

季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 II: 亚洲季风区季节转换指数*

毛江玉 吴国雄 刘屹岷

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

在“季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 I: 副热带高压结构气候学特征研究”的基础上, 进一步讨论亚洲夏季风爆发与当地对流层中上层东西向暖脊的经向位置变化关系。亚洲夏季风相继在孟加拉湾、南海和南亚爆发期间, 除了对流层高、低空风场及深对流活动在季风爆发前后具有反相的变化以外, 副热带高压脊面附近大气经向温度梯度亦具有明显的反相特征。对流层中上层(200~500 hPa)脊面附近建立的北暖南冷的温度结构, 能够反映亚洲各季风区夏季风爆发共同的本质特征, 根据季节转换的热力学基础, 指出对流层中上层经向温度梯度作为度量季风爆发的指标是合理可行的。文中提出了以副热带高压脊面附近对流层中上层大气经向温度梯度作为表征季节转换的指数, 给出了确定季节转换开始日期的具体定义以及历年季节转换日期序列, 同时给出由 850 hPa 纬向风和 OLR 表征的季风爆发日期序列。相关分析表明, 850 hPa 纬向风只是个区域性指标, 而南北温度梯度具有一定的普适性。

关键词: 季节转换指数, 经向温度梯度, 副高脊面。

1 引 言

叶笃正、陶诗言和李麦村^[1]早在 1958 年就指出, 就高空环流的一些主要特征而言, 1 a 之中只有两个基本的自然天气季节, 即冬季和夏季, 大气环流由冬季型向夏季型的转换具有突变性。高空东西风带结构是表示季节变化的良好标志, 其实质是指东西风急流的加强或减弱以及急流轴南北位置的显著摆动。毛江玉等^[2]发现, 在北半球春末夏初的过渡季节, 不仅东西风交界面——副热带高压(以下简称副高)脊面的位置发生大幅度南北移动, 而且副高脊面的倾斜方向也随时间发生改变, 脊面倾斜方向的改变又是因地域而分阶段进行的。当对流层副高脊面附近经向温度梯度小于零时, 副高形态为冬季型; 经向温度梯度大于零时, 副高结构呈夏季型。文献^[2]中把垂直于地面的副高脊轴 C 和 D 定义为冬夏季交替的“季节转换轴”。“季节转换轴”这个概念比较重要, 因为它形成以后, 夏季型副高随之出现和发展。季节转换轴所在经度随时间的变化可以视

为夏季风影响范围的包络线(见文献^[2]中的图 4)。季风环流从冬到夏的转变与对流层中上层季节转换轴的形成和演变是紧密联系在一起。季节转换轴具有明确的物理意义, 副高结构由大气温场决定, 季节转换轴表示脊面附近大气温度由南暖北冷转变为两侧温度相同即将变为北暖南冷的一种临界状态。这意味着副高脊面附近经向温度梯度的变号可以反映大气环流季节转换或季风爆发的情况。

季风是风场和气压系统的季节性反向变化。大量研究^[3~9]表明, 季风爆发期间, 季风区大气、海洋发生一系列剧烈变化: 北印度洋、南海海温升高; 大尺度大气结构突变; 与之相关的物理量如日降水量、相对湿度、低空气流的动能等均迅速增加。因而人们依据已掌握的季风建立时期大气环流的主要气候特征, 从不同的角度提出了各种各样的指标来确定特定地区夏季风爆发的日期。由于采用的指数和标准不同, 不同学者给出的亚洲季风建立日期气候分布图也存在很大差异。其中分歧最大的地方在孟加拉湾东部—中南半岛一带。陶诗言、陈隆勋^[10]综合

* 初稿时间: 2002 年 3 月 1 日; 修改稿时间: 2002 年 5 月 9 日。
资助课题:《国家重点基础研究发展规划》项目(G1998040900), 中国科学院重要方向创新项目(ZK CX2-SW-210), 自然科学基金项目(40135020, 49905002)和 LASG 基金(40023001)。

中国和印度学者的结果,指出南海季风爆发最早,而 Wu G X 和 Zhang Y S^[11]分析 1989 年亚洲夏季风爆发的过程时则明确提出亚洲季风建立过程分为 3 个阶段,而且孟加拉湾东部(BOB)季风爆发最早;Lau 等^[12]和 Webster 等^[13]给出的季风爆发日期气候图虽然显示南海季风爆发不是最早,但也没有表明孟加拉湾东部地区季风建立最早。文献[2]根据 19 a 的气候资料指出,在气候学上,亚洲夏季风爆发的 3 个阶段与夏季型副高建立的 3 个阶段存在一一对应的关系。孟加拉湾东部—中南半岛西部夏季风爆发最早,其次是南海,最后是南亚。季节转换是指冬季环流型和夏季环流型的交替。季风爆发除了环流转变以外,还伴有季风性降水,而降水的形成又不仅取决于环流一个条件。在气候平均状态下,季节转换轴在各地区的建立与雨季的开始具有“准同时性”,即季节转换和季风爆发在这种条件下可以认为是同一概念。但具体到某一年来说,二者不一定同时发生。

季节转换或季风爆发的迟早直接影响季风区雨季开始的早晚和雨量的多少,因而,科学地确定季节转换和季风爆发的日期是一个至关重要的基本问题。目前针对南海夏季风爆发的定义较多,但迄今为止还没有哪一种是统一有效且被广泛接受的,更不用说是适用于亚洲各季风区(孟加拉湾、南海、印度)的统一指标。那么,用什么指标表征季节转换更具有普遍意义和适用性呢?本文以副高脊面附近对流层中上层经向温度梯度作为指数来定义季节转换日期,并给出历年季节转换的日期序列。将新指数与 850 hPa 纬向风和 OLR 等指标进行统计分析,指出新指标的优点,为揭示副高形态变异和季节转换机制提供线索。

2 资料

文中所使用的资料包括 1980~1998 年(19 a)4~6 月逐日 NOAA 的向外长波辐射(OLR)资料和 NCEP/NCAR 再分析常规资料(温度、位势高度、经向风和纬向风),等压面选取 1000~100 hPa 共 12 层,日资料取每天两个时次(0 时和 12 时)的平均。上述格点资料的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度。

3 对流层中上层温度脊在季节转换期间的演变特征

3.1 温度脊时间-纬向演变

图 1 首先给出 3 个典型季风区所在经度带平均的 850 hPa 风场、OLR 及对流层中上层平均温度经向梯度的时间-纬度剖面图。从图 1a 可见,4 月底以前,孟加拉湾地区受反气旋控制,盛行偏北风,脊线位置较偏南,深对流活动(OLR 值低于 230 W/m^2)仅限于 5°N 以南。4 月底,来自赤道的南风突然增长并影响副热带地区,使反气旋环流减弱、消失,原来连续的带状副高脊在此时此地首先断裂。孟加拉湾开始盛行西南风,相应地,深对流区也向北扩展到 10°N 以北,标志着孟加拉湾季风爆发。到 5 月 10 日,深对流区进一步发展到 15°N 。图中的粗实线代表对流层中上层(200~500 hPa)平均温度经向梯度的零线,它也表示 200~500 hPa 气层平均温度脊所处纬度位置随时间的变化。显而易见,该零线与深对流 230 W/m^2 特征线的变化非常接近。温度脊于 5 月上旬出现明显的从南向北跳跃式的位置变化,温度脊从 5°N 跳跃到 15°N 以北。说明季风建立期间对流层中上层温度脊也具有突变特征。

