

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.

2007年淮河流域暴雨期间大气环流特征分析^{*1}

桂海林¹ 周 兵² 金荣花¹

1 国家气象中心, 北京 100081

2 国家气候中心, 北京 100081

提 要: 利用 NCAR/NCEP 再分析资料及国家气象信息中心 30 年气候平均降水资料, 通过动力诊断与分析手段研究了 2007 年 6—7 月发生在我国淮河流域的暴雨。结果表明, 淮河流域的环流垂直结构和降水有着非常好的对应关系。暴雨期间, 鄂霍茨克海阻高与乌拉尔山阻高这种双阻高形势对于淮河流域的持续降水提供了很好的条件; 南亚高压高层(200 hPa) 基本为正散度区, 低层(850 hPa) 为负散度区, 上下层强烈的抽吸结构对暴雨的发生也是非常有利的条件, 同时, 在淮河暴雨期间, 南亚高压(200 hPa) 与 500 hPa 西太平洋副热带高压有着相向而行的移动路径; 位涡对于分析冷空气的活动, 有着比较清晰的意义, 暴雨发生前, 有明显的正位涡异常从高纬度向低纬度伸展。大气非绝热加热分析结果显示, 视热源和视水汽汇两者的高值中心与相应时段暴雨中心位置一致。

关键词: 南亚高压, 位涡, 视热源, 视水汽汇, 暴雨

Analysis on General Circulation Characteristics of the Heavy Rainfall During June—July 2007 in Huaihe Valley

GUI Hailin¹ ZHOU Bing² JIN Ronghua¹

1 National Meteorological Center, Beijing 100081

2 National Climate Center, Beijing 100081

Abstract: Based on the NCEP/NCAR reanalysis data and the 30-year average precipitation data from National Meteorological Information Center, in terms of the dynamic diagnosis and analysis, the heavy rainfall during June—July 2007 in the Huaihe Valley has been analyzed. The results are as follows: the vertical structure of the circulation pattern corresponded well with the precipitation in the Huaihe Valley. During the heavy rainfall, the double blocking highs, which were located in the Okhotsk Sea and Ural Mountain respectively, provided the favorable condition for the consistent rainfall. The divergence was positive in the upper level (200 hPa) and negative in the lower level (850 hPa) of the South Asia high. The pumping of the intense field was in favor of the heavy rainfall. The South Asia high and the 500 hPa West Pacific subtropical anticyclone moved toward each other. The potential vorticity (PV) could explain the activity of the cold air clearly. Before the occurrence of the heavy rainfall, there were obvious positive-PV anomalies extending from the high latitude to the low latitude. Heating revealed that the large centers of the apparent heat source and moist sink corresponded well with the heavy rainfall center of the same period of the time.

Key words: South Asia high, potential vorticity (PV), apparent heat source, apparent moisture sink, heavy rainfall

* 国家科技支撑(2009BAC51B05); 财政部/科技部公益类行业专项(GYHY200806011); 国家气象中心自筹项目-梅雨干旱团队(200700801016)共同资助

2009年6月25日收稿; 2009年12月25日收修定稿

第一作者: 桂海林, 主要从事天气预报方面研究. Email: guihl@cma.gov.cn

引 言

多年来,淮河暴雨、北方雨季等中长期天气过程得到了大量研究。研究表明,雨季来临的迟早以及持续时间,一般都与某些特定环流形势演变有关系,而且要更清楚地认识这些天气过程的变化,除了对流层中下层以外,对流层上层和平流层下层的演变也很重要^[1]。夏季,亚洲地区对流层上层最为明显的特征是南亚高压和东风急流。100 hPa 环流形势的变化比对流层下层更明显且简单,与我国大范围旱涝有着密切的联系。王秀文等^[2]的研究指出,100 hPa 环流形势与江淮暴雨异常存在着密切联系,南亚高压东段脊线位置的不同与雨带有着比较好的对应关系。不同南亚高压水平环流型下,其经、纬圈环流结构是不同的,而这种差异与大范围旱涝是有直接关系的^[3]。任荣彩等^[4]、刘还珠等^[5]对于南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的过程和机制有过深入的研究。本文的分析也得到一致的结论,揭示了南亚高压东移与 500 hPa 西太平洋副高西伸的密切联系。中国的许多大暴雨个例研究中,都指出了冷空气活动对暴雨发生的重要性^[6],位涡是一个表征大气热力和动力特征的综合物理量,Hoskins 等^[7]在 20 世纪 80 年代提出了等熵位涡 IPV 的分析方法和意义,一些学者在中国夏季暴雨的研究中,也广泛的应用位涡理论来进行分析和诊断,Hoskins^[7]、赵其庚^[8]、丁一汇等^[9]学者认为可以用高位涡来代表冷空气活动,高纬度对流层上层或平流层下部是高位涡库。然而以前研究多局限于低层的研究,东亚夏季风雨带活动期间对流层高层位涡对于低层冷空气活动有何影响具有重要预报意义,本文将对此进行分析。

江淮流域暴雨的发生还与非绝热加热等热力强迫有着非常密切的关系,强降水是多尺度天气系统与降水过程相互作用的产物^[10],大暴雨过程中凝结潜热的释放对大气运动也会有很重要的影响,在这方面 Luo 等^[10]做了许多工作,周兵等、陆尔等、吴国雄等^[11-18]对淮河流域降水的热源和热汇进行过研究,给出了梅雨期,淮河流域加热的主要特征。

1 计算方法与资料

对流层收支方案估算大气视热源 Q_1 和水汽汇

Q_2 ,其算法与文献[11]一致。本文使用 2007 年 $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率的 NCEP/NCAR 再分析资料,1971—2000 年淮河流域地面观测降水资料,通过对 2007 年 6—7 月大尺度环流特征、等熵位涡及非绝热加热的分析,研究 2007 年高空南亚高压的变化与淮河流域强降水的关系。

2 大尺度环流特征分析

2007 年 6—7 月份,淮河流域发生了仅次于 1954 年的流域性洪水,淮河流域自 6 月 19 日进入主汛期,6 月 29 日至 7 月 26 日出现持续强降水天气,由于降水强度大,持续时间长,淮河干流水位全线上涨,发生了仅次于 1954 年的第二位流域性大洪水,6 月 29 日至 7 月 9 日,淮河流域的降水主要分成四个时段:第一时段是 6 月 29 日至 30 日,沿淮河流域自西向东出现大到暴雨,江苏的部分地区降了大暴雨;第二时段是 7 月 2 日至 5 日,沿淮河及淮河以北地区出现大到暴雨,河南、安徽和江苏的局部地区降了大暴雨;第三时段是 7 月 6 日至 7 日,雨势有所减弱,淮河安徽段和江苏段为中到大雨;第四时段是 7 月 7 日夜间开始至 9 日晨,湖北东北部至淮河流域降雨再度加强,图 1b 为 6 月 29 至 7 月 9 日淮河流域总降水量。

