

李德俊,李跃清,柳草,等.利用 TRMM 卫星资料对“07.7”川南特大暴雨的诊断研究.暴雨灾害,2009,28(3):235-240.

利用 TRMM 卫星资料对“07.7”川南特大暴雨的诊断研究

李德俊¹,李跃清²,柳草³,顾清源⁴

(1.湖北省恩施自治州气象局,恩施 445000;2.中国气象局成都高原气象研究所,成都 610071;
3.武汉中心气象台,武汉 430074;4.四川省气象台,成都 610071)

摘要:利用 TRMM 卫星探测结果,结合多普勒雷达风廓线资料,研究了 2007 年 7 月 9 日发生于四川盆地南部的一次特大暴雨过程在不同阶段的降水粒子风廓线、潜热和降水结构特征。结果表明:(1)大暴雨区存在低层辐合、高层辐散的典型垂直环流结构。(2)强降水系统由一个主降水云团和多个零散降水云团组成;降水系统中对流降水所占面积比层云降水面积小,但对流降水具有很强的降水率,对总降水量的贡献超过层云降水。(3)降水发展旺盛阶段,强对流降水的雨顶高度可达 17 km,强降水主体中垂直方向和水平方向均存在非均匀的降水强度分布;减弱阶段,强降水雨顶高度仅 10 km 左右,且其层云降水有清晰亮度带。

关键词:TRMM 卫星;风廓线;降水结构;雨顶高度

中图分类号:P458.1*21.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1004-9045(2009)03-0235-06

1 引言

暴雨往往引发洪涝灾害,其分布及成因倍受学者关注^[1-5]。2007 年 7 月上旬末因冷空气影响,导致西南低涡发展并诱发四川盆地南部一次当地有气象记录以来罕见持续性特大暴雨天气过程(以下简称“07.7”川南特大暴雨)。此次特大暴雨区主要位于四川盆地南部 1 300 km² 范围(105.05°—105.40°E,28.84°—29.45°N)。

近些年来,TRMM 资料被广泛用来研究低纬度地区降水特征^[6-12]。傅云飞等^[13-16]利用 TRMM 雷达资料研究东亚地区降水的季节性变化特征,并结合雷达和微波辐射计资料分析了中国江淮地区的两次暴雨过程,另外利用 TRMM/PR 资料分析了青藏高原中部夏季降水在径向和纬向剖面上表现的塔桅结构,并详细分析了使用传统方法来确定青藏高原降水性质存在明显不足的地方,以及利用热带测雨卫星综合探测结果分析了“云娜”台风降水云与非降水云特征。何会中等^[17]使用 TRMM 资料详细研究了“鲸鱼”台风降水和水粒子空间分布的三维结构特征。冯锦明等^[18]利用 1998 年青藏高原地面 Doppler 雷达与 TRMM/PR 资料作了详细对比分析。何文英等^[19]使用 TRMM 卫星连续观测到三个轨道数据对发生在黄淮地区的一次冰雹降水过程,并取得一些有意义的结果。然而,利用 TRMM 卫星对西南地区特大暴雨在不同阶段变化特征的分析较少,对暴雨过程不同阶段潜热变化特征的研究也较

少。为此,本文基于 TRMM 卫星 2007 年 7 月 9 日 2 个轨道观测到的发生在川南的特大暴雨过程,结合多普勒雷达风廓线数据,试图利用连续覆盖、高分辨率的遥感结果来揭示由西南低涡引起的川南特大暴雨在不同发展阶段的降水粒子风廓线、降水云团的水平和垂直结构、云顶亮温、降雨厚度和潜热等变化特征。

2 天气过程与观测资料

2.1 天气过程概述

2007 年 7 月 8 日 20 时(北京时,下同)至 10 日 08 时 36 h,有 44 站(包括区域气象观测站,下同)降雨量超过 100 mm,有 14 站降雨量超过 250 mm,并有 8 站降雨量超过 300 mm(图 1)。特大暴雨中心位于内江市

