

汪亚萍, 崔晓鹏, 任晨平, 等. 2015. “碧利斯”(0604)暴雨过程不同类型降水云微物理特征分析 [J]. 大气科学, 39 (3): 548–558, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1408.14135. Wang Yaping, Cui Xiaopeng, Ren Chenping, et al. 2015. Cloud microphysical characteristics of different precipitation types in Bilis (0604) torrential rainfall events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (3): 548–558.

## “碧利斯”(0604)暴雨过程不同类型 降水云微物理特征分析

汪亚萍<sup>1,2</sup> 崔晓鹏<sup>1</sup> 任晨平<sup>3</sup> 余晖<sup>4</sup>

1 中国科学院大气物理研究所降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国人民解放军 94754 部队气象台, 嘉兴 314013

4 中国气象局上海台风研究所, 上海 200030

**摘 要** 本文利用“碧利斯”(0604)暴雨增幅过程高分辨率的数值模拟资料, 将降水分成对流降水和层云降水, 对比分析了不同类型降水云微物理特征和过程的差异, 探讨了不同类型降水对暴雨增幅的贡献, 结果指出: (1) 暴雨增幅前, 降水基本为层云降水, 对流降水只存在于零星的几个小区域, 暴雨增幅发生时段, 对流降水所占比例较暴雨增幅前有显著增加, 平均降水强度达层云降水强度的 3 倍多。(2) 暴雨增幅时段, 云系发展更加旺盛, 云中各种水凝物含量较增幅前明显增加, 其中, 对流和层云降水区云中水凝物含量均有一定程度增长, 但对流降水区增加更显著; 而无论增幅前还是增幅时段, 对流降水区云中水凝物含量均要明显大于层云降水区, 并且两者的这种差异随着地面降水强度的增强而增大。(3) 暴雨增幅前后, 对流降水区雨滴的两个主要来源最终均可以追踪到云水, 通过云水与大的液相粒子(雨滴)和大的固相粒子(雪)之间、以及大的固相粒子(雪和霰)之间的相互作用和转化, 造成雨滴增长, 并最终形成地面降水, 而层云降水区中与雨滴形成相关的上述主要云微物理过程明显变弱, 但层云降水区中暴雨增幅时段的上述过程又要强于增幅前, 说明层云降水对暴雨增幅也有一定贡献。

**关键词** 台风暴雨 对流降水 层云降水 云微物理

文章编号 1006-9895(2015)03-0548-11

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1408.14135

## Cloud Microphysical Characteristics of Different Precipitation Types in Bilis (0604) Torrential Rainfall Events

WANG Yaping<sup>1,2</sup>, CUI Xiaopeng<sup>1</sup>, REN Chenping<sup>3</sup>, and YU Hui<sup>4</sup>

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Meteorological Observatory, Troops 94754 of PLA, Jiaxing 314013

4 Shanghai Typhoon Institute (STI) of China Meteorological Administration, Shanghai 200030

**Abstract** Using high-resolution simulation data of typhoon Bilis (0604), the rainfall was separated into convective and stratiform precipitation. By comparing the cloud microphysical characteristics of the two precipitation types, their

收稿日期 2014-03-04; 网络预出版日期 2014-08-23

资助项目 国家重点基础研究发展计划(973计划)项目 2015CB452804、2009CB421505, 国家自然科学基金项目 41175056, 上海台风研究基金课题项目 2013ST01

作者简介 汪亚萍, 女, 1990 年出生, 硕士研究生, 主要从事台风数值模拟与诊断研究, E-mail: wangyaping@mail.iap.ac.cn

通讯作者 崔晓鹏, E-mail: xpcui@mail.iap.ac.cn

contributions to torrential rainfall amplification was assessed and determined as follows: (1) Before precipitation amplification, most precipitation are stratiform, with rainfall in only a few small scattered areas convective. During precipitation amplification, the convective proportion of precipitation increases significantly, with the mean precipitation intensity three times of stratiform precipitation. (2) During precipitation amplification, clouds develop more vigorously and the cloud hydrometeor content increases much more than previously. That is, both convective and stratiform precipitations have characteristic levels of growth of cloud hydrometeors, with a more obvious increase in convective precipitation. Meanwhile, both before and during precipitation amplification, hydrometeors content in convective precipitation is greater than that of stratiform precipitation, with the difference between the two rain types enhanced with increasing of surface precipitation intensity. (3) Before and during precipitation amplification, two main sources of rainfall in the convective precipitation region can eventually be traced back to cloud water. Through the interaction and conversion between cloud water and large liquid particles (rain drops), between cloud water and large solid particles (snow) and between large solid particles (snow and graupel), raindrops grow, ultimately generating surface rainfall. The processes associated with raindrop formation in the stratiform precipitation region are notably weaker. However, these processes in stratiform precipitation during precipitation amplification are stronger than those prior, indicating that stratiform precipitation also contributes to precipitation amplification.

**Keywords** Typhoon torrential rain, Convective precipitation, Stratiform precipitation, Cloud microphysics

## 1 引言

我国是世界上受台风影响最为严重的国家之一(陈联寿和孟智勇, 2001), 台风、尤其是登陆台风, 能带来暴雨、大风和暴潮, 引发灾害, 其中以暴雨灾害最为普遍。近年来, 对台风暴雨的研究得到了很多气象工作者的重视, 在台风暴雨水汽输送特征、高空急流和中纬度系统对台风暴雨的作用、地形下垫面对台风暴雨的作用、台风中的中小尺度系统等方面开展了深入研究(程正泉等, 2005; Chen et al., 2010), 对登陆台风暴雨突然增幅和特大暴雨的机理研究也受到了气象学家们的高度关注, 从多尺度天气系统相互作用、冷空气入侵、下垫面条件、环境垂直风切变、能量的制造及转换、波动激发传播理论等方面都开展了深入研究(董美莹等, 2009, 2011a, 2011b; Dong et al., 2013; 郑庆林等, 1996; 丁治英和陈久康, 1995, 1996)。台风暴雨除了受大气宏观动力过程和热力过程的影响外, 也受到微观云物理过程的重要影响, 研究表明, 云和降水的发展过程实际上是动力、热力和微物理过程相互作用的结果(廖菲等, 2006), 以往从天气学和动力学角度对台风暴雨已经开展了很多研究工作, 近年来, 台风暴雨中云微物理过程的研究得到进一步重视, 杨文霞等(2010)借助非静力中尺度模式 ARPS (the Advanced Regional Prediction System), 对 0713 号台风“韦帕”进行了数值模拟, 研究了台风不同发展阶段, 暴雨的水平和垂直云微物理特征, 发现冷云降水过程对不同阶

段台风暴雨形成起关键作用, 霰粒子的融化是台风“韦帕”暴雨过程中的主要雨滴形成机制。程锐等(2009)用 AREM (Advanced Regional Eta Model) 模式设计了 5 组实验, 研究了云微物理参数对云结构及降水特征的影响, 发现霰和雪的融化对于台风螺旋雨带中雨滴的增长十分重要, 但可能不是云墙中雨水形成的主导因子。Tao et al. (2011) 利用 WRF 模式对“莫拉克”(2009)台风在我国台湾地区造成的超强降水的模拟研究发现, 冰相微物理过程对“莫拉克”地面降水的影响很有限。可见, 对(登陆)台风暴雨云微物理特征和过程的研究仍然存在很多问题, 而对相关科学问题的深入认识将有利于我们对(登陆)台风暴雨过程机理与规律的把握, 提高相关预报水平。

