



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

博士学位论文

近 42 年暖季高原涡的统计特征、演变机理
及其与 MCS 的相互作用

作者姓名: 汤 欢

指导教师: 孙建华 研究员 中国科学院大气物理研究所

傅慎明 研究员 中国科学院大气物理研究所

学位类别: 理学博士

学科专业: 气象学

培养单位: 中国科学院大气物理研究所

2022 年 5 月

**Statistical Characteristics and Evolution Mechanisms of Tibetan
Plateau Vortices, and Their Interaction with MCS in Warm
Seasons During a 42-yr Period**

**A dissertation submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Doctor of Philosophy
in Meteorology**

By

Tang Huan

**Supervisor: Professor Sun Jianhua
 Professor Fu Shenming**

**Institute of Atmospheric Physics
Chinese Academy of Sciences**

May 2022

中国科学院大学
研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。

作者签名： 汤欢

日期：2022年5月26日

中国科学院大学
学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院有关保存和使用学位论文的规定，即中国科学院有权保留送交学位论文的副本，允许该论文被查阅，可以按照学术研究公开原则和保护知识产权的原则公布该论文的全部或部分內容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延迟期后适用本声明。

作者签名： 汤欢 导师签名： 孙建华 傅利

日期：2022年5月26日

日期：2022年5月26日

摘要

高原涡是青藏高原特有的一类中尺度涡旋，暖季（5-9月）高原涡频发，对高原及其周边地区的降水产生显著影响；此外，高原下游地区的灾害性天气也与高原涡的活动密切相关。高原涡的多样性与复杂性使得当前的业务模式对其降水的预报存在诸多不足，亟待改善，而对高原涡开展系统的研究是改善相关预报的关键手段。当前，高原涡的统计研究普遍基于分辨率较低的再分析资料，且整体年限较短；高原涡的演变机理研究多为个例研究，难以从共性上揭示主导此类涡旋演变的关键因子；高原涡与高原中尺度对流系统（Mesoscale Convective System, MCS）的研究工作彼此孤立，未能建立明确的联系。为此，本文通过设计高精度的高原涡三维客观识别算法，基于目前最高时空分辨率的再分析资料建立了1979-2020年暖季的高原涡活动数据集；基于此数据集，通过统计、合成和动力诊断等方法研究了高原涡的主要活动特征及长期变化趋势；在对高原涡进行合理的客观分类后，对比了各类高原涡的环流背景场、降水分布、三维结构等特征的主要异同点；从共性上揭示了各类高原涡的生成机制并厘清了高原涡和高原MCS的关系及相互作用。最后，基于统计结果，利用中尺度数值模式（Weather Research and Forecasting, WRF）进行了合成的半理想数值试验，对一类长生命史东移高原涡的演变机理进行了深入研究，得到的主要结论如下：

本文所发展的高原涡三维客观识别算法命中率达95.3%，既适用于高原涡也适用于其他类别的中尺度涡旋识别。经该算法客观识别及辅助修订后，建立了近42年暖季高原涡活动数据集，共包含涡旋15644例，平均每暖季生成数为372个，其中生命史 ≥ 6 h的高原涡为118个，是一类极活跃的中尺度系统。总体而言，高原涡大多是短生命史、准静止和垂直伸展浅薄的中尺度系统。生命史 ≥ 6 h的高原涡约占总数的34.47%，其中38.3%的高原涡属于移动型，仅24%的高原涡能伸展到400 hPa及以上。从长期趋势上看，生命史 ≥ 6 h的高原涡年生成数呈显著的增加趋势，气候倾向率为10个/10a，高原涡生成数目的长期趋势呈现出“海拔依赖”现象，即高海拔地区增温速率更快，其年际增加趋势也更快。移动型高原涡和准静止型高原涡日变化均呈“单峰型”，但其峰值分别出现在19时和22时（局地时），准静止型高原涡更依赖于地面热力状况，而移动型高原涡生成环境的动、热力条件更优，能够更早的生成。在高原西部生成的高原涡多于东部，

高原涡以东和东北路径为主，其移动路径与 500 hPa 的天气系统类别及引导气流有关。

各类高原涡的环流背景场、结构、演变机制和降水分布存在显著差异。移动型高原涡拥有更好的高空辐散条件并维持较强的高空急流（风速 ≥ 32 m/s），中层动力条件更优，其所伴随短波槽的强度更强。移出型高原涡大多生成在高原东部，垂直伸展深厚，其中心附近风速较大，湿度层也更为深厚，涡度柱向冷空气一侧倾斜。涡度收支合成诊断表明，散度项（辐合）是三类高原涡生成的最主导因子，其次是垂直输送项，而水平平流项和倾斜项主要延缓了高原涡的生成。相比而言，移出型高原涡表现出了最快的气旋式涡度增长过程，表明此类涡旋的发展最为迅速。此外，该类涡旋伴随着高层低值系统的东移，这也使得其垂直伸展最为深厚，可以抵抗其在移出高原过程中的衰减过程。通过定量计算高原涡对局地降水贡献，结果表明，在高原 21.75% 的区域上，高原涡对暖季总降水的贡献达 20% 以上，局部地区可以达到 40%。高原涡对微雨的贡献相对较小，对小雨及中雨的贡献相对较大。由于移动型高原涡涡源比准静止型高原涡涡源偏东，因此移动型高原涡降水的影响范围比准静止型高原涡更大，也更偏东，移出高原后，在更充沛的水汽条件配合下，高原涡的降水趋于更强。

基于 17 例长生命史、强降水、东移非移出型高原涡的合成半理想数值试验，研究发现，散度项和垂直输送项是这类高原涡正涡度制造的主要来源，而水平输送与倾斜项则主要起相反的作用。由于涡旋生成阶段的低层辐合较弱，其涡度增长较为缓慢，涡旋发展也较为缓慢。在高原涡发展东移过程中，低层辐合高层辐散、上升运动、对流凝结潜热之间形成正反馈，低层辐合通过散度项源源不断地制造气旋式涡度，垂直输送项将低层制造的气旋式涡度向涡旋的较高层次输送，这两者使得高原涡不断发展，高原涡的强度快速增强后稳定维持，其造成的降水也在快速增长后维持较强。消亡阶段，高原涡的低层辐合与上升运动均大幅减弱，在强倾斜项与水平输送作用下，高原涡迅速消亡，其降水也随之急速衰减。总体而言，此类高原涡由于未伴随对流层中高层的较深厚的低值系统，其垂直伸展较为浅薄，因此，最终未能移出高原。

高原涡和高原 MCS 之间存在密切的联系，两者相互作用的日变化主要受高原 MCS 日变化的影响。大多数情况下，高原 MCS 先于高原涡发生并触发高原

涡生成，这主要是由于高原太阳辐射日变化首先驱动高原 MCS 在午后生成，降水凝结潜热释放影响了高原大气的热、动力场，使得高原涡随后在夜间生成。由于高原 MCS 的作用，高原涡生成时的垂直运动和辐合更强，低层辐合迅速地制造正涡度，垂直运动将低层气旋式涡度向上输送，此两者共同导致了高原涡的生成。高原涡为高原 MCS 生成提供了更有利的动力场条件，由于高原涡的作用，高原 MCS 的生成阶段发展旺盛，其正涡度范围更大，垂直速度更强，黑体亮温（Black Body Temperature, TBB）最小值更小，云团面积和 TBB 梯度最大值也更大。

关键词：高原涡，高原降水，高原 MCS，演变机理，客观识别

Abstract

Tibetan plateau vortices (TPV for short) is a type of mesoscale vortex unique to the Qinghai-Tibet Plateau. They occur frequently during the warm season (May-September) and have a significant impact on the precipitation in the plateau and its surrounding areas. In addition, catastrophic weather in the downstream areas of the plateau is also closely related to the activity of the TPV. The diversity and complexity of the TPV make the current modes have many deficiencies in its precipitation forecast, which needs to be improved urgently. The systematic study of the TPV is a key tool to improve the related forecast. At present, the statistical research on the TPV is generally based on the reanalysis data with low resolution and short study period; the evolution mechanism of the TPV is mostly a case study, and it is difficult to reveal the key factors that dominate the evolution of these vortices from a common perspective; The research work on the TPV and plateau mesoscale convective system (MCS for short) is isolated from each other and fails to establish a clear connection. To this disadvantage, this paper established a TPV activity dataset in the warm season from 1979 to 2020 based on the reanalysis data with the highest temporal and spatial resolution by designing a high-precision three-dimensional objective identification algorithm for the TPV; based on this data set, the main activity characteristics and long-term variation trends of the TPV were studied by means of statistics, synthesis and dynamic diagnosis. The main similarities and differences of background circulation field, precipitation distribution, three-dimensional structure and other characteristics of various types of TPV are compared; the generation mechanism of various TPV from the commonality was revealed; the relationship and interaction between the TPV and the plateau MCS was clarified. Finally, based on the statistical results, a synthetic semi-ideal numerical experiment was carried out using Weather Research and Forecasting (WRF for short) model, and the evolution mechanism of a class of long-lived eastward-moving TPV was deeply studied. The main conclusions are as follows.

The 3D objective identification algorithm of TPV developed in this paper has a hit rate of 95.3%, which is applied to the identification both TPV and other types of mesoscale vortices. The dataset of TPV in the last 42 warm seasons was objectively identified by this algorithm and revised with artificial assistance, contains a total of 15,644 cases of vortices, with an average number of 372 vortices generated in each warm season, among which 118 vortices with lifespan greater or equal to 6 h, which is a very active mesoscale system. In general, TPV are mostly short-lived, quasi-stationary, and vertically extending shallow mesoscale systems. The TPV with lifespan greater or equal to 6 h accounted for 34.47% of the total, of which 38.3% were mobile, and only 24% of the TPV could extend to 400 hPa and above. From the long-term trend, the annual generation number of the TPV with lifespan greater or equal to 6 h shows a significant increasing trend, and the climatic trend rate is 10/10a. The interannual trend of the number of the TPV shows an "altitude-dependent" phenomenon, i.e., the warming rate is faster at higher altitudes, and the interannual increasing trend of the TPV number is also faster. The diurnal variation of the the moving and quasi-stationary TPV is "single peak", but their peaks appear at 19:00 and 22:00 (local time), respectively. The quasi-stationary TPV is more dependent on the ground thermal conditions, while the moving TPV can be generated earlier due to better dynamic and thermal conditions in the environment. More TPV are generated in the western of the plateau than in the eastern, and the TPV mainly follows the east and northeast paths, and its moving path is related to the category of weather systems and the guiding airflow at 500 hPa.

There are significant differences in the background circulation field, structure, evolution mechanism and precipitation distribution of various TPV. The moving TPV has better upper-layers divergence conditions with strong upper-level jet (wind speed greater or equal to 32 m/s), and better mid-layers dynamics conditions with stronger short-wave troughs accompanying them. Most of the vortex moving out of the plateau (MV-outs) are generated on the east side of the plateau, with a deep vertical extension. The wind speed near the center is higher, the humidity layer is deeper, and the vorticity column is inclined to the cold air side. The vorticity budget synthesis diagnosis shows

that the divergence term (convergence) is the most dominant factor in the generation of the three types of TPV, followed by the vertical transport term, while the horizontal advection and tilt terms mainly delay the generation of TPV. In contrast, the MV-outs TPV showed the fastest cyclonic vorticity growth process, indicating that this type of vortex developed most rapidly. In addition, this type of vortex is accompanied by the eastward movement of the upper-level low pressure system, which also makes its vertical extension the deepest and can resist its decay process during the process of moving out of the plateau. Quantitative calculation of the contribution of the TPV to local precipitation shows that the contribution of the TPV to the total precipitation in the warm season is more than 20% in 21.75% of the plateau area, and can reach 40% locally. The contribution of TPV to light rain is relatively small, and the contribution to light rain and moderate rain is relatively large. Since the sources of the moving TPV is easter than the quasi-stationary TPV, the influence range of the moving TPV precipitation is larger and more eastward than the quasi-stationary TPV. After moving out of the TP, the precipitation of the TPV tends to be stronger with more abundant water vapor conditions.

Based on the synthetic semi-ideal numerical experiments of 17 cases of long-lifespan, heavy precipitation, eastward-moving from moving but not out of the Tibetan Plateau (MV-noouts) TPV, it is found that the divergence term and vertical transport term are the main sources of positive vorticity for this type of TPV, while the horizontal transport term and the tilting term mainly has the opposite effect. Due to the low-level convergence in the vortex generation stage is weak, its vorticity grows slowly, and the vortex develops slowly. During the eastward movement of the TPV, the low-level convergence and high-level divergence, rising motion, and latent heat of convection condensation forming a positive feedback, the low-level convergence continuously creates cyclonic vorticity through the stretching term, and the vertical transport term transports the low-level cyclonic vorticity to the higher level of the vortex, both of which make the TPV continue to develop and the intensity of the TPV increased rapidly and then remained stable, and the precipitation caused by it also maintained strong after the rapid increase. During the extinction stage, the lower-level convergence and

ascending motion of the TPV were weakened significantly. Under the action of the strong inclination term and horizontal transport, the TPV quickly disappeared, and its precipitation also decreased rapidly. In general, this type of TPV is not accompanied by a deep low-pressure system in the middle and upper layers of the troposphere, and its vertical extension is relatively shallow, so it eventually fails to move out of the plateau.

There is a close connection between the TPV and the plateau MCS. The diurnal variation of their interaction is mainly affected by the diurnal variation of the plateau MCS. In most cases, the plateau MCS occurs before the TPV and triggers the TPV generation. This is mainly because the diurnal variation of the plateau temperature first drives the plateau MCS to form in the afternoon, and the release of latent heat of precipitation condensation affects the thermal and dynamic fields of the plateau atmosphere, making the TPV subsequently generate at night. Due to the action of the plateau MCS, the vertical motion and convergence of the TPV are stronger, the low-level convergence rapidly creates positive vorticity, and the vertical motion transports the low-level cyclonic vorticity upward, which together lead to the generation of the TPV. The TPV provides more favorable dynamic field conditions for the generation of the plateau MCS. Due to the effect of the TPV, the plateau MCS in the generation stage develops vigorously, with a larger range of positive vorticity, stronger vertical velocity, lower minimum black body temperature (TBB for short), cloud area and maximum TBB gradient is also larger.

Key Words: Tibetan Plateau vortex, Plateau precipitation, Plateau mesoscale convective system, Evolution mechanism, Objective identification

目 录

第 1 章 绪论	1
1.1 研究背景及意义	1
1.2 相关研究内容回顾	2
1.2.1 高原涡的活动特征	2
1.2.2 高原涡的三维结构特征	4
1.2.3 高原涡的环境特征及演变机理	5
1.2.4 高原涡和高原 MCS 对降水的影响	8
1.3 拟解决的科学问题	10
1.4 研究内容	10
1.4.1 本文技术路线	10
1.4.2 本文章节安排	12
1.5 本文的创新点	12
第 2 章 高原涡的客观识别及验证	15
2.1 引言	15
2.2 资料	16
2.3 高原涡客观识别算法	16
2.3.1 中心识别模块	17
2.3.2 水平追踪模块	21
2.3.3 垂直追踪模块	23
2.4 高原涡个例检验	24
2.5 高原涡客观识别算法检验评估	26
2.6 高原涡客观识别算法的进一步验证及应用	31
2.7 小结	32
第 3 章 高原涡的时空分布及长期趋势特征	35
3.1 引言	35
3.2 资料和方法	35
3.2.1 资料	35

3.2.2 方法.....	36
3.3 高原涡的活动特征	36
3.3.1 涡源.....	36
3.3.2 生命史特征.....	38
3.3.3 垂直伸展特征.....	39
3.3.4 月变化特征.....	40
3.3.5 日变化特征.....	42
3.4 高原涡年生成数的长期趋势特征	43
3.5 高原涡年生成数与高原增暖海拔依赖性分析	47
3.6 小结	50
第 4 章 不同类型高原涡的共性演变特征及对降水的影响.....	53
4.1 引言	53
4.2 资料和方法	54
4.2.1 资料.....	54
4.2.2 方法.....	54
4.3 三类高原涡的统计特征	55
4.3.1 三类高原涡的分类标准.....	55
4.3.2 准静止型和移动型高原涡的时空分布特征.....	58
4.3.3 移动型高原涡的移动路径特征.....	61
4.4 三类高原涡的合成环流和结构特征对比	63
4.5 三类高原涡生成阶段的演变机理	68
4.6 三类高原涡对局地降水的影响	71
4.7 小结	78
第 5 章 高原涡和高原 MCS 的相互作用	81
5.1 引言	81
5.2 资料和方法	81
5.2.1 资料.....	81
5.2.2 方法.....	82
5.3 高原涡与高原 MCS 相互作用的统计特征.....	84
5.4 高原 MCS 对高原涡生成的作用.....	89

5.5 高原涡对高原 MCS 生成的作用.....	94
5.6 小结	100
第 6 章 一类长生命史东移高原涡的半理想合成模拟和机理分析	101
6.1 引言	101
6.2 资料和方法	101
6.2.1 资料.....	101
6.2.2 同类长生命史东移高原涡个例的筛选.....	101
6.2.3 合成半理想数值模拟试验设置.....	105
6.3 合成半理想数值模拟试验的结果验证	106
6.4 高原涡的演变过程	110
6.5 高原涡的演变机制	118
6.6 小结	123
第 7 章 结论和讨论	124
7.1 结论	124
7.2 讨论和展望	127
参考文献.....	128
致 谢.....	142
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	144

图表目录

图 1.1	本文技术路线图.....	11
图 2.1	基于高分辨率风场的高原涡三维客观识别算法流程图.....	17
图 2.2	四象限和八象限逆时针环流识别方案示意图.....	19
图 2.3	500 hPa 涡度、限制涡度、有效涡度、位势高度识别的高原涡中心对比图	20
图 2.4	高原涡源地的识别范围.....	22
图 2.5	高原涡垂直追踪示意图.....	23
图 2.6	高原涡三维客观识别算法水平追踪识别的高原涡中心.....	24
图 2.7	高原涡三维客观识别算法垂直追踪识别的高原涡中心.....	25
图 2.8	高原涡三维客观识别算法的误追踪.....	27
图 2.9	1979-2020 年暖季的高原涡生命史分布	27
图 2.10	1979-2020 年暖季的高原涡相邻时次风场相关系数	28
图 2.11	1979-2020 年暖季的高原涡三维客观识别算法效果评估	29
图 2.12	基于不同再分析资料客观算法识别的高原涡的空间分布.....	32
图 3.1	1979-2020 年暖季高原涡的空间分布	37
图 3.2	1979-2020 年暖季高原涡不同生命史的数目分布	38
图 3.3	1979-2020 年暖季高原涡不同垂直伸展厚度的数目分布	39
图 3.4	1979-2020 年不同月份高原涡生成位置的空间分布和月平均流场	40
图 3.5	1979-2020 年不同月份的月平均地面场特征	41
图 3.6	1979-2020 年暖季高原涡生成数目及高原地面场日变化	42
图 3.7	生命史 ≥ 6 h 的高原涡在 1979-2020 年暖季的年生成数、MK 突变检验 EEMD 分解后得到的 IMF1 模态及其红噪声检验、IMF2 模态和 R 余项 ..	44
图 3.8	1979-2020 年不同月份的生命史 ≥ 6 h 的高原涡月生成数年际变化	47
图 3.9	1979-2020 年 6-8 月生命史 ≥ 6 h 的高原涡数目年际变化趋势随高度的变 化.....	48
图 3.10	1979-2020 年 6-8 月站点平均温度年际变化趋势的空间分布及其随高度 的变化.....	49
图 3.11	1981-2020 年 6-8 月站点累积降水量年际变化趋势的空间分布及其随高 度的变化.....	50

图 4.1	准静止型 (QS)、移动非移出型 (MV-noouts) 和移出型 (MV-outs) 高原涡的个例数目分布.....	55
图 4.2	三类高原涡的移动路径图.....	57
图 4.3	不同生命史高原涡占各类高原涡的百分比分布.....	58
图 4.4	准静止型和移动型高原涡数目的年变化、月变化、日变化及高原地面场日变化.....	59
图 4.5	准静止型和移动型高原涡生成频次的空间分布.....	60
图 4.6	移动路径方向的示意图；移出型和移动非移出型高原涡不同移动路径的占比分布；不同移动路径的移动型高原涡生成时刻的 500hPa 欧拉合成环流图.....	61
图 4.7	三类高原涡生成时刻 200hPa 及 500 hPa 欧拉合成环流场特征.....	64
图 4.8	三类高原涡生成时刻的拉格朗日合成场特征.....	66
图 4.9	三类高原涡生成时刻区域平均的涡度，散度、垂直速度、相对湿度....	67
图 4.10	三类高原涡生成阶段区域平均的 500 hPa 涡度、散度和垂直速度.....	69
图 4.11	三类高原涡生成阶段涡度收支各项.....	70
图 4.12	2001-2020 年暖季年平均总降水分布；全部高原涡相关降水分布及高原涡相关降水贡献.....	71
图 4.13	2001-2020 年暖季年平均准静止型和移动型高原涡相关降水、高原涡相关降水贡献及高原涡累积活动频数.....	73
图 4.14	全部、准静止型和移动型高原涡相关降水贡献面积占高原面积的百分比.....	74
图 4.15	2001-2020 年暖季高原主体范围内 GPM 小时降水的百分位序列.....	75
图 4.16	2001-2020 年暖季不同小时降水量级下的各类高原涡相关降水贡献 ...	76
图 4.17	2001-2020 年暖季移出型高原涡移动路径上的小时平均降水量和小时最大降水量.....	77
图 5.1	高原 MCS 影响范围示意图；高原涡和高原 MCS 相关条件示意图.....	82
图 5.2	RT 占高原涡和高原 MCS 活动频次比例的年变化	84
图 5.3	各类高原涡和高原 MCS 相互作用的数目分布	85
图 5.4	各类高原涡和高原 MCS 相互作用的路径图	86
图 5.5	各类高原涡和高原 MCS 相互作用的生命史特征	87
图 5.6	各类高原涡和高原 MCS 相互作用的日变化特征	88

图 5.7	A1 和 B1 类高原涡在 VGT 的 200 hPa 欧拉合成环流场特征.....	90
图 5.8	A1 和 B1 类高原涡在 VGT 的 500 hPa 欧拉合成环流场特征.....	91
图 5.9	A1 和 B1 类高原涡生成阶段的动力场演变图.....	92
图 5.10	without_MCS 类和 B1 类高原涡生成阶段的涡度收支各项合成.....	93
图 5.11	A1 和 B1 类高原 MCS 在 CGT 的经向拉格朗日合成环流场特征.....	95
图 5.12	A1 和 B1 类高原 MCS 生成阶段的动力场演变图.....	97
图 5.13	高原 MCS 云团参数盒须图随时间的演变: MCS 面积、TBB 最小值和 TBB 梯度最大值.....	98
图 6.1	2001-2020 年暖季 MV-noouts 型高原涡样本的生命史和降水分布.....	102
图 6.2	17 个同类长生命史东移高原涡个例的移动路径图.....	103
图 6.3	17 个典型个例的 500 hPa 高度场及其合成场.....	104
图 6.4	17 个高原涡移动路径上的小时平均降水量和小时最大降水量.....	105
图 6.5	半理想合成模拟的区域设置; 模拟和合成的高原涡轨迹.....	107
图 6.6	模拟和合成的环流形势场.....	108
图 6.7	模拟的高原涡整个生命史内的累积降水.....	109
图 6.8	模拟的高原涡生命史期间平均的 500 hPa 风场和涡度场.....	110
图 6.9	模拟的高原涡演变过程.....	111
图 6.10	模拟的小时平均降水量和小时较强降水量、高原涡关键区 500 hPa 区域平均的垂直速度、涡度、散度和位涡随时间的演变.....	113
图 6.11	模拟的 500 hPa 位势高度场、TBB、温度场和风场.....	116
图 6.12	模拟的沿 35°N 的涡度、散度、垂直速度、温度离差、位涡和相对湿度.....	117
图 6.13	模拟的高原涡关键区区域平均的涡度、散度、垂直速度和位涡.....	118
图 6.14	模拟的高原涡第一、第二和第三阶段时间平均的风场和涡度场及涡度收支的 TOT 项.....	119
图 6.15	高原涡第一阶段关键区区域平均的涡度收支各项.....	120
图 6.16	同为图 6.15, 但为第二阶段.....	121
图 6.17	同为图 6.15, 但为第三阶段.....	122

表 2.1	基于 ERA5 风场的不同涡旋中心识别的效果验证.....	31
表 3.1	不同类别高原涡年生成频数的 EEMD 分解	46
表 5.1	高原涡和高原 MCS 相互作用分类	83
表 6.1	WRF 模拟所用的物理方案	106

第1章 绪论

1.1 研究背景及意义

青藏高原（简称高原）是中国最大（占我国陆地面积的近 1/4）、世界平均海拔最高（平均海拔 4000 米以上）的高原，被形象地称为“世界屋脊”。高原上显著的热力及动力效应，对东亚甚至是全球的大气环流都产生了重要影响（叶笃正和高由禧，1979；吴国雄 等，2018）。动力上，高原大地形的阻挡使得低空出现的西风气流在高原西部爬坡，并从高原的南北两侧形成绕流，最后气流在高原东坡汇合（李国平 等，2021），有利于“北脊南槽”的形成，也有利于兰州高压及西南低涡的生成；热力上，夏季的高原是强大的热源，受高原地表感热加热作用，高原上空以上升运动为主，高空盛行强大而稳定的南亚高压，具有较强的高空辐散，低空则对应辐合带与正涡度带（麦子 等，2019）。同时，受夏季风影响，高原比同纬度同高度其他地区更湿（Duan and Wu, 2005；Duan and Xiao, 2015；汤欢 等，2020），因此高原 MCS（中尺度对流系统，Mesoscale Convective System）频发（Qie 等., 2014；Li and Zhang, 2017），并伴随着多种中尺度天气系统的活跃，形成了极具高原特色的天气气候特征。

高原涡是生成于青藏高原主体的一类中- α 尺度涡旋（即 200-2000 km；Orianski, 1975），其在 500 hPa 上最为常见（叶笃正和高由禧，1979）。高原涡是造成夏季高原地区发生降水的最主要天气系统之一，其多产生于高原西半部，消失于高原东半部（罗四维 等，1993；Lin 等., 2020）。高原涡是典型的边界层低涡，通常情况下，高原涡只要从高原移出，便失去了高原独特的热动力效应，也就很难发展起来，因此能从高原移出的低涡非常少（李论，2011）。但高原涡一旦移出，常常引发我国下游地区（甚至是日本、韩国等地）的暴雨，造成严重的灾害性天气，如 1998 年长江流域大洪水、2003 年黄淮流域发生的洪涝灾害，均与移出的高原涡密切相关（叶笃正和高由禧，1979；Tao and Ding, 1981；张顺利等，2001）。高原涡即使不移出高原，也能影响我国中东部地区的降水（郁淑华等，2012；Li 等., 2020a, 2021a）。可见高原涡对高原及其周边地区的天气影响

很大 (Yao 等., 2019; Lin 等., 2021a), 因此高原涡的研究工作受到国内外气象学者的普遍重视。

由于高原环境条件恶劣, 气象观测站点较少且台站代表性较差, 使得高原及周边地区的观测资料时空分辨率较低, 这成为制约高原涡研究发展的主要因素之一。近年来, 我国开展了一系列青藏高原观测试验 (Zhao 等., 2018), 积累了一批宝贵的观测数据。同时, 随着卫星, 雷达等各种探测技术的发展, 以及高分辨率数值模式产品的推广及应用, 也在一定程度上解决了高原研究资料相对匮乏的问题, 有助于深化气象学者对高原涡的认识 (Lin 等., 2020; Curio 等., 2019; Feng 等., 2014)。

目前, 在众多学者的不懈努力下, 对高原涡的研究已经取得了一系列成果, 然而, 对于高原涡统计特征的研究, 当前研究所使用资料的时空分辨率普遍偏低, 因此在涡旋的识别以及三维结构特征等研究方面尚存在一定不足; 对高原涡生消演变机理的研究多基于个例开展, 难以从共性上揭示各主要类别高原涡的共性演变机理; 此外, 对高原涡与高原 MCS 的研究各自独立开展, 未能揭示两者之间的关系与其相互作用。为此, 本文基于最高时空分辨率的 ERA5 再分析资料, 设计全新的高精度高原涡客观识别算法并结合人工验证, 建立了近 42 年高原涡活动数据集; 基于此数据集, 研究高原涡的主要统计特征和长期趋势特征; 基于客观标准对高原涡进行合理分类后, 从欧拉与拉格朗日合成两个方面揭示各类高原涡的环流背景特征、降水特征、三维结构特征、共性演变机理等; 并基于高原涡与高原 MCS 同期活动数据集, 厘清各类高原涡与高原 MCS 的关系, 利用动力诊断方法揭示两者之间的相互作用机理; 最后对于典型类别的高原涡开展合成的半理想数值模拟试验, 结合动力诊断方法从共性上揭示其生成与发展的机理。本文的研究结果将有助于丰富目前对高原涡的认识与理解, 可以为高原涡的相关预报提供参考, 有助于提升对高原及其周边地区出现高影响天气的分析和预报水平。

1.2 相关研究内容回顾

1.2.1 高原涡的活动特征

高原涡是青藏高原上特有的一类中尺度天气系统, 青藏高原气象科学研究拉

萨会战组（1981）给出高原涡的定义，即 500 hPa 等压面出现的、生成于高原地区的、具有闭合等高线的低压或者三站风向呈现气旋性旋转的低涡，因此学者们常用通过高度场或风场进行客观识别。罗四维等（1993）指出夏季高原涡主要出现在 30°N-35°N 纬度带内，大多数高原涡在高原西部生成，在高原东部消亡，中间则是过渡区域。孙国武和陈葆德（1994）认为夏季高原涡具有群发特性，高原西部、中部和东部是大气低频振荡系统和高原涡生成的高频中心。郁淑华和高文良（2006）指出大部分移出型高原涡在 92°E 以东的高原地区生成，主要位于曲麻莱与德格附近，并随低槽向东、向南移动，移出高原后其强度和性质也发生变化。王鑫等（2009）进一步利用更长时间序列的资料统计了 1980-2001 年 5-9 月天气图，发现夏季高原涡的生成频次拥有显著的年代际变化、年际变化和季节内变化，高原涡的涡源主要位于申扎-改则、那曲东北部、德格东北部以及松潘地区，移出型高原涡的涡源除了郁淑华和高文良（2006）提到的曲麻莱和德格附近，还有那曲东北部和玛沁一带，移出高原后高原涡大部分向东移动，其次是向东北、东南移动。

由于高原涡空间尺度较小，多数为边界层内浅薄系统，而高原上探空资料的分辨率较低，用常规天气图难以识别并确定高原涡，因此再分析资料成为研究高原涡活动的重要资料。人工识别是高原涡识别的重要手段，如李国平等（2014）利用 1981-2010 年 NCEP 再分析资料对高原涡进行了人工识别，他们发现夏季高原涡涡源主要集中在西藏双湖、那曲和青海的扎仁克吾一带。虽然人工涡旋识别的精度较高，但耗时长且主观性较强，因此基于客观算法的高原涡识别逐渐成为高原涡识别的主流方法。例如，林志强等（2013）利用 2009 年 NCEP-FNL 再分析高度场资料识别高原涡，该方法识别出了 53 个低涡，而年鉴中有 57 个低涡，客观结果与年鉴具有较大差异，其正确识别数目仅为 34 个。Feng 等（2014）使用 NCEP-CFSR 再分析资料的涡度场和流场进行识别，以高度场检验，并限定水平尺度大于 200 km 及持续时间超过 3 小时，平均每个暖季识别到 103 个高原涡，用流场识别的高原涡数量比单独用高度场识别得到的高原涡多。林志强（2015）利用 1979-2013 年 ERA-Interim 再分析资料通过客观分析方法统计高原涡，发现全年高原涡源地主要在那曲西部和阿里北部。这与王鑫等（2009）提到的四个源

地中的德格和松潘源地不符合，主要原因是当时高原西部观测站数量少，使得高原西部出现的低涡很难被识别出来，同时通过客观分析能将生成于高原西部的低涡识别出来，如果通过主观识别法则要等到低涡较强时才能被确定为高原涡（林志强，2015）。因此基于再分析资料和客观识别算法比年鉴识别的高原涡生成位置偏西（张博 2016；黄一航 等，2018；Curio 等., 2019）。Curio 等（2018）基于再分析资料的涡度场比较了客观识别和人工识别高原涡方法的差异，发现识别资料的分辨率、追踪方法，以及所使用资料的不同都会对结果造成一定的影响。Li 等（2020b）利用年鉴评估了 2000-2015 年 5-月 NCEP-FNL 和 NCEP-Interim 再分析资料中移出高原涡的活动特征，指出两套资料均有较好的表现，但 NCEP-FNL 比 NCEP-Interim 表现更优。Lin 等（2020）利用高度场使用了五种再分析资料客观分别对高原涡进行客观识别，发现使用更高时空分辨率的资料能识别出更多的低压系统，指出高原涡主要在两个区域内生成，北部沿 34°N 附近、 78°E - 95°E 的范围，以及南部沿 30°N 附近、 75°E - 98°E 的范围。

除了空间特征，学者们也对高原涡的年、月和日变化进行了研究。Li 和 Zhang（2021c）指出高原上 250 hPa 的气温与高原涡的年变化具有显著的相关性，其可以调整 200 hPa 大尺度环流进而影响高原涡的生成。高原涡的生成数目呈现出较显著的日变化，其在夜间生成比在白天多，这主要与高空大气环流的日变化有关（Li 等., 2014b, 2018；Curio 等., 2019；Lin 等., 2020）。

由上可见，高原涡的气候统计工作是一个工作量大的基础性工作，研究时段越长、资料分辨率越高、资料质量越好、识别算法越精准则最终的结果越接近于实况。

1.2.2 高原涡的三维结构特征

拉萨会战组（1981）指出高原涡属于浅薄的天气系统，主要出现在 400-500 hPa，降水多发生在低涡的南侧，低涡的西北侧降水相对较少。钱正安等（1984）通过对高原西部涡的结构、能量和水汽进行分析，发现高原西部生成的低涡比高原东部生成的高原涡更加浅薄。吕君宁等（1984a, 1984b）对初生涡和成熟涡的结构进行了个例分析，结果表明，在高原西部生成的高原涡整层为具有对称性的暖性低涡，初生涡和成熟涡的差别主要在于热力场，初生涡整层为暖性结构，而

成熟涡为上暖下冷的结构，属于斜压涡。总体而言，高原涡是一种生命史较短、浅薄、水平尺度较小、强度较弱，在高原的热动力作用下生成发展的涡旋系统。罗四维等（1991，1993）研究了各类高原涡的结构，指出高原涡从低层到高层均盛行上升气流，低层辐合，高层辐散，500 hPa 涡度最大，400 hPa 附近是无辐散层。乔全明和张雅高（1994）从卫星云图上观测到高原涡具有与热带气旋相近的螺旋结构，李国平等（2000，2006）从理论上论证了高原涡的眼结构，指出高原涡的涡心，低层辐合上升，高层辐散；高原涡的眼区，低层辐散下沉，高层辐合上升（陈功和李国平，2010；宋雯雯等，2010）。除了上述对发生在高原主体的高原涡结构特征进行研究外，学者们还对移出型高原涡的结构特征进行了研究。柳草等（2009）指出在高原涡东移过程中，高原涡厚度不断加深，涡度不断增加，移出高原前，高原涡的低层为辐合层，高层为辐散，整层均盛行上升气流，移出高原后，这些动力特征逐渐减弱。杨瑾璨等（2018）研究表明，仅仅是气流辐合并不能使涡旋能够发展成深厚系统，而是高空急流中的气流下沉将较高的位涡和动量向低空传送，最终导致深厚涡旋的生成和发展。Li 等（2019a）对比了降水强度强和弱的两类移出型高原涡，降水强度较强的高原涡强度更强，向东移动的距离更远，与高原涡有关的上升运动也更强。Lin 等（2021b）基于 ERA-interim 再分析资料研究了高原涡的垂直结构，指出只有 1/5 左右的高原涡可以发展到 400 hPa，深厚的高原涡比浅薄的高原涡更容易移出，高原涡的垂直厚度是影响其能否移出高原涡的重要因素。

1.2.3 高原涡的环境特征及演变机理

一直以来，高原涡的环境特征与其演变机理都是气象学者研究的重点。刘富明和湫梅娟（1986）总结了东移高原涡常出现的三种环流形势：高压后部、西风槽的前部及切变线，认为高层辐散是高原涡东移的主要原因。乔全明等（1987）指出在高原西部有冷槽出现时，高原涡才能移出，其移向移速受高层 200-300 hPa 引导气流的影响。孙国武和陈葆德（1988）指出高原 300 hPa 上西南风急流是导致低涡发展东移的动力因素，并使得低涡沿急流轴北侧发展东移。郁淑华和何光碧（2001，2003）指出阿拉伯海上空对流层上部的水汽有利于高原涡发展。郁淑华等（2007a，2008）分析了冷空气活动可以影响高原涡从高原移出，高原涡斜

压性结构的加强有利于其移出高原。

学者们还从大尺度环流背景场着重分析了天气系统对高原涡的影响。郁淑华等（2007b）统计了 5 次高原涡东移出高原的过程，将东移出高原的环流形势分为以下四种：西风槽前，北槽南涡，切变线及切变流场。郁淑华和高文良（2007）进一步对这四类环流形势进行合成分析，总结了有利于高原涡移出高原的背景场条件：500 hPa 影响低涡移动的天气系统（切变线、低槽）加强，冷平流加强，副高西伸；高原上空北支气流加强，南支气流输送水汽加强；200 hPa 西风急流和 300 hPa 偏西风加强。顾清源等（2010）对比了 2000-2004 年汛期移出和未移出高原的两类高原涡环流特征，发现巴尔喀什湖低槽、东亚大槽、蒙古高压脊强度较强，副高西伸，及南亚高压加强时，有利于高原涡东移。郁淑华和高文良（2016）总结了高原涡移出高原后继续维持的对流层高层环流形势：南亚高压的脊线位于 25-28°N，向东发展至 100°E，200 hPa 上出现了 ≥ 32 m/s 的西风急流中心，其中南亚高压和西风急流为高原涡移出高原后维持提供了辐散和高位涡下传条件。郁淑华和高文良（2018）指出影响低涡的天气系统加强，槽后出现明显的冷温度槽，副高偏南有利于低涡长时间维持，冷空气使高原涡斜压性和对流不稳定增强，有利于高空的高位涡下传，从而低涡区域出现正位涡异常，垂直涡度增加，进而导致低涡加强。Li 等（2011, 2014a, 2018）研究进一步确定了有利于高原涡生成的大尺度环流条件：500 hPa 上孟加拉湾的季风槽带来的南风 and 西风带中的北风的辐合，及 200 hPa 上南亚高压和西风急流有关的辐散。Li 等（2019b, 2019c）还讨论了大尺度环流条件和大气热动力作用对高原涡移动距离、移动速度的影响。

在高原涡的演变机理方面，学者多采用数值模式和动力诊断方法进行研究，经过多年研究，取得了一定的进展。高原涡的生成不仅与高原复杂的地形作用有关（杨伟愚和杨大升，1987），高原热源和大气边界层对高原涡产生、发展也有重要影响。Dell'osso 等（1986）对高原涡进行数值模拟，发现感热加热不利于高原涡的发展。Shen 等（1986a, 1986b）通过大气原始方程模式进行数值试验，指出潜热对高原涡发展很重要，感热加热可以增强高原中部生成的低涡，但对高原南部生成的低涡起减弱作用。Wang（1987）提出了一种高原暖性低涡发展机制：高原涡的发展受大尺度环流、高原大地形作用和积云对流潜热释放三者影响，感

热加热增强了地面大气层结不稳定,使得高原边界层扰动增强,下垫面的蒸发和西南季风的水汽输送增加了高原边界层内的水汽,有利于潜热释放加热大气,进而影响低涡发展。罗四维等(1991, 1992)通过数值模拟试验和能量诊断的方法进行分析,指出地面感热加热在高原涡的生成发展的过程中起主要作用,而潜热加热的作用是次要的。罗四维等(1993)提出了一种高原涡的消机制:受积云对流及湍流影响,地表非均匀加热转换为扰动有效位能,扰动有效位能进一步转化为扰动动能,在扰动动能向高原涡中心辐合的作用下,西部生成的高原涡发展东移。丁治英等(1991, 1994)使用数值模拟的方法对高原涡生成和东移机制进行了研究,发现地面感热对高原涡的生成起主要作用,且影响高原涡的移动。陈伯民等(1996)提出一种高原涡生成发展的概念模式,认为高原涡是一种依赖于高原地形,并受层结稳定度、地面热通量和凝结潜热共同影响的局地性低涡,地面感热和潜热加热增强了层结不稳定,进而纬向有效位能转换为涡动有效位能,并转化为涡动动能,有利于高原涡不断发展。陈伯民等(1996)还指出感热和潜热在高原涡的不同阶段的重要性不同,高原涡的生成主要依靠地面感热,而高原涡的发展更多受潜热的影响。李国平和赵邦杰(2002)指出感热对高原涡的生成及发展具有重要作用,但这种作用能否有利于高原涡发展还取决于高原涡中心与加热中心的配置。Li等(2011)指出大气热源对低涡的强度和运动方向有很大的影响,热源的垂直分布影响低涡加强、东移。数值试验结果还表明对于不同的高原涡个例,热源对于高原涡生成和发展的重要性不同(田珊儒等,2015; Wu等., 2018)。除了从确定性预报的视角研究高原涡机理, Liu等(2019)基于ECWMF的TIGGE集合预报资料研究了高原涡的可预测性,研究了影响高原涡及其降水发生的大尺度天气系统的位置和强度。

学者们还从天气诊断、位涡等角度研究了影响高原涡生成发展的可能因子。孙国武等(1989)通过动能诊断方程进行计算,指出“准封闭低涡”系统以位能形式向环境场输送动能,可以导致高原涡东移。任振球(2002)发现大部分高原涡在西藏西部重力正异常区生成,而在高原东部的重力负异常区消失。Chen和Luo(2003)指出气流的正涡度切变区中气旋性涡度的合并直接影响涡旋的发展和维持。黄楚惠和李国平(2009)发现500hPa ζ -螺旋度的水平分布可以指示低涡

的移动和降水落区。何光碧等(2009)认为随着高原涡东移,正涡度也逐渐东传,冷空气使得大气不稳定能量释放,是高原涡发展的重要机制。屠妮妮和何光碧(2010)对两次高原切变线诱发高原涡活动的个例进行涡度收支分析,发现垂直输送项和水平辐合项对两次高原涡个例的发展起主要作用。马婷等(2020)对一次高原涡影响下游暴雨天气个例进行了位涡分析,指出非绝热加热的日变化影响位涡制造,进一步影响高原涡的生成和发展。Wu 等(2022)对一次夜间生成在高原西部的高原涡进行了研究,利用倾斜涡度发展理论上分析了大尺度环流和温度异常对高原涡生成的作用:受热带异常环流的影响,高原南侧的西南气流沿着倾斜等熵面下滑,伴随着大气斜压增加、静力稳定度减小及低空急流的影响,垂直涡度发展。同时,西南风带来充沛的水汽,使高原西部低层云形成,伴随着凝结潜热释放,400 hPa 附近形成了非绝热加热的大值中心,从而产生强位涡,这对高原涡生成十分有利。

由上可见,由于高原涡的复杂性和多样性,高原涡的演变机理研究大多为个例研究,从共性上研究各类高原涡的生成发展机理较为少见,加强该方面的研究,有利于提高对高原涡演变机理的认识,及高原及周边地区灾害性天气的预报水平。

1.2.4 高原涡和高原 MCS 对降水的影响

高原涡作为一类重要的中尺度涡旋,影响范围广、致灾性强,是造成高原及其周边地区降水的重要天气系统之一(Lin 等., 2021a)。郁淑华等(2012)指出随着高原涡生命史增加,高原涡影响的范围扩大和强度增强,长生命史的高原涡应予以特别关注。黄楚惠等(2015)研究表明,近 30 年来平均每年约有 9 个高原涡能够移出高原,移出路径主要包括东移和东北移,分别占移出型高原涡的 58.2%和 25.5%,移出型高原涡与我国长江、黄河流域及东北等地区的降雨分布有较好的相关关系。当高原涡与西南低涡垂直耦合时,高原涡发展为深厚低涡系统,高原涡与西南低涡相互作用是导致西南地区暴雨增幅的一种重要形式(陈忠明 等, 2004; 周春花 等, 2009; 邱静雅 等, 2015; Chen 等., 2019)。全思航等(2019)指出夏季高原低涡降水占全年低涡降水的 66.8%,高原低涡降水对局地降水有显著影响,并呈逐年上升趋势。Li 等(2021b)分析了 2020 年极端梅雨中高原涡的活动,指出即使高原涡不移出高原,也可以通过转化为低槽继续东移,

或通过增强西南低涡的方式影响我国东部降水 (Li 等., 2020a)。Lin 等 (2021a) 指出在暖季, 高原涡对高原上约 30% 的区域贡献了超过 50% 的总降水, 对高原中部的降水影响较大, 因此暖季高原涡是高原上产生降水的主要天气系统, 并指出高原的热力作用是影响高原涡数目和高原涡局地降水贡献的主要原因。Zhao 等 (2021) 通过研究 1980-2016 年高原涡东移影响长江流域的降水事件, 发现雨带东移伴随着对流层中上层的异常环流和整层垂直运动的加强, 降雨区位于高空槽前, 有利于 MCS 和涡旋发展, 非绝热加热作用和充沛的水汽是导致暴雨落区东移的重要原因。Fu 等 (2022) 给出了 1954、1998 和 2020 年极端梅雨的历史排名, 并定量评估了高原涡、西南低涡和大别山涡三类中尺度涡旋对 2020 年梅雨的贡献。

高原 MCS 是青藏高原上最频发的天气系统之一, 高原 MCS 的东移常常引发下游暴雨和洪涝灾害 (Tao and Ding, 1981; 江吉喜和范梅珠, 2002; 卓嘎 等, 2002; Xu 等., 2001; 徐祥德和陈联寿, 2006; Zhao 等., 2019; 麦子, 2019; Zhang 等., 2021)。在有利的环流背景下, 高原 MCS 可以移出高原, 或与下游地区的局地云团合并, 或诱生西南低涡, 从而影响四川、重庆及长江中下游地区的降水 (Yasunari and Miwa, 2006; 傅慎明 等, 2011; 汤欢 等, 2020; Chen 等., 2020)。Hu 等 (2017) 研究指出, 高原 MCS 对高原局地降水贡献超过 70%, 高原 MCS 主要在高原东部和中部生成, 其中东部生成的高原 MCS 中有 20-30% 和切变线、低涡及低压天气系统相联系, 而中部生成的高原 MCS 中有 50-70% 和天气系统相联系。Shou 等 (2019) 研究了一次高原涡东移与西南低涡耦合并产生强降水的过程, 指出高原涡强度和距离高原涡中心 2.5° 范围内的对流云面积及其高度呈显著正相关, 冷云顶结构的出现可作为高原涡有关的对流和降水增强的标志。Li 等 (2020c) 利用 FY-2E 卫星的 TBB (黑体亮温) 数据研究了移出高原涡有关的对流特征, TBB 低值区出现在高原涡的东南部, 自西南向东北方向延伸, 对流区呈椭圆型, 其平均水平尺度在纬向上约 3° , 在经向上约 2° , 移出高原后对流发展更强。

Fu 等 (2019) 通过半理想模拟试验和位涡反演方法综合分析了高原 MCS 对高原涡、西南低涡及下游降水的影响, 指出高原 MCS 在移出高原前, 高原涡能

维持和增强高原 MCS；移出高原后，由于消失了高原地表感热作用，高原对流倾向于减弱，高原涡逐渐消亡；无论是否移出高原，高原 MCS 可以通过降低位势高度和增强气旋式风场扰动直接促进西南低涡的生成，并影响下游降水。Zhang 等（2019）指出日间地表的感热加热对高原 MCS 的发展非常重要，也为高原涡的生成提供了有利条件。傅慎明等（2021）研究表明高原涡在高原 MCS 移出高原并影响下游的过程中可以起到中继接力的作用。

高原涡与高原 MCS 是高原上造成降水的两类重要的天气系统，前人分别对其开展了较系统的研究，然而，高原涡与高原对流之间有什么关系，目前研究尚少，仍未有明确结论。

1.3 拟解决的科学问题

目前，高原涡统计研究所使用的再分析资料时段普遍偏短（最长为 1979-2017 年）、分辨率偏低（最高为 0.5° ）、识别结果限于单层（500 hPa 为主）且因缺乏人工验证而准确度受限；研究高原涡结构所使用的再分析资料空间分辨率较低，因此对高原涡精细三维结构的表征能力有限；高原涡演变机理的研究大多基于个例，因此难以揭示此类涡旋的共性特征；作为青藏高原上频发的两类天气系统，高原 MCS 与高原涡的统计工作彼此孤立，两者之间的相互作用仍不明确。基于以上情况，本文提出以下科学问题：

（1）基于最高分辨率的 ERA5 再分析资料与高精度的客观识别算法，近 42 年来高原涡的主要统计特征是什么？其长期变化趋势及其内在机理是什么？

（2）不同类型高原涡的三维结构特征有何差异？各类高原涡具有怎样的大气环流背景场？各类高原涡共性的演变机制是什么，有何异同点？

（3）高原涡和高原 MCS 存在怎样的相互作用？其机理是什么？

1.4 研究内容

1.4.1 本文技术路线

针对以上提出的科学问题，本文首先基于 ERA5 再分析资料，采用程序客观识别和辅助修订相结合的方法，建立了 1979-2020 年 5-9 月的高原涡活动数据集。

在此基础上，揭示高原涡的主要统计特征，长期变化趋势及其内在机理；并基于合成与半理想试验数值试验从共性上揭示各类高原涡的环流背景、三维结构、演变机理及降水贡献等主要特征；最后，结合同期的高原涡和高原 MCS 数据集，厘清高原涡和高原 MCS 的关系，并揭示其两者相互作用的主要机理。

本文的技术路线如下：

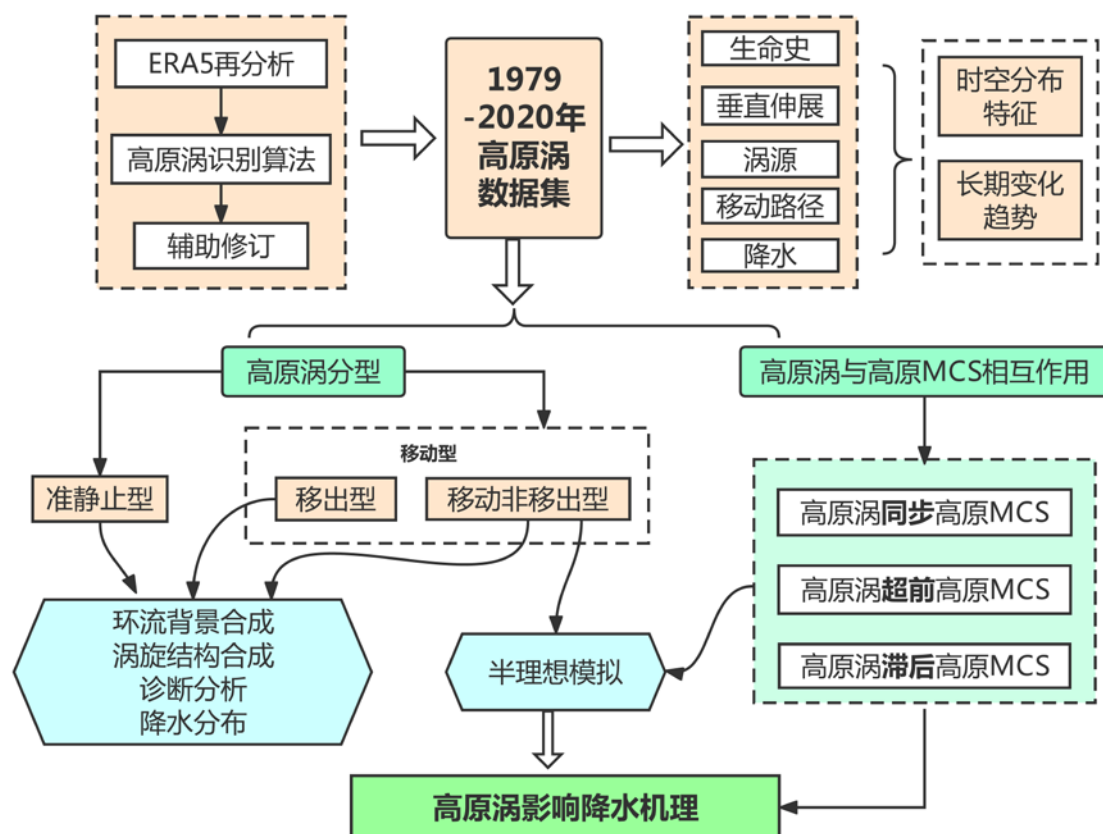


图 1.1 本文技术路线图

Figure 1.1 Technical route of this paper.

