

印度季风槽的活动对我国西南低涡形成及发展的作用*

沈如桂 林新彬 夏志强 黄运丰
(气象学系)

摘 要

本文用1972—1977年六年的6—8月700毫巴流场及卫星云图等资料,分析了印度季风槽的活动与我国西南地区低涡活动的关系。发现当印度季风槽比平均位置偏北时,西南低涡的发生率比其偏南时多两倍以上。

对个例的一些动力和热力学条件进行计算,所得的结果表明:西南涡的形成是季风槽的气旋性涡度输送和来自孟加拉湾的热带季风的水汽在低涡区辐合所致。低涡的形成和发展初期是暖性结构,潜热的释放对暖性结构的形成具有重要作用。在它东移发展后,成为一个温带气旋,这时低涡降水过程的水汽是由孟加拉湾和南海的热带季风气流共同提供。这些结果有助于低涡过程的预报。

七十年代初的一些研究指出,西南低涡的生成与青藏高原复杂地形和孟加拉湾水汽输送有密切关系。在西南低涡形成前,常有云系在“雅—布”河谷地区聚集,这种云系在一定的环境条件下,一天左右时间在九龙附近,可有西南涡形成^[1]。之后,沈如桂等^[2]用多年资料得出印度季风中断期为我国低涡切变降水过程的盛行期。这可能是Krishnamurti^[3]指出的季风环流中幅度比较大的环流系统(如北半球夏季的季风槽和青藏高压等),对全球整个运动场的变化具有显著影响的一个具体实例。

本文用1972—1977年六年6—8月的资料进行考察,揭示西南低涡的发生与季风槽活动的关系,并分析研究低涡生成、发展的天气学机制。

一、一个统计事实

我们对六年6—8月印度季风槽的活动与西南低涡的生成和活动的关系进行了统计。统计的标准是:(1)若700毫巴上季风槽纬向轴线位于平均位置(约21°N)**以北,或青藏高原南麓——印度恒河流域大多测站出现西风分量,定为季风槽偏北(用MTN表

* 本文1982年11月收到,经修改后于83年2月定稿。林新彬、夏志强和黄运丰均为我校气象学系1982年毕业生。

** 据《亚洲和太平洋热带地区的对流层平均环流图》,中气气象局气象台1976年出版。

示),这种形势相当于印度西南季风中断,季风槽纬向轴线在平均位置以南或上述地区测站出现东风分量时,定为季风槽偏南(用MTS表示)。(2)若700毫巴我国西南地区出现低压环流,在卫星云图上其相对应的云涡与喜马拉雅山南麓云带相连接,低涡的尺度在300公里以上,时间尺度大于24小时,并伴有相应的天气区出现则确定为低涡。统计结果见表1。

表1 6—8月季风槽偏离平均位置期西南涡的活动状况
(1972—1977年)

| 季风槽位置 | | MTS | MTN |
|------------------|----|------|------|
| 过程总次数 | | 25 | 26 |
| 过程总天数 | | 197 | 184 |
| 出 涡 情 况 | 总数 | 21 | 50 |
| | 6月 | 8 | 26 |
| | 7月 | 7 | 16 |
| | 8月 | 6 | 8 |
| 平均过程出涡频数 | | 0.84 | 1.93 |
| 移出110°E地区涡的个数 | | 4 | 33 |
| 东移涡占总涡数的百分比 | | 19.0 | 66.0 |

从表1我们可以看到以下几点基本事实:

(1)在这六年的6—8月中,MTN和MTS出现的过程总次数和总天数大致相等。但是西南涡的出现,在MTN时期比MTS时期多2.4倍,占总数的70.4%。这说明西南低涡更容易在印度季风槽偏离平均位置以北的时期中——即印度季风中断期发生。由流场分析知道,在MTS时期所生成的低涡相当多数是属于西风带不稳定低槽的切断扰动,与季风系统的关系并不大。而在MTN时期生成的低涡,是直接地与季风系统相联系的,这说明这类低涡的生成可能就是印度季风系统中的一种派生的扰动系统,后面将进一步加以讨论。

(2)低涡出现最多时段是6—7月,特别是在MTN时期,正是江淮流域雨季。

(3)向东发展移出110°E地区的形成大降水过程的低涡,主要集中在MTN时期形成的扰动中,在这个时期生成的50个低涡有33个东移发展。而在MTS时期,东移发展的低涡仅有4个。可以看到在季风槽偏南时,不但出涡率低,且这些低涡很少东移发展。下面将进一步讨论低涡东移发展与季风槽位置和状态的关系以及热带季风在此过程中的作用。

