

一九八一年

我国异常天气分析预报技术文集



北京气象中心

50
1082

1981年我国异常天气分析预报 技术文集

《1981年全国灾害性天气预报服务工作会议》
技术组编

北京气象中心

1983

前 言

1981年我国不少地区出现了洪涝、干旱、低温等灾害性天气，且以夏秋季最为突出。

我国西部的四川、陕西、甘肃、青海一带降水偏多，部分地区洪涝成灾；而东部广大地区又高温少雨、干旱严重。为了加深对灾害性天气的认识，并进一步提高预报业务能力，

“准确、迅速、经济”地做好天气预报服务，1982年4月在北京召开了“1981年全国灾害性天气预报服务工作会议”，全国各省、市、自治区气象部门及科研、院校做了大量的预报研究和分析总结工作，踊跃参加会议交流。大会收到各种技术总结材料共128篇，选入文集的论文共24篇。内容有：对1981年四川特大暴雨时期的环流特征、低涡发展的复杂性、中尺度云团的演变、低空急流的特点、水汽输送等物理演变；我国南方和北方出现的各次特大暴雨过程的影响系统、物理图象；1981年各地出现的一些强烈灾害性天气（如飑线、暴风雪等）进行较深入分析总结、研究。

本文集针对1981年全国出现的特大暴雨等灾害性天气做了较广泛的探讨。揭示了大尺度环流调整和暴雨的关系、水汽输送的主要层次以及急流的结构对特大暴雨的贡献，这是目前一些有价值的学术问题，对做好暴雨和其它灾害性天气预报有积极作用。本文集内容大部分是从日常值班中总结出来的，基本上反映了我国当前的预报水平，适合目前广大气象台站人员使用。

本文集的技术编审工作由会议技术组负责，其成员有张驯良、牟维丰、余鹤书、徐夏囡、吴宝俊、刘富明、陈乾、陆一强、费亮、彭本贤等同志。

目 录

“81.7”四川暴雨的分析·····	史凤琴、潘汉明 (1)
1981年7月四川特大暴雨时期的水汽收支诊断分析·····	方宗义、田生春 (13)
1981年7月11—13日四川盆地特大暴雨的分析·····	李玉兰、李吉顺 (23)
1980和1981年盛夏东亚异常气候的大气环流特征·····	魏淑华、刘富明 (32)
四川“81.8”大暴雨的成因分析·····	李淑芳、徐裕华 (39)
用综合分析图预报1981年7月中旬长江上游暴雨·····	孟广礼、陶祖钰 (48)
1981年7月长江流域暴雨和副高北跃过程分析·····	张敬业、杨景勋 (57)
1981年8月陕西特大暴雨的初步分析·····	周全瑞、刘天适 (65)
陕南暴雨湿有效位能分析·····	刘延英、吴宝俊 (72)
用压能场分析预报川陕暴雨·····	朱乾根、郑昌圣、潘旭光 (78)
1981年8月川北、陕南持续暴雨过程的分析·····	葛良玉、许三莲、潘旭光 (84)
高原东侧的一次连续性暴雨分析·····	朱正义、夏建平、于桂华 (93)
汛期黄河上游洪水预报的初步研究·····	吴永森 (99)
辽南“81.7”特大暴雨过程分析·····	曹汝佶、滕学崇 (107)
“81.7”辽南特大暴雨成因分析·····	陈向东、张其芳、刘桂琴 (117)
“81.9.10”广东一次连续暴雨过程的分析·····	霍志聪、肖凯书 (125)
“81.6”广西陆川特大暴雨中分析以及我区锋前暖区特大暴雨的特点··	彭本贤 (135)
初夏一次大暴雨的中期过程分析·····	王同庆 (141)
一次与低空急流相联系的黄河气旋暴雨过程的初步分析·····	马瑞隽 (146)
“81.9”特大暴雨的成因分析及预报着眼点·····	鄢宗汉、徐国美、黄长花 (153)
8114号台风对上海的影响及预报中几个技术问题的探讨·····	戴新甫、戴镇南 (160)
一次台风外围飑线大风的超短期预报·····	何进球、吴 晖 (172)
用增强显示云图分析8116号台风的强度和路径·····	桑凤章 (178)
“81.5”锡盟东北部暴风雪寒潮过程分析·····	郭西峡、刘晓林 (186)

由雨量实况图(图1)*可以看到,在这次降雨过程中,四川盆地西部和北部出现了暴雨、大暴雨和特大暴雨;四川东北部、陕西南部、湖北西北部、河南西部和中部的部分地区出现了暴雨;河南北部、山东大部、河北和辽宁南部等地雨量明显减小,只出现了中到大雨。

(2) 四川降雨时间集中、强度大

根据成都中心气象台资料:四川暴雨主要出现在12日——14日,大暴雨和特大暴雨又主要出现在12日晚到13日晚二十多个小时内。12日至14日期间的08时到08时或20时到20时的24小时降雨量达100毫米以上的有42个县、市气象站,其中12日20时至13日20时有8个县、市气象站达200毫米以上,新都站达300毫米。资阳县气象站12日23时10分至13日0时10分一小时降雨量达84.7毫米,是该站自1965年有一小时降雨量资料以来的最高纪录。

由于降雨强度大、时间集中,所以造成四川盆地近百年未遇的洪涝灾害,使长江上游出现了建国以来的最高洪水位,仅次于1892年有水文记录以来的最大洪水(1905年8月)。洪灾使国家和人民群众的生命财产遭受极大损失。

二、四川暴雨成因分析

1、环流背景

图2是1981年7月11日至15日20时500毫巴候平均高度及距平图。与同期多年平均图相比较,亚洲环流有以下几个特点:

