

刘裕禄, 杜其成, 黄勇, 2017. 黄山地区短时强降雨的地形增幅机制[J]. 气象, 43(2):181-188.

黄山地区短时强降雨的地形增幅机制^{*1}

刘裕禄^{1,2} 杜其成¹ 黄勇^{2,3}

1 安徽省黄山市气象台, 黄山 245021

2 安徽省大气科学与卫星遥感重点实验室, 合肥 230031

3 安徽省气象研究所, 合肥 230031

提 要: 应用黄山地区 191 个地面自动观测站资料, 统计分析了 2015 年发生在黄山地区短时强降雨时空分布。统计发现: 发生短时强降雨过程次数在午后及傍晚(14 和 18 时)时段中明显增多; 黄山山脉及其附近是短时强降雨多发生的中心地带, 发生短时强降雨次数分布与山脉形态一致、和地形高度相关, 短时强降雨与地形关系密切。分别利用三个典型个例分析了山脉地形动力阻拦和热力对短时强降雨的增幅作用, 结果表明: (1) 山脉地形迎风坡处因地形抬升速度与地面辐合线相配合降雨增强, 水汽收支方法诊断计算降雨增量可达 6 成; (2) 锋面过境山脉时垂直扰动增强水平位温梯度增大锋生, 在背风坡处地面涡度、上升运动增强, 导致降水增幅; (3) 山脉西南区域因地面感热通量差异形成热低压, 在该区域增暖增湿, 大气不稳定增强, 受冷平流影响形成强对流天气, 导致山区降水增幅。

关键词: 黄山山脉, 短时强降雨, 地形抬升, 锋生, 热低压

中图分类号: P441, P457

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.02.005

The Topographical Enhancement Mechanism of Short-Time Heavy Rainfall in Huangshan Mountain

LIU Yulu^{1,2} DU Qicheng¹ HUANG Yong^{2,3}

1 Huangshan Meteorological Observatory of Anhui, Huangshan 245021

2 Anhui Provincial Key Laboratory of Remote Sensing of Atmospheric Science and Satellite, Hefei 230031

3 Anhui Meteorological Institute, Hefei 230031

Abstract: The spatio-temporal distribution of short-time heavy rainfall in Huangshan Mountain region was analyzed statistically by using the observations from 191 ground automatic observation stations in Huangshan Mountain region. Statistics revealed that the frequency of short-time severe rainfall process increases significantly from afternoon to evening (14:00–18:00) period; short-time severe rainfall occurs most often in Huangshan Mountain and the nearby area; the distribution of short-term heavy rainfall frequency is highly correlated with mountain shape and terrain. Using three typical cases, the function of the enhancement of mountain terrain dynamic blocking and thermodynamics in short-time severe rainfall is analyzed. The findings are concluded as follows: (1) The rainfall increases due to the lifting rate of mountain terrain on the windward slope, and the rainfall could reach 60% according to the diagnosis by the water vapor budget method. (2) When the frontal surface passes the mountain area, its vertical disturbance enhances frontogenesis, while in the leeward slope, the surface vortex, and ascending motion are enhanced, resulting in the increase in precipitation. (3) In the southwest region thermal low forms due to the difference of surface latent heat flux, making this area warmer and wetter and the atmospheric instability enhanced.

* 安徽省自然科学基金项目(1508085MD64)、中国气象局(CMAGJ2015M28)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306040)共同资助
2016 年 4 月 5 日收稿; 2016 年 11 月 25 日收修定稿
第一作者: 刘裕禄, 主要从事天气预报业务. Email: lylmyself@163.com

Affected by cold advection, severe convective weather develops, thus increasing the precipitation in the mountain region.

Key words: Huangshan Mountain, short-time severe rainfall, topographic uplift, frontogenesis, thermal low

引 言

短时强降雨是我国夏季常见的灾害性强对流天气,对国民经济和人民生命具有重大的影响,也是引发黄山山区滑坡、泥石流等地质灾害发生的主要原因。黄山地区山脉纵横,地形复杂,西北部有黄山山脉,最高海拔 1860 m,东南部有天目山,走向均为东北—西南向;据历史资料统计黄山山脉顶部(光明顶)年降水量比其附近山下盆地偏多 4 成,这与山脉高山地区短时强降雨过程偏多是密切相关的。近年来国内外许多学者对于短时强降雨过程的机理方面做了广泛的研究,但山区复杂的地形诱发短时强降雨过程有其独特特点。地形作用引起的降雨增幅主要有动力和热力作用两个方面:地形对暖湿气流的动力强迫抬升和辐合引发的强降雨过程,早就被人们所了解(臧增亮等,2004;朱民等,1999;刘爱鸣等,2010;周福等,2016),当地形走向与背景风向交角较大时,暖湿气流沿坡爬升,必然使对流旺盛,雨量加大,形成迎风坡降雨中心(傅抱璞,1992),地形阻挡也使降水系统移速减慢,雨时延长,地形暴雨主要是由强降雨的持续所造成的(刘裕禄和黄勇,2013);另外,锋面气流过山时,地形重力波随之发展,上升运动和垂直扰动加强有利于锋生,从而引发暴雨强降雨发生(杜正静等,2015);地形对大气环流和天气气候的影响中,热力作用最主要的表现是地表感热和潜热通量的作用,毕宝贵等(2005)利用 MM5 模式对陕西南部的强降水研究发现,地表感热、潜热通量和温度的区域分布与高原地形分布有关,夏季山区夜间山谷风即是地表感热、潜热通量分布不均的结果,山谷风辐合可形成局地的地面气旋,从而使局地降雨增强,发生暴雨强降雨(雷先春,1993)。