(1) 设计高准确率的、基于高分辨率再分析风场的高原涡三维客观识别算法。

(2) 通过客观识别和辅助修订的方法，对 1979-2020 年 5-9 月高原涡进行识别和追踪，基于 ERA5 高时空分辨率再分析资料建立高原涡 42 年的活动数据集（包括生命史、垂直伸展、涡源、移动路径、降水等），并研究高原涡的时空分布特征、长期变化趋势及其内在机理。

(3) 根据高原涡的移动距离和是否移出高原，将高原涡划分为准静止型

(quasi-stationary, 简称 QS)、移动非移出型 (moving but not out of the Tibetan Plateau, 简称 MV-noouts) 和移出型 (moving out of the Tibetan Plateau, 简称 MV-outs) 三类高原涡, 比较各类高原涡的时空分布、移动路径和结构特征的异同点, 通过对环流背景场进行欧拉合成和对涡度收支方程进行拉格朗日合成, 从共性上揭示各类高原涡的生成机制, 并根据不同降水等级定量计算各类高原涡对降水的贡献。

(4) 根据高原涡和高原 MCS 生成时刻及相互作用时刻的先后顺序, 建立高原涡超前、同步、滞后高原 MCS 的各类高原涡-高原 MCS 综合数据集, 基于此数据集的分类, 统计各类高原涡与高原 MCS 的移动路径、日变化特征, 采用拉格朗日及欧拉合成方法比较各类高原涡 (高原 MCS) 的结构特征及环流背景场特征的异同点, 通过计算各类高原涡的涡度收支诊断及各类高原 MCS 云团参数的演变, 从共性上分析高原 MCS 对高原涡生成的作用及高原涡对高原 MCS 生成的作用。

(5) 采用合成的半理想数值试验以及动力诊断方法, 从共性上揭示长生命史东移高原涡的生成与发展机理。

1.4.2 本文章节安排

第一章 绪论

第二章 高原涡的客观识别及验证

第三章 高原涡的时空分布及长期趋势特征

第四章 不同类型高原涡的共性演变特征及对降水的影响

第五章 高原涡与高原 MCS 的相互作用

第六章 一类长生命史东移高原涡的半理想合成模拟和机理分析

第七章 结论和讨论

1.5 本文的创新点

本论文的创新点如下:

(1) 设计了高原涡三维客观识别与追踪算法并建立了近 42 年高原涡活动数据集: 该客观识别算法物理意义清晰, 识别准确率高, 可利用多种再分析资料

进行多类别中尺度涡旋的识别。本文基于逐小时 ERA5 资料，利用该客观识别算法与辅助修订相结合的方法，建立了近 42 年暖季高原涡的活动数据集。

(2) **从共性上揭示了三类高原涡的生成机制及其主要异同点：**通过对三类高原涡进行涡度收支的拉格朗日合成，揭示了三类高原涡的共性生成机制，发现移出型高原涡有别于其它类别高原涡的关键机制在于其在对流层高层的气旋式涡度增长迅速，垂直伸展深厚。

(3) **揭示了高原涡和高原 MCS 的关系及相互作用机理：**通过建立高原涡-高原 MCS 综合数据集并由此进行动力诊断与合成发现，高原 MCS 对高原涡生成的影响更普遍：高原太阳辐射日变化首先驱动高原 MCS 生成在午后出现峰值，随后降水释放凝结潜热影响了高原热、动力场，导致高原涡主要在夜间生成；此外，高原涡为部分高原 MCS 的生成提供了有利的动力条件，使得高原 MCS 生成阶段云团面积更大，TBB 最小值更小，TBB 梯度最大值更大。

第2章 高原涡的客观识别及验证

2.1 引言

由于高原观测条件艰苦,观测数据匮乏,高原涡的研究一直受限于较低分辨率的资料,目前时空分辨率较高的再分析资料已经成为高原涡研究的重要资料(张博等,2016;黄一航等,2018;Curio等.,2019;Li等.,2020b)。

建立准确的高原涡数据集是研究高原涡的重要基础,后续研究将以此数据集进行开展。目前,高原涡的识别与追踪方法分为:人工识别和客观识别。人工识别可处理涡旋的合并和分裂等特殊情况,是识别高原涡最准确的方法(郁淑华和高文良,2006;王鑫等,2009;李国平等,2014),经过多位专家确认的结果可以作为高原涡的真值,例如,利用探空资料编著的《青藏高原低涡切变线年鉴》成为高原涡研究的重要资料(彭广等,2011)。但是,人工识别具有很大的主观性,需要耗费大量的时间和精力,难以胜任高精度再分析资料的涡旋识别工作,因此利用程序对高原涡进行客观识别成为主流方法。现阶段,识别涡旋常用的客观方法主要有以下三种:(1)通过查找高度场或气压场最外层闭合等值线识别(林志强等,2013;沈杭锋等,2013;王静等,2019),该方法适用于尺度较大的系统,但是容易漏报尺度较小的涡旋。(2)使用涡度或者位涡或者它们的拉普拉斯(Davis等.,2002;Hodges等.,2003;Curio等.,2018)等物理量作为识别指标,通过风场格点上的风向角度或风向差判别(Hou等.,2015;刘梦娟等,2017;董秋实,2017),这些方法可以识别尺度较小的涡旋,但也容易识别出大量虚假涡旋,空报率高。(3)通过卷积神经网络模型、金字塔场景解析网络模型等深度学习方法识别(郝滢洁,2017;孙苗等,2019;张卫民等,2020),该方法可以直接从数据中学习规律,但需要建立大样本的标签数据,且面临样本不平衡的长尾问题,模型泛化能力较差。以上涡旋识别算法存在运算量大、检测流程复杂,识别涡旋中心容易空报和漏报的缺点,也有学者将图像学分析方法应用于涡旋识别(王蕾,2020;丁禹钦等,2021),但识别准确率仍然有待提高,且目前基于再分析资料建立的高原涡数据集时空分辨率较低,因此还需要进一步发展识别准确率高且分辨率高的高原涡客观识别算法。

基于此,本章提出了一种适用于基于高分辨率风场的高原涡三维客观识别算法(图 2.1)。此方法物理意义清晰,准确率高,可准确识别不同形状及不同尺度的高原涡,无须针对不同气压层设定不同阈值,即可快速实现高原涡的三维追踪,也能适用于其他中尺度涡旋的识别和追踪。

本章利用 1979-2020 年暖季 ERA5 再分析资料,以大样本为基础,对高原涡识别方法准确率进行客观定量评估,并对识别方法的优缺点及成因进行了讨论,为后续开展高原涡的气候统计特征和涡旋识别算法研发工作打下坚实的基础。

2.2 资料

本章使用了欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的 1979 年暖季 ERA5 再分析资料(数据地址 <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>; Hersbach 等., 2020),其水平分辨率高达 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,时间分辨率为 1 h,垂直方向共有 37 层,是目前时空分辨率最高的一套再分析资料,这为本章高原涡的统计研究提供了较以往更好的数据基础。Han 等(2021)研究表明,ERA5 风场在高原主体上表现较好,能准确地反映出高原大气实况。

本章还使用了 ECMWF 提供的 1979 年暖季(5-9 月)ERA-Interim 再分析资料,用于对比高原涡客观识别算法在其他再分析资料的适用性。

2.3 高原涡客观识别算法

高原涡是指在 500 hPa 生成于高原主体的、具有闭合等高线的低压或者三站风向呈现气旋性旋转的低涡(青藏高原气象科学研究拉萨会战组,1981;彭广等,2011)。这表明高原涡是一个较广义的概念,它仅需要出现闭合的气旋式旋转流场结构(Feng 等., 2014; Curio 等., 2018),基于水平风场(涵盖流场及风场衍生量,如限制涡度、散度等)即可对高原涡进行准确识别,因此对高原涡进行有效识别可以只依靠水平风场。目前,高原涡的尺度尚未严格定义,尽管前人的研究将高原涡的尺度定义为 300-800 km,但是普遍所用的再分析资料较低(最高分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$),所以本章将高原涡的识别尺度下限拓展到了中 α 尺度的下限,即 200 km。

本章设计的高原涡三维客观识别算法是一种基于水平风场的高原涡识别与追踪算法（图 2.1），其主要包括三个主要模块：中心识别模块、水平追踪模块与垂直追踪模块。

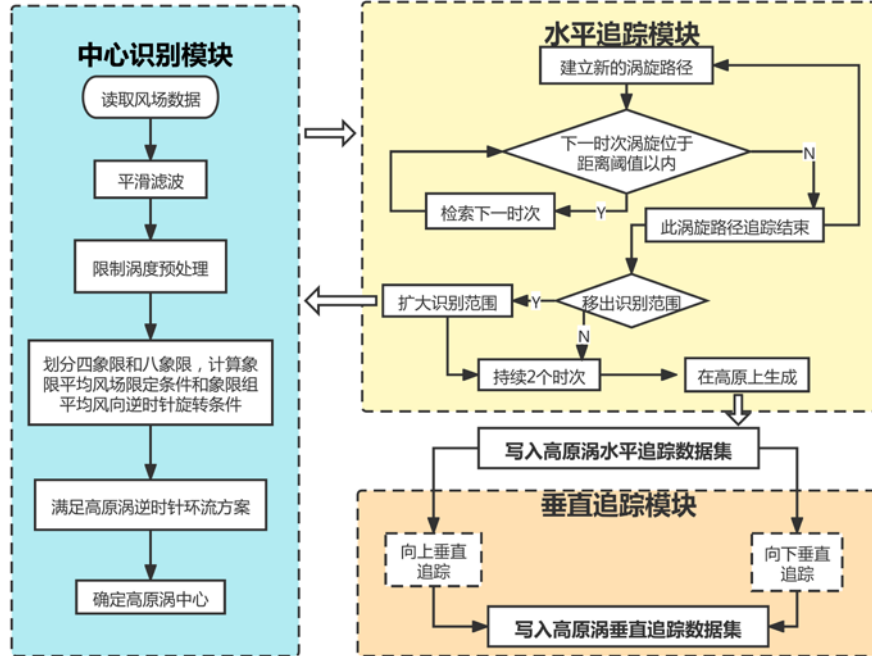


图 2.1 基于高分辨率风场的高原涡三维客观识别算法流程图

Figure 2.1 Flow chart of three-dimensional objective identification algorithm of the TPV based on high-resolution wind field.

2.3.1 中心识别模块

高原涡中心的准确识别是实现高原涡精准识别的最关键步骤之一，涡旋中心识别模块主要包括限制涡度预处理和逆时针环流方案限定。

高原地形复杂使得高原上风场中存在较多的小尺度扰动，为了消除其对高原涡识别的干扰，首先对 ERA5 风场进行九点平滑，并使用中央差方式计算其相对涡度（简称涡度）。然后对每一个涡度为正的格点 (i, j) （其中 i 和 j 分别为东西向与南北向的格点序号），进行限制涡度预处理（Fu 等., 2020）：考虑格点 (i, j) 周围四个格点的风向，其南北方向上纬向风满足正北格点 $u(i, j+1) < 0$ ，正南格点 $u(i, j-1) > 0$ ，东西方向上经向风满足正东格点 $v(i+1, j) > 0$ ，正西格点 $v(i-1, j) < 0$ 。即保证格点 (i, j) 周围的风向即涡旋中心区域呈一致的逆时针旋转，并具有一定的对称性。此外，考虑到涡旋形状变化的复杂性，将纬向风切变绝对值 $|u(i, j+1)/u(i, j-1)|$ 和经

向风切变绝对值 $|\nu(i+1,j)/\nu(i-1,j)|$ 的变化范围设定为 $[m,1/m]$,为了尽可能减少涡旋中心漏报,经敏感性试验发现 $m=0.05$ 为最优参数。

由于高原风场复杂,尽管限制涡度可以有效地判别高原涡中心,但其结果仍需进一步处理来剔除伪涡旋。涡度的物理意义是流点自转角速度的两倍,根据高斯定理,对涡度进行区域面积积分,得到速度环流,其可以表示风场沿闭合边界的旋转程度,这是一个宏观的概念,与涡旋的旋转相对应(朱乾根等,2007)。而旋转是涡旋最重要的属性,因此可以通过象限平均风场限定条件和象限组平均风向逆时针旋转条件(北半球)来去除伪涡旋,这种“象限平均”思想体现了涡旋宏观上呈逆时针旋转的物理特性,实际操作起来较为简便。

首先选择高原涡候选中心点 O' 为中心,以距离候选点中心格点 a 至 b 个格点范围为识别半径 R_f ,将 R_f 范围内的数据等分为 n 个象限,定义 $B_n(O')$ 为象限平均风场限定条件。如图3所示,四象限风场限定条件指 $B_4(O')=\{\bar{v}_1 > 0, \bar{u}_2 < 0, \bar{v}_3 < 0, \bar{u}_4 > 0\}$,八象限风场限定条件指 $B_8(O')=\{\bar{v}_1 > 0, \bar{v}_2 > 0, \bar{u}_3 < 0, \bar{u}_4 < 0, \bar{v}_5 < 0, \bar{v}_6 < 0, \bar{u}_7 > 0, \bar{u}_8 > 0\}$,其中 \bar{v}_i 表示该象限经向风的平均, \bar{u}_i 表示该象限纬向风的平均,下标表示象限序号。

已知 α, β 为任意两个方向角,取值范围为 $[-180^\circ, 180^\circ]$,定义方向偏差角 $C(\alpha, \beta)$ 如下:

$$C(\alpha, \beta) = \begin{cases} \beta - \alpha & |\beta - \alpha| < 180^\circ \\ (\beta - \alpha) - 360^\circ & \beta - \alpha > 180^\circ \text{ 且 } \alpha < \beta \\ 360^\circ - (\beta - \alpha) & \alpha - \beta > 180^\circ \text{ 且 } \alpha > \beta \\ 180^\circ & \alpha - \beta = 180^\circ \text{ 且 } \alpha > \beta \\ -180^\circ & \beta - \alpha = 180^\circ \text{ 且 } \alpha < \beta \end{cases}$$

当 $180^\circ > C(\alpha, \beta) > 0^\circ$ 时,定义 α 指向 β 为逆时针方向。

$C_n(O') = \{C(\bar{A}_1, \bar{A}_2), C(\bar{A}_2, \bar{A}_3), \dots, C(\bar{A}_{n-1}, \bar{A}_n), C(\bar{A}_n, \bar{A}_1)\}$ 为象限组平均风向逆时针旋转,其中 \bar{A}_i 表示该象限风向角度的平均,下标表示象限序号。

对于候选高原涡中心点集,主要通过以下步骤确定高原涡中心:

1) 满足高原涡逆时针环流方案。第一,划分四象限(图2.2a),若四象限风场限定条件 $B_4(O')$ 中有 m_4 个满足条件,且四象限组平均风向逆时针旋转条件

$C_4(O')$ 至少有 n_4 组满足条件, 则满足四象限逆时针旋转条件。第二, 划分八象限(图 2.2b), 同样地, 若八象限风场限定条件 $B_8(O')$ 中有 m_8 个满足条件, 且八象限组平均风向逆时针旋转条件 $C_8(O')$ 至少有 n_8 组满足条件, 则满足八象限逆时针旋转条件。同时满足四象限逆时针条件和八象限逆时针条件时, 将高原涡候选点作为有效格点, 该格点上涡度为有效涡度。本识别方案中高原涡最小尺度为 200 km, 因此最小识别半径为 100 km ($R_f = 1^\circ$), 即 $1^\circ \times 1^\circ$ 范围内的格点。经敏感性试验, 高原涡逆时针环流方案的最优参数为 $m_4=4$, $n_4=4$, $m_8=7$, $n_8=7$ 。

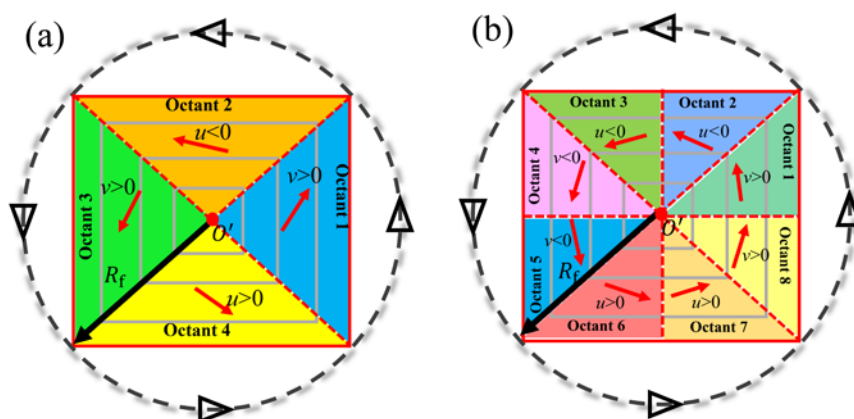


图 2.2 (a) 四象限和 (b) 八象限逆时针环流识别方案示意图, 红色的点 O' 表示候选点中心, 识别半径 R_f 确定以 O' 为起始点用于计算的风场数据, 红色箭头表示各象限平均风场 (u 表示纬向风, v 表示经向风) 满足气旋性旋转, 黑色虚线箭头表示各象限组 (如第一象限和第二象限, 第二象限和第三象限等) 平均风向呈现逆时针旋转

Figure 2.2 Schematic illustration of the four-quadrants (a) and eight-octants (b) vortex counterclockwise identification method, where the large red dot at the center represents the center of the candidate vortex (O'), and the identification radius (R_f) determined the wind data from the center of the candidate vortex (O') used for calculation. The red arrow means the octant-averaged wind should satisfy the cyclonic pattern, as shown by u (zonal wind) and v (meridional wind). The thick black dashed circle with arrows means the average wind direction of the octant group (for example, the first octant and the second octant, the second octant and the third octant and so on) is counterclockwise.

2) 以有效格点为中心, 找出识别半径 $1^\circ \times 1^\circ$ 范围内有效涡度的最大值所在处

的中心，并将两个中心距离较近的中心归并，最后得到高原涡中心。

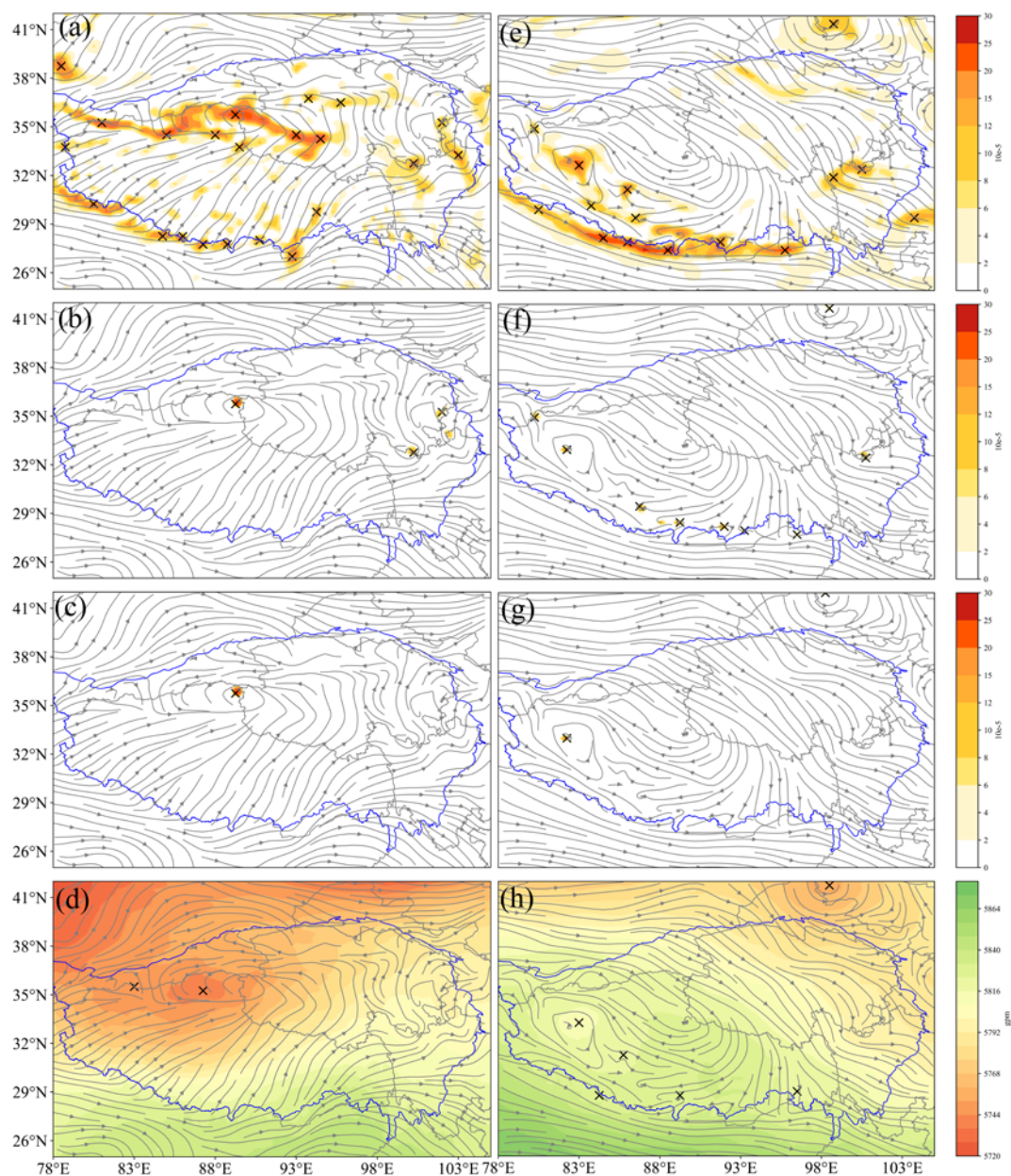


图 2.3 2009 年 7 月 3 日 14 时 (a-d) 和 2010 年 6 月 1 日 23 时 (e-h) 的 500 hPa 流场 (灰色箭头) 图: (a) 和 (e) 为涡度 (阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}) (b) 和 (f) 为限制涡度 (阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}); (c) 和 (g) 为有效涡度 (阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}); (d) 和 (h) 为位势高度场 (阴影区, 单位: gpm)。蓝色线表示高原边界, 符号“x”表示高原涡可能的中心 (其中 (a) 和 (e) 由涡度的极大值确定, (b) 和 (f) 由限制涡度的极大值确定; (c) 和 (g) 由有效涡度的极大值确定; (d) 和 (h) 由位势高度的极小值确定)

Figure 2.3 500 hPa streamline field (gray line with arrows) at 1400 UTC 3 July 2009 (a-d) and 2300 UTC 1 June 2010. Panels (a) and (e) show the relative vorticity (shading, units: 10^{-5}s^{-1}). Panels (b) and (f) show the restricted vorticity (shading, units: 10^{-5}s^{-1}). Panels (c) and (g) show the effective vorticity (shading, units: 10^{-5}s^{-1}). Panels (d) and (h) show the geopotential height (shading, units: gpm). Blue lines show the Tibetan Plateau boundaries and the black crosses show the candidate TPV centers (for panels (a) and (e), they are determined by the maxima of relative vorticity; for panels (b) and (f), they are determined by the maxima of restricted vorticity; for panels (c) and (g), they are determined by the maxima of effective vorticity; and for panels (d) and (h), they are determined by the minima of geopotential height).

如图 2.3 所示, 符号“×”分别表示 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 范围内的涡度或限制涡度的极大值或位势高度的极小值, 以两个时刻为例, 通过涡度的极大值识别的涡旋中心分别为 26 个 (图 2.3a) 和 18 个 (图 2.3e); 通过限制涡度的极大值识别的涡旋中心为 3 个 (图 2.3b) 和 9 个 (图 2.3f)。经过涡度向限制涡度的转化, 滤除了大量非涡旋的格点, 大大降低了后续步骤的处理难度, 确定了候选高原涡中心点集 (图 2.3b 与图 2.3f), 但容易将曲率大的地方 (如低压槽), 误识别为涡旋中心, 存在大量空报, 因此进一步通过高原涡逆时针环流方案限定, 即限制涡度向有效涡度的转化, 实现高原涡中心的精准识别 (图 2.3c 与图 2.3g)。图 2.3d 和图 2.3h 是基于高度场的极小值结合阈值的判别的高原涡中心, 结果表明, 空报现象依然显著, 且存在涡旋中心偏离的现象。本章所发展高原涡中心的识别方法 (图 2.3c 和图 2.3g) 与实际高原涡中心 (流场) 十分接近, 空报、漏报以及偏移现象均得到显著改善。

2.3.2 水平追踪模块

高原涡主要活动于 500 hPa (Curio 等., 2018), 因此本章选取 500 hPa 作为高原涡特征层进行水平追踪。考虑到 ERA5 再分析数据的高时空分辨率, 高原涡水平追踪算法以最大移动距离和至少持续 2 个时次作为限制条件, 通过邻域查找法 (Blender 等., 1997; 张博, 2016) 对高原涡进行距离匹配。

1) 首先将 t 时次追踪的高原涡与 $t+1$ 时次的高原涡进行距离匹配 (图 1),

如果两者距离超过距离阈值 D ，认为 $t+1$ 时次的高原涡未能与 t 时次匹配，追踪结束；如果两者距离不超过距离阈值 D ，认为 t 时次的高原涡移动到 $t+1$ 时次， $t+1$ 时次的高原涡与 t 时次的高原涡是同一个系统，而不是新生的高原涡，令 $t=t+1$ ，继续追踪，直到 $t+1$ 时次未能找到与之匹配的高原涡，高原涡追踪结束。 D 值确定可根据资料分辨率和识别涡旋尺度的不同进行相应调整，本识别方案，考虑涡旋运动受高原西风带气流影响的最大运动距离， D 设为 3° 。

2) 考虑到计算效率，首先在 $25^\circ\text{N}-42^\circ\text{N}$ ， $78^\circ\text{E}-108^\circ\text{E}$ 范围内识别追踪高原涡，绝大部分高原涡在高原上生消，对于少数移出的涡旋进一步扩大识别范围进行追踪识别。

3) 以往高原涡识别统计工作中高原涡最短生命史受限于识别资料的时间分辨率，本章中 ERA5 识别资料为逐小时，因此将高原涡生命史下限设定为 1 h。此外，本章识别的高原涡至少出现两个时刻，比如该高原涡在 11 月 24 日 00 时生成（即初次被识别到的时刻），01 时消亡（即最后被识别到的时刻），生命史认为是 1 h。

4) 以在 $25^\circ\text{N}-42^\circ\text{N}$ ， $78^\circ\text{E}-108^\circ\text{E}$ （图 2.4 红框）中的高原边界（<http://www.geodoi.ac.cn/WebCn/doi.aspx?Id=135>）内生成的高原涡（不考虑外界移入的情况），作为高原涡源地识别标准，剔除不在高原主体上生成的涡旋。

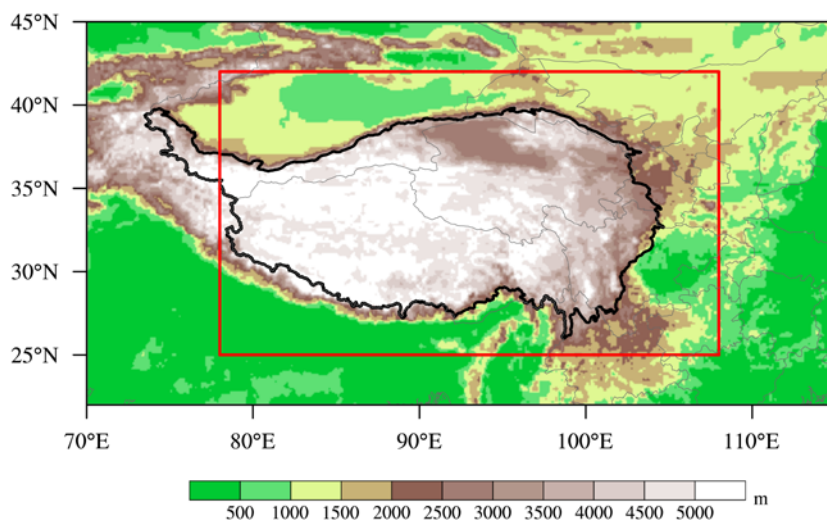


图 2.4 高原涡源地的识别范围（阴影表示地形，单位：m；黑色线表示高原边界）

Figure 2.4 Identification area (red rectangle) of the TPV source (the shaded area means terrain, units: m; the black solid line shows the boundary of the Tibetan Plateau).

2.3.3 垂直追踪模块

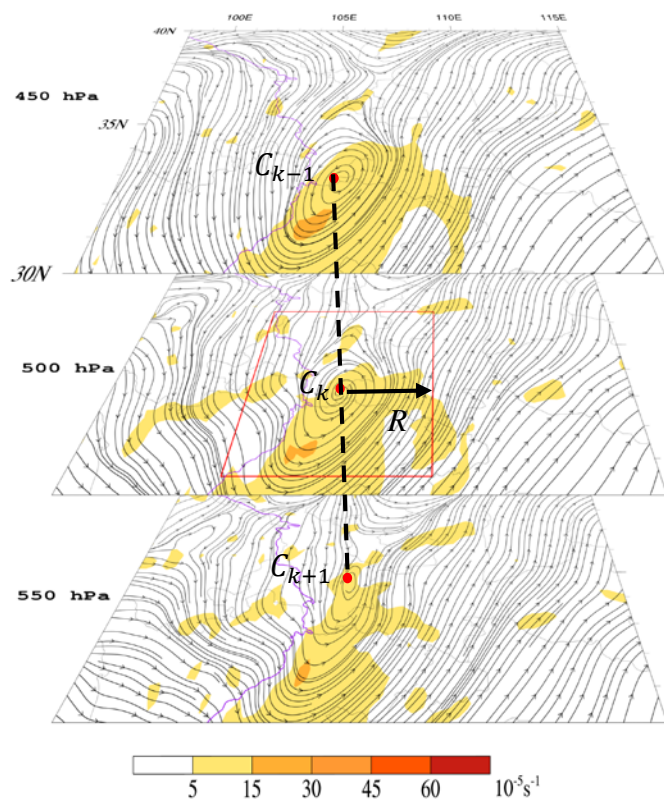


图 2.5 高原涡垂直追踪示意图 (2018 年 5 月 14 日 06 时 450-550 hPa 流场, 阴影为相对涡度, 单位: $10^{-5} s^{-1}$, 紫色线为高原边界线, R 表示垂直搜索半径, C_k 表示该层 (第 k 层) 追踪的高原涡中心, C_{k+1} 表示向下一层追踪的高原涡中心, C_{k-1} 表示向上一层追踪的高原涡中心)

Figure 2.5 Schematic diagram of TPV vertical tracking (streamline field at 0600 UTC 14 May 2018 from 450 hPa to 550 hPa; the shaded area means relative vorticity, units: $10^{-5} s^{-1}$; the purple solid line shows the boundary of the Tibetan Plateau; R is the vertical search radius; C_k represents the center of TPV tracked by the pressure layer (pressure layer k); C_{k+1} represents the center of TPV tracked by the next lower pressure layer; C_{k-1} represents the center of TPV tracked by the next upper pressure layer).

以水平追踪的高原涡为中心, 每隔 50 hPa (考虑 ERA5 资料垂直分辨率) 分别向上、向下依次对其连续的垂直层次进行逐层迭代识别, 向上追踪至 200 hPa

(对流层顶), 考虑地形下垫面影响, 向下逐层追踪至 950 hPa (高原涡移出高原后可以向下伸展至 950 hPa), 从而实现高原涡的三维追踪 (图 2.1)。如图 2.5, 2018 年 5 月 14 日 06 时 (UTC), 特征层 500 hPa 识别出高原涡中心 C_k , 为提高计算效率, 在半径为 R 的搜索范围内 (图 2.5 红色框) 进行垂直识别。如果在 450 hPa 识别到高原涡中心 C_{k-1} , 此时 C_k 与 C_{k-1} 之间的经纬距不超过距离阈值 D , 认为涡旋向上追踪至 450 hPa, 令 $k=k-1$, 继续以 C_{k-1} 为中心, 在半径为 R 的搜索范围内继续向上追踪, 直至该层无法识别到高原涡或识别的高原涡中心超过距离阈值, 则停止向上追踪; 同理, 在 550 hPa 识别到高原涡 C_{k+1} , 继续以此为中心向下追踪, 直至该层追踪不到满足条件的涡旋。由于 ERA5 时空分辨率很高, 考虑高原涡可能运动的最大相邻垂直距离, 本识别方案中, 距离阈值 D 取 3° 。

2.4 高原涡个例检验

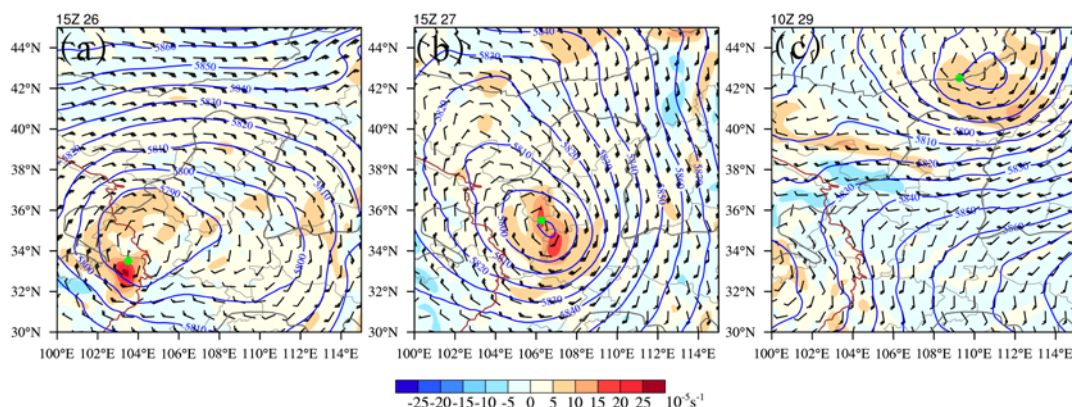


图 2.6 500 hPa 风场 (黑色风羽, 一根长羽为 4 m/s)、高度场 (蓝色等值线, 单位: gpm)、涡度场 (阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}) 及高原涡三维客观识别算法识别的高原涡中心 (绿点), 褐色线为高原边界: (a) 2002 年 7 月 26 日 15 时 (b) 2002 年 7 月 27 日 15 时 (c) 2002 年 7 月 29 日 10 时

Figure 2.6 500 hPa wind field (black wind barb, a full bar indicates 4 m s^{-1}), geopotential height field (blue contours, units: gpm), relative vorticity field (shading, units: 10^{-5}s^{-1}) and the center of the TPV (green dots) by the objective identification algorithm. The brown lines show the boundaries of the Tibetan Plateau. Panel (a) shows the 1500 UTC 26 July 2002, Panel (b) shows the 1500 UTC 27 July 2002, and Panel (c) shows the 1000 UTC 29 July 2002.

2002年7月26日15时(图2.6a),在四川省阿坝藏族羌族自治州若尔盖县(103°E, 33.5°N)附近有一高原涡生成并东移出高原,移出高原后,高原涡不断发展(图2.6b),向东北方向移动,29日10时(图2.6c),高原涡在内蒙古南部消亡,共持续67h。绿点是高原涡客观识别算法识别的高原涡中心,其与环流中心一致,而在高原涡生成和结束时刻(图2.6a和图2.6c),气压低值中心与闭合环流中心并不完全匹配,因此高度场识别的高原涡位置中心和风场存在差异。由于高原涡是中尺度系统,气压场向风场适应,因此基于风场的高原涡客观识别算法可以更加精细地分析高原涡的时空演变特征。

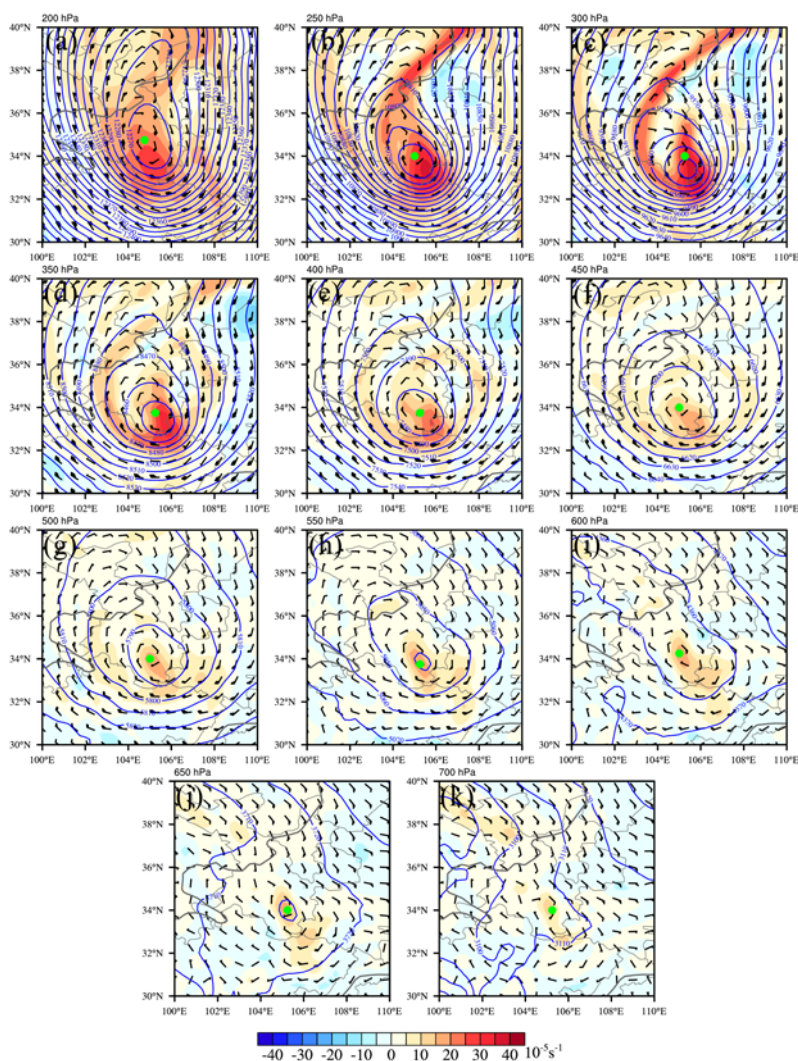


图 2.7 2002 年 7 月 27 日 15 时的 200-700 hPa 风场 (一根长羽为 4 m/s)、高度场 (蓝色等值线, 单位: gpm)、涡度场 (阴影区, 单位: 10^{-5}s^{-1}) 及高原涡三维客观识别算法识别的高原涡中心 (绿点)

Figure 2.7 Distribution at 50 hPa intervals from 200 to 700 hPa at 1500 UTC 27 July 2002 of wind field (black wind barb, a full bar indicates 4 m s^{-1}), geopotential height field (blue contours, units: gpm), relative vorticity field (shading, units: 10^{-5} s^{-1}) and the center of the TPV(green dots) by the objective identification algorithm.

继续对该个例进行垂直层高原涡中心的客观识别（图 2.7），该高原涡为深厚型高原涡，向上伸展至 200 hPa（图 2.7a-f），向下伸展至 700 hPa（图 2.7g-k），高原涡客观识别算法从 200 至 700hPa 各层均能识别到高原涡中心（图 2.7 绿点）。客观算法识别的中心和环流中心一致，说明该算法可以准确地判断高原涡垂直结构演变。此时，高原涡在 700 hPa 上消亡（图 2.7k），其在高度场上没有找到闭合中心，而算法识别的中心和实际环流中心一致，这说明涡旋尺度较小时，仅靠高度场较难识别涡旋中心，容易漏报。

2.5 高原涡客观识别算法检验评估

虽然上述识别算法对高原涡中心的识别准确率相当高，能准确地识别和追踪涡旋，但其不能完全解决涡旋的分裂和合并现象，还是有少部分涡旋中途识别不到，以及在高原涡开始和消亡阶段容易出现空报现象。为了进一步提高准确性，需要对高原涡的客观识别结果进行认真细致的辅助修订，以提高其准确率。辅助修订的内容包括：（1）剔除非涡旋；（2）剔除水平尺度（最长轴）不足 200 km 的小涡旋（仅占一小部分，主要出现在涡旋的初生和消亡阶段）；（2）涡旋追踪中断的人为接续；（3）涡旋分裂与合并中出现的误追踪。

辅助修订流程如下：（1）程序疑似涡旋判别：满足涡旋 A 的消亡时刻和涡旋 B 的生成时刻不超过 4 小时，及涡旋 A 的消亡位置和涡旋 B 的生成位置不超过 3° ，人工修订是否存在漏报，并增订漏报涡旋。（2）分别查验涡旋初生时刻及初生前两小时及消亡时刻及消亡后两小时的空报和漏报现象。（3）程序逐时次移距判别：计算涡旋前后时刻的移动距离，如果该时刻前后移动距离超过 1° ，人工检查该时刻涡旋是否新生，如果新生，则重新编号。如图 8 所示，虽然算法识别的涡旋中心较为准确，但其将 22 时和 23 时追踪的涡旋（图 8.b 和图 8.c）视为一个，而实际流场中 23 时的涡旋为新生涡旋，这可能由于追踪算法仅通过距离阈

值来追踪涡旋，应对复杂流场的演变仍存在不足。

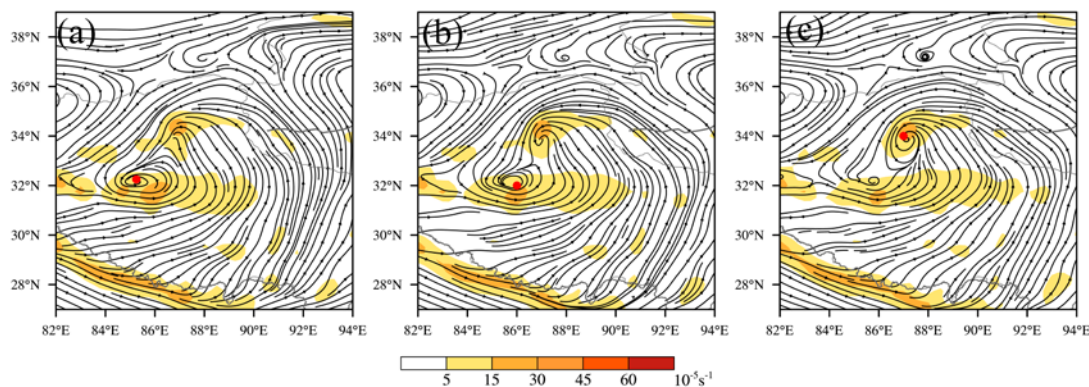


图 2.8 2000 年 5 月 25 日 21-23 时 (UTC) 500 hPa 流场图 (阴影: 相对涡度, 单位: 10^{-5}s^{-1} ; 红点: 高原涡中心)

Figure 2.8 500 hPa stream fields (shading: relative vorticity, units: 10^{-5}s^{-1} ; red dots: the centers of the TPV) from 2100 UTC to 2300 UTC 25 May 2000.

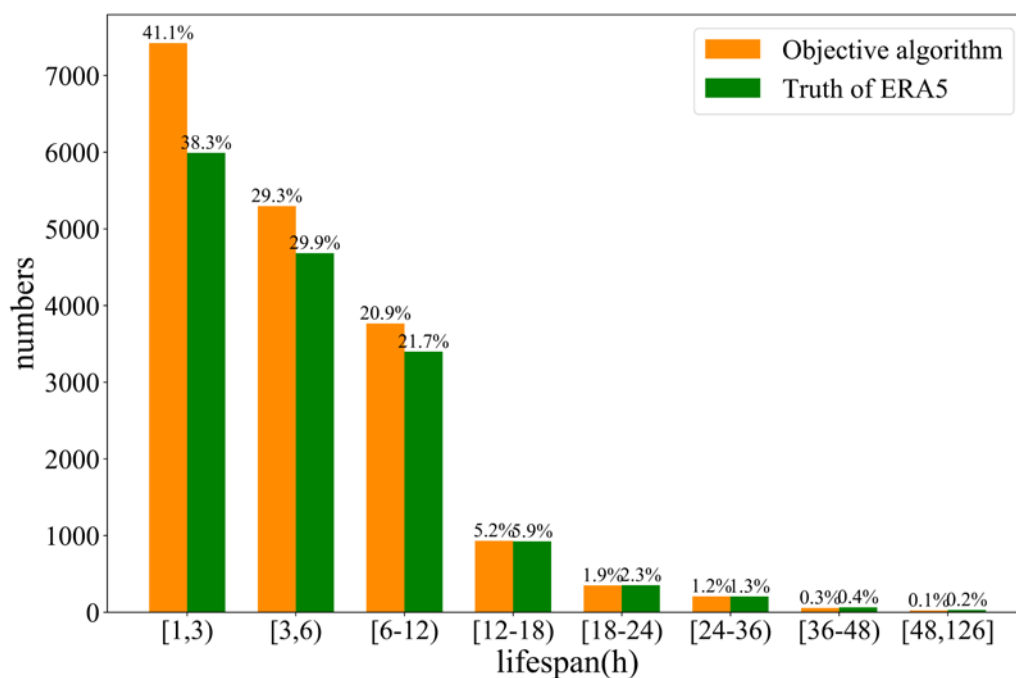


图 2.9 1979-2020 年暖季高原涡生命史分布 (柱子上方数字表示生命史在该区间内的高原涡数量占全部高原涡的百分比, 橙色表示高原涡三维客观识别算法, 绿色表示高原涡活动数据集)

Figure 2.9 Lifespan distribution of TPV in the warm season during 1979-2020, the number above the column represents the percentage of the number of TPV within this lifespan

period in the total TPV from the objective identification algorithm (orange) and the TPV activity dataset (green).

经过上述辅助修订，本章建立了基于逐小时 ERA5 风场的 1979-2020 年暖季高原涡活动数据集。图 2.9 反映了高原涡活动数据集和高原涡三维客观识别的高原涡生命史分布特征。总体而言，高原涡随着生命史的增长，其数目逐渐减小，生命史 ≥ 12 h 的高原涡数目急剧减少。高原涡三维客观识别算法所识别得到的高原涡数目明显多于高原涡活动数据集，即存在空报现象，空报率随涡旋生命史增长而减小（图 2.9）。生命史 ≤ 3 h 的高原涡空报率最高，这主要是由于高原涡三维客观识别算法参数设置为了减少漏报，对涡旋的判定条件较弱，从而造成了更多的空报（一般出现在高原涡的早期阶段及短生命史高原涡的流场结构较模糊时）。生命史 ≥ 12 h 的高原涡的空报大大减少，这主要是由于生命史较长的高原涡强度较强，结构清晰，因此客观算法可以准确识别。由此可见，高原涡三维客观识别算法的识别效果和所识别涡旋自身的强弱有着一定的依赖性，3 h、6 h、12 h 等不同时间分辨率追踪涡旋不会对方法的准确性有较大影响，如果使用的资料时间分辨率越大，所追踪的涡旋生命史越长，涡旋越强，那么在同样的涡旋识别方案下，其准确性会更高。

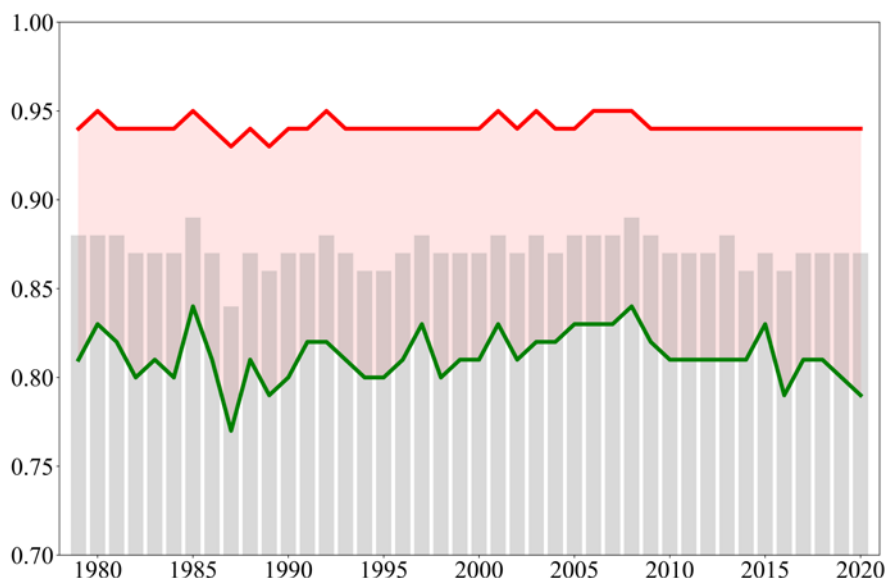


图 2.10 1979-2020 年暖季高原涡所有时次风场相关系数（绿线表示该年风场相关系数从小到大排第 5 百分位对应的值，灰色柱子是第 10 百分位对应的值，红线是该年所有时次风场相关系数的平均值）

Figure 2.10 Temporal correlation coefficient of wind field of TPV in the warm season during 1979-2020 (the green line represents the value corresponding to the 5th percentile of wind field correlation coefficient from small to large in this year, the gray column represents the value corresponding to the 10th percentile, and the red line is the average value of all temporal wind correlation coefficients in this year).

为了进一步评估高原涡活动数据集的合理性,本章还计算了高原涡所有相邻时刻的风场相关系数,即以当前时次和前一时次的高原涡为中心,分别取其 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 范围内的纬向风速度矩阵和经向风速度矩阵计算纬向风相关系数和经向风相关系数,将两者的均值作为该时次的高原涡相关系数。如图 2.10 所示,绿线表示该年风场相关系数从小到大排第 5 百分位对应的数值,1979-2020 年(共 42 年)年平均第 5 百分位相关系数为 0.81,而灰色柱子是第 10 百分位对应的数值,年平均第 10 百分位相关系数就达 0.87,这说明有 95% 的时次高原涡相关系数超过 0.8。相关系数值越高,表示高原涡的形态越相似,所有时次高原涡相关系数的平均值高达 0.95,这表明高原涡客观算法对高原涡的识别十分可靠。

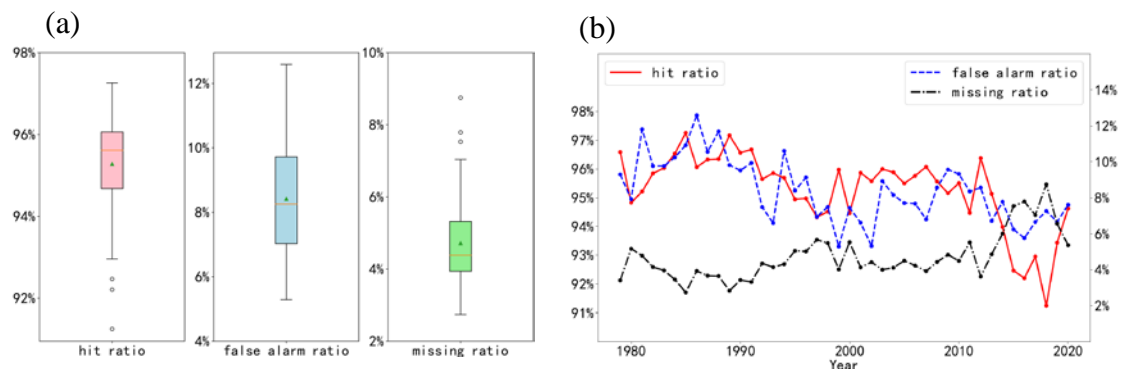


图 2.11 1979-2020 年暖季高原涡三维客观识别算法效果评估 (a) 箱形图 (线段最高点为最大值, 线段最低点为最小值, 箱型上部框线为第 75% 分位值, 箱形下部框线为第 25% 分位值, 箱内线为中位数, 箱内三角形为平均值); (b) 年变化 (红线: 命中率, 蓝线: 空报率, 黑线: 漏报率)

Figure 2.11 Evaluation of TPV from the objective identification algorithm in the warm season during 1979-2020. Panel (a) means the box-and-whisker plot (The lower and upper whiskers are the minimum and maximum value, the boxes cover the 25th-75th percentiles, the horizontal lines and the triangles in the boxes mark the median value and the mean value.).

Panel (b) shows the annual variations (red line is hit ratio, blue line is false alarm ratio, and the black line is missing ratio).

为客观评估高原涡三维客观识别算法识别高原涡中心的准确性，本章引入命中率，空报率，漏报率作为评估指标。命中数目表示高原涡活动数据集和高原涡客观识别算法所识别得到的数据集同时出现的涡旋时次数（认定为识别正确），判别标准为涡旋的发生时间，经度和纬度三者完全相同，命中率即客观识别算法的命中数目占高原涡活动数据集所有高原涡时次数的比例；空报数目指客观识别算法识别到、但高原涡活动数据集中却未发生的高原涡时次数，空报率即空报数目占客观识别算法识别的所有高原涡时次数的比例；漏报数目指客观识别算法中未识别到高原涡、而高原涡活动数据集中却存在高原涡的时次数，漏报率即漏报数目占高原涡活动数据集所有高原涡时次数的比例。命中率越高并且空报与漏报率越低则表示算法效果越好。

高原涡活动数据集 1979-2020 年暖季共识别 99090 时次，由图 2.11a 可知，总体而言，本章所发展的高原涡三维客观识别算法命中率为 91.3%-97.3%，空报率为 5.3%-12.3%，漏报率为 2.7%-8.8%，其平均命中率为 95.3%，平均空报率为 8.4%，平均漏报率为 4.8%。对于不同年份，高原涡三维客观识别算法的表现有所不同（图 2.11b），其中 1999 年、2002 年、2007 年、1993 年和 2001 的算法识别效果较好，其命中率在 95% 以上，空报率不到 6%。而 2018 年识别算法效果最差，其命中率只有 91.3%，说明漏报数目过多造成算法效果降低。1981 年算法效果次差，其命中率为 95.2%，但空报率达 11.8%。在算法固定的条件下，识别效果的变化主要是由于高原涡本身特征的变化所致（高原涡的尺度、形态、强弱都会影响识别结果）。就年变化而言，本章所发展高原涡三维客观识别算法识别得到高原涡与高原涡活动数据集相比，其数目和频次相关系数为 0.92 和 0.97，均通过了 99.9% 的显著性检验，说明高原涡三维客观识别算法具有较高的准确性。需要指出的是，由于辅助修订将水平直径（最长轴）不足 200 km 的小涡旋认为是伪涡旋，而高原风场的小扰动较多，且使用的再分析资料时空分辨率较高，中 α 尺度以下的高原涡所占比重较大，因此实际中高原涡三维客观识别算法对高原涡识别的命中率相对更高，空报率更低。因此，经过大样本数据的定量评估，本

章提出的高原涡三维客观识别算法识别高原涡具有高命中率、低空报率与低漏报率的特点，适用于高分辨率再分析资料的高原涡识别。

2.6 高原涡客观识别算法的进一步验证及应用

《青藏高原低涡切变线年鉴》为高原涡研究提供了重要参考资料，本小节随机对比了 2018 年暖季《年鉴》和高原涡活动数据集识别的高原涡数目和位置差异。如果出现某时刻年鉴和高原涡活动数据集中的涡旋中心之间的经纬距不超过 2° ，认为该时刻年鉴和高原涡活动数据集吻合。结果表明，2018 年暖季年鉴上共识别了 32 个高原涡，仅考虑初生位置的一致性时，准确率达 90%。由于两套数据集所识别的资料时空分辨率差别很大，识别的高原涡有一定差异，因此两套资料中路径一致的高原涡准确率偏低，年鉴和高原涡活动数据集中高原涡路径一致的有 20 个高原涡，准确率为 62.5%。

表 2.1 基于 ERA5 风场的不同种类的涡旋识别的效果验证

Table 2.1 Validation of the effect of identification of different types of vortex based on ERA5 wind field.

样本时段	涡旋类型	检出时次	命中率	空报率	漏报率
1999 年 5-9 月	高原涡 (500 hPa)	3099	95.98%	5.29%	4.02%
2008 年 5-6 月	西南低涡 (700 hPa)	413	95.72%	2.42%	4.28%
2015 年 7-8 月	大别山涡 (850 hPa)	479	96.06%	3.34%	3.94%

本章发展的客观识别算法也可用于其他中尺度涡旋的识别。本章随机选取样本时段基于 ERA5 风场分别对西南低涡（卢敬华，1986；Fu 等., 2015）、大别山涡（张敬萍 等，2015；Fu 等., 2016）进行检测，由表 2.1 可知，客观识别算法对高原涡、西南低涡、大别山涡的命中率接近，但客观识别算法对西南低涡和大别山涡的识别效果更好，算法对西南低涡和大别山涡的空报比识别高原涡低，这可能是由于高原风场复杂，扰动较多，且高原涡强度较其他两类涡旋更弱所致。

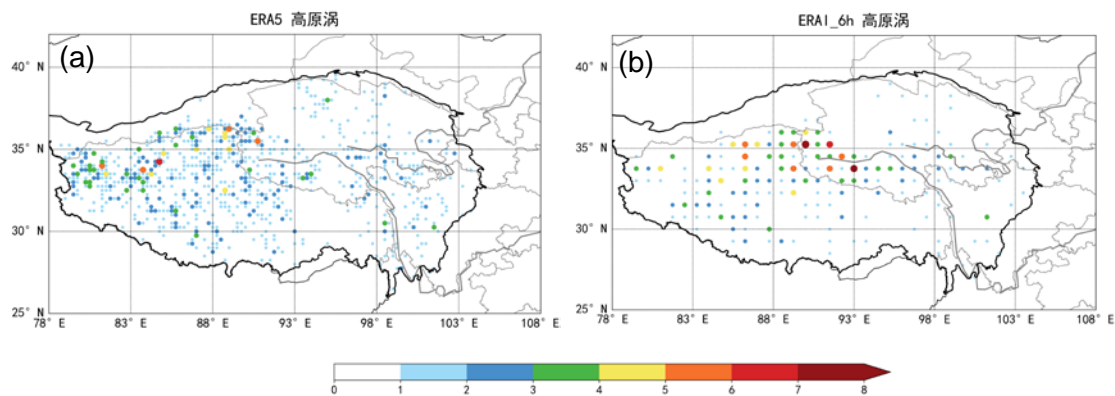


图 2.12 2014-2018 年暖季客观算法识别的高原涡生成位置，(a) 表示 ERA5 再分析资料；(b) 表示 ERA-Interim 再分析资料

Figure 2.12 TPV generation position identified by the objective algorithm in the warm season from 2014 to 2018, (a) represents the ERA5 reanalysis data; (b) represents the ERA-Interim reanalysis data.

