第 65 卷第 2 期
2007 年 4 月

气 象 学 报
ACTA METEOROLOGICA SINICA

Vol. 65, No. 2
April 2007

# “05.6”东北暴雨中尺度对流系统研究 Ⅰ：常规资料和卫星资料分析*

寿亦萱[1,2]　许健民[2]

1 南京信息工程大学大气科学系，江苏省气象灾害重点实验室，南京，210044
2 国家卫星气象中心，北京，100081

**摘　要**

应用常规气象资料与卫星资料相结合的办法，研究了 2005 年 6 月 10 日午后在黑龙江省中东部发生的暴雨中尺度对流系统(MCSs)的大尺度环流背景、大气层结演变特征、下垫面条件以及中尺度对流系统。结果表明：此次暴雨(简称“05.6”东北暴雨)是发生在高空槽东移加深过程中的一次对流天气过程。中尺度对流系统处于前倾疏散的高空槽槽前，高空辐散，低空辐合，为 MCS 发生提供了有利的大尺度动力条件。暴雨发生前对流层低层有西南—东北走向的湿舌，为暴雨提供了有利的水汽条件。高空干冷平流与低空的暖湿平流形成的差动平流，造成此处大气的层结不稳定度增强。此外，从地面接收到的太阳辐射能量分布情况来看，下垫面不均匀加热引起的热力环流是这次暴雨过程中尺度对流系统发生发展的一个重要的触发机制。研究地面中尺度切变线演变与此次暴雨对流系统发生发展的关系发现，切变线上对流强弱分布是不均匀的，其中在弧形切变线曲率最大处的对流最强，与沙兰河上游暴雨有关的对流云团就出现在这个地区。以上事实表明，地面中尺度切变线可能是此次暴雨发生发展的另一个关键因素，而造成切变线上对流发展不均匀的原因可能和切变线走向与环境风场的配置有较大关系。

**关键词**：中尺度对流系统(MCS)，中尺度切变线，下垫面不均匀加热，湿舌。

## 1　引　言

中国夏季降水区主要集中在华南、江淮流域以及华北和东北地区，根据雨区分布不同，中国暴雨类型主要分为华南暴雨、江淮梅雨锋暴雨以及华北和东北暴雨等[1]。近年来，随着数值预报模式和遥感资料的广泛应用，国内对暴雨的中尺度对流系统(MCSs)的研究也逐渐深入。从研究的内容来看，目前更多的研究集中在探讨梅雨锋暴雨和华南前汛期暴雨上，而对北方暴雨尤其是东北暴雨的研究相对较少。

东北暴雨具有北方暴雨的一般特点，即具有季节性强，降水次数少，历时短，强度大等特征[2-6]。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，这就不可避免地给天气分析和预报造成很大的困难。

一般来说，对暴雨的中尺度对流系统的研究主要有两种途径，一种是通过数值预报模式进行研究，另一种就是通过观测资料进行诊断分析研究。就东北暴雨的研究来说，受观测资料的限制，大多数与这类暴雨中尺度系统相关的研究都是采用了数值模拟的方法[7-11]。例如，陈力强等[9]用 MM5 模式研究了一个由东北冷涡诱发的 MCS 三维动力结构的演变。王健等[10]应用 MM5 模式和雷达资料相结合的方式分析了 2003 年 8 月 5—6 日发生在辽宁地区一次暴雨过程的大尺度天气形势和强对流系统发生发展规律。戴廷仁等[11]应用 MM5 模式对受华北气旋影响所产生的 2003 年 8 月 5—6 日东北地区暴

* 初稿时间：2006 年 3 月 9 日；修改稿时间：2006 年 6 月 20 日。
资助课题：国家自然科学基金项目(40405009、4057022)；国家重点基础研究发展规划项目(2004CB418301)；江苏省气象灾害重点实验室项目(KLME050201)；江苏省自然科学基金项目(BK2005141)。
作者简介：寿亦萱，主要从事卫星气象学、中尺度气象学和大气遥感科学技术研究。E-mail：yixuan_S@nsmc.cma.gov.cn；liljas_shou@yahoo.com.cn

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

雨天气进行了数值模拟。

用观测资料进行的东北暴雨理论分析研究,过去多集中在应用常规资料的诊断分析上[12-13],近年来也有人利用非常规资料进行研究。例如,许秀红等[14]采用地面逐时降水、静止卫星红外云图和云顶黑体温度 (TBB) 等资料,分析了 1998 年 8 月上旬嫩江、松花江流域的两类不同中尺度雨团的云型和 TBB 特征,揭示出中尺度雨团对应的中尺度云团发生、发展、移动及消亡的特征,但这类工作相对较少。

随着大气遥感技术的提高,从卫星、雷达反演出来的大气信息越来越多,如根据静止气象卫星反演出来的高密度云迹风是目前数值预报中使用效果最明显的非常规资料之一[15],在暴雨的数值天气分析和预报中具有广泛的应用前景[16]。FY-2 是中国自行研究开发的第一代静止气象卫星[17]。目前运行的 FY-2C 卫星所提供的大量高时空分辨率的卫星云图及其反演产品,为揭示暴雨中尺度系统的动力学特征创造了有利的条件。

本文尝试在不借助数值模式的情况下,利用常规观测资料与卫星资料相结合的方法,以 2005 年 6 月 10 日发生在黑龙江省中东部由南至北发展的一次暴雨过程为对象,研究东北地区暴雨中尺度对流系统发生发展的大尺度和中尺度动力和热力条件。

## 2　资料说明

### 2.1　常规资料

本文所使用的常规资料包括:2005 年 6 月 9 日 20 时—10 日 20 时(北京时,下同)探空资料,1000—100 hPa 温度、高度、风场及温度露点差、$T$-ln$p$ 图资料;2005 年 6 月 10 日 08—17 时地面加密观测资料;2005 年 6 月 3—10 日 24 h 降水量资料(加密观测和常规观测);2005 年 6 月 9 日18:00UTC—10 日 12:00UTC 6 h 一次的 1°×1°的 NCEP 再分析资料,用于讨论 MCS 发生前及发生期间的大尺度条件。

### 2.2　非常规资料

(1) FY-2C 静止卫星资料: 2005 年 6 月 10 日 00:00—09:00UTC 1 h 一次的卫星云图数据(05:00—06:00UTC 为 0.5 h 间隔);2005 年 6 月 9 日 18:00UTC—10 日 12:00UTC 卫星反演的 6 h 一次的云迹风资料(空间分辨率约:1°×1°);2005 年 6 月 10 日 00:00—09:00UTC 卫星反演的 0.1°×0.1° 1 h 一次的 TBB 资料和地面入射太阳辐射资料。

(2) 雷达资料:牡丹江 3830 型 C 波段天气雷达反演的 1 h 降雨量(时间范围: 2005 年 6 月 10 日 12:56—14:30);

(3) GIS(地理信息系统)数字高程数据。数据水平范围:90°S—90°N,20°—180°E;空间分辨率:0.00833°×0.00833°。

## 3　天气实况

从 2005 年 6 月 10 日 08 时—11 日 08 时常规雨量站观测的 24 h 雨量分布情况(图 1)可以看到,强雨区主要集中在黑龙江省和吉林省中东部地区的一条东北—西南走向的降水带上。实况天气显示,10 日 11—17 时,这条降水带上曾出现强雷暴天气。

