

夏季赤道东太平洋海温异常对全球及东亚 短期气候变化影响的数值试验*

杨芳林 袁重光

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

提 要

本文应用中国科学院大气物理研究所设计的两层大气环流模式(IAP-AGCM)研究了夏季赤道东太平洋地区负的海温异常对全球大气及赤道太平洋地区和东亚局地短期气候变化的影响,着重分析了海温异常(SSTA)所造成的降水、高度场、风场以及赤道太平洋地区海表感热和潜热输送等一些物理场的异常,并对赤道东太平洋海温异常影响全球及赤道太平洋和东亚局地短期气候变化的物理机制进行了探讨,得到了一些有意义的结果。

关键词: 海表温度异常; 降水异常; 低频振荡; 短期气候变化。

一、引 言

许多观测事实及数值试验都表明,全球短期气候的异常与海温有着密切的联系,而赤道太平洋地区的海温异常对全球大气环流的影响尤其受到了人们的广泛关注。Webster^[1]曾用一个线性斜压球面原始方程讨论了大气对不同纬度带的SSTA的局地及遥相关响应,发现大气对处于低纬弱西风基流区的海温异常响应强烈,随着纬度的增加,大气对处于高纬西风带极值区的SSTA响应减小,而对中纬度的SSTA,只有当中纬度西风基流弱时大气对SSTA才有显著的响应。早在60年代初,Bjerkness^[2]就对热带东太平洋海气相互作用问题进行了研究,指出赤道东太平洋海温异常对中高纬地区甚至全球的大气环流和天气气候都有明显的影响。我国对海气相互作用的研究始于70年代,在许多方面取得了卓越的成就。例如,符淙斌等^[3]在研究北太平洋高压的长期变化与赤道太平洋海温异常的关系时发现大气和赤道海洋都存在周期为40个月的低频振荡;陈烈庭^[4]曾用统计方法分析了赤道东太平洋地区冬春季冷水强弱与夏季热带太平洋上空环流系统的位置及强度的相关关系,提出了一个冬春季东太平洋赤道地区海温异常影响我国夏季汛期降水的可能机制:东太平洋赤道地区海温偏低(高)—赤道太平洋Walker环流(反环流)发展—赤道缓冲带反气旋不发展(发展)—Hadley环流发展(弱)并偏南(北)—西太平洋副高加强(减弱)西伸(东撤)并偏南(北)—江淮流域多雨(少雨)。并且他认为,赤道东太平洋冷水西伸的范围比冷水强度本身更为重要,该海域的SSTA对江淮流域的降水影响存在2—3个月的滞后时间。近年来,Nitta^[5]及黄荣辉^[6]等工作表明,赤道西太平洋暖池地区的海温异

1992年11月24日收到,1993年4月23日收到再改稿。

* 本研究得到国家基础研究重大关键项目及大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室的支持。

常对北半球特别是东亚地区的短期气候变化的影响也非常显著。在研究赤道东太平洋 SSTA 影响全球短期气候变化的机制方面,主要的结论是认为赤道东太平洋有正的 SSTA 时北半球将出现一个稳定的 PNA 流型。Wallace 等^[7]的统计分析及 Blackman 等^[8]的数值模拟都证明了这一点。最近肖子牛等^[9]用 IAP-AGCM 模式检验了冬季赤道东太平洋 SSTA 对大气环流的影响,同样发现了 PNA 流型的存在,并且认为 PNA 流型与 30—60 天的低频振荡密切相关。但是,在以前的工作中,无论是统计分析、数值模拟还是理论分析,都侧重于赤道东太平洋冬春季的海温异常对全球天气气候的影响,特别是正的 SSTA 的影响,并且认为赤道中东太平洋冬春的海温异常对东亚局地的天气气候变化的影响一般都有 3 个月以上的滞后时间。人们一般会认为在赤道东太平洋冷水区再加上一个负的海温距平,大气不会有显著的响应,但 Ropelewski 和 Halpert^[10]的数值试验发现反厄尔尼诺年的降水异常分布与厄尔尼诺年的降水异常分布几乎相反。那么,我们自然要问,夏季赤道中东太平洋的海温异常对全球及赤道和东亚局地的短期气候变化有无影响?有多大程度的影响?其物理机制是什么?本文选择了一个实际观测到的赤道东太平洋海温负距平进行区域海温异常的敏感性试验,试图对上述问题进行一些初步的探讨。

