

王晓芳, 黄华丽, 黄治勇. 2010 年 5—6 月南方持续性暴雨的成因分析[J]. 气象, 2011, 37(10): 1206-1215.

2010 年 5—6 月南方持续性暴雨的成因分析^{* 1}

王晓芳^{1,2} 黄华丽³ 黄治勇¹

1 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 中国地质大学环境学院, 武汉 430073

提 要: 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日我国江南至华南地区出现 11 次持续性暴雨过程, 引起华南和江南洪涝灾害。利用 NCEP 日再分析资料, 初步分析了持续性暴雨的成因。结果表明, 2010 年 5—6 月 11 次持续降水期间乌拉尔山阻塞高压和贝加尔湖大槽较常年偏强且稳定维持, 副热带高压异常偏强, 位置稳定偏南, 为华南持续暴雨天气建立了有利的稳定大尺度环流背景; 强盛的季风气流不断地将暖湿水汽输送至江南至华南地区并在那里和来自中高纬度的干冷空气汇合; 高原上多低值系统东传是暴雨发生发展过程中重要的中尺度对流系统。中纬度相当位温锋面南侧不稳定大气层结属气旋性气流造成强烈的上升运动, 并与强烈的水汽通量辐合为持续性致洪暴雨提供了非常有利的动力热力条件。

关键词: 持续性暴雨, 阻塞高压, 副热带高压, 高原低涡

The Causation Analysis of Persistent Heavy Rain over Southern China During May—June 2010

WANG Xiaofang^{1,2} HUANG Huali³ HUANG Zhiyong¹

1 Institute of Heavy Rain of CMA, Wuhan 430074

2 State Key Laboratory of Severe Weather, CAMS, Beijing 100081

3 School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430073

Abstract: The eleven persistent heavy rains occurred over southern China during 5 May to 27 June in 2010. By using NCEP/NCAR daily reanalysis data, the causes for persistent heavy rains are analyzed. The results show that the Ural blocking high, Baikal low trough and the West Pacific subtropical high are stronger than the normal, and they are successively and stably maintained. The strong southwest air successively meets with the dry cold air from middle and high latitudes in southern China. The low vortex which continued to move eastward is the important heavy-rain-producing mesoscale convective system. The strong ascending flow resulting from the unstable warm air and the strong vapor flux convergence are the favorable heavy-rain-producing conditions.

Key words: persistent heavy rain, blocking high, subtropical high, plateau low vortex

引 言

多数研究^[1-3]表明, 华南持续性暴雨与大尺度环流异常活动和东亚夏季风异常活动有关, 与中低纬

天气系统联系紧密, 特别是与西太平洋副热带高压之间存在着相互作用与制约的关系。关于西太平洋副高对我国南方夏季暴雨影响的研究已有很多^[4-5], 反过来暴雨过程对副高也有作用和影响^[6], 特别是非绝热加热因素, 王黎娟等^[7]指出副高西北侧边缘

* 国家自然科学基金项目(40930951)、灾害天气国家重点实验室开放课题(2010LASW-A04)、公益性行业(气象)科研专项(GY-HY200906010 和 GYHY201106003)共同资助

2010 年 10 月 5 日收稿; 2011 年 2 月 24 日收修定稿

第一作者: 王晓芳, 主要从事暴雨中尺度动力学研究. Email: wxf7209@hotmail.com

的华南地区加热场可在短期内迫使副高东撤南退,副高位置偏南可促使降水落区持续在华南地区。张顺利等^[8]从副热带高压、南海季风涌、中高纬度冷空气以及青藏高原东传的 α 中尺度对流系统的多尺度条件分析江淮流域夏季降水,指出当这 4 个系统处于活跃阶段时,容易形成大范围长时间的暴雨,引发严重洪涝灾害。水汽供应是持续性暴雨维持的重要条件,胡亮等^[9]分析了大尺度降水条件并且指出持续性暴雨爆发时间不同,其灾害天气形成原因也有差异。邱军等^[10]统计了广东省持续性暴雨,发现持续性暴雨的中心主要沿山体南侧分布,即迎风向的山前和迎风坡;前汛期主要以沿海的恩平、阳江和斗门为中心,后汛期主要以海丰、南澳为中心,这说明了地形和季节都对持续性暴雨天气的发生有重要影响。鲍名^[11]统计了近 50 年我国持续性暴雨,结果表明持续性暴雨事件主要发生在华南地区,发生以 6 月为最多,并总结不同类型持续性暴雨大尺度环流背景的共性。陶诗言等^[12]对比了 2007 年华南和淮河流域持续性降水天气锋面特征,认为强降水期间锋面的动力学和热力学结构相同,可统称“梅雨锋”。黄忠等^[13]则具体地分析了 2007 年华南持续性暴雨的水汽输送、冷空气影响、动力配置等特征。对 2007 年淮河持续性暴雨过程,王丽娟等^[14]探讨了 6—7 月西太平洋副热带高压的异常特征,桂海林等^[15]分析大气环流的特征,陈晓红等^[16]则用 TTB 资料来研究淮河大暴雨过程。

无论是对历史上持续性暴雨事件合成分析它们的共性,还是研究单个持续性暴雨事件特征,这些研究对我国防灾减灾都有着举足轻重的意义。2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日,我国南方集中出现了 11 次大范围强降雨天气过程,分别出现在 5 月 5—7 日、5 月 8—11 日、5 月 12—15 日、5 月 16—19 日、5 月 20—23 日、5 月 26—30 日、5 月 31 日—6 月 3 日、6 月 7—9 日、6 月 13—18 日、6 月 18—22 日、6 月 23—27 日。与常年同期相比,江西南部、福建、广东和广西北部、湖南和贵州南部的雨量偏多 30% 以上,其中福建南部雨量达到历史同期的 3 倍。

本文使用 NCEP/NCAR 逐日 4 次 $1^\circ \times 1^\circ$ fml 再分析资料和 1971—2000 年 NCEP $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的日资料,分析 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日我国江南至华南地区出现的 11 次持续性暴雨过程,探讨持续性暴雨天气大尺度环流背景特征、主要影响系统的活动特征、冷空气活动特征、水汽输送特征、高原 α 中尺度系统对华南持续性暴雨的影响。

