

阎丽凤, 车军辉, 周雪松, 等. 2013. 泰山地形对一次局地强降水过程动力作用的数值模拟分析. 气象, 39(11): 1393-1401.

# 泰山地形对一次局地强降水过程动力作用的数值模拟分析<sup>\* 1</sup>

阎丽凤<sup>1</sup> 车军辉<sup>2,3</sup> 周雪松<sup>2</sup> 孟宪贵<sup>2</sup>

1 山东省气象局, 济南 250031

2 山东省气象台, 济南 250031

3 南京大学大气科学学院, 南京 210093

**提 要:** 文章针对 2005 年 9 月 2 日发生在济宁郭楼镇的一次泰山背风下游区局地特大暴雨过程(438 mm/7 h), 利用济南 SA 雷达资料和 WRF 中尺度数值模式资料, 分析了泰山山区地形造成的对流层中低层大气动力过程及其对暴雨中尺度系统的影响, 开展了地形敏感性数值试验。结果表明: 对流层低层回流南下的东北气流受鲁中山区地形影响, 水平方向发生绕流, 垂直方向被迫抬升, 从而在泰山背风向的暴雨区附近形成准定常的绕流汇合区和重力波扰动区, 两项作用强迫的垂直运动, 与天气系统辐合区共同作用触发该地区的对流活动, 并使移入该地的对流系统增强和维持。改变地形后引起低层风场和散度场变化, 进而影响降雨带中的强降水落区和强度, 但对主雨带的分布无明显影响。

**关键词:** 局地强降水, 地形, 数值模拟

**中图分类号:** P435

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.11.002

## Numerical Simulation Analysis on Dynamic Effect of Taishan Mountain Terrain on Local Severe Rainfall

YAN Lifeng<sup>1</sup> CHE Junhui<sup>2,3</sup> ZHOU Xuesong<sup>2</sup> MENG Xiangui<sup>2</sup>

1 Shandong Meteorological Bureau, Jinan 250031

2 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

3 School of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093

**Abstract:** An extremely heavy rainfall event (435 mm/7 h) that happened in Guolou Town behind the leeward slope of Taishan Mountain on September 2, 2005 is simulated and analyzed by using WRF mesoscale numerical model data and the Jinan SA radar data, and sensitivity tests are carried out to study the influence of the terrain of Taishan Mountain in central Shandong Province on the dynamic process of atmosphere in mid-low troposphere. The results show that because of the effect of Taishan Mountain, the northeast airflow becomes circum-mountain airflow in the horizontal direction, and is lifted in the vertical direction. The quasi-permanent convergence zone of the circum-mountain flow and gravity wave disturbance zone are formed near the torrential rain area in the lee side of Taishan Mountain and triggers the severe convection together with the convergence zone of weather system, driving the severe convective system into this area intensify and maintain. If the terrain was changed, the wind field and divergence field in low-level could get weakened, affecting the location and the intensity of the extremely severe precipitation, but not having distinct impact on the distribution of the main rain belt.

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106010)资助

2012 年 9 月 18 日收稿; 2013 年 1 月 14 日收修定稿

第一作者: 阎丽凤, 主要从事灾害性天气研究. Email: ytylf@126.com

**Key words:** local severe rainfall, topography, numerical simulation

## 引言

地形在暴雨发生和发展中的作用已经得到广泛的认同(叶笃正, 1956; Chen et al, 2001; Maddox et al, 1979; Malawer et al, 1997; Lin et al, 1983; 郭英莲等, 2012; 何群英等, 2011; 柯文华等, 2012), 地形可以作为天气系统的触发机制和组织机制, 同时也可以引起天气系统的增强、减弱以及影响天气系统的移动等。但是不同的地形位置会产生不同的动力过程, 从而对暴雨的影响机制也不同。一般认为(陶诗言, 1980)地形的迎风坡具有动力及屏障作用, 可以使得气流绕地形流动和被迫爬升, 这就在很大意义上解释了为什么暴雨多发生于山脉迎风坡的气候统计事实。另一方面, 地形的背风面也同样对天气系统的发生发展有重要影响。对此, 因空间尺度不同, 以往的研究可分为两类(叶笃正, 1956): 一类是大尺度地形(朱抱真, 1957a; 1957b; 巢纪平, 1957), 不是本文讨论的对象, 另一类则是小尺度地形(可不计地球自转作用)。天气分析经验与小气候调查结果指出(杨国祥等, 1991; Queney, 1948; Chen et al, 2001; Hong et al, 2006; Kain, 2004; 丁仁海等, 2010; 张家国等, 2010; 矫梅燕等, 2005; 杨国祥, 1989; 余志豪等, 1988), 气流绕山时, 在山前山后两侧流场的辐散辐合分布不同, 会造成不同的垂直运动, 因而对降水的影响不同; 此外一定强度的气流越

山可在山后形成定常驻波, 运用这种小尺度的定常背风波通常可以解释地形背风面的波状云等现象, 至于它对背风下游地区的局地暴雨增幅和强对流天气的增强, 究竟有何影响? 在这方面, 以往的研究并不多见(赵瑞星等, 1990; 吴池胜, 1994; 朱民等, 1999)。

位于山东中部和南部的泰山山区(主峰泰山, 海拔 1545 m)是一片孤立的山区, 该处多发强对流天气, 是研究地形对低层大气内中小尺度系统发生、发展、演变作用的理想场所。2005 年 9 月 2 日山东省鲁南地区出现了一次局地特大暴雨过程, 济宁市汶上县郭楼镇 20 个村突遭特大暴雨袭击, 7 h 降水量达 438 mm, 而周围其他乡镇降水不足 10 mm。此次降水过程局地性强、发展突然、强度大且持续时间长, 为济宁市历史上百年不遇。局地特大暴雨产生在泰山背风坡下游区, 泰山地形对其影响作用如何? 引起我们极大兴趣。为此本文利用济南 SA 雷达资料和 WRF 中尺度数值模式资料, 分析了泰山山区地形所造成的对流层中低层大气动力过程及其对暴雨中尺度系统的影响作用, 并针对地形处理进行数值试验揭示出地形对雨带和低层流场的影响。

