

# 冷空气强度对云南初夏强降水天气的影响

董海萍<sup>1</sup> 赵思雄<sup>2</sup> 曾庆存<sup>2</sup>

(1 空军气象中心, 北京 100843; 2 中国科学院大气物理研究所国际气候环境中心, 北京 100029)

**摘要:** 对云南初夏两次不同冷空气强度下的强降水天气过程的大尺度环流背景、中尺度系统和水汽输送特征及来源情况进行了较为详尽的对比分析研究。结果表明: (1) 这两次强降水过程都是印缅槽与东亚冷槽相互作用的结果, 但冷空气的强度有着明显差异, 较强的冷空气更利于冷暖空气交汇于云南地区。(2) 近地层中尺度辐合线的发展与冷空气强度有关, 较弱的冷空气使近地层中尺度辐合线有沿地势走向的特征; 而较强的冷空气则使低层中尺度辐合线的发展演变只与冷暖空气的势力对比相关, 与云南的地形特征相关不大。强降水落区与低层辐合线有着很好的一致性。(3) 锋区强度分析揭示了这两次强降水过程的冷空气运动状况, 势力较弱的冷空气产生的锋区位置较低, 基本沿地势渗透进入云南, 局地性降水较强; 而较强冷空气产生锋区的位置较高, 降水区域多为沿锋区的连续雨带。同时, 这两次强降水过程都与高低空急流有较好的相关性。(4) 对这两次云南水汽输送分析表明, 直接影响云南强降水的水汽输送主要来源于孟加拉湾, 并且在较强的冷暖空气交汇下, 水汽辐合可存在于较高的气压层, 从而产生较强降水。

**关键词:** 冷空气, 暴雨, 中尺度, 水汽输送

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2012.04.002

## A Study of Cold-air Force to Heavy Rainfall during Early Summer in Yunnan

Dong Haiping<sup>1</sup> Zhao Sixiong<sup>2</sup> Zeng Qingcun<sup>2</sup>

(1 Air Force Meteorological Center, Beijing 100843

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

**Abstract:** In this paper, the contrast study of different cold-air forces has been done in large-scale circulation, meso-scale systems and vapor budget for two heavy rainfalls in Yunnan during early summer. The results show that the two courses which had similar large-scale circulation, were the result of interaction between Indian-Myanmar trough and East Asia cold (thermodynamic) trough, but the force of cold and warm air was different from each other. The stronger the cold air was, the more convenient for the meet of cold and warm air in Yunnan. The development of the mesoscale convergence lines in the lower part related to the force of the cold air. The topography of Yunnan had influence to mesoscale convergence lines when cold air wasn't strong enough. The precipitation position only related with mesoscale convergence lines. The analysis for the frontogenesis of the two processes shows, the location of frontogenesis could reach upper troposphere when the cold air was strong enough. Otherwise, the cold air entered into Yunnan only along the topography. Furthermore, the cause of the two heavy rainfalls related with the interaction between lower and upper jet. The analysis for water vapor supply shows that main water vapor source of heavy rainfall may come from Bay of Bengal. Meanwhile, water vapor could be brought to middle troposphere under strong intercourse between cold and warm air, and then caused heavy rainfall.

**Keywords:** cold air, heavy rainfall, mesoscale system, moisture transportation

### 1 引言

云南与青藏高原相邻, 平均海拔2000m左右, 同时高差悬殊(最大可达6600m以上), 自西北向东南为阶梯式分布。其北依亚洲大陆, 南濒热带海洋, 西南距孟加拉湾600km, 东南距北部湾400km, 处于东亚季风和印度季风的共同影响区域, 形成了独特的低纬、高原、季风气候。在这种复杂的地形和气候特点

的综合作用下, 使得云南成为我国气象灾害频发的地区之一, 特别是干旱、洪涝和冰雹灾害尤为严重, 几乎每年都给人民的生命财产和国民经济建设带来极大的危害, 有“无灾不成年”之说。也正是由于其独特的地理位置和地形特点, 使云南地区的降水预报准确率较低, 虽然降水强度不如我国东部地区, 但局地降水明显, 产生强降水的中尺度特征和水汽来源都有着其独自特征。对于云南地区暴雨现已有一些总结和研究<sup>[1, 2]</sup>, 但与我国东部江淮流域及华南地区的暴雨研究<sup>[3-10]</sup>相比还较为欠缺, 并且不同的冷空气强度对云南降水影响如何? 中尺度发展演变特征与东部地区

收稿日期: 2012年5月27日; 修回日期: 2012年6月13日  
第一作者: 董海萍(1965—), Email: haiping\_dong@yahoo.cn  
资助信息: 国家重点基础发展规划项目(2004CB418301);  
国家自然科学基金资助项目(40233027)

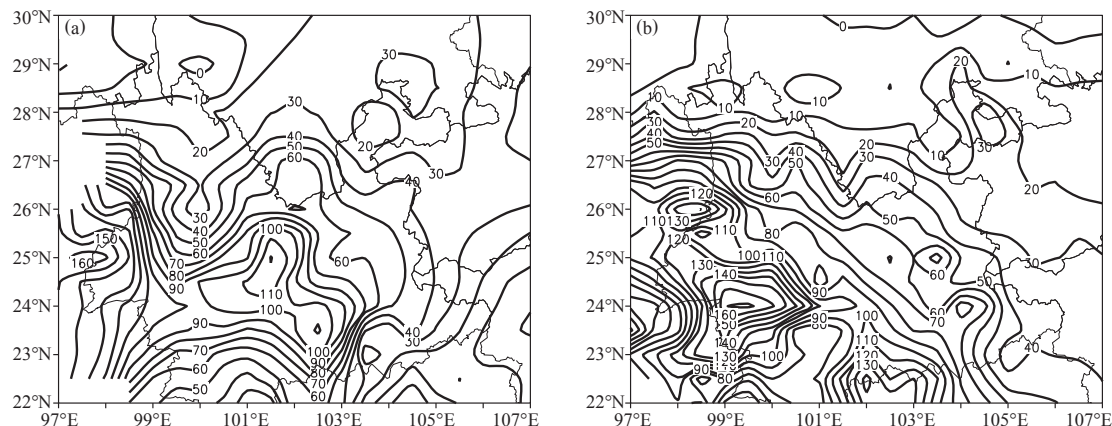


图1 云南两次强降水过程的累积降水量分布(单位: mm)  
(a) 2001年5月31日00时—6月2日00时, (b) 2004年5月18日00时—20日00时

