

新疆山地锋面暴雨的锋生分析

申冬冬^{1,2}, 冉令坤^{1,2}, 杨帅^{*1,2}, 李娜^{1,2}, 焦宝峰^{1,2}

1. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 本文充分考虑新疆复杂地形效应及锋面暴雨区湿大气的凝结潜热加热, 1) 发展了地形追随坐标下基于位温、相当位温、广义位温的热力学锋生函数和基于变形场的动力学锋生函数, 阐述地形追随坐标下的锋生函数在研究复杂地形锋面过程的优势; 2) 从锋生过程更本质的温湿度梯度增大过程角度讨论四种锋生的优劣势, 发现广义位温锋生和变形锋生与降水过程有更好的对应关系; 3) 借助新疆一次北天山到南天山的移动型锋面降水的 WRF 数值模拟, 对广义位温锋生函数和变形锋生函数的主要强迫和对降水的作用进行诊断分析, 结论表明动力学锋生在降水触发和减弱阶段有重要作用, 由涡度散度变形的能量转换引起, 热力学锋生主要作用于降水发展阶段, 潜热加热是其主要强迫。实际应用中, 近地层至中低对流层两类锋生的重叠区可指示未来降水移动方向。

关键词: 锋生 新疆暴雨 地形追随坐标 数值模拟

文章编号 2021252B

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2203.21252

收稿日期: 2022-01-09; 网络预出版日期: 2022-**-*

第一作者: 申冬冬, 女, 1995 年出生, 博士研究生, 主要从事中小尺度天气动力学研究。E-mail: shendongdong@mail.iap.ac.cn

通讯作者: 杨帅, E-mail: yangs@mail.iap.ac.cn

资助项目: 国家重点研发计划项目 2018YFC1507104, 新疆维吾尔自治区引进高层次人才天池计划项目 (2019)

Founded by: National Key Research and Development Project (Grant 2018YFC1507104), Flexible Talents Introducing Project of Xinjiang(2019)

Frontogenetic analyses of topographic frontal rainstorm in Xinjiang

SHEN Dongdong^{1,2}, RAN Lingkun^{1,2}, YANG Shuai^{*1,2}, LI Na^{1,2}, JIAO
Baofeng^{1,2}

1 Institute of Atmosphere Physics, Chinese Academy Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract In this study, by taking account of the complex topographic effect in Xinjiang and the condensation latent heat heating of the moist atmosphere near frontal rainstorm area, 1) we derive the thermodynamic frontogenesis functions under terrain-following coordinates based on the potential temperature, equivalent potential temperature and generalized potential temperature, and a dynamic frontogenesis function driven by the deformation field. The advantages of frontogenesis functions in terrain-following coordinate in studying frontal processes in complex topographical region are expounded; 2) We discuss the advantages and disadvantages of the four frontogenesis from the perspective of the temperature and humidity gradient increase, which is the more essential process during a frontogenesis process, and find that the generalized potential temperature and deformation frontogenesis have a better correspondence with the precipitation process; 3) We perform numerical simulation of a frontal precipitation event by utilizing of WRF model, which propagate from north to south of Tianshan in Xinjiang, and carry out the analysis of the main forcing of the thermodynamic and dynamic frontogenesis functions, as well as their effect during the rainfall. The results suggest that dynamic frontogenesis plays an important role in precipitation triggering and weakening stage and is caused by energy conversion between vorticity, divergence and deformation. Thermodynamic frontogenesis mainly acts on precipitation development stage, and latent heating is the main forcing. In practical applications, the overlapping region of two frontogenesis functions in the near-surface layer and mid-lower troposphere could indicate the direction of future precipitation propagation.

Key words: Frontogenesis; Xinjiang rainstorm; Terrain-following coordinates; Numerical simulation

1 引言

近年来,随着西北暖湿化加剧 (Shi et al., 2007; Chen et al., 2014; Peng and Zhou, 2017),新疆降水异常偏多,暴雨频发,给当地居民生产生活带来重大损失 (Zhou and Huang, 2010; Chen and Huang, 2012; Deng et al., 2014; Li et al., 2016; Peng et al., 2018)。在“三山夹两盆”的独特地形影响下,降水分布非均匀性显著,呈现山区多于盆地的特征 (马淑红和席元伟, 1997)。新疆山地暴雨雪研究日益

丰富,气象学者从环境场、不稳定条件、水汽特征、锋面特征等不同方面开展了新疆暴雨的数值模拟和形成机制研究(曾勇和杨莲梅,2018,2020;曾勇等,2019;刘晶等,2019a,2019b;郭楠楠等,2019;黄昕等,2021;马淑萍等,2021)。

作为我国一种重要的暴雨类型,锋面暴雨在新疆颇具影响力(陈涛等,2012;赵俊荣等,2013;李如琦等,2015;刘晶等,2018,2019a;庄晓翠等,2020),一旦锋面暴雨遭遇山地地形,该暴雨过程和锋生情况会变得异常复杂。因此山地锋面暴雨是新疆地区具挑战性的研究主题之一。

以往相关研究表明,暴雨发生在锋面附近(赵俊荣等,2013;庄晓翠等,2020),低层锋面和地形抬升共同作用触发对流引起降水(刘晶等,2019a),强降水时段与中低层暖锋锋生有较好的对应关系(刘晶等,2018)。陈涛等(2012)利用锋生函数对新疆北部一次降水过程进行分析,发现低层锋生强迫的垂直运动对降水十分重要。在地形作用下,低层冷空气堆积,中高层与低层锋面分裂,过山时形成明显的冰晶播撒-繁殖机制,增加降水效率。

锋生是锋面上温度或湿度梯度变大的过程,能够体现锋面变化的函数称为锋生函数。在热力学锋生研究方面,由经典的极锋理论出发,Petterssen (1936)聚焦温度变化,通过位温梯度的拉格朗日变化 $d_t|\nabla\theta|$ 来定义锋生。Ninomiya (1984)用相当位温 θ_e 代替位温,发展了以 $d_t|\nabla\theta_e|$ 计算的饱和湿大气锋生函数。实际降水过程中,水汽充沛,但并非处处饱和,为此借助考虑湿大气凝结潜热释放效应的广义位温 θ^* (Gao et al., 2004; Yang et al., 2007; Wu et al., 2011; 冉令坤等, 2019; 周括等, 2020), Gao et al. (2004) 和 Yang et al. (2014) 提出了用广义位温的拉格朗日变化 $d_t|\nabla\theta^*|$ 表示的广义锋生函数,以此来表征湿热力学锋生,并应用于锋面降水个例分析。在动力学锋生研究方面,锋面附近变形场引起气流汇合,使等温线趋于密集,或者通过使膨胀轴和等熵面的夹角向着有利于锋生的方向发展导致锋生(向锋生作用转化)。从这个意义上讲,变形流场是最有利的锋生流型(Doswell, 1984; Davies-Jones, 1985; Keyser et al., 1986; Ostdiek and Blumen, 1995; 王兴宝和伍荣生, 2000; 韩桂荣等, 2005; Gao et al., 2008; 李娜等, 2013; Spensberger and Spengler, 2014)。在典型的变形流场中,合成变形甚至可能比涡度和散度大一个量级(Gao et al., 2008)。Yang et al. (2015)推导了总变形梯度

局地变率表示的变形锋生函数,并研究了梅雨锋上变形场驱动温湿等值线密集导致锋生的机制。

对于新疆天山锋面暴雨,因中低层锋面的初始发展(锋生)是由下边界强迫开始的,需考虑近地层的锋生及地形效应的影响。相关研究表明地形对锋生的作用不可忽略(吕克利和农尚尧,1995;肖庆农等,1997; Fang and Wu, 2001)。已经有学者发展了地形追随下的物理量或方程并取得了较好的计算结果和应用效果,如 Cao and Xu (2011)、Cao et al. (2013) 计算了地形追随坐标下的静力位涡、旋转和辐散流的动能收支方程,结果表明,地形追随坐标有效避免插值方法引入的计算误差,在数据处理和物理解释上明显优于 WRF 数据插值处理,在青藏高原上空涡旋研究上取得较好的应用效果。李政等(2017)计算了地形追随坐标下的 Ertel 位涡,提高了计算分析精准度。

以上新疆锋面降水研究多关注环流形势和降水强度及落区,对锋面结构及锋生机制的研究较少,所采用的锋生函数都建立在等压坐标系或等高坐标系。由于锋面是近地面系统,低层锋生往往是由下边界强迫发展起来的,在复杂地形地区,底层的等压坐标面或等高坐标面与地形相交,这些坐标面的锋生函数难以表征近地面锋生情况。为了避免这些问题,本文在已有研究基础上,推导了地形追随坐标下基于广义位温和变形场的热动力学锋生函数,并针对一次南疆暴雨过程,诊断分析热动力锋生特点。本文的章节安排如下:第二节介绍地形追随坐标系下的热动力学锋生函数;第三节为新疆天山暴雨事件回顾和数值模拟;第四节针对锋面暴雨进行锋生分析,探讨锋生主要强迫项,总结锋面暴雨概念模型;第五节给出主要结论。

2 方法介绍

锋生函数一般建立在等压(p)坐标或等高(z)坐标上,在复杂地形地区,近地面层的等压面或等高面与地形相交,使得低层地形以下数据大面积缺测,因此等压面无法完整地反映近地面物理量场情况。地形追随坐标的特点是坐标面沿地形分布,与地形平行,不存在相交的情况。

因此,发展地形追随坐标下热动力学锋生函数,避免近地层坐标面与地形相交的情况,不存在模式原始坐标面到 p/z 坐标的插值误差,具有一定的优势,更

适用于复杂地形地区近地层锋生的研究。

2.1 地形追随坐标系下的热力学锋生

由附录 A 中的方程(A.9)可知, 湿大气热力学锋生函数可写为

$$\begin{aligned}
 F(\theta^*) &= d_t |\nabla \theta^*|^2 \\
 &= 2\nabla \theta^* \cdot \nabla Q^* - 2\nabla \omega \cdot \nabla \theta^* \partial_\eta \theta^* - \lambda |\nabla \theta^*|^2 \\
 &\quad A_1 \quad A_2 \quad A_3 \quad (1) \\
 &\quad - \left[E_{st} (\partial_x \theta^*)^2 + 2E_{sh} \partial_x \theta^* \partial_y \theta^* - E_{st} (\partial_y \theta^*)^2 \right] \\
 &\quad A_4
 \end{aligned}$$

其中, 右侧各项 A_1 , A_2 , A_3 , A_4 分别为非绝热加热、垂直运动、水平辐合辐散、

变形强迫对锋生的贡献, $d_t = \frac{d}{dt}$, $\partial_s = \frac{\partial}{\partial s}$ (s 为 x , y , η 或 t), $\nabla = (\partial_x, \partial_y)$,

$\omega = d_t \eta$ 为模式层 η 的法向速度, θ^* 为广义位温 (Gao et al., 2004), Q^* 为非绝热

加热, $\lambda = \partial_x u + \partial_y v$ 为散度, $E_{sh} = \partial_x v + \partial_y u$ 为切变变形, $E_{st} = \partial_x u - \partial_y v$ 为伸缩变

形。

在干大气中, 水汽比湿 $q=0$, 广义位温蜕化为位温, 即 $\theta^* = \theta$; 在饱和湿大

气中, 比湿变为饱和比湿即 $q = q_s$, 广义位温变为相当位温, 即 $\theta^* = \theta_e$ 。经过与

附录 A 中相似的推导, 可得基于位温、相当位温的锋生函数 $F(\theta)$ 、 $F(\theta_e)$, 分

别代表干大气和饱和湿大气中的热力学锋生, 表达式为

$$\begin{aligned}
 F(\theta) &= d_t |\nabla \theta|^2 \\
 &= 2\nabla \theta \cdot \nabla Q - 2\nabla \omega \cdot \nabla \theta \partial_\eta \theta - \lambda |\nabla \theta|^2 \\
 &\quad - \left[E_{st} (\partial_x \theta)^2 + 2E_{sh} \partial_x \theta \partial_y \theta - E_{st} (\partial_y \theta)^2 \right] \quad (2)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 F(\theta_e) &= d_t |\nabla \theta_e|^2 \\
 &= 2\nabla \theta_e \cdot \nabla Q_e - 2\nabla \omega \cdot \nabla \theta_e \partial_\eta \theta_e - \lambda |\nabla \theta_e|^2 \\
 &\quad - \left[E_{st} (\partial_x \theta_e)^2 + 2E_{sh} \partial_x \theta_e \partial_y \theta_e - E_{st} (\partial_y \theta_e)^2 \right] \quad (3)
 \end{aligned}$$

这里 $F(\theta)$ 、 $F(\theta_e)$ 、 $F(\theta^*)$ 为地形追随坐标下的热力学锋生函数, 分别用位

温、相当位温、广义位温梯度度量, 可表征沿地形高度分布的位温梯度表征的锋

生。与 p 坐标的热力学锋生函数相比（方程（8），Yang et al., 2014），主要差别是垂直运动项，其余各项物理意义相同。具体推导过程及相关说明详见附录 A。

