

东北地区一次短时大暴雨 β 中尺度对流系统分析^{* 1}

袁美英^{1,2} 李泽椿³ 张小玲³
YUAN Meiyong^{1,2} LI Zechun³ ZHANG Xiaoling³

1. 黑龙江省气象台, 哈尔滨, 150030

2. 南京信息工程大学, 南京, 210044

3. 国家气象中心, 北京, 100081

1. *Provincial Meteorological Observatory of Heilongjiang, Harbin 150030, China*

2. *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

3. *National Meteorological Center, Beijing 100081, China*

2008-07-25 收稿, 2008-10-17 改回.

Yuan Meiyong, Li Zechun, Zhang Xiaoling. 2010. Analysis of a meso- β scale convective system during a brief torrential rain event in Northeast China. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(1): 125–136

Abstract A brief torrential rain event with a broken-recorder hourly precipitation of 90.8 mm and especially 82 mm received at Tailai in the latter half hour reaching the level in a 100 year return period struck the middle-west of Northeast China on 10 August 2006. This paper is focused on synoptic background, mesoscale environment and triggering mechanism of the mesoscale convective systems (MCSs), by using the conventional and intensive observations from an automatic meteorological stations, satellite source and weather stations. The study of development process of MCS from meso- γ to a meso- α convective complex (MCC) by analyzing IR cloud maps and high-resolution visible images, shows that the M β CS associated to the total of six cities and towns each with >33 mm precipitation in 30 min (heavy rain MCS span divided into two stages, i. e., before and after MCC maturity) is characterized by the fact that at first stage, M β CS moves mainly towards the east, resulting in the merge into a MCC, and at the second stage, M β CS occurs at the southwestern periphery of the MCC, where the brief strongest rainstorm happens. As shown on the still higher-resolution visible image there are two lines of cumuli and at their meeting location M β CS experiences so vigorous development that torrential rains take place. Study of the causes of MCS intensification and rainstorm shows that (1) just before the heavy rains occur, there are high temperature, considerably wetness and unsteady convective stratification in the air over the rainstorm-hit area, in addition to significant increase in convectively efficient potential energy, condensation height and decrease in the height of free convection—all these favor the happening of the heavy rain, (2) the merge of meso- β cloud clusters leads to the MCS such fast growth as to produce rainstorm, (3) the two lines of cumuli in the north and west correspond, separately, to two convergences on the surface wind field, with stronger convergence at their meeting point responsible for such intense development of meso- β cloud cluster as to bring about torrential rains. Analysis of causes as to why MCS propagates to the southwest of MCC indicates the propagation direction depends on the direction and velocity of the two convergences. Finally, the appearance of northerly flow and the metabolism from old into new clouds act as a key factor for triggering the rainstorm. These results can be a useful reference for foreshadowing short-time torrential rains.

Key words Brief torrential rain, MCC, Meso- β convective system, Shear convergence line, Trigger mechanism.

摘 要 为了探寻东北短历时暴雨的预报线索, 利用自动站、卫星和常规气象观测资料相结合的方法, 研究 2006 年 8 月 10 日最大 1 h 雨量达到 90.8 mm (泰来, 其中, 后半小时降水 82 mm) 的东北中西部百年一遇短历时特大暴雨中尺度对流系统 (MCS) 发展过程, 及其发生的天气尺度背景和中尺度环境与触发机制。通过红外卫星云图和高分辨率的可见光云图, 分析

* 资助课题: 国家自然科学基金 (40505010) 和黑龙江省科技厅项目 (GC04C104-01)。

作者简介: 袁美英, 主要从事中尺度天气动力学、数值模拟方面的研究。Email: meiyong_yy@126.com。

MCS 如何从一个 γ 中尺度发展为 α 中尺度对流复合体(MCC)的过程。分析表明,与 6 个市(县)半小时雨量超过 33 mm 相关联的 M β CS 分别发生在 2 个阶段,第 1 阶段在 MCC 形成之前,M β CS 主要向东移动(最后合并成 MCC),第 2 阶段,在 MCC 成熟阶段,M β CS 出现在 MCC 的西南边缘,而且最强短历时暴雨就发生在这里。从分辨率更高的可见光云图上可以发现,有北、西两条积云线,它们交汇的地方 M β CS 强烈发展并产生暴雨。分析 MCS 加强和产生暴雨的原因表明:(1) 暴雨发生前夕暴雨区域具有高温、高湿和对流性不稳定层结,并存在明显的对流有效位能增加、抬升凝结高度及自由对流高度降低的现象,有利于暴雨发生;(2) β 中尺度云团之间的合并,使 MCS 迅速发展,产生暴雨;(3) 北、西两条积云线分别与地面风场中的两条辐合线相对应,在它们交汇处的较强辐合导致 β 中尺度云团强烈发展产生暴雨。分析 MCS 在 MCC 西南方向传播的原因表明,两条辐合线的移动方向和速度决定了暴雨 MCS 的传播方向。另外,偏北气流的出现和新老云团的新陈代谢过程是触发暴雨的关键因素。上述分析结果也为短历时暴雨的预报提供了有用的线索。

关键词 短历时特大暴雨, MCC, β 中尺度对流系统, 辐合线, 触发机制。

中图法分类号 P458.1⁺21.1 P458.2

1 引言

东北地区地理位置独特,西接大兴安岭和燕山山脉,北靠小兴安岭和俄罗斯的布列亚山,东邻锡霍特山脉,东南连长白山脉和朝鲜半岛,南面渤海、黄海,西、北、东三面为错落的山脉环绕,中部为广阔的东北平原。东北地区位于东亚季风的最北端。东北暴雨具有北方暴雨的一般特点,每当夏季来临,受西风带、副热带和热带环流的影响,极地冷空气频繁入侵,使得东北暴雨具有季节性强,降水次数少,历时短,强度大等特征,又受独特地理环境的影响,东北暴雨的突发性和局地性更为显著,而且越往北越明显(郑秀雅等,1992)。

在近几年对东北地区中尺度对流系统与暴雨两个例统计分析和预报业务中发现,有一种与东北冷涡相关联的短波低槽型暴雨常造成城市严重积水、山洪和泥石流等严重灾害,甚至导致人员伤亡。由于这类暴雨发生前常规天气图上并无明显的低值系统,对这类强天气发生时间和落区的估计往往缺少可靠的依据,在预报业务中预报难度很大。以往由于观测条件的限制,对这类暴雨过程无法认识,而现在借助高分辨率的卫星云图、自动站和多普勒雷达有条件对这类天气进行详细的分析。2006 年 8 月 10 日泰来等 6 个市县的短历时突发强暴雨过程属于这类天气,该过程给受暴雨袭击的城市造成城市内涝、交通瘫痪、部分铁路被冲毁等严重灾害。

2006 年 8 月 10 日,由多个 β 中尺度对流系统(M β CS)组成的中尺度对流复合体(MCC)影响东北大部分地区,给东北中西部 6 个市县(龙江、齐齐哈尔、泰来、杜尔伯特、镇赉和洮南)带来成片短历时大暴雨(图 1),其中有 3 个市县最大 1 h 雨量达到百年

一遇最大 1 h 雨量标准(中国水文图集),最强的泰来为 90.8 mm。我们将通过高分辨率卫星云图、自动站和常规观测资料,对造成暴雨的 M β CS 发生发展和环境条件及触发机制进行详细地分析,以加深对此类暴雨过程的认识,为预报业务提供线索和依据。