南海季风建立(图 1b)更具有突然性。对流层中上层温度脊在 5 月 15~20 日从 8°N 一下跳跃到 20°N 附近,在低空,南海地区随即由偏东风转为西南风,越赤道偏南气流直接抵达南海,深对流活动在整个南海(5°N ~ 20°N)南北部的出现几乎没有时间上的差异,850 hPa 副高脊线撤出南海。在此之前,850 hPa 脊线基本维持在 15°N 附近,南海盛行东南风,深对流也只局限于 5°N 以南。

图 1c 显示南亚夏季风建立的情形。对流层中上层经向温度梯度零线自 5 月初开始随时间线性地从南向北移动,雨带也随后从南向北扩展。在 6 月上旬,雨区从 8°N 突然向北扩展,而且对流层中上层温度脊的纬度位置比降水区的边缘略偏北。在季风爆发之前,南亚地区一直受阿拉伯高压控制,盛行西北风和东北风。引起南亚季风性降水的低层气流不是西南风而是西风。这支西风气流来源于索马里急流。

可见,温度场结构的变化在季风建立和演变过程中起着重要作用。季风爆发与当地对流层中上层温度脊从南向北的突然性移动密切相关。因而,对流层中上层经向温度梯度符号的改变对季风爆发有

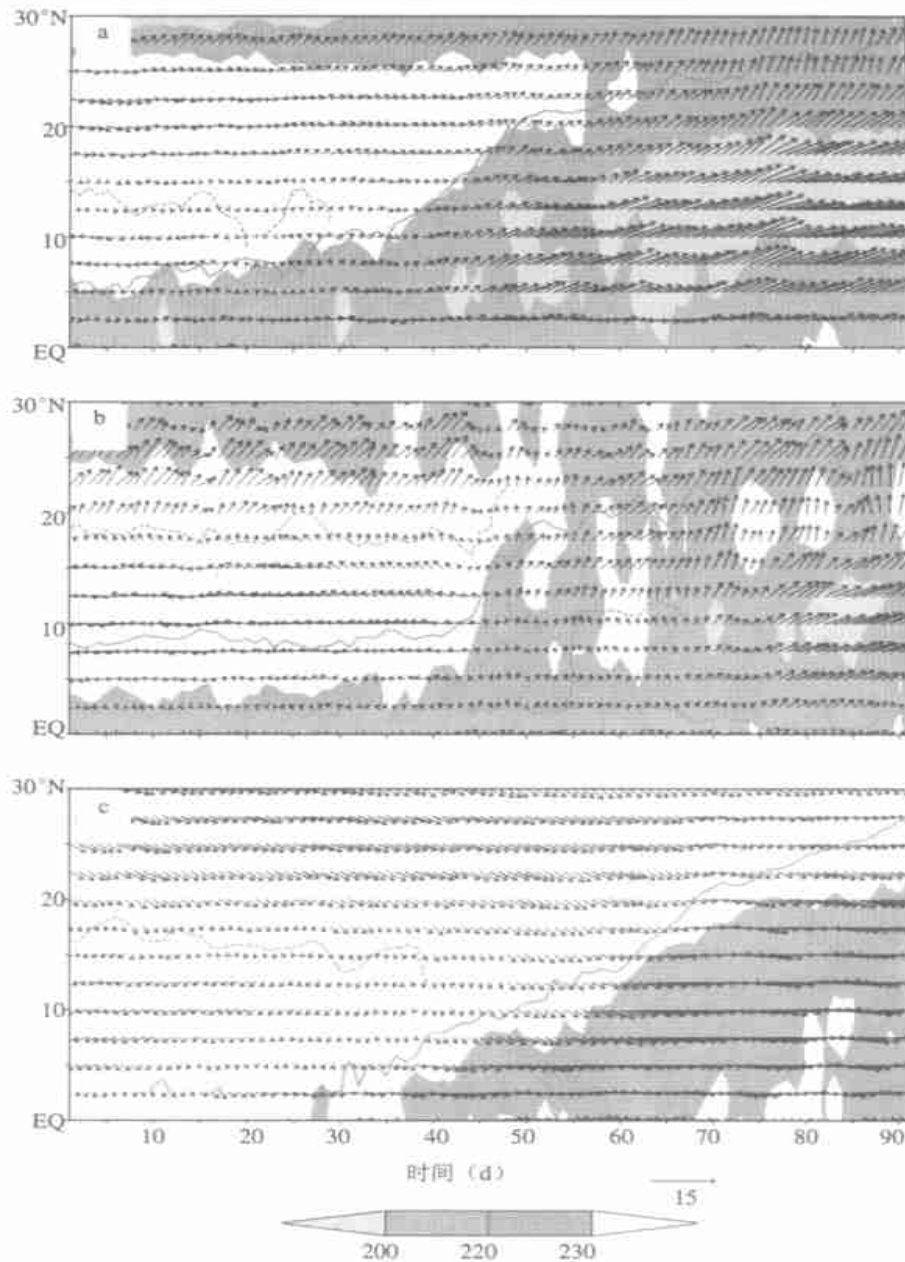


图1 季节转换期间气候平均的 OLR(阴影)、850 hPa 风场(箭头)、850 hPa 副高脊线(虚线)和对流层中上层(200~ 500 hPa)平均温度经向梯度零线(粗实线)逐日演变的时间-纬度剖面 (a. 孟加拉湾东部(90~ 100° E), b. 南海(110~ 120° E), c. 南亚(60~ 85° E); 横坐标为 d 表示 4月1日~ 6月30日, 深、浅阴影区表示 OLR 值小于 200, 220 和 230 W/m^2 的区域)

较好的指示意义。

3.2 温度脊时间-高度演变

亚洲季风区季节转换具有显著的地域性差异, 定义季风建立必须先界定各子季风区的范围。根据孟加拉湾、南海和南亚各地季风爆发时副高脊面所处的纬度、季节转换轴所在位置以及对流层中上层(200~ 500 hPa)温度脊北跳情况, 这里把 3 个典型

区域的具体范围确定如图 2 所示。

图 3, 图 4 和图 5 分别给出 BOB、SCS 和 IDO 区域平均的经向温度梯度(a)、纬向风(b)、散度(c)的时间-高度剖面。BOB 夏季风爆发于 5 月 1~ 10 日(图 3), 在此之前, 对流层低层(700 hPa 以下)和平流层下层(200 hPa 以上)大气经向温度梯度均大于零(图 3a), 这是文献[2]所指出的在 60~ 110° E

之间 3 km 以下大气于 4 月份发生南北温度梯度反转的具体表现。然而, 200~700 hPa 之间的大气柱, 其温度分布仍保持冬季结构 ($\partial T / \partial y < 0$); 除了近地面层的浅薄西风外, 300 hPa 以下气柱里基本为东风, 而高空则为弱西风(图 3b); 对于气柱动力结构(图 3c), 对流层上层(400 hPa 以上)大气辐散, 下层辐合极弱; 对流活动偏弱(OLR 大于 230 W/m^2), 且盛行下沉运动(图略)。在季风爆发期间, 对流层中上层(200~700 hPa)气柱经向温度梯度恰好由负值变为正值(见图 3a 的零等值线), 大气南北温度梯度的逆转基本上是在 5 月 1~5 日之间实现的;