有何不同?水汽的输送特征如何?是来源于孟加拉湾,还是南海,或是两者都有?这些都是有待深入研究的问题。

2001年5月云南除东北部的昭通地区外,先后出现了1949年以来罕见的大雨、暴雨和连阴雨天气过程,其中以5月31日00时—6月2日00时的暴雨过程最强。2004年5月18日00时—20日00时云南出现持续降水天气,省内125个气象站中有104个站出现大雨、暴雨天气,且24小时内全省共出现大雨55站,暴雨42站,大暴雨7站,创云南省有气象记录以来历史同期单日大雨、暴雨出现站数最多的记录。两次强降水过程的累积降水量如图1所示。虽然云南这两次强降水过程都发生在初夏,但暴雨的强度和降水中心位置不同,雨带分布有一定的差异。2001年初夏的暴雨中心和雨带分布与云南地形特征有一定的关联,有沿着河谷走向的特征;而2004年初夏暴雨则与云南地形特征关联不大,雨带自东北向西南移动,受大气环流影响明显。本文试图通过对这两次云南初夏暴雨过程的深入分析研究,探索冷空气强度对云南暴雨的影响,力求对云南暴雨发生发展机理有更深入的理解,并对改进云南初夏暴雨预报提供一些参考。

## 2 环流背景及中尺度系统演变特征

### 2.1 上下层的环流配置

强降水的产生和维持必然有不稳定能量的释放和再生,冷暖空气缺一不可。那么,云南这两次强降水过程中的冷暖空气的大尺度环流条件又是如何呢?

对于2001年初夏的强降水过程,在500hPa过程平均图上(图2a),亚欧中高纬度的鄂霍次克海为槽区,贝加尔湖为脊区。在30°N附近副热带高压和中高纬度高脊之间有一东西向的切变存在,并与东亚槽线相连通,西伸至90°E,此种形势有利于引导中纬度冷空气南下影响我国西南地区。在中低纬地区,副热

带高压位置偏北,5880gpm线位于台湾中部和南海北部,约在22°—24°N附近,脊线西端伸至105°E,同时孟加拉湾及印缅边界有一较深厚的低槽——印缅槽,副热带高压与印缅槽的相互作用有利于孟加拉湾的暖湿空气向我国西南地区输送。在低层800hPa过程平均图上反映得更加清楚(图2b),东亚冷槽位于长江流域,且有一冷中心位于青藏高原的东南角和四川盆地的西侧,孟加拉湾以西为暖区,孟加拉湾及印缅地区的低压环流有利于冷暖空气在我国云南地区交汇。

而对于2004年初夏的此次强降水过程,虽然其环流背景与2001年的强降水过程有很大的相似性,但冷空气强度都明显偏强。从2004年此次强降水过程的500hPa平均场可看到(图2c),虽然这两次过程的印缅槽都位于90°E,但2004年的印缅槽强度比2001年的要强;并且2004年强降水过程中的东亚冷槽也较2001年的强度大且位置偏西偏南,其中532dagpm闭合线位于我国的东北地区,而2001年的532dagpm位于鄂霍次克海,且强度偏弱;2004年强降水过程的环流形势更有利于冷暖空气在我国西南地区交汇。在低层800hPa过程平均图上也可看到(图2d),有一冷舌从我国的东北伸向西南,且有一冷中心位于云南,可见冷空气已明显侵入云南;同时,在孟加拉湾的中部以西为暖区,且暖空气势力也较2001年过程中的偏强,这样冷暖空气交汇于云南的西南部。由此可见,这两次西南地区暴雨的产生都是印缅槽与东亚冷槽相互作用的结果,但冷暖空气的强度有着明显差别。

### 2.2 低层中尺度辐合线的发展演变

由于冷暖空气的强度不同,致使云南这两次强降水过程的中小尺度系统产生的地理位置和发展演变、降水强度和落区都有着明显的不同。

在2001年的个例中,由于冷暖空气的强度都相对较弱,而云南的东北部地势较高,冷空气不易爬

越, 致使冷空气基本上是沿着山间低谷或沿着云贵高原的东南方进入云南地区。从近地层(地面上10m)流线的演变可看到, 在降水期间, 近地层主要有两条中尺度辐合线存在, 并且强降水区基本位于两条辐合线的交汇处, 降水与两条辐合线似乎存在较明显的联系。降水初期, 随着印缅槽的形成和东亚槽的东移南下, 有一股冷空气沿青藏高原的东南侧扩散南下, 东北气流或偏北气流与南部的东南气流间形成一条东北—西南向的辐合线, 并且随着印缅槽发展东移, 西南气流加强, 东西向的辐合线北抬, 与此同时, 沿红河喇叭口地形逐渐形成沿河谷的南北向气流辐合线(图3a), 两辐合线交汇点有强降水产生。其后, 印缅槽发展且维持少动, 沿红河河谷南北向的辐合线也维持少动, 而北部又不断有冷空气南下, 致使东西向的辐合线也随之南推, 特别要提到的是, 上述两辐合线的交汇点也不断南移(图3b), 致使其后的强降水中心也不断南移, 且与两辐合线的交汇点对应一致。由此可见, 2001年此次过程降水的位置和强度与近地层辐合线有较好对应关系, 且有沿地势走向的特征。

在2004年的个例中, 由于冷暖空气的强度都相对较强, 在近地层10m高度上没有与此次降水相关联的气流辐合线, 同时, 由于云南地势较高, 为此选

取750hPa的流线图来分析此次强降水过程。从图3c与d可看到, 在此次暴雨期间, 随着东亚槽的南移和孟加拉湾低气压的东移, 云南东北部的强冷空气和西南部的暖湿气流汇合形成一条西北—东南向的辐合线, 并且随着冷空气不断南压, 辐合线也随之向西南推进, 同时孟加拉湾气旋也向东北缓慢移动, 致使冷暖空气对峙, 辐合线维持少动(图3c), 形成沿辐合线的强降水区。随后冷空气主体逐渐东移, 而孟加拉湾气旋移向云南的西部, 强度逐渐减弱, 使辐合线位于云南的西南部(图3d), 强降水区也随之南压。从此次强降水过程的近地层气流的扰动可清楚地看到, 强降水区的产生和发展与近地层辐合线也有着很好的一致性, 而辐合线的发展演变与冷暖空气的势力对比相关, 但与云南的地形特征相关不大。由此可说明, 冷暖空气势力强弱不同, 在地势较为复杂的云南地区, 可决定强降水产生的区域和强度变化。

### 3 强降水过程发生发展机制分析

#### 3.1 冷空气强度

从上面环流形势分析可知, 这两次云南强降水过程中的冷空气强度不同, 致使中尺度系统也有着不同的特征, 那么, 在这两次云南强降水过程中锋生及锋区强度如何呢?