(1) 亚洲西风槽偏西、偏强,有利于冷空气路径偏西、偏南

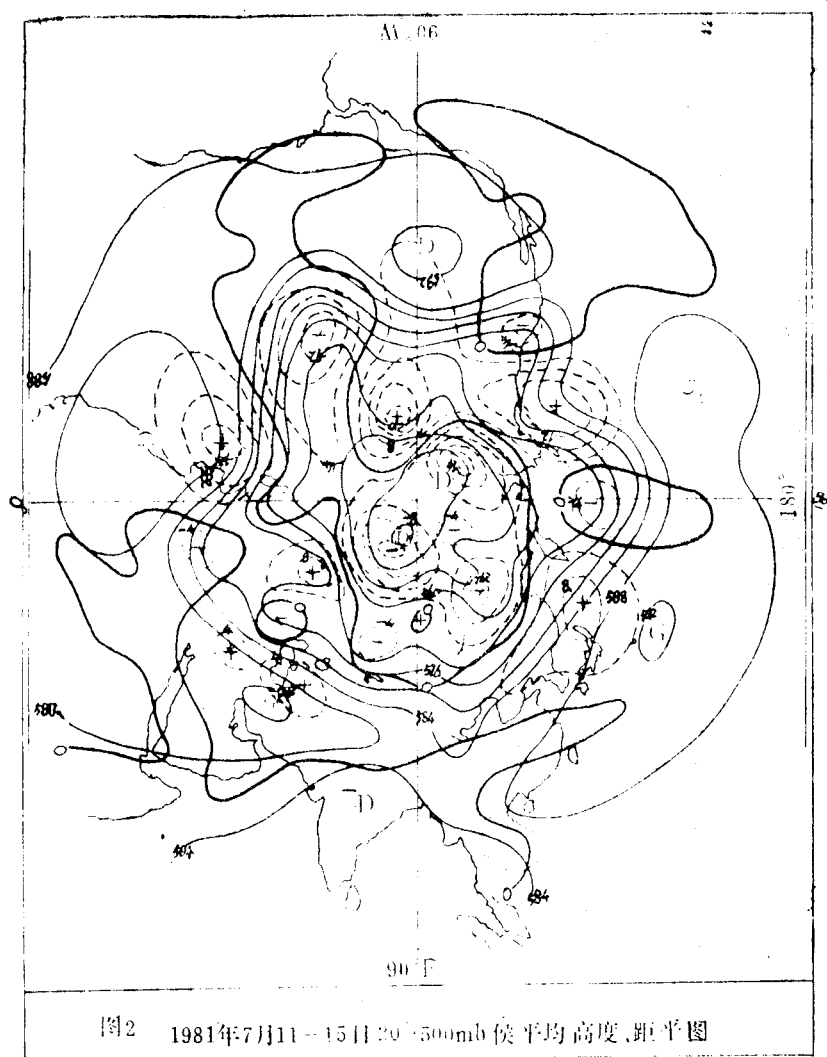
7月第三候(11——15日)的多年平均图上(图略)亚洲中纬度西风槽的平均位置在 110°E 附近,而该年7月第三候的西风槽位于 105°E 附近,比多年平均位置偏西约5个经度,同时槽底584线已南伸到 30°N 附近。由于此槽位置偏西、偏强,槽后冷空气经我国西北地区直达四川境内。

这种形势的出现,是欧亚环流形势发生重大调整造成的。7月第二候欧亚范围内中纬度有两个长波槽,分别在 25°E 和 135°E 附近,两槽之间没有明显的脊,为宽广的纬向西风气流所控制。到了第三候形势发生了反位相的变化,东亚大槽已东移到 130°E 附近并明显减弱,原来的槽区已成为较强的脊区, 105°E 出现了很深的槽区,亚洲中纬度由纬向西风气流转为较强的经向气流。

(2) 西北太平洋副热带高压脊线偏南、西伸脊点偏西

第二个特征是西北太平洋副热带高压呈东北——西南走向,脊线与 110°E 的交点在 21°N 附近,较同期多年平均偏南4个纬距。每日天气图上,脊线摆动于 18°N —— 24°N 之间。588线西脊点在 21°N 、 108°E 附近,比同期多年平均位置偏西6——7个经度,并有30位势米的正距平伴随。副高的这种分布,有利于高原东部和四川盆地上空西南气

*本图系根据中央气象台日常业务用图和四川省气象台资料绘制。



流的加强，向四川盆地输送暖湿空气。

(3) 华北高压脊偏强，有利于降水偏西

第三个特征是华北高压脊明显偏强，较同期多年平均偏强20—40位势米。12日这个脊在我国东部地区与北上的太平洋副高反气旋打通，形成较强的南北向高压，13日588线北界已伸到黄河下游至辽东半岛北部，其西侧的偏南气流迅速加强。这对西来的低值系统的东移产生阻挡作用，使其减慢或停滞，有利于我国西部地区的降雨持续。

(4) 印度季风低压偏强，中心位置偏北

从图2可以看到，印度季风低压中心位于 23°N 、 80°E 附近，较同期多年平均偏北3—4个纬距并有20—30位势米的负距平相配合。由于季风低压偏强、偏北，与偏南、偏西的副热带高压脊线几乎位于同一纬度上，因而孟加拉湾到我国西南地区之间的气压梯度加大，西南季风加强，把孟加拉湾的暖湿空气及季风云团向盆地输送，有利于

西南低涡的发展。

综上所述, 大的环流背景造成冷暖空气在四川盆地交绥, 有利于引起暴雨的天气尺度或中间尺度系统发展和持续⁽¹⁾, 对暴雨的形成提供了十分有利的条件。

2、影响暴雨的主要天气系统

四川暴雨、特大暴雨的形成, 主要是由西南低涡、500毫巴槽(涡)、高空副热带急流、低空急流及地面冷锋等天气系统综合作用的结果。其中以西南低涡的作用最为重要。下面对上述天气系统分别进行分析。

(1) 西南低涡与暴雨

a、西南低涡的发展与暴雨

由700毫巴图可知, 11日至12日8时, 在巴塘、康定至九龙一带已有低压环流存在, 但其结构比较松散, 周围没有大雨出现。到了12日20时, 低涡迅速发展, 低压环流完整, 中心加强, 并可分析出300和304位势什米的两条闭合的等高线, 此时低涡东侧的气旋曲率明显加大, 出现了一条暖性切变线。处在暖切变线附近的温江、成都、资阳等地此时开始出现暴雨。随着西南低涡的发展和东移, 暖切变线北抬, 13日8时, 已和低涡东北侧的冷性切变线合并, 低涡中心及其以东附近地区都出现了暴雨。

