

亚洲夏季风爆发的深对流特征*

钱维宏 朱亚芬

(北京大学物理学院大气科学系,北京,100871)

摘 要

文中应用 NOAA 卫星反演的 1980~1995 年候平均对流层上部水汽亮温(BT)资料、向外长波辐射(OLR)资料和美国 NMC 全球分析 850 hPa 风资料与美国 CMAP 降水资料作了对比分析,发现 BT 能够较好地反映中低纬度地区的深对流降水,偏南风场辐合区与深对流降水有比较一致的关系,而 OLR 不能反映热带外地区的对流降水。BT 资料所具有的这一特征可以应用于亚洲夏季风爆发过程的深对流特征分析。BT 描述深对流的临界值是 244 K。亚洲季风区是全球深对流季节变化范围和强度最大的地区。赤道外地区的夏季风爆发可以定义为来自热带地区深对流的季节扩张。中南半岛上的夏季风对流发生在南海夏季风爆发之前。华南前汛期深对流是中低纬系统相互作用的结果。第 28 候,南海夏季风的突然爆发在降水、风场和卫星反演的深对流特征上都有明确的反映。南海夏季风爆发后,印度夏季风对流由南向北逐渐爆发,青藏高原东侧和中国东部沿海的夏季风对流向北推进早于中国中部地区。

关键词: 亚洲季风, 爆发, 深对流, 特征。

1 引 言

20 世纪 80 年代中国学者的研究指出,亚洲夏季风由相互联系又有其独立性的南亚(印度)季风系统和东亚季风系统组成;而亚洲季风最早在南海地区爆发,然后分别逐渐向西北和北方扩展,最后建立起南亚夏季风和东亚季风^[1]。90 年代以来,特别是 1998 年进行的南海季风试验(SCSMEX)后,人们利用各种观测资料对南海季风活动进行了广泛的研究,基本证实了早期对亚洲季风爆发过程的描述,得到了新的发现:南海夏季风的气候爆发时间是在第 28 候或 5 月第 4 候^[2~8]。

无论是研究全球季风还是亚洲区域的季风,根本的问题是用什么资料和对季风的科学定义。20 世纪 80 年代,Tao 和 Chen^[1]利用观测的主要在大陆上的降水资料研究认为,亚洲季风最早爆发于南海北部,通常是在 5 月中旬,然后向北伸展到中国大陆及日本以南太平洋地区,向西伸展到孟加拉湾和印度,因而认为南海季风区是亚洲季风爆发的源地。由于受资料的限制,对南海中南部和中南半岛上季风爆发的认识还不足。近年来,Lau 和 Yang^[2]利用 1986~1994 年卫星观测反演的候降水资料对亚洲夏季风爆发的时间进行了

* 初稿时间:1999 年 6 月 8 日;修改稿时间:1999 年 10 月 8 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(49825504,49975023)和国家重点基础研究发展规划项目(G1999043405)。

确定,得到亚洲最早季风爆发的地方在中南半岛,时间从 5 月第 1 候~第 3 候,5 月第 4 候降水从中南半岛和加里曼丹岛(Kalimantan)向南海突然扩张,导致南海季风的爆发,从 5 月第 5 候开始雨季向印度半岛和中国大陆推进。Wu 和 Zhang^[4]对 1989 年的亚洲及南海季风爆发进行了个例分析,认为亚洲季风爆发包含了 3 个阶段:首先是 5 月初孟加拉湾东岸的季风爆发,然后是 5 月 20 日东亚季风在南海地区的爆发,最后是 6 月 10 日左右印度季风的爆发。他们比较多地分析了青藏高原的机械与热力强迫对季风的作用。由于不同的研究者所使用的资料种类和资料时间长短的不同,在一些局部地区季风气候爆发日期的确定问题上仍然存在着分歧。如南海夏季风是否在南海北部最先爆发就存在着不同的看法^[7]。在更广泛区域范围上,也可能由于没有找到有效的资料来反映全球季风系统的特征,因而至今尚还没有研究给出中低纬度季风发展的明确区域范围来。在 Webster^[9]的文章中和在 1998 年的 CLIVAR 计划^[10]中仅仅给出了全球季风区粗略的矩形范围。

目前人们研究季风所用的资料大体包括:大气风资料^[2,5,7],观测或卫星加模式同化的降水资料^[2,6],卫星对云顶辐射的观测资料^[5,8],卫星观测的大气水汽资料^[11]等。现有的研究并没有对这些资料作过对比,更没有用这些资料对亚洲季风作过综合的研究。

文中首先用卫星反演的向外长波辐射(OLR)资料、卫星反演的对流层上部水汽亮温(BT)资料 and 低对流层风的资料与美国气候预报中心降水 CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)资料作空间场的对比分析。分析的结果指出,BT 能够较好地反映季风降水的深对流特征。应用 BT 资料分析出,亚洲季风区是全球季风系统中冬、夏季风转换范围最大的区域。BT 资料能够较好的揭示出亚洲夏季风爆发的基本特征。

2 资料及其比较

2.1 降水资料

雨量器能对一个点给出较为准确的降水值,但要用以代表面积平均值则往往存在采样误差,且在海洋和人口稀少的地区缺少记录。卫星估算值虽然也存在各种问题,但对热带海洋降水多数能得到较好的结果。各种数值模式的降水分布在中高纬度显示出较高质量,而对热带大多数地区较差。文中所用降水资料为美国气候预报中心(CPC)根据雨量器观测值、卫星估算值和数值模式预报值三者综合的候(1980~1995 年)降水资料 CMAP^[12],较好地综合了以上 3 种资料的长处。该降水资料的水平分辨率为 2.5×2.5 经纬度。