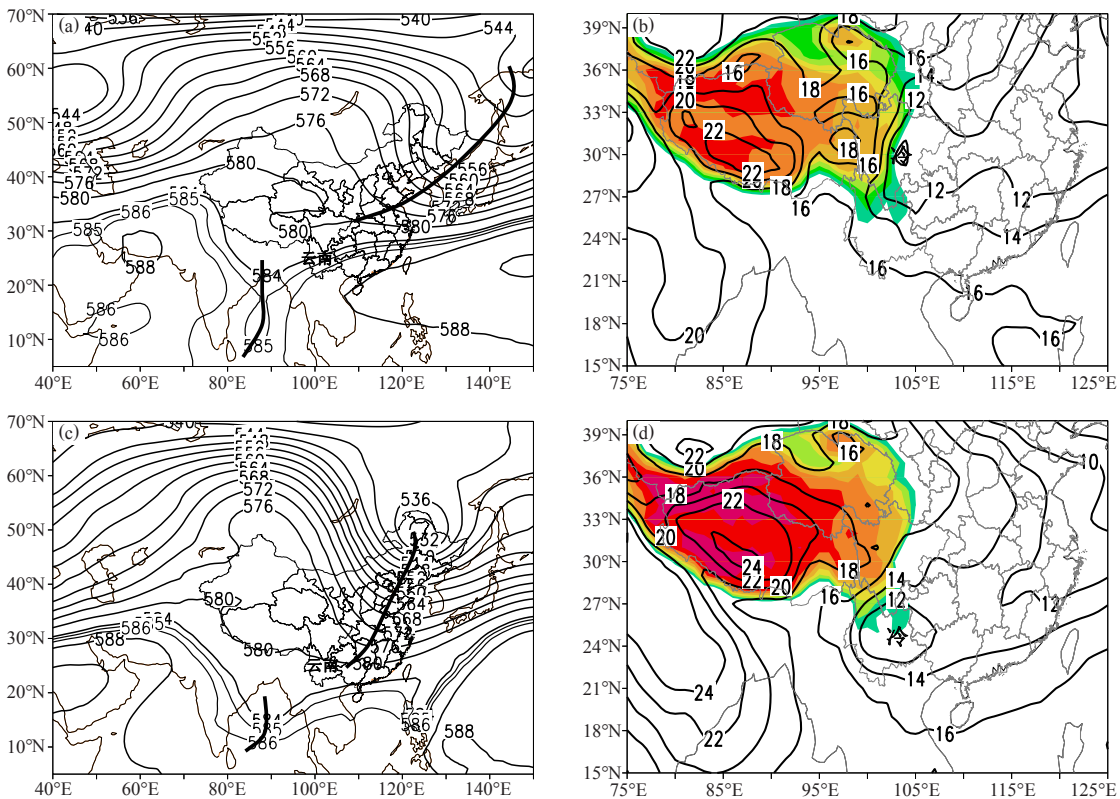


图2 两次强降水过程上下层环流形势配置(阴影区为高度大于2000m的地形)  
(2001年5月30日12时—6月2日12时过程平均: (a) 500hPa高度场, (b) 800hPa温度场;  
2004年5月17日12时—20日12时过程平均: (c) 500hPa高度场, (d) 800hPa温度场)

锋生是当某一属性(如温度、涡度、比湿、动量、散度等)在某时刻沿锋面两侧的梯度随时间加大的现象。它是一个综合的物理量,既考虑了大气的动力效应,也考虑了大气的热力特征。谢义炳<sup>[11]</sup>和顾震潮等<sup>[12]</sup>提出了用假相当位温或湿球位温作为分析锋面的一种工具,并且讨论了其在锋面分析和数值预报上的意义。为了定量地描述锋生现象,定义假相当位温 $\theta_{sc}$ 的水平梯度的时间变化率为锋生函数。公式为:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla\theta_{sc}| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4$$

其中,

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla\theta_{sc}|} (\nabla\theta_{sc} \cdot \nabla \frac{d\theta_{sc}}{dt}), \text{ 是非绝热加热项;}$$

$$F_2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta_{sc}|} (\nabla\theta_{sc})^2 D, \text{ 是水平辐散项;}$$

$$F_3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta_{sc}|} \{[(\frac{\partial\theta_{sc}}{\partial x})^2 - (\frac{\partial\theta_{sc}}{\partial y})^2]A + 2\frac{\partial\theta_{sc}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial y} B\},$$

是水平形变项;

$$F_4 = -\frac{1}{|\nabla\theta_{sc}|} \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial p} (\frac{\partial\theta_{sc}}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y}), \text{ 是与垂直}$$

运动有关的倾斜项。

这里, $\theta_{sc}$ 是假相当位温, $A = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ ,  $B = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ ,  $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ 。就现有的资料来说,不易精确地计算出非绝热加热作用和垂直运动等,因此这里仅对 $F_2$ 和 $F_3$ 做

了计算。由计算结果可知, $F_2$ 和 $F_3$ 的量级相当,都为 $10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

图4是这两次云南强降水过程中的 $F_2+F_3$ 分别沿 $101^\circ\text{E}$ 和 $102^\circ\text{E}$ 的垂直剖面图。从中可看到,在2001年云南强降水过程初期(图4a),沿着锋生带主要有两个大值区,一个位于云南的中北部的 $25^\circ-28^\circ\text{N}$ ,在 $800\sim 600\text{hPa}$ 高度上;另一个位于 $31^\circ-36^\circ\text{N}$ ,在 $600\sim 300\text{hPa}$ 高度上,相应地,在云南的北部有较强降水产生。至6月1日00时(图4b),锋区强度减弱,锋生带上的两中心值都有所减小。随后北部锋区又加强(图4c),但南段中心值变化不大,说明又有一股新的冷空气在北部蓄积,此时云南区域维持弱降水。至6月2日00时(图4d),由于北部冷空气的加入,南段锋区加强,并且南移至 $24^\circ-25^\circ\text{N}$ ,在云南的南部引发又一次较强降水的产生,而此时北部锋区却不断减弱。最后云南地区的锋生带减弱消失,降水亦随之停止。从中可清楚地看到,在云南地区,锋区只维持在较低层( $800\sim 650\text{hPa}$ ),并且锋生带上为两段高值区,北段的强度大于南段,说明北部冷空气并未大举进入云南,这也反映出此次冷空气的强度不强,只是以扩散的形式在低层影响云南。在2004年云南强降水过程中,有一较强的锋生带自北向南,从高层向低层延伸,并且是逐渐自北向南移动。在5月18日12时,云南区域( $22^\circ-28^\circ\text{N}$ )的低层 $850\sim 750\text{hPa}$ 间最

