

井喜,屠妮妮,曾鹏,等. 2011. 我国西南地区一次暴雨过程特征及成因[J]. 大气科学学报, 34(6): 725-736.

Jing Xi, Tu Ni-ni, Zeng Peng, et al. 2011. Cause analysis and characteristics of a rainstorm in the southwest area of China [J]. Trans Atmos Sci, 34(6): 725-736.

我国西南地区一次暴雨过程特征及成因

井喜^{1,2}, 屠妮妮³, 曾鹏⁴, 李明娟⁵, 叶成志⁶, 杜小玲⁷, 井宇⁵, 李栋梁⁸

- (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. 榆林市气象局, 陕西 榆林 719000;
3. 中国气象局 成都高原气象研究所, 四川 成都 610071; 4. 广西壮族自治区气象台, 广西 南宁 530022;
5. 陕西省气象局, 陕西 西安 710015; 6. 湖南省气象局, 湖南 长沙 410007;
7. 贵州省气象局, 贵州 贵阳 550002; 8. 南京信息工程大学, 江苏 南京 210044)

摘要: 利用卫星云图、多普勒天气雷达资料和高空风等各种天气学资料, 对2009年6月8—9日广西、贵州、以及和湖南交界地带的一次暴雨过程进行了综合分析。结果表明, 暴雨是由中尺度对流复合体东移、 β 中尺度强对流云团发展、以及二者合并造成的; 地面 α 中尺度低压带配合 α 中尺度纬向切变线的生成, 为中尺度对流复合体(mesoscale convective complex, MCC)的东移发展、 β 中尺度强对流云团的发展、以及二者的合并创造了有利条件; 地面能量比低值舌的活动是MCC和 β 中尺度强对流云团生成和发展的触发机制之一; 在多普勒雷达径向速度图上, MCC的生成和发展, 伴随西南低空急流的建立和维持, 大范围的逆风区的生成; MCC的消亡, 伴随西南低空急流的减弱和消失, 对应西北气流建立和东扩。MCC发展期和 β 中尺度强对流云团发展期、MCC消散期和 β 中尺度强对流云团消散期的涡度收支以及视热源和视水汽汇有很大的不同。

关键词: 中尺度对流复合体; β 中尺度强对流云团; 暴雨; 涡度收支

中图分类号: P426.62 **文献标识码:** A **文章编号:** 1674-7097(2011)06-0725-12

Cause analysis and characteristics of a rainstorm in the southwest area of China

JING Xi^{1,2}, TU Ni-ni³, ZENG Peng⁴, LI Ming-juan⁵, YE Cheng-zhi⁶,

DU Xiao-lin⁷, JING Yu⁵, LI Dong-liang⁸

- (1. State Key Laboratory of Severe Weather, China Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;
2. Yulin Meteorological Bureau, Yulin 719000, China;
3. Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610071, China;
4. Guangxi Zhuang Autonomous Region Observatory, Nanning 530022, China; 5. Shaanxi Meteorological Bureau, Xi'an 710015, China;
6. Hunan Meteorological Bureau, Changsha 410007, China; 7. Guizhou Meteorological Bureau, Guiyang 550002, China;
8. Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: By using the synoptic data such as satellite image, Doppler radar and upper wind, a rainstorm occurring in Guangxi and Guizhou as well as the southwest area of Hunan province on June 8—9, 2009 is analyzed. The results show that the storm was caused by the eastward moving MCC (mesoscale convective complex) and the development of β mesoscale strong convective cloud cluster and the mergence of them. The α mesoscale low pressure belt, together with the α mesoscale shear line on the ground surface, provided the conditions for MCC's movement to the east and β mesoscale strong convective cloud cluster's development and their mergence. The low tongue of the surface energy ratio was one of the

收稿日期: 2011-03-02; 改回日期: 2011-04-22

基金项目: 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室基金资助项目 (2007LASW10)

作者简介: 井喜 (1957—), 男, 陕西西脂人, 正研级高工, 研究方向为中国的 MCC, jingxiailihua@126.com.

triggers of the generation and development of MCC and β mesoscale strong convective cloud cluster. In the Doppler Radar vertical velocity diagram, the generation and development of MCC was accompanied by the establishment and maintenance of the southeast low jet stream and the generation of wide range of dead wind area. The MCC's extinction together with the weakening and vanishing southeast low jet stream, were in accordance with the generation and eastward movement of the northwest air stream. Studies also show that the budget of vorticity and the equilibrium of heat and vapour were very different during the development and vanishing periods of MCC and β mesoscale strong convective.

Key words: MCC; meso- β scale strong convective cloud cluster; heavy rainfall; vorticity budget

0 引言

我国学者对中尺度对流复合体(mesoscale convective complex, MCC)进行了大量的研究。张晰莹和王承伟(2007)对高纬地区罕见的MCC卫星云图特征进行了分析。肖稳安等(1994, 1995)对MCC系统的卫星云图特征和结构做了初步分析,并用积云对流方法计算了MCC的降水。康凤琴和肖稳安(2001)研究了我国南方MCC的涡度、水汽和热量收支。侯建忠等(2005)对青藏高原东侧一次MCC的环境流场及动力做了分析。井喜等(2008, 2009)对淮河流域一次MCC的环境流场及动力做了分析,并对广西和贵州由MCC引发的一次暴雨过程从环流背景、中尺度影响系统、MCC的活动、MCC的多普勒雷达回波特征、MCC生成发展的条件等方面做了分析。

但纵观上述研究,都是针对MCC本身做的研究。2009年6月8日08:00—9日08:00(图1;北京时间,下同),受MCC影响,广西和贵州的交界地带普降暴雨,榕江降大暴雨,24 h降水量达到117 mm;但相邻的下游湖南西南部生成一 β 中尺度强对流云团,受其影响通道地区24 h降水量达到182 mm(3 h降水量达到119.5 mm),持续的强降水使公路损毁严重,同时给其他各方面也造成很大的经济损失。本文对上述致洪暴雨过程做了综合分析,同时对MCC影响区和 β 中尺度强对流云团影响区的涡度收支、视热源与视水汽汇做了对比分析,以期对这类暴雨的预报和预警服务提供一些有益的依据。

1 MCC 以及 β 中尺度强对流云团的活动

根据Maddox(1980, 1983)概括出的MCC的定义和物理特征,使用MICAPS系统获得的FY2C红外卫星云图资料,对此次暴雨过程MCC、 β 中尺度强对流云团的活动、以及二者合并进行了分析。

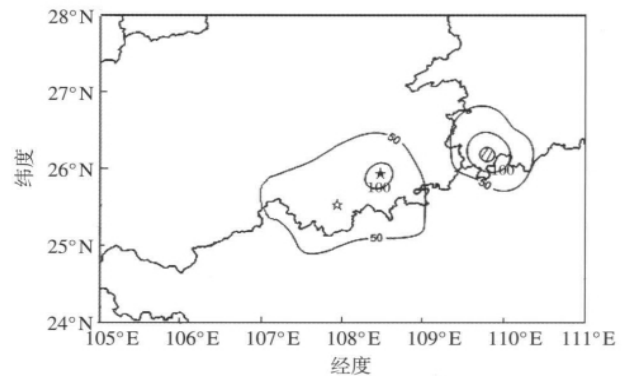


图1 2009年6月8日08:00—9日08:00的降水量分布(阴影区:通道;★:榕江;☆:荔波;单位:mm)

Fig. 1 The rainfall from 08:00 BST on 8 June to 08:00 BST on 9 June 2009 (units: mm; % 99% 92; Shaded area denotes Tongdao; ★ indicates Rongjiang; ☆ indicates Libo)

