

蒋强, 魏林波, 李超, 等, 2023. 高低层多尺度系统耦合作用下一次祁连山降水的数值模拟及诊断 [J]. 高原气象, 42(5): 1298-1310. JIANG Qiang, WEI LinBo, LI Chao, et al, 2023. Numerical Simulation and Diagnosis of a Precipitation in Qilian Mountains under the Coupling of Upper and Lower Systems [J]. Plateau Meteorology, 42(5): 1298-1310. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2022.00096.

高低层多尺度系统耦合作用下一次祁连山降水的数值模拟及诊断

蒋强^{1,3}, 魏林波¹, 李超², 李艳¹, 王泓宇¹

(1. 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国气象局武汉暴雨研究所 暴雨监测预警湖北省重点实验室, 湖北 武汉 430205;

3. 重庆市綦江区气象局, 重庆 401420)

摘要: 基于 ERA5 再分析资料和国家气象信息中心的 CLDAS 陆面格点降水数据, 对祁连山一次典型的系统性降水过程开展了系统性的 WRF 数值模拟和降水机制诊断研究。环流背景场的动力诊断结果表明, 中尺度的高空槽影响系统和低层局地尺度的绕流和爬流的协同作用提供了重要的动力条件, 其中高空槽的发展产生的槽前中尺度动力抬升作用决定了此次降水过程强降水带的分布, 而低层绕流和爬流为局地强降水的出现提供了直接动力条件。进一步的水汽输送和收支诊断结果表明, 此次降水的水汽源地主要来源于四川盆地, 绕流会为迎风坡前的降水区输送丰沛的水汽, 爬流则会促进水汽沿地形高度的逆梯度输送, 并在降水中心附近辐合; 在强降水发生阶段, 水汽的垂直输送作用对水汽收支的贡献最大, 水汽的辐合作用次之, 水汽局地变化基本可以忽略。最后大气层结特征的诊断结果表明, 当大气动力条件和水汽条件都有利于降水时, 配合对流层中低层层结不稳定性的增强, 更易触发对流, 从而增强迎风坡前强降水。

关键词: 祁连山降水; WRF 数值模拟; 不同尺度; 形成机制

文章编号: 1000-0534 (2023) 05-1298-13 中图分类号: P426 文献标识码: A

DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2022.00096

1 引言

由于下垫面地形复杂, 山区降水的研究一直是大气科学领域的难点, 其主要原因在于山区地形的动力作用、云物理作用、摩擦作用等变量很难在降水预报方程中得到准确的描述 (Huang et al, 2018; Jiang, 2003), 加上降水与地形之间复杂的相互作用在不同情况下差异很大和存在复杂的非线性关系 (Sarmadi et al, 2017)。虽然山区远离大部分人类城市生活区, 但持续性山区降水引发的次生灾害 (山体滑坡、泥石流等) 足以威胁人类赖以生存的家园。祁连山位于青藏高原东北边缘, 呈西北—东南

走向, 是西北地区重要的山系之一, 平均海拔在 4000 m 以上, 下垫面条件极其复杂。祁连山上空云水资源十分丰富, 其降水和融雪是河西走廊经济带的重要水资源支撑, 也是国家“一带一路”倡议稳步推进的重要保障, 对祁连山水资源的保护也具有重要意义。因此, 研究祁连山地区的降水尤为重要。

目前, 对祁连山地区降水时空分布特征的研究工作已有不少, 包括对降水的气候特征 (薛健等, 2021; Wu et al, 2020; 刘和斌等, 2020)、水汽特征 (孙美平等, 2021; 尹宪志, 2020; 朱飙等, 2019) 和

资助项目：甘肃省自然科学基金项目（22JR5RA444）；国家自然科学基金面上项目（42275045）；第二次青藏高原综合科学考察研究项目（2019QZKK0104）；西北区域人工影响天气能力建设研究试验项目（ZQC-R18208）

作者简介：蒋强（1996-），男，重庆铜梁人，助理工程师，主要从事大气动力学及中尺度数值模拟研究。E-mail：1414702199@qq.com

通信作者：魏林波（1981-），男，湖北荆州人，讲师，主要从事边界层数值模拟研究。E-mail：weilb@lzu.edu.cn

大气环流背景场特征 (张小明等, 2006; 陈少勇等, 2010) 的分析, 整体上祁连山地区水汽含量和降水呈现增多趋势。但祁连山地区地形复杂, 加上山区观测资料匮乏以及再分析资料对山区降水的识别可靠性较差 (Huai et al, 2021; Zolina et al, 2004), 使得研究其降水机理相对困难。幸运的是数值模式结果可提供高分辨率的大气物理量信息, 填补山区缺乏的气象资料。山区降水除了受大、中尺度的天气系统影响外, 还与局地的一些中小尺度动力条件有关。由于青藏高原大地形对西风带的主要动力作用是爬流和绕流 (叶笃正和高由禧, 1979), 因此很多学者从气候的角度出发或利用数值模式结果探讨了许多青藏高原动力作用的问题, 比如张耀存和钱永甫 (1999) 通过数值模拟试验找到了在夏季青藏高原隆升过程中存在临界高度为 1500~2000 m, 姜润等 (2021) 通过客观定义的绕流指数指出青藏高原绕流异常导致相应中国天气气候的温度和降水异常。金妍和李国平 (2021) 则从中尺度气象学的角度将 900 hPa 水平风矢量分解为绕流和爬流, 发现暴雨区主要以爬流运动为主, 爬流产生的垂直上升运动又与雨带的分布紧密相关。以上与地形强迫相关的研究表明爬流和绕流运动是地形作用中极其重要的一部分, 其与地形降水的关系密不可分, 而祁连山地区降水缺乏与此相关的研究。

