中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 8 期: 1172 ~ 1181
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

东亚副热带夏季风建立与中国汛期开始时间

祝从文[①*], 周秀骥[①], 赵平[②], 陈隆勋[①], 何金海[③]

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;
② 国家气象信息中心, 北京 100081;
③ 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044
* E-mail: tomzhu@cams.cma.gov.cn

收稿日期: 2010-07-05; 接受日期: 2011-04-11
国家自然科学基金重点项目(批准号: 40921003, 90711003)、中国气象科学研究院基本科研业务项目(编号: 2010Z003)和中国气象局行业专项重点项目(编号: GYHY200706005)资助

摘要 采用谐波等分析方法, 讨论了季节转化过程中东亚大陆降水和对流层风场时空分布特征、海-陆热力差异以及大气加热与风场和降水之间的季节变化关系, 确定了春季中国江南降水的副热带夏季风性质. 分析认为, 3 月份中国江南春雨是东亚副热带夏季风降水的孕育阶段, 4 月初东西向海陆热力差异在东亚副热带地区最早完成冬夏的季节性反转, 时间早于南海夏季风爆发并对应华南前汛期的开始, 标志着东亚副热带夏季风的建立和中国汛期降水的开始. 东亚副热带夏季风主要活动在东亚 100°E 以东、20°N 以北地区, 春季(3~4 月份)中南半岛和江南地区大气加热的持续作用可能导致了东亚东西向海陆热力差异在副热带地区完成反转. 其中, 江南上空大气热源是导致该地区对流层低层西南风、上升运动和降水增强的主要原因.

关键词
季节循环
东亚副热带夏季风
中国汛期开始时间

自从20世纪80年代中国学者提出了东亚季风概念[1,2]之后, 大量的研究认为东亚季风系统由南海及140°E 以西的热带季风和东亚大陆及西北太平洋副热带高压北侧的副热带季风共同构成[3~5]. 许多学者对东亚夏季风的季节演变进行了研究[5~8], 传统的研究认为南海夏季风在 5 月中旬的爆发标志中国夏季风降水的开始, 而夏季风降水和雨带向北移动是南海热带季风爆发后逐渐向北推进的结果[9,10]. 秉承传统的观点, 中国的主汛期定义在夏季期间(6~8 月). 然而研究表明, 在南海夏季风爆发之前我国3~4月华南和江南地区就已经盛行降水[5], 这一时期的降水又被称为江南春雨或春季风降水[11~15], 但是在以往研究中对江南春雨的季风性质并没有给出明确的定义.

近些年研究发现, 早在3月末中国大陆的西南风就已经在青藏高原的东南侧爆发, 并伴随我国江南地区降水的加强[16~20]. 由于此时南海夏季风尚未爆发, 因此有关江南春雨是否属于夏季风降水的性质引起了广泛的讨论, 同时也存在较大分歧[21]. 科学定义中国汛期开始时间对于中国汛期降水预测和防汛减灾具有重要的科学意义. 为此, 本文试图从中国降水、东亚季风环流和东亚地区海-陆热力差异的季节变化出发, 通过分析大气加热率、中国东部降水和东亚季风环流的变化, 进而揭示中国春季降水的季风性质及其主要驱动因子.

英文引用格式: Zhu C W, Zhou X J, Zhao P, et al. Onset of East Asian Sub-tropical Summer Monsoon and Rainy Season in China. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4284-0

1　资料和方法

本文的主要资料包括美国的NCEP/NCAR(R2)逐日大气再分析资料[22]、CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation)逐侯降水资料[23]和1979~2002期间的亚洲大陆逐日降水, 空间分辨率为 0.5°×0.5°[24]. 除此之外, 还有 NOAA 卫星观测的逐日向外长波辐射资料. 除大陆逐日降水以外, 其他所有资料长度为 1979~2005 年, 空间分辨率为 2.5°×2.5°. 对上述资料进行处理获得最近 30 年气候逐日平均场, 本文重点讨论春季降水的气候特征, 文中用到的季风指数取自文献[25~27].

本文主要采用谐波分析方法, 提取气象变量的逐日时间序列中第 1~3 个谐波分量来表示年循环分量[28]. 这样处理后的资料主要表示的是太阳辐射和海-陆热力差异年循环在不同气象要素场上的时间变化. 由于不含季节内变化信息, 因此可以有效地帮助我们理解季节循环过程中降水、季风环流和加热等气象要素场之间的协同变化关系. 此外, 利用 NCEP/NCAR 大气再分析资料, 采用倒算法[29,30]计算了1979~2005 年逐日大气视热源(Q_1), 方程如下:

$$Q_1 = C_p\left(\frac{P}{P_0}\right)^K\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}+\vec{V}\cdot\nabla\theta+\omega\frac{\partial\theta}{\partial P}\right),$$

式中 θ 为位温, ω 为垂直速度, P 为气压, P_0 为 1000 hPa, $\vec{V}$ 为水平风矢量.

