

ENSO 及其年代际异常对全球及亚洲季风 降水影响的数值研究*

徐建军** 朱乾根

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

根据诊断分析结果, 利用 LAGS 改进的 L9R15 气候谱模式, 设计了 3 个数值试验, 讨论了不同的年代际背景下 ENSO 异常对全球降水, 特别是对亚洲季风降水的影响。试验结果表明, 在年代际的冷、暖背景下, 当出现 ENSO 事件时, 降水响应的异常场在 ENSO 的不同发展阶段上, 表现显著不同。出现这种差异的物理过程可以用与垂直环流相联系的势函数的变化来表示。暖背景下, 当 ENSO 处于发展时期, 比冷背景下更容易出现强烈反 Walker 的环流, 但在 ENSO 处于衰减期更容易产生强烈的 Walker 环流, 这就意味着暖背景时的 ENSO 异常对大气影响的幅度更大。

关键词: 数值试验, 年代际背景, ENSO 异常, 降水响应。

1 引 言

近 20 a 来, ENSO 与季风降水异常的相互关系一直受到人们的重视, 通过研究人们对此也有了较深刻的认识。在南亚季风区, 早在 20 世纪 70 年代末和 80 年代初, Weare^[1] (1979), Angell^[2] (1981) 先后指出, 在 ENSO 的暖位相时, 东南亚的降水比正常年低, 并且一致认为中东太平洋 SST 的异常升高发生在夏季风减弱之后。与之相反, Rasmusson 和 Carpenter^[3] (1983) 用综合分析的方法发现, 南美沿海的 SST 在 3~5 月达到最大值, 超前夏季风季节 1~2 月。很显然, 由于研究方法的不同, 这种超前或滞后的关系是十分模糊的。在此之后, Khandekar 和 Neralla^[4] (1984) 利用 80 a 的资料研究发现, 东太平洋 SST 的变化同时或滞后夏季季风降水的变化。因此, 一个较公认的结果是南亚季风超前或同时 ENSO 事件的变化。后来 Ropelewski 和 Halpert^[5] (1987) 从更全面的角度讨论了 ENSO 事件与降水的关系, 指出在 El Niño 期间, 印度及附近地区往往造成季风的减弱以及东南非洲发生干旱, 而斯里兰卡和赤道东非则雨量增加, 在反 El Niño 期间, 情况则相反。Meehl^[6] (1987) 利用印度夏季降水作为衡量季风强度指标, 发现从 1900 年以

* 初稿时间: 1997 年 6 月 23 日; 修改稿时间: 1997 年 10 月 20 日。

资助课题: 国家自然科学基金青年基金资助项目(49705062)。

** 现在通讯地址: 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 2718 信箱。

后的 19 个暖事件中有 14 a 弱季风, 1 a 为强季风; 16 个冷事件中有 10 a 强季风, 2 a 为弱季风。

在东亚季风区, 符淙斌等^[7]王绍武等^[8]在研究中国地区降水的变化时就发现中国东部降水变化和赤道东太平洋海洋变化都具有 3.5 a 的周期振荡, 是属于同一振荡系统。并且指出对于 3.5 a 的振荡系统, 当赤道东太平洋 SST 升高以后, 中国华南西部和西南地区的降水明显偏少, 而长江中下游和东北地区的降水明显偏多, 易出现洪涝。陈隆勋、朱乾根等^[9](1991) 发现赤道东太平洋海温与中国降水的总样本相关不明显, 但对于准 2 a 和准 3.5 a 的同类年际振荡间却存在明显的相关, 因而指出从各振荡系统间相互影响的物理过程来研究, 将有助于研究 El Niño 和中国降水之间的关系。1985 年符淙斌等^[10]指出不同类型的 ENSO 事件, 中国汛期旱涝的分布具有不同的形式。1988 年黄荣辉^[11]指出, ENSO 对中国旱涝分布的影响与 ENSO 事件的不同阶段有关。在 ENSO 事件的发展阶段, 该年夏季中国江淮流域和东北地区的降水将会偏多, 可能发生洪涝; 而黄河流域、华北地区的降水将会偏少, 发生干旱, 江南地区也会偏少。而在 ENSO 处于恢复阶段, 若海温还在正距平范围, 则夏季中国江淮流域的降水将会偏少而发生干旱; 黄河流域、华北、江南及华南地区的降水可能偏多。

其实, ENSO 事件与降水异常的关系不仅仅如此。最近, 通过观测分析发现, 中国的降水异常不仅与 ENSO 的不同阶段有关, 而且还与海温的年代际背景具有密切的联系^[12]。为了进一步说明这种观点, 这里通过数值试验的方法来作一阐述。

2 模式及试验设计

本文运用的模式是菱形截断 15 个波的 9 层谱模式(L9R15), 此模式最初来源于 1985 年 Simmons^[13]的修改版, 后来经林元弼* 修改, 此后吴国雄等^[14]又进一步修改, 成为现在所用的模式。模式的基本特征可以参考文献[14]。

本文主要考虑与 ENSO 相联系的海温异常对大气环流以及季风的影响。因而设计了 3 个试验方案, 一为控制试验(Contral-Test), 二为暖背景 ENSO 异常试验(Warm-Test), 三为冷背景 ENSO 异常试验(Cold-Test)。试验方案的具体步骤如下:

2.1 海温资料转换

这里使用的海温资料是 1940 ~ 1990 年的网格点资料。为了使其可用于模式计算的 7.5×4.5 的网格点, 运用了线性插值的方法进行了转换。

2.2 ENSO 合成

根据诊断分析结果, 选取 1944 ~ 1990 年中的 10 次 ENSO 事件时期的 SST 进行合成计算。分别将 ENSO 发生年、发生前 1 a、发生后 1 a 的对应月份进行合成, 得到了能反应近 50 年中 ENSO 事件平均演变特征的 SST 资料。合成后的资料的总长度为 3 a 共 36 个月。图 1 则表示了赤道东太平洋区 SST 的演变特征。从图 1 可以清楚的看出, El Niño 事件一般从 3 ~ 4 月开始到第 2 年的 5 ~ 6 月份结束。

2.3 年代际背景场的设置

* 林元弼. 大气环流实验讲义. 南京大学大气科学系, 1987.