许多研究表明^[18]中国大部分地区持续暴雨都与欧亚中高纬地区阻塞高压的稳定维持有关系^[14-16]。2007 年夏季淮河暴雨期间,欧亚洲中高纬度的大尺度环流形势为两槽一脊型(图 1a),贝加尔湖地区为一高压脊区,西边的巴尔喀什湖至乌拉尔山附近地区、我国北方沿海至日本海以及鄂霍茨克海地区分别为两支宽广低槽区,副热带高压脊线位于 23°N 附近,西脊点位于 114°E ,不断有冷空气经河套地区南下侵入淮河流域地区;同时,盛夏季节,来自孟加拉湾来的西南季风与西北太平洋副高西侧的偏南暖湿气流北上与北方南下的冷空气交汇于该地区,在冷暖气流共同作用下,从而引发 2007 年淮河流域持续的暴雨洪涝。

图 2 为 2007 年 6—8 月淮河流域降水与该区域多年平均降水比较图,由图可知,在 2007 年 6 月 30 日至 7 月 10 日期间,淮河流域降水量较多年平均降水值异常偏大,正距平值非常明显。

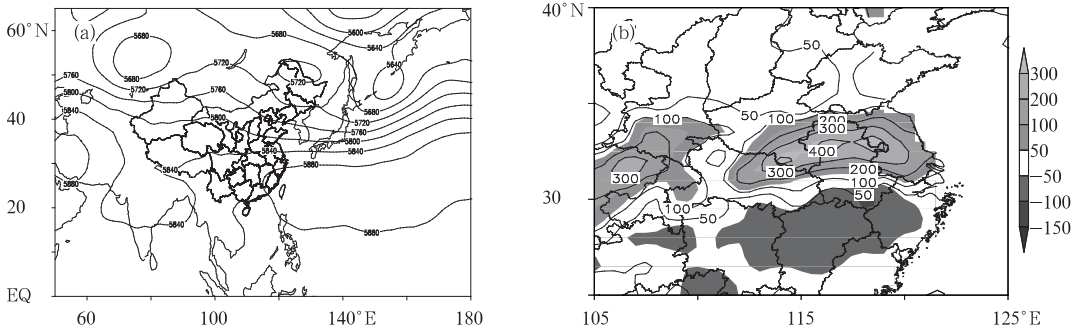


图 1 2007 年 6 月 29 日至 7 月 9 日 500 hPa 位势高度场(a)和淮河流域总降水量(b)(等值线,单位:mm)和降水距平(阴影区)

Fig. 1 (a) Geopotential height at 500 hPa during June 29 to July 9, 2007; (b) Total precipitation of the Huaihe Valley during June 29 to July 9, 2007 (unit: mm, the shaded area represents the anomaly of the precipitation)

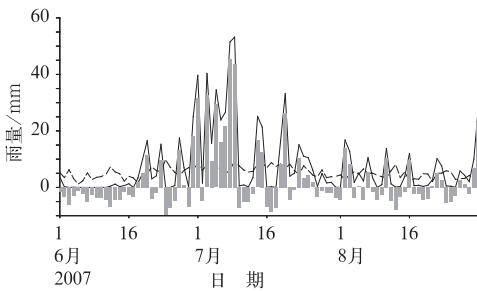


图 2 2007 年 6—8 月淮河流域降水(mm)

与该区域多年平均降水(mm)分布比较(直方图是 2007 年淮河暴雨期间降水距平,虚线是多年平均降水,实线是 2007 年淮河流域平均降水)

Fig. 2 The precipitation during June to August 2007 and the multi-year averaged precipitation over the Huaihe Valley.

(The bars denote the precipitation anomaly during the heavy rainfall period in 2007; the dashed lines denote the multi-year averaged precipitation; the real lines denote the averaged precipitation over the Huaihe Valley in 2007)

3 南亚高压与西太平洋副高演变关系

3.1 南亚高压与西太平洋副高演变特征

陶诗言等对南亚高压的东西振荡与中低层西北太平洋副热带高压的进退关系曾做过研究,指出两者相向而行的关系。图 3 为 2007 年 6—7 月淮河暴雨期间 200 hPa 与 500 hPa 高度及负涡度分布。6 月 29 日,12560 gpm 等值线表征的南亚高压范围明显向东扩,负涡度(阴影)中心也随之东移,青藏高原大部地区都为负涡度区(图 3a),500 hPa 西太平洋副高 5880

gpm 线则明显向西伸同时北抬,负涡度区也有所西移(图 3b);7 月 6 日,200 hPa 南亚高压东脊点东伸到 120°E 以东地区(图 3c),500 hPa 西太平洋副高也继续加强西伸,西脊点到达 110°E 以西附近地区(图 3d);7 月 10 日,200 hPa 南亚高压中心明显开始西退,500 hPa 西太平洋副高的西伸脊点则从陆地东退到西太平洋上(图 3e,f)。综上所述,南亚高压中心及其伴随的负涡度与 500 hPa 的副热带高压的发展是一种反向的过程,南亚高压东进时,相应的副热带高压则西进,反之亦然。

3.2 南亚高压影响西太平洋副高活动机制

任荣彩等^[4]、刘还珠等^[5]对于南亚高压的短期东西振荡与 500 hPa 西太平洋副热带高压的进退作用机制方面做过很多研究,任荣彩等^[4]指出南亚高压单体在东伸过程中,由热力性质转为动力性质。考察 2007 年南亚高压的东伸与中低层副高的进退变化关系,从 80°E 到达 110°E 附近,由图 4 可以知道,6 月 25 日起,南亚高压从 90°E 呈向东伸展的趋势,12560 gpm 等值线明显东伸,同时伴随着有负涡度平流向东输送,由公式^[11]

$$w \propto \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial z} (-\mathbf{v} \cdot \nabla \xi) - \frac{\beta}{f} \frac{\partial v}{\partial z} \quad (1)$$

可知,在南亚高压内 200 hPa 若有负涡度平流,则对应其下有下沉运动发展,有利于中低空的辐散及负涡度加强。垂直运动是高低层相互作用的联系纽带,伴随着南亚高压东移产生的高空负涡度平流,通过下沉运动,产生绝热加热引起高层等压面抬高,中低空的西太平洋副高因此加强西进。