二、西南低涡生成频繁时期南亚低空环流特点

前面分析已说明西南涡最易发生在印度季风槽位置偏北的时期。分析低涡生成阶段

的流场表明,这时印度季风槽在恒河流域“消失”,西南季风气流北移至西藏高原南侧,在喜马拉雅山南麓云系急增。图1给出了MTN时期低涡生成初期的具有代表性的700毫巴流场。

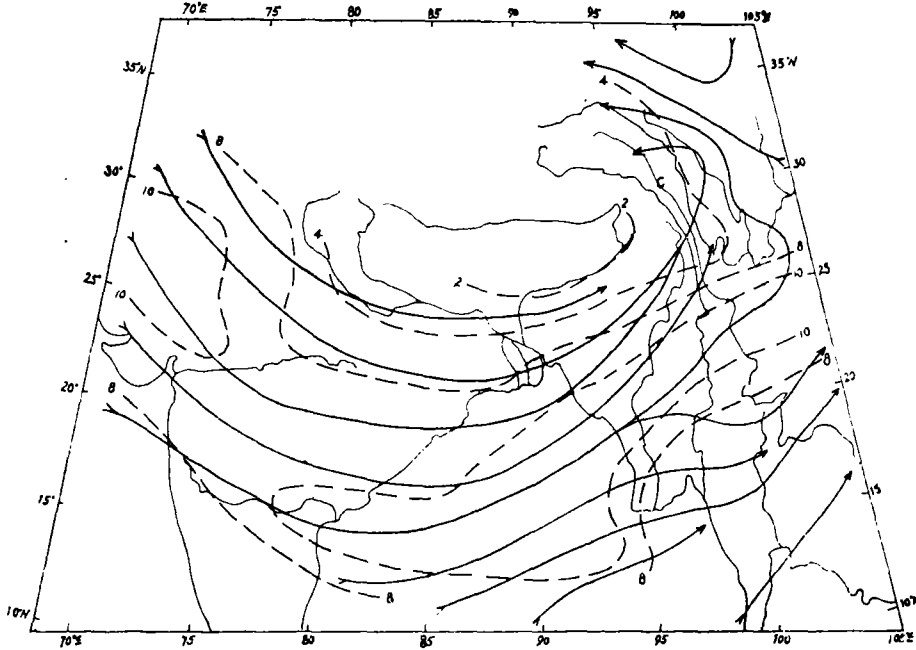


图1 1976年7月12日08时700毫巴流场
实线为流线 虚线为等风速线

从图1我们可以看到,在MTN时期印度西南季风中有一支较强气流经过孟加拉湾输送到我国西南地区,另有一支气流经过中印半岛由南海进入我国。前一支气流在横断山脉的北部构成了一个开放性的倒槽。由格尔木(52818)稳定的北风及高空的流场分析表明,这类倒槽及低涡的形成时期往往是没有冷锋或高空槽参与此环流场,它是南亚季风槽的一个组成部分或派生系统。这是MTN时期低涡生成初期的一种典型模式。在短时间内,倒槽东侧就有闭合的低涡生成。巴塘站(56247)的测风很有指示性,当季风槽的气旋性环流向东伸展时,巴塘站为西南风,之后转为东北风,这时低涡在其东侧形成。这种环流出现时,高原南侧的迪布鲁加尔站(42312)和高哈蒂站(42411)等地风速一般都小于4米/秒,它与其南侧的强西南季风气流间形成了一个明显的风速梯度带,这就使得不断有气旋性涡度向我国西南地区输送,给低涡的形成创造了有利条件。

三、MTN时期低涡生成的物理条件分析

1. 涡度场分布及涡度平流

文献[2]曾指出,当季风环流系统北上时,西藏高原南麓的东部地区均出现位势高度的下降。这在涡度场上的变化也反映十分清楚。如1976年7月12—15日的一次过程。低

涡12日在季风槽东侧巴塘附近的倒槽中形成(图1), 13日08时在四川盆地发展, 之后经河南, 15日移至山东境内(见图5)。在低涡生成前7月11日, 我们看到涡度场的分布特点是正涡度区位在高原南侧的南亚地区, 中心强度为 $4.1 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 。横断山脉地区位在这个正涡区的边缘(图2a)。到12日南亚的正涡度区强度有所减弱, 而在横断山脉的北部出现了一个中心强度为 $2.1 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 的正涡度区(图2b)。这正是西南涡形成阶段。在这个时期的涡度平流(图2c)表明, 强的涡度平流中心正好位于横断山脉的北部, 说明这个西南涡的形成与季风槽区正涡度平流的输送是密切相联系的。