## 1 过程概述

2005 年 9 月 1—2 日鲁西南至半岛范围内出现的降水过程所形成的降水区呈带状分布(图 1a), 雨带上多数测站降水量低于 5 mm, 但有 3 个孤立的

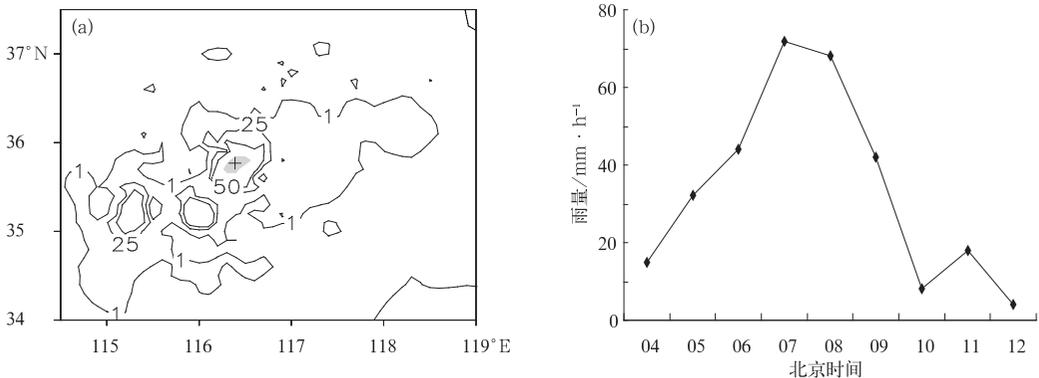


图 1 (a)2005 年 9 月 2 日 02:00—12:00 观测雨量分布(单位: mm, 阴影为降水量  $\geq 250$  mm 的区域, + 为郭楼镇位置), (b)郭楼镇雷达估测小时累积降水随时间变化(单位: mm)

Fig. 1 (a) The observed rainfall (unit: mm, the shadings are for the areas  $\geq 250$  mm, the sign + shows position of Guolou Town), (b) the change of hourly accumulated precipitation measured by the radar in Guolou Town (unit: mm) during 02:00—12:00 BT 2 September 2005

$\beta$  中尺度的暴雨中心,分别位于菏泽东北部和济宁中部。其中济宁中部的暴雨中心最强,济宁水利局监测显示,郭楼镇过程降水量达到 438 mm。雷达估测该地逐小时降水量(图 1b)显示,过程开始于 2 日 03 时(北京时,下同)左右,结束于 11 时前后,06:00—08:00 时最强,其中 06:00—07:00 的 1 h 估测雨量 72 mm,07:00—08:00 的 1 h 估测雨量 68 mm。

在天气实况图上(图 2a、2b 和 2c)可以看到,9 月 2 日 02 时台风泰利中心位于江西中部,副热带高压(以下简称副高)588 线西伸至江苏沿海,大陆副高东侧 590 线位于甘肃南部,东北地区受高空冷涡

控制,从而在黄淮流域地区形成一深厚的鞍形场。台风倒槽与副高间的东南气流与从冷涡后部南下的东北气流在山东中部交汇,在地面至 850 hPa 之间形成一锋面系统,雨区位于 850 hPa 急流(风速  $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )北端的风速和水汽辐合区内(图 2c)。这与 Maddox 等(1979)所总结的“锋面型”极端降水天气类型特征较为一致,表现为边界层锋区和弱的对流层中层风场。FY2C 红外云图(图 2d)监测表明一个准静止的  $\beta$  中尺度对流云团在该雨区局地生消,从而证明了这是一次由中小尺度对流系统造成的局地强降水过程。