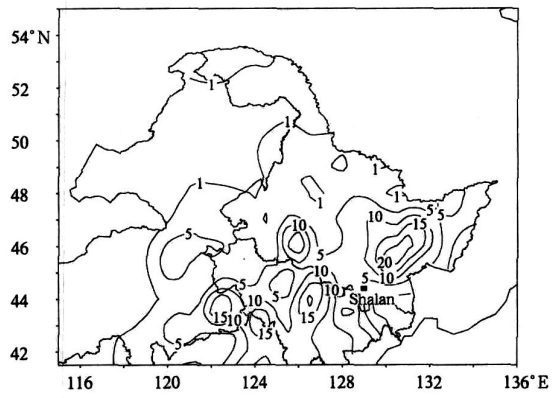


图 1　2005 年 6 月 10 日—11 日 08 时 24 h 降水量分布

Fig. 1　24 h rainfall distribution at 08:00 BST 11 June 2005

而从雷达资料反演的 1 h 雨量来看(彩图 2),2005 年 6 月 10 日 11:00—14:30,黑龙江省中东部地区分布着多个长几十千米至上百千米的雨带,在这些中尺度雨带上很多地区 1 h 雨量都在 10 mm 左右。从 1 h 降水量和持续时间来看,这些地区都达到了暴雨标准。但是由于这些降水区的范围小且不集中,因此在大尺度系统降水量统计图上几乎看不到。

另外,从彩图 2 可见,雨带上位于黑龙江省宁安市和海林市交界处的强降水范围最大且最强。从时间和地理位置来看,它们与这次沙兰河上游的暴雨有密切关系。暴雨引发的洪水造成了沙兰河下游的沙兰镇地区出现泥石流灾害,造成了重大的生命和财产损失。根据 6 月 10 日 12:56 的 1 h 雷达降水量估计图(图 2a)分析,强降水大约是从 10 日 12 时

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

左右产生的。12—13 时,1 h 降水量为 6.35—12.7 mm。从 13 时以后,位于海林市境内的降雨云团逐渐减弱消散,部分云团并入南边的云团中。由 14:30的 1 h 降水估计图(图 2b)可见,两个对流云团完全合并后雨区范围有所扩大,降水强度也略有增强,部分地区 1 h 降水量为 12.7—19.05 mm。根据当地实况报告,位于沙兰河上游的强降水大约在 15 时左右结束,前后持续了约 3 h。可见这场强降水过程的局地性很强,主要由中小尺度系统造成的。

## 4 高空环流形势分析

从 6 月 9 日 08 时—6 月 9 日 20 时的 500 hPa 高空图(图略)可以看出,此次暴雨发生前高空环流形势呈两脊一槽型。乌拉尔山附近和雅库茨克地区分别有阻塞高压存在,贝加尔湖地区则为宽广而稳定的长波槽区。受雅库茨克阻塞高压与日本东南部海上的副热带高压同相叠加的影响,位于贝加尔湖地区的冷槽在东移进入东北地区时移动缓慢,造成 6 月 10 日 08 时以前中国东北地区一直处于槽前暖湿气流中。槽后弱冷空气在西北气流的引导下不断东移南下,与槽前的西南暖湿气流交绥,造成东北地区持续阴雨天气。从 6 月 10 日 08 时高空图(图 3)上可以看到,高空形势在过去 12 h 内出现一个明显的调整。乌拉尔山高压东伸加强,与东侧的雅库茨克高压合并,槽后西北气流明显加强,此次发生暴雨的地区位于高空槽的槽前。

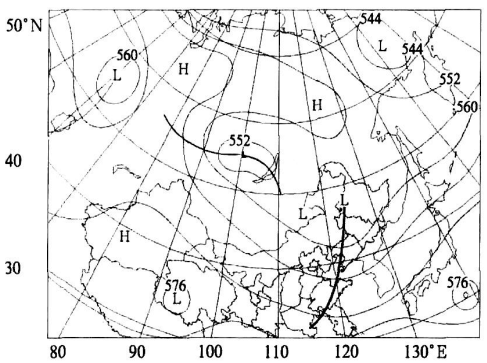


图 3 6 月 10 日 08 时 500 hPa 的高度场(单位:dagpm)

Fig. 3 500 hPa geopotential height (dagpm) field at 08:00BST 10 June 2005

由图 4 给出的卫星云图和云迹风的叠合可见,强降水发生前后东北上空的高空槽槽前在卫星云图上表现为逗点状云系,在云迹风图上则表现为从西南风到西北风的反气旋性转折。6 月 10 日 20 时以前槽前的风有明显的疏散特征,这种疏散槽结构有利于高空槽的加深。在 6 月 10 日 11 时以前的可见光云图(图 5)上,在槽线前方有一片层状云区,由于这些层状云的云顶高度较低,因此在红外云图(图 4)上看不清楚,但是在可见光云图(图 5)上,它们是非常清楚的。11 时以后,在这片层状云区的东北侧边缘出现了一系列对流云团(图 5),它们随环境气流由西南向东北移动(图略)。以上特征表明,此次暴雨是高空槽东移加深过程中的一次对流性天气过程。

根据 NCEP 1°×1°再分析资料计算出黑龙江省东南部对流层高层(250 hPa)和低层(850 hPa)的散度分布情况(图略),可以看到,这些区域上空对流层高层为辐散区,低层为辐合区。这种高低空环流配置表明暴雨发生前雨区附近的气层中已经具有对流层上部辐散下部辐合的特征,这是这次对流天气形成的重要的大尺度动力因素。

随着乌拉尔山高压继续东伸南移,雅库茨克高压向东南方向移动。6 月 10 日 20 时的 500 hPa 高空形势图上(图略),原来位于雅库茨克的高压南移到黑龙江省的东北部边界上空,黑龙江省中东部的对流活动逐渐趋于停止。

## 5 高空热力分布和稳定度分析

降水发生前 6 月 10 日 08 时的高空槽垂直结构在 500 hPa 以下的对流层中低层具有随高度向槽线移动方向(向东)倾斜的特征。以 6 月 10 日 08 时位于槽线附近的内蒙古通辽市探空站为例,850 hPa 上吹西南风,700 hPa 上吹偏西风,500 hPa 上吹西北风。前倾结构使高层的干冷空气叠加在低层的暖湿空气之上,形成高低空的温度和湿度的差动平流,使层结愈来愈不稳定,当受到抬升力作用时,这种对流不稳定能量就会得到释放而使强降水发生。

从 6 月 10 日 08 时高空槽前的哈尔滨站高空风随高度变化的情况(图 6)可见,位于高空槽前对流层低层风向随高度出现明显的顺转,而对流层中高层(500 hPa 以上)风向随高度逆转,表明降水发生前高空槽槽前地区上空对流层低层为暖平流,高层为冷平流,温度层结上具有上冷下暖的特点。

在 2005 年 6 月 10 日 08 时 925 hPa 的比湿图(图 7a)上出现一条西南—东北走向的湿舌,从辽宁、吉林中东部,伸向黑龙江中东部。在湿舌的西北

