

黄山地区梅雨期暴雨个例的诊断分析

刘裕禄 金飞胜 方祥生 杜其成 方素青

(安徽省黄山市气象台, 245021)

提 要: 应用 NCEP 再分析资料, 通过计算 ω 方程非绝热加热项对垂直速度贡献大小, 详解非绝热加热凝结潜热释放对梅雨暴雨反馈机理, 分析黄山地区 2008 年 6 月 9—10 日连续两场梅雨期大暴雨动力特征, 表明潜热释放加强了暴雨区垂直运动和暴雨中尺度系统发展; 梅雨锋上降水存在两种不同性质降水: 一种是与切变线、低涡等相联系的大尺度连续性降雨, 另一种是因对流性降水加热造成中尺度强降雨; 其次黄山山脉地形及其摩擦对暴雨的增幅作用也不可忽略。

关键词: 梅雨暴雨 潜热释放 垂直速度 中尺度

A Case Study on Dynamics of Summer Rainstorm in Meiyu Period in Huangshan Mountain Area

Liu Yulu Jin Feisheng Fang Xiangsheng Du Qicheng Fang Suqing

(Huangshan Meteorological Observatory, Anhui Province, Huangshan 245021)

Abstract: The contribution of diabatic heating to vertical velocity in ω equation for two Meiyu heavy-rainfall events occurring 9—10 June 2008 is calculated by using the NECP reanalysis data. The feedback mechanism of latent heat release to the Meiyu heavy-rainfall systems is interpreted. It is found that the latent heat release may enhance the ascending motion above the rainfall area and promote the development of mesoscale systems. The analysis also shows that there are two different kinds of precipitation in the Meiyu front: one is the large-scale continuous precipitation associated with shear line and low vortex; another is the mesoscale heavy rainfall caused by convective heating. Besides that, the dynamic lifting and friction forcing of mountain to the rainfall amplification cannot be ignored.

Key Words: Meiyu heavy-rainfall event latent heat release vertical velocity mesoscale

引 言

黄山地区地处皖南山区,属亚热带季风气候,夏季潮湿多雨,梅雨集中,平均梅雨量有 350mm,暴雨频发,常导致山洪爆发,易引发滑坡、泥石流等地质灾害。稳定的环流形势是梅雨降水持续发生的重要条件^[1],赵玉春等^[2]、王欢等^[3]、李维亮等^[4]都揭示了梅雨期中的暴雨产生是和中间尺度和中尺度天气系统有关,如中尺度低压、低空急流、辐合线和中尺度切变线等又是保证水汽输送、不稳定层结发展和强烈上升运动持续发生的重要条件,熊秋芬等^[5]认为 β 中尺度深对流系统是暴雨直接影响系统,但目前降水数值预报很少考虑中小尺度运动作用,很难预报出暴雨和大暴雨区。试想通过 ω 方程对产生暴雨的中尺度天气系统进行判断分析,从而了解梅雨暴雨发生发展机理,区分促成梅雨暴雨的主要和次要天气系统,在实际预报暴雨工作中提供有效预报方法。

中尺度天气系统伴随有强烈的对流现象,因此有大量的潮湿不稳定空气通过对流凝结释放出热量,段海霞^[6]曾指出凝结潜热释放与地表热通量能够加强暴雨区辐合辐散程度、垂直速度以及低涡的发展,俞小鼎^[7]也指出潜热释放的作用使冷锋附近的涡度场和垂直速度场呈现出更多的更加紧密的中尺度结构。若在 ω 方程中着重考虑非绝热对流不稳定加热对垂直运动所起的作用,比较计算有无非绝热项所得的垂直运动 ω 数值,也就得到梅雨暴雨主要和次要天气影响系统,对理解产生梅雨暴雨的条件有重要意义。

选用黄山市 70 个地面雨量自动观测站降水资料,地理范围大致为 $29.39^\circ \sim 30.6^\circ \text{N}$ 、 $117.2^\circ \sim 118.9^\circ \text{E}$ 。计算 ω 方程所需资料为 $1^\circ \times 1^\circ \text{NCEP}$ 再分析资料。

1 计算方法

1.1 计算垂直速度公式

ω 方程有许多不同形式,本文应用准地转 ω 方程计算垂直速度,公式如下:

$$\left(\sigma^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f \frac{\partial}{\partial p} [V_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)] - \nabla^2 [V_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}$$