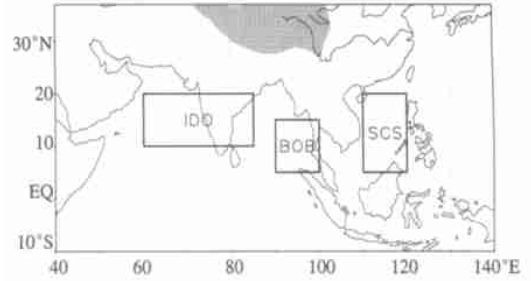


图 2 界定的 3 个典型区域
(BOB: 孟加拉湾, $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$; SCS: 南海, $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$; IDO: 南亚, $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{E}$ 。阴影区表示地形高度大于 3000 m 的青藏高原)

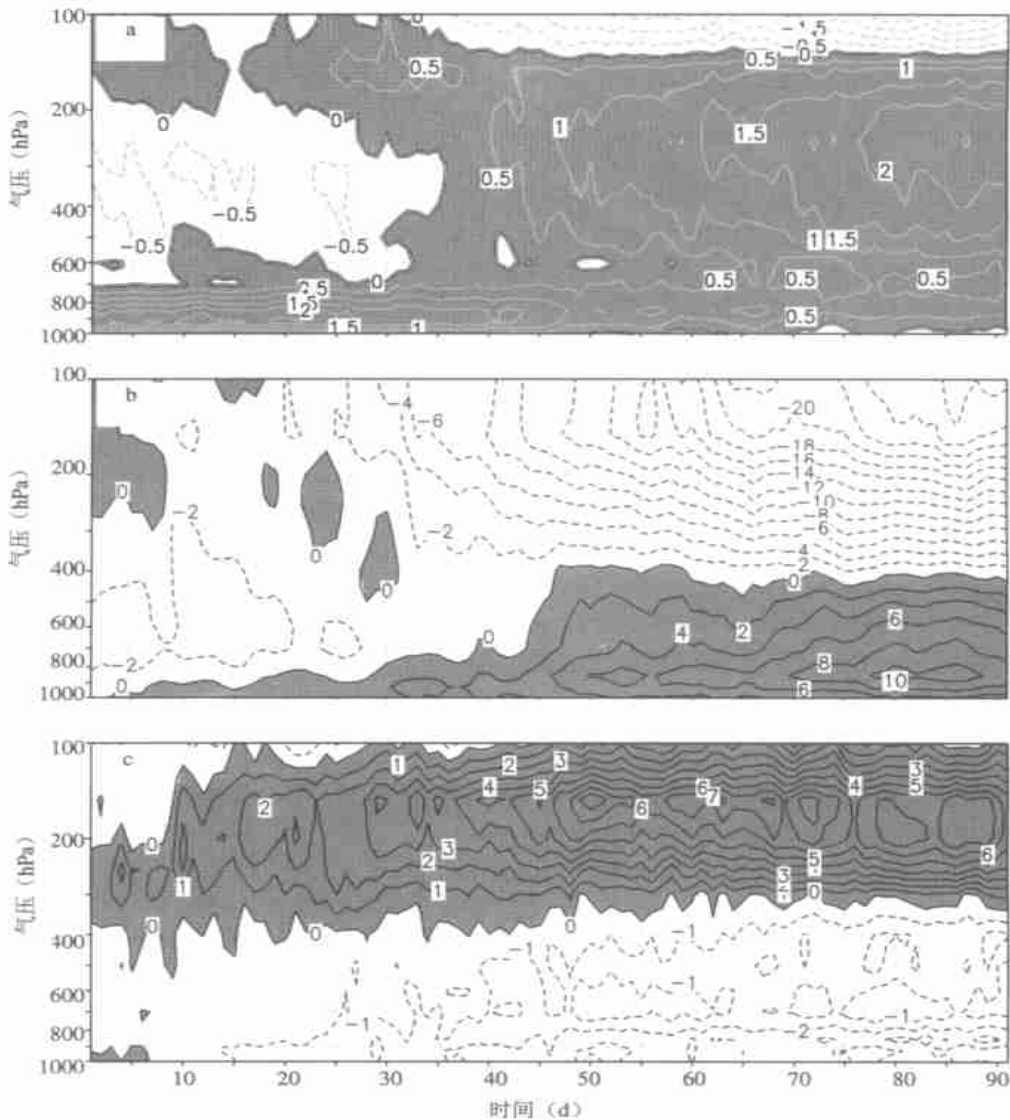


图 3 4 月 1 日~6 月 30 日孟加拉湾(BOB)区域平均的经向温度梯度(a, 单位: 10^{-3} K/km)、纬向风(b, 单位: m/s)和散度(c, 单位: $10^{-6}/\text{s}$)时间-高度剖面