一般而言, 由于陆地表面摩擦增强以及水汽输送减弱等原因, 台风登陆后其环流及降水会明显减弱, 继而趋于消亡, 但有些台风登陆后不但没有减弱消亡, 反而出现明显的降水增幅, 带来十分严重的灾害, 2006 年第 4 号强热带风暴“碧利斯”就是一个典型例子。“碧利斯”于 2006 年 7 月 8 日下午在西北太平洋洋面上生成, 并增强为强热带风暴, 13 日 22:20 (协调世界时, 下同) 在我国台湾省登陆, 14 日 12:50 在我国福建省霞浦附近再次登陆, 强度减弱为热带风暴, 受“碧利斯”影响, 13~17 日福建、浙江、江西、湖南、广东五省和广西壮族自治区普遍出现大暴雨和特大暴雨。“碧利斯”二次登陆后, 7 月 14 日 12:00~18:00, 6 h 累积降水小于 25 mm, 14 日 18:00~15 日 06:00 的逐 6 h 累

积降水量均超过 95 mm, 12 h 累积降水量达到特大暴雨 (>120 mm) 级别, 在湖南、广东、江西三省交界附近出现急剧暴雨降水增幅, 造成了严重的灾害 (王黎娟等, 2013)。叶成志和李昀英 (2011) 发现湘东南多山体分布且向北开口的喇叭口特殊地形通过与“碧利斯”低压环流北侧增强的东北风相配合, 有利于水汽输送和中尺度对流系统发生、发展, 对湘东南暴雨有明显增幅作用。王黎娟等 (2013) 利用 ARPS 模式, 成功模拟了“碧利斯”的登陆过程, 较好的再现了登陆后的暴雨增幅过程, 指出暴雨增幅发生前, 中南半岛附近地区的水汽输送强度相对较弱, 水汽输送通道存在断裂带, 暴雨增幅发生时刻, 越赤道气流增强, 西南季风水汽输送明显加强, 原来断裂的水汽输送通道完全打通, 大量水汽源源不断地输送到“碧利斯”环流中。Ren and Cui (2014) 在王黎娟等 (2013) 工作基础上, 利用高分辨率模拟资料, 研究了暴雨增幅的云微物理成因, 通过对“碧利斯”暴雨增幅前和增幅时段云微物理特征和过程的分析, 发现暴雨增幅前后强降水区云微物理特征和过程明显不同, 增幅时段, 云水的增加主要通过两个途径对暴雨增幅产生贡献: 一是通过云中雨滴对云水的碰并收集, 造成雨滴含量增加; 二是通过云中雪粒子对云水的碰并, 造成雪粒子含量增加, 增加的雪粒子又被云中霰粒子碰并收集造成霰含量增长, 进而由霰粒子融化为雨水。

降水根据性质可以大致分为对流降水和层云降水两种, 它们分别有着不同的动力过程、热力特征和云微物理特征。在台风中, 对流性降水区位于台风云墙区及螺旋雨带处, 层云降水区一般位于云墙外部 (Marks and Houze, 1987; 陈联寿和丁一汇, 1979)。何会中等 (2006) 研究了“鲸鱼”台风登陆后的降水云系, 发现台风降水中层云降水所占区域比例较大, 对流性降水所占比例很少, 但总贡献很大。钟敏等 (2006) 研究了 9914 号台风降水云系的三维结构, 发现层状降水在像素数量及对总降水的贡献上均比对流降水大, 但对流性降水在发展过程中呈上升趋势。为了更全面地认识“碧利斯”暴雨过程 (包括暴雨增幅), 本文在王黎娟等 (2013) 以及 Ren and Cui (2014) 工作的基础上, 利用数值模拟得到的高分辨率资料, 将降水分成对流降水和层云降水, 分别研究不同类型降水 (对流降水和层云降水) 的云微物理特征和过程的差异, 以及不同类型降水对暴雨增幅的贡献, 与以往的研究工作相

比, 本文从云微物理收支等角度, 进一步深入探讨了不同类型降水在暴雨增幅发生前和增幅强降水发生时段的差异和贡献, 有助于更加全面地认识“碧利斯”暴雨过程, 尤其是暴雨增幅发生的机理。

## 2 资料和方法

### 2.1 研究资料

王黎娟等 (2013) 利用中尺度数值模式 ARPS, 对“碧利斯”登陆及暴雨增幅过程开展了高分辨率数值模拟, 模拟采用两层嵌套, 内外分辨率分别为 3 和 27 km, 模拟时间为 2006 年 7 月 14 日 00:00 至 16 日 00:00, 模式结果已经在王黎娟等 (2013) 的工作中得到了充分验证。该模拟采用了 Lin-Tao 冰相云微物理参数化方案, 该方案的简介参见附录。本文所用资料取自王黎娟等 (2013) 工作中, 该资料中除了标准输出项外, 还包含了云微物理转化过程项。该资料已经在 Ren and Cui (2014) 的工作中得到成功应用。

### 2.2 研究方法

降水类型 (对流降水和层云降水) 的分类方法有很多, 主要通过设定降水率、云水含量、垂直速度和反射率等的阈值来区分 (Lang et al., 2003; Tao and Simpson, 1989; Tao et al., 1993, 2000; Xu, 1995; Sui et al., 1994)。本文利用 ARPS 模式输出的高分辨率资料, 将 2006 年 7 月 14 日 12:00 至 15 日 00:00 的降水分成对流降水和层云降水, 具体方法为: (1) 利用 Steiner et al. (1995) 和 RIP (Read/Interpolate/Plot, Stoelinga, 2005) 中的计算方法, 用模拟得到的降水粒子混合比计算出等效反射率因子  $Z_e$ , 单位是 dBZ; (2) Rogers (2010) 对 Steiner et al. (1995) 中的方法进行了改进, 利用反射率强度、反射率峰度 (超过背景反射率  $Z_{bg}$  的值) 及垂直速度的新的阈值来区分降水类型, 该方法具体标准如下: 0.9 km 或 3 km 高度处的等效反射率因子大于 46 dBZ 的格点定义为对流降水区, 按照以上标准未被定义为对流降水的格点, 若该格点位于 0.9~2.1 km 之间的垂直速度大于  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ , 或该格点上的反射率与背景反射率  $Z_{bg}$  的差值大于峰度反射率  $\Delta Z$  曲线, 则定义为对流降水区。其中  $Z_{bg}$  定义为围绕某一格点半径 11 km 的圆内的反射率平均 (Steiner et al., 1995), 本文选择的峰度反射率曲线定义如下 (Rogers, 2010):

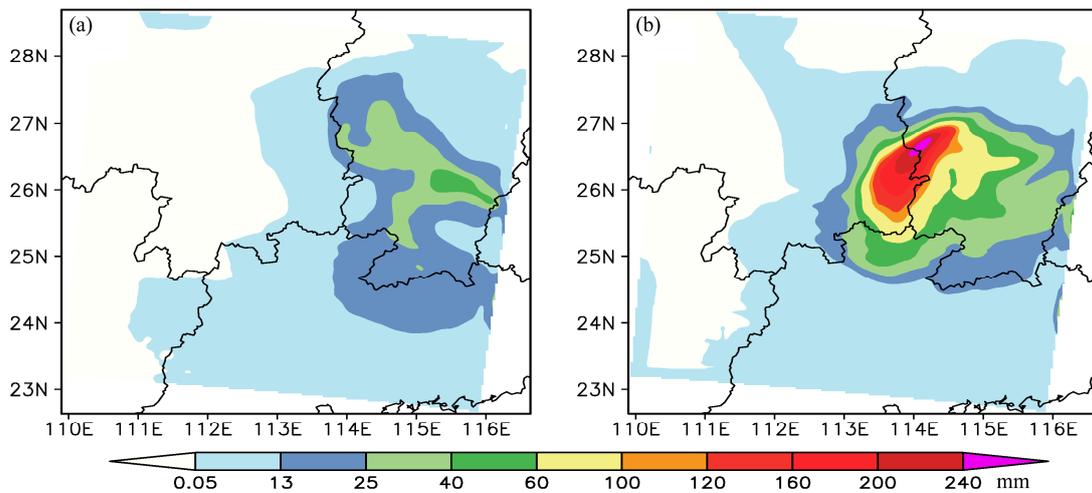


图1 模拟的6小时累积降水(mm): (a) 2006年7月14日12:00~18:00(协调世界时,下同); (b) 7月14日18:00~15日00:00

Fig. 1 6-hour cumulative precipitation (unit: mm) from (a) 1200 UTC to 1800 UTC 14 Jul, 2006 and (b) 1800 UTC 14 Jul to 0000 UTC 15 Jul, 2006

$$\Delta Z = \begin{cases} 15, Z_{bg} < 0 \\ 15 - Z_{bg}^2 / 135, 0 \leq Z_{bg} < 45 \\ 0, Z_{bg} \geq 45 \end{cases} \quad (1)$$