二、模式简介及试验方案的设计

1. 模式简介

本文所用的模式是中国科学院大气物理研究所设计的两层大气环流模式(IAP-AGCM),该模式的主要特点有:

(1) 引入“标准”大气层结,将热力学变量相对于标准层结的偏差作为预报量,这样可以自然定义有效位能和表面有效位能,有助于减少计算误差。

(2) 使用 σ 坐标,引入一套变量变换,使能量方程有紧凑的形式。

(3) 计算格式简单灵活,在无源和耗散条件下严格保证总“有效能量”守恒。

(4) 引入了一套“灵活性参数”,可以在不破坏能量守恒的前提下对模式进行某些经验校正,并使用分解算法。

模式顶取在 200 hPa,水平差分网格取 C 网格,分辨率为 $5^\circ \times 4^\circ$,时间差分别取 Matsuno 格式与 Leapfrog 格式交替,并加 Shuman 梯度平均,时间步长为 6min。取真实地形及海陆分布,土壤湿度、温度分别由地表水分和热量收支方程预报,洋面温度和海冰由观测的月平均资料线性内插而得。模式中包含了长波辐射、大尺度凝结和小尺度积云对流等加热过程,以及大气和下垫面之间的热量、水份、动量的湍流交换,地面积雪量由雪量预报方程预报,地面反照率是根据 9 种地表类型和有无积雪来计算的。IAP-AGCM 模式已通过了比较系统和严格的检验,并进行了气候平均态、季节变化、低频振荡和遥相关的模拟以及一些敏感性试验。例如,曾庆存等^[11]用该模式成功地模拟了大气环流的季节突变,袁重光^[12]利用该模式进行了东亚地区西南季风的活动及长江流域梅雨变化的模拟,曾庆存等^[13]进行了跨季度距平预报的数值试验,都取得了满意的结果。有关模式的详细情况可参看文献[14]。

2. 试验的设计

1985 年为反 El Nino 年, 以日期变更线为界, 赤道东太平洋海表温度全年为负距平, 大范围 SSTA 在 -1° 左右, 智利、秘鲁沿岸海温负距平范围广、强度大 (图略)。我们选择该年夏季赤道东太平洋负的海温异常为外源强迫进行敏感性试验, 其余海域的海温为多年月平均气候场。另外, 为了便于分析和比较, 还以多年月平均的气候海表温度场 $\overline{SST}^{cl}$ 为下边界强迫做了一个相应的控制试验。各试验所用的海温场和初始场如表 1。

表 1 敏感性试验和控制试验的海温场及初始场

	敏感性试验	控制试验
海温场	观测的 1985 年赤道东太平洋月平均 SSTA ^{ob} 范围: 80—150°W 22°S—10°N 及 150°W—180° 10°S—10°N	多年月平均气候海表温度场 $\overline{SST}^{cl}$
初始场	1985 年 5 月 1 日 0 点瞬时大气资料	1985 年 5 月 1 日 0 点瞬时大气资料

我们用敏感性试验与控制试验之差来反映大气对区域异常海温强迫的响应。因为控制试验和敏感性试验所用的初始场都为相同的观测值, 因此敏感性试验与控制试验的差反映了异常海温对大气异常的贡献。初始大气场的资料来源于 ECMWF^[13], 包括风、相对湿度、高度场和温度场。由于地温、地面湿度及雪盖等没有观测资料, 用 IAP-AGCM 模式积分第 24 年的模式气候场代替。积分 4 个月, 从 5 月 1 日到 8 月 31 日。逐日海表温度场是通过线性插值得到的。设所求某月 (m) 某日 (n) 的海表温度为 T_n , 该月的月总天数为 L_m , 月中值为 MID (如 5 月的 MID 为 16 天, 6 月的 MID 为 15 天), S_m 为第 m 月的月平均海表温度, 则

$$T_n = \begin{cases} S_{n-1} + (S_m - S_{m-1})(n - 16 + L_{m-1}) / L_{m-1}, & \text{当 } n < MID \\ S_m, & \text{当 } n = MID \\ S_m + (S_{m+1} - S_m)(n - MID) / L_{m+1}, & \text{当 } n > MID \end{cases}$$

