

刘裕禄, 黄勇. 黄山山脉地形对暴雨降水增幅条件研究[J]. 高原气象, 2013, 32(2): 608—615, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00059.

# 黄山山脉地形对暴雨降水增幅条件研究

刘裕禄<sup>1</sup>, 黄勇<sup>2</sup>

(1. 黄山市气象台, 安徽 黄山 245021; 2. 安徽气象研究所, 安徽 合肥 230031)

**摘要:** 利用 103 个自动气象站、6 个人工观测站资料和 5 km×5 km 局地分析预报系统 LAPS 资料, 分析了黄山山脉的日雨量和短时雨量极值分布, 发现日雨量极值分布与地形关系密切。运用凝结函数、水汽收支和增幅系数方法诊断并计算了暴雨的地形增量, 结果表明, 降水系统经过黄山山脉时, 扰动加强是降雨增幅的主要原因。扰动风场辐合与地形高度有利配合形成的地形抬升速度是降雨增幅的主要动力因子, 地形抬升导致的水汽垂直通量和水平通量辐合是降雨增幅的直接原因。

**关键词:** 降水增幅; 地形抬升; 黄山山脉

**文章编号:** 1000-0534(2013)02-0608-08 **中图分类号:** P463.21<sup>+</sup>3 **文献标志码:** A

**doi:** 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00059

## 1 引言

黄山山脉位于皖南山区黄山市中部, 呈东北—西南向分布, 主峰光明顶海拔 1 840 m, 平均年降雨量达 2 394 mm, 比周围多 30%, 具有明显的地形降水增幅, 是长江中下游具有代表性的多雨区和暴雨中心<sup>[1]</sup>。关于地形降水机制, 许多专家和学者作了相应的分析。李子良<sup>[2]</sup>指出, 地形降水是水汽、气流和地形相互作用形成的, 山脉地形降水主要发生在山脉的迎风坡, 表现出典型的迎风降水和背风雨影特征; 朱素行等<sup>[3]</sup>从气候态的降水微物理过程分析了亚洲夏季风期间中尺度地形对不同性质降水垂直结构和水平分布的影响; 廖菲等<sup>[4]</sup>详细分析了地形降水的云物理变化, 地形云降水往往取决于播撒云的降水率、云滴谱、风速以及丘陵大小等多种因素。而在实际预报中不仅要从机制上分析地形降水的成因和物理过程, 考虑天气学条件和气流过山脉时的动力作用, 而且还要诊断地形降水增幅量值的大小。

本文利用 103 个自动气象站、6 个人工观测站资料和 5 km×5 km 局地分析预报系统 LAPS 资料, 分析黄山山脉日雨量极值和短时雨量极值分布, 以及地形对降雨增幅的影响。

## 2 资料选取和方法介绍

### 2.1 资料选取

选取美国国家海洋大气管理局地球系统研究实验室研发的局地分析预报系统 LAPS 再分析产品。该系统将 NCEP 资料、新一代多普勒天气雷达数据、常规探空资料和地面加密自动气象站观测资料进行了有效的融合, 提供了高时空分辨率的中尺度再分析场<sup>[5-6]</sup>; 选取该资料时间段为 2011 年 5 月 11 日 20:00(北京时, 下同)—12 日 08:00, 时间间隔为 3 h, 空间分辨率为 5 km×5 km; 黄山的地形高度数据由 1:50 000 地理信息数据转化而成; 降水资料来源于 103 个自动气象站和 6 个人工观测站数据。

### 2.2 方法介绍

采用两种降水率方法计算降雨增幅: 一种是凝结函数方法, 另一种是水汽收支方法。在凝结函数方法中, 降水率的计算方法为

$$M = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \delta \omega F dp, \quad (1)$$

式中:  $\omega$ 、 $F$ 、 $M$  分别为上升速度、凝结函数和凝结率;  $\delta$  为符号函数;  $p_s$  为饱和气压。

当比湿大于饱和比湿; 即  $q \geq q_s$ , 且  $\omega < 0$  时,  $\delta$

收稿日期: 2011-07-25; 定稿日期: 2012-03-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(40905019); 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003); 中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2011M25)共同资助

作者简介: 刘裕禄(1967—), 男, 安徽东至人, 高工, 主要从事天气预报研究。E-mail: lylmyself@163.com

=1；反之， $q < q_s$ ，且  $\omega > 0$  时， $\delta = 0$ 。因为空气未饱和时，或虽已饱和但仍存在下沉运动时不发生凝结降水。由于引起上升运动的因子有多种，关于地形降水增幅作用，这里只考虑地形高度和边界层摩擦引起的抬升速度。

$$\omega_t = -\rho_0 g V_0 \cdot \nabla h, \tag{2}$$

式中： $\omega_t$  为地表面的地形抬升速度； $h$ 、 $V_0$ 、 $\rho_0$  分别为地形高度、地面风场和地面空气密度。

$$\omega_f = -g\rho_0 C_d V_0 \zeta_0 / fRT_0, \tag{3}$$

式中： $\omega_f$  为边界层摩擦上升速度； $C_d$  为摩擦系数； $\zeta_0$ 、 $T_0$  分别为地面涡度和温度。如果一旦给定地表面的上升速度，则需计算出上升速度在垂直方向的分布。因为垂直速度随高度衰减的很快，它随高度的分布可由  $\omega$  方程求得，地表面的垂直速度则由下式求得：

$$\omega_0 = \omega_t + \omega_f, \tag{4}$$

$$\omega_s = \omega_0 \Gamma(p), \tag{5}$$

式中： $\Gamma(p)$  为  $\omega_s$  在垂直方向上的衰减率，是 S-H 函数型，波长越短则向上的衰减越快，由于黄山山脉主峰东西跨度约为半个径距，计算  $\Gamma(p)$  时取波长为 50 km。

在水汽收支方法中，降水率的计算方法为

$$M = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} (\partial q / \partial t) dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla \cdot (qV) dp. \tag{6}$$