以上地形降雨动力和热力作用,可能引发强对流或暴雨天气发生这一事实,但是,对于夏季黄山地区频发的短时强降水灾害而言,黄山山脉具体地形在短时强降雨过程中所起的作用,黄山山脉地形与短时强降雨分布关系、地形导致短时强降雨发生机制却有独自特点。为此,本文统计 2015 年所有短时

强降雨过程,分析其发生过程中的雨量、地面风、压、湿等观测资料,总结其时空分布特征,并探讨了黄山山脉地形增幅、锋面过山锋生、地面气旋形成等动力和热力作用对短时强降雨发生和维持机理。

1 资料与方法

所用资料有新一代多普勒天气雷达资料、自动气象站观测资料。其中新一代多普勒天气雷达为黄山站(30.13°N、118.15°E)CINRAD/SA 雷达,海拔高度为 1841.3 m,通过天气雷达的接收处理系统(CINRAD-PUP 软件),得到研究区域内的雷达反射率因子、雨量预报等产品。实况雨量资料、地面风场、温度、压强、相对湿度来源于黄山市 191 个高密度自动雨量站,地形高度与地面资料格点插值精度 $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ 。

研究地形迎风坡 Δt 时段内降雨增量 ΔR 方法采用的是降水量的诊断方法,降水量诊断时,水汽收支方法计算降水率。降水率的计算方法如下公式所示:

$$\omega_t = -\rho_0 g V_0 \cdot \nabla h \quad (1)$$

$$\omega_f = -g\rho_0 C_d V_0 \zeta_0 / fRT_0 \quad (2)$$

$$I = -(\omega_t + \omega_f)q/g \quad (3)$$

$$\Delta R = I \times 10 \times \Delta t \quad (4)$$

式中, $f = 7.29 \times 10^{-5}$; ω_t , ω_f 和 I 分别为地形抬升速度、边界层摩擦速度和降水率; ρ_0 为地面密度; V_0 为地面风速; q 为地面饱和比湿; h 为地形高度; ζ_0 为地面涡度; T_0 为地面温度; C_d 为摩擦系数,取经经验值 2.5×10^{-3} 。

文中所用的中尺度平均垂直速度 $\bar{\omega}$, 计算可从式(5)和式(6)实况降水反演得出。

$$I = \frac{1}{g} \int_q^0 \bar{\omega} dq \quad (5)$$

$$\bar{\omega} = -gI/Q \quad (6)$$

文中所提到的地面上感热通量,计算公式如下:

$$F_h = \rho C_a c_p |\mathbf{V}_a| (T_w - T_a) \quad (7)$$

式中, \mathbf{V}_a 是地表面 2 m 高度上的风向量, T_w 是地表温度, T_a 是地表面 2 m 高度上的温度, c_p 为 1004

$J \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$, ρ 为 $1.29 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 此时 $F_h = 3.225 |\mathbf{V}_a| (T_w - T_a)$, 单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

2 短时强降雨时空特征

统计 2015 年黄山地区 191 个地面自动观测站降水资料,取 1 h 降雨量大于 20 mm 或连续 3 h 大于 30 mm 为一次短时强降雨过程,从次数分布上看(图 1a),大于 10 次以上主要分布在黄山山脉高海拔地区及西南盆地,即黄山风景区、黟县、祁门一带,中心最大值为 14 次位于黄山风景区;即短时强降雨发生次数中心值为东北—西南向,与黄山山脉形态走向一致、也与山脉地形高度相关。地形与短时强

降雨的发生有一定相关性,说明地形能够激发更多的短时强降雨过程的发生(陈永仁和李跃清,2013);黄山山脉特定的地形形态和地形高度对降水有一定增幅作用从而引发短时强降雨的发生。

统计 1 h 大于 20 mm 短时强降雨发生时次,有两个明显增多时段:早晨 07 时、午后及傍晚 14、18 和 20 时三个时次(图 1b)。午后及傍晚 14、18 和 20 时次数明显增多,又因短时强降雨多发生在山区高海拔地区,短时强降雨发生次数的增多是因夏季山区地面受热不均、热力不稳定导致热对流降水增多引起的。而 05—07 时为山区最低气温期,高山山脉感热通量最低值,山谷为大值区,引起山谷风环流,有利于短时强降雨发生(毕宝贵等,2006)。

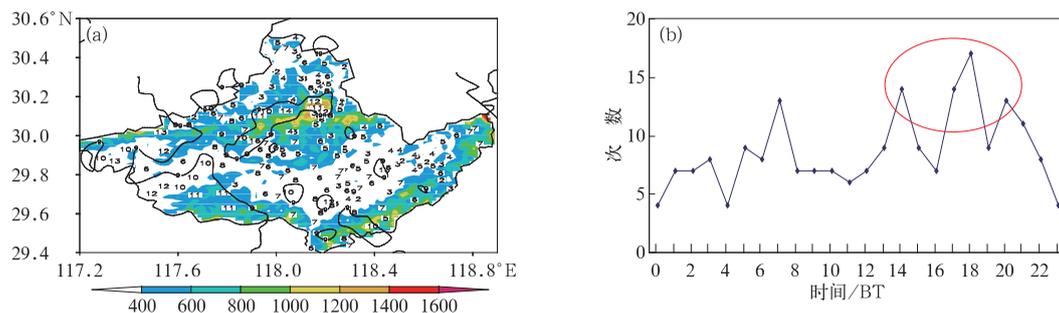


图 1 短时强降雨过程次数分布(a)和日变化(b)
(阴影部分为海拔高度>400 m 区域,下同)