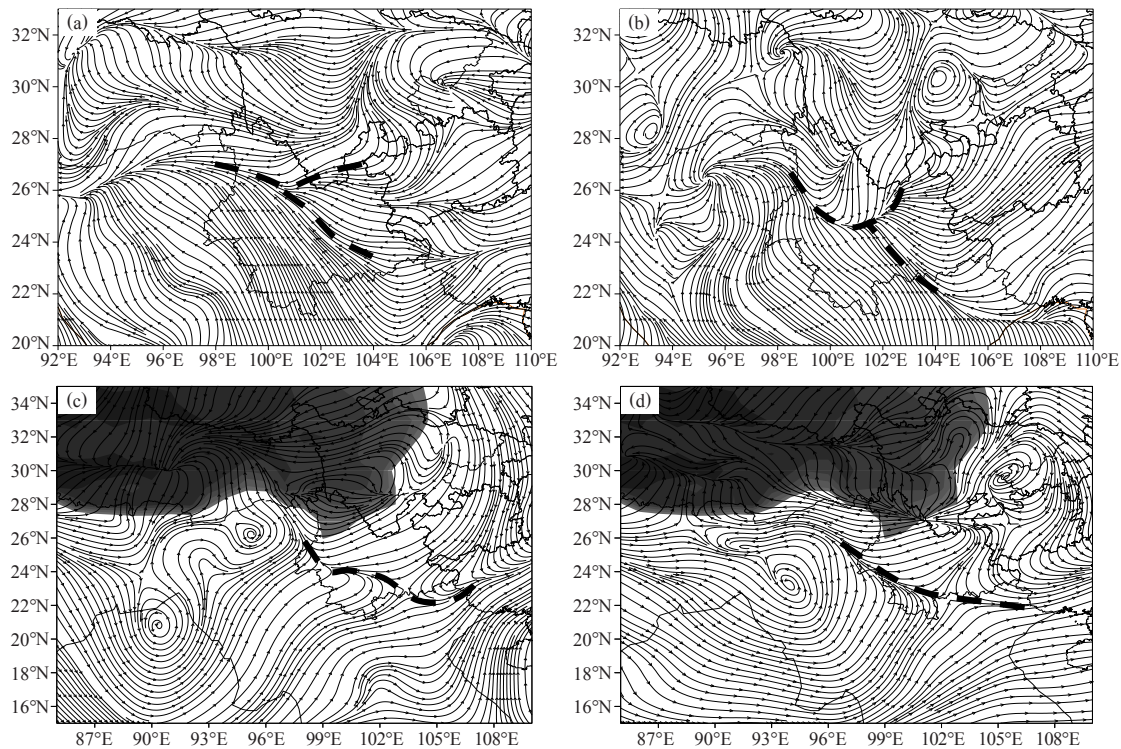


图3 2001年降水过程近地层(地面上10 m)流线图:(a)5月31日12时,(b)6月2日00时;2004年降水过程750hPa流线图:(c)5月18日12时,(d)5月19日12时

大达 $+25 \times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  (图4e); 此后锋区向南移动, 云南以北的锋区减弱, 但云南区域的锋区加强, 并且锋生区中心值位于云南南部低层 (图4f); 至19日12时, 锋生带依然存在, 只是强度有所减弱, 且在 $21^\circ \text{N}$ 的850hPa上有一中心值 (图4g), 说明这股冷空气已移到云南的南部; 但随后又有新的冷空气加入, 锋区随即又有加强 (图4h); 最后锋区南移, 云南区域在700hPa以下锋区逐渐消散, 降水随之停止。由此可以发现, 在强降水过程中, 较强的锋区不但在云南的低层存在, 而且在500hPa以下的云南区域都有较强的锋区存在, 有时可达500hPa以上, 且锋区的强度较2001年强降水过程中的要强。

从这两次强降水过程的锋生演变可以看到, 强降水产生的位置和强度都与锋生有一定关系。且2001年的强降水过程中的冷空气强度较2004年过程中的弱, 北部冷空气并未大举进入云南, 由此产生的锋区的位置也较低, 局地性降水较强; 而2004年的过程中锋区的位置则可达到较高的层次, 强度相对较强; 降水区域多为沿锋区的连续雨带。

### 3.2 高低空急流相互作用

对高低空急流的研究工作表明<sup>[13-15]</sup>, 高低空急流上下耦合作用是强降水发生的重要原因, 它与暴雨天气过程有着密切的联系。那么, 这两次云南强降水过程中的高低空急流的作用又是如何呢?

