

青藏高原气象学 研究文集



qingxang gaoyuan
qixiangxue yanjiu wenji

主 编：李跃清

副主编：马振锋 陈 静

气象出版社



① 责任编辑：吴庭芳 李太宇
② 封面设计：索彼工作室

ISBN 7-5029-3901-6



9 787502 939014 >

ISBN 7-5029-3901-6/P · 1386

定价：42.00元

56.4083
271

青藏高原气象学研究文集

主 编:李跃清

副主编:马振锋 陈 静

编 委:罗 磊 高文良

张晓春 张玉兰

气象出版社

内 容 简 介

本书是中国气象局成都高原气象研究所成立以来,气象科技工作者开展高原气象科学研究的有关成果汇编,包括参加我国第一次青藏高原气象科学试验、第二次青藏高原大气科学试验的一些研究成果,以及近3年科技体制改革以来取得的新成果,总计34篇论文。书中内容主要集中在高原热力、动力作用及其影响,南亚高压与高原季风,高原低涡、切变线与西南低涡,高原东侧天气气候变化与预报技术研究等方面。

本书可供气象、环境、生态、防灾减灾等部门的科研、教学和业务人员阅读和参考。

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原气象学研究文集/李跃清主编. —北京:气象出版社,
2004.12

ISBN 7-5029-3901-6

I. 青… II. 李… III. 青藏高原-气象学-文集 IV. P4-53

中国版本图书馆CIP数据核字(2004)第129931号

出版者:气象出版社 地 址:北京海淀区中关村南大街46号
网 址:<http://cmp.cma.gov.cn> 邮 编:100081
E-mail:qxcs@263.net 电 话:总编室:010-68407112 发行部:010-62175925
责任编辑:吴庭芳 李太宇 终 审:章澄昌
封面设计:索彼工作室 版式设计:吴庭芳
责任校对:邢惠英
印刷者:北京金泽印刷有限责任公司
装订者:三河市海龙装订厂
发行者:气象出版社
开 本:787×1092 1/16 印 张:17 字 数:428千字
版 次:2004年12月第一版 2004年12月第一次印刷
书 号:ISBN 7-5029-3901-6/P·1386
印 数:1~500册
定 价:42.00元

本书如存在文字不清,漏印以及缺页,倒页、脱页等,请与本社发行部联系调换

序一

青藏高原平均海拔 4000 m 以上,约占中国领土面积四分之一,是世界上海拔最高、面积最大、地形最为复杂的高原。作为地球第三极,青藏高原对我国、亚洲乃至全球的天气气候及其环境变化都有着重要影响。该地区的天气气候与生态环境问题,既是区域变化问题,也是全球变化问题,受到国内外科学家的高度重视,一直是关注的焦点和难点。

作为中国气象局“一院八所”之一的中国气象局成都高原气象研究所,其主要研究任务是,以高原气象学为专业特色,围绕青藏高原及其复杂地形对灾害性天气气候与生态环境变化的影响等重大科学问题和关键技术,开展应用基础研究、应用研究和技术开发,在为经济社会进步、国家安全与可持续发展和气象业务服务方面,充分发挥国家级专业研究所的重要作用,努力建成国内一流、国际有影响的国家拔高原气象科学研究机构和高层次气象人才培养基地。

2001 年国家公益性科研机构改革以来,中国气象局成都高原气象研究所按照科技体制改革的要求,积极深化改革,加强科技创新,加快事业发展。通过明确目标,组织力量,争取项目,加强攻关,在高原气象研究、优势学科发展方面,有了可喜的进步,取得了一些新的进展。2004 年 10 月 14 日在北京顺利通过了国家科技部、财政部、中编办联合组织的专家评估验收,高原所完成了结构调整、机制转变、人员分流、制度创新和能力建设等方面的阶段性任务。在这一重要的时候,高原所编辑出版《青藏高原气象学研究文集》是十分必要的,对于突出高原气象专业特色,增强高原所的科学研究实力,推动高原气象学科发展都是有意义的。

这本文集主要包括了高原热力、动力作用及其影响;南亚高压与高原季风研究;高原低涡、切变线与西南低涡活动;高原东侧天气气候变化与预测技术研究等四方面共 34 篇论文,是中国气象局成都高原气象研究所广大科技人员辛勤劳动的结果。由此,我们不仅能了解高原所在高原气象研究中的历史贡献,而且能够看到高原所在科技改革以来,在高原气象学科建设方面取得的新成果。我相信,这些论文对于高原气象学的发展能够起到积极的作用,在高原气象科技的研究中,也是有一定参考价值的。

无限风光在险峰。高原气象科学研究更鲜明地体现了这一特征,正因如此,

高原气象科学才更富有挑战性,也才更具有诱人的魅力。高原所通过国家评估,只是一个新的起点,未来更是大家大有作为的时期。

最后,我希望中国气象局成都高原气象研究所的科技人员,在中国气象事业发展战略的指导下,进一步面向国家需求和世界科技发展前沿,加强学习,勇于拼搏,敢于创新,不断做出新的更大的成绩,努力攀登世界高原气象科学技术的高峰。

秦大河

2004年11月26日于北京

序二

青藏高原是世界上最大、地形最复杂的高原,她耸立于亚洲大陆南部的我国西部境内。由于青藏高原特殊的地理位置,决定了她的热力和动力作用对我国、亚洲、北半球甚至是全球的大范围环流演变和天气气候变化都有极为重要的影响。我国大范围的旱涝以及长江流域等地的暴雨灾害都与青藏高原的作用有关。

中国气象局成都高原气象研究所作为国家级公益性研究机构,瞄准高原气象发展的国家目标,紧密结合地方和部门需求,开展高原气象监测、高原动力和热力作用对大气环流、灾害性天气气候及次生灾害和生态环境变化影响等方面的应用基础研究、应用研究和技术开发工作,取得了一定的成果。

本文集汇集了近20年,尤其是科技体制改革以来,高原气象研究所科技人员联系业务实际并注重高原气象研究的部分成果,内容包括四个方面:

第一,青藏高原热力、动力作用及其影响研究(共7篇论文)。涉及应用天气学、动力学和数值模拟等分析方法研究了青藏高原热力和动力作用对大气环流和我国天气气候的影响;青藏高原隆升对我国西北干旱气候形成和降水变化量的影响。第二,青藏高原上空南亚高压和高原季风的研究(共7篇论文)。讨论了夏季影响我国旱涝的重要天气系统之一南亚高压的空间结构、东西振荡以及与北半球对流层上部低频振荡的关系;分析了青藏高原地区水汽来源和收支以及青藏高原上空环流特征和降水分布;研究了青藏高原季风发展与热带海温变化的关系,揭示了青藏高原季风年际变化与长江上游气候变化的联系。第三,高原低涡、切变线与西南低涡的研究(共10篇论文)。研究了青藏高原热力和动力作用对高原低涡形成的机理,讨论了引起四川盆地暴雨的青藏高原低涡发生发展的大尺度环流背景;分析了青藏高原切变线对长江上游突发性暴雨的影响;对发生在青藏高原东侧的中尺度暴雨系统西南低涡进行了统计学、天气学、动力学和数值模拟分析,揭示了西南低涡发展和产生暴雨的机制。第四,青藏高原东侧天气气候变化与预测技术研究(共10篇论文)。揭示了青藏高原东部地区中尺度对流复合体的降水特征;讨论了川西高原和四川盆地气候变化及其与热带海温的联系,研究了青藏高原特殊地形在数值预报模式中的应用问题。

科学研究无止境。成都高原气象研究所在向青藏高原气象学领域的研究征

程中又有了新的进步,值得称赞。但也必须看到,这仅仅是一个开端,还有很多研究需要深入去做。希望高原气象研究所广大科技工作者,继续努力,再接再厉,争取早日形成我国高原气象学科优势,建成高原气象观测研究基地、信息中心、人才培养基地和气象业务服务技术开发基地。

郑国光

2004年11月26日于北京

立足高原放眼全球
力爭把高原所办成
国内外一流的
考古研究所

李泽椿

二〇〇四年十月

前 言

青藏高原对我国、亚洲甚至北半球、南半球的大气环流演变都有极其重要的影响,由此制约着大范围天气气候及其环境的变化。

青藏高原气象学是青藏高原科学研究中最具特色与活力的一个领域。青藏高原作为一个隆起的台地,通过其动力和热力作用,影响着大范围天气气候和环境的变化。同时,青藏高原周边地区作为高原的重要组成部分,在对流活动生成与发展东移、大气能量、物质等交换和平衡过程中也具有关键作用,并影响着天气气候预测的精确度。尤其是高原东坡地区,主要由陡峭山地构成,紧接川渝盆地,这种高原大地形背景下典型的“山地—盆地”区域特征,具有重要和独特的科学意义。青藏高原地区既是我国天气气候与生态环境变化的敏感区,又是我国天气气候与生态环境异常的“强信号区”,对于经济社会发展、国家安全与可持续发展都有巨大的影响。

中国气象局成都高原气象研究所,作为国家级高原气象专业研究所,1972年从四川省气象局科研办公室起步,30多年来,经过了四川省气象局科学研究所、四川省气象科学研究所、成都高原气象研究所等发展阶段,2001年国家科技部、财政部、中编办批复,在整合重组的基础上,成为国家级公益性科研机构。通过不断发展壮大,高原所不仅在高原气象研究和学科发展,高原气象人才培养和队伍建设,气象科研为国家、地方经济建设和气象业务服务等方面发挥了重要作用,而且正不断向着国内一流、国际有影响的国家级气象科学研究机构和高层次气象人才培养基地迈进。

2001年以来,在中国气象局、四川省气象局的领导下,在中国气象局专业气象研究所综合理事会、中国气象局成都高原气象研究所分理事会的指导下,高原所以高原气象研究为专业特色,瞄准青藏高原及其复杂地形对灾害性天气气候与生态环境变化的影响,特别是对旱涝冷暖重大灾害和次生灾害影响的重大科学问题和关键技术,大力推进应用基础研究、应用研究和技术开发,努力满足国家经济社会发展、气象业务服务中的重大需求,经过共同努力,在高原陆面过程与地气相互作用、高原天气动力学、高原低涡与西南低涡、高原区域气候变化、高原季风与ENSO、高原及邻近地区数值预报、旱涝与泥石流灾害预测、高原地区遥感技术应

用等方面取得一批有价值的成果。同时,开始了青藏高原气象观测,高原气象数据库也初具规模。主要学科专业在国内已形成一定特色,推动了气象科技进步,增强了公共服务能力,发挥了气象科技的支撑作用与保障功能。

2004年10月14日中国气象局成都高原气象研究所顺利通过了国家科技部、财政部、中编办联合组织的专家评估验收,科技体制改革与发展取得了重要的阶段性成果。这是高原所发展史上的一件大事,标志着高原所正式进入了一个新的发展阶段。在这个具有重要意义的时候,我们组织编辑这本《青藏高原气象学研究文集》,主要是为了汇集高原所几代气象科技工作者在高原气象科学研究中有代表性的重要成果,包括参加我国第一次青藏高原气象科学试验、第二次青藏高原大气科学试验的一些研究成果,以及高原所近三年科技体制改革以来取得的新成果。由此展示高原所气象科技工作者探索高原气象科学的有关足迹,对高原气象学科发展做出的相关贡献。从而,进一步激励高原所年青一代科技工作者,与时俱进,努力拼搏,继承创新,丰富成果,为不断推动我国高原气象科学事业而奋斗。

多年来,中国气象局成都高原气象研究所一直受到中国气象局和四川省气象局各级领导的极大关心和支特,受到不少专家学者和研究同行的热情指导和帮助,在此,我们向他们表示深切的感谢。

另外,中国气象局成都高原气象研究所从其起步、成立到发展,一开始就与青藏高原气象科学结下了不解之缘。可以说,中国气象局成都高原气象研究所是伴随着青藏高原气象科学的发展而不断壮大的。这本文集仅仅是其高原气象科学研究的部分成果。

由于编者水平有限,加之时间较紧,挂一漏万,取舍不当,在所难免,敬请指正。

《青藏高原气象学研究文集》编辑组

2004年11月24日

目 录

序一

序二

题词

前言

高原热力、动力作用及其影响研究

1983 年青藏高原热状况及其环流和我国的天气气候特征	郑世京 黄福均(1)
青藏高原地面加热及上空环流场与东侧旱涝预测的关系	李跃清(5)
青藏高原热状况对夏季西南地区气候影响的分析及模拟	华 明(12)
高原地形对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验	郁淑华 滕家谟 何光碧(17)
1998 年青藏高原东侧边界层风场与长江暴雨洪水的关系	李跃清(21)
青藏高原隆升对西北地区降水量变化的影响	范广洲 程国栋(28)
青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟:水汽收支及高原动力、热力作用的影响	范广洲 程国栋(37)

南亚高压与高原季风研究

南亚高压空间结构的分析研究	张鸿材 郁淑华 滕家谟等(47)
100 hPa 南亚高压东西振荡过程及其预报	刘富明 魏淑华(56)
北半球对流层上部超长波的低频振荡及其与南亚高压变动的关系	林 海 徐裕华(63)
夏季风时期青藏高原地区水汽来源及水汽收支分析	黄福均 沈如金(70)
夏季季风活动的各个时期青藏高原环流特征及降水分布	黄福均(79)
热带海温变化与高原季风发展	马振锋 高文良(85)
青藏高原季风年际变化与长江上游气候变化的联系	马振锋 高文良(92)

高原低涡、切变线与西南低涡研究

东移的青藏高原低涡的研究	刘富明 濮梅娟(102)
触发四川盆地暴雨的高原涡的形成和东移	刘富明 杜文杰(111)
青藏高原的动力和热力作用对高原低涡形成的数值试验	徐裕华 濮梅娟(122)
对流层中上部水汽对高原低涡形成影响的数值试验	郁淑华 何光碧(127)
青藏高原切变线对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验	郁淑华 何光碧 滕家谟(133)
西南低涡的合成分析	黄福均(138)
大尺度环境场和 CISK 与西南低涡发展的动力学分析	陈忠明(144)
一次夏季西南低涡形成机理的数值试验	濮梅娟 刘富明 沈如金(154)
西南低涡活动的统计研究	陈忠明 闵文彬(162)
热带气旋与西南低涡相互作用的个例研究:诊断分析	陈忠明 黄福均 何光碧(171)

高原东侧天气气候变化与预报技术研究

四川盆地大范围强暴雨过程的合成分析·····	郁淑华	杨佑洪	曾 皓(180)
川东北涡的合成分析·····	骆 红	郁淑华	(188)
青藏高原东部地区中尺度对流复合体的降水特征·····	钟晓平	杨淑群	朱远琼(193)
川西高原雪灾天气初步研究·····	徐裕华	杨佑洪	曾 皓(201)
近 40 多年四川盆地降温与热带西太平洋海温异常的关系 ·····	李跃清	李崇银	(207)
川西高原近 50 年气候变化的初步研究 ·····	李 川	陈 静	朱燕君(214)
σ 坐标系与有阶梯形山脉地形的 η 坐标系预报的对比试验 ·····	滕家谟	何光碧	肖玉华(221)
高分辨率 η 坐标模式对四川降水个例对比数值试验·····	何光碧	滕家谟	(227)
青藏高原东郁定量降水数值预报试验及业务化应用评估·····	钟晓平	卿清涛	(238)
青藏高原东侧一次 β 中尺度对流系统的数值模拟 ·····	陈 静	矫梅燕	李 川(246)

至北半球环流及平均槽脊位置偏离正常状况甚多。这可能是 1983 年我国出现众多异常天气事件的重要原因之一。由图还可看出,拉萨在出现连续 5 个月的低温之后,又出现连续 5 个月的历史上罕见的高温,其中 6,7 月的距平分别为 2.1°C 和 2.4°C ,6~10 月 5 个月累积距平达 7.4°C 。成都则出现连续 9 个月的低温,累积距平达 -8.6°C 。值得注意的是,当青藏高原 8 站 6 月份回升到正距平之后,成都气温偏低又持续了 3 个月;川北南充和川东重庆、万县却于夏季出现了异常低温(见图 2)。青藏高原热状况的异常,导致 1983 年四川境内的天气异常,并在其他地区出现许多滞后天气效应。这些都表明,青藏高原的热力作用对其下游环流和天气有显著的影响。Reiter 和丁一汇^[1]曾指出,青藏高原地-气系统作为调节大气现象的“储存器”对大气环流的演变产生重大的影响,El Niño 现象只是它的反馈的一种表现。陈烈庭等^[2]也分析了青藏高原雪盖与次年 100 hPa 南亚高压活动等的规律,指出我国的副热带流型的变动受青藏高原热状况的制约。黄福均^[3]的分析得出,1979 年高原雨季和印度季风偏晚、偏弱及南亚高压偏南,与 1978 年冬~1979 年春青藏高原雪盖及温度偏低有关。1982 年冬~1983 年春高原气温异常偏低,预兆 1983 年夏季副热带高压北移偏晚;由于高原的热力作用较弱,反向的温度梯度在高原南部迟迟不能建立,东风移不上高原,西风带强而偏南,易导致我国春夏出现异常天气。下面举出一些实例:

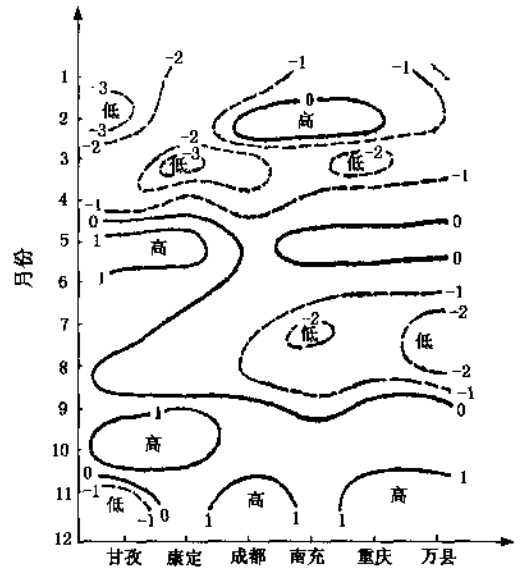


图 2 1983 年 1~12 月甘孜—万县月
平均气温距平时剖面图

(1) 华南隆冬至初春多暴雨。华南 1~3 月总降水量比常年同期偏多 1~4 倍,其中桂东、闽南的总降水量达 500~1100 mm,为建国以来同期之冠。

(2) 长江中下游严重洪涝。6~7 月长江流域梅雨期间,40 余天总降水量普遍达 300~650 mm,部分地区达 700~1000 mm,比常年同期偏多 0.5~1.5 倍;湖北大部 and 安徽部分地区水位比 1954 年同期还高;6 月底新安江水库超过历史最高水位。

(3) 陕南和川东严重洪涝。7 月下旬后期,川、陕连降暴雨和大暴雨,陕南旬降水量达 100~200 mm,川东部分地区达 200~300 mm,汉江水位猛涨,安康县城被淹,葛洲坝遭受特大洪水袭击。川东连续第 4 年无伏旱,降水偏多,十多个县部分被淹。

(4) 青藏高原干旱严重,川西出现少有的夏旱。6~8 月青藏高原出现百年不遇的大旱,降水量只有 80~170 mm,造成牧草干死,农业大幅度歉收。川西平原降水比常年偏少 6~8 成,7 月成都降水量仅 81.7 mm。

(5) 雨季普遍推迟。位于季风前沿的云南省,大部地区的雨季推迟,并连续出现 5 个月的大旱,5~6 月总降水量只有 60~180 mm,比常年同期偏少 4~9 成,一些地区人畜饮水困难。西藏雨季推迟到 8 月 11 日才开始。四川甘孜、阿坝的雨季比常年推迟 20 余天。长江流域汛期开始时间比 1954 年迟,但持续的时间比 1969 年长。

(6) 春季风、雹频繁。由于冷空气活动频繁,1983 年春季全国有 27 个省、市、自治区的 880 多县、市、旗降雹,范围是近十年来最大的。东部许多省份遭受龙卷风袭击,南方大部省份出现

冰雹,北方许多省(区)出现沙暴和暴风雪。夏季沿海台风比常年偏少。

3 青藏高原热状况与 El Niño 事件

据有关资料,1982~1983 年出现的 El Niño 现象是历史上较强的一次,它对世界天气气候的影响是众所周知的。根据历史资料分析,在 El Niño 现象出现的后期,往往副热带高压比较强,夏季我国多出现双雨带结构,主要雨带在华北和华南,江淮流域一般为少雨。1945 年后出现的 9 次 El Niño 现象,对太平洋西岸地区的影响程度各不相同。如 1972 年最突出的是热带、副热带大范围的持续干旱;1973 年长江中下游及川东干旱较明显;1976 年我国出现近百年来少有的寒冷;1976,1977 年川东都出现了严重的伏旱或伏秋连旱。

我们统计了 70 年代以来较强的三次 El Niño 年(1972~1973 年,1976~1977 年,1982~1983 年),青藏高原 8 站的气温距平(见表 1)。

表 1 三次较强 El Niño 年高原 8 站气温距平和(℃)

年 份	12 月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	总 计
1972~1973	11.9	18.4	6.0	8.4	3.5	1.9	50.1
1976~1977	17.1	14.7	4.4	5.2	-4.1	-17.5	19.8
1982~1983	-0.8	-14.1	-23.7	-5.7	-16.2	-2.2	-62.7

从表中可以看出,前两次 El Niño 年 12~5 月的气温累计距平和为较大的正值,而后一次 El Niño 年则出现较大的负值。可见强 El Niño 年同期的青藏高原热状况可以完全相反。但从 1949 年以来的 El Niño 年资料分析,次年青藏高原冬春气温累积距平一般多为正距平,像 1982~1983 年出现如此显著的负距平,实属罕见。分析表明,El Niño 现象与青藏高原热状况无明显关系;然而高原热状况与长江中下游、华南以及四川夏季天气的关系是肯定的。如高原冬春气温偏低,对应四川东部盛夏降水偏多;华南及长江中下游降水多(少)与高原温度负(正)距平也有较好的对应关系^[3,4]。

4 青藏高原热状况与春夏东亚环流

图 3 是 1983 年 3~4 月 500 hPa 等压面平均图。由图可见,1983 年在我国东部 110°E~

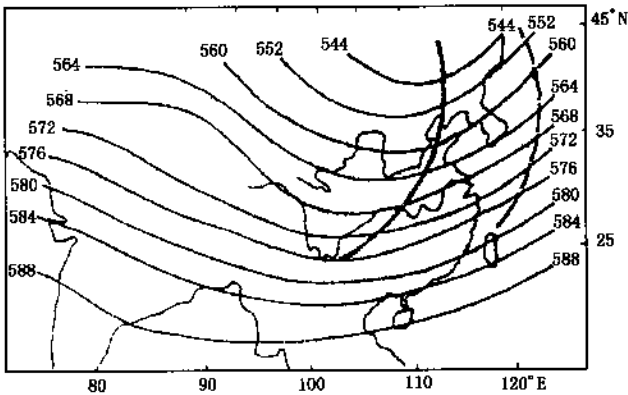


图 3 1983 年 3~4 月 500 hPa 等压面平均图
粗实线为 1983 年平均槽,粗虚线为多年平均槽

120°E 的平均槽,比常年平均槽位置偏西 15~18 个经度。我国 30°N 以北的地区为西北气流,30°N 以南则为偏西南气流。3,4 月我国风暴频繁,鲁、豫、苏、浙、皖一些地区出现龙卷风,可能与平均槽的位置偏西有关。

图 4 为 1983 年 7~8 月 500 hPa 等压面平均图。由图可见,当青藏高原气温转为连续正距平时,7~8 月的平均 500 hPa 流型出现一个相对脊区,与常年高原平均鞍形场有明显差别。1983 年的环流型与高原的异常大旱相联系;常年的鞍形场则与高原的雨季盛期相对应。平均槽则由 80°E 附近移至 100°E~110°E 附近,这与盛夏川西少雨和川东多雨、陕南出现大暴雨是一致的。

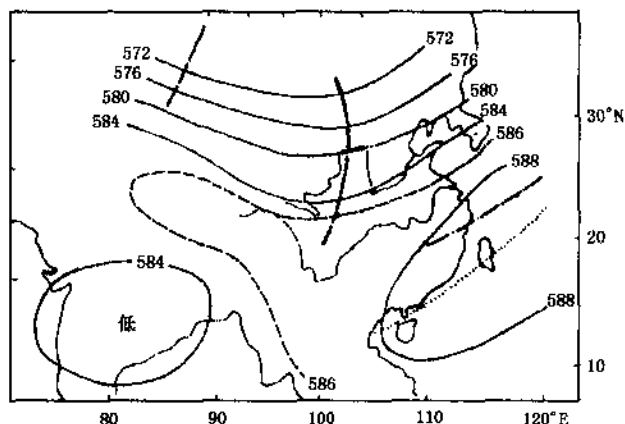


图 4 1983 年 7~8 月 500 hPa 等压面平均图

1983 年 6~8 月 100 hPa 上的南亚高压平均脊线比常年平均偏南,直到 9 月才基本上接近正常年。南亚高压 6 月平均位置的南北变动,关系到我国雨带的北跳,以及梅雨、季风、高原雨季和印度季风的开始期。1983 年由于高原温度偏低,南亚高压第一次在高原上建立的日期为 6 月 28 日,比多年平均日期推迟 20 天左右,致使我国自西向东大部地区的雨季推迟。

5 小结

1982~1983 年青藏高原连续 6 个月出现月平均气温负距平,对应 3~4 月东亚平均槽脊与多年平均位置有较大偏离,后期副热带高压北移缓慢,西风带强而偏南,春季冷空气活跃;夏季南亚高压上高原比多年平均偏晚,雨季推迟。

青藏高原气温负距平与强 El Niño 事件结合,使得我国出现了众多的异常天气事件。

参考文献

- [1] Reiter P R, 丁一汇. 1980. The role of the Qinghai-Xizang Plateau in feedback mechanisms affecting the Planetary Circulation. *J. Atmos. Sci.*, 4:300—309
- [2] 陈烈庭, 阎志新. 1979. 青藏高原冬春季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响, 中长期水文气象预报文集(第一集). 水利电力出版社, 185~194
- [3] 黄福均. 1983. 1979 年夏季青藏高原天气系统的若干新事实. *气象*, 3:2~6
- [4] 杨禾法, 刘向东. 1981. 华南春季异常冷暖的 100 毫巴环流特征. *气象*, 11:2~4

青藏高原地面加热及上空环流场与 东侧旱涝预测的关系*

李跃清

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘 要 应用奇异值分解(SVD)技术研究了青藏高原地面加热场与高原上空 100 hPa 高度场及其东侧川渝地区夏季降水场的时空联系和旱涝预测的关系。结果表明:地面加热场与高度场的第一模态代表了两场间的主要耦合特征,具有高度的时空相关;前期青藏高原地面加热场通过影响后期高原上空 100 hPa 高度场,导致未来高原东侧川渝地区夏季降水异常;加热场-高度场-降水场之间的这种非同步关系,反映了川渝地区旱涝灾害的影响因子和物理成因;前期高原地面加热场与前期 100 hPa 高度场 SVD 第一模态的变化,是高原东侧地区未来夏季旱涝异常的预测信号。并由此提出了一种基于 SVD 技术的旱涝预测思路。

关键词 青藏高原 大气环流 旱涝 奇异值分解

1 引言

青藏高原对于大气环流和天气气候的热力动力作用,一直是青藏高原气象学研究的重点和难点,国内外气象工作者已进行了大量有重要价值的工作^[1,2]。叶笃正等^[3]早在 20 世纪 50 年代,就指出夏季青藏高原是一个巨大的热源,并从模拟实验分析了高原夏季加热作用对东亚大气环流尤其是南亚高压的重要影响^[4]。莱特尔和了一汇^[5]指出高原积雪对行星尺度环流有重要作用,冬季高原多雪,未来南亚高压出现迟且强度弱。徐国昌等^[6]研究了青藏高原雪盖对我国大气环流和降水异常的影响。这些研究加深了高原热力作用与环流及早涝关系的认识。

四川盆地和重庆市(简称川渝地区)紧邻青藏高原东侧,高原及其上空环流对其有着重要而特殊的影响。郑世京等^{**}分析了高原温度异常与东亚副热带环流及四川盛夏旱涝的关系。最近,李跃清^[7]指出前期青藏高原上空南亚高压活动区域 100 hPa 高度场与未来夏季高原东侧地区降水场具有密切的时空耦合关系,高度场与降水场的这种非同步联系,是高原东侧地区夏季旱涝异常的一种预测信号。但是,青藏高原加热场和上空环流场与川渝地区旱涝异常的整体时空特征及耦合联系还不很清楚,前期高原上空高度场变化如何更好地应用于高原东侧旱涝预测也需深入分析。因此,应用有效的方法进一步研究高原加热与上空环流对川渝地区气候异常的重要影响,建立旱涝预测新途径是非常必要的。

我们应用高原地面加热场强度距平指数^[8],通过 SVD 技术,深入研究了青藏高原地面加热场与其上空 100 hPa 环流场的时空耦合图像,并在环流场与高原东侧旱涝异常时空联系^[7]的基础上,综合分析了高原地面加热场-高原上空环流场-高原东侧旱涝的耦合联系及影响机

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第 一 部分、四川省科技厅重点科技项目 2000-03-21 及国家“九五”科技攻关项目 96-908-05-05 专题共同资助

** 郑世京、陈效孟,青藏高原温度的异常与东亚副热带环流及四川旱涝的关系,全国汛期长期天气预报会议文集,1983,210.

理,提出了一种基于 SVD 技术的川渝地区夏季旱涝预测思路。

2 资料与方法

应用 1958~1995 年共 38 年逐月高原地面加热场强度距平指数^[8]、国家气象中心 1956~1996 年共 41 年北半球 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 经纬度 100 hPa 月平均高度场和 1961~1994 年共 34 年川渝地区具有代表性的成都、宜宾、广元、遂宁、达川、重庆和酉阳等 21 站月总降水量资料。

根据李栋梁等^[8]提出的青藏高原热源表征方法,对青藏高原 60 个站地温-气温差资料计算的高原地面加热场强度,经 EOF 分解,选取信息载荷量最大的玉树和日喀则作为代表站,计算了两站地面加热场强度的月平均距平指数,用以代表青藏高原地面加热场强度。具体计算公式如下:

$$\Delta(B-H)_p = A + B(T_s - T_a)_p + C(T_s - T_a)_y - M,$$

其中, $\Delta(B-H)_p$ 为高原地面加热场强度距平指数,单位为 kW h m^{-2} , $(T_s - T_a)_p$ 和 $(T_s - T_a)_y$ 分别为日喀则和玉树月平均地面(0 cm)温度与百叶箱温度之差, M 为日喀则和玉树两站地面加热场强度气候平均值, A 、 B 、 C 为系数(参阅文献[9])。由此得到 1958~1995 年共 38 年逐月高原地面加热场强度距平指数。

奇异值分解(SVD, Singular Value Decomposition)方法的主要原理是:分析两个要素场之间的相关,即最大限度地从两个要素场分离出多个相互独立的耦合模态,揭示出两个气象场所存在的时域相关性的空间联系,这种耦合的空间分布型能量大限度地解释两场的交叉协方差^[9,10]。其主要优点是,在气象场的时空分布耦合信号的诊断分析中具有普适性^[10],在分析两个不同要素场之间的联系时比自然正交函数、典型相关方法更为有效,是研究两个要素场序列间时空关系的一个有力工具^[11]。

这里,在前期青藏高原上空 100 hPa 高度场与 6~8 月高原东侧地区降水场 SVD 分析^[7]的基础上,我们以青藏高原上空夏半年南亚高压主要活动地区($40^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$) 的 100 hPa 高度场为左场 $X(t)$, 青藏高原地面加热场强度距平为右场 $Y(t)$ 进行了 SVD 分解。由于右场高原地面加热场强度距平是代表整个高原平均情况的一个单时间序列指标^[8],不是由空间格点构成的场时间序列。因此,对左、右场构造如下:

$$X_{s \times n}(t) = \begin{bmatrix} X_{11} & X_{12} & \cdots & X_{1n} \\ X_{21} & X_{22} & \cdots & X_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ X_{s1} & X_{s2} & \cdots & X_{sn} \end{bmatrix}, \quad Y_{m \times n}(t) = \begin{bmatrix} Y_{11} & Y_{12} & \cdots & Y_{1n} \\ Y_{21} & Y_{22} & \cdots & Y_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ Y_{m1} & Y_{m2} & \cdots & Y_{mn} \end{bmatrix}$$

其中, s 为空间格点, m 为月份, n 为左右场进间序列长度(年份)。而要指出的是,将右场高原地面加热场强度距平的月份时间点作为通常 SVD 分析的空间点,年份时间点为 SVD 分析的时间点,这种变换还有利于反映不同月份加热场的不同持续作用^[12]。

3 结果分析

一般 SVD 分解中,某个模态对总体协方差阵的贡献越大,对应模态相关系数越大,则表示其耦合关系越密切。下面以协方差贡献大于 50% 和相关系数大于 0.51(对应 0.001 的信度)为判别标准。

3.1 高度场与降水场的 SVD 分析

由文献[7]SVD 分析可知:青藏高原上空 100 hPa 高度场与高原东侧地区降水场具有密切的时空相关,第一模态代表了两场相关的基本特征。尤其是前期 10~12 月、1~4 月 100 hPa 高度场与后期夏季高原东侧地区降水场的第一模态协方差贡献率分别达到 66.1%、83.4%,相关系数分别达 0.60、0.67。表明:青藏高原上空 100 hPa 高度场与高原东侧川渝地区夏季降水场具有整体一致的耦合关系,特别是前期 1~4 月青藏高原上空 100 hPa 高度场对高原东侧川渝地区夏季降水场有明显的非同步作用。

前期 1~4 月 100 hPa 高度场与后期夏季高原东侧地区降水场 SVD 第一模态的空间分布(见文献[7]图 1)为:高度场在整个高原上空区域都是正值区,最大区域位于($55^{\circ}\text{E}\sim 95^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$),这正是未来夏季南亚高压中心活动的主要范围。降水场除东南角一片负值区外,其余地区都为正值区,其大值区位于($104^{\circ}\text{E}\sim 107^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$),中心在四川北部。这里,我们再次给出前期 1~4 月青藏高原上空 100 hPa 高度场与高原东侧川渝地区夏季降水场 SVD 第一模态的时间系数(图 1)。由此看到:两场第一模态的时间系数变化趋势非常一致,相关达 0.67,具有明显的非同步联系。前期 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场异常偏高(低),未来夏季高原东侧大部地区降水偏多(少)。并且,1961~1994 年间,青藏高原东侧地区 1994、1978、1972、1975、1969、1970、1976 年的严重干旱都发生在时间系数的负位相中,而 1993、1987、1981、1984、1973、1965、1989 年的严重洪涝都发生在正位相中^[7]。因此,前期 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场与未来夏季高原东侧降水场 SVD 得到的第一模态高度场的时间系数 T_{h1} 具有指示意义,是一个有用的预测信号。但如何在夏季之前单独提取高度场的这一变化是一个关键问题,下面我们将具体讨论。

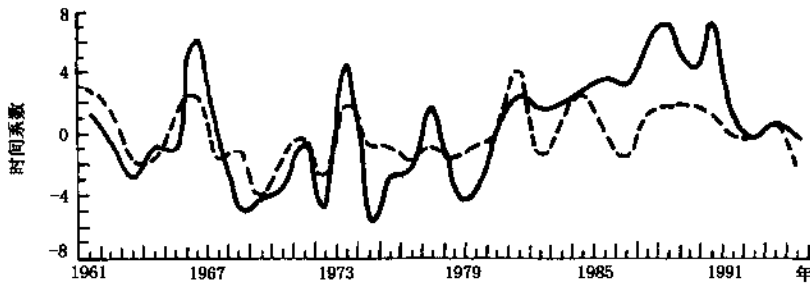


图 1 由 SVD 得到的左场 1~4 月青藏高原上空 100 hPa 高度场与右场 6~8 月高原东侧地区降水场第一模态的时间系数 T_{h1} (实线)和 T_r (虚线)(引自文献[7]图 2)

3.2 加热场和高度场的 SVD 分析

为了在夏季之前单独提取高度场中对高原东侧夏季降水场有预测意义的高度场变化,我们设想,通过 SVD 分析得到前期或同期高原地而加热场与 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场的耦合关系,如果由此得到的高度场的第一模态变化与 1~4 月高度场与未来夏季降水场 SVD 得到的高度场的第一模态^[7]基本类似,那么,我们就可以以前者代替后者,从而实现提前获得 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场中作为预测信号的高度场变化。

以青藏高原上空 21 个空间格点的 1~4 月平均 100 hPa 高度场为左场,以月份构成空间格点的高原地而加热场强度距平为右场,左右场时间序列长度为 1958~1995 年或 1959~1996 年共 38 年,进行的 SVD 分析得到:前一年 1~10 月,1~11 月青藏高原地而加热强度场

与未来 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场具有最密切的时空相关,两场第一模态方差贡献大,分别占 75.1% 和 74.5%,相关系数都达到 0.62。表明前期高原加热场能够反映出后期 1~4 月 100 hPa 环流场的变化信息,并且第一模态代表了两场相关的基本特征。下面,为了深入分析高原加热场-100 hPa 环流-高原东侧降水的联系,寻找夏季旱涝预测的前兆信号,我们主要分析前期 1960~1993 年 34 年 1~10 月青藏高原地面加热强度场与后期 1961~1994 年 34 年 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场的非同步 SVD 结果。

后期 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场的空间分布型第一模态(图 2)表明:高度场上,高原上空整个区域都为正值区,在(60°E~90°E, 25°N~40°N)高原西部一带是低值区,(40°E~60°E, 25°N~35°N)伊朗一带是正值区。而前期高原地面加热场由月份构成的空间分布型第一模态,1~3 月为正值,4~10 月为负值,各月大小分别为 0.62、0.09、0.21、-0.14、-0.28、-0.32、-0.19、-0.40、-0.38、-0.13,其中 1 月、8 月、9 月、6 月的绝对值最大。要指出的是,图 2 与前期 1~4 月 100 hPa 高度场与后期 6~8 月高原东侧地区降水场 SVD 第一模态的空间分布^[7]相比较,其区域符号一致,分布基本相似。

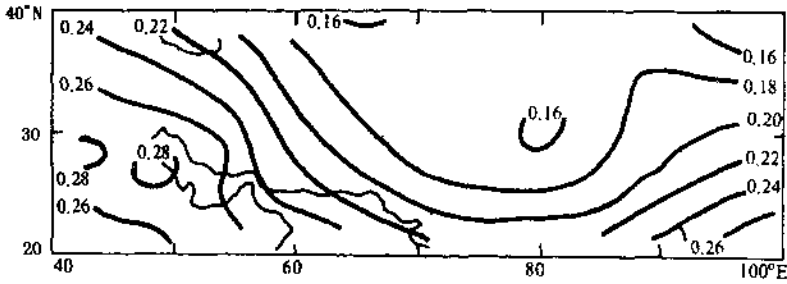


图 2 由 1960~1993 年 1~10 月青藏高原地面加热强度场与 1961~1994 年 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场 SVD 得到的左场 100 hPa 高度场第一模态的空间结构

图 3 进一步表明:两场第一模态的时间系数呈反位相变化,相关达 -0.62,具有明显的非同步联系,前期 1~10 月高原地面加热场时间系数处于正(负)位相,未来 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场时间系数则处于负(正)位相。而且,1961~1994 年青藏高原东侧川渝地区夏季重大旱涝异常事件大多有清晰的反映,强度也拟合得较好,1994、1978、1972、1975、1969、1970、1976 年的严重干旱基本都发生在高度场(加热场)时间系数的负(正)位相中,1993、1987、1981、1984、1973、1965、1989 年的严重洪涝基本都发生在其正(负)位相中。这表明前期 1~10 月青藏高原地面加热场强度 1~3 月偏强(弱),4~10 月偏弱(强),未来第二年 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场异常偏低(高),则夏季高原东侧川渝地区大部降水偏少(多)^[7],具有指示意义。

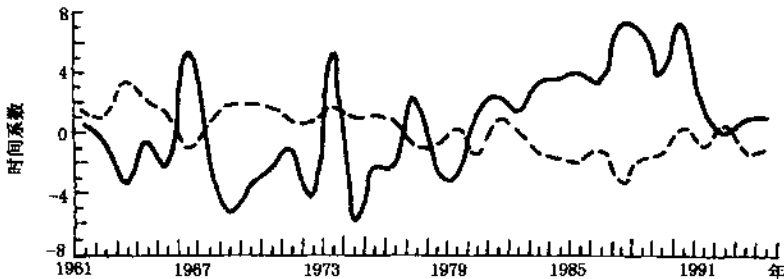


图 3 由 SVD 得到的右场 1960~1993 年 1~10 月青藏高原地面加热强度场与左场 1961~1994 年 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场第一模态的时间系数 T_1 (虚线)、 T_{h2} (实线)

由图 1、3 对比看到:前期 1~4 月青藏高原上空 100 hPa 高度场和后期夏季高原东侧川渝地区降水场 SVD 得到的 1~4 月 100 hPa 高度场的第一模态时间系数 T_{h1} 与前期 1~10 月高原地面加热场和后期 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场 SVD 得到的 1~4 月 100 hPa 高度场的第一模态时间系数 T_{h2} 变化非常一致,这反映了高原热源与川渝地区旱涝的内在物理联系和影响机理。由于青藏高原加热场直接与川渝地区降水场的 SVD 分解时空相关不明显,这可能说明高原加热是通过大气环流这个中介而影响旱涝的,高原地面加热场-100 hPa 高度场-川渝地区旱涝之间的这种非同步关系,具有明显的物理基础。

3.3 预测信号提取及应用思路

由以上分析可知,前期 1~10 月高原地面加热场和后期 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场 SVD 分析与前期 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场和后期 6~8 月高原东侧地区降水场 SVD 分析得到的 1~4 月 100 hPa 高度场第一模态的空间分布基本相似,并且它们对应的 1~4 月 100 hPa 高度场第一模态的时间系数 T_{h2} 和 T_{h1} 也是一致的(图 4)。这种等价性表明前期高原地面热源的持续变化,引起高原上空 100 hPa 高度场的异常变化,而高度场的这种变化正是引起未来夏季川渝地区旱涝异常的主要因素。因此,通过高原地面加热场与高原上空 100 hPa 高度场 SVD 分解,我们已成功地在夏季之前单独提取了前期 1~4 月高原上空 100 hPa 高度场与未来夏季高原东侧降水场 SVD 的 1~4 月高度场第一模态时间系数 T_{h1} ,在此基础上可做出川渝地区夏季降水异常预测。

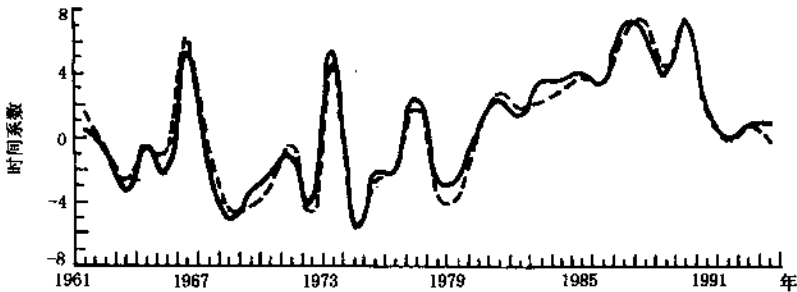


图 4 由 1~4 月 100 hPa 高度场与川渝地区夏季降水场 SVD 和 1~10 月高原地面加热场与 1~4 月 100 hPa 高度场 SVD 分别得到的 1~4 月 100 hPa 高度场的第一模态时间系数 T_{h1} (虚线)、 T_{h2} (实线)

下面,进一步说明这种基于 SVD 技术提取预测信号的应用价值。对比分析得到(表略):1~4 月 100 hPa 高度场与高原东侧川渝地区夏季 6~8 月降水场 SVD 第一模态时间系数 T_{h1} 和 T_r 在 34 年中有 28 年同号,占 82%;1~10 月高原地面加热场与 1~4 月 100 hPa 高度场 SVD 第一模态时间系数 T_t 和 T_{h2} 在 34 年中有 29 年异号,占 85%; T_r 年川渝地区 6~8 月平均降水距平 R 在 34 年中有 28 年同号,占 82%; T_{h1} 与 R 有 26 年同号,占 76%; T_{h2} 与 R 有 25 年同号,占 74%; T_t 与 T_r 有 23 年同号,占 69%; T_{h2} 与 T_{h1} 有 33 年同号,占 97%; T_{h2} 与 T_r 有 27 年同号,占 80%。由于 T_r 与 R 和 T_r 与 T_{h1} 符号基本一致,而 T_{h1} 与 T_{h2} 符号大小也都非常接近。所以,我们可从前期高原加热场与前期 100 hPa 高度场耦合联系中提取预测信号,由此预测未来川渝地区夏季降水。具体思路是:每预报年 5 月应用已知资料,对前一年 1~10 月高原地面加热场与预报年前期 1~4 月高度上空 100 hPa 高度场作 SVD 分析,得到高度场第一模态时间系数 T_{h2} ,然后遵照如下推断法则:如 T_{h2} 为正(负),则 T_{h1} 也为正(负),那么未来 6~8 月 T_r 为正(负),则预测高原东侧川渝地区夏季 6~8 月降水 R 大部偏多(少)。还可通过建

立物理统计关系,根据 T_{k2} 得出 T_{k1} 、 T_r 的值,做出川渝地区夏季降水的定量分布预报。

以上表明:青藏高原地面加热场与其上空 100 hPa 高度场及高原东侧川渝地区降水场时空相关显著,时间间隔长,物理意义明确,根据前期青藏高原地面加热场的变化,通过 SVD 分析可得到后期高原上空 100 hPa 高度场与加热场对应的耦合变化,这种变化对未来川渝地区 6~8 月降水有直接的重要作用。因此,前期高原地面加热场与其上空 100 hPa 高度场的非同步耦合变化是高原东侧川渝地区夏季降水异常的重要预测信号,而 SVD 分析技术则是提取这种预测信号的一种途径。

4 结论

(1)青藏高原地面加热场与其上空 100 hPa 高度场具有显著相关,其 SVD 分解的第一模态表明两场间整体一致的耦合关系,代表了加热场与高度场之间的最主要相关特征。

(2)前期高原地面加热场通过持续影响后期青藏高原上空 100 hPa 高度场,导致未来高原东侧川渝地区夏季降水异常,加热场-高度场-降水场之间的这种非同步联系,反映了川渝地区旱涝灾害发生的物理本质及内在原因。

(3)青藏高原地面加热场强度前期 1~3 月偏弱(强),4~10 月偏强(弱),则后期高原上空 100 hPa 高度场偏高(低),未来高原东侧川渝地区夏季降水偏多(少),易于发生洪涝(干旱)。

(4)由于前期青藏高原地面加热场与高原上空 100 hPa 高度场及后期高原东侧川渝地区降水场的联系,时空相关显著,时间间隔长,物理意义明确,具有很好的指示意义。因此,前期高原地面加热场与 100 hPa 高度场 SVD 第一模态的变化,是未来高原东侧川渝地区夏季旱涝异常的一种预测信号。

(5)SVD 技术不仅是一种要素场时空分布耦合信号的诊断分析工具,而且也可作为一种提取预报对象场前兆预测信号的有效途径。

另外,由于本文所用高原地面加热场强度指数仅考虑了地-气温差的影响,反映高原热源有一定局限性,并且高原地面热源影响上空环流场的具体物理过程还有待深入分析。应用 SVD 技术,通过前期其他因子场广泛提取气候异常更多的预测信号也是非常必要的。

致谢:李栋梁研究员提供了青藏高原地面加热场资料,审稿专家及刘富明研究员对本文的修改提出了很好意见,特此致谢。

参考文献

- [1] 叶笃正,高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,1~211
- [2] 章基嘉等. 1998. 青藏高原气象学进展. 北京:科学出版社,1~268
- [3] 叶笃正等. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报,28:108~120
- [4] 叶笃正等. 1974. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流的初步模拟实验. 中国科学,301~320
- [5] E. R. 莱特尔,丁一汇. 1980. 青藏高原在影响行星环流反馈机制中的作用. 大气科学,4(4):300~309
- [6] 徐国昌等. 1994. 青藏高原雪盖对我国环流和降水的影响. 应用气象学报,5(2):116~124
- [7] 李跃清. 2000. 青藏高原上空环流变化与其东侧旱涝异常分析. 大气科学,24(4):470~476
- [8] 李栋梁,陈丽萍. 1990. 青藏高原地面加热场强度与东亚环流及西北初夏旱的关系. 应用气象学报,1(4):383~391
- [9] Wallace J M, Smith C, Bretheron C S. 1992. Singular value decomposition of winter time sea surface tempera-

ture and 500 hPa height anomalies, *J. Climate*, **5**:561—576

- [10] 丁裕国,江志红. 1995. SVD方法在气象诊断分析中的普适性. *气象学报*, **54**(3):365~371
- [11] 孙照渤,章基嘉, J. M. 华莱士. 1991. 冬季北大西洋地区海表温度与 500 hPa 高度奇异值分解. *南京气象学院学报*, **14**(3):287~293
- [12] 李跃清,童文林. 1999. 东亚冬季风异常与 ENSO 事件及其预测意义. *成都气象学院学报*, **14**(1):14~19

青藏高原热状况对夏季西南地区气候影响的分析及模拟

华 明

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘 要 应用诊断和数值模拟方法,研究了青藏高原热状况的特征及其对西南地区环流和降水等的影响。结果表明:青藏高原热源有不同的表征方法,它们相互联系、相互制约;冬季青藏高原测温度与西南地区降水有着同期和滞后的相关关系,它的强弱对川渝等地降水有指示意义。高原测站温度呈上升趋势,这可能是造成四川盆地平均气温从 20 世纪中叶以来呈下降趋势的原因之一。同时,青藏高原热源强迫是大气环流系统形成和维持的重要原因,这种热源强迫有利于对流层低层气旋环流或低涡的生成、发展,也有利于季风环流增强,是造成青藏高原及周围地区以及高原东侧大范围降水变化的原因。

关键词 青藏高原 热状况 西南气温变冷

1 引言

青藏高原对平均槽脊、主要天气系统及我国雨带分布等有着重要的影响。夏季高原低层辐合、高层辐散、高层的巨大负涡度,不能由大尺度的垂直和水平输送平衡,而只能靠强对流的作用来平衡,这种高原上空特殊的热力作用及其所诱发的强对流天气是南亚高压维持的重要因素^[1]。青藏高原的热力作用及气流的绕流作用,配合副热带高压的进退,影响着我国雨带的分布^[2]。西南地区地处青藏高原东侧,受高原季风、西南季风和高原背风坡系统等的共同影响,气候独特。在全球温度上升的同时,四川盆地平均气温从 20 世纪中叶以来呈下降趋势,其原因众说纷纭。在国家实施西部大开发战略,保护西部自然环境,建设长江上游生态屏障的今天,研究青藏高原对西南地区气候的影响,具有重要的现实意义。

2 诊断分析

2.1 青藏高原地表热状况特征

青藏高原的热源性质早有定论,但受观测资料的限制,人们常用高原积雪、高原测站温度、辐射等来表征高原表面的热状况。我们绘制了 1978/1979 年至 1986/1987 年冬季(11 月~2 月)共 36 个月青藏高原主体范围内的雪盖率、地面净辐射、日照率的时间变化图(图略)。其中通量形式的地面净辐射总量计算公式如下^[3]:

地面无积雪时:

$$B = Q_0(0.310 + 0.691S)(1 - A) - 0.485(75.212 + 173.992S)$$

地面积雪时:

$$B = Q_0(0.310 + 0.691S)(1 - A) - 0.485(57.826 + 127.311S),$$

式中 B , Q_0 , S 和 A 分别为地面净辐射($W \cdot m^{-2}$), 晴天大气总辐射($W \cdot m^{-2}$), 旬平均日照率及旬平均地表反射率(%)。

高原热状况的不同表征方法有着明显的月季变化。在 11 月~2 月期间, 地面净辐射以 2 月份最大, 11 月次之, 12 月最小。尽管大部分年冬季各月高原主体地面净辐射为正值, 但 1985 年晴天总辐射全年最低的 12 月, 日照率虽达 73%, 但由于月雪盖率高达 60%, 使高原主体地表的平均净辐射也为负值。作为丰雪年的 1985/1996 年冬季, 高原测站 11 月~2 月各月平均温度距平分别为 -4.5 , -1.4 , -3.7 和 $-1.8^{\circ}C$, 其中 11 月和 1 月温度距平值分别为 1959~1992 年 34 年内相应月份中的极低值。由此可见, 高原平均温度距平与地表净辐射呈明显的正相关。从 9 年共 36 个月的资料序列来看, 地表净辐射与日照率呈负相关, 其相关系数达到 -0.49 , 通过 0.001 信度, 地面净辐射与雪盖率的相关为 -0.28 , 通过 0.1 信度。雪盖率变化幅度大于日照率的变化。从 1985 年 12 月高原主体地表净辐射出现负值可知, 高原雪盖的多寡明显影响地表净辐射的高低。

2.2 青藏高原热状况与西南地区降水的关系

季国良等^[4]通过对高原西部冬季地表净辐射的分析, 阐明了高原西部地表加热场的特征, 并讨论了它与我国西南秋雨、长江流域伏旱以及黄河上游雨季降水等的关系。

我们利用青藏高原 11 个站(海拔高度均在 4000 m 以上)的 34 年(1959~1992 年)各月地面气温距平的平均值, 来表征高原表面的热状况。计算了其西南各站降水的关系, 结果表明: 冬季青藏高原热状况与西南地区同期降水呈反位相关系, 平均相关系数值为 -0.54 , 超过 0.001 信度。图 1 是 2 月青藏高原地面气温与川渝地区降水相关系数的空间分布, 中心位于雅安, 数值达 -0.64 。同时, 冬季高原热状况与四川盆地降水有滞后 3 个月的正相关, 即 12 月高原温度与 3 月四川降水、1 月高原温度与 4 月四川降水间存在正相关关系(图略)。这对降水等的预测有一定的指示意义。事实上, 冬季高原附近地面层为浅薄的冷高压, 一般在 600 hPa 以上, 到 700 hPa 上基本消失, 500 hPa 上即为浅脊, 配合东亚大槽, 冷空气常沿我国东部南侵, 在西南地区为一低压倒槽。当高原温度异常偏高时, 高原地面冷高压及东亚大槽会相应减弱, 从而导致地处高原东侧的西南地区降水减少。另一方面, 陈烈庭等^[5]、Wu 等^[6]在分析青藏高原冬春季积雪与我国东部 6 月降水关系时指出, 冬、春高原积雪的偏少或偏多, 会影响夏季风环流的强弱, 从而影响我国华南及长江流域的降水。高原温度异常对环流的影响与积雪的影响有着类似的物理机制。如果冬季高原温度异常偏高, 其产生的上升运动距平将诱发后期季风环流的加强、副高位置的偏北, 从而导致春季、初夏四川盆地降水的增加; 反之, 则降水减少。

从高原表面热状况平均值的年际变化来看, 1959 年以来, 高原地面平均气温呈上升趋势。冬季高原温度的上升, 将引起盆地初夏降水增加, 从而可能导致盆地温度下降。高原热源通过对环流的影响, 而影响其东侧西南地区的降水和温度。这可能是在全球温度上升的同时, 四川盆地平均气温从 20 世纪中叶以来呈下降趋势的原因之一。

3 数值模拟

利用 5 层 $P-\sigma$ 坐标系原始方程模式^[7], 模拟了高原加热后大气环流的一些基本特征。模拟范围是 $0^{\circ} \sim 80^{\circ}N$, $0^{\circ} \sim 180^{\circ}$ (东半球), 以 1999 年 7 月平均场作为初始场。具体方案是: 以客观分析资料作为初始场进行模式积分, 结果作为控制试验。在控制试验的模拟结果中, 高度

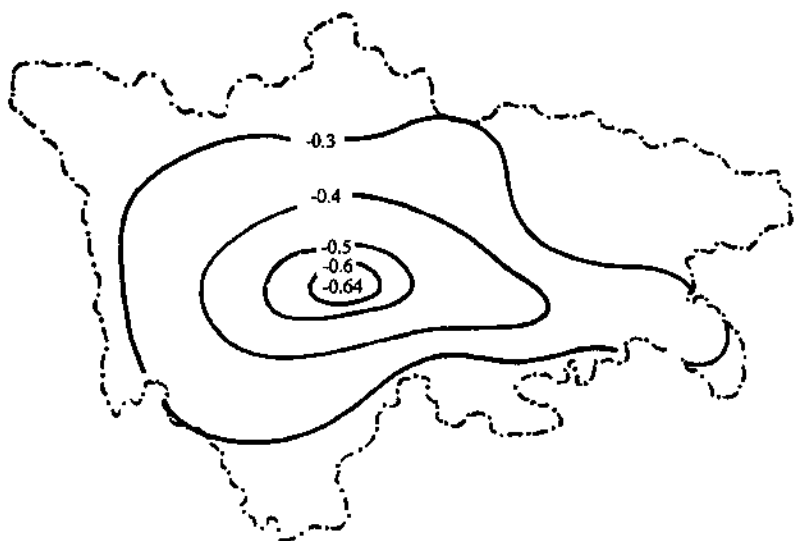


图1 2月青藏高原地面气温与川渝地区降水的相关

场上(图略),在对流层上层,中低纬包括高原地区为强大的南亚高压所控制,其脊线位于 $25^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 附近;中高纬为西风带,其中乌拉尔山地区为低槽,贝加尔湖地区类似偶极子形态,北部为脊,南部为浅槽;中部太平洋地区为低槽。在对流层中部的 500 hPa 上(图略),中高纬与 100 hPa 类似,显示了环流的正压性,中低纬副热带高压在中国大陆处断裂。温度场中,在中高纬其分布与高度场有很好的—致性,在对流层中部的 500 hPa 上(图略),暖中心位于孟加拉湾北部至青藏高原一带。

在控制试验上,且只在 500 hPa 上高原地区附近($70^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}, 20^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$)加入加热率为 $5^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$ 的热源强迫,其他各层温度及其他各要素均不作任何变化,以此作为初始场进行模式积分,结果作为对比试验。积分 120 h(5 个模式天)。我们将对比试验与控制试验的差值看做是由高原热源所引起的环流变化,结果表明:青藏高原热源不仅对高原及其邻近地区,而且对整个亚欧大陆、中低纬热带副热带地区以及太平洋地区等的环流和天气系统都会产生明显的影响。

在对流层上层(图2),高原上空及其以西的大范围地区是正的高度场差值区,其中心偏向高原西北,位于 $80^{\circ}\text{E}, 40^{\circ}\text{N}$ 附近,中心值为 4 dagpm。说明高原热源的加强使得这些区域高度场增加,有利于西风脊加强、槽减弱。青藏高原的加热对高原上空反气旋环流(南亚高压)和低层气旋环流以及东亚大槽等的形成和维持具有重要作用。许多数值模拟研究都表明,对流层上层强大的反气旋环流在不考虑加热场的情况下根本无法模拟出来^[7],青藏高原的热力作用是南亚高压形成的重要因子。同时我们注意到,在中国大陆以东、日本及其附近的太平洋海域上空有一负的高度场差值区,说明高原加热有利于该区域低槽的发展。在 300 hPa 的高度场差值图上,青藏高原上空的正差值区范围向东扩展,中心较 100 hPa 略偏东偏南,太平洋地区上空的负差值区南撤至副热带(图略)。在 500 hPa 上,大范围地区都被正高度场差值区控制,中心位于高原上空。气旋性的差值环流只是位于阿拉伯半岛和太平洋中部的低纬地区(图略)。说明高原加热有利于西风脊和副热带高压的加强,而副热带高压的强弱,将明显影响我国夏半年雨带的进退。这一点与用雪盖等表征的青藏高原热源影响我国东部地区降水的诊断分析结果—致^[5]。

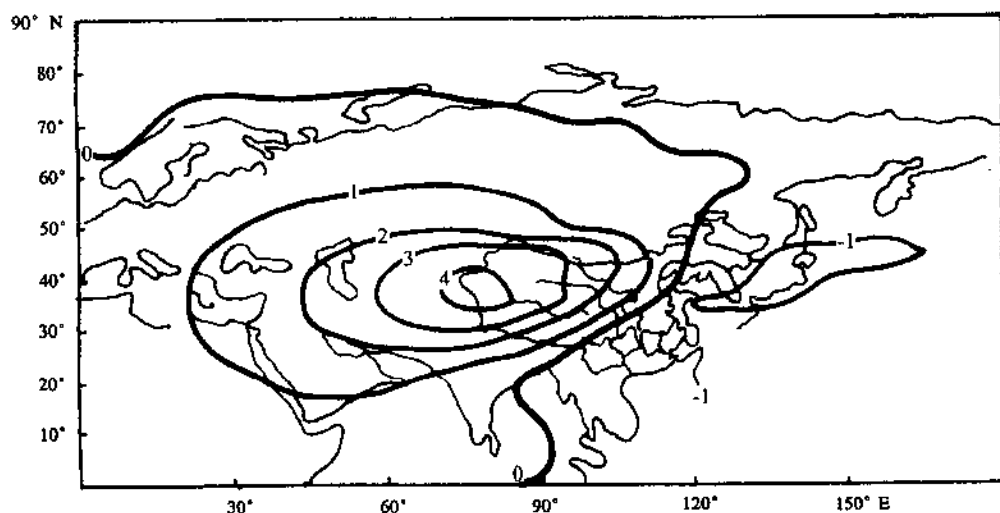


图2 对比试验与控制试验 100 hPa 的差值高度场(单位:10 gpm)

在对流层低层,虽然高原上空依然是弱的正高度场差值区(图略),但在差值环流图上,青藏高原及我国大陆大范围地区都是气旋性差值环流(图3)。高原加热有利于高原地区低空气旋的发生、发展,这也是热源加强后,高原东部地区降水增多的原因之一。

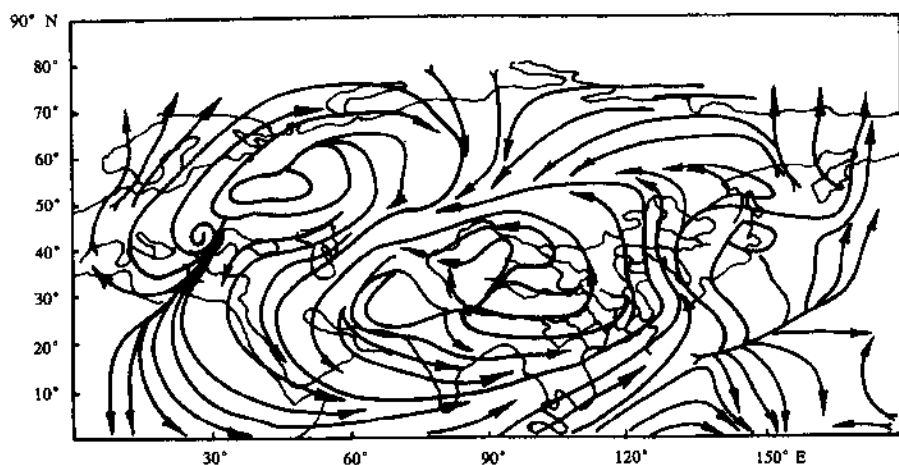


图3 对比试验与控制试验 700 hPa 的差值环流场

在降水场的差值图上(图略),基本特征是大部分地区为正的降水差值。其主要中心有高原地区及其以西、印度半岛以北至阿拉伯海北部、中国东部沿海及华北地区,以及菲律宾以东的热带太平洋地区等。在中国南海有一小的负差值区。大范围降水的正差值区说明青藏高原加热使这些地区降水增加。这也与上面提到的高原加热有利于高原地区低空气旋(低涡)发生发展的结论相吻合。另一方面,高原热源加强造成的上升气流也会使季风环流加强,从而南亚热带季风区雨量偏多。

本世纪初 Walker 就发现青藏高原冬季积雪与印度季风降水存在反相关。如果冬季高原积雪偏少,则夏季印度降水偏多。郭其蕴等^[9]也指出,多雪年初夏高原及大陆热低压弱,夏季风也弱且来得迟。少雪年低压强,高层青藏高原高压也强,西南季风强且早。其实,高原积雪和辐

射、高原测站温度等一样,都是用以表征高原热源的不同方法。积雪偏多(少)代表高原热源弱(强)。数值模拟结果与高原温度及其东侧的四川降水间有滞后的正相关关系相吻合。

4 结论

(1)青藏高原热源有不同的表征方法,它们之间相互联系、相互制约。

(2)冬季青藏高原热状况与西南地区降水有同期和滞后的相关关系,热源的强弱对川渝等地降水有指示意义。前者通过对大气环流和天气系统的影响而影响西南地区的降水和温度。高原热源呈上升趋势,这可能是造成四川盆地平均气温从 20 世纪中叶以来呈下降趋势的原因之一。

(3)数值模拟结果表明,青藏高原热源强迫是大气环流系统形成和维持的重要原因。同时,热源强迫有利于对流层低层气旋环流或低涡的生成、发展,也有利于季风环流增强,是造成青藏高原及其周围地区以及高原东侧大范围降水变化的原因。这些与客观事实和诊断分析结果一致。

参考文献

- [1] 杨伟愚,叶笃正,吴国雄. 1992. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析 I. 盛夏高原西部地区的水汽状况. 大气科学,16(1):14~51
- [2] 叶笃正,高由禧等. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社
- [3] 曹梅盛. 1998. 青藏高原雪盖与冬季地表净辐射. 高原气象,17(4):373~379
- [4] 季国良,徐荣星. 1990. 青藏高原西部冬季地表净辐射与中国降水的关系. 高原气象,9(1):22~31
- [5] 陈烈庭,阎志新. 1979 中长期水文气象预报文集(一). 北京:水利出版社 9
- [6] Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation. *J Climate*, 16(12):2038—2051
- [7] 钱永甫等. 1998. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京:科学出版社
- [8] 华明. 2000. 青藏高原加热对南亚高压影响的数值模拟. 四川气象,20(2):18~21
- [9] 郭其蕴,王继琴. 1986. 青藏高原的积雪及其对东亚季风的影响. 高原气象,5(2):116~123

高原地形对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验

郁淑华

滕家谟

何光碧

(中国气象局成都高原气象研究所,成都 610072) (四川省气象局) (四川省气象台)

摘要 用 η 模式对1995年8月24日四川盆地西部一次突发性暴雨进行了数值模拟和地形减半、无地形数值试验。由对数值模拟与试验的结果分析得出:(1)青藏高原地形有利于高原东麓暴雨区的扩大与强度加大。(2)高原地形对其以北的天气系统南伸和其以南的天气系统北扩有阻碍作用。(3)高原地形可影响高原附近以东地区的物理特征场分布,从而影响暴雨区的位置与强度。

关键词 高原地形 突发性暴雨 数值试验

1 引言

在暴雨研究中,不少气象工作者指出地形对暴雨影响很大^[1~4]。四川盆地毗邻青藏高原,高原地形对四川盆地暴雨的影响有过一些研究^[5~6],但对历时较短(12小时内)、强度很大(中心雨量 ≥ 300 mm)的突发性暴雨还缺少研究。过去人们也多次使用地形坐标模式进行过许多地形试验,但多数使用的是 σ 坐标系模式或者 P - σ 混合坐标系模式。文献[7]利用 P - σ 混合坐标系模式,揭示了长波槽经过高原大地形的纯动力作用。但在陡坡地形上空,这些地形坐标系由于未能较好地解决气压梯度力的计算及山脉阻挡作用等问题,因而出现一定的缺陷。由于 η 坐标系模式具有比 σ 坐标系好的预报能力,尤其是在青藏高原及其附近^[8]。为此,本文利用成都区域气象中心的 η 坐标系模式,对1995年8月24日四川盆地西部突发性暴雨进行了数值模拟与试验。

2 模式与试验设计

2.1 模式简介

成都区域气象中心的 η 模式^[9]水平网格为旋转球面经纬E型网路,格距分别为经向 $15^\circ/26$,纬向 $14^\circ/26$,垂直方向使用 η 坐标,至100 hPa高度共分15层。水平方向共有 95×96 个资料点。其边界基本上设在无陡坡地形处,并且设置了一个边界过渡带。模式的物理过程与计算方案见文献[9]。

2.2 试验设计

2.2.1 天气统计事实

对1970~1995年每年发生在四川盆地的最大暴雨中心位置分析得出,最大暴雨中心一般发生在四川盆地西部,占22/26。1970年以来四川最强暴雨发生在四川盆地西部峨眉县,日雨量达452.0 mm(1993年7月29日)。对1970年以来四川盆地突发性暴雨(指发生在24小时内四川盆地区域性暴雨,并伴有日雨量 ≥ 100 mm中心)统计分析看出,四川盆地突发性暴雨

主要发生在四川盆地西部,占 7/8。从上看出四川盆地西部常会出现大暴雨中心和突发性暴雨,这可能是与四川盆地西部紧邻青藏高原,受青藏高原地形影响所致。

2.2.2 试验设计方案

1995 年 8 月 24 日四川盆地西部产生了一次突发性暴雨,主要是受在贝加尔湖低槽带动下青藏高原东部的切变线东扩、对流层低层巴圻低压前部偏南气流的共同影响造成的。在这次暴雨中,青藏高原大地形对天气系统的活动和这次突发性暴雨有何影响,值得探讨。为此以 1995 年 8 月 23 日 08 时(北京时,下同)为初始时刻,采用上述方案进行 12 小时模拟,以此作为控制试验(简称 CTR),在控制试验基础上分别将地形高度减半、去掉地形高度做数值试验,分别称为试验 1、试验 2。用试验 1、2 与控制试验比较,以揭示地形对这次突发性暴雨的影响。

3 试验结果分析

3.1 降水实况与试验结果

从 1995 年 8 月 22 日 08 时将 η 模式积分到第 12~36 小时所得的降水量预报,四川为无降水区;而实况是:22 日 20 时~23 日 20 时四川盆地西部零星暴雨。

从 1995 年 8 月 23 日 08 时将 η 模式积分到第 12~36 小时所得的降水量预报图(见图 1b),四川盆地西部有较大暴雨区。实况:23 日 20 时~24 日 20 时四川盆地西部有大片暴雨区,中心在峨眉县,雨量为 374.3 mm(见图 1a),其主要降水时段在 23 日 20 时~24 日 08 时。比较图 1a、1b 可见,23 日 08 时的控制试验,虽然整体雨量偏小,中心区位置稍偏北,但整体雨区与实况相似,可见这次暴雨数值模拟是较成功的。

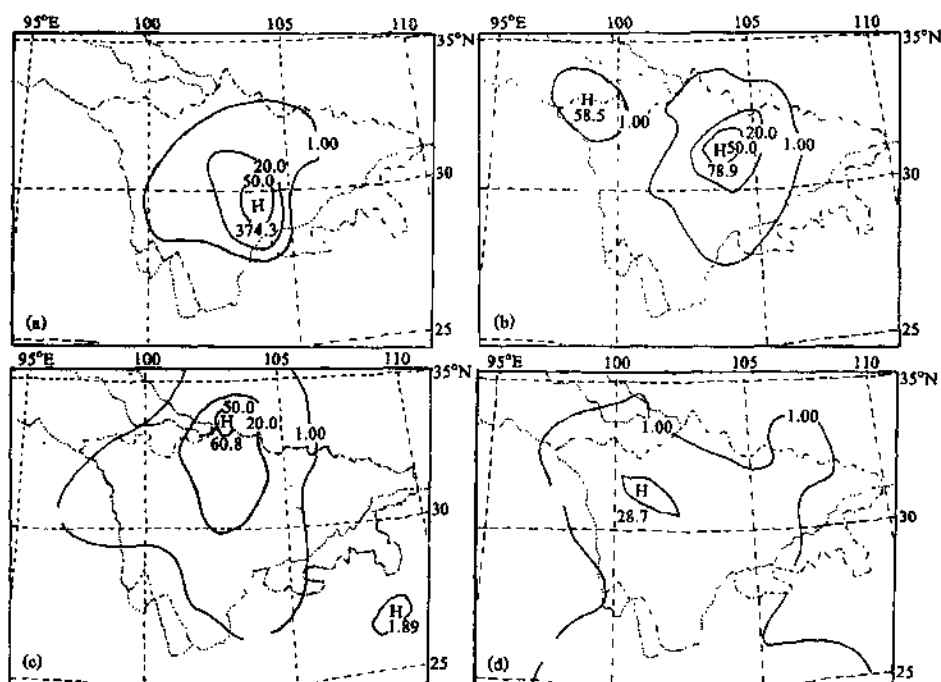


图 1 1995 年 8 月 23 日 20 时~24 日 20 时雨量图

(a) 实况, (b) 控制试验, (c) 试验 1, (d) 试验 2

图 1c、d 分别为 1995 年 8 月 23 日 08 时在相同物理模式下将地形高度减半、去掉地形高度后模拟的 23 日 20 时~24 日 20 时雨量图。

比较图 1c 与 1b 可见,试验 1 第 12~36 小时降水量预报图 ≥ 20 mm 降水区范围比 CTR 的北伸扩大了,而 ≥ 50 mm 降水区比 CTR 的缩小且北移了 2 个纬度,中心强度比 CTR 的减弱了 23%。

比较图 1d 与 1b 可见,试验 2 第 12~36 小时降水量预报图 ≥ 20 mm 降水区比 CTR 的明显缩小且偏西,并已无 ≥ 50 mm 降水区,中心强度比 CTR 的减弱了 64%。

从上述看出在这次暴雨中,地形高度减半与无高原地形对暴雨减幅和暴雨区位置变化的影响是明显的。说明在一定条件下青藏高原地形有利于四川盆地西部产生暴雨,并有明显增幅作用。也说明了上述天气统计事实中指出的四川盆地西部常会出现大暴雨中心和突发性暴雨是与高原地形密切相关的。

3.2 物理特征场的试验结果

试验 1、2 积分到第 12 小时时物理特征场与 CTR 的比较分析,看出差异是明显的,尤其是对流层低层,现简述如下:

地形高度减半、去掉地形未来 12 小时 500 hPa 高度场上青藏高原及其附近区域等高线分别向南移、更向南移,青藏高压分别减弱、更减弱,印度低压分别向西北扩、更向西北扩。说明高原地形有对北而天气系统南伸、南面天气系统北扩起阻碍作用。

地形高度减半,未来 12 小时物理特征场反映:700 hPa 上,四川盆地西部的正涡度区比 CTR 的明显缩小, ≥ 20 mm 降水区上空已有部分为负涡度控制。500、700 hPa 上 CTR 在四川

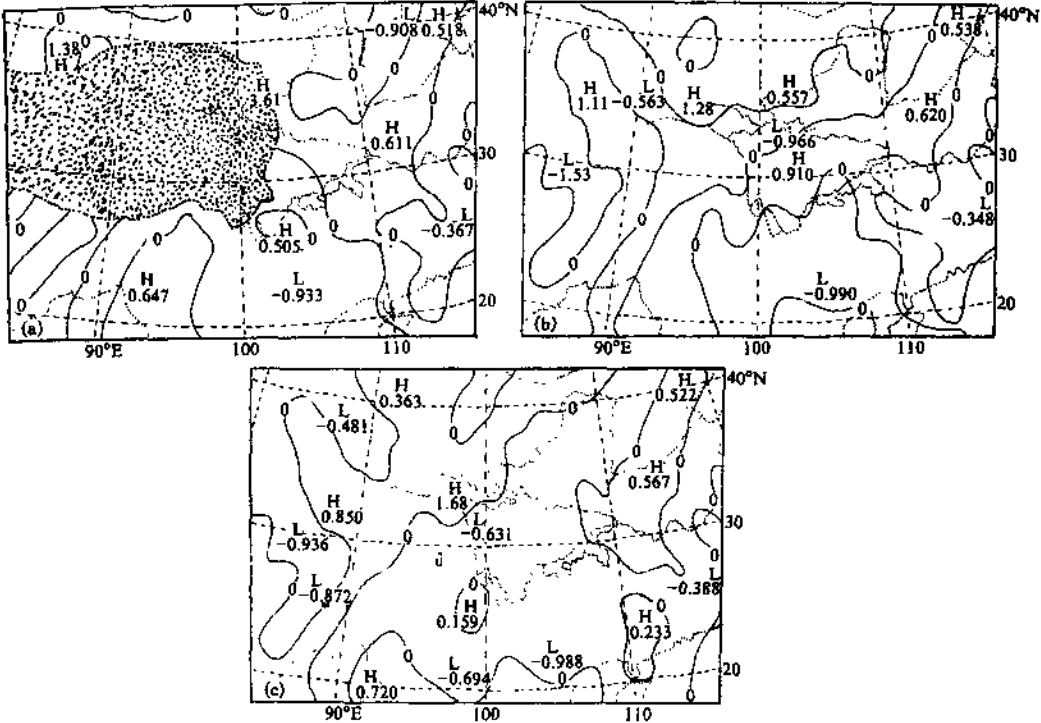


图 2 积分到第 12 小时 700 hPa 水汽通量散度图
(a)控制试验,(b)试验 1,(c)试验 2;图中密点区为地形高度在 3000 m 以上区域

盆地西部大部分区域为辐合上升区,而试验 1 已绝大部分区域转为辐散下沉区了, ≥ 20 mm 降水区上空大部分为辐散下沉区,只是 ≥ 50 mm 区上空为辐合上升区,暴雨中心与 500 hPa 辐合中心位置相近。700 hPa 四川盆地西部大部分区域由 CTR 的水汽通量辐合区转为水汽通量辐散区,只有 ≥ 50 mm 区上空为水汽通量辐合区(见图 2a、b)。

无地形高度,未来 12 小时物理特征场反映:700 hPa 上,四川盆地西部由 CTR 正涡度区转为负涡度区, ≥ 20 mm 降水区上空已为负涡度区。700 hPa 上四川盆地西部大部分区域由 CTR 的辐合上升区转为辐散下沉区。500 hPa 仍为辐合上升运动区。 ≥ 20 mm 降水区上空 700 hPa 有一半处在辐散下沉区内,500 hPa 处在辐合上升运动区。700 hPa 上,四川盆地大部分地区(除盆地东部一部分外)为水汽通量辐合区,比 CTR 只在盆地西部的有明显扩大(见图 2a、c)。

从物理特征分析看出,在一定条件下高原地形有利于四川盆地西部上空对流层低层正涡度、辐合上升运动维持加强。

4 结束语

通过上面分析,可以得出如下几点结论:

(1)这次暴雨的地形数值试验表明:地形对暴雨区的范围、强度、位置影响较大。在地形高度减半情况下, ≥ 50 mm 预报降水区缩小,中心强度减弱 23%。在无地形高度情况下,预报降水区明显减弱、缩小且西移,已无 ≥ 50 mm 区,中心强度减弱了 60% 以上。说明四川盆地西部突发性暴雨是与青藏高原地形密切相关的。

(2)这次数值试验表明:青藏高原地形对 500 hPa 上高原以北的天气系统南伸、以南的天气系统北扩有阻碍作用。

(3)这次数值试验还表明:如改变高原地形,可影响四川盆地及其附近区域物理特征场分布,特别是四川盆地西部上空对流层低层,致使有利于四川盆地西部暴雨的物理条件减弱或不存在。

参考文献

- [1] 彭本贤,梁必琪. 1980. 地形对华江暴雨的作用,暴雨文集,长春:吉林人民出版社,65~68
- [2] 章名立. 1980. 地形对暴雨的影响,暴雨文集. 长春:吉林人民出版社,58~64
- [3] 郁淑华等. 1989. 三峡及其附近区域地形对暴雨的影响,暴雨及其预报文集. 北京:气象出版社,104~110
- [4] 吴恒强. 1983. 海南岛地形造成的绕流效应对粤桂南部降雨的影响. 大气科学,7(3):335~340
- [5] 程麟生等. 1993. 中国暴雨中尺度系统发生与发展的诊断分析和数值模拟(II). 应用气象学报,4(3):269~277
- [6] Kuo Y H, Cheng L and Bao J W. 1988. Numerical simulation of the 1981 Sichuan flood, Part I: Evolution of a mesoscale southwest vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 116:2481~1504
- [7] 李维京,罗四维. 1986. 青藏高原及其邻近地区一次天气系统影响的数值试验. 高原气象,5(3):245~255
- [8] 滕家谟等. 1995. σ 坐标系与有阶梯形山脉地形的 η 坐标系预报的对比试验. 高原气象,14(3):281~288
- [9] 滕家谟. 1994. 成都区域气象中心业务系统技术手册. 北京:气象出版社,157~162

1998 年青藏高原东侧边界层风场 与长江暴雨洪水的关系

李跃清

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘 要 应用 1998 年 6~8 月四川省和重庆市探空资料, 分析了青藏高原东侧大气边界层风场演变与长江上游暴雨和长江洪水的关系。结果表明: 1998 年夏季长江上游的暴雨天气与高原东侧成都边界层风场变化密切相关, 当成都边界层为东北风时, 高原东侧边界层维持气旋式偏东流场, 长江上游未来产生暴雨等强对流天气; 当为西南风等其他风向时, 高原东侧边界层维持反气旋式偏南流场, 未来是无降水天气; 高原东侧边界层的动力激发作用是 1998 年长江上游暴雨产生的重要机制。并且, 再次证明了西邻青藏高原的成都是长江上游天气变化关键点的观点。

关键词 青藏高原 边界层 风场 长江流域 暴雨洪水

1 引言

1998 年夏季, 长江流域发生了自 1954 年以来又一次历史罕见的特大洪水, 其持续时间长, 影响范围大, 灾害损失严重。这次洪水成因十分复杂, 但大范围持续强降水是直接原因, 其中, 长江上游的降水对洪水的形成有重要影响。1998 年长江上游四川省天气气候十分反常, 暴雨开始早, 结束晚; 降雨过程多, 持续时间长。暴雨频繁, 多区域性, 突发性暴雨和川西高原暴雨及大暴雨, 直接影响了长江洪水的发生。因此, 研究 1998 年长江上游暴雨天气发生发展的原因及其对长江流域洪水的影响是非常必要的。

研究表明: 大气行星边界层的热力、动力作用, 显著影响着自由大气中天气系统的发生、发展和演变, 对暴雨等强对流天气有着重要作用^[1~3]。李跃清^[4,5]应用高原东侧四川省 7 个探空站逐日观测资料, 系统地对比分析了大气边界层物理特征及其与暴雨等强对流天气的关系, 得到一些新的结果。在研究中发现, 由于高原盆地地形与环流的相互作用, 高原东侧成都边界层风场, 主要表现为东北风和西南风的交替变化, 并与长江上游强降水天气有密切联系。夏半年, 当成都边界层为东北风时, 四川盆地将产生暴雨等强对流天气; 当为西南风时, 为无降水天气。在边界层动力作用激发长江上游暴雨物理机制的基础上, 提出了成都是长江上游四川盆地天气变化关键点的观点。李跃清等^[6]又利用 1993 年 4 月 25 日~5 月 4 日四川盆地加密观测探空资料, 详细分析了边界层风场时空变化及与 4 月 30 日~5 月 1 日四川盆地初夏少见的大范围大风、冰雹、暴雨等天气的关系, 进一步检验和证实了上述结果^[4,5]。而 1998 年夏季长江上游异常的天气气候, 对应着自由大气中西太平洋副热带高压, 长时间活跃于 30°N 附近, 控制川渝盆地, 使其暖湿气流活跃, 中高纬度贝加尔湖地区长波槽经常存在, 这些构成了四川暴雨发生十分有利的环流背景。而青藏高压、高原低值系统异常活跃是直接的原因, 其中, 高原切变线、低涡及盆地低涡为四川暴雨天气主要的影响和触发系统, 但 1998 年高原东侧边界层风场的演变特征是什么? 它与长江暴雨洪水的关系怎样? 开展这方面的研究, 对于深入认

识 1998 年长江暴雨洪水成因有重要意义。

本文分析了 1998 年夏季高原东侧边界层风场演变及其与长江上游(指现川渝地区)天气变化和长江流域洪水的关系。

2 资料与方法

应用高原东侧川渝地区成都、宜宾、达川、重庆等探空站 1998 年 6~8 月每日北京时 07 和 19 两个时次的逐日资料,通过风矢量分解,分析了风场的水平和垂直分布及其演变,并重点分析了边界层内风场的垂直分布和水平结构,尤其是详细分析了高原东侧成都边界层风场的变化及其与长江上游晴雨天气和暴雨等强对流天气的关系。进一步验证:由于处于高原盆地交界处的特殊地理位置,在地形与环流相互作用下,成都是长江上游川渝地区天气变化的关键点^[4~6]。同时也分析了长江上游强降水过程对长江流域洪水的影响。

3 1998 年长江上游降水天气特点

1998 年长江上游四川天气气候异常是历史少见的,其主要特点是:暴雨开始早,结束晚。川东北巴中地区通江县 2 月 13 日出现了暴雨,12 日 20 时~13 日 20 时雨量 64.3 mm,4 月 28~30 日四川盆地就产生了首场区域性暴雨天气,其中绵阳站最大日降雨量达 155.1 mm,迟至 9 月 16~18 日还出现了区域性暴雨天气,有 4 站为特大暴雨,这些都是历史同期未见的。而且,降雨过程多,时间长,暴雨面积广,强度大,1998 年汛期全省有 130 多个站出现了暴雨,接近总站数的 90%,近 20 个站产生了大暴雨天气,温江、双流、自贡等地日降雨量创历史最高记录。全省共出现了明显的降雨过程 10 多次,区域性暴雨过程 10 次,其中 5 次为突发性暴雨,4 次为区域性大暴雨,川西高原也出现了 10 多次暴雨天气,夏季 6~8 月 92 天其中雨日约 50 多天,共有近 10 次降雨过程,主要区域性暴雨天气“6 月 28 日”、“7 月 5 日”、“7 月 20 日”、“8 月 2 日”、“8 月 19 日”、“8 月 26 日”等影响严重。分析表明:“6 月 28 日”川东突发性大暴雨过程,是 500 hPa 西北气流与四川盆地西南气流形成的高原切变和低层盆地低涡及低空急流的共同影响造成的,达川地区的开江县 24 小时雨量达 120.2 mm;“7 月 5 日”川西大暴雨过程都是高原低涡、低槽切变与西南涡共同作用造成的,全川有 36 个站雨量为 100 mm 以上,暴雨中心的成都市有 9 个站达大暴雨和特大暴雨,双流和温江总雨量分别为 372.9 和 444.2 mm;“7 月 20 日”川东突发性暴雨、“8 月 19 日”川西北大暴雨过程都是高原切变线与高原低涡共同作用造成的,“7 月 20 日”暴雨中心达川不到 24 小时就产生大暴雨,“8 月 19 日”有 14 个站雨量大于 100 mm,绵阳西部的安县、北川总雨量达到了 343.5、306.5 mm;“8 月 2 日”川西南暴雨过程是高原切变线与西南涡共同作用造成的,乐山市沐川、犍为 24 小时雨量分别为 199.7 和 129.7 mm;“8 月 26 日”、“8 月 13 日”、“8 月 10 日”区域性暴雨过程也都是高原切变线与盆地低涡系统的共同作用下形成的,都带来了明显洪灾。总之,因西太平洋副高稳定强大,长时间控制四川盆地,贝加尔湖长波槽经常出现,高原低值系统异常活跃,使得 1998 年长江上游暴雨洪涝的面积和强度都是历史罕见的。

另外,1998 年长江流域出现了 8 次洪峰,作为长江上中游分界点的宜昌,8 次洪峰出现时间分别是:7 月 3 日、18 日、24 日,8 月 7 日、13 日、17 日、26 日、31 日,而每次洪峰出现前的 3~5 天(6 月 27~29 日、7 月 9~15 日、19~22 日,8 月 1~3 日、9~11 日、12~15 日、19~22 日、23~28 日)四川省都出现了暴雨天气。正是在长江干流水位居高不下的背景下,长江上游

每一次强降水过程都影响和加剧了中下游的大洪峰。

4 1998 年长江上游边界层特征

4.1 成都边界层风场

图 1 给出了成都边界层 1500 m 以下 0、300、600、900 m 平均的风场变化。由此得到,1998

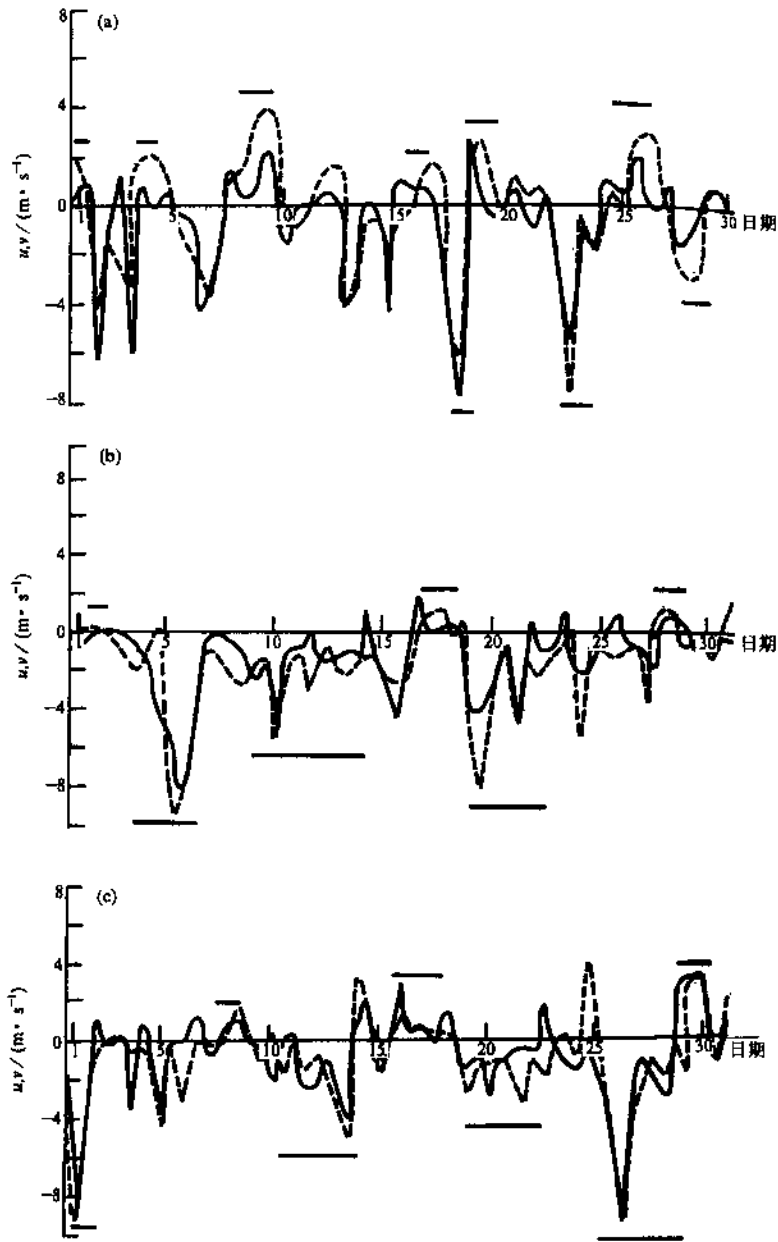


图 1 1998 年夏季成都边界层平均风场逐日变化

(a)6 月;(b)7 月;(c)8 月,单位:m/s

实线为 u 分量,虚线为 v 分量,图上的线段代表主要无雨过程,图下的线段代表主要暴雨过程(下同)

年夏季成都边界层风场变化具有明显的规律性,主要表现为东北风($u < 0, v < 0$)和西南风($u > 0, v > 0$)的交替出现,东北风明显大于西南风。并且,夏季 92 天中,当成都边界层为东北风时,长江上游为降水天气;当为西南风等非东北风时,长江上游为无降水天气。暴雨等强对流天气都发生在东北风位相里,成都边界层东北风的建立、增强、结束,预示着长江上游暴雨等强对流天气的发生、发展、消亡,两者具有非常密切的对应关系。

合成分析(见图 2)表明:1998 年夏季 92 天中,6 月 27~28 日,7 月 9~14 日、9~22 日,8 月 1~4 日、9~15 日、18~27 日共 33 天降雨日合成的成都风场垂直分布和 6 月 1 日、4 日、8~9 日、16 日、19~20 日、25~26 日,7 月 2 日、17~18 日、28~29 日,8 月 7 日、16~17 日、29~31 日共 20 天无雨日合成的成都风场垂直分布,在 5000 m 以下表现出相反的垂直结构。07 时降雨日合成表现出显著的风垂直切变,2000 m 以下是东北风,以上是西南风,边界层为东北风控制,19 时与此类似;而 07 时无雨日合成也表现出显著的风垂直切变,但 2000 m 以下是西南风,以上主要是东北风,边界层为西南风控制,19 时与此类似。因此,长江上游降雨(无雨)日,成都 0~5000 m 表现出东北风(西南风)与西南风(东北风)的垂直切变,而边界层盛行东北风(西南风)。

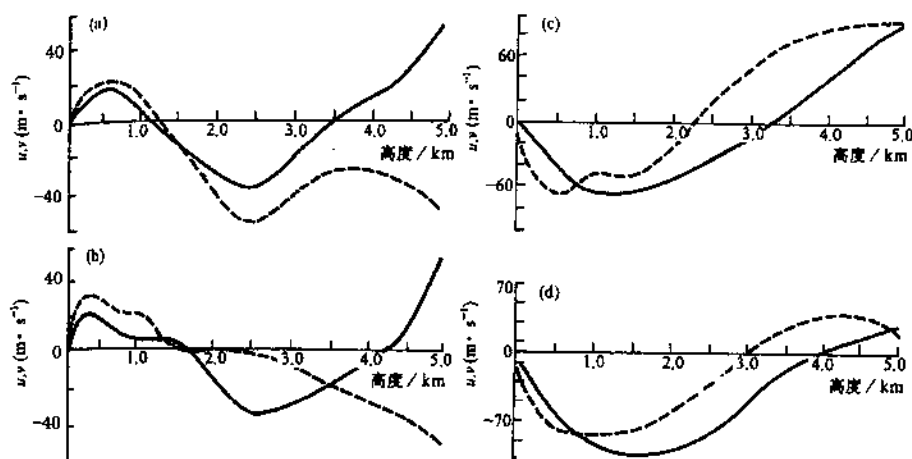


图 2 1998 年夏季 20 天无雨日 07 时(a)、19 时(b)和 33 天降雨日 07 时(c)、19 时(d)成都合成风场垂直分布

4.2 长江上游边界层流场

分析表明(图略):与成都边界层风场变化相对应,1998 年夏季高原东侧川渝地区边界层风场也表现出明显的规律性。在长江上游降雨天气时段,高原东侧地区边界层平均流场表现出由东向西的偏东气流。在高原东侧沿高原盆地地形走向气旋式向南向东弯曲,流场强度加强;在长江上游无雨天气时段,高原东侧地区边界层平均流场表现出反气旋式偏南流场。并且,气旋式偏东流场的建立、维持、消亡,对应长江上游强降水等天气的发生、发展、结束。

图 3 分别给出了上述 33 天降雨日和 20 天无雨日高原东侧边界层的平均合成流场结构,进一步证明了降雨日和无雨日高原东侧边界层水平流场的本质差异。

4.3 1998 年暴雨过程个例分析

1998 年长江上游四川省共发生了 10 次区域性暴雨天气过程,不失一般性,我们以 8 月中下旬的集中降水天气过程为时段,重点分析“8 月 19 日”、“8 月 26 日”两次区域性暴雨天气过程前后的边界层风场变化。

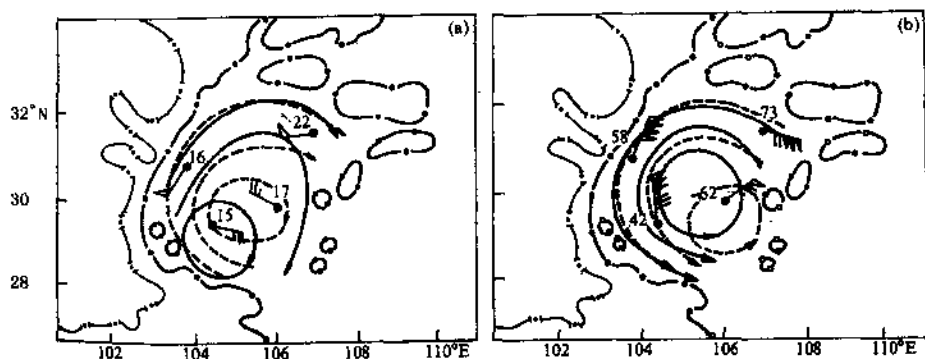


图3 1998年夏季20天无雨日(a)和33天降雨日(b)长江上游川渝地区边界层平均合成风场分布
实线为07时,测站旁数值为07时合成风速大小,虚线为19时,风矢量为19时合成风,
实心和空心点的点划线分别为3000和1000 m等高线

图4给出了降雨过程前17~18日,暴雨中19~20日和26~27日,过程结束前后29~30日成都风场垂直分布。我们看到:8月16~17日成都边界层主要为西南风,长江上游为无雨天气;18日07时开始成都边界层风场转变为非西南风(东南风和东北风),长江上游开始产生降水过程,随着东北风的扩大和增强,产生了大范围暴雨天气过程。降水主要集中在19日20时至20日08时,这次大暴雨天气过程,直接影响了1998年长江第7次洪峰,以后由于东北风的维持,长江上游为持续的强降水天气。24日后东北风增大,长江上游又产生了大范围暴雨天气过程,主要降水集中在26日08时至27日08时,这次暴雨严重影响了1998年长江第8次洪峰。8月29日07时开始,成都边界层风场转为西南风,降水结束,以后在西南风控制下,长江上游为无雨天气。

长江上游川渝地区边界层流场(图略)与图3类似。降雨过程前期为反气旋式偏南流场,18日开始转为气旋式偏东流场,长江上游发生了降水天气,随着气旋式偏东流场的维持和增强,出现了“8月19日”、“8月26日”区域性暴雨天气过程,29日开始又转为反气旋式偏南流场,降水结束,转为无雨天气。

5 结论

(1)1998年高原东侧成都边界层风场保持东北风与西南风交替出现的规律,与长江上游晴雨天气具有密切联系。

(2)1998年夏季成都边界层风场东北风出现时间相当多,持续时段长,西南风出现时间相当少,持续时段短。相应长江上游雨日相当多,降水时段长,暴雨频繁,无雨日相当少,无降水时段短。

(3)1998年长江上游暴雨等强对流天气都发生在成都边界层东北风位相中,东北风的建立、增强、消亡,预示着长江上游暴雨等强对流天气的发生、发展、结束。其物理图像和天气意义是:在青藏高原和川渝盆地特定地形环境下,当西邻高原的成都边界层为东北风时,高原东侧川渝地区边界层维持气旋式偏东流场,未来长江上游为强降水天气;当成都边界层风场转变为西南风时,高原东侧川渝地区边界层调整为反气旋式偏南流场,长江上游降水结束,进入无雨天气。

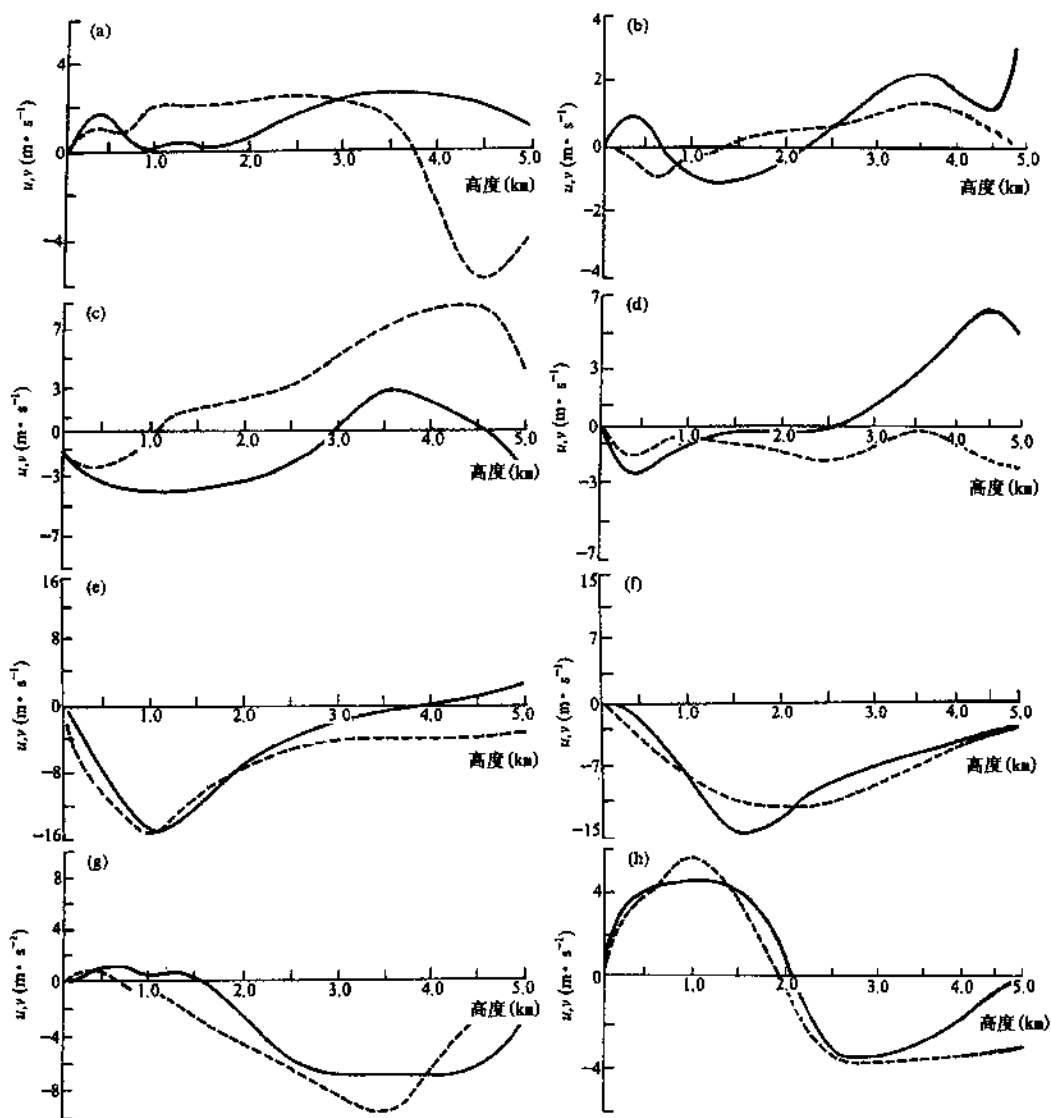


图4 1998年8月降雨过程前17日19时(a)、18日07时(b)、暴雨中19日19时(c)、
20日07时(d)、26日19时(e)、27日07时(f)和过程结束前29日07时(g)、
结束后30日07时(h)成都风场垂直分布

(4)本研究再次证明了高原东侧边界层动力激发作用,是长江上游暴雨等强对流天气产生的重要机制和成都是长江上游天气变化关键点的观点。

(5)1998年长江洪水与长江上游异常天气相联系,长江上游持续的降雨过程,频繁的暴雨天气,使上游洪水叠加在中游高水位上而对长江洪水有重要影响。

本文仅研究了边界层风场对暴雨的重要影响,今后从热力场、水汽场等方面进一步分析1998年暴雨是非常必要的。

参考文献

- [1] 杨大升. 1980. 行星边界层对低涡降水过程的作用, 暴雨文集. 长春: 吉林人民出版社, 47~57
- [2] 陶诗言, 丁一汇等. 1979. 暴雨与强对流天气的研究. 大气科学, 3(3): 227~238
- [3] 赵思雄, 周晓平等. 1982. 中尺度低压系统形成的维持和数值实验. 大气科学, 6(2): 109~117
- [4] 李跃清. 1995. 夏半年成都边界层风场与四川盆地暴雨的关系. 高原气象, 14(2): 232~236
- [5] 李跃清. 1996. 长江上游暴雨的边界层动力诊断研究, 大气科学, 20(1): 73~78
- [6] 李跃清, 彭虎等. 1997. 成都边界层风场演变天气意义的检验. 高原气象, 16(3): 331~336

青藏高原隆升对西北地区降水量变化的影响

范广洲^{1,2} 程国栋³

(1. 中国气象局成都高原气象研究所,成都 610072;2. 成都信息工程学院地球环境科学系,成都 610041;

3. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室,兰州 730000)

摘 要 青藏高原的隆升是地质历史上一次重大的地质事件,中国对西北干旱气候与环境的形成和演变有着重要的影响。本文利用 CCM3 模式模拟了高原隆升前和隆升至临界高度时,西北地区的降水与现在的差别,从而初步探讨了高原隆升对西北干旱区气候变化的影响。结果表明,高原隆升对西北地区降水有明显影响。隆升前,西北地区年降水比现在偏多约 150 mm;随着高原隆升西北地区年降水逐步减少,到高原隆升至临界高度时,西北地区降水比高原隆升前约减少了 77 mm,但仍比现在多约 73 mm。在不同季节,降水的变化是不尽相同。

关键词 青藏高原隆升 西北干旱区成因 降水变化

1 引言

中国西北干旱区是世界典型温带荒漠分布区之一,在世界干旱区气候及生态环境研究中颇具代表性,其气候与环境特征及其形成原因一直是科学家们研究的主要对象。青藏高原的隆升是新生代以来亚洲大陆发生的最重大的地质事件,隆升的高原在动力和热力上对东亚乃至北半球的大气环流产生了巨大影响^[1]。一般认为,高原隆升是干旱区干旱气候环境形成的主要原因之一。呈统文等^[2]认为,深居内陆和青藏高原地形的作用是西北干旱区形成的大背景。大量的地质证据揭示了亚洲中部及北美内陆自晚新生代以来气候在向着干旱化方向发展^[3]。李克让^[4]指出,在晚第三纪时高原隆升高度不高,我国甘肃、新疆一带还多是草原,山区较湿润,有森林存在。天山西部和北部为暖温带阔叶林或针阔叶混交林。准噶尔盆地西部的玛纳斯湖与艾比湖,柴达木盆地等为广阔的湖盆地。即使在塔里木盆地,四周山地降水较多,许多源于昆仑山、帕米尔和天山的流水,汇集形成水量充足的塔里木河,东流入盆地东端的罗布泊^[5],盆地内水网稠密,有一定数量的植被。这种水网密布、湖泊众多的情况,不仅在塔里木盆地,而且在我国西北广大地区和青藏高原那时都相当普遍。到中更新世晚期,高原及西北众多的山脉已隆升至相当高度,这时的准高原面在青藏高原地区达到 3000 m 左右,对水汽的阻滞作用十分显著,下沉气流强盛,致使我国西北大部分地区出现大片荒漠。在北疆发现当时已有仅分布在石质戈壁和沙漠边缘的古植物:黑琐琐、白琐琐、黄麻等,在南疆则出现大片沙漠^[6]。

现代高原气象学研究^[1,2,7~9]表明,包括中亚和我国西北在内的高原邻近地区的干旱气候,与过山气流的绕流(高原的动力作用)以及夏季高原上升气流在高原外围的补偿性下沉(高原的热力作用)有关。一些数值模拟试验研究也进一步证明了青藏高原隆升对中纬度干旱气候形成的重要作用^[10]。虽然 Hahn 等^[11]在有、无地形的数值试验研究过程中,得出青藏高原的存在减轻了西北干旱的推测,但这是一个尚有争议的、不很成功的模拟试验结果^[12],其推测

被 Broccoli 等^[10]的另一次数值试验结果所否定。Broccoli 等^[10]的数值试验研究是有关高原隆升对亚洲中纬度干旱区气候形成影响的研究工作中最为细致的。他们利用一个具有较高分辨率(相应的经纬度网格距为 2.25° 经度 $\times 3.75^{\circ}$ 纬度), 包括陆地水文循环过程和地形重力波参数化的 9 层 GCM, 通过有、无地形试验的对比分析表明, 青藏高原是通过激发夏季风环流而影响中亚干旱的, 即与低层相对干燥的反气旋式流动、中亚的下沉气流以及风暴路径的北移密切相关。此外, 地形也减少了进入大陆内部的水汽输送和地表蒸发, 因而对周围干旱的形成有贡献。

这些研究都表明, 高原的存在对于干旱区干旱气候环境的形成演变有重要影响, 但这些工作主要研究的是高原对北半球或亚洲干旱区干旱气候的影响, 而没有突出其对我国西北地区干旱气候环境的影响; 没有强调高原隆升到对气候产生影响的临界高度时期的作用特征。本工作将针对这些问题进行一些初步探讨。

2 试验设计

2.1 控制试验设计

本文所用模式为 NCAR 的 CCM3, 模式垂直方向采用 $P-\sigma$ 坐标, 共 18 层; 水平方向采用三角形截断 42 波(T42), 约相当于 2.5° 经度 $\times 2.5^{\circ}$ 纬度。模式积分时间步长为 20 min。控制试验(或简称 CTL 试验)中模式所用地形、陆面特征和海陆分布等资料均取实况; 海温取实测资料, 每 1 个月耦合一次; 其他模式资料如植被类型、冰雪资料等也都为观测值, 由 NCAR 提供。数值试验取 1986 年 4 月 15 日流场作初始场, 积分至 1993 年 2 月 29 日, 共积分约 7 年的时间, 舍去前面近 2 年的资料不进行分析, 而只分析后 5 年(1988 年 3 月 1 日至 1993 年 2 月 28 日)的资料, 从而避免模式调整期的影响。CCN3 模式是世界公认的大气环流模式, 已经在世界范围内得到了广泛的使用和验证, 证明模式对全球及区域气候有较好的模拟能力。文献[13]中也对该模式的性能作了简单的检验, 表明模式能够较好地模拟再现西北地区降水等物理量的分布形式和季节变化特征, 此处本文不再赘述。

2.2 高原隆升试验设计

刘晓东等^[14]通过大气动力学、热力学及气候学研究指出, 青藏高原隆升过程中存在一个临界高度($\approx 1.5 \sim 2$ km)。当高原隆升突破这一临界高度时, 才开始对大气产生强烈的作用, 从而造成大气环流、大气热力结构、亚洲区域以及全球气候等的一系列巨大转变。其他的研究^[15]也指出, 高原隆升至 1000~2000 m, 即晚第三纪末期至第四纪初期, 高原以东平原地区干热气候结束。高原隆升至 2000~3000 m, 即早更新世至中更新世晚期, 高原以东地区冬季干冷, 夏季湿热, 季风气候逐渐形成, 西北、华北地区降水减少, 尤其是西北地区, 逐渐变干, 开始出现沙漠。张耀存等^[16]通过数值模拟研究也说明了高原隆升的临界高度问题的重要性。这些研究表明, 高原高度在 2000 m 左右时, 是其对气候产生巨大影响的临界高度。因此, 研究没有高原存在以及高原高度在 2000 m 左右时期西北地区气候特征有着重要的科学价值。

有鉴于此, 本文设计了两个高原隆升不同阶段的数值模拟试验: 一个是将 $28.125^{\circ}\text{E} \sim 151.875^{\circ}\text{E}$, $0^{\circ} \sim 67.5^{\circ}\text{N}$ 范围内(此范围较青藏高原实际范围明显偏大, 这主要是因为地形高度降低后, 会在降低地形高度的边缘地区产生较大的地形梯度, 此地形梯度会对其周边气候产生虚假的影响。为了消除这种影响在我国西北干旱区的表现, 根据文献[14]的做法, 将地形降