上式右端第一项涡度平流项,第二项为温度平流项,第三项非绝热加热项,非绝热项又可写成 $-\frac{R}{c_p p} \nabla^2 H$, c_p 为定压比热, R 为气体常数, H 是在非绝热加热条件下的外来加热率。

1.2 加热项 H 的计算

广义来说,凝结潜热释放可能有两种不同的途径:(1)由大尺度垂直运动产生的稳定性降水加热 H_s 。(2)通过小尺度的深厚积云对流性加热 H_c 。总的潜热加热 $H = H_s + H_c$ 。

(1) 对于 H_s 来说,大尺度加热必须满足三个条件:讨论区域内饱和或准饱和,层结稳定或湿静力层结中性,存在上升运动。在单位时间内,在空气的单位质量中释放潜热为 $-L \frac{dq_s}{dt}$,其中 q_s 为饱和混和比, L 为凝结潜热。

$$H_s = -L\omega \frac{\partial q_s}{\partial p} \quad \text{当 } q > q_s, \omega < 0$$

$$H_s = 0 \quad \text{当 } q < q_s, \omega > 0$$

(2) 对于计算对流降水加热 H_c 必要条件是:大气条件是不稳定的,水汽是辐合的。采用郭晓岚所提出积云对流参数化方法^[8]。

$$H_c = c_p \Delta T$$

$$H_c = \frac{1}{M} c_p (T_s - T) \quad I > 0, T < T_s$$

其中 I 为单位空气柱总的水汽流入率:

$$I = -\frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_t} \nabla \cdot (Vq) dp - \frac{\omega_b q_b}{g}$$

$$M = -\frac{c_p}{L} \int_{p_b}^{p_t} (T_s - T) dp - \int_{p_b}^{p_t} (q_s - q) dp$$

式中 p_t 为云顶高度, p_b 为云底高度, T 为云外环境温度, T_s 为云中湿绝热温度。

2 垂直速度分布特征

2.1 降水实况

2008年6月9—10日黄山市连降两场大暴雨,市中心屯溪站9日降雨量为159.4mm,10日降雨量161.2mm。这次强降雨是黄山市入梅以来首场暴雨,图1为全市70个自动雨量站观测数据网格点插值图,可看出如下几个特点:强降雨带300mm以上呈东北—西南向,最大400mm中心在在黄山市西南山区祁门县以南;另外南北差距较大,黄山山脉以南雨量大于黄山山脉以北,单场大暴雨都出现在黄山山脉以南地区;其次,分析最大降雨流口观测站,有三次强降雨时段即中尺度系统影响强降雨过程:9日11—17时降雨量144.2mm,10日7—12时降雨量131.6mm,10日16—18时降雨量55.2mm。

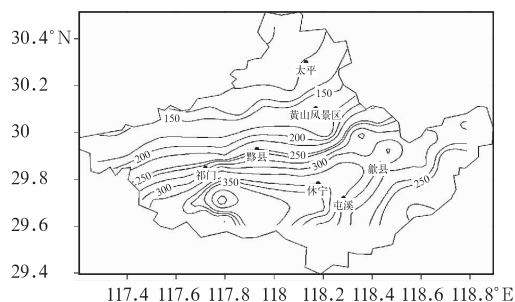


图1 2008年6月9—10日总雨量图(单位:mm)

2.2 梅雨暴雨垂直速度特征

计算垂直速度时,先不考虑对流加热项 H , 所得结果 ω 最大值在9日14时700hPa

上可达 $-3.5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ (图2a),而在加入对流项 H 后 ω 最大值在9日14时700hPa上可达 $-15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ (图2b),所以说有对流凝结潜热释放使垂直速度增大了5倍,若无 H 作用,上升运动很弱,说明在降雨过程中,伴随着凝结潜热释放是维持垂直上升运动关键因子。另外,比较图2a和图2b有无 H 时垂直速度正负分布的范围大致相当,凝结潜热 H 虽然对 ω 作用巨大,并不是说涡度平流项和温度平流项对垂直速度所产生的作用不须考虑,但它却决定了总 ω 分布。