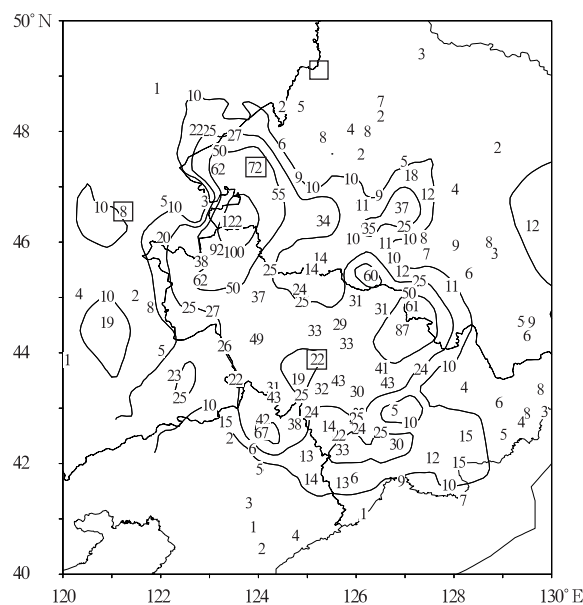


图 1 2006 年 8 月 10 日 08 时—11 日 08 时 24 h 降水量
(4 个黑色空心小方框代表 4 个探空站:暴雨区内的齐齐哈尔、东北部的嫩江、西部的索伦、东南部的长春)

Fig. 1 24-h precipitation starting from
08:00 BST 10 August 2006

(Black open squares denote four radiosonde stations, with Qiqihar in the rainstorm area, Nenjiang to the north, Suolun to the west, Changchun to the southeast)

2 降水中尺度时变特征

东北中西部暴雨区内 6 个市(县)的暴雨相继出

现,呈现6个 β 中尺度雨峰,每一个 β 中尺度雨峰中又含有一峰或多峰 γ 中尺度分布,体现了 β 和 γ 中尺度降水特征(图2),如果以每分钟大于0.5 mm连续出现降水的时间作为集中强降水时间,则6次 β 中尺度雨峰持续时间和降水量分别为:龙江10时30分—11时09分,降水量50.1 mm;齐齐哈尔11时51分—12时31分,降水量61.4 mm;泰来13时23分—14时

14分,降水量101.5 mm;杜蒙13时41分—14时02分,降水量34.8 mm;镇赉16时00—45分,降水量74.9 mm;洮南16时17—51分,降水量51.6 mm。以上几个站持续强降水时间为22—52 min,降水量34—101.5 mm。平均瞬间降水强度1.25—1.95 mm/min,最强瞬间降水强度2.5—4.9 mm/min。以上各站降水同时伴有雷暴、大风和局部冰雹出现。

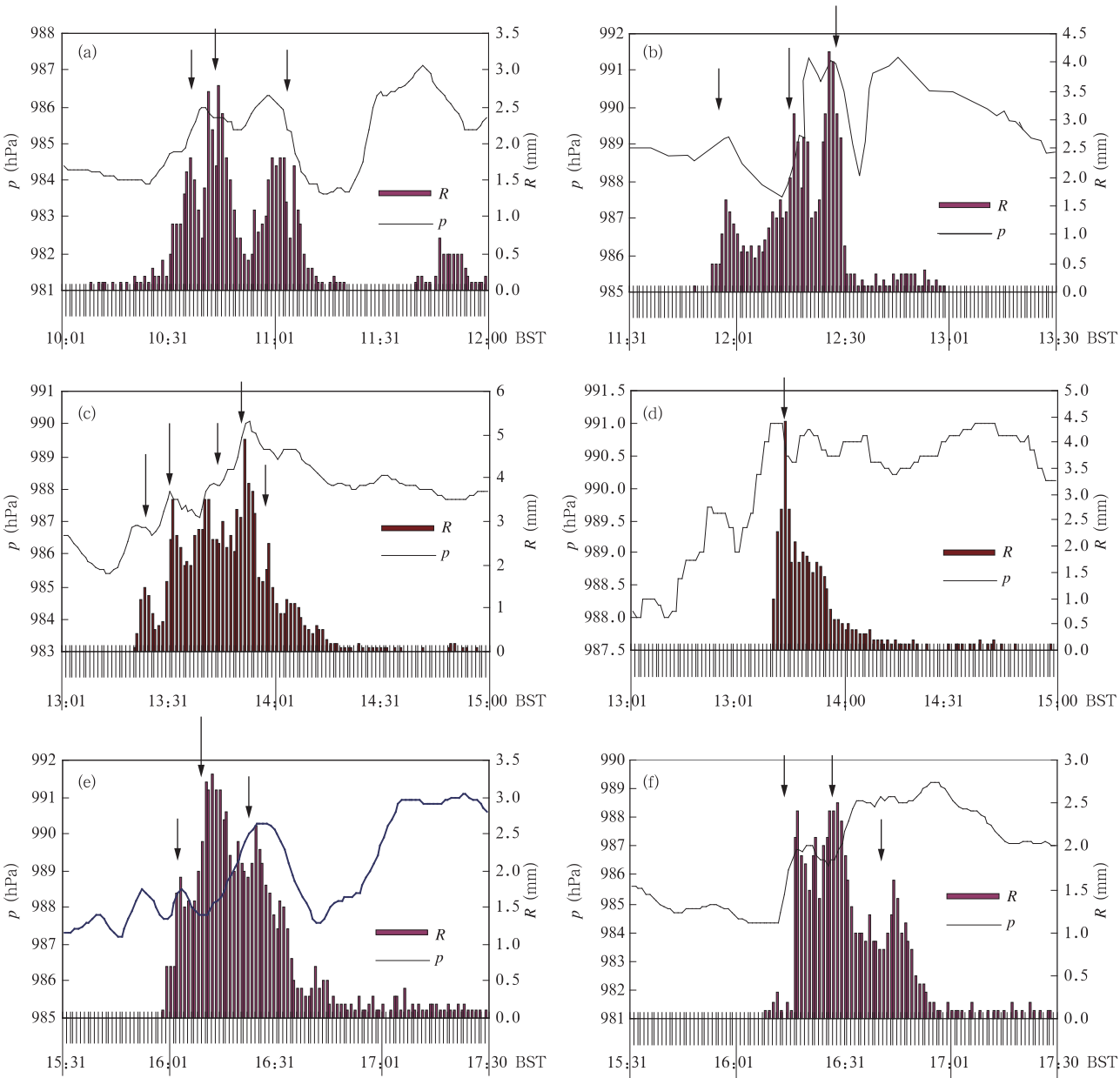


图2 2006年8月10日出现暴雨的6市(县)2 h内每分钟降水量(R)和本站气压(p)

(a. 龙江, b. 齐齐哈尔, c. 泰来, d. 杜蒙, e. 镇赉, f. 洮南, 箭头对应降水峰值)

Fig. 2 Precipitation (R) and pressure (p) at 1 minute interval during the 2 hours of the rainstorm occurring in (a) Longjiang, (b) Qiqihar, (c) Tailai, (d) Dumeng, (e) Zhenlai, and (f) Taonan on August 10 2006 (The arrows denoteg precipitation peak values)

在以上6个市(县)降水中,泰来站不论24 h降水量(122 mm)、最强整点1 h(13时01分—14时01分)降水量(90.8 mm)、平均瞬间降水强度(1.95 mm/min)和最强瞬间降水强度(4.9 mm/min)都是最强的,半小时(13时31分—14时01分)降水量为82 mm,最强10 min(13时46分—13时55分)降水量32.5 mm。