Fig. 1 Frequency distribution of short-time heavy rainfall process (a) and its daily variation (b)
(Shaded area is altitude more than 400 m, the same below)

3 地形阻挡与短时强降雨关系

3.1 迎风坡降水增幅

以上所述的短时强降雨时空分布特征表现在地形形态和地形高度对雨量的增幅,主要归源于地形的热力和动力作用结果。其中动力作用又可分为动力阻挡和摩擦作用,一般认为地形的迎风坡具有动力及屏障作用,可以使气流绕地形流动和被迫爬升,风速分解向上的垂直分量,即地形抬升速度,便是迎风坡降水增幅的动力因子物理量(孙继松,2005)。但不同的天气系统在不同的地形条件下所产生的地形性降水增量有着很大的不同,冀春晓等(2007)对台风 Rananim(云娜)登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验结论指出:地形的影响对台风降雨量有明显的增幅作用,地形影响使增加的平均

降雨量约占该地区模拟平均总降雨量的 40% 左右。

2015 年影响黄山地区降水台风分别有 9 号台风灿鸿、13 号台风苏迪罗,两个台风影响期间,只有黄山风景区出现短时强降雨。以“苏迪罗”为例,受其外围云系影响,8 月 8 日 20 时至 11 日 08 时高海拔黄山风景区平均降雨量为 234.2 mm,而其他地区平均雨量只有 86.3 mm,此次台风降雨有明显的地形增幅;其中 8 月 10 日 03—06 时黄山风景区出现了短时强降雨天气,3 h 平均降雨量为 41.4 mm,其附近低海拔地区平均降雨量不到 10 mm。地形降水增幅是因为地形高度抬升和边界层摩擦直接作用的结果(丁仁海和丁鑫,2014),现分别讨论此过程两者贡献:8 月 10 日 03—06 时边界层摩擦最大垂直速度在 03 时为 $0.1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 2a),而地形高度最大抬升速度在 04 时为 $2.0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 2b),说明 ω_r 比 ω_f 大一个量级,对地形降水增幅起主导作用。根据平均地形高度抬升速度计算 8 月 10 日 03—06

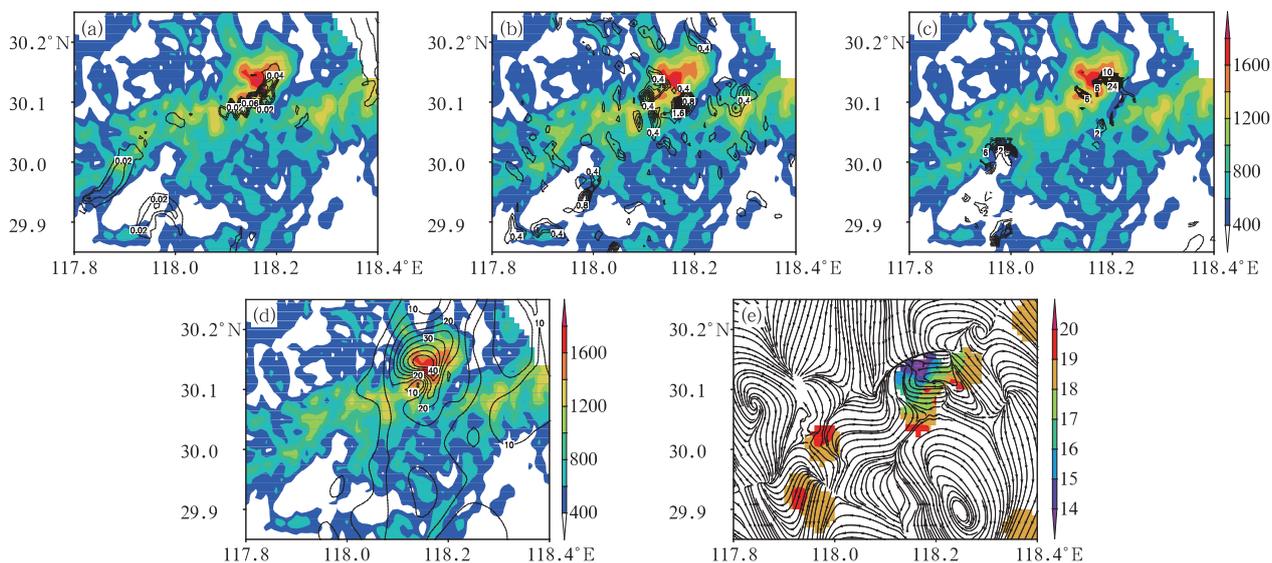


图 2 2015 年 8 月 10 日 (a)03 时边界层摩擦垂直速度(实线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$);(b)04 时地形抬升速度(实线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$);(c)03—06 时地形降雨增幅量(实线,单位: mm);(d)03—06 时降雨量(实线,单位: mm);(e)04 时地面流场和比湿(阴影区,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 2 (a) Vertical velocity of boundary layer friction at 03:00 BT (solid line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) calculated speed of terrain uplift at 04:00 BT (solid line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), (c) terrain rainfall increment (solid line, unit: mm) in 03:00—06:00 BT, (d) rainfall amount in 03:00—06:00 BT (solid line, unit: mm),