因为垂直运动是一个依赖于某些物理和数学假定而推导出来的物理量,其真实数值是不知道的,确定其精度必须以其他气象参数和具体天气事例的相关为根据,比如环流特点和降水实况。一般来说大尺度 (10^3 km) 降水其对应的垂直速度量级一般配为 $1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 中尺度 (10^2 km) 降水对应量级是 $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 小尺度 (10 km) 降水对应垂直速度量级可达 $100 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 因此说垂直速度不只是说明上升运动强烈程度,也可了解影响降水不同尺度天气系统。 ω 方程非绝热加热项,即非绝热加热对垂直运动贡献就是有大量潮湿不稳定通过对流凝结释放出热量,凝结潜热释放其中又包括中小尺度的浓厚中小尺度积云对流性降水加热,所以说垂直速度体现了中小尺度影响特征。计算结果就包含了这前两个量级,由此可见梅雨锋降水至少包含了大中两种不同天气尺度系统影响。例如:如图2c和图2d所示,图2c 6月10日14时850hPa流场在 30°N 附近大尺度切变线及其中尺度低涡与图2d的垂直速度场配合较好, $-1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围体现大尺度切变线, $-10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 范围也在 30°N 、 $117^\circ \sim 119^\circ \text{E}$ 之间,中尺度低涡也在 30°N 、 116.5°E 附近100km范围内,这个地区正处黄山市西南部,10日10—14时因受中尺度扰动,有一次强降雨过程,此时段黄山地区西南部祁门站

5个小时降雨量达80.8mm。因此说, $10\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 垂直速度范围体现了850hPa流场中中尺度低涡系统, 其辐合中心值为 $-12\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

由上可知, 凝结潜热加强了暴雨区上升运动, 垂直速度大小和空间分布与天气系统是密切相关的, 梅雨暴雨包括了大尺度和中尺度降

雨两种形式。也应该指出: 用 ω 方程计算梅雨暴雨动力条件还存在两个问题。第一, 因 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格点对中小尺度系统还是有点偏大, 所计算出的 ω 值相应地偏小。第二, ω 方程的推导运用了地转近似, 但中尺度天气系统有很强的非地转现象, ω 方程所计算 ω 值也没有真正体现出中小尺度系统的强度。