2　中国降水季节时空变化特征

中国地理覆盖热带、副热带和中高纬度, 因此, 在季节循环过程中夏季风活动导致的最大降水表现出显著的时空非同步变化, 但是最大降水的时空分布基本上代表了夏季风雨带的时空变化. 为此, 我们首先分析逐日降水的第一个谐波分量系数所对应的时间位相, 该时间矢量代表年循环中最大降水出现的时间(图 1). 如图 1 所示, 在季节循环过程中我国最大降水最早出现在 110°E 以东、25°N 左右的华南地区, 时间大概为 4 月初, 即所谓的华南前汛期前期或东亚副热带降水开始期[5,31]. 随后, 降水分别向周边扩展和向北发展, 分别在 6 和 7 月份在长江中下游和华北地区达到最大. 因此, 东亚季风区最大降水表现出随时间由南向北逐渐推进. 虽然最大和最小降水时间相差 6 个月, 并表现出显著的干湿季节特征, 但在华南、长江和华北干湿反对称的季节并不一致. 其中, 华南降水的干湿季节分别出现在春季(3~5 月)和秋季(9~11 月), 而非传统的夏季(6~8 月)和冬季(12~2 月).

实际上, 季风降水的季节循环可以分解为年平均模态、夏至模态(冬夏季节反对称)和春分模态(春秋季节反对称)3 个不同降水空间模态, 干湿季节在不

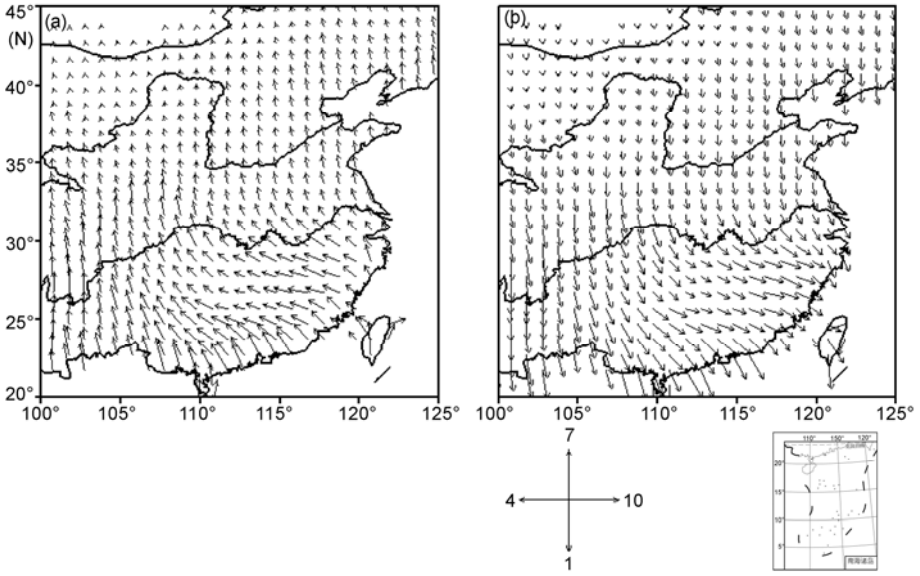


图 1　逐日降水第一谐波分量系数时间位相空间分布

(a) 最大降水时间位相; (b) 最小降水时间位相; 矢量箭头表示季节循环中最大(最小)降水出现的月份

同地区存在显著的时间差异[32]. 由于华南地区的降水明显表现为春分降水反对称模态, 因此仅从传统的冬夏季节定义中国大陆降水的季风性质并不合适. 为清楚地分析大陆雨带的移动特征, 我们分析了沿115°E 降水第 1~3 个谐波分量的纬度-时间剖面以及25°, 30°和 40°N(分别表示华南、长江和华北) 3 个特征纬度带 5 天滑动降水变化(图 2). 如图 2 所示, 季节循环中, 沿 115°E 的大陆逐日降水峰值首先在 4 月出现在华南地区, 之后向北和南发展并在 7 和 8 月在长江中下游地区和我国的华北地区达到最大, 分别对应华南、长江和华北汛期降水. 其中, 华南最大降水出现的时间明显早于南海夏季风爆发的时间(5 月中旬).

东亚夏季降水的开始一定伴随夏季风环流. 为此, 我们对 850 hPa 纬向和经向风分量进行了类似的谐波分析, 分别计算了西风和南风最大风速出现时间的空间分布(图 3). 如图 3 所示, 850 hPa 的西风和南风最大风速时间大概以 20°N 为南北界线形成明显差异. 华南地区的西风和南风最大风速出现在 4 月份, 即表示在该地区 4 月份西南风达到最大. 因此, 4 月华南降水和西南风具有夏季风降水的风场特征. 对 925 hPa 低层风场采用类似的分析方法, 所得到的结果与 850 hPa 的基本一致(图略). 由于 20°N 南北侧的季风环流在季节循环中表现出显著的差异, 因此该纬度可视为东亚副热带和热带季风的分界线, 这一结果与经验性划分比较一致[20,33~35].

