

金少华,周泓,艾永智. 2014. 云南哀牢山东侧一次突发性暴雨过程诊断分析. 气象, 40(11):1345-1353.

云南哀牢山东侧一次突发性暴雨过程诊断分析^{*}

金少华 周 泓 艾永智

云南省玉溪市气象局, 玉溪 653100

提 要: 利用加密自动站资料、NCEP 每 6 h 再分析资料和 FY-2C 红外 TBB 等资料,对 2012 年 6 月 15 日发生在哀牢山东侧突发性暴雨进行诊断分析。结果表明:700 hPa 切变线移到哀牢山后受滇缅脊和地形阻挡形成与山脉同向的切变线,地面冷锋移到哀牢山东侧后形成静止锋,受不断南下冷空气补充,形成冷空气下沉,暖湿气流上升,出现强烈的上升运动。切变线附近辐合云带内形成的中尺度对流云团在高空西北气流引导下产生的“列车效应”导致了突发性暴雨发生。来自东海和孟加拉湾水汽在切变线附近交汇,受切变线两侧风向辐合产生强烈的水汽辐合,并在哀牢山附近形成深厚的水汽辐合层,是本次突发性暴雨天气的主要水汽特征。逐小时地面自动站海平面气压场和对流有效位能在哀牢山沿线突发性暴雨发生前有明显变化,强降水主要发生在地面中尺度暖低压附近和对流有效位能高值区,此分析对此类短时强降水预报和预警具有一定指示意义。

关键词: 突发性暴雨, 中尺度特征, 列车效应, 诊断分析

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.11.007

Diagnostic Analysis on Sudden Rainstorm Process on East Side of Ailao Mountain

JIN Shaohua ZHOU Hong AI Yongzhi

Yuxi Meteorological Office of Yunnan, Yuxi 653100

Abstract: Based on the dense observation data, NCEP reanalysis and infrared TBB data, the system features and the cause for the rainstorm process on the east side of Ailao Mountain on 15 June 2012 have been diagnostically analyzed. The results show that the shear line at 700 hPa becomes the shear line parallel to Ailao Mountain after it moves to the mountain because of Yunnan-Burma ridge and terrain. The surface cold front becomes stationary front after it moves to the east side of Ailao Mountain. At the same time, surface cold air is supplied from north, cold air sinks and warm air increases, so strong ascending motion takes place. The mesoscale convective cloud cluster that forms in the convergent cloud belt near the shear line produces “train effect”, guided by the northwest flow and results in convective rainstorm. The vapor from East China Sea and Bay of Bengal converges at the nearby shear line. Deep moisture convergence layer caused by wind convergence nearby Ailao Mountain is main vapor characteristic in this sudden rainstorms weather. The hourly surface automatic station sea level pressure field and CAPE have significant changes before the occurrence of sudden rainstorm along Ailao Mountain, severe precipitation primarily happens near mesoscale surface warm depression and high value area of CAPE. These results would be indicative to the forecasting and warning of this type short-time severe precipitation.

Key words: sudden rainstorm, mesoscale features, train effect, diagnostic analysis

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106005)和国家自然科学基金项目(41365006)共同资助
2013 年 8 月 16 日收稿; 2014 年 7 月 23 日收修定稿
第一作者:金少华,主要从事天气预报和预报技术方法研究. Email:yxjsh2008@163.com

引 言

哀牢山位于云南中部云岭余脉的山脉,是元江与阿墨江的分水岭、云贵高原和横断山脉两大地貌区的分界线,走向为西北—东南,北起大理巍山,南抵红河河口,全长近千千米,平均海拔 2000 m 以上,是云贵高原气候的天然屏障。切变线是云南雨季主要强降水天气系统之一(秦剑等,1997),由于天气系统之间的相互影响不同和云南地形的特殊性,切变线影响云南时暴雨落区仍然是气象工作者研究重点,何华等(2003)揭示了云南冷锋切变大暴雨过程的主要环流特征及水汽输送特征。金少华等(2010)从两次影响低纬高原冷锋切变天气对比分析中得出,出现降水强度的差异主要是由于两次过程中对流发展强弱不同引起。周泓等(2013)和张秀年等(2016)研究表明,切变和冷锋影响云南时中尺度天气系统是暴雨产生的直接原因,这些研究主要是影响范围广、系统特征非常明显的切变线暴雨过程。近年来随着地面自动雨量站增多,哀牢山沿线暴雨特征和影响系统引起了云南气象工作者的重视,金少华等(2011)对“070812”云南元江特大山洪泥石流进行气象成因分析后得出,切变线南移受哀牢山地形阻挡,在哀牢山沿线形成的与山脉同向的切变线产生的大暴雨是诱发哀牢山沿线特大山洪、泥石流的主要天气系统。

地形可以作为天气系统的触发机制和组织机制,同时也可引起天气系统的增强、减弱以及影响天气系统的移动,暴雨中地形的影响机制一直是气象工作者关注的焦点,他们对各种天气影响系统在特

殊地形作用下发生的暴雨天气过程通过数值模拟、观测分析及各种资料综合分析等进行大量研究(毕宝贵等,2006;陈春艳等,2012;崔春光等,2000;郭虎等,2008;郭英莲等,2012;矫梅燕等,2005;廖晓农等,2013;冉令坤等,2014;孙建华等,2013;王婧羽等,2014;徐国强等,1999;阎丽凤等,2013;俞小鼎,2012;赵洋洋等,2013;周雪松等,2012),得出了各种地形在暴雨中的增幅作用,这些研究都是针对各地的特殊地形,对于云南哀牢山地形在暴雨中的作用研究较少。本文利用加密自动站资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 每 6 h 再分析资料和 FY-2C 红外 TBB 等资料,对 2012 年 6 月 15 日发生在哀牢山东侧的大暴雨过程系统特征和成因进行分析,探讨哀牢山沿线大暴雨成因和可预报性,为今后的预报预警提供一些启示和参考。