地形作用在降水过程中扮演着重要角色 (Maussion et al, 2011; Sarmadi et al, 2019)。尽管近年来, 统计分析祁连山降水时空分布特征的研究逐年增多, 但针对地形作用在祁连山地区开展的数值模拟研究成果相对较少, 段海霞和刘新伟 (2008) 对 2002 年 7 月 12 日的山区降水过程做了微物理参数化方案的敏感试验, 结果发现云微物理过程是通过影响动力条件发生发展的时间和强度来影响降水的。黄波 (2012) 通过 WRF (The Weather Research and Forecasting Model) 模式探究了动力因子对降水分布的影响, 结果发现祁连山山区的大气层结不稳定更易触发对流。邵元亭等 (2013) 利用 ARPS 中尺度数值模式模拟了 2007 年 9 月一次低涡系统影响下的地形降水, 结果发现祁连山云系降水的主要动力机制为: 北坡陡峭地形。但以上的数值模拟研究都未系统地分析祁连山地区降水的机理, 特别是迎风坡降水。本文将选取 2019 年 7 月 28 日的降水个例, 针对诸多地形影响降水因素中的迎风坡, 利用 WRF 模式模拟并结合动力诊断的方法系统地探究祁连山地区降水的形成机理, 这可加深对

山区降水形成机制的理解和为提高降水预测准确率提供科学参考。

2 资料选取和方法介绍

2.1 资料选取

本文采用中尺度天气预报数值模式 WRF (V4.0) 模拟降水, 使用美国国家环境预报中心 (National centers for environmental prediction, NCEP) / 美国国家大气研究中心 (National center for atmospheric research, NCAR) 提供的 FNL (Final operational global analysis) 再分析资料作为驱动 WRF 模式的初始场, 其时间间隔为 6 h, 空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。描述降水实况使用的是甘肃省和青海省共 210 个区域站的逐小时观测资料。检验 WRF 模式风场模拟效果采用的是来自欧洲中期天气预报中心的 ERA5 风场数据, 其时间间隔为 1h, 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。检验 WRF 模式降水模拟效果使用的是中国气象局国家气象信息中心陆面数据同化系统 CLDAS-V2.0 大气驱动场中的格点降水数据, 其时间分辨率为 1 h, 空间分辨率为 $0.0625^\circ \times 0.0625^\circ$ 。分析 WRF 模拟结果所使用的地形数据是由 2 min 分辨率的 MODIS 静态地形数据经 WRF 插值 (d02) 处理得来的, 其水平分辨率为 6 km。文中涉及的地图是国家信息中心提供的审图号为 GS (2019) 1822 号的标准地图绘制, 底图无修改。

2.2 WRF 模式

本次个例模拟时间是 2019 年 7 月 28 日 00:00 (世界时, 下同) 至 29 日 00:00, 模拟区域中心位于 (35°N , 100°E)。采用两重网格嵌套进行模拟 (图 1), 两重网格的格点数分别为 194×135 (d01)、 148×124 (d02), 对应的水平分辨率分别为 18 km、6 km;

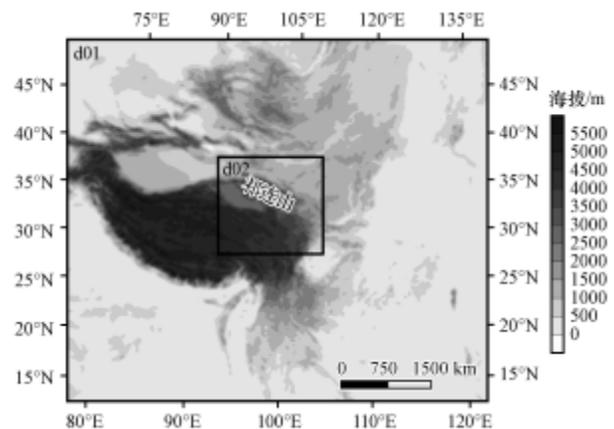


图 1 WRF 模式嵌套网格和地形高度 (阴影, 单位: m)

Fig. 1 WRF mode nested grid and terrain

height (shaded, unit: m)