这个低涡在13日08时, 东移到了四川盆地, 中心位于 31°N 、 108°E 。为了了解低涡的垂直结构, 我们计算了各层的涡度(ζ)、散度(D)和垂直速度(ω)。图3给出了 $29^\circ-33^\circ\text{N}$ 、 $105^\circ-110^\circ\text{E}$ 范围内的平均垂直廓线。我们可以看到, 对流层的中低层为正涡度区, 最大中心位在700毫巴附近, 强度达 $5 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$; 中上层却是负涡度区, 最大负涡度中心在200毫巴附近。相应的散度垂直分布是对流层中低层为辐合区, 上层为辐散区。无辐散层的高度约在450毫巴。低层的正涡度和辐合, 得到高层的负涡度和辐散的补偿这种垂直结构

分布对低涡的发展提供了良好的条件。从垂直速度 ω 的垂直分布, 我们可以看到在对流

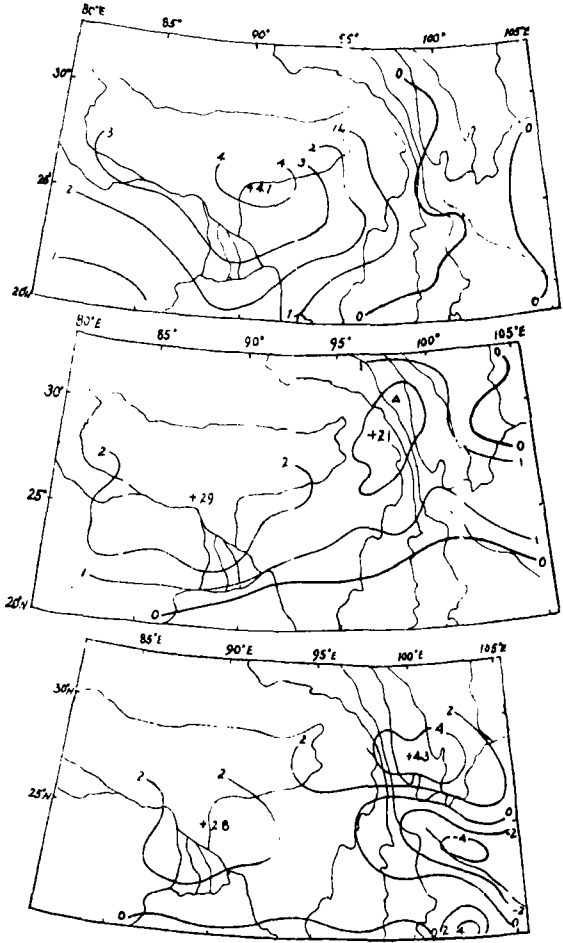


图2a 1976年7月11日08时700毫巴涡度图 单位 10^{-5}秒^{-1}
 2b 1976年7月12日08时700毫巴涡度图 单位 10^{-5}秒^{-1}
 2c 1976年7月12日08时700毫巴涡度平流 单位 10^{-10}秒^{-2}

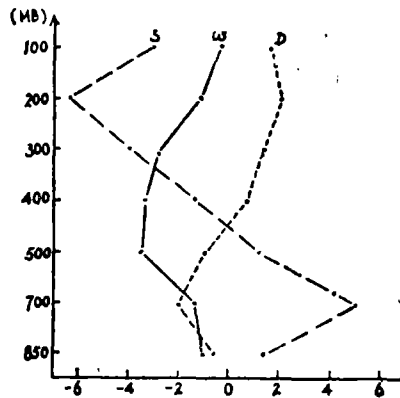


图3 1976年7月13日08时 $29^\circ-33^\circ\text{N}$ $105^\circ-110^\circ\text{E}$ 区域内 ζ 、D、 ω 的垂直平均廓线图
 单位: ζ 、D— 10^{-5}秒^{-1}
 ω — $10^{-3} \text{毫巴} \cdot \text{秒}^{-1}$