假定不考虑蒸发量，水汽收支方程由单位面积空气柱总水汽含量(可降水量)和水汽通量辐合量组成，即水汽通量辐合项可写为

$$-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla \cdot (qV) dp = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \nabla \cdot V dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_s} V \cdot \nabla q dp. \tag{7}$$

式(7)右端第一项为风场辐合引起的水汽辐合，第二项表示水汽的水平平流。第一项中，暴雨时段大气下层为辐合，散度项  $\nabla \cdot V$  为负， $-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \nabla \cdot V$  为正值；上层  $\nabla \cdot V$  符号则相反， $-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \nabla \cdot V$  为负值。另外，水汽主要集中在低层，低空比湿比高空大的多，所以此项的大小主要由低空风场辐合强度和g水汽大小决定。

此外，增幅系数方法也是一种常用且有效的降水量诊断方法。黄玲琳<sup>[7]</sup>针对地形对天气系统中降水增幅作用进行了定量研究。在某地某时刻( $x, y$ )的实际雨量  $R(x, y, t)$  用下式表示：

$$R(x, y, t) = k(x, y) f(x, y, t). \tag{8}$$

设  $f(x, y, t)$  为没有地形影响时扰动经过观测站的降水，简称扰动降水； $k(x, y)$  是在某地的增幅因子，设扰动系数为

$$h(x, y, t) = f(x, y, t) / \bar{f}(x, y, t). \tag{9}$$

如对时间间隔( $\tau$ )求平均，当盛行风向在  $\tau$  时段内变化不大时，可认为  $k(x, y)$  的变化不大，扰动系数<sup>[8]</sup>为

$$h(x, y, t) = R(x, y, t) / \bar{R}(x, y, t). \tag{10}$$

在短时间内，假定系统处于常定状态，即：

$$R(x, y, t) = k(x, y) \cdot f(x - vt), \tag{11}$$

式中： $v$  为系统移动速度。

设：

$$x_2 - x_1 = v(t_2 - t_1), \tag{12}$$

则<sup>[9]</sup>：

$$f(x_2 - vt_2) = f(x_1 - vt_1), \tag{13}$$

$$\frac{R(x_1, y_1, t_1)}{R(x_2, y_2, t_2)} = \frac{k(x_1, y_1)}{k(x_2, y_2)}. \tag{14}$$

假设某地没有地形影响(即  $k=1$ )，用此方法可求出  $k$  的分布。具体计算黄山山脉  $t$  时刻内  $k$  值分布时，可设位于山脉前部某一区域内  $t$  时刻前 1 h 平均雨量为  $\bar{R}$ ，雨量增幅值为

$$dR = R(x, y, t) - \bar{R}, \tag{15}$$

则：

$$k = dR / \bar{R}. \tag{16}$$

### 3 雨量极值分布与地形分布的关系

庞茂鑫等<sup>[10]</sup>指出，从气候学看，地形与降水的关系是很清楚的，多雨带和多雨区的出现有明显的季节性，雨量分布不均匀与地形密切相关；多雨带出现在地形的山坡区或山坡的向风带，雨量分布主要受气候和地形影响。

通过分析 1961—2010 年黄山地区 10 min、1 h、24 h 最大降雨量，发现无论是暴雨日数还是日雨量极值都与地形分布密切相关。黄山光明顶的平均年暴雨日数为 7.5 天，其南北两侧山下的平均年暴雨日数只有 5.5 天，表明暴雨出现最多的地区与地形有关。

图 1a 是黄山地区 10 min 雨量极值分布图。从图 1a 中可看出，黄山山脉及其附近的雨量极值分布比较均匀，降雨量在 21~24 mm 之间，地形降雨增幅并不明显。同样，1 h 雨量极值分布也比较均匀，降雨量在 47~68 mm 之间，地形降雨增幅也不明显。因为与 1 h 雨量中心值直接有关的是积雨云

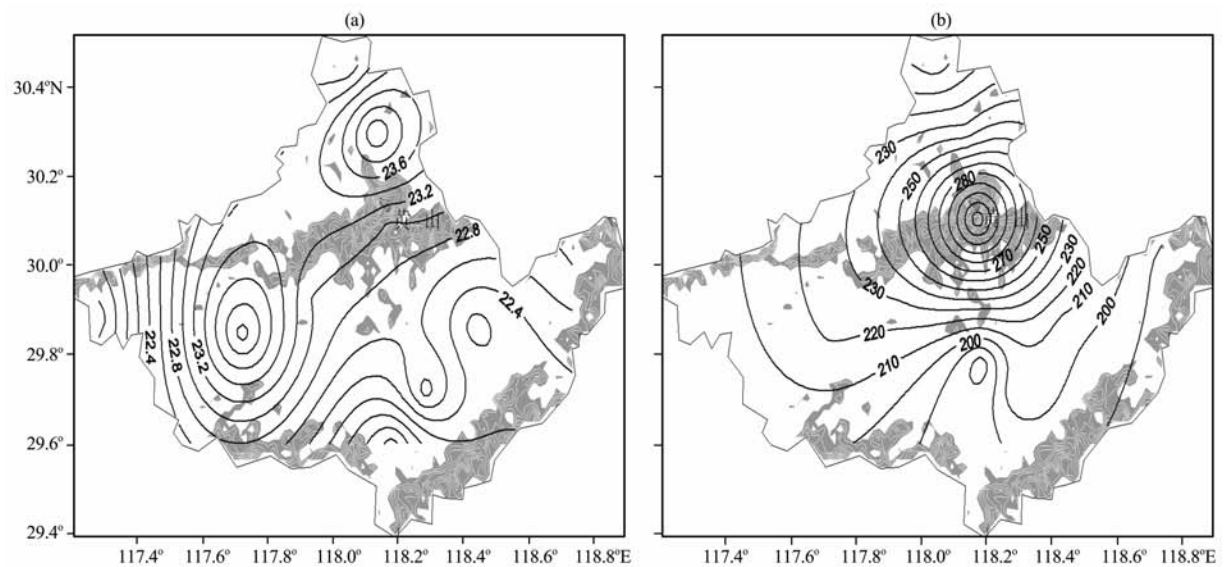


图 1 1961—2010 年黄山地区 10 min(a)和 24 h(b)雨量极值分布(单位: mm)  
阴影区表示海拔>600 m 区域

Fig. 1 The extremal value ditributions of 10 min (a) and 24 h (b) rainfall in Huangshan mountain region form 1961 to 2010. Unit: mm. Shaded area is sea level elevation more than 600 m