在积分过程中海温每 24 小时更新一次。

三、试验结果

1. 全球降水变化

在短期气候的变化中, 降水是我们所关心的重要因子之一。图 1 是试验得到的季节平均 (6—8 月) 全球降水距平百分率分布图, 图中“点”的部分代表降水减少。一个普遍的特征是全球大部分地区降水减少, 但降水增加地区的增幅较大; 北半球降水异常的区域尺度比南半球小。值得注意的是, 虽然我们所加的异常海温强迫在赤道东太平洋地区, 但从 140°E 以东的整个赤道太平洋的降水都减少, 并且赤道太平洋以外地区降水异常的强度更

大。这说明,夏季赤道东太平洋地区的海温异常对大气的作用不是局地的,它通过影响大气环流造成了全球短期气候的异常。另外,在北半球我们可以看到降水的正负距平从低纬到中高纬呈波列状分布,一条从赤道东太平洋的负距平区经北太平洋东部的正距平区一直向东传播,另一条从北太平洋东部的正距平区向西传播一直到达欧亚大陆。形成这一现象的物理机制我们将在后面加以分析。

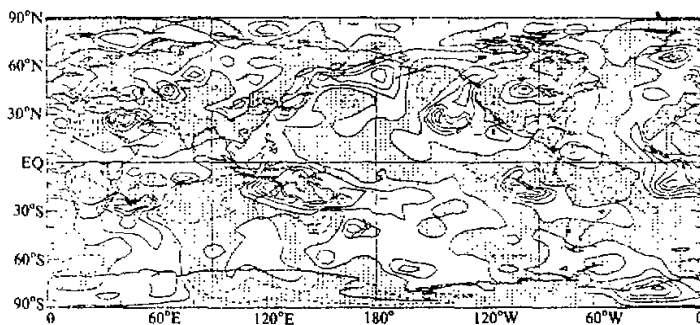


图1 试验得到的季节平均(6—8月)全球降水距平百分率
等值线间隔为30%

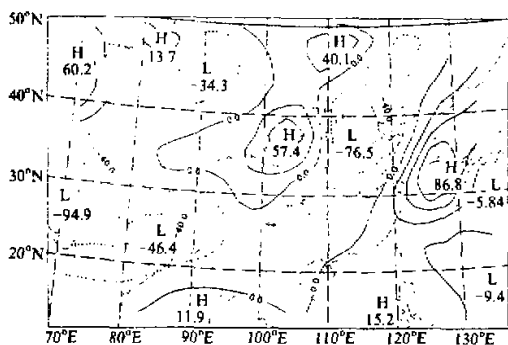


图2 试验得到的东亚地区6—8月
季节平均降水距平百分率
等值线间隔为20%

2. 东亚局地降水变化

我国地处东亚,是世界上气候变异大的区域之一,世界上较大的气候异常在我国都有反映,尤其是发生在我国经济中心的长江流域和黄河流域的干旱和洪涝灾害更对我国经济建设有重大影响。从本世纪30年代以来,我国气象工作者对长江和黄河流域的旱涝问题进行了大量深入的研究,对旱涝的时空分布及旱涝时期的大气环流特征和季风活动有了较深刻的认识。在旱涝形成的