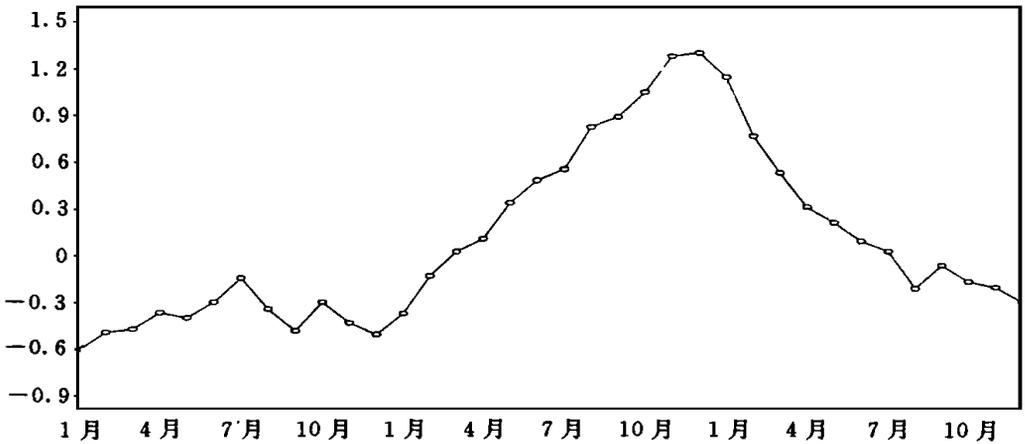
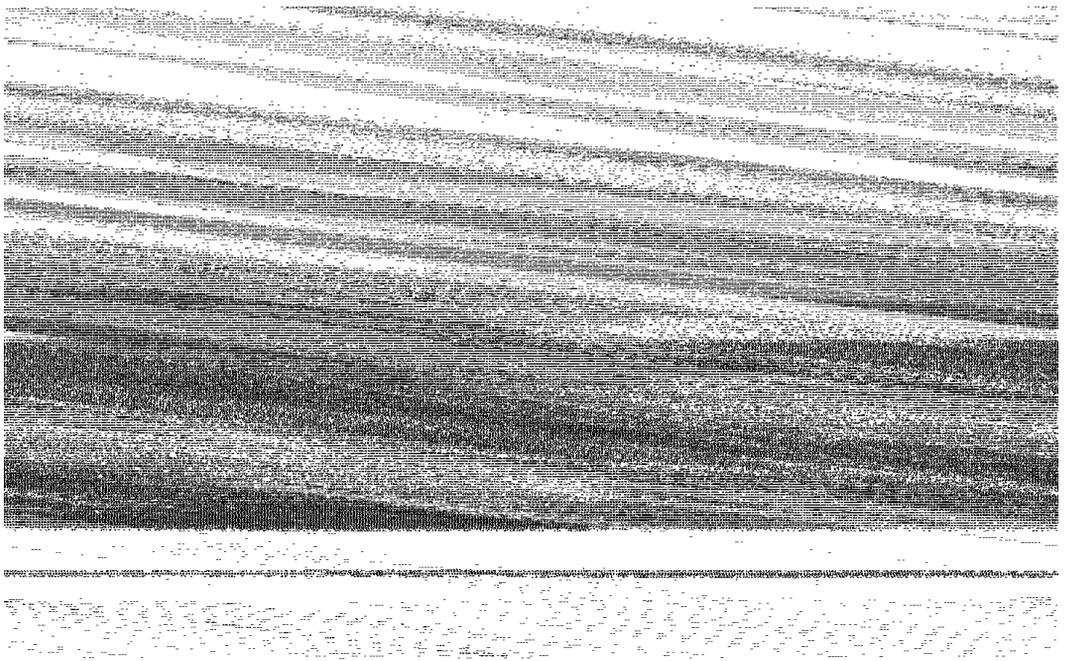


图1 ENSO 期间赤道东太平洋 SST() 的平均演变特征

文献[12]指出, 1944~1990 年的 SST 的变化可分成 3 个阶段: 1944~1956 年为冷时期, 1957~1976 年为过渡时期, 1977~1990 年为暖时期。基于这个结果, 本试验把 1944~1956 年的月平均场对气候平均场的偏差定为冷背景偏差; 1977~1990 年的月平均场对气候平均场的偏差定为暖背景偏差。这里的气候平均场是 1944~1990 年月平均。图 2 表示了冷、暖背景偏差的全球分布特征。