(e) ground surface flow and specific humidity (shaded area, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 04:00 BT 10 August 2015

时黄山风景区地形降水最大增幅量超过 24 mm (图 2c),与实况总降雨量(图 2d)相比,降雨增幅量可达 60%。

需强调的是:首先,抬升速度与地形高度有关,地形抬升速度出现在 600 m 以上区域,并且随着高度的升高而增大,最强的地形抬升速度在海拔 1400~1600 m 区域,8 月 10 日 03 时 ω_r 最大值($1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)就出现在海拔 1600 m 玉屏峰附近迎风坡上,此区域出现了 3 h 39.5 mm 强降水,从而造成明显降水增幅;其次,地形降水增幅最终是水汽的风场辐合引起的,8 月 10 日 03—06 时地面风场上黄山风景区光明顶到玉屏峰两站出现风场对吹现象,中尺度地面观测站风景区 03 时存在一个辐合低压,04—05 时仍维持一切变线,存在明显的风场辐合,切变线区域又为地面比湿大值中心,中心最大值达 $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 2e),即水汽风场辐合中心。故降水增幅是迎风坡地形抬升与系统风场辐合上升运动相互作用的产物(李子良,2006)。

3.2 背风坡锋生降水增幅

地形强迫作用除了迎风坡上降水增幅,还有背

风坡地形锋生显著特征。肖庆农等(1997)对冷锋过山时的锋生、锋消机制进行了数值研究,认为地形强迫环流与锋面环流相互作用,使得锋面强度在山前和山后发生变化,在冷锋开始爬坡时锋生,到达山脚后开始强烈锋生,锋面过山增强也是黄山山脉附近短时强降雨发生次数增多的另一个原因。

以 2015 年 9 月 5 日冷锋过山为例,分析黄山 CINRAD/SA 雷达组合反射率因子图,此次冷锋自北向南过山前后整个影响过程用时 4 h(02—06 时),但只有黄山山脉附近出现了短时强降雨。同样,闪电定位仪监测到整个过程(02—06 时)雷电密度最大区域(图略)也出现在山脊到背风坡,说明锋面过山时是锋生、强度增强的。图 3a 是 03—06 时锋面过境时强降雨雨量实况图,3 h 100 mm 以上的强降雨中心出现在山脊到背风坡一带,背风坡的雨量明显大于迎风坡。分析 03—06 时各时次雨量分布和地面正涡度值,可看出锋面过山时锋生增强的事实,03—04 时单站最大降雨量为 73.5 mm,对应涡度最大值为 $10 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,04—05 时单站最大降雨量增大到 83.5 mm,对应涡度最大值也增大到 $14 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (图 3b),05—06 时锋面过山减弱,单站最