层的中低层 $\frac{\partial \omega}{\partial p} > 0$ ，在对流层的中上层 $\frac{\partial \omega}{\partial p} < 0$ ，由涡度方程：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) + f \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

分析知道，垂直速度的这种分布将使低涡的低层正涡度与高层的负涡度都得到加强。加之前面分析的700毫巴上在低涡形成区有强的正涡度平流输送，因此这个西南低涡在短时间内得到了迅速的发展。

2. 潜热对低涡发展的贡献

这个低涡12—13日在四川盆地及其以南地区产生了一场大——暴雨。为了了解低涡温湿场的垂直结构，我们作了13日08时过低涡中心的纬向和经向的温度及 θ_{se} 垂直剖面（图4a、4b）。温度场分析是采用温度离差值。从图上我们可以看到，低涡区垂直向上至500—300毫巴都是暖中心区。暖区随高度向西南方向倾斜，偏于低层热带季风上空。

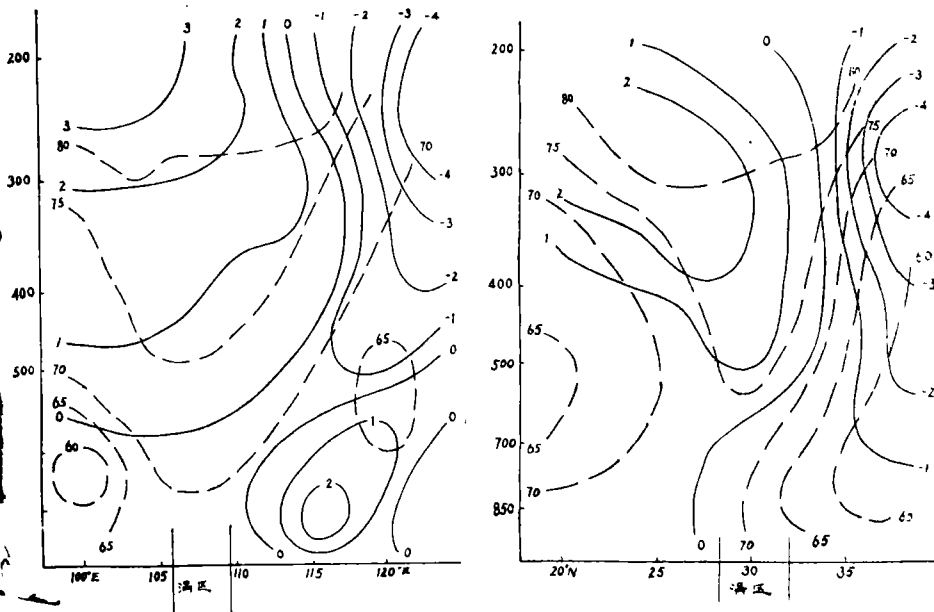


图4a 1976年7月13日08时沿低涡中心(31°N)纬向垂直剖面图
 ——温度离差(与31°N纬线上平均值之差) θ_{se} 等值线 单位 $^{\circ}C$
 4b 1976年7月13日08时沿低涡中心(108°E)经向垂直剖面图
 ——温度离差 θ_{se} 等值线 单位 $^{\circ}C$

θ_{se} 的空间分布表明，在低涡区出现上湿下干的位势稳定层结特征。这可能是通过一次不稳定层结的强对流活动后，低涡上空的大气层结暂时趋于稳定。在垂直上升运动区，出现这种稳定层结，有利于重力惯性波的形成，对低涡的进一步发展提供了一定的有利动力学条件。在东移发展的低涡中，强降水区往往沿低涡前进方向跳跃性地重复出现，这可能就是非绝热加热和重力波的交替作用的结果。

为了了解低涡上空增暖过程的物理原因，我们对热力学方程的各项进行了估算。

P坐标的热力学方程为：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla T + \frac{RT}{Pg} \omega (\gamma_d - \gamma) + \frac{Q}{Cp} \quad \text{式中 } \omega = \frac{dP}{dt} \text{ 为垂直速度, 非绝热加热项}$$

Q由两项组成， $Q = \frac{gLq}{\Delta P} + R$, Lq为潜热项, R为辐射项。我们用12日08时的资料对方程的各项进行了估算，潜热项根据低涡中心附近的成都、南充、宜宾、重庆四站的平均日降水量q(35.75毫米)而算得，辐射项R/Cp近似取-1°C/天。各项的计算结果见表2。