从图2中还可以看到,在集中强降水阶段出现多个降水峰值,并与气压涌升相对应,说明在 β 中尺度雨团出现同时伴有雷暴高压和 γ 中尺度气压涌升。

从以上降水实况分析表明,该次暴雨过程历时短、强度大,多个雨峰相继出现,具有明显的 $\beta(\gamma)$ 中尺度和对流性降水特征。

该个例与近年来北方发生的3次短历时暴雨过程比较,强于2004年7月10日16—20时北京出现的突发暴雨天气(降水量最大的丰台1 h最大雨量达52 mm,10 min降水23 mm)(何立富等,2007;陶祖钰等,2004);弱于2005年8月14日在北京市密云县石城镇发生的一次持续时间只有一个多小时的短历时局地特大暴雨过程(其中张家坟80 min的降雨过程雨量达到220 mm)(张春喜等,2008);与2007年7月18日山东济南暴雨(最强的市政府站1 h降水量51 mm,最强10 min降水29.6 mm)比较,1 h雨量稍弱于济南市政府站,但最强的10 min降水强度超过济南市政府站。

3 天气尺度环流背景

8月初,500 hPa等压面上中高纬地区,乌拉尔山(60°N, 60°E)附近有一极锋低涡(乌山低涡)旋转少动,并不断有弱冷空气沿着中高纬平直西风环流向东移动,当移到东部地区(60°N, 130°E)时不断有低槽或低涡形成。8日20时到9日08时,在大兴安岭以北60°N附近生成一个东北冷涡(北涡),其底部的槽线扫过东北中北部地区,给该地区带来一次降水天气。8月10日08时,乌拉尔山低涡东移到西伯利亚平原(60°N, 90°E)附近(图3),同时从乌拉尔山低涡北部又有一股冷空气南下,使乌拉尔山低槽加深,与此同时,北涡再度加强,北涡南部45°—50°N中蒙交界处出现西风带短波低槽,前一天的低槽东移到黑龙江东部,使黑龙江东部的降水仍在持续。分析北涡再度加强的原因,可能与东移的乌拉尔山低槽前的暖平流有关,该暖平流使贝加尔湖附近的高压脊加强,加强的高压脊引导西北冷

空气南下进入北涡底部,促使北涡再度加强并出现低槽(图3)。8月10日20时,随着乌拉尔山低槽东移,蒙古低槽也向东进入黑龙江,并位于大兴安岭山脉的背风坡中(图略)。

500 hPa中纬度地区,从8月9日20时和10日20时副热带高压(副高)有两次明显的西进过程,进入大陆上空与青藏高原高压相连,使副高脊线维持在35°N附近。10日08时到11日20时因为东海台风桑美对副高的托举作用,副高一直维持少动(图3)。

925 hPa,暴雨前夕(2006年8月10日08时)有暖湿气流从桑美台风沿着副高边缘先以东南风(8—10 m/s)输送到华北,然后以西南风(6—8 m/s)经渤海向东北输送(图3)。暴雨发生期间,随着台风增强,出现低空急流,水汽输送增强。2006年8月10日06—18时位于台湾以北东海海面上的桑美台风与暴雨区位于同一经度附近,这是向东北地区水汽输送的最佳位置。

200 hPa,8月9日青藏高原北部高压及高压北部的高空急流持续向东推进,高空急流出现分支,一

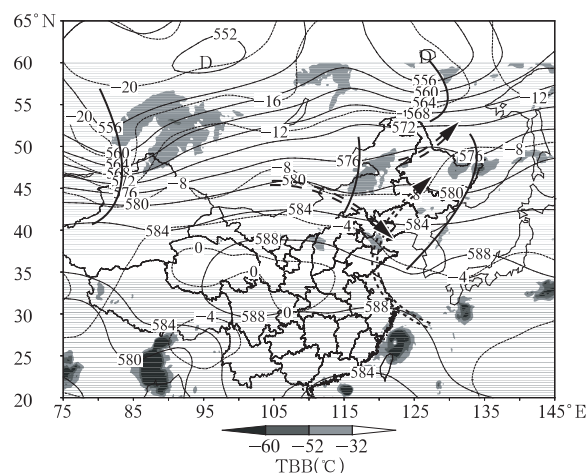


图3 2006年8月10日08时500 hPa分析和TBB、200 hPa高空急流、925 hPa暖湿输送气流叠加显示
(实线:等高线(间隔4 dagpm),虚线:等温度线(间隔4°C),加粗实线:槽线,加粗长虚线箭头:高空急流,加粗点虚线箭头:925 hPa暖湿输送带)

Fig. 3 500 hPa synoptic pattern and TBB, 200 hPa upper-level jet, 925 hPa warm and wet air streams at 08:00 BST 10 August 2006
(Solid lines stand for geopotential at an interval of 4 dagpm, dashed lines for isotherms at 4°C interval, and bold solid lines for a trough, bold long dash arrows for the upper-level jet, bold dot-dashed arrows for 925 hPa warm and wet air streams)

支向东南,一支向东北。8月10日08时青藏高原北部的高压已经东移到青藏高原的东北侧中蒙边界附近,其北部高空急流向南的一支(南支急流)呈反气旋弯曲,向东北的一支(北支急流)呈西南—东北向,暴雨加强时北支急流亦加强,暴雨区位于南支急流的东北侧和北支急流的右后侧之间的强辐散区(图3)。

2006年8月10日地面天气图上(图4),蒙古和东北东南部为高压和高压脊控制。两者之间是一条弱低压带,弱低压带中存在两条辐合线。北面的辐合线(fh1)对应500 hPa北涡下面的低槽前,西边的辐合线(fh2)对应蒙古低槽前。在蒙古低槽和西边的辐合线之间是正在减弱东移的蒙古云团。

暴雨 MCS 云团发生发展与上述环境背景有着密切的关系。

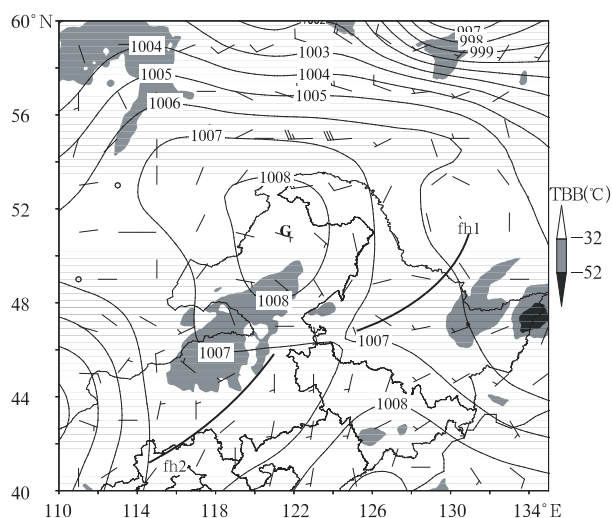


图4 2006年8月10日08时地面天气分析和TBB
(黑色实线:等压线(间隔1 hPa),加粗实线:辐合线,G:高压中心)

Fig. 4 Surface analysis and TBB at
08:00 BST 10 August 2006

(Black solid lines stand for isobaric lines with an interval of 1 hPa. Bold solid lines stand for convergence lines and G for the high pressure center)

4 MCS 卫星云图发生、发展演变

蒙古云团前(图4),北支辐合线(fh1)的尾部产生了一个中尺度对流系统(MCS,后面称为A),它的发展过程导致这次短历时暴雨。根据MCS红外云图上的表现特征,把MCS发展过程分为两个阶段:MCC形成前(6—12时)和MCC成熟阶段(12—18时)。高分辨率的可见光和红外云图都监测到这