在其他不是对流降水的区域中, 3 km 高度上的等效反射率因子大于 20 dBZ 的格点定义为层云降水区, 3 km 高度上等效反射率因子小于 0 的定义为非降水区。

### 3 结果分析

#### 3.1 对流降水和层云降水的分离

图 1 给出了暴雨增幅前(2006 年 7 月 14 日 12:00~18:00)和暴雨增幅时段(2006 年 7 月 14 日 18:00~15 日 00:00)模拟的 6 h 累积降水分布, 由图可见, 暴雨增幅发生时段, 累积降水量与增幅前相比明显增强, 6 h 累积最强降水由增幅前的大于 40 mm 猛增至 240 mm 以上。利用上述降水类型分离方法, 分离得到 2006 年 7 月 14 日 12:00 至 15 日 00:00 共 13 个时次的不同类型降水分布图(图 2), 表 1 给出了暴雨增幅发生时段, 即 7 月 14 日 18:00 至 15 日 00:00 统计得到的不同类型降水区格点数、所占比例及降水强度, 某时刻的降水强度由该时刻前一小时累积降水量和其后一小时累积降水量取平均值得到。从图 2 可以看到, 暴雨增幅前(7 月 14 日 12:00~18:00), 降水基本为层云降水, 对流降水只发生在零星的几个小区域, 可能是由于“碧利斯”登陆期间强度有所衰减, 且暴雨增幅前中南半岛附近地区的水汽输送强度较弱(王黎娟

等, 2013); 暴雨增幅发生时段(7 月 14 日 18:00~15 日 00:00), 对流降水区显著增加, 并连成片状, 基本位于强降水中心(图 1)。从图 2 和表 1 可以看出, 暴雨增幅发生时段(7 月 14 日 18:00~15 日 00:00), 降水区域仍主要为层云降水所控制, 层云降水区域占两类降水区域总和的比例超过 87%, 但层云降水强度普遍较弱, 平均为  $6.2 \text{ mm h}^{-1}$ ; 对流降水所占比例相对于暴雨增幅前有显著增加, 但仍相对较小, 小于 13%, 但降水强度很强, 平均达  $22.9 \text{ mm h}^{-1}$ , 是层云降水强度的 3 倍多。

表 1 2006 年 7 月 14 日 18:00 至 15 日 00:00 不同类型降水所占格点数、比例和降水强度 ( $\text{mm h}^{-1}$ )

Table 1 The number of grid points, proportion and precipitation intensity of different precipitation types from 1800 UTC 14 Jul to 0000 UTC 15 Jul, 2006 (unit:  $\text{mm h}^{-1}$ )

时刻	格点数		所占比例		降水强度/ $\text{mm h}^{-1}$	
	对流降水	层云降水	对流降水	层云降水	对流降水	层云降水
14日18:00	162	7924	2.0%	98.0%	13.7	6.3
14日19:00	582	7102	7.6%	92.4%	21.1	7.0
14日20:00	839	7375	10.2%	89.8%	24.7	7.0
14日21:00	1060	7342	12.6%	87.4%	26.9	6.5
14日22:00	1094	8031	12.0%	88.0%	27.5	5.7
14日23:00	1186	8162	12.7%	87.3%	23.8	5.4
15日00:00	1063	8291	11.4%	88.6%	22.8	5.4
14日18:00~15日00:00平均	-	-	-	-	22.9	6.2

#### 3.2 对流降水和层云降水云微物理特征对比

为分析对流降水和层云降水中的云微物理特

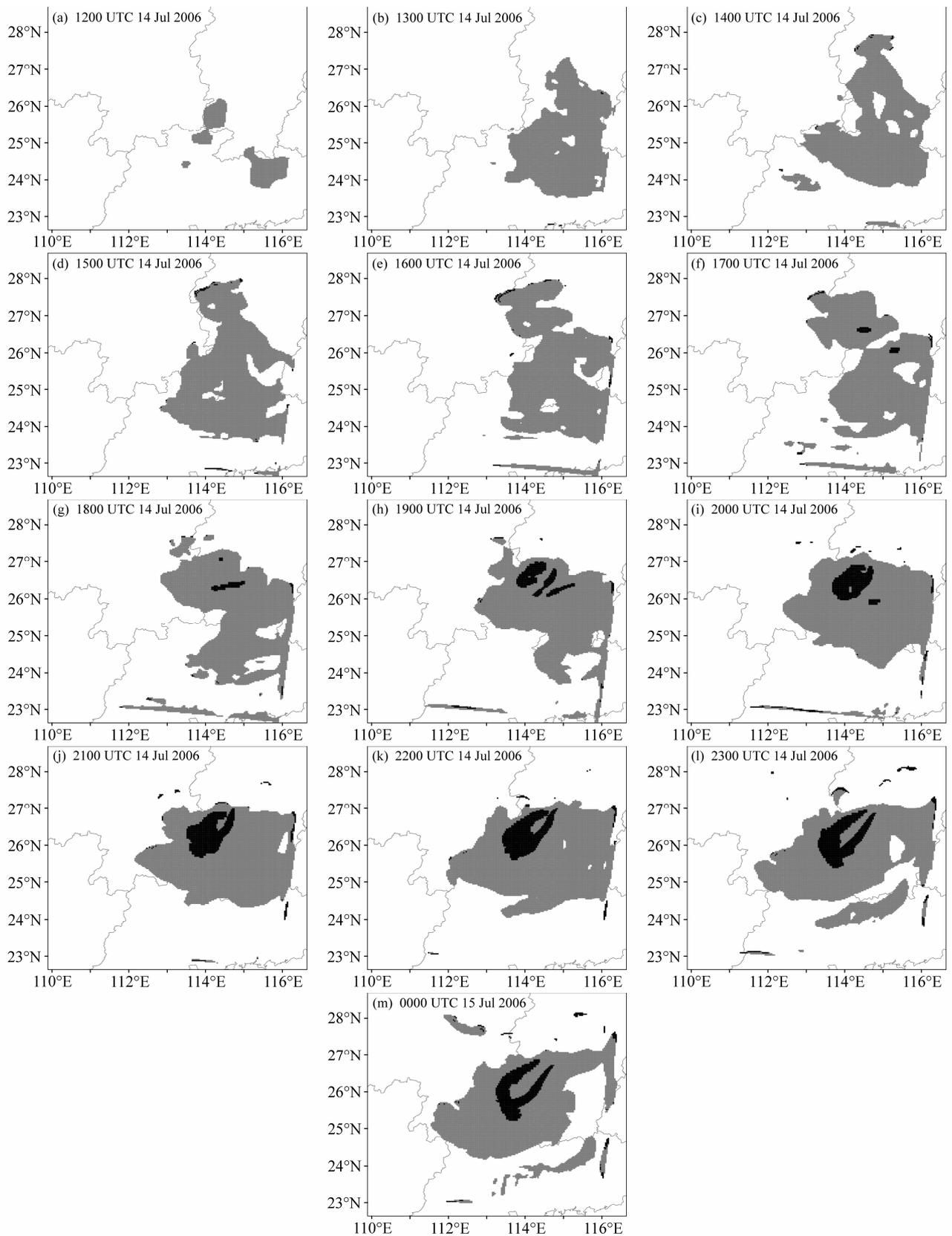


图2 2006年7月14日12:00至15日00:00不同类型降水分布图, 黑色为对流降水, 灰色为层云降水

Fig. 2 The distribution of different precipitation types from 1200 UTC 14 Jul to 0000 UTC 15 Jul, 2006. The shaded areas are convective precipitation region (black) and stratiform precipitation region (gray)

