

青藏高原低涡研究的回顾与展望

刘晓冉,李国平

(成都信息工程学院大气科学系,四川 成都 610225)

摘要:青藏高原低涡是青藏高原地区特有的产物,是夏季高原上的主要降水系统,而东移出高原的低涡,又往往引发青藏高原下游地区一次大范围的灾害性天气过程。全面回顾了 20 世纪 70 年代后期以来,青藏高原气象学研究领域中有关高原低涡的研究进展,按天气学、动力学和数值模拟 3 方面对有关研究进行了分类,简要总结了各类研究涉及的重要问题及主要成果。在此基础上分析了存在的主要问题,展望了今后高原低涡研究的重要方向和基本趋势。

关键词:高原低涡;研究;回顾;展望

中图分类号:P433

文献标识码:A

前言

青藏高原在其动力和热力作用的影响下,是北半球同纬度地区气压系统出现最频繁的地区。可造成灾害性天气的高原低值系统主要有青藏高原 500 hPa 低涡(简称高原低涡或高原涡)、高原切变线、柴达木盆地低涡、西南低涡等^[1~4]。高原低涡是夏半年发生在青藏高原主体上的一种次天气尺度低压涡旋,它的垂直厚度一般在 400 hPa 以下,它的平均水平尺度 400~500 km,多数为暖性结构,生命期 1~3 d,它常在高原中西部生成,然后沿 32°N 附近的切变线东移发展,最后绝大多数在高原东部地形的下坡处减弱、消失,极少能移出高原主体,是高原地区特有的产物。高原低涡不仅是夏季高原地区的直接降雨系统,值得注意的是,在有利的环流形势配合下,少数高原低涡能够东移出高原发展,往往引发青藏高原下游地区一次大范围的暴雨、雷暴等灾害性天气过程。高原低涡移出高原后,其“北槽南涡”的天气形势是西北地区夏季大到暴雨的一种主要影响系统。东移的高原低涡与地面冷空气配合,夏季常在四川地区产生区域性暴雨天气过程,而当低涡东移出川时,又可影响长江中下游、黄淮流域、甚至华

北地区的强降水过程^[1~3]。例如,1993 年 7 月 28~29 日,受一次东移到四川峨嵋的高原低涡影响,造成青衣江流域发生了一次特大暴雨,峨嵋 17 h 降雨量达 524.7 mm,创四川省内日雨量最高记录^[5]。1998 年 6 月下旬至 8 月期间,与长江上游 8 次洪峰相对应的 13 次较强降水过程,都是由东移的高原低涡与西风槽结合形成低涡切变线所造成的^[6],高原低涡向长江流域的传播是 1998 年 7 月长江流域大暴雨发生的重要背景条件之一^[7]。高原低涡是特定季节和环流背景下,受高原下垫面热力、动力作用而形成的独特产物,是青藏高原地区的一种主要天气系统。对高原低涡的研究不仅是青藏高原气象学理论研究的一个重要问题,同时对提高高原及其下游地区的天气预报水平都有重要的实际意义。

对于高原低涡的结构、形成与发展及其造成的天气灾害等问题的认识和研究,一直为气象学家和预报员关心、重视,已经取得了一些研究成果^[1~3,8~9],这些成果主要集中在 1979 年第 1 次青藏高原气象科学实验(QXPME X)和 1998 年第 2 次青藏高原气象科学实验(TIPE X)前后。本文主要回顾了上个世纪 70 年代后期以来,关于高原低涡的天气学、动力学和数值模拟方面的研究进展,并分析了存在的主要问题,对今后高原低涡的研究动向作了

收稿日期 2005-11-04,改回日期 2006-02-20

基金项目 国家重点基础研究发展计划项目(2004CB418300)、国家自然科学基金项目(40375023)和成都信息工程学院科技发展基金项目资助

作者简介 刘晓冉(1982-),男,河南洛阳人,硕士,主要从事天气动力学研究。E-mail liuxiaoran8283@126.com.