两个阶段MCS发展变化,东北中西部的短历时暴雨就发生在这段时间,其中龙江暴雨发生在MCC形成前,齐齐哈尔、杜尔伯特、泰来、镇赉和洮南暴雨发生在MCC成熟阶段。

4.1 MCC 形成前(6—12时)

为了清晰地说明MCS发生发展演变过程,在TBB图(图5、图6、图7)中只给出-32、-52、-60及-60 °C以下的4个层次,并以达到-52 °C以下的云为对流云团。2006年8月10日06时(图5、图6、图7),中高纬度(42°N以北)有3个 α 中尺度云团:西北方向贝加尔湖云系、东北方向东北冷涡云系、中部位于500 hPa中蒙交界处短波低槽前的蒙古云团。蒙古云团由3个云团组成(mg1, mg2, mg3)。蒙古云团(mg)整体向东移动,其中的mg1快速向东北方移动,由10日00时的(44°—48°N, 119°—121°E)移到图5中的(48.7°N, 124°E),6 h移动约460 km,速度约为77 km/h,此时强度已经减弱。未来的MCS初始对流(A)将产生在mg1和mg2之间的少云或薄云区。

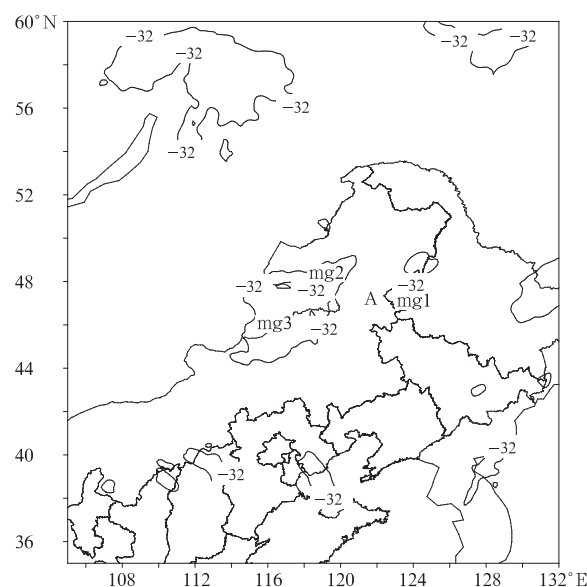


图5 2006年8月10日06时FY-2C TBB分布

Fig. 5 The distribution of TBB (°C) from
FY-2C at 06:00 BST 10 August 2006

07时,mg1仍清晰可见(图6a, aa),在mg1和东移的mg2之间,生出3个 γ 中尺度小云团(图6a中dl1、dl2、dl3)。

08时,mg1减弱,dl2发展(初始云团A),dl1、dl3减弱消失(图6b)。在可见光云图(图6bb)上可

以见到云团 A 由两个更小的 γ 尺度云团组成。

09 时, 云团 A 发展面积增大向四周扩展, 向南延伸到龙江上空, 云团 A 中出现小于 -52°C 的云顶亮温(图 6c, cc)。

10 时, 东移的 mg2 和云团 A 合并, 使 A 云团面积迅速扩大, 小于 -52°C 的面积也随之增加, 并向东扩展覆盖齐齐哈尔上空(图 6d, dd)。说明云团合并后面积迅速扩大的同时对流增强。

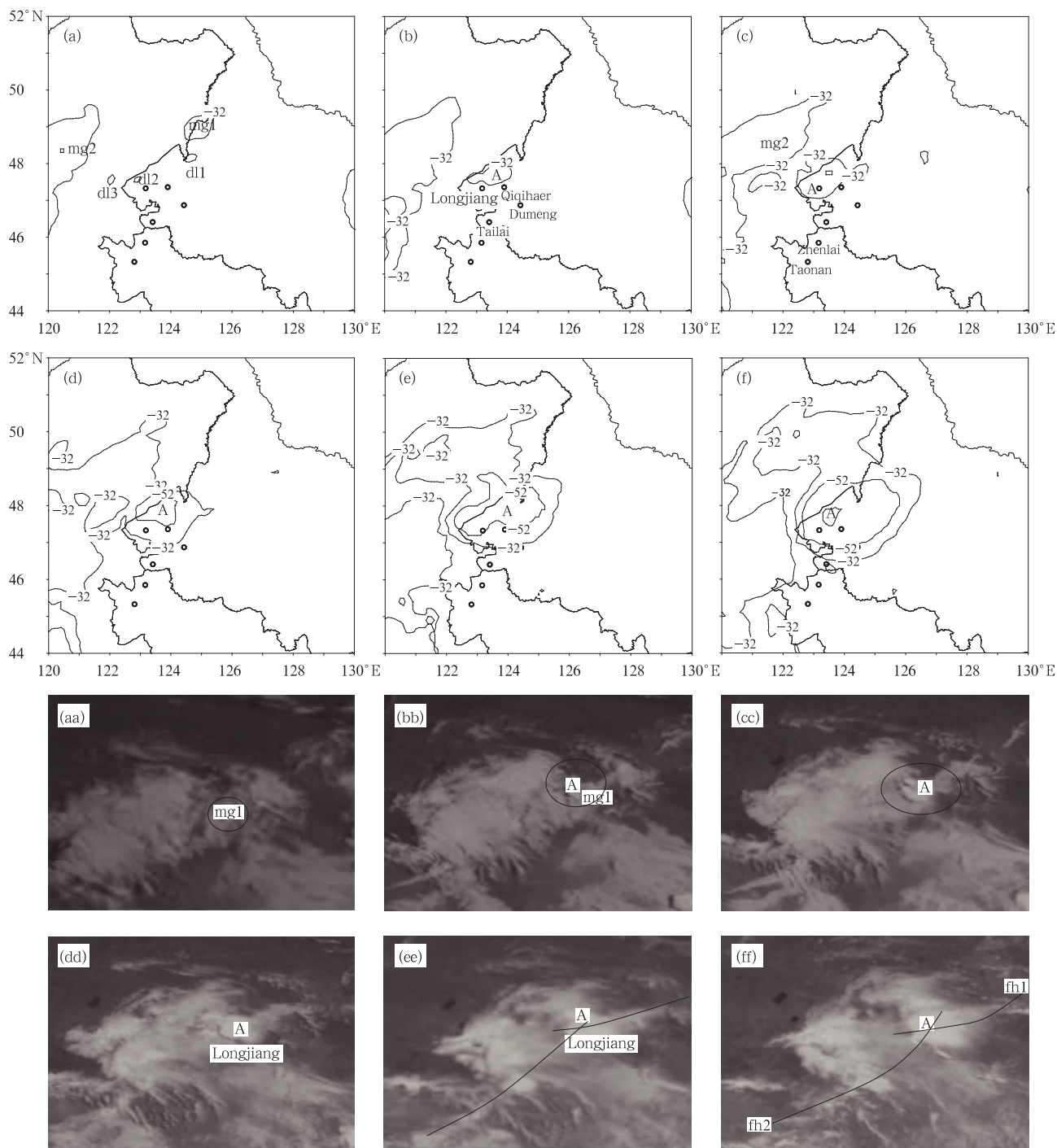


图 6 2006 年 8 月 10 日云团 A 形成 MCC 前 FY-2C TBB 和高分辨率可见光云图(6 个小圆圈为 6 个暴雨站点)

Fig. 6 TBB (a-f) and high resolution infrared images (aa-ff) of cloud "A" before it grew into the MCC observed by FY-2C from 07:00 to 12:00 BST 10 August 2006

(Six circles represent six heavy rain stations; panels a-f are from 07:00 to 12:00 BST with an 1 hour interval, so are the panels aa-ff)

11时,云团A继续加强,小于 -52°C 面积明显扩大并向东延伸。龙江位于 -52°C 内的南部边缘。在可见光云图上(图6e,ee),云团A的南部边缘清晰光滑,初具椭圆特征,并有两条积云线交汇在这里。

