

降水对热带海表温度异常的邻域响应*

II. 资料分析

吴国雄 孙凤英 王敬方 王晓春

(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

对最近 10 年海表温 (SST) 的分析表明, 东赤道太平洋 (EEP) 及中赤道印度洋 (CEI) 的 SST 存在显著正相关。西赤道太平洋 (WEP) 及西北太平洋 (WNP) 的 SST 也存在相关。流场和降水分析表明, 当低空流场存在对 EEP 正的 SST 异常响应时, 也存在对 CEI 正的 SST 异常的响应。前者位置偏东, 对我国天气无直接影响; 后者导致南方少雨, 江淮多雨。在 WNP 和 WEP 海区 SST 异常的共同强迫下, 我国南海及西太平洋出现低空反气旋式环流。由于其位置偏南, 异常雨带位于华南, 使我国华南多雨, 江淮少雨。本文还用最近 38 年的海温和降水资料对上述结果进行检验。资料分析证实了数值模拟的结果, 即降水对热带海表温度异常的响应是一种邻域响应。

关键词: 邻域响应; 旋转主分量 (RPC) 分析。

一、引 言

在第一部分的数值模拟中^[1], 我们利用恒定的 8 月气候条件进行敏感性试验, 研究大气环流和降水对热带海表温度 (SST) 异常的响应。SST 异常 (SSTA) 被分别置于如图 1a 所示的四海区, 即赤道中印度洋 (CEI), 西北太平洋 (WNP), 西赤道太平洋 (WEP) 和东赤道太平洋 (EEP)。SSTA 的强度在 EEP 区为 $\pm 4^{\circ}\text{C}$, 在其他海区为 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。它们被分别叠加在 8 月平均 SST 上, 积分 60 个月, 取最后 54 个月进行统计分析。在同一海区的试验中, 定义 SSTA 为正的试验结果与为负的试验结果之差为“异常”。结果表明, 尽管热带暖性 SSTA 区上空都有低层的辐合和高层的辐散, 然不同海区的流函数场却存在很大差异。低层流场在赤道 SSTA 试验中 (CEI, WEP 和 EEP) 均有一对气旋式偶极子跨越赤道南北 (所谓“Gill 流型”^[2])。在 WEP 中, 出现沿赤道指向 SSTA 区的异常强的东风气流。在 CEI 中, 西北太平洋地区还存在一异常反气旋式环流, 其南侧异常的热带东风从日期变更线一直西伸至中印半岛。华南处于异常西伸副高环流控制下。在西北太平洋试验中 (WNP), 异常的低空西-西南风扫过 SSTA 海域。高空的流函数场则与此相反。

1993 年 6 月 29 日收到, 1993 年 10 月 11 日收到修改稿。

* 本研究得到中国科学院“灾害性气候预测及其对农业年景和水资源调配的影响”项目及国家基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论研究”的支持。

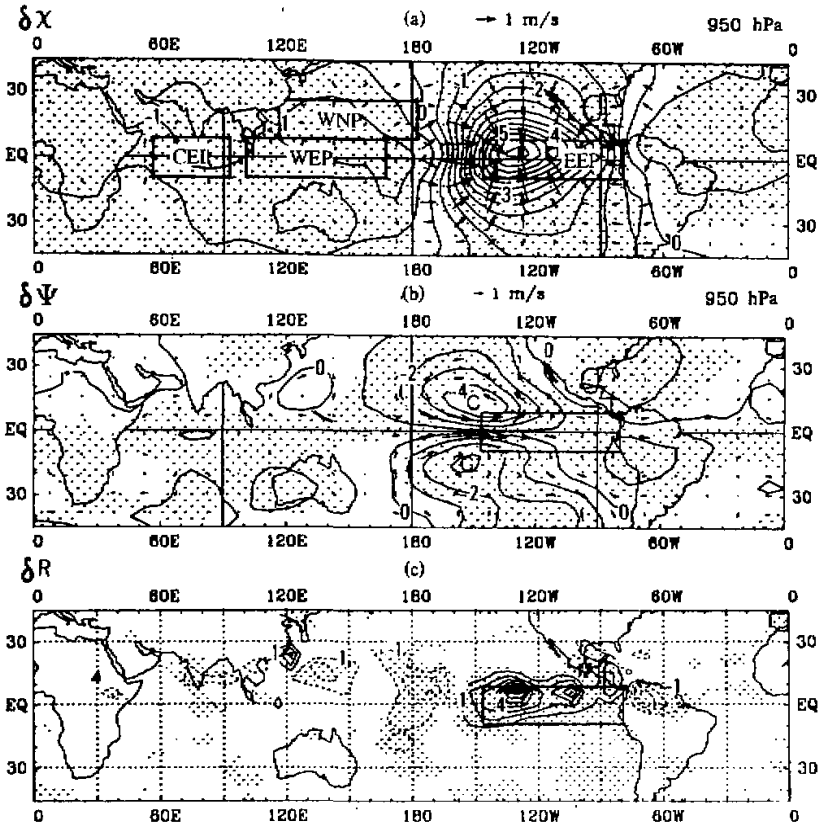


图 1 在恒定 8 月平均气候条件下, 由 GFDL9 层模式模拟得到的 (a) 由东赤道太平洋暖性 SSTA 所激发的模式大气 950 hPa 的异常速度势和散度风; (b) 流函数和旋度风; (c) 降水的空间分布

(a)、(b) 的等值线间隔为 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; (c) 的等值线间隔为 1 mm/d
(a) 图中各方框图同时表示出在数值试验及在资料分析中各海区的位置和范围