2.2 地形追随坐标系下的动力学锋生

由附录 B 中的方程(B.19)可知，基于变形场的动力学锋生函数可写为

$$\begin{aligned}
 F(E^2) = & \partial_t |\nabla E^2|^2 \\
 = & \underbrace{4\nabla C \cdot \nabla E^2}_{B1} - \underbrace{2\nabla \omega \cdot \nabla E^2 \partial_\eta E^2}_{B2} - \underbrace{\lambda |\nabla E^2|^2}_{B3} \\
 - & \underbrace{\left[E_{st} (\partial_x E^2)^2 + 2E_{sh} \partial_x E^2 \partial_y E^2 - E_{st} (\partial_y E^2)^2 \right]}_{B4} \\
 - & \underbrace{\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta |\nabla E^2|^2}_{B5}
 \end{aligned} \quad (4)$$

上式右侧各项 B_1 , B_2 , B_3 , B_4 , B_5 分别为涡度—散度—变形拟能转换项、垂直运动项、散度项、变形强迫项、平流项对锋生的贡献。其中, $\mathbf{v}_3 = (\mathbf{v}, \omega)$, $\mathbf{v} = (u, v)$, $\nabla_\eta = (\nabla, \partial_\eta)$, $E = (E_{sh}^2 + E_{st}^2)^{1/2}$ 为总变形, $C = 2\partial_x u \partial_y v \lambda + E_{\xi E_{sh}} + S_{\xi E_{sh}} + S_{\lambda E_{st}} - E_{\lambda E_{st}}$ 。转换项 B_1 的说明详见附录 B13-B16。 $F(E^2)$ 代表风场的变形驱动总变形等值线密集, 导致锋生的过程。详见附录 B。

3. 新疆天山暴雨

3.1 暴雨过程回顾和数值模拟

2019 年 9 月 9 日 13 时-10 日 18 时（世界时，下同），新疆北部伊犁河谷至天山南侧的阿克苏地区发生大范围降水（图 1）。9 日 18 时-10 日 00 时（图 1a,b），降水主要集中在天山北部，天山南部只有零星降水。随后雨带东南向传播，降水强度快速增强（图 1c,d）。拜城站（81.90°E,41.78°N）10 日 00-06 时的累积 6 小时降水量达 34.2mm（图 1c,d），为最强降水时段，兼具短时强降水特征，达到了当地暴雨级别。10 日 13 时之后降水逐渐减弱，降水过程趋于结束（图略）。此次暴雨从天山以北向天山以南移动，并于 10 日 06 时在南天山的拜城县附近达到峰值。此次暴雨过山和峰值时段是本文关注的重点。

本文采用 WRF 模式开展数值模拟，以 0.25 度、逐小时的 ERA5 再分析数据作为背景场和侧边界条件，水平格点数 901×901 ，垂直方向 61 层，水平分辨率 3km，起始时间为 2019 年 9 月 9 日 00 时，积分 48h，模拟数据逐小时输出一次。模式采用 WSM 6 云微物理方案、RRTMG 长短波辐射方案、Revised MM5 近地面方案、Noah Land Surface Model 陆面方案和 Yonsei University 边界层方案。

图 1 给出了模拟（右列）与实况（左列）降水的对比，其中实况降水来源于 MICAPS 站点数据。由于观测站点比较稀疏，为避免插值误差，未进行格点化处理，给出了观测站点降水量分布。数值模拟结果再现了降水从北天山向南天山移动的过程（对比图 1b, d 和图 1a, c），以及拜城邻域的最强降水落区和时段（对比图 1c 和图 1d），较好地模拟了此次山地暴雨过程，雨带的位置和强度与实况对应良好，模拟数据可用于山地暴雨过山时段的热动力锋生过程分析。

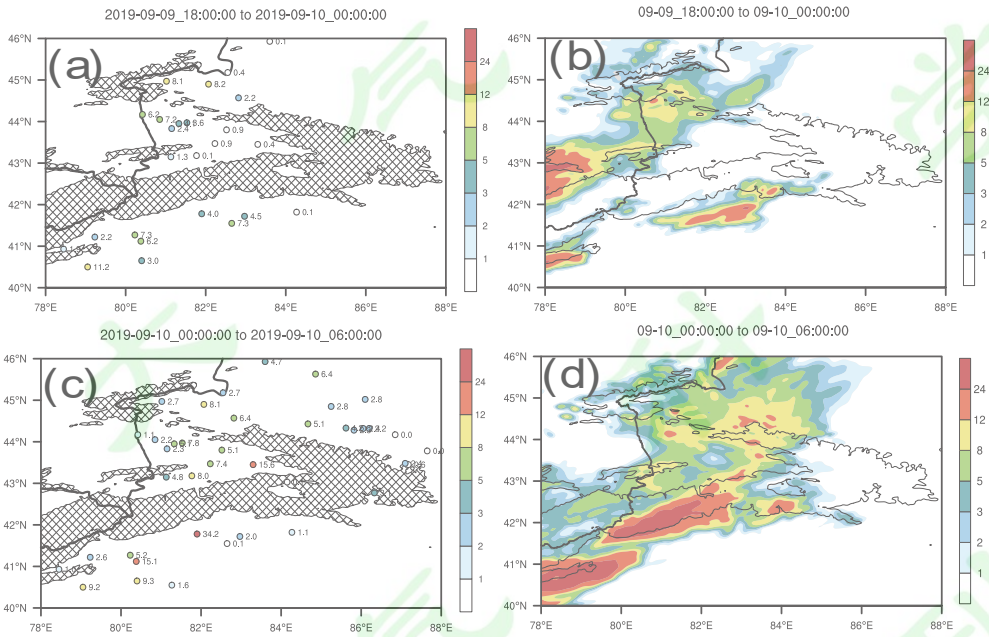


图 1 2019 年 9 月 10 日 (a, c) 实况和 (b, d) 模拟 (a, b) 00 时、(c, d) 06 时 6 h 累积降水 (单位:mm)。左列阴影为 2500m 地形，右列细等值线为 2500m 地形。

Fig.1 (a, c) Observed and (b, d) simulated 6 h accumulated precipitation at (a, b) 0200UTC, (c, d) 0800UTC 10 September 2019. The dotted area in the left column represents the terrain above 2500m, and the thin line in the right column is the 2500m terrain line.

3.2 天气形势

此次降水过程的天气形势如图 2 所示。2019 年 9 月 9 日 20 时，200hPa 上空

有一支很强的高空急流(图 2a),新疆大部分地区都处于高空急流出口区。500hPa 巴尔喀什湖北侧有位势高度槽和温度槽(图 2b),新疆位于槽前正涡度平流区,有利于垂直运动的发展。暴雨区处于槽前偏西气流中,槽前等温线密集,槽前有弱冷平流,预示着槽即将发展东移。9月10日04时,塔里木盆地东侧涌入偏东气流,沿昆仑山地形西行北转抵达天山南侧,较强偏南风受地形阻挡于天山附近辐合,形成一条沿地形分布的水汽辐合带(图 2c,表现为负的水汽通量散度)。水汽的汇聚,联同天山南北侧冷暖气团交汇形成锋区,表现为 650hPa 沿天山有东北-西南向的相当位温密集带(图 2d),存在热力学锋生。

由 650hPa 风矢量分布可以看出,天山南侧的水汽辐合带主要由天山南侧的反气旋风场、天山北侧的偏西风切变汇聚造成。风向切变形成东北-西南向的风场辐合带,具有变形流型特征(图 2e)。作为有利于锋生的典型流型,变形场引起水汽聚集和质量堆积抬升,导致强降水。综上分析表明,有利的大尺度形势为此次暴雨提供良好的水汽和动力抬升条件,表现出热力学锋生和变形场动力学锋生特征。此次暴雨是翻越天山的复合型锋面暴雨,降水发展移动与锋面的局地动力锋生过程有关。

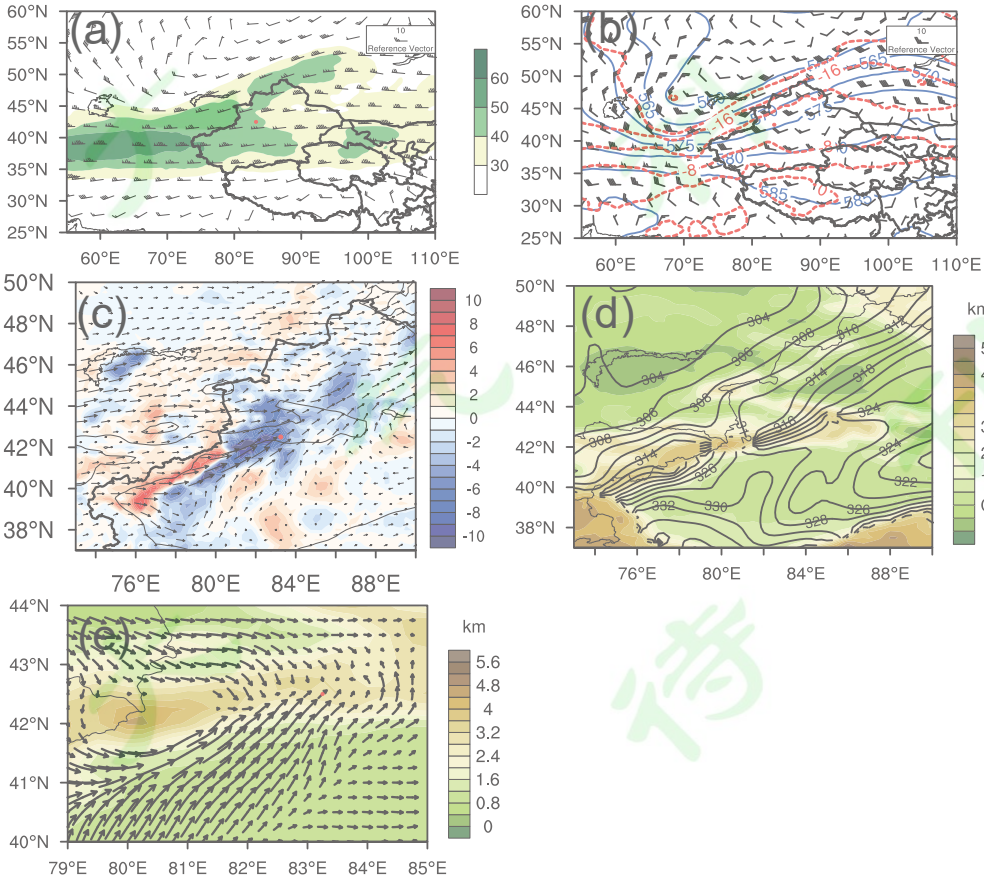


图 2 2019 年 9 月 9 日 20 时 (a) 200hPa 风场 (风羽, 单位: m s^{-1} , 填色为急流), (b) 500hPa

高度场（实线，单位：dagpm）、温度场（虚线，单位：°C）和风场（风羽，单位：m s⁻¹）；2019年9月10日04时（c）整层积分水汽通量（箭头，单位：kg m⁻¹ s⁻¹）和水汽通量散度（填色，单位：10⁻⁴ kg m⁻² s⁻¹）（d）650hPa 相当位温（实线，单位：K）、（e）风场（箭头，单位：m s⁻¹）。图 d、e 中填色为地形（单位：km）

Fig. 2 (a) Wind vector (wind barb, units: m s⁻¹, filled with jet stream) at 200hPa, (b) 500hPa geopotential height (solid lines, units: dagpm), temperature field (dashed lines, units: °C) and wind field (wind barb, units: m s⁻¹) at 500hPa at 2000UTC 9 September 2019; (c) vertical integral of water vapor flux (arrow, units: kg m⁻¹ s⁻¹) and water vapor flux divergence (shaded, units: 10⁻⁴ kg m⁻² s⁻¹), (d) equivalent potential temperature (solid lines, units: K) at 650hPa, (e) wind field (arrow, units: m s⁻¹) at 650hPa at 0400UTC 10 September 2019. The shaded represents terrain height (units: km) in Fig. 2(d) and Fig. 2(e).

