# 大气热源异常在亚洲冬夏季风相互关系中的作用①②

孙淑清　陈　隽

（中国科学院大气物理研究所，北京 100029）

摘　要

冬季风的持续异常将改变大气的热状态。本文探讨由它所引起的大气热源的变化如何影响到后期环流特别是季风系统。

用 SVD 方法分析与异常冬季风有关的大气热源的特征。结果表明在强冬季风时，大气加热场 $<Q_1>$、$<Q_2>$ 的最佳耦合模态是：在有冷空气活动的东亚大陆及其附近海域，大气皆从海洋得到热量（$<Q_1>$ 正距平）。热带太平洋上异常热源中心呈西正东负的分布。弱冬季风时则相反。这种热源的变化明显地持续至春季和夏季。南海地区的热源在春季与冬季的分布有较大差别。春季，它与周围热源反号，造成了很强的东西向的热源梯度，它会影响热带夏季风的爆发时间。

数值试验表明，以冬季强、弱热源作为外源强迫，不仅能很好地描述冬季风异常的基本特征，它的持续影响将延续至春季和夏季的环流和降水，模拟结果与实况十分接近。热带西太平洋加热（冷却）和印度洋冷却（加热）的热源分布将使夏季印度和南海季风加强（减弱），降水增强（减少）；而东亚大陆副热带季风则减弱（增强），降水减少（增加）。单纯的西太平洋暖池区大气加热对春、夏季环流的影响与整个热带加热场的作用基本相同，但是它的强度则明显较弱。说明对于季风活动而言，不论是冬季风或是夏季风，不仅西太平洋热源十分重要，整个热带，特别是印度洋的热源强迫也是不可忽略的。

关键词 大气热源　SVD 分析　冬夏季风　数值试验

## 1　引　言

在对我国夏季汛期的短期气候预报中，通常要考虑前期冬季环流形势。许多研究表明东亚冬季风异常与后期环流异常形势存在较好相关。指出夏季江淮地区的旱（涝）情与前期强（弱）冬季风有关；旱年前冬中高纬呈现经向环流，寒潮活动频繁，冷涌强；而涝年前冬则呈现相反趋势[1,2]。探讨冬季风对夏季的影响机制不仅具有科学意义，而且对中期预报还有实际应用价值。在关于机制的研究中，他们认为可能的物理过程之一是通过下垫面热状况的改变来影响后期环流。作为大气下垫面一个重要的方面—海温在冬夏季风的相互联系中起了十分重要的作用。孙淑清[3]、陈文[4]等的分析表明：与强弱冬季风相对应的海温异常分布将直接关系到来年的夏季风的爆发和强度。纪立人（Ji Liren et al）等[5]则进一步证实了海温在维持冬夏环流持续异常中重要的中介作用。另一个重要的环节是积雪。沈学顺等[6]（Shen，X. et al.，）通过数值模

① 初稿时间 2001 年 3 月 26 日，修改稿时间 2001 年 6 月 11 日。

② 本研究工作得到《国家重点基础研究发展规划》（G1998040900 项目第一部分及中国科学院知识创新工程重要方向项目（ZKCXZ-210）的资助

需要全本请访问 www.ertongbook.com

拟发现，强（印度）夏季风年前冬 50°N 以北的欧亚大陆积雪和土壤湿度偏大，50°N 以南则相反；弱年也有相似的分布形势，只是符号相反。纪立人等[7]的数值试验也指出：东亚冬季风强则欧亚及北美大陆春季积雪面积偏大（但仅限于 55°N 以北),而对应的则为较弱的东亚夏季风和较强的东亚夏季风，与沈学顺等的结果类似。

对大气运动有很大影响的另一个重要因子是大气热源。大气热源作为外源强迫，在大气环流的活动和变异中起了十分重要的作用，历来受到人们的高度重视[8,9]。热源分布的异常关系到大尺度流场的位置和强度，自然也会影响到天气气候的异常。冬季风的持续异常将改变大气的热状态。我们要关心是这种热状态的变化会不会或如何影响到后期大气环流的变化。也就是说，把由冬季风异常所造成的大气热源的变化作为外源强迫，考察它对后期环流特别是夏季风的影响。本文首先用 SVD 方法分析与异常冬季风有关的大气热源的特征，然后用数值试验来探讨异常热源对夏季风及降水的影响。

在本文的有关计算中，地形高度来源于美国 NMC 全球 2.5°×2.5° 资料,风、温、压和湿度等气象要素均为 NCEP 的再分析资料，并直接用它的月平均资料进行计算。由于讨论的是隔季相关的问题，所以大部分计算都对季节作了平均。文中冬季即指上年 12 月和本年的 1 月和 2 月(DJF),春季为 3～5 月(MAM),夏季则指 6～8 月(JJA)。

## 2 冬季风与大气热源分布的耦合模态

为了讨论方便，我们首先给出冬季风的平均情况。图 1 为多年平均的 1000hPa 冬季风矢量与高度图。在图上可以清晰地看到东半球三支强东北风气流，尤其以东亚地区的东北风为最强。这就是我们所熟知的东亚冬季风。在高度场上，则为强大的大陆冷高压。

下面来研究冬季风异常时它与大气热源的关系。

### 2.1 冬季大气视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 的平均状态

首先分析冬季热源分布的特征。大气视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 引用 Yanai 等(1973，1996)的反算法：

$$Q_1 = c_p\left(\frac{p}{p_0}\right)^k\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla\theta + \omega\frac{\partial \theta}{\partial p}\right)$$

$$Q_2 = -L\left(\frac{\partial q}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla q + \omega\frac{\partial q}{\partial p}\right)$$

其中 $\theta$ 为位温，$q$ 是比湿，$\boldsymbol{V}$ 为水平速度，$\omega$ 为 $p$ 坐标垂直速度，$p$ 为气压，$p_0=1000$ hPa，$k=R/c_p$，$R$ 和 $c_p$ 分别为气体常数和干空气定压比热，$L$ 为水汽凝结潜热，$\nabla$ 为气压梯度算子。垂直速度求自连续方程。

图 2a 和 2b 分别为冬季多年平均的视热源 $<Q_1>$ 和视水汽汇 $<Q_2>$ 的水平分布。很明显，在冬季，热带大气为热源，而中高纬度大气为冷源，最大负值区则位于亚洲大陆。对比 $<Q_1>$，$<Q_2>$ 可见，两者在热带地区的量值及分布十分一致，可见加热主要以凝结潜热为主；而在中高纬地区，特别是在冬季风强风控制的地区，$<Q_2>$ 为负值，感热输送及辐射冷却起了主要的作用。

