

基于多雷达观测和数值模拟的中天山北坡夏季降水过程研究

刘恩弘^{1,2}, 杨璟^{1*}, 银燕¹, 景晓琴¹, 杨军¹, 李斌³, 杨玲⁴, 余勇⁴, 袁亮⁵, 林彦君¹, 姜冬昕¹

中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室/南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

2 中国气象局云雾物理环境重点开放实验室, 北京 100081

3 新疆维吾尔自治区人工影响天气办公室, 新疆 830002

4 成都信息工程大学电子工程学院, 成都 610225

5 成都平原城市气象与环境四川省野外科学观测研究站, 成都 610225

摘 要 基于微雨雷达、Ka 波段云雷达、C 波段天气雷达和微波辐射计等仪器的观测资料对 2019 年 7 月 27 日中天山地区一次局地对流云降水过程的精细结构及演变过程进行分析, 并结合 WRF 高分辨率数值模式模拟结果研究了热力不稳定结构及风切变层对云发展的影响。结果表明: 此次降水过程中天山北坡区域受到地形热力强迫, 形成爬坡气流, 并与翻越天山山脉的偏南气流在局部形成对流; 雷达观测发现, 由于天山山区受到高空西风的控制, 局地产生的对流云团不足以突破中天山北坡上空的风速较大的西南气流或偏西气流, 低层的偏北气流被高层气流夹带而转向形成风切变层。降水发生后, 低层对流云团被限制在风切变层以下, 云顶平整且高度较低, 风切变层对对流云团存在明显的抑制作用。通过分析模拟结果, 此次降水过程中风切变层对中天山北坡降水云的发展及热力不稳定变化影响十分重要, 高层西南风对相当位温的平流输送使得风切变层上空更倾向于热力不稳定, 同时使其下方更倾向于热力稳定从而抑制低层对流而促进高层对流的发展。当低层对流云团强度不足以突破其上空因垂直风切变导致的稳定层结, 对流便会被局限于垂直风切变层以下, 使得降水强度减弱。

收稿日期 2022-06-29; 网络预出版日期

作者简介 刘恩弘, 男, 1996 年出生, 硕士研究生, 主要研究方向为云降水物理。E-mail: 81438548@qq.com

通讯作者 杨璟, 博士, 硕士研究生导师, 主要研究方向为云降水物理。E-mail: jing.yang@nuist.edu.cn

资助项目 科技部重点研发项目(No. 2017YFC1501402), 西北人工影响天气工程项目(No. ZQC-R18211), 中国气象局西北区域人影建设研究试验项目(No. RYSY201902), 国家自然科学基金(41905124, 42005064), 江苏省自然科学基金(BK20190777, BK20190778)。

关键词：中天山，多雷达观测，风切变，位势散度

文章编号：2021196B

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

A Case Study of Summer Precipitation Process in the Central Tianshan Area using Multi-radar Observation and Model Simulation

LIU Enhong^{1,2}, YANG Jing¹, YIN Yan¹, JING Xiaoqin¹, YANG Jun¹, LI Bin³, YANG Ling⁴,
SHE Yong⁴, YUAN Liang⁵, LIN Yanjun¹, JIANG Dongxin¹

*1 Key Laboratory for Aerosol-Cloud Precipitation of China Meteorological Administration,
Nanjing University of Information Science & Technology /Collaborative Innovation Center
on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing 210044*

*2 Key Laboratory of Cloud and Fog Physical Environment of China Meteorological
Administration, Beijing, 100081*

3 Weather Modification Office of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Xinjiang, 830002

*4 College of Electronic Engineering of Chengdu University of Information Technology,
Chengdu, 610225*

*5 Chengdu Plain Urban Meteorology and Environment Scientific Observation and Research
Station of Sichuan Province, Chengdu, 610225*

Abstract Measurements were conducted using a micro-rain radar, a Ka-band cloud radar and a microwave radiometer to analyze the fine vertical structure and evolution process in an orographic precipitation process in the middle Tianshan area. In addition, a high-resolution simulation is made to analyze the instability and its influence on the generation of the clouds. The observations show that the precipitation was generated due to the convergence between the southwesterly wind flow across the mountain ridge and the northerly wind that induced due to the thermal forcing by terrain. Because the observed convective updraft was not strong enough, the low-level northerly flow turned to the south as it approaching the high-level southwesterly wind, forming strong wind shear. After the precipitation occurred, the low-level convective clouds were confined below the windshear layer, and the cloud tops were generally flat and low, indicating the windshear layer has a significant inhibiting effect on the convection. The model simulation suggests the influence of the wind shear on the

development of precipitation clouds and the change of thermal instability on the northern slope of the Central Tianshan Mountains during this precipitation is very important. The advective transport of considerable potential temperature by upper-level southerly winds made the upper layer above the wind shear layer more thermally unstable, and made the layer below it more thermally stable, thus suppressing low-level convection and promoting upper-level convection. If low-level convective updrafts were not strong enough to break through the stable laminar junction caused by vertical wind shear, convection will be confined below the vertical wind shear layer, preventing intense precipitation.

Keywords Central Tianshan, Multi-radar observation, Wind shear, Potential divergence

1 引言

天山山系是亚洲中部最大的山系，由 20 多条山脉夹杂许多山间盆地、谷地组成，东西长度超过 2500km，南北宽度一般为 250~350km，最宽处可达 800km 以上（胡汝骥，2004）。研究表明（马淑红和席元伟，1997；史玉光等，2008；赵传成等，2011；张正勇等，2015），天山山系东西走向的独特走势，地处西风带的有利地理位置以及山系西部伊犁地区具有特殊的喇叭口地形使得水汽得以充分进入，并在地形抬升作用下形成丰富的降水，空间分布呈现出北疆多南疆少，西段多东段少，山区多盆地少，北坡多南坡少的特征。史玉光等（2008a）指出天山山区面雨量约占全疆面雨量的 40.4%，年平均降水量为 409.1mm，其中最大降水区在天山中部的北坡一带及伊犁河谷两侧，但全疆年平均降水量仅为 165.5mm，干旱缺水仍然是影响地区经济发展的主要因素之一。

目前许多学者对天山降水过程的环流背景、水汽条件和动力、热力机理开展了研究（杨莲梅，2003；王秀荣等，2007；姚俊强等，2012；黄昕等，2021）。其中，姚俊强等（2012）利用探空站多年实测资料计算逐月平均水汽含量后指出，水汽和降水量并不具有很好的对应关系，伊犁河谷地区是降水量和水汽值共同高值区，而中天山是降水量的高值区，水汽含量的低值区。史玉光和孙照勃（2008b）利用再分析逐日资料分析新疆大气可降水量分布特征，结果表明大气含水量分布与降水量分布相反，说明新疆降水差异的根本原因不在于水汽的分布不均，而是由动力条件、水汽辐合和其他因素差异决定的。陈湑茹（2017）结合再分析资料和台站观测数据分析中天山夏季降水日变化指出，天山山区触发的对流与天山及其周边环流场和热力场的日变化有关，在午后，天山上空出现较强的低空辐合及热力不稳定，有利于山区对流触发。姜彩莲等（2013）分析多普勒天气雷达观测天山北坡一次夏季暴雨过程的结果指出，雷达回波呈反气旋方式旋转，

在山区一带形成辐合,高低层冷暖平流以及中低层的风切变为降水产生和维持提供了有利动力条件。连钰等(2017)利用 Weather Research and Forecasting (WRF) 模式对中天山北坡暴雨个例进行模拟,并通过分析地形对流场结构的影响发现西风气流东移时受天山阻挡分为南北支流并受地形动力抬升在中天山北坡辐合,随后高空冰相云系与低层局地对流云在中天山北坡结合,促使局地暴雨过程产生。上述已有的研究结果表明,中天山夏季对流云降水过程中,其中一个典型的特征是由于受到地形热力作用,气流被天山地形抬升,从山脚向山脊辐合,并在局部形成对流;而由于受到高空西风的控制,且通常北风不足以翻越高大的天山,导致在中天山北坡上空形成风切变。然而,在这种情况下对流云会如何发展,其精细结构是怎样的,以及风切变起到了什么作用,这些还缺乏详细的研究,这主要是由于缺乏能够反映云内精细结构的观测资料。

随着观测仪器的发展,采用多种仪器对复杂地形地区云降水过程进行协同观测也成为可能。联合多种仪器观测能够获得更为全面、准确和精细的数据,被国内外学者用于云相态分布(Shupe,2007; Wang and Sassen,2001; 彭亮等, 2011; 吴举秀等, 2015)和云降水精细结构、微物理和动力过程的研究(Smith et al.,2009; Bougeault et al.,2001; Stoelinga et al.,2003; 张佃国等, 2020)。例如 Smith et al. (2009)利用地面雨量计和 S 波段天气雷达长时间观测结果对热带地形降水进行统计分析,结果表明地形对降水增强作用明显,主要是由迎风坡重复触发对流造成的。Bousquet et al. (2003)通过地基和机载多普勒雷达联合观测阿尔卑斯山对气流的阻挡,从而分析了不同尺度地形的阻塞和阻挡作用影响地形降水分布的机制。Aikins et al. (2016)利用地基和机载多波段雷达对一次锋面过山降雪过程开展研究后指出,锋后越山急流在山顶附近形成一个湍流切变层,雷达探测结果表明云粒子在湍流切变层中迅速生长降雪增强的重要机制。

2019 年 7 月 27 日,天山山区处于上层干冷的西风气流和下层暖湿的西南气流控制,形成大范围降水。我们采用微雨雷达、Ka 波段云雷达、C 波段天气雷达等多部雷达对此次云降水结构进行了协同观测,并结合微波辐射计和地面雨量计等仪器进行了辅助观测。本次降水过程中,同样观测到中天山北坡的抬升气流,局部对流,以及在山脊附近形成的风切变。基于观测资料,本文研究了此次中天山降水的发生发展过程和云内垂直精细结构,并结合高分辨率数值模式模拟结果进行分析,阐明降水过程的热力不稳定结构及风切变对对流云发展的影响,以加深中天山地形云降水发生发展机制的理解,并为模式的验证和改进提供观测结果支撑。

2 数据和方法

2.1 观测数据

本研究对 2019 年 7 月 27 日在中天山发生的一次降水过程进行了多雷达协同观测，使用的观测设备包括 C 波段天气雷达、微雨雷达、微波辐射计、Ka 波段车载云雷达及 FY-4A 静止卫星，其中 C 波段天气雷达位于乌鲁木齐站点，微雨雷达和微波辐射计位于乌鲁木齐牧试站点，Ka 波段车载云雷达位于中天山北侧山腰处（仪器位置如图 1 所示，仪器参数如表 1 所示），除观测数据外，采用欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，简称 ECMWF）和 Copernicus 实验室共同提供的 ERA5 再分析资料（分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ）对环流背景进行分析。

多种不同波长的雷达分别适用于测量不同尺度的粒子，可以对降水过程中降水云的发生演变有一个整体全面的观测。其中，C 波段天气雷达采用体扫方式，平均体扫描时间为 6min，最大扫描半径为 75km，每个体扫包含 9 层数据，用来分析云团移动方向和水平结构特征；Ka 波段车载云雷达则采用 RHI 方式对南北剖面进行连续扫描，完成一次扫描时间约为 5min，最大扫描半径为 37.5km，适合于非降水云或弱降水云观测，可以连续观测云的水平、垂直结构变化，获得准确的云内宏、微观参数；而毫米波雷达信号在降水过程中衰减比较严重，此时微雨雷达可以较好弥补降水期间云雷达对低层的观测不足，微雨雷达采用垂直对空方式进行连续观测，时间分辨率为 30s，最高探测高度为 3100m。此次降水过程中，云雷达多普勒速度观测高层出现速度模糊，本文以采用库间退折叠方法进行订正（刘晓阳等，1992）。需要指出的是，此次降水过程覆盖了天山大部分（第 3.1 节），而观测区域仅为中天山北坡地区（图 1）。由于雷达观测范围有限，仅能对该局部地区的云降水精细结构和发展过程进行研究。