12时云团A进一步发展,小于 -52°C 面积扩大同时形成椭圆形,中心出现低于 -60°C 的云顶亮温(图6f)。此时的A云团覆盖面积和后续的持续时间达到Maddox(1980)定义的MCC标准,因此,此时的云团A已经发展成为椭圆形的MCC。MCC西部和南部边界比较清晰,东部边界模糊,有发散的云羽。可见光云图上可以见到有两条明显的积云线(北支fh1和西支fh2)交汇在齐齐哈尔上空(图6ee,ff)。

龙江暴雨发生在10—12时,是云团A在发展过程中经过龙江时所致,最强半小时降水出现在10时30分—11时为38.7 mm。

通过前面的分析可知,云团A产生在mg2前和mg1后空隙之间,云团合并使面积迅速增大,对流加强,加强的对流向东移动。云团A的发生发展,除了与这里天气尺度环境有密切的关系外,还与这里的中尺度环境有着更密切的关系。

4.2 MCS产生的中尺度环境条件

选取暴雨区内的齐齐哈尔、暴雨区东北部的嫩江、东南部的长春和西部的索伦4个探空站(图1中以黑色空心方框显示),计算了暴雨发生前后4个探空站的物理量(表1)。由表1可见,暴雨发生前(9日20时),嫩江、长春对流有效位能(CAPE)超过3126 J/kg,假相当位温、相对湿度、总温度和可降水量超过353 K、83%、50 $^{\circ}\text{C}$ 和54 mm,抬升指数达到 -7 和 -8 ,抬升凝结高度较低(947和937 hPa);索伦对流有效位能为0,相对湿度较低,但总温度较高。说明在暴雨发生之前,偏南气流已经把南方高温高湿空气输送到暴雨区北部,并在此积聚了较高的高温高湿能量,较低的抬升凝结高度和较高的抬升指数,非常有利于空气整层抬升,而暴雨区的西部为干暖区。

暴雨发生期间(10日08—20时),08时,嫩江的CAPE值和总温度迅速降低(3126 J/kg $\rightarrow$ 0和50 $\rightarrow$ 44 $^{\circ}\text{C}$);齐齐哈尔可降水量、CAPE值、总温度和相对湿度猛增(69.3 $\rightarrow$ 87.1 mm、1502 $\rightarrow$ 2203 J/kg、47 $\rightarrow$ 55 $^{\circ}\text{C}$ 和70% $\rightarrow$ 88%),抬升指数增加($-3\rightarrow-7$),而抬升凝结高度降低(904 $\rightarrow$ 961 hPa),说明暴雨发

生前夕,暴雨区北部(嫩江)首先出现了降水,对流有效位能全部释放,同时温度降低,而暴雨区内(齐齐哈尔)高温高湿能量迅速增加,抬升凝结高度降低,抬升能力增强。

20时齐齐哈尔CAPE值、总温度和假相当位温迅速降低(2203 $\rightarrow$ 197 J/kg、55 $^{\circ}\rightarrow$ 49 $^{\circ}\text{C}$ 和346 $\rightarrow$ 333 K)、对流抑制能量和相对湿度迅速增加(6.8 $\rightarrow$ 260 J/kg和82% $\rightarrow$ 93%),但可降水量变化不大。说明暴雨区内降水出现在08时之后和20时之前,降水之前猛增的高温高湿能量,降水后迅速降低,但并没有完全释放,使大气可降水量仍维持。长春站降水发生在10日20时之后和11日08时之前,所以10日20时仍维持较高能量,11日08时能量迅速降低。

由此可以看出,暴雨区内暴雨发生前夕高温高湿能量迅猛增加,同时抬升凝结高度降低;暴雨区北部在暴雨发生前能量首先被释放,释放的能量通过偏北气流对暴雨区突增的高温高湿能量有触发作用;暴雨区南部在暴雨发生前后一直维持较高对流有效位能,并通过持续的偏南气流向暴雨区输送能量。

从地面天气图上也可以看到暴雨区一直维持较高温度。暴雨区暴雨发生前,连续3 d最高气温超过30 $^{\circ}\text{C}$,而其南部连续6 d 30 $^{\circ}\text{C}$ 以上。8日最高气温达到32—34 $^{\circ}\text{C}$ 。9日暴雨区东部的降水过程对暴雨区气温稍有影响(降了1—2 $^{\circ}\text{C}$,仍在30 $^{\circ}\text{C}$ 以上)(图略)。

从3个探空站(嫩江、齐齐哈尔、长春)的 $T\text{-}\lg p$ 图及随时间演变图可以发现,暴雨发生前(2006年8月10日08时),在925 hPa抬升凝结高度附近有一浅层逆温,逆温层以下为中性层结,逆温层以上和自由对流高度以下为绝对稳定层结。从整层温度、露点曲线也可以看出850 hPa以下暖湿,700 hPa附近相对干冷(图略)。说明暴雨区附近大气层结处于对流不稳定状态(位势不稳定)。如果有整层抬升,达到自由对流高度以上,可能发生强对流。实践证明,很多强对流天气过程都发生在位势不稳定的情况下,而抬升凝结高度和自由对流高度在暴雨前明显的降低(9日20时为708 hPa,10日08时降为750 hPa)非常有利于对流抬升。

表 1 东北中西部探空站点资料计算的对流有效位能(CAPE)、对流抑制能量(CIN)、总温度(Tt)、抬升凝结高度(LCL)、K 指数(KI)、大气可降水量(PW)、地面抬升指数(LI)、地面假相当位温(θ_{se})和地面相对湿度(RH)

Table 1 Convective available potential energy (CAPE), convective inhibition energy (CIN), total temperature (Tt), lift condensation level (LCL), K index (KI), precipitable water (Pw), surface lifting index (LI), ground surface pseudo-equivalent potential temperature (θ_{se}) and ground surface relative humidity (RH) calculated from soundings in mid-west of NE China

时间	站点	CAPE (J/kg)	CIN (J/kg)	Tt(°C)	LCL (hPa)	KI	PW(mm)	LI	θ_{se} (K)	RH(%)
9 日	嫩江	3126	57	50	947	12	54.1	-8	353	88
20 时	索伦	0	0	53	881	30	56.7	0	333	73
	齐齐哈尔	1502	217	47	904	30	69.3	-3	347	70
	长春	3368	6	50	937	39	97.3	-7	358	83
10 日	嫩江	0	0	44	936	27	57.7	1	330	82
08 时	索伦	172	376	57	909	41	77.2	-1	334	82
	齐齐哈尔	2203	6.8	55	961	35	87.1	-7	346	88
	长春	2063	1.9	50	966	39	82.7	-5	351	94
10 日	嫩江	760	103	43	962	32	71.2	-3	338	94
20 时	索伦	0	0	45	909	32	63.7	2	330	82
	齐齐哈尔	197	260	49	974	34	86.2	0	333	93
	长春	2544	5	51	936	38	97.5	-7	353	84
11 日	嫩江	217	93	45	936	27	58.2	0	333	82
08 时	索伦	0	0	37	937	-16	35.0	8	324	94
	齐齐哈尔	517	0	44	975	31	71.5	0	333	94
	长春	564	0	41	965	26	82.4	0	338	94

分析风场垂直分布可以看出,暴雨发生前(10 日 08 时),400 hPa 以下(上),风随高度顺(逆)时针转,说明暴雨发生前,400 hPa 以下(上),有暖(冷)平流,增加了对流不稳定性。暴雨发生前(10 日 08 时)风垂直切变为,低层偏东风,其中 850 hPa 为东南风 3 m/s,高层偏西风,其中 200 hPa 为 17 m/s,850—200 hPa 的风速变化为 14 m/s,说明有中等强度的风垂直切变,最大风向切变出现在 850—700 hPa,由偏东风转为西南风。这样的层结分布为短历时暴雨的发生奠定了基础。