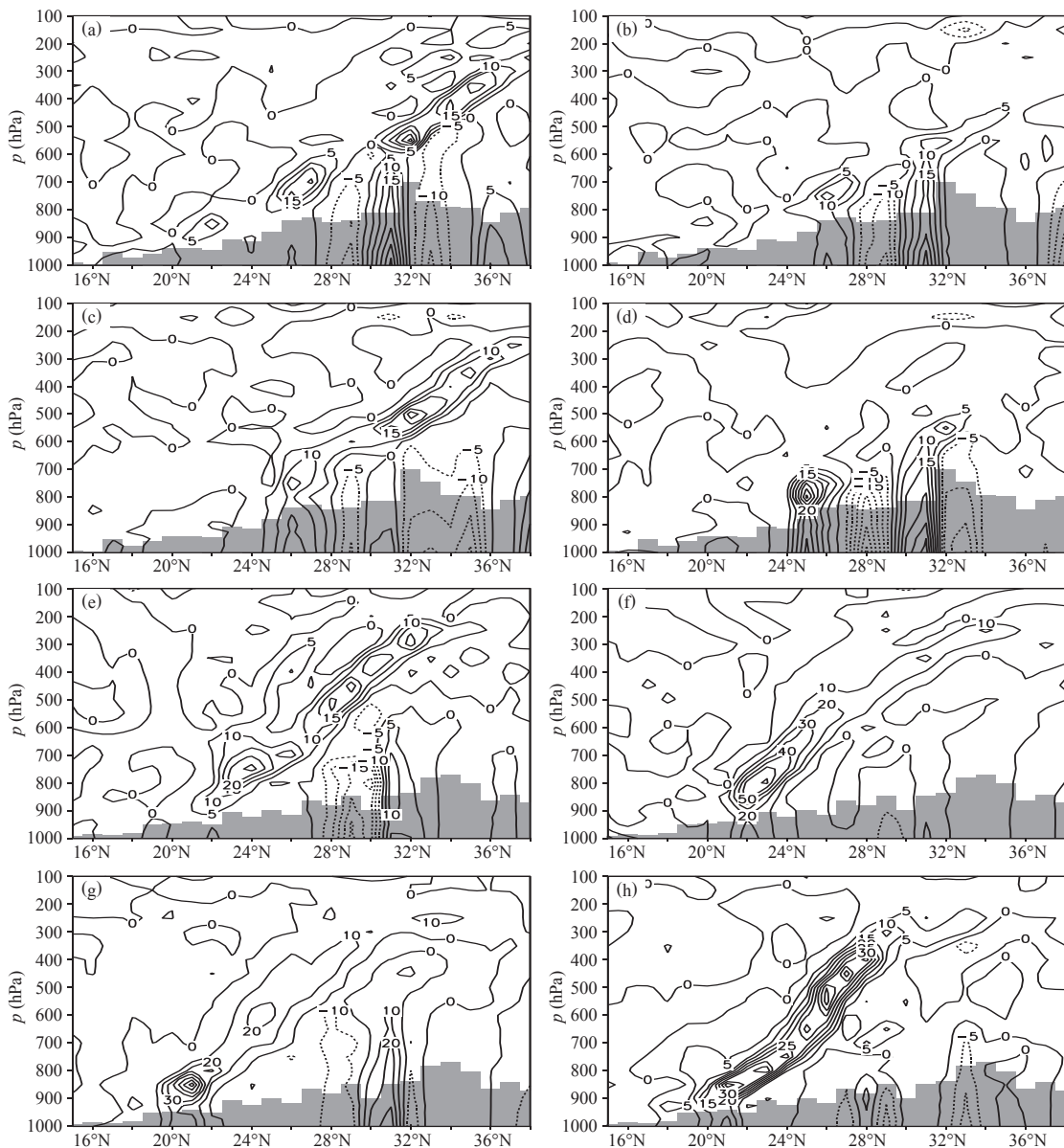


图4 锋生函数 ( $F_2+F_3$ ) 的垂直分布 (单位:  $10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

(a) 2001年5月31日12时, (b) 2001年6月1日00时, (c) 2001年6月1日12时, (d) 2001年6月2日00时, (e) 2004年5月18日12时, (f) 2004年5月19日00时, (g) 2004年5月19日12时, (h) 2004年5月20日00时

图5是这两次云南强降水过程中的高低空急流和600hPa上的垂直速度演变情况。从中可看到，在2001年云南强降水过程中（图5a—d），200hPa的高空急流为东西向，中心位于云南的东北方向，并且在强降水期间，高空急流的右后方和低空急流的左前方始终维持一上升运动区，致使高空急流中心右后方与低空急流中心左前方产生强降水。在5月31日12时（图

5a），上升区域位于云南的中东部，随后高空急流不断向东移，并略有南压（图5b，c），同时在云南西南方有低空急流靠近，上升运动区位于云南的西部，即低空急流的左前方，致使不断有对流云团产生和移入云南地区；至6月2日00时（图5d），高空急流继续南压并加强，同时西南方有一强度达 $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的低空急流中心逐渐移入云南境内，高低空急流区相互靠近，