表2 1976年7月12—13日(08时)24小时变温 单位°C/天

| 层次项目 | 850毫巴 | | | 700毫巴 | | | 500毫巴 | | | 400毫巴 | | |
|---------------------------------|---------------------------|--|----------------|---------------------------|--|----------------|---------------------------|--|----------------|---------------------------|--|----------------|
| | $-\vec{V} \cdot \nabla T$ | $\frac{RT}{Pg} \omega \cdot (\gamma_d - \gamma)$ | $\frac{Q}{Cp}$ | $-\vec{V} \cdot \nabla T$ | $\frac{RT}{Pg} \omega \cdot (\gamma_d - \gamma)$ | $\frac{Q}{Cp}$ | $-\vec{V} \cdot \nabla T$ | $\frac{RT}{Pg} \omega \cdot (\gamma_d - \gamma)$ | $\frac{Q}{Cp}$ | $-\vec{V} \cdot \nabla T$ | $\frac{RT}{Pg} \omega \cdot (\gamma_d - \gamma)$ | $\frac{Q}{Cp}$ |
| 成都 | 0.64 | -7.49 | | -0.04 | -9.36 | | -0.17 | -7.99 | | 5.40 | -1.04 | |
| 宜宾 | 0.30 | -0.63 | | -0.10 | 3.19 | | -0.24 | 6.20 | | 2.28 | 3.98 | |
| 南充 | 0.85 | -7.13 | | 0.31 | -9.47 | | 1.14 | -7.98 | | 5.75 | -2.83 | |
| 重庆 | -0.01 | -6.14 | | 0.59 | -12.73 | | -0.71 | -21.19 | | 2.61 | -9.79 | |
| Σ | 1.78 | -31.39 | | 0.76 | -28.37 | | 0.02 | -30.96 | | 16.04 | -9.68 | |
| 平均 | 0.45 | -5.39 | 6.78 | 0.19 | -7.09 | 8.73 | 0.005 | -7.74 | 10.7 | 4.01 | -2.42 | 10.7 |
| $\frac{\partial T}{\partial t}$ | 1.84 | | | 1.83 | | | 2.97 | | | 12.29 | | |

由表2可知：

(1)四站总的温度平流变化，850毫巴—400毫巴各层多为暖平流，500毫巴以下较弱。这说明在低涡发展过程中没有冷空气的参予。对流层中低层平流变温较小，400毫巴增温显著，达4°C/天。对于低涡高空暖中心的形成，暖温度平流起了一定的作用。

(2)垂直运动引起的温度局地变化各层均为负值，其降温值从850毫巴向上增大，至400毫巴开始减小。

(3)非绝热加热项估算结果各层都较大，尤其在500毫巴以上都大于10°C/天。这一估算值可能偏大些，它与使用资料的时间尺度间隔太大有一定关系，因为实际大气中强对流产生的时段是相对比较短的，潜热的作用也不能如此持久。此外，这里所取的R/cp为大尺度系统的平均值，在云系复盖的低涡区此数值偏小。但从我们计算的各层水汽通量散度进行估算，涡区水汽总的辐合量与实际降水是基本符合的。因此非绝热加热项的估算值基本量级是可靠的。

上述三项计算获得的总效果是各层次均出现正变温，其值向上增大。在400毫巴上

达 $12.3^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。由上面的分析,说明低涡区的增温特别在400毫巴以上的强增温是与潜热释放密切相连的。

五、低涡降水与热带季风水汽输送的关系

文献〔4〕、〔5〕等对我国南方降水的水汽来源作过不少讨论,认为印度季风中断期我国西南地区降水其大部分水汽来自孟加拉湾。长江中下游地区降水的水汽一支由孟加拉湾经中南半岛和南海进入,另一支由西太平洋进入。而在印度季风活跃期前者水汽可能来自南海,后者主要来自南海和西太平洋,直接来自孟加拉湾的比较少。本文下面将对低涡发展形成降水过程的水汽来源作一讨论。