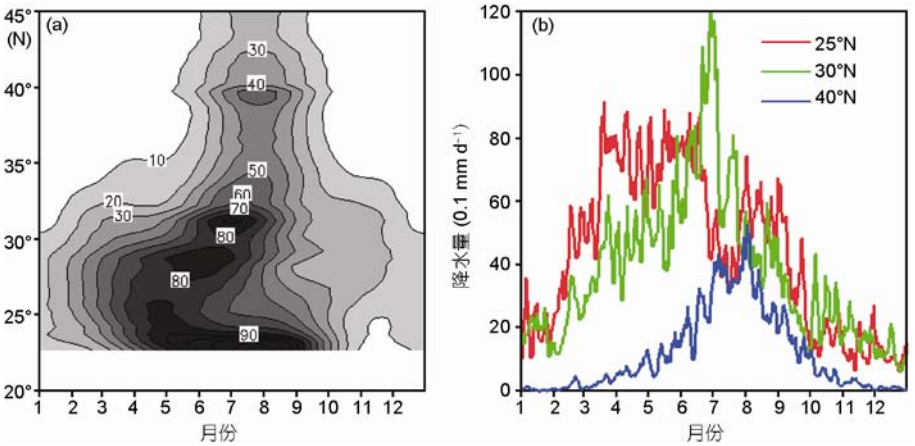


图 2　逐日降水前 3 个谐波沿 115°E 时间-纬度剖面变化(a)和沿 115°E 所选取的 3 个标准纬度的 5 天滑动降水变化(b)

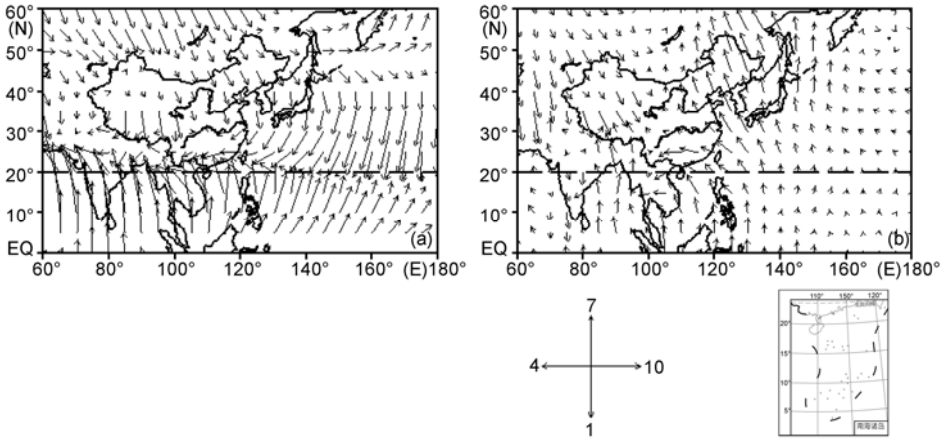


图 3　850 hPa 风速第一个谐波分量时间位相的空间分布

(a) 纬向风; (b) 经向风

3　海-陆热源变化与东亚副热带夏季风建立的关系

太阳辐射季节变化通常被认为是驱动季风变化的主要驱动力. 季风指数是描述海陆热力差异的指标, 本文选取东亚季风指数分析东亚海陆热力差异的季节变化. 其中, 东西向海陆热力差异选取郭其蕴[25]定义的季风指数(Index 1), 该指数定义为 10°~50°N 范围的 110°E 与 160°E 平均海平面气压差($SLP_{160°E}$–$SLP_{110°E}$). 南北向海陆热力差异, 即西太平洋热带季风指数定义为 0~10°N, 100°~130°E 区域的 850~200 hPa 之间的平均纬向风切变($U_{850\ hPa}$–$U_{200\ hPa}$, Index 2); 经过标准化的 Index 1 和 Index 2 之和定义为 Index 3[26,27], 它表示综合考虑东西和南北向海陆热力差异的东亚季风指数. 为验证该指数反映东西向海陆热力差异季节变化的能力, 我们计算了 20°~50°N 范围的 110°E 与 160°E 之间 1000~300 hPa 平均大气加热率差值(110°E 减 160°E)的季节变化.

图 4 给出了标准化后的 3 种东亚指数和大气加热指数(dQ/dt)的季节变化. 海-陆热力差异季节性反转意味着大尺度冬夏季风环流的性质发生转变. 分析可以发现, 东西向海陆热力差异(Index 1)首先在 4 月初发生季节性逆转, 与中国华南地区降水和南风速达到最大的时间基本一致. 在季节转换过程中, 大气加热率的东西向海-陆差值在 4 月初首先反转, 并在 7 月达到最大. 因此, Index 1 可以代表东西向海陆热力差异的季节变化. 南北向海陆热力差异(Index 2)反转的时间发生在 6 月份, 时间对应 20°N 以南的南海至西太平洋地区 850 hPa 最大西风出现的时间. 该指数在 8 月份达到最大值, 对应东北汛期时间和西北太平洋夏季风最强盛期[36,37]. 综合考虑海陆热力差异(Index 3)反转东亚夏季风爆发的时间发生在 5 月中旬, 与南海热带夏季风爆发的气候时间一致. 由此可以认为, 发生在 4 月份的华南地区降水以及伴随的西南风的加强与东亚东西向海陆热力差异最早反转存在联系, 降水符合大尺度夏季风海陆热力条件.