由图2可见,8日20:00,在广西和贵州交界地带生成一呈带状的中尺度对流云团;8日23:00,云团获得发展, $T_{BB} \leq -32$ °C的冷云罩面积达到250 000 km², $T_{BB} \leq -53$ °C的冷云区面积达到160 000 km²,云团呈椭圆状,初显MCC特征;同时注意到,MCC内部生成 $T_{BB} \leq -72$ °C的 β 中尺度冷云核心区(圆圈内的区域),对应榕江23:00和00:00分别出现1 h 58 mm和40 mm的降水量(表1);9日03:00,云团进一步获得发展, $T_{BB} \leq -32$ °C的冷云罩面积达到350 000 km², $T_{BB} \leq -53$ °C的冷云区面积达到200 000 km²,云团偏心率大于0.7, MCC进入鼎盛期;同时注意到,MCC内部 $T_{BB} \leq -72$ °C的主冷云核心区东移发展,和 β 中尺度冷云核心区合并为一体,对应荔波强降水开始,03:00和04:00分别出现1 h 34 mm和25 mm的降水量(表1);还可看到,在湖南西南部边缘地带,另有一 β 中尺度强对流云团获得发展(方框内的云区),通道地区强降水开始,出现1 h 25.7 mm的强降水;从9日04:00开始,MCC西部 $T_{BB} \leq -53$ °C的冷云区开始

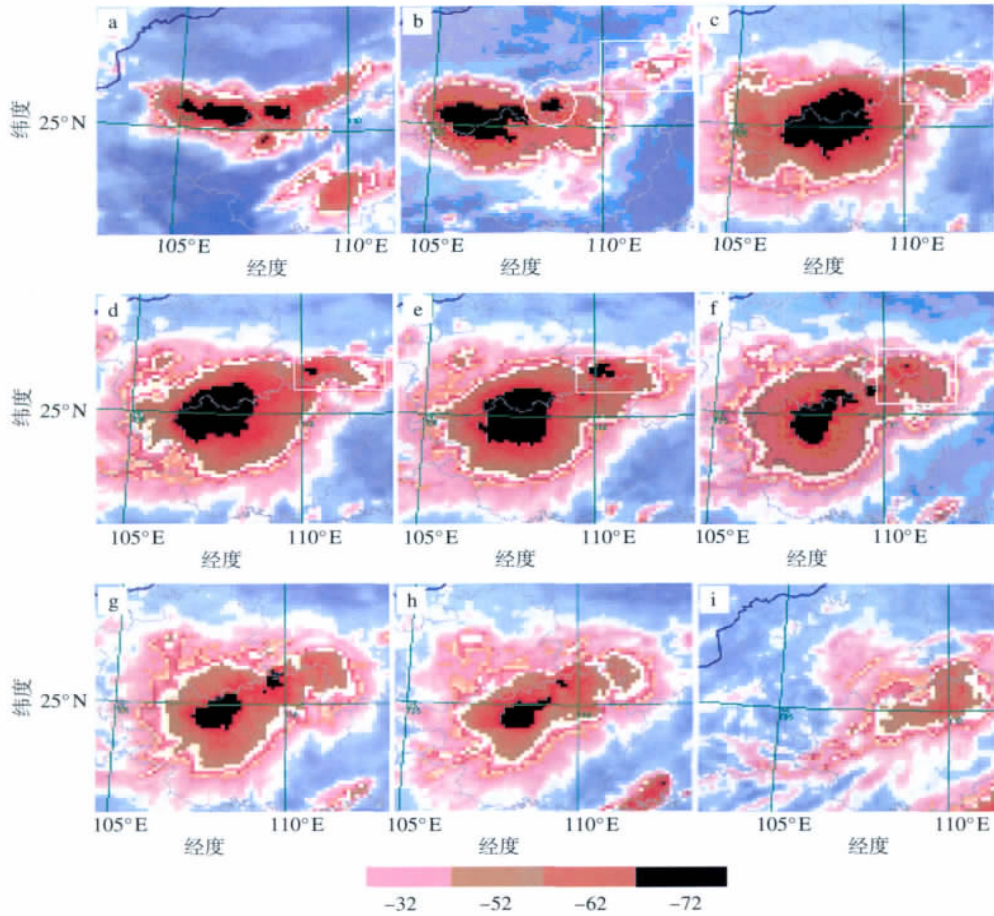


图 2 FY2C 卫星云图(单位:℃) a. 8 日 20:00; b. 8 日 23:00; c. 9 日 03:00; d. 9 日 04:00; e. 9 日 05:00; f. 9 日 06:00; g. 9 日 07:00; h. 9 日 08:00; i. 9 日 11:30

Fig. 2 Satellite image of FY2C on 8 and 9 June 2009(units: °C) a. at 20:00 BST on 8 June; b. at 23:00 BST on 8 June; c. at 03:00 BST on 9 June; d. at 04:00 BST on 9 June; e. at 05:00 BST on 9 June; f. at 06:00 BST on 9 June; g. at 07:00 BST on 9 June; h. at 08:00 BST on 9 June; i. at 11:30 BST on 9 June

减弱缩小,但通道地区 β 中尺度强对流云团获得发展并和 MCC 连为一体,并生成一 γ 尺度 $T_{BB} \leq -72$ °C 的新冷云核心区,对应通道地区出现 1 h 62.3 mm 的强降水(表 1);一直至 08:00,通道地区出现持续强降水;但对应 MCC 是一个逐渐减弱的过程, MCC 云区内的降水并不强(如榕江和荔波降水强度小于 1 h 6 mm);至 11:30,云团不再具有 MCC 特征,但仍可看到,通道地区出现 1 h 14.1 mm 的降水量。

以上卫星观测事实可以清楚地反映出,9 日广西和贵州交界地带出现的区域性暴雨和局地大暴雨过程,是由 MCC 东移发展造成的。MCC 云团内部 $T_{BB} \leq -72$ °C 的 β 中尺度冷云核心区的生成,对应暴雨区内第 1 阶段强降水;MCC 云团 $T_{BB} \leq -72$ °C

表 1 8 日 22:00—9 日 11:00 榕江、荔波、通道地区 1 h 降水量

Table 1 The rainfall amount in Libo, Rongjiang, Tongdao from 22:00 BST on 8 June to 11:00 BST on 9 June mm

北京时间	榕江	荔波	通道
22:00	0.2		
23:00	58		
00:00	40		
01:00	0.5	6	2.2
02:00	0.3	9	2.5
03:00	0.5	34	25.7
04:00	0.8	25	62.3
05:00	3	5	31.5
06:00	4	2	6.4
07:00	4	5	24.2
08:00	6	3	30.0
09:00	3	0.5	6.6
10:00	2	0.1	10.9
11:00			14.1

的主体冷云核心区的东移和 $T_{BB} \leq -72^\circ\text{C}$ 的 β 中尺度冷云核心区的合并, 对应暴雨区内第 2 阶段强降水; 更值得注意的是, MCC 云团外 $T_{BB} \leq -72^\circ\text{C}$ 的 γ 中尺度冷云核心区的生成, 对应新的暴雨区和雨强更大的降水时段。

2 环流背景

150 hPa 等压面上, 6 月 8 日 20:00 (图略), 南亚高压中心位于云南和印度东北部, 南亚高压北部从喀什—哈密—河套北部—青岛生成一急流区; 河套北部—青岛急流区南侧由于气流分支辐散, 从江苏—河南—贵州生成一辐散带, 江苏—河南生成一散度大于 $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心 (MCC 发生区散度为 $1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。6 月 9 日 08:00 (图 3a), 伴随伊朗槽的加深, 南亚高压中心东移, 贵州生成一新的南亚高压中心; 和新的南亚高压中心配合生成一散度大于 $2.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的强辐散中心, 满足了

MCC 和 β 中尺度强对流云团生成发展所需的高空强辐散条件。

500 hPa 等压面上, 6 月 8 日 20:00 (图略), 30°N 以南我国至孟加拉湾为东高西低型: 孟加拉湾为一大槽区, 槽前在 MCC 发生区生成一反气旋环流区, 为能量的积累创造了有利条件; 6 月 9 日 08:00 (图 3b), 伴随孟加拉湾大槽的加深, 槽前西南气流向 MCC 发生区发展, 孟加拉湾大槽槽前的西南气流和副热带高压西侧的偏南气流在 MCC 发生区和 β 中尺度强对流云团发展区生成一中尺度切变线和散度为 $-0.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的弱辐合区。