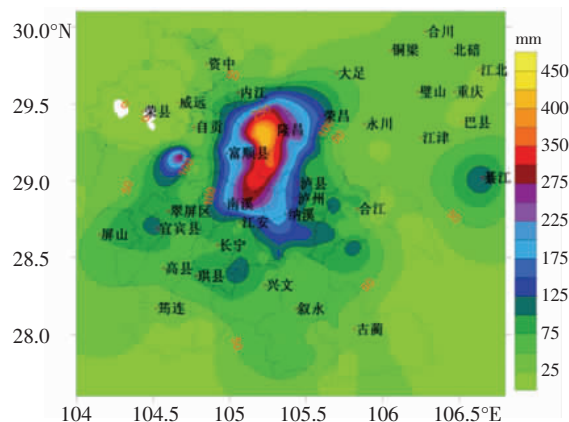


图 1 川南地区 2007 年 7 月 8 日 20 时至 10 日 08 时 36 h 累计降水量分布

收稿日期:2009-03-10;定稿日期:2009-06-18

基金项目:江苏省气象灾害重点基金项目(KLME050210)、国家重点基础研究发展计划(2003CB415201-6)、中国气象局气候变化专项(CCSF2007-23)共同资助

作者简介:李德俊,男,1974 年生,硕士研究生,主要从事多普勒雷达与卫星资料分析处理研究。Email: esldj@163.com

隆昌县,其 36 h 累计降水量达 378.5 mm,该县胡家镇累计降雨量达 435 mm。此次过程降水时段集中、强度大,在四川南部区域比较罕见,造成隆昌县重大洪涝灾害。这次暴雨过程是继 2006 年重庆、四川罕见高温伏旱天气之后发生在川南的首场特大暴雨天气过程。

“07.7”川南特大暴雨由在一个稳定的西南低涡MCC母体云团中连续生消的 5 个 MCS 对流云团引起(图略),具有西南低涡诱发特大暴雨的典型环流结构,在特大暴雨区对流层中低层(850、700、500 hPa)存在一深厚的、长生命史的、稳定少动的西南低涡,正涡度区深厚,特大暴雨区对流层高层则为强大的南亚高压控制,高层负涡度强度大、范围广,且在特大暴雨期间存在低层辐合、高层辐散的大暴雨典型结构(图 2)。7 日 08 时到 8 日 14 时,低空西南急流基本稳定在四川盆地东侧,给此次暴雨过程输送了大量对流不稳定能量。8 日 14 时后,低空西南急流略有加强,同时西南低涡东移南压进入四川盆地,该形势有利于暴雨形成。8 日 20 时,低空西南急流退至 111°E 以东,离四川盆地较远,但此时西南低涡进一步加强东移,使对流不稳定能量释放,触发川南地区暴雨。此后,低空西南急流不断东退,10 日 20 时退出我国大陆。

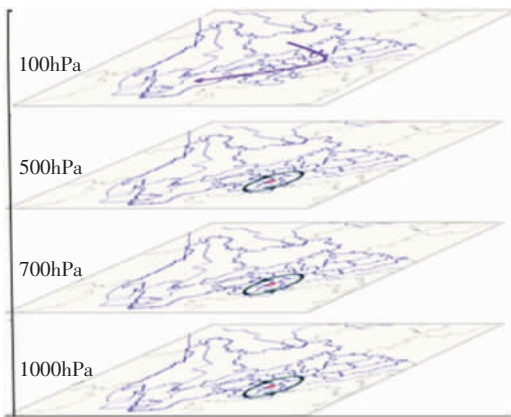


图 2 2007 年 7 月 8—10 日川南特大暴雨环流结构
圆圈为西南低涡位置,箭头表示高空急流位置

2.2 观测资料

共获得 TRMM 卫星 2 个轨道的资料,这两个轨道分别对应当地时刻为 2007 年 7 月 9 日 08 时 44 分 34

表 1 TRMM 卫星搭载的微波辐射计(TMI)和降水雷达(PR)产品

级别	TMI 产品		PR 产品	
	名称	主要内容	名称	主要内容
第一级	1B11	九通道微波亮温	1C21	PR 反射因子
第二级	2A12	云中液态水、可降水及潜热释放量的垂直廓线(共 14 层)	2A25	降水类型, 不同层次降水率的垂直廓线(共 80 层)
第三级	3A11	地表比辐射率	3A25	降水格点数据