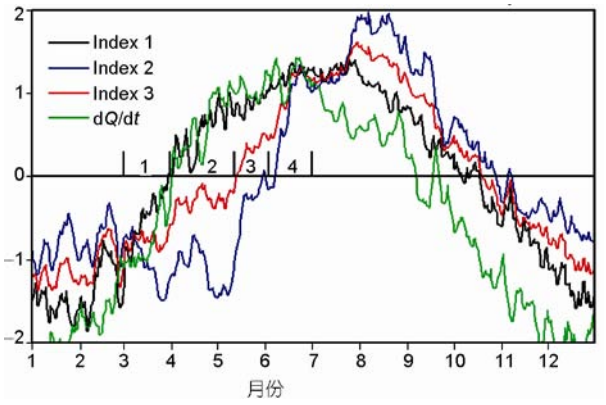


图 4　逐日季风指数和纬向海陆大气加热差异季节变化

Index 1 表示东西向海陆差异, Index 2 表示南北向海陆热力差异, Index 3 表示综合海陆热力差异, dQ/dt 为 1000~300 hPa 平均位于 20°~50°N 之间的 110°~160°E 的大气加热率差值(单位: W m^{-2} 天$^{-1}$), 季风指数的定义见正文

图 5 表示的是沿 115~120°E 平均 850 hPa 风场、OLR 和 CMAP 逐候降水时间-纬度剖面年循环变化. 可以明显发现, 5 月中旬之前, 30°N 以北中国东部主要受到西北风控制, 而 20°~30°N 盛行的是西南风, 并伴随南风、降水和对流逐渐加强. 20°N 以南地区受到东南气流的控制, OLR 的值大于 220 W m^{-2}, 表示南海依然受到副高的控制. 5 月中旬之后, 20°N 以南地区的西南风、对流及其降水迅速增强并控制南海地区, 表明南海夏季风爆发. 但是, 此时的西风、对流和降水的中心主要活跃在 20°N 以南地区. 相反, 在 20°N 以北的副热带地区, 可以看到东亚副热带夏季风依然活跃. 因此, 东亚副热带夏季风生命史贯穿整个夏季风时期, 有关特征在最近的研究中给出了比较详细的讨论[19,20].

图 6 给出的是沿 100°E 和 115°E 以及沿 15°N 和 25°N 剖面的 1000~300 hPa 平均大气加热率的季节演变. 如图 6 所示, 大陆上空的大气加热首先发生在 3 月份 100°E 经度的中南半岛(15°~20°N)地区, 而青藏高原纬度(30°N)上空大气加热发生在 5 月份之后, 两个中心的位置没有明显季节变化. 但在 115°E 剖面上我们发现, 虽然 3 月份在 25°N 左右大气出现加热中心, 但该加热中心直到 4 月份才表现出显著加强, 随时间向北移动并在 7 月份达到最大值, 这与季节雨带向北移动非常一致(见图 2(a)). 115°E 剖面在 20°N 以南的大气加热出现在 5 月中旬, 时间对应南海夏季风爆发. 因此, 春季华南地区的降水、西南风以及雨带的向北移动与副热带地区的大气加热存在同步变化, 并非南海夏季风向北推进的结果.

为进一步分析季节转换过程中东亚副热带季风加热和低层风场变化, 根据上述季风指数季节反转出现时间的先后顺序, 我们将东亚季风的季节演变分为 4 个主要阶段(P1~P4): P1, 东亚副热带夏季风

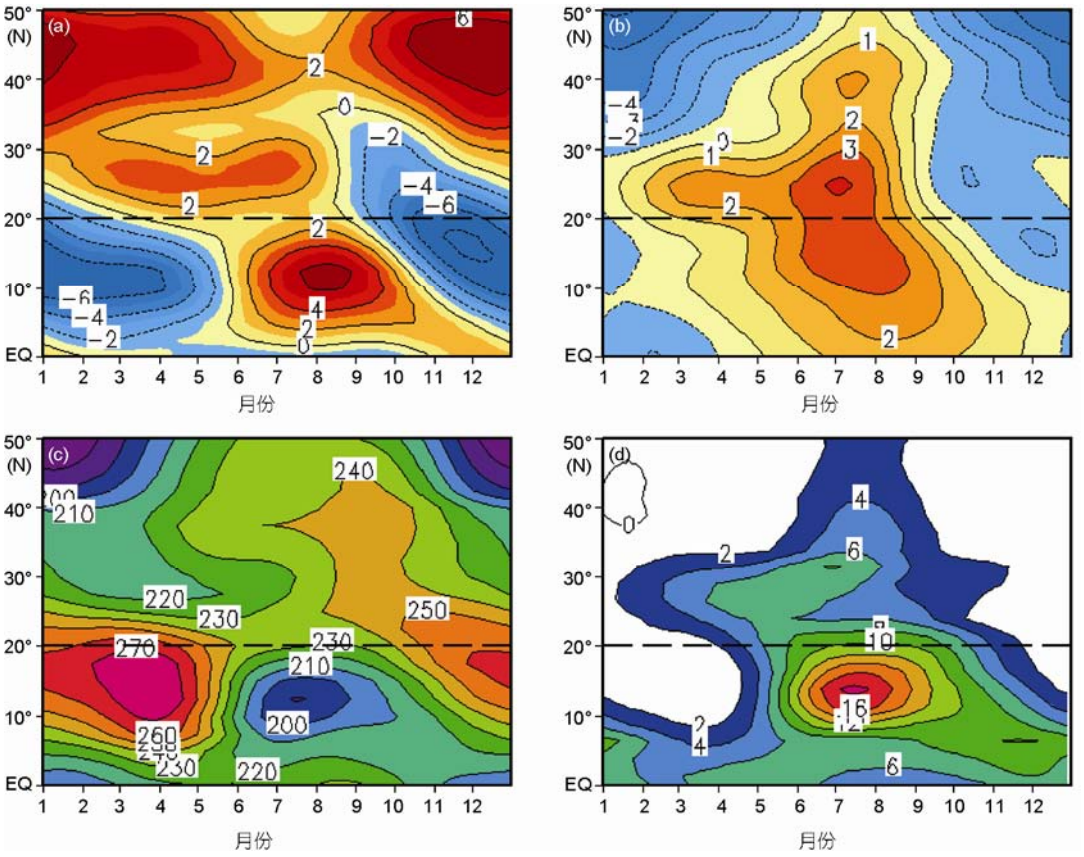


图 5　平均逐日变量的前 3 个谐波沿 115°~120°E 的时间-纬度剖面变化

(a) 850 hPa 纬向风(单位: m s^{-1}); (b) 850 hPa 经向风(单位: m s^{-1}); (c) 向外长波辐射 OLR(单位: W m^{-2}); (d) CMAP 逐侯降水(单位: mm d^{-1}). 115°–120°E