2.2 大气风资料

文中使用了 USA NMC(National Meteorological Center)全球 2.5×2.5 经纬度的分析资料,分析了覆盖的区域($20^{\circ}\text{S} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}\text{E}$)内 850 hPa 的 5 d(候)平均风场,时间长度从 1980~1995 年。

2.3 OLR 资料

OLR 反映的是对流活动。理论上说,OLR 数值越低反映的对流活动越强,因此可以用 OLR 来反映深对流。NOAA 极轨业务卫星观测的 OLR 资料分辨率也是 2.5×2.5 经纬度,时间分辨率为候(全年 73 候)。文中分析了 OLR 资料与降水的关系,特别考察 OLR 对中纬度降水的反映。

2.4 BT 资料

一个关键的资料是卫星观测的全球上对流层水汽亮温,即候的高分辨率远红外探测(HIRS)资料。HIRS有20个探测通道,其中第12通道(HIRS12)能够较好地反映上部对流层大气水汽的变化。根据Wu等^[13]和Bates等^[14]的研究,HIRS12不但可以指示水汽的变化,还可以反映大气的垂直运动,即在潮湿的地方如果有上升运动,则对流层上部(300 hPa附近)大气水汽增多,反之对流层上部大气水汽偏少。因此,BT可以反映夏季风爆发时的深对流。BT与OLR反映的大气状况有所不同。前者反映的是在无云(扣除云)情况下对流层上部大气的水汽含量,后者则反映的是云顶温度。我们也将考察BT与降水的关系以及对副热带高压下沉区的反映。

2.5 不同资料对季风的描述

由于南海夏季风的爆发具有突发性,且突然爆发的时间在第28候(5月16~20日),我们对上述4种资料作了23~27候(4月21日~5月15日)的合成(图1)。图1a是CMAP降水的合成。图中明显地表现出两条雨带。一条雨带在低纬度地区的印度洋和西太平洋。其中在孟加拉湾的赤道附近、南海的赤道附近和西太平洋的赤道附近各有一个降水大值中心。另一条雨带位于华南-日本以南的西北太平洋地区。在两条雨带之间的西北太平洋副热带地区为干区。这里是副热带高压的位置,降水偏少。在南海的中部也是一个干区。中南半岛是副热带干带上有降水的地方。

图1b是同期850 hPa流场。图中明显的特征是在西北太平洋存在副热带高压环流。这一高压环流的脊线伸向南海的中部并且控制着中南半岛的东南部。在105°E附近有越赤道气流。这一越赤道气流在中南半岛(100°E)附近与来自其它地区的偏南气流辐合。这个辐合的位置与图1a中南半岛上的降水是一致的。根据图1a和图1b,我们可以确定在南海夏季风爆发之前华南-日本附近的雨带是副热带高压西北侧的锋面降水,即华南前汛期降水。

图1c是同期的OLR平均分布。从图中可见,主要的低值(小于230 W/m²)OLR区在赤道附近的低纬度。其中,低值中心主要在岛屿上。OLR低值中心的位置并不完全与降水中心一致。在西北太平洋副热带高压位置和南海中部的位置为OLR高值区。中南半岛上的低值区与降水是一致的。但是,在华南和日本以南并没有OLR低值带与降水带对应。相反,在长江口附近存在着低值中心。可见,OLR不能很好地反映热带外地区的对流降水。

图1d给出的是BT分布,比较图1d与图1a,它们之间存在很多的相似。在赤道低纬度,BT小于244 K的深对流区与低纬度的降水区和中心分布是一致的。与副热带高压环流一致的干区在图1d中也有明确的反映。大于245 K的区域控制在南海的中部。南海夏季风爆发前,印度次大陆仍然在BT大于245 K的范围内。我们注意到在华南-日本附近有一个低值区。这个低值区与降水在这一地区的分布是一致的。在中南半岛上,小于244 K的低值区与这一地区的降水也是一致的。于是,我们用244 K的BT值作为临界值,小于244 K的区域为深对流区。

从上面的分析可见,BT可以较好地反映中低纬度的深对流降水,低值BT也与低对流层风场的辐合位置比较接近。除了定义夏季风爆发的BT深对流临界值为244 K外,还有一个附加条件是中低纬度地区的夏季风必须是来自赤道地区深对流的发展。根据这一