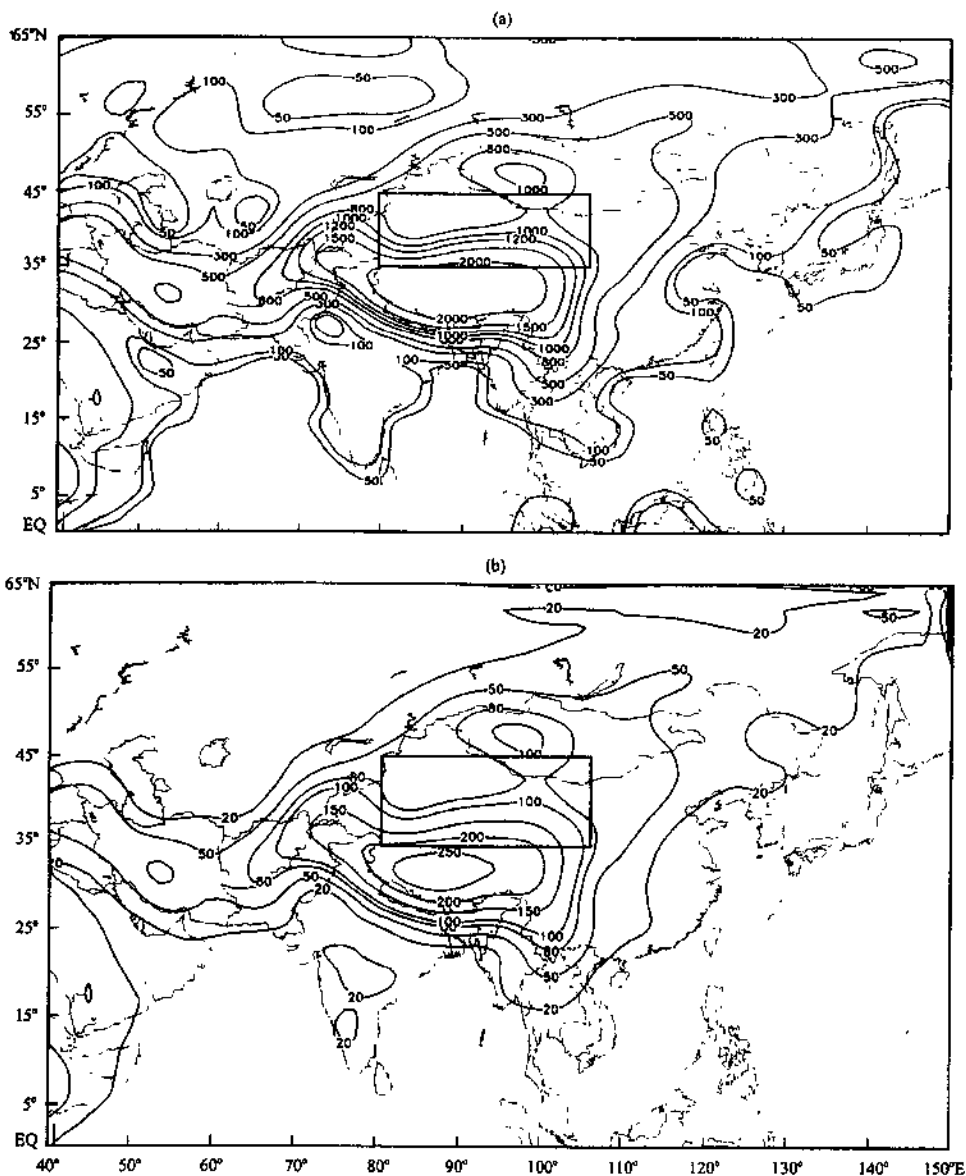


图 1 E50(a)和 E05(b)试验地形高度分布

低范围扩大)的地形高度分别降低到原地形高度的 50 % (图 1a)(记作 E50)和 5 % (图 1b)(记作 E05)。其中试验 E50 研究的是高原隆升至临界高度(高原主体平均高度约为 2000 m)时对西北地区干旱气候的影响;试验 E05 研究的是没有青藏高原时西北地区的气候特征。模拟试验所用模式及模式的其他参数均同 CTL 试验。模式模拟结果也与 CTL 试验进行了比较,从而探讨青藏高原巨大的地形高度在西北干旱区形成过程中的作用。

3 试验结果分析

3.1 春季降水变化

从 E05 试验减 CTL 试验春季降水差值图(图略)上可以看到,在没有青藏高原巨大地形情况下,我国西北大部分地区降水都较现在偏多,仅西北南侧地区略有减少。最大降水率偏多中心位于新疆东部,中心值达 $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。区域平均 E05 试验西北地区($80^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}, 35^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$)春季降水率较现在约增加 $0.4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2a),即在高原隆升前,西北地区春季降水较现在约偏多 37 mm(格点平均)。我国东部、南部、高原地区的降水率明显减少,最大减少中心位于成都平原附近,中心值可达 $-6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。从 E50 试验减 CTL 试验春季降水差值图(图略)上可以看到,高原主体隆升至临界高度

(高原主体平均高度约为 2000 m)时,西北地区春季降水较现在仍然以增加为主,但增加幅度相对于 E05 试验有所减弱,最大降水率中心仍位于新疆地区,但中心值仅为 $0.8 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。区域平均 E50 试验西北地区春季降水率较现在约增加 $0.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2b),即在高原隆升至临界高度时(约相当于上新世晚期至更新世早期),西北地区春季降水较现在约偏多 28 mm,但较高原隆升前(E05 试验)却已有所减少,可见青藏高原隆升至临界高度时已经对西北地区春季降水产生了影响。我国中东部及高原西部降水较现在仍然明显减少,但减少幅度较 E05 试验已显著减弱。这表明高原隆升至临界高度时,其动力绕流作用和热力作用已经开始显现,亚洲季风系统开始建立,并对我国春季降水产生了影响。

3.2 夏季降水变化

从 E05 试验减 CTL 试验夏季降水率差值图(图 3a)上可以看到,在高原隆升以前,西北地区降水较现在明显偏多,最大降水偏多中心位于西北地区东部,中心值可达 $2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。区域平均 E05 试验西北地区夏季降水率较现在约增加 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2~图 4),即在高原隆升前,西北地区夏季降水较现在约偏多 46 mm。自我国西南部至东部的整个中国中部地区夏季降水的时间过少,这可能主要是由于高原隆升前,亚洲季风系统较现在偏弱引起。我国东南部降水增加,这可能是由于夏季季风系统主要位于近海地区所致。图 3b 给出的是 E50 试验减 CTL 试验夏季降水率差值图。从图上可以看到,高原隆升至临界高度时,西北地区西部、北部夏季降水率较现在增加,其中西北东北部地区降水偏多较大。西北地区南部及东南部降水减少,其中东南部降水减少幅度较大。区域平均 E50 试验西北地区夏季降水率与现在基本一致(图 2b)。我国自西到东的中部地区降水率减少,西南及南部地区降水率增加,这可能与季风系统的变化有关。与 E05 试验相比,西北地区夏季降水明显减少,可见青藏高原隆升至临界高度时对西北地区夏季降水产生了较大影响,特别是西北南部地区影响最大。

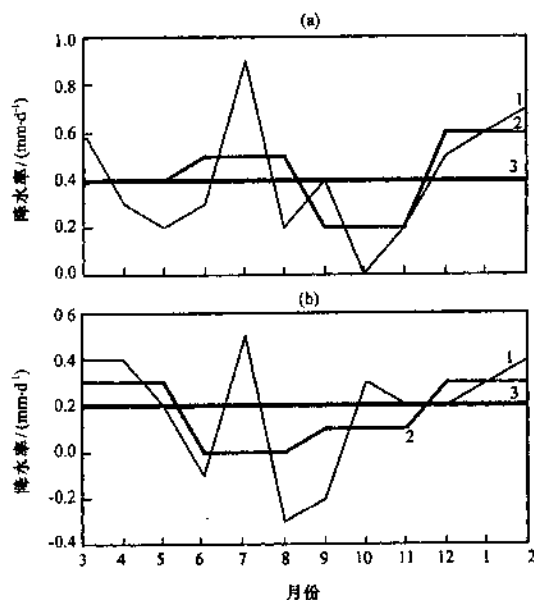


图2 西北地区平均 E05—CTL(a)和 E50—CTL(b)降水率差值

1 为月平均值,2 为季平均值,3 为年平均值

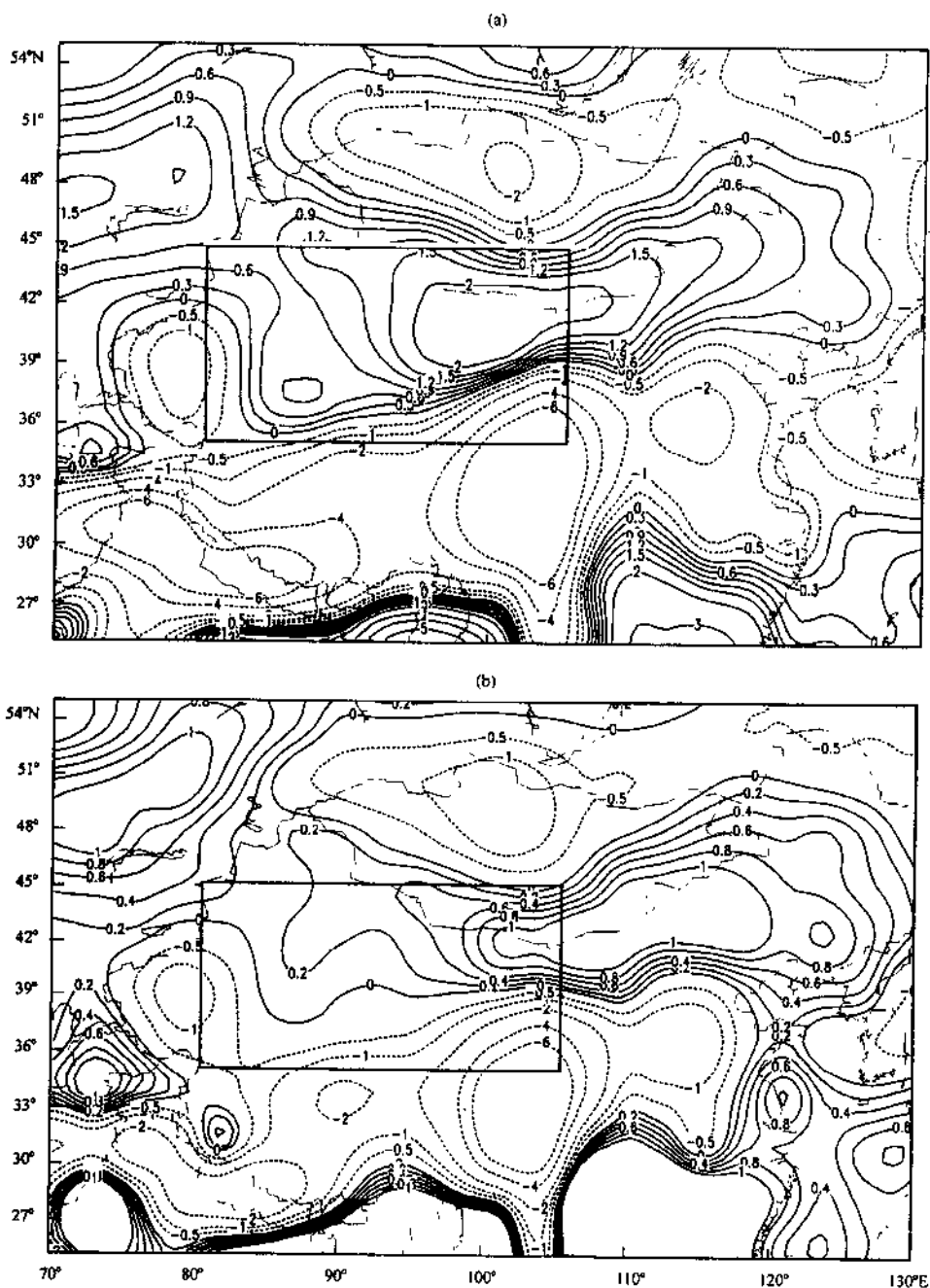


图3 E05试验减CTL试验(a)和E50试验减CTL试验(b)夏季降水率差值

3.3 秋季降水变化

从E05试验减CTL试验秋季降水率差值图(图略)上可以看到,西北大部分地区降水在高原隆升前比现在偏多,最大偏多中心位于西北东部地区,中心值在 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。区域平均E05试验西北地区秋季降水率较现在约增加 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图2a),即在高原隆升前,西北地区秋季降水较现在约偏多18 mm。我国其他大部分地区(除东北地区和东南地区外)秋季降

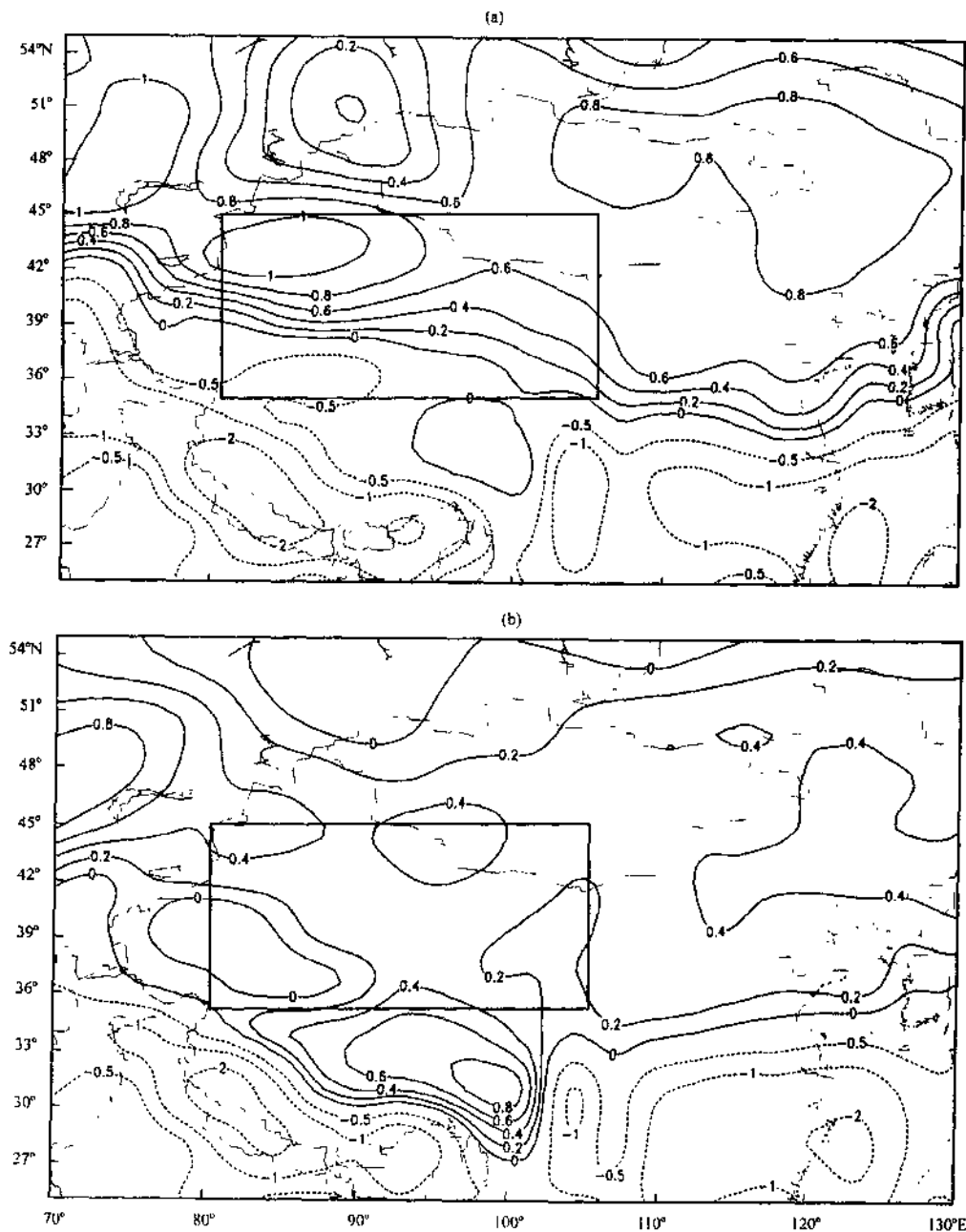


图4 同图3,但为冬季

水较现在明显偏少,其中最大差异中心位于长江中游地区,中心值可达 $-6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。这可能主要是由于高原动力绕流作用及与高原热力作用有关的季风系统消失或减弱有关。

从 E50 试验减 CTL 试验秋季降水率差值图(图略)上可以看到,我国西北部大部分地区秋季降水在高原隆升到临界高度时比现在偏多,但偏多幅度不大。区域平均 E50 试验西北地区秋季降水率较现在约增加 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2b),即在高原隆升至临界高度时,西北地区秋季降水较现在约偏多 9 mm,但较高原隆升前(E05 试验)降水却已略有减少。由此可见,青藏高原隆升至临界高度时已经对西北地区秋季降水产生了影响。我国其他大部分地区秋季降水是

减少的,只是东北地区、高原东南部和东南沿海地区的降水有所增加。

3.4 冬季降水变化

从冬季 E05 试验减 CTL 试验降水率差值图(图 4a)上可以看到,在高原隆升前,我国西北地区全区冬季降水率都明显较现在偏多,最大偏多中心位于新疆西部地区,中心值可达 $1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。西北地区区域平均 E05 试验冬季降水率约较现在偏多 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2a),即相当于高原隆升前西北地区冬季降水比现在多 54 mm,是一年中降水差异最大的季节。我国其他地区除东北、华北及北方地区外,冬季降水在高原隆升以前较现在是偏少的。

图 4b 给出的是 E50 试验减 CTL 试验冬季降水率差值图。从图上可以看到,当高原隆升到临界高度时,西北地区冬季降水率较现在也明显偏多,区域平均冬季降水较现在约偏多 $0.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2b),相当于冬季降水比现在多 27 mm。这一数值与高原隆升前(E05 试验)相比明显偏小,这说明高原隆升至临界高度时对西北地区冬季降水已经产生了较明显的影响。我国其他地区除高原南侧及长江中下游及其以南地区降水减少外,冬季降水也都是增加的。

3.5 年均降水变化

从 E05 试验减 CTL 试验年平均降水率差值图(图 5a)上可以看到,在青藏高原隆升以前,我国西北地区年均降水率与现在相比都以增加为主,最大增加中心位于西北东部地区,中心值可达 $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。全西北地区区域平均年降水率在高原隆升以前比现在约偏多 $0.4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2a),相当于年降水比现在偏多近 150 mm。这一数值虽然不能从根本上解决西北地区干旱气候环境特征,但对于缓解干旱状况却可以起到重要作用,可见青藏高原隆升是西北地区干旱气候环境形成的重要因素之一。E05 试验中纬度以南我国大部分地区年平均降水较现在是偏少的,这可能主要是亚洲季风系统比现在偏弱造成的。

图 5b 给出的是 E50 试验减 CTL 试验年平均降水差值图。从图上可以看到,我国西北大部分地区年平均降水率是增加的,特别是西北北部地区增加的相对较多。区域平均 E50 试验比 CTL 试验年平均降水率约偏多 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 2b),相当于年降水比现在偏多约 73 mm。对比 E05 试验结果可知,E50 试验西北地区年平均降水已经明显有所减少。这表明高原隆升至临界高度时,对西北地区降水已经产生了较明显影响,西北地区干旱化趋势加剧。我国其他地区降水变化的空间分布情况与 E05 试验比较一致,但变化幅度较小。

4 结论及讨论

本文利用 CCM3 模式简单模拟研究了高原隆升不同阶段对西北地区干旱气候环境形成演变的影响,结果发现,高原隆升对西北地区降水有明显影响。高原隆升前,西北地区年降水比现在偏多大约 150 mm;随着高原隆升西北地区年降水逐步减少,到高原隆升至临界高度时,西北地区降水比高原隆升前约减少了 77 mm,但仍比现在多约 73 mm。高原隆升前,降水与现在相比变化最大的是冬季,其次是夏季,秋季最少;高原隆升至临界高度时,降水与现在相比变化最大的是冬季和春季,而夏季降水已经基本上与现在相当,二者之差 ≈ 0 。本文只利用两个数值试验和一个控制试验,简单对比分析了高原隆升对西北干旱区年平均及季节平均降水的可能影响,没有分析高原隆升对西北地区其他气候要素的影响和高原隆升对西北地区气候变化影响的机制,也没有详细研究西北地区干旱气候环境对高原隆升高度的敏感性问题,而且模式积分的时间也不够长。另外,E05 和 E50 试验设计时,地形高度改变的范围远大于青藏

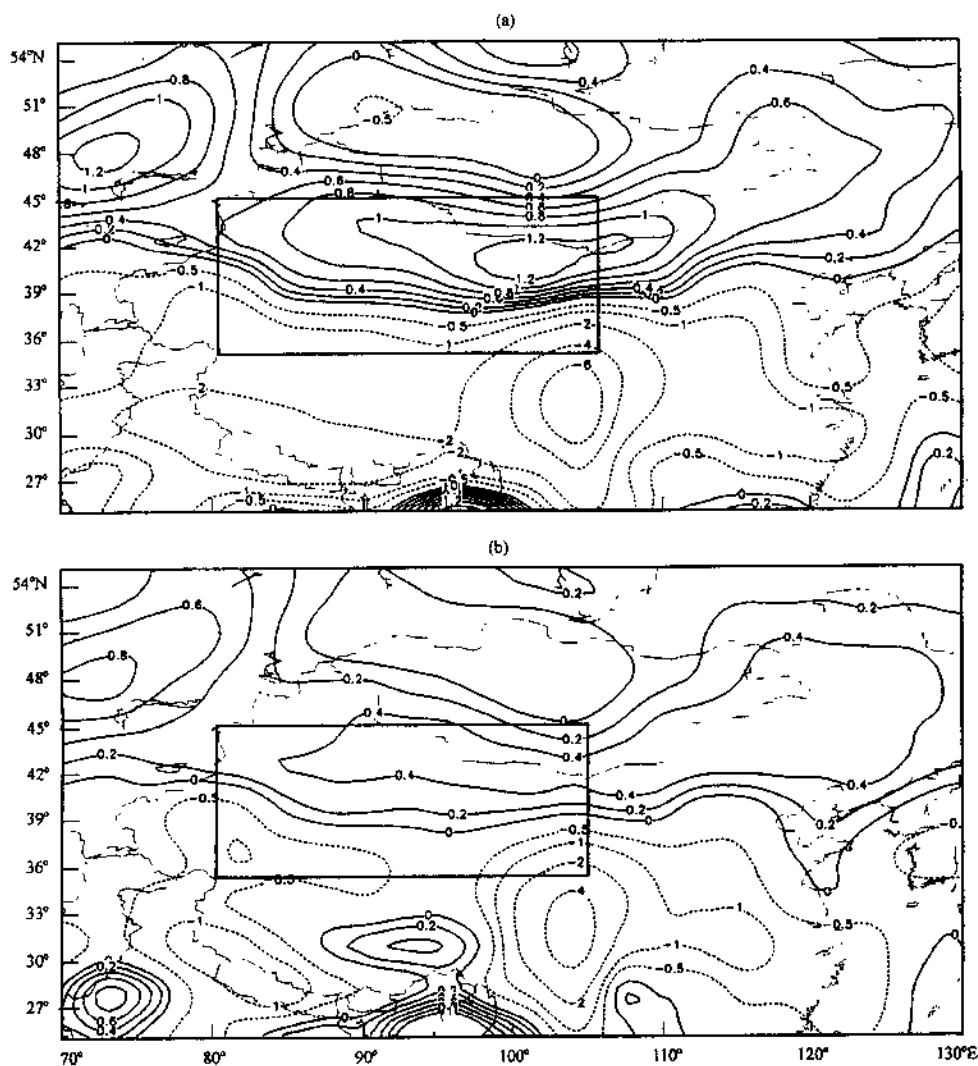


图5 同图3,但为年平均

高原的主体范围,这主要是为了消除边界处陡峭地形的虚假影响,但这会引起模式结果中也包含了其他地区地形的影响,这是本文的一个不足之处。所有这些问题都有待于在以后的工作中加以完善和补充。

参考文献

- [1] 叶笃正,高由禧等. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,1~278
- [2] 吴统文,钱正安. 1996. 夏季西北干旱区干、湿年环流及高原动力影响差异的对比分析. 高原气象,15(4):387~396
- [3] 刘晓东. 1999. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响. 高原气象,18(3):321~332
- [4] 李克让. 1992. 中国气候变化及其影响. 北京:海洋出版社,241~242
- [5] 吴正. 1981. 塔克拉玛干沙漠成因的探讨. 地理学报,36(3):280~291
- [6] 周廷儒. 1982. 古地理学. 北京:北京师范大学出版社,135~139

- [7] 徐国昌,张志银. 1983. 青藏高原对西北干旱气候形成的作用. 高原气象,2(2):8-15
- [8] 钱永甫,颜宏,王谦谦等. 1988. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京:科学出版社,119~147
- [9] 吴统文,钱正安. 1996. 青藏高原北侧地区干湿年夏季环流差异的对比分析及高原的热力影响. 气象学报,54(5):558~568
- [10] Broccoli A J, S Manabe. 1992. The effect of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climate. *J Climate*, 5:1181-1201
- [11] Hahn D G, S Manabe. 1975. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *J Atmos Sci*, 32: 1515-1541
- [12] Hahn D G, S Manabe. 1976. Reply to comments by Sadler and Ramage. *J Atmos Sci*, 33:2258-2262
- [13] 范广洲. 2001. 中国西北干旱区干旱气候环境成因及其在全球变化中作用的数值模拟. 中科院寒区旱区环境与工程研究所博士后出站报告
- [14] 刘晓东,汤懋苍. 1996. 论青藏高原隆起作用于大气的临界高度. 高原气象,15(2):131~140
- [15] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 1984. 西藏气候. 北京:科学出版社,82~98
- [16] 张耀存,钱永甫. 1999. 青藏高原隆升作用与大气临界高度的数值研究. 气象学报,57(2):157~167

青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟： 水汽收支及高原动力、热力作用的影响

范广洲^{1,2} 程国栋³

(1. 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610000; 2. 成都信息工程学院地球环境科学系, 成都 610041

3. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000)

摘 要 青藏高原隆升对西北干旱区形成的研究, 对于理解西北干旱气候环境的形成有重要的意义。本文通过数值模拟, 初步探讨了高原隆升前和隆升至临界高度时, 我国干旱区大气水分循环及青藏高原动力、热力作用与现在的差异。结果表明, 青藏高原隆升前和隆升至临界高度时, 干旱区边界内获得的净水汽通量均明显比现在偏多; 我国干旱区 700 hPa 涡度比现在大; 夏季高原地区的上升运动比现在弱, 干旱区下沉运动偏弱, 这些都更有利于降水的产生。

关键词 青藏高原隆升 西北干旱气候成因 大气水分收支 高原动力作用 高原热力作用

1 引言

中国西北干旱区是亚洲干旱区的主要组成部分, 该区地处大陆腹地, 属于干旱的大陆性气候区, 是研究地球科学、生命科学及环境科学的热点地区。随着国家经济建设重点西移, 西部已成为我国经济增长的重要支点。因此加强西部干旱区气候环境研究对我国经济建设具有深远的意义。

西北干旱区气候环境研究的一个重要问题就是其成因的研究, 一般认为青藏高原隆升是西北干旱区干旱气候环境形成的重要原因之一^[1]。大量的地质证据揭示了亚洲中部及北美内陆自晚新生代以来气候向干旱化方向发展^[2]。李克让^[3]指出, 在晚第三纪时, 高原隆升高度不高, 我国甘肃、新疆一带还多是草原, 山区较湿润, 有森林存在。天山西部和北部为暖温带阔叶林或针阔叶混交林。准噶尔盆地西部的玛纳斯湖和艾比湖, 柴达木盆地等为广阔的湖盆。即使在塔里木盆地, 四周山地降水较多, 许多源于昆仑山、帕米尔和天山的流水, 汇集形成水量充足的塔里木河, 东流入盆地东端的罗布泊^[4], 盆地内水网稠密, 有一定数量的植被。这种水网密布、湖泊众多的情况, 不仅在塔里木盆地, 而且在我国西北广大地区和青藏高原那时都相当普遍。到中更新世晚期, 高原及西北众多的山脉已隆升至相当高度, 这时的准高原面在青藏高原地区达到 3000 m 左右, 对水汽的阻滞作用十分显著, 下沉气流强盛, 致使我国西北大部分地区出现大片荒漠。在北疆发现当时已有仅分布在石质戈壁和沙漠边缘的古植物: 黑琐琐、白琐琐、黄麻等, 在南疆则出现大片沙漠^[5]。

现代高原气象学研究^[1,6~9]表明, 包括中亚和我国西北在内的高原邻近地区的干旱气候, 与过山气流的动力性绕流(高原的动力作用)及夏季高原上升气流在高原外围的补偿性下沉(高原的热力作用)有关。一些数值模拟试验研究也进一步证明了青藏高原隆升对中纬度干旱气候形成的重要作用。如 Broccoli 等^[10]通过有、无地形试验的对比分析表明, 青藏高原是通过激发夏季风环流而影响中亚干旱的, 即与低层相对干燥的气旋式流动、中亚的下沉气流以及

风暴路径的北移密切相关。此外,地形也减少了进入大陆内部的水汽输送和地表蒸发,因而对周围干旱的形成有贡献。

这些研究工作都表明,高原的存在对于干旱区干旱气候环境的形成演变有重要影响,在这些影响过程中高原的动力作用和热力作用扮演着重要的角色。另外,高原地形对于干旱区大气水分循环过程的影响也对干旱区的形成有重要贡献。但这些工作主要研究高原对北半球或亚洲干旱区干旱气候的影响,而没有突出其对我国干旱区干旱气候环境的影响。范广洲等^[11,12]通过数值模拟研究发现,青藏高原隆升将使西北干旱区降水减少,气温降低;并且对于干旱区的大气环流形势有重要影响。本文将在文献[11,12]的研究基础上,通过分析高原隆升前和隆升至临界高度时,西北干旱区的大气水分循环变化以及青藏高原动力和热力过程的影响,分析青藏高原隆升影响西北干旱地区气候环境形成的机理。

2 试验设计

本文所用模式为 NCAR 的 CCM3,模式垂直方向采用 $P-\sigma$ 坐标,共 18 层;水平方向采用三角形截断 42 波(T42),约相当于 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度。模式积分时间步长为 20 min。控制试验(或简称 CTL 试验)中模式所用地形、陆面特征和海陆分布等资料均取实况;海温取实测资料,每 1 个月耦合一次;数值试验取 1986 年 4 月 15 日流场作初始场,积分至 1993 年 2 月 29 日,共积分约 7 年的时间,舍去前面近 2 年的资料不进行分析,而只分析后 5 年(1988 年 3 月 1 日至 1993 年 2 月 28 日)的资料,从而避免模式调整期的影响。

两个高原隆升不同阶段的数值模拟试验:分别是将高原及周边地区的地形高度降低到原地形高度的 50%(记作 E50)和 5%(记作 E05)。分别用来研究高原隆升至临界高度(高原主体平均高度约为 2000 m)时和高原隆升前干旱区的气候特征(具体设计方案请查阅参考文献[11])。两试验结果与 CTL 试验进行比较,从而探讨青藏高原巨大的地形高度对西北干旱区形成影响的可能机理,本文中主要是通过讨论高原隆升不同阶段对于干旱区大气水分循环的可能影响以及青藏高原动力和热力作用的变化来探讨高原隆升影响干旱区形成的机制。

3 试验结果分析

3.1 大气水分收支

为分析中蒙干旱区的水汽收支状况,我们计算了上述三试验模拟的各季节平均的气柱水汽通量。中蒙干旱区的计算范围为 $78.75^\circ\text{E} \sim 104^\circ\text{E}$, $39.375^\circ\text{N} \sim 50.75^\circ\text{N}$ (图 1 框区),水汽通量系整层气柱值(1000~100 hPa 间)以下是各季节的计算结果分析。

3.1.1 春季大气水汽收支变化

从 E05 试验减 CTL 试验春季中蒙干旱区东边界(沿 104°E 剖面)大气水汽通量(流入该干旱区为正,流出为负;下同)差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,经干旱区东边界对流层中层以下流出该区的水汽通量明显大于现在,特别是东边界南段低层差异最大,中心值可达 $-20 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ 。平均而言,春季 E05 试验经东边界流出干旱区的水汽通量约比现在多 $3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (表 1)。从 E50 试验减 CTL 试验春季东边界大气水汽通量差值图(图略)上可以看到,水汽通量差值的分布情况与 E05 试验基本一致,但数值明显偏小。平均而言,春季 E50 试验经

东边界流出干旱区的水汽通量约比现在偏多 $2 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (表 2)。

表 1 穿过中蒙干旱区各边界模拟的水汽通量差值

{E05—CTL, $\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ }					
季	东边界	西边界	南边界	北边界	区内净通量
春季	-3	6	1	0	4
夏季	2	6	0	-1	7
秋季	-4	7	0	1	4
冬季	-4	6	1	0	3
年均	-3	6	0.5	0	3.5

表 2 除了为 E50—CTL 外,其余同表 1

季	东边界	西边界	南边界	北边界	区内净通量
春季	-2	4	0	1	3
夏季	2	2	-1	2	5
秋季	4	4	0	1	1
冬季	-2	4	0	0	2
年均	-2	4	0	1	3

从给出的 E05 试验减 CTL 试验春季西边界(沿 78.75°E 剖面)大气水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,干旱区经西边界流入的水汽通量明显比现在多,特别是对流层低层的西边界南段差异最大。平均 E05 试验春季西边界水汽通量与 CTL 试验的差值约为 $6 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。从 E50 试验减 CTL 试验春季西边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,水汽通量差值的分布形式与 E05 试验基本一致,但数值明显减小。平均而言,春季 E50 试验经西边界流入干旱区的水汽通量约比现在偏多 $4 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从给出的 E05 试验减 CTL 试验春季南边界(沿 39.375°N 剖面)大气水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,干旱区南边界低层及南边界东段中高层水汽流入量较现在偏多,其他地段偏少,平均 E05 试验春季南边界水汽通量约比 CTL 试验偏多 $1 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。从 E50 试验减 CTL 试验春季南边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升至临界高度时,干旱区南边界低层(800 hPa 层以下)水汽流入量与现在相比以偏多为主,中高层(800 hPa 层以上)以减少为主。平均 E50 试验春季南边界水汽通量与 CTL 试验的差值约为 $0 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2),小于 E05 试验的差值。

从给出的 E05 试验减 CTL 试验春季北边界(沿 50.75°N 剖面)大气水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,干旱区北边界西段中、下层流入水汽通量比现在偏多,其他地段以偏少为主。平均 E05 试验春季北边界水汽通量与 CTL 试验的差值约为 $0 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。从 E50 试验减 CTL 试验春季北边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升至临界高度时,干旱区北边界水汽流入量基本都比现在偏多,仅在东侧近地层及高层略有减少。平均 E50 试验春季北边界水汽通量与 CTL 试验的差值约为 $1 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

总的来看,E05 试验春季干旱区经四边界流入该区的水汽总量约比现在偏多 $4 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。E50 试验约比现在偏多 $3 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

3.1.2 夏季大气水汽收支变化

从 E05 试验减 CTL 试验夏季东边界水汽通量差值垂直径向剖面图(图略)可以看到,高原隆升前,干旱区夏季经东边界低层流出干旱区的水汽比现在偏多,经中高层流出比现在的偏少。平均 E05 试验干旱区夏季东边界水汽流出量比现在少(或流入量比现在多) $2 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时(E50 试验),干旱区夏季东边界水汽通量与现在差值的分布形式与 E05 试验基本一致,也是低层流出量增加,中高层流出量减少。平均 E50 试验干旱区夏季东边界水汽流出量也比现在少(或流入量比现在多) $2 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验夏季西边界水汽通量差值垂直径向剖面图(图略)可以看到,高原隆升前,干旱区夏季经西边界南段、高层及北段高层流入干旱区水汽量比现在减少,经西边界

南段低层及北段中、低层流入干旱区水汽量比现在偏多。平均 E05 试验干旱区夏季西边界水汽流入量比现在多 $6 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时(E50 试验),水汽通量差值的分布形式与 E05 试验基本一致,但数值较小。平均 E50 试验干旱区夏季西边界水汽流入量比现在多 $2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从图 E05 试验减 CTL 试验夏季南边界水汽通量差值垂直纬向剖面图(图略)可以看到,高原隆升前,我国干旱区经南边界西段中层及中段低层进入该区的水汽通量与现在相比以减少为主,其他地区以增加为主。平均 E05 试验干旱区夏季南边界水汽流入量与现在的差为 $0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。当高原隆升至临界高度时(E50 试验),干旱区南边界流入的水汽通量一般都比现在偏少,只在南边界西部低层及约 90°E 以东、700 hPa 层附近水汽通量略较现在偏大。平均 E50 试验干旱区夏季南边界水汽通量与现在的差为 $-1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验夏季北边界水汽通量差值图(图略)可以看到,高原隆升前,干旱区北边界西部流入干旱区的水汽通量较现在偏大,东部偏小。平均 E05 试验干旱区夏季北边界水汽流入量与现在的差为 $-1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。当高原隆升至临界高度时(E50 试验),干旱区北边界大部分地区流入的水汽量明显较现在偏多,仅约 93°E 以东、700 hPa 层附近水汽差值为负值。平均 E50 试验干旱区夏季北边界水汽通量与现在的差为 $2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

总的来看,E05 试验夏季干旱区经四边界流入该区的净水汽总量约比现在偏多 $7 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (表 1)。E50 试验约比现在偏多 $5 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。在干旱区内夏季进入区内的净水汽通量明显多于春季和其他各季,因而夏季是该区的主要降水季节。

3.1.3 秋季大气水汽收支变化

高原隆升前,干旱区东边界秋季大部分地区水汽通量流出量比现在偏多,流出量偏少的地区主要在高层。平均 E05 试验干旱区秋季东边界水汽流出量比现在偏多 $4 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。E50 试验水汽通量的差值分布形式与 E05 试验基本一致。平均 E50 试验干旱区秋季东边界水汽流出量比现在偏多 $4 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

高原隆升前,干旱区秋季西边界大部分地区的水汽通量都较现在偏多,只有 42°N 以南的中高层为水汽通量负差值。平均 E05 试验干旱区秋季西边界水汽通量差值约为 $7 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。E50 试验水汽通量的差值分布形式与 E05 试验基本一致,但数值明显偏小。平均 E50 试验干旱区秋季西边界水汽通量差值约为 $4 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

高原隆升前,干旱区秋季南边界大部分地区水汽通量差值为负值,正通量差值主要位于南边界低层及其东部地区。平均 E05 试验干旱区秋季南边界水汽通量差值约为 $0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。E50 试验水汽通量的差值分布形式与 E05 试验基本一致,但正通量差值分布范围更小。平均 E50 试验干旱区秋季南边界水汽通量差值也约为 $0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

高原隆升前,干旱区秋季北边界大部分地区水汽通量差值为正值,负通量差值主要位于北边界近地层、高层及 99°E 以东地区。平均 E05 试验干旱区秋季北边界水汽通量差值约为 $1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时(E50 试验),除北边界近地层及其西侧小范围地区内水汽通量较现在偏小外,其他地区水汽通量均较现在偏大。平均 E50 试验干旱区秋季北边界水汽通量差值也约为 $1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

总的来看,E05 试验秋季干旱区经四边界流入该区的净水汽总量约比现在偏多 $4 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。E50 试验约比现在偏多 $1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

3.1.4 冬季大气水汽收支变化

从 E05 试验减 CTL 试验冬季东边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我

国干旱区冬季经东边界流出该区的水汽通量明显比现在偏多(在图上主要表现为负差值),仅在南部高层略有正水汽通量差值。平均 E05 试验干旱区冬季东边界水汽通量差值约为 $-4 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时(E50 试验),我国干旱区冬季东边界水汽通量差值的分布形式与 E05 试验的结果基本一致,但数值明显偏小。平均 E50 试验干旱区冬季东边界水汽通量差值也约为 $-2 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验冬季西边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区冬季西边界水汽通量全区都比现在偏多,最大偏多中心位于西边界南部 900 hPa 层附近,中心值可达 $22 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上。平均 E05 试验与 CTL 试验干旱区冬季西边界水汽通量差值约为 $6 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时(E50 试验),我国干旱区冬季西边界水汽通量差值的分布形式与 E05 试验的结果基本一致,但数值偏小。平均 E50 试验干旱区冬季西边界水汽通量差值约为 $4 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验冬季南边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区冬季南边界低层及其东部地区水汽通量比现在偏大,其他地区偏小。平均 E05 试验与 CTL 试验干旱区冬季南边界水汽通量差值约为 $1 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时(E50 试验),我国干旱区冬季南边界低层中、西部水汽通量比现在偏大,其他地区偏小。平均 E50 试验干旱区冬季南边界水汽通量差值约为 $0 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验冬季北边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区冬季北边界中、西部水汽通量差值以正差值为主,东部以负通量差值为主。平均 E05 试验与 CTL 试验干旱区冬季北边界水汽通量差值约为 $0 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (表 1)。从 E50 试验减 CTL 试验冬季北边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,干旱区冬季北边界水汽通量差值分布形式与 E05 试验的结果基本一致。平均 E50 试验干旱区冬季北边界水汽通量差值约为 $0 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

总的来看,E05 试验冬季干旱区经四边界流入该区的净水汽总量约比现在偏多 $3 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。E50 试验约比现在偏多 $2 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

3.1.5 年均大气水汽收支变化

从 E05 试验减 CTL 试验年平均东边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区东边界中层以下的年平均水汽通量与现在的差值为负值,中层以上为正值,表明这些地区的水汽流出量较现在偏小。平均干旱区东边界 E05 试验与 CTL 试验年平均水汽通量差值为 $-3 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时干旱区东边界年均水汽通量与现在(CTL 试验)的差值的分布形式和 E05 试验的基本一致,但正负中心的中心值均有所减小。平均 E50 试验与 CTL 试验干旱区年均东边界水汽通量差值约为 $-2 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验年平均西边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区年平均西边界水汽通量基本都比现在偏大,特别是 900 hPa 层附近差值最大。仅在西边界南部中层以上水汽通量略较现在偏小。平均 E05 试验与 CTL 试验年均西边界水汽通量差值约为 $6 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时干旱区西边界年均水汽通量与现在的差值的分布形式和 E05 试验的基本一致,但正负中心的中心值均有所减小。平均 E50 试验与 CTL 试验干旱区年均西边界水汽通量差值约为 $4 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验年平均南边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区南边界低层及其东部中层的年均水汽通量比现在偏大,其他地区以偏少为主。平均 E05 试验与 CTL 试验年均南边界水汽通量差值约为 $0.5 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至

临界高度时,干旱区南边界中部以西近地层年均水汽通量比现在大,其他地区均较现在偏小。平均 E50 试验与 CTL 试验干旱区年均南边界水汽通量差值约为 $0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

从 E05 试验减 CTL 试验年平均北边界水汽通量差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区年均水汽通量在北边界东部基本都较现在偏小(除东部 900 hPa 层附近),西部水汽通量一般比现在偏大。平均 E05 试验与 CTL 试验年均北边界水汽通量差值约为 $0 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 1)。高原隆升至临界高度时,我国干旱区北边界年均水汽通量基本都比现在偏大,仅在近地层及北边界东侧中层的很小范围内水汽通量略较显偏小。平均 E50 试验与 CTL 试验干旱区年均北边界水汽通量差值约为 $1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

总的来看,E05 试验我国干旱区年平均经四边界流入该区的净水汽总量约比现在偏多 $3.5 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (表 1)。E50 试验约比现在偏多 $3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (见表 2)。

3.2 高原动力作用变化

青藏高原动力绕流作用对我国干旱区干旱气候环境形成和演变有重要影响^[1,6~9],因此下面简单分析现在、高原隆升前及隆升至临界高度时高原的动力作用的差异,从而初步探讨高原隆升对西北干旱区影响的物理机制。根据吴统文等^[1]的研究,青藏高原动力作用主要表现为在高原周边地区有明显的负涡度带,因此通过分析各试验干旱区 700 hPa 层涡度场的差异,来了解高原动力作用对西北干旱区形成的影响。

3.2.1 春季高原动力作用变化

从春季 CTL 试验 700 hPa 层的涡度场(图中涡度值扩大 10^4 倍,单位 s^{-1})分布图(图略)上可以看到,以青藏高原为中心,在高原周边地区基本都存在定常的负涡度带,其中我国干旱区、阿拉伯半岛、印度半岛及中南半岛的负涡度较大。

从 E05 试验减 CTL 试验春季 700 hPa 层大气涡度差值图(图略)上可以看到,我国干旱区基本都以正涡度差值为主,这表明高原隆升前,干旱区的定常反气旋性环流比现在弱。当高原隆升至临界高度时(E50 试验),我国干旱区 700 hPa 涡度仍然比现在偏大(图略),但相对于高原隆升前已经明显减小。

3.2.2 夏季高原动力作用变化

从夏季 CTL 试验 700 hPa 层的涡度场分布图(图略)上可以看到,自中亚地区至我国干旱区同样存在一明显的负涡度带,其中中亚西亚、南疆盆地(对应南疆高压)以及河西走廊地区(对应河西小高压)为 3 个负涡度中心,这与吴统文等^[8]的结果是一致的。这一负涡度带的形成原因与春季的一致,主要也是由于青藏高原对西风带的动力绕流作用以及高原北侧的摩擦作用所致。

图 1 给出的是 E05 试验减 CTL 试验夏季 700 hPa 涡度场差值图。从图上可以看到,高原隆升前,我国干旱区夏季 700 hPa 涡度场基本都比现在偏大。其中差异最大的是南疆地区及河西走廊地区。当高原隆升至临界高度时(E50 试验),干旱区夏季 700 hPa 涡度场与现在的差异情况与高原隆升前比较一致(图略),但涡度差值有所减小。

3.2.3 秋季高原动力作用变化

秋季我国干旱区 700 hPa 涡度场仍然为负涡度(CTL 试验),最大负涡度中心位于河西走廊和新疆西部地区(图略)。

从 E05 试验减 CTL 试验秋季 700 hPa 涡度差值图(图略)上可以看到,我国干旱区西部和东部为正涡度差值,中部为负涡度差值,但负涡度差值较小,全区平均干旱区仍然为正涡度变化。说明高原隆升前,我国干旱区秋季反气旋性环流比现在弱。高原隆升至临界高度时(E50 试验),我国干旱区 700 hPa 涡度仍然以比现在偏大为主(图略),但其偏差幅度相对于 E05 试

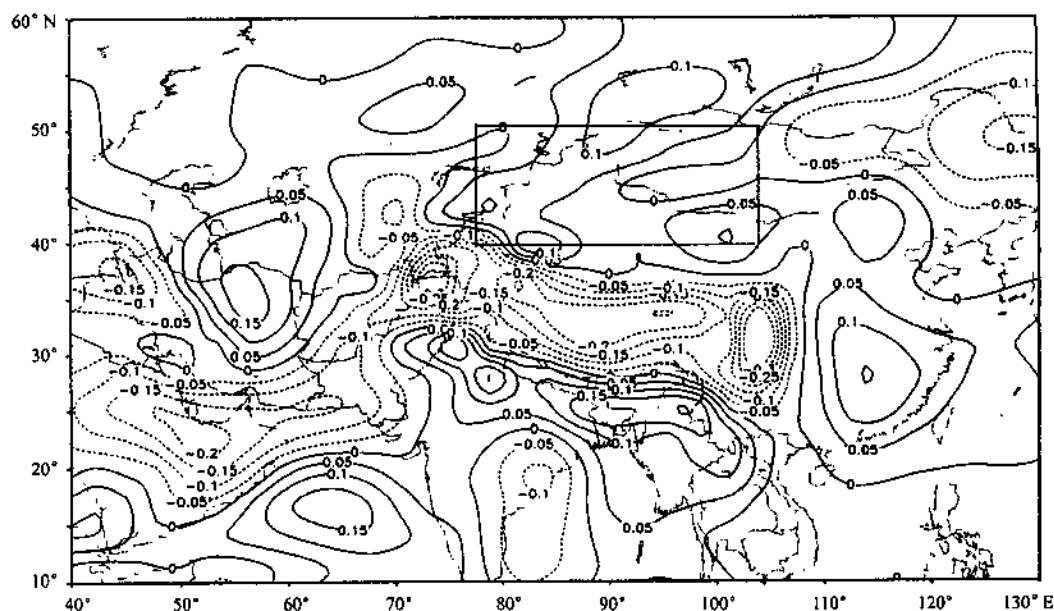


图1 E05试验减CTL试验夏季700 hPa涡度场差值

验有所减小。

3.2.4 冬季高原动力作用变化

冬季我国干旱区700 hPa涡度场分布形式(CTL试验)与秋季比较一致(图略),全区仍然基本都为负涡度,最大负涡度中心也位于河西走廊和新疆西部地区。

图2给出的是E05试验减CTL试验冬季700 hPa涡度场差值图。从图上可以看到,干旱区西部和东部涡度差值为正值,中部和南部为弱负值。全区平均于干旱区仍然为正值。高原隆

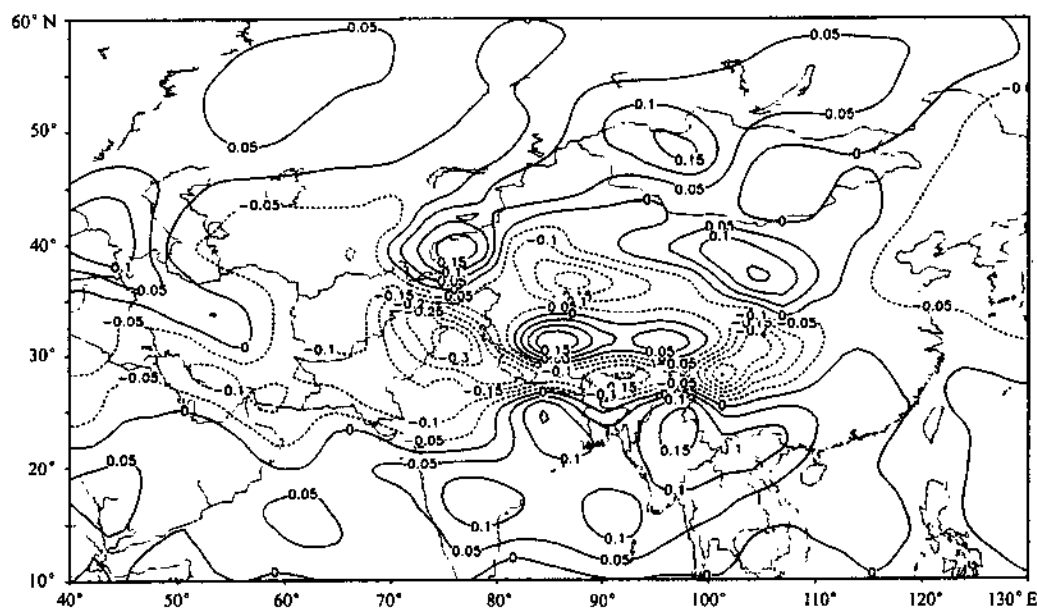


图2 同图1,但为冬季

升至临界高度时(E50 试验),我国干旱区 700 hPa 涡度仍然以比现在偏大为主(图略)。

3.2.5 年均高原动力作用变化

从全年来看,CTL 试验我国干旱区对流层低层基本都为负涡度(图略),其中河西走廊和新疆西部地区为两个负涡度中心。

从 E05 试验减 CTL 试验年平均 700 hPa 涡度场差值图(图 3)上可以看到,高原隆升前,我国干旱区年平均 700 hPa 涡度比现在偏大,西北大部分地区涡度差值为正值,表明当时干旱区对流层低层反气旋性环流比现在弱,气旋性环流比现在强,有利于降水的产生。高原隆升至临界高度时(E50 试验),干旱区 700 hPa 涡度场与现在(CTL 试验)的差异情况与 E05 试验的比较一致,但差值相对较小。

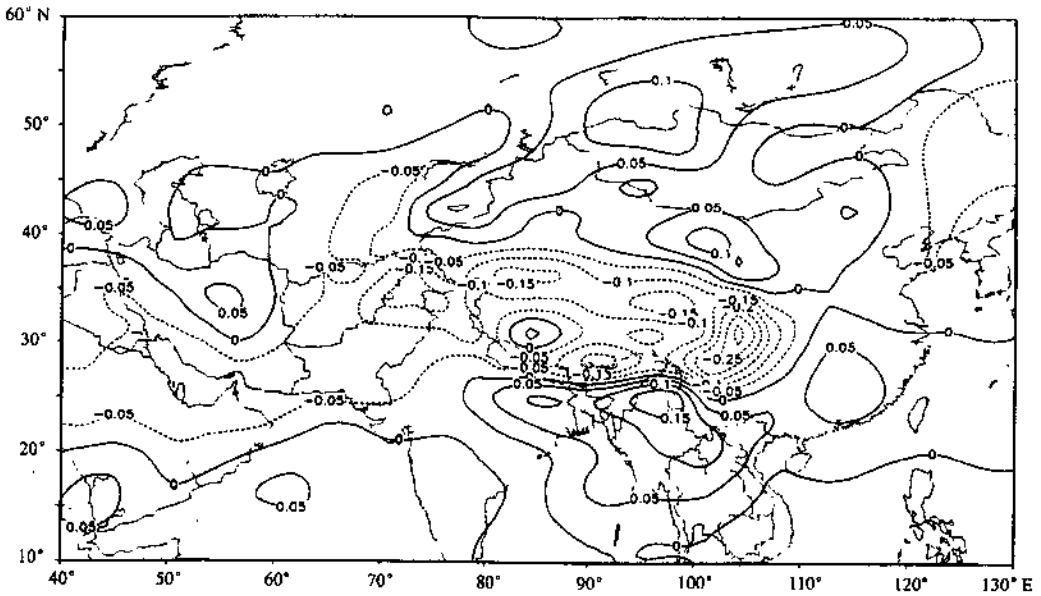


图 3 同图 1,但为年平均

3.3 高原热力作用变化

青藏高原热力作用对我国干旱区干旱气候环境形成和演变有重要影响^[1,6-9],而高原热力作用主要是通过引起高原地区的上升运动,从而在高原周边地区(尤其干旱区)造成补偿性下沉运动来影响其周边气候变化的。因此为了对比高原热力作用对西北干旱区的影响,下面简单看一下各试验垂直运动场(70°31'25"E~104°06'25"E 平均的南北剖面)的变化情况。

3.3.1 春季高原热力作用变化

从春季 E05 试验减 CTL 试验(图中的数值为 70°31'25"E~104°06'25"E 平均的 $-\omega \times 10^3$ (单位 $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$) 的南北剖面,纵坐标为等 σ 面($\times 10$),下同) $-\omega$ 差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,高原上空上升运动明显比现在偏小,而干旱区上空平均上升运动偏强。这是由于高原隆升前,高原地区地表对大气的加热率比现在小,因此造成高原地区上升运动减弱,从而使其周边地区的补偿性下沉运动减弱。

高原隆升至临界高度时(E50 试验),高原地区上升运动也比现在偏弱(图略),但已经比 E05 试验有所加强;干旱区上空上升运动略有加强。表明 E50 试验高原地区的地表热源也比现在偏弱。

3.3.2 夏季高原热力作用变化

从 E05 试验减 CTL 试验夏季垂直运动场差值图(图 4)上可以看到,高原隆升前,高原主体上空及其北侧地区上升运动明显比现在减弱,而干旱区高空上升运动略有增强,中、低层下沉运动略有加强。

高原隆升至临界高度时(E50 试验),高原主体地区上空上升运动比现在偏强(图略),高原北侧下沉运动偏强,干旱区北部上升运动偏强。

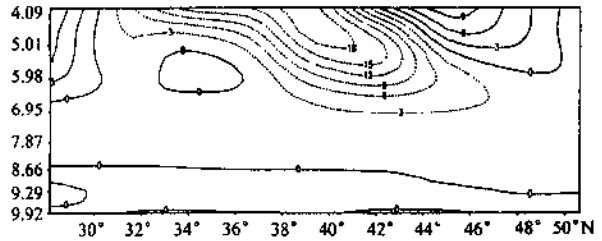


图 4 E05 试验减 CTL 试验夏季 ω 场南北剖面差值

3.3.3 秋季高原热力作用变化

从秋季 E05 试验减 CTL 试验垂直运动场差值图(图略)上可以看到,高原隆升前,高原地区上空上升运动比现在以减弱为主,干旱区上空以上升运动加强为主。可见高原隆升前,高原地区地表对大气的加热率比现在偏小。

从 E50 试验减 CTL 试验秋季垂直运动场差值图(图略)上可以看到,高原地区上空上升运动仍然以比现在偏弱为主,但比 E05 试验已经有所加强;干旱区上空还是以上升运动加强为主,但其差异已经明显变小。

3.3.4 冬季高原热力作用变化

图 5 给出的是冬季 E05 试验减 CTL 试验垂直运动场差值图。从图上可以看到,高原隆升前,高原地区上空上升运动比现在减弱明显(下沉运动增加),尤其高原南部地区差异最大;干旱区上空上升运动比现在以加强为主,尤其高空差异最大。

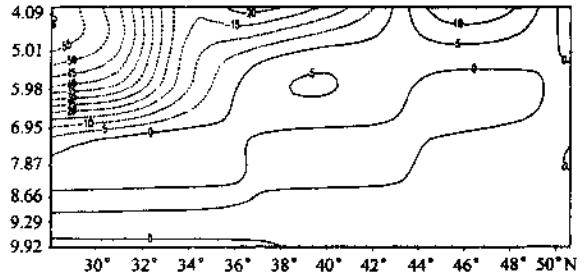


图 5 E05 试验减 CTL 试验冬季垂直速度场差值

从 E50 试验减 CTL 试验冬季垂直运动场差值图(图略)上可以看到,高原隆升至临界高度时,高原地区上空上升运动也比现在减弱明显,也是高原南部地区差异最大;干旱区高层和低层上升运动略有加强,中层上升运动减弱。

3.3.5 年均高原热力作用变化

图 6 给出的是年均 E05 试验减 CTL 试验 ω 差值图。从图上可以看到,高原隆升前,高原地区上空上升运动明显比现在偏弱,干旱区上空上升运动以加强为主,尤其西北高层差异幅度最大。这表明高原隆升前,年平均高原地区地表热源对大气的加热作用明显比现在偏弱,从而使高原地区上升运动减弱,进而导致干旱区补偿性下沉运动减弱。

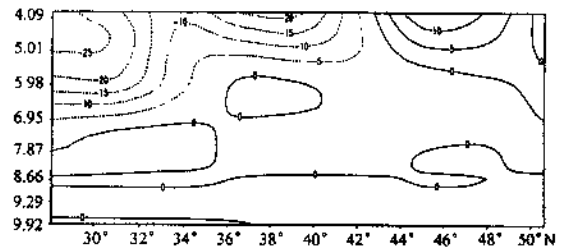


图 6 同图 5 但为年平均

E50 试验减 CTL 试验年平均垂直运动差值图(图略)上可以看到,高原隆升至临界高度时,高原南部及北部地区上升运动比现在偏弱,中部地区比现在略偏强;干旱区北部高空上升运动比现在加强,中层上升运动比现在略有减弱。平均而言,E50 试验干旱区年平均上升运动比现在略有加强。

4 结论及讨论

利用 CCM3 模式简单模拟研究了高原隆升对干旱区大气水分收支的影响,以及高原隆升前和隆升至临界高度时,高原动力和热力作用与现在的差异,从而探讨青藏高原隆升对西北干旱区形成的影响机理。结果发现,青藏高原隆升前和隆升至临界高度时,干旱区通过东、西、南、北四边界获得的水汽通量均明显比现在偏多,这将有利于干旱区降水的产生。

高原隆升影响干旱区气候的直接原因主要有高原动力作用和热力作用,因此本文也简单对比分析了 E05 试验、E50 试验和 CTL 试验 700 hPa 层涡度场及高原和干旱区垂直运动场的差异。结果发现,高原隆升前及高原隆升至临界高度时,我国干旱区 700 hPa 涡度比现在偏大,表明当时干旱区反气旋性环流比现在弱,气旋性环流比现在强;高原上升运动比现在偏弱,干旱区下沉运动偏弱,这些都有利于降水的产生。

由此可见,青藏高原隆升是影响西北干旱区干旱气候环境形成的一个重要因素^[11];高原隆升对西北干旱区的影响,主要是通过改变北半球(特别是干旱区)大气环流形势(如海平面气压、500 hPa 高度场、100 hPa 高度场等^[12]),改变干旱区大气水分收支,以及改变青藏高原动力作用和热力作用而实现的。

本文只利用两个数值试验和一个控制试验,简单对比分析高原隆升对干旱区气候变化影响的机制,但没有研究干旱区干旱气候环境对高原隆升高度的敏感性问题,而且模式积分的时间也不够长。另外,E05 和 E50 试验设计时,地形高度改变的范围远大于青藏高原的主体范围,这主要是为了消除边界处陡峭地形的虚假影响,但这会引起模式结果中也包含了其他地区地形的影响,这是本文的一个不足之处。这些问题都有待于在以后的工作中加以完善和补充。

参考文献

- [1] 吴统文,钱正安. 1996. 夏季西北干旱区干、湿年环流及高原动力影响差异的对比分析. 高原气象, 15(4):387~396
- [2] 刘晓东. 1999. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响. 高原气象, 18(3):321~332
- [3] 李克让. 1992. 中国气候变化及其影响. 北京:海洋出版社,241~242
- [4] 吴正. 1981. 塔克拉玛干沙漠成因的探讨. 地理学报, 36(3):280~291
- [5] 周廷儒. 1982. 古地理学. 北京:北京师范大学出版社,135~139
- [6] 徐国昌,张志银. 1983. 青藏高原对西北干旱气候形成的作用. 高原气象, 2(2):8~15
- [7] 钱永甫,颜宏,王谦谦等. 1988. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京:科学出版社,119~147
- [8] 吴统文,钱正安. 1996. 青藏高原北侧地区干湿年夏季环流差异的对比分析及高原的热力影响. 气象学报, 54(5):558~568
- [9] 叶笃正,高由禧等. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,1~278
- [10] Broccoli A J, S Manabe. 1992. The effect of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climate. *J Climate*, 5:1181~1201
- [11] 范广洲,程国栋. 2003. 青藏高原隆升对西北地区降水量变化的影响. 高原气象, 22(增刊):67~74
- [12] 范广洲,程国栋. 2003. 青藏高原隆升对西北干旱气候形成影响的模拟(1):对大气环流影响. 高原气象, 22(增刊):45~56

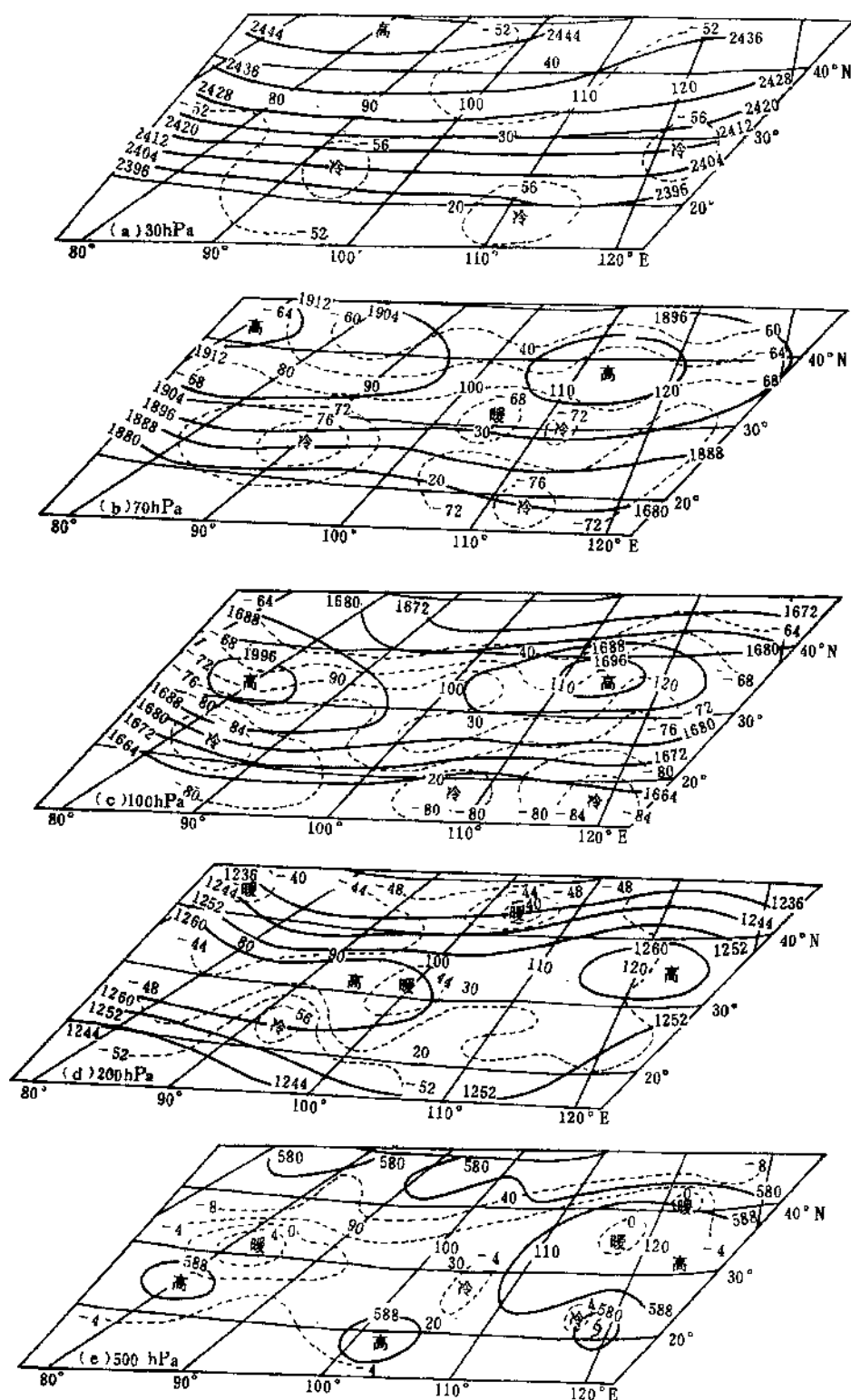


图1 1979年7月28日12Z东亚高空等压面形势图

(i)南亚高压正位于高纬暖区和低纬冷区(平流层温度场)之间的过渡带上。

(ii)高压单体南方有比较强的冷中心,100 hPa上下常为对流层-平流层的最冷中心。

因此,南亚高压不是暖性结构,而比较接近冷性反气旋结构。

(3)500 hPa 副热带高压的性质和动态同 100 hPa 南亚高压不一致。

(i)500 hPa 副热带高压是暖性结构,高压单体与暖区基本重合,高中心与暖中心接近。

(ii)500 hPa 上黄海有一高压,是从日本移来的西太平洋副热带高压与大陆副热带高压合并形成。

所以,500 hPa 副热带高压同 100 hPa 南亚高压在空间中不是同一系统,但它们之间存在互相制约的关系。

3 南亚高压发展特征

南亚高压在 7 月 24~28 日内明显加强,采用四天变量进行分析,易于了解大尺度系统活动特征。图 2(a)和(b)是 7 月 24~28 日的东亚 100 hPa 四天变高、变温形势。为了了解变高、变温发展趋势,图中还描出 22~28 日每两天一次的变高、变温中心位置和强度。

从图上可以看到:

(1)南亚高压发展同中高纬度长波脊活动有关。

(i)7 月 24~28 日,南亚高压向华北上空移动并增强,28 日的四天变高形势反映出在渤海湾附近有一片中心达 +23 dagpm 的正变高区。另外,新西伯利亚到我国新疆也有一正变高区,分别有 +20 和 +23 dagpm 的中心。

(ii)有趣的是:正变高区不是伴随南亚高压活动的。华北的正变高区是从日本海附近形成后向西南方移来的;新西伯利亚到新疆的正变高是从里海西面移来的。

查阅 18~28 日北半球 100 hPa 等压面图:亚洲东北部的正变高区是日本海以北有一长波脊发展后向西移动的结果;亚洲西北部的正变高区是乌拉尔山附近长波脊发展东移的结果。

当中高纬长波脊发展后,其南方的南亚高压单体有逐日加强并向北发展的趋势。

以上变高动态表明南亚高压发展同中高纬度的负涡度向南输送有密切联系。

(2)南亚高压的发展同对流层顶附近的冷平流相结合。

(i)将图 2(b)与图 2(a)进行对比,反映出正变高区所在是一片负变温区,而负变高区所在却是一片正变温区;变高中心也基本上与反相的变温中心一一对应。

(ii)对流层顶附近的负变温可以由冷平流或上升运动形成。但本例中的负变温区来自高纬度,一般不易产生强烈上升运动直到对流层顶高度,故负变温多与冷平流有关。

图 1(h)和图 2(c)中反映出 100~70 hPa 的南亚高压最强,因此与南亚高压发展有关的冷平流,主要产生于平流层底部内。

(3)从厚度变化来看,南亚高压应是一个冷性反气旋。

(i)图 2(c)中的正变厚区与图 2(b)中的正变温区重合一致,负变厚区同负变温区重合一致。表明 100 hPa 变温同 200~70 hPa 之间平均温度的变化一致。

(ii)南亚高压加强处,200~70 hPa 的厚度缩小,与对流层内冷性高压变化一致。

可以认为:南亚高压的发展与冷高压发展的性质一致。

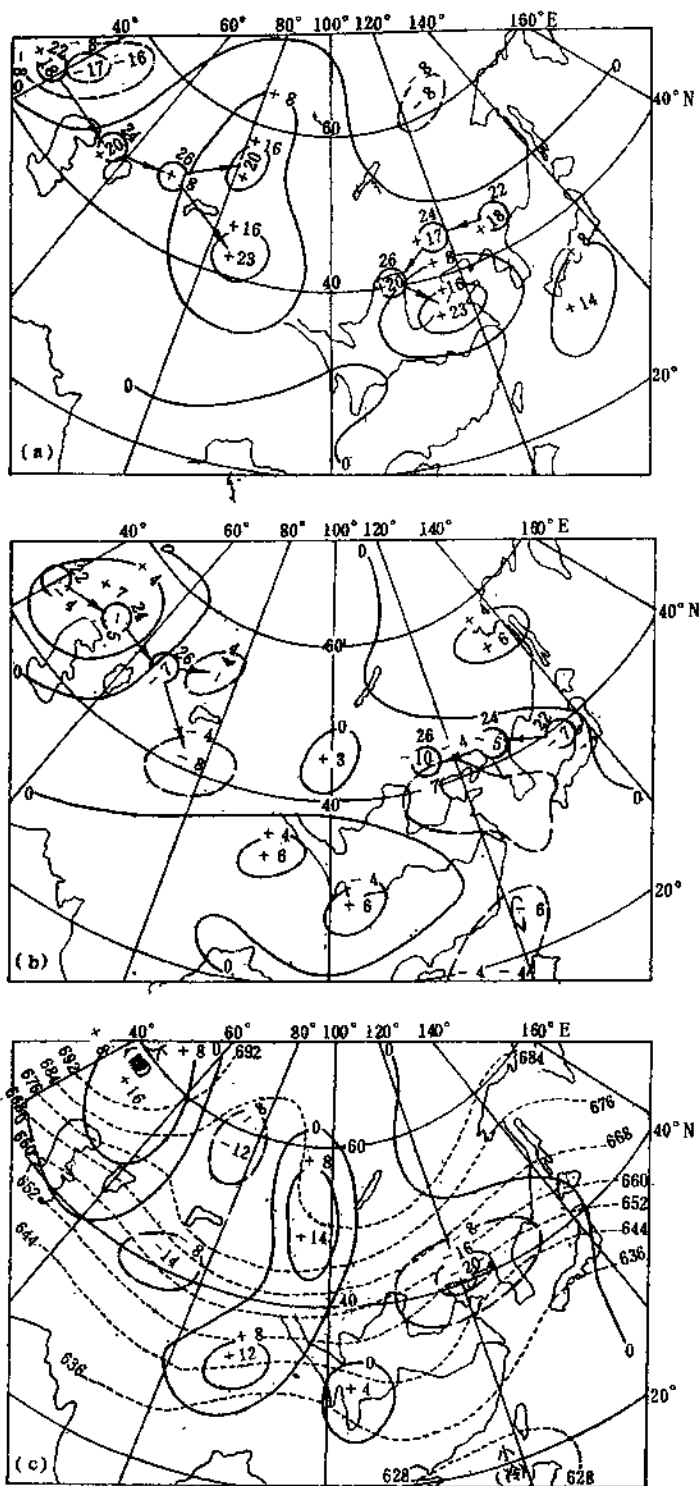


图 2 1979 年 7 月 24~28 日 12Z 100 hPa 温压场变化及 200~70 hPa 厚度场变化

4 南亚高压发展原因

根据上述分析结果,研究南亚高压发展原因时,需要考虑对流层和平流层内各种物理作用的综合影响。我们用实测风计算出 7 月 22, 24, 26, 28 日四天的东亚 700, 500, 300, 200, 100, 70, 50, 30 hPa 等压面上的散度、涡度和垂直速度。

计算垂直速度时,用连续方程分层向上计算。考虑了青藏高原及邻近地区的地形,将下边界分为三层来处理:高度低于 1500 m 的地区,以 850 hPa 作下边界,将 >1500 m 的格点上的 ω_0 定为零;将 850 hPa 作为埃克曼层顶,计算出相对涡度来换算成初始垂直速度。按公式

$$\omega_0 = - \left[\rho g \left(\frac{K}{2f_0} \right)^{1/2} \nabla^2 \psi \right]_{850} \quad (1)$$

向上计算到 700 hPa,并将高度在 1500~3000 m 处的 ω 值按(1)式求出后向上计算到 500 hPa,再将高度在 3000~5500 m 处的 ω 值按(1)式求出后向上计算。这种方案考虑了大地形的实际作用(因为是用实测风计算的),而且计算方法也比较简单。

上边界取在 30 hPa。按一般逐层修正方法,使 30 hPa 垂直速度为零。

根据各等压面层的涡度、散度,按公式

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = -\text{div} \mathbf{V} \\ \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \text{curl} \mathbf{V} \end{cases} \quad (2)$$

用松弛法求解速度势和流函数。计算范围取为 15°N~55°N, 60°E~130°E, 格距用 5°×5°。先解速度势,边界条件取 $\phi_{700} = 0$, 计算流函数时,边界条件按

$$\frac{\partial \psi}{\partial s} = -V_n + \frac{\partial \phi}{\partial n} \quad (3)$$

来确定。为了避免上述线性方程产生无穷组解,将 $\psi_{(1,1)}$ 取为 $V_{(1,1)} \times$ 格距。

经检验:计算的垂直速度与当天到次日天气实况吻合,计算的流函数分布场与同期实测风分析的流场一致,说明计算结果准确可信。

4.1 对流层-平流层空气质量输送与南亚高压发展的关系

南亚高压发展于对流层上部-平流层底部,与对流层-平流层内空气质量进行水平输送和垂直输送有内在联系。图 3 是 1979 年 7 月 24 日 12Z 东亚五个高空等压面上的速度势分布和垂直速度分布。由速度势决定的散度风可表示空气质量水平辐合辐散情况,等压面之间的垂直速度分布可以反映空气质量在垂直方向上的输送情况。为此,对图 3 分析了主要的上升(下沉)气流柱,并分析了 30 和 500 hPa 的散度风。从图中可以看到:

(1)青藏高原上空,没有明显上升运动;500 hPa 上虽然有一个弱的水平辐合区,但上升运动并不明显,仅高原西部及东部有弱上升气流。200 hPa 以上,高原上空为明显的下沉气流控制;下沉自 50 hPa 上下开始,到 100 hPa 上下达最大,向下又逐渐减弱。故 100~200 hPa 在高原上空形成的强水平辐散区,与平流层内的下沉运动配合得更密切。

(2)高原邻近有四支明显的上升气流:一支在印度-巴基斯坦,在一个季风低压内形成;一支在我国四川盆地附近,是 700 hPa 上一个低涡发展所导致;一支在河西走廊附近,在巴尔喀什湖前一个分裂槽前产生;一支在我国华东,由一个西风槽所引起。

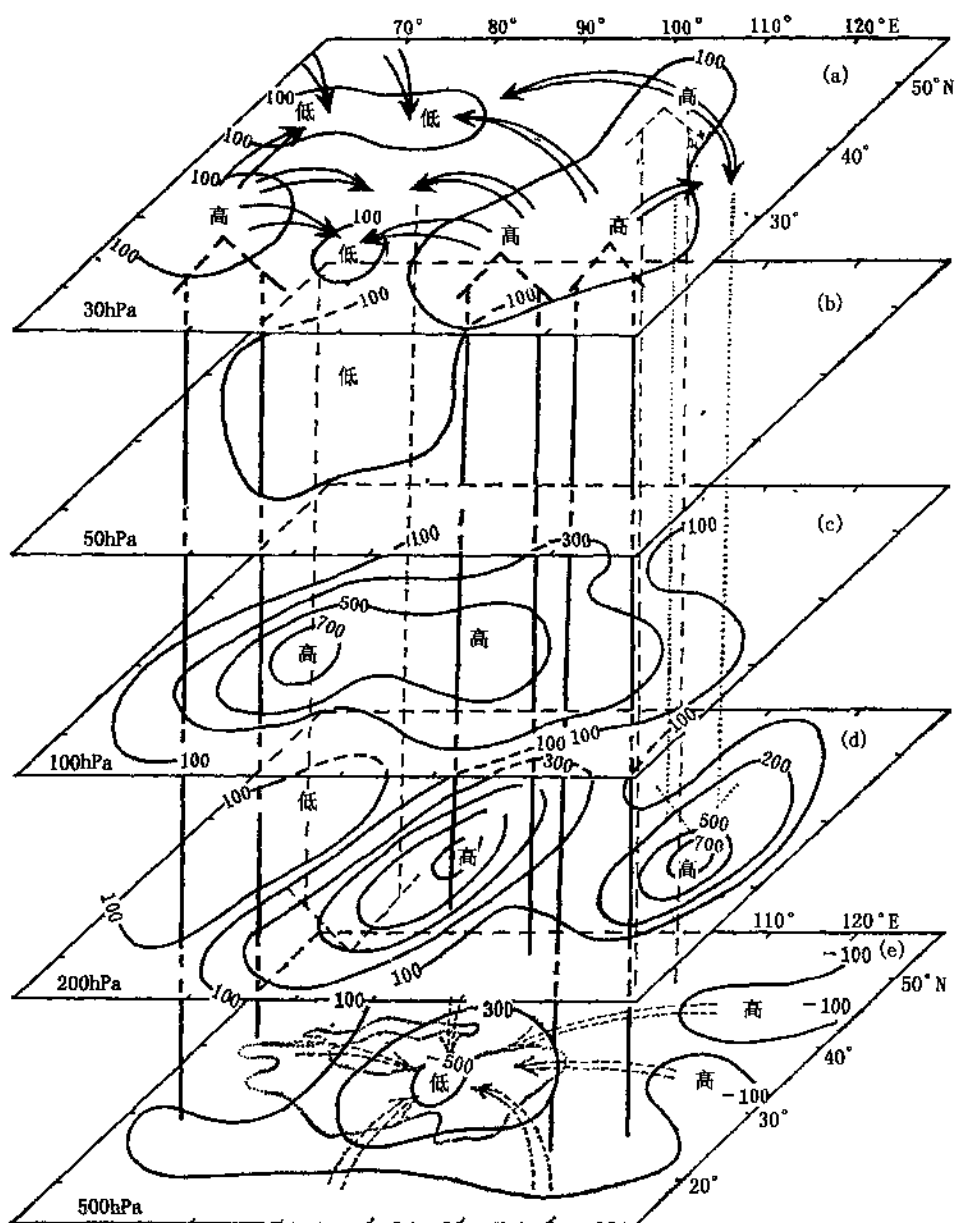


图3 1979年7月24日12Z东亚高空等压面上的速度势和垂直运动分析

四支上升气流,到200 hPa附近达最大速度,向上又逐渐减小,一直到30 hPa。有趣的是上升气流达到30 hPa处,正是速度势的高值区,从高值区往速度势低值区汇集的气流,位于青藏高原及附近地区上空,这些地区正是产生下沉气流的所在。

这样,从500 hPa到30 hPa之间,通过垂直与水平的空气输送,基本互相补偿,成为一个近封闭系统。

(3)200~100 hPa的强辐散,对南亚高压发展有利,但也不是惟一因子,如100 hPa上有两个辐散区,最强一个在高原西部上空,但24日后,南亚高压发展于高原东部。200 hPa上,速度势最强,反映的辐散区长轴近南北向,但200 hPa南亚高压比100 hPa弱,分布仍呈东西带状。

过去有人认为,南亚高压的形成与青藏高原的加热作用有关。由于青藏高原耸立在对流层中部,高原近地面加热后,形成一个热低压,引起周围空气向高原上辐合,产生上升气流。到对流层顶附近,因受对流层顶抑制而堆聚起来并向四周辐散,在地转作用下,形成一个强大反气旋于青藏高原上空。这种设想过于简单化,根据本例分析,与事实出入颇大。有必要进一步从平流层内环流演变的物理过程来认识南亚高压形成的基本原因。

4.2 南亚高压温压场发展的分析

根据上面各节分析的结果,南亚高压主体处于平流层底部。这样,可以将对流层顶作为下边界,应用气压倾向方程来了解气压场变化的原因。气压倾向方程可写成

$$\left[\frac{\partial p}{\partial t}\right]_T = - \int_{16000\text{ m}}^{\infty} g \cdot \nabla(\rho v) dz + (\rho g w)_{16000\text{ m}} \tag{4}$$

式中 T 指对流层顶,取 16000 m;计算中 ρ, g 值用美国 ARDC 标准大气中 40°N 的值。计算结果如图 4(a) 所示。

南亚高压尺度大,比较稳定。故计算结果同日变高值分布比较接近。证实平流层内的平流输送对南亚高压发展做了重要贡献。

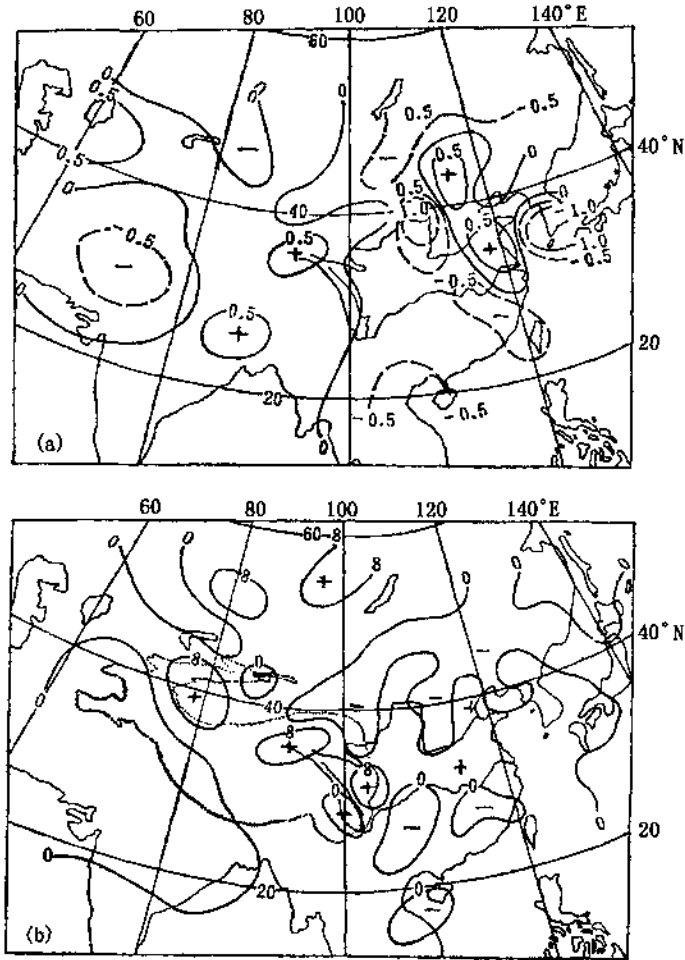


图 4 用气压倾向方程计算的变高场(a)与实际变高场(b)的对比
(1979 年 7 月 24 日,单位: $10^{-1}\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

为了研究南亚高压发展时,温度场有何相应的变化,我们近似地用上下两层流函数之差来代表气层间厚度差,因为位势 Φ 与流函数可有下列关系:

$$\Phi = f\psi$$

这样,上下两层的流函数差值可以表示气层平均温度分布(由于 f 随纬度而增大,用 $\psi_1 - \psi_3$ 表示的平均温度值,高纬度将有偏大现象)。按两参数斜压模式:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\psi_1 - \psi_3) = -(k \times \nabla \psi_2) \cdot \nabla(\psi_1 - \psi_3) + \frac{\sigma \Delta p}{f_0} \omega_2 \quad (5)$$

1 取 50 hPa, 2 取 100 hPa, 3 取 200 hPa 计算了 1979 年 7 月 24 日 12Z 的流函数差值变化如图 5 所示。与图 4(a)相对比,正变高基本上与流函数负的差值(即负变厚)相对应,证实南亚高压发展同平流层内的冷平流或负变温相结合。

平流层内夏季,高纬为暖区,低纬为冷区。当绕极高压增强时,常有高压脊自亚洲东北部及北部向低纬伸入。这时脊前的偏北气流应带来暖平流,但南亚高压却常在脊前偏北气流明显呈反气旋曲度的平流层环流下发展,是否与上述温度平流变化有矛盾呢?这一点可从绝对涡度守恒的原理得到解释。绝对涡度守恒公式可写为

$$\frac{f + \xi}{D} = \text{常数} \quad (6)$$

当空气质点自北向南运动时,由于 f 减小,与 ξ 的减小(反气旋曲度路径),则气层厚度 D 必然相应地明显减小,才能保持绝对涡度不变。这就意味着北来的反气旋曲度气流会带来冷平流。这一点同图 2 中的变温、变高区活动完全吻合。而且可以根据平流层 30~70 hPa 上北来气流的这个特征来预测南亚高压的未来发展趋势。

4.3 南亚高压发展与下沉运动的关系

我们计算了 7 月 24 日和 26 日两天 100 hPa 高压中心附近 $5^\circ \times 5^\circ$ 面积内,在各等压面上的垂直速度值,然后制成随高度的分布图(图 6)。

从图 6 中可以看到:

(1) 24 和 26 日,南亚高压中心附近,在平流层内均有明显下沉运动。24 日下沉运动较强,直到 170 hPa 附近,26 日下沉运动较弱,直到 100 hPa 上下。

(2) 7 月 24~26 日南亚高压发展较快、较强;26~28 日南亚高压仍有发展,但较慢较弱。

结合图 4,证实平流层内的下沉运动,对南亚高压发展也起着重要作用。

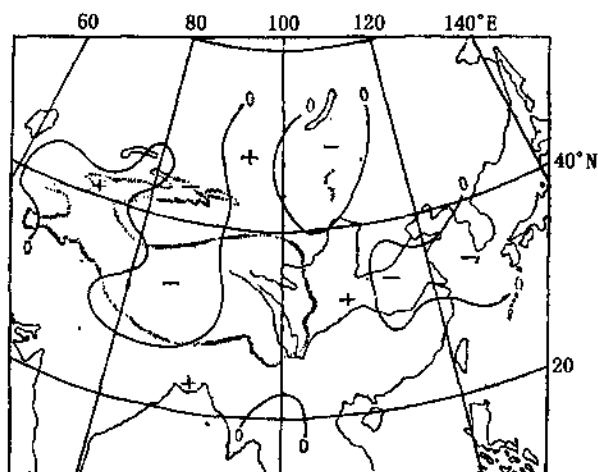


图 5 用两参数斜压模式计算的 $\frac{\partial}{\partial t}(\psi_1 - \psi_3)$ 值

1979 年 7 月 24 日 12Z, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$

5 结语

通过上述分析研究,使我们了解到:

(1)南亚高压是对流层上部到平流层底部的一个强大反气旋,它基本上是冷性结构,它的发展与平流层内的冷平流和下沉运动有关。

(2)本例中发现青藏高原加热同南亚高压发展没有明显关系。

以上认识,可为研究平流层与对流层之间环流如何互相作用提供一些新的线索,也可为分析预报南亚高压活动提供一些新的思路。将有助于天气学理论的提高与天气预报方法的改进。虽然分析研究还仅仅是初步的,但在天气学者的重视与共同努力下,对南亚高压的发展,必会取得更大的成就。

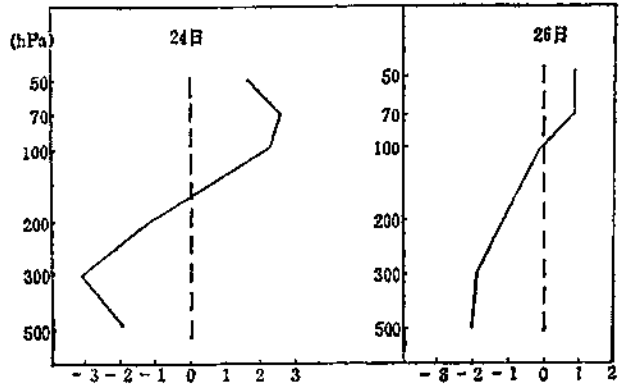


图 6 1979 年 7 月 24,26 日 100 hPa 高压中心附近平均
垂直速度随高度的分布
(24 日高压中心区域,30°N~35°N,85°E~90°E;
26 日高压中心区域,30°N~35°N,100°E~105°E)

参考文献

- [1] 朱福康等. 1980. 南亚高压. 北京:科学出版社,1~95
- [2] 张鸿材. 1981. 平流层环流演变同 100 毫巴青藏高原高压活动的研究,青藏高原气象论文集(1977~1978 年). 北京:科学出版社,108~121,1~216
- [3] 叶笃正,高由禧等. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社

100 hPa 南亚高压东西振荡过程及其预报

刘富明 魏淑华

(四川省气象科学研究所, 成都 610072)

1 概述

为了研究 100 hPa 南亚高压东西振荡的中期预报问题,进而给夏季旱、涝等灾害性和转折性天气的中期预报提供依据,我们对 1961 年以来的 6~8 月 100 hPa 南亚高压的振荡过程进行了天气学分析。结果表明:100 hPa 南亚高压有两类基本振荡过程,即自身振荡和强迫振荡。自身振荡过程是由于青藏高原加热作用使副热带流型发生调整,并在东部平原潜热加热的影响下,导致南亚高压发生东西振荡过程。这类过程中,青藏高原的加热是主要因素。强迫振荡过程,则是由于副热带西风急流上长波扰动不稳定发展所产生的新旧波系调整,导致南亚高压发生的東西振荡过程。

2 南亚高压自身的振荡过程

6~9 月南亚高压中心的平均位置在青藏高原上空。这个基本事实说明:它的形成同青藏高原作为一个热源对大气的加热有着不可分割的联系。因此,我们认为在研究南亚高压的振荡问题时,必须将高原对大气的加热作为一个基本因素来考虑,而不能将它的形成同发生振荡的机制截然分开。对大量东西振荡过程的分析发现,由于青藏高原上空气柱的增暖,可以引起高原及其附近地区温压场、流场发生相应的变化,使南亚地区副热带流型发生调整,从而导致 100 hPa 南亚高压产生东西振荡。我们把这种过程叫做南亚高压的自身振荡过程。

1971 年 7 月南亚高压发生 3 次振荡过程,10 日由西部型转东部型,20 日又转西部型,26 日再转东部型。这 3 次过程都是南亚高压自身振荡的例子。

图 1 是 1971 年 7 月逐日 300 hPa 上 50°E~140°

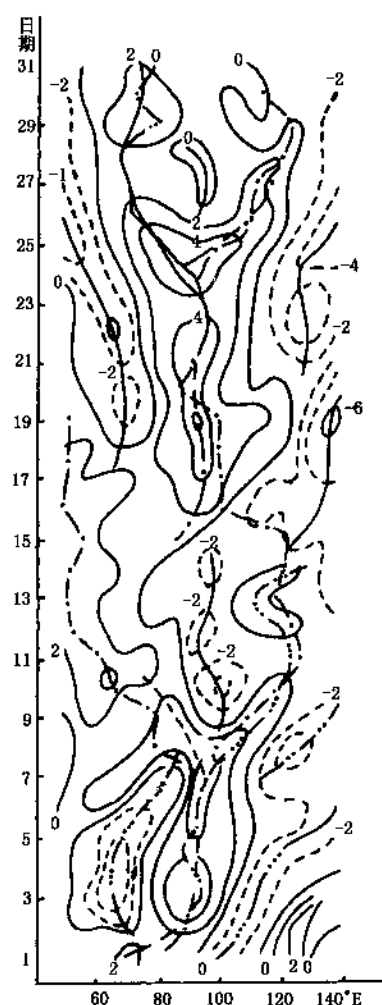


图 1 1971 年 7 月 300 hPa 上 50°E~140°E 范围内 30°N~40°N 纬度带上逐日的平均温度与各测站平均温度的差值随时间的演变
(小圆圈为逐日南亚高压中心位置,粗实线为温度槽线,粗虚线为温度脊线)

E 范围内 $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 纬度带上的平均温度与各测站平均温度的差值(以下简称平均温度偏差)随时间的演变。它可以反映副热带急流上长波扰动在这个纬度带内的活动过程。由图可见,每天 100 hPa 南亚高压中心位置,同 300 hPa 上的暖区(正偏差区)有较好的对应关系。在 7 月 8 日以前,100 hPa 南亚高压中心位于 100°E 以西的青藏高原上,8 日高原上的暖区明显地向东西方向扩展,高压中心也开始离开高原,10 日完成了由西部型转东部型的过程。东部的高压中心在 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 处建立,西部则与 $50^{\circ}\text{E}\sim 60^{\circ}\text{E}$ 处高压合并。整个流型也发生了相应的变化,9 日以后 95°E 附近的暖区,这时完全为一冷区所代替,相应在这个范围内的长波也由两槽一脊形势变成了两脊一槽型。15~16 日,青藏高原上空又重新转变为暖区控制,这时高压中心虽然相应西移至 100°E 附近,流型已经开始转变,但是直至 20 日,高压中心才回到 90°E 以西的高原上空,建立了西部型。西部型维持到了 26 日,又再一次转为东部型,其过程特征与 9 日极为相似。图 1 非常清楚地显示出,南亚高压中心向东西方向离开高原,与暖区向东西方向扩展有关;高压中心返回高原,则与暖区在高原上空增强有关。

下面我们进一步分析南亚高压中心是如何离开高原,又如何返回高原的。

从图 2 可以看出,2 日 300 hPa 上的暖区在青藏高原上空,在其东西两侧的 110°E 和 65°E 处,是副热带长波槽。至 5 日 65°E 低槽位置无大变化,但是 110°E 的大槽却因为高原上空暖空气向东输送而堵塞,被一个脊区所代替,这是一个很大的变化。这个低槽堵塞以后,副热带地区的波系也发生了相应的调整。6 日高原西侧的低槽便开始移动,至 9 日在 95°E 附近形成一个长波槽并稳定下来。这时,高原上空气温下降,而暖区已移至东部地区上空。

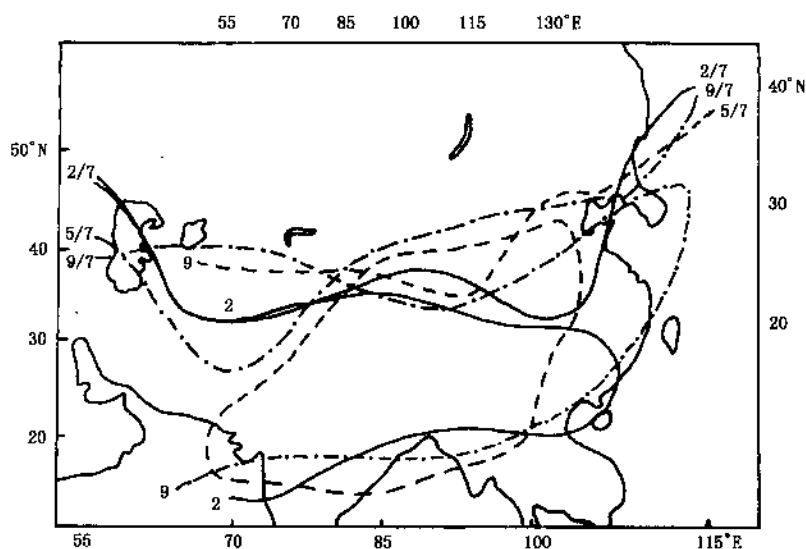


图 2 1971 年 7 月 2~9 日 300 hPa 960 dagpm 线(粗线)及 -28°C 线(细线)演变图

高原上的暖空气向东输送的另一个作用,是使高原以东地区高层辐射增强,给这里低空辐合区的发展创造了极为有利的条件。随着暖空气向东输送,高压东部的轴线,也由 2 日的 30°N 附近,北抬至 5 日的 35°N 以北,使原在长江流域的雨区消失,雨带北跳至华北。5~10 日,华北产生了两场较大的雷阵雨天气过程。从降水量及 300 hPa ΔT_{24} 分布看出:降水区上空正好对应较明显的增温区。可见,这里的增温同降水潜热释放是有关的。

由以上分析看出:南亚高压在高原上空建立,标志着这里暖空气势力强盛。当暖空气向东输送以后,将使我国东部平原地区上空反气旋涡度获得发展,从而使这里长波槽堵塞。这是整

个流型调整的一个重要征兆。随着暖区东扩,南亚高压轴线相应北抬,辐散加强,又极有利于高原的东北象限区域低空辐合区发展,产生强降水,并释放大量潜热,使这里的气柱温度进一步增高。这是导致南亚高压中心离开高原,并在华北上空重新建立的一个极其重要的因素。

当 100 hPa 流型由西部型转为东部型后,便开始了一个新的过程,又在酝酿着向西部型转化的条件。7月9日,当 95°E 大槽建立时,高原上 500 hPa 层气温下降,但是,到了 12 日高原主体部分气温便开始回升。图 3 清楚地反映了 500 hPa 暖温度中心对副热带急流上长波扰动的影响。12 日当暖中心尚在高原南边时,大槽仍然在 95°E。随着暖中心向东北方向推进,副热带急流也相应北移,并使这里的低槽区完全为一脊区所代替,上下游波系也发生了相应的变化,而这种变化正是 100 hPa 高压返回高原的重要条件。事实上,随着这个暖中心向东北移动,以及副热带流型的相应调整,16 日 100 hPa 高压中心已西退至 100°E 的高原边沿地区,20 日便退回到高原上空。这个过程同样可以清楚地说明,高原加热不仅与副热带西风急流上的长波扰动发生调整密切相关,而且与 100 hPa 高压中心返回高原密切相关。

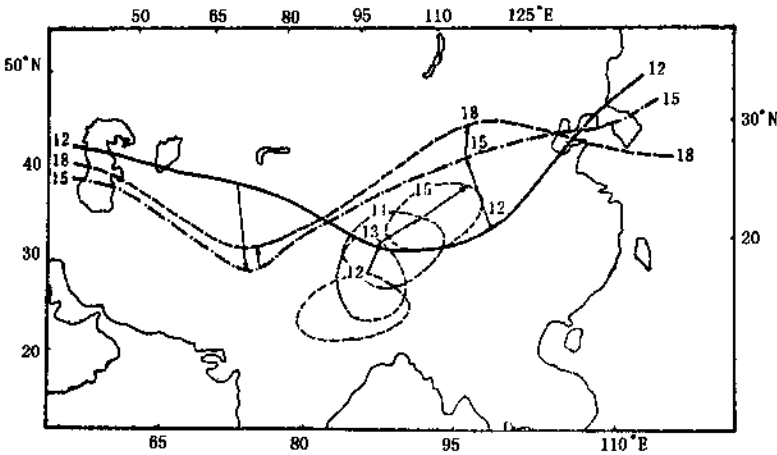


图 3 1971 年 7 月 12~18 日 300 hPa 968 dagpm 线(粗线)与 500 hPa 0°C 线(细线)演变图

这里我们可以将 100 hPa 南亚高压的自身振荡简单归纳为如下的循环过程(见图 4)。在这个循环过程中,青藏高原的加热作用是一个基本因素,占主导地位,由于它的作用而影响到其它一系列过程的出现。叶笃正、张捷迁^[1]指出:夏季东亚大气环流中的许多重要现象,如西风带北撤、东风带建立、青藏高原上高压和热低压的形成、高原东边横切变的形成及北移等,都是一个有机的整体,其关键因素是高原加热。我们的工作也表明了这一点。

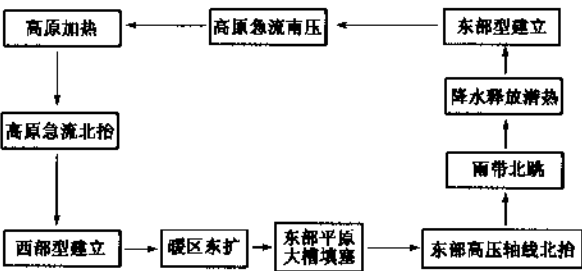


图 4 南亚高压自身振荡示意图

3 南亚高压的强迫振荡过程

文献[2]中谈到 100 hPa 流型变化与西风带扰动的关系时指出,当高原上空的反气旋东移时,在 50°E 另有新的反气旋建立。这类过程与西风带扰动的发展有密切联系。在高原东侧,当副热带西风急流南移过程中,青藏高原上 100 hPa 南亚高压有一次西退过程;而在西风急流南下后的减弱过程中,100 hPa 南亚高压对应有一次东移过程^{*}。在我们的分析中也发现,副热带西风急流上的扰动对 100 hPa 南亚高压的活动有强烈的影响,甚至能强迫南亚高压发生振荡。1969 年 7 月上、中旬是一次西部型转东部型的过程,是南亚高压发生强迫振荡的例子(图略)。图 5 给出了这一时期 300 hPa 平均温度偏差的演变情况。可以看到,12 日以后在 60°E 处的冷区,逐日东移,而 12~16 日在高原上 $90^{\circ}\text{E}\sim 95^{\circ}\text{E}$ 之间的暖区及其东侧 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之间的冷区基本未动。波长由最初 12 日的近 60 个经度,缩短到 16 日的 30 个

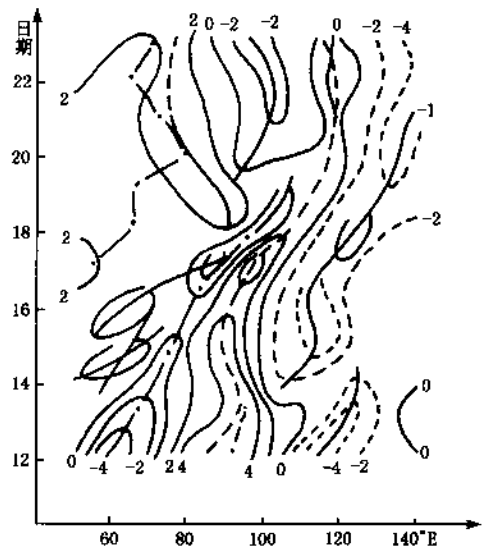


图 5 1969 年 7 月 12~22 日逐日 300 hPa 上 50°E ~ 140°E 范围内 $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 纬带上平均温度偏差图 (图例同图 1)

经度。这种变化表示在这一范围内的波系由一个较稳定的波变得不稳定了,预示着副热带长波将发生调整。从这张图上还可以看出,偏差零线在 16 日及以前基本上稳定在 100°E 附近,从 17 日开始连续向东扩展,高原上的暖区及其冷区也相伴东移。可以认为这是整个流型发生调整的一个标志。为了更清楚地了解整个副热带急流上的扰动是如何迫使南亚高压发生振荡的,下面我们进一步分析副热带急流上长波扰动的发展和衰减及其波系的调整过程。

12 日,整个欧亚范围内有 3 个长波槽,它们之间的波长,欧洲地区约 40 个经度,亚洲地区约 60 个经度(图 6)。从它们的温度场配置可以看出,地中海槽是一个不稳定发展的系统,由于不稳定发展向下游传播,引起里海高压脊加强并向东扩展,从而导致咸海槽东移。而咸海槽则是一个处于不稳定衰减中的系统,因而它在东移过程中迅速减弱了。陈秋士^[3]指出,当不稳定发展向下游传播时,如果下游存在的系统与向下游传播所要发展的新波系不一致时,则原有的波系将要通过不稳定衰减过程阻尼掉,而为新生的波系所代替。显然,由于地中海槽不稳定发展向下游传播的结果,中亚地区发展了一个长波脊,使整个亚洲地区的波系发生调整。咸海槽和东亚槽都相继衰减,而在 100°E 附近重新产生一个长波槽,从而构成亚洲地区两脊一槽的形势(图 7)。这里我们还要指出:在 12 日的 300 hPa 图上,与东亚低槽相应控制华北、东北地区的深厚冷低压,本是一个很稳定的系统,它的后部不断有冷平流侵入高原东部,一方面使高原上的暖空气不能向东输送,另一方面而使副热带急流一直在江淮流域上空稳定,长江流域雨区维持。到了 16 日,这个低压前部为冷平流区,而后部为暖平流区,变成了一个衰减波(图

^{*} 成都中心气象台,夏季亚洲 100 hPa 大陆高压的活动规律及其与四川旱涝关系的探讨,气象科技资料,1973 年增刊第 2 期。

略)。自此,低压迅速填塞,急流北推,青藏高原暖空气很快向东部平原输送,100 hPa 高压轴线相应北抬,并导致江南雨带北跃至黄淮流域。这就为 100 hPa 流型调整创造了条件。

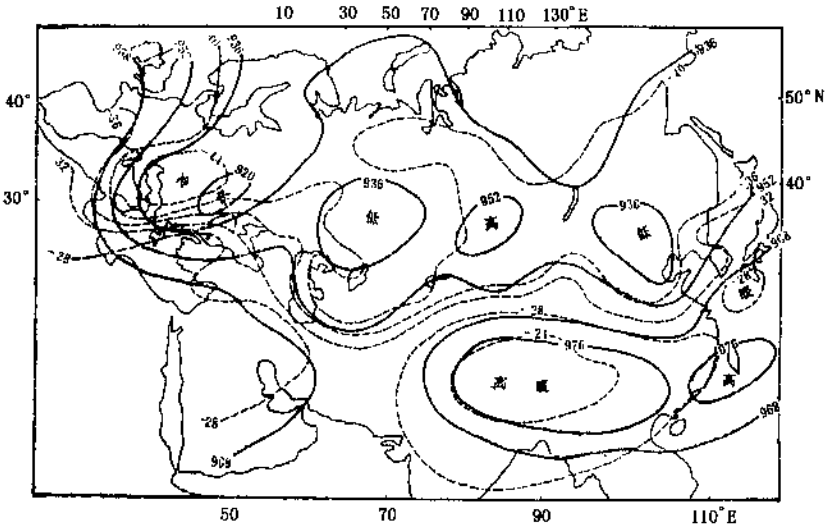


图 6 1969 年 7 月 12 日 20 时 300 hPa 温压场

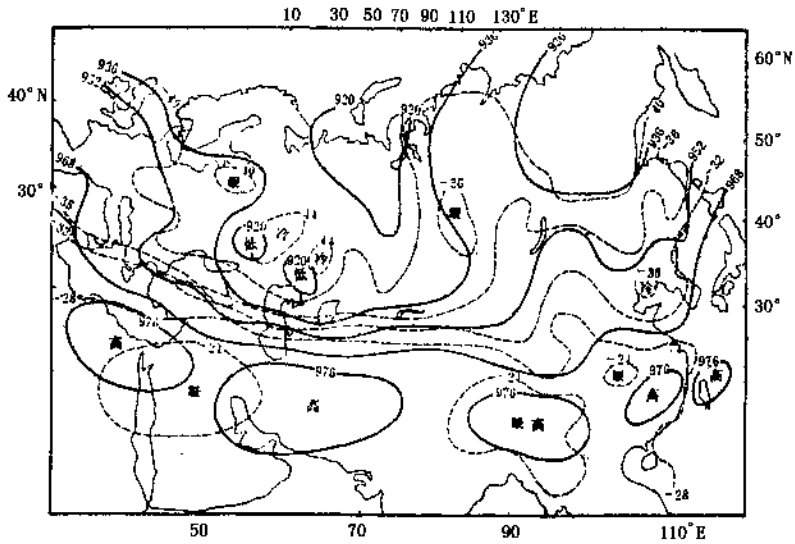


图 7 1969 年 7 月 18 日 20 时 300 hPa 温压场

从以上分析可以看出:这类南亚高压的东西振荡过程,是副热带长波波系调整的结果。这种波系的调整又是上游不稳定波发展向下游传播所致。因此,当副热带急流上长波扰动不稳定发展向下游传播,若新波系同 100 hPa 流型不一致时,则将导致南亚高压发生强迫振荡过程。在这类过程里,掌握副热带急流上的长波扰动的不稳定发展,及其调整后的新波系的配置是一个关键性的因素。

4 预报判据

青藏高原对大气的加热并对东亚大气环流发生强烈影响,这在夏季是一个基本因素。而副热带西风急流上长波流型的特征,除与高原影响有关外,还与整个大气环流状况有密切关系。因此,当我们在预报南亚高压是否发生振荡,以及何时发生振荡时,必须既密切注意青藏高原温度场的变化,同时又必须密切注意西风急流上长波扰动的变化。显然,上述两类过程发生振荡的原因及其物理过程是不相同的。但是,它们也有一个共同点,即都是青藏高原的加热与副热带西风急流上的长波扰动互相作用的结果。在一般情况下,当高原加热到了一定强度,可以引起西风急流的强度及其位置发生变化,甚至将急流向北推出高原,造成急流上长波扰动的重新分配,并进一步导致南亚高压自身振荡过程的发生。然而,在某些特定的流型下,如前述的1969年7月上、中旬的情形,由于华北强大冷低压稳定,其后部冷空气不断南侵,西风急流始终维持在长江沿岸,这就抑制了青藏高原的加热作用。只有当西风急流上长波波系的重新调整时才能发生振荡。

根据以上的认识,对南亚高压流型的调整,我们提出以下预报判据:

(1)300 hPa等压面上的温度场,可以近似代表对流层中高层的温度分布特点。用300 hPa等压面上暖中心的相对位置,可预报南亚高压流型的变化。当南亚高压为西部型时,若高原暖区向东扩展,300 hPa面上 -28°C 等温线包围的暖区东扩至郑州及以东时,则未来3~5天将转东部型;华北、华东一带300 hPa面上的温度与青藏高原相当或更高,南亚高压即转东部;当东部型时,高原上空300 hPa温度高于同纬度东部平原上空时,则未来3~5天100 hPa流型转西部型。进入盛夏,南亚高压北移至 35°N 附近,这时大陆上南亚高压活动的地区300 hPa温度普遍高于 -28°C ,这时可以用 $> -24^{\circ}\text{C}$ 的暖中心位置来判断。

(2)根据我国东部300 hPa上副热带西风急流的南北移动来预报南亚高压流型的调整。南亚高压的北侧正是副热带西风急流所在。副热带西风急流的动态可以较好地指示南亚高压的活动。我们以汉口附近300 hPa上的西风反映副热带急流分布的特征。当汉口西风显著增强时,标志着有西风急流南压;若南亚高压西部型时,汉口西风风速稳定维持在 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,则西部型维持;若西风风速减小到 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下时,则未来3~5天将转为东部型。反之,当东部型维持时,若副热带西风急流在 100°E 以东南压,则南亚高压将有转西部型的趋势。

(3)副热带西风带上不稳定波系的演变可以较好地预报南亚高压流型的调整。根据我们的经验,着眼地中海至里海一带长波槽的特征,判断副热带长波是否有不稳定发展向下游的传播效果较好。若南亚高压所在位置正是新波系的长波脊所在时,则流型将继续稳定;反之,若其所有位置未来有长波槽发展时,则南亚高压流型将发生转换。转换的时间大约3天左右。

5 个例分析

在预报中,通常应当综合考虑以上三方面[(1),(2),(3)]的判据。因为在实际天气中,环流条件和高原的热力作用总是相互联系的。有时难以严格将自身振荡和强迫振荡区分开来。下面我们举例说明。

1981年7月7日南亚高压西部型建立并维持9天之后,于16日转为东部型,22日又由东部型转西部型。

在 300 hPa 上 7 月 10~12 日,从新疆有一个低槽向东南移动,在 $90^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 附近加深,副热带西风急流上经向环流显著加强,槽前暖平流向东北方向上输送;四川盆地的暴雨区也向华北南部移动。在平流和潜热的共同影响下,高原暖区向东扩展,华北上空气温迅速上升,12 日郑州 300 hPa 温度由前一天的 -33°C 上升到 -28°C ;相反,随西风槽加深,在高原北部气温却明显下降,格尔木 300 hPa 温度 11 日是 -23°C ,12 日猛降至 -29°C 。同一时期汉口 300 hPa 上的实测风,11 日是西北西风大于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,12 日转为正北风 $13\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。显然副热带西风急流已显著北移。根据判据(1),(2),可以预报未来 3~5 天(即 16 日前后)100 hPa 南亚高压流型将转为东部型。

东部型建立以后,青藏高原温度逐渐回升,格尔木 300 hPa 温度 19 日升到 -24°C ,而这时郑州的 300 hPa 温度反而由 16 日的 -24°C 下降到 -29°C 。同时, 10°E 附近的长波槽由于槽后温度显著下降,已变成一个具有不稳定发展条件的系统。在其下游 80°E 附近有一冷低压。根据判据 3)可以预报这个冷低压将被阻尼掉,而在其上游 70°E 处重新发展新的低槽。这样的波系调整将使青藏高原北部重新建立长波脊,有利于这里暖区进一步向北位移。相反原来南亚高压所在的东部平原至沿海一带地区将会为一个槽所代替。这预示着南亚高压流型在未来 3~4 天将发生由东部型向西部型的转换。事实上 21 日和 23 日分别在里海、咸海一带和 110°E 附近新建立了长波槽,南亚高压流型 22 日转为西部型。