本章发展的客观识别算法也适用于不同时空分辨率再分析资料的涡旋识别。图 2.12 是基于 2014-2018 年暖季 ERA5 和 ERA-Interim 再分析利用客观算法识别的高原涡生成位置，相比 ERA-Interim 较低的时间分辨率 ($0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$, 6 h)，ERA5 再分析资料可以识别到更多的高原涡，捕捉更精细化的高原涡分布特征，有助于深入认识高原涡的活动特征。

2.7 小结

本章利用 1979-2020 年共 42 个暖季的逐小时 ERA5 风场资料，采用高原涡三维客观识别算法并结合辅助修订方法，建立了高原涡活动数据集，一共追踪到 15466 个高原涡，共计 99090 时次，基于此大样本数据对高原涡的客观识别结果进行定量评估，发现，高原涡三维客观识别算法平均命中率达 95.3%，平均空报率为 8.4%，平均漏报率为 4.8%，相邻时次风场相关系数平均可达 0.95，这表明高原涡三维客观识别算法可以准确地识别高原涡。

由于高原涡三维客观识别算法发展了全新的方案以捕捉涡旋的旋转风场，适用于高分辨率再分析风场 ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 1 h) 的高原涡识别，可应用于不同形状及不同大小的中尺度涡旋识别，也可适用于不同时空分辨率 ($0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$, 6 h)

风场资料的中尺度涡旋识别，可为涡旋识别开发工作提供参考。

虽然基于风场的高原涡三维客观识别算法拥有高准确率，但仍存在一些缺陷与不足。例如，它对形状极为不规则的涡旋仍存在漏报现象，对于涡旋的分裂与合并过程也存在一定的错误率，此外，高原涡三维客观识别算法难以仅通过风场计算所识别涡旋的半径，如何确定所识别涡旋的半径仍然是一个尚未解决的科学问题。目前，基于大数据的深度学习已经被越来越广泛地应用于涡旋的客观识别（Xie 等., 2020; Lu 等., 2020），未来高原涡三维客观识别算法可以与之结合从而取长补短进一步提高涡旋识别的准确率，并合理地确定主要的涡旋参数（如，半径、形状、走向等）。

第3章 高原涡的时空分布及长期趋势特征

3.1 引言

如绪论所述, 高原涡是造成高原及周边地区灾害天气的重要天气系统之一, 长期以来, 高原涡都是国内外学者们广泛关注的一个研究对象。随着观测和再分析资料的日益丰富, 高原涡的活动特征研究取得了一定进展(Lin 等., 2020; Curio 等., 2019; Feng 等., 2014), 但所用资料的种类和分辨率、高原涡的判别标准与追踪方法以及统计年限的不同, 都会在一定程度上导致最终高原涡的统计结果有所差异, 因此高原涡的气候统计是一项工作量大、结果差别也很大的基础性工作。总体而言, 长时段、高时空分辨率的再分析资料所得到的结果具有更高的可信性, 因此有必要利用当前最高时空分辨率的 ERA5 再分析资料对高原涡进行长时段的统计研究。

目前, 国内外对高原涡气候特征的认识还有所不足, 特别是在全球变暖背景下, 高原涡活动的长期变化趋势仍不清楚。此外, 尽管高原涡的三维结构对于理解高原涡的生成发展机制十分重要(Lin 等., 2021b), 但高原涡垂直伸展特征的相关研究目前尚少。基于此, 我们基于上一章建立的基于 ERA5 风场识别的 1979-2020 年暖季高原涡三维数据集, 从高原涡的生命史、垂直伸展、时空分布及长期趋势等不同角度, 更加全面细致揭示高时空分辨率下的高原涡的活动及其气候特征。

3.2 资料和方法

3.2.1 资料

根据上一章, 我们建立了基于 ERA5 风场识别的 1979-2020 年暖季(5-9 月)高原涡三维数据集(共 15644 个高原涡个例), 该数据集包括高原涡的频数、中心位置及强度等信息, 本章主要根据该数据集分析高原涡的时空分布特征及长期趋势特征, 值得注意的是, 本章统计的(全部)高原涡(无特殊说明下)是指生命史 ≥ 1 h 的高原涡。

本章利用时间分辨率 1 h 一次, 空间分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的 ERA5 再分析资

料，分析高原涡的环流背景场和高原地面场日变化特征。

本章使用的温度观测资料是 1951-2020 年国家站的日平均气温，用于计算高原各站点温度的年变化趋势，降水观测资料是 1981-2020 年的地面观测站逐小时降水，用于计算高原各站点的降水年变化趋势。

3.2.2 方法

Pearson 相关系数是反映两类样本之间线性相关的统计指标，相关系数的绝对值越大代表相关的程度越强，显著性检验主要说明两类样本之间是否有关系，如果通过显著性测试，则认为两类样本具有统计显著性，存在相关关系，否则结果可能是偶然因素导致的，不具有显著性。

MK (Mann-Kendall) 检验方法不需要样本符合一定的分布，也不需要离群干扰，计算简便，可用于确定时间序列中的突变时间。该方法首先 UF (时间正序) 和 UB (时间逆序) 两个统计量序列，如果 UF 或 UB 大于 0，表示呈上升趋势；反之，呈下降趋势，当 UF 或 UB 超过临界值线时，表示趋势显著 (魏凤英, 2007)。

EEMD (Ensemble Empirical Mode Decomposition, 集合经验模态分解方法) 是一种基于噪声的自适应时间序列分析技术，主要改进了 EMD 的“模态混合”和“末端效应”问题，适用于非线性、非平稳的时间序列，可以将一个复杂数据分解为不同时间尺度的 IMF 模态 (Wu and Huang, 2009)。

3.3 高原涡的活动特征

3.3.1 涡源

高原涡生成位置是指高原涡首次在高原上出现的位置，高原生成位置相对集中的区域便是高原涡的涡源，从 1979-2020 年暖季高原涡生成位置分布图来看，高原涡生成位置遍布整个高原，高原西部 (95°E 以西) 生成的高原涡数目最多，主要位于 32°N-36°N 的纬度带内，东部生成的高原涡数目比西部少。在高原西部和中部有四个相对的大值中心 (图 3.1a 中红框)，高原西部涡源中心主要位于沿纬度 33.5°N 附近分布的阿里地区 (79°E-86°E)，据统计，近 42 年间有 3753 个高原涡 (占高原涡总数的 23.99%) 生成于该研究区域 (图 3.1a 中红框 1)，这一区

域也是生命史 ≥ 6 h 高原涡的高发源地(图略,占生命史 ≥ 6 h 高原涡总数的 25.37%)。受限于高原西部测站稀少,相比年鉴中基于探空观测识别的高原涡涡源,基于再分析资料客观识别的涡源中心更偏西,这一结论与学者们(Lin 等., 2020; Curio 等., 2019; Feng 等., 2014)的研究结果基本一致。柴达木盆地由于海拔大多在 3000 m 以下,因此高原涡较少在这一区域生成。高原涡消亡位置是指高原涡客观识别过程中最后出现的位置,由于生命史 ≥ 1 h 的高原涡大多为准静止型,因此高原涡的消亡位置与生成位置的空间分布基本一致,此外,高原西部和东部的过渡地区(95°E)是高原涡消亡的高频区(图略)。

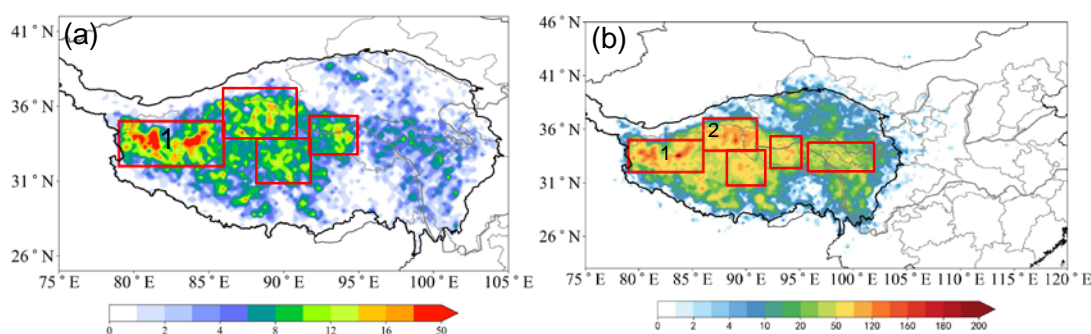


图 3.1 1979-2020 年暖季高原涡的空间分布 ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$): (a) 生成频次; (b) 出现频次。阴影表示格点上高原涡 42 个暖季的总频次,黑线表示青藏高原的边界。

Figure 3.1 Spatial distribution ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) of TPV in the warm season during 1979-2020: (a) generation frequency; (b) occurrence frequency. The shaded represents the total number of genesis at each grid point over the 42 warm seasons, and the black line shows the boundary of the Tibetan Plateau.

图 3.1b 是高原涡活动累积频数分布图,高原涡的影响可达整个高原主体,尤其是高原的西部、中部和东部(图 3.1b 中红框)。高原涡活动分布与高原涡生成分布密切相关,大部分高原涡随西风向东移动,主要在高原上活动,极少数高原涡能够移出高原。高原涡活动频数分布有两个大值区,一个位于 $79^\circ\text{E}-86^\circ\text{E}$, $32^\circ\text{N}-35^\circ\text{N}$ (图 3.1b 中红框 1),这与高原涡西部的涡源中心有关(图 3.1a 中红框 1),另一个位于 $86^\circ\text{E}-91^\circ\text{E}$, $34^\circ\text{N}-37^\circ\text{N}$ (图 3.1b 中红框 2)。此外,由于高原涡从高原移出,高原的东北边缘、东南边缘和东部边缘均受到高原涡活动的影响。

3.3.2 生命史特征

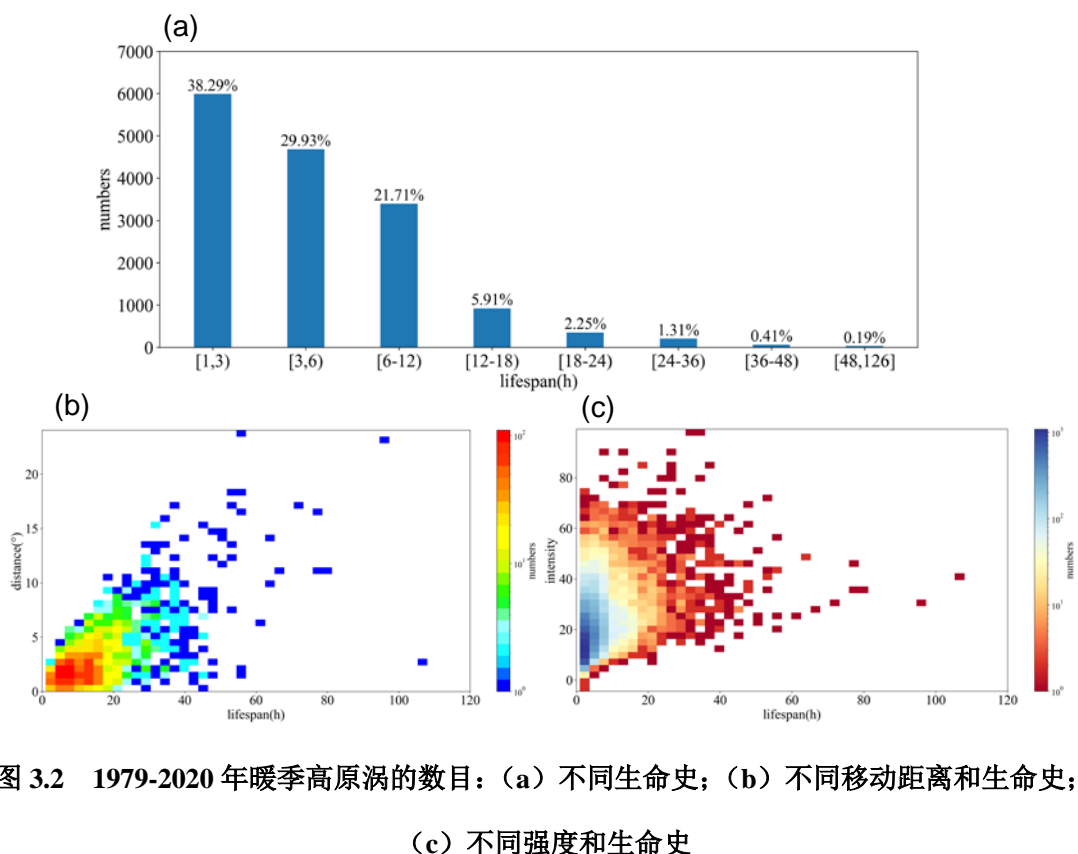


图 3.2 1979-2020 年暖季高原涡的数目：(a) 不同生命史；(b) 不同移动距离和生命史；
(c) 不同强度和生命史

Figure 3.2 Total number of TPV in the warm season during 1979–2020: (a) different lifespan; (b) different moving distance and lifespan; (c) different intensity and lifespan.

不同高原涡的生命史、强度和移动距离存在较显著的差异。高原涡生命史是指高原涡从初生到消亡的时段，如图 3.2a 所示，高原涡生命史时间范围从 1 h 到 126 h，高原涡数目随其生命史快速减少。1979-2020 年暖季共追踪高原涡 15644 个，平均每个暖季 372 个，其中 50.16% 的时间有高原涡出现；生命史 ≥ 6 h 的高原涡占总数 31.78%，平均每个暖季 118 个，其中 34.94% 的时间有该类高原涡出现；生命史 ≥ 12 h 的高原涡占总数 10.07%，平均每个暖季 37 个。本文识别的高原涡由于识别资料的时空分辨率高，因此所追踪得到的高原涡数目较前人的研究为多，Curio 等（2018）指出追踪方法，资料 and 资料分辨率的不同会对客观识别结果有一定影响。

图 3.2b 是高原涡生命史与移动距离的散点密度图，两者呈显著较强相关，相关系数为 0.64，信度能通过 99.9% 的显著性检验，一般而言，高原涡生命史越

长，其移动距离越远。生命史短、移动距离小的高原涡占绝大部分，尽管长生命史且移动距离大的高原涡占比很少，但这类高原涡更容易造成灾害性天气。我们用高原涡生命史期间距离高原涡中心 2° 范围内 500 hPa 涡度最大值表示高原涡强度，如图 3.2c 所示，高原涡生命史与其强度呈较弱相关，相关系数为 0.26，这表明有一部分高原涡生命史越长其强度未必更强，这与我们的传统认知有所不同。

3.3.3 垂直伸展特征

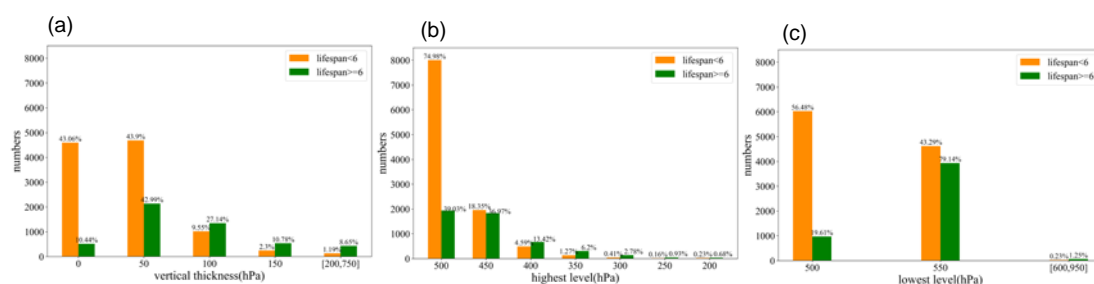


图 3.3 1979-2020 年暖季高原涡的数目分布: (a) 不同垂直伸展厚度; (b) 向上伸展最高层; (c) 向下伸展最低层 (橙色柱子表示生命史 < 6 h 的高原涡, 绿色柱子表示表示生命史 ≥ 6 h 的高原涡)

Figure 3.3 Total number of TPV in the warm season during 1979–2020: (a) different vertical thickness; (b) the highest level; (c) the lowest level. The orange columns show the TPV with lifespan less than 6 h, and the green columns show the TPV with lifespan greater than or equal to 6 h.

图 3.3 以 6 h 为界，将高原涡分为生命史 < 6 h 与 ≥ 6 h 两类，并分别统计了其垂直伸展情况。高原涡垂直伸展厚度是指高原涡在整个生命史期间其向上伸展最高层与向下伸展最低层之间的厚度。由图 3.3 可知，高原涡是典型的边界层低涡，76.31% 的高原涡垂直伸展厚度 ≤ 50 hPa，维持在 500 hPa 附近，而垂直伸展厚度 ≥ 100 hPa 的高原涡占比很少（图 3.3a）。对于生命史 ≥ 6 h 的高原涡，只有 13.04% 的高原涡垂直伸展厚度 ≥ 100 hPa，仅仅 6.6% 的高原涡能向上伸展到 400 hPa。对于生命史 ≥ 6 h 的高原涡，约 46.57% 的高原涡垂直伸展厚度 ≥ 100 hPa，只有 24% 的高原涡向上能伸展到 400 hPa。这说明生命史越长的高原涡，其垂直伸展深厚的可能性越大（图 3.3b）。由于大多数高原涡在高原上生消，而移出高原的高原涡只占一小部分，因此能向下伸展至 600 hPa 的高原涡占比非常少（图 3.3c）。

3.3.4 月变化特征

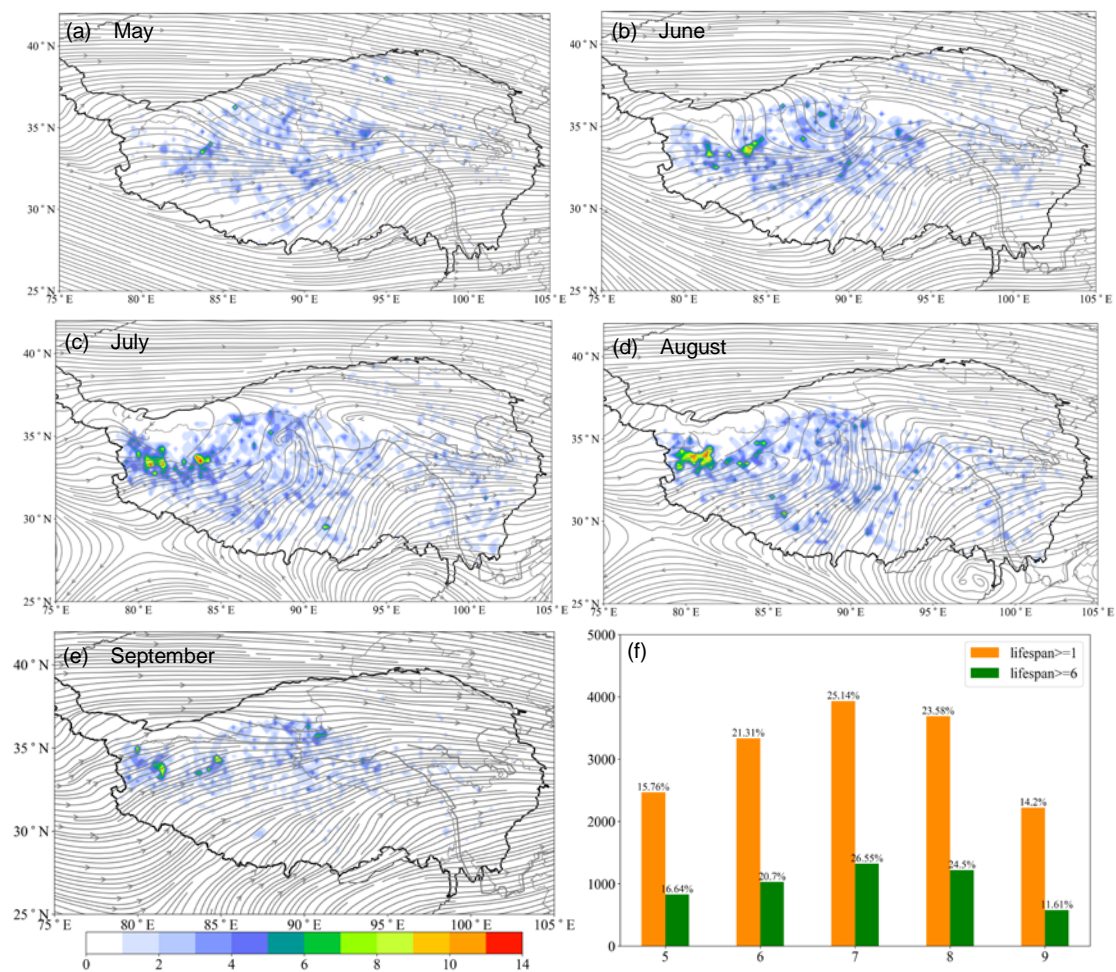


图 3.4 1979-2020 年 (a) 五月, (b) 六月, (c) 七月, (d) 八月和 (e) 九月高原涡生成位置的空间分布和月平均流场; (f) 高原涡生成数目的月变化 (橙色表示全部高原涡, 绿色表示生命史 ≥ 6 h 的高原涡)

Figure 3.4 Spatial distribution of genesis of TPV and monthly averaged streamline field from 1979 to 2020 in (a) May, (b) June, (c) July, (d) August, and (e) September. (f) As in Figure 3.3, but for monthly distribution of the total numbers of the TPV in 1979–2020.

从高原涡生成数目占比的月变化图来看 (图 3.4f), 高原涡数目变化呈现出显著的月变化, 不论是全部高原涡还是生命史 ≥ 6 h 的高原涡, 高原涡数目在 7 月最多, 占比超过 25%, 8 月次之, 占比约 24%, 5 月较少, 占比约 15%, 9 月最少, 特别是生命史 ≥ 6 h 的高原涡, 占比仅 11.61%。高原涡峰值出现在 5 月, 这和 Curio 等 (2019) 基于 ERA-Interim 及 Feng 等 (2014) 基于 NCEP-CFSR 再分

析资料的统计结果相同。从各月高原涡生成位置和月平均流场图来看（图 3.4a-e），高原涡生成位置与气流辐合带的变化密切相关，高原气流辐合带宽且强的月份有更多的高原涡生成。5月高原上流场出现西北气流和西南气流在高原中部交汇，6月大尺度辐合带范围进一步扩大，主要位于 33°N 以北的地区，高原涡生成频数在 84°E , 33.5°N 出现高值中心，7月和8月随着高原南部西南风气流的增强，高原上气流辐合区进一步增强，高原涡数目增加，主要集中在 32°N - 36°N 一带（图 3.1a 红框 1），9月随着季风减弱，南部高原涡活动显著减弱。

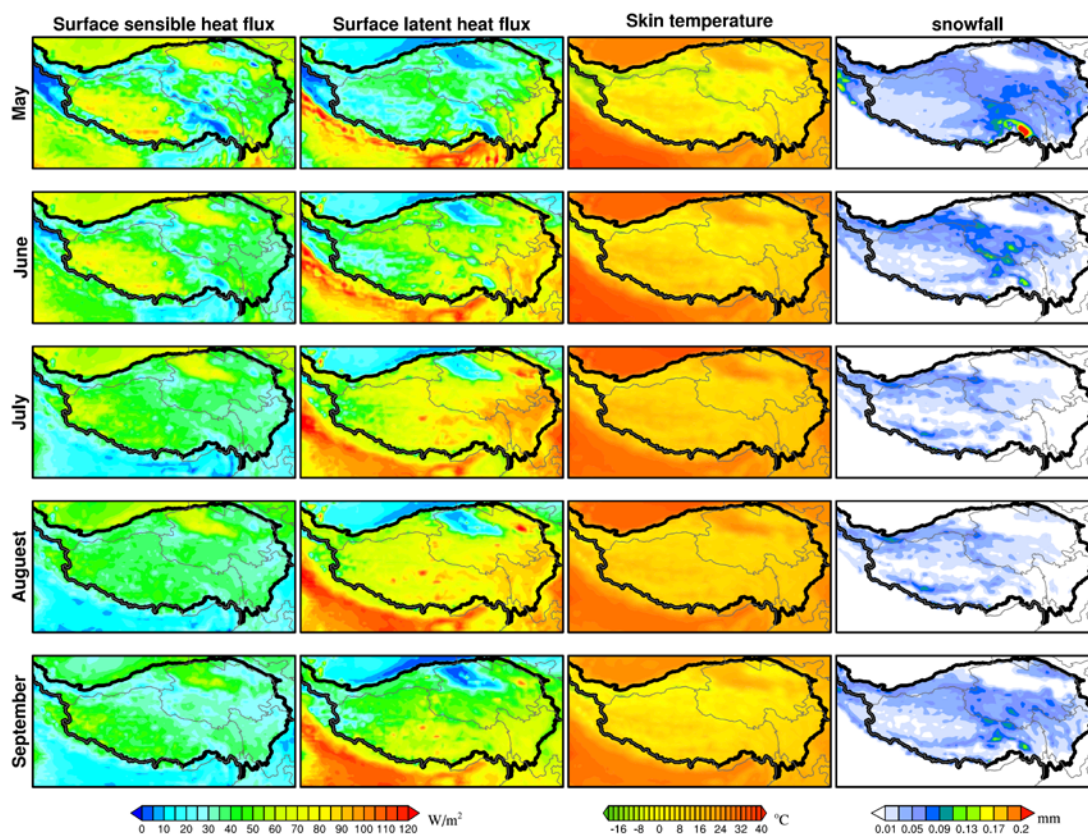


图 3.5 1979-2020 年暖季不同月份的平均地面场特征

Figure 3.5 Characteristics of monthly average surface field in different months during 1979-2020.

高原涡的生成除了与大气环流的变化（如高原气流辐合带）密切相关外，还与高原地表特征的月变化紧密联系。图 3.5 是 1979-2020 年暖季月平均地面场的空间分布，在高原盆地地区，由于地形影响，其感热通量和地表温度比其他地区高，而潜热通量低，几乎没有积雪覆盖，在盆地区域生成的高原涡数目十分少（图

3.4), 这部分高原涡生成发展机制与高原其他地区不一样, 这里我们重点讨论高原其他地区高原涡空间分布的月变化。感热通量分布和高原积雪分布有一定联系, 高原积雪较多的地区, 其感热通量较低。5 月, 高原西部感热通量出现大值区, 但由于潜热通量较低, 高原涡数目较暖季其他月份偏少。6 月潜热通量和地表温度逐渐增加, 高原涡生成数目增大。6-8 月是高原雨季的集中期, 一方面降水增多使得地表降温, 因此感热在 7 月后迅速减小, 另一方面降雨增多使得土壤湿度增大, 土壤蒸发加大 (李国平等, 2021), 7 月和 8 月高原潜热通量大大增加, 特别是高原东部地区, 最大值为 $110-120 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 7 月和 8 月也是暖季高原涡生成数目较多的月份。9 月由于感热通量和潜热通量大大减少, 高原涡生成数目大大减少。这说明地表感热加热、地表潜热加热、地表温度与高原涡的生成频数在空间上存在明显联系, 在今后的研究中可以进一步定量研究地面热源分布对高原涡生成的影响。

3.3.5 日变化特征

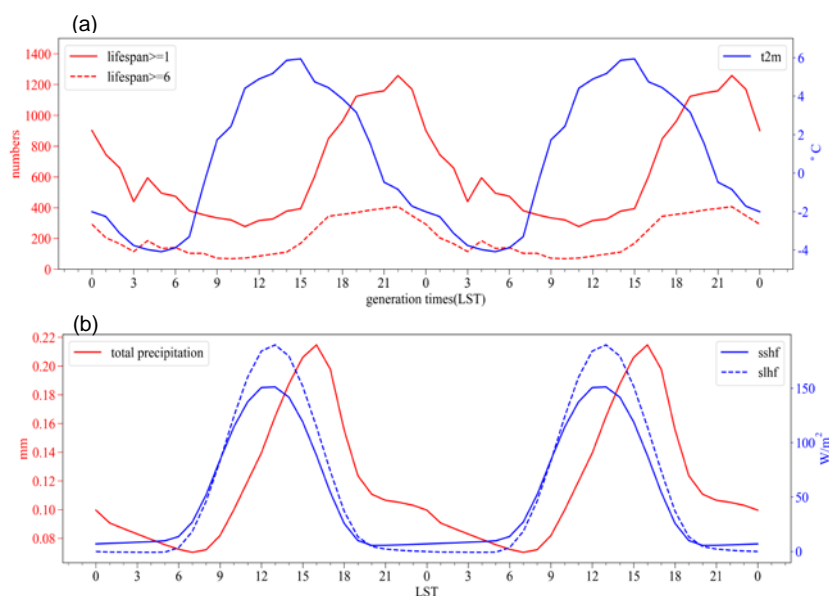


图 3.6 (a) 1979-2020 年暖季高原涡生成数目日变化 (红线表示全部高原涡, 蓝线表示生命史 ≥ 6 h 的高原涡) 和高原日变化 (蓝色实线表示 2 m 温度); (b) 高原日变化 (红色实线表示总降水, 蓝色实线表示感热通量, 蓝色虚线表示潜热通量), 各物理量场由高原 ($78^{\circ}\text{E}-103^{\circ}\text{E}$, $31^{\circ}\text{N}-36^{\circ}\text{N}$) 在 1979-2020 年暖季的合成得到

Figure 3.6 (a) Daily variation of the total number of TPV generated in the warm season during 1979-2020 (red line indicates all-TPV, blue line indicates the TPV with lifespan greater than or equal to 6 h) and daily variation of the Tibetan Plateau (blue solid line indicates 2 m temperature); (b) daily variation of the Tibetan Plateau, red solid line indicates total precipitation, blue solid line shows surface sensible heat flux, blue dotted line indicates latent heat flux, and each physical quantity field is obtained from the composition of the plateau (78°E-103°E, 31°N-36°N) in the warm season during 1979-2020.

图 3.6 是高原涡在一天内各个时刻的生成数分布，基于高分辨率 ERA5 资料获取了高原涡更加精细化的日变化特征，由于青藏高原东西跨度大，横跨多个时区，为了减少地理位置对日变化的影响（Guo 等., 2014），我们将高原涡生成时转换为地方时（ $LST=UTC+LON/15$ ）。由图 3.6 可知，高原涡生成数目日变化呈单峰型，3-14 时一部分高原涡生成，15 时后高原涡生成数目快速增加，高原涡主要在 19-00 时生成，在 22 时达到峰值。全部高原涡和生命史 ≥ 6 h 的高原涡日变化趋势一致，相关系数达到 0.97（通过 99.9% 的显著性检验）。高原涡消亡时刻的日变化不如生成时刻显著（图略），分布较分散。高原感热通量、潜热通量、2m 温度和总降水的日变化特征也呈现出单峰型，分别在 13 时、13 时、15 时和 16 时达到最大。高原涡生成时刻的日变化与地面场中感热通量和潜热通量的日变化联系密切。在夏季的白天，高原作为巨大热源使得对流层中的大气呈高温、高湿和对流不稳定状态。高原近地层为热低压，通过低层辐合产生对流且气柱升温（潜热释放），受流体连续性控制，高空等压面抬高产生辐散，又有利于低空辐合，因此高原涡生成数目增加（朱乾根 等, 2000）。高原涡的峰值时刻约出现在 21-23 h，滞后地表峰值温度约 7 h，滞后感热、潜热通量峰值约 9 h，滞后峰值降水约 6 h，这表明，高原涡的生成除了受到热力条件的影响，动力条件的贡献不容忽视。

3.4 高原涡年生成数的长期趋势特征

在全球变暖的背景下，高原作为地球“三极”之一，是全球气候变化的敏感区与关键区，自 60 年代以来，青藏高原增温速率与北极地区一致，明显高于全

球同期水平（李菲 等，2021），但近 10 年增温速度有所放缓，仍然高于全球同期水平。在这种快速变暖的背景下，高原涡会表现出怎样的变化特征？本小节重点分析了 1979-2020 年暖季及各月高原涡的生成个数长期趋势特征。

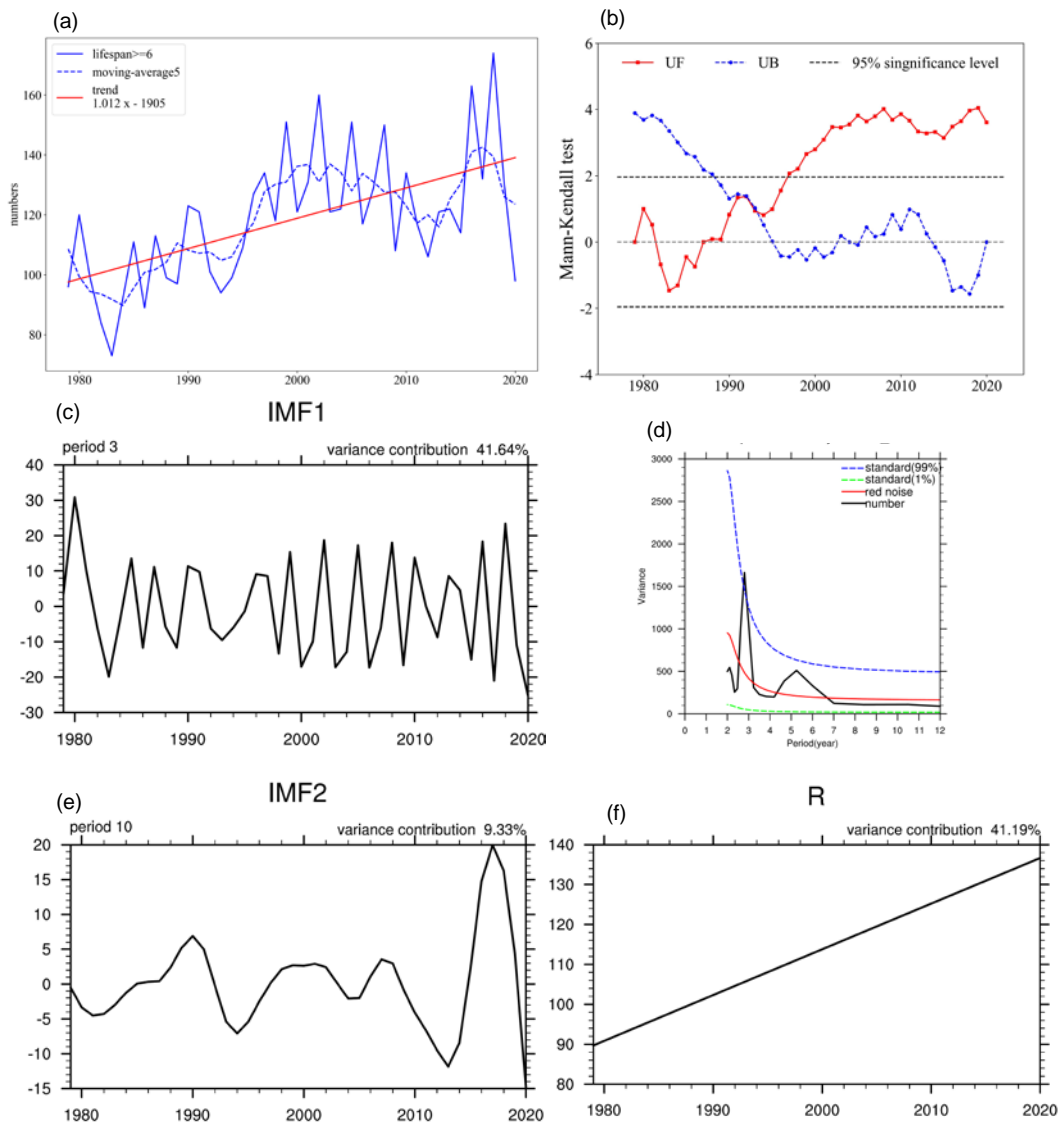


图 3.7 生命史 ≥ 6 h 的高原涡在 1979-2020 年暖季的年生成数：(a) 蓝色实线表示年生成数序列；虚线表示 5 年滑动平均线；红色线表示趋势线；(b) MK 突变检验；EEMD 分解后得到的 (c) IMF1 模态，(d) IMF1 模态的红噪声检验，(e) IMF2 模态和 (f) R 余项

Figure 3.7 Annual generation number of TPV with lifespan greater than or equal to 6 h in the warm season during 1979-2020: (a) the blue solid line represents the annual generation number sequence, the dotted line represents the 5-year moving average and the red line

indicates the trend line; (b) MK mutation test; (c) the IMF1, (d) the red noise confidence test of the IMF1, (e) the IMF2, and (f) the R residual term of the EEMD, respectively.

如图 3.7a, 在 1979-2020 年暖季, 生命史 ≥ 6 h 的高原涡共 4953 个, 日均 0.8 个, 生成最多的年份有 170 个高原涡, 最少的年份也超过 70 个, 高原涡生成数目呈逐年增加趋势, 其气候倾向率为 10 个/10a, 线性拟合度高, 因此生命史 ≥ 6 h 的高原涡个数整体呈增长趋势显著。图 3.7b 是 MK 检验结果, UF 分量自 1979 年呈上升趋势, 1982 年后变为减小趋势, 1989 年后上升趋势, 并于 1996 年超过显著水平 95% 的临界线, UF 和 UB 的交点在 1993 年, 表明暖季高原涡年生成数在 1993 年发生突变后, 1996 年以后呈显著增加趋势。

对生命史超过 ≥ 6 h 的高原涡年生成数序列进行 EEMD 分解, 得到各 IMF 模态及余项, 并计算了各模态对应的周期、显著性检验及方差贡献 (图 3.7c-f), 其中信噪比为 0.2, 集合样本数为 100。在暖季, 生命史 ≥ 6 h 的高原涡平均每年生成 136 个, 其 IMF1 模态存在 3 年周期, 方差贡献为 41.64%, 且能通过信度为 0.01 的显著性检验 (图 3.7c-d), 其 IMF2 模态存在 10 年周期, 方差贡献为 9.33% (图 3.7e), 且能通过信度为 0.01 的显著性检验 (图略)。由于 IMF3 周期为 21 年, 相对于 42 年研究时段来说, 不具备研究意义, 因此本文暂不讨论 IMF3 模态。从 EEMD 分解的余项来看, 高原涡年生成数呈显著增加趋势, 方差贡献达 41.19%, 这与高原变暖的长期趋势是一致的。

不同生命史的高原涡个数或时次的长期趋势不同, 表 1 是对不同生命史的高原涡个数和时次进行 EEMD 分解得到的 IMF1、IMF2 和余项 R。IMF1 方差贡献占接近一半, 存在 2-3 年的周期, 从高原涡年生成个数上看, 只有生命史 ≥ 6 h 的高原涡能通过信度为 0.05 的显著性检验, 但从高原涡年生成时次数上看, 只有生命史 ≥ 24 h 的高原涡不能通过信度为 0.05 的显著性检验。IMF2 存在 6-8 年的周期, 除了全部高原涡数目, 其他类别的高原涡年生成频数都能通过信度为 0.05 的显著性检验, 说明高原涡年变化周期为 6-8 年较为显著, 此外, 由余项 R 得到的趋势都是增加趋势, 其中生命史 ≥ 6 h 高原涡个数最显著, 方差贡献为 41.19%, 生命史 ≥ 6 h 的高原涡时次数较为显著, 方差贡献为 25.33%, 生命史 ≥ 12 h 的高原涡个数也较为显著, 方差贡献为 16.41%, 其他类别增加趋势贡献低于 10%。

表 3.1 不同类别高原涡年生成频数的 EEMD 分解

Table 3.1 EEMD decomposition of annual generation frequency of different types of TPV.

年生成频数	IMF1			IMF2			R	
	周期	方差 贡献 (%)	显著性 检验 (信 度 0.05)	周期	方差 贡献 (%)	显著性 检验 (信度 0.05)	方差贡 献(%)	趋势 项
全部高原涡个数	2	56.36	不能	7	31.24	不能	4.89	增加
生命史 ≥ 6 h 的高 原涡个数	3	41.64	能	10	9.33	能	41.19	增加
生命史 ≥ 12 h 的 高原涡个数	2	41.63	不能	6	14.16	能	16.41	增加
生命史 ≥ 24 h 的 高原涡个数	3	52.79	不能	7	32.45	能	6.7	增加
全部高原涡时次	3	53.05	能	7	17.53	不能	11.16	增加
生命史 ≥ 6 h 的时 次	3	40.66	能	7	16.52	能	25.33	增加
生命史 ≥ 12 h 的 时次	3	43.27	能	7	12.63	能	10.88	增加
生命史 ≥ 24 h 的 时次	3	50.33	能	6	26.78	能	7.41	增加

生命史 ≥ 6 h 的高原涡长期趋势显著增加, 图 3.8 是各月生命史 ≥ 6 h 的高原涡生成数目的年变化, 高原涡生成数 7 月最多, 9 月最少, 5-8 月呈增加趋势, 9 月

呈减少趋势，其中7月和8月趋势最显著，线性倾斜率为每10年增加3-4个高原涡，能通过99%的显著性检验，其他月份不能通过显著性检验。说明生命史 ≥ 6 h高原涡的增长趋势主要与7、8月高原涡年生成数增加有关。

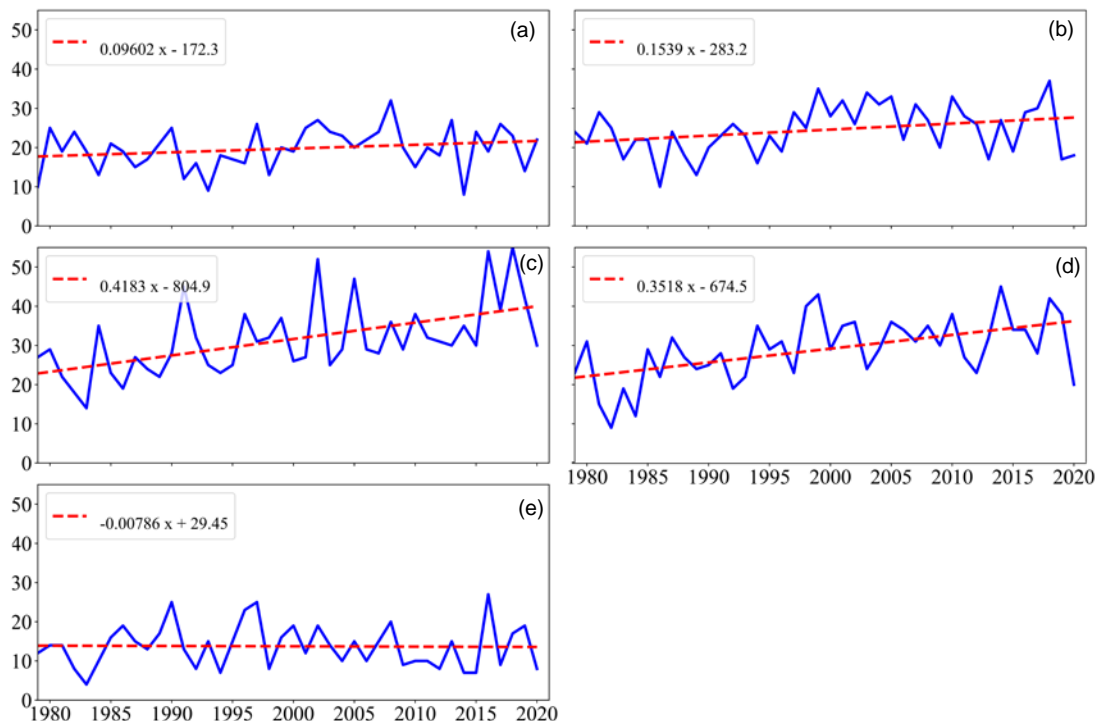


图 3.8 1979-2020 年 (a) 5 月、(b) 6 月、(c) 7 月、(d) 8 月和 (e) 9 月生命史 ≥ 6 h 的高原涡生成数目年变化，红色线表示趋势线

Figure 3.8 Annual variation of the number of TPV with lifespan greater than or equal to 6 h from 1979 to 2020 in (a) May, (b) June, (c) July, (d) August, and (e) September. The red line indicates the trend line.

3.5 高原涡年生成数与高原增暖海拔依赖性分析

高原地区气候变暖存在“海拔依赖”现象，即海拔越高的地区气候变暖的速率越快 (Guo 等., 2021)。生命史 ≥ 6 h 的高原涡呈现显著增加趋势，其年际生成数目是否与高原增暖“海拔依赖”现象有关呢？本小节主要探讨这一科学问题。

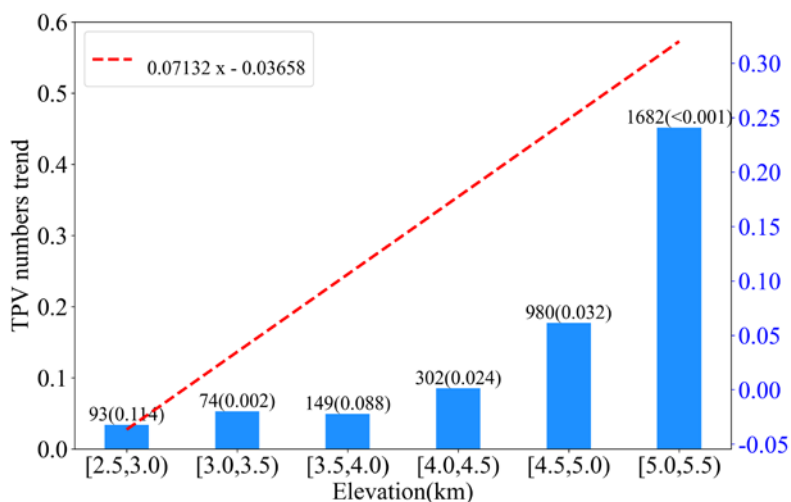


图 3.9 1979-2020 年 6-8 月生命史 ≥ 6 h 的高原涡数目年变化趋势随高度的变化

Figure 3.9 Annual trends in the number of TPV with lifespan greater than or equal to 6 h as a function of altitude in June-August from 1979 to 2020.

首先，按照不同高度计算 1979-2020 年 6-8 月生命史 ≥ 6 h 的高原涡生成数目的年际变化趋势，图 3.9 中蓝色的柱子表示不同高度区间下高原涡的年变化趋势，括号内小数表示显著性检验的信度，除了生成在高度区间为 2.5-3 km 的高原涡年际变化趋势不能通过信度为 0.01 的显著性检验外，其他高度区间的高原涡都能通过信度为 0.01 的显著性检验，这说明这些高度区间内生成的高原涡年际增加趋势非常显著。图 3.9 中柱子上的数字表示在这一高度区间生成的 1979-2020 年 6-8 月生命史超过 6 h 的高原涡总个数，生成在高度区间为 5-5.5km 的高原涡数目最多，共计 1682 个，平均每年增加 0.5 个。然后，对不同高度上的高原涡长期趋势以高度为自变量进行线性分析，结果表明，生命史超过 6h 的高原涡长期趋势随高度呈增加趋势，能通过信度为 0.05 的显著性检验，因此生命史超过 6h 的高原涡年生成数目与海拔高度呈正相关，即海拔越高，高原涡生成的年际增长趋势越显著。

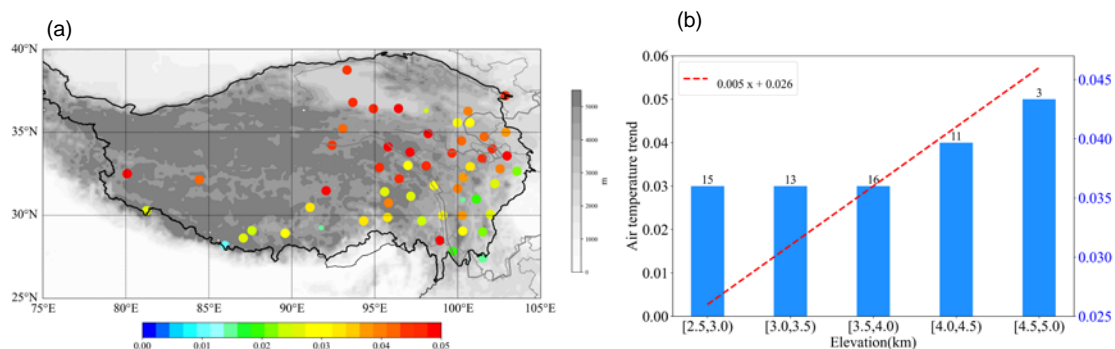


图 3.10 (a) 1979-2020 年 6-8 月站点平均温度年变化趋势的空间分布; (b) 1979-2020 年 6-8 月高原温度年变化趋势随高度的变化

Figure 3.10 (a) Spatial distribution of interannual trends of stations mean temperature in June-August from 1979 to 2020; (b) Interannual variation of temperature trends with height on the Tibetan Plateau in June-August from 1979 to 2020.

本章进一步分析了 1979-2020 年 6-8 月高原站点温度的“海拔依赖”现象。首先，挑选了温度资料中具有 1979-2020 年 6-8 月完整时段的高原站点，由于高原测站较少，海拔在 2.5-5 km 区间的站点一共有 58 个。然后，计算各站点在 1979-2020 年 6-8 月的平均温度，图 3.10a 是 1979-2020 年 6-8 月站点平均温度年际变化趋势的空间分布，大点表示该站点 6-8 月平均温度年变化趋势通过了 95% 以上信度的显著性检验，高原上 94.8% 的站点都通过了信度为 95% 的显著性检验，并呈现出增加趋势，其中高原中部观测站增温幅度为每年增加 0.05°C。同样地，本章对不同高度上的站点温度长期趋势进行线性分析，蓝色柱子上数字表示在这一高度区间内的站点数目，结果表明，站点 6-8 月平均温度的气候趋势随高度呈增加趋势，能通过信度为 0.05 的显著性检验，这说明高原地区气候变暖存在“海拔依赖”现象（图 3.10b）。

以上结果表明，1979-2020 年 6-8 月期间，高原地区气候变暖存在“海拔依赖”现象，既然高原涡生成数目也存在“海拔依赖”现象，而高原涡又是造成高原及周边地区的重要降水系统，那么是否降水也存在“海拔依赖”现象呢？由于降水资料只有 1981-2020 年的资料，首先挑选了降水资料中具有 1981-2020 年 6-8 月完整时段且海拔在 2.5-3 km 的高原站点，共计 48 个。与温度趋势不同，降水趋势具有一定的复杂性，图 3.11a 是 1981-2020 年 6-8 月站点累积降水量年际

变化趋势的空间分布,其中大点表示该站点 6-8 月累积降水长期趋势能通过 95% 的显著性检验,仅 8 个站点降水长期趋势能通过显著性检验,从各站点地理分布上看,高原北部降水增加趋势比南部显著,其主要原因在于影响高原南部(低纬度系统)和北部(中高纬度系统)降水的主要天气系统之间存在显著差异。Li 等(2021a)对高原北部存在降水增加趋势而南部不存在这一现象进行了探讨,指出全球变暖背景下高原北部高原涡生成频数明显比南部多,是造成高原南北趋势不同的重要原因。同样地,对不同高度站点的累积降水长期趋势进行线性分析,蓝色柱子上数字表示在这一高度区间内的站点数目,结果表明,在 2.5-5 km 高度范围内,站点 6-8 月累积降水的气候趋势随高度呈增加趋势,但不能通过显著性检验,这说明高原降水的“海拔依赖”现象不显著(图 3.11b),相比于温度,降水的成因更为复杂,高原降水的长期趋势也更为复杂。

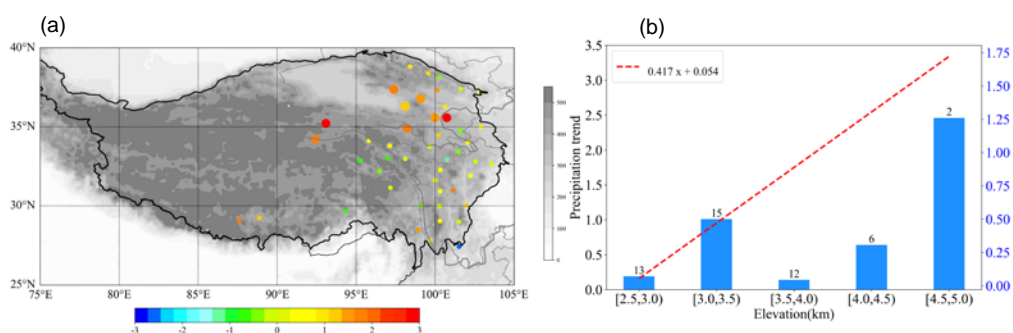


图 3.11 (a) 1981-2020 年 6-8 月站点累积降水量年际变化趋势的空间分布; (b) 1981-2020 年 6-8 月站点累积降水量年际变化趋势随高度的变化

Figure 3.11 (a) Spatial distribution of interannual trends of accumulated precipitation at stations in June-August from 1981 to 2020; (b) Interannual variation of cumulative precipitation trends with height at stations in June-August 1981-2020.