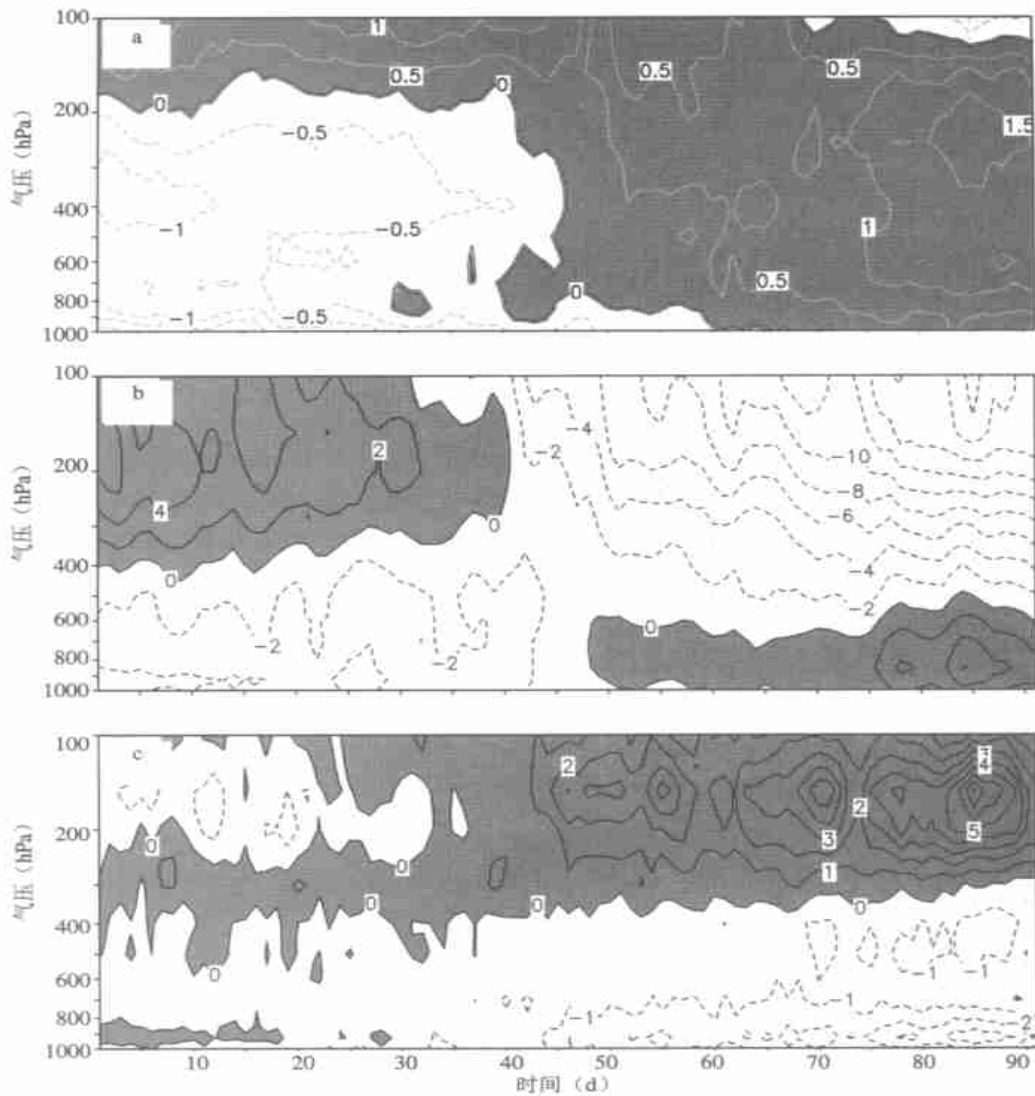


图4 4月1日~6月30日南海(SCS)区域平均的经向温度梯度(a, 单位: 10^{-3} K/km)、纬向风(b, 单位: m/s)、散度(c, 单位: 10^{-6} /s)时间-高度剖面

低层(750 hPa 以下) 西风和高空(300 hPa) 东风同时增强, 对流层上层辐散和低层辐合也同时加强, 特别是低空辐合层明显变厚, 400 hPa 层为无辐散层; OLR 突然降到 220 W/m^2 以下, 值得注意的是, 对流层中上层 $\partial T/\partial y$ 变号的时间比 OLR 下降到临界值(230 W/m^2) 的时间略早。可见, BOB 夏季风要等到对流层中上层经向温度梯度反转过来后才爆发。季风爆发后, BOB 地区的深对流加热在低空强迫出非对称 Rossby 波^[14], 于是中国华南沿海地区降水增加, 其结果南海北部气柱的温度因潜热释放而升高, 引起南海地区经向温度梯度反转, 副高脊面北倾, 有利于南海夏季风爆发。另外, 根据吴国雄

等^[15~17] 的热力适应理论, 潜热加热随高度变化的不均匀性有利于对流层中下层正涡度发展, 因而 700, 500, 400 hPa 副高脊线于 5 月第 4 候在此处纷纷断裂。

图 4 显示, 南海季风爆发于 5 月 16~20 日。季风爆发前, 200 hPa 以下气柱经向温度梯度均小于零, 即南暖北冷(图 4a); 对流层中下层为东风而高层为西风(图 4b); 200~500 hPa 为弱辐散, 其它层次为弱辐合(图 4c), 对流活动受到抑制, OLR 大于 260 W/m^2 。爆发期间, 地面到 200 hPa 气柱的南北温度梯度发生非常明显的反转, 这与 200 hPa 以下副高垂直转换轴正处在南海是相对应的。对流层低

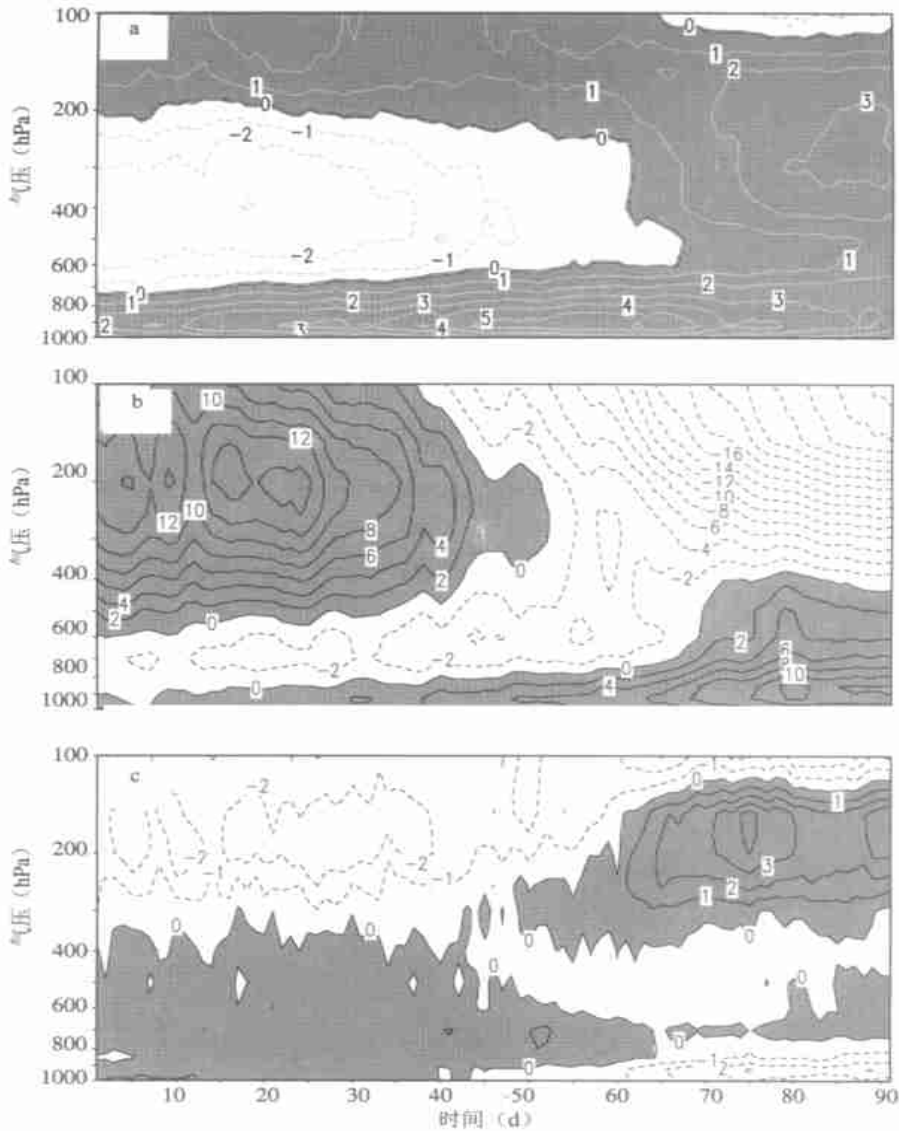


图5 4月1日~6月30日南亚(IDO)区域平均的(a)经向温度梯度(单位: 10^{-3} K/km), (b)纬向风(单位: m/s), (c)散度(单位: 10^{-6} /s)时间-高度剖面

层纬向风突然由东风转变为西风,但比高层西风转变为东风的时间要晚1候,高层辐散和低层辐合亦突然增强,OLR 剧烈下降到 230 W/m^2 以下。爆发后,整个气柱均为 $\partial T/\partial y > 0$,高低层纬向风分布与爆发前完全相反,低空西风只到达 600 hPa,上空为深厚的东风,散度分布为高空强辐散,低空强辐合,而且辐散比辐合强得多。

