

尤红,肖子牛,王刚平,等.低纬高原两次特殊灾害性强对流天气过程分析和比较[J].暴雨灾害,2010,29(3):216-223

低纬高原两次特殊灾害性强对流天气过程分析和比较

尤 红^{1,2},肖子牛³,王刚平⁴,曹中和¹

(1.云南省玉溪市气象局,玉溪 653100;2.云南大学大气科学系,昆明 650091;
3.国家气候中心,北京 100081;4.云南省普洱市气象局,普洱 665000)

摘要:在低纬度高原云南,2008年2月28日出现一次冰雹、雷雪天气过程,同年7月2日出现一次大暴雨过程。利用常规观测、卫星云图、雷达回波资料以及 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,对上述两次特殊灾害性强对流过程进行分析和比较。结果表明:前一过程由不断东南移的、伴有中 γ 尺度点状或带状白亮密实对流云团的带状云系所致,后一过程由强中尺度对流复合体 MCC 云团直接诱发;相比暴雨过程,降雹强雷达回波的尺度范围明显要小,其移动速度明显要快,其中心强度明显要强;前一过程发生在有中低空急流配合的强垂直风切变激发大气层绝对斜压不稳定能量强烈释放环境下,冰雹、雷雪期间对应有弓型和钩状回波结构;后一过程中有干侵入作用和强位势不稳定能量缓慢释放环境;两次过程水汽供应充足,冰雹、雷雪发生在低层水汽辐合缓慢减弱期间,大暴雨发生在低层水汽辐合和中高层水汽辐散量级同时迅速增大期间;强降雨区的最强辐合上升运动中心所在位置比大暴雨区的低,且其中心值是后者的 2 倍。

关键词:冰雹;雷雪;大暴雨;低纬高原;对比分析

中图分类号:P458.1⁺1 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2010)03-0216-08

1 引言

局地强冰雹、暴雨是云南省较为常见的两种灾害性对流天气,常对当地国民经济和人民生命财产造成重大危害。这两种灾害天气在其形成的大尺度环流背景和物理机制方面有许多相似之处,如强位势不稳定、逆温层、不稳定能量大量释放的扰动机制、丰富的水汽供应等。然而,在现代天气预报手段中,正是其相似性使预报员在作此类强对流天气预报时,往往难以判断未来出现的是何种天气,常造成漏报。如 2008 年 2 月 28 日云南春季冷环境下发生的一次春季罕见冰雹、雷雪复杂强对流过程(以下简称过程₁)和当年 7 月 2 日发生在滇中的一次大暴雨过程(以下简称过程₂)就是如此。

国内有气象工作者对各地冰雹、暴雨天气的差别做过多方面研究^[1-4]。云南地处低纬高原地区,属冰雹多发区,独特的地理环境和地形特点使其天气活动具有不同于我国东部平原的结构特征。云南学者在此研究方面也取得一些研究成果,如张秀年等^[5]通过对低纬高原云南多个冰雹和暴雨个例进行对比分析后指出,冰雹和暴雨既有相似之处,也存在明显区别,冰雹冬春多、夏季少,暴雨夏季多、冬春少,不同季节暴雨的对流强度要强于冰雹的。但具体针对发生在云南省的两次漏报灾害性强对流天气过程的对比分析还未

见报道。因此,本文利用常规观测、卫星云图、雷达产品和 NCEP 每 6 小时 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,对过程和过程₂的大尺度环流背景、中尺度特征、垂直方向上风场、不稳定性和对流强度等进行对比研究,重点比较分析两次不同类型强对流天气的中尺度特征和物理量分布差异,以期为今后判识云南强对流天气种类提供参考依据。

2 过程实况

2 月 27 日夜间至 29 日凌晨,滇东北的昭通、曲靖以及滇西北的迪庆北部出现大到暴雪,云南中部及东南部普遍出现强降温,此期间大理的祥云和弥渡,玉溪的易门和澄江,曲靖的宜威以及昆明中南部,在观测时间相继记录下雷暴和降雪同时出现的罕见雷打雪天气;28 日 09:00—11:00(北京时,下同),大理的巍山和玉溪的红塔区、江川、峨山出现强冰雹天气;29 日凌晨 03:00 后,云南全省突然转晴,先前漏报的雷雨冰雹、降雪和后期强晴空辐射的共同作用,直接导致云南大部地区重霜冻灾害。过程₁短短 36 h 内引发的雷灾、雪灾、雹灾和重霜冻等,给云南经济和人民生活造成极大影响。

过程₂是云南中部有气象记录以来罕见的大暴雨过程,具有暴雨站次多、降水强度大且暴雨区域和时间集中等特点。大范围暴雨集中出现在 7 月 1 日

20:00至2日08:00的12 h内,强降雨带自北减弱南压。大暴雨中心昆明站24 h雨量达122.2 mm,为其建站以来的第三位。从昆明自动站7月2日逐时降水量变化图上可见(图1),该站从00:00—04:00的4 h间小时雨量呈非线性迅速增强,最强降水($51.3 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)出现在03:00—04:00,04:00后,降水骤减。此次突发性大暴雨过程引发了严重洪涝和城市内涝,给国家和人民生命财产造成巨大损失。

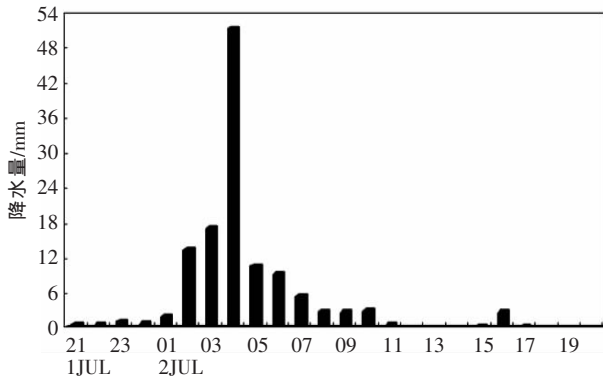


图1 2008年7月1日20时至2日20时昆明自动站逐时降水量变化图(单位: mm)

3 大尺度环流背景与影响系统对比分析

云南地处低纬高原,属典型的季风气候影响区,

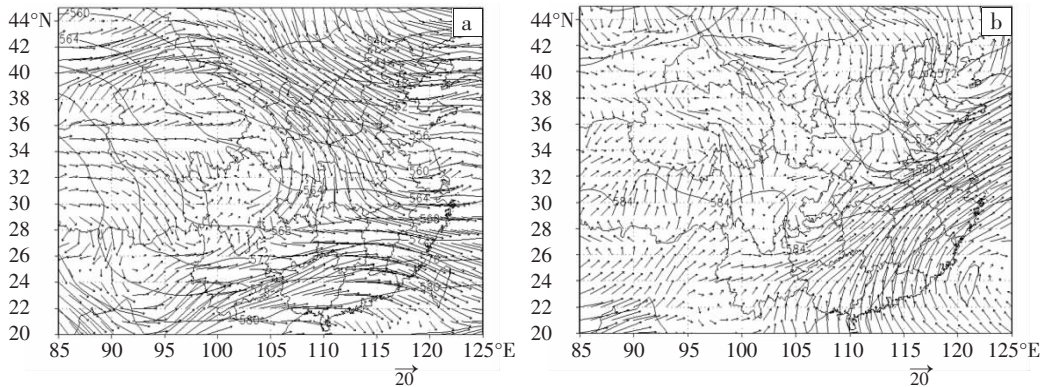


图2 2008年2月28日08:00 (a)、7月2日02:00 (b)的500 hPa高度场(单位: dagpm)与700 hPa风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)合成图

过程 是主汛期中一次罕见强降水过程。过程前500 hPa图上,滇缅高压脊略有减弱,华南、江南上空为副热带高压外围西南暖湿气流区,两高压间的弱辐合在云贵交界处,中、高纬地区有西风槽东移;700 hPa图上,川滇切变线在昭通、九龙、中甸一线,川南和滇东北为闭合低压环流,对应强降水位置在川南、滇东北到贵州北部一线,7月1日白天云南东北部和东部降水减弱,雨带东移。大暴雨发生期间(图2b),700 hPa上川滇切变略向东南移动且缓慢减弱,500 hPa上西风槽东南移,其后偏北风向南入侵到四川南部和云南

全年分为干、湿两季。干季(即冬半年)受干燥大陆季风控制少雨干燥,引发云南降水的大尺度影响系统多为南支槽、昆明准静止锋、川滇切变线和冷空气;雨季(即夏半年)西太平洋副热带高压增强西伸北抬,印度低压活跃,受西南季风影响,云南多雨潮湿,引发云南降水的影响系统复杂多变。过程 、过程 分别发生在春季和盛夏,它们在大尺度环流背景上存在明显差异。

过程 是干季中云南出现的间歇性冰雹、雷雪罕见强对流过程。其开始前,2月27日08时500 hPa上南北向南支槽位于 85°E 附近,中高纬地区 95°E 附近有一等温线与等高线交角接近 90° 的南北向西风槽,强对流天气发生与维持期间(图2a),在强冷平流作用下,南支槽和西风槽经向度加大并连成一体(呈NE—SW向),槽后有 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上西北气流形成的强冷平流,云南则为槽前 $28 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上暖湿西南气流控制;700 hPa上(图2a), 93°E 附近有南支槽,云贵高原处于低槽前 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上低空西南急流区中,强对流发生期间,川滇切变增强、南移,低涡南掉,低空西南急流位于滇南一带,地面上对应一次典型西路冷空气南下过程。当槽后干冷偏北气流和强冷高压继续南下控制云南,强对流天气结束,天空迅速转晴。可见,500 hPa强南支槽,700 hPa低涡、切变,地面冷空气以及中低层西南急流,是过程 的影响环流背景。

东北部,同时滇缅高压脊增强,云南转为西北气流,副热带高压略有减弱东退,在川南、黔北和云贵交界处形成一“丫”字型辐合区,700、500 hPa两层辐合线位置基本一致。可见,过程 是滇缅高压与副热带高压之间强辐合上升运动、川滇切变和地面弱冷空气共同作用而引发的。

过程 、过程 发生季节和大尺度环流背景存在明显差异。但两次过程中均有700 hPa川滇切变和地面冷空气活动。可见,把握不同季节川滇切变、地面冷空气和500 hPa影响系统配置变化是做好云南强对

流预报的重要前提。

4 影响系统的中尺度特征对比分析

过程中,雷暴范围大且呈间歇性,冰雹和雷雪范围小、分散且时间短;过程,大暴雨区域集中,降水持续时间长。本文使用卫星云图和雷达资料,对两次过程影响系统的中尺度特征异同对比分析如下。

4.1 卫星云图特征

对比分析两次过程的红外云图发现:2月28日08:00过程强对流发生时,南支槽主体云系在向东

南方向移动过程中不断分裂出 NE—SW 向对流小带状云系(图 3a),小带状云系东移增强产生分散的中 γ 尺度点状或带状白亮密实对流云团,成为直接影响此过程的中尺度系统。过程发生前,川南上空有一强中尺度对流复合体 MCC 生成,该 MCC 快速南压至整个昆明上空;到7月2日07时(图 3b),MCC 对流云团继续南下,08:00 后其缓慢减弱并分裂南下,其强度变化及移动路径与过程中云南强降水分布一致,即过程由这一强 MCC 直接造成。可见,相对过程的大暴雨而言,过程的冰雹、雷雪的对流云尺度小、移速快。

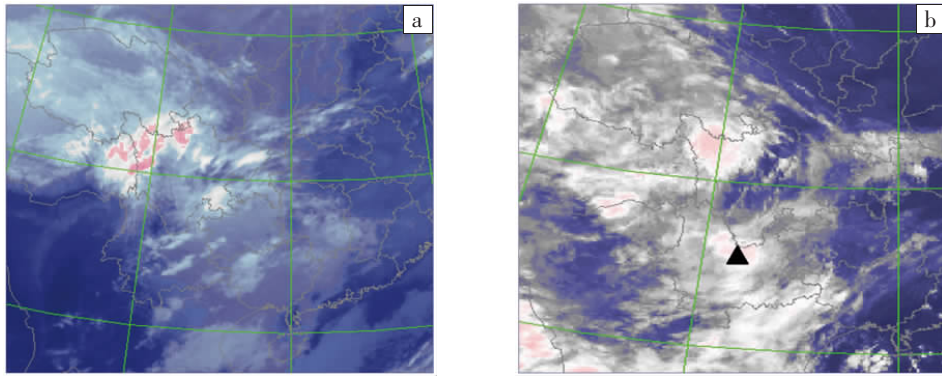


图 3 2008 年 2 月 28 日 08:00 (a) FY-2C 和 7 月 2 日 07:00 (b, ▲所示为滇中暴雨强中心区位置)MST1 红外云图

4.2 雷达回波特征

多普勒天气雷达能详尽反映降水区中小尺度天气系统发生、发展和演变的过程^[6]。考虑到不同强对流回波在形状和强度上存在较明显的差异,这里使用昆明 CINRAD(China New Generation Weather Rader)雷达回波资料,对两次过程的雷达回波特征作对比分析,以考察其回波演变差异。

的雷达回波具有如下特征明显特征:从 08:00 开始,普洱中部有一 NE—SW 向长带状弓型回波发展、增强并东北移(图 4a),弓型回波中有几个分散的、中心强度为 40~45 dBz 的强中心区,最强中心位于弓型回波前进方向北部的头部;09:00 之后,该头部强中心在向东北方向移动过程中迅速增强,并于 10:15 出现过程中的最强中心(60 dBz),对应 VPPI 径向速度图上的中气旋成熟阶段(图 4b)。

过程,2月28日09:00—11:00 玉溪强冰雹天气

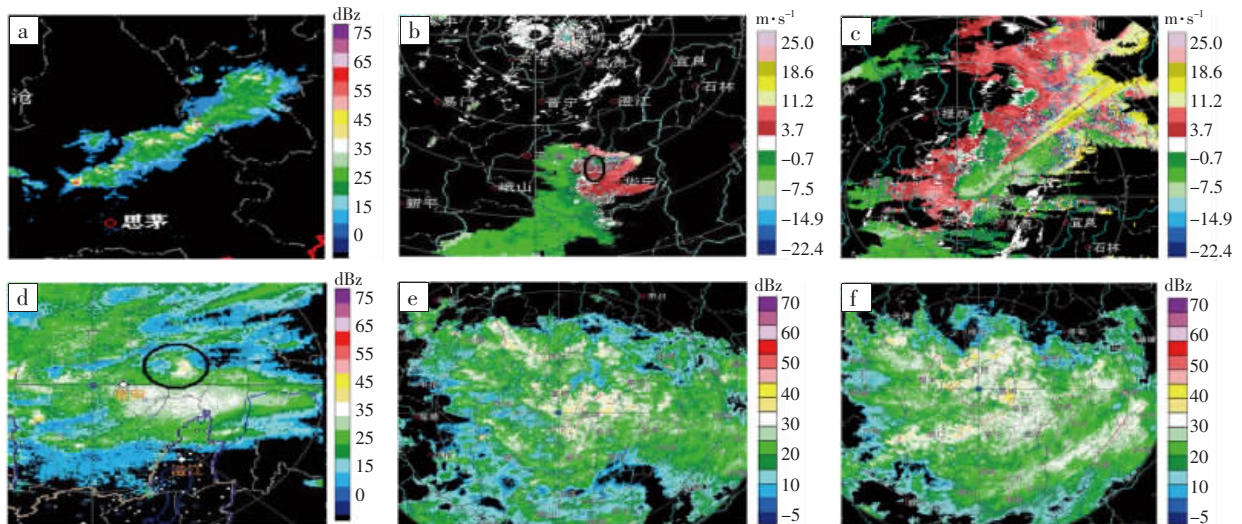


图 4 2008 年 2 月 28 日 09:08 云南省雷达拼图(a),以及 2 月 28 日 10:15 (b)、21:03 (c)、23:28 (d,黑圈对应中气旋位置)

与 7 月 2 日 02:02 (e)、05:00 (f)昆明棋盘山 CINRAD-CC 多普勒雷达回波图

扫描方式: VPPI;扫描半径: 150 km;仰角: 0.5°;天线位置: 102°34'41"E,25°3'7"N;海拔高度: 2 125 m

图5是对中 γ 尺度强回波的最强中心(不经过雷达测站)即降雹云团的时间变化体扫图。从中可见,09:53,大于50 dBz的柱状强回波在5 km以下,55 dBz回波顶到5 km处,且4 km下有60 dBz强中心;10 min后,回波迅速增强并向高层发展,且向高层偏东方向倾斜;10:15,在5 km、3 km处分别出现60 dBz强回波中心,大于50 dBz的强回波呈现出倒V字形,20 min后,又呈悬垂状,此期间强回波下方3~4 km处有有界弱回波 BWER 相伴,强回波顶高达8 km,这表明有强倾斜上升气流存在并不断抬升环境场中的西南暖湿气流进入中 γ 尺度风暴云中,使其在短短30 min达到最强盛。有研究表明^[6],持续15min以上的有界弱回波区与强烈的上升气流旋转相联系,意味着一个中气旋的存在。这进一步证明过程一中弓型回波头部有中气旋活动,且该中 γ 尺度强回波团加强东北移是造成玉溪大风、雷暴和强冰雹天气的影响系统。

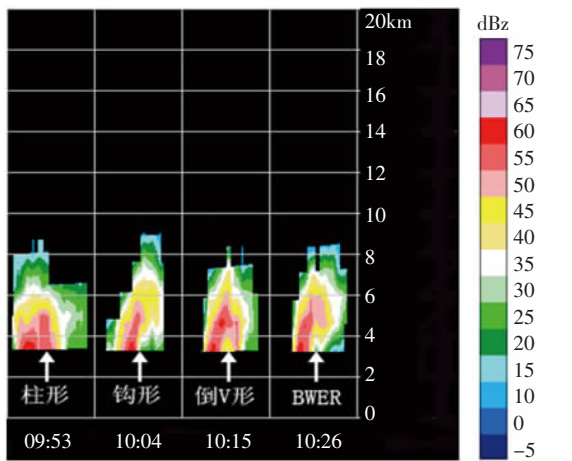


图5 2008年2月28日昆明棋盘山CINRAD-CC多普勒雷达回波中降雹中 γ 尺度强中心垂直剖面图

从图4c中可见,昆明地区雷雪发生时,其附近有强度为20~35 dBz的中 γ 尺度MCS活动形成的3个圆形中心连成的团状负值上升区回波,21:03速度零线为近地层S型、高层反S型的高冷低暖不稳定层结配置;从22:30开始,昆明雷达站东西两侧为两个负、正速度团状回波,22:55两条东西向块絮状回波东移合并,速度零线由直线发展成正速度向负速度区凸出,这表明存在明显辐合;近地层零线再次呈现暖平流S型,表明低层暖平流加强,暖湿水汽输送加大,其南北两侧延伸出两个类似的钩状回波(北部形似钩状回波,图4d中黑色圆圈),同时地面最低温度下降到0.2℃,有利于降雪云团发展,昆明出现阵性降雪和雷暴。

过程二,大暴雨发生期间,从雷达反射率PPI图上可明显看到(图4e、f),强中 β 尺度降水回波团自北向南移动的过程。从7月2日00:00时起,滇中北部开始

出现20~35 dBz强回波团,之后该中 β 尺度强降水雷达回波向南移动并继续加强,同时出现若干分散的35~40 dBz强中心;昆明市上空强回波出现在2日02:00—06:00,其强中心为40~45 dBz,最强回波(45~50 dBz)出现在03:00—04:00并在昆明市区上空维持少动,对应昆明市区大暴雨,昆明站01—04时逐时降水量呈非线性迅速增强,最强降水(51.3 mm·h⁻¹)出现在03—04时;06:00后,强降水回波团开始减弱南压至玉溪和红河上空。04:00后,昆明市降水迅速减小。因此,过程

中强降水对应的雷达回波范围较大、中心强度较为均匀且移动速度相对较慢。

对比分析发现,两次过程具有明显的中尺度特征,冰雹、雷雪等强对流天气的雷达回波尺度范围要明显小于大暴雨的,但其移动速度明显要快,降雹回波强度明显强于暴雨的,冰雹和雷雪发生时对应有弓型、钩状回波并有中气旋活动。

5 物理量对比分析

5.1 水平风场垂直分布

水平风场在垂直方向上的变化特征,如干侵入在气旋爆发性发展、暴雨增幅、位势不稳定增强和中气旋产生、发展等方面的重要促进作用^[7-8],垂直风切变增强对对流风暴加强和发展的影响^[6],以及高、低空急流在强对流天气中的配合机制,均是判断是否有利于对流风暴发展的环境条件或触发机制。

从过程一中的水平风时间垂直剖面图上可见(图6a),出现降雹、雷雪的站点自低层到高层均为西南或西偏南气流,风速随高度增加,表明存在深厚西南暖湿气流。28日20:00至29日03:00昆明雷雪期间,700 hPa以下风出现逆时针旋转并转为东南风,而700 hPa以上层仍为西南气流,表明低层存在较大的风向曲率和有利于风暴加强的旋转潜势。玉溪冰雹天气发生前的2月28日08:00,不仅低层风向曲率增大且对流层高层风速迅速增大。以上这种水平风垂直分布使中低层西南暖湿急流源源不断地输送到发展中的上升气流中以及移过风暴旋转加强,是有利于组织完好的对流风暴发展的强垂直风切变典型分布特征^[6]。

过程二,大暴雨发生期间虽无高、低空急流活动,但水平风场上具有对流层高层干冷偏北风向中低层入侵并与中低层暖湿西南气流交汇的明显干侵入特征(图6b):昆明强降水发生前,350 hPa至对流层顶为东北风,对流层中低层为西南气流;1日20:00至2日08:00,350 hPa至对流层顶仍为东北风,低层维持西南气流,但600—350 hPa之间风向明显转变,由西南风转为西北风,350 hPa层有东北和西北风风向切

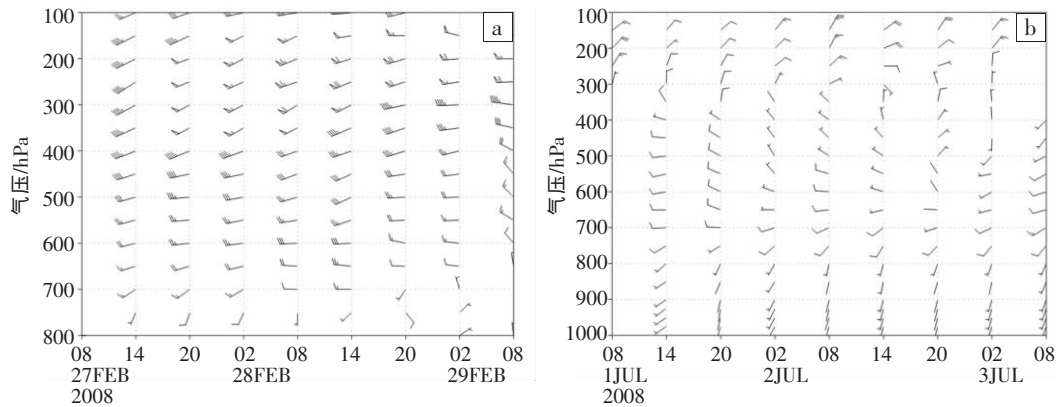


图 6 2007 年 2 月 28 日(a)和 7 月 2 日(b)昆明站水平风时间-高度垂直剖面图(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

变,对流层中高层偏北风和低层西南暖湿气流发生剧烈交汇,对应昆明的最强降水。过程中干侵入使对流层高层干冷空气下侵并与中低层暖湿气流交汇是导致强降水的直接原因。

5.2 水汽条件

足够的水汽供应是冰雹、暴雨等强对流天气发生发展的必要条件^[9-10]。因此,对过程、过程中比湿、相对湿度和中低层水汽通量、通量散度分布特征分析如下。

从过程沿 25°N 的比湿时间垂直剖面上可见(图略),强对流发生期间滇中近地层有 $(9\sim 12)\times 10^{-3} \text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$ 的比湿大值区(湿舌)向上层伸展,且湿舌向东北方向倾斜。另外,分析降雹地玉溪的相对湿度时间-高度垂直剖面图发现(图 7a),整个过程对流层低层是相对湿度为 $80\%\sim 100\%$ 的水汽含量高值区,对流层高层是相对湿度为 $0\%\sim 20\%$ 的干区;2 月 27 日 20:00,随中低层

西南暖湿急流影响强对流发生区域,低层相对温度迅速增大并向上伸展到 400 hPa 附近,降水时 600 hPa 附近为饱和中心,在 400—550 hPa 有干区向下层湿区入侵,在 650—500 hPa 出现相对湿度梯度大值区,说明冰雹天气由低槽前干湿气流交汇引发。再从水汽通量散度场分布看(图略),过程强对流发生区域 700 hPa 以下为强负值区,水汽最强辐合中心在 800 hPa 附近,其中心值小于 $-30\times 10^{-6} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$;之后,对流层中层出现 $15\times 10^{-6} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的闭合水汽辐散中心,导致低层辐合缓慢减弱,玉溪冰雹出现在该时段,即 2 月 28 日 09:00—11:00。相应中低层 12°N 以南有一 $6\sim 12 \text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 的水汽通量大值带,此大值带对应西太平洋水汽由东风先输送到孟加拉湾南部洋面后,再通过西南暖湿急流输送到云南上空(图略)。这表明过程中低层存在充沛的水汽输送和强水汽辐合,西太平洋和孟加拉湾为其水汽源地。

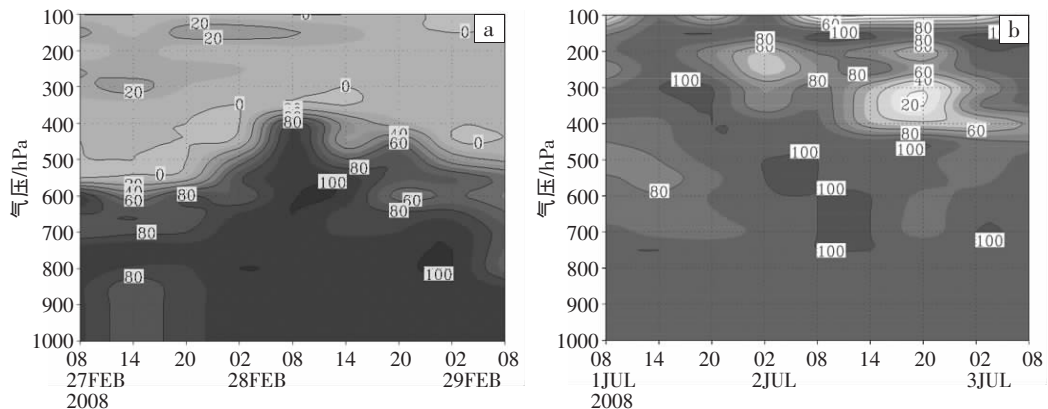


图 7 2008 年 2 月 27—29 日玉溪(a)和 7 月 1—3 日昆明(b)相对湿度时间-高度垂直剖面图(单位: %)

从过程沿 25°N 的比湿时间垂直剖面上可见(图略),强降水期间,即 7 月 1 日 20:00 至 2 日 08:00,滇中上空近地层一直维持比湿为 $(14\sim 24)\times 10^{-3} \text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$ 的湿区。另外,分析特大暴雨站点昆明的相对湿度时间-高度垂直剖面图发现(图 7b),强降水发生前,其上空为

$80\%\sim 100\%$ 的相对湿度大值区;强降水发生时,对流层高层 300—200 hPa 出现相对湿度小于 50% 的干空气团,其下方为湿空气且相对湿度增大,大暴雨期间对流层高层变干、中低层变湿且饱和空气团位于 600—500 hPa;之后,昆明上空整层空气变干,相对湿度为

20%~80%,地面降水停止。再从暴雨中心区平均水汽通量散度变化图上看(图略),最强降水发生时段,在 800—600 hPa 层出现水汽通量散度小于 $-18 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强中心,强降水发生的 7 h 内,700 hPa 昆明的水汽通量散度增大了 3 倍,而此时 500 hPa 以上则由弱辐合转为辐散且量级也迅速增大了 3 倍,最强水汽辐合区出现在 600 hPa 到近地层;2 日 08:00 后,水汽辐合迅速减弱消失并转为水汽辐散,地面降水随之减弱停止。相应的水汽通量变化表明,暴雨过程中水汽通量大值区在 800—600 hPa 层,且水汽源地为孟加拉湾北部洋面(图略)。

由以上水汽条件对比分析可知,两次过程中都有充足的水汽供应,过程中低湿、上干特征比过程明显,特别是对流层中高层干燥程度更突出;过程的比湿明显大于程的;过程中的中低层水汽辐合比过程的强得多,但冰雹、雷雪发生在低层水汽辐合缓慢减弱期间,而大暴雨发生在低层水汽辐合和中高层水汽辐散量级同时迅速增大 3 倍期间;水汽源地的水汽通量也是过程要明显大于过程。这些差异间接反映出两次过程发生时对应不同的大尺度环流背景。

5.3 不稳定条件

这里,利用玉溪、昆明两站 $T\text{-ln}p$ 图和表征位势不

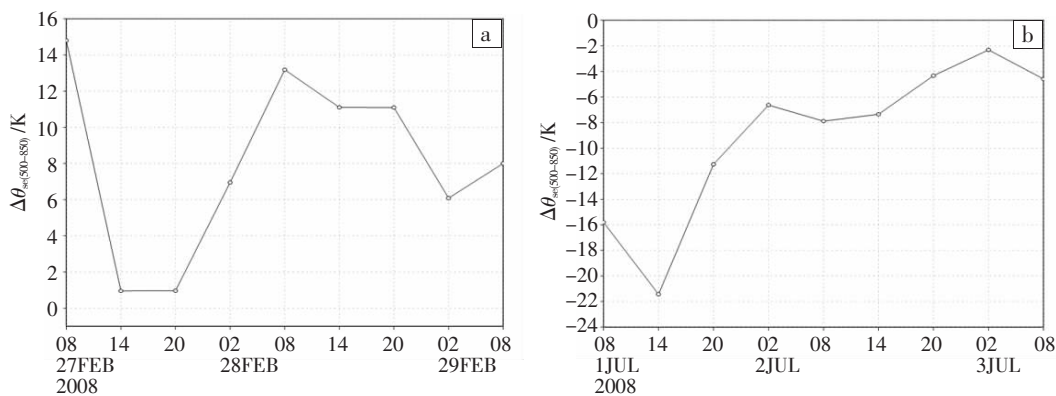


图 8 2008 年 2 月 28 日玉溪站(a)和 7 月 2 日昆明站(b)的 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 时间演变图(单位: K)

过程开始前的 6 月 30 日 20:00 和 7 月 1 日 08:00,大暴雨中心昆明站 $T\text{-ln}p$ 图上(图略), E_k 为正不稳定能量,大气呈对流性不稳定状态;之后到 2 日 08:00 间, E_k 值依次经历了 $238.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $56.3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $-249.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 到 $-627.0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的剧烈变化过程,即昆明大暴雨期间对应有强 E_k 不稳定能量释放特征。相应的昆明站 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 时间变化图上(图 8b),与过程不同的是,大暴雨过程中昆明始终处于位势不稳定能量区中,暴雨发生前有强位势不稳定能量积聚,最强时达到 -21.5 K ;7 月 2 日 00:00,强降水开始时,强位势不稳定能量释放, $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 由 -12 K 增至 -7 K ;之后,降水呈非线性迅速增大,增大期间 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 值在 -7 K 左右变化,可

稳定能量的 500 hPa 与 850 hPa 假相当位温之差的 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 时间变化特征,分析过程和过程中不稳定性能量的异同。

过程前期,云南中东部地区多次受南下冷空气影响,昆明站 $T\text{-ln}p$ 图上(图略), E_k 一直为负稳定能量,大气呈对流性稳定状态,反映了低层有冷空气活动和垂直方向上对流受到抑制。从过程中 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 时间变化图上可见(图略),槽前西南暖湿急流高能区和冷高控制的低能气团间的 θ_{se} 等值线密集区(能量锋)一直维持在 $102^\circ\text{--}103^\circ\text{E}$ 间少动,过程中冰雹、雷雪发生在能量锋附近。冰雹发生地玉溪的 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 时间变化图上可见(图 8a),冰雹发生前 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 先后经历由 15 K 降至 1 K 、再增至 13 K 的变化,冰雹发生期间 $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 在 $11\text{--}13 \text{ K}$ 之间,表明过程中自始至终无位势不稳定能量。但玉溪冰雹强对流期间其上空的 -20°C 温度层高度在 400 hPa 层以下,并一直维持在 450 hPa 层少动。这表明该区域有产生冰雹对流天气的可能^[1]。加之其上空存在强的垂直风切变,表明降雹区上空大气层为绝对斜压不稳定,有利于倾斜对流发展,从而使低空上升运动加强,不断输送水汽和不稳定能量。过程就是由锋面与急流的相互作用激发强斜压不稳定能量释放所致。

见过程是由强位势不稳定能量缓慢释放而引发。

5.4 上升运动

图 9a、b 分别给出 2008 年 2 月 27—29 日和 7 月 1—3 日两次过程强对流区平均散度的时间-高度垂直剖面。对比分析发现,过程在冰雹发生期间,对流层中低层和高层分别对应有两个辐合上升的垂直环流,一是 800 hPa 上的强辐合中心($-3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)与 500 hPa 上的辐散中心($2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)配置的上升环流,另一是 400 hPa 上的弱辐合中心($-0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)与其对应的强辐散中心(其中心值是辐合中心值的 6 倍,即 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)组成的由高层强抽吸造成的强辐合上升环流。与散度场垂直分布对应,过程强对流区垂直速度表现为,强

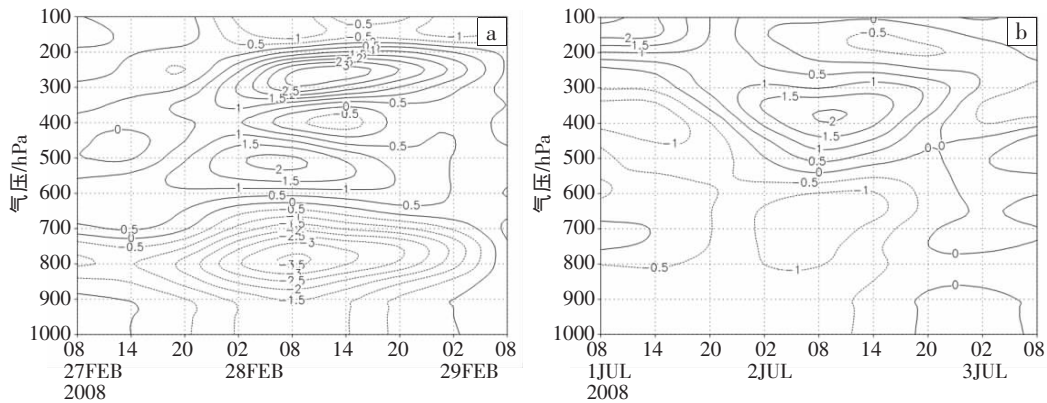


图9 2008年2月27—29日(a)和7月1—3日(b)强对流区平均散度时间-高度垂直剖面(单位: 10^{-5} s^{-1})

冰雹发生期间 250 hPa 层以下为深厚的强上升运动区,最强上升中心在 600 hPa 上,其中心值为 $-0.7 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

过程中,在 200 hPa 以下层,只对应一个 550 hPa 以下低层辐合中心($-1\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)与 400 hPa 上辐散中心($2\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)配置下的、高层辐散远大于低层辐合的垂直上升环流,即此过程中也存在高层强抽吸作用;相应的最强上升运动中心位于 500—600 hPa,其中心值为 $-0.35 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

综上所述可知,过程 冰雹发生期间的辐合上升运动要比过程 大暴雨期间的强得多,过程 的最强

上升运动中心所在位置比过程 的低,且其中心值是过程 的 2 倍,这与文献[5]中“不同季节暴雨的对流强度要强于冰雹的”结论刚好相反。

6 预报着眼点讨论

在对云南 2008 年 2 月 28 日春季强对流天气过程与 7 月 2 日夏季滇中大暴雨过程对比分析的基础上,将两次强天气过程在大尺度环流背景、影响系统中尺度特征和水平风场、水汽以及不稳定性等物理量上的异同进行了归纳(表 1)。

表 1 云南 2008 年 2 月 28 日春季强对流天气过程(过程)与 7 月 2 日夏季滇中大暴雨过程(过程)的影响系统、中尺度特征和物理量对比表

对比要素	过程	过程
影响系统	南支槽、切变冷空气、中低空西南急流	“两高”辐合区、切变、冷空气
云图特征	中 γ 尺度点状或带状云团	MCC 对流云团
雷达回波	移速快、强度强,有弓型和钩状结构	移动速度慢,强度分布较均匀
触发机制	强垂直风切变	干侵入
不稳定条件	强斜压不稳定	强位势不稳定
水汽条件	相对湿度低湿、上干,比湿较小	相对湿度和比湿均大

上述两次强对流过程之所以会漏报,其原因如下:关于过程 ,据云南天气预报经验,在层结稳定和冷环境条件下,即使未来还有低槽、切变和冷空气活动影响,只会考虑未来出现稳定性降水,不会考虑强对流天气;关于过程 ,对 500 hPa 滇缅高压与副热带高压之间辐合区、低层切变线、冷空气配置下易产生的 MCC 影响区域难以把握,致使暴雨落区预报难度加大。

现代天气预报手段中,不同类型强对流天气发生条件的相似性是强对流具体种类预报的难点^[12]。通过对上述两次强对流预报失败个例的对比分析可得到如下启示:今后在强对流预报业务中应不断总结重大强对流预报成败,并结合多种资料,在充分分析垂直速度、水汽条件等物理量变化特征的基础上,重点、全

面判断多种不稳定条件和触发机制的支持程度,同时密切结合多普勒天气雷达资料在短时临近预报中做好对强对流天气的订正,遵照强对流天气预报“宁空勿漏”原则,力争有效预防和减轻局地强对流灾害。

7 结论

本文利用常规观测、卫星云图、天气雷达资料和 NCEP $1^\circ\times 1^\circ$ 再分析资料,对云南 2008 年 2 月 28 日春季强对流天气过程与 7 月 2 日夏季滇中大暴雨过程进行了对比分析,重点揭示了两次强过程在大尺度环流背景、影响系统中尺度特征和水平风场、水汽以及不稳定性等物理量上的异同,得到以下结论。

(1)春季强对流天气过程的影响系统是强南支西风低槽、低涡、切变、地面冷空气和中低空西南急流;

夏季滇中大暴雨过程由 500 hPa 滇缅高压与副热带高压之间辐合上升运动、700 hPa 弱川滇切变和地面弱冷空气共同作用所致。

(2)春季强对流天气过程中,不断有 NE—SW 向对流小带状云系东南移,这一带状云系中有分散的中 γ 尺度点状或带状白亮密实对流云团;夏季滇中大暴雨过程由强中尺度团状 MCC 对流云团直接导致。两次过程在雷达回波图上均反映出中尺度气旋活动,前者的强回波尺度范围明显小于后者,降雹回波移动速度及强度明显快于和强于暴雨的,且前者冰雹、雷雪期间对应有弓型、钩状回波结构。

(3)春季强对流天气过程发生在强垂直风切变环境下,且中低空有急流配合;夏季滇中大暴雨过程的干侵入作用明显。

(4)两次过程水汽供应均十分充足。春季强对流天气过程的相对湿度、比湿要小于夏季滇中大暴雨过程的;前者中低层水汽辐合远大于后者,但冰雹、雷雪发生在低层水汽辐合缓慢减弱期,而大暴雨则发生在低层水汽辐合和中高层水汽辐散量级同时迅速增大期;暴雨水汽源地水汽通量明显大于冰雹、雷雪过程的。

(5)春季强对流天气过程发生在强垂直风切变造成大气层绝对斜压不稳定能量强烈释放的环境下;夏季滇中大暴雨过程发生在强位势不稳定能量缓慢释

放的环境下。前者强降雹区最强辐合上升运动中心所在位置比后者大暴雨区的低,且其中心值是后者的 2 倍。

参考文献:

- [1] 杨莲梅,杨涛.阿克苏北部暴雨和冰雹湿位涡对比诊断分析[J].气象,2005,31(9):13-18.
- [2] 杨莲梅,杨涛.阿克苏北部绿洲强对流暴雨与冰雹对比分析[J].干旱气象,2004,22(2):11-15.
- [3] 杨莲梅,杨涛.阿克苏北部绿洲强对流暴雨与冰雹红外云图特征对比分析[J].干旱气象,2004,22(3):22-25.
- [4] 张辉,孙文英,岑启林,等.黔西南州冰雹与暴雨天气雷达回波特征分析[J].贵州气象,2006,30(2):37-39.
- [5] 张秀年,曹杰,段旭.低纬高原冰雹与暴雨对比分析[J].云南地理环境研究,2007,19(6):7-12.
- [6] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:气象出版社,2005:90-169.
- [7] 杨贵名,毛冬艳,姚秀萍.“强降水和黄海气旋”中的干侵入分析.高原气象,2006,25(1):16-28.
- [8] 于玉斌,姚秀萍.干侵入的研究及其应用进展.气象学报,2003,61(6):669-778.
- [9] 竹利,王厚伯.川东北一次西北气流型强冰雹天气的成因分析[J].暴雨灾害,2008,27(3):242-247.
- [10] 肖递祥,毛家勋,李庆.“09.7”四川攀西暴雨的 MCS 特征及其成因分析[J].暴雨灾害,2010,29(1):54-58,80.
- [11] 刘贵萍.两次强对流天气过程的对比分析[J].四川气象,2001(4):12.
- [12] 赵玉春,王仁乔.灾害性天气总结中存在的问题和关键点分析[J].暴雨灾害,2008,27(1):87-93.

Contrast and Analysis of Twice Unusual Severe Convective Process in Low-latitude Plateau

YOU Hong^{1,2}, XIAO Zi-niu³, WANG Gang-ping⁴, CAO Zhong-he¹

(1.Yuxi Meteorological bureau of Yunna Province, Yuxi 653100; 2.Atmosphereic Science Department of Yunnan University, Kunming 650091; 3.National Climate Center, CMA, Beijing 100081; 4.Puer Meteorological station of Yunnan Province, Puer 665000)

Abstract: An analysis and contrast for the unusual hailstorm, thunderstorm snow on 28 February 2008 and the extremely heavy rainstorm on 2 July 2008 in Low-latitude Plateau are made with the conventional observation data, NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ reanalysis data, Cloud-atlas and CINRAD-CC Doppler weather radar data. The results indicate that the hailstorm and thunderstorm result from the banding nephsystem with white and thick γ -mesoscale convection cloud clusters moving continuously southeastwards, and the severe rainstorm is induced by MCC. The strong radar echo of the former process has smaller scale, faster moving speed and stronger center intensity than that of the latter. The first process is triggered in the background of rapid release of absolute baroclinic instability energy incited by strong vertical wind shear with the mid-low level jets, and the emergence of hailstorm and thunderstorm snow coincides with bow and hook echoes during the course of this event. Meanwhile, the latter is triggered in the background of dry intrusion and slow release of strong potential instability energy. The two events have an ample supply of water vapor, and the former happens in the period of vapor convergence weakening slowly in the low-level, and the latter occurs during the stage of rapid and simultaneous augmenting of quantity rank of vapor convergence in the low-level and vapor divergence in the mid-and upper-level. The level of the most strong convergent ascending movement center in the hailstorm area is lower than the level of the heavy rainstorm area, and core value of the former is two times as great as that of the latter.

Key words: Hailstorm; Thunderstorm snow; Extremely heavy rainstorm; Low-latitude Plateau; Contrast analysis