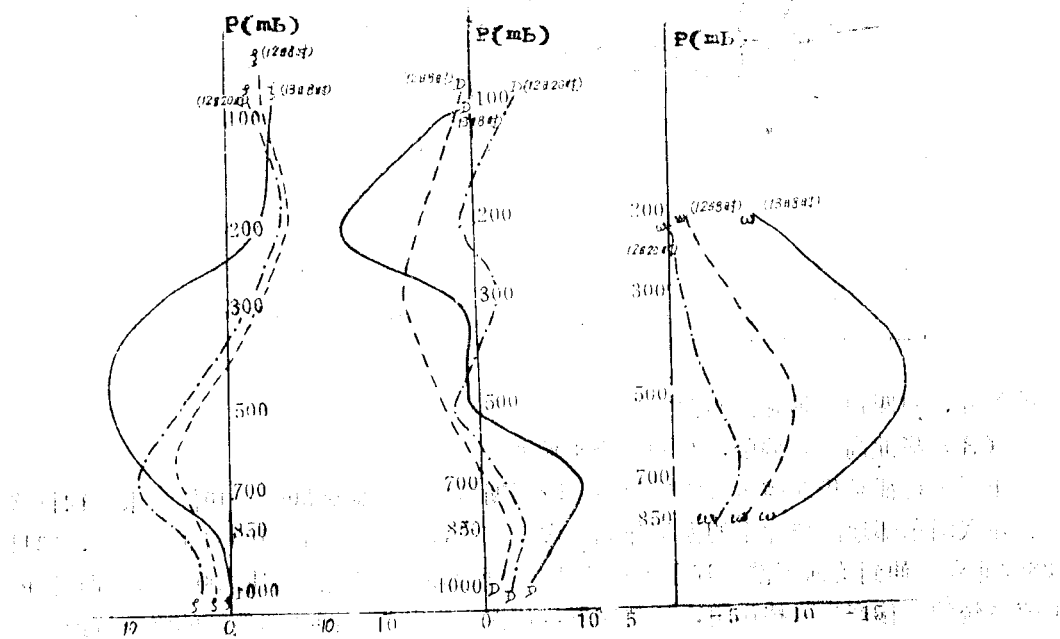


图 3 a 1981年7月12日—13日西南低涡中心附近的涡度廓线

图 3 b 1981年7月12日—13日西南低涡中心附近的散度廓线

图 3 c 1981年7月12日—13日西南低涡中心附近的上升运动廓线

图 3 a、b、c 分别是西南低涡中心附近的涡度、散度和垂直运动廓线动态图。由图

可见,从12日8时到13日8时,低涡中心附近的涡度明显加强并向高层发展。12日正涡度最大值在700毫巴,13日8时已上升到500—400毫巴;低涡中心附近的低层辐合和高层辐散也显著加大,12日20时辐合值为 -4.2×10^{-5} /秒,辐散值为 1.2×10^{-5} /秒,13日8时,低层辐合值达 -10.3×10^{-5} /秒,高层辐散值达 13.8×10^{-5} /秒;低涡中心附近上升运动的加强更为突出,12日20时最大上升运动在700毫巴,其值为 -6.5×10^{-3} 毫巴/秒,13日8时上升速度的最大值已上升到500毫巴附近,其值为 -23.7×10^{-3} 毫巴/秒。由此可见,12日20时至13日8时西南低涡是猛烈发展的,这与四川盆地西部、北部的暴雨、大暴雨和特大暴雨开始的时间是一致的,说明了西南低涡的发展移出是四川暴雨的重要原因之一。至于西南低涡的发展原因,下面分析到有关天气系统时再加以说明,在此不做专门论述。

b、西南低涡的结构与暴雨

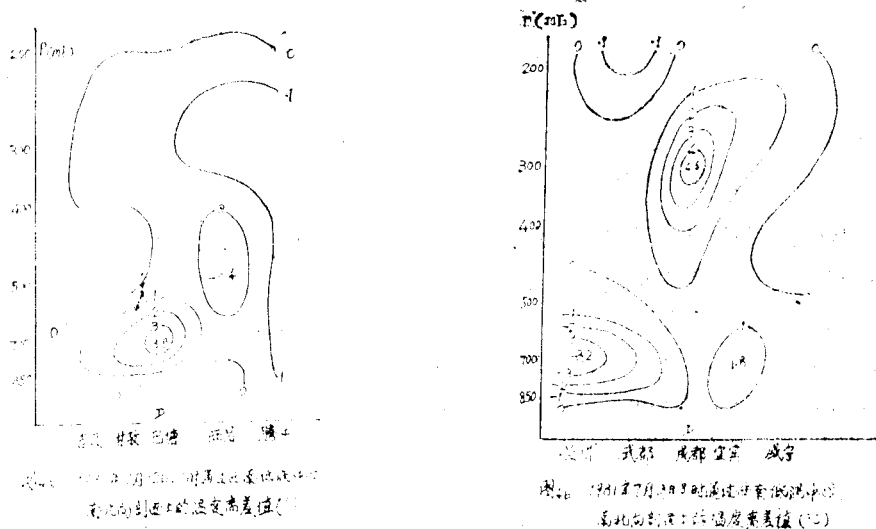


图4 a、b分别是12日20时和13日08时通过西南低涡中心南北向剖面上的温度离差值分布图。由图4 a 可以看到12日20时,低涡环流内,在500毫巴以下完全是暖性的,暖中心位于700毫巴附近。此时700毫巴低涡环流最完整,出现了300线的闭合圈,暖区与低涡环流相配合。这说明此时西南低涡还是一个暖性系统,它比较浅薄,500毫巴以上就不清楚了。13日8时有冷空气自700毫巴以下向南侵入低涡,暖中心抬升到300毫巴(图4 b),出现了斜压性。由于低涡上空增暖,高空等压面升高,出现反气旋环流,产生强的高空辐散场,使得低涡附近的上升运动进一步加强,降水强度也进一步加大。