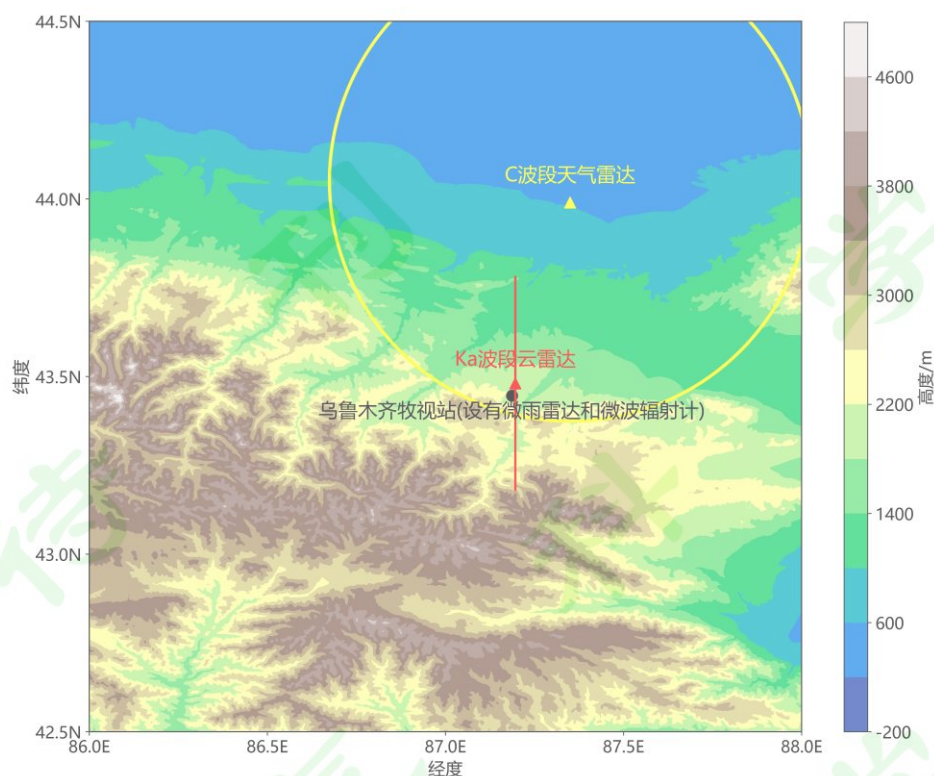


图 1 中天山北坡地形及观测仪器所在位置,黄色圆圈表示 C 波段天气雷达扫描范围(半径 75km),
红色实线表示云雷达扫描范围

Fig.1 The topography of the northern slope of Central Tianshan Mountain and the location of the
observation instruments, the yellow circle indicates the C-band weather radar scanning range, the red solid
line indicates the cloud radar scanning range

表 1 观测仪器主要指标和性能

Table 1 Main indicators and performance of the observation instruments

名称	频率/波长	时间分辨率	空间分辨率	探测产品
C 波段天气 雷达	5.47GHz/5.48cm	6min	150m	反射率因子、径向速 度、速度谱宽
Ka 波段云 雷达	35GHz/8.59mm	5min	150m	反射率因子、径向速 度、速度谱宽
微雨雷达	24.23GHz/1.238cm	30s	100m	反射率因子、径向速 度、速度谱宽
微波辐射计	—	2min	50m,100m,250m	温度、湿度、水汽

2.2 模拟方案设计

雷达观测数据可以用于分析降水过程中云系的精细结构和发展过程,而对于降水形

成的动力和热力机制，需要结合高精度数值模拟。因此，为研究此次过程的发生发展机制，特别是高低层风切变，温度层结对降水云发生发展有何影响，本文利用中尺度数值模式 WRFv4.1.1 来模拟此次降水过程。以分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，时间间隔为 6h 的 NCEP 再分析资料作为模式初始场和侧边界条件，采用双向嵌套进行模拟，模拟区域分为三层（图 2）。第一层（d01）的水平分辨率为 9km，水平格点数为 600×500 ，覆盖了西亚以及我国西部大部分地区，是为了保证将对此次降水过程中可能产生影响的上下游天气系统都包括在内；第二层（d02）区域的水平分辨率为 3km，水平格点数为 511×400 ，除了新疆南部边缘地区之外，包括了大部分新疆地区；第三层（d03）区域的水平分辨率为 1km，水平格点数为 697×535 ，包括了新疆境内的天山大部分地区，中心位置为 (43.00° N, 78.35° E)，垂直方向三层模拟区域都采用 σ 坐标，共有 33 层，模式层顶气压为 50hPa，开始时间为 2019 年 7 月 26 日 14 时，模拟 36 小时。

根据已有研究，边界层方案和微物理方案对地形云降水模拟的影响较大 (Liu et al. 2016)，本文在不改变其他参数设置的情况下，设置了 2 种边界层参数化方案 (MYJ 方案、BL 方案)，3 种云微物理方案 (Thompson 方案、Lin 方案、WSM6 方案)，共 6 组敏感性试验，具体试验方案见附录表 A1，各模拟方案与观测结果在附录部分进行了对比验证。通过对比，确定模拟此次天气过程合适的参数化方案组合如表 2 所示。相对于其他方案，表 2 所列方案的模拟结果能够较好地模拟出此次天山大范围降水过程（图 A1），中天山地区的雷达反射率和降水变化均能够较好地与观测资料对应（图 A2-A4），模拟的小时降水量与观测值相关系数为 0.907，因此，模拟结果可用于对此次降水过程的热力和动力机制研究。

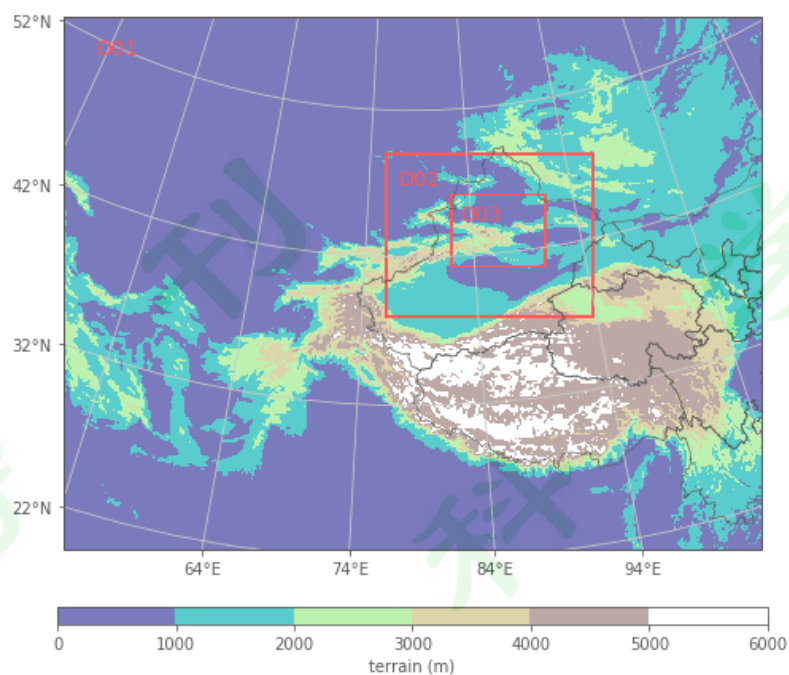


图 2 模式模拟区域

Fig.2 Domains for the numerical simulations used in this study

表 2 模式参数设置

Table 2 Configuration of the model

	D1	D2	D3
水平空间分辨率和格点数	9 km, 600×500	3 km, 511×400	1 km, 697×535
垂直层数		33 层	
积云参数化方案	Grell-Freitas 方案		
微物理方案		Thompson 方案	
长波辐射方案		RRTMG 方案	
短波辐射方案		RRTMG 方案	
陆面过程方案		Noah 方案	
近地面层方案		Monin-Obukhov(Janjic Eta)方案	
边界层方案		MYJ 方案	

3 结果分析

3.1 天气形势和卫星云图演变特征

图 3 为基于 ERA5 再分析资料的 2019 年 7 月 26-27 日 500hPa 及 700hPa 环流形势场, 红色三角为乌鲁木齐牧试站所在位置。从图 3a 可见 7 月 26 日 20 时 500hPa 高度上, 蒙古高原上空存在一个低压中心, 欧亚大陆中高纬地区为四槽两脊型, 两脊分别位于里海和贝加尔湖, 四槽为西西伯利亚平原的长波槽, 蒙古高原的低压槽、我国东北沿海的低压槽及咸海北部的横槽, 其中横槽位于 50°N 左右; 7 月 27 日 14 时 (图 3c), 随着里海高压脊向北发展加强至 50°N, 致使咸海横槽转竖并向东移动变为巴尔喀什湖短波槽, 位于 80°E 左右, 横槽转竖引导北方冷空气进入新疆地区, 由于巴尔喀什湖短波槽较弱, 此时天山山区受槽前西风气流控制。结合图 3b 可见, 27 日 14 时 700hPa 高度上巴尔喀什湖短波槽落后于高空低压槽, 天山山区处于上层干冷的西风气流和下层暖湿的西南气流控制, 这种高层干冷低层暖湿的环流形势有利于对流天气的发生。

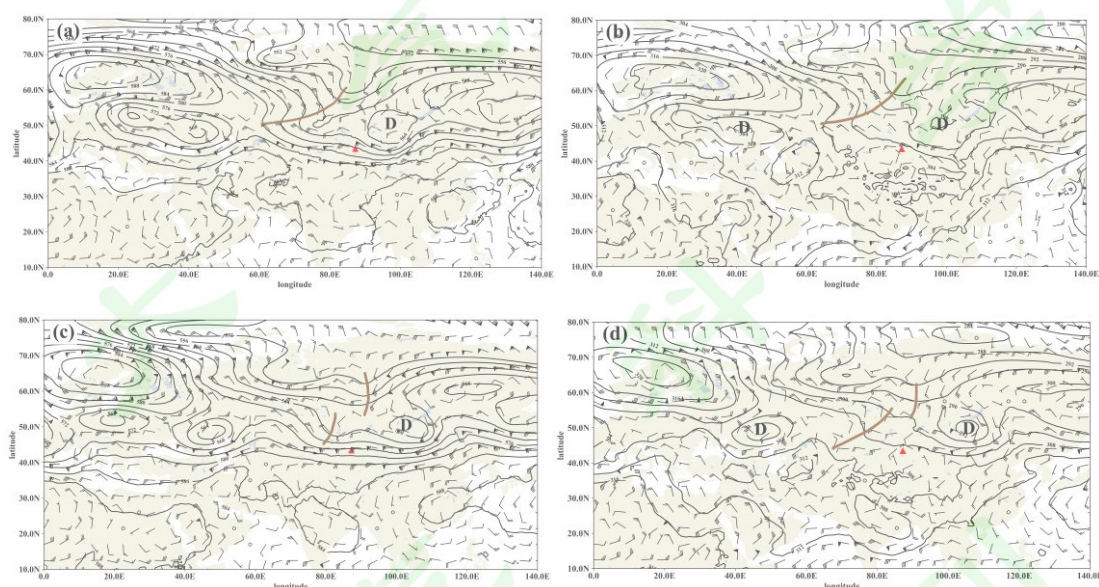


图 3 ERA5 再分析资料 (a) 7 月 26 日 20 时 500hPa、(b) 7 月 26 日 20 时 700hPa、(c) 7 月 27 日 14 时 500hPa、(d) 7 月 27 日 14 时 700hPa 位势高度场 (实线, 单位: gpm) 及风场分布, 棕色实线为槽线, 红色三角为观测站点所在位置

Fig.3 ERA5 reanalysis data (a) 500hPa at 20:00 on 26 July, (b) 700hPa at 20:00 on 26 July, (c) 500hPa at 14:00 on 27 July, (d) 700hPa at 14:00 on 27 July geopotential height field (solid line units : gpm) and wind field distribution, the dark read curves indicate the trough and the red triangle is the location of the station.

图 4a 为 ERA5 再分析资料 2019 年 7 月 27 日 17 时 800hPa 流场, 红色三角为云雷达所在位置, 红线为图 4b 剖面位置; 图 4b 为模式模拟的沿云雷达位置的南北方向风场

剖面图，横坐标原点为云雷达所在位置。由图 4a 可见 7 月 27 日 17 时 800hPa 高度上西
 风气流在伊犁河谷被天山山脉阻挡分为南、北两支气流，北支气流经过赛里木湖，与来
 自阿拉山口的西北气流汇合进入北疆盆地形成偏北气流；南支气流则翻越南天山与西南
 气流汇合后转为偏南气流。从图 4b 模拟结果可见，7 月 27 日 17 时中天山北坡 4km 以
 下为偏北风，而 4~6km 高度为偏南风，存在明显水平风垂直切变，雷达南侧低层存在
 明显的上升气流并在 4km 左右高度上发生回流转变为偏南风。图 4c 和 4d 为 FY-4A 静
 止卫星携带的辐射成像仪（AGRI）的通道 2 可见光云图，其波长范围为 $0.55\sim0.75\mu\text{m}$ ，
 中心波长为 $0.65\mu\text{m}$ ，空间分辨率为 500m，主要用于昼间云、沙尘、积雪等观测（陆风
 等，2017）。在 15:00-15:15 时（图略）天山山脉被大面积云系覆盖，呈现东北—西南带
 状，此时牧试站上空云顶高度较低，站点北方及西北方向存在明显发展高度较高的对流
 云团，云团上边界明显，此后云系整体随西风向东移动。至 17:00 左右（图 4c、d）站
 点开始有降水记录，此时牧试站上空云顶高度较低，站点北方及西北方向存在明显发展
 高度较高的对流云团，云团上边界明显，此后云系整体随西风向东移动。至 17:00 左右
 （图 4c、d）站点开始有降水记录，此时站点上空云团白亮，云顶纹理不均匀，表面多
 起伏，云顶高度不一，呈现积状云特征。此外，在积状云外围呈现出纤维状的特征，表
 明此时中天山北坡上空局地对流云团和卷云共存。