秒(记为 A 时刻)和 9 日 13 时 38 分 19 秒(记为 B 时刻)。A 时刻和 B 时刻正好对应“07.7”川南特大暴雨过程第一次集中降水时段(05—14 时)的发展旺盛阶段与减弱阶段。本文所用的是 TRMM 卫星搭载的微波辐射计(TMI)和降水雷达(PR)第二级产品(表 1)。

3 结果分析

3.1 雷达风廓线演变

图 3 给出四川宜宾雷达探测的 2007 年 7 月 9 日当地上空垂直风廓线变化图。从中可见,9 日 07:26 至 08:56,近地面至 4 km 一直吹西北风,低层有强冷空气侵入;4.3~7.6 km 中高层西南风维持,9.1~15.2 km 高层出现 20 m·s⁻¹ 的东到东北风气流,高层辐散增强,从而在大暴雨区存在低层辐合、高层辐散的典型垂直环流结构,加上风向随高度顺转,有暖平流,为强上升运动提供了有利条件,使强对流在川南宜宾一带产生并维持。当天 13:22 至 13:45,4.3~7.6 km 中高层由西南风转变为西北风,随着风向的转变,降水减弱直至停止。

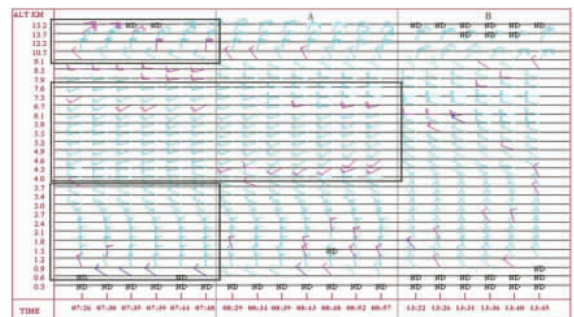


图 3 宜宾雷达探测到的 2007 年 7 月 9 日垂直风廓线变化(A、B 分别对应 A、B 时刻)

3.2 降水系统的结构特征

3.2.1 降水系统的水平结构

“07.7”川南特大暴雨发生在内江的隆昌、富源及南溪等地。本文用 TRMM/PR 的探测结果,分析此次过程的中尺度降水系统的水平结构。表 2 给出上述 2 个时次的 PR 探测的降水廓线样本数量。

表 2 A 时刻和 B 时刻 PR 探测的降水廓线样本

时次	降水类型	数量	降雨总量比例/%	平均降水率/(mm·h ⁻¹)
A 时刻	对流云	463	76.2	19.7
	层状云	1282	23.6	2.2
B 时刻	对流云	261	50.9	17.1
	层状云	1483	49.1	2.9

从表 2 中可见,对流云降水数量比层状云降水数量少,但前者平均降水率比后者大,对降水的贡献较大,A 时刻对流性降水与层状降水之比为 0.361,B 时

刻对流性降水与层状降水之比为 0.176, 层状云降水占绝大部分。对比 A 时刻和 B 时刻, 对流样本逐渐减少, 对流云降水率从 $19.7 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 减至 $17.1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 层状云样本逐渐增加, 层状云降水率从 $2.2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 增

至 $2.9 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。

考虑到川南山区地势海拔较高, 4.5 km 高度以下地表对 PR 回波的可能干扰, 选取 4.5 km 高度降水率 (图 4), 分析“07.7”川南特大暴雨的水平结构。