参考文献

- [1] 叶笃正,张捷迁等. 1974. 青藏高原加热作用对夏季大气环流影响的初步模拟实验. 中国科学,301~320
- [2] 陶诗言,朱福康. 1964. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与太平洋副热带高压进退的关系. 气象学报,34:385~396
- [3] 陈秋士. 1975. 中纬度大气长波发展及其对下游影响的分析. 中国科学,408~418

北半球对流层上部超长波的低频振荡 及其与南亚高压变动的关系*

林 海 徐裕华

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘 要 本文采用 1982 年 6 月 1 日至 9 月 30 日四个月逐日 200 hPa 欧洲中心客观分析资料 (ECMWF/WMO), 分析了位势高度 1 波分量的变化, 发现夏季北半球对流层上部超长波普遍存在 40 天左右及准双周振荡。着重讨论了低频振荡的经向传播, 从而探讨南亚高压以及极地涡旋等超长波系统之间的联系。

分析结果表明, 这两种振荡在中高纬度地区存在明显的经向传播。但它们的传播方向相反, 40 天左右的振荡从 40°N 附近向北传播, 而准双周振荡从 70°N 以北向南传播。南亚高压强度和位相 40 天左右的变化对北半球其他大型环流有重大影响。当高度场在高原及其东部变化时, 将激发两列罗斯贝波列沿大圆路径向东北方向传播。伴随南亚高压在高原东部的发展, 副热带太平洋洋中槽加深, 西风带 1 波减弱, 偏在北美附近的极涡加强。

关键词 低频振荡 南亚高压 超长波 球面 Rossby 波

1 引言

自从 Madden 和 Julian^[1] 发现热带对流层存在 40~50 天的振荡以来, 大气低频振荡引起了气象学者的极大兴趣。普遍认为: 这类大尺度过程的空间表现形式主要是纬向波数为 1 和 2 的热带超长波, 其运动一般表现为向东传播, 在季风区还有明显的经向传播。越来越多的研究表明, 这一周期振荡现象不仅在热带大气中存在, 而且具有全球性。

准双周振荡也是大气中普遍存在的中期变化规律。Krishnamurti 和 Bhalme^[2] 在研究印度季风系统时, 发现每个印度季风系统都存在准双周的振荡。Krishnamurti 等^[3] 还发现南亚高压也存在这种振荡。

对流层上部超长波的中期变化对大气环流和全球的气候变化有重大影响。南亚高压与极涡是北半球对流层上部夏季最庞大的两个超长波系统, 它们在纬向上主要表现为 1 波。在以前的研究中^[4], 有人曾将南亚高压的东西振荡与北半球极涡的变动联系起来。但由于分析个例较少, 它们之间的联系目前还不清楚。

本文利用 200 hPa 位势高度场资料, 研究北半球夏季对流层上部超长波的低频振荡, 着重讨论低频振荡的经向传播, 从而探讨南亚高压、太平洋洋中槽以及北半球极涡等超长波系统之间的联系。

2 资料及计算方法

采用欧洲中心客观分析资料 (ECMWF/WMO), 取 1982 年 6 月 1 日至 9 月 30 日每天

* 本工作为国家气象局高原基金资助项目。

GMT12 时一个时次,所取范围为 $70^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{S}$ 的纬带,经纬网格为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$,200 hPa 一个层次的三个要素(u, v, z)。

将气象变量沿纬度做傅里叶展开。用快速傅里叶变换方法(FFT)求出 u, v, z 的傅氏系数,波数空间的动能按 Saltsman^[5] 的定义表示为:

$$E_K(k) = \frac{1}{2} [|U(k)|^2 + |V(k)|^2]$$

$U(k), V(k)$ 分别是 u, v 第 k 波的傅氏系数。高度场 k 波的振幅与位相也很容易得到。

对时间序列的带通滤波采用 Murakami^[6] 的滤波器,滤波时消除了序列的时间平均项,同时使用二次曲线拟合与最小二乘法消除了季节趋势项。

3 纬向气流与超长波的特征

1982 年夏季平均的 200 hPa 纬向风随纬度分布与多年平均的情况相似(图略)。强西风位于 40°N 附近,对应于北半球夏季西风急流轴线的位置。风速在 25°N 附近转为零值,再往南则变为东风气流。东风在 5°N 左右达到最强,对应于南亚高压南侧西起北部非洲,东至西太平洋的东风急流。

夏季对流层上部的超长波特征是非常清楚的。由月或季节平均的 200 hPa 天气图可见,在高纬地区,极地涡旋是最强大和稳定的环流系统,它常活动于北美及北大西洋西部;在 $40^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 纬带,一大槽常出现在太平洋中部;在热带与副热带,最大的环流系统是亚洲上空的反气旋,即南亚高压,其次有太平洋中部的副热带洋中槽以及墨西哥高压。图 1 是 200 hPa 波动动能随纬度的分布。除了西风带 $35^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 以外,波动动能的谱幅很窄,动能谱随波数的增大下降很快,1 波占绝大部分动能。1 波动能在三个纬度上很强: 60°N 以北、 40°N 附近以及 $10^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间。它们分别对应极涡、西风带

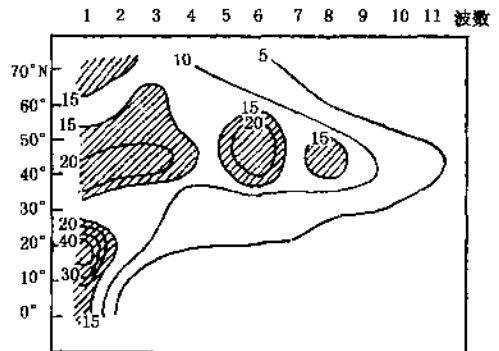


图 1 1982 年 6 月 11 日至 8 月 13 日 64 天
平均波数域动能随纬度分布
斜线区动能大于 $15 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$

超长波以及南亚高压,其中南亚高压所对应的 1 波动能最强。在中纬度西风带,谱幅较宽,动能主要集中在三个波段:超长波 1~3 波,6 波及 8 波。后两者为西风带天气尺度的斜压波。

4 超长波的低频振荡

我们采用两种方式表示南亚高压的强度:(1)面积指数(AI),它是 200 hPa 副热带地区高度场大于或等于 12540 位势米的网格点数(以 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 的经纬网格计算);(2)200 hPa 高度场沿 30°N 附近的 1 波振幅。这两个指数随时间的变化相同(图略),它们能够大致反映作为副热带主要超长波系统的南亚高压的强弱变化。比较 200 hPa 沿 30°N 位势高度的经度-时间剖面 and 沿 30°N 的 1 波位相演变(图略),可见 1 波位相的变化与高压的东西位置变化一致。所以我们采用 200 hPa 高度场沿 30°N 的 1 波位相来表示南亚高压的东西位置变化。

计算了各纬度 1 波振幅、南亚高压面积指数以及 30°N 1 波位相时间序列的功率谱(图略),发现 AI、 30°N 1 波振幅和位相都存在两个显著的振荡周期:40 天左右与 14 天左右,表明南亚高压的强度与东西位置均存在这两种频率的准周期变化。其他各纬度的 1 波振幅也普遍存在这两种周期的振荡。在 $25^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$,40 天左右的振荡尤为显著。另外,高纬度 70°N 附近的这种频率也十分明显。对于准双周振荡,也有两个最显著的区域: $35^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 以及 70°N 附近。而在 20°N 以南,1 波振幅的功率谱在 20 天左右存在峰值。林海^[7]在研究夏季热带对流层上部超长波振荡机制时也发现这种 20 天左右的振荡。另外, $60^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ 纬带 1 波振幅也表现出这种频率的变化。

5 低频振荡的传播

为了更清楚地反映 40 天左右的低频振荡,我们对各纬度 1 波振幅的时间序列进行带通滤波处理,滤波时取中心为 40 天,带宽为 10 天的滤波器,图 2a 是滤波后 1 波振幅的纬度-时间演变,很明显,在 40°N 以北,低频振荡表现为向北传播,振荡从 40°N 传到 70°N 大约需要 40 天时间,在纬带 $10^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 范围内,低频振荡表现为准静止状态,并与向北传播的起始点 40°N 附近 1 波振幅的振荡位相正好相反。

对于准双周振荡,情况与 40 天左右的振荡很不相同,取中心为 14 天,带宽为 6 天的滤波器对 1 波振幅进行滤波(图 2b)。在 45°N 以南似乎没有振荡的经向传播,各纬度的变化基本上同位相。然而在 45°N 以北,存在显著的向南传播,振荡源似乎在 70°N 以北的高纬度地区。它们沿经向向南传播到 45°N 附近,然后与热带、副热带超长波发生共振。振荡从 70°N 传到 45°N 大约需要一个星期,在这种时间尺度的振荡中,北半球对流层上部超长波系统的变化可以追踪到极地附近。

200 hPa 高度场 1 波振幅低频振荡的上述经向传播特征,揭示了北半球大型超长波系统在这两种时间尺度上的联系。下面我们针对 40 天左右的振荡,对这种联系加以分析,对于准双周的振荡将另行考虑。

6 南亚高压强度与其他超长波系统低频变化的关系

采用 200 hPa 各网格点上位势高度滤波资料(30~50 天带通滤波)计算了各点与经过同

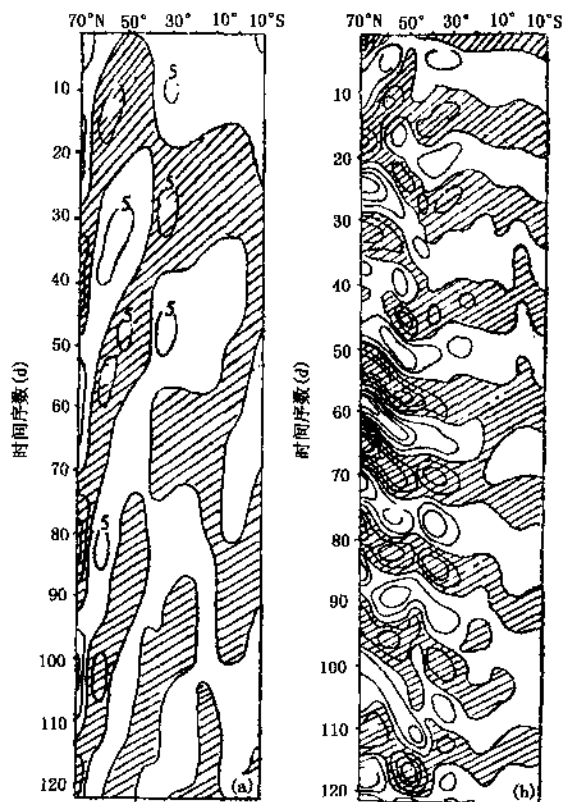


图 2 200 hPa 位势高度 1 波振幅经 30~50 天 (a)或 11~17 天(b)带通滤波的纬度-时间演变
间隔 5 位势米,斜线区小于零

样滤波的南亚高压面积指数(AI)的相关系数(图3)。由图可见,在副热带地区,南亚高压活动的范围是一大片正相关区,在高原东西两侧各有一正相关中心。西部一个在 60°E 附近,相关系数为 $+0.94$;东部一个在 120°E 附近,相关系数为 $+0.75$ 。中太平洋有一负相关区域,中心在 160°W , 30°N 附近,相关系数达 -0.86 ,这是副热带太平洋中槽活动的位置。在中纬度 $35^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$,大片正相关区出现在太平洋中部,中心在 140°W , 45°N ,相关系数为 $+0.87$,这里正是常出现西风带长波槽的位置;在亚洲北部有一大范围负相关区,中心有两个:一个在 90°E , 45°N ,相关系数达 -0.75 ,高原北部长波槽经常在这里发展;另一个负中心在 140°E , 50°N 附近,相关系数达 -0.77 ;在高纬度地区,正相关中心出现在 160°E , 60°N 和大西洋东部的 45°W , 65°N ,相关系数分别为 $+0.51$ 和 $+0.85$ 。在美洲北部,有一大片负相关区,中心在 60°N , 115°W ,相关系数为 -0.42 ,极地涡旋经常在这里活动,由副热带到高纬度有两条罗斯贝波列清楚可见:一条由亚洲东部 125°E , 30°N 的正中心,经 140°E , 50°N 的负中心,再到 160°E , 60°N 的正中心,这一条波列似乎还可以追溯到热带南海上空;另一条由副热带中太平洋的负中心,经太平洋东北部的正中心到美洲北部的负中心,这与 Gambo 等^[8]用夏季月平均高度场资料所得的结果非常相似。

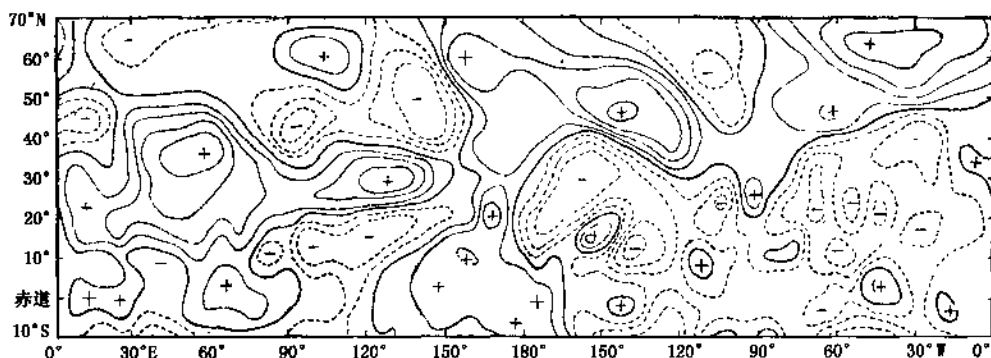


图3 200 hPa 低频高度场与 AI 的相关场

粗实线代表零值,虚线为负值,间隔 0.2

南亚高压强度与副热带 160°W 附近低频高度场的反相关可以用沿 30°N 左右的垂直纬向环流来解释。这一环流圈在东亚上升而在太平洋中部和东部下沉。杨广基^[9]描述了这一环流圈,Krishnamurti^[10]的200 hPa热带夏季速度势分布也揭示了这种特征。中纬度亚洲北部的负相关与东太平洋的正相关区表明,在南亚高压强盛期,中纬度1波减弱,这正解释了上节提到的 30°N 与 45°N 1波振幅40天左右振荡呈反位相关系的结果。北美洲附近高度场的负相关表明,当南亚高压增强时,极涡在这里加深。

选取6月20日至7月30日这一周期为例,考察低频振荡的传播及各阶段北半球大型超长波之间的联系,首先将振荡分为四个阶段(图4),计算各阶段平均的200 hPa高度场1波分量的分布,它们反映了对流层上部超长波的主要特征。图5给出了第I阶段的情况,中心在 90°E , 30°N 附近的高值区对应南亚高压;中纬度太平洋的低槽对这个纬带的1波分量有相当大的贡献,其中心位置在 170°W 附近;在 60°N 以北,1波槽对应于偏在北美洲的极地涡旋,其中心位置在 90°W 附近。

在I、II两个阶段,南亚高压弱于平均状态,副热带1波振幅小于45位势米。在第I阶段, 90°E 附近高压中心所对应的1波峰值只有39位势米。而正在此时,中纬度的1波振幅很

强。在Ⅲ、Ⅳ阶段,南亚高压比平均状态强,此时中纬度1波振幅减小,高纬度加大。考察四个阶段的连续变化,可清楚地看到东太平洋-北美区域负值中心(第Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ阶段负值中心位置在图5中用Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ表示)的向东北传播,这种传播是从第Ⅱ阶段开始的。在第Ⅱ阶段,负值中心在 $130^{\circ}\text{W}, 55^{\circ}\text{N}$;第Ⅲ阶段移至 $95^{\circ}\text{W}, 60^{\circ}\text{N}$;第Ⅳ阶段移到 $90^{\circ}\text{W}, 65^{\circ}\text{N}$ 。第Ⅰ阶段紧接上一周期的第Ⅳ阶段,负值中心出现在更东边的 $75^{\circ}\text{W}, 65^{\circ}\text{N}$ 附近。

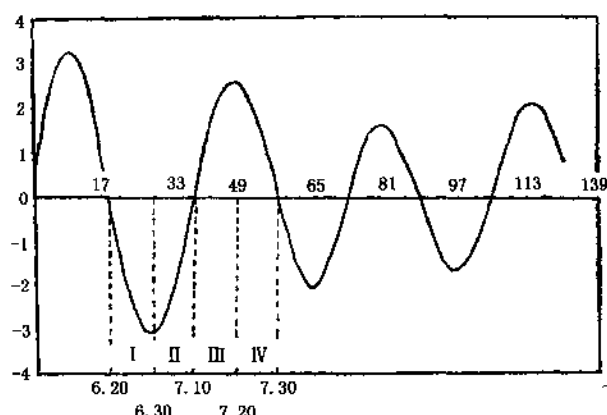


图4 0°N 1波振幅经30~50天滤波后的时间变化

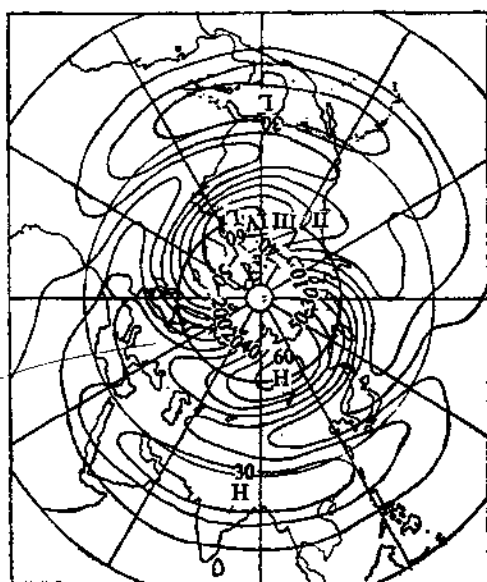


图5 第Ⅰ阶段平均的高度场1波分量分布
图中Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ分别为Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ阶段负值中心位置

由图4知,6月30日对应南亚高压强度低频振荡的波谷,7月20日对应其波峰,由200 hPa实际天气图及30~50天滤波高度场(图略)可知,在6月30日,南亚高压偏南并且偏弱,低频高度场在高原东西两侧各有一负值区。副热带太平洋洋中槽微弱,低频高度场在这里为一正中心。同时在中纬度,太平洋中部和东部低值系统明显,对应一大槽区, 120°E 附近的高脊亦很显著,表明这一纬度带1波活动强烈,高纬度常出现极涡的美洲北部此时为一高压脊,7月20日南亚高压强盛,低频高度场在青藏高原东西两侧各有一正值中心,副热带太平洋洋中槽很深;中纬度西风气流平直,高纬度北美的极涡很强。比较6月30日与7月20日的低频高度场,发现刚好呈相反的分析,两列罗斯贝波清晰可辨。从低频高度场的连续演变,便可发现中纬度太平洋中部与东部的低值区确实向东北方向移动。

7 南亚高压位相与其他超长波系统低频振荡的关系

如前所述,南亚高压的位相也存在40天左右的东西振荡。有人指出南亚高压东西振荡过程与北半球极涡“偏心作用”有一定关系。赵福吉等^[4]通过一次南亚高压由西部型转为东部型的波谱分析,发现在 60°N 1波强振幅期,与南亚高压东部型相对应。

由上面的图可知,当南亚高压的面积指数增大时,副热带低频高度场在高原东西两侧的 125°E 与 60°E 附近皆有升高,面在中纬度高原北部的 90°E 附近有低槽发展。高度场的这种分布与按文献[11]划分的南亚高压东部型相似。我们又用200 hPa高度场的30~50天滤波资料计算了各

格点与副热带亚洲东部的相关系数分布,参考点沿 30°N , $70^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 每隔 5 个经度计算一次。图 6 是参考点在 120°E 时的情况。比较图 3 与图 6,发现相关场的分布非常相似。当高原东边 120°E 附近位势高度升高时, 40°N 上 60°E 附近有脊发展,而 90°E 附近出现一低槽。上而提到的两列罗斯贝波十分明显。副热带太平洋洋中槽加深,美洲北部极涡加强。当取在 30°N 上的 $90^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 每隔 5 个经度的其他参考点计算时,所得结果与此一致。表明当南亚高压在其东西振荡的平均位置及其以东的各经度上加强时,北半球对流层上部其他超长波系统的变化是一致的。然而 85°E 以西的参考点所得结果却大不一致(图略)。当高原西部的位势高度增加时,高原东北边 100°E 附近是负相关区,表明这里 40°N 附近有大槽发展,这是典型的西部型分布,此时上述罗斯贝波列已不清楚,副热带太平洋洋中槽减弱,偏在北美的极涡亦不明显。

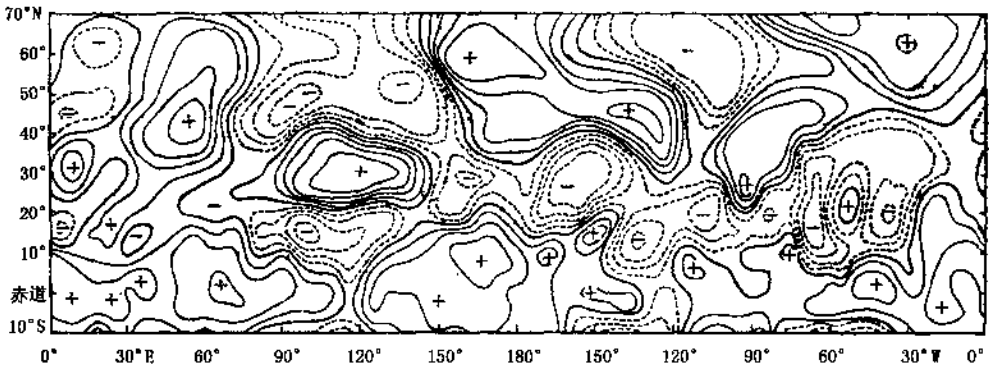


图 6 低频高度场与 30°N , 120°E 点值的相关场
粗实线为零值,虚线为负值,等值线间隔 0.2

综合上述,在南亚高压由西部型转为东部型的过程中,当其中中心移到 90°E 以东时,将引起北半球各纬度大型超长波的变化。副热带在高原上升,太平洋东部下沉的纬向环流加强,这两个地区各有一个二维罗斯贝波列向东北方向传播,主要表现为副热带太平洋洋中槽加深,中纬度 1 波减弱,北美附近的极涡加深。

8 结论及讨论

本文采用 1982 年 6 月 1 日至 9 月 30 日 200 hPa 位势高度资料,分析了北半球对流层上部的低频振荡,着重讨论了 1 波的低频变化及其与南亚高压变化的关系,得到以下结论:

(1) 夏季北半球对流层上部的主要大型环流系统是南亚高压与偏在北美的极涡,它们表现为沿纬圈的 1 波分量;

(2) 南亚高压的强度和位相均存在 40 天左右和准双周的振荡,200 hPa 位势高度场在各纬度上的 1 波振幅也普遍以这两种频率变化;

(3) 1 波振幅的低频振荡在中高纬度存在经向传播。40 天左右的振荡从 40°N 附近向北传播,副热带的 1 波振幅变化与 40°N 左右的变化呈反位相关系。振荡从 40°N 传到 70°N 约需要 40 天时间。准双周振荡从 70°N 以北的高纬地区向南传播,从 70°N 传到 45°N 约需 7 天;

(4) 对于 40 天左右的低频振荡,当南亚高压的强度发生变化时,将激发两列罗斯贝波由副热带沿大圆路径向东北方向传播。一列起源于高原东侧;另一列起源于副热带太平洋东部。南亚高压的由弱变强伴随着副热带太平洋洋中槽加深,中纬度太平洋中部的低槽向东北方向

移动,最后偏在北美的极涡加深;

(5)南亚高压位置的 40 天左右东西振荡对北半球其他大型环流有重大影响。在南亚高压由西向东的转换过程中,当其中心移过 90°E 时,将伴随着副热带太平洋洋中槽加深,中纬度 1 波减弱,极涡在北美加深,这种响应与南亚高压强度增加类似。

根据以上分析,我们看到超长波 40 天左右的振荡是由副热带向东北方向传播的。可以推断,对于这种频率的低频振荡,其激发机制在副热带地区。南亚高压的这种频率变化可能是固有的自身振荡。对于超长波的准双周振荡,扰动源在极地附近,因此南亚高压的准双周振荡可能是受到了北边超长波系统的强迫而引起的。

参考文献

- [1] Madden R A and Julian P R. 1971. Detection of a 40~50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**:702-708
- [2] Krishnamurti T N and Bhalme H N. 1976. Oscillations of a monsoon system, Part I: Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, **33**:1937-1954
- [3] Krishnamurti T N et al. 1973. Tibetan high and upper tropospheric tropical circulations during Northern summer. *Bull. Amer. Soc.*, **54**:1234-1249
- [4] 赵福吉等. 1983. 南亚高压东西振荡过程的波谱分析. 气象科学技术集刊,第 6 期,气象出版社,26~32
- [5] Saltsman B. 1957. Equations governing the energetic of the large-scale of atmospheric turbulence in the domain of wave number. *J. Meteor.*, **14**:425-431.
- [6] Murakami M. 1979. Large-scale aspects of deep convective activities over the GATE data. *Mon. Wea. Rev.*, **107**:944-1013
- [7] 林海. 1988. 夏季热带对流层上层超长波的振荡机制. 南京气象学院学报, **11**(1):51~64
- [8] Gambo K and Kudo K. 1983. Teleconnections in the zonally asymmetric height field during the Northern Hemisphere summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**:826-838
- [9] 杨广基. 1984. 北半球中纬地区平均纬向垂直环流的特征. 大气科学, **8**(2):227~231
- [10] Krishnamurti T N. 1971. Tropical east-west circulations during the Northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **28**:1342-1347
- [11] 中国科学院兰州高原大气物理研究所. 1976. 夏季 100 毫巴青藏高原高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究,青藏高原气象论文选编(1974),47~61

夏季风时期青藏高原地区水汽来源及水汽收支分析*

黄福均

沈如金

(四川省气象局气象科学研究所,成都 610072) (中国科学院大气物理研究所,北京 100029)

1 引言

“青藏高原气象科学实验计划”曾强调指出:“…在研究 1979 年高原雨季前后天气过程时,应分析高原上各物理量的变化,侧重进行水汽诊断分析。”过去一些文献强调孟加拉湾的水汽输送对高原雨季开始和降水的作用,认为高原雨季开始由东向西推进与孟加拉湾水汽输送的西扩有密切联系。但实际情况也并非完全如此,如 1979 年 6~8 月夏季风各时期西风分量与沿 30°N 附近高原各站降水统计相关中(图略),仲巴 300,600,900 m 和 5~6 km 偏西风与降水相关达 87%~95%;拉萨 5~6 km 偏西风与降水相关也达到 81%。而该年夏季高原雨带仍由东向西扩展。作者和钱正安^[1~3]等曾一致论述 1979 年夏季风时期在仲巴到定日一带(即 $29^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $83^{\circ}\text{E}\sim 87^{\circ}\text{E}$)可能实际存在一条“水汽通道入口区”。本文试图进一步论证水汽从仲巴到定日进入高原这一结论的可靠性,并诊断分析夏季风各时期高原水汽来源及其作用。

2 资料及计算项目

计算资料是根据 1979 年 5~8 月青藏高原气象科学实验资料和印度季风实验气象报告。图 1 为计算范围和计算收支区域的地形分布。为揭示夏季风前后各时期水汽来源及收支特征,我们着重对青藏高原南部和东部进行分析,把该区分成 A 区(藏西南)、B 区(藏中)、C 区(藏东,川西)、D 区(青海)和 E 区(云南)五个区域。

计算项目有 850,700,600,500,400,300,200 hPa 七层东西、南北风分量;850,700,600,500,400 hPa 五层比湿;水汽沿 x, y 向通量;水汽沿 x, y 向通量散度;由散度引起的水汽变化;由平流引起的水汽变化等物理量。本文使用其中一部分计算结果。计算采用球面坐标系公式,网格点间距为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$,共 $27\times 17=459$ 个格点。

3 夏季风各时期青藏高原及邻近地区水汽输送的分析

1979 年 6 月 19 日印度西南季风到达孟买附近,我国长江流域中下游梅雨、青藏高原雨季开始。根据环流特征和降水分布** 确定 6 月 6~10 日为高原雨季开始前期,6 月 16~20 日为高原雨季开始期;7 月 21~31 日为高原雨季降水盛期,正值印度季风中断期;8 月 21~31 日为

* 参加资料统计有黄萍、胥斌、滕保红、田国芬和王翟楼同志。

** 黄福均、青藏高原平均环流特征及其降水分布。

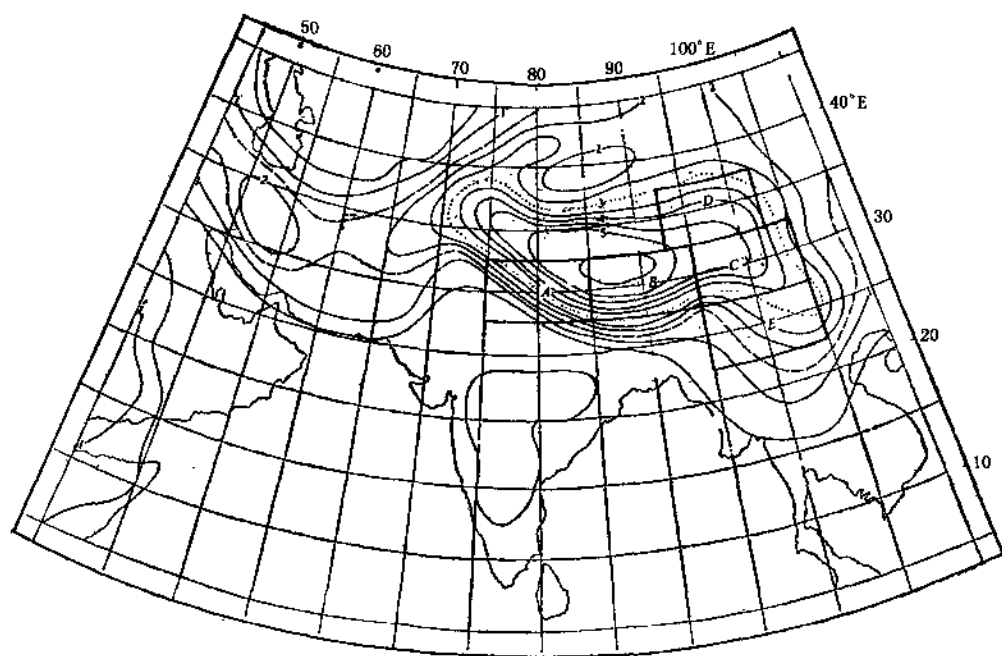
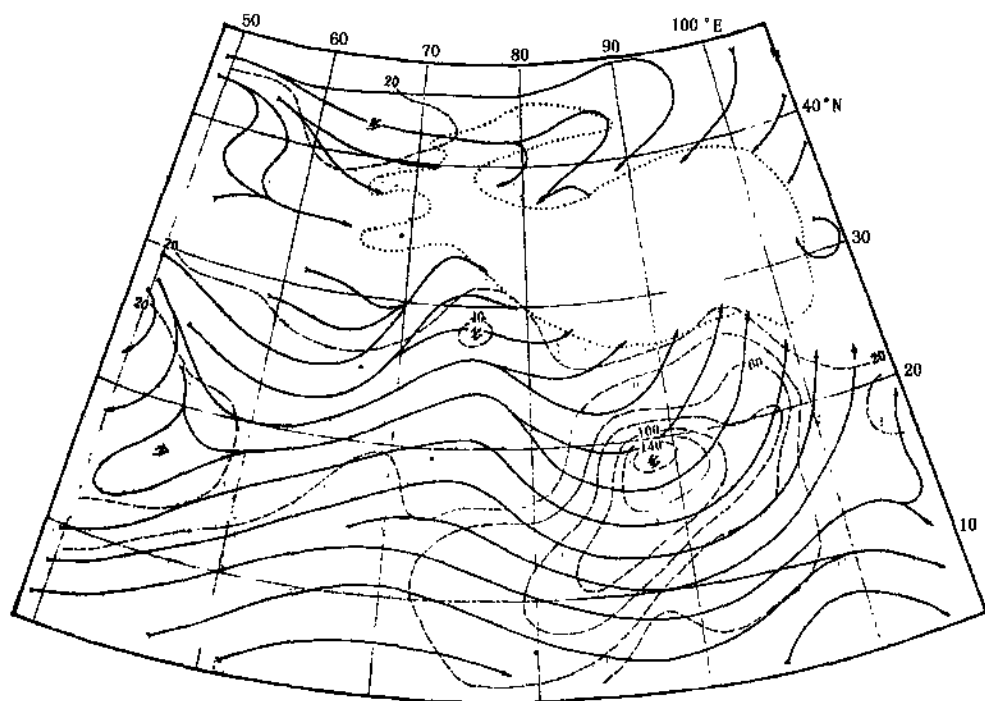
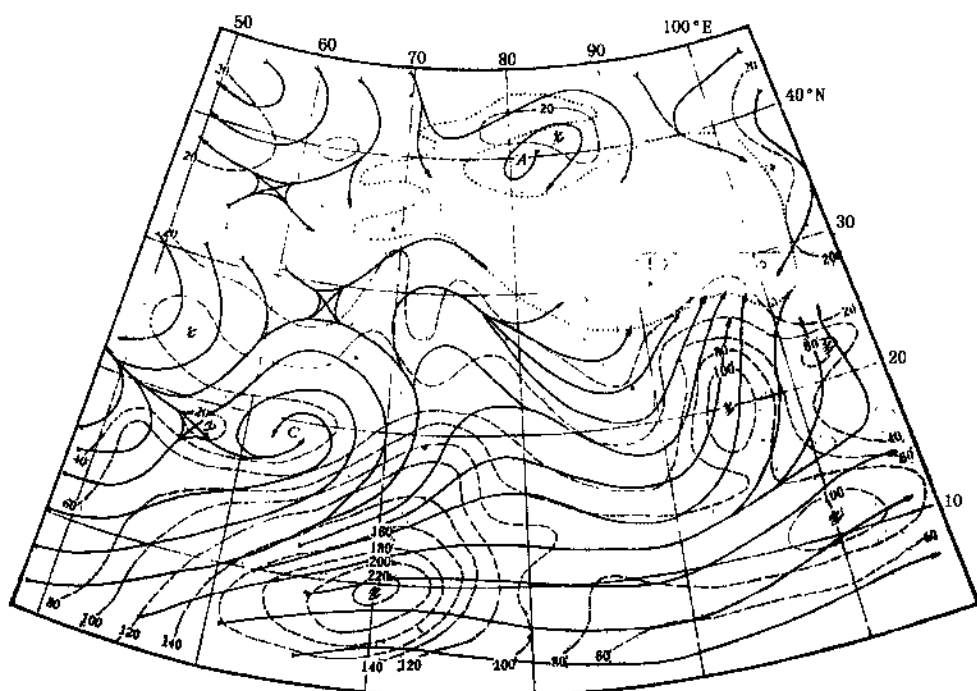


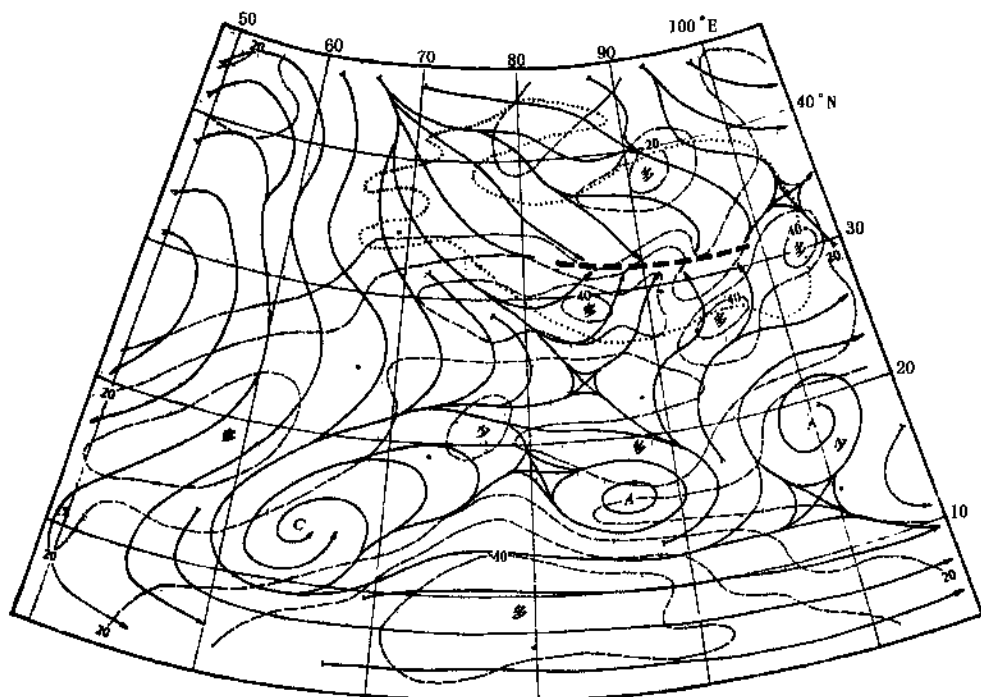
图1 计算水汽收支区域和读数计算时用的青藏高原地形图
高原西部雨季结束期(见图2)。这里我们对这四个时期青藏高原不同地区水汽来源的计算结果作如下分析。



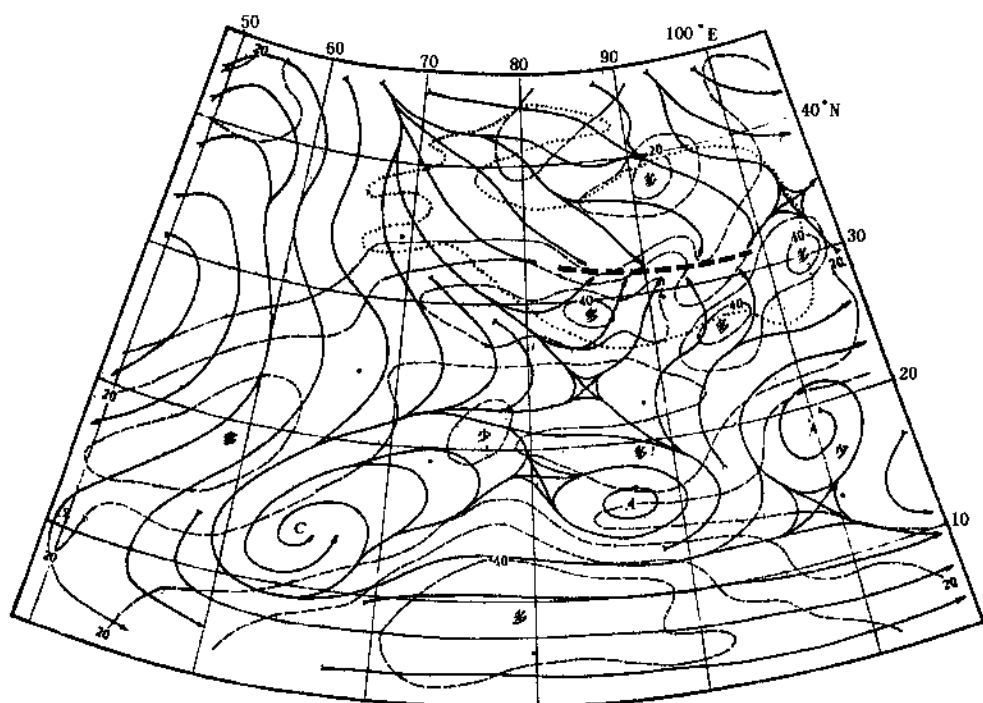
(a)1979年6月6~10日850 hPa



(b) 1979 年 6 月 16~20 日 850 hPa



(c) 1979 年 7 月 21~31 日 600 hPa



(d)1979年8月21~31日600 hPa

图2 四个时期850、600 hPa流线,水汽通量图

点线为高原地形廓线;实线为流线;虚线为水汽通量等值线;粗虚线为平均横切变线

3.1 水汽经向输送

高原雨季开始前期,印度西南季风尚未建立。90°E附近印缅槽前的西南气流对高原东部降水形成、云南雨季开始起一定作用。孟加拉湾水汽输送主要集中在90°E以东到100°E地区,沿22.5、25°N剖面图上850 hPa附近输送值为 $4.0 \sim 7.0 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$,垂直高度到400 hPa,厚度约5 km,与之相应在95°E~100°E附近,水汽通量辐合强度达 $100 \times 10^{-9} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 。这支西南气流与60°E~70°E阿拉伯海域的水汽分布相比,前者无论从范围、强度和厚度上都比后者显著。在27.5、30°N剖面上,90°E~100°E均有南来水汽向高原输送,特别是27.5°N剖面上,孟加拉湾水汽集中在600 hPa高度,强度为 $2.0 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 。同时,高原东北侧反气旋加强,冷空气越过滇东北进入滇中,切变线恰好在90°E以东的高原东部和云南中部摆动,致使高原东部和云南雨季比印度季风偏早开始。

高原雨季开始期,印度季风从阿拉伯海经印度中部进入孟加拉湾,与季风前期进入孟加拉湾的西南气流来自赤道缓冲带有明显差别。6月16~20日沿15°N来自阿拉伯海和孟加拉湾水汽的经向输送都很清楚,在850~600 hPa阿拉伯海域水汽输送强于孟加拉湾水汽输送2~3倍,这显然与索马里沿岸赤道气流的加强和阿拉伯海低涡活动相联系。水汽通量辐合图上也有同样反映(图略)。沿25、27.5°N剖面上,阿拉伯海域西南气流向东伸展到85°E附近,但强度有明显减弱,850~600 hPa水汽输送仅为 $2 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 左右,与孟加拉湾水汽输送量级相当。说明在印度季风爆发期,阿拉伯海域水汽由季风爆发性气旋引导,水汽通过印度西北部而进入高原西南部,促进了高原南部切变的活跃,而孟加拉湾水汽除对高原保持原有输送强度外且向西扩,最终导致高原雨季由东向西全面开始。

高原雨季降水盛期, 600 hPa 平均环流呈现典型的印度季风中断形势(见图 2), 青藏高原上高压活动消失, 代之以多低涡活动, 印度季风槽位于喜马拉雅山南麓。阿拉伯海域南来水汽输送已不复存在, 孟加拉湾水汽输送只表现在 600 hPa 以下层次, 中层已消失。在北移的印度季风槽内出现水汽通量最大值区, 高原西南部水汽通量中心达 40 个单位, [见图 2(c)], 仲巴-定日之间出现一条水汽输送集中带, 反映在 30°N , 85°E 附近 600 hPa 南来水汽输送强度为 $4.8 \text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$ 。在 27.5°N , 82.5°E 附近, 仲巴西南方 850 hPa 上南向水汽输送量为 $2.3 \text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$ 。对应 600 hPa 水汽通量散度图上可以分析出一条从仲巴-定日入口经那曲、昌都北上的水汽辐合集中带(图略), 这表明在印度季风中断期间, 高原雨季降水盛期在仲巴到定日是存在一条水汽集中带, 反映在该期高原的降水在这条带上也出现了极大值。另外在 600 hPa 南北向水汽输送图上(图 3), 雨季前, 水汽辐合零线位于仲巴附近, 中心在帕里, 强度为 $2.2 \text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$; 雨季开始期, 零线西扩到达 80°E 附近, 水汽输送值为 $3.6 \text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$, 中心仍在帕里; 高原雨季盛期, 零线西扩到 80°E 以西, 中心由帕里西移到仲巴-定日之间, 强度达 $4.8 \text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$ 。这将进一步证实仲巴-定日之间确有一条水汽集中带。虽然它的强度与孟加拉湾水汽输送量不可比拟, 但是它反映出青藏高原西部边界区域水汽的活动。追其来源可能与北移到喜马拉雅山南侧印度季风低槽内的水汽积聚有联系, 而与阿拉伯海域和印度中部地带无关, 因为那里的平均形势是由季风中断期的高压环流所控制, 不可能指望有北上的水汽带给高原西部腹地。

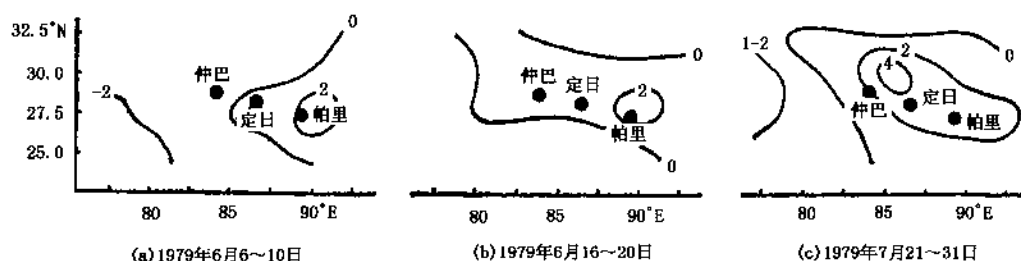


图 3 夏季风各时期 600 hPa 高原水汽南北向输送演变图

高原西部雨季结束期, 基本环流形势与高原雨季降水盛期相似[见图 2(d)], 但不同的是, 此时高原西部地区水汽明显减小。狮泉河、改则和双湖三站 500 hPa 比湿分别为 2.3, 2.2 和 1.6 g/kg 。低于雨季前期平均值, 降水稀少, 表明已回复到干季。而 90°E 以东高原受西风带扰动和印度季风槽北移作用, 降水仍不见明显减少, 此时水汽主要来自低层孟加拉湾地区(图略)。

3.2 水汽的纬向输送

图 4 是雨季前 6 月 6~10 日沿 95°E 纬向水汽输送 $\frac{1}{g}uq$ 南北剖面图。图中所示中低层出现明显东风分量的水汽输送。高原南侧 27.5°N 附近输送值为 $1.2 \text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$, 32.5°N 600 hPa 为 1.0, 表明孟加拉湾偏南气流北上越过缅甸阿拉干山脉进入云南, 一部分被迫沿雅鲁藏布江-布拉马普特拉河河谷大拐弯处折向西进。而 90°E 以西仍以西风分量输送水汽东传(图略)。两者以 90°E 为界的水汽辐合对高原东部有明显促进作用。

雨季开始期, 原在 95°E 以东的东风分量又向西推进五个经度到达 90°E 附近。图 5 为 6 月 16~20 日沿 90°E 纬向输送南北剖面图。在 27.5°N ~ 30°N 600 hPa 和 500 hPa 附近都出

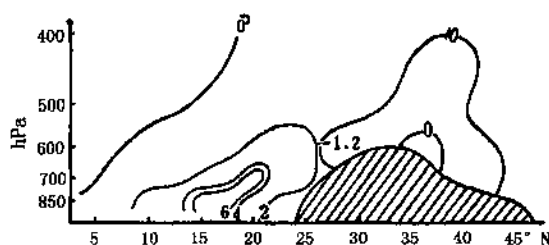


图4 1979年6月6~10日水汽纬向输送剖面图

现水汽向西输送分量, 600 hPa 27.5°N 达到 $2.4 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$, 为最大值。由此表明高原雨季开始过程是沿平均切变线位置由东向西扩展。图6是季风开始期沿 82.5°E 水汽纬向输送剖面图。图中阿拉伯海水汽输送在 5°N~27.5°N 各纬带很清楚, 输送值在 600 hPa 沿 22.5°N~30°N 仍达到 $2.0 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 以上, 从而从纬向输送证实高原雨季开始期, 阿拉伯海域水汽对高原也有贡献。

对于高原雨季降水盛期和高原西部雨季结束期纬向水汽输送情况, 我们结合在下节一起讨论。

4 夏季风各时期高原及其邻近地区水汽收支的计算分析

本节我们对夏季风各时期青藏高

原五个区域水汽收支情况进行综合诊断分析, 始出每个时期每个区域各条边界上水汽收支和总收支值, 来估计不同时期各区来自各个方向水汽对高原及邻近地区的贡献。

表1是夏季风各时期水汽收支方块表, 这里限于篇幅, 仅给出 850~400 hPa 五个层次总和进行讨论, 单位是 $\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 。

A 区 高原西南部夏季风各时期纬向水汽输送总值都是西进东出的。夏季风四个时期从西边界进入的水汽分别为 20.69, 14.84, 23.23 和 25.12, 即来自印度半岛北部水汽纬向输送是该区水汽进入的主要边界。但随高原西风气流流出东边界面进入 B 区边界, 其值分别为 9.78, 10.03, 15.01 和 11.7 单位, 也就是说有 47.3%, 67.3%, 64.6% 和 46.6% 从东边界流出面进入 B 区西边界, 高原雨季开始期和盛期尤为明显, 是 90°E 以东水汽的基本来源之一。A 区南北方向的水汽输送是北边界进入而南边界输出, 且进入少于输出, 呈辐散形式。四个时期南北方输送的亏损分别为 13.16, 9.84, 25.88 和 18.94 单位。除了来自西边界补偿外, 该区总的水汽收支在夏季风各时期都是支出的。最大支出时期在印度季风中断时段, 可达 17.66 单

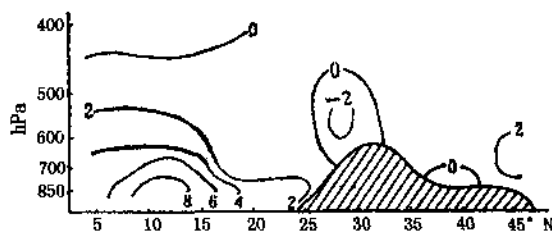


图5 1979年6月16~20日沿 90°E, 5°N~45°N 水汽纬向输送剖面图

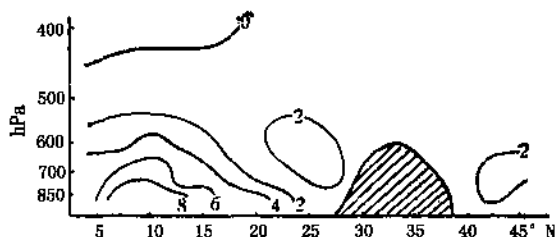


图6 1979年6月16~20日水汽纬向输送剖面图

位,并以对流层中下层更甚。以上计算结果,与羌塘高原卫星云图平均云量偏少的结果相吻合*,也与印度季风中断期主要降水不在羌塘,而在 90°E 以东地区相吻合。

表 1 青藏高原及其邻近地区 1979 年夏季风各时期 850~400 hPa 水汽收支表

四个时期 区	A				B			
	6月 6~10日	6月 16~20日	7月 21~31日	8月 21~31日	6月 6~10日	6月 16~20日	7月 21~31日	8月 21~31日
各边界								
西 边	20.69	14.87	23.23	25.12	9.78	10.03	15.01	11.7
东 边	9.78	10.03	15.01	11.70	7.22	12.28	26.89	14.97
南 边	23.43	-17.48	-26.88	-16.34	16.27	16.50	30.03	19.26
北 边	-10.27	-7.64	-1.00	2.60	-6.08	-7.50	-1.55	2.21
东—西	-10.91	-4.84	-8.18	-13.42	-2.56	2.25	-11.88	9.27
北—南	13.16	9.84	25.88	18.94	-22.35	-24.00	-31.58	-17.05
面平均	2.25	5.00	17.66	5.52	-24.91	-21.75	19.70	-13.78
趋 势	支	支	支	支	收	收	收	收
四个时期 区	C				D			
	6月 6~10日	6月 16~20日	7月 21~31日	8月 21~31日	6月 6~10日	6月 16~20日	7月 21~31日	8月 21~31日
各边界								
西 边	7.22	12.28	26.89	14.97	0.69	6.55	19.02	13.99
东 边	8.93	5.88	-15.46	-8.65	-0.06	12.00	0.05	4.33
南 边	11.32	17.48	27.46	29.32	-7.23	-9.48	0.32	6.42
北 边	-11.07	-13.07	10.48	9.93	-7.77	-13.91	-4.77	-4.06
东—西	1.71	-6.40	-42.35	-23.62	-0.75	5.45	-18.97	-9.66
北—南	-22.39	-30.55	-17.28	-19.39	-0.54	-4.45	-5.09	-10.48
面平均	-20.68	-36.95	-59.63	-43.01	-1.29	1.02	-24.06	-20.14
趋 势	收	收	收	收	收	支	收	收
四个时期 区	E							
	6月 6~10日	6月 16~20日	7月 21~31日	8月 21~31日				
各边界								
西 边	19.70	23.70	37.20	23.90				
东 边	24.00	4.30	9.30	-11.90				
南 边	27.50	22.20	22.60	9.90				
北 边	11.10	17.00	27.60	28.80				
东—西	4.30	-19.40	-27.90	-3.58				
北—南	-16.40	-5.20	5.00	1.89				
面平均	-12.10	-24.60	-22.90	-16.90				
趋 势	收	收	收	收				

B 区 西藏中部和雅鲁藏布江流域水汽来自西部边界出自东边界。但在雨季前,西边界进入的水汽多于东边界输出,而另外三个时期则相反,即东边界输出超过西边界输入。这显然与 1979 年夏季高原西风平均强度偏强有关。特别在雨季盛期,该区东边水汽输出量达 26.89 单位。而南北向水汽输送,由于位在 31°N 附近为平均横切变位置,低涡活动频繁,该区夏季

* 黄福均,1979 年夏季青藏高原邻近地区卫星云图云频(日、候、月)统计特征。

风各时期各层次南北向水汽输送呈辐合形式,其值分别为 22.35,24.00,31.58 和 17.05 单位,即南北向收入的水汽补偿了东西向水汽的支出,经平衡后得净收入分别为 24.91,21.75,19.70 和 13.78 单位。这里应指出从孟加拉湾北上进入该区南边的水汽输送比重最大,四个时期依次达 16.27,16.50,30.03 和 19.26 单位,并以雨季盛期为最大值,达 30.03 单位。计算表明,夏季风四个时期从南边进入 B 区的水汽输送占该区输入水汽(不包括水汽输出边界)的 50.7%,48.5%,64.4% 和 62.2%,也就是说有一半或一半以上的水汽来自南边界。尤以 7 月下旬和 8 月下旬更甚,从形势来说,该期中纬西风槽南伸到高原南部,喜马拉雅山南侧有大量水汽向北输送上高原,中低纬系统相互作用较盛,高原内部低涡频频发生,为高原中部带来大量不稳定降水的有利因素。

C 区 高原东部和川西区域在夏季风各时期各层水汽总收支均为净收入,其总值分别为 20.68,36.95,59.63 和 43.01 单位,成为高原上水汽净收入最多的区域,这里尤以东西两边水汽辐合(除雨季前期)甚为突出。7,8 月下旬,除西边界有水汽输入外,东西界水汽也输入本区,致使在这两个时期东西向水汽辐合,净收入为 42.35 和 23.62 单位,为该区水汽主要来源之一,也是川西该年两个降水较强时期。本区水汽输送的第二个特点是夏季风各时期南北向水汽也呈辐合型,但各时期各具特色,在雨季前和雨季开始期,该区南北边界都有水汽进入,收入为 22.39 和 30.55 单位,这与高原雨季开始前期和雨期开始期高原横切变在该区稳定有关。7,8 月下旬,南边界依然有明显水汽输入且强度较强,而北边界却改变为水汽向北输出而进入 D 区青海省。分析表明,来自南边界孟加拉湾的水汽对 C 区的贡献在各时期是最多的,分别为 11.32,17.48,27.76 和 29.32 单位,占该区输入水汽的 38.2%,40.8%,39.6% 和 55.4%。其次是西边界由高原中部向东的输送,量值分别是 7.22,12.28,26.89 和 14.97 单位,占该区输入水汽的 26.4%,28.7%,38.4% 和 28.3%,而来自四川 105°E 东边界水汽在 7,8 月下旬略欠,输入量为 15.46 和 8.65 单位,占该区输入水汽的 22% 和 16.3%。可见对高原东部和川西而言,水汽主要来源于孟加拉湾,其次是高原中部的输送,这个结论要是不从计算得出是难以想象的。过去概念认为高原不可能向川西输送较多水汽,而事实证明,1979 年夏季高原雨季盛期从高原向川西输送的水汽仅次于孟加拉湾北上或南部北上的水汽。

D 区 青海地理位置偏北,水汽进出量较小,尤其在干季。雨季开始期,本区处于高原北侧反气旋环流的前缘西北气流中,水汽输送呈北进而南出,西入而东出,总收支基本平衡,降水很少。7,8 月下旬,高原南部偏南气流加强,使该区南北水汽辐合加大,达到 5.09 和 10.48 单位,东西向水汽输送以西入为主东出为次,得净收入 18.97 和 9.66 单位,各层平衡后仍得净收入为 24.06 和 20.14 单位。但东边界仍有较小输出,是该区多雨的两个时期。

E 区 云南雨季先于青藏高原和西南各省,这早已为肯定事实。从水汽计算结果可以得出,夏季各时期,云南水汽主要来自南边界和西边界,北边界是输出,向四川作贡献。东界各时期有所不同。孟加拉湾西南气流对该区作用最大,早在 6 月上旬就有明显影响,这一时期进入西界和南界的水汽为 19.7 和 27.5 单位,经东界和北界输出,平衡结果还有 12.1 单位净收入,当然造成云南雨季开始的条件是北部有冷锋进入滇中和中空切变低涡稳定。夏季风另三个时期云南也都为水汽的净收入期,分别达到 24.6,22.9 和 16.9 单位。特别表征孟加拉湾方向的西南边界的水汽输入很突出,两条边界输入水汽量分别为 45.9,59.8 和 33.8 单位。这些水汽进入之后又从北界流出,流出量为 11.1,17.0 和 28.8 单位,对藏东、川西降水有利。

综上所述夏季风各个时期,各区水汽收支情况随季节变化而变动,主要特点是:A 区内的水汽向南边、东边输出最为明显,这在雨季盛期达到最大值;B 区在各个时期水汽均为净收入;

C区水汽的净收入随时间先增大,到雨季盛期达最大,以后减小;D区水汽的收入发生在7月下旬和8月下旬两个时期,因西南气流向北挺进到高原东北部所致;云南水汽收入以高原雨季开始期为最大。

5 结论

(1)孟加拉湾西南气流在高原雨季开始以前就向高原东部和云南地区输送水汽,这支气流来自赤道缓冲带北侧经印度南面海域进入孟加拉湾的,与高原东侧云南北部偏北气流相遇,在 95°E 形成横切变,导致高原东部和云南雨季的开始。印度季风爆发期,索马里越赤道气流经印度中部流出,东北上到达孟加拉湾,强度与高原雨季开始前相似,使高原沿江流域的切变线和雨带稳定,并向西伸展。同时阿拉伯海域有水汽经印度西北部到达高原的西南部,高原雨季全面开始,从高原东部雨季开始到高原雨季全面开始,这个过程大约经历10天。

(2)在印度季风中断、高原雨季降水盛期,高原中部来自孟加拉湾的水汽输送在对流层低层还是清楚的。高原南部,600 hPa上水汽的南向输送在 82.5°E 以东也很明显,中心由帕里附近移到仲巴、定日一带,那里出现最大水汽通量辐合,表明高原雨季降水盛期仲巴、定日一带是存在一条狭窄水汽集中带,而这一现象在雨季开始前并不存在。

(3)夏季风各时期青藏高原及其邻近地区水汽收支表明:高原西南部A区水汽主要是西部进入,南部东部输出,四个时期水汽总收支均为净支出。羌塘地区夏季云系远比高原中部、东部为少,可能与水汽不能积累有关。在高原中部雅鲁藏布江流域的B区,水汽纬向输送也呈西入而东出,对高原东部供应水汽。而来自孟加拉湾从南边界进入该区的水汽占比最大,约占总输入一半或一半以上。高原东部、川西地区的C区,夏季风各时期水汽均出现净收入,为高原各地区净收入之冠,孟加拉湾是C区水汽的最大供应者。印度季风中断,也可以从南海方向通过该区东南边界输入水汽,这与高原其他各区东边界输出水汽迥然不同。分析表明,高原纬向水汽从西部输送到四川后,似乎到了“终点区”,加上东、南两边水汽的汇入,四川西部成了水汽进入之“盆”。在青海D区,6月份两个时期水汽输送为北进面南出,西入面东出,收支平衡,本区仍保持降水稀少。但在7、8两月下旬由于环流形势改变,南边界由水汽输出转为输入,来自高原南侧的水汽经B区和C区输到本区,总收支出现净收入,使降水偏多。在云南地区,夏季风各时期水汽均为净收入,主要由西边界和南边界输入,与孟加拉湾西南气流输送有直接联系。当云南雨季开始时,高原东部雨季也同时开始。由于两区海拔高度相差2 km,进入高原东部的水汽收入要减少一半,所以两地降水量也有较大差别。

本工作是在陶诗言先生指导下完成的,对此致以谢意!

参考文献

- [1] 钱正安等. 1984. 雨季中高原西部初生涡分析,青藏高原气象科学实验文集(一). 北京:科学出版社
- [2] 吕君宁等. 1984. 雨季前的青藏高原低涡的研究,青藏高原气象科学实验文集(一). 北京:科学出版社
- [3] 黄福均等. 1984. 1979年盛夏青藏高原雨季中断和活跃及其与印度风的关系,青藏高原气象科学实验文集(一). 北京:科学出版社

夏季季风活动的各个时期青藏高原 环流特征及降水分布*

黄福均

(四川省气象科学研究所, 成都 610072)

1 概述

夏季季风不仅给印度及南亚地区带来丰沛的雨水,而且南亚的季风活动与我国青藏高原的动力、热力作用也有密切的联系。早在20世纪50年代,陶诗言等^[1]就指出,印度西南季风爆发和我国长江流域梅雨的开始有关。叶笃正等^[2]进一步指出,西南季风爆发是全球大气环流季节变化的反映,并强调“季变”显然与高原、大陆和海洋三者的加热状态有关。70年代, Flohn^[3]提出高原对季风活动有重要贡献。Hamilton^[4]选取印度季风活跃和中断期的个例,对南亚的平均云量进行分析,提出季风变动与高原、南亚天气、云系分布有关。

这里我们用1979年5~8月我国青藏高原气象科学实验及季风实验中的夏季季风实验等有关资料,将1979年夏季季风划分为(1)季风前期(6月6~10日);(2)季风爆发期(6月16~20日);(3)高原雨季盛期(7月21~31日);(4)高原西部雨季结束期等4个时期,分别讨论各时期的平均环流及降水特征。

2 季风前期

在6月9日20时的1000 hPa流线图(图1)上,孟加拉湾和中南半岛盛行西南气流。这时索马里低空急流尚未建立,印度大部地区仍为偏北气流。从6月6~10日850 hPa,700 hPa平均流线图(图2,3)可见,印度次大陆为反气旋控制,印缅槽在90°E附近,槽前孟加拉湾地区的平均露点达18℃。在700 hPa层,高原北侧和东侧盛行偏北气流,引导高原东侧南下的冷空气越过滇东北到达滇中和滇西,与孟加拉湾、中南半岛北上的西南暖湿气流在黔南到滇中一带汇合,导致切变线和低涡的形成和活跃,云南雨季开始。

在500 hPa平均流线图(图4)上,位于阿拉伯海的强大暖性反气旋一直伸到印度,高原北部为一支偏北气流,并与高原南部的西南气流对峙,在高原31°N附近第一次出现横切变。400 hPa以上切变线已不存在(图略)。在200 hPa平均流线图(图5)上,西风急流已北撤到33°N~35°N之间,黑河、托托河的平均风速达32~40 m·s⁻¹,东西风零线平均位于21°N~22°N。在图3上的横切变的西段与90°E印缅低槽相连。这时高原东部(92.5°E以东)的雨季已经开始。

季风前期的特征可概括为:印度西南季风爆发之前,印缅低槽前部的西南气流将水汽输送到高原东南部和云南、四川西南部,并与高原北部的偏北气流相峙,形成切变线。这使得在季

* 黄萍、胥斌、滕保江、田国芬、王翠楼参加资料统计和计算工作。

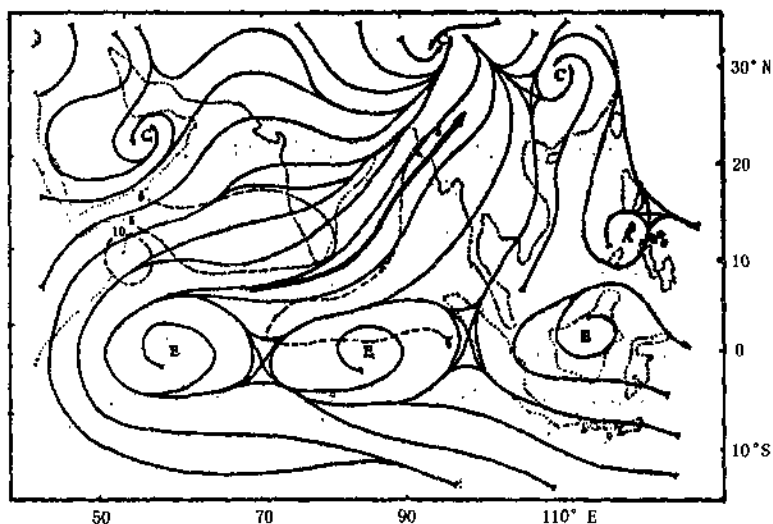


图1 1979年6月9日20时1000 hPa流线图
虚线为等露点线,粗矢线为低空西南急流

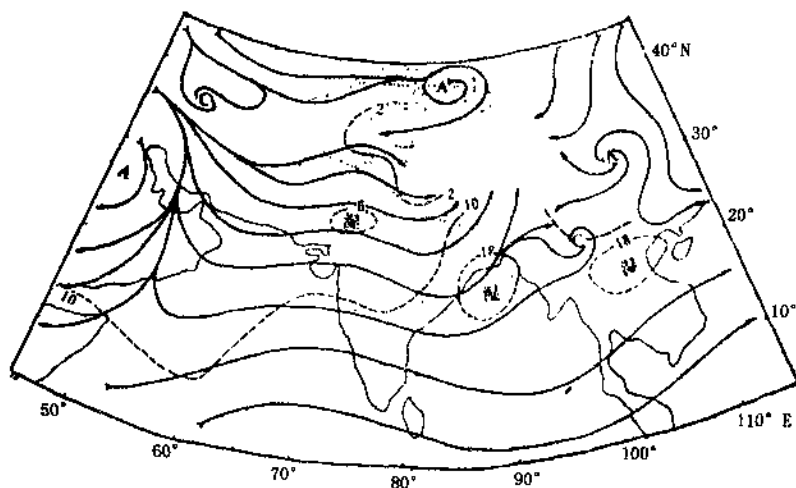


图2 1979年6月6~10日850 hPa平均流线图
点线区为青藏高原,虚线为露点线,粗虚线为切变线

风到来之前,高原东部及云南、四川西南部的雨季开始。

3 季风爆发期

6月16~20日,是印度季风、高原雨季、长江流域梅雨三者同时的开始期^[5]。在6月19日20时1000 hPa流线图(图6)上,索马里越赤道急流已形成,阿拉伯海1000~700 hPa的平均风速达 $38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,西南气流到达高原南坡。这支西南气流与前期(6~10日)的差别是,季风前期的西南气流由 12°N 赤道缓冲带北缘进入孟加拉湾;而在季风爆发期,西南气流先通过印度中部,然后进入孟加拉湾。

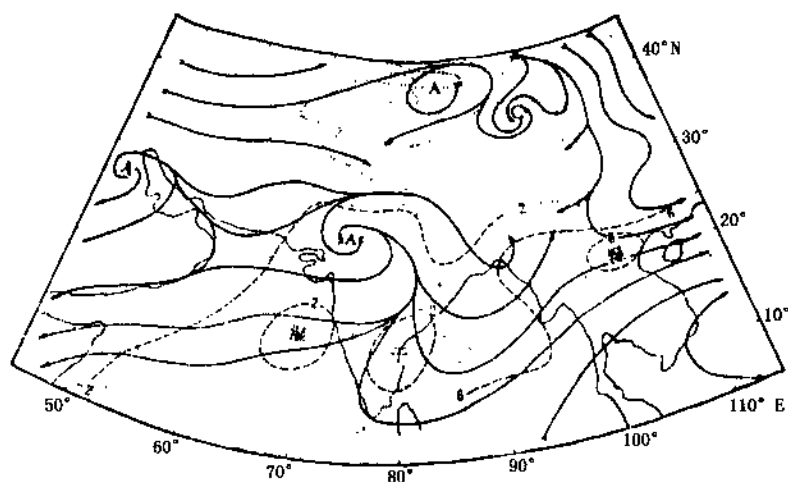


图 3 1979 年 6 月 6~10 日 700 hPa 平均流线图
图例同图 2

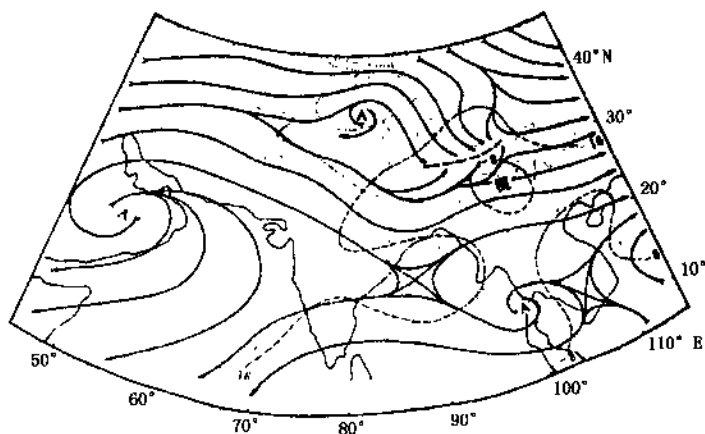


图 4 1979 年 6 月 6~10 日 500 hPa 平均流线图
图例同图 2

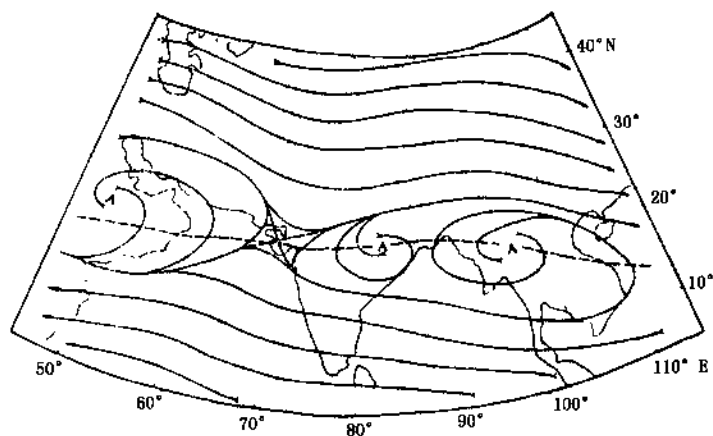


图 5 1979 年 6 月 6~10 日 200 hPa 平均流线图
图中粗虚线为东西风零线

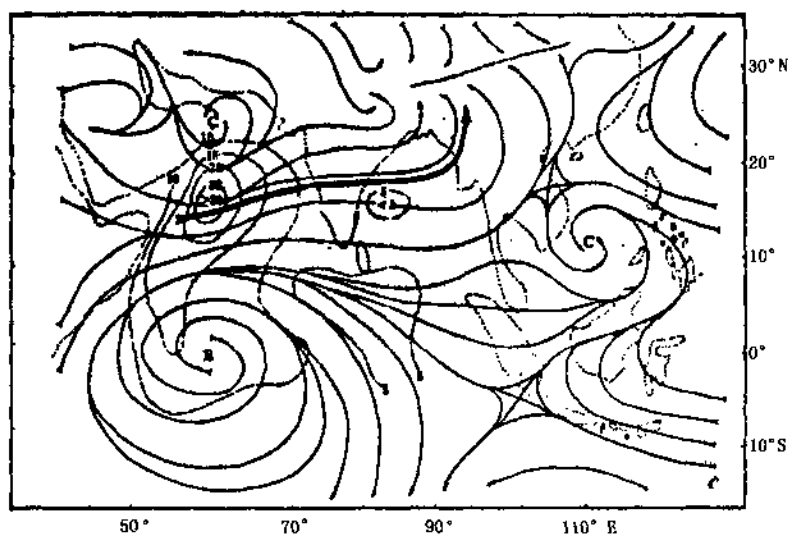


图 6 1979 年 6 月 19 日 20 时 1000 hPa 流线图

虚线为等风速线,粗矢线为低空急流,粗虚线为切变线

在图 7 上,东亚低槽和印缅低槽分别西退到 115°E 和 80°E ,高原横切变在雅鲁藏布江沿江一带稳定。这时东亚环流发生了季节性调整,阿拉伯海出现了中层气旋,并西移到阿曼,引导西南季风在印度爆发^[6]。200 hPa 上的平均东西风零线由季节变化前的 22°N 推进到 27.5°N 附近(图略)。印度低层转为西南气流,高层转为偏东气流。

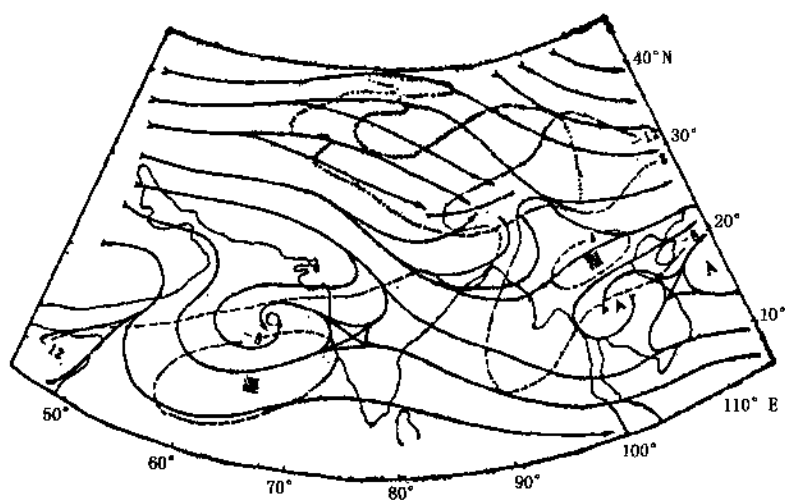


图 7 1979 年 6 月 16~20 日 500 hPa 平均流线图

图例同图 2

高原雨季的开始,是通过高原沿雅鲁藏布江切变线在高原上稳定下来实现的,而不是突发性的。从高原东部雨季开始(6 月 8 日),到高原全部雨季开始(6 月 19 日),大致经历了 10 天时间。

4 高原雨季盛期

7月21~31日高原处于雨季盛期。这时正值印度季风中断,阿拉伯半岛、印度中部到中南半岛为带状高压控制,500 hPa上青藏高压消失,印度季风低压槽北移到喜马拉雅山南麓(图略)。槽前的西南气流向高原输送热量、动量和水汽,并与高原上的西风扰动相互作用,导致高原上强烈不稳定云团集中分布在高原南部和东部,形成强烈降水,使高原进入雨季盛期。与前两个时期相比,湿舌中心从孟加拉湾上空进入中南半岛北部和云南,以后进入阿萨姆邦,继而又西移北上。

图8为这个时期沿90°E的垂直环流图。由图可见,在高原南部至高原为上升气流区,在低层有一支上升气流从印度北部越过喜马拉雅山,到达高原上空,使高原湿舌稳定维持。由600 hPa层的水汽通量散度图(图略)可见,在高原雨季盛期,高原西部的仲巴至高原腹地,有一条水汽辐合带。这条水汽辐合带与印度北部季风低槽槽前的西南气流向北向东输送水汽有关。

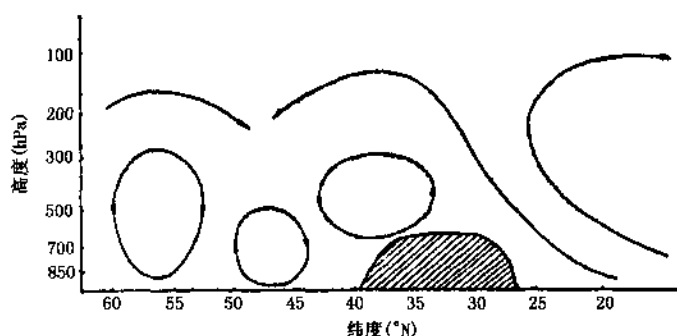


图8 1979年7月22~28日20°~60°N沿90°E平均径向流线图

5 高原西部雨季结束期

8月下旬,羌塘高原进入雨季结束期。这个时期的500 hPa平均流场表明(图略),印度季风处于偏弱期,羌塘高原旬平均云量频数只有10%~20%。狮泉河、改则、双湖3站500 hPa的比湿分别为23.0、22.0和16.3 g·kg⁻¹,只及7月下旬平均值的一半,比雨季开始前还低。此时降水集中在95°E以东。8月下旬也处于印度季风中断期,季风低压槽拉于喜马拉雅山脉一带,季风槽对90°E以东的高原降水仍有影响。

6 结语

(1)季风前期,高原东部及云南雨季已经开始。构成这一带雨季出现的天气学原因是,偏北气流与西南气流形成的切变线稳定在高原东部至滇西一带。

(2)高原雨季开始同印度季风爆发及长江流域梅雨的开始较为一致。这时期索马里急流通过印度中部和孟加拉湾地区北上,与高原上的西北气流相峙,使高原东部的切变线逐步向西伸延,高原东部的雨带亦缓慢西移至中部和西部,促使整个高原雨季开始。高原雨季的这种“缓发过程”与印度季风的“突发性”形成鲜明的对比。

(3)高原雨季盛期主要是7~8月,印度季风中断1~2次,1979年由于7月下旬季风槽显著北进,季风槽与西风扰动在高原地区相互作用,产生强烈对流性降水,并在仲巴、定日一带呈现一条水汽相对集中带。

(4)高原西部8月下旬雨季结束。标志高原季风撤退,这时该区温度已显著下降。

参考文献

- [1] 陶诗言,陈隆勋. 1957. 夏季亚洲大陆上空环流的结构. 气象学报, 28:343~246
- [2] 叶笃正,陶诗言等. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报,29:249~263
- [3] Flohn H. 1986. Contribution to a meteorology of the Tibetan Highlands. *Atm. Sci. paper*, No. 130
- [4] Hamilton M G. 1997. Some aspects of break and active monsoon over Southern Asia during Summer, *Tellus*, 29:335~343
- [5] 赵卫等. 1984. 1979年东亚地区初夏季节变化的若干特征,青藏高原气象科学实验文集(一). 北京:科学出版社,142~153
- [6] 丁一汇. 1981. 阿拉伯海低压形成和结构的个例分析. 大气科学,5:267~280

热带海温变化与高原季风发展*

马振锋 高文良

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘 要 利用 NOAA 长波辐射 OLR, NCEP/NCAR 再分析格点资料, 探讨了热带太平洋、印度洋海温等环境场变化与高原季风发展的联系。揭示了春季孟加拉湾和南海以及西太平洋暖池附近海表增温、赤道东太平洋降温有利于高原夏季风发展。分析了高原季风强弱年同期和前期 SST 场、风场和 OLR 场演变特征。结果表明, 高原季风强弱年热带环境场存在明显差异。高原夏季风发展时 SSTA 从春季到夏季, 孟加拉湾经南海到西太平洋 SST 呈正距平, 赤道中东太平洋 SST 负距平发展, 表现为 La Niña 特征。反之, 高原夏季风减弱时 SSTA 在孟加拉湾和南海地区 SST 呈负距平, 东南太平洋 SST 正距平发展。表现为 El Niño 特征。

关键词 高原季风 西太平洋海温 相互联系

引言

理论与实践告诉我们, 夏季三峡库区旱涝不仅与东亚季风气流加强和异常活动有关, 而且也与高原季风异常有关。我国学者^[1,2]将季风区中的地面系统与高空环流联系起来, 对东亚的大型天气过程进行了分析, 提出了青藏高原气流分支和阻挡作用, 热源热汇的分布特征, 季节的突变, 梅雨形成等新概念; 发现了东亚季风环流系统的存在, 并对东亚夏季风的最早爆发及其机制进行了研究; 指出了东亚季风活动与中国降水和旱涝有密切关系。这些研究成果在我国东部地区短期气候预测业务中得到了很好的应用。而对高原季风的研究工作则相对较少。汤懋苍等^[3]对高原季风年际变化规律及其成因分析指出, 由于高原对大气的热力作用, 使高原主体之上冬季为冷高压, 夏季为热低压; 在近地面的山谷风之上, 气流有相反年变化, 形成高原季风。它是独立于东南季风和西南季风体系之外的一种新的季风体系。那么, 高原季风是否和东亚季风其他成员一样与热带海温异常有关呢? 本文试图对它们之间的联系做些分析。

1 资料及分析方法

本文利用 NCEP/NCAR 1950~1995 年全球 SST, 1975~1995 年的 850 hPa、200 hPa 风场再分析资料, NOAA 1975~1995 年(缺 1978 年) OLR 资料, 采用合成分析和相关分析法, 对高原夏季风强弱年同期和前期热带 SST 场、风场和 OLR 场演变特征和相关关系进行了分析, 以揭示高原季风和西太平洋海温异常之间的联系, 从而获取预测高原季风异常的前兆信号。

* 本文由“九五”中国气象局青年基金资助。

2 高原夏季风强弱年热带环境场特征

汤懋苍等^[4]对高原季风区的平均气压场、高低层盛行风场以及相应的降水场特征进行了分析和总结。本节采用文献[3]给出的高原季风定义,用 NCEP/NCAR 资料计算的 1951~1995 年高原夏季风序列,从中选取 8 个峰值年(1953、1958、1965、1966、1967、1972、1988 和 1994 年)和 10 个谷值年(1963、1971、1973、1976、1977、1978、1980、1983、1984 和 1986 年)代表强弱夏季风年,用合成分析法讨论强弱夏季风年对应的热带海温场、风场、OLR 场前期(3~5 月)和同期(6~8 月)特征。

2.1 热带海温场特征

为了反映高原夏季风异常与热带海温场的联系,我们对夏季风强、弱年同期和前期 SSTa 合成场进行了分析,结果表明,季风强、弱年对应的热带 SSTa 场有显著不同。夏季风强年, SSTa 主要特征是(图 1a):赤道中东太平洋维持大范围的海温负距平,小于 -0.4°C 的负距平中心位于赤道东太平洋地区,西北太平洋和北太平洋地区($10^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$)维持东西向分布的正距平带,孟加拉湾和南海及西太平洋暖池地区($0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$)以弱正距平占优势,而印度洋则维持大范围弱的海温负距平;在春季 SSTa 图上(图略),太平洋上 SSTa 分布形和夏季非常相似,但东太平洋负值区的范围、量值均有不同程度的减小,暖池正距平范围向东扩展,印度洋则被大范围弱的正距平所取代。夏季风弱年,夏季 SSTa 图上(图 1b),南海和孟加拉湾以及赤道中太平洋地区以弱的负距平为主,东南太平洋存在明显的正距平,印度洋在 20°S 以北大范围洋面呈负距平,在其南部海域($20^{\circ}\text{S}\sim 35^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$)则出现了正距平分布;春季 SSTa 分布上(图略),除印度洋为正距平外,太平洋上的 SSTa 分布与夏季基本相同。综上所述,高原夏季风强、弱年,热带 SSTa 主要差异在于:强夏季风年,从春季到夏季,孟加拉湾经南海到西太平洋 SST 呈正距平,赤道中东太平洋 SST 负距平发展,表现为 La Niña 特征。印度洋上则由弱的正距平转化为弱的负距平;弱夏季风年,孟加拉湾和南海以及赤道中太平洋地区 SST 呈负距平,东南太平洋 SST 正距平发展。印度洋上则由弱的正距平转化为南正北负的

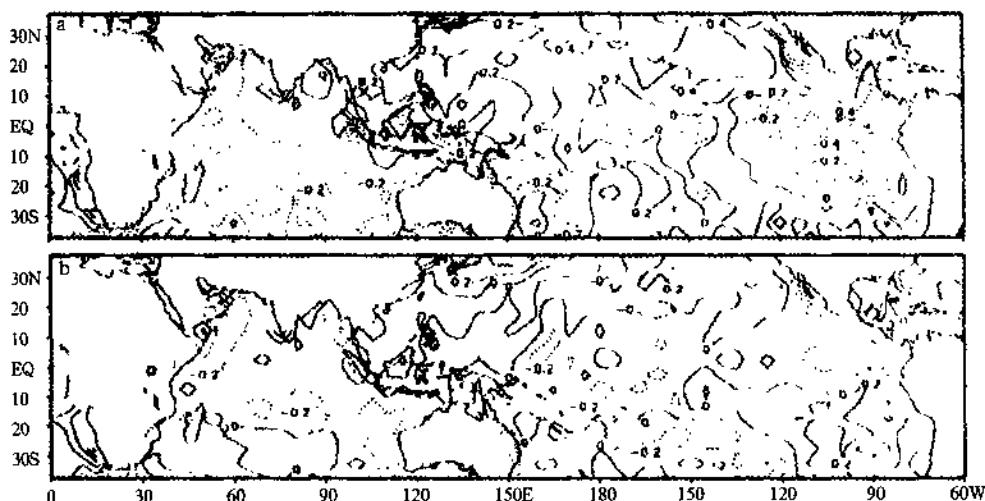


图 1 高原夏季风强年(a)和弱年(b)SSTa 合成场分布

SSTA 分布形式。

2.2 热带 OLR 场特征

图 2 给出高原夏季风强、弱年对应夏季热带低纬 OLR 距平合成场分布,可见强弱夏季风年对应的 OLR 分布类型几乎是相反的。高原夏季风强年(图 2a),夏季从印度经过孟加拉湾到我国南海南部海域,以及印度洋和西北太平洋大范围地区皆为负值区。其中在印度中北部地区对流最强,OLR 合成距平值达到 $-15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上。另一个强对流区出现在赤道印度洋和加勒比海北部地区,中心值超过 $-15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,而 OLR 正值中心出现在赤道中东太平洋的冷水区中。高原夏季风弱年(图 2b),从印度洋到孟加拉湾北部,再到南海和西太平洋地区为正值区,OLR 正值中心位于北印度洋上,达到 $4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,而赤道中东太平洋则为 OLR 负值区。而春季的 OLR 分布图(图略)基本与夏季表现出的特征相似。只是在强季风年,OLR 负值中心出现在南海北部,而非印度地区,南海负值区向南扩展至赤道以南地区。另外,赤道中东太平洋的正值区范围更加扩大。在弱季风年,春季印度洋至南海的正值区数值比夏季减小,赤道东太平洋维持 OLR 负值区,在中太平洋上($0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$)出现了 $12 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的正值中心。高原季风强弱对应热带 OLR 两种分布的差异,表明高原夏季风强年,春夏季印度洋、孟加拉湾和南海以及南海地区上空对流偏强,赤道中东太平洋地区对流偏弱。而弱季风年则相反。由于 OLR 值反映的是大气垂直对流强度的重要指标,因此,对于高原季风来说,当夏季风偏强时,增强印度洋到南海南部及赤道地区的 Hadley 上升气流。反之,减弱该地区 Hadley 上升气流。因此,强季风年表现出 La Niña 特征,而弱季风年表现为 El Niño 特征。

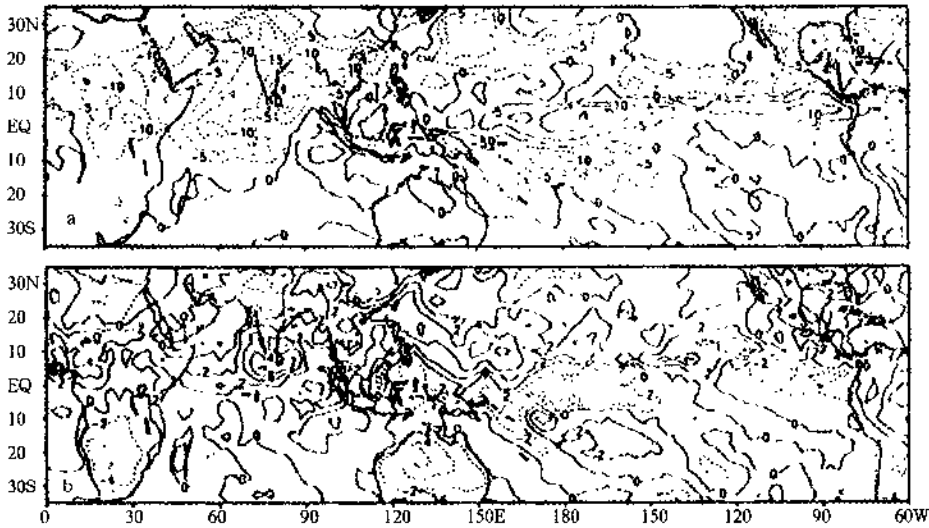


图 2 高原夏季风强年(a)和弱年(b)对应热带夏季 OLR 合成距平场分布

2.3 热带风场特征

由于高原夏季风强、弱年热带 OLR 场分布存在明显差异,所以 Walker 环流强度在强、弱季风年应该不同,致使热带太平洋信风强度发生异常变化。图 3 是高原夏季风偏强(图 3a)和偏弱(图 3b)对应夏季 850 hPa 纬向风分布。由图可见,高原夏季风强年,从印度洋到赤道太平洋大部地区在低层盛行东风,在赤道印度洋和赤道中东太平洋分别有两个大于 $-20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $-30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东风中心。在强东风带的北部,即从印度至我国华南,再通过台湾岛到北太平洋

西风漂流区有一西风带,表明赤道辐合带偏北。在弱季风年,热带洋面大部盛行西风气流。在 850 hPa 经向风图上(图略),强季风年在热带副热带地区吹南风,在印度洋西北部和孟加拉湾地区各有一南风中心,表明高原季风偏强。而弱季风年在北印度洋至我国南海一带基本吹弱北风,表明季风偏弱。在夏季 200 hPa 纬向风场上(图 4),强季风年(图 4a)在赤道太平洋上盛行西风,在中东太平洋有一大于 $60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西风中心,构成了一个完整的 Walker 环流圈。而热带印度洋上仍保持东风,东西风分界线大约位于“两洋”之间缅甸至马来西亚一带。弱季风年(图 4b)则在印度洋和孟加拉湾上空盛行西风,赤道中西太平洋上盛行东风,表明“两洋”之间有大气辐合。在高层经向风图上(图略),强季风年在南海和西太平洋地区仍然吹南风,印度洋则吹北风,表明南海及其以东洋面较北印度洋南风深厚。而弱季风年除南海附近存在弱的南风外,其余在孟加拉湾和西太平洋地区均吹北风。分析春季的高低层风场(图略),发现印度洋从春季到夏季的变化并不明显,而太平洋西、中部地区变化相对显著,特别是低层 850 hPa 纬向风分布,从春季到夏季几乎相反。

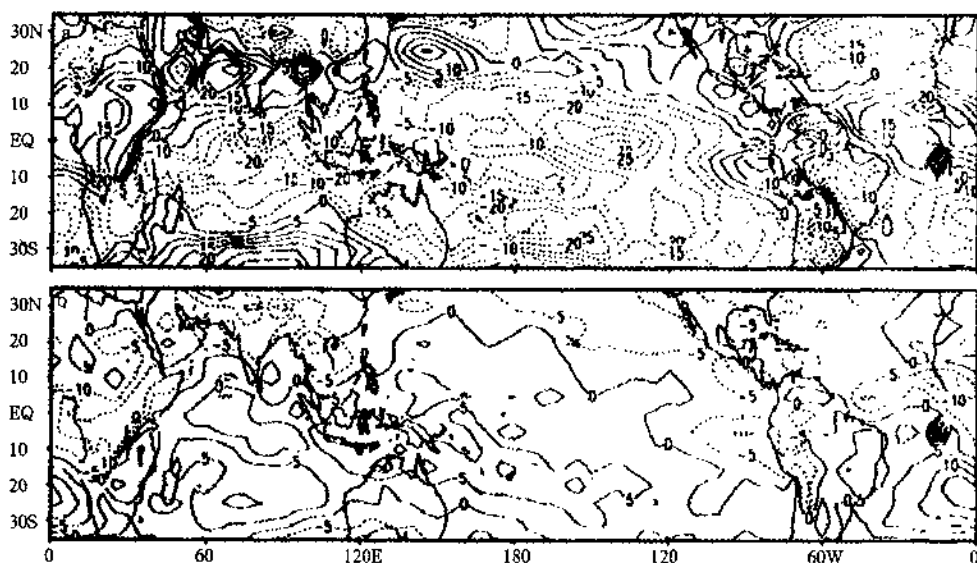


图 3 高原夏季风强年(a)和弱年(b)对应热带夏季 850 hPa 纬向风场分布

3 高原夏季风与热带环境场遥相关分析

我们利用相关分析法,讨论高原夏季风异常与春季热带环境场之间的联系,试图从统计学角度探索影响高原夏季风发展的前期信号因子。

图 5 是高原夏季风序列与春季热带海温相关场。由图可见,通过信度 $\alpha = 0.05$ 的显著相关区域主要有 4 个,它们分别是:孟加拉湾和日本东南部洋面的正相关区,马达加斯加岛南部海域和澳洲东北部的负相关区。这 4 个显著相关区与上节给出的高原强弱夏季风对应的热带 SSTa 合成场分析结果基本一致,表明春季孟加拉湾和日本东南洋面海温正距平以及西印度洋马达加斯加岛南部海域和澳洲东北部负距平对高原夏季风发展有显著影响。

图 6 是高原夏季风序列与春季热带 OLR 相关场。可见,相关范围最大的显著区位于我国南海南部大范围海域,相关系数超过 -0.5 ,通过 0.01 的信度检验。表明在整个热带($35^{\circ}\text{S} \sim$

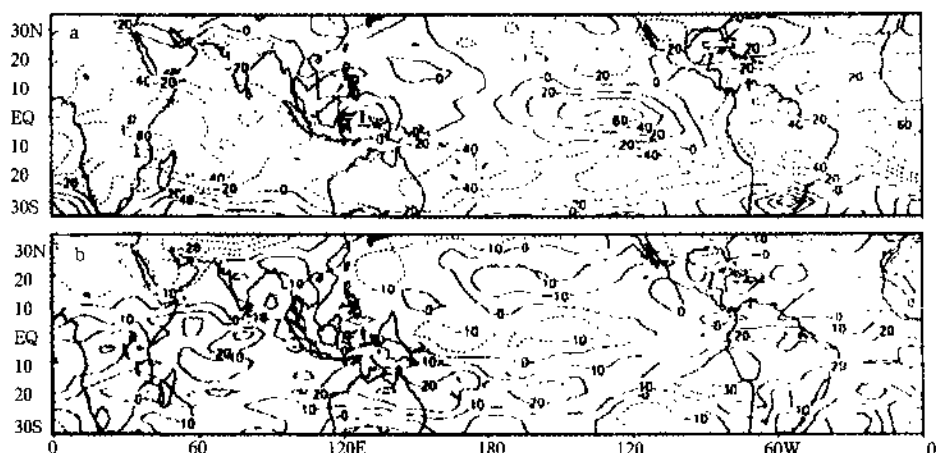


图4 高原夏季风强年(a)和弱年(b)对应热带夏季200 hPa纬向风场分布

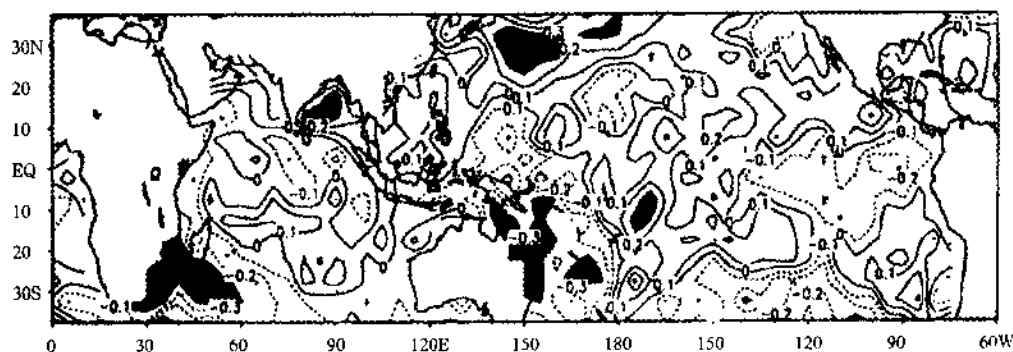


图5 高原夏季风与春季热带SST场的相关分布

(阴影区是通过0.05信度检验区)

35°N)地区,我国南海地区对流与高原夏季风关系最好,当春季南海对流强时,有利于夏季高原季风发展。

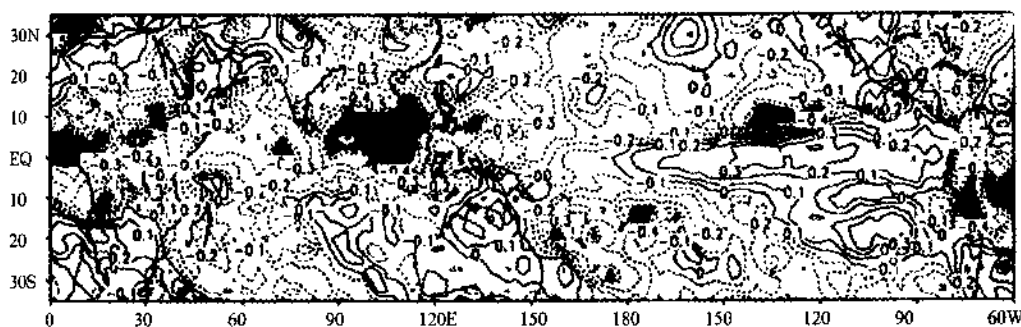


图6 高原夏季风与春季热带OLR场的相关分布

(阴影区说明同图5)

图7给出高原夏季风与春季热带200 hPa u (图7a)、 v (图7b)风场的相关。在 u 风场相关图上,在南美洲大部和赤道及其南部非洲地区存在大范围的负相关区,表明在该区域上空春季200 hPa盛行东风气流越强,越有利于夏季高原季风发展。该相关区域主体位于大陆上,可

能与低层陆面强烈增温对高层大气的影响有关。在 v 风场相关图上,高原夏季风除与春季南美洲大陆经向风存在明显的正相关,与赤道西印度洋和赤道东太平洋经向风呈负相关外,值得注意的是与我国南海和菲律宾区域的南风分量成正相关。同样,高原夏季风与春季低层 850 hPa u 、 v 风场有很好的相关关系(图略)。在 u 风场上,与高层 200 hPa 南美洲上空负相关区相对应,在低层 850 hPa 上则为一显著正相关区,另一显著负相关区出现在夏威夷岛及其以东地区。在 v 风场上,主要显著正相关区位于 105°E 赤道附近和我国南海北部地区,另外两个显著正相关区则是与高层两个显著负相关区对应,不过所有这些相关区范围较高层显著缩小,但仍然可表明夏季高原季风与春季南海季风强弱有密切联系。

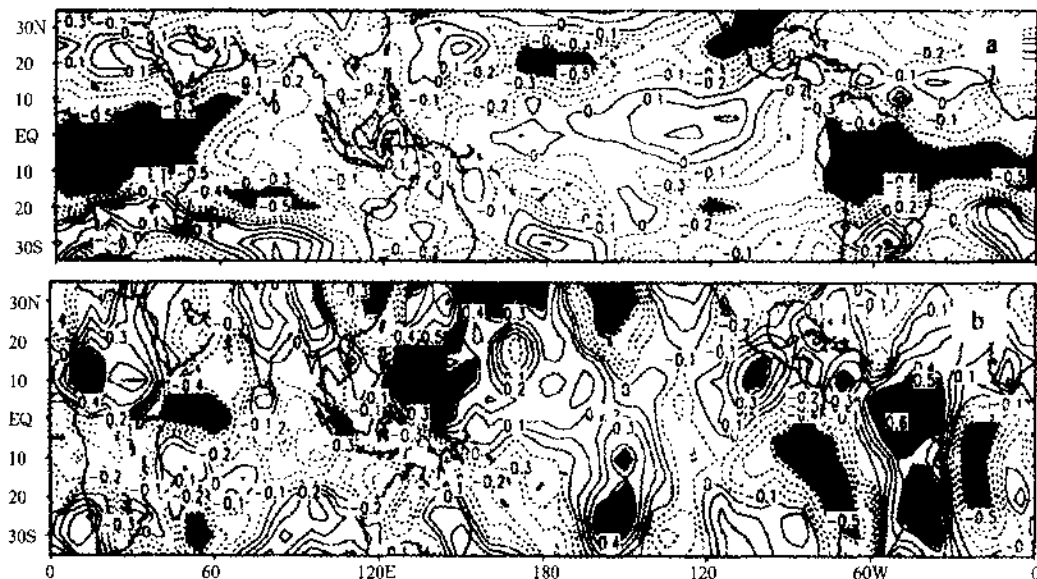


图7 高原夏季风与春季热带 200 hPa u (a)、 v (b)风场的相关分布
(阴影区说明同图5)

4 结论和讨论

高原夏季风强、弱年对应春夏季热带 SSTA、OLR 和风场存在明显差异。合成分析结果表明,高原夏季风偏强年 SSTA 分布呈 La Niña 型的特点,而季风偏弱年 SSTA 分布呈 El Niño 型的特点。

SSTA 异常一方面引起西太平洋副热带高压活动异常,另一方面导致经纬向热力环流产生异常。当 SSTA 呈 El Niño 型分布时,北方涛动偏弱^[5],北半球副热带高压偏弱、位置偏南。又由于赤道西太平洋 SSTA 负距平分布占优势,东太平洋正距平占优势,所以西太平洋和中东太平洋间由于纬向海温差形成的直接热力环流圈其上升支位于中东太平洋,下沉支在西太平洋,这与通常的 Walker 环流方向相反。在 La Niña 型 SSTA 分布情形下,北半球副热带高压偏强、位置偏北。又由于春季西太平洋 SST 偏高,对流活动旺盛,西太平洋与东太平洋间的热力环流在增强 Walker 环流的同时,也增强了经向的季风环流,使南海季风和高原夏季风发展。

上述分析和讨论可以得到以下主要结论:

(1)高原夏季风强年,春夏季孟加拉湾、青藏高原和南海海域以及赤道暖池上空对流发展,

增强南海南部及赤道地区的 Hadley 上升气流。反之高原夏季风弱年,上述地区 OLR 图上维持正值,对流偏弱,减弱该地区 Hadley 上升气流。

(2)高原季风强年,赤道中东太平洋为负距平,而孟加拉湾和南海及其以东暖池地区为正距平,表现为 La Niña 型 SSTA 分布特点。相反,高原季风弱年,赤道东太平洋地区为正距平,而南海及其以东暖池地区为负距平。表现为 El Niño 型 SSTA 分布特点。

(3)高原夏季风偏强,赤道太平洋高层盛行西风距平,低层维持东风距平。而夏季风偏弱时,赤道太平洋高层盛行东风距平,低层维持西风距平。

(4)高原夏季风与春季热带环境场存在很好的相关关系。这有助于我们利用春季热带环境场分布特征来预测夏季高原季风强弱,进而预测高原东侧夏季旱涝。

参考文献

- [1] 陈隆勋,朱乾根,罗会邦等. 1991. 东亚季风. 北京:气象出版社
- [2] 丁一汇,何金海,陈隆勋. 1994. 亚洲季风. 北京:气象出版社,263~265
- [3] 汤懋苍,梁娟,邵明镜等. 1984. 高原季风年际变化的初步分析. 高原气象,3(3):75~82
- [4] 汤懋苍,程国栋,林振耀. 1998. 青藏高原近代气候变化及对环流的影响. 广州:广东科技出版社,164~172
- [5] 陈烈庭. 1984. 北方涛动与赤道太平洋海温和降水. 科学通报,29(19):1190~1192

青藏高原季风年际变化与长江上游气候变化的联系

马振锋 高文良

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘 要 利用 NCEP 资料计算的 1951~1995 年青藏高原季风(下称高原季风)指数序列^[1]及长江上游 22 个测站的气温距平和雨量距平百分率资料,应用 MHF(墨西哥帽)小波分析及最大熵谱分析方法,研究了高原夏季风和长江上游夏季气温及降水的时间-频率多层次年际时间尺度变化特征。结果表明,高原夏季风、长江上游夏季气温和降水均存在明显的阶段性变化特征。高原夏季风以 22 年低频变化和 2.5 年高频振荡为主,长江上游夏季气温变化以 2~3 年占优势,而长江上游东、西部夏季降水第一主周期则表现为 6~8 年和 2.5 年,三者在时间域上存在着显著的相关关系,表明高原季风年代际变化对长江上游气候变化有显著影响。

关键词 高原季风 年际变化 长江上游 气候响应

1 引言

位于青藏高原东侧的长江上游地区,地形复杂,既受东南季风和西南季风的影响,又受青藏高原季风的控制^[1,2]。每年夏半年,特别是汛期,早涝、高温和冷害等气候灾害频繁发生。这些早涝灾害不仅对长江上游地区的国民经济和人民生活造成严重的危害,而且对长江中下游地区也产生影响,造成的损失越来越大。因此,早涝问题是关系到国民经济持续高速发展的大事,是国家发展急需解决的一个重大问题。

20 世纪 50 年代后期,我国气象学家开始了高原季风的分析研究工作。80 年代初以前,主要从观测事实分析证实了西藏高原及其周围地区存在高原季风,随后,汤懋苍等^[3]对高原季风的定义进行了描述,揭示了高原季风的基本气候特征及其对高原降水的影响,讨论了高原季风与东南季风、印度季风的界线划分,指出了高原季风是高原气候形成的主宰者,它对我国气候变化有显著影响^[4]。近年来,白虎志等^[5]以汤懋苍先生提出的高原季风指数为基础,计算了逐日高原季风指数,初步确定了高原季风开始和结束的时间,并讨论了与东亚季风之间的可能联系。我们初步研究了高原季风强弱与南亚高压活动和热带海温变化的联系,得到了一些有意义的结果^[1,6]。

本文应用文献[1]给出的高原季风指数定量表示,即高原季风指数(IPM)表示为

$$IPM = H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0, \quad (1)$$

其中 H_0 取高原地形的中心点 $90^\circ\text{E}, 32.5^\circ\text{N}$, H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 分别取 $80^\circ\text{E}, 32.5^\circ\text{N}$; $90^\circ\text{E}, 25^\circ\text{N}$; $100^\circ\text{E}, 32.5^\circ\text{N}$; $90^\circ\text{E}, 40^\circ\text{N}$ 这四个点 600 hPa 高度距平值。由地转风关系可知,高原夏季风指数值的大小表示该年高原夏季风的强弱。我们对文献[1]计算所得的高原季风指数序列进行 MHF(墨西哥帽)小波分析和最大熵谱分析,揭示了高原夏季风和长江上游夏季气温及降水的时间-频率多层次年际时间尺度变化特征和它们之间的联系。这对做好长江上游地区的区

域气候变化预测有十分重要的意义。

2 资料处理与分析方法

应用小波分析和最大熵谱分析方法,在文献[1]给出的高原夏季风指数序列进行年际时间尺度变化特征分析的基础上,揭示长江上游夏季气候变化对高原季风年际变化的响应,我们取1951~1995年宜昌以西长江上游地区22个气象基准测站(表1)夏季气温距平、降水距平百分率资料进行分析。考虑到长江上游东、西两段夏季降水变化常常不同步,我们依据对长江上游夏季降水 EOF 展开的第一空间模态分布,将长江上游划分为东、西两段,然后对两段降水距平百分率做 EOF 降维处理,降维后的东、西段降水前三个空间模态累积方差贡献分别是61.85%和64.87%。而长江上游区域夏季气温变化基本具有一致性,所以对上游区域气温进行降维处理,得到第一空间模态方差贡献为66.31%。它们的解释方差贡献均超过了60%,基本能反映气温和降水场分布的主要特征。为了分析简便,我们针对长江上游的气温和降水(东、西两段)的主要空间模态对应的时间系数,讨论它们在时间域和频率域上的变化,进而探索与高原季风年际变化的联系。

表1 长江上游东、西段代表站气温和降水 EOF 展开的主要空间模态载荷值

西段						东段					
站名	区站号	T_{1st}	R_{1st}	R_{2nd}	R_{3rd}	站名	区站号	T_{1st}	R_{1st}	R_{2nd}	R_{3rd}
马尔康	56172	0.09	-0.09	0.25	0.81	内江	57504	0.93	0.58	-0.35	-0.11
康定	56374	0.02	-0.25	0.71	-0.31	泸州	57602	0.95	0.61	-0.29	-0.54
广元	57206	0.81	0.74	-0.17	0.21	南充	57411	0.90	0.64	-0.21	0.54
绵阳	56196	0.93	0.82	0.01	0.33	遂宁	57405	0.94	0.69	-0.32	0.43
德阳	56198	0.91	0.87	-0.06	0.19	涪陵	57522	0.95	0.70	0.48	-0.21
成都	56294	0.94	0.85	-0.09	-0.02	万县	57432	0.93	0.69	0.39	0.09
雅安	56287	0.94	0.65	-0.02	-0.36	达川	57328	0.92	0.71	0.23	0.25
乐山	56386	0.94	0.75	0.03	-0.38	重庆	57516	0.96	0.77	-0.05	-0.02
自贡	56396	0.76	0.40	0.50	0.11	酉阳	57633	0.70	0.56	0.29	-0.48
宜宾	56492	0.89	0.51	0.52	-0.08	遵义	57713	0.73	-0.24	0.55	0.18
西昌	56571	0.55	-0.01	0.74	-0.17	宜昌	57461	0.86	-0.03	0.51	0.18

注:表中 T, R 分别表示气温、降水 EOF 展开的空间载荷值,下标表示相应空间模态的序号

3 高原夏季风年际变化

图1a是1951~1995年高原夏季风指数逐年变化曲线。从图中可以看出,高原夏季风主要经历了4个变化阶段。20世纪50年代初期至60年代初期,高原季风处于强弱振荡期,对照长江上游地区夏季旱涝等级变化可知(图略),这个时期该区域处于旱涝交替期;60年代前期至70年代初期,高原季风处于偏强期,这个阶段长江上游夏季以旱为主;70年代中期至80年代中后期,高原季风处于偏弱期,长江上游地区夏季以涝为主;80年代末以来,高原季风又转入偏强期,相应地长江上游夏季进入了少雨干旱期。可见,高原季风年际变化对高原东侧长江上游区域气候变化有显著影响。

图1b给出了高原夏季风指数 MHF 小波变换的结果。从图1b可以看出,高原夏季风存在明显的低频振荡(长时间尺度周期)和高频振荡(短时间尺度周期),而且各种时间尺度周期

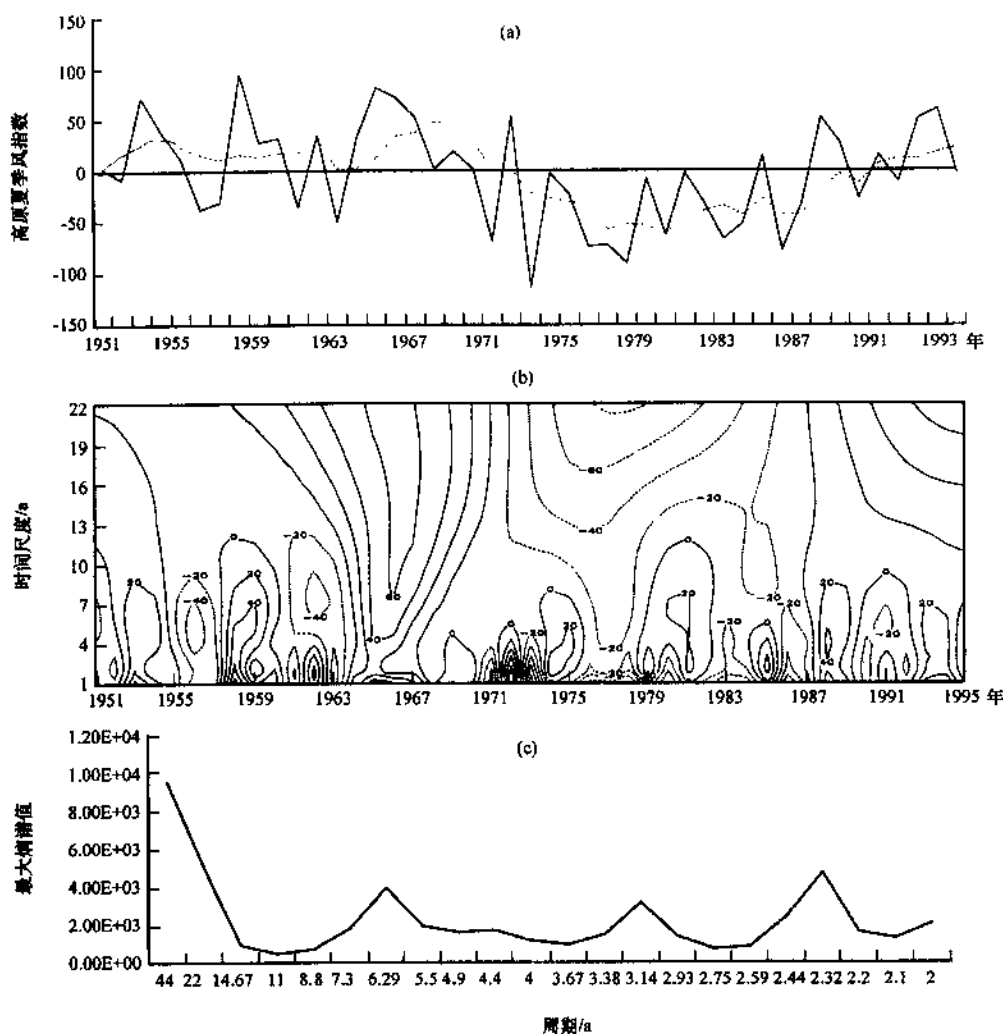


图1 高原夏季风指数(实线)和4年滑动平均曲线(虚线)(a)及其小波变换(b)和最大熵谱(c)