其中第一重网格包括整个中国西部地区，第二重网格包含整个祁连山地区。垂直方向上分为不等间距的 33 层，顶层气压为 50 hPa。模拟使用 Noah 陆面过程方案 (Tewari et al, 2004)、YSU (Hong et al, 2006) 边界层方案和与之对应的 MM5 Monin-Obukhov (Jiménez et al, 2012) 近地面层方案、RRTM (Mlawe et al, 1997) 长波方案和 Dudhia (Dudhia, 1989) 短波方案，每重嵌套都使用相同的方案。前人的研究表明，对中尺度降水模拟影响最大是湿物理过程 (张大林, 1998): 积云参数化过程和微物理过程，经过测试本文模拟时两重嵌套均不用积云参数化方案，微物理过程均采用 WMS 5 (Hong et al, 2004) 方案。更加详细的参数设置见表 1。

表 1 数值模拟的详细参数设置

Table 1 Detailed parameter setting of numerical simulation

参数	设置 (d01、d02)	解释
启动时间	27_12 (UTC)、28_00	
网格分辨率	18、6 km	
时间积分步长	54 s	
微物理过程	mp_physics=4	
积云过程	cu_physics=0	WSM 5-class 方案
陆面过程	sf_surface_physics=2	未使用
边界层	bl_pbl_physics=1	统一 Noah 陆面模型
近地面层	sf_sfclay_physics=1	YSU 方案
长波	ra_lw_physics=1	MM5 Monin-Obukhov 方案
短波	ra_sw_physics=1	RRTM 方案 Dudhia

2.3 地形降水机制诊断

在天气分析中，动力诊断是一种利用各类动力、热力学方程对大气演变发展规律进行天气学分析的常用手段，不管是科研还是业务都应用极为广泛。本文将借助 WRF 模式模拟的高精度结果对一次典型的祁连山降水过程进行动力诊断，并分析其发生机制。以下是本文使用的地形降水机制诊断方程，计算式中的偏微分时采用的是中央差分格式。

对于大气对流层中高层，选取准地转涡度方程来诊断中尺度高空槽系统的发展演变，计算公式如下：

$$\frac{d_g(\zeta_g + f)}{dt} = \frac{\partial \zeta_g}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}}_g \cdot \nabla \zeta_g + \beta v_g \approx f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

式中： ζ_g 为相对 (地转) 涡度 (单位： s^{-1})； f 为行星度 (单位： s^{-1})； $\bar{\mathbf{v}}_g$ 为水平地转风矢量 (单位： $m \cdot s^{-1}$)； v_g 为地转经向风 (单位： $m \cdot s^{-1}$)；本文计算的是方程右边三项，加和为绝对涡度随时间的变化 (单位：

s^{-2}), β 的计算公式如下:

$$\beta = \frac{2\Omega \cos(\varphi)}{a} \quad (2)$$

式中: Ω 为地球自转角速度 (单位: $\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$); φ 为纬度; a 为地球半径 (单位: m)。

式中: θ 为位温 (单位: K); z 为高度 (单位: m); u 为纬向风速 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

对于大气低层, 参考张耀存和钱永甫 (1999) 对模式底层风场的分解方案, 本文将模式风场插值到 650 hPa, 再将水平风矢量分解为绕流和爬流分量, 对局地尺度动力条件进行诊断, 爬流和绕流的具体计算公式如下:

$$u_r = \left[u_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 - v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (3)$$

$$v_r = \left[v_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 - u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (4)$$

$$u_p = \left[u_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 + v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (5)$$

$$v_p = \left[v_s \left(\frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 + u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (6)$$

式中: z_s 为地形高度 (单位: m); ∇z_s 为地形高度梯度; $\nabla z_s = \frac{\partial z_s}{\partial x} \bar{i} + \frac{\partial z_s}{\partial y} \bar{j}$, u_r 、 v_r 、 u_p 、 v_p 分别是绕流矢

量和爬流矢量的纬向、经向分量 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。绕流分量垂直于地形梯度, 爬流分量平行于地形梯度, 绕流分量不产生垂直运动。

在诊断水汽收支时, 采用如下方程:

$$\frac{1}{g} \int_{P_0}^P \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot qV + \frac{\partial q\omega}{\partial P} \right) dp = \int_{P_0}^P (-m) dp \quad (7)$$

式中: g 为重力加速度 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$); q 为比湿 (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$); V 为水平风矢量 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); ω 为 P 坐标系下的垂直速度 (单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$); m 为水汽凝结量。在本次降水过程中仅计算方程左边三项, 分别为水汽的局地变化项、水汽通量散度项和水汽的垂直输送项。另外, 由于 WRF 输出的是直角坐标系下的垂直速度 w (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 所以使用如下公式换算成 P 坐标系下的垂直速度 ω :

$$\omega = -\rho g w \quad (8)$$

式中: ρ 为空气密度 (单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), 可以通过干空气的状态方程计算。

对于中尺度层结不稳定度的诊断, 选用理查森数 R_i 来分析:

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (9)$$

3 降水实况及WRF模式模拟检验

来自甘肃和青海省内 210 个地面站降水的 2019 年 7 月 28 日逐小时观测资料显示 (代表时刻: 06:00 和 10:00, 如图 2 所示), 本次降水过程的雨量量级为小到中雨, 局地大雨。降水时段为 01:00-14:00, 01:00-08:00 的降水站点较少且雨量普遍不足

10 mm (降水初期), 在 09:00 降水迅速增强而后在 13:00 减弱直至消亡。雨带沿祁连山地形走向 (西北—东南) 自西向东移动。24 h 发生降水的站点超过总站点数的 1/3, 为一次区域性降水过程, 最大小时雨强出现在 10:00 的青海省海东市民和回族土族自治县民和站 (36.33°N , 102.83°E), 为 29.1 mm [图 2 (b)]。

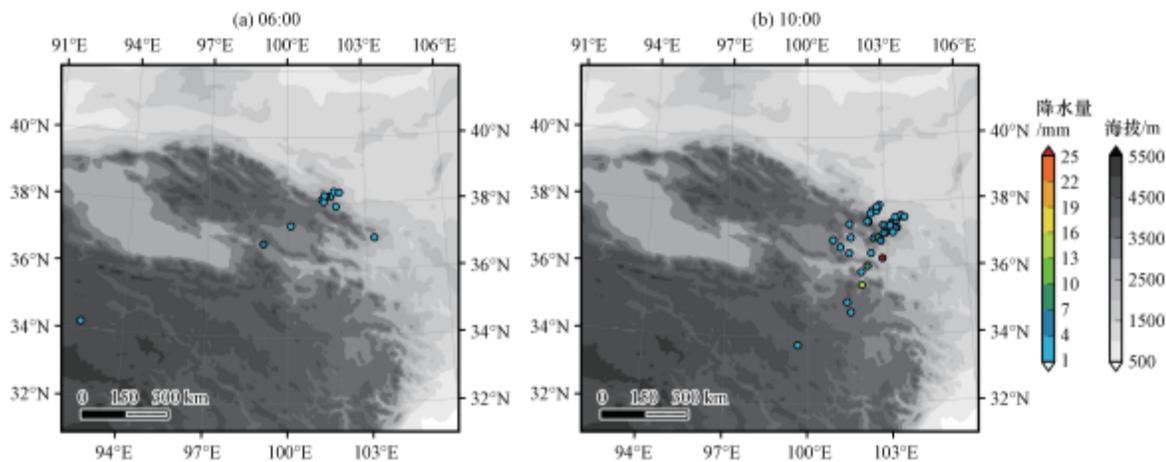


图2 2019年7月28日不同时刻的地形高度(阴影,单位:m)和小时观测降水(彩色散点,单位:mm)

Fig. 2 Terrain height (shaded, unit: m) and hourly observed precipitation (colored scatter, unit: mm)

at different times on 28 July 2019

利用 WRF 模式对此次降水过程进行了数值模拟, 良好的模拟结果是后续诊断降水机制的基础, 于是分别利用 ERA5 资料和 CLDAS 资料对风场和降水场对比检验。需要注意的是, 分析降水场时所描述的 3 h 累积降水量的时间, 指的是降水发生的开始时刻, 例如 7 月 28 日 09:00 的 3h 累积降水为 28 日 09:00-12:00 的累积降水。本文主要检验 28 日 05:00 的风场以及 05:00、09:00 的降水, 以此评价 WRF 模式对此次降水过程的模拟效果。

7 月 28 日 05:00 的风场检验如图 3 所示。可以看到祁连山地形在图中清晰可见, 位于青藏高原东北边缘的祁连山地区平均海拔在 4000 m 以上。在 500 hPa 上 [图 3 (a), (b)], ERA5 和 WRF 模拟的风场有很强的一致性, 同时在 100°E 附近均存在明显的槽, 是本次降水的最主要的高空影响系统。在 700 hPa 上 [图 3 (c), (d)], ERA5 和 WRF 模拟的流场仍然保持较好的一致性, 且在祁连山东侧 (103°E 附近), 受地形影响的局地风场弱辐合特征也被捕捉到。11:00 WRF 模拟和 ERA5 的风场特征与 05:00 相差不大, 不同的是 500 hPa 上高空槽移到了祁连山东部, 17:00 祁连山下流的降水基本消失, 高空影响系统消亡 (图略)。说明 WRF 模式可以很好地模拟出整个降水过程的大气环流背景场。

除了对风场进行检验, 降水场模拟的好坏也是诊断降水机理关键。在我们的研究中, 28 日 05:00、09:00 的 3 h 累积降水量被用于检验 WRF 模式对降水的模拟性能 (图 4)。05:00 [图 4 (a), (b)], 祁连山地区 3 h 累积降水呈现出与山脉走向接近垂直的东北-西南走向带状特征, 且雨量普遍不足 10 mm。09:00 [图 4 (c), (d)], 该带状特征仍然维持, 但雨带主体位于祁连山的东侧, 雨量明显增大; 进入强降水阶段, 降水中心移到了祁连山的下游。对比来看, 虽然 WRF 模式对降水中心处局地降水的强度模拟偏高, 但整体上可靠性较好。事实上, 在下垫面地形较为复杂的山区, 降水模拟很难准确且模式模拟结果极易偏高 (Yáñez-Morrón et al, 2018)。

