

“05.6”华南暴雨中低纬度系统活动及相互作用^{*1}

何立富 周庆亮 陈 涛

(国家气象中心, 北京 100081)

摘 要

利用 NCEP/NCAR 再分析资料、FY-2C 卫星逐时云顶亮温资料(分辨率为 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$)及射出长波辐射资料(分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$)、实时地面加密观测和实况探空资料等,对“05.6”华南持续性暴雨过程期间南海季风活动、副热带高压演变、冷空气影响、高低空急流耦合等进行深入分析,探讨中低纬度不同尺度系统的活动特征及相互作用。结果表明:“05.6”华南暴雨是在中纬度地区位势高度场稳定的北高南低背景下,由东亚沿岸槽和青藏高原短波系统引导中纬度冷空气与低纬度地区季风系统相互作用下产生的;南海副热带季风的活跃与 $100^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$ 处越赤道气流通道的消失密切相关,其两次大规模向北推进是过程开始和结束的重要标志;副热带高压较多年平均明显偏南且强度达到最强,700 hPa 中纬度冷空气的明显南侵对暴雨过程有重要贡献;高空急流入口区右后方与低空急流左侧由于强烈的高空辐散和非地转平衡强迫,构成一支横跨低空急流的经向次级环流,高低空急流耦合的正反馈机制是华南暴雨异常的重要原因之一。

关键词: 射出长波辐射; 副热带季风; 冷空气; 高低空急流耦合

引 言

2005 年 6 月 17—25 日,华南大部、江南南部出现了大范围持续性暴雨过程。广东中东部、福建北部、广西中东部、江西中部降水量有 200~400 mm,一些地区超过 500 mm,最强暴雨中心的广东龙门累积降水量超过 1300 mm。持续强降雨导致广西梧州出现百年罕见洪水,城区严重受淹;福建闽江、广东北江遭遇特大洪峰袭击。据统计,“05.6”华南暴雨共造成 2000 万人受灾,近 200 人死亡,直接经济损失达 180 亿元。

华南暴雨一直是我国大气科学界的一个研究热点,自 20 世纪 70 年代末以来对华南前汛期暴雨先后开展了 4 次外场科学试验,其研究成果逐步加深了对华南暴雨观测事实及发生、发展机制的认识。华南强暴雨区通常并不是出现在锋际,而是位于锋前暖区,暖区暴雨是华南暴雨最显著的特点^[1-5];华南持续性暴雨既与西风带系统有关,也与低纬度环流密不可分,活跃的南海季风和低纬度环流配置是

前汛期暴雨持续的环境条件^[6-9];华南暴雨一般由多个相继生消的中尺度对流系统造成,中尺度对流系统不断发生、合并和加强是暴雨的直接触发系统^[10-12];华南暴雨具有典型的多尺度特征,它既具有中国暴雨的共同之处,又与长江流域的梅雨及华北盛夏暴雨有许多差异^[13-18]。现阶段,由于极端暴雨事件的发生、发展相当复杂,人们对其认识还存在局限性,目前的业务技术手段和预报能力也十分有限。“05.6”暴雨就是一个典型的例子,它发生在诸多异常背景下。首先是时间上的异常,正常年份华南前汛期雨带在 6 月中下旬进入长江流域;其二是“05.6”暴雨发生前,长江中下游出现“入梅”迹象,使得业务预报出现失误;其三是“05.6”强暴雨集中在华南一带,华北地区则表现为异常高温。过程结束后,副热带高压出现大幅度北跳,导致江淮地区出现“空梅”。

本文使用 NCEP/NCAR $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料、地面加密观测资料、FY-2C 卫星逐时 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ 分辨率云顶亮温(TBB)和分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 射出长波辐射(OLR)等资料,采用天气学分析和动力诊断

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200706042)和中国气象局新技术推广项目(CMTG2008M01)共同资助。
2009-12-08 收到,2010-06-17 收到再改稿。

方法,对“05.6”华南持续性暴雨期间南海季风活动、副热带高压的演变、冷空气影响和高低空急流的耦合等方面进行深入分析,探讨中低纬度不同尺度系统的活动特征及相互作用。

1 环流形势特征与影响天气系统

图1为2005年6月17—25日华南暴雨过程累积降水量及过程平均500 hPa位势高度场。从过程降水量来看(图1a),两条ENE—WSW分布的强降雨带特征明显,分别为静止锋雨带和距其南侧约200 km的暖区雨带。从图1b可知,亚洲高纬度地区为准东西向的气压低值区,中纬度地区为比较稳定的北高南低型反位相叠置分布,两个西风槽分别位于东北南部和新疆东部。中纬度西风带锋区在东

北地区出现分支。副热带高压呈ENE—WSW向带状分布,南海高压脊线位于16°N附近。位于孟加拉湾北部的南支槽清楚可见。青藏高原为低槽区,槽中不断分裂短波小槽东移,引导小股冷空气向东南方向入侵。同时,东亚沿岸槽槽后有冷空气从东路南下,两支冷空气从低层侵入华南与副热带高压西北侧的暖湿气流交汇,迫使暖湿气流沿冷空气垫抬升,触发对流性暴雨发生。从图1b清楚看到,TBB低值带与雨带位置对应,TBB值低于-30℃的强对流区与特大暴雨落区有较好的对应关系。可见,“05.6”华南暴雨正是在中纬度稳定的北高南低背景下,由东亚沿岸槽和高原短波系统引导中纬度冷空气与低纬度地区季风系统和副热带高压携带的暖湿气流相互作用下产生的。