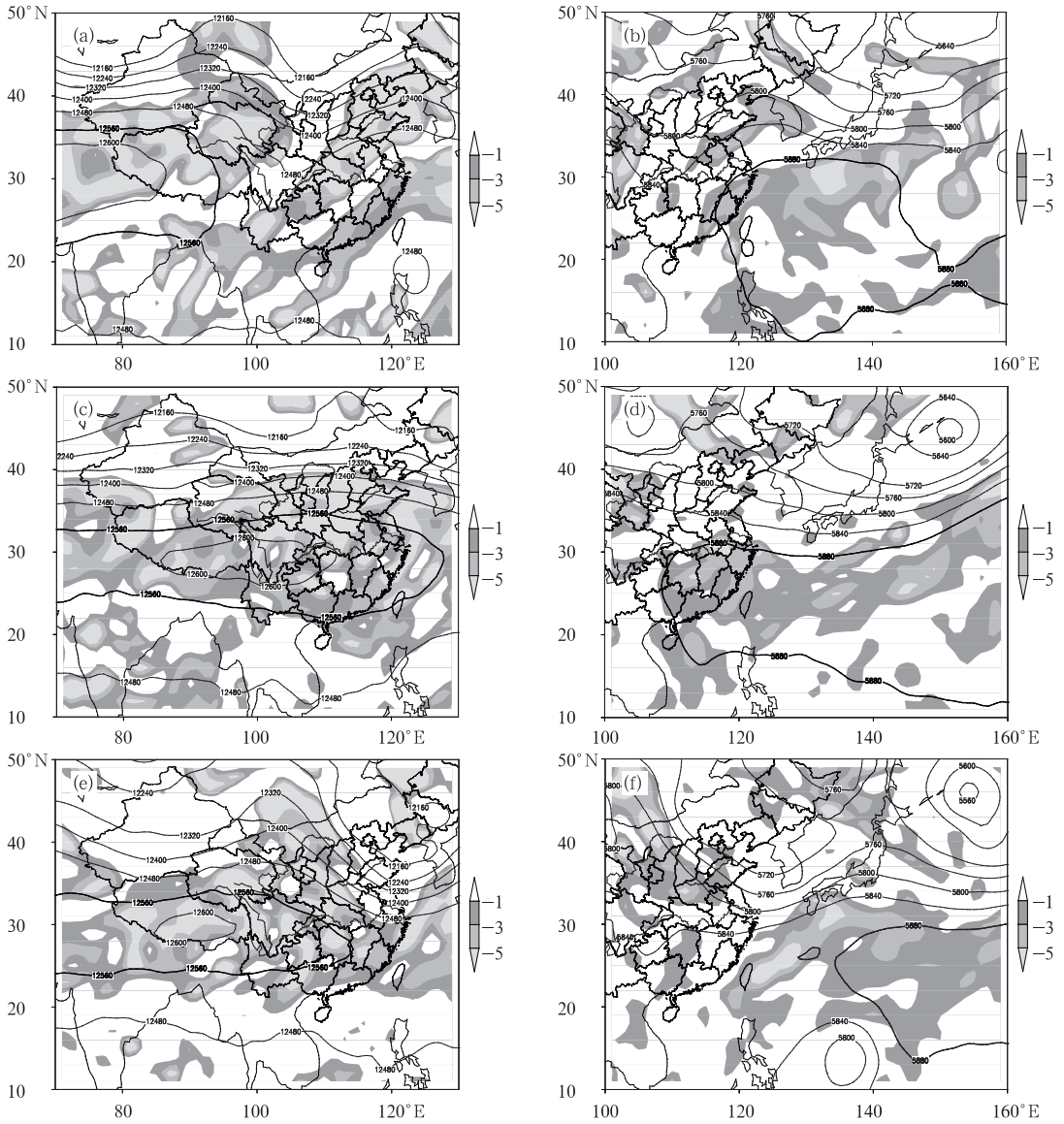


图 3 2007 年 6—7 月 200 hPa 与 500 hPa 高度(实线)及主要负涡度(10^{-5} s^{-1} , 阴影)的分布

(a)6 月 29 日 200 hPa; (b)6 月 29 日 500 hPa; (c) 7 月 6 日 200 hPa;
(d) 7 月 6 日 500 hPa; (e) 7 月 10 日 200 hPa; (f) 7 月 10 日 500 hPa

Fig. 3 Height fields (unit:gpm, real lines) and the negative vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1} , shaded areas)

(a) June 29 at 200 hPa; (b) June 29 at 500 hPa; (c) July 6 at 200 hPa;
(d) July 6 at 500 hPa; (e) July 10 at 200 hPa; (f) July 10 at 500 hPa

当南亚高压向东伸展时,南亚高压东侧反气旋环流使北风增大,因此 $-\beta v > 0$,当南亚高压东伸时,北风是随高度增强的,所以从式(1)中,知道 $-\frac{\beta \partial v}{f \partial z} > 0$,因此可以推出低层辐合上升运动将得到发展。

淮河流域的持续暴雨,加强了该地区的对流潜热释放,因此淮河流域高层的非绝热加热率增强,即 $\frac{\partial Q_{CH}}{\partial z} > 0$,由全型涡度方程^[13]可以知道, $\beta v \propto \frac{f + \xi}{\theta_z} \times \frac{\partial Q_{CH}}{\partial z} > 0$,从而在热源下方出现南风,即 $v > 0$;使

热源西侧的气旋式环流加强,热源东侧的反气旋环流加强发展,因此使得西太平洋副高加强西进。

4 环流垂直结构分析

图 5 为 2007 年 6 月 29 日至 7 月 9 日,200 hPa 与 850 hPa 平均散度场,由图 5a 可以知道,在淮河流域,尤其是在淮河中上游,该区域 200 hPa 的平均散度场基本为正值,而在对流层低层 850 hPa,该区域则为负散度(图 5b)。垂直剖面图(图 5c)上可以

看到, 30°N 上空, 400~500 hPa 高度附近有一无辐散层存在, 而在这一无辐散层的北方, 有一负散度区, 这一负散度区倾斜向南向下伸展与 30°~33°N 近地面的负散度区(主雨带区)形成一个负散度的垂

直带, 强的正散度区位于 200~300 hPa 高空, 这种对流层上层的高空强辐散和低空辐合, 垂直方向上形成强烈的抽吸作用, 引发气流的强烈上升运动, 这是暴雨发生发展的一个重要条件。

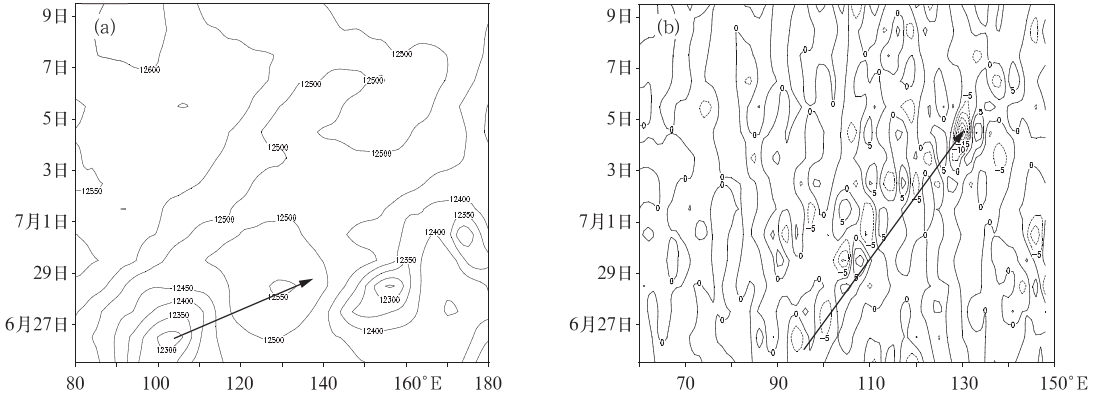


图 4 2007 年 6 月 25 至 7 月 9 日 200 hPa 沿 32°N 位势高度(a) 与涡度平流(b, 10^{-5} s^{-1})的经度-时间剖面