首先根据每日低涡位置南侧外围环流的一些测站的实测风,分别作了850毫巴和700毫巴的所有轨迹(间隔12小时),用以查找低涡降水区的气流路径,这两层的轨迹基本一致。图5给出了700毫巴的逐日轨迹。从图中我们看到, 115°E 以西地区低涡降水的水汽主要来自孟加拉湾。从每日流场图上(图略),比较清楚地看到这支气流与北进的热带季风气流是紧密联系的。而 115°E 以东的轨迹表明水汽来源是来自孟加拉湾的热带季风和南海的季风气流。

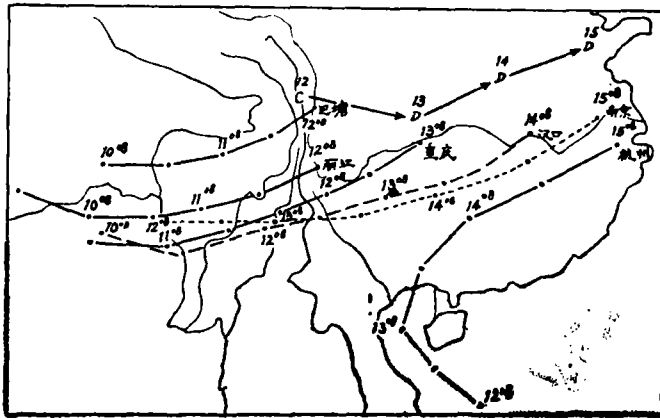


图5 1976年7月12—15日700毫巴低涡位置及水汽轨迹路径图

为了了解热带季风的水汽输送在低涡区的辐合情况,我们计算了7月13—15日对流层中低层的水汽通量和水汽通量散度。图6为13日08时850、700和500毫巴三层总的水汽通量分布图。由图可知,大于 $25\text{克厘米}^{-1}\text{毫巴}^{-1}\text{秒}^{-1}$ 的最大通量区位于低涡的东南侧。从水汽通量散度图上(图7a),可以看到大于 $-3 \times 10^{-7}\text{克}\cdot\text{厘米}^{-2}\cdot\text{毫巴}^{-1}\text{秒}^{-1}$ 的水汽辐合量区出现在最大水汽通量区的北侧,位于低涡中心附近。这说明低涡降水发展是热带季风输送的水汽在低涡上空强烈辐合所致。所以热带季风的水汽输送对低涡发展起了一定的作用,由13—15日沿 29°N 对流层中低层的总水汽通量纬向剖面图(图8)上可以看出,在低涡以后的东移过程中,最大水汽通量值始终位于低涡区的东南侧。大于 $-3 \times 10^{-7}\text{克}\cdot\text{厘米}^{-2}\text{毫巴}^{-1}\text{秒}^{-1}$ 的水汽辐合量区亦保持在最大水汽通量区的北侧和低涡的东南侧。

(见图7b、7c)。15日低涡移到山东境内时，最大的幅合量增大至 -6.4×10^{-7} 克·厘米⁻²毫巴⁻¹秒⁻¹，此时正是东、西两支热带季风汇合期间(15日700毫巴流场图略)，从而促使水汽输送的增大。另外，此时西风带的冷槽侵入低涡区造成的斜压作用，对低涡发展也有密切关系。

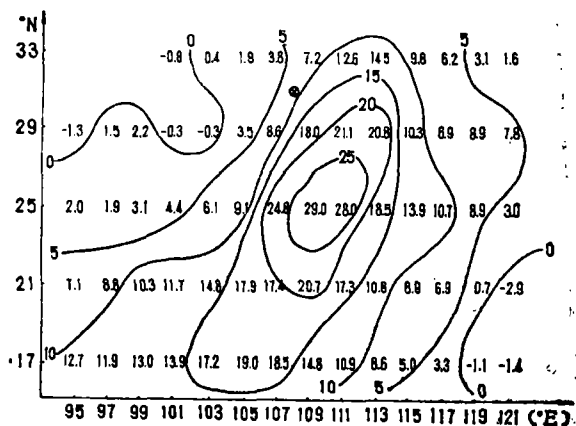


图6 1976年7月13日08时对流层中低层的总水汽通量 $\frac{1}{g}[(qv)_{850} + (qv)_{700} + (qv)_{500}]$ 分布图
⊗—低涡位置