上述数值试验所揭示的一个重要结果是, 对应于热带局部的 SSTA, 对流层低层流函数场的响应主要出现在 SSTA 的邻域, 散度异常也基本发生在 SSTA 周围。由于与 SSTA 相联系的降水异常型式是由低空风场及其异常相对于 SST 及其异常的分布所决定的, 因此低纬异常降水也只发生在 SSTA 区的邻域中。

赤道东太平洋的海温异常讯号非常强, 能非常准确地表示南方涛动指数, 是 ENSO 的一个很好的指标^[3]。许多学者曾对赤道东太平洋的海温异常与中国天气的联系进行统计研究, 发现两者存在良好的“遥相关”^[4]。必须指出, “遥相关”本身只说明两种现象之间有关联, 它与“遥响应”不同。后者是一种因果关系。既然上述数值试验的结果已表明降水对 SSTA 的响应是一种邻域响应, 既然我国的降水对 EEP 的海温异常并不存在“遥响应”, 资料分析中两者的“遥相关”现象又当何解释? 自由 Rossby 波列主要

由大气环流的内结构决定, 不宜用于解释海温异常的外强迫作用。外强迫定常 Rossby 波波列曾被用来解释这种“遥相关”。但这种波列只出现在西风带中, 其讯号主要在自由大气中, 其能量只向下游频散。也有学者用 Walker 环流异常加以解释。但 Walker 环流主要是赤道附近的准对称环流, 其异常如何影响中国降水尚需进一步探究。本文目的就在于利用第 1 部分数值试验的结论, 结合实际资料分析, 去理解上述的“遥相关”现象, 由此分析热带 SSTA 影响我国夏季降水的机制, 以探索可靠的气候预测因子。第二节中我们首先分析图 1a 所示的 4 个海区中 SSTA 的变化及相关。第 3 节中将利用近 10 年资料, 根据四海域极端的海温异常去研究其相应的速度势和流函数场的分布, 并与数值模拟的结果相比较。第 4 节集中分析与该四海区的极端 SSTA 分布相对应的我国夏季降水分布。第 5 节则利用最近 58 年资料对上述各节的结果作进一步检验。若干讨论和结论在第一节给出。

二、关键海区海温异常的变化规律

本节所用资料取自大气物理所资料中心 (DCIAP) 存档的英国气象局 (UK. Met. Office) 整理的海温资料 (1° 纬距 $\times 1^\circ$ 经距)。在图 1a 所示的四海区中, 分别取格点海温总和之平均值表示每一海区的 SST 月平均值, 由此得到 1979 年 1 月至 1988 年 8 月共 116 个月中各海区 SSTA 的时间演变曲线 (图 2)。为去掉虚假的干扰, 图中每一海区的 SST 演变已经过五点低通滤波处理^[5]。图 2 的一个显著特征是西赤道太平洋 (WEP) 及西北太平洋 (WNP) 的海温存在明显的正相关; 东赤道太平洋 (EEP) 和中赤道印度洋 (CEI) 的海温也存在显著的正相关。前者的相关系数为 (+0.51), 后者的相关系数高达 (+0.76), 两者均超过了 99% 的信度水准 (0.24)。

对于任一要素, 如果把 EEP 海域 8 月海温变暖的 3 年 (1982、1983、1987 年) 和偏冷的 4 年 (1981、1984、1985、1988 年) 的要素场分别提取, 并制作同时期的组合平均, 然后求出它们的差值分布, 并定义为该要素相对应于 SSTA 的组合差图。通过分析该组合差图, 便可研究 EEP 海表温度异常与该要素场的相关。图 3a 即为海表温的组合差分布。由图看出, 1979—1988 年 8 月份中, 当 170°E 以东的赤道太平洋海温变暖时, 西部和中部赤道印度

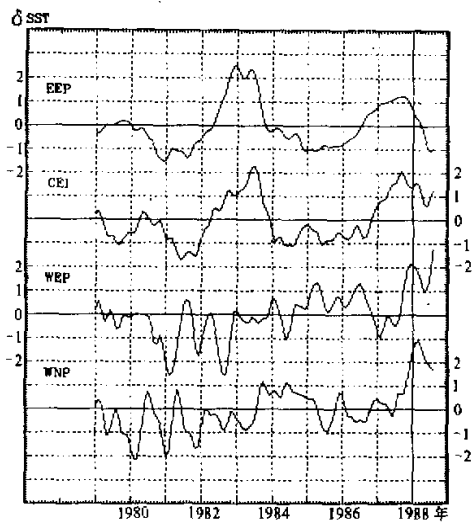


图 2 1979 年 1 月至 1988 年 8 月各海区月平均 SST 对气候月平均离差 (SSTA) 的时间演变
SSTA 单位为 $^\circ\text{C}$

洋也明显偏暖。

为研究 WEP 海区 SST 变化对大气环流的影响, 我们也制作了相应于 8 月 WEP 海区 SSTA 变化的要素组合差分布。图 3b 即为相应的海温组合差图。由于该区 8 月海温距平讯号一般偏弱, 因此我们只取极端偏暖的 1988 年及极端偏冷的 1982 年的 8 月海表温之差制作该图。它表明, 当 WEP 海域偏暖时, WNP 大部分的 SST 也偏暖。这时 EEP 海温偏冷, 但 CEI 的海温异常不明显。