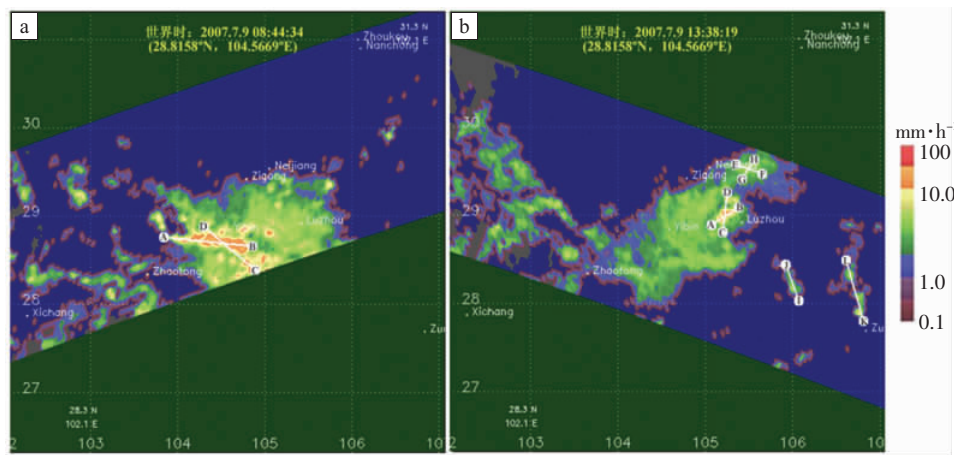


图 4 2007 年 7 月 9 日 A 时刻(a)、B 时刻(b) 4.5 km 高度处降水率分布图
A、B、C、D、E、F、G、H、I、J、K、L 为垂直剖面标记

从图 4 中可见, 此次过程中尺度强降水系统东西约跨 3~4 个经度, 分布在测雨雷达的扫描范围内, 降水系统由一个主强降水雨带和几个零散的降水云团组成; 主强降水雨带中最大降水强度超过 $50 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 而其它降水云团要小很多, 以 $10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上降水强度计算, 强云团范围一般在 $10\sim 30 \text{ km}$ 之间, 而主降水雨带长近 $150\sim 200 \text{ km}$, 宽约 $80\sim 100 \text{ km}$, 这与傅云飞等^[14]在研究长江中下游中尺度降水时发现的强降水系统一般由多个强云团或雨带组成的结论有所不同; A 时刻强降水雨带呈近似东西向分布, B 时刻呈 SW—NE 向分布, 值得注意的是, 中尺度降水系统并非整个一片降水区, 在主降水云团(带)附近存在小范围零散弱降水区, 甚至是非降水区, 这可能是强对流降水区中强烈上升运动诱发的下沉运动区, 其存在表明对流降水云团内外有强烈的夹卷运动动力过程; A 时刻降水云团强度和范围比 B 时刻的要大很多, 其原因可能

是在 A 时刻至 B 时刻降水消耗大量能量还未来得及补充; 降水雨带是东移北抬的。

3.2.2 降水系统的垂直结构

首先, 对 A 时刻的降水作两张垂直剖面图(图 5)。分析图 5 发现, “07.7”川南特大暴雨降水系统发展过程中的强对流降水的雨顶高度可达 17 km (A—B、C—D 剖面), 对流发展非常旺盛, 其最大降水强度超过 $50 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 出现在离地面高 $4\sim 6 \text{ km}$ 上; 强对流降水云团呈塔桅状, 且云中降水强度随高度分布伴随非均匀分布; A—B 剖面对流降水主体的最大强度 ($50 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) 悬于地面以上 $3\sim 6 \text{ km}$; 强对流降水云团呈塔桅状, 这与傅云飞等^[14]在研究长江中下游地区中尺度特大暴雨时所指出的强降水云团呈柱状稍有不同, 而与傅云飞等^[15]所研究的青藏高原夏季对流降水呈塔桅状较为相似, 但其高度和强度要比青藏高原的对流降水略大。

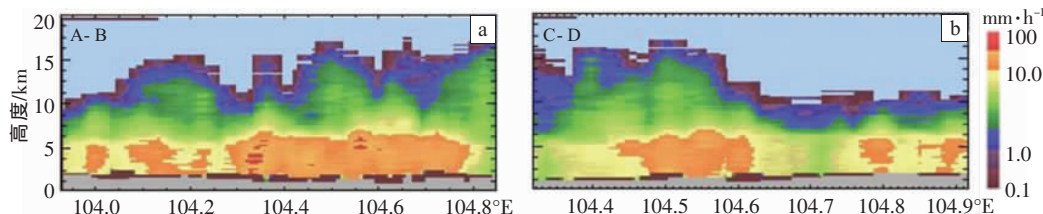


图 5 2007 年 7 月 9 日 A 时刻 A—B (a)、C—D (b) 降水垂直剖面(所作剖面水平位置见图 4a)