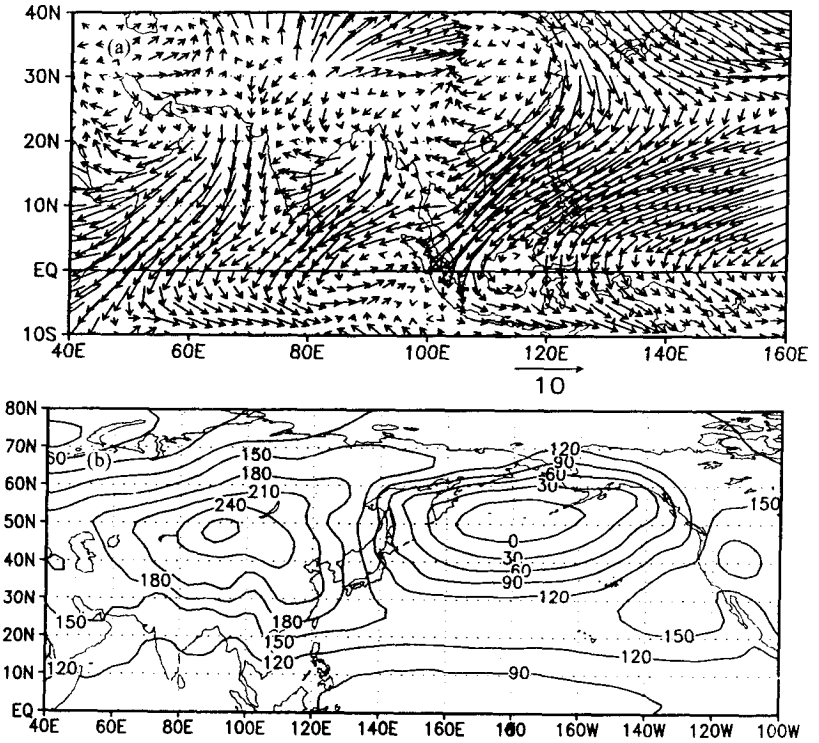



图 1　多年(1980～1996 年)平均的 1000hPa 冬季风矢量(a)与高度(b)(单位：gpm)图

## 2.2　冬季风与大气热源分布的最佳耦合模态

### 2.2.1　关于奇异值分解方法

下面我们用大量样本，采用奇异值分解(SVD)方法研究冬季风异常与大气热源分布的普遍关系。

SVD 方法的数理推导及其在气象学中的应用已被 Wallace[11]、魏凤英等[12]详细论证和介绍，这里只简单介绍其中几个参数的气象涵义。SVD 方法的基本思想是：考虑两个场，它们均是时间和空间的函数(为了方便起见，称一个场为“左场”，另一个场为“右场”)。通过对它们的协方差矩阵进行奇异值分解可以把每个场分解成若干个模态的时间系数向量和空间型向量，其中时间系数反映了某个要素的气候变率，空间型向量相当于该要素的距平分布。这些模态的排列顺序是按其左右场耦合总体平方协方差数 SCF(Squared Covariance Fraction)的大小来定的，即第一模的 SCF 最大，第二模次之。它们可以粗浅地理解为同时出现左场空间型异常和右场空间型异常的概率。对于每一个模态来说，左右场的耦合强度还要以两个场时间系数序列之间的相关系数(CORR)来衡量，只有 CORR 通过相关显著性检验而且 SCF 不能太小(即非小概率事件)才有意义。异向相关图(heterogeneous correlation maps)反映的是两个场之间的最佳耦合程度；而同向相关图(homogeneous correlation maps)则体现了一个场时间系数向量变化的地域分布特征，它与自身 EOF 模态的空间分布几乎完全相同，而且它所占的方差分量 VarF(Variance Fraction)也非常接近该模态的 EOF 比重。同向相关图与异向相关图作比较

时，如果两者的空间分布形状非常相似则说明左右场之间的耦合关系非常好，如果两者的形状差别很大则可以揭示出左右场异常之间的因果关系（即一个场的差异由另一个场引起）。由于SVD是一种高度优化的方法，它能够以最少的模态来描述各个要素的主要特征，在气象学的诊断分析中，得到广泛的应用。

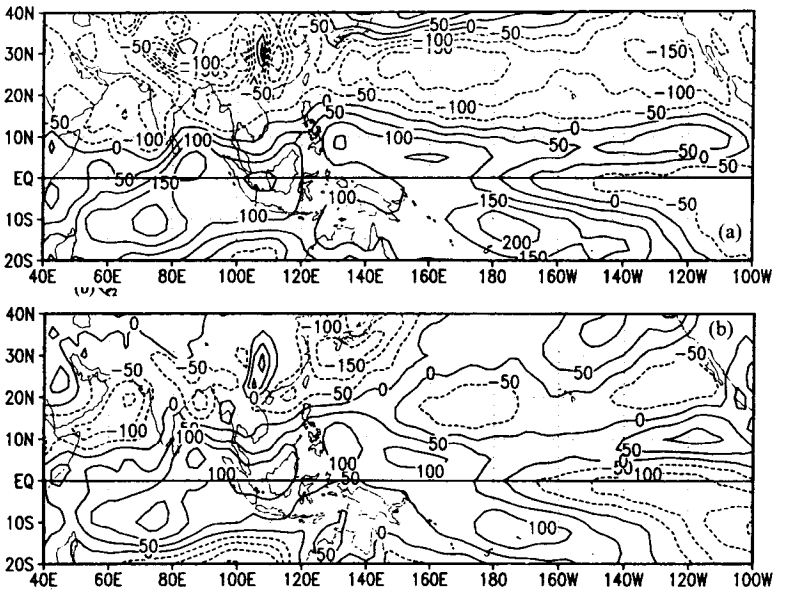



图 2　冬季(DJF)多年平均(1980～1996)的视热源$<Q_1>$(a)和视水汽汇$<Q_2>$(b)的水平分布

(单位:W·m$^{-2}$)

本文利用SVD分析的这些特性来研究1980年至1996年资料系列的冬季风异常与大气热状态最佳相关的流型，即它们的最佳耦合模态。

2.2.2　冬季风与同期及后期大气热源的耦合模态

按照文献[3]，以冬季三个月(DJF)平均的1000 hPa经向风$V_1$代表冬季风，与大气热源$<Q_1>$作SVD分析。上一节已经指出：由于冬季$<Q_1>$、$<Q_2>$分布的一致性，因此SVD分析主要针对冬季风与$<Q_1>$的相关。

首先来看看冬季风与同期热源相关的情况。它们的最佳耦合模态分布如图3所示,这是它们同期相关间的第一模态。$V_1$的$<Q_1>$相关系数高达0.88，大大超过了相关显著性检验的要求（以下涉及的各个耦合模态也都是通过了相关显著性检验才能参加讨论的，故不再重复提及）。从$V_1$的异向相关图(图3a)上直接反映出来的是强冬季风的特征，即东亚大陆及沿海从高纬到低纬地区为一致的负距平区（北风加强）所控制。在这种情况下，高纬地区的气柱热量直接受到影响。在冷空气南下的路径上,$<Q_1>$为明显的正距平（见图3b)。这与图2中的平均情况的符号是完全相反的，说明在强冬季风情况下，东亚大陆及其附近海域大气皆从海洋得到热量，也从另一个侧面反映了高纬度冷空气的活跃。热带太平洋上异常热源中心呈西正东负的分布。前者与冬季风加强引起的西太平洋辐合上升及促进对流发展有关（见文献[3])。至于后者，根据孙柏民等[2]的分析，与强冬季风对应的东太平洋海温将明显偏低。冷海温将使大气失去热量。比较图2与图3b可见,强冬季风将大大改变大气的热状态 反之,当时间系数为负时,也即