的降雨强度,短时间内降雨量与空气柱中的水汽总量<sup>[11]</sup>即可降雨量相当。换言之,表明短时间雨量极值在空间分布上具有均匀性,没有明显的局地性。事实也是如此,短时强降雨可能在任何区域内都会出现。日雨量极值分布则不同(图 1b),黄山光明顶附近的雨量增幅比其南北两侧的大,最大极值中心(光明顶)为 328.4 mm,最小极值中心(黄山山脉以南)为 173.5 mm,日雨量极值分布呈较大梯度,且与地形有明显的关系。

可见,日雨量极值分布主要受地形支配,有显著的区域性。尽管短时雨量的极值在空间上呈均匀分布,但日雨量或更长时间段内雨量极值在空间分布的差别很大,说明地形暴雨主要是由持续强降雨和地形差异造成的<sup>[12]</sup>。

4 地形降雨量诊断分析

4.1 凝结函数方法

图 2a 为 2011 年 5 月 11 日黄山及其周围的降雨实况。从图 2a 中可看到,沿黄山山脉东北—西南向有两个雨量为 75 mm 的最大暴雨中心,分别位于光明顶附近和黄山西南端的大坦镇境内。如果不考虑地形影响,光明顶附近最大降雨量为 60 mm,与实况相差 15 mm;如果考虑了地形增幅作用,光明顶的最大降雨量为 76 mm,雨带沿黄山山脉呈东北—西南向分布,与实况基本一致,但另一雨量中心(大坦镇)与实况的差异较大。

上述分析表明,此次降雨过程中地形增幅的最大降雨量>16 mm(图 2b),占总降雨量的 21%。地形降雨增幅是因为地形高度抬升和边界层摩擦直接作用的结果<sup>[13]</sup>。

从边界层最大摩擦垂直速度为  $\omega_f = -g\rho_0 c_d \zeta_0 / f$  来看,暴雨从 11 日 23:00 开始至次日 05:00 结束,7 h 内只有黄山山脉顶部及其附近维持一定的  $\omega_f$  数值。随着天气系统南压,  $\omega_f$  值减小,直到 12 日 08:00 以后中尺度天气系统才远离山脉,气压梯度力和风场辐合随之减小,  $\omega_f$  消失。分析表明,  $\omega_f$  最大值为  $-0.1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  时,地形高度抬升速度  $\omega_t$  的最大值为  $-3.0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,此时,  $\omega_f$  与  $\omega_t$  相比较都很小,  $\omega_f$  造成的降雨增幅也相对很小。这一现象说明  $\omega_f$  虽与地形高度有密切关系,但  $\omega_f$  与天气系统正涡度  $\zeta_0$  大小呈正相关。当较强的中小尺度系统  $\zeta_0$  较大时,由于迎风波作用,使得山坡最高处的斜坡上气旋性涡度增加,降雨量加大,同时降雨时间也增长<sup>[14]</sup>,  $\omega_f$  降雨增幅作用显著。例如,台风登陆时,造成黄山山脉暴雨的持续时间长,增幅加大。

$\omega_f$  与地形高度呈正相关,但  $\omega_t$  并非完全取决于地形高度,它与影响暴雨的中尺度系统密切关系,也与风场辐合的关系最密切。从图 2c 中可看出,11 日 23:00 降雨开始时,光明顶附近维持一地面辐合线,  $\omega_t$  最大值为  $-1.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 12 日 05:00