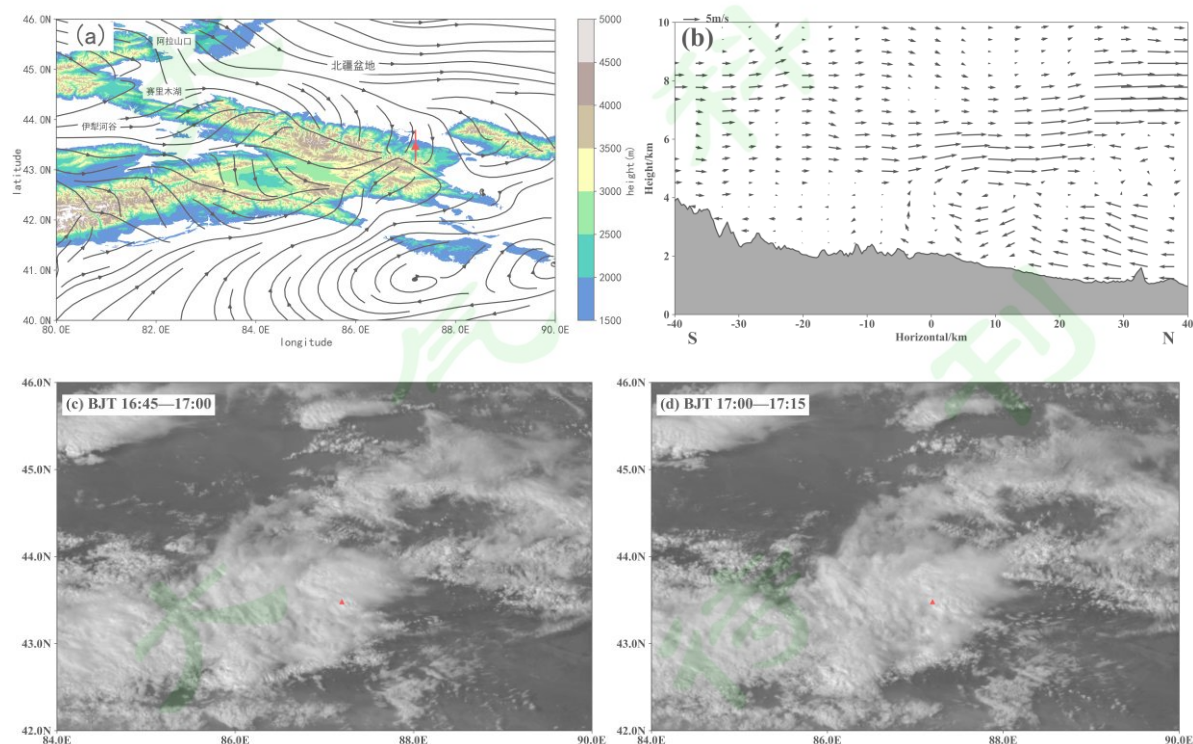


图 4 2019 年 7 月 27 日 17 时 (a) ERA5 再分析资料 800hPa 流场和 (b) 沿观测站点东西剖面 WRF
 模拟的风场垂直分布，红线为剖面位置，(c 和 d) 16:45—17:00，和 17:00—17:15FY-4A 卫星可见光

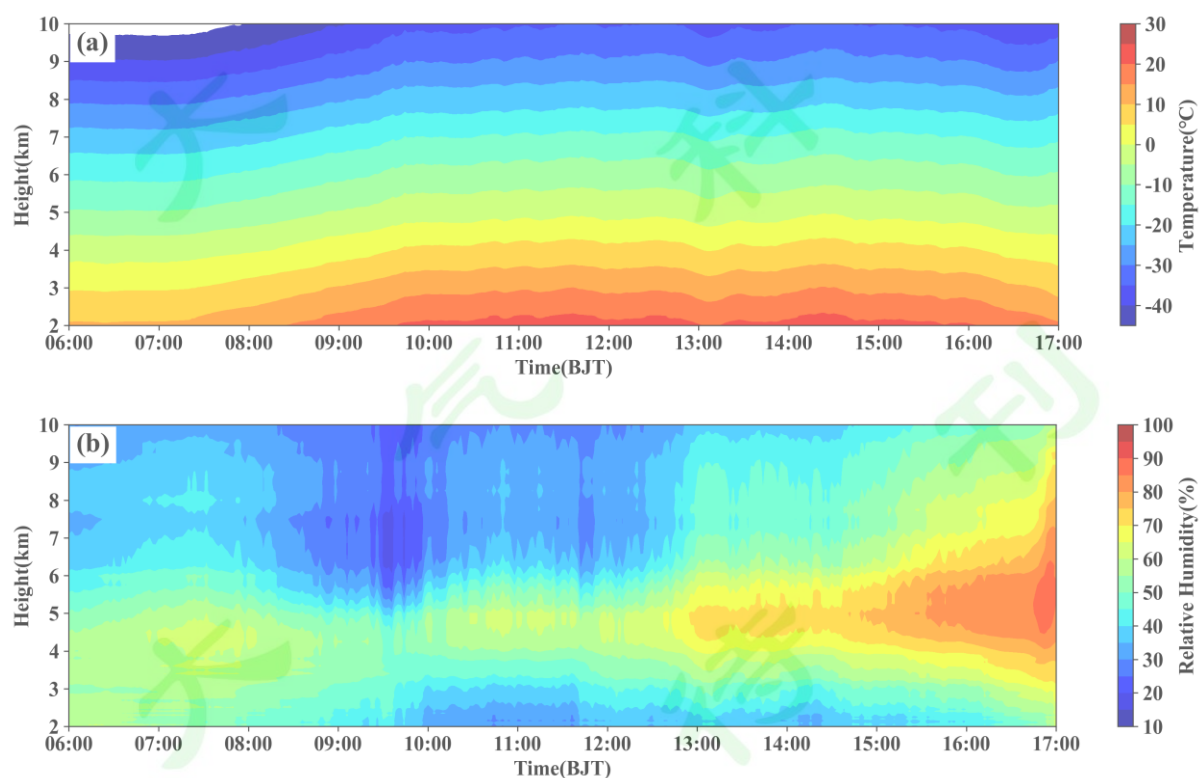
通道云图，红色三角为观测站点位置

Fig.4 July 2019 at 17:00 (a) ERA5 reanalysis data 800hPa flow field and (b) Vertical distribution of wind simulated by WRF field along the east-west profile of the station, (c and d) FY-4A satellite true color at 16:45-17:00 and 17:00-17:15, the red line is the position of the profile and the red triangle is the position of the station.

3.2 基于观测的云降水结构特征

3.2.1 环境参数演变特征

从微波辐射计观测的温度廓线（图 5a）显示，由于日出后太阳辐射较强，近地面加热使天山近地面温度升高，使得中天山地区气流受到地形的热力作用从南北往山脊辐合（陈湉茹，2017；连钰等，2017），有利于局地对流产生，16~17 时（即临近降水时）0℃层高度位于 4.5km 左右；相对湿度廓线（图 5b）显示，近地面相对湿度由于温度升高而降低，中层 4~5.5km 相对湿度较高，站点大气湿度层结从地面到高空表现为干层-湿层-干层分布，临近降水时湿层的厚度明显增大，相对湿度>80%；水汽密度廓线（图 5c）显示，降水发生前低层水汽充足，16~17 时在 3km 以下水汽密度大于 6g/m³，为局地对流降水提供有利的水汽条件。



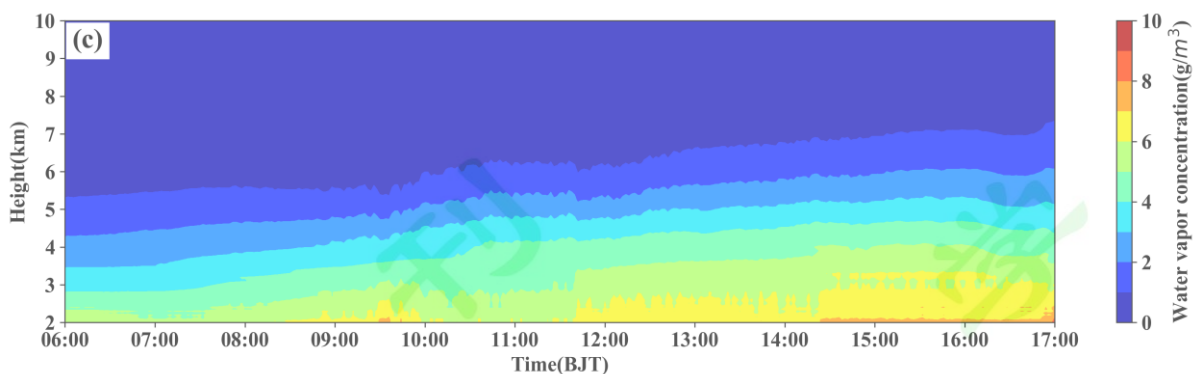


图 5 2019 年 7 月 27 日 06 时至 17 时微波辐射计观测 (a) 温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$)、(b) 相对湿度 (单位: $\%$)、
(c) 水汽密度 (单位: g/m^3)

Fig.5 Microwave radiometer observations 27 July 2019 from 06:00 to 17:00 (a) temperature (units: $^{\circ}\text{C}$)、(b)
relative humidity (units: $\%$)、(c) water vapor concentration (units: g/m^3)

3.2.2 降水回波演变特征

图 6 是仰角为 2.4° 的 PPI 雷达反射率因子和多普勒速度。由图 6a 可见 16:04 雷达扫描范围内北侧和西南侧存在面积较小的零散回波区, 西南侧回波强度较弱, 有局部达到 15dBz 以上的较强回波中心。至 17:03 (图 6c) 站点西南侧回波东移, 雷达回波区面积增大, 整个云团回波强度增强, 强回波中心达到 30dBz 以上。结合图 6b 和图 6d 可见, 多普勒径向速度在 C 波段雷达南侧呈现出靠近雷达的位置为正值区, 远离雷达的位置为负值区, 表明降水发生时中天山北坡存在明显的水平风的垂直切变, 低层为地表受非均匀加热而形成的偏北风, 高层为翻越中天山的偏南风。

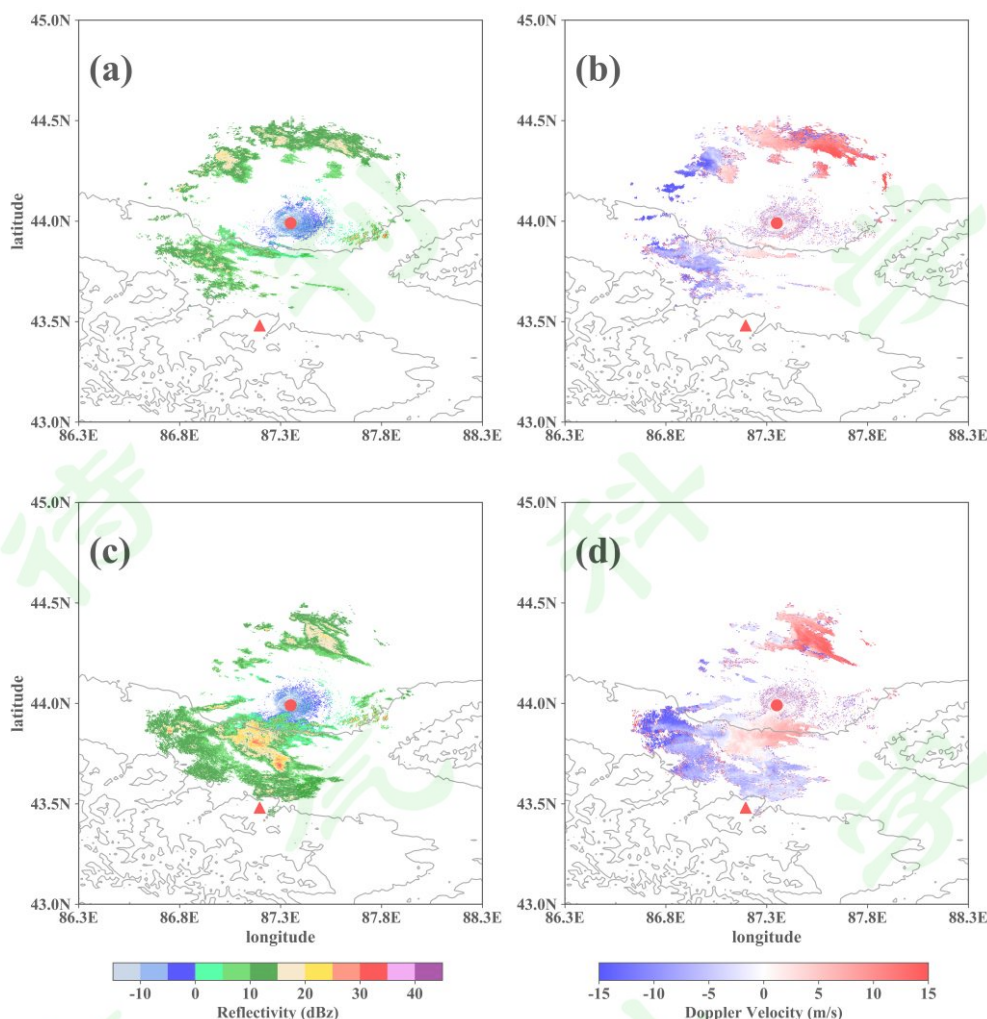
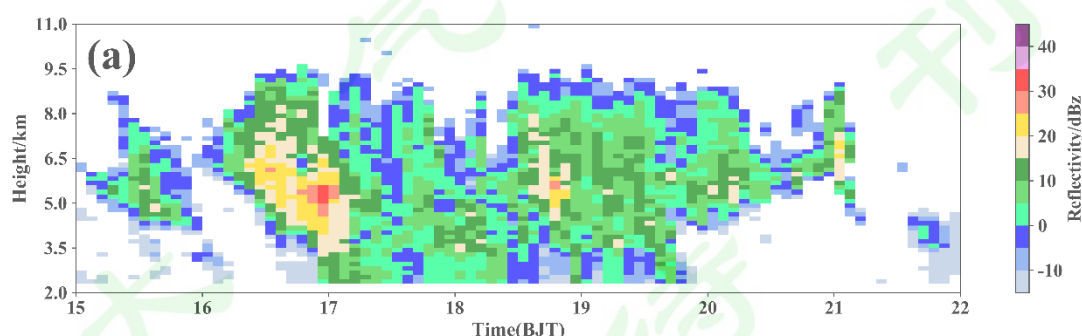