出现弱冬季风时，大气热源的异常分布则完全相反。图 3c,d 为同向相关图。图 3c 中反映的也是强冬季风的形势，与之对应的 $<Q_1>$异常场也与图 3b 十分相似。按照前面的介绍，说明这两个场之间的耦合关系非常好。

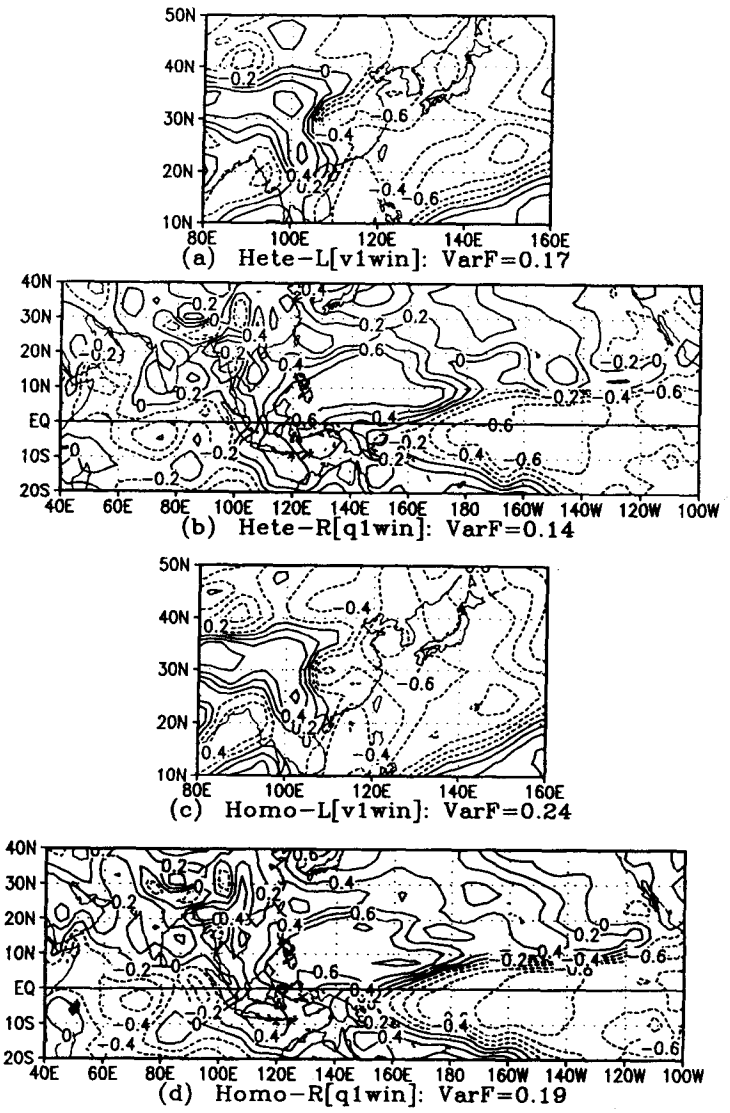



图 3 冬季(DJF)1000hPa 经向风(左场)与同期 $<Q_1>$(右场)的 SVD(模态 1)相关图

(a) 左场异向相关；(b)右场异向相关；(c) 左场同向相关；(d)右场同向相关

与冬季风相关的大气热源的异常有明显的持续性。为了考察大气热源在冬夏季环流相互影响中的作用，我们分析异常冬季风与后期春季和夏季 $<Q_1>$之间的关系。

冬季风与后期春、夏季热源的最佳耦合关系如图 4 和图 5 所示。由于异向相关图与同向相关图十分相似，所以我们这里只讨论异向相关图中各异常场的特征。在春季和夏季（图 4,5）中，风场所反映的是一种弱冬季风的形势。即在冬季风所控制的区域内，皆为南风距平（正距

需要全本请访问 www.ertongbook.com

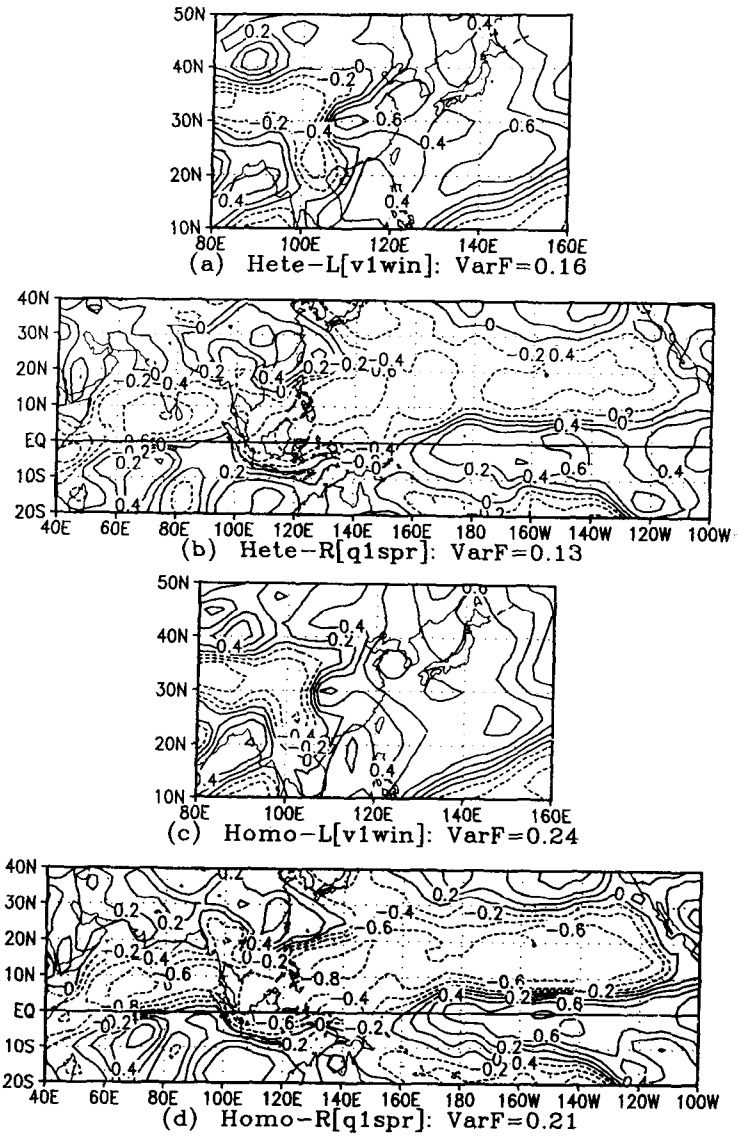



图 4　冬季(DJF)1000hPa 经向风(左场)与春季 $<Q_1>$(右场)的 SVD(模态 1)相关图

(a)左场异向相关；(b) 右场异向相关；(c)左场同向相关；(d)右场同向相关

平区)。由图 4b 中相应的大气热源分布可见，它的符号几乎与图 3b 完全相反，在广阔的西太平洋区为负距平区，而热带东太平洋则为正距平区。这说明在弱冬季风时暖池区的加温将大大削弱，大气将失去热量；而热带东太平洋则由于与弱冬季风相关的海温偏高而使大气得到热量。在冬季风活跃区，特别是我国长江口以南的海区，仍为正距平，只是在它的北面为负距平。但是到了夏季（图 5b)，该地区为较强的负距平区，说明大气将失去热量。这种变化说明：强弱冬季风对大气热状态的直接影响是有滞后效应的。在夏季，热带西太平洋和东太平洋仍分别为负距平和正距平，与春季的情况相同。