Fig. 4 Longitude-time cross sections of the geopotential height (a, unit: gpm) and vorticity advection (b, unit: 10^{-5} s^{-1}) along 32°N at 200 hPa during June 25 to July 9, 2007

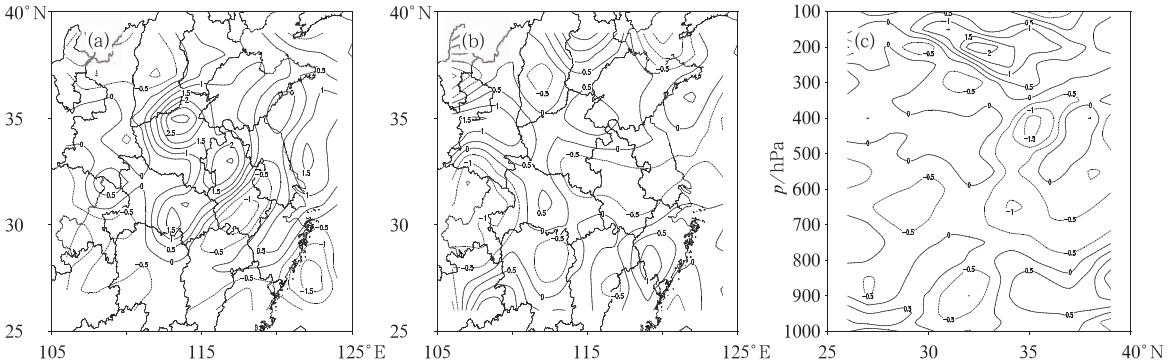


图 5 2007 年 6 月 29 日至 7 月 9 日平均散度场

(a) 200 hPa, (b) 850 hPa, (c) 沿 116°E 散度垂直剖面图(散度单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 5 Divergence fields averaged during June 29 to July 9 in 2007 (unit: 10^{-5} s^{-1})

(a) 200 hPa; (b) 850 hPa; (c) vertical cross section along 116°E

东亚高空急流轴位于 40°N 附近, 江淮流域位于高空急流入口区的南侧, 出口区在日本下游, 在急流入口区, 由于空气质点向风速大值中心移动时, 速度不断加大, 在入口区的空气块会有向左偏的非地转分量, 因此, 在急流北侧产生高空辐合, 相反的, 在高空急流南侧则产生高空辐散。这样, 在急流北侧就会激发出下沉气流, 南侧出现上升气流, 低层大气也会相应的发生质量调整, 产生与高层相反的辐散辐合区。从垂直结构也可以看出在 30°~35°N 基本上从对流层低层到 200 hPa 基本上都为上升气流(图 6b), 这恰好有利于江淮流域的降水。

图 6a 是 2007 年 6 月 29 日至 7 月 9 日沿 32°N 的纬向环流垂直剖面图, 由图可见, 90°~130°E 均为上升气流区, 在 140°E 以东地区, 基本上为下沉气流; 再观察同一时期 28°N 纬圈环流(图略), 90°~130°E 区域也都一致为上升气流区(图略), 这样, 从华南到江南为一致的上升气流区, 对这一时段江南、华南以及西南地区东部的降水起着重要的作用。

从图 6b 可以看到, 随着南压高压西移北上青藏高原, 从赤道到中高纬地区, 主要有两支上升气流, 一支在 10°~20°N 范围内, 与热带季风相对应。另一支在 30°~34°N 范围内, 这个区域正是夏季副热

带季风活跃的地区,恰好对应着淮河流域的雨季。在图 6b 中,500 hPa 至 200 hPa 高度,25°~30°N 之间,有一顺时针环流存在,顺时针环流位置与降水区相对应,闭合环流中心位于 29°N 附近地区,上升气流区则在 30°~34°N 附近地区,强烈上升气流对降水的发生、发展及维持非常有利,由图 6b 还可知,当夏季风在江淮流域盛行时,这个巨大的顺时针环

流圈稳定维持,只是随环流的调整,南北有所摆动,因此雨带也随着这个闭合环流南北位置的变化而变化。图 6b 中,925 hPa 边界层一致的偏南风为暴雨区提供大量的水汽,它在暴雨区形成的辐合上升运动触发了对流不稳定能量的释放,为暴雨的发生发展提供了水汽与动力的条件。

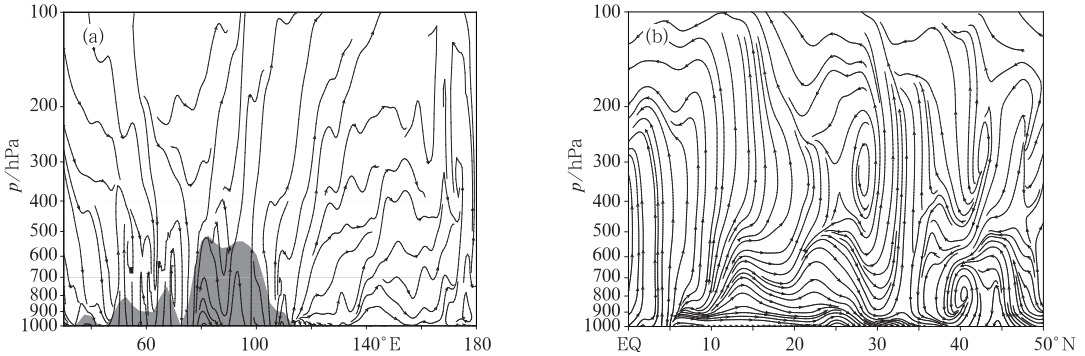


图 6 2007 年 6 月 29 日至 7 月 9 日 32°N 纬圈平均环流(a)和 116°E 经圈平均环流(b)
Fig. 6 The averaged zonal circulation along 32°N (a) and meridional circulation along 116°E (b) during June 29 to July 9 in 2007

5 南亚高压引导冷空气

下面我们针对,2007 年 6 月 29 日至 6 月 30 日这次淮河流域暴雨过程分析。

等熵位涡垂直分量 PV 表达式为

$$PV = (\xi_0 + f)(-g \frac{\partial \theta}{\partial p}) \quad (2)$$

其中, g 为重力加速度, ξ_0 为等熵面上相对涡度的垂直分量, f 为牵连涡度, $-\frac{\partial \theta}{\partial p}$ 为静力稳定度。根据式(2),等熵位涡由等熵面上的绝对涡度和静力稳定度共同决定的。

根据垂直结构位温图(图略),200 hPa 等压面上位温基本在 350 K 附近,由于本文所取等熵面较高,从图 7a 可知,27 日 20 时,高层冷空气往下侵入