沿图 4b 中强降水中心分别作 A—B、C—D、E—F、G—H、I—J、K—L 垂直剖面图(图 6)。从中可知, “07.7”川南特大暴雨降水系统集中降水的第二阶段减弱过程中强对流降水的雨顶(即 PR 接收的第一个回波信号)也可达 10 km 左右高度(C—D、E—F、G—H 剖面), 强对流降水云团呈柱状, 其最大降水强度超过 $30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,

出现在离地面 $4.5\sim 6 \text{ km}$ 高度上; 强对流降水云中降水强度随高度分布比较均匀; C—D 剖面左侧对流降水主体中的最大降水强度 ($30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) 悬于地面之上 $2.0\sim 5.0 \text{ km}$; 层云降水剖面(G—H 剖面), 其空中降水强度分布小于 $10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 在约 5 km 的高度处可以看到一条平整的亮度带, 从该亮度带的上部可看到

降水云的多层结构,这可能是对流后期藏留在弱上升气流中的冰晶云系;A-B、C-D 剖面对流降水区被

层云降水所包围,这一结构特征类似于热带降水的垂直结构。

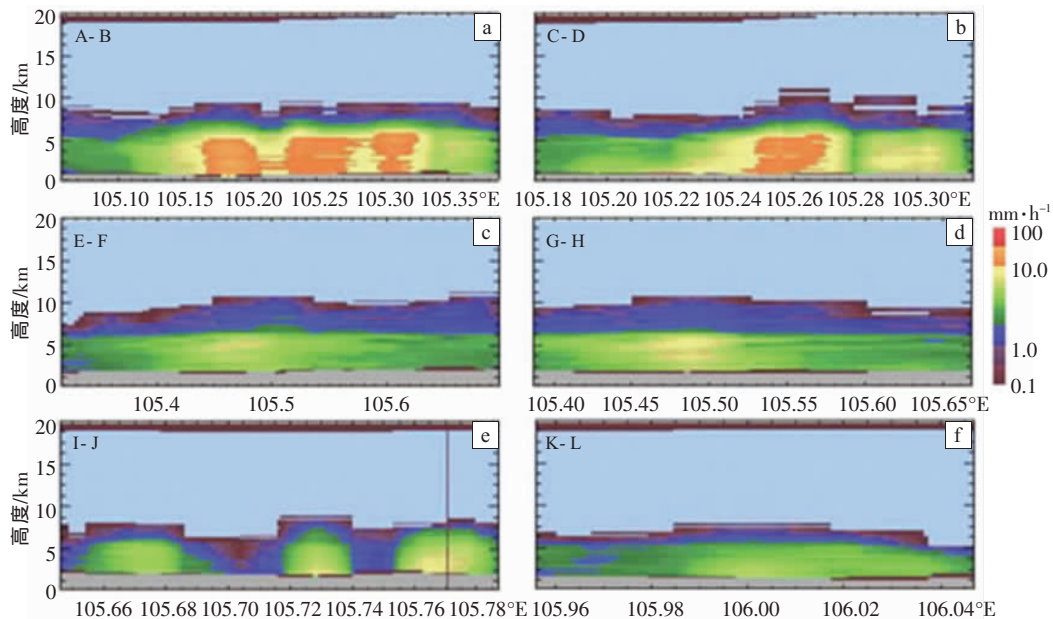


图 6 2007 年 7 月 9 日 B 时刻 A-B(a)、C-D(b)、E-F(c)、G-H(d)、I-J(e)、K-L(f) 降水垂直剖面(所作剖面水平位置见图 4b)

3.3 降水厚度和云顶亮温

降水厚度主要是指 PR 观测的降雨率最低层与最高层之间的厚度,它能反映出降水云体的发展程度。分析 A、B 时刻不同地面雨强条件下降水厚度变化可见(图 7a),A 时刻降水厚度明显大于 B 时刻的。这种降水厚度随降雨过程而降低的趋势也反映了对流性降雨在逐渐减弱。另外,分析 A、B 时刻由红外 10.8 微米