3.6 小结

本章基于建立的 1979-2020 年(共 42 年)暖季高原涡数据集,对高原涡的活动特征进行了统计研究。42 个暖季内,一共追踪得到了高原涡 15644 个,平均每年生成 372 个,高原西部生成的高原涡数目较多,涡源主要集中于 78°E-85°E, 32°N-36°N。生命史 ≥ 6 h 的高原涡占总数 34.47%,平均每年 118 个;高原涡具有明显的短生命史、准静止、垂直浅薄特征,生命史与移动距离呈显著正相关;高

原涡生命史与强度呈较弱的正相关；对于生命史 ≥ 6 h 的高原涡，只有 24% 的高原涡向上能伸展到 400 hPa。

高原涡活动存在显著的月变化。高原涡生成主要集中在 6-8 月，其中 7 月高原涡生成最多，9 月最少。从月际尺度上看，高原涡生成数目与气流辐合带有密切联系，高原气流辐合带宽且强的月份有更多的高原涡生成。高原涡的月际变化还与高原地表的感热、潜热月际变化密切相关。高原涡活动的日变化具有单峰特征，峰值出现在 22 时（局地时），滞后地表峰值温度约 7 h，滞后感热、潜热通量峰值约 9 h，滞后峰值降水约 6 h，这表明，高原涡的生成除了受到热力条件的影响，受动力条件影响也很大。

1979-2020 年暖季，生命史 ≥ 6 h 的高原涡生成数目年际变化呈显著增加趋势，其线性倾向率为 10 个/10a，根据 EEMD 分解的余项，具有准 3 年的周期，能通过信度为 99% 的显著性检验，MK 检验表明暖季高原涡年生成数在 1993 年发生突变后，高原涡数目呈上升趋势。不同月份高原涡生成数目的年际变化趋势有所不同：7 月和 8 月的上升趋势最为显著，线性倾斜率为每 10 年增加 3-4 个高原涡，能通过 99% 的显著性检验；5 月、6 月呈增加趋势，9 月呈减少趋势，但未能通过显著性检验。

从气候趋势上看，高原变暖呈现出“海拔依赖”现象，高原涡生成数目变化也呈现出“海拔依赖”现象，即高海拔地区，其增温速率更快，高原涡年际生成的增长趋势也更大，但降水长期趋势的“海拔依赖”现象不显著，表现为高原北部降水的年际增长趋势比南部快。

第4章 不同类型高原涡的共性演变特征及对降水的影响

4.1 引言

高原涡是造成夏季高原及下游地区降水的重要天气系统（叶笃正和高由禧，1979；Lin 等., 2021a），因此研究高原涡的演变特征及其对降水的影响具有重要的实际意义与理论价值。高原涡在高原上生成、发展，尽管追踪大多数高原涡在高原上消亡，在有利的环流背景下，高原涡可以移出高原，引发我国西南乃至东部地区严重的洪涝灾害，例如，1998 年长江流域的洪涝灾害与高原涡的移动和发展有着密切的联系（Tao 和 Ding, 1981； Feng 等., 2014； Yu 等., 2014；林志强, 2015； Li 等., 2019d）。

长久以来，高原涡的演变机理都是高原涡研究的重点，前人对此开展了一系列的研究，得到的结果有较显著的差异，例如，Shen 等（1986）研究发现高原地表感热加热可以加强高原中部高原涡的发展；Wang（1987）进一步研究指出地表感热加热对高原涡的生成非常重要，潜热加热是高原涡发展的重要因素；而 Dell'osso 和 Chen（1986）则认为地表感热加热会抑制高原涡的发展。Li 等（2014a）研究发现大气热源的垂直分布决定了高原涡的强度和移动方向；肖递祥等（2016）则认为高原涡移出高原后的移动方向受高原涡东部正涡度变率的影响；Lin 等（2021b）的结果表明深厚的高原涡比浅薄的高原涡更容易移出，且移出高原后不容易消亡。

造成前人高原涡研究结果存在显著差异的关键原因在于之前的研究多是基于个例开展的，不同高原涡的个例差异较大，因而研究结果差异也较大。因此，从共性上研究各类高原涡的演变机理具有重要的科学价值。目前，使用高时空分辨率（1h, $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ）、长序列（1979-2020 年 5-9 月）ERA5 再分析资料研究高原涡的工作较为罕见，此外，定量研究高原涡对降水影响的工作也较少。不同类型高原涡的环流背景、结构特征有何不同？其共性生成机制是什么？如何对降水产生影响？这些科学问题仍未完全解答。基于此，本章将高原涡分为准静止型（QS）、移动非移出型（MV-noouts）和移出型（MV-outs）三类，并对不同类型高原涡的时空分布、移动路径、合成环流进行深入分析，并利用涡度收支方程从

共性上揭示三类高原涡的生成机制。此外,还根据不同降水量级定量计算了不同类型高原涡对降水的贡献,从而深化对高原涡的认识。

4.2 资料和方法

4.2.1 资料

由于高原地区站点稀少且分布不均,不能有效反映降水的空间分布特征,本章使用了最新一代全球降水观测计划 GPM 的多星融合反演卫星降水产品 IMERG (Final-Run)。GPM 在 TRMM 卫星基础上迭代,该产品融合了多种微波数据和地球静止卫星红外观测,一定程度上可以反映中国大陆地区的降水特征(孔宇, 2017; 任英杰 等, 2019)。经评估,IMERG 产品在青藏高原上反演降水的精度较优(汪梓彤 等, 2021),该产品在高原上的表现比 TRMM 卫星的 3B44 (V7) 产品好(Ma 等., 2016; Tang 等., 2018; Zhang 等., 2018),可用于高原地区的降水计算。

由于该数据起始于 2000 年 6 月 1 日 00 时,且暖季(5-9 月)是本文研究高原涡的时段,因此本章选用该资料的时间范围是 2001-2020 年 5-9 月,其时间分辨率为 30 min,空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$,用于计算高原涡降水分布特征。

4.2.2 方法

本章使用两种方法来描述高原涡的运动,欧拉合成方法是根据固定空间点对各类样本进行平均,主要用于研究高原涡的环流背景场。考虑到高原涡位置会发生移动,而拉格朗日合成方法是以高原涡中心为坐标原点,坐标随着高原涡的移动而移动,在移动坐标系中每次对同一范围内的格点进行动态合成,主要用于分析高原涡自身的结构特征。

本章使用 Kirk (2003) 的涡度收支方程 (4.1),忽略摩擦项, p 坐标系下的垂直涡度方程为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \underbrace{-V_h \cdot \nabla_h \zeta}_{\text{HAV}} - \underbrace{\beta v}_{\text{BT}} - \underbrace{\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}}_{\text{VAV}} + \underbrace{k \cdot \left(\frac{\partial V_h}{\partial p} \times \nabla_h \omega \right)}_{\text{TIL}} - \underbrace{(\zeta + f) \nabla_h \cdot V}_{\text{STR}} \quad \dots (4.1)$$

其中, ζ 为相对涡度, V_h 指水平风矢量, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$, f 表示科氏参数, ω 是 p 坐

标下的垂直速度。HAV 和 BT 分别是相对涡度和地转涡度水平平流项，这两项的和也称作绝对涡度水平平流项，VAV 表示垂直涡度平流项，这三项是涡度的主要输送项；STR 是散度项，表示水平辐合或辐散造成的涡度变化，TIL 是倾斜项，也称为扭转项，这两项是涡度的主要制造项。TOT 项表示方程右边五项的和，即 $TOT=HAV+VAV+TIL+BT+STR$ 。本章应用涡度收支方程分析不同类高原涡的生成机制，首先对于每个高原涡，在其各特征时刻，对各个层次计算涡度收支，然后对各类别高原涡的涡度收支各项分别进行拉格朗日合成。

高原涡相关降水是指高原涡影响范围内的降水，这类降水形成与高原涡密切相关，按照高原涡的特征尺度将距离高原涡中心 3° 范围内的降水 (Curio 等., 2019) 定义为高原涡相关降水。本文以高原涡活动区域所有轨迹中心 3° 范围对降水场进行判别，只保留 3° 范围内的降水，将之视为高原涡相关降水，并进一步计算各类别高原涡相关降水及该降水与局地总降水的比率，以定量计算高原涡对局地降水的贡献。

4.3 三类高原涡的统计特征

4.3.1 三类高原涡的分类标准

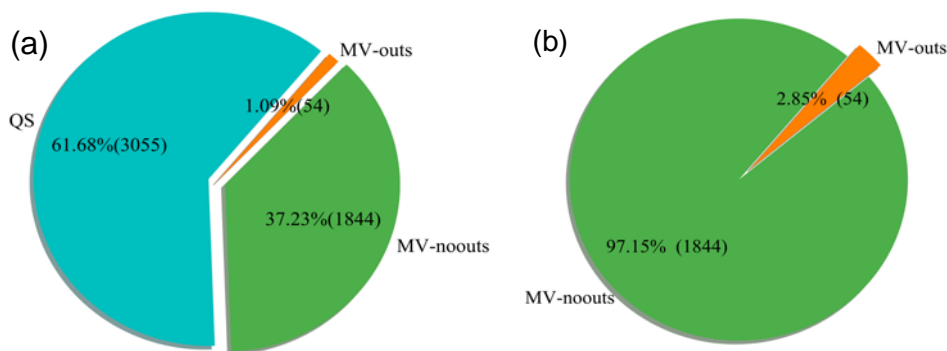


图 4.1 (a) 准静止型 (QS)、移动非移出型 (MV-noouts) 和移出型 (MV-outs) 高原涡的个例数目分布，百分比表示各类高原涡数目占生命史 ≥ 6 h 高原涡的比例；(b) 移出型 (MV-outs) 和移动非移出型 (MV-noouts) 高原涡的个例数目分布，百分比表示各类高原涡数目占移动型 (MV) 高原涡的比例。括号内的数字表示高原涡的数目

Figure 4.1 (a) Number of quasi-stationary (QS), moving but not out of the Tibetan Plateau (MV-noouts) and moving out of the Tibetan Plateau (MV-outs) TPV, and the

percentage indicates the proportion of the number of various types of TPV in the TPV with the lifespan ≥ 6 h; (b) The number of MV-outs and MV-noouts TPV, and the percentage indicates the proportion of the number of various types of plateau vortices to the number of MV TPV. The numbers in brackets indicate the number of TPV.

为进一步研究高原涡活动特征, 本文将生命史 ≥ 6 h 的高原涡, 分为准静止型 (QS) 和移动型 (MV) 高原涡, 以高原涡生成位置 (高原涡整个生命史的前 2 个时刻位置的平均值, 减少高原涡中心跳跃带来的误差) 为中心, 计算高原涡生命史中各时刻移动位置与生成位置的距离差, 并取其最大值定义为最远移动距离, 最大距离差所在位置认为是最远移动位置。如果最远移动距离超过 2° , 认为该个例是移动型高原涡, 否则是准静止型高原涡。将移动型高原涡分为移出型 (MV-outs) 高原涡和移动非移出型 (MV-noouts) 高原涡, 如果涡旋消亡位置移出高原且超过高原边界 2° , 认为是移出型高原涡, 否则认为是移动非移出型高原涡。1979-2020 年暖季共追踪高原涡 15644 个, 其中生命史 ≥ 6 h 的高原涡, 共计 4953 例。对生命史 ≥ 6 h 的高原涡进行统计发现, 共有 3055 例 (约 61.7%) 是准静止型高原涡; 共有 1898 例 (约 38.3%) 是移动型高原涡; 仅有 54 例 (1.1%), 共属于移出型高原涡, 仅占移动型高原涡的 2.85%。由此可知, 绝大多数高原涡是不能移出高原的, 这与部分前人的统计结果相一致。

图 4.2 是三类高原涡的移动路径图, 准静止型和移动非移出型高原涡数目众多, 主要在高原范围内活动, 准静止型高原有着显著的地形依赖特征, 移动非移出型高原涡主要在高原的中部地带 (30°N - 37°N) 活动。移出型高原涡主要生成于高原东部与北部边缘, 虽然数目少, 但影响范围大, 主要以东移, 东北移和东南移路径为主, 最远可东移出海到达 120°E 附近, 多数移出型高原涡可以影响我国西南、西北和中部地区。高原涡的移出, 使得它的影响范围远大于高原主体。

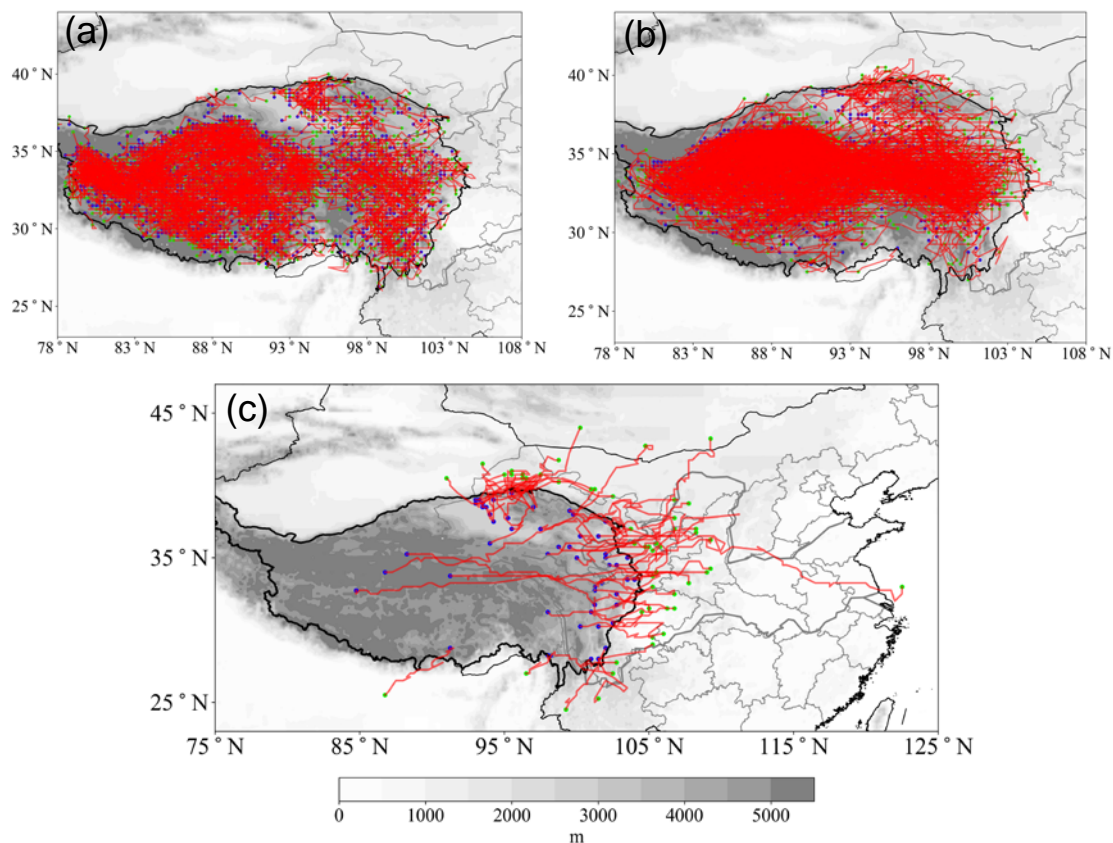


图 4.2 三类高原涡的移动路径图：(a) 准静止型；(b) 移动非移出型；(c) 移出型，其中蓝点表示高原涡的生成位置，绿点表示高原涡的消亡位置，红线表示高原涡的路径，阴影表示地形，加粗黑线表示高原边界

Figure 4.2 Tracks of three types of TPV: (a) QS; (b) MV-noouts; (c) MV-outs, where the blue dot represents the generation position of the TPV, the green dot represents the death position of the TPV, the red line represents the track of the TPV, the shaded represents the terrain, and the bold black line represents the Tibetan Plateau boundary.

图 4.3 是三类高原涡的生命史分布，如图所示，准静止型高原涡多为短生命史，生命史 <12 h 的高原涡占准静止型高原涡达 80% 以上；移动非移出型高原涡在各生命史区间都有分布，其高原涡数目随生命史增加而减少；相比于准静止型和移动非移出型高原涡，移出型高原涡中较长生命史高原涡数目占比大大增加，生命史 ≥ 24 h 的移出型高原涡占移出型高原涡的 47%，而在准静止型和移动非移出型高原涡中约占 0.52% 和 14.5%。

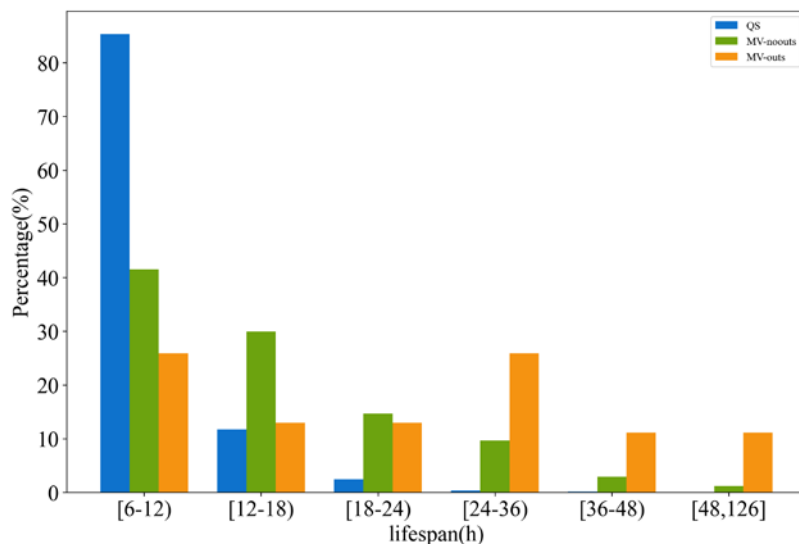


图 4.3 不同生命史高原涡占各类高原涡的百分比分布，其中蓝色表示准静止型，绿色表示移动非移出型，橙色表示移出型

Figure 4.3 The percentage of TPV in different lifespan of QS(blue), MV-noouts(green) and MV-outs(orange) TPV.

4.3.2 准静止型和移动型高原涡的时空分布特征

由于准静止型高原涡比移动型高原涡数目多，本文使用堆叠条形图描述两类高原涡的年变化和月变化。如图 4.4a 所示，暖季，生命史 ≥ 6 h 的高原涡生成数目呈明显的年变化特征，其中 2018 年数目最多，为 174 个，1983 年数目最少，为 73 个。准静止型和移动型高原涡年际变化也有显著差异，准静止型高原涡平均每年暖季生成数约 73 个，其中 2019 年数目最多，为 119 个，1983 年数目最少，为 39 个；移动型高原涡平均一个暖季生成约 45 个，其中 2016 年数目最多，为 61 个，1981 年数目最少，为 29 个。准静止型和移动型高原涡年际变化呈显著增加趋势，气候倾向率分别为 0.74/10a 和 0.2/10a，且增加趋势都能通过信度为 0.01 的显著性检验（图略），这与全球气候变暖背景下高原显著增温有一定联系（本文 3.5 节）。图 4.4b 是移动型和准静止型高原涡生成数目的月变化，准静止型高原涡月变化显著，在 7 月、8 月生成最多，分别占暖季 27.5% 和 27%，在 5 月和 9 月生成较少，分别占暖季 14.3% 和 12%。移动型高原涡月变化差异没有准静止型高原涡明显，7 月生成最多，占暖季 25.1%，9 月生成最少，占暖季 11%，但 5 月-8 月之间差异不显著，占暖季百分比都达到 20% 以上。

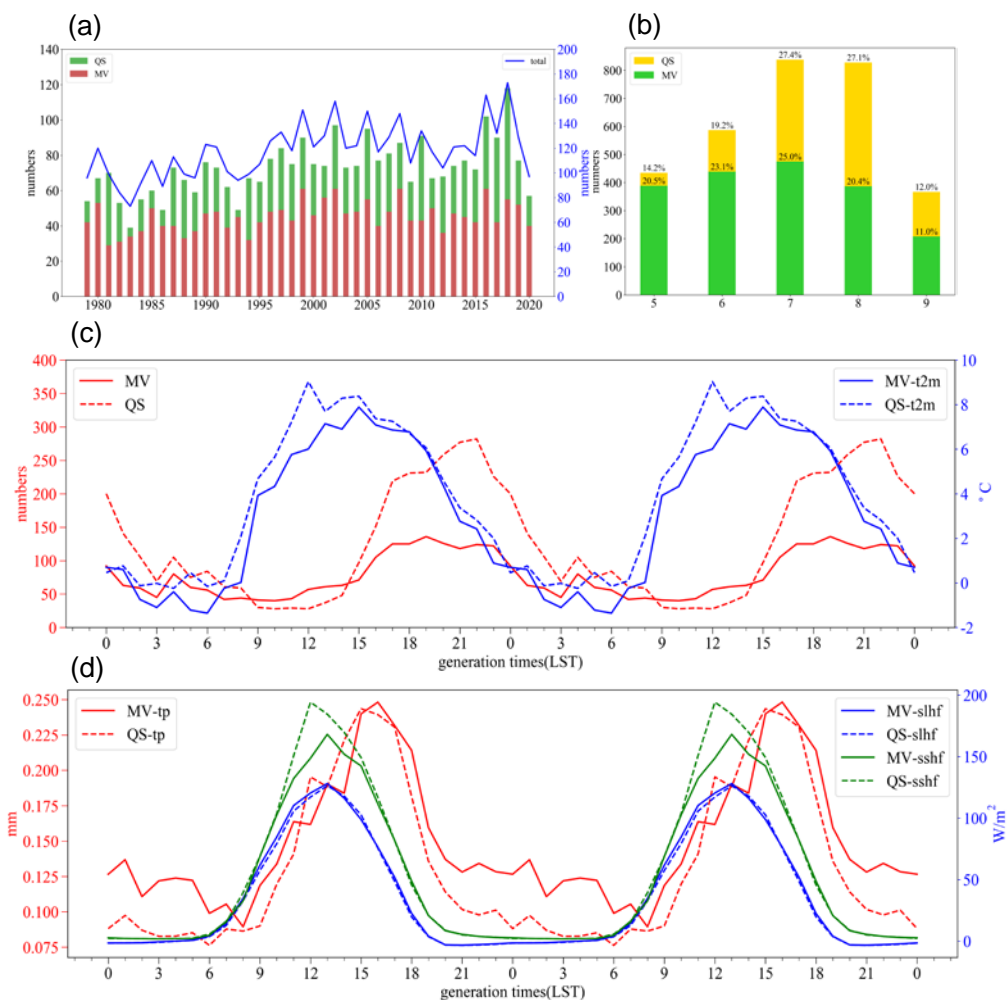


图 4.4 准静止型和移动型高原涡数目的时间变化：(a) 年变化，其中绿色柱子表示准静止型，红色柱子表示移动型，蓝线表示生命史 ≥ 6 h 的高原涡的数目；(b) 月变化，黄色表示准静止型，绿色表示移动型，柱子上的数字表示该月生成的高原涡数目占暖季的百分比；(c) 日变化，LST 表示局地标准时间，虚线表示准静止型，实线表示移动型；QS-2m 和 MV-2m 表示准静止型和移动型高原涡生成时 2m 温度的日变化；(d) 同 (c)，但红线，蓝线和绿线分别表示高原涡生成时总降水 (tp)、地面感热通量 (slhf) 和地面潜热通量 (sshf) 的日变化

Figure 4.4 Temporal variation of the number of the QS and MV TPV: Panel (a) represents annual variation, where the green columns represent QS, the red columns represent MV, and the blue line represents the TPV with the lifespan ≥ 6 h; Panel (b) represents monthly variation, where the yellow represents QS, the green represents MV, and the numbers on the columns indicate the number of TPV generated in that month as a percentage of the warm

season; Panel (c) represents diurnal variation, where the LST represents the local standard time, the dashed line represents QS, and the solid line represents MV; QS-2m and MV-2m represent the diurnal variation of temperature at 2 m when the QS and the MV TPV is generated. Panel (d) is the same as Panel (c), but the red line, blue line and green line represent diurnal variation of total precipitation (tp), surface sensible heat flux (sshf), and surface latent heat flux (slhf) at the generated time of TPV, respectively.

图 4.4c 中红线表示两类高原涡生成数目的日变化，两类高原涡生成时刻分布呈单峰型，移动型和准静止型高原涡生成时刻的峰值分别出现在 19 时和 22 时，移动型高原涡生成峰值时刻比准静止型高原涡早 3 h。准静止型和移动型高原涡生成时刻 2 m 温度的峰值分别出现在 12 时和 15 时，二者感热通量的峰值分别出现在 12 时和 13 时，准静止型高原涡生成时 2 m 温度和感热通量全天都比移动型高原涡高，峰值分别提前 3 h 和 1 h。这表明准静止型高原涡的生成更依赖于地面感热加热，而移动型高原涡的环境动、热力条件更优，有利于其在更早的时刻生成、发展。对比两类高原涡生成时刻的潜热通量和总降水分布，移动型和准静止型高原涡生成时刻潜热通量的峰值都出现在 13 时；准静止型和移动型高原涡生成时总降水的峰值分别出现在 15 时和 16 时，准静止型高原涡生成时总降水的峰值也比移动型高原涡早 1 h，这表明两类高原涡生成前均有降水发生，降水凝结潜热释放对于高原涡的生成有重要影响。

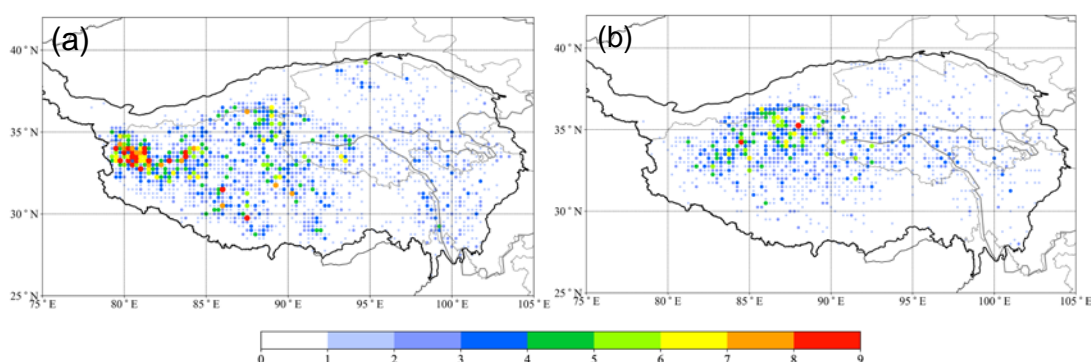


图 4.5 高原涡生成频的空间分布：(a) 准静止型；(b) 移动型，加粗黑线表示高原边界

Figure 4.5 Spatial distribution of generated frequency of (a) QS and (b) MV TPV, and the bold black line represents the Tibetan Plateau boundary.

图 4.5 是准静止型和移动型高原涡的生成频次特征，这两类高原涡的生成均

具有显著的空间不均匀性，不论是准静止型高原涡还是移动型高原涡，以 95°E 为界，高原西部生成的高原涡数目比东部多，准静止型高原涡生成主要集中在西藏西部和西南部，而移动型高原涡集中在西藏北部 (83°E 以东)，位于西藏和新疆交界处附近，较准静止型高原涡生成位置的高频中心更偏东，这可能与二者生成时的环流背景场差异有关，后续章节将分别对二者的背景场进行合成，并进一步探讨不同类别高原涡的生成机制。

4.3.3 移动型高原涡的移动路径特征

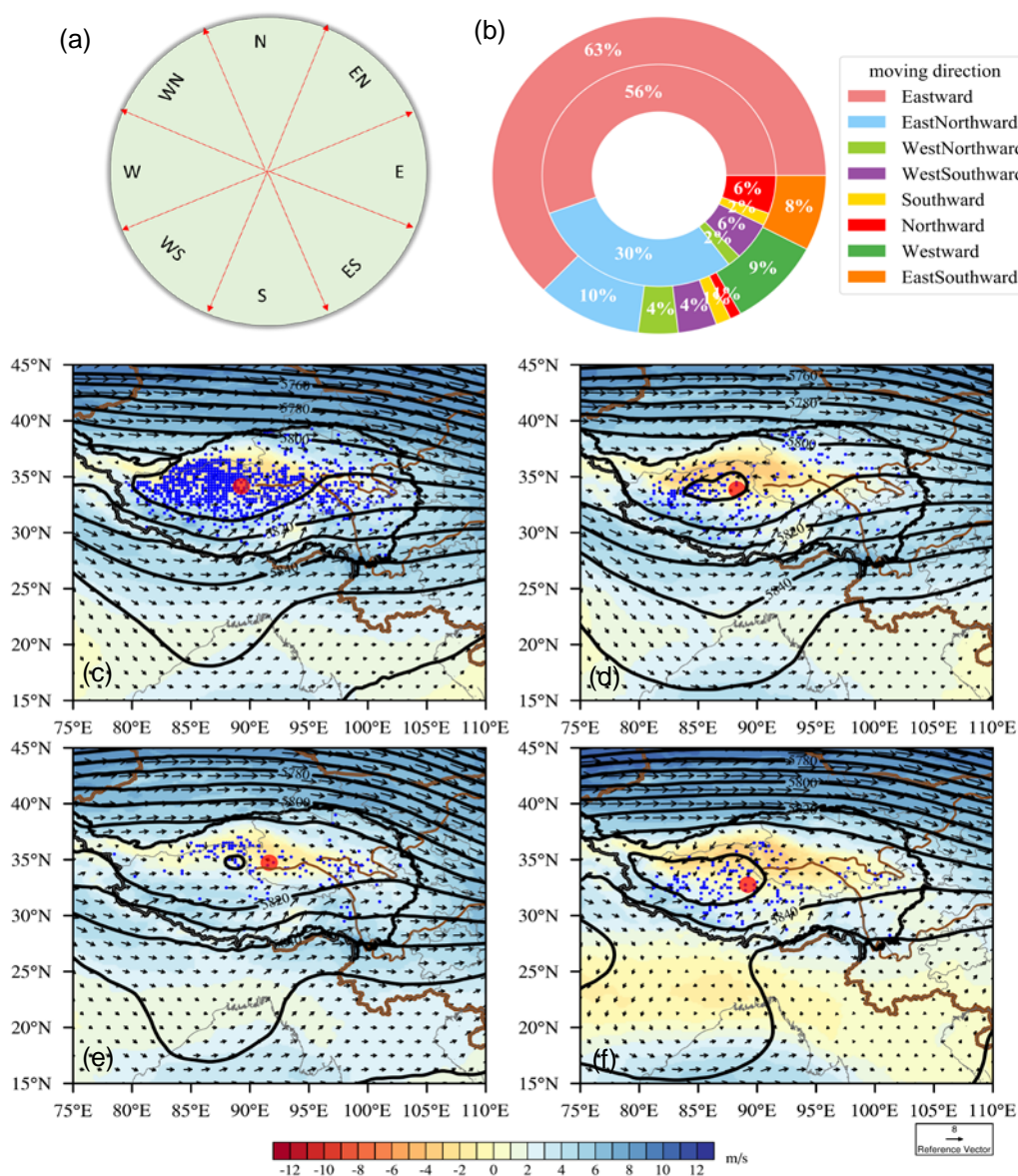


图 4.6 (a) 八个移动路径方向的示意图；(b) 移出型（内圈）和移动非移出型（外圈）高原涡不同移动路径的占比分布；(c-f) 不同移动路径的移动型高原涡生成时刻的 500hPa

欧拉合成环流图：东移 (c)、东北移 (d)、东南移 (e) 和西移 (f)，其中黑色实线表示位势高度，间隔 10 gpm；阴影表示纬向风；蓝色小点表示高原涡生成位置，红色大点表示高原涡平均生成位置，黑色加粗线表示高原边界

Figure 4.6 (a) Schematic diagram of eight moving directions; (b) Proportion distribution of different moving paths of the MV-outs (inner circle) and MV-noouts (outer circle) TPV; (c-f) Composite background circulations at 500 hPa at the generated time of the MV TPV with different moving paths: eastward (c), northeast (d), southeast (e), and westward (f). The black solid line represents the geopotential height with an interval of 10 gpm, the shaded indicates the zonal wind, the blue dots represent the TPV generated location, the red large point represents the average generated location of the TPV, and the black bold line represents the Tibetan Plateau boundary.

本文将移动型高原涡的移动路径按照 45° 一个方位角将其移向均分为八类 (图 4.5a)，分别为东移、东北移、北移、西北移、西移、西南移、南移和东南移路径。图 4.6b 是移出型和移动非移出型高原涡不同移动路径的占比，对于移动非移出型的高原涡 (图 4.6b 外圈)，东移型路径占比最多，约占 63%，第二位的是西移型路径，约占 10%；对于移出型高原涡 (图 4.6b 内圈)，向东移动的高原涡约占 56% (占比最多)，向东北移动的约占 30% (占比第二多)。总体而言，移动型高原涡主要以东移和东北移路径为主，但移出型高原涡的东北路径比移动非移出型高原涡高 20%。从整体上看，移动型高原涡共计 1898 个，其中东移路径占比约 63%，东北移路径占比约 10%，东南移路径占比约 8%，西移路径占比约 9%，这四类移动路径占比达 90%，因此本文对这四类移动路径中的高原涡分别进行环流合成，图 4.6c-f 分别是东移、东北移、东南移和西移高原涡生成时刻的 500hPa 欧拉合成环流图，其中小蓝点是各类高原涡的生成位置，大红点是各类高原涡的平均生成位置，四类高原涡在高原各处均有分布，平均生成位置位于 90°E 和 33°N 附近，其中东南路径的高原涡生成位置最偏北，而西移高原涡生成位置最偏南。高原涡移动路径主要与 500 hPa 高度场及其引导气流有关，中高纬平直的西风气流有利于高原涡东移 (图 4.6c)；南支槽加深使得高原中部和东部的西南气流偏强，从而有利于高原涡向东北移动 (图 4.6d)；高原北部存在弱脊，

脊前西风气流有利于高原涡向东南移动 (图 4.6e); 关于高原涡移动中西退这种奇异路径的研究目前还是一个薄弱环节, 高原上存在尺度较大且位置偏西南的低压区时, 其东北侧与北侧的偏东气流较强 (图 4.6f), 引导高原涡自东向西移动。

4.4 三类高原涡的合成环流和结构特征对比

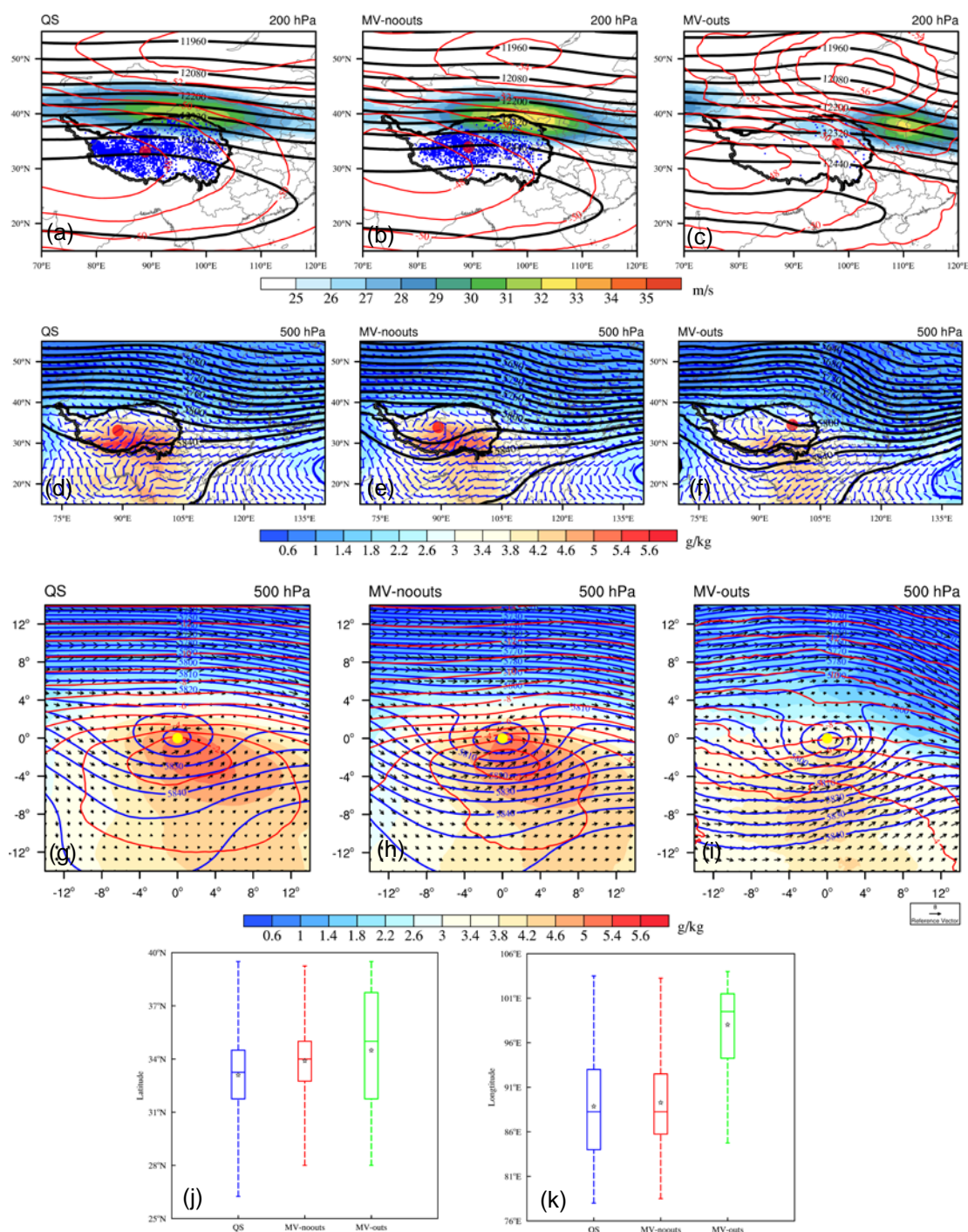


图 4.7 准静止型 (a), 移动非移出型 (b) 和移出型 (c) 高原涡生成时刻 200hPa 欧拉合成环流场特征: 高空急流 (阴影, 单位: m/s), 位势高度 (黑色实线, 单位: gpm), 温度 (红色实线, 单位: °C); 准静止型 (d), 移动非移出型 (e) 和移出型 (f) 高原涡生成时刻 500hPa 欧拉合成环流场特征: 比湿 (阴影, 单位: kg/kg), 位势高度 (黑色实线, 单位: gpm), 风场 (蓝色风杆, 1 个长杆为 4 m/s), 蓝色实线为副高脊线; (g-i) 同 (d-f), 但表示拉格朗日合成。其中黑色加粗线表示高原边界, 小蓝点表示高原涡的生成位置, 大红点表示高原涡的生成位置。高原涡生成时刻纬度 (j) 和经度 (k) 位置的盒须图: 线段最高点和最低点为第 95%分位值和第 5%分位值, 箱型上部框线和下部框线为第 75%和第 25%分位值, 箱内线为中位数, 箱内五角星为平均值

Figure 4.7 Composite background circulations at 200 hPa at generated time for the (a) QS, (b) MV-noouts and (c) MV-outs TPV: higher-level jets (shading, unit: m/s), geopotential height (black solid line, unit: gpm), temperature (red solid line, unit: °C); Composite background circulations at 500 hPa at generated time for the (d) QS, (e) MV-noouts and (f) MV-outs TPV: specific humidity (shading, unit: kg/kg), geopotential height (black solid line, unit: gpm), wind field (blue wind barb, a full barb is 4 m/s), the blue solid line is the ridge line of the subtropical high; Panel (g)-(i) are consistent with Panel (d)-(f), but for the 500 hPa lagrange composite field. The black bold line represents the Tibetan Plateau boundary, the small blue dots represent the generated position of the TPV, and the large red dots represent the generated position of the TPV. The box-and-whisker plots of the latitude and longitude positions at generated time for three types TPV: the lower and upper whiskers cover the 5th-95th percentiles, the boxes cover the 25th-75th percentiles, the horizontal lines in the boxes mark the median values, and the stars represent the mean values.

图 4.7a-f 是准静止型, 移动非移出型和移出型高原涡生成时刻的欧拉合成环流图。从整体上看, 三类高原涡主要活动在 200 hPa 高空急流的南部、南亚高压的北部, 和 500hPa 上 90°E 附近的短波槽前, 这种中高层配置为高原涡的生成和发展提供了有利的高层辐散和准地转强迫动力条件 (图 4.7a-f)。准静止型和移动非移出型高原涡的平均纬度位置分别是 33.1°N 和 33.9°N, 平均经度位置分别是 88.9°E 和 89.3°E, 两者平均生成位置相差不大, 主要生成于 32-36°N, 84-93°E 范

围内,但准静止型高原涡活动的纬度范围更广(图 4.7j-k)。移出型高原涡的平均生成位置为 97.3°E 和 34.3°N ,整体位置明显偏东,说明生成于 95°E 以东的高原涡更容易移出高原(图 4.7j-k)。

准静止型和移动非移出型高原涡生成时刻环流场差异较小,移出型高原涡环流场与这两类有明显不同。从 200 hPa 环流合成图上看(图 4.7a-c),准静止型高原涡生成时的南亚高压最强,脊线东伸至 117°E 附近,移动非移出型高原涡生成时的南亚高压强度次之,脊线位于 114°E 附近,移出型高原涡生成时的南亚高压最弱,脊线位于 107°E 附近。准静止型高原涡生成时的高空冷中心比移动非移出型高原涡略强,移出型高原涡高原北部的温度梯度比前两类更大,且高原上冷中心更强。移动非移出型高原涡超过 32 m/s 的高空急流范围更大,强度更强,且位置偏南,这表明引导气流更强,移出型高原涡的高空急流较其他两类显著偏东(110°E)。

从 500 hPa 环流合成图上看(图 4.7d-f),准静止型和移动非移出型高原涡生成时的高原 500 hPa 风场呈气旋式旋转,高原南部 30°N 附近存在一短波槽。移出型高原涡的气旋式风场较弱,西太副高较其他两类西伸明显,除了高原南部(30°N , 85°E 附近)的短波槽外,在柴达木盆地(35°N , 100°E 附近)还有一短波槽出现。总体而言,准静止型和移动非移出型高原涡均在高原西部存在短波槽,但后者更强,引导气流也偏强;而移出型高原涡在高原西部的短波槽最弱,且位置偏南,而在高原东部则存在较强短波槽,槽前偏西风较强,有利于高原涡移出高原。为进一步比较三类高原涡的热动力结构,本文还对三类高原涡生成时刻 500 hPa 进行了拉格朗日合成(图 g-i),其中准静止型高原涡水平范围略大于其他两类(以最外层闭合等位势高度线为界),而移出型高原涡的中心位势高度最低,强度最强。准静止型和移动非移出型高原涡中心附近是暖核和湿核,暖核和湿核位于高原涡中心偏南地区,且准静止型的暖心范围更广;而移出型高原涡则对应了较弱的暖舌与暖核,且与暖核的距离较远。总之,高原上空高层 95°E 附近出现较强的高空急流(风速超过 32 m/s),及中层出现较深的短波槽,有利于高原涡移动。当高原涡生成在高原东部,在高空急流偏东(110°E)和中层 100°E 附近的短波槽的动力配置下,高原涡更容易移出。这些环流背景场条件特征可以作

为准静止型、移动非移出型以及移出型高原涡出现的预测因子。此外，在生成阶段，虽然移出型高原涡的强度更强，但其比湿与温度更低。

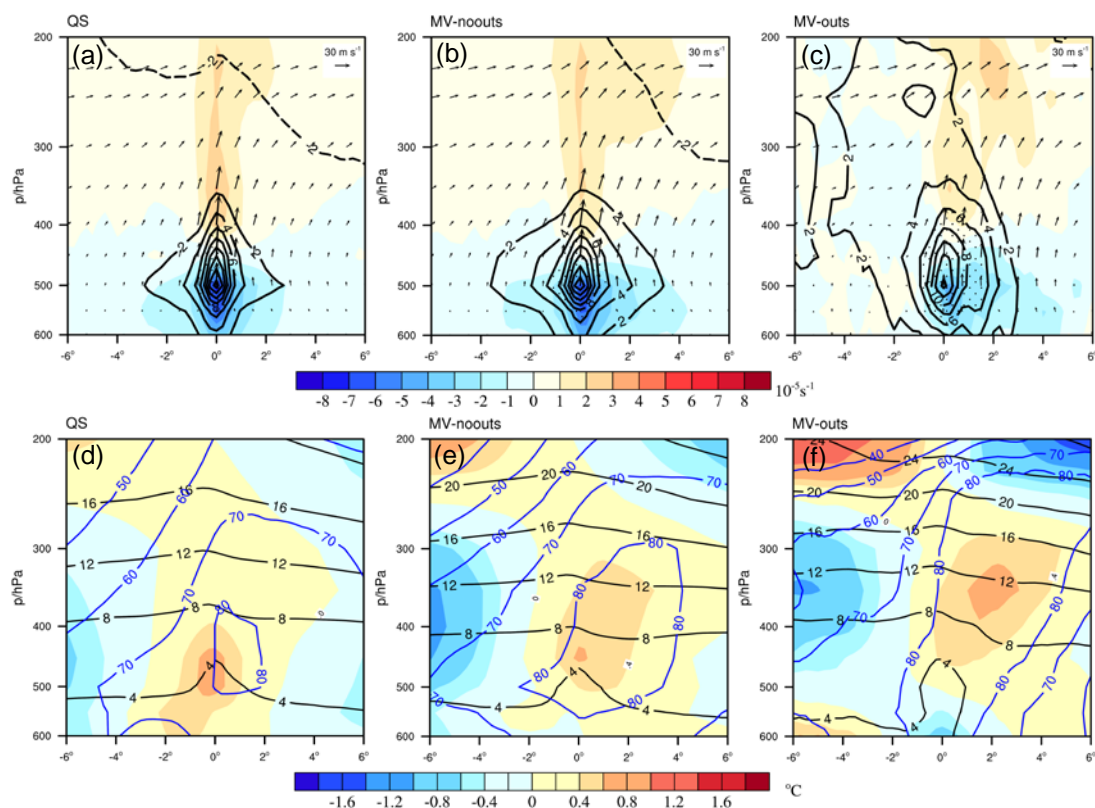


图 4.8 准静止型 (a)，移动非移出型 (b) 和移出型 (c) 高原涡生成时刻拉格朗日合成场特征：散度（阴影，单位： $10^{-5}s^{-1}$ ），涡度（黑色实线，单位： $10^{-5}s^{-1}$ ），和矢量 $[(u, -100\omega)]$ ，黑色箭矢，垂直速度 ω 单位为 Pa/s，水平速度 u 单位为 m/s；准静止型 (d)，移动非移出型 (e) 和移出型 (f) 高原涡生成时刻拉格朗日合成场特征：温度离差（阴影，单位： $^{\circ}C$ ），全风速（黑色实线，单位：m/s）及相对湿度（蓝色等值线，单位：%）

Figure 4.8 Lagrange composite field at generated time for the (a) QS, (b) MV-noouts and (c) MV-outs TPV: divergence (shading, unit: $10^{-5}s^{-1}$), relative vorticity (black solid line, unit: $10^{-5}s^{-1}$), and vector $[(u, -100\omega)]$, black vector, the unit of vertical velocity is Pa/s, the unit of horizontal wind is m/s]; Lagrange composite circulation at generated time for the (d) QS, (e) MV-noouts and (f) MV-outs TPV: temperature deviation (shading, unit: $^{\circ}C$), full wind speed (black solid line, unit: m/s) and relative humidity (blue contour line, unit: %).

从各类高原涡生成时刻拉格朗日合成图上看，其呈现出低层辐合高层辐散的特征，准静止型和移动非移出型高原涡涡度柱垂直且东西向对称，移出型高原涡

涡度柱向西倾斜,其涡度柱倾斜的方向取决于温度场中暖核与侵入冷空气的相对位置,并向冷空气一侧方向倾斜(图 4.8f),移出型高原涡涡度柱垂直伸展比准静止型和移动非移出型高原涡更为深厚,能达到 200 hPa。移出型高原涡中心附近风速最大(涡旋上空 200 hPa 风速约 24 m/s),其次是移动型高原涡(200 hPa 风速约 20 m/s),最后是准静止型高原涡(200 hPa 风速约 18 m/s)。近饱和湿度中心(相对湿度 $\geq 80\%$)主要位于高原涡中心东部,准静止型高原涡主要位于 400-500 hPa,移动非移出型高原涡能达到 300 hPa,移出型高原涡近饱和湿度层最为深厚(由图 4.7 可知,虽然移动型高原涡的比湿最小,但其温度最低,因而空气近饱和的程度最高),能达到近 200 hPa。准静止型和移动非移出型高原涡整层较暖,暖核出现在 350-400 hPa(降水凝结潜热释放所致),移出型高原涡在 500 hPa 以下出现明显的冷池结构,这主要是降水的蒸发作用引起。从整体上看,移出型高原涡垂直发展更为深厚,Lin 等(2021b)也指出深厚的高原涡比浅薄的高原涡更容易移出,因此高原涡的垂直结构可以作为高原涡能否移出高原的一个预测因子。

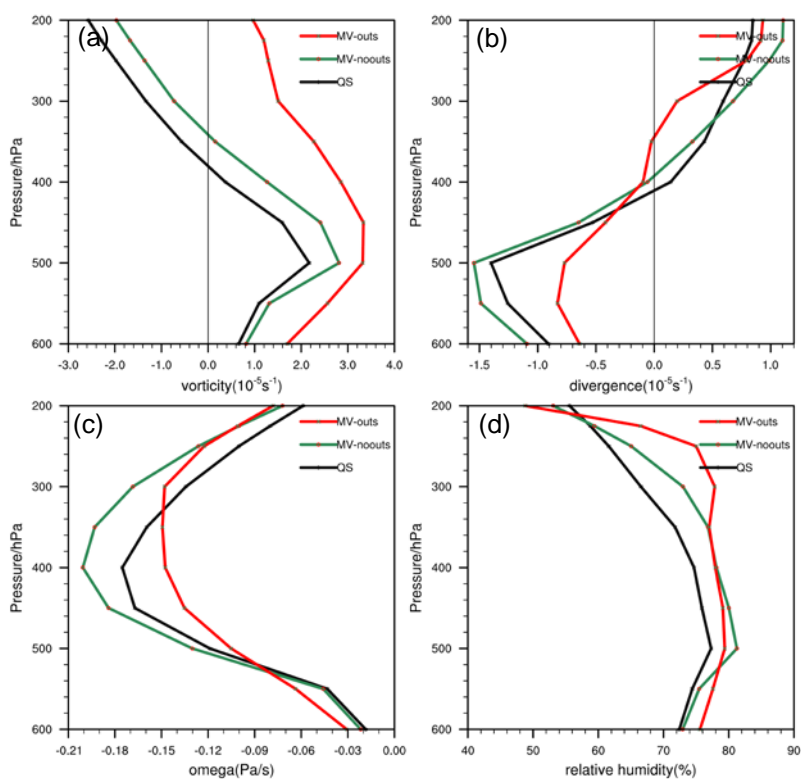


图 4.9 准静止型(黑线),移动非移出型(绿线)和移出型(红线)高原涡生成时刻($2^{\circ}\times 2^{\circ}$)区域平均的垂直廓线:(a)涡度,(b)散度,(c)垂直速度,(d)相对湿度

Figure 4.9 Vertical profiles of averaged (a) vorticity, (b) divergence, (c) vertical velocity, (d) relative humidity in a $2^\circ \times 2^\circ$ box near the QS (black line), MV-noouts (green line) and MV-outs (red line) TPV centers at generated time.

准静止型和移动非移出型高原涡呈现出低层正涡度, 高层负涡度的垂直分布特征, 二者正涡度在 500 hPa 达到最大, 在 350 hPa 逐渐转为负涡度, 负涡度数值在 200 hPa 达到最大。移出型高原涡的正涡度层比准静止型和移动非移出型高原涡深厚, 其在 500 hPa 达到最大, 且能伸展至 200 hPa (图 4.9a)。准静止型和移动非移出型高原涡在 500 hPa 辐合达到最大, 无辐散层出现在 400 hPa, 高层辐散层可以达到 200 hPa, 移出型高原涡在低辐合较弱, 在 550 hPa 辐合达到最大, 其数值只有准静止型和移动非移出型高原涡的约 1/2。由于热力作用和低层辐合作用, 垂直运动产生, 准静止型和移动非移出型高原涡垂直速度在 400 hPa 达到最大, 移出型高原涡的垂直运动相对准静止型和移动非移出型高原涡较弱, 其在 450 hPa 达到最大。三类高原涡均呈现低层偏湿高层偏干, 相对湿度在 450 hPa 附近达到最大。此外, 尽管准静止型高原涡和移动非移出型高原涡垂直分布特征相似, 但准静止型高原涡的涡度、散度、垂直速度和湿度比移动非移出型高原涡明显偏弱, 这表明准静止型高原涡的强度较弱, 因此该类型的高原涡也更容易在原地生消。

4.5 三类高原涡生成阶段的演变机理

本文以高原涡生成时及生成前 6 h 作为生成阶段的特征时刻来分析三类高原涡的生成机理。图 4.10 是三类高原涡生成阶段的动力场演变特征, 首先对各特征时刻各个高原涡计算 500 hPa 区域平均(以 $2^\circ \times 2^\circ$ 的区域代表高原涡中心区域)的涡度、散度、垂直速度, 然后对同类中所有高原涡进行等权重平均, 以代表各物理量在高原涡生成阶段的演变特征。准静止型和移动非移出型高原涡的涡度、散度和垂直速度表现出较一致的演变特征, 随着高原涡的生成, 辐合不断加强, 涡度和上升运动也不断加强, 总体而言, 移动非移出型高原涡的涡度、散度、上升运动均更强。对于移出型高原涡, 其涡度在生成阶段的各个特征时刻都比准静止型和移动非移出型高原涡大, 表明其旋转性特征更强, 然而, 它在各个特征时

刻的辐合较其他两类明显偏弱（移出型高原涡生成时刻的辐合只有其他两类的一半不到），垂直速度也整体偏弱（仅为移动非移出型高原涡的一半左右）。上面的分析表明，准静止型与移动非移出型两类高原涡具有较类似的生成过程，而移出型高原涡的生成过程与其他两型显著不同。

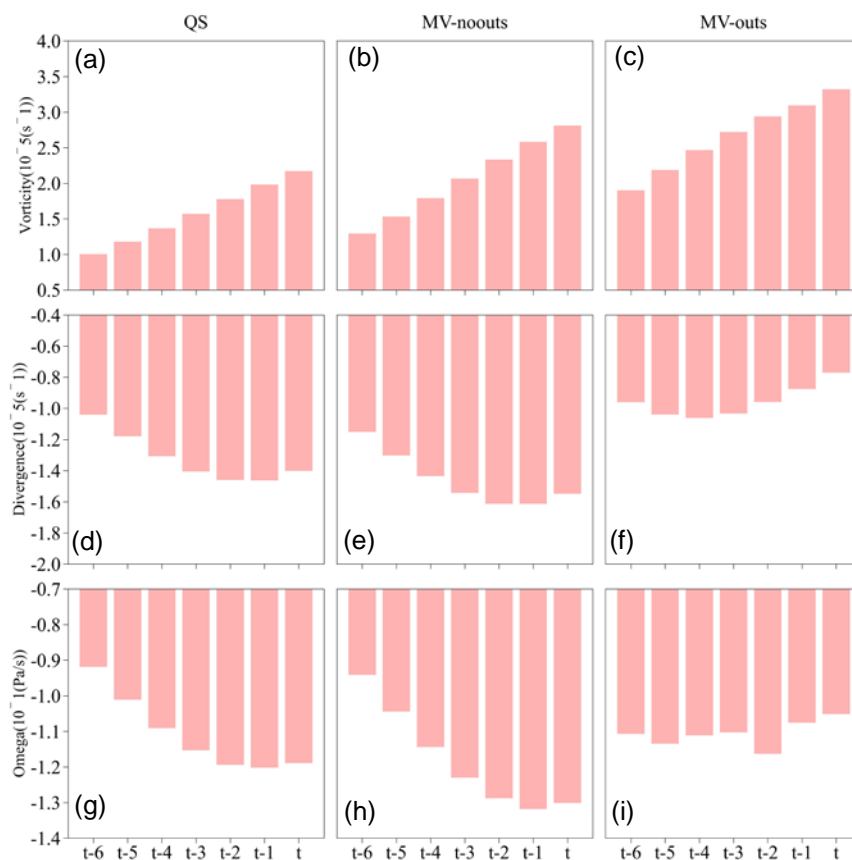


图 4.10 准静止型，移动非移出型和移出型高原涡生成阶段 500 hPa 涡度、散度和垂直速度的区域平均（ $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ ）的演变特征（t 表示生成时刻，t-1 表示生成前 1h）

Figure 4.10 Evolution characteristics of the averaged vorticity, divergence and vertical velocity in the 500 hPa in a $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ box near the QS, MV-noouts and MV-outs TPV centers during the generated stage (t indicates the generated time, t-1 indicates 1 hour before the generated time).

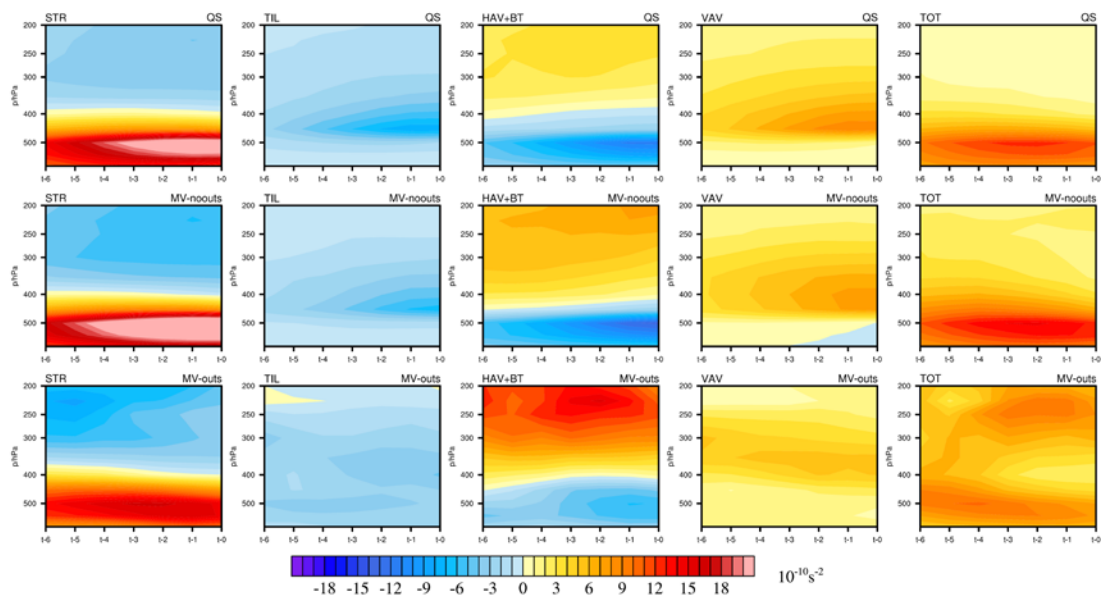


图 4.11 准静止型，移动非移出型和移出型高原涡生成阶段涡度收支各项的区域平均（ $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ ）的演变特征（STR: 散度项；TIL: 倾斜项；HAV+BT: 绝对涡度水平平流项；VAV: 垂直平流项；TOT=STR+TIL+HAV+BT+VAV）

Figure 4.11 Evolution characteristics of the vorticity budget over a $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ box near the QS, MV-noouts and MV-outs TPV centers during the generated stage (STR: divergence term; TIL: tilt term; HAV+BT: horizontal advection term of absolute vorticity; VAV: vertical advection term; TOT=STR+TIL+HAV+BT+VAV).