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

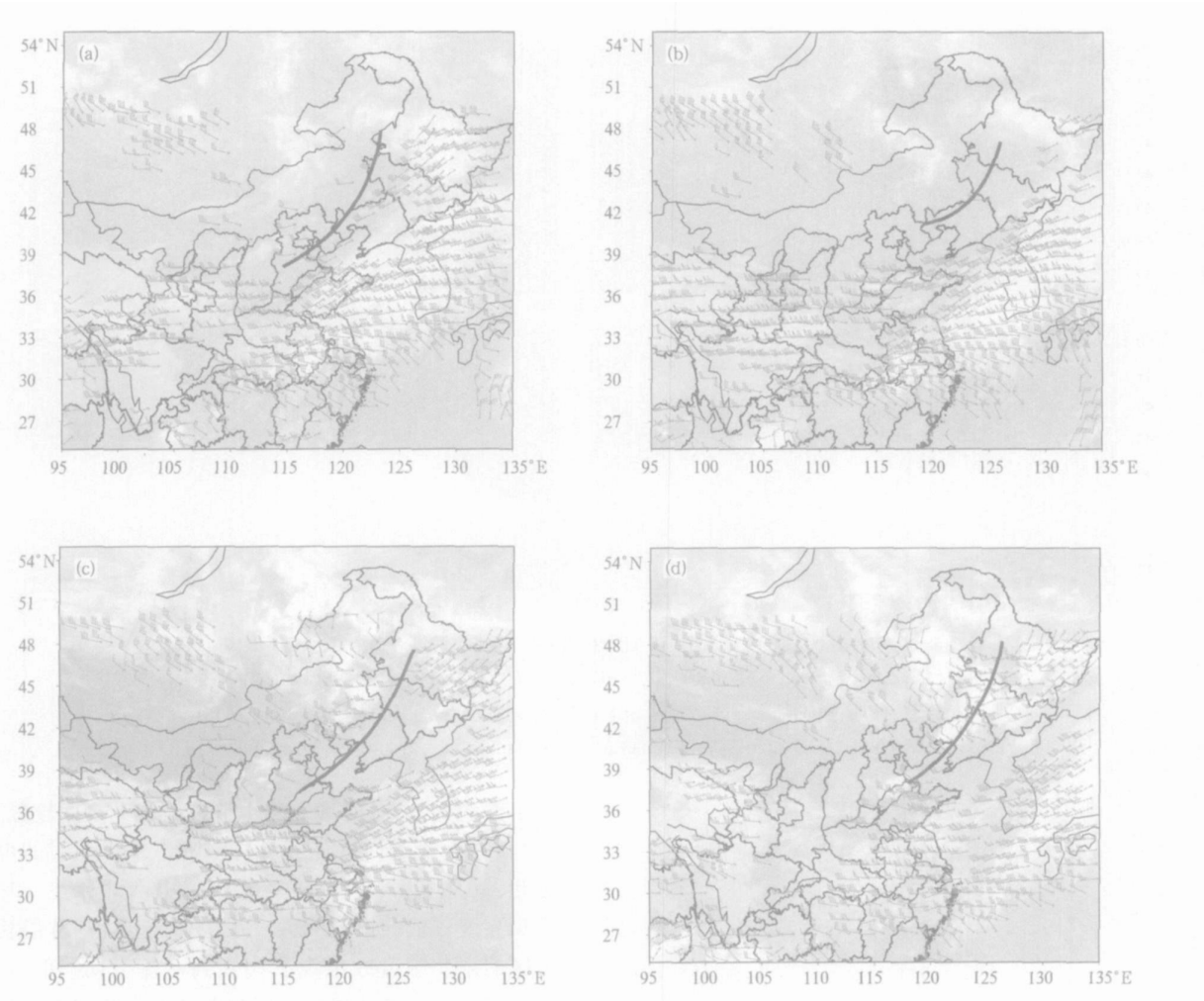


图 4　2005 年 6 月 10 日 02 —20 时对流层上部(400 —100 hPa) 云迹风(单位:m/ s)
(a. 02:00, b. 08:00, c. 14:00, d. 20:00;粗实线表示槽线位置)
Fig. 4　Upper level (400 - 100 hPa) cloud motion vector (unit:m/ s) maps during 02:00 - 20:00BST 10 June 2005
(a. 02:00, b. 08:00, c. 14:00, d. 20:00; thick solid curve:trough line)

方向等比湿线很密集。沿这条湿舌,低空的西南风将水汽输送到暴雨区附近,为强降水提供了有利的水汽条件。而在 2005 年 6 月 10 日 08 时 850 hPa 的 $\theta_{se}$分布图(图 7b) 上可以看到 $\theta_{se}$高值区与图 7a 中的湿舌位置和走向十分一致。

沿图 7b 上的粗直线作 $\theta_{se}$的垂直剖面图(彩图 8) 可以考察暴雨发生地区大气的垂直结构。在剖面图上,湿舌对应 $\theta_{se}$的高值区,02 时(彩图 8a) 湿舌的范围大约在 124.5°—131°E,08 时(彩图 8b) 湿舌的范围变化到 125.5°—130.5°E。在湿舌东西两侧的对流层中下部都是 $\theta_{se}$的低值区,西侧 $\theta_{se}$的低值区对应刚刚南下的新鲜冷空气;东侧 $\theta_{se}$的低值区对应的是高空槽前的变性冷空气。在湿舌上空,对流层下部是高 $\theta_{se}$区,对流层中部是低 $\theta_{se}$区,因此层结很不稳定,这与上面分析的高低空温湿差动平流一致。02 —08 时,在发生强对流的地区(128°—129°E),地面附近高 $\theta_{se}$区趋于更高,对流层中部的低 $\theta_{se}$区趋于更低;层结趋于更不稳定。这说明暴雨发生前,降水区附近高低空的温度和湿度的差动平流是造成上冷干下暖湿的不稳定大气层结的重要因素。

在 2005 年 6 月 10 日 08 时的稳定度 TT 指数[18]分析图(图 9) 上,TT 指数超过 53 ℃的不稳定区大致覆盖了当天发生强对流的地方。但是,并不是所有 TT 指数高的地方都发生了强对流,也不是 TT 指数最高的地方对流最强。这是什么原因呢?我们认为与下面的物理因素有关。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