1 持续暴雨期平均环流特征

图 1 是 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日平均环流场。图 1a 给出了 200 hPa 上等风速线、风矢量以及 200 hPa 风矢量的辐散区。200 hPa 高空急流位于 $28^\circ \sim 40^\circ \text{N}$ 之间,比夏季高空急流要偏南 7~10 个纬度,在江南的湖南、江西到华南的广东、广西、福建等省(区)都存在辐散区,强辐散中心在强急流段的入口区右侧,即江西—福建对流层上部,这部分地解释了在 5—6 月 11 次暴雨过程中江西是重点暴雨区,灾害程度也是最大的原因。500 hPa 西太平洋至中南半岛是一强大的反气旋环流(图 1b),中低层 700 hPa 华南地区风速大于 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,正好位于高空急流辐散区南侧(图 1c),850 hPa 上从云贵高原一直到江苏北部为西南—东北向的气旋性环流汇合带,表示在 5—6 月江南至华南地区对流层低层基本上处于气旋性环流中(图 1d);同时在 $24^\circ \sim 28^\circ \text{N}$ 之间 850 hPa 上是水汽通量散度的辐合带(图 1d 阴影区)。可见 5 月 5 日至 6 月 27 日华南位于对流层高层辐散、中低层气流汇合、水汽辐合集中区,这是有利于持续性降水发生发展的环流型。

500 hPa 平均温度场(图 1b 中虚线)上在贝加尔湖以西为一深厚的温度槽,其位相落后于高度槽,这有利于高度槽较长时间的发展维持,槽后冷空气也容易被稳定的槽后西北气流或槽底西风气流携带南下。在平均图上从 500 hPa 到 850 hPa 江南到华南地区对流层中低层的锋区并不明显,只是在 850 hPa 上江南至华南地区等温线相对密集,存在相对明显的锋区,在对流层中高层的中高纬度有强冷空气随中纬度西风气流南下(500 hPa,图 1b),中低纬平均图上看不出锋区的存在,这可能是由于 5—6 月华南降水期锋区不是稳定维持在某一个位置较少南北向移动,在降水过程中只是一次次冷空气活动,且每次冷空气到达中低纬度的位置有差异,才造成 5—6 月 850 hPa 上江南至华南地区等温线虽然比较密集,但区域很广,锋区不是显著地集中在某个窄的区域中。

2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日对流层上层 100 hPa 南亚高压呈带状分布在 $50^\circ \sim 130^\circ \text{E}$ 的 30°N 以南地区(图 2a),距平图(图 2b)上印度—中南半岛都是正距平,距平值大于 6 dagpm,可见 2010 年 5 月降水期间南亚高压较常年偏强,其气流出口处强烈的辐散作用为暴雨的发生提供了极为有利的动力

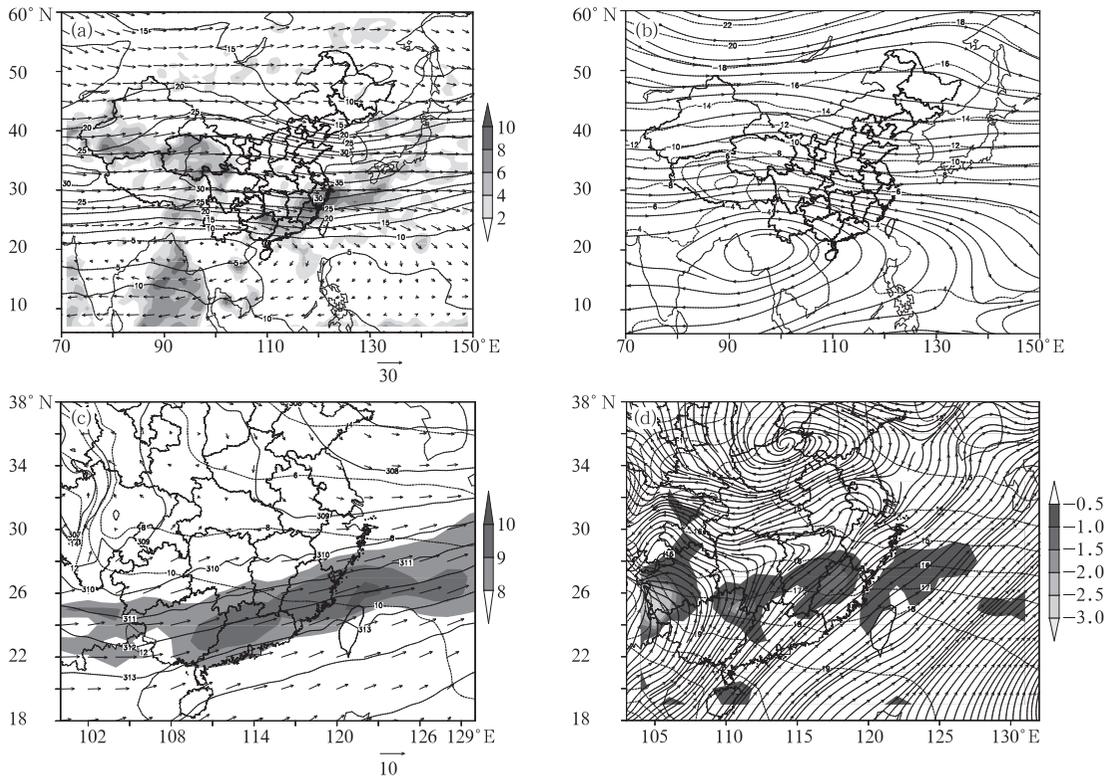


图 1 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日华南持续性暴雨过程平均环流场

(a) 200 hPa 等风速线 (实线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、水平风场 (风矢量) 及其散度 (阴影区, 单位: s^{-1}), (b) 500 hPa 流场和温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), (c) 700 hPa 水平风场 (风矢量)、风速 (阴影, 大于 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、位势高度 (实线, 单位: dagpm)、温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), (d) 850 hPa 流场、温度场 (虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、水汽通量散度 (阴影, 单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)

Fig. 1 The average circulation of persistent heavy rain during 5 May—27 June, in 2010 in South China

(a) the isotach (solid line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), vector and divergence (the shaded, unit: s^{-1}), (b) the stream field and temperature at 500 hPa (dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$), (c) the vector, speed (the shaded, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), the geopotential height (solid line, unit: dagpm) and temperature (dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 700 hPa, (d) the stream, temperature (dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$) and vapour flux divergence (the shaded, unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)

环境条件。高压脊线 5 月基本位于 20°N 以南, 较历史平均 (5 月南亚高压脊线平均在 23°N) 偏南, 6 月也较历史同期偏南 2~3 个纬度, 这将会造成副热带高压也偏南稳定维持。

图 2c 和 2d 给出了 5 月 5 日至 6 月 27 日 500 hPa 平均位势高度场和距平场, 连续降水期间欧亚高纬是两脊一槽形势, 在乌拉尔山附近 ($50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, 60°E) 和鄂霍次克海附近 ($50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 为阻塞高压, 贝加尔湖至巴尔喀什湖为一宽广的槽区, 对应距平图 (图 2d) 上, 阻高区域均为正距平, 尤其是乌拉尔山阻高正距平值在 $10\sim 18$ dagpm, 说明 5 月 5 日至 6 月 27 日乌拉尔山阻高较常年异常偏强; 贝加尔湖—巴尔喀什湖的低压区为负距平中心, 达到 -6 dagpm, 表明贝加尔湖大槽也是较常年偏强, 这些系统偏强有利于冷空气持续地由高纬度向