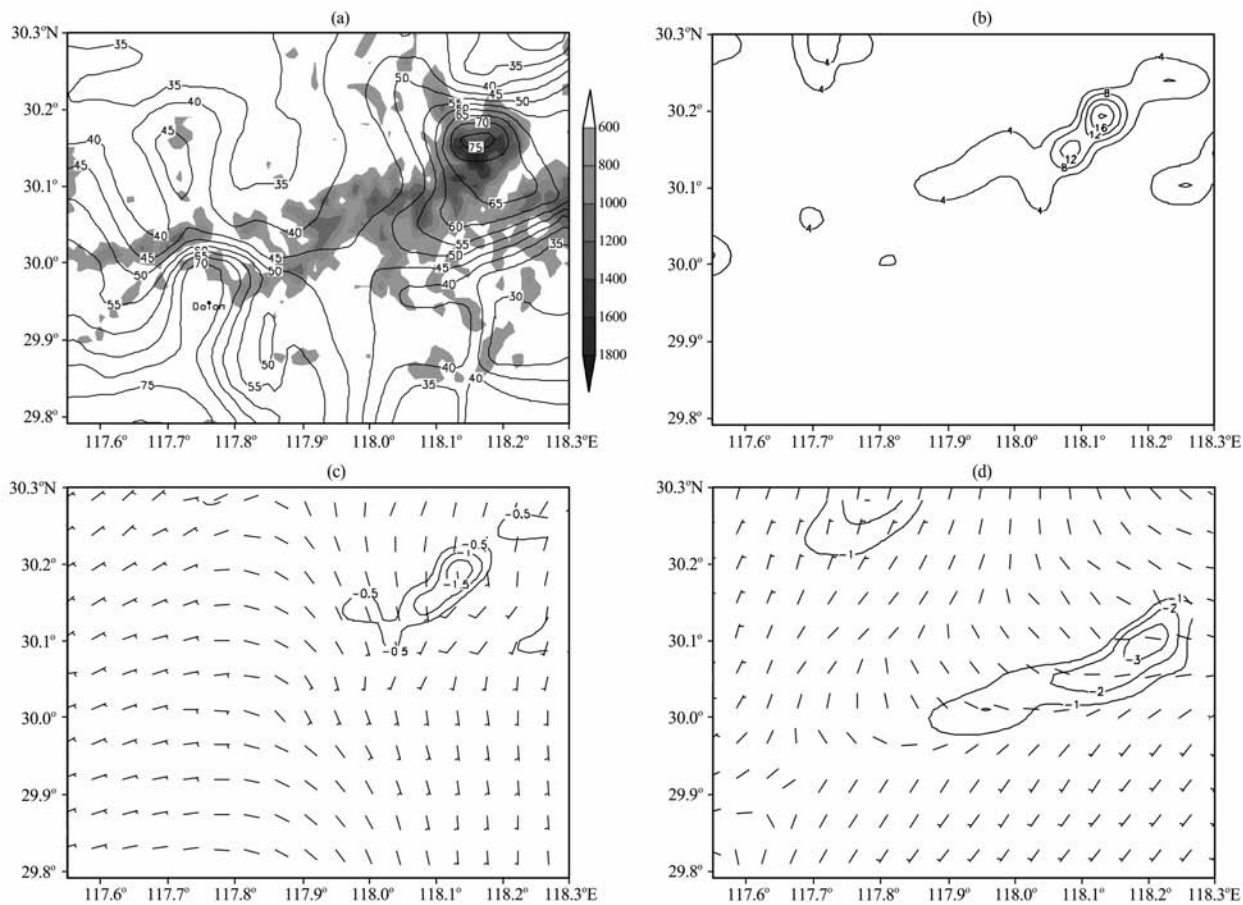


图 2 (a) 2011 年 5 月 11 日黄山及其周围降雨(单位: mm)实况, (b) 凝结函数方法计算的 11 日地形降雨增量(单位: mm), (c) 23:00 地面风场(风羽, 单位:  $\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$ )和地形高度抬升速度(等值线, 单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (d)同(c), 但为 05:00  
阴影区表示海拔>600 m 区域

Fig. 2 (a) The observed precipitation in Huangshan mountain and its surroundings on 11 May 2011 (unit: mm), (b) orographic rainfall increment calculated by condensation function method on 11 (unit: mm), (c) surface wind field(barb, unit:  $\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and orographic lifting speed(coutour, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 23:00, (d) same (c), but for 05:00. Shaded area is sea level elevation more than 600 m

随着地形高度的降低,地面辐合线不断南压,降雨增强, $\omega_t$ 增大到 $-3.0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,说明 $\omega_t$ 中心值也随天气系统东移南压而发生变化。

从图 2d 中可看出,12 日 05:00, $\omega_f$ 与 900 hPa 风场辐合线分布一致。说明 $\omega_t \gg \omega_f$ ,对地形降雨增幅起主导作用,但其引起的降水增量与降水系统内的风场演变相关。

4.2 水汽收支方法

降水量  $M$  与水汽通量辐合量在数百公里范围内大体相等,在黄山山脉较小的区域内可降水量可省略,但实际上计算的降水量因为山脉区域内低层比湿为一低值中心,故可降水量也为低值中心。所以计算的整个可降水量过程的最大值也只有 9.4 mm,分布也较均匀,但与实际日雨量相比,它们之

间的差异还是很大的。这说明仅靠本地气柱内存在的水汽含量难以产生暴雨,更何况空气柱内所有的水汽也不可能全部凝结。在降水区中,空气维持饱和,气柱中水汽含量变化不大,蒸发也较少,因此只有水汽通量辐合量与凝结降水量相平衡才合理。所以,预报员在预报强降水时考虑比湿等水汽含量固然重要,但也需要考虑水汽随时间动态辐合的变化情况。

因此,利用水汽收支方法计算降水率  $M$ ,可忽略大气可降水量项。对于计算第二项水汽通量风场辐合项时,由于黄山山脉面积较小,横向 100 km,正负散度不抵消,计算风场辐合项与水汽通量辐合项比值,即 $-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \nabla \cdot \mathbf{V} dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla \cdot (q \mathbf{V}) dp$ ,大部分地区都 $>0.9$ 。可见,风场辐合的贡献大,