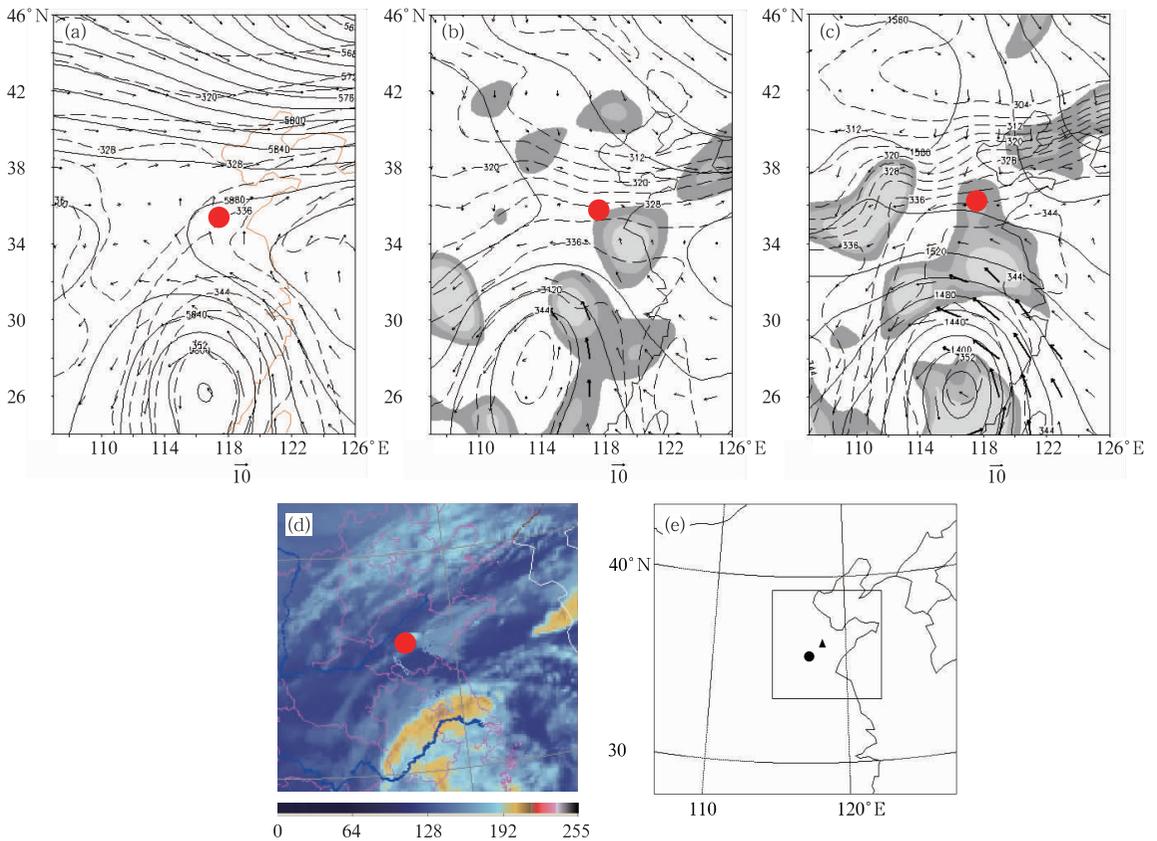


图 2 2005 年 9 月 2 日 08 时 500 hPa(a),700 hPa(b)和 850 hPa(c)风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )、位势高度(实线,单位:gpm)、假相当位温(虚线,单位:K)和水汽通量散度辐合中心(阴影区,单位: $< -1.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ),(d)9 月 2 日 04:00 卫星云图,(e)WRF 模式模拟区域(圆形:郭楼镇位置,三角形:泰山主峰位置)

Fig. 2 The wind field (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), potential height field (solid line, unit: gpm), pseudo-equivalent potential temperature (dotted line, unit: K) and convergence center of water-vapor flux divergence (shaded area is for less than  $-1.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 500 hPa (a), 700 hPa (b), 850 hPa (c) at 08:00 BT 2 Spetember 2005, the satellite cloud image at 04:00 BT 2 Spetember 2005 (d), caculation domain of WRF model (e) (circle: position of Guolou Town, triangle: position of Taishan peak)

## 2 数值模拟

### 2.1 方案设计

运用美国新一代中尺度大气数值模式 WRF 对本次过程进行数值模拟。为了模拟本次局地特大暴雨的中小尺度特征,模式区域采用两层嵌套(图 2e),格距分别为 12 和 4 km,采用质量坐标动力框架,在垂直方向采用 ETAP 坐标,分为 31 个不等距的层次。采用分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ ,时间间隔为 6 h 的 NCEP 最终分析资料作为背景输入场,模式模拟的初始时间为 9 月 1 日 20:00,9 月 2 日 14:00 结束。

### 2.2 物理过程选择

本次过程是一次局地的中小尺度系统引起的特大暴雨。为了更好地模拟本次局地降水过程,在模式模拟过程中选择使用了较为复杂的物理过程,特别是在微物理过程方案中使用了 Lin 等的方案,该方案是一个包含了冰、雪、软雹等过程的复杂微物理过程方案,详细的参数化方案如表 1 所示。

### 2.3 模拟与实况对比分析

图 3a 给出 2 日 02:00—12:00 模拟的降水量分布,带状的雨区上分布着 3 个强降水中心,其中最强降水中心所模拟的过程总降水量最大为 200 mm,主要在汶上县北部,与实况相比(图 1a 和 1b),无论

表 1 模式参数化方案

过程	参数化方案
微物理过程方案	Lin 等的方案
长波辐射方案	RRTM 方案
短波辐射方案	Dudhia 方案
陆面过程方案	Noah 陆面过程方案
边界层方案	YSU 方案
积云参数化方案	浅对流 Kain-Fritsch 方案 (在两个网格尺度上都打开)

雨带的形状、尺度还是雨带上 3 个降水中心分布位置均与实况较为一致,只是降水量值偏少,但考虑降水过程的局地特性,200 mm 的模拟降水量已相当成功。另外模式所模拟的最大降水点的每小时降水变化表明,模式模拟的降水开始于 03 时左右,05—08 时为强降水时段,07 时降水最强,09 时以后降水减弱,该演变趋势与实况一致。

从各层流场演变来看(图略),无论是模拟还是实况,在黄淮流域地区都是深厚的鞍形场,台风倒槽与副高间的东南气流与从冷涡后部南下的东北气流在山东中部交汇对峙,850 hPa 有辐合线活动并触发对流,随着积分时间增加,在副高边缘偏南气流里有中尺度对流系统形成发展,造成了郭楼镇局地的特大暴雨。模式模拟的大尺度流场演变与实况变化趋势较一致,并模拟出暴雨区上空中尺度对流系统的发生发展。图 4a 和 4b 给出 2 日 08:00 700 hPa 流场实况与模拟,两者大尺度流型很相似,同时暴雨区内副高边缘偏南气流里镶嵌着中尺度切变线和反气旋涡旋等中尺度系统。