在时间域上的变化分布是不同的。20世纪50年代以来,高原夏季风在各个时期的主要振荡周期也不尽相同。高频变化最强的几个振荡中心,分别出现在50年代前期和末期、60年代中后期、70年代末、80年代末和90年代初。各阶段主要周期以准2~3年或准6年为主。此外,我们还可以看出,高原季风还存在准22年周期,在70年代以前和80年代末以后有一定优势。小波分析诊断出的高原季风各主要周期同样可以在它的最大熵谱分析图1c中表现出来。以上两种方法诊断出的主要周期,均通过0.05信度检验。

由于MHF小波变化系数0点位置反映高原季风年际变化突变点的位置,所以可以利用图1b诊断出不同周期变化的突变点,从而揭示高原季风主要周期振荡规律和特征。对于22年以上周期,两个主要突变点是1970年和1987年。也就是说,高原夏季风从1970年的偏强期转入偏弱期,1987年是从偏弱期进入偏强期的转折点。对于准2年、准3年较短周期的年际变化,同样在图中反映得很清楚。例如1952~1954年的偏强期,1955~1957年的偏弱期等变化。值得注意的是,在20世纪50年代高频变化和低频变化位相有时不是很一致,致使高原季风表现出强弱振动特征,而60年代高低频变化一致偏强,70~80年代中后期,在偏弱的低

频波占优势的背景下,存在准 2 年强弱交替的高频波,使高原季风总体处于偏弱期,而 80 年代末至 90 年代中期,则是在偏强的低频波占优势的背景下,叠加有准 3 年强弱交替的高频波,使高原季风总体处于偏强期。

4 长江上游夏季气温变化

图 2 给出了长江上游夏季气温距平 EOF 展开第一模态的时间系数及其小波变换和最大熵谱分析。由于气温第一空间载荷值均 >0 , 所以对应的时间系数的正负变化完全反映了长江上游夏季气温暖冷的变化特征。从图 2a 可以看出,20 世纪下半叶,长江上游气温变化主要经历了 50 年代中期的偏冷期,50 年代末至 60 年代初期的偏暖期,60 年代中后期的偏冷期,70 年代的偏暖期,80~90 年代初期的偏冷期和 90 年代中期的回暖期 6 个阶段。各个阶段气温的主要变化周期分别是 6~8 年、6~8 年、2~3 年、6~8 年、2~3 年、2~3 年(图 2b)。总体来

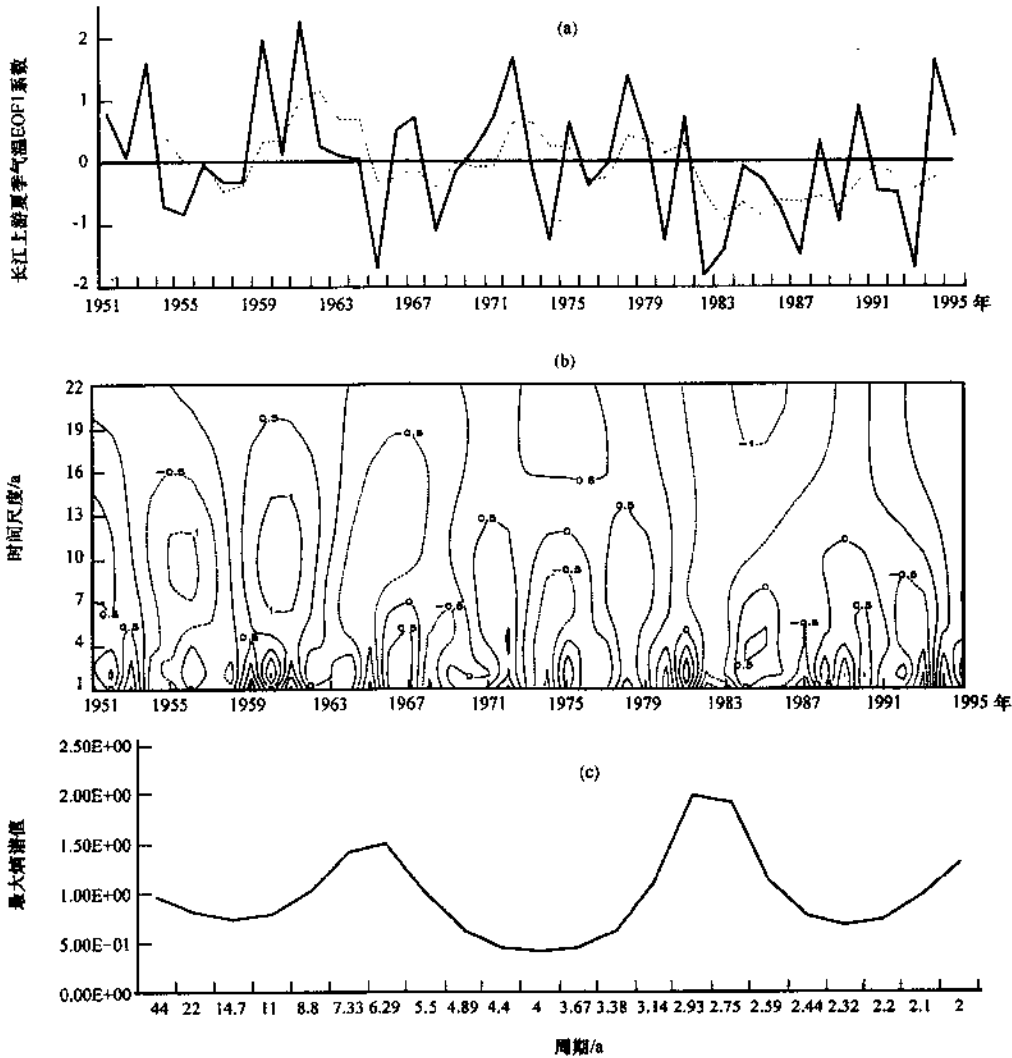


图 2 同图 1,但为长江上游夏季气温 EOF1 时间系数

讲,长江上游 50~90 年代气温变化表现为以 2~3 年周期振荡占优势(图 2c),但在不同阶段气温在时频分布上是不同的。长江上游气温具有的 2~3 年周期通过 0.05 信度检验,而 6~8 年周期则通过 0.10 信度检验。

从 MHF 小波变化图上(图 2b),我们同样可以诊断出不同时间尺度上变化的突变点位置。对于 6~8 年周期的时间尺度,长江上游主要经历了 1952~1958 年的偏冷期,1959~1964 年的偏暖期,1965~1970 年的偏冷期,1971~1980 年的偏暖期,1981~1993 年的偏冷期。很显然,1952、1959、1965、1971、1981 和 1994 年分别是冷暖变化的突变点。对于 2~3 年周期变化冷暖转折点较多,主要突变点是 1959、1981、1989 和 1995 年。长江上游在 20 世纪 50 年代以后,夏季最暖和最冷的时期分别是 50 年代末至 60 年代初期的暖期和 80 年代的冷期,这两个时期的高低频变化都基本一致地反映出偏暖或偏冷的特征。以上对长江上游夏季气温年际变化的多数分析结果与文献[7]对重庆夏季气温变化分析结果一致。

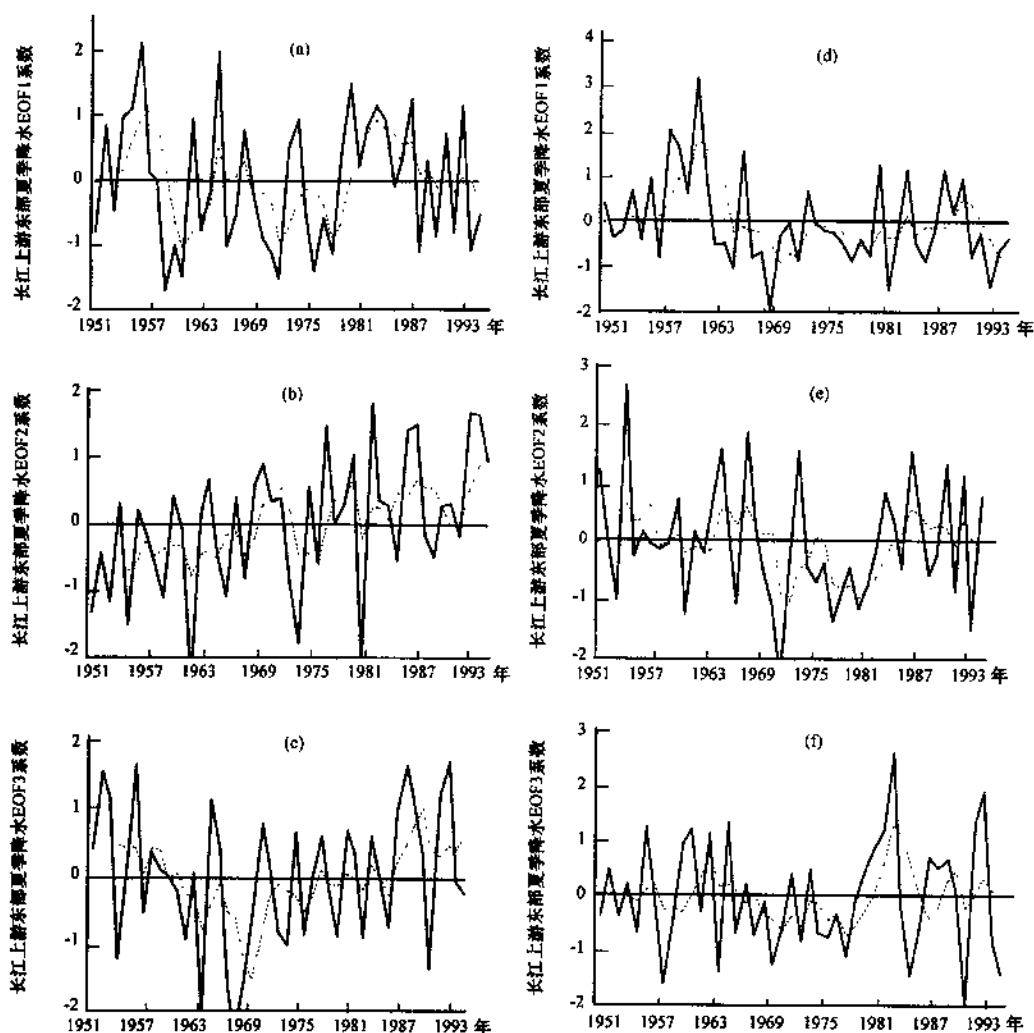


图 3 长江上游东、西部夏季降水前三个 EOF 时间系数(实线)和 4 年滑动平均曲线(虚线)
(a~c)东部,(d~f)西部

5 长江上游夏季降水变化

图3给出了长江上游东部夏季降水 EOF 前三个模态的时间系数及其4年滑动拟合曲线。分析第一空间对应的时间系数(图3a),并结合考虑表1中第一空间模态以正值为主可知,时间系数的正、负可表示降水的多、少。也就是说长江上游东部夏季降水20世纪70年代以前主要以少雨为主,其中50年代和60年代中期各有一短暂的多雨期,70年代末以后以多雨为主;第二时间系数(图3b)则反映出50年代以来,长江上游东部夏季降水有上升趋势;第三时间系数(图3c)反映50年代初至60年代末,长江上游东部夏季降水为偏少时期,经过70年代至80年代前期的振荡后,于80年代中期后降水开始增加。综合分析,20世纪下半叶,长江上游东部夏季降水主要表现为由偏少阶段向偏多趋势转化。

对以上长江上游东部夏季降水 EOF 前三个时间系数做 MHF 小波变换,进一步分析该区域夏季降水多时间尺度的时频变化。对于第一时间系数的小波变换(图4a),主要含有8~11年周期的低频变化和准2年周期的高频变化,这两个主周期均通过0.05信度检验。最强的振荡中心出现在20世纪70年代末至80年代中后期,其次是50年代中期、60年代中期的两个强中心。从图中还分析出50~60年代、80年代8~11年周期占优势,70年代、90年代准2年周期的高频变化最显著。同样,我们可以分析不同年际尺度的降水变化特征。对于8~11年周期的低频变化,1962~1968年多雨期、1969~1978年少雨期、1979年以来是多雨期,显然1962,1969和1979年是突变点。对于准2年周期的高频变化一样可以作出分析,这里不再列举。对于第二时间系数的小波变换(图4b),周期有准7年、准3年和准2年变化,它们同样通过了0.05信度检验。准7年周期主要出现在20世纪50年代、70年代中期至80年代末。准3年周期主要发生在1968~1973年降水偏多期、1988~1991年降水偏多期。准2年周期较复杂,这里不再分析。对于第三时间系数的小波变换(图4c),主要存在22年以上低频变化和准5年、准3年周期的高频变化,其中22年和准5年通过0.05信度检验,而准3年通过0.10信度检验。22年以上周期振荡主要出现在70年代至90年代中期,准5年周期的低频变化主要出现在1955~1960年多雨期、1966~1970年少雨期,1970年是突变点。

综合以上分析,在已过去的近50年中,长江上游东部夏季降水在各个时期表现出的周期变化主要有8~11年、2~3年、5~7年、22年等振荡。以上在小波变换图上反映出的不同周期在它们的最大熵谱分析图(图5a~c)中得到了证实,而且它们均通过0.10信度检验,其中22年周期通过0.01信度检验。

用相同的分析方法,我们可以对长江上游西部夏季降水时频变化进行分析。从图3d~f中可以看出,自1951年以来,长江上游西部夏季降水第一时间系数(图3d)反映该区域降水主要经历了5个变化阶段:20世纪50年代至60年代中期降水相对偏多期,60年代中期至70年代降水相对偏少期,80年代偏多期和90年代降水偏少期;第二时间系数(图3e)反映西部降水变化与第一时间系数反映的特征基本相同,只是50年代后期降水处于短暂偏少期;第三时间系数主要反映(图3f)两个阶段的变化:70年代前主要是少雨阶段,80年代以后主要是多雨阶段。综合前三个时间系数的年代际变化特征,我们可以得出,20世纪下半叶,长江上游西部夏季降水最显著的变化是60年代至70年代末长时段少雨期和80年代多雨期向90年代少雨期转变。与前者分析的长江上游东部存在的降水变化有明显不同。

分析长江上游西部夏季降水 EOF 前三个时间系数的 MHF 小波变换(图4d~f)可知,第

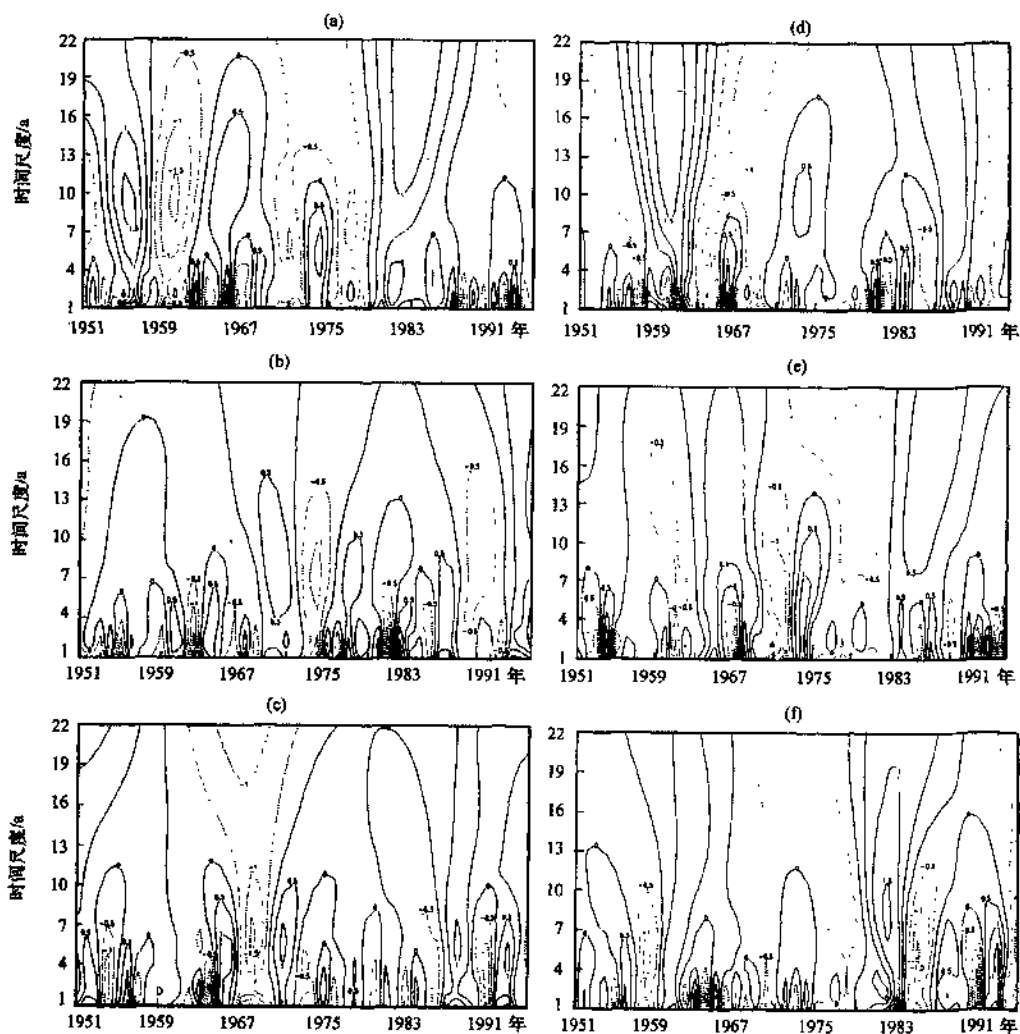


图4 长江上游东、西部夏季降水前三个 EOF 时间系数(实线)和 4 年滑动平均曲线(虚线)的小波变换
其余说明同图 3

一时间系数的小波变换(图 4d), 主要含有 2~3 年周期的高频变化和 14~22 年周期的低频变化。最强的振荡中心出现在 20 世纪 50 年代后期, 其次是 70 年代, 主要周期均为 14~22 年, 60 年代、80 年代以 2~3 年周期的高频波占优。值得注意的是, 高频波和低频波的变化多数时间内是反位相的, 而且 2~3 年周期的小尺度波动在 1951 年以来多数时间内占优势, 局部的振荡能量是强大的。对于 14~22 年低频振荡, 主要突变点出现在 1970、1981 和 1990 年; 2~3 年周期的主要突变点是 1957、1961 年 1966 年。从第二时间系数的小波变换图上(图 4e)可以看出, 最强振荡中心发生在 70 年代前期, 主要周期为 2~3 年。长江上游西部夏季降水第二时间系数在近 50 年, 主要表现出 2~3 年周期的振荡。其次还存在准 5 年、准 14 年的周期振荡, 但均不显著。分析第三时间系数的小波变换(图 4f), 主要强振荡中心出现在 80 年代前期和 90 年代前期, 主要周期为准 3 年和准 2 年。另外, 在 60 年代中期前、80 年代中后期存在准 55 年周期的低频变化。

综上分析, 20 世纪下半叶, 长江上游西部夏季降水在各个时期表现出的周期变化主要有

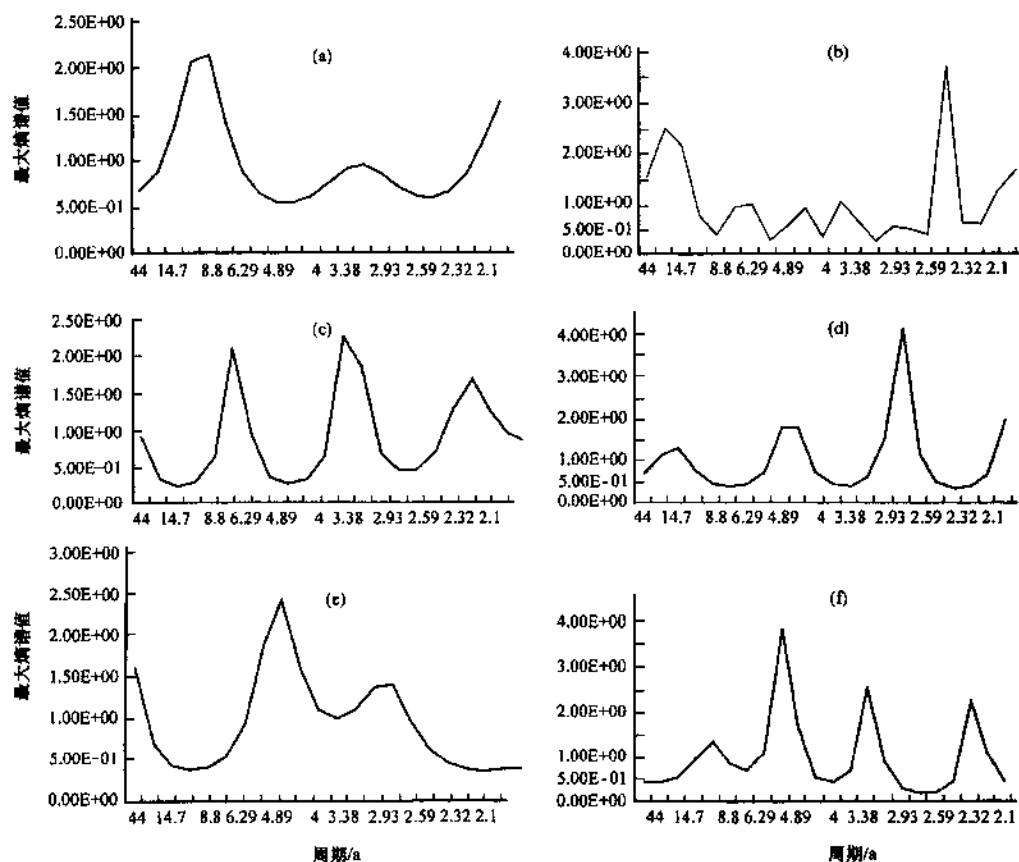


图5 长江上游东、西部夏季降水前三个 EOF 时间系数的最大熵谱
其余说明同图3

准2年、准3年、准11~22年、准5年等振荡。以上在小波变换图上反映出的不同周期同样可在它们的最大熵谱分析图(图5d~f)中表现出来,并且均通过0.10信度检验。

6 高原季风年代际变化与长江上游夏季气候变化的联系

综上所述,我们发现高原夏季风的年代际变化主要振荡周期与长江上游夏季气温和降水变化主要周期基本一致。为了进一步分析它们之间的联系,作为示例,我们绘制了时间尺度为22年的高原夏季风、长江上游夏季气温以及东、西部夏季降水的变化趋势(图6)。从图中可以看出,20世纪50年代至80年代中期,高原夏季风与长江上游夏季气温变化基本是反位相的,80年代后期以来,两者同位相变化,总体相关系数为-0.310;高原夏季风变化与长江上游西部夏季降水在多数时间域上基本是同位相变化,只是80年代末以后出现了反位相变化,相关系数为0.647;高原夏季风变化与长江上游东部夏季降水则在多数时间域上是反位相变化,但在60年代,却是同位相的,相关系数为达到-0.367。另外,长江上游东、西部夏季降水在时间域上位相大约相差30°左右,两者呈正、反变化且有规律排列。一般在东、西部出现异常峰值之间,降水是反位相变化的;在两个临近的峰值和谷值之间,降水是同位相变化的。从图6中还可以看出,长江上游夏季气温和东、西部降水均成反位相变化,相关系数分别为-0.698和

-0.618。这一点与文献[7]给出的结论相同。以上计算所得到的各相关系数均通过 0.05 信度 t 检验。

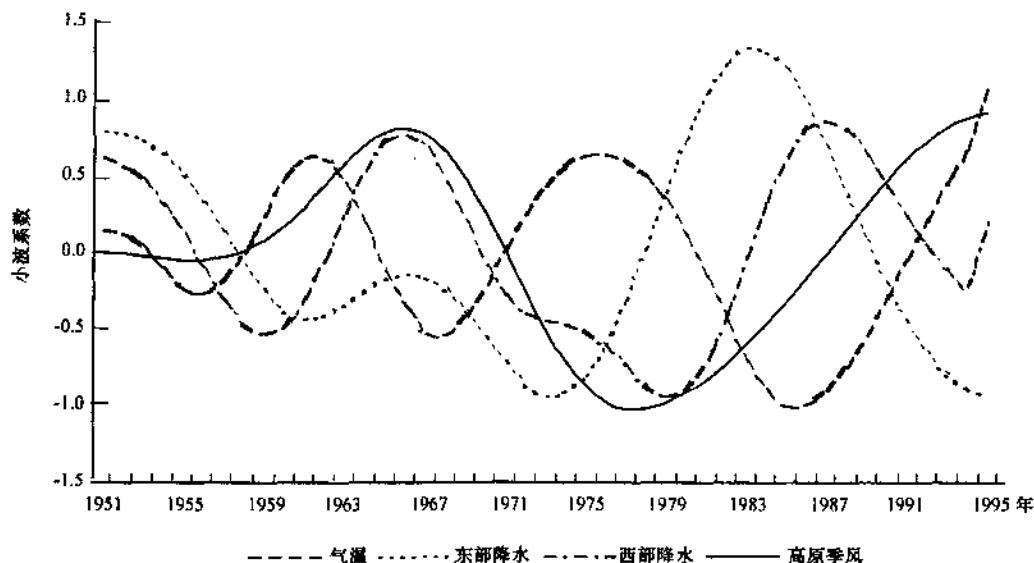


图 6 时间尺度为 22 年的高原夏季风、长江上游夏季气温以及东、西部夏季降水的变化趋势

7 结论

通过以上分析,得到了高原夏季风年际变化与长江上游夏季气候变化的主要结论是:

(1)高原夏季风、长江上游夏季气温和降水均存在明显的阶段性变化特征,而且它们的变化趋势有一定联系。对于高原季风的 22 年低频变化,20 世纪 70 年代初期以前和 80 年代末以来偏强,70 年代中后期至 80 年代中期前偏弱;对于长江上游气温的 6~8 年时间尺度,70 年代处于偏暖期,60 年代和 80 年代处于相对偏冷期;对于东部夏季降水 6~8 年时间尺度,70 年代末以前少雨,70 年代末以后以多雨为主;对于西部夏季降水 2 年时间尺度,50 年代至 60 年代中期降水相对偏多期,60 年代中期至 70 年代降水相对偏少期,80 年代偏多期和 90 年代降水偏少期。

(2)高原夏季风、长江上游夏季气温和东、西部降水三者存在共有的显著性振荡周期,例如准 2 年、准 3 年、准 6~8 年和准 22 年等时间尺度。不过在各个阶段的时间域上,它们的优势周期及其在频率域上的变化不尽相同。

(3)高原夏季风的年代际变化与长江上游夏季气温和降水年代际变化存在显著的关联,表明高原季风年代际变化对长江上游气候变化有显著影响。它们之间相互影响的物理机理将另文分析。

参考文献

- [1] 马振锋. 2003. 高原季风强弱对南亚高压活动的影响. 高原气象, 22(2):143~147
- [2] 徐裕华. 1991. 西南气候. 北京:气象出版社, 32~46
- [3] 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 1979. 高原季风的平均气候特征. 地理学报, 34(1):35~41
- [4] 汤懋苍, 程国栋, 林振耀编著. 1998. 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广州:广东科技出版社,

- [5] 白虎志,谢金南,李栋梁. 2001. 近 40 年青藏高原季风变化的主要特征. 高原气象,20(1):22~27
- [6] 马振锋,高文良. 2002. 热带海温变化与高原季风发展. 应用气象学报,13(4):440~447
- [7] 刘德,李永华,何卷雄. 2003. 重庆市夏季气温及降水变化的小波分析. 高原气象,22(2):173~178

高原低涡、切变线与西南低涡研究

东移的青藏高原低涡的研究

刘富明 濮梅娟

(四川省气象科学研究所, 成都 610072)

摘 要 本文在统计分析 1965~1982 年 6~8 月高原活动特点的基础上,研究了高原低涡东移的物理原因,得出了低涡生成和东移的三种基本环流型式,并指出在低涡的东部出现 200~500 hPa 散度差的正值区是东移低涡的基本特征。由于低层涡旋东部通常都具有辐合流场,因而高层辐散场便成为低涡东移的主导因子。这种有利的高层辐散场形成的原因,三种不同的环流型式有显著的差别。

1 引言

出现在青藏高原上空 500 hPa 等压面上的低涡,是夏半年影响高原及其邻近地区的重要天气系统,历来被广大天气预报人员所重视,并已做了大量的总结研究工作。20 世纪 70 年代以来,对低涡的生成及其性质、结构等进行了较系统的研究^[1],尤其通过 1979 年第一次青藏高原气象科学实验获得的珍贵资料所做的分析研究,对青藏高原低涡的认识更加深入^[2]。但是,对高原涡在什么情况下能东移出高原的问题至今研究得还很少,而高原涡是否东移出高原的问题,对高原以东的地区是至关重要的。夏季四川盆地产生的暴雨,东移出高原的高原涡就是一个重要触发系统。

文献^[1]曾对高原涡移动与 500 hPa 面上 $+\Delta T_{24}$ 的关系作过统计,发现低涡基本上是向 $+\Delta T_{24}$ 中心区移动的。黄福均、吕君宁* 对移动和不移动涡做过合成分析,提出了一些移动类和不移动类涡的特征性差异。他们强调移动低涡东侧有一支呈反气旋曲率面无明显反气旋中心的西南气流;西侧有明显的西风扰动带动低涡东移等。这些工作从不同方面对高原涡的移动问题提出了有意义的认识。但是,由于高原涡形成于不同的环流条件下,它们移动时的环流形势也不同,所以仅从上述这些条件,并不足以确定高原涡东移或不东移。因此,只有抓住区分低涡移动与否的本质特征,以及在不同环流形势下这些特征形成的条件,才能对低涡是否东移提供可靠的依据。

本文将低涡中心移到 100°E 以东定义为移出高原的低涡,并根据 1965~1982 年共 18 年的 6 月至 8 月的资料,在对高原涡进行普查的基础上,有重点地分析了高原涡东移的物理原因,得出了高原涡东移的三种类型。

文中应用的有关涡度、散度和速度势等物理量的计算方案见文献^[3]。

2 东移高原低涡的气候特点

高原低涡是青藏高原特殊地形条件下边界层附近的现象。它生成后一旦离开高原便不容

* 黄福均、吕君宁,对青藏高原不动和移动类低涡的综合诊断研究,天气预报实践,成都中心气象台,1983 年。

易维持,因此,高原低涡产生后大部分仅在原地维持12~24小时就消亡;有的也能发展东移,但在东移过程中演变成槽和切变线的占多数,保持完整的环流移出高原的只有少数。可见东移高原涡必然有其一定的动力条件。

由于高原低涡尺度小,基本上是边界层里的系统,加之青藏高原上资料稀疏,用常规天气图分析方法确定的低涡,常因人而异,导致统计数字的差异,但统计结果基本概念还是一致的。我们普查了1965~1982年6~8月东移出高原(过100°E)的低涡及其与四川盆地暴雨的关系,结果列在表1中。从表中可知,移出高原的低涡数确实较少,6~8月平均每年约3次,其中触发四川盆地产生了暴雨的只有1.4次。从多年平均各月的情况看,移出高原的低涡,6、7月较多,分别为1.3和1.1次,与陶诗言等^[4]统计的1975~1982年的情况比较一致,但8月份有差异。我们统计的结果8月份有9个高原涡移出高原;而文献[4]统计结果中无低涡移出高原。造成这种差异的原因,其一是我们统计的年代较长;其二是相同年份确有个别年我们统计有而后者无。指出这种不同是为了强调说明8月份高原涡也有可能移出高原。

表1 1965~1982年6~8月东移出高原的低涡次数与暴雨的关系

类别	月 次 数		6月		7月		8月		合计	
	总次数	平均	总次数	平均	总次数	平均	总次数	平均	总次数	平均
东移低涡	24	1.3	20	1.1	9	0.5	53	2.9		
对应有暴雨过程	7	0.4	10	0.6	7	0.4	24	1.4		

东移出高原的低涡触发四川盆地产生暴雨的6月份占30%,7月份占50%,8月份占80%。

以上统计结果表明,高原低涡的活动确实有季节差异,6~7月最多而8月较少。至于低涡与暴雨的关系,可能还应考虑四川盆地大环境场的具体条件。

3 高原低涡东移条件的分析

高原涡形成于不同的环流形势下,所以它的东移与环流形势有关。我们将500 hPa上高原低涡形成和东移的环流形势分为三类,并结合实例分别讨论这三类低涡东移主要受哪些因素影响,以及它们是在什么条件下东移的。

3.1 高压后部的低涡

当500 hPa上移动性长波槽移过高原后,青藏高原上受高压环流控制,晴天日辐射增强,下垫面增温降压,为高原低涡产生提供了有利的热力条件。低涡产生于高压后部,且随着移动性高压影响下的增温区东移。这种低涡主要由热力作用产生,位置比较偏西,其生成和移动均与后部的西风槽关系不大。此类低涡容易触发四川盆地的暴雨。

1982年7月26~28日,四川盆地发生了一次特大暴雨天气过程,总雨量大于100 mm的面积约有5万多平方公里,暴雨中心雨量达300~400 mm。这次特大暴雨过程的触发系统就是这种类型的高原低涡。

在500 hPa而上25日以前有一西风大槽东移过高原并不断加深;与槽后高压脊配合,在西藏高原上空有一高压环流。25日20时西风大槽已移到东部沿海一带,高原上的高压已移到四川盆地上空。紧跟在高压后部在那曲和托托河之间有一低涡生成,并随高压东移(图1a)。27日08

时自高原东移的高压已并入副热带高压中,高原低涡也移到四川盆地上空,并且触发西南涡生成,导致产生暴雨。由于低涡附近气压场较弱,本文给出该时刻的流场(图 1b)。

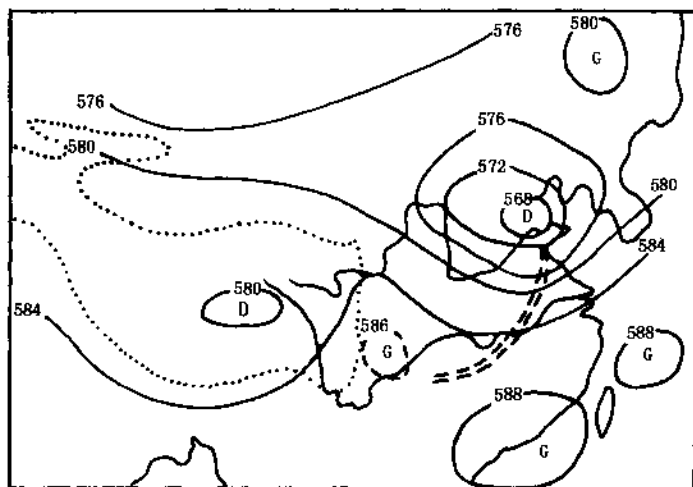


图 1a 1982 年 7 月 25 日 20 时 500 hPa 形势

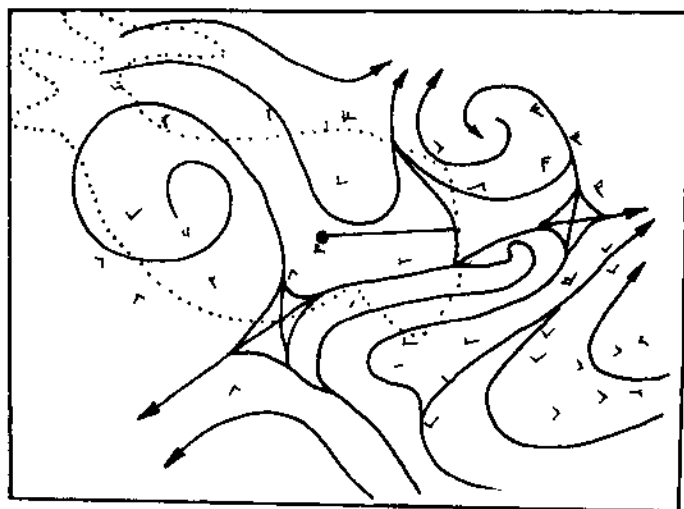


图 1b 1982 年 7 月 27 日 08 时 500 hPa 流场

(图中实心圈为低涡中心)

在 500 hPa 西风大槽东移加深过程中,对流层上层的 200 hPa 面上,在我国 110°E 以东的副热带西风急流相应南压。急流中心沿纬圈逐日东移,高原低涡同急流中心的东移很一致,且低涡始终处于高空急流的入口区右侧。在高原地区,无辐散层一般在 400 hPa 左右,故取 200 hPa 面的散度反映高层辐散情况,500 hPa 的散度反映低层辐合情况,将 200~500 hPa 的散度差称作相对散度。一般说来,相对散度正值区表示有高层辐散、低层辐合的配置,气层平均有上升运动;相对散度为负值,表示有高层辐合、低层辐散,有下沉运动。显然在相对散度的正值区有利于高原涡的生存。本次高原涡东移中,始终处在正值中心西侧,并跟随东移(图 2)。

7 月 25 日 20 时的速度势场上(图 3a、b),500 hPa 面有一质量汇,在玉树附近,低涡中心在它的西部那曲和托托河之间。质量汇的上空 200 hPa 面上是一个质量源,它与急流入口区右

侧的辐散区相联系。高空的质量源对低空的质量汇以及对低涡的加强和东移是有贡献的。25日08时500 hPa等压面高原上空的速度势场已经出现了一个较弱的质量汇,但12小时后200 hPa才出现一个质量源与之对应。紧接着500 hPa的质量汇显著加强,而高原低涡的环流也才逐渐清楚起来。以后高空质量源随急流中心东移,低涡也随之东移。

还应当指出,在102.5°E、35°N附近也有一对高层是质量汇、低层是质量源的速度势场配置,它同高原涡附近的源、汇之间正好构成一个东-西向辐散环流圈,在高层,其强度远大于低涡南方的经向辐散环流。可以用速度势差来表示辐散环流的强度,在东-西方向上两个中心间约距10个经距,其速度势差在200 hPa上约350个单位,南-北之间约距8个纬距,但其速度势差仅为150个单位。可见构成低涡上空质量辐散,纬向方向的质量流出占主要地位。

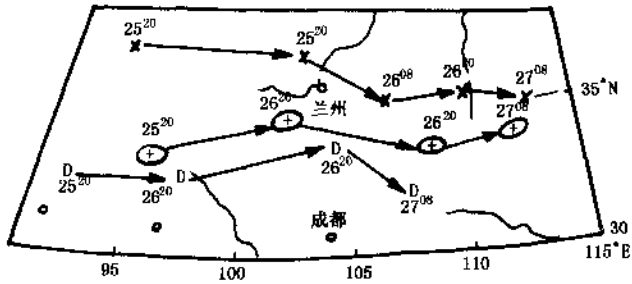


图2 1982年7月25~27日200 hPa

急流中心及500 hPa低涡中心动态

(×为200 hPa急流中心,D为500 hPa低涡中心,

⊕为200~500 hPa相对散度中心)

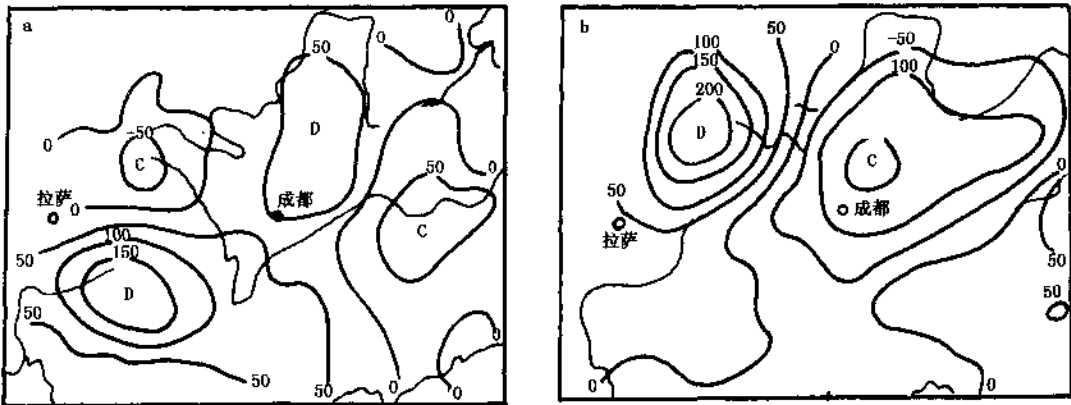


图3 1982年7月25日20时速度势场

(a:500 hPa,b:200 hPa,单位: $\times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$,★为低涡中心)

3.2 西风槽前部的低涡

有些低涡出现在西风槽底的东南方,导致这种低涡产生的是移入高原的长波槽。初夏如果有南支西风槽,盛夏如果有副高断裂带或印度倒槽伸入高原,那么高原中部500 hPa南风加强,引导孟加拉湾水汽进入高原,并触发对流云团,对低涡生成更为有利。这类低涡生成的位置比较偏东。新生的低涡处于经向发展很强的长波槽前偏南的地方,并随槽东移,常造成四川盆地的暴雨。

1981年7月中旬四川的特大暴雨过程,最直接的触发系统就是这种西风大槽前的高原涡。11日到12日500 hPa面上从新疆东移的低槽迅速加深,发展成为经向度很大的长波槽,12日低涡生成于大槽前部偏南的地方(图4)。高原涡的生成和移动都与对流层高层副热带急流的变动相联系。图5是7月11日到14日200 hPa副热带急流的逐日演变。可以看出在西

风大槽加深的同时,副热带急流从新疆向青藏高原主体上空爆发性南移,三天内南压了 10 个纬度以上,且在 100°E 以东的我国大陆上空,急流轴由西北-东南走向转为西南-东北走向。急流中心 11 日到 12 日明显南移之后便沿大槽前部向东略偏北的方向移动。高原涡正是生成于急流轴向高原逼近的时刻;东移的方向也同急流轴的变动相一致,并始终处于急流入口区右侧强劲的偏南风与南亚高压东侧偏北气流之间,强烈的辐散区下方。

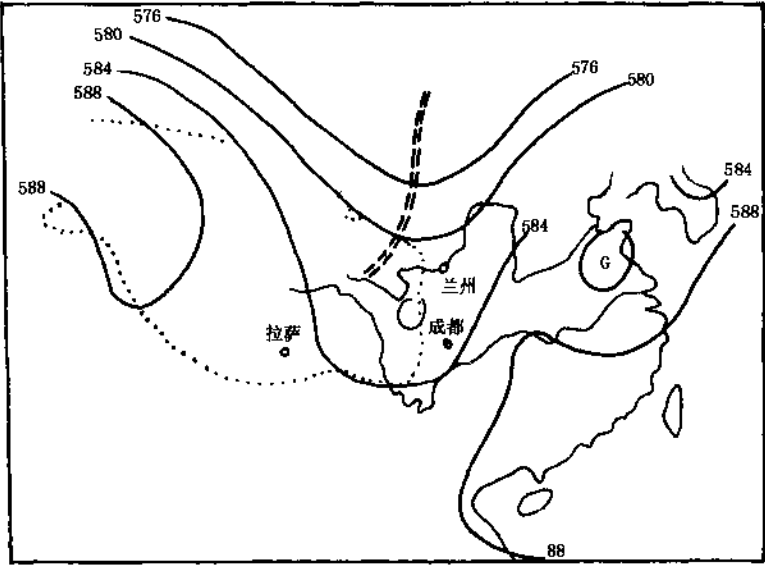


图 4 1981 年 7 月 12 日 20 时 500 hPa 形势场

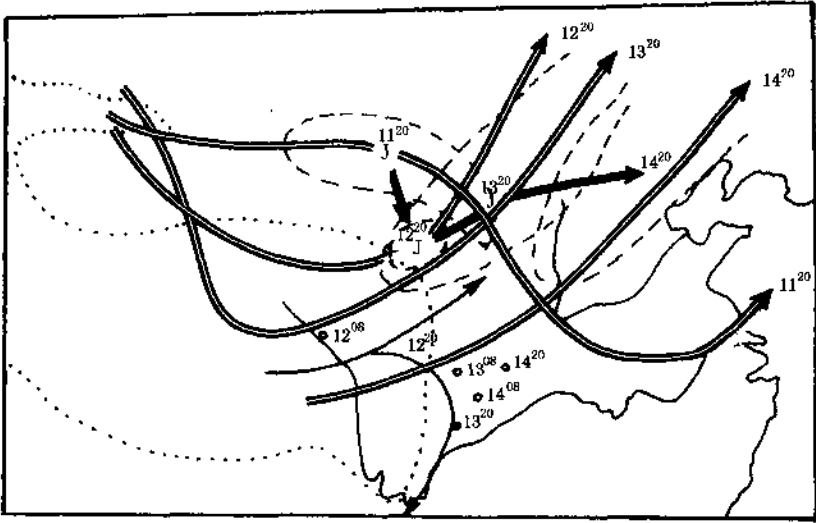


图 5 1981 年 7 月 11 日到 14 日 200 hPa 急流轴及 500 hPa 低涡中心动态

(图中双实矢线:200 hPa 急流轴,细实矢线;200 hPa 12 日 20 时流线,虚线;40m/s 等风速线,圆圈;500 hPa 低涡中心)

这类速度势同高压后部低涡类型有显著差别。图 6a、b 是 1981 年 7 月 12 日 20 时 500 hPa 和 200 hPa 的速度势场,在 500 hPa 面上青藏高原上空是一个大范围低值区,主要质量汇在那曲附近,甘孜北边另有一个中心。缅甸北部是速度势场的高值区,从这里到高原上两个低值中心区之间有很强的梯度,其指向高原的散度风是很强的。在 200 hPa 上,最强的质量源在

西宁附近,其指向云南南部上空质量汇区的散度风也是很强的。在高原上空及其以南质量源、汇的这种配置,表明经向辐散环流很强,而东-西之间的辐散环流相对较弱。同样,我们仍用速度势差来表示辐散环流的强度,在200 hPa面上南-北方向不到10个纬距,相差约650个单位,而在东-西方向上相距10个经距,却相差450个单位。可见在这种类型下,低涡上空向南的质量流出大于向东的流出。这一特点表明高压后部的低涡以纬向环流占主要地位;而大槽前部的高原涡则以经向环流占主要地位。

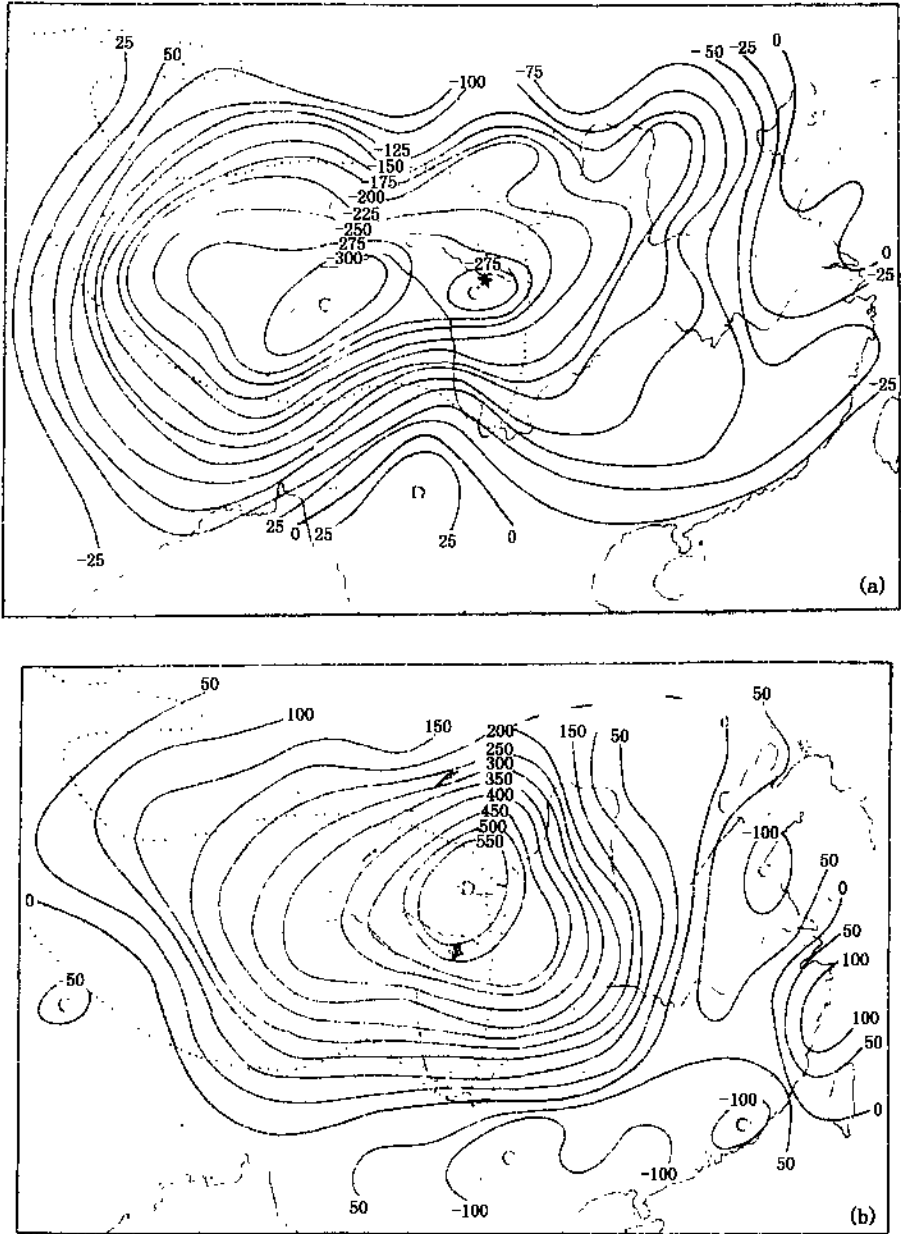


图6 1981年7月12日20时速度势场

(a为500 hPa, b为200 hPa, 图中五角星为低涡中心位置, 单位: $\times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$)

3.3 切变线上的低涡

高原槽切变线形成于高原北部偏东气流与高原南部西南气流之间。南部的西南气流,初夏属于南支槽前的西南风,而盛夏则属于副热带高压西侧的偏南风或印度倒槽东侧的偏南风,比较稳定。北部的偏东气流常为小高压底部的偏东风。一般说来,切变线提供的正涡度环境场条件对低涡的产生和东移是有利的。在我们普查的年份中,三分之一以上的低涡是形成于切变线西部。沿切变线东移的低涡对高原降水影响大,但造成四川盆地暴雨的次数相对来说要少些。

图7是1977年6月7日08时500 hPa形势及高原低涡的动态。高原涡4日20时形成于切变线西端,6日以前停留在拉萨附近,6日20时才开始东移。低涡未移动以前降水维持在切变线南侧,开始移动以后高原降水范围扩大,强度加强,降水中心也随低涡中心而东移。高原涡东移出高原后,引起四川盆地700 hPa而上西南涡生成并东移。

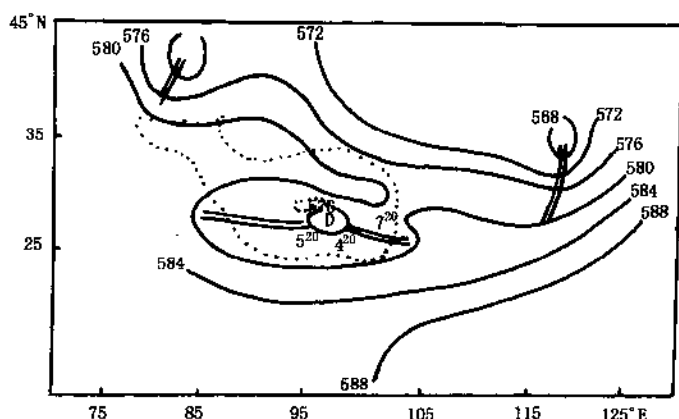


图7 1977年6月7日08时500 hPa形势及低涡动态

(图中圆圈为低涡中心,上标数字是日期时间)

在高原涡停滞和东移过程中,东亚地区环流形势稳定,高原切变线一直维持在30°N附近。但为什么低涡在6日以前并未沿切变线东移,而稳定在高原西部,6日20时以后才明显沿切变线东移呢?

图8是4日20时500 hPa涡度及相对散度。低涡在拉萨附近,正涡度中心与低涡相一致,正涡度带恰与30°N附近的切变线相对应。这时在低涡上空相对散度很弱,大值中心在涡的北方略偏西处,低涡东部则是负值区。相对散度的这种分布显然不利于低涡的东移。5日低涡东部仍然没有相对散度的正值区,低涡中心也稳定少动。到了

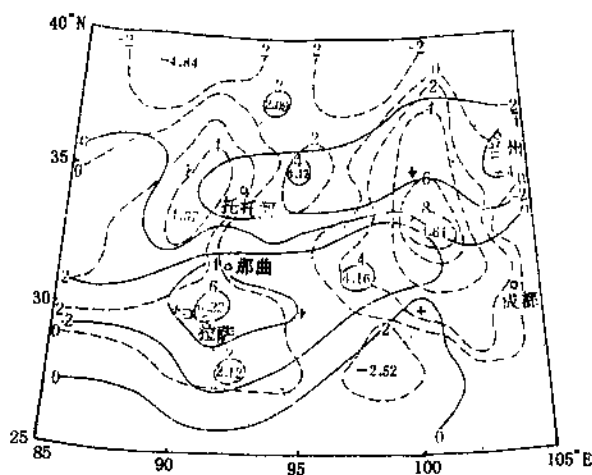


图8 1977年6月4日20时500 hPa低涡及 $\Delta D_{200-500}$

(图中实线为500 hPa涡度,虚线为200与500 hPa散度差等值线)

6日20时,情况发生了较大变化,90°E~102.5°E的高原上空200 hPa上出现大片辐散区,正值中心在低涡东部,达 $2.88 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。500 hPa面上在低涡东侧是一片辐合区,中心值达 $-3.85 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在低涡东北方相对散度正值中心强度达 $5.56 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图9)。显然,此时高原低涡已经处于有利于东移的条件下。

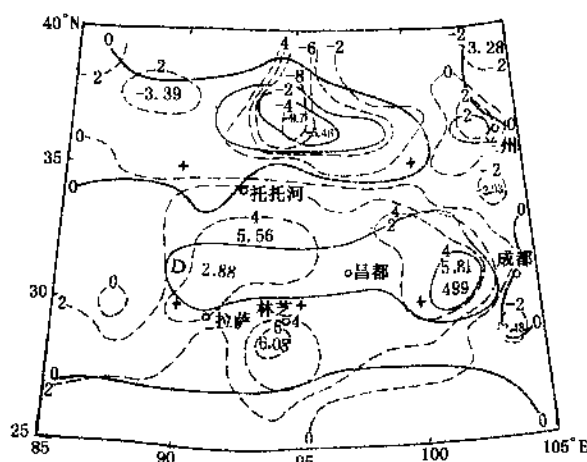


图9 1997年6月6日20时200 hPa散度及
200~500 hPa相对散度

(图中实线为200 hPa散度等值线,虚线为200与500 hPa散度差等值线)

由以上可见,横切变线上产生的高原低涡,虽然有了低层有利的流场条件,但并不一定能东移,只有当处于有利的高层流场形势下,低涡才能获得保持其涡旋环流东移的条件。

4 三类东移高原低涡的基本特点

通过上述分析,对高原低涡东移条件有了进一步的认识。第一类型低涡生成和东移,均处于副热带西风急流呈纬向分布形势下,同对流层里高原上空移动性高压东移相联系;第二类则处于经向流型下,低涡的生成和移动与大槽加深相联系;最后一种类型则是在稳定的环流形势下,低涡产生在高原西部的切变线上,动力条件具备后才开始东移。它们之间也有极重要的共同点,即东移高原低涡的东部均具有高层质量辐散,低层质量辐合,相对散度为正值,并伴有上升运动调整两层质量。这一事实表明,无论它们之间环流形势有何等显著的差异,低涡东移条件的物理本质是一致的。文献[1]中移动和不移动类高原涡的合成散度垂直剖面(图10a、b)表明,东移的低涡在400及500 hPa为辐合,以上为辐散;最强辐合在500 hPa层,最大辐散在200 hPa层,两中心上下基本对应;其位置在合成涡中心以东5~7个经距。不移动类合成涡,对流层低层的辐合及高层的辐散均在涡中心上空或略偏西。

极据P坐标中的零级简化涡度方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_p}{\partial t} + u \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial x} \right)_p + v \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial y} \right)_p + w \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial p} \right)_p \\ = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_p \end{aligned}$$

其中水平辐合辐散是影响涡度局地变化的一个主要因子。在低涡中心的东部,低层有质量辐

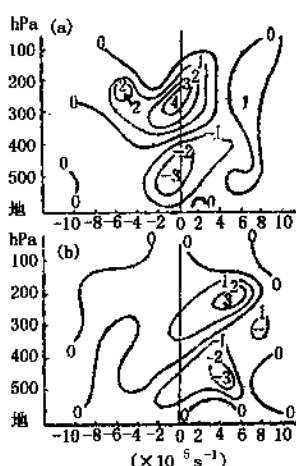


图10 不移动(a)和移动(b)类
高原低涡合成散度垂直剖面
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

合,有利于该处局地正涡度的加强。低层的质量辐合导致上升运动,而上升运动的维持,要求对应的高层有辐散。因此,这时如果高空辐散加强和维持,将有助于上升运动的加强和维持,上升运动将质量输送到高空,又加强了低层的辐合,使局地正涡度得以维持和增强,为低涡东移提供了条件。对于高原低涡,低层的辐合往往容易满足,因此,由高层流场所决定的辐散,便成为低涡能否东移的一个重要条件。大多数高原低涡没有移出高原,其重要原因之一便是不具备有利的高空辐散场。

致谢:魏淑华同志为本文制图,特此感谢。

参考文献

- [1] 青藏高原气象科研拉萨会战组. 1981. 夏半年青藏高原低涡切变线的研究. 北京:科学出版社
- [2] 吕君宁,钱正安,单扶民等. 1984. 青藏高原气象科学实验文集(一). 北京:科学出版社, P.218~252, 青藏高原气象科学实验文集(二). 北京:科学出版社,182~205
- [3] 刘富明等. 1983. 辐散环流的变动同南亚高压流型调整的关系,气象科学技术集刊(6). 北京:气象出版社,96~107
- [4] 陶诗言,罗四维,张鸿材. 1984. 1979年5~8月青藏高原气象科学实验及其观测系统. 气象,7

触发四川盆地暴雨的高原涡的形成和东移

刘富明 杜文杰

(四川省气象科学研究所, 成都 610072)

1 概述

四川盆地的暴雨, 大多是由于青藏高原上东移的系统触发所致, 其中高原涡是一种重要的系统。过去对高原涡的生成、结构及其对青藏高原降水的影响, 都曾做过较深入的研究^[1~3]。事实表明, 大多数高原涡是在高原上生成和消亡的, 能保持低涡环流移出高原的高原涡只占极少数^[4]。这一类高原涡是在怎样的条件下移出高原的, 过去的研究却基本没有涉及。仅仅讨论低涡在高原上生成、发展, 这对于高原以东的平原地区的天气并不十分重要; 有意义的是这些涡是否移出高原以及移出高原后又怎样同有利的环境场配合, 触发产生强烈天气。

下面通过对一次在高原上生成并东移触发四川盆地产生特大暴雨天气的高原涡的分析, 揭露它形成和移出高原的条件, 同时得出高原涡东移, 触发四川盆地不稳定能量释放产生暴雨的机理。

2 天气过程及计算方案

1982年7月26~28日, 四川盆地发生了一次特大暴雨过程, 总雨量大于100 mm的面积约为20万 km², 雨量达200 mm以上的县有8个(图1)。从增强显示的红外云图(略)上可以

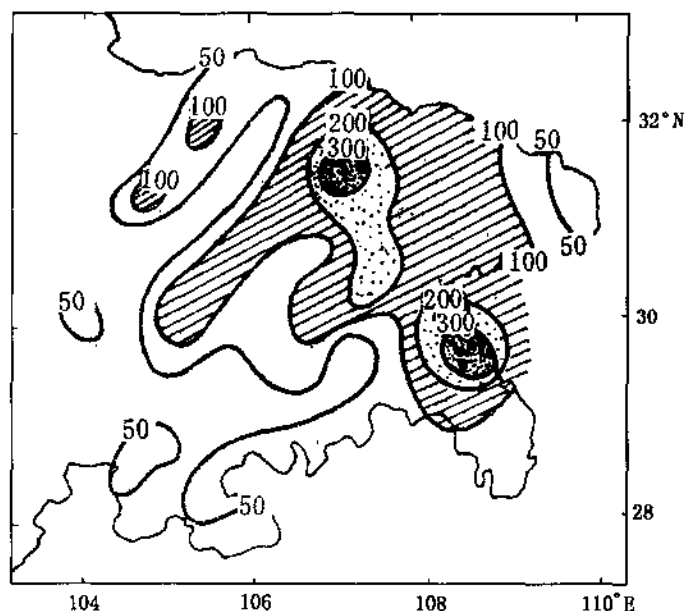
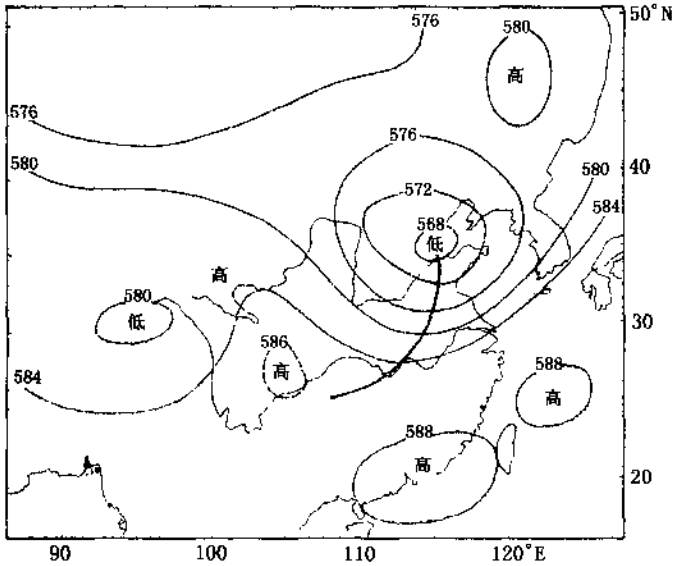


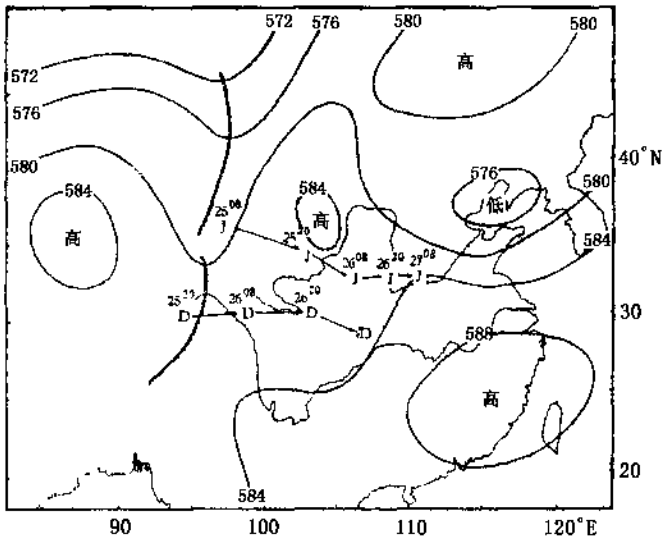
图1 1982年7月26~28日四川盆地暴雨过程总雨量图(mm)

看到,26日傍晚四川盆地附近有三个较大的对流云团,分别位于川东北、川西南和川西高原。27日02时,川东北和川西高原的云团已开始减弱,而川西南的云团,向北移到 30°N 附近并显著加强。27日08时该云团得到充分发展,范围更大,强度更强,它造成了川东北的特大暴雨。28日从贵州东北部又有一个强大的云团发展,造成了川东南的特大暴雨。这些云团都是在一定的有利环境场条件下发展起来的中尺度系统。

这次暴雨过程的触发系统是一个高原涡。500 hPa形势图上,25日以前有一西风大槽东移过高原,并不断加深。青藏高原为高压环流。25日20时西风大槽已移到东南沿海一带,高原上的高压移到四川盆地上空。在高压南部有一低涡生成,并跟随高压东移。27日08时,自高原东移的高压并入副热带高压中,高原涡亦移至四川盆地上空,造成了盆地的暴雨天气(图2)。



(a)1982年7月25日20时



(b)1982年7月27日08时

图2 500 hPa形势图

图中J表示300 hPa急流中心位置,D表示高原涡的位置

在 500 hPa 上西风大槽东移加深的过程中,对流层上层的 200 hPa 等压面上,副热带西风急流在我国 110°E 以东地区相应南压,急流中心也迅速东移,25 日 08 时急流中心在敦煌,26 日 08 时移至平凉,27 日 08 时移至洛阳上空。此时四川盆地已由副热带西风急流出口区南侧的辐合区转到入口区南侧,处在南亚高压中心东北侧的辐散区下方。同时在对流层低层 700 hPa 等压面上有一支偏南风急流,这支低空急流穿过 850 hPa 上的 θ_{se} 大值区,暴雨就发生在低空急流左前方,850 hPa 等压面上 $\theta_{se} > 80^\circ\text{C}$ 区域的下风方,等 θ_{se} 线的密集带上(图 3)。

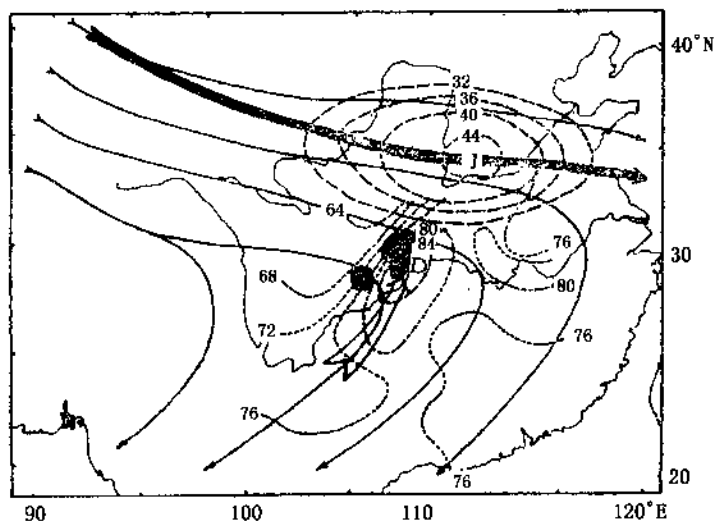


图 3 1982 年 7 月 27 日 08 时暴雨区附近环境场综合图

图中矢线为 300 hPa 流线,细虚线为 300 hPa 等风速线,点线为 850 hPa 等 θ_{se} 线,双矢线为 700 hPa 偏南风急流轴,粗矢线为 300 hPa 急流轴,阴影区为日雨量 $> 100\text{ mm}$ 的大暴雨区

为了揭露暴雨触发系统的生成演变情况,计算了高原涡形成前(25 日 08 时),到暴雨最后一个强盛时刻(28 日 08 时)连续 7 个时次的有关物理量参数。计算时用了从地面到 100 hPa 九个层次。计算范围是 $20^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ 。水平网格取 1.25 经纬距。各物理量参数计算的主要公式是:

涡度

$$\zeta = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} - \frac{\operatorname{tg} \varphi}{a} u$$

散度和垂直速度

$$D = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} - \frac{\operatorname{tg} \varphi}{a} v$$

$$\omega_p = \omega_p + \int_p^P D dp$$

计算垂直速度时,下边界考虑地形的影响;上边界取在 100 hPa,设 $\omega_{100} = 0$ 。对 ω_p 和 D 进行修正,然后得到所需要的散度和垂直速度。

速度势和流函数按下式计算,即

$$\nabla^2 \chi = -\nabla \cdot \mathbf{V}$$

$$\nabla^2 \Psi = \zeta$$

$$\nabla^2 = \frac{1}{r^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial \varphi^2} - \frac{\operatorname{tg} \varphi}{r^2} \frac{\partial}{\partial \varphi}$$

式中 r 是地球半径, λ 为经度, φ 为纬度, x 是速度势, Ψ 为流函数。

3 高原涡的生成、结构和东移的条件

下面讨论在这次暴雨过程中,高原涡的生成、结构的一些基本特点,重点是低涡东移的条件。

3.1 高原涡的生成及东移

25 日以前,高原上空 500 hPa 等压面上为高压控制,晴天少云,日辐射较强,地面增温降压,为高原涡生成提供了重要的热力条件。25 日 08 时,在索县出现 -4 hPa 的地面 ΔP_{24} 中心,其附近有成片的 $+2 \sim +4^\circ\text{C}$ 的 ΔT_{24} 区域。这时高原上空 500 hPa 速度势场上出现了一个较弱的辐合区。12 小时以后(25 日 20 时)它移至玉树附近加强[图 4(a)]。同时在 500 hPa 等压面上在那曲附近已经可以分析出一个低涡。

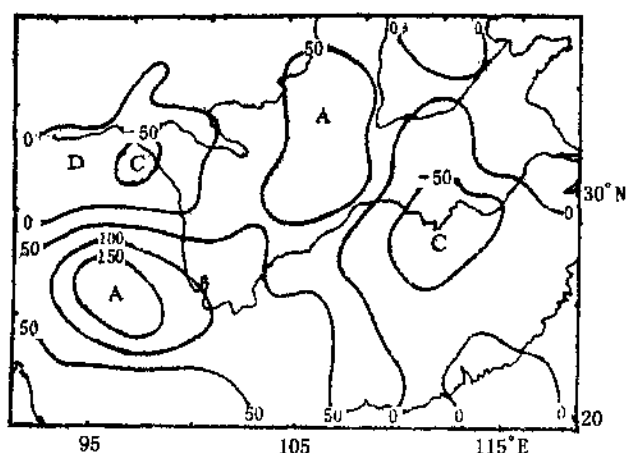


图 4(a) 1982 年 7 月 25 日 20 时 500 hPa 速度势场
图中 D 表示低涡中心位置; A, C 分别表示辐散及辐合中心(下同)

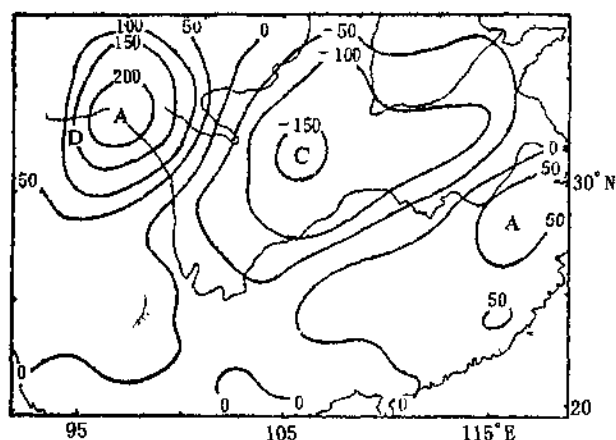


图 4(b) 1982 年 7 月 25 日 20 时 200 hPa 速度势场
图例同图 4(a)

在高原上 500 hPa 辐合区生成之后 12 小时(25 日 20 时),对流层高层 200 hPa 上也出现一个辐散区[图 4(b)]。它的产生与低涡前方深厚暖平流作用有关,500,400 hPa 上都有一个正值温度平流中心与之对应。另一方面,它同副热带西风急流的活动也有密切联系。25 日 20 时,当急流中心移至河西走廊东部时,这个辐散区位于急流中心入口区的右侧,以后随急流中心的东移而东移。这一对上下对应的辐散、辐合区,其位置偏在低涡前约 5 个经度左右(图 4)。使高原涡得以维持、发展并东移。从图 2(b)上高原涡与 200 hPa 急流中心的动态,可以清楚看出,高原涡是随着急流中心东移的。

3.2 高原涡的结构

上述的高原涡是一个只存在于 500 hPa 层附近的浅薄涡旋。图 5(a),(h)分别给出 26 日 08 时穿过 500 hPa 低涡中心的纬向风和经向风垂直剖面图,从中可清楚地看出这一特点。

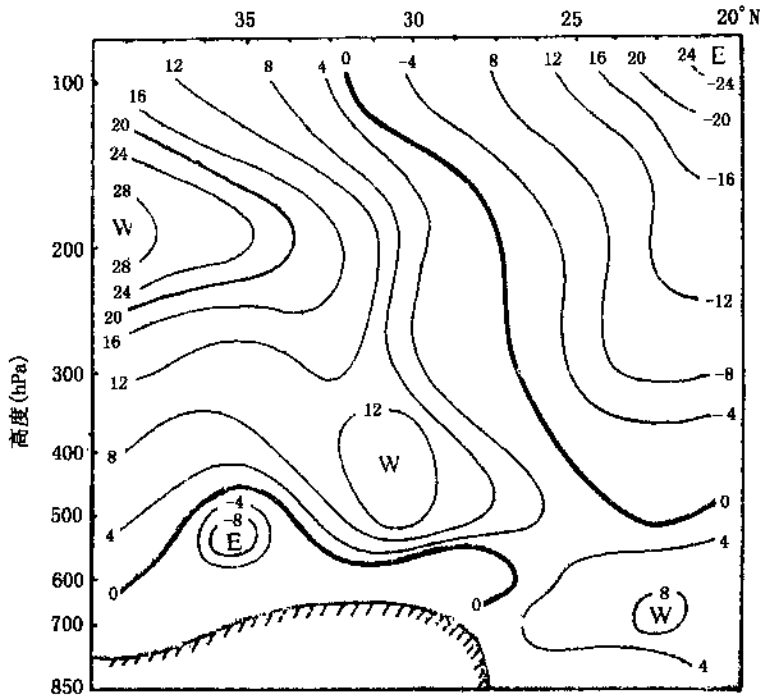


图 5(a) 1982 年 7 月 26 日 08 时 97.5°E u 分量垂直剖面图

E 为东风, W 为西风

图 5(a)中 u 分量的东西风分界线,反映出南亚高压轴线明显的向上向北倾斜,200 hPa 以下它在 28°N 以南,而在 100 hPa 上已北移到 31°N~32°N 之间。低涡正处于轴线北侧的西北气流下方。应当指出,在 v 分量的经向分布图中,200 hPa 等压面上 109°E 附近有一个 $v = -25.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强北风带,25 日 20 时在 104°E 附近,12 小时向东移了约 5 个经度。当这个强北风带东移过四川盆地,高原涡处于强北风西侧反气旋性切变区的下层时,低涡始得以发展。

图 6 为高原涡环流较强时刻(26 日 08 时)穿过低涡中心的经圈环流。在低涡南侧有一个顺时针的垂直环流圈,它主要存在于 400~500 hPa 之间的 28°N 附近,上升气流在 30°N~35°N 之间。在低涡北侧 300 hPa 上下,有一个方向相反的环流圈。这两个环流圈的上升支,在 35°N 附近的 300~200 hPa 高空向南北方向分流而去,形成明显的辐散。这是比较典型的高原季风活跃时期的环流圈。低涡南侧低层的南风主要是来自其南侧顺时针环流圈的返回支。

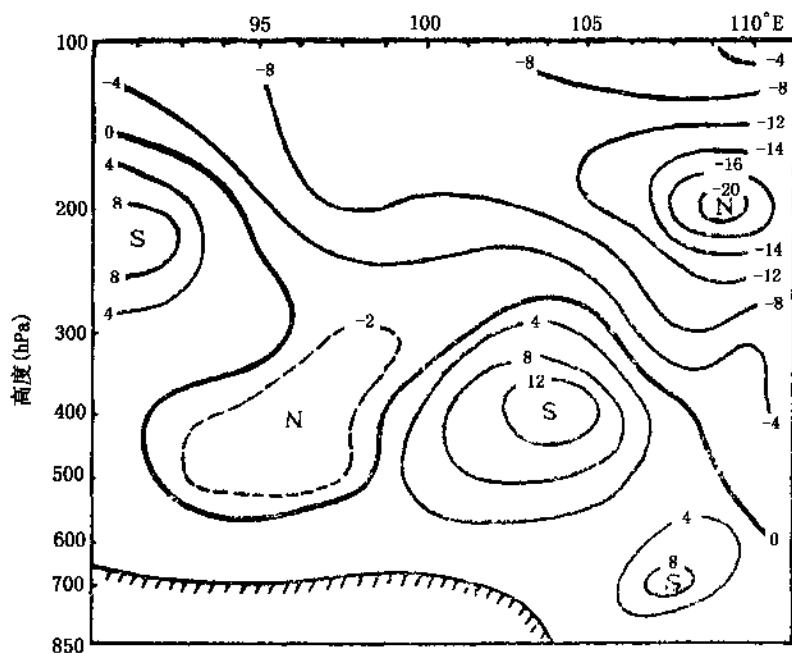


图 5(b) 1982 年 7 月 26 日 08 时沿 33.75°N v 分量垂直剖面图

N 为北风, S 为南风

这时印度西南季风十分浅薄, 在 $20^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间仅存在于 1500 m 高度上, 它爬升到 3000 m 以后, 主要向南返回, 只是在贴近地面较浅薄的层次里有一部分向高压爬升。

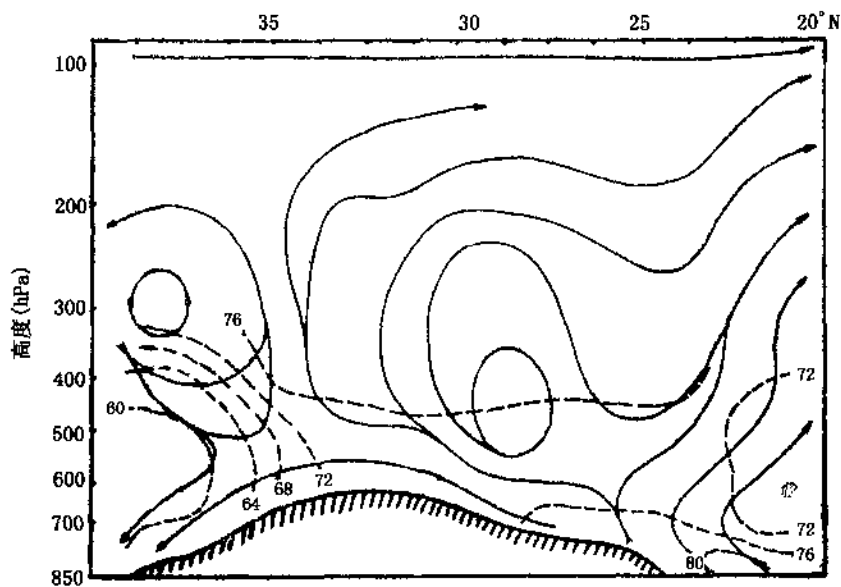


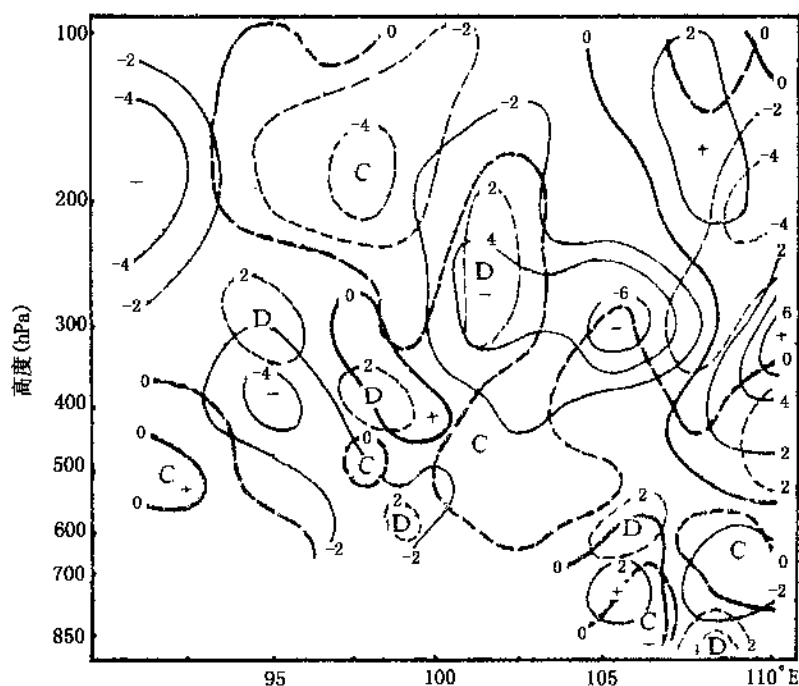
图 6 1982 年 7 月 26 日 08 时穿过低涡中心的经圈环流

(虚线为等 θ_{se} 线(单位: $^{\circ}\text{C}$))

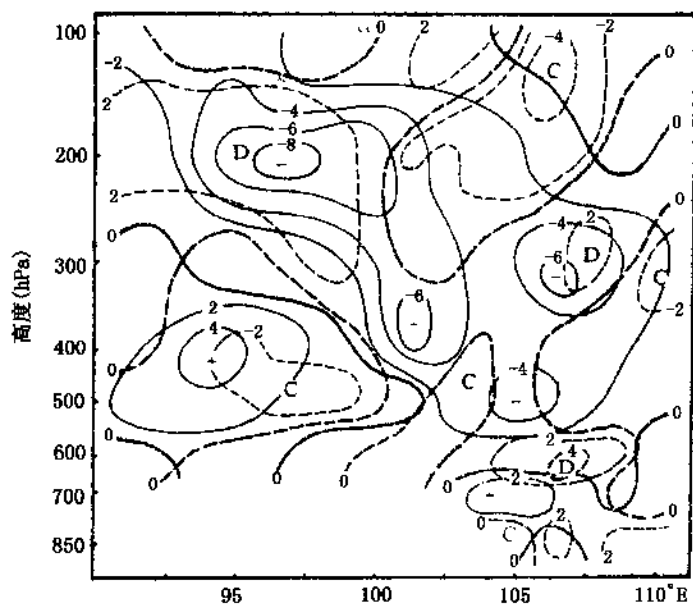
图 6 还给出了 θ_{se} 的分布。在高原涡附近的上升气流区里, 湿净力稳定度都是稳定的, 即使在高原涡形成初期的暖性涡阶段(25 日 20 时), 低涡附近相当大的范围内, θ_{se} 也是随高度增

大的。可见这个高原涡的发展不是靠不稳定能量释放维持的。在低涡北侧 400 hPa 以下的下沉气流里,这时有干冷空气向南楔入,表明低涡已向冷性斜压涡转变。

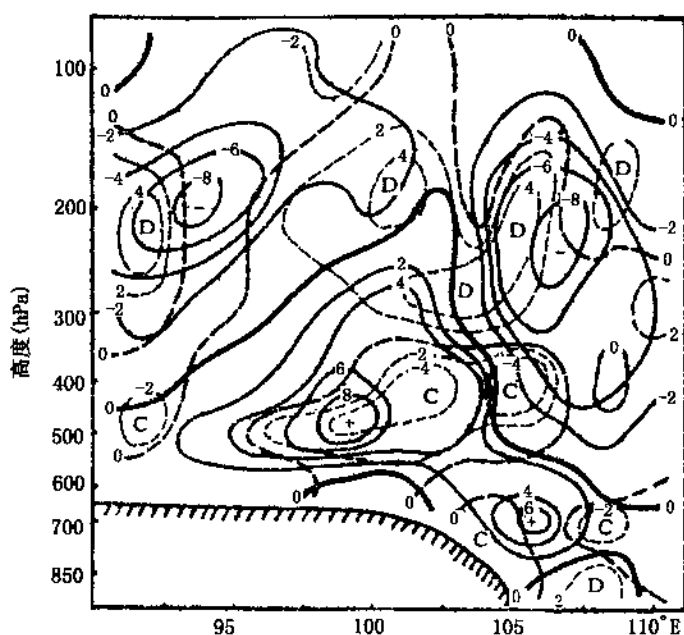
本次高原涡的生成、发展过程,其性质同其他许多那曲涡有相似之处,即经历了生成初期的暖性阶段,成熟时期的冷性阶段^[3]。这里给出低涡生成前(25 日 08 时)及初生时(25 日 20 时)、成熟时(26 日 08 时)三个阶段沿 33.75°N 的涡度和散度空间剖面[图 7(a),(b),(c)]。在低涡生成前[图 7(a)],90°E 附近的 500 hPa 上有弱的正涡度出现,其正上方 200 hPa 上下有 $-5.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的负涡度中心。在 500 hPa 正涡度区的东侧,100°E 以西的高原上空对流层中低层,有一个从低层向上向西倾斜的负涡度轴,最大值在 400 hPa,达 $-4.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。这是高原涡生成前高原上高压活动的反映。散度分布是,正涡度区附近均为辐合,两者的中心基本重合。在它们的东侧 300 hPa 处有一个辐散中心,强度是 $2.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。12 小时以后,到低涡生成初期[图 7(b)],正涡度已经明显加强,范围扩大。在 500 hPa 面上,正涡度区已经向东扩展到 100°E 以东,整个范围超过 10 个经度;垂直方向上正涡度从 600 hPa 向上伸展到 400 hPa,中心在 95°E 上空,强度达 $5.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。散度分布也出现了有利于低涡东移加强的变化,500 hPa 层辐合中心在正涡度中心的东侧约 5 个经度处,在辐合中心上方 200 hPa 层正好有一个 $3.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心和 $-9.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的强负涡度中心。显然,正涡度中心东侧上升运动得到加强。到了低涡的成熟期[图 7(c)],500 hPa 正涡度最强,其强度已加强到了 $8.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,其大值轴在 500~400 hPa 间略向西倾,而 400~200 hPa 间则明显向东倾斜。在水平方向上正涡度区所跨范围仍然超过 10 个经度。这时高层的负涡度区已由一个大值中心分成两个,一个仍然在高原主体上空的 200 hPa 层,达 $8.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;另一个则在四川盆地上空 107.5°E 处,强度达到 $-9.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。前者同稳定在高原上的南亚高压有关,后者则同高压东部一支强北风的的活动有关[见图 5(b)],散度的空间分布是,500 hPa 正涡度中心前后



(a)1982 年 7 月 25 日 08 时



(b) 1982 年 7 月 25 日 20 时



(c) 1982 年 7 月 26 日 08 时

图 7 沿 33.75°N 的涡度(实线)和散度(虚线)剖面

(图中 +、- 分别表示正、负涡度中心; C、D 分别表示辐合及辐散中心)

都是辐合区,两者中心基本重合,散度值是 $-4.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,但主要辐合区仍然处于正涡度中心东侧。对流层高层的辐散区则明显偏在低层正涡度中心东侧,两者相距 5 个经度,而且强度较前加强,中心值达 $5.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,位于 300 hPa 层。从高原涡生成时刻到成熟时刻,在正涡度中心附近的无辐散层高度,从 300 hPa 以上下降到 300 hPa 以下。

由简化的涡度方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\bar{v} \cdot \nabla (\zeta + f) - (\zeta + f)D$$

可知, 涡度的局地变化主要取决于涡度平流项 $[-\bar{v} \cdot \nabla (\zeta + f)]$ 和散度项 $[-(\zeta + f)D]$ 。高原上 500 hPa 层已接近地面, 夏季风速一般较小, 天气系统比较零乱, 所以平流项通常比较小, 对系统的发展和移动影响不大。散度项的作用通常要比平流项大 1 个量级。本例中辐合区与正涡度区相对应, 辐合中心偏于涡度中心的东方, 而且低层辐合中心上层有较强的辐散存在, 这种结构有利于 500 hPa 高原涡东部的上升运动发展, 有利于低涡的维持和东移。

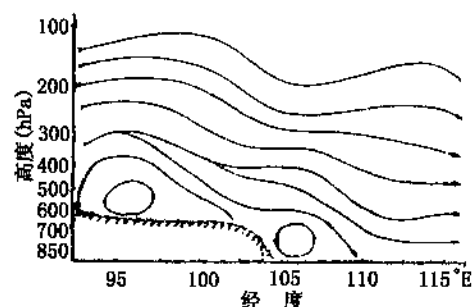
4 青藏高原-四川盆地垂直涡旋的耦合

四川盆地处于青藏高原东麓, 这里的天气系统, 同高原上的天气系统属于不同的体系。在暴雨天气中, 暖湿空气主要靠从南方海洋上来的对流层中低层的偏南气流供应, 而触发暴雨的却常是青藏高原上东移的天气系统。这两者相互作用的过程, 同一般平原地区有很大差别。它们之间究竟是如何发生作用, 却还是一个很不清楚的问题。章基嘉等^[5]研究了青藏高原垂直涡旋的动力学, 指出在边界层里高原凸缘的东侧常有垂直涡旋形成, 它会随基本气流脱离高原东移。从动力学上给高原那曲附近以及四川盆地等地区对流层低层容易形成涡旋提供了一种解释。

从 500 hPa 等压面来看, 本次暴雨天气过程是由于高原涡触发造成的。它同四川盆地暖湿空气的相互作用, 可通过纬向垂直环流的分析来探讨。

暴雨开始前到暴雨强盛时期, 四川盆地以南的对流层中低层一直稳定维持一支偏南气流, 在其上空始终有一个顺时针的经向垂直涡旋(图略)。暴雨前这个垂直涡旋的强度变化不大, 但低层南风不断输送暖湿空气, 使四川盆地的 θ_{se} 值显著上升。26 日 20 时 850 hPa 的 θ_{se} 较前一天普遍升高了 $5^{\circ}\text{C} \sim 10^{\circ}\text{C}$, 达到 $80^{\circ}\text{C} \sim 85^{\circ}\text{C}$, 并且对流性不稳定层结一直维持。

在纬向垂直环流图上, 25 日 08 时高原低涡尚未形成, 在 95°E 的边界层附近有一个垂直涡旋, 其上升支与这里对流层低层的辐合区相对应[见图 8(a)]。四川盆地在高原地形高度以下有弱的正涡度和一个垂直涡旋。25 日 20 时到 26 日 08 时, 高原涡已经形成并逐渐东移, 垂直涡旋也相应东移。这时四川盆地处于高原高度以下的层次正涡度有迅速增强[图 8(b), (c)], 但垂直涡旋却稳定少动。与高原涡相联系的垂直涡旋东侧的下沉支, 正覆盖在四川盆地涡旋上升支的上方, 抑制了盆地上空上升运动的发展。这时青藏高原东移的涡旋同四川盆地的涡旋处于非耦合状态, 盆地涡旋不发展。26 日 20 时[图 8(d)], 同高原涡相对应的垂直涡旋



(a) 1982 年 7 月 25 日 08 时

已经同四川盆地的垂直涡旋结合在一起, 开始成为耦合系统。两者耦合之后, 上升运动进一步加强, 同时垂直涡旋也开始东移, 位置自 12 小时前的 106°E 附近东移到 110°E 以东。27 日 08 时[图 8(e)]涡旋继续东移, 上升运动范围扩大, 强度加强。在两个涡旋开始进入耦合状态时, 四川盆地附近的几个对流云团正好产生, 暴雨发生在青藏高原涡旋与四川盆地的垂直涡旋成为耦合系统之后。

这一发展过程表明, 上述涡旋同属于边界层内的

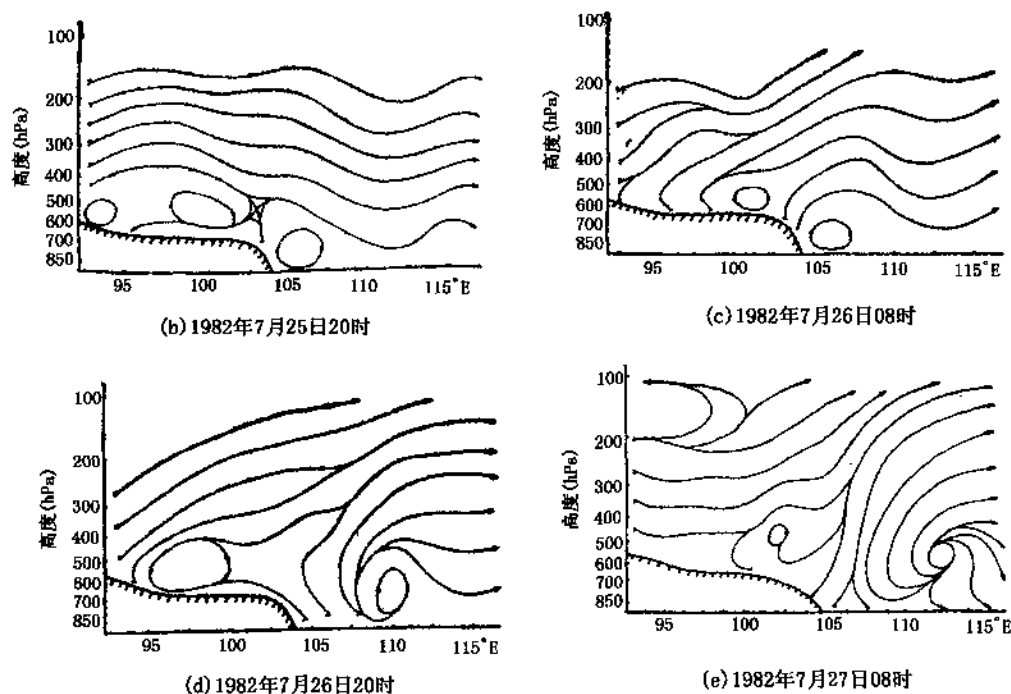


图8 沿 32.5°N 纬向垂直环流

动力性涡旋。当它们为非耦合系统时,高原涡旋对四川盆地涡旋起抑制作用;一旦耦合,便使四川盆地垂直运动加强,从而激发暖湿空气的不稳定能量释放,产生暴雨天气过程。这是四川盆地暴雨的一种重要的触发机理,是特殊地形条件下,高原天气系统同盆地天气系统相互作用的一种形式。

5 结语

通过以上分析,可以得到以下几点结论:

(1)高原涡形成前,高原上空 500 hPa 面上有移动性高原活动,晴天少云,日辐射较强,地面增温降压,给高原涡的产生提供了重要的热力条件。基本气流转为西风之后,在高原凸缘东侧边界层内有垂直涡旋形成,这是高原涡形成的动力条件。

(2)高原涡形成后,涡中心东侧在对流层低层和高层分别有辐合区和辐散区存在,有利于高原涡的维持、发展和东移。这种辐散、辐合区的对应,一方面同低涡前方强盛的暖平流有关,另一方面也同副热带西风急流的活动紧密联系。低涡位于副热带西风急流中心入口区右侧,并随中心东移而东移。

(3)纬向垂直环流图上,边界层附近都有一个顺时针的垂直涡旋,分别同高原低涡和四川盆地涡相对应。当它们处于非耦合状态时,高原涡抑制四川盆地涡的发展;当它们成为耦合系统以后,高原涡激发四川盆地不稳定能量释放,产生暴雨天气。这是触发四川盆地暴雨的一种重要的机理,是特殊地形条件下高原和四川盆地天气系统相互作用的一种重要形式。

参考文献

- [1] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 1981. 夏半年青藏高原 500 毫巴低涡切变线的研究. 北京:科学出版社
- [2] 钱正安,单扶民等. 1984. 1979 年夏季青藏高原低涡的统计及低涡产生的气候因子探讨,青藏高原气象科学实验文集(一). 北京:科学出版社,182~194
- [3] 吕群宁,钱正安等. 1984. 夏季青藏高原低涡的综合结构,青藏高原气象科学实验文集(二). 北京:科学出版社,195~205
- [4] 陶诗言,罗四维,张鸿材. 1984. 1979 年 5~8 月青藏高原气象科学实验及其观测系统. 气象,7:2~5
- [5] 章基嘉,彭永清等. 1984. 青藏高原大气边界层内纬向涡旋形成及其数值模拟研究. 南京气象学院学报, 2:1~13

青藏高原的动力和热力作用对高原低涡形成的数值试验*

徐裕华

濮梅娟

(中国气象局成都高原气象研究所,成都 610072) (江苏省气象局,南京 210009)

摘 要 本文通过适用于高原地区中尺度系统的6层 σ 坐标原始方程模式,采用理想初始场,进行高原低涡形成的数值试验。同时还研究了地形作用,感热和潜热等多种物理过程对中尺度高原低涡的贡献。通过敏感性模拟试验,揭示了高原低涡形成的物理机制,以及青藏高原动力和热力作用对高原低涡形成的影响。

1 引言

高原低涡是形成于青藏高原上空的气旋性涡旋,水平尺度通常在400~500 km,属于 α 中尺度系统。它虽尺度不大,却是夏季影响高原及下游地区强降水的主要天气系统之一。建国以来,我国气象工作者对高原低涡做过不少研究,但由于探测手段落后和高原资料奇缺,使研究工作受到很大限制。1979年第一次青藏高原科学实验以后,随着卫星云图等探测资料的增多,以及计算技术的发展,对高原低涡的理论认识有了长足进步。在高原低涡的数值研究方面也取得了可喜的成果。但处理陡峭地形本身是一项非常困难的问题,因此,适用于高原地区的中尺度数值预报模式还不多,对高原中尺度低值系统的数值研究,以及高原动力、热力作用对高原低涡形成的认识也不很成熟。我们的数值模拟,选取适用于高原地区的中尺度模式^[1],采用理想初始场,对高原低涡的形成进行敏感性数值模拟试验。试验结果揭示了高原低涡形成的物理机制,明确了高原动力和热力作用对高原低涡形成的影响。这些结论对高原低涡的理论研究和预报实践都有重要意义。

2 模式、初始场及试验设计

2.1 模式简介

本文选取适用于高原地区中尺度系统的6层 σ 坐标简化原始方程模式,同时也考虑了影响和制约高原低涡形成和发展的主要物理过程,其中包括复杂地形影响;大尺度和天气尺度系统对中尺度和次天气尺度系统的作用;来自地球表面的可感加热;水汽循环;由大尺度稳定性降水和积云对流性降水两者引起的凝结潜热;边界层的摩擦作用;次网格尺度涡旋引起的水平扩散等。模式引入的平滑地形,最大高度为4900 m,积分区域有41×31个网格点,格距为96.3 km,时间步长3分钟。模式确定大气顶气压为60 hPa,模式积分36小时以上仍保持稳定。

* 本项研究系高原基金资助项目。

2.2 理想初始场

中尺度涡旋是在有利的大尺度环境场中产生的^[2],天气、动力分析和预报实践经验表明,有利于产生高原低涡的环流形势,主要表现在高层辐散场与低层辐合场的合理配制。在夏半年,青藏高原上空常受南亚高压控制,100或200 hPa多为辐散场,而500 hPa在高原上常有一条东西向的横切变线,涡度中心分布零乱,在切变线上有低涡频繁东传。本文基于这种天气事实,提出了有利于高原低涡产生的理想初始场(图1)。图上箭矢表示500 hPa风场,呈东西向的横

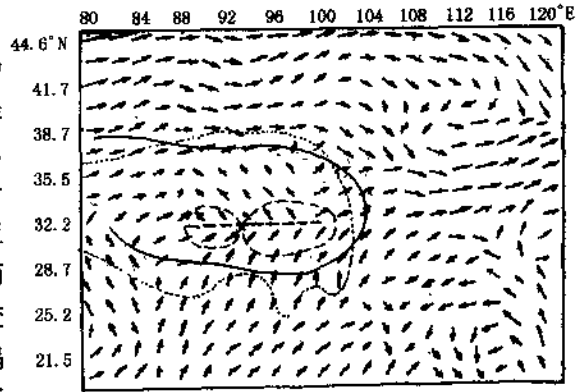


图1 500 hPa理想初始场示意图

切变线位于 $90^{\circ}\sim 98^{\circ}\text{E}$, 30°N 附近。等值线虚线表示与切变线相对应的正涡度区,呈纬向分布,量级小于 $2.0\times 10^{-5}/\text{s}$ 。等值实线表示200 hPa上南亚高压轴线附近形成的辐散区,量级为 $3.0\times 10^{-5}/\text{s}$ 。这种天气形势和物理量场的配置,是真实大气状态的描述,作为一种产生高原低涡的理想初始场是完全符合天气事实的。

2.3 试验设计

为了研究高原低涡形成的物理过程,我们设计了6种数值试验(表1),试验1~5是从模式中所含的物理过程考虑的,试验6是地形的影响。通过这几种试验,可以反映出不同的物理因子对高原低涡形成的作用是不同的。

表1 试验设计

序号	名称	动力过程	感热加热	潜热加热	大尺度凝结潜热	地形
1	控制试验	有	有	有	有	4900 m
2	纯动力试验	有	无	无	无	4900 m
3	感热试验	有	有	无	无	4900 m
4	潜热试验	有	无	有	有	4900 m
5	大尺度凝结潜热	有	无	无积云对流	有	4900 m
6	半地形试验	有	有	有	有	2450 m

3 模式预报高原低涡的形成

我们将包含所有动力和热力过程及地形高度的模式试验称之为“控制试验。”用它作为考虑其他物理过程试验的参照。试验是在理想初始场中进行的。虽然它不是特定的某一天的环流形势,但对夏半年高原低涡形成却有相当好的代表性。据统计,约有60%以上的高原低涡是在这种形势下产生的。控制试验较好地模拟这种形势下高原低涡的形成过程。

控制试验积分6小时后,200 hPa上南亚高压稳定少动,轴线在 30°N 附近,高原主体部位处于反气旋环流的辐散区下方。而500 hPa形势开始有明显的变化,一个新生的低槽位于 $92^{\circ}\sim 94^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间,槽区出现一片负变高,中心强度为 $-24\text{ gpm}/6\text{h}$,在高度场上已经可以分析出584 dagpm的闭合低涡,中心高度为582.7 dagpm。槽前伴有 $-4.0\times 10^{-3}\text{ hPa}/\text{s}$ 的上升运动中心和大于 $4.0\times 10^{-5}/\text{s}$ 的正涡度中心。在预报的500 hPa涡度平流、温度平流和

比湿平流场上,也有正涡度平流和暖湿平流与此相配合,无疑对它的维持和发展十分有利。低槽区内伴有降水。积分 12 小时后,在槽区已形成一个完整的气旋性环流(图 2),与这个高原低涡相对应 500 hPa 上有 $4.3 \times 10^{-5}/s$ 的正涡度中心, -4.1×10^{-3} hPa/s 的上升运动中心,并且在 100、200、300 hPa 上也均有上升运动相对应,从低涡上空的正涡度平流分布和低涡前部的暖湿平流中心分布看,也均有利于低涡的维持和发展。积分 24 小时后,中尺度高原低涡仍然存在,气旋性环流仍然维持。同时,与低涡相伴,有一片降水区。

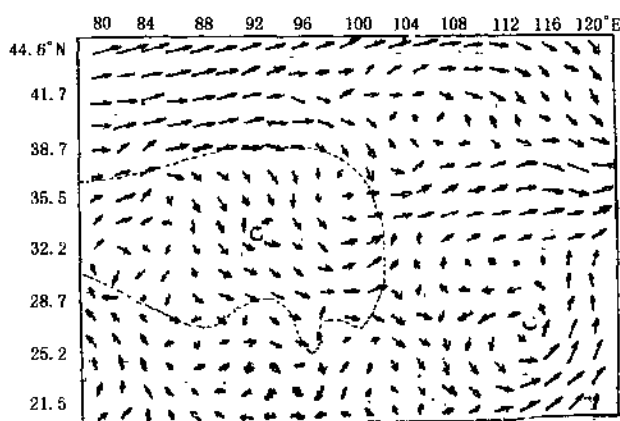


图 2 控制试验 12 小时预报 500 hPa 流场

4 非绝热加热对高原低涡形成的作用

地面感热和大气中凝结潜热的作用是高原低涡发生发展的重要因素。许多研究结果表明,高原特殊下垫面所具有的地面感热加热,是高原暖性低涡形成的重要热力因素^[3-5]。而高原中部为地面感热通量的相对小值区,对高原低涡形成有抑制作用^[5]。对于大气中凝结潜热的加热作用比较一致的看法是它对高原低涡的发展有正贡献。也有的认为凝结潜热在低涡初生时作用不大^[3]。尽管对感热和潜热的作用众说纷纭,看法不尽一致,说明气象学家正在采用不同的研究手段探求其根本。本文通过纯动力试验、有感热加热通量及其垂直输送的试验、有潜热加热的试验以及只有大尺度凝结潜热的四种试验,来研究这两项非绝热加热对高原低涡形成的作用。

纯动力试验的结果表明,在同样的初始条件下,积分 6 小时后,高原上新生一低槽,位置与控制试验相同(图略),从风场和物理量场的分布来看,低槽强度比控制试验弱些。积分 12 小时,低槽已不复存在,500 hPa 上仅残存西北风与东北风之间的弱切变,没有低涡形成,这表明,单纯的动力作用不足以触发高原低涡产生。

感热加热试验,包括来自地面的感热通量及其垂直输送。积分 6 小时后,产生一低槽,位置与控制试验和纯动力试验相同,但低槽强度比前者弱,比后者强。积分 12 小时,低槽仍然存在,但槽底向北收缩,强度有所减弱,没有形成气旋性环流。积分 18 小时后,低槽完全消失。这表明,感热加热作用能够产生低槽并维持一段时间,但不足以触

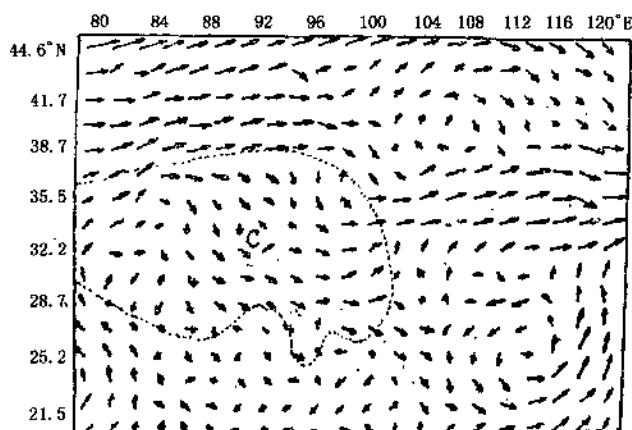


图 3 凝结潜热试验预报 12 小时 500 hPa 流场

发高原低涡的产生。

潜热加热试验,包括大尺度凝结和积云对流凝结两项潜热的作用。积分 6 小时后,新生低槽位置与前相同,强度也接近控制试验。积分 12 小时后,在槽区形成了一个流场上不太完整的气旋性环流(图 3),对应 $3.9 \times 10^{-5}/s$ 的正涡度中心和 $-4.4 \times 10^{-3} hPa/s$ 的上升运动中心,虽然在强度上略弱于控制试验中形成的高原低涡,但已比较接近了,而且这个低涡形成以后能够继续维持和发展。积分 18 小时,气旋性环流得以加强(图 4),低涡中心有 $4.7 \times 10^{-5}/s$ 的正涡度

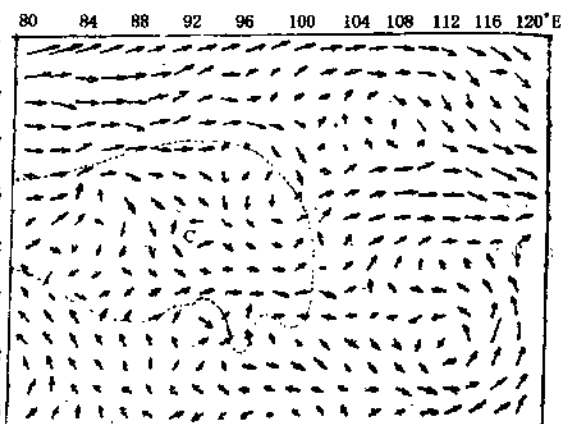


图 4 凝结潜热试验 18 小时 500 hPa 流场

中心和 $-2.1 \times 10^{-3} hPa/s$ 的上升运动中心相对应,与控制试验一样,低涡也能维持 24 小时以上。在本试验中,12 小时预报新生的高原低涡强度弱于控制试验,表明控制试验中感热加热在高原低涡初生时尚有一定的作用,18 小时后,高原低涡的维持和发展,表明了凝结潜热对低涡发展的巨大贡献。

只有大尺度凝结潜热的试验,是在做试验 4 时发现在高原低涡形成的位置上,只有大尺度降水而几乎没有积云对流降水。为了测试这两项的不同作用,我们在试验 4 中又去掉积云对流凝结潜热项,单独进行了大尺度凝结潜热的试验。试验结果,在积分 6 小时出现的低槽积分 12 小时新生的高原低涡,都与试验 4 相当。低涡中心对应的正涡度中心为 $3.9 \times 10^{-5}/s$,上升运动中心为 $-4.4 \times 10^{-3} hPa/s$,但积分 18 小时后,高原低涡气旋性环流发展加强,与低涡中心配合的 $4.6 \times 10^{-5}/s$ 的正涡度中心和 $-2.1 \times 10^{-3} hPa/s$ 的上升运动中心以及其他物理量也与试验 4 非常一致(图略),这表明大尺度凝结潜热在高原低涡形成过程中有十分重要的作用,而积云对流凝结加热作用较小。由此观之,在一定的环流背景下,先有大尺度上升运动而引起凝结潜热加热,积累到一定程度,就能够触发中尺度高原低涡的产生,这一结论表明大尺度天气系统对中尺度高原低涡的作用。同时也可以证明,中尺度天气系统是可以由大尺度天气系统激发而产生。

试验 4 和试验 5 所预报的低涡中心附近的降水,都接近于控制试验,只是略偏小一点。

5 青藏高原地形对高原低涡形成的作用

夏季,青藏高原是高原低值系统的源地,这意味着高原大地形的存在,为高原低值系统的产生提供了有利的背景场和特殊的下垫面。为了考察大地形对高原低涡形成的影响,本文进行了两种地形试验,即相对实际地形的试验和半地形试验。相对平滑地形试验,地形为 4900 m,在控制试验中已做过阐述,在此不另赘述。

半地形试验是把最大地形高度降为 2450 m,相应的地形坡度也减半。试验积分 6 小时,在控制试验相同位置上产生低槽,但低槽强度弱于控制试验。积分 12 小时,低槽东移 4 个经度,积分 18 小时低槽继续东移,并且在第一个槽产生的位置上又新生第二个低槽(图 5),积分 24 小时却始终没有中尺度高原低涡形成。这表明地形降低后,改变了地形对气流的机械强迫

作用和下垫面的状况,从而也影响了中尺度高原低涡形成的物理因素,因此只有低槽产生而无低涡形成。由此可见,青藏高原大地形的动力作用,对中尺度高原低涡的产生是至关重要的。

6 结论

本文通过对产生高原低涡的理想初始场进行数值积分,较好地预报了中尺度高原低涡的发生发展过程。对模式中所含物理过程和地形进行各种数值试验,揭示了中尺度高原低涡形成的物理原因,并得出以下结论:

(1)地面感热加热对高原低涡的产生有一定作用,它能使初生的低涡增强,但单纯的感热加热不足以触发高原低涡的产生。

(2)凝结潜热对中尺度高原低涡的发生发展有重要作用,尤其是大尺度凝结潜热,对高原低涡的发生发展有十分重要的贡献,同时也是高原低涡维持和发展的重要条件。

(3)青藏高原大地形对高原低涡的发生发展有特殊的影响。高原地形降低一半,高原上只有新生低槽产生并东移,但却没有高原低涡形成。

(4)高原低涡是各种尺度天气系统、多种物理过程和高原大地形共同作用的结果,本次高原低涡形成的物理机制可概括为:在有利的环境场和地面感热作用下,由大尺度上升运动引起的凝结潜热作用,从而激发中尺度高原低涡产生。这一结论可以为人们认识和预报高原低涡的发生发展开辟思路,也启示人们在注目于中尺度天气系统发生发展时,必须注意大尺度环境场的变化。