建立之前(3 月); P2, 东亚副热带夏季风活跃阶段(4 月初~5 月中旬); P3, 南海热带夏季风活跃阶段(5 月中旬~5 月底); P4, 西太平洋热带夏季风活跃阶段(6 月). 图 7 给出了 4 个主要阶段大气加热率和 850 hPa 风场的空间分布. 如图 7 所示, 在 4 月之前, 青藏高原东南侧的确存在西南风. 但是, 除中南半岛地区大气加热之外, 中国大陆(包括青藏高原)大气加热并未出现明显加热区, 表明东西向大尺度海-陆热力差异没有反转. 由此推断, 4 月份之前的西南风有可能是高原绕流导致的结果. 但是, 4 月之后, 我们发现在华南至长江地区大气加热率显著增强, 并形成与中南半岛相对独立的热源中心, 此时青藏高原和南海地区大气加热不明显. 因此, 4 月之后华南地区的西南风有可能是热力和地形叠加作用的结果. 从第 3 阶段开始, 该热源中心逐渐加强向北移动并伴随 850 hPa 西南风的加强, 预示着副热带夏季风的向北推进.

4　驱动东亚副热带夏季风的因子

研究表明, 太阳辐射导致的大陆快速升温在海陆温差的季节转换过程中起到了主导作用[32,38~40]. 对江南春雨形成机制的研究表明, 春季青藏高原地形作用和高原东南地区的地表感热对大气的加热, 可以导致华南大陆低压加强, 这可能是形成华南西南风降水的重要原因, 而西太平洋海温的变化并不是主要因子[14]. 为进一步分析中南半岛、华南和青藏高原地区热力作用在东亚副热带夏季风建立过程中的作用, 我们给出 4 个不同阶段沿 100°E 和 115°E 大气加热率和经向风矢量纬度-高度剖面的变化(见图 8 和 9).

我们发现, 在 100°E 经度剖面, 4 月之前(P1), 10°~20°N 之间的低层大气就开始出现加热, 并伴随南风分量的出现和上升运动加强, 此时青藏高原的上空依然维持大气加热, 表现为冷却和下沉运动. 4

