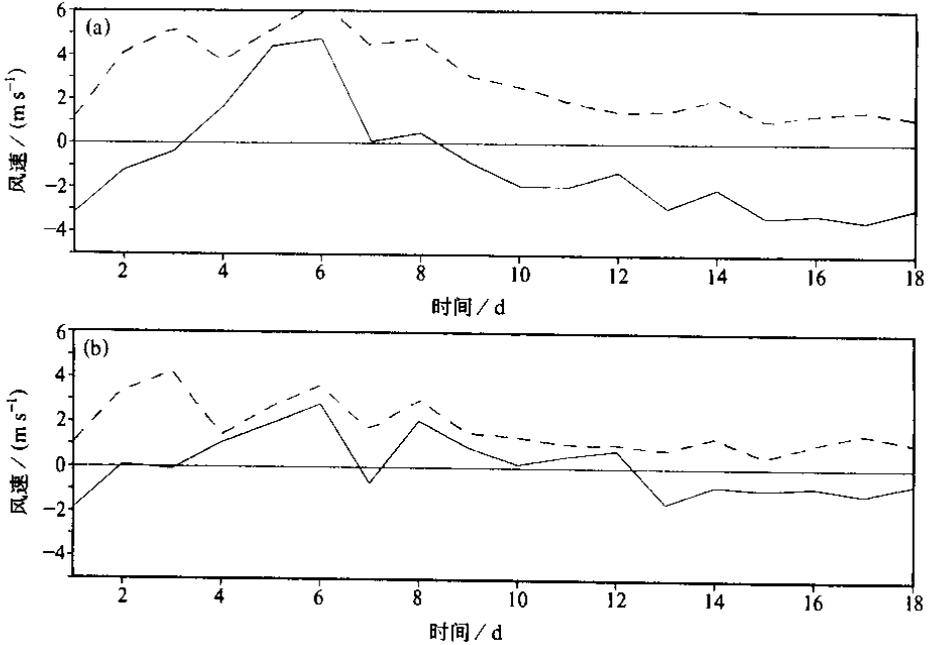


图8 试验 EX98 南海区域 (105°E~125°E, 5°N~20°N) 平均 850 hPa 逐候风场 (a) 及其与 CTL 差值 (b), 实线为纬向风 u , 虚线为经向风 v

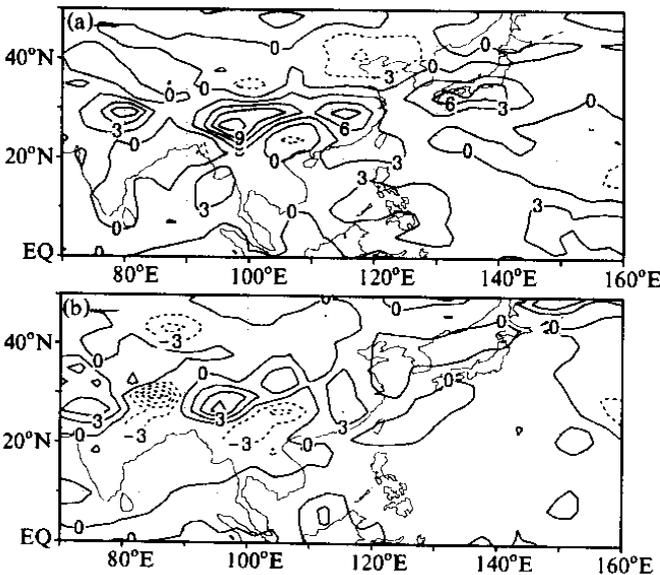


图9 试验 EX98 1998 年降水与 CTL 差值 (单位: $mm d^{-1}$) (a) 6月; (b) 7月

在 7 月的距平图 (图 9b) 上, 正距平区只出现在长江流域上游, 其余地区的异常值较小。但值得注意的是在东北地区有一个正距平区, 这可以与该月发生在松花江、嫩江地区的暴雨洪水过程相对应。7 月的降水模拟较 6 月要略差。

总之, 在 1998 年实际海温条件下, 该模式成功地模拟了该年南海季风的爆发及其强度变化, 同时也很好地刻画了该年夏季各月热带季风气流、西太平洋副热带高压、高空南亚高压以及西风带环流形势的基本特征。由模拟的结果来看, 南海夏季风与印度季风强度变化一致, 且南海夏季风的