4.3 MCC 成熟之后(12—18 时)

如前所述 12 时 A 云团(图 6ff)已经发展成为 MCC,并有两条明显的积云线(北支 fh1 和西支 fh2)交汇在齐齐哈尔上空,使齐齐哈尔暴雨开始并持续 30 多分钟。12—18 时 MCC 持续向其西南方向扩展,并不断与其周围老云团和前方新云团合并,使 A 云团面积持续膨胀,成为庞大的 MCC。

13 时,A 云团向西南方向继续扩展,-52 °C TBB 已经部分覆盖泰来上空(图 7a)。从可见光云图上看得更为清晰,MCC 西南端伸展出两个细而尖的云(Jj1 和 Jj2),Jj2 位于泰来上空(图 7aa)。Jj1 从 13 时到 13 时 30 分面积迅速膨胀,相应的覆盖面积约由 990 km² 增大到 5976 km²,约增加了 6 倍,Jj1

面积迅速扩大的同时泰来暴雨开始,并出现明显的上升云顶。

14 时 MCC 继续向西南端伸展,低于 -52 °C 和 -60 °C TBB 面积迅速扩大,并出现 -60 °C 以下的云顶亮温(图 7b,bb)。13 时 30 分—14 时对流发展最强,泰来上空和云团 A 向西南方发展的切面处对流云团发展最强和最持久。泰来的强降水就发生在 13—14 时。另外,13—14 时 fh2 上出现 B、C 等小云团,其中,B 云团发展最明显,14 时位于内蒙古的突泉上空,并向东北方向移动,与 MCC 传播方向相向运动。

15 时 MCC 继续向西南发展,并与向东北方向移动并迅速发展的 B 云团合并(图 7c,cc)。由可见光云图可见,B 云团是由两个小云团组合而成(图 7cc)。

16 时,与 B 云团合并后的 MCC,又与 mg3 合并,面积继续扩大同时对流发展,出现低于 -60 °C 的云顶亮温,强对流正位于吉林的镇赉和洮南上空(图 7d)。从可见光云图上,在镇赉、洮南附近出现多处上冲云顶(图 7dd,由于临近傍晚上冲云顶识别能力比 14 时以前明显增强)。

16—17 时, MCC 在镇赉和洮南上空发展,有好几处出现上冲云顶,其西南端(位于洮南上空)又有

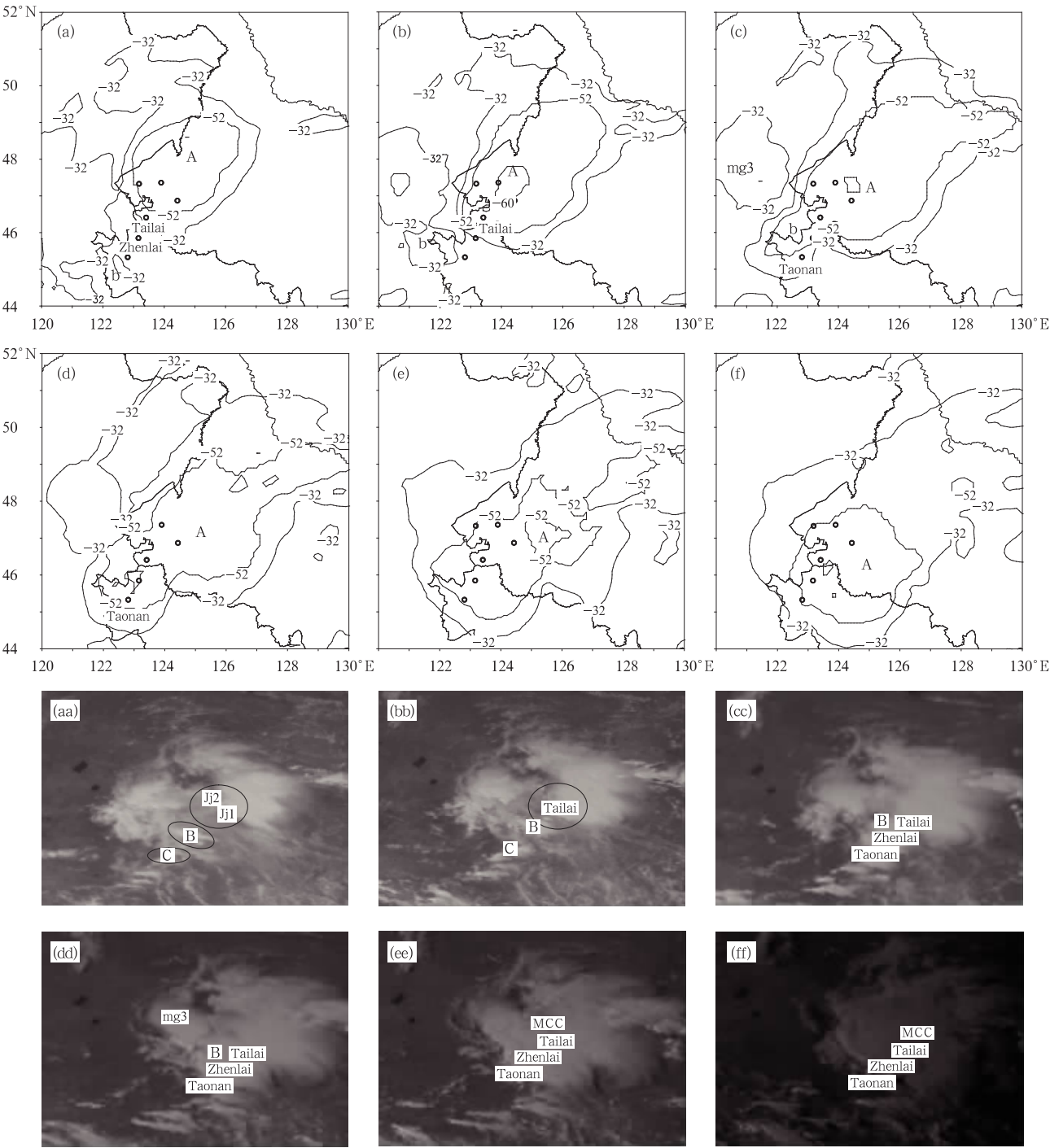


图 7 2006 年 8 月 10 日 13—18 时 MCC 成熟阶段 FY-2C TBB 和高分辨率可见光云图
(6 个小圆圈为 6 个暴雨站点)

Fig. 7 As in Fig. 6, but for the mature MCC period from 13:00 to 18:00 BST 10 August 2006
(Six white circles represent six heavy rain stations; panels a—f are from 13:00 to 18:00 BST
with an 1 hour interval, so are the panels aa—ff)

指状云团突现(图 7ee),说明在洮南附近又出现向西南方的传播。16—17 时镇赉和洮南短时暴雨是由 B 云团合并到 MCC 云团后对流强烈发展造

成的。
17—18 时西南端突现的指状云继续发展,镇赉、洮南依然出现多处上冲云顶,此时的上冲云顶非

常清晰(太阳落山前看得清楚),其中最强的 TBB 和上冲云顶已经移到洮南站东部(图 7f, ff)。18 时以后太阳落山,无可见光云图。从红外 TBB 云图中自动站资料可见,18 时以后 MCC 减弱。东北中西部 6 个市(县)的短历时暴雨结束。

从上面的分析可以看出,成熟阶段的 MCC 有两个特点:(1) 12 时以后成熟的 MCC 不断与周围的老云团和新生云团合并,使面积不断扩大,同时对流增强;(2) MCC 不断向西南端发展,西南端多处出现上冲云顶,此处对流发展最强。