850 hPa 等压面上, 6 月 8 日 20:00 (图略), 我国 30°N 以南为东高西低形势, 广西东南部—湖南东部生成一支西南低空急流, 广西西北部生成一支分支南风急流, 分支南风急流把暖湿气流源源不断地输向暴雨区, 满足了 MCC 生成发展所需的水汽条件; 同时暴雨区南侧的西南气流、分支南风气流和

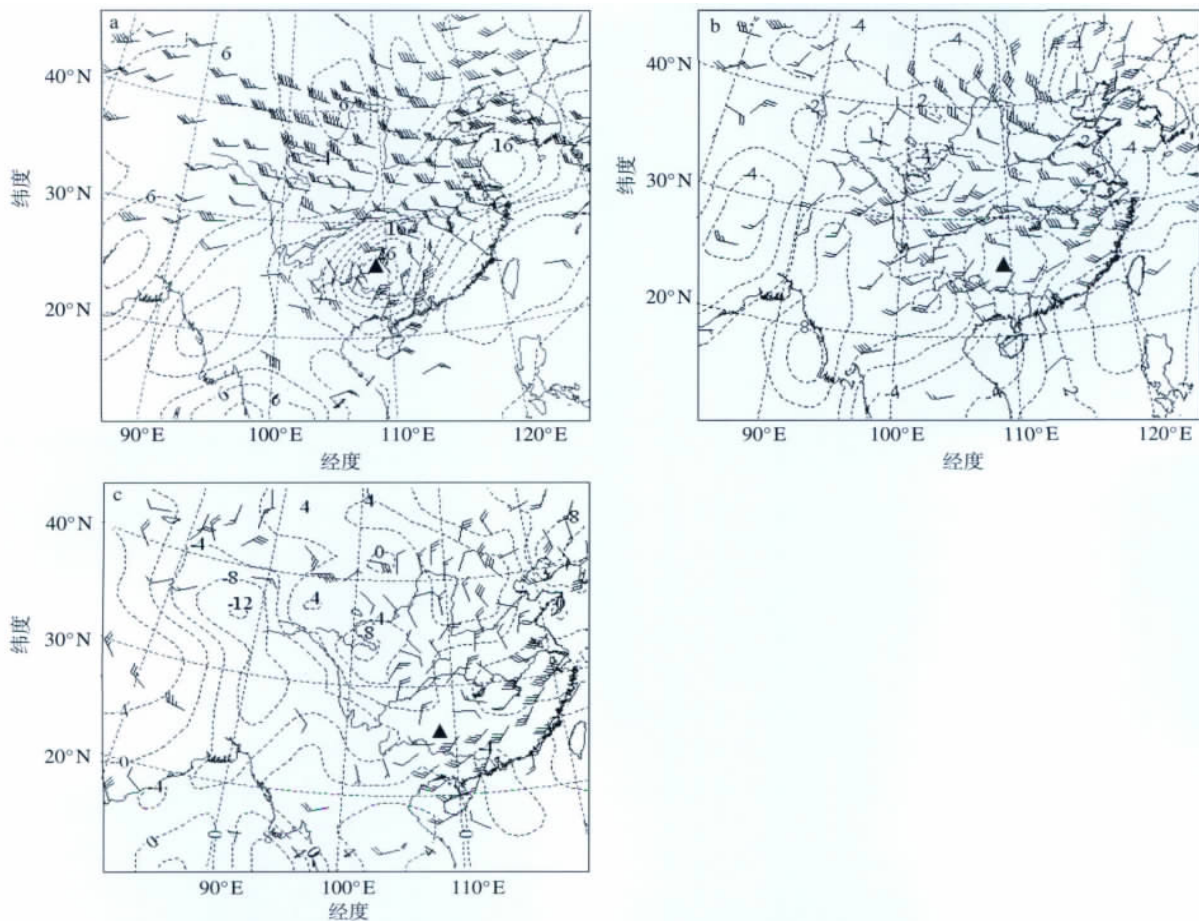


图 3 2009 年 6 月 9 日 08:00 150 hPa (a)、500 hPa (b) 和 850 hPa (c) 风场和散度场(散度场单位: 10^{-6} s^{-1} ; ▲: MCC 中心区)

Fig. 3 Divergence (10^{-6} s^{-1}) and wind field at (a) 150 hPa, (b) 500 hPa and (c) 850 hPa at 08:00 BST on 9 June 2009 (▲ indicates the central area of MCC)

暴雨区北侧的东北气流在 MCC 发生区生成散度大于 $-0.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的弱辐合区;6月9日08:00(图3c),广西中南部—湖南东南部生成一支西南急流,西南急流和暴雨区北侧的偏东气流在湖南西南部—广西和贵州交界地带生成一散度大于 $-0.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的纬向弱辐合区。可见,西南低空急流的维持,西南低空急流和暴雨区北侧偏东气流形成的切变线稳定,满足了 MCC 和 β 中尺度强对流云团生成发展所需的水汽输送条件和水汽辐合条件;同时看到,贵州中部偏北气流发展、广西西北部偏西气流发展,也是促使 MCC 东移的重要因素之一。

3 中尺度影响系统

3.1 地面中尺度系统的活动

由图4可见,8日23:00,地面气压场上,从广西和贵州交界地带至湖南西南部为一 α 中尺度低压带, α 中尺度低压带内有中尺度低压生成;对应的地面风场上,在贵州南部、广西西北部和湖南西南部分别生成一中尺度横切变;和地面风场和气压场的配合相对应,从云图上看到(图2b),这时正是 MCC 的发展进入初始时刻,湖南西南部有 β 中尺度对流云团发展期。9日02:00,地面气压场上,湖南西南部—广西和贵州交界地带维持一 α 中尺度低压带; α 中尺度低压带内,贵州境内偏北气流已向南发展至贵州南部边缘,从广西和贵州交界地带至湖南西南部生成一尺度在 600 km 左右的 α 中尺度切变线,为 MCC 东移发展、湖南西南部 β 中尺度对流云团发展、以及二者的合并提供了有利条件。9日05:00,从广西和贵州交界地带至湖南西南部的低压带继续维持;但从风场上看到,原位于广西和贵州交界地带的纬向切变线的西段转竖,广西西北部有偏北风发展,可见广西西北部偏北风发展是 MCC 西部 $T_{\text{BB}} \leq -53 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云区面积开始消散的原因之一;但原位于广西和贵州交界地带东段至湖南西南部的切变线稳定少动,地面风场和气压场的配合继续为 MCC 的东移发展、 β 中尺度对流云团的发展、以及二者的合并提供了有利条件。9日08:00,随着湖南西部和贵州东部偏北风发展,地面切变线东段也向南移入广西西北部;地面气压场上,MCC 和 β 中尺度强对流云团影响区低压带变窄,气压升高;地面风场和气压场的配合,对应 MCC $T_{\text{BB}} \leq -53 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云区大面积缩小, β 中尺度强对流云团也开始减弱。9日11:00(图略),广西和贵州交界地带东部至湖南西南部的低压带消失,虽然广西西北部仍然有切变线存在,但从对应的云图上看到,MCC 云体和 β 中