中低纬度输送。中纬度 30°N 以北位势高度都为负距平 (图 2d), 平均位势高度场则为多小波动的纬向平直环流, 低纬度平均位势高度场在高原上有南支槽存在, 这样中纬度多小槽活动有利于高纬度的冷空气频繁地南下, 低纬度南支槽活跃易带来源源不断的暖湿水汽。副热带高压 5880 gpm 线位于西太平洋至中南半岛, 该地区的位势高度距平是正距平, 显然副热带高压也比常年偏强偏西。陶诗言等^[17]在 20 世纪 60 年代就已经发现南亚高压的东西振荡与副热带高压的进退密切相关, 南亚高压通过影响副热带高压的变化来制约我国降水的分布, 在 90°E 以东南亚高压持续偏强偏南 (图 2a) 是造成副热带高压稳定地维持在 20°N 以南 (图 2c) 的重要原因, 且副高脊线易西伸, 副高位置如此稳定偏南决定了降水落区维持在华南地区, 同时 5 月 5 日至 6

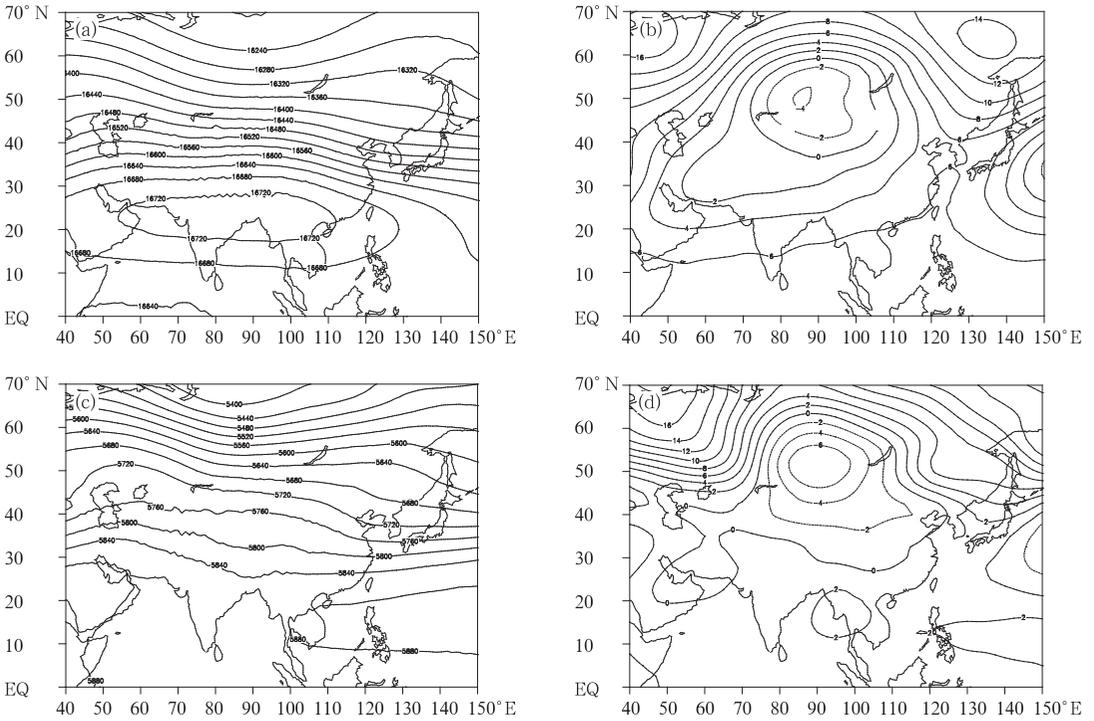


图 2 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日 100 hPa 平均位势高度 (a, 单位:gpm)、距平 (b, 单位:dagpm) 和 500 hPa 平均位势高度 (c, 单位:gpm)、距平 (d, 单位:dagpm)

Fig. 2 The 100 hPa geopotential height (a, unit: gpm), and its anomalies (b, unit: dagpm), as well as the 500 hPa geopotential height (c, unit: gpm), and its anomalies (d, unit: dagpm) during 5 May—27 June in 2010

月 27 日副高西伸脊点达到 90°E, 这一方面说明 5 至 6 月华南季风主要表现为印度季风的的活动, 另一方面有利于孟加拉湾的水汽持续地沿副高外围西北侧和南支槽槽前的西南气流输送至我国华南广大地区, 伴随中纬度短波槽活动不断带来北方干冷空气, 冷暖气流多次在江南到华南地区交汇, 是造成 5—6 月江南至华南多次暴雨过程的重要原因。

副热带高压常常季节性南北进退, 东西伸缩, 高压位置活动的变化, 又影响雨带的落区, 高压脊线与我国夏季降水相关性较好^[18], 因此通常用脊线的位置变化来表述副热带高压的南北进退等。5 月 3 日至 6 月 27 日持续性暴雨过程副热带高压异常偏西偏强, 只在 6 月 19 和 20 日两天副高脊线在 20.5°N 左右, 其余时间平均位势高度上脊线基本在 20°N 以南, 故统计 100°E 每天 08 时 (北京时) 副热带高压脊线位置的变化来表示副热带高压的活动情形 (见图 3)。5 月 3—8 日脊线基本位于 16°~17°N, 第一次暴雨过程的雨带覆盖了江南至华南的大部分地区即 23°~28°N。9 日副高开始东退 (逐日天气图上, 略), 逐渐退到西太平洋海上, 100°E 上脊线位置也明显南压, 到 11 日位于 12°N, 对应第二次暴雨落区

明显地东移, 位于华南沿海的福建、广东和江西东部地区。12—15 日, 脊线位置又北跳, 维持在 17°N 左右, 第三次暴雨落区覆盖湖南、江西等省的中部 (27°~28.5°N), 华南南部的广东省几乎没有降水。5 月 16—23 日、6 月初副高脊线南压, 第四、五和七次暴雨过程降水落区维持在江南至华南的大部分地区, 即 28°N 以南, 之后 6 月中旬副高脊线基本位于 17°~19°N, 第九和十次暴雨过程雨带偏北, 主体位于江南地区。6 月下旬脊线又南压, 第十一次暴雨过程雨带也移至华南地区。持续暴雨过程中副