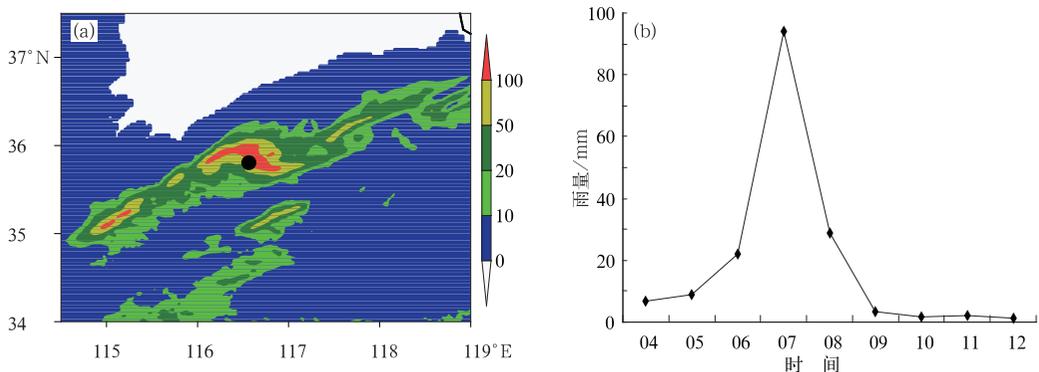


图 3 2005 年 9 月 2 日 02:00—12:00 模拟的雨量(a, 单位:mm, 圆形:郭楼镇位置)和模式最大降水点小时累积降水随时间变化(b, 单位:mm)

Fig. 3 The simulated rainfall (a, unit: mm, circle: position of Guolou Town), the change of hourly accumulated precipitation (b, unit: mm) at the largest rainfall grid of model during 02:00—12:00 BT 2 September 2005

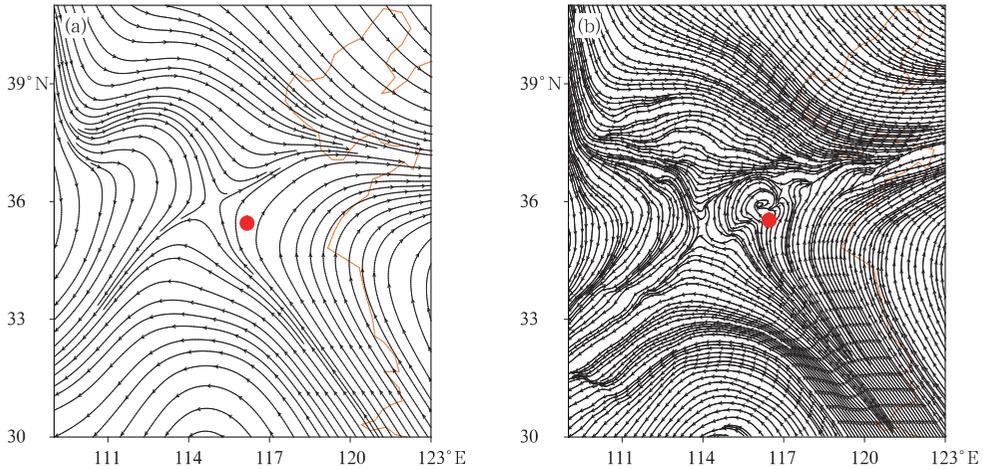


图 4 2005 年 9 月 2 日 08:00 700 hPa 流场

(a) 实况, (b) 模拟  
(圆形: 郭楼镇位置)

Fig. 4 The observed (a), the simulated (b) stream field at 700 hPa  
(circle: position of Guolou Town)

WRF 模式的模拟结果表明,该模式模拟出了郭楼镇的局地特大暴雨过程,在强降水雨带、降水的中心位置和演变趋势模拟上相当接近实况,反映在流场的模拟上,WRF 模式较好地模拟出对流层中低层的两支气流汇合南下激发中小尺度系统引发郭楼镇局地强降水,与实况演变相符,模拟结果较真实地再现了这一局地暴雨天气过程,可以使用 WRF 模拟结果进一步探讨泰山山区地形对此次局地强降水事件的动力作用。

### 3 泰山山区地形对暴雨过程的影响分析

#### 3.1 泰山山区地形概况

图 5a 显示泰山山区即常称的鲁中山区地形以及济南 SA 雷达探测覆盖区,其中雷达距离圈间隔 50 km。如图所示泰山山区位于山东中部,面积约 6.5 万 km<sup>2</sup>,高于 1000 m 的山有 5 座,它们是泰山、鲁山、沂山、蒙山和徂徕山。泰、鲁、沂诸山连成一体,其中泰山主峰(图中“△”所示)海拔高度为 1545 m,为鲁中山区最高的山脉,特大暴雨发生地郭楼镇(图中“+”所示)位于泰山的西南部 87 km 左右处,地形剖面线 AB 经过两地,平行于当时近地面层主导气流(东北风),地形剖面图(图 5b)所示郭楼镇处于泰山下风向,自郭楼镇到泰山 87 km 距离内,地形

高度由 100 m 上升到 1540 m 左右。

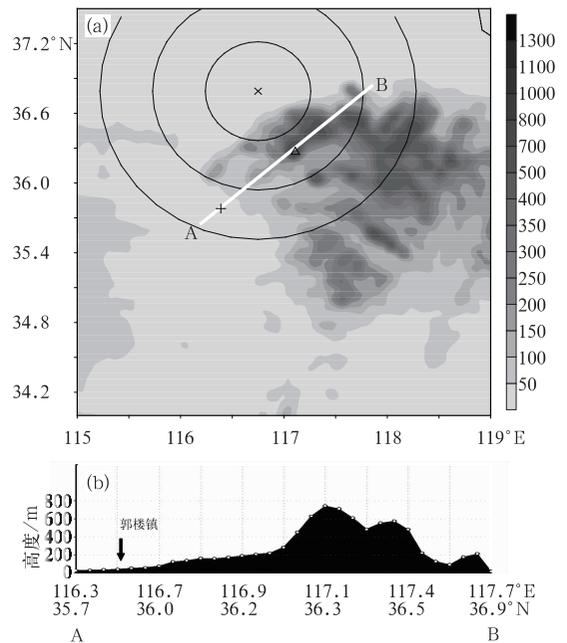


图 5 济南 SA 雷达探测区域(a)和沿 AB 的地形剖面(b)