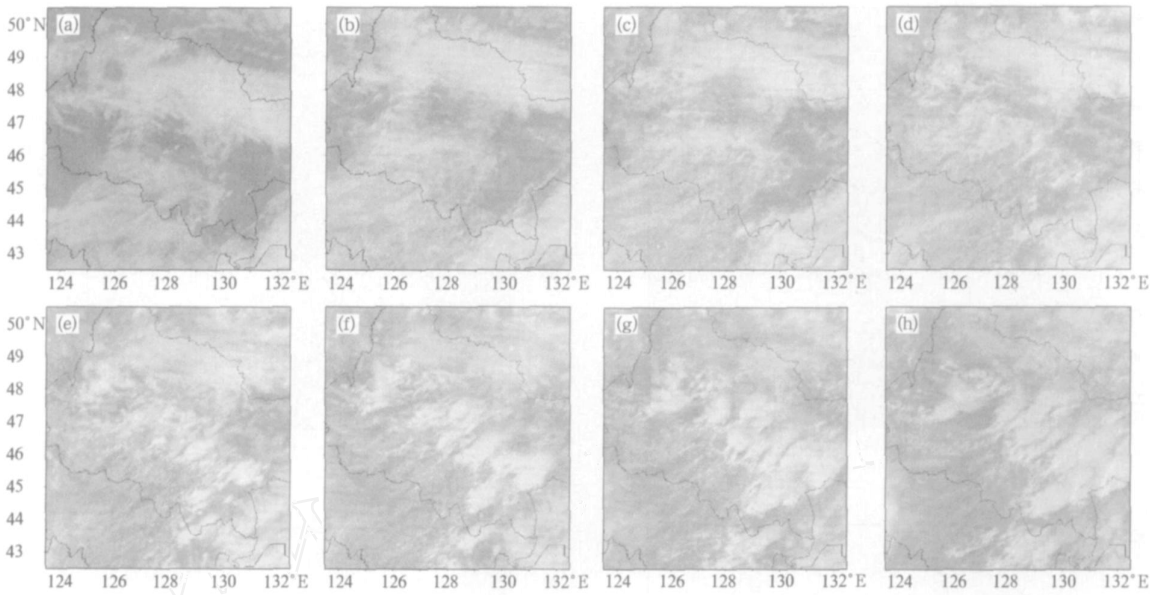


图 5 2005 年 6 月 10 日 08 —15 时 FY-2C 静止卫星云图

(a. 08:00, b. 09:00, c. 10:00, d. 11:00, e. 12:00, f. 13:00, g. 14:00, h. 15:00)

Fig. 5 Hourly visible cloud images of FY-2C geostationary satellite on 10 June 2005

(a. 08:00BST, b. 09:00BST, c. 10:00BST, d. 11:00BST, e. 12:00BST, f. 13:00BST, g. 14:00BST, h. 15:00BST)

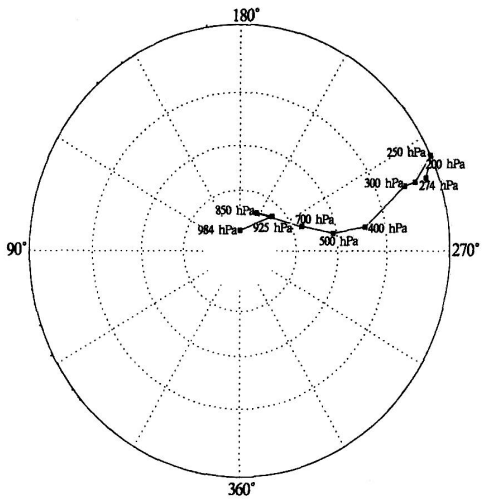


图 6 6 月 10 日 08 时哈尔滨站高空风

Fig. 6 Upper wind chart of Haerbin station at 08:00 BST 10 June 2005

## 6 下垫面温湿条件分析

由 6 月 3 —9 日中国东北和内蒙古东北部的累积降水量(图略)可见,10 日发生强降水前一周内,黑龙江省大部分地区都出现过降水,累计雨量超过 20 mm 的地区集中在黑龙江省中部一条东北 —西南走向的雨带上,连续性降水造成此处下垫面较湿。

在前面分析中已经指出,强降水发生前后的可见光云图(图 5)上,位于黑龙江省中南部存在一片云顶高度较低的层状云区。从 11 时起,在这片层状云区的东北侧边缘出现了一系列对流云团(图 5)。比较图 5 上的这片层状云区与图 7 上的低层湿舌后发现,这片层状云区与低空湿舌的走向和位置基本一致。湿舌区上空由于有云层覆盖,地面接收到的太阳辐射相对较低;而在湿舌前方的晴空区,地面接收到的太阳辐射相对较高。也就是说在上午低空层状云区的边缘附近,存在地面入射太阳辐射的不均匀加热。这种不均匀加热在 FY-2C 气象卫星地面入射太阳辐射产品上得到了定量的证实(彩图 10)。湿舌北侧和东侧的晴空区里(即从 46.5 °N、128 °E,向东偏南方向经 45 °N、131 °E,折向南偏西方向至 43.5 °N、130 °E 一线的两侧),太阳入射辐射能量强;而在被该折线包围的低空层状云区(即湿舌)内部,太阳入射辐射能量弱。这导致在低空层状云区(湿舌)边界附近形成了一条太阳入射辐射能量的不连续线。08 时(彩图 10a)这条不连续线两侧入射太阳辐射能量的差约为 200 W/m$^2$,至 09 时(彩图 10b)这条不连续线两侧入射太阳辐射能量的差达到了近

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

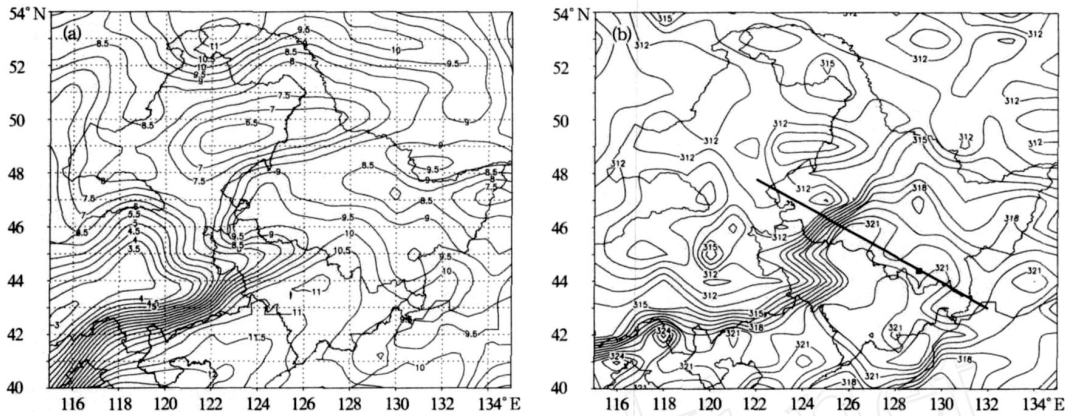


图 7　2005 年 6 月 10 日 08 时 925 hPa 的比湿场(a;单位:g/kg)和 850 hPa $\theta_{se}$ 分布(b;单位:K)

Fig. 7　925 hPa specific humidity (a;g/kg) and 850 hPa $\theta_{se}$ (b;K) at 08:00BST on 10 June 2005

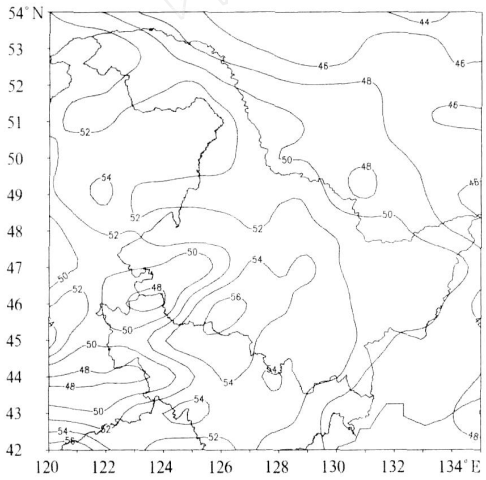


图 9　2005 年 6 月 10 日 08 时 TT 指数分布(单位:℃)