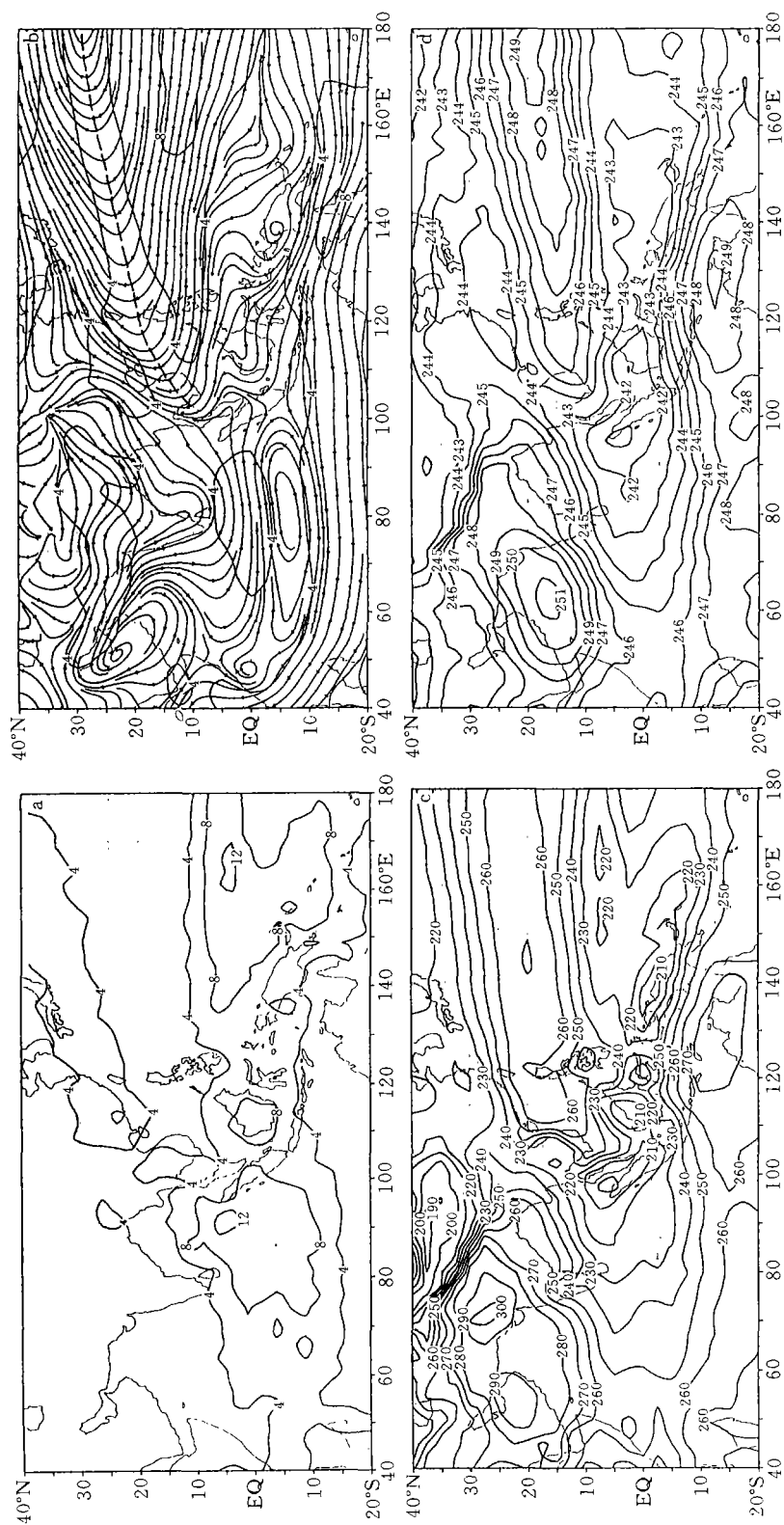


图 1 第 23~27 候气候平均场
(a. CMAP 降水 (mm/d), b. NMC 850 hPa 流场和风速 (m/s), c. OLR (W/m²), d. BT (K))

夏季风的定义,南海夏季风爆发前华南-日本附近的降水和深对流,尽管有西南风对应,但不是夏季风的爆发。从图1看出,这一时期华南-日本附近的降水和深对流是西太平洋副热带高压系统和 中纬度西风带系统相互作用的结果。

3 深对流的季节变化

随着季节的变化深对流区的位置也发生了变化。图2是16 a 平均的1,4,7和10月中低纬水汽亮温分布。图中虚线区域表示亮温值小于244 K 的地区,即对流层上部的湿区或深对流区。总体上看,沿赤道存在3个主要的深对流中心。它们分别位于赤道西部非洲、