(“△”所示泰山,“+”所示郭楼镇,“×”所示济南雷达站,圆圈表示雷达距离圈,线段 AB 为垂直剖面剖线)

Fig. 5 The detection range of SA radar in Jinan (“△” represents Taishan Mountain, “+” is Guolou Town, “×” refers to Jinan radar site, circle means the radar distance, line segments are the verticle profile lines)

### 3.2 低层绕流辐合与暴雨对流系统演变

2005年9月1日20时地面冷锋位于鲁中山区北部至半岛一带,冷空气前沿已达到鲁中山区北部边缘,2日02时冷锋移过山东中部,此时山东省低层大气大部转为东北风流场,在此形势下,北方冷空气在低层从渤海侵入该省以东北流场的形式回流影响鲁中、鲁西南等地区,泰山位于鲁西南平原地区的上风风向,当东北气流向鲁西南地区流动时,首先受阻于此,出现低层绕流现象。2005年9月2日02—09时1000 hPa流场和雷达组合反射率逐时分布图上显示,02和03时(图6a和6b)山北的气流受地形影响产生绕流,气旋性曲率加大,在山后与先前的东北气流汇合,汇合渐近线上气流辐合明显,但此时尚无对流单体形成;04时(图6c)汇合渐近线随气流方向进一步延长,在其带状的辐合区内,有多个孤立的对流单体生成;05时(图6d)开始汇合渐近线断裂,远离山体的西南部分随大尺度东北气流场不断南压,靠近山体的东北部分依然维持在原地少动,原先孤立的局地回波沿辐合线不断组织发展成线状对流

系统,郭楼镇位于该对流系统的西南部,其上空对应一个发展比较旺盛的对流单体,回波强度超过50 dBz;06—07时(图6e和6f)靠近山体的中尺度汇合渐进线移动缓慢,但其南侧的偏东气流加强,使得渐进线上气流辐合增强,本文推断这主要是由原先受山脉阻挡的冷空气越过山脉下坡向南推进所致。这期间对流系统沿辐合线发展至最强,但对流系统位置近乎静止,镶嵌其内的郭楼镇上空对流单体也静止少动。08时(图6g)以后中尺度渐近线开始缓慢南移,且气流辐合强度减弱,与此对应线状对流系统开始收缩,强度减弱,并整体缓慢向东北方向移动,这期间对流系统上不断有强单体移过郭楼镇,呈现典型的列车效应使得郭楼镇始终维持较强的降水强度。

综上所述可见正是低层这种地形绕流造成的辐合抬升是本次局地暴雨的重要触发机制之一,地形绕流造成的汇合渐近线的维持和加强对对流系统的局地发展也产生重要的影响。吴恒强(1983)在分析海南岛地形造成的绕流效应时指出西南季风盛行期间,西南气流由海南岛造成的地形绕流汇合点常常落在

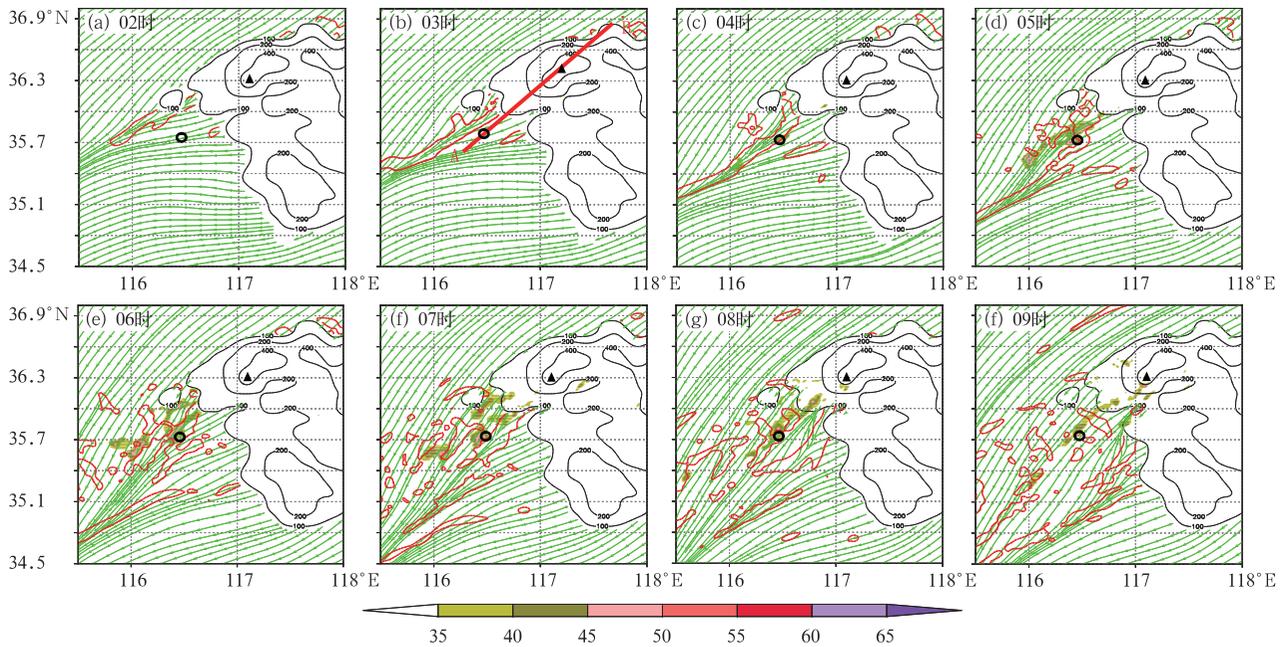


图6 模拟的2005年9月2日02:00—09:00 1000 hPa逐小时流场,辐合区(虚线,单位 $\leq -2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ),实况组合反射率因子(填色区,单位 $\geq 35 \text{ dBz}$ ),地形高度(粗实线,单位 $\geq 100 \text{ m}$ ) (圆形:郭楼镇位置,三角形:泰山主峰位置)