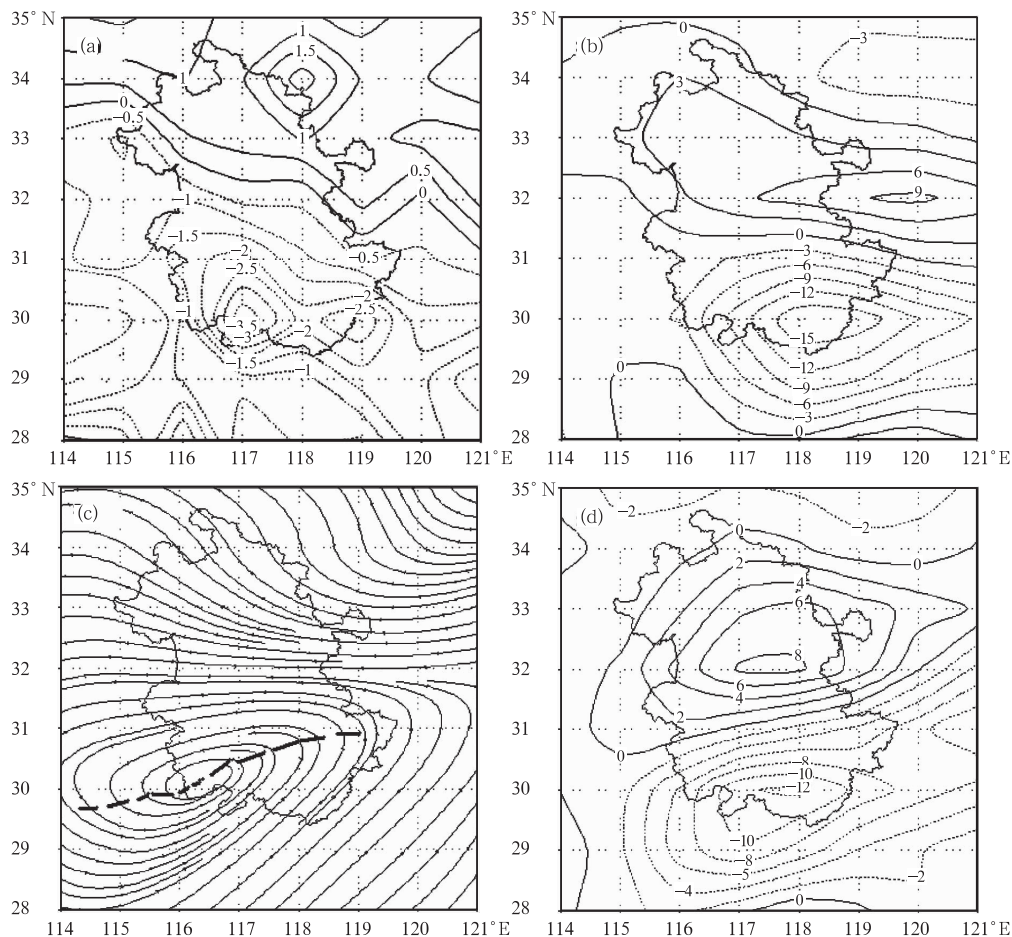


图2 (a) 9日14时700hPa绝热 ω 速度场; (b) 9日14时700hPa非绝热 ω 速度场;
(c) 10日14时850hPa风速流场; (d) 10日14时850hPa非绝热 ω 速度场
(图中地形为安徽省边界图, 黄山地区在 31°N 以南, 垂直速度单位: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)

3 对流性降水加热 H_c 与梅雨暴雨关系

图3a是位于 30°N 、 118°E 黄山市黟县宏

村自动雨量观测站9—10日每小时降雨量数据图, 宏村有两次较强的降雨过程分别在9日14—15时、10日12—13时。凝结潜热包括大尺度稳定性降水加热 H_s 和小尺度的深厚积

云对流性加热 H_c 。在此计算小尺度的深厚积云对流相联系的对流性降水加热水汽凝结潜热 H_c 水平分布,也有两个大值中心东移影响宏村站,如图 3c、3d 分别在 9 日 14 时最大值达 $3.2\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 和 10 日 14 时最大值 $2.4\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 。降雨强弱变化与暴雨区对流性降水加热释放大小时间变化都是一致的。图 3b 是宏村站 2 天来垂直速度时空剖面图,与强降雨相配合的也有 2 个大值区分别在 9 日 08—14 时、10 日 14 时,9 日 08 时 ω 最大值中心在 700hPa 附近, H_c 值 14 时达到最大值,也在 700hPa 附近。9 日 08 时,首先当上升运动达到最大时,

最大值为 $15\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$,造成地面降雨开始加强,降雨强度加大造成对流性降水加热释放不断增大,14 时 H_c 达到最大值,由于 H_c 值不断加大,降雨强度随之加大,同时维持着强烈的上升运动,垂直速度一直维持 $13\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$,造成暴雨发生。同理,9 月 10 日暴雨发生三者关系更加紧密,由于垂直速度增强, H_c 值 08 时起就开始增大,到 14 时达到最大值,降雨也是 08 时开始增强 13 时达到最大。非绝热对流性降水加热释放与垂直上升运动以及暴雨发生是相互联系,相互发展的。