4 锋生分析

4.1 锋面温湿变化和流场特征

图 3 给出了数值模拟的相当位温和流场分布，如图所示，天山南侧暖湿，北侧冷干，700hPa 等相当位温密集带代表的锋区沿天山纬向地形呈东北-西南向分布，由北天山向南天山移动，雨带随之发生同位相传播（图 3a, c, e）。此次过程持续时间长，选取（41.5° -42.5° N、81° -83° E）（2019 年 10 日拜城县附近发生的最强暴雨时段所在区域）作为关键区（见图 3a, c, e 的方框），2019 年 9 月 9 日 20 时 700hPa 等相当位温密集带主要位于天山东北侧，天山南侧的关键区内只有零星降水（图 3a）。在沿降水中心（82°E）的垂直剖面上（图 3b），天山南侧 4km 以下高度是暖湿区，表现为高比湿（阴影）和高相当位温，与天山北侧相比，相当位温的水平梯度更大，尤其是沿北天山地形附近，湿等熵面倾斜程度更显著，有锋生和垂直运动发展，天山北侧 43° N 附近有气流上升支（黑色方框）。10 日 01 时，该上升气流加强南移爬至山顶（图 3d），降水向东南方向移动，南坡开始产生降水，呈现零散的块状分布（图 3c）。10 日 05 时，天山北侧锋面减弱，南侧等相当位温线变得更加密集、锋面增强（图 3e）。从垂直分布上看（图 3f）南坡等相当位温线趋于密集，锋面位于天山南坡地形上，垂直上升气流也移至天山南坡。天山南坡的上升运动加剧、温度及湿度梯度异常增大，使得 41.5° -43° N

的关键区内降水快速增强。

以上分析表明，此次锋面降水过程中，随着锋面过境，锋区的动热力场发生明显变化，降水在锋区附近发生发展并随锋区移动。特别是在最强降水时段，南天山迎风坡上升气流与来自北天山的越山气流在南坡地形上汇聚强迫出垂直上升运动，温湿度梯度加大，天山南侧锋面增强，为关键区暴雨发生提供有利的动热力条件。

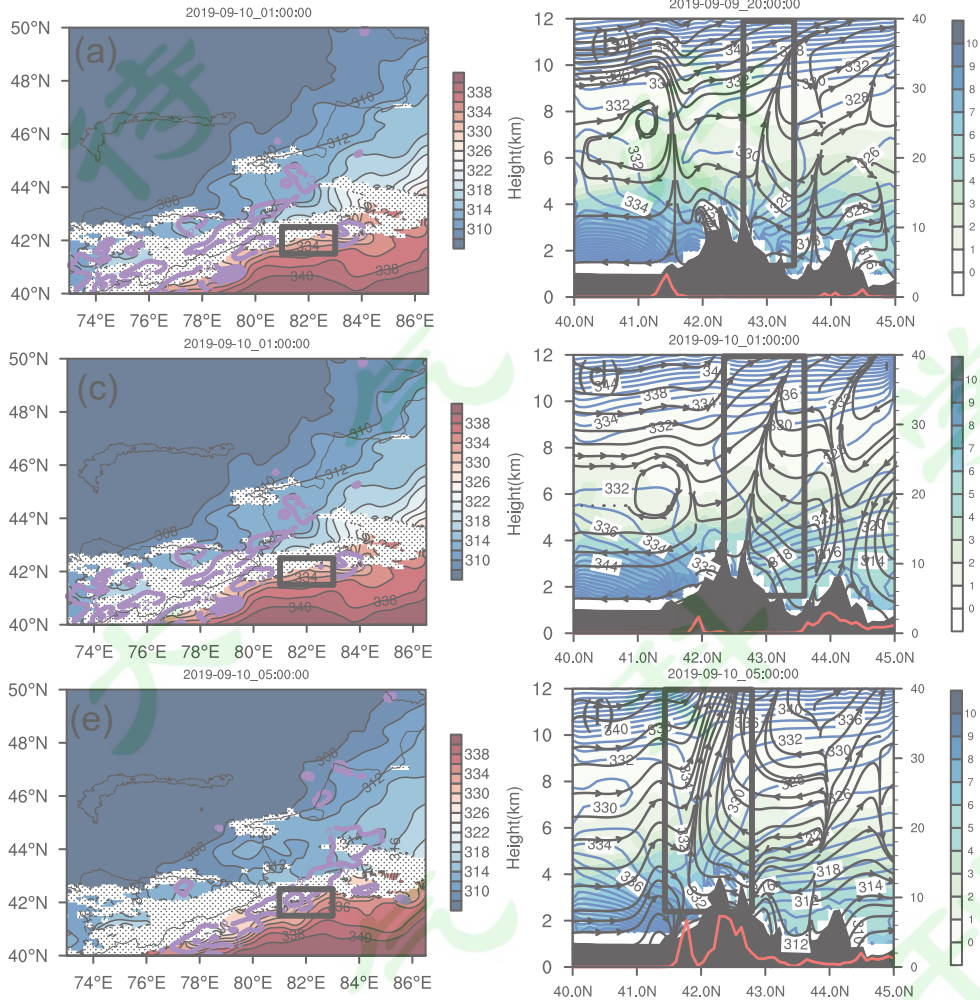


图 3 (a, c, e) 模拟 700hPa 相当位温 (填色及黑色等值线, 单位: K) 及 1 小时降水 (>2mm, 紫色等值线, 单位: mm); (b, d, f) 相当位温 (蓝色线, 单位: K)、流线 (黑色线, m s^{-1})、比湿 (填色, 单位: g kg^{-1}) 和 1 h 降水 (红色线, 单位: mm) 沿 82°E 的垂直分布: (a, b) 2019 年 9 月 9 日 20 时、(c, d) 2019 年 9 月 10 日 01 时、(e, f) 2019 年 9 月 10 日 05 时

Fig. 3 (a, c, e) Simulated equivalent potential temperature (shaded and black isolines, units: K) and 1 h accumulated precipitation (>2mm, purple isolines, units: mm) at 700hPa; (b, d, f) Vertical

distribution of equivalent potential temperature (blue isolines, units: K), streamline (m s^{-1}), specific humidity (shaded, units: g kg^{-1}) and 1 h accumulated precipitation (red isoline, units: mm) along 82°E at : (a, b) 2000UTC 9 September 2019, (c, d) 0100UTC 10 September 2019, (e, f) 0500UTC 10 September 2019.

4.2 热动力学锋生分析

4.2.1 近地面热动力场特征

锋面往往是从下边界上强迫发展起来,因此近地面的锋生过程显得尤为重要。由以上等压面的分析(图3)可见,700hPa上天山的热动力场有很多缺测值(图3中打点的区域)。为了更清晰的说明这一点,图4给出了新疆地形、低层等压面和等 η 面的物理量分布。可以看到,等压面几乎与等高面平直,与地形相交,山顶大约处于4km高度,位于600hPa附近,近地面约处于1km高度,位于900hPa附近。此次暴雨不仅发生在平原地区,也发生在山地(图4c, d),等压面与地形相交,且因地形较宽,使得低层山地上的数据大面积缺测,等压面无法反映出近地面完整的物理量场情况(图4b)。

地形追随坐标的特点是坐标面沿地形分布,不与地形相交。WRF模式采用质量地形追随坐标系(Skamarock et al., 2008),模式面数据不存在缺测问题,可以很好地展现复杂地形地区近地面的风场等物理量场分布(图4c),因此我们采用地形追随坐标下的锋生函数来诊断地形锋面降水。为剖析此次暴雨的近地面锋生过程,图5给出了地形追随坐标下近地层的温度梯度、湿度梯度及降水的分布。

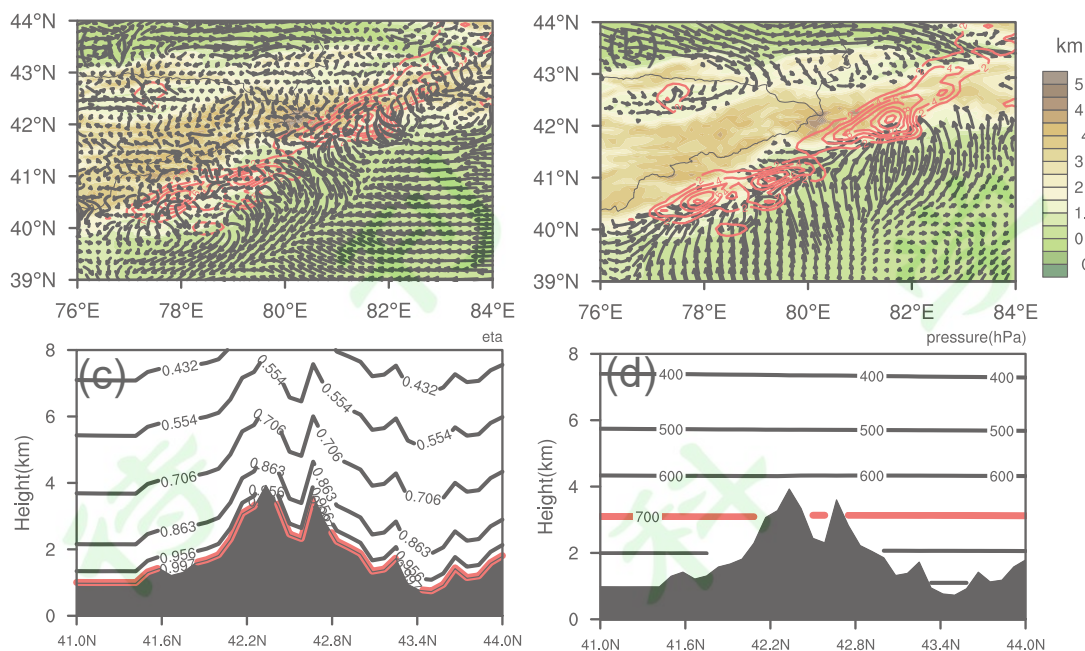


图 4 2019 年 9 月 10 日 05 时 (a) 模式近地面层 ($\eta=0.997$) 和 (b) 700hPa 风场 (箭头, 单位: m s^{-1}) 和模拟 1h 降水 (红色线, 单位: mm); (c) η 和 (d) 气压面沿 82° E 的纬度-高度垂直分布

Fig. 4 Wind vector (units: m s^{-1}) at (a) near-surface layer ($\eta=0.997$) and (b) 700hPa level, with simulated 1h precipitation (red isoline, units: mm) superimposed; Latitude-height cross section of (c) η and (d) pressure surfaces along 82°E at 0500UTC 10 September 2019.

如图 5 所示, 温度梯度分布在天山南北两侧 (图 5a-b), 而湿度梯度在南天山更为显著 (图 5c-d), 降水走向和强度与天山南侧的湿度梯度有明显的相关性, 特别是强降水时段 (图 5b,d)。从 10 日 01—05 时, 湿度梯度中心由(41.5°N, 80°E)沿天山南侧向东北方向移动, 雨带同位相传播, 降水中心也移至(42°N, 81.7°E)。因此此次暴雨中, 温度梯度和湿度梯度对锋生都有贡献, 但湿度梯度对雨带分布更有区分度, 湿度梯度的密集是更有效的锋生驱动因子。由图 5e-l 分析发现, 广义位温和变形场对湿度梯度的表征优于位温和相当位温, 例如, 图 5f 中位温等值线密集区集中在 42°N 以北, 图 5h 中相当位温密集区分布在 41.5°N 以南, 远不如图 5j 和 5l 中广义位温和变形场等值线密集区与湿度梯度的匹配度高。

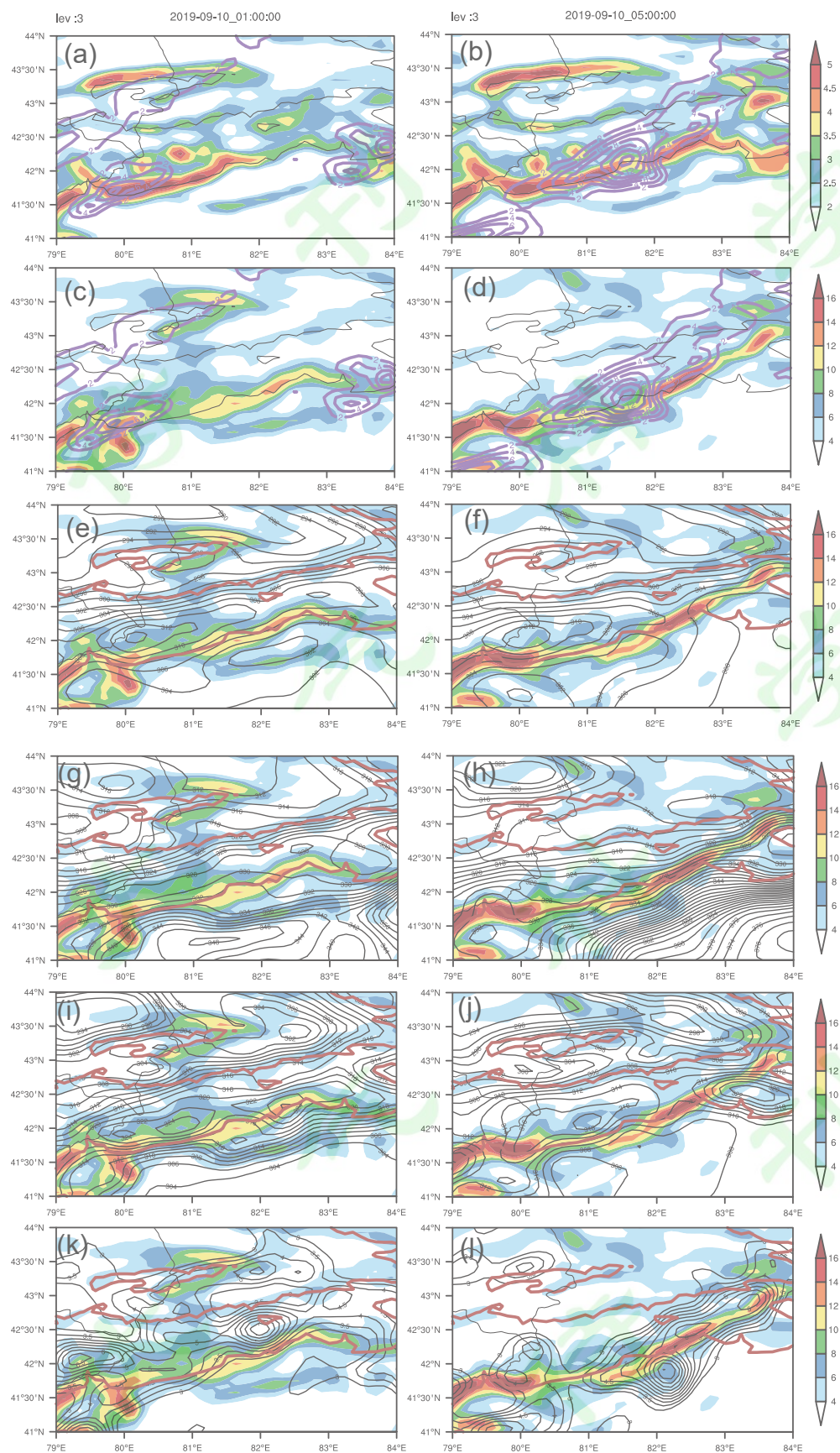


图 5 2019 年 9 月 10 日 01 时 (左列)、05 时 (右列) (a, b) 模式近地面层 ($\eta = 0.981$) 温

度梯度（填色，单位： 10^{-4} K m^{-1} ）和（c-d）比湿梯度（填色，单位： $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ），其中紫色线为 1 h 降水（单位：mm）；（e, f） θ （等值线，单位：K），（g, h） θ_e （等值线，单位：K），（i, j） θ^* （等值线，单位：K），（k, l） E （等值线，单位： s^{-1} ），其中填色为比湿梯度（单位： $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ）。棕色线为 2500m 地形。

Fig. 5 On September 10, 2019, at 0100UTC (Left column) and 0500UTC (Right column) (a, b) temperature gradient (color. units: 10^{-4} K m^{-1}) and (c-d) specific humidity gradient (color, units: $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$) at the near-surface layer ($\eta = 0.981$), where the purple isolines denote 1 h precipitation (units: mm); (e, f) θ (isolines, units: K), (g, h) θ_e (isolines, units: K), (i, j) θ^* (isolines, units: K), (k, l) E (isolines, units: s^{-1}), where the shading denotes specific humidity gradient (color, units: $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$). The brown curve outlines the 2500m terrain.