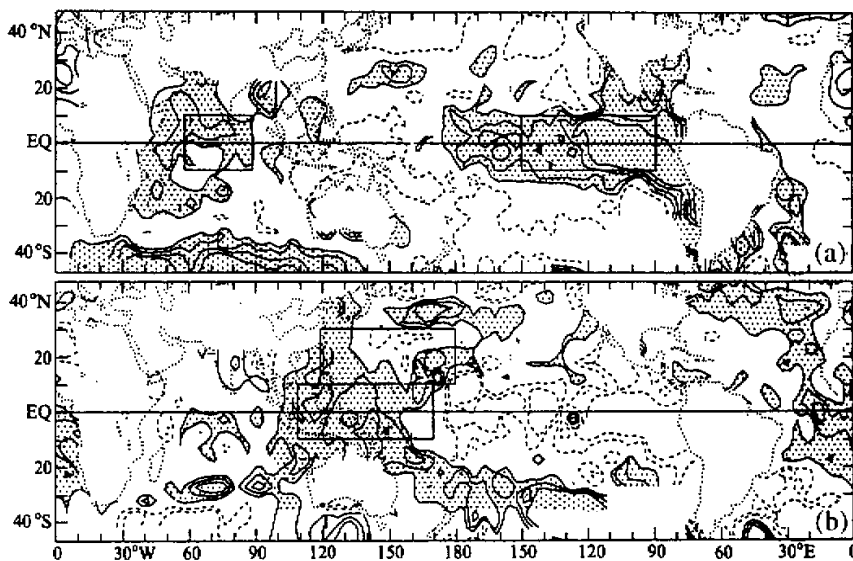


图 3 相应于 8 月关键海区偏暖年与偏冷年的组合平均 SST 的差异分布
(a) 相应于东赤道太平洋 (EEP); (b) 相应于西赤道太平洋 (WEP)
等值线间隔为 0.6°C ; 零线已被略去

上述分析提醒我们, 实际海表温异常的分布是复杂的。当某一海域 SST 出现异常时, 其他海域的 SST 也可能同时出现异常。因此, 当我们在分析大气对某一海域 SSTA 的响应时, 我们还应该注意分析大气对其他海域同时期 SSTA 的响应!

三、低空流场和海温异常

由于海温异常引起的降水异常主要是由异常的低空水汽通量辐合引起的^[1], 因此分析低空流场的变化能有助于了解海温异常影响降水的原因。本节特利用 DCIAP 存档的 1979—1988 年逐年 8 月 ECMWF 的 850 hPa 的 (u, v) 资料, 去构造 850 hPa 流场的组合差, 并与相应的海温组合差比较, 以研究海温异常对低空流场变化的影响。

1. 850 hPa 流场对中赤道印度洋和东赤道太平洋 SSTA 的响应

为分析 EEP 海区的 SSTA 对大气环流的影响, 在图 4a 中, 我们给出了与图 3a 所

示的海温组合差相对应的 8 月 850 hPa 流场组合差分布。在赤道东太平洋正海温异常区西部, 即在日期变更线附近, 赤道两侧存在低空的气旋性偶极子 (和高空的反气旋性偶极子, 图略)。这与数值试验得到的大气对 EEP 海区 SSTA 的响应结果十分相近 (见图 1b)。两者显著的不同发生在远离 EEP 区的异常环流场, 在数值试验中, 这种异常流场十分微弱 (图 1b); 在资料分析中, 从西太平洋至印度洋一带有强烈的异常环流存在 (图 4a), 似乎低空环流与 SSTA 存在遥相关。但仔细分析图 4a 发现, 从西太平洋到华南一带存在强烈的反气旋性异常环流; 在南亚次大陆有气旋性异常流场。在南半球, 在赤道印度洋正 SSTA 区 (见图 3a) 南侧, 有一波列从非洲东岸指向中高纬度, 这些特征与数值试验中 CEI 区暖的 SSTA 所强迫的环流十分接近 (见文献[1]中图 7b)。只不过在图 4a 中的西太平洋异常反气旋环流更向西伸。这与资料分析中赤道印度洋暖 SSTA 中心偏于西部阿拉伯海 (图 3b) 是一致的。由此可推知, 西北太平洋至中国大陆上空的异常环流主要是由赤道印度洋的 SSTA 造成的, 而非因东赤道太平洋的 SSTA 所致。

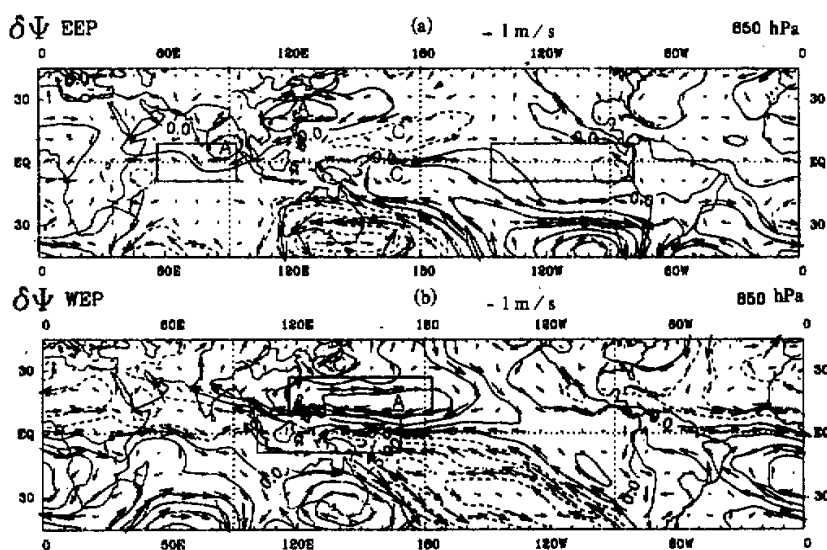


图 4 与图 3 同, 但为组合平均 850 hPa 流函数和旋转风的差异分布
等值线间隔 (a) 为 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; (b) 为 $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