1 降水实况

2012 年 6 月 14 日 20 时至 15 日 20 时在云南哀牢山沿线出现一次突发性暴雨天气过程,全省观测站共出现暴雨 6 站,其中有 4 个站点出现在哀牢山东坡,24 h 最大降水出现在哀牢山北部的弥渡县,雨量为 76.2 mm。1 h 最大降水同样出现在弥渡县,15 日 03—04 时雨量为 28.3 mm。3 h 最大降水则出现在南段的红河县,05—08 时 3 h 累计雨量为 43.7 mm。单从观测站降水实况看,本次暴雨过程出现暴雨站点少,降水量级偏小。但根据区域自动雨量站分析(图 1a),在哀牢山东侧出现 52 站暴雨,12 站大暴雨,暴雨带从哀牢山南段绿春、金平到北段的巍山、弥渡,大暴雨集中在哀牢山南段的绿

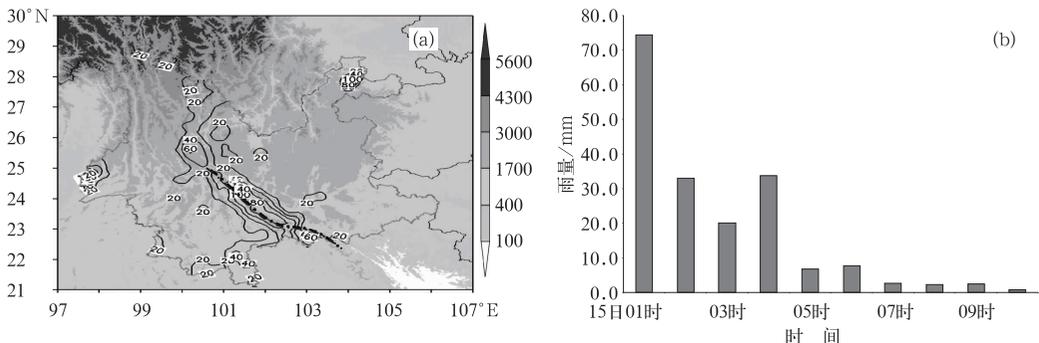


图 1 2012 年 6 月 14 日 20 时至 15 日 20 时 ≥ 20 mm 区域自动站雨量(a)(黑色点划线为哀牢山山脉)和者竜站逐小时雨量(b)(单位:mm)

Fig. 1 Regional automatic stations rainfall (a) from 20:00 BT 14 to 20:00 BT 15 June 2012 (black dotted line is Ailao Mountain) and hourly rainfall at Zhelon Station (b) (unit: mm)

春、金平至中段的新平,最大降水出现在新平县者竜雨量站(图 1b),24 h 降雨量为 186.0 mm,1 h 最大降雨出现在 15 日 00—01 时,雨量为 74.3 mm,其中 00—04 时为强降水主要集中时段,4 h 累计雨量为 161.1 mm。本次突发性暴雨在哀牢山东侧多处爆发山洪,共造成 6.2 万人受灾,3 人死亡,1 人失踪,房屋受损 1876 间,倒塌 367 间,农作物受损面积 1.2 万 hm^2 ,绝收面积 0.21 万 hm^2 ,多处公路、桥涵被毁,直接经济损失达 3000 多万元。

2 哀牢山地形对天气系统结构的影响

14 日 08 时,500 hPa 东亚中高纬为两脊两槽型,巴尔喀什湖至贝加尔湖之间的高压脊与青藏高原东南部滇缅高压脊形成同位相,华北为 560 dagpm 闭合冷涡,低槽从华北伸向滇东北昭通

附近,四川中西部到云贵高原为滇缅高压脊前西北气流,西北气流引导冷平流南下,使地面冷锋得到加强。700 hPa 低槽南段从安徽南部到滇西北形成切变线,切变线后部为 310 dagpm 闭合冷高压,云南中西部为滇缅高压脊前西偏北气流。14 日 20 时 500 hPa 低槽南段移到安徽至广西北部;700 hPa 切变线东段东南移,西段滇黔切变线东南移时受滇缅高压脊和哀牢山山脉阻挡,在哀牢山沿线形成西北东南向风向切变线(图略)。与此同时地面冷锋加强西移到哀牢山东坡,受地形阻挡形成静止锋。15 日 02 时 700 hPa 哀牢山切变线稳定少动,静止锋后不断有冷空气南下补充,形成冷空气下沉,暖湿气流上升,在切变线和静止锋附近出现暴雨和大暴雨。过暴雨区沿与哀牢山垂直的东北—西南作流场剖面,14 日 20 时(图 2a)中低层哀牢山东侧切变线附近为东北和西南两支上升气流,气流交汇处出现辐合线,

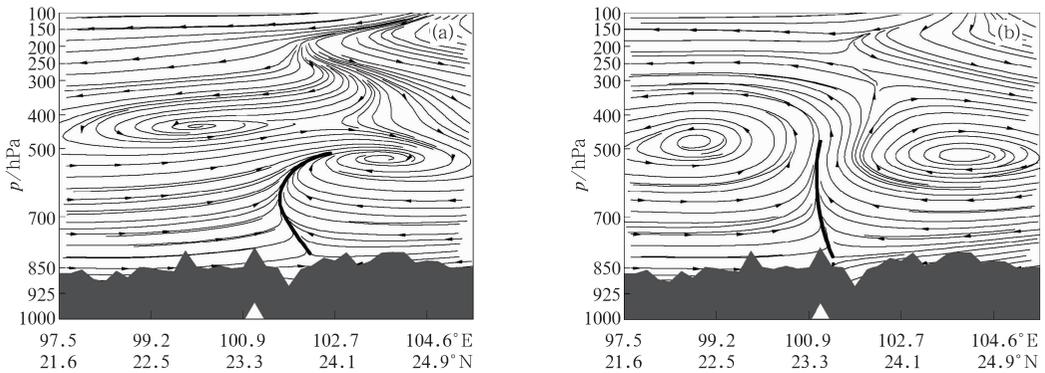


图 2 2012 年 6 月 14 日 20 时(a)、15 日 02 时(b)过暴雨区与沿哀牢山垂直的东北—西南向流场剖面(黑实线为辐合线,三角为哀牢山山脉)