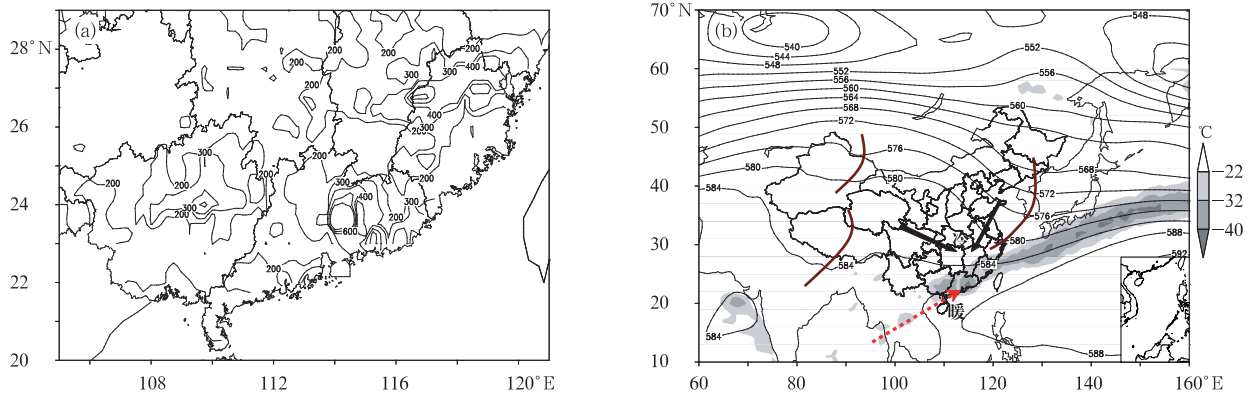


图1 2005年6月17—25日华南暴雨过程累积降水量(单位:mm)(a)和500 hPa平均位势高度(等值线,单位:dagpm)及TBB分布(阴影区)(粗实线为槽线;带箭头实线为冷空气路径;带箭头虚线为暖空气路径)(b)

Fig. 1 The accumulated precipitation during 17—25 Jun 2005(unit: mm) (a) and averaged geopotential height of 500 hPa (isoline, unit: dagpm) with averaged TBB (shaded) in the same period (thick solid line denotes trough-line; solid arrow denotes cold air; dashed arrow denotes warm air) (b)

2 中低纬度系统活动特征

2.1 越赤道气流和南海季风

李建辉^[3]对初夏期间华南前汛期进入南海的越赤道气流研究认为,加里曼丹—苏门答腊(100°~120°E)之间存在一支越赤道气流,这支气流进入南海后与南海副热带高压后部东南气流汇合,引发季风涌不断侵入华南沿海导致暴雨进入盛期。本文分析显示,“05.6”期间越赤道气流的活动情况有所不同。

由近赤道850 hPa的经向风分量(v)随时间变化可知(图略),赤道印度洋—西太平洋地区越赤道气流的通道主要有两条,而不是通常的3条通道。除了45°E(索马里)这个稳定的强劲通道外,还有1条弱通道位于90°E附近,它的偏南风分量一般小于4 m/s。加里曼丹—苏门答腊(100°~120°E)赤道附近地区没有越赤道气流通道存在。从强度来看,暴雨过程期间索马里急流强度维持在12 m/s,而在暴雨后期的6月24—25日,急流强度明显减弱。

从“05.6”华南暴雨期间赤道平均经向风纬向-高

度剖面图(图 2a)可知,45°E 索马里急流处越赤道急流偏强,风速达 12 m/s 以上,急流中心在 900~800 hPa 之间,且主要存在于 600 hPa 高度之下。另外,在 90°E 附近也有一支越赤道气流存在,虽然强度

较弱却非常深厚,从地面一直伸展到 300 hPa 高度。而 100°~120°E 之间越赤道气流通道消失,导致前汛期雨带长时间维持在华南一带。该通道的消失可能是由于南半球澳大利亚冷空气活动较弱造成的。

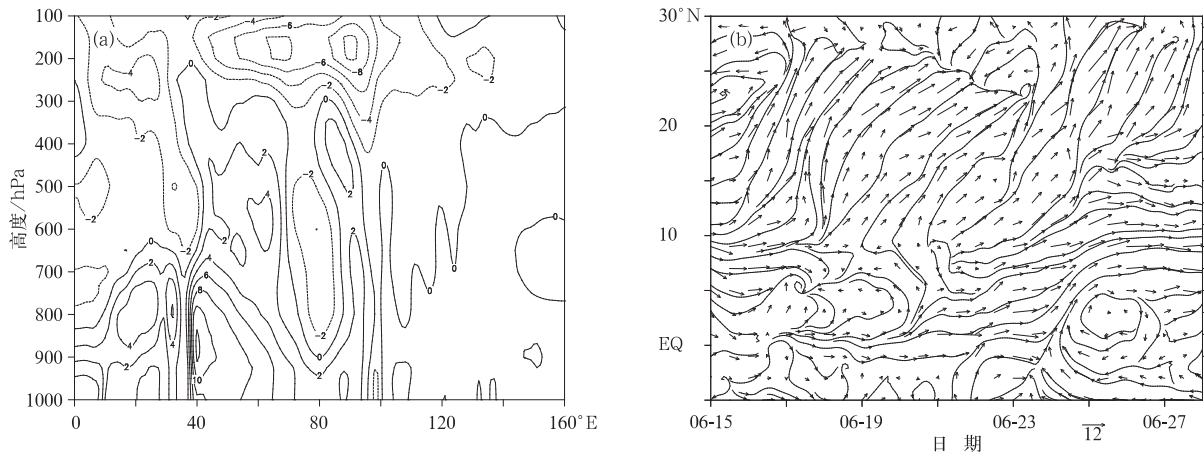


图 2 2005 年 6 月 17—25 日平均赤道经向风纬向-高度剖面图(单位:m/s)(a)和 850 hPa 风矢量沿 110°E 的时间-经向剖面图(b)

Fig. 2 The cross section of zone-height for averaged meridional wind along equator during 17—25 Jun 2005 (unit: m/s) (a) and the cross section of time-meridian along 110°E for wind at 850 hPa(b)

对 110°E 处 850 hPa 风矢量时间-经向剖面图(图 2b)进一步分析表明,在“05.6”暴雨期间,100°~120°E 区域赤道西风相对活跃。而南海中北部地区的西南季风气流较为活跃,南海季风与来自中纬度偏北气流在江南南部和华南北部(23°~26°N)汇合。暴雨过程后期,伴随赤道西风进入南海南部,南海北部偏南气流明显加强,使南海季风推进至 30°N 地区,从而导致副热带高压大幅北跳,华南暴雨结束,而江淮地区出现“空梅”。可见,越赤道气流与华南暴雨过程有密切联系,赤道西风异常和 100°~120°E 越赤道气流通道消失是“05.6”暴雨得以长时间维持的一个异常环境条件。