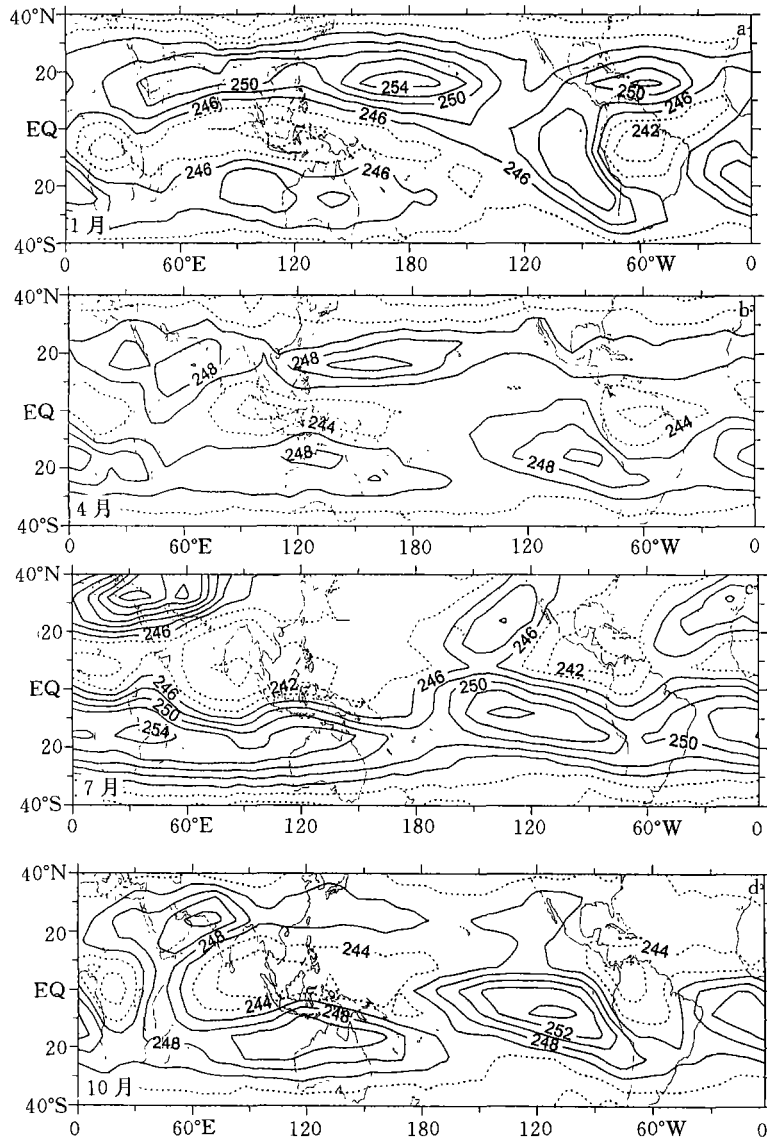


图2 中低纬上部对流层水汽亮温气候平均(16 a)(K)分布
(a. 1月, b. 4月, c. 7月, d. 10月; 图中虚线区表示亮温值小于244 K)

赤道东部印度洋和赤道美洲。其中,印度洋上的深对流范围最大。这 3 个深对流中心强度和位置的变化是与 CLIVAR 计划^[10]中提出的亚洲-澳大利亚(A-A)季风,美洲季风和非洲季风联系在一起的。从季节变化看,非洲深对流中心位置变化较小,最弱在春季。冬季印度洋深对流中心位于印度尼西亚,春季中心西移,夏季中心到达印度洋的中部,秋季中心东撤。美洲深对流中心位置除夏季在美洲西部沿海外,中心基本维持在南美洲的赤道附近。冬季,非洲与印度洋的深对流连在一起并伸向南太平洋,基本反映了赤道辐合带(ITCZ)的位置。冬季的 1 月,沿赤道 3 个深对流中心都位于赤道以南。在亚洲-澳大利亚地区、印度次大陆、孟加拉湾、中南半岛和南海都在干区内,澳大利亚北部位于深对流的边缘。过渡季节的 4 月份,3 个深对流中心是相互分开的。澳大利亚北部的深对流边缘向赤道撤退。在西北太平洋和南亚存在两个干区,对应副热带高压的位置。在这两个副热带高压之间,一个相对湿舌位于中南半岛。表明北半球入夏开始,深对流首先从中南半岛向北扩展,而此时南海和西北太平洋为干区,与反气旋环流相对应。根据夏季风的定义,亚洲夏季风爆发最早的地方可能是在中南半岛。进入盛夏,以赤道印度洋为中心的深对流范围扩展到了印度次大陆、孟加拉湾、青藏高原东部、中南半岛、南海和日本。澳大利亚北部的深对流边缘进一步北撤。秋季,印度洋深对流在亚洲的范围向南撤退了。此时,印度次大陆的南部、中南半岛和南海的南部还受深对流的的影响

比较图 2 中不同月份深对流的相对分布和范围可见,7 月份和 1 月份的差异最大。根据这两个月深对流(干、湿区)的位置变化,我们得到了图 3。图 3 是用 7 月和 1 月平均 BT 分析出的夏季风深对流范围的相对扩展。所围区域表示这些地区存在冬季风与夏季风的季节转换,即深对流的季节变化。在两半球季风转换区之间的赤道附近为常年存在的深对流区域。亚洲-西北太平洋为全球最大的夏季风深对流转换的地区并与非洲的深对流转换区连在一起。在亚洲地区,南亚、中南半岛、南海的中北部、华南和南部日本在转换区内。这些分布说明上述地区的夏季风可以维持至少一个月。但在长江流域和黄河流域,由于这些地方的夏季风年际变率较大,又深对流气候季节维持的时间往往短于一个月,因此就在所围区域外了。在赤道以北美洲和低纬东北太平洋也存在季风深对流转换的区域。南半球存在 4 个季风深对流转换的区域,分别在南部非洲、澳大利亚以北、西南太平洋和低纬南美洲。

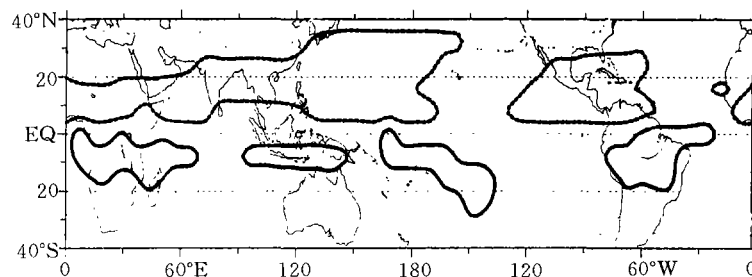


图 3 水汽亮温(BT)反映的深对流转换区域分布

4 中南半岛的深对流变化

根据图 2 的分析,亚洲夏季风深对流的发展最早是从中南半岛开始的。为了仔细地描

述和比较中南半岛深对流的发展,我们给出了图4。图4依次给出了分别沿15°N,10°N和5°N的纬带-时间(候)水汽亮温变化。图中阴影区为深对流区的水汽变化,虚线为深对流中心在这一纬带上的季节变化。可见,印度洋深对流中心是从南海赤道附近向西发展的,7月底到达最西位置(5°N,80°E)。从水汽亮温沿5°N,10°N和15°N看,亚洲夏季风爆发最早在中南半岛。图4中阴影区相当于深对流降水区。阴影区与非阴影区随时间的交替出现表明这个地区存在冬、夏季风的转换。沿10°N和15°N,亚洲地区最早的夏季风爆发在100°E附近,即在中南半岛上。其南端爆发于4月底,15°N爆发于5月初。夏季风是从中南半岛开始同时向西和向东扩展的。从图4沿10°N可以看出,5月中旬南海(105~120°E)季风突然爆发。水汽亮温揭示的南海季风爆发时间与Lau和Yang^[2],Xie等^[5],陈隆勋等^[15],以及很多其他的作者用各种不同的资料得出的南海季风爆发时间是一致的。