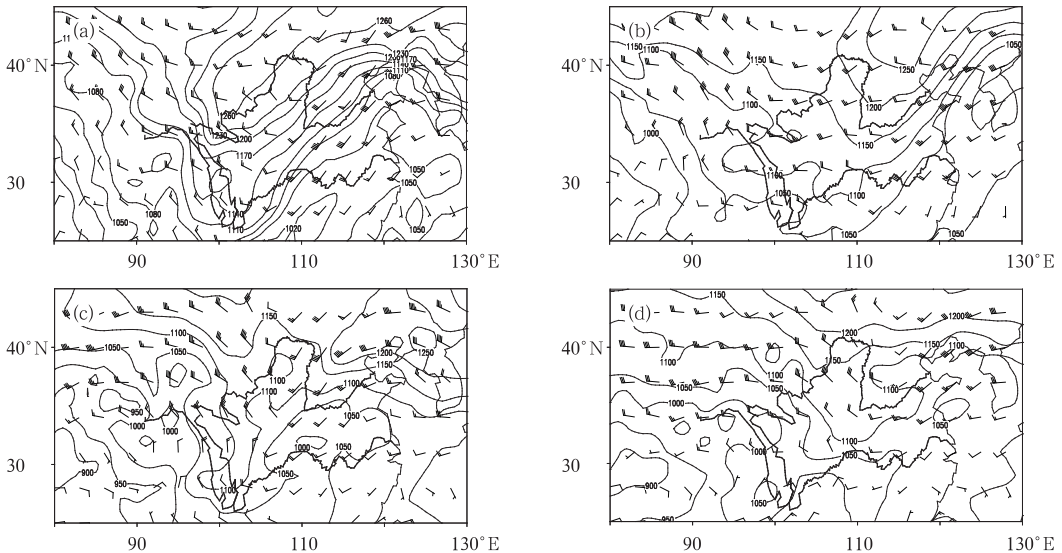


图 7 350 K 等熵面等位势高度线(等值线,单位:dagpm)和风场(矢量,单位:m·s⁻¹)

(a) 2007 年 6 月 27 日 20 时; (b) 2007 年 6 月 28 日 20 时; (c) 2007 年 6 月 29 日 20 时; (d) 2007 年 6 月 30 日 20 时
Fig. 7 Geopotential height (unit: dagpm) and the wind field (unit: m·s⁻¹) along the isentropic surface of 350 K at (a) 20 BT 27 June 2007, (b) 20 BT 28 June 2007, (c) 20 BT 29 June 2007, and (d) 20 BT 30 June 2007

到达山西西部地区,而在淮河流域地区的风向则几乎和位势高度线平行;28日20时(图7b),黄淮流域之间的等熵面上,风从位势高度线高值区吹向低值区,高层冷空气已经达到淮河流域北部,且为下沉气流;29日20时,淮河流域自西部出现大到暴雨,雨带主要位于黄淮流域西部,从图7c可以很清楚地看到,黄淮西部开始一直到沿海地区,风是沿着从低位势高度处往高位势高度处吹;30日(图7d),雨带南压,主要降水区南压到江淮流域,从图7c、图7d可以看到,这两天在降水区上空的等熵面上,对应的都是上升运动。

6月29日至30日为淮河流域强降水的第一时段,其中主要降水时段是在29日夜间20时到30日

08时;图8为2007年6月28日20时至29日20时位涡和散度垂直剖面,28日20时(图8a),高位涡中心在400 hPa高度上,29日08时(图8b),从高纬度地区有高位涡(大于1 PVU)向南向下伸展到600 hPa,根据等熵位涡守恒理论,高位涡柱冷空气旋转加强,正涡度加强,气块拉伸会导致气块水平方向收缩;低位涡区则旋转减弱。29日14时(图8c),随着高位涡的侵入,地面辐合开始加强,同时在400~500 hPa也有一负散度,这时降水开始从北向南发展。29日20时(图8d),从地面到高空为一倾斜的负散度区,负散度区从地面伸展到300 hPa,表明辐合上升运动非常强烈,强降水也主要发生在29日20时至30日08时这段时间。

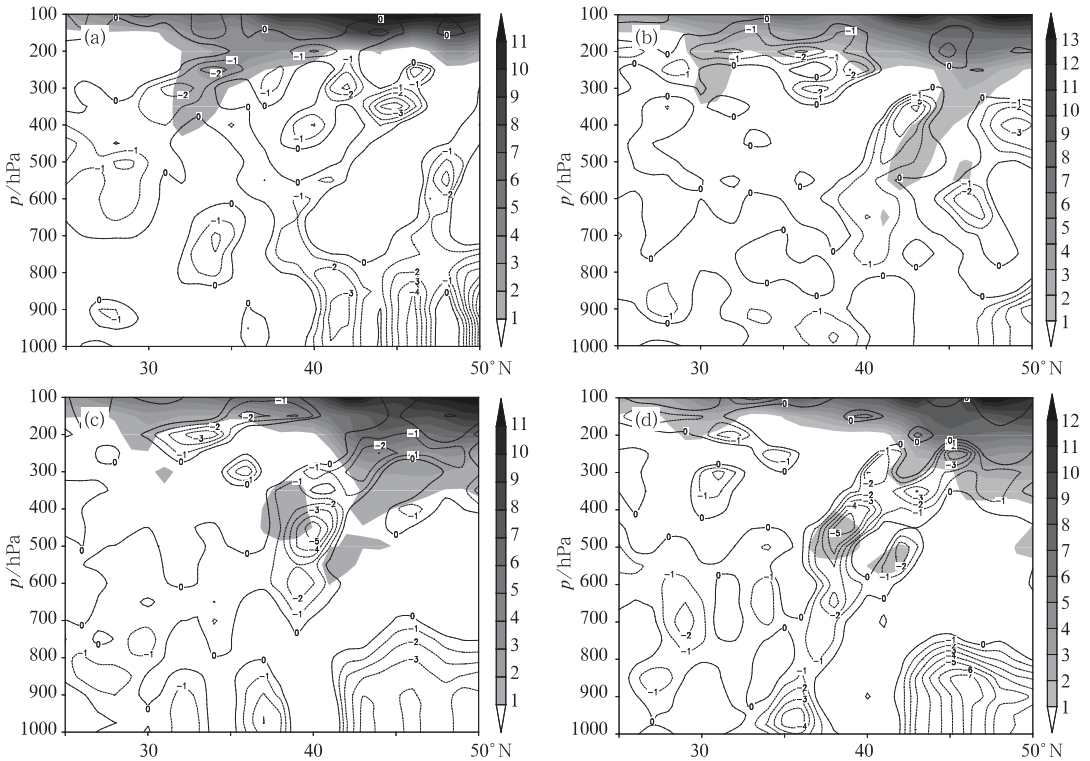


图8 2007年6月28日12时至29日12时位涡(PVU,阴影)和散度(10^{-5} s^{-1} ,等值线)垂直剖面图
(a) 2007年6月28日20时;(b) 2007年6月29日08时;(c) 2007年6月29日14时;(d) 2007年6月29日20时

Fig. 8 Vertical cross sections of the potential vorticity (unit: PVU, shaded areas) and the divergence (unit: 10^{-5} s^{-1} , real lines) at

(a) 20 BT 28 June 2007, (b) 08 BT 29 June 2007, (c) 14 BT 29 June 2007, and (d) 20 BT 29 June 2007