为了探讨三类高原涡的生成机制，首先对各类高原涡的生成阶段（生成时及生成前 6 h）进行涡度收支计算，然后以高原涡生成位置为中心，对涡旋中心 2° 范围内进行区域平均。结果表明，三类高原涡的涡度收支方程左侧与右侧 TOT 项形态基本一致（图略），可用于进一步的分析。由于 BT 项大致比其他项小一个量级，因此 HAV+BT 项主要是 HAV 项的贡献。

在三类高原涡的生成阶段，TOT 项在 400 hPa 以下处于较强的正值，涡度随时间不断增长。从涡度收支各项来看，散度项是低层（400 hPa 以下）涡度增长的主要贡献项，有利于高原涡生成。由于低层涡度相对于周围大气是涡度的大值区，水平输送的净效果是将高原涡中心区内的正涡度向外输出，不利于高原涡生成，因此绝对涡度水平平流项在 400 hPa 以下以负作用为主；在 400 hPa 以上，由于短波槽前的正涡度平流作用，水平平流项为正，有利于气旋式涡度的增长。

倾斜项和垂直输送项基本呈对称分布,由于风的垂直切变及垂直运动的水平分布不均造成了水平涡度向负垂直涡度的净转换,因此倾斜项为负,不利于高原涡生成。垂直输送项是促进气旋式涡度增长的另一个重要因子,该项将低层辐合制造的正涡度向较高层输送,从而有利于高原涡的生成。

由上文所述,三类高原涡在涡度收支方面表现出较相似分布特征,但其差异仍较为显著:由TOT项可知,移出型高原涡存在两个气旋式涡度快速增长区,一个位于400 hPa之下,一个位于400 hPa之上,而对于其他两类的高原涡,其气旋式涡度仅在400 hPa以下快速增长,这与移出型高原涡气旋式涡度柱更深厚的垂直分布特征相对应。相比而言,移出型高原涡气旋式涡度增长在400 hPa以下比准静止型和移动非移出型高原涡慢,这是由于其低层辐合较其他两型为弱。移出型高原涡在400 hPa以上的涡度快速增长主要由于绝对涡度平流项更强所致(即其在对流层高层存在更强的正涡度输送),这主要对应了高层低值系统的东移。由此可知,移出型高原涡与其他两型高原涡在对流层高层存在显著不同的特征,更强的绝对涡度平流项使得移出型高原涡垂直伸展更为深厚,因此更有利于此型高原涡生成后移出高原。

4.6 三类高原涡对局地降水的影响

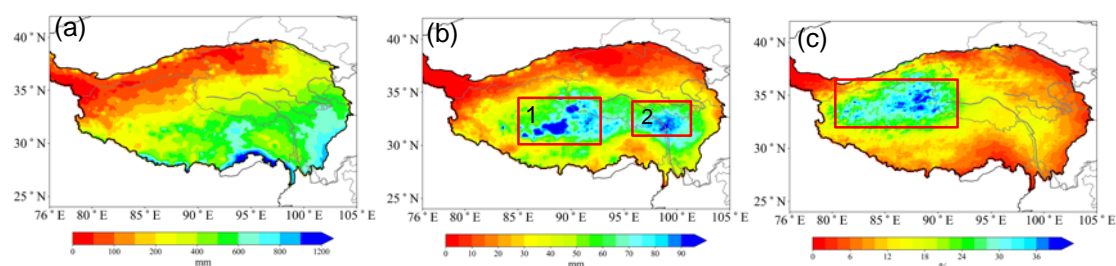


图 4.12 2001-2020 年暖季年平均 (a) 总降水分布 (单位: mm); (b) 全部高原涡相关降水分布 (单位: mm); (c) 全部高原涡相关降水贡献 (单位: %)

Figure 4.12 Spatial distribution in the warm season during 1979-2020: (a) total precipitation (unit: mm); (b) vortex-related precipitation of all TPV (unit: mm); (c) contribution of vortex-related precipitation of all TPV(unit: %).

图 4.12a 是高原暖季年平均降水的空间分布,可以看出暖季高原降水呈现出

自东南向西北递减的水平分布特征。受地形和季风环流影响,暖季年平均降水量空间分布差异性大,柴达木盆地深居内陆,暖季总降水量不足 100 mm,属于干旱地区,喜马拉雅山脉南麓是高原上最湿润的地区,暖季总降水量可高达 1000 mm 以上。高原涡相关降水可反映受高原涡影响的降水空间分布特征(图 4.12b),高原涡相关降水比年平均暖季降水约小一个量级,降水量大值区出现在西藏中部(85°E-93°E, 30°N-34°N, 图 4.12b 红框 1),降水量超过 110 mm,三江源地区(图 4.12b 红框 2)涡旋相关降水可达 90 mm 以上。为了进一步揭示高原涡对局地降水的贡献,本文计算了暖季年平均高原涡相关降水占累积降水的百分比,从图 4.12c 中可以看出,高原大部分地区(占整个高原的 62.38%)高原涡对局地降水贡献超过 10%,在高原涡活动的高频区(80°E-90°E, 31°N-36°N, 图 4.12c 红框),高频区内有 74%的地区高原涡降水贡献超过 20%,局部地区可以达到 40%。

图 4.13 反映了准静止型和移动型高原涡对局地降水的贡献。图 4.13a-b 分别表示 2001-2020 年暖季年平均准静止型和移动型高原涡相关降水分布。准静止型高原涡相关降水集中在高原西南地区(30°N-33°N, 83°E-91°E, 图 4.13a 红框),移动型高原涡相关降水大值区范围比准静止型高原涡大,集中在高原中部(30°N-35°N, 85°E-102°E, 图 4.13b 红框)。对比两类高原涡暖季高原涡相关降水占总降水比例分布图和高原涡累积活动频数图,可以发现,高原涡相关降水贡献与两类高原涡的累积活动频数密切相关,二者分布基本一致,高原涡活动越频繁(图 4.13e-f),其对局地降水的贡献越大(图 4.13c-d)。两类高原涡对局地降水贡献有较大差异,准静止型高原涡对局地降水贡献大值区位于高原西部(79°E-85°E, 32°N-35°N, 图 4.13c 和图 4.13e 红框),该区域内有 61.25%的地区准静止型高原涡降水贡献可达 10%以上,移动型高原涡对局地降水贡献大值区在高原西部(84°E-92°E, 32°N-38°N, 图 4.13d 和图 4.13f 红框),该区域有 64.34%的地区内准静止型高原涡降水贡献超过 10%,移动型高原涡对局地降水贡献大值区比准静止型高原涡范围更大,降水贡献中心更偏东。

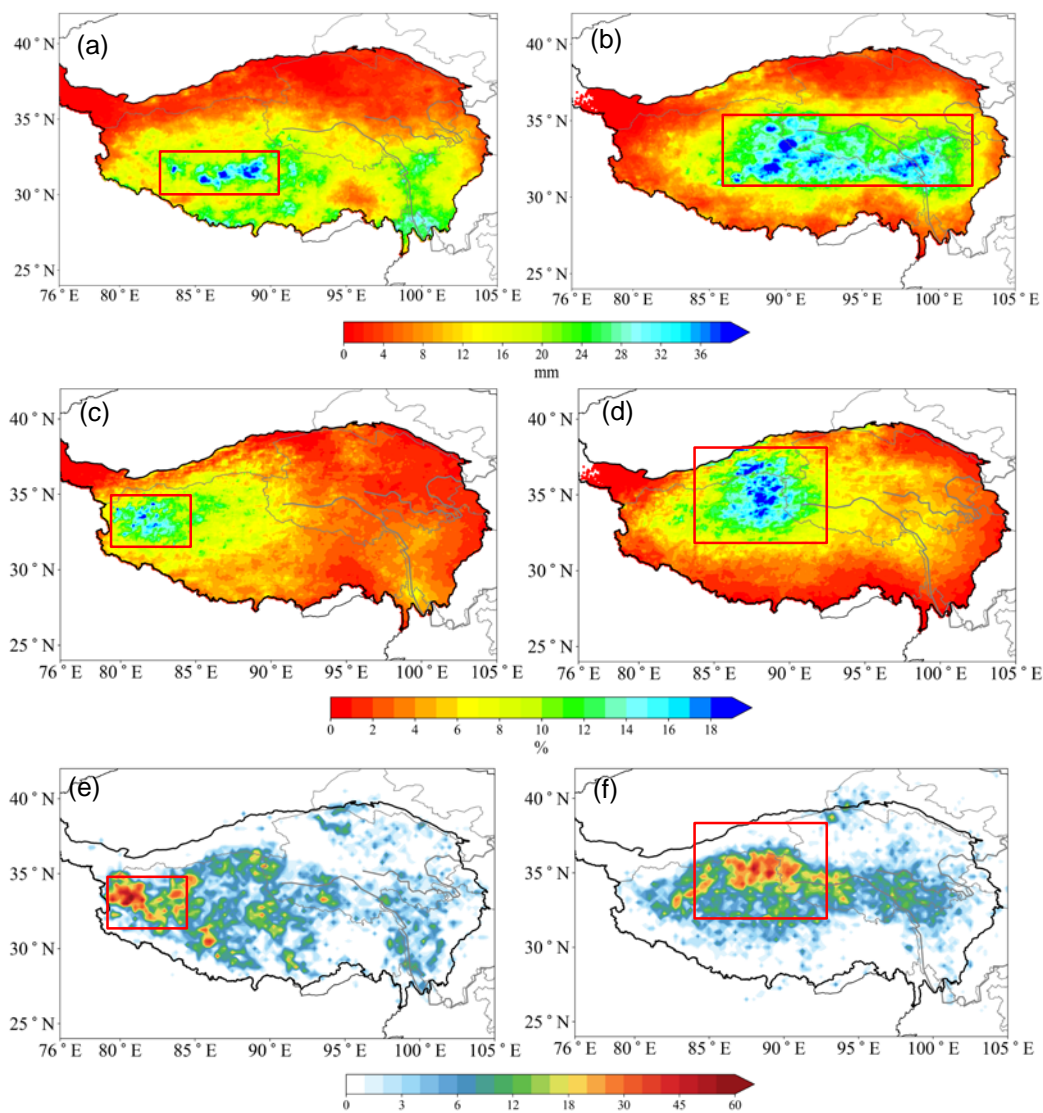


图 4.13 2001-2020 年暖季年平均：准静止型 (a) 和移动型 (b) 高原涡相关降水 (单位: mm); 准静止型 (c) 和移动型 (d) 高原涡相关降水贡献 (单位: %); (e) 高原涡准静止型 (e) 和移动型 (f) 高原涡累积活动频数

Figure 4.13 Spatial distribution in the warm season during 1979-2020: vortex-related precipitation of the QS (a) and MV (b) TPV (unit: mm); contribution of vortex-related precipitation of the QS (c) and MV (d) TPV (unit: %); accumulated activity frequency of the QS (e) and MV (f) TPV.

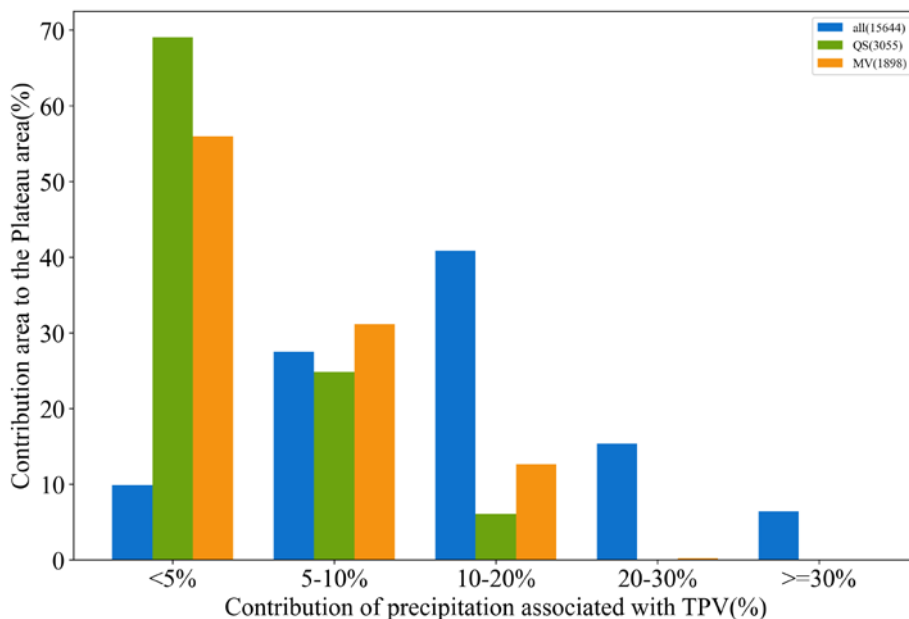


图 4.14 高原涡相关降水贡献面积占高原面积的百分比：全部高原涡（15644 例）、准静止型高原涡（3055 例）和移动型高原涡（1898 例），高原面积指图 4.13 中高原边界中的面积

Figure 4.14 Percentage of the area of vortex-related precipitation contribution to the entire Plateau area: all (15,644), QS (3,055) and MV TPV (1,898), and the Plateau area refers to the area in the Plateau boundary in Figure 4.13.

对于高原上的不同地区，高原涡对局地降水的贡献不同，为了探讨高原涡对整个高原上降水的影响，本文计算了高原涡降水贡献面积占整个高原面积的百分比。如图 4.14 所示，对于全部高原涡，其在高原 21.75% 的面积上，高原涡对暖季总降水的贡献率超过 20%。以上结果与 Lin 等（2021a）统计的“在高原 30% 的区域上，高原涡对暖季总降水贡献超过 50%”有一定偏差，主要原因是 Lin 等（2021a）使用的数据分辨率较低（时间分辨率为 6 h，空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ），以及涡旋相关降水半径计算方式也有所不同。高原涡相关降水对局地降水的贡献为 5-10%，移动型高原涡影响了高原 31.13% 的面积，准静止型高原涡影响了高原 24.85% 的面积；高原涡相关降水对局地降水的贡献为 10-20%，移动型高原涡影响了高原 12.65% 的面积，准静止型高原涡影响了高原 6.09% 的面积，这说明移动型高原涡对高原局地降水的影响比准静止高原涡大。尽管准静止型高原涡数目（3055 例）比移动型高原涡数目（1898 例）多，但是移动型高原涡对局地降水贡献影响更大，这说明移动型高原涡可以引发局地更强的降水，十分值得关注。

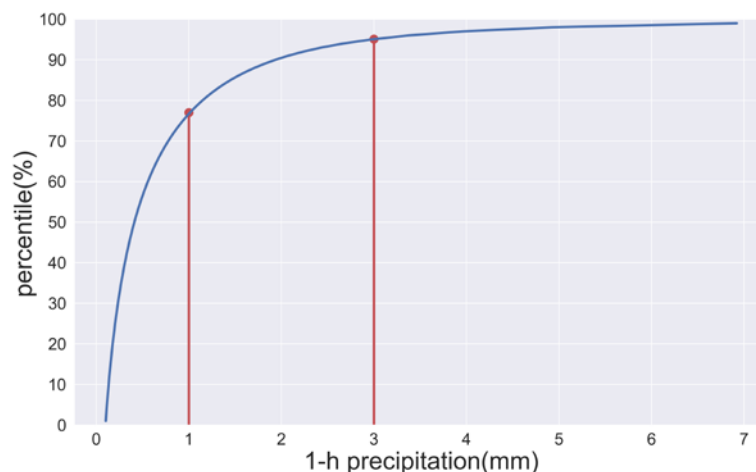


图 4.15 2001-2020 年暖季高原主体范围内 GPM 小时降水的百分位序列

Figure 4.15 Percentile sequence of hourly precipitation from GPM in the main body of the plateau during the warm season from 2001 to 2020.

下面本文分不同降水量级讨论高原涡对降水的影响。由于高原地区与我国其他地区降水量有显著不同，本文需要根据高原历史降水确定降水阈值。根据识别和追踪高原涡的时间分辨率以及 GPM 数据的时间分辨率为 1 h，这里本文对小时降水量 (p) 进行分级。首先选取高原主体 (29°N - 37°N , 78°E - 103°E) 上各个格点的 GPM 小时降水，将 2001-2020 年暖季 (共计 73440 h) 的小时降水从小到大排列，计算不同小时降水量对应的百分位序列，只提取小时降水 $p \geq 0.1\text{mm}$ 的格点 (认为该格点发生降水) 参与计算。如图 4.15 所示，高原小时降水以较弱降水 ($p < 1\text{ mm}$) 为主， $p = 1\text{ mm}$ 位于第 77 百分位，而 $p = 3\text{ mm}$ 位于第 95 百分位。多典洛珠等 (2020) 利用拉萨站 2005-2017 年暖季逐时地面观测资料，按微雨 ($1 > p \geq 0.1$)、小雨 ($3 > p \geq 1$) 和中雨 ($p \geq 3$) 进行统计，发现微雨的频次最多，但对总降水的贡献率最小，中雨的频次最少，但贡献率最大。因此，本文以微雨 ($1 > p \geq 0.1$)、小雨 ($3 > p \geq 1$) 和中雨 ($p \geq 3$) 为降水阈值分别对全部高原涡、准静止型高原涡和移动型高原涡进行统计。

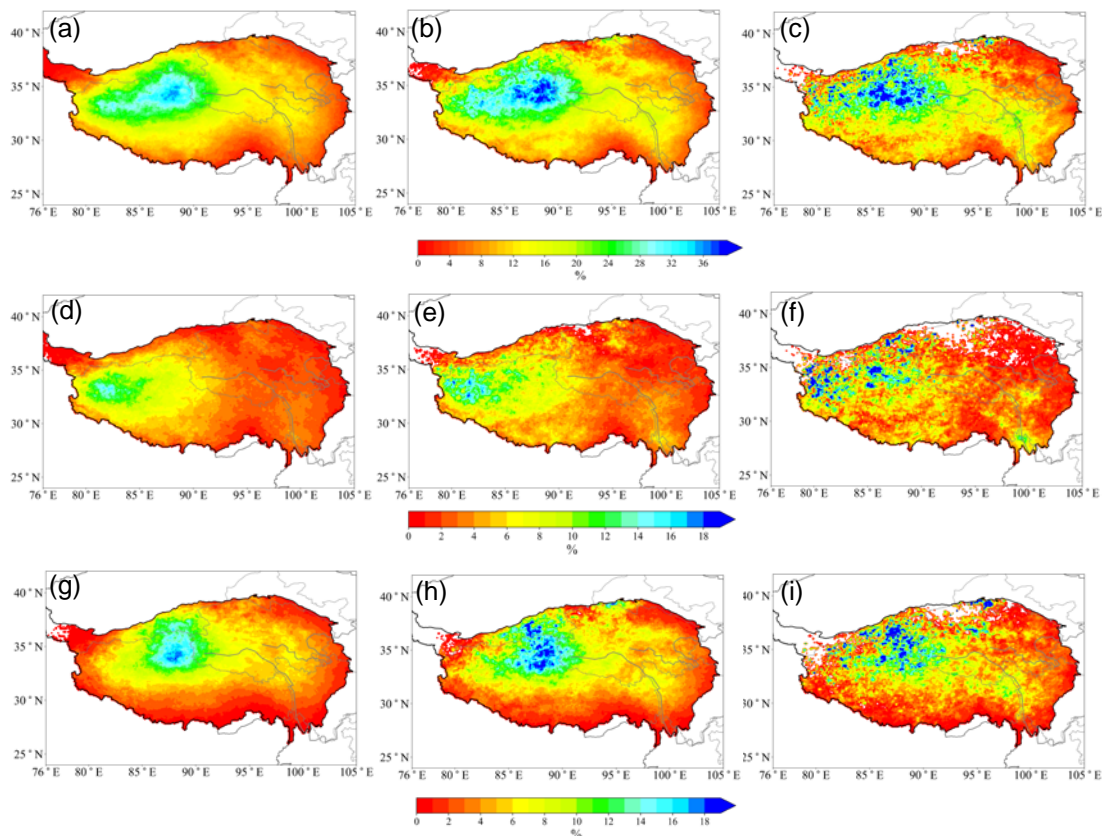


图 4.16 2001-2020 年暖季不同小时降水量级下的高原涡相关降水贡献 (单位: %): (a) - (c) 是全部高原涡; (d) - (f) 是准静止型高原涡; (g) - (i) 是移动型高原涡; (a)、(d) 和 (g) 表示 $1 > p \geq 0.1$; (b)、(e) 和 (h) 表示 $3 > p \geq 1$; (c)、(f) 和 (i) 表示 $p \geq 3$, p 表示小时降水量

Figure 4.16 Contribution of vortex-related precipitation at different hourly precipitation levels in the warm season during 2001-2020 (unit: %): (a)-(c) are the all TPV ; (d)-(f) are the QS TPV; (g)-(i) are the MV TPV. (a), (d) and (g) show $1 > p \geq 0.1$; (b), (e) and (h) show $3 > p \geq 1$; (c), (f) and (i) show $p \geq 3$, p represents the hourly precipitation.

如图 4.16 所示, 准静止型和移动型高原涡对局地降水贡献有较大差异, 不论是微雨、小雨还是中雨, 准静止型高原涡对局地降水贡献大值区位于高原西部 ($79^{\circ}\text{E}-85^{\circ}\text{E}$, $32^{\circ}\text{N}-35^{\circ}\text{N}$), 移动型高原涡对局地降水贡献大值区在高原西部 ($84^{\circ}\text{E}-92^{\circ}\text{E}$, $32^{\circ}\text{N}-38^{\circ}\text{N}$), 移动型高原涡对局地降水贡献大值区 (超过 10%) 比准静止型高原涡影响的范围更大, 也更偏东, 这与图 4.13 中准静止型和移动型高原涡对总降水的贡献一致。准静止型和移动型高原涡对中雨的贡献在空间上

分布不均，比如柴达木盆地，有的地区移动型高原涡贡献不到 2%，有的地区移动型高原涡贡献能达到 18%，这主要由于高原上中雨发生频数较少造成。从整体来看，高原涡相关降水贡献的空间分布与高原涡活动频数的空间分布基本一致，高原涡对微雨的贡献相对较小，对小雨及中雨的贡献相对较大，这说明高原涡相关降水强度较强。

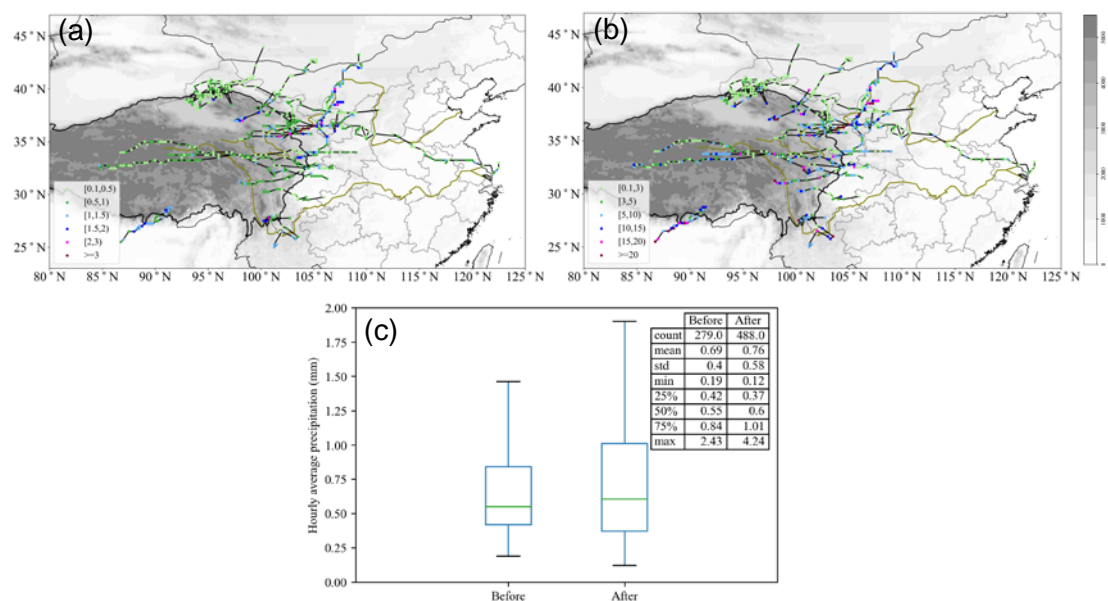


图 4.17 2001-2020 年暖季移出型高原涡移动路径上的降水量：(a) 小时平均降水量，(b) 小时最大降水量，其中散点表示降水量，单位：mm，黑色线表示轨迹线，阴影表示地形，红色实线表示高原边界。(c) 移出型高原涡小时平均降水量的盒须图（线段最高点和最低点为最大值和最小值，箱型上部框线和下部框线为第 75%分位值和第 25%分位值，箱内线为中位数，表格中的 count 指样本数量，mean 指平均值，std 指标准差，min 指最小值，25%，50%和 75%分别是第 25%、50%和 75%分位值，max 指最大值）

Figure 4.17 Precipitation on the moving path of the MV-outs TPV in the warm season 2001 to 2020: (a) hourly averaged precipitation, (b) hourly maximum precipitation, where scatter points represent precipitation, unit: mm, and the black line represents the trajectory, the shaded indicates the terrain, and the solid red line indicates the Tibetan Plateau boundary. (c) The box-and-whisker plot of the hourly mean precipitation of the MV-outs TPV (the highest point and the lowest point of the line segment are the maximum value and the minimum value, the upper and the lower frame line of the box shape are the 75th and the 25th

percentile value, the line inside the box is the median, count in the table refers to the number of samples, mean refers to the mean, std refers to the standard deviation, min refers to the minimum value, 25%, 50% and 75% are the 25%, 50% and 75% quantiles, and max refers to the maximum value).

移出型高原涡由于其致灾性强,影响范围广,受到大家的广泛关注。图 4.17 是 2001-2020 年暖季移出型高原涡(共 26 例)移动路径上的小时平均降水量和小时最大降水量,小时平均降水量是高原涡中心 3° 范围内 1 小时的平均降水(只计入降水量超过 0.1 mm 的格点),反映降水的整体特征,小时最大降水量是 3° 范围内 1 小时的最大降水量,反映降水的极端状况。移出型高原涡小时平均降水量大多为 0.1-1 mm, 占有移出型高原涡时次的 75.8%, 1-3 mm 的小时平均降水量占有移出型高原涡时次的 21.43%, 仅有 0.86% 的小时平均降水量可以超过 3 mm。移出型高原涡小时最大降水量大多为 0.1-3 mm, 占有移出型高原涡时次的 40.89%, 3-10 mm 的小时最大降水量占有移出型高原涡时次的 41.38%, 10-20 mm 的小时最大降水量占有移出型高原涡时次的 12%, 仅有 3.84% 的小时最大降水量可以超过 20 mm。以上结果表明移出型高原涡是造成高原及周边地区发生的降水的重要天气系统之一,其生命史内的强降水时长较弱降水时长短的多。移出型高原涡影响降水的范围广泛,其东北路径可以影响我国甘肃、内蒙古地区,其东移路径可以影响我国四川东部、陕西地区降水,最远可以影响到江苏沿海,其南移路径可以影响我国云南地区的降水。图 4.17c 是移出型高原涡小时平均降水量的盒须图,对比移出高原前和移出高原后的小时平均降水量发现,移出高原后的小时平均降水量的平均值、最大值、第 50% 和 75% 分位值均比移出高原前大,表明高原涡移出高原后,与之相关的降水主要强于其在高原上的降水,这主要是由于高原上的水汽较高原下水汽偏少所致,此外,高原涡移出后与其他局地天气系统的耦合也是其降水增强的一个可能原因。

4.7 小结

本章根据客观标准对生命史 ≥ 6 h 的高原涡进行了分类,共得到准静止型高原涡 3055 例(61.7%),移动非移出型高原涡 1844 例(37.2%)和移出型高原涡 54

例(1.1%)。基于此,利用欧拉合成与拉格朗日合成分别从共性上研究了三型高原涡的背景环流、三维结构、生成机制、以及降水特征,结果表明:

(1) 准静止型高原涡多为短生命史,超过80%的准静止型高原涡生命史 <12 h。移出型高原涡中长生命史高原涡占比最多,生命史 ≥ 24 h的高原涡分别占准静止型、移动非移出型和移出型高原涡的0.52%, 14.5%和47%。

(2) 准静止型高原涡和移动型高原涡的年、月、日及空间分布具有显著不同。准静止型高原涡和移动型高原涡长期趋势呈显著增加趋势(能通过信度为0.01的显著性检验),气候倾向率为0.74/10a和0.2/10a。7月和8月是准静止型高原涡生成最活跃的月份,而移动型高原涡是7月和6月。准静止型高原涡和移动型高原涡生成的日变化呈“单峰型”,移动型高原涡生成峰值比准静止型高原涡提前3 h,准静止型高原涡更依赖于地面热源状况,而移动型高原涡生成的环境动、热力条件可能更优,能够更早地生成。以 95°E 为界,两类高原涡在高原西部生成比东部多,准静止型高原涡涡源主要集中在西藏西部和西南部,移动型高原涡涡源则集中在西藏北部(83°E 以东),比准静止型高原涡涡源偏东。

(2) 高原涡的移动路径以东移和东北移路径为主,移出型高原涡的东北路径比移动非移出型高原涡高20%。高原涡移动路径与500 hPa高度场的天气系统及引导气流有关。

(3) 当高原上高层出现较强的高空急流(风速 ≥ 32 m/s)及中层出现较强的短波槽时,高原涡更容易移动;当高原涡生成在高原东部,且高空急流(200 hPa, 110°E 附近)和短波槽(500 hPa, 100°E 附近)的位置更加偏东时,高原涡更容易移出。此外,移出型高原涡垂直发展深厚,其中心附近风速较大,湿度层也更为深厚,涡度柱向冷空气一侧倾斜。准静止型高原涡强度相对较弱,更容易原地消亡。这些合成特征可以作为区分准静止型、移动非移出型和移出型高原涡的定量指标。

(4) 涡度收支合成分析表明,在400 hPa以下,辐合是三型高原涡生成的最主导因子,其次是垂直输送项作用,而水平输送作用与倾斜作用主要延缓了高原涡的生成。在400 hPa以上,移出型高原涡表现出了更快的气旋式涡度增长过程,这主要与高层低值系统的东移有关。更快的高层气旋式涡度增长使得移出型高原

涡的气旋式涡度柱更为深厚，因此有利于其移出高原。

(5) 暖季高原降水地区性差异大，自东南向西北递减，高原涡相关降水在暖季平均累积降水中的占比超过 10%。在高原 21.75% 的区域上，高原涡对暖季总降水的贡献超过 20%，局部地区可以达到 40%。高原涡相关降水贡献与高原涡累积活动频数密切相关，移动型高原涡对局地降水贡献大值区比准静止型高原涡更偏东。尽管准静止型高原涡比移动型高原涡数量更多，在高原涡对暖季降水贡献超过 5% 的区域，移动型高原涡比准静止型高原涡影响范围更大。

(6) 对各个降水等级而言，移动型高原涡降水的影响范围比准静止型高原涡更大，位置也更偏东。高原涡对微雨的贡献相对较小，对小雨及中雨的贡献相对较大。移出型高原涡小时最大降水量 >10mm 占有移出型高原涡时次的 15.84%，移出高原后，在更充沛的水汽条件配合下，高原涡的降水趋于更强。

第 5 章 高原涡和高原 MCS 的相互作用

5.1 引言

高原涡是高原上最活跃的天气系统之一,它与高原及其周边频发的其他天气系统如高原切变线、高原 MCS、西南低涡等之间存在着密切联系。高原涡与西南低涡之间的相互作用是一个研究的热点(陈忠明 等, 2004; 周春花 等, 2009; 邱静雅 等, 2015; Yu 等., 2016)。赵玉春等(2010)描述了一次高原涡东移诱生西南低涡进而引发盆地暴雨过程的物理图像,认为在此次高原涡诱生西南低涡特大暴雨中,非绝热加热和地形起主要作用。Li 等(2017)指出移出的高原涡通过增强气旋性涡度、辐合和上升运动等作用促进了西南低涡的生成。

低涡与高原 MCS 之间的相互作用也是一个研究热点,胡祖恒等(2014)研究发现,有无高原 MCS 伴随发展,西南低涡中的对流对热量和水汽输送的能力出现明显不同。Fu 等(2019)分析了高原 MCS 对高原涡、西南低涡及下游降水的影响,无论高原 MCS 是否移出高原,其产生的正位涡异常对西南低涡的生成有直接影响。高原涡在高原 MCS 移出并影响下游的过程中可以起到中继接力的作用(傅慎明 等, 2021),在此过程中高原涡在高原 MCS 移出高原前与之耦合使之大大加强,从而有助于高原 MCS 在移出过程中维持强度,然而高原涡并不是 MCS 能够移出高原的必要条件(汤欢 等, 2020)。

高原涡与高原 MCS 是高原上频发的两类天气系统,前人的研究表明,它们之间存在着显著的相互作用。然而,目前对高原涡与高原 MCS 相互作用的研究均是基于个例开展的,难以较全面地揭示此两类系统相互作用的主要特征,高原涡和高原 MCS 具有何种关系?其相互作用的统计特征是什么?其相互作用的共性机理是什么?这些科学问题值得进一步研究。因此本章基于 16 个暖季的高原涡和高原 MCS 数据集进行统计和合成分析,对上述科学问题进行解答。

5.2 资料和方法

5.2.1 资料

本章使用了 Mai 等(2020)采用客观识别和人工修订的方法得到的高原 MCS

数据集，由于 2005 年资料完整率仅为 66.1%，因此高原 MCS 数据集的统计时段为 2000-2016 年（2005 年除外）暖季（5-9 月），其时间分辨率是 1 h，包括高原 MCS 中心经度，纬度，椭圆率和椭圆长轴等数据。其中高原 MCS 识别标准为：黑体亮温（简称 TBB）低于 -52°C 的冷云区面积超过 5000 km^2 ，持续时间为 3 h 以上，且在高原主体范围内生成（Mai 等., 2020）。

本章还使用了与 MCS 数据集同期的高原涡数据集（即本论文所建立 42 年高原涡活动数据集的子集）。其中高原涡数据集包含生命史 $\geq 1\text{ h}$ 的高原涡，高原 MCS 数据集只包含生命史 $\geq 3\text{ h}$ 的高原 MCS。

5.2.2 方法

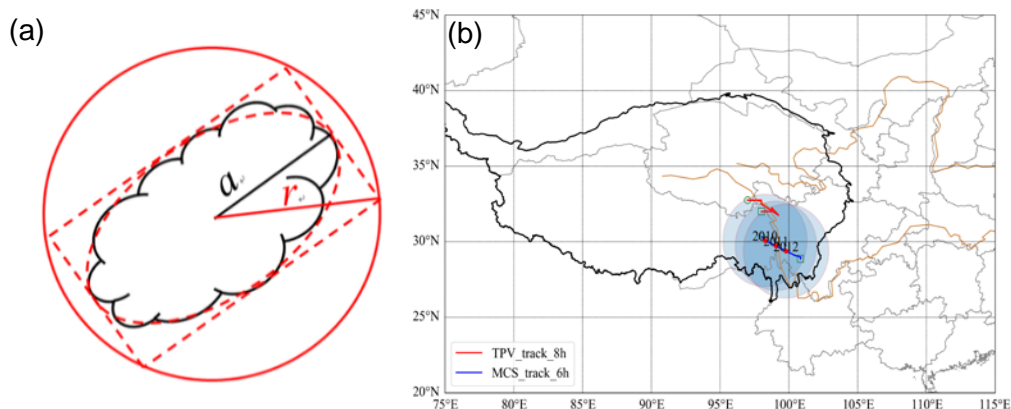


图 5.1 (a) 高原 MCS 影响范围示意图，其中 a 表示 MCS 的半长轴，红色圆形表示影响范围， r 为影响范围的半径（引自 Mai 等., 2020）(b) 高原涡和高原 MCS 相关条件示意图，其中红色点表示高原涡和高原 MCS 相关时刻，蓝色线表示高原 MCS 轨迹，红色线表示高原涡轨迹，黑色线为高原边界

Figure 5.1 (a) Schematic diagram of the influent range (IR, red circle) of the Plateau MCS, where a represents the semi-major axis of the MCS, and r is the radius of the IR (cited from Mai et al., 2020). (b) Schematic diagram of the relationship between the TPV and the Plateau MCS, where the red dots represent the relative time (RT), the blue lines represent the MCS trajectory, and the red lines represent the TPV trajectory, the black line is the Plateau boundary.

图 5.1a 中红色圆表示高原 MCS 的影响范围（Influent range of the MCS，简称 IR），首先通过程序识别出目标云团的轮廓（图 5.1b 中黑色轮廓），计算轮廓

上各点与中心点的距离，找到最长距离为半长轴 a ，然后根据椭圆半长轴 a 和椭圆率 e 关系计算高原 MCS 的影响半径 r ($r = a \times \sqrt{1 + e^2}$)，以半径 r 做圆的范围即为 IR。

若某时刻高原涡的中心位置在 IR 内，则认为该时刻为高原涡和高原 MCS 的相关时刻（即 Relative time，简称 RT）。由于一次高原涡和高原 MCS 相互作用过程可能出现多个 RT，因此定义 RT 中的最早时刻为最早相关时刻（即 Earliest relative time，简称 ERT）。例如，图 5.1b 是一次高原 MCS 和高原涡相互作用过程，红点表示高原 MCS 的中心，2012 年 6 月 20 日 10-12 时这三个时刻为 RT，其中 20 日 10 时为 ERT。

本章按高原涡生成时刻（TPV generated time，简称 VGT）、高原 MCS 生成时刻（MCS generated time，简称 CGT）以及最早相关时刻（Earliest relative time，简称 ERT）对高原涡和高原 MCS 相互作用进行分类。如表 1，根据 VGT 和 CGT 的先后顺序（条件一）分为高原涡超前高原 MCS（A），高原 MCS 超前高原涡（B）和高原涡同步高原 MCS（C）三大类，根据 ERT 和 VGT（CGT）的先后顺序（条件二）又分为生成（1）相关和发展（2）两类。因此本章中的 A 包括 A1 和 A2 两类，B 和 C 同理。

表 5.1 高原涡和高原 MCS 相互作用分类

Table 5.1 Classification of interaction between the TPV and the Plateau MCS

判别 1	判别 2	类别	简称
VGT < CGT (A)	ERT = CGT (1)	高原涡影响高原 MCS 生成	A1
	ERT > CGT (2)	高原涡影响高原 MCS 发展	A2
VGT > CGT (B)	ERT = VGT (1)	高原 MCS 影响高原涡生成	B1
	ERT > VGT (2)	高原 MCS 影响高原涡发展	B2
VGT = CGT (C)	ERT = CGT (1)	高原涡和高原 MCS 同时生成	C1
	ERT > CGT (2)	高原涡和高原 MCS 同时发展	C2

因此将高原涡和高原 MCS 相互作用总共分为六类，如表 5.1 所示，分别是高原涡影响高原 MCS 生成（A1）、高原涡影响高原 MCS 发展（A2）、高原 MCS 影响高原涡生成（B1）、高原 MCS 影响高原涡发展（B2）、高原涡和高原 MCS 同时发生（C1）和高原涡和高原 MCS 同时发展（C2）。

5.3 高原涡与高原 MCS 相互作用的统计特征

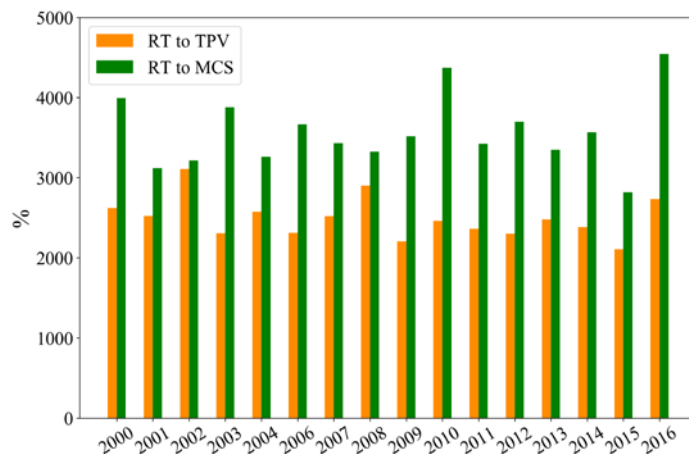


图 5.2 RT 占高原涡（橙色）和高原 MCS（绿色）活动频次比例的年变化

Figure 5.2 Annual variation of RT as a proportion of the activity frequency of the TPV (orange) and the Plateau MCS (green).

图 5.2 表示 RT 的年变化，2000-2016 年（2005 除外），高原涡（生命史下限为 1 h）平均一个暖季的活动频次为 2494 频次，高原 MCS（生命史下限为 3 h）平均一个暖季的活动频次为 3573 时次，这说明高原 MCS 比高原涡活动频繁。RT 占高原涡所有活动频次的 15.27%，即有 15.27% 的高原涡活动与高原 MCS 相关，同理，有 10.36% 的高原 MCS 活动和高原涡相关。尽管高原涡和高原 MCS 相互作用时刻占高原涡、高原 MCS 活动数据集的比例不多，但研究二者相互作用对深入认识高原 MCS 和高原涡生成发展及降水形成机理具有重要作用。

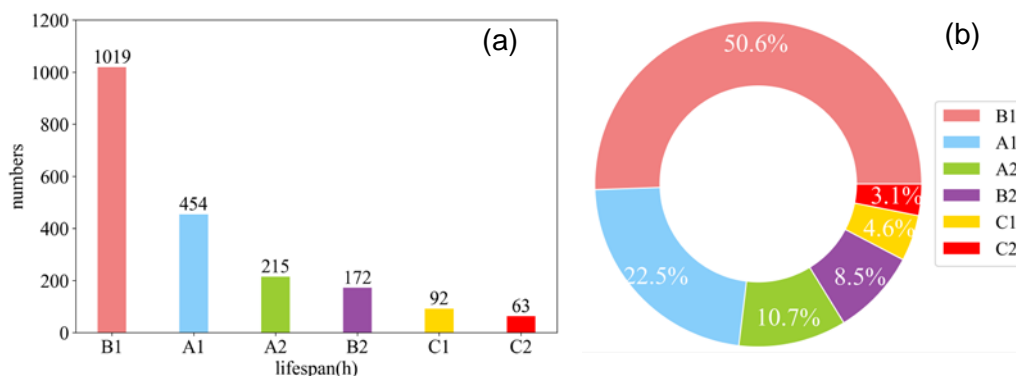


图 5.3 各类高原涡和高原 MCS 相互作用个例数目 (a) 及其占比 (b)

Figure 5.3 Number (a) and proportion (b) of various types of interaction between the TPV and the Plateau MCS.

根据高原涡和高原 MCS 相互作用分类方法, 16 个暖季共统计了 2015 次高原涡和高原 MCS 相互作用过程, 图 5.3 是各类高原涡和高原 MCS 相互作用的个例数目分布及其占比, 图 5.3a 中柱子上的数字和图 5.3b 中的百分比数字分别表示这一类高原涡和高原 MCS 相互作用的个例数目及其占比。其中高原涡超前高原 MCS (A1+A2) 个例数目为 669 个, 占 33.2%, 高原 MCS 超前高原涡 (B1+B2) 个例数目为 1191 个, 占 59.1%, 高原涡同步高原 MCS (C1+C2) 个例数目为 155 个, 占 7.7%。生成相关 (A1+B1+C1) 的个例数目是发展相关 (A2+B2+C2) 的 3.4 倍, 其个例数目共 1565 个。B1 占比最多, 共 1019 例, 占 50.6%, 其次 A1, 共 454 例, 占 22.5%。

图 5.4 呈现了各类高原涡和高原 MCS 相互作用的移动路径特征。从图 5.4 可以看出, 高原 MCS 比高原涡移动路径更长, 影响范围更广, 其生成位置和消亡位置比高原涡更偏南, 这表明高原 MCS 受水汽的影响更显著 (高原南部的水汽相对湿度更大)。B1 类高原 MCS 活动范围最广, 最南可达 22°N, 最东可达 111°E, 移出高原的高原 MCS 最多 (图 5.4c), A1 类高原 MCS 活动范围次之 (图 5.4a)。

图 5.5 呈现了各类高原涡和高原 MCS 相互作用的生命史特征。A1 类和 A2 类生命史 ≥ 18 h 的高原涡占比分别是 24.45% 和 37.22%; B1 类和 B2 类生命史 ≥ 18 h 的高原涡占比分别是 6.08% 和 2.9%; C1 类和 C2 类生命史 ≥ 18 h 的高原涡占比分别是 5.43% 和 3.17%, 这说明 A 类 (A1+A2) 中长生命史的高原涡占比较多, 而 B 类 (B1+B2) 和 C 类 (C1+C2) 中长生命史高原涡占比较少。各类生命史 ≥ 18

h 的高原 MCS 占比都较少, 其中 A1 类和 A2 类生命史 ≥ 18 h 的高原 MCS 占比分别是 7.08% 和 13.99%; B1 类和 B2 类生命史 ≥ 18 h 的高原 MCS 占比分别是 14.2% 和 8.77%, C1 类和 C2 类生命史 ≥ 18 h 的高原涡占比分别是 1.77% 和 6.54%。A 类中长生命史高原涡比高原 MCS 占比较多, 而 B 类中长生命史高原 MCS 比高原涡占比多, 这一定程度体现了 A 类和 B 类是两种显著不同的相互作用类型。

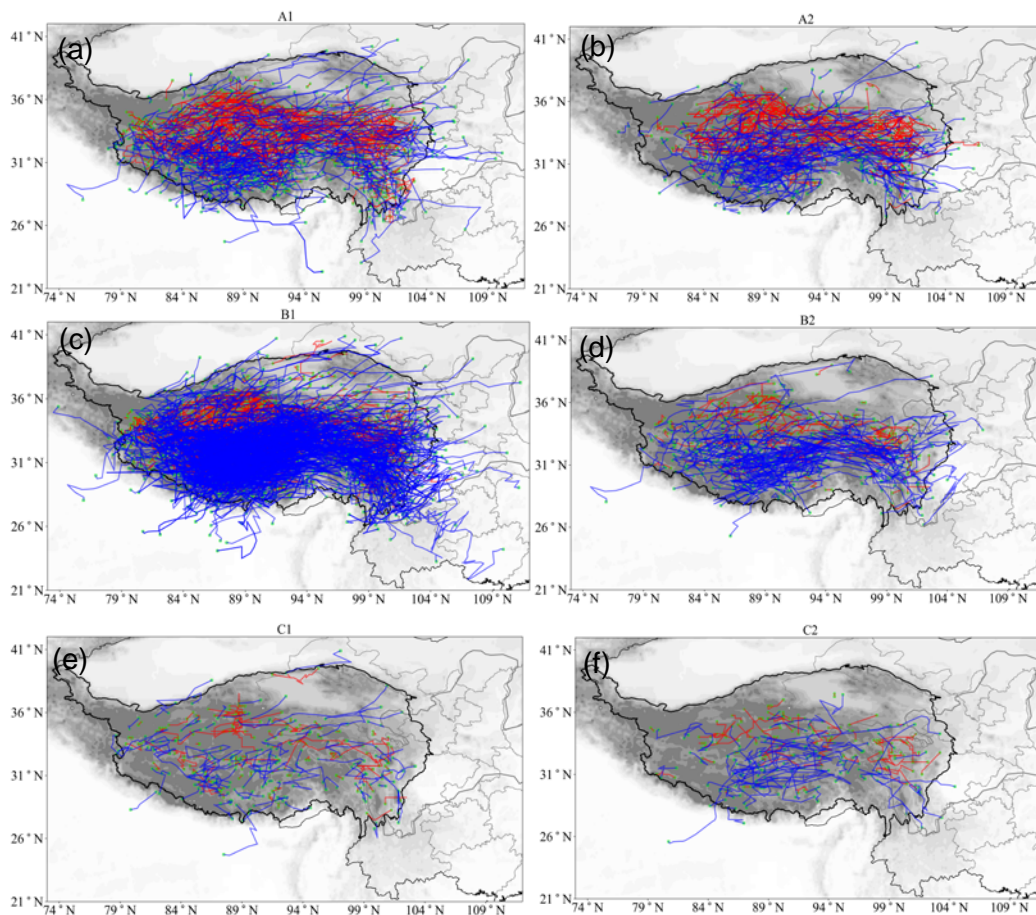


图 5.4 各类高原涡和高原 MCS 相互作用的路径图 (红线: 高原涡; 蓝线: 高原 MCS; 绿色圆点: 生成位置; 绿色方框: 消亡位置), 其中 (a) - (f) 分别表示 A1、A2、B1、B2、C1 和 C2

Figure 5.4 Tracks of various types of interaction between the TPV and the Plateau MCS (red line: the TPV; blue line: the Plateau MCS; green dots: generated position; green boxes: vanished position), where (a)-(f) represent A1, A2, B1, B2, C1 and C2, respectively.

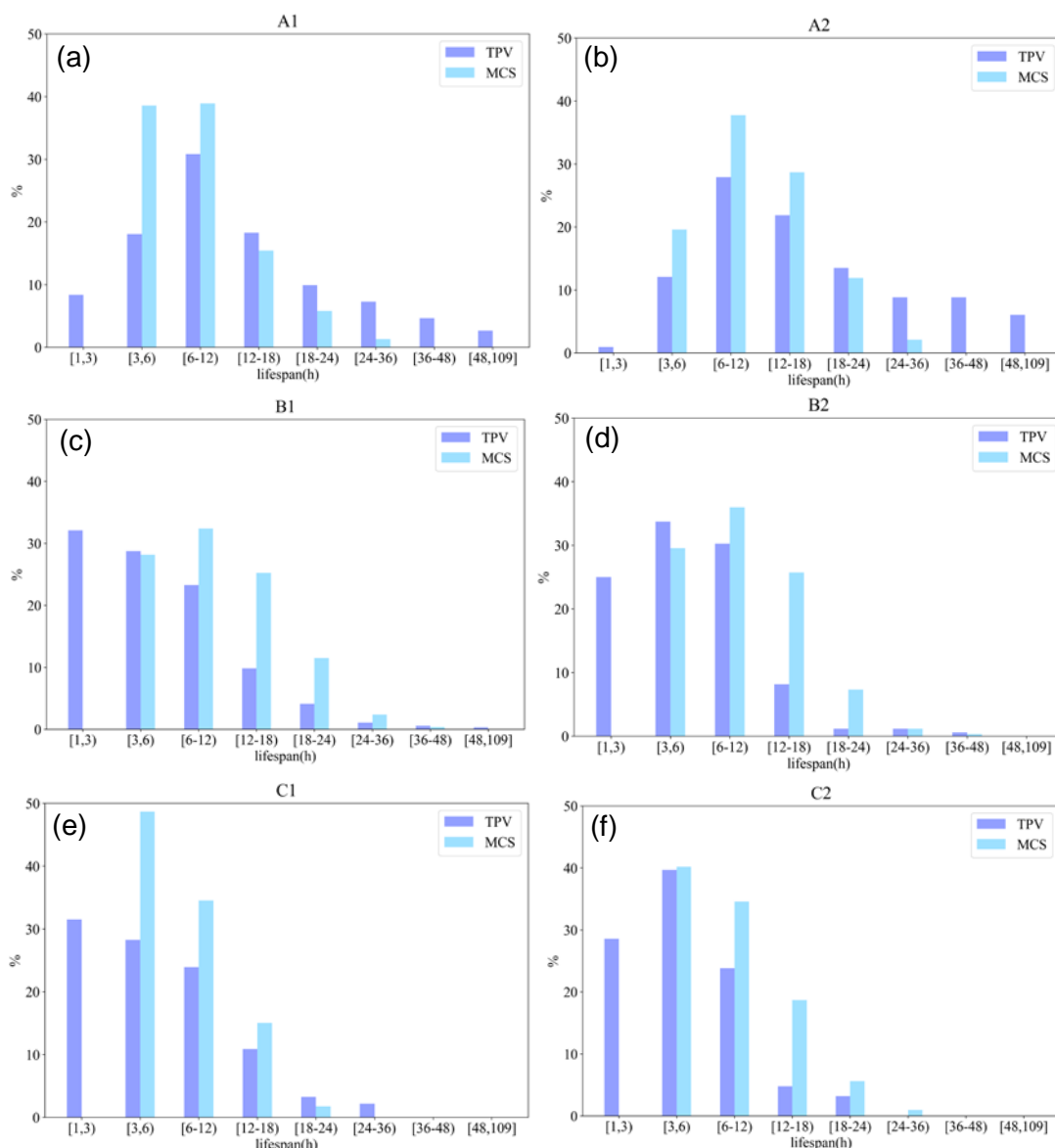


图 5.5 各类高原涡和高原 MCS 相互作用的生命史特征（紫色柱子：高原涡；蓝色柱子：高原 MCS），其中（a）-（f）分别表示 A1、A2、B1、B2、C1 和 C2，柱子的高度表示该生命史区间内的数目占这一类别总数目的百分比

Figure 5.5 Lifespan of various types of interaction between the TPV and the Plateau MCS (purple column: the TPV; blue column: the Plateau MCS), where (a)-(f) represents A1, A2, B1, B2, C1 and C2, respectively, and the height of the column represents the percentage of the number in the lifespan to the total number of this category.

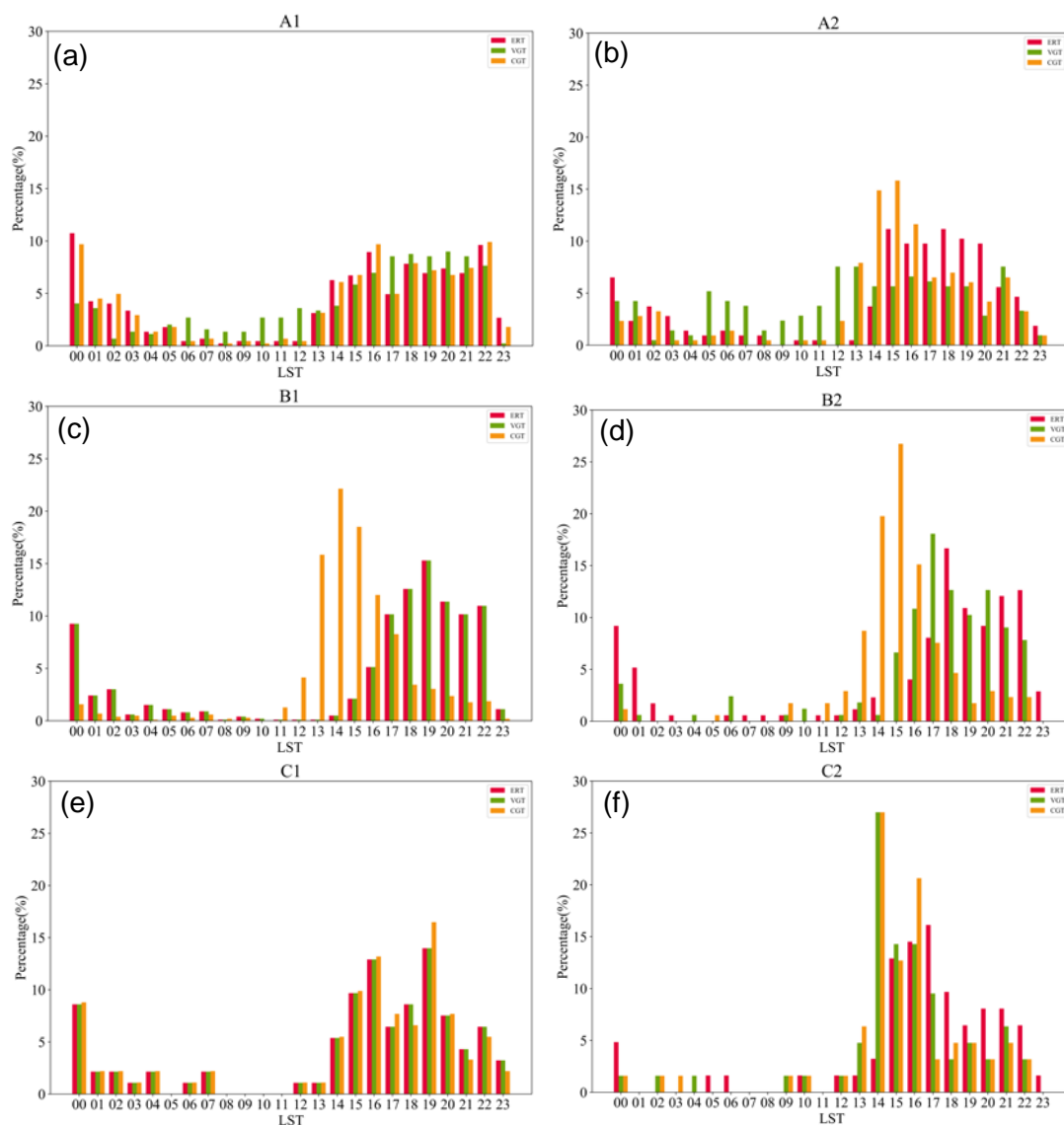


图 5.6 各类高原涡和高原 MCS 相互作用的日变化特征（红色柱子：ERT；绿色柱子：VGT；橙色柱子：CGT），其中（a）-（f）分别表示 A1、A2、B1、B2、C1 和 C2

Figure 5.6 Diurnal variation of various types of interaction between the TPV and the Plateau MCS (red column: ERT; green column: VGT; orange column: CGT), where (a)-(f) represents A1, A2, B1, B2, C1 and C2, respectively, and the height of the column represents the percentage of the number in the lifespan to the total number of this category.