图 6 2019 年 7 月 27 日 C 波段雷达第三层扫描雷达反射率因子 (a) 16:04、(c) 17:03 及多普勒径向速度 (b) 16:04、(d) 17:03，红色圆点为 C 波段天气雷达位置，红色三角为 Ka 波段云雷达位置，仰角为 2.4°

Fig.6 Reflectivity factors at (a)16:04、(c)17:03 and radial velocity at (b) 16:04、(d) 17:03 27 July 2019 ,the red dot is the C-band weather radar position and the red triangle is the Ka-band cloud radar position, elevation angle: 2.4°

从 2019 年 7 月 27 日 35GHz 云雷达 RHI 探测结果挑选出垂直指向数据，组成雷达参数时间序列，并结合微雨雷达，可以看出降水时观测点云系垂直结构的演变过程。图 7 为 27 日 15~22 时云雷达反射率因子、多普勒速度、速度谱宽随时间高度变化，图 8 为微雨雷达同一时间段反射率因子和粒子下落末速度随时间高度变化，对于较小的云团两部雷达可能无法同时观测，但是考虑到两部雷达位置并不远，本文主要利用两部雷达讨论云系总体的发展趋势。从图 7a 可以看出，在 15~16 时云雷达上空云团主要集中在 4~9km，回波强度为-15~20dBZ，16 时左右云团移出观测范围，此时微雨雷达显示回

波并未接地（图 8a），表明云团未形成较大的雨滴降到地面，随后有新的云团移入云雷
达上空。在 16:20 左右云中开始出现大于 20dBz 的较强回波并且云底不断向下延伸，直
到 17:00 左右回波接地产生地面有效降水，接地回波强度 10dBz 左右，对应微雨雷达
观测到第一次降水（图 8a）。由云雷达多普勒速度图（图 7b）可见，16:30~17:20 云体
上部（4km~9.5km）有较明显的上升气流，最大可达 2m/s 左右，此时对应位置雷达回
波较强，粒子在上升气流中快速生长；而云体下部（4km 以下）为负径向速度，负速度
最大值超过 2.8m/s，说明在这一高度上存在下沉气流或大粒子下落，也有可能二者同时
存在。在 17 时降水发生后，17:20~18:30 云内雷达回波强度明显减弱，回波强度为-5~
15dBz，云顶高度也略微降低，对比图 8a 可知此时降水主要由 4km 以下的云体产生，
直到 18:30 时 3.5km 以下雷达回波强度减弱为 0~10dBz，云顶高度也显著降低，降水
减弱。在 18:40~18:55 云雷达在 4~8km 再次观测到强度为 15~30dBz 的回波，表明云
内有较大粒子，随后 19:00 左右降水形成，相对于第一次降水回波强度较小，云内上升
气流也较小，所以接地回波强度仅为 0~15dBz 并且回波不连续，到 20 时左右降水云
移出观测范围，低空积云消散。由图 7c 可知，第一次降水发生初期云体上部（4km~
9.5km）速度谱宽较大，在 0.8m/s 以上，最大可达 1.6m/s 左右，且在此期间多普勒速度
正负值交错出现（图 7b），说明云内存在较强的湍流扰动或（和）冰晶与过冷水滴并存。
从微雨雷达反射率因子（图 8a）和粒子下落末速度（图 8b）来看，在 0℃层以下反射
率因子和下落末速度都显著增大，表明冰相粒子融化成液相粒子形成较大的接地回波，
而云雷达观测到云体低层（3.5km 以下）反射率因子（图 7a）减小是由于 0℃层以下雨
滴直径较大出现非瑞利散射，雨滴对云雷达回波的衰减作用造成的。



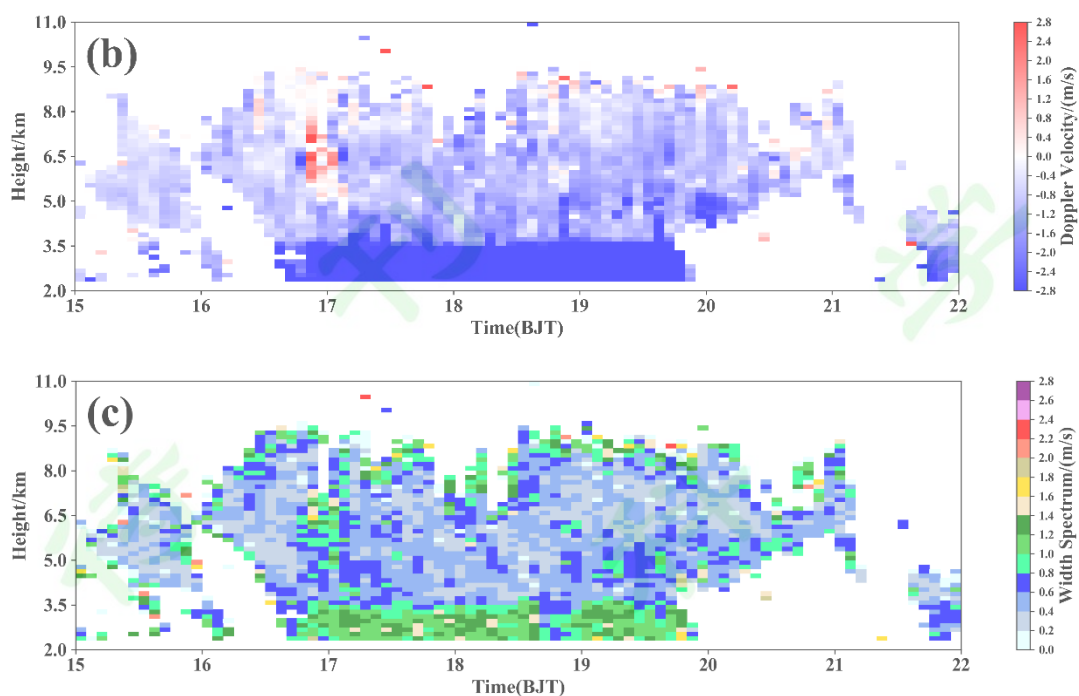


图 7 2019 年 7 月 27 日 15 时至 22 时 Ka 波段云雷达垂直观测高度时间序列 (a) 雷达反射率因子、
(b) 多普勒径向速度、(c) 速度谱宽及 (d) 微雨雷达反射率因子

Fig.7 Time evolution of Ka-band cloud radar (a) reflectivity factors、(b) doppler radial velocity、(c)width
spectrum and time evolution of MRR (d) reflectivity factors from 15:00 BJT to 22:00 BJT 27 July 2019

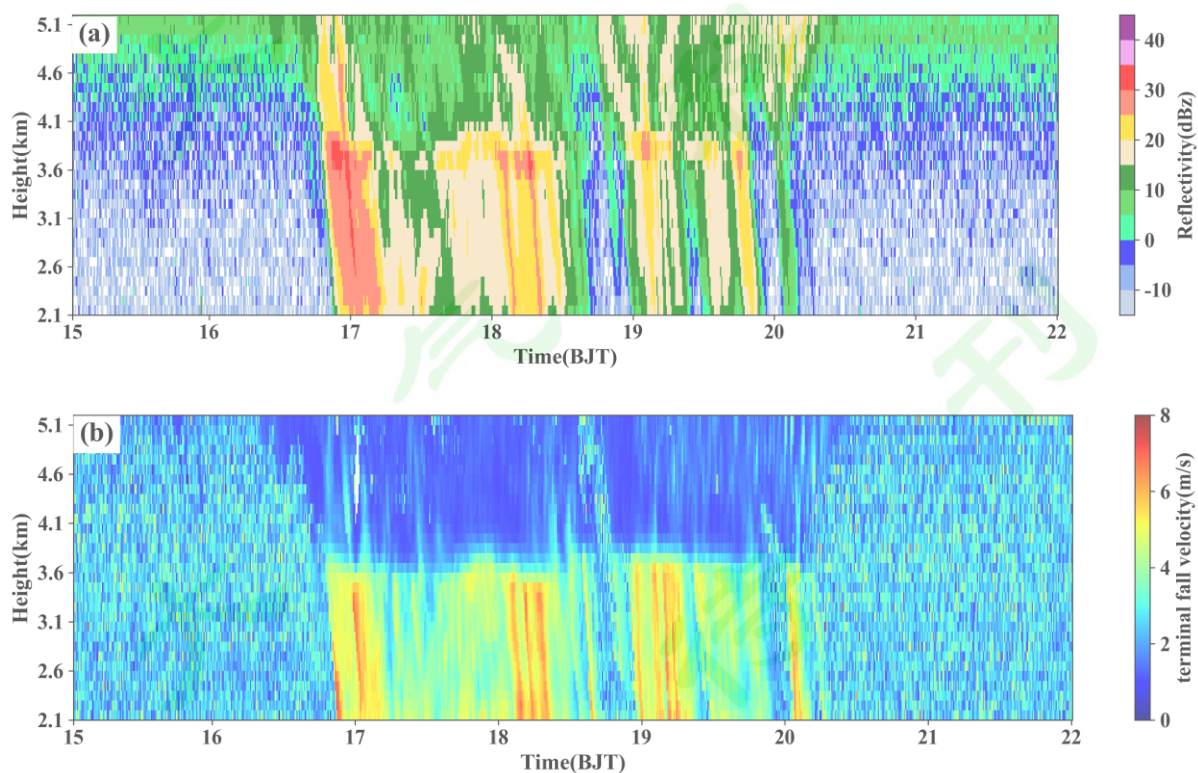


图 8 2019 年 7 月 27 日 15 时至 22 时微雨雷达垂直观测高度时间序列 (a) 反射率因子和 (b) 下落

Fig.8 Time evolution of MRR (a) reflectivity factors and (b) terminal fall velocity from 15:00 BJT to 22:00 BJT 27 July 2019

3.2.3 云内垂直结构特征分析

图 9 为第一次降水时段发生前和发生过程中云雷达 RHI 扫描的反射率因子、多普勒速度和速度谱宽。由图 9 可见，在 4km 高度的风切变层上方和下方的云系结构有明显差别。16:36 时（图 9a）雷达观测到三个相互独立的云团，分别位于雷达南侧、上空及北侧，考虑到电磁波的衰减，距雷达更远处可能存在更强的回波不能观测到，本文主要分析观测到的云团演变过程。雷达上空云团发展高度最高，云顶高度超过 9km，从此时的多普勒速度（图 9b, e）可知降水发生前在 4km 左右高度上存在明显的风切变，4km 以上为偏南风，4km 以下为偏北风。雷达南侧 15km 处低层存在偏南风与偏北风辐合区，对应位置的对流云团回波强度最大达到 30dBz 以上，云顶高度在 8km 左右（图 9a）。由于高层偏南气流风速大于底层风速，从图 9d、g、j、m 可以看出，雷达南侧云团上部向北移动速度大于下部，至 17:06 时南侧云团上部向北移动与雷达上空云团并合。南侧云团强回波区位于风切变层以下，其上空回波强度小于 0dBz。16:56 时（图 9g）云雷达上空云团回波较之前显著增强，在 4~6km 高度处达到 20~30dBz，此时多普勒速度（图 9h）对应强回波区存在 0 速度区，其中正负速度交替出现，考虑到雷达上空存在较强上升气流的情况下仍有负速度出现，表明云内粒子增长到较大的尺度从而下落，此时对应第一次降水时段的开始阶段。雷达南侧云团存在一个向南倾斜的强回波区，表明大粒子下沉，导致靠近雷达位置形成降水。17:17 时（图 9m）雷达上空云团移出观测区域，之后主要为低层暖云降水，其云顶位于风切变层以下（图 9k、n），在缺乏对流不稳定的情况下，低层对流难以继续向上发展。降水期间雷达北侧云团在 4km 高度左右出现明显的 0°C 层亮带（图 9g），且强回波不连续，其下方存在强度大于 15dBz 的悬挂回波，具有明显层云降水的特征，说明云体上部有冰相粒子。不连续亮带可能与亮带上方冰相粒子形状、质量、含水量的不均匀分布有关（洪延超等，1984），也可能与风切变导致的湍流增强有关（Houze and Medina, 2005）。