通道亮温表征的云顶亮温变化趋势发现,A 时刻云顶亮温随近地面雨强增加而降低,且远低于 -50 °C,这可能是此时对流云处于生命旺盛期,对流很强盛,对应地面有强降水出现;B 时刻云顶亮温明显增加,且随雨强增加出现不规则变化,这可能是此时对流性降雨在逐渐减弱,云顶亮温随云顶高度降低而增加,同时云顶已出现不均匀分布,造成云顶亮温变化差异较大。

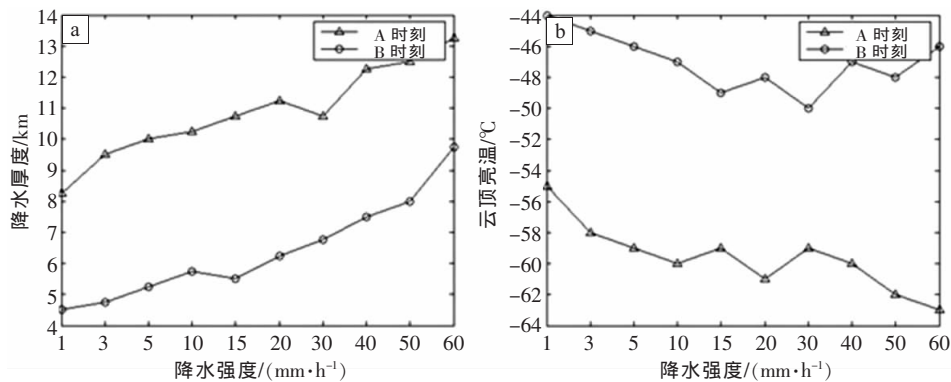


图 7 2007 年 7 月 9 日 A、B 时刻降雨厚度(a,单位 km)和云顶亮温(b,单位 °C)随降水强度变化的比较

从 A、B 时刻的降水厚度和云顶高度变化对比来看,基本上反映出“07.7”川南特大暴雨第一次集中降水过程的 2 个不同阶段,对流性降水由强变弱,层云降水由弱增强。

这里使用之只作为参考。图 8 给出过暴雨中心沿 105°E 所作 A、B 两个时刻的潜热经向剖面图。

3.4 潜热变化特征

本文所用潜热资料 2A12 由微波成像仪探测结果云模式计算得到。由于微波成像仪探测的是气柱中的总量,因此用模式将其总量分配到各层;但由于没有用到云顶高度的限定,国际上对 2A12 的使用很慎重,

分析图 8 可知,“07.7”川南特大暴雨发展旺盛阶段,潜热释放在 4~7 km、9~12 km 左右出现 2 个峰值区,最高达 12 °C·h⁻¹,而在减弱阶段,潜热释放的强度要弱很多,最高仅 2.5 °C·h⁻¹,还不到 A 时刻的 1/4。经对特大暴雨区域与潜热释放关系的比较发现,A 时刻潜热释放最强区域位于 104.3°—104.8°E、28.3°—28.8°N,较特大暴雨中心位置略偏南偏西;B 时刻潜热释放最

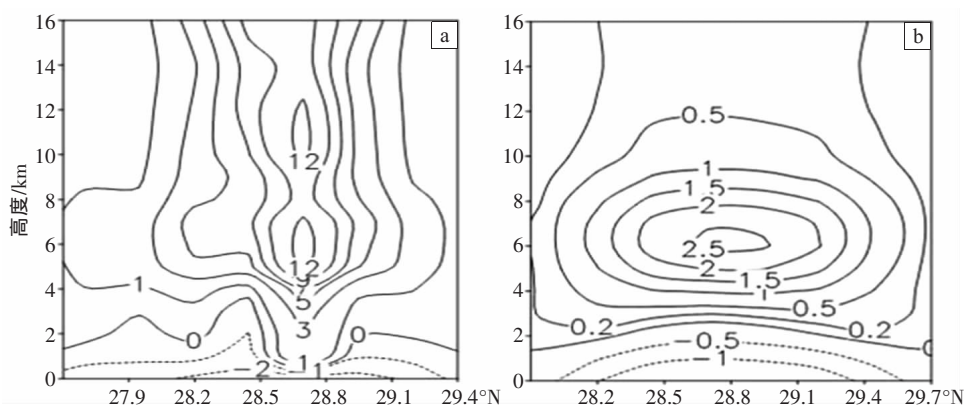


图 8 2007 年 7 月 9 日 A、B 时刻沿 105°E 所作的潜热经向剖面图(单位: $^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$)