尺度强对流云团快速减弱消散,强降水停止。

3.2 多普勒天气雷达观测到的 MCC 影响区中尺度系统的活动

用河池多普勒天气雷达获得的资料,对此次 MCC 影响区的致洪暴雨的形成做进一步分析。由图5和图6看到,8日23:00,从反射率因子来看,雷达北方生成一爬线回波;和爬线回波相对应,生成一液态累积含水量大于 $10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 窄带状回波,窄带状回波同时存在液态累积含水量大于 $30 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的 γ 中尺度回波(图略);在对应的速度图上可以看到,有西南低空急流发展,西南低空急流左前方同时有逆风区生成;从图2和表1可见,这一过程对应云团的发展并进入 MCC 初始期,对应 MCC 体内 $T_{\text{BB}} \leq -72 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的 β 中尺度冷云核心区的生成,以及受 $T_{\text{BB}} \leq -72 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的 β 中尺度冷云核心区影响的榕江强降水的开始。9日02:00,爬线东西两端回波强度减弱,但在爬线中部发展起来强度大于 30 dBZ 的 β 中尺度块状回波,并生成范围很大的逆风区。9日05:00,西南低空急流减弱,并有西北气流入侵;对应反射率因子,强度大于 30 dBZ 的 β 中尺度块状回波减弱,但在雷达东部新生成一条东北西南向、回波强度大于 45 dBZ 窄带状回波;从表1可见,这一过程对应 MCC 影响区(榕江、荔波)降水强度大幅度减弱,但激发影响通道地区的 β 中尺度强对流云团再次获得发展,此后出现第2阶段强降水。9日08:00,西南低空急流进一步减弱,西北气流影响区范围扩大;对应反射率因子图,雷达东部生成一回波强度大于 45 dBZ、东北西南向完整的爬线回波;从图2和表1可见,对应 MCC 快速减弱,此后受 β 中尺度强对流云团影响通道地区降水强度也大大减弱。9日11:00,只存在弱的偏南气流(图略);反射率因子图上(图略),雷达西南部回波消失;影响通道地区的 β 中尺度强对流云团也再次出现减弱,强降水停止。

综上所述,第1次爬线的生成(第1次冷空气的活动),使云团获得发展,进入 MCC 初始时刻;第2次爬线的生成(第2次冷空气的活动),使 MCC 云体减弱,但激发 MCC 东部影响通道地区的 β 中尺度强对流云团再次获得发展,使通道出现第2阶段强降水。

3.3 地面能量比低值舌对 MCC 演变的作用

马鹤年(1978)曾针对青藏高原东北侧,把“接近地面等压面上”单位质量空气的相对湿静力能量和位势能之比称之为“地面能量比”,并表示为

$$K_{\text{EG}} = t_{\sigma\text{C}} / (p_0 - 950)。$$

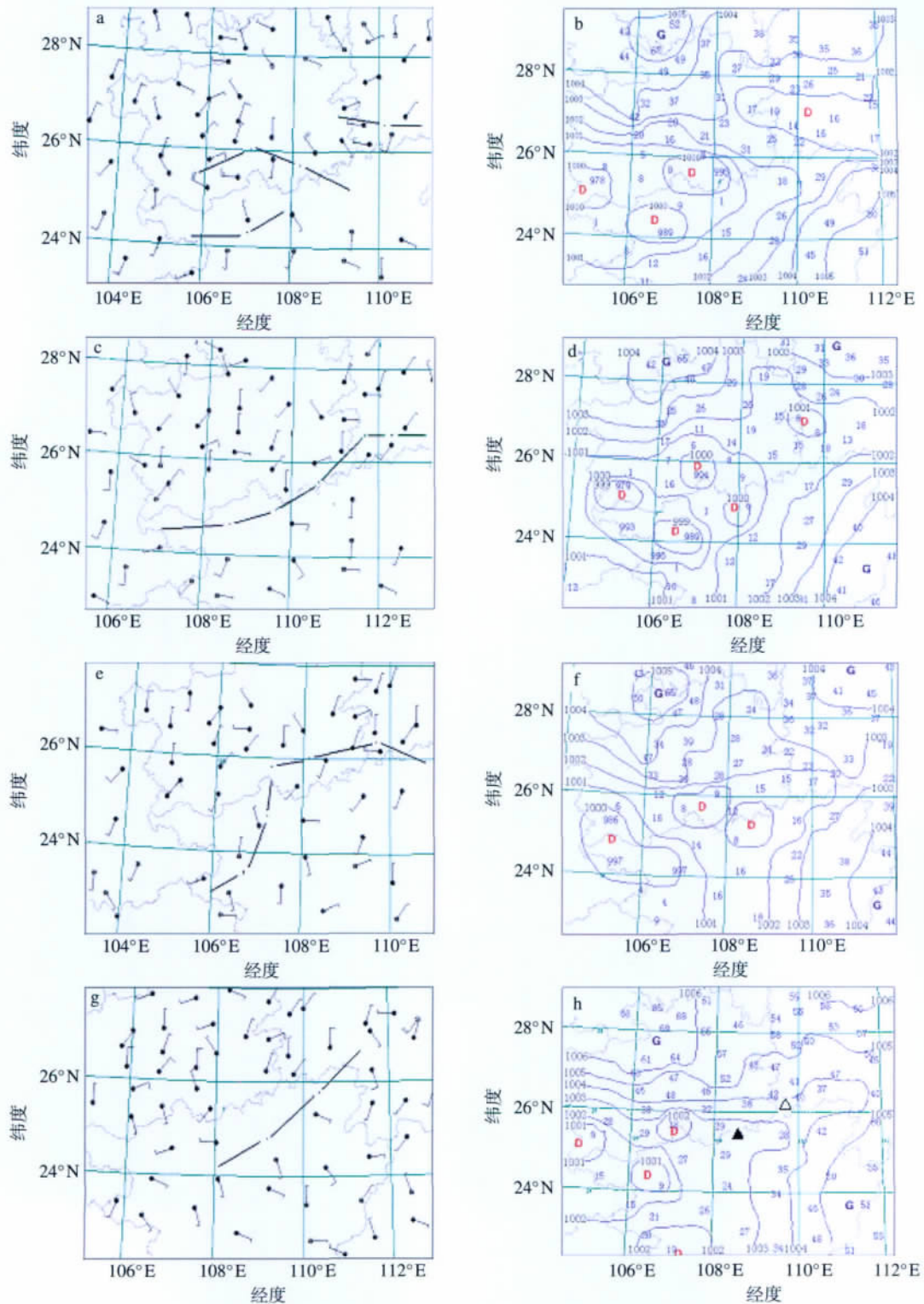


图 4 地面风场(a, c, e, g)和气压场(b, d, f, h; hPa)中尺度系统的活动(▲: MCC 中心区; △: β 中尺度强对流云团影响区)

a, b. 8 日 23:00; c, d. 9 日 02:00; e, f. 9 日 05:00; g, h. 9 日 08:00

Fig. 4 The mesoscale systems activity on surface wind(a, c, e, g) and pressure(b, d, f, h; hPa) field(▲ indicates the central area of MCC; △ indicates β mesoscale strong convection cloud cluster influence area) a, b. at 23:00 BST on 8 June; c, d. at 02:00 BST on 9 June; e, f. at 05:00 BST on 9 June; g, h. at 08:00 BST on 9 June

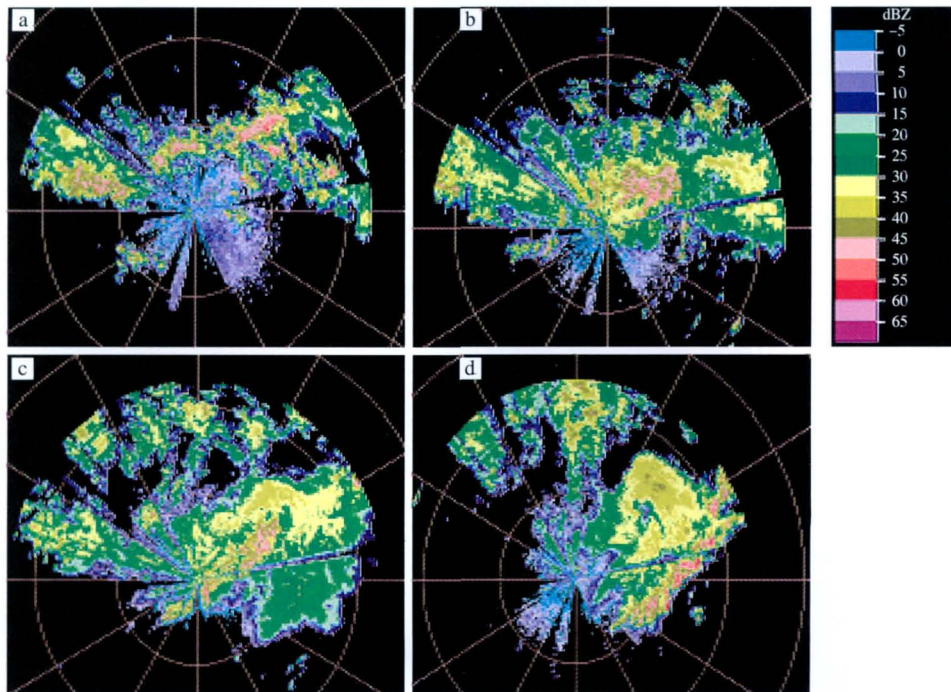


图 5 2009 年 6 月 8 日 23:00 (a) ,9 日 02:00 (b) ,9 日 05:00 (c) 和 9 日 08:00 (d) 的反射率因子