强度异常与我国长江流域的降水变化趋势相反。在南海季风偏弱时, 西太平洋副热带

高压偏强，位置偏南，北半球中高纬环流经向发展较强。更令人鼓舞的是该模式还成功地描述出 1998 年长江流域 6~7 月及东北地区的强降水过程。

4 海温异常对 1998 年夏季风及长江流域大暴雨过程影响的数值试验

1998 年前冬、春季热带海温处于强的 El Niño 状态，在本节中将通过几个关键海域海温异常与夏季风的关系进行敏感性试验，以期从 1998 年这一特殊个例来进一步探讨亚洲季风异常与热带海温异常的关系。

4.1 热带东太平洋海温异常的影响——试验 EP

1998 年热带东太平洋海温异常对夏季风的影响是通过试验 EP 来实现的。试验的具体方案见表 3，即将实际的东太平洋海温用气候值来代替，强迫时段从 5 月开始，持续 3 个月。把计算结果与试验 EX98 进行比较。

图 10 为 6、7 月 850 hPa 流场差值图 (EP - EX98)。6 月 (图 10a) 图中清晰地看到东非越赤道气流及其转向的赤道西风偏强，南海地区基本为气旋式辐合距平气流控制，对流活动偏强。这说明热带东太平洋海温异常的偏暖将使南海季风偏弱。而在长江流域，则出现了反气旋差值环流。说明当赤道东太平洋海温变成气候平均时，该区域的强烈对流将被减弱。在 7 月的流场差值图 (图 10b) 上，南海地区仍然为气旋式辐合气流控制，而我国长江流域则以偏东北的差值风为主。这两个区域流场上的差异仍与 6 月相似。

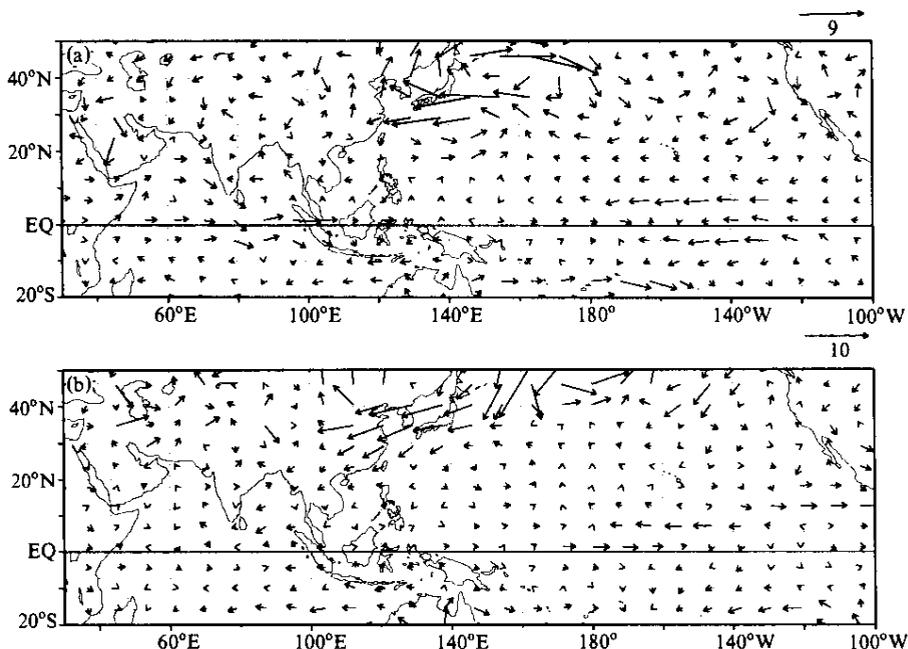


图 10 试验 EP 和 EX98 在 850 hPa 的流场差值

(a) 6 月 ; (b) 7 月

图 11 是 EP 试验在南海区域平均与试验 EX98 的风速差值随时间演变图，其中横坐标代表时间，纵坐标为风速；实线代表纬向风 u ，虚线为经向风 v 。由图可见，在 5 月的第 4 候，西风即有很大的增长。说明在热带东太平洋海温为气候状态时，即 El Niño 现象不存在时，南海夏季风基本上于 5 月第 4 候爆发。这与气候平均的季风爆发时间大体一致，但比实际南海夏季风爆发时间提前了一个候。此外，从图中还可看出，在南海夏季风爆发后的 6 月，南海地区的风场出现了较明显的强弱变化振荡，但是总体上来说它比试验 EX98 的风速都大。这说明，当用气候平均的海温取代实际的东太平洋海温时，南海季风的强度将会增强。