初步展望。

1 高原低涡的研究进展

1.1 高原低涡的天气学研究

1.1.1 高原低涡的天气气候特征

20 世纪 60 年代吴永森等^[10]及陈乾^[11]首先指出高原低涡的天气事实,叶笃正、高由禧在 1979 年指出高原低涡的水平尺度约 500 km,垂直厚度约 2~3 km,遇有适宜的高空条件,它们也会发展移出高原^[1]。有组织、较系统的高原低涡研究活动出现在 1977 年以后,特别是 1979 年第 1 次青藏高原气象科学实验的实施,在高原西部和西北部设置了 4 个探空站,得到了较完整、较长时间连续的观测资料,从而对高原低涡的天气气候特征作出了许多有意义的基础性工作,大大丰富了人们对高原低涡的认识。

拉萨协作组^[2~12]根据 1969~1976 年 5~9 月天气图统计指出,产生低涡的源地有 4 个地区:羌塘、那曲、柴达木及松潘,其中以那曲产生的频率最高。初夏以冷涡为主,盛夏以暖涡居多,暖涡出现次数是冷涡的 2.2 倍。由于当时高原西部无探空站,高空测风站也很少,高原西部低涡的统计比实际偏少,影响了对高原低涡的进一步认识和研究。根据 1979 年 5~8 月青藏高原科学试验的加密观测资料,钱正安等^[13]的统计结果指出,高原低涡主要生成于 95°E 以西,涡源集中在那曲附近和申扎—改则一带。罗四维等^[14]的统计结果指出,高原低涡主要产生在 30°~35°N 的纬带内,出现次数最多的地区由那曲(95°E)附近西移到班戈湖(89°E)附近。低涡绝大多数产生在高原西部,消失于高原东部地形的下坡处,极少移出高原,这与一般低压在下坡方生成和加强是完全不同的,可见高原低涡是高原地区特有的产物。为了克服主观分析方法的误差,罗四维等^[15]又使用 FGGE III b 资料对 1979 年 5~8 月 500 hPa 进行客观分析,得到的高原低涡的地理分布图在狮泉河以西,改则双湖以北也有不少低涡产生。由此可见,不同资料、不同分析方法得出的涡源空间分布有所不同,其主要原因是观测资料时空密度不够,这需要长时间序列、高分辨率的观测资料及研究工作进一步验证。

关于影响高原低涡生成因子的研究,钱正安等由事实分析提出了相对涡度、正压不稳定性、风的垂直切变、地面感热、层结稳定性和相对湿度等 6 个低涡生成发展的气候因子,并设想了高原低涡生成的

物理图像^[13]。不过该物理图像是针对具体的生涡过程的研究结果,主要考虑了高原热力作用的贡献,没有将高原大地形的动力作用有效地考虑进去。关于高原低涡降水的研究,陈产贤分析了 1979 年 5~8 月高原主体降水情况与高原低涡的关系,指出高原低涡是高原上产生降水的主要天气系统之一^[16]。刘富明等^[17]将低涡中心移到 100°E 的低涡定义为东移出高原的低涡,普查 1965~1982 年 6~8 月东移出高原的低涡及其与四川盆地暴雨的关系发现,东移出高原的低涡大多数都引起了四川盆地暴雨,这类低涡与四川夏季暴雨有密切的关系。

综上所述,尽管在青藏高原低涡的天气气候特征分析方面已做了大量工作,但总体来看,这些分析工作所使用的资料年代都比较短,而且多集中在第 1 次青藏高原气象科学实验时期,再加上高原上空本身高空气象站稀少,所以继续加强高原的观测,利用长时间资料,对高原低涡的天气气候特征进行统计分析,揭示高原低涡发生发展的环境条件及活动规律等,这些仍是值得进行的基础性工作。

1.1.2 高原低涡的结构

青藏高原主体的高原低涡主要有 3 类:有锋区配合的称为斜压涡;有冷中心或冷槽相配合的称为冷涡;位于暖脊或暖中心附近的称为暖涡。一般将生成于 92.5°E 以西的高原主体地区,东移到 92.5°E 以东的高原东部及其以东地区,且持续 36 h 以上的低涡称为发展东移的低涡;将生成于 92.5°E 以西的高原主体地区,并在该地区生消,并不移到高原东部,且持续 36 h 以上的低涡称为原地生消的低涡。

关于高原低涡的结构研究,早期人们一般常用的方法多为平面图、剖面图等,所得到的高原低涡的结构非常粗糙、物理图像较模糊。1981 年高原气象拉萨会战组利用综合方法研究了高原东部涡的结构^[2]。钱正安等^[18]对一次雨季中高原西部初生涡的性质结构、水汽输送及能量学特征进行分析,指出西部初生涡比东部涡更浅薄,西部涡东移后兼有斜压性质,东移后是发展加强的。吕君宁等^[19~20]分别通过个例分析和综合方法就高原低涡发生发展各阶段研究了初生涡及成熟涡的结构,初生涡和成熟涡除热力性质不同外,其它物理量场的分布没有大的差异,初生期的高原西部低涡是从低层到高层都是一致暖性的暖涡;而成熟期的高原东部低涡是有与印度季风低涡类似的上暖下冷结构的冷涡,具有斜压性。与热带扰动相比,高原暖涡是一种尺度小、厚