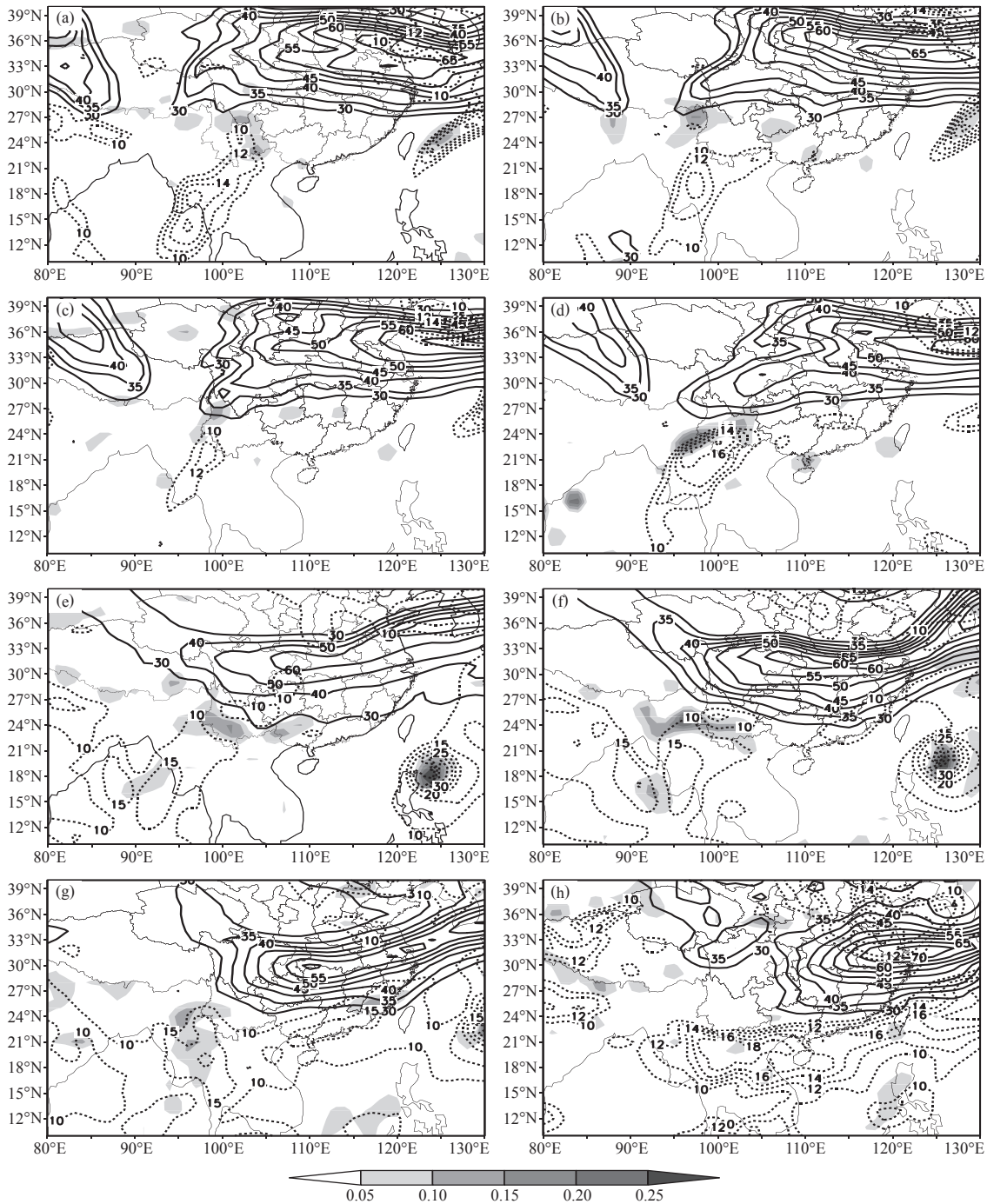


图5 高低空急流和垂直速度的演变情况

(实线: 200hPa,  $\geq 30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水平风速值; 虚线: 750hPa,  $\geq 10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水平风速值; 阴影区: 600hPa,  $\geq 4\times 10^{-2}\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的垂直风速值)  
 (a) 2001年5月31日12时, (b) 2001年6月1日00时, (c) 2001年6月1日12时, (d) 2001年6月2日00时,  
 (e) 2004年5月18日12时, (f) 2004年5月19日00时, (g) 2004年5月19日18时, (h) 2004年5月20日12时

此时在云南南部地区产生强降水。在2004年的个例中也有着与之类似的情况，高空急流位于云南的北部，为东西向，云南的西南部不断有较强的低空急流带移入，在低空急流的左前方和高空急流的右后方为上升运动区，不断有较强降水产生（图5e, f和g）；随后高空急流逐渐东移远离，云南区域的垂直上升运动减弱消散，降水也随之停止（图5h）。云南区域在此次强降水期间也存在较强的垂直上升运动，且较2001年个例中的垂直速度强。

由此可见，这两次强降水过程都与高低空急流有较好的相关性，低空的上升运动中心位于低空急流轴的左方和低空急流中心前方，而高空急流入口区的南侧是个辐散区，两者的相互作用是强降水产生的原因之一，这与我国东部及华南暴雨中的高低空急流的相互耦合产生强降水的机制相类同。

#### 4 水汽输送特征

暴雨的产生除了具备有利的环流背景和中小尺度环流条件外，其关键因子是必须要有源源不断的水汽输送，在此方面已有一些研究工作<sup>[16-18]</sup>。这些研究都说明水汽的输送和辐合与强降水有着直接关系，而云南虽然离孟加拉湾和南海两个热带海洋较近，但由于云南的地势较高，水汽能否随气流爬越上高原？其量值又能达到多少？能否引起强降水的产生？水汽是来源于孟加拉湾，还是南海，或是两者都有？这些都是

待深入研究的问题。

#### 4.1 水汽输送演变特征

通常，水汽主要集中于对流层低层，边界层的水汽输送辐合量是暴雨生成和维持的主要水汽来源。由于云南的海拔高度基本位于1500~2500m，因此本文选取750hPa的水汽输送情况分析其水汽输送演变。

图6是这两次云南强降水过程中的750hPa水汽通量和水汽通量散度。在2001年的强降水发生前，云南区域内并没有明显的水汽辐合（图略），一开始暖湿气流从孟加拉湾经中南半岛流向南海北部。随着印缅槽的形成，暖湿气流在中南半岛折向北运动，绕经老挝进入云南省，在（25°N，101°E）形成了一强度为 $-4 \times 10^{-7} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 的水汽辐合中心（图略）。这也许是孟加拉湾水汽影响云南地区的一条通道，由于没有太高的地形，可以输送较多的水汽。至5月31日00时，随着印缅槽的加深，西南暖湿气流在孟加拉湾海岸又出现一个分支，沿孟加拉湾东侧海岸线向北运动，经缅甸进入中国云南省，两股暖湿气流在云南的中西部汇合（图6a），造成云南中西部地区的强降水。应当指出，对于这支水汽通道的看法尚有值得深入探讨之处。如前所述，低层的水汽要翻越云南高原的确是困难的，这也许说明尽管孟加拉湾的水汽含量是全世界最高的地区之一，而向云南地区输送的水汽却并不那么丰富，并未引发特强的暴雨。然而，尽管

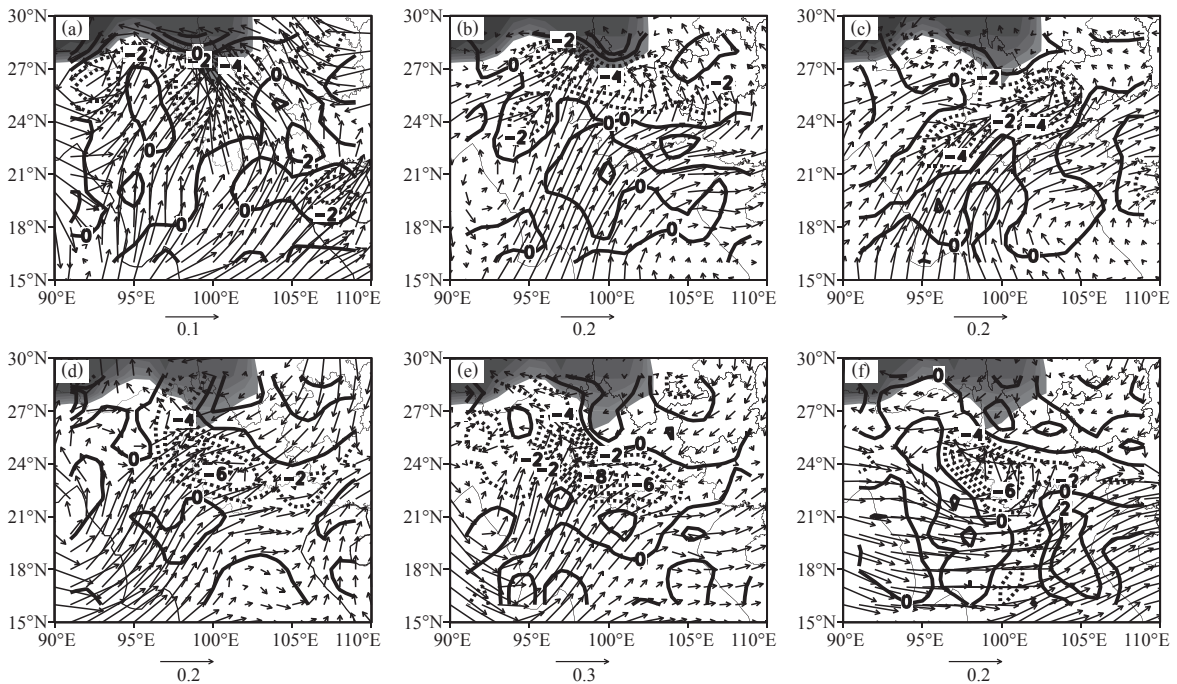


图6 750hPa水汽通量（由矢量箭头表示，单位： $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ，各图下方的箭头为图中矢量大小的比例尺）及水汽通量散度（单位： $10^{-7} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ）（阴影区为高度大于2500m的地形）  
 (a) 2001年5月31日00时，(b) 2001年6月1日00时，(c) 2001年6月2日00时，  
 (d) 2004年5月18日12时，(e) 2004年5月19日00时，(f) 2004年5月20日00时