物理机制方面,揭示了某些地区的海气相互作用和陆气相互作用以及大气内部动力过程对长江和黄河流域旱涝影响的重要性,并对其产生影响的物理机制有了初步的认识。但在以前的工作中,夏季赤道东太平洋海温异常对当年夏季长江和黄河流域降水的影响还没有引起人们的足够认识。图2是试验得到的东亚地区6—8月季节平均降水距平百分率,可以看到,当赤道东太平洋有负的海温异常时,黄河下游地区及长江中下游地区的降水减少,最大负距平中心在汾河流域,长江及黄河上游地区的降水增多。低纬地区的降水异常不大,40°N附近的中纬度地区降水异常强烈。值得注意的是,5月份长江和黄河下游地区的降水

距平几乎为零(图略), 说明赤道东太平洋地区的 SSTA 对长江和黄河流域降水的影响有 1 个月以上的滞后时间。

观测实况(图 3)表明, 1985 年我国华南、华中、黄淮流域相继出现干旱、高温天气, 江淮地区 6 月份降水只有常年的 50% 左右, 该年夏季(6 月至 8 月)中国东部(107°E 以东)的降水基本上以黄河为界, 黄河以北的华北平原北部及东北地区降水丰沛, 黄河以南的华北平原南部、长江中下游平原及华南大部降水较常年偏少, 尤其以江淮流域的旱情最为严重, 西南地区及青藏高原降水较常年偏多, 西北地区偏旱^[16]。实况与试验结果对比表明, 除我们所熟知的西太平洋暖池及前冬赤道东太平洋海温异常对长江和黄河中下游的降水有显著影响外, 夏季赤道东太平洋海温异常的作用也不可忽视。1985 年夏季赤道东太平洋冷水可能是造成该年夏季长江和黄河中下游地区干旱的重要原因之一。

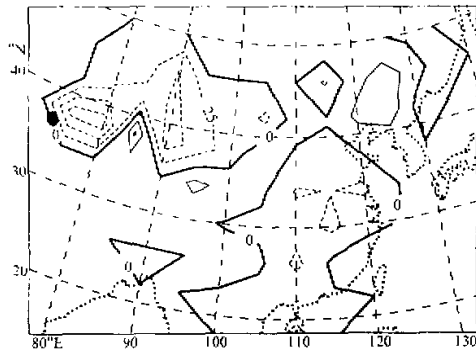


图 3 观测实况的东亚地区 1985 年 6—8 月
平均降水距平百分率
等值线间隔为 10%

3. 太平洋地区物理量场的变化

海温异常位于赤道东太平洋, 赤道太平洋地区的大气受其直接影响。图 4 给出了一些赤道太平洋地区由于海温异常造成的大气变量的变化。图 4a 是降水距平图, 降水异常的中心偏在海温距平中心的西边, 在 Smith 和 Gordon^[17]及吴国雄^[18]的试验中都发现了类似的现象。另外, 降水异常强烈的地区并不在赤道东太平洋的海温异常区。在西太平洋暖池地区降水增加, 西太平洋赤道北侧 (155°E , 5°N) 有一个强的降水负距平中心; 赤道东太平洋南部降水减少, 但距平值很小, 并且降水负距平的范围远小于海温负距平的范围。下面我们来分析形成这种降水距平分布的原因。图 4b 和 4c 分别是赤道太平洋的异常感热通量和异常水汽通量分布图, 它们之间非常相似。与 100°W 附近的海温负距平中心对应, 这两个变量场在 100°W 附近也各有一个强的负距平中心, 且整个赤道东太平洋地区的正负距平分布与 SSTA 很相似, 这说明由于海温降低造成了赤道东太平洋地区的正负距平分布与 SSTA 很相似, 这说明由于海温降低造成了赤道东太平洋对大气的感热和潜热输送的减少。但是整个太平洋地区感热通量和潜热通量的距平分布与降水的距平分布差异很大, 且正负距平中心的分布几乎相反, 这说明由于海温降低而造成的水汽蒸发和感热输送的减少并不是导致降水减少的直接原因。那么, 其真正的物理原因是什么? 图 4d 和 4e 分别是 400 hPa 和海表的散度距平场, 与图 4a 的降水距平分布对比可以发现, 降水增加的地区低层辐合、高层辐散, 降水减少的地区低层辐散、高层辐合。辐合辐散中心的分布与降水正负距平中心的分布对应得极好, 并且降水距平大的地方散度场的距平也大。因此, 当赤道东太