Fig. 2 Cross section through torrential rainfall area and flow field profile from northeast to southwest, vertical with Ailao Mountain at 20:00 BT 14 (a), 02:00 BT 15 (b) June 2012
(Black solid is convergence line, triangular is Ailao Mountain)

两支气流上升到 500 hPa 附近分别转向东北和西南。辐合线在 850~700 hPa 由低到高向西南倾斜,700~500 hPa 向东北倾斜。15 日 02 时(图 2b)低层辐合线西移到哀牢山附近受地形阻挡,气流抬升非常明显,700~500 hPa 辐合线已移过哀牢山并略向西南倾斜。

由上可见,高空低槽后西北气流引导冷平流南下,700 hPa 切变线西南移动形成与哀牢山山脉平行的切变线,地面冷锋移到哀牢山受地形阻挡形成静止锋,是本次突发性暴雨过程的主要影响系统。在天气系统配置中,700 hPa 切变线和地面冷锋位置接近重合。

3 中尺度特征

3.1 云图中尺度特征

气象卫星云图能够直观地看到各种天气系统下产生的云系及演变情况,同时也可以帮助识别云系对应的天气系统(丁一汇,1993)。通过对本次暴雨过程 FY-2C 云图 TBB 资料分析发现,从 14 日 20 时开始滇西北不断有对流云团生成,在 500 hPa 西北气流引导下,沿 700 hPa 切变线自西北向东南方向移动并不断发展加强为中尺度对流云团,强降水

主要由这些中尺度对流云团造成。15日00时(图3a)切变线辐合云带内有3个 β 中尺度对流云团生成,云团A、B和C云顶TBB $<-40^{\circ}\text{C}$ 。15日01时B和C对流云团加强东南移,C云团云顶TBB从 -50°C 增强到 -60°C 与老挝附近 α 中尺度对流云团合并,B云团附近出现 $23.6\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 降水,C云团附近则出现 $74.3\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 强降水。15日02时(图3b),云团A、B、C东南移,在对流云团A北部有新的对流云团D生成,这些对流云团在高空西北气流引导下形成“列车效应”,使强降水维持和加强。15日04时(图3c),对流云团继续东南移,云团B和C与老挝附近 α 中尺度对流云团合并,云团A和D附近出现 $28\sim 34\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 强降水。15日05时后中尺度对流云东南移速加快,强度迅速减弱,云团A和D附近站点雨量都在 $20\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以下。15日06时(图3d),对流云团已不再具有中尺度对流云团特征,强降水过程结束。本次强降水中尺度对流云团在夜间发展,白天消失,这与云贵高原多夜雨的特征是一致的。

3.2 地面气压分析

地面要素自动站资料每小时一次,相比常规地面观测资料,在时间分辨率、时效性和时间连续性上有独特优势。分析云南125站地面自动站海平面气压资料能直观地看出地面冷锋和锋面附近暖低压活动情况。13日20日地面冷锋从滇东南开始影响云南,14日16时冷锋西进到楚雄西部至红河州南部,冷锋附近有中尺度暖低压生成,滇东北为1005 hPa冷高压,滇西北和哀牢山两侧为995~997 hPa暖低压。随着冷锋西移,滇东北冷高压加强,滇西北和哀牢山两侧暖低压中心强度无明显变化。20时(图4a)中尺度暖低压随冷锋西移到哀牢山东侧,滇东北冷高压增强到1100 hPa,冷锋移到哀牢山后受地形阻挡形成静止锋,大理东南部的暖低压附近出现中尺度对流云团。22时(图4b)冷高压向南扩散,静止锋后部气压梯度加大,在冷空气侵入下锋面附近暖低压开始减弱,在其附近出现对流云团。15日00时(图4c),随着冷空气不断入侵,锋面附近暖低压减弱消失,在原暖低压附近又有新的对流云团生成和发展。15日02时(图4d)对流云团发展成中尺度对流云带,在高空西北气流引导下形成“列车效应”。15日00—04时,冷锋附近气压梯度和锋后冷高压强度维持不变,这一时段正好是强降水持续时

间。15日05时冷高压开始减弱,锋面附近气压梯度变小,哀牢山沿线降水减弱。06—08时,静止锋变性减弱后消失,哀牢山沿线强降水也随之结束。

从以上每小时地面气压分析可看出,冷锋西移到哀牢山后受地形阻挡形成静止锋,锋面附近中尺度暖低压在冷空气入侵下减弱消失,在哀牢山东侧形成冷空气下沉,暖湿气流上升,出现强烈的上升运动,在原暖低压附近中尺度云团发展加强。从分析中还可看出,锋面附近中尺度暖低压移到哀牢山东侧和维持期间,低压附近并没有明显的中尺度对流云团,中尺度对流云团是在暖低压消失2 h后开始迅速发展,此时,强降水开始出现,对强降水的短时预报预警有一定指示意义。

4 物理量诊断分析

4.1 水汽条件分析

分析700 hPa水汽通量水平分布图,本次哀牢山沿线暴雨过程的水汽分别来自东海和孟加拉湾。14日20时(图略)700 hPa切变线东南移,切变线后高压底部偏东气流将东海的水汽输送到云南;切变线移动到哀牢山东侧形成与山脉平行的西北—东南向切变线同时,来自孟加拉湾水汽先沿滇缅脊后西南气流抵达缅甸北部,受青藏高原地形阻挡,水汽转向从滇西北进入哀牢山沿线。两支水汽在哀牢山东侧形成交汇,受切变线两侧风向辐合作用,形成西北—东南向强水汽辐合带(图5a),辐合中心位于青藏高原东南部至滇西北,中心值为 $-3.6\times 10^{-6}\text{ cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,暴雨区水汽辐合在 $-1.2\times 10^{-6}\text{ cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。15日02时(图5b)辐合中心沿山脉东南移,暴雨区水汽辐合加强,强降水开始后,暴雨区还维持 $-1.8\times 10^{-6}\text{ cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 强水汽辐合中心。15日08时切变线减弱消失,水汽辐合随之减弱。分析暴雨区沿与哀牢山垂直的东北—西南向水汽通量散度剖面,在哀牢山附近中低层存在较强的水汽辐合,辐合层厚度要比其他地区深厚。14日20时(图5c)哀牢山附近的水汽辐合伸展高度在600 hPa附近,远离哀牢山的辐合高度在700 hPa以下;15日02时(图5d)哀牢山附近水汽辐合伸展高度达到500 hPa,低层辐合加强。表明哀牢山地形对水汽有一定的抬升作用,使得水汽辐合层厚度增加,对强降水的发生和维持非常有