Fig. 5 The reflectivity images a. at 23: 00 BST on 8 June; b. at 02: 00 BST on 9 June; c. at 05: 00 BST on 9 June; d. at 08: 00 BST on 9 June 2009

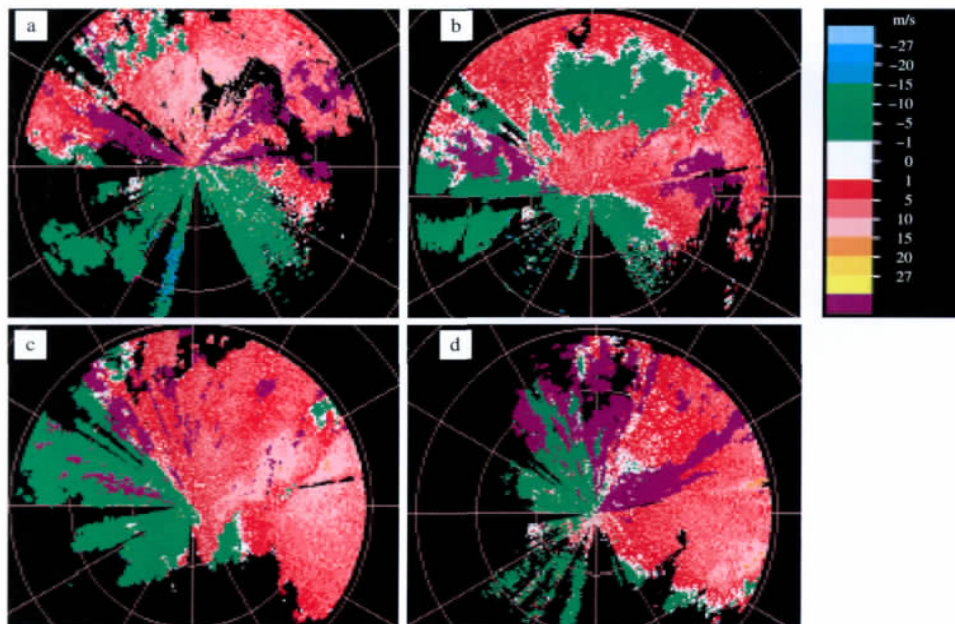


图 6 2009 年 6 月 8 日 23:00 (a) ,9 日 02:00 (b) ,9 日 05:00 (c) 和 9 日 08:00 (d) 的径向速度

Fig. 6 The radial velocity images a. at 23: 00 BST on 8 June; b. at 02: 00 on 9 June; c. at 05: 00 BST on 9 June; d. at 08: 00 BST on 9 June 2009

式中: t_{σ_G} 为地面相对总温度 ($t_{\sigma_G} (\text{°C}) = t_G (\text{°C}) + 2.5q_G (\text{g/kg}) + 10Z_G (\text{km})$); p_0 为海平面气压; t_G 、 q_G 、 Z_G 分别为地面气象测站的气温、比湿、海拔高度; 地面能量比 K_{EG} 的单位为 °C/hPa 。由于近地面

空气湿度越大、温度越高,则 $t_{\sigma G}$ 越大,而 $(p_0 - 950)$ 越小, K_{EC} 迅速增大;相反,近地面空气湿度越小、温度越低,则 $t_{\sigma G}$ 越小,而 $(p_0 - 950)$ 增大, K_{EC} 迅速减小。可见,该方法对不同属性小股空气的分布状况反映灵敏。由于其大梯度区是不同属性空气的相互作用区,因此往往是配合有一定动力抬升条件的位势不稳定区。在夏季地面冷空气往往比较弱,常规天气图不易分析出来,该方法显然是一个有效的分析工具。

由图7和图2对比分析可见,8日20:00,宽广的能量比高值区内有尺度大于5个经距纬向窄带状强对流云团发展(由于降水的作用,在宽广的能量比高值区内产生一尺度小的能量比低值中心);9日02:00,由于贵州北方有能量比低值舌向南入侵,使纬向窄带状强对流云团迅速发展成为MCC,并使云团内部 $T_{BB} \leq -72^\circ\text{C}$ 的冷云核心区东移,荔波强降水开始;9日02:00,由于湖南境内也有能量比低值舌向西入侵,在能量比低值舌的前方激发了 β 中尺度强对流云团的生成和发展 and 通道地区强降水的开始;9日05:00,随着能量比低值舌向南侵入广西境

内,MCC西部 $T_{BB} \leq -53^\circ\text{C}$ 的冷云区开始消散,MCC $T_{BB} \leq -72^\circ\text{C}$ 的冷云核心区东移,但MCC影响区强降水停止,随后时间降水强度仅有 $2 \sim 6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;9日05:00,随着湖南北方低能区的活动,位于窄能量比高值舌内 β 中尺度强对流云团再次获得发展,05:00—08:00产生强度大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的持续强降水;9日08:00,随着能量比低值舌变宽并向南进入广西中部,MCC再次减弱;9日08:00,随着湖南境内能量比低值舌再次南移,能量比高值舌也移入广西境内,位于湖南境内的 β 中尺度强对流云团也迅速减弱,08:00—11:00通道地区降水强度也仅有 $6 \sim 14 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

4 MCC影响区和 β 中尺度强对流云团影响区涡度收支对比分析

涡度收支常用于对气旋等系统的分析研究,张凤和赵思维(2003)对长江中下游地区准静止锋上气旋研究,通过涡度收支分析气旋发生、发展的原因。研究表明风场对气旋发展有重要影响,正涡度平流的水平输送对地面气旋发展起间接作用。乔枫