这里所计算的750hPa以上层次偏高一些,当然它所输送的水汽和东部地区相比要弱,但毕竟为云南降水提供了帮助。随后,由于副高的西进北抬和冷空气的东移南压,同时印缅槽东移受副高阻挡作用,孟加拉湾的暖湿气流转为偏西并有加强趋势,致使云南境内的水汽辐合区南移并加强(图6b, c),引起了新平、华宁、通海等地的强降水。随后印缅槽减弱消失,水汽辐合中心也减弱东移(图略),降水随之结束。

在2004年的强降水过程中,水汽输送也有与2001年个例中相类似的演变特征(图6d—f)。由于受孟加拉湾风暴的影响,印缅槽形成并发展,水汽输送沿着一股强劲的西南气流进入云南省,并且由于冷空气势力较强,致使水汽的辐合区位于云南的西南部,水汽辐合的最大值也大于2001年个例中的最大值,相应地造成的降水也较强。从以上也可看出,水汽辐合的演变与低空急流的运动演变相一致,因此可以说,低空急流可能是暴雨区所需水汽的主要提供者。同时也可看到,引起这次云南强降水的水汽源地可能主要是孟加拉湾。

#### 4.2 水汽来源

为了进一步分析进出云南地区的水汽输送及来源情况,选取(21°—28°N, 98°—105°E)为研究区来计算这两次强降水过程中通过各个边界的整层(1000~100hPa)水汽输送情况(表1)。

从表1中可看到,在这两次强降水过程中,云南地区的西部基本上都为输入,东部基本上都为输出,南部都为输入,而在北部,2001年的个例中都为输出,2004年的个例中除少量时次为输出外,基本上为弱输入,这可能与2004年个例中的冷空气强度偏强且位置偏西有关。水汽在南北的净输送量为辐合,而东西的净输送量在两次过程中不同,2001年的个例为辐合,2004年的个例基本为辐散,但总的净输送量基本为辐合,且与降水的强弱变化相一致。在2001年5月30日00时,云南区域内水汽输送进出都较小,水汽辐合量也较小,而到2001年5月31日00时水汽辐合就已达到 $-19.43 \times 10^7 \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ,并且出现两个强水汽辐合时段,分别为2001年5月31日00—12时和2001年6月1日12时—6月2日00时,而这正是云南强降水发生的时段,且分别形成了两个强降水中心。从这两个强水汽辐合的时段看,东西的水汽辐合和南北的水汽辐合都有很重要的贡献,但南北的水汽辐合总体上要比东西的水汽辐合强。2004年

的水汽强辐合主要集中在5月18日,在2004年5月17日12时,总水汽输送为辐散,而到2004年5月18日00时,水汽辐合就已达到 $-14.88 \times 10^7 \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ,且从18日00—06时,水汽辐合有较大增长,较强辐合维持至18日12时,随后水汽辐合减弱。在此期间,云南的中西部发生了较强降水,且南北的水汽输送占主导因素。

从水汽辐合的量值看,这两次强降水过程已接近了东部沿海的量值,如1998年夏季“二度梅”在我国结束后,位于长江中下游地区的准静止锋上的扰动不断加强发展成锋面气旋,东移到达韩国引发大暴雨,水汽辐合量在韩国区域最大达到 $-37.28 \times 10^7 \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ (从1000~100hPa),产生了130mm以上的日降水量。在这两次云南强降水过程中,水汽辐合的最大值分别为 $-29.06 \times 10^7 \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $-27.9 \times 10^7 \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ,日降水量虽不如前者,但这与云南地势较高,水汽不易到达有关。从以上分析也可看到,引起这两次云南强降水的水汽源地主要来自西南部,即孟加拉湾。

由于云南的位势较高,为了进一步弄清这两次强降水过程中云南区域(21°—28°N, 98°—105°E)内各高度层的平均水汽辐合量,对各高度层的平均水汽通量散度随时间的演变进行了分析。从图7可知,各层水汽输送量随高度的增加是逐层减少的。在2001年的降水过程中,水汽辐合主要集中在低层850~700hPa,且在5月31日12时的800hPa上的水汽辐合量最大,而在700~600hPa,水汽辐合虽有一定的量值,但明显减少。在2004年的降水过程中,水汽辐合也主要集中在850~700hPa,在5月18日06时的800hPa上和5月18日18时的750hPa上的水汽辐合量最大;且水汽输送可达到较高的层次,在18日00时—20日00时期间,水汽辐合达到了550hPa,甚至500hPa的

表1 两次强降水过程中云南地区各边界水汽输送量(单位:  $10^7 \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ )

日期	边界						
	西部	东部	北部	南部	东西总和	南北总和	区域总和
2001年5月30日00时	4.30	4.05	3.45	6.20	-0.24	-2.74	-2.99
2001年5月30日12时	1.88	-3.50	7.25	11.37	-5.38	-4.12	-9.50
2001年5月31日00时	8.63	-2.52	8.27	16.55	-11.15	-8.28	-19.43
2001年5月31日12时	11.96	4.95	8.09	30.14	-7.01	-22.05	-29.06
2001年6月1日00时	15.93	17.10	3.58	18.83	1.17	-15.26	-14.08
2001年6月1日12时	24.42	13.48	2.94	15.39	-10.94	-12.45	-23.39
2001年6月2日00时	24.77	16.50	5.80	20.68	-8.28	-14.88	-23.15
2001年6月2日12时	26.13	22.23	9.50	11.70	-3.90	-2.20	-6.10
2004年5月17日12时	3.99	6.46	14.28	15.06	2.47	-0.79	1.69
2004年5月18日00时	6.61	15.27	-4.59	18.99	8.67	-23.54	-14.88
2004年5月18日06时	13.76	14.73	-5.49	23.38	0.98	-28.88	-27.9
2004年5月18日12时	15.93	7.63	-0.33	14.93	-8.3	-15.26	-23.56
2004年5月19日00时	5.43	13.41	-3.3	15.57	8.0	-18.87	-10.89
2004年5月19日12时	-1.69	24.54	2.82	23.43	26.22	-20.61	5.61
2004年5月20日00时	4.28	25.47	-5.27	27.46	21.18	-32.72	-11.54
2004年5月20日12时	16.95	26.41	5.2	0.06	9.46	5.14	14.6
说明	>0 输入	>0 输出	>0 输出	>0 输入	<0 辐合	<0 辐合	<0 辐合