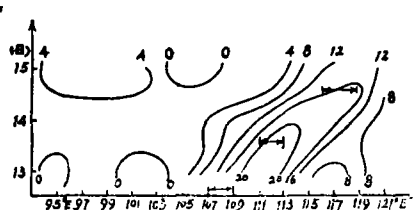


图8 7月13日—15日沿29°N对流层中低层的整层水汽通量纬向剖面
单位：克/厘米毫巴秒 |↔|为涡区范围

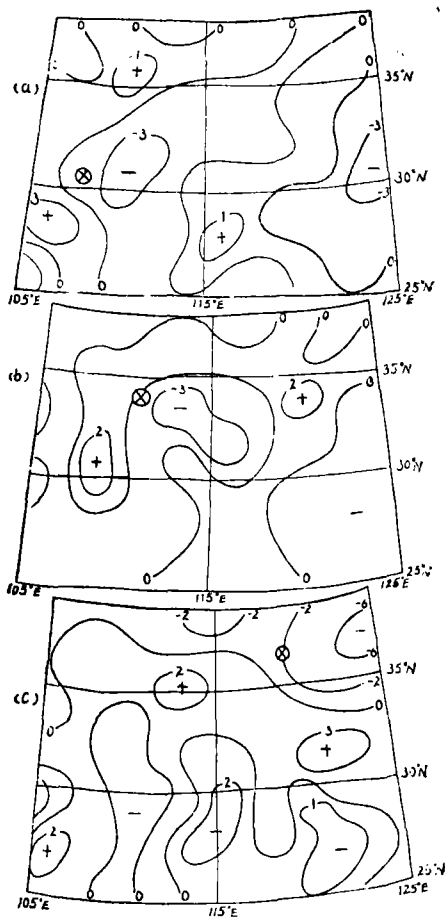


图7 a,b,c分别为1976年7月13日、14日、15日(08时)700毫巴水汽通量散度图
单位： 10^{-7} 克/厘米²毫巴秒 ⊗—低涡中心位置

六、结 语

1. 夏季风时期，西南低涡的生成并发展东移，主要是在印度季风槽位置偏北的季风环流背景下出现。
2. 低涡的生成，发展是与季风槽的正涡度平流向东输送密切连系的。
3. 西南涡形成和发展初期是暖性结构，热带季风的水汽输送和潜热释放起了重要作用，并不一定要有西风带的冷空气加入即斜压过程参与。而在它东移发展过程中，西风

带的斜压过程又起了作用。

4. 低涡引起的降水, 在 115°E 以西它的水汽来自孟加拉湾的热带季风气流, 而 115°E 以东还有另一支水汽来自南海的季风气流。

参 考 文 献

- (1) 徐裕华、沈如桂等, 西南低涡形成及其涡源问题的初步研究, 青藏高原气象论文选编, 1974。
 (2) 沈如桂、李家垣, 印度季风环流系统对我国暴雨的贡献, 一九八〇年热带天气会议文集, 科学出版社, 1982。
 (3) Krishnamurti, T.N., *J. Appl. Meteor.*, 10 (1971a), 1066—1096。
 (4) 沈如桂、罗绍华、陈隆勋, 盛夏季风环流与我国降水的关系, 一九八〇年热带天气会议论文集, 科学出版社, 1982。
 (5) 沈如桂、黄更生, 1980年夏季热带季风环流与我国南方降水水汽输送的关系, 全国热带季风会议论文集(第一集), 云南省人民出版社, 1982。

The Effect of Indian Monsoon Trough on the Formation and Development of Vortex in South-western China

Shen Rugui Lin Xinbin
 Xia Zhiqiang Huang Yunfeng

Abstract

In this paper, the relation between the activities of Indian monsoon troughs and low-vortexes in southwest China has been analysed by using the data of winds at 700 mb level and satellite cloud pictures for six years from 1972 to 1977. It is found that the number of low-vortexes in southwest China is twice greater when the Indian trough is located to the north of its mean location than to the south of its mean location,

The calculated result of the dynamic and thermodynamic conditions in some cases shows that the formation of the low-vortex in southwest China results from the cyclonic vorticity transport of the monsoon trough and the convergence of water vapour in the tropical monsoon coming from the Bay of Bengal. In the initial stage of a low vortex, there is a warm core in it, and the relief of latent heat plays an important role in the formation of the warm core. When it develops and moves eastward, it gradually becomes an extra-tropical cyclone. Then, the water vapour in rainfall processes is supplied by the monsoon flows coming from the Bay of Bengal and the south China Sea. The result mentioned above helps to forecast the low-vortex in southwest China.