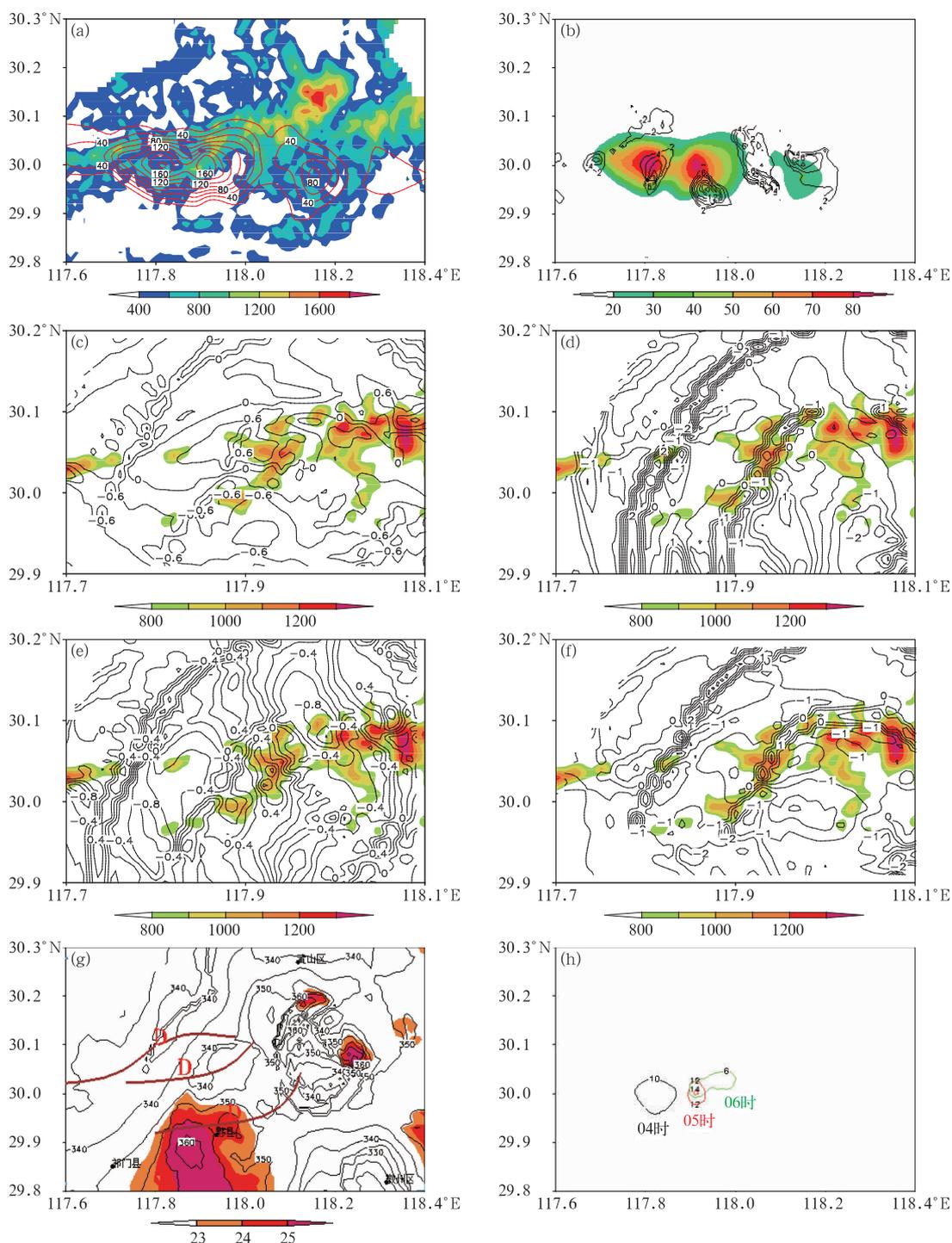


图 3 2015 年 9 月 5 日 (a)03—06 时降雨量(实线,单位: mm); (b)05 时降雨量(阴影区,单位: mm)和地面涡度(实线,单位: 10^{-4} s^{-1}); (c)04 时纬向位温梯度(单位: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$, 阴影区为海拔高度 $> 800 \text{ m}$ 的山脊区域); (d)05 时纬向位温梯度(单位: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$); (e)04 时经向位温梯度(单位: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$); (f)05 时经向位温梯度(单位: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$); (g)05 时露点温度(阴影区,单位: $^{\circ}\text{C}$), 假相当位温(细实线,单位: K) 及 04—06 时地面辐合线(粗实线); (h)04—06 时各时段平均抬升速度中心值(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 3 (a) Rainfall in 03:00—06:00 BT (solid line, unit: mm), (b) the rainfall (shaded area, unit: mm) and surface vorticity (solid line, unit: 10^{-4} s^{-1}) at 05:00 BT, (c) latitudinal potential temperature gradient at 04:00 BT (unit: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$; shaded area for the mountain ridge zone with altitude higher than 800 m), (d) latitudinal potential temperature gradient at 05:00 BT (unit: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$), (e) longitudinal potential temperature gradient at 04:00 BT (unit: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$), (f) longitudinal potential temperature gradient at 05:00 BT (unit: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$), (g) the dew point temperature (shaded area, unit: $^{\circ}\text{C}$) and pseudo-equivalent potential temperature (thin solid line: unit: K) at 05:00 BT, and surface convergence line (thick solid line) in 04:00—06:00 BT, and (h) the averaged center value of uplift speed (solid line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) in 04:00—06:00 BT, 5 September 2015

大降雨量减小到 37.4 mm, 涡度最大值减弱到 $8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。图 3g 粗实线自北向南分别为 04、05、06 时地面辐合线, 即地面锋线过山过程, 04 时锋线在山脊前迎风坡上, 05 时在山脊后背风坡上, 06 时在山谷后。04—05 时降雨强度增强, 说明锋面 04—05 时过山时在背风坡是增强的; 06 时最大降雨量减弱, 说明锋面过背风坡后 05—06 时减弱。以上三个事实说明锋面在背风坡是增强的, 计算地面锋纬向 $(\partial\theta/\partial x)$ 和经向 $(\partial\theta/\partial y)$ 强度, 锋面在 02 时纬向锋面强度 $(\partial\theta/\partial x)_{\max} = 0.8 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$, 经向锋面强度 $(\partial\theta/\partial y)_{\max} = 1.0 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$, 锋面 04 时在山脊前纬向锋面强度 $(\partial\theta/\partial x)_{\max} = 0.6 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ (图 3c), 经向锋面强度 $(\partial\theta/\partial y)_{\max} = 0.8 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ (图 3e), 随着时间的增加, 锋面 05 时在山脊后纬向锋面强度 $(\partial\theta/\partial x)_{\max} = 3 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ (图 3d), 经向锋面强度 $(\partial\theta/\partial y)_{\max} = 2 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ (图 3f)。即地形的动力作用使迎风坡上水平位温梯度减弱, 背风坡上水平位温梯度增强, 因此, 当冷锋过山时, 必然引起锋区在迎风坡位温梯度减小, 在背风坡位温梯度加强, 将此次过程归结为冷锋在迎风坡锋消, 而在背风坡锋生 (郭英莲等, 2014)。