5 MCS 传播与辐合线

分析 MCS 向西南端传播的原因发现:北、西两条辐合线的移动速度和方向决定了 MCS 的传播方向。并且,可见光云图上的积云线与地面辐合线一一对应。根据每 3 h 1 次的地面天气图,绘制了它们的动态分布图(图 8)。11 时位于龙江附近,14 时交汇在泰来,17 时在镇赉和洮南附近,20 时在哈尔滨东南。根据每小时的自动站地面图可知 12 时交汇在齐齐哈尔附近。可见北辐合线向东南移动,西辐合线向偏东方向移动,它们的交汇点随着时间先是向偏东方向移动(MCC 成熟之前),然后是自东北向西南方向推移(MCC 成熟阶段),之后是自西向偏东方向移动。这些交汇点出现的时间和位置与这次短历时暴雨出现的时间和位置一致,说明地面两条辐合线的交汇是产生暴雨的主要原因之一。

交汇点的位置取决于两条辐合线的移动方向和移动速度。当西支辐合线向东移动缓慢,北支向东南移动较快时,交汇点自东北向西南方向移动(如 12 时到 17 时);如果北辐合线移动缓慢,西辐合线向东移动较快,则它们之间的交汇点向偏东方向移动(如 08—12 时和 17—20 时)。

为了进一步说明暴雨产生的位置与辐合线和云团的关系,我们把 14 时自动站地面天气图的气压场、风场、1 h 的降水量和 TBB 叠加在一起(图 9)。如前所述,13 时 01 分—14 时 01 分泰来出现 91 mm 的降水,云团内其他地方的 1 h 降水量在 2 mm 以下。从图 9 可见,北、西两条辐合线交汇于 MCC 的西南端泰来附近。即最强降水发生在 MCC 西南端。由此进一步说明,暴雨 MCS 的传播方向与两条辐合线的交汇点位置和云团之间的关系。

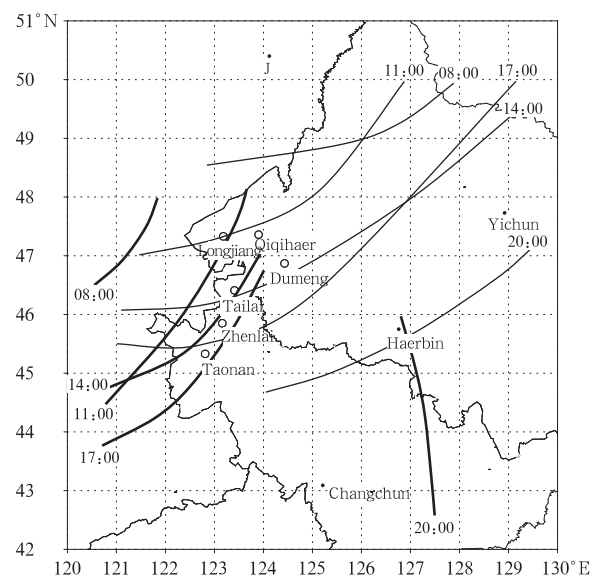


图 8 2006 年 8 月 10 日 08—20 时北(上,细实线)、西(下,粗实线)两条辐合线及其交点随时间演变
Fig. 8 Time-evolution of two convergence lines, one in the north (thin solid lines) and the other in the west (heavy lines)

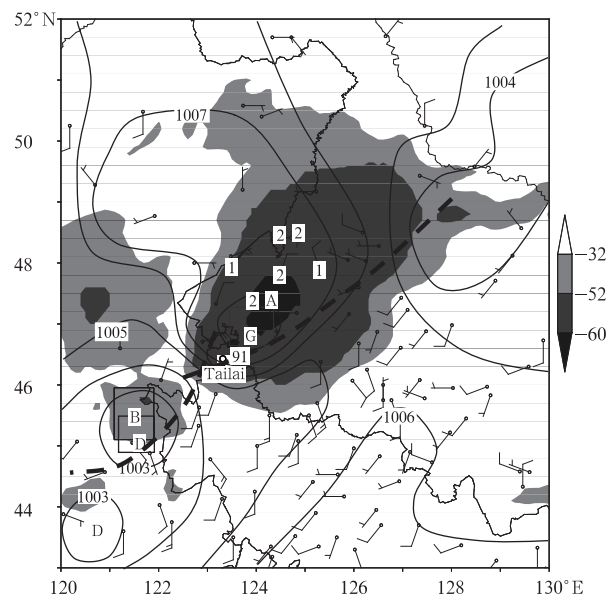


图 9 2006 年 8 月 10 日 14 时地面加密自动站观测分析 TBB、叠加显示
(阴影: TBB, 地面风场(长为 4 m/s), 小方框内数字: 1 h 降水量 (mm), 实线为等压线(间隔 1 hPa), 虚线为北(上)和西(下)两条辐合线, B 为西支辐合线上新生云团, G: 高压中心, D: 低压中心)
Fig. 9 Surface analysis of intensive data from an automatic meteorological station on 10 August 2006
(Shades represent TBB, bars for surface winds and long bar is 4 m/s. The digital in a small box denote 1 h precipitation sum at 14:00 BST. Solid lines represent sea level pressure (interval of 1 hPa), dashed line denote two convergence lines in the north and in the west. B denote nascent cloud clusters on the western line, and G/D the high/low pressure center)

6 触发机制

中尺度对流系统是在有利的条件下生成的。这种有利条件是:高温、高湿、对流性不稳定层结、有中等强度的风速垂直切变等。但即使有这种有利的环境条件出现,并不一定就有中尺度系统的生成。中尺度系统的生成除满足上述有利的环境条件外,还需要触发的条件。这是目前中尺度系统问题中最关键的问题之一(陶诗言,1980)。

由图 10 可见,08 时初始对流发展的地方(47° — 48° N, 123° — 124° E)处的 -32°C 云团),有 4 股气流向这里汇聚,第 1 股为经渤海的偏南气流($4\text{--}8\text{ m/s}$)到达初始对流南侧,第 2 股为由渤海经西南气流转为东南气流($2\text{--}4\text{ m/s}$)到达初始对流右侧,第 3 股为东北或偏北气流($2\text{--}4\text{ m/s}$),到达初始对流北部,第 4 股为位于初始对流西部的偏西气流(2 m/s)。偏南气流最强,偏西气流最弱。4 股气流汇集的地方正是 2 h 之后暴雨发生的地区。这里辐合强度超过 $1.0 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,中心强度达到 $2.0 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 以上。说明地面风场的较强辐合促使初始对流发展。那么,是哪一股气流的最后出现起到触发初始对流的作用呢?