图 9c 为 16:36 时多普勒速度谱宽垂直结构，可以看出此时三个云团的速度谱宽特性，雷达南侧及北侧云团速度谱宽数值较大，最大值可达 2.2m/s 以上，而雷达上空云团速度谱宽数值较小，普遍小于 0.8m/s，而南侧云团 5km 以上的速度谱宽数值较大，

并且此时微波辐射计显示 5km 以上温度 $<0^{\circ}\text{C}$ ，液态水含量 $>0.03\text{g/m}^3$ ，说明这个高度南侧云团内可能存在冰晶和过冷水滴两种相态粒子或者大小过冷水滴并存。结合图 9f、i、l、o 可见，5~8km 高度上速度谱宽大值区随偏南风移动，对应的降水强度逐渐增强。17:17 时之后，由于雷达南侧云团被限制在风切变层高度以下，其上方谱宽数值小于 0.8m/s，但速度谱宽的大小除了受到降水粒子本身的速度外，也受到湍流、天线仰角、距离雷达远近等因素的影响，同时在降水过程中微波辐射计会有较大的误差，通过云雷达速度谱宽和微波辐射计探测结果不能准确判断云内粒子的状态，其中的微物理机制需要后续结合模式和更多的观测数据来进一步分析。

为进一步了解第一次降水过程的垂直结构变化特征，图 10 显示了统计降水发生前后反射率因子在不同高度上的频率分布，黑色实线为同一高度反射率因子中位数。从图 10a 可见，16:26 时反射率因子主要分布在-10~14dBz 之间，强度随高度表现为双峰型，在高层 6km 左右和低层 3.5km 左右出现峰值，反射率因子中位数分别为 8dBz 和 14dBz，雨滴和大云滴会对云雷达存在较明显的衰减，导致弱回波出现的概率更高，反射率因子中位数偏小。随着雷达南侧云团与雷达上空云团并合（图 10b-c），反射率因子分布范围变窄且频率分布大值区逐渐下移。16:56（图 10d）高层峰值高度降低至 5km 左右，回波强度中位数增大到 12dBz，产生回波的粒子也逐渐集中于 4km 以下，至 17:06 时（图 10e）回波主要由低层暖云粒子产生，高层云系移出观测范围。图 10f 为不同时刻同一高度反射率因子中位数廓线，从图中可以看出云团垂直结构随时间的变化趋势，在 16:26 时降水发生以前，4km 左右高度上下反射率因子中位数随高度的变化很大，从 4km 以上的低于-3dBz 增大至 4km 以下的高于 10dBz（如图 10f 中虚线范围以内），说明此时云团还保持着相对独立的状态，随着云团合并过程，图 10f 虚线范围以内雷达反射率因子随高度变化减小，而在 4~5km 高度上反射率因子中位数由 16:26 时的 5dBz 左右逐渐增大为 16:56 时 12dBz 左右，高层的峰值高度略有降低，表明云内粒子迅速生长下落。至 17:17 时，高层反射率因子中位数峰值消失，反射率高值主要分布在 0°C 层以下，低层暖云反射率因子数值较 17:06 时整体变小。

综上所述，观测区域第一次主要降水时段是由雷达南侧局地辐合形成对流云产生的，在降水产生后，雷达南侧对流云团云顶平整且被限制在风切变层以下，表明中天山北坡风切变对降水云团的演变具有重要的作用。

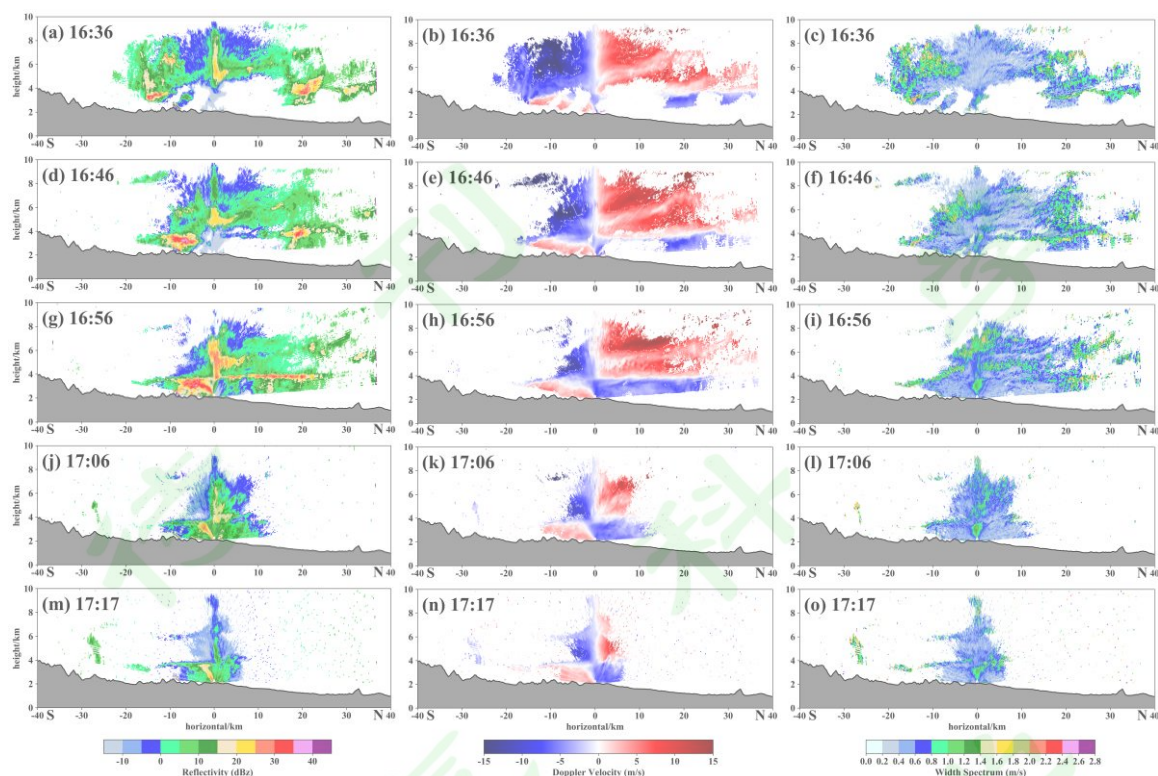


图9 2019年7月27日Ka波段云雷达RHI扫描雷达反射率因子、多普勒径向速度及速度谱宽 (a、b、c) 16:36、(d、e、f) 16:46、(g、h、i) 16:56、(j、k、l) 17:06、(m、n、o) 17:17
Fig.9 Ka-band cloud radar RHI scan reflectivity factors、doppler radial velocity and width spectrum (a、b、c)16:36 BJT、(d、e、f)16:46 BJT、(g、h、i)16:56 BJT、(j、k、l)17:06 BJT、(m、n、o)17:17 BJT 27

July 2019

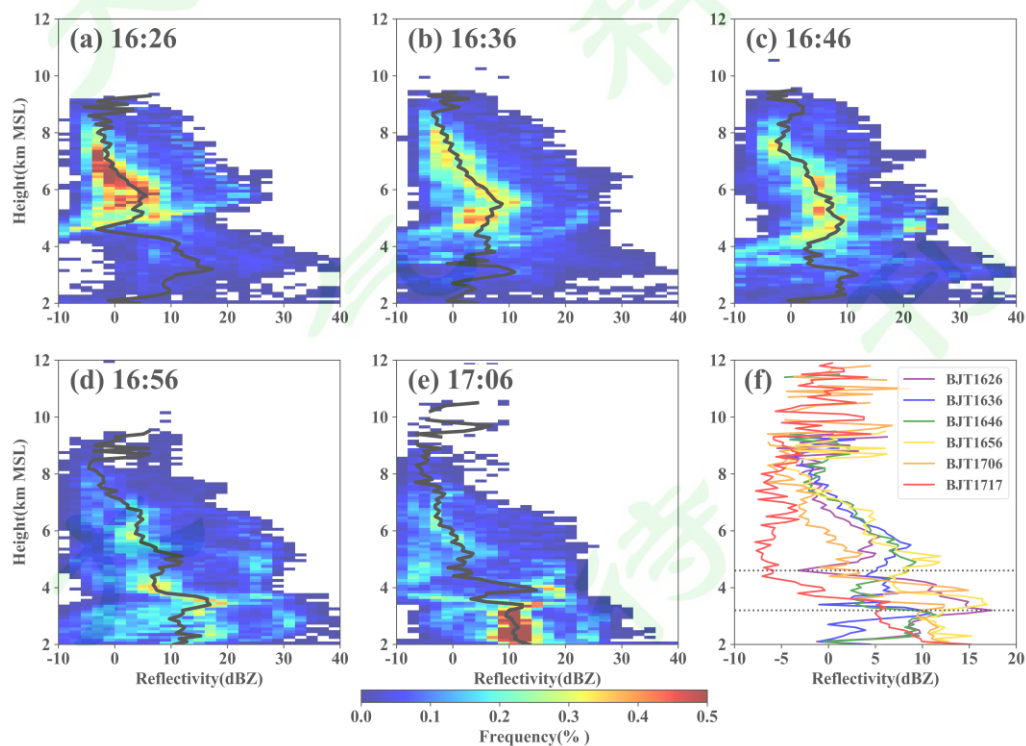


图 10 Ka 波段云雷达反射率因子概率分布 (a) 16:26、(b) 16:36、(c) 16:46、(d) 16:56、(e) 17:06, 其中黑色实线为雷达反射率因子中位数线, 以及 (f) 雷达反射率因子中位数廓线

Fig.10 Ka-band cloud radar reflectivity factors Contoured Frequency by Altitude Diagrams(a)16:26、(b)16:36、(c)16:46、(d)16:56、(e)17:06 ,where the black solid line is the median radar reflectivity factor line and (f) median radar reflectivity factor profiles

4 基于数值模拟的对流发展机制分析

通过多雷达观测, 已经对此次局地对流云降水过程的精细结构进行了分析, 并证实了风切变对对流的发展起到了重要作用。为了进一步研究对流的发展机制和风切变层在其中的作用, 采用高分辨率的模拟结果来进行分析。

4.1 对流不稳定特征分析

图 11 为 WRF 模拟的相当位温、水汽混合比及风场沿图 4a 红线南北方向剖面分布。相当位温能够反映大气的温湿特性, 表征大气静力稳定度的分布结构, 与对流过程的发生发展有很大的关系。午后太阳辐射对下垫面加热增温, 在 27 日 16:00 时 (图 11a) 雷达南侧 20~40km 处为相当位温的高值区。此地区有较强的相当位温水平梯度, 局地近地面相当位温随着高度增高而降低, 表明此地区内存在位势不稳定, 从此时风场可见低层偏北风与高层翻越天山的偏南风辐合形成局地对流, 至 8km 左右偏北风转为偏南风。至 27 日 16:30 时 (图 11b), 雷达南侧相当位温高值区的不稳定能量被释放, 低层趋向于稳定, 而雷达北侧 0~10km 处的上空 4~7km 出现一个相当位温高值区, 低层对流进一步发展。从风场来看 16:30 时低层辐合区向北移动, 对流发展高度较之前变低, 在 5km 高度左右偏北风即转为偏南风, 结合图 5c、d 可见, 16:30 至 17:30 时低层水汽混合比基本上稳定在 6g/kg 以上, 降水期间配合低层较充足的水汽形成降水, 与图 8a 云雷达观测到雷达南侧的对流云相符。16:00 时云雷达南侧 20~40km 处对流发生后, 整个北坡上空 6~8km 高度上暖层的范围逐步扩大, 对流高度被局限于 4~5km 高度以下, 与风切变层位置对应较好, 表明风切变层的存在抑制了对流的发展高度, 从而使得降水强度变小, 当高空云移走后降水以低层暖云降水过程为主。