分析背风坡锋生增强发生短时强降雨机制, 首先, 背风坡一侧处热力不稳定条件强中心, 锋面过山扰动触发强对流天气发生, 引发短时强降雨。背风坡处高温、高湿、高能热力场, 相比较背风坡处山南, 高空处西南暖湿气流中, 气温略高于山北的迎风坡, 但露点温度明显偏高, 如图 3g 所示, 9 月 5 日 05 时背风坡露点温度大于 $23 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 中心最大值 $25 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (阴影区域), 相应地, 背风坡一侧假相当位温 θ_{se} 也偏高, 中心最大值 360 K 与露点温度中心最大值分布区域相同, 背风坡处高温、高湿、高能热力场也有利于背风坡锋生。其次, 天气系统为高空槽和地面气旋时, 当气流越过山脉后, 易在背风坡形成背风槽或气旋得到发展, 从而在背风坡形成降水。农尚尧和吕克利 (1994) 认为由于地形能诱发背风气旋, 地形坡度越大, 越容易产生背风气旋, 背风气旋强度和极大上升速度也越大, 雨区移至背风坡的适当位置, 暴雨会增强。利用实况降水反演锋面过山脊前后的平均上升速度, 锋面过山脊前 9 月 5 日 00—03 时迎风坡山前最大平均上升速度 $5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 过山脊后 05—06 时背风坡最大平均上升速度增大到 $14 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 期间单站 1 h 降雨量最大值由 38 mm 增大到 83.5 mm。比较锋面过山时由脊前到脊后、山谷 04、05 和 06 时三个时次抬升速度最大值分别为 10、14、6 $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$

(图 3h), 脊前到脊后锋生垂直上升速度是增大的, 脊后到山谷锋消垂直上升速度是减小的。

从以上分析可初步得出黄山山脉背风坡地形产生短时强降雨影响的物理机制。冷锋过山产生的垂直扰动的叠加激发了垂直上升运动的强烈发展, 导致了背风坡水平位温梯度增大, 锋生作用, 强降雨的发生 (谈哲敏和伍荣生, 2000)。同时, 低层东南暖湿气流在黄山山脉南坡堆积, 使南坡中低层假相当位温增加, 从而增加那里的对流不稳定性, 有利于降水的增加, 冷空气从地面侵入山脉地区, 触发了对流不稳定发展。

4 热力性地形热低压与短时强降雨关系

热力作用最主要的表现是地表感热和潜热通量的作用, 地表感热和潜热不均引起山谷的热力不均匀, 是产生热低压的重要原因 (陈豫英等, 2013), 这种由于地形作用和下垫面的加热作用而产生的地形低压或热低压为地方性气旋 (段荣等, 2013), 这种低压基本上不移动。统计发现夏季黄山山脉西南部的黟县、祁门地区春夏季产生的短时强降雨天气增多与热低压有紧密关系。

2015 年 7 月 22—23 日黟县境内出现了一次热低压系统控制的天气过程, 其中 7 月 23 日 05—07 时黟县境内有 16 个乡镇出现了短时强降雨天气, 图 4a 阴影部分为短时强降雨落区, 2 h 最大降雨量为 81.8 mm (方坑乡)。统计发现 22 日 10 时到 23 日 05 时地面气压场上强降雨落区内有 10 个时次均出现了闭合低压中心, 地面流场为辐合中心。计算热低压生成前期 7 月 23 日 08—12 时 4 h 平均地表感热通量 (图 4b), 祁门、黟县为热通量高值中心, 其附近最小值只有最大值的 1/3, 感热通量有明显的区域性差异, 中心大值分布在山脊附近并与其平行。感热通量变化差异必然导致气压场的变化, 感热通量高值区为相对低压区, 形成热低压, 图 4b 上所见, 各时次低压活动均在感热通量高值区内。

从地面气压场分析, 22 日 10 时热低压生成, 16 时发展最旺盛, 23 日 05 时冷空气开始侵入低压区, 气压升高, 温度平流开始由暖平流转为冷平流, 05 时降雨中心地面温度平流最大值达 $4 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, 由于冷空气侵入地面强降雨开始, 05 时热低压开始减弱填塞, 07 时转为偏北气流, 低压消亡, 强降雨结束。