从自动站每小时地面风场的时间演变过程可知,在暴雨发生前,初始对流附近的偏南暖湿气流、东南气流和很弱的偏西气流一直维持,只有暴雨区北部和东北部的东北(或偏北)气流在 8 日 06—09 时风向由偏南风转为东北(或偏北)风,这股东北气流的出现增强了初始对流附近的辐合。说明暴雨区北部及东北部的东北气流是触发初始对流发展的关键因素。

这股东北气流来自何处?通过分析前面的高空形势和北支辐合线的发展变化认为它主要来自北涡,所以北涡的再次加强和由它引导的冷空气南下使近地面辐合加强是暴雨初始对流发展的触发机制。

初始对流发展为暴雨云团后,其强下沉气流对其传播方向的新生暴雨云团的发展起很重要的触发作用。从图 9 可以看出,与 MCC 云团相对应的的是一个次天气尺度的高压系统,最内圈海平面气压为 1008 hPa。泰来附近的高压是由于强降水导致的雷暴高压,因为泰来 13 时没有降水,正处于中低压内(图略),海平面气压为 1003.7 hPa,14 时由于强降

水气压升高为 1006.1 hPa。从泰来本站 13 时 01 分—15 时每分钟降水和气压随时间的变化也可以看出(图 2),降水前后都是低气压,强降水对应气压升高(雷暴高压),而且降水峰值与气压峰值有很好的对应关系。13 时 01 分、14 时 01 分虽然不是降水前低压和雷暴高压的最低和最高值,但可以说明自动站 13、14 时地面图可以代表降水前低压和雷暴高压。因此,可以认为泰来雷暴高压与 MCC 内其他站点由雨后冷气团占主导地位形成的高压一起构成高压系统。泰来附近的雷暴高压在天气图上表现为高、低压之间的密集等压线。泰来本站的偏北风和其左侧站点的东北风说明雷暴高压伴随着强下沉气流在近地面向西南涌出,与其南部较强的偏南气流形成较强辐合,促使其西南部西支辐合线上的 B 云团迅速发展。如前所述, B 云团 14—15 时强烈发展,并与 MCC 云团合并,形成范围更大的 MCC。此后以西南端发展起来的新云团为主体继续向西南方向传播。这种新老云团之间的新陈代谢过程本身也是后续暴雨的一种触发机制,在这点上与寿绍文等(1978)的观点一致。

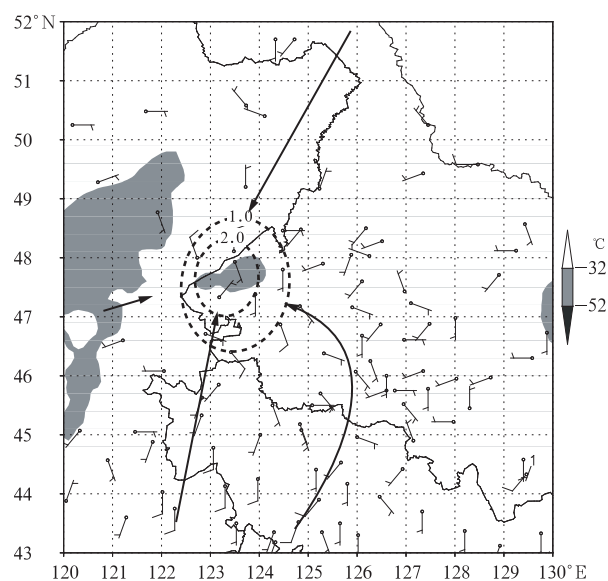


图 10 2006 年 8 月 10 日 08 时地面自动加密观测站分析、

TBB、地面风场(长线代表 4 m/s)叠加(4 个箭头分别代表 4 个方向气流,加粗点虚线为等辐合线,单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 10 Surface analysis of TBB, surface winds (long bar for 4 m/s) and intensive data from the automatic meteorological station at 08:00 BST, 10 August, 2006

(The four long arrows denote airflows in four directions, bold dot-dashed lines designate convergence lines (10^{-5} s^{-1}))

7 结论和预报中应该注意的问题

综上所述,得到以下结论:

(1) 此次过程是发生在中高纬平直西风环流、蒙古短波低槽东移加深形势下的一次短历时暴雨过程。

(2) 通过红外云图和高分辨率的可见光云图,分析了暴雨 MCS 如何从 γ 中尺度成长为 α 中尺度 MCC 的过程,阐述了 MCS 发展的原因。卫星云图北、西两条积云线对应地面天气图上北、西两条辐合线。这两条辐合线在移动过程中交汇,在交汇处 MCS 迅速发展是暴雨产生的主要原因。暴雨 MCS 在辐合线交汇处与邻近云团或新生云团的合并是 MCS 发展和产生暴雨的另一个原因。这两条原因与 Wilson (1986, 1993)、Purdom (1976)、Lemon (1976)、俞小鼎(2005)、方宗义(2006)描述的美国强对流发展的成因是一致的。

(3) 高温、高湿、对流性不稳定层结是 MCS 发生发展的有利环境条件。暴雨发生前夕对流凝结高度、自由对流高度明显降低有利于 MCS 对流发展。

(4) MCS 在 MCC 成熟之前主要向东传播, MCC 成熟之后主要向西南传播。传播的方向由北、西两条辐合线的移动方向和速度决定。它们交汇点的位置随时间的变化决定了暴雨 MCS 的传播方向。在两条辐合线的交汇处,辐合明显增强,促使对流新生。

(5) 来自北涡的东北(或偏北)气流携带的冷空气南下引起近地面辐合加强是暴雨初始对流的触发机制。初始对流发展为暴雨云团后,其强下沉气流沿近地面涌出加强了其传播方向新云团的发展,这种新老云团新陈代谢过程是后续暴雨的触发机制。

在预报中应该注意的问题:

(1) 东北短历时暴雨往往发生在无明显天气系统的环境下,要警惕高温、高湿、对流性不稳定区域发生短历时暴雨的可能性。

(2) 如果上游蒙古低槽前有减弱的蒙古云团东移,且移到高温高湿对流不稳定区域上空,要警惕其前方边缘处新生对流系统发生发展。如果有偏北风入侵,可能触发对流。

(3) 近地面层两条辐合线如果有积云线配合,两条辐合线在移动过程中可能相交,在相交处会产

生强对流。对东北来说,要警惕“人”字形和“T”或“J”字形辐合线。

(4) 蒙古云团前新生对流如果与老云团合并,或者与新生云团之间合并,会加强对流的发展。

(5) 高分辨率的可见光云图含有比较丰富的信息,对天气系统的发展有指示意义,尤其对中小尺度强对流云团监测和预报有指示意义。

致谢:国家卫星气象中心许健民院士、张晓虎高工、吉林省气象科学研究所刘实、黑龙江省信息中心周秀杰、泰来市气象局王德敏、齐齐哈尔市气象局李治民等为本文提供了所需的资料,谨此致谢。感谢审稿老师对本文提出的宝贵评阅意见。

参考文献

- 方宗义,覃丹宇. 2006. 暴雨云团的卫星监测和研究进展. 应用气象学报, 17(5):583-593
- 郭庆彤,陈丽芳. 1998. 东北地区暴雨天气系统概述. 东北水利水电, 164:23-25
- 何立富,陈涛,周庆亮等. 2007. 北京“7.10”暴雨 β —中尺度对流系统分析. 应用气象学报, 18(5):655-665
- 寿绍文,陈学溶,林锦瑞等. 1978. 1974年6月17日强飚线过程的成因. 南京气象学院学报, 01: 16-23
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社, 81pp
- 陶祖钰,葛国庆,郑永光等. 2004. 2004年7月北京和上海两次重大气象事件的异同及其科学问题. 气象学报, 62(6):882-887
- 俞小鼎,王迎春,陈明轩等. 2005. 新一代天气雷达与强对流天气预警. 高原气象, 24(3):456-464
- 张春喜,王迎春,王令等. 2008. 一次短历时特大暴雨系统的高分辨率卫星图像. 北京大学学报(自然科学版), 44(4):647-650
- 郑秀雅,张廷治,白人海. 1992. 东北暴雨. 北京:气象出版社, 1-6
- 中国水文图集(内部资料). 1963. 中国科学院水利电力部水利水电科学研究所编. 37pp
- Lemon L R. 1976. The flanking line, a severe thunderstorm intensification source. J Atmos Sci, 33:686-694
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes. Bull Amer Meteor Soc, 61(11):1374-1387
- Purdom J F W. 1976. Some uses of high-resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. Mon Wea Rev, 104:1474-1483
- Wilson J W, Muller C K. 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. Wea Forecast, 8:113-131
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms by radar observed boundary layer convergent lines. Mon Wea Rev, 114:2516-2536