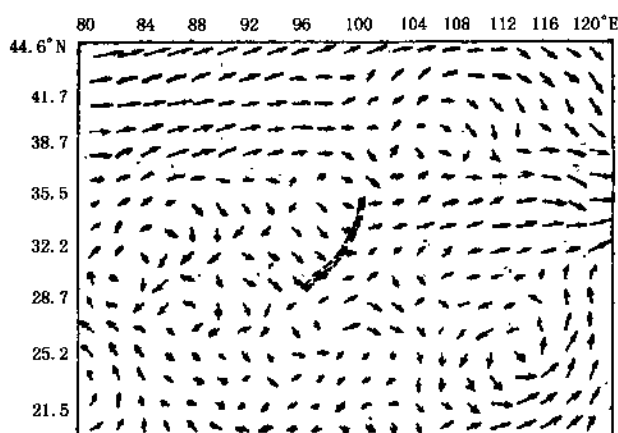


图5 半球试验预报12小时500 hPa流场

参考文献

- [1] Shen R J, Reiter E R and Bresch J F. 1986. A Simplified hydrodynamic mesoscale model suitable for use over high plateau regions, *Arch. Met. Geophys. Bioclim. Ser. A*34:251-296
- [2] 夏大庆,郑良杰. 1987. 大尺度环境中中尺度对流系统生成的数值模拟试验. *大气科学*, 12(2):185-194
- [3] 杨洋,罗四维,吕世华. 1990. 青藏高原夏季低涡发展热力、动力作用的个例研究. *青藏高原气象科学实验十周年学术讨论会文汇编*. 32-33
- [4] 叶笃正,高由禧等. 1979. *青藏高原气象学*. 北京:科学出版社
- [5] 钱正安等. 1984. 1979年夏季青藏高原低涡的统计及低涡产生的气候因子探讨, *青藏高原气象科学实验文集(二)*. 北京:科学出版社,182-194
- [6] L Dell'Oso and chen S J. 1986. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Tibet plateau, *Tellus* (1986), 38A, 251-262
- [7] 濮梅娟等. 1989. 一次夏季西藏低涡形成机理的数值试验. *高原气象*, 4:321-330

对流层中上部水汽对高原低涡形成影响的数值试验^{*}

郁淑华

何光碧

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072) (四川省气象中心, 成都 610072)

摘 要 对 1998 年 8 月 4 日那曲低涡形成前的卫星监测水汽图像的分析, 用 η 模式对该低涡进行的数值模拟, 及对高原以南及洋面上空对流层中上部增加水汽的数值试验, 得出: 印度洋阿拉伯海是这次高原低涡形成在对流层中上部一个重要的水汽源; 印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部水汽增加, 可使高原上出现有利于低涡形成的高度场、温度场条件; 用卫星监测的水汽图像改善在高原以南及洋面上空对流层中上部水汽条件, 对数值预报结果有改进。

关键词 水汽 高原低涡 数值试验

高原低涡是高原上特有的天气系统。高原气象研究^[1]指出, 高原生涡的环流背景是鞍形均压场。章基嘉等^[2]指出, 高原低涡形成和发展有 6 个条件, 即感热加热、层结不稳定、气旋性涡度加强、正压不稳定、风速垂直切变变小和必要的水汽。水汽是高原低涡形成、发展的条件之一, 这里所指的水汽一般为近地面到 500 hPa 等压面的水汽。对于高原以南及海洋上空对流层中上部水汽对高原低涡形成有何影响, 还缺少研究。特别是目前卫星遥感监测时空分辨率高, 卫星遥感监测的水汽图像能反映对流层中上部的水汽分布, 对高原、海洋地区常规探测站点稀少, 应用卫星遥感监测的水汽资料更重要。本文主要是探讨高原以南及洋面上空对流层中上部水汽对低涡形成的影响, 同时试图说明应用卫星监测的水汽分布改善高原以南及洋面上空对流层中上部的水汽条件对数值预报的影响。为此本文利用成都区域气象中心的 η 坐标系模式, 对 1998 年 8 月 4 日那曲低涡形成进行了数值模拟与试验。

1 模式与试验设计

1.1 模式简介

成都区域气象中心的 η 坐标系模式水平网格为旋转球面经纬 E 型网格, 格距分别为经向 $0.570^\circ (15^\circ/26)$ 、纬向 $0.538^\circ (14^\circ/26)$, 垂直方向使用 η 坐标, 至 100 hPa 高度共分 15 层。水平方向共有 95×96 个资料点。其边界基本上设在无陡坡地形处, 并且设置了一个边界过渡带。模式的物理过程与计算方案见文献[3]。

1.2 试验设计

1.2.1 高原涡形成前的水汽图像

1998 年 8 月 4 日 00 时(世界协调时, 下同)500 hPa 图上(图 1), 高原东部有一小高压, 那曲地区有一低涡。由分析那曲低涡形成前的 3 日 00~15 时水汽图像(图 2)看出(水汽图像已作均衡处理, 即水汽灰度值 < 223 的区域为黑色, 水汽灰度值 ≥ 223 、 < 239 的为灰白色, 水汽灰

^{*} 1999 年四川省第二批重点科技项目“1998 年四川省暴雨洪涝的成因及预报研究”资助

度值 ≥ 239 的为白色):

(1)从印度洋、阿拉伯海伸向青藏高原的水汽灰度值 ≥ 223 的区域,由3日00时在高原西南部边缘,逐渐向西北伸,10时已北伸到(80°E,35°N),东伸到(85°E,35°N),且在印度北部有水汽灰度值 ≥ 239 的区域,配合400 hPa 流线图(图3)看出在3日00时~10时对流层中上部水汽由印度洋、阿拉伯海向西北输送,且在不断挺进,印度北部水汽在加强。3日15日,在印度北部水汽灰度值 ≥ 239 的区域比10时增大并且更靠近高原,在高原西南部水汽灰度值 ≥ 223 的区域比10时向东扩大了。从上面分析看到那曲低涡生成前对流层中上部印度洋、阿拉伯海有水汽向东北输送到高原西南部、南部。

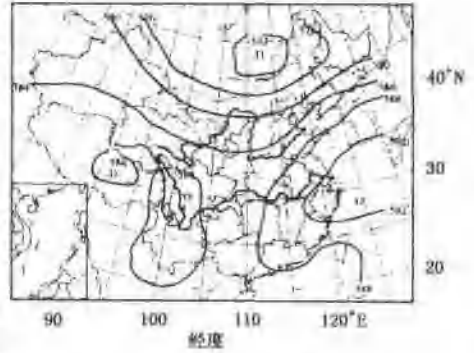


图1 1998年8月4日00时500 hPa高度场

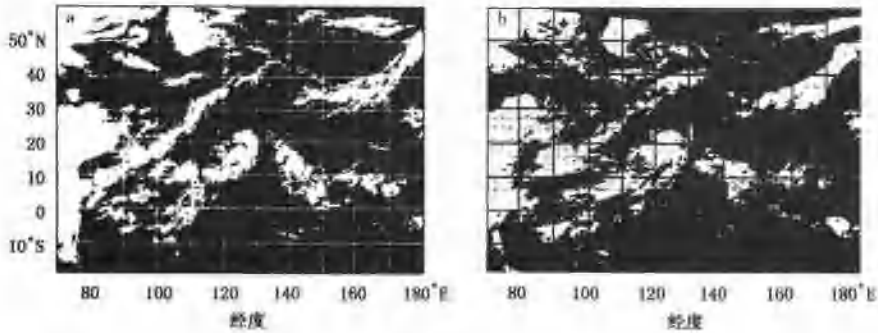


图2 1998年8月3日水汽图像
a.00时;b.10时

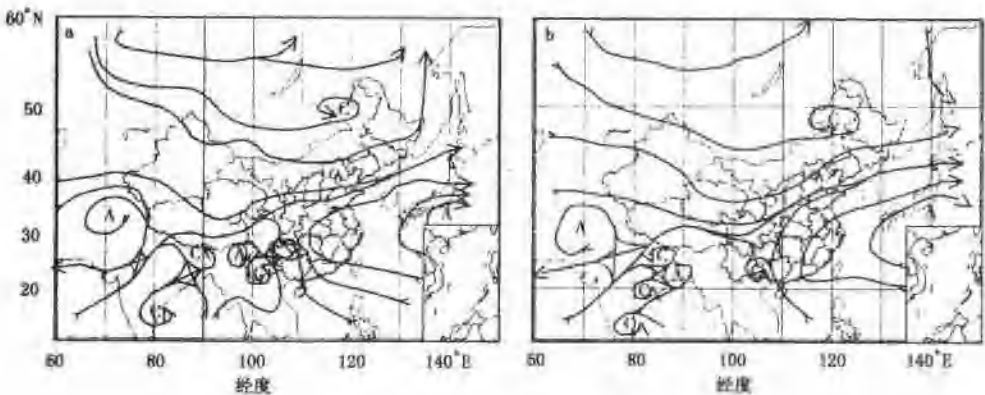


图3 1998年8月3日400 hPa流线
a.00时;b.12时

(2)由孟加拉湾伸入大陆的水汽灰度值 ≥ 223 的区域,在3日00~15时呈东北-西南向,虽然孟加拉湾伸入大陆的水汽灰度值 ≥ 223 的区域在不断扩大,但是与印度洋、阿拉伯海输送上来的水汽灰度值 ≥ 223 的区域是分开的,因此可以认为在这次高原涡形成前,孟加拉湾水汽没有上高原。

由上分析看出,这次那曲低涡形成前对流层中上部印度洋、阿拉伯海有水汽向东北输送到高原西南部、南部。而孟加拉湾水汽没有输送上高原。

1.2.2 试验方案设计

由上面的水汽图像分析说明,这次高原低涡形成前阿拉伯海与孟加拉湾上空对流层中上部水汽输送的路径不同,阿拉伯海上空的水汽输送到了高原,而孟加拉湾的则没有。为探讨在这次高原低涡形成前印度、阿拉伯海与高原以南、孟加拉湾上空对流层中上部水汽对低涡形成有何影响,结合1998年8月3日00时印度半岛、中南半岛探空资料($T - T_d$)在500、400、300 hPa最小值分别为1.8、2.3、3.9。为此以1998年8月3日00时为初始时刻,采用成都区域气象中心 η 模式进行24 h数值模拟,作为控制试验(简称CTR),在控制试验基础上分别将印度西部-阿拉伯海的与高原以南-孟加拉湾的对流层中上部湿度增加,即分别使($60^\circ \sim 80^\circ \text{E}, 10^\circ \text{N} \sim 30^\circ \text{N}$)区域的、($80^\circ \sim 95^\circ \text{E}, 10^\circ \sim 30^\circ \text{N}$)区域的上空500、400、300 hPa($T - T_d$) = 1作为数值试验,分别称为试验1、2。以揭示高原以南及洋面上空对流层中上部水汽对那曲低涡形成的影响。

2 试验结果分析

郁淑华等^[4-7]用 η 模式进行了多次数值模拟和试验。由于高原低涡是一个浅薄的天气系统,很难模拟出来。但在降水量场、500 hPa高度场、温度场上是有反映的。为此下面进行降水量场、500 hPa高度场、温度场试验结果分析。

2.1 降水实况与试验结果

1998年8月3日00时~4日00时雨量图上(图4a),高原以东雨区呈带状分布,在安徽、河南、湖北、湖南、四川、贵州、云南一带,另外在河西走廊-高原东部及我国东北地区也有雨区。中心区分别在河南省南部、湖北省北部、高原东部,中心值分别为94、95、35 mm。

在1998年8月3日00时将 η 模式积分到第24小时所得的24 h降水量预报图(图4b)上,雨区呈带状分布,在山东、河南、湖北、湖南、四川东部、贵州、云南、高原南郁边缘,印度一带,中心区分别在河南省中部、云南省西部、印度北部,中心值分别为34、65、91 mm。另外在我国东北地区有一雨区。与实况比较,虽然降水中心区位置及中心值有差异,但整体雨区分布与实况相似,可见这次雨量模拟是较成功的。

图4c、d分别是印度西部-阿拉伯海与高原以南-孟加拉湾增湿后模拟的3日00时~4日00时降水量预报图。

比较图4c与4b可见,试验1积分到第24小时的雨区在高原西部及高原以南的范围比CTR的扩大了,尤其在高原西部。另外,在印度东南部的雨区有些扩大,中心值增大明显。孟加拉湾雨区变化不大。说明印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部水汽增大,对印度东南部、高原西部降水影响是大的。

比较图4d与4b可见,试验2积分到第24小时的雨区在高原南部及高原以南的范围比CTR有些扩大,在云贵地区的雨强比CTR的有些增强。说明高原以南-孟加拉湾上空对流层中上部水汽增大,对高原以南、云贵地区降水有些影响。

由上看出高原南部、高原以南及洋面上空对流层中上部水汽对高原及其邻近地区降水是有影响的。印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部水汽增大,可使印度、高原西部降水增大;高原以南-孟加拉湾上空对流层中上部水汽增大,可使高原南部雨区扩大、云贵地区降水有些增大。

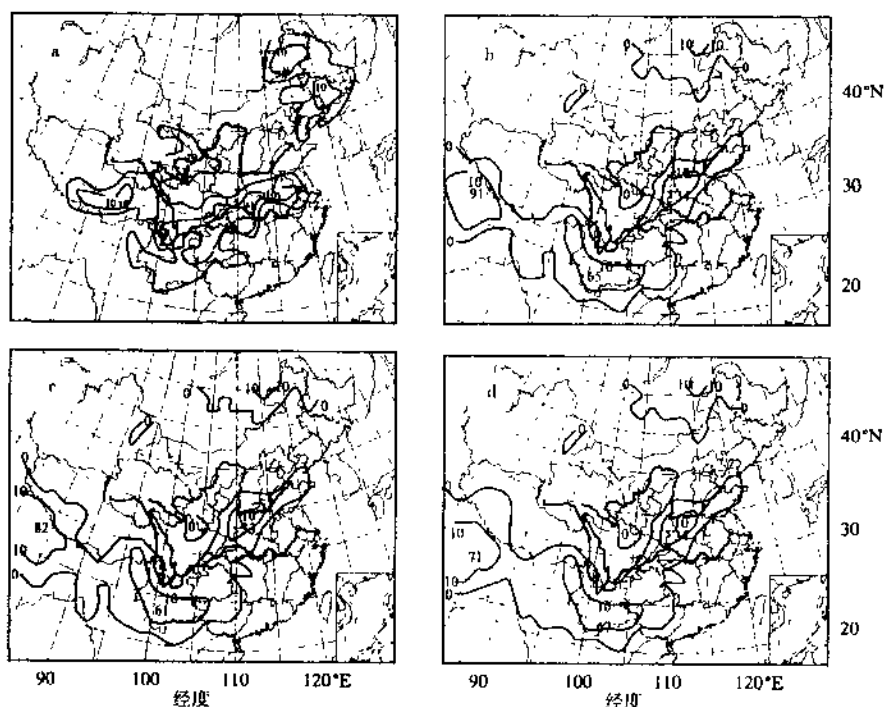


图 4 1998 年 8 月 3 日 00 时~4 日 00 时雨量图

a. 实况;b. 控制试验;c. 试验 1;d. 试验 2

2.2 500 hPa 高度场的试验结果分析

1998年8月3日00时500 hPa高度场(图略)上,我国东北地区有一低压,高原上为西太平洋副热带高压与伊朗高压之间的低压区。与此同时,500 hPa高度客观分析场(图略)上在东亚区域的高压、低压的位置与实况相近,高原上也为“两高”之间的低压区,说明模式的客观分析是可信的。

控制试验积分到第 24 小时 500 hPa 高度场(图 5a)上,东亚区域 35°N 以北气流平直,贝加尔湖附近为一弱高压脊,其两侧为低槽区;高原东部到缅甸有一南北向高压,高原其余地区为大于 586 dagpm、小于 588 dagpm 匀压场;副高西伸明显,588 线西伸点在($22^{\circ}\text{N}, 103^{\circ}\text{E}$)处。与实况(图 1)比较,这两个场形势相似,只是实况场上高原中部有一低涡,而在 CTR 上没有反映出来。这里看出控制试验积分到第 24 小时 500 hPa 上虽然没有生成低涡,但已具备高原上生成低涡的环流背景。

试验 1 积分到第 24 小时 500 hPa 高度场上(图 5b),副高西伸点在(89°E,31.5°N),588 线在高原上的控制区比 CTR 的明显扩大,高原南部有一明显的副高外围气旋性弯曲,这一气旋性弯曲与 4 月 00 时 500 hPa 图上在高原中部的低涡位置相近,这在 CTR 上是没有的。另外,对试验 1 在高原上 500 hPa 高度值与 CTR 的比较看出(图略):试验 1 在高原西部、西南部的高度值比控制试验的减小了 1~3 dagpm。可以看出试验 1 在高原西部、西南部、南部存在着比 CTR 更有利于低涡形成的高度场条件。

试验 2 积分到第 24 小时 500 hPa 高度场上(图 5c), 东亚环流形势与 CTR 的相似, 只是高原东部-缅甸的高压控制高原东部的区域比 CTR 的扩大了。另外, 试验 2 在高原上的高度值只有零星小区比控制试验的小。

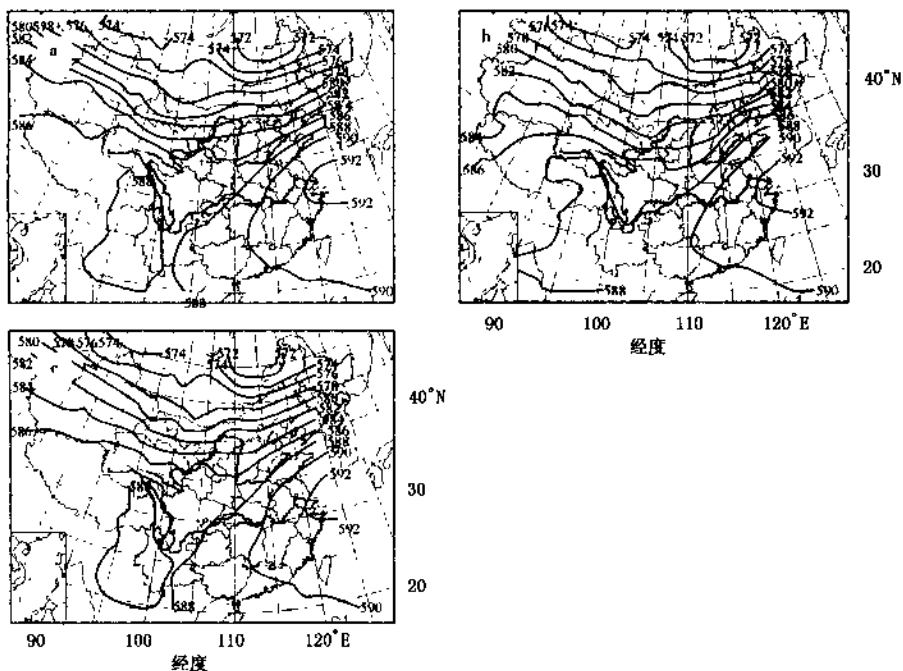


图 5 积分到第 24 小时 500 hPa 高度场

a. 控制试验; b. 试验 1; c. 试验 2

由上看出印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部增加水汽,可形成高原南部明显的气旋性弯曲及高原西部、西南部位势高度降低,在高原上出现比控制试验更有利于低涡形成的 500 hPa 高度场条件。说明印度西部至阿拉伯海上空对流层中上部增加水汽对这次高原低涡形成有影响,而高原以南-孟加拉湾上空对流层中上部增加水汽对这次低涡形成无关。

2.3 500 hPa 温度场的试验结果分析

控制试验积分到第 24 小时 500 hPa 温度场(图略)上,高原西南部和云南各有一温度 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的暖区,高原其余地区温度在 $-2^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$ 之间。高原上温度 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的暖区控制试验的比实况偏西,实况在高原南部。

试验 1 积分到第 24 小时 500 hPa 温度场上(图略),高原西、西南部为 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的暖区控制,中心区 $\geq 2^{\circ}\text{C}$ 。此暖区比 CTR 的扩大、强度加强。另外,试验 1 在高原东南部边缘出现了 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的暖区。可以看出在高原西、西南、东南部试验 1 存在着比 CTR 更有利于低涡形成的温度场条件。

试验 2 积分到第 24 小时 500 hPa 温度场上(图略),东亚温度分布与 CTR 的相似,只是在云南的暖区比 CTR 的稍有扩大。

由上看出印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部增加水汽,可使高原西、西南、东南部暖区扩大、加强,在高原上出现了比控制试验更有利于低涡形成的温度场条件。说明印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部增加水汽对这次高原低涡形成是有贡献的,而高原以南-孟加拉湾上空对流层中上部增加水汽对这次高原低涡形成无贡献。

从上面试验结果分析看出印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部水汽增加,使高原上产生有利于低涡形成的温度场、高度场条件,而高原以南-孟加拉湾上空对流层中上部水汽增加,对高原上空 500 hPa 温度场、高度场无大影响。究其原因,可能是由于印度西部-阿拉伯海上空

有水汽向东北输送入高原,在高原的热、动力作用下,水汽凝结释放潜热,加热了高原南、西南部 300~400 hPa 上空,又由于温压之间存在一定的关系,从而使被加热的区域位势高度下降,因此在高原南、西南部出现了有利于低涡形成的条件。而孟加拉湾水汽未输送入高原,不会使高原上空产生新的水汽相变,所以对高原上空 500 hPa 温度场、高度场无大影响。

3 小结

(1)分析表明,那曲低涡形成前对流层中上部印度洋、阿拉伯海有水汽向东北输送到高原西南部、南部,而孟加拉湾的水汽没有输送上高原,说明印度洋、阿拉伯海是这次那曲低涡在对流层中上部的一个重要的水汽源。

(2)数值试验表明,印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部增加水汽,可使高原西部雨区扩大,降水有些增强;在 500 hPa 上形成高原南部明显的气旋性弯曲及高原西、西南部位势高度下降;可使高原西、西南部暖区扩大、增强,高原南部产生 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的暖区。高原以南-孟加拉湾上空对流层中上部增加水汽,使高原南部雨区有些扩大、云贵地区降水稍有增大;对东亚(包括高原)范围的高度场、温度场无大影响。说明印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部水汽增加,可在高原上出现有利于低涡形成的高度场、温度场。

(3)数值试验还表明,对流层中上部水汽对高原低涡形成有重要影响,用卫星监测的水汽图像,改善在高原以南及洋面上空对流层中上部的水汽条件,可对数值预报结果有较大改进。

参考文献

- [1] 孙国武,刘富明,彭永清等. 1988. 夏半年青藏高原对我国天气的影响. 北京:科学出版社,1~3
- [2] 章基嘉,朱抱真,朱福康等. 1988. 青藏高原气象学进展. 北京:科学出版社,181~183
- [3] 滕家谟. 1994. 成都区域气象中心业务系统技术手册. 北京:气象出版社,157~162
- [4] 郁淑华,何光碧,滕家谟. 1992. 青藏高原切变线对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验. 高原气象,11(4):306~311
- [5] 郁淑华,滕家谟,何光碧. 1998. 高原地形对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验. 大气科学,22(3):379~383
- [6] 郁淑华,何光碧,滕家谟. 1997. 南风气流对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验. 成都气象学院学报,12(4):292~297
- [7] 郁淑华,何光碧,滕家谟. 1998. 沿海台风对四川盆地西部突发性暴雨间接影响的数值试验. 大气科学研究与应用,15(2):17~22

青藏高原切变线对四川盆地西部 突发性暴雨影响的数值试验

郁淑华¹ 何光碧² 滕家谟²

(1 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

(2 四川省气象局, 成都 610072)

摘 要 使用 η 模式对 1995 年 8 月 24 日四川盆地西部一次突发性暴雨进行了数值模拟和无高原切变线、无西昌小高压的数值试验。由试验结果分析得出:(1)高原切变线活动可使四川盆地西部暴雨增强,而西昌小高压的存在则使四川盆地西部暴雨减弱;(2)高原切变线活动使暴雨增强的主要机制是暴雨区上空对流层低层流场辐合、上升运动、正涡度、水汽通量辐合和对流层中层流场辐合、水汽通量辐合等的加强;(3)对流层低层的动力、水汽条件对暴雨发展尤为重要。

关键词 切变线 突发性暴雨 数值试验

位于青藏高原东麓的四川省,经常受到高原上天气系统东移的影响,由此而产生剧烈天气,尤其是夏季,会造成四川盆地西部突发性暴雨(历时较短,在 24 h 内强度很大且伴有日雨量 ≥ 200 mm 中心的区域性暴雨)。这类暴雨常与高原切变线有关,因此,作预报时预报员较重视高原切变线和西昌或康定小高压的活动^[1]。但高原切变线和西昌或康定小高压对突发性暴雨究竟如何影响还不太清楚。为探讨这一影响,本文利用对高原陡坡地形作台阶处理的 η 模式,对 1995 年 8 月 24 日四川盆地西部的一次突发性暴雨进行了数值模拟,在降水模拟较成功的基础上,分别将高原切变线和西昌小高压去掉,进行数值试验。

1 模式与试验设计

1.1 模式简介

成都区域气象中心的 η 模式,其水平网格为旋转球面经纬度 E 型网格,格距为 0.577×0.538 (经纬度),垂直方向使用 η 坐标,至 100 hPa 层共分 15 层,水平方向共有 95×96 个资料点。其边界基本上设在无陡坡地形处,并且设置了一个边界过渡带。

模式积分使用分裂方案,调整阶段使用前后差技术,时间步长为 4 min,平流阶段使用修改的欧拉前后差技术,时间步长为 8 min。湍流和降水子程序每 4 个时间步长调用一次,辐射是每 2 h 计算一次。

模式中通过使用有无山脉的 δ 函数以及一维水平角标,可实现程序的矢量化运算。通过令 E 型网格中最小山体单元体边上法向速度为零,就可方便地考虑山脉对气流的阻挡作用。目前,模式中尚未考虑气流沿山坡的上、下滑动作用。其他计算方案详见文献[2]。

试验所用的资料取自成都区域气象中心实时资料库。由 1995 年 8 月 23 日 08:00(北京时间,下同)500 hPa 高度客观分析图与实况分析图比较看出,两张图极为相似(图略),说明初始场质量高。由于 η 模式对陡坡地形处理特殊,故更适合高原及其毗邻地区的应用。

1.2 试验设计

从 GMS 云图看到,1995 年 8 月 23 日 00:00 青藏高原东部上空有一条切变线云系(图 1a),23 日 08:00 此云系已移到四川北部(图 1b),切变线云系前部对流云团发展,24 日 05:00 切变线云系已移到四川中部(图 1c)。这次突发性暴雨的降水时段主要集中在 23 日 20:00~24 日 08:00,可见这次突发性暴雨的主要影响系统是高原切变线。

试验设计是以 1995 年 8 月 23 日 08:00 为初始时刻,采用上述方案进行 12,24 和 36 h 数值模拟,并以此为控制试验。控制试验积分到第 12 h,500 hPa 高度场上高原东侧切变线和四川西南边界上的小高压仍存在,因此,在控制试验基础上作了两种数值试验。试验 1 为去掉西昌小高压,即将组成西昌小高压测站的数据作为缺测;试验 2 为取消高原切变线,即将高原切变线附近测站的位势高度提高到 5890 gpm。

2 试验结果分析

2.1 试验结果与降水实况

以 1995 年 8 月 22 日 08:00 为初始时刻,将 η 模式积分到第 12~36 h,在降水量预报图上四川盆地无降水(图略)。在 1995 年 8 月 22 日 20:00~23 日 20:00 的实况图上,四川盆地只有零星暴雨(图略)。

以 1995 年 8 月 23 日 08:00 为初始时刻,将 η 模式积分到第 12~36 h(见图 2b),

四川盆地西部有较大区域的降水量 ≥ 50 mm,在 1995 年 8 月 23 日 20:00~24 日 20:00 的实况图上,四川盆地西南部有较大的区域性暴雨区,中心在峨眉县,为 374.3 mm(图 2a)。比较图 2a,b 可见,以 23 日 08:00 为初始时刻,积分到第 12~36 h 预报的降水量虽然雨强比实况偏小,降水中心位置比实况偏北,但从整体看, ≥ 20 mm 和 ≥ 50 mm 的雨区与实况相近,可见这次模拟是较成功的。

图 2c,d 分别为试验 1,2 积分到第 12~36 h 的降水量预报图,即在相同的初始时刻、初始场和相同的模式物理条件下,分别删除组成西昌小高压测站的数据,提高高原切变线附近测站的位势高度后进行的数值模拟。

比较图 2c,b 可见,试验 1 积分到第 12~36 h 的预报降水量 ≥ 20 mm 和 ≥ 50 mm 的区域

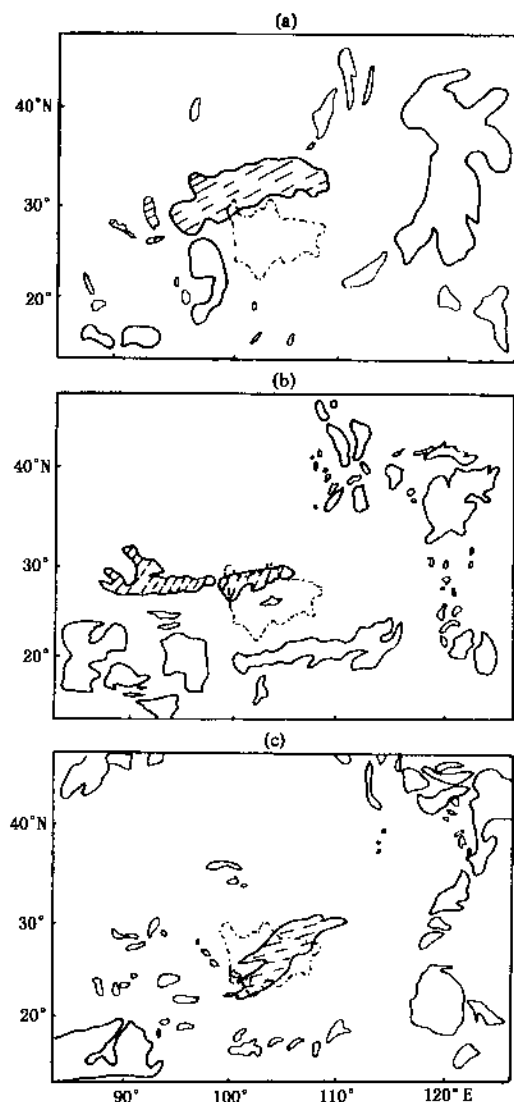


图 1 GMS 素描云图

点划线为四川省界,阴影区为切变线云系;(a)1995 年 8 月 23 日 00:33;(b)1995 年 8 月 23 日 08:32;(c)1995 年 8 月 24 日 05:32

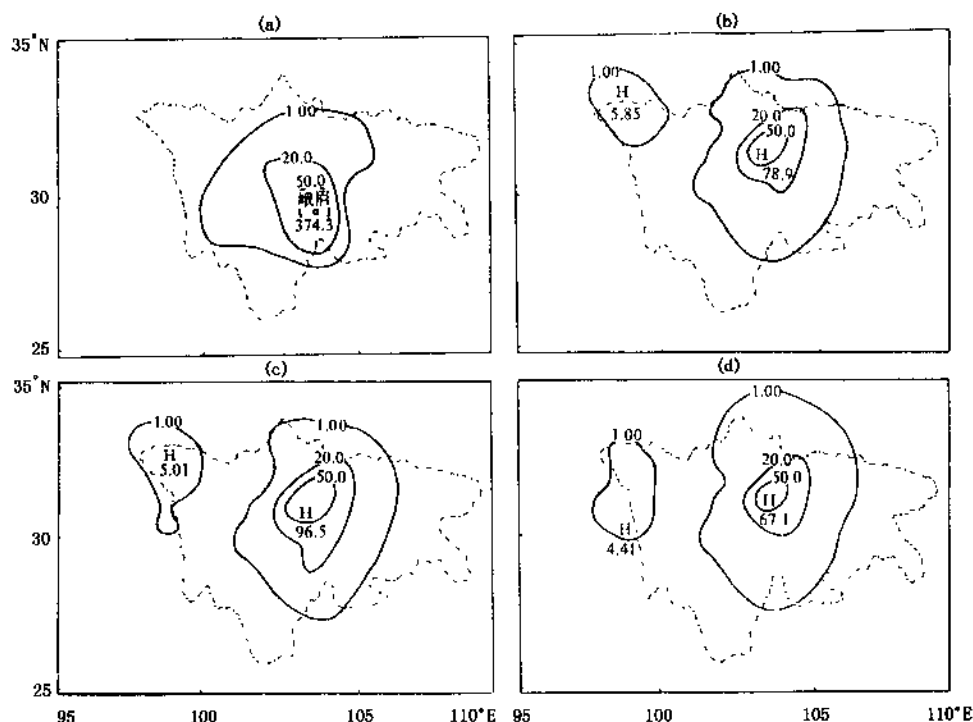


图2 1995年8月23日20:00~24日20:00雨量图

(a)实况,(b)控制试验,(c)试验1,(d)试验2

比控制试验的有些南扩,且中心增强了15%。说明在这次暴雨中,若没有西昌小高压,对四川盆地西部暴雨更有利。

比较图2d,b可见,试验2积分到第12~36h,预报的降水量 ≥ 50 mm的区域比控制试验的略小了一些,且中心强度减小了15%。说明在这次暴雨中,若没有高原切变线活动,四川盆地西部暴雨将减弱。

2.2 物理量场的试验结果

由以上分析看出,试验1,2积分到第12~36h的预报降水量与控制试验的情况有差别。这两种试验结果反映在暴雨区及其附近上空的物理量场如何?我们分别将试验1,2与控制试验积分到第12h(即暴雨开始时刻)的对流层中、低层各物理量场作比较,以探讨西昌小高压、高原切变线对这次突发性暴雨的动力和热力影响。

2.2.1 高度场

试验1积分到第12h高度场上的情况是:500 hPa高原切变线位置比控制试验的稍偏南一些(见图3a,b)。说明在这次暴雨中西昌小高压的存在对高原切变线维持没有起到多大作用,但对高原切变线东南移则有一定的阻挡作用。700 hPa在四川西部有一低压区,其范围比控制试验的扩大了,强度也有所加强,中心值比控制试验的降低了0.4,为3092 gpm(图略)。说明在这次暴雨中西昌小高压的存在对对流层低层四川西部低压发展不利。

试验2积分到第12h高度场上的情况是:500 hPa高原上有一高压,其范围比控制试验的大,中心位置比控制试验的偏东,强度也强。另外,有一低槽伸入四川北部,此槽线位置比控制试验的高原切变线位置偏东了2个经度(见图3a,c)。700 hPa四川西部有一低压区,其范围

比控制试验的扩大了。说明在这次暴雨中,若没有高原切变线活动,高原以北的低槽移动会加快;700 hPa 四川西部低压范围扩大。

2.2.2 其他物理量场

为了便于讨论,将控制试验、试验 1 和 2 均积分到第 12 h,将其各物理量按四川盆地不同区域进行区域平均(表略),结合暴雨区位置进行比较分析。

涡度场:在 500 hPa 上控制试验在四川盆地西南部为正涡度区;试验 1 在该区的正涡度区比控制试验有明显增强,并且稍有扩大;试验 2 在该区域的正涡度与控制试验的相同,暴雨区上空三个试验都为负涡度区。在 700 hPa 上,控制试验在四川盆地的大部分区域为正涡度区;试验 1 该正涡度区比控制试验的加强了;试验 2 该正涡度区比控制试验的有些缩小,暴雨区上空的正涡度也有一定减弱。

散度场:在 500 hPa 上控制试验在四川盆地北、西南部为辐合区,暴雨区西部上空处在辐合区内;试验 1 辐合区比控制试验的明显扩大,暴雨区上空为辐合区;试验 2 盆地只有西南部为辐合区,辐合区比控制试验的缩小了,暴雨区上空处在辐散区中。700 hPa 上,控制试验在盆地西南部为辐合区,暴雨区大部分上空为辐合区;试验 1 辐合区比控制试验明显地扩大和加强,暴雨区上空全为辐合区;试验 2 辐合区比控制试验的缩小了,暴雨区上空处在辐散区中。

垂直运动场:500 hPa 上,控制试验四川盆地大部分为上升运动,暴雨区上空处在上升运动中;试验 1 上升运动比控制试验的明显扩大,且增强,暴雨区上空上升运动较控制试验的强;试验 2 暴雨区上空的上升运动比控制试验的稍有加强。700 hPa 垂直运动分布与散度场分布相似,故不赘述。

从以上分析看出,在这次暴雨中,西昌小高压的存在不利于暴雨区上空对流层中低层辐合、上升运动加强和对流层低层正涡度的加强。而高原切变线的存在则有利于暴雨区上空对流层中低层辐合的形成、对流层低层上升运动的持续和正涡度的加强。

水汽通量散度场:控制试验 500 hPa 上四川盆地北部、西南部、东北部、东南部和 700 hPa 上四川盆地西、西南、南部为水汽通量辐合区,暴雨区上空处在水汽通量辐合区内;试验 1 中

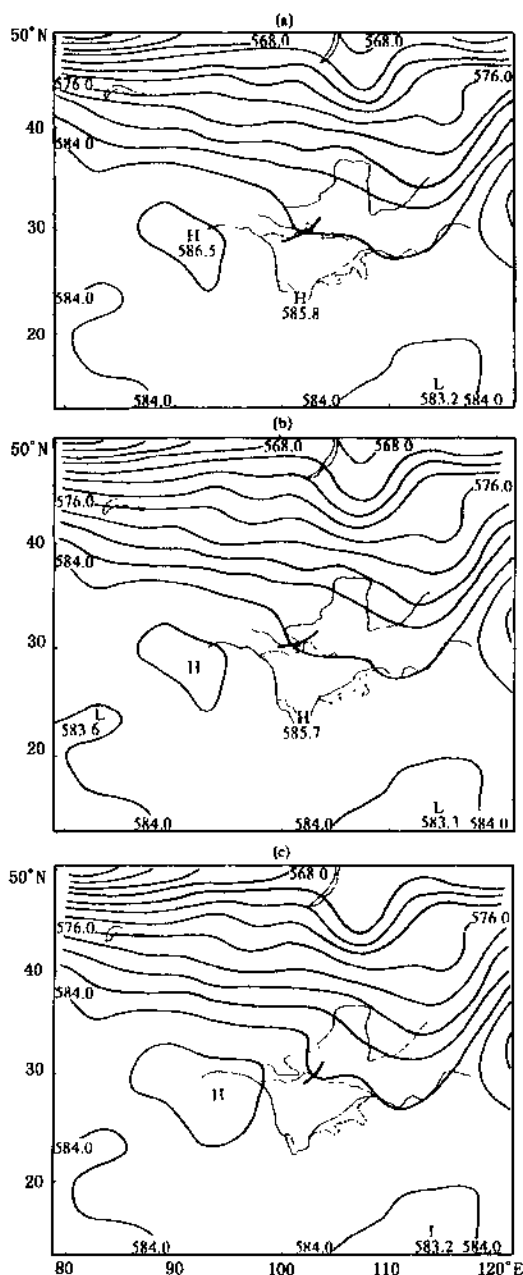


图 3 积分至第 12 h 500 hPa 高度图

(a)控制试验,(b)试验 1,(c)试验 2

500 和 700 hPa 上水汽通量辐合区比控制试验的明显扩大,强度加强暴雨区上空水汽通量辐合比控制试验的加强了;试验 2 中 500 hPa 上水汽通量辐合区比控制试验的缩小,强度减弱,700 hPa 上水汽通量散度分布与控制试验的相同,但水汽通量辐合减弱,暴雨区上空对流层中低层为水汽通量辐合,但强度比控制试验的减弱了。

$(\theta_{se500} - \theta_{se850})/\Delta Z$ 场:控制试验四川盆地各区域都为负值;试验 1 负值区缩小,暴雨区上空为负值区,但较弱;试验 2 四川盆地各区域都为负值区,且比控制试验的强,即暴雨区上空对流性不稳定比控制试验的强。

从以上分析看出,在这次暴雨中,西昌小高压的存在不利于暴雨区上空对流层中低层水汽通量辐合加强。而高原切变线存在则有利于暴雨区上空对流层中低层水汽通量辐合加强。同时还可以看出,弱的对流性不稳定有利于暴雨的发展,而西昌小高压的存在不利于弱对流性不稳定的维持,但高原切变线的存在则有利于弱对流性不稳定的持续。

3 小结

通过以上分析可以得出以下几点认识:

(1)在一定的环流形势下,高原切变线活动可使四川盆地西部暴雨加强,而西昌小高压的存在则使四川盆地西部暴雨减弱。因此,在这类突发性暴雨中需注意高原切变线的动向。

(2)对四川盆地西部暴雨发展有利的动力、热力因素主要是对流层低层流场辐合、正涡度、对流层中低层上升运动、水汽通量辐合和弱对流性不稳定。

参考文献

- [1] 肖洪郁,王春国. 1994. 九三·七二九峨眉特大暴雨中尺度分析. 四川水文, 2: 19~21
- [2] 滕家漠. 1994. 成都区域气象中心业务技术手册. 北京:气象出版社, 160~167

西南低涡的合成分析

黄福均*

(成都中心气象台, 成都 610072)

摘 要 本文利用 Reed 的综合方法, 对 1983 年 5~9 月四川省六次西南涡暴雨过程进行了分析, 得出: 暴雨的出现与西南涡的发展有密切关系; 在涡发展时期, 对流层高低层存在“三支气流”, 并将其与美国落基山东侧暴雨区内的“三支气流”做了比较。

1 引言

1983 年在长江中下游梅雨期(6 月 15 日~7 月 15 日)出现了类似 1954 年的特大洪水, 川东地区也出现了仅次于中下游的暴雨中心; 7 月 15 日葛洲坝遭遇比“81.7”更大的特大洪峰, 7 月下旬在川西、川北、陕南发生了历史上罕见的特大洪水, 安康被淹。7 月川东降水比历史上同时期偏高 189%~218%。8 月 15~18 日受西太平洋 5 号台风的影响, 副高在大陆稳定, 16 日巴尔喀什湖横槽转向导致川西发生一场持续性暴雨。9 月上旬汉江降水明显偏多, 于 5~7 日在全川出现年内最后一场暴雨。从 5 月 23 日川北第一场暴雨到 9 月 6 日的末场暴雨的 113 天内, 四川境内共经历六场范围较广的暴雨过程。这六场暴雨均与华西 700 hPa 低涡相关。本文对这六次西南低涡做了合成分析, 并对其所造成的暴雨背景场与美国落基山东侧暴雨的背景场做了比较。

2 西南低涡的定义及其合成方法

过去人们对青藏高原东南侧边界的 700 hPa 西南低涡做过许多研究, 指出^[1~3]这类低涡属于中间尺度的定常性涡旋, 是高原东南侧特殊地形的产物。但是, 根据这些研究, 西南低涡的定义还很含糊, 因此, 需要对涡的定义和划分条件进一步具体化。本文所指的西南低涡是指 700 hPa 上位于四川境内的中间尺度低涡, 要求在低涡的三个象限内至少有三个实测风向证实有闭合环流存在(此外, 凡出现在 500 hPa 上高原地区的低涡统称为 500 hPa 青藏高原低涡, 在 850 hPa 上出现的涡称为低层西南低涡)。本文采用 Reed^[4]的综合分析方法, 将 1983 年六次 700 hPa 西南低涡进行综合。表 1 是低涡出现日期、位置及相应的降水。我们计算各层平均流场、涡度、散度、垂直速度、温度平流、位涡、水汽通量、通量散度、 θ_{se} 及平均降水分布等十种物理量, 并进行合成分析, 得出西南低涡的合成结构。计算采用球坐标, 网格距为 1.25×1.25 经纬度, 格点共 252 个。

3 物理量诊断

流型 图 1 为西南低涡的合成流场。在对流层上部低涡位于南亚高压的东北。在强烈散

* 参加本工作的有数值预报室的苟光荣、林富民、袁绍华等同志。

表 1 西南低涡暴雨过程时段、位置、降水分布

700 hPa 低涡暴雨 过程出现时段	开始 出现时间	位 置	降水分布(地区)
83.5.23 ⁸ ~25 ⁸	5.24 ⁸	30°N, 105°E	23~24 日川西、川北中一大雨、局部暴雨。 25 ⁶ ~26 ⁶ 南、达、绵东部大到暴雨。
83.6.22 ²⁰ ~24 ⁸	6.23 ⁸	30°N, 102°E	23 ²⁰ ~25 ⁸ 南、达、万、内暴雨, 资中县特大暴雨。
83.7.11 ⁸ ~13 ²⁰	7.12 ⁸	32.5°N, 105°E	13~14 ⁸ 宜、南充南部、成、重大雨, 局部暴雨; 达县、万 县、涪陵暴雨, 局部大暴雨。
83.7.26 ²⁰ ~30 ²⁰	7.28 ⁸	30°N, 102°E	28 ⁸ ~29 ⁸ 绵、乐、内、雅、成大一暴雨, 绵大暴雨。 29 ²⁰ ~30 ²⁰ 绵、内、南、达北部、宜宾西部大一暴雨。
83.8.16 ²⁰ ~20 ²⁰	8.18 ⁸	32°N, 104.5°E	16 日晚到 18 ⁸ 绵、成、雅、乐暴雨一大暴雨; 17 ⁸ ~18 ⁸ 绵、成、雅、乐大暴雨; 17 ²⁰ ~19 ⁸ 绵、南、达、内暴雨。
83.9.5 ²⁰ ~6 ²⁰	9.6 ⁸	29°N, 102.5°E	4 日晚, 万县、宜宾大雨, 局部暴雨; 4 日白天内江暴雨; 6~7 ⁸ 绵阳、内江大暴雨, 乐山南部大到暴雨; 6 ²⁰ ~8 ⁸ 南充、达县、宜宾、重庆、凉山大雨到暴雨。
平 均		30.6°N, 103.5°E	

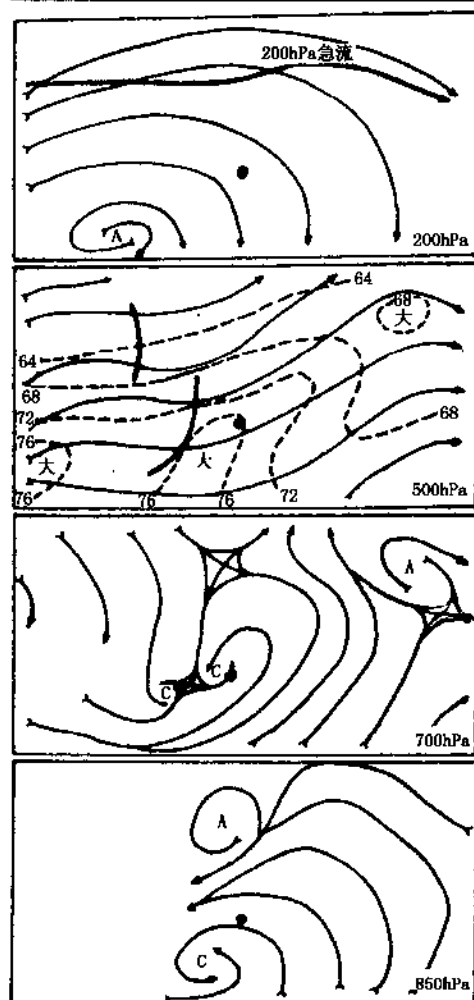


图 1 西南低涡暴雨合成流型

黑圆点: 西南低涡合成中心, 虚线: θ_{se} 等值线

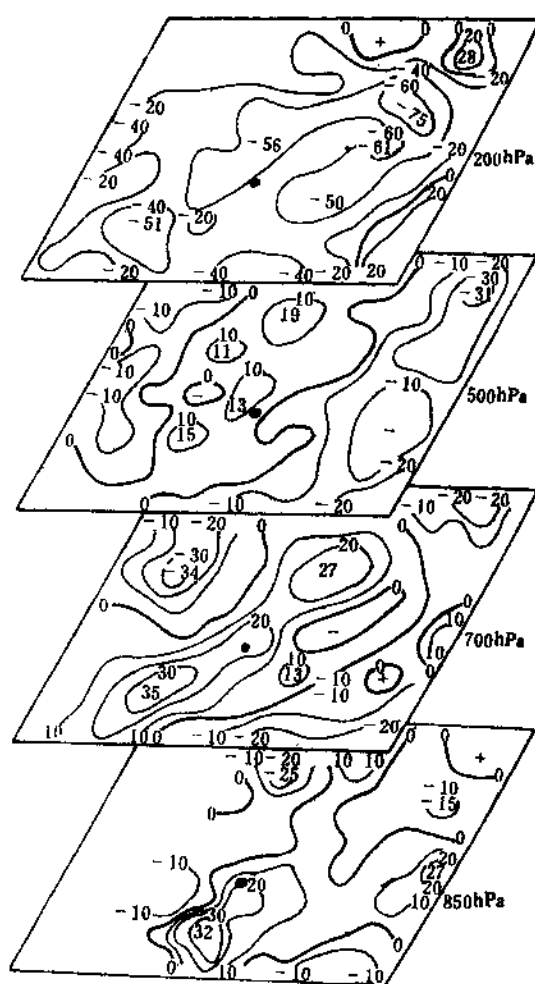


图 2 西南低涡暴雨各层合成涡度分布

黑圆点: 西南低涡合成中心

开的西北气流中,低层有显著辐合,这是低涡获得发展并导致暴雨的重要条件。合成中心对应的上空 200 hPa 风速为 12.3 m/s,在中心正北约 700 km 处有一支准东西走向的西风急流,最大风速平均为 35~40 m/s。合成中心到西风急流的纬向风速切变为 $33 \times 10^{-6}/s$,说明夏季西南涡上空并不存在一支西风急流。在中层 500 hPa 上,低涡中心西侧存在两个西风扰动,扰动前部是一支西南气流。这支西南气流平均风速 5.9 m/s,具有高温高湿的特征。从 θ_{se} 场也看出,这是一支暖而湿的气流。在 700 hPa 上,合成中心西南侧存在一个明显的中间尺度低涡。这个辐合带可能是 500 hPa 西风扰动在低层的反映。它在 500 hPa 西南气流引导下向低涡不断补充正涡度以维持低涡的生命。其次,在合成中心东南方 300~400 km 出现一支天气尺度的近南北向最大风速轴,这支大风轴也就是通常所说的低涡东侧水汽、热量和动量的输送者,平均风速为 7~10 m/s,其经向切变为 $23 \times 10^{-6}/s$ 。此外,在合成中心东侧 400~550 km 处出现一支中间尺度的次大风速轴,平均为 6~7 m/s。这支大风速轴出现在重庆到南充一带。经验表明,它在暴雨发生前后产生。在 850 hPa 上合成中心东侧 5 个纬距处出现一支东南大风速轴线,强度为 5.2~8.6 m/s,其经向切变为 $14 \times 10^{-6}/s$ 。低涡中心位于 700 hPa 合成中心西南侧 2.5 个纬距处,这样来自东南方的大量水汽在低层源源不断被送到 700 hPa 合成涡的下方,并与 700 hPa 西南气流输送的水汽在合成中心以东 400~600 km 处交叉叠置,那里是暴雨最强位置。700 和 850 hPa 在涡的西北方都呈现一支弱西北气流,表明冷平流已进入低涡的西侧,低涡的盛期一般都属于斜压性结构。

涡度场 图 2 在合成中心附近对应 850、700 和 500 hPa 各层均呈现一致的正涡度。850 hPa 在中心南侧 2.5 纬距处出现最大正值,强度为 $3.2 \times 10^{-5} s^{-1}$; 700 hPa 正涡度的分布呈东北-西南走向,最大值分别出现在北偏东方 4~5 纬距和西南方 3~4 纬距处,强度为 $2.7 \times 10^{-5} s^{-1}$ 和 $3.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。这是 500 hPa 西部扰动叠置在西南低涡西侧的反映,有利低涡的发展,随着有组织对流性不稳定云系发展,中心及周围的气压进一步下降。这可能是 500 hPa 西部扰动在青藏高原东部侧边界与 700 hPa 西南低涡相互作用产生大面积暴雨的关键。200 hPa 上,合成中心周围呈现大片负涡度,最强中心位于合成中心西北侧 1~3 纬距处,强度为 $-5.6 \times 10^{-5} s^{-1}$,对流层上层的负涡度和

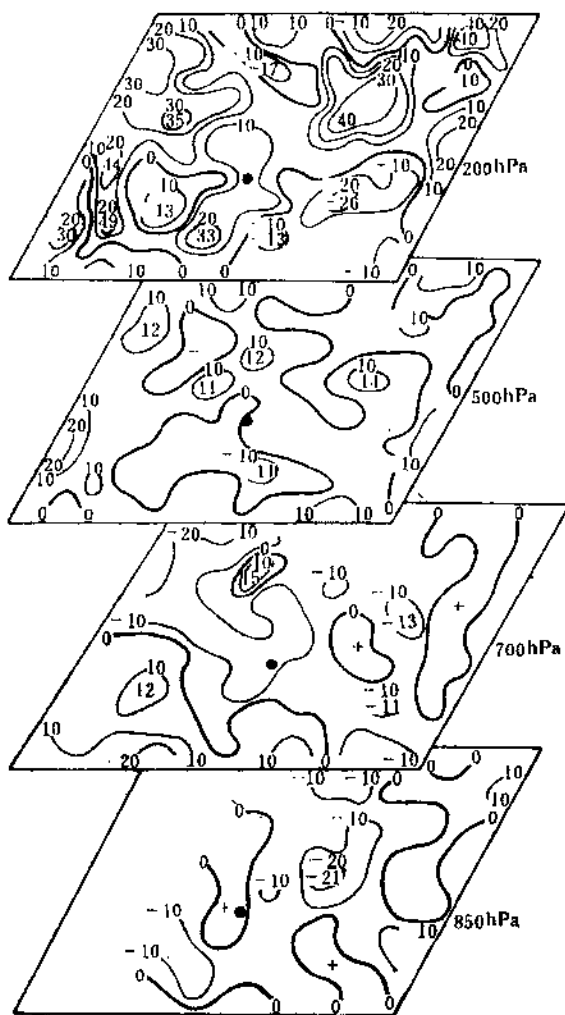


图 3 西南低涡暴雨各层合成散度分布
黑圆点:西南低涡合成中心

500 hPa 以下的正涡度的垂直分布,是西南低涡合成涡度场的重要特征。另外,我们可以从 500 hPa 涡度分布中看出,在合成中心东侧 4~5 纬距处出现最大负涡度中心,强度为 $-1.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,与高原低涡不移动类*十分类似。低涡负涡度中心的这种分布,一般预示着低涡不向东移。本文所研究的西南低涡,其中心大部分未东移到长江中下游。这是盛夏低涡沿西太平洋副高西侧发生发展的主要类型。

散度 图 3 是西南低涡发展时期散度场的平均分布。在低层 850、700 hPa 上,合成中心附近为辐合,其中 850 hPa 辐合区最强处位于合成中心东北方 200~600 km 范围,强度为 $-1.0 \times 10^{-5} \sim -2.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,那里是 850 hPa 平均流场东南气流和川北偏东气流的切变位置;而 700 hPa 辐合区集中在 700 hPa 合成中心的范围内,强度为 $-1.0 \times 10^{-5} \sim -1.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在 500 hPa,辐合区主要呈现在合成中心的西南部位和东北部位,最大辐合中心为 $-0.8 \times 10^{-5} \sim -0.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。200 hPa 上,与低涡合成中心对应处为辐散区,散度强度 $+1.0 \times 10^{-5} \sim +1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,中心的西北和东北方 300~500 km 处最大辐散中心值达到 $+3.0 \times 10^{-5} \sim +4.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,说明上层的辐散值比中低层辐合值大。散度分布的这种特征是四川暴雨大范围开始期的重要条件之一。

垂直速度 图 4 为合成中心东北、东南、西南、西北各 1.25 纬距组成的四个象限,分别点出垂直速度随高度的分布。由图所示,在西南低涡的四周及中心区均为上升运动。其中东北部位上升速度最大,500 hPa 处强度达 $-3.2 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$;西南部其次,强度为 $-2.1 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$;而东南部位再次,西北部位最小。低层 850 hPa 在合成中心的东北部位上升速度最大,强度为 $-0.7 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$;其次是东南、西北部;西南部最小。700 hPa 上,东北部位上升速度最大,西北部位最小。以上说明西南低涡的主要上升运动区发生在东部,特别是东北侧。其次是西南部位,最小值位于西北部位。

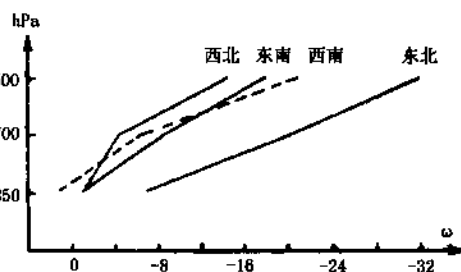


图 4 合成中心附近四个象限垂直速度

温度距平分布 如图 5 所示,850 hPa 上西南低涡中心区以西均为冷性,以东为暖性,在 700 hPa 上距平零线紧靠合成中心,呈东北-西南向,西北侧为冷区,东南侧为暖区,包括中心也在暖区内,最强暖区在紧靠合成中心南侧 100~300 km 处,呈东北-西南走向。850、700 hPa 温度距平的这种分布表明,暴雨在大而积开始期已有冷空气从涡的西侧侵入,其东侧、南侧保持一支强大的偏南偏东气流向雨区输送水汽。在 500 hPa 上,合成中心周围温度为正距平,正距平最大地区出现在离中心东北 5 个纬距和离中心西部 9 纬距处。这是来自青藏高原南侧的一支暖湿气流。在图 1 θ_{se} 的合成分布图上已经相当清楚地说明了这支气流的性质。在西南气流的西北侧是负距平,那是斜压扰动叠置在这支西南气流上的反应。

4 四川暴雨和美国落基山东侧暴雨“三支气流”之比较

青藏高原和美国落基山都处于影响系统的上游。在巨大山脉的东侧,高低空都呈现与暴雨相联系的“三支气流”。这里特将西南低涡暴雨与美国落基山东部暴雨“三支气流”^[5,6]作一比较。

图 6b 是四川暴雨三支气流与雨区综合示意图,它表明我国西南低涡中存在“三支气流”。

* 黄福均等,对青藏高原不动和移动类低涡的合成研究(待发表)。

即位于低涡中心北侧 200 hPa 上的西风急流;低涡西侧的对流层中层呈现一支与青藏高原西风扰动相联系的西南暖湿气流;在合成中心东侧 3~4 纬距处,700 和 850 hPa 上存在一支偏南和偏东南的湿急流。

图 6a 是美国落基山东部暴雨区、暖盖边缘和“三支气流”综合图。由图所示,美国的“三支气流”分别在 300 hPa 上空存在一支与大尺度西风槽相应的西南急流,急流最大风速达 40 m/s 左右,其垂直范围大,550 hPa 仍可见其行迹。我国西南低涡对应 200 hPa 这支西风急流,仅在 400 hPa 尚能辨别,500 hPa 上已不见其踪迹。在对流层中部,美国落基山东侧存在一支弱西风气流,它是由落基山脉东移的,与中层干暖空气相联系的弱急流,高度约在 4880 m 左右,内有两个最大风速中心,一支在南面的得克萨斯州上空,呈反气旋方向弯入墨西哥湾,另一支呈气旋弯曲转向东北,它们均位于低空湿急流上,形成很大区域的一层逆温,盖住了那里的上升运动。而我国西南低涡对应对流层中层这支青藏高原西南气流,不是一支急流,就其温湿的属性来说它表征青藏高原南侧边界层内气流的物理特征具有不稳定的性质。当其正

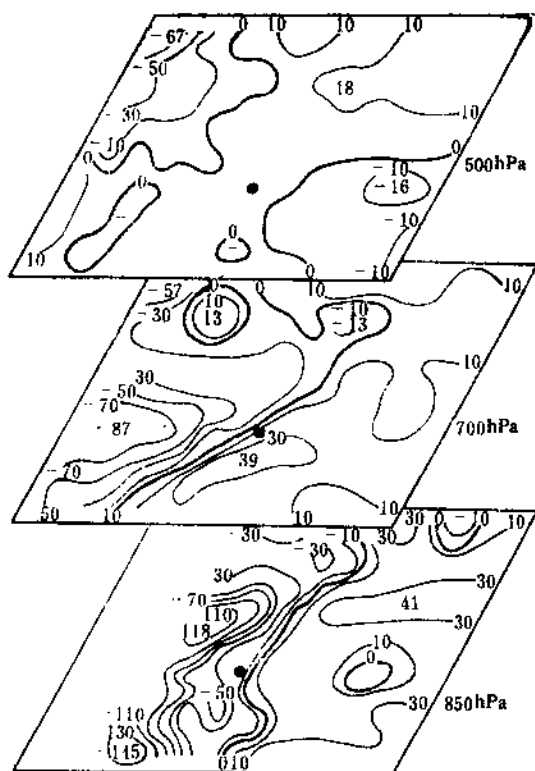


图 5 西南低涡暴雨各层温度距平分布
黑圆点:西南低涡合成中心

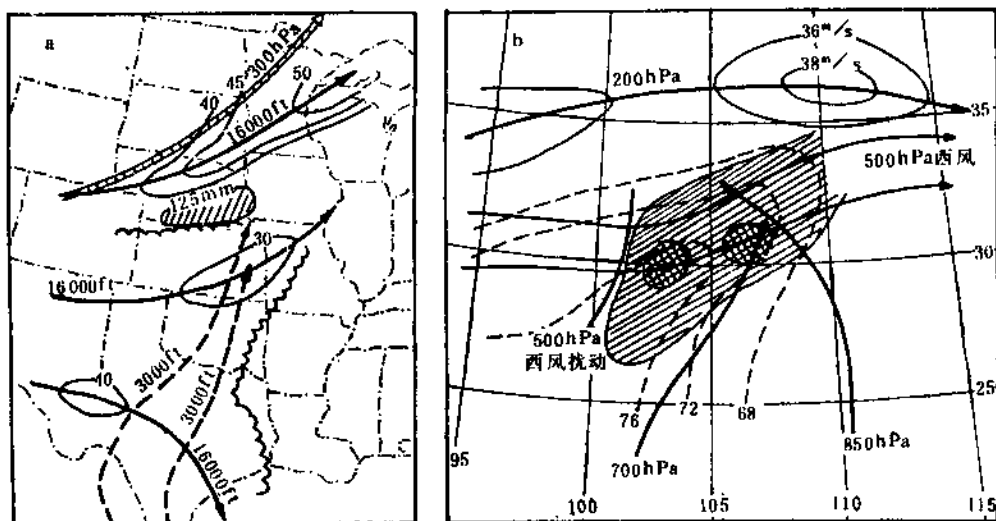


图 6 四川暴雨与美国暴雨“三支气流”的比较

a:美国三支气流、暴雨区、暖盖边缘综合图,波状线代表暖盖边缘;b:四川暴雨三支气流与雨区综合示意图,单斜影区表示合成雨量 ≥ 10 mm,双斜影区表示合成雨量 ≥ 25 mm,虚线表示 θ_{se} 线

涡度平流叠置在西南低涡上空时,将会加剧低涡上层辐散、低层辐合的“抽气效应”,从而使位势不稳定能量大量被释放,使中尺度云系有组织集成具有中间尺度到天气尺度的低涡云团。此外,我国西南低涡暴雨和美国暴雨在对流层低层都存在一支偏南的湿急流。

由于上述“三支气流”各自的物理特征和配置上的差别,反映在暴雨的位置上是不同的。我国西南低涡暴雨一般均发生在高层西风急流的南侧、中层扰动前部西南气流东侧以及低层偏南湿急流的西侧。而美国暴雨则发生在低层湿急流的北侧、暖盖西侧和 300 hPa 急流的右侧,详见图示。

5 结论

(1)本文对六次西南涡大范围暴雨起始期进行了合成诊断,合成中心平均位置 30.6°N , 103°E ,位于准定常九龙涡的东北方 200 km 处,涡的西侧是青藏高原,东部是四川盆地。分析表明,暴雨与西南涡的发展有密切联系。在涡的发生、发展时期,高、低层存在“三支气流”是产生四川大面积暴雨的背景条件。

(2)西南低涡是一种青藏高原东侧边界层内的中间尺度天气系统,低涡内部 700~200 hPa 的垂直风速切变为 $1.13 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$,经向风速切变为 $23 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$,上层辐散强 ($1.5 \times 10^{-5} \sim 4.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$),中、低层辐合强 ($-1.0 \times 10^{-5} \sim -2.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$),正涡度上下叠置,上升速度东北部最大,西北部最小。当中层有扰动重叠在低涡上空,扰动后部同时有冷平流从涡的西侧进入时,是低涡演变成斜压涡发展的重要原因,也是触发大面积暴雨的必要条件。

(3)暴雨落区位于 200 hPa 急流入口区的右前方、500 hPa 西风扰动和低涡的东侧与低层偏南风轴的交界处。低层偏南大风轴是一支非地转湿急流,为暴雨发生提供大量水汽和不稳定能量。中层的西风扰动助长了低涡内部的上升运动。200 hPa 急流右前方的辐散区则加剧了低层的上升运动。

(4)将四川暴雨和美国落基山东侧暴雨“三支气流”作了比较,得出了它们的共同点:上层和低层都存在一支西风急流和低层急流。不同点是由于青藏高原巨大陆块边界混合层的特征决定中层这支西风气流具有暖湿的性质。当有扰动移到低涡上空时,引起剧烈的“抽气效应”,使对流加强,涡内中尺度云系组织集成云团。而美国落基山东侧这支西风急流由于来自墨西哥北部干暖沙漠地区的混合层内,当干暖中层气流叠置在低层湿急流上空时,形成“暖盖”,抑制那里的对流发展。因此,四川暴雨主要发生在中层西南气流和低涡的东侧,而美国的暴雨发生在湿急流的北侧、“暖盖”的西侧和 300 hPa 急流的右侧。它们之间区别的主要原因在于青藏高原大地形和落基山墨西哥北部干燥沙漠的下垫面所在位置以及它们的地理学特征的差异。

参考文献

- [1] 彭宪成等. 1964. 西南低涡之研究. 天气月刊, 5 月号
- [2] 王彬华. 1951. 在西藏高原的影响下中国动力性气旋的生成及其发展. 山东大学学报, 第四期
- [3] 孙月浦. 1955. 西南低涡的型式和预报. 天气月刊, 4 月号
- [4] Reed R J. 1977. The structure and properties of African Wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**: 317-313
- [5] Carlsoos T N et al. 1980. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**: 1018
- [6] 李毓芳. 1982. 杭州大学学报(自然科学版), **9**(2): 207~217

大尺度环境场和 CISK 与西南低涡发展的动力学分析

陈忠明

(四川省自贡市气象局, 自贡 643000)

摘 要 本文根据文献[1]提出的用 CISK 理论研究西南低涡发展的设想, 采用早期最简单的积云参数化模式, 把积云对流同低层次天气尺度扰动联系起来, 用描述大尺度环境场和积云对流对次天气尺度扰动作用的方程组, 在简单两层模式中求解, 分析了影响西南低涡发展的各个因子, 讨论了发展型西南低涡在模式中的简单结构。

关键词 西南低涡 两层模式 准地转平衡 积云加热参数化

1 引言

西南低涡是位于青藏高原东侧 700 hPa 等压面附近的天气系统。其水平特征尺度约为 300~500 km, 是一种次天气尺度系统。夏季西南低涡活动频繁, 常常带来暴雨或大暴雨天气。因此, 对西南低涡生成、发展、移动的研究长期以来都得到人们的重视^{1), 2), 3)}。特别是西南低涡的发展问题, 无论是理论研究或实际预报都是极为重要的。四川省气象科学研究所等的分析表明: 低涡的发展与高层环境场的辐散、辐合有关⁴⁾。中国科学院大气所模拟组的研究²⁾认为: 中高层凝结潜热的释放对低涡的维持发展起相当重要的作用。在胡伯威的一篇报告中⁵⁾着重强调由低层辐合带中的次天气尺度扰动和中层低涡平流引起的适应调整变化加上由此面引导的不稳定释放和积云加热反馈过程导致西南低涡发展。科学院大气所通过对西南低涡结构的个例分析指出: 西南低涡的温压场特征与一般温带气旋的结构有所不同, 面类似于热带扰动。因此提出了采用研究热带扰动发展的 CISK 理论探讨西南低涡发展的设想⁵⁾。杨大升在研究边界层对低涡降水过程的作用时^[1]也提到这个设想。

本文采用早期最简单的积云对流参数化模式, 把积云对流同次天气尺度扰动(西南低涡)联系起来, 用描述大尺度环境场和积云对流对次天气尺度扰动作用的方程组, 在简单两层模式中求解, 得出一些对西南低涡发展预报有指导意义的结果。

2 环境场和积云对流影响次天气尺度扰动发展的方程组

在 p 坐标系中, 控制大气运动的方程组为:

1) 中国科学院大气物理研究所。西南低涡结构的个例分析, 青藏高原气象论文集(1975~1976), 1977, 299~306 页。

2) 中国科学院大气物理研究所模拟组。西南低涡的初步分析, 青藏高原气象论文集(1975~1976), 1977 年, 291~298 页。

3) 安徽省气科所等。西南低涡东移过程几个实例的数值试验。气象科技资料, 1977(天气分析和预报附刊)。

4) 四川省气科所等。五至六月西南低涡的发展及其与四川暴雨的关系。青藏高原气象论文集(1975~1976); 1977 年, 283~290 页。

5) 胡伯威。夏季青藏高原地形影响与西南低涡、江淮切变的形成和维持。热带、副热带动力、数值会议交流材料, 1985 年。

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} + f \vec{K} \times \vec{V} = -\nabla \phi & (1) \\ \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \vec{V} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \sigma \omega = \frac{R}{c_p p} Q & (2) \\ \nabla \cdot \vec{V} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 & (3) \end{cases}$$

方程组中 $\sigma = -\frac{\partial}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 是大气的静力稳定度参数, Q 为非绝热加热率, 本文仅考虑水汽凝结所释放的潜热, 包括大尺度、次天气尺度和积云对流释放的潜热。

假定大气运动是以大尺度运动场(F_0) 作为基本场, 并在基本场中叠加着次天气尺度扰动场(F'), 小尺度积云对流仅以潜热形式反映出来, 则有:

即:

$$\begin{cases} F = F_0 + F' \\ \vec{V} = \vec{V}_0 + \vec{V}', \omega = \omega_0 + \omega', \phi = \phi_0 + \phi' \\ Q = Q_0 + Q' + Q_s \end{cases} \quad (4)$$

其中 Q_0, Q', Q_s 分别为大尺度运动, 次天气尺度运动和积云对流释放的潜热。

作为基本场的大尺度运动, 满足下列方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{V}_0}{\partial t} + (\vec{V}_0 \cdot \nabla) \vec{V}_0 + f \vec{K} \times \vec{V}_0 = -\nabla \phi_0 & (6) \\ \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi_0}{\partial p} \right) + \vec{V}_0 \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi_0}{\partial p} \right) - \sigma \omega_0 = \frac{R}{c_p p} Q_0 & (7) \\ \nabla \cdot \vec{V}_0 + \frac{\partial \omega_0}{\partial p} = 0 & (8) \end{cases}$$

对(4)式的第一式和(1)、(6)三式作微分运算有:

$$\xi = \xi_0 + \xi' \quad (9)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \xi + \vec{V} \cdot \nabla f + (\xi + f) \nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (10)$$

$$\frac{\partial \xi_0}{\partial t} + \vec{V}_0 \cdot \nabla \xi_0 + \vec{V}_0 \cdot \nabla f + (\xi_0 + f) \nabla \cdot \vec{V}_0 = 0 \quad (11)$$

将(4)、(9)式代入(10)式得:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} (\xi_0 + \xi') + (\vec{V}_0 + \vec{V}') \cdot \nabla (\xi_0 + \xi') + (\vec{V}_0 + \vec{V}') \cdot \nabla f \\ & + (\xi_0 + \xi' + f) \nabla \cdot (\vec{V}_0 + \vec{V}') = 0 \end{aligned} \quad (12)$$

由于我们主要讨论环境场和积云对流对次天气尺度扰动的影响, 故略去次天气尺度扰动自身的非线性相互作用, 即可在方程中略去扰动量的二次项。

将(12) - (11)式并略去扰动量的二次项有:

$$\frac{\partial \xi'}{\partial t} + \vec{V}_0 \cdot \nabla \xi' + \vec{V}' \cdot \nabla \xi_0 + \vec{V}' \cdot \nabla f + (\xi_0 + f) \nabla \cdot \vec{V}' + \xi' \nabla \cdot \vec{V}_0 = 0 \quad (13)$$

同理, 对热力学方程和连续性方程有:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) + \vec{V}_0 \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) + \vec{V}' \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) - \sigma_m \omega' = \frac{R}{c_p p} Q_s \quad (14)$$

$$\nabla \cdot \vec{V}' + \frac{\partial \omega'}{\partial p} = 0 \quad (15)$$

其中 $\sigma_m = -\frac{\alpha}{Q_{sc}} - \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p}$ 为湿静力稳定度参数, 次天气尺度扰动产生的凝结加热作用已包含在其中。

对于西南低涡这样的次天气尺度系统, 以前的研究表明: 行星边界层的内摩擦是造成低涡区域内有强烈辐合上升气流的主要因子*。由于边界层内的摩擦作用, 使低涡上产生水平辐合气流, 这种水平辐合气流为低涡区域内的积云对流提供水汽, 并通过边界层顶向上输送质量, 使低涡区域发展成积雨云^[1]。所以我们将低涡区域内的积云对流释放的潜热同边界层内摩擦作用产生的 Ekman 抽吸联系起来。

$$Q_s = -\eta \omega_E \quad (16)$$

式中 ω_E 为边界层顶的垂直速度, η 为凝结函数。当 $\omega_E > 0$ 时, $\eta = 0$ 。

边界层理论^[2]指出: “边界层顶的垂直速度与边界层顶以上的地转风涡度有关”。那么, 在次天气尺度扰动区域, 边界层顶的垂直速度 ω_E 则与边界层顶以上的次天气尺度扰动涡度有关:

$$\omega_E = -K\zeta^* \quad (17)$$

其中 K 为摩擦系数, ζ^* 为边界层顶以上的次天气尺度扰动涡度。

将(17)式代入(16)式有:

$$Q_s = -\eta(-K\zeta^*) = \eta K\zeta^* \quad (18)$$

上式便完成了用次天气尺度的量表示小尺度积云对流加热的参数化。

将(18)式代入(14)式得:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) + \vec{V}_0 \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) + \vec{V}' \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi_0}{\partial p} \right) - \sigma_m \omega' \\ - \frac{R}{c_p p} \eta K \zeta^* = 0 \end{aligned} \quad (19)$$

叶笃正等^[3]对大气运动多时态特征的研究结果表明: “大气运动的重大发展过程都发生在力的准平衡下的第二阶段, 使用这种准平衡假定得到的结果必然能解释运动的主要动力过程”。由于我们仅研究对预报西南涡发展有意义的第二发展阶段, 因此, 采用准地转平衡来研究西南低涡的第二发展阶段是可行的。故有:

$$\vec{V} \approx \vec{V}'_g = -\frac{1}{f} \nabla \phi' \times \vec{K}, \zeta' \approx \zeta'_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi' \quad (20)$$

由(13)、(15)、(19)、(20)式构成的闭合方程组:

$$\frac{\partial \zeta'_g}{\partial t} + \vec{V}_0 \cdot \nabla \zeta'_g + \vec{V}'_g \cdot \nabla \zeta_0 + \vec{V}'_g \cdot \nabla f + (f + \zeta_0) \nabla \cdot \vec{V}' + \zeta'_g \nabla \cdot \vec{V}_0 = 0 \quad (21)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) + \vec{V}_0 \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) + \vec{V}'_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi_0}{\partial p} \right) - \sigma_m \omega' - \frac{R}{c_p p} \eta K \zeta^* = 0 \quad (22)$$

$$\nabla \cdot \vec{V}' + \frac{\partial \omega'}{\partial p} = 0 \quad (23)$$

$$\vec{V}'_g = -\frac{1}{f} \nabla \phi' \times \vec{K}, \zeta'_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi' \quad (24)$$

* 成都中心气象台等。西南涡的形成及其涡源问题的初步研究。青藏高原气象论文选编, 1974 年。

它描述了大尺度环境场和积云对流对次天气尺度扰动发展的影响。

3 方程组的简化和两层模式中的分析

对于西南低涡这样的涡旋系统,其低涡的发展表现为中心附近的涡度随时间增大,即:
 $\frac{\partial \zeta'}{\partial t} \Big|_{\text{中心}} > 0$ 。在低涡中心处,其高度场和涡度场分别达到最低和最大。由极值原理有: $\nabla \zeta' = \nabla \phi' = 0$,则: $\vec{V}' = 0, \vec{V}' \cdot \nabla F_0 = \vec{V}_0 \cdot \nabla F' = 0$ 。即在低涡中心附近, $\vec{V}' \cdot \nabla F_0$ 和 $\vec{V}_0 \cdot \nabla F'$ 对 $\frac{\partial \zeta'}{\partial t}$ 的影响很小。因此,大尺度环境流场对扰动量的平流($-\vec{V}_0 \cdot \nabla F'$)和次天气尺度扰动流场对基本量的平流($-\vec{V}' \cdot \nabla F_0$)对低涡发展的作用是比较次要的,但这并不等于我们不考虑平流过程对低涡发展的影响。因 $\nabla \cdot \vec{V}_0$ 受大尺度涡度平流($-\vec{V}_0 \cdot \nabla \zeta_0$)和温度平流 $\left[-\vec{V}_0 \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi_0}{\partial p}\right)\right]$ 等的影响。因此,我们通过方程(21)中的 $\zeta'_g \nabla \cdot \vec{V}_0$ 项间接地考虑了大尺度平流过程对低涡发展的影响。且天气分析事实*也表明:大尺度环境场的平流过程对西南涡发展是很重要的。

略去方程(21)、(22)式中的 $\vec{V}' \cdot \nabla F_0$ 和 $\vec{V}_0 \cdot \nabla F'$ 有:

$$\frac{\partial \zeta'_g}{\partial t} + (f + \zeta_0) \nabla \cdot \vec{V}' + \zeta'_g \nabla_0 \cdot \vec{V}_0 = 0 \quad (25)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) - \sigma_m \omega' - \frac{R}{c_p p} \eta K \zeta^* = 0 \quad (26)$$

将(23)式代入(25)式有:

$$\frac{\partial \zeta'_g}{\partial t} - (f + \zeta_0) \frac{\partial \omega'}{\partial p} + \zeta'_g \nabla \cdot \vec{V}_0 = 0 \quad (27)$$

为了知道促使西南涡发展的因子,将反映次天气尺度扰动发展的方程组(27)、(26)、(24)在简单两层模式中求解。图1是模式大气分层示意图。模式大气层顶为100 hPa,底层为900 hPa, $\Delta p = 200$ hPa。取类似于文献5)的边界条件: $\omega'_4 = 0, \omega'_0 \approx \omega_E = -K \zeta^*$ 。

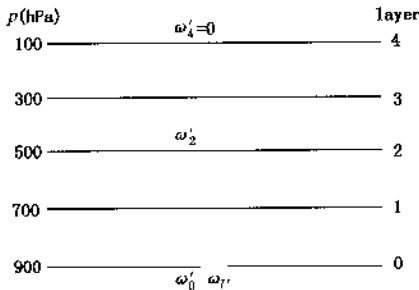


图1 模式大气分层示意图

将方程(27)、(24)分别写在第1层和第3层上,方程(26)写在第2层上有:

* 见 P. 144 的注 2)

$$\frac{\partial \zeta'_{g1}}{\partial t} - (\zeta_0 + f)_1 \left(\frac{\partial \omega'}{\partial p} \right)_1 + \zeta'_{g1} (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 = 0 \quad (28)$$

$$\zeta'_{g1} = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi'_1 \quad (29)$$

$$\frac{\partial \zeta'_{g3}}{\partial t} - (\zeta_0 + f)_3 \left(\frac{\partial \omega'}{\partial p} \right)_3 + \zeta'_{g3} (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 = 0 \quad (30)$$

$$\zeta'_{g3} = \frac{1}{f} \Delta^2 \phi'_3 \quad (31)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi'}{\partial t} \right)_2 - \sigma_m \omega'_2 - \frac{R}{c_p p_2} \eta K \zeta^* = 0 \quad (32)$$

由于环境场和西南涡的特点, 对方程组(28)~(32)作如下近似:

(1) 大尺度环境场的涡度 ζ_0 一般比地转涡度 f 小一个量级。因此, 我们作如下近似:

$$(\zeta_0 + f)_1 \approx f, (\zeta_0 + f)_3 \approx f \quad (33)$$

(2) 类似于文献[4]在研究 CISK 时所作的近似: 边界层顶以上的次天气尺度扰动涡度 ζ^* 近似为第一层上的扰动涡度(700 hPa 西南涡的涡度):

$$\zeta^* = \zeta'_{g1} \quad (34)$$

(3) 对于大尺度环境场, 其散度 $\nabla \cdot \vec{V}_0$ 的水平变化比较缓慢, 在 300 ~ 500 km 的水平范围内, $\nabla \cdot \vec{V}_0$ 变化较小。因此, $\nabla \cdot \vec{V}_0$ 在低涡范围内(300 ~ 500 km) 可作常量近似。另外由于低涡发展时常随高空槽东移, 在不太长的时间内, 两者相对位置几乎保持不变。因此, 对研究环境场对低涡发展的影响来说, 可把 $\nabla \cdot \vec{V}_0$ 作为定常处理。通过作以上近似, 可使所讨论的问题大为简化, 而又不影响我们对问题实质的分析。我们可以通过分析 $\nabla \cdot \vec{V}_0$ 的变化来考虑环境场对西南涡发展的影响, 即: $\nabla \cdot \vec{V}_0 \approx \nabla \cdot \vec{V}_0(p)$ 。

(4) 扰动量的垂直差分一律采用中央差:

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial \omega'}{\partial p} \right)_1 = \frac{\omega_0 - \omega'_2}{2\Delta p} = \frac{-K\zeta^* - \omega'_2}{2\Delta p} \\ \left(\frac{\partial \omega'}{\partial p} \right)_3 = \frac{\omega'_2 - \omega'_4}{2\Delta p} = \frac{\omega'_2}{2\Delta p} \\ \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p} \right)_2 = -\frac{\phi'_1 - \phi'_3}{2\Delta p} = \frac{\phi'_3 - \phi'_1}{2\Delta p} \end{cases} \quad (35)$$

将(33)、(34)、(35)式代入(28)~(32)得:

$$\frac{\partial \zeta'_{g1}}{\partial t} + f \frac{\omega'_2}{2\Delta p} + \zeta'_{g1} \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{\Delta p_2} \right] = 0 \quad (36-a)$$

$$\frac{\partial \zeta'_{g3}}{\partial t} + f \frac{\omega'_2}{2\Delta p} + \zeta'_{g3} (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 = 0 \quad (36-b)$$

$$\frac{\partial \phi'_3}{\partial t} - \frac{\partial \phi'_1}{\partial t} - 2\Delta p \sigma_m \omega'_2 - \frac{2R\Delta p}{c_p p_2} \eta K \zeta'_{g1} = 0 \quad (36-c)$$

$$\zeta'_{g1} = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi'_1, \zeta'_{g3} = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi'_3 \quad (36-d)$$

利用(36-a)~(36-c)三式消去 ω'_2 , 则有:

$$\frac{\partial \zeta'_{g1}}{\partial t} + \frac{\partial \zeta'_{g3}}{\partial t} + \zeta'_{g1} \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p} \right] + \zeta'_{g3} (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 = 0 \quad (37)$$

$$2\Delta p\sigma_m \frac{\partial \zeta'_{g1}}{\partial t} + 2\Delta p\sigma_m \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p} \right] \zeta'_{g1} + \frac{f}{2\Delta p} \frac{\partial \phi'_s}{\partial t} - \frac{f}{2\Delta p} \frac{\partial \phi'_1}{\partial t} - \frac{Rf}{c_p p_2} \eta K \zeta'_{g1} = 0 \quad (37)$$

作微分运算 ∇^2 (37), 并利用(36-d), 则有:

$$2\Delta p\sigma_m \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \zeta'_{g1} + 2\Delta p\sigma_m \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p} \right] \nabla^2 \zeta'_{g1} + \frac{f^2}{2\Delta p} \frac{\partial \zeta'_{g3}}{\partial t} - \frac{f^2}{2\Delta p} \frac{\partial \zeta'_{g1}}{\partial t} - \frac{Rf}{c_p p_2} \eta K \nabla^2 \zeta'_{g1} = 0 \quad (38)$$

由于西南低涡是一个准对称的涡旋天气系统。为此, 我们采用柱坐标系, 令其扰动涡度 ζ'_{g1} 具有如下形式解:

$$\zeta'_{g1} = \zeta_1(r) e^{\sigma t} \quad (i = 1, 3) \quad (39)$$

将(39)式代入(37)和(38)式有:

$$\left[\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p} \right] \zeta_{1(r)} + \left[\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 \right] \zeta_{3(r)} = 0 \quad (40)$$

$$\left\{ 2\Delta p\sigma_m \sigma + 2\Delta p\sigma_m \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p} \right] - \frac{Rf}{c_p p_2} \eta K \right\} \nabla^2 \zeta_{1(r)} - \frac{f^2}{2\Delta p} \sigma \zeta_{1(r)} + \frac{f^2}{2\Delta p} \sigma \zeta_{3(r)} = 0 \quad (41)$$

式中 $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2}{\partial \varphi^2}$ 为柱坐标中的水平拉普拉斯算符。

由(40)和(41)两式消去 $\zeta_{3(r)}$ 得:

$$\left\{ 2\Delta p\sigma_m \sigma + 2\Delta p\sigma_m \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p} \right] - \frac{Rf}{c_p p_2} \eta K \right\} \left[\frac{d^2 \zeta_1}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{d\zeta_1}{dr} \right] - \frac{f^2}{2\Delta p} \sigma \left[1 + \frac{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p}}{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3} \right] \zeta_{1(r)} = 0 \quad (42)$$

令: $\mu = 2\Delta p\sigma_m \sigma + 2\Delta p\sigma_m \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p} \right] - \frac{Rf}{c_p p_2} \eta K$

$$\gamma = - \frac{f^2}{2\Delta p} \sigma \left[1 + \frac{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p}}{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3} \right]$$

则方程(42)可写为: $r^2 \frac{d^2 \zeta_1}{dr^2} + r \frac{d\zeta_1}{dr} + \frac{\gamma}{\mu} r^2 \zeta_1 = 0 \quad (43)$

这是典型的零阶 Bessel 方程。

若取西南低涡的涡旋半径为 r_0 , 且我们仅研究低涡区域内的扰动发展。对于低涡边缘处 $r = r_0$, 其扰动涡度为零, 即 $\zeta'_{g1}(r_0) = 0$, 也即是 $\zeta_1(r_0) = 0$ 。在这种边界条件下, 微分方程(43)只能是实变量的零阶 Bessel 方程。其方程的解为:

$$\zeta_{1(g)} = A J_{0(nr)} \quad (r \leq r_0) \quad (44)$$

式中 $J_{0(nr)}$ 为零阶 Bessel 函数, 且有:

$$n^2 = \gamma/\mu$$

$$= \frac{-\frac{f^2}{2\Delta p}\sigma \left[1 + \frac{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p}}{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3} \right]}{2\Delta p\sigma_m\sigma + 2\Delta p\sigma_m \left[(\nabla \cdot \vec{V}_0) + \frac{fK}{2\Delta p} \right] - \frac{Rf}{c_p p_2} \eta K} \quad (45)$$

将(44)式代入(40)和(39)式得:

$$\zeta'_{g1} = A e^{\sigma} J_{0(nr)} \quad (r \leq r_0) \quad (46)$$

$$\zeta'_{g3} = - \frac{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + \frac{fK}{2\Delta p}}{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3} A e^{\sigma} J_{0(nr)} \quad (r \leq r_0) \quad (47)$$

由(36-a), (46)两式可得:

$$w_2^1 = \left\{ k + \frac{2\Delta P}{f} [\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)] \right\} A e^{\sigma} J_0(nr) \quad (r \leq r_0) \quad (48)$$

利用连续方程和(48)式可得:

$$(\nabla \cdot \vec{V}')_1 = - \frac{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1}{f} A e^{\sigma} J_{0(nr)} \quad (r \leq r_0) \quad (49)$$

$$(\nabla \cdot \vec{V}')_3 = \left\{ \frac{K}{2\Delta p} + \frac{\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1}{f} \right\} A e^{\sigma} J_{0(nr)} \quad (r \leq r_0) \quad (50)$$

以上结果(46)~(50)是方程组(21)~(24)于一定条件下在简单两层模式中的解。

4 结果分析

4.1 影响低涡发展的因子分析

根据天气分析事实我们知道, 700 hPa 附近, 在西南涡的涡旋区域内都是正涡度, 至边缘 r_0 处涡度为零, 即: $\zeta'_{g1}(r_0) = A e^{\sigma} J_{0(nr_0)} = 0$ 。因此, 由低涡区域内涡度的这种分布特点可知: $\lambda_1 = nr_0$ 就是零阶 Bessel 函数的第一个零点 ($\lambda_1 = 2.4$)。则:

$$\lambda_1^2 = n^2 r_0^2$$

将(45)式代入上式并整理得:

$$\begin{aligned} & \left[\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2 \right] \sigma^2 + \left\{ \left(\frac{f^2 r_0^2}{2\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2 \right) [(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3] \right. \\ & \left. - \left[\frac{Rf}{c_p p_2} \eta \lambda_1^2 - \frac{r_0^2 f^3}{(2\Delta p)^2} - f \sigma_m \lambda_1^2 \right] K \right\} \sigma + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2 [(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 \cdot (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3] \\ & + \sigma_m \lambda_1^2 f \left(1 - \frac{R\eta}{c_p p_2 \sigma_m} \right) K (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 = 0 \end{aligned} \quad (51)$$

上式是一个关西南涡增长率 σ 的二次方程。从该方程的系数可见: 西南低涡的发展主要取决于低层大尺度环境流场的散度 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1$ 、高层大尺度环境流场的散度 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_3$ 和边界层摩擦 (K) 产生的积云对流释放的潜热。为了更明显地看出各因子的作用, 下面分别进行讨论。

(1) 当 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 = 0, K = 0$ 时, 由方程(51) 解得:

$$\sigma = - \frac{\frac{f^2 r_0^2}{2\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2}{\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2} (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 \quad (52)$$

这就是低层大尺度环境场散度 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1$ 对西南低涡增长率的影响。由(52) 式可见, 低层大尺度环境场散度 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1$ 对低涡发展的影响受到大气层结稳定度 σ_m 的制约。当 $\sigma_m > -f^2 r_0^2 / [4(\Delta p)^2 \lambda_1^2]$ 时, 即大气层结处于弱不稳定和稳定时, 系数 $\left[\frac{f^2 r_0^2}{2\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2 \right] / \left[\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2 \right] > 0$ 。此时, 低层大尺度环境场为辐合 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 < 0$, 有利于西南涡的发展。当低层环境场辐合越强时, σ 越大, 西南涡发展越快, 相反, 低层环境场为辐散 $[(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 > 0]$ 时, 低涡减弱。这是和天气分析事实一致的, 可能是弱不稳定和稳定大气中低涡发展的主要因子。当 $\sigma_m < -f^2 r_0^2 / [4(\Delta p)^2 \lambda_1^2]$ 时, 低层环境场的辐散有利于低涡发展, 而低层环境场的辐合却不利于低层发展, 显然, 这是不符合天气事实的。此时, 低涡的发展只能依靠高层环境场和积云对流释放的潜热来驱动。

(2) 当 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 = 0, K = 0$ 时, 由方程(51) 解得:

$$\sigma = - \frac{\frac{f^2 r_0^2}{2\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2}{\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2} (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 \quad (53)$$

这就是高层(300 hPa) 大尺度环境场散度 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_3$ 对西南低涡增长率的影响。与低层一样, 高层大尺度环境场散度 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_3$ 对低涡发展的影响仍受到大气层结稳定度 σ_m 的制约。当 $\sigma_m < -f^2 r_0^2 / 4(\Delta p)^2 \lambda_1^2$ 时, 即大气层结处于不稳定时, $[f^2 r_0^2 / 2\Delta p + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2] / [f^2 r_0^2 / \Delta p + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2] < 0$, 此时, 高层大尺度环境场为辐散 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 > 0$, 有利于西南涡的发展。当高层环境场辐散越强时, 西南涡发展越快。相反高层大尺度环境场为辐合时 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 < 0$, 环境场作用使低涡减弱。这些都是同实际分析一致的。它可能是不稳定大气中低涡发展的主要因子。当 $\sigma_m > -f^2 r_0^2 / 4(\Delta p)^2 \lambda_1^2$ 时, 即大气处于弱不稳定和稳定状态时, 高层环境场的散度对西南涡发展的影响与上述结果相反。

(3) 当 $(\nabla \cdot \vec{V}_0)_1 = 0, (\nabla \cdot \vec{V}_0)_3 = 0$ 时, 由方程(51) 解得

$$\sigma = \frac{\frac{Rf}{c_p p_2} \lambda_1^2}{\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2} (\eta K) - \frac{\frac{f^3 r_0^2}{(2\Delta p)^2} + f \sigma_m \lambda_1^2}{\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2} \quad (54)$$

这就是边界层摩擦产生的次级环流所组织的积云对流释放潜热 (ηK) 和摩擦的动力作用对西南涡发展率 σ 的影响。由(54) 式可见: 由边界层摩擦产生的次级环流所组织的积云对流释放的潜热 $\left(\frac{Rf}{c_p p_2} \lambda_1^2 \eta K / \left[\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2 \right] \right)$ 总是使 $\sigma > 0$, 西南涡发展; 而摩擦的动力作用 $\left(- \left[\frac{f^3 r_0^2}{(2\Delta p)^2} + f \sigma_m \lambda_1^2 \right] K / \left[\frac{f^2 r_0^2}{\Delta p} + 2\Delta p \sigma_m \lambda_1^2 \right] \right)$ 总是使 $\sigma < 0$, 使西南涡减弱。当对流凝结释放的潜热越大时, 西南涡发展越快。另外, 从(18) 式可以看出: 当西南涡发展后, 次天气尺度扰动

涡度增大则辐合加强,从而又组织起更多的积云对流释放大量潜热。这些热量又加热高层大气,促使西南涡发展。依此下去,积云对流和西南涡相互作用,互为因果,共同发展。这就是研究热带扰动发展的第二类条件不稳定理论(CISK)。但为什么西南涡不能像台风发展得那样强烈呢?这可能有下述两方面的原因:首先,西南涡处于内陆,其发展所需要的水汽来源不如在海洋上的台风充足。其次,西南涡是副热带天气系统,易使冷空气侵袭,往往使低涡上空的暖心结构难以长时间维持。因此,西南涡的发展不能像台风那样强烈。

4.2 发展型西南低涡结构的简单分析

在此以前,人们对西南低涡结构的研究已经做了不少工作。特别是发展型西南涡结构的分析,更为人们重视*,且取得了不少成果。那发展型西南涡在本文的简单模式中的结构是否与天气事实和诊断分析一致呢?这是值得探讨的问题。

4.2.1 涡度场特征

从(46)式可见, $\zeta'_{g1(r)} > 0$,700 hPa低涡区域内为正涡度,涡度在低涡中心($r = 0$)处最大;从中心向外,涡度按零阶 Bessel 函数 $J_0(nr)$ 的形式减小。由(47)式可见: $\zeta'_{g3} < 0$,表明 300 hPa 上低涡上空为负涡度区,在低涡中心上空涡度最强;从中心向外,涡度按 $J_0(nr)$ 减小。

4.2.2 散度场特征

由(49)、(50)式可知:在 700 hPa 低涡区域内有流场的辐合,在低涡中心辐合最强,从低涡中心向外,辐合减弱。在低涡区域上空的 300 hPa,其流场有辐散,在低涡中心上空辐散最强;从中心向外,辐散强度增强。因: $|(\nabla \cdot \vec{V}')_3| - |(\nabla \cdot \vec{V}')_1| = \frac{K}{2\Delta p} A e^{\alpha} J_0(nr) > 0$,则有:低涡上空 300 hPa 的辐散大于 700 hPa 低涡区域内的辐合。

4.2.3 垂直运动特征

因 $\omega'_4 = 0, \omega'_0 = -K\zeta'^* = -K\zeta'_{g1} = -KAe^{\alpha}J_0(nr), \omega'_2 = -\left\{K + \frac{2\Delta p}{f}[\sigma + (\nabla \cdot \vec{V}_0)_1]\right\}Ae^{\alpha}J_0(nr)$, 则 $\omega'_2 - \omega'_0 = 2\Delta p(\nabla \cdot \vec{V}')_1 < 0$ 。由此可见,垂直运动的铅直分布为:从大气底层(900 hPa)到大气中层(500 hPa),随着高度的升高,低涡区域内的上升运动增强,到 500 hPa 上升运动达最大。在 500 hPa 以上,随着高度的升高上升运动减弱,到大气高层(100 hPa)减小为零。

由上述分析可知,发展的低涡结构是:在涡度场上表现为低层正涡度,高层为负涡度。在散度场上表现为低层辐合,高层辐散;且高层辐散大于低层辐合。从低层到中层上升运动增强。到中层上升运动最强;从中层到高层上升运动减弱。图 2 是根据上述结果作出的西南低涡区域内的散度 $(\nabla \cdot \vec{V}')$ 和垂直速度 (ω') 的水平和垂直分布图。该图直观地反映了发展型西南低涡的大致结构。

上面我们对影响西南低涡发展的因子进行了分析,并简单地讨论了发展型低涡的结构。对于大尺度环境场和积云对流释放潜热促使西南涡发展的过程实例,在文献 1)、2)中已作了详细的分析。对于发展型西南低涡结构的实例,文献 3)已作了计算分析,并给出了定性结果。本文结果与这些天气分析事实比较一致,限于文章篇幅,此处不另作讨论。

5 结语

通过前几节的分析,我们可以得到以下认识:(1)大尺度环境场的散度和由边界层摩擦作

* 见 144 页上 2)

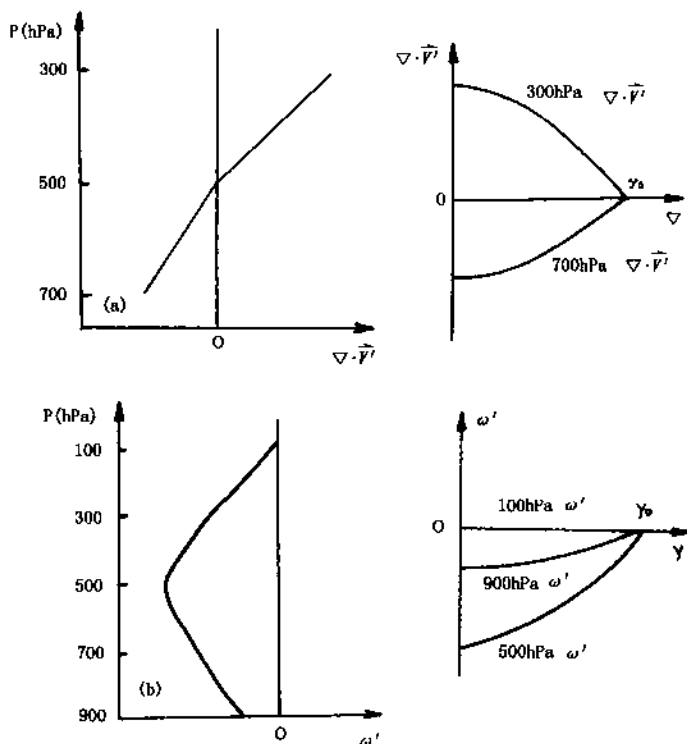


图 2 (a)、(b)分别为低涡区域内和低涡中心处散度和垂直速度的水平和垂直分布

用产生的次级环流组织的积云对流释放的潜热是西南低涡发展的主要因子。边界层摩擦产生的次级环流组织的积云对流释放潜热总是有利低涡发展。大尺度环境场对低涡发展的影响受到大气稳定度的制约；在弱不稳定和稳定大气中($\sigma_m > -f^2 r_0^2 / 4\Delta p^2 \lambda_1^2$)，低层大尺度环境场的辐合是促使低涡发展的重要因子。在不稳定大气中($\sigma_m < -f^2 r_0^2 / 4\Delta p^2 \lambda_1^2$)，高层大尺度环境场的辐散是驱动低涡发展的重要因子。(2)对子发展型西南低涡，其结构特征为：在低涡区域内($r \leq r_0$)，低层为正涡度，高层为负涡度；低层有流场辐合，高层有流场的辐散；且高层辐散大于低层辐合。其垂直运动为：低涡区域内均为上升运动，低涡中心上升运动最强。从低层到中层上升运动增强，从中层到高层，上升运动减弱；大气中层，低涡上升运动最大。

作者在完成过程中曾得到中国科学院大气所吴国雄博士的帮助和指导，谨致谢意。

参考文献

- [1] 杨大升. 1980. 行星边界层对低涡降水的作用, 暴雨文集编辑组编, 暴雨文集. 长春: 吉林人民出版社, 47~57
- [2] 伍荣生等编. 1983. 动力气象学. 上海: 上海科学技术出版社, 129
- [3] 叶笃正, 李麦村. 1980. 大气各类运动的多时间尺度特征. 中央气象局气象科学研究所编, 第二次全国数值预报会议论文集. 北京: 科学出版社
- [4] 伍荣生等编. 1983. 动力气象学. 上海: 上海科学技术出版社, 173~177

一次夏季西南低涡形成机理的数值试验*

濮梅娟 刘富明**

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

沈如金

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 本文用一个适合于高原地区的简化流体动力学模式,对一次夏季西南低涡的形成进行了多种数值试验。控制试验结果表明,西南低涡形成的位置在高原东侧地形高度 3000 m 附近,与实况基本吻合,降水区分布比较合理。对不同物理过程进行试验表明,动力过程对西南涡的形成起了基本作用,但单纯的动力过程不能使西南涡维持下去。潜热加热对西南涡的维持发展有重要影响。感热加热作用较小。

青藏高原地形对西南涡的形成有决定性影响。模式地形高度削减一半,模拟的西南涡形成位置比实况偏西偏南;去掉地形后,700 hPa 为一热低压,位于青藏高原内部。

关键词 西南涡 数值试验

1 引言

西南涡形成于青藏高原东侧约 700 hPa 高度附近。因为南来的西南气流受青藏高原地形阻挡和侧向边界层摩擦影响,它的形成不同于一般背风波气旋。这种涡旋只存在于对流层中低层,初生时期一般为暖性结构,斜压性不强,尺度只有几百公里。对于西南涡的形成,过去在天气学、动力学诊断分析等方面做了大量的工作,近几年来也开始用数值模拟方法进行研究^[1~3],一些初步的结果已使人们对西南涡的发生发展有了进一步的认识。但由于地理环境复杂,西南涡的尺度较小,高原地区实测资料较少,给研究带来一定的困难。对它产生机制的认识尚需对更多西南涡实例进行分析研究。本文选用了—个适合于高原地区的简化流体动力学中尺度模式^[3],对 1982 年 7 月 26~28 日造成四川盆地大暴雨的西南低涡的形成过程进行数值试验,探讨该西南涡形成的基本原因。虽然模式分辨率不很高,但在预报西南涡的产生方面比较成功。

2 模式和试验个例

本文研究所采用的模式是 σ 坐标六层初始方程中尺度模式。有关模式的细节可参看文献^[3],这里只作—些简单的介绍。模式包含了控制天气系统发展的主要的物理过程,如地形的阻挡,大气中非线性过程,绝热和非绝热加热,边界层参数化和水汽循环等。在原模式中,感热

* 本工作为国家气象局科学基金委高原基金资助项目。

** 钟晓平、郑露荫、张仁秀同志参加了部分工作。

加热的计算系采用实测的日平均地气温差作正弦变化表示感热加热的日变化。在本文试验中,改用由地面热量平衡方程计算地面温度,然后计算来自地面感热通量,在大气中还加入牛顿冷却的作用。模式引入了一个相对实际地形,最大地形高度为 4900 m。模式试验采用实测气象要素,包括 $\phi, T, T - T_d, u$ 和 v ,用主观分析方法得到格点值,作弱的平滑进入模式积分。积分范围约为 $20^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$,水平格距为 96.3 km,模式大气顶取 60 hPa,时间步长为 3 min。作为研究模式,侧边界条件采用了实测资料的线性外推值。

试验个例是 1982 年 7 月 26 日 20 时生成于四川西部地区的西南涡过程。7 月 26~28 日,四川盆地东部发生了一次特大暴雨过程,总雨量大于 100 mm 的面积约 70000 km^2 ,雨量超过 200 mm 的县有 8 个,暴雨中心一个在平昌县(303 mm),一个在黔江县(337 mm),这场特大暴雨在川东地区是近百年未遇到过的。

这次大暴雨的主要影响系统是在高原涡触发下产生的西南涡。25 日 20 时有一西风大槽移过四川盆地到达长江中下游一带,其后的高压脊也移到四川盆地上空,紧跟在高压脊后部有一高原涡生成,并随之东移。26 日 20 时,在 $32.5^{\circ}\text{N}, 103^{\circ}\text{E}$ 附近产生了一个西南涡(图 1)。本文作者之一对这个西南涡的发展作过详细的天气学分析^[4],其发展原因除了 500 hPa 高原涡东移时,其东侧的上升气流与四川盆地里低层上升气流耦合外,对流层高层流场的演变也起了重要作用。在 500 hPa 西风大槽东移加深过程中,对流层上部副热带西风急流在我国 110°E 以东地区南压、急流中心迅速东移,西南涡产生的位置由原西风急流出口区南侧的辐合区变成入口区南侧,南亚高压东北侧的辐散区的下方。同时在对流层低层 700 hPa 上有一支偏南风急流,这支低空急流穿过 850 hPa 上 θ_{se} 大值区。暴雨就发生在低空急流北端的左前方。26 日 20 时至 27 日 20 时,该西南涡东移发展到达川东地区,也正是川东暴雨最强盛的时刻,暴雨中心平昌县 24 h 雨量达 238 mm。

模式试验的初始场取 7 月 26 日 08 时实测资料,共进行了六种试验(表 1),下面分析模式试验结果及各种物理过程和地形在这次西南涡形成中的相对重要性。

表 1 模式试验表

序 号	名 称	地 形	动力过程	感热加热	潜热加热
1	控制试验	最大高度 4900 m	有	有	有
2	纯动力试验	同上	有	无	无
3	有感热试验	同上	有	有	无
4	有潜热试验	同上	有	无	有
5	半地形试验	最大高度 2450 m	有	有	有
6	无地形试验	地形高度为 0	有	有	有

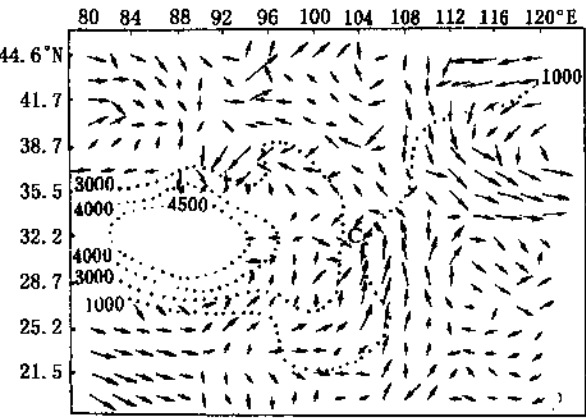


图 1 1982 年 7 月 26 日 20 时(北京时间)700 hPa 流场实况
带矢短线为风矢,1 mm 约相当于 2 m/s;C 为西南涡中心
所在位置;点线为地形等高线(单位:m)

3 控制试验

控制试验包括了所有动力、热力过程及取相对实际的地形高度。模式积分 6 h 后, 200 hPa 上副热带急流位于 $35.5^{\circ}\text{N} \sim 40.2^{\circ}\text{N}$ 之间, 中心在 $37.1^{\circ}\text{N}, 102^{\circ}\text{E}$ 附近, 最大风速约 45 m/s 。500 hPa 上, 高原涡位于高空急流中心的右后侧辐散区的下方。700 hPa 上, 在 30.5°N 附近, 从 $92^{\circ}\text{E} \sim 104^{\circ}\text{E}$ 有一条切变线, 此时西南低涡尚未形成。但 200 hPa 上西风急流在高原东侧上空形成风速约达 45 m/s 的急流中心, 该区风速 6 h 内增加了将近 10 m/s 。根据前后两时次实况推测, 此急流中心强度偏强, 位置也偏西了些。但其他系统分布的预报还是比较合理的。

图 2a, b, c 是控制试验积分 12 h 的流场图。200 hPa 上副热带西风急流仍位于 $35.5^{\circ}\text{N} \sim 40.2^{\circ}\text{N}$ 之间, 其中心在 $37.1^{\circ}\text{N}, 102^{\circ}\text{E}$ 附近, 最大风速约 40 m/s , 基本环流与实况较接近(图 2a)。500 hPa 上, 高原涡中心位于 $33.8^{\circ}\text{N}, 97^{\circ}\text{E}$ 附近, 西太平洋副热带高压中心在 $25.5^{\circ}\text{N}, 112^{\circ}\text{E}$ 附近, 反气旋环流较强, 西部脊伸到 105°E 附近(图 2b)。图 2c 是 700 hPa 流场图, 高原东侧西南低涡的气旋性环流清晰可见, 中心约在 $32.5^{\circ}\text{N}, 101^{\circ}\text{E}$ 附近, 比实况图(图 1)上西南涡的位置约偏西了 2 个经度。从上述流场图分析可以看到, 这次西南涡是产生在 200 hPa 西风急流中心的右后方, 500 hPa 高原涡的东南部, 系统配置与实况相接近。根据预报风场计算的涡度和散度场分析, 对应西南涡上空为中心达 $7.1 \times 10^{-5}/\text{s}$ 的辐散区; 500 hPa 高原涡中心附近的正涡度达 $4.8 \times 10^{-5}/\text{s}$, 散度为 $-2.0 \times 10^{-5}/\text{s}$; 700 hPa 上对应西南涡中心为辐合, 达 $-6.9 \times 10^{-5}/\text{s}$, 正涡度区也很强, 但位置比实况偏西一些。

模式预报的降水区基本与西南涡位置相对应, 降水大值区位于低涡中心的东侧(图略), 预报的 24 h 降水量中心为 37.4 mm , 比实况偏小。由于低涡位置偏西, 降水区的位置也比实况偏西一些。模式预报了西南涡的生成, 但未预报出后 12 h 的东移, 后面我们将对此做一些讨论。

4 加热过程在西南低涡生成发展中的作用

对于西南涡的生成和发展, 动力过程和加热过程各起了什么样的作用是一个需要进一步研究的问题。感热加热是否有如对高原涡生成那样明显的作用, 潜热释放又起了如何作用, 在本文讨论的个例中, 我们又做了三种试验: 纯动力试验, 有地面感热通量和其垂直输送的试验, 有潜热加热的试验(分别为表 1 中试验 2, 试验 3 和试验 4)。

图 3 给出了纯动力试验模式积分 12 h 700 hPa 的流场。其流场特征与控制试验结果(图 2c)很相似。在 26 日 20 时, 同样在高原东侧有西南涡生成, 位置接近。这个低涡在初始场和 6 h 预报中都是不存在的。说明动力过程在西南涡生成中起了重要作用。为便于比较, 表 2 列出了 700 hPa 上与这低涡有关的物理量的值。低涡中心的涡度和散度分别为 $6.3 \times 10^{-5}/\text{s}$ 和 $-5.1 \times 10^{-5}/\text{s}$, 高度为 3051 gpm, 低涡南侧的西南风为 7.6 m/s 。这些值比控制试验中相应的值略偏弱一些。值得提出的是, 这个低涡维持的时间甚短, 不足 6 h, 在 27 日 02 时模拟的流场上, 低涡环流为一东南风和东北风构成的倒槽所取代(图略), 说明对这次西南涡的维持和发展仅是动力作用还是不够的。