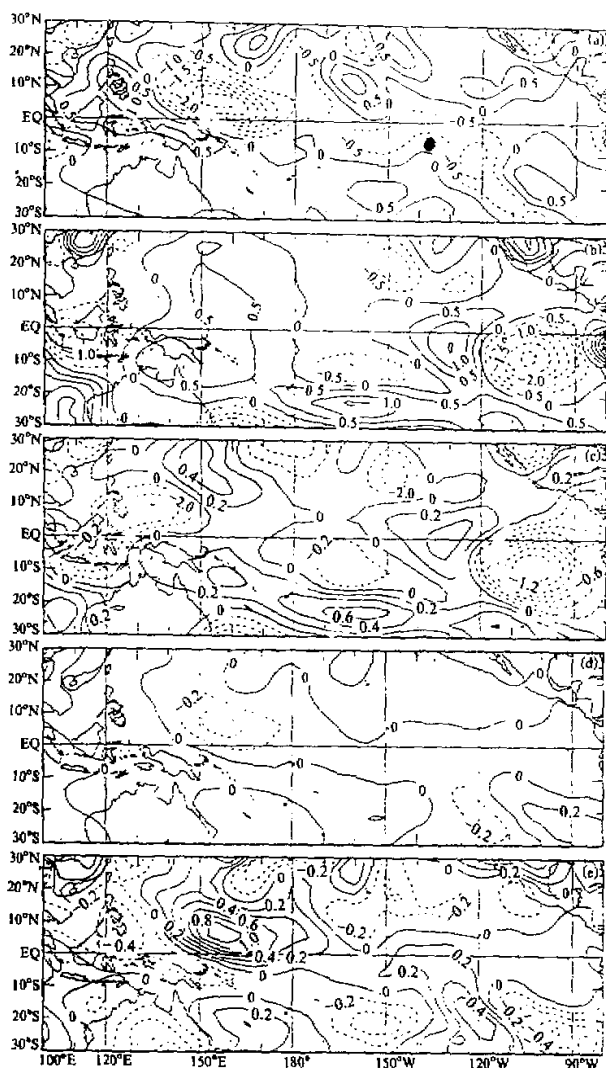


图4 试验得到的赤道太平洋地区一些物理量的距平场

(a) 降水; (b) 感热通量; (c) 水汽通量;
(d) 400 hPa 风场散度; (e) 海表风场散度

暂不进行讨论。

4. 海温异常影响全球短期气候变化的物理机制

从前面的分析我们知道, 当夏季赤道东太平洋有负的海温异常时, 南北半球的降水都

平洋夏季存在负的海温异常时, 海洋向大气输送的感热和潜热减少, 首先受到影响的是赤道太平洋地区的风场, 由于风场的辐合辐散影响到水汽的分布, 从而造成赤道太平洋地区降水的增多或减少。在赤道西太平洋地区, 海表水温高, 有利于降水的形成, 当赤道风场变化时, 其降水的变化也大。因此, 虽然我们所加的异常海温分布在赤道东太平洋地区, 而赤道西太平洋地区的降水距平却更大。

上面我们试图给出一个夏季赤道东太平洋海温异常影响赤道太平洋地区大气变化的物理图像, 赤道太平洋地区的降水距平与风场、气压场、水汽场等有较好的对应关系。但是, 赤道东太平洋海温异常究竟是怎样影响到风场变化的? 沃克环流和哈得莱环流的变化如何? 这些问题都还没有得到解决。由于模式的垂直分辨率低, 不利于纬向和经向环流的分析, 本文对此

发生了较大的变化, 在北半球降水的正负距平从低纬到高纬还呈波列状分布, 南半球也有类似的现象。从 1985 年的个例来看, 该年夏季赤道东太平洋负的海温异常是造成长江和黄河中下游干旱的重要原因之一。那么, 夏季赤道东太平洋的 SSTa 是通过什么样的物理机制影响到全球短期气候变化的呢?