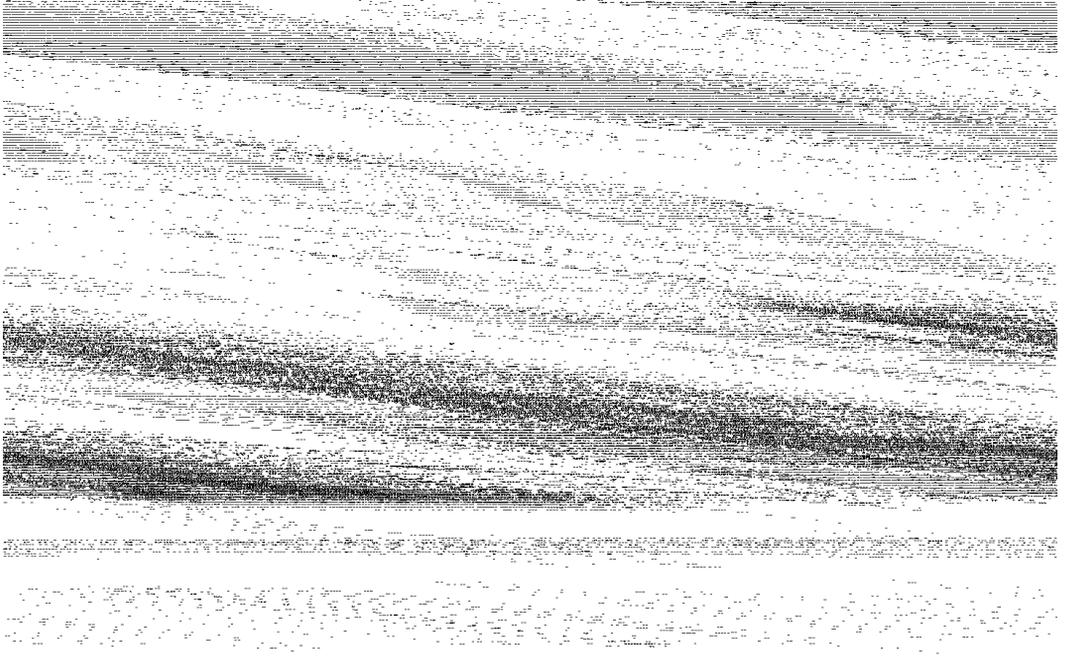


图 2 SST 冷、暖背景偏差的分布特征

(a. 冬季冷背景; b. 夏季冷背景; c. 冬季暖背景; d. 夏季暖背景。等值线单位:)

2.4 试验方案

2.4.1 控制试验

将 1944 ~ 1990 年的月平均场作为海温强迫, 它仅仅具有季节变化。其它外强迫因子, 诸如雪盖、海冰、臭氧等都随季节变化的气候平均代入, 以下试验将作同样的处理。积分时间为 1 a。

2.4.2 暖背景 ENSO 异常试验

将合成计算得到的 ENSO 时期的 SST 偏差资料与暖背景偏差资料以及气候平均场资料的相应月份进行叠加, 得到了含有暖背景及 ENSO 过程的 SST 资料。这个资料的长度也为 3 a。然后, 从第 1 年的冬季 12 月份开始积分, 积分到第 3 年的 12 月份, 总积分时间为 2 a。

2.4.3 冷背景 ENSO 异常试验

设计过程与暖背景试验相似, 只是把暖背景偏差换成冷背景偏差。

3 全球降水响应场的分布特征

3.1 对冷背景上 ENSO 异常的响应

用 1944 ~ 1956 年的海温平均场对气候平均场的偏差作为冷背景, 加上合成后的 EN-

SO 过程进行试验。将得到的结果再求对海温气候平均响应场(控制试验的结果)的偏差,然后把这个偏差场作为对冷背景上 ENSO 过程的响应异常(后文中的其它场以及暖背景的试验分析与此类似,不再说明)。下面将全球的降水响应异常场作一分析。

图 3 冷背景下冬季全球降水响应场的偏差

(a. ENSO 发生前; b. ENSO 发生后。等值线单位: mm/d)

如图 3 所示,在 ENSO 事件处于酝酿时期的冬季(图 3a),在斯里兰卡南部的赤道印度洋、爪哇岛及北部地区、伊里安岛以及赤道中太平洋地区有较大的降水正距平,易出现洪涝;在南亚季风区北部、西非大陆、北美及南美大陆和沿海地区有较小的降水正距平,说明降水量略有增多。而在东亚季风区的中国南海、菲律宾、中国大陆东部及沿海地区,降水明显偏少,易出现较严重的干旱。这时热带东太平洋的降水以负距平为主,但比正常年份的冬季降水明显偏多,特别是日界线附近的东部地区。

在 ENSO 事件处于鼎盛时期的冬季(图 3b),主要的降水带明显的向东移动。最大的异常降水带出现在日界线以及赤道东太平洋地区;海洋大陆的赤道南部地区、亚洲大陆的大部分地区、北美的中北部地区、南美的中部地区也具有较强的降水异常。与前一个冬季相比,西太平洋暖池的赤道北部地区降水明显偏少,印度半岛的南部地区具有干旱的趋势,而中国东部地区的降水区明显扩大。

很明显, ENSO 发生前后,降水异常的响应场是存在较大的差异的;主要的异常降水带都位于赤道以南的冬半球地区,并随着赤道海温的正距平东移,异常的降水带也逐渐东移;东亚季风区的降水在 ENSO 发生后有所增加,而印度半岛南部的南亚季风区的干旱显得更为严重;美洲大陆的异常降水正距平区在 ENSO 发生后变小,北美大陆的西部及赤道地区有出现干旱的可能。