Fig. 9　Distribution of TT index (℃) at 08:00BST 10 June 2005

300 W/m$^2$。这表明,暴雨发生前,雨区附近存在着显著的下垫面不均匀加热现象。这种不均匀加热使云区(湿区)边界处的空气被迫抬升,形成对流。从 11 时开始,在这条不连续边界线上,可以看到一连串对流云团。上述现象表明,下垫面的不均匀加热是强对流的热力触发机制。

## 7　地面中尺度切变线及其与 MCS 的关系

从 6 月 10 日 05 时开始,在高空低压中心下方的地面天气图上,风场的气旋性旋转逐渐增强。08 时,该地区形成了一个β中尺度气旋中心(图 11)。中尺度气旋前部的西南风和东北风相遇构成了一条中尺度暖式切变线。这条中尺度切变线从图 11 上位于 46°N、125°E 的气旋中心开始向东偏南方向伸展,在 45°N、131°E 附近折向南偏西方向,一直伸展到吉林省的中朝边境附近,整条切变线走向呈向东北方向凸起的圆弧状,最大曲率位于 45°N、131°E 附近地区。这条地面切变线的位置和形状与彩图 10 上位于层状云与晴空区之间的能量不连续线相吻合。将同时刻的地面天气与云图叠加(图 11)后发现,地面报告中雷暴天气的位置,都处于云图上对流云团的内部,对流云团分布与切变线的走向基本一致。这表明黑龙江省中东部对流云团的发生发展与这条地面中尺度切变线具有密切的关系。

10 日 11 时在可见光云图与地面气象站天气报告叠合图(图 11)上,在地面切变线南端,即沙兰河西南方开始出现雷暴天气。11—12 时沿切变线出现了一连串尺度很小的对流云团。在发生之初,云团的面积较小,相互之间是分离的。但其面积膨胀很快。14 时(图 11c),对流云团逐渐相连,形成了一片范围较大的雷雨云区,说明此时对流高度已经达到对流层顶,云砧在环境气流的作用下向东北方向明显扩大。此时的天气实况显示,沿切变线一带都出现了强雷暴天气,这些雷暴使地面气压场上出现连续的气压扰动。17 时地面图上(图 11d),中尺度气旋以及切变线略向东移动,并有所减弱。

对 FY-2C 可见光云图进行增强显示后(图 12)发现,在这些对流云团的云砧内部,还存在着很多小的上冲云顶(图 12 中用黑线勾出)。从图中云砧面积的变化与云团中上冲云顶的数量来看,两者具

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

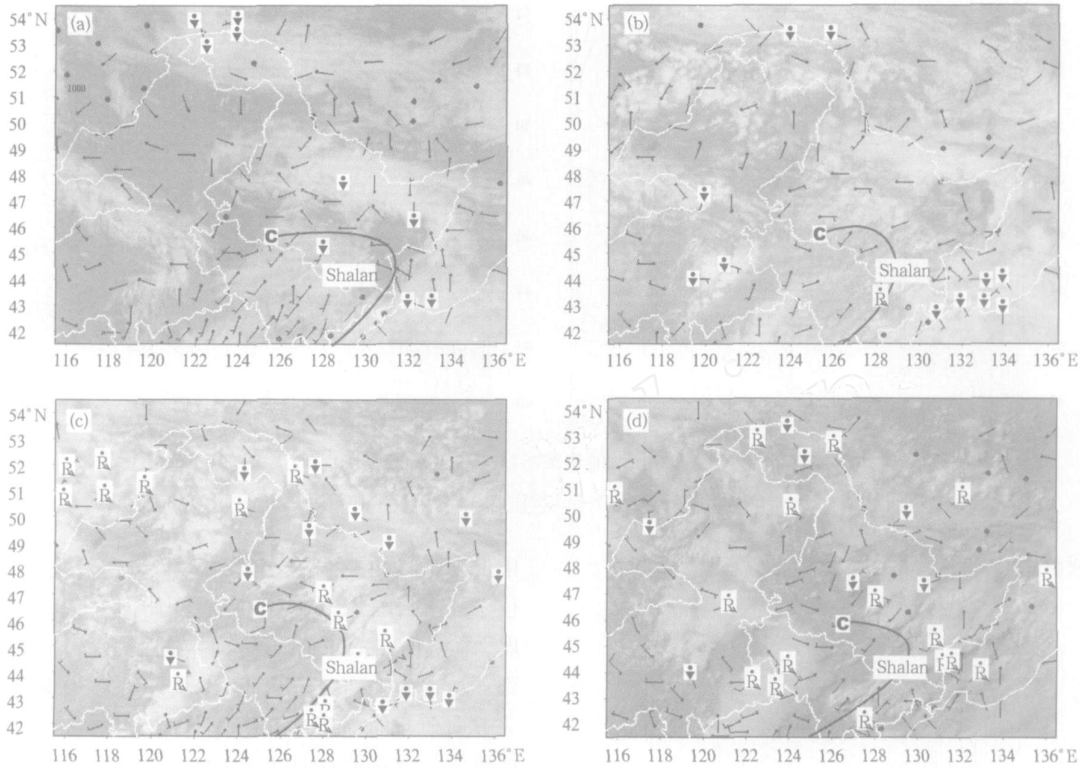


**图 11 2005 年 6 月 10 日地面风场与可见光云图叠合图**

(a. 08:00, b. 11:00, c. 14:00, d. 17:00;图中粗实线表示地面切变线,"Shalan"表示沙兰河)

Fig. 11 Visible satellite images on 10 June 2005 overlaid with surface winds

(a. 08:00, b. 11:00, c. 14:00, d. 17:00; the thick solid curve denotes a surface shear line, "Shalan" denotes Shalan River)