Fig. 6 (a)–(h) The simulated wind field, the convergence area (dotted lines are for  $\leq -2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), the observed combination reflectivity factor (shading is for the areas of reflectivity no lower than 35 dBz), terrain height (thick solid lines are for  $\geq 100 \text{ m}$ ) during 02:00–09:00 BT 2 September 2005 (circle: position of Guolou Town; triangle: position of Taishan peak)

两广一带,造成地面以及低层气流、水汽辐合触发强对流天气。与本文所描述的地形绕流效应类似。

### 3.3 背风波对暴雨对流系统的作用

针对小尺度地形背风波,叶笃正(1956)指出其产生的有利条件包括稳定的大气层结、风向近于垂直山脉、风力较强且随高度有一个急速的增加等,研究本例泰山下风向地形背风波问题,有必要首先考虑当时的过山气流与大气层结条件。图 7a 和 7b 为沿图 6b 所示 AB 线所取剖面上模式输出的 2005 年 9 月 2 日 02 和 03 时合成风场和位温的垂直分布图,从图 6b 可见线段 AB 平行于东北气流风向,垂直经过泰山山区延伸至郭楼镇上空。首先从位温垂直廓线来看,大气层结比较稳定有利于背风波的形成,剖面上各层风矢量分布显示,750 hPa 以下是一致的东北气流,该支气流厚度 3 km 左右,风速随高度变化不大,750 hPa 以上转为西南气流,表明在低层东北气流上空存在不连续界面,叶笃正(1956)总结指出当大气中有一个固定的盖或不连续面时背风波会出现。从图 7a 和 7b 也可以看出,由于下垫面的起伏不平,边界层东北气流遇到泰山山系阻挡,引起空气的垂直振荡,形成中尺度的重力波。重力波自山脉向下风向传播,在泰山背风面(距离在 100 km 左右)形成定常的上升运动区,并与其他天

气系统造成的上升运动在暴雨区叠加,从 02—03 时郭楼镇上空区域垂直运动不断增强触发对流产生。结合上节分析表明这种低层东北气流过山的形势将一直持续到 11 时左右,很有可能会在郭楼镇附近形成一个持续且常定的波扰动,从而有利于该地对流系统的维持。朱民等(1999)曾经研究大别山中尺度区域地形的背风波问题时指出每年的梅雨季节西南季风流过大别山,常在山后背风向发生一种常定的相当正压波动,当有移动性的暴雨区移至大别山定常背风波的适当位置即波动的上升运动支时,暴雨会得到增幅。

### 3.4 地形敏感性试验

为进一步验证泰山山区地形对此次降水事件的影响,本文通过地形敏感性试验进行定量研究。敏感性试验设计方案为将泰山山区地形高度下降至 10 m。模式嵌套区域,物理方案与控制试验方案相同。

对比地形滤除前后模拟的雨带分布图(见图 3a 和图 8),滤除地形后的雨带仍呈带状分布,且与滤除前雨带尺度大小相当,但是原先位于泰山下风向的降水中心位置东移,且降水强度和范围略有减弱,控制性试验降水中心最大雨量为 200 mm 左右,敏感性试验降水中心最大雨量为 180 mm 左右。可见

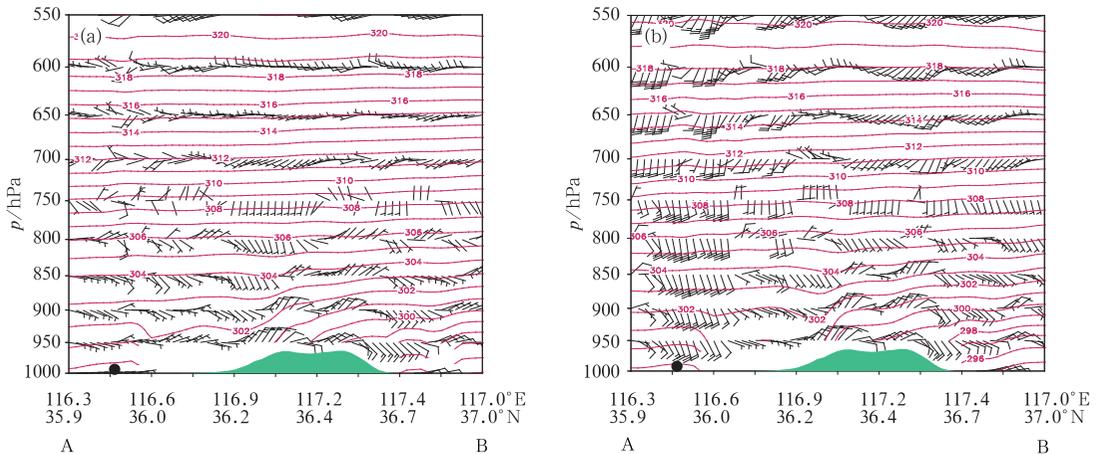


图 7 模拟的 2005 年 9 月 2 日沿 AB 线所作剖面上合成风场(单位:  $m \cdot s^{-1}$ )、位温(单位: K)垂直分布图 (圆形: 郭楼镇位置)