南亚季风爆发的情形(图5)与 BOB 和 SCS 有一定差异。南亚季风爆发于6月第1~2候,对流层中上层气柱经向温度梯度改变符号的时间平均在6月第1候。爆发前,由于陆面感热作用,700 hPa 以

下气柱经向温度梯度在4月份就是正值,但其上空(对流层中上层 200~700 hPa)大气南暖北冷的对比仍非常显著(经向温度梯度绝对值大于 10^{-3} K/km);平流层下层(200 hPa 以上)大气经向温度梯度和对流层低层一样也是正值;风场上,只有 600~850 hPa 之间的气层为浅薄的东风,其上空为强西风;高层辐合与低层辐散的对比也比较明显,无对流活动。爆发期间,200~500 hPa 气层经向温度梯度改变符号的时间比 500~700 hPa 早1候,对流层中上层西风完全被东风取代,低层西风风速比爆发前明显增大,对流层上层由辐合变为辐散。季风爆发

后, 整个对流层气柱经向温度梯度大于零, 600 hPa 以上盛行强东风, 600 hPa 以下盛行西风, 最大西风中心位于近地面层。150 hPa 是高空最大辐散层, 低空辐散层非常浅薄, 仅局限于 850 hPa 以下的近地面层, 伴有一定程度的对流活动。

综上所述, 季风爆发期间, 气柱的热力结构和动力结构都发生突变。对流层高低空风场、温度场、散度场及深对流在季风爆发前后具有明显的反相变化, 最具有反相特征的物理量是对流层中上层(200~500 hPa) 副高脊面附近大气经向温度梯度, 它在季风爆发前后符号几乎是完全相反的。由于纬向风切变 $\partial U/\partial z$ 正比于经向温度梯度 $\partial T/\partial y$, 纬向风切变必然冬夏相反。因此, 这些带有突变性的物理量可以用来作为定义季风爆发的指标。

4 亚洲季风区季节转换的定义

4.1 基于经向温度梯度的季节转换定义

有关夏季风爆发的定义, 已有的研究大都从环流和降水两个方面出发, 而且针对南海季风爆发提出的指标较多, 如降水量^[10], OLR^[18], TBB^[19, 20], 850 hPa 纬向风^[21], 高低空散度差^[22]等。印度季风和中南半岛季风爆发一般利用观测降水量^[5, 23]或卫星反演的降水量^[12]作指标。大家知道, 冬、夏季型副高脊面的倾斜方向取决于脊面附近的经向温度梯度, 即季节转换的热力基础是副高脊面附近经向温度梯度的反转。

图 6 分别给出孟加拉湾、南海、南亚各区域平均的对流层中上层(200~500 hPa) 平均温度经向梯度、200 hPa 与 500 hPa 纬向风切变、850 hPa 纬向风及 OLR 逐日变化曲线。由图可见, 3 个区域的对流层中上层(200~500 hPa) 经向温度梯度(图 6a) 都是由负值开始逐渐增大最终在某一时刻变为正值, 意味着该区域大气的南北向温度分布发生了本质性反转。如果以经向温度梯度为指标, 定义 $\partial T/\partial y = 0$ 的时间为季节转换日期, 那么, 孟加拉湾、南海、南亚季节转换的气候平均日期分别是 5 月 6、15 日和 6 月 1 日。

区域平均的纬向风切变(图 6b) 与经向温度梯度的演变情形非常相似, 表明副热带地区对流层中上层风场与温度场之间协调一致, 二者比较好地满足热成风关系。这也证明了关于副高脊面倾斜的理论分析是正确的。

850 hPa 纬向风和 OLR 是两个比较常用的表

征季风爆发的指标, 把它们与经向温度梯度指数作比较, 考察它们反映季风爆发的能力。由区域平均的 850 hPa 纬向风(图 6c) 确定的季风爆发日期(东风转为西风的时间) 分别为 5 月 1、19 日及 4 月 30 日。区域平均的 OLR 值(图 6d) 随时间不断减小, 其变化趋势与经向温度梯度刚好相反。5 月 13~17 日南海地区 OLR 有一次陡降, 5 月 29 日~6 月 6 日南亚 OLR 迅速下降, 表示降水增加。以 OLR 值等于 230 W/m^2 作为季风爆发的临界值, 得到的季风爆发日期分别为 5 月 7、16 日及 6 月 4 日。对流层高低层纬向风之差 ($U_{850} - U_{200}$) 也是许多人用来表征季节变化和季风爆发的指标, 图 7 是孟加拉湾、南海、南亚以及 Webster 和 Yang^[24] 选取的各区域平均的对流层上下层(200~850 hPa) 平均温度经向梯度和纬向风切变 ($\partial U/\partial z$) 逐日演变曲线。由图 7a 可以看出, 200~850 hPa 平均温度经向梯度由负变正的时间与图 6a 相比, 除南海地区无明显差别以外, 南亚地区和孟加拉湾都偏早。图 7b 显示, 由 850 hPa 纬向风和 200 hPa 纬向风切变反映的孟加拉湾季节转换的时间是 4 月 26 日或更早, 而南亚地区季节转换的时间居然和南海相同, 这显然不符合实际情况。而且 Webster 和 Yang 所选地区季节转换的时间提前到 5 月 5 日, 其原因之一是他们选取的范围过大, 掩盖了季节转换的地域性差异。刘新^[25] 也给出过以 $U_{850} - U_{200}$ 为指标反映的亚洲各季风区季风爆发的日期演变图, 因他选取的各区域与本文也有所不同, 所以确定的日期也有一定差异。比较图 7a 和图 7b 可见, 就孟加拉湾和南亚地区, 200~850 hPa 平均温度经向梯度和纬向风切变确定的日期也不相同, 这意味着热成风关系受到破坏, 说明用 200~850 hPa 气层的平均温度经向梯度或 $U_{850} - U_{200}$ 作指标定义亚洲季风爆发是不适用的, 反而用对流层中上层(200~500 hPa) 平均温度经向梯度和纬向风切变反映季节转换更接近实况, 无论是孟加拉湾、南海还是南亚。

总的来说, 对流层中上层(200~500 hPa) 经向温度梯度、纬向风切变和 OLR 确定的气候平均季节转换和季风爆发日期对 3 个区域来说都比较一致, 仅差 1~3 d。但是, 由 850 hPa 纬向风确定的南亚地区夏季风爆发日期却与上述 3 个指标给定的日期相差甚远。不过, 对于孟加拉湾和南海两地区, 850 hPa 纬向风变号的时间还是接近其它指标给定的日期的, 而且与以往的研究结果也相差不大。孟加拉