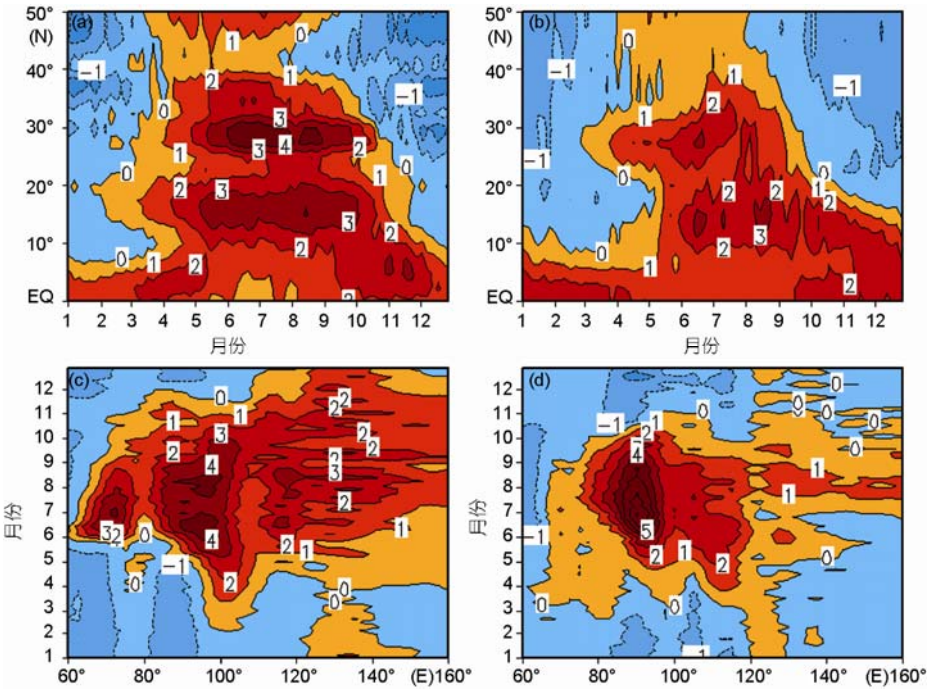


图 6　1979~2008 年平均 1000~300 hPa 逐候大气加热率时间-经度和纬度剖面

(a) 100°E; (b) 115°E; (c) 15°N; (d) 25°N. 单位: W m^{-2} d^{-1}

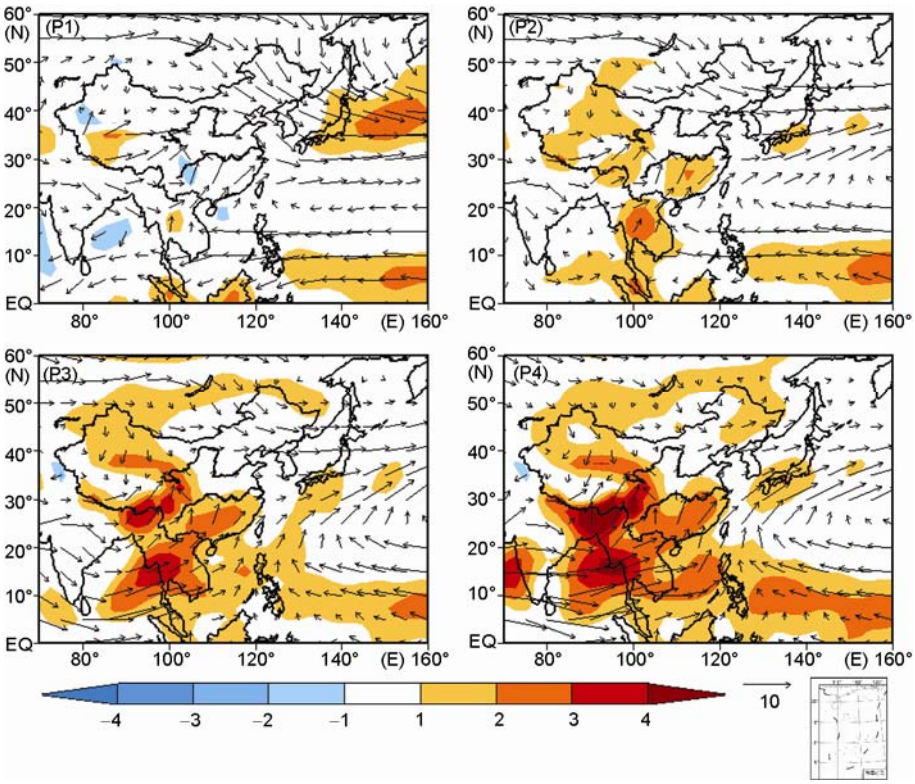


图 7　季节转换中 1000~300 hPa 平均大气加热率和 850 hPa 风场分布

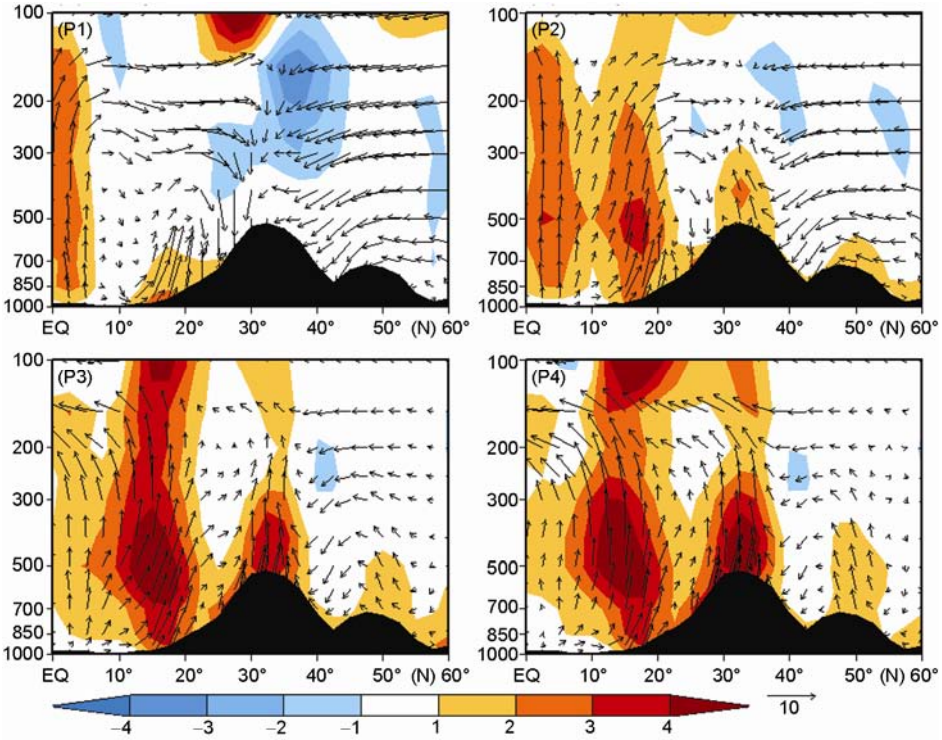


图 8　季节转换中大气加热率和风矢量 4 个阶段(P1~P4)沿 100°E 纬度-高度分布

其中, 垂直速度被放大了 100 倍, 阴影表示地形

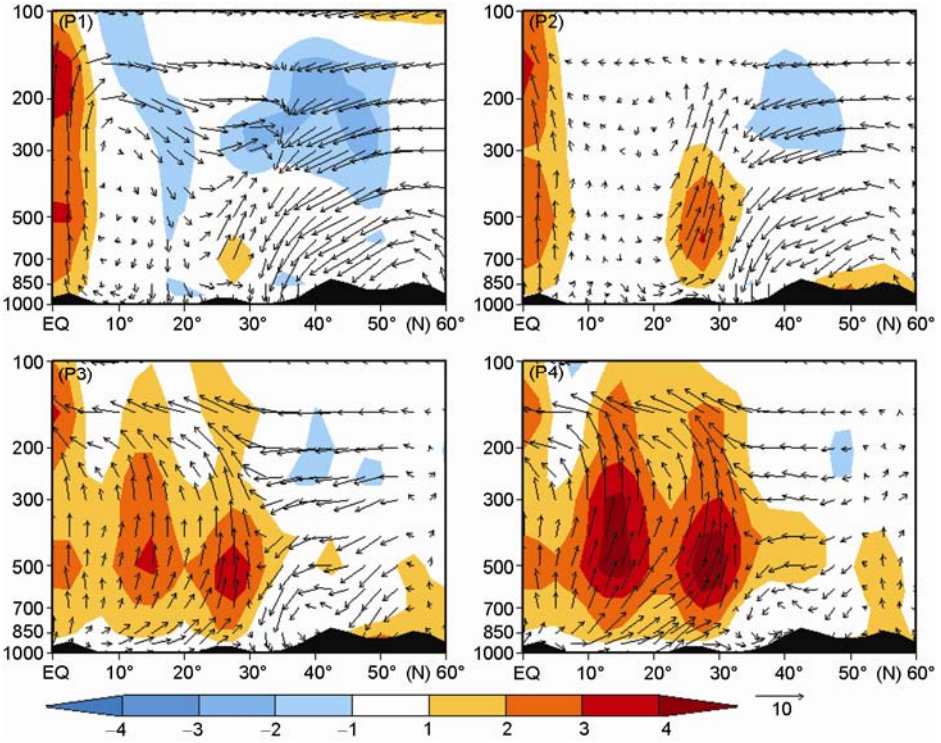


图 9　季节转换中大气加热率和风矢量 4 个阶段(P1~P4)沿 105°E 纬度-高度分布

说明同图 8

月之后(P2), 该经度上升运动和大气加热表现为 3 个中心, 分别位于赤道、中南半岛和高原地区, 加热中心向北和对流层中上层发展. P3 阶段中南半岛和高原的大气加热进一步加强并伴随南风和上升运动的加强直到第 4 阶段, 在 40°N 以南形成强大的夏季风经向环流圈. 在 115°E 经度上, 4 月份之前在 15°~20°N 和 30°N 以北地区的大气表现为冷却和下沉运动, 对流层低层盛行偏北冬季风. 但是在 25°~30°N 之间, 对流层低层大气开始表现出加热特征, 并伴随偏南风和上升运动. 东亚副热带夏季风建立之后(P2), 20°~30°N 之间的大气加热和范围明显加强, 30°N 以南的对流层低层开始盛行明显的南风和上升运动, 而此时的大气加热在热带位于 5°N 以南的赤道上空. 因此, 我们推断江南地区的大气加热是东亚副热带夏季风的主要驱动力. 进入 P3 阶段, 南海出现大气加热中心, 而华南-长江地区大气加热中心再一次加强并向北移动, 但依然存在相对独立的加热中心. 此时 30°N 以南对流层低层盛行偏南风和 2 个较强的上升运动中心, 并且这种大气加热结构及其所伴随的偏南风和上升运动一直保持到热带夏季风的建立.