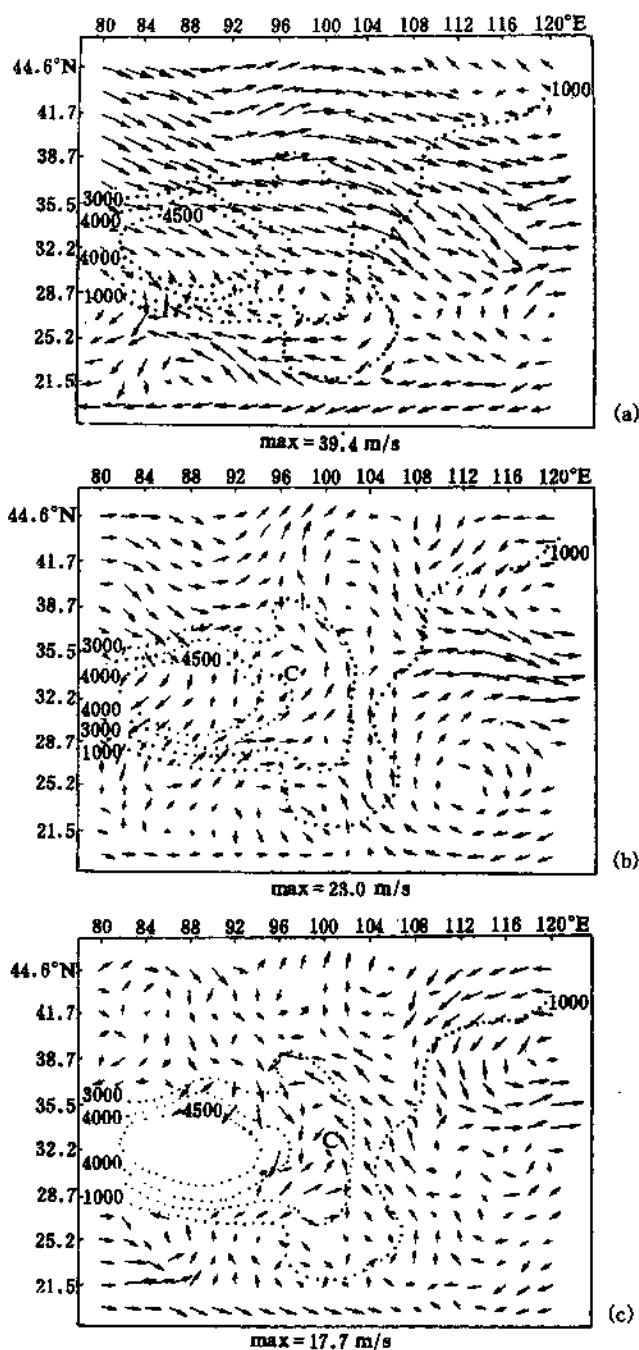


图2 控制试验模式积分12 h流场(对应于1982年7月26日20时)

a. 200 hPa, b. 500 hPa, c. 700 hPa; 200 hPa 风矢 1 mm 约相当于 5 m/s,
500 hPa 风矢 1 mm 约相当于 3 m/s; 其余说明同图 1

表 2 700 hPa 上模式不同试验中与低涡有关的物理量的值

预报时间	低涡及中心代表量 (700 hPa)	试验类别			
		控制试验 (试验 1)	纯动力试验 (试验 2)	有感热试验 (试验 3)	有潜热试验 (试验 4)
26 日 20 时	低涡的气旋性环流	完整清楚	完整清楚	完整清楚	完整清楚
	低涡南部的风场 (风向、风速)	257.0,9.6	258.2,7.6	246.4,8.1	261.9,9.2
	低涡中心高度 (10 gpm)	303.9	305.1	305.3	303.8
	涡度($\times 10^{-5}/s$)	7.0	6.3	6.5	7.1
	散度($\times 10^{-5}/s$)	-6.9	-5.1	-5.6	-6.6
27 日 02 时	低涡的气旋性环流	完整清楚	东北、东南风倒槽	东北、东南风倒槽	气旋性环流不完整
	低涡南部的风场 (风向、风速)	283.5,5.2	151.4,3.5	166.0,4.6	163.1,7.6
	低涡中心 高度(10 gpm)	304.9	306.4	306.4	304.8
	涡度($\times 10^{-5}/s$)	6.4	4.3	4.0	7.1
	散度($\times 10^{-5}/s$)	-6.4	-3.4	-3.1	-6.3
27 日 08 时	低涡的气旋性环流	完整清楚	西北、南风切变	西北、南风切变	西北、南风切变
	低涡南部的风场 (风向、风速)	166.0,8.4	173.6,5.4	179.5,5.3	157.7,8.0
	低涡中心 高度(10 gpm)	305.7	307.5	307.6	305.4
	涡度($\times 10^{-5}/s$)	7.6	6.0	5.7	9.6
	散度($\times 10^{-5}/s$)	-11.0	-5.5	-5.6	-13.4
26 日 20 时	(12 h)降水(mm)	13.1			14.4
27 日 02 时	(18 h)降水(mm)	23.6			23.0
27 日 08 时	(24 h)降水(mm)	37.1			36.5

有感热加热的试验(试验 3)包含了来自地面的感热通量及其垂直输送,结果也列在表 2 中。到 26 日 20 时,700 hPa 上同样有西南涡产生,低涡的气旋性环流完整清楚,位置也与控制试验接近(图略)。低涡中心的涡度和散度分别为 $6.5 \times 10^{-5}/s$ 和 $-5.6 \times 10^{-5}/s$,低涡南侧的西南风为 8.1 m/s ,反映比纯动力试验中的低涡略强一些,但相差不大,说明感热加热作用在本次西南涡形成中有一些作用,但作用不大。18 h 和 24 h 的模拟结果也与纯动力试验相似,低涡没有维持和发展,变成倒槽和切变。相应的物理量的值反映系统甚至比纯动力试验还弱,这可能与夜间没有太阳辐射,感热加热不明显有关。

试验 4 包含有潜热加热(大尺度凝结潜热和积云对流凝结潜热),但不包括感热加热。与前几种试验相同,积分 12 h 后,即 26 日 20 时,700 hPa 上低涡环流完整清楚,中心位置与控制试验中几乎一致(图略)。低涡中心的涡度和散度值为 $7.1 \times 10^{-5}/s$ 和 $-6.6 \times 10^{-5}/s$,高度为 3038 gpm,低涡前部的西南风有明显增大,达 9.2 m/s 。反映这时西南涡比纯动力试验和有感热加热试验时强,比较接近控制试验中的低涡强度,表明潜热加热在本次低涡形成过程中有较

明显的作用。再过 6 h 后,低涡有所减弱,环流变得不完整,但中心的涡度和散度值基本稳定,只是低涡前部的西南风风速减小了。到 27 日 08 时,低涡也减弱成西北风和东南风的切变了,与控制试验的结果也有明显不同。因此,从感热加热和潜热加热共同作用的意义讲,感热加热对低涡维持还是有一定作用的,但潜热加热使初生的西南涡强度增强,它的作用比感热加热要显著得多。

表 2 还给出了有潜热试验和控制试验预报的降水量,在低涡生成前 12 h(26 日 08~20 时)分别为 14.4 mm 和 13.1 mm;低涡生成后 12 h(26 日 20 时~27 日 08 时)分别为 22.1 mm 和 24.3 mm;24 h 总降水量为 36.5 mm 和 37.1 mm。由此可以看出,低涡生成后 12 h 的降水量有显著的增大,但考虑了感热加热影响,降水量预报变化不是很大。

5 地形对西南涡形成的影响

陈受钧等^[6]曾对离开高原并在我国东部造成暴雨的西南涡与青藏高原大地形的关系进行数值试验,发现当采用降低高原地形高度时,西南涡被斜压扰动取代,相应的暴雨区向东偏移;当采用包络地形增高地形高度时,西南涡向高原靠近。本文采用三种地形来研究青藏高原对西南涡生成的影响:即(1)取相对实际地形的试验,即前面的控制试验;(2)取上述地形高度一半,称半地形试验;(3)无地形试验,即模式中地形高度都取零。这些试验中都包含了模式的动力、热力过程,但结果有明显的差异。

5.1 半地形试验

在这个试验中,地形高度降低了一半,最大地形高度降为 2450 m,地形坡度也减小了一半。有意思的是,在模式积分 6 h 后,即在 26 日 14 时,在高原的东南部 30°N,95°E 附近,700 hPa 上就有一低涡生成。低涡形成时间比控制试验中低涡生成提前了 6 h,低涡生成位置也偏西约 6 个经度,偏南约 3 个纬度。低涡中心的高度、涡度、散度以及垂直速度都比控制试验中的低涡要弱一些(图略)。低涡形成后,先是沿着 2000 m 地形等高线向东北方向移动,随后折向东南移动,到 27 日 02 时,中心移至 31°N,99°E 附近(图 4)。这个低涡在 27 日 08 时依然存在,维持了 18 h 以上。

半地形试验预报的环流形势也与控制试验不同,尤其是高原及高原下游的环流系统。在

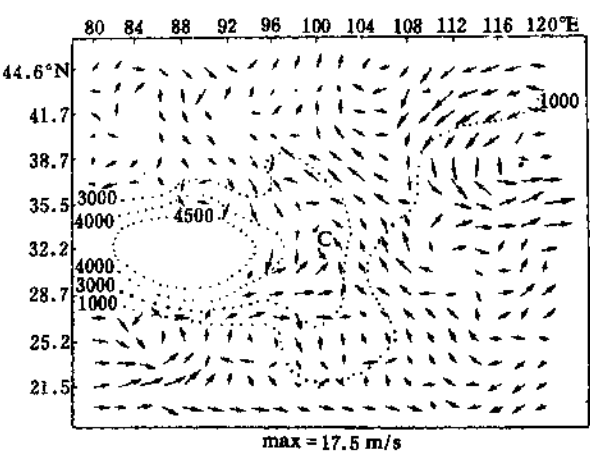


图 3 纯动力试验模式积分 12 h 700 hPa 流场
(对应于 1982 年 7 月 26 日 20 时)
说明同图 1

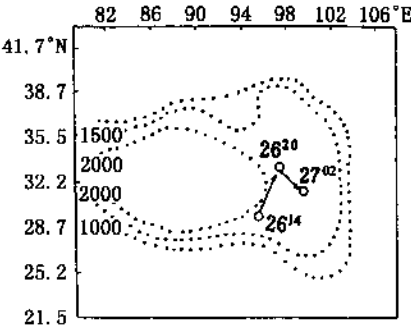


图 4 半地形试验时地形等高线(点线,单位:m)
和模拟的 700 hPa 低涡动态图
图中黑圈旁边数字为相对应的日期、时间

200 hPa 上,副热带西风急流变得更为平直,急流中心比控制试验中偏西 2 个经度左右,原在高原东北方的大片西北大风区变成了偏西风区,风速约为原来的三分之二。500 hPa 上,高原涡不存在,变成高原中部一个浅槽。700 hPa 上的低涡位于高空西风急流中心的右后方,500 hPa 低槽的前面。但半地形试验中预报的降水中心与控制试验相当接近,在 33.8°N , 102°E 附近,降水量甚至比控制试验中要大,24 h 降水量达 50.3 mm/d 。这可能与地形高度降低一半,因此降水区低层暖湿空气柱增厚有关。原控制试验中降水中心地形高度约为 3400 m,地形高度降低一半,相当于暖湿气柱增厚了 1700 m。

显然,半地形试验中的低涡已不是通常所指的西南涡了,该涡的活动、所产生的降水及周围的环流系统都与控制试验中不一样,由此可以看到地形对低涡生成位置、低涡活动性状都有一定的影响,在这个意义上,可以说西南涡是一定地形特征下的产物。

5.2 无地形试验

与半地形试验一样,无地形试验也是一种理想的、纯属虚构的试验。这时最明显的变化是,26 日 14 时,即模式积分 6 h 在 700 hPa 上就有一个大的低涡环流形成(图 5)。气旋性环流尺度相当于原地形等高线 2000 m 内的高原地区,这个低涡环流伴有一个中心达 14.5°C 的暖区。显然是一个暖性低涡。500 hPa 上高原涡维持不到 12 h,从 26 日 20 时减弱成低槽并开始向东移动。700 hPa 上的热低压也随之缓慢东移。这个热低压的位置、性质以及尺度完全不同于西南涡。

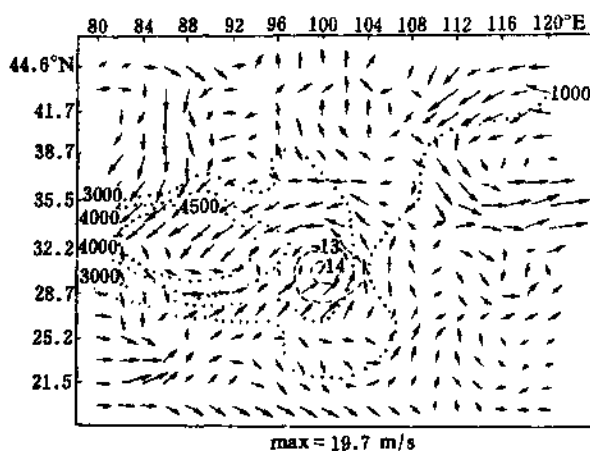


图 5 无地形试验模式积分 6 h 700 hPa 流场和温度中心图(对应于 1982 年 7 月 26 日 14 时)

虚线为等温线,单位: $^{\circ}\text{C}$,其他说明同图 1

值得提出的是,原来在控制试验中预报的高原地区对流性降水在无地形试验中不出现了,降水都是大尺度稳定性降水。24 h 降水中心雨量也只有 16.1 mm ,约为控制试验中的一半。可见高原地形对于高原地区对流的发展有十分重要作用。

6 总结和讨论

本文对 1982 年 7 月 26 日 20 时生成于四川西部的西南涡的形成过程进行了数值试验,探讨西南涡形成的基本原因,一共做了六种不同方案的试验。从这些试验的结果得到以下结论:

(1) 西南涡可以由单纯的动力作用触发产生,但维持的时间很短。

(2)地面感热加热对西南涡的发生、发展有一定的影响,但不显著;潜热加热对西南涡的发生、发展有重要作用。在地形、动力过程、感热加热和潜热加热的共同作用下,模式可以模拟出比较接近实况的西南涡的形成。

(3)地形对西南涡的生成有着特殊的影响。西南涡只有在取相对实际的地形试验时出现。半地形试验中低涡位置偏西偏南,无地形试验只产生热低压,这些都不是通常所指的西南涡。高原地形还影响高原地区对流的发展。

通过本文个例试验,我们还发现存在一些问题。其中之一是,虽然控制试验模拟了西南涡形成的时间、位置比较接近实况,而且也能维持,但形成以后几乎没有东移。分析发现这可能与高原东侧陡峭地形下坡处上空 200 hPa 上强西北大风区没有移动有关。在这个大风区前部形成了一个强烈的辐合下沉区,阻挡了高原涡和西南涡的东移发展。这个大风区中心达 45 m/s 左右,在模式积分 6 h 后就出现在 37.1°N, 102°E 附近,它的前部辐合中心达 $-9.8 \times 10^{-5}/s$,这个辐合中心在模式积分过程中没有移动,强度甚至有所增加,最大达 $-11.1 \times 10^{-5}/s$ 。而在实况诊断分析中^[4],这个大风区和其前面的辐合区是向东移动的。初步分析还发现,这个大风区的出现很可能是高原东侧陡峭地形处垂直插值方案处理不合适造成的,因为它随着地形高度降低而减弱,随地形消除而消失。这可以从半地形试验和无地形试验的结果中得到佐证。半地形试验中,这个大风区和辐合区很弱,在无地形试验中则已完全消失。由于西南涡等系统未移入四川盆地,所以降水区停留在川西地区,降水量也比实况弱得多。因此,如何解决高原边缘陡峭地形处垂直插值的合理性和准确性是改进高原及其边缘地区天气预报的重要问题。本模式预报的低空西南急流也比实况弱。这还需从资料的初值化处理、模式中加热方案等方面做进一步的改进。

参考文献

- [1] Chen S J and L Dell'Oso. 1984. Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over Eastern Asia monsoon region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**:730-747
- [2] Wang Bin and Isidoro Orlanski. 1987. Study of a heavy rain vortex formed over the Eastern Flank of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**:1370-1393
- [3] Shen R J, Reiter E R and Bresch J F. 1986. A simplified hydrodynamic mesoscale model suitable for use over high Plateau regions, *Arch. Met. Geophy. Biocl.*, Ser. A34, 251-296
- [4] 刘富明,杜文机. 1986. 一次西南涡强暴雨过程的分析. *四川气象*, **2**:1-7
- [5] 叶笃正,高由禧等. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,116-121
- [6] Chen S J and L. Dell'Oso. 1986. The effect of Qinghai-Xizang Plateau forcing on the meso-scale rain-bearing circulation system over eastern China during presummer rainy season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**:53-63

西南低涡活动的统计研究*

陈忠明 闵文彬

(四川省气象科学研究所, 成都 610072)

摘 要 用 1983~1992 年 10 年逐日资料对西南低涡的活动进行了统计分析, 揭示了西南低涡活动的年、季、月和日变化特征。对低涡源地的划分获得了更细的结果, 指出了康定、马尔康资料的取消对监测西南低涡的影响。东移发展的低涡仅是西南低涡个例中的少部分, 低涡东部急流的存在有助于西南低涡的发展东移, 西南低涡东移有三条主要路径。

1 引言

西南低涡是在青藏高原特殊地形与一定环流形势相互作用下形成于我国西南地区对流层中低层(通常在 700 hPa 高度附近)的中尺度涡旋, 它是夏半年造成我国暴雨的重要天气系统之一, 就其所引起的暴雨天气的强度、频数和范围而言, 可以说仅次于台风(及其残留低压)^[1]。本世纪若干重大暴雨天气过程均是由西南低涡参与造成的, 如 1935 年 7 月上旬长江流域五峰暴雨, 1963 年 8 月河北特大暴雨, 1981 年 7 月四川特大暴雨, 1987 年 7 月四川东部特大暴雨, 1991 年 5~7 月江淮暴雨洪涝, 1994 年 6 月华南特大暴雨洪涝。在这些暴雨洪涝事件中, 西南低涡均扮演了重要角色, 且它的影响范围也远远超出了它的源地, 遍及我国大部分地区。因此, 关于西南低涡的研究, 历来为我国气象工作者所重视, 也受到外籍学者的关注, 对其形成、发展和移动均做了大量的研究工作^[2~5], 取得了不少有意义的成果, 揭示了若干新事实, 丰富和提高了我们对西南低涡的认识。

尽管过去已对西南低涡做了大量的研究工作, 但许多研究都是针对典型个例而进行的^[5~6], 对其活动的气候特征研究不多。虽然也有人曾对西南低涡做过一些统计分析, 但都存着这样或那样一些问题, 如有的研究资料年代较短^[2], 有的仅统计 08 时资料^[7], 有的将地面到 700 hPa 低压均作为西南涡统计^[8], 致使统计结果互有出入, 而且均未对低涡的活动特征做全而统计。这与人们对台风、气旋等天气系统的统计研究相比, 差距甚大, 也与西南低涡在暴雨系统中所占的地位不相称。因此, 加强对西南低涡活动的统计分析工作仍具有十分重要的意义。

本文采用 10 年资料对西南低涡的活动特征做了统计分析, 并探讨了康定、马尔康小球测风资料取消后对监测西南低涡生成变化的可能影响。

2 西南低涡的定义与统计资料

对于西南低涡, 尽管人们已对其研究了几十年, 在不同的研究时期和不同的学者之间都曾

* 本工作得到攀登 B“青藏高原对气候和灾害性天气影响”预研经费资助。

对其作过这样或那样的规定,但至今尚没有一个统一的定义,只是这样一条实质性规定为大家普遍接受,即西南低涡是出现在青藏高原东麓特定地区 700 hPa 等压面上的闭合气旋式低涡环流。本文也沿此规定,并为了防止统计结果受部分测站地方性风(测站距 700 hPa 等压面仅几百米)的日变化影响,我们进一步的补充规定,同一闭合气旋式环流必须在 08 和 20 时或 20 与 08 时两个时次上连续出现,方作为一次低涡过程统计。只有生成于 $100^{\circ}\text{E}\sim 108^{\circ}\text{E}$ 、 $26^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 范围内的低涡才被称为西南低涡(初生时中心须在上述范围内,由外移入此区域的低涡均不属此类)。

按照上述定义,我们对 1983~1992 年 1~12 月逐日 08、20 时两个时次的 700 hPa 天气图资料做了普查,统计了低涡中心位置、最低位势、水平尺度(直径)、东部有无急流等反映西南低涡活动特征的指标量。利用这些指标量对低涡生成源地、时空分布、发展和移动等做了统计研究。

3 西南低涡的时空分布

按照上述标准,在这 10 年中共出现了西南低涡过程 673 例,平均每年 67.3 例。有较显著的年际变化,出现西南低涡过程最多的 1983 年有 98 例,而最少的 1992 年仅 45 例(见图 1),两者相差 1 倍多。从图上的变化趋势可以看出,1988 年后的低涡总数明显减少,1988~1992 年的 5 年间出现低涡 261 例,而 1983~1987 年的 5 年间却出现了低涡 412 例。这除了与大气环流形势的变化影响有关外,很重要的原因可能是由于 1988 年后康定、马尔康小球测风项目取消,致使西南低涡源地资料密度降低、部分低涡漏测有关。

图 2 展示了西南低涡的月际变化特征。由图可见,西南低涡在全年各月均可出现,但有十分明显的月际变化,其中以 7 月份出现最多,10 年共出现低涡 83 例,年平均达 8.3 例;以 2 月份出现最少,10 年出现低涡 34 个,年平均仅 3.4 例;两月相差 1 倍多。从低涡出现频数的逐月变化情况看,从 3 月份开始,低涡出现频数急剧增加,5 月份达到低涡活动的次高峰,平均达 6.8 例;6 月份低涡出现频数略有减小,7 月份达到低涡活动的顶峰;随后,低涡出现频数急剧下降,8 月份年平均仅 5.4 例,这种状态一直稳定维持到次年 2 月。这与过去的一些统计结果有出入。从低涡出现的季节而言,西南涡在夏季出现最多,春、秋季次之,冬季最少。西南低涡的这种

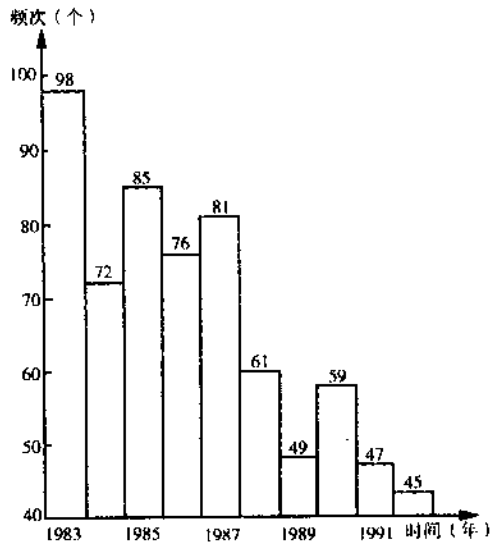


图 1 1983~1992 年西南低涡出现频数的年变化直方图

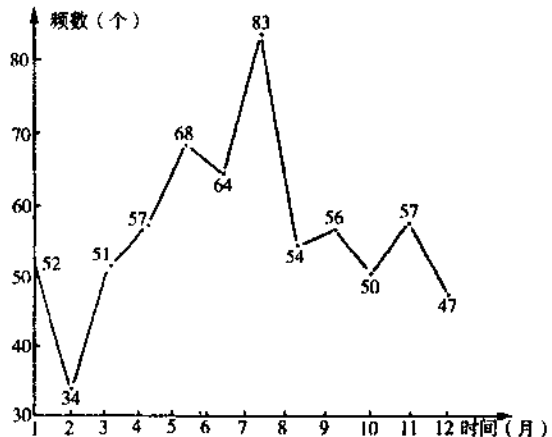


图 2 西南低涡出现频数的月变化曲线

季节变化特征与大气环流的季节变化密切相关。

对西南低涡生成时间的统计发现,西南低涡在 20~08 时之间(夜间)生成的机率要较 08~20 时之间(白天)生成的机率多将近一倍,前者达 62.2%,后者仅 37.8%。在夏季情况尤其如此,5~8 月生成于夜间的西南低涡占了同期低涡总数的 66%。这表明低涡的生成有一定的日变化特征。西南低涡生成的这种日变化特征可能与特殊地形引起的大气运动的日变化有关。

根据西南低涡初生时的中心位置(经度和纬度),我们统计了低涡生成时的频率分布(按照 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格统计)。图 3 展示了 1983~1992 年 10 年总的西南低涡初生时的频数分布特征。由图可见,西南低涡初生的高频区主要集中在以下三个区域:其一是 $100^\circ\text{E} \sim 103^\circ\text{E}, 27^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$, 中心位于 $101.5^\circ\text{E}, 28.5^\circ\text{N}$, 这就是过去人们常说的九龙生成区;其次是 $105^\circ\text{E} \sim 108^\circ\text{E}, 30^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$, 中心位于 $106^\circ\text{E}, 31^\circ\text{N}$, 即四川盆地生成区;其三是

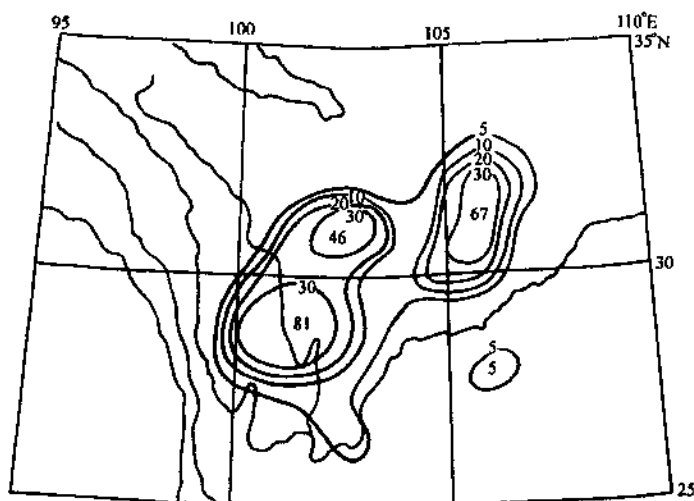


图 3 1983~1992 年西南低涡生成总频数分布图

100°E~104°E, 30°N~32°N, 中心位于 $102.5^\circ\text{E}, 31^\circ\text{N}$, 过去人们通常将其归入九龙区,但考虑到该区内有一个孤立的低涡初生高频中心,我们将其单独划为一区,依其中心附近的地名,本文称其为小金生成区。下面我们分别就上述三个生成区内西南低涡的活动特征进行简要分析。

九龙生成区 在所统计的 10 年中,该区域共生成西南低涡 301 个,占全部低涡生成总数(673 个)的 44.7%,其高频中心数值达 82(个/(经度×纬度)),是西南低涡生成最多、最集中的区域。经统计该区域内低涡生成的季节变化发现,该区内的低涡生成有明显的季节变化,西南涡在夏季(5~8 月)生成最多(118 个),冬季(11~2 月)次之(95 个),春、秋过渡季节(3~4 月、9~10 月)最少(88 个)。这与前述整个西南低涡生成的变化趋势有所不同。为了分析康定和马尔康两站小球测风资料取消后(于 1987 年 12 月 31 日后取消)对监测该区域内低涡生成的影响,我们分别统计了 1987 年前后 5 年的低涡生成频数,结果表明,1983~1987 年的 5 年间该区域内共出现西南低涡 168 个,占 10 年内该区出涡总数的 55.8%;而 1988~1992 年的 5 年间该区出涡 133 个,占 10 年内该区出涡总数的 44.2%。可见,康定、马尔康测风资料的取消对监测该区域内西南低涡的生成有影响,但影响程度甚微。这还可以从前、后 5 年内西南涡生成频数分布图(图 4)得到进一步证实。

四川盆地生成区 在 10 年中该区内共生成低涡 195 个,占低涡生成总数的 29.0%,明显高于过去的统计结果^[2],其高频中心值达 67(个/(经度×纬度)),是西南低涡生成的第二集中区。该区内的低涡生成也有其显著的季节变化特征,夏季出涡最多(90 个),约占全年的一半,春、秋季次之(65 个),冬季最少(40 个)。此区域内低涡形成的这种季节变化特征是与四川盆

地 700 hPa 环流形势的季节变化密切相关的。从对 1983 ~ 1987 年以及 1988 ~ 1992 年该区出涡频数的统计结果(分别为 101 和 94 个)及图 4 看出,康定、马尔康小球测风资料的取消对监测该区域内西南低涡的生成几乎没有影响。

小金生成区 在 10 年中该区共出涡 134 个,占低涡生成总数的 19.9%,其高频中心值为 46(个/(经度×纬度)),是西南低涡生成的第三集中区。在低涡生成的季节变化方面,该区与其他两区显著不同,夏、冬和春秋过渡季节出涡数非常接近,分别为 45、44、45 个,这可能与该区独特的地形条件和低涡的形成原因有关。对该区域内取消康定、马尔康两站测风资料前、后各 5 年内出涡数的统计表明,前 5 年该区出涡多达 111 个,占 10 年该区出涡总数的 83%;而后 5 年该区出涡 23 个,仅占 10 年出涡总数的 17%;前 5 年该区出涡远远多于后 5 年。另外,从图 4(a)、(b)的差异还可看出,在 1983 ~ 1987 年的 5 年中,小金生成区内低涡生成的总次数和中心值都高于盆地生成区。而在康定、马尔康两站测风资料取消后,小金生成区不复存在,只剩下九龙和盆地两个西南低涡生成区。可见,康定、马尔康两站测风资料的取消严重影响了对该区域内西南低涡生成的监测,这是一个值得注意的问题。另外,这些事实也说明,该区域内生成的西南低涡有其特殊性,本文将该区与九龙生成区划为不同的两区是合适的。

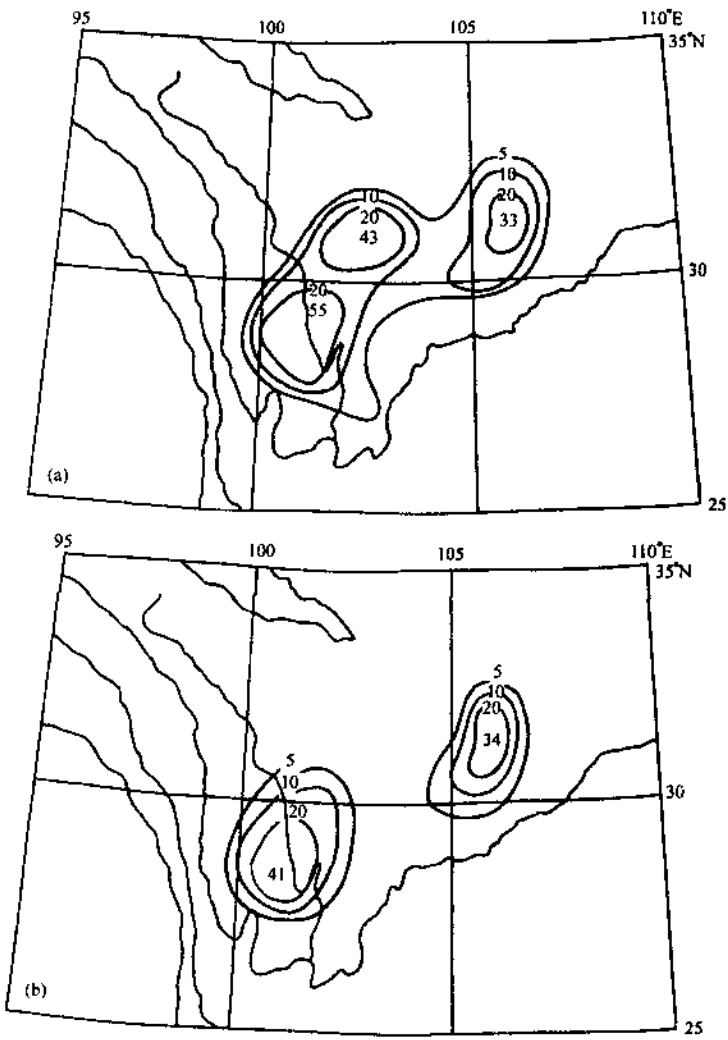


图 4 西南低涡生成频数分布
(a)1983~1987 年;(b)1988~1992 年

4 西南低涡发展的统计特征

西南低涡的发展能够导致暴雨等强烈灾害性天气。因此分析低涡发展一直是西南低涡研究课题的重要方面。本节将从统计方面对低涡发展的气候特征进行分析,以揭示西南低涡发展的一些统计规律。

4.1 西南低涡维持时间的统计分析

西南低涡维持时间的长短与其发展密切相关,因此分析西南低涡的生命史有助于了解低涡发展的气候特征。图 5 展示了西南低涡维持时间的统计结果。随着低涡维持时间的增长,西南低涡出现频率呈指数衰减。有 52.2% (351/673) 的低涡生命史低于 36 h,这说明大部分低涡属于不发展的。生命史在 48 h 以上的低涡仅 155 个,占低涡总数的 23%;仅有 5.1% (34/673) 的西南低涡可维持 3 d 以上,个别可达 6.5 d。在这些生命史较长的低涡中,夏季出现最多(78 例),春、秋季次之(46 例),冬季最少(31 例),这与西南低涡在夏季发展最为活跃的事实相吻合。

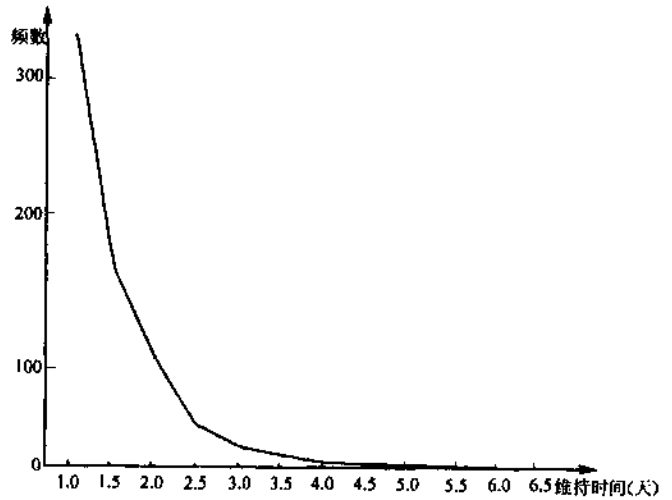


图 5 西南低涡维持时间与出现频数关系图

4.2 西南低涡发展的位势高度变化特征

西南低涡生成后,伴随低涡的发展,中心位势高度不断降低,因此我们可将低涡生成后 12 h 内中心附近的高度下降作为反映低涡发展的一个指标。表 1 展示了西南低涡生成后 12 h 中心位势高度下降的统计结果。由表可见,在 673 个西南低涡过程中,仅有 37.9% (255/673) 的低涡在生成后 12 h 内中心位势高度是降低的,平均降幅为 -3.1 dagpm。降幅超过该平均值的低涡仅 89 例,占低涡总数的 13.2%,个别低涡降幅可达 -10 dagpm。这一结果表明,西南低涡生成后,大多数在源地减弱消亡,能获得发展的仅是其中的小部分。在这些发展的低涡中,低涡的发展能持续多长时间呢? 我们统计了低涡中心附近位势高度持续降低($\Delta H \leq 0$)的时间,并列于表 2。由表可见,在大多数情况下,西南低涡中心位势高度的降低仅能维持 12 h,持续降低 24 h 以上的西南低涡过程仅占 25.9% (66/255),个别低涡可在维持过程中连续 84 h 降低中心附近的位势高度,说明西南低涡发展的持续时间通常是比较短暂的(大约 12 h 左右)。这对业务工作中预报西南低涡的发展及其引起的强降水持续时间有积极意义。

表 1 西南低涡生成后 12 h 中心位势高度下降幅度与出现频次

变高幅度(dagpm)	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10
低涡频次	82	49	35	26	20	17	10	10	3	3

表 2 西南低涡中心位势高度持续降低时间与出现频次

持续降高时间(h)	12	24	36	48	60	72	84
低涡出现频次	189	35	20	7	2	1	1
百分率(%)	74.1	13.7	7.8	2.7	0.8	0.4	0.4

4.3 西南低涡维持发展与低空急流的关系

天气预报实践表明^[2],西南低涡东部低空急流对其发展、维持和东移有指示意义。为了进一步了解低空急流对低涡维持和发展的作用,我们统计了西南低涡维持时间与低空急流活动的关系。由表 3 可见,在维持时间较长的低涡过程中,其东部大多伴随着低空急流活动,如

生命史超过 48 h 的低涡个例中,有 80% 以上的低涡东部伴有低空急流活动;而在生命史较短的低涡过程中,伴有低空急流活动的比例明显降低。可见,从统计意义上讲,西南低涡东部低空急流活动将影响低涡的维持和发展。

表 3 西南低涡维持时间与低空急流活动关系

西南低涡维持时间(天)	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	6.5
西南低涡出现频次	351	164	91	32	17	9	4	3	2	1
东部伴有急流的低涡频次	134	93	52	23	13	8	4	3	2	1
百分率(%)	38.2	56.7	57.1	71.9	76.5	88.9	100	100	100	100

5 西南低涡移动的统计特征

西南低涡在源地生成后,大多就近减弱消亡,但仍有部分移出四川影响我国东部地区的天气,因此分析西南低涡的移动特征仍是西南低涡研究课题的重要方面。本节将从低涡移动分类、路径等方面揭示西南低涡移动的统计特征。

5.1 西南低涡移动分类统计特征

考虑到西南低涡活动的基本特征,本文将其划分为移动和少动两类,并规定:在低涡活动过程中,凡移动总距离在 500 km 以内的,定为少动类西南低涡;反之,则定为移动类西南低涡。按此标准对 1983~1992 年的 673 例西南低涡进行分类统计(表 4),结果表明,移动类和少动类西南低涡分别为 138 例和 535 例,移动类低涡仅占低涡总数的 20.5%。在移动类低涡中,以夏季出现最多,为 64 例;春、秋季次之,为 49 例;冬季最少,仅 25 例;分别占同期低涡出现频次的 23.8%、22.9% 和 12.6%。这与前述关于西南低涡发展的统计特征相吻合,从统计上证实了“移动的低涡大多是发展低涡”的实践经验。从移动类低涡的源地分布来看,盆地低涡外移最多,达 70 例;九龙低涡次之,为 46 例;小金低涡最少,仅 20 例;其他零星低涡 2 例;分别占各源地低涡生成总数的 35.9%、15.3% 和 14.9%。可见,生成于盆地的西南低涡较之其他两个源地的低涡更容易外移影响其他地区,这可能与盆地涡所处的环境场(位于切变线两端、更接近大尺度低空急流)有关。

表 4a 西南低涡移动分类统计表(按季节变化)

季 节		冬季 (11~2月)	春、秋季 (3、4、9、10月)	夏季 (5~8月)	合计
低涡出现总频次		190	214	269	673
移动类	频次	25	49	64	138
	百分率(%)	13.2	22.9	23.8	20.5
少动类	频次	165	165	205	535
	百分率(%)	86.8	77.1	76.2	79.5

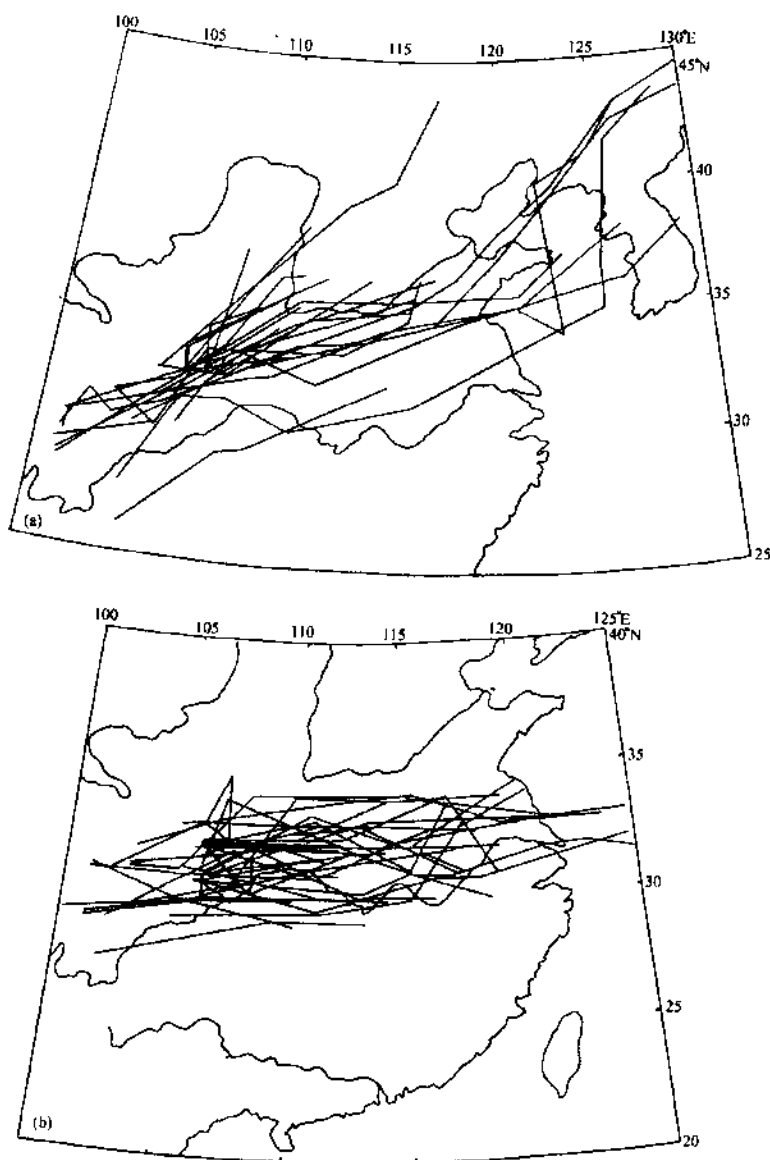
表 4b 西南低涡移动分类统计表(按源地分布)

源 地		九 龙	盆 地	小 金	零 星	合 计
低涡出现总次数		301	195	134	43	673
移动类	频次	46	70	20	2	138
	百分率(%)	15.3	35.9	14.9	4.7	20.5
少动类	频次	255	125	114	41	535
	百分率(%)	84.7	64.1	85.1	95.3	79.5

上述事实表明,在西南低涡个例中,移动类低涡仅是其中的少部分,比文献[2]等所说的有半数以上西南低涡能移出并发展的结果要少得多。由于移动类低涡所占比例较小,因此掌握移动类低涡活动的统计规律将有助于低涡移动预报。

5.2 西南低涡的移动路径

利用前面对低涡移动所作的分类结果,对 138 例移动类低涡的移动路径作统计分析,尤其重点分析移过 110°E 以东的低涡路径。将低涡移动分为东北(与正北方向的夹角小于 60°)、偏东(夹角介于 $60^{\circ}\sim 110^{\circ}$)和东南(夹角大于 110°)三个不同方向,然后将同一移向的每个低涡路径点绘在同一张图上,构成低涡在上述三个方向上移动的综合路径图(图 6(a)、(b)、(c))。由图可见,西南低涡在三个方向上的移动路径都十分集中,优势移动路径十分明显,可归纳为三条(图 6(d)):



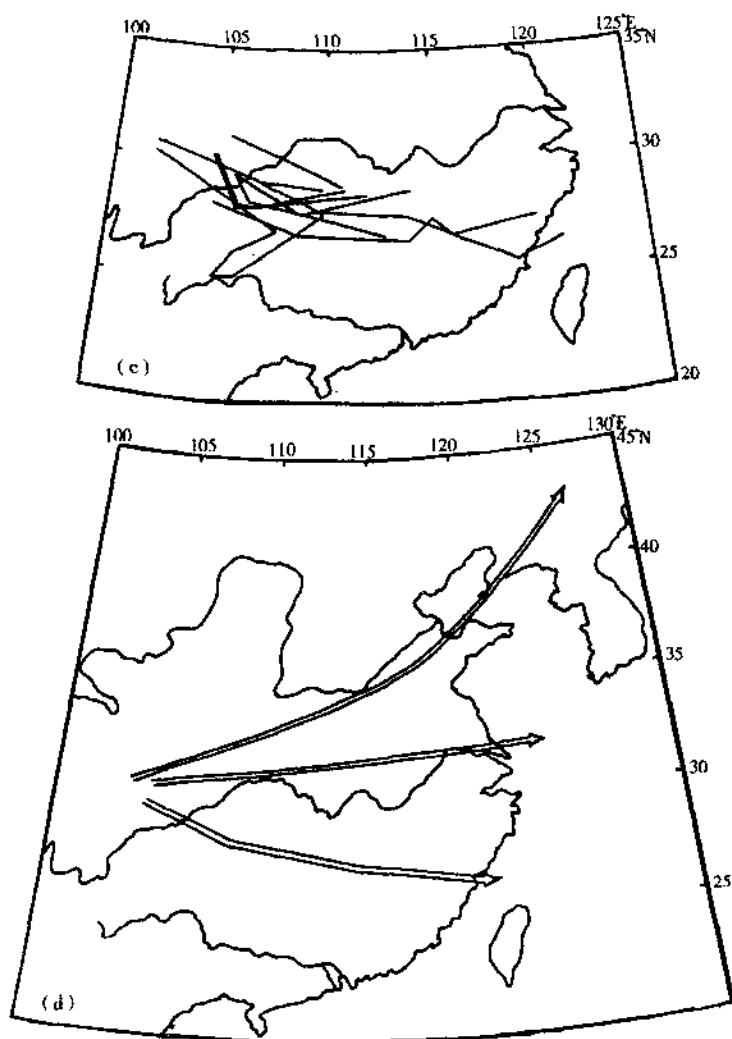


图6 西南低涡移动路径图

(a)东北;(b)偏东;(c)东南;(d)优势路径

(1)东北路径。西南低涡由源地经陕西、河南、山东移向我国东北。沿此路径移动的低涡占移动类低涡总数的21.2%，主要集中在夏季，年际变化大。

(2)偏东路径。西南低涡由源地沿长江流域东移入海。取此路径的低涡占移动类低涡总数的70.7%，年变化小，是西南低涡移动的主要路径。

(3)东南路径。西南低涡由源地经贵州、湖南和福建入海，沿该路径移动的低涡仅占移动类低涡总数的8.1%，且主要出现在冬、春季，年际变化大。

6 小结

采用1983~1992年逐日08、20时两个时次资料，对西南低涡的活动特征做了统计分析，得到以下几点结果：

(1)10年中在低涡源地共出现西南低涡过程673例。低涡的发生频次具有明显的年、季、

月和日变化,其中以夏季出现最多,春、秋过渡季节次之,冬季最少;低涡在夜间生成的几率比白天高一倍多。

(2)西南低涡有三个生成集中区(源地),即九龙生成区,四川盆地生成区、小金生成区。其中,低涡在九龙区生成最多,四川盆地区次之,小金区最少,各源地低涡活动的季节变化各不相同。

(3)通过对康定、马尔康测风资料有、无(1988年后取消)的对比分析发现,上述资料的取消对监测西南低涡的生成有影响,源地不同,影响程度不同,其中对监测小金区内低涡生成的影响十分严重。这是将来实施布点观测值得考虑的问题。

(4)西南低涡的维持时间较短,平均 35.6 h(≈ 1.5 d);生命史超过 48 h 的西南低涡仅占总数的 23%,个别可维持 6 d 以上,这些长生命史低涡主要出现在夏季。低涡东部低空急流的存在有助于低涡发展和维持。

(5)西南低涡生成后,仅有三分之一左右的低涡中心位势高度降低,平均降幅为 -3.1 dagpm,但维持时间短暂,平均约 17.4 h。

(6)在西南低涡个例中,移动类低涡仅占 20.5%,且主要是出现在夏季和生成于盆地的低涡。其移动路径以偏东为主,东北次之,东南最少。

致谢:工作过程中,曾得到北京大学陈受钧教授,四川省气象局王为德、刘富明、滕家谟研究员等的关心和支持,张仁秀女士帮助部分资料整理工作,谨致衷心感谢。

参考文献

- [1] 王作述等. 1996. 一次西南低涡暴雨的数值试验研究,暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究. 气象出版社,257~267
- [2] 卢敬华. 1986. 西南低涡概论. 气象出版社,1~276
- [3] Wang B and Orlansk I. 1987. Study of a heavy rain vortex formed over the eastern flank of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**:1370-1393
- [4] Kou Y H et al. 1988. Numerical simulation of the 1981 sichuan flood. *Mon. Wea. Rev.*, **116**:2481-2504
- [5] Ma K Y and Bosart L F. 1987. A synoptic overview of a heavy rain event in Southern China. *Wea. Forecasting*, **2**:89
- [6] 钱正安等. 1990. 四川“8.17”特大暴雨和西南涡数值模拟. 气象学报, **48**:415~423
- [7] 马振锋等. 1992. 西南低涡移动的方向数据分析. 低纬高原天气, **5**:1~8
- [8] 罗四维等. 1992. 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究. 气象出版社,56~59

热带气旋与西南低涡相互作用的个例研究： 诊断分析^{*}

陈忠明

黄福均 何光碧

(四川省气象科学研究所,成都 610072) (四川省气象台,成都 610072)

摘 要 通过对 1989 年 7 月 8~11 日西南低涡与活动于南海的强热带气旋发生远距离相互作用的诊断分析,揭示出中低纬系统相互作用在促进西南低涡发展和暴雨发生中所起的一些重要作用。

关键词 西南低涡 热带气旋 暴雨

1 引言

热带气旋与中高纬度地区天气系统的相互作用是一类典型的系统相互作用过程,它对天气系统的发展和暴雨等灾害性天气的发生具有极其重要的意义,因而受到气象工作者的广泛重视。到目前为止,人们对西太平洋热带气旋与中高纬度天气系统在我国东部地区发生相互作用并诱发暴雨天气进行了较多的研究,取得了许多有意义的成果^[1~4]。但对热带气旋如何与我国西部地区的天气系统发生相互作用关注较少;特别是对热带气旋与西南地区重要天气系统——西南低涡的相互作用问题,无论是针对热带气旋的研究^[5],还是针对西南低涡的研究^[6],过去都很少涉及到。尽管热带气旋与西南低涡的相互作用在热带气旋与西南带系统相互作用中所占的比例不大,在西南低涡与其他天气系统相互作用中所占的比例也较小,然而,一旦这两个系统发生相互作用,就会导致西南低涡的强烈发展和区域性大暴雨天气的发生(如 1989 年 7 月 8~11 日四川盆地东部的特大暴雨)。因此,开展热带气旋与西南低涡相互作用的研究,对丰富西南低涡发展机理的认识和暴雨预报水平的提高具有积极意义。

本文以 1989 年 7 月 8~11 日四川盆地的一次特大暴雨过程为例,对热带气旋与西南低涡的相互作用进行了诊断分析,揭示了两者远距离相互作用对西南低涡发展和暴雨发生的影响。

2 热带气旋与西南低涡相互作用的过程

过去人们在研究热带气旋与副热带地区天气系统的相互作用时,比较重视登陆热带气旋与其他低值系统的相互作用^[2~4],也分析了热带气旋外围环流对远距离暴雨发生的影响^[7],但较少注意南海热带气旋外围环流与西南低涡的直接相互作用。然而,1989 年 7 月 8~11 日西南低涡的异常发展及特大暴雨的发生就是两者相互作用的结果。图 1 给出了 1989 年 7 月 8~10 日 850 hPa 流场演变,由图可见 8 日 08:00 至 9 日 08:00,热带气旋尚在西太平洋及菲

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49775263、四川省青年科技基金和中国气象局青年科技基金共同资助

律宾附近活动,长江流域以南地区为一致的西南气流,西南低涡位于西南风带北侧的四川盆地。到了9日20:00,由于热带气旋快速西北移至南海中部,导致副高脊线北推,整个长江流域以南处于副高西南部的东南气流控制下。热带气旋东北部的偏东南气流叠加在副高西南侧的东南气流上,在广州、柳州、河池、贵阳、重庆至达县一线形成一支风速大于8 m/s的东南风带,与西南低涡东侧的偏东南气流融为一体。到10日08:00,热带气旋继续向西北移行,上述带状区内的东南风加大至10 m/s以上。这一东南风带将热带气旋和西南低涡有机地联系起来,产生相互作用,使热带地区的水汽和能量持续不断地向西南涡区内输送,改变低涡及其邻域内的能量和风、压场分布,激发西南低涡发展和暴雨天气的发生。

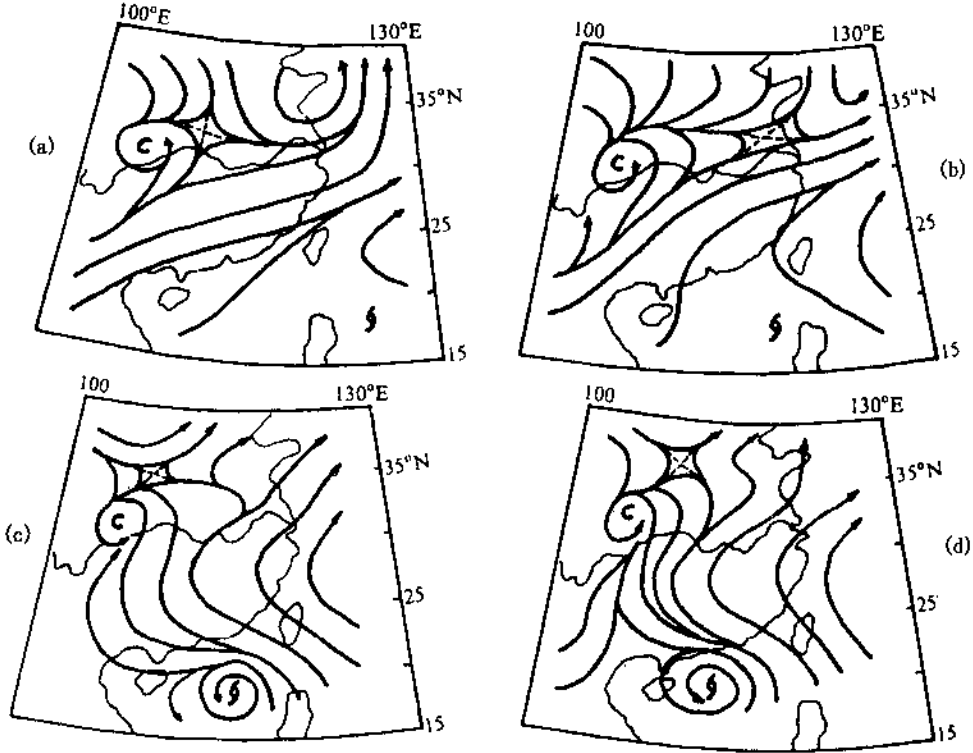


图1 1989年7月8~10日850 hPa流场
(a)8日08:00;(b)9日08:00;(c)9日20:00;(d)10日08:00

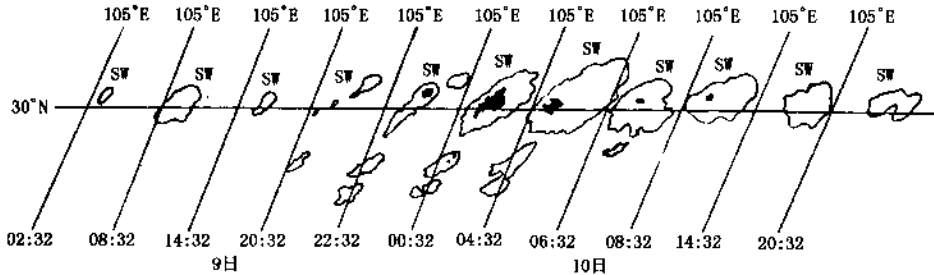


图2 1989年7月9~10日热带气旋与西南低涡相互作用期间云团演变特征
黑色区云顶温度低于 -82°C

9日20:00至10日20:00之间的卫星云图资料更清晰地展示了上述带状东南气流在联

系两者并产生相互作用的直观图像。由图 2 可见,在上述带状东南气流的左侧,一共有 6 个对流单体呈线状排列,并随着东南气流引导向北传播,合并到西南低涡东部的主体云图之中,形成一个强大的中尺度复合体(MCC),维持了十余小时。

可见,热带气旋外围环流通过与西南低涡东侧气流的贯通,实现了两者的相互作用,为低涡发展及暴雨天气的发生提供了有利的环境条件。

3 热带气旋与西南低涡相互作用促进了低涡发展

图 3 展示了西南低涡强度的演变特征。由图可见,在 8 日 08:00 低涡生成后,一直至 9 日 08:00 其强度都少有变化,850 hPa 中心涡度值维持在 $18 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 左右。从 9 日 08:00 后,低涡开始逐渐加强,于 10 日 08:00 达最强,850 hPa 中心涡度值达 $23.2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$,此后,低涡逐渐减弱。可以看出,低涡的发展阶段是和热带气旋外围环流与低涡相互作用的时段一致的。两者的相互作用对低涡的发展产生了极为重要的作用。

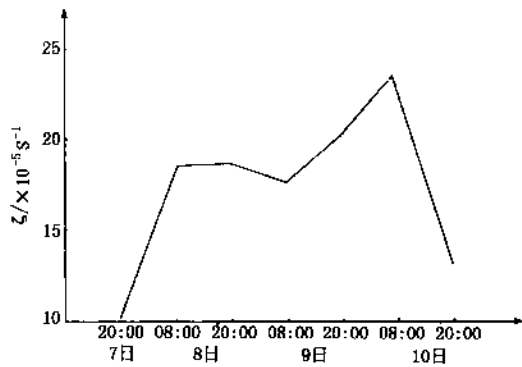


图 3 1989 年 7 月 7~10 日 850 hPa 西南低涡中心涡度值演变

3.1 相互作用改变了低涡邻域内的非平衡性质

文献[8,9]的研究表明,大气运动的非平衡动力强迫可通过激发散度场演化来促进中尺度系统的发展。为此,我们计算了 8 日 08:00 至 10 日 08:00 850 hPa 低涡及其邻域内的非平衡值。图 4 展示了热带气旋和低涡相互作用前后两个时次 $-\nabla^2 E + K \cdot [\nabla \times (f + \zeta)V]$ 的分布。由图可见,在相互作用发生前(9 日 08:00 前),西南涡中心及其 100 km 邻域内 $-\nabla^2 E + K \cdot [\nabla \times (f + \zeta)V]$ 均为正值,且被 $10 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ 的等值线包围,这种非平衡强迫将激发辐散增长,显然不利于低涡的维持和发展。分析此时段低涡维持的条件发现,500 hPa 上高空槽前正涡度平流强迫是主要原因。在相互作用发生(9 日 20:00)后,这种相互作用改变了低涡东部的风压场结构,使低涡区域的非平衡值发生变化。9 日 20:00 低涡中心及其除西南象限的邻域内,其非平衡值 $-\nabla^2 E + K \cdot [\nabla \times (f + \zeta)V]$ 小于 0,尤其是较 9 日 08:00 显著减小,负值中心距低涡中心不足 100 km,强度达 $-19.3 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ 。这种强非平衡能激发低层大气辐合的持续增长(10 日 08:00 的散度场实况正是如此),促进低涡区域内的正涡度 $[-(f + \zeta)\nabla \cdot V > 0]$ 增大,激励西南低涡的加速发展。10 日 08:00 的情况与 9 日 20:00 类似,但涡心已处于非平衡值零线附近,强非平衡负值远离低涡中心几百公里,这预示着低涡的东移或更替。

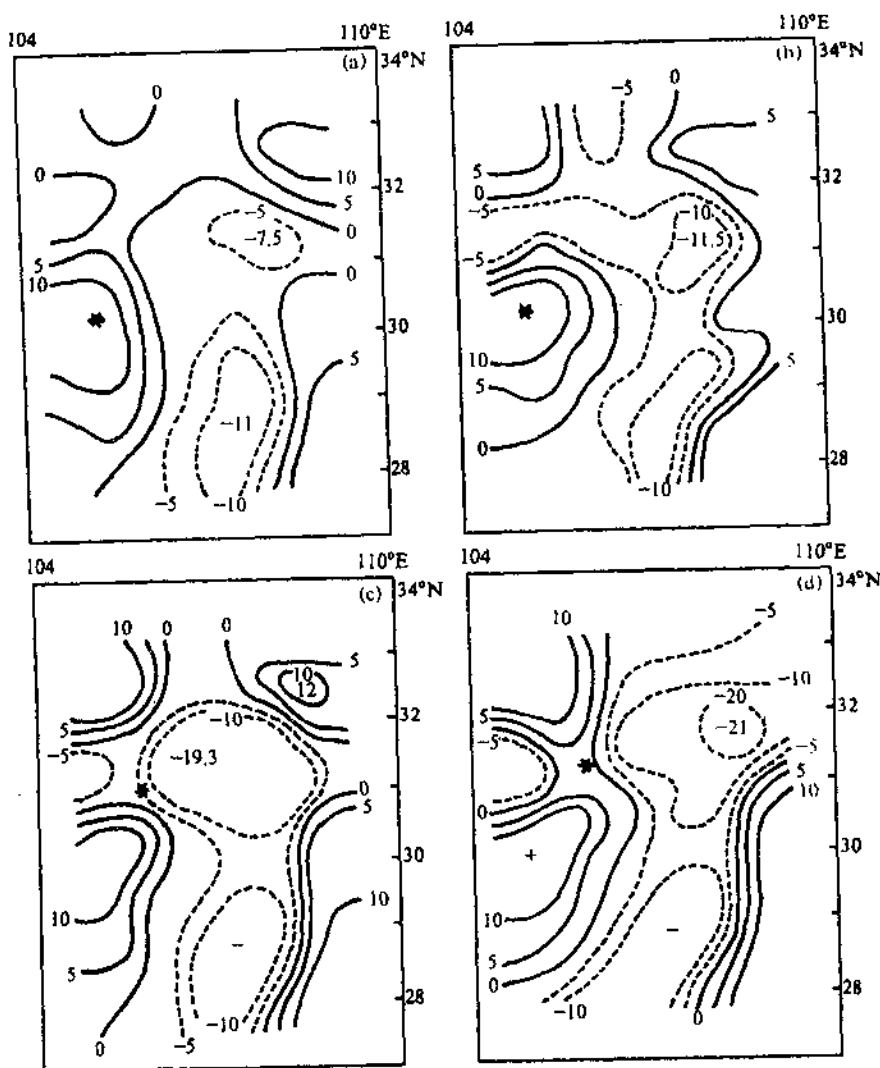


图4 1989年7月8~10日850 hPa非平衡值分布(单位: $\times 10^{-9} \text{s}^{-2}$, * 为低涡中心)

(a)8日20:00;(b)9日08:00;(c)9日20:00;(d)10日08:00

3.2 相互作用改变了低涡邻域内的暖湿平流结构

孙淑清等^[10]在研究长江流域低涡发生、发展时,曾提出一种暖平流与风切变耦合相互作用激发低涡发展的机制。类似地,在假绝热近似下有

$$\left(\frac{\partial D}{\partial t}\right)_{\text{平流}} = \frac{1}{\sigma_m} \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \nabla \theta_{se}) \cdot \frac{\partial V}{\partial P} \quad (1)$$

此式表明,当暖湿平流非均匀分布与风垂直切变形成适当的配置时,两者的耦合将激发辐合增长。比较热带气旋与西南低涡相互作用前后暖湿平流分布的变化(图5)可见,在相互作用发生前,前期沿高原边坡南下的弱冷空气受云贵高原的阻挡而停留在四川盆地南部变性,致使低涡区域内,南部为冷干平流,中心及北部为暖湿平流,则 $\nabla(\mathbf{V} \cdot \nabla \theta_{se})$ 指向南,它与低涡东侧的偏南风切变 $\partial V / \partial P$ (指向南)耦合,将激发辐散增长,不利于低涡发展。而在相互作用发生后,由于低涡东南侧暖湿输送带的建立,在低涡中心及东南形成强的暖湿平流。在低涡西北部由

已做了分析,下面我们着重分析后一个问题。

4.1 相互作用改变了低涡的暖湿结构

分析相互作用发生前后西南低涡中心及其邻域内的 θ_{se} 变化(图略)发现,在相互作用发生前的 9 日 08:00,西南低涡区内,850 hPa 假相当位温 θ_{se} 低涡东部高于西部,重庆与成都差值为 6 K,低涡均处于暖湿气流控制下,非对称性不显著。但到了 9 日 20:00,由于热带气旋与低涡的相互作用,所建立的暖湿气流带不断向低涡东部输送水汽和能量,使东部地区 θ_{se} 增高。而低涡西部由于干冷空气入侵, θ_{se} 下降明显,850 hPa 重庆与成都的差值达 18 K,使涡区内的 θ_{se} 分布呈东南大、西北小的非对称分布,增强了涡区大气的湿斜压特征,改变了低涡原来相对均匀一致的暖湿结构。

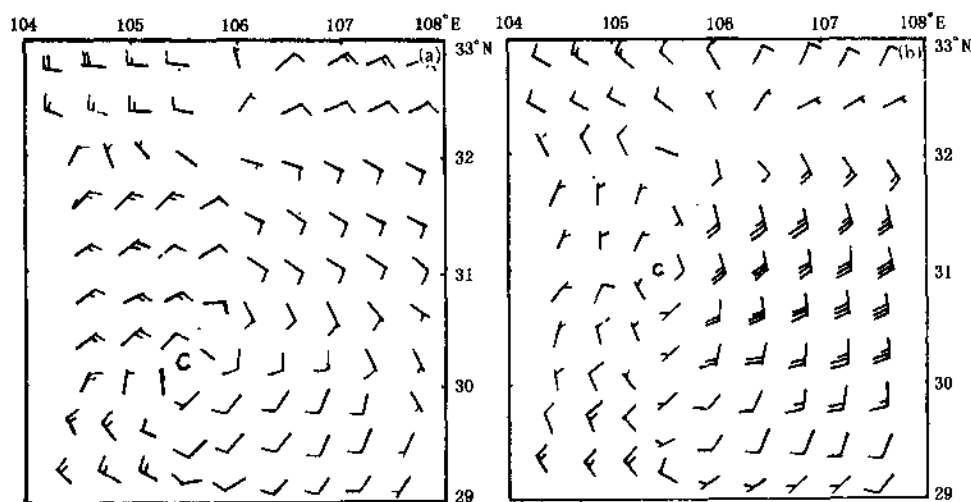


图 6 1989 年 7 月西南低涡区域及其邻域内的中尺度风场分布

(a)9 日 08:00;(b)10 日 08:00

4.2 相互作用改变了低涡的动量结构

分析相互作用发生前后两个时次的 850 hPa 低涡动量结构发现,在相互作用发生前,西南低涡东西两侧的动量(利用文献[13]的滤波分析方法,取 $G_1=4000 \text{ km}^2$, $G_2:60\,000 \text{ km}^2$, $G_1:G_2=0.3$,构造一个通道波长为 300~900 km,最大响应波长为 600 km 的中尺度滤波器。利用该滤波器,能有效地将西南低涡和大尺度环境场分离开,由此获取的中尺度滤波场,反映了西南低涡系统自身的主要特征)。分布比较均匀,西部略大于东部,低涡中心附近风速比较一致,在 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右(图 6a)。而在相互作用发生后,尤其是到了 10 日 08:00 低涡发展成热后,由于热带气旋加速西移,增强了其外围的东南风带。该东南风带向低涡区东部输送大量的南风动量,加大了低涡区东部的南风强度,在低涡中心以东 100 km 左右,南风达 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,而此时低涡西部的偏北风速尚不足 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 6b),使西南低涡变成一个动量非对称的涡旋系统。

4.3 相互作用改变了低涡区域内的大气层结特征

分析相互作用发生前后低涡区内大气层结的分布特征发现,热带气旋与西南低涡相互作用所建立的暖湿气流输送带极大地增强了低涡东部,尤其是东南部的大气层结不稳定性,850 hPa 与 500 hPa 的 θ_{se} 差值为 4 K。低涡西南部由于干冷空气入侵,使层结稳定性增强,850 hPa 与 500 hPa 的 θ_{se} 差值为 -8 K。两者对比,使得低涡区内的大气层结特性也表现出显著的非

对称性。

4.4 相互作用改变了低涡的动力结构

从相互作用发生前后低涡区域散度场的分布来看(图略),在相互作用发生前,低涡中心100 km 邻域内均为辐散,低涡外围为辐合,强辐合位于低涡的东北象限。而在相互作用发生后,低涡中心及其北部均为辐合,且辐合强度显著增大,在距涡心东北100 km 处,辐合值达 $-1.53 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$;辐散区则位于低涡的南部。这种散度场分布与相互作用使低涡东部偏南气流加强,并导致东北辐合增强有关。

另外,通过计算非地转涡度大小($-\frac{1}{f}\nabla^2\Phi + \zeta$),可以用来诊断大气运动的非地转强弱。我们由此分析了相互作用发生前后西南低涡及其邻域内的非地转性质和强度变化。由图7可见,相互作用不仅改变了低涡中心附近邻域内的非地转性质(非地转涡度由正转负),而且使得低涡东部大气运动的非地转特性大大加强(非地转负涡度显著增大),低涡区域内大气运动的这种非地转分布对动量和质量分布的改变起着重要作用,本例西南低涡位势高度低中心与流场中心不重合,且偏于东侧(图略),可能与此有关。

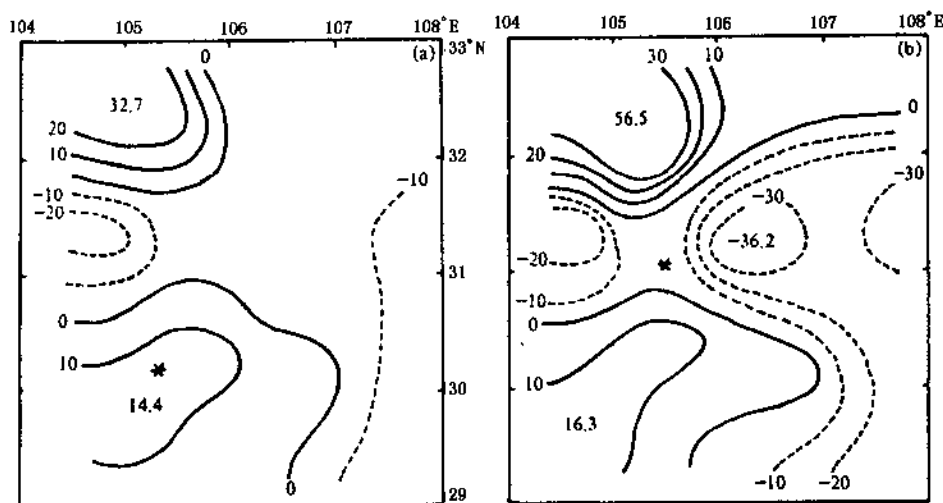


图7 1989年7月西南低涡区域及其邻域内的非地转涡度场分布($\times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$)

(a)9日08:00;(b)10日08:00

5 热带气旋与西南低涡相互作用激发暴雨天气

暴雨是在有利的大尺度环境条件下产生的。分析相互作用发生前后的雨强、雨区分布和持续时间可见,热带气旋与西南低涡相互作用后的雨强要强得多,暴雨区面积要大得多,持续时间要长得多。其主要原因是相互作用发生后,建立了向暴雨区输送水汽和能量的通道(图8)。扩大了向暴雨区汇聚水汽和高能空气的范围。增强了低涡东侧暴雨区的对流不稳定层结,提供了不稳定层结重建的物理机制。改变了低涡区内大气运动的非平衡性质,建立了有利于低层大气辐合持续增长的风压场结构,促进了低层上升运动的发展,从而使热带气旋外围环流与西南涡相互作用的区域产生持续性强降水天气,12小时降水量达236 mm,引起川东地区发生洪涝灾害。

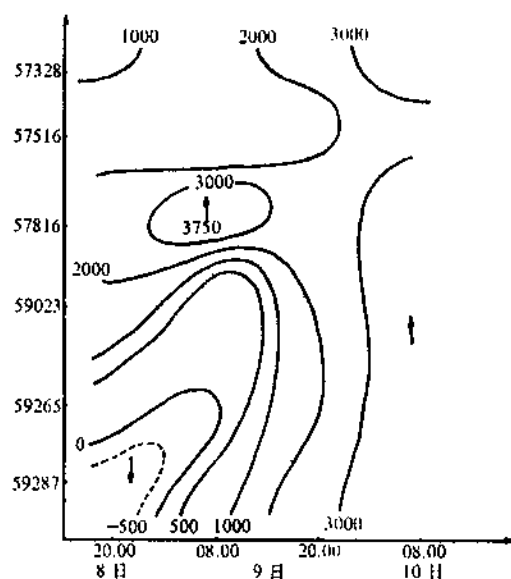


图 8 1989 年 7 月 8~11 日沿测站连线方向的 θ_{se} 通量投影时间剖面 (单位: $K \cdot m \cdot s^{-1}$)

6 结语

通过对 1989 年 7 月 8~11 日热带气旋与西南低涡相互作用的个例诊断, 使我们对两者相互作用促进西南低涡发展和暴雨发生的基本事实有了初步了解, 主要分析结果如下:

(1) 活跃于南海的热带气旋, 可通过其北侧偏东南低空强风带的向北伸展, 与四川盆地西南低涡东侧的偏南气流贯通, 实现两者的直接相互作用。建立水汽和能量输送带, 为处于内陆地区的西南低涡的强烈发展和特大暴雨天气的发生提供有利的环境场条件。

(2) 热带气旋与西南低涡的相互作用通过改变低涡邻域内的风压场分布, 使大气运动的非平衡性质发生改变, 促进低涡中心及其东部非平衡负值增强, 其动力强迫作用能激发低涡区内低层大气辐合和正涡度的持续增长, 激励低涡发展。

(3) 热带气旋与西南低涡相互作用所建立的能量输送带, 通过改变低涡邻域内的假相当位温平流场的分布与风垂直切变, 使两者的耦合作用激发涡区内辐合持续增长, 对促进西南低涡发展起积极作用。

(4) 热带气旋与西南低涡的相互作用通过改变低涡邻域内的风压场和能量场分布, 显著影响着低涡的结构。使西南低涡变成一个层结、温湿、动量等分布极不对称的系统。

(5) 热带气旋与西南低涡的相互作用还显著地改变着低涡区域内大气运动的动力性质, 使低涡东部的辐合和非地转性质大大增强。

(6) 热带气旋与西南低涡的相互作用通过向低涡区输送大量的水汽和热量, 为涡区内特大暴雨天气的发生提供水热条件。相互作用对低涡结构的改变, 促进低涡东部大气运动非平衡加剧, 其动力强迫激发的辐合和正涡度持续增长, 为涡区内特大暴雨的发生提供了动力条件。

参考文献

- [1] 蒋尚城. 1983. 中低纬系统的相互作用和大范围暴雨, 北方天气文集(4). 北京: 北京大学出版社, 1~10
- [2] 薛秋芳, 杨英, 王建忠, 丁一汇. 1996. 9406 号台风与中纬度天气系统相互作用的数值分析, 中尺度天气和动力学研究. 北京: 气象出版社, 93~99
- [3] 谢安, 肖文俊. 1983. 登陆台风影响北方暴雨的数值试验, 北方天气文集(4), 北京: 北京大学出版社, 116~130
- [4] 姚祖庆, 唐新章, 丁金才. 1997. 登陆华东的台风大暴雨云团及环流场的研究, 暴雨·灾害, 北京: 气象出版社, 1(1): 107~114
- [5] 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1~200
- [6] 卢敬华. 1986. 西南低涡概论, 北京: 气象出版社, 1~170
- [7] 陈久康, 丁治英. 1996. 高低空急流与台风环流耦合下的中尺度暴雨系统, 中尺度天气和动力学研究, 北京: 气象出版社, 171~179
- [8] 陈忠明. 1992. 大气内部非平衡激发暴雨天气的动力诊断, 科学通报, 14: 1432~1434
- [9] 陈忠明, 闵文彬, 刘富明, 李祖滨. 1996. 大气内部非平衡强迫行为与“94.6”华南暴雨, 1994 年华南特大暴雨洪涝学术讨论会论文集, 北京: 气象出版社, 87~92
- [10] 孙淑清, 田生春, 朱翠娟, 陈怀义. 1982. 长江中游低涡的发生发展及其与暴雨的关系, 长江流域暴雨文集, 北京: 气象出版社, 125~133
- [11] Kou Y H et al. 1986. Mesoscale analyses of Sichuan flood catastrophe. 11~15 July 1981. *Mon. Wea. Rev.*, 114: 1984~2003
- [12] 陈忠明, 缪强, 闵文彬. 1998. 一次强烈发展西南低涡的中尺度结构分析, 应用气象学报, 9: 273~282
- [13] 陈忠明. 1993. 中尺度带通滤波分析. 气象学报, 50(4): 504~510

四川盆地大范围强暴雨过程的合成分析

郁淑华

(四川省气象科学研究所, 成都 610072)

摘 要 本文选取了1959~1982年23次四川盆地大范围强暴雨过程,并按暴雨区的位置分为川西类、川东类以及全川移动类三种类型。然后分别对各类大暴雨的对流层中、低层的位势高度场和流场进行合成分析,从而得出了各类大暴雨的位势高度场及流场的特征、相互间的差异。为四川盆地大范围强暴雨的预报提供了一些预报着眼点。

引言

四川盆地在夏季常出现大范围强暴雨天气,并带来程度不等的洪涝灾害。对四川盆地的大暴雨,过去已有许多分析研究^{[1],(1~5)}。特别是“81.7”四川盆地洪涝以后,不少人从天气分析、动力诊断、地形影响以及天文因子分析等方面对“81.7”暴雨过程进行了研究。本文将用四川盆地大暴雨过程发生的背景场、低层流场的特征的共性,对川东、川西及全川移动性大暴雨过程各类之间在上述各种要素场的异同作了合成分析,并给出若干特征。

1 合成分析的资料、方法和雨量合成结果

以日雨量 ≥ 100 mm,降水面积达 5000 km^2 以上为标准,从1959年至1982年,四川盆地共出现了26次大暴雨天气过程。四川盆地的纬向边界约从 102°E 到 110°E ,结合各型的气候特征,我们以 106°E 为界,按暴雨中心及暴雨区的主体部分持续出现在 106°E 以西或以东,分别定义为川西和川东类。如暴雨中心从川西移向川东则定义为全川移动型。上述26次大暴雨过程中有23次可以归入上述三种大暴雨类型,各类出现次数分别为5次、6次、12次。

影响四川盆地的三类大暴雨过程,在未进入四川盆地以前一般都无暴雨中心,在影响到盆地后各类暴雨中心的分布情况如图1a、b所示。由于同类暴雨区的中心位置的差别很小,因此可采取固定的经、纬网格距坐标进行合成。我们按三类暴雨的开始、形成前和强盛三个时次分

1)汪之义等,1981年四川盆地暴雨分析,12页。

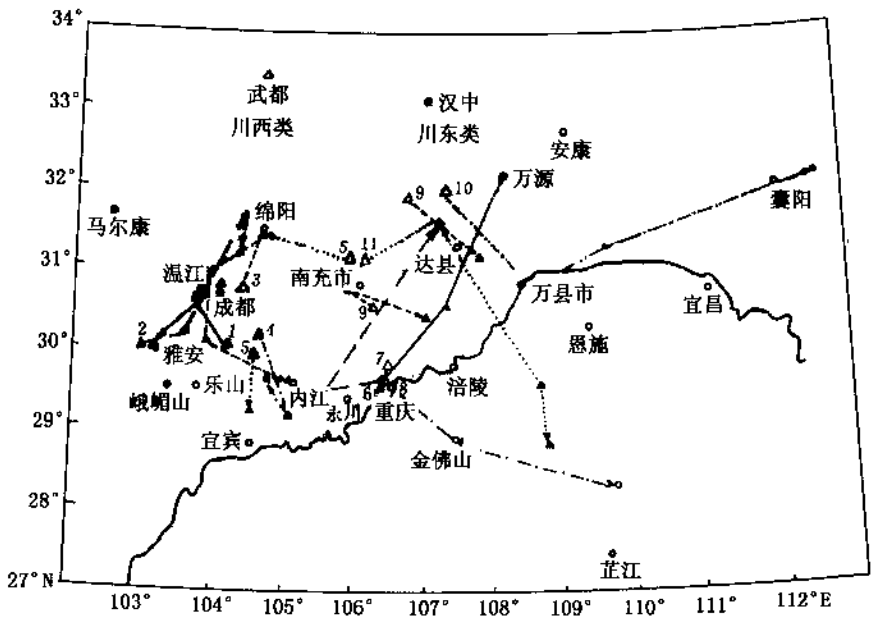
2)李淑芳、徐裕华,1982年四川气象科研文集,38页。

3)滕家谟、刘富明、芮良生,1982年四川气象科研大集,48页。

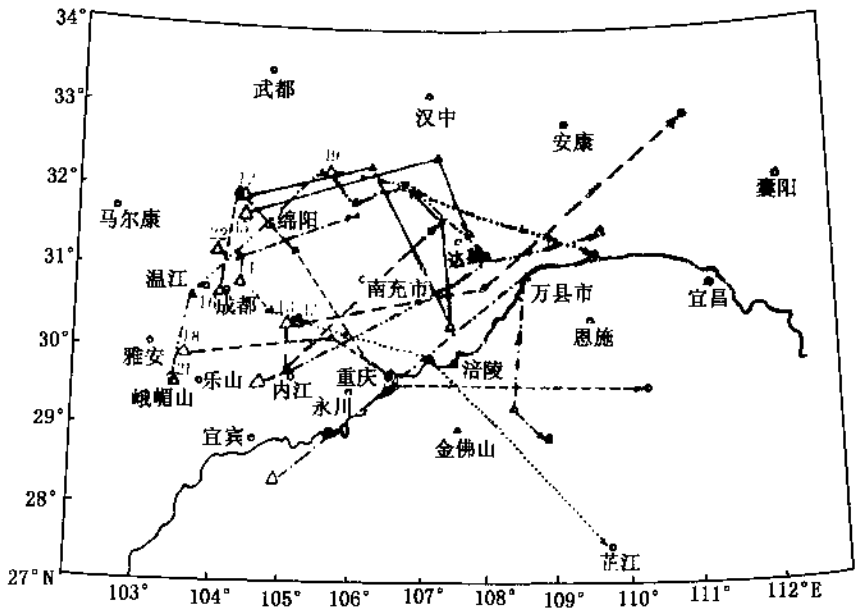
4)张鸿材、李淑芳,西太平洋高压活动及与四川天气过程的关系。

5)李淑芳、芮良生、刘富明、凌秀群,四川省预报员经验选编(二),37页。

别进行合成。所谓暴雨开始是指未来 24 小时内在规定范围内有暴雨点出现,暴雨形成前是指暴雨开始前 12 小时,暴雨强盛为过程中雨量最大的时刻,对移动的时次,则是指暴雨区主体从川西移到川东的时刻。



a. 川西类和川东类



b. 全川移动类

图 1a、b 分别为川西类、川东类以及全川类的暴雨中心分布图

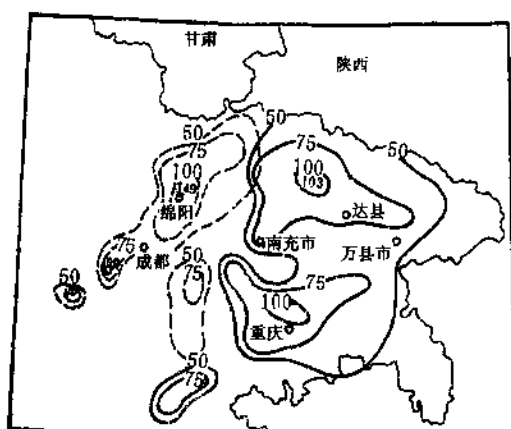
图中符号为各类暴雨中心在盆地上的位置

表 1 列出了这 23 次暴雨过程的简况及各时次暴雨的时间坐标。

为了对各类大暴雨发生的合成地理位置有所了解,我们分别对川东、川西及全川移动性大暴雨强降水过程的最强 24 小时雨量进行合成,以求得各类大暴雨过程的合成日雨量图。为此,我们将上述时段日雨量大于 25 mm 且频数超过该类暴雨总次数一半的站选出,并对这些站的日雨量进行算术平均,求得合成日雨量图(见图 2a~b)

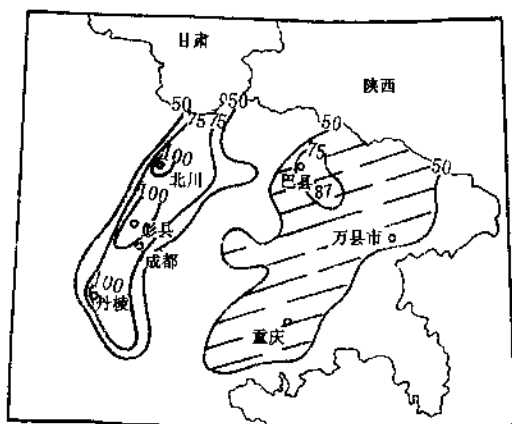
表 1 1959~1982 年三种大暴雨类型简况及时间坐标

序号	大暴雨过程出现日期	过程最大雨量 (单位: 毫米)	24 小时最大 降水量 (单位: 毫米)	过程 持续 天数	暴雨中 心位置	所属 暴雨 类型	开始时间	强盛或移 动时间
1	1959 年 8 月 9 日 02 时~12 日 20 时	428.6	339.7	4	雅安	川西	8 月 9 日 20 时	8 月 11 日 20 时
2	1960 年 7 月 29 日 20 时~8 月 4 日 08 时	487.2	234.9	6	绵竹	川西	7 月 29 日 08 时	7 月 29 日 20 时
3	1961 年 6 月 23 日 20 时~29 日 20 时	515.9	306.0	6	金堂	川西	6 月 23 日 20 时	6 月 26 日 08 时
4	1974 年 8 月 15 日 20 时~19 日 02 时	380.4	309.0	3	南溪	川西	8 月 15 日 20 时	8 月 17 日 08 时
5	1981 年 8 月 15 日 08 时~17 日 14 时	344.9	212.9	2	旺苍	川西	8 月 14 日 20 时	8 月 16 日 08 时
6	1964 年 8 月 27 日 20 时~30 日 14 时	244	218.3	3	江北	川东	8 月 27 日 20 时	8 月 28 日 08 时
7	1968 年 6 月 30 日 20 时~7 月 3 日 20 时	275.9	239	3	通江	川东	6 月 30 日 08 时	7 月 2 日 20 时
8	1979 年 6 月 22 日 20 时~25 日 20 时	235.1	120.8	3	金佛山	川东	6 月 22 日 20 时	6 月 22 日 20 时
9	1980 年 8 月 22 日 20 时~24 日 20 时	245.8	241.1	2	巴中	川东	8 月 22 日 08 时	8 月 23 日 08 时
10	1982 年 7 月 14 日~7 月 18 日	411.4	232.5	4	万县	川东	7 月 14 日 20 时	7 月 15 日 20 时
11	1982 年 7 月 25 日~7 月 29 日	336.8	306.9	4	黔江	川东	7 月 25 日 20 时	7 月 27 日 08 时
12	1972 年 7 月 8 日 02 时~7 月 11 日 14 时	250.3	214.0	4	北川	全川	7 月 7 日 20 时	7 月 9 日 20 时
13	1973 年 6 月 28 日 20 时~7 月 1 日 20 时	327.9	279.2	3	内江	全川	6 月 29 日 08 时	6 月 30 日 20 时
14	1974 年 8 月 6 日 20 时~10 日 14 时	293.3	200.8	4	长寿	全川	8 月 6 日 20 时	8 月 8 日 08 时
15	1978 年 7 月 1 日 02 时~5 日 08 时	282.6	200.9	4	南江	全川	6 月 30 日 20 时	7 月 2 日 08 时
16	1980 年 7 月 27 日 20 时~30 日 20 时	236.5	229.4	3	江安	全川	7 月 27 日 20 时	7 月 29 日 08 时
17	1965 年 7 月 7 日 08 时~7 月 9 日 14 时	235.3	210.7	2	梁平	全川	7 月 7 日 08 时	7 月 8 日 20 时
18	1966 年 8 月 10 日 08 时~8 月 12 日 08 时	304.3	300.9	2	丹棱	全川	8 月 9 日 20 时	8 月 11 日 08 时
19	1973 年 9 月 3 日 20 时~8 日 02 时	398.8	260.1	5	巴中	全川	9 月 4 日 20 时	9 月 6 日 08 时
20	1975 年 6 月 24 日 20 时~26 日 20 时	283.1	163.5	2	万县	全川	6 月 23 日 20 时	6 月 24 日 08 时
21	1968 年 7 月 31 日 20 时~8 月 6 日 14 时	413.1	222.9	6	郫县	全川	8 月 1 日 08 时	8 月 5 日 08 时
22	1981 年 7 月 12 日 08 时~14 日 14 时	314.1	299.6	2	射洪	全川	7 月 12 日 08 时	7 月 13 日 20 时
23	1967 年 5 月 25 日 20 时~28 日 20 时	206.2	152.6	3	开江	全川	5 月 26 日 08 时	5 月 26 日 20 时



a. 川西类和川东类

从图 2a~b 可以看出:川东类与川西类暴雨区的地理位置是彼此有界的,川西类暴雨区主



b. 全川类

图 2a~b 各类大暴雨合成日雨量图

图 2b 中阴影区为移动到川东的雨区位置

体在绵阳地区和成都市,另外在绵阳,江油附近和雅安也可出现;川东类的暴雨区几乎包括了整个川东,范围比川西类大,有两个中心,分别在北碚以及巴中附近。全川移动型(图 2b)中在川西及川东各有一个暴雨区。

2 川西大暴雨

川西大暴雨形成前 500 hPa 合成图上(见图 3a),中国大陆上总的为东高西低形势,35°N 以南的西太平洋副热带高压(以下简称副高)位于 110°E 以东的大陆区,脊线在 28°N 附近;孟加拉湾西部到印度东北部为低压。西风长波槽位于北塔山—茫崖一线,河套北部到贝加尔湖有一长波高压脊,另外在太原—延安—郎木寺一线有东北-西南向的低槽,是未来造成川西大暴雨的主要影响系统。

12 小时以后(即暴雨开始时,图略),主要变化是在兰州附近出现一个反气旋中心;原在延安—郎木寺的低槽已东移加深。

暴雨强盛期(见图 3b),原在河套到贝加尔湖的长波高脊东移至华北西部并有所加强,使河套东部的低槽逐渐南移,并演变成切变线,其南端延到康定一线。川西处于副高边缘的西南气流中。由于副高稳定少动,青藏高原南部高压发展,切变线维持在成都—西昌—楚雄一线,使川西辐合加强,暴雨落在川西。到强盛时,川西类(见图 3c)在低层 700 hPa 流场上的反映是,四川盆地及云、贵的南风明显加强到 8 m/s;青藏高原东部到四川盆地的气旋性环流范围明显东扩;秦岭以北的偏东气流逐渐南压到大巴山附近。几支加强了的气流使川西北的中间尺度涡旋发展,大暴雨就产生在此涡旋的东南部,较强南风带的左前方。

3 川东大暴雨

由图 4a 可见,川东大暴雨形成前,500 hPa 上副高位置比川西类稍为偏南,脊线约位于 23.5°N。高脊西伸到云贵高原。西风带形势为西高东低,造成暴雨的高原槽在酒泉—青海湖—扎多一线。

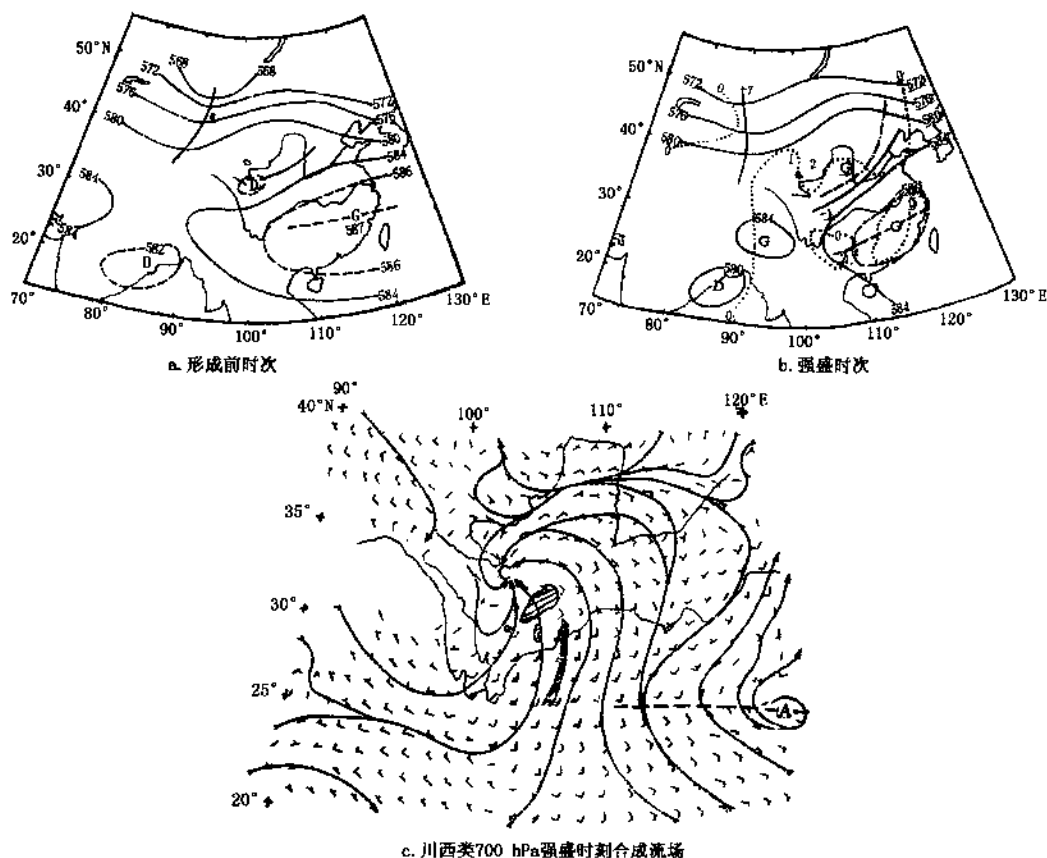


图3 川西大暴雨 500 hPa、700 hPa 合成位势高度场、流场

图中点划线为开始时次的槽线,粗虚线为副高脊线,圆点线为强盛时次减形成前时次的等高线

12 小时以后(图略),高原西部和新疆高压脊发展,原在北疆的低槽东移到新疆东部,相应青海湖槽也东移,川东暴雨开始。

到暴雨强盛时(见图 4b),高原至新疆的高压加强东移;青海槽东移加深;副高脊线北移且位置稳定,低槽在水天—成都—九龙一线。川东处在副高西北侧的槽前西南气流的辐合区中。这是造成川东大暴雨的主要特征。

从图 4c 可以看出,在川东类的低层 700 hPa 流场上,青海东部高压已东移到河套,东部副高稳定少动,原在西安—理塘的东北—西南向切变,变成纬向,在蚌埠—南充—康定一线;原在秦岭的偏东风区南移至大巴山,强度增强到 6~8 m/s;盆地南部到云贵的南偏西风亦同时增强;川西北还出现了北风;几支气流在南充附近形成了一个盆地涡旋。这一盆地涡沿切变线缓慢移动是造成川东大暴雨在对流层低层的主要的天气系统。

4 全川移动型大暴雨

将图 5a~b 与图 3a~b、图 4a~b 比较可以看出:全川类大暴雨形成前,副高东部位置比川西类、川东类都偏南,脊线在 20°N~23.5°N,副高脊西部伸入云贵一带,带来偏南气流;西风带气流平直。低槽位于敦煌—托托河一线,12 小时后(图略),低槽已移到西宁—吉迈—玉树一线,此时马尔康—九龙的低槽已开始影响盆地,副高西北边缘控制川东,致使暴雨发生在川西。

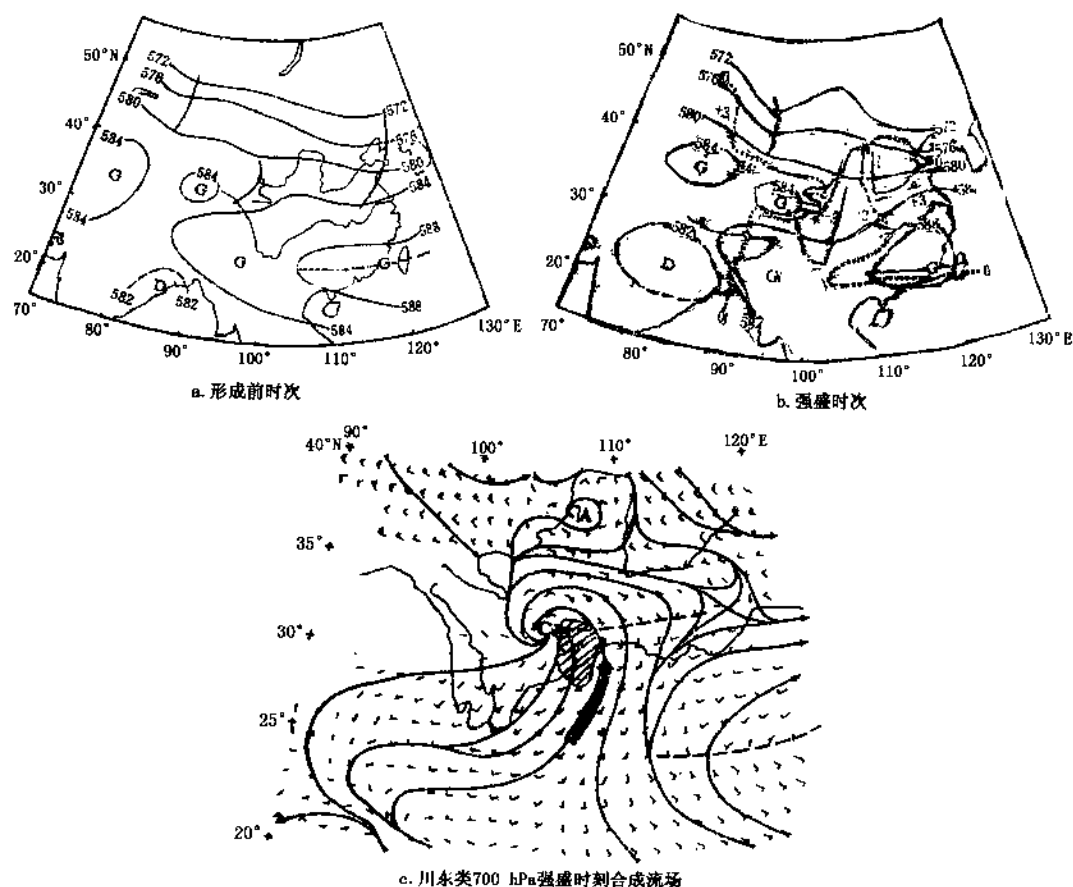


图4 川东大暴雨 500 hPa、700 hPa 合成位势高度场、流场

说明同图3

到暴雨从川西移向川东时,其形势又具有川东类的特征,即青藏高原中部有高压发展;青海低槽东移并与四川盆地西部的低槽合并发展;副高西北侧势力减弱,低槽东移,川东处于低槽前部副高北侧的辐合区中,川东出现暴雨。

全川类和川东类大暴雨,其影响系统均为移动性低槽,为什么后者的低槽在东移过程中不在川西造成大暴雨呢?比较图4a和图5a可见,全川类形成前到暴雨开始时,副高脊线北移并西伸控制川东,辐合区在川西,致使降水在川西产生,以后高原中部有高压发展,低槽东移,暴雨区也东移。将图5c与图3c和图4c进行比较,可以发现:全川类大暴雨开始时的流场与川西类相似,主要是柴达木盆地到川西一带的气流特征均具有气旋式流场;当大尺度西南强风带增强,强风中心区东移至芷江—贵阳一带,切变转成东东北—西西南走向,西南涡沿切变东移到内江以东地区或在那附近新生一低涡时,大暴雨开始向川东移动,并且其形势又与川东类相类似。

5 小结

根据以上分析,我们可以得出如下几点:

1. 根据1959年到1982年共24年出现在四川盆地的26次大暴雨过程,可以划分为川

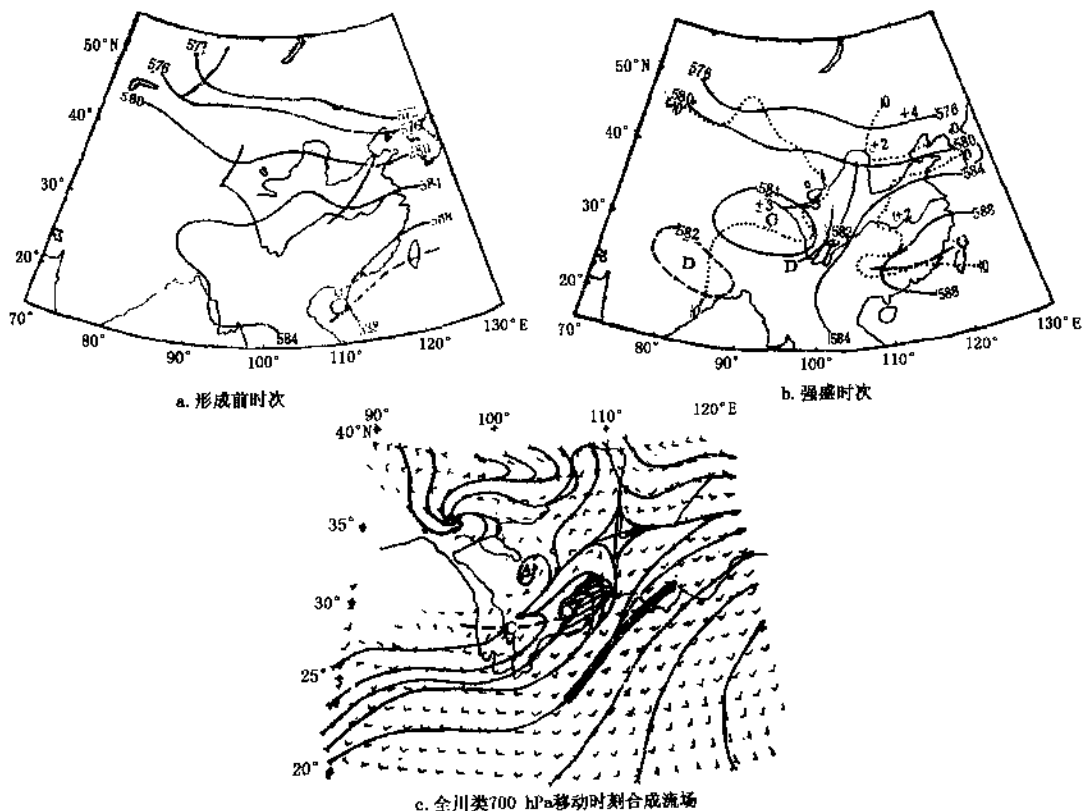


图5 全川移动型大暴雨 500 hPa、700 hPa 合成位势高度场、流场
说明同图3

西、川东和全川移动型三类,由每类大暴雨落点和雨量的合成图表明,它们都有相对集中并互相区别的特点,即川西大暴雨主要出现在 106°E 以西的四川盆地,且主要出现在绵阳地区和成都市以及江油、雅安附近;川东类大暴雨主要出现在 106°E 以东的整个地区,其中以北碚及巴中较为集中,全川移动型大暴雨先出现在 106°E 以西,然后移到盆地东部。

2. 四川各类大暴雨是在一定的大尺度环流背景下出现的。各类大暴雨的合成形势背景主要是由副高和西风带低槽的相对位置所决定。

当中国大陆呈东高西低形势并且副高偏北偏西(脊线约在 $25^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$),河套为一高压,新疆东部的长波槽稳定,易产生川西暴雨。

当副高比川西类略偏南偏东(脊线在 23.5°N 左右),高原到新疆为高压脊,高原上并有高压发展加强,西风带长波位相分布比川西类向东错一点,低槽位于盆地中部时,易产生川东大暴雨。

当副高比川东类偏南(脊线在 $20^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$),云贵一带为明显的偏南气流,其北部西风带气流平直,低槽规律东移,副高西端脊线北抬,有所增强并控制川东时,川西开始产生暴雨;以后青藏高原中部有高压发展东移,其东的上述低槽随之东移,暴雨区随之东移到川东,这样就造成全川移动型大暴雨。

3. 适合的低层流场也是产生暴雨的重要条件。

在 700 hPa 合成流场上,川西类的特点是:副高环流偏北偏西,云贵川偏南气流加强到 8 m/s ;青海湖到四川盆地为气旋性环流;秦岭以北的偏东气流逐渐南压至大巴山附近。这几支

气流在川西北形成中尺度涡旋造成川西大暴雨。

川东类的特点是副热带高压环流略偏南;青海湖东部、柴达木盆地均为反气旋控制;秦岭附近偏东气流区逐渐南移至大巴山以南并增强到 $6\sim 8\text{ m/s}$;云贵川偏南风逐渐加强到 $8\sim 10\text{ m/s}$;切变线呈东北-西南走向。这几支气流在盆地中部(南充)形成盆地涡旋,该涡旋东移是造成川东大暴雨的中尺度天气系统。

全川类大暴雨 700 hPa 流场在开始前与川西类相似,即柴达木盆地到川西一带为气旋性环流;在东移时又与川东类相似。但又有其自身特点,即副热带高压环流比上述二类显著偏南,在副高的北侧存在一支大尺度低空西南强风带,并逐渐加强;强风带里的最大风速区逐渐东移,并与河套高压之间形成一东东北至西西南向的切变,使四川盆地低涡可沿切变线从川西东移到川东造成全川的暴雨或者在影响川西以后在内江以东的切变线上新生一盆地低涡再影响川东。

致谢:高智明、张仁秀同志参加了本文的部分资料工作,陈效孟同志参加了部分计算工作,张鸿材、刘富明、滕家谟同志对本文进行了修改,在此一并致谢。

参考文献

- [1] 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,5

川东北涡的合成分析

骆 红 郁淑华

(四川省气象科学研究所,成都 610072)

摘 要 本文通过对 5 次 700 hPa 上出现在川东北阆中附近的涡旋,且有较大暴雨的个例进行合成分析,得到了一些综合特征。川东北涡是水平尺度为 300~400 km 的较深厚系统,主要在涡旋区东部有较强的上升运动,发展旺盛时为斜压性涡旋。

关键词 川东北涡 合成分析 三峡地区

1 引言

暴雨常常是在有利的大尺度环境条件下,由中、小尺度系统活动而引起的,中尺度、中间尺度的气旋性涡旋是产生暴雨的重要系统之一。对于与四川暴雨密切相关的产生于青藏高原东南麓的西南涡已有不少研究,早为大家所熟知。而对于 700 hPa 上在盆地内阆中或内江附近出现的中尺度涡旋则研究甚少。通过普查 1973~1982 年的天气图,发现阆中低涡与三峡地区的暴雨密切相关。我们试图通过对由阆中低涡(以下简称川东北涡)为主要触发系统而造成的三峡地区暴雨的 5 次过程进行流场、涡度、散度、垂直速度、温湿场等的合成诊断,以了解川东北涡的合成结构,揭示出造成三峡地区暴雨的物理原因。

2 资料、合成方法及合成雨量图

川东北涡是指 700 hPa 涡旋中心在川东北,即在 $30.5^{\circ}\sim 32.5^{\circ}\text{N}$, $105.5^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$ 范围内出现三个以上台站风向成气旋性环流或有等高线闭合的涡旋。

从 1973~1982 年,我们共选出在川东北出现的涡旋,且为切变线上新生的、在三峡地区伴有较大暴雨的 5 次典型个例,对涡旋发展时刻各层流场、涡度、散度、垂直速度、温度、 θ_{se} 、水汽通量散度及降水量,采取固定经纬距坐标进行合成。网格距为 1.25×1.25 经纬度,范围: $25^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $95^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 。

由于所选川东北涡个例的位置相差不大,且性质及发展阶段等都具有相似的特征,所以我们采用合成分析,这样得到的平均性质和结构具有代表性。

上述 5 次伴有暴雨的川东北涡都是在切变线上新生的,它们形成的环流背景及条件在另文中研究^[1],不再赘述。

表 1 川东北涡暴雨过程时段、位置、降水分布

位置	700 hPa 低涡暴雨 过程出现时段	计算时次	降水分布
阆中 东边	1975 年 6 月 25 日 20 时 ~28 日 20 时	6 月 26 日 08 时	24 日 20 时~25 日 20 时万县地区大片暴雨, 25 日 20 时~26 日 20 时万县、涪陵大片暴雨, 26 日 20 时~27 日 20 时忠县、石柱大于 30 mm
南充 北边	1978 年 7 月 3 日 08 时 ~4 日 08 时	7 月 3 日 08 时	1 日 20 时~2 日 20 时达县地区暴雨, 2 日 20 时~3 日 20 时达县、涪陵、重庆地区有暴雨
南充 北边	1980 年 8 月 2 日 08 时 ~4 日 08 时	8 月 4 日 08 时	3 日 08 时~4 日 08 时南充及三峡地区有暴雨, 最大在万县
达县西 北边	1982 年 7 月 15 日 20 时 ~16 日 20 时	7 月 16 日 08 时	15 日 08 时~16 日 08 时 48000 km ² 达县、万县、 南充、涪陵暴雨,最大在平昌, 16 日 08 时~17 日 08 时 48 000 km ² 万县、达县、 涪陵暴雨,最大在万县, 16 日 20 时~17 日 20 时三峡内 12 站有暴雨, 17 日 20 时~18 日 20 时 4 站有暴雨
阆中 北边	1982 年 7 月 27 日 08 时 ~28 日 08 时	7 月 27 日 08 时	26 日 08 时~27 日 08 时有 72 000 km ² ,其中川东 有 40000 km ² ,绵阳、达县、南充、万县暴雨,最大在 平昌, 27 日 08 时~28 日 08 时有 80000 km ² ,主要在达 县、万县、涪陵, 26 日 20 时~27 日 20 时三峡内 7 站有暴雨

图 1 为 5 次川东北涡暴雨的合成雨量图。由图 1 看到暴雨中心区位置在万县地区,合成日雨量最大中心在万县市,为 86 mm,合成日雨量 ≥ 40 mm 的区域几乎控制了整个三峡地区,合成日雨量 ≥ 50 mm 的暴雨区呈准圆型。它与文献[2]中川东、川西、全川类暴雨的合成雨量图分布明显不同,反映了低涡造成暴雨的雨区分布形式。暴雨区位于低涡的东南部,这与一般研究指出的一致。

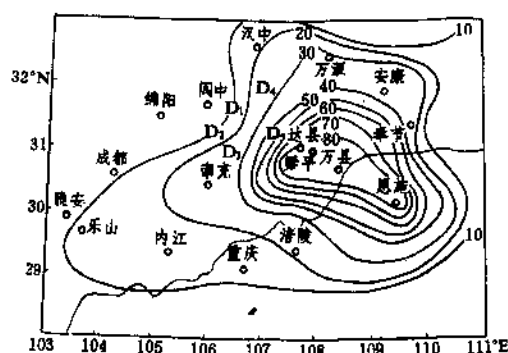


图 1 川东北涡暴雨合成雨量图(单位:mm)

D_i 为盆地涡中心位置($i=1,2,3,4,5$)

3 川东北涡的合成结构特征

3.1 合成流场

从 700 hPa 合成流场(见图 2)看到,四川盆地为气旋性涡旋控制,涡旋中心在 31°N, 105.5°E,即在阆中附近,河套和华南各有一反气旋环流,两高压之间在江淮维持一切变线,这是气旋性涡旋得以生成和维持的有利的环境场条件。此涡旋中心的垂直厚度延伸到 600 hPa (图略),涡旋中心的位置从 850 hPa 到 600 hPa 变化不大,近于垂直,随高度增高稍向北偏,但只偏离了 2 个纬距,说明涡旋的斜压性不强。

700 hPa 上的涡旋中心处在 500 hPa 的槽前西南气流里(图略),这样中层的正涡度平流可对低层低涡的形成、发展起启动作用。同时高层 200 hPa 上南亚高压中心在青藏高原上(图略),川东北涡合成中心位于南亚高压脊前辐散流场的下部,有利于低空辐合加强和涡旋的维持与加强。

3.2 合成涡度、散度、垂直速度场

从合成涡度场(见图 3)看到,700 hPa 上江淮到我国西南地区为一长条形正涡度区,那里正是合成流场的切变线位置所在。与合成涡旋中心相匹配的正涡度中心较强,为 8.7×10^{-5} hPa/s。另外在 700 hPa 正涡度区上空,500 hPa 上相应有一大片正涡度区,这是槽前西南气流所致。中低层大尺度正涡度区的存在为中尺度涡旋的发展、维持提供了能源,是中尺度涡旋发展和维持的重要条件。

图 4 是合成散度场的分布图。它比涡度场零乱,但 700 hPa 涡旋区处在辐合区中,700 hPa 辐合中心位于涡旋中心的东南部,结合涡度场、流场对涡度方程进行定性分析可知,气流的辐合、川东的辐合中心对低涡的形成、维持起了重要的作用。在高层 200 hPa 上(图略),江淮到我国西南地区为大片辐散区,辐散中心强度为 4.2×10^{-5} hPa/s,位于 700 hPa 合成低涡东南部上空,且 200 hPa 辐散中心的强度比低层辐合中心的强度大得多,由于高层的“抽气机”作用,使 700 hPa 合成低涡东南部辐合加强,从而为在低涡东南部产生暴雨提供有利条件。

从各层垂直运动速度场看(图 4),700 hPa 上升运动区范围较大,控制了河套西部、长江中上游到云贵的广大地区。500 hPa 上升运动区范围比 700 hPa 的还大(图略),除华北地区外,我国大部分地区为上升运动区,这样中、低层大尺度的上升运动为盆地涡的发展、维持提供了有利的环境条件。同时川东北涡上空 200 hPa 上也为上升运动区(图略),说明涡旋处存在着深厚的上升运动。