Wallace^[6]早在 1981 年就指出, 在冬季当赤道东太平洋有正的 SSTa 时, 北半球将出现一个稳定的 PNA 环流。Blackman^[7]等利用大气环流模式以 1 月份异常的赤道东太平洋海表温度强迫大气进行长时间的数值积分, 发现副热带 500 hPa 高度距平场、700 hPa 高度距平场和风场及温度场的分布都与 PNA 流型相当一致。肖子牛等用 IAP-AGCM 模式也检验了冬季赤道东太平洋 SSTa 对大气环流的影响, 同样发现了 PNA 流型的存在, 并且认为 PNA 流型与 30—60 天的低频振荡密切相关, 赤道东太平洋的海温异常激发出 30—60 天的低频波向中高纬传播, 然后再向西传播影响到东亚地区的大气环流。这也是赤道东太平洋 SSTa 造成夏季我国长江和黄河流域降水异常的一种可能机制。然而, 在夏季, 当赤道中东太平洋有负的海温异常时, 是否有 30—60 天的低频波产生? 是否有类似于 PNA 的流型存在?

图 5 是 6 月份 500 hPa 月平均高度距平场, 赤道中东太平洋异常热汇区为高度场正距平, 它的两侧有两列正负距平交替出现的波列向北半球中高纬西北和东北方向传播, 波列的形状与 PNA 和 EAP 流型相似, 但正负距平的分布相反。同样, 在南半球也存在一支东南方向传播的波列, 且距平响应更强烈。

图 6 是一组北半球逐日 500 hPa 高度距平场在几个不同纬度上的经度-时间剖面图。

在 66°N, 积分的前 3 个月有周期为 10 天左右的波动西传, 最后一月波动却转向东传, 且传播周期增大; 在中高纬地区 (58°N、50°N 和 42°N 的剖面图) 波动明显东传, 周期为 30—60 天不等, 在 50°N 附近波动的绕地球一周需 60 天左右, 这一结论与肖子牛等发现的冬季中高纬 30—60 天低频波西传的现象不同; 34°N 是一个过渡带, 无明显的波动传播; 在中低纬地区 (26°N 和 18°N 的剖面图), 以东亚大陆为界, 季风区和信风区低频波的传播不同, 信风区波动西传, 周期为 20 天左右, 而季风区的波动东传, 但不明显; 在热带和赤道地区 (10°N 和 2°N), 无明显的波动传播现象, 这是由于夏季低频波比冬季弱, 而低纬又比中纬度弱, 冬夏季基本气流的强度、分布也明显不同之故。

由以上的分析可以看出, 在不同的纬度带存在着不同频率、不同传播方向的波动。当赤道东太平洋地区夏季的海温存在异常时, 异常热源激发的低频波向北传播影响到中高纬地区, 然后再向西或东传播, 影响到东亚及全球的大气环流, 造成短期气候的异常。