简言之, 图 4a 中热带地区中部和东部太平洋的异常流场具有与数值试验中由 EEP 海域之 SSTA 所激发的流场相似的特征, 而西太平洋及印度洋地区的异常流场则具有与数值试验中由 CEI 海域之 SSTA 所激发的流场相似的特征。图 4a 的异常流场因而可视为大气同时对东赤道太平洋暖 SSTA 及对赤道印度洋暖 SSTA 响应的结果。观测资料分析同样表明, 热带 SSTA 对毗邻区域的低空流场有明显影响, 东亚环流异常主要与周围海域海表温的异常有关。

2. 850 hPa流场对赤道西太平洋和西北太平洋SSTA的响应

图 4b 示出与图 3b 中观测到的赤道西太平洋和西北太平洋暖的 SSTA 分布相对应的 8 月 850 hPa 流场组合差分布。与数值模拟中 WEP 区暖 SSTA 的试验结果^[1]相似, 中部赤道太平洋的 Walker 环流明显增强。不过由于赤道印度洋在此同时也为暖 SSTA 控制 (见图 3b), 因此图 4b 中异常的赤道东风气流的位置比数值试验的结果更偏西, 从东太平洋沿赤道西伸至中印半岛。位于 WEP 区南面的南半球的环流形势也与 WEP 数值试验结果吻合。图 4b 与 WEP 数值试验结果的最大差异发生在西北太平洋暖池上空。在 WEP 数值试验中, 该区为弱的偏东风, 但在图 4b 中, 一支异常强的西-西南气流从南中国海沿中国东南沿海扫过暖池上空, 指向副热带。在此异常偏西气流的西北方为一气旋式环流控制。这种流型与数值试验中 WNP 区暖的 SSTA 所强迫的异常流型十分一致。换言之, 图 4b 中西北太平洋区域的异常流型既具有数值试验中 WEP 流型的特征, 又具有 WNP 流型的特征。这与此期间赤道西太平洋及西北太平洋 SST 同时偏暖 (图 3b) 是相对应的。这时在西北太平洋至中国东南沿海之间, 在 WEP 流型的赤道偏东气流及 WNP 流型的副热带偏西气流之间形成一个强大的异常反气旋环流。其西端伸至中国南海, 其位置比图 4a 中的副热带反气旋环流偏南。上述分析表明, 西北太平洋地区观测到的异常流场主要也为对海温异常之邻域响应。

四、中国的降水分布与海温异常

与图 3 的海温组合差相对应, 在图 5 中给出了中国 8 月降水的组合差分布。图 5a 是用中部赤道印度洋偏暖时 (1982、1983、1987) 平均 8 月中国降水减去该海区偏冷时 (1981、1984、1985、1988) 平均 8 月中国降水得到的。而图 5b 是用西北太平洋偏暖的 1988 年 8 月降水减去该区偏冷的 1982 年 8 月降水得到的。前者以江淮流域多雨, 华南、西南和华北少雨为主要特征。后者与之相反, 以江淮流域干旱, 华南、西南和华北多雨为主要特征。

把图 5 与图 4 相比较发现, 降水的异常型与环流的异常型有很好的对应关系。当中部赤道印度洋偏暖时, 低空异常反气旋环流自西太平洋西伸控制华南地区, 使该地干旱少雨。这时来自孟加拉湾异常的西南气流及来自南中国海的异常偏南气流 (图 4a) 沿异常反气旋的西北侧向江淮流域输送水汽, 使江淮流域降水偏多。我国的降水分布于是呈现华南、华北两侧少雨, 江淮多雨的“W”型 (图 5a)。当 WEP 和 WNP 海温偏高时, 异常的反气旋环流主要盘踞在热带洋面上。华南受异常反气旋西北侧偏西南气流影响, 使异常雨带偏南。因此华南地区多雨, 江淮流域干旱少雨。我国降水呈现华南、华北多雨, 江淮流域少雨的“M”型 (图 5b)。

五、历史资料检验

因高度场资料缺乏, 上面只用 10 年间的极端个例, 对照数值试验结果进行分析, 并没有进行统计检验。本节将利用多年海表温度资料对各海区海温异常间的相关, 及其

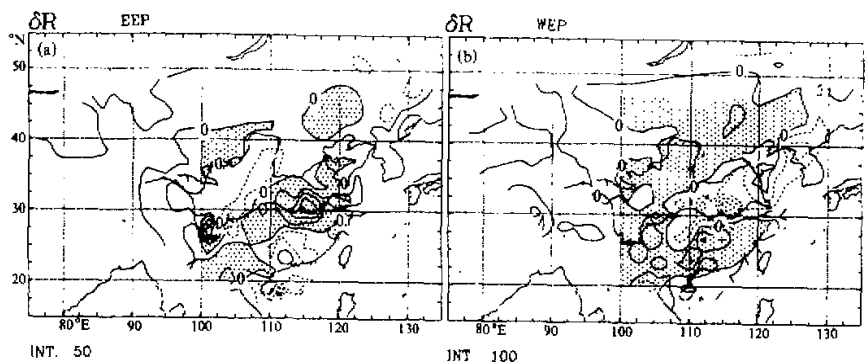


图 5 同图 3, 但为组合平均降水的差异分布
等值线间隔 (a) 为 50 mm, (b) 为 100 mm
实线和虚线各表示正、负等值线

与中国多年降水分布的关系作进一步分析, 并进行统计显著性检验。

1. 不同海域 SST 的相关

首先, 我们利用 1951—1988 年期间前述 4 个海区的 SST 资料分析它们之间的相关, 结果如表 1 及图 6 所示。在 WEP 和 WNP 海区, 尽管近 10 年海温异常有显著相关, 但在过去 38 年, 无论是取 8 月平均的 SST, 取夏季 (6—8 月) 平均 SST, 还是取所有月份的海温序列均不存在统计显著的相关。相反地, 对于 CEI 和 EEP 海区, 各种类型的海温序列均存在统计显著的相关。从表 1 在 (EEP, CEI) 海区, 还可看出如下特点:

- (1) 8 月 SST 序列的相关虽高于 95%, 但小于 99% 置信度;
- (2) 夏季 SST 序列的相关显著, 但低于全年序列的相关;
- (3) 不论是近 10 年 116 个月份的资料, 还是近 38 年 452 个月份的资料, 两海区的海温相关都远远超过 99% 的置信水平。

表 1 在 WEP 和 WNP 以及在 CEI 和 EEP 海区之间, 各种类型海表温度序列的相关系数

海温序列类型	样本数	置信度 $r=0.05$	置信度 $r=0.01$	海区 (WEP, WNP)	海区 (EEP, CEI)
1979 年 1 月—1988 年 8 月 逐月	116	0.18	0.24	0.51	0.76
1951 年 1 月—1988 年 8 月 逐月	452	0.10	0.12	0.07	0.64
1951—1988 年 6—8 月	34	0.33	0.42	0.13	0.51
1951—1988 年 8 月	34	0.33	0.42	-0.01	0.41

注: SST 序列已经过低通滤波处理。

历史资料的检验于是表明, 无论是对于短时间序列, 还是对于长时间序列, 中部赤道印度洋和东部赤道太平洋之间的海温异常的确存在统计显著的正相关。换言之, 中部赤道印度洋的海温与 ENSO 事件存在显著的相关。

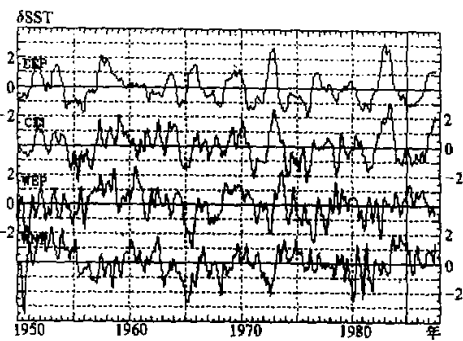


图6 1951年1月至1988年东赤道太平洋(EEP)、中部赤道印度洋(CEI)、西赤道太平洋(WEP)和西北太平洋(WNP)月平均标准化海温的演变
5点低通滤波已被用来消除 SST 序列中的噪音

2. 海温和降水的相关

根据我国 336 个测站 1951—1988 年 8 月的降水资料进行经验正交展开。然后选取前 20 个主分量,进行最大方差旋转,得到前 10 个旋转主向量 (RPC),及其相应的空间型。由于最大方差旋转使少数变量在某一 RPC 上有高负荷,因此物理意义明确,且空间型受统计区域变动的影响小^[6]。于是,上述得到的每一空间型代表我国 8 月降水的特定空间分布;相应的 RPC 则代表该型强度的年际变化。当把每一 RPC 与 4 个检

验的海域之 SST 演变求相关时,所有相关系数均小于 99% 的置信水平。这表明,用上述海区的 SST 去预报中国 8 月降水型时必须十分小心。

为突出研究高频气候变化 (时间尺度小于 7 年),我们对各海区的 SST 及中国降水资料进行五点滤波^[5]预处理,再重复上述计算,图 7 示出前 6 个 RPC 所对应的降水空间分布,其方差贡献各为 (11.1, 9.4, 9.1, 8.6, 6.4 及 5.7)。表 2 则示出前 10 个 RPC 与各海区海表温的相关。从该表 2 可看出:

- (1) 西赤道太平洋的 SST 与我国各型降水均无统计显著的相关。
- (2) 在我国各型降水中,只有少数的降水型 (RPC1, 2, 6) 与特定单一海区 SST 有显著相关,它们共占降水总方差的 1/4 左右。下面我们将分别讨论这 3 种降水型与 SST 相关的情况。

表 2 高通滤波资料中, 1953—1986 年 8 月海温变化与我国各降水型之间的周期相关系数

中国降水型 RPCi	东赤道太平洋 SST / EEP	中赤道印度洋 SST / CEI	西赤道太平洋 SST / WEP	西北太平洋 SST / WNP
1	[-0.58]	-0.06	0.13	-0.27
2	0.02	-0.03	0.19	[0.46]
3	0.20	-0.07	0.01	-0.34
4	-0.17	-0.35	0.15	0.09
5	-0.02	0.10	0.11	0.36
6	0.16	[0.53]	-0.07	0.03
7	0.00	0.03	0.01	0.40
8	0.08	0.18	-0.16	0.01
9	0.19	-0.24	0.26	-0.06
10	-0.11	0.17	-0.19	-0.01