6 暴雨视热源和水汽汇分析

2007年7月2日至5日是淮河暴雨的第二时段,沿淮及淮河以北地区出现大到暴雨,河南、安徽和江苏的局部地区降了大暴雨,本文选取7月3日

这次暴雨个例视热源和水汽汇的计算来揭示梅雨期暴雨非绝热加热的结构特征。图9为7月3日强降水过程中整层气柱平均加热,从气柱内净加热和净减湿的水平分布看,可知暴雨过程视热源加热(用 $\langle Q_1 \rangle$ 表示)包括辐射加热、降水和地面感热输送;气柱水汽汇(用 $\langle Q_2 \rangle$ 表示)包括降水和地面蒸发。

图 9a 显示在淮河流域附近有 $1200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的高值中心,这表明暴雨区非绝热加热非常显著。而江南及华南地区则为相对低值区,有暖湿空气流失和下沉运动存在。从 Q_2 的水平分布也可以看出,淮河流域附近有大量的凝结潜热释放, $500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的中心与实际暴雨中心位置比较一致。

图 10 是 Q_1 和 Q_2 分布图,暴雨期有两个加热中心,分别在对流层中部 550 hPa 和 100 hPa 附

近,550 hPa 附近加热中心平均强度达到 $10 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 及以上,与非绝热加热 Q_1 匹配的的水汽汇 Q_2 最大加热出现在对流层中下层,500~600 hPa 之间,与 Q_1 高值中心非常接近,暴雨区南侧明显的有个负值区, $Q_2 < 0$,可以认为该地是一显著的水汽源,水汽源基本在 500 hPa 以下高度,暴雨区北侧,负值区伸展高度更高,这主要是由于高空干冷空气下沉和水汽经向平流减少造成的。

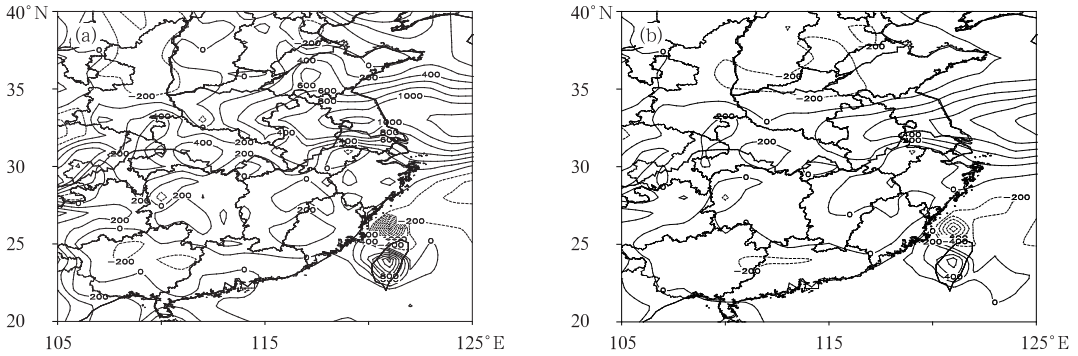


图 9 2007 年 7 月 3 日暴雨过程中气柱整层平均加热 $\langle Q_1 \rangle$ (a), $\langle Q_2 \rangle$ (b); (单位 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 9 Whole layer-averaged heating of the air column (a) Q_1 and (b) Q_2 (unit: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) during the heavy rainfall process 3 July 2007

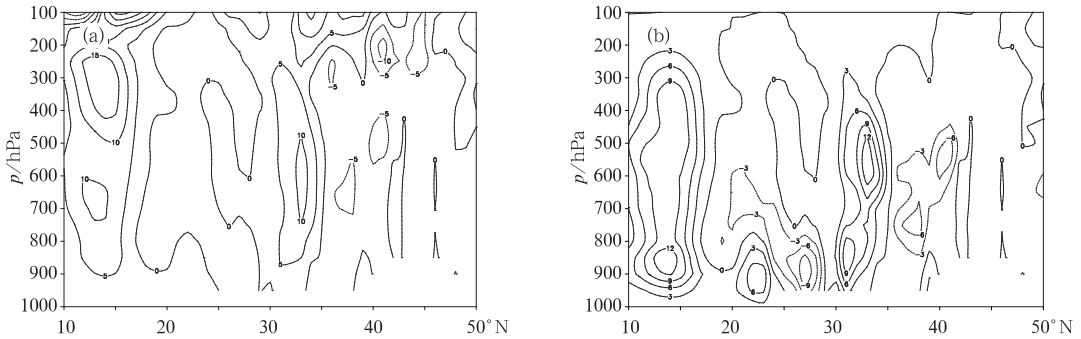


图 10 2007 年 7 月 3 日暴雨过程中 Q_1 (a), Q_2 (b) 沿 115°E 垂直剖面图(单位: $\text{K} \cdot \text{d}^{-1}$)

Fig. 10 Longitude-height cross sections of heating (unit: $\text{K} \cdot \text{d}^{-1}$) Q_1 (a) and Q_2 (b) along 115°E during the heavy rainfall process on 3 July 2007

7 2007 年与 2008 年梅雨期南亚高压异同分析

2008 年,江淮流域梅雨不甚显著,6 月 7 日入梅(国家气候中心标准),较常年平均(6 月 17 日)偏早 10 天,6 月 24 日出梅,较常年平均(7 月 8 日)偏早 14 天,降雨总量也较常年平均偏少。2007 年 6 月 19 日入梅,7 月 14 日出梅,2007 年为梅雨强年。那么两者的南亚高压的环流形势有哪些异同点造成了两年的降雨差异是我们关注的要点。

图 11 为 2007 年、2008 年梅雨期 200 hPa 南亚高压在 120°E 的脊线位置,由图可知,2007 年的梅雨期脊线位置比 2008 年梅雨期位置偏北,2008 年梅雨期早于 2007 年梅雨期,2008 年梅雨期的前期,脊线位置比较偏南,6 月 16 日左右又一次北抬,但 2008 年南亚高压脊线北抬之后,梅雨接近结束;2007 年梅雨期的脊线位置,一开始就比 2008 年偏北,然后有所南落,6 月 28 日开始,脊线又明显北抬,这时候进入了 2007 年的主雨期。两者脊线位置的差异表明梅雨期的雨带分布除了和南亚高压脊线南北位置有关以外,还和其他一些因素有密切联系。

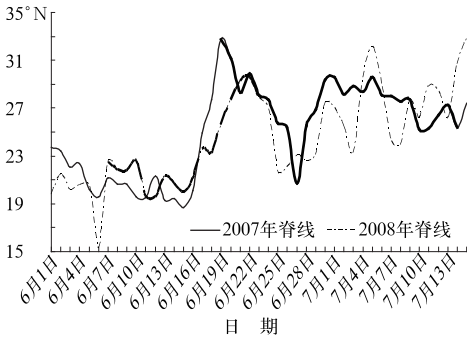


图 11 2007、2008 年 6 月 1 日至 7 月 15 日 200 hPa 南亚高压 120°E 脊线位置
粗线分别为 2007、2008 年梅雨期，细实线为 2007 年南亚高压脊线，点划线为 2008 年南亚高压脊线
Fig. 11 The position of the ridge along 120°E at 200 hPa during June 1 to July 15 in 2007 and 2008 (the broad lines denote the Meiyu period of 2007 and 2008, the real lines denote the ridge of the South Asia high of 2007, the dash-dotted lines denote the ridge of the South Asia high of 2008)