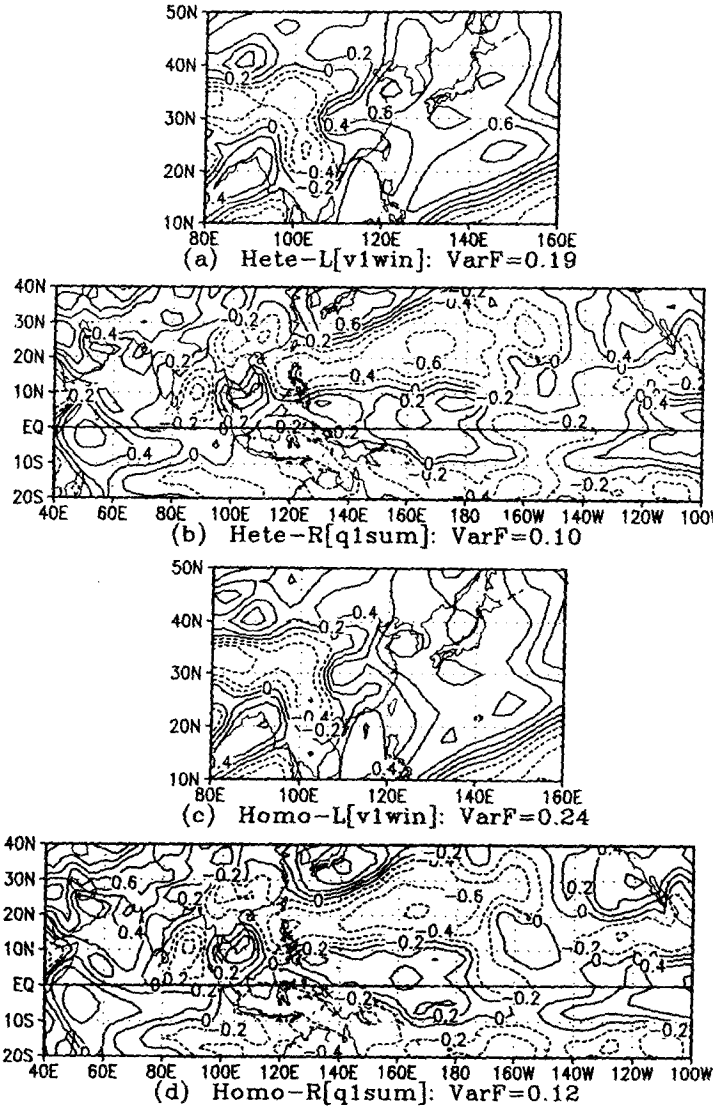



图 5　冬季(DJF)1000hPa 经向风(左场)与夏季 $<Q_1>$(右场)的 SVD(模态 1)相关图

(a) 左场异向相关;(b)右场异向相关 (c) 左场同向相关;(d)右场同向相关

值得注意的是，南海地区的热源在冬季和春季的分布是有很大差别的，在冬季时它与周围的热源距平同号(见图 3b),而到春季之后发生了变化,它与周围热源反号。由图 4b 可见,弱冬季风年后期的春季，南海热源为正，中南半岛为负，这种东西向的热源梯度削弱了春季海陆的热力差异，不利于局地热带夏季风的爆发。从夏季的耦合分布来看确实如此，弱冬季风年后期夏季南海地区的热源减少（见图 5b）。而暖池区的热源异常又与南海地区不同，它从冬季至夏季基本维持不变，加剧了后期东亚大陆上的海陆温差，所以弱冬季风年后期与东亚夏季风加强,热源增加(见图 5 的 $<Q_1>$正距平），强冬季风年的情形则相反。这有力地说明了大气热源尤其是热带海域热源的持续异常在环流隔季相关中的作用，这点在下一节的数值试验中还要

作深入的研究。

综上所述，东亚冬季风异常关系到大尺度的大气热状态的变异，而且这种变异具有跨季节尺度的持续性。与冬季风异常相应的大气热源的变化对后期夏季风异常起着重大的影响作用。

## 3 大气热源异常对夏季风及降水影响的数值试验

以上的 SVD 分析表明，东亚冬季风异常与大气热状态有十分密切的关系。不仅在同期，大气的热源分布即对异常冬季风有极为明显的响应，而且这种异常的热源分布还在以后的春季甚至是夏季清楚地表现出来。我们知道，夏季风的爆发及异常与大气热状态的季节性变化有十分密切的关系。因此可以推想，由冬季风引起的大气热源的变化必将影响大气环流及降水。本节数值试验的目的就是要深入探讨这个问题。

本文采用的气候模式为中国科学院大气物理研究所（IAP)国家重点实验室(LASG)发展的 9 层大气环流谱模式[13],简称 LGCM。该模式为 15 波菱形截断的谱模式，模式底层大约在 990hPa,顶层约在 10hPa，其水平分辨率约相当于 7.5°×4.5°，该模式较好地模拟出气候的基本特征[13]。所描写的冬季风，无论是同期还是后期的环流等特征都模拟得相当成功，与已有的实际资料分析的结果十分一致[3]。

由于资料等原因，本试验积分从 1月 1 日开始,至 8月底。模式中的大气热源异常强迫场参考 SVD 分析中相对于强弱冬季风的热源异常的分布（见图 6)。具体的做法是：先把对应于强弱冬季风的视热源$<Q_1>$由 NCEP 格点(2.5°×2.5°)插值到模式格点(约 7.5°×4.5°),再叠加到模式中进行积分。异常强迫时间为 1 至 6 月。根据强迫的范围，试验分为两个方面：一是改变亚洲热带季风区大气热源的分布，热源强迫的区域为（45～165°E，7°S～20°N),主要包括西太平洋和印度洋地区；二是主要研究西太平洋地区大气热源对亚洲季风的影响，热源强迫的区域为热带西太平洋(110°～150°E，2°S～20°N)。

### 3.1 热带地区热源异常试验—EX1

试验 EX1 的热源异常强迫场如图 6 所示。从图 3～5 可见，与冬季风异常相对应的从冬至夏的大气热源的变化最强发生在热带海洋地区，西起印度洋东至东太平洋。因此我们在敏感性试验中主要设置了热带地区的视热源强迫，并分别以代表强弱冬季风的两类热源（即图 6 中 a,c 和 b,d 所示)进行计算。

