

2014年夏季青藏高原云和降水微物理特征的数值模拟研究^{*}

唐洁^{1,2} 郭学良^{1,2,3} 常祎^{1,2}
TANG Jie^{1,2} GUO Xueliang^{1,2,3} CHANG Yi^{1,2}

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081

2. 中国气象科学研究院云雾物理环境重点实验室,北京,100081

3. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京,210044

1. *State Key Laboratory of Severe Weather (LaSW), Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *Key Laboratory for Cloud Physics, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

3. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2018-03-09 收稿,2018-07-26 改回.

唐洁,郭学良,常祎. 2018. 2014年夏季青藏高原云和降水微物理特征的数值模拟研究. 气象学报, 76(6):1053-1068

Tang Jie, Guo Xueliang, Chang Yi. 2018. Numerical studies on microphysical properties of clouds and precipitation in the summer of 2014 over the Tibetan Plateau. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(6):1053-1068

Abstract In order to improve the understanding of microphysical properties of clouds and precipitation over the Tibetan Plateau, six cloud and precipitation processes with different intensities during the Third Tibetan Plateau Atmospheric Scientific Experiment from 3 to 25 July 2014 in the Naqu region of the Tibetan Plateau are investigated using the mesoscale numerical prediction model (WRF) with high resolution. The results indicate that the summer clouds and precipitation processes over the TP have some unique properties. The initiation process of clouds is closely associated with strong solar radiation heating in the daytime and the summer clouds and precipitation show an obvious diurnal variation. Generally, convective clouds would transform into stratiform-like clouds with an obvious bright band and often produce strong rainfall in the midnight. The maximum cloud top can reach more than 15 km above the sea level (ASL) and the velocity of updraft ranges from 10 m/s to 40 m/s. The simulations show high amount of supercooled water content primarily located between 0°C and -20°C layer in all the six cases. Ice crystals mainly form above -20°C layer and even appear above -40°C layer in the strong convective clouds. Rain water mostly appears below the melting layer, indicating that its formation mainly depends on the melting process of precipitating ice particles. Snow and graupel particles have the characteristics of high content and deep vertical distribution, showing that the ice process is very active in the development of clouds and precipitation. The transformation of hydrometeors and formation of precipitation over the plateau exhibit some obvious characteristics. Surface precipitation is mainly formed by the melting of graupel particles. Although the warm cloud microphysical process makes small direct contribution to the formation of surface precipitation, it makes important contribution to the formation of supercooled raindrops, which are essential for the formation of graupel embryos through heterogeneous freezing process. The growth of graupel particles mainly relies on the riming process with supercooled cloud water and aggregation of snow particles.

Key words Tibetan Plateau, Numerical simulation, Cloud microphysics, Precipitation formation

^{*} 资助课题:第三次青藏高原大气科学试验——边界层与对流层观测(GYHY201406001)。

作者简介:唐洁,主要从事云降水物理与数值模拟研究。E-mail: tjwork017@126.com

通信作者:郭学良,主要从事云降水物理研究。E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

摘要 为了加强对青藏高原(高原)云和降水微物理特征的深入认识,采用高分辨率中尺度数值预报模式(WRF),对第三次青藏高原大气科学试验2014年7月3—25日发生的6次不同强度云和降水过程进行了数值模拟分析。研究表明:(1)青藏高原夏季云和降水过程具有独特性。高原夏季对流的促发机制主要是午后高原加热造成的,云和降水具有明显的日变化。午夜后,对流性降水一般转化为层状云降水,具有明显的0℃层回波亮带,并且会产生强降水。大部分对流云云顶高度超过15 km(海拔高度),最大上升气流速度为10—40 m/s。(2)6次云过程中均具有高过冷水含量,主要分布在0—20℃层,冰晶含量主要分布在-20℃层以上的区域,强盛的对流云中,可出现在-40℃层以上区域;雨水集中分布在融化层之下,说明其主要依赖降水性冰粒子的融化过程;雪和霰粒子含量高,分布范围广,说明云中冰相过程非常活跃。(3)高原夏季云中水凝物的转化过程和降水的形成机理具有明显特点。霰粒子的融化过程是地面雨水的主要来源,暖雨过程对降水的直接贡献很小,但通过暖雨过程形成的过冷雨滴的异质冻结过程对云中霰胚的形成十分重要。霰粒子的增长主要依靠淞附过程以及聚并雪晶的增长过程。

关键词 青藏高原,数值模拟,云微物理,降水形成

中图法分类号 P426

1 引言

青藏高原夏季是一个抬升的巨大热源,其特殊的动力、热力效应对夏季区域性环流的形成、季风的爆发和维持起重要的推动作用(徐祥德等,2006,2014)。Fujinami等(2001)通过分析GMS卫星观测数据发现,夏季青藏高原上的对流活动在午后开始急剧增强,并且在傍晚达到极强。青藏高原中部对流云呈水平尺度小、垂直厚度高的柱状单体,并且在一定条件下,可以突破“暖盖”逆温层,形成高原“爆米花”状的云(徐祥德等,2001)。

Ueno等(2001)通过分析GAME-Tibet(1998年)的雷达、降水资料发现,青藏高原季风期间(6月中旬—9月初)弱降水事件频繁发生。那曲盆地白天(10—13时,地方时,相当于UTC+6h,下同)的降水强度低于夜间(20—02时),白天降水事件多与分散的尺度较小的对流单体有关,而夜间降水系统则包含大范围的层状云系。傅云飞等(2007,2008)通过分析TRMM卫星观测资料发现,夏季高原降水具有强烈的日变化,降水峰值出现于16时(北京时间),低值出现于05时。还发现降水云团多呈零星块状水平分布和“馒头”状垂直分布,降水存在塔状的分布特征。李典等(2012)利用TRMM卫星资料对青藏高原一次强对流天气的分析发现,对流云在垂直方向上呈被挤压状态,云中冰晶粒子集中分布在6—18 km,而可降冰粒子、可降水粒子、云水粒子大多分布在8 km以下,其中可降冰粒子含量最高。也有学者统计卫星观测资料发现,青藏高原夏季积云频繁出现,降水天气较多,但降水量相对较小(潘

晓等,2015;Li, et al, 2016)。

利用第三次青藏高原大气科学试验期间的雷达和降水等观测数据,刘黎平等(2015)分析得到,那曲地区夏季总云量、高云的云顶、云量和云厚等有明显的日变化。常祎等(2016)分析得到,对流云平均云顶高度为11.5 km左右(海拔高度),最大云顶高可超过19 km,平均云底高度为6.88 km。

在高原观测资料缺乏的情况下,中外一些学者利用数值模式对青藏高原降水过程及其特征进行了研究。刘黎平等(1999)利用三维云模式对青藏高原对流云系统的模拟表明,冰相过程在高原云和降水过程中起着重要作用。Sato等(2008)研究了WRF模式水平分辨率对青藏高原降水日变化模拟的影响,结果表明低水平分辨率(>14 km)会导致对流云形成与成熟阶段滞后,降水量急剧增大,而高水平分辨率(<7 km)可以较好地模拟出高原上降水的实际特征;Maussion等(2011)利用WRF模式对青藏高原2008年10月降水事件的模拟表明,模拟降水量的分布范围与TRMM卫星观测资料反演基本吻合,但模拟的降水量最大值的出现位置与TRMM卫星观测资料反演有偏差,在降水量较小区域模拟较好;Xu等(2012)发现云分辨模式可以模拟出青藏高原夏季降水的日变化特征,但降水量是TRMM卫星观测的两倍。

可以看出,前期大多采用单站气象观测或卫星、雷达遥感观测数据对青藏高原云和降水宏观特征进行研究,对青藏高原云微物理特征的研究较少。同时,虽然有学者利用云分辨率模式对高原云和降水过程进行了研究(刘黎平等,1999;Sato, et al,

2008;Maussion, et al, 2011;Xu, et al, 2012;Gao, et al, 2016,2018),但这些研究对冷云、暖云微物理过程在降水形成过程中所起的作用得到了不一致的结论(刘黎平等,1999;Gao, et al, 2016)。此外,大部分的数值模拟研究仅为单个个例的研究(Gao, et al, 2018)。因此,本研究基于2014年夏季第三次青藏高原大气科学试验观测数据,对高原7月3—25日发生的6次不同强度云和降水过程(7月3—4、9—10、13—14、20—21、21—22以及24—25日)进行了数值模拟研究,以揭示高原夏季云和降水的微物理特征以及降水产生的微物理机制。

2 模式与观测数据

模拟的6次云和降水过程均采用WRFv3.8,以 $1^\circ \times 1^\circ$ 的NCEP/FNL资料为模式初始场,每个个例的模拟时长均为48 h,即:7月3日00时—5日00

时、7月9日00时—11日00时、7月13日00时—15日00时、7月20日00时—22日00时、7月21日00时—23日00时、7月24日00时—26日00时。所有模拟均采用三层嵌套(图1),垂直方向上分为不等间距的30个层次,各嵌套格点数分别为 181×181 、 301×301 、 361×361 ,水平分辨率分别为9、3、1 km。短波辐射采用Dudhia方案,长波辐射采用Rapid Radiative Transfer Model(RRTM)方案,积云参数化选择Grell-Devenyi方案(只在最外层使用)。边界层参数化选择Mellor-Yamada-Janjic(Eta)TKE方案,陆面过程采用Noah Land-Surface Model方案,云微物理采用Lin方案,该方案中包含云水、冰晶、雨水、雪、霰比含水量的预报。另外,由于初始场分辨率较低,青藏高原湖泊温度由孟加拉湾海平面温度插值得到,而未考虑湖泊处于高海拔地区,使得模拟的湖泊温度产生较大误差