考察 2007、2008 年两年梅雨期南亚高压可知 (图 12a、b), 2007 年梅雨期间, 南亚高压中心位于 60°E 附近, 中心强度达 12560 gpm, 2008 年南亚高压中心位置比 2007 年中心位置略偏东, 强度达到 12520 gpm, 比 2007 年明显偏弱; 2007 年南亚高压脊线位置也较 2008 年明显偏北; 2007 年南亚高压 12520 gpm 线东伸到 140°E, 而 2008 年 12520 gpm 线只东伸到 100°E 附近, 2007 年 12520 gpm 东伸脊点比 2008 年偏东了约 40 个经度; 2007 年, 12520 gpm 线东段北界到达江淮流域, 而 2008 年, 12520 gpm 线基本只在青藏高原上空, 离淮河流域距离较远, 因此整个梅雨期, 南亚高压对淮河流域的影响也会有较大差异。

梅雨期, 东亚西风急流中心一般位于东亚大陆上空与西太平洋上, 2007 年 (图 12a), 东亚高空西风急流分成东西两支, 西侧的高空西风急流主要位于咸海、里海至巴尔喀什湖地区, 东侧这支高空西风急

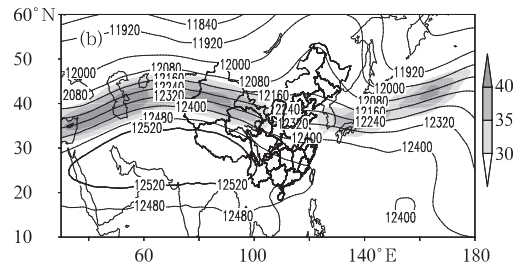
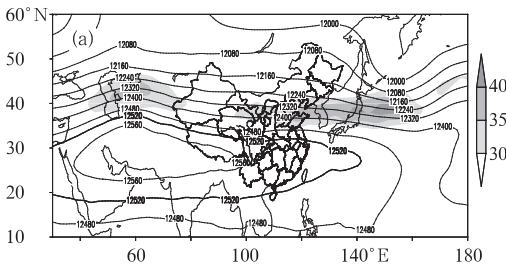


图 12 2007 年 6 月 19 日至 7 月 14 日 (a) 和 2008 年 6 月 7—23 日
(b) 200 hPa 高度场 (单位: gpm) 与高空西风急流平均图
(阴影区为风速 $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 12 Height field (unit: gpm) and westerly jet at 200 hPa level (shaded areas represent the wind speed larger than $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged during June 19 to July 14 in 2007 (a) and June 7 to 23 in 2008 (b)

流则从我国西北地区东部一直越过朝鲜半岛和日本上空, 两支西风急流, 其急流核风速都达到 $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。2008 年图上 (图 12b), 西侧一支高空西风急流位于咸海、里海至我国青海、甘肃一带, 东侧一支高空西风急流则位于朝鲜半岛至日本附近地区。2007 年与 2008 年东亚高空西风急流空间分布差异非常明显, 2007 年位于大陆上空的西侧支高空西风急流比较弱, 位于我国西北地区至西太平洋上空的东西支急流则相对较强; 2008 年位于大陆上空的高空西风急流非常强大, 而位于 (东侧) 西太平洋上空这支急流则相对较弱, 且位置比 2007 年东侧这支急流偏东。从与所研究的江淮雨区位置配置来看, 2007 年东侧高空西风急流入口区恰好位于江淮暴雨区的北侧, 由前面第 4 小节分析结果, 可以知道,

在高空急流南侧产生高空辐散, 因此, 高空急流南侧的低层则出现上升气流, 这种高层辐散、低层辐合的垂直结构, 是造成淮河流域频繁出现强降水的重要原因。2007 年淮河流域上空 (尤其是南亚高压北侧, 高空急流南侧) 是强辐散区 (图 13a); 2008 年由于东侧这支高空西风急流位置偏东偏弱, 距离淮河流域较远, 因此 2008 年淮河流域上空则相对为弱辐散区, 强辐散区位于黄海海域上空, 位置偏东 (如图 13b)。东亚高空西风急流东西方向强度与位置分布的不同以及与南亚高压相对位置的差异, 造成高空西风急流两侧辐散辐合的不同, 进而通过质量守恒调整, 低层气流也出现相应调整, 造成大气垂直结构的显著不同, 这是 2007 年与 2008 年梅雨显著与否的重要原因之一。

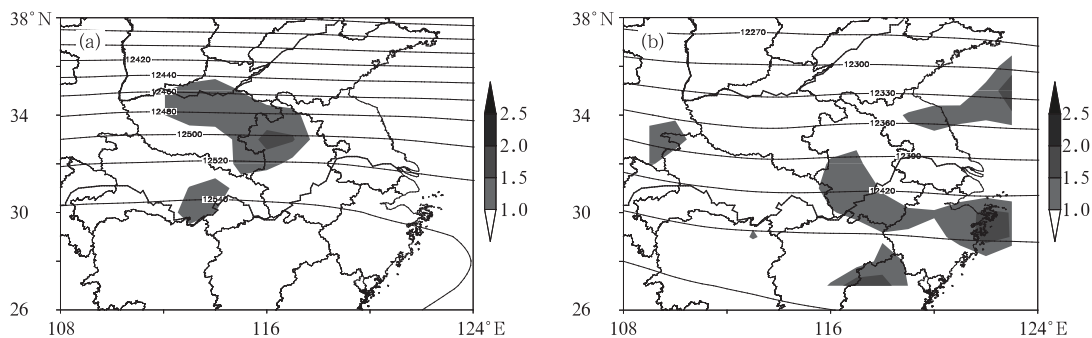


图 13 2007 年 6 月 19 日至 7 月 14 日(a)和 2008 年 6 月 7—23 日(b)200 hPa 高度场(单位:gpm)及散度平均图
(阴影为散度,单位: 10^{-6} s^{-1})

Fig. 13 Height field (unit: gpm) and divergence field (shaded areas, 10^{-6} s^{-1}) at 200 hPa averaged during June 19 to July 14 in 2007 (a) and June 7 to 23 in 2008 (b)

8 结 论

(1) 2007 年淮河暴雨期间, 欧亚地区中高纬地区主要为两脊一槽的环流形势, 鄂霍茨克海阻高的维持对于梅雨锋在淮河流域的稳定少动以及乌拉尔山阻高对于引导冷空气的南下都非常有利, 同时伴随低纬度北上的暖湿气流, 冷暖气流交汇是暴雨发生的非常有利的条件。