注: $r_{0.01} = 0.42$; “[]”表示高于 99% 置信水平。

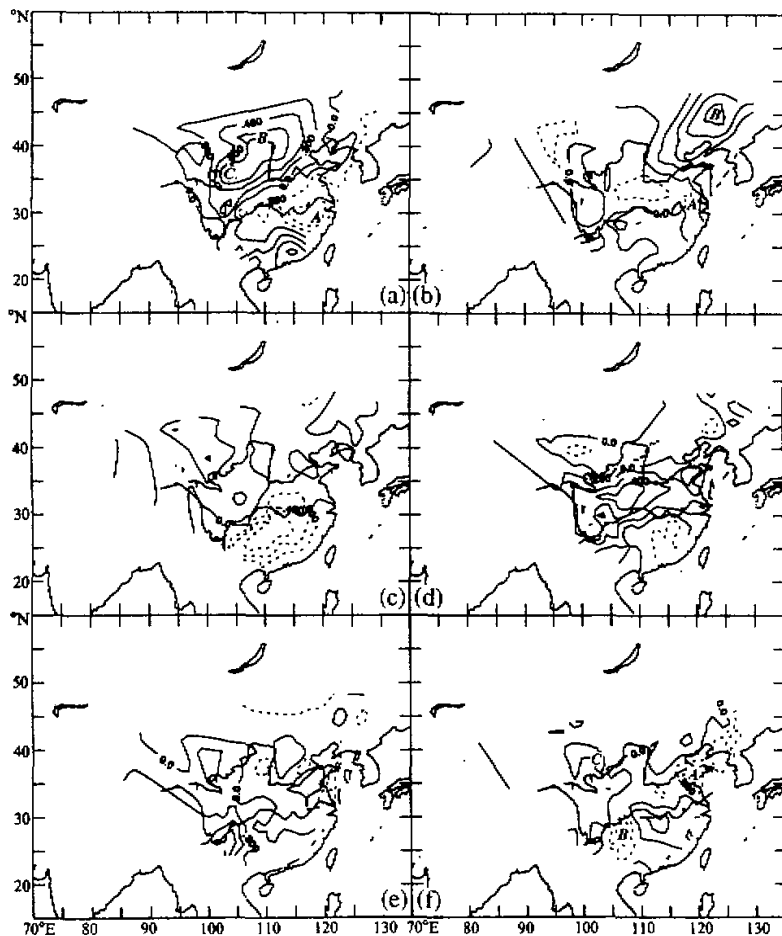


图 7 1953—1986 年我国 8 月降水前 6 个旋转主分量所对应的降水空间分布型
降水资料已经过五点高通滤波处理
(a) — (f) 分别表示 RPC1—RPC6

1) 东赤道太平洋 SST 和中国降水

图 8a 给出 SST / EEP 的演变曲线, 它清楚地表示了 ENSO 事件的变化。图 8c 为中国 8 月降水之 RPC1。两者存在统计显著的负相关 ($r=0.58$)。图 8b—8d 分别为图 7a 中各相关中心 A (衢州), B (包头) 和 C (临夏) 8 月份雨量的逐年演变。它们与 RPC1 及 SST / EEP 都存在很好的相关, 其相关系数如表 3 所示。

由于 SST / EEP 和 RPC1 为显著的负相关, 根据图 7a, 在 El Nino 年, 我国 8 月降水将呈“W”型分布。

2) 中部赤道印度洋 SST 和中国降水

图 9a 为 SST / CEI 的演变曲线, 它也较好地显示出 ENSO 影响的讯号。图 9e 则

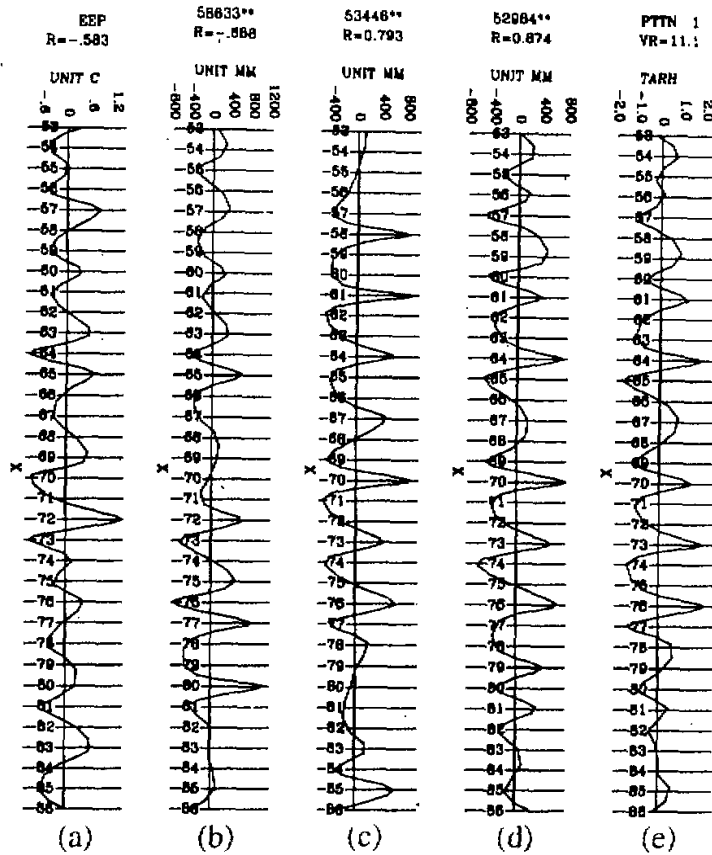


图8 1953年至1986年, 东部赤道太平洋8月海温异常与中国8月降水的演变
(a) SST/EEP, 单位°C; (b)至(d)分别为图7a中A(衢州), B(包头), C(临夏)三站
为8月降水(mm); (e)为8月降水之RPC1, 图中资料已经五点高通滤波处理