由13日20时乌鲁木齐——百色的剖面图(图略)也清楚地看出西南低涡的热力结构。此时冷锋已从低层侵入西南低涡的西北部。冷锋后即低涡的西北侧500毫巴以下是干冷的 θ_{se} 小值区,在350—200毫巴的高空,从乌鲁木齐到西宁、兰州附近还有一条副热带锋区。冷锋前在重庆附近的上空从地面到700毫巴之间和200—300毫巴之间有两个高湿、高温的 θ_{se} 大值区。 θ_{se} 的湿舌和温度暖舌是一致的。西南低涡的中心附近及其东南侧整个对流层内都是高湿、高温,这是出现大暴雨的层结特征。

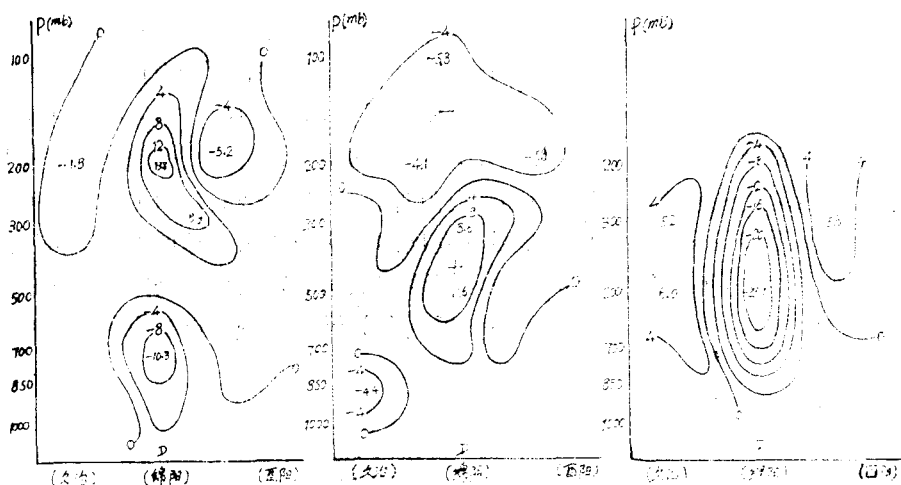


图 5a 1981 年 7 月 13 日 8 时通过低涡中心附近西北——东南向散度剖面 ($10^{-5}/\text{秒}$)

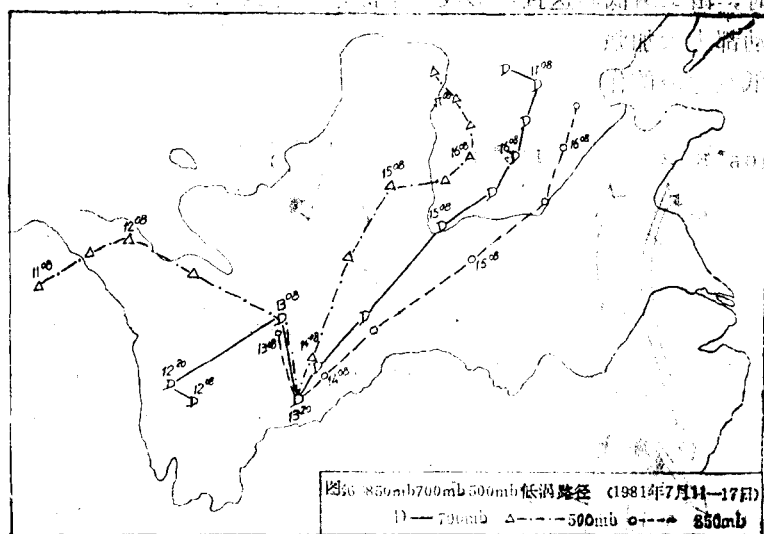
图 5b 1981 年 7 月 13 日 8 时通过低涡中心附近西北——东南向涡度剖面 ($10^{-5}/\text{秒}$)

图 5c 1981 年 7 月 13 日 8 时通过低涡中心附近西北——东南向垂直运动剖面 (10^{-3} /秒)

由13日8时通过西南低涡中心的西北——东南向(图5a、b、c)和西南——东北向(图略)的散度、涡度和垂直运动剖面图可以看到,低涡的西北至西南侧低层辐散、高层辐合,低涡中心附近及其东北侧是低层辐合、高层辐散,无辐散层在500毫巴附近。低层的最大辐合中心($-10.3 \times 10^{-5}/\text{秒}$)在850—700毫巴之间,高层的最大辐散中心($13.8 \times 10^{-5}/\text{秒}$)在200毫巴附近,高层辐散大于低层辐合。低涡中心附近,从地面到250毫巴为正涡度,最大涡度中心在500毫巴附近($11.6 \times 10^{-5}/\text{秒}$)。整个低压环流的高空(200—100毫巴)全为负涡度环流所控制,负涡度中心在200毫巴附近($-5.9 \times 10^{-5}/\text{秒}$)。低涡的东北侧,700—500毫巴层为正涡度区,是和切变线对应,西南低涡中心附近及其东北侧整个对流层内都为上升运动,上升运动的极大值和最大范围都在500毫巴附近,这和涡度的分布基本一致。低涡的西北侧至西南侧却为下沉运动,这种环流的维持,有利于低涡前部的上升运动的持续。由上面的分析可知,西南低涡的这种结构特征,有利于低涡的发展、维持和四川暴雨的持续。这是四川出现大暴雨和特大暴雨的另一个重要原因。

c、西南低涡的路径与暴雨

从西南低涡路径图(图6)可以看到,12日20时后,西南低涡受500毫巴槽前西南气流的引导,向东北方向移动,13日8时到达四川盆地北部(绵阳——平武一带)。在这12小时之内,盆地西部、北部正好位于低涡东侧及移出路径的东南侧,降水强度迅速加大。13日8时,低层冷空气的前锋正好到达盆地北部。由于冷空气较强,路径偏西、偏南,推动西南低涡折向偏南方向移动,13日20时低涡移到盆地中南部(内江附近)。此时低涡又处于加强西伸的副热带高压的西北侧,因此,13日20时后,受副高边缘西南气流的引导,重新向东北方向移动。由于华北脊与副高迭置加强,对低涡东移有阻挡作