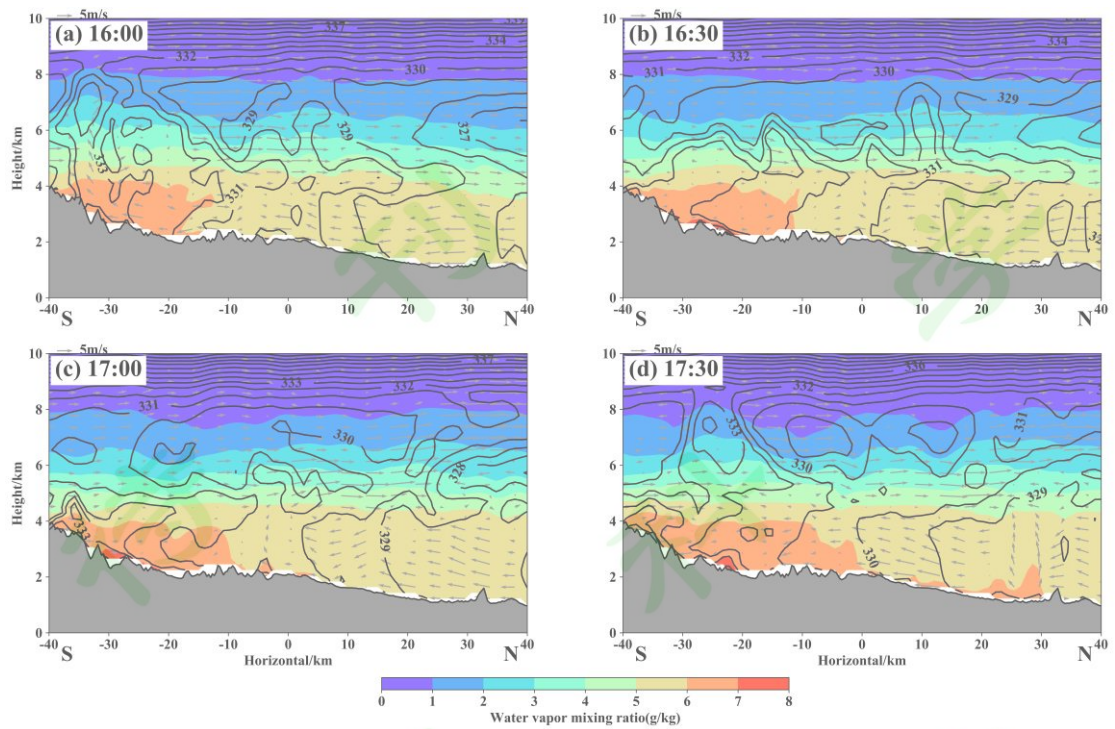


图 11 2019 年 7 月 27 日 (a) 16:00、(b) 16:30、(c) 17:00、(d) 17:30 沿图 4a 红线相当位温（等值线，单位：K）、水汽混合比（彩色阴影，单位：g/kg）以及风场（灰色箭头）的南北方向剖面。横坐标原点为云雷达所在位置。

Fig.11 North-south profiles of (a) 16:00, (b) 16:30, (c) 17:00, and (d) 17:30 on July 27, 2019 along the red line of Fig. 4a for equivalent potential temperature (contours in K), water vapor mixing ratio (colored shading in g/kg), and wind field (gray arrows). 0 on the x-axis indicates the location of cloud radar.

4.2 对流不稳定成因诊断分析

为讨论引起热力不稳定变化的可能原因，分析了相当位温垂直梯度随时间的变化，即位势散度（周围等，2018）。位势散度可以综合表征降水区上空垂直风切变、大气斜压性、水平辐合辐散以及大气位势稳定度变化等特征（张景等，2019；黄昕等，2021）。位势散度 m 由垂直风切变部分 m_{bc} 和散度部分 m_{bt} 两部分组成，分别表示为：

$$m_{bc} = -(\partial u / \partial z)(\partial \theta_e / \partial x) - (\partial v / \partial z)(\partial \theta_e / \partial y), \quad (1)$$

$$m_{bt} = (\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)(\partial \theta_e / \partial z). \quad (2)$$

图 12 为沿图 4a 红线南北方向剖面位势散度及其分量的分布，横坐标原点为云雷达所在位置。从图 12a、d、g 可见，27 日 16:00 时，云雷达南侧对流区 4~5km 高度表现为负位势散度，其上方存在较强的正位势散度，高空 8km 处有较强的负位势散度，对流区中层虽然存在稳定层结，但当低层偏北风被地形抬升触发对流突破稳定层结后，高空不稳

定层结使得对流能继续发展到较高的高度；此外，该时刻云雷达南侧 10~20km 处近地面和上空 5~7km 高度上有较强的负位势散度，有利于之后对流的发展，而雷达南侧 0~10km 区域的上空 4km 高度处存在正位势散度区。至 16:30 时，雷达上空 5~7km 高度上有强的负位势散度且其上方没有明显的正位势散度阻挡，对应图 9a 中雷达上空云团存在高空对流区。27 日 17:00 时，雷达上空负位势散度区范围和强度明显减小，说明不稳定能量被迅速释放是此时降水强度较大的原因。总的来看，降水发展期间在 4km 左右高度上存在比较稳定的正位势散度，抑制低层对流不稳定进一步向上发展，是此次过程乌鲁木齐牧试站观测到降水相对天山其他地区较弱的原因。

从图 12b、e、h 与图 11c、f、i 分析位势散度垂直风切变部分和散度部分分布，进一步分析风切变影响对流发展的因素。可以看出，此次降水过程中高空位势散度的分布和强度主要受垂直风切变部分影响，散度部分的贡献主要为近地面负位势散度。对比图 10 中风矢量分布可以看出发生风切变的高度与正位势散度对应较好，特别是 17:00 雷达北侧 10~30km 区域正位势散度区与垂直风切变对应较为明显，而风切变层高度之上往往存在负位势散度。位势散度垂直风切变部分代表的是热成风对相当位温的平流，在一定程度上体现了较大尺度的热力平流，高层的偏南气流将对流区高的相当位温平流输送至北侧高空，让其北侧的相当位温等值线向右弯曲（图 11），对于向上的大气而言使得层结变为不稳定状态，而对于向下的大气使得层结变为稳定状态，当低层对流云团强度不足以突破其上空垂直风切变导致的稳定层结，对流便会被局限于垂直风切变层以下，说明此次过程中垂直风切变对于低层对流的发展抑制作用十分明显而对中高层对流有促进作用。

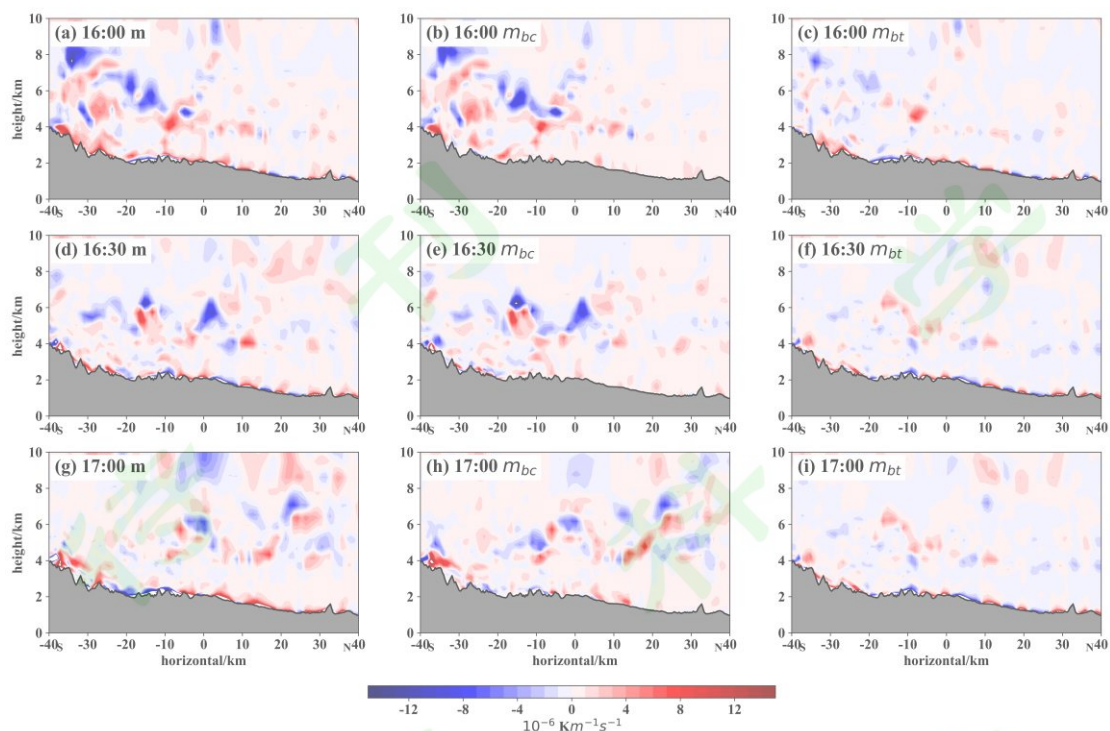


图 12 2019 年 7 月 27 日 (a、b、c) 16:00、(d、e、f) 16:30、(g、h、i) 17:00 沿图 4a 红线位
势散度 m (彩色阴影, 单位: $10^{-6}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$)、 m 的分量 m_{bc} (彩色阴影, 单位: $10^{-6}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$)、 m 的
分量 m_{bt} (彩色阴影, 单位: $10^{-6}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$) 的南北方向剖面

Fig.12 North-south profiles of (a, b, c) at 16:00 BJT, (d, e, f) at 16:30 BJT, (g, h, i) at 17:00 BJT along
the red line potential dispersion m (colored shading, in $10^{-6}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$), component m_{bc} (colored shading,
in $10^{-6}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$), and component m_{bt} (colored shading, in $10^{-6}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$) July 27, 2019

5 结论

本文利用微雨雷达、云雷达和微波辐射计等观测数据, 结合中尺度数值模式 WRF 对 2019 年 7 月 27 日中天山北坡一次局地对流云降水过程进行了研究, 分析此次降水云内垂直精细结构演变和风切变层对热力不稳定结构的影响机制, 研究表明:

(1) 基于不同波段的多雷达联合观测可以获得降水详细宏、微观物理信息, 揭示了受短波槽影响下中天山夏季局地对流降水发生前、中、后期云团的垂直精细结构, 可用于天山山区云降水过程的深入研究。

(2) 降水过程中在 4km 处存在垂直风切变, 其上方与下方云内结构有显著差异, 雷达反射率因子随高度表现为双峰型, 在高层 6km 左右和低层 3.5km 左右出现峰值, 反射率因子中位数分别为 8dBz 和 14dBz, 随着局地对流云团与高空云团在南北两支气流引导下并合, 反射率因子分布范围变窄且频率分布大值区逐渐下移, 表明云内粒子迅

速生长下落形成降水，降水发生后云团被限制在风切变层以下且云顶平整，降水主要以低层暖云降水过程为主，降水强度变弱。

(3) 此次降水过程高空位势散度的分布和强度主要受水平风垂直切变的影响，对流云团的发展有重要作用，高空偏南风对相当位温的平流输送，在一定程度上体现了较大尺度的热力平流，使得风切变层上空更倾向于热力不稳定，同时使其下方更倾向于热力稳定从而抑制低层对流。当低层对流云团上升气流不足以突破其上空的稳定层结，对流云团便会被局限于垂直风切变层以下。

通过多雷达观测和模式模拟的结果表明，中天山地区夏季地形云降水过程有着复杂的云系结构，且局地热力条件和垂直风切变对云降水过程的发生和发展起到了关键作用。但由于风切变对局地对流降水发展的影响十分复杂以及此次个例雷达观测范围有限，风切变层抑制对流发展的机制仅适用于这一次过程，其在中天山北坡的普适性需要更多次及更大范围的观测结果来验证，此外，风切变在强降水过程中的作用是否和此次相同？影响降水的微物理机制也需要结合后续的观测和模拟结果进行深入分析。

附录

WRF 模拟结果验证

本文在不改变其他参数设置的情况下，设置了 2 种边界层参数化方案（MYJ 方案、BL 方案），3 种云微物理方案（Thompson 方案、Lin 方案、WSM6 方案），共 6 组敏感性试验，具体试验方案见表 A1，通过对比不同边界层参数化方案和云微物理参数化方案组合的模拟结果，确定模拟此次天气过程合适的参数化方案组合。

表 A1 参数化组合实验方案

试验名称	边界层方案	云微物理方案
MThompson	MYJ 方案	Thompson 方案
MLin	MYJ 方案	Lin 方案
MWSM6	MYJ 方案	WSM6 方案
BThompson	BL 方案	Thompson 方案
BLin	BL 方案	Lin 方案
BWSM6	BL 方案	WSM6 方案

图 A1 为 6 组参数化方案组合模拟的 17 时最大雷达反射率水平分布图，黑色三角为乌鲁木齐牧视站所在位置。将 6 组模拟结果与 FY4A 可见光云图（图 4c 和图 4d）对比可知，云微物理参数化方案对最大雷达反射率因子的空间分布影响显著，与实况相比