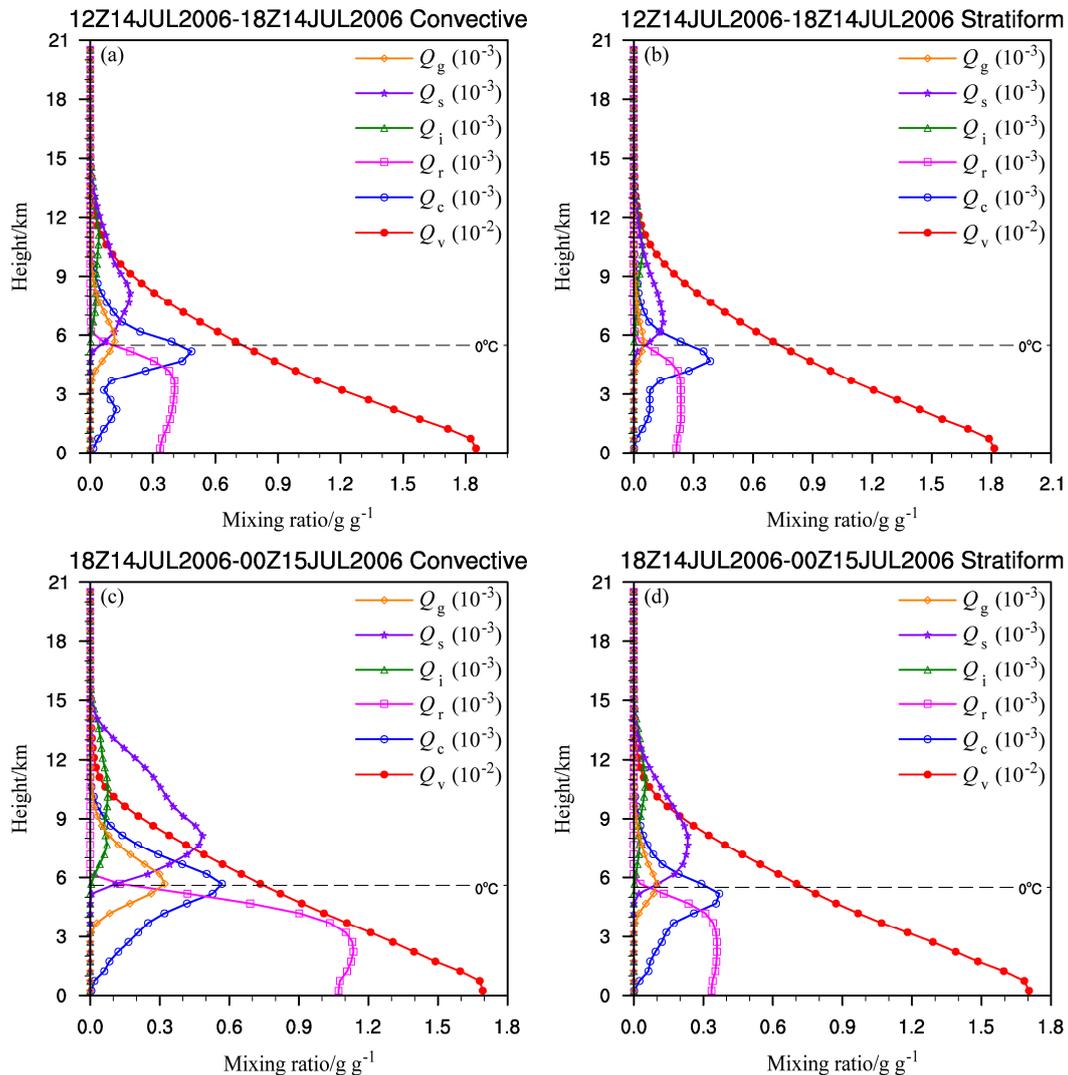


图3 2006年7月(a、b)14日12:00~18:00和(c、d)14日18:00~15日00:00对流降水(左列)和层云降水(右列)的云中水凝物和水汽混合比的垂直廓线,虚线代表0°C等温层( $Q_g$ 、 $Q_s$ 、 $Q_i$ 、 $Q_r$ 、 $Q_c$ 分别代表霰、雪、云冰、雨水和云水的混合比,单位: $10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ,  $Q_v$ 代表水汽混合比,单位: $10^{-2} \text{ g g}^{-1}$ )

Fig. 3 Vertical profiles of cloud hydrometeors and water vapor mixing ratio from (a, b)1200 UTC to 1800 UTC 14 Jul, 2006 and (c, d) 1800 UTC 14 Jul to 0000 UTC 15 Jul, 2006 in convective precipitation (left column) and stratiform precipitation (right column). Dashed lines: 0°C isothermal layer.  $Q_g$ ,  $Q_s$ ,  $Q_i$ ,  $Q_r$ ,  $Q_c$  indicate the mixing ratios of graupel, snow, cloud ice, rain water and cloud water, respectively, units:  $10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ .  $Q_v$  indicates mixing ratio of water vapor, units:  $10^{-2} \text{ g g}^{-1}$

征和差异,本文分别对暴雨增幅前和暴雨增幅时段不同类型降水中的云中水凝物混合比以及水汽含量进行区域平均和时间平均,开展对比分析。图3给出了两个时段两类降水中的云中水凝物含量垂直廓线合成结果,表2给出了云中水凝物含量在不同高度范围内的垂直累加数值。暴雨增幅前,对流降水和层云降水的水汽含量及其垂直分布相似(图3a、b和表2),与层云降水相比,对流降水云中水凝物含量较多,其中0摄氏度等温层以上的云水含

量是层云降水区的1.8倍以上,达到 $1.102 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ,整层的雨水含量是层云降水区中的1.6倍以上,达 $4.323 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ,整层的霰粒子含量是层云降水区的2.6倍以上,达到 $0.693 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ 。暴雨增幅时段,对流降水和层云降水的水汽含量及其垂直分布仍相似,均略低于暴雨增幅前(图3,表2),与增幅前相比,云中水凝物含量均有一定程度增加,但对流降水区增加更显著(图3a、c),其中雨水含量极值增加为增幅前的3倍左右,雪粒子和霰

粒子含量极值均达到增幅前的 2 倍以上；降水增幅时段，对流降水区中垂直累加的云中水凝物含量仍明显多于层云降水（表 2），其中，0 摄氏度等温层以上的云水含量 ( $2.305 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 达层云降水的 2.6 倍以上，过冷水云含量较增幅前明显增加，达增幅前 ( $1.102 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 的 2 倍以上；增幅时段，对流降水区整层累加雪粒子含量 ( $4.993 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 达层云降水区的 2.1 倍以上，接近增幅前含量 ( $1.777 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 的 3 倍，整层累加雨水含量 ( $11.997 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 达层云降水区的 3.1 倍以上，接近增幅前含量 ( $4.323 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 的 3 倍，整层累加霰粒子含量 ( $1.917 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 达层云降水区的 3.4 倍以上，为增幅前含量 ( $0.693 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) 的 2.7 倍以上。从以上分析可以看出，增幅时段云中各种水凝物含量较增幅前明显增加，说明增幅时