北半球的降水在夏季表现得较为突出, 它们对冷背景 ENSO 异常的响应又表现为另外一种特征。如图 4 所示。在 ENSO 处于发展时期的夏季, 与前期的冬季相比, 中国大陆东南部及沿海地区、北非大陆、北美南部沿海的降水有明显的增长趋势, 出现了较大的正距平中心; 印度季风区的西北部的正距平区进一步扩大; 西太平洋暖池地区仍为正距平区, 但强度和范围明显减小; 赤道东太平洋开始出现降水正距平, 但强度还较小; 南美大陆、澳洲大陆也为降水正距平区覆盖。与此同时, 在赤道印度洋、印度季风区东部及沿海、东南亚季风区具有较大的负距平, 呈干旱趋势; 美洲大陆的北部地区为大面积的负距平区。

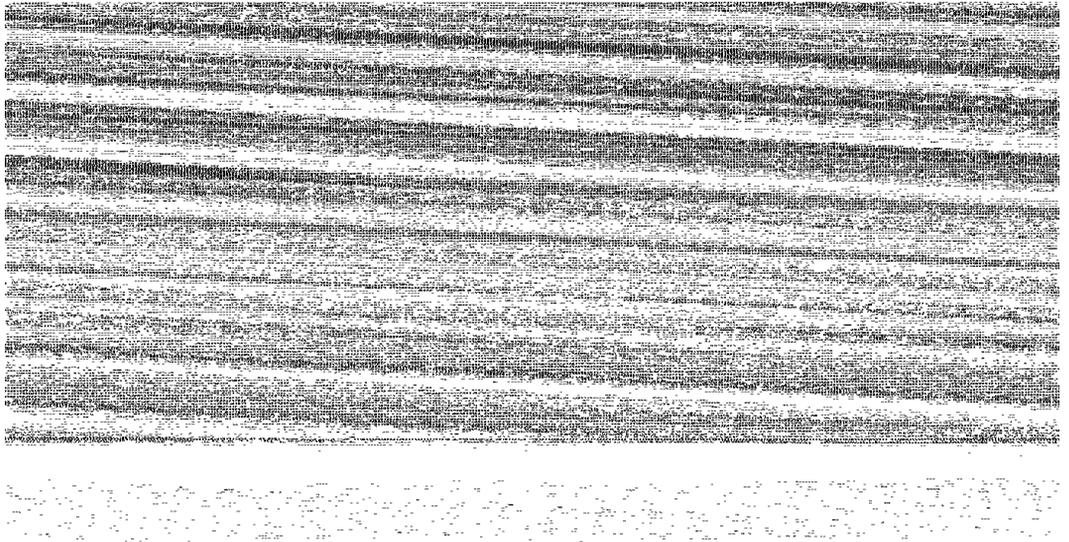


图 4 冷背景下夏季降水对 ENSO 异常的响应

(a. ENSO 发展期; b. ENSO 衰减期。等值线单位: mm/d)

在 ENSO 第 2 年处于减弱时期的夏季, 相对第一年夏季而言, 北半球降水具有增长的现象。特别是西北太平洋的热带地区、中国东部及沿海地区出现了非常大的降水正距平, 极有可能造成严重的洪涝; 墨西哥及附近地区、西非、赤道印度洋西部也存在较强的降水。但在印度季风区南部降水显著减少, 东南亚季风区仍为干旱特征; 赤道东太平洋正距平区减小, 并偏向赤道南侧。

为了说明模拟结果的可靠性, 这里从两个方面来讨论这个问题。首先, 将模拟结果和观测结果作一对比分析。

图 5 表示了冷背景的 ENSO 异常时期中国东部地区总降水量的观测与模拟的变化特征。很明显, 观测和模拟结果在符号和量级上都具有较好的一致性, 都反映了中国东部地区在冷背景 ENSO 异常时期, 前后年夏季降水都为正距平, 但在第 2 年夏季 ENSO 衰减时期, 较第 1 年夏季降水量更大。在其它季节也具有较好的一致性。由此表明, 本试验结果具有一定的可靠性。

图 5 冷背景(1944~1956年) ENSO 异常时期, 中国东部地区的平均降水偏差
(a. 观测结果; b. 数值试验结果。垂直坐标的单位: 10 mm/d)

其次, 从模拟的差值场来看, 偏差量一般为气候平均量的 20% 左右, 有些异常中心地区偏差量达到了气候平均量的同样量级。从统计分析的角度来说, 这样的结果是有一定的可信度的。

由以上分析不难发现, 在年代际的冷背景下, 当出现 ENSO 事件时, 降水响应的异常场表现这样几种特征: (1) 降水异常响应最大的地区一般位于热带地区, 因而局地响应较大; (2) 赤道降水异常的区域与海温正距平的位置相一致, 充分反应出赤道地区的降水与对流凝结潜热释放的强弱密切相关; (3) 在 ENSO 的不同发展阶段上, 3 个大陆的降水异常表现出不同的特征。东亚季风区特别是中国东部地区的降水, 随着 ENSO 的演变, 具有增多的趋势, 而印度南亚季风区南部有更趋于干旱的特征; 非洲大陆特别是西部地区降水量始终偏多, 尤其是夏季, 这表明非洲地区近几十年来的干旱并非完全与 ENSO 异常相联系; 美洲大陆的降水在 ENSO 发生前的冬季和发生后的夏季有偏多的特征, 而在 ENSO 发展时期的夏季和强盛时期的冬季有偏少的可能, 北美大陆表现得特别明显。

3.2 对暖背景 ENSO 异常的响应

如图 6 所示, 在 ENSO 发生前的冬季, 最大的异常降水区分别位于赤道印度洋的南侧、菲律宾附近、西太平洋暖池、澳洲东北部 SPCZ 活动区、北美东部以及南美的东北部等地区; 而在亚洲季风区特别是东南亚季风区、太平洋中部地区、非洲大陆以及北美西部地区降水异常偏少。到了 ENSO 鼎盛时期的冬季, 降水响应发生很大的变化, 其中最显著的是东南亚和东亚季风区的干旱更加严重, 而印度季风区的降水增多; 强降水带跨过日界线