用,低涡移动非常缓慢,14日8时才移到遂宁、射洪一带,12小时只移动了一个多纬距。14日20时,低涡移到万源附近,四川降水基本结束。由于低涡在四川境内走了一个“N”型路径,而且移动很慢,导致盆地西部、北部降水持续时间较长,这也是四川大暴雨和特大暴雨的一个很重要的原因。

(2) 500毫巴槽、涡对西南低涡发展、移出的影响

7月10—11日,500毫巴图上,青藏高原中部一直保持一个暖性低涡(黑河涡)。在卫星云图上有一较大范围的涡旋云系相对应。在涡的东南侧,每天晚上都有小的云团甩出,沿高原东侧的切变线东移,影响四川和长江中、下游流域,但在四川的降水一般是中到大雨,只在盆地西南部产生小范围的暴雨。11日20时,由于西亚槽东移加深,槽后有部分冷空气经新疆进入青藏高原,并在高原中部(格尔木和托托河之间)出现一个小槽。此槽在向东南移动的过程中又和黑河涡的正涡度环流合并,促使黑河涡在小槽北段发展加深,低涡中心附近出现了40—60位势米的负变高区,小槽的南端也加深伸到拉萨附近(图略)。同时,自10日开始,伊朗大陆副高加强,并分裂东移进入高原西部,因而推动高原中部的涡、槽东移,12日20时已移到班玛——巴塘——林芝一带,槽前的正涡度平流迭置于700毫巴西南低涡上空,激发700毫巴涡发展,使之出现了300位势米的闭合线。12日20时后,在500毫巴涡、槽东移的同时,700毫巴涡变500毫巴槽前西南气流的引导向东北方向移动,13日8时,500毫巴涡和700毫巴涡同时到达盆地北部地区,正涡度环流上下迭置形成一个深厚的西南低涡。13日8时至14日8时这24小时内,500毫巴、700毫巴和850毫巴低涡的中心轴线几乎在一条垂线上(图6)。深厚的气流辐合上升运动激发强对流发展,使降雨强度进一步加大。

涡度、散度和垂直运动的计算结果也都证明了500毫巴涡、槽对低层西南低涡发展的贡献。从12日8时和12日20时通过500及700毫巴低涡的涡度、散度和垂直运动剖面图(图略)可以看到,每个剖面上中低层的正涡度、负散度及上升运动都有两个中心,北边的中心对应于500毫巴低涡,南边的中心对应于700毫巴低涡;此时两个低涡都不深

厚。13日8时，由于两低涡迭置，形成一个深厚的低压系统，低压中心附近的涡度、散度和上升运动都大大加强。

(3) 低空急流的作用

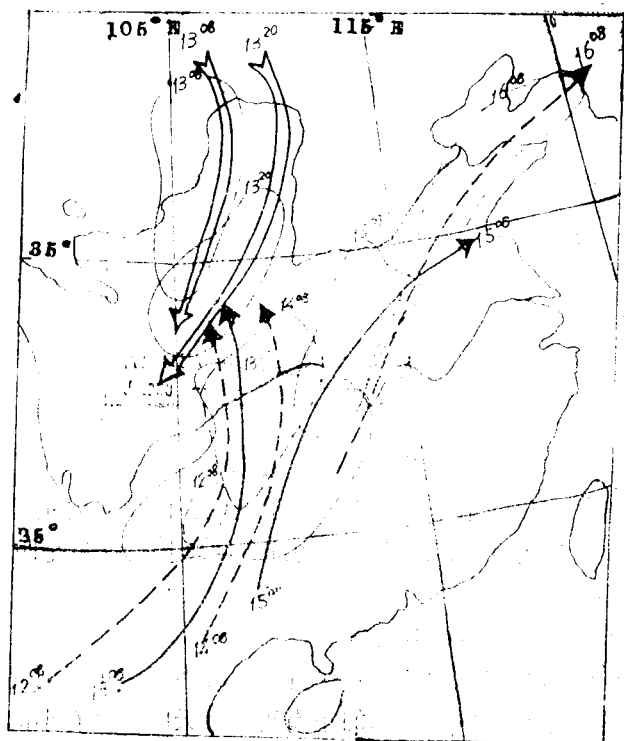


图7 1981年7月12—16日700毫巴急流轴及大风范围动态图

(细实线或细虚线为 ≥ 12 米/秒的范围)

由于西太平洋副热带高压的加强西伸北抬和西南低涡的发展东移(主要是12—13日),导致西南低涡东侧和副高西北侧之间气压梯度加大。与此同时,700毫巴上,自孟加拉湾经中印半岛北部、云贵高原到四川盆地直至秦岭以南有一支低空急流(风速 ≥ 12 米/秒)开始建立并逐渐加强北上,13日,急流强度达到最大(16米/秒),14日以后,急流开始减弱东移(图7)。850毫巴上,从11日20时开始,自北部湾经广西、贵东、湘西到四川盆地东部也有一支南风低空急流建立。这支急流也是13日达到最强(18米/秒)、最北,大风范围也达最大(图略)。

由于700毫巴和850毫巴上低空急流的建立和维持,在高原东侧的摩擦作用和盆地地形的特殊障碍作用下,产生动力辐合,使低涡形成更加明显的气旋性环流⁽²⁾。同时,由于这两支急流的存在,把孟加拉湾和南海北部的高温、高湿的空气源源不断地向四川盆地输送,不仅为四川暴雨提供了大量的水汽,而且增加了四川盆地的位势不稳定能量。

从1981年7月13日8时的850毫巴和700毫巴上水汽通量图(图略)可以看出,水汽最大输送轴和急流轴是一致的,水汽通量中心在贵阳、芷江到四川盆地东南部一带;水汽通量辐合中心在低空急流轴顶和左前方,即四川盆地北部(图8),此处正位于西南低涡的东侧(辐合中心的最大值在西南低涡中心及东北侧的切变线附近)。这说明低涡暴雨的范围不在水汽通量中心,而和水汽的辐合区是一致的。