我们注意到, 春季华南降水的变化伴随副高的断裂和向东移动, 副高的断裂与高原东南侧低压槽在春季发展有关. 数值试验表明, 随着东亚与其周边的海陆热力差异加大, 高原东侧低压槽加强, 副热带高压加强、偏北, 有助于副高断裂[41], 而春季北半球副高的变化与中南半岛地区的感热加热对局地 Hadley 环流和纬向环流的影响直接相关[42,43]. 因此, 江南春雨的形成机制基本上可以理解为东亚副热带夏季风的建立机制. 对 4 个阶段大气加热率和垂直环流的时空分布特征分析可以发现, 驱动夏季风建立的主要因子来自大陆上空大气的加热. 从大气热源时间先后变化可以发现, 对东亚夏季风建立起到关键作用的依次中南半岛、江南和青藏高原东部的大气加热变化. 中南半岛热源出现的时间早于江南地区, 但是后者对沿 115°E 的江南春雨维持和东亚副热带夏季风的建立起到了重要作用, 有可能是推动东亚副热带夏季风向北推进的主要动力.

5 结论

本文研究了春夏过渡季节中国东部大陆降水的季风性质, 重点讨论了东亚副热带夏季风建立与中国汛期开始的时间、东亚副热带与热带夏季风的区别以及东亚副热带夏季风的驱动因子. 主要结论如下:

(1) 3 月份中国江南降水可能是东亚副热带夏季风降水的孕育阶段, 4 月份东西向海陆热力差异在东亚副热带完成冬夏季节反转, 偏南风和上升运动明显加强, 华南进入前汛期, 标志着东亚副热带夏季风在东亚-西太平洋的全面建立.

(2) 东亚副热带季风雨带主要位于西太平洋副热带高压的北侧, 受到东亚副热带大陆大气加热的驱动, 副热带夏季风降水具有锋面降水特征, 而热带夏季风降水属于热带西风主导的深对流降水, 东亚副热带与西太平洋热带季风的南北分界线大致位于 20°N.