到达赤道东太平洋地区, 澳洲东北部 SPCZ 地区出现负距平降水, 非洲大陆由少雨转为多雨, 南美及北美大陆的降水量减少, 尤其是北美西北部地区出现了较严重的干旱。

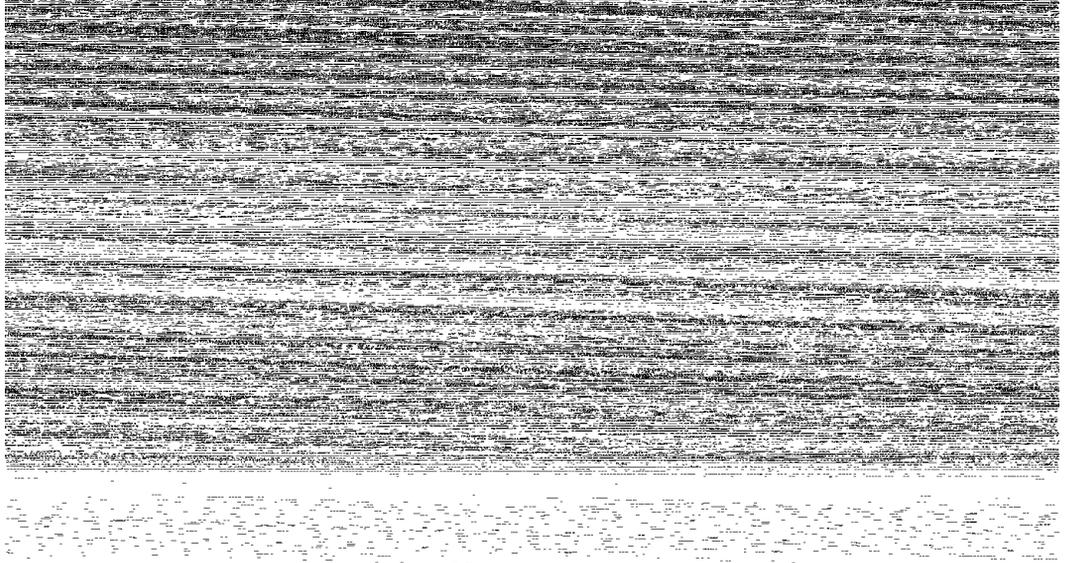


图 6 在暖背景下冬季降水对 ENSO 异常的响应

(a. ENSO 发生前; b. ENSO 发生后。等值线单位: mm/d)

在 ENSO 发生前后的夏季降水表现的特征, 如图 7 所示。在 ENSO 处于发展时期的夏季, 整个亚洲季风区降水异常偏少, 负距平最大中心位于中国北部地区; 而异常最严重的降水带, 一个是赤道西太平洋暖池及日界线赤道以北地区, 另一个是菲律宾到马里亚纳群岛的西北太平洋地区; 赤道东太平洋出现了较大范围的降水正距平。亚洲大陆的大部分地区降水明显偏少, 东亚季风区具有较严重的旱情; 南美大陆也为少雨控制, 特别是赤道地区有较大的负距平中心; 非洲大陆为大范围的正距平。

在 ENSO 处于衰减时期的夏季, 与前 1 a 相比发生最大变化的是印度季风区, 它由原来的少雨变为严重的洪涝。中国大陆、日本岛及附近海域的降水明显偏多, 西太平洋地区也具有明显的降水带, 只有中国南海及南部的海洋大陆地区为负距平区。赤道东太平洋有减少的趋势, 美洲大陆尤其是北美的南部的地区降水量有较大的增长, 非洲大陆有相似的特征。

同样, 在暖背景 ENSO 异常时期, 观测和模拟结果也具有较好的一致性。图 8 表示了暖背景的 ENSO 异常时期中国东部地区总降水量的观测与模拟的变化特征。在 ENSO 发生的第 1 年, 中国东部地区降水以负距平为主, 但在第 2 年夏季 ENSO 衰减时期, 降水出现了正负距平交替变化的特征, 降水量较第 1 年夏季明显增加。很明显, 这与前面的分析结果是基本一致的。这就进一步表明, 本试验结果是可靠的。

由此可见, 在年代际的暖背景下, 当 ENSO 出现时, 降水异常除同样具有热带的局地响应较大的特征和响应的阶段性以外, 还有这样几个重要现象: (1) 降水的响应场在西太