表 2 暴雨增幅前(14 日 12:00~18:00)和暴雨增幅时段(14 日 18:00~15 日 00:00)不同类型降水在整层、0 摄氏度等温层以上、0 摄氏度等温层以下垂直累加的水汽、云水、雨水、云冰、雪和霰的混合比 ( $Q_v$ 、 $Q_c$ 、 $Q_r$ 、 $Q_i$ 、 $Q_s$ 、 $Q_h$ ，单位： $10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ )，比值为对流降水/层云降水

Table 2 Vertically accumulated mixing ratios of water vapor, cloud water, rain water, cloud ice, snow and graupel ( $Q_v$ ,  $Q_c$ ,  $Q_r$ ,  $Q_i$ ,  $Q_s$ ,  $Q_h$ , unit:  $10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ ) for different precipitation types in the whole layers, layers above and below 0°C isothermal layer before (1200 UTC to 1800 UTC 14 Jul) and after (1200 UTC to 1800 UTC 14 Jul) amplification

		时间段: 14 日 12:00~18:00					
		$Q_v$	$Q_c$	$Q_r$	$Q_i$	$Q_s$	$Q_h$
对流降水	整层	204.375	2.920	4.323	0.453	1.777	0.693
	0°C 层以上	38.838	1.102	0.081	0.453	1.766	0.507
	0°C 层以下	165.537	1.818	4.242	0.000	0.011	0.186
层云降水	整层	203.707	2.118	2.609	0.363	1.227	0.264
	0°C 层以上	39.880	0.599	0.039	0.363	1.208	0.195
	0°C 层以下	163.827	1.519	2.570	0.000	0.019	0.069
比值	整层	1.003	1.379	1.657	1.248	1.448	2.625
	0°C 层以上	0.974	1.840	2.077	1.248	1.462	2.600
	0°C 层以下	1.010	1.197	1.650	-	0.579	2.696
		时间段: 14 日 18:00~15 日 00:00					
		$Q_v$	$Q_c$	$Q_r$	$Q_i$	$Q_s$	$Q_h$
对流降水	整层	200.261	4.486	11.997	0.992	4.993	1.917
	0°C 层以上	41.149	2.305	0.129	0.992	4.985	1.364
	0°C 层以下	159.112	2.181	11.868	0.000	0.008	0.553
层云降水	整层	196.765	2.531	3.836	0.506	2.335	0.556
	0°C 层以上	39.500	0.859	0.028	0.506	2.312	0.389
	0°C 层以下	157.265	1.672	3.808	0.000	0.023	0.167
比值	整层	1.018	1.772	3.127	1.960	2.138	3.448
	0°C 层以上	1.041	2.683	4.607	1.960	2.156	3.506
	0°C 层以下	1.012	1.304	3.117	-	0.348	3.311

段伴随着降水的增幅，云系发展更加旺盛；同时，无论增幅前还是增幅时段，对流降水区云中水凝物含量均要明显大于层云降水区，并且增幅时段对流降水区与层云降水区的这种差异较增幅前也出现较明显加大，说明对流降水区降水云系发展较层云降水区更加旺盛，并且两者的这种差异随着地面降水强度的增强而进一步增大。

### 3.3 对流降水和层云降水云微物理过程对比

利用王黎娟等 (2013) 模拟输出的 6 种水物质 (水汽、云水、雨水、云冰、雪、霰) 的主要云微物理转化过程资料 (云微物理参数化方案简介参见附录)，对其进行垂直累加，得到图 4 所示的暴雨增幅前和暴雨增幅时段两种类型降水 (对流、层云降水) 的云微物理过程收支图，其中实线粗箭头代表主要的云微物理转化过程，云微物理过程转化率及其具体含义参见附录。暴雨增幅前，对流降水 (图 4a) 中，雨滴来源有两个主要过程：Pracw (雨滴碰并云水造成雨滴增长) 过程和 PgmIt (霰粒子融化成雨滴造成雨滴增长) 过程；进一步追踪发现，霰粒子的主要来源项为 Dgacs (霰粒子碰并雪粒子干增长) 过程，雪粒子的主要来源项为 Psacw (雪粒子碰并云水转化为雪粒子) 过程，即雨滴的两个主要来源最终均可以追踪到云水，通过云水与大的液相粒子 (雨滴) 和大的固相粒子 (雪) 之间、以及大的固相粒子 (雪和霰) 之间的相互作用和转化，造成雨滴增长，并最终形成地面降水，云水主要来自 Cnd (过饱和水汽凝结成云水) 过程，而云水蒸发 (Evo) 和云冰升华 (Sub) 对水汽增长有正贡献，此时段，Cnd、Evo 和 Sub 三过程的量值在层云降水 (图 4c) 中要大于对流降水，同时由云微物理过程造成的层云降水区中的水汽净增长率 (8.71) 也要明显强于对流降水 (2.12)，而上述对流降水中雨滴形成的两条主要途径在层云降水中则变成了次要转化过程 (图 4a、c 中虚线箭头所示)；暴雨增幅前时段 (图 4a 和 c)，由于低纬地区的水汽输送通道断裂，水汽输送强度较弱 (王黎娟等，2013)，较少的水汽凝结成云水 (Cnd)，导致与雨滴形成相关的两条微物理转化途径较弱，降水强度相对较弱，对流和层云降水平均强度分别为 4.7 mm 和 3.78 mm，远小于暴雨增幅时段的 22.9 mm 和 6.17 mm (图 4b、d)，雨滴的净转化 (增长) 率 (对流降水：4.57，层云降水：2.50) 相对于暴雨增幅时段 (对流降水：16.21，层云降水：4.58) 明显偏弱 (图 4b