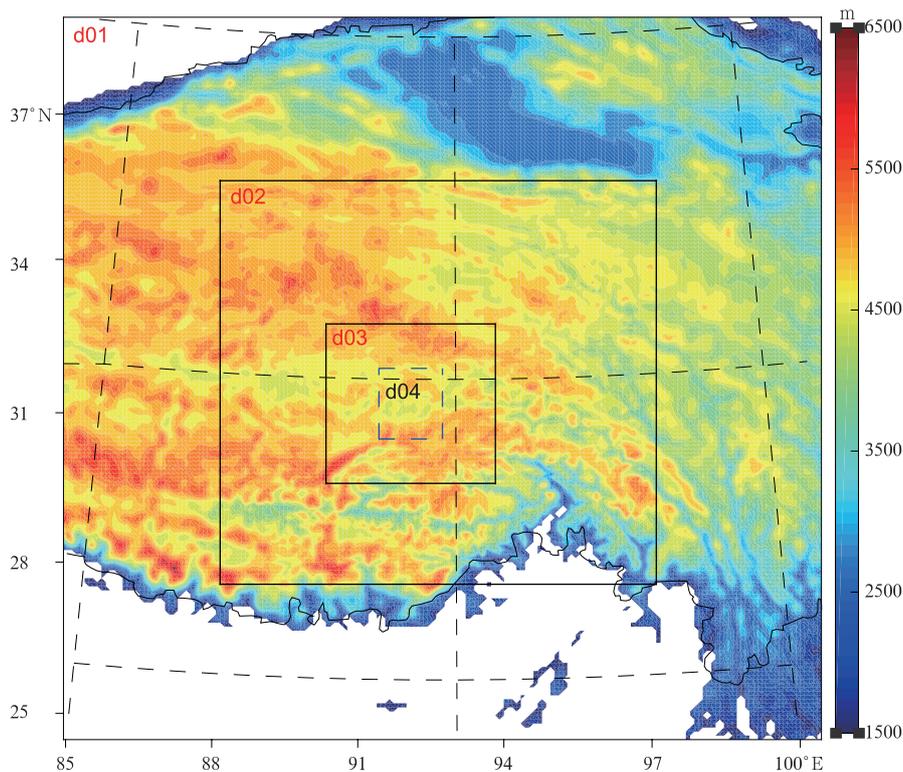


图1 三层嵌套模拟区域

(彩色阴影:海拔高度;黑色曲线:青藏高原的边界线;蓝色虚线方框d04代表C波段天气雷达的主要观测范围,即 $30.75^\circ - 32.25^\circ\text{N}$, $91.25^\circ - 92.75^\circ\text{E}$)

Fig. 1 Triple-nested model domain

(color shadings show the terrain height, the black curve indicates the boundary of the Tibetan Plateau, and the blue dotted box denoted by d04 ($30.75^\circ - 32.25^\circ\text{N}$, $91.25^\circ - 92.75^\circ\text{E}$) represents the main coverage of operational C-band Doppler radar)

(Li, et al, 2009; Maussion, et al, 2011), 纳木错附近出现降水异常大值。为此, 利用遥感反演得到的地表温度(MODIS 的 MOD11C1 产品)代替模拟区域湖泊的温度。替换后纳木错的温度约 6—8°C, 与 Haginoya 等(2009)研究得到的纳木错夏季气候平均温度接近。湖泊温度订正后, 纳木错出现的降水量异常大值也随之消失。

为对比模拟结果, 采用了第三次青藏高原大气科学试验期间的飞机观测液态水含量资料、雷达观测数据以及中国地面与 CMORPH 融合逐时降水产品, 该降水产品的时间分辨率为 1 h, 空间分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 空间覆盖范围为 (15°S — 60°N , 70° —

140°E)(Shen, et al, 2014)。C 波段天气雷达安装在那曲气象局(31.48°N , 92.07°E), C 波段连续波雷达则放置在那曲中信宾馆(31.29°N , 92.03°E), 该雷达采用固态发射机体制, 不间断地对云进行垂直探测。

3 模式模拟结果验证

图 2 给出了垂直指向 C 波段连续波雷达观测的那曲地区云回波的高度-时间分布。从图 2 可以看出, 6 个个例都出现了两次明显的过程。第一个过程是, 高原上的对流通常在午后(12 时后)触发, 这与高原夏季强烈的太阳辐射加热有密切的关系

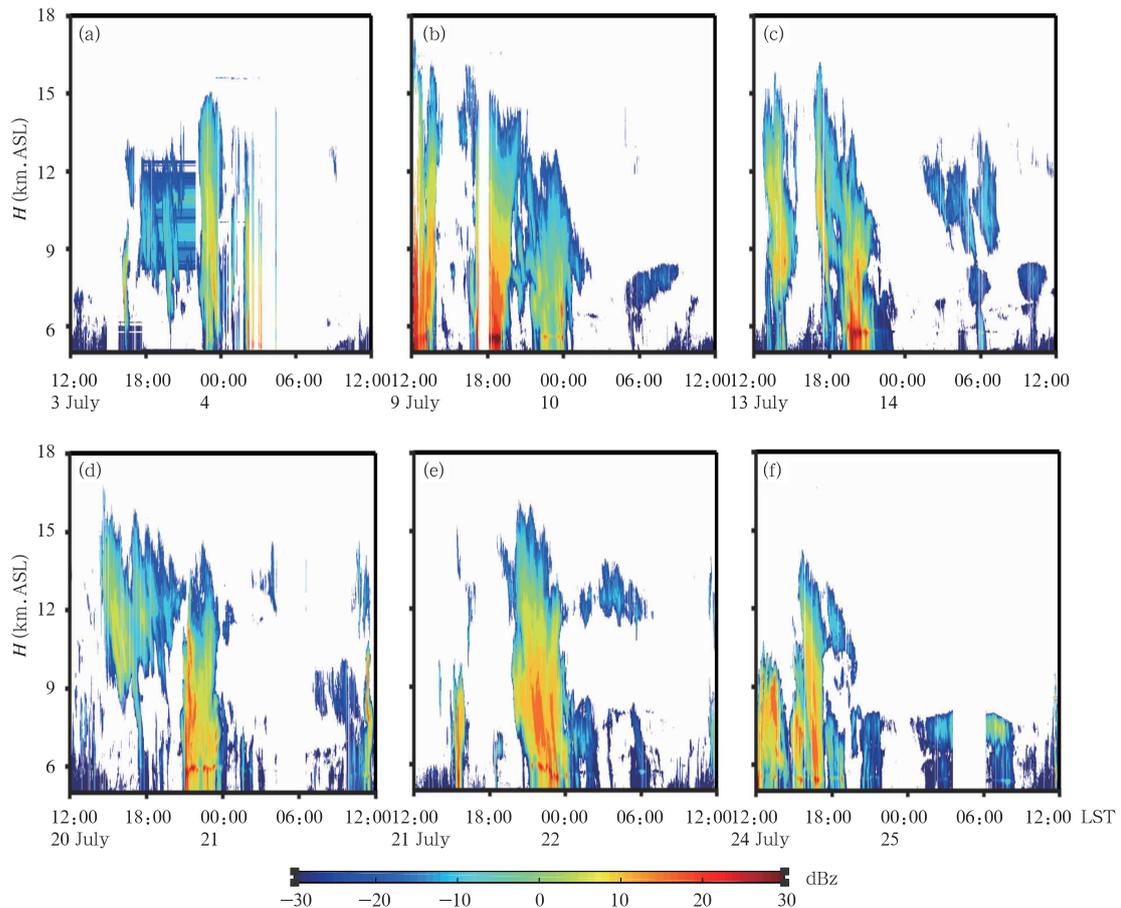


图 2 C 波段连续波雷达的观测

(a. 7 月 3 日 12 时—4 日 12 时, b. 7 月 9 日 12 时—10 日 12 时, c. 7 月 13 日 12 时—14 日 12 时, d. 7 月 20 日 12 时—21 日 12 时, e. 7 月 21 日 12 时—22 日 12 时, f. 7 月 24 日 12 时—25 日 12 时)

Fig. 2 Time-height distributions of C-band continuous wave radar observations

(a. from 12:00 LST 3 July to 12:00 LST 4 July, b. from 12:00 LST 9 July to 12:00 LST 10 July, c. from 12:00 LST 13 July to 12:00 LST 14 July, d. from 12:00 LST 20 July to 12:00 LST 21 July, e. from 12:00 LST 21 July to 12:00 LST 22 July, f. from 12:00 LST 24 July to 12:00 LST 25 July)

(Uyeda, et al, 2001; Liu, et al, 2002)。但由于 C 波段连续波雷达不能很好地探测到较弱的雷达回波,所以在某些个例中(图 2a、d、e),这个特征并不明显。此外,垂直指向的 C 波段连续波雷达只能探测到经过其垂直上空的云层,这可能会错过测站周围一些更强的云。另一个特征是高原云过程在夜间发展加强,其通常发生在 18 时以后,主要是对流云转化为层状云后产生的,并且在 0℃ 层附近有明显的回波亮带。根据太阳辐射加热程度以及大气层结和天气系统等条件,这 6 个个例在云降水过程中表现出了明显不同的强度和演变情况。除 7 月 24 日个例外,其余个例的云顶高度均超过 15 km,对流云表现出水平尺度小,垂直厚度大的特点(徐祥德等, 2001)。

图 3 为模拟与观测的 d04 区域平均的逐时降水率。从观测结果可以看出,地表降水率有两个明显的高峰,主要发生在 13—15 和 20—22 时。对于 7 月 3 和 21 日这两个个例,降水率的最大峰值出现在夜间。这两个个例的云降水过程具有相似特点,即:分散的弱对流单体在午后开始形成,及至夜间进一步发展、合并成为大范围的层状云系统,同时产生强

降水。以前的研究也曾利用卫星观测数据发现高原夜间出现大范围层状云系(Fujinami, et al, 2001, 2005; Kurosaki, et al, 2002; Zhu, et al, 2003; Bhatt, et al, 2005; Fu, et al, 2006),但其产生原因尚不清楚。Sugimoto 等(2010)曾指出,对流层上部反气旋的向东扩张以及近地面低压系统的增强可能是高原午后大范围云系形成和发展的重要原因。对于 7 月 9、13、20 和 24 日个例,降水率的最大峰值出现在午后。表现为深厚的强对流在午后迅速发展、发展,并产生强烈的阵性降水。及至夜间,对流明显减弱,并转化为伴有明显 0℃ 层亮带的层状云,此时降水偏弱。这种现象相对容易理解,因为由强太阳辐射加热引起的对流在产生强降水后会显著减弱,然后在对流有效势能(CAPE)释放后转化为层状云。大部分个例模拟的地面降水与观测降水趋势具有较高的一致性,但部分个例的降水峰值和量值与观测仍然具有较大的差异,如 7 月 9 日个例。造成差异的原因很复杂,说明模式在很多方面需要改进,如边界层、云物理和地形等方面(Yu, et al, 2015)。

为了与雷达观测进行比较,选择与 C 波段天气

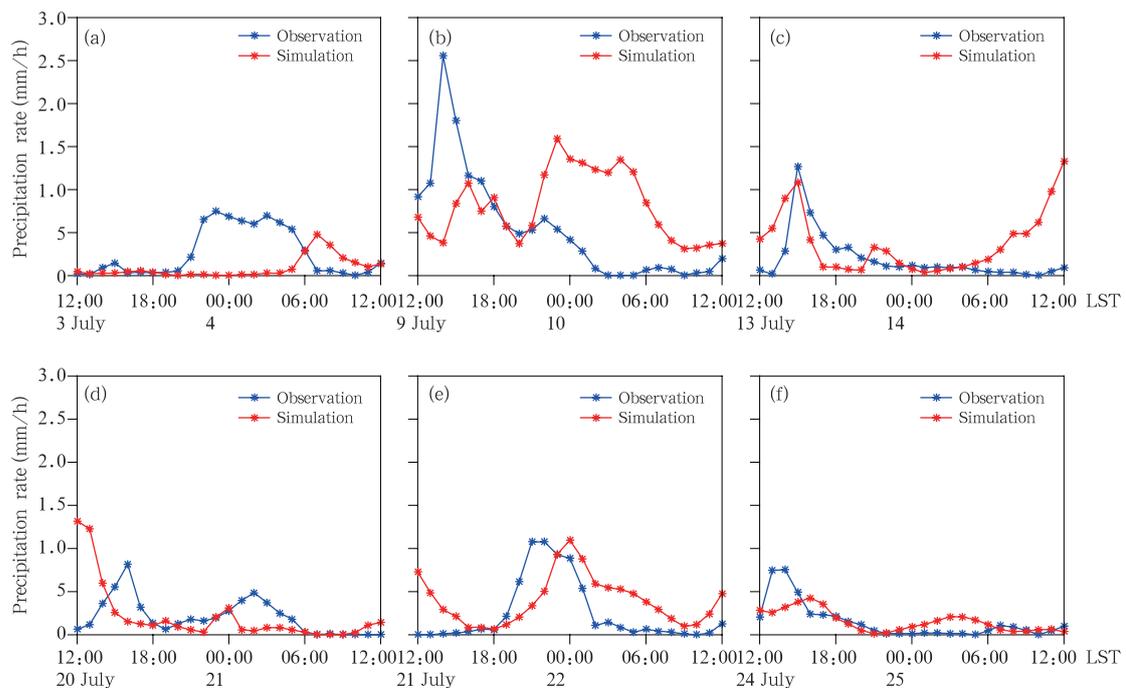


图 3 7 月 3—25 日 6 个个例模拟与观测的 d04 区域平均的逐时降水率

Fig. 3 Area-averaged hourly precipitation rates from simulations and observations in d04 area for six cases from 3–25 July 2014

雷达主要观测范围一致的模式水平分辨率为 1 km 的 d04 区域,对回波强度大于 5 dBz 的网格数进行统计,得到 2014 年 7 月 6 次不同强度云过程的强回波高度-时间频数分布(图 4),并给出了模拟的 d04 区域最大上升气流随高度-时间的分布(图 5)。分析表明模拟结果与雷达观察到的云特征基本一致,特别是模拟的最大上升气流的高度-时间分布更能反映出午后对流发展演变的特征(图 5)。7 月 3 和 21 日(图 4a、e 和 5a、e),虽然午后上升气流较强(最大上升气流超过 12 m/s),但强回波频次相对较低。高频次强回波出现在夜间,此时上升气流较弱,回波

0°C 层亮带明显,这表明午后发展起来的对流云在夜间转化为大范围的层状云系。7 月 13、20 和 24 日(图 4c、d、f 以及 5c、d、f),强回波频次、强回波出现高度和最大上升气流午后明显大于夜间,这与雷达观测结果基本一致。7 月 9 日强回波出现高度和最大上升气流午后明显大于夜间,但强回波频次夜间大于午后(图 4b 和 5b)。大部分个例的强回波可以出现在 15 km 高度之上,最大上升气流可达 40 m/s,这表明午后高原那曲地区出现强对流活动。此外,夜间对流云向层状云转化的现象也可以得到较好的模拟。

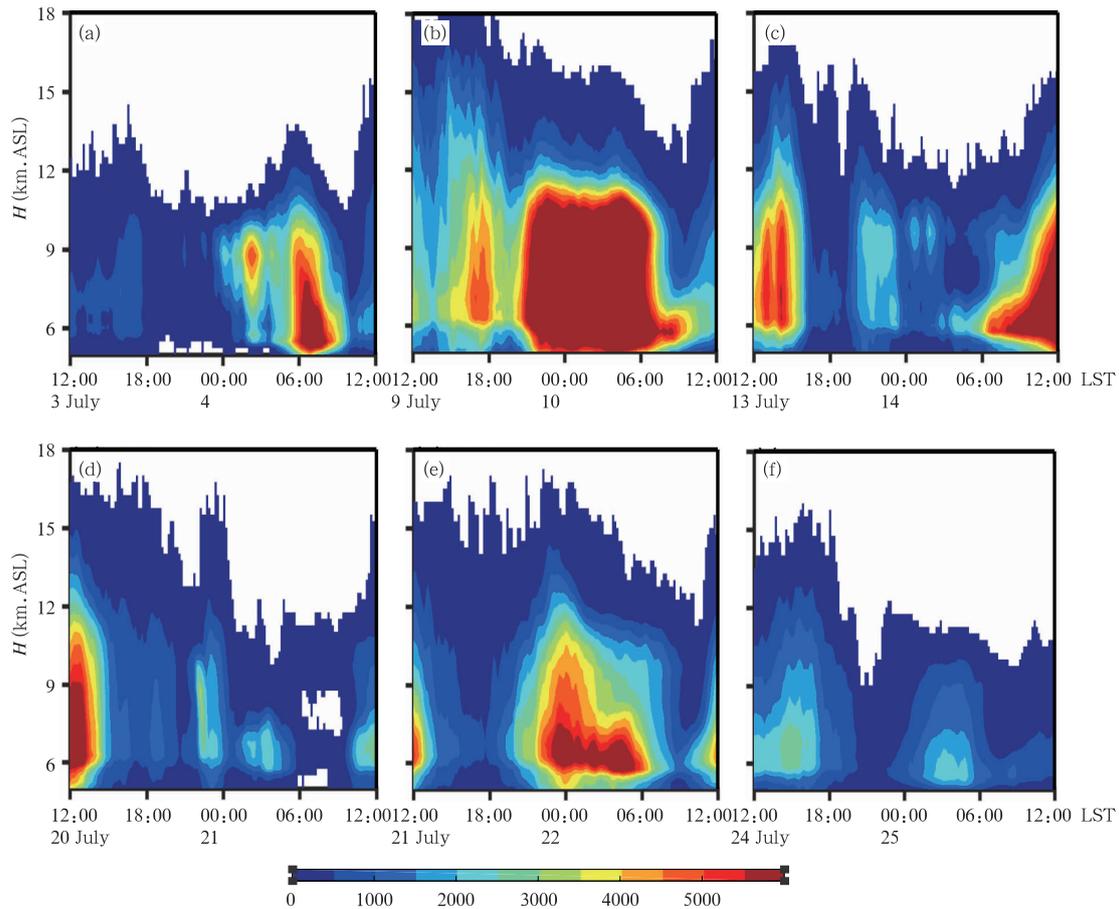


图 4 WRF 模拟的 d04 区域强回波(>5 dBz)频数的高度-时间分布

(a. 7 月 3 日 12 时—4 日 12 时, b. 7 月 9 日 12 时—10 日 12 时, c. 7 月 13 日 12 时—14 日 12 时, d. 7 月 20 日 12 时—21 日 12 时, e. 7 月 21 日 12 时—22 日 12 时, f. 7 月 24 日 12 时—25 日 12 时)

Fig. 4 Time-height distributions of strong echo frequency (greater than 5 dBz) over d04 simulated by the WRF model

(a. from 12:00 LST 3 July to 12:00 LST 4 July, b. from 12:00 LST 9 July to 12:00 LST 10 July, c. from 12:00 LST 13 July to 12:00 LST 14 July, d. from 12:00 LST 20 July to 12:00 LST 21 July, e. from 12:00 LST 21 July to 12:00 LST 22 July, f. from 12:00 LST 24 July to 12:00 LST 25 July)

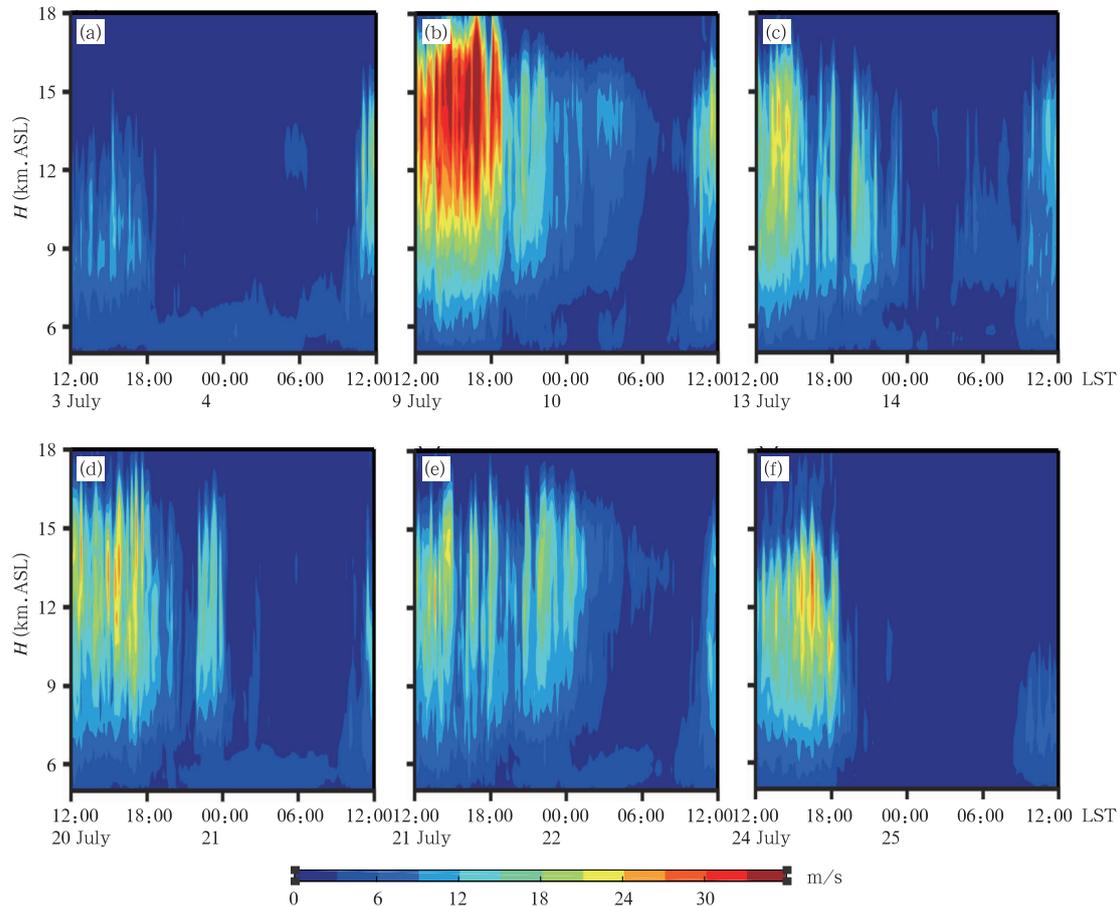


图5 WRF 模拟的 d04 区域水平最大上升气流速度的高度-时间分布

(a. 7月3日12时—4日12时, b. 7月9日12时—10日12时, c. 7月13日12时—14日12时, d. 7月20日12时—21日12时, e. 7月21日12时—22日12时, f. 7月24日12时—25日12时)

Fig. 5 Time-height distributions of horizontal maximum updraft over d04 simulated by WRF model

(a. from 12:00 LST 3 July to 12:00 LST 4 July, b. from 12:00 LST 9 July to 12:00 LST 10 July, c. from 12:00 LST 13 July to 12:00 LST 14 July, d. from 12:00 LST 20 July to 12:00 LST 21 July, e. from 12:00 LST 21 July to 12:00 LST 22 July, f. from 12:00 LST 24 July to 12:00 LST 25 July)

为了进一步验证模式对高原云强度的模拟效果,图6给出了C波段天气雷达和模拟的 d04 区域水平最大反射率的时间演变(7月20日雷达出现故障,数据不可用)。从图中可看出模拟与观测的最大反射率的演变趋势基本一致,都具有明显的日变化。但总体来看模拟的对流云比实际对流云发展旺盛(朱士超等,2011;Gao, et al, 2018)。

总之,WRF 模拟的高原云和降水过程与雷达观测基本一致,两者都表明,夏季高原上空的云最初表现为由白天强烈的太阳辐射加热引起的分散热对流,对流单体根据其强度产生不同强度的降水。及至夜间对流强度减弱,进而转化为层状云,并伴随有

明显的 0°C 层亮带,此时根据云系发展的强度产生不同强度的降水。此外,某些个例中大范围层状云系统在夜间发生、发展并产生强降水的现象尚未得到很好的解释,需要在后续工作中进行深入探讨研究。

4 云微物理结构的垂直分布特征

图8—12给出了6个个例 d04 区域平均的水凝物含量(云水、冰晶、雨水、雪、霰)垂直分布随时间的演变,整体来看,2014年7月青藏高原6次云和降水过程的微物理量垂直分布具有明显的特征。从云水含量分布(图8)看到,所有个例都显示出云中存

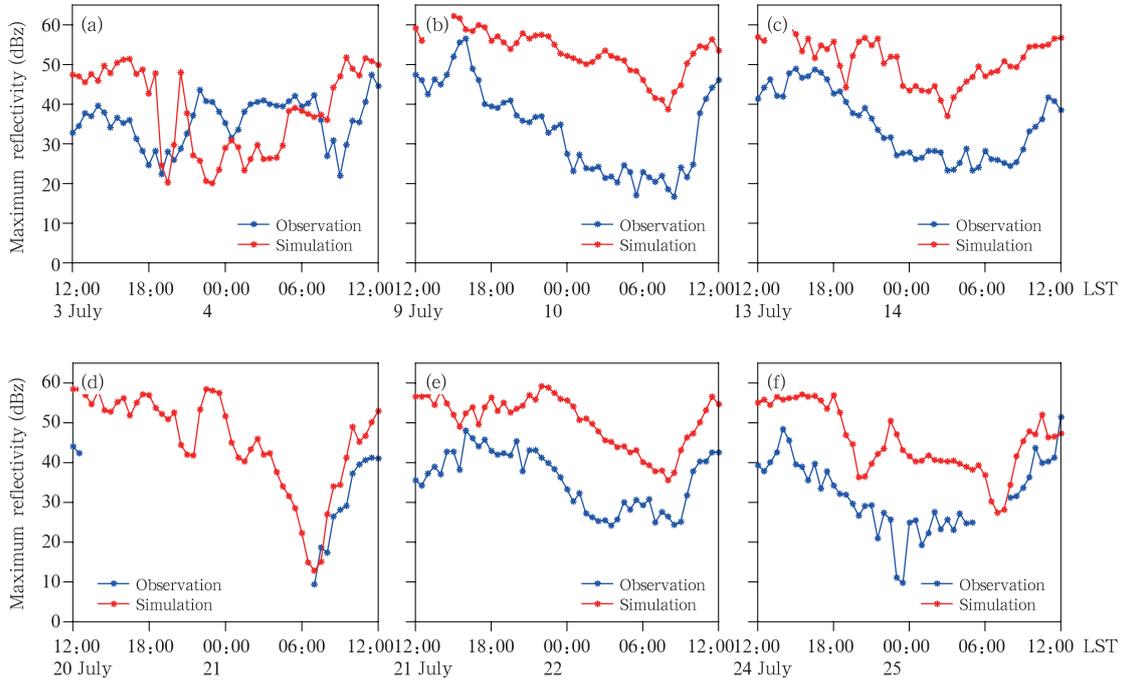


图6 观测与模拟的 d04 区域水平最大反射率的时间演变

(a. 7月3日12时—4日12时, b. 7月9日12时—10日12时, c. 7月13日12时—14日12时, d. 7月20日12时—21日12时, e. 7月21日12时—22日12时, f. 7月24日12时—25日12时)

Fig. 6 Time-height distributions of horizontal maximum reflectivity over d04

(a. from 12:00 LST 3 July to 12:00 LST 4 July, b. from 12:00 LST 9 July to 12:00 LST 10 July, c. from 12:00 LST 13 July to 12:00 LST 14 July, d. from 12:00 LST 20 July to 12:00 LST 21 July, e. from 12:00 LST 21 July to 12:00 LST 22 July, f. from 12:00 LST 24 July to 12:00 LST 25 July)

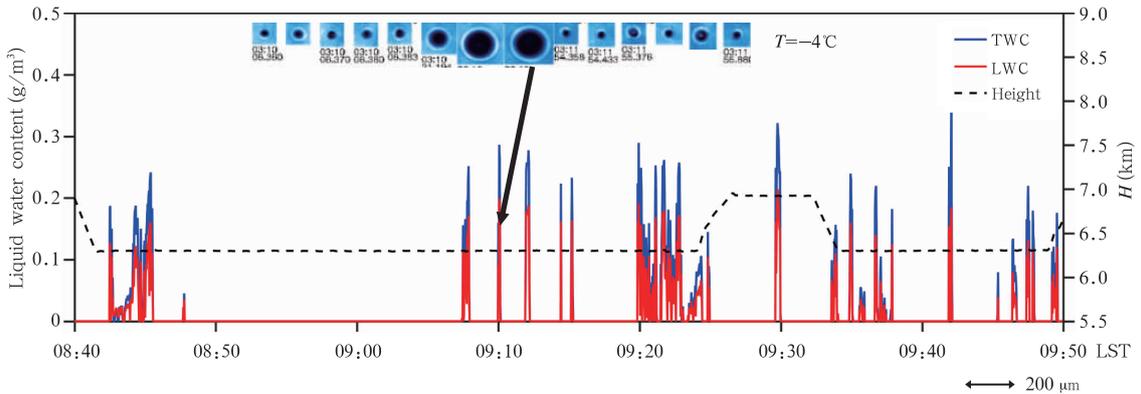


图7 2014年7月10日08时40分—09时50分飞机观测的那曲及周围地区的液态水含量

Fig. 7 Aircraft measured liquid water content over the Naqu and its surrounding areas from 08:40 LST 10 July to 09:50 LST 10 July

在丰富的过冷云水,分布在12 km(-40°C)层以下。云水的大值区出现在0—-20°C。这种高过冷云水含量对于冰粒子的快速增长具有十分重要的作用。

7月10日飞机的液态含水量观测结果(图7)表明,当飞机的飞行高度为6.3—7 km,对应的温度在-4—-10°C时,云中过冷水含量高达0.2 g/m³,表

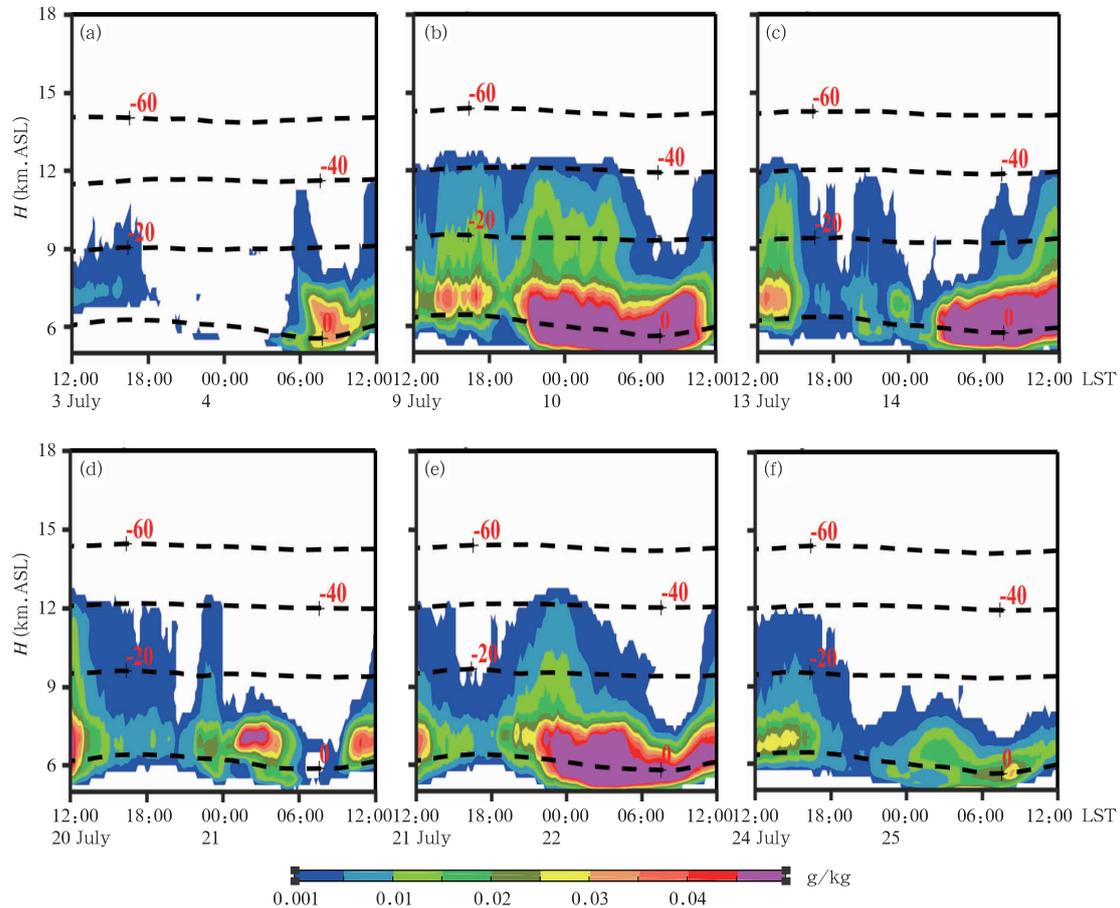


图 8 d04 区域水平平均的云水比含水量高度-时间分布(黑色虚线为等温线,单位: $^{\circ}\text{C}$)
(a. 7 月 3 日 12 时—4 日 12 时, b. 7 月 9 日 12 时—10 日 12 时, c. 7 月 13 日 12 时—14 日 12 时,
d. 7 月 20 日 12 时—21 日 12 时, e. 7 月 21 日 12 时—22 日 12 时, f. 7 月 24 日 12 时—25 日 12 时, LST)

Fig. 8 Time-height distributions of horizontally averaged cloud water mixing ratio
in d04 (black dashed lines stand for temperature, unit: $^{\circ}\text{C}$)

(a. from 12:00 LST 3 July to 12:00 LST 4 July, b. from 12:00 LST 9 July to 12:00 LST 10 July,
c. from 12:00 LST 13 July to 12:00 LST 14 July, d. from 12:00 LST 20 July to 12:00 LST 21 July,
e. from 12:00 LST 21 July to 12:00 LST 22 July, f. from 12:00 LST 24 July to 12:00 LST 25 July)

明那曲地区过冷水含量丰富,与模拟结果能较好地对应。冰晶含量主要分布在 9 km (-20°C) 以上的区域(图 9)。较为强盛的对流云中,冰晶含量的高值区主要分布在 -40°C 层以上区域,说明初始冰晶的形成主要依靠水气的凝华过程。雨水分布基本集中在融化层之下(图 10),说明雨水的形成主要依赖降水性冰粒子的融化过程。雪和霰粒子含量高,分布范围广(图 11、12),说明云中冰相过程非常活跃。

5 云粒子转化特征与降水形成机理

云中水凝物的相互转化是云发展与降水形成的

重要微物理过程,相态转变引起的潜热释放改变大气的热力结构,降水的拖曳作用加强下沉气流,进而改变环境大气的动力和热力场,影响云的结构(史月琴等,2008)。因此,进一步分析高原云中粒子的相互转化以及主要成云致雨过程是十分必要的。在 Lin 云微物理方案(Lin, et al, 1983)中,雨水的源项共有 4 个过程,分别是云雨的自动转化(Acr)、雨水碰并云水(Ccr)、霰的融化(Mgr)以及雪的融化(Msr)。雪的源项共有 5 个过程,分别是冰晶向雪的自动转化(Ais)、雪碰并冰晶(Cis)、冰晶的贝吉龙过程转化为雪(Bis)、雪的淞附增长(Ces)、雪的凝华增长(Svs)。霰的源项共有 9 个过程,其中初生霰粒

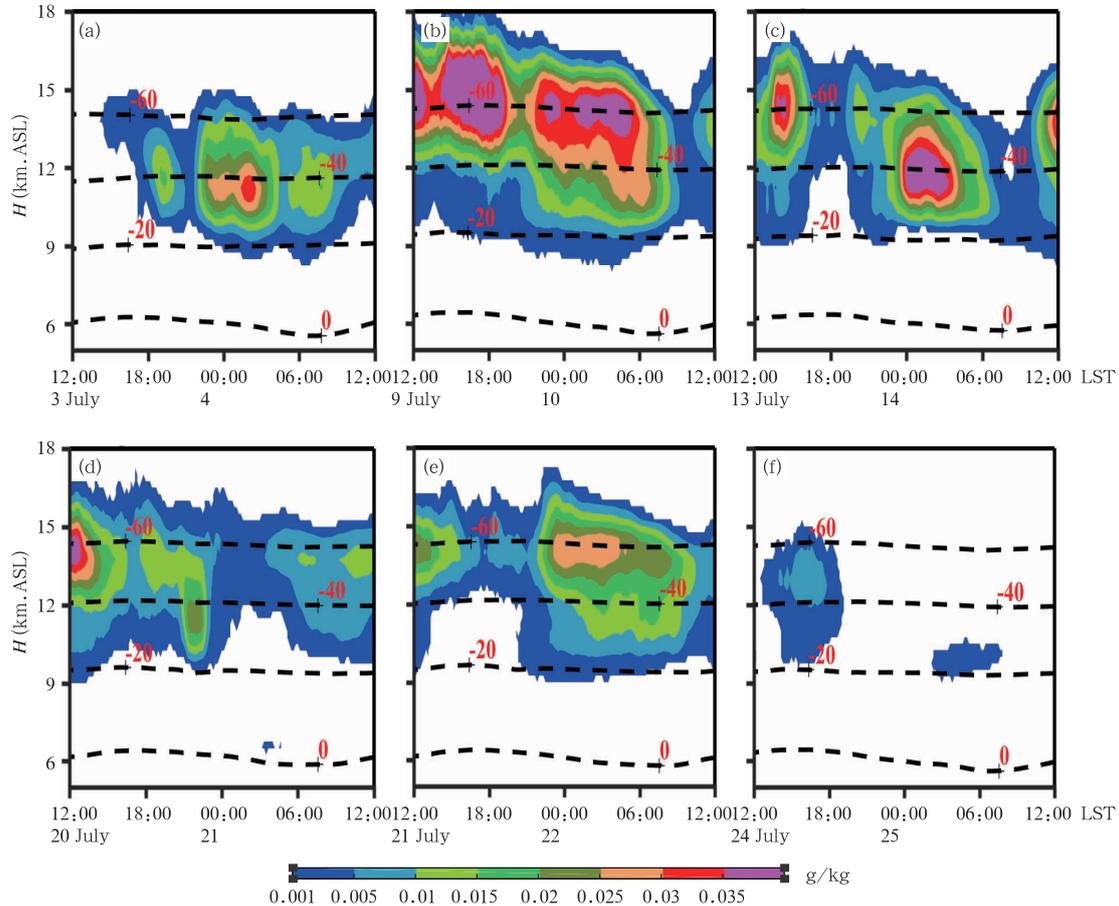


图9 同图8,但为冰晶含量

Fig. 9 Same as Fig. 8 except for cloud ice

子过程为雪向霰的自动转化(Asg)、冰晶碰冻过冷雨水转化为霰(Cri)、过冷雨水碰并雪转化为霰(Csr)、过冷雨水的冻结(Frg),霰粒子通过这4个过程产生霰胚后增长。霰增长的微物理过程为霰的淞附增长(Ccg)、霰碰并过冷雨水(Crg)、霰碰并冰晶(Cig)、霰碰并雪(Csg)以及霰的凝华增长(Svg)。

分别选取7月3日12—14时、9日12—14时、13日12—14时、20日12—14时、21日12—14时以及24日12—14时的平均值分析d04区域平均的降水性粒子源项微物理过程转化率的垂直分布特征。整体来看,虽然6个个例强度不同,但云中粒子相互转化以及成云致雨的主要微物理过程仍然具有明显的共同特征,故对该时段6个个例进行平均,得到图13。

从雨水源项转化率垂直分布(图13a)可以看出,霰粒子的融化过程明显大于其他微物理过程,是

地面降水的主要来源,其次是云雨的自动转化和雨滴碰并云滴过程。雪粒子的融化对雨水的贡献较小。值得注意的是,Acr、Ccr大值出现高度不同。Ccr大值出现在5.5—6.5 km高度层,而Acr大值大约出现在7—8 km高度层。这说明,暖雨过程在正温度区主要为雨滴碰并云滴过程,在负温度区则主要发生云雨的自动转化过程,该过程对形成过冷雨滴十分重要,其冻结过程对形成霰胚十分重要(图13c)。因此,高原夏季对流云中虽然暖雨过程对地面降水的直接贡献很小,但其对云中霰粒子胚胎的形成至关重要。

从雪粒子源项的转化率(图13b)可看出,雪粒子形成的主要微物理过程在不同高度上存在差异。12 km(-40°C)以上雪粒子是由冰晶的自动转化生成,而12 km(-40°C)以下,主要通过贝吉龙过程(Bis)形成。雪粒子胚胎生成后,在高层(12 km以

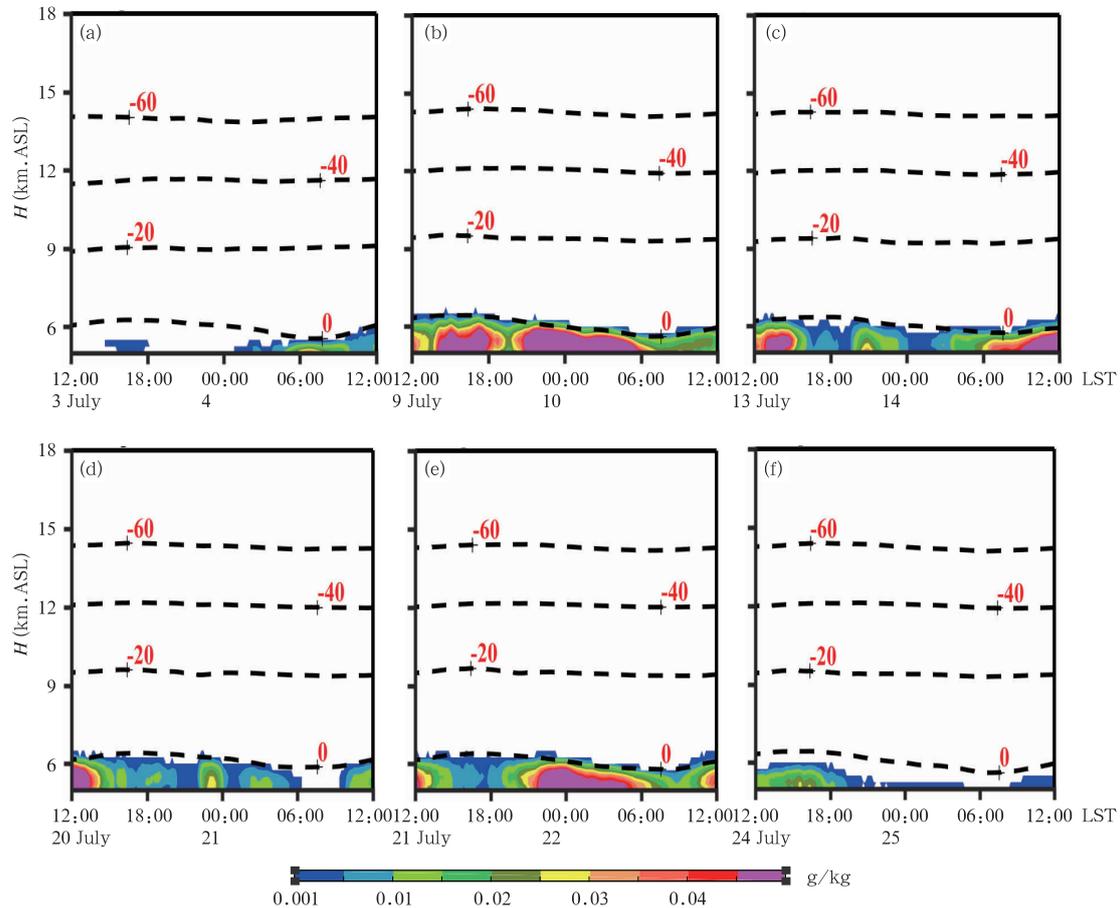


图 10 同图 8, 但为雨水含量
Fig. 10 Same as Fig. 8 except for rainwater

上)主要通过聚并冰晶继续增长。而在中低层(6—12 km)主要通过碰并过冷水云水增长(淞附过程),其次是凝华增长过程,聚并冰晶的微物理过程对雪增长的贡献较小。

图 13a 已经讨论过高原夏季地面降水直接来自于霰粒子的融化过程,所以云中霰胚的形成和增长十分重要。从霰粒子胚胎形成的转化率(图 13c)可见,过冷雨滴碰冻冰晶、雪的异质冻结过程是产生霰胚的主要微物理过程,这些过程的大值基本出现在 6—8 km,与云雨自动转化过程(Acr)的大值相对应,说明暖雨过程对于霰胚的形成十分重要。此外,过冷雨滴同质冻结形成霰胚(Frg)的过程发生在 9—12 km,但其最大转化率远小于 Cri、Csr,对霰胚的贡献相对较小。从图 13d 可知,不同高度层霰粒子增长的主要微物理过程不同。霰在高层(12 km 以上)主要通过碰并冰晶、雪增长。6—12 km 高度

层,霰粒子主要依靠淞附过程(Ccg)增长,其次为聚并雪晶以及凝华增长。霰粒子碰冻过冷雨水的转化率相对较小,对霰粒子增长所起作用较小。

为了更真实地反映对流云的微观结构和微物理转化特征,选取 2014 年 7 月 9 日 17 时具有较强降水的点 A(31.37°N, 92.35°E)分析水凝物的垂直分布及微物理转化过程的特征,以及其降水产生的微物理机制(图 14)。分析得到云中过冷水和霰粒子含量高,冰相过程非常活跃。霰粒子的融化过程是地面雨水的主要来源,暖雨过程对降水的直接贡献很小,但通过暖雨过程形成的过冷雨滴的异质冻结过程对云中霰胚的形成十分重要。霰粒子的增长主要依靠淞附过程。这些分析表明单点的主要微物理转化过程与区域-时间平均的结果一致(图 13)。

总之,高原云中水凝物的转化和降水的形成过程也具有明显特点。霰粒子的融化过程是地面雨水

的主要来源,暖雨过程对降水的直接贡献很小,但通过暖雨过程形成的过冷雨滴对云中霰胚的形成十分重要。雪粒子形成的主要微物理过程在不同高度上

存在差异。在 -40°C 以上层雪粒子是由冰晶的自动转化生成,其增长主要通过聚并冰晶过程,而在 -40°C 以下层,雪粒子胚胎主要通过贝吉龙过程形

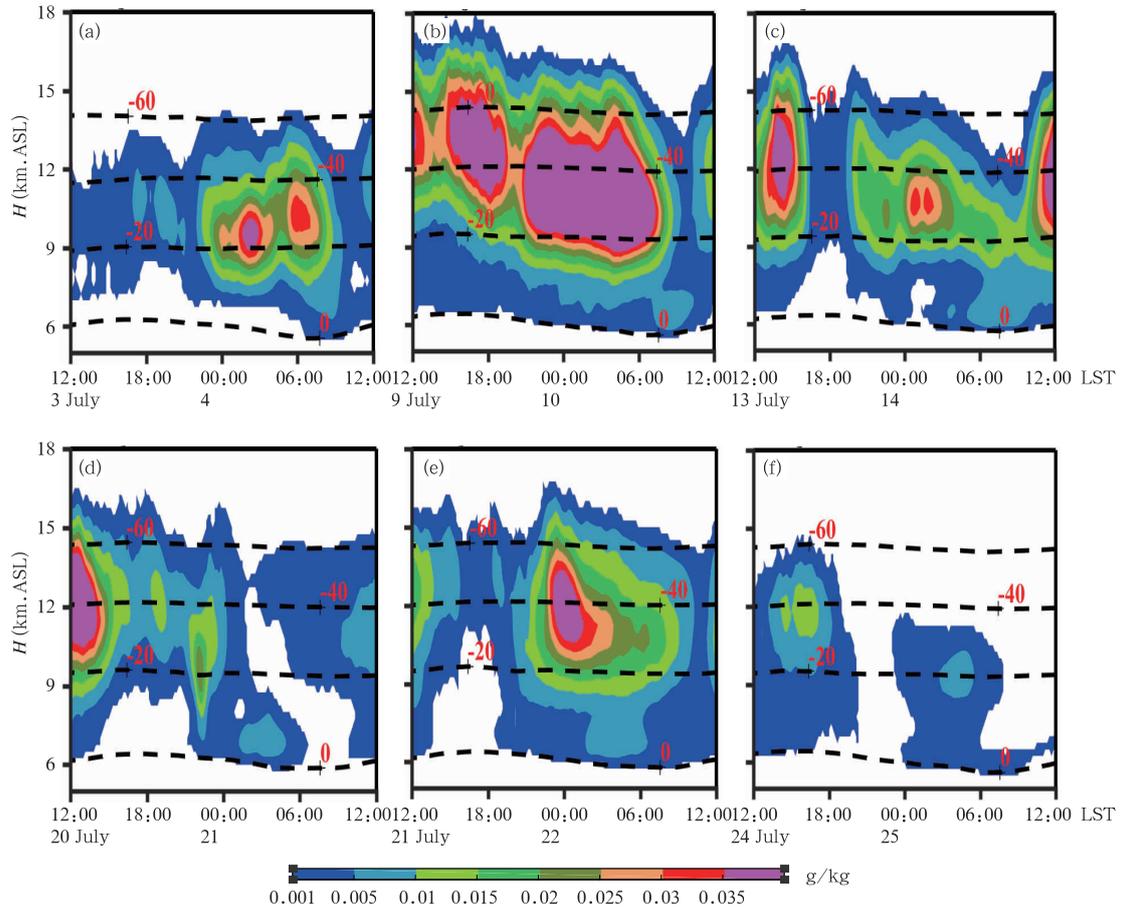


图 11 同图 8,但为雪含量
Fig. 11 Same as Fig. 8 except for snow

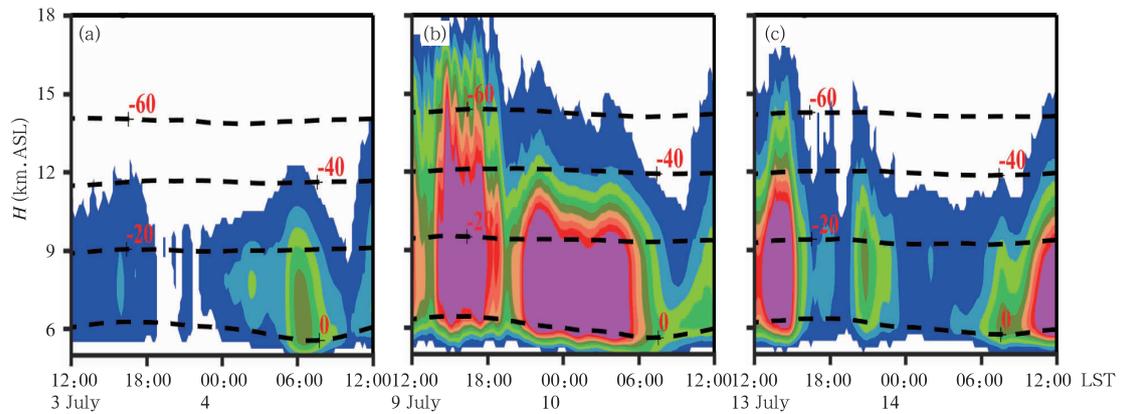
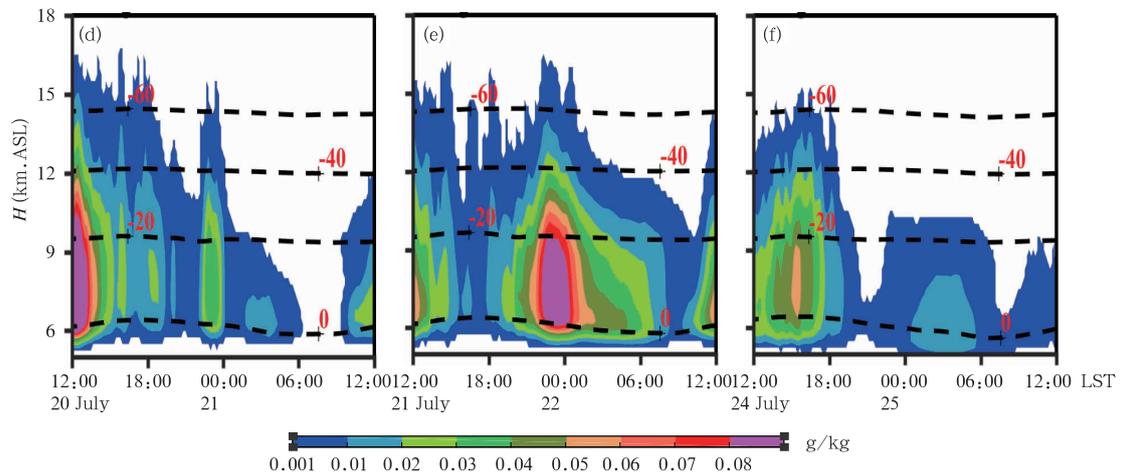


图 12 同图 8,但为霰含量
Fig. 12 Same as Fig. 8 except for graupel



续图 12
Fig. 12 Continued

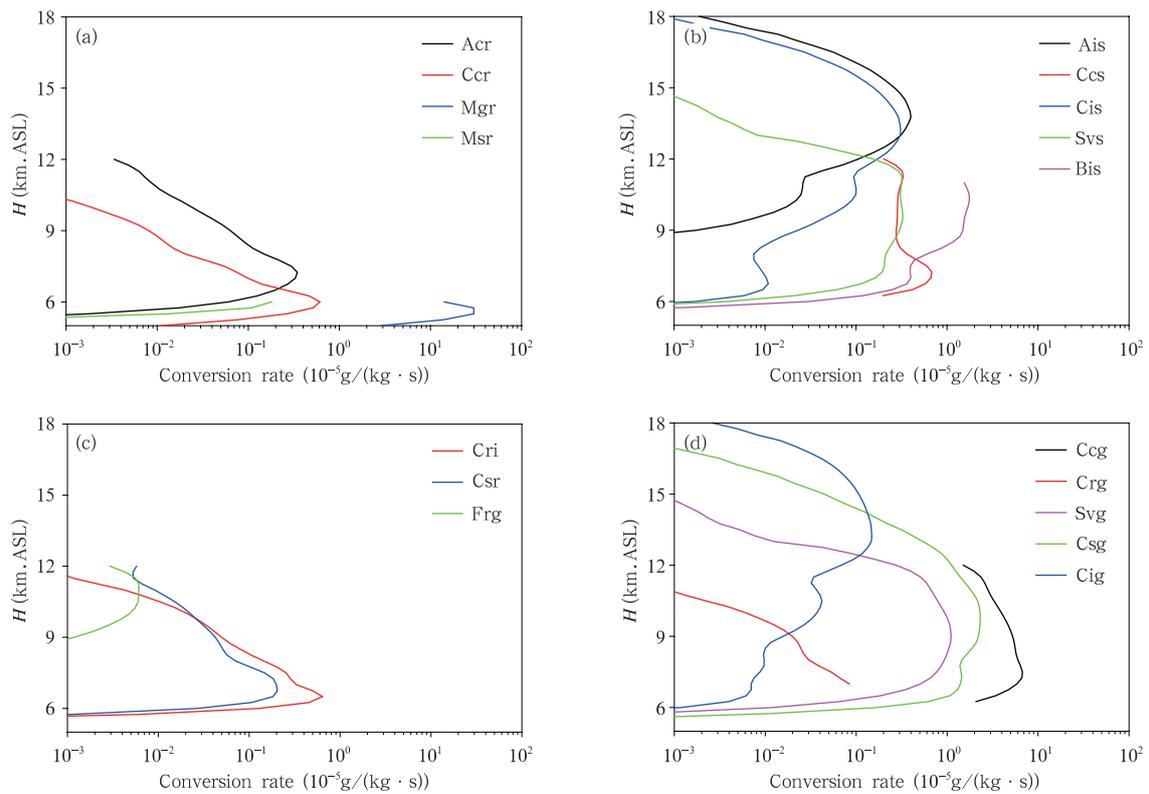


图 13 6 个个例 d04 区域平均的降水粒子源项的微物理过程
转化率的垂直分布(12—14 时的平均值)
(a. 雨水源项, b. 雪源项, c. 霰胚源项, d. 霰增长源项)

Fig. 13 Vertical distributions of microphysical conversion rates of source terms of precipitating particles averaged during 12:00 – 14:00 LST over d04 for six cases
(a. rain water source term, b. snow source term, c. graupel formation source terms,
d. graupel growth source term)

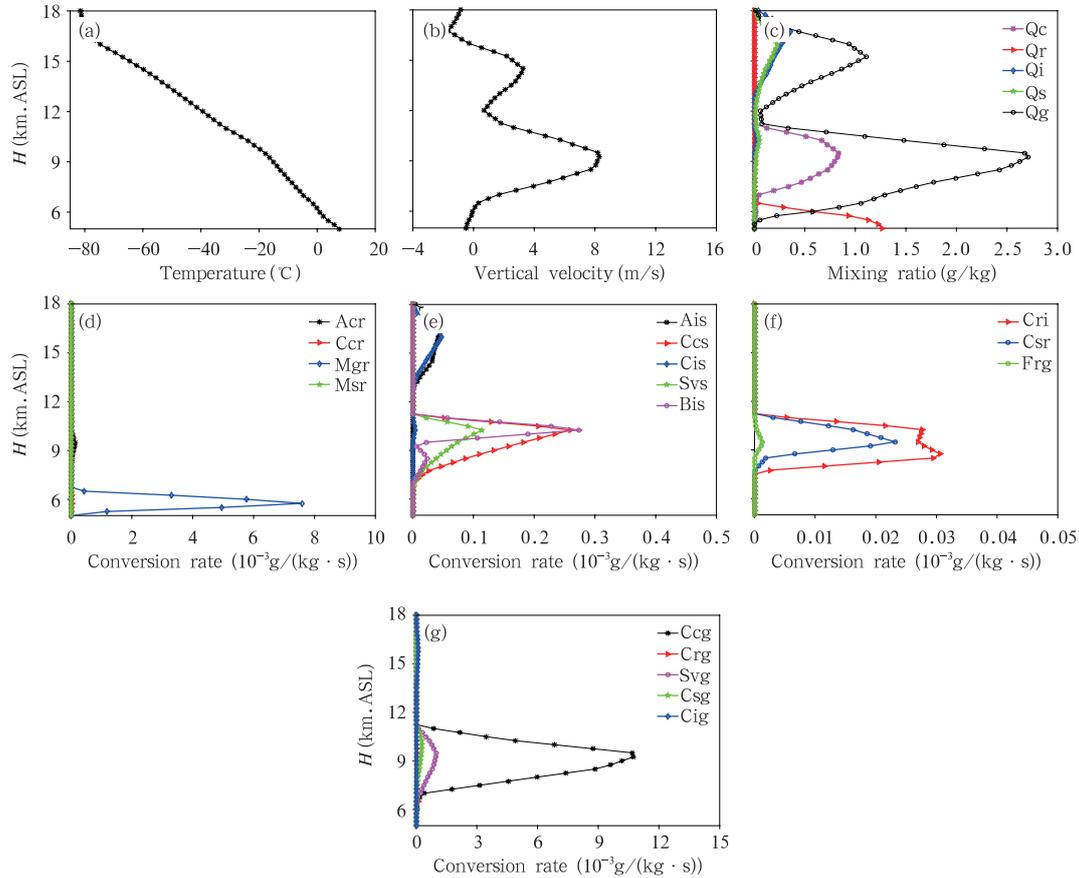


图 14 2014 年 7 月 9 日 17 时 A 点(31.37°N,92.35°E)

(a)环境温度,(b)垂直速度,(c)水凝物比含水量的垂直廓线以及(d)雨水源项,
(e)雪源项,(f)霰胚源项,(g)霰增长源项的微物理过程转化率的垂直廓线

Fig. 14 Vertical profiles of (a) environmental temperature, (b) vertical velocity,

(c) hydrometeors mixing ratio as well as microphysics conversion rates of

(d) rain water source term, (e) snow source term, (f) graupel formation source term,

(g) graupel growth source term at location A (31.37°N, 92.35°E) at 17:00 LST 9 July 2014

成,而其增长主要通过淞附过程。霰胚的形成主要依赖云中过冷雨水对雪粒子、冰晶粒子的碰冻转化过程,其增长主要依靠淞附过程。

6 结论与讨论

采用高分辨率中尺度数值预报模式(WRF),对第三次青藏高原大气科学试验 2014 年 7 月 3—25 日发生的 6 次不同强度云和降水过程进行了数值模拟分析研究,得到以下结论:

(1) 高原夏季云和降水过程具有明显的宏观特征。2014 年夏季(7 月)发生的 6 次云和降水过程以午后对流云为主,大部分云顶高度超过 15 km,最大上升气流速度达 10—40 m/s,对流的促发机制主要

是午后高原加热造成的,云和降水具有明显的日变化。午夜后,对流性降水一般转化为层状云降水,具有明显的 0℃层回波亮带,并且会产生强降水。这些特征说明,高原夏季对流性降水过程有其独特性,具有明显的从对流性降水到层状云降水的转化特征,使降水过程的时间延长,出现多次降水峰值,这与一般平原夏季热对流性降水过程有一定的差别。

(2) 高原夏季云中有丰富的过冷云水含量,并且分布深厚,冰相过程非常活跃。2014 年 7 月 6 次云过程中均具有高过冷云水含量,主要分布在 0—-20℃层;冰晶含量主要分布在 -20℃层以上的区域,强盛的对流云中,可出现在 -40℃层以上区域;雨水分布集中在融化层之下,说明其主要依赖降水

性冰粒子的融化过程;雪和霰粒子含量高,分布范围广,说明云中冰相过程非常活跃。

(3) 高原夏季云中水凝物的转化过程和降水的形成机理具有明显特点。地面降水的产生主要来源于霰粒子的融化过程,暖雨过程对降水的直接贡献很小,但通过暖雨过程形成的过冷雨滴的异质冻结过程对云中霰胚的形成十分重要。雪粒子的形成和增长过程在 -40°C 以上层主要依靠冰晶的自动转化和对冰晶的聚并过程,而在其以下层主要通过贝吉龙过程,雪粒子的增长主要依赖淞附过程。在 -40°C 以下层,霰胚的形成主要来源于冰晶、雪粒子和过冷雨水的碰冻转化过程(雨滴的异质冻结过程),而过冷雨滴的同质冻结对霰胚的形成贡献很小,霰胚的增长过程主要依赖淞附过程,而 -40°C 以上层,霰胚的形成和增长与雪的转化和聚并增长有关,这种情况一般发生在高原强对流云中。

上述结果表明,青藏高原夏季云和降水过程具有独特性,这与高原的大地形效应密切相关。一方面,由于强烈的太阳辐射加热过程,高原夏季是一个巨大的抬升热源,这有利于午后热对流的触发和形成(常祎等,2016)。另一方面,高大的地形也可以提供相对较冷的环境条件,使得高原云中粒子快速形成。因此,与平原地区相比,高原上空的云层具有较低的云底高度,较高的过冷水含量和活跃的冰相过程。在这些条件下,高原夏季降水过程频繁发生,并且如雷电和冰雹等灾害性天气现象在高原上也很容易发生(乔全明等,1994)。

参考文献

常祎,郭学良. 2016. 青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布日变化特征. 科学通报, 61(15): 1706-1720. Chang Y, Guo X L. 2016. Characteristics of convective cloud and precipitation during summer time at Naqu over Tibetan Plateau. Chinese Sci Bull, 61(15): 1706-1720 (in Chinese)

傅云飞,李宏图,自勇. 2007. TRMM 卫星探测青藏高原谷地的降水云结构个例分析. 高原气象, 26(1): 98-106. Fu Y F, Li H T, Zi Y. 2007. Case study of precipitation cloud structure viewed by TRMM satellite in a valley of the Tibetan Plateau. Plateau Meteor, 26(1): 98-106 (in Chinese)

傅云飞,刘奇,自勇等. 2008. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析. 高原山地气象研究, 28(1): 8-18. Fu Y F, Liu Q, Zi Y, et al. 2008. Summer precipitation and latent heating over the Tibetan Plateau based on TRMM measurements. Plateau Mountain Meteor Res, 28(1): 8-18 (in Chinese)

李典,白爱娟,黄盛军. 2012. 利用 TRMM 卫星资料对青藏高原地区强对流天气特征分析. 高原气象, 31(2): 304-311. Li D, Bai A J, Huang S J. 2012. Characteristic analysis of a severe convective weather over Tibetan Plateau based on TRMM data. Plateau Meteor, 31(2): 304-311(in Chinese)

刘黎平,楚荣忠,宋新民等. 1999. GAME-TIBET 青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果. 高原气象, 18(3): 441-450. Liu L P, Chu R Z, Song X M, et al. 1999. Summary and preliminary results of cloud and precipitation observation in Qinghai-Xizang Plateau in GAME-TIBET. Plateau Meteor, 18(3): 441-450 (in Chinese)

刘黎平,郑佳锋,阮征等. 2015. 2014年青藏高原云和降水多种雷达综合观测试验及云特征初步分析结果. 气象学报, 73(4): 635-647. Liu L P, Zheng J F, Ruan Z, et al. 2015. The preliminary analyses of the cloud properties over the Tibetan Plateau from the field experiments in clouds precipitation with the various radars. Acta Meteor Sinica, 73(4): 635-647 (in Chinese)

潘晓,傅云飞. 2015. 夏季青藏高原深厚及浅薄降水云气候特征分析. 高原气象, 34(5): 1191-1203. Pan X, Fu Y F. 2015. Analysis on climatological characteristics of deep and shallow precipitation cloud in summer over Qinghai-Xizang Plateau. Plateau Meteor, 34(5): 1191-1203 (in Chinese)

乔全明,张雅高. 1994. 青藏高原天气学. 北京:气象出版社, 45-46. Qiao Q M, Zhang Y G. 1994. Tibetan Plateau Weather. Beijing: China Meteorological Press, 45-46 (in Chinese)

史月琴,楼小凤,邓雪娇等. 2008. 华南冷锋云系的中尺度和微物理特征模拟分析. 大气科学, 32(5): 1019-1036. Shi Y Q, Lou X F, Deng X J, et al. 2008. Simulations of mesoscale and microphysical characteristics of cold front clouds in South China. Chinese J Atmos Sci, 32(5): 1019-1036 (in Chinese)

徐祥德,周明煜,陈家宜等. 2001. 青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图象. 中国科学(D辑), 31(5): 428-441. Xu X D, Zhou M Y, Chen J Y, et al. 2002. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai-Xizang Plateau. Sci China Ser D: Earth Sci, 45(7): 577-594

徐祥德,陈联寿. 2006. 青藏高原大气科学试验研究进展. 应用气象学报, 17(6): 756-772. Xu X D, Chen L S. 2006. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences. J Appl Meteor Sci, 17(6): 756-772 (in Chinese)

徐祥德,赵天良, Lu C G 等. 2014. 青藏高原大气水分循环特征. 气象学报, 72(6): 1079-1095. Xu X D, Zhao T L, Lu C G, et al. 2014. Characteristics of the water cycle in the atmosphere over the Tibetan Plateau. Acta Meteor Sinica, 72(6): 1079-1095 (in Chinese)

朱士超,银燕,金莲姬等. 2011. 青藏高原一次强对流过程对水汽垂直输送的数值模拟. 大气科学, 35(6): 1057-1068. Zhu S C, Yin Y, Jin L J, et al. 2011. A numerical study of the vertical transport of water vapor by intense convection over the Tibetan

- Plateau. Chinese J Atmos Sci, 35(6): 1057-1068 (in Chinese)
- Bhatt B C, Nakamura K. 2005. Characteristics of monsoon rainfall around the Himalayas revealed by TRMM precipitation radar. Mon Wea Rev, 133(1): 149-165
- Fu Y F, Liu G S, Wu G X, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer. Geophys Res Lett, 33(5): L05802
- Fujinami H, Yasunari T. 2001. The seasonal and intraseasonal variability of diurnal cloud activity over the Tibetan Plateau. J Meteor Soc Japan, 79(6): 1207-1227
- Fujinami H, Nomura S, Yasunari T. 2005. Characteristics of diurnal variations in convection and precipitation over the southern Tibetan Plateau during summer. SOLA, (1): 49-52
- Gao W H, Sui C H, Fan J W, et al. 2016. A study of cloud microphysics and precipitation over the Tibetan Plateau by radar observations and cloud-resolving model simulations. J Geophys Res, 121(22): 13735-13752
- Gao W H, Liu L P, Li J, et al. 2018. The microphysical properties of convective precipitation over the Tibetan Plateau by a subkilometer resolution cloud-resolving simulation. J Geophys Res, 123(6): 3212-3227
- Haginoya S, Fujii H, Kuwagata T, et al. 2009. Air-lake interaction features found in heat and water exchanges over Nam Co on the Tibetan Plateau. SOLA, 5: 172-175
- Kurosaki Y, Kimura F. 2002. Relationship between topography and daytime cloud activity around Tibetan Plateau. J Meteor Soc Japan, 80(6): 1339-1355
- Li M, Ma Y, Hu Z, et al. 2009. Snow distribution over the Namco lake area of the Tibetan Plateau. Hydrol Earth Syst Sci, 13(11): 2023-2030
- Li Y Y, Zhang M H. 2016. Cumulus over the Tibetan Plateau in the summer based on CloudSat-CALIPSO data. J Climate, 29(3): 1219-1230
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J Climate Appl Meteor, 22(6): 1065-1092
- Liu L P, Feng J M, Chu R Z, et al. 2002. The diurnal variation of precipitation in monsoon season in the Tibetan Plateau. Adv Atmos Sci, 19(2): 365-378
- Maussion F, Scherer D, Finkelnburg R, et al. 2011. WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China: An assessment using remote sensing and ground observations. Hydrol Earth Syst Sci, 15(6): 1795-1817
- Sato T, Yoshikane T, Satoh M, et al. 2008. Resolution dependency of the diurnal cycle of convective clouds over the Tibetan Plateau in a mesoscale model. J Meteor Soc Japan, 86A(11): 17-31
- Shen Y, Zhao P, Pan Y, et al. 2014. A high spatiotemporal gauge-satellite merged precipitation analysis over China. J Geophys Res, 119(6): 3063-3075
- Sugimoto S, Ueno K. 2010. Formation of mesoscale convective systems over the eastern Tibetan Plateau affected by plateau-scale heating contrasts. J Geophys Res, 115(D16): D16105
- Ueno K, Fujii H, Yamada H, et al. 2001. Weak and frequent monsoon precipitation over the Tibetan Plateau. J Meteor Soc Japan, 79(1B): 419-434
- Uyeda H, Yamada H, Horikomi J, et al. 2001. Characteristics of convective clouds observed by a Doppler radar at Naqu on Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP. J Meteor Soc Japan, 79(1B): 463-474
- Xu J Y, Zhang B, Wang M H, et al. 2012. Diurnal variation of summer precipitation over the Tibetan Plateau: A cloud-resolving simulation. Ann Geophys, 30(11): 1575-1586
- Yu R C, Li J, Zhang Y, et al. 2015. Improvement of rainfall simulation on the steep edge of the Tibetan Plateau by using a finite-difference transport scheme in CAM5. Climate Dyn, 45(9-10): 2937-2948
- Zhu G F, Chen S J. 2003. Analysis and comparison of mesoscale convective systems over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. Adv Atmos Sci, 20(3): 311-322