由图 4 还可看到,中低层的上升运动中心

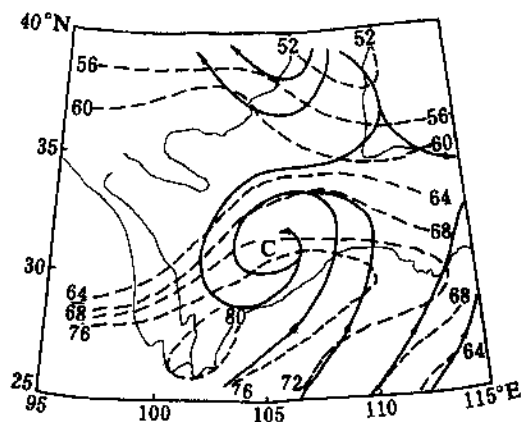


图 2 700 hPa 合成流场
虚线为等 θ 线($^{\circ}\text{C}$)

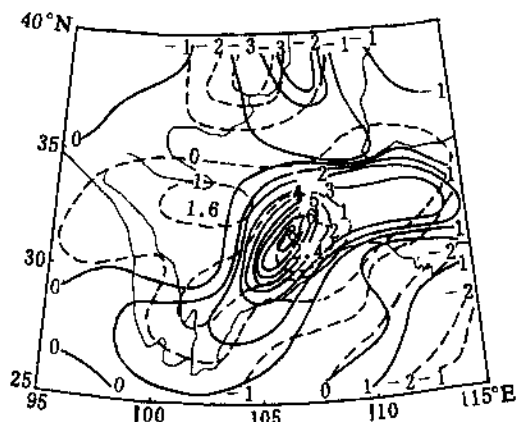


图 3 合成涡度
实线为 700 hPa 等涡度线,虚线为 500 hPa 等涡度线
(单位: $\times 10^{-5}$ hPa/s)

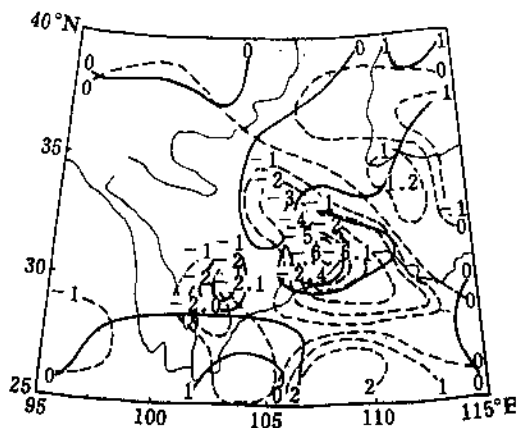


图 4 700 hPa 合成散度(单位: $\times 10^{-5}$ hPa/s)
虚线为 ω (单位: $\times 10^{-3}$ hPa/s)

在合成涡的东南部,500 hPa 上升运动中心为 $-7.1 \times 10^{-3} \text{hPa/s}$ (图略),700 hPa 为 $-6.1 \times 10^{-3} \text{hPa/s}$,中层的上升运动速度大于低层,中低层较强的上升运动为三峡地区暴雨提供了必要的动力条件。

沿 106.25°E 作经向剖面图(见图 5)来分析低涡附近三维气流的活动情况。由图 5 看到,低涡中心以南高空为一反环流,其上升支在涡旋中心附近。低涡中心以北上空有向南气流,在 33.75°N 以南上升;低层在 $33.75^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$ 有一小的正环流,它的下沉支返回到 33.75°N 以南处转回上升。低涡中心区宽广的上升气流构成了南北跨度为 5 个纬距的涡旋区($28.75^\circ\text{N} \sim 33.75^\circ\text{N}$)内深厚的较强上升运动。

3.3 合成温度场、低层水汽通量散度场

由各层合成温度场(见图 6)看到,与川东北涡位置相对应的低层温度为冷区控制,高层为暖区。它与台风的暖心结构明显不同,这可能是由于在川东北涡强盛期,有冷空气侵入,使涡旋区温度降低,而高空由于凝结释放潜热,加热了空气,使之有暖中心配合而造成的。

表征温湿综合特征的 θ_{se} 合成场(见图 2)低层分布为西南高、东北低,有湿舌伸向涡旋区,这在 700 hPa 上表现更为明显。700 hPa θ_{se} 大值区在云贵高原,850 hPa θ_{se} 大值区在南海与中南半岛,配合流场可以看到,有暖湿不稳定能量向低涡区输送。使低涡区位势不稳定可以不断得到重建。配合图 2 还可看到低涡区位于 θ_{se} 等值线的密集区内,配合较强的上升运动,就可以使湿有效位能得到释放,转变为动能,从而加强涡旋。

中层 θ_{se} 大值区在高原上,配合流场可知,中层也有暖湿不稳定能量向低涡区输送。中、低层暖湿气流的输送,造成了气层的位势不稳定,为川东北涡暴雨提供了又一重要条件。

由于湿湿场和流场的作用,使水汽源源不断地向涡旋区输送,并在涡旋区辐合(见图 7),且辐合区范围远大于暴雨区,给暴雨区提供充足的水汽。

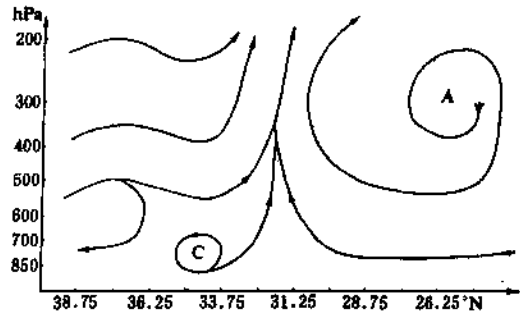


图 5 沿 106.25°E 的经向剖面气流特征

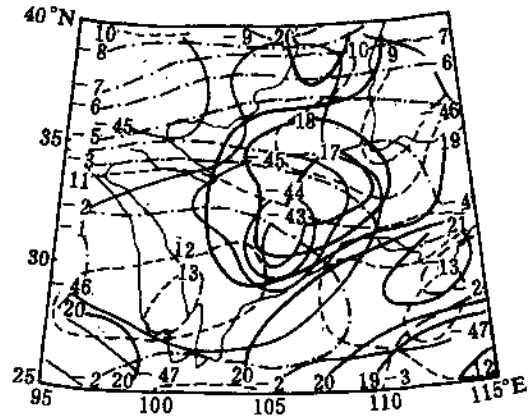


图 6 合成温度

粗实线为 850 hPa 等温线,细实线为 200 hPa 等温线,虚线为 700 hPa 等温线,点划线为 500 hPa 等温线($^\circ\text{C}$)

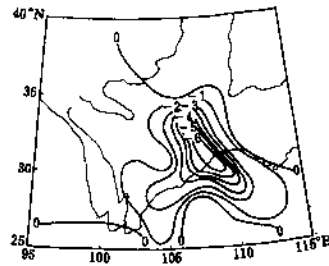


图 7 700 和 850 hPa 水汽通量散度和合成图

4 川东北涡与台风、高原涡的比较

在川东北新生的涡旋,一般是在切变线上产生的。由于切变线附近有大片正涡区,它提供了中尺度涡旋发展的能源,川东北涡又处在低空辐合、高空辐散的有利流场中,有源源不断的水汽向涡旋区输送,且有深厚的上升运动相配合,因此川东北涡常给三峡地区带来暴雨天气。

川东北涡与台风、高原涡的物理属性是有区别的,为了进一步认识川东北涡的特征,我们把川东北涡、台风、高原涡^[4,5]相应的物理量进行比较(见表2)。

表2 川东北涡、台风、高原涡之比较

尺度特征	川东北涡		台风	高原涡
	无眼		有台风眼	无眼
	水平尺度为 300~400 km		水平尺度为 400~600 km	水平尺度为 400~500 km
	较深厚系统,垂直厚度由 850 hPa 伸展到 600 hPa		深厚系统,垂直厚度为整个对流层	浅薄系统,垂直厚度为 500 hPa 伸展到 400 hPa
热力特征	强盛时为斜压性涡旋		暖心结构	由暖性涡旋转变为斜压性涡旋
动力特征	涡度分布	低层正涡度辐合, 高层负涡度辐散	低层正负涡度交错分布	低层正涡度辐合, 高层负涡度辐散
	垂直运动	深厚上升运动,主要部位在涡旋区的东部	台风眼四周呈对称的深厚上升运动	低涡区为上升运动, 中心区与低涡重合

参考文献

- [1] 郁淑华等. 1991. 川东北暴雨的环境场及 Q 矢量分析. 高原气象, 10(1):70~77
- [2] 郁淑华. 1984. 四川盆地大范围强暴雨的合成分析. 高原气象, 3(3):58~67
- [3] 四川省气象局. 1986. 四川省短期天气预报手册
- [4] 朱乾根. 1981. 天气学原理, 北京:气象出版社, 358
- [5] 吕君宁等. 1984. 夏季青藏高原低涡的综合结构, 青藏高原气象科学实验文集(二), 北京:科学出版社, 195~205 页

青藏高原东部地区中尺度对流复合体的降水特征^{*}

钟晓平 杨淑群 朱远琼

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘 要 青藏高原东部是中国大陆中尺度对流系统活动极为频繁的地区之一。采用与 Maddox 的中尺度对流复合体相类似的定义, 对 1984~1986 年 7、8 月间活动于该地的一类尺度较大的对流系统的降雨特征进行了分析。该区内 30%~50% 以上的强降水(≥ 10 mm/h)均由这些系统直接造成。一个系统平均约产生 2.73 km^3 的降水。这类降水有明显的日变化, 最大值出现在后半夜 4 时左右(北京时间, 下同), 最小值出现在下午 18 时左右, 均落后于美国 MCC 的降水高峰与低谷。在生存过程中, 一个系统的降水在云体面积最大时(也就是发展阶段与成熟阶段交替之时)达最大, 最大的降雨强度出现在初始阶段的后期和发展阶段的早期。系统发展初期降雨区面积占云体总面积的比例较小, 以后逐步增加, 在初始阶段后期达云体面积的 50% 左右, 其后直到系统消亡时也基本保持不变。这一比例明显高于美国 MCC 中降雨区所占的比例。

关键词 青藏高原 中尺度对流复合体 降水特征 合成分析

1 引言

从 Maddox^[1]根据卫星云图定义了中尺度对流复合体(MCC)以来, 这类天气系统的研究受到越来越多的重视, 并取得了巨大进展, 极大地推动了中尺度气象学的发展。

研究表明 MCC 在全球范围内都存在, 中国大陆也是其一个活动中心。陈乾^[2]等首先在中国介绍了关于 MCC 的一些基本情况, 对中国大陆北方的中尺度对流云团做了描述。黄文根^[3]用 Maddox^[1]定义发现中国大陆在 1983~1986 年的 4~9 月内出现过 6 个 MCC, 和李玉兰等^[4]的结果大致类似。但江吉喜等^[5]和肖稳安等^[6]根据同样定义在同一时段分析出了数量大得多的 MCC 个例。他们的共同结论是中国 MCC 的尺度普遍小于美国 MCC; 中国 MCC 大多数集中在西南地区, 也就是青藏高原东侧。根据上述研究和当地实际情况, 陈乾^[7]将 Maddox 的 MCC 定义修改之后用于中国的对流系统(为方便起见, 仍称为 MCC)。利用 1984~1986 年 5 月到 9 月的卫星云图资料, 陈乾调查了我国 MCC 的活动情况, 发现此期间内共出现了 168 个 MCC, 其中大部分位于中国的西南部, 主要集中在 7~8 月。

和其他天气系统一样, MCC 的内部结构个体差异极大, 但也存在着共性。根据美国关于 MCC 的研究, 这种共性在环境背景、物理特征、降水分布、生命过程等方面都的确存在。作为一类天气系统, 了解这种共性具有独特的意义。本文将利用一种类似于 Kane^[8], McAnelly 和 Cotton^[9]所提出的合成分析技术来揭示青藏高原东部地区 MCC 的降水特征, 并与美国 MCC 的类似特征进行比较。

^{*} 本文系高原基金资助项目“青藏高原东部地区中尺度云团降水特征”的研究成果之一。

2 方法和资料

2.1 MCC 的定义及阶段划分

考虑到该地区 MCC 的特点,直接引用了陈乾^[7]的定义。根据这个定义将 MCC 从生成至达最大范围时称为发展阶段,将从最大范围时刻到云体不再满足 MCC 条件时称为成熟阶段。另外为了全面了解 MCC 生存过程中的降水特征,将从最初对流云团出现到 MCC 生成的时间称为初始阶段。

根据站点分布情况,我们从文献[7]鉴别出的 168 个 MCC 中取出 77 个作为总样本,它们生存过程中都曾在所选站网区域内经过。以这一样本集用于分析 MCC 降水与同期内当地总降水以及强降水的关系。其中有 28 个 MCC 的主要活动区域集中在站网密集区,被用来进行相对系统的合成分析,以揭示 MCC 的降水特征。

2.2 基本降水要素的计算

根据 MCC 的主要活动范围(27°N~33°N, 102°E~108°E),选取近 200 个站的每小时降雨观测资料计算三个降水特征量:雨强 I 、总雨量 V 和雨区与云区面积比 C ,它们分别相对于每小时、每个阶段和整个生命史。 I, V 用常规方法计算,而 C 则简单地用下式计算

$$C = \frac{N(t)}{N(0, t)} \times 100 \quad (1)$$

其中 $N(t)$ 为系统范围内有雨的站点数, $N(0, t)$ 为 MCC 云砧下所有站点数。

2.3 合成方法

本文采用相对系统的合成方法,主要思路与 Kane^[8], McAnelly 和 Cotton^[9]的相似,对参数 I, V 和 C 很容易在整个云区各个象限和一个格距为 25 km 的格点网中进行合成。相对于系统生存过程的合成分析则要复杂得多,这主要是由于各个 MCC 的生存时间相差极大,需先将其正规化以后才能建立合成分析的共同基础。具体步骤如下:

(1)首先相对于各小时计算 MCC 云团内的降雨参数,如 I 。设一个阶段内有 S 个小时,即有 S 个雨强

$$I(i), i = 1, \dots, S \quad (2)$$

(2)将整个阶段划分为 $S \times 10$ 个小段。根据 $I(i)$ 指定其雨强,可得一新序列

$$I1(j), j = 1, 2, \dots, S \times 10 \quad (3)$$

自然,如小段 j 在第 i 小时,就有

$$I1(j) = I(i) \quad (4)$$

从 $j=1$ 开始,每相邻的 10 个 $I1$ 是相等的。

(3)从 $j=1$ 开始,将相邻 S 个小段的雨强求出平均值,并令这 S 个小段为 i 个子阶段。这个均值就可以作为该子阶段的代表雨强

$$I2(i) = \frac{1}{S} \sum I1(j) \quad (5)$$

$$j = (i-1) \times S + 1, \dots, (i-1) \times S + S; i = 1, 10$$

这样得出 10 个子阶段的代表雨强,可以描述出该阶段内的雨强分布情况,又与时间长度无关。当然,对于整个阶段内的 V 无法利用(3)式,但若考虑每小时的体积降雨量 VR ,则可

以进行类似于 I 的处理,只不过其单位变为 km^3/h 包含了面积因素。

(4)通过(1)式到(3)式的计算,由 S 个值表征的阶段雨强分布转化成了由 10 个值表征的阶段雨强分布,不再受时间长度影响,可以对不同个例进行合成,于是

$$IS(i) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N I2(i), i = 1, \dots, 10 \tag{6}$$

此处 N 为个例总数, i 为第 i 个子阶段。可以证明 $I2$ 完全代表了 I 的分布特征,因此合成分布 IS 能够代表 MCC 在该阶段的总体分布特征。

3 MCC 降水的空间分布特征

3.1 MCC 降水与局地强降水的关系

此处所提到的强降水除特别说明以外均指 $\geq 10 \text{ mm/h}$ 的降水事件。样本中所有的 MCC 个例都被用来分析这种关系。图 1 是研究时期内 MCC 产生的强降水在当地所有强降水事件中的比例,总的来看该区域约有 10% 以上的强降水是来自 MCC 的。有 3 个 MCC 产生的强降水大于 25% 的中心区,分别位于岷、沱江流域、嘉陵江流域和万县市附近长江段的北岸。呈现出东北-西南走向,正好与大多数 MCC 的移动路线一致。前两个中心是四川盆地洪水发生最为频繁的地区,也是四川农业最为发达的地区,对全川农业有举足轻重的影响,而这两个地方受 MCC 强降水的影响恰恰最重。表 1 是全川 7 个代表站 MCC 强降水在局地所有强降水中的比例,约有三分之二以上的站超过 30%,特别是在岷、沱江流域。如果取 30 mm/h 作强降水标准, MCC 强降水的比例还将更高。在岷、沱江流域,这个比例普遍高达 60% 到 90%,有少数站甚至达 100%,即大部分或所有这类强降水都是由 MCC 引起的。例如在成都出现的 4 次这类强降水事件中有 3 次就是 MCC 引起的。

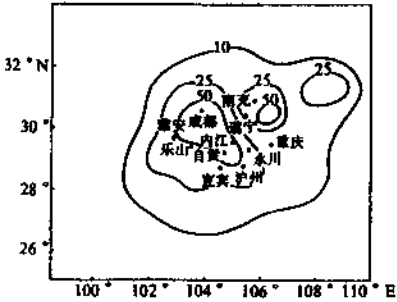


图 1 MCC 的强降水在当地强降水中所占比例的空间分布

川农业最为发达的地区,对全川农业有举足轻重的影响,而这两个地方受 MCC 强降水的影响恰恰最重。表 1 是全川 7 个代表站 MCC 强降水在局地所有强降水中的比例,约有三分之二以上的站超过 30%,特别是在岷、沱江流域。如果取 30 mm/h 作强降水标准, MCC 强降水的比例还将更高。在岷、沱江流域,这个比例普遍高达 60% 到 90%,有少数站甚至达 100%,即大部分或所有这类强降水都是由 MCC 引起的。例如在成都出现的 4 次这类强降水事件中有 3 次就是 MCC 引起的。

表 1 代表站处 MCC 的强降水在当地强降水中的百分率

站 名	N_1	N_2	N_2/N_1	R_2/R_1
成 都	28	13	0.46	0.55
雅 安	62	18	0.29	0.30
乐 山	57	20	0.35	0.40
宜 宾	36	14	0.39	0.43
内 江	22	11	0.50	0.57
自 贡	38	17	0.47	0.51
南 充	30	11	0.37	0.39

注: N_1 : 强降水事件数, N_2 : MCC 产生的强降水事件数, R_1 : N_1 次强降水的累计雨深, R_2 : N_2 次强降水的累计雨深。

3.2 MCC 的降水总体特征和系统内分布

青藏高原东部地区内一个 MCC 平均要产生 2.7 km^3 的降水,平均降水强度为 3.8 mm/h 。将这些数字以及别人得出的一些有关中国 MCC 的统计数值与 Zhong 和 Tollerud^[9] 根据 240 个 MCC 得出的美国类似的统计数值作一个比较(表 2),可以发现许多不同之处。虽然中国

MCC 的面积较小,但所产生的降雨量却略大于美国的 MCC。原因很多,定义的不同使 MCC 的生命史长短不同可能是其中原因之一。中国的 MCC 从初始阶段到消失历时约 19.7 个小时,比美国 MCC 约长 4 个小时。但这两类 MCC 定义中的主要条件,即确定云体范围的临界 IR 温度相差并不大,因而这种较长的生命期还有别的动力学和热力学上的原因。中国 MCC 中雨区面积比达 40% 以上,而在美国 MCC 中只有 17%,这种差异可以弥补 MCC 总面积不同的影响。Kane 等^[8],McAnelly 和 Cotton^[9]分析得出美国 MCC 的平均降水总量分别为 8.21 km³ 和 3.46 km³,比中国 MCC 降水量大得多。但他们所用的 MCC 个例数要比 Zhong 和 Tollerud^[10]少得多,而且在各个方面加了许多限制。

表 2 中国(C)与美国(U)MCC 的某些特征比较

	初始阶段		发展阶段		成熟阶段		生命过程	
	C	U	C	U	C	U	C	U
持续时间(h)	4.0	5.7	8.1	4.9	7.6	4.9	19.7	15.4
雨强(mm/h)	3.8	5.9	4.4	6.8	3.0	5.2	3.8	6.0
总雨量(km ³)	0.20	0.31	1.47	1.16	1.05	1.21	2.73	2.68
雨区面积比(%)	29	9	41	17	44	20	43	17

图 2 给出了 MCC 各象限内的总降水量和雨强分布的平均情况。无论从整个过程还是分阶段来看,MCC 前部产生的总降水量都远大于后部,只是比例各有不同。在发展阶段和成熟阶段为 60% 以上,在初始阶段则高达 80%,从整个生命过程来看也在 60% 以上。象限中总降水量的分布在各个阶段也不一样,初始阶段特别不均匀,右前象限的降水为左前象限的 9 倍,到了成熟阶段各象限中降雨总量则明显减少,最大值转移到左前象限,最小值在右后象限,两者相差不到一倍。雨强在各象限中的分布也有这种初期不均匀性的表现,在初始阶段右前象限的平均雨强为 5.2 mm/h,左后象限仅为 1.0 mm/h,而在成熟阶段这种差异就不是那么显著了。在初始阶段和发展阶段都是右前象限内雨强最大,比最小平均雨强分别高 5 倍和 3 倍。将三个阶段结合起来看,每个象限的平均雨强都经历了从小到大,又从大到小的变化过程,这和自然降水的规律是一致的。但各象限平

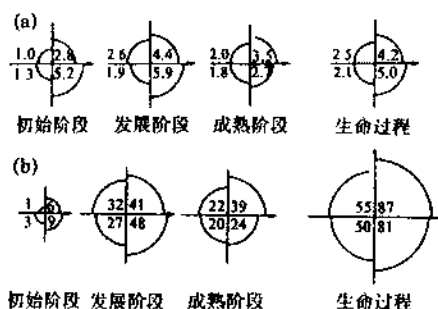


图 2 MCC 的雨强(a, mm/h)和总降水量(b, 10² km³)各象限内的合成分布

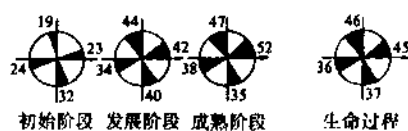


图 3 MCC 各象限内雨区的相对大小

均雨强的变化范围差异很大,右后象限平均雨强从发展到成熟阶段几乎没有变化,而在右前象限平均雨强从初始阶段到发展阶段变化不大,从发展阶段到成熟阶段则锐减了一半以上。从整个生命过程来看,平均雨强在右前象限最大,在右后象限最小,相差 2.5 倍以上。对比雨强和总降雨量的分布,可以发现右前象限的雨强从初始阶段到发展阶段变化不大,但产生的总降雨量却相差极大,这固然与两个阶段的历时和云体总面积有关,同时也与产生降雨的面积有关。如图 3 所示,在初始阶段右前象限内的降雨区只占云区的 32%,而在发展阶段达到 40%,至成熟阶段稍有缩小变为 35%。在左前象限则从 23% 逐次增加到 42%,52%。在整个生命过程中,这个比例在各象限差别不大,但分阶段、分区域来看则有显著差异。从上述讨论可以看出,MCC 的前半部分是这个天气系统的主要区域,显著的降雨活动在此发生;在 MCC 生存

的初期,以对流性降雨为主,雨强大,降雨区域所占比例小,而在后期则以层云降水为主,雨强小,降雨区域所占比例大。

图 2 仅是雨强和雨量在各象限中的一个比较概括的空间分布,图 4 则进一步给出了降雨深度(由各个格点范围内的总降雨量导出)详细的空间分布。从总体上来看,中国 MCC 的雨区不如美国 MCC 的雨区那样呈准圆型,也就是其边缘更不规则,这可能与所用的样本个数和 MCC 定义中所选取的偏心率的大小有关。尽管如此,还是可以清楚地分辨出主要雨区围绕在云区的几何中心附近。在整个生命史中(图 4d),最强的雨区位于 MCC 前部,离开云区几何中心约 70 km,最大雨深为 44 mm,这比 Kane 等^[8],Zhong 和

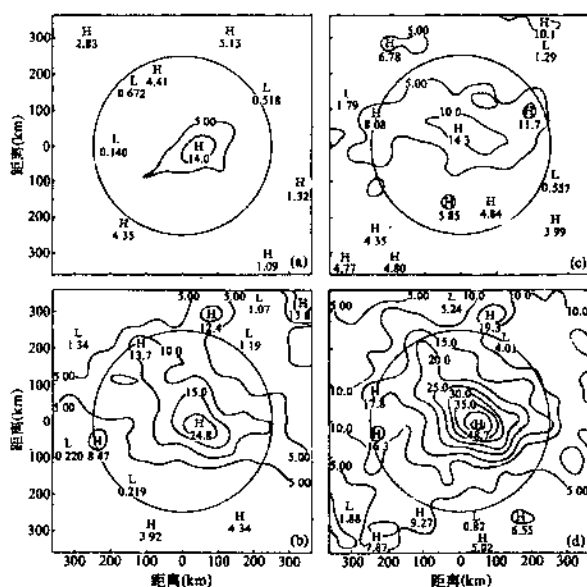


图 4 MCC 各时段雨深的分布
(a)初始阶段,(b)发展阶段,(c)成熟阶段,(d)生命过程

Tollerud^[10]所得出的美国 MCC 的最大雨深都要大。在各个阶段,最大雨区都与云区几何中心相距一定距离,约 50~80 km。初始阶段中最强雨区位于右前象限,最大雨深约 14 mm(图 4a)。发展阶段中最强雨区仍在右前象限,最大雨强为 25 mm 左右。另一个显著特点是最强雨区向西边和北边扩展(图 4b)。随著 MCC 的发展,其主要雨区在系统内的相对位置有了变化。到了成熟阶段,最强雨区的范围有所减小,但仍然大于初始阶段,最大雨深为 14 mm 左右,这约为发展阶段最大雨深的 42%,和初始阶段的最大雨深差不多(注意这两个阶段的时间长度并不一样,因而雨强也不一样)。在这个阶段最大雨深中心移到了 MCC 的左后象限,但大部分强降雨区仍位于左前象限(图 4c)。从综合分析图 4a,b,c 可明显地看出强降雨区在 MCC 的发展过程中呈现出一种逆时针旋转的移动趋势。事实上,在图 2 和图 3 中已经可以看出这种趋势。这种现象表明云区内的主要上升运动区域随 MCC 的发展而移动,从右侧逆时针旋转至左侧。同时 MCC 内部的热力和动力结构必定有相应的变化。美国 MCC 的研究中,Kane 等^[8],McAnelly 和 Cortt^[9]以及 Zhong 和 Tollerud^[10]都发现最强雨区始终位于该系统的右后象限,没有强降水区的移动现象,这和中国 MCC 形成了明显的差异。

4 日变化和生命史

4.1 日变化

为了更好地与日变化联系并与美国 MCC 相比较,我们选用 105°E 处的当地时间作为讨论基础,它比北京时间早了一个小时。

众所周知,美国 MCC 的降水有明显的日变化。中国 MCC 的降水也有明显的日变化,但最大体积降雨率的出现时间与美国 MCC 有差别。如图 5 所示,在整个生命过程中,MCC 产生

的雨量 50% 集中在 1 时到 7 时, 最大值出现在 4 时, 最小值出现在 17 时左右, 约为前者的 1/7, 不到全天内 MCC 降雨量的 2%。极值出现的时间分别比美国 MCC 晚了 3~4 个小时。和降雨量比较, 雨强的日变化(图略)不是很明显, 但可大致区分降雨最强时段在 22 时, 最弱时段在 13 时, 均比雨量的极值要早。降雨量和雨强的相关关系并不明显。对比之下雨区面积比的分布与雨量分布却极为相似。从雨量和雨强、雨量和雨区面积比的相关系数(表 3)可明显看出前者的相关性远低于后者, 尤其是在整个生命过程中, 后者相关系数高达 0.93。这表明相对雨区的大小可以表征降雨量的多少。根据降雨过程的物理性质, 可以认为上升运动区的相对大小和日变化, 直接影响到降雨量的多少和日变化。

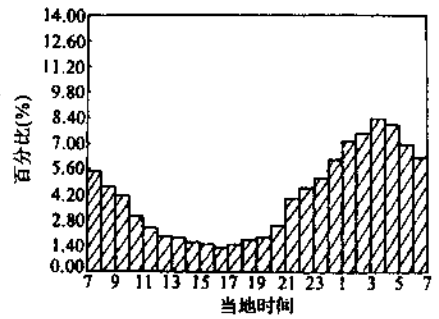


图 5 MCC 降水的日变化

表 3 总降水量(V)与雨强(I)和雨区面积比(C)的相关系数

	初 始	发 展	成 熟	生命过程
$r(V, I)$	0.79	0.50	0.24	0.64
$r(V, C)$	0.91	0.81	0.59	0.93

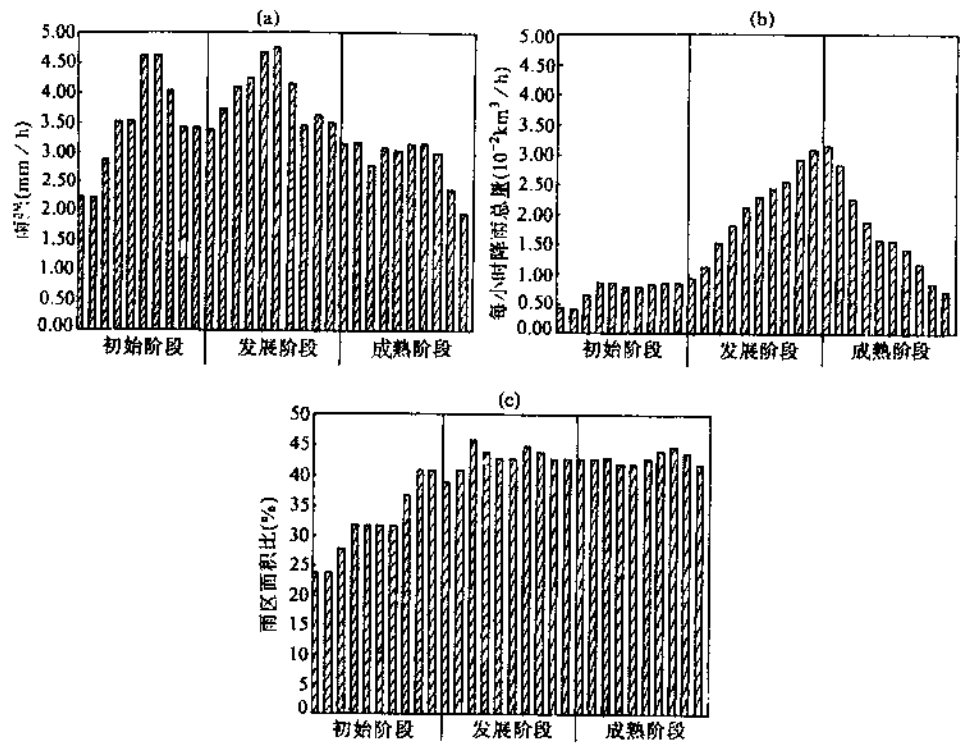


图 6 雨强(a), 每小时体积降雨量(b)和雨区面积比(c)在 MCC 生命过程中的变化

4.2 生命史

图 6 是雨强 I 、每小时体积降雨量(考虑了面积因素) VR 和雨区面积比 C 在 MCC 生命过程中的变化情况。在 MCC 生成和消亡时(图 6a), 雨强相差不大, 均比最大雨强小一半以上。

但随着 MCC 的发展,雨强在初始阶段的前期迅速增大,在 6 个时段内从 2.24 mm/h 增加为 4.64 mm/h。在成熟阶段的后期雨强的减弱也相当迅速,在 3 个时段内从 2.99 降到 1.99 mm/h,但是在发展阶段后期和成熟阶段早期,雨强变化不大。这是 MCC 在早期以对流性降水为主,后期以稳定性降水为主的又一证据。

体积降雨量(图 6b)随时间的变化表明初始阶段的大雨强并没产生多少雨量。在初始阶段的后 7 个时段内降雨率在 $0.080 \text{ km}^3/\text{h}$ 左右。该阶段的平均降雨率为 $0.073 \text{ km}^3/\text{h}$ 。在发展阶段,雨量越来越大,从第一个时段的 0.094 增加到最后一个时段的 $0.309 \text{ km}^3/\text{h}$,平均为 $0.209 \text{ km}^3/\text{h}$,显著高于初始阶段。在成熟阶段中降雨率呈现出两种不同的变化。前 5 个时段内迅速下降,从 0.315 变为 $0.161 \text{ km}^3/\text{h}$,平均为 $0.090 \text{ km}^3/\text{h}$ 。在后 5 个时段内则下降减缓,仅从 $0.157 \text{ km}^3/\text{h}$ 变为 $0.070 \text{ km}^3/\text{h}$,均约为 $0.040 \text{ km}^3/\text{h}$ 。

从图 6c 可以发现雨区相对大小 C 的变化则完全不同。在 MCC 生成时, C 约为 24,随着 MCC 的发展, C 变得越来越大,在初始阶段结束时达到 40,此后,直到 MCC 消亡时 C 值一直在 43 附近振荡,没有大的变化。在发展和成熟阶段 C 的平均值分别为 43.1 和 43.2,标准差分别为 1.87 和 0.94,而在初始阶段,平均值和标准差分别为 32.3,5.74。很显然,在 MCC 生成后,雨区在云区中所占的比例迅速增大,也就是雨区的增长率超过了云区的增长率;到了发展阶段和成熟阶段,雨区的变化和云区的变化率呈现同步变化,使得雨区的相对大小基本保持不变。

5 结论

在青藏高原东部地区,尤其是四川盆地内,MCC 的活动对于降水有极为重要的作用。当地大于 10 mm/h 以上的强降水有 30% 以上与 MCC 相联系,90% 以上的洪水过程也与 MCC 降雨相关联。由于 MCC 的主要活动区正好是当地农业的重要区域,因而 MCC 带来的降水对农作物生长方面能解除旱情产生积极作用,但另一方面又会诱发洪水而产生不利影响。

在此区域内,平均一个 MCC 产生约 2.73 km^3 的降水量,平均雨强约为 3.8 mm/h ,最大降水产生在发展阶段后期和成熟阶段早期。主要降水区位于 MCC 的前半部,具体位置随着 MCC 的发展逆时针旋转。在早期系统内雨强和雨量的分布都极不均匀。MCC 的降雨有明显的日变化,大部分降水产生在当地的后半夜,这是 MCC 在当地降水系统占有重要地位的又一表现,该地区是一个明显的多夜雨区。

MCC 的降雨率和雨强在生命过程中以完全不同的方式变化。降雨率在发展阶段后期达极大值,而雨强在初始阶段后期就已达到了极大值。

这个区域内的 MCC 和美国 MCC 之间有两个显著区别:首先,主要雨区的位置和移动性质不同;其次是雨区相对大小有差异,前者这个比例远大于后者。

参考文献

- [1] Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61:P. 1374-1387
- [2] 陈乾. 1984. 关于中尺度对流复合体的若干问题. *气象科技*, 3:47~54 页
- [3] 黄文根. 1987. 长江中上游中尺度对流复合体的结构特征. *北京气象学院学术论文集*, 39~47
- [4] 李玉兰等. 1990. 我国西南-华南地区中尺度对流复合体的研究. *大气科学*, 13:417~422
- [5] 江吉喜等. 1986. 我国中 α 尺度对流云团的分析和探讨. *中国气象科学研究院院刊*, 1:133~141

- [6] 肖稳安等. 1990. 我国大陆 MCC 特征和结构的分析. 南京气象学院学报, 13(3)
- [7] 陈乾. 1989. 夏季中国副热带湿区中尺度 α 类对流云团的统计特征. 高原气象, 8: 252~259
- [8] Kane R J, Chelive C R and Fritch J M. 1987. Precipitation characteristics of mesoscale convective weather systems. *J. Climate Appl. Meteor.* 26: 1345 - 1357
- [9] McAnelly and Cotton W. 1989. The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, 117: P. 784 - 806
- [10] Zhong Xiaoping and Tollerud E I. 1989. Rainfall in mesoscale convective complexes: Spatial and seasonal variation, Preprints, 12th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Monterrey, CA, Oct. P. 2 - 6

川西高原雪灾天气初步研究*

徐裕华

(中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

杨佑洪

曾皓

(四川省自贡市气象局, 自贡 643000)

(四川省甘孜州气象局, 康定 626000)

摘 要 对 1970~1990 年共 21 年 41 次川西高原雪灾天气过程的分析研究, 从气候分布、大气环流特征及影响天气系统等方面探求川西高原雪灾发生发展的规律性, 对提高雪灾天气预报准确率, 做好为畜牧业生产的气象服务有重要作用。

关键词 川西高原 雪灾 天气研究

1 引言

四川省甘孜、阿坝藏族自治州位于青藏高原东南部、四川省西北部, 平均海拔 3000 m 以上, 被称为川西高原。这里幅员辽阔, 雪山高耸, 地形复杂, 气候恶劣, 高寒缺氧, 自然灾害频繁。大部分地区为雪山草地, 经济以畜牧业为主, 是我国五大牧区之一。然而, 牧业生产多为靠天养畜的自然放牧, 牲畜夏饱、秋肥、冬瘦、春死的现象严重, 抗御自然灾害的能力极差, 特别是冬春季的雪冻灾害, 常造成大批牲畜死亡, 严重制约着当地经济的发展。因此, 研究高原牧区雪冻灾害天气发生发展的规律, 不断提高对高原雪灾的预报能力, 进一步做好畜牧业生产的气象服务, 刻不容缓, 势在必行。

2 川西高原雪灾及其危害

川西高原的雪灾天气主要有两种: 一种是大-暴雪, 降雪量大, 积雪厚度深; 另一种是低温连阴雪, 降雪强度不一定很大, 但持续时间长, 积雪久不融化。以上二者都与低温天气相伴发生, 所以危害十分严重。

雪害主要表现为由于深厚的积雪, 交通严重受阻, 交通事故频繁发生, 使川西高原唯一的公路运输瘫痪, 建筑物坍塌, 通讯线路中断。人畜受低温雪冻难以生存, 尤其是冬春季节, 冰雪覆盖草场, 牲畜无法采食, 成批的牲畜受饥寒所迫, 成片死亡抛尸遍野, 甚至连人也难逃噩运, 如 1970 年 10 月初的一场暴雪, 最大积雪深度为 2 m 多, 导致丹巴、金川等地大牲畜几乎死绝。有 3 名测绘人员在野外工作被大雪封山而冻死。1971 年春, 川西高原北部再遭持续性大雪, 普遍积雪深度 1 m 左右, 低温和大雪使牲畜死亡不计其数。1985 年 3 月康定大雪, 气象观测场的积雪深度为 54 cm, 创川西高

* 此项研究系国家气象局高原基金资助项目。

原测站记录之最,这场大雪致使川藏公路中断多日。1990年5月19~24日,川西高原北部严重雪灾,石渠县5天降雪量63.9 mm。再如1995年12月~1996年1月甘孜州北路的石渠、色达、德格、白玉、甘孜、炉霍、新龙、道孚和理塘等县大范围长时间的大雪和低温天气,草场被冰雪掩盖,气温低达 -40°C ,平均积雪深度达40 cm以上,高山牧区积雪70~80 cm,牲畜大批成片死亡,人员也死伤惨重,据不完全统计,死亡各种大牲畜234200头,直接经济损失在13989万元。

3 川西高原大雪的气候特征

据1970~1990年共21年的气象资料统计分析表明,川西高原大雪开始期从9月上旬~11月下旬不等,地区差异也很大。总的来说,海拔越高大雪开始期越早,高海拔的石渠、色达和理塘在9月份先后开始,红原、甘孜和阿坝在10月中旬开始,其余地区在11月才有大雪。至于大雪终止期,丹巴和小金一带在3月下旬,石渠和红原最晚在6月中旬才终止。一般来说,川西高原大雪多发生在10月~翌年5月。全年有两个相对集中时段,即10~11月和3~5月,隆冬季节的12~2月是相对少降雪时段,7~8月为川西高原无大雪时段,如图1所示。其中,以春季3~5月的大雪危害为严重。因为,此时牲畜经过漫长的越冬,草料不足,瘦弱不堪,一遇低温和大雪,饥寒交迫,死亡率最高。

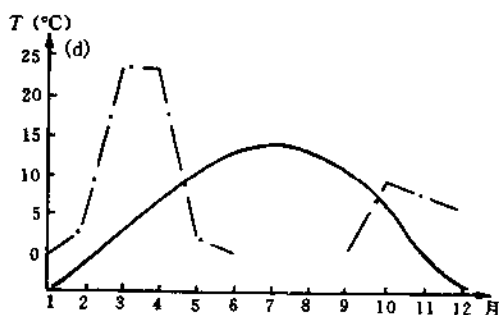


图1 川西高原各月大雪日数与平均气温

川西高原大雪的年际变化极大,分布很不均匀,最多的年份达10次以上,如1977和1978年川西高原北部大雪频繁,雪灾严重,而特殊的年份竟1次大雪也没有出现。

从地理分布来看,川西高原的大雪北部显著多于南部,高海拔地区多于低海拔地区。据21年资料统计,红原、石渠、色达、理塘及康定等地最为频繁,而西南部低海拔的得荣、乡城及巴塘等地几乎没有大雪(图2)

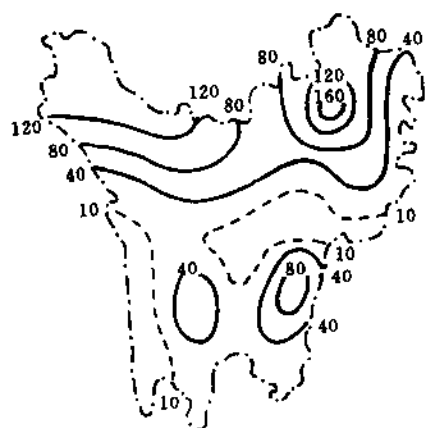


图2 川西高原大雪频数分布(1970~1990年)

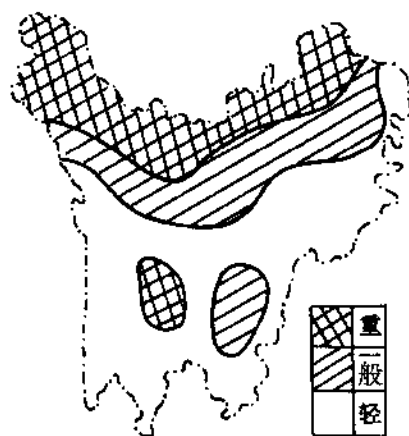


图3 川西高原雪灾分布

我们从气候的角度统计了 1970~1990 年川西高原各测站 5.0~9.9 mm 的大雪日数、>10 mm 的暴雪日数、最大积雪深度以及 >3 cm 的连续积雪日数四大要素,并按一定的标准将四要素的叠置区分别确定为重灾区、一般灾区和轻灾区。明显可见,重灾区分布在巴颜喀拉山的石渠、色达、红原、若尔盖一线以北和沙鲁里山的理塘一带,海拔高度均在 3500 m 以上。一般灾区在重灾区以南呈东西带状分布以及大雪山南段的新都桥,其余地区除得荣、乡城和巴塘外,均属轻灾区,如图 3 所示。

4 川西高原雪灾天气的环流形势背景

川西高原雪灾天气过程的环流形势演变是相当复杂的,它不仅与亚欧中高纬度环流有关,而且与高原南侧中低纬天气系统有密切关系,有时甚至是南北系统相互作用的结果。我们在研究时,主要着眼于过程开始前 24~48 h 500 hPa 亚欧中高纬的大气环流特征,同时兼顾青藏高原南侧中低纬流场的特点。经普查 1970~1990 年冬半年发生的 41 次雪灾天气过程的环流形势特征,绝大多数雪灾天气过程都发生在经向环流形势下,南北气流经向交换频繁,常受脊前偏北气流引导,北方冷空气爆发性南下,导致明显降温降雪天气过程,这种经向环流形势约占 82.9% (34/41)。而亚洲在纬向高指数环流形势下,造成川西高原雪灾天气过程仅占 17.1% (7/41),而且这类过程的强度一般较弱,持续时间也不长。我们具体归纳为以下四种类型:

4.1 中亚高脊东亚大槽型

乌山高脊缓慢东移,在中亚地区稳定加强,脊线位于 $75^{\circ}\text{E}\sim 85^{\circ}\text{E}$ 附近。贝湖东部的东亚大槽,南段在高原东部形成东北-西南向切变线,当中亚高脊发展,新疆高脊建立时,脊前西北气流引导冷空气南下,高空锋区随之南压到川西高原上,这是造成川西高原持续性大雪的主要特征环流。其中,中亚高脊的发展和新疆高脊的建立是最关键的系统(图 4)。这种形势下的雪灾天气过程一般维持 3~4 天,最长可达 8 天。

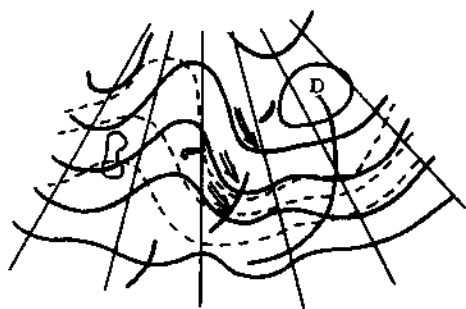


图 4 中亚高脊 500 hPa 示意图

4.2 东亚两槽一脊型

亚洲中高纬度为两槽一脊,长波高脊位于西伯利亚到贝加尔湖之间,两个低槽分别在 $60^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 和 $105^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 附近,中低纬多短波槽脊活动。当东部大槽与高原短波槽结合,形成北槽南切变,槽后西北气流引导冷平流南下,造成川西高原雪灾天气过程,如图 5 所示。这种类型在 41 次过程中共出现 13 次,以春季居多,危害十分严重。

4.3 中亚横槽型

在西西伯利亚有一稳定的高压脊,高脊北部向东北方向发展旺盛,脊前的低压槽呈东北-西南向横槽,冷空气从泰米尔半岛南下后在横槽中堆积,使横槽南侧形成强大锋区,横槽可多次分裂低槽东移,并携带小股冷空气影响川西高原造成雪灾天气过程,当高压崩溃,横槽转竖,冷空气爆发性南下,川西高原一场大雪后,雪灾天气即告结束,如图 6 所示。这类过程的关键是预报横槽的建立和转向。

4.4 纬向环流型

亚洲高纬地区有一宽广的大低压,亚欧中纬度以纬向气流为主,多中短波槽脊活动,在大低压的西南部,蒙古到西伯利亚有较强大的冷空气堆积,高原上是平直西风气流,短波槽脊活动频繁,东移迅速,当中纬槽脊与高原短波槽脊同位相叠加时,脊前偏北风引导蒙古冷空气南下,造成川西高原雪灾天气过程。这类过程出现几率较小,且降温较缓慢,降雪强度也不太大,如图7所示。

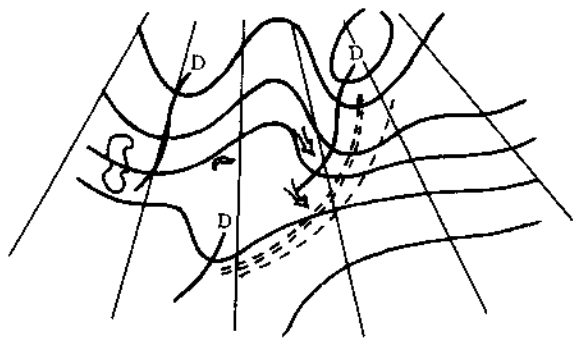


图5 东亚两槽一脊型 500 hPa 示意图

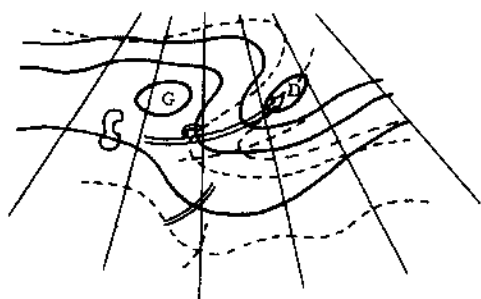


图6 中亚横槽型 500 hPa 示意图

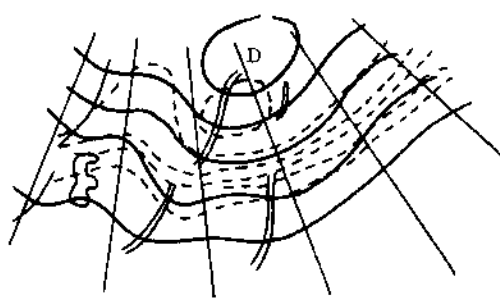


图7 纬向型 500 hPa 示意图

5 川西高原雪灾天气的主要影响系统

众所周知,青藏高原大地形的动力和热力作用,不仅对外来天气系统有明显的“改造”和“加工”作用,而且还能诱发中小尺度天气系统的发生和发展,因此,造成川西高原雪灾天气的影响系统也是复杂多变的。根据我们长期对高原天气预报的经验和对雪灾天气分析认为,冷空气活动和高原低值系统是两大主要因素。经普查 41 次雪灾天气过程的 500 hPa 主要影响系统基本有三种,即冷锋切变线、冷锋低槽和高原辐合线。

5.1 冷锋切变线

冷空气加之高原切变线是造成川西高原雪灾天气最主要最盛行的直接影响天气系统。这里所指的切变线通常为东-西向或东北-西南向的高原横切变线,在切变线上有时还伴有高原低涡东传。在 41 次过程中,此种影响系统占 $32/41 \times 100\% = 78\%$ 。

5.2 冷锋低槽系统

西风槽东移受高原大地形的影响常断裂为南北两段,北槽越过高原后东移稍快,并引导冷空气上高原,南槽输送暖湿空气,二者在高原东部结合造成川西高原大雪天气。

5.3 辐合线系统

我国西北地区的西北气流与高原南部的偏西南气流交汇,常辐合于高原东部 $30^\circ \sim 35^\circ \text{N}$,形成高度场比较均匀而风向的不连续线,它虽尺度不大,一般约 $10 \sim 15$ 个经度,但却比较深

厚,直到 300 hPa 都有反映。这类系统发生次数不多,在天气分析上也容易被忽略,并且,在辐合线出现后,往往在高原上无明显冷空气活动,所以在预报上有一定的难度。

6 川西高原雪灾天气过程的若干物理量特征

为了进一步揭示川西高原雪灾天气过程的物理机制,我们选取有代表性的四次典型个例(1983 年 3 月 13~15 日、1983 年 3 月 22~24 日、1985 年 3 月 19~20 日和 1986 年 4 月 5~7 日),对其平均场进行合成诊断分析,计算用 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 经纬度格距。

这四次过程都发生在春季,影响系统皆为冷锋切变线。

6.1 水汽

图 8 是四次过程 500 hPa 平均流场和比湿分布图。由图可见,西藏高原东部为大片的偏西南气流,若尔盖到甘孜一带气流辐合明显,这条辐合带与 500 hPa 的切变线一致,且与降雪区配合很好。在这支西南气流中有明显的湿舌从西南伸向东北方向直到川西高原,表明川西高原降雪的水汽来源于孟加拉湾,由西南气流把水汽源源不断地输送到川西高原。500 hPa 水汽通量散度在甘孜、红原和若尔盖一带有强辐合中心,最大值为 $41 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$,在 400 hPa 以上水汽迅速减少,到 300 hPa 水汽转为辐散,说明川西高原降雪过程的水汽主要集中在 400 hPa 以下。

6.2 散度场

我们通过对各层散度场的计算,从散度随高度的变化可以看出,在降雪过程中,400 hPa 以下为辐合,而且越往下辐合越强,在 500 hPa 辐合达最大值 $-3 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$,无辐散层约在 350 hPa 附近,而在 350~250 hPa 有微弱的辐散,再向上又转为辐合了,如图 9a 所示。我们又沿 31°N 作散度的纬向垂直剖面,可以看出,在低层仍为辐合,高层辐散。但在降雪区以东情况则不同,高层和低层均为辐散,如图 9b 所示,此外,我们还计算了 500~300 hPa 的相对散度,在降雪区上空有一个 $5.4 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大值中心,这说明与降雪区相对应的 500~300 hPa 之间有较强的上升运动(图略)。

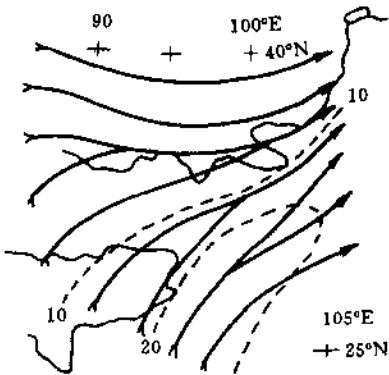


图 8 500 hPa 平均流场与比湿分布

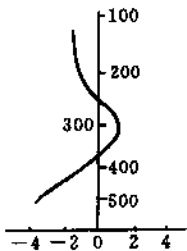


图 9a 散度垂直分布图

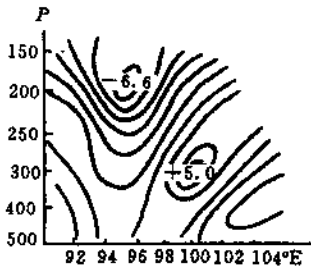


图 9b 沿 31°N 散度剖面

6.3 涡度与涡度平流

从计算的 500 hPa 涡度场可以看到,在高原切变线的周围是大片的正涡度区,最大值为 $5.2 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$,中心在理塘—康定之间,这与过程降雪区是完全吻合的,康定的降雪量也是最

大的,如图 10 所示。这个正涡度区与涡度平流正负过渡区相对应,有利于高原切变线的维持。

6.4 冷空气与温度平流

川西高原区域性大雪天气过程一般都有明显的冷空气直接影响,并且常伴有锋生现象。这四次雪灾天气也不例外,都有冷空气入侵川西高原,在 ΔP_{24} 图上有强 $+\Delta P_{24}$ 中心。同时 500 hPa 在 30°N 附近的锋区强度为 $1.7^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ km})^{-1}$ 。计算可知,冷暖平流正在川西高原上空交汇,高原北部的冷平流与 32°N 以南的暖平流在川西高原锋生,但由于高原地形复杂,山峦叠障,500 hPa 上冷平流不太强而暖平流较强,在 400 hPa 上冷平流非常强,达 $14\times 10^{-6}^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这种高层冷平流低层暖平流,造成降雪天气过程中的大气层结不稳定,我们计算了 $\theta_{se400}\sim\theta_{se500}$,与大雪区相对应的上空为负值,表明川西高原春季大雪时,大气层结多为不稳定的。

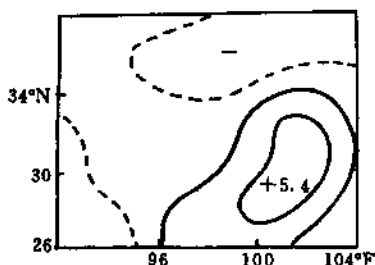


图 10a 500 hPa 涡度分布

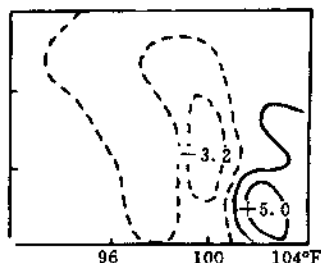


图 10b 500 hPa 涡度平流

7 雪灾天气过程的预报

根据我们对高原天气的预报经验和对雪灾天气的分析研究,初步建立了一套大雪预报专家系统,从天气初始场、各种物理量场及其他信息特征,筛选出若干有指示意义的预报因子,利用专家知识进行逻辑推理,最后得出预报结论供用户使用。该系统不但有一定的预报能力,而且具有咨询功能,可以向用户提供与大雪有关的资料,深受用户的好评。经甘孜州气象台近年的业务使用,效果较好。限于篇幅在此不详赘述。

近 40 多年四川盆地降温与热带西太平洋海温异常的关系^{*}

李跃清

(中国气象局成都高原气象研究所,成都 610072)

李崇银

(中国科学院大气物理研究所大气科学和流体力学数值模拟国家重点实验室,北京 100029)

摘 要 应用滑动滤波技术,分析了半个世纪以来,四川地区温度变化及其与西太平洋海温的关系。结果表明,四川盆地气温在 20 世纪 70 年代中期发生了一次突变,由偏暖阶段进入偏冷阶段。其中,50 年代最暖,80 年代最冷,这种偏冷趋势在夏季最显著;热带西太平洋海温同样在 70 年代中期发生了一次突变,由偏暖阶段进入偏冷阶段,也是 50 年代最暖,80 年代最冷,这种偏冷趋势同样在夏季最显著;热带西太平洋海温在变化趋势上与四川盆地气温变化具有同位相关关系;热带西太平洋海温异常偏暖(冷),引起西太平洋副高位置偏西(东)偏北(南),造成四川盆地气温异常偏暖(冷);热带西太平洋海洋热状况的变化,通过影响西太平洋副高等环流系统变化是造成四川盆地气温异常的重要原因之一。

关键词 四川盆地 气温 热带西太平洋 海温 副热带高压

1 引言

20 世纪以来,全球气温呈上升趋势,气候变暖及其影响已成为大气科学研究的热点。但是,气候变化同样表现出显著的区域性特征,如中国江淮地区和四川盆地的气温变化与许多地区不同,呈变冷趋势^[1]。周秀骥等提出了一个十分重要且有意义的研究结果,即中国西南四川气温变冷的可能原因是由于大气中硫酸盐气溶胶增加,导致地面太阳辐射减少而引起^[2]。我们知道,引起气候变化的原因很多,硫酸盐气溶胶的影响可能是原因之一,也会有其他原因的影响,因此从不同侧面进一步分析四川气温变冷,对于认识气候变化机理和可能影响都有重要意义。

本文从海洋非绝热加热影响大气环流变化及其与天气气候的关系出发,分析半个世纪以来四川气温变冷,尤其是夏季(6、7、8 月)变冷的特征及其可能原因,指出热带西太平洋海温异常对四川气温变化的重要作用。

2 资料与方法

应用四川盆地有代表性的,分布较均匀的成都(位于西部)、宜宾(位于南部)、广元(位于北

^{*} 本研究得到国家“九五”攀登预选项目“气候动力学和气候预测理论的研究”及中国科学院 KZ952 51 403 项目共同资助

部)、遂宁(位于中部)、达县(位于东北部)、重庆(位于东部)、酉阳(位于东南部)等 7 个测站 1949~1994 年月平均气温资料和 COADS 中 SST 资料,得到了 7 个测站平均的四川盆地气温序列和热带西太平洋(30°N~10°N,120°E~180°E)的 SST 序列。

需要说明的是:罗汉民等^[6]通过相关系数和距离系数确定了 13 个四川省气温序列代表点,其中四川盆地有 7 个站,正是上述所选 7 站。计算表明:7 站之间气温年、春、夏、秋、冬四季的相关显著,都达到了 99.9% 的置信水平。从表 1 可进一步看到:7 站平均的四川盆地气温序列与各站气温序列年、春、夏、秋、冬四季的相关系数都在 0.73 以上,说明该四川盆地平均气温距平序列能够反映四川盆地地区气温异常变化特征。

表 1 四川盆地 7 站平均气温距平与 7 站气温距平的相关系数 r
(99.9% 置信水平时,相关系数为 0.47)

时 间	成都	宜宾	广元	达县	遂宁	重庆	酉阳
春 季	0.93	0.93	0.86	0.91	0.96	0.91	0.76
夏 季	0.88	0.89	0.73	0.91	0.95	0.91	0.78
秋 季	0.93	0.90	0.82	0.88	0.81	0.88	0.82
冬 季	0.97	0.93	0.95	0.92	0.97	0.96	0.92
年 际	0.91	0.88	0.86	0.81	0.94	0.85	0.79

对于每一个或两个季节的平均而言,我们将其四川盆地的气温距平序列和热带西太平洋海温距平序列称为 $X(t)$ 。在 $X(t)$ 中包括了不同时间尺度的变化信息,为了简单地分离出我们感兴趣的信息,我们首先对 $X(t)$ 序列进行 11 点(即 11 年)的滑动滤波处理,所得到的序列 $\tilde{X}(t)$ 可视为 10 年尺度以上的趋势变化,然后,从 $X(t)$ 序列中减去 $\tilde{X}(t)$ 序列,即 $X'(t) = X(t) - \tilde{X}(t)$,那么, $X'(t)$ 序列就是年际尺度的变化。应用这些资料,我们可以计算序列的气候跃变参数^[3]:

$$J_y = |M_1 - M_2| / (S_1 + S_2),$$

其中下标 y 表示时间序列中某年, M_1 、 M_2 、 S_1 、 S_2 分别为 y 年前 n 年、后 n 年两个子序列的平均值和均方差,当 $J_y > 1$ 时,表明在 y 年附近出现跃变, $J_y > 2$ 时有强跃变。这里,取 $n = 15$ 。

通过上述分析,我们得到了各季节的四川盆地平均气温距平和热带西太平洋海温距平的变化特点和相互联系。

3 四川盆地气温和热带西太平洋海温变化

为了比较,我们将四川盆地气温和西太平洋海温变化序列表示在同一张图上。由图 1 看到,半个世纪以来,四川盆地春夏季(3~8 月)气温距平的 11 年滑动滤波时间序列,主要经历了两个阶段,1977 年以前处于偏暖期,1977 年以后处于偏冷期,其中 50 年代为显著偏暖阶段,80 年代为显著偏冷阶段;冷暖变换的突变点在 70 年代中期 1977 年($J_y = 2.6$)左右。逐站的分析结果也表明上述气温由暖变冷的变化趋势。而热带西太平洋春夏 SST 距平的 11 年滑动滤波时间序列表明,半个世纪以来,热带西太平洋海温也呈明显下降趋势,冷暖突变点也在 70 年代中期 1977 年($J_y = 1.8$)左右,其中 1961 年以前为显著偏暖时段,1979~1990 年为显著偏冷时段,90 年代开始有所回升。如图 1 所示,四川盆地气温与热带西太平洋 SST 变化趋势非常一致,其相关系数达到 0.89。图 2 给出的是四川盆地气温距平和热带西太平洋海温距平的

• 罗汉民,刘庆,本世纪四川气候变化趋势及诊断分析

年际变化特征。可以看到,四川盆地气温距平和西太平洋海温距平的年际变化也存在一定联系,两者的相关系数为 0.33,达到 95% 的置信水平。

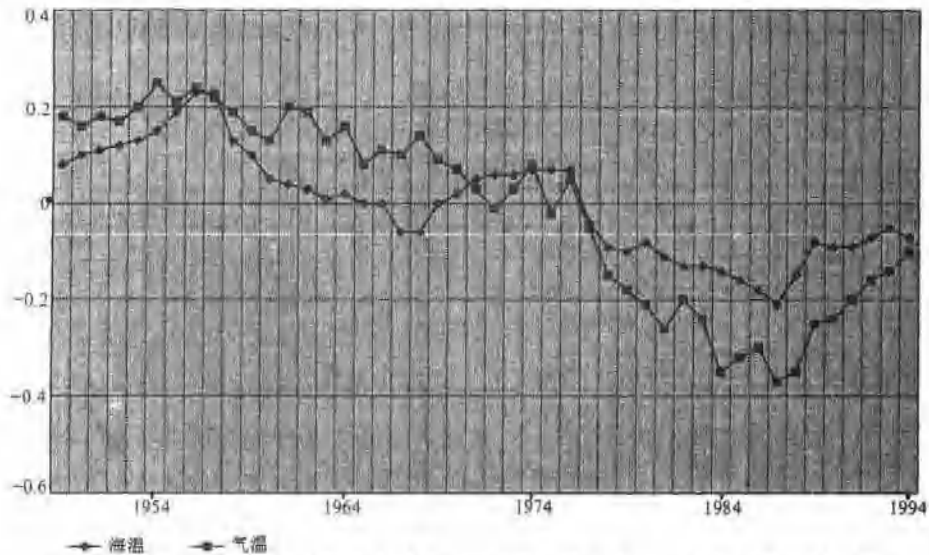


图 1 春夏季四川盆地气温和热带西太平洋海温距平(℃)的滑动滤波时间序列

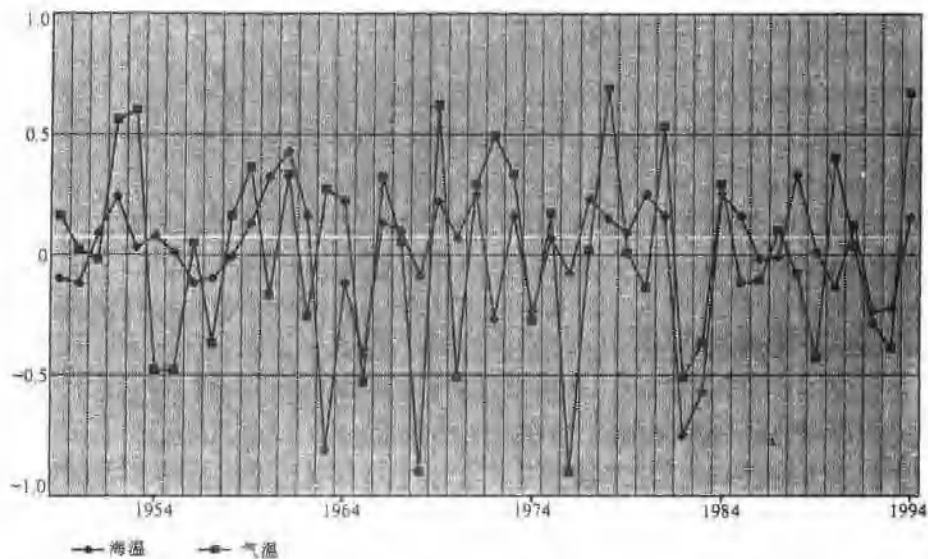


图 2 同图 1,但为年际变化序列

表 2 进一步给出了四川盆地气温和热带西太平洋海温距平的 10 年尺度变化及其季节特征。可以看到,对于四川盆地气温来讲,春季,50 年代最暖,80 年代最冷,80 年代与 50 年代差值 -0.52°C ;夏季,50 年代最暖,80 年代最冷,80 年代与 50 年代差值 -0.53°C ;秋季,50 年代最暖,70 年代最冷,70 年代与 50 年代差值 -0.24°C ;冬季,50 年代最暖,60 年代最冷,60 年代与 50 年代差值 -0.40°C 。整个来讲,50 年代最暖,80 年代最冷,80 年代与 50 年代差值 -0.43°C 。四川盆地气温变冷主要发生在夏季和春季。从 70 年代以来,冬季气温有所增加,可能与暖冬的出现有关。对于热带西太平洋 SST 来讲,春季,50 年代最暖,80 年代最冷,80 年代与 50 年代差值 -0.34°C ;夏季,50 年代最暖,80 年代最冷,80 年代与 50 年代差值 -0.47°C ;秋

季,50年代最暖,60年代最冷,60年代与50年代差值 -0.33°C ;冬季,50年代最暖,60年代最冷,60年代与50年代差值 -0.47°C 。整个来讲,也是50年代最暖,80年代最冷,80年代与50年代差值 -0.35°C ,而且,热带西太平洋 SST 变冷也主要发生在夏季和春季。

表2 热带西太平洋海温(四川盆地气温)距平10年变化 ($^{\circ}\text{C}$)

时间	50年代	60年代	70年代	80年代
春季	0.22(0.19)	-0.08(0.12)	0.06(-0.01)	-0.12(-0.33)
夏季	0.20(0.23)	0.02(0.06)	0.08(0.05)	-0.27(-0.30)
秋季	0.21(0.18)	-0.12(-0.04)	0.02(-0.06)	-0.03(-0.05)
冬季	0.28(0.37)	-0.19(-0.03)	0.02(0.17)	-0.02(0.00)
年际	0.23(0.21)	-0.10(-0.01)	0.05(-0.01)	-0.12(-0.22)

以上对比分析表明,热带西太平洋海温和四川盆地气温的10年尺度变化有相似的趋势,而且,温度下降最显著的季节都在夏季。

4 热带西太平洋海温的影响

全球气候变化多呈变暖趋势,80年代是全球最暖的10年,是中国接近正常的10年。但是,四川盆地气候变化表现出变冷趋势,80年代是最冷的10年,具有鲜明的区域特征。由于这种变冷最主要表现在夏季,因此,下面从夏季入手,讨论四川盆地气温变冷的可能原因。

理论和实践表明,热带西太平洋作为全球海气相互作用关键区,对大范围天气、气候变化有重要影响。黄荣辉等^[4]指出,热带西太平洋暖池热状况与我国夏季天气、气候变化密切相关。当西太平洋暖池海温偏暖(冷),菲律宾周围对流活动偏强(弱),引起副热带高压偏北(南)。另外,80年代我国夏季旱涝分布与70年代的分布有较大差别,主要是由于赤道东、中太平洋从70年代后半期开始明显增温,而西太平洋暖池热容量明显减少所造成^[5]。那么,热带西太平洋海温对四川盆地气温变化的影响又如何呢?

分析1949~1994年46年中夏季四川盆地气温距平原始序列与热带西太平洋海温距平原始序列,可以看到它们异常符号一致的有31年,占68%,表明两者的变化有比较密切的关系。图1给出的是春夏两个季节的情况,如果仅用夏季的资料,更能反映热带西太平洋 SST 距平与四川盆地气温距平间的关系(图3)。很显然,不仅在1977年两条曲线都发生了突变($J_p = 2.3$),而且两条曲线由50年代的最暖阶段向80年代最冷阶段的变化有着十分一致的走势。对这两个11年滑动滤波序列作相关计算,其相关系数达到0.96。这些分析充分表明夏季热带西太平洋 SST 与四川盆地气温在变化趋势上存在密切的关系。

已有研究指出,西太平洋副高偏西偏北时,导致中国北方地区多雨,华北至长江气温偏高;反之,南方地区多雨,华北至长江气温偏低^[6]。也就是说,夏季西太平洋副高位置变动与华北至长江一带气温变化有密切关系。为了进一步说明西太平洋副热带高压活动对四川盆地夏季气温异常的影响,我们用 NMC 的格点资料就50年代(用1953~1962年资料)和80年代(用1980~1989年资料)的500 hPa高度场及距平场分别进行了合成分析。比较图4a和图5a可以清楚看到,50年代夏季,西北太平洋和东亚地区的500 hPa高度明显较80年代夏季偏高许多,不仅588线在50年代明显比80年代西伸明显,而且东亚地区584线的纬度位置在50年代要比80年代偏北5~7个纬度。比较图4b和图5b可以看到,50年代东亚和西北太平洋地区明显为高度正距平所控制,而80年代上述地区却为负距平所控制,也就是说在500 hPa高

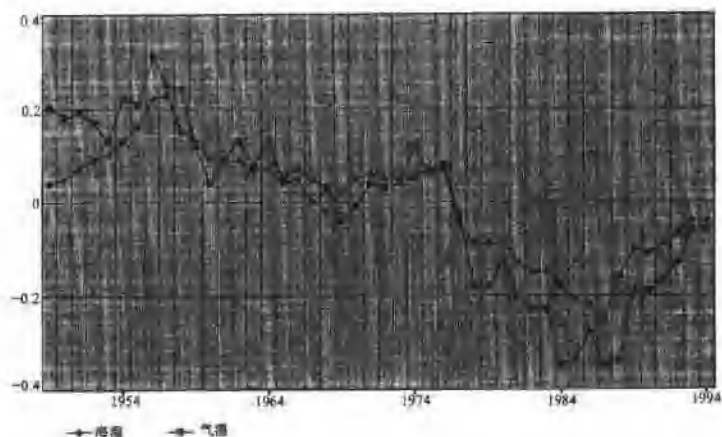


图3 同图1,但为夏季

度场上,50年代西太平洋副高主体位置偏西偏北,西脊点到达 130°E 以西,从印度东部到青藏高原、四川盆地等地区的高度场偏高,西风带偏北。与之相反,80年代夏季西太平洋副高主体偏东偏南,西脊点位于 140°E 以东,从印度东部到青藏高原、四川盆地等地区的高度场偏低,西风带偏南。这些合成分析的结果与文献[4]的结论一致。因此,可以认为,由于热带西太平洋SST的异常变化,引起西太平洋副高活动的异常变化,从而可导致四川盆地夏季气温的异常变化。50年代由于夏季西太平洋副高位置偏西偏北,西风带也偏北,一方面,高纬冷空气不易向中低纬扩散;另一方面,四川盆地受副高直接影响,多晴朗少云天气,增温显著,因此,50年代最暖。而80年代由于夏季西太平洋副高位置偏东偏南,西风带也偏南,由孟加拉湾一带爬上高原的西南季风气流,与高原北侧的偏北气流形成一条横贯青藏高原到四川的切变线^[7],四川盆地多阴天多云天气,气温偏低,因此,80年代最冷。

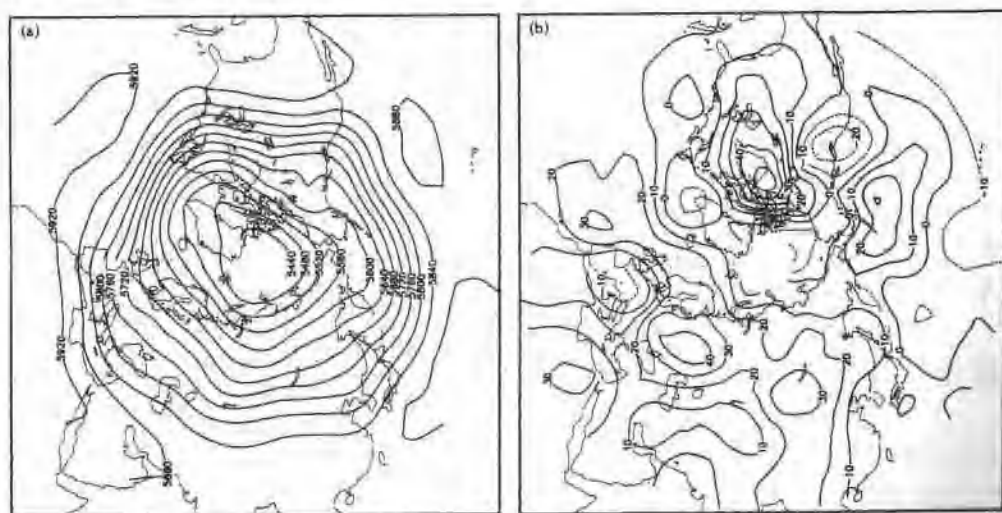


图4 50年代夏季平均的500 hPa高度场(a)和距平场(b)

表3给出了四川盆地夏季总云量异常变化在50年代和80年代的特征。我们定义四川盆地夏季平均总云量距平 >0.2 为偏多; <-0.2 为偏少;在 -0.2 到 0.2 之间为正常。由表3进一步看到,四川盆地夏季总云量在50年代以正常偏少年份为主,而80年代以正常偏多年份

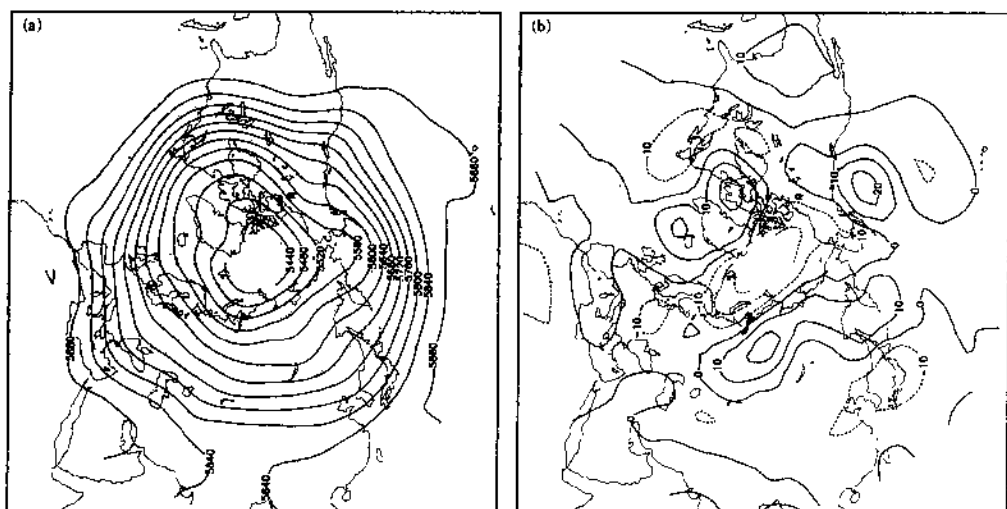


图5 80年代夏季平均的500 hPa高度场(a)和距平场(b)

为主。平均来看,四川盆地夏季50年代有7年总云量正常偏少,其中负距平有5年;而80年代有8年总云量正常偏多,其中正距平有6年。并且,80年代夏季平均总云量距平大小比50年代多近1倍。因此,50年代与80年代总云量差异明显,80年代总云量增多。这也说明西太平洋副高变动,影响大范围环流变化,导致四川盆地天气、气候异常,形成气温冷暖异常变化。

表3 四川盆地夏季平均总云量距平50年代正常偏少(偏少)和80年代正常偏多(偏多)年数

时 间	成都	宜宾	广元	遂宁	达县	重庆	酉阳	7站平均
50年代	7(4)	5(2)	7(2)	5(2)	6(3)	6(2)	7(4)	7(2)
80年代	6(5)	8(2)	9(7)	8(7)	5(2)	8(3)	6(4)	8(4)

这里,我们可以初步得到如下物理图像:由于热带西太平洋海温处于偏暖(冷)阶段,导致西太平洋副高前期偏西偏北(偏东偏南),导致四川盆地总云量偏少(偏多),多晴好少云(阴天多云)天气,使四川盆地夏季气温偏暖(偏冷)。由于热带西太平洋 SST 在50年代最暖,70年代中期发生突变后,80年代 SST 处于最冷时期,从而使四川盆地气温也在70年代发生转折,出现50年代最暖,80年代最冷。因此,除大气中硫酸盐气溶胶的影响外,热带西太平洋海洋热状况的变化,通过影响副热带环流系统,也是造成四川盆地气温变冷的原因之一。

另外,90年代开始,热带西太平洋海温趋于回升,四川盆地气温也缓慢回升,有可能未来又进入一个增暖阶段。

5 结论

从以上对热带西太平洋海温、副热带环流和四川盆地气温变化的分析,可得到如下结论:

(1)四川盆地气温在70年代中期发生了一次突变,由偏暖阶段进入偏冷阶段,50年代最暖,80年代最冷,90年代有所回升。这种变冷趋势在夏季最显著,表现出明显的区域气候特征。

(2)热带西太平洋海温在70年代中期也同样发生了一次突变,由偏暖阶段进入偏冷阶段,50年代最暖,80年代最冷,90年代有所回升。这种变冷趋势也在夏季最显著。

(3)热带西太平洋海温异常偏暖(冷),引起西太平洋副高偏西(东)偏北(南),由此影响四

川盆地天气变化,是造成四川盆地夏季气温异常偏暖(冷)的重要大气环流特征。

(4)除大气中硫酸盐气溶胶等影响因素外,热带西太平洋热状况的变化,通过影响副热带环流系统,也是造成四川盆地气温长期变化的重要原因之一。

参考文献

- [1] Chen Longxun et al. 1991. Preliminary analysis of climatic variation during the last 39 years in China. *Adv. Atmos. Sci.*, **8**:279-288
- [2] Zhou Xiuji et al. 1996. Environment and Climate Change in China, Annual Report (1991~1995). CAMS, 10-20
- [3] 严中伟,季劲钧,叶笃正. 1990. 60年代北半球夏季气候跃变 I. 降水和温度变化. 中国科学(B辑), No. 8: 879~885
- [4] 黄荣辉等. 1994. 热带西太平洋暖池的热状况及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学, **18**(2):141~151
- [5] 黄荣辉等. 1992. 近40年我国夏季旱涝变化及其成因初探. 气候变化若干问题研究, 李崇银主编, 北京: 科学出版社, 14~29
- [6] 赵振国. 1995. 夏季青藏高原位势高度场的长期振荡与气候变化. 气象学报, **53**(1):108~114
- [7] 徐裕华. 1991. 西南气候, 北京: 气象出版社, 24~32

川西高原近 50 年气候变化的初步研究

李 川¹ 陈 静¹ 朱燕君²

(1. 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072; 2. 国家气象中心, 北京 100081)

摘 要 利用川西高原近 50 年逐日观测资料, 研究了川西高原的气候变化, 并与高原主体的拉萨和四川盆地代表站成都进行了比较。结果表明, 近 50 年来, 川西高原大部分区域气温升高, 气候在变暖。但其变暖幅度比拉萨弱, 比成都强; 且海拔越高, 变暖趋势越明显。川西高原气候变暖最明显的是最低气温, 其升温幅度及趋势要比年平均温度明显。近 50 年来川西高原降水略有增加, 与拉萨的降水趋势较一致, 与成都的不同甚至相反, 近 50 年来成都降水下降趋势明显, 值得引起注意。

关键词 川西高原 气候变化

1 引言

全球气候变暖是当今地球科学最热点及前沿课题之一。100 年来, 全球气候变暖已是公认的事实, 世界上很多国家和地区都相继开展了在全球气候变化背景下的区域环境演变的研究, 试图弄清楚自己国家和地区所受到的影响^[1]。由于观测资料所限, 过去有关高原地区当代气候变化的研究不多。已有的研究表明^[2~5], 青藏高原及其邻近地区是世界气候变化的敏感区和脆弱区之一, 在全球气候变暖趋势下, 青藏高原气候也具有干暖化的变化趋势。刘晓东等^[6]通过对青藏高原及其邻近地区 30 年气候资料的分析发现, 在同一高度, 从春、夏到秋、冬, 增温率是逐渐增加的; 在同一季节, 增温率基本上是随着海拔高度上升而增大。但气候变暖是一个很复杂的科学问题, 在空间和时间分布上具有非均匀性, 具体到青藏高原及其邻近地区则尤为复杂。20 世纪 80 年代末至 90 年代初的研究发现, 在全球气候变暖背景下, 四川盆地气温变化与全球变暖的趋势并不同步, 80 年代反而有降温趋势^[7]。

川西高原是青藏高原东南部的主体部分, 是青藏高原向我国第二阶地过渡的区域, 介于青藏高原主体与四川盆地之间, 占四川省近三分之二的面积, 研究该区域近 50 年的气温、降水变化特点, 对了解全球变暖背景下青藏高原及四川省的区域气候变化具有重要意义。

2 站点、资料及方法

本文选取川西高原上 8 个主要气象观测站(地面天气图绘图所需站点, 表 1), 将有器测以来近 50 年逐日观测资料(日平均气温、最高最低气温、降水量)加工成季平均和年平均的逐年

基金项目: 中国气象局成都高原气象研究所开放实验室基金课题“全球气候变暖对青藏高原及邻近地区气候影响”资助

资料,分别研究这些观测站要素的年和年代际变化,并将其与高原主要站点拉萨和四川盆地主要代表站成都的年变化进行比较,从而研究在全球气候变暖背景下川西高原的气候变化。

表 1 川西高原各站及拉萨、成都情况

测站名	纬度	经度	海拔高度	资料起止日期
	°N	°E	/m	/(年-月-日)
甘孜	31.4	99.6	3394	1951-01-01~2001-12-31
色达	32.3	100.4	3896	1961-01-01~2001-12-31
马尔康 (阿坝州州府)	31.4	102.3	2671	1953-04-01~2001-12-31
巴塘	30.1	98.6	2589	1952-09-01~2001-12-31
理塘	30.0	100.2	3951	1952-05-01~2001-12-31
康定 (甘孜州州府)	30.1	102.0	2617	1951-11-01~2001-12-31
九龙	28.6	101.3	2994	1952-07-01~2001-12-31
西昌 (凉山州州府)	27.5	102.2	1592	1951-01-01~2001-12-31
拉萨	29.4	91.1	3659	1955-01-01~2001-12-31
成都	30.4	104.0	508	1951-01-01~2001-12-31

由于该区域站点观测时段相对较短,且其中不乏缺测之处,因此本文研究时并未统一各站初始时间,缺测资料及年代依然显示在图上,以最大限度利用宝贵的原始数据。另外,该区域内气象站点稀少,各站海拔、气候差异极大(比如色达海拔高度为 3896 m,年平均气温为 1.9℃,年降水总量为 661 mm;而西昌海拔高度为 1592 m,年平均气温为 16.9℃,年降水总量为 1025 mm),对各站点进行空间平均或平滑以进行面上的研究难免有损于各地原来的特征,因此本文分别描述各站的气候及其变化,以最大限度反映其原来的本质,找到各站共有的特征,以获得而上的规律。

本文用观测站资料的 5 年滑动平均来研究气候变化趋势,用相关分析方法研究各站间的关系。

3 川西高原近 50 年的气温变化及与拉萨、成都的比较

3.1 各站间与拉萨、成都气温序列间的关系

表 2 是川西高原各站年平均气温序列间与拉萨、成都年平均气温序列间的相关系数。由表 2 可见,川西高原绝大部分站气温序列间为显著正相关(系数>0.35 的相关均通过信度 99%的 *t* 检验,下同),说明它们具有基本一致的气温变化,但其中的差异也是客观存在。从表 2 中还可看出,川西高原上九龙、甘孜、色达与各站的相关较好,具有较好的代表性,它们与高原主体上的拉萨相关比与四川盆地代表站成都的相关显著,表明这些站在气温变化上更具有高原的特征。康定与高原上各站相关较差,而与盆地的成都相关较好,这可能与该站海拔相对较低且离盆地近有关。

表 2 川西高原各站年平均气温序列间与拉萨、成都年平均气温序列间的相关系数

测站	甘孜	色达	马尔康	巴塘	理塘	康定	九龙	西昌	拉萨	成都
甘孜	1.00	0.86	0.87	0.72	0.80	0.47	0.84	0.70	0.60	0.25
色达	0.86	1.00	0.75	0.62	0.88	0.47	0.91	0.63	0.83	0.42
马尔康	0.87	0.75	1.00	0.60	0.67	0.61	0.78	0.85	0.38	0.34
巴塘	0.72	0.62	0.60	1.00	0.76	0.15	0.70	0.44	0.61	-0.05
理塘	0.80	0.88	0.67	0.76	1.00	0.33	0.90	0.51	0.83	0.29
康定	0.47	0.47	0.61	0.15	0.33	1.00	0.48	0.71	0.25	0.68
九龙	0.84	0.91	0.78	0.70	0.90	0.48	1.00	0.71	0.78	0.36
西昌	0.70	0.63	0.85	0.44	0.51	0.71	0.71	1.00	0.30	0.46
拉萨	0.60	0.83	0.38	0.61	0.83	0.25	0.78	0.30	1.00	0.27
成都	0.25	0.42	0.34	-0.05	0.29	0.68	0.36	0.46	0.27	1.00

3.2 逐年平均气温变化及其与拉萨、成都的比较

图 1 是川西高原各站及拉萨、成都年平均气温的变化图。由图 1 可见,川西高原各站的气温

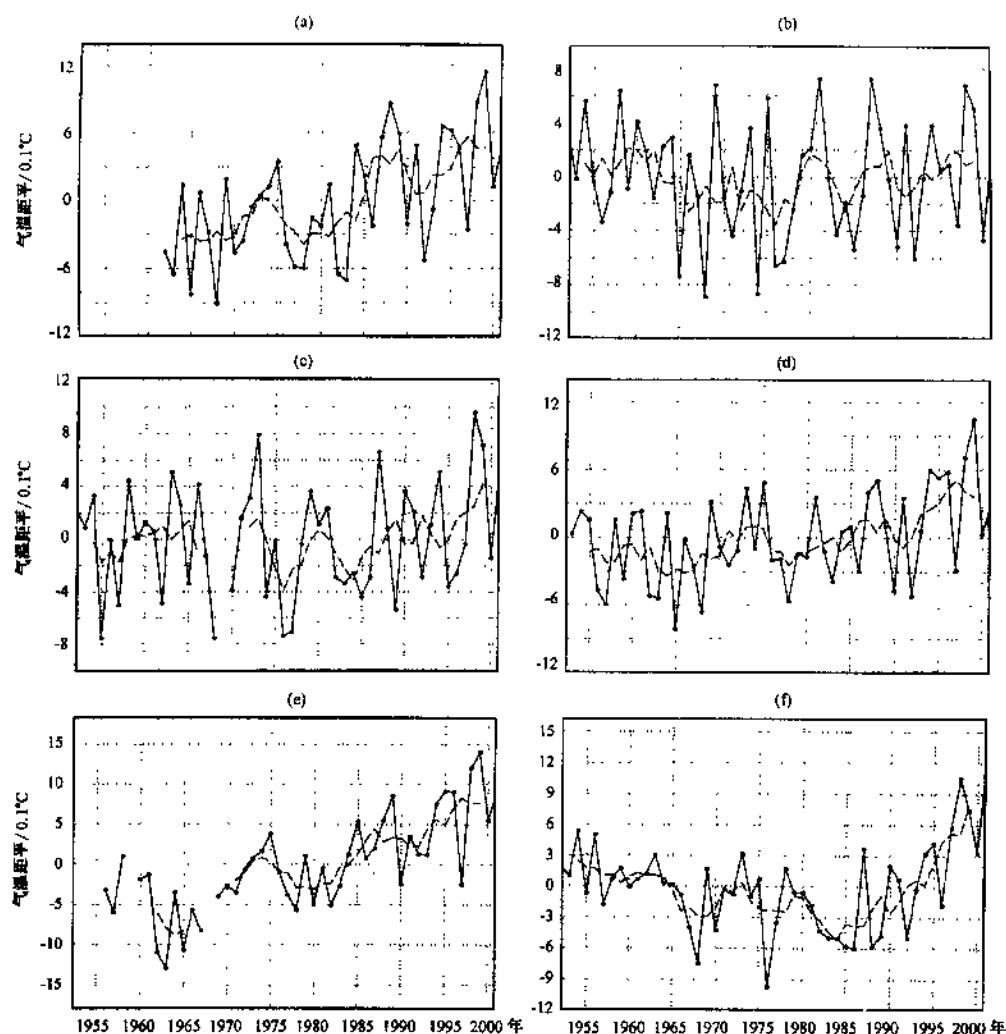


图 1 川西高原各站及拉萨、成都年平均气温的变化

(a)色达,(b)西昌,(c)康定,(d)九龙,(e)拉萨,(f)成都

实线:温度距平值,虚线:5年滑动平均的温度距平值

变化既有共同的地方,也有较大差异之处。其中,色达、九龙、巴塘、理塘、甘孜(图略)升温明显,呈现前冷后暖的趋势,即20世纪50和60年代温度距平的滑动平均为负值,是相对较冷时期;80年代中期至2001年滑动平均为正值,是偏暖时期。西昌、康定略有升温并迟于上述站。马尔康(图略)气温变化趋势不明显。相比之下,高原主体上的拉萨近50年来气温上升特别显著,其滑动平均线几乎呈直线上升,而四川盆地代表站成都近50年来气温变暖不明显,在20世纪60年代后期至90年代初期基本维持为低温时段,直到90年代中期才升温至正距平以上。

综上所述,近50年来川西高原上大部分区域气温在升高,气候在变暖(靠近四川盆地的部分区域不明显),但不如高原主体的拉萨变暖明显,却比四川盆地的成都明显。该区域气温变化趋势既不同于青藏高原主体,也不同于四川盆地,而具有过渡带的特征。

由图1可见,20世纪90年代以来川西高原各站、拉萨及成都气温升高明显,滑动平均值为近50年来最大值,是最温暖的时期。由图1还发现,总体上川西高原海拔高的站升温趋势及幅度要

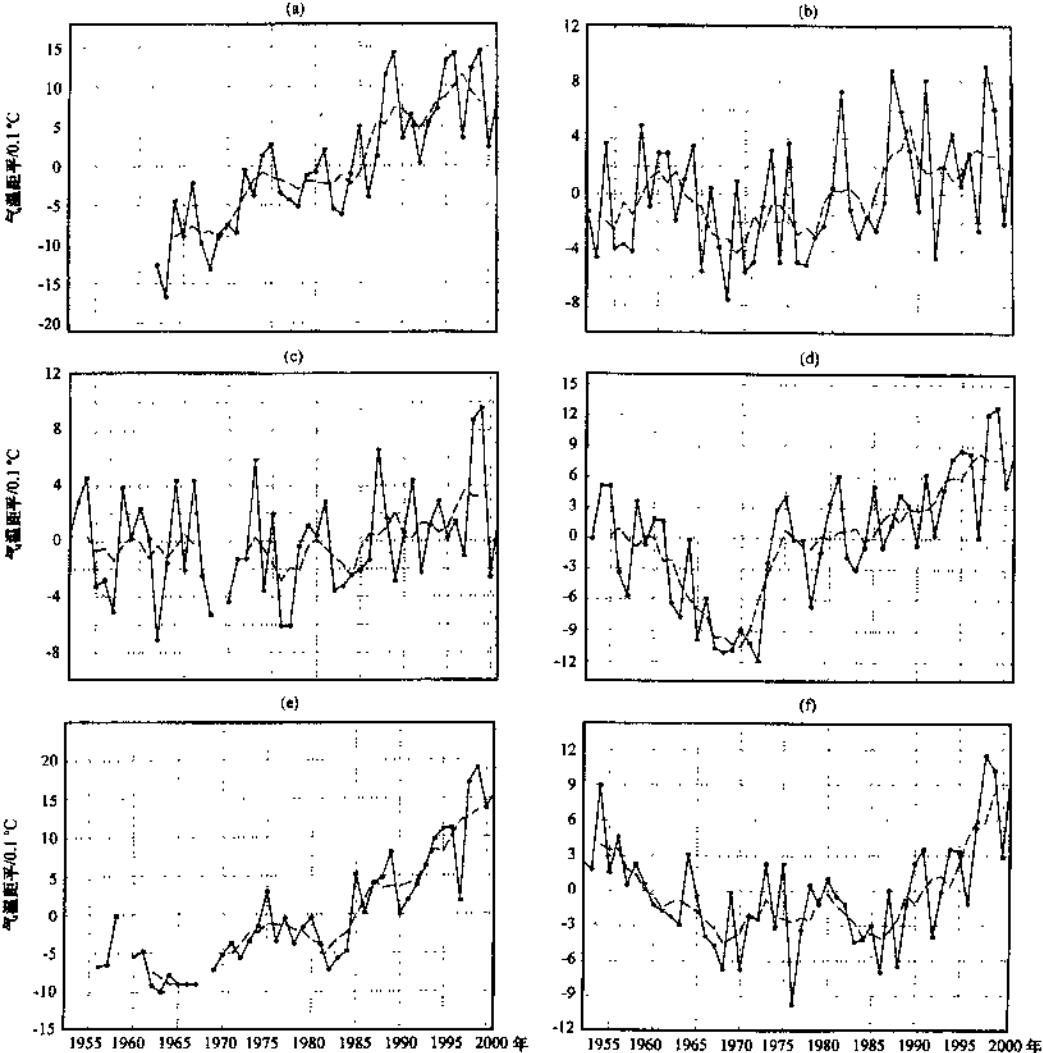


图2 同图1,但为年平均最低温度变化

高于海拔低的站,此点再次证实了刘晓东等^[6]对青藏高原气温变化研究所得的结论。

3.3 逐年平均最低温度变化及与拉萨、成都的比较

图2是川西高原各站及拉萨、成都年平均最低温度变化图。由图2可见,近50年来,川西高原各站年平均最低温度趋势均一致地升高。由图1和图2比较,不难发现,同一个站年平均最低温度的升温趋势及幅度要比年平均温度明显得多。即使如西昌等气候变暖不明显的站,其年平均最低温度的升高还是比较显著。也就是说,川西高原气候变暖最明显的是最低温度的升高,拉萨也具有这种特点,但成都的这种特点并不明显。

3.4 逐年平均最高温度变化及与拉萨、成都的比较

图3是川西高原各站年平均最高温度的变化。由图3与图1、2比较可见,近50年来川西高原各站年平均最高温度远不如年平均最低温度和年平均温度的升温趋势明显,没有显著的变暖现象。拉萨、成都的情况也类似(图略)。

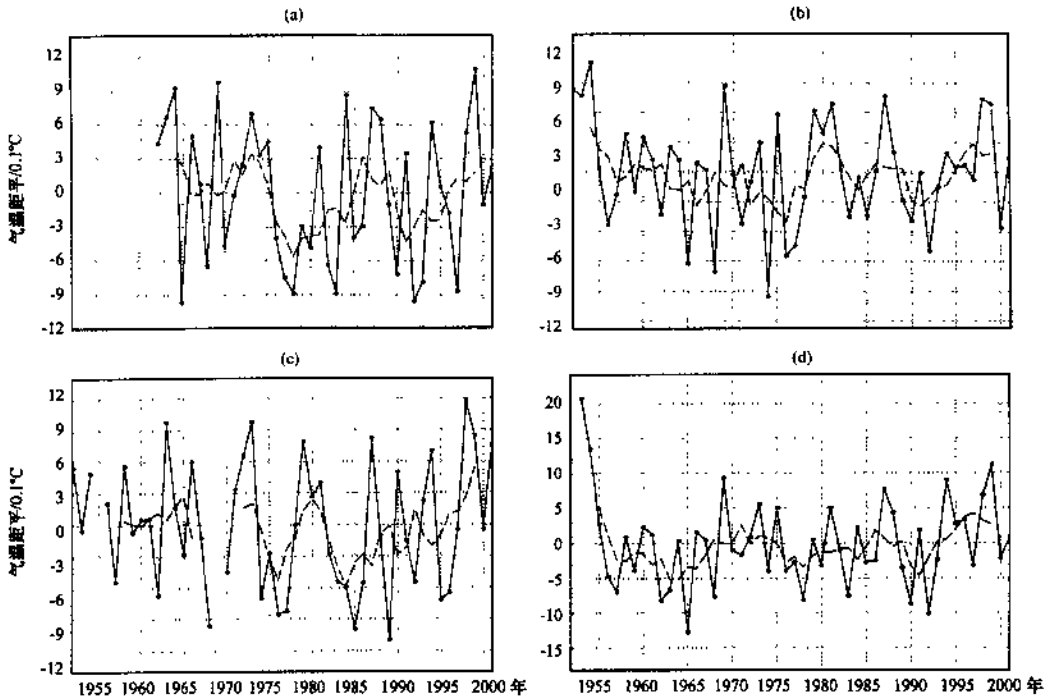


图3 川西高原各站年平均最高温度的变化

(a)色达,(b)西昌,(c)康定,(d)九龙,其余说明同图1

4 川西高原近50年的降水变化及与拉萨、成都的比较

4.1 各站之间与拉萨、成都年总降水最序列之间的关系

川西高原年总降水量的年际变化不如气温变化明显,各站之间差异也较大,这点可由表3及图4得到证实。由表3可见,川西高原各站降水量之间基本为显著正相关(马尔康站与某些站之间正相关不显著),说明它们具有基本一致的降水量变化,但这种变化不如温度变化明显和同步。从表3中还可看出,川西高原站多数与高原主体代表站拉萨之间有显著的正相关,而与四川盆地

代表站成都之间的相关性不明显,显示出在降水上川西高原站更具有高原气候的特性。

表 3 川西高原各站年总降水量序列间与拉萨、成都年总降水量序列间的相关系数

测站	甘孜	色达	马尔康	巴塘	理塘	康定	九龙	西昌	拉萨	成都
甘孜	1.00	0.49	0.41	0.45	0.41	0.54	0.39	0.42	0.30	-0.15
色达	0.00	1.00	0.41	0.49	0.49	0.34	0.33	0.23	0.28	-0.30
马尔康	0.41	0.41	1.00	0.09	0.11	0.11	0.14	0.17	-0.02	-0.06
巴塘	0.45	0.49	0.09	1.00	0.86	0.61	0.64	0.53	0.55	-0.09
理塘	0.41	0.49	0.11	0.61	1.00	0.74	0.65	0.49	0.53	-0.29
康定	0.54	0.34	0.11	0.61	0.74	1.00	0.56	0.43	0.33	-0.27
九龙	0.39	0.33	0.14	0.64	0.65	0.56	1.00	0.58	0.05	-0.18
西昌	0.42	0.23	0.17	0.53	0.49	0.43	0.58	1.00	0.03	-0.01
拉萨	0.30	0.28	-0.02	0.55	0.53	0.33	0.05	0.03	1.00	0.10
成都	-0.15	-0.30	-0.06	-0.09	-0.29	-0.27	-0.18	-0.01	0.10	1.00

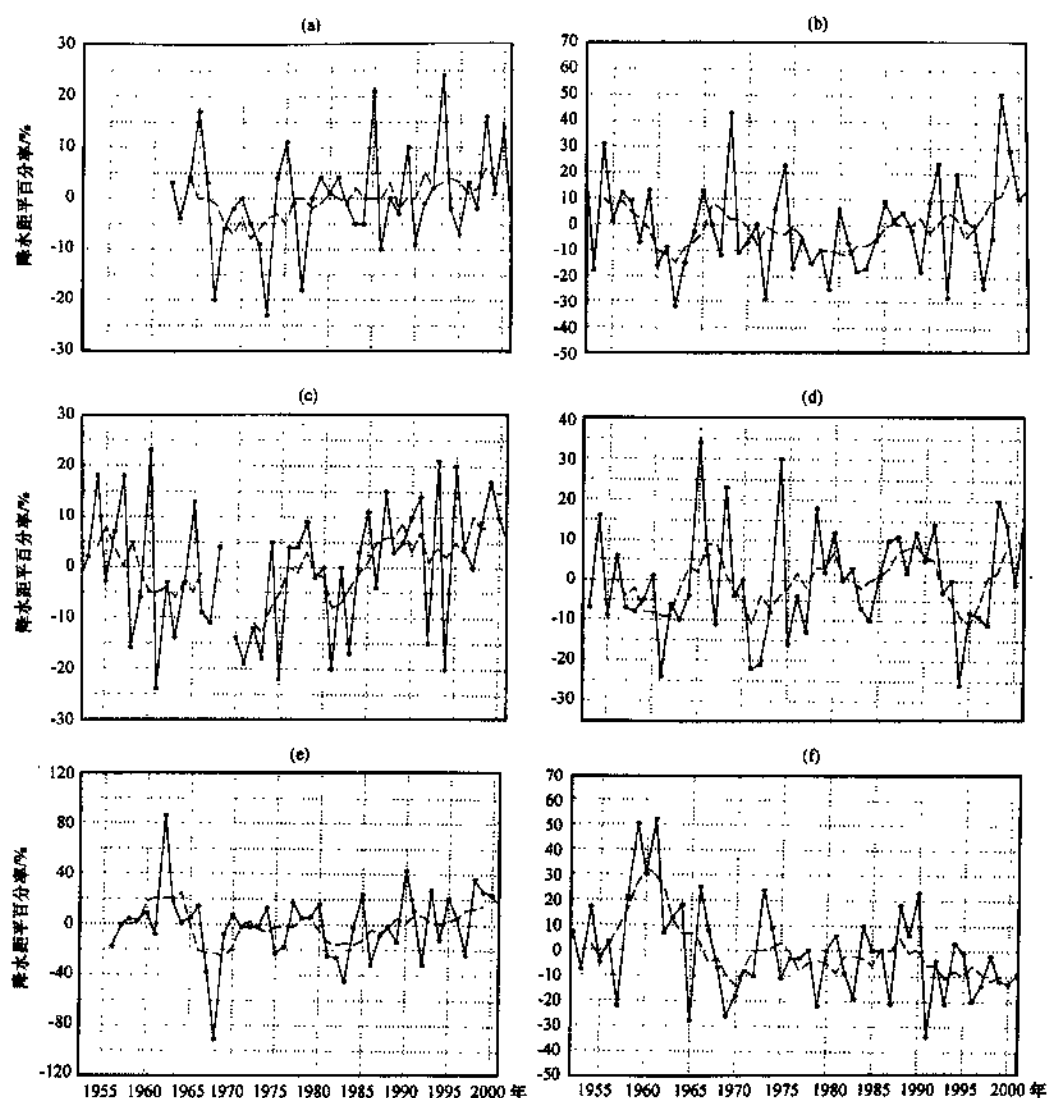


图 4 川西高原各站及拉萨、成都年降水总量距平百分率的变化

实线:降水距平百分率,虚线:降水距平百分率的 5 年滑动平均值,其余说明同图 1

4.2 逐年降水量的变化及与拉萨、成都的比较

图4是川西高原各站及拉萨、成都年降水量距平百分率的变化图。由图4可见,川西高原各站在降水总量的变化趋势还是比较一致。20世纪80年代以前为偏干时期,1985年以后为降水略偏丰时期(除九龙站外),因此近50年来降水略有增加。相比之下,高原主体的拉萨60年代中期至80年代末为偏干时期,60年代中期以前及90年代以来降水略偏多。也就是说,川西高原与拉萨的降水在后20年为同步增长。而成都的降水近50年来下降明显,值得引起注意,川西高原的降水趋势与盆地的成都不同步甚至相反。

5 结论

(1)川西高原绝大部分气象站气温序列具有基本一致的变化,其中九龙、甘孜、色达与各站的相关较好,与拉萨的相关比与成都的相关明显,它们在气温变化上更具有高原的特征。而康定与各站的相关较差,与盆地的成都相关更好。

(2)近50年来川西高原上大部分区域气温在升高,气候在变暖,但川西高原气温变暖没有拉萨明显,却比成都明显。总体上,川西高原上海拔高的站升温趋势及幅度要高于海拔低的站。

(3)20世纪90年代以来,川西高原、拉萨及成都均升温明显,基本上形成近50年来最温暖的时期。

(4)近50年来,川西高原各站年平均最低温度均一致升高,同一个站,其升温幅度及趋势远比年平均温度明显。可以说,川西高原上气候变暖,最明显的是最低温度的升高,拉萨也具有这种特点,但成都的这种特点并不明显。

(5)近50年来,川西高原各站年平均最高温度远不如年平均最低温度和年平均温度的升温趋势明显,没有显著的变暖现象,拉萨、成都的情况也类似。

(6)近50年来,川西高原各站在降水总量的变化趋势上较一致,但降水略有增加。川西高原的降水趋势与盆地的成都不同步甚至相反,成都的降水近50年来下降趋势明显,值得引起注意。

参考文献

- [1] 叶笃正,陈泮勤. 1992. 中国的全球变化预研究. 北京:地震出版社
- [2] 李跃清. 2002. 近40年青藏高原东侧地区云、日照、温度及日较差的分析. 高原气象, 21(3):327~332
- [3] 康兴成. 1996. 青藏高原地区近40年来气候变化的特征. 冰川冻土, 18(增刊):281~287
- [4] 陈文海,柳艳香,马柱国. 2002. 中国1951~1997年气候变化趋势的季节特征. 高原气象, 21(3):251~257
- [5] 冯松,姚檀栋,江源等. 2001. 青藏高原近600年的温度变化. 高原气象, 20(1):105~108
- [6] Liu Xiaodong, Zhang Minfeng. 1998. Contemporary climatic change over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its response to the greenhouse effect. Chinese Geographical Science, 8(4):289~298
- [7] 杨福安. 1990. 本世纪四川省气温变化的若干特征. 四川气象, 10(1):17~22

σ 坐标系与有阶梯形山脉地形的 η 坐标系预报的对比试验

滕家谟 何光碧 肖玉华

(四川省气象局, 成都 610072)

摘 要 在不改变模式基本特性的情况下, 采用 FGGE 资料, 对采用 σ 坐标系和采用具有阶梯形山脉地形的 η 坐标系进行了两例数值预报对比试验。试验结果表明, 具有阶梯形山脉地形的 η 坐标系, 使模式能避免采用 σ 坐标系可能出现的许多问题, 预报结果也与实况基本一致, 比采用 σ 坐标系要好。

关键词 η 坐标系 σ 坐标系 对比试验

1 引言

1957 年, 自 Phillips 提出 σ 坐标系以后, 由于它简化了地形的处理而被人们广泛使用。然而, 使用这一坐标系又带来了其他方面的问题: 如气压梯度力的误差, 不能反映出山脉对气流的阻挡作用; 陡峭的 σ 面作为分层气流数值模式的平面, 不符合实际大气的水平层流特征等。上述问题, 在陡坡地形上空尤其显得十分严重。

人们为了控制气压梯度力的误差问题, 曾先后设计了多种方案, 最早的方案是将位势高度从 σ 面上垂直插值到等压面上 (Smagorinsky 等, 1976; Kurihara, 1968; Tamine 和 Abe, 1982; Mahrer, 1984); 而 Simmons 和 Burridge 则采用了 p - σ 混合坐标系。此外, 还有 Arakawa 等的方案以及 Corby 等的方案。这些方案都在不同程度上改善了陡坡地形上空气压梯度力的计算误差。

为了考虑山脉的阻塞作用, 1972 年 Egger 在使用 σ 坐标系时, 将山脉的边界投影到相应的 σ 面上, 并令 σ 面上的这些山脉边界点上的法向风速为零。

1985 年, Mesinger 等^[1]提出了阶梯形山脉模式地形的 η 坐标系, 该系中 η 坐标面都是近乎水平的, 从而避免了气压梯度力计算的误差问题。此外, 该坐标系能较好地描述山脉的形状, 配之以简单的边界条件, 能较好地描述山脉对气流的阻挡作用。

青藏高原是世界屋脊, 其东侧和南侧坡度之陡峭也是举世闻名的。采用不同的地形坐标系来处理地形问题, 将会使预报结果产生何种差异, 这正是本试验想探讨的问题。

2 试验方案

试验模式采用的是我们引进的美国国家气象中心的 ETA 模式^[2]。在引进中, 我们对模式的降水及其反馈过程进行了修改。该模式垂直层次为 15 层, 水平为 E 型网格, 格距为 $15/26^\circ$ 及 $14/26^\circ$, 格点数为 131×132 。

试验的资料均选自 FGGE, 采用单向影响时变侧边界, 每 6 小时输入一次侧边界值, 在各时段内将变差线性分配到每个时间积分步长上, 留出一定宽度的边界过渡带, 通过松弛法解泊松方程获得过渡带上的值。

地形资料来自美国海军 $10' \times 10'$ 的地形高度资料。

试验方案是, 在求出 E 型网格质量点平均地形高度资料后, 即分别选用 η 坐标和 σ 坐标 (由模式中参数 SIGMA 控制) 进行对比试验, 模式所用初始场资料、边界值资料及模式的物理过程完全一致。

3 试验结果

试验所选的个例分别是 1979 年 6 月 23~25 日的一次暴雨天气过程和 1979 年 1 月 27~29 日的一次寒潮天气过程, 分别以该年 6 月 23 日 00 时 (GMT, 下同), 1 月 27 日 00 时为初始场, 作了 48 小时预报。具体结果分述如下。

3.1 1979 年 6 月 23~25 日暴雨天气过程

在此次过程的初始时刻, 西太平洋上有一副高, 蒙古附近 ($40^\circ\text{N}, 105^\circ\text{E}$) 有一低压, 孟加拉湾有一小低压, 下面分述两种坐标对几个系统移动、发展的预报。

图 1、图 2、图 3 分别是第 48 小时 500 hPa 实况以及 η 和 σ 坐标系预报图。

η 坐标系预报副高压在 12 小时增强西伸, 588 线伸至 105°E 附近, 西端脊线位于 2.5°N 左右, 24~48 小时副高略有减弱, 与实况比较除第 48 小时预报的脊线比实况 (图 1) 略偏北偏西外, 其余均与实况相符; σ 坐标系对副高的预报与实况有较大出入: 12 小时副高异常地增强西伸, 588 线西伸到 87°E 左右, 西端脊线位于 28°N 左右, 其后便迅速东退, 第 48 小时 588 线已退至东南沿海一带 (图 3)。

η 坐标系预报蒙古低压 12 小时东移加深, 24 小时由东南移到渤海湾西部加深、稳定, 48 小时内低压中心下降 94 gpm, 与实况仅差 2 gpm; σ 坐标系对此系统的预报是在 24 小时以内与实况相符, 以后则误差较大, 误报该系统不仅强度减弱, 且分裂为两个中心 (图 3)。