强区域位于 104.9°E — 105.2°E 、 28.7°N — 28.9°N , 较暴雨区域位置稍偏北偏西。究其原因,可能与潜热积累与释放需要一定时间、强降水相对于强潜热释放存在一定滞后性有关。

为更多了解降水与潜热的关系,图 9 给出“07.7”

川南特大暴雨过程中 A、B 时刻潜热廓线与降水廓线对应图。从中可见,A、B 时刻(图 9a),潜热释放均在 7 km、14 km 出现峰值。对应降水廓线图(图 9b),6 km 以下,降水强度随潜热释放增加而增加;降水强度在 6 km 左右出现峰值后随高度增加而逐渐减小。

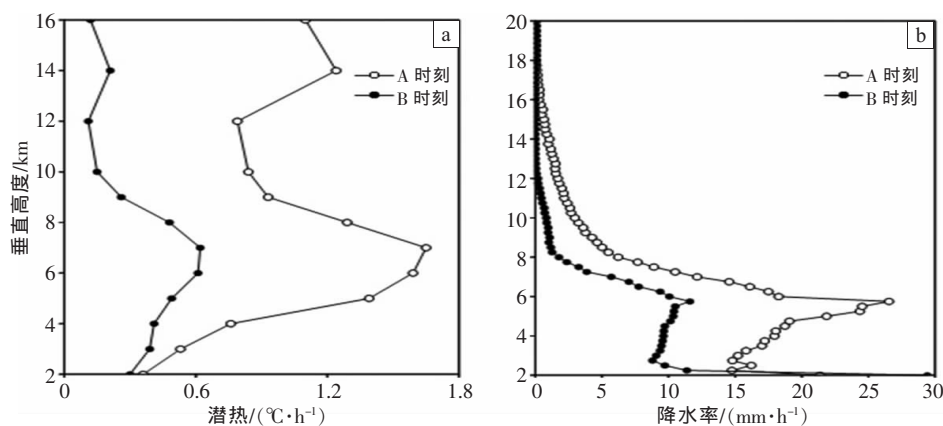


图 9 2007 年 7 月 9 日 A、B 时刻潜热廓线(a)与降水廓线(b)对应图

4 结论

本文利用 TRMM 卫星对“07.7”川南特大暴雨过程的 2 个轨道的观测资料,结合降水粒子多普勒雷达风廓线资料,分析了此次特大暴雨发展演变过程中的降水粒子风廓线变化、降水结构、降水厚度、云顶亮温和潜热变化特征,得到以下结论。

(1)大暴雨区存在低层辐合、高层辐散的典型垂直环流结构。

(2)从降水系统的水平结构看,强降水系统由一个主降水云团和多个零散降水云团组成,它们均属于对流性降水,降水系统中对流降水所占面积比层云降水面积小,但对流降水具有很强的降水率,对总降水量的贡献超过层云降水,在其发展旺盛阶段,对流性降水对总降水的贡献率远远超过减弱阶段。

(3)从降水系统的垂直结构看,特大暴雨发展旺盛阶段,强对流降水的雨顶高度可达 17 km,强对流降

水云团呈塔桅状,强降水主体中存在垂直方向和水平方向非均匀降水强度分布;在其减弱阶段,强降水雨顶高度仅 10 km 左右,对流降水云团呈柱状,且其层云降水有清晰的亮度带,层云上方存在多层云系结构。

(4)暴雨发展的旺盛阶段潜热释放最强区域位于 104.3°E — 104.8°E 、 28.3°N — 28.8°N ,较暴雨中心位置略偏南偏西;其减弱阶段潜热释放最强区域位置较暴雨区域位置稍偏北偏西。这可能与潜热积累与释放需要一定时间、强降水相对于强潜热释放存在一定滞后性有关。

参考文献:

[1] 陶诗言.中国之暴雨[M].北京:科学出版社,1980:225.
 [2] 陶诗言,丁一汇,周晓平.暴雨和强对流天气的研究[J].大气科学,1979,3(3):227-238.
 [3] 丁一汇.1991 年江淮流域持续性大暴雨的研究[M].北京:气象出版社,1993:255.
 [4] 孙键,赵平,周秀骥.一次华南暴雨中尺度结构及复杂地形的影响[J].气象学报,2002,60(3):333-341.