这里给出冬、春、夏三季由热源异常引起的 1000hPa 水平风场变化（试验中的冬季为 1 月和 2 月的平均)。为了节约篇幅,只给出由强热源和弱热源计算结果的差值(图 7)。在冬季的差值图上(图 7a),在原东亚偏东北大风区(见图 1)，为东北风距平气流。这说明季风气流将加强，即为强冬季风的形势。而原在赤道 100°～120°E 地区气旋式环流在差值图上北抬至 20°N 左右，这是正异常加热区的位置。也就是说，模式中给出相当于强冬季风的加热强迫时，加热区将引起气旋式的辐合气流，改变了原来的平均状况。在赤道印度洋地区，为负的加热区。相应的则为反气旋式气流。它使东非的越赤道气流及以东的赤道西风皆大大加强。纪立人等[7]曾指出强冬季风时赤道西风将会大大加强。试验结果与其十分一致。

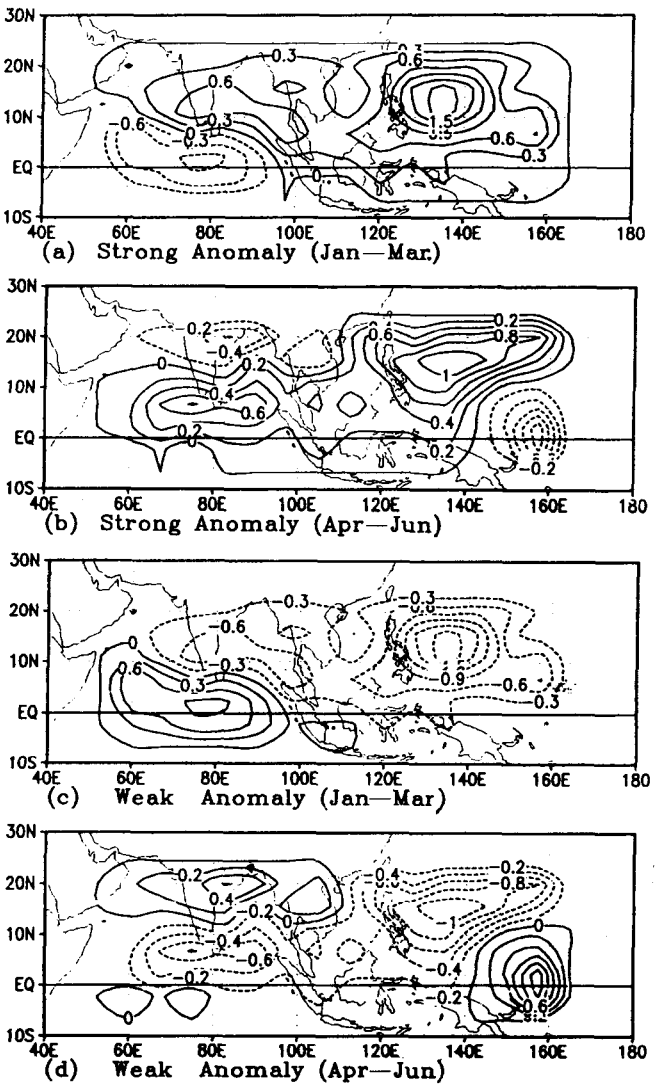



图 6　大气热源异常强迫示意图

(a)、(b)分别为 1～3 月和 4～6 月的强热源分布；

(c)、(d)分别为 1～3 月和 4～6 月的弱热源分布（单位：$W \cdot m^{-2}$）

热源强迫持续至春季。从图 7b 的形势看，其基本特征大体与冬季的相似。但是西太平洋的气旋式差值环流略向西北移动，赤道印度洋上的反气旋式气流也较冬季偏北。使东亚地区的东北风和赤道地区的西风范围明显扩大，强度更强。强迫至 6 月，到了夏季(积分至 8 月)(图 7c)，印度洋上马斯克林高压北端的偏西风更为加强，它延伸至印度半岛、孟加拉湾至南海中南部。显然是印度季风和南海季风加强的表示。但是，在长江流域及以南地区则为偏北风，说明季节性的偏南气流会减弱。这个结果与陈隽等[3]所讨论的强冬季风对应的后期环流是完全一致的。

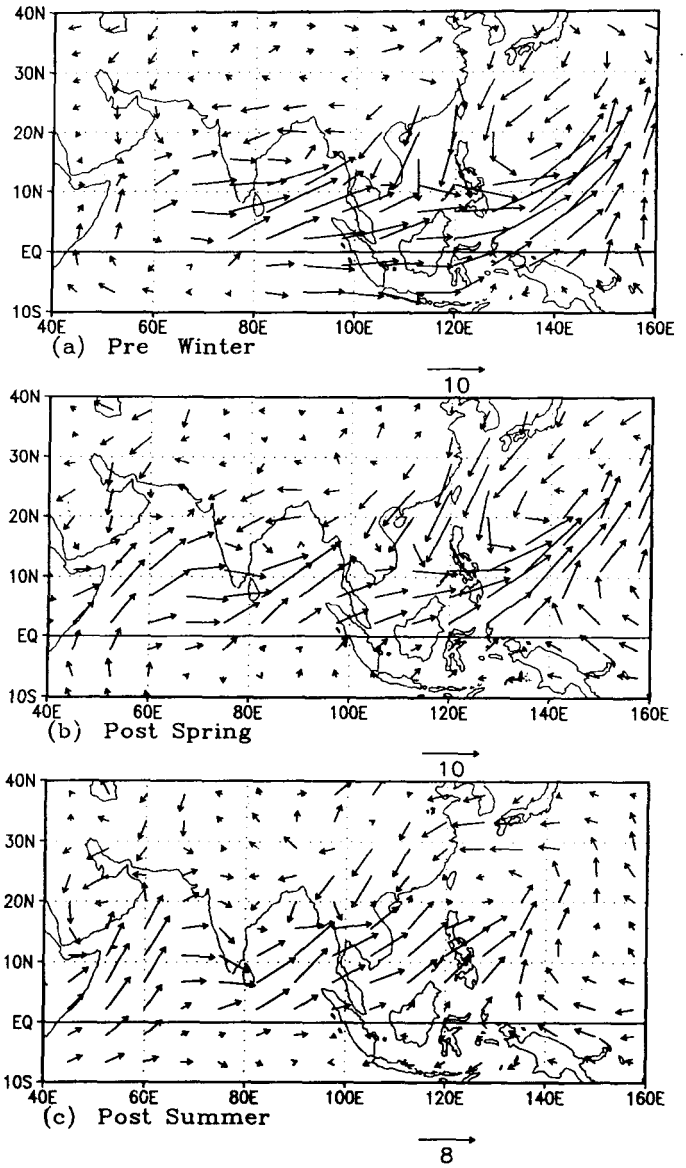



图 7　试验 EX1 冬(a)、春(b)、夏(c)季的 1000hPa 水平风场差值（强热源和弱热源的差）

下面我们来看降水的模拟情况。从冬季的差值结果（图 8a)看,强降水中心分别在暖池区和孟加拉湾，而赤道中西印度洋降水急剧减少。这与冬季的冷热源中心是一致的。在与强东亚冬季风相对应的热源强迫下，加热区的降水将大大增多，而在冷却区降水则减少。对照图 7a 即可看出，该地区低层风场为明显的辐合区。这表明：大气中的热源主要是由对流活动导致的凝结潜热造成的。值得注意的是，在我国东部地区为一片负值区。说明在强冬季风的影响下，该地区的降水将减少。实际上，由于试验中加热主要放置在热带地区（见图 6),25°N 以北加热基本没有区别。但即使如此，热带地区加热的差异将影响到中纬度，只是量值较小而已。