为了检验整个降水过程强降水区的模拟状况, 本文选取了包括强降水的区域: (34.5°N - 36°N , 101°E - 103.5°E) [图 4 (d)], 计算 CLDAS 资料和 WRF 模拟的降水平均 (图 5)。结果显示 CLDAS 资料和 WRF 模拟的较强降水时段均在 09:00-14:00 之间, 前者最强降水在 12:00 (4~5 mm), 后者最强降水在 10:00 (5~6 mm)。因此 WRF 模拟的最强小时雨强出现时刻比 CLDAS 资料超前 2h, 雨量也有所偏大, 但总体可正确模拟强降水过程。

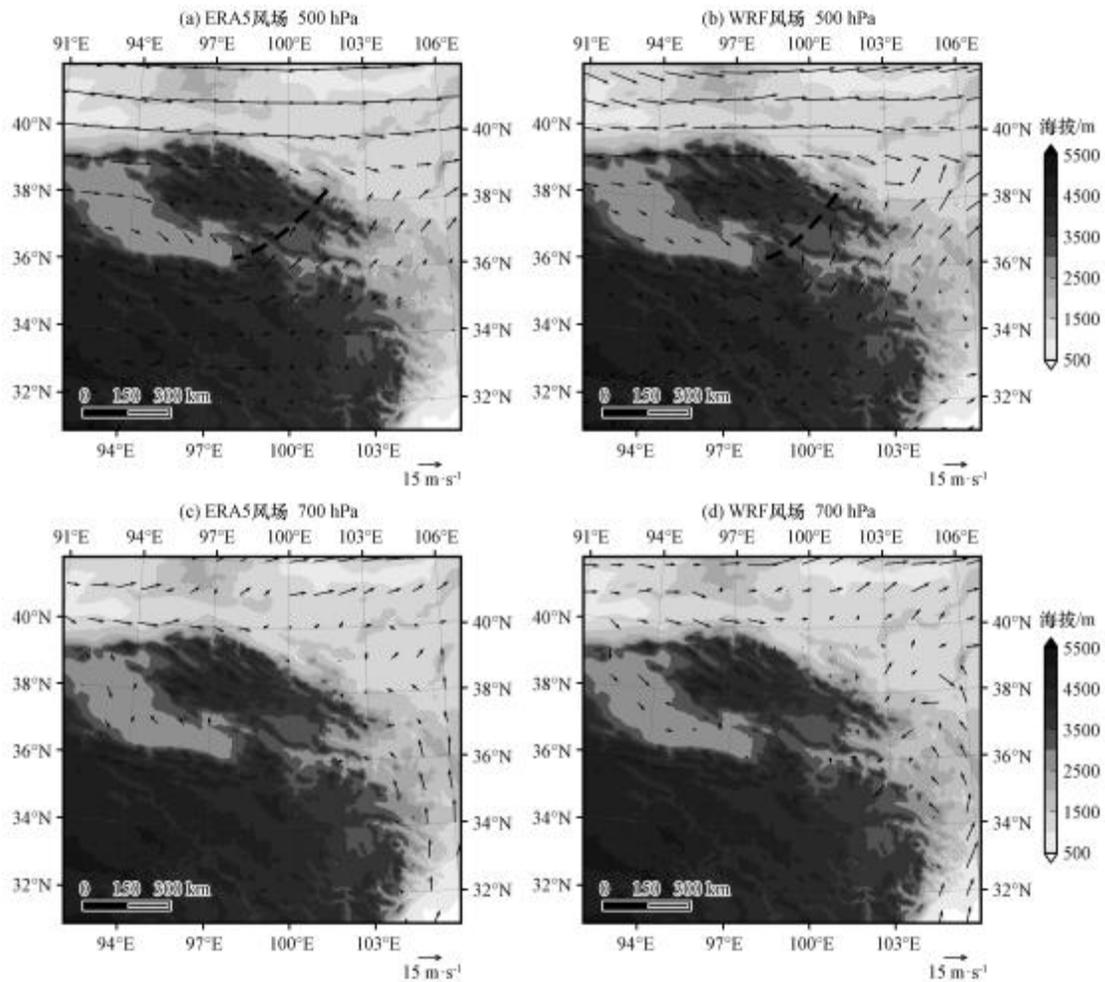


图3 2019年7月28日05:00 ERA5和WRF模拟的高低层风场(矢量,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和地形高度(阴影,单位: m)
粗黑色虚线为500 hPa槽线

Fig. 3 Upper and lower winds in ERA5 and WRF (vector, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and terrain height (shaded, unit: m)
at 05:00 on 28 July 2019. Thick black dotted line is 500 hPa trough line