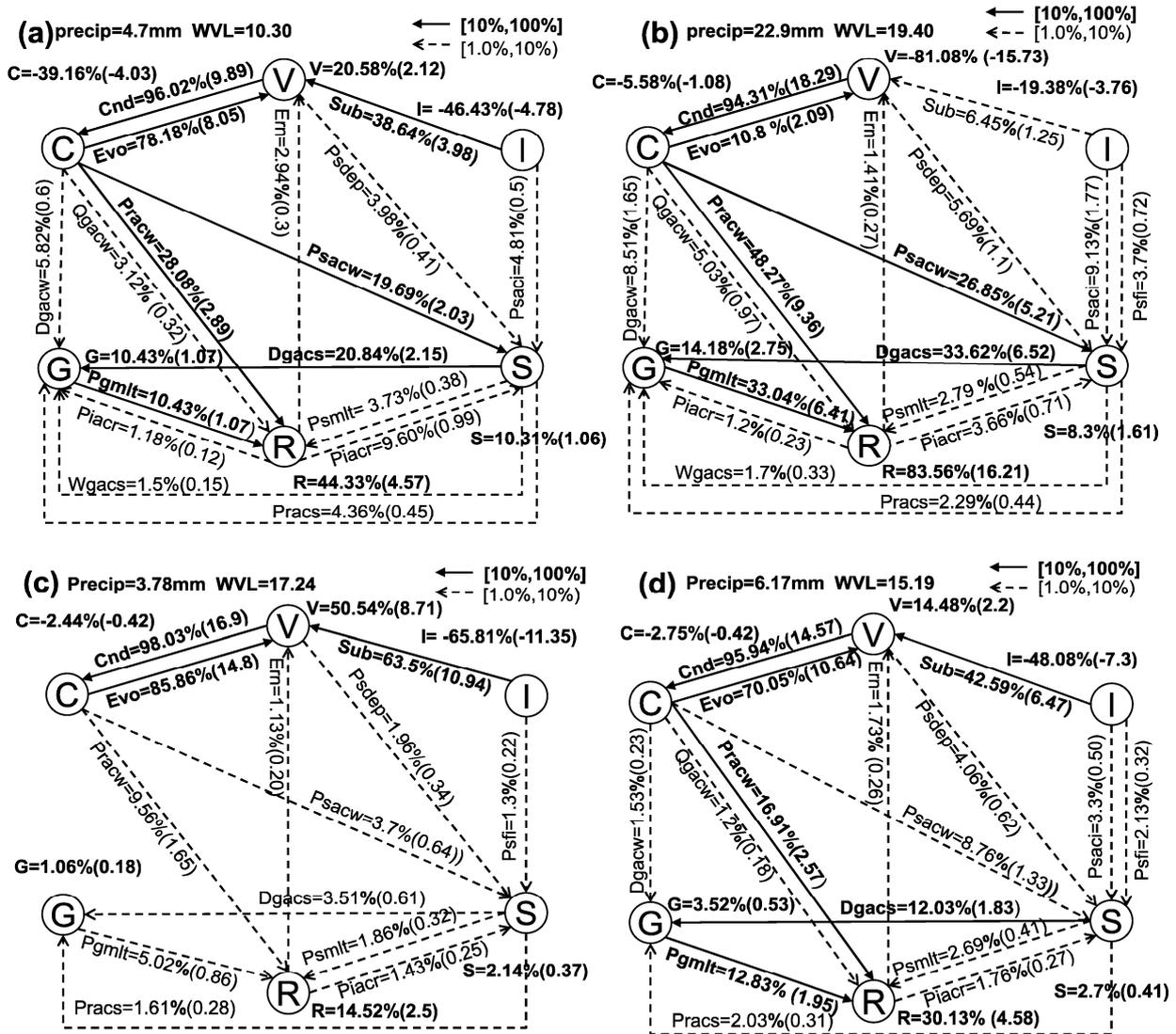


图4 2006年7月(a、c)14日12:00~18:00和(b、d)14日18:00~15日00:00平均的(a、b)对流降水和(c、d)层云降水的云微物理过程收支图,各微物理转化过程等号右侧数值表示时段平均和降水类型平均的、垂直累加的各微物理过程转化率与总水汽损失率(WVLR<sup>①</sup>)比值的百分数,大于10%的用粗实线箭头表示,代表主要云微物理过程,1%~10%之间的用虚线箭头表示,小于1%的略去,括号内的数值为各微物理过程的转化率,单位:10<sup>-6</sup> g g<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>; V、C、R、I、S、G符号分别代表水汽、云水、雨水、云冰、雪和霰,其等号右侧数值表示该水物质全部云微物理转化过程转化率与总水汽损失率(WVLR)比值的百分数,括号内数值代表净转化率

Fig. 4 Flowchart of microphysical processes averaged from (a, c)1200 UTC to 1800 UTC 14 Jul, 2006 and (b, d)1800 UTC 14 Jul to 0000 UTC 15 Jul, 2006 in convective precipitation region (a, b) and stratiform precipitation region(c, d). The values shown outside brackets on the right side of microphysical processes are the ratio of each microphysical process conversion rate to the total water vapor loss (WVLR) rate, which has been spatially and temporally averaged as well as vertically accumulated. Thick solid line arrows represent main microphysical processes larger than 10%, dash line arrows represent values between 1% and 10%, and values less than 1% are omitted. The values in brackets on the right side of microphysical processes are microphysical processes conversion rates, unit: 10<sup>-6</sup> g g<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>. Water vapor, cloud water, rain water, cloud ice, snow and grapel are denoted by V, C, R, I, S, G, respectively, whose right side values outside brackets are the ratio of sum of all the microphysical process conversion rates associated with each hydrometeor to WVLR rate. The values in brackets on the right side of hydrometeors represent net conversion rates

和 d), 暴雨增幅时段, 越赤道气流增强, 西南季风水汽输送加强, 大量水汽深入“碧利斯”环流内部(王黎娟等, 2013), 因此, 大量的水汽凝结成云

水(Cnd), 对流降水中Cnd转化率数值比暴雨增幅前增长了近一倍, 而水汽的主要云微物理来源项(Evo和Sub)转化率数值明显减小, 导致对流降

①根据 Colle and Zeng (2004) 中水汽损失 WVLR (Water Vapor Loss) 的定义, 在本文中水汽损失定义为 WVLR=Cnd + Psdep

水中水汽的云微物理净转化率变为负值 (-15.73)，层云降水水汽的净增长率也比暴雨增幅前显著减小，最终造成暴雨增幅时段对流降水中雨滴的净增长率显著增大 (16.21)，地面降水显著增幅 (22.9 mm)，层云降水对暴雨增幅也有一定贡献，与暴雨增幅前 (图 4c) 相比，暴雨增幅时段 (图 4d)，由于云水含量显著增长，更多的云水被雨滴和雪粒子碰并 (Pracw, Psacw)，与雨滴形成相关的两条主要途径上的各转化过程明显增强。

总体看来，暴雨增幅前，层云降水所占比例较大，但降水强度较弱，对流降水所占比例较小，但强度较强；暴雨增幅发生时段，对流降水和层云降水中雨滴的净转化率都增大，降水强度都增强，尤其是对流降水，其所占比例也显著增大，因此对流降水和层云降水的显著增强对暴雨增幅发生均有一定的贡献。

## 4 结论

本文在王黎娟等 (2013) 以及 Ren and Cui (2014) 工作基础上，利用高分辨率数值模拟资料，结合降水类型分类方法，将降水分为对流降水和层云降水，对比分析了“碧利斯” (0604) 暴雨增幅发生前和增幅强降水发生时段不同类型降水的云微物理特征和过程的差异，探讨了不同类型降水对暴雨增幅的贡献，主要结论如下：

(1) 暴雨增幅前降水基本为层云降水，对流降水只存在于零星的几个小区域，暴雨增幅发生时段，层云降水区域所占比例仍超过 87%，但降水强度较弱，平均约为  $6.2 \text{ mm h}^{-1}$ ，对流降水所占比例与暴雨增幅前有显著增加 (约 13%)，降水强度平均达  $22.9 \text{ mm h}^{-1}$ ，是层云降水强度的 3 倍多。

(2) 暴雨增幅时段，伴随着降水的增幅，云系发展更加旺盛，云中各种水凝物含量较增幅前明显增加，其中，对流和层云降水区中云中水凝物含量均有一定程度增长，但对流降水区增加更显著，0 摄氏度等温层以上的过冷云水含量达增幅前的 2 倍以上，整层累加雪粒子含量和雨水含量接近增幅前含量的 3 倍，整层累加霰粒子含量也达增幅前含量的 2.7 倍以上；而无论增幅前还是增幅时段，对流降水区云中水凝物含量均要明显大于层云降水区，并且两者的这种差异随着地面降水强度的增强而增大。

(3) 暴雨增幅前后，对流降水区雨滴的两个主要来源最终均可以追踪到云水 (云水主要来自过饱

和水汽的凝结)，通过云水与大的液相粒子 (雨滴) 和大的固相粒子 (雪) 之间、以及大的固相粒子 (雪和霰) 之间的相互作用和转化，造成雨滴增长，并最终形成地面降水；增幅前后，层云降水区中，Cnd (过饱和水汽凝结)、Evo (云水蒸发) 和 Sub (云冰升华) 均为主要物理过程，而上述对流降水区中与雨滴形成相关的主要云微物理过程在层云降水区中则明显变弱；层云降水对暴雨增幅也有一定贡献，暴雨增幅时段，与雨滴形成相关的主要云微物理过程较增幅前增强。