(a) 02:00, (b) 03:00

Fig. 7 Cross section of the simulated velocity (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ), the potential temperature (unit: K) along line AB

(circle: position of Guolou Town)

(a) 02:00 BT, (b) 03:00 BT 2 September 2005

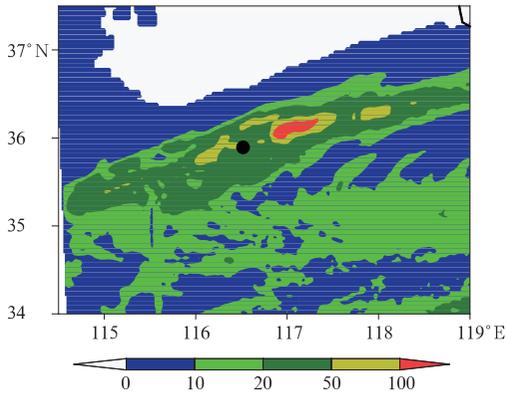


图 8 2005 年 9 月 2 日 02:00—12:00 敏感性试验的总降水量(单位: mm)  
(圆形: 郭楼镇位置)

Fig. 8 The simulated rainfall (unit: mm) by sensitivity experiment for 02:00—12:00 BT 2 September 2005  
(circle: position of Guolou Town)

地形在一定程度上影响暴雨落区的位置和强度,但对主雨带的位置无明显影响。

图 9 给出控制性试验和敏感性试验模拟的 2 日 07:00 对流层低层(1000 和 850 hPa)流场和散度场,对流层中层(700 和 600 hPa)流场和涡度场,该时刻是郭楼镇最强降水时刻。对比各层流场及其散度(涡度)场变化可见,将地形滤除后 1000 hPa 流场是一致分布较为均匀的东北气流,因地形绕流造成的中尺度汇合渐进线消失,无明显的辐合区(图 9a 和 9b)。850 hPa 控制性试验模拟场上(图 9c),东南气流和东北气流汇合所形成辐合线上气流辐合强度分布不均,在暴雨区上空对应一小尺度强辐合区,该位置紧靠泰山山区下风向,与其相比敏感性试验所模拟的辐合线位置略微南压,最大差异是辐合线上散度场分布均匀,强度减弱,暴雨区上空的强辐合中心大大减弱(图 9d)。对流层中层控制性试验模拟

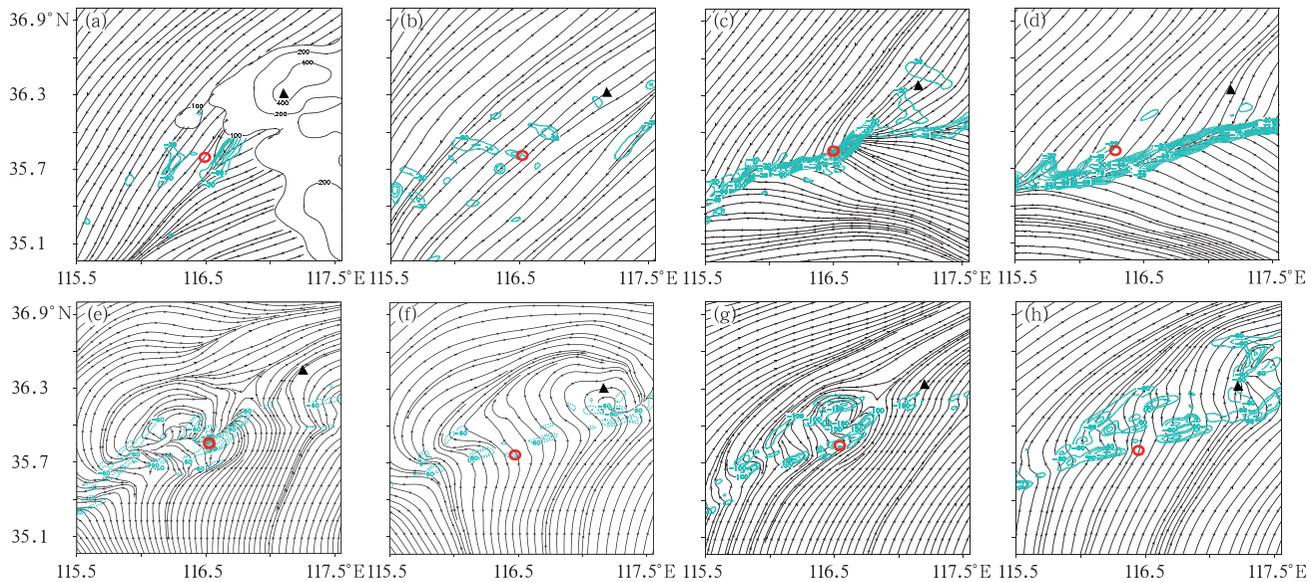


图 9 2005 年 9 月 2 日 07:00 控制性试验模拟的(a)1000 hPa,(c)850 hPa 流场和散度场(单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ );  
(e)700 hPa,(g)600 hPa 流场和涡度场(单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ );(b)敏感性试验模拟的 1000 hPa 流场和散度场结果;  
(d)850 hPa 流场和散度场(单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ );(f)700 hPa,(h)600 hPa 流场和涡度场(单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )  
(圆形: 郭楼镇位置; 三角形: 泰山主峰位置)

Fig. 9 The simulated stream field and divergence filed (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) (a) at 1000 hPa, (c) at 850 hPa; stream field and vorticity field (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) (e) at 700 hPa, (g) at 600 hPa by control experiment; the simulated stream field, divergence filed (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) (b) at 1000 hPa, (d) at 850 hPa; stream field and vorticity field (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) (f) at 700 hPa, (h) at 600 hPa by sensitivity experiment at 07:00 BT 2 September 2005  
(circle: position of Guolou Town; triangle: position of Taishan peak)