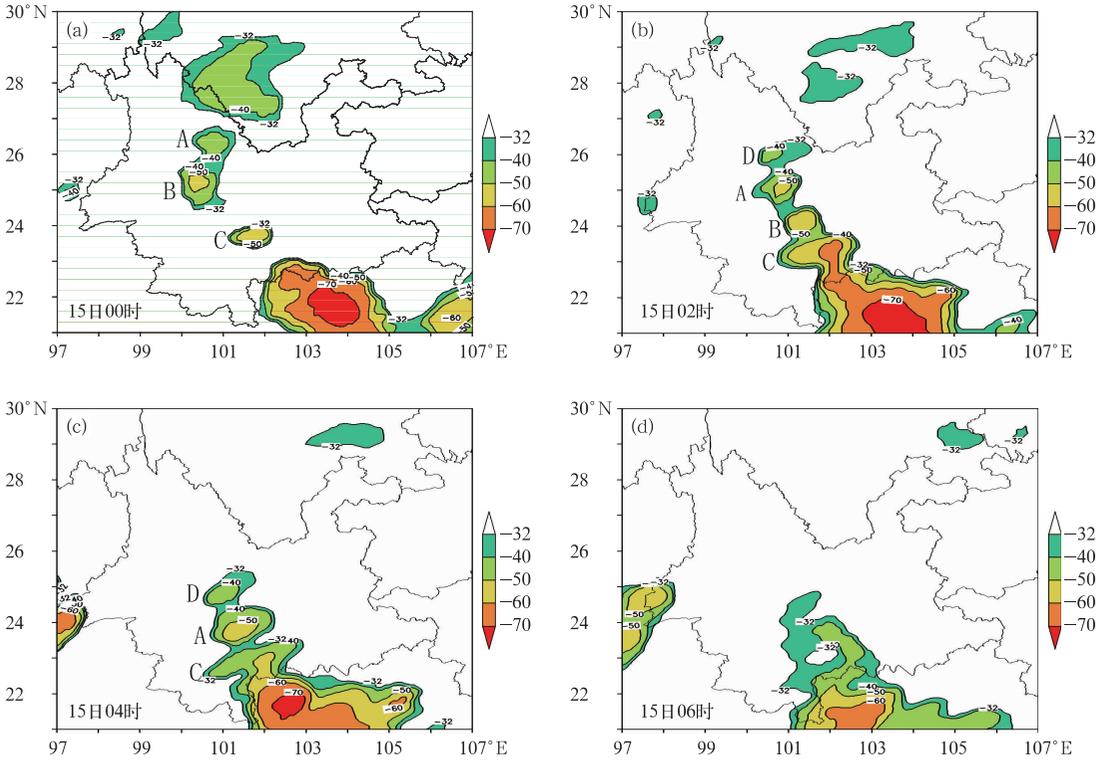


图 3 2012 年 6 月 15 日 00 时(a),02 时(b),04 时(c)和 06 时(d)FY-2C 卫星 TBB $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 图(单位: $^{\circ}\text{C}$)
 Fig. 3 FY-2C satellite TBB $\leq -32^{\circ}\text{C}$ (unit: $^{\circ}\text{C}$) at 00:00 BT (a), 02:00 BT (b), 04:00 BT (c), 06:00 BT (d) 15 June 2012