Lin 方案（图 A1c 和图 A1d）和 WSM6 方案（图 A1e 和图 A1f）模拟结果较差，特别是 Lin 方案模拟的最大雷达反射率分布较为稀疏，云系走向与可见光云图差异较大，而 Thompson 方案模拟结果最好，强回波区与卫星观测到云系位置对应较好，整体呈现出东西走向，基本再现了此次降水云系的移动和发展过程，其中在 $86\sim 90^{\circ}\text{E}$ 区域内 BThompson 组（图 A1b）模拟的云系呈现东北—西南走向，与可见光云图最一致。

图 A2 为观测和模式模拟的牧视站位置处雷达反射率因子随时间和高度的变化，与云雷达和（图 A3a）微雨雷达观测结果（图 A3b）对比可知，MThompson 组（图 A3c）模拟的强雷达回波（大于 15dBz ）第一次接地时间在 17 时左右，结束于 19 时左右，期间强雷达回波不连续，与微雨雷达观测到的第一次降水过程对应较好，而模拟的第二次强雷达回波接地在 20 时左右，与观测相比晚 1 个小时左右。相比之下，其他 5 组参数化方案组合模拟的雷达回波接地起止时间和持续时间偏差更大。15-16 时的云团较弱，且可能不在微雨雷达观测点上空，而云雷达观测到了该云团，MThompson 模拟结果也反应出了该云团。

对降水的模拟能力是评估模拟结果是否可信的重要依据，图 R3a 为 $82\sim 90^{\circ}\text{E}$ ， $42\sim 46^{\circ}\text{N}$ 区域内 36 个地面站点 2019 年 7 月 27 日 08 时至 20 时 12h 累计降水量的观测和 6 个试验组模拟对比，以及研究区域内（红色方框内）三个站点平均小时降水量随时间的变化，从图 A3a~g 可知，站点观测到的累计降水量主要分布在中天山山区，而 44°N 以北沿山脉东西分布的站点观测到的累计降水量为 0mm ，6 个试验组对中天山北坡模拟降水偏大，6 组试验模拟的 36 个站点累积降水与观测结果相关系数均超过了 0.6，其中 MLin 和 MThompson 组，R 为超过了 0.7。从图 R3h 分析中天山三个站点小时降水之和随时间变化可以看出，在中天山地区 MThompson 组（红线）出现峰值的时间、峰值大小、降水持续时间及变化趋势与实况（黑线）较为一致，虽然模式模拟降水发生时间较实况稍早，但相对其他 5 个试验组，MThompson 组与实况最接近，相关系数为 0.907。

综合来说在 6 组参数化方案组合中，边界层方案为 MYJ 方案，云微物理方案为 Thompson 方案模拟的云团结构与此次天气过程实况最为接近，能够较为准确的还原出中小尺度云团的发生发展过程及降水时段，可用模拟的环境场分析此次降水过程中热力不稳定及风切变层对局地对流云的发生演变的影响。

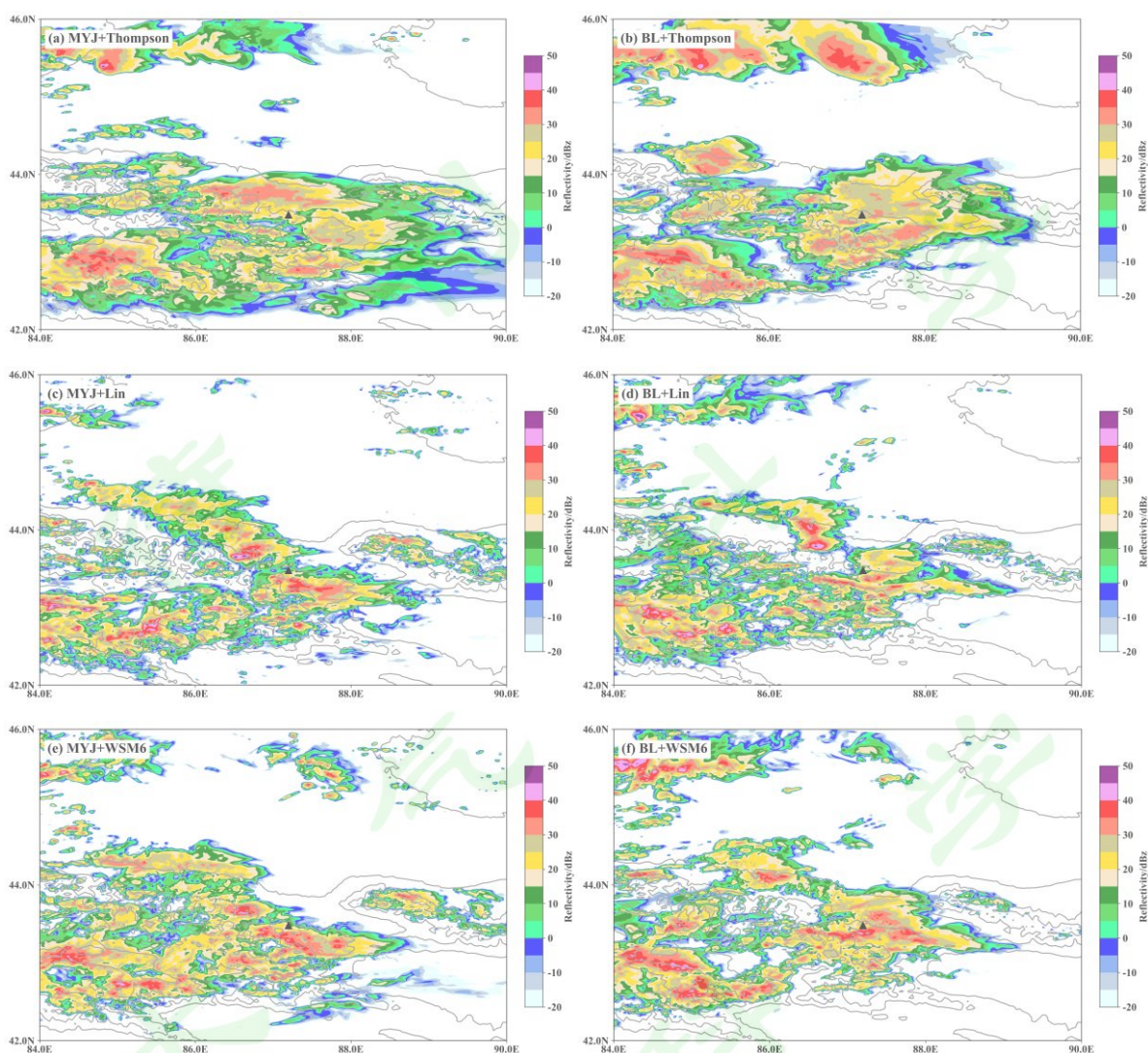
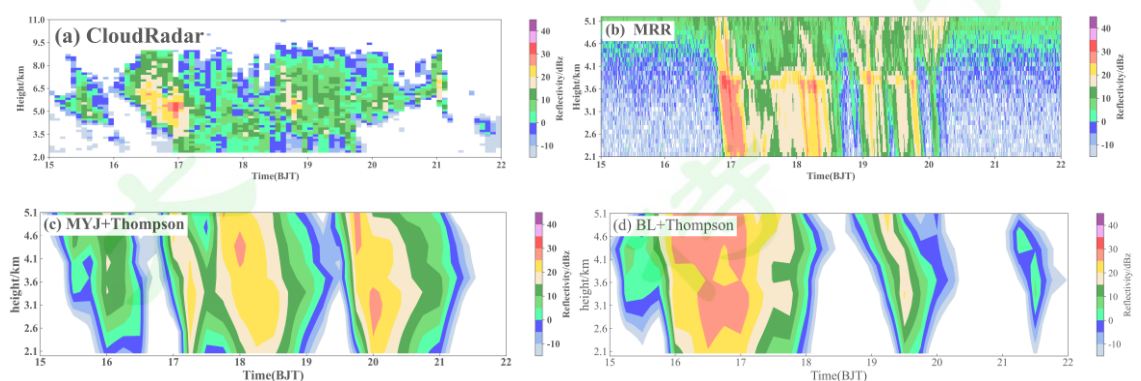


图 A1 模式模拟 2019 年 7 月 27 日 17 时的最大反射率, 黑色三角为云雷达所在位置, (a)MThompson, (b) BThompson, (c) MLin, (d) BLin, (e) MWSM6, (f) BWSM6

Figure A1The model simulates the maximum reflectance on July 27, 2019, and the triangle icon is the location of the cloud radar, (a) MThompson (b) BThompson, (c) MLin, (d) BLin,(e)MWSM6,(f)BWSM6



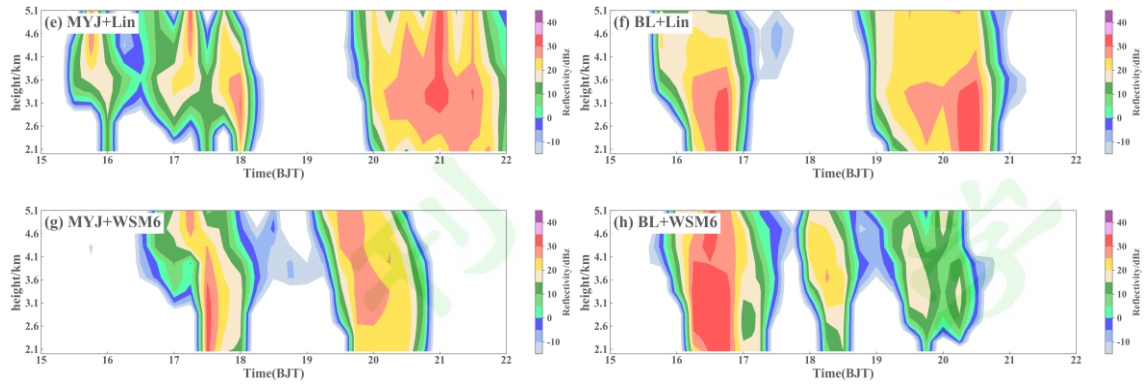
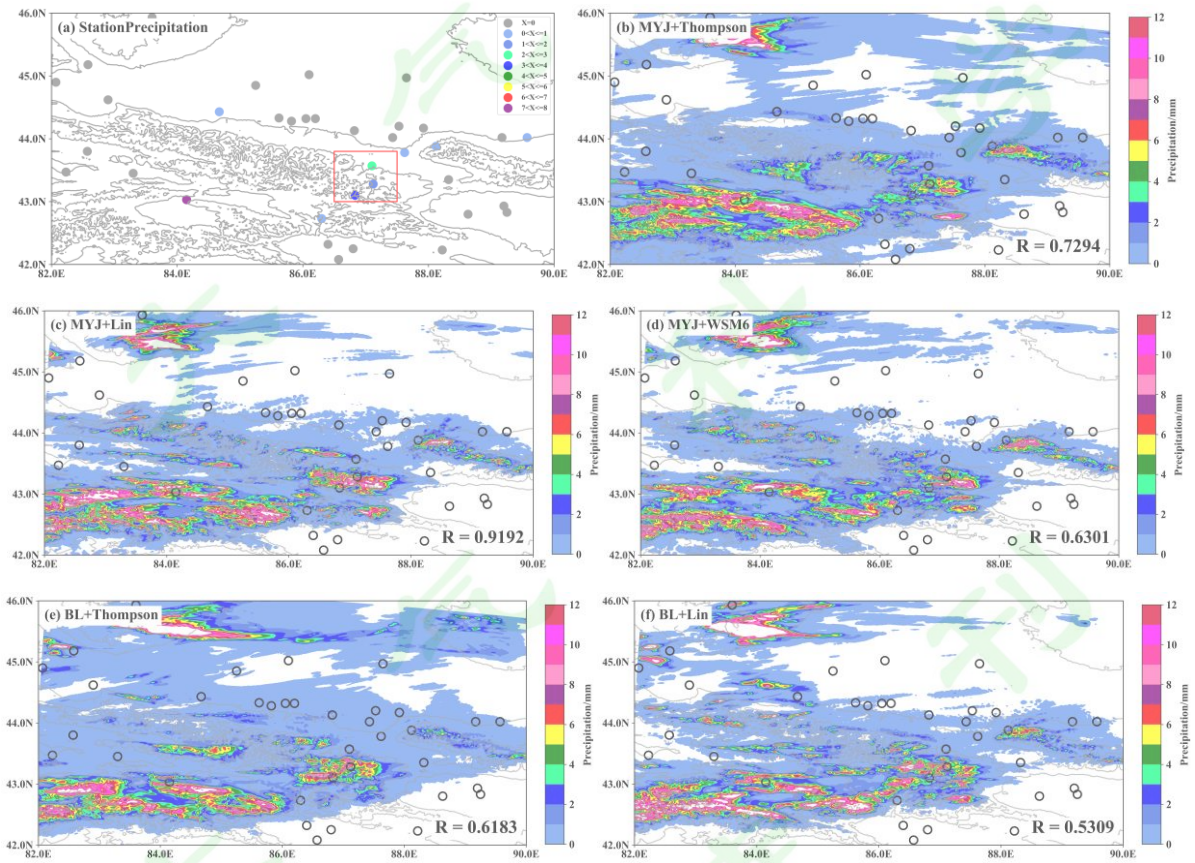