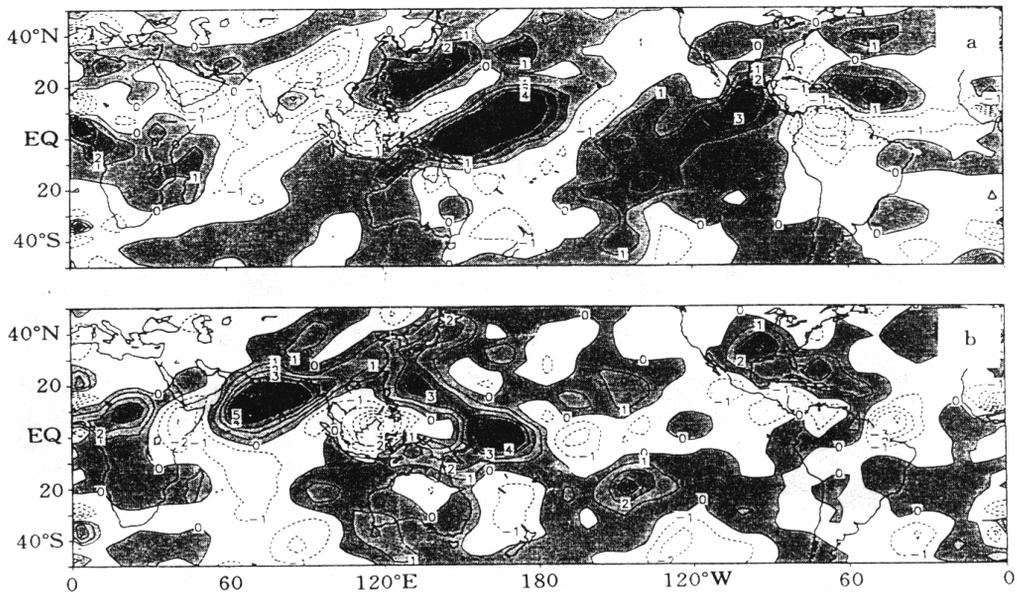


图 7 暖背景下夏季降水对 ENSO 异常的响应
(a. ENSO 发展期; b. ENSO 衰减期。等值线的单位: mm/d)

图 8 暖背景 ENSO 异常时期中国东部地区的平均降水偏差

(a. 观测结果; b. 数值试验结果。垂直坐标单位: 10mm/d)

平洋及亚洲季风区的异常最为显著,从 ENSO 的酝酿到强盛期 亚洲季风区的降水都明显偏少,特别是东亚季风区较为严重,在 ENSO 衰减期,降水明显增多,印度季风区有严重的洪涝;(2)赤道西太平洋地区的降水带在 ENSO 强盛期略有东移,但始终具有较大的正距平,尤其是夏季更为突出,说明并非 ENSO 时期都会使赤道西太平洋降水减少。

3.3 对冷、暖背景下 ENSO 异常响应的比较

从前面的分析可以发现,降水对冷、暖背景下 ENSO 异常的响应是具有很大的差异



图9 ENSO 过程中,暖背景减去冷背景下的降水异常分布

(a. ENSO 发生前冬季;b. ENSO 发生后冬季;c. ENSO 发展期的夏季;d. ENSO 衰减期的夏季。等值线单位: mm/d)

的。为了较清楚的反映出它们的差异,这里作了差值计算,将暖背景减去冷背景的对应时刻的响应场。差值场如图 9 所示。图 9 表明,在 ENSO 爆发前的冬季,相对冷背景而言,在暖背景时西太平洋降水带的位置比较偏北,赤道地区的降水相对较少,赤道中、东太平洋相对较为干燥;3 个主要大陆附近的亚洲季风区、南美南部、北美大陆的大部分地区及中非地区,相对而言不易产生降水。如果说西太平洋的降水是由暖海水的堆积造成的,那么,在暖背景下的暖海水堆积不在赤道,而是偏向北半球。另外,暖背景下赤道中东太平洋的对流极不活跃,因而可以说东西太平洋对流活动差异更大。在 ENSO 强盛期的冬季,暖背景下更易在菲律宾及日本南部的海域出现强降水,这时依然不利于亚洲地区的降水,尤其是东亚地区。

夏季降水的差异表现得较为明显,在 ENSO 时期的第 1 个夏季,暖背景有利于在赤道西太平洋及中部地区产生降水,赤道东太平洋降水的范围及强度更大;但在亚洲季风区更容易出现干旱,美洲大陆及北非地区也相对不易出现降水。在 ENSO 衰减的夏季,两个背景场下,西太平洋及亚洲季风区的降水差异特别明显。整个赤道西太平洋都易产生较大的降水,印度季风区暖背景时的降水远远超过了冷背景时的降水,中国北部及日本地区也是如此,只是幅度稍微小一些。但美洲大陆、中国南部、北非在暖背景时更可能出现干旱。

由此可见,全球不同地区的降水,不仅与 ENSO 事件及其阶段性有关,而且与 ENSO 发生时期的年代际背景有关,这一模拟结果与前面的观测事实分析相吻合。

3.4 冷暖背景下 ENSO 异常对降水影响的机理

热带地区的垂直环流一方面可以反应出与海温分布相联系的对流活动的特征,另一方面也可以把 ENSO 的活动与大气的异常联系起来,从这个角度出发,可把 ENSO 异常与降水联系起来,从而找到降水异常的可能机理。在实际的研究中,人们往往用势函数间接的表示垂直环流的特征。这里也以 200 hPa 的势函数的分布变化为根据,对以上提出的问题作一讨论。

在讨论异常响应之前,首先对海温气候平均态的响应势函数分布进行分析。如图 10 所示。冬季时期的 200 hPa 的势函数分布场上,在热带的西太平洋地区和南美大陆的东部地区是较大的辐散中心,表明这两个地区具有较强的上升运动;在东太平洋及欧亚大陆是较大的辐合中心,因而亦就具有较明显的下沉运动。而夏季时期,西太平洋、赤道印度洋、欧亚大陆、非洲大陆、美洲的赤道地区都为大范围的辐散场控制,产生上升运动;南印度洋、东太平洋及南美大陆与其相反。

对照观测分析结果^[9],发现它们非常相似,这进一步表明 L9R15 AGCM 具有较好的模拟性能。另外,从势函数分布的季节变化来看,冬、夏季的上升运动存在较大的差异,并且上升运动区的变化也是与海温分布的季节变化相一致的。这一事实一方面说明模拟结果的不同要素之间具有较好的协调性,另一方面说明用势函数的异常来连接 ENSO 与降水之间的关系是合理的。