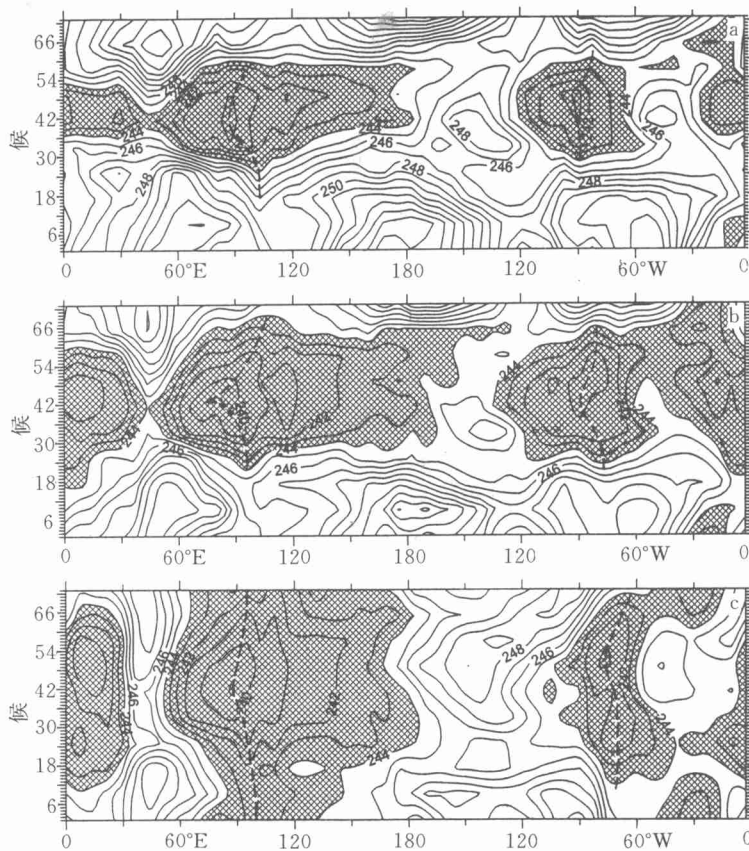


图4 沿15°N,10°N和5°N的纬带-时间(候)水汽亮温气候平均分布
(阴影区,亮温小于244 K,虚线:深对流中心随季节的变化)

5 南海季风与印度季风的深对流

对南海季风,很多研究都指出存在突然的爆发特征。在水汽亮温上也明显地表现出南海中部水汽亮温突然低于244 K发生在第28候。图5a和图5b分别为沿115°E和80°E逐候的水汽亮温变化。在南海的经圈方向,赤道附近5个纬度内是湿区,不存在深对流区

的季节扩张。4月底~5月初,水汽在华南和南海北部增多。5月中旬开始,水汽在南海中部突然增多。大约从9月初开始,南海季风逐渐撤退。从南北半球环流的强度看,南海地区的上升运动中心(大的湿深对流中心)要比南半球的强下沉运动早1个月。但是,当南海季风突然爆发的时候,南半球也同时存在突然的增强下沉运动。在南亚地区,印度半岛的夏季风爆发是一个逐渐发展的过程。从图5b可见,沿80°E印度季风5月底到达10°N附近,6月中旬到达20°N,7月底到达30°N。8月底开始撤退,到10月份撤离10°N。比较图5a与图5b可见,南海中部的夏季风有一个突然爆发的特点。

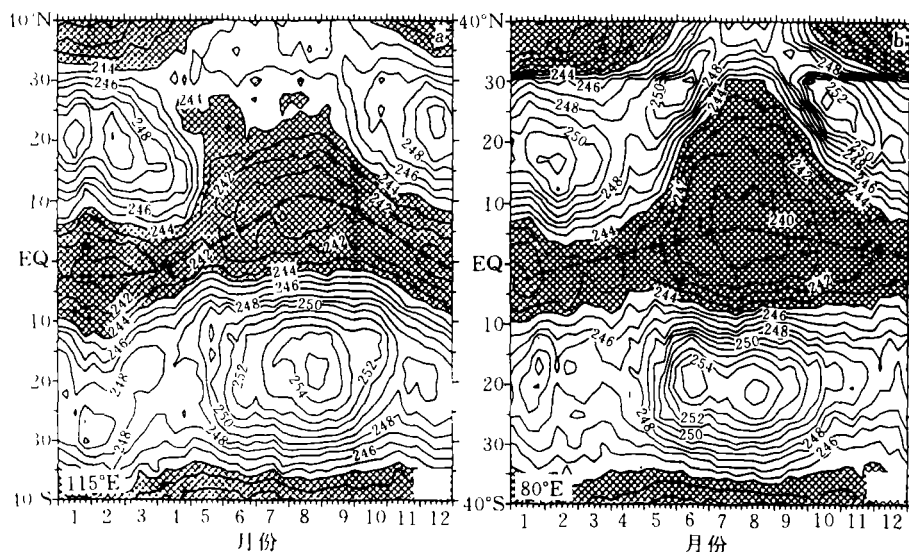


图5 沿(a) 115°E和沿(b) 80°E的逐候水汽亮温气候平均变化

(阴影区的意义同图4)