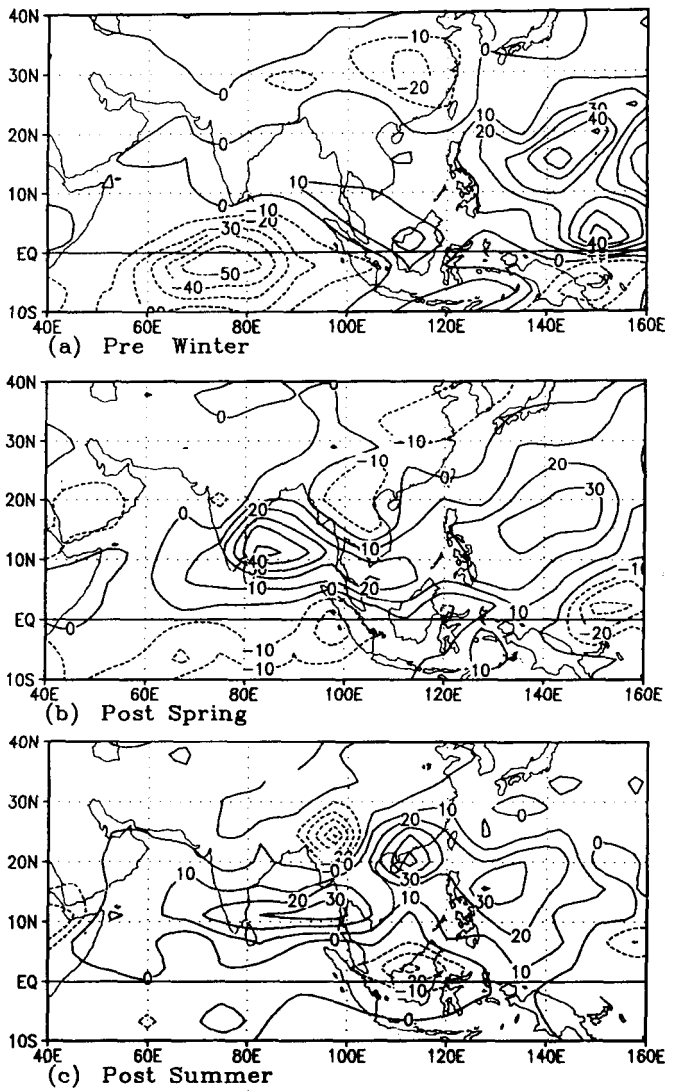



图 8　试验 EX1 冬(a)、春(b)、夏(c)季的降水差值(强热源和弱热源的差 单位：mm)

热带地区热源异常对降水的影响也一直持续至后期（见图 8b 和 8c)。尤其是在夏季，强降水区从印度半岛经中南半岛延伸至我国华南沿海地区，这正是差值气流的强辐合区，也对应印度及南海夏季风的加强区。这不但证明了大气热源的对流性质，也说明了亚洲热带季风活动及变异与大气中的对流活动及相应的加热有密切关系。

### 3.2　西太平洋热源异常试验—EX2

由上可见整个亚洲热带地区的热源异常对大气的影响是非常显著的。近年来，人们比较关心热带西太平洋地区下垫面加热异常与东亚季风的关系。本文也针对该地区大气热源的改变

需要全本请访问 www.ertongbook.com

研究它对冬夏季风场、降水场的影响。本试验(EX2)与试验 EX1 基本相同，只是热源范围仅限于热带西太平洋地区(110°～150°E，2°S～20°N)。

图 9 为试验 EX2 1000hPa 水平差值风场的季节变化。与图 7 对照可见，热源所产生的影响在冬季主要在加热区。随着季节的推移而向西扩展。也就是说，西太平洋地区大气的强烈加热将使该地区产生气旋性辐合气流，在其北侧，东北风将加强。同时赤道西风也明显加强。在加热为负值时，则相反。由于加热只限于 110°E 以东,因此在其以西地区,强、弱热源所造成的流场差别很小。春季赤道西风明显西扩。到了夏季，出现了极强的南海季风，而东亚大陆上的

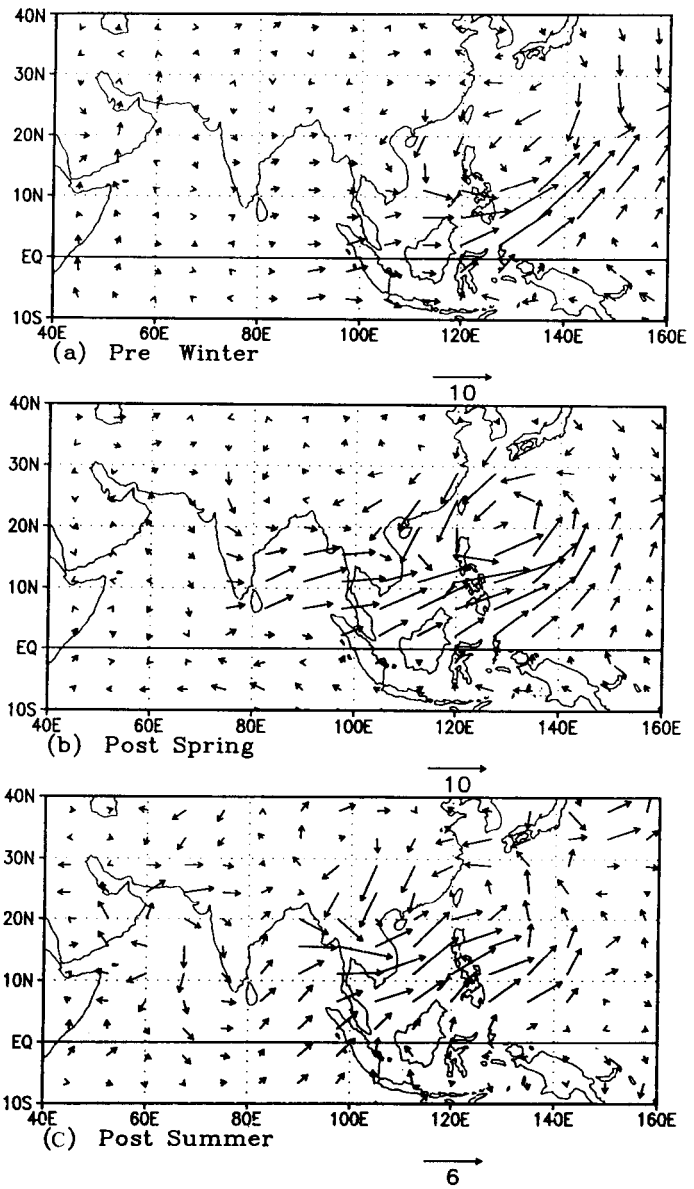



图 9　同图 7,但为 EX2

副热带季风则大大减弱(为很强的偏北气流)。这与试验 EX1 的结果是一致的。但是仔细对照图 7 和图 9,在 100°E 以东的东亚季风区,EX2 的风速皆小于 EX1。这说明，对于季风活动而言，不论是冬季风或是夏季风，不仅西太平洋热源作用很大，热带印度洋的热源强迫也是十分重要的。当该地区大气处于冷却时（强冬季风状态），东非越赤道气流将增强，使印度和南海季风加强。这也从另一个侧面说明南海季风与东非越赤道气流和印度季风的密切关系。