高原 MCS 生成时刻日变化呈单峰型，只有极少的高原 MCS 在 05-12 时生成，12 时后高原 MCS 生成数目快速增加，14-16 时为生成高峰时段（郑永光，2008；麦子，2020）。图 5.6 是高原涡和高原 MCS 相互作用的日变化，从 ERT（红色柱子）来看，14-22 时是高原涡和高原 MCS 相互作用的主要时段。高原涡和高

原 MCS 相互作用在 05-12 时发生非常少,这主要与这一时段生成的高原 MCS 数量极少有关,而从 2.2.4 节中高原涡的日变化来看,高原涡在 05-12 时生成的数目也少于其他时段。B1 类 CGT 分别在 14 时到达峰值,这与高原 MCS 自身的日变化特征保持一致,B1 类 ERT 峰值和 VGT 峰值在 19 时达到峰值,晚于 CGT 峰值 5h,这主要与这一类别中高原 MCS 影响高原涡生成有关,相互作用的主导系统是高原 MCS (图 5.6c)。而 A1 类 ERT 峰值主要在 15-22 时,VGT 峰值和 CGT 峰值也主要集中在这一时段,说明高原涡和高原 MCS 相互作用的日变化受此两类系统各自的日变化影响(图 5.6a)。高原具有显著的日变化,高原地表感热通量和潜热通量峰值在 13 时,2m 温度的峰值在 15 时及总降水的峰值在 16 时(本章 2.2.2 节),高原日变化首先驱动了高原 MCS 的生成,高原 MCS 的生成峰值出现在 15 时左右,这表明高原 MCS 对高原地表通量强迫的响应较为迅速,滞后效应不显著。高原 MCS 所对应的降水凝结潜热释放加强了此地区的上升运动与低层辐合,低层辐合的正涡度制造需要经过一段时间的积累才能达到高原涡生成的要求,因此高原涡对于高原 MCS 影响的响应具有一定的滞后性,这在一定程度上与 VGT 峰值在 22 时附近相对应。这可以解释为什么在高原 MCS 和高原涡相互作用中,高原 MCS 影响高原涡生成(B1)的类型占比最多。

5.4 高原 MCS 对高原涡生成的作用

由于 A1 和 B1 两类占比最多且具有显著差异,本章通过比较这两类高原涡各自的合成演变特征来更深入地探讨高原涡和高原 MCS 的相互作用机理。本小节讨论高原 MCS 对高原涡生成的作用,其中 A1 类在 VGT 的合成表示高原涡生成不受高原 MCS 的影响(此时高原 MCS 尚未生成),B1 类在 VGT 的合成表示高原涡生成受高原 MCS 影响。

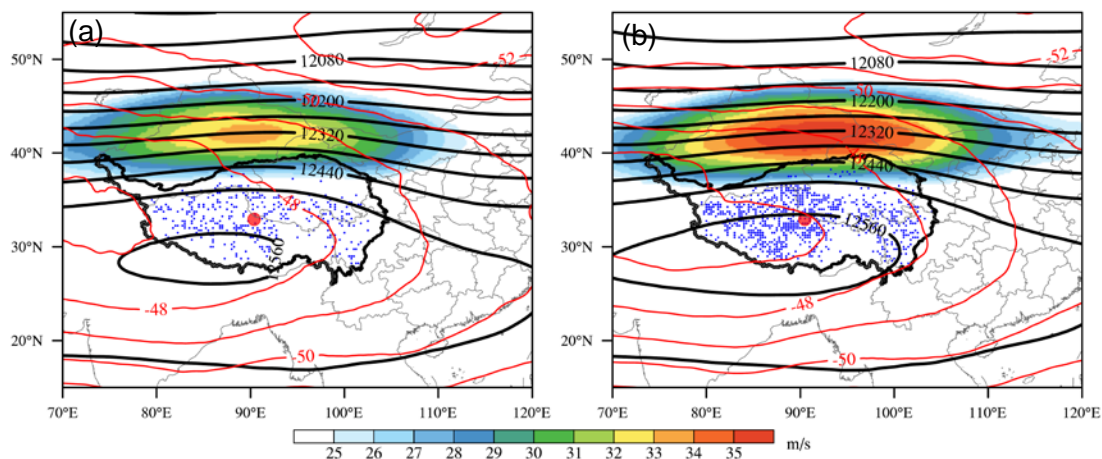


图 5.7 (a) A1 和 (b) B1 类高原涡在 VGT 的 200 hPa 欧拉合成环流场特征：高空急流（阴影，单位：m/s），位势高度（黑色实线，单位：gpm），黑色加粗线表示高原边界，小蓝点表示高原涡的生成位置，大红点表示高原涡的平均生成位置

Figure 5.7 200hPa euler synthetic circulation field at VGT of (a) A1-TPV and (b) B1-TPV: higher-level jets (shading, unit: m/s), geopotential height (black solid line, unit: gpm), temperature (red solid line, unit: °C), where the bold black line represents the Plateau boundary, the small blue dots represent the generated position of the TPV, and the large red dots represent the average generated position of the TPV.

对比 A1 和 B1 类高原涡在 VGT 的 200 hPa 环流合成场可以看出（图 5.7），B1 中 200 hPa 的高空急流更强，南亚高压也更强，高层暖心结构更强，对应的高层辐散也更强（图 5.7b）。对比 A1 和 B1 类在 VGT 的 500 hPa 环流合成场可以看出（图 5.8a-b），两者高原上都呈气旋性环流，高原涡平均生成位置（图 5.7 中大红点）是明显的低压区，但 B1 类的副高脊线较 A1 类西伸，副高西伸有利于水汽的输送，因此 B1 类水汽在高原涡中心层次的经向输送也更明显（图 5.7d），这为高原 MCS 的发展与维持提供了更有利的水汽条件。图 5.7 d 是 B1 和 A1 类在 VGT 的 500 hPa 垂直速度差值图，高原主体内大部分垂直速度差值为负值，这说明 B1 类的上升运动更强。

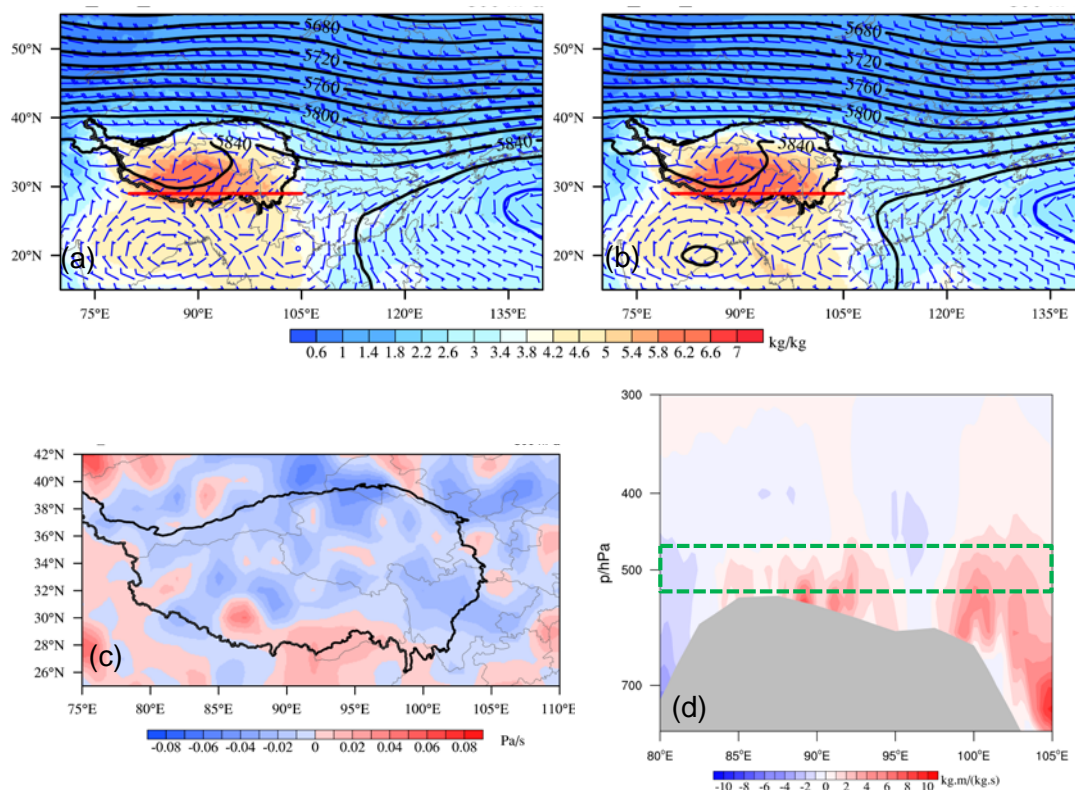


图 5.8 (a) A1 和 (b) B1 类高原涡在 VGT 的 500 hPa 欧拉合成环流场特征：比湿（阴影，单位：kg/kg），位势高度（黑色实线，单位：gpm），风场（蓝色风杆，1 个长杆为 4 m/s），蓝色实线为副高脊线；(c) B1 和 A1 类高原涡在 VGT 的 500 hPa 垂直速度的差值图，单位：Pa/s，黑色加粗线表示高原边界；(d) B1 和 A1 类高原涡沿 29° N 水汽差值在 VGT 的经向剖面图，灰色阴影表示地形，水平绿色虚线代表高原涡的中心层次（525-475 hPa）

Figure 5.8 500hPa euler synthetic circulation field at VGT of (a) A1 and (b) B1: specific humidity (shading, unit: kg/kg), geopotential height (black solid line, unit: gpm), wind field (blue wind barb, a full barb is 4 m/s), the blue solid line is the ridge line of the subtropical high; (c) the difference between the 500 hPa vertical velocity of the B1 and A1 at VGT, unit: Pa/s, the black bold line represents the Plateau boundary; (d) longitudinal profile of B1 and A1 water vapor difference at VGT along 29°N, the gray shading represents the topography, and the horizontal green dotted line represents the center level of the Plateau vortex (525-475 hPa).

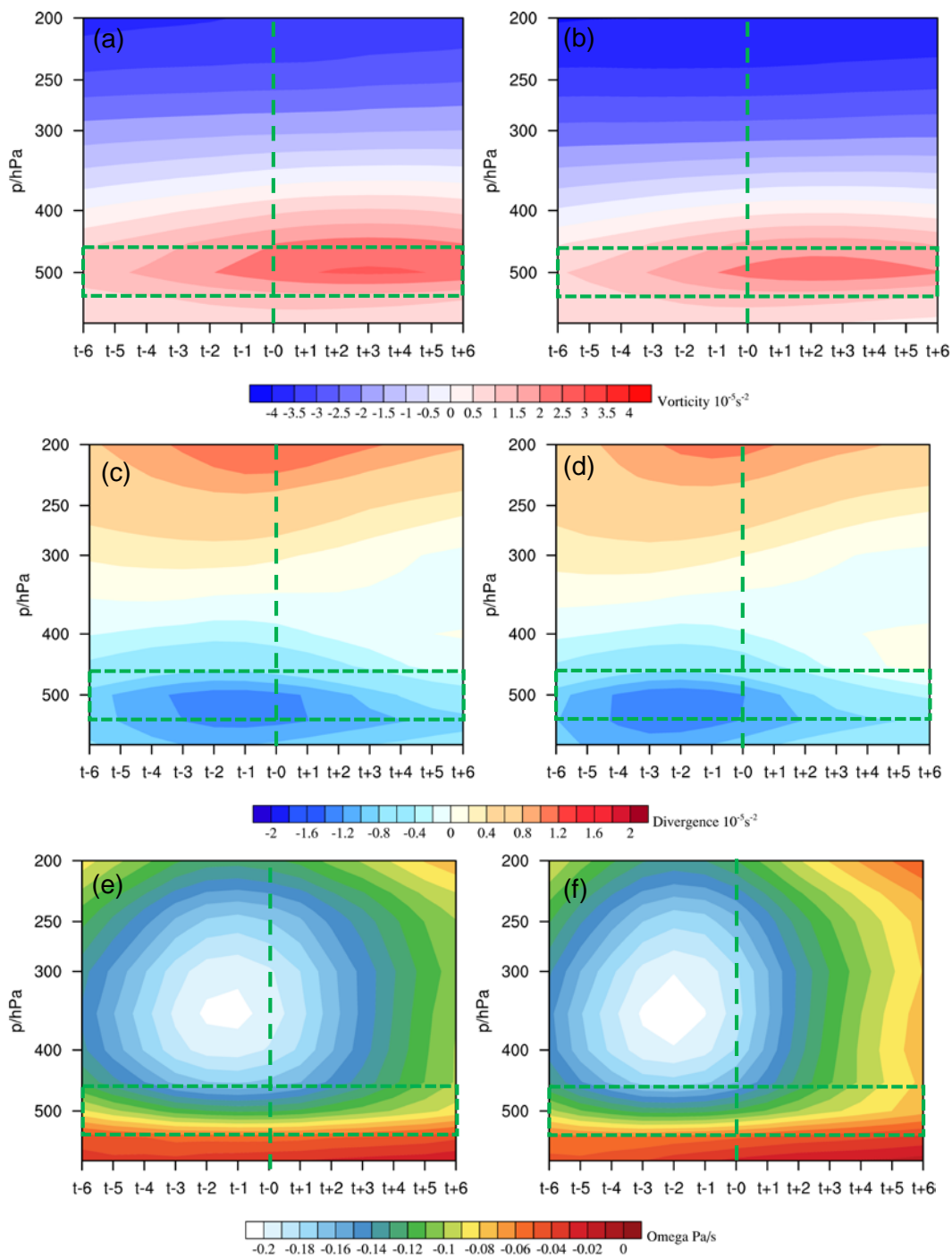


图 5.9 A1 和 B1 类高原涡生成阶段的动力场演变图：(a-b) 涡度（阴影，单位： 10^{-5}s^{-1} ）；(c-d) 散度（阴影，单位： 10^{-5}s^{-1} ）；(e-f) 垂直速度（阴影，单位：Pa/s）。其中 (a)、(c)、(e) 表示 A1；(b)、(d)、(f) 表示 B1，t 表示 VGT，t-1 表示 VGT 前 1h，t+1 表示 VGT 后 1h，水平绿色虚线代表高原涡的中心层次（525-475 hPa），垂直绿色虚线代表涡旋的生成时刻

Figure 5.9 Dynamic field evolution of A1 and B1 types of the TPV centers: (a-b) vorticity (shading, unit: 10^{-5}s^{-1}); (c-d) divergence (shading, unit: 10^{-5}s^{-1}); (e-f) vertical speed (shading, unit: Pa/s). (a) (c) (e) represent A1; (b) (d) (f) represent B1, t represents the VGT, t-1 represents 1 h before the VGT, and t+1 represents 1 h after the VGT, the horizontal green dashed line represents the central level of the TPV(525-475 hPa), and the vertical green dashed line represents the VGT.

本节以客观识别的高原涡中心为中心，对生成时刻前后 6 h 的动力场进行 $2^\circ \times 2^\circ$ 的区域平均（用于代表高原涡的主体区域），比较 A1 和 B1 类高原涡生成阶段动力场演变特征的区别。在高原涡生成前，500 hPa 附近（高原涡中心层次在 500 hPa 附近，因此使用 525-475 hPa 代表高原涡的中心层次）A1 类的正涡度比 B1 类更强、更深厚；在高原涡生成后，A1 类的涡度同样强于 B1 类，且其中心层次具有更快的增长率（图 5.9a-b），这说明 A1 的旋转特征更强。

在高原涡生成前，B1 类高原涡的辐合和上升运动更强，这是由于 B1 类的高原 MCS 已经生成，随着高原 MCS 云体中的上升运动和高原涡的上升运动合并使得垂直上升速度进一步增强，对流加强使得低层辐合进一步加强，从而低层辐合与上升运动形成正反馈（图 5.9c-d）。在高原涡生成后，由于 A1 类的低层辐合与上升运动相比于 B1 类以更快的速度增强，因此 A1 类出现了更强的低层辐合与上升运动，这主要是由于 A1 类高原 MCS 对高原涡滞后于 B1 类。由上可知，A1 和 B1 类高原涡的生成机制具有显著不同。

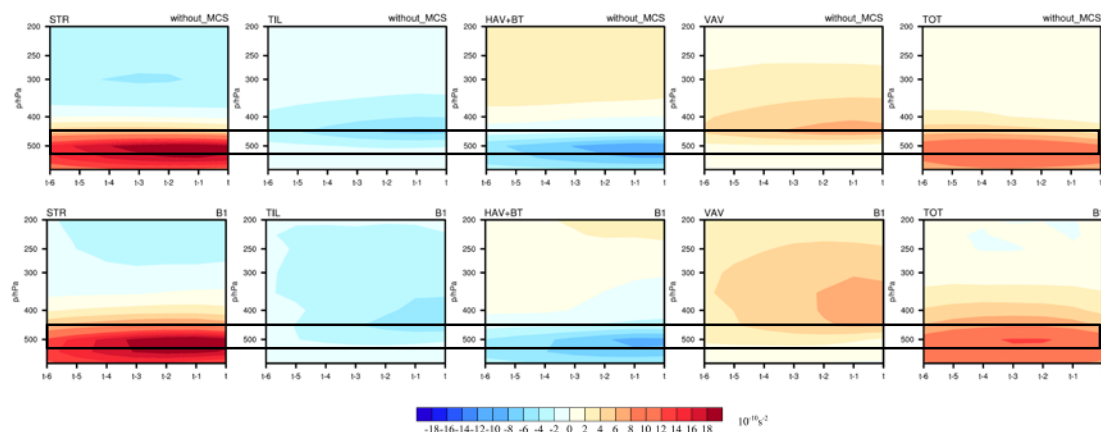


图 5.10 without_MCS 类和 B1 类高原涡生成阶段的涡度收支各项合成（STR 表示散度项，TIL 表示倾斜项，HAV+BT 表示绝对涡度水平平流项，VAV 表示相对涡度垂直平流

项, $TOT = HAV + VAV + TIL + BT + STR$), 水平黑色实线代表高原涡的中心层次 (525-475 hPa)

Figure 5.10 The synthesis of vorticity budgets with the without_MCS and B1TPV at generated stages (STR represents divergence term, TIL represents tilt term, HAV+BT represents absolute vorticity horizontal advection term, VAV represents relative vorticity vertical advection term, $TOT = HAV + VAV + TIL + BT + STR$), the horizontal black solid line represents the central level of the TPV (525-475 hPa).

为了进一步探讨高原 MCS 对高原涡生成的影响, 本章选取 B1 类的高原涡 (共 1019 例), 认为该类高原涡生成受高原 MCS 影响, 同时选取与高原 MCS 无关的高原涡即 without_MCS, 共 5258 例, 分别对高原涡生成时刻及生成前 6 h 的涡度收支进行合成分析, 涡度收支各项的物理意义见本章 4.2.2 节。由图 5.9 可知, 两类高原涡的 TOT 项在低层较大, 说明低层的正涡度具有快速增强的有利条件, 相比而言, B1 类的 TOT 项更大、更深厚, 因此它的涡度增长更快, 涡旋向上的伸展更迅速。对于两类高原涡, 各收支项中, 散度项均是 400hPa 以下涡度增长的主要正贡献项, 是高原涡生成的主导项。对比两类涡旋, 在高原涡所在的层次 (525-475 hPa), 散度项的总体特征与强度类似, 只是 B1 类的散度项在初期 (t-6-t-5) 的强度偏弱。垂直输送项均是两类涡旋第二主导项, 它将低层辐合制造的正涡度向上输送, 有利于涡旋垂直向上伸展。相比而言, 两类涡旋的垂直平流项垂直分布差异显著, B1 类的更强、更深厚, 与 MCS 的强上升运动相对应。绝对涡度水平平流项是两类涡旋涡度增长最主要的负贡献项, 代表了涡旋中心区向中心区外正涡度的净辐散, 相比而言, B1 类的净输出较少, 这与高原涡生成时所处的背景环境场有关。两类高原涡的倾斜项表现出了较大的差异, B1 类倾斜项的中心强度较低但更深厚, 这与 MCS 的较深厚的上升运动层相对应。总体上, 倾斜项对两类高原涡而言均是不利于涡旋生成的第二重要因子。

5.5 高原涡对高原 MCS 生成的作用

本小节讨论高原涡对高原 MCS 生成的作用, 其中 A1 类在 VGT 的合成表示高原 MCS 生成受高原涡的影响, B1 类在 VGT 的合成表示高原 MCS 生成不受

高原 MCS 影响（此时高原涡尚未生成）。

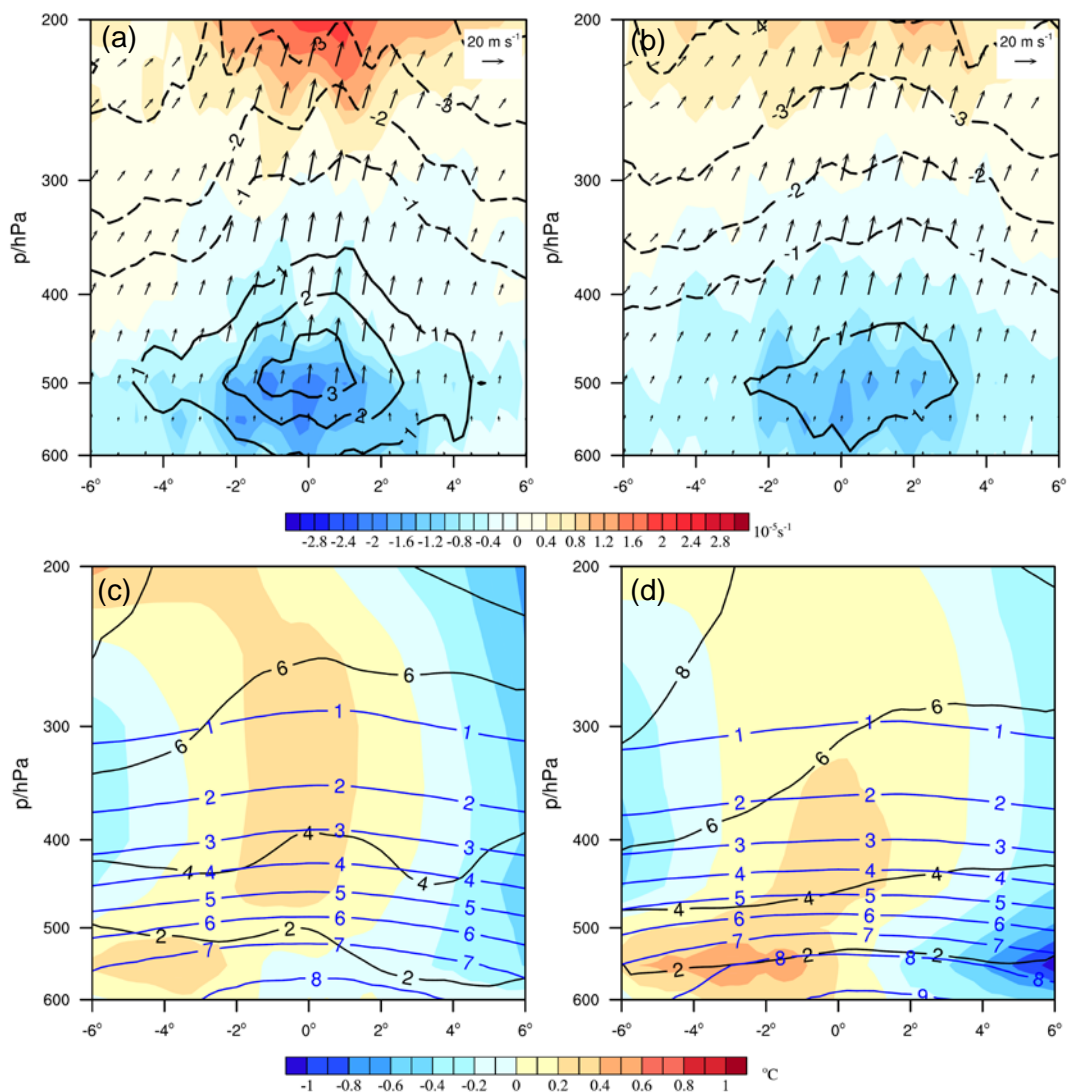


图 5.11 A1 和 B1 类高原 MCS 在 CGT 的经向拉格朗日合成环流场特征：A1 (a)- B1 (b)：散度（阴影，单位： 10^{-5}s^{-1} ），涡度（黑色实线，单位： 10^{-5}s^{-1} ），垂直速度（黑色箭头， ω^* $(-100) \times u$)；A1 (c)- B1 (d)：温度离差（阴影，单位： $^{\circ}\text{C}$ ），全风速（黑色实线，单位： m/s ）及比湿（蓝色等值线，单位： kg/kg ）

Figure 5.11 Meridional lagrangian synthetic circulation field of A1 and B1 types of the Plateau MCS centers at CGT: A1 (a)- B1 (b): divergence (shading, unit: 10^{-5}s^{-1}), vorticity (black solid line, unit: 10^{-5}s^{-1}), vertical velocity (black arrow, ω^* $(-100) \times u$); A1 (c)- B1 (d): temperature dispersion (shading, unit: $^{\circ}\text{C}$), wind speed (black solid line, unit: m/s) and specific humidity (blue contour line, unit: kg/kg).

图 5.11 是以高原 MCS 生成位置为中心, 对其 CGT 分别进行经向拉格朗日合成, 以探讨高原涡对高原 MCS 生成的影响。两类高原 MCS 都呈现出低层辐合高层辐散的特征, 其中 A1 类的动力场更强, 正涡度的范围更大, 垂直速度更强以及低层辐合高层辐散更明显 (图 5.11a-b), 这说明高原涡的存在为高原 MCS 生成提供了更有利的动力场条件。尽管 B1 类高原 MCS 生成时刻的动力场条件不如 A1 类, 但其在 500-200 hPa 层内的风速更大, 移速更快; 300hPa 以下湿度更大, 这说明其水汽条件更优。从温度离差来看, A1 类在 500-300 hPa 之间的正离差更强, 这对应了更强的对流凝结潜热释放; 在 MCS 中心以西, 两类 MCS 均在 400 hPa 以下呈现出不稳定的层结结构, 而 B1 类的不稳定性更高, 这在一定程度上表明, 如果没有高原涡的影响, 高原 MCS 倾向于在更暖湿的不稳定大气中生成。

本节以高原 MCS 为中心, 对生成时刻前后 6 h 的动力场进行 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 的区域平均, 从而进一步比较高原涡对高原 MCS 生成的影响。受高原涡的影响, A1 类的高原 MCS 生成阶段的涡度场比 B1 类更强, 500 hPa 附近涡度中心强度从高原 MCS 生成前 6 h (t-6 h) 开始迅速增强, 并在高原 MCS 生成 2 h 后 (t+2 h) 达到最大; B1 类的涡度场相对较弱、垂直层次较低, 低层的正涡度在 MCS 生成前变化缓慢, 随着高原 MCS 生成发展不断增大 (图 5.12a-b)。由于 A1 类高原 MCS 生成时高原涡已经生成, 因此 A1 类的散度场和垂直速度场在高原 MCS 生成前较维持较强的强度 (t-2 h 时刻附近为最大值), 而 B1 类高原 MCS 生成不受高原涡影响, B1 类的散度和垂直速度场在高原 MCS 生成后才迅速增大, 并在高原 MCS 生成 2 h 后 (t+2 h) 达到最大。以上分析表明, 高原涡为高原 MCS 生成提供了有利的动力场条件。

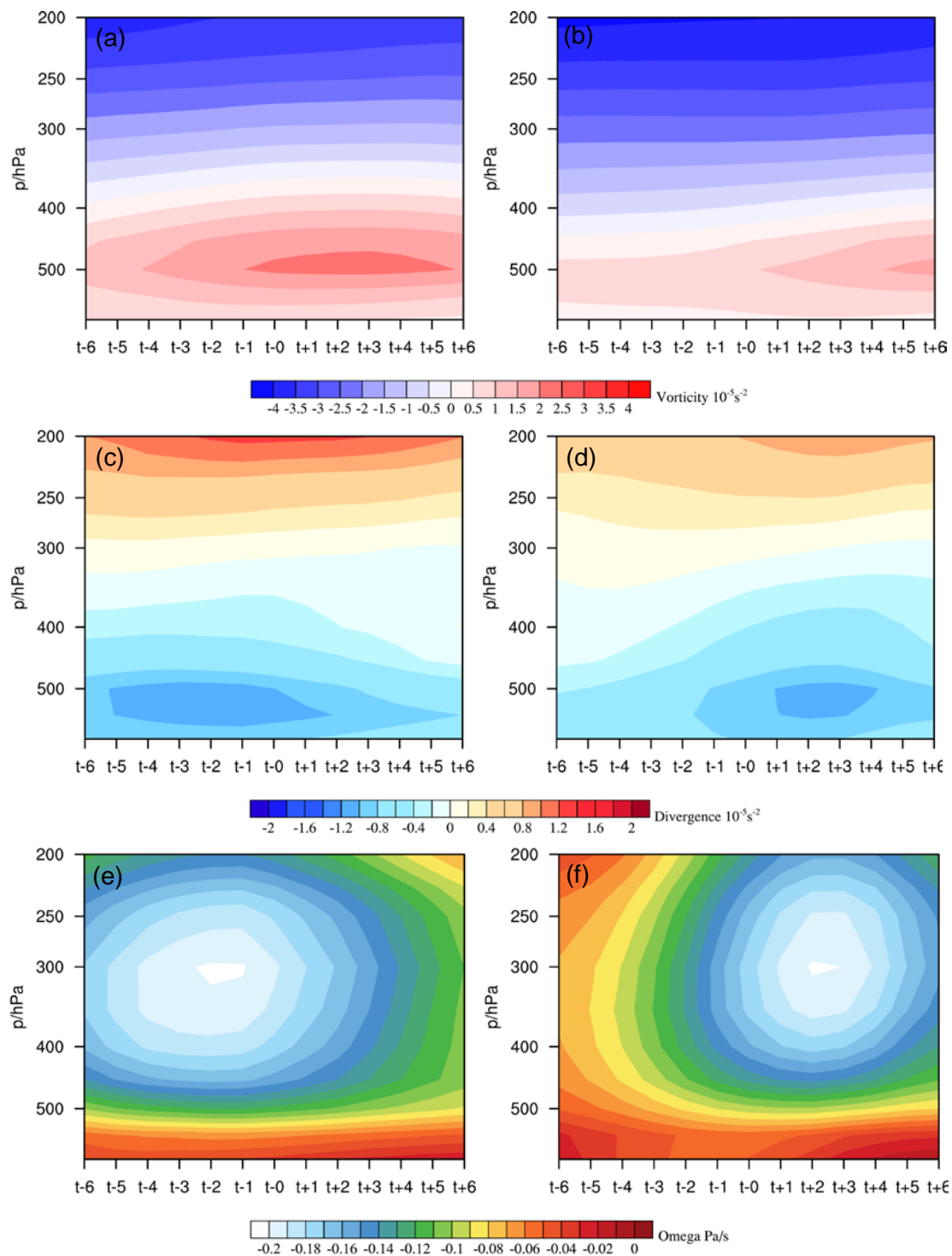


图 5.12 A1 和 B1 类高原 MCS 生成阶段的动力场演变图：(a-b) 涡度（阴影，单位： 10^{-5}s^{-1} ）；(c-d) 散度（阴影，单位： 10^{-5}s^{-1} ）；(e-f) 垂直速度（阴影，单位： Pa/s ）。其中 (a)、(c)、(e) 表示 A1；(b)、(d)、(f) 表示 B1，t 表示 CGT，t-1 表示 CGT 前 1h，t+1 表示 CGT 后 1h

Fig. 5.12 Dynamic field evolution of A1 and B1 types of the Plateau MCS centers: (a-b) vorticity (shading, unit: $10^{-5}s^{-1}$); (c-d) divergence (shading, unit: $10^{-5}s^{-1}$); (e-f) vertical speed (shading, unit: Pa/s). (a) (c) (e) represent A1; (b) (d) (f) represent B1, t represents the CGT, t-1 represents 1 h before the CGT, and t+1 represents 1 h after the CGT.

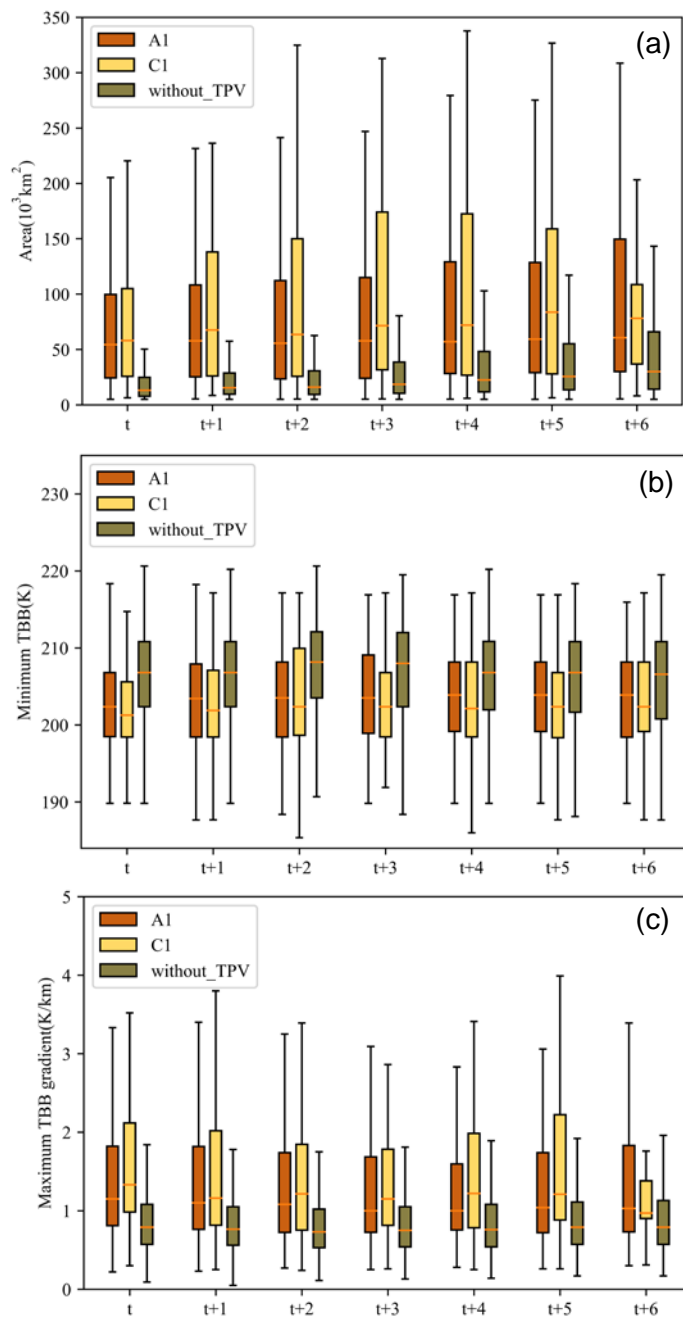


图 5.13 高原 MCS 云团参数盒须图随时间的演变（线段最高点和最低点为最大值和最小值，箱型上部框线和下部框线为第 75%分位值和第 25%分位值，箱内线为中位数）：(a) MCS 面积（单位： $10^3 km^2$ ）；(b) TBB 最小值（单位：K）；(c) TBB 梯度最大值（单

位: K/km)。其中红色表示 A1 类的高原 MCS, 黄色表示 C1 类的高原 MCS, 褐色表示不受高原涡影响的高原 MCS, t 表示高原 MCS 生成的特征时刻, $t+1$ 表示高原 MCS 生成后

1 h

Figure 5.13 Box-and-whisker plot of MCS parameters evolution with time (the highest and the lowest point of the line segment are the maximum value and the minimum value, the upper and the lower frame of the box are the 75th and 25th percentile value, the line inside the box is the median): (a) MCS area (unit: 10^3 km^2); (b) minimum TBB (unit: K); (c) maximum TBB gradient (unit: K/km). Among them, red represents the Plateau MCS of the A1 type, yellow represents the Plateau MCS of the C1 type, brown represents the Plateau MCS not affected by the Plateau vortex, t represents the CGT, and $t+1$ represents 1 hour after the CGT.

TBB 是云体的相当黑体亮温, 高原 MCS 的 TBB 越小, 它的强度越强; TBB 的梯度越大, 它的发展越快; TBB 的面积越大, 对流发展越旺盛。为了揭示高原涡对高原 MCS 云团属性的演变特征的影响, 本章计算了三类高原 MCS 在不同特征时刻的云团面积、TBB 最小值和 TBB 梯度最大值的参数特征。A1 类的高原 MCS 生成时受高原涡影响, 共 454 例, C1 类高原 MCS 和高原涡同时生成, 共 92 例, without_TPV 是指不受高原涡影响的高原 MCS, 共 8173 例。从图 5.13a 可以看出, 高原 MCS 生成后云团面积随时间增大, 其中 A1 和 without_TPV 类高原 MCS 在生成后 6 h 达到最大, 但 A1 类在生成后面积增长较为平缓, C1 类高原 MCS 云团面积在生成后 3 h 达到最大, 随后面积减小可能是高原 MCS 和高原涡解耦造成。C1 类云团面积最大, A1 类云团面积次之, without_TPV 类云团面积与 A1 和 C1 两类的云团面积差异大, 其 75% 分位值低于 A1 和 C1 类云团面积的中位数。without_TPV 类高原 MCS 的云团参数与 A1 和 C1 有显著的不同, 其云团面积更小, TBB 最小值更大, TBB 梯度最大值更小, 说明高原涡对高原 MCS 的生成有较显著的作用, 高原涡有助于高原 MCS 的生成发展。A1 和 C1 类高原 MCS 的区别在于 A1 类高原涡比高原 MCS 先生成, 而 C1 类中高原涡和高原 MCS 同时生成, 因此 A1 和 C1 类云团参数相比, C1 类云团面积更大, TBB 最小值更大, TBB 梯度最大值更大, 因此 C1 类比 A1 类的高原 MCS 发展强,

这说明高原涡与高原 MCS 同时生成时更有利于高原 MCS 的发展（图 5.13）。

5.6 小结

目前，高原涡和高原 MCS 相互作用机理的研究尚少且多为个例研究，对其较全面的讨论较少。本章对 2015 组高原涡和高原 MCS 相互作用的统计特征进行了较为系统的研究，根据高原涡和高原 MCS 的生成时刻及最早影响时刻将其划分为六类，对比分析了各类相互作用的移动路径、生命史和日变化等统计特征。并通过欧拉合成和拉格朗日合成方法及涡度收支诊断方法讨论了高原 MCS 对高原涡生成的影响及高原涡对高原 MCS 生成的影响。结果表明：

（1）高原 MCS 影响高原涡生成（B1）占比最多，共 1091 例，B1 类高原 MCS 影响范围最大，其次是高原涡影响高原 MCS 生成（A1），共 454 例。不论是影响生成还是发展，A 类（涡旋先于 MCS 生成）中长生命史高原涡占比多，而 B 类（MCS 先于涡旋生成）中长生命史高原 MCS 占比多，说明了 A 类和 B 类是显著不同的相互作用类型。

（2）高原 MCS 与高原涡的相互作用中，B1 类（MCS 先于涡旋生成）占比最多，这主要是由于高原太阳辐射的日变化首先驱动高原 MCS 的生成，随后，降水凝结潜热释放影响了高原大气的热、动力场，从而最终导致高原涡的生成。高原涡和高原 MCS 相互作用的日变化与其两者的日变化存在密切联系。

（3）高原 MCS 对高原涡生成有重要作用。在 B1 类高原涡（MCS 先于涡旋生成）的生成阶段，对流层高层拥有更好的辐散条件，且对流层中低层拥有更充沛的水汽。由于高原 MCS 作用，B1 中垂直运动更强，低层辐合更强。强低层辐合迅速地制造正涡度，通过垂直运动将低层气旋式涡度向上输送（垂直平流项），此两者共同导致了高原涡的生成。

（4）高原涡对高原 MCS 的生成也有重要作用。A1 类高原 MCS（涡旋先于 MCS 生成）正涡度范围更大，垂直上升运动更强，高原涡为高原 MCS 生成提供了更有利的动力场条件。没有高原涡作用时，高原 MCS 在其生成阶段的云团面积较小，TBB 最小值较大，TBB 梯度最大值较小，对流整体偏弱；当高原涡和高原 MCS 耦合时，高原 MCS 发展旺盛。

第6章 一类长生命史东移高原涡的半理想合成模拟和机理分析

6.1 引言

如前所述,不同类型的高原涡对降水的影响及演变机理存在明显差异,目前,高原涡演变机理的相关研究大多基于个例开展,对其共性演变机制的认识尚存在不足。第四章中基于合成分析从共性上研究了各类高原涡的结构特征及生成机理,本章将在此基础上利用高时空分辨率的半理想数值模拟进一步揭示一类长生命史东移高原涡的演变机理。第四章的研究发现,移动型(MV)高原涡对高原局地降水影响较大,其中移动非移出型(MV-noouts)高原涡占移动型高原涡的97.15%,是影响高原主体降水的主要天气系统之一。为此,本章从近42个暖季移动非移出型高原涡的统计结果中挑选出了17个典型个例,并将这类长生命史东移高原涡进行合成,以驱动中尺度数值模式WRF进行半理想模拟试验,进一步从共性上揭示这一类别高原涡的演变机制。

6.2 资料和方法

6.2.1 资料

本章使用ECMWF提供的ERA5再分析资料作为初始和边界条件驱动WRF模拟、进行合成和诊断及数值模拟试验的结果验证。该资料时间分辨率为1h,空间分辨率为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 。此外,本章还使用了30min一次, $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 的GPM卫星IMERG降水产品进行个例挑选及半理想模拟试验中降水过程的验证。本章使用的时间一律为世界时。

6.2.2 同类长生命史东移高原涡个例的筛选

由于GPM降水数据只有2001-2020年,因此本章研究对象为2001-2020年暖季移动非移出型高原涡,共946个,其中生命史超过6h且东移的高原涡共588个。

考虑初始场日变化对WRF模拟的影响及高原涡自身的日变化,本章将一天中高原涡生成时刻分为四个时段,00:00-04:00(即02:00附近),06:00-10:00(即08:00附近),12:00-16:00(即14:00附近),18:00-22:00(即20:00附近),不含

05:00, 11:00, 17:00 和 23:00, 共计 484 个样本, 其中 02:00 附近共 69 个, 08:00 附近共 135 个, 14:00 附近共 173 个, 20:00 附近共 107 个。为描述涡旋对降水的影响, 本章引入涡旋累积降水这一定义, 即涡旋生命史期间累积的小时平均降水量, 小时平均降水量是指涡旋中心 3° 范围内的平均降水 (只计入小时降水超过 0.1 mm 的格点)。图 6.1 是这 484 个样本中高原涡生命史和涡旋累积降水的数目分布, 涡旋生命史主要分布在 6-24 h, 涡旋累积降水主要集中在 3-12 mm, 涡旋累积降水和高原涡生命史及小时降水强度相关, 涡旋累积降水强和生命史长的高原涡样本占比较少。

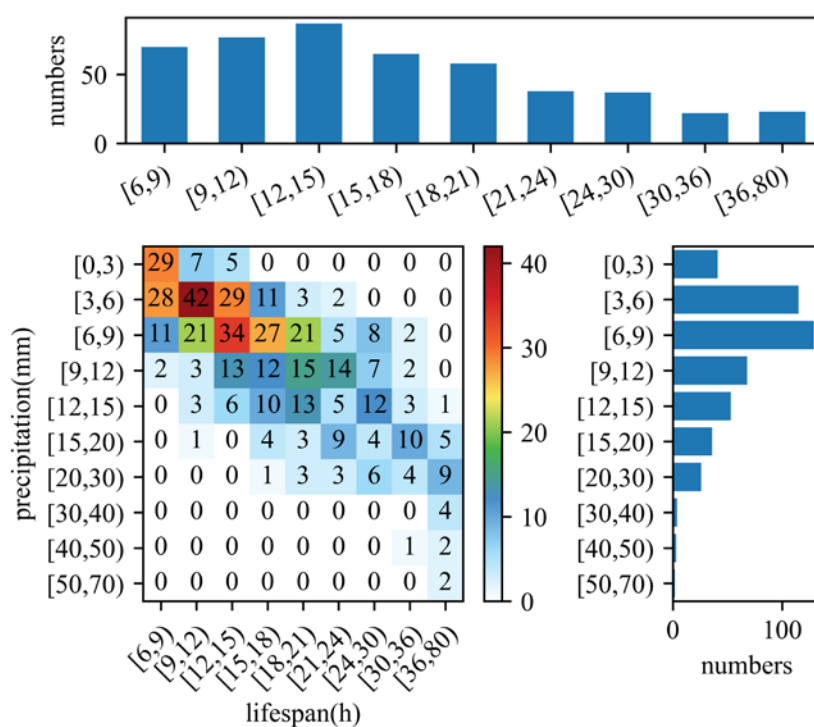


图 6.1 2001-2020 年暖季 MV-noouts 型高原涡样本中生命史和涡旋降水的数目分布 (填色块表示数目)。其中上侧柱状图表示对应生命史时段内的样本数目分布, 右侧的柱状图表示对应降水量区间的样本数目分布

Figure 6.1 Lifespan and vortex precipitation of MV-noouts TPV sample in the warm season from 2001 to 2020 (colored blocks indicate numbers). The upper histogram represents the distribution of the number of samples in the corresponding lifespan period, and the histogram on the right represents the distribution of the number of samples in the corresponding precipitation interval.

综合考虑日变化、生命史及涡旋对降水的影响，本章从生成时段在 14:00 附近，生命史超过 15 h（生命史中第 50 百分位），以及涡旋降水超过 7.5 mm（生命史中第 50 百分位）的样本中选取一组环流背景相似的样本。环流背景相似筛选方法如下（傅慎明等，2021）：（1）根据高原涡的主要影响范围确定计算区域为 25°N-42°N，78°E-110°E。（2）计算每个个例生成时刻前 6 h 到生成后 18 h 平均的 500 hPa 位势高度场（代表高原涡背景场的总体特征）及所有个例的总体平均场。（3）计算每个个例相对于总体平均的扰动场（视为中小尺度系统）。（4）将个例影响区域内的扰动场转化为一维数组计算各组相关系数。（5）以相关系数超过 0.55 为标准挑选两两相似个例。（6）找出拥有相似扰动场数目最多的个例及其所有相似个例。

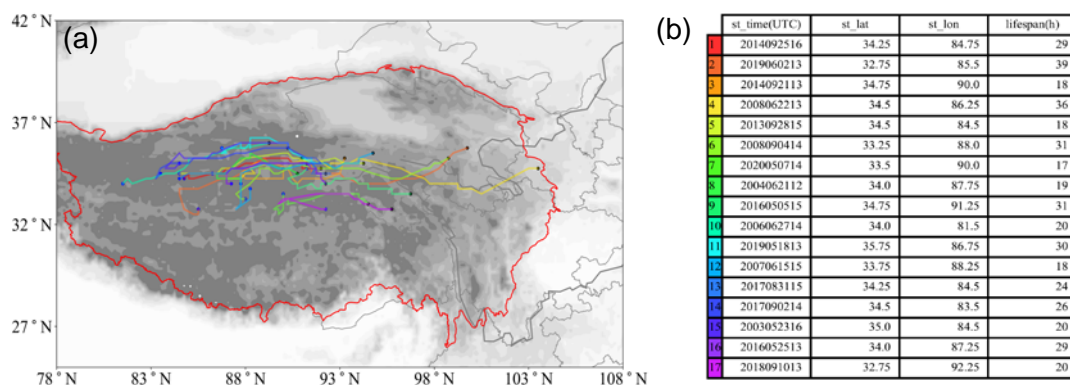


图 6.2 (a) 17 个同类长生命史东移高原涡个例的移动路径图，其中蓝点表示高原涡的生成位置，黑点表示高原涡的消亡位置；(b) 高原涡的生成时间、生成纬度、生成经度和生命史

Figure 6.2 Panel (a) is the track of 17 similar long-lifespan TPV, where the blue dots indicate the generated position of the TPV, the black dots indicate the extinct position of the TPV; Panel (a) shows the generated time, latitude, longitude and lifespan of the TPV.

按照以上标准，最终挑选了 17 个同类长生命史东移高原涡的典型个例（图 6.2），其生成位置相近，移动路径较一致，500 hPa 影响区域内高度场相关系数平均值为 0.87。如图 6.3 是这 17 个高原涡个例生成前 6 h 到生成后 18 h 平均的 500 hPa 位势高度场和它们的合成场。除了个例 10 和 13 与总体平均场差异较显著外，其余个例 500 hPa 的环流形势基本一致，高原主体存在气旋性环流和低压区，高

原西部存在西风槽，有利于高原涡的生成。

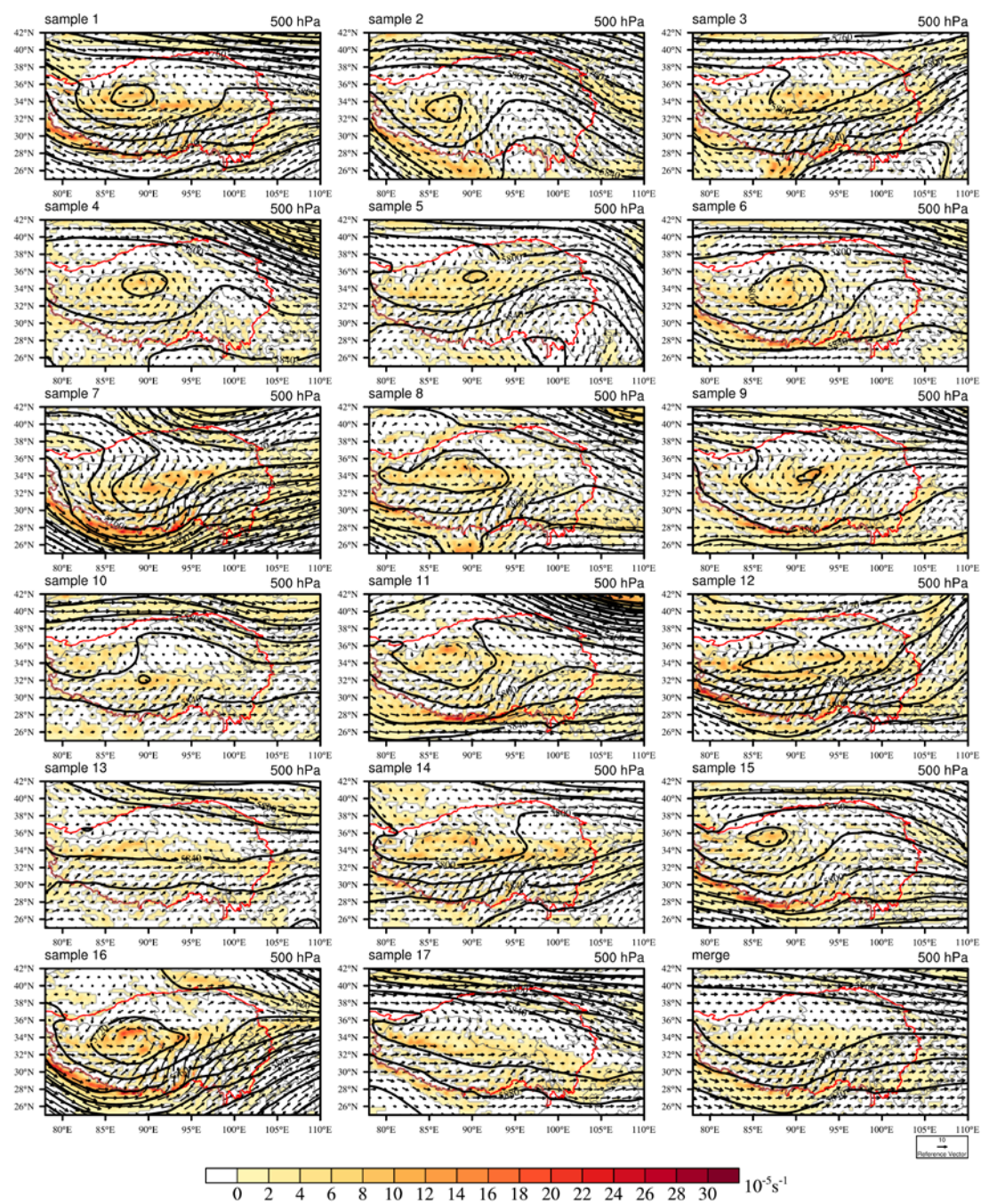


图 6.3 17 个典型个例生成时刻前 6 h 到生成后 18 h 平均的 500 hPa 场及它们的合成场，其中黑色实线表示位势高度场，单位：gpm；黑色箭头表示矢量风场，单位：m/s；红色实线表示高原边界

Figure 6.3 Averaged 500 hPa field and their composite fields of 17 typical cases from 6 h before the generated time to 18 h after the generated time, where the black solid line

represents the potential height field, unit: gpm; the black arrow represents the vector wind field, unit: m/s; the red solid line represents the Plateau boundary.

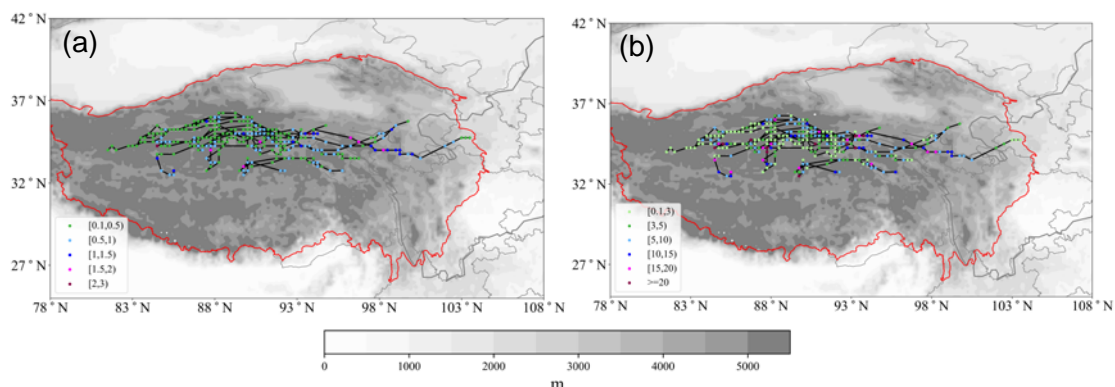


图 6.4 17 个高原涡移动路径上的 (a) 小时平均降水量和 (b) 小时最大降水量, 其中散点表示降水量, 单位: mm, 黑色线表示轨迹线, 阴影表示地形, 红色实线表示高原边界

Figure 6.4 (a) 1-h averaged precipitation and (b) 1-h maximum precipitation on the tracks of 17 TPV, where scatter points represent precipitation, unit: mm, black lines represent trajectory lines, shading represents topography, and red solid lines represent plateaus boundary.