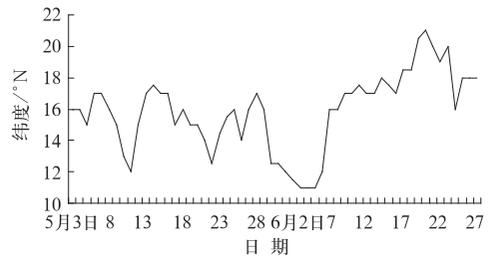


图 3 2010 年 5 月 3 日至 6 月 27 日沿 100°E 的副热带高压脊线位置的纬度-时间变化
Fig. 3 The latitude-time cross section showing the location of subtropical high ridge at 100°E from 3 May—27 June in 2010

高脊线纬向变化差异较小,雨带落区也随着脊线南北有些摆动,也就是说 5 月 6 日至 6 月 27 日脊线位置大多在 $15^{\circ}\sim 18^{\circ}\text{N}$ 之间,其强降水落区基本在脊线位置北侧的 10 个纬距附近。可见 5 月 5 日至 6 月 27 日持续性暴雨带稳定的维持在湖南和江西中部、福建至两广地区的中北部与副高脊线位置是有重要关系的。

2 中高纬度阻塞高压形势的建立维持和中高纬度冷空气活动

中高纬度阻塞高压的建立和稳定维持对东亚地区降水分布有重要的影响,阻塞高压通过上下游效应及能量传输等机制,可以较长时间地维持稳定的降水天气型^[19]。图 4 为 2010 年 5—6 月华南持续降水期间 500 hPa 高度上 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 平均位势高度随时间的演变。乌拉尔山附近除了在 5 月 7 日乌拉尔山阻塞高压较弱外,从 4 日开始乌拉尔山阻高稳定地维持强盛状态达 19 天,特别是 10—16 日阻塞高压尤其强大,5 月 24—27 日、6 月 4—7 日、6 月 17—19 日乌拉尔山阻塞高压明显减弱,5 月底至 6 月的其余时间乌拉尔山阻塞高压也是强大的,特别是 6 月下旬与 5 月 23 日以前一样阻塞高压异常强盛,而 5 月 24—27 日和 6 月 4—7 日是持续性暴雨过程的间歇期,只有 6 月 18—22 日过程阻塞高压经历了由减弱到增强的过程。贝加尔湖地区在 6 月 6 日前一直是处于位势高度的低值期,期间低压槽强度有加强、减弱、再加强、再减弱的演变过程,6 月 6—7 日和 6 月 16—19 日贝加尔湖地区位势高度增强,是高压,对应乌拉尔山阻塞高压演变看,持续暴雨过程除了 6 月 16—19 日期间贝加尔湖为高压外,其余过程均为低压形势。可见 5—6 月我国南方持续暴雨过程绝大部分是乌拉尔山为阻塞高压、贝加尔湖是低压槽形势,只在 6 月 16—19 日高纬度为贝加尔湖高压环流形势。

长时间的持续性降水与冷空气活动是密切相关的,降水期间强降水的发生发展都与暴雨区西北方移动的高空冷槽有关,一次次移动的高空冷槽携带高纬度的冷空气南下,成为降水发生发展的重要影响因素。5 月 5 日至 6 月 27 日乌拉尔山阻高的稳定维持,500 hPa 高度上贝加尔湖槽后干冷空气随槽后偏北气流或槽底西风气流南下至较低纬度。这里采用 500 hPa $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均北风活动变化来代表冷空气活动,如图 5a,图中阴影显示了 $100^{\circ}\sim$

120°E 平均经向风北风风量随时间的演变,在华南持续降水期间中高纬度冷空气活动频繁, 32°N 以北大部分时间被北风控制,多次出现中高纬冷空气南下过程,分别为:5 月 5—7 日、5 月 8—11 日、5 月 12—16 日、5 月 17—20 日、5 月 21—25 日、5 月 27 日—6 月 6 日和 6 月 8—27 日,其中 5 月下旬至 6 月底基本是持续的冷空气南下,对应 5—6 月江南至华南 11 次暴雨过程的降水集中期,在 5 月 14—16 日、6 月 7—8 日虽然在高纬度有较强的北风,但中纬度该段时间北风活动较弱,只有 5 月 14 日和 6 月 8 日很短的两个时次表现为北风,由图 4 中看到 5 月 10—15 日贝加尔湖大槽位置比其他时间偏西(低槽中心偏离 8~10 个经度),这暗示高纬冷空气主要被槽后偏北气流带到中纬度比较偏西的位置,而后被中纬度平直西风气流带至较低纬度,这说明暴雨期间(5 月 12—15 日、6 月 7—8 日等)冷空气活动路径与其他暴雨过程不同。

$100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均假相当位温纬度-时间演变在华南地区 500 hPa 上是 θ_{sc} 大值区,表明 5 月 5 日—6 月 27 日暖湿气流稳定维持在华南地区上空,同时在 35°N 附近一直维持 θ_{sc} 密集带,锋区较强,但在 14—16 日 θ_{sc} 带较稀疏,这也进一步说明该时段冷空气强度比另外过程要弱些。

图 5b 具体给出了 5 月 9—11 日暴雨过程沿 114°E 的平均经向环流和经向风。该过程强降水主要位于华南(即 27°N 以南地区)和我国东部的福建、浙江沿海等省。以华南地区为例来说明冷空气的入侵特征,在 $22.5^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{N}$ 近地边界层几乎为一致的偏北气流,该偏北风由中高纬的对流层中高层(700~300 hPa)随纬度逐渐下降至对流层低层(见图 5b 中经向风等值线的虚线所示),由中高对流层而来的冷空气一直推进到华南冷锋的北侧,而华南 22.5°N 以南对流层低层暖湿的南风气流在 22°N 附近与加强的冷空气在低层相遇,造成了华南地区 $21^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$ 的强垂直上升运动,强盛的上升气流直达对流层顶 200 hPa 以上,在 400 hPa 以上开始有一部分上升气流向北倾斜上升。如此强烈的锋面垂直环流,有利于强降水天气的发展。在福建、浙江的经向剖面垂直环流,也可同样看到冷空气在低层与暖湿气流汇合后上升,形成强的锋面环流(图略),致使 9—11 日产生大范围的持续性暴雨天气。这里仅给出 5 月 9—11 日冷暖空气的分析,在其他的暴雨过程中冷暖空气交汇大都位于低层,类似于 5 月 9—11 日情形,也有不一样的,如 5 月 20 日 02 时

23°~25°N 冷空气从中层入侵(图略),低层仍是暖湿的偏南气流,这样上冷下暖的大气不稳定层结分布,暖湿气流上升后遇到干冷空气在其北侧下沉,产生强的对流性降水天气。