4.2.2 锋生时空分布和演变特征

图 6a-d 为四类锋生的时间演变， $F(\theta)$ ， $F(\theta_e)$ ， $F(\theta^*)$ ， $F(E^2)$ 分别代表位温锋生、相当位温锋生、广义位温锋生、变形锋生，由公式（2）、（3）、（1）、（4）计算而来。位温锋生最强时段发生在 10 日 07 时之后的 81°N 以西区域（图 6a），但该时段并未发生降水（图 6e），这与该时段水汽供应条件有关（图 6f）。比较图 6b 和 6e，相当位温锋生只在雨带最强时段较强，不能解析较弱降水的演变。相对而言，广义位温锋生（图 6c）和变形锋生（图 6d）对强弱降水、雨带的传播（图 6e）对应较好，可作为锋面暴雨的有效锋生度量。

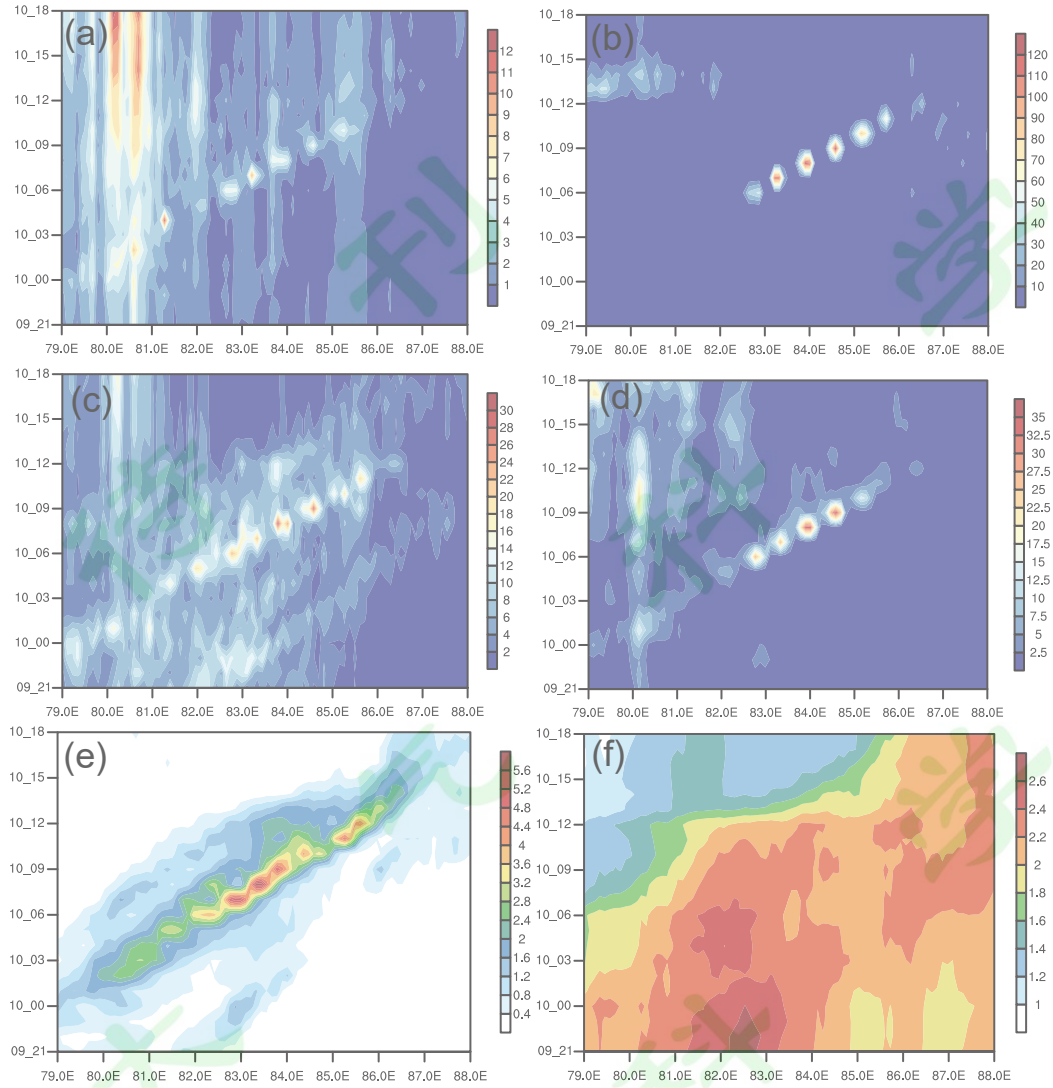


图 6 (a)-(d) 纬向平均 (41.5-42.5°N)、垂直积分 (1-20 层) 的中低对流层锋生演变, 其中 (a) $F(\theta)$ (单位: $10^{-11} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (b) $F(\theta_e)$ (单位: $10^{-11} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (c) $F(\theta^*)$ (单位: $10^{-11} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (d) $F(E^2)$ (单位: $10^{-24} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$); (e) 纬向平均的 1h 降水演变(mm), (f) 纬向平均的整层积分比湿演变(单位: g/kg).

Fig. 6 (a)-(d) Zonally-mean (41.5-42.5°N) and vertically-integrated (1-20 model levels) frontogenesis function evolutions, where (a) $F(\theta)$ (units: $10^{-11} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (b) $F(\theta_e)$ (units: $10^{-11} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (c) $F(\theta^*)$ (units: $10^{-11} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (d) $F(E^2)$ (units: $10^{-24} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$); (e) Zonally-mean (41.5-42.5°N) 1 h precipitation evolution (units: mm), (f) time evolution of zonally-mean (41.5-42.5°N) vertical integral of specific humidity (units: mm).

图 7 和图 8 进一步给出了近地层广义位温锋生 (左列阴影) 和变形锋生 (右

列阴影)的水平和垂直分布。从垂直剖面(图8)上可以看出,两种锋生函数在
近地面层都存在高值区,但最大的强迫所处的层次不同,为分析方便,近地面的
水平分布取了两个不同的层次。为表征对未来温、湿梯度变化及未来降水的可预
示性,图7叠加了相应模式层的湿度梯度1小时变化(a-b)、温度梯度1小时变
化(c-d)、当前1小时降水(e-f,绿色线)和未来1小时降水(e-f,紫色线)。
如图7所示,广义位温锋生区、变形锋生区(红色阴影)均可表征湿度梯度(a,
b)、温度梯度(c, d)的自西向东移动特征,指示其正的梯度演变趋势(由蓝线
变红线的进程),且热动力锋生的重叠区域可指向未来降水移动方向(e-f),与
未来降水传播基本一致(对比锋生区和紫色等值线)。在垂直剖面图上(图8a-e),
温湿梯度密集的锋面在42.3°N以南的天山南侧强烈发展(图8e),降水发生在锋
前暖湿气流中(图e下方叠加在地形上的绿线和紫线)。 $F(\theta^*)$ (图8a,c)和 $F(E^2)$
(图8b,d)表征的锋生锋消相伴而生,其锋生在天山南坡由近地面向上伸展至对
流层中层($\eta=0.589$),并向未来温、湿梯度增大(图a-d中蓝线变红线)的一侧
倾斜,可指示未来雨区的传播方向(图c-e下方叠加在地形上的绿线到紫线转变
表示降水的移动方向)。另外,沿热力对流层顶(图8a-d中高层灰色线),亦有
热动力学锋生发展,主要由对流层顶和平流层底的热力差异引起。

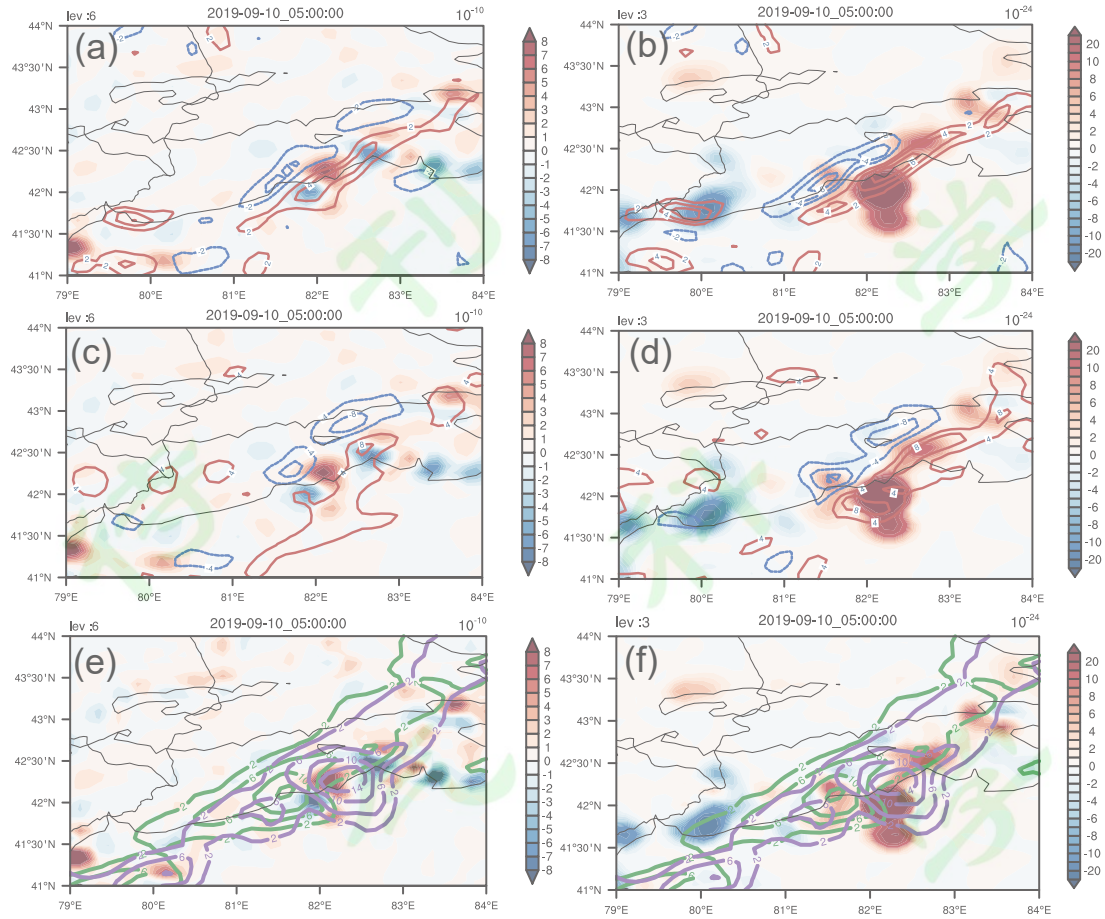
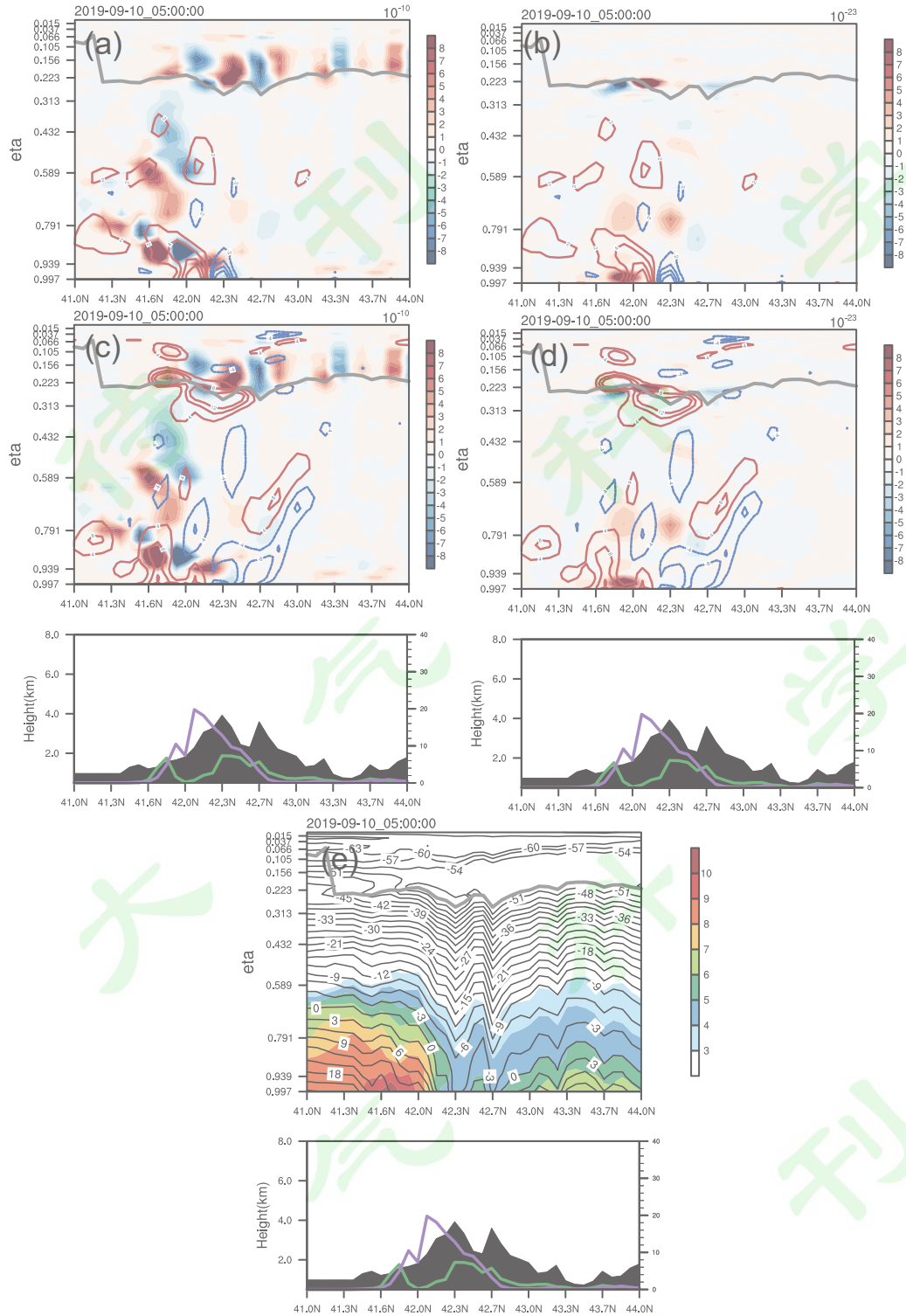