7月11日到13日8时,四川盆地范围内K指数都在37—44°C之间。K指数如此之高,说明盆地上空大气不仅低层含水量大,而且湿层厚,温度层结也不稳定。在此期

间,南充、重庆等站的 $\Delta \theta_{se} (\theta_{se,850} - \theta_{se,600})$ 都达10—18°C,进一步说明盆地上空大气层结处于位势极不稳定状态。这种不稳定能量被抬升释放以后,又进一步加强了对流上升运动。由于低空急流的存在,盆地地势不稳定不断得到重新建立,使四川暴雨强度加大和持续。

由上面的分析可以看出,低空急流对西南低涡的发展和降水强度的加大有很重要的作用。

(4) 高空副热带急流的作用

自11日20时开始200毫巴上有一支强西南风急流从新疆北部向东南方向移动,12日20时到达磴口至格尔木一带,13日20时又移到银川至同德、札多一线。20米/秒大风南界与100°E的交点在33—34°N(图略)。此时对流层低层的低涡正处在200毫巴出口区右侧,高空的辐散抽气效应对低涡的发展有利。在急流轴南压东移的过程中,高压南侧的偏东风急流也在加强(200毫巴以上)。南北两支急流同时存在,对高空的辐散气流起到加速作用,更有利于西南低涡的发展和降水强度的加大。

(5) 地面冷锋的作用

图9是地面冷锋及 $\Delta P_{2.4}$ 动态图。由图可知,这次影响四川的冷空气是由西路和西北路冷空气在我国西北地区合并南下造成的。11日至12日,由于西亚冷槽加深向东南移动,槽后冷空气向偏南方向移动,12日20时,冷空气移到我国西北东部时,和来自新疆的西路冷空气合并而加强。13日,地面冷锋侵入四川, $\Delta P_{2.4}$ 达11毫巴。这次冷空气对四川暴雨有以下几点影响:

a、斜压不稳定加速西南低涡的发展

由图9和图4b都可以看到,13日8时,冷空气从低涡的北部侵入低压环流。由于冷空气的进入,使低涡的北侧和东北侧有较强的温度对比和风的气旋性切变。冷空气向南侵袭,暖空气向北扩展,这种斜压不稳定作用,进一步加速西南低涡的发展。

b、锋面抬升作用

由13日8时的温度离差值分布图(图4b)和13日20时的剖面图(图略)都清楚地

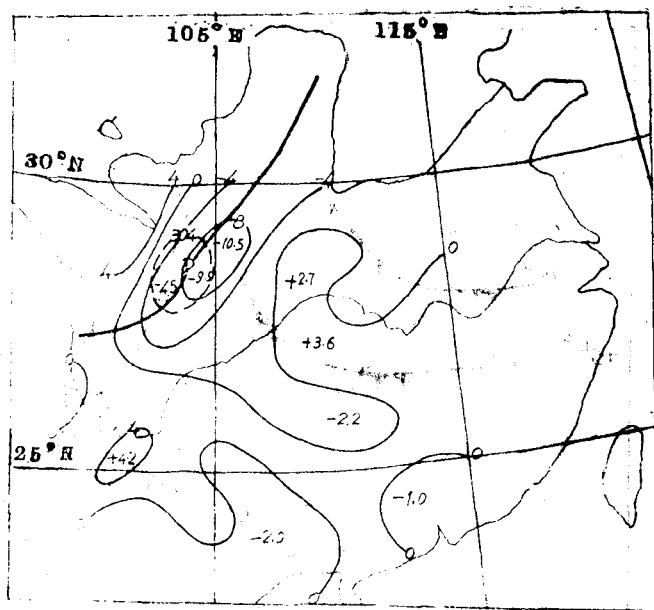


图8 1981年7月13日8时700毫巴低涡切变线及水汽通量散度

(单位: 10^{-7} 克/秒·厘米²·毫巴)

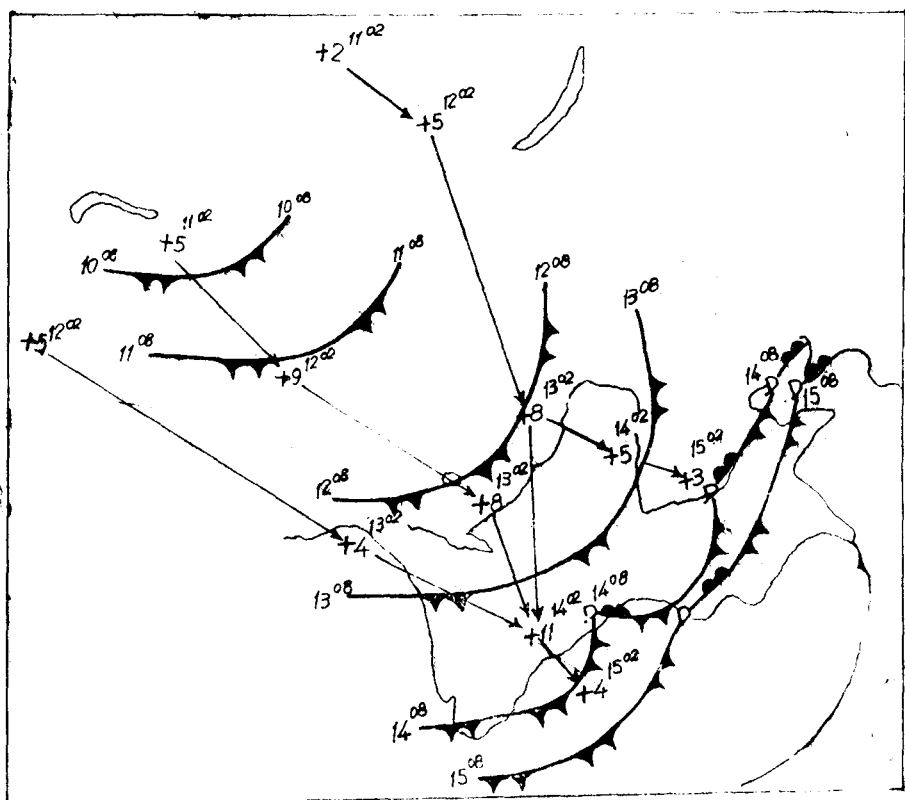


图9 地面锋面及24小时变压动态图(1981年7月10日—15日8时)