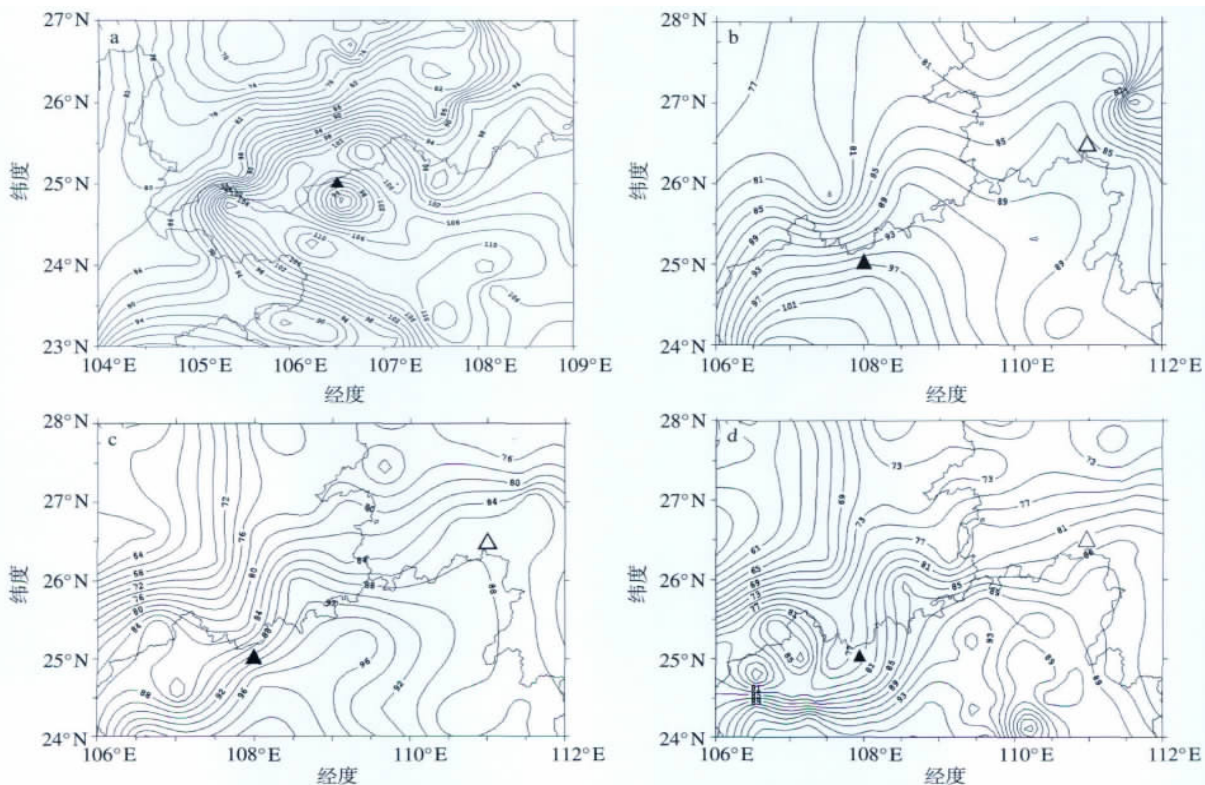


图7 6月8日23:00(a)、9日02:00(b)、9日05:00(c)和9日08:00(d)地面能量比分布(单位: $^\circ\text{C} \cdot \text{hPa}^{-1}$)

Fig. 7 Surface energy ratio distribution(units: $^\circ\text{C} \cdot \text{hPa}^{-1}$) a. at 23:00 BST on 8 June; b. at 02:00 BST on 9 June; c. at 05:00 BST on 9 June; d. at 08:00 BST on 9 June 2009

雪等(2007)对一次引发较大范围持续性暴雨的东北低涡的涡度收支分析表明,水平涡度平流项和水平辐散项对低涡的发展加强起最主要的作用。张蓝蓝和仲荣根(1992)计算了登陆热带气旋涡度收支,结果表明散度项是相对涡度局地变化的主要贡献项。

涡度收支方程如下:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = A + B + C + D + E, \quad (1)$$

$$A = - \left[u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \left(\beta \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \right], \quad (2)$$

$$B = - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}, \quad (3)$$

$$C = - (f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V}, \quad (4)$$

$$D = - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right). \quad (5)$$

其中: A 、 B 、 C 和 D 分别是水平平流项、垂直平流项、水平辐合辐散项和扭转项、 E 是摩擦耗散项,在文中忽略摩擦的影响。 $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$, f 为柯氏参数。对 A 、 B 、 C 和 D 项取区域平均,计算选取的范围为 850 hPa 切变线和低涡活动的区域。MCC 的活动区为 106 ~ 110°E、23 ~ 27°N,以下简称 E 区; β 中尺度强对流云团活动区为 110 ~ 112°E、25 ~ 27°N,以下简称 F 区。

4.1 MCC 发展期和 β 中尺度强对流云团发展期涡度收支对比分析

从图 8a 可见,MCC 发展期:从 1 000 ~ 300 hPa 形成深厚的正涡度收支;主要是水平辐合辐散项和水平平流项的贡献,在 850 ~ 800 hPa 形成第 1 正涡度收支峰值,正涡度收支达到 $6 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$;主要是

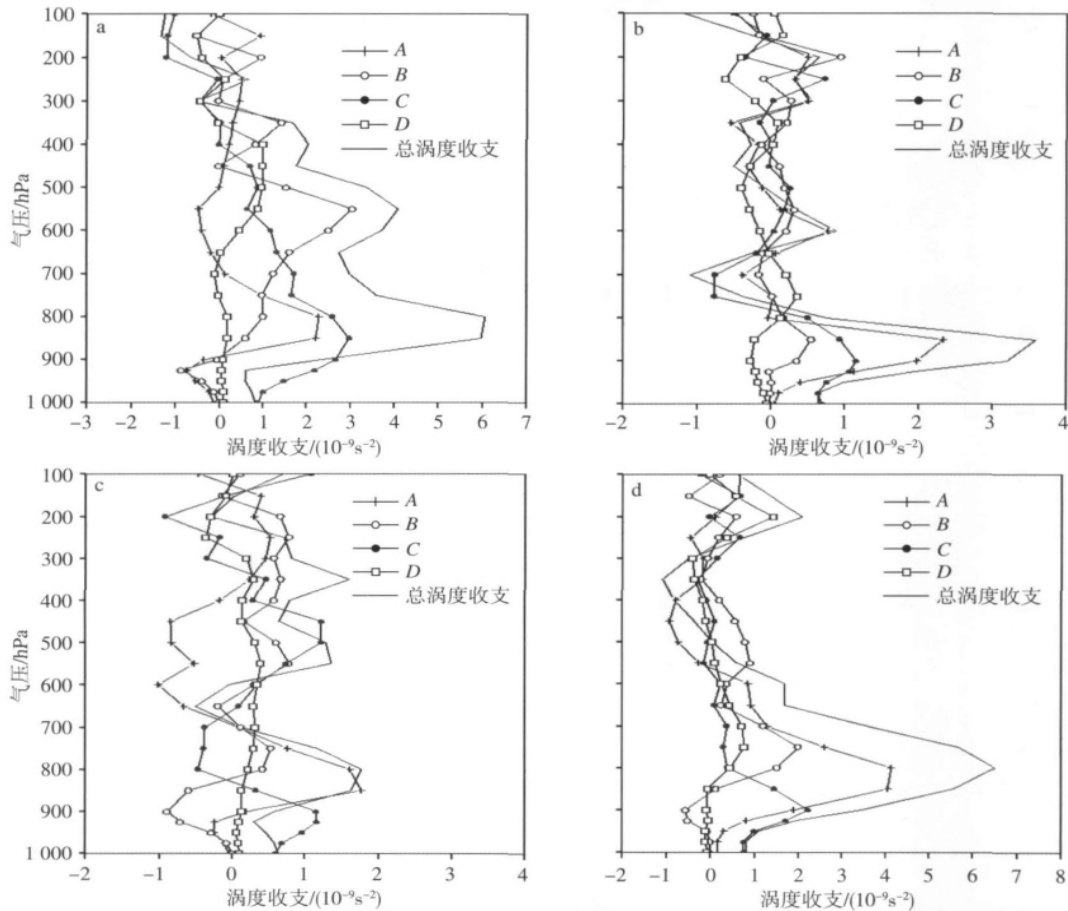


图 8 2009 年 6 月 9 日 02:00 (a,b) 和 08:00 (c,d) E 区 (a,c) 和 F 区 (b,d) 的涡度收支及其各分量的垂直廓线(单位: 10^{-9} s^{-2})

Fig. 8 The budget of vorticity in E area(a,c) and F areas(b,d) and vertical profiles of the regional averages of various terms of the vorticity equation on 8—9 June 2009(units: 10^{-9} s^{-2}) a,b. at 02: 00 BST on 9 June; c,d. at 08:00 BST on 9 June

垂直输送项、以及水平辐合辐散项和扭转项的贡献,在 600 ~ 500 hPa 形成第 2 正涡度收支峰值,正涡度收支达到 $4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$;而在对流层高层 150 ~ 100 hPa 具有比较大的负涡度收支,这主要是水平辐合辐散项和扭转项的作用;特别要指出,扭转项的作用对 650 ~ 400 hPa 涡度收支形成正贡献。

从图 8b 可见, β 中尺度强对流云团发展期: 1 000 ~ 750 hPa 形成主要的涡度收支正值区;主要由于水平平流项、以及水平辐合辐散项的作用,在 950 ~ 800 hPa 形成很大正涡度收支峰值,正涡度收支达到 $3.7 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$;主要是水平辐合辐散项作用,在 700 hPa 附近形成很薄的负涡度收支峰值区;600 hPa 附近又形成小于 $1 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 正涡度收支峰值区,450 ~ 350 hPa 又形成涡度收支负值区,300 ~ 200 hPa 又形成正涡度收支,而 100 hPa 由于水平平流项、以及水平辐合辐散项的作用,又形成比较大的涡度收支负值区。