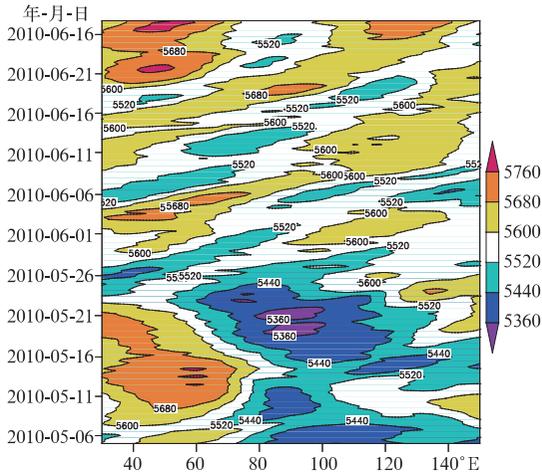


图 4 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日 500 hPa 50°~70°N 平均位势高度的经度-时间剖面(单位: gpm)

Fig. 4 The longitude-time cross section showing 500 hPa average geopotential height (unit: gpm) between 50°N and 70°N during 5 May–27 June in 2010

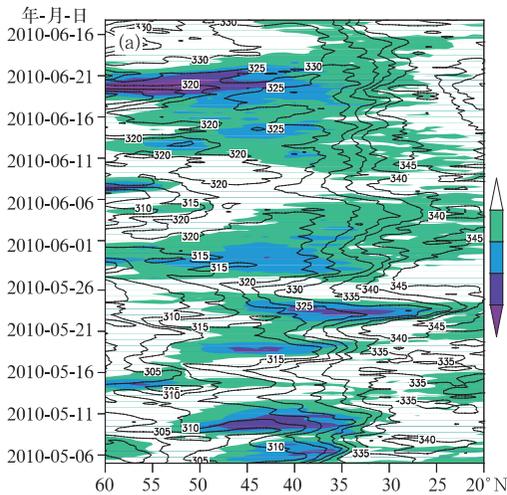


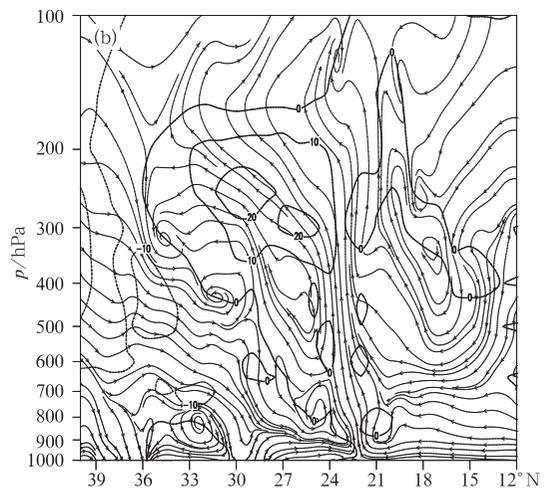
图 5 2010 年 5 月 5 至 6 月 27 日 500 hPa 100°~120°E 平均假相当位温(实线,单位:K)和平均经向北风风量(阴影,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)纬度-时间演变(a),5 月 9—11 日沿 114°E 的平均经向环流和经向风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 南风为正,北风为负)的垂直剖面(b)

Fig. 5 The latitude-time variations showing 500 hPa average θ_{ec} (solid line, unit: K) and meridional north wind (shaded, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) between 100°E and 120°E during 5 May–27 June in 2010 (a); and the meridional vertical cross section for the meridional circulation and the meridional wind (b, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, the positive shows southerly, the negative shows northerly) during 9–11 May 2010 along 114°E

东传到 108°E 以后停止,但是一定时间(24~48 小时)后在其下游有新的正涡度中心出现,这表示低值系统东移一定距离后在高原东侧某位置停滞少动,通过西风带小槽或西南气流影响在其下游形成气流辐合带,在气流辐合带上发生发展新的扰动,继而影

3 高原低值系统的东传和副热带季风的 活动

持续性暴雨期间强降水不仅发生发展在有利的稳定大尺度环流背景下,也离不开中尺度对流系统的活动,尤其来自高原的低值系统,如高原东部的低涡东南移到华南地区,可促使降水强度增强。考虑到青藏高原的地形高度,这里用 600 hPa 26°~34°N 平均相对涡度来代表高原低值系统活动情形(见图 6),高原东部 95°E 以东,5 月 5 日至 6 月 27 日,一直维持着正涡度,特别在 100°E 附近,不断有正涡度随时间东传,较显著的有 9 次连续传播过程:105°E 正涡度从 5 月 3 日东传到 5 日位于 120°E,5 月 7 日从 100°E 向东传到 9 日的 120°E,5 月 18 日从 100°E 东传到 23 日的 120°E,5 月 25 日以后又经历了 6 次明显的东传过程,在这种正涡度向东持续传播过程中,或许就伴随高原低涡也东移到江南至华南地区,造成这些地区降水的加强。5 月 10—15 日和 5 月 15—17 日在高原 100°E 也一直有正涡度中心,



响下游地区的强降水天气不断发生发展,5 月 12—15 日、5 月 16—20 日暴雨过程就是在高原低值系统存在情形下,受下游新生中尺度低值系统影响的。

图 7 给出了 5 月 20 日 16 时至 21 日 04 时 30 分 FY2E 红外卫星云图的变化,我们看到 20 日 16

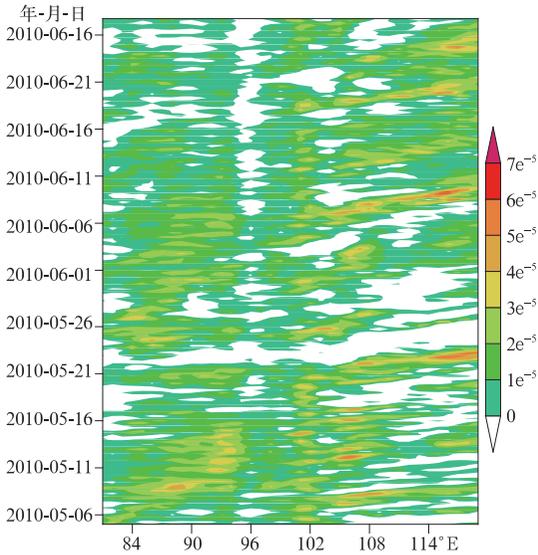


图6 2010年5月5日至6月27日600 hPa在 $26^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$ 平均相对涡度(单位: s^{-1})的经度-时间变化图

Fig. 6 The longitude-time variation showing 600 hPa average relative vorticity (unit: s^{-1} ; areas of relatively vorticity >0 are shaded) between 26°N and 34°N during 5 May–27 June in 2010

时在高原东侧的四川盆地中部有一大块云系发展,4小时后该云系东移至川东,在其东南侧的贵州境内有一小块云系A,在云系A的下游湖南省中部有新生云团B,到21日02时,A云团增强移至湖南和贵州接壤处,B云团则发展加强移到江西和湖南交界处。21日04时30分A、B云团继续发展,范围扩大,覆盖了湖南和江西的大部分地区。云团A是由高原东侧大片云系中分裂东南移出川东的,而云团B则是下游新生云团,图6中20—21日 $105^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 高原东侧存在正涡度东传,云图上A云团证实了高原东侧低值系统的东传过程。