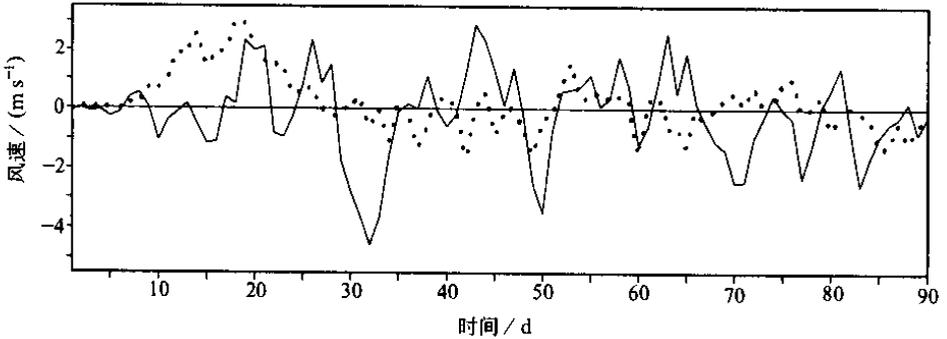


图 11 试验 EP 与试验 EX98 在南海区域平均的风速差值随时间演变图
实线为纬向风 u ，点线为经向风 v

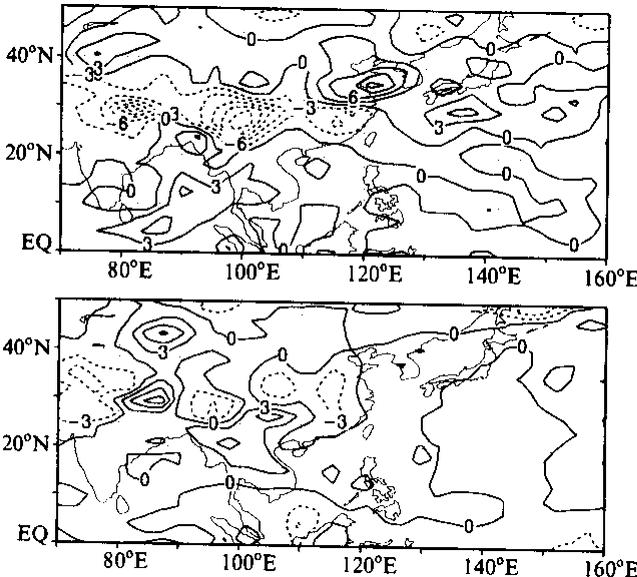


图 12 试验 EP 和 EX98 的降水量差值图 (单位: mm d^{-1})
(a) 6 月; (b) 7 月

下面再来考察试验 EP 对我国东部地区降水的影响。图 12a 和 b 分别是 6、7 月试验 EP 与 EX98 的降水量差值图。在 6 月的降水差值图 (图 12a) 上，南海及华南地区为正距平区，而在长江流域出现了强的负距平。对照图 9 可发现，该地区的雨量距平分布几乎位置完全相同，符号相反。这表明 1998 年东太平洋海温异常一旦消失，变成气候平均分布，则长江流域的降水就会接近正常值。由此可见，该海域的海温异常对东亚地区季风及其降水起着至关重要的作用，7 月的降水差值图 (图 12b) 也显示了与 6 月相同的分布，只是它的强度略弱，但仍然呈现出长江流域降水大大减少的特征。这时，华南及南海地区降水则偏多。

由以上分析可见，热带东太平洋海温异常对南海夏季风的强度变化及我国长江流

域降水有重要影响。该海区的暖海温将对应弱的南海季风，而长江流域降水则会明显增大；反之亦然。

4.2 热带西印度洋海温异常的影响——试验 WI

印度洋海温异常对大气环流的影响近年来受到人们的极大关注。吴国雄等^[14]研究过印度洋海温与赤道东太平洋海温异常的密切关系，并指出它对东亚夏季大尺度环流特别是副高有很大的影响。从图 3 的实况海温中可以看到，该年印度洋海温是偏高的。下面将探讨该地区海温异常对夏季风的影响。方案见表 3，即将表中实际的西印度洋海温用气候值来代替，强迫时段从 5 月开始，持续 3 个月，再把 WI 的计算结果与 EX98 进行比较。