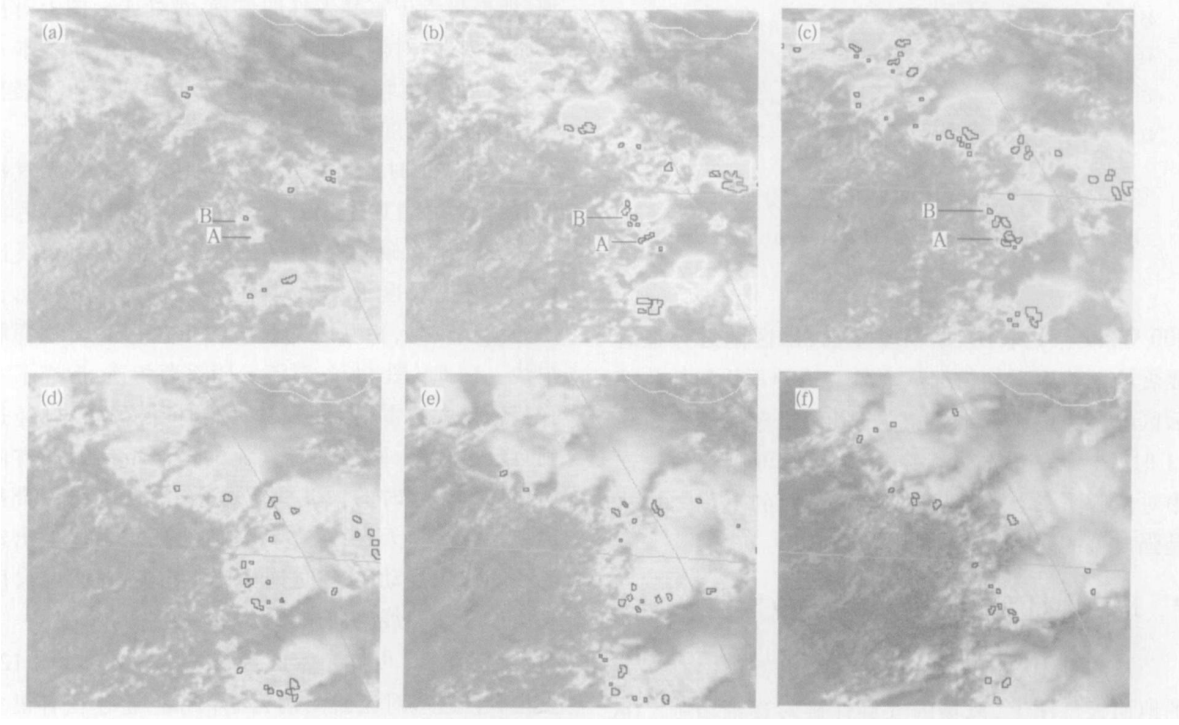


**图 12 2005 年 6 月 10 日对流云团中上冲云顶分布演变**

(a. 11:00, b. 12:00, c. 13:00, d. 13:30, e. 14:00, f. 15:00)

Fig. 12 Spatio-temporal evolution of overshooting cloud tops embedded in the convective cloud clusters on 10 June 2005

(a. 11:00BST, b. 12:00BST, c. 13:00BST, d. 13:30BST, e. 14:00BST, f. 15:00BST)

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

有较好的相关性。以图 12 中云团 A 为例,对云砧和上冲云顶进行统计分析,结果表明,云砧面积变大,上冲云顶的数量增多。且由于上冲云顶是直接由强烈而集中的上升运动造成的,上冲云顶越多、越大或越高,表明此处对流层中的上升运动越强。受这种上升气流的作用,云团下方的暖湿空气集中上升到高空,在到达对流层上部后随高空外流扩散形成云砧。

从上冲云顶的位置分布(图 12)来看,它们大多集中在对流云团的尾部靠近切变线的地方,且正好位于呈圆弧状弯曲的地面中尺度切变线曲率最大处附近,并大致呈西南—东北方向排列。这可能和环境气流与切变线走向的相互关系有关。由图 13 可见,地面中尺度切变线曲率最大处位于低空湿舌顶端的东部,该处环境风与切变线近于垂直,切变线两侧有西南风和偏东风的辐合,从而造成很强的水汽辐合和上升运动,产生旺盛的对流并向东北方向传播。同时,在切变线的南段其走向(北北东—南南西)与环境风近于平行,并有西南风和东南风的辐合,因此沿线也出现了较强的对流,并随高空槽前西南气流向北平流。Purdom 指出(个人讨论),在切变

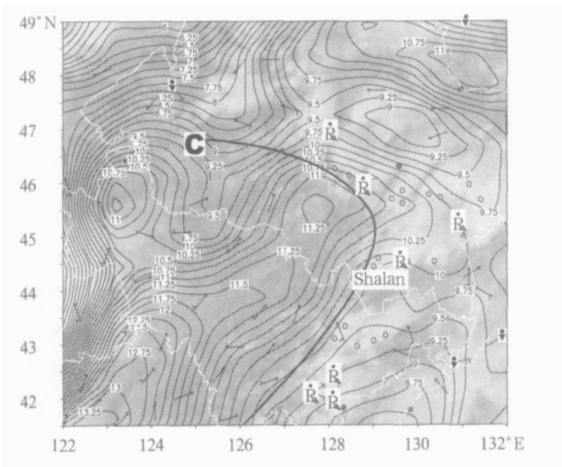


图 13　2005 年 6 月 10 日 14 时 925 hPa 湿度场、地面风场和 FY-2C 可见光云图叠合图
(等值线为等比湿线;粗黑线为地面中尺度切变线;C 为地面气旋中心;小黑圈为上冲云顶的位置)
Fig. 13　FY-2C visible satellite image overlaid with 925 hPa specitic humidity (thin solid line; g/kg) and surface winds at 14:00BST 10 June 2005 (the thick solid line denotes a surface shear line; letter C is the center of a surface cyclone; the little black circles are the locations of overshooting cloud tops)

线与环境气流近于平行的区段,下游的对流单体卷入了从上游对流单体平流过来的湿空气,会使对流更容易发展。在这个个例中,南段切变线上不断有暖湿空气卷入并向东北方向输送,致使沿切变线一带的低空水汽由南向北逐渐增加,并向这段切变线的北端(即切变线曲率最大处)集中,使对流层中高层的水汽增加,湿层增厚,因此进一步促进了该处的对流发展。

## 8　沙兰河上游 MCS 发生发展的动力、热力条件分析

此次出现强对流天气的沙兰河上游地区位于切变线曲率最大处附近,由上面分析可知,此处的对流发展较为剧烈。下面对沙兰河上游地区(44.2°N、128.96°E)的物理量的变化作诊断分析,以了解此处对流系统的发生发展过程中热力和动力条件的演变情况。

图 14 给出的是(44.2°N、128.96°E)处 08 时和 14 时的温、湿、风等物理量的垂直分布廓线。首先从温度层结图(图 14a)上看,在 MCS 生成前,低层没有出现明显的逆温区,只是 850—800 hPa 的气层内温度垂直递减率相对于低层略有减小,在温度垂直廓线上形成了一个不太明显的折角,零度层位于 700 hPa。而由相对湿度图(图 14b)来看,850 hPa 以下的对流层低层的空气相对湿度随高度逐渐增加,最大相对湿度出现在 850 hPa,达到 90 %以上,接近饱和状态,从这个高度向上相对湿度又急剧减小,表明此时对流层中部 700—550 hPa 气层内的空气较为干燥。结合垂直运动的垂直廓线可以进一步发现(图 14e),聚集着大量干冷空气的对流层中部对应于下沉运动区,而此时只有 1000—750 hPa 的对流层低层存在较弱的上升运动,最大上升运动出现在 850 hPa,大小约为 - 0.1 Pa/s。由层结稳定度($\partial\theta_{se}/\partial p$)图(图 14f)可见,对流层中部 650—450 hPa气层内空气呈中性稳定状态。这些特征表明对流层中部的干暖空气柱可能是由于高空干冷空气下沉增温产生的。另外,在流场上,水平风场的 $u$ 分量(图 14c)从低层到高层均为一致的西风,而水平风场的 $v$ 分量(图 14d)除了在 800—550 hPa 气层中出现偏北气流以外,其余各层均为偏南气流。这既印证了本节分析得出的对流层中部存在干冷空气下沉的结论,又印证了第5节所分析得出的高空