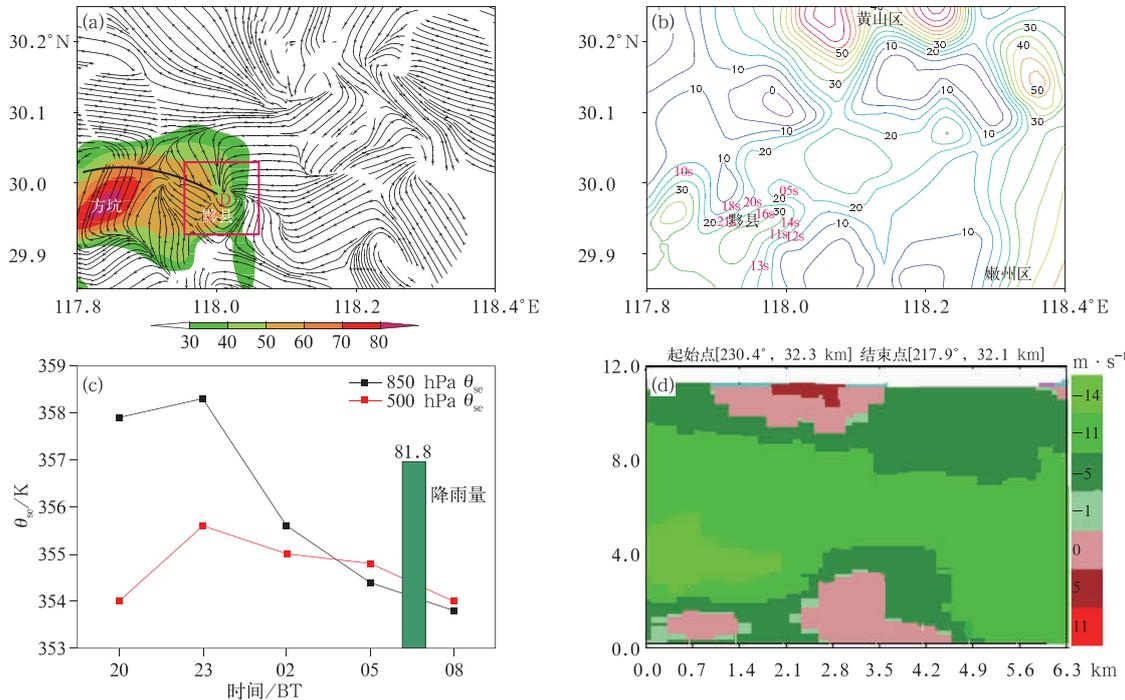


图 4 (a) 2015 年 7 月 23 日 05—07 时降雨量(阴影区,单位: mm)及 05 时地面流场; (b) 地面感热
 通量(实线,单位: $W \cdot s^{-2}$)及地面热低压各时次位置(红色字体); (c) 22 日 20 时到 23 日 08 时方坑乡
 假相当位温(单位: K)和降雨量(单位: mm)时序图; (d) 23 日 05:48 黄山雷达速度场中气旋剖面图
 Fig. 4 (a) Rainfall (shaded area, unit: mm) in 05:00—07:00 BT and surface flow at 05:00 BT 23;
 (b) surface sensible heat flux (solid line, unit: $W \cdot s^{-2}$) and the surface thermal low (red font);
 (c) θ_{se} (unit: K) and rainfall (unit: mm) from 20:00 BT 22 to 08:00 BT 23;
 (d) cyclone profile of the Huangshan Mountain radar velocity field at 05:48 BT 23 July 2015

短时强降雨虽说发生在热低压开始填塞阶段,与其前期天气特点有关。热低压系统控制下会出现气压下降,气温偏高、湿度增大及大气层结不稳定等显著特点(杨静等,2013)。因为热低压存在,中心区域最高温度比附近周围偏高 $2 \sim 3^{\circ}C$,22 日 15 时中心单站温度达 $35^{\circ}C$;16 时热低压发展最强盛时,3 h 变压达 -1.8 hPa;计算 7 月 22—23 日热低压存在的 6 个时次中的比湿值,与附近站点比较,比湿最大值均在黟县站即在热低压中心内(表 1);比较降雨前后方坑乡假相当位温不同高度随时间变化值(图 4c),降雨前(20—04 时) θ_{se} 随高度变化是减小的, $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$,大气层结不稳定,降雨发生后 θ_{se} 随高度变化是增大的, $\partial\theta_{se}/\partial p < 0$,大气层结趋于稳定。因此,短时强降雨发生在具有高能、高湿、不稳定层结的热低压系统区域内,当冷空气的侵入时,触发强对流天气。

以上提到发生短时强降雨的高温、高湿的热低压系统环境,并发生在冷平流入侵热低压时段,发生短时强降雨低层必有强烈的水汽辐合。通过对黄山 CINRAD/SA 雷达基本速度场图观察,23 日

05:48 黟县附近有一中气旋,剖面图上(图 4d)高层均有径向正负速度对,低层辐合高层辐散。但热低压的辐合上升仅限于低层,导致高层辐散原因,此时因降水凝结潜热释放使高层增温和高层辐散加强,形成正反馈,最终导致地形对降水的强烈增幅,发生短时强降雨(赵玉春和王叶红,2010)。

表 1 黟县站及附近站地面比湿时序变化统计表(单位: $g \cdot kg^{-1}$)

Table 1 Statistics of temporal variation of surface specific humidity at Yixian Station and the nearby stations (unit: $g \cdot kg^{-1}$)

	12:00	14:00	16:00	20:00	03:00	05:00
黟县	20.2	18.2	19.3	21.1	19.5	19.8
祁门	17.7	16.8	18.3	17.9	17.6	17.5
休宁	19.2	17.9	17.9	19.1	18.8	18.9
黄山区	16.3	17.3	21.9	21.1	19.9	19.8
黄山	13.8	12.9	13.0	11.7	11.9	11.8
石台	20.2	18.1	18.5	18.7	18.4	18.3

总结地形热低压发生短时强降雨机制,是因热低压前期水汽和热量集中(低层高温高湿),易形成不稳定层结,当受冷平流影响时,发生强对流天气,

产生降水,降水凝结潜热释放增温可以使地形垂直环流向上伸展和加强,高层辐散,降水增强。

5 结论与讨论

本研究分析了黄山地区短时强降雨时空分布特点,强调了短时强降雨与黄山山脉地形紧密的分布关系,并从黄山山脉动力和热力两方面对短时强降雨增幅作用进行了探讨,从这些研究中,得到了不少结论以及有待进一步阐明的问題。