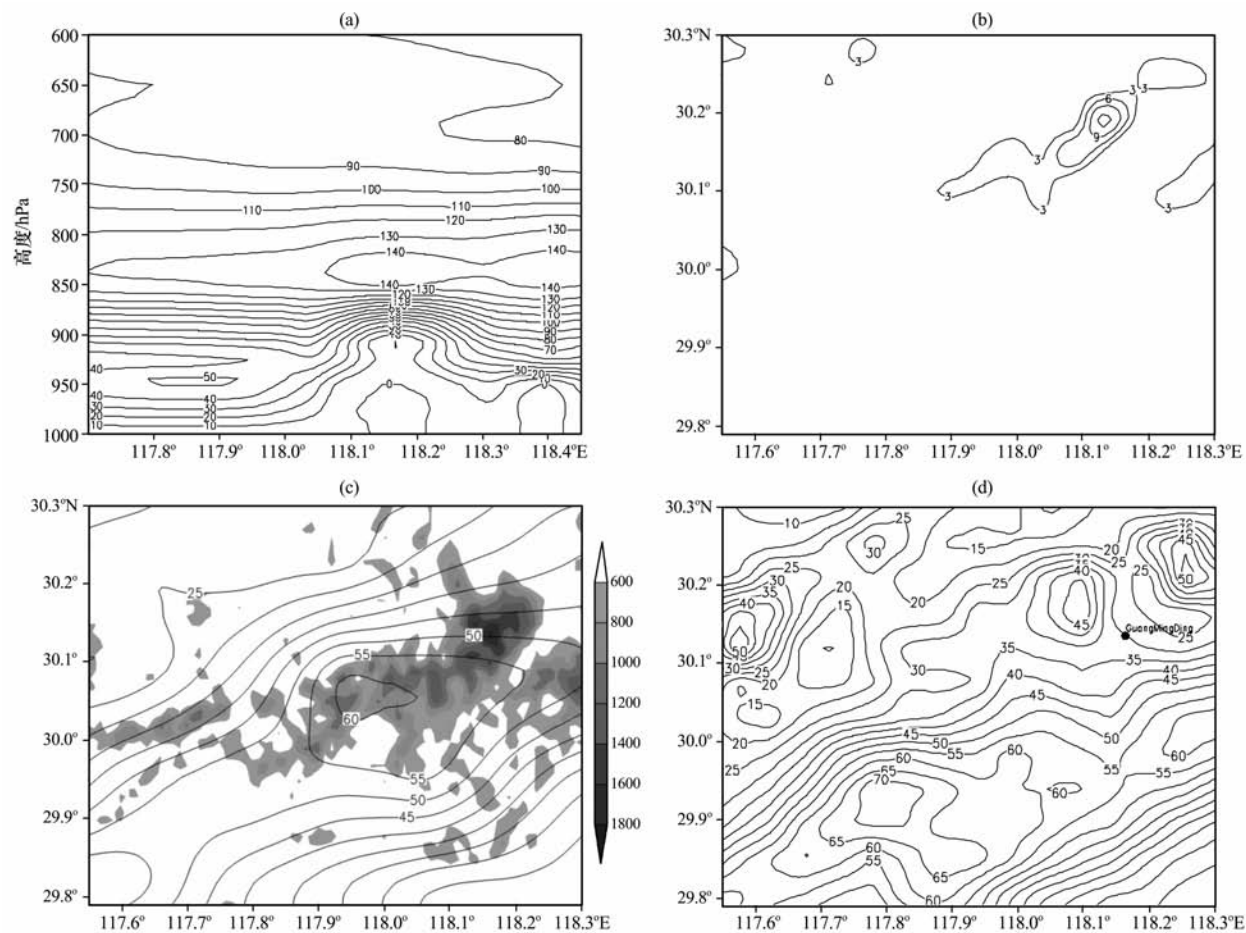


图 3 (a) 2011 年 5 月 10 日 23:00 水汽通量垂直剖面(单位:  $g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ ), (b) 水汽收支方法计算的 11 日地形降雨增量(单位: mm), (c) 模拟的有地形影响的降雨量(单位: mm), (d) 同(c), 但为无地形影响  
阴影区表示海拔>600 m 区域

Fig. 3 (a) Vertical crosse-section of water vapor flux (unit:  $g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$ ) at 23:00 on May 10 2011, (b) terrain rainfall enhancement (unit: mm) calculated by water vapor budget method on 10, (c) the simulated rainfall (unit: mm) with topography effect, (d) same (c), but without topography effect.  
Shade area is sea level elevation more than 600 m

而水平平流贡献则很小, 仅有水汽的水平平流, 或沿湿舌的水汽水平平流, 不能造成强降水。但在黄山山脉主峰海拔高的区域内水汽平流项为大值区, 风场辐合项为小值区, 说明山脉降水的水汽平流作用较平坦地面的大<sup>[15]</sup>。

图 3a 为 2011 年 5 月 10 日 23:00 水汽通量垂直剖面图。从图 3a 中可看到, 沿黄山光明顶 30.13°N 垂直剖面, 在低层 900 hPa 以下的黄山山脉区域内为低值区, 比湿也小, 低层黄山山脉对水汽输送有阻挡作用, 但到黄山山脉顶部即 850 hPa 水汽输送因平流作用突然加强, 水汽通量梯度加大。所以, 黄山山脉的降水主要是由风场辐合引起的, 但水汽水平平流作用也不可忽略, 地形越高, 其贡献越大。

另外, 利用水汽收支方法计算降水率  $M$ , 考虑水汽辐合时, 不仅要考虑水平风场辐合的影响, 同时也要考虑地形影响水汽向上的垂直输送项  $-q\omega$ <sup>[16]</sup>。由于边界层摩擦和地形辐合作用增大了垂直速度, 造成地形上升运动, 使低层水汽向上垂直输送, 700 hPa 以上水汽含量较少, 水汽通量的水平辐合也很小, 故水汽汇主要来自低层水汽包括边界层摩擦向上输送。又由于  $\omega_f$  相对较小, 所以地形的垂直速度主要是地形高度与降水系统共同影响的结果。相应地, 水汽的向上输送主要是  $\omega_i$  引起的。计算 20:00 到次日 08:00 的  $-q\omega_i$ , 发现其中心值也是随系统的移动而移动。

表 1 为光明顶水汽水平辐合和地形垂直辐合统计。从表 1 中可看到, 水汽的水平辐合和地形的垂

表 1 黄山光明顶水汽水平辐合和地形垂直辐合统计  
Table 1 Horizontal and vertical convergences of water vapor in Guangming top of Huangshan mountain

时间 /(日-时)	水平辐合 /( $\times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )	垂直辐合 /( $\times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )	未来 3 h 雨量/mm
10-20:00	1.8	1.0	7.8
10-23:00	5.0	3.0	40.1
11-02:00	4.0	1.0	12.1
11-05:00	3.0	0.5	0.1
11-08:00	0.8	0.0	0.0

直辐合为同一量级，两者的贡献都不可忽视。所以， $-q\omega_s/g$  可解释为是水汽向上垂直输送的地形降水增幅量，计算的雨量增幅最大值为 12 mm(图

3b)，与凝结函数方法计算的结果相当。

图 3c 为模拟的有地形影响的降雨量分布图。从图 3c 中可看出，降雨分布与山脉地形分布相对应，呈东北—西南向带状分布。图 3d 为模拟的无地形影响的降雨量分布图。从图 3d 中可看出，山脉附近的降雨量明显偏小，雨量梯度小。可见，模拟的降雨量比黄山光明顶相差 20 mm，说明地形降雨增量达到 20 mm，略大于凝结函数方法和水汽收支方法计算的地形降雨增量。由于两者的计算有赖于地形强迫的垂直速度和垂直分布，而垂直速度的计算结果是一不定量，故地形降雨增量难以从总降雨量中区分出来。