南海季风通常于 5 月中旬在南海北部地区爆发,然后沿着我国东部向北渐次推进。南海季风爆发的早晚和强弱对华南前汛期暴雨有直接影响。2005 年南海季风在 6 月初爆发,时间上明显偏晚;季风指数为 89,强度上明显偏强,南海夏季风的异常为“05.6”持续暴雨过程提供了充沛的水汽和动力条件。

对逐日 4 个时次 NCEP/NCAR 资料求过程平

均得到的 850 hPa 风矢量的水平分布(图 3)显示,孟加拉湾至南海北部为显著的西南风,南海季风槽(图中粗虚线)位于南海西北部附近。从风场分布可以明显看出,南海北部到华南一带强盛的西南季风是由中南半岛西南气流(南亚季风)与太平洋副热带高压西侧东南气流汇合后,风向由西南折向偏南,到达华南及其近海又折向西南,流场呈现出“S”型转换,它反映了东亚热带夏季风过渡到东亚副热带夏季风的基本过程,显示暴雨期间南海季风具有副热带季风性质。

由 2005 年 6 月 850 hPa 风速沿 110°E 随时间变化看到(图 4a),在暴雨过程前 1 周,南海季风位于 18°N 附近;6 月 14—16 日季风强度明显减弱并南落至南海南部。6 月 17 日开始,南海季风出现了明显的加强和北进,西南风速在 21°~23°N 之间持续偏强,最大风速达 14~16 m/s,对应南海北部和华南南部有 8 次明显的西南风脉动,并表现出一定的日变化特征。6 月 25 日,南海季风再一次加强,并向北推进到 25°N 以北的江南地区,从而导致“05.6”暴雨过程结束。

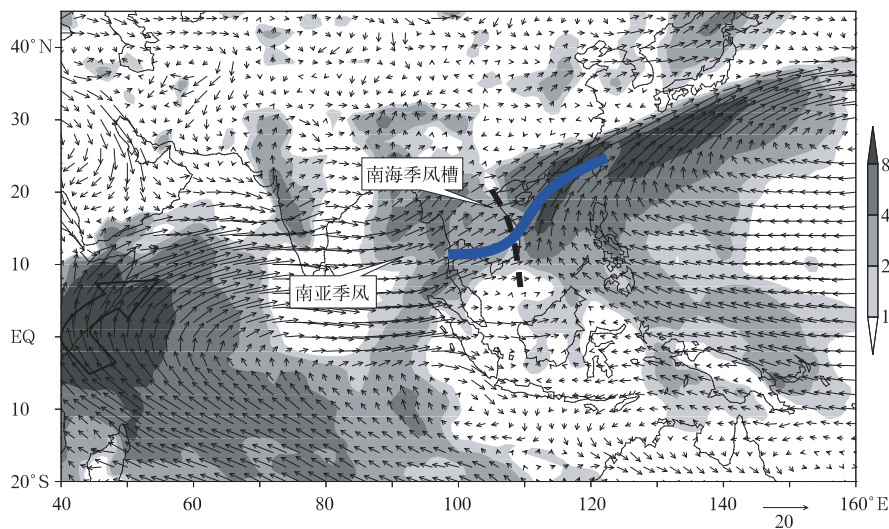


图3 2005年6月17—25日过程平均850 hPa风矢量
(阴影区为偏南风分量风速 ≥ 1 m/s)

Fig. 3 Wind vector of 850 hPa averaged during 17—25 Jun 2005
(shaded areas for southerly velocity no less than 1 m/s)

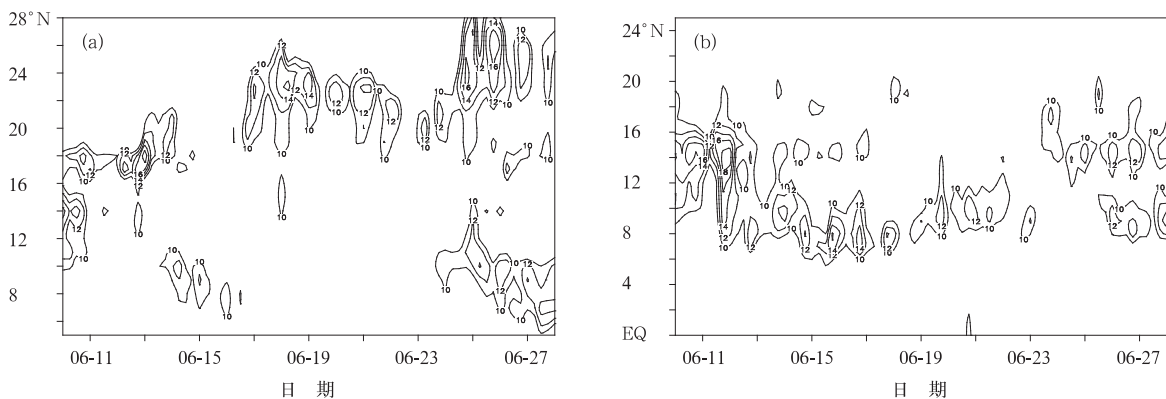


图4 2005年6月850 hPa风速沿110°E(a)及沿100°E(b)随时间变化(单位:m/s)

Fig. 4 The evolution of southwest wind in 850 hPa along 110°E(a) and 100°E(b) (unit: m/s)

对南亚季风的分析显示(图4b),“05.6”华南强降水期间,来自孟加拉湾进入中南半岛一带的南亚季风较南海季风明显偏南,西南季风输送带稳定维持在 $7^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{N}$ 之间。过程后期,南亚季风也同样大幅北上,向北推进到 14°N 附近区域。