(2) 暴雨期间, 南亚高压(200 hPa)高层基本为正散度区, 低层(850 hPa)为负散度区, 无辐散层在 400 hPa 附近高度, 这样强烈的抽吸结构对暴雨的发生是非常有利的条件; 从西部高原至东部沿海地区, 大范围都为上升气流, 南亚高压中心位置跃上高原以后, 在东部中纬度地区经圈环流中, 存在一个逆时针环流圈, 雨带随着这个逆时针环流的移动而移动, 对我国东部地区的雨带位置有很大的影响。

(3) 南亚高压中心及其伴随的负涡度与 500 hPa 的副热带高压的发展是一种反向的过程, 南亚高压东进时, 相应的副热带高压则西进, 反之亦然。

(4) 位涡分析表明, 有高位涡从 200 hPa 高层逐渐下传, 引导冷空气南下。等熵面上的位涡分布清楚表明冷空气伴随着高位涡向南的输送, 易于引起对流层中高层低涡系统发展。

(5) 暴雨期间, 大气表现出两个重要特征, 一是大气静力稳定度很大, 且有强上升运动, 因此 Q_1 在 100 hPa 上有大值中心; 二是低层大尺度场有水汽向江淮流域输送, 使得水平平流对 Q_2 有很大贡献, 因此在 Q_2 的大值中心维持在中低层, Q_1 、 Q_2 的大值

中心在两个高度上, 并不重合, 表明积云对流活跃。

(6) 通过对 2007 年强梅雨年与 2008 年弱梅雨年的南亚高压进行对比, 结果表明, 2007 年南亚高压强度明显强于 2008 年, 且 2007 年南亚高压东伸比 2008 年更明显; 2007 年高空西风急流位于淮河流域北部, 2008 年在淮河流域北部则是相对弱风速区, 大风速区分别位于日本海与我国西部地区; 所以, 南亚高压强度位置不同、东亚高空西风急流的的东西方向强度与位置差异以及与南亚高压相对位置配置的不同, 对梅雨期淮河流域降水强度及空间分布具有很大影响。

致谢: 本文还得到国家气象中心刘还珠研究员的悉心帮助, 特此感谢。

参 考 文 献

- [1] 章基嘉, 彭永清, 王鼎良, 等. 1979 年初夏北半球大气环流季节性变化的研究[G]. 青藏高原气象科学实验文集(二), 北京: 科学出版社 1984.
- [2] 王秀文, 桂海林. 100 hPa 环流特征与 2005 年梅雨异常的关系[J]. 气象, 2006; 32(11): 88-93.
- [3] 章基嘉, 彭永清, 王鼎良. 南压高压的环流结构[J]. 气象, 1982, 85(6): 6-8.
- [4] 任荣彩, 刘屹岷, 吴国雄. 1998 年 7 月南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的过程和机制[J]. 气象学报, 2007, 65(2): 183-197.
- [5] 刘还珠, 赵声蓉, 赵翠光, 等. 2003 年夏季异常天气与西太副高和南亚高压演变特征的分析[J]. 高原气象, 2006, 25(2): 169-178.
- [6] 陶诗言, 等. 中国之暴雨[M], 北京, 科学出版社, 1980.
- [7] Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1985, 111(470): 887-946.

- [8] 赵其庚. 侵入青藏高原冷空气过程的等熵位涡分析[J]. 气象, 1990, 16(6): 9-14.
- [9] 丁一汇, 马晓青. 2004/2005 年冬季强寒潮时间的等熵位涡分析[J]. 气象学报, 2007, 65(5): 695-707.
- [10] Luo H b, Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II Heat and moisture budgets[J]. Mon Wea Rev, 1983, 111: 966-989.
- [11] 周兵, 徐海明, 谭言科, 等. 1998 年武汉大暴雨过程的切变涡度及非绝热加热垂直结构分析[J]. 气象学报, 2001, 59(6): 707-718.
- [12] 陆尔, 丁一汇. 1991 年江淮特大暴雨的降水性质与对流活动[J]. 气象学报, 1997, 55(3): 318-333.
- [13] 郭锐, 李泽椿, 张国平. ATOVS 资料在淮河暴雨预报中的同化应用研究[J]. 气象, 2010, 36(2): 1-12.
- [14] 祁秀香, 郑永光. 2007 年夏季川渝与江淮流域 MCS 分布与日变化特征[J]. 气象, 2009, 35(11): 17-28.
- [15] 胡娅敏, 丁一汇. 2000 年以来江淮梅雨带北移的可能成因分析[J]. 气象, 2009, 35(12): 37-43.
- [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] 鲍媛媛, 金荣花, 赵瑞霞, 等. 2008 年东亚夏季风异常及其对江淮梅雨的影响[J]. 气象, 2009, 35(4): 34-42.
- [18] 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 1999, 57(1): 129-142.

征稿简则

- 1 《气象》主要刊登气象科学研究领域的综合评述及研究论文;天气、气候诊断分析与预报技术;气象业务技术及业务现代化建设经验;气象灾害的规律及防灾减灾决策;公共气象服务和专业气象服务技术方法;气象科技信息动态等。
- 2 来稿注意事项
 - 2.1 来稿务必论点明确,数据可靠,文字精炼。文章的书写顺序为:中文题目(不超过 20 个汉字)、作者姓名、单位名称、邮政编码、中文提要(200~300 字)、关键词(3~8 个);英文题目、作者姓名、单位名称、邮政编码、英文提要及英文关键词;引言;正文;结论和讨论;致谢;参考文献。文章首页页脚处附作者信息,即姓名、从事专业工作和研究方向、Email 等。
 - 2.2 正文标题用阿拉伯数字连续编号,不同层次数字间用圆点间隔,如“1”,“1.2”,“2.1.3”等。标题左顶格,在数字编号后空一格再写标题,末尾不加标点符号。
 - 2.3 基金资助的研究项目,请注明省部级以上基金名称和项目编号。
 - 2.4 文稿的单位制采用《中华人民共和国法定计量单位》。图、表中量和单位间用“/”隔开,表示物理量的符号用斜体表示,并注意文种、大小写、正斜体、上下角码等。
 - 2.5 科技术语和名词应使用全国自然科学名词审定委员会公布的名词。
 - 2.6 文稿只附必要的图表。图、表要求准确,清晰,美观。在文中相应的位置插入图、表。图、表附相应的中英文图题、表题。附表请使用三线表。
 - 2.7 参考文献按在文内出现顺序连续编码。在期刊上发表的文献书写格式为:[序号] 作者姓名(列出前 3 位). 题名[J]. 期刊名,年,卷(期):页码。在专著、教科书上发表的文献书写次序为:[序号] 作者姓名. 译者姓名. 文题名. 书名[M]. 出版地:出版社,出版年:页码。
- 3 请勿一稿两投。本刊一般不退稿,若 6 个月内未见刊用通知,可自行处理。
- 4 本刊收取发表费,并付稿酬,所付稿酬包含纸质版、数字版稿酬和刊物内容网络服务报酬等。凡不同意将其稿件纳入此两种版本进行交流者,请书面说明。
- 5 通讯地址:北京市中关村南大街 46 号《气象》编辑部 邮政编码:100081
网上投稿地址: <http://219.234.83.5>
电话:(010)68407936 58993789 68407336 Email:qixiang@cma.gov.cn