综上所述, MCC 发展期和 β 中尺度强对流云团发展期涡度收支主要差异在于: MCC 发展期,从 1 000 ~ 300 hPa 形成深厚且数值很大的涡度收支正值层;而 β 中尺度强对流云团发展期,主要的正涡度收支表现在 800 hPa 以下的对流层低层。

4.2 MCC 消散期和 β 中尺度强对流云团消散期涡度收支对比分析

从图 8c 可见, MCC 消散期: 和 MCC 发展期相比最突出的特点,850 ~ 800 hPa 形成的第 1 正涡度收支峰值大幅度减小,正涡度收支峰值小于 $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$;600 ~ 500 hPa 形成的第 2 正涡度收支峰值也大幅度减小,正涡度收支峰值为 $1.5 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$;主要是水平平流项和垂直输送项的作用,同时在 650 hPa 附近形成 $-0.8 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 的涡度收支负值区;由于水平辐合辐散项的作用,同时在 100 hPa 形成正涡度收支。

从图 8d 可见, β 中尺度强对流云团消散期: 对流层低层正涡度收支层增厚,从 900 ~ 500 hPa 形成正涡度区,800 hPa 附近形成 $6.7 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 正涡度收支峰值;但主要是扭转项、以及水平平流项、水平辐合辐散项和垂直输送项的作用,在 300 ~ 100 hPa 形成涡度收支正值层,200 hPa 附近形成 $2.0 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 正涡度收支峰值。

综上所述, MCC 消散期和 β 中尺度强对流云团消散期涡度收支主要差异在于: MCC 消散期,300 hPa 以下的正涡度收支锐减,同时 650 hPa 附近出现负涡度收支层; β 中尺度强对流云团消散期,虽然

500 hPa 以下正涡度收支层增厚、正涡度收支峰值增大,但 300 ~ 100 hPa 形成涡度收支正值层,200 hPa 附近形成 $2.0 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 正涡度收支峰值。

5 MCC 影响区和 β 中尺度强对流云团影响区视热源与视水汽汇对比分析

视热源 Q_1 表示单位时间内单位质量空气的增温率,视水汽汇 Q_2 表示单位时间内单位质量水汽凝结释放热量引起的增温率,二者单位为 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。视热源 Q_1 与视水汽汇 Q_2 被广泛用于暴雨过程分析,促进对暴雨的性质了解(周宾和文继芬,2006;廖胜石等,2007;王文等,2007;屠妮妮等,2008),通过比较 Q_1 和 Q_2 的水平、垂直分布,可以定性地分析大气热源的结构和基本的热力、动力学过程(陶诗言等,2004)。为使视热源和视水汽汇直观反映大气温度变化情况,以 Q_1/c_p 和 Q_2/c_p 代表分析降水过程所需的视热源和视水汽汇,单位为 $\text{K} \cdot (\text{6 h})^{-1}$,计算范围同涡度收支。

5.1 MCC 发展期和 β 中尺度强对流云团发展期视热源和视水汽汇对比分析

图 9a 为 MCC 发展阶段视热源和视水汽汇分布。9 日 02:00,伴随上升运动的发展和 350 hPa 上升运动出现小于 $-9 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的峰值,对流层中高层视热源和视水汽汇急速增值,出现最大峰值,500 ~ 400 hPa 之间 Q_2 大于 $12 \text{ K} \cdot (\text{6 h})^{-1}$;400 ~ 300 hPa 之间 Q_1 大于 $15 \text{ K} \cdot (\text{6 h})^{-1}$,且 Q_1 最大峰值高度高于 Q_2 最大峰值高度;由于持续降水的作用使对流层中低层空气温度降低,使在 450 hPa 以下 Q_2 大于 Q_1 ;而在 450 hPa 以上, Q_1 大于 Q_2 ,积云对流对热量的垂直输送明显,净加大最大值高于最大凝结高度。可见,在 MCC 发展阶段, Q_1 峰值大幅度增值的同时, Q_2 和 ω 最大峰值由对流层低层抬升至对流层高层,且峰值大幅度增加;对流层中高层空气的增暖,上升运动强烈发展,对 MCC 的发展起着重要作用。

图 9b 为 β 中尺度强对流云团发展期视热源和视水汽汇分布。9 日 02:00, β 中尺度强对流云团发展区整层为上升运动,和 800 hPa、200 hPa 附近的上升运动中心配合,分别形成两个视热源和视水汽汇峰值区;且对流层中高层有 Q_2 小峰值高度低于 Q_1 峰值高度;可见,对流层低层和对流层高层的潜热释放、以及对流层中高层潜热的垂直输送,对 β 中尺度强对流云团发展起着重要作用。

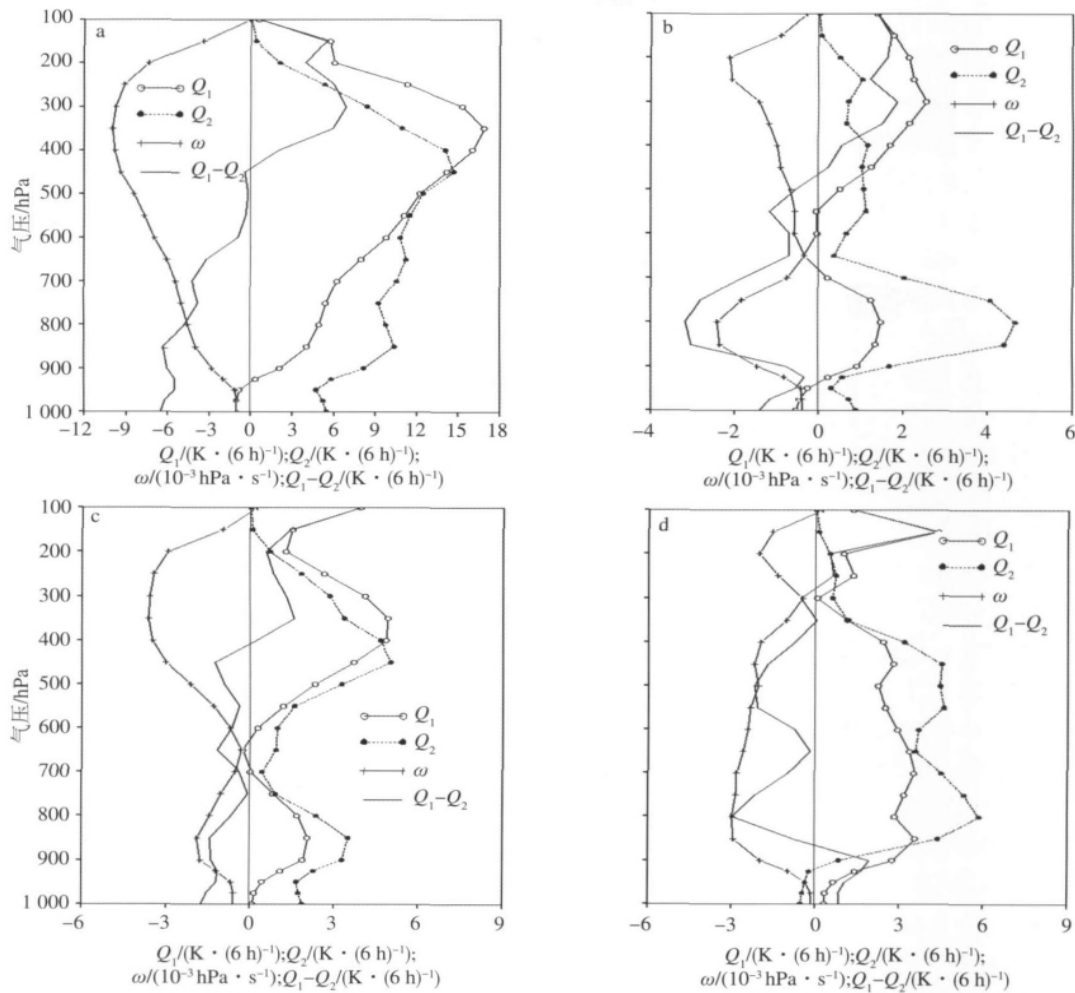


图 9 2009 年 6 月 9 日 02:00 (a, b) 和 08:00 (c, d) E 区 (a, c) 和 F 区 (b, d) 区域平均的视热源 (Q_1 ; 单位: $K \cdot (6 h)^{-1}$)、视水汽汇 (Q_2 ; 单位: $K \cdot (6 h)^{-1}$) 和垂直速度 (ω ; 单位: $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$) 以及 Q_1 和 Q_2 之差的垂直分布