为了认识南海季风的突然爆发和南海北部早期水汽的变化,分析亚洲区域对流层上部水汽亮温和低层流场的空间特征。图6分别是多年4月26~30日(24候)、5月6~10日(26候)、5月11~15日(27候)和5月16~20日(28候)的5d平均水汽亮温。23候深对流位于中南半岛(10°N)以南(图略)。从图6a中可以看出一个深对流中心位于赤道东部印度洋。南海中部和西北太平洋存在一些大的BT高值中心对应副热带高压的位置。沿100°E的中南半岛,一个深对流区从赤道东部印度洋伸向半岛并与南海北部及华南的深对流区相连。这一深对流区直接与华南对流区相通仅仅发生在气候平均的第24候。25候(图略),华南的对流区与中南半岛上的深对流区又分开了。26候(图6b),中南半岛几乎为深对流覆盖,华南沿海的对流区位置东移。27候(图6c),南海中部仍然为非对流区,而在其南侧、西侧和北侧都为深对流覆盖。但是,北侧华南沿海的对流是与中南半岛的对流分离的。28候(图6d),深对流不但在整个南海地区全面爆发,还覆盖了印度半岛的南部、青藏高原的东南部地区(25°N,100°E)、华南沿海和东海及日本以南的地区。

从深对流的扩展可以确定南海季风的爆发在28候。我们再从流场上分析风与深对流的关系。图7a和图7b分别是第27候和第28候气候平均的850 hPa流场分布。南海季风

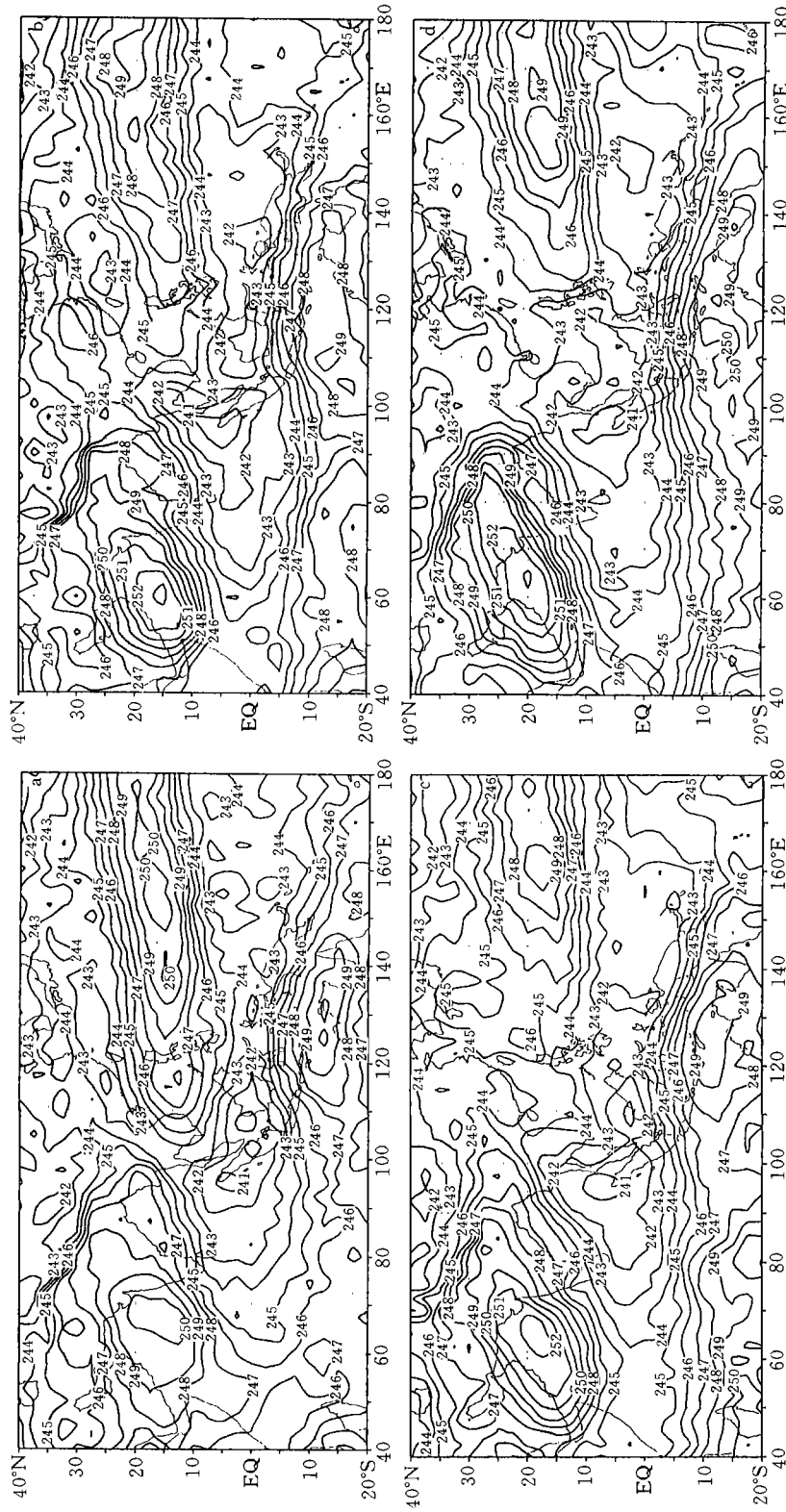


图 6 气候平均的水汽亮温

(a. 24 候, b. 26 候, c. 27 候, d. 28 候, 单位: K)