为中国8月降水之RPC6。两者之正相关系数高达0.53。RPC6的空间型(图7f)上3个相关中心A(泰安), B(桐梓), C(武威)之8月降水则分别由图9b至图9d表示。它们与RPC6和SST/CEI之间的相关程度可由表4看出。

表3 衢州、包头和临夏8月份雨量的逐年
变化与RPC1及SST/EEP的相关

	58633 (A) (衢州) 降水	53448 (B) (包头) 降水	52984 (C) (临夏) 降水
RPC1	-0.69	0.79	0.87
SST/EEP	0.42	-0.42	-0.54

表4 RPC6的空间型上3个相关中心A、B和C
之8月份降水与RPC6与SST/CEI之间的相关

	54827 (A) (泰安) 降水	57606 (B) (桐梓) 降水	52679 (C) (武威) 降水
RPC6	-0.66	-0.73	0.58
SST/CEI	-0.24	-0.27	0.43

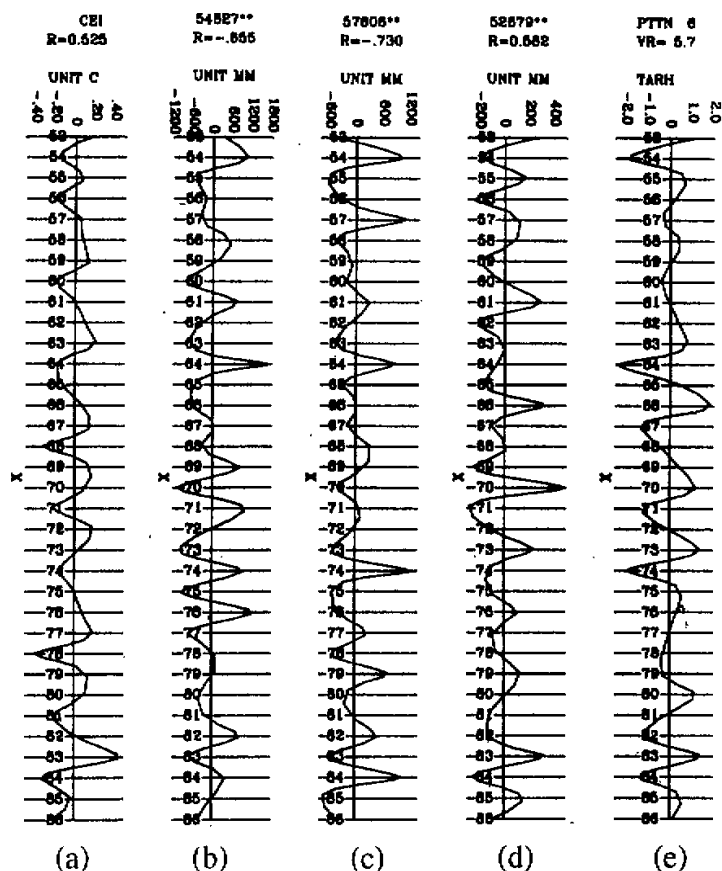


图9 1953年至1986年中部赤道印度洋8月海表温异常与中国8月降水的演变
(a) SST/CEI, 单位 $^{\circ}\text{C}$; (b)至(d)分别为图7f中A(泰安), B(桐梓), C(武威)三站
8月降水(mm); (e)为8月降水之RPC6, 图中资料已经五点高通滤波处理

由于 SST/CEI 与 RPC6 为正相关, 因此在 SST/CEI 偏暖的年份, 中国降水也呈“W”型分布(图7f)。但与 RPC1 不同, 最大的多雨和少雨中心现在分别发生在长江中游及西南地区。

3) 西北太平洋 SST 和中国降水

图10a为 SST/WNP 的演变, 图10d 则为中国8月降水之RPC2。两者的正相关达0.46。RPC2空间型(图7b)上两个相关中心A(南京)和B(白城)的逐年8月雨量则分别由图10b和图10c表示。它们与

表5 RPC2空间型上两个相关中心A, B之
8月份降水与RPC2和SST/WNP之间的相关

	58238 (A) (南京) 降水	50936 (B) (白城) 降水
RPC2	-0.44	0.90
SST/WNP	-0.12	0.47

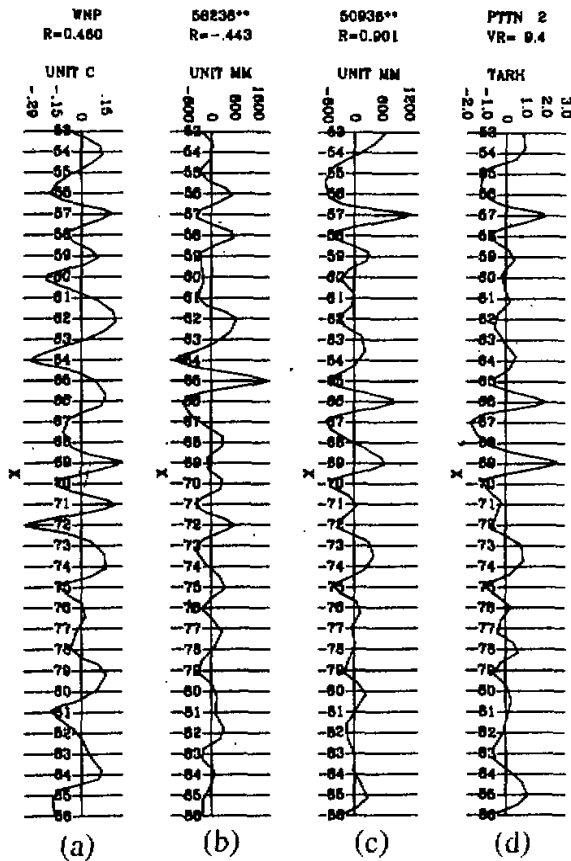


图 10 1953 年至 1986 年西北太平洋 8 月海表温异常与中国 8 月降水的演变

(a) SST/WNP, 单位 $^{\circ}\text{C}$; (b) 和 (c) 分别为图 7b 中 A (南京) 和 B (白城) 站 8 月降水 (mm); (d) 为 8 月降水之 RPC2。图中资料已经五点高通滤波处理