在 6 月的 850 hPa 流场差值图（图 13a）中，东非越赤道气流及其转向的赤道西风明显偏强，南海地区基本为异常的气旋式辐合气流，对流活动偏强。而在长江流域，则为反气旋差值环流。这说明在热带西印度洋海温由偏暖而变为气候海温时，南海夏季风将增强，而我国长江流域的对流活动则会大大减弱。7 月的流场差值图的特征（图 13b）是：南海地区仍然为气旋式辐合气流控制，而我国长江流域则以偏东北的差值风为主。这两个区域流场上的差异仍与 6 月相似。

与图 10 比较可发现，1998 年热带西印度洋海温异常对东亚季风的影响与热带东太平洋十分相像。暖洋面将有利于长江流域的强降水，而不利于南海季风的加强。

考察试验 WI 在南海地区平均风速的时间演变也发现（图略）：在热带西印度洋海温为常年状态时，南海夏季风基本上也于 5 月第 4 候爆发，爆发时间较实际仍提前了

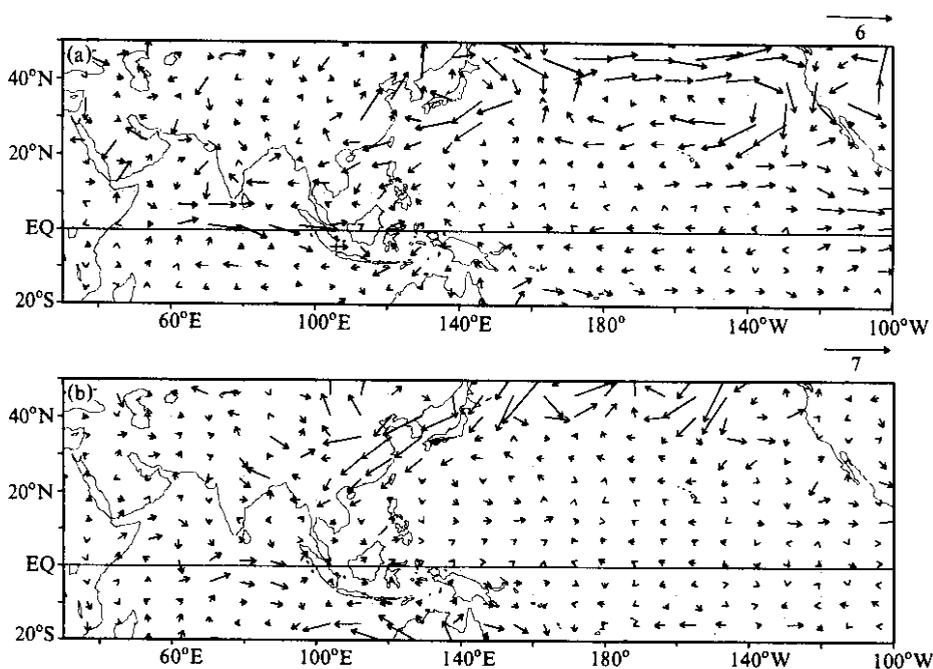


图 13 试验 WI 和 EX98 的 850 hPa 流场差值

(a) 6 月；(b) 7 月

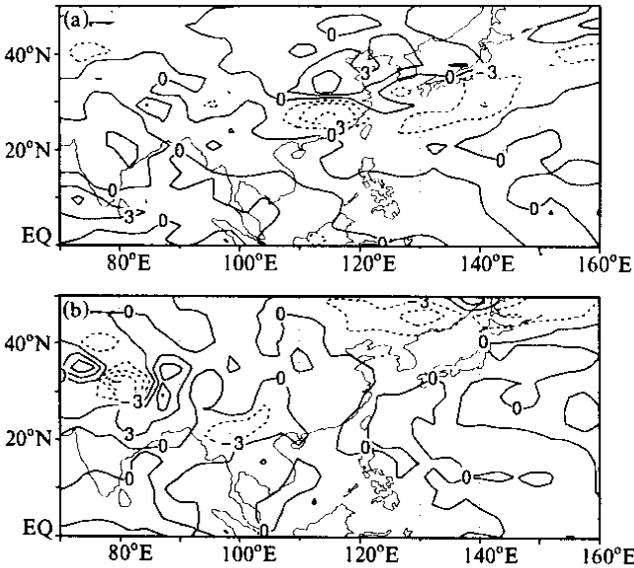


图 14 试验 WI 与 EX98 的降水量差值 (单位: mm d^{-1})
(a) 6 月; (b) 7 月

一个候。它与东太平洋海温异常在南海夏季风爆发中的作用相似。此外, 还可看出, 在南海夏季风爆发后, 其强度仍较试验 EX98 为强, 且出现了较明显的振荡。这些都是与试验 EP 的结果基本一致的。

热带西印度洋海温对我国东部地区降水的影响也是明显的。图 14a 和 b 分别是 6、7 月试验 WI 与 EX98 的降水量差值图。在 6 月, 南海及华南地区为正距平区, 而在长江流域出现了强的负距平。这样的降水异常分布形式与试验 EP (图 12) 基本一致。7 月的降水差值图 (图 14b) 中, 整个中国东部降水差值都明显偏小, 几乎接近于 0。但是在我国

的东北及西南地区, 却出现了负距平。这说明东北地区实况中的强降水将不再出现, 而我国长江流域降水的变化似乎很小。

以上分析说明: 该海域的海温异常对我国降水的影响是比较复杂的, 但仍起到十分重要的作用。

5 结 论