可见5月持续性暴雨过程中,高原低值系统活动频繁,每天都有低值系统生成和发展,有的低涡可以自西向东移出或东传,有的在移动一定距离后少动,就地生消演变,新的低值系统在其下游发生发展,总之,高原低值系统是造成5月江南至华南持续性暴雨过程的重要中尺度系统。

水汽是持续性降水发生的必要条件,对流层低层水汽来源、水汽输送、水汽汇合位置是影响降水强度、降水持续时间、降水落区的重要因素。对5月5日至6月27日每天4个时次850 hPa风场和水汽

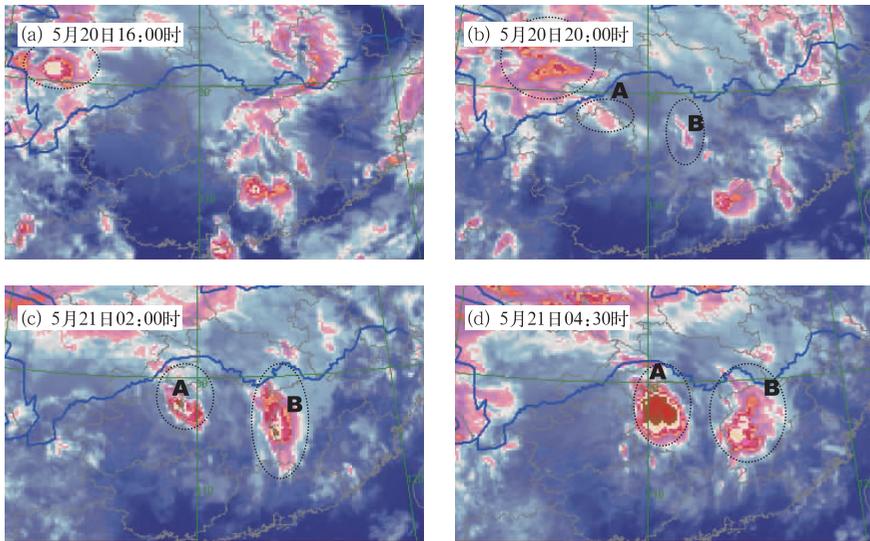


图7 2010年5月20日16时至21日04时30分FY2E红外卫星云图
Fig. 7 The satellite cloud pictures at 16:00 BT 20 May (a), 20:00 BT 20 May (b), 02:00 BT 21 May (c) and 04:30 BT 21 May, 2010

通量散度在 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域间进行平均,如图8所示。5月5日至6月27日副热带高压稳定地维持在 20°N 以南(图2c),西太平洋—中南半岛地区为强大的反气旋环流,孟加拉湾水汽沿反气旋环流西北部的西南气流或南支槽前的西南气流输送至我国南方大部分地区。图7显示了赤道附近的东风气

流在 15°N 左右转为西南气流或偏南气流,在 $19^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 这些西南气流或偏南气流都显著地加强,风速基本大于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,特别是5月4—10日、18—23日、27—30日风速达 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右。旺盛的暖湿季风环流与来自中高纬度的偏北冷气流在 $24^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 带汇合,图7中有10多次明显的南北气流或偏

南气流与偏东气流汇合过程,其中 5 月 12—15 日表现的是偏南风 and 东风的汇合,图 5 中 500 hPa 该段时间中纬度($30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$)北风活动不明显,主要表现为偏西风,在 850 hPa 上该时段 $30^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$ 是偏东风,对应这几天各时次低层流场在 $100^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$ 江南地区为一低压倒槽区,偏南气流和偏东气流在该区域汇合,12—15 日暴雨过程雨量分布(图略)暴雨落区主要位于湖南至江西、福建一带。在气流汇合带中水汽通量散度是强烈的辐合,5 月 5 日至 6 月 27 日有 10 多次水汽通量辐合过程,特别是 6 月 7

日至 20 日是水汽通量辐合连续维持(图 8b 阴影部分),每次过程中水汽通量辐合都表现为随时间由北向南扩展或维持东西向带状。

可见,5 月 5 日至 6 月 27 日对流层低层季风活动强盛,主要表现为印度季风、副热带高压西侧的副热带季风系统,孟加拉湾的暖湿偏南气流在 $24^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 和干冷的偏北气流或东风气流有 10 多次交汇过程,水汽在该带中强烈辐合,为华南 11 场持续性暴雨发生发展提供源源不断的水汽来源、水汽辐合上升的动力条件。

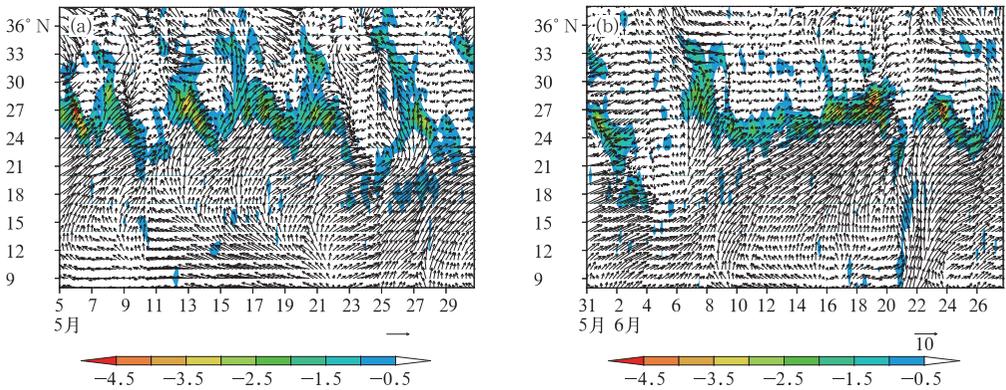


图 8 2010 年 5 月 5—30 日(a)和 5 月 31 日至 6 月 27 日(b) $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 850 hPa 平均风场(风矢量,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-5}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$)纬度-时间变化

Fig. 8 Latitude-time variations showing 850 hPa average wind vector (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and moisture flux divergence (shaded, unit: $10^{-5}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$) between 100°E and 120°E during 5—30 May 2010 (a) and 31 May—27 June 2010 (b)