2.2 中纬度冷空气活动

从700 hPa温度 $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均的时间-经向剖面图上可以清楚看出(图5a),“05.6”华南降水开始前的15—17日,有1次明显的南下冷空气活动, 10°C 等温线南伸至 27°N 附近,引导冷空气进入江南一带长时间驻留,从而有利于弱冷空气从边界层进入华南并与南海副热带季风气流交汇,导致

“05.6”暴雨过程的产生和持续。另外,“05.6”华南暴雨期间,中纬度地区为强盛暖气团控制,华北地区暖中心温度超过 15°C ,使得华北出现异常高温天气;在6月25日,江南一带气温开始回升,逐步转为暖气团控制,随着中纬度地区另1次冷空气活动(南袭至 32°N 附近),华南暴雨过程结束。

在暴雨过程期间的850 hPa上(图5b), 30°N 以南地区为相对冷区,无明显温度锋区存在,华南一带为弱冷空气控制(温度不高于 20°C);可见,“05.6”暴雨期间,华南一带在对流层低层无明显温度锋区存在,冷空气主要位于850 hPa以下的行星边界层中,低层浅薄的冷空气对触发暴雨强对流发生可

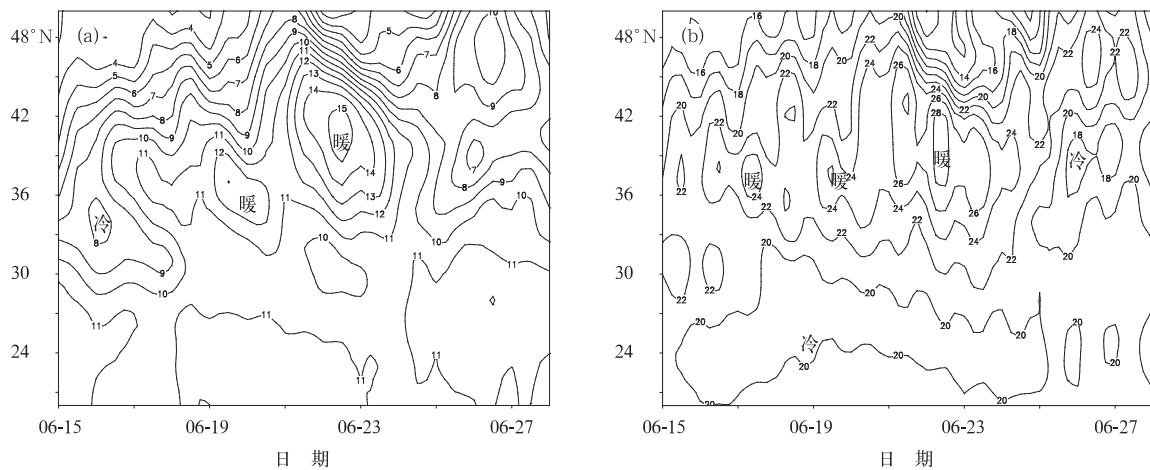


图5 2005年6月对流层低层沿 $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均温度的时间-经向剖面图(单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 700 hPa, (b) 850 hPa

Fig. 5 The cross section of time-meridian for temperature in the low troposphere averaged from 105°E to 120°E in June 2005 (unit: $^{\circ}\text{C}$) (a) 700 hPa, (b) 850 hPa

能起到十分重要的作用。

对暴雨过程期间对流层低层流场分布与偏北风的分析表明(图6),6月18—23日强降雨时段,在中层700 hPa高度以下,有明显的偏北风分量南侵至 $26^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 一线。来自东路的弱冷空气与西南暖湿气流在 $25^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 之间辐合,并不断形成低涡和切变线。在暴雨过程后期(6月24—25日),由于偏南气流向北涌进,偏北风出现中断,冷空气势力明显减弱;“05.6”华南暴雨过程结束后,偏北风大幅退至

38°N 附近。

从850 hPa和925 hPa温度纬向偏差的时间变化看(图略),在6月17日暴雨发生前,有1次强冷空气影响华南,华南一带有明显的负温度偏差。特别是21—23日,850 hPa温度偏差达到 -4°C 左右,显示有冷空气入侵的影响。从温度偏差的垂直分布看(图略),华南一带负偏差仅存在于800 hPa高度以下的行星边界层内,表明冷空气势力十分浅薄。

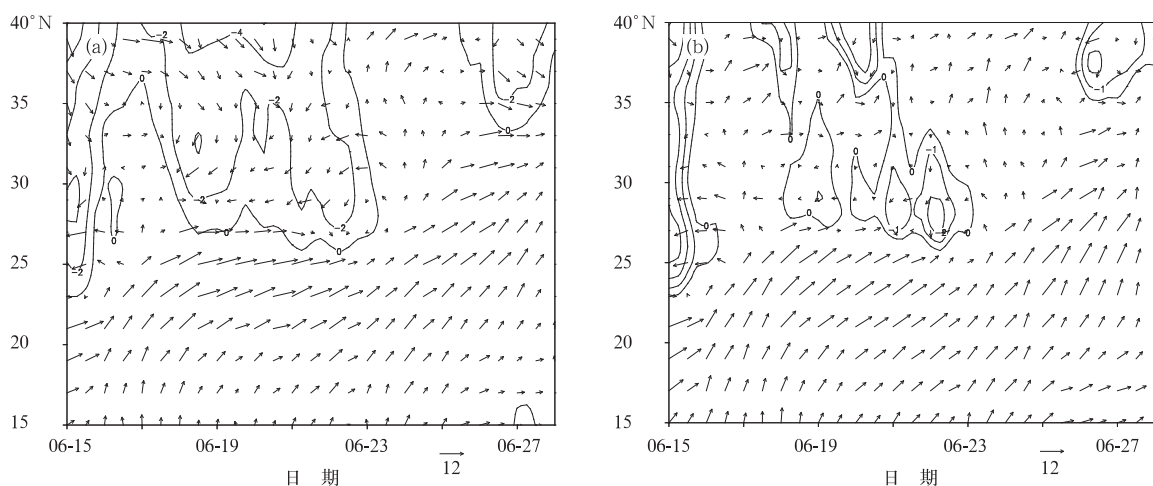


图6 2005年6月对流层中低层 $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均水平风矢量的时间-经向剖面(等值线为偏北风;单位:m/s)