(1) 热带海温异常对南海夏季风及我国长江流域降水有很大的影响。对夏季的 OLR 场及前期海温之间的 SVD 分析表明, 当自前冬开始的热带海温呈 La Niña 型异常分布, 即赤道中东太平洋显著偏冷, 而在西太平洋暖池则为偏暖区, 南海及其东北海区的海温偏低时, 相应的对流活动的最佳耦合模态将是: 从印度半岛经孟加拉湾直至南海以及西太平洋暖池都为强对流活动区, 而在赤道中东太平洋和中国长江流域地区都为正距平区, 即降水偏少。当海温呈 El Niño 型分布时, 则相反。

(2) 1998 年夏我国长江流域发生了特大洪涝, 而该年南海夏季风爆发偏晚, 强度偏弱。该年前期 SSTa 分布则处于极强的 El Niño 位相。以此为实例, 进行了海温与夏季风关系的数值试验。

在 1998 年实际海温强迫下, 模式十分成功地模拟了 1998 年夏季流场的基本特征, 如赤道辐合带、东非及 105°E 的越赤道气流等热带流场以及西风带环流特征; 西太平洋副热带高压偏南而强的特点也十分清楚。南海季风的建立过程、爆发日期等都模拟得相当成功, 与实际十分符合, 日期偏晚, 在 5 月的第 5 候, 且整个夏季偏弱。印度季风也偏弱。特别令人鼓舞的是模式成功地模拟出了 1999 年长江流域 6~7 月的强降水, 距

平百分率达到 90% 以上。在 7 月的降水图上, 东北地区也有一个正距平中心, 与松花江流域的强降水区相对应, 但强度差距较大。

(3) 改变热带海温状况, 分别用气候海温代替赤道东太平洋和西印度洋实际海温。结果发现, 东太平洋海温异常对亚洲地区的环流及我国东部降水有极大的影响。在赤道东太平洋气候海温取代实际海温时, 与 1998 年实况相比, 副热带高压北抬, 在我国东南部沿海地区出现明显的反气旋环流异常。赤道西风增强, 东非越赤道气流向东位移并加强, 印度季风与南海季风也明显加强。长江流域降水为强的负距平带, 即降水将趋于正常值。这说明, 如果 1998 年不出现 El Niño 现象, 或者海温异常的强度减弱, 则长江流域降水就会大大减弱。这时东北的强降水区也变成了正常偏少。

(4) 1998 年热带西印度洋海温异常对东亚季风的影响与热带东太平洋十分相像。暖洋面将有利于长江流域的强降水, 而不利于南海季风的加强。该海域海温异常对我国东部地区降水的影响也是明显的。它的作用大体与东太平洋一致。但在 7 月, 它与试验 EX98 相比, 主要差异出现在我国的东北及西南地区。这说明东北地区实况中的强降水将不再出现, 而我国长江流域降水的变化则很小。