本文通过分析“碧利斯”暴雨增幅发生前后不同类型降水的云微物理特征和差异，对认识“碧利斯”暴雨增幅的机理有了一定的帮助，未来的工作中，将结合降水过程中的动力过程和微物理过程，对层云降水与对流降水之间的相互作用开展进一步深入分析。

致谢 感谢中国气象局上海台风研究所李青青博士提供了雷达回波计算以及对流和层云降水分类的相关程序！

## 附录

Lin-Tao 冰相云微物理参数化方案 (Lin et al., 1983; Tao et al., 1989) 考虑了 6 种水物质即水汽 ( $Q_v$ )、云水 ( $Q_c$ )、雨水 ( $Q_r$ )、云冰 ( $Q_i$ )、雪 ( $Q_s$ )、霰 ( $Q_g$ )，其主要云微物理转化过程如附表 1 所示 (Ren and Cui, 2014)，该方案中 6 种水物质的源汇项 (Ren and Cui, 2014) 分别为

$$S_{Q_v} = P_{\text{ssub}} + P_{\text{gsub}} + E_{\text{rn}} + E_{\text{vo}} + S_{\text{ub}} - (C_{\text{nd}} + P_{\text{sdep}}) \quad (\text{A1})$$

$$S_{Q_c} = P_{\text{imlt}} + C_{\text{nd}} - (P_{\text{sacw}} + P_{\text{raut}} + P_{\text{racw}} + P_{\text{sfw}} + D_{\text{gacw}} + Q_{\text{gacw}} + Q_{\text{sacw}} + P_{\text{ihom}} + P_{\text{idw}} + E_{\text{vo}}) \quad (\text{A2})$$

$$S_{Q_r} = P_{\text{racw}} + P_{\text{gmlt}} + Q_{\text{gacw}} + P_{\text{smlt}} + Q_{\text{sacw}} + P_{\text{raut}} - (P_{\text{iacr}} + E_{\text{rn}} + D_{\text{gacr}} + W_{\text{gacr}} + P_{\text{sacr}} + P_{\text{gfr}}) \quad (\text{A3})$$

$$S_{Q_i} = P_{\text{ihom}} + P_{\text{idw}} - (P_{\text{saut}} + P_{\text{saci}} + P_{\text{praci}} + P_{\text{sfi}} + P_{\text{imlt}} + S_{\text{ub}} + D_{\text{gaci}} + W_{\text{gaci}}) \quad (\text{A4})$$

$$S_{Q_s} = P_{\text{saut}} + P_{\text{saci}} + P_{\text{sacw}} + P_{\text{sfw}} + P_{\text{sfi}} + \delta_3 P_{\text{praci}} + \delta_3 P_{\text{iacr}} + \delta_2 P_{\text{sacr}} + P_{\text{sdep}} - (P_{\text{gacs}} + D_{\text{gacs}} + W_{\text{gacs}} + P_{\text{gaut}} + (1 - \delta_2) P_{\text{pracs}} + P_{\text{smlt}} + P_{\text{ssub}}) \quad (\text{A5})$$

$$S_{Q_g} = (1 - \delta_3) P_{\text{praci}} + D_{\text{gaci}} + W_{\text{gaci}} + D_{\text{gacw}} + (1 - \delta_3) P_{\text{iacr}} + P_{\text{gacs}} + D_{\text{gacs}} + W_{\text{gacs}} + P_{\text{gaut}} +$$

$$(1 - \delta_2)Pracs + Dgacr + Wgacr + (1 - \delta_2)Psacr + Pgf - (Pgmlt + Pgsb) \quad (A6)$$

其中,  $S_{Q_v}$ 、 $S_{Q_c}$ 、 $S_{Q_r}$ 、 $S_{Q_i}$ 、 $S_{Q_s}$  和  $S_{Q_g}$  分别为水汽、云水、雨水、云冰、雪和霰的源汇项,  $Q_r$ 、 $Q_s$  分别为雨水和雪的混合比, 当  $Q_r$  和  $Q_s < 1 \times 10^{-4} \text{ g g}^{-1}$   $\text{s}^{-1}$  时,  $\delta_2=1$ , 否则  $\delta_2=0$ , 当  $Q_r < 1 \times 10^{-4} \text{ g g}^{-1} \text{ s}^{-1}$  时,  $\delta_3=1$ , 否则  $\delta_3=0$ 。

附表 1 云微物理过程列表

Appendix table 1 A list of microphysical processes

云微物理过程	含义
Cnd	过饱和水汽凝结成云水
Pimlt	云冰融化成云水
Pihom	云水均质冻结成云冰
Pidw	云水冻结为云冰造成云冰增长
Psmilt	雪融化成雨水
Pgmlt	霰融化成雨水
Qsacr	雪碰并云水转化为雨水
Praut	云水自动转化为雨水
Pracw	雨水碰并云水造成雨水增长
Qgacr	霰碰并云水转化为雨水
Psaut	云冰自动转化为雪
Psaci	雪碰并云冰造成雪增长
Psacr	雪碰并云水造成雪增长
Psfw	云水通过贝吉龙过程转化为雪
Psfi	云冰通过贝吉龙过程转化为雪
Praci	雨水碰并云冰造成雪或霰增长
Piacr	云冰粘附雨水造成雪或霰增长
Psacr	雪碰并雨水生成霰或者雪
Psdep	雪凝华增长
Dgaci	霰碰并云冰(干)增长
Wgaci	霰碰并云冰(湿)增长
Dgacr	霰碰并云水(干)增长
Pgacs	霰碰并雪造成霰增长
Dgacs	霰碰并雪干增长
Wgacs	霰碰并雪湿增长
Pgaut	雪自动转化为霰
Pracs	雨水碰并雪成霰
Dgacr	霰碰并雨水(干)增长
Wgacr	霰碰并雨水(湿)增长
Pgfr	雨水冻结成霰
Ern	雨水蒸发
Evo	云水蒸发
Sub	云冰升华
Pssub	雪升华
Pgsb	霰升华

## 参考文献 (References)

- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论 [M]. 北京: 科学出版社, 51.  
 Chen Lianshou, Ding Yihui. 1979. Introduction to the Western Pacific Typhoon (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 51.  
 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. 大气科学, 25