4 持续性暴雨物理量特征

图 9 为 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日持续降水期间沿 115°E 平均物理量的垂直剖面结构。在平均 θ_{se} 垂直剖面上(图 9a),在 $28^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 带内垂直方向呈等 θ_{se} 线密集分布,带内 θ_{se} 梯度强,说明该带内气团热力学性质是不连续的,从低对流层到高对流层特别是 700 hPa 以上等 θ_{se} 线朝北倾斜,这是一个较强的 θ_{se} 锋区。锋区南侧江南至华南的低空 θ_{se} 热力差异较小,为高 θ_{se} 区,高 θ_{se} 舌随高度也向北倾,且 θ_{se} 随高度减小,说明 5—6 月持续性降水期间江南至华南上空是不稳定层结的气团属性。陶诗言等^[1] (“75.8”特大暴雨等过程总结)指出暴雨过程的强盛期常对应着垂直方向存在着深厚的等 θ_{se} 区,在 $25^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 范围 800 hPa 以下甚至在 700 hPa 以下, 25°N 以北至 30°N 区域垂直方向都存在近似等 θ_{se} 区,特别是 $25^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 在 700~950 hPa 左右是等 θ_{se}

层,即湿垂直运动的中性区,在 950 hPa 至近地面 θ_{se} 随高度是减小的,尽管减小的数值很小。但在这种 θ_{se} 垂直结构里,对流层即使在低层较浅的(950 hPa 以下)不稳定层里一旦有扰动,上升运动到中性层不会受到阻尼,由于气流加速度不是很大,可以较快与低层辐合供应量和高层辐散排出量相平衡^[20],垂直方向等 θ_{se} 层次愈是深厚,愈是利于暴雨的持续发展,降水强度增强。在 5—6 月平均 θ_{se} 图也能观测到 $25^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 范围内暴雨区单站 θ_{se} 首先在对流层低层(近地层至 950 hPa)随高度减小(图 9b 实线),属不稳定层结,然后在 950~500 hPa 是等 θ_{se} 的中性层结,500 hPa 以上 θ_{se} 随高度增加,层结开始变稳定了,垂直方向层结变化为弱不稳定—中性—稳定,在对流层中有深厚的湿中性 θ_{se} 层结,这是有利于暴雨发生发展的结构特征。在图 9b 中点线是一般降水量站点的 θ_{se} 分布,在整个对流层 500 hPa 以下是不稳定的分布,500 hPa 以上类似于暴雨区站点的分布,可见强降水的发生单站 θ_{se} 垂直分布

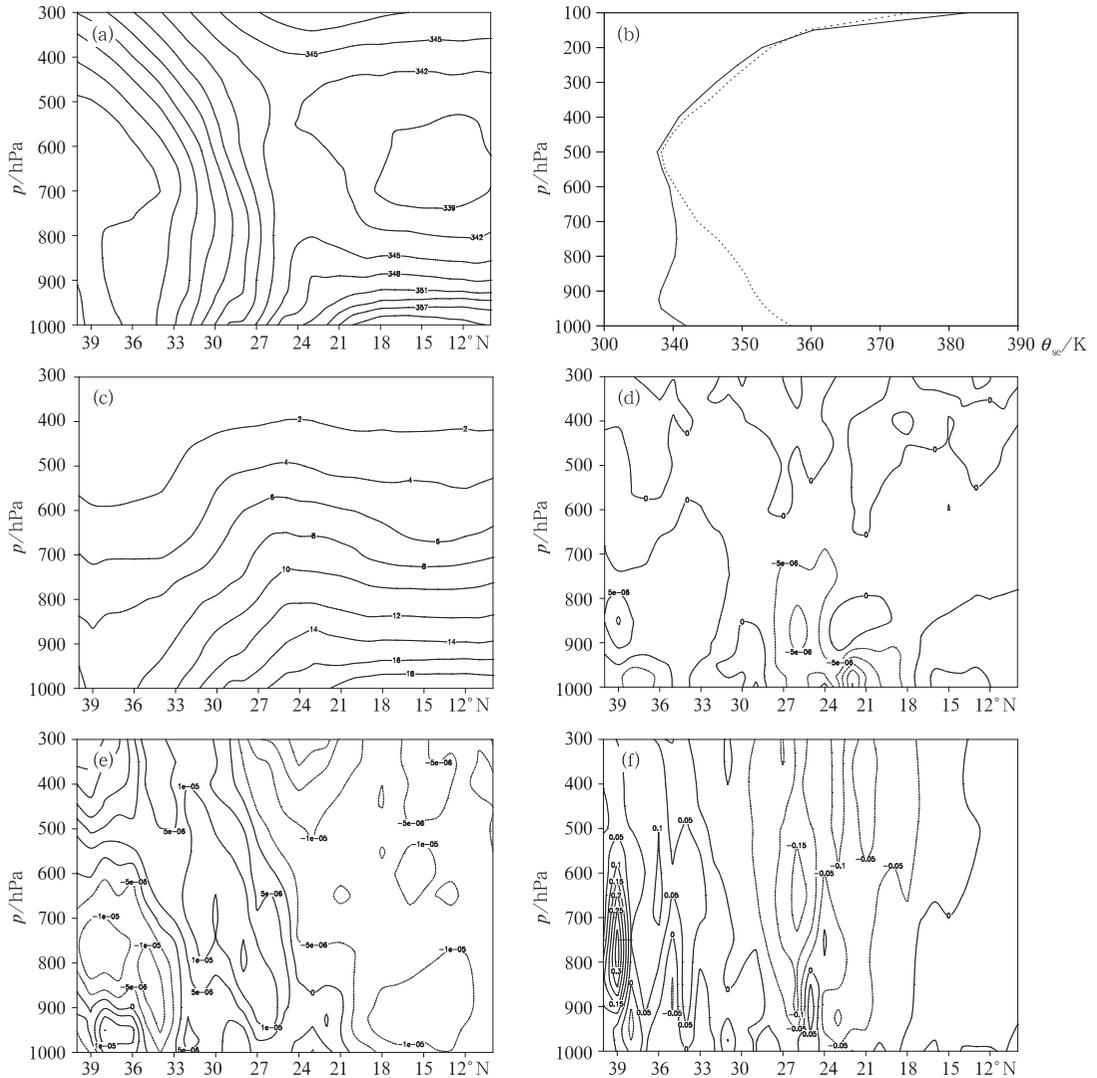


图 9 2010 年 5 月 5 日至 6 月 27 日沿 115°E 平均物理量的垂直剖面结构

- (a) 假相当位温 (单位: K), (b) 暴雨区站点 (实线) 和一般降水区站点 (点线) θ_{se} (单位: K),
 (c) 比湿 (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), (d) 水汽通量散度 (单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$),
 (e) 涡度 (单位: s^{-1}), (f) 垂直速度 (单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 The vertical cross-sections of the average θ_{se} (a, unit: K), θ_{se} of the stations (b, the solid line is the heavy rain stations, the dashed line is the general rain stations, unit: K), specific humidity (c, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), vapour flux divergence (d, unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$), vorticity (e, unit: s^{-1}), and vertical velocity (f, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) during 5 May–27 June in 2010