(a) 700 hPa, (b) 850 hPa

Fig. 6 The cross section of time-meridian for wind of low troposphere averaged from 105°E to 120°E in June 2005 (contour line is for the northerly wind; unit: m/s) (a) 700 hPa, (b) 850 hPa

2.3 西太平洋副热带高压

500 hPa 位势高度沿 $22.5^{\circ}\sim 27.5^{\circ}\text{N}$ 平均的时间-纬向剖面显示(图 7a),副热带高压呈波浪式西伸特征。在暴雨过程期间,副热带高压表现出东退—西伸—东退的异动,伴随 592 dagpm 线逐步西伸至 142°E ,副热带高压强度不断加强;在暴雨过程结束阶段,副热带高压再次出现明显西伸,586 dagpm 线抵达 110°E 。

从 500 hPa 位势高度沿 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 平均的时间-经向剖面(图 7b)更清楚看到,副热带高压在“05.6”暴雨期间强度最强,588 dagpm 线稳定维持在 $13^{\circ}\sim 21^{\circ}\text{N}$ 区域,副热带高压脊线稳定在 $16^{\circ}\sim 17^{\circ}\text{N}$ 。暴雨开始前,副热带高压明显北跳,586 dagpm 和 587 dagpm 线从 18°N 北进到 23°N 附

近,并在暴雨结束后再次明显北跳。正是副热带高压的急剧北跳,才导致本次华南暴雨过程结束。

2005 年 6 月副热带高压脊线在 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 范围内的逐日演变表明(图略),“05.6”华南暴雨期间,副热带高压脊线稳定在 $16^{\circ}\sim 17^{\circ}\text{N}$ 附近,较多年平均位置(20°N)明显偏南。500 hPa 副热带高压伸至南海北部,形状属南海带状高压型。华南地区处在副热带高压西北缘,副热带高压北侧强劲的副热带西南季风与来自中纬度地区偏北气流携带的弱冷空气在华南一带交汇,导致暴雨持续长时间维持。暴雨过程后期,副热带高压脊线快速北跳至 25°N 以北,雨带也从华南北抬到淮河以北地区,使得江淮地区出现“空梅”。

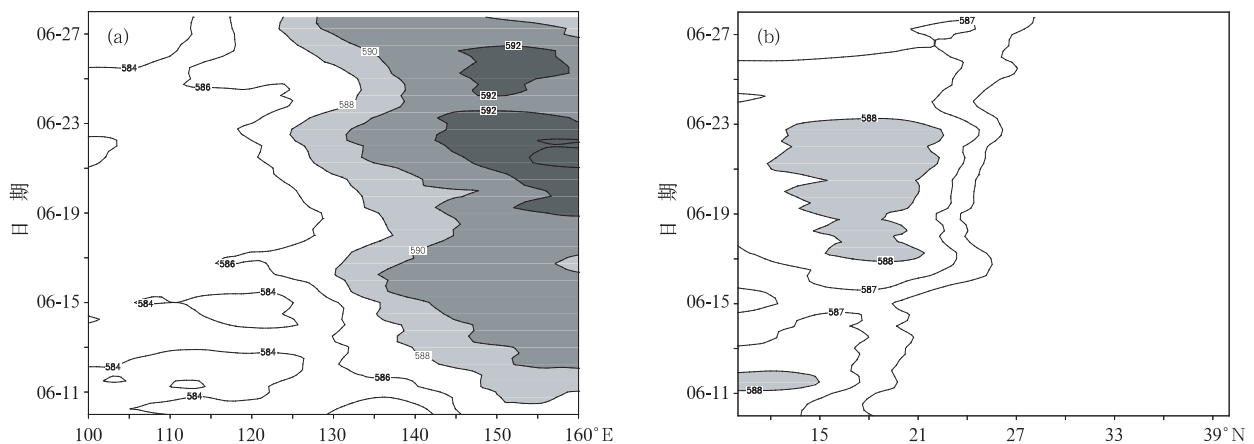


图 7 2005 年 6 月 500 hPa 位势高度沿 $22.5^{\circ}\sim 27.5^{\circ}\text{N}$ 平均的时间-纬向剖面(a)和沿 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 平均的时间-经向剖面(b)(单位: dagpm)

Fig. 7 The cross section of time-zone for geopotential height in 500 hPa averaged from 22.5°N to 27.5°N (a) and the same of time-meridian averaged from 110°E to 130°E (b) in June 2005 (unit: dagpm)

2.4 低纬度地区对流活动

低纬度地区对流活动可以较好地反映季风涌及热带辐合区的变化。FY-2C 卫星得到的射出长波辐射资料(OLR)表征了地表发射的长波穿入大气的部分以及大气本身的长波辐射,其大小可以表明对流的强弱。OLR 值越低对流发展就越旺盛。

OLR 通量分布表明(图 8a),“05.6”暴雨过程期间,主要对流活动区位于阿拉伯海北部、孟加拉湾—华南至日本南部地区,OLR 低值带(小于 200 W/m^2)位于华南静止锋区附近,呈 ENE—WSW 走向。雨带

位置与 OLR 低值区相对应,强暴雨区与 OLR 值低于 180 W/m^2 的强对流区相对应。而南海地区受副热带高压控制对流活动较弱,ITCZ 受到明显抑制。850 hPa 流场上可以明显看出(图略),辐合区位于 $24^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 之间,低层切变线上有一串气旋性环流,对流活动十分活跃,使得孟加拉湾—华南至日本南部一线对流活动较常年偏强,强中心位于东海至华南上空。可见,“05.6”过程期间华南位于副热带季风与中纬度南下偏北气流之间的辐合上升区,从而引发对流性暴雨过程的频繁发生。