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

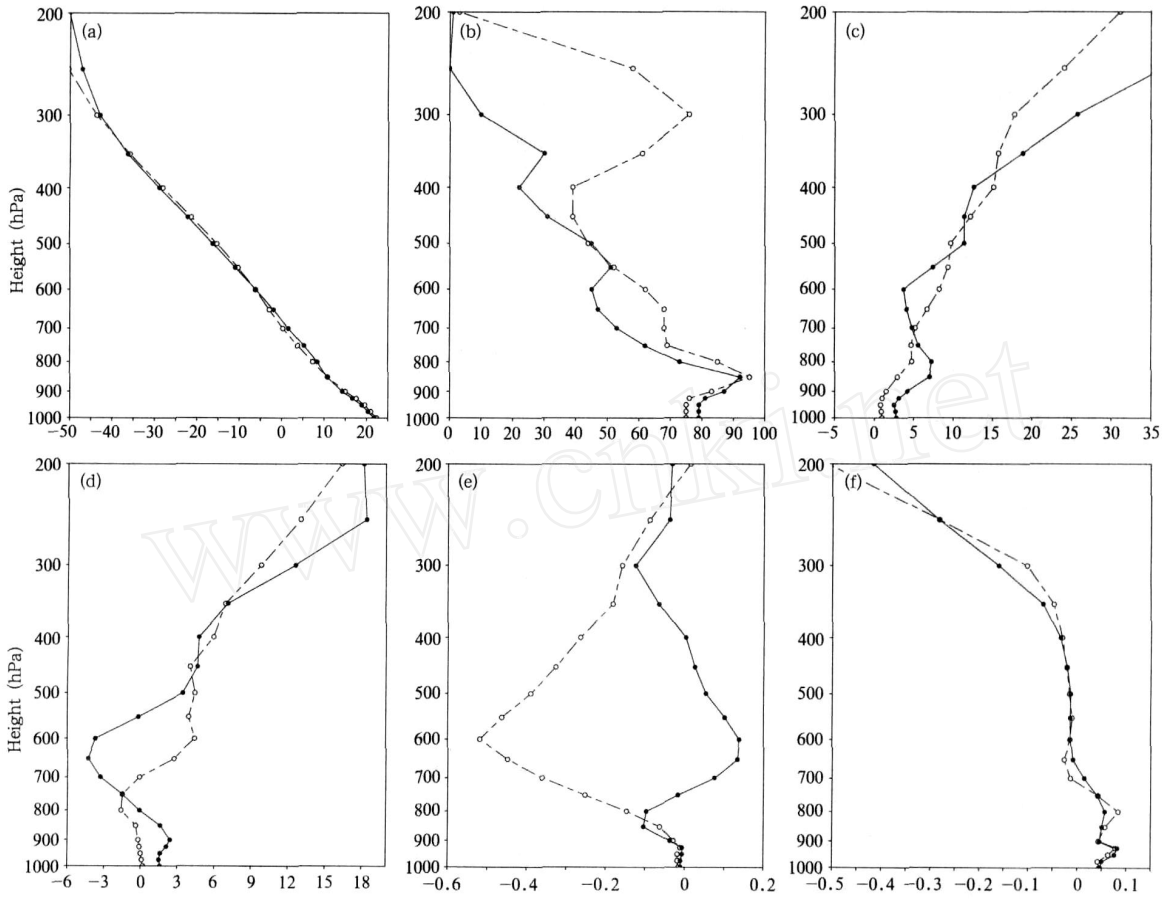


图 14 2005 年 6 月 10 日(44.2°N、128.96°E)上各物理量的垂直分布廓线

(a. 温度场(℃), b. 相对湿度(%), c. 风场 $u$ (m/s), d. 风场 $v$ (m/s), e. 垂直速度 (Pa/s), f. 稳定度(K/hPa); 图中实线表示 08 时的垂直廓线,虚线表示 14 时的垂直廓线)

Fig. 14 Vertical profiles of physical quantities at Shalan town (44.2°N, 128.96°E) on 10 June 2005

(a. Temperature(℃), b. relative humidity(%), c. $u$ component(m/s), d. $v$ component(m/s), e. vertical velocity(Pa/s), f. stability(K/hPa); solid and dash lines represent 08:00BST and 14:00BST, respectively)

西风槽在对流层中部向前倾的结论。总之,10 日 08 时,对流层中部具有较大的稳定度,它将高层更干冷的空气与低层暖湿空气分隔开,使聚集在 1000—900 hPa 气层内的较大对流不稳定能量无法向高层输送,从而为 10 日中午以后对流爆发积累了不稳定能量。

与 08 时相比,14 时对流系统发展起来以后,从地面到 200 hPa 均出现了一致的上升运动(图 14e),最大上升运动中心上移到 600 hPa,并达到了 - 0.5 Pa/s 以上。温度层结(图 14a)特征与 08 时基本相似,只是中低层之间的温度差略有减小,温度廓线上 850—800 hPa 上的折角相对 08 时已经不十分明显。从相对湿度(图 14b)垂直分布来看,原来在 850 hPa 以上的气层中湿度明显增大,接近饱和状态,高低空的温湿对比减小。稳定度分布(图 14f)上,此时最大不稳定层位于 800 hPa 上,稳定度与 08 时相比也有所增大。水平风场(图 14d)上从地面到高空均为西南风,中低层的水平风垂直切变明显减小。从前面物理量特征分析来看,这种现象可能与由对流引起的上下层空气混合作用有关。20 时(图略),低层从 400 hPa 以下均为下沉运动,最大下沉运动出现在 700—600 hPa。低层稳定度增大,强对流结束。

由以上物理量分布的时间变化可见,08—14 时沙兰河上游地区的对流呈逐渐增强趋势。在此期间垂直运动的强度不断增强,且最大上升运动中心所在的气层也在不断升高。对流发生前,切变线上的

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

水平风场在中层具有明显的垂直切变。温湿层结具有低层暖湿高层干冷的特征。高低空的温湿差动平流是引起低空对流不稳定的主要因素,这种不稳定由于受到中层的中性层抑制不能向上发展,而在低空积累了大量不稳定能量。随着上升运动的增强,对流进入旺盛发展阶段,这个阶段中不稳定气层明显抬升,低层积聚的大量水汽向高层输送,由水汽凝结产生出的大量的凝结潜热,使高低空的温湿对比不断减小,受上下层空气混合作用的影响,对流发展后期切变线附近地区水平风的垂直切变逐渐减小。

## 9　结　语

本文应用常规气象观测资料与卫星资料相结合的办法,详细研究了 2005 年 6 月 10 日午后在黑龙江省中东部发生的暴雨中尺度对流系统(MCSs)的大尺度条件及中尺度切变线,并对位于中尺度切变线曲率最大处附近的沙兰河上游地区的层结演变特征作了初步的诊断分析。分析结果表明:

(1) 此次暴雨是发生在高空短波槽东移加深过程中的一次对流性天气过程。中尺度对流系统处于前倾、疏散的高空槽槽前,高空辐散,低空辐合,为 MCS 发生提供了有利的大尺度动力条件。

(2) 暴雨发生前对流层低层西南—东北走向的湿舌,为暴雨提供了有利的水汽条件;另外,高空干冷平流与低空的暖湿平流形成的差动平流,造成此处大气的层结不稳定度增强。

(3) 在云区边缘两侧,由于下垫面所接收的太阳辐射不同而造成的不均匀加热引起的热力环流是这次暴雨过程中 MCS 发生的一个很重要的触发机制。

(4) 地面中尺度气旋和中尺度切变线的演变发展与此次暴雨对流系统的发生发展具有密切关系。中尺度切变线曲率最大处附近的对流发展最旺盛。造成切变线上对流云的不均匀发展与切变线走向和环境风场的配置有较大关系。