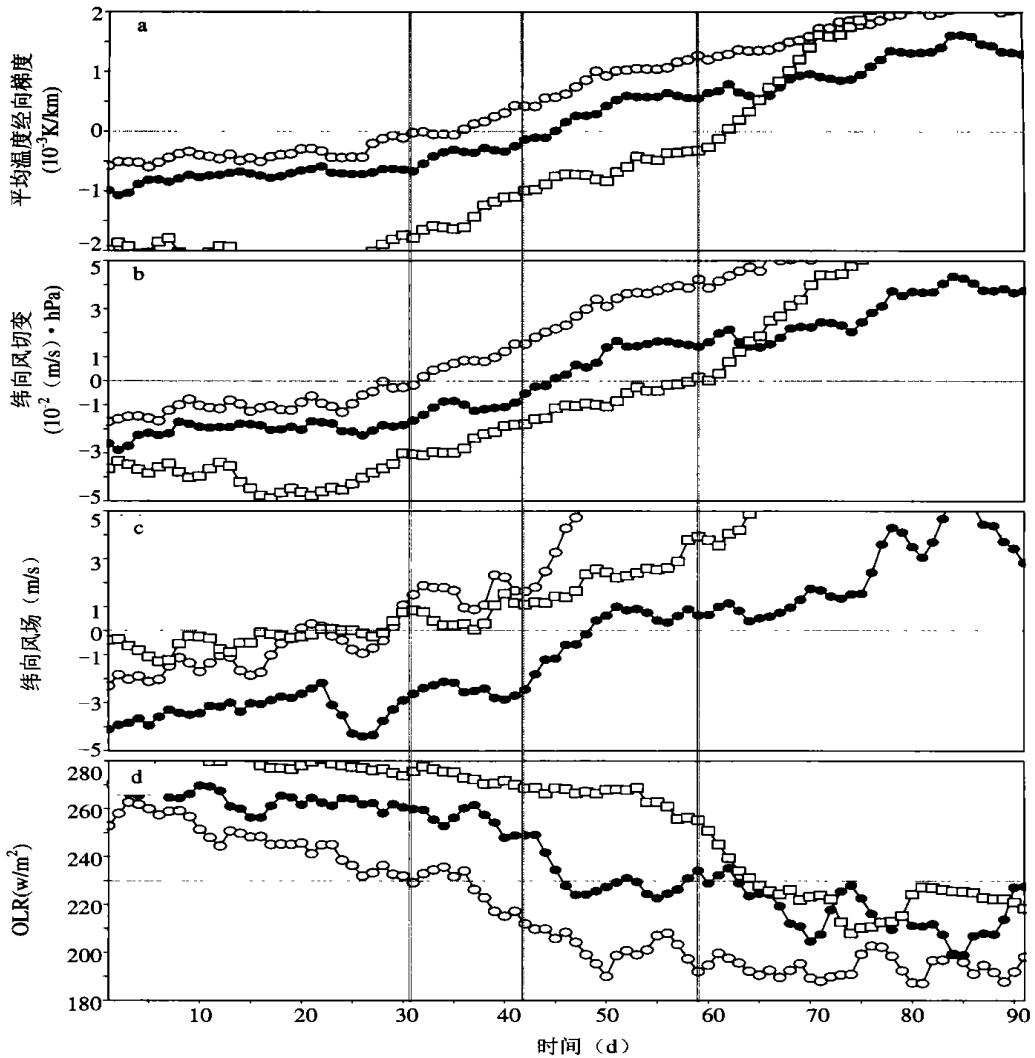


图6 4月1日~6月30日季节转换期间气候平均的对流层中上层(200~500 hPa)平均温度经向梯度(a, 10^{-3} K/km)、200 hPa与500 hPa纬向风切变(b, 10^{-2} (m/s)·hPa)、850 hPa纬向风场(c, m/s)及OLR(d, W/m^2)逐日演变(空心圆代表孟加拉湾(5~15°N, 90~100°E); 实心圆代表南海(5~20°N, 110~120°E); 空心方块代表南亚(10~20°N, 60~85°E))

湾地区 850 hPa 纬向风变号的时间比经向温度梯度有所超前, 而南海地区 850 hPa 纬向风变号的时间比经向温度梯度略有滞后。南亚地区纬向风代表性差的原因是容易理解的, 从图 1c 可见, 在对流层中上层(200~500 hPa)温度脊于6月初发生显著北跳之前, 阿拉伯海东部和印度半岛就盛行西北风, 当 850 hPa 副高脊线于5月上旬在 BOB 断裂后, 南亚地区仍主要受西北风和西风的影响。难怪印度夏季风爆发指标大都采用局地降水量, 而不采用低层风场。这也表明南亚地区低层风场与降水间的关系与孟加拉湾及南海地区不同。定义季风爆发日期应注

重其本质特征, 同时兼顾其相关的伴随现象, 如与季风爆发相伴随的对流性降水可以作为辅助条件。但考虑辅助条件时应当注意地区之间、变量之间的差异和特点。

由此看来, 用经向温度梯度去定义亚洲季节转换和季风爆发应是合理可行的。为量化起见, 这里给出确定每年季节转换日期的标准: 区域平均的对流层中上层(200~500 hPa)经向温度梯度由负值转变为正值的日期, 要求从这天起, 在连续的 10 d 里经向温度梯度保持正值的天数不少于 7 d。用此方法在逐一确定每年季节转换的具体日期时发现,

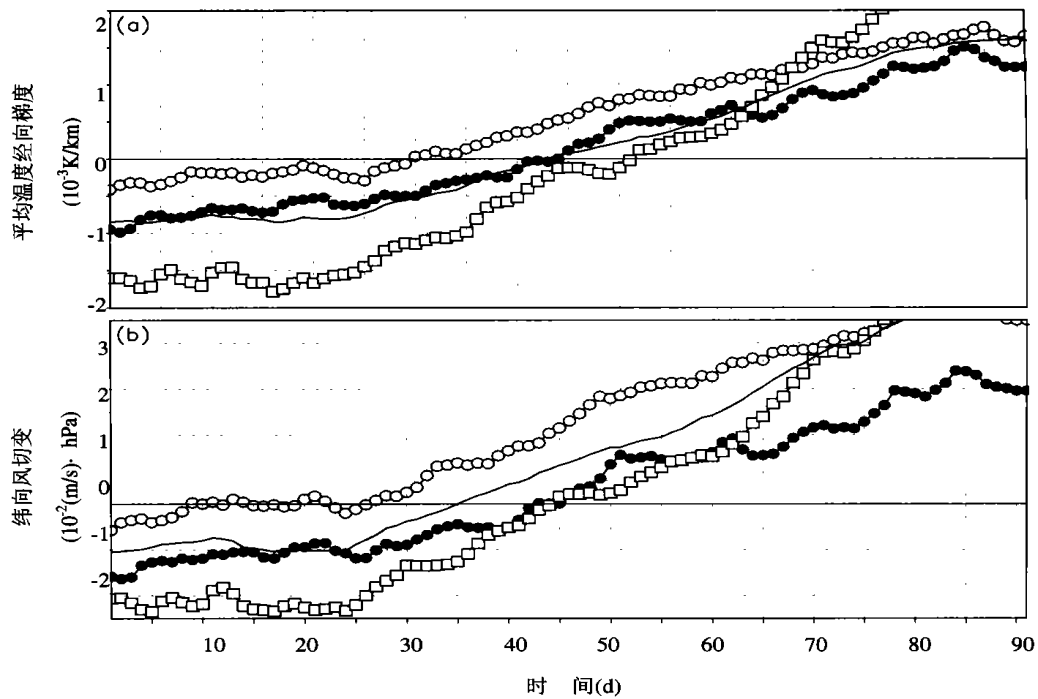


图7 4月1日~6月30日季节转换期间气候平均的 (a) 对流层高低层(200~850 hPa) 平均温度经向梯度(10^{-3} K/km)、(b) 200 hPa 纬向风与 850 hPa 纬向风切变(10^{-2} (m/s)·hPa) 逐日演变分布 (空心圆代表孟加拉湾(5~15°N, 90~100°E); 实心圆代表南海(5~20°N, 110~120°E); 空心方块代表南亚(10~20°N, 60~85°E); 实线代表 Webster & Yang (1992) 所选区域(0~20°N, 40~110°E))