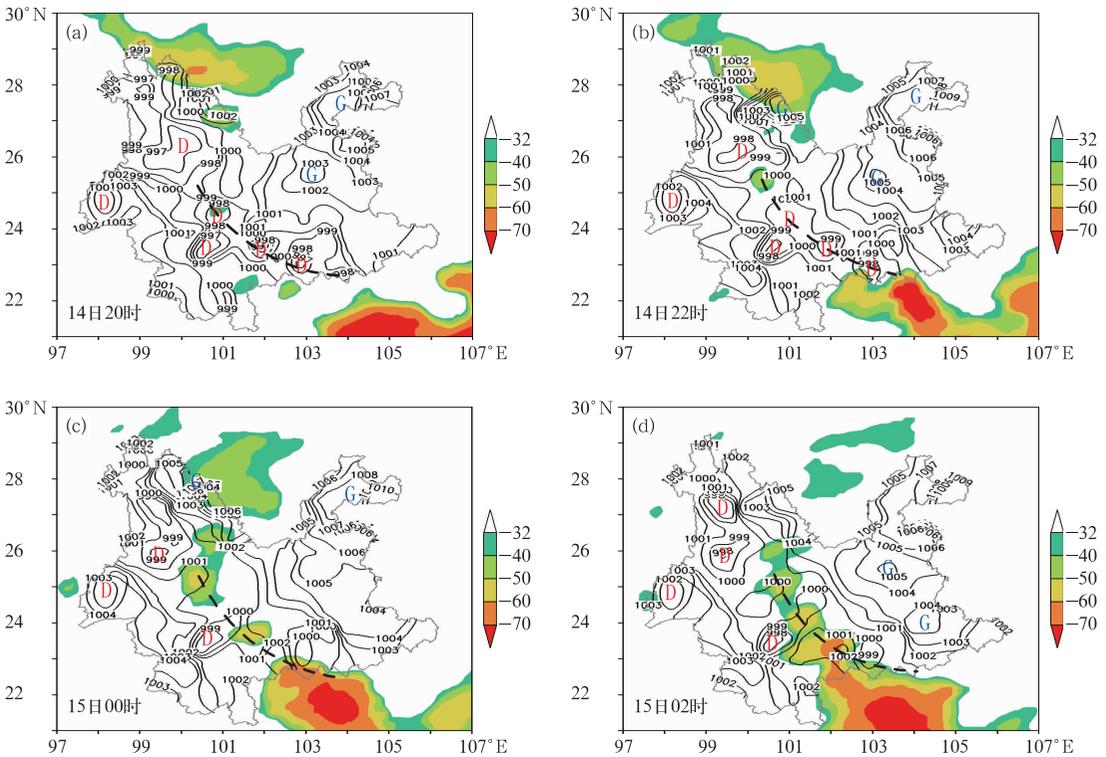


图 4 2012 年 6 月 14 日 20 时(a),22 时(b)和 15 日 00 时(c),02 时(d)云南省 125 站地面气压
 (单位: hPa)和 FY-2 TBB $\leq -32^{\circ}\text{C}$ (阴影,单位: $^{\circ}\text{C}$)合成图(黑虚线为地面冷锋)

Fig. 4 Surface pressure of 125 stations in Yunnan (unit: hPa) and TBB $\leq -32^{\circ}\text{C}$ (shaded, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 20:00 BT 14 (a), 22:00 BT 14 (b), 00:00 BT 15 (c) and 02:00 BT 15 (d) June 2012 (Black dashed line is surface cold front)

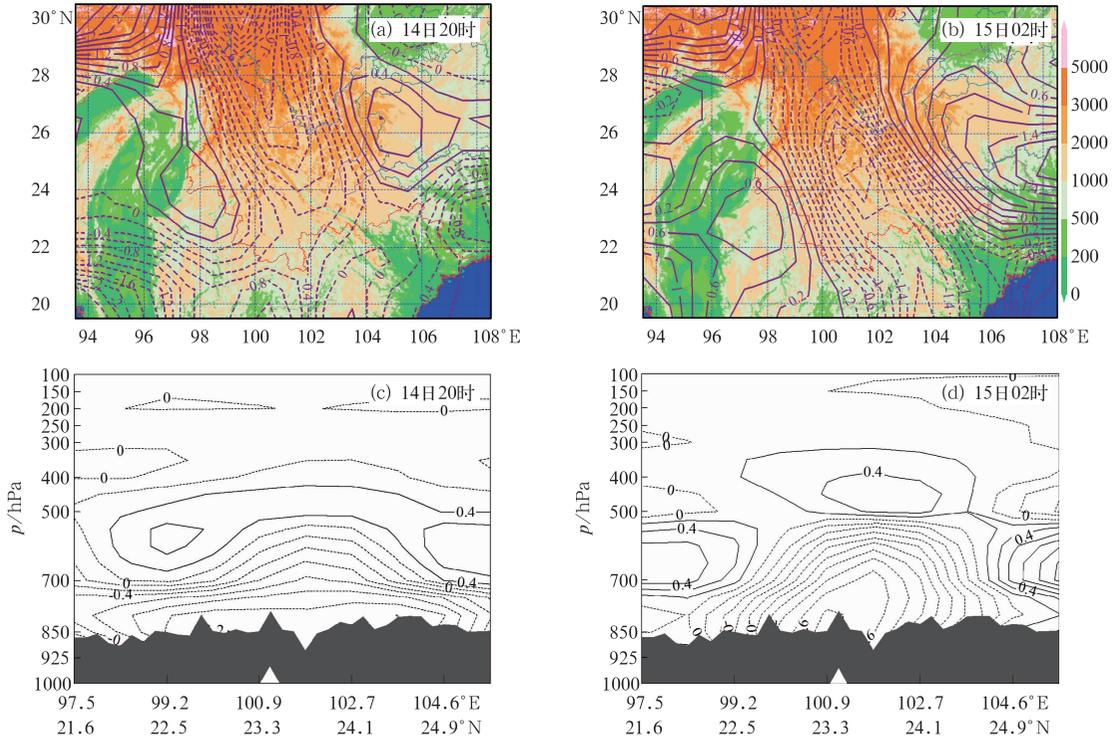


图 5 2012 年 6 月 14 日 20 时和 15 日 02 时 700 hPa 水汽通量散度(a, b),过暴雨区沿与哀牢山垂直的东北—西南向水汽通量散度剖面(c, d;单位: $10^{-6} \text{ cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 三角为哀牢山脉)

Fig. 5 Vapor flux divergence at 700 hPa (a, b) and the profile through torrential rainfall area vertical to Ailao Mountain from northeast to southwest (c, d) at 20:00 BT 14, 02:00 BT 15 June 2012 (unit: $10^{-6} \text{ cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, triangular is Ailao Mountain)

利。本次哀牢山沿线大暴雨过程虽然没有低空急流和水汽通量大值区,但来自孟加拉湾和东海两支弱水汽在切变线附近交汇,受切变线两侧风向辐合产生强烈的水汽辐合,在哀牢山附近地形抬升形成深厚的水汽辐合层,是本次突发性暴雨天气的主要水汽特征。

4.2 动力条件

分别对 14 日 20 时和 15 日 02 时过暴雨区沿与哀牢山东北—西南向涡度、散度和垂直速度剖面分析。14 时 20 时(图 6a),切变线附近 400 hPa 以下为正涡度,低层正涡度中心位于 700 hPa 附近,中心轴线由从低到高向东北倾斜,中高层为负涡度区,涡度正负区与散度辐合辐散相对应,出现低层辐合,中高层辐散配置特征,中高层辐散强于低层辐合,表明高空辐散产生的抽吸起主要作用,对上升运动将会加强。垂直速度场上(图 6c),上升运动伸展最高的地区正好位于哀牢山上方,中心位于哀牢山西侧上空 700 hPa 附近,正好与正涡度中心和辐合中心