(5) 对流发生前,切变线上的水平风场在中层具有明显的垂直切变。温湿层结上具有低层暖湿、高层干冷的特征,中层出现的干暖层对低空不稳定能量的释放起到了抑制作用。随着对流的发展,垂直运动强度增强,最大上升运动中心上移。对流层中层的干暖层被冲破,低层的水汽不断向上输送,由水汽凝结产生出的大量凝结潜热,使高低空的温湿对比减小,这种对流作用造成的上下层空气混合,是导致该地对流发展后期切变线附近地区水平风的垂直切变逐渐减小的重要原因。

**致谢**:中国气象局预测减灾司提供了这次暴雨的雨量分布等资料,国家气象中心张芳华提供了探空资料等常规气象资料,国家卫星中心袁晚平提供了每小时一次的 FY-2C 静止气象卫星地面入射太阳辐射产品,美国国家环境卫星和数据局(NOAA NESDIS)的 Purdom 教授为本项研究提供了宝贵的意见和建议,在此一并致谢。

## 参考文献

[1] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文. 天气学原理和方法(第三版). 北京:气象出版社, 2000: 343pp
[2] 吴正华. 北方强降水的气候特征. 气象科学研究院院刊,1988, 3(1): 86-91
[3] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京:科学出版社, 1980: 115
[4] 《华北暴雨》编写组. 华北暴雨. 北京:气象出版社, 1992:1-13
[5] 郑秀雅,张廷治,白人海. 东北暴雨. 北京:气象出版社, 1992:1-19
[6] 《西北暴雨》编写组. 西北暴雨. 北京:气象出版社, 1992:1-25
[7] 孙力,廉毅,白乐生. 东北地区一次突发性暴雨分析. 高原气象,1995,14(4):486-494
[8] 姜学恭,孙永刚,沈建国. 98.8 松嫩流域一次东北冷涡暴雨的数值模拟初步分析. 应用气象学报,2001,12(2):26-28
[9] 陈力强,陈受钧,周小珊等. 东北冷涡诱发的一次 MCS 结构特征数值模拟. 气象学报,2005,63(2):173-183
[10] 王健, 寿绍文. 辽宁地区暴雨强对流天气的数值模拟与诊断分析:[硕士论文]. 南京:南京信息工程大学,2005:1-15
[11] 戴廷仁,寿绍文. 东北地区暴雨、强对流天气的数值模拟诊断研究:[硕士论文]. 南京:南京气象学院,2003:1-40
[12] 孙力,安刚. 1998 年夏季嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的成因分析. 大气科学,2001,25(3):342-354
[13] 黄泓,张铭. 一次东北暴雨的诊断分析. 解放军理工大学学报(自然科学版),2004,5(5):33-37
[14] 许秀红,王承伟,石定朴等. 1998 年盛夏嫩江、松花江流域暴雨过程中尺度雨团特征. 气象,2000,26(10):35-40
[15] 许健民,张其松,方翔. 用红外和水汽两个通道的卫星测值指定云迹风的高度. 气象学报,1997,55(4):408-417
[16] 周兵,徐海明,吴国雄等. 云迹风资料同化对暴雨预报影响的数值模拟. 气象学报,2002,60(3):309-317
[17] 陈渭民. 卫星气象学. 北京:气象出版社,2003: 18
[18] 寿绍文,励申申,姚秀萍. 中尺度气象学. 北京:气象出版社, 2003: 295-296

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

# THE RAINSTORM AND MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS OVER NORTHEAST CHINA IN JUNE 2005 Ⅰ: A SYNTHETIC ANALYSIS OF MCS BY CONVENTIONAL OBSERVATIONS AND SATELLITE DATA

Shou Yixuan[1,2] Xu Jianmin[2]

1 *School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information & Technology, Nanjing* 210044

2 *National Satellite Meteorological Center, Beijing* 100081

**Abstract**

Large-scale environmental condition and meso-scale convective systems (MCS) related to the heavy rainfall responsible for the severe mud-rock flow disaster in the eastern central portion of Heilongjiang province on 10 June 2005 are studied with the conventional observations and satellite data. An elementary diagnosis is performed to the large scale circulation ,the stratification evolution ,the underlying surface condition and the MCSs. The findings from the analysis are as follows: This rainstorm is a classic mesoscale convective weather event that occurred in the eastward-moving and deepening process of an upper-level trough with a forward-tilting and diverging structure. The MCSs producing the rainstorm, were in the front area of the upper trough, where the upper level divergence-lower level convergence provided a favorable large-scale dynamic background for MCSs' development. Viewed from the stratification characteristics of temperature and humidity, a SW - NE stretched lower level warm and moist tongue was obviously seen before the occurrence of the rainstorm, and the tongue fed the rainfall area with plentiful and sufficient moisture. The differential advection induced by the dry/cold advection at the upper level superposing on the warm/moist advection at the low level strengthened the local instability of atmospheric stratification within the rainstorm area. Furthermore, the horizontal distribution of the incident solar radiance at the underlying surface shows that the thermodynamic vertical circulation induced by the differential heating may be one of the most important trigger for the spawn and development of MCSs. With respect to the relationship between the evolution of surface meso-scale shear line and the genesis and development of MCSs in the rainstorm process, it is found that the strength of the convective cells along the shear line was not equal, with the most vigorous convective cells located around the maximum curvature point of the shear line, and according to the satellite cloud images and the observational surface data, the cloud clusters directly responsible for the rainstorm just lay in the vicinity of the maximum curvature point of the shear line. These facts seem to indicate that the surface meso-scale shear line may be another key factor for the rainstorm and the convection non-homogeneity on the surface meso-scale shear line may be partly related with the disposition of the shear line and the ambient winds.

**Key words:** Meso-scale convective systems (MCS), Meso-scale shear line, Inhomogeneous heating on the underlying surface, Moisture tongue.

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

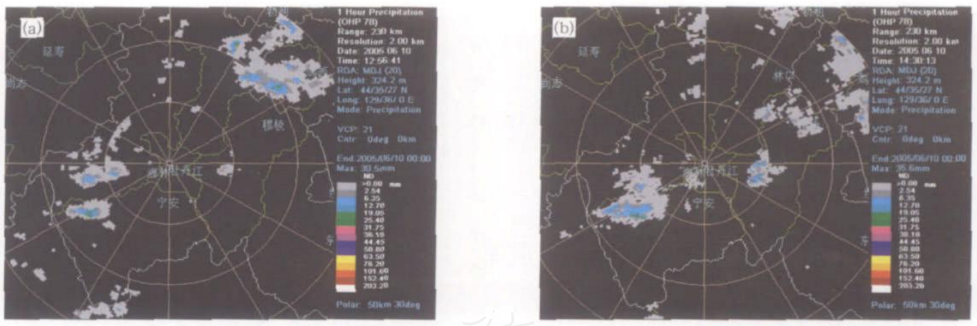


图2 2005年6月10日牡丹江雷达反演的1 h雨量（a. 12:56，b. 14:30）
Fig.2 1 h rainfall retrieved by Doppler radar in Mudanjiang on 10 June 2005
(a. 12:56BST， b.14:30BST)