绝大多数年份都很容易满足这个条件, 因为经向温度梯度持续性相当强, 一旦转变为正值后, 可以维持很长时间, 甚至一直保持下去。

类似地, 对 OLR 和 850 hPa 纬向风也做同样的规定, 从而得到由这两个指标定出的历年夏季风爆发日期。表 1 分别列出经向温度梯度、OLR、850 hPa 纬向风以及多要素综合指标(3 个指标同时满足条件时) 确定的 1980~1998 年孟加拉湾季节转换和夏季风爆发日期。南海地区季节转换和夏季风的爆发日期见表 2。表 3 只列出 $\partial T / \partial y$ 、OLR 以及两者组合而确定的南亚季节转换和夏季风爆发日期。综合指标定出的爆发日期必然遵从了其中的最迟者, 故不论逐年还是气候平均, 该日期均偏晚。

4.2 $\partial T / \partial y$ 、 U_{850} 和 OLR 3 指数间的相关关系

图 6 表明气候平均状态下对流层中上层(200~500 hPa) 经向温度梯度改变符号与 OLR 下降到 230 W/m^2 是同步的, 除南亚地区外, 二者与 850 hPa 纬向风符号的转变也是“准同时”的。

从表 1~3 中各列日期发现, 绝大多数年份 $\partial T / \partial y$ 超前或同步于 OLR 和 U_{850} 确定的日期。3

个指标及其组合所确定的爆发日期序列的相关系数

表 1 1980~1998 年孟加拉湾地区季节转换和夏季风爆发日期(月-日)

年	$\partial T / \partial y$	U_{850}	OLR	3 指标综合
1980	5-11	5-03	5-09	5-11
1981	5-07	5-10	5-13	5-13
1982	4-22	4-21	4-23	4-23
1983	5-16	5-19	5-23	5-23
1984	4-13	4-15	4-15	4-15
1985	4-17	4-18	4-20	4-20
1986	5-09	5-03	5-09	5-09
1987	5-03	5-02	5-25	5-25
1988	5-02	4-29	4-27	5-02
1989	4-28	4-20	5-08	5-08
1990	5-14	5-11	5-14	5-14
1991	4-25	4-25	5-20	5-20
1992	5-14	5-14	5-10	5-14
1993	5-19	5-18	5-14	5-19
1994	5-01	4-30	4-24	5-01
1995	5-09	5-09	5-07	5-09
1996	4-25	4-25	4-21	4-25
1997	5-17	5-16	5-11	5-17
1998	5-18	5-15	5-12	5-18
平均	5-05	5-03	5-07	5-08
标准差(d)	10.56	10.46	11.32	11.21

表2 1980~1998年南海地区季节转换和
夏季风爆发日期(月-日)

年	$\partial T / \partial y$	U_{850}	OLR	3 指标综合
1980	5-13	5-14	5-16	5-16
1981	5-10	5-10	6-03	6-03
1982	5-06	4-30	6-04	6-04
1983	5-22	5-19	6-05	6-05
1984	4-27	4-27	4-28	4-28
1985	5-24	5-26	5-27	5-27
1986	5-10	5-10	5-14	5-14
1987	5-20	6-08	6-05	6-08
1988	5-20	5-20	5-20	5-20
1989	5-15	5-17	5-16	5-17
1990	5-15	5-16	5-14	5-16
1991	4-28	6-08	6-04	6-09
1992	5-15	5-21	6-08	6-08
1993	5-30	6-16	6-15	6-16
1994	5-03	5-02	5-03	5-03
1995	5-15	6-04	5-30	6-04
1996	5-06	5-13	5-12	5-13
1997	5-17	5-17	5-20	5-20
1998	5-19	5-20	5-19	5-20
平均	5-14	5-19	5-23	5-24
标准差(d)	8.43	13.12	12.62	13.14

表3 1980~1998年南亚地区季节转换和
夏季风爆发日期(月-日)

年	$\partial T / \partial y$	OLR	2 指标综合
1980	6-01	6-01	6-01
1981	5-27	5-30	5-30
1982	6-03	6-14	6-14
1983	6-15	6-15	6-15
1984	5-24	5-27	5-27
1985	5-27	5-24	5-27
1986	6-04	6-04	6-04
1987	6-03	6-01	6-03
1988	5-21	6-06	6-06
1989	5-19	6-03	6-03
1990	5-12	5-23	5-23
1991	6-05	6-01	6-05
1992	6-11	6-11	6-11
1993	6-09	6-03	6-09
1994	6-05	5-28	6-05
1995	6-06	6-09	6-09
1996	5-06	6-05	6-05
1997	6-15	6-08	6-15
1998	6-07	6-13	6-13
平均	6-01	6-04	6-05
标准差(d)	8.90	6.44	6.56

表4 不同指数之间的交叉相关系数

区域	指标	$\partial T / \partial y$	U_{850}	OLR	3 指标综合
孟加拉湾	$\partial T / \partial y$	1.000	0.957***	0.682**	0.779***
	U_{850}		1.000	0.666**	0.760***
	OLR			1.000	0.975***
	3 指标综合				1.000
南海	$\partial T / \partial y$	1.000	0.554*	0.499*	0.468***
	U_{850}		1.000	0.668**	0.720***
	OLR			1.000	0.993***
	3 指标综合				1.000
南亚	$\partial T / \partial y$	1.000	0.318	0.615**	0.796***
	U_{850}		1.000	0.266	0.161***
	OLR			1.000	0.920***
	3 指标综合				1.000

1, 2 或 3 个星号分别表示统计检验显著性超过 0.05, 0.01, 0.001 信度的相关系数

列于表 4。

从表 4 可见, 对流层中上层(200~500 hPa) 经向温度梯度指数对于 3 个区域来说均和降水具有较强的相关关系, 孟加拉湾及南亚地区都超过了 0.01 的信度, 南海地区也达到 0.05 的信度。有意义的是, $\partial T / \partial y$ 与组合指标的相关系数均较高, 意味着环流场的改变及降水的产生与温度场结构的本质性变化有密切关系。这说明对流层中上层(200~500 hPa) 平均的北暖南冷的对流层温度结构的建立能够反映亚洲各季风区夏季风爆发共同的本质特征, 也说明对流层中上层经向温度梯度可以作为度量其

季风爆发的指标。另一方面, 在孟加拉湾和南海地区, $\partial T / \partial y$ 与 850 hPa 纬向风的关系非常密切, 相关系数各超过了 0.001 和 0.05 的信度, 但在南亚地区却很弱, 因此, 850 hPa 纬向风只是个区域性的指标。

由表 1~3 可见, 在大多数年份, 3 个指标确定的季节转换日期相同或相近。某些年份差异还很大。如 1991 年南海地区, 对流层中上层(200~500 hPa) 经向温度梯度在 4 月 28 日就发生了反转, 且正值一直保持到 5 月 25 日, 可是 OLR 直到 6 月 4 日才开始满足条件, U_{850} 则于 6 月 8 日 $\partial T / \partial y$ 再次转