图 7 2019 年 9 月 10 日 05 时 (a, c, e) $F(\theta^*)$ (填色, 单位: $10^{-10} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $\eta = 0.937$) 和 (b, d, f) $F(E^2)$ (填色, 单位: $10^{-24} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$, $\eta = 0.981$) 的水平分布 (黑色细实线为 2500m 地形)。其中等值线为: (a, b) 比湿梯度 1 小时变化 (单位: $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$); (c, d) 温度梯度 1 小时变化 (单位: 10^{-5} K m^{-1}); (e, f) 1 h 降水 (绿色线, 单位: mm) 和未 来 1 h 降水 (紫色线, 单位: mm)

Fig. 7 The horizontal distributions of (a, c, e) $F(\theta^*)$ (shaded, units: $10^{-10} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $\eta = 0.937$) and (b, d, f) (shaded, units: $10^{-24} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$, $\eta = 0.981$) at 0500UTC 10 September 2019 (the thin black line represents 2500m terrain). The contours are 1h change of specific humidity gradient (units: $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$) in (a, b) and 1h change of temperature gradient (units: 10^{-5} K m^{-1}) in (c, d); In (e, f), contours denote current and future 1h accumulated precipitations (green and purple, units: mm).



334

335 图 8 2019 年 9 月 10 日 05 时 (a, c) $F(\theta^*)$ (填色, 单位: $10^{-10} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)、(b, d) $F(E^2)$
 336 (填色, 单位: $10^{-23} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$) 和 (e) 比湿 (填色, 单位: g kg^{-1}) 沿 82° E 的垂直分布。其
 337 中等值线为: (a, b) 比湿梯度 1 小时变化 (单位: $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$); (c, d) 温度梯度 1 小
 338 时变化 (单位: 10^{-5} K m^{-1}); (e) 温度 (单位: $^\circ \text{ C}$)。图中上方的灰色粗线为热力对流层顶;
 339 下方图中, 黑色阴影为地形 (左侧纵坐标, 单位: km), 绿色线为 1 h 降水 (右侧纵坐标, 单

位: mm), 紫色线为未来 1 h 降水 (单位: mm), 下同.

Fig. 8 Vertical distribution of (a, c) $F(\theta^*)$ (shaded, units: $10^{-10} \text{ K}^2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (b, d) $F(E^2)$ (shaded, units: $10^{-24} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$) and (e) specific humidity (shaded, units: g kg^{-1}) along 82°E at 0500UTC 10 September 2019. The contours represent 1h change of humidity gradient (units: $10^{-8} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$) in (a, b), 1 hour change of temperature gradient (units: 10^{-5} K m^{-1}) in (c, d), and temperature (units: $^\circ\text{C}$) in (e). At the upper of figures, the thick gray curve denotes the thermal tropopause; in the lower figure, the black shadow represents the terrain (left y-axis, units: km), the green line represents 1 hour accumulated precipitation (right y-axis, units: mm), and the purple line is precipitation in the next 1 h (units: mm), the same below.

4.2.3 锋生主要强迫项

图 9 为方程 (1) 计算的 $F(\theta^*)$ 及其主要强迫项的垂直分布。非绝热加热项、垂直运动项是主要强迫项 (图 9c-f), 散度项和变形场作用项是小项 (图略), 非绝热加热项主要指由水汽相变引起的潜热加热, 而垂直运动项指垂直运动对热量的输送作用。热力学锋生高值区位于对流层中高层。10 日 00 时 (图 9 左列), 对流触发时期, 热力学锋生强迫较小, 由垂直运动项和非绝热加热项共同引起。10 日 05 时, 降水增强且降水区组织成带状, 从垂直剖面上看, 热力学锋生已经发展到对流层中高层, 比触发时期旺盛 (图 9 右列)。天山南侧的锋生由非绝热加热 (图 9d)、散度和变形项 (图略) 共同贡献导致, 而垂直运动项则引起锋消 (图 9f, 41.8°N 上方区)。其中非绝热加热强迫作用最大, 水汽相变潜热增加了南北向温度梯度, 促进锋生, 锋生加强垂直运动导致对流发展, 从而使热力学锋生与降水之间形成正反馈。

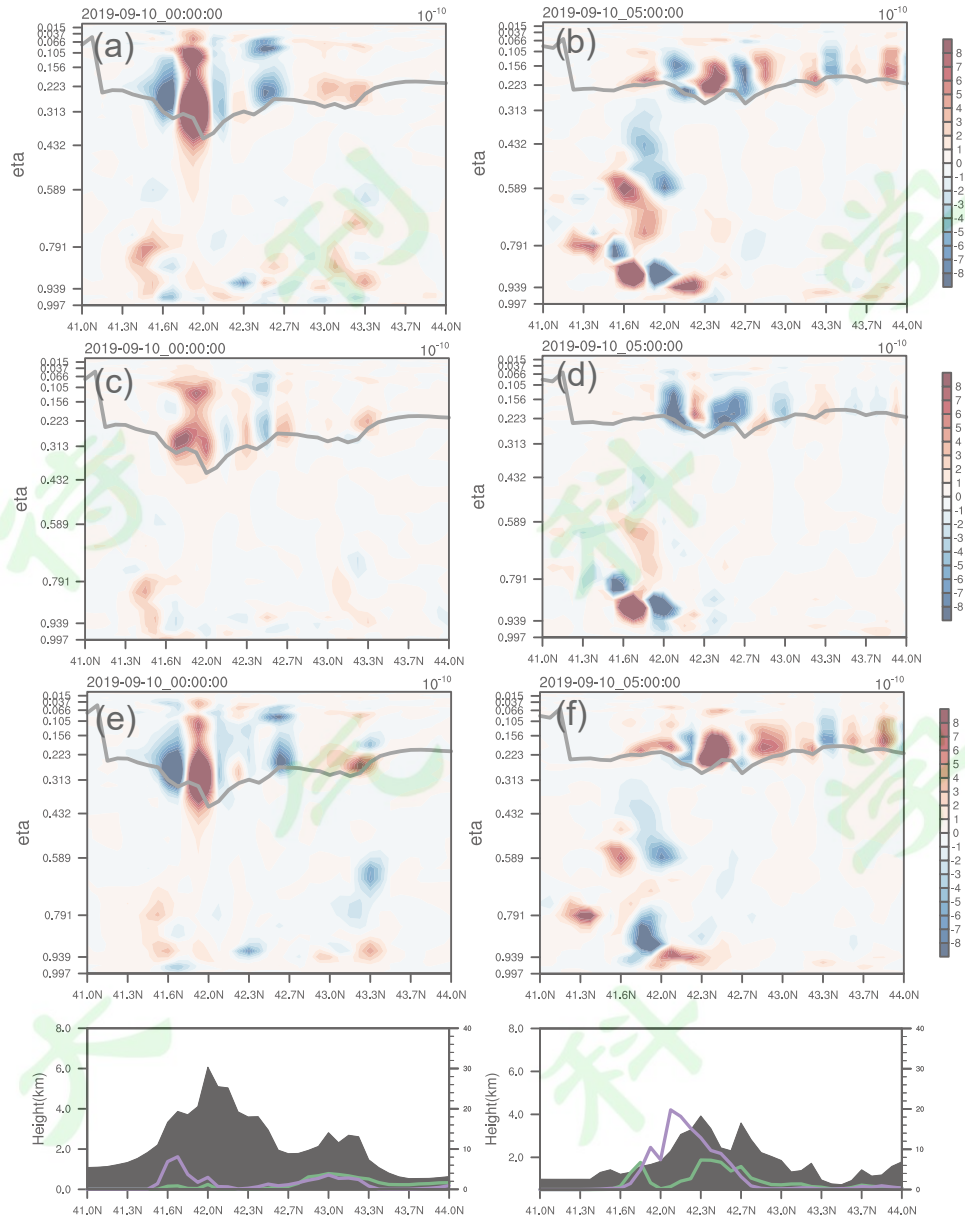


图 9 2019 年 9 月 10 日（左列，沿 80.2°E ）00 时和（右列，沿 82°E ）05 时 (a, b) $F(\theta^*)$ 及其组成项 (c, d) 非绝热加热项、(e, f) 垂直运动项（填色，单位： $10^{-10}\text{K}^2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ）的垂直分布

Fig. 9 Vertical distribution of (a, b) $F(\theta^*)$ and its components, including (c, d) diabatic heating term, (e, f) vertical motion term (shaded, units: $10^{-10}\text{K}^2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$) at (left column, along 80.2°E) 0000UTC and (right column, along 82°E) 0500UTC 10 September 2019

图 10 为由方程 (4) 计算的 $F(E^2)$ 、其组成项中的转换项和除了转换项外

的其他项之和的垂直分布。如图所示，在对流触发和组织化阶段，动力学锋生总是由地面向上发展，存在于对流层中下层，散度-涡度-变形拟能转换项始终是动力学锋生的绝对主导作用项，其余各项量极小。散度-涡度-变形的转换，即风场的不均匀性，是引起动力学锋生的主要原因。在对流触发阶段（图 10 左列），动力学锋生较强且发展至对流层中层高度，位于山顶，该位置也是下一时刻的降水发生位置（图 10 左列下方小图紫色线），变形场动力学锋生在触发阶段对锋面降水的预示作用优于热力学锋生；在对流组织化阶段（图 10 右列），强锋生主要位于边界层中，发展高度不及触发阶段，其可能原因是降水拖曳下沉破坏了变形流型，在下面分析中会做出解释。