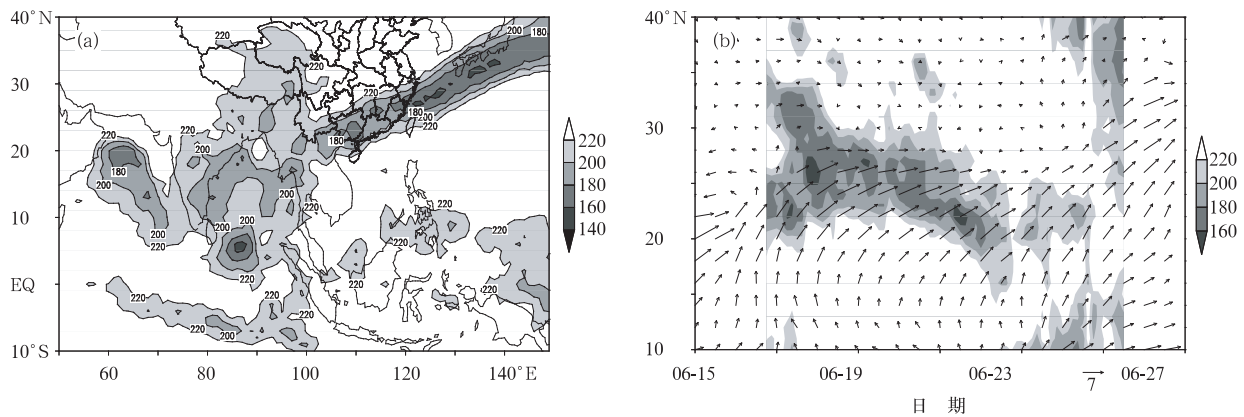


图 8 2005 年 6 月 17—25 日过程平均 OLR 分布(单位: W/m^2) (a) 和 $105^\circ\sim 120^\circ E$ 平均 OLR(阴影, 单位: W/m^2) 和整层积分水汽通量(矢量, 单位: $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$) 随时间的演变(b)

Fig. 8 OLR distribution averaged during 17—25 Jun 2005 (unit: W/m^2) (a) and the evolution of OLR averaged in $105^\circ\sim 120^\circ E$ (shaded) with the moist water flux integrated from surface to 300 hPa (vector, unit: $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$) (b) in June 2005

从 OLR 分布的时间演变和整层积分的水汽通量的时间变化来看(图 8b), 暴雨过程前期(6 月 17 日前后), 有 1 次明显的副热带季风涌发生, 将南海一带的水汽大量向北输送, 暖湿季风气流与弱冷空气在华南及江南一带交汇, 产生强烈对流活动和持续暴雨。6 月 18—24 日, 强对流辐合区(OLR 低值区)主要位于 $27^\circ N$ 以南的江南南部和华南地区, 位置略有南移, 23 日后对流强度明显减弱。25 日开始, 伴随西南季风涌的再次大规模爆发, 水汽输送大幅向北推进, 黄淮、华北地区的对流活动明显加强, 华南暴雨过程宣告结束。

3 高低空急流配置和暴雨持续机制

暴雨和深对流的发展与维持需要有利的高低空条件配合, 2005 年 6 月华南强降水期间, 200 hPa 高空副热带西风急流轴位于 $34^\circ N$ 附近, 与多年平均相比, 急流位置明显偏南。这可能是导致副热带高压位置偏南、华南地区降水出现异常的原因之一。从强度看, 高空急流核位于 $140^\circ E$ 附近日本中部, 急流平均风超过 $45 m/s$, 华南地区正好位于急流入口区右后方。在“05.6”华南暴雨期间, 与暴雨相伴的低空急流也十分强盛, 在华南南部沿海一带平均风速达 $12 m/s$ 以上, 明显强于多年平均。低空急流在暴雨开始后急剧加强, 并在暴雨期间随着南海副热带季风的加强而明显北抬到华南南部。就“05.6”华

南暴雨最强时段的 6 月 18—23 日平均状况看(图 9a), 华南上空高空急流轴呈准东西向分布, 低空急流核强度达 $18\sim 20 m/s$, 急流轴呈 ENE—WSW 走向, 高空急流南界与低空急流北界在东海和日本南部海面出现叠置。华南强降雨带位于高空急流右后方和低空急流左侧。

从图 9b 看, 华南暴雨锋区(上升运动区)位于高空急流(ULJ)右侧和低空急流(LLJ)左侧 $22^\circ\sim 26^\circ N$ 之间。高空西风分量中心出现在 200 hPa, 中心值达 $28 m/s$; 低空西风分量中心达 $12 m/s$, 锋区南侧为潮湿的西南气流, 其北侧为相对干冷的弱偏北气流; 锋区内强上升运动支在到达 ULJ 右后侧出现辐散, 强下沉运动支出现在 LLJ 右侧副热带高压所在地的对流层中高层 $16^\circ N$ 附近, 下沉增温加热中低层大气, 有利于副热带高压的稳定和发展。可见, 与华南暴雨静止锋区相联系, 存在一支横跨 LLJ 的经向垂直环流, 静止锋区位于该垂直环流的上升支, 上升气流从低层倾斜上升, 到 200 hPa ULJ 右后侧转向南折, 在 $16^\circ N$ 附近下沉, 至中层后再折向北, 从而构成高低空急流耦合激发的次级环流(北面上升、南面下沉的垂直反环流)。高低空急流耦合在华南地区产生持久上升运动是“05.6”华南强暴雨异常发生的原因之一。ULJ 入口区的右后侧存在强烈的辐散气流(辐散中心位于 200 hPa, 极值大于 $3 \times 10^{-5} s^{-1}$), 根据质量补偿原理, 将导致低层辐合加强, 有利低空急流维持和加强; 同时, 6 月 18—23 日