(3) 东亚副热带夏季风主要受到大陆副热带大气加热的影响. 其中, 中南半岛至我国华南地区大气的早期加热很可能是导致东亚副热带夏季风在春季建立的主要原因. 在 4 月之前大陆大气主要加热位于中南半岛上空, 4 月初位于江南地区上空, 这种接力效应有可能维持了江南对流层副热带西南夏季风和降水.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 Chen L X, Jin Z H. The medium 2 range variations of the summer monsoon circulation system over East Asia. Adv Atmos Sci, 1984, 1: 224–233

2 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60–92

3 Zhu Q G, He J H, Wang P X. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction.

Adv Atmos Sci, 1986, 3: 466–477
4 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 1–191
5 陈隆勋, 李薇, 赵平, 等. 东亚地区夏季风爆发过程. 气候与环境研究, 2000, 5: 346–355
6 Qian W H, Lee D K. Seasonal march of Asian summer monsoon. Int J Climatol, 2000, 20: 1371–1386
7 Wang B, Lin H. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. J Clim, 2002, 15: 386–398
8 Wang B, Lin H, Zhang Y S, et al. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. J Climate, 2004, 17: 699–710
9 Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 141–161
10 Webster P J, Magana V O, Palmer T N. Monsoon: Process, predictability, and the prospects for prediction. J Geophys Res, 1998, 103: 14451–14510
11 Tian S F, Yasunari T. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China. J Meteorol Soc Jpn, 1998, 76: 57–71
12 Wang H J, Xue F, Zhou G Q. The spring monsoon in South China and its relationship to large-scale features. Adv Atmos Sci, 2002, 19: 651–664
13 万日金, 吴国雄. 江南春雨的气候成因机制研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 936–950
14 万日金, 吴国雄. 江南春雨的时空分布. 气象学报, 2008, 66: 310–319
15 万日金, 王同美, 吴国雄. 江南春雨和南海副热带高压的时间演变及其与东亚夏季风环流和降水的关系. 气象学报, 2008, 66: 800–807
16 Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. Clim Dyn, 2007, 28: 797–811, doi: 10.1007/s00382-006-0212-y
17 祁莉, 何金海, 张祖强, 等. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. 科学通报, 2007, 52: 2895–2899
18 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 有关东亚副热带季风与热带季风的再认识. 大气科学, 2007, 31: 1257–1265
19 何金海, 赵平, 祝从文, 等. 关于东亚副热带季风若干问题的讨论. 气象学报, 2008, 66: 683–696
20 赵平, 周秀骥, 陈隆勋, 等. 中国东部-西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析. 气象学报, 2008, 66: 940–954
21 刘宗秀. 东亚副热带季风学术研讨会在北京召开. 气象学报, 2008, 66: 478
22 Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). Bull Am Meteorol Soc, 2002, 83: 1631–1643
23 Xie P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull Am Meteorol Soc, 1997, 78: 2539–2558
24 Xie P, Yatagai A, Chen M Y, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. J Hydrometeorol, 2002, 8: 607–626
25 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报, 1983, 38: 207–217
26 祝从文, 何金海, 吴国雄. 东亚季风指数及其与大尺度热力环流年际变化关系. 气象学报, 2000, 58: 391–402
27 Zhu C W, Lee W, Kang H, et al. A proper monsoon index for seasonal and interannual variations of the East Asian monsoon. Geophys Res Lett, 2005, 32: L02811, doi: 10.1029/2004GL021295
28 Wang B, Xu X. Northern Hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation. J Climate, 1997, 10: 1071–1085
29 Yanai M, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. J Meteorol Soc Jpn, 1992, 70: 189–221
30 Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. Mon Weather Rev, 1994, 122: 305–323
31 强学民, 杨修群. 华南前汛期开始和结束日期的划分. 地球物理学报, 2008, 51: 1333–1345
32 Wang B, Ding Q. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. Dynam Atmos Oceans, 2008, 44: 165–183, doi: 10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002
33 高由禧, 徐淑英, 郭其蕴, 等. 中国的季风区域和区域气候、东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 1962. 49–63
34 Huang R H, Zhou L T, Chen W. The progress of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes. Adv Atmos Sci, 2003, 20: 55–69
35 Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Nino on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the 86/87 and 91/92 events. J Meteorol Soc Jpn, 1996, 74: 49–62

36 廉毅, 沈柏竹, 高枞亭, 等. 确定东亚-西北太平洋地区夏季副热带季风建立和活动范围的一种方法. 气象学报, 2007, 65: 503–510
37 钱维宏. 全球气候系统. 北京: 北京大学出版社, 2009
38 钱永甫, 江静, 张艳, 等. 亚洲热带夏季风的首发地区和机理研究. 气象学报, 2004, 62: 129–139
39 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展. 气象学报, 2004, 62: 528–540
40 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 热带、副热带海陆分布与青藏高原在亚洲夏季风形成中的作用. 地球物理学报, 2006, 49: 983–992
41 赵平, 蒋品平, 周秀骥, 等. 春季东亚海-陆热力差异对我国东部西南风降水影响数值试验. 科学通报, 2009, 54: 2372–2378
42 祝从文, 何金海, 谭言科. 春夏季节转换中亚洲季风区副热带高压断裂特征及其可能机制分析. 热带气象学报, 2004, 20: 237–248
43 祝从文, 陈隆勋, 何金海. 西太平洋副热带高压季节性东移与大尺度环流和温度场变化关系. 热带气象学报, 2004, 20: 334–345