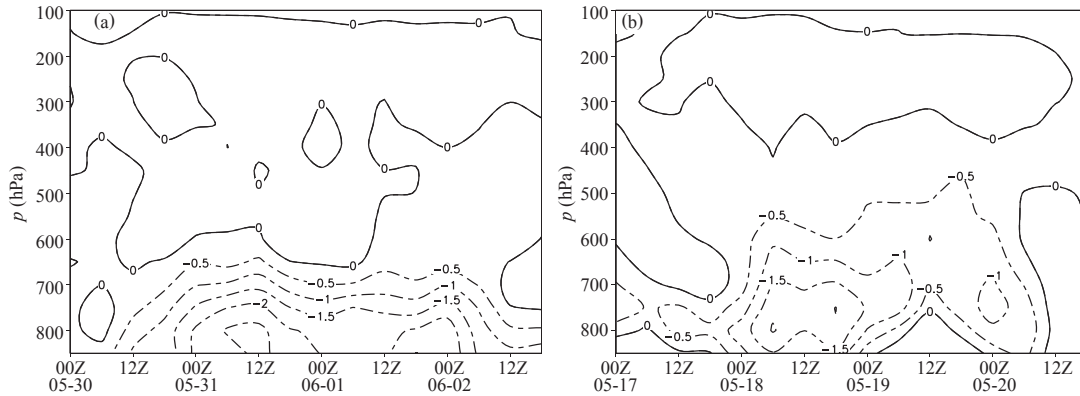


图7 在区域(21°—28°N, 98°—105°E)内平均水汽通量散度在各高度层上随时间的演变(单位:  $10^{-7}g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$ )  
(a) 2001年5月底6月初的强降水过程; (b) 2004年5月的强降水过程

高度。同时也可看到,降水的强弱与各层水汽辐合的增减有一致的对应关系。

从以上分析可见,虽然云南大多处于地势较高的地带,但在较强的西南气流下,水汽是能够被带到较高的气流层,并引发降水的。从云南及其周边的地形可知(图略),云南境内分布着多条河流,云南的西南边界地势较低,且在红河河谷的入口处为一喇叭口形,这些都为水汽的输送辐合提供了有利条件。

## 5 结论

本文通过对云南初夏两次强降水过程的大尺度环流背景、中尺度系统演变特征及其水汽输送和来源的对比分析可知,不同的冷空气强度在云南较为复杂的地形和地理环境下,可产生不同的中尺度系统,从而使降水强度和地理分布不同;水汽输送也因冷空气强度不同而有着不同的特征,较强冷空气可将水汽带到较高的气流层,并产生较强降水。具体结论如下:

(1) 云南地区这两次暴雨的产生都是印缅槽与东亚冷槽相互作用的结果,环流背景有很大的相似性,但冷暖空气的强度有着明显差别,2004年过程中的冷暖空气强度较2001年明显偏强,这样更利于冷暖空气交汇于云南的西南部。

(2) 由于冷暖空气的强度不同,致使云南这两次强降水过程的低层中尺度气流辐合线有着不同的发展演变。在2001年的个例中,近地层辐合线有沿地势走向的特征;而在2004年的个例中,辐合线的发展演变与冷暖空气的势力对比相关,但与云南的地形特征相关不大。

(3) 对云南这两次强降水过程中锋生、锋区强度和高低急流相互作用的分析可知,2001年的强降水过程中的冷空气强度较2004年过程中的弱,北部冷空气并未大举进入云南,由此产生的锋区的位置也较低,局地性降水较强;而2004年过程中锋区的位置则

可达到较高的层次,强度相对较强,降水区域多为沿锋区的连续雨带。同时,这两次强降水过程都与高低空急流有较好的相关性。

(4) 这两次强降水过程都有较强的低层水汽输送辐合,并且与低空急流的运动演变相一致。同时从云南各方向的水汽输送量可知,引起这两次强降水的水汽源地主要来自西南部,即孟加拉湾,并且较强的冷暖空气可使水汽输送达到较高的层次,从而产生较强降水。

## 参考文献

- 秦剑, 瑯建华, 解明恩. 低纬高原天气气候. 北京: 气象出版社, 1997.
- 秦剑, 解明恩, 刘瑜. 云南气象灾害总论. 北京: 气象出版社, 2000.
- 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺. 1975年8月上旬河南大暴雨的研究. 大气科学, 1978, 2(4): 276-290.
- 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980.
- 练江帆, 梁必骥. 广东致洪特大暴雨的综合分析. 热带气象学报, 1999, 15(3): 230-239.
- 孙建华, 赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学, 2000, 24(2): 223-237.
- 贝耐芳, 赵思雄. 1998年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析. 大气科学, 2002, 26(4): 526-540.
- 蒙伟光, 张艳霞, 戴光丰, 等. 华南沿海一次暴雨中尺度对流系统的形成和发展过程. 热带气象学报, 2007, 23(6): 521-529.
- 张晓美, 蒙伟光, 张艳霞, 等. 华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析. 热带气象学报, 2009, 25(5): 551-560.
- 牛宵峰, 钱永甫, 宁亮, 等. 长江下游地区汛期暴雨气候特征分析. 热带气象学报, 2008, 24(2): 136-146.
- 谢义炳. 中国夏半年几种降水天气系统的分析研究. 气象学报, 1956, 27(1): 1-23.
- 顾震潮, 陈雄山, 许有丰, 等. 锋面假相当位温对它对中国寒潮冷锋上界变化分析的应用. 气象学报, 1958, 29(1), 44-56.
- 曾庆存. 数值天气预报的数学物理基础. 北京: 科学出版社, 1979.
- 朱乾根, 朱谦阳. 大、中尺度低空急流与暴雨. 南京气象学院学报, 1982, 2: 168-177.
- 朱乾根, 周伟灿, 张海霞. 高低空急流耦合对长江中游强暴雨形成的机理研究. 南京气象学院学报, 2001, 24(3): 308-314.
- 竺可桢. 东南季风与中国之暴雨. 地理学报, 1934, 1(1): 1-27.
- 黄荣辉, 张振洲, 黄刚. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别. 大气科学, 1998, 22(4): 460-469.
- 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究. 气候与环境研究, 1998, 3: 368-381.