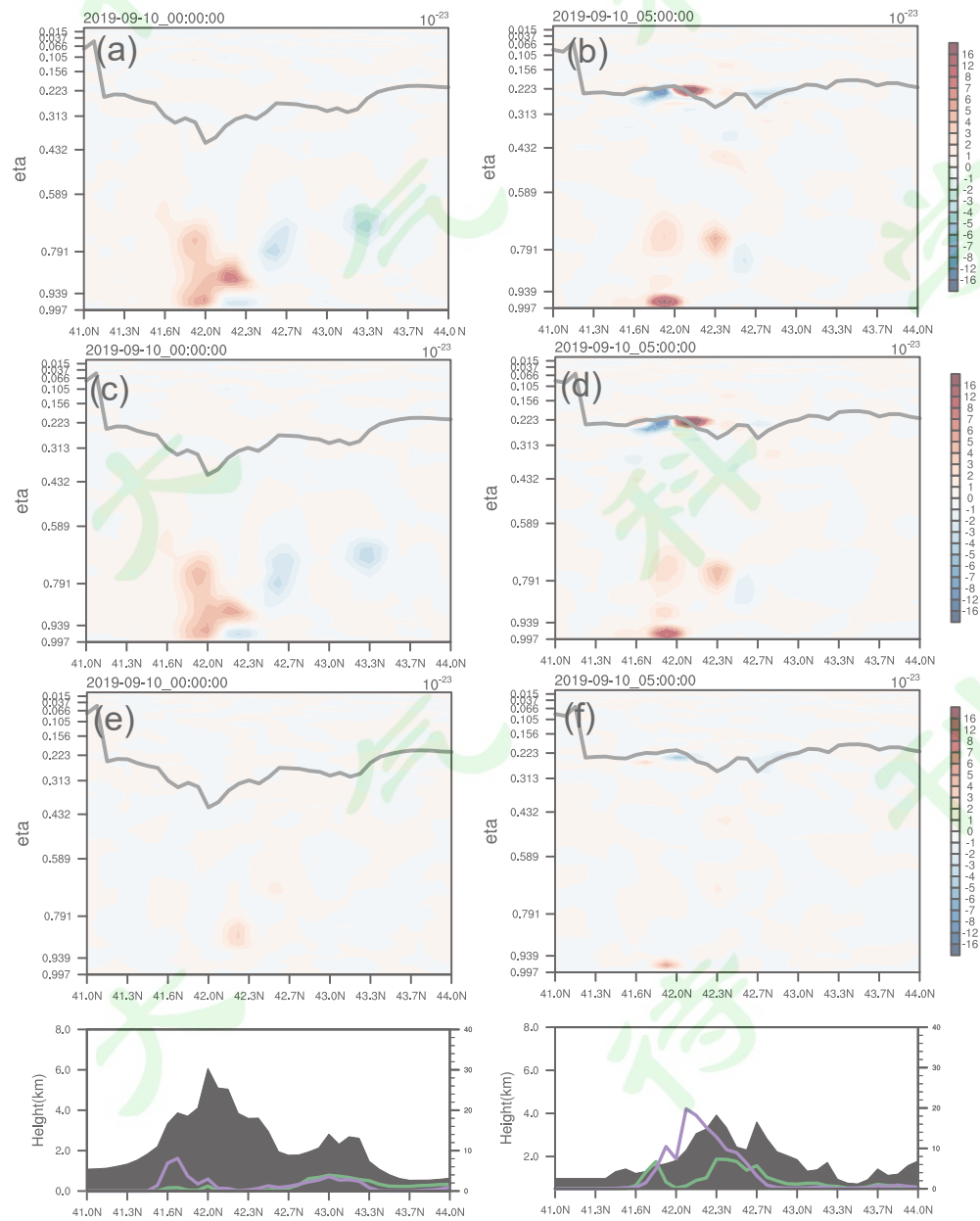


图 10 2019 年 9 月 10 日（左列，沿 80.2° E）00 时和（右列，沿 82° E）05 时（a, b） $F(E^2)$ 及其组成项（c, d）涡度-散度-变形拟能转换项、（e, f）除转换项外其他强迫项之和（填色，单位： $10^{-23} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$ ）的垂直分布

Fig. 10 Vertical distribution of (a, b) $F(E^2)$ and its components including (c, d) conversion between vorticity enstrophy, divergence energy and deformation energy, (e, f) sum of all terms except the conversion term (shaded, unit: $10^{-23} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-5}$) along 82°E at (left column, along 80.2 °E) 0000UTC and (right column, along 82 °E) 0500UTC 10 September 2019

从锋生的角度对暴雨发生发展进行解释。变形场导致锋生的动力锋生机制，及其对降水的作用，可以由变形流场、垂直运动、降水的相对分布来解释。在降水触发时刻，变形高值区分布在天山山顶（图 11a, 5k），风场的汇合与切变在山顶上方造成了质量堆积，产生上升运动，并且水汽在变形场作用下汇聚，在地形区域形成降水并逐渐发展。由于变形场逐渐由西向东南移动，在变形场变化的驱动下，降水区也逐渐向东南移动，降水范围扩大。在降水增强阶段（图 11b, 5l），西侧的强降水中心由于降水粒子的拖曳作用产生下沉运动，气流在天山南坡下坡，原有的变形流场被破坏，山坡上有利的动热力条件减弱，使山坡上西侧降水难以维持而迅速减弱，东侧降水区迅速新生，造成了山顶降水区的迅速东移现象。可见变形场锋生通过流场的改变直接驱动温湿等值线密集并强迫出垂直上升运动，在降水触发和减弱阶段非常关键。

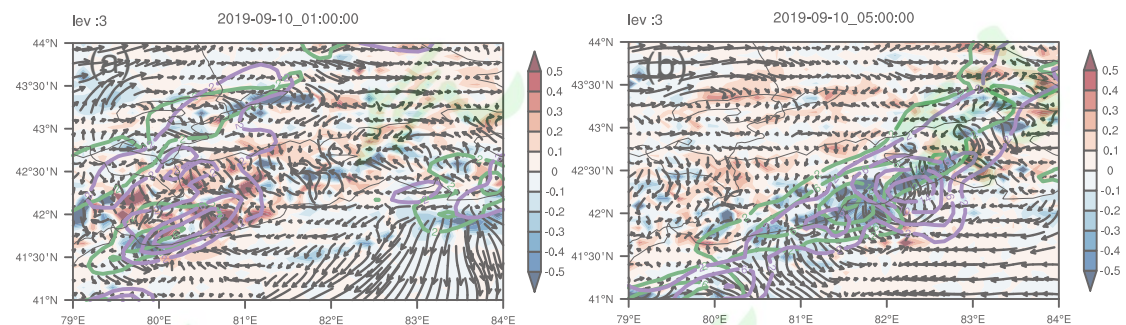


图 11 2019 年 9 月 10 日（a）01 时和（b）05 时模式第 3 层（ $\eta = 0.981$ ）垂直速度（填色，单位： m s^{-1} ）、风场（箭头，单位： m s^{-1} ）。其中等值为：1 h 累积降水（绿色线，单位： mm ）和未来 1 h 降水（紫色线，单位： mm ）

Fig. 11 Vertical velocity (shaded, units: m s^{-1}), wind field (arrow, units: m s^{-1}) of the model layer 3

($\eta = 0.981$) at (a) 0100UTC and (b) 0500UTC 10 September 2019. The isolines are: 1 h accumulated precipitation (green lines, units: mm) and precipitation in the next 1h (purple lines, units: mm), (c) vertical velocity (units: m s^{-1})

综合以上分析，归纳总结出本次暴雨过程动热力锋生触发和组织化暴雨的概念模型，如图 12a 所示，高空槽提供了有利的大尺度背景。绕南坡的暖湿气流与越过北天山的干冷气流汇聚引起变形锋生。动力学锋生造成了水汽聚集，并引起垂直上升运动，触发对流。动力学锋生引起的暖湿空气聚集使温湿度梯度增大，增强热力学锋生（图 12b），而热力学锋生引起垂直上升运动进一步促进对流发展。凝结潜热释放增强热力学锋生，热力学锋生与对流降水形成了正反馈，在组织化时期十分重要。在动热力学锋生的共同作用下降水发展，锋面向东南移动至天山南坡，降水逐渐组织成带状。动热力锋生重叠的区域温湿度梯度均显著增大，指示降水中心移动的方向。同时，强降水中心拖曳下沉破坏了原有的变形流型，变形锋生减弱，使降水减弱，也使雨带迅速东移。

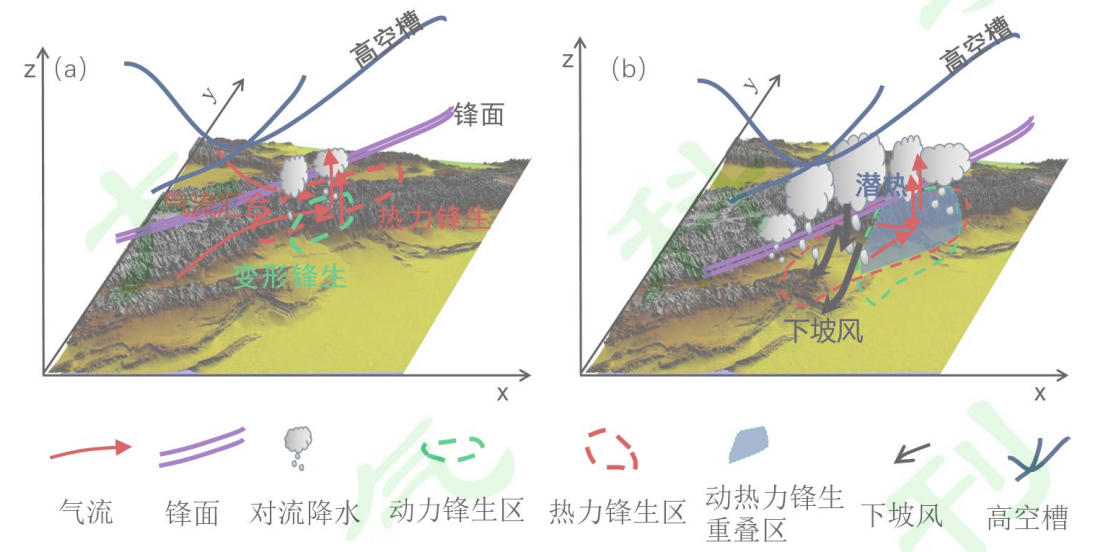


图 12 2019 年 9 月 9 日 20 时至 9 月 10 日 13 时新疆山地锋面暴雨 (a) 触发和 (b) 组织化阶段的概念模型

Fig 12. Conceptual model of (a) the trigger and (b) the organizing stage and of the topographic frontal rainstorm in Xinjiang from 2000UTC 9 September 2019 to 1300UTC 10 September 2019

5 结论

本文针对新疆“三山夹两盆”的独特地形特征，发展了地形追随坐标下的热

动力学锋生函数；利用 WRF 模式对新疆一次北天山到南天山的移动型锋面降水数值模拟数据，开展锋面暴雨热动力学锋生特征研究，得到如下结论：

（1）考虑新疆复杂地形效应和锋面动热力梯度，发展了地形追随坐标下基于广义位温的热力学锋生函数和由总变形梯度局地变率表示的变形锋生函数，可用于新疆复杂地形区域锋面暴雨分析。

（2）近地层广义位温锋生和变形锋生区均可预示未来降水移动方向，与未来降水演变和传播区域基本一致。垂直方向上，两类锋生在天山南坡由近地面向上伸展至对流层中层，并向未来温、湿梯度增大的一侧倾斜，可指示未来雨区的传播方向。在降水触发阶段基于变形场的动力学锋生由地面向上发展强迫的锋生过程更显著，对锋区和锋面降水的预示作用优于热力学锋生。

（3）热动力学锋生的主要强迫项有明显差异。基于变形场的动力学锋生对流触发和降水减弱十分重要，其分布模态及强度演变与涡度—散度—变形拟能转换项几乎一致，该转换项是其主要强迫项。热力学锋生主要作用于降水发展时期，由非绝热加热、散度和变形项共同作用导致，其中潜热加热为主的非绝热加热作用最显著，在对流发展时期与降水形成正反馈。

本文注意到变形锋生对山地锋面暴雨的作用主要由散度-涡度-变形的能量转换引起，而本文并没有对其能量转换做具体分析，在未来工作中有待进一步探索。

参考文献（References）

- 陈涛, 崔彩霞. 2012. “2010.1.6”新疆北部特大暴雪过程中的锋面结构及降水机制[J]. 气象, 38(08):921-931. Chen Tao, Cui Caixia. 2012. The Frontal Structure and Precipitation Mechanism in the 6 January 2010 Heavy Snowfall Event Happening in North Xinjiang[J]. Meteorological Monthly(in Chinese), 38(08):921-931. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.8.004
- Cao J, Sun J, Gao S, et al. 2013. Kinetic Energy Budget Equations of Rotational and Divergent Flow in Terrain-following Coordinates[J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 6(03): 149-153.
- Cao J, Xu Q. 2011. Computing Hydrostatic Potential Vorticity in Terrain-Following

455 wing Coordinates[J]. Monthly Weather Review, 139(9): 2955-2961. doi:10.
 456 1175/MWR-D-11-00083.1.

457 Chen G, Huang R. 2012. Excitation Mechanisms of the Teleconnection Patterns
 458 Affecting the July Precipitation in Northwest China[J]. Journal of Climat
 459 e, 25(22):7834-7851. doi:10.1175/JCLI-D-11-00684.1.

460 Chen Y, Deng H, Li B, et al. 2014. Abrupt change of temperature and precipi
 461 tation extremes in the arid region of Northwest China[J]. Quaternary Inter
 462 national, 336:35-43. doi:10.1016/j.quaint.2013.12.057.

463 Davies-Jones R. 1985. Comments on “A kinematic analysis of frontogenesis ass
 464 ociated with a nondivergent vortex.” J. Atmos. Sci., 42(19):2073–2075. do
 465 i:10.1175/1520-0469(1985)042<2073:COKAOF>2.0.CO;2

466 Deng H, Chen Y, Shi X, et al. 2013. Dynamics of temperature and precipitatio
 467 n extremes and their spatial variation in the arid region of northwest Chi
 468 na[J]. Atmospheric Research, 138:346-355. doi:10.1016/j.atmosres.2013.12.0
 469 01.

470 Doswell C A III. 1984. A kinematic analysis of frontogenesis associated with a
 471 nondivergent vortex. J. Atmos. Sci., 41(7):1242–1248. doi:10.1175/1520-0
 472 469(1984)041<1242:AKAOF>2.0.CO;2

473 Fang J, Wu R. 2001. Topographic effect on geostrophic adjustment and frontog
 474 enesis[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 18(04):524-538. doi:10.1007/
 475 s00376-001-0042-0

476 郭楠楠, 周玉淑, 邓国. 2019. 中亚低涡背景下阿克苏地区一次强降水天气分析
 477 [J]. 气象学报, 77(04):686-700. Guo Nannan, Zhou Yushu, Deng Guo. 20
 478 19. Analysis of a severe precipitation process in Aksu area under the bac
 479 kground of the Central Asian Vortex[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chi
 480 nese), 77(04):686-700. doi:10.11676/qxxb2019.040

481 Gao S, Wang X, Zhou Y. 2004. Generation of generalized moist potential vorti
 482 city in a frictionless and moist adiabatic flow[J]. Geophysical Research Le
 483 tters, 31(12). doi:10.1029/2003GL019152.