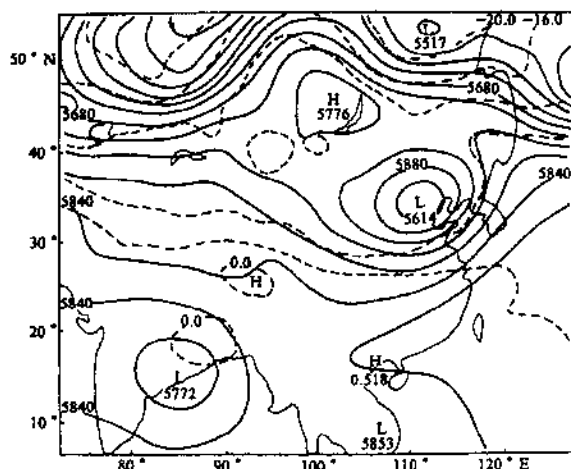


图 1 1979 年 6 月 25 日 00 时 500 hPa 实况场

η 坐标系对孟加拉湾低压的预报也比较准确 (图 2); σ 坐标系则出入较大, 尤其到第 48 小

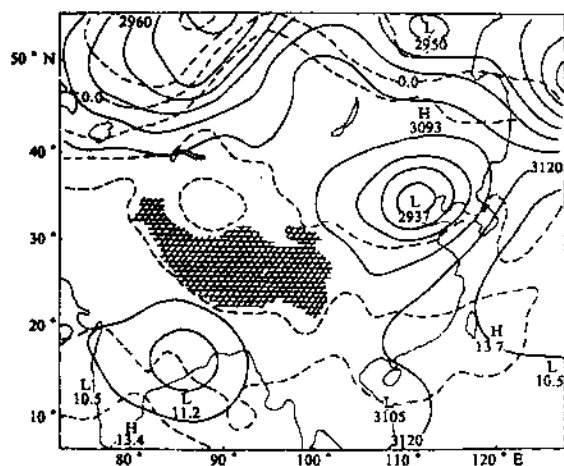


图4 1979年6月25日00时700 hPa实况场

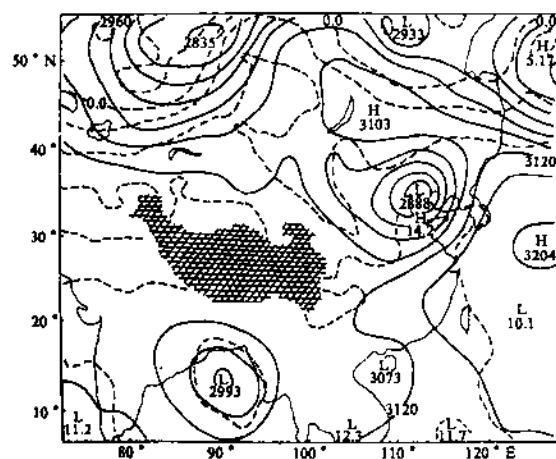


图5 1979年6月25日00时 η 坐标系48小时预报的700 hPa场

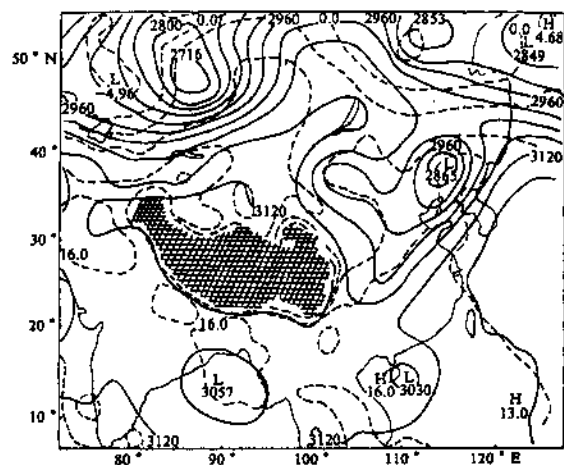


图6 1979年6月25日00时 σ 坐标系48小时预报的700 hPa场

3.2 1979年1月27~29日寒潮天气过程

在此次天气过程开始时,巴尔喀什湖附近有一横槽,青藏高原西侧有一极小的切断低压,东侧有一高原槽。

η 坐标系预报巴尔喀什湖横槽随时间东移,到第36小时(图8)转竖,到达我国河套地区,在原横槽处又新生一小横槽。与实况(图7)相比,预报结果与实况相符,仅新生小横槽强度偏弱; σ 坐标系对此槽变化的预报也与实况相符,只是新生小横槽更弱。

η 坐标系预报高原西侧的弱小低涡缓慢向东南方向移动,并逐渐加深,与实况比较可知,仅加深幅度略大于实况;在 σ 坐标系预报场上,该系统忽生忽灭,与实况不符。

η 坐标系对高原东侧高原槽的预报也与实况相符; σ 坐标系预报此槽在东移过程中逐渐加深,到第48小时与北支槽叠加成一深厚大槽,这一结果与实况不符。

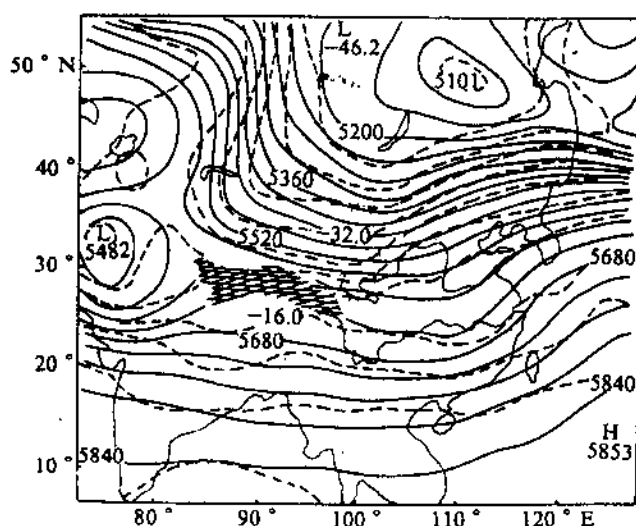


图7 1979年1月28日12时500 hPa实况场

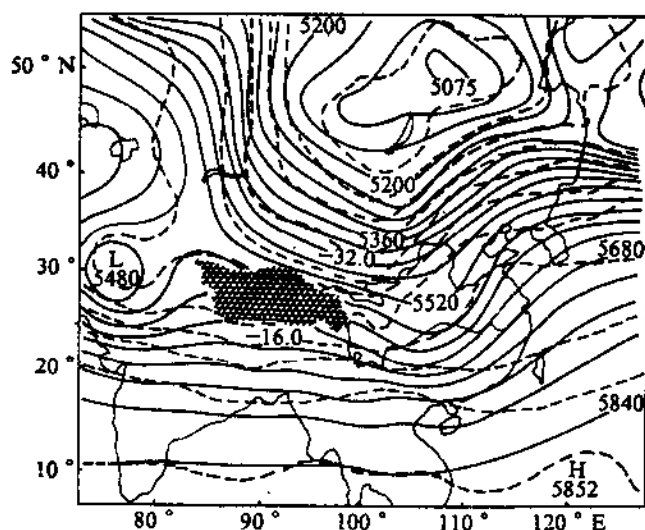


图8 1979年1月28日12时 η 坐标系36小时预报的500 hPa场

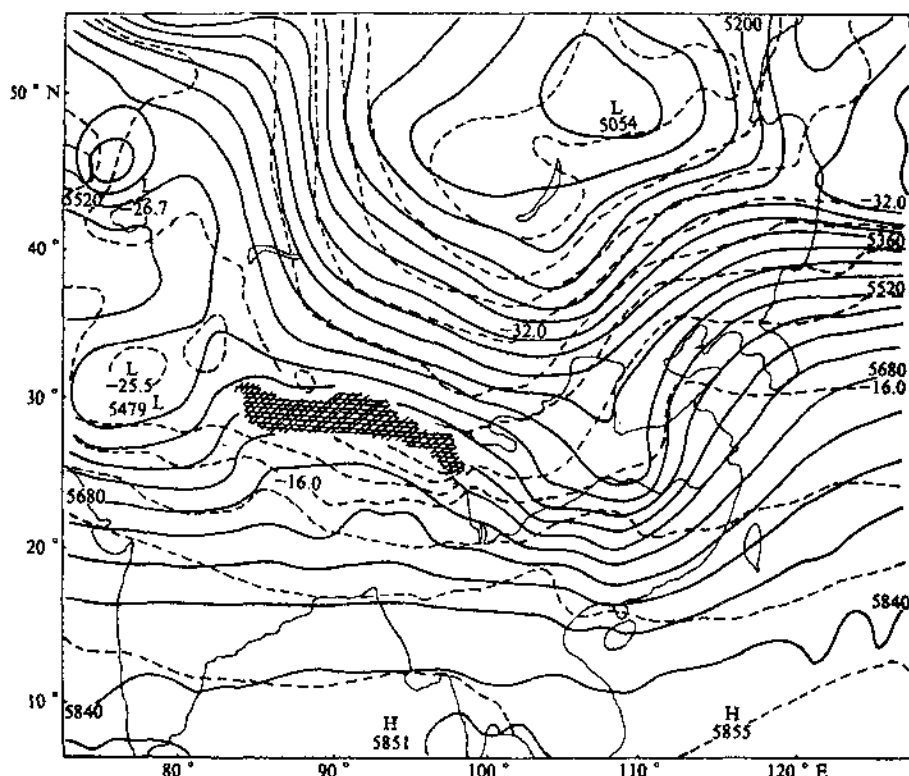


图9 1979年1月28日12时 σ 坐标系36小时预报的500 hPa场

4 小结

通过对冬、夏季两个例的分析,我们可以得出:具有阶梯地形的 η 坐标系对系统的生成、位置、移动和强度变化趋势能做出较为准确的预报,但系统强度偏强; σ 坐标系对系统的生成、位置、移动及强度的预报不及 η 坐标系的好,尤其24小时以后的预报与实况相差较大。此外,在 σ 坐标系预报场,尤其是高层大气温度场上有许多“噪音”。

同一模式,由于坐标系及地形处理不同,预报结果就存在如此大的差异。我们认为原因在于具有阶梯地形的 η 坐标系较好地处理了气压梯度力计算和山脉阻挡作用两个重要问题,因而对系统的生成,尤其是移速、移向预报就比较准确。

当然,这仅是两个个例预报的结果,也还未作降水预报的对比试验,有待于今后进一步试验。

参考文献

- [1] Mesinger F and Janjic Z. 1985. Problems and numerical methods of the incorporation of mountains in atmospheric models. *Lectures in Applied Mathematics*, 22, 81-120
- [2] Black T and Janjic Z. 1998. Preliminary forecast result from a Step-Mountain ETA coordinate regional model. 8th Conference on Numerical Weather Prediction, Feb, 22-26, 1988, Baltimore, Maryland, P. 442-447

高分辨率 η 坐标模式对四川 降水个例对比数值试验

何光碧 滕家谟

(四川省气象局, 成都 610072)

摘 要 在原 η 坐标模式基础上, 利用 1995 年 8 月 23 日和 1998 年 4 月 28 日四川西部两次强降水过程为例, 通过改变水平分辨率和具有不同分辨率的地形资料, 以及固定边界、单向影响嵌套边界, 进行了一些数值试验。结果表明: (1) 较低水平分辨率的 η 模式, 采用较高分辨率的地形资料不一定能改善预报结果; (2) 具有较高水平分辨率, 并引入较高分辨率的地形资料, 以及单向嵌套侧边界的 η 模式, 对预报结果有较明显的改进。

关键词 η 坐标模式 高分辨 地形 边界 降水预报 数值试验

1 引言

成都区域中心引入美国国家气象中心 η 坐标模式 1988 年版本, 在此基础上, 进行了准业务化, 形成从资料处理、客观分析、 η 模式预报、产品输出和预报检验的准业务化系统^[1]。自 1994 年 5 月投入试运行, 实时预报结果表明该模式对四川盆地降水有较好的指导性^[2]。

四川毗邻世界屋脊——青藏高原, 这一地区陡峭复杂的地形, 是造成盆地强降水的重要因素之一, 同时也给数值预报模式对这一地区的预报带来一定的困难。为了尽可能描述好中尺度地形, 做好这一地区的降水预报, 在现有计算机条件下, 有必要缩小预报范围, 提高模式的分辨率, 实现大小模式嵌套。

以下, 我们首先介绍模式特点 and 对比试验方案; 其次, 就四川盆地出现的两次强降水个例进行对比试验和分析, 最后进行小结。

2 模式及对比试验方案介绍

2.1 模式介绍

2.1.1 模式特点

模式垂直坐标采用 η 坐标, 模式大气顶气压为 100 hPa, 为 15 层不等距分层, 对对流层下部及对流层顶附近描述较为详细。水平方向采用旋转球面坐标, 模式中变量的水平分布采用 E 网格(图 1)。

1984 年, F. Mesinger 提出了阶梯形山脉模式地形的 η 坐标系^[3], 定义

$$\eta = \eta_s \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (1)$$

$$\eta_s = \frac{p_{\pi}(z_s) - p_t}{p_{\pi}(O) - p_t} \quad (2)$$

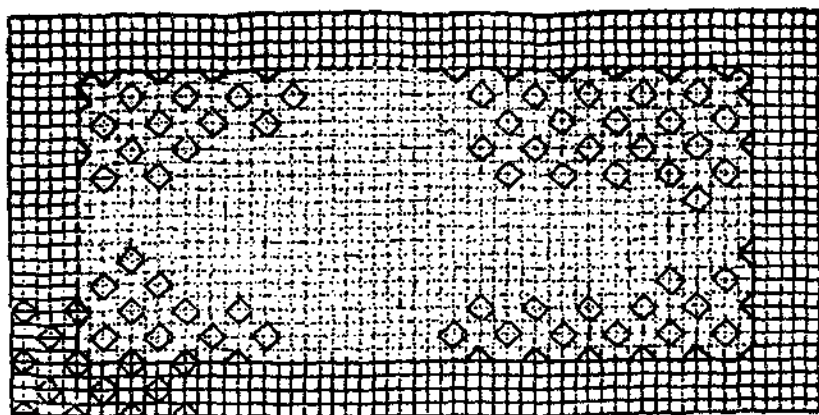


图1 η 模式的 E 型网格草图

这里 p 为气压, 下标 t 和 s 分别表示模式大气顶部和地面, z 为几何高度, $p_{\text{ref}}(z)$ 为参考气压。

$$p_{\text{ref}}(z) = p_0(1 - \gamma_0 z / T_0)^{g/R\gamma_0} \quad (3)$$

$p_0 = 1013.25 \text{ hPa}$, $T_0 = 288^\circ$, $\gamma_0 = 0.0065 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, $g = 9.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, $R = 287.054 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 。

无摩擦、绝热运动的控制方程为:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} + f\vec{K} \times \vec{V} + \nabla\Phi + \frac{RT}{p}\nabla p = 0 \quad (4)$$

$$\frac{dT}{dt} - \frac{kT\omega}{p} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) + \nabla \cdot \left(\vec{V} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial l} \left(\eta \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\frac{RT}{p} \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (7)$$

$$\omega = \frac{dp}{dt} = -\int_0^\eta \nabla \cdot \left(\vec{V} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta + \vec{V} \cdot \nabla p \quad (8)$$

$$\frac{\partial p_t}{\partial t} = -\int_0^\eta \nabla \cdot \left(\vec{V} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta \quad (9)$$

$$\eta \frac{\partial p}{\partial \eta} \approx -\frac{\partial p}{\partial t} - \int_0^\eta \nabla \cdot \left(\vec{V} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta \quad (10)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial \eta} = \frac{p - p_t}{\eta_\eta} \quad (11)$$

在模式顶部, $p = 100 \text{ hPa}$, $\eta = 0$, $\dot{\eta} = 0$; 在模式地面, $\eta = \eta_s$ 。其他变量意义与气象上常用变量符号一致。

模式物理过程包括 Mellor-Yamada 2.5 层方案^[4]模拟模式的边界层和自由大气湍流, A.K.Betts 的积云对流方案^[5]和常用的大尺度凝结和蒸发描述湿过程, 此外还有辐射过程, 地表过程以及 4 阶水平扩散。

模式积分采用分裂方案, 调整阶段采用前后差技术, 平流阶段采用修改的欧拉前后差技术, 平流阶段的时间步长为调整阶段的 2 倍。水平平流采用 Z.Janjic(1984)的水平平流差分方

案^[6],科氏力是采用半隐式方案,为了抑制2倍格距波的噪音,模式中计算地面气压的差分格式引入了一个修正项(Z. Janjic, 1979)^[7]。

2.1.2 模式地形

由美国海军 $10' \times 10'$ 的地形高度资料,可求得任何10整数倍的经纬网格的地形资料。在地形试验中,分别引入 $1^\circ \times 1^\circ$ 和 $30' \times 30'$ 的地形资料。

(1)由E型网格上(见图1)的各质量点上的地形高度,求出相邻4点所组成小菱形的平均地形高度,如果这4点,有2点或以上的高度为0,则平均高度取为0(陆地上高度小于0的地方,平均高度取为0.04)。

(2)根据(1)~(3)式,计算出小菱形平均高度所对应的 η_k 值和求出各界面的几何高度值。

(3)根据下列判据,最终确定模式山脉的高度以及下边界的 η_s 值。

如果 $\eta_k < \eta_s < \eta_l (k, l = 1, 2, \dots, 15)$

则 $Z_s = Z_k, \eta_s = \eta_k$

如果 $\eta_l < \eta_s < \eta_{k+1}$

则 $Z_s = Z_{k+1}, \eta_s = \eta_{k+1}$

l 表示各层中的角标, k 表示界面的角标。

2.1.3 边界条件

(1)地形的内边界条件

由于模式山脉是由3维盒体组成,模式地面高度在水平方向上是不连续的,因而 η 面也是不连续的,这就要求在模式中引入内边界条件。现用简单的规定来引入山脉的阻挡作用,即在山体壁处,垂直于山体壁的速度分量为0。

(2)模式的侧边界条件

采用时变的开放侧边界条件,这是一种实用的处理侧边界的方法,允许大尺度波动进入模式的有限预报域,但不允许从边界出去的大尺度波扰再以一定的振幅反射回来,破坏预报结果。气压、温度、湿度在气流流入和流出边界上,为随时间变化的量给出。速度分量在气流流入边界上的值类似于上述温、湿、压的给定,而在气流流出边界上是从内域向外域通过外推法获得。即在模式区域第一圈上,温、湿、压和法向速度为时变值,对切向速度,当法向速度指向区域外时用梯度外推法,否则取作时变值。由于E型网格变量的特殊分布,在预报区域的第二圈上,所有变量值通过4点平均获得。

2.2 对比试验方案

A模式:低分辨率面定边界的 η 模式。相邻质量点和速度点的格距为经向 $15/26$ 度,纬向 $14/26$ 度,共有 95×96 个格点,垂直分层为15层,预报区域中心位于 $(100^\circ\text{E}, 35^\circ\text{N})$, 预报范围见图2。由于我们不能获得国家气象中心的T106产品,故采用固定边界,平流积分步长取4 min。

B模式:高分辨率同步单向嵌套 η 模式。水平格距较A模式减半,共有 71×72 个点,垂直分层不变,预报区域中心位于 $(104^\circ\text{E}, 32^\circ\text{N})$, 预报范围见图2,时变边界值从A模式获取,即我们首先作A模式预报,并间隔12 h直接输出15层 η 面的预报值(这可避免 η 面-等压面- η 而垂直插值带来计算误差),将其结果水平插至B模式上,初始时刻取B模式值。最后,取出边界上一圈值,两个时刻值之差除以时间间隔(12 h)就可得到时变边界值。时间积分步长为A模式的 $\frac{1}{2}$ 。

我们以1995年8月23日四川盆地西部出现的一次暴雨过程和1998年4月28日四川盆

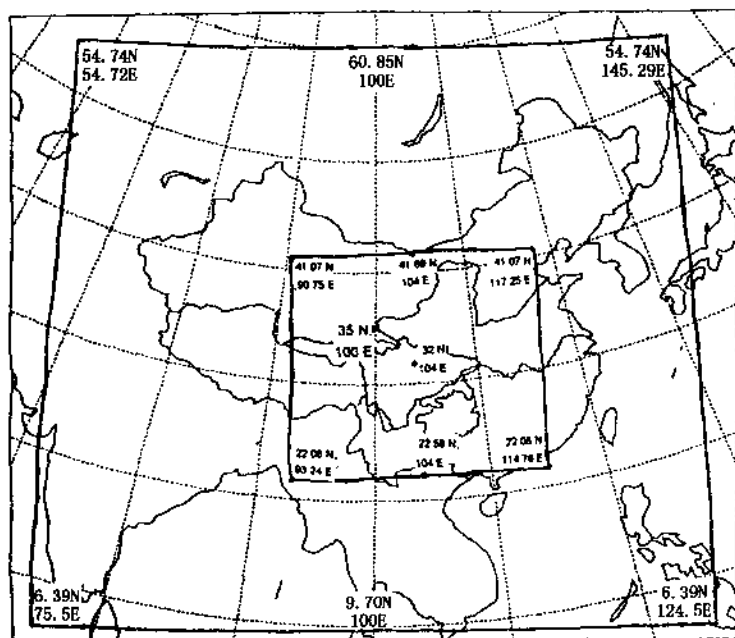


图2 有限区域 η 模式预报范围

地西部、中部的一次暴雨过程为例,在模式其余部分不变的情况下,就水平分辨率的改变,设计了5个对比试验。

试验1:地形资料分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的经纬网格,A模式预报

试验2:地形资料分辨率为 $30' \times 30'$ 的经纬网格,A模式预报

试验3:地形资料分辨率为 $30' \times 30'$ 的经纬网格,固定边界的B模式预报

试验4:地形资料分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的经纬网格,B模式预报,与试验1结果进行嵌套

试验5:地形资料分辨率为 $30' \times 30'$ 的经纬网格,B模式预报,与试验1结果进行嵌套

3 对比试验分析

3.1 1995年8月23日四川盆地西部暴雨过程

1995年8月23日~24日,四川盆地西部出现了一次大暴雨降水过程,主要是受高原切变线和对流层低层巴塘低压前部偏南气流的共同影响造成。这次过程强度大、范围小,雨区集中在成都、雅安、乐山3地市,最大降水时段出现在23日20时~24日20时,有23个站达暴雨,15个站达大暴雨,中心在峨眉县(103.5°E , 29.6°N),其降水量达374.3 mm。图3给出23日20时~24日20时降水实况和以1995年8月23日00时为初始时刻预报的12~36 h的24 h累积雨量。

3.1.1 地形试验(试验1与试验2、试验4与试验5)

由图3a、b、c所见,试验1、试验2预报的降水强度较实况偏弱,降水中心较实况偏北2个纬度左右,1 mm以上的降水区域实况与预报基本一致。试验2在地形资料分辨率提高的情况下,降水量反而略有减小,可见在较粗水平网格情况下,单纯地提高地形资料分辨率是不够的,模式的水平分辨率应与地形资料分辨率相适应。

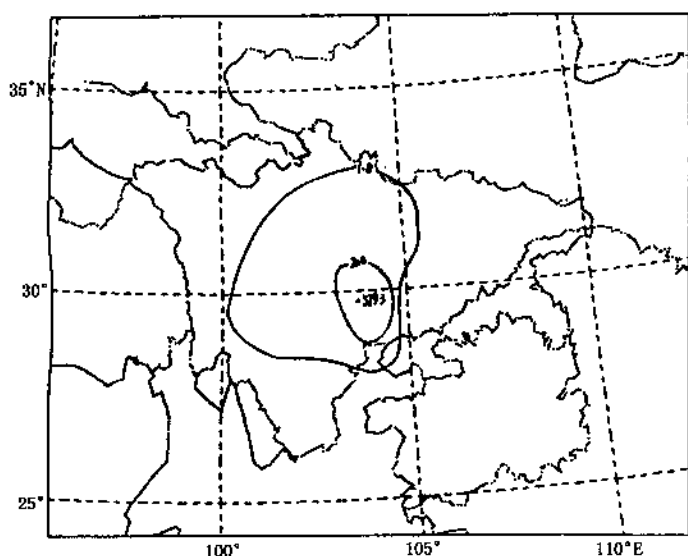


图 3(a) 1995-08-23-00 UTC 36 h 降水预报(分析)

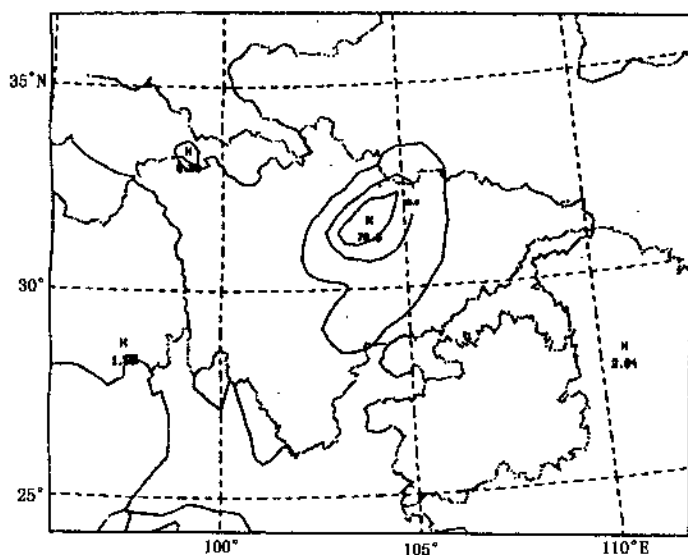


图 3(b) 1995-08-23-00 UTC 36 h 降水预报(试验 1)

由图 3e、f 所见,试验 4、试验 5 预报的 1 mm 以上雨区基本一致,较实况要广。对于高分辨率地形资料,B 横式在降水强度和位置上有明显改进。试验 4 中心位置略偏北,试验 5 中心位置基本接近实况;中心强度试验 4 为 68.9 mm,试验 5 达 102 mm,更接近实况。可见,西南地区的降水与地形有着密切联系,对较高分辨率模式,提高地形资料分辨率,有利于提高降水预报准确度。

3.1.2 固定边界与嵌套边界试验(试验 3 与试验 5)

由图 3d、f 所见,固定边界的试验 3 较嵌套边界的试验 5 在中心位置和强度上偏离实况更多,特别表现在降水量上,这是很明显的。B 模式预报区域相当小,且位于西风带中,系统在边界附近活动频繁,风和气压随时间的变化很大,引入时变的开放侧边界允许天气尺度、次天气

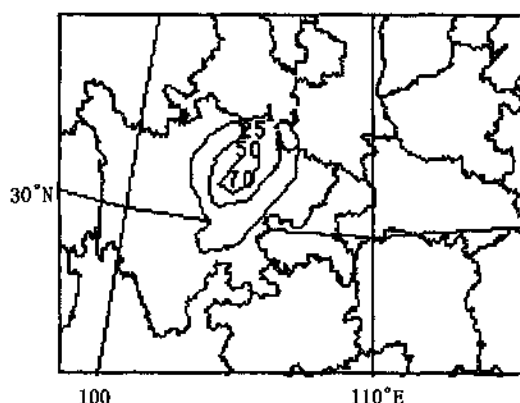


图 3(c) 1995-08-23-00 UTC 36 h 降水预报(试验 2)

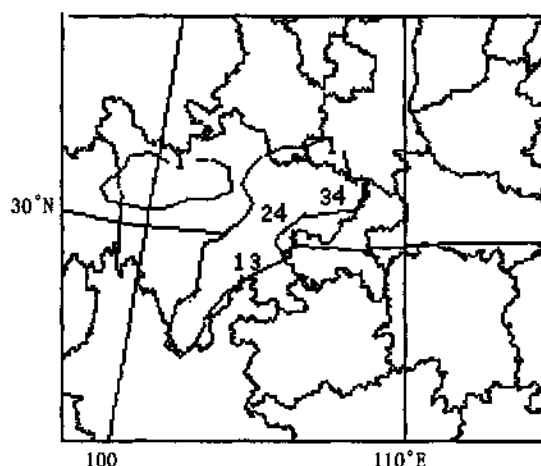


图 3(d) 1995-08-23-00 UTC 36 h 降水预报(试验 3)

尺度波动进入模式的预报域,各种尺度系统在预报域中相互作用,在这一地区特定的地形条件下产生强降水。

3.1.3 高分辨率模式与低分辨率模式试验(试验 1 与试验 5)

由图 3b、f 所见,试验 5 较试验 1 在降水强度、中心位置及降水演变上有了较大改进。实况降水中心位于(103.5°E, 29.6°N),试验 1 偏北 2 个纬度左右,降水强度试验 5 更接近实况。试验 1 对降水演变存在前 24 h 降水偏弱,中心强度仅 30 多 mm,后 24 h 降水偏强,达 154 mm (图略),表现出大尺度降水反馈作用明显增大,与实况不一致。而试验 5 的预报是前 24 h 降水强度较试验 1 有所增大,达 69.7 mm,最大降水强度出现的时段在 12~36 h,后 24 h 降水中心强度减弱,这与实演变基本一致。B 模式较好地抑制了 A 模式预报常在预报后期出现大尺度降水反馈急剧增大的问题。

3.2 1998 年 4 月 28 日四川盆地中西部暴雨过程

以上分析表明,高分辨率同步嵌套 B 模式较低分辨率固定边界的 A 模式,其预报结果有较大改进。以下,我们以 1998 年 4 月 28 日为例,仅以试验 1 和试验 5 来分析其预报结果,进一步说明高分辨率模式有助于提高预报质量。

4 月 28 日傍晚开始到 30 日晨,盆地大部先后降暴雨,24 h 降雨量达 50 mm 的有 35 个站,

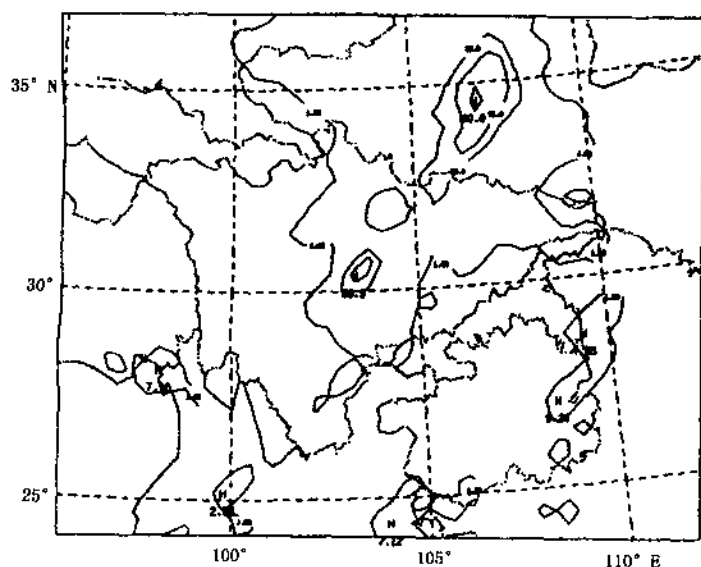


图 3(e) 1995-08-23-00 UTC 36 h 降水预报(试验 4)

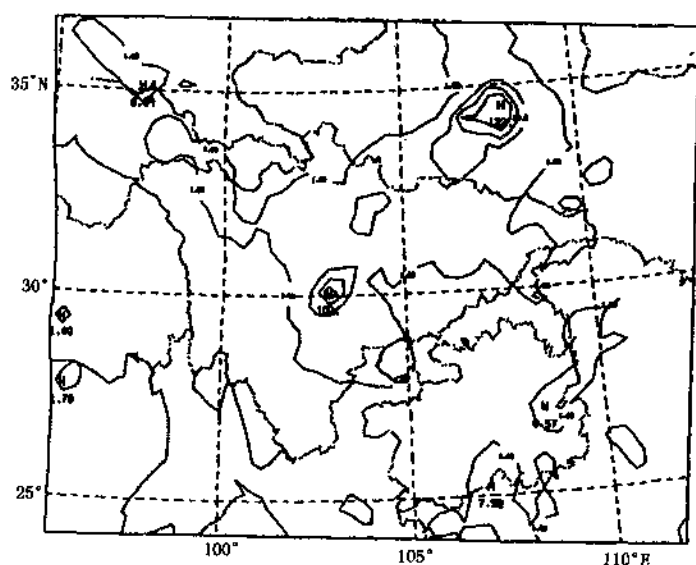


图 3(f) 1995-08-23-00 UTC 36 h 降水预报(试验 5)

达 100 mm 以上的有 6 个站,这次降水范围较广,部分地区降雨强度大,强降雨集中在绵阳、德阳、雅安、成都、乐山、自贡 6 地市,28 日 20 时~29 日 20 时,绵阳(104.7°E , 31.5°N)达 155.1 mm,自贡(104.8°E , 29.4°N)达 125.7 mm,这次过程主要受高原切变线和盆地低涡的共同影响所致,在这样的季节普降暴雨极为少有,对四川省前期异常严重的干旱有不同程度缓和。

从 500 hPa 图(略)看,到 4 月 29 日 12 时,实况高原切变东移,而两个试验预报的低值系统偏强,四川西北部的冷中心强度预报也偏强,从海平面场模拟结果看(图 4),两者预报海平面场在盆地呈西北-东南向的低压形状与实况十分接近,强度较实况偏强,试验 1 在盆地出现较大的气压梯度,这与实况不太相符。两者均未报出河套地区低压中心,但试验 5 在这一地区

为低压区。

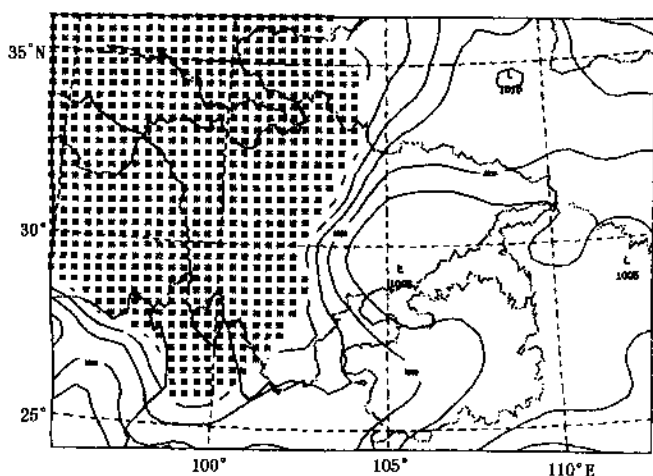


图 4(a) 1998-04-28-00 UTC 36 h 海平面气压预报(分析)

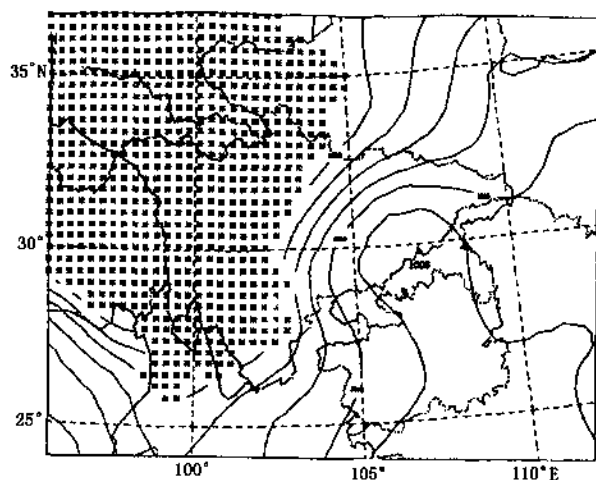


图 4(b) 1998-04-28-00 UTC 36 h 海平面气压预报(试验 1)

图 5 给出 4 月 28 日 20 时~29 日 20 时实况和以 4 月 28 日 00 时为初始场, 试验 1 和试验 5 预报的 12~36 h 的 24 h 累积雨量。由图可见, 试验 5 较试验 1 明显接近实况, 这主要体现在: (1) 降水落区及雨带的走向, 1 mm 的雨区实况与两者试验预报基本一致, 25 mm 以上雨区试验 1 不明显, 试验 5 近于南北向的雨带位置及形状与实况相当吻合。(2) 降水中心位置及强度, 试验 1 明显偏弱, 中心位置偏东北向, 试验 5 中心强度较试验 1 明显增大, 中心位置与实况较为接近。

4 小结

(1) 同步单向嵌套的高分辨率 B 模式对降水落区、中心强度和位置, 以及降水演变的预报上较固定边界较低分辨率的 A 模式有明显改进。

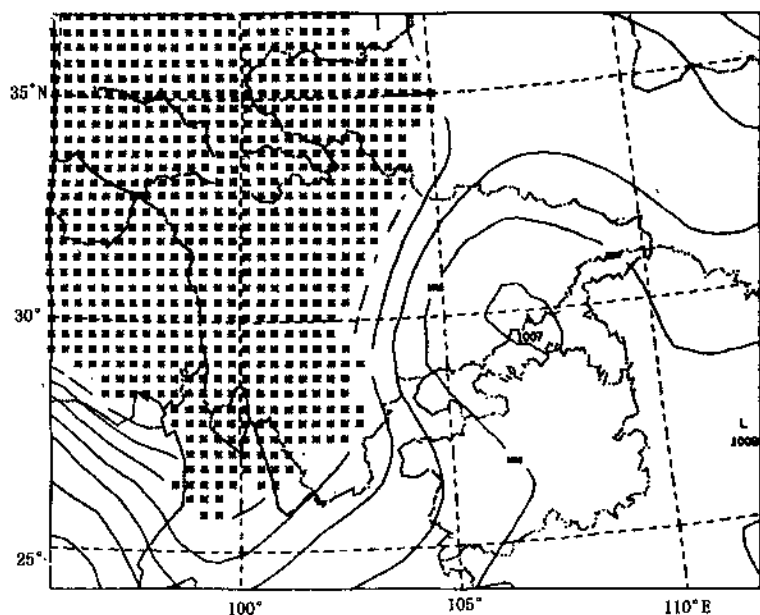


图 4(c) 1998-04-28-00 UTC 36 h 海平面气压预报(试验 5)

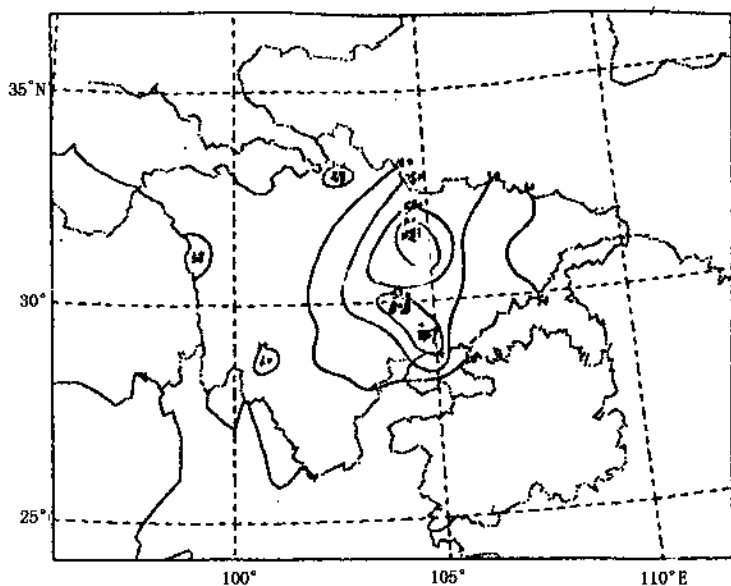


图 5(a) 1998-04-28-00 UTC 36 h 降水预报(实况)

(2)在高分辨率模式中引入 $30' \times 30'$ 的经纬网格地形资料,表现在中尺度地形对降水中心强度预报有一定改进。对较高分辨率模式,引入更为真实的地形,有利于提高预报质量;而对较低分辨率的模式,引入高分辨率地形资料不一定对降水预报有所改进。

(3)A 模式预报,在预报后期出现大尺度降水反馈过大,可能与固定边界有关。采用固定边界不利模式预报系统的移动和发展。

(4)采用高分辨率 B 模式,四川盆地降水预报有明显改进,但在省外多了一些降水中心,这些降水中心可能实际存在(我们无实际降水资料);另一方面,由于我们选取的预报范围相当

的要求,也是提高预报质量的关键之一。而目前改变初值的一个简洁的办法就是能进行高分辨率的客观分析。

参考文献

- [1] 滕家谟. 1994. 成都区域气象中心业务系统技术手册. 北京:气象出版社,156~199
- [2] 何光碧. 1997. η 坐标模式 1995 年 5~9 月的实时降水预报. 高原气象. **16**(2):183~198
- [3] Mesinger F. 1984. A block technique for representation of mountains in atmospheric model. *Rev. Meteor. Aeronautica*, **44**:195 - 202
- [4] Mellor G L, and Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical problems. *Rev. Geophys. Space Phys*, **20**:851 - 875
- [5] Betts A K. 1986. A new convective adjustment scheme observation and theoretical basis. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **112**:667 - 691
- [6] Janjic Z L. 1984. Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-taggered grids. *Mon. Wea. Rev.*, **112**:1234 - 1245
- [7] Janjic Z L. 1997. Pressure gradient and advection used forecasting with steep and small scale topography. *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**:186 - 199

青藏高原东部定量降水数值预报试验 及业务化应用评估

钟晓平

卿清涛

(四川省气象局,成都 610072)

(四川省气象科学研究所,成都 610072)

摘 要 该文运用 LASG η 坐标有限区域数值预报模式在青藏高原东部的川、渝两省市进行了定量、定点降水预报的数值模拟敏感性研究和准业务化试验,并根据中国气象局的有关规定对结果进行了评估。经过对比分析发现:低纬度的天气系统与其活动特性,对该地区定量、定点降水数值预报有着重要影响;同样的物理过程和地形影响处理方式在不同的天气过程中对降水量的影响有显著差异;可选用适当的客观分析方法,通过强调距格点最近的站点的影响来尽量保持高、低值系统的报值,从而改进预报效果。准业务化试验结果表明:LASG η 坐标模式以其比较完善的动力框架和物理过程处理方法在这个地形复杂、天气系统多变的区域内可获得较好的预报结果,特别是晴雨预报可获得较高的 TS 评分,并能对某些客观预报难度较大的天气过程做出较好的预报。

关键词 青藏高原 η 坐标 有限区域模式 定量降水数值预报 客观分析 业务化试验

引言

随着对天气预报要求的不断提高,有限区域内的天气要素,特别是降雨量的定量、定点预报已逐渐成为日常预报中的重要内容。由于主观预报方法本身具有的局限性,在较大范围内的定点预报必须建立在数值预报产品的基础上,这种需求和特点促使定量、定点降水数值预报的不断发展。

经过多年来的探索与努力,数值模式在定量降水预报上已经打下了较为坚实的基础,包括我国的 LAFS 和 HLAFS 在内的许多有限区域数值预报模式在这方面都获得了较好的进展。武汉暴雨研究所利用中国科学院大气物理研究所的 σ 坐标有限区域降水数值预报模式进行的江淮流域降水的业务预报;蔡则怡等对 1975 年 8 月河南地区由登陆台风引起的特大暴雨的数值模拟^[1];宇如聪利用 η 坐标有限区域模式对 1993 年中国汛期降水的业务化预报试验^[2]等针对我国部分地区的具体地理环境和天气气候条件进行了有益的探索,为在业务上使用数值模式制作定量降水预报打下了一定基础。

众所周知,青藏高原是地球上最高、地形最复杂的高原,其东部是低纬和中高纬天气系统相互作用最为显著地区,也是高低空天气系统、四川盆地与高原的天气系统相作用最为复杂的地区,对东边紧邻地区四川省和重庆市的降水有极为重要的影响。要在这一区域获得较好的定量、定点降水数值预报结果,特别是要在天气预报的日常业务工作中使用这种预报,必须在模式中妥善处理当地独特的地形影响和大气物理过程。本文使用中国科学院大气物理研究所研制的 η 坐标有限区域数值模式(LASG η 坐标模式)在青藏高原东部地区进行了定量降水的敏感性研究和准业务化试验,以探讨利用该模式在该地区进行定量、定点降水数值预报业务化的可能性。

1 模式概况

LASG η 坐标有限区域数值预报模式^[3]垂直坐标选用 η 坐标,具有能量和质量守恒的动力框架,使用 E 型网格作为变量的水平分布形式,对 E 网格的分离进行了特殊的处理,对两个子网格来说,模式的水平分辨率为 1×1 的经纬格点。模式实际的水平分辨率约为 75 km。垂直方向模式顶为 100 hPa,从地面到模式顶根据 η 坐标等分为 8 层,每层的具体高度从下往上约为 977,2060,3279,4681,6342,8404,11179,15667 m。模式考虑了大尺度凝结降水、水平扩散、垂直通量输送、地面辐射收支和边界层参数化等物理过程;且使用 Betts 的对流调整方案计算对流降水。

模式的初始场取自该范围内所有探空站的原始资料,用加权平均的客观分析方法,先将各站点的观测资料内插到等压面的水平网格点上,然后再把等压面上的要素值线性插值到模式层。地面要素的客观分析方案是将台站高度和气象要素值同时分析到各网格点,然后再订正到模式地形高度上。模式地形高度分布见图 1,有 3 个区域的高度达到 7000 m 以上。

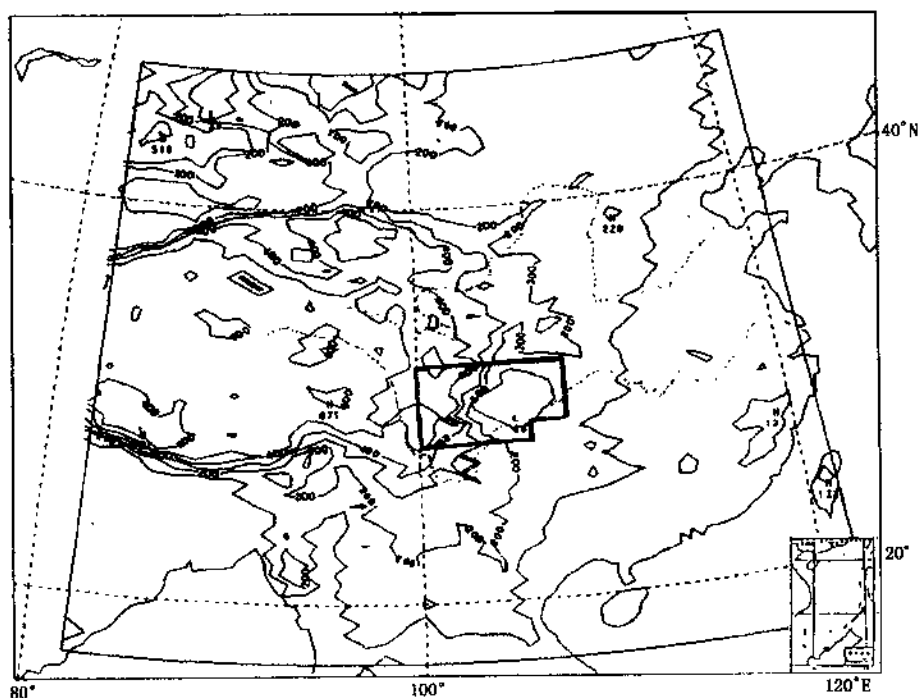


图 1 地形高度、模拟区域和检验区域(地形高度单位:10 m)

LASG η 坐标有限区域数值预报模式考虑了我国复杂的地形作用。目前大多数的数值预报模式使用 σ 坐标作为垂直坐标,将地面处理成一个坐标面,无论地形多么复杂,坐标面与地面都不会相截。因此,地形越陡, σ 坐标面越倾斜,造成的计算误差也就越大,从而影响模式结果的精确性,甚至导致数值预报的失败。 η 坐标把地形设计成三维网格块构式的阶梯状。模式内部形成刚体的侧边界。使坐标面保持准水平状态,避免了陡峭情况下, σ 面过于倾斜的缺陷,同时保持了 σ 坐标较简单的下边界条件的优点。1986 年中科院大气物理研究所曾使用该模式成功地模拟了青藏高原背风气旋的发生发展和著名的“雅安天漏”现象。1996~1997 年,

湖北省气象局在“大江截流”课题中,使用该模式预报冬季长江三峡地区的降水取得了较好的结果。湖南省气象局 1997 年夏季使用 LASG η 坐标有限区域数值预报模式预报降水,也取得了较好的效果。

2 预报结果检验

检验方法取自中国气象局的“数值天气预报模式业务化评审暂行方法”(讨论稿,1998)中有关降水预报的检验方案。运用其中的 4 个统计检验量,即 TS (TS 评分), PO (漏报率), NH (空报率),和 B (预报偏差)对 24 h 模式降水预报场进行统一评估。

考虑到国家统一发报的站数太少,空间尺度太大,同时也是为了更好的检验数值模式对较小的有限区域内降水的定量预报能力,将检验区域(以下称为目标区域)选为四川和重庆两省市,用于对比分析的雨量观测资料为两省市所有的地面气象观测站的日雨量观测资料,共计 191 个站点。观测站点空间平均间距约为 40 km,最密的地方不到 20 km。

评估方法仍然采用上述暂行办法中的站点检验法,即以观测站点的实况雨量作为评分参考,使模式格点的预报值向站点逼近。站点处的预报降水量采用两种方法获取。如果站点离最近的格点距离小于 20 km,则把最近的格点的预报值作为站点的预报值;否则取站点周围的 4 个格点值客观地插值到站点,作为该站点的预报值。考虑到边界上格点的需要,目标区域取为略小于四川和重庆两省市的范围,由分别以 $32^{\circ}N$ 、 $100^{\circ}E$, $29^{\circ}N$ 、 $108^{\circ}E$ 和 $29^{\circ}N$ 、 $100^{\circ}E$, $28^{\circ}N$ 、 $106^{\circ}E$ 为对角点的两个矩形组成(图 1)。根据目标区域内的站点分布情况,对于客观分析法,该区域内共计有 178 个格点参与计算检验统计。

雨量按大小分为 6 种情况(表 1)进行统计检验。其中第 1 种情况(G.0)实际上相当于有雨的预报。等级 1 到 5 分别相当于小雨、中雨、大雨、暴雨和大暴雨及其以上。

表 1 雨量等级划分

等级	雨量范围(mm)	等级	雨量范围(mm)
G.0	0~9999	G.3	25~50
G.1	0~10	G.4	50~100
G.2	10~25	G.5	>100

3 敏感性模拟试验及其结果分析

3.1 敏感性模拟试验

模拟试验分为 3 组。第 1 组考虑目标区域处在模拟范围中的不同位置,包含 3 个试验:

试验 1:模拟区域左上角为 $47^{\circ}N$, $82^{\circ}E$ 。目标区域位于模拟区域的中心,其边界距模拟区域最近为 14 个经度。

试验 2:模拟区域左上角为 $45^{\circ}N$, $92^{\circ}E$ 。目标区域位于模拟区域的左上角,其边界距模拟区域最近为 8 个经度。

试验 3:模拟区域左上角为 $57^{\circ}N$, $80^{\circ}E$ 。目标区域位于模拟区域的右下角,其边界距模拟区域最近为 6 个纬度。

在本组试验中,形成初始场的客观分析方法都采用原模式引进时所使用的包含 2 次修正的高斯权重法。

第 2 组模拟试验考虑不同客观分析方法形成的初始场对模拟结果的影响,除包含第 1 组中的试验 1 外,设计了 4 个试验。在这 4 个试验中运用文献[4]的基本方法,不采用高斯权重法中的 2 次修正。为突出距格点很近的站点的影响,当距格点 50 km 以内有观测记录时,直接使用观测记录作为该格点处的相应要素值(如有多站则取最近的一个);模拟区域的左上角均为 47°N,82°E。4 个试验分别如下设计:

试验 4:权重为

$$W_i = \frac{1}{(\frac{R_i}{C_0})^n + 1} \tag{1}$$

其中, $C_0 = 500\text{ km}$, R_i 为站点到格点的距离, $n = 5$ 。

试验 5:权重形式与试验 4 一样,但用 $R_i - R_1$ 取代 R_i 。 R_1 为距计算格点最近的站点的距离。 C_0 取为 50 km。

试验 6:权重为

$$W_i = \exp(-C_0 R_i^2) \tag{2}$$

其中 $C_0 = 0.2741557$ 。

试验 7:使用试验 6 的权重形式,但和试验 5 一样,用 $R_i - R_1$ 取代 R_i 。

第 3 组考虑不同地形高度的影响,除同样包含试验 1 外,另外两个分别是:

试验 8:同试验 1,但将 3000 m 以上的地形高度全部改取为 3000 m。

试验 9:同试验 1,但将所有地形高度全部取为 0。

敏感性试验的样本个例取自 1998 年 4~9 月,为该时段目标区域内出现的较大降水过程。具体时间见表 2。

表 2 降雨两个例时间表

序号	时间(UTC)	序号	时间(UTC)
1	1998-04-27-00:00	10	1998-08-01-00:00
2	1998-04-28-00:00	11	1998-08-18-00:00
3	1998-06-26-00:00	12	1998-08-19-00:00
4	1998-06-27-00:00	13	1998-08-25-00:00
5	1998-07-04-00:00	14	1998-08-26-00:00
6	1998-07-05-00:00	15	1998-09-16-00:00
7	1998-07-19-00:00	16	1998-09-17-00:00
8	1998-07-20-00:00	17	1998-09-18-00:00
9	1998-07-31-00:00	18	1998-09-19-00:00

3.2 目标区域和模拟区域的相对位置

当目标区域位于模拟区域的左上角并与边界相隔一定距离时(即试验 2),其总体预报结果在这一组试验中效果最好(表 3), TS 、 PO 、 NH 和 B 这 4 个指标均优于其余两个试验。也就是说,当低纬的天气系统能获得更多、更全面的处理时,对降水的模拟更接近真实情况。这一事实表明,在盛夏,四川盆地这个复杂地形中的特定区域在低纬和中高纬环流系统交互影响下,其降雨过程的物理机制是比较复杂的,相对来说,在多种影响因子之中,来自南边的低纬天气系统和与其相伴的暖湿气流比来自中高纬度的天气系统的影响更重要一些。

表3 目标区处于模拟区中不同位置时的评估结果

		G.0	G.1	G.2	G.3	G.4	G.5
TS	试验 1	0.691	0.353	0.108	0.061	0.037	0.000
	试验 2	0.720	0.379	0.112	0.074	0.026	0.019
	试验 3	0.708	0.353	0.085	0.070	0.045	0.009
PO	试验 1	0.135	0.428	0.757	0.653	0.647	0.389
	试验 2	0.129	0.408	0.733	0.639	0.667	0.361
	试验 3	0.122	0.419	0.778	0.643	0.623	0.361
NH	试验 1	0.221	0.499	0.659	0.641	0.386	0.056
	试验 2	0.194	0.483	0.723	0.659	0.346	0.028
	试验 3	0.201	0.498	0.701	0.625	0.321	0.156
B	试验 1	1.234	1.283	0.945	1.336	0.357	0.000
	试验 2	1.139	1.210	1.021	1.225	0.310	0.056
	试验 3	1.217	1.267	0.981	1.228	0.649	0.194

3.3 不同客观分析方法的结果

众所周知,在数值模拟方面,初始场对模拟结果有很大的影响。钟晓平在文献[4]中已经指出,以加权平均为基础的客观分析方法一定要着重考虑离格点最近的站点的观测值,这可通过权重计算公式的选择来予以强调;而且当一个站点离格点很近时,可以考虑直接用这个站点的观测值作为格点处的要素分析值。这种方法对于空间分布极不均匀的降水量都可获得较好的结果。本组试验的结果也证实了这种观点有助于提高数值预报的准确率。在所有不同的客观分析方案中,试验 5 表现出了最好的预报效果(表 4)。在试验 5 中,不仅融入了上述想法,而且将计算权重时经常用到的站点到格点的距离作了一个变换,用某一站点到格点的距离与距格点最近的站点到格点的距离之差来计算权重。这实际上是让距格点最近的站点始终具有最大的权重系数 1,确保了这个站点(不管它离格点的实际距离究竟有多大)的观测数据对格点处的分析值有最大的影响力,而且各站点的影响力仅随它们之间的相对距离的变化而变化,不随它们距格点的绝对距离的改变而改变。上述这种考虑对气象要素场中的极值有较大的保真作用,和常用的客观分析方法相比,它的高、低值系统中心更为接近实际情况。因此,以此为基础获得的初始场也应该导致较好的准确性。

表4 不同客观分析方案的 TS 得分

	G.0	G.1	G.2	G.3	G.4	G.5
试验 1	0.691	0.353	0.108	0.061	0.037	0.000
试验 4	0.725	0.327	0.101	0.067	0.020	0.000
试验 5	0.738	0.376	0.097	0.098	0.022	0.006
试验 6	0.681	0.365	0.094	0.076	0.037	0.007
试验 7	0.693	0.357	0.100	0.065	0.033	0.000

3.4 不同地形高度下的模拟结果

本组试验的结果与以往很多关于地形的数值模拟结果有不一致的地方。在某些具体的个例中,的确表现出了模拟地形越接近实际,模拟结果越好的特点(表 5);然而从多个个例的总体情况来看,这一特点并不明显。对不同的雨量等级,这几个试验的 TS 评分各有优劣(表 6);漏报率是无地形时最低;空报率是地形高度居中时最低,面预报偏差则是不改变现有地形高度时最优。

表5 试验 1、8、9 对 1998 年 8 月 1 日个例的 TS 评分

	G.0	G.1	G.2	G.3	G.4	G.5
试验 1	0.993	0.404	0.273	0.192	0.208	0.000
试验 8	0.993	0.333	0.262	0.186	0.167	0.000
试验 9	0.993	0.098	0.217	0.189	0.167	0.000

表 6 不同地形高度模拟试验的 TS 得分

	G.0	G.1	G.2	G.3	G.4	G.5
试验 1	0.691	0.353	0.108	0.061	0.037	0.000
试验 8	0.747	0.276	0.129	0.062	0.034	0.000
试验 9	0.714	0.363	0.093	0.099	0.035	0.000

3.5 两个较优试验的评估结果分析

敏感性试验结果最好的是试验 2 和试验 5。对有无雨预报的 TS 评分在两个试验中均超过了 0.70,小雨、中雨和大雨的 TS 评分分别在 0.38、0.10 和 0.08 左右,暴雨和大暴雨两个等级则分别为 0.02 和 0.01 左右。两个试验的漏报率和空报率有同样的趋势:相对来说 G.2 和 G.3 较差,G.0、G.1 和 G.5 较好。G.0 和 G.1 较好的原因可归结于模式对这种量级的降雨预报效果较好(相应的 TS 评分和预报偏差 B 都比较好),而 G.5 较好的原因则应归结于样本数较少所致,特别是漏报率 NH,大暴雨本来就难以出现,只要能报出一二次,当然就能大大减小漏报率;相应的 TS 评分和预报偏差 B 都较差也能证明这一点。

4 准业务化试验结果分析

根据敏感性研究的结果,选用试验 2 的目标区域安排和试验 5 的客观分析方案,利用 1998 年 7、8 两月的资料进行了准业务化试验,并且于 1999 年 8 月在四川省气象台由预报人员进行了实时的业务化试验。

表 7 是 1998 年 7、8 月的准业务试验评估结果。从中可以看出,由 TS 代表的逐点晴雨预报效果最好,高达 0.685。对于小雨,TS 评分为 0.355,预报效果也不差。对中雨和大雨,分别为 0.106 和 0.074,两者相差很小,说明在这种评估方式下,本模式对中雨和大雨的预报能力差不多。相对于暴雨和大暴雨,TS 评分分别只有 0.041 和 0.000,这表明模式对高强度降水预报能力较差。

漏报率 PO 与 TS 评分有共同的特点:晴雨预报、小雨预报的漏报率较低,特别是晴雨预报的漏报率仅为 0.077,可以说是很理想;而大暴雨的漏报程度就高得多,一个点也没有报出来。空报率 NH 也表现出了从 G.0 到 G.5 预报效果逐步变差的特征。小雨预报的空报率从晴雨预报时的 0.318 变为 0.551,增大了 2/3 左右;中雨预报的空报率比小雨预报又增大了近 2/3。

预报偏差的特点与前 3 个统计评估量都有区别。中雨和暴雨等级的预报偏差比较接近,比理想值 1 偏大 20% 左右。晴雨预报和小雨预报的预报偏差也相差不大,比理想值高出 30%~40%。只有大暴雨的预报偏差特别的大。

表 7 1998 年 7、8 月准业务试验评估结果

	G.0	G.1	G.2	G.3	G.4	G.5
TS	0.685	0.355	0.106	0.076	0.041	0.000
PO	0.077	0.372	0.787	0.820	0.915	1.000
NH	0.318	0.551	0.825	0.883	0.926	1.000
B	1.354	1.400	1.222	1.536	1.154	0.063

1999 年 8 月的实时业务试验的评估结果和表 7 给出的结果基本相似,表 8 给出了其中的 TS 评分。该时段内对晴雨、小雨和中雨的预报还优于 1998 年 7、8 月的试验,但对大雨以上

等级的预报却不如后者。值得注意的是,使用本模式结果的预报员指出,1999年8月11日和8月27日四川盆地西南部和西部的暴雨过程分别是在四川盆地有6~8 hPa的正变压的情况和大气能量很低的情况下产生的,这种特殊条件使得有经验的预报员在主观上都感到很难把握,本模式却对这两次过程都做出了正确预报。

表8 1999年8月实时业务试验的TS评分

	G.0	G.1	G.2	G.3	G.4	G.5
TS	0.721	0.460	0.141	0.055	0.000	0.000

总的来看,该模式在川渝两省市对晴雨和小雨、中雨、大雨的预报有着较高的准确率,对暴雨和大暴雨的预报能力较差。不过,要客观地评价暴雨和大暴雨的预报准确率时不得不考虑样本数量的影响。事实上,大暴雨的样本数量远远低于小雨或中雨的样本数量,在前者中一个样本对总体特征的影响力远远超过在后者中的影响力,只要报错一个样本,就会导致检验统计量出现大幅度的变化。

5 总结

(1)采用LASG η 坐标有限区域数值预报模式制作川渝两省市的有限区域定量降水预报是可行的。在结果较好的试验中,TS评分在一些量级上已经超过主观预报的水平。

(2)对川渝两省市而言,降水定量数值模拟的范围特别要注意包含低纬度地区。该地区的暖湿气流内所具有的能量、不稳定性和水汽对川渝两省市的降水有着重要的影响。

(3)求取数值预报初始场的客观分析方法中要注意尽量保持原有高、低值系统的极值,这可以通过选择不同的权重计算公式和距离选择方法来实现。

(4)从总体上来看,用LASG η 坐标有限区域数值预报模式制作川渝两省市的定量降水数值预报时对地形高度并不十分敏感;仅在某些个例中表现出了地形高度敏感性。这需要进一步探索影响降水的详细物理过程和地形所起的作用如何在数值模式中获得更好的表达。

(5)准业务化运行试验表明:用LASG η 坐标有限区域数值预报模式进行川渝两省市有限区域定量降水预报是可行的。模式在自动化运行、个例适应性和运行时限上都不存在问题。该模式在不同雨量等级的预报能力与其他模式一样,雨量较小时的预报能力高于雨量较大时。对有些统计量,模式对大雨的预报还强于对中雨的预报。从整体上看,TS评分可在多个量级上超过主观降水预报的水平,晴雨预报的TS得分更高达0.685。如果在局部地形影响、物理过程的处理上再根据青藏高原东部地区的特点作进一步的改进,预报能力还会有较大的提高。在晴雨预报中的漏报极少,空报也比较少,而大暴雨的漏报、空报都很多。空报率从晴雨预报到小雨预报和从小雨预报到中雨预报几乎都是增加一倍,从中雨到暴雨再到大暴雨就基本上没有什么变化。

参考文献

- [1] 蔡则怡,宇如聪. 1997. LASG η 坐标有限区域数值预报模式对一次登陆台风特大暴雨的数值试验. 大气科学, 21(4): 459~471
- [2] 宇如聪. 1994. 一个 η 坐标有限区域数值预报模式对1993年中国汛期降水的业务化试验. 大气科学, 18(3): 284~292
- [3] Yu Rucong, Zeng Qingcun. 1992. The design of a limited area model with steep mountains and its application

to the heavy rain simulations in the east periphery to Tibetan Plateau. 22nd International Conference on Alpine Meteorology, Toulouse (France), Sep. 316 – 320

- [4] 钟晓平. 1996. 一种违反常规的客观分析方法. 见: 83-906-01 课题组编. 台风、暴雨灾害性天气的探测, 数据采集技术的研究. 北京: 气象出版社

青藏高原东侧一次 β 中尺度对流系统的数值模拟

陈 静¹ 矫梅燕² 李 川¹

(1 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072; 2. 国家气象中心, 北京 100081)

摘 要: 利用 PSU/NCAR 的高分辨率中尺度非静力数值模式 MM5, 模拟了 2001 年 9 月 18 日发生在青藏高原东侧的绵阳大暴雨过程。结果表明, 高分辨率数值模式对触发本次降水过程的 β 中尺度对流系统具有较好的模拟能力。高分辨率模拟输出显示“9.18”绵阳大暴雨与边界层内一个中尺度辐合扰动的发展和移动相伴, 且中尺度辐合扰动还诱发了一个时间尺度约为 6 h 的 β 中尺度涡旋的强烈发展的降水雨团。模拟还显示受高原地形影响, 该 β 中尺度对流系统具有独特的动力和热力结构。其动力特征是强上升运动和超强散度柱与对流层低层强涡度互耦发展, 热力特征是对流层低层具有对流不稳定能量, 中层具有斜压不稳定能量。中尺度对流系统具有两支上升入流和两支下沉出流, 低层入流(东南气流)触发低层对流不稳定能量释放, 中层入流(高原近地层偏西暖湿气流)触发中层大气斜压不稳定能量释放, 两种不稳定能量共同作用促使对流雨团强烈发展, 形成绵阳大暴雨。

关键词 青藏高原东侧暴雨 β 中尺度对流系统 数值模拟

1 引言

2001 年 9 月 18 日夜间至 20 日, 四川省绵阳市连续两天发生了特大暴雨(下称“9.18”大暴雨)。暴雨过程突发性强、降水强度大、降水区域狭窄, 其中绵阳市 12 h 降水达 235 mm, 给当地人民的生命财产造成了巨大损失。对这次过程已进行一些天气诊断分析及数值模拟^[1~5]。黄成亮等^[4]利用每小时的雷达回波资料, 仔细研究了大暴雨雨团的发生和演变过程, 结果显示这次暴雨过程是由一个中尺度对流系统的发展引起的, 在雷达回波最强盛时, 中尺度对流云长约 200 km, 宽约 50 km, 高约 7 km。从水平尺度看, 这是一个典型的 β 中尺度对流系统。由于暴雨区位于我国第二、三级地形台阶上, 具有海拔高度陡升, 中尺度地形复杂的特点, β 中尺度强对流暴雨又是诱发地质灾害的关键因素。如这次暴雨就引起了绵阳地区的山洪、泥石流灾害, 因而深入认识该地区 β 中尺度对流系统产生的物理机制和结构, 对提高这类暴雨的预报能力和减灾防灾具有重要意义。

由于目前常规观测资料的时空分辨率太低, 不足以分辨 β 中尺度对流运动的结构和发生发展及演变过程, 因而高分辨数值模拟成为研究中尺度运动的一个重要工具。近十几年来, 已利用高分辨率数值模式对中尺度运动包括 α 和 β 中尺度进行了大量的数值模拟和诊断研究^[6~9], 取得了许多有意义的成果, 但这些研究大都是针对我国华南暴雨和长江中下游梅雨

锋暴雨的,对发生在青藏高原东侧的中尺度暴雨特别是 β 中尺度暴雨的数值研究较少。本文利用高分辨率数值模式模拟“9.18”大暴雨,了解高分辨率数值模式对青藏高原及邻近地区中尺度运动的模拟能力,在此基础上,用模式输出资料揭示“9.18”暴雨发生发展及其环流演变特征,希望能对青藏高原及邻近地区的 β 中尺度对流系统发展演变及结构特征等有一些初步了解。

2 试验模式简介

何光碧等^[11]已采用成都区域中心 80 km 分辨率的 η 模式模拟了这次强降水过程,24 h 模拟最大降水为 150 mm,但中心偏北。由于所采用的模式分辨率较低,文中没有分析 η 模式对这次 β 中尺度系统的模拟能力。

本文采用美国 PSU/NCAR 的高分辨率中尺度非静力 MM5 模式 V3.4 版。模拟区域中心为 30°N,105°E,采用二重嵌套,粗网格区域是东亚区域,子域覆盖四川盆地(图 1)。粗网格格距为 54 km,格点数是 101×101,细网格格距为 18 km,格点数是 103×103,模式垂直坐标 $\sigma = (p - p_t)/(p_s - p_t)$,其中 p_t 和 p_s 分别是地面气压和模式层顶气压(30 hPa),垂直方向为不等距的 24 层, σ 值分别为 0.00,0.99,0.98,0.96,0.93,0.89,0.85,0.80,0.75,0.70,0.65,0.60,0.55,0.50,0.45,0.40,0.35,0.30,0.25,0.20,0.15,0.10,0.05,0.00,边界层分为 5 层。

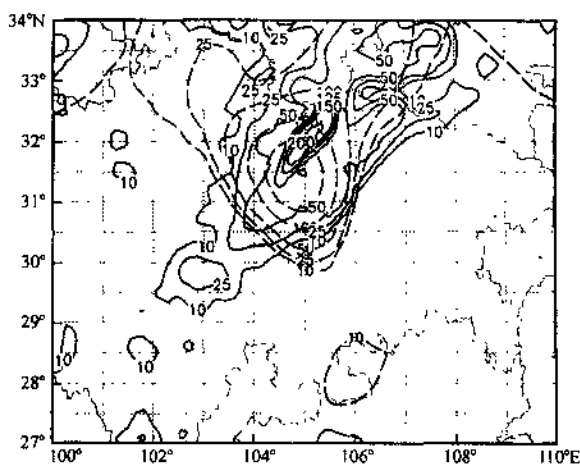


图 1 9 月 18 日 12 时—19 日 12 时 24 h 降水实况(虚线)和模拟(实线)对比(单位:mm)

模式的物理过程包括:可分辨尺度降水采用 Dudhia 简单冰相方案^[10],积云对流参数化方案采用 Anthes-Kuo 方案^[11],边界层采用 MRF 高分辨率方案^[12],辐射采用 Dudhia 云辐射方案^[10]。数值计算采用时间分裂方案,外部区域积分步长为 120 s。侧边界条件的处理方式是:外部区域与国家气象中心业务全球模式 T106L19 单向嵌套,内部区域采用双向嵌套方案。

客观分析采用修正的 Cressman 香蕉型权重系数逐步订正分析方法,利用东亚地区常规地面资料和探空资料,对背景场(T106 全球格点场)进行再分析和非静力初始化后,获得模式初值和边界条件。模式积分时间从 2001 年 9 月 18 日 00 时(世界协调时,下同)开始,至 20 日 00 时结束,涵盖了暴雨全过程。以下诊断和结果分析都基于细网格模式输出。

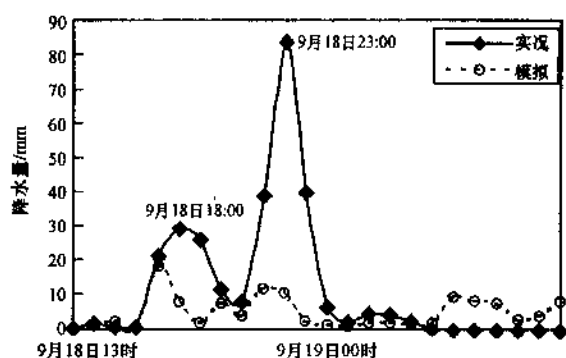
3 实况与模拟对比分析

3.1 降水的比较

“9.18”暴雨的强降水主要集中在 9 月 18 日 12 时到 19 日 12 时,图 1 是 24 h 降水实况和模拟对比。实况强降水带呈东北-西南向,强降水中心位于绵阳市和德阳市,绵阳市(31.47°N,

104.68°E)24 h 降水量达 281.5 mm,德阳市(31.15°N,104.38°E)达 283.1 mm。24 h 模拟降水量显示,MM5 模式很好地模拟了这次暴雨的雨强和落区,模拟的强降水中心最大值超过 200 mm,暴雨落区也在川西北,强降水中心位于 32°N,105°E,非常接近实况降水中心位置。

上面已提到,雷达回波(详见文献[4]中雷达回波图)显示绵阳有两次强对流活动,且对应着两个强降水时段。图 2 是绵阳每小时降水实况和模拟对比。实况的第一个强降水时段发生在 9 月 18 日 17~19 时,其中 18 时的降水量达 30 mm。第二个强降水时段发生在 9 月 18 日 22 时至 19 日 00 时,其中 23 时降水超过 80 mm。模拟的每小时降水量尽管较实况偏小,但模式对这两次强降水发生时段模拟也较成功;



18 日 17 时,模式降水显著加大,1 h 降水量达 20 mm,随后趋于减弱;18 日 22 时,模式降水再次增强,1 h 降水 > 10 mm,持续近 2 h。

图 2 绵阳每小时降水实况和模拟对比(单位:mm·h⁻¹)

图 3 是第一段强对流发展期的实况卫星云图和 1 h 模拟降水量的比较。从卫星云图可以看到,18 日 12 时,青藏高原至我国华北有一条东北-西南向的云带,青藏高原东部有一些对流云团发展,1 h 模拟降水量显示,四川北部有零星降水,但最大降水中心值仅为 2.5 mm·h⁻¹,绵阳(31°N,105°E 附近)所在地区没有强对流云团。18 日 16 时,四川盆地西部发展出略呈东北-西南向的强对流云团,1 h 模拟降水量显著加大,强降水中心值出现在绵阳附近,超过 20 mm。18 日 20 时,强对流云团与其北部的云团合并减弱,模拟的 1 h 雨量也减弱。可见,高分辨率模式较好地模拟了第一段强降水期的降水云团发生地点和发展过程。

以上分析表明,高分辨数值模式较成功地模拟了“9.18”大暴雨的降水分布、时间演变特征和强降水期的雨团发生地点和发展过程。

3.2 中尺度扰动的比较

暴雨期四川盆地高空出现了一支偏南风急流,最大风速超过 12 m·s⁻¹(700 hPa 的风速超过 14 m·s⁻¹)(图略)。图 4 是边界层顶附近 850 hPa 层上的实况和模拟流场。由实况图可见,9 月 18 日 12 时至 19 日 12 时,低空急流中有一个中尺度涡旋扰动发生发展。9 月 18 日 12 时,四川东部是东南气流,西部是西南气流,两者在四川南部陡坡地形上交汇形成一条辐合线(图 4a)。9 月 19 日 00 时,四川西北部出现了偏西北气流,与四川东部的偏东南气流交汇在四川北部又形成气流辐合线,辐合线上还出现了一个 β 中尺度涡旋(图 4c)。至 19 日 12 时,该涡旋进一步发展加深并东移到盆地南部(图 4e)。至 20 日 00 时涡旋减弱消失(图略)。由上可见,在低层 β 中尺度涡旋形成和发展过程中,四川盆地西北部出现了强降水,暴雨中心就位于辐合线东南气流一侧,表明强降水与低层 β 中尺度涡旋发展相伴。

从模拟结果可以看到,模式较好地模拟了发生在青藏高原陡坡地形上的中尺度扰动形成和发展过程,18 日 12 时(图 4b),四川受偏南风气流控制,其中东南气流与西南气流在盆地西部交汇,在四川南部形成辐合带,与实况吻合。19 日 00 时(图 4d),四川西部转为偏西北气流,与东南气流在四川中部交汇,形成东西风交汇的辐合线,位置与实况基本一致,辐合线上还出现了两个 β 中尺度涡旋,较北的一个气旋式涡旋位于绵阳和德阳的西南部,中心位置 29.5°N,103°E,接近实况。至 19 日 12 时,南风气流加强,中尺度涡旋强度减弱,四川南部有一个气旋

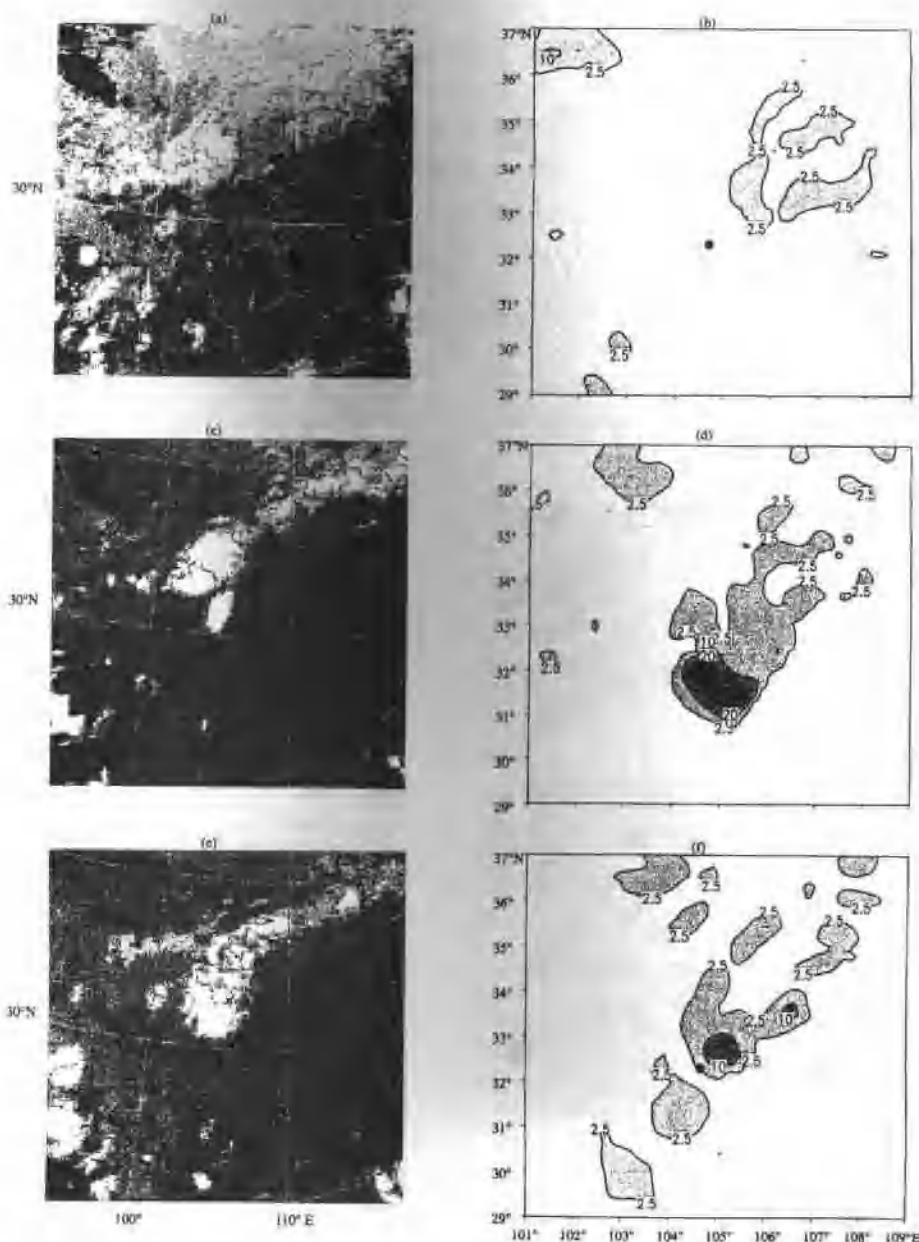


图3 9月18日12时~20时实况卫星云图(a,c,e)和前1 h模拟降水量(mm)(b,d,f)
(a,b)12时,(c,d)16时,(e,f)20时

性环流,与西南气流交汇形成气流辐合线,但四川北部则是一致的南风气流,没能模拟出北段的辐合线。总的来看,模式对青藏高原陡坡地形上的 β 中尺度涡旋形成和路径的模拟与实况基本一致。

由降水和低层中尺度涡旋的实况和模拟结果比较可知,高分辨数值模式不仅可以较成功地模拟“9.18”大暴雨的降水,还可以模拟低层中尺度涡旋的形成、移动路径。

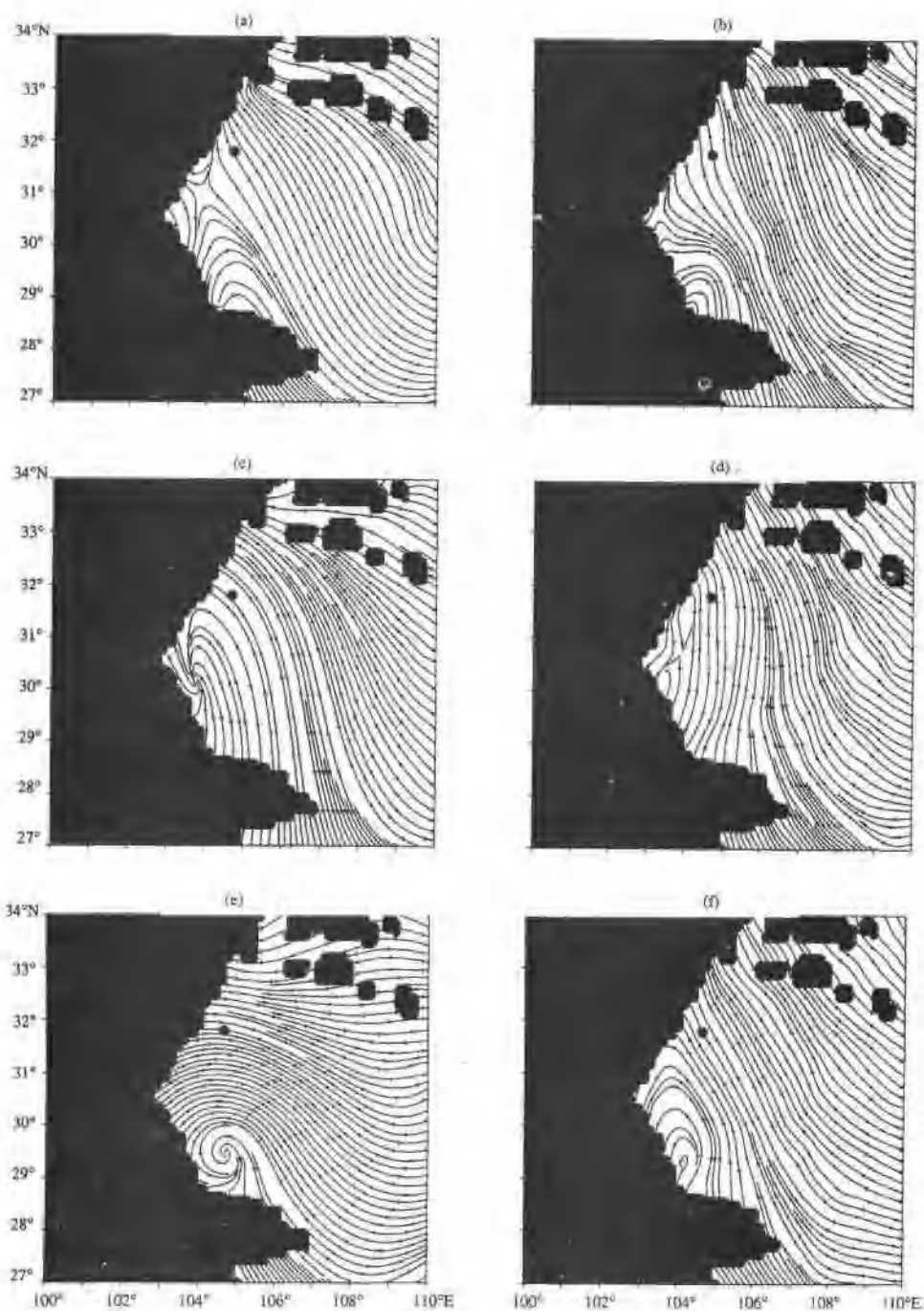


图4 实况(a,c,e)和模拟(b,d,f)的850 hPa层流场
 ●表示南阳和德州的位置,(a,b)18日12时,(c,d)19日00时,(e,f)19日12时

4 中尺度系统发展结构的模拟分析

在上一节已注意到,绵阳的强降水与低层中尺度涡旋的发展有关,模式对降水和中尺度涡旋的成功模拟为进一步研究中尺度涡旋和雨团的结构提供了良好的基础。下面通过模式输出,分析 β 中尺度涡旋发生发展过程和动力热力结构特征。

4.1 对流层低层中尺度扰动的水平流场结构

图5是18日13—18时边界层顶附近850 hPa上的流场和前1 h降水量模拟。由图可见,

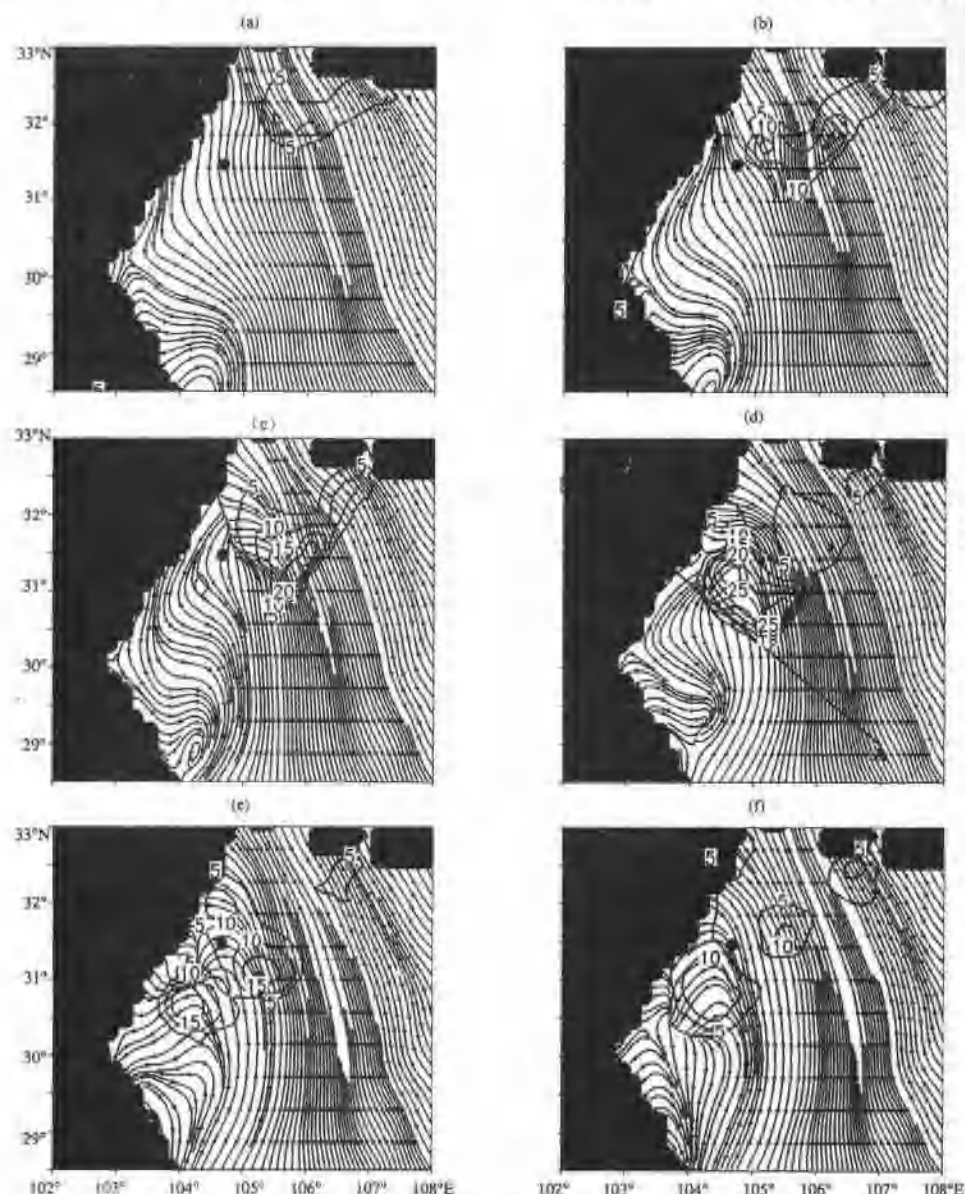


图5 850 hPa层上的流场和前1 h降水量模拟

(a)~(f)分别是18日13—18时,图中阴影区为降水量(单位:mm),AB线是图8和图11的剖面位置,●暴雨中心绵阳

18日13时,绵阳地区受一支强盛的东南气流控制,在其东北方向有一片雨区,西南方向有一个反气旋式涡旋。14时在绵阳附近出现了一个中尺度辐合扰动,雨区向辐合中心靠近,形成一个强降水雨团,中心降水值超过15 mm。15时辐合扰动继续维持发展,雨团略微南移,降水强度继续增大,中心最大值超过20 mm。与此同时,在反气旋式涡旋东侧新生一个环流完整的气旋式涡旋,在涡旋北部(绵阳西南侧)出现了一个5 mm降水的雨团,在随后的1 h里,辐合扰动区开始向 β 中尺度涡旋环流中心靠近,雨区也随辐合扰动向西南方向移动。至16时,雨团发展旺盛,强降水范围明显加大,中心最大值超过25 mm。17时辐合扰动向 β 中尺度环流中心汇合,雨团也分裂为三个,分别位于绵阳的北侧、东南侧、西南侧。可以看到,西南侧雨团的流入气流是中尺度涡旋中心的流出气流,北侧和东南侧的雨团是盆地内的东南风急流。18时辐合扰动与中尺度涡旋合并,流场上出现了三个涡旋中心,气旋式涡旋和反气旋式涡旋的成对出现,意味着形成了一个中尺度的垂直环流,此时,强降水雨团明显南移,但强度减弱。

当我们逐层向上分析时,发现边界层内的中尺度扰动主要出现在850 hPa以下。图6是850 hPa和700 hPa的16 h模拟流场。由图6可见,在850 hPa上,绵阳西南侧出现了一个气旋式涡旋中心。在700 hPa上,以西南气流为主,绵阳附近有较弱的气流辐合,但没有出现气旋式辐合中心。600~500 hPa(图略)以上全都受西南气流控制,分析不出中尺度涡旋扰动。

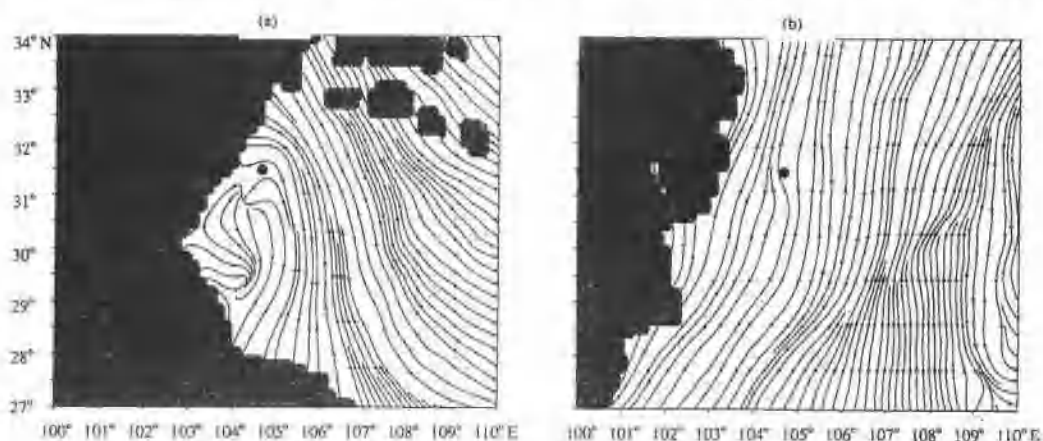


图6 9月18日16 h的模拟流场

阴影区为青藏高原及山区,(a)850 hPa,(b)700 hPa。

由上可知,绵阳地区强降水雨团的发展与一个尺度较小的辐合扰动和 β 中尺度涡旋环流的发展和移动相伴。辐合扰动从边界层发展起来,同时还诱发了对流层低层的 β 中尺度涡旋,时间尺度大约为6 h,最大伸展高度只到700 hPa。

4.2 β 中尺度系统的发展过程

图7是气旋式辐合中心所在的104.2°E,31°N格点上涡度和散度随时间的变化。从图7a可见,积分至18 h,首先在对流层低层出现了强度 $>20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度区;20 h模拟的边界层正涡度中心值超过 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,且在以后的积分时段内边界层始终维持一个正涡度大值中心。从图7还可以看到,当边界层正涡度发展时,对流层中高层的正涡度发展较弱。对比图7a和b可见,在正涡度发展之前,对流层低层已出现了很强的气流辐合,正涡度发展最强盛的18日18时至19日00时,对流层低层始终维持强负散度,对流层中高层也有很强的散度中心,形成超强散度柱。这表明低层很强的气流辐合触发低层正涡度发展,并在整层大气形成强

上升气流和超强散度柱,促使对流发展,形成 β 中尺度对流系统和强降水。

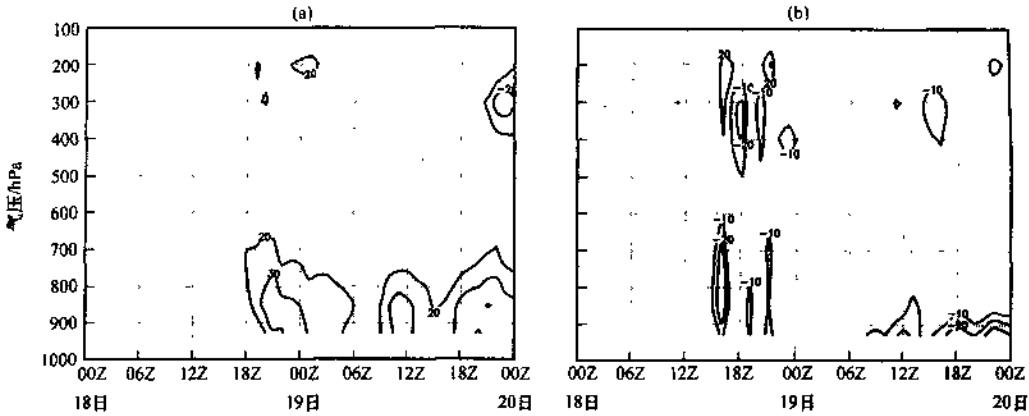


图7 104.2°E,31°N格点上模拟涡度(a)和散度(b)变化(单位: $\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)

4.3 β 中尺度系统的动力和热力结构

对长江中下游梅雨锋暴雨中尺度对流系统的研究表明^[9],触发梅雨锋暴雨的 β 中尺度系统动力和热力结构特征是强上升运动与高温高湿饱和气柱互耦,强散度柱与强涡度柱互耦发展。但对这次暴雨过程的分析表明,受青藏高原东麓陡升地形影响,形成本次强降水的 β 中尺度对流系统的动力和热力结构与梅雨锋暴雨有差异。

图8是中尺度扰动发展最强盛时(18日16时)穿过扰动中心的垂直速度、散度、涡度、假相当位温、雨水、云水的模拟垂直剖面图。

首先,我们来看中尺度系统的动力结构。图6a显示, β 中尺度系统位于四川盆地向青藏高原陡峭地形过渡的104°E~105°E区域。图8a表明,对流层低层的东南气流与地形正交,在地形陡升区(104°E~105°E)形成超强上升运动气柱,最大上升速度在400 hPa附近,高达 $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。在对流层低层,由于地形的抬升作用,在103°E~105°E形成很强的辐合气流,与边界层强负散度区对应(图8b)。最强的负散度区位于104°E~105°E,中心值 $< -30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在对流层高层200 hPa,104°附近存在中心值 $> 40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的超强正散度区,与边界层的负散度区共同构成超强散度柱。从图8c可见,正涡度大值中心均出现在低层大气内,有三个正涡度大值区,分别位于105°E,103°E和101.5°E附近,中心正涡度值均超过 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。高层大气的正涡度发展不明显,最大正涡度中心值仅为 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。而强降水正发生在具有强散度柱和强上升运动的区域,表明在地形陡升区,强烈的地形抬升作用触发低层暖湿空气急剧上升,形成超强散度柱和低层强涡度柱,这是本次过程 β 中尺度系统的主要动力特征。

再来看中尺度系统的热力结构。图8d显示,本次过程的高湿高湿区域仅出现在对流层低层。在600 hPa以下, $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 是位势不稳定层结;在600 hPa以上, $\partial\theta_{se}/\partial z > 0$ 是位势稳定层结。与我国梅雨锋暴雨 β 中尺度系统的整层空气柱都是高湿高湿的热力结构有较大差异。雨水和云水的垂直剖面图(图8e,f)表明,云水和雨水大值区域位于最大垂直上升运动区域的东侧,在105°E附近有明显的接地雨水,500 hPa的雨水混合比 $> 0.4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,600 hPa的云水混合比超过 $0.4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。可以看到,最大雨水和云水区域对应着边界层假相当位湿大值区。

4.4 对流层高层水平流场结构

“9.18”暴雨期,200 hPa上有一支非常强大的高空急流,中心风速达 $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上(图

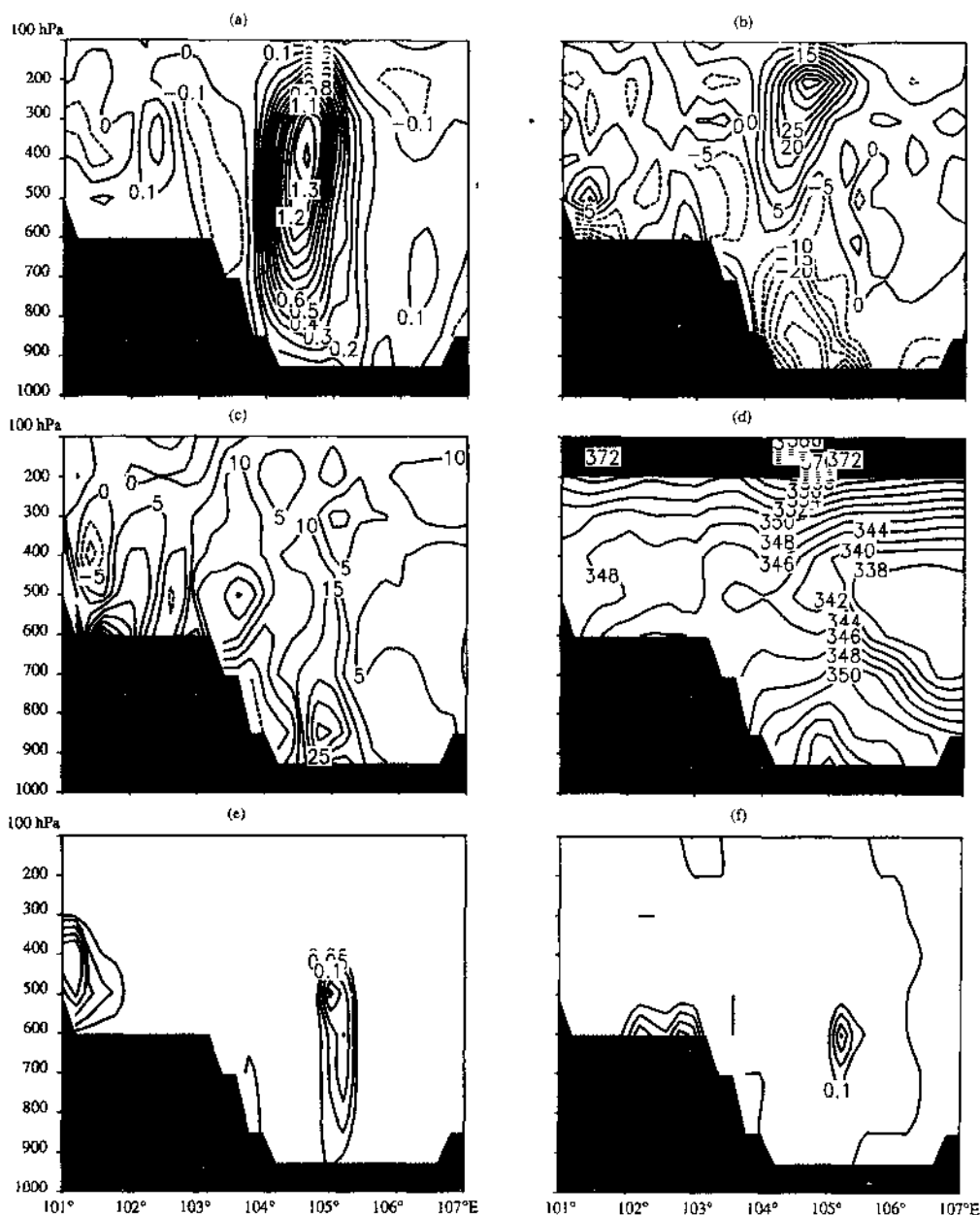


图8 穿过中尺度扰动中心(图5d中AB线)的16 h模拟垂直剖面
(a)垂直速度($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b)散度($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$), (c)涡度($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$), (d)假相当位温(K),
(e)雨水($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), (f)云水($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)

略),四川正位于高空急流轴入口区右侧的强辐散区,通过对对流层中高层的流场分析发现,绵阳地区的强降水与200 hPa的一个反气旋涡旋的移动和发展有密切关系。图9是暴雨发展期200 hPa流场和1 h降水量模拟。由图可见,在四川盆地西部陡坡地形边缘是气流辐散区,辐散区还有中尺度反气旋性式涡旋扰动,类似于一个抽气机,有利于对流层中低层气流的垂直上升运动和对流发展,

9月18日12时,绵阳以北的 32.5°N , 105°E 附近,有一个中尺度反气旋扰动,与之相伴的

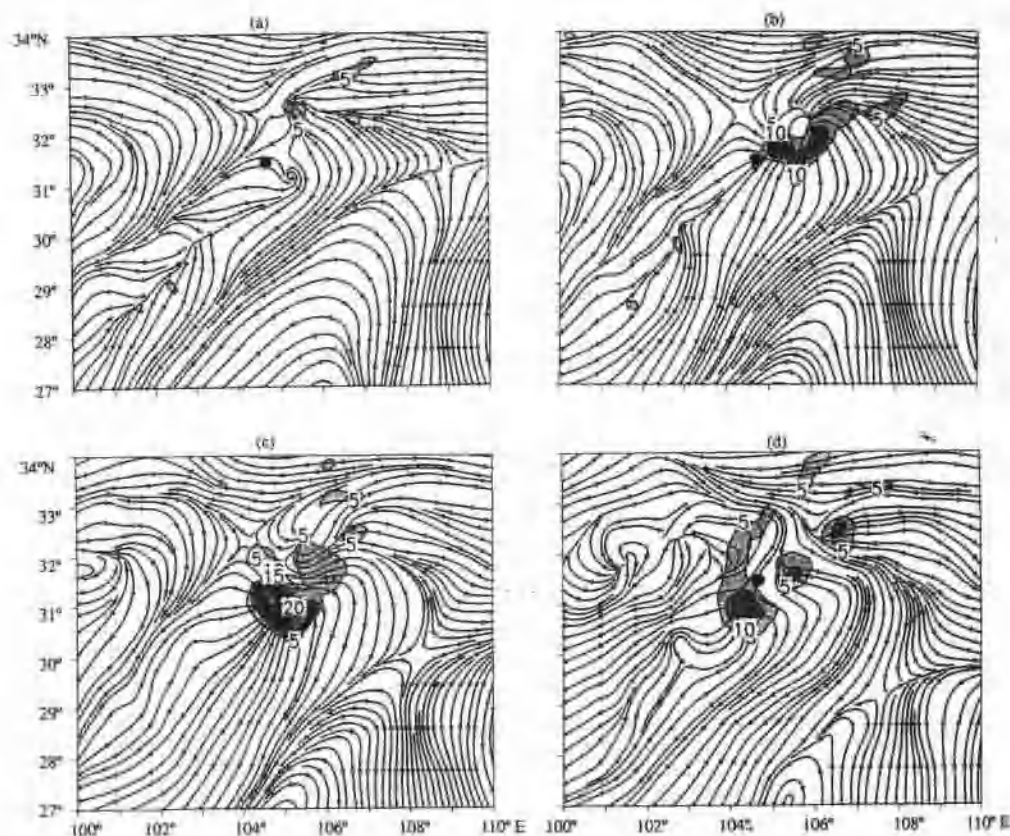


图9 200 hPa模拟流场和1 h模拟降水量(单位:mm)

(a)12时,(b)14时,(c)16时,(d)18时。●:暴雨中心绵阳

是 >5 mm的一片雨区。18日14时,反气旋性涡旋和气流辐散强度明显加强,雨区强度和范围也随之增强,每小时降水中心值超过10 mm,并南移至绵阳北侧。16时上述反气旋涡旋强度减弱,但在绵阳南侧又新生一个气流辐散区,地面对应1 h降水量超过25 mm的强降水区,形成第一次降水高峰。18时原中尺度反气旋性涡旋消失,雨区分裂为三个雨团,降水趋弱。

由上可见,18日12—18时200 hPa上存在中尺度反气旋性涡旋,其强度和移动方向的变化与雨团的发生发展和移动有很好的对应关系,反气旋性涡旋中心自东北向西南方向移动,形成了东北-西南向的降水带。

5 中尺度雨团的垂直环流特征

以上分析表明,触发绵阳强降水的中尺度对流系统是一个浅薄的系统。在强降水区域,600 hPa以上是稳定层结,不利于对流向上发展,但雷达回波显示中尺度对流云系伸展到7 km,对流又是如何在中高层获得强烈发展的呢?通过以下对降水雨团的三维结构分析,对此做进一步的研究。

2001年9月华西秋雨异常严重。从图8d可见,假相当位温在四川盆地以东的500 hPa附近最低,形成一个338 K的干冷空气堆,与来自孟加拉湾的西南暖湿气流在四川盆地、陇南、陕南一带交汇,在对流层中层形成一条倾斜的等位温锋区。即使在400 hPa仍看到明显的位

温锋区。图 10 给出了 β 中尺度对流系统最强盛时 400 hPa 的模拟假相当位温和风场分布。从图可见,与盆地以东地区相比,青藏高原是高位温区。在 $31^{\circ}\text{N}, 104^{\circ}\text{E}$ 附近有一个中尺度小槽,槽前是干冷空气,槽后是暖湿气流,形成本次过程期间中高层大气独特的热力结构。

图 11 给出了 β 中尺度对流系统最强盛时的模拟雨水含量和垂直环流剖面 (x 轴是 u 风量, y 轴的风是垂直速度 $\times 5$, 即垂直速度放大了 5 倍)。由图可见,从四川盆地向高原地过渡带上存在低层雨水,但只有在 $104^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$ 附近,才有一个高空伸展至 300 hPa 的接地雨水带,且最大降水也出现在这一区域(图略),与雷达回波观测一致。下面重点分析该雨团中的垂直环流结构。

对比图 8b 和图 11 可见,边界层的中尺度辐合扰动引起的垂直上升运动,触发位势不稳定能量释放和对流发展,形成低层雨水带。当雨团内气流继续上升至 600–400 hPa,与来自高原偏西暖湿气流汇合,沿倾斜锋面上滑促使斜压不稳定能量释放,触发更加剧烈的上升运动,形成中空雨水区。可以看到,中空雨水区最大值超过 $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,强度大于低空雨水区。由此推断,正是由于地形抬升作用而产生上升运动,促使低层中尺度扰动发展,触发低层位势不稳定能量和中层斜压不稳定能量释放,两种不稳定能量共同作用促使对流急剧发展,引发“9.18”大暴雨。

从图 11 还可见,进入雨团的上升气流有两支:一支是近地层暖湿的东南气流,从雨团下部流入,从雨团东侧流出,形成雨团的低空入流;另一支是对流层中层的偏西气流,从雨团西侧进入,从雨团西侧的对流层顶流出,形成雨团的中空入流。流出雨团的下沉气流也有两支,一支下沉气流由低空入流与中空入流在对流层中低层汇合后向东南流出,在 107°E 附近下沉,构成低层的中尺度垂直环流圈。这支下沉气流进入对流层低层后,由东南风引导再度汇入低空入流中。值得一提的是,低层垂直环流的中心也是南风急流轴线的位置(图略)。另一支下沉气流是由中空入流加速上升,在对流层高层折向西北流下沉,高层流出气流与 200 hPa 中尺度反气旋涡旋对应,并在雨团西侧形成一个垂直环流圈,有助于维持雨团内部的强上升运动。

6 结论

本文利用 PSU/NCAR 的非静力 MM5 模式,模拟了 2001 年 9 月 18 日发生在青藏高原东

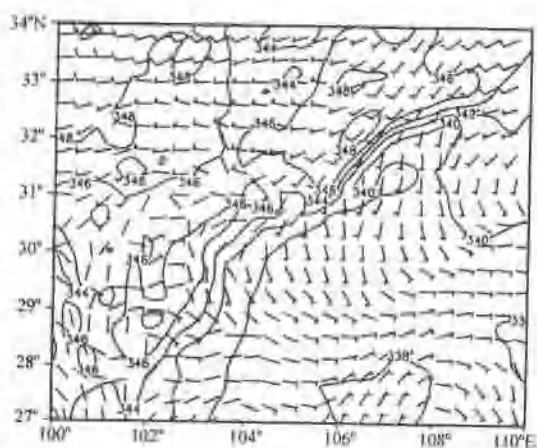


图 10 16 h 模拟的 400 hPa 的风场和假相当位温

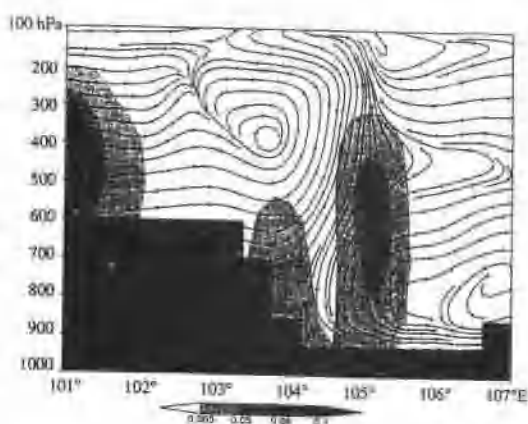


图 11 穿过中尺度扰动中心(图 5d 中 AB 线)的 16 h 模拟雨团 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 和垂直环流

图中阴影区模拟雨水含量超过 $0.005 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的区域,表示雨团的位置

侧的绵阳特大暴雨过程,用模式输出分析了引起强降水的 β 中尺度对流系统发生发展过程和动力热力结构,得到如下结论:

(1)高分辨率数值模式对青藏高原东侧的 β 中尺度运动具有较好的模拟能力,本文成功地模拟了引发“9.18”大暴雨的低层中尺度涡旋形成和移动路径。这为进一步研究适合高原地形特点的高分辨率数值模式提供了科学依据。

(2)模拟结果表明,“9.18”绵阳大暴雨与边界层内一个中尺度辐合扰动的移动和发展相伴,边界层的中尺度辐合扰动诱发了一个时间尺度约为6 h的 β 中尺度涡旋,且伴随着强降水雨团的强烈发展。

(3)引发“9.18”大暴雨的 β 中尺度涡旋是一个比较浅薄的系统,最大伸展高度为700 hPa。在对流层中层,表现为西风带的一个中尺度小槽,对流层高层则是中尺度反气旋性涡旋,雨团随200 hPa中尺度反气旋涡旋自东北向西南方向移动,形成了东北-西南向的降水带。

(4)受高原地形影响,触发本次强降水过程的 β 中尺度对流系统具有独特的动力和热力结构。最显著的动力特征是强上升运动和超强散度柱与对流层低层强涡度互耦发展,热力特征是对流层低层具有对流不稳定能量,中层具有斜压不稳定能量。

(5)对雨团的结构分析表明,中尺度对流系统具有两支上升入流和两支下沉出流,受地形抬升影响,低层入流(东南气流)触发边界层的中尺度辐合扰动发展,产生强烈的垂直上升运动,促使低层对流不稳定能量;中层入流(高原近地层偏西暖湿气流)与四川盆地东部的干冷空气相遇,触发中层大气斜压不稳定能量释放;两种不稳定能量共同作用促使对流雨团强烈发展,形成绵阳大暴雨。雨团内的两支上升入流和两支下沉出流还在低层和高层形成两个垂直环流圈,有利于维持雨团的垂直上升运动。

参考文献

- [1] 何光碧,肖玉华,顾清源. 2001. “9.18”川西北暴雨过程的数值预报与试验. 气象, 27(8):19~23
- [2] 陈静,李川,谌贵询. 2001. 低空急流在四川“9.18”大暴雨中的触发作用. 气象, 27(8):24~29
- [3] 郁淑华. 2001. 诱发泥石流灾害的四川盆地大暴雨过程分析. 气象, 27(8):30~33
- [4] 黄成亮,张卫,李庆. 2001. “9.18”四川盆地大暴雨雷达回波特征. 气象, 27(8):34~36
- [5] 梁立光,蒲明. 2001. “9.18”四川盆地大暴雨雷达回波特征. 气象, 27(8):37~40
- [6] 钱正安,顾弘道,颜宏等. 1990. 四川“81.7”特大暴雨和西南低涡数值模拟. 气象学报, 48(4):415~423
- [7] 陈忠明,缪强,闵文彬. 1998. 一次强烈发展西南低涡的中尺度结构分析. 应用气象学报, 9(3):273~282
- [8] 周秀骥,薛纪善,陶祖铎等. 2002. 98华南暴雨科学试验研究. 北京:气象出版社,220
- [9] 王智,翟国庆,高坤. 2002 长江中游一次 β 中尺度低涡的数值模拟. 气象学报, 61(1):66~77
- [10] Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci*, 46: 3077~3107
- [11] Hong Songyou, Pan Hualu. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon Wea Rev*, 124: 2322~2339
- [12] Anthes R A. 1977. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon Wea Rev*, 105:270~286