看到, 13日白天, 冷锋像一把楔子一样从低层伸入西南低涡的底部, 把暖湿空气迅速抬升。由于锋面坡度大(地面锋面与700毫巴切变线距离是1—2个纬距)、风速也大, 所以抬升速度很强。这种强迫上升运动又触发位势不稳定能量的释放及导致对流上升运动进一步加强, 因此, 锋面过境后降水强度再次加大。由成都12日14时至13日24时逐时雨量自记记录可以看到, 13日13时锋面过境后, 降水强度显著加大。绵阳、成都的13日8时至14时的6小时降水量分别为90毫米和80毫米, 比前后的六小时雨量都大。

c、形成低空北风急流

由于冷空气南下过程中迅速加强, 13日从河套到川北出现了一支北风低空急流(图7), 760毫米上最大风速达16—20米/秒。此时低涡东侧的低空偏南风急流也发展到最强, 最大风速达14—16米/秒。由于很强的低空偏南气流和偏北气流在盆地汇合, 使低层辐合进一步加大, 对西南低涡气旋性环流的加强和上升运动的发展都有作用。

d、强迫西南低涡路径南折

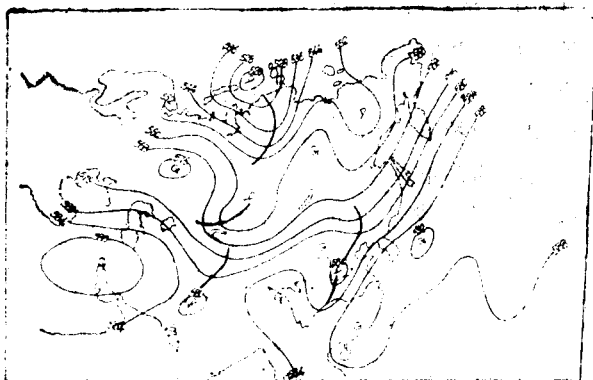
冷空气在南下过程中不仅其前锋的西北风顺转为偏北风, 形成一支低空偏北风急流, 而且500毫巴以下都转为偏北风。13日8时, 已移到川北的西南低涡, 其北侧受偏北气流的引导, 又折向偏南方向移动, 13日20时移到内江附近。由于副热带高压的加强西伸, 西南低涡又进入副高西北侧的西南气流才摆脱偏北气流的影响, 重新向东北方向移动。

三、低涡东移后雨量减弱的分析

1、环流形势改变不利于较大降水的形成

比较16日8时与12日20时的500毫巴图可以发现，欧亚形势发生了较大变化。12日20时，亚洲中高纬为两脊一槽型，西脊在西伯利亚，东脊在苏联远东地区至鄂霍茨克海，100—110°E为一深槽区（图略）。

7月16日8时，亚洲中高纬度却成了两槽一脊型（图10），低纬度的形势也发生了较大变化。这种形势对我国东部地区*的较大降水是不利的。具体分析如下：



（1）冷空气来源被切断

由于形势发生调整，贝加尔湖至我国高原东部地区为一长波脊区，因此，在巴尔喀什湖附近的冷空气不能直接东移侵入我国东部地区。贝加尔湖脊东侧的冷空气路径偏北、偏东，也不易扩散到我国东部地区，因此，切断了这一地区的冷空气来源。

（2）水汽通道被切断

由于500毫巴槽、涡的东移北缩，高原高压和西太平洋高压在槽底和低涡的南侧反气旋打通，形成一条东西向的高压坝，切断了来自孟加拉湾和南海的水汽通道。因此，我国东部地区没有冷暖空气的再交绥，使东移的降水系统逐渐减弱。

2、影响降水的天气系统明显减弱

（1）西南低涡东移减弱

7月13日至14日白天，低涡在四川境内时是一个深厚的低压系统。14日20时，低涡移到四川东北部时，500、700和850毫巴的低涡中心开始偏离（图6），并且东移的过程中偏离程度越来越大，导致西南低涡在东移过程中其中心强度和气旋性环流都逐渐减弱。

（2）低空急流东移减弱

700毫巴和850毫巴的低空急流东移以后，大风范围明显减小、北抬，急流的南段逐渐消失，导致西南低涡发展所需要的动力、热力条件不足，同时大大减弱了海洋上的暖湿空气继续向低涡东侧输送，水汽不充足。

从7月16日8时的700毫巴形势和天气系统配置图（图略）可以看出，低空急流东移后的另一个特点是急流轴和切变线几乎平行，在低涡的东侧和东北侧没有风向、风速的辐合，既不能增加低涡东北侧的气旋性涡度，又没有水汽的集中，因此对低涡东到东北侧的降水十分不利，这是低涡东移后降水减弱的一个很重要的原因。

* 指江淮、黄淮和华北一带。

(3) 高空副热带急流东移减弱

从200毫巴副热带西风急流动态图(图略)可以看到,14日20时以后,高空副热带急流东移减弱并北抬,16日20时已移到东北地区南部并迅速减弱消失,低涡上空的辐散条件减弱,这就抑制了低涡辐合上升运动的发展,导致低涡减弱。

(4) 冷空气南下变性

7月14日20时以后,西南低涡以较快的速度向东北方向移去,而冷空气却从低层向东南方向移去,15日8时冷空气前锋已到达华南并减弱、变性,不清楚了。冷空气的斜压作用和锋面抬升作用消失,低涡随之减弱。

总之,西南低涡东移后,由于环流形势调整和降水系统的减弱,导致西南低涡移出四川后降水逐渐减弱。16—17日,只在低涡的东侧到东北侧有中到大雨。

结 语

大范围暴雨都是在一定的大尺度环流背景下产生的。这次四川暴雨是在500毫巴亚洲槽与多年平均比较偏西(105°E)、偏强,副高偏西、偏南,华北高压脊偏强和印度低压偏北、偏强等有利的大形势出现时发生的。降雨的强度、落区和持续时间受低涡的发展、移动方向和速度的影响,同时也受500毫巴槽,高、低空急流和地面冷锋等天气系统的作用。历史资料⁽³⁾说明,在低涡移动的过程中,降水强度有相反的两种情况:雨势加强,沿途出现暴雨;或是雨势在东移中减弱。这都与形势的变化密切相关,本例属后一种情况。从上面的分析可知,暴雨发生、持续时与暴雨减弱时形势的差别主要在亚洲中高纬地区系统发生了反位相变化,因而切断了侵入低涡的冷空气来源和大量水汽供应,而使降水减弱。