综上所述, WRF 模式可以准确模拟出 500 hPa 高空槽的位置和强度, 对对流层低层 700 hPa 风场的局地弱辐合特征也有较好的再现能力。此外, WRF 模式可以模拟出 05:00-09:00 的降水增强过程, 也较好地再现了雨带的东北-西南走向特征。同时, WRF 模式也能正确模拟强降水发生的时段。本文第 4、5、6 部分对降水机制的诊断均使用的是 WRF 模式模拟结果。

4 高低空系统的诊断

4.1 中尺度高空影响系统

准地转理论是诊断中纬度大尺度和中尺度天气系统发展、演变的重要基础和主要理论依据, 中纬度大气的很多天气现象都可以用该理论来解释。为了诊断本次降水发生的中尺度环流背景场(高空槽系统), 本文利用准地转方程组中的涡度方程(公式 1) 计算了 400 hPa (考虑祁连山平均海拔 4000 m

以上, 常规的分析层 500 hPa 太低) 上绝对涡度随时间的变化值(图 6)。同时, 准地转涡度方程能较好地揭示垂直运动的动力学机理, 而垂直运动又是高空槽系统与下层雨带的联系纽带。

图 6 是降水初期和强降水阶段的风场、绝对涡度随时间的变化和 3 h 累积降水。28 日 06:00, 400 hPa 上风场特征(100°E 附近) 指示的槽主体位于祁连山的东部, 该中一“尺度槽正是本次降水过程的主要天气系统, 槽前是正绝对涡度随时间变化的大值区(超过 $70\times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$) 和降水带[图 6(a)]。09:00, 主要特征仍维持, 但高空正绝对涡度随时间变化大值区的范围扩大和风场切变特征都说明高空槽系统发展增强, 正涡度的增强说明槽前垂直上升运动增强, 导致对应的下层雨区平均降水量增强[图 6(b)]。总的来说, 风场的切变特征指示着高空槽的位置, 正绝对涡度随时间变化的大值区位于槽的前部, 槽的位置指示着雨带的位置。

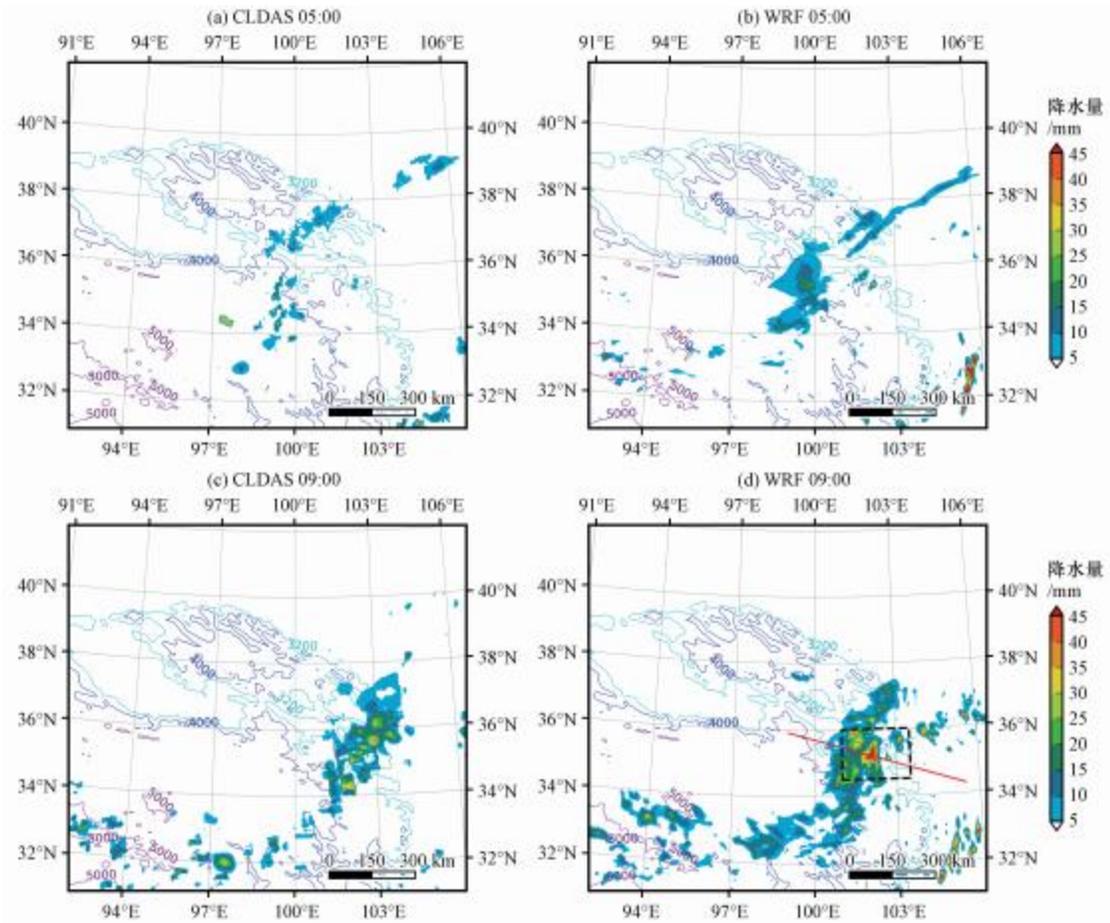


图4 CLDAS 和 WRF 模拟的 2019 年 7 月 28 日不同时刻的 3h 累积降水 (阴影, 单位: mm) 和地形高度 (等值线, 单位: m) 图中青色、蓝色、紫色线分别为 3200、4000、5000 m 等值线, 红色线为剖面基线, 虚线框为强降水区