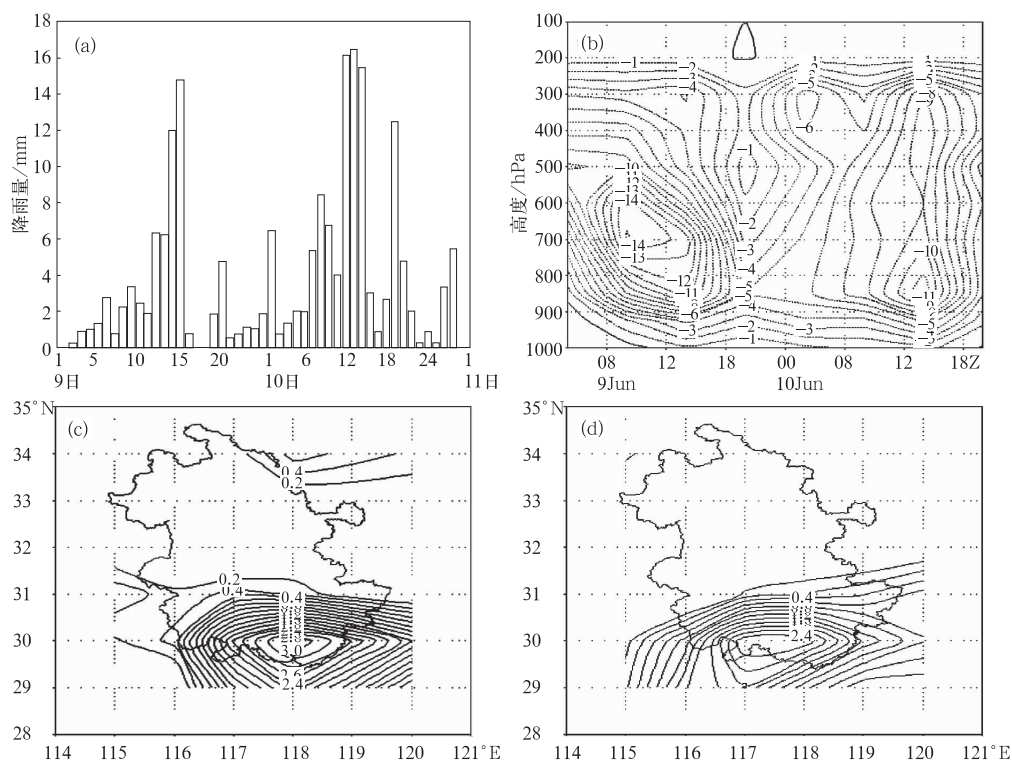


图3 (a) 宏村雨量站9—10日每小时降雨量图; (b) 宏村雨量站9—10日垂直速度 ω 时间剖面图; (c) 9日14时对流性降水加热 H_c ; (d) 10日14时对流性降水加热 H_c (单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$)

对流性降水加热的释放与大尺度水汽辐合也是相关的。比较对流潜热释放 H_c 和水汽总辐合 I 值水平分布图(图略), H_c 和 I 值分布几乎重合,中心分布也一致。从计算公

式中可知对流性降水加热 H_c 对 ω 贡献大小取决于 I 大小分布。而 I 的分布包括水汽水平辐合和水汽垂直输送,要造成单位面积垂直空气柱有较大水汽辐合,首先要有持续水

汽水平输送,同时要有使水汽在某一区域大量水平辐合机制。在梅雨期该过程中,黄山地区 500hPa 位于副热带高压边缘,伸向暴雨区低空急流以及中间尺度低涡和切变线都是梅雨典型天气系统特征和水汽辐合机制。

需要指出的是,由于采用了 1965 年的郭晓岚参数化方案计算积云对流凝结潜热,显然有它的缺陷,一般对流加热和降水出现在中尺度扰动中,这意味着, I 应该是中尺度的水汽水平和垂直总辐合,由于网格点偏大,故所用的大尺度水汽辐合 I 比实际值要小,结果所计算的对流加热值也偏低。另外积云对流参数化方案没有处理积云对流发展过程中的下曳气流,对流潜热值也会出现偏差^[9]。

以上说明,由于大尺度系统影响,水汽水平输送和垂直辐合,引起上升运动,地面开始降雨,对流性降水加热释放降雨强度增大,又加强中尺度上升运动,如此循环产生暴雨。暴雨形成后,暴雨中的强烈上升运动使各低层空气辐合加强,另一方面暴雨中大量潜热释放,使得空气柱增暖,低压增强,气压梯度

力增大,使低空西南急流增强,反过来又影响了大尺度系统发展。

4 地形和摩擦作用对暴雨产生影响

在近地面层由于摩擦作用,在低涡影响黄山地区时,气旋性涡度便会出现摩擦辐合,并有上升运动,由于摩擦作用形成上升运动,通过摩擦垂直速度公式 $\omega_f = \frac{-g\rho_0 c_d}{f} \zeta_g$ 计算,式中, c_d 为拖曳系数, ζ_g 为地面位涡。如图 4a 所示,最大垂直速度出现在 9 日 14 时,最大值为 $-0.45 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$,只有当时非绝热 ω 最大值 $-15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 3%。图 4b 为水汽辐合量 I 的 9 日 02 时到 10 日 20 时 30°N 摩擦层顶部 800hPa 时间剖面图,其中 118°E I 有两个大值中心分别在 9 日 14 时和 10 日 14 时,与摩擦垂直速度大值中心相对应。说明摩擦垂直速度虽然很小,但 ω_f 的贡献不只是对流层下层的垂直速度,还利于水汽水平辐合并将摩擦层四周水汽集中向高层输送。