爆发前,850 hPa 南海地区为副热带高压脊控制,越赤道气流已经影响到中南半岛和南海的西北部地区。南海夏季风爆发时,来自索马里、印度尼西亚和赤道西太平洋的越赤道气流在南海辐合,与南海地区的深对流爆发完全一致。但在印度半岛的南部边缘,仍然为西北气流控制。

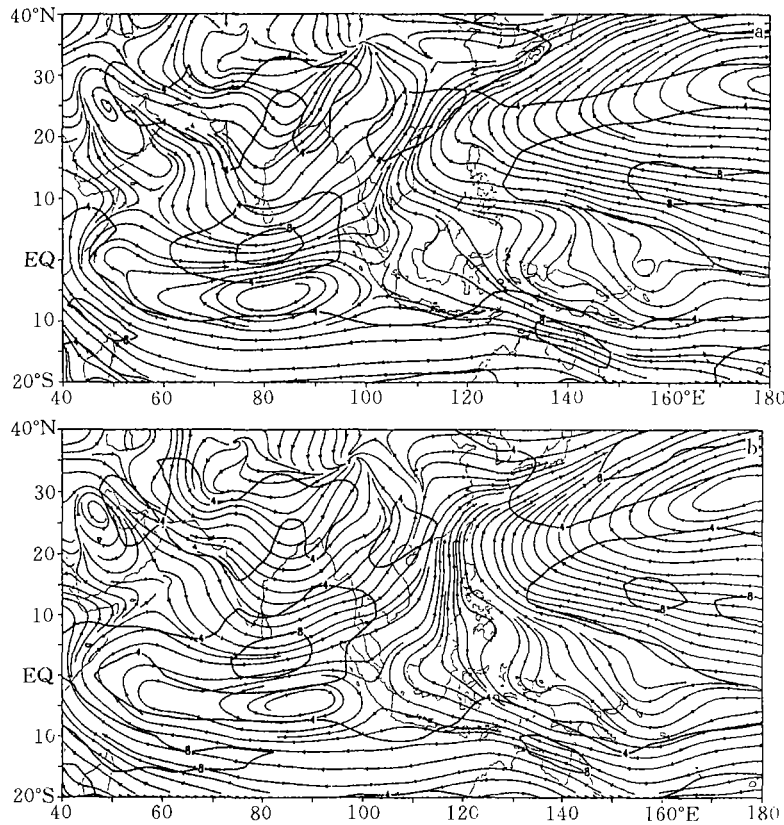


图7 850 hPa 的流场和风速气候平均
(a. 第27候, b. 第28候; 单位: m/s)

6 高原东部地区的深对流

由图6看出,印度次大陆的深对流从28候开始由南向北逐渐爆发。图8是6月10~14日(33候)亚洲地区上部对流层水汽亮温的分布。可见,深对流中心在赤道以北的东印度洋上。印度次大陆的中南部已经被深对流区覆盖,印度的北部夏季风还没有爆发。此时,孟加拉湾的夏季风已经爆发。沿95~100°E的青藏高原东侧,从32候开始有向北扩展的湿舌到达长江—黄河的上游。从图8中可以注意到,第33候长江中下游是一个干区。第33候的水汽亮温分布表明,高原东部季风已经爆发但梅雨形势还没有建立。在33候东南沿海—日本南部的季风对流已经爆发。从34候开始,低层流场和水汽亮温分布都发生了变化。梅雨期间长江中下游不断有气旋或短波槽脊系统频繁移向日本。过程性的深对流降水直接与来自热带的季风气流、副热带高压环流和中纬度西风气流相联系。

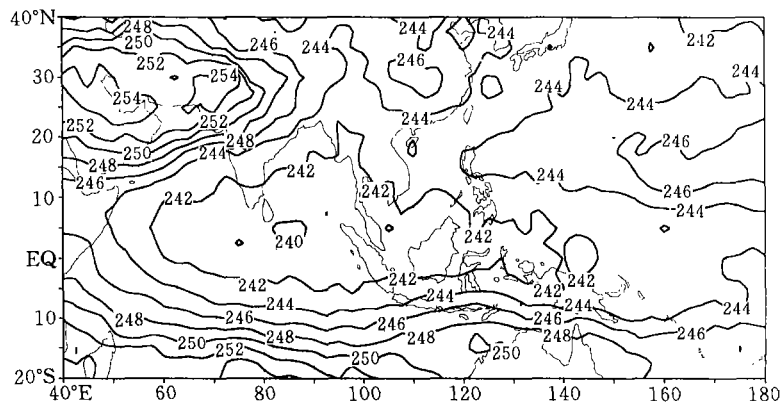


图 8 第 33 候水汽亮温气候平均(K)分布

7 结果与讨论

本文总结并比较了目前在季风研究中使用比较多的 4 种资料,发现上部对流层水汽亮温(BT)对夏季风的爆发具有比较好的指示意义。BT 反映深对流爆发的指标是小于 244 K 的值,中低纬度地区夏季风随季节的爆发或推进是指来自赤道深对流向赤道外地区的扩展。

在低纬度的赤道东印度洋存在一个全球最大的深对流区。深对流范围的季节扩展形成了亚洲—澳大利亚季风的季节变化。深对流范围的扩展与低层大气环流的季节变化紧密联系。受印度洋深对流区和低层大气环流的影响,深对流区北-东北侧不同地区季风爆发的时间和环流特征有所不同。

(1)中南半岛季风。中南半岛夏季风是亚洲夏季风中爆发最早的。从 4 月底开始由南向北发展,有时可影响到南海的北部和华南地区。深对流的扩展与低层偏南气流的辐合有比较一致的关系。