迎风坡动力抬升对降雨增幅作用已得到证实,因迎风坡地形抬升速度使得山脉附近短时强降雨增多,但本文只是对台风系统影响作了研究,没有对不同系统影响进行分析,即使同一系统影响时,风向、风力随高度变化,地形动力增幅结果也不同,例如风随高度减小时,垂直方向辐合降水增强,反之降水减弱。降水是低层风场的水汽辐合抬升引起的,迎风坡地形抬升增幅作用应与天气系统相配合。

锋面过山时背风坡地形产生短时强降水物理机制是因冷锋过山时锋生增强,垂直运动增强,在背风坡一侧,由于下沉运动随高度向下增大,引起垂直方向上气柱被拉长,造成水平方向空气辐合,从而又引起气旋性涡度加强。由于背风波可以导致气旋式涡度生成,背风坡有降水增幅,发生短时强降雨天气过程。但当锋面远离背风坡时,锋消减弱,降雨减弱。其实,地形对锋面形状及结构都有影响,包括锋面的变形、锢囚、地形对锋的阻挡以及山后加速等问题对降水强度、时间均有影响,有待更深入了解。

夏季气温差异导致感热通量差异,引起气压变化,形成局地热低压,在热低压控制下大气层结极不稳定,当冷空气侵入后,产生强对流天气,低层辐合加强,引发短时强降雨。热低压形成发展过程就是能量、水汽堆积过程,所以热低压系统控制下为高温、高湿天气,短时强降雨就发生在热低压填塞到消亡阶段。统计发现短时强降雨在 07、14 和 18 时发生次数偏多,不仅与热力不稳定形成热低压导致强对流增多,这可能与山脊与山谷结合处的感热通量差异形成山谷风辐合,当降水系统影响时,山谷风辐合有利于降水增幅。

以上分别单独对地形动力和热力作用加以研究,其实两者是共同作用的,虽说是锋面过境时背风坡降水增幅,与背风坡锋前高温高湿暖平流热力作用相关;热低压发生短时强降雨与山脉触发作用引起强对流相关。

地形动力和热力作用与发生短时强降雨存在一

定因果关系,虽然提出了地形作用引发短时强降雨这种机制,地形的动力热力作用都很复杂,而结合云降水微物理学来研究地形的动力、热力效应与降水微物理过程相互作用机理的研究工作,这些都有待于更深入地进行分析与研究。

参考文献

- 毕宝贵,鲍媛媛,李泽椿,2006.“02.6”陕南大暴雨的结构及成因分析[J].高原气象,25(1):34-44.
- 毕宝贵,刘月巍,李泽椿,2005.地表热通量对陕南强降水的影响[J].地理研究,24(9):681-691.
- 陈永仁,李跃清,2013.“12.7.22”四川暴雨的 MCS 特征及对短时强降雨的影响[J].气象,39(7):848-860.
- 陈豫英,陈楠,穆建华,等,2013.引发 2011 年 8 月宁夏持续高温天气的青藏高压结构分析[J].气象,39(8):988-994.
- 杜正静,何玉龙,熊方,2015.滇黔准静止锋诱发贵州春季暴雨的锋生机制分析[J].高原气象,234(2):357-367.
- 丁仁海,丁鑫,2014.九华山与周边区域的降水分布差异分析[J].气象,40(4):458-465.
- 段荣,袁洪钊,王芬,等,2013.热低压填塞导致暴雨过程物理量垂直结构分析[J].安徽农业科学,41(20):8621-8625.
- 傅抱璞,1992.地形和海拔高度对降水的影响[J].地理学报,47(4):302-314.
- 郭英莲,王继竹,李才媛,等,2014.锋生作用对年梅汛期湖北暴雨的影响[J].气象,40(1):86-93.
- 冀春晓,薛根元,赵放,等,2007.台风 Rananim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验[J].大气科学,31(2):233-244.
- 雷先春,1993.黔中西部地面中- β 尺度环流系统与暴雨[J].气象,19(9):29-35.
- 李子良,2006.地形降水试验和背风回流降水机制[J].气象,32(5):10-14.
- 刘爱鸣,林毅,吴幸毓,2010.台湾岛及邻近区域热带气旋异常路径特征分析[J].气象,36(9):29-35.
- 刘裕禄,黄勇,2013.黄山山脉地形对降水增幅条件研究[J].高原气象,32(2):608-615.
- 农尚尧,吕克利,1994.对称和非对称地形对冷锋锋生过程的影响[J].大气科学,18(Z1):880-888.
- 孙继松,2005.气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J].高原气象,24(1):62-69.
- 谈哲敏,伍荣生,2000.地形上空边界层中低层锋面结构的理论研究 I:冷锋、均匀地转流[J].气象学报,58(2):137-149.
- 肖庆农,伍荣生,张颖,1997.地形动力作用与冷锋锋生研究[J].大气科学,21(3):289-296.
- 杨静,汪超,雷云,等,2013.春季西南热低压的发生发展与结构特征气象[J].气象,39(2):146-155.
- 臧增亮,张铭,沈洪卫,等,2004.江淮地区中尺度地形对一次梅雨锋暴雨的敏感性试验[J].气象科学,24(1):26-34.
- 赵玉春,王叶红,2010.高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究[J].高原气象,29(4):819-831.
- 周福,钱燕珍,方艳莹,等,2016.“灿鸿”台风造成浙江东北部大暴雨成因分析[J].气象,42(3):305-313.
- 朱民,余志豪,陆汉城,1999.中尺度地形背风坡的作用及其应用[J].气象学报,57(6):795-804.