Smith<sup>[17]</sup> 曾指出，高地势可能增强降水，但不是唯一的因子，降水总是与强对流相关。通过分析

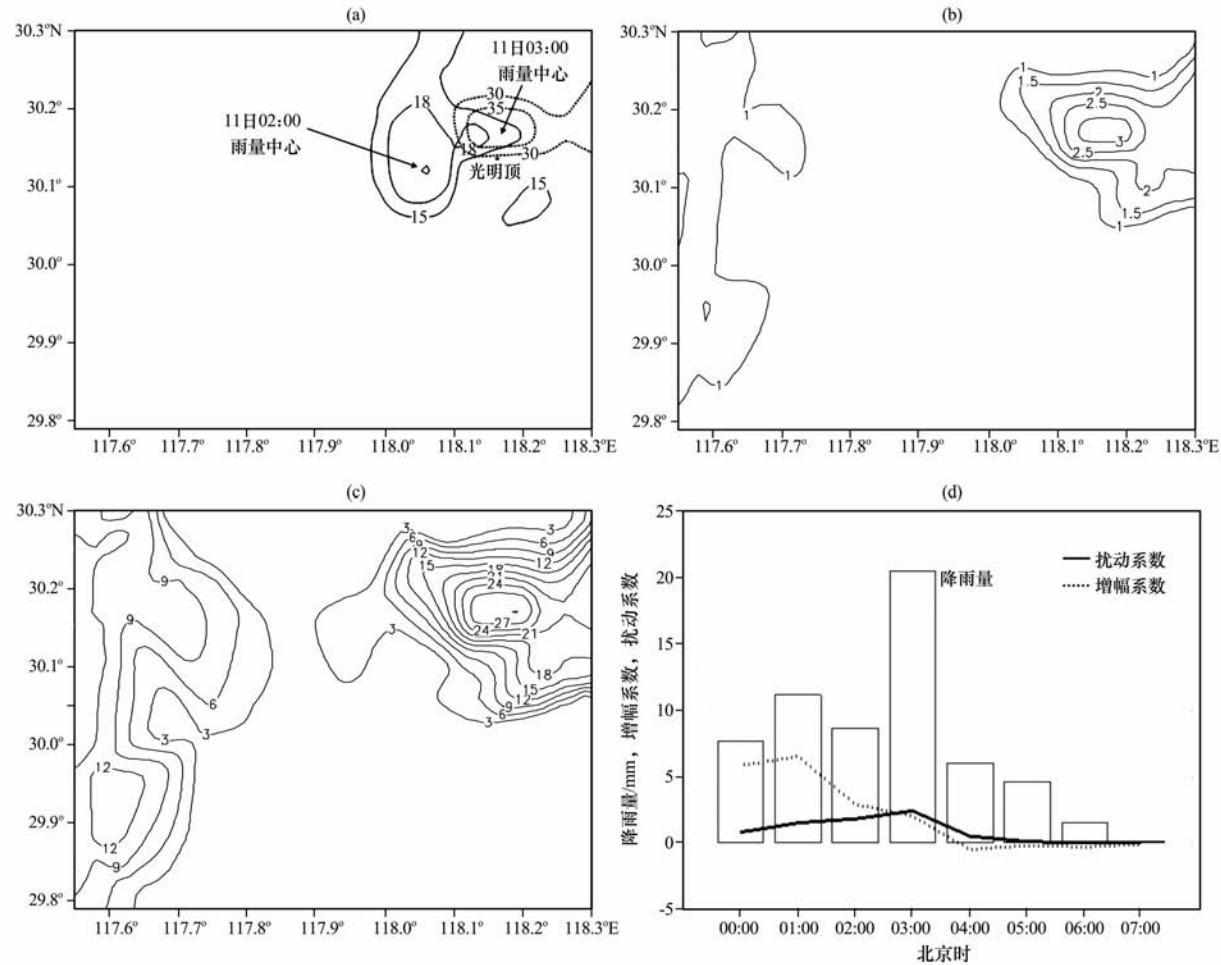


图 4 (a) 2011 年 5 月 11 日 02:00(实线)和 03:00(点线)雨量中心对比(单位: mm), (b) 03:00 增幅系数 K 值分布, (c) 增幅系数方法计算的 03:00 雨量增量(单位: mm), (d) 11 日降雨量、扰动系数与增幅系数 K 值时序  
Fig. 4 (a) Contrast of rainfall center (unit: mm) at 02:00 (solid line) and 03:00 (dotted line) on May 2011, (b) K value of amplitude coefficient at 03:00, (c) rainfall increment (unit: mm) at 03:00 calculated by amplitude coefficient method, (d) sequences of rainfall, disturbance coefficient and amplitude coefficient K value on 11

2011 年 5 月 11 日的降水过程发现,当降水系统未过境时,逐时雨量图(图略)显示,雨量中心都维持在黄山山脉及其附近,大的降雨都停滞在迎风坡上,并与较强的雷达回波相对应。可见,降雨量不但与地形有关,而且还与雨带内的对流作用相关。

如果设  $t=1\text{ h}$ ,可以断定 1 h 内降水系统的变化不大。图 4a 为降水系统自西向东移动实况。从图 4a 中可看出,当降水系统经过山脉时,出现了明显的降雨增幅,03:00 的最大雨量中心较前 1 h 雨量增加了 15 mm。图 4b 为 03:00 增幅系数  $k$  值分布图。从图 4b 中可看出,在空间分布上,1 h  $k$  值增幅中心位于黄山光明顶附近,与海拔呈正相关;在时间分布上,就整个降水过程来看,最大  $k$  值分布在降水过程初期,当降水系统移过山脉时,增幅系数 $<0$ ,增幅强度与  $k$  值大小不一致;03:00 以前的增幅系数大,但降雨量小,增幅量也小,而计算的最大增幅量出现在 03:00,1 h 增幅量达 20 mm 以上(图 4c)。相反,扰动系数与 1 h 降水强度和增幅量呈正相关(图 4d),最大扰动系数与最大增幅量、最大降水强度都出现在 03:00。

上述分析表明,当山脉出现强降水时,恰好也是降水系统扰动经过山脉时,扰动使降水系统增强,降水出现增幅<sup>[18]</sup>,增幅量与扰动呈正相关,与增幅系数大小并非一致。增幅作用随着地面风力的加大而加大,风速切变也随之加大。03:00 以前沿黄山山脉维持一极大风速轴和一地面风场辐合线,黄山光明顶极大风速增大到  $15.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;04:00 地面辐合线南压,风速减小到  $13.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;08:00 降雨停止,风速继续减小到  $9.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。降水系统移过山脉后扰动随之减弱,说明扰动与增幅之间有较好的相关性<sup>[19]</sup>。