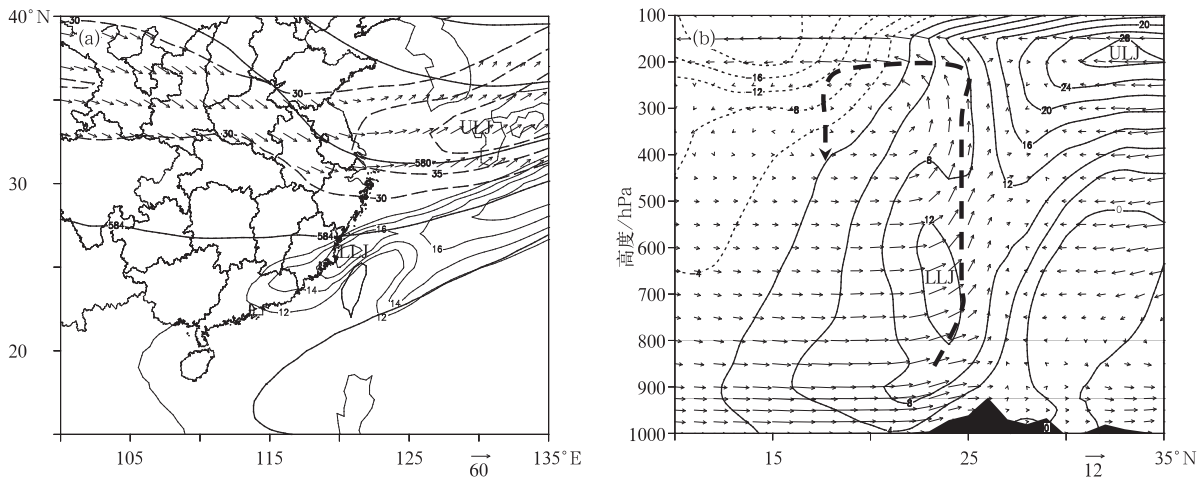


图9 2005年6月18—23日平均200 hPa高空急流(风矢量,风速不低于30 m/s)与850 hPa低空急流(风矢量,风速不低于12 m/s)的水平分布(a)及平均纬向风(等值线,单位:m/s)与垂直环流(带箭头虚线,单位:m/s)的经向垂直分布(b)

Fig. 9 The upper layer jet(ULJ) in 200 hPa (defined by velocity no less than 30 m/s) and low layer jet(LLJ) in 850 hPa (defined by velocity no less than 12 m/s) during 18—23 Jun 2005(a) and the cross section of zonal wind (isoline, unit: m/s) with vertical circulation (dashed arrow, unit: m/s) (b)

强暴雨时段平均低层地转偏差计算结果显示(图略),华南一带LLJ具有明显的超地转性质,静止锋附近有一条明显的偏差风辐合线,其南侧低空急流处为一致的非地转偏南风,由于其地转偏差强(非地转风速大于2 m/s),这种非地转流型和超地转风可产生形变作用,有利于锋生或锋区维持,同时非地转偏南风对低空急流的加强也有正贡献。对LLJ和辐合区的计算表明(图略),低层850 hPa辐合区主要位于低层切变线的南侧和LLJ的左侧,散度一般

为 $-1 \times 10^{-5} s^{-1}$,强辐合区出现在切变线上低涡的东南侧和LLJ左侧风速梯度最大的地方,急流轴左侧风速汇合引起的辐合最强,强辐合中心达 $-3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。可见,LLJ左侧的非地转平衡强迫使低层辐合加强,上升运动得以持续,高低空急流耦合这种正反馈的结果可能是“05.6”华南暴雨长时间维持的重要机制。综上所述,“05.6”华南暴雨过程中低纬度系统配置关系、相互作用及暴雨异常的原因如图10所示。

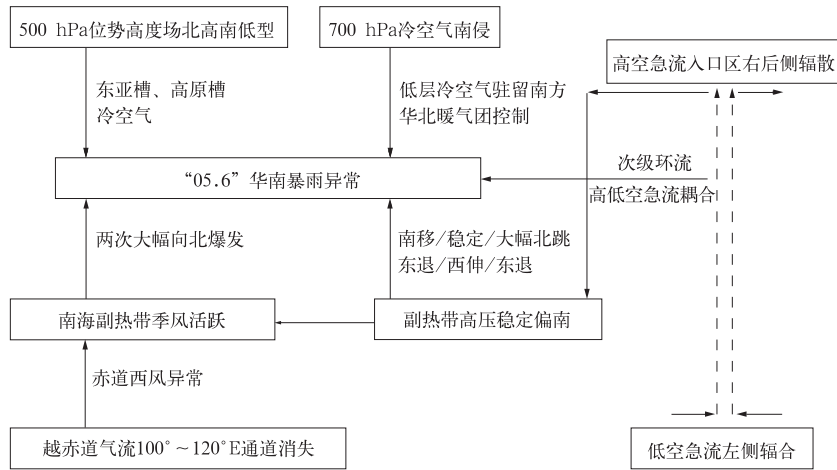


图10 “05.6”华南暴雨过程中低纬度系统相互作用示意图

Fig. 10 Schematic of mid-latitude and low-latitude synoptic systems inter-action during the “05.6” heavy rain event in South China

4 小 结

通过对“05.6”华南暴雨期间南海季风的特征、副热带高压位置和强度变化、热带辐合区对流特征、中纬度冷空气影响以及高低空急流配置关系的深入分析,探讨中低纬度不同尺度系统的相互作用。得到以下结论:

1) “05.6”华南暴雨是在中纬度地区位势高度场稳定的北高南低背景下,由东亚沿岸槽和高原短波系统引导中纬度冷空气与低纬度地区季风系统和副热带高压携带的暖湿气流相互作用下产生的。

2) $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 附近赤道西风的异常和越赤道气流通道的消失与南海副热带季风的活跃密切相关,它是“05.6”暴雨得以长时间维持的一个异常环境条件。南亚季风在南海中部地区与副热带高压西侧气流汇合后发生“S”型转换,演变为副热带季风。“05.6”暴雨期间,南海副热带季风持续活跃,其两次大规模向北推进是暴雨过程开始和结束的重要标志。

3) 副热带高压在“05.6”暴雨期间强度达到最强且呈带状分布,脊线稳定在 16°N 附近,较多年平均位置明显偏南。在暴雨过程期间,副热带高压表现出东退—西伸—东退的异动,并在暴雨开始前期明显北跳,而后趋于稳定;6月25日后,副热带高压再次大幅北跳,使得江淮地区出现“空梅”。OLR 分析显示,“05.6”过程期间华南位于副热带季风与中纬度南下偏北气流之间的辐合上升区,从而引发对流性暴雨过程的频繁发生。