(2)南海季风。南海夏季风在 5 月第 4 候突然全面爆发,深对流区从南侧、西侧和北侧向南海的中部突然扩展。这个过程中,南海的低层高压脊环流突然消失,或向东撤出南海。

(3)印度季风。从南海夏季风爆发开始,印度次大陆上的夏季风由南向北发展。整个过程中伴随着印度洋深对流的向北扩展。

(4)高原东侧东亚季风。南海夏季风爆发后伴随着孟加拉湾偏南气流的向北发展,沿青藏高原东部边缘的长江-黄河上游地区深对流也由南向北爆发。中国东部沿海的夏季风对流向北的推进要比中国中部地区早。

(5)华南前汛期对流。南海夏季风爆发前,华南-日本附近的深对流反映的是副热带系统(西太平洋副热带高压)与西风带系统的相互作用,主要表现为强的锋面降水过程。这一时期华南的深对流与赤道印度洋的深对流是相互分离的。有时,来自中南半岛的深对流也可以在南海夏季风爆发前直接影响到华南沿海。只是在南海夏季风爆发之后,来自赤道印度洋的深对流区才稳定地与华南-日本的深对流区连接在一起。此时华南-日本的深对流反映的是来自热带的季风气流、副热带高压环流和中纬度西风气流的相互作用。

致谢:叶谦博士提供了水汽亮温资料,谢平平博士提供了 CMAP 资料。

参考文献

- 1 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Ed Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press. 1987, 60~92
- 2 Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv Atmos Sci*. 1997, 14: 141~162
- 3 王启炜, 丁一汇. 南海夏季风演变的气候学特征. *气象学报*, 1997, 55(4): 466~483
- 4 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(4): 913~927
- 5 Xie A, Chung Y S, Liu X, et al. The interannual variability of the summer monsoon onset over the South China Sea. 1998, *Theor Appl Climatol*, 59: 201~213
- 6 Luo Hui bang. SCSM rainfall outbreak and the evolution of associated rain-bands. In: Ding Y, Li C, eds. *Onset and Evolution of the South China Sea Monsoon and its Interaction with the Ocean*. Beijing: China Meteorological Press, 1999, 423pp
- 7 Li Chongyin, Qu Xin. Characteristics of atmospheric circulation associated with summer monsoon onset in the South China Sea. In: Ding Y, Li C, eds. *Onset and Evolution of the South China Sea Monsoon and its Interaction with the Ocean*. Beijing: China Meteorological Press, 1999, 423pp
- 8 Jin Zuhui. The climatic characteristics of summer monsoon onset over the South China Sea based on TBB data. In: Ding Y, Li C, eds. *Onset and Evolution of the South China Sea Monsoon and its Interaction with the Ocean*. Beijing: China Meteorological Press, 1999, 423pp
- 9 Webster P J. The Elementary Monsoon. In: Fein J S, Stephens P L, eds. *Monsoons*. John Wiley & Sons, Inc. 1987, 4~32
- 10 CLIVAR. Scientific Steering Group. CLIVAR Initial Implementation Plan. WMO/TD 1998, 6, 869
- 11 Qian W H, Zhu Y F, Xie An, et al. Seasonal and interannual variations of upper tropospheric water vapor band brightness temperature over the global monsoon regions. *Adv Atmos Sci*. 1998, 15(3): 337~345
- 12 Xie P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model output. *Bul Amer Meteor Soc*, 1997, 78(11): 2539~2558
- 13 Wu X, Bates J J, Khalsa S S. A climatology of the water vapor band brightness temperatures from NOAA operational satellites. *J Climate*, 1993, 6: 1282~1300
- 14 Bates J J, Wu X, Khalsa S J S. Interannual variability of upper-troposphere water vapor band brightness temperature. *J Climate*, 1996, 9: 427~438
- 15 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

STUDY ON THE DEEP CONVECTIVE CHARACTERISTICS OF ASIAN SUMMER MONSOON ONSET

Qian Weihong Zhu Yafen

(Department of Atmospheric Sciences, School of physics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract

In this paper, deep convective characteristics of summer monsoon onset over Asian region are investigated. Data sets used are the US Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of precipitation (CMAP), US National Meteorological Center (NMC) globe wind analysis, Outgoing Longwave Radiation (OLR) and upper-tropospheric water vapor band brightness temperature (BT) observed from NOAA polar orbiting satellites for 1980—1995. The BT, OLR and wind at 850 hPa are first compared to the CMAP. Results show that the BT can indicate the convective precipitation in both tropical and mid-latitude regions but the OLR can not well reflect the precipitation in the region of mid-latitudes. The convergence of wind field can explain the burst of summer monsoon and its extension. The region of Asian summer monsoon is the largest one of deep convection seasonal variation over the world. Also, in this paper, the summer monsoon over the mid-low latitudes was defined as the seasonal expansion of deep convection coming from tropical region with the criterion of BT less than 244 K. The summer monsoon over the Indo-China Peninsula bursts before the onset of the South China Sea (SCS) summer monsoon. The deep convection over South China during the pre-rainy season results from the interaction between middle and lower latitude systems. In the 28-th pentad, the abrupt onset of the SCS summer monsoon can be directly identified through the monitoring of OLR, BT, CMAP and 850 hPa wind. After the onset of the SCS summer monsoon, the summer monsoon of Indian subcontinent gradually sets up from south to north, while the northward extensions of summer monsoons over the east Tibetan Plateau and the East China Sea are earlier than over central China.

Key words: Asian monsoon, Onset, Deep convection, Characteristics.