对应。15 日 02 时强降水发生时(图 6b),哀牢山东侧正涡度区降到 500 hPa 以下,辐合区伸展到 500 hPa 附近,中心仍位于近地层,正涡度和辐合明显加强,与之相对应的是垂直上升运动迅速加强(图 6d),伸展高度达到 200 hPa,强中心位置与 20 时一致,都在 600 hPa 附近,中心值则由 $-1.0 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 增强到 $-2.4 \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,中心轴线正好在暴雨区上空。在哀牢山切变线维持期间,涡度和散度的快速加强,加上强烈的垂直上升运动,对大暴雨的发生和维持提供了非常有利的动力条件。15 日 08 时哀牢山切变线减弱消失,强降水过程结束。

4.3 热力和不稳定条件

切变线和冷锋进入云南后,切变线附近都有雷暴相伴,在哀牢山沿线发生暴雨时有较明显的雷电、短时强降水和雷雨大风,具有非常明显强对流特征。分析不稳定条件发现,在暴雨开始前,暴雨区上空即切变线前存在明显的对流不稳定能量的积聚和释过程。在 14 日 14 时(图略)800 hPa 假相当位温

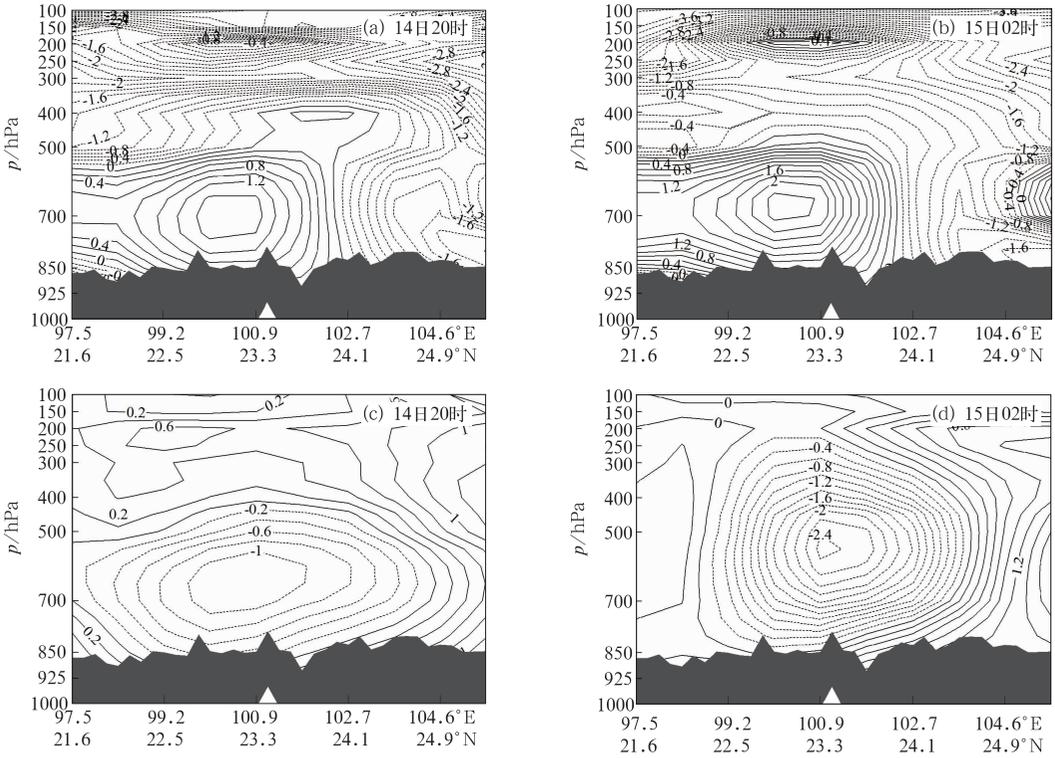


图 6 2012 年 6 月 14 日 20 时和 15 日 02 时过暴雨区沿与哀牢山垂直的东北—西南向
 涡度(a,b;单位: 10^{-5} s^{-1})和垂直速度(c,d;单位: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)剖面图
 (三角为哀牢山山脉)

Fig. 6 Vorticity cross section through torrential rainfall area from northeast to southwest,
 vertical to Ailao Mountain (a, b; unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (c, d; unit: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)
 at 20:00 BT 14 and 02:00 BT 15 June 2012
 (Triangular is Ailao Mountain)

(θ_{se})水平分布图上,从滇西北到滇东南哀牢山两侧开始形成 θ_{se} 高能舌,哀牢山沿线 θ_{se} 值为 358~360 K,在暴雨区上空 800~400 hPa 形成上干冷下暖湿层结分布,其中 800~600 hPa 为暖湿层,600~400 hPa 为干冷层,哀牢山沿线 $\Delta\theta_{se800\sim400}$ 为 10~16 K,形成对流不稳定区。14 日 20 时,哀牢山沿线 θ_{se} 值增加 2~4 K,高低层之间 θ_{se} 梯度进一步加大, $\Delta\theta_{se800\sim400}$ 较 14 时增加 2~4 K,大气对流不稳定加剧。15 日 02 时,暴雨开始后不稳定能量得到释放,哀牢山沿线 θ_{se} 值下降到 355~360 K, $\Delta\theta_{se800\sim400}$ 减小到 6~15 K,对流不稳定减弱,此时 800~400 hPa 仍然维持上干冷下暖湿的层结结构。

14 日 20 时至 15 日 02 时切变线和冷锋移到哀牢山东侧和维持期间,在暴雨区附近上空 θ_{se} 等值线由水平转为倾斜,靠近冷锋处还呈近陡立形态。根据湿位涡守恒原理(吕江津等,2007),由于等熵面 θ_{se} 的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加

能够导致垂直涡度的显著发展,非常有利于上升运动的加强,导致对流性暴雨发生。因此,切变线移到哀牢山东侧后稳定少动,受风向辐合和地形抬升作用,低层暖湿气流上升,使 θ_{se} 不断增大,对流不稳定能量加强,在哀牢山地形阻挡下冷空气快速堆积并下沉,使上升运动进一步得到加强,触发了不稳定能量的释放,从而激发中小尺度对流系统发展,导致对流性暴雨发生。与此同时,等熵面 θ_{se} 的倾斜作用,导致倾斜性涡度发展,加剧了暴雨的强度。