度浅薄、强度弱、生命史短,受高原下垫面热力、动力影响而形成的一种特殊天气系统,由于高原下垫面与热带海洋相似,所以高原暖涡的结构与热带气旋有一些相似之处。乔全明也指出盛夏时高原低涡的云型与海洋上热带气旋非常类似,螺旋结构十分明显,卫星云图资料显示高原低涡也具有与热带气旋相似的眼结构、暖心结构等特征^[3]。罗四维等又利用客观分析方法和能量学诊断方法研究了1979年6月各种低涡的结构,进一步证实了高原低涡的上述结构特征^[9,21]。

1.1.3 高原低涡的天气诊断分析

刘富明等^[17]在对高原低涡普查的基础上,根据天气学环流形势的不同,将东移的高原低涡分为3种类型:高压后部的低涡、西风槽前部的低涡和切变线上的低涡。并归纳出这3类东移低涡在低涡的东部都具有高层质量辐散、低层质量辐合,上下层散度差为正值区的基本特征,高空辐散场是低涡东移的主导因子。罗四维等^[22]从能量计算角度,采用视热源方程、视水汽汇方程对一次高原低涡的产生及发展过程进行的诊断分析表明,这次低涡的生成、发展及消亡与它附近大气加热场变化有密切的关系,地面感热加热对低涡的生成发展起了决定性作用。马林等^[23]对青藏高原东部牧区1967~1996年30a中春季发生的成灾性降雪过程进行了较为详细的分析,发现有45%的成灾性降雪过程与该地区的高原低涡系统有关,并且利用 Q 矢量、扰动涡度方程、扰动水汽方程的诊断分析,指出高原切变线对高原低涡发生发展所起的重要作用。

随着卫星监测资料的日益完善,对高原地区气象台站稀疏是一个有益补充,而卫星测得水汽图像能反映对流层中上部(300~600 hPa)的水汽分布。郁淑华利用日本静止气象卫星GMS-5水汽通道测得的水汽图像,分高原低涡生成前、低涡形成稳定期和低涡东移3个阶段,分析了1998年8月一次东移出高原的高原低涡水汽图像,发现在水汽图像上出现水汽灰度值 ≥ 223 的水汽涡旋,并且这个水汽涡旋比高空天气图反映的低涡活动提前,这对高原低涡的活动有很好的指示意义^[24~25]。进一步通过分析水汽图像与降水关系发现,水汽梯度大值相对稳定的区域是强降水中心区,可以用水汽梯度大值区的移向作出强降水中心区的移向预报^[25]。但是上述这些特征仅是针对一个个例的分析,所以这些特征有待进一步的研究加以充实。宋敏红等^[26]通过

研究1998、1991年夏季高原低涡东移对西太平洋副高脊线及其伴随雨带摆动的影响,指出高原中东部地区300~500 hPa层之间的平均气柱厚度,可指示高原低涡的移动。高原低涡东移出高原,会激发西南低涡东移,将使西太平洋副高南落,长江中、下游流域产生暴雨。

孙国武等^[27]分析了青藏高原上空低频系统与高原低涡相互之间的联系。通过普查统计1973~1987年5~8月高原低涡出现次数,指出夏半年高原低涡具有明显的群发性,统计结果表明,在高原的西部、中部和东部地区,分别是高原大气低频系统生成的3个高频中心,也是高原低涡发生的3个高频中心。指出高原地区大气低频系统、高原低涡和高频扰动动能之间有很好的对应关系。高原大气瞬变扰动与低涡的联系,可能与瞬变扰动的高频、低频部分的叠加有关,它们之间存在着正反馈作用。但是,高原大气瞬变扰动和高原低涡之间存在的非线性相互作用的物理过程还需要深入研究。任振球对高原低涡新生区与重力异常的关系进行了初步分析,大部分新生的高原低涡正是新生在西藏西部的重力正异常区,而消失的高原低涡主要消失在青藏高原东部的重力负异常区。可见,青藏高原西部重力正异常对高原低涡新生的正反馈作用值得关注^[28],诚然这方面的研究也是初步的,重力异常对高原低涡的生消有多大贡献还需进一步研究。