484 Gao S, Yang S, Xue M, et al. 2008. Total Deformation and its Role in Heavy

485 Precipitation Events Associated with Deformation-Dominant Flow Patterns
486 [J]. *Advances in atmospheric sciences*, 25(1):11-23. doi:10.1007/s00376-008
487 -0011-y.

488 韩桂荣, 何金海, 樊永富, 等. 2005. 变形场锋生对 0108 登陆台风温带变性和暴
489 雨形成作用的诊断分析[J]. *气象学报*, 63(04):86-94. Han Guirong, He Jin
490 hai, Fan Yongfu, et al. 2005. The Transfiguration Frontogenesis Analyseso
491 n 0108 Landfall Typhoon Extratropicaltransition And Heavy Rain Structure
492 [J]. *Acta Meteorologica Sinica(in Chinese)*, 63(4): 468-476. doi:10.11676/q
493 xxb2005.046

494 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
495 不稳定条件分析[J]. *大气科学*, 45(1):148-164. Huang Xin, Zhou Yushu,
496 Ran Lingkun, et al. 2021. Analysis of the Environmental Field and Unsta
497 ble Conditions on A Rainstorm Event in the Ili Valley of Xinjiang[J]. *Chi
498 nese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese)*, 45(1):148-164. doi:10.3
499 878/j.issn.1006-9895.1912.19219.

500 Keyser D, Pecnick M J, and Shapiro M A. 1986. Diagnosis of the role of ver
501 tical deformation in a two-dimensional primitive equation model of upper-
502 level frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 43(8), 839–850. doi:10.1175/1520-0469
503 (1986)043<0839:DOTROV>2.0.CO;2

504 李娜, 冉令坤, 周玉淑, 等. 2013. 北京“7.21”暴雨过程中变形场引起的锋生与倾
505 斜涡度发展诊断分析[J]. *气象学报*, 71(04):593-605. Li Na, Ran Lingkun,
506 Zhou Yushu, et al. 2013. Diagnosis of the frontogenesis and slantwise v
507 orticity development caused by the deformation in the Beijing “7.21” torre
508 ntial rainfall event[J]. *Acta Meteorologica Sinica(in Chinese)*, 71(04):593-6
509 05. doi:10.11676/qxxb2013.065

510 李如琦, 唐冶, 肉孜·阿基. 2015. 2010 年新疆北部暴雪异常的环流和水汽特征分
511 析[J]. *高原气象*, 34(01):155-162. Li Ruqi, Tang Ye, Rouzi Aji. 2015. At
512 mospheric Circulation and Water Vapor Characteristics of Snowstorm Ano
513 malies in Northern Xinjiang in 2010[J]. *Plateau Meteorology(in Chinese)*,
514 34(1): 155-162. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00163

515 李政, 费建芳, 黄小刚, 等. 2017. 地形追随坐标系下埃特尔位涡的计算[J]. 气象
516 学报, 75(06):1011-1026. Li Zheng, Fei Jianfang, Huang Xiaogang, et al.
517 2017. A computational method of Ertel potential vorticity in terrain-follow
518 ing coordinates[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese), 75(6): 1011-102
519 6. doi:10.11676/qxxb2017.064

520 刘晶, 李娜, 陈春艳. 2018. 新疆北部一次暖区暴雪过程锋面结构及中尺度云团
521 分析[J]. 高原气象, 2018,37(01):158-166. Liu Jing, Li Na, Chen Chunyan.
522 2018. The Frontal Structure and Analysis on Mesoscale Cloud Characteri
523 stic during a Warm Zone Blizzard Process in North Xinjiang[J]. Plateau
524 Meteorology(in Chinese), 37(1): 158-166. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2017.
525 00008

526 刘晶, 周雅蔓, 杨莲梅, 等. 2019a. 伊犁河谷“7.31”极端暴雨过程不稳定性及其
527 触发机制研究[J]. 大气科学, 43(06):1204-1218. Liu Jing, Zhou Yaman, Y
528 ang Lianmei, et al. 2019. The Instability and its Trigger Mechanism of E
529 xtreme Precipitation Event in the Yili River Valley on 31 July 2016[J]. C
530 hinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 43(6): 1204-1218. doi:
531 10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18155

532 刘晶, 周玉淑, 杨莲梅, 等. 2019b. 伊犁河谷一次极端强降水事件水汽特征分析
533 [J]. 大气科学, 43(5):959-974. Liu Jing, Zhou Yushu, Yang Lianmei, et al.
534 2019. A Diagnostic Study of Water Vapor during An Extreme Precipitati
535 on Event in the Yili River Valley[J]. Chinese Journal of Atmospheric Scie
536 nces(in Chinese), 43(5): 959-974. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18114

537 吕克利, 农尚尧. 1995. 地形与双冷锋的锋生过程[J]. 大气科学, 1995(02):183-19
538 1. Lu Keli, Nong Shangyao. 1995. Topography and Frontogenetical Proces
539 s of Double Cold Front[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in C
540 hinese), 19(2): 183-191. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1995.02.07

541 Li B, Chen Y, Chen Z, et al. 2016. Why does precipitation in northwest Chin
542 a show a significant increasing trend from 1960 to 2010?[J]. Atmospheric
543 Research, 167:275-284. doi:10.1016/j.atmosres.2015.08.017.

- 544 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.
- 545 Ma Shuhong, Xi Yuanwei. 1997. SOME REGULARITIES OF STORM R
- 546 AINFALL IN XINJIANG, CHINA[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chines
- 547 e), 55(2):239-248. doi:10.11676/qxxb1997.025
- 548 马淑萍, 冉令坤, 曹洁. 2021. 复杂地形强降雪过程中垂直运动诊断分析[J]. 大
- 549 气科学, 2021, 45(05):1127-1145. Ma Shuping, Ran Lingkun, Cao Jie. 202
- 550 1. Diagnosis and Analysis of Vertical Motion during Complex Topographi
- 551 cal Heavy Snowfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chi
- 552 nese), 45(5): 1127-1145 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2105.20206
- 553 Ninomiya K. 1984. Characteristics of Baiu Front as a Predominant Subtropical
- 554 Front in the Summer Northern Hemisphere[J]. Journal of the Meteorologic
- 555 al Society of Japan, 62(6):880-894. doi:10.2151/jmsj1965.62.6_880
- 556 Ostdiek V, Blumen W. 1995. Deformation Frontogenesis: Observation and Theo
- 557 ry[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 52(9):1487-1500. doi:10.1175/1
- 558 520-0469(1995)052<1487:DFOAT>2.0.CO;2
- 559 Peng D, Zhou T, Zhang L, et al. 2018. Human Contribution to the Increasing
- 560 Summer Precipitation in Central Asia from 1961 to 2013[J]. Journal of Cl
- 561 imate, 31(19):8005-8021. doi:10.1175/JCLI-D-17-0843.1.
- 562 Peng D, Zhou T. 2017. Why was the arid and semiarid northwest China gettin
- 563 g wetter in the recent decades?[J]. Journal of Geophysical Research: Atmo
- 564 spheres, 122(17):9060-9075. doi:10.1002/2016JD026424.
- 565 Petterssen S. 1936. Contribution to the theory of frontogenesis[J]. Geofys. Publ.,
- 566 11(6):1-27.
- 567 冉令坤, 李振, 张雅斌, 等. 2019. 一次北方暴雨的Q矢量诊断分析研究[J]. 暴雨
- 568 灾害, 38(01):17-30. Ran Lingkun, Li Zhen, Zhang Yabin, et al. 2019. T
- 569 he diagnostic analysis of Q vector during a heavy rain event in north chi
- 570 na [J]. Torrential Rain and Disasters(in Chinese), 38(1): 17-30. doi:10.3969
- 571 /j.issn.1004-9045.2019.01.003
- 572 Shi Y, Shen Y, Kang E, et al. 2007. Recent and Future Climate Change in No
- 573 rthwest China[J]. Climatic Change, 80(3-4):379-393. doi:10.1007/s10584-00

574 6-9121-7.

575 Spensberger C , Spengler T . 2014. A New Look at Deformation as a Diagn
576 ostic for Large-Scale Flow[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 71(11):
577 4221-4234.

578 Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A Description of the Adv
579 anced Research WRF Version 3 [R]. University Corporation for Atmosphe
580 ric Research, No. NCAR/TN-475+STR. doi:10.5065/D68S4MVH

581 王兴宝, 伍荣生. 2000. 变形场锋生条件下斜压锋区上对称波包的发展[J]. 气象
582 学报, 58(4): 403-417. Wang Xingbao, Wu Rongsheng. 2000. THE DEVE
583 LOPMENT OF SYMMETRIC DISTURBANCES SUPERPOSED ON BA
584 ROCLINIC FRONTAL ZONE UNDER THE ACTION OF DEFORMATIO
585 N FIELD[J]. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese), 58(4): 403-417. doi:1
586 0.11676/qxxb2000.043.

587 Wu X, Ran L, Chu Y. 2011. Diagnosis of a Moist Thermodynamic Advection
588 Parameter in Heavy-Rainfall Events[J]. Advances in atmospheric sciences,
589 28(4):957-972. doi:10.1007/s00376-009-9057-8.

590 肖庆农, 伍荣生, 张颖. 1997. 地形的动力作用与冷锋锋生研究[J]. 大气科学, 21
591 (03): 289-296. Xiao Qingnong, Wu Rongsheng, Zhang Ying. 1997. Dyna
592 mic Influence of Orography on Frontogenesis[J]. Chinese Journal of Atmo
593 spheric Sciences(in Chinese), 21(3): 289-296. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1
594 997.03.05

595 Yang S, Gao S, Lu C. 2014. A Generalized Frontogenesis Function and Its Ap
596 plication[J]. Advances in atmospheric sciences, 31(5):1065-1078.doi:10.1007
597 /s00376-014-3228-y.

598 Yang S, Gao S, Wang D. 2007. Diagnostic analyses of the ageostrophic Q vec
599 tor in the non-uniformly saturated, frictionless, and moist adiabatic flow[J].
600 Journal of Geophysical Research, 112(D9). doi:10.1029/2006JD008142.

601 Yang S, Gao S, Lu C. 2015. Investigation of the Mei-yu Front Using a New
602 Deformation Frontogenesis Function[J]. Advances in atmospheric sciences,
603 32(5):635-647. doi:10.1007/s00376-014-4147-7.

604 曾勇, 杨莲梅. 2018. 新疆西部一次极端暴雨事件的成因分析[J]. 高原气象, 37
 605 (5):1220-1232. Zeng Yong, Yang Lianmei. 2018. Analysis on the Causes
 606 of an Extreme Rainfall Event in the West of Xinjiang[J]. Plateau Meteor
 607 ology(in Chinese), 37(5):1220-1232. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2018.0001
 608 4.
 609 曾勇, 周玉淑, 杨莲梅. 2019. 新疆西部一次大暴雨形成机理的数值模拟初步分
 610 析[J]. 大气科学, 43(02):372-388. Zeng Yong, Zhou Yushu, Yang Lianmei.
 611 2019. A Preliminary Analysis of the Formation Mechanism for a Heavy
 612 Rainstorm in Western Xinjiang by Numerical Simulation[J]. Chinese Journ
 613 al of Atmospheric Sciences(in Chinese), 43(02):372-388. doi:10.3878/j.issn.
 614 1006-9895.1804.18106
 615 曾勇, 杨莲梅. 2020. 新疆西部“6.16”强降水过程的中尺度分析[J]. 暴雨灾害, 39
 616 (01):41-51. Zeng Yong, Yang Lianmei. 2020. Mesoscale analysis on the"
 617 6.16"heavy precipitation event in the west of Xinjiang[J]. Torrential Rain
 618 and Disasters(in Chinese), 39(01):41-51. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2020.0
 619 1.005
 620 赵俊荣, 杨雪, 蔺喜禄, 等. 2013. 一次致灾大暴雪的多尺度系统配置及落区分
 621 析[J]. 高原气象, 32(1):201-210. Zhao Junrong, Yang Xue, Lin Xilu, et a
 622 l. 2013. Analyses on Multi-Scale System Configuration and District of a
 623 Disaster Snowstorm[J]. Plateau Meteorology(in Chinese), 32(1): 201-210. d
 624 oi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00020
 625 周括, 冉令坤, 齐彦斌, 等. 2020. 包含冻结过程的广义位温及位涡特征分析[J].
 626 大气科学, 2020,44(4):816-834. Zhou Kuo, Ran Lingkun, Qi Yanbin, et a
 627 l. 2020. Characteristic Analysis of Generalized Potential Temperature and
 628 Potential Vorticity during Freezing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sc
 629 iences (in Chinese), 44(4): 816-834 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1908.1915
 630 4
 631 庄晓翠, 李博渊, 秦榕, 等. 2020. 新疆东部一次区域极端暴雨环境场特征[J]. 高
 632 原气象, 2020,39(5):947-959. Xiaocui Zhuang, Boyuan Li, Rong Qing, et
 633 al. 2020. Analysis on the Causes of an Extreme Rainstorm in the Easter

n Xinjiang[J]. Plateau Meteorology(in Chinese), 39(5): 947-959. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00081

Zhou L, Huang R. 2009. Interdecadal variability of summer rainfall in Northwest China and its possible causes[J]. International Journal of Climatology, 30(4):549-557. doi:10.1002/joc.1923.