变为正号时才一同由东风转变为西风。所以, 我们把经向温度梯度称之为确定季节转换日期的指标, 即表 1~ 3 中第一列为季节转换日期的时间序列。由此定义的孟加拉湾、南海、南亚平均的季节转换日期分别是 5 月 5, 14 日和 6 月 1 日。这些平均值是对每年季节转换日期求算术平均而得到的(列入表中倒数第二行), 它们与图 4 直接读出的日期相同或接近, 表明经向温度梯度作为定义季节转换的标准是客观合理的。

由表 1~ 3 可见, 亚洲季节转换和夏季风爆发的年际变率非常大。孟加拉湾、南海、南亚季节转换日期序列的标准差分别是 10.6, 8.4 和 8.9 d。在孟加拉湾, 夏季风最早(4 月 13 日)与最晚(5 月 19 日)爆发相差一个多月; 对于南海地区, 夏季风最早爆发的 1984 年是 4 月 28 日, 最晚爆发的 1993 年是 5 月 30 日; 南亚地区最早(5 月 6 日)与最晚(6 月 15 日)竟相差 40 d。季节转换的年际变化特征及其影响机制有待以后探讨。

5 结 论

(1) 季节转换和季风爆发与副高带结构变异存在密切关系。季风爆发与当地对流层中上层东西向温度脊从南向的突然性移动有关。季节转换期间, 亚洲季风区气柱的热力结构和动力结构都发生

突变。对流层高低空风场、温度场、散度场及深对流在季风爆发前后具有明显的反相变化特征, 最具有反相特征的物理量是对流层中上层(200~ 500 hPa)副高脊面附近大气经向温度梯度, 它在季风爆发前后符号几乎是完全相反的。

(2) 季节转换的热力学基础是副高脊面附近大气经向温度梯度的反转。定义季风爆发日期应注重其本质特征, 兼顾其相关的伴随现象, 并考虑具有突变性的物理量。对流层中上层(200~ 500 hPa)脊面附近平均的北暖南冷的温度结构的建立能够反映亚洲各季风区夏季风爆发共同的本质特征, 也说明对流层中上层经向温度梯度作为度量季风爆发的指标是合理可行的。无论从热力学角度还是从动力学角度考虑, 副热带对流层中上层大气经向温度梯度都是一个表征季节转换的良好指数。

(3) 以副热带对流层中上层大气经向温度梯度($\partial T/\partial y$)为指标定量地反映季风环流的季节变化, 给出确定季节转换开始日期的定义和历年季节转换日期序列以及相应的季风爆发日期序列。在孟加拉湾和南海地区, $\partial T/\partial y$ 与 850 hPa 纬向风的关系非常密切, 相关系数各超过了 0.001 和 0.05 的信度, 但在南亚地区却很弱。因此, 850 hPa 纬向风只是个区域性指标。

参考文献

- 1 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 1958, 29(4): 249~ 263
- 2 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 I: 副高结构的气候学特征. 气象学报, 2002, 60(4): 400~ 408
- 3 Yin M T. A synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. J Meteor, 1949, 6: 393~ 400
- 4 Ananthkrishnan R, Pathan J M, Aralikatti S S. The onset phase of the southwest monsoon. Current Science, 1983, 52: 155~ 164
- 5 Ananthkrishnan R, Soman M K. The onset of the south-west monsoon over Kerala: 1901- 1980. J Climate, 1988, 8: 283~ 296
- 6 Mohanty U C, Dube S K, Singh M P. A study of heat and moisture budget over the Arabian sea and their role in the onset and maintenance of summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 1983, 61: 208~ 221
- 7 Krishnamurti T N, Ardanuy P, Ramanathan Y, et al. On the onset vortex of the summer monsoons. Mon Wea Rev, 1981, 109: 344~ 363
- 8 Krishnamurti T N. Summer monsoon experiment - A review. Mon Wea Rev, 1985, 113: 1590~ 1626
- 9 Joseph P V, Eischeid J K, Pyle R J. Interannual variability of the onset of the Indian summer monsoon and its associated with atmospheric features, El Nino, and sea surface temperature anomalies. J Climate, 1994, 7: 81~ 105
- 10 Tao S- Y, Chen L- X. A Review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang G P, Krishnamurti T N. eds. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60~ 92
- 11 Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. Mon Wea Rev, 1998, 126: 913~ 927

- 12 Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the southeast Asian summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 1997, 14: 141~ 162
- 13 Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 1998, 103: 14451~ 14510
- 14 Gill A E. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 447~ 462
- 15 吴国雄, 刘屹岷. 热力适应、过流、频散和副高 I: 热力适应和过流. *大气科学*, 2000, 24(4): 433~ 446
- 16 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析. *气象学报*, 1999, 57(3): 257~ 263
- 17 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉等. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. *气象学报*, 1999, 57(5): 525~ 538
- 18 谢安, 刘霞, 叶谦. 南海夏季风爆发的气候特征. *热带气象学报*, 1998, 14(1): 28~ 37
- 19 陈隆勋, 刘洪庆, 王文等. 南海及其邻近地区夏季风爆发的特征及其机制的初步研究. *气象学报*, 1999, 57(1): 16~ 29
- 20 金祖辉. TBB 资料揭示的南海夏季风爆发的气候特征. 见: 丁一汇等编. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1999. 57~ 65
- 21 戴念军, 谢安, 张勇. 南海夏季风活动的年际和年代际特征. *气候与环境研究*, 2000, 5(4): 363~ 374
- 22 李崇银, 屈昕. 伴随南海夏季风爆发的大尺度大气环流演变. *大气科学*, 2000, 24(1): 1~ 13
- 23 Zhang Y S, Li T, Wang B, et al. Summer Monsoon onset over Indo-china and its interannual variability. *J Climate*, 2001. submitted
- 24 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877~ 926
- 25 刘新. 青藏高原热状况对亚洲大气环流系统的影响: [学位论文]. 北京: 中国科学院大物理研究所, 2000. 106pp

STUDY ON MODAL VARIATION OF SUBTROPICAL HIGH AND ITS MECHANISM DURING SEASONAL TRANSITION PART II: SEASONAL TRANSITION INDEX OVER ASIAN MONSOON REGION

Mao Jiangyu Wu Guoxiong Liu Yimin

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

Abstract

The relationships between Asian summer monsoon onset and meridional displacement of the local temperature ridge in the middle and upper troposphere are further explored based on the previous part I. 850 hPa zonal wind and deep convection display opposite characteristics before and after the seasonal transition over the Bay of Bengal, South China Sea and South Asia, respectively. The most significantly reversed element is the meridional gradient of middle– upper temperature (200– 500 hPa) in the vicinity of the boundary surface between westerly to north and easterly to south (WEB in brief). The reversal of meridional temperature gradient near WEB reflects the common characteristics of summer monsoon onset for the different Asian monsoon region. According to the thermodynamic foundation of seasonal transition, a new and uniform index, which is define as the time when the meridional gradient of area– averaged middle– upper temperature in the vicinity of WEB changes direction, is proposed for measuring the seasonal transition and monsoon onset over Asian monsoon region. The time series of seasonal transition date is then given by using this index. Correlation analyses indicate that 850 hPa zonal wind is only regional index, but the meridional temperature gradient is an appropriate and uniform index.

Key words: Seasonal transition index, Meridional temperature gradient, WEB.