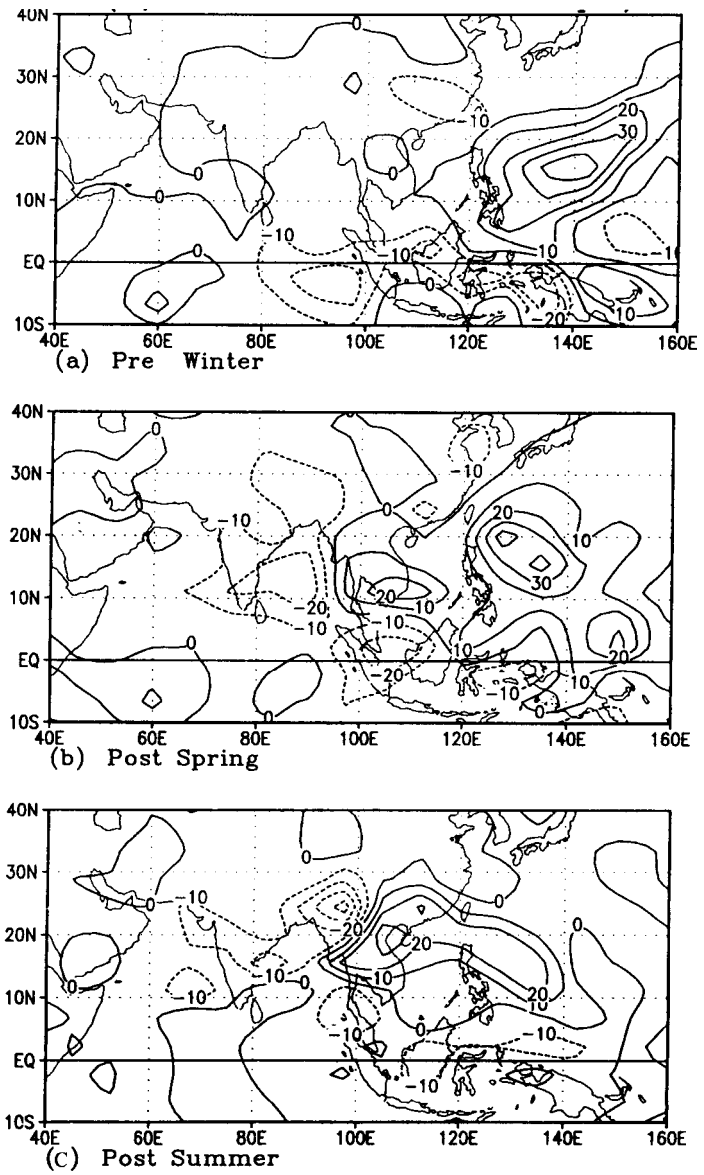



图 10 同图 8,但为 EX2

降水场的分布与流场十分协调。图 10 降水差值的分布也与试验 EX1 的结果(图 8)相似：冬季的强降水中心主要集中在加热区。随着强迫时间的推移而向西扩展。到夏季，华南、南海

和中南半岛地区皆为正距平。长江流域的雨量差值虽然很小，但是为负距平。说明西太平洋暖池区的大气加热不利于长江流域降水。这个结果与该地区海温异常的影响[14]是十分一致的。

由以上两个试验可见，与冬季风异常相关联的大气热源强迫，不仅能十分成功地模拟出冬季风异常的基本特征，而且对春季环流乃至夏季风都产生很大的影响，其模拟结果与实况分析十分接近。热带西太平洋加热（冷却）和印度洋冷却（加热）的热源分布将使夏季印度和南海季风加强(减弱),降水增多(减少)而东亚大陆副热带季风则减弱(增强),降水减少(增加)。分区研究表面：西太平洋大气加热对亚洲季风的影响固然重要，但是热带印度洋大气热状况对冬夏季环流的作用也是不可忽视的。

## 4 小 结

大气热源作为外源强迫，在大气环流的活动和变异中起了十分重要的作用。热源分布的异常关系到大尺度流场的位置和强度，自然也会影响到天气气候的异常。冬季风的持续异常将改变大气的热状态。本文探讨了由冬季风异常引起的这种热状态的变化是否会或如何影响到后期环流特别是季风系统的。

(1)首先用历史资料,以 SVD 方法分析与异常冬季风有关的大气热源的特征。结果表明：在强冬季风的情况下，大气加热场$<Q_1>$的最佳耦合模态是：在冷空气南下的路径上,$<Q_1>$为明显的正距平。说明东亚大陆及其附近海域大气皆从海洋得到热量。热带太平洋上异常热源中心呈西正东负的分布。前者与冬季风加强引起的西太平洋辐合上升及促进对流发展有关。热带印度洋上则为大气的冷却区。反之，在弱冬季风时，大气热源的异常分布则完全相反。

(2)大气热源的变化有明显的季节持续性。在以后的春季和夏季，加热场的最佳耦合模态的基本特征没有太大的变化。值得注意的是，南海地区的热源在春季与冬季的分布有较大差别。在冬季时它与周围的热源距平同号，而到春季之后，它与周围热源反号。强（弱）冬季风年后期的春季,南海热源为负(正)距平,中南半岛为正(负)。这种东西向的热源梯度加强(减弱)了春季海陆的热力差异，有（不）利于热带夏季风的爆发。而暖池区的热源异常从冬季至夏季基本维持不变,减弱(加强)了春、夏季东亚地区的海陆温差。所以强(弱)冬季风年后期东亚副热带夏季风减弱(加强)。

(3)用数值试验来探讨冬季的异常热源对夏季风及降水的影响。以冬季强、弱热源作为外源强迫，不仅能很好地描述冬季风异常的基本特征。它的持续影响将延续至春季和夏季的环流和降水,模拟结果与实况分析十分接近。热带西太平洋加热(冷却)和印度洋冷却(加热)的热源分布将使夏季印度和南海季风加强（减弱），降水增强（减少）；而东亚大陆副热带季风则减弱(增强),降水减少(增加)。

(4)单纯的西太平洋暖池区大气加热对春、夏季环流的影响与整个热带加热场的作用基本相同，但是它的强度则明显较弱。说明对于季风活动而言，不论是冬季风或是夏季风，不仅西太平洋热源十分重要，整个热带，特别是印度洋的热源强迫也是不可忽略的。

(5)从以上分析和数值试验可见，大气热源的异常是有一定持续性的。大尺度热带地区的加热异常在冬夏季环流的相互作用中扮演了重要的角色。

## 参考文献


1 孙淑清，孙柏民．东亚冬季风环流异常与中国江淮流域夏季旱涝天气的关系．气象学报，1995，53，438～450.