场上(图 9e 和 9g),暴雨区上空存在两条并行的  $\beta$  中尺度气旋式切变线和反气旋式切变线,其中在反气旋切变线上有一  $\gamma$  中尺度反气旋涡旋环流,涡度场

上则是两个强的正、负涡度中心,与其相比,去掉地形后原先位于暴雨区上空的中尺度对流系统东移,而且强度大大减弱(图 9f 和 9h)。

综合对比分析表明,泰山地形的存在可以改变低层气流的分布从而造成局地的强辐合中心,触发对流并促进其增强发展,滤除地形后,低层流场分布均匀,辐合减弱,加之其动力屏障作用的消失,从而影响对流产生的位置和强度,最终使雨带中的强降水落区和强度发生变化,但对主雨带的分布无明显影响。

## 4 结论与讨论

WRF 模式成功模拟出 2005 年 9 月 2 日发生在济宁郭楼镇的一次泰山背风下游区局地特大暴雨过程。模式分析表明,近地面层回流南下的东北气流受鲁中山区地形影响,水平方向上发生绕流,垂直方向上被迫抬升,从而在泰山背风向的暴雨区附近形成准定常的绕流汇合区和重力波扰动区,两项作用强迫的垂直运动,与天气系统辐合区共同作用触发该地区的对流活动,并使移入该地的对流系统增强和维持。地形敏感性试验表明,泰山地形的存在可以改变低层气流的分布从而造成局地的强辐合中心,触发对流并促进其增强发展,滤除地形后,低层流场分布趋于均匀,辐合减弱,加之其动力屏障作用的消失,从而影响对流产生的位置和强度,最终使雨带中的强降水落区和强度发生变化,但对主雨带的分布无明显影响。根据上述分析结果,概括了产生此次局地特大暴雨的地形作用模型图,如图 10 所示。

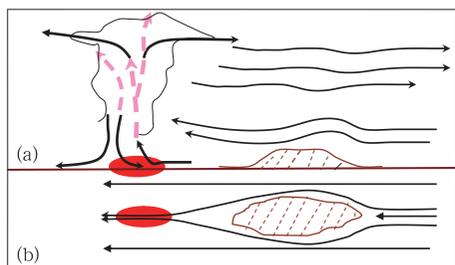


图 10 2005 年 9 月 2 日局地暴雨过程地形作用示意图

(a)垂直方向, (b)水平方向

Fig. 10 The schematic diagram of the impact of terrain on the local extremely heavy rainfall on 2 September 2005

(a) vertical direction, (b) horizontal direction

## 参考文献

巢纪平. 1957. 斜压西风带中大地形有限扰动的动力学. 气象学报, 28

(4):303-313.

丁仁海, 周后福. 2010. 九华山区下垫面对局地降水的影响分析. 气象, 36(3):47-53.

郭英莲, 吴翠红, 王继竹, 等. 2012. “7. 15”宜昌大暴雨的地形影响特征. 气象, 38(1):81-89.

何群英, 解以扬, 东高红, 等. 2011. 海陆风环流在天津 2009 年 9 月 26 日局地暴雨过程中的作用. 气象, 37(3):291-297.

矫梅燕, 毕宝贵. 2005. 夏季北京地区强地形雨中尺度结构分析. 气象, 31(6):9-14.

柯文华, 俞小鼎, 林伟旺, 等. 2012. 一次由“列车效应”造成的致洪暴雨分析研究. 气象, 38(5):552-560.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 13-23.

吴池胜. 1994. 地形对重力惯性波发展的影响. 大气科学, 18(1):81-88.

吴恒强. 1983. 海南岛地形造成的绕流效应对粤桂南部降雨的影响. 大气科学, 7(3):335-340.

叶笃正. 1956. 小地形对于气流的影响. 气象学报, 26(3):243-262.

杨国祥. 1989. 华东对流天气的分析预报. 北京: 气象出版社, 8-18.

杨国祥, 何齐强, 陆汉城. 1991. 中尺度气象学. 北京: 气象出版社, 144-154.

余志豪, 陆汉城. 1988. 梅雨锋暴雨的中尺度雨带和锋团. 中国科学, 9:1002-1010.

赵瑞星, 翟宇梅. 1990. 地形对对称不稳定的影响. 大气科学文集. 北京: 科学出版社, 112-121.

朱抱真. 1957a. 大尺度热源、热汇和地形对西风带的常定扰动(一). 气象学报, 28(2):122-139.

朱抱真. 1957b. 大尺度热源、热汇和地形对西风带的常定扰动(二). 气象学报, 28(3):198-221.

朱民, 余志豪, 陆汉城. 1999. 中尺度地形背风波的作用和应用. 气象学报, 57(6):705-714.

张家国, 岳阳, 牛淑贞, 等. 2010. 一次长历时特大暴雨多普勒雷达中尺度分析. 气象, 36(4):21-26.

Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. Mon Wea Rev, 129:569-585.

Hong S-Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon Wea Rev, 134:589-603.

Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. J Appl Meteor, 43:170-181.

Lin Y-L, Farley R D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J Climate Appl Meteor, 22:1065-1092.

Maddox R A, Chappell C F, Hpxit L R. 1979. Synoptic and meso-aspects of flash flood. Bull Amer Meteor Soc, 60:115-123.

Malaver E J, Taubman S J, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere; RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. J Geophys Res, 10299(D14):16663-16682.

Queney P. 1948. The problem of air flow over mountain: A summary of theoretical studies. Bull Amer Meteor Soc, 29:16-26.