图 6.4 是高原涡移动路径上的小时平均降水量和小时最大降水量图, 其小时平均降水量是涡旋中心 3° 范围内的小时降水量平均, 小时最大降水量是涡旋中心 3° 范围内的最大降水量。高原涡小时平均降水量大多在 1 mm 以下, 最大可达到 3 mm。高原涡小时最大降水量超过 5 mm 的时次占有时次的 50% 以上, 最大可达到 10 mm, 这表明这类高原涡造成的降水较强。

6.2.3 合成半理想数值模拟试验设置

本章使用中尺度 WRF3.8 模式对上述 17 个同类高原涡开展合成半理想模拟试验, 模拟使用双层单向嵌套(图 6.5a), 其中内外层网格水平分辨率为 9 km(d01) 和 3 km (d02), 外层网格 d01 以 1 h 的时间间隔输出数据, 内层网格 d02 以 15 min 的时间间隔输出数据, 格点数为 1003×802 和 1201×901 , 垂直方向共 50 层, 模式层顶气压为 50 hPa。本章半理想合成模拟的初始场设置如下: 假设 n 表示高原涡的编号, $T = 0$ 表示高原涡的生成时刻, V 表示需要合成的变量, $V_n(T = 0)$ 表示某个高原涡在生成时刻的某个变量场, 基于欧拉观点, 将 17 个个例进行等

权重加权平均, 计算 $T = 0$ 时刻的合成场 $M_n(T = 0)$ 。 $M_n(T = -6)$ 、 $M_n(T = -5)$ 、 $M_n(T = -4) \dots M_n(T = 46)$ 、 $M_n(T = 47)$ 、 $M_n(T = 48)$ 代表了高原涡生成前 6 h 到生成后 48 h 的时间序列, 作为初始和侧边界条件驱动 WRF, 侧边界条件每 1 h 更新一次。

由于 17 个同类高原涡的平均生命史为 25 h, 最大生命史为 39 h, 生成时间在 14:00 附近, 因此, 本合成半理想数值模拟时段设置为生成时前 6 h 至生成后 48 h, 起始时间设定为 08:00 (14:00 为最接近高原生成时刻的标准时刻, 提前 6 h 为 08:00)。模拟使用的物理方案见表 6.1。本章除了大尺度环流分析外, 一律使用 d02 (3 km, 15 min) 分析。

表 6.1 WRF 模拟所用的物理方案

Table 6.1 Physics schemes used in the WRF simulation.

	d01	d02	参考文献
长波辐射方案	RRTM		Mlawer 等., 1997
短波辐射方案	Dudhia		Dudhia 等., 1989
边界层方案	YSU		Noh 等., 2001
陆面过程方案	NOAH		Chen 和 Dudhia, 2001
近地面层方案	Monin-Obukhov		Jiménez 等., 2012
积云方案	Kain-Fritsch	无	Kain 等., 2004
微物理方案	WSM6		Hong 和 Lim, 2006

6.3 合成半理想数值模拟试验的结果验证

WRF 模拟的高原涡在 $t=5.5$ h (即模式模拟了 5.5 h, 下同), 即世界时为 13:30 生成, 这比 17 个高原涡平均 (图 6.3) 的生成时间早 0.5 h。基于第二章设计的高原涡客观识别算法追踪了高原涡的模拟和合成路径, 其中模拟路径的时间分辨率为 15 min, 合成路径的时间分辨率为 1 h。模拟的高原涡初生位置在 (34°N, 88.5°E), 17 个高原涡平均的生成位置为 (34.13°N, 86.85°E), 模拟比 17 个高原涡平均生成位置偏东 1.65°, 略偏南 0.13°, 合成的高原涡生成位置为 (33.75°N, 90°E), 模拟比合成的高原涡位置偏西 1.5°, 略偏北 0.25°, 模拟的高原涡生成位

置差异主要体现在经度。模拟与合成的高原涡路径具有相似的主要特征，模拟和合成的高原涡先西移再东移，WRF 成功地模拟出回旋路径，这与 17 个例中有 4 个高原涡个例出现回旋路径有关（图 6.2）。模拟的高原涡于 $t=33.5\text{ h}$ （即第二天 17:30）在 $(35.5^{\circ}\text{N}, 93.5^{\circ}\text{E})$ 消亡，17 个高原涡平均消亡位置为 $(34.73^{\circ}\text{N}, 94.13^{\circ}\text{E})$ ，与 17 个高原涡的平均消亡位置十分接近，但其消亡位置比合成的高原涡消亡位置偏西 3.75° 。由上述分析可知，本章模拟的高原涡再现了 17 个用于合成高原涡的主要特征（生成时刻、生成位置、移动路径和消亡位置）。

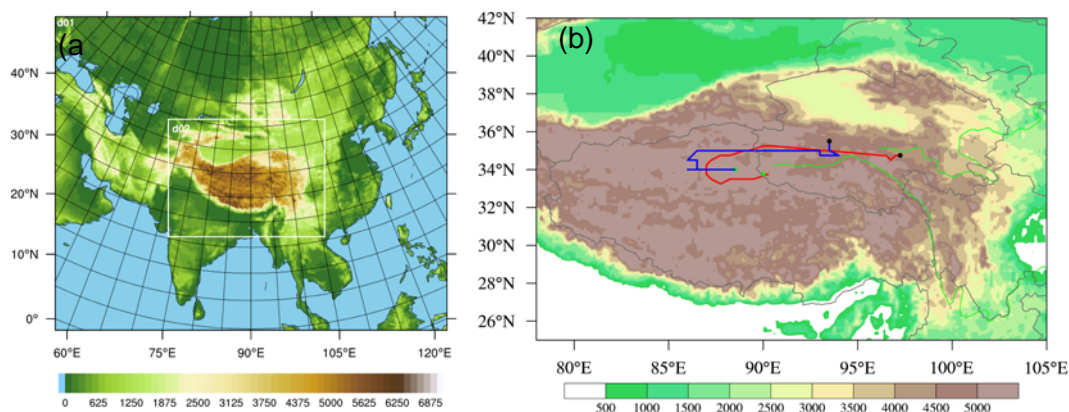


图 6.5 (a) 半理想合成模拟的区域设置（阴影：地形高度，单位：m）(b) 高原涡轨迹（红线表示 ERA5 合成的数据追踪的高原涡轨迹；蓝线表示由 WRF 模拟的数据追踪的高原涡轨迹；绿点表示高原涡生成位置；黑点表示高原涡结束位置）

Figure 6.5 (a) Two domain for semi-ideal synthetic simulations (shading: terrain, units: m) (b) TPV track (red line indicates TPV traced by ERA5 reanalysis; blue line indicates TPV traced by WRF simulation; the green point represents the generated position of the TPV; the black point represents the extinct position of the TPV).

对比 WRF 模拟和 ERA5 合成的环流形势场（图 6.6 和图 6.7），高原涡生成阶段（ $t=6\text{ h}$ ，即模式运行 6 h 时，下同），模拟较好地再现了高原上 200 hPa 高空急流的位置及强度，模拟了高空急流的大值中心（ $>40\text{ m/s}$ ），较好地模拟了 500 hPa 高原上的西风带短波槽及高原暖中心，但对高度场模拟偏强。成熟阶段（ $t=20\text{ h}$ ），模拟较好地再现了高原上 200 hPa 高空急流的位置及强度，模拟了 500 hPa 高原上的西风带短波槽，但对 500 hPa 高原暖中心和短波槽模拟较强。消亡阶段（ $t=34\text{ h}$ ），模拟对高空急流偏东，模拟的 500 hPa 西风带短波槽强度更强，位置

更偏东，但对 500 hPa 高原暖中心模拟较弱。总体而言，模拟的环流场与 ERA5 合成环流场相比，在生成阶段和成熟阶段两者较为接近，而在消亡阶段差异有所加大。两种资料（模拟与 ERA5）时空分辨率的差异以及高原涡不同个例之间相对强弱的不均都是造成上述差异的原因。

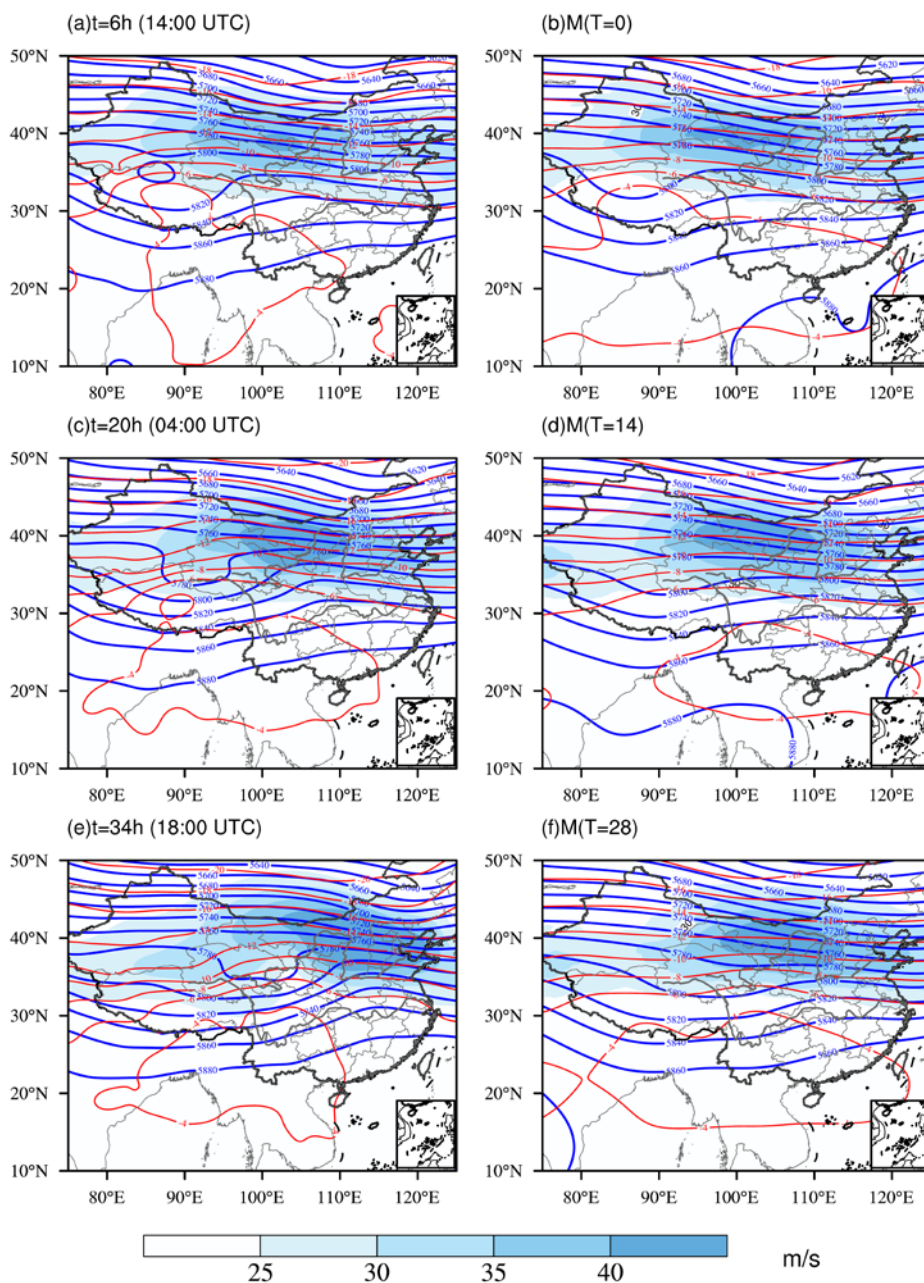


图 6.6 模拟（左）和合成（右）的环流形势场。蓝色等值线：500 hPa 位势高度，单位：gpm；红色虚线：温度，单位： $^{\circ}\text{C}$ ；阴影：200 hPa 风速，单位：m/s

Figure 6.6 Simulated (left column) and synthetic (right column) circulation situation fields, blue contour: 500 hPa geopotential height, unit: gpm; red dotted line: temperature, unit: °C; shading: 200 hPa wind speed, unit: m/s.

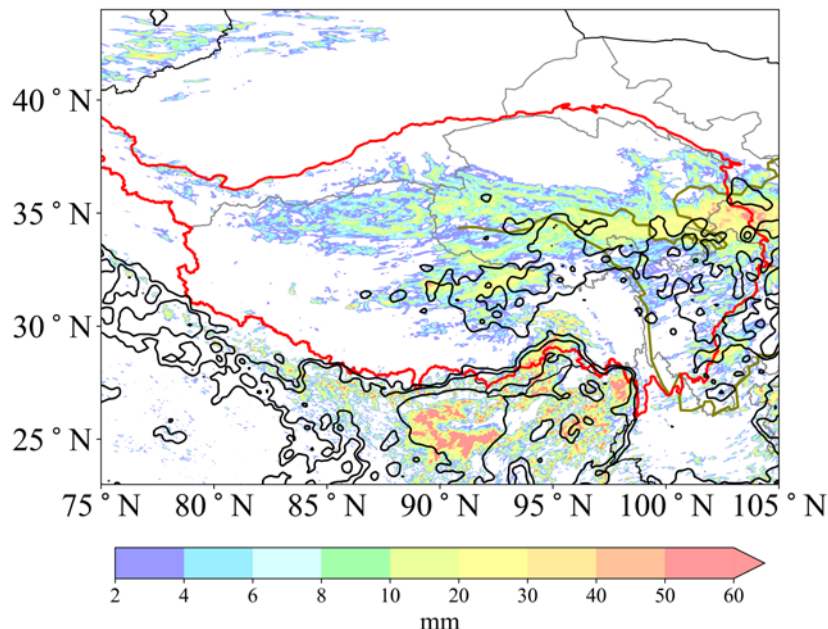


图 6.7 模拟的高原涡整个生命史内的累积降水 (阴影, 单位: mm), 黑色实线表示用于合成的 17 个个例平均的 GPM 累积降水超过 4 mm 的区域, 红色实线表示高原边界

Figure 6.7 Simulated cumulative precipitation (shading, unit: mm) over the entire lifespan of the TPV, the corresponding accumulated precipitation calculated by GPM exceeds 4 mm of 17 events average for composite, and the red solid line represents the Plateau boundary.

对比模拟和基于个例平均的高原涡生命史内的累积降水图发现 (图 6.8), 模拟降水影响的范围基本与 17 个实际个例的平均结果相吻合, 但模拟的降水中心偏强, 这是由于 17 个个例的强度和大尺度背景场有所不同造成, 等权重合成条件下, 模拟结果受到较强高原涡个例及其背景场的影响, 因此模拟的降水偏向于这些较强的高原涡, 此外, 模拟的高原涡总共持续了 30 h, 比 17 个高原涡的平均生命史长 5 h, 因此 WRF 模拟的生命史内累积降水相对较强。

通过对上述模拟结果的验证说明, 尽管模拟在部分细节上存在差异, 整体而言, 模拟试验较清晰地再现了这类高原涡的东移路径、大尺度环流条件、生命史演变以及降水特征。因此, 下文将基于此模拟结果进一步分析高原涡的生成及发

展机理。

6.4 高原涡的演变过程

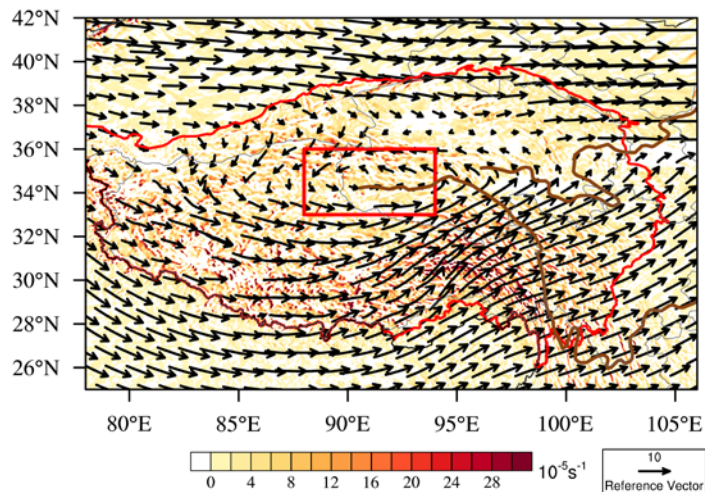


图 6.8 模拟的高原涡生命史期间平均的 500 hPa 风场和涡度场（阴影，单位： 10^{-5}s^{-1} ），红色实线为高原边界，红色框表示关键区大小

Figure 6.8 Time-averaged 500 hPa simulated wind field and vorticity field (shading, unit: 10^{-5}s^{-1}) over the entire lifespan of the TPV, the red solid line is the Plateau boundary, and the red box represents the key area.

本章首先根据高原涡生命史期间的平均流场特征（图 6.8），确定高原涡关键区的大小（红色框），即长半轴为 3° ，短半轴为 1.5° 的矩形框，用于计算高原涡随时间的演变特征，本章中关键区中心即客观算法基于 d02 风场识别得到的高原涡中心。本章还对高原涡的垂直伸展进行了三维客观识别，结果表明，该高原涡为浅薄的低压系统，主要活动于 500 hPa，因此本章选取 500 hPa 作为高原涡的代表层次。

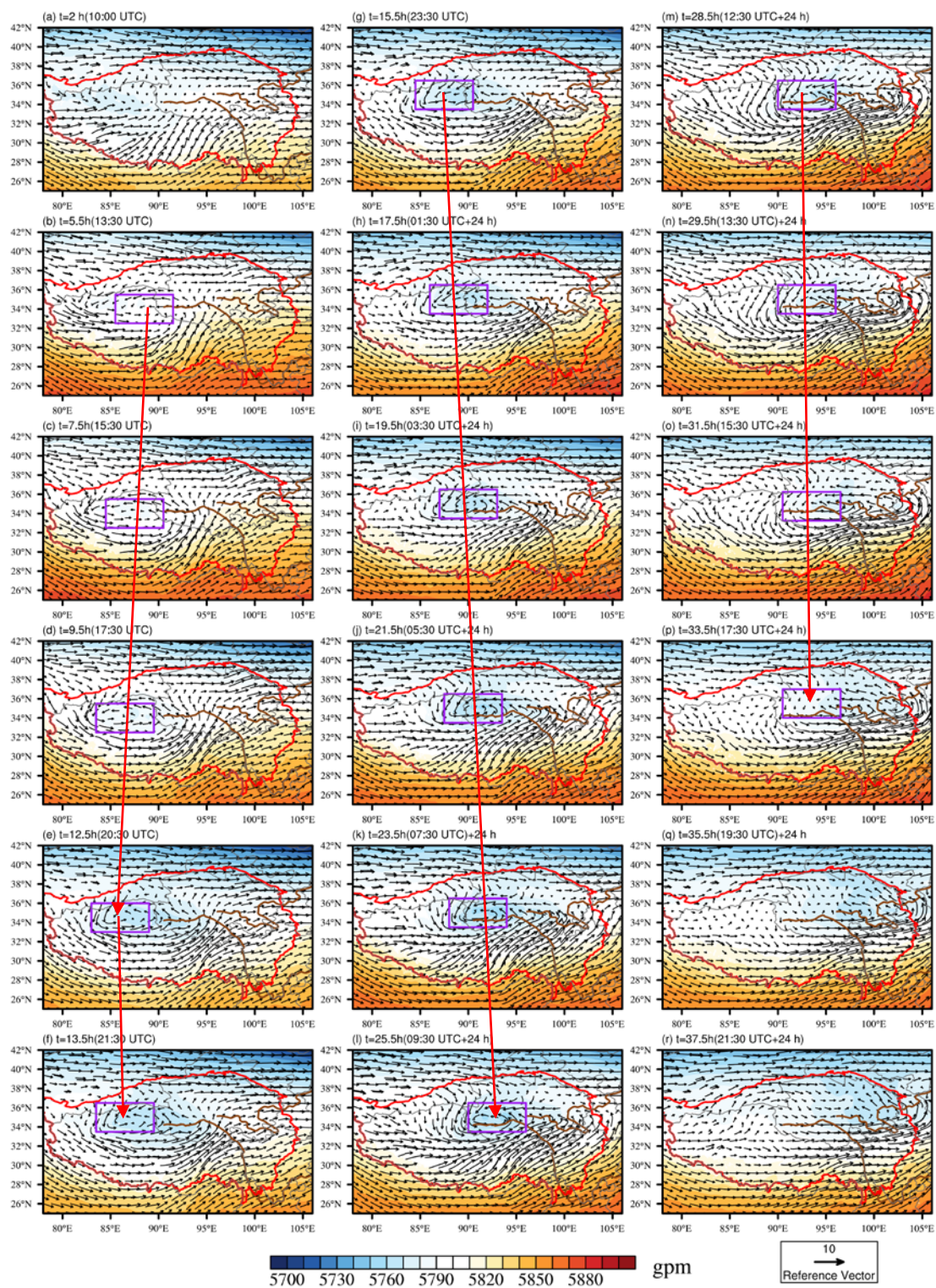


图 6.9 (a) - (r) WRF 模拟的 500 hPa 位势高度场 (阴影, 单位: gpm) 和风场 (黑色箭头, 单位: m/s), 紫色方框表示以客观算法识别的高原涡为中心, 长半轴为 3°, 短半轴为 1.5° 的矩形框, 红色实线表示高原边界

Figure 6.9 (a)-(r) 500 hPa geopotential height field (shading, unit: gpm) and wind field (black arrow, unit: m/s) simulated by WRF, the purple box center is the TPV center identified by the objective algorithm, where the major semi-axis is 3° and the minor semi-axis is 1.5° . The red solid line represents the Plateau boundary.

图 6.9 是模拟的高原涡 500 hPa 的高度场和风矢量场的时间演变图。t=2 h, 高原位于北支气流和南支气流交汇处, 西藏自治区阿里地区改则县 (34°N , 85°E) 出现弱的切变线(图 6.9a)。t=5.5 h, 高原涡出现在西藏自治区那曲市双湖县 (34°N , 88.5°E), 此时满足高原涡的定义即 500 hPa 出现闭合的气旋式环流, 这也是客观算法首次在 d02 流场中识别出高原涡中心的位置(图 6.9b)。高原涡生成后开始西移, t=12.5 h(图 6.9e), 高原涡西移至那曲市尼玛县 (34.5°N , 86°E), 之后高原涡逐渐东移, t=17.5 h(图 6.9h), 高原涡移动至那曲市安多县 (35°N , 89°E), t=19.5 h(图 6.9i), 高原涡东移至青海省玉树藏族自治州治多县 (35°N , 90°E), 之后高原涡关键区气旋性气流不断加强, 低涡中心气压不断降低, 高原涡不断发展, 直到 t=28.5 h(图 6.9m) 高原涡位于曲麻莱县 (35°N , 93°E), 高原涡关键区气旋性气流开始减弱, 低涡中心气压不断增加, 高原涡逐渐减弱, t=33.5 h(图 6.9p), 高原涡在玉树藏族自治州杂多县莫云乡 (35.5°N , 93.5°E) 消亡, 整个过程持续 28 h。

为了进一步描述高原涡的时间演变特征, 本章依据拉格朗日观点分别计算了高原涡的降水和物理量的时间演变特征(图 6.10), 其中小时较强降水是指高原涡中心 3° 范围内的平均降水(只计入 WRF 模拟的小时降水超过第 99.5% 百分位值的格点)。在高原涡演变过程中, 高原涡降水与其关键区 500 hPa 区域平均的涡度、散度和垂直速度的变化较为一致(图 6.10), 高原涡小时较强降水序列与其关键区 500 hPa 的垂直速度、散度和涡度的相关系数分别是 0.9, -0.64 和 0.83, 高原涡小时平均降水量与其关键区 500 hPa 的垂直速度、散度和涡度的相关系数分别是 0.76, -0.78 和 0.47。以上相关系数都可以通过信度为 99.9% 的显著性检验, 这说明高原涡造成的降水与其关键区 500 hPa 的散度、垂直速度密切相关, 特别是较强降水。相比之下, 本次模拟中, 高原涡造成的降水与其中心的位涡变化的关系不明显(图略)。

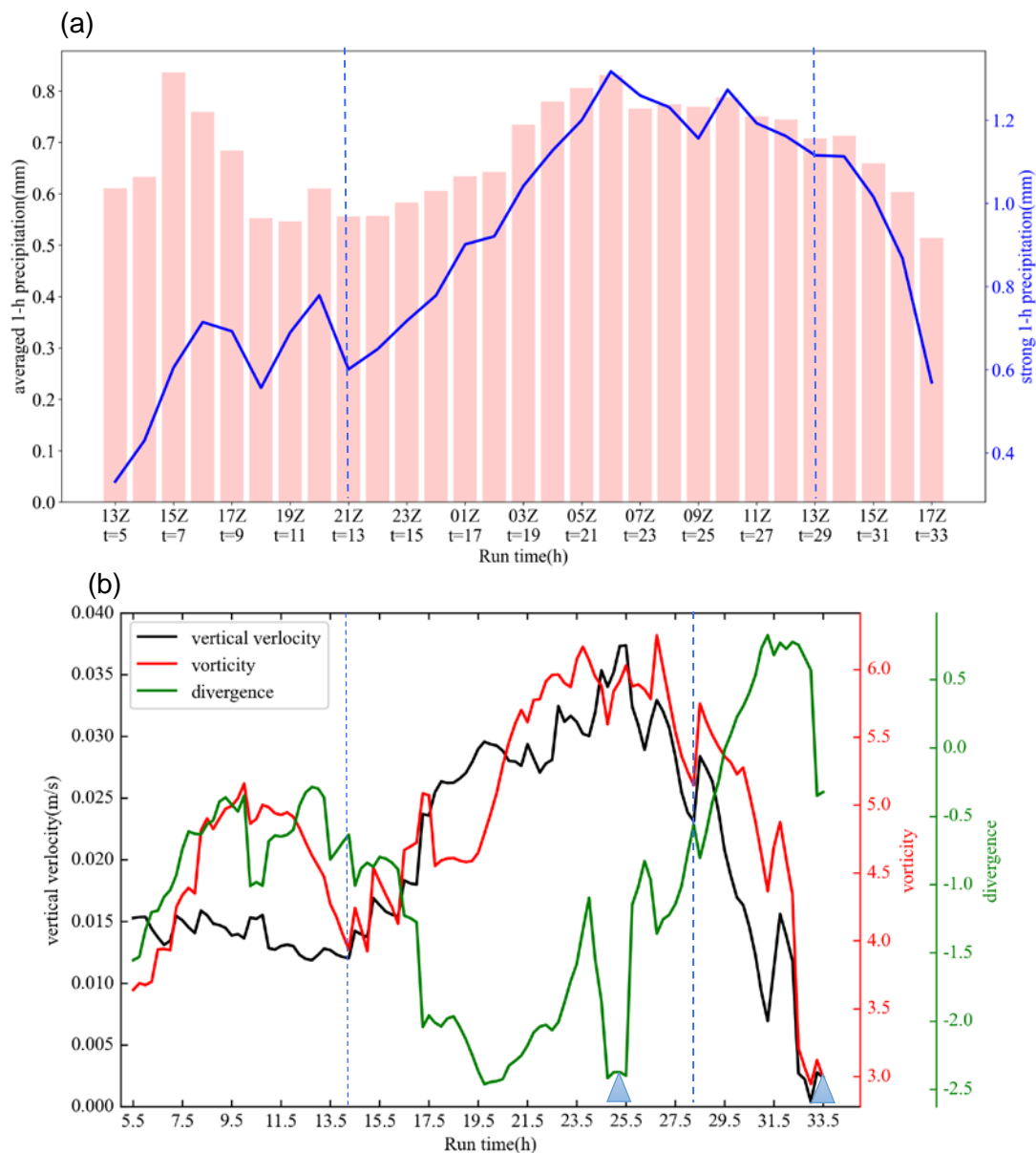


图 6.10 模拟的 (a) 小时平均降水量 (红色柱子, 单位: mm) 和小时较强降水量 (蓝色实线, 单位: mm) (b) 高原涡关键区 500 hPa 区域平均的垂直速度 (黑线, 单位: m/s)、涡度 (红线, 单位: $10^{-5}s^{-1}$)、散度 (绿线, 单位: $10^{-5}s^{-1}$) 和位涡 (粉线, 单位: PVU) 随时间的演变, 三角形表示图 6.12 中的特征时刻

Figure 6.10 Evolution of simulated (a) 1-h average precipitation (red column, unit: mm) and 1-h strong precipitation (blue solid line, unit: mm) (b) the averaged vertical velocity (black line, unit: m/s), vorticity (red line, unit: $10^{-5}s^{-1}$), divergence (green line, unit: $10^{-5}s^{-1}$)

and potential vorticity (pink line, unit: PVU) in the key area of the TPV over time, triangles represent characteristic moments in Figure 6.12.

本章根据高原涡的移动路径、造成的降水和关键区 500 hPa 物理量随时间的演变特征 (图 6.9 和 6.10), 将高原涡整个生命史划分为以下三个阶段, 第一阶段 (生成西移阶段), 第二阶段 (东移发展阶段) 和第三阶段 (准静止消亡阶段)。

在第一阶段 ($t=5.5\text{ h}$ 至 $t=14\text{ h}$), $t=5.5\text{ h}$, 高原上空位于南亚高压北部及高空急流南侧, 此时南亚高压脊线位于 20°N , 关键区的对流层上部为辐散气流; 高原涡生成于高原中部短波槽前部, 存在较强的正涡度平流, 其关键区南部盛行西南风为关键区带来暖平流, 暖平流可以增强上升运动, 有利于气压的降低 (Fu 等., 2019) (图 6.11a); 高原涡关键区出现 $\text{TBB}\leq-32^{\circ}\text{C}$ 的冷云区 (图 6.11a), 未能满足本章高原 MCS 的定义, 但其在高原涡关键区内产生了一定降水 (图 6.10a)。这些背景场条件有利于高原涡的生成发展。高原涡生成后逐渐西移, 其关键区 500 hPa 涡度不断增加 (图 6.10b), 气压不断降低 (图 6.9b-e), 说明涡旋强度有所增强, 然而其辐合在不断减弱 (图 6.10b), 其伴随的气旋式涡度制造也减弱, 相应地, 高原涡涡度在 $t=10\text{ h}$ 达到最大 ($5.15\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$) 后逐渐减弱。在这一阶段, 高原涡小时较强和小时平均降水量也呈现出先增加后减少的特征, 分别在 $t=7\text{ h}$ 和 $t=8\text{ h}$ 达到最大; 其关键区 500 hPa 垂直速度在这一阶段较为平缓, 总体上保持相对较小的正值, 这表明低涡在第一阶段垂直运动不强 (图 6.10b)。

在第二阶段 ($t=14\text{ h}$ 至 $t=28.5\text{ h}$), 高原涡不断东移发展, 其关键区 500 hPa 涡度和垂直速度不断增加, 辐合越来越强 (图 6.10b)。 $t=19.5\text{ h}$, 高原短波槽和暖平流进一步加强 (图 6.11b), 高原涡关键区 500 hPa 辐合达到整个阶段中的最强 ($-2.5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$), 此时涡度和垂直速度快速增加, 气旋性环流进一步增强 (图 6.10b), 这说明辐合是 500 hPa 涡度增加的主导因子。随后辐合强度有所减弱但仍维持在较强的水平 (比第一阶段的辐合大), $t=23.75\text{ h}$, 高原涡关键区 500 hPa 涡度达到 $6.15\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ (图 6.10b)。 $t=25.5\text{ h}$, 高原涡关键区 500 hPa 辐合再次加强, 垂直速度达到最大 (0.37 m/s), 涡度达到最大 ($6.3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$), 高原涡关键区内气旋性环流更加显著, 高度场上出现闭合的等高线 5770 gpm, 温度梯度明显增大 (图 6.11c)。图 6.12a-c 是该特征时刻的高原涡垂直剖面图, 红色虚线框表示高原涡关键区范

围, 此时 ($t=25.5\text{ h}$), 在低涡中心 (35°N , 93°E) 附近, 中心层次 500 hPa 两侧有气流流入, 辐合层扩展到 350 hPa , 高层为辐散层, 有利于垂直运动的/维持发展 (图 6.12a)。低涡关键区上空的西风引导气流较大, 全风速较大, 有利于高原涡的东移 (图 6.12b)。由于对流凝结潜热的释放加热了大气柱, 使得低涡关键区上空出现增温, 并与辐合、上升运动之间相互促进, 有利于暖性低涡的维持和发展 (图 6.12b)。400-550 hPa 出现数个正位涡柱, 其大值中心甚至超过 3 PVU , 正位涡异常伴随着气旋性风场扰动的增强, 位势高度的降低 (Fu 等., 2019), 有利于高原涡的发展 (图 6.12c)。随着高原涡的发展, 高原涡造成降水也不断增加, $t=19\text{ h}$ 至 $t=30\text{ h}$ 是高原涡造成降水的主要阶段, 该时段内高原涡小时平均降水量超过 0.7 mm , 小时较强降水超过 1.1 mm (图 6.10a)。

在第三阶段 ($t=28.5\text{ h}$ 至 $t=33.5\text{ h}$), 高原涡关键区 500 hPa 气流从流入转向流出, 垂直速度迅速减少, 仅仅 1.5 h 就下降至 0.005 m/s (图 6.10b)。 $t=33.5\text{ h}$, 闭合的等高线消失, 暖平流大大减弱 (图 6.11d), 高原涡关键区 500 hPa 垂直速度近乎为 0, 其涡度数值低于高原涡生成时 (图 6.10b), 仅 $3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ (图 6.11d)。图 6.12d-f 是该特征时刻的高原涡垂直剖面图, 在低涡中心 (35.5°N , 93.5°E) 附近, 正涡度柱和上升气流大大减弱, 低层辐合也显著减弱, 辐合层最高层仅仅 450 hPa , 高层辐散非常弱 (图 6.12d)。低涡关键区上方的全风速较小, 高原涡不再东移 (图 6.12e)。由于上升速度的急剧减弱, 高原涡造成的降水急速衰减 (图 6.10a), 凝结潜热造成的大气柱的增温及正位涡大大减弱 (6.12e-f), 高原涡消亡 (图 6.11d)。总体而言, 此次过程高原涡发展浅薄但持续时间长, 高原涡增强, 降水随之增加, 高原涡减弱, 降水也逐渐减弱。高原涡降水的强弱演变还与高原涡所伴随高原对流活动的强弱演变相一致 (图略), 这也进一步确认了高原涡、高原对流与高原降水三者之间的密切联系。

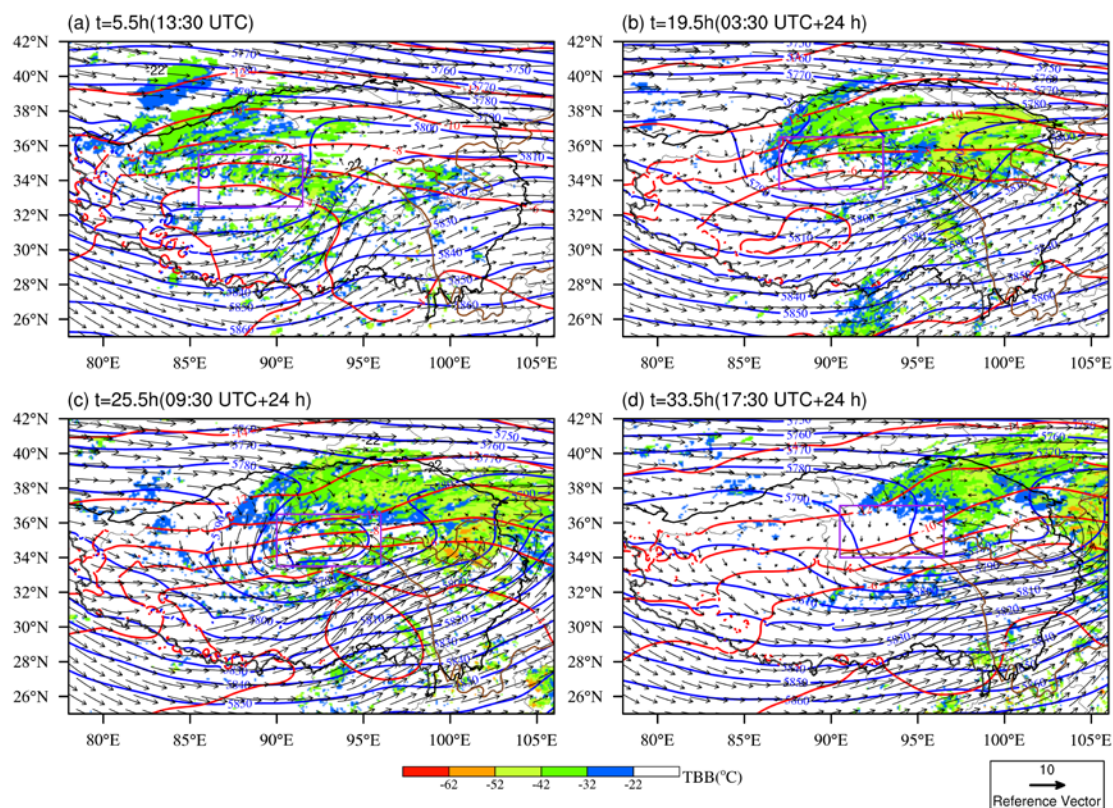


图 6.11 模拟的 500 hPa 位势高度场（蓝色线，单位：gpm）、TBB（阴影，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）、温度场（红色线，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）和风场（黑色箭头，单位：m/s），黑色实线表示高原边界，紫色矩形框表示高原涡关键区

Figure 6.11 Simulated 500 hPa geopotential height field (blue line, unit: gpm), TBB (shading, unit: $^{\circ}\text{C}$), temperature field (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind field (black arrow, unit: m/s), the black solid line represents the Plateau boundary, and the purple rectangle represents the TPV key area.

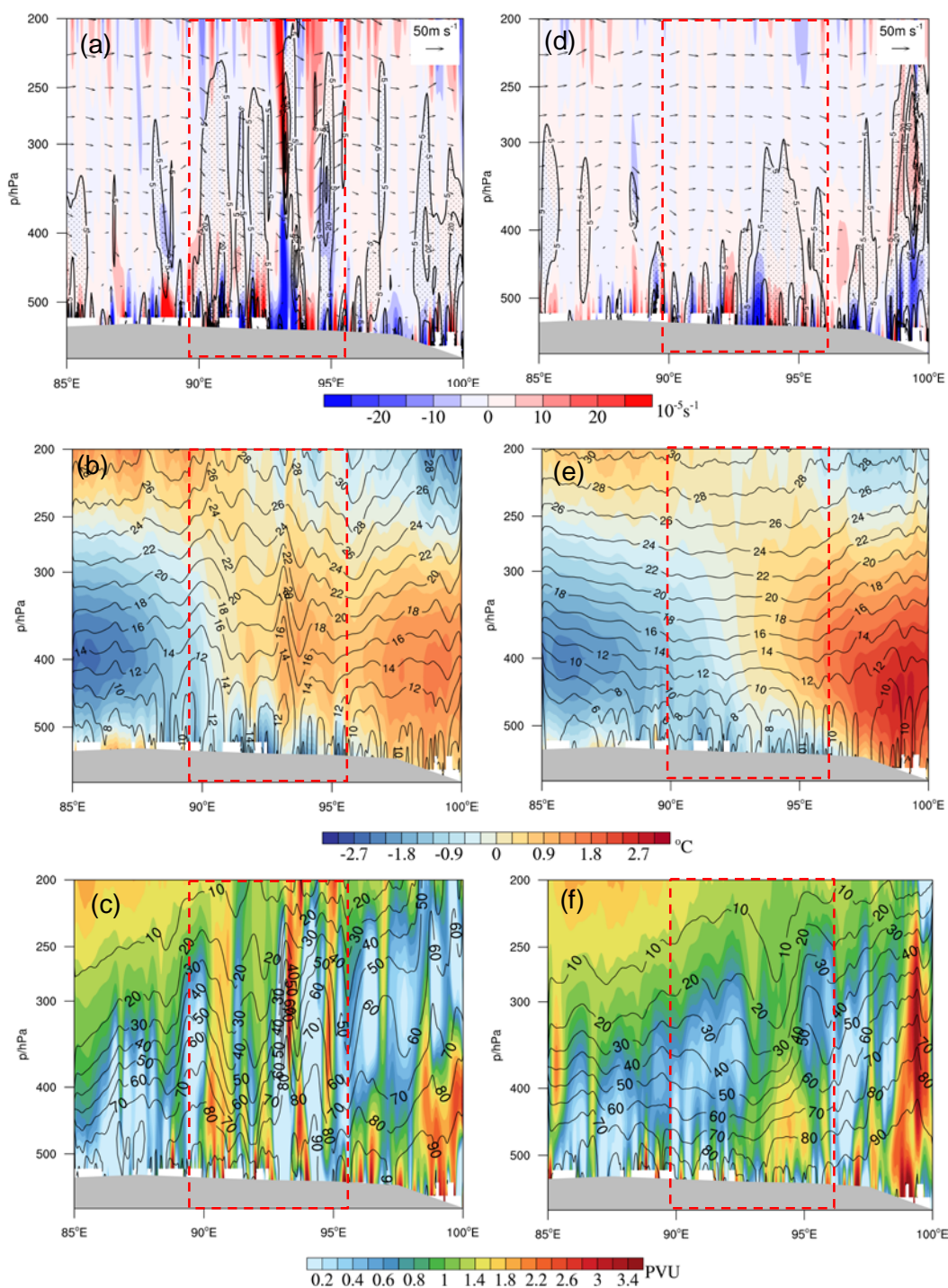


图 6.12 WRF 模拟的 (a-c) $t=25.5\text{ h}$ 和 (d-f) $t=33.5\text{ h}$ 沿 35°N 气压-经度剖面图。(a) 和 (d) 散度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})、涡度 (等值线, 单位: 10^{-5} s^{-1}) 和风矢量 (黑色箭头); (b) 和 (e) 温度离差 (阴影, 单位: $^\circ\text{C}$) 和全风速 (等值线, 单位: m/s); (c) 和 (f) 位涡 (阴影, 单位: $1\text{PVU}=10^{-6}\text{ K m}^2\text{ kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$) 和相对湿度 (等值线, 单位: %), 灰色阴影为地形, 红色虚线框表示高原涡关键区

Figure 6.12 Pressure-longitude profiles along 35°N from WRF simulation at (a–c) $t=25.5$ h and (d–f) $t=33.5$ h. Panel (a) and (d) are divergence (shading, unit: 10^{-5}s^{-1}), vorticity (contour, unit: 10^{-5}s^{-1}), and wind vector (black arrow); Panel (b) and (e) are temperature difference (shading, unit: $^{\circ}\text{C}$) and full wind speed (contour, unit: m/s); Panel (b) and (e) are potential vorticity (shading, unit: $1\text{PVU}=10^{-6}\text{K m}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$) and relative humidity (contour, unit: %), the grey shading is the terrain, and the red dashed box represents the TPV key area.

6.5 高原涡的演变机制

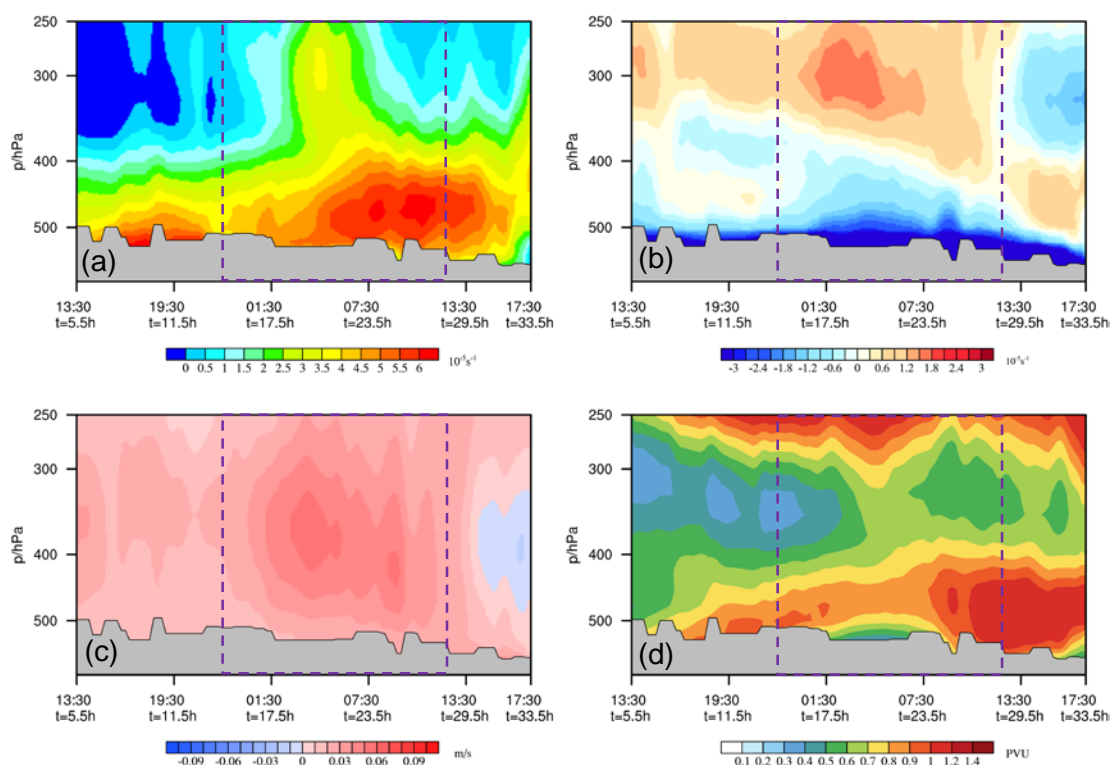


图 6.13 模拟的高原涡关键区区域平均的 (a) 涡度 (阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})、(b) 散度 (阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})、(c) 垂直速度 (阴影, 单位: m/s) 和 (d) 位涡 (阴影, 单位: PVU) 的气压-时间演变图, 灰色阴影表示地形, 紫色竖线表示特征时刻

Figure 6.13 Simulated pressure-time diagrams of averaged (a) vorticity (shading, unit: 10^{-5}s^{-1}), (b) divergence (shading, unit: 10^{-5}s^{-1}), (c) vertical velocity (Shading, unit: m/s) and (d) potential vorticity (shading, unit: PVU) in the key area of the TPV, the gray shading represents topography, and purple vertical lines represent characteristic moments.

图 6.13 是依据拉格朗日观点计算的高原涡关键区物理量场随时间的变化,

用于诊断分析高原涡的演变过程。本小节使用涡度收支方程研究高原涡的演变机制，由于高原涡移动范围较大，首先根据高原涡在第一阶段（ $t=5.5\text{ h}$ 至 $t=14\text{ h}$ ）、第二阶段（ $t=14\text{ h}$ 至 $t=28.5\text{ h}$ ）和第三阶段（ $t=28.5\text{ h}$ 至 $t=33.5\text{ h}$ ）中 500 hPa 的平均风场(图 6.14a-c)，确定了以下三个关键区： $(32.75^{\circ}\text{N}-35.75^{\circ}\text{N}, 83.5^{\circ}\text{E}-89.5^{\circ}\text{E})$ ， $(33.5^{\circ}\text{N}-36.5^{\circ}\text{N}, 87.75^{\circ}\text{E}-93.75^{\circ}\text{E})$ 和 $(33.25^{\circ}\text{N}-36.25^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{E}-96^{\circ}\text{E})$ ，然后以欧拉观点计算高原涡关键区区域平均的涡度收支各项随时间的变化(图 6.15-17)，以探讨影响高原涡的主要因子。三个阶段的涡度收支方程左侧的导数和右侧的 TOT 项高层平衡较好，低层由于摩擦耗散差异较大，本小节主要关注高原涡中心层次 500 hPa 附近（即 480 hPa 至 520 hPa ）的涡度收支各项。

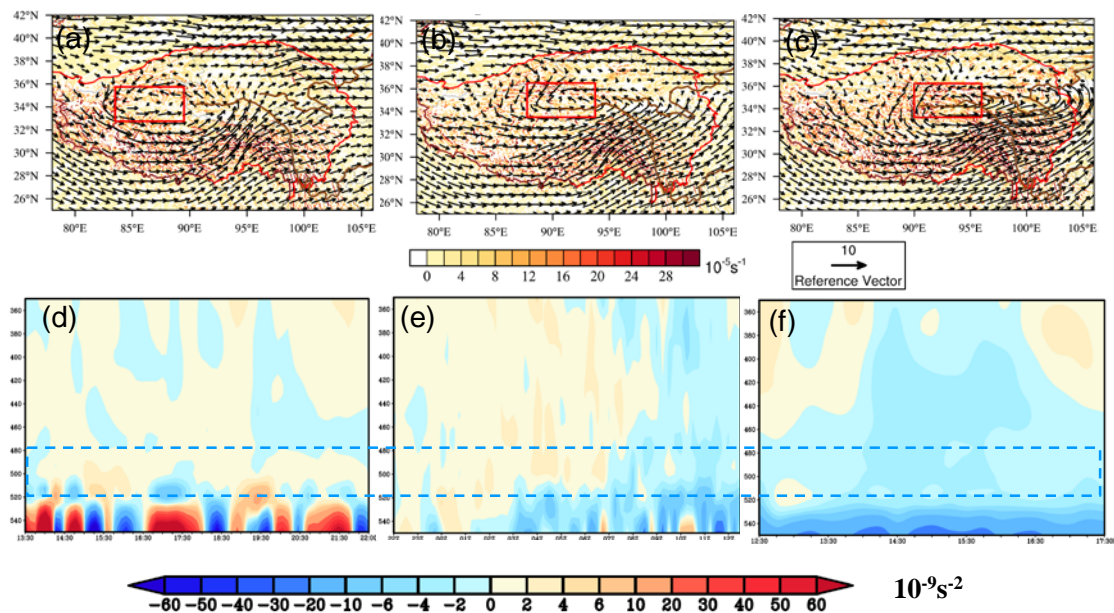


图 6.14 模拟的高原涡 (a) (d) 第一阶段, (b) (e) 第二阶段和 (c) (f) 第三阶段时间平均的风场和涡度场 (阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1}) 及涡度收支的 TOT 项 (阴影, 单位: 10^{-9}s^{-2})。红色实线为高原边界, 红色框表示这一阶段的关键区, 横坐标表示时间 (UTC), 纵坐标表示气压 (hPa)

Figure 6.14 Simulated time-averaged wind and vorticity fields (shading, units: 10^{-5}s^{-1}) and the changes of area averaged TOT term of the vorticity budget (shading, units: 10^{-9}s^{-2}) in the key area of the TPV in (a) (d) first stage, (b) (e) second stage and (c) (f) third stage. The red solid line is the Plateau boundary, the red box represents the key area of this stage, the abscissa represents time (UTC), and the ordinate represents pressure (hPa).

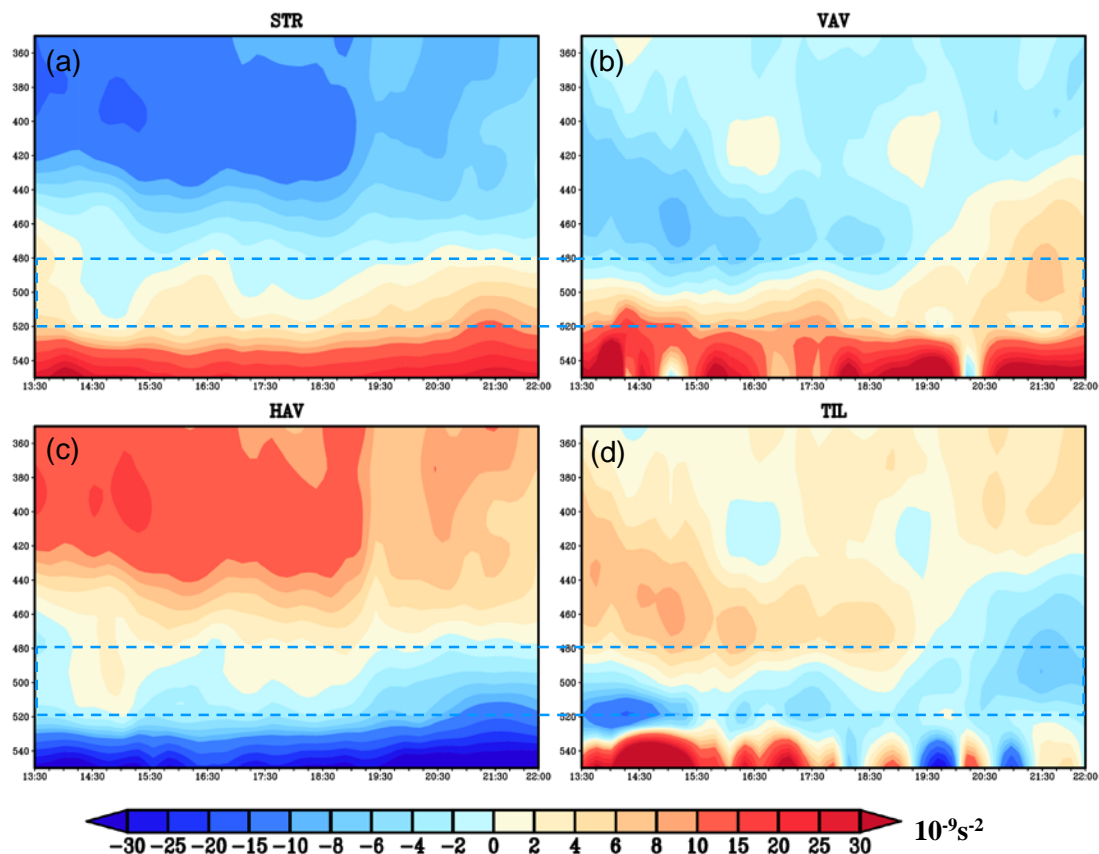


图 6.15 高原涡第一阶段关键区区域平均的涡度收支各项 (a) 散度项 STR, (b) 垂直平流项 VAV, (c) 水平平流项 HAV, (d) 倾斜项 TIL。其中横坐标表示时间 (UTC), 纵坐标表示气压 (hPa)

Figure 6.15 Changes of averaged the vorticity budget in the key region of the TPV in the first stage. (a) STR represents divergence term; (b) relative vorticity vertical advection term; (c) HAV represents relative vorticity horizontal advection term; (d) TIL represents tilt term.

The abscissa represents time (UTC) and the ordinate represents air pressure (hPa).