需要指出的是,短时间内降雨增幅的事实与前面所述的“短时降水极值分布的均匀性”相矛盾,可解释为当降水强度达到极值时,地形增幅不够明显,对于降水强度在极值以下的扰动,在山脉则出现增幅现象<sup>[20]</sup>。

5 结论与讨论

通过上述分析,得到如下结论:

(1) 短时降雨极值在空间分布是随机的,山脉地形雨量增幅不明显,只是雨量在未达到极值以前有一定的增幅;日雨量极值分布与宏观地形有关,山脉地形雨量增幅明显。

(2) 山脉降水增幅主要是  $\omega_r$  的贡献,  $\omega_f$  虽然

围绕山脉顶部并伴随整个降水过程,但量级比地形高度抬升速度小,只存在非常强的小尺度降水系统( $\zeta$  为  $10^{-4}\text{ s}^{-1}$  量级)影响,计算降雨增幅时,二者必须同时考虑。但  $\omega_f$  随降水系统移动的变化较大,降雨增幅的大小与地形高度和天气系统风场辐合之间相互影响的程度有关。

(3) 900 hPa 以下黄山山脉对水汽通量输送有阻挡作用,900 hPa 以上高山水汽平流作用加大,但是水汽风场辐合仍然是决定暴雨量大小的主要因子,  $\omega_f$  导致的水汽垂直辐合决定了地形降水的雨量增幅。

(4) 降雨实况显示,当降水系统经过山脉时,因地形抬升出现了较强的扰动,使得降雨增幅,增幅量与扰动和降雨强度呈正相关。

由于文中针对地形对降雨增幅的作用,只是提出了这种现象,并给出了分析与计算事实,但增幅的物理过程并不清楚,在计算增幅量时也没有考虑因地形上升所造成的雨滴增长,以及扣除因降水降落后气团中的蒸发量,这些都有待于今后更深入地进行分析 and 研究。

参考文献:

[1] 周兵,徐海明,何金海.长江中游区域性暴雨发展机理合成分析[J].南京气象学院学报,2002,25(1):1-13.

[2] 李子良.地形降水试验和背风回流降水机制[J].气象,2006,32(5):10-15.

[3] 朱素行,徐海明,徐蜜蜜.亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征[J].大气科学,2010,34(1):71-82.

[4] 廖菲,洪延超,郑国光.地形对降水的影响研究概述[J].气象科技,2007,35(3):309-316.

[5] 崔春光,李红莉,彭菊香,等. LAPS 资料在一次鄂东初夏暴雨分析中的应用[J].暴雨灾害,2008,27(4):307-312.

[6] 周后福,郭品文,翟菁,等. LAPS 分析场资料在暴雨中尺度分析中的应用[J].高原气象,2010,29(2):461-470.

[7] 黄玲琳.地形对降水增幅作用的机理探讨[J].浙江气象科技,1993,14(2):11-14.

[8] 武田乔勇(陶诗言译).国内外暴雨的分析预报与研究[M].北京:气象科技情报研究所,1977:175-182.

[9] 黄安丽,高坤.地形对台风暴雨降水量的增幅作用[J].浙江气象科技,1981,2(1):1-6.

[10] 庞茂鑫,斯公望.我国东南部地形对降水量分布的气候影响[J].热带气象学报,1993,9(4):370-374.

[11] 纪立人,陈嘉滨,张道民,等.数值预报模式动力框架发展的若干问题综述[J].大气科学,2005,29(1):120-130.

[12] 张美根,韩志伟,雷孝恩.地形性中尺度环流的数值模拟及验证[J].大气科学,2000,24(1):122-130.

[13] 彭贵康,李志友,柴复新.雅安地形与降水的气候特征[J].高原气象,1984,4(3):231-240.

[14] 董美莹, 陈联寿, 程正泉. 地形影响热带气旋“泰利”降水增幅的数值研究[J]. 高原气象, 2011, 30(3): 700—710.

[15] 廖菲, 胡娅敏, 洪延超. 地形动力作用对华北暴雨和云系影响的数值研究[J]. 高原气象, 2009, 28(1): 115—126.

[16] 赵桂香. 一次阻高背景下地形对晋南特大暴雨的作用分析[J]. 高原气象, 2009, 28(4): 897—905.

[17] Smith R B(曾晓梅译). 地形降水机制[J]. 四川气象, 1990, (2): 47—49.

[18] 沈玉伟, 张耀存, 钱永甫. 次网格地形动力效应参数化及其对降水模拟效果的影响[J]. 高原气象, 2007, 26(4): 656—665.

[19] 罗布, 卓嘎, 赤曲. 西藏地区近几十年的增湿效应研究[J]. 高原气象, 2009, 28(1): 72—76.

[20] 赵玉春, 王叶红. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 819—831.

## Study of Huangshan Mountain Terrain on Precipitation Enhancement Condition

LIU Yu-lu<sup>1</sup>, HUANG Yong<sup>2</sup>

(1. Huangshan Meteorology Observatory, Huangshan 245021, China;  
2. Anhui Meteorology Institute, Hefei 230031, China)

**Abstract:** Using the mesoscale rain gauge and LAPS system, the distributions of daily rainfall extremes and rainfall of extreme value distribution in Huangshan mountains are analyzed. It is found that there is close relationship with the rainfall distribution of extreme terrain. The condensation function, water vapor budget and increase coefficient method are used to diagnoses and calculates the terrain incremental of rainstorm. The result shows that, when the precipitation system go through mountains, the favourable cooperation of disturbance wind field convergence and the height of the terrain that forms the orographic lifting speed to be the main power factor increment. The disturbance is the main reason of precipitation enhancement in Huangshan mountains.