- [5] 何光碧,顾清源,陈静,等.AREM 模式对“05.7”四川大暴雨的敏感性试验[J].暴雨灾害,2007,26(3):199-204.
- [6] Schumacher C, Houze R A. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar [J]. J Climate, 2003, 16 (11): 1739-1756.
- [7] Liu G, Fu Y. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements [J]. J Meteor Soc Japan, 2001, 79(1): 131-143.
- [8] Short D A, Nakamura K. TRMM radar observations of shallow precipitation over the tropical oceans [J]. J Climate, 2000, 13(23): 4107-4124.
- [9] 吴庆梅,程明虎,苗春生.用 TRMM 资料研究江淮、华南降水的微波特性[J].应用气象学报,2003,14(2):206-214.
- [10] 毛冬艳,程明虎.用 TRMM 资料研究 1999 年 Sam 台风[J].气象科技, 2001,29(2):37-40.
- [11] Jin Xin, Li Wanbiao, Zhu Yuanjing. A study on the Meiyu Front using TRMM/ PR data during the 1998 GAME/HUBEX [J]. Adv in Atmos Sci, 2003, 20: 293-298.
- [12] 傅云飞,宇如聪,崔春光,等.基于热带测雨卫星探测的东亚降水云结构特征的研究[J].暴雨灾害,2007,26(1):9-20.
- [13] Fu Y, Liu G. Precipitation characteristics in midlatitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI [J]. J Meteor Soc Japan, 2003, 81: 1351-1367
- [14] 傅云飞,宇如聪,徐幼平,等.TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究 [J]. 气象学报,2003,61(4): 421-431
- [15] Fu Yunfei, Liu Guosheng. Possible Misidentical of rain type by TRMM PR over Tibetan Plateau [J]. J of Applied Meteorology and Climatology, 2007, 46(5): 667-672.
- [16] 傅云飞,刘栋,王雨,等.热带测雨卫星综合探测结果之“云娜”台风降水云与非降水云特征[J].气象学报,2007,65(3):316-328.
- [17] 何会中,程明虎,周凤仙.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,2006,30(3):491-503.
- [18] 冯锦明,刘黎平,王致君,等.青藏高原地面 Doppler 雷达与 TRMM 星载雷达测云比较[J].高原气象,2001,20(4):345-353.
- [19] 何文英,陈洪滨.TRMM 卫星对一次冰雹降水过程的观测分析研究 [J].气象学报,2006,64(3):364-377.

Study on the "07.7.9" Mesoscale Torrential Rain in South Sichuan Based on TRMM Observations

LI De-jun¹, LI Yue-qing², LIU Cao^{2,3}, GU Qing-yuan⁴

(1.Enshi Meteorological bureau of Hubei Province,Enshi 445000;

2.Chengdu Institute of Plateau Meteorology,CMA,Chengdu 610072;

3.Chinese Academy of Meteorology Science,Beijing 100081;

4.Sichuan Provincial Meteorological Office,Chengdu 610072)

Abstract: Using TRMM satellite and Doppler radar Vertical Wind Profile (VWP) data, the characteristics of VWP changes on rain particle, latent heat and rainfall structure of a heavy storm occurred in Sichuan basin on July 9, 2007 are investigated in the different stages. The results show that (1) there is the typical structure of the vertical circulation with the low-level convergence and the high-level divergence in the heavy storm. (2) The horizontal structure consists of a main precipitation cloud and some cloud cells scattered in the heavy storm; compared with the stratiform clouds, the convective clouds have the smaller size, but the greater precipitation rate, and the greater percentage of the total precipitation. (3) In the development stage, the rain top altitude of the strongly convective precipitation is up to 17 km, and rainfall rate is a heterogeneous distribution structure in vertical direction and horizontal direction; while in the weakening stage, the rain top altitude of the strongly convective precipitation is only about 10 km, and the stratiform clouds has a bright band.

Key words: TRMM satellite; VWP; Rainfall structure characteristics; Rain top