参 考 文 献

- (1) 陶诗言等著:中国之暴雨第四章
 - (2) 中国科学院大气物理研究所模拟组:西南低涡的初步研究
青藏高原气象论文集(1975—1976)
 - (3) 杨克明、史风芬:盛夏西南低涡的移出及其降水预报
中央气象台《技术报告》第16号
- 注: (1) 孙鹤莲同志参加资料计算及绘图工作
(2) 国家气象局气象科学研究院赵四强同志协助计算

1981年7月四川特大暴雨时期的水汽收支诊断分析

方宗义 田生春*

(中国科学院大气物理研究所)

一、引言

1981年7月11日—14日在四川盆地西部、北部和中部发生了一次特大暴雨,整个暴雨过程由三场雨组成⁽¹⁾,由于这次暴雨的强度大、移动慢,加上上旬刚下过雨,土壤水份含量大,暴雨一出现,就变成径流使四川盆地出现了历史上罕见的洪涝。四川地处内陆,它的西面是青藏高原,北面是大巴山和秦岭,西南则由横断山脉屏障。在这样的内陆地区,出现如此大范围的暴雨,水汽究竟是哪来的?不少作者认为西南季风输送是暴雨的水汽源,但是紧邻四川西部和西南部的青藏高原和横断山脉,其高度都在2千米左右和3千米以上,来自印度洋、孟加拉湾的低层水汽,能否翻过这么高的山?翻过山以后还能否对四川造成这么大危害?这样一种地理分布究竟起什么作用?这些都是不清楚的问题。

本文的目的在于通过对这次特大暴雨过程水汽收支的诊断分析,讨论四川暴雨的主要水汽源地及上述问题,为今后的暴雨天气预报提供一个主要的考虑依据。

二、计算方案和资料

根据质量守恒原理,比湿为 q 的大气的水汽变化可用以下方程描写:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q \vec{v}) + \frac{\partial (q \omega)}{\partial p} = -m + Q \quad (1)$$

其中 m 为在单位时间内单位体积大气中的水汽凝结量, Q 为单位时间内通过蒸发由下垫面进入大气的水汽。

分析实际资料,由于在暴雨之前和暴雨期间,盆地内大部分站的气温和地面零厘米深的温度之差在1—2℃之间。相对湿度在90%以上,蒸发极小,因此,水汽的时间变化项

* 赵深铭、陈怀义、张宝严等同志参加计算工作;
杜长萱、王 维等同志参加资料准备工作。

亦很小, 因此, 这两项和垂直输送项均可忽略, 于是在凝结的水汽全部降落到地面的假定下, 可用 m 来估计降水率 r :

$$r = - \int_{P_0}^{P_h} m dP = - \int_{P_0}^{P_h} \nabla \cdot (qv) dP$$

$$= \int_{P_0}^{P_h} q \nabla \cdot v dP + \int_{P_0}^{P_h} v \cdot \nabla q dP \quad (2)$$

P_0 和 P_h 分别为地面气压和水汽柱上界气压。对整个暴雨区面积求积分, 则得到整个区域内单位时间总降水量:

$$R = \int_{P_0}^{P_h} \int_s \nabla \cdot (qv) ds dP \quad (3)$$

根据高斯定理, 对 s 区的面积分可化为绕 s 边界(l)所做的线积分, 即

$$R = \int_{P_0}^{P_h} \int_s \nabla \cdot (qv) ds dP = \int_{P_0}^{P_h} qv_n dl dP \quad (4)$$

式中 v_n 是边界上与边界线元垂直的速度分量, 以向外为正。所以, 我们主要根据(2)式和(4)式进行水汽收支诊断分析。

计算区 S 为图1所示方形区域, S 的北界在 $33^\circ N$, 南界通过宜宾, 东西边界则东起巴中、西达康定, 且都是与 $105^\circ E$ 平行的直线(如图所示, 此区域大致包括了这次暴雨过程的主要暴雨区)。考虑到四川盆地的两边界为陡峻的高山, 其高度均已超过1500米, 故将西边界的850毫巴及其以下当做钢壁处理, 不考虑该边界的水汽出入。

计算中所用的风, 是使用实际探空资料用有限元法、经客观分析直接插值得出的, 计算所取的网格距为150公里, 计算区的格点数 20×16 , 基线在 $105^\circ E$ 。做水汽收支诊断计算只用四川地区12个网格点上的风。此外, 垂直运动是用订正的连续方程积分方案计算的, 与目前国内通用方案不同之处在于考虑了青藏高原地形影响, 由于地形等高线

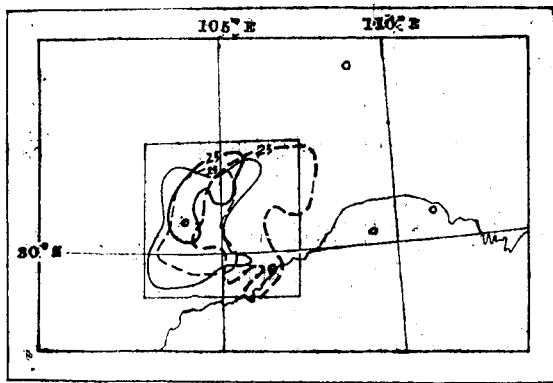


图1、计算水汽收支的边界位置。图中各种线条为12小时大于25毫米降水区范围

- 粗实线: $12^{0.8} - 12^{2.0}$
- 细虚线: $12^{2.0} - 13^{0.8}$
- 细实线: $13^{0.8} - 13^{2.0}$
- 粗虚线: $13^{2.0} - 14^{0.8}$