Fig. 4 3 h cumulative precipitation (shaded, unit: mm) and terrain height (contour, unit: m) simulated by CLDAS and WRF at different times on 28 July 2019. The contour lines of cyan, blue and purple are 3200, 4000 and 5000 m respectively, the red line is the profile baseline, the dotted box shows the heavy precipitation area

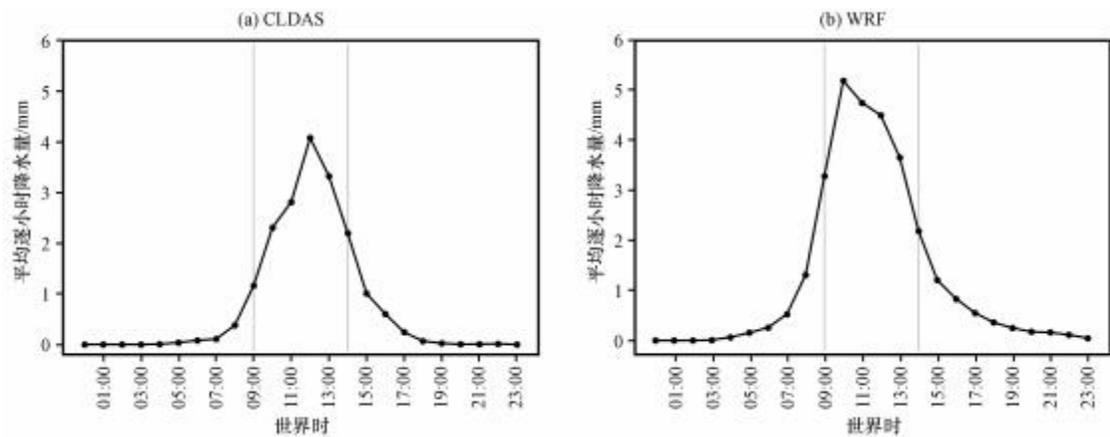


图5 CLDAS 和 WRF 模拟的 2019 年 7 月 28 日区域平均的逐小时降水量

Fig. 5 Regional average hourly precipitation on 28 July 2019 from CLDAS and WRF

4.2 低层局地尺度动力条件

祁连山地处青藏高原的东北部, 因而许多对青藏高原的研究方法也同样适用。青藏高原大地形的动力、热力作用对我国天气、气候影响深远, 其中对风场影响的主要特征是爬流和绕流 (叶笃正和

高由禧, 1979)。若是仅有高空槽的影响, 降水带的分布应该是均匀的, 但地面观测和 CLDAS 资料都出现了局地强降水特征, 那么这种降水不均一的原因是什么呢? 本文通过式 (3)~(6) 初步分析了地形强迫产生的局地尺度动力条件 (爬流和绕流) 对

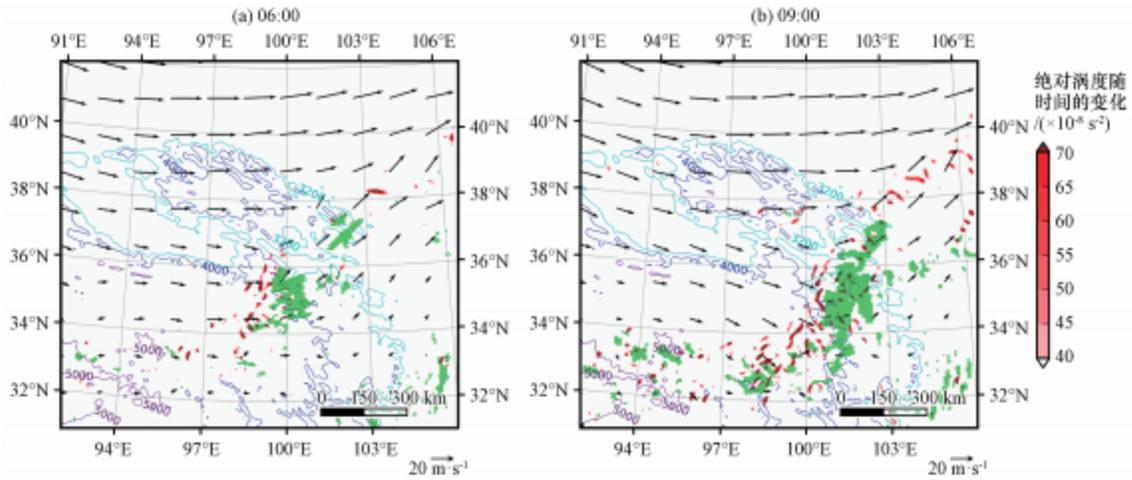


图6 2019年7月28日不同时刻的400 hPa风场(矢量,单位: $m \cdot s^{-1}$)、绝对涡度随时间的变化(红色阴影,单位: $\times 10^{-8} s^{-2}$)、3 h 累积降水(绿色打点区域,降水量大于 10mm)以及地形高度(等值线,单位: m)的叠加图
青色、蓝色、紫色分别为 3200m、4000 m、5000 m 等值线