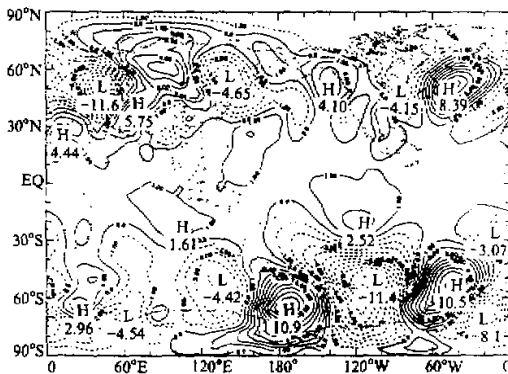


图 5 试验得到的 6 月月平均 500 hPa 高度距平场

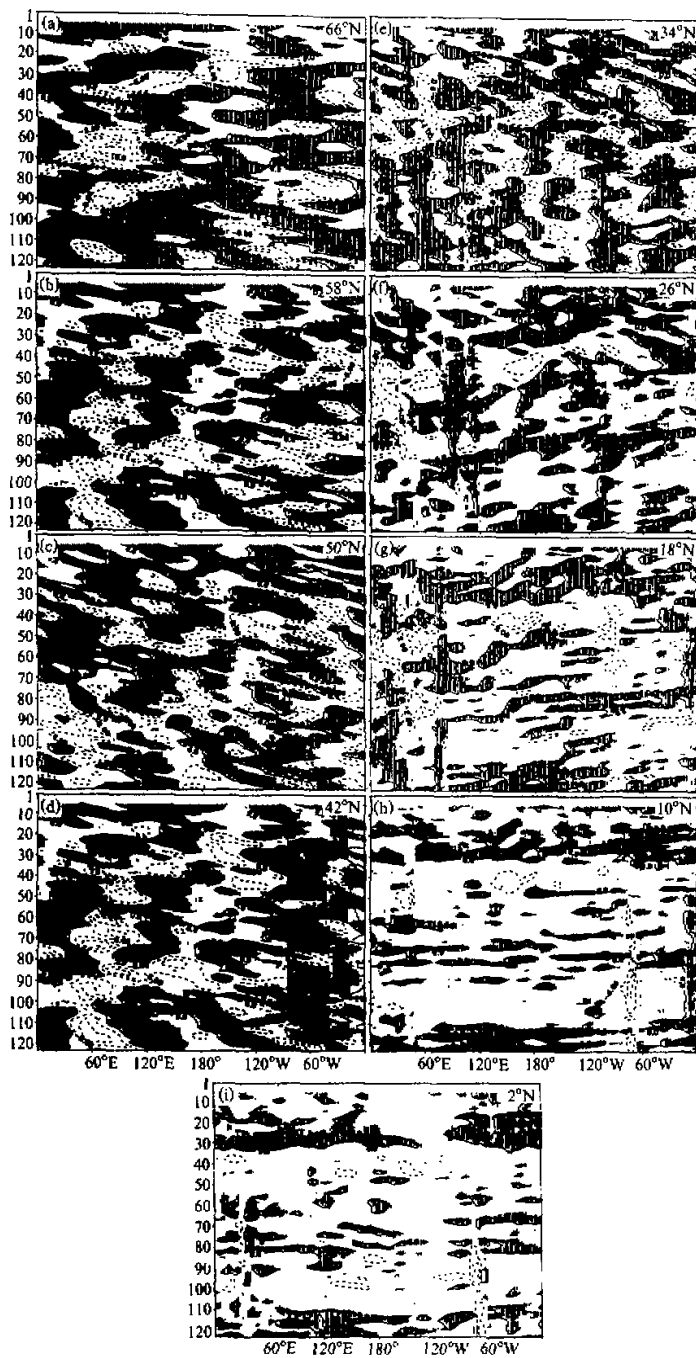


图6 试验得到的北半球逐日 500 hPa 高度距平场在几个不同纬度上的经度-时间剖面图

四、小 结

本文用实际观测的夏季赤道东太平洋区域异常海温为外边界强迫进行数值试验, 研究了区域海温异常对全球及区域短期气候变化的影响。试验结果表明, 夏季赤道东太平洋负的海温异常通过海气相互作用激发出的异常波动首先向南北半球中高纬传播, 然后再向东或向西传播, 从而影响到全球短期气候的变化。在不同的纬度, 波动的传播方向和速度都不同, 50°N 附近有比较清楚的 30—60 天的低频波向东传播, 26°N 附近有周期为 20 天左右的波动向西传播, 而在低纬热带和赤道地区, 无明显波动传播。1985 年夏季赤道东太平洋负的海温异常是造成该年夏季中国江淮流域干旱的重要原因之一。在赤道太平洋地区, 虽然 SSTA 分布在东太平洋, 但由于西太平洋的海表温度高, 降水异常最强烈的地区在赤道西太平洋。负海温异常造成赤道东太平洋海表的感热和潜热输送减少, 但感热和潜热输送异常并不是造成降水减少的直接原因。海温的异常首先引起赤道太平洋地区风场的变化, 风场的辐合辐散造成水汽的汇集, 从而影响到降水分布。