可见 1998 年的 El Niño 过程所对应的海温异常对于亚洲夏季风及我国长江流域、松花江、嫩江等地区的洪涝过程起了十分重要的作用。

参 考 文 献

- 1 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的影响及其物理机制, 大气科学(特刊), 1988, 107~117.
- 2 Nitta, T., Convective activities in the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **41**, 373~390.
- 3 Huang Ronghui and Wu Yifang, The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism, *Adv. Atmos. Sci.*, 1989, **6**(1), 21~32.
- 4 Zhang Renhe, A. Sumi, and M. Kimoto, A Diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China. *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, **16**(2), 229~241.
- 5 中国气象局国家气候中心, 98'中国大洪水与气候异常, 北京: 气象出版社, 1998, 88~108.
- 6 Wang Huijun, T. Matsuno, and Y. Kurihara, Ensemble hindcast experiments for the flood period over China in 1998 by use of the CCSR/NIES atmospheric general circulation model, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2000, **78**(4), 357~365.
- 7 Wallace, J. M. et al., Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies, *J. Climate*, 1992, **5**, 561~576.
- 8 孙淑清、陈隽, 异常东亚冬季风对夏季南海地区风场及热力场的影响, 气候与环境研究, 2000, **5**(4), 400~416.
- 9 周发秀、于慎余、傅刚、王东晓, 南海经向风的年际振荡及其对海温的影响, 第三届东亚及西太平洋气象与气候研讨会——南海季风实验科学规划会议, 1996, 361~362.
- 10 纪立人、陈嘉滨、张道民等, 一个包含非绝热加热物理过程的全球谱模式及其初步试验结果, 中期数值天气预报论文集(三), 北京: 气象出版社, 1990, 27~40.
- 11 Zhang Daomin, Li Jinlong, Ji Liren et al., A global spectral model and test of its performance, *Adv. Atmos. Sci.*, 1995, **12**(1), 67~77.
- 12 马淑杰, 南海夏季风持续异常特征及其对全球大气环流的影响, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2001.
- 13 丁一汇、李崇银, 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用, 北京: 气象出版社, 1999, 1~33.

- 14 吴国雄、孟文, 赤道印度洋 - 太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析, 大气科学, 1998, 22(4), 470 ~ 480.

Analysis and Numerical Experiment on the Relationship between the 1998 Summer Monsoon Activities and SSTA in Tropical Regions

Sun Shuqing and Ma Shujie

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract Using SVD analysis between OLR in summer and SST in the pre - winter and spring, the coupled modes are obtained to describe the relationship of the two fields. When SST in winter and spring presents a La Niña - like pattern, the corresponding anomalous OLR in the later summer will have a distribution with the positive areas over the Yangtze River valley and the tropical eastern Pacific(indicating a weaker convection), and a negative belt from the Indian Peninsula to the South China Sea and the western Pacific(indicating a stronger convection). However, for the El Niño pattern, it will be opposite. Taking the 1998 summer monsoon as a typical case, a numerical experiment has been done by using the T42L9 global spectral model developed by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (IAP/CAS) for investigating the influence of SSTA of that year on the severe flooding in the Yangtze River valley and the South China Sea Summer Monsoon (SCSM). The model has successfully simulated SC-SM including its onset date and strength. Meanwhile, the features of tropical current, subtropical high in the western Pacific, Qinghai - Xizang high in the upper troposphere and the westerlies are all well simulated. More important is that the model gives a heavy rainfall around the Yangtze River valley in June and July. The percentage departure of rainfall reaches above 100%. Moreover, the situation is just opposite in the South China Sea region, where the summer rainfall is weak in 1998. All these are in good agreement to the observed results. Sensitivity experiments show that SSTA in the central and eastern Pacific plays a main role in the variation of the onset and strength of SCSM and the precipitation in the eastern China. Replacing the SST of 1998 in the tropical eastern Pacific region by the climate mean, we may find that SCSM becomes stronger than the observed, and the precipitation in the Yangtze River valley turns to be normal, hence, severe flooding would no longer appear. The relationship between SST of the western Indian Ocean and summer monsoon and rainfall in 1998 has also been investigated. It is found that SST of the western Indian Ocean plays a similar role to that of the eastern Pacific in the Asian summer monsoon activities.

Key words : sea surface temperature ; flooding in the Yangtze River valley ; South China Sea monsoon ; numerical experiment