Fig. 9 The vertical profiles of every 6 h regionally averaged apparent heat source (Q_1 , units: $K \cdot (6 h)^{-1}$), apparent moist sink (Q_2 , units: $K \cdot (6 h)^{-1}$), vertical velocity (ω , units: $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$), and the difference between Q_1 and Q_2 in E area (a, c) and F area (b, d) from 8 to 9 June 2009 a, b, at 02:00 BST on 9 June; c, d, at 08:00 BST on 9 June 2009

5.2 MCC 消散期和 β 中尺度强对流云团消散期视热源和视水汽汇对比分析

图 9c 为 MCC 消散阶段视热源和视水汽汇分布。9 日 08:00, MCC 发生区 700 ~ 600 hPa 垂直运动、以及视热源和视水汽汇正值急剧减小。可见, 700 ~ 600 hPa 垂直运动、以及视热源和视水汽汇正值急剧减小, 是 MCC 消散的主要因素。

图 9d 为 β 中尺度强对流云团消散期视热源和视水汽汇分布, 9 日 08:00, 和 900 ~ 350 hPa 形成深厚的上升运动区配合, 形成视热源和视水汽汇大值区; 但特别应注意, 与图 6b 相比, 400 ~ 200 hPa 之间

的上升运动、以及视热源和视水汽汇出现大幅度减弱。可见, 400 ~ 200 hPa 之间上升运动、以及视热源和视水汽汇出现大幅度减弱, 是 β 中尺度强对流云团消散的主要因素之一。

6 结论

1) 150 hPa 南亚高压中心的东移、强辐散区的形成, 配合 500 hPa 弱辐合区的生成、以及 850 hPa 低空急流前方或左前方弱辐合区的稳定, 形成有利于 MCC 东移发展、以及 MCC 前方 β 中尺度强对流云团发展的环流背景。

2) 地面 α 中尺度低压带配合 α 中尺度纬向切变线的生成, 为 MCC 的东移发展、 β 中尺度强对流云团的发展、以及二者的合并创造了有利条件; 地面切变线西段的东移转向是促使 MCC 西部消散、向东部发展的重要因素。

3) 多普勒雷达径向速度观测表明, MCC 的生成和发展, 伴随西南低空急流的建立和维持, 大范围的逆风区的生成; MCC 的消亡, 伴随西南低空急流的减弱和消失, 对应西北气流建立和东扩。

4) 地面中尺度能量比低值舌的活动, 是 MCC 及 β 中尺度强对流云团生成发展的触发机制之一。

5) 涡度收支对比分析表明: MCC 发展期, 从 1 000 ~ 300 hPa 形成深厚且数值很大的涡度收支正值层; 而 β 中尺度强对流云团发展期, 主要的正涡度收支表现在 800 hPa 以下的对流层低层; MCC 消散期, 300 hPa 以下的正涡度收支锐减, 同时 650 hPa 附近出现涡度收支负值层; β 中尺度强对流云团消散期, 虽然 500 hPa 以下涡度收支正值层增厚、正涡度收支峰值增大, 但 300 ~ 100 hPa 形成涡度收支正值层, 200 hPa 附近形成 $2.0 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 正涡度收支峰值。

6) 视热源和视水汽汇对比分析表明: MCC 发展阶段, 和上升运动垂直分布单峰值曲线相对应, 500 ~ 300 hPa 之间形成视热源和视水汽汇的主峰值, 峰值达到或超过 $15 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$; β 中尺度强对流云团发展阶段, 和上升运动垂直分布双峰值曲线相对应, 在 800 hPa 附近形成视热源和视水汽汇的第一峰值, 峰值为 $1.5 \sim 4.5 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$; 在 400 ~ 200 hPa 之间形成视热源和视水汽汇的第 2 峰值, 峰值为 $0.5 \sim 2.5 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 。MCC 消散期, 由于 300 hPa 附近上升运动峰值锐减, 500 ~ 300 hPa 之间形成的视热源和视水汽汇峰值锐减, 峰值小于 $6 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$; 由于 700 hPa 附近上升运动值锐减, 700 hPa 附近视热源和视水汽汇小于 $1 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$; β 中尺度强对流云团消散期, 900 ~ 400 hPa 视热源和视水汽汇大值层增厚, 但 400 ~ 200 hPa 之间视热源和视水汽汇大幅度减小。

参考文献:

- 侯建忠, 孙伟, 杜继稳. 2005. 青藏高原东北侧一次 MCC 的环境流场和动力分析 [J]. 高原气象, 24(5): 805-810.
- 井喜, 井宇, 李明娟, 等. 2008. 淮河流域一次 MCC 的环境流场及动力分析 [J]. 高原气象, 27(2): 349-357.
- 井喜, 陈见, 胡春娟, 等. 2009. 广西和贵州 MCC 暴雨过程综合分析 [J]. 高原气象, 28(2): 335-351.
- 康凤琴, 肖稳安. 2001. 我国南方 MCC 涡度、水汽和热量收支平衡 [J]. 高原气象, 20(3): 332-339.
- 廖胜石, 罗建英, 寿绍文, 等. 2007. 一次华南暴雨过程中水汽输送和热量的研究 [J]. 南京气象学院学报, 30(1): 107-113.
- 马鹤年. 1978. 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区 [C] // 暴雨文集. 吉林: 吉林出版社: 171-176.
- 乔枫雪, 赵思维, 孙建华. 2007. 一次引发暴雨的东北低涡的涡度和水汽收支分析 [J]. 气候与环境研究, 12(3): 397-412.
- 陶诗言, 张小玲, 张顺利, 等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨灾害研究 [M]. 北京: 气象出版社.
- 屠妮妮, 陈静, 何光碧. 2008. 高原东侧一次大暴雨过程动力热力特征分析 [J]. 高原气象, 27(4): 796-806.
- 王文, 蔡晓军, 隆霄. 2007. “99.6” 梅雨锋暴雨模拟资料的诊断分析 [J]. 干旱气象, 25(4): 5-11.
- 肖稳安, 王喜红, 关兴民. 1994. 用积云对流方法计算 MCC 降水 [J]. 南京气象学院学报, 17(2): 219-224.
- 肖稳安, 褚昭利, 徐辉. 1995. 中尺度对流复合体的降水特征和预报 [J]. 南京气象学院学报, 18(1): 107-113.
- 张凤, 赵思维. 2003. 梅雨锋上引发暴雨的低压动力学研究 [J]. 气候与环境研究, 8(2): 143-156.
- 张蓝蓝, 仲荣根. 1992. 登陆热带气旋的维持条件和涡度收支 [J]. 热带海洋, 11(4): 26-33.
- 张晰莹, 王承伟. 2007. 高纬地区罕见的 MCC 卫星云图特征分析 [J]. 南京气象学院学报, 30(3): 390-395.
- 周宾, 文继芬. 2006. 2004 年渝北川东大暴雨环流及其非绝热加热特征 [J]. 应用气象学报, 17(增刊): 71-78.
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes [J]. Bull Amer Meteor Soc, 61: 1374-1387.
- Maddox R A. 1983. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes [J]. Mon Wea Rev, 111: 1475-1493.

(责任编辑: 张福颖)