- (3): 420-432. Chen Lianshou, Meng Zhiyong. 2001. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 420-432.  
 程锐, 宇如聪, 傅云飞, 等. 2009. 台风“云娜”在近海强度变化及结构特征的数值研究 I: 云微物理参数化对云结构及降水特征的影响 [J]. 气象学报, 67 (5): 764-776. Cheng Rui, Yu Rucong, Fu Yunfei, et al. 2009. Numerical research on intensity change and structure feature of typhoon Rananim near shore. I: Impact of cloud microphysical parameterization on cloud structure and precipitation features [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (5): 764-776.  
 程正泉, 陈联寿, 徐祥德, 等. 2005. 近 10 年中国台风暴雨研究进展 [J]. 气象, 31 (12): 3-9. Cheng Zhengquan, Chen Lianshou, Xu Xiangde, et al. 2005. Research process on typhoon heavy rainfall in China for last ten years [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 31 (12): 3-9.  
 Chen L S, Li Y, Cheng Z Q. 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones [J]. Adv. Atmos. Sci., 27 (5): 967-976.  
 Colle B A, Zeng Y G. 2004. Bulk microphysical sensitivities within the MM5 for orographic precipitation. Part I: The sierra 1986 event [J]. Mon. Wea. Rev., 132 (12): 2780-2801.  
 丁治英, 陈久康. 1995. 有效位能和冷空气活动与台风暴雨增幅的研究 [J]. 热带气象学报, 11 (1): 80-85. Ding Zhiying, Chen Jiukang. 1995. A study of relationship between enhancement of typhoon rain and available potential energy and cold air [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 11 (1): 80-85.  
 丁治英, 陈久康. 1996. 台风中- $\alpha$  尺度重力惯性波的发展与暴雨增幅 [J]. 热带气象学报, 12 (4): 333-340. Ding Zhiying, Chen Jiukang. 1996. The relation between the development of meso- $\alpha$  scale internal inertial gravity wave and the enhancement of rainstorm [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 12 (4): 333-340.  
 董美莹, 陈联寿, 程正泉, 等. 2011a. 地形影响热带气旋“泰利”降水增幅的数值研究 [J]. 高原气象, 30 (3): 700-710. Dong Meiyong, Chen Lianshou, Cheng Zhengquan, et al. 2011a. Numerical study of topography effect on rainfall reinforcement associated with tropical cyclone “Talim” [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30 (3): 700-710.  
 董美莹, 陈联寿, 李英, 等. 2011b. 登陆热带气旋降水增幅的合成诊断分析 [J]. 气象学报, 69 (6): 964-977. Dong Meiyong, Chen Lianshou, Li Ying, et al. 2011b. Composite analysis of the rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (6): 964-977.  
 董美莹, 陈联寿, 郑沛群, 等. 2009. 登陆热带气旋暴雨突然增幅和特大暴雨之研究进展 [J]. 热带气象学报, 25 (4): 495-502. Dong Meiyong, Chen Lianshou, Zheng Peijun, et al. 2009. Research progress on abrupt intensification of heavy rainfall and super heavy rainfall associated with landfalling tropical cyclones [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 25 (4): 495-502.  
 Dong M Y, Chen L S, Li Y, et al. 2013. Numerical study of cold air impact on rainfall reinforcement associated with tropical cyclone Talim (2005): I. Impact of different cold air intensity [J]. J. Trop. Meteor., 19 (1): 87-96.  
 何会中, 程明虎, 周凤仙. 2006. 0302 号(鲸鱼)台风降水和水粒子空间分布的三维结构特征 [J]. 大气科学, 30 (3): 491-503. He Huizhong, Cheng Minghu, Zhou Fengxian. 2006. 3D structure of rain and cloud

- hydrometeors for typhoon Kujira (0302) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (3): 491–503.
- Lang S, Tao W K, Simpson J, et al. 2003. Modeling of convective-stratiform precipitation processes: sensitivity to partitioning methods [J]. J. Appl. Meteor., 42 (4): 505–527.
- 廖菲, 洪延超, 郑国光. 2006. 影响云和降水的动力、热力与微物理因素的研究概述 [J]. 气象, 32 (11): 3–11. Liao Fei, Hong Yanchao, Zheng Guoguang. 2006. Research reviews of dynamic, thermodynamic and microphysical factors affecting cloud and precipitation [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 32 (11): 3–11.
- Lin Y L, Richard D F, Harold D O. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22: 1065–1092.
- Marks F D Jr, Houze R A Jr. 1987. Inner core structure of hurricane Alicia from airborne Doppler radar observations [J]. J. Atmos. Sci., 44 (9): 1296–1317.
- Ren C P, Cui X P. 2014. The cloud-microphysical cause of torrential rainfall amplification associated with Bilis (0604) [J]. Sci. China Ser. D-Earth Sci., 2014, 57 (9): 2100–2111, doi:10.1007/s11430-014-4884-6.
- Rogers R. 2010. Convective-scale structure and evolution during a high-resolution simulation of tropical cyclone rapid intensification [J]. J. Atmos. Sci., 67 (1): 44–70.
- Steiner M, Houze R A Jr, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data [J]. J. Appl. Meteor., 34 (9): 1978–2007.
- Stoelinga M T. 2005. Simulated equivalent reflectivity factor as currently formulated in RIP: Description and possible improvements. Tech. Rep., 5 pp. [http://www.atmos.washington.edu/~stoeling/RIP\\_sim\\_ref.pdf](http://www.atmos.washington.edu/~stoeling/RIP_sim_ref.pdf) [2015-02-25].
- Sui C H, Lau K M, Tao W K, et al. 1994. The tropical water and energy cycles in a cumulus ensemble model. Part I: Equilibrium climate [J]. J. Atmos. Sci., 51 (5): 711–728.
- Tao W K, Simpson J. 1989. Modeling study of a tropical squall-type convective line [J]. J. Atmos. Sci., 46 (2): 177–202.
- Tao W K, Simpson J, McComber M. 1989. An ice-water saturation adjustment [J]. Mon. Wea. Rev., 117: 231–235.
- Tao W K, Lang S, Simpson J, et al. 2000. Vertical profiles of latent heat release and their retrieval for TOGA COARE convective systems using a cloud resolving model, SSM/I, and Ship-borne radar data [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 78 (4): 333–355.
- Tao W K, Simpson J, Sui C H, et al. 1993. Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparisons and sensitivity to longwave radiation [J]. J. Atmos. Sci., 50 (5): 673–690.
- Tao W K, Shi J J, Lin P L, et al. 2011. High-resolution numerical simulation of the extreme rainfall associated with typhoon Morakot. Part I: Comparing the impact of microphysics and PBL parameterizations with observations [J]. Terr. Atmos. Ocean Sci., 22 (6): 673–696.
- 王黎娟, 任晨平, 崔晓鹏, 等. 2013. “碧利斯”暴雨增幅高分辨率数值模拟及诊断分析 [J]. 大气科学学报, 36 (2): 147–157. Wang Lijuan, Ren Chenping, Cui Xiaopeng, et al. 2013. High-resolution numerical simulation and diagnostic analysis of rainfall amplification of Bilis (0604) [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 147–157.
- Xu K M. 1995. Partitioning mass, heat, and moisture budgets of explicitly simulated cumulus ensembles into convective and stratiform component [J]. J. Atmos. Sci., 52 (5): 551–573.
- 杨文霞, 冉令坤, 洪延超. 2010. 台风 Wipha 云微物理特征数值模拟 [J]. 科技导报, 28 (23): 34–39. Yang Wenxia, Ran Lingkun, Hong Yanchao. 2010. Numerical study of the characters of typhoon Wipha cloud microphysical processes [J]. Science and Technology Review (in Chinese), 28 (23): 34–39.
- 叶成志, 李昉英. 2011. 湘东南地形对“碧利斯”台风暴雨增幅作用的分析 [J]. 暴雨灾害, 30 (2): 122–129. Ye Chengzhi, Li Yunying. 2011. Analysis on terrain effects of the southeastern Hunan province to amplify the rainstorm “Bilis” [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 30 (2): 122–129.
- 郑庆林, 吴军, 蒋平. 1996. 我国东南海岸线分布对 9216 号台风暴雨增幅影响的数值研究 [J]. 热带气象学报, 12 (4): 304–313. Zheng Qinglin, Wu Jun, Jiang Ping. 1996. Numerical study on the effect of the distribution of the southeast sealine of China on the amplifying of the torrential rain of the landing typhoon 9216 [J]. Journal of tropical meteorology, 12 (4): 304–313.
- 钟敏, 吕达仁, 杜秉玉. 2006. 9914 号台风降水云系雨强的三维结构初探 [J]. 南京气象学院学报, 29 (1): 41–47. Zhong Min, Lü Daren, Du Bingyu. 2006. A primary study on three dimensional structure of rainfall rates of typhoon Dan's precipitation cloud systems [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 29 (1): 41–47.