RPC2 和 SST/WNP 之间的相关程度可由表 5 看出。

注意到该空间型主要为东北—华北降水型。上述分析于是表明, 当 SST/WNP 偏暖时, 我国东北至华北降水偏多, 江淮降水偏少。中国 8 月降水呈“M”型分布。

本节通过对 1951—1988 年海表温和降水资料的检验, 证实了第四节中得到的结论, 即当 EEP 和 / 或 CEI 海区的海表温偏暖时, 中国的降水呈“W”型分布。而当 WNP 海区的海温偏暖时, 中国的降水呈“M”型分布, 这时东北和华北东北部的降水将显著偏多。

六、结 论

降水异常主要是因为水汽通量辐合的异常造成的, 也由于大气中水汽分布及水汽输送主要发生在底层, 因此, 海表温度异常所激发的底层环流异常与降水异常有密切联

系。本文对观测资料的分析证实了数值试验的结果^[1], 即, 与热带 SSTA 相联系的低空环流异常和降水异常均发生在 SSTA 邻域。因此, 降水异常是对海温异常的邻域响应。

El Nino 期间, 江淮流域 8 月降水偏多并非是由于东赤道太平洋暖的 SST 的直接响应, 而主要是对于同期中、西部赤道印度洋暖 SST 的邻域响应。这时, 由后者所激发的异常西太平洋低空反气旋环流盘踞在西太平洋及华南上空副热带一带。异常雨带分布在江淮流域, 中国降水呈南北少, 江淮多的“W”型。

当西北太平洋暖池 8 月的 SST 偏暖时, 我国东北至华北多雨。还由于这种海温异常在日本本州东南侧激发出异常气旋式环流, 在其南侧从我国东南沿海沿 20°N 至日期变更线以西形成异常的西-西南气流。异常的西太反气旋环流仅盘踞在热带海洋上。这时异常雨带沿低空西-西南气流分布, 使我国华南多雨, 江淮少雨。我国 8 月降水呈南北多, 江淮少的“M”型。

为了与本系列研究中数值试验的分析文献^[1]保持一致, 在本文的资料分析中, 我们只研究 8 月 4 个特定海区 SSTA 与中国降水的关系。为深入了解影响我国降水的海温因素, 还必须系统地对海域海温变化与我国夏季降水的关系作更细致的工作, 并与有关的低空环流变化联系起来。有关的结果将另文发表。

致 谢: 感谢叶笃正先生和陶诗言先生在研究过程中的许多有益的讨论。

参 考 文 献

- [1] 吴国雄、刘还珠, 1995, 降水对热带海表温度异常的邻域响应 I: 数值模拟, 大气科学, 19, No.4, 422—434。
- [2] Gill, A.E., 1980, Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447—662.
- [3] Wu Guoxiong and N.-C. Lau, 1992 A GCM simulation of the relationship between tropical-storm formation and ENSO, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 958—977.
- [4] 符淙斌, 1991, 海洋过程与气候变化, 当代气候研究 (叶笃正等编), 气象出版社, 211—235。
- [5] Holloway, J.L., 1958, Smoothing and filtering of time series and space fields, *Advances in Geophysics*, 4, Academic Press, 351—389.
- [6] Horel, J.D., 1981, A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2080—2092.

Neighbourhood Response of Rainfall to Tropical Sea Surface Temperature Anomalies Part II. Data Analysis

Wu Guoxiong, Sun Fengying, Wang Jingfang and Wang Xiaochun
(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

Analysis of SST data for the last ten years shows the existence of significantly positive correlation

in the SST anomalies (SSTA) between the eastern equatorial Pacific (EEP) and central equatorial Indian (CEI) Ocean, and between the western equatorial Pacific (WEP) and North-west Pacific (WNP) Ocean. Analysis of the corresponding data of the lower tropospheric wind and precipitation shows that when there exists the response of these fields to the SSTA in EEP, there also concurrently exists the response to the SSTA in CEI. The former occurs mainly over the Pacific Ocean and has no direct impacts on the weather over China. The latter occurs over China and in the surrounding regions, leading to below-normal rainfall in South China and abovenormal rainfall along the reaches of the Yangtze River and Huaihe River. Results also show that, with the jointly effects of SSTA in WNP and WEP, an abnormal anticyclonic circulation in the lower troposphere is observed over the South China Sea and North-west Pacific. Since the anticyclone in such circumstances is located to the south of the coastline of South China, the abnormal rain belt is located over South China, and above-normal rainfall in South China and below-normal rainfall in the reaches of the Yangtze River are observed. These results have been confirmed by the data of SST and precipitation for the last 38 years. Data analysis thus supports the conclusions obtained from numerical experiments discussed in Part I, i.e., the response of precipitation to tropical sea surface temperature anomalies is a kind of neighbourhood response.

Key words: neighbourhood response; rotated principle component (RPC) analysis.