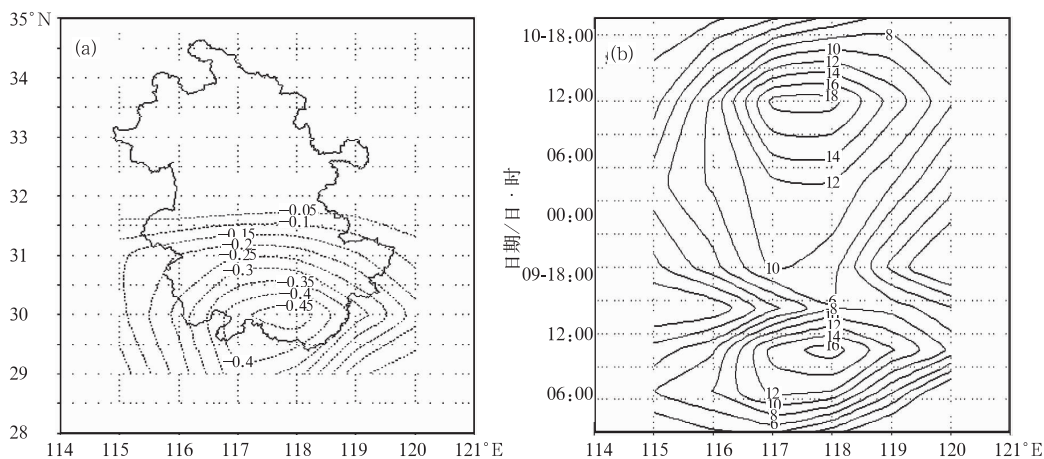


图4 (a) 9日14时摩擦垂直速度(单位: $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 9—10日 30°N 800hPa 水汽总辐合时序图(单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

黄山地区处皖南山区,其中黄山山脉最高处海拔高度 1860m,地形对暴雨影响主要是表

现为地形对降水增幅作用,在梅雨期内,梅雨锋前气流过山脉时,在地形抬升情况下,迎风

坡有上升运动,垂直速度增大,降水增强。以黄山风景区10日降水为例,冷锋已过境,后山为迎风坡,以海拔高度增加为序降雨量分别为:焦村89.3mm、松谷庵95.1mm、北海113.6mm、西海118.0mm,焦村与西海高度差1500m左右,降雨量相差28.7mm。地形影响垂直速度,相比较天气系统影响垂直速度小得多,且随高度减弱很快,但由于黄山山脉海拔高、底层湿度大,所造成降水也不可忽略。

5 结论

通过以上两次梅雨暴雨个例分析,梅雨暴雨发生物理机制:首先在大尺度背景下如在西太平洋副热带高压边缘,低空急流源源不断输送水汽并促发低涡生成,水汽水平辐合和垂直方向输送,使得垂直运动上升,形成降雨,水汽凝结潜热释放,加强了中尺度上升运动,对流性降水加热加强了中尺度系统发展,加上地形及其摩擦的增幅作用,降雨强度随之增大,形成暴雨。

因此说梅雨锋上降雨因凝结潜热释放确实存在两种不同形式降雨,一是大范围连续

性降雨,一是中尺度的强降雨。暴雨区强烈的上升速度起主要作用是凝结潜热项,其中对流性降水加热 H_c 是主要贡献者。

参考文献

- [1] 姚叶青,王兴荣,沐贤俊.冷空气与梅雨的关系及影响[J].气象,2005,31(5):77-79.
- [2] 赵玉春,王仁乔,郑启松,等.长江中游一次暴雨中尺度天气系统的观测分析[J].气象,2003,29(11):14-19.
- [3] 王欢,周军,罗树如,等.强对流活动对对流发展条件影响的数值试验[J].南京气象学院学报,2005,28(2):145-152.
- [4] 李维亮,章名立.夏季梅雨期降水的形成和预报[M].北京:科学出版社,1979:89-96.
- [5] 熊秋芬,胡江林,张耀存.梅雨锋降水带中不同地域大暴雨成因的对比分析[J].气象,2006,32(07):72-80.
- [6] 段海霞.“049”川渝暴雨的中尺度分析[J].南京气象学院学报,2007,30(5):674-680.
- [7] 俞小鼎.洋面冷锋的三维数值模拟—潜热释放对冷锋结构的影响[J].气象学报,1995,53(3):319-327.
- [8] 丁一汇.天气动力学中的诊断分析方法[J].中国科技大学研究生院,1993:118-120.
- [9] 薛建军,闫之辉.一种改进的质量通量积云参数化方案及预报实验[J].气象,1999,25(5):8-12.