**Key words:** Precipitation enhancement; Orographic lifting; Huangshan mountains



《高原气象》征稿简则

《高原气象》是全国性大气科学学术期刊之一，创刊于 1982 年，现为双月刊。主要刊登青藏高原气象及其相关学科领域具有一定创造性的高水平学术论文、短论、研究简报、学术讨论和交流、国内外大气科学发展动态综合评述等。反映这些领域的最新科研成果和进展，促进国内外的学术交流，为国民经济发展和西部大开发服务。以从事大气科学及相关的水文、环境科学的科研、业务部门人员、高校师生为读者。

1 来稿要求

1) 要求论点明确，文字精练，条理清晰，数据可靠，图表清楚、简明。每篇论文以不超过 8000~10000 汉字为宜。全文必须包括论文题目(不超过 20 个汉字)、作者姓名、工作单位及邮政编码、中文摘要(约 300 个字)、关键词(3~5 个)、正文、参考文献等。为促进国际交流，请附论文的英文题目、英文摘要(可为 800~1000 个英文单词)、英文图表名及说明，以及英文关键词。如属各类基金或重大课题资助项目，需在文稿首页脚注中标明。也请在首页脚注中标明第一作者的性别、出生年月、籍贯、学位及职称、主要研究领域及 E-mail 地址。

2) 文内附图一般不超过 6 幅。附图要求线条均匀且光滑，图中文字、符号与正文一致，图面清晰美观。插图中的中国国界必须与中国地图出版社出版的地图一致，切勿漏绘台湾、钓鱼岛和南海诸岛等。标明图的纵、横坐标轴的名称(或符号)与单位，应在文稿相应处留出附图的位置，并给出图号、图题和图注。

3) 附表请使用三线表、列于正文的适当位置。表的结构要简明，表内各栏目中的参量符号后注明相应的单位。

4) 文稿中的外文字母、符号必须分清大、小写和正、斜体，上下角标的字母、数码和符号的位置高低应区别明显。数学公式、物理量的符号和单位必须符合国家标准和国际标准。科技术语及名词应使用全国科学技术名词审定委员会公布的名词。计量单位名称以国家法定计量单位为准，并以国际符号表示。

5) 按照 GB/T7714—2005《文后参考文献著录规则》的有关规定，本刊参考文献采用“顺序编码制”，参考文献只列最主要的(未公开发表的请勿引用，不引用不可的请用脚注标注)，并按文章中出现的先后顺序编码并将序号置于方括号中，放在引用文献处的右上角。为了加强对知识产权的保护，文中引用的文献、数据、图表均应标明出处。

根据中华人民共和国新闻出版署 1999 年 1 月 12 日印发的《中国学术期刊(光盘版)检索与评价数据规范》的有关要求，并依据本刊的实际情况，本刊文后参考文献按以下著录格式著录：

参考文献类型及其标识代码根据 GB3469—83《文献类型与文献载体代码》的规定，以单字母方式标识，它们是：普通图书[M]；会议录[C]；汇编[G]；报纸[N]；期刊[J]；学位论文[D]；报告[R]；标准[S]；专利[P]；其他[Z]。

联机网上数据库(database online)[DB/OL]；磁带[DB/MT]；光盘图书[M/CD]；网上期刊[J/OL]；网上电子公告[EB/OL]；网上图书[M/OL]。

- a. 连续出版物及其析出文献(作者不超过 3 人者全部列出，作者之间加逗号；作者超过 3 人只列前 3 位，后加“等”字)。  
[序号]作者. 文献名[J]. 刊名，年，卷(期)：起止页码。  
例[1] 黄荣辉，徐予红，周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J]. 高原气象，1999，18(4)：465—476.  
[2] Zhang D L, Kain J S, Fritsch J M, et al. Comments on “Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review”[J]. Mon Wea Rev, 1994, 122: 2222—2231.

- b. 著作类  
[序号]著者. 书名[M]. 出版地：出版者，出版年：起止页码。  
例[1] 王绍武. 现代气候学研究进展[M]. 北京：气象出版社，2001：49.

- c. 论文集  
[序号]作者. 文献题名[C]. 编者. 论文集名(多卷为论文集名，卷号). 出版地：出版者，出版年：起止页码。  
例[1] 陶诗言，伊兰. 青藏高原在亚洲季风区水分循环中的作用[C]//陶诗言，陈联寿，徐祥德，等编著. 第二次青藏高原大气科学实验理论研究进展. 北京：气象出版社，1999：204—214.

- d. 学位论文  
[序号]作者. 文献题目[D]. 出版地或保存地：出版者或保存者，出版年：起止页码。  
例[1] 韦志刚. 我国西部大尺度陆面状况的变化及其对我国夏季降水的影响[D]. 北京：中国科学院大气物理研究所，2003：1—157.  
联机网上文献请注明引用日期和访问路径。  
其他文献的著录格式，请参考近期本刊的出版物。

2. 投稿注意事项

- 1) 通过本刊网站(<http://gyqx.westgis.ac.cn>)投稿。  
2) 同一作者只需注册一次，记住登录名和口令；如忘记口令可以从网站上“找回口令”，或来电查询。  
3) 来稿请勿一稿多投。稿件自收到之日起 6 个月未接到录用通知，可自行处理所投文稿，并请告之编辑部。双方有约定者除外。  
4) 文责自负。编辑部对来稿有权作技术性和文字性修改，实质性内容的修改须经得作者同意，不同意删改者请注明。  
5) 建议提供 3~5 名相关专业审稿专家(注明其职称、研究领域、单位和 E-mail 地址)。  
6) 稿件决定录用后收取相应的发表费，并酌致稿酬(包括光盘和网络版)，赠样刊若干册和单行本 20 份。  
7) 版权：来稿发表后，文章著作权归作者所有，编辑权归本刊所有。本刊有权将其向国内外文献检索机构报送并上网，届时不再通知。

3. 来稿请寄

编辑部地址：甘肃省兰州市东岗西路 322 号  
中国科学院寒区旱区环境与工程研究所《高原气象》编辑部  
邮 编：730000 电话：0931—4967002  
电 子 信 箱：gybjb@lzb.ac.cn, gyqx@lzb.ac.cn  
网 站：<http://gyqx.westgis.ac.cn>