高原低涡与西南低涡的相互作用是高原天气系统与背风坡浅薄天气系统耦合作用的典型代表,关于它们之间相互作用的研究,在上世纪80年代中期,刘富明等^[29]提出了青藏高原—四川盆地垂直涡旋耦合作用的观点,认为当两者处于非耦合状态时,将抑制背风坡系统发展,当两者成为耦合系统后,就会激发背风坡系统发展与暴雨发生。缪强等^[30]利用合成分析方法,分析了高原天气系统与背风坡浅薄天气系统耦合作用的天气学特征,指出高原低涡的东移发展与西南低涡的相互作用是诱发西南低涡发展和暴雨发生的重要形式。陈忠明等^[31]利用诊断分析方法,进一步剖析了高原低涡与西南低涡的耦合作用,指出高原低涡与西南低涡的相互作用因两者的位置配置不同而产生不同的结果。当移动的高原低涡中心位于 100°E 以西时,与之相联系的纬向涡旋环流与背风坡纬向涡旋环流处于非耦合状态,通过高原低涡中心及东部上升气流产生的补偿下沉气流加载在高原东侧,将抑制背风坡浅薄西南

低涡的发展。而当高原低涡东移到 100°E 以东时, 与之伴随的上升气流、正涡度同时叠加在背风坡浅薄西南低涡上空, 与西南低涡的弱上升气流和浅薄正涡度垂直耦合, 形成由低层贯穿到中层以上的正涡度区和上升气流柱, 导致原背风坡浅薄西南涡旋强烈发展。当高原低涡与西南低涡中心重合后, 两者发展到最强, 垂直合并为一个强大涡旋, 它的强上升气流会导致暴雨天气的产生。在两者相互作用的过程中, 由上下涡度平流强弱不同造成的垂直差动涡度平流而强迫激发的上升运动和气旋性涡度增强, 和由涡区内上下层大气运动的非平衡负值的垂直叠加而激发的辐合增长, 是导致高原低涡与西南低涡共同发展的两种动力机制。也有人认为夏季平均场上有从高原东移上升然后在高原东侧下沉的气流, 这可能抑制了西南低涡的发展, 但高原东缘的上升气流可能是中心在 100°E 以西的高原低涡东部的上升气流, 待高原低涡东移到 100°E 以东, 其东部的上升气流和高原东侧的弱上升气流叠加, 这加强了西南低涡的发展。综合这些研究工作发现, 对高原低涡与其它天气系统相互作用的分析还是较初步的, 所分析的样本也不够多, 还没有概括出它们相互作用的物理模型, 因此, 还需要继续加强这方面的工作。

1.2 高原低涡的动力学研究

在高原低涡的动力学理论研究方面, 高守亭等^[32]设计了一个转槽实验来研究具有大地形尺度的铃型山的背风波问题, 发现在季风区内, 青藏高原对切变线上低涡及气旋波的发展起着重要的驱动作用。孙国武等^[33]通过对 1980~1983 年 6 月青藏高原低涡发展东移和源地生消过程的动力学分析和计算, 指出高原 300 hPa 上西南风急流的存在直接导致平流作用项和非地转效应项的增大, 构成了低涡发展东移的动力因素, 与急流伴随相应的平流过程和调整过程有利于高原低涡的发展。关于高原低涡的非线性波动研究, 李国平^[34-35]等利用相平面分析法, 由非绝热大气运动方程组导出了与非线性重力内波有关的 KdV 方程, 然后用直接积分法得到两类有意义的孤立波解, 重点讨论了一类具有间断点的奇异孤立波解的特征, 并建立起这类奇异孤立波解与青藏高原暖性低涡的联系, 讨论了高原加热和层结稳定度对高原低涡生成和移动的作用, 并从理论上论证了高原低涡具有与热带气旋类低涡类似的涡眼和暖心结构的重要特征, 从非线性动力学角度讨