Fig. 6 Superposition of 400 hPa wind (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$), absolute vorticity varies with time (red colored, unit: $\times 10^{-8} s^{-2}$), 3 h cumulative precipitation (green dotted area, precipitation greater than 10 mm) and terrain height (contour, unit: m) at different times on 28 July 2019. The contour lines of cyan, blue and purple are 3200 m, 4000 m and 5000 m respectively

降水的影响。由于绕流和爬坡在强降水阶段最为明显,加上强降水阶段在整个降水过程中极为重

要,于是本文仅给出了28日09:00的爬流和绕流风场(图7)。

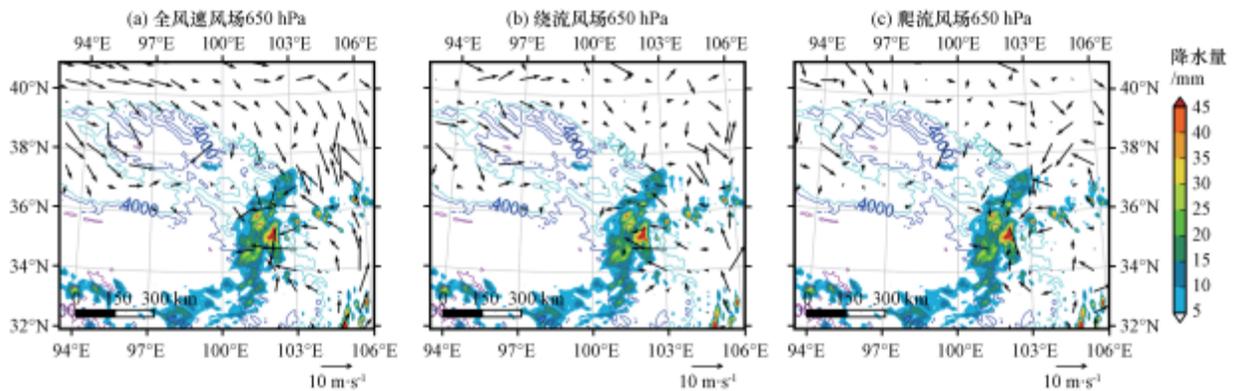


图7 2019年7月28日09:00的3 h 累积降水(彩色区,单位: mm)、风场(矢量,单位: $m \cdot s^{-1}$)以及地形高度(等值线,单位: m)

青色、蓝色、紫色分别为 3200m、4000 m、5000 m 等值线

Fig. 7 3 h cumulative precipitation (colored area, unit: mm), wind field (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) and terrain height (contour, unit: m) at 09:00 on 28 July 2019. The contour lines of cyan, blue and purple are 3200 m, 4000 m and 5000 m respectively

从图7(a)可以看到,在650 hPa上,青藏高原外围及祁连山周边山地的流场具有很明显的绕流和爬坡特征。总体上气流由东西两个方向向降水中心汇聚,两支气流汇聚有利于降水中心[降水量大于 $45 mm \cdot (3h)^{-1}$]附近局地涡旋运动的发展,为降水提供有利的局地环流条件。09:00,分解后的绕流和爬流风场特征[图7(b),(c)]在650 hPa靠近祁连山的区域表现良好;对比全风速风场特征可以发现,整体上与全风速风场的流向和强度更为接近

的是绕流风场,结合水汽通量的计算公式可知,水汽的携带者主要为绕流风场;另外,全风速风场在

降水中心附近的弱气旋性辐合主要来自绕流风场的贡献,爬流风场的贡献相对较小。再对比图 7(b)和(c)可知,绕流较大时,爬流相对较小,反之亦然;同时降水中心处的绕流运动弱于周边,爬流运动强于周边,表明爬流运动对强降水区水汽的垂直输送有着重要作用。最后关注到降水特征,09:00 的 3 h 累积降水带分布几乎与祁连山的西北-东南走向垂直,降水中心则位于高大山体的迎风坡前。

到此,我们已经分析了影响此次降水的高低层不同尺度系统:中-“尺度高空槽提供有利于降水发生的环流条件,局地尺度绕流、爬流提供有利于

以上内容仅为本文档的试下载部分,
为可阅读页数的一半内容。如要下载
或阅读全文,请访问:

<https://d.book118.com/956100033103010122>