2 孙柏民，孙淑清．海温在东亚冬季风影响江淮流域旱涝中的作用．灾害性气候的过程及诊断．北京：气象出版社，1996. 46～53.

3 陈隽，孙淑清．东亚冬季风异常与全球大气环流变化：Ⅰ强弱冬季风影响的对比研究大气科学，1999，23(1)：101～111.

4 Chen W.，H. F. Graf and R. Huang. The interannual variability of East Asia winter monsoon and its relation to the summer monsoon. Adv. Atmos. Sci. ，2000，17，1，46－60.

5 Ji Liren and Sun Shuqing. Observational and model study on international connection of atmospheric circulation. From Atmospheric Circulation to Global Change—Celebration of the 80th Birthday of Professor Ye Duzheng. China Meteor. Press ，Beijing，1996，365－376.

6 Shen X.，M. Kimoto，and A. Sumi. Land surface processes associated with the interannual variability of broad－scale summer monsoon simulated by CCSR/NIES AGCM ，International Workshop on the Climate System of Monsoon Asia. Kyoto International Community House ，Kyoto，Japan，1996，170－173

7 Ji Liren and Sun Shuqing，Klaus Arpe et al. Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influence. Adv. Atmos. Sci. ，1997，14，1，1－22.

8 Yanai，M.，S. Esbensen and J.-H.，Chu. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci.，1973，30，611—627.

9 王启，丁一汇．1982 年东亚及太平洋地区的热源分布及其对 ENSO 的响应．亚洲季风研究的新进展—中日亚洲季风机制合作研究论文集．北京：气象出版社，1996，125～131.

10 Yanai，M.，C. Li，Z. Song. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon，J. Meteor，. Soc. Japan，1992，70(1)：319－351.

11 Wallace，J. M.，et al. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. Journal of Climate，1992，5，561－576.

12 魏凤英，曹鸿兴．奇异值分解及其在北美陆地气温与我国降水遥相关中的应用．高原气象，1997，(2)：174～182.

13 Wu，G.-X.，H. Liu，Y.-C. Zhao，W.-P. Li. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. Adv. Atmos. Sci.，1996，131－138.

14 Huang R. H. and L. Li. Numerical simulation of the relationship between the anomaly of the subtropical high over east Asia and the convective activities in the western tropical Pacific. Adv. Atmos. Sci. ，1989，6，202－214.

# THE EFFECTS OF THERMAL FORCING ON THE CONNECTION BETWEEN THE ASIAN WINTER AND SUMMER MONSOON

*SUN Shuqing* (孙淑清) and *CHEN Juan* (陈隽)

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

## Abstract

The persistent anomalous winter monsoon will bring about the variation of atmospheric heat sources. The influence on the circulations caused by the variation both in the winter and coming seasons is investigated in present paper.

Using SVD method, the characteristics of atmospheric heating corresponding to the anomalous winter monsoon are first analyzed. The best coupling mode of $Q_1$, the apparent heat source, and $Q_2$, the apparent moisture sink, linked with strong winter monsoon presents a positive departure center over the east Asian continent and the adjacent sea region indicating that the atmosphere will obtain more heat from the sea because of the activity of the stronger cold air. A positive center over the western Pacific and negative one over the Indian Ocean are found respectively. For the weaker winter monsoon, the situation is just opposite. The anomalous heating still exists in the following spring and summer with the similar features to winter. However, the distribution of $Q_1$ and $Q_2$ around the South China Sea in spring is different from those in winter. The signs of $Q_1$ and $Q_2$ are opposite to those at its adjacent continent, leading to a strong thermal gradient there, which will effect the onset date of the monsoon.

Numerical experiment under the strong (or weak) thermal forcing, thus identified well reproduces the main features of the anomalous winter monsoon including the larger scale circulation, the wind fields at the lower level and convection in the tropical region. The sensitive experiments show that the thermal forcing corresponding to the stronger (or weaker) winter monsoon favorites to the strengthening (or decreasing) of the Indian and the South China Sea summer monsoon and the rainfall related. If the heating over the Indian Ocean is taken away, the outcoming shows that the strength of the monsoon current will be obviously weaker.

The results suggest that the thermal forcing resulted from the anomalous winter monsoon is an important medium in the connection between the winter and summer monsoon.

**Key words**: atmospheric heat source, SVD analysis, winter and summer monsoon, numerical experiment

# 1998/1999 年三峡区间两次大暴雨的对比分析①

郑启松
(武汉中心气象台,武汉 430074)
李武阶
(武汉暴雨研究所,武汉 430074)
李 俊 王仁乔
(武汉中心气象台,武汉 430074)

摘 要

通过 1998 年 6 月 28 日和 1999 年 7 月 15 日三峡区间两次大暴雨过程的对比分析,归纳出一种高原低涡东移类型的三峡区间大暴雨天气模型。用稳定度、螺旋度、锋生函数等物理量场的分析,揭示了两次强降水过程的不同物理特征。前者对流性强降水以不稳定能量的释放和垂直环流加强为主,后者为非对流性降水,持续的斜压锋生作用是其主要原因。

关键词:三峡区间 大暴雨 螺旋度 锋生作用

## 1 引 言

1999 年 7 月 14～16 日长江中游先后发生了一次大范围的暴雨和大暴雨过程,形成 1999 年长江第三次洪峰,使长江中游的防汛抗洪形势更趋紧张。荆江河段全线超保证水位,沙市水位于 7 月 21 日 02 时达 44.74m ,继 1998 年之后又一次突破 1954 年的 44.67m 的最高记录。监利站 21 日 14 时洪峰水位达 38.30m ,距 1998 年创下的历史最高记录只差 1cm ,与 1998 年并称‘姊妹’大洪水。

这次大暴雨过程,自四川盆地向东传播,三峡区间降水主要集中发生在 7 月 15 日 08 时至 7 月 16 日 08 时,日面雨量为 68.1mm ,这是 1999 年三峡区间最强的一次降雨过程。与 1998 年三峡区间最强的一次大暴雨过程即 6 月 28 日(08～08 时)面雨量 86.5mm 相比较,既有类似之处,也有不同之点。本文试通过这两次强降水过程的分析,加深对三峡区间强降水机理的认识,提高对长江中游防汛和三峡工程建设气象保障服务的能力。

## 2 环流形势和影响系统的异同点

这两次过程都是发生在江淮梅雨后期。在三峡区间强降水发生前 12 小时,即 1998 年 6 月 27 日 20 时和 1999 年 7 月 14 日 20 时。500hPa 形势图上(图 1),在青海、四川省交界处,即玉

① 初稿时间 2001 年 1 月 11 日,修改稿时间 2001 年 5 月 31 日。

需要全本请访问 www.ertongbook.com