造成大气短期气候异常的因子是多样的, 极冰、陆地地表温度及湿度以及雪盖等物理因子都有不同程度的影响。在以前的工作中, 对于夏季赤道西太平洋地区及冬春季赤道东太平洋地区的海温异常对全球大气及我国长江和黄河流域的降水影响讨论得比较多, 并且已有比较成熟的理论, 但夏季赤道东太平洋地区海温异常的影响还不是很清楚。本文仅给出了一些试验结果及分析, 大气与海洋的热力对比在冬夏有很大不同, 其相互作用也应有所不同, 进一步的深入探讨是很有益的。

参 考 文 献

- [1] Webster, P.J., 1981, Mechanism determining the atmospheric response to sea-surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 554—571.
- [2] Bjerkness J., 1969, Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, No.3, 163—172.
- [3] Fu Congbin, et al., 1977, The effect of tropical ocean on long-term variation of subtropical Pacific high, *Kexue Tongbao*, **21**, 313—317.
- [4] 陈烈庭, 1977, 东太平洋赤道地区海水温度异常热带大气环流及我国汛期降水的影响, *大气科学*, **1**, No.1, 1—12.
- [5] Nitta, T., 1987, Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc., Japan*, **65**, 373—390.
- [6] 黄荣辉、李维京, 1988, 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)*, 107—117.
- [7] Horel, J.D. and J.M. Wallace, 1981, Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813—829.
- [8] Blackman, M.L., et al., 1983, A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperature, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410—1425.
- [9] Xiao Ziniu and Li Chongyin, 1990, Numerical simulation of the atmospheric low-frequency teleconnection to external forcing, The Annual Report of LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China, 152—165.
- [10] Ropelewski C.F. and Halpert M.S., 1987, Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino / Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606—1626.
- [11] 曾庆存、梁信忠、张明华, 1988, 季风和大气环流季节突变的数值模拟, *大气科学 (特刊)*, 22—42.
- [12] 袁重光, 1990, 夏季风及其降水模拟, *大气科学*, **14**, No.1, 46—52.

- [13] 曾庆存、袁重光、王万秋、张荣华, 1990, 跨季度气候距平数值预测, *大气科学*, 14, No.1, 10—25.
- [14] Zeng Qingcun, Zhang Xuehong, Liang Xinzong, Yuan Chongguang and Chen Shenghua, 1989, Documentation of IAP two-level atmospheric general circulation model, DOEER60314-H1, TR044, Prepared for United States Department of Energy, Feb., 383pp.
- [15] 中国科学院大气物理研究所资料中心, 1991, 数据集报告, 第四册.
- [16] Yang Fanglin and Yuan Chongguang, 1993, Numerical simulation of short-range climate anomalies, *Adv. Atmos. Sci.*, 10, No.3, 335—344.
- [17] Smith, I.N. and H.B. Gordon, 1992, Simulation of precipitation and atmospheric circulation changes associated with warm SSTs: results from an ensemble of long term iterations with idealized anomalies, *Climate Dynamics*, 7, 141—153.
- [18] Wu Guoxiong, 1992, Relationship between anomalies of SST in tropics and summer rainfall over China, International Symposium on East Asia Monsoon, September 21—25, Tsukuba, Japan.

Numerical Experiment on the Influence of Sea-surface Temperature Anomalies in the Eastern Equatorial Pacific in Summer upon the Short-range Climate Changes over Globe and in East Asia

Yang Fanglin and Yuan Chongguang

(The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

By using the two-level atmospheric circulation model developed in the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (IAP-AGCM), the influence of negative sea-surface temperature anomalies (SSTA) in the eastern equatorial Pacific in summer upon the global atmospheric circulation and the regional short-range climate changes in the equatorial Pacific and East Asia is studied with special attention to the anomalies of some simulated variables such as the latent flux and sensible flux at the sea surface in the equatorial Pacific precipitation, geopotential height and wind and so on. How the SSTA in the eastern equatorial Pacific in summer affects the global and regional short-range climate changes is also studied. Some meaningful results are obtained.

Key words: sea-surface temperature anomalies; anomalous precipitation; low frequency; short-range climate change.