从前面的分析已经发现,在 ENSO 事件的不同的发展阶段上,尤其是 ENSO 前后年的夏季降水在暖背景和冷背景下具有较大的差异。与其相配合的势函数场也有相应的变化,如图 11 所示。由图 11 表明,相对冷背景而言,在暖背景状态下,当 ENSO 处于发展时期的夏季,西太平洋西部的海洋大陆、赤道印度洋及欧亚大陆具有更强的辐合下沉运动;

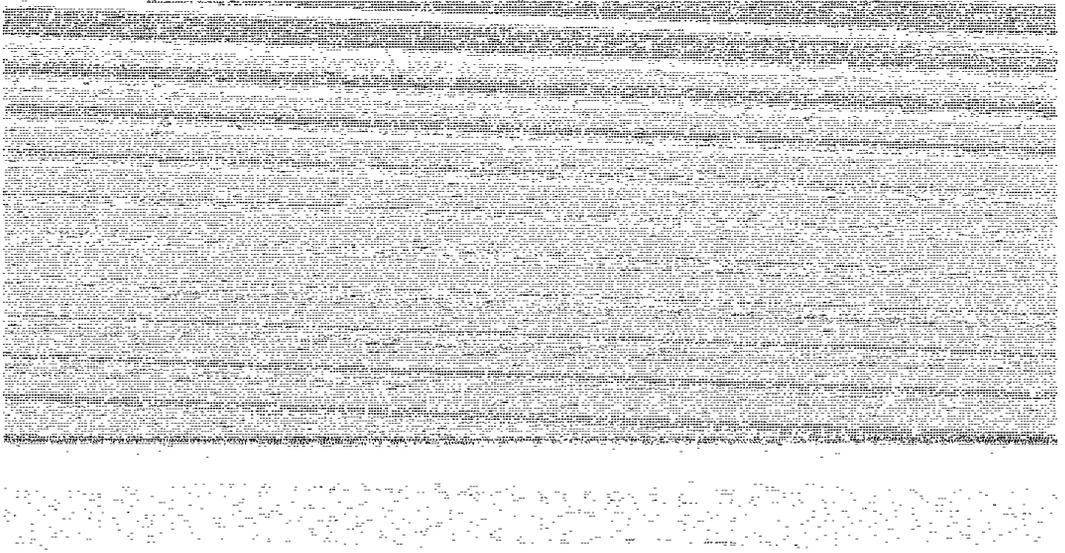


图 10 200 hPa 势函数对海温气候平均场的响应分布
(a. 冬季(DJF); b. 夏季(JJA)。等值线间隔: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)

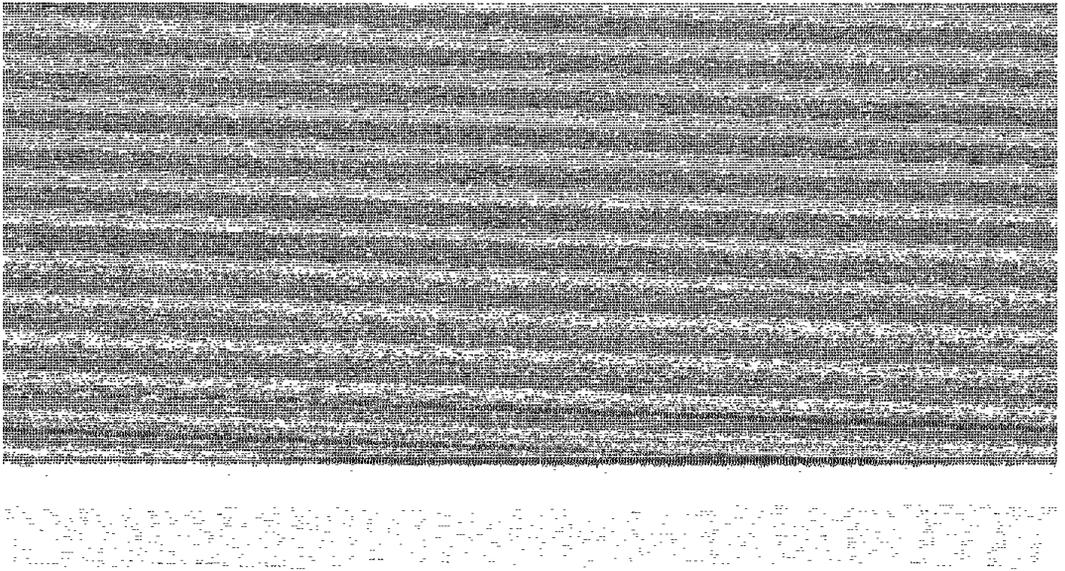


图 11 暖背景试验减去冷背景试验的 200 hPa 势函数差值场分布
(a. 冬季(DJF); b. 夏季(JJA)。等值线间隔: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)

中、东太平洋有更强的辐散上升运动。这就意味着暖背景下, ENSO 发展期有利于产生更强的反 Walker 环流, 这样就有利于出现如图 7 表示的降水异常分布特征, 印度洋及欧亚大陆异常干旱, 而中、东太平洋降水量更多的现象。

当 ENSO 处于衰减时期的夏季, 势函数的分布几乎具有相反的特征, 原来较强的辐合下沉区变为辐散上升, 而美洲大陆及东太平洋的部分地区出现了较强的辐合下沉运动, 这样就造成了这时在亚洲季风区, 尤其是印度季风区出现特别强的降水, 美洲大陆出现更强的干旱。