图 A2 2019 年 7 月 27 日 17 时 (a) 云雷达随时间高度变化, (b) 微雨雷达随时间高度变化和模式模拟微雨雷达位置回波强度随时间高度变化, (c) MThompson, (d) BThompson, (e) MLin, (f) BLin, (g) MWSM6, (h) BWSM6

Fig.A2 Mode simulation of micro-rain radar position echo intensity with time height variation, (c) MThompson (d) BThompson, (e) MLin, (f) BLin,(g)MWSM6,(h)BWSM6,July 27, 2019



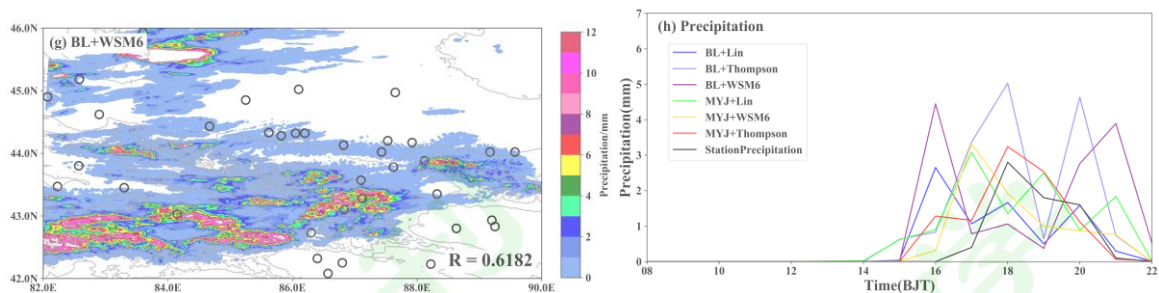


图 A3 2019 年 7 月 27 日 08 时至 20 时 12 小时累计降水量空间分布 (a) 站点观测, (b) MThompson, (c) MLin, (d) MWSM6, (e) BThompson, (f) BLin, (g) BWMS6, 及 (h) 各模式小时降水量随时间变化。图 b-g 中 R 为 36 个站点模拟与观测值的相关系数。图 h 中为 3 个中天山站点模拟和与观测的降水相关系数。

Fig.A3 Spatial distribution of 12-hour accumulated precipitation from 08:00 to 20:00 (a)Observe, (b)MThompson,(c)MLin,(d)MWSM6,(e)BThompson,(f)BLin,(g)BWMS6,and (h) Variation of hourly precipitation with time for each model, July 27, 2019. R in b-g is the correlation coefficient between the simulation and observation for the 36 stations. R in h is the correlation coefficient between the simulation and observation for the 3 stations in the middle Tianshan area.

参考文献(References)

- Aikins J, Friedrich K, Greerts B, et al. 2016. Role of a Cross-Barrier Jet and Turbulence on Winter Orographic Snowfall[J]. Monthly Weather Review, 144(9): 3277-3300.
- Bougeault P, Binder P, Buzzi A, et al. The MAP Special Observing Period[J].Bulletin of the American Meteorological Society,82(3):433-462
- Bousquet O, Smull B F.2003. Observations and impacts of upstream blocking during a widespread orographic precipitation event[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129(588): 391-409.
- 陈湑茹.2017.天山地区夏季降水的小时尺度特征[D].中国气象科学研究院硕士学位论文.
- Che Tianru.2017.The Characteristics of Hourly Precipitation in Tianshan Mountain during Summer[D].M.S. thesis(in Chinese),Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 胡汝骥.2004.中国天山自然地理[M].北京: 中国环境科学出版社.Hu Ruji.2004. Physical Geography of The Tianshan Mountains in China[M]. Beijing: China Environmental Science Press.
- 黄昕, 周玉淑, 冉令坤, 等.2021. 一次新疆伊犁河谷特大暴雨过程的环境场及不稳定条件分析 [J]. 大气科学 ,45(1):148-164.Huang Xin, Zhou Yushu, Ran Lingkun, et al.2021.Analysis of the Environmental Field and Unstable Conditions on A Rainstorm Event in the Ili Valley of Xinjiang[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in

Chinese),45(1):148-164.

洪延超, 黄美元, 王首平.1984.梅雨云系中亮带不均匀性的理论探讨[J].大气科学,8(2):197-204. Hong Yangchao, Huang Meiyuan, Wang shouping.1984. A theoretical study on inhomogeneity of bright band in mei-yü frontal cloud system[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 8(2):197-204.

Houze R A and Medina S.2005. Turbulence as a Mechanism for Orographic Precipitation Enhancement[J]. Journal of the Atmospheric Sciences,62(10):2599-2623.

姜彩莲,郭琪,李建刚,等.2013.天山北坡一次暴雨天气成因初探[J].干旱区资源与环境,27(06):160-166. Jiang Cailian, Guo Qi, Li jiangang, et al.2013.A Preliminary Analysis of Formational Causes of a Heavy Rain in North Slope of Tianshan Mountain[J].Journal of Arid Land Resources and Environment, 27(06):160-166.

Liu, C., K. Ikeda, G. Thompson, R. Rasmussen and J. Dudhia 2011. High-resolution simulations of wintertime precipitation in the Colorado Headwaters region: Sensitivity to physics parameterizations. Monthly Weather Review[J]. 139, 3533–3553.

陆风,张晓虎,陈博洋,等.2017.风云四号气象卫星成像特性及其应用前景[J].海洋气象学报,37(2):1-12.Lu Feng, Zhang Xiaohu, Chen Boyang, et al.2017.FY-4 geostationary meteorological satellite imaging characteristics and its application prospects[J].Journal of Marine Meteorology,37(2):1-12.

连钰, 杨军, 朱莉莉, 等.2017. 夏季东天山中段一次强对流天气过程的数值模拟[J].大气科学学报,40(5):663-674.Lian Yu, Yang Jun, Zhu Lili, et al.2017. A numerical study of the severe convective precipitation processes over the middle section of the eastern Tianshan Mountains during the summer seasons[J]. Transactions of Atmospheric Sciences. 40(5):663-674.

刘晓阳,张培昌,顾松山.1992.用折叠线跟踪算法退除多卜勒速度折叠[J].南京气象学院学报,(04):493-499.Liu Xiaoyang, Zhang Peichang, Gu Songshan.1992.Tracking Aliased Line To Dealias Doppler Velocity[J].Journal of Nanjing Institute of Meteorology, (04):493-499.

马淑红, 席元伟.1997.新疆暴雨的若干规律性[J].气象学报,55(2):239-248.Ma Shuhong, Xi Yuanwei.1997. SOME REGULARITIES OF STORM RAINFALL IN XINJIANG, CHINA[J].Acta Meteorological Sinica(in Chinese), 55(2):239-248.

彭亮,陈洪滨,李柏, 等.2011.模糊逻辑法在 3mm 云雷达反演云中水凝物粒子相态中的应用[J]. 遥感技术与应用,26(05):655-663.Peng Liang, Chen Hongbin, Li Bai, et al.2011.An

589 Application of Fuzzy Logic Method to Cloud Hydrometeor Classifications Using the ARM
 590 WACR Data[J].Remote Sensing Technology and Application(in Chinese). 26(05):655-663.
 591 史玉光,孙照渤,杨青.2008a.新疆区域面雨量分布特征及其变化规律[J].应用气象学
 592 报,19(03):326-332.Shi Yuguang, Sun Zhaobo, Yang Qing.2008. Characteristics of area
 593 precipitation in Xinjiang region with its variations[J]. Journal of Applied Meteorological
 594 Science(in Chinese),19(03):326-332.
 595 史玉光,孙照勃.2008b.新疆水汽输送的气候特征及其变化[J].高原气象,27(2):310-319. Shi
 596 Yuguang and Sun Zhaobo.2008.Climate Characteristics of Water Vapor Transportation and
 597 Its Variation over Xinjiang. Plateau Meteorology, 27(2):310-319.
 598 Shupe M D.2007.A ground-based multisensor cloud phase classifier[J].Geophysical Research
 599 Letters,34(22):L22809.
 600 Smith R B, Schafer P, Kirshbaum D J., et al.2009. Orographic Precipitation in the Tropics:
 601 Experiments in Dominica[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 66(6) : 1698-1716.
 602 Stoelinga M T, Hobbs P V, Mass C F, et al.2003. IMPROVEMENT OF MICROPHYSICAL
 603 PARAMETERIZATION THROUGH OBSERVATIONAL VERIFICATION
 604 EXPERIMENT[J]. Bulletin of the American Meteorological Society,84(12):1807-1826.
 605 吴举秀, 魏鸣, 王以琳.2015.利用毫米波测云雷达反演层状云中过冷水[J].干旱气
 606 象,33(2):227-235.Wu Juxiu, Wei Ming, Wang Yilin.2015. Retrieval of the Supercooled
 607 Water in Stratiform Clouds Based on Millimeter-wave Cloud Radar[J].Journal of Arid
 608 Meteorology, 33(2):227-235.
 609 吴举秀, 魏鸣, 苏涛, 等.2017.W波段和 Ka波段云雷达探测回波对比分析[J].海洋气象
 610 学报,37(2):57-64. Wu Juxiu, Wei Ming, Su Tao, et al.2017. Comparison of the echoes
 611 detected by W-band and Ka-band cloud radars[J]. Journal of Marine
 612 Meteorology,37(2):57-64.
 613 王秀荣, 徐祥德, 王维国.2007.西北地区春、夏季降水的水汽输送特征[J].高原气象,
 614 26(4):749-758.Wang Xiurong, Xu Xiangde, Wang Weiguo.2007. Characteristic of Spatial
 615 Transportation of Water Vapor for Northwest China 's Rainfall in Spring and Summer[J].
 616 Plateau Meteorology,16(1):52-62.
 617 Wang Z,Sassen K.2001.Cloud Type and Macrophysical Property Retrieval Using Multiple
 618 Remote Sensors[J].Journal of Applied Meteorology,40(10):1665-1682.
 619 杨莲梅.2003.南亚高压突变引起的一次新疆暴雨天气研究[J].气象,29(8):21-25. Yang
 620 Lianmei.2003.Research on a Case of Heavy Rain in Xingjiang from South Asia High

621 Abnormity[J].Meteorological Monthly,29(8):21-25.

622 姚俊强, 杨青, 黄俊利, 等.2012. 天山山区及周边地区水汽含量的计算与特征分析[J].

623 干旱区研究,29(4):567-573.Yao Junqiang, Yang Qing, Huang Junli,et al.2012.

624 Computation and Analysis of Water Vapor Content in the Tianshan Mountains and

625 Peripheral Regions, China[J].Arid Zone Research, 29(4):567-573.

626 赵传成, 丁永建, 叶柏生, 等.2011.天山山区降水量的空间分布及其估算方法[J].水科学

627 进展,22(3):315-322.Zhao Chuancheng, Ding Yongjian, Ye Baisheng, et al.2011. Spatial

628 distribution of precipitation in Tianshan Mountains and its estimation[J]. Advances in

629 Water Science, 22 (3): 326-322.

630 张佃国, 王烁, 郭学良, 等. 2020. 基于机载 Ka 波段云雷达和粒子测量系统同步观测的

631 积层混合云对流泡特征 [J]. 大气科学, 44(5):1023-1038.

632 ZHANG Dianguo, WANG Shuo, GUO Xueliang, et al. 2020. The Properties of Convective

633 Generating Cells Embedded in the Stratiform Cloud on Basis of Airborne Ka-Band

634 Precipitation Cloud Radar and Droplet Measurement Technologies[J].Chinese Journal of

635 Atmospheric Sciences(in Chinese), 44(5):1023-1038.

636 张景, 周玉淑, 沈新勇, 等.2019. 2016 年"7.19"京津冀极端降水系统的动热力结构及不

637 稳定条件分析[J].大气科学,43(4):930-942.Zhang Jing, Zhou Yushu, Shen Xinyong, et

638 al.Evolution of Dynamic and Thermal Structure and Instability Condition Analysis of the

639 Extreme Precipitation System in Beijing-Tianjin-Hebei on July 19 2016[J]. Chinese

640 Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 43(4):930-942.

641 周围, 包云轩, 冉令坤, 等. 2018.一次飑线过程对流稳定度演变的诊断分析[J].大气科学,

642 42 (2): 339–356. Zhou Wei, Bao Yunxuan, Ran Lingkun, et al.2018. Diagnostic analysis of

643 convective stability evolution during a squall line process[J]. Chinese Journal of

644 Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (2): 339–356.

645 张正勇, 何新林, 刘琳, 等.2015. 中国天山山区降水空间分布模拟及成因分析[J].水科

646 学进展.26(4):500-508.Zhang Zhengyong, He Xinlin, Liu Lin, et al.2015. Spatial

647 distribution of rainfall simulation and the cause analysis in China's Tianshan Mountains

648 area[J]. Advances in Water Science, 26 (4): 500-508.

649