附录 A 地形追随坐标下的热力学锋生函数

由地形追随坐标下的质量连续性方程(A.1)出发 (Skamarock et al., 2008), 湿大气水平动量方程(A.2)-(A.3)和热力学方程(A.4)可写为

$$\partial_t \mu_d + \mathbf{v} \cdot \nabla \mu_d + \mu_d \nabla_{\eta} \mathbf{v}_3 = 0 \quad (\text{A.1})$$

$$\partial_t u + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_{\eta} u - f_0 v = -\alpha \partial_x p - \alpha / (\mu_d \alpha_d) \partial_{\eta} p \partial_x \phi + F_u \quad (\text{A.2})$$

$$\partial_t v + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_{\eta} v + f_0 u = -\alpha \partial_y p - \alpha / (\mu_d \alpha_d) \partial_{\eta} p \partial_y \phi + F_v \quad (\text{A.3})$$

$$\partial_t \theta^* + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_{\eta} \theta^* = Q^* \quad (\text{A.4})$$

其中, η 为地形追随坐标的垂直坐标, μ_d 为干空气柱的质量, $\alpha_d = 1/\rho_d$, $\alpha = \alpha_d / (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)$, $\nabla = (\partial_x, \partial_y)$, $\nabla_{\eta} = (\nabla, \partial_{\eta})$, u 为纬向速度, v 为经向速度, $\omega = d_{\eta} \eta$ 为 η 坐标的垂直速度, $\mathbf{v} = (u, v)$, $\mathbf{v}_3 = (\mathbf{v}, \omega)$; F_u 、 F_v 为与 u 、 v 有关的综合强迫。以上表达式中, ρ_d 为干空气密度, q_v 、 q_c 、 q_r 、 q_i 为水汽混合比、云水、雨水、云冰, 其余为常用气象符号。这里, $\theta^* = \theta \exp [L q_s (q_v / q_s)^k / (c_p T)]$ 为广义位温 (Gao et al., 2004), 引入了凝结权重函数 $(q_v / q_s)^k$, 充分考虑了湿大气的凝结潜热释放作用, Q^* 为与 θ^* 有关的非绝热加热。其中, $L = 2.55 \times 10^6$ 表示凝结潜热, q_v 为比湿, q_s 为水汽饱和比湿, c_p 为定压比热, T 为温度。当大气中没有水汽, $q_v = 0$, $\theta^* = \theta$; 当大气处于饱和时, $\theta^* = \theta_e = \theta \exp (L q_s / c_p T)$ 。可见, 广义位温能涵盖位温和相当位温表达式, 适用于干湿大气环境。

定义广义位温表示的锋生函数

$$F(\theta^*) = d_t |\nabla \theta^*|^2 = 2 \partial_x \theta^* d_t (\partial_x \theta^*) + 2 \partial_y \theta^* d_t (\partial_y \theta^*) \quad (\text{A.5})$$

660 其中, $|\nabla\theta^*|^2 = (\partial_x\theta^*)^2 + (\partial_y\theta^*)^2$

661 由热力学方程(A.4),

662
$$d_t(\partial_x\theta^*) = -\partial_x\mathbf{v} \cdot \nabla\theta^* - \partial_x\omega\partial_\eta\theta^* + \partial_xQ^* \quad (\text{A.6})$$

663
$$d_t(\partial_y\theta^*) = -\partial_y\mathbf{v} \cdot \nabla\theta^* - \partial_y\omega\partial_\eta\theta^* + \partial_yQ^* \quad (\text{A.7})$$

664 将(A.6)和(A.7)代入(A.5), 得到地形追随坐标下的以广义位温表示的热力学锋生
665 函数

666
$$F(\theta^*) = 2\nabla\theta^* \cdot \nabla Q^* - 2\nabla\omega \cdot \nabla\theta^* \partial_\eta\theta^* - 2\left[\partial_x\theta^*(\partial_x\mathbf{v} \cdot \nabla\theta^*) + \partial_y\theta^*(\partial_y\mathbf{v} \cdot \nabla\theta^*)\right] \quad (\text{A.8})$$

667 令 $\lambda = \partial_x u + \partial_y v$ 为散度, $\xi = \partial_x v - \partial_y u$ 为涡度, $E_{sh} = \partial_x v + \partial_y u$ 为切变变形,

668 $E_{st} = \partial_x u - \partial_y v$ 为伸缩变形, 对(A.8)进行整理, 得如下形式:

669
$$F(\theta^*) = 2\nabla\theta^* \cdot \nabla Q^* - 2\nabla\omega \cdot \nabla\theta^* \partial_\eta\theta^* - \lambda|\nabla\theta^*|^2 - \left[E_{st}(\partial_x\theta^*)^2 + 2E_{sh}\partial_x\theta^*\partial_y\theta^* - E_{st}(\partial_y\theta^*)^2\right] \quad (\text{A.9})$$

670 该锋生函数可分为四项, $A_1 = 2\nabla\theta^* \cdot \nabla Q^*$ 为非绝热加热项, $A_2 = -2\nabla\omega \cdot \nabla\theta^* \partial_\eta\theta^*$

671 为垂直运动项, $A_3 = -\lambda|\nabla\theta^*|^2$ 为散度项,

672 $A_4 = -\left[E_{st}(\partial_x\theta^*)^2 + 2E_{sh}\partial_x\theta^*\partial_y\theta^* - E_{st}(\partial_y\theta^*)^2\right]$ 为变形项。

673 由(A.4), 干空气和饱和湿大气的热力学方程可分别写为

674
$$\partial_t\theta + \mathbf{v} \cdot \nabla\theta = Q \quad (\text{A.10})$$

675
$$\partial_t\theta_e + \mathbf{v} \cdot \nabla\theta_e = Q_e \quad (\text{A.11})$$

676 经过相似的推导过程, 可得基于位温和相当位温形式的热力学锋生函数 $F(\theta)$ 和

677 $F(\theta_e)$, 分别代表干大气和饱和湿大气中的热力学锋生。

678

679 附录 B 地形追随坐标下的变形锋生函数

680 将水平动量方程(A.2)及(A.3)右侧合并, 可简写为:

681
$$\partial_t u + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta u - f_0 v = P_x \quad (\text{B.1})$$

682
$$\partial_t v + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta v + f_0 u = P_y \quad (\text{B.2})$$

其中

$$P_x = -\alpha \partial_x p - \alpha / (\mu_d \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi + F_u \quad (\text{B.3})$$

$$P_y = -\alpha \partial_y p - \alpha / (\mu_d \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi + F_v \quad (\text{B.4})$$

利用水平动量方程(B.1)及(B.2)推导出地形追随坐标下的垂直涡度方程、散度方程、切变变形方程和伸缩变形方程

$$\partial_t \xi = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta \xi - \partial_x \omega \partial_\eta v + \partial_y \omega \partial_\eta u - (\xi + f_0) \lambda + \partial_x P_y - \partial_y P_x \quad (\text{B.5})$$

$$\partial_t \lambda = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta \lambda - \partial_\eta \mathbf{v} \cdot \nabla \omega - (\partial_x u)^2 - (\partial_y v)^2 - 2 \partial_y u \partial_x v + f_0 \xi + \partial_x P_x + \partial_y P_y \quad (\text{B.6})$$

$$\partial_t E_{sh} = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta E_{sh} - \partial_\eta \mathbf{v} \cdot \nabla \omega - E_{sh} \lambda - f_0 E_{st} + \partial_x P_y + \partial_y P_x \quad (\text{B.7})$$

$$\partial_t E_{st} = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta E_{st} - \partial_x \omega \partial_\eta u + \partial_y \omega \partial_\eta v - \lambda E_{st} + f_0 E_{sh} + \partial_x P_x - \partial_y P_y \quad (\text{B.8})$$

对涡度方程(B.5)左右乘以 ξ ，得涡度拟能方程(B.9)。对(B.6)-(B.8)做类似处理可得散度拟能方程(B.10)，切变变形拟能方程(B.11)，和伸缩变形拟能方程(B.12)

$$\partial_t (\xi^2/2) = -\xi \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta \xi - f_0 \xi \lambda - E_{\xi E_{sh}} + S_{\xi E_{sh}} \quad (\text{B.9})$$

$$\partial_t (\lambda^2/2) = -\lambda \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta \lambda + \xi \lambda f_0 - 2 \lambda \partial_y u \partial_x v + E_{\lambda E_{st}} + S_{\lambda E_{st}} \quad (\text{B.10})$$

$$\partial_t (E_{sh}^2/2) = -E_{sh} \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta E_{sh} - f_0 E_{sh} E_{st} + E_{\xi E_{sh}} + S_{\xi E_{sh}} \quad (\text{B.11})$$

$$\partial_t (E_{st}^2/2) = -E_{st} \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta E_{st} + f_0 E_{st} E_{sh} + 2 \lambda \partial_x u \partial_y v - E_{\lambda E_{st}} + S_{\lambda E_{st}} \quad (\text{B.12})$$

其中

$$S_{\xi E_{sh}} = \partial_x v (\partial_x P_y - \partial_x \omega \partial_\eta v) + \partial_y u (\partial_y P_x - \partial_y \omega \partial_\eta u) - \lambda \left[(\partial_x v)^2 + (\partial_y u)^2 \right] \quad (\text{B.13})$$

$$E_{\xi E_{sh}} = \partial_y u (\partial_x P_y - \partial_x \omega \partial_\eta v) + \partial_x v (\partial_y P_x - \partial_y \omega \partial_\eta u) - 2 \lambda \partial_y u \partial_x v \quad (\text{B.14})$$

$$S_{\lambda E_{st}} = \partial_x u (\partial_x P_x - \partial_x \omega \partial_\eta u) + \partial_y v (\partial_y P_y - \partial_y \omega \partial_\eta v) - \lambda \left[(\partial_y v)^2 + (\partial_x u)^2 \right] \quad (\text{B.15})$$

$$E_{\lambda E_{st}} = \partial_y v (\partial_x P_x - \partial_x \omega \partial_\eta u) + \partial_x u (\partial_y P_y - \partial_y \omega \partial_\eta v) \quad (\text{B.16})$$

$S_{\xi E_{sh}}$ 为涡度拟能方程和切变变形拟能方程的符号相同项； $E_{\xi E_{sh}}$ 为涡度拟能方程和切变变形拟能方程的符号相反项，代表涡度拟能与切变变形拟能之间的互相转化。

$S_{\lambda E_{st}}$ 为散度拟能方程和伸缩变形拟能方程的符号相同项； $E_{\lambda E_{st}}$ 为散度拟能方程和伸缩变形拟能方程的符号相反项，代表散度拟能与伸缩变形拟能之间的互相转化。

设总变形 $E = (E_{sh}^2 + E_{st}^2)^{1/2}$ ，由拟能方程(B.11)和(B.12)推导总变形方程

$$\partial_t E^2 = 2 \left[\partial_t (E_{sh}^2/2) + \partial_t (E_{st}^2/2) \right] = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta E^2 + 2C \quad (\text{B.17})$$

其中, $C = 2\partial_x u \partial_y v \lambda + E_{\xi E_{sh}} + S_{\xi E_{sh}} + S_{\lambda E_{st}} - E_{\lambda E_{st}}$

用总变形梯度平方的局地变化表示的锋生函数

$$F(E^2) = \partial_t |\nabla E^2|^2 = 2\partial_x E^2 \partial_{x,t} E^2 + 2\partial_y E^2 \partial_{y,t} E^2 \quad (\text{B.18})$$

其中, $|\nabla E^2|^2 = (\partial_x E^2)^2 + (\partial_y E^2)^2$ 。

将总变形方程(B.17)代入(B.18), 得地形追随坐标下的变形锋生函数

$$\begin{aligned} F(E^2) = & \underbrace{4\nabla C \cdot \nabla E^2}_{B1} - \underbrace{2\nabla \omega \cdot \nabla E^2 \partial_\eta E^2}_{B2} - \underbrace{\lambda |\nabla E^2|^2}_{B3} \\ & - \underbrace{\left[E_{st} (\partial_x E^2)^2 + 2E_{sh} \partial_x E^2 \partial_y E^2 - E_{st} (\partial_y E^2)^2 \right]}_{B4} \\ & - \underbrace{\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta |\nabla E^2|^2}_{B5} \end{aligned} \quad (\text{B.19})$$

该锋生函数可分为四项, 锋生函数右端 $B_1 = 4\nabla C \cdot \nabla E^2$ 为涡度-散度-变形拟能转换

项, $B_2 = -2\nabla \omega \cdot \nabla E^2 \partial_\eta E^2$ 为垂直运动项, $B_3 = -\lambda |\nabla E^2|^2$ 为散度项,

$B_4 = -\left[E_{st} (\partial_x E^2)^2 + 2E_{sh} \partial_x E^2 \partial_y E^2 - E_{st} (\partial_y E^2)^2 \right]$ 为变形项, $B_5 = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_\eta |\nabla E^2|^2$ 为

平流项。