另外, 冬季的势函数也有类似的特征。

很明显, 与垂直环流相联系的势函数的变化, 受到年代际背景及 ENSO 异常的影响, 它充分反映出海温异常与降水异常之间的内在联系; 暖背景下, 当 ENSO 处于发展时期, 比冷背景更容易出现强烈反 Walker 的环流, 但在 ENSO 处于衰减期更容易产生强烈的 Walker 环流, 这就意味着暖背景时的 ENSO 异常对大气影响的幅度更大。从这个意义上说, 本世纪的一次最强的 82/83 年的 ENSO 事件对全球大气产生巨大的影响, 从这里找到一定的解释。对亚洲季风降水而言, 暖背景有利于在 ENSO 发展期出现干旱, 而在 ENSO 衰减期出现洪涝。

4 结 论

分析表明, 在年代际的冷背景下, 当出现 ENSO 事件时, 降水响应的异常场表现这样几种特征: (1) 降水异常响应最大的地区一般位于热带地区, 因而局地响应较大; (2) 赤道降水异常的区域与海温正距平的位置相一致, 充分反映出赤道地区的降水与对流凝结潜热释放的强弱密切相关; (3) 在 ENSO 的不同发展阶段上, 3 个大陆的降水异常表现出不同的特征。东亚季风区特别是中国东部地区的降水, 随着 ENSO 的演变, 具有增多的趋势, 而印度南亚季风区南部有更趋于干旱的特征; 非洲大陆特别是西部地区降水量始终偏多, 尤其是夏季, 这表明非洲地区近几十年来的干旱并非完全与 ENSO 异常相联系; 美洲大陆的降水在 ENSO 发生前的冬季和发生后的夏季有偏多的特征, 而在 ENSO 发展时期的夏季和强盛时期的冬季有偏少的可能, 北美大陆表现得特别明显。

而在年代际的暖背景下, 当 ENSO 出现时, 降水异常除同样具有热带的局地响应较大的特征和响应的阶段性以外, 还有这样几个重要现象: (1) 降水的响应场在西太平洋及亚洲季风区的异常最为显著, 从 ENSO 的酝酿到强盛期 亚洲季风区的降水都明显偏少, 特别是东亚季风区较为严重, 在 ENSO 衰减期, 降水明显增多, 印度季风区有严重的洪涝; (2) 赤道西太平洋地区的降水带在 ENSO 强盛期略有东移, 但始终具有较大的正距平, 尤其是夏季更为突出, 说明并非 ENSO 时期都会使赤道西太平洋降水减少。

以上的这种差异的物理过程可以用与垂直环流相联系的势函数的变化来表示。暖背景下, 当 ENSO 处于发展时期, 比冷背景更容易出现强烈反 Walker 环流, 但在 ENSO 处于衰减期更容易产生强烈的 Walker 环流, 这就意味着暖背景时的 ENSO 异常对大气影响的幅度更大。

参考文献

- 1 Weare B. Statistical study of the relationship between ocean surface temperature and Indian monsoon, *J Atmos Sci*, 1979, 36: 2279– 2291
- 2 Angell J K. Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variation in equatorial eastern Pacific. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 230– 243
- 3 Rasmusson E and carpenter T. The relationship between eastern equatorial sea surface temperatures and rainfall over Indian and Sri Lanka. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 517– 527
- 4 Khandekar M L and Neralla V R. On the relationship between the sea surface temperature in equatorial Pacific and the Indian monsoon rainfall. *Geophys Res Lett*. 1984, 11: 1137– 1140
- 5 Ropelewski C F and Halpert M S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 1606– 1626
- 6 Meehl G A. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian ocean. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 27– 50
- 7 符淙斌等. 赤道太平洋海温对副热带高压长期变化的影响. *科学通报*, 1976, 21(4): 313 ~ 317
- 8 王绍武, 赵宗慈. 中国旱涝 36 年周期及其产生机制. *气象学报*, 1979, 37(1): 64 ~ 73
- 9 陈隆勋, 朱乾根等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991, 20 ~ 120
- 10 符淙斌等. 埃尔尼诺时期赤道增温的两种类型. *科学通报*, 1985, 30(8): 596 ~ 599
- 11 Huang R H and Wu Y F. The influence of the ENSO on the summer climate change in China and its mechanism, Japan-U S Workshop on the El Niño Southern Oscillation Phenomenon, Tokyo, Japan, November 1987. 3– 7
- 12 徐建军. 东亚季风-ENSO 的年际与年代际变化及其相互作用: [学位论文]. 南京: 南京气象学院, 1997, 50 ~ 100
- 13 Simmonds I. Analysis of the “spinning” of a global circulation model, *J Geophys Res*, 1985, 90: 5637– 5660
- 14 Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. A nine-layer atmosphere general circulation model and its performance. *Adv Atmos Sci*, 1996, 1: 1– 18

THE NUMERICAL STUDY OF THE EFFECT OF ENSO AND ITS INTERDECADAL VARIATION ON THE GLOBAL AND ASIAN MONSOON PRECIPITATION

Xu Jianjun Zhu Qiangen

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044*)

Abstract

Based on L9R15 climatic model, the results by the three numerical experiments show that the global precipitation, especially Asian summer monsoon counterpart is difference at different stage of ENSO events under the cold and warm interdecadal background. The different physics can be showed in potential function. Compared to that under the cold background, the anti-Walker cell is stronger in the increasing stage of ENSO with stronger Walker cell in the decreasing stage of ENSO under the warm background. It means that the effect of ENSO events on precipitation anomaly under the warm background is stronger than that under the cold background.

Key words: Numerical experiment, Interdecadal background, ENSO anomaly, Precipitation response.