4.4 对流有效位能(CAPE)分析

本次暴雨过程主要集中在哀牢山沿线的河谷地区,强降水集中在 3~4 h 之内,具有强对流天气的明显特征,大气对流是对流有效位能(CAPE)向对流运动动能的转化,因此,对流有效位能被越来越多的用于强对流天气分析和预报(李耀东等,2004),对流有效位能常用的表达式为:

$$CAPE = \int_{P_{EL}}^{P_{LFC}} R_d (T_{vp} - T_w) d \ln p \quad (1)$$

式中, P_{LFC} 为自由对流高度, P_{EL} 为对流平衡高度(单位: hPa), T_{vp} 和 T_w 分别为绝热上升气块和环境的虚温(单位: K), R_d 为干空气的气体常数(单位: $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)。

本文绝热上升气块在不同高度的虚温 T_{vp} 用云南省 125 个地面站每小时的气压、气温和湿度资料, 根据假相当位温守恒原理计算。抬升凝结高度以下的虚温用干绝热过程计算, 抬升凝结高度以上用湿绝热过程计算。不同高度的环境虚温取 08 和 20 时 T639 模式每 3 h 间隔输出的预报产品温度和湿度资料, 用临近取值将 3 h 为间隔的温度和湿度资料作为以 1 h 为间隔资料, 再用双线性插值法将温度和湿度插值到云南省 125 个地面站计算。考虑模式资料接收的时效性, 16 时至次日 03 时不同高度环境虚温用 08 时模式输出资料计算, 04 时至次日 15 时用 20 时模式输出资料。

利用计算的逐小时 CAPE 与同时次 FY-2C 卫

星 TBB 资料叠加分析发现(图 7), 14 时地面冷锋移到滇中时, 哀牢山沿线有一条与山脉走向平行的 $CAPE > 2000 J \cdot kg^{-1}$ 大值区(图 7a), 大值区上空并无对流云团。15—18 时 CAPE 哀牢山沿线大值区稳定少动, 对流不稳定能量逐渐增加, 18 时 CAPE 中心值已增加到 $3800 J \cdot kg^{-1}$, 在其上空仍无对流云团。20 时哀牢山沿线 CAPE 值达到最大(图 7b), 在大值区上空开始出现 $< -32^\circ C$ 对流云团。21—22 时 CAPE 值迅速减小, 中心值从 $2700 J \cdot kg^{-1}$ 减小到 $1700 J \cdot kg^{-1}$, 在大值区附近出现辐合云带, 云带内 $< -32^\circ C$ 对流云团增多。14 日 23 时至 15 日 00 时强降水开始时, 对流不稳定能量得到释放, 哀牢山沿线 $CAPE > 800 J \cdot kg^{-1}$ 范围迅速减小, 暴雨区上空形成 $< -32^\circ C$ 对流辐合云带, 并出现多个 β 中尺度对流云团。15 日 01 时(图 7c) $CAPE > 800 J \cdot kg^{-1}$ 的区域在哀牢山中北段, 中尺度对流云团也达到最强。15 日 04 时(图 7d) 辐合云带内中尺度对流云团减弱, CAPE 大值区西南移, 哀牢山沿线已无 $> 800 J \cdot kg^{-1}$ 区域。15 日 05—08 时,

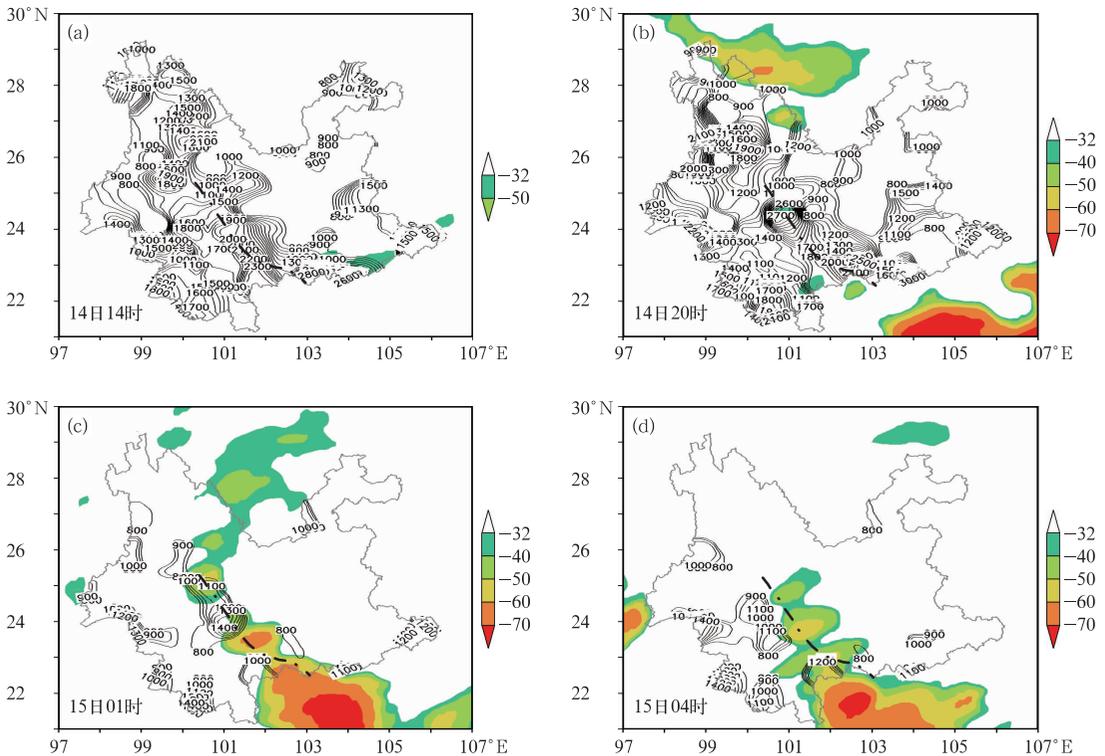


图 7 2012 年 6 月 14 日 14 时(a)和 20 时(b)及 15 日 01 时(c)和 04 时(d)对流有效位能(单位: $J \cdot kg^{-1}$) 和 $TBB \leq -32^\circ C$ 合成图(阴影, 单位: $^\circ C$; 黑色点划线为哀牢山脉)