4) 分析表明,过程开始前 700 hPa 中纬度冷空气的明显南侵对暴雨过程有重要作用。它引导冷空气进入江南一带长时间驻留,从而有利于弱冷空气从边界层进入华南并与南海副热带季风气流相互作用。本次过程冷空气活动仅存在于 850 hPa 高度以下,行星边界层内的冷空气侵袭是“05.6”华南暴雨的显著特征。

5) 暴雨期间,华南地区正好位于高空急流入口区右后方和 low 空急流左侧,与华南暴雨静止锋区相联系,存在一支横跨低空急流的经向垂直环流,静止锋区位于该垂直环流的的上升支,上升气流从低层

倾斜上升,到高空 200 hPa 急流右后侧转向南折,在 16°N 附近下沉,至中层后再折向北,从而构成高低空急流耦合激发的次级环流。高低空急流耦合的正反馈机制在华南地区产生持久的上升运动是华南暴雨异常及副热带高压持续偏南的重要原因之一。

参 考 文 献

- [1] 华南前汛期暴雨编写组. 华南前汛期暴雨. 广州:广东科技出版社,1986.
- [2] 胡伯威. 副热带天气尺度系统短期演变的泛准地转机理. 大气科学,1982,6(4):422-431.
- [3] 李建辉. 进入南海的过赤道气流与华南前汛期暴雨. 气象,1982,8(3):8-10.
- [4] 孙淑清, 马廷标, 孙纪改, 等. 低空急流与暴雨期相互关系的对比分析. 气象学报,1979,37(1):36-44.
- [5] 巢纪平. 非均匀层结大气中的重力惯性波及其在暴雨中的初步应用. 大气科学,1980,4(3):230-235.
- [6] 薛纪善. 1994 年华南夏季特大暴雨研究. 北京:气象出版社,1999.
- [7] 陈红, 赵思雄. 第一次全球大气研究计划试验期间华南前汛期暴雨过程及其环流特征的诊断研究. 大气科学,2000,24(2):238-252.
- [8] 李曾中, 方翔, 朱福康, 等. 西南季风潮与 2004 年 5 月我国南方暴雨. 应用气象学报,2006,17(4):431-437.
- [9] 汪永铭, 薛纪善. 华南前汛期低空急流的诊断分析. 热带气象,1985,1(2):121-128.
- [10] 孙健, 周秀骥. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报,2002,60(3):333-341.
- [11] 孙建华, 赵思雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究. 大气科学,2000,24(3):382-391.
- [12] 蒙伟光, 王安宇, 李江南, 等. 华南前汛期一次暴雨过程中的中尺度对流系统. 中山大学学报,2003,42(3):72-77.
- [13] 张庆红, 刘启汉, 王洪庆, 等. 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟. 科学通报,2000,45(18):1988-1992.
- [14] 赵思雄, 贝耐芳, 孙建华. 华南暴雨试验期间(HUAMEX)强对流系统的研究 // 海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究论文集. 北京:气象出版社,2001:251-260.
- [15] 慕建利, 王建捷, 李泽椿. 2005 年 6 月华南特大连续性暴雨的环境场条件和中尺度扰动分析. 气象学报,2008,66(3):437-451.
- [16] 刘健, 张文建, 朱元竟, 等. 中尺度强暴雨云团云特征的多卫星资料综合分析. 应用气象学报,2007,18(2):158-164.
- [17] 何立富, 陈涛, 周庆亮, 等. 北京“7.10”暴雨 β -中尺度对流系统分析. 应用气象学报,2007,18(5):655-665.
- [18] 李峰, 林建, 何立富. 西风带系统的异常活动对 2004 年淮河暴雨的作用机制研究. 应用气象学报,2006,17(3):303-309.

The Evolution Characteristics of Mid-latitude and Low-latitude Synoptic Systems During the “05.6” Heavy Rain Event in South China

He Lifu Zhou Qingliang Chen Tao

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

The evolution characteristics and interaction between mid-latitude and low-latitude synoptic systems during “05.6” heavy rainfall process in South China is studied in detail. The monsoon activity in South China Sea, basic characteristics of sub-tropical high in west Pacific, the influence of the cold air in middle latitude, and the coupling mechanism between upper level and low level jet are analyzed based on NCEP/NCAR reanalysis data with the resolution of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ and a series of observation data. FY-2C satellite data, including the brightness blackbody temperature on cloud-top (TBB) data with the resolution of $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ and outgoing long-wave radiation (OLR) observation with the resolution of $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, surface observation for 3-hour interval, and auto weather station observation for 1-hour interval are used for model initialization and verification. The results are as follows: Under the stable background of high pressure in the north and low in the south, the “05.6” heavy rainfall is produced by the interaction between monsoon system from low-latitude and mid-latitude cold air driven by east coast trough and plateau short-wave. During the “05.6” heavy rainfall, the sub-tropical monsoon in South China Sea blocks the cross-equatorial flow path and leads to the abnormal equator west wind in area of 100° — 120° E. It moves northward massively for 2 times, indicating the beginning and end of this rainfall process. The strength of sub-tropical high maintains very strong and the position of high ridge changes in an abnormal pattern of west advancing-east retreating-west stretching and north advancing during the prophase-stable-north jump finally. The south-invading of 700 hPa cold air in westerly belt in the beginning of the process has important impacts on this event, which may be the most important feature in this process. During the “05.6”, there is a ULJ (upper level jet) on left front of South China and a LLJ (low level jet) on the right. Strong aloft divergence of ULJ and the ageostrophic force in the left of LLJ forms the secondary circulation across LLJ, so the positive feedback of coupling mechanism between ULJ and LLJ may be one of the prime causes for the “05.6” heavy rain event.

Key words: outgoing long-wave radiation; the sub-tropical monsoon; cold air; coupling mechanism between upper level and low level jet