论了高原低涡的孤立波特征, 深化了人们对这类暖性高原低涡的认识。

由于高原下垫面特性和周围环境场的综合效应, 使暖性高原低涡的生成环境、结构特点和发生规律与热带气旋类低涡(Tropical Cyclone-Like Vortices, 简称 TCLV)类似, 李国平等^[36]借鉴研究 TCLV 的方法, 用新的观点研究了暖性高原低涡的 TCLV 特征。即将暖性高原低涡视为受加热和摩擦强迫作用, 且满足热成风平衡的轴对称涡旋系统, 通过求解线性化的柱坐标系中的涡旋模式的初值问题, 分析了地面感热对高原低涡流场结构及发展的影响。通过低涡流场分析, 从动力学角度论证了高原低涡“涡眼”结构的存在。通过对高原低涡的不稳定增长率的动力学分析, 指出高原地面感热对低涡的作用是否有利于低涡的发展与低涡中心和感热加热中心的配置有关。不稳定增长率与纬度成反比, 纬度越低, 越有利于低涡发展。因此, 在同样的热力强迫下, 高原低涡也不会发展到热带气旋那样的强度。李国平等^[37]利用上述涡旋模式, 还分析了边界层动力“抽吸泵”对高原低涡流场结构以及发展作用, 指出就系统发展趋势而言, 边界层动力“抽吸泵”对边界层中的对流活动和边界层以上高原低涡的发展作用正好相反。但是这个模型采用的是线性模式, 假设了高原低涡是小振幅的小扰动, 所以只能讨论生成和发展初期阶段的低涡。为了更好地研究低涡的发展阶段以及潜热作用, 需要进一步建立高原低涡的非线性理论模型。

可见对高原低涡的动力理论研究方面工作比较少, 尚没有形成完善的动力学理论体系。在为数不多的动力学研究中, 低涡的研究阶段以生成期居多, 研究方法多局限于线性方法, 对非绝热加热考虑比较粗糙, 没有结合最新的高原地面加热的计算结果。所以, 对高原低涡的动力理论研究亟待加强和深入。

1.3 高原低涡的数值模拟研究

杨伟愚等^[38]通过数值模拟研究得到, 高原地形的动力作用是高原主体及其东侧频繁出现低涡系统的重要因素。罗四维等^[39]利用 NCAR 中尺度模式 MM4 对 1979 年 6 月 29~30 日的一次高原低涡的生成发展过程进行了数值模拟研究, 通过对绝热、非绝热、有无地表感热潜热及降低地形等 6 个对比试验指出, 这次低涡主要是由非绝热过程引起的, 而动力过程是次要的, 在非绝热过程中, 地表感热通量的贡献最大。当半地形高度隆起至全地形时, 动力作

用和非绝热过程对低涡强度的贡献都是隆起前的 2 倍,可见高原大地形对高原低涡生成发展有重要作用。陈伯民等^[40]利用一个部分物理过程参数化经过适当改进的适合高原复杂地形的有限区域模式,通过对高原低涡的形成和发展 2 阶段进行了数值模拟试验,指出青藏高原低涡是一种强烈依赖于高原海拔高度这个地形因子,同时受高原上强不稳定层结、地面热通量和凝结潜热控制的局地性低压涡旋。在高原低涡的整个发展过程中,地面摩擦有一定的贡献,而边界层内的侧向摩擦和气柱中斜压性的影响随个例有所不同。在高原低涡的形成阶段,地面感热起了决定性作用。而在发展阶段,地面潜热的贡献比较大,凝结潜热对高原低涡的维持和发展却起着关键作用。根据以上诸因子在不同阶段对高原低涡的贡献,提出了雨季中典型高原涡形成和发展的概念模式。丁治英等^[41]利用我国西南地区有限区域嵌套细网格模式,通过对一次 600 hPa 高原低涡生成的数值试验得出,高原涡的生成与高原短波辐射加热密切相关,地面感热对高原涡的生成起主要作用,高原地形的存在也有利于高原涡与降水的生成。

为改进高原低涡的数值预报,陈伯民等^[42-43]利用一有限区域模式,进行了改进初始场和模式物理过程的高原低涡的数值预报试验,结果表明改进后的预报试验最终虽未报出闭合涡旋环流,但都报出了涡区气旋性曲率及垂直速度的增加,明显改善高原地区的降水预报,并在一定程度上改善了流场的预报,可见改进高原低涡数值预报的前景是令人鼓舞的。但在高原地区嵌套预报方案有待改进,还应继续努力提高模式对高原低涡流场的预报能力。何光碧等^[44]利用成都区域气象中心 η 坐标系模式,对 1998 年 8 月 19 日发生在高原背风坡西北部的一次暴雨过程进行了数值模拟试验,通过有无高原低涡对比试验,发现高原低涡对这次暴雨的强度、范围影响都很大。郁淑华^[25,45]等利用同一 η 模式对 1998 年 8 月 4 日的那曲高原低涡形成进行了数值模拟与试验,发现印度洋阿拉伯海是这次高原低涡形成的一个重要的水汽源,并且印度西部—阿拉伯海上空对流层上部水汽增加,可产生有利于高原低涡形成的高度场、温度场条件,对高原低涡的形成是有贡献的,而高原以南—孟加拉湾上空对流层上部水汽增加,对高原上空 500 hPa 温度场、高度场影响不大,对这次高原低涡形成没有贡献。