是有较大差异的。

在平均比湿垂直剖面上 (图 9c), 在 $21^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 地区上空是一个伸展到 400 hPa 的湿舌。在 700 hPa 以下江南至华南是比湿的高值带, 在 33°N 南北方向比湿对比差异非常显著, 33°N 以北上空空气明显的偏干, 干湿空气显然在 30°N 以南的江南至华南地区上空交绥, 综合平均 θ_{se} 分布可见, 在 5—6 月江南至华南一直是干冷空气和暖湿气流的交汇

带。需要指出的是, 暴雨的发生不仅决定于水汽的通过能力 (水汽通量), 更重要地决定于水汽的集中能力 (水汽通量散度)。为此分析 5 月 5 日至 6 月 27 日平均水汽通量散度。 115°E 水汽通量散度的垂直剖面上 (图 9d), 在 $24^{\circ} \sim 28^{\circ}\text{N}$ 间对流层中低层 700 hPa 以下是水汽通量辐合层, 尤其在 $25^{\circ} \sim 27^{\circ}\text{N}$ 区域是水汽通量辐合的大值层, 这是在该区内对流层水汽聚集能力的标志, 表明在江南至华南地区有

足够的水汽可用作成云致雨的“原料”。

5 月 5 日至 6 月 27 日平均垂直速度分布如图 9f, $25^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 区域内整个对流层是垂直速度的上升区,从 925~450 hPa 层次中均表现为强盛的上升运动, ω 值达 $-0.15 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 如此大的大尺度上升速度显然为 5—6 月江南至华南持续暴雨发生提供了非常有利的上升条件。对应的平均涡度剖面(图 9e)结构中, $25^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 纬度带内对流层 300 hPa 以下是一深厚的气旋性涡度带。5 月 5 日至 6 月 27 日平均散度垂直剖面江南至华南对流层中低层是辐合,中高层是辐散的配置。总之 5 月 5 日至 6 月 27 日平均的涡度、散度、垂直速度沿 115°E 的垂直分布是对降水发生发展有利的配置,整个降水期间是持续性地维持这样的结构,为持续性暴雨发生发展提供有利的动力条件。

5 结 论

本文用 NCEP 再分析日资料分析了 2010 年 5—6 月华南持续暴雨期间的大尺度环流特征、主要影响系统的异常情形和活动特征、高原低值系统东传特征、水汽辐合、物理量场的平均垂直结构配置。主要结果如下:

(1) 2010 年 5—6 月江南至华南持续性暴雨期间,南亚高压较常年偏强偏南,为暴雨提供了有利的高空辐散环流背景。对流层低层辐合带位于高层急流入口右侧的强辐散区下,中层在西太平洋到中南半岛是一个强大的反气旋环流,其西北侧强盛的西南气流为孟加拉湾水汽创造了有利的水汽输送通道。

(2) 5 月 5 日至 6 月 27 日乌拉尔山阻塞高压和贝加尔湖大槽异常偏强稳定维持,500 hPa 副热带高压异常偏强偏南维持在西太平洋至中南半岛是华南持续性暴雨发生的有利的稳定大尺度环流背景条件。

(3) 持续暴雨期间频繁活动的干冷空气与活跃的西南季风环流输送的暖湿气流在华南地区不断的交汇,暴雨区上空剧烈的持续水汽通量辐合为持续性暴雨提供了良好的热力和水汽条件。

(4) 青藏高原上中尺度对流系统非常活跃,在整个持续性暴雨过程中有 9 次高原低值系统东移到江南至华南上空,2 次在低涡下游激发新的对流系统,引发了江南至华南 11 次暴雨过程。

(5) 持续性暴雨期间,中纬度假相当位温锋面南侧不稳定大气层结属性气流造成强烈的上升运动,以及强烈的水汽通量辐合、涡度和散度场有利的配置为持续性致洪暴雨提供了非常有利的动力热力条件。

参考文献

- [1] 陶诗言等. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [2] Ding Yi hui. Summer monsoon rainfalls in China[J]. J Meteor Soc Japan, 1992, 70(1): 373-396.
- [3] 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常[J]. 大气科学, 1996, 20(5): 575-583.
- [4] 张庆云, 陶诗言. 夏季西太平洋副热带高压北跳及异常的研究[J]. 气象学报, 1999, 57(5): 539-548.
- [5] 张韧, 史汉生, 喻世华. 西太平洋副热带高压非线性稳定性问题的研究[J]. 大气科学, 1995, 19(6): 687-700.
- [6] 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[J]. 气象学报, 1999, 57(3): 257-263.
- [7] 王黎娟, 陈璇, 管兆勇, 等. 我国南方洪涝暴雨期西太平洋副高短期位置变异的特点及成因[J]. 大气科学, 2009, 33(5): 1047-1057.
- [8] 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 长江中下游致洪暴雨的多尺度条件[J]. 科学通报, 2002, 47(6): 467-473.
- [9] 胡亮, 何金海, 高守亭. 华南持续性暴雨的大尺度降水条件分析[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(3): 345-351.
- [10] 邱军, 李江南, 梁毅进. 广东省持续性暴雨的气候特征[J]. 热带地理, 2008, 28(5): 405-410.
- [11] 鲍名. 近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景[J]. 大气科学, 2007, 31(5): 779-792.
- [12] 陶诗言, 卫捷, 张小玲. 2007 年梅雨锋降水的大尺度特征分析[J]. 气象, 2008, 34(4): 3-15.
- [13] 黄忠, 吴乃庚, 冯业荣, 等. 2007 年 6 月粤东持续性暴雨的成因分析[J]. 气象, 2008, 34(4): 53-60.
- [14] 王丽娟, 邓方俊. 2007 年 6—7 月西太平洋副热带高压的异常特征及其成因分析[J]. 气象, 2010, 36(9): 36-41.
- [15] 桂海林, 周兵, 金荣花. 2007 年淮河流域暴雨期间大气环流特征分析[J]. 气象, 2010, 36(8): 8-18.
- [16] 陈晓红, 胡雯, 周扬帆, 等. 2007 年汛期淮河流域连续性大暴雨 TBB 场分析[J]. 气象, 2009, 35(2): 57-63.
- [17] 陶诗言, 朱福康. 夏季亚洲南部 100 毫巴流行的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系[J]. 气象学报, 1964, 34(4): 385-399.
- [18] 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场[M]. 北京: 气象出版社, 1999: 49-50.
- [19] 王亚非, 宋永加. 1991 年东亚阻塞高压形成的诊断分析[J]. 气象学报, 1998, 58(2): 212-223.
- [20] 许焕斌, 丁正平. 湿中性垂直运动条件和 α - β 系统的形成[J]. 气象学报, 1997, 55(5): 602-610.