在第一阶段 ($t=5.5 \text{ h}$ 至 $t=14 \text{ h}$), 高原涡生成后, 高原涡关键区的中心层次 TOT 项整体由负变正, 表明正涡度由减小趋势转为增加 (图 6.14d), 关键区涡度的增长主要来源于与辐合相关的散度项和与垂直运动相关的垂直平流项, 由于这一阶段关键区内垂直运动和辐合较弱, 480 hPa 以上关键区为辐散气流 (图 6.13b), 导致散度项和垂直平流项对涡度增长的正贡献主要集中在 480 hPa 以下 (图 6.15a-b)。在 $t=11.5 \text{ h}$ 至 $t=14 \text{ h}$ (19:30-22:00), 随着垂直运动的增强, 垂直平流项对涡度增长的正贡献逐渐增大。水平平流项的作用为负, 这表明水平风场将关键区正

涡度向外净输送，减缓了正涡度的增长（图 6.15c），倾斜项对高原涡关键区涡度增长主要作用为负（图 6.15d）。需要指出的是虽然水平平流项与倾斜项的整体贡献为负，但此两者在初期阶段的涡旋较高层次（480-500 hPa）对涡旋的发展起到了一定的正贡献（图 6.15c 和 d）。

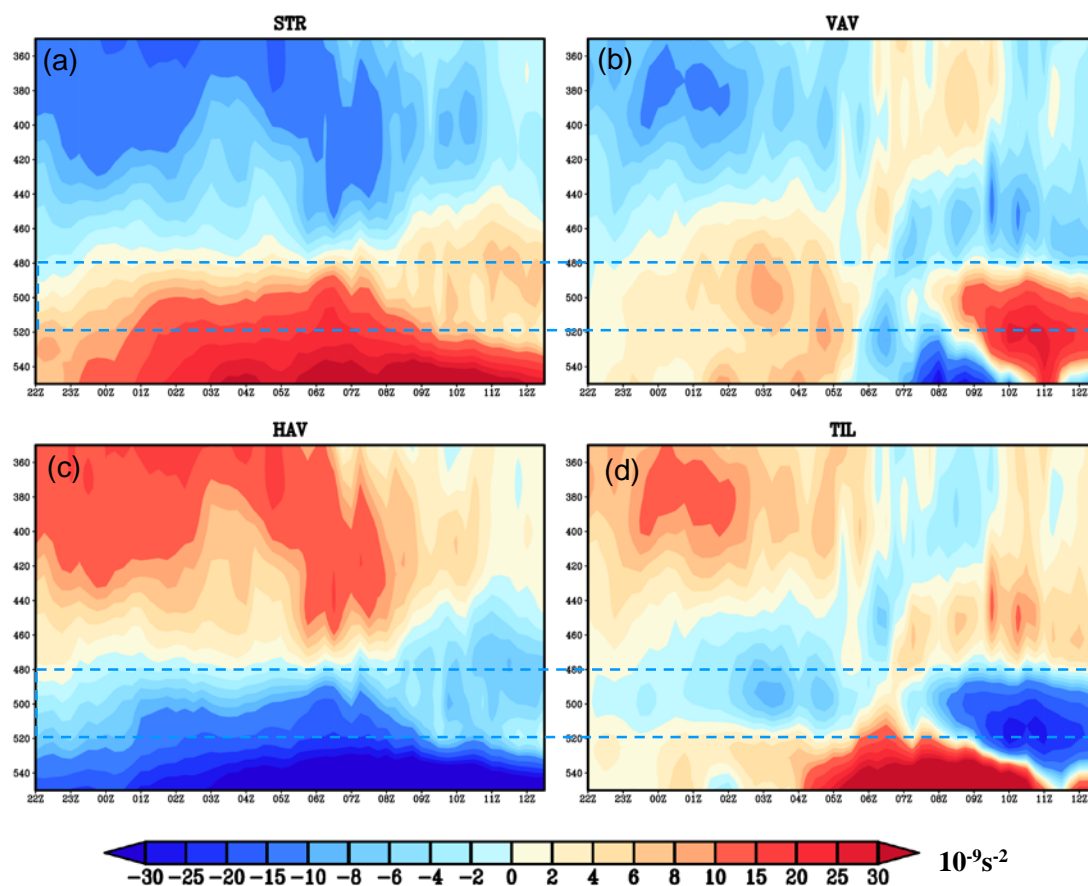


图 6.16 同为图 6.15，但为第二阶段

Figure 6.16 As in Figure 6.15, but for the second stage.

第二阶段（ $t=14$ h 至 $t=28.5$ h），低涡中心层次附近关键区 TOT 项在 $t=14$ h 至 $t=23$ h（22:00-07:00）为正，这表明关键区涡度在不断增加，涡旋强度在增强。在 $t=23$ h 至 $t=28.5$ h（22:00-07:00）为负，这表明关键区气旋式涡度随时间有所减弱，但这一阶段整体涡度仍然较大（图 6.13a），因此高原涡仍维持较强强度。值得注意的是，涡旋中心层次关键区的正位涡在不断增大（图 6.13d），这与此时降水凝结潜热不断制造正涡度相对应。在 $t=14$ h 至 $t=21$ h（22:00-07:00），散度项正贡献不断增大， $t=23$ h 至 $t=28.5$ h（22:00-07:00），散度项正贡献不断减小，这与 TOT 项变化较一致，因此散度项是这一时段低涡关键区涡度增长的最主要

来源之一（图 6.16a）。垂直平流项是低涡关键区涡度增长的又一主要贡献因子，在 $t=14\text{ h}$ 至 $t=21.5\text{ h}$ (22:00-05:30)，伴随着关键区低层辐合和高层辐散不断增加（图 6.13b），垂直运动的增加（图 6.13c），高原涡造成的降水也不断增加（图 6.10a），对流凝结潜热的释放进一步增强垂直运动与低层辐合，形成正反馈，因此辐合相关的散度项与垂直运动相关的垂直平流项对涡度增长的正贡献在不断增加（图 6.16a 和 b）。在 $t=23.5\text{ h}$ 至 $t=28.5\text{ h}$ (05:30-07:30)，在 450-500 hPa 垂直速度中心大值区由 350 hPa 转为 450 hPa（图 6.13c），低层辐合高层辐散再次增强，垂直平流项是这一时段涡度增长的最主要贡献项（图 6.16a 和 b）。在这一阶段中，水平平流项是高原涡涡度增长的最不利因素，倾斜项的净效应为负，是第二个不利于低涡发展的因子（图 6.16c 和 d）。

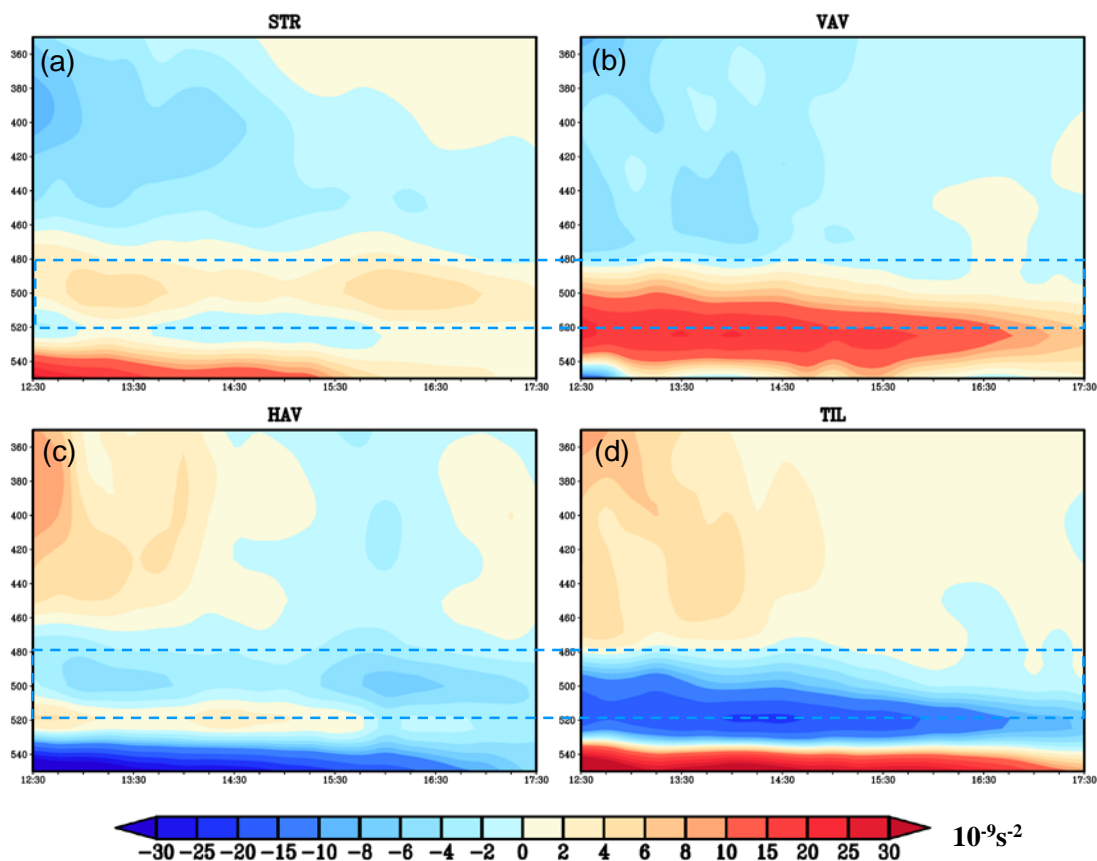


图 6.17 同为图 6.15，但为第三阶段

Figure 6.17 As in Figure 6.15, but for the third stage.

第三阶段 ($t=28.5\text{ h}$ 至 $t=33.5\text{ h}$)，TOT 项在整个阶段为负，表明高原涡的气旋式涡度迅速衰减，涡旋进入消亡期（图 6.14f）。低涡关键区辐合不断减弱，500

hPa 上空的辐散气流逐渐增强 (图 6.13b), 450 hPa 出现下沉运动 (图 6.13c), 散度项和垂直平流项的强度随之大大减弱 (图 6.17a 和 b)。此外, 倾斜项维持为负, 且强度大大增强, 是涡旋消亡的第一贡献因子 (图 6.17d)。水平平流项强度相比于前一阶段显著减弱, 仍维持负值, 它是导致了高原涡消亡的第二贡献因子 (图 6.17c)。

6.6 小结

本章从近 42 个暖季统计得到的 946 个 MV-noouts 类高原涡中, 通过客观标准选取了 17 个长生命史东移高原涡个例, 并基于这些个例进行了半理想的数值模拟, 在确认了半理想模拟试验较成功地再现了这类高原涡的东移路径、大尺度环流条件及降水特征后, 本章利用涡度收支诊断进一步从共性上探讨了这类高原涡的主要特征以及其生成、维持与消亡的机理, 主要结论如下:

(1) 此类长生命史东移高原涡为一类浅薄 (主要在 500 hPa) 涡旋系统, 这也是其未能移出高原的原因之一。它的持续时间为 28 h, 其造成的降水与关键区的涡度、散度和垂直速度的变化较为一致, 高原涡增强, 降水随之增加, 高原涡减弱, 降水也逐渐减弱。此外, 高原涡降水的强弱变化与高原涡所伴随高原对流的强弱变化相一致, 这确认了高原涡、高原对流与高原降水间的密切联系。

(2) 此类长生命史东移高原涡生成于 200 hPa 南亚高压北部及高空急流南侧, 500 hPa 的高原中部短波槽槽前附近的暖平流中, 高层的辐散条件及中低层的准地转强迫提供了有利于高原涡生成发展的背景场条件。涡度收支表明, 散度项和垂直输送项是高原涡生成后西移阶段正涡度制造的主要来源, 但由于辐合较弱, 此阶段内气旋式涡度增长较为缓慢。

(3) 在高原涡发展东移过程中, 与辐合有关的散度项是低涡发展的主导因子, 垂直输送项有利于高原涡的垂直伸展, 低层辐合高层辐散、上升运动、对流凝结潜热三者之间形成正反馈, 使得高原涡不断发展。水平平流项在高原涡演变过程中不利于其涡度增长, 主要由于高原涡关键区向外存在气旋式涡度的净输出。在消亡阶段, 随着上升运动与低层辐合的减弱, 散度项和垂直输送项对气旋式涡度的正贡献大大减弱, 加之倾斜项维持着较强的负贡献, 高原涡迅速消亡。

第 7 章 结论和讨论

7.1 结论

高原涡是一类重要的中尺度天气系统,对天气气候有重要影响,一直是气象工作者的一个研究重点。受限于观测资料匮乏及再分析资料分辨率较低,目前,从共性上系统揭示高原涡的统计特征、演变机理及其与高原 MCS 相互作用的研究工作较为少见。为此,本文首先设计了高精度的高原涡三维客观识别算法,基于目前时空分辨率最高的 ERA5 再分析资料,建立了近 1979-2020 年暖季(5-9 月)的高原涡活动数据集。其次,基于此数据集,统计分析了高原涡的主要活动特征及长期变化趋势。接着,根据合理的客观分类标准对高原涡进行了分类,定量比较了三类高原涡的背景环流特征、三维结构及对局地降水贡献的异同点,并揭示了三类高原涡的共性生成机理。再结合 2001-2016 年(不含 2015 年)暖季高原 MCS 活动数据集,从共性上厘清了高原涡与高原 MCS 的关系及相互作用。最后,通过合成的半理想数值模拟试验和动力诊断,对一类长生命史、强降水、东移非移出型高原涡的演变机理开展了深入研究。主要结论如下:

(1) 设计了高原涡三维客观识别算法,并建立了基于 ERA5 再分析资料的高原涡活动数据集。高原本文所发展的高原涡客观识别算法命中率高达 95.3%,相邻时次风场相关系数平均可达 0.95,可以准确地识别高原涡,也可适用于其他类别中尺度涡旋的识别。基于时间分辨率 1 h、空间分辨率 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 的 ERA5 再分析数据,由此算法客观识别并经辅助修订,建立了近 42 年(1979-2020 年)暖季高原涡活动数据集,共包含高原涡 15466 个,共计 99090 时次。

(2) 通过对高原涡活动数据集分析,统计了高原涡的时空分布、生命史、垂直伸展及长期趋势特征。统计结果表明,近 42 年平均每个暖季生成 372 个高原涡,高原涡具有显著的短生命史、准静止、垂直伸展浅薄等特征,高原涡移动距离与生命史呈显著较强相关,其强度与生命史呈较弱相关。生命史 ≥ 6 h 的高原涡占总数的 34.47%,平均每年生成 118 个,仅 24% 的高原涡能伸展到 400 hPa 及以上。其中移动型高原涡占生命史 ≥ 6 h 高原涡的 38.3%,移出型高原涡仅占移动型高原涡的 2.85%。高原涡活动具有显著的年、月、日变化特征。生命史 ≥ 6 h 的

高原涡年生成数存在准3年的周期,其在1993年发生突变,并呈显著上升趋势,其气候倾向率为10个/10a,准静止型高原涡和移动型高原涡年生成数也呈显著增加趋势,气候倾向率为0.74/10a和0.2/10a。从长期趋势上看,高原涡生成数目变化还呈现出“海拔依赖”现象,即高海拔地区,其增温速率更快,高原涡年际生成的增长趋势也更显著。7月是高原涡生成最活跃的月份,高原涡的月变化与气流辐合带、地表感热、潜热的月际变化密切联系。准静止型高原涡和移动型高原涡生成日变化均呈“单峰型”,但移动型高原涡生成峰值(局地时,19时)比准静止型高原涡(局地时,22时)提前3h。这主要是准静止型高原涡更依赖于地面热源状况,而移动型高原涡生成的环境动、热力条件更优,能够更早地生成。从空间分布看,以 95°E 为界,高原涡在高原西部生成比东部多,约24%的高原涡分布于 78°E - 85°E , 32°N - 36°N ,准静止型高原涡涡源主要集中在西藏西部和西南部,移动型高原涡涡源则集中在西藏北部(83°E 以东),比准静止型高原涡涡源偏东。移动型高原涡以东移和东北移路径为主,移出型高原涡的东北移路径比移动非移出型高原涡的占比高20%,高原涡的移动路径主要与500hPa天气系统的类型及引导气流的走向与强弱有关。

(3) 从共性上揭示了三类高原涡的环流背景场、结构及生成机制,以及各类高原涡影响下的高原降水分布。本文对三类高原涡生成时刻环流背景场进行了欧拉合成,发现当高原上空200hPa出现较强的高空急流(风速 $\geq 32\text{ m/s}$)及中层出现较深的短波槽时,高原涡更容易移动;当高原涡生成在高原东部,且高层出现高空急流(110°E 附近)和中层出现较强的短波槽(100°E 附近)的位置更加偏东时,高原涡更容易移出。本文对高原涡的三维结构场进行了拉格朗日合成,发现移出型高原涡垂直发展深厚,其中心附近风速较大,湿度层也更为深厚,涡度柱向冷空气一侧倾斜,这些合成特征可作为区分三类高原涡的定量指标。此外,本文还对三类高原涡的涡度收支进行了拉格朗日合成,结果表明,在400hPa以下,散度项(辐合)是三类高原涡生成的最主导因子,其次是垂直输送项,而水平平流项和倾斜项主要延缓了高原涡的生成。在400hPa以上,移出型高原涡表现出了更快的气旋式涡度增长过程,这主要与高层低值系统的东移有关,更快的高层气旋式涡度增长也使得移出型高原涡的气旋式涡度柱更为深厚,有利于其移

出高原。从降水贡献来看，暖季高原降水自东南向西北递减，在高原 21.75% 的区域上，高原涡对暖季总降水的贡献超过 20%，局部地区可以达到 40%。高原涡对微雨的贡献相对较小，对小雨及中雨的贡献相对较大。对各个降水等级而言，移动型高原涡降水的影响范围比准静止型高原涡更大，也更偏东，移出高原后，在更充沛的水汽条件配合下，高原涡造成的降水趋于变得更强。

(4) 揭示了高原涡和高原 MCS 相互作用关系，并指出高原涡有利于高原 MCS 的生成，高原涡为高原 MCS 提供了有利的动力场条件。本文对各类高原涡和高原 MCS 的相互作用进行了统计、合成和涡度收支诊断，结果表明，高原 MCS 影响高原涡生成 (B1) 类的占比最多，这主要是由于高原太阳辐射的日变化首先驱动高原 MCS 的生成，随后，降水凝结潜热释放影响了高原大气的热、动力场，从而最终导致高原涡的生成。高原涡和高原 MCS 之间存在密切的联系，两者相互作用的日变化主要受高原 MCS 日变化的影响。由于高原 MCS 作用，B1 类高原涡 (即 MCS 先于涡旋生成) 的垂直运动更强，低层辐合更强，强低层辐合迅速地制造正涡度，垂直运动将低层气旋式涡度向上输送，此两者共同导致了高原涡的生成。此外，高原涡为高原 MCS 的生成提供了更有利的动力场条件，A1 类高原 MCS (即涡旋先于 MCS 生成) 的正涡度范围更大，垂直运动更强。没有高原涡作用时，高原 MCS 在其生成阶段的云团面积较小，TBB 最小值较大，TBB 梯度最大值较小，对流整体偏弱；当高原涡和高原 MCS 耦合时，高原 MCS 发展更加旺盛。

(5) 研究了一类长生命史、强降水、东移非移出型高原涡的演变过程。通过合成的半理想数值模拟和涡度收支诊断，结果表明，此类高原涡较为浅薄，主要在 500 hPa 上活动，这也是其未能移出高原的原因之一。它持续时间为 28 h，其造成的降水与关键区的涡度、散度和垂直速度的变化密切相关，高原涡增强，降水随之增加，高原涡减弱，降水也逐渐减弱。此外，高原涡造成的降水强弱变化与高原涡所伴随对流的变化较为一致，这确认了高原涡、对流和降水之间的密切联系。该类高原涡生成于 200 hPa 南亚高压北部及高空急流南侧，500 hPa 的高原中部短波槽前附近的暖平流中，高层的辐散条件及中低层的准地转强迫提供了有利于高原涡生成发展的背景场条件。涡度收支表明，散度项和垂直输送项

是此类高原涡生成后西移阶段正涡度制造的主要来源,但由于低层辐合较弱,涡度增长较为缓慢。在高原涡发展东移过程中,与辐合有关的散度项是低涡发展的主导因子,垂直输送项有利于高原涡的垂直伸展,低层辐合高层辐散、上升运动、对流凝结潜热之间相互促进,使得高原涡不断发展。消亡阶段,高原涡的低层辐合与上升运动均大幅减弱,在强倾斜项与水平输送作用下,高原涡迅速消亡,其产生的降水也随之急速衰减。

7.2 讨论和展望

如 7.1 所述,本文基于 1979-2020 年暖季高原涡数据集,对高原涡的统计特征、演变机理及其与高原 MCS 的相互作用进行了深入研究,得到了一些有意义的结果,但仍然存在一些不足,有待进一步改进:

(1) 尽管基于风场的高原涡客观算法准确率高,但程序不能完全解决涡旋分裂和合并现象的问题,因此仍然需要进行辅助修订以提高数据集质量。此外,该算法难以准确地确定涡旋半径,需要进一步改进。

(2) 本文主要使用 GPM 降水资料研究高原涡对局地降水的影响,但 GPM 降水资料在高原上存在一定误差,未来还需要结合已有的观测资料进一步验证。此外,计算降水的高原涡半径固定为 3° (目前客观算法基于风场对涡旋半径识别的误差较大),对于不同空间尺度高原涡的降水估算存在一定偏差,有待进一步完善。

(3) 本文初步揭示了各主要情形下高原 MCS 与高原涡相互作用的机理,未来还可以通过更长时间的高原 MCS 活动数据集,结合数值模拟试验、敏感性试验等方法,进一步深入研究二者相互作用在不同阶段的演变机理及灾害天气成因。

(4) 本文的研究工作基于 ERA5 再分析资料开展,由于高原观测资料稀少,高原涡的活动特征可以借助卫星资料进一步验证,未来还可以基于不同类别的高时空分辨率再分析资料研究高原涡的活动特征,从而进一步深化对高原涡的认识。

参考文献

- 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(04): 491-502.
- 陈功, 李国平. 基于 WRF 的高原低涡内波动特征及空心结构的初步研究[J]. 高原山地气象研究, 2010, 30(01): 6-11.
- 陈亮, 段建平, 马柱国. 大气环流形势客观分型及其与中国降水的联系[J]. 地球科学进展, 2018, 33(04): 396-403.
- 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(01): 75-80.
- 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(04): 29-36.
- 丁治英, 吕君宁. 青藏高原低涡东移的数值试验[J]. 南京气象学院学报, 1990(03): 426-433.
- 丁禹钦, 胡文东, 邵建, 等. 青藏高原低涡客观识别与图像学分析[J]. 成都信息工程大学学报, 2021, 36(06):674-679.
- 董秋实. 长江中下游地区暖季中尺度涡旋的特征分析[D]. 南京大学, 2017.
- 多典洛珠, 周顺武, 郑丹, 等. 2005—2017 年拉萨小时降水变化特征[J]. 干旱区地理, 2020, 43(06): 1467-1476.
- 傅慎明, 麦子, 孙建华, 等. 长生命史青藏高原东移对流系统的半理想模拟研究[J]. 中国科学:地球科学, 2021, 51(12): 2079-2097.
- 傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究[J]. 气象学报, 2011, 69(04): 581-600.
- 高文良, 郁淑华. 高原低涡东移出高原的平均环流场分析[J]. 高原气象, 2007(01): 206-212.
- 顾清源, 师锐, 徐会明. 移出与未移出高原的两类低涡环流特征的对比分析[J]. 气象, 2010, 36(04): 7-15.
- 郝滢洁. 基于卷积神经网络的海洋中尺度涡旋检测算法研究[D]. 山东科技大学, 2017.
- 何光碧, 高文良, 屠妮妮. 两次高原低涡东移特征及发展机制动力诊断[J]. 气象学报, 2009,

- 67(04): 599-612.
- 胡祖恒, 李国平, 官昌贵, 等. 中尺度对流系统影响西南低涡持续性暴雨的诊断分析[J]. 高原气象, 2014, 33(01): 116-129.
- 李菲, 郜永祺, 万欣等. 全球变暖与地球“三极”气候变化[J]. 大气科学学报, 2021, 44(01): 1-11.
- 黄楚惠, 李国平. 基于螺旋度和非地转湿 Q 矢量的一次东移高原低涡强降水过程分析[J]. 高原气象, 2009, 28(02): 319-326.
- 黄楚惠, 李国平, 牛金龙, 等. 近 30 年夏季移出型高原低涡的气候特征及其对我国降雨的影响[J]. 热带气象学报, 2015, 31(06): 827-838.
- 黄一航. 青藏高原低涡的时空演变特征及其与热力作用的可能联系[D]. 成都信息工程大学, 2018.
- 江吉喜, 范梅珠. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学, 2002(02): 263-270.
- 孔宇. 中国大陆 GPM/IMERG 产品的精度评估[D]. 南京信息工程大学, 2017.
- 李国平. 低涡降水学[M]. 北京: 气象出版社, 2021.
- 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(04): 447-456.
- 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(04): 519-525.
- 李国平, 刘红武. 地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析[J]. 热带气象学报, 2006(06): 632-637.
- 李国平, 赵福虎, 黄楚惠, 等. 基于 NCEP 资料的近 30 年夏季青藏高原低涡的气候特征[J]. 大气科学, 2014, 38(04): 756-769.
- 李论. 青藏高原低涡的东移演变机理[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2011.
- 林志强, 周振波, 假拉. 高原低涡客观识别方法及其初步应用[J]. 高原气象, 2013, 32(06): 1580-1588.
- 林志强. 1979-2013 年 ERA-Interim 资料的青藏高原低涡活动特征分析[J]. 气象学报, 2015, 73(05): 925-939.

- 刘富明, 湫梅娟. 东移的青藏高原低涡的研究[J]. 高原气象, 1986(02): 125-134.
- 刘梦娟, 杨引明, 储海. 一种新的梅雨锋上中尺度涡旋识别方法[J]. 气象, 2017, 43(01): 11-20.
- 柳草, 李跃清, 李德俊. 高原低涡移出高原的动力结构特征分析[J]. 高原山地气象研究, 2009, 29(03): 8-11.
- 卢敬华. 西南低涡概论[M]. 北京: 气象出版社, 1986.
- 吕君宁, 钱正安, 单扶民, 等. 夏季青藏高原低涡的综合结构[M]//青藏高原气象科学试验文集(二), 北京: 科学出版社, 1984a: 195-205.
- 吕君宁, 郑昌圣. 雨季前的青藏高原低涡的研究[M]//青藏高原气象科学试验文集(一), 北京: 科学出版社, 1984b: 218-228.
- 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(01): 1-12.
- 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(01): 39-48.
- 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 化学 生命科学地学), 1993(07): 778-784.
- 马婷, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游暴雨天气个例的位涡分析[J]. 大气科学, 2020, 44(03): 472-486.
- 麦子. 青藏高原暖季对流的活动特征及东移影响下游降水的机理[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2019.
- 彭广, 李跃清, 郁淑华, 等. 青藏高原低涡、切变线年鉴(2009)[M]. 北京: 科学出版社, 2011.
- 钱正安, 单扶民, 吕君宁, 等. 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[M]//青藏高原气象科学试验文集(二), 北京: 科学出版社, 1984: 195-205.
- 乔全明. 夏季 500hPa 移出高原低涡的背景场分析[J]. 高原气象, 1987(01): 45-55.
- 乔全明, 张雅高. 青藏高原天气学[M]. 北京: 气象出版社, 1994: 120-155.
- 青藏高原气象研究拉萨会战组. 夏半年青藏高原 500 毫巴低涡切变线的研究[M]. 北京: 科学出版社, 1981.
- 邱静雅, 李国平, 郝丽萍. 高原涡与西南涡相互作用引发四川暴雨的位涡诊断[J]. 高原气象, 2015, 34(06): 1556-1565.
- 全思航, 朱克云, 任景轩, 等. 1979-2015 年青藏高原低涡降水特征分析[J]. 气候与环境研究, 2019, 24(01): 105-115.

- 任英杰, 雍斌, 鹿德凯, 等. 全球降水计划多卫星降水联合反演 IMERG 卫星降水产品在中国大陆地区的多尺度精度评估[J]. 湖泊科学, 2019, 31(02): 560-572.
- 任振球. 全球重力异常对大气活动中心、气旋多发区的影响[J]. 地球物理学报, 2002(03): 313-318.
- 沈杭锋, 翟国庆, 尹金方, 等. 长江下游梅汛期多尺度涡旋特征分析[J]. 大气科学, 2013, 37(04): 923-932.
- 盛夏. 青藏高原地区卫星降水数据空间降尺度研究及时空变化分析[D]. 南京信息工程大学, 2020.
- 宋雯雯, 李国平. 高原低涡结构特征模拟与诊断的初步研究[J]. 成都信息工程学院学报, 2010, 25(03): 281-285.
- 孙国武, 陈葆德. 初夏青藏高原低涡发展东移的动力过程[J]. 气象科学研究所院刊, 1988(01): 56-63.
- 孙国武, 陈葆德, 吴继成, 等. 盛夏青藏高原低涡发展东移的动能收支过程[J]. 高原气象, 1989(04): 313-320.
- 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(01): 113-121.
- 孙苗, 姜晓秩, 刘金, 等. 基于深度学习的海洋中尺度涡分类识别方法: 110097075[P]. 2019-08-06.
- 汤欢, 傅慎明, 孙建华, 等. 一次高原东移 MCS 与下游西南低涡作用并产生强降水事件的研究[J]. 大气科学, 2020, 44(06): 1275-1290.
- 田珊儒, 段安民, 王子谦, 等. 地面加热与高原低涡和对流系统相互作用的一次个例研究[J]. 大气科学, 2015, 39(01): 125-136.
- 屠妮妮, 何光碧. 两次高原切变线诱发低涡活动的个例分析[J]. 高原气象, 2010, 29(01): 90-98.
- 汪梓彤, 李石宝, 张志友. GPM 近实时降水产品在青藏高原的多尺度精度评价[J]. 人民黄河, 2021, 43(04): 43-49+116.
- 王鑫, 李跃清, 郁淑华, 等. 青藏高原低涡活动的统计研究[J]. 高原气象, 2009, 28(01): 64-71.
- 王静, 陈静, 张进, 等. 一种新型西南低涡逐步订正识别方法[J]. 大气科学学报, 2019,

42(4):10.

王蕾. 基于图形分析的东北冷涡自动识别与定量化分析研究[D].成都信息工程大学. 2020.

魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术(第2版). 北京: 气象出版社, 2007.

吴国雄, 刘屹岷, 何编, 等. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制[J]. 大气科学, 2018, 42(03): 488-504.

肖逸祥, 郁淑华, 屠妮妮. 高原低涡移出高原后持续活动的典型个例分析[J]. 高原气象, 2016, 35(01): 43-54.

徐祥德, 陈联寿. 青藏高原大气科学试验研究进展[J]. 应用气象学报, 2006(06): 756-772.

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(02): 117-129.

杨颖璨, 李跃清, 陈永仁. 高原低涡东移加深过程的结构分析[J]. 高原气象, 2018, 37(03): 702-720.

叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.

郁淑华, 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(04): 553-559.

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(S1): 75-82.

郁淑华, 高文良. 高原低涡移出高原的观测事实分析[J]. 气象学报, 2006(03): 392-399.

郁淑华, 高文良. 青藏高原低涡移出高原的大尺度条件[J]. 中国气象学会 2007 年年会天气预报预警和影响评估技术分会场论文集, 2007: 2300-2310.

郁淑华, 肖玉华, 高文良. 冷空气对高原低涡移出青藏高原的影响[J]. 应用气象学报, 2007a(06): 737-747.

郁淑华, 高文良, 顾清源. 近年来影响我国东部洪涝的高原东移涡环流场特征分析[J]. 高原气象, 2007b(03): 466-475.

郁淑华, 高文良, 肖玉华. 冷空气对两例高原低涡移出高原影响的分析[J]. 高原气象, 2008: (01)96-103.

郁淑华. 夏季青藏高原低涡研究进展述评[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(04): 367-372.

郁淑华, 高文良, 彭骏. 青藏高原低涡活动对降水影响的统计分析[J]. 高原气象, 2012, 31(03): 592-604.

郁淑华, 高文良. 高原低涡移出高原后持续的对流层高层环流特征[J]. 高原气象, 2016, 35(06):

- 1441-1455.
- 郁淑华, 高文良. 冷空气对夏季高原涡移出高原后长久与短期活动影响的对比分析[J]. 大气科学, 2018, 42(06): 1297-1326.
- 张博. 高原涡客观识别技术及其揭示的高原涡气候特征[D]. 成都信息工程大学, 2016.
- 张敬萍, 傅慎明, 孙建华, 等. 夏季长江流域两类中尺度涡旋的统计与合成研究[J]. 气候与环境研究, 2015, 20(03): 319-336.
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 1998 年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征[J]. 应用气象学报, 2001(04): 442-457.
- 张卫民, 殷何卿, 戴海璠, 等. 一种基于深度学习的中尺度涡旋识别方法: 111767827[P]. 2020-10-13.
- 赵玉春, 王叶红. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究[J]. 高原气象, 2010, 29(04): 819-831.
- 周春花, 顾清源, 何光碧. 高原涡与西南涡相互作用暴雨天气过程的诊断分析[J]. 气象科技, 2009, 37(05): 538-544.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 2007.
- 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征[J]. 应用气象学报, 2002(04): 448-456.
- Blender R, Fraedrich K, Lunkeit F. Identification of Cyclone-track regimes in the North Atlantic[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1997, 123(539): 727-741.
- Chen F, Dudhia J. Coupling an Advanced Land-Surface/Hydrology Model with the Penn State/NCAR MM5 Modeling System[J]. 2000.
- Chen L, Luo Z. A preliminary study of the dynamics of eastward shifting cyclonic vortices[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20(3): 323-332.
- Chen Y, Li Y, Kang L. An index reflecting mesoscale vortex-vortex interaction and its diagnostic applications for rainstorm area[J]. Atmospheric Science Letters, 2019, 20(6): e902.
- Chen Y, Zhang A, Zhang Y, et al. A heavy precipitation event in the Yangtze River Basin led by an eastward moving Tibetan Plateau cloud system in the summer of 2016[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2020, 125(15).

- Curio J, Chen Y, Schiemann R, et al. Comparison of a Manual and an Automated Tracking Method for Tibetan Plateau Vortices[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2018, 35(8): 965-980.
- Curio J, Schiemann R, Hodges KI, et al. Climatology of Tibetan Plateau Vortices in Reanalysis Data and a High-Resolution Global Climate Model[J]. *Journal of Climate*, 2019, 32(6): 1933-1950.
- Davis CA, Ahijevych DA, Trier SB. Detection and Prediction of Warm Season Midtropospheric Vortices by the Rapid Update Cycle[J]. *Monthly Weather Review*, 2000, 130(1): 24-42.
- Dell'Osso L, Chen SJ. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Tellus A*, 1986, 38A(3): 236-250.
- Duan AM, Wu GX. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia[J]. *Climate Dynamics*, 2005, 24(7-8): 793-807.
- Duan A, Xiao Z. Does the climate warming hiatus exist over the Tibetan Plateau?[J]. *Scientific Reports*, 2015, 5(1): 13711.
- Dudhia J. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1989, 46(20): 3077-3107.
- Eli J, Mlawer, Steven, J. Taubman, Patrick D. Brown, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1997.
- Feng X, Liu C, Rasmussen R, et al. A 10-yr Climatology of Tibetan Plateau Vortices with NCEP Climate Forecast System Reanalysis[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2014, 53(1): 34-46.
- Fu S, Li W, Sun JH, et al. Universal evolution mechanisms and energy conversion characteristics of Long-lived mesoscale vortices over the Sichuan Basin: Universal evolution and energy features of the southwest vortex[J]. *Atmospheric Science Letters*, 2015, 16(2): 127-134.
- Fu SM, Zhang JP, Sun JH, et al. Composite Analysis of Long-Lived Mesoscale Vortices over the Middle Reaches of the Yangtze River Valley: Octant Features and Evolution Mechanisms[J]. *Journal of Climate*, 2016, 29(2): 761-781.
- Fu SM, Sun JH, Luo YL, et al. Formation of Long-Lived Summertime Mesoscale Vortices over

- Central East China:Semi-Idealized Simulations Based on a 14-Year Vortex Statistic[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2017, 74(12): 3955-3979.
- Fu SM, Mai Z, Sun J,H et al. Impacts of Convective Activity over the Tibetan Plateau on Plateau Vortex, Southwest Vortex, and Downstream Precipitation[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2019, 76(12): 3803-3830.
- Fu SM, Zhang JP, Tang H, et al. A new mesoscale-vortex identification metric: restricted vorticity and its application[J]. *Environmental Research Letters*, 2020, 15.
- Fu SM, Tang H, Sun JH, et al. Historical Rankings and Vortices' Activities of the Extreme Mei-yu Seasons: Contrast 2020 to Previous Mei-yu Seasons[J]. *Geophysical Research Letters*, 2022, 49(2).
- Ge J, You Q, Zhang Y. Effect of Tibetan Plateau heating on summer extreme precipitation in Eastern China[J]. *Atmospheric Research*, 2019, 218: 364-371.
- Guo D, Pepin N, Yang K, et al. Local changes in snow depth dominate the evolving pattern of elevation-dependent warming on the Tibetan Plateau[J]. *Science Bulletin*, 2021, 66(11): 1146-1150.
- Guo J, Zhai P, Wu L, et al. Diurnal variation and the influential factors of precipitation from surface and satellite measurements in Tibet[J]. *International Journal of Climatology*, 2014, 34(9): 2940-2956.
- Guo N, Zhou Y, Yang L. Statistical analysis of Central Asian vortices and their influence on precipitation in Xinjiang[J]. *Atmospheric Research*, 2021, 249: 105327.
- Han Y, Yang Q, Liu N, et al. Analysis of Wind-speed profiles and optical turbulence above Gaomeigu and the Tibetan Plateau using ERA5 Data[J]. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 2021, 501(4): 4692-4702.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2020.
- Hodges K I. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data[J]. *Monthly Weather Review*, 1994, 122(11): 2573-2586.
- Hong SY, Lim KS, Kim JH, et al. The WRF Single-Moment-Microphysics Scheme Class 6

- (WSM6)[J]. J Korean Meteor Soc, 2006.
- Hou J, Wang P, Zhuang S. A New Method of Characterizing Flow Patterns of Vortices and Detecting the Centers of Vortices in a Numerical Wind Field[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2017, 34(1): 101-115.
- Hu L, Deng D, Xu X, et al. The regional differences of Tibetan convective systems in boreal Summer[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, 122(14): 7289-7299.
- Kain JS. The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update[J].
- Kirk JR. Comparing the Dynamical Development of Two Mesoscale Convective Vortices[J]. Monthly Weather Review, 2003, 131(5): 862.
- Li L, Zhang R, Wen M. Diagnostic analysis of the evolution mechanism for a vortex over the Tibetan Plateau in June 2008[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2011, 28(4): 797-808.
- Li L, Zhang R, Wen M, et al. Effect of the atmospheric heat source on the development and eastward movement of the Tibetan Plateau Vortices[J]. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 2014a, 66(1): 244-51.
- Li L, Zhang R, Wen M. Diurnal variation in the occurrence frequency of the Tibetan Plateau Vortices[J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 2014b, 125(3-4): 135-144.
- Li L, Zhang R, Wen M. Genesis of southwest vortices and its relation to Tibetan Plateau vortices: Genesis of SWVs and its Relation to TPVs[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2017, 143(707): 2556-2566.
- Li L, Zhang R, Wen M. Diurnal variation in the intensity of nascent Tibetan Plateau Vortices[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2018, 144(717): 2524-2536.
- Li L, Zhang R, Wen M, et al. Characteristics of the Tibetan Plateau vortices and the related Large-scale circulations causing different precipitation Intensity[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2019a, 138(1-2): 849-860.
- Li L, Zhang R, Wen M, et al. Effects of the Atmospheric Dynamic and Thermodynamic Fields on the Eastward Propagation of Tibetan Plateau Vortices[J]. Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography, 2019b, 71(1): 1647088.
- Li L, Zhang R, Wen M. Large-Scale Backgrounds and Crucial Factors Modulating the Eastward

- Moving Speed of Vortices Moving off the Tibetan Plateau[J]. *Climate Dynamics*, 2019c, 53(3-4): 1711-1722.
- Li L, Zhang R, Wen M, et al. Development and Eastward Movement Mechanisms of the Tibetan Plateau Vortices Moving off the Tibetan Plateau[J]. *Climate Dynamics*, 2019d, 52(7-8): 4849-4859.
- Li L, Zhang R, Wu P, et al. Roles of Tibetan Plateau vortices in the heavy rainfall over southwestern China in early July 2018[J]. *Atmospheric Research*, 2020a, 245: 105059.
- Li L, Zhang R, Wu P. Evaluation of NCEP-FNL and ERA-Interim Data Sets in Detecting Tibetan Plateau Vortices in May-August of 2000-2015[J]. *Earth and Space Science*, 2020a, 7(3): UNSP e2019EA000907.
- Li L, Zhang R, Wu P, et al. Characteristics of Convections Associated with the Tibetan Plateau Vortices Based on Geostationary Satellite Data[J]. *International Journal of Climatology*, 2020c, 40(11): 4876-4887.
- Li L, Zhu C, Zhang R, et al. Roles of the Tibetan Plateau vortices in the record Meiyu rainfall in 2020[J]. *Atmospheric Science Letters*, 2021a, 22(3).
- Li L, Zhang R, Wen M, Lv J. Regionally Different Precipitation Trends Over the Tibetan Plateau in the Warming Context: A Perspective of the Tibetan Plateau Vortices[J]. *Geophysical Research Letters*, 2021b, 48(11): e2020GL091680.
- Li L, Zhang R. Effect of Upper-Level Air Temperature Changes over the Tibetan Plateau on the Genesis Frequency of Tibetan Plateau Vortices at Interannual Timescales[J]. *Climate Dynamics*, 2021c, 57(1-2): 341-352.
- Li W, Xia R, Zhong Q, et al. Vorticity and moisture budget analyses on a plateau vortex that cause an intense rainfall event within the Qaidam Basin[J]. *Atmospheric Science Letters*, 2021, 22(9).
- Li XF, Fowler HJ, Yu J, et al. Thermodynamic Controls of the Western Tibetan Vortex on Tibetan Air Temperature[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(7-8): 4267-4290.
- Li Y, Zhang M. The Role of Shallow Convection over the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Climate*, 2017, 30(15): 5791-5803.
- Lin Z, Guo W, Jia L, et al. Climatology of Tibetan Plateau Vortices Derived from Multiple

- Reanalysis Datasets[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 55(7-8): 2237-2252.
- Lin Z, Guo W, Yao X, et al. Tibetan Plateau Vortex-Associated Precipitation and Its Link with the Tibetan Plateau Heating Anomaly[J]. *International Journal of Climatology*, 2021a.
- Lin Z, Yao X, Guo W, et al. Vertical Structure of Tibetan Plateau Vortex in Boreal Summer[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2021b, 145(1-2): 427-440.
- Liu H, Wu K, Du M, et al. Probabilistic Evaluation of Tibetan Plateau Mesoscale Vortex on 18 July 2013[J]. *Advances in Meteorology*, 2019, 2019: 8302583.
- Lu C, Kong Y, Guan Z. A mask R-CNN model for reidentifying extratropical cyclones based on quasi-supervised thought[J]. *Scientific Reports*, 2020, 10(1): 15011.
- Ma H, Ma X, Jing Y, et al. A Study on the Mechanisms Accounting for the Generation of a Southwest Vortex That Caused a Series of Severe Disasters during the 2020 Abnormal Meiyu Season[J]. *Atmosphere*, 2021, 12(5): 556.
- Ma Y, Tang G, Long D, et al. Similarity and Error Intercomparison of the GPM and Its Predecessor-TRMM Multisatellite Precipitation Analysis Using the Best Available Hourly Gauge Network over the Tibetan Plateau[J]. *Remote Sensing*, 2016, 8(7): 569.
- Mai Z, Fu S, Sun J, et al. Key statistical characteristics of the mesoscale convective systems generated over the Tibetan Plateau and their relationship to precipitation and southwest Vortices[J]. *International Journal of Climatology*, 2021, 41(S1).
- Meng Y, Sun J, Zhang Y, et al. A 10-Year Climatology of Mesoscale Convective Systems and Their Synoptic Circulations in the Southwest Mountain Area of China[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2020, 22(1): 23-41.
- Meng Z, Zhang F, Luo D, et al. Review of Chinese atmospheric science research over the past 70 years: Synoptic Meteorology[J]. *Science China Earth Sciences*, 2019, 62(12): 1946-1991.
- Noh Y, Cheon WG, Hong SY, et al. Improvement of the K-profile Model for the Planetary Boundary Layer based on Large Eddy Simulation Data[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2003, 107(2): 401-427.
- Orlanski I. A rational subdivision of scales of atmospheric processes[J]. *Bull.amer.meteor.soc*, 1975, 56.

- PA Jiménez, Dudhia J, JF González Rouco, et al. A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation[J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140(3).
- Qie X, Wu X, Yuan T, et al. Comprehensive Pattern of Deep Convective Systems over the Tibetan Plateau-South Asian Monsoon Region Based on TRMM Data[J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(17): 6612-6626.
- Shen R, Reiter ER, Bresch JF. Numerical simulation of the development of vortices over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 1986a, 35(1-2): 70-95.
- Shen R, Reiter ER, Bresch JF. Some Aspects of the Effects of Sensible Heating on the Development of Summer Weather Systems over the Tibetan Plateau[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1986b, 43(20): 2241-2260.
- Shou YX, Lu F, Liu H, et al. Satellite-Based Observational Study of the Tibetan Plateau Vortex: Features of Deep Convective Cloud Tops[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2019, 36(2): 189-205.
- Tang G, Long D, Hong Y, et al. Documentation of multifactorial relationships between precipitation and topography of the Tibetan Plateau using spaceborne precipitation Radars[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2018, 208: 82-96.
- Tao SY, Ding YH. Observational Evidence of the Influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the Occurrence of Heavy Rain and Severe Convective Storms in China[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1981, 62(1): 23-30.
- Wang B. The Development Mechanism for Tibetan Plateau Warm Vortices[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1987, 44(20): 2978-2994.
- Wang M, Wang J, Duan A, Yang J, Liu Y. Quasi-Biweekly Impact of the Atmospheric Heat Source over the Tibetan Plateau on Summer Rainfall in Eastern China[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(7-8): 4489-4504.
- Wu D, Zhang F, Wang C. Impacts of Diabatic Heating on the Genesis and Development of an Inner Tibetan Plateau Vortex[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2018, 123(20): 11691-11704.

- Wu G, Tang Y, He B, et al. Potential vorticity perspective of the genesis of a Tibetan Plateau vortex in June 2016[J]. *Climate Dynamics*, 2022.
- Wu, Z., Huang, N.E. Ensemble Empirical Mode Decomposition: a Noise-assisted Data Analysis Method. Centre for Ocean-Land-Atmosphere Studies. Technical Report, 2004, 193(51).
- Xie M, Li Y, Cao K. Global Cyclone and Anticyclone Detection Model Based on Remotely Sensed Wind Field and Deep Learning[J]. *Remote Sensing*, 2020, 12(19): 3111.
- Xu X, Zhou MY, Chen JY. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Science in China(Series D:Earth Sciences)*, 2002(07): 577-594+673.
- Yao T, Xue Y, Chen D, et al. Recent Third Pole's Rapid Warming Accompanies Cryospheric Melt and Water Cycle Intensification and Interactions between Monsoon and Environment: Multidisciplinary Approach with Observations, Modeling, and Analysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2019, 100(3): 423-444.
- Yasunari T, Miwa T. Convective Cloud Systems over the Tibetan Plateau and Their Impact on Meso-Scale Disturbances in the Meiyu/Baiu Frontal Zone[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2006, 84: 783-803.
- Yu S, Gao W, Peng J, et al. Observational facts of sustained departure plateau Vortexes[J]. *Journal of Meteorological Research*, 2014, 28(2): 296-307.
- Yu S, Gao W, Xiao D, et al. Observational facts regarding the joint activities of the southwest vortex and plateau vortex after its departure from the Tibetan Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2016, 33(1): 34-46.
- Zhang F, Wang C, Pu Z. Genesis of Tibetan Plateau Vortex: Roles of Surface Diabatic and Atmospheric Condensational Latent Heating[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2019, 58(12): 2633-2651.
- Zhang S, Wang D, Qin Z, et al. Assessment of the GPM and TRMM Precipitation Products Using the Rain Gauge Network over the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Meteorological Research*, 2018, 32(02): 324-336.
- Zhang X, Shen W, Zhuge X, et al. Statistical Characteristics of Mesoscale Convective Systems

- Initiated over the Tibetan Plateau in Summer by Fengyun Satellite and Precipitation Estimates[J]. *Remote Sensing*, 2021, 13(9): 1652.
- Zhao P, Xu X, Chen F, et al. The Third Atmospheric Scientific Experiment for Understanding the Earth-Atmosphere Coupled System over the Tibetan Plateau and Its Effects[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2018, 99(4): 757-776.
- Zhao Y, Xu X, Liu L, et al. Effects of Convection over the Tibetan Plateau on Rainstorms Downstream of the Yangtze River Basin[J]. *Atmospheric Research*, 2019, 219: 24-35.
- Zhao Y, Chen D, Deng Y, et al. How Were the Eastward-Moving Heavy Rainfall Events from the Tibetan Plateau to the Lower Reaches of the Yangtze River Enhanced?[J]. *Journal of Climate*, 2021, 34(2): 607-620.

致 谢

一路走来，很幸运生命历程里有这样一段难忘的求学时光，五年来的点点滴滴涌上心头，提笔写下我内心最深处的感激、感动之情，送给一路上帮助、鼓励、影响着我的每一个人，是你们，让我茁壮成长。

古之学者必有师，师者，所以传道授业解惑也。首先衷心感谢我的导师孙建华研究员和傅慎明研究员。孙老师平易近人，真诚谦逊，营造了课题组和谐融洽的学习氛围。她对工作严谨负责的治学态度和专业的科学素养深深地感染着我，认真听取我的每一次组会汇报，在工作上给予悉心指导，教我如何科研，是一位关心学生的好老师。傅老师永远充满活力，豁达自信，对科研的热爱和探索未知的进取精神不断激励着我前行，当我面对问题一筹莫展时，他总能想到好点子令我敬佩不已。从论文的选题和实验，再到撰写和汇报，每个阶段都凝聚着老师的心血，让我受到了很好的科研训练。在生活上傅老师也给予了细致的关心，他积极乐观的人生态度让我受益匪浅。毕业之际，想诚恳地说声，您辛苦了！

感谢课题组张元春师姐对我组会汇报认真细致的建议，另外，我也要向赵思雄研究员、卫捷老师、徐广阔师兄、汪汇洁师姐和杨新林师兄表示诚挚的谢意。感谢姚秀萍教授、陈明轩研究员、赵琳娜研究员、蒋兴文研究员、尹金方研究员、郑飞研究员、曾晓东研究员、冉令坤研究员、赵天保研究员、李立娟研究员、黄平研究员、凌健研究员、司东研究员在博士开题、中期和答辩对我论文的指导，开拓了我的研究思路，给了我很多启发。感谢研究生部的孙鹏宇老师、付建建老师、张予老师、宿管闫元老师为我们日常学习和生活提供的支持。感谢赵芹老师、杨艳霞老师在财务报销等方面提供的帮助。

同窗情谊，有幸遇见。感谢麦子师姐提供的高原 MCS 数据集，感谢姜立智师兄下载的再分析数据，为论文研究提供了宝贵的资料。感谢刘翠同门，师兄马铮，师姐杨如意、马若赟、孟亚楠、孙雪倩，师妹杨雯婷、魏倩、张思，师弟付亚男，室友汪小云、韦蕾，谢谢大家在我遇到问题时，及时帮我解答，办公室里充满阵阵欢笑声，科研生活因你们而熠熠生辉。感谢 20 级春博的所有同学。

愿岁并谢，与长友兮。感谢熊明洁、费鑫、郭琦、庞波、姜继兰、沈淑婧、

车轳等挚友岁岁相伴，你们与我真诚交心，懂我坚强，给予我温暖。你们或细心体贴，或开朗热情，或认真努力，海内存知己，天涯若比邻，感谢你们出现在我的世界中，愿我们友谊长存。

感谢我亲爱的男朋友李振，久处亦怦然。感谢三年以来的陪伴，我们彼此照亮，一起成长。你总能让我忍俊不禁地笑，你总在我需要时出现在我身边，在我学业压力大时鼓励我，在我对未来迷茫时给我希望。感谢遇见你，让我内心充满爱，愿我们一直这么美好，期待与你的三餐四季。

感谢我敬爱的爷爷奶奶，您二老用爱将我一手带大，教我为人正直善良，教我勤学奋进，无论我走到哪，都会不忘记你们的恩情。我真幸运，您们总将最好的东西留给我，坚持送我上大学，支持我、鼓励我、帮助我，是您们，让我爱笑，让我有不断前行的勇气。愿我的爷爷奶奶，身体健康。我还要感谢我的亲人，无论我走到哪儿，你们都是我坚强的后盾。

路漫漫其修远兮，吾将上下而求索。感谢自己五年来的努力和不放弃，我将继续秉承“博学笃志、格物明德”的校训，道虽迩，不行不至，勇敢且坚定，知足且上进，砥砺前行！

论文受到国家自然科学基金面上项目（42075002）和国家重点研发计划项目（2018YFC0809400；2018YFC1507200，2018YFC1507400）的共同资助，特此致谢。

庚子年初，新冠肆虐，寒随一夜去，春逐五更来，祝愿伟大的祖国国泰民安，繁荣昌盛！

汤欢

2022年5月

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果

作者简历:

2013 年 9 月—2017 年 6 月, 在成都信息工程大学大气科学学院获得学士学位。

2017 年 9 月—2022 年 6 月, 在中国科学院大气物理研究所攻读博士学位。

学术论文发表情况:

汤欢, 傅慎明, 孙建华, 麦子, 靳双龙, 张元春. 一次高原东移 MCS 与下游西南低涡作用并产生强降水事件的研究[J]. 2020. 大气科学, 44(6): 1275–1290.

汤欢, 傅慎明, 孙建华, 周象贤. 基于高分辨率再分析风场的高原涡三维识别技术及初步应用[J]. 2021. 大气科学.

汤欢, 傅慎明, 张敬萍, 孙建华, 李万莉, 张元春. 一种涡旋的识别方法、装置、存储介质及电子设备: 中国[P]. 2022-02-18.

Fu SM, **Tang H**, Li Y, Ma H, Sun JH. On the Relationship of a Low-Level Jet and the Formation of a Heavy-Rainfall-Producing Mesoscale Vortex over the Yangtze River Basin[J]. Atmosphere, 2021, 12(2):156.

Fu SM, **Tang H**, Sun JH, Zhao TB, Li WL. Historical Rankings and Vortices' Activities of the Extreme Mei-yu Seasons: Contrast 2020 to Previous Mei-yu Seasons[J]. Geophysical Research Letters, 2022, 49(2).

Fu SM, Zhang JP, **Tang H**, Jiang LZ, Sun JH. A new mesoscale-vortex identification metric: restricted vorticity and its application[J]. Environmental Research Letters, 2020, 15(12).

张敬萍, 傅慎明, 汤欢, 孙建华, 李万莉, 张元春. 气象领域识别涡旋的方法、装置、存储介质: 中国[P]. 2022-03-04.

Fu SM, Mai Z, Sun JH, **Tang H**. On the Physics significance and use of a set of horizontal and vertical helicity budget equations[J]. Atmospheric and Oceanic

Science Letters, 2019, 12(5).

Zhang YC, Sun JH, Zhu LQ, **Tang H**, Jin SL, Liu XL. Comparison of two types of persistent heavy rainfall events during sixteen warm seasons in the Sichuan Basin[J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2021,14(6).

Fu, SM, Zhang YC, Wang HJ, **Tang H**, Li WL, and Sun JH. On the evolution of a long-lived mesoscale convective vortex that acted as a crucial condition for the extremely strong hourly precipitation in Zhengzhou[J]. J. Geophys. Res. Atmos, 2022. (accepted).

Sun JH, Fu SM, Wang HJ, Zhang YC, Chen Y, Su AF, Wang YQ, **Tang H**, Ma RY. Primary facts about the extremely heavy rainfall over Henan in July 2021 based on observation and ERA5 reanalysis. Advances In Atmospheric Sciences, 2021. (accepted).

Tang H, Fu SM, Sun JH, et al. A 42-yr statistical analysis on Tibetan Plateau vortices based on ERA5 reanalysis. (to be submitted).

参加的研究项目：

国家自然科学基金面上项目，暖季华南地区持续性暴雨维持的三维能量路径及升尺度级串反馈研究（42075002）

国家重点研发计划项目（2018YFC0809400；2018YFC1507200，2018YFC1507400）

获奖情况：

2019-2020 学年大气所“优秀研究生党员”

2021-2022 学年大气所“三好学生”