国外也有很多对高原低涡的研究,而且多集中在数值模拟研究领域。Dell'osso L^[46]用 ECMWF 的有限区域格点模式对低涡的发生和发展进行了数值试验,认为地表感热对低涡的发展有减弱作用。Shen R J^[47-48]用原始方程模式对高原低涡的发展进行了数值试验,认为潜热对低涡的发展很重要,感热能加强高原中部的低涡,但对南部接近拉萨的低涡作用不大,甚至抑止其发展。Kuo Y H^[49]用数值模式模拟指出高原边侧低涡是造成 1981 年 7 月的一次四川洪水过程的重要天气系统。Chang C P^[50]等用数值模式模拟了边界层和非绝热加热对移出青藏高原后迅速发展的低涡的作用。Bin Wang^[51-52]利用 GFDL 中尺度有限区域模式研究了 1979 年夏季造成暴雨的 2 个暖性高原低涡个例,以及低涡发展的垂直结构特征和成熟阶段有利于低涡东移的环流条件,提出了青藏高原暖性低涡发展的一种机制,即认为地面感热通量可明显降低层结稳定度、有利于产生高原边界层扰动,地面蒸发和季风水汽输送可显著增加边界层水汽含量,使潜热加热在低涡发展过程中起重要作用。因此认为雨季高原低涡的发展得益于高原的动力和热力作用,是大尺度环流、高原地形效应和积云对流潜热释放相互作用的结果。

2 高原低涡研究的展望

高原低涡作为青藏高原独特的天气系统,同时又是一种能带来灾害性天气的次天气尺度或中间尺度系统,对它的研究日益受到气象工作者们的重视。目前,国家自然科学基金、国家重点基础研究发展规划(973 计划)等资助的研究项目中都有对高原低涡的专题研究。今后一段时期,人们可能需要重点对高原低涡以下几个方面进行研究:

(1) 由于青藏高原台站稀少,对高原低涡的涡源时空分布、结构、移动规律等天气事实的揭示还不够充分,因此需要有效利用第 2 次青藏高原科学试验的观测资料、卫星遥感资料及雷达资料等新资料,进一步深入分析高原低涡的结构特征及活动规律。

(2) 高原的动力和热力作用对高原低涡影响十分显著,需要深入分析不同类型的加热因子和动力因子对高原低涡结构及发生、发展不同阶段的影响。

(3) 高原低涡与高原 500 hPa 切变线、西南低涡以及高原低频振荡的相互作用有了一定的研究,但是还不充分,与高原周围其它天气系统如南亚高压、印度季风槽等相互作用的研究还较少,这方面研究

需要加强。

(4) 目前对东移出高原的高原低涡的研究还比较少, 对于高原低涡东移出高原的大尺度条件以及东移出高原后不消失反而加强东移的机理等还不清楚, 关于这类高原低涡的研究应当是个重点。

(5) 以往对高原低涡的研究多集中在天气学方面, 动力学方面的研究工作相对较少。有必要加强动力学分析方法研究地形、急流切变等大尺度环境条件与中尺度高原低涡的相互作用, 以及暖性高原低涡与 TCLV 的比较与联系。同时利用数值模拟对低涡天气学诊断、动力学分析的结果进行验证, 对各种研究方法取得的结果进行集成, 归纳出高原低涡发生发展的机理。

3 结束语

本文回顾了 20 世纪 70 年代后期以来, 青藏高原气象学研究领域中有关高原低涡的研究进展, 按天气学、动力学和数值模拟 3 方面对有关研究做了分类, 简要总结了各类研究涉及的主要问题及重要成果。在此基础上分析了存在的问题, 展望了今后高原低涡的研究方向和趋势, 对这方面的进一步研究提出了一些观点与建议。

参考文献:

- [1] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979. 122-126.
- [2] 青藏高原气象科研拉萨会战组. 夏半年青藏高原 500 毫巴低涡切变线研究[M]. 北京: 科学出版社, 1981. 1-7.
- [3] 乔全明, 张雅高. 青藏高原天气学[M]. 北京: 气象出版社, 1994. 120-155.
- [4] 荣涛. 柴达木低涡特征及其预报[J]. 干旱气象, 2004, 22(3): 26-31.
- [5] 彭贵康. 青衣江流域'93.7"特大暴雨天气分析[J]. 四川气象, 1994, 14(2): 1-9.
- [6] 杨克明, 毕宝贵, 李月安, 等. 1998 年长江上游致洪暴雨的分析研究[J]. 气象, 2001, 27(8): 9-14.
- [7] 仪清菊, 徐祥德. 不同尺度云团系统上下游的传播与 1998 年长江流域大暴雨[J]. 气候与环境研究, 2001, 6(2): 139-145.
- [8] 章嘉嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 青藏高原气象学进展[M]. 北京: 科学出版社, 1988. 181-183.
- [9] 罗四维. 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究[M]. 北京: 气象出版社, 1992. 7-55.
- [10] 吴永森. 高原夏季 500 hPa 低涡的初步研究[A]. 青海省气象论文集(2)[C]. 1964. 18-19.
- [11] 陈乾. 青藏高原地区 500 hPa 低涡的天气气候分析[A]. 兰州天动会议技术资料[C]. 1964. 27-29.
- [12] 青藏高原低值系统协作组. 盛夏青藏高原低涡发生发展的初步研究[J]. 中国科学, 1978, 8(3): 342-350.
- [13] 钱正安, 单扶民, 吕君宁, 等. 1979 年夏季青藏高原低涡的统计分析及其低涡产生的气候因子探讨[A]. 青藏高原气象科学试验文集(二)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 182-194.
- [14] 罗四维, 王玉佩. 1979 年 5-8 月青藏高原地区天气系统的统计分析[A]. 青藏高原气象科学试验文集(一)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 269-278.
- [15] 罗四维. 青藏高原地区 500 hPa FGGE III b 风场订正方法及其分析[J]. 高原气象, 1990, 9(1): 1-12.
- [16] 陈产贤. 1979 年 5-8 月青藏高原降水分析[A]. 青藏高原气象科学试验文集(一)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 279-290.
- [17] 刘富明, 姚梅娟. 东移的青藏高原低涡的研究[J]. 高原气象, 1986, 5(2): 125-134.
- [18] 钱正安, 单扶民. 雨季中高原西部初生涡的分析[A]. 青藏高原气象科学试验文集(一)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 229-242.
- [19] 吕君宁, 郑昌圣. 雨季前的青藏高原低涡的研究[A]. 青藏高原气象科学试验文集(一)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 218-228.
- [20] 吕君宁, 钱正安, 单扶民, 等. 夏季青藏高原低涡的综合结构[A]. 青藏高原气象科学试验文集(二)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 195-205.
- [21] 罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 关于夏季青藏高原低涡的研究[J]. 中国科学(B辑), 1993, 23(7): 778-784.
- [22] 罗四维, 杨洋, 吕世华. 一次青藏高原夏季低涡的诊断分析研究[J]. 高原气象, 1991, 10(1): 1-12.
- [23] 马林, 张青梅, 赵春宁, 等. 青藏高原东部牧区春季雪灾天气的形成及其预报[J]. 自然灾害学报, 2003, 12(3): 61-68.
- [24] 郁淑华. 高原低涡东移过程的水汽图像[J]. 高原气象, 2002, 21(2): 199-204.
- [25] 郁淑华, 何光碧. 水汽图像在高原天气预报中应用的初步分析[J]. 高原气象, 2003, 22(增刊): 75-82.
- [26] 宋敏红, 钱正安. 高原及冷空气对 1998 和 1991 年夏季西太副高及雨带的影响[J]. 高原气象, 2002, 21(6): 556-564.
- [27] 孙国武, 陈葆德. 青藏高原大气低频振荡与低涡群发性的研究[J]. 大气科学, 1994, 18(1): 113-121.
- [28] 任振球. 全球重力异常对大气活动中心气旋多发区的影响地球物理学报[J]. 2002, 45(3): 313-318.
- [29] 刘富明, 杜文杰. 触发四川盆地暴雨的高原涡的形成和东移[A]. 夏半年青藏高原对我国天气的影响[C]. 北京: 科学出版社, 1987. 123-134.
- [30] 缪强. 青藏高原天气系统与背风坡浅薄天气系统耦合相互作用的特征分析[J]. 四川气象, 1999, 19(3): 18-22.
- [31] 陈忠明, 闵文彬, 缪强, 等. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J]. 高原气象, 2004, 23(1): 76-80.
- [32] 高守亭, 陈辉. 大地形背风波的转槽实验研究[J]. 气象学报, 2000, 58(6): 653-664.
- [33] 孙国武, 陈葆德. 初夏青藏高原低涡发展东移的动力过程[J]. 气象科学研究院院刊, 1988, 3(3): 56-63.
- [34] 李国平, 杨小怡. 热源强迫对非线性重力内波影响的初步分析[J]. 大气科学, 1998, 22(5): 791-797.
- [35] 李国平, 蒋静. 一类奇异孤波解及其在高原低涡结构分析中的

- 应用[J]. 气象学报 2000 ,58(4) :447 - 456.
- [36] 李国平 ,赵邦杰 ,杨锦青. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用[J]. 大气科学 2002 ,26(4) :519 - 525.
- [37] 李国平 ,徐琪. 边界层动力“抽吸泵”对青藏高原低涡的作用[J]. 大气科学 2005 ,29(6) :965 - 972.
- [38] 杨伟愚 ,杨大升. 正压大气中青藏高原地形影响的数值试验[J]. 高原气象 ,1987 ,16(2) :117 - 128.
- [39] 罗四维 ,杨洋. 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究[J]. 高原气象 ,1992 ,11(1) :39 - 48.
- [40] 陈伯民 ,钱正安 ,张立盛. 夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟[J]. 大气科学 ,1996 ,20(4) :491 - 502.
- [41] 丁治英 ,刘京雷 ,吕君宁. 600 hPa 高原低涡生成机制的个例探讨[J]. 高原气象 ,1994 ,13(4) :411 - 418.
- [42] 陈伯民 ,惠小英 ,钱正安. 青藏高原地区 FGGE IIIb 资料相对湿度场的分析与订正及其对预报影响的数值实验[J]. 高原气象 ,1994 ,13(4) :394 - 403.
- [43] 陈伯民 ,钱正安. 夏季青藏高原地区降水和低涡的数值预报试验[J]. 大气科学 ,1995 ,19(1) :63 - 72.
- [44] 何光碧 ,郝淑华. 四川盆地西北部一次暴雨过程数值实验[J]. 气象 2000 ,26(4) :7 - 11.
- [45] 郝淑华 ,何光碧. 对流层中上部水汽对高原低涡形成影响的数值试验[J]. 南京气象学院学报 2001 ,24(4) :554 - 559.
- [46] Dell'osso L ,Chen S J. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai - Xizang Plateau [J]. Tellus ,1986 ,38A : 236 - 250.
- [47] Shen R J ,Reiter E R ,Bresch J F. Numerical simulation of the development of vortices over the Qinghai - Xizang Plateau [J]. Meteor Atmos Phys ,1986 ,35 :70 - 95.
- [48] Shen R J ,Reiter E R ,Bresch J F. Some aspects of the effects of sensible heating on the development of summer weather systems over the Qinghai - Xizang Plateau [J]. Atmos Sci ,1986 ,43 :2241 - 2260.
- [49] Kuo Y H ,Chen L ,Bao J W. Numerical simulation of 1981 Sichuan flood part I : Evolution of a mesoscale southwest vortex [J]. Mon Wea Rev ,1988 ,116 :2481 - 2504.
- [50] Chang C P ,Hou S C ,Kuo H C ,et al. The development of an intense east Asian summer monsoon disturbance with strong vertical coupling [J]. Mon Wea Rev ,1998 ,126 :2692 - 2712.
- [51] Bin Wang ,Oranski I. Study of a heavy rain vortex formed over the eastern flank of the Tibetan Plateau [J]. Mon Wea Rev ,1987 , 115 :1370 - 1393 .
- [52] Bin Wang. The development mechanism for Tibetan Plateau warm vortices [J]. Atmos Sci ,1987 ,44 :2978 - 2994.

Review and Prospect of Research on the Tibetan Plateau Vortex

LIU Xiao - ran , LI Guo - ping

(Department of Atmospheric Sciences ,Chengdu University of Information Technology ,Chengdu 610225 ,China)

Abstract : The Tibetan Plateau vortex is the peculiar production over the Tibetan Plateau. It is the main rainfall system of the Tibetan Plateau in summer. The vortex moving east out of the plateau always gives rise to a large - scale severe weather process in the downstream area of the Tibetan Plateau. The research progress of plateau vortex in the field of Tibetan Plateau meteorology since late 1970s in 20th century is entirely reviewed in this paper. The research is classified into three aspects : synoptic meteorology , dynamics and numerical simulation , and the problems and major achievements of the research are summarized. On the basis of above , it is tried to analyze the existent problems , and to prospect the direction and trend of research on plateau vortex in the future.

Key words : plateau vortex , research , review , prospect