Fig. 7 Composite graph of CAPE (unit: $J \cdot kg^{-1}$) and $TBB \leq -32^\circ C$ (shade, unit: $^\circ C$) (black dash-dotted line is Ailao Mountain) at 14:00 BT 14 (a), 20:00 BT 14 (b), 01:00 BT 15 (c), 03:00 BT 15 (d) June 2012

CAPE 大值区移到滇西南,中尺度对流云团减弱消失。在冷锋西南移时,CAPE 大值区位于冷锋前,冷锋移到哀牢山形成静止锋后,CAPE 大值区和静止锋重合,与强降水区相对应。在 CAPE 值增大期,上空并没有强对流云团形成,中尺度对流云团在 CAPE 迅速减小时生成和发展,降水开始时间出现在 CAPE 减小后 2 h,CAPE 值最小时正好是降水峰值出现时间。因此,CAPE 数值大小的变化对哀牢山沿线短时强降水的预报预警有一定的指示作用。

5 结 论

(1) 此次哀牢山沿线强降水过程是 500 hPa 槽后西北气流引导冷空气南下,配合 700 hPa 切变线和地面冷锋形成的对流性暴雨过程。天气系统明显特征是 700 hPa 切变线南移到哀牢山东侧受滇缅脊和地形阻挡作用稳定少动。地面冷锋西进到哀牢山东侧形成静止锋,切变线附近辐合云带内多个中尺度对流云团在高空西北气流引导下形成的“列车效应”造成了本次突发性暴雨。

(2) 哀牢山沿线暴雨过程的水汽分别来自东海和孟加拉湾,两支水汽在切变线附近交汇,受切变线两侧风向辐合作用产生强烈的水汽辐合和在地形抬升作用下水汽辐合层增厚,是本次突发性暴雨天气的主要水汽特征。

(3) 在暴雨区附近上空, θ_{se} 等值线由水平转为倾斜,靠近冷锋处还呈近陡立形态。受风向辐合和地形抬升作用,低层暖湿气流抬升使 θ_{se} 不断增大,对流不稳定能量加强。在地形阻挡下,冷空气快速堆积并下沉,使上升运动进一步得到加强,触发了不稳定能量的释放,从而激发中小尺度对流系统发展,导致突发性暴雨发生。

(4) 海平面气压和 CAPE 在本次哀牢山沿线突发性强降水发生前有明显变化,对流云生成后地面气流减弱消失,CAPE 值迅速减小,2 h 后形成辐合云带和中尺度对流云团,强降水开始时间与对流云团形成时间一致,暴雨落区对应地面中尺度低压和 CAPE 高值区。

参考文献

毕宝贵,刘月巍,李泽椿. 2006. 秦岭大巴山地形对陕南强降水的影响

研究. 高原气象,25(3):485-494.

陈春艳,孔期,李如琦. 2012. 天山北坡一次特大暴雨过程诊断分析. 气象,38(1):72-80.

崔春光,房春花,胡伯威,等. 2000. 地形对低涡大暴雨影响的数值模拟试验. 气象,26(8):14-18.

丁一汇. 1993. 1991 年长江流域持续性大暴雨研究. 北京:气象出版社,47-137.

郭虎,段丽,杨波,等. 2008. 0679 香山局地大暴雨的中小尺度天气分析. 应用气象学报,19(3):265-275.

郭英莲,吴翠红,王继竹,等. 2012. “7. 15”宜昌大暴雨的地形影响特征. 气象,38(1):81-89.

何华,孙绩华. 2003. 云南冷锋切变大暴雨过程的环流及水汽输送特征. 气象,29(4):48-52.

矫梅燕,毕宝贵. 2005. 夏季北京地区强地形雨中尺度结构分析. 气象,31(6):9-14.

金少华,段旭,艾永智,等. 2011. “070812”云南元江特大山洪泥石流气象成因分析. 自然灾害学报,20(6):62-68.

金少华,葛晓芳,艾永智,等. 2010. 低纬高原两次冷锋切变天气对比分析. 气象,36(6):35-42.

李耀东,刘健文,高守亭. 2004. 动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究. 气象学报,62(4):401-409.

廖晓农,倪允琪,何娜,等. 2013. 导致“7. 21”特大暴雨过程水汽异常充沛的天气尺度动力过程分析研究. 气象学报,71(6):997-1011.

吕江津,王庆元,杨晓君. 2007. 海河流域一次大到暴雨天气过程的预报分析. 气象,33(10):52-60.

秦剑,琚建华,解明恩,等. 1997. 低纬高原天气气候. 北京:气象出版社,51-92.

冉令坤,齐彦斌,郝寿昌. 2014. “7. 21”暴雨过程动力因子分析和预报研究. 大气科学,38(1):83-100.

孙建华,赵思雄,傅慎明,等. 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征. 大气科学,37(3):705-718.

王婧羽,崔春光,王晓芳,等. 2014. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨过程的水汽输送特征. 气象,40(2):133-145.

徐国强,胡欣,苏华. 1999. 太行山地形对“96. 8”暴雨影响的数值试验研究. 气象,25(7):3-7.

阎丽凤,车辉,周雪松,等. 2013. 泰山地形对一次局地强降水过程动力作用的数值模拟分析. 气象,39(11):1393-1401.

俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象,38(11):1313-1329.

张秀年,段旭. 2006. 云南冷锋切变型暴雨的中尺度特征分析. 南京气象学院学报,29(1):114-121

赵泽洋,张庆红,杜宇,等. 2013. 北京“7. 21”特大暴雨环流形势极端性客观分析. 气象学报,71(5):817-824.

周泓,尤红,李璠,等. 2013. 2012 年初夏滇中首场暴雨过程诊断分析. 应用气象学报,2013,24(6):741-752.

周雪松,阎丽凤,孙兴池,等. 2012. “2007. 8. 17”山东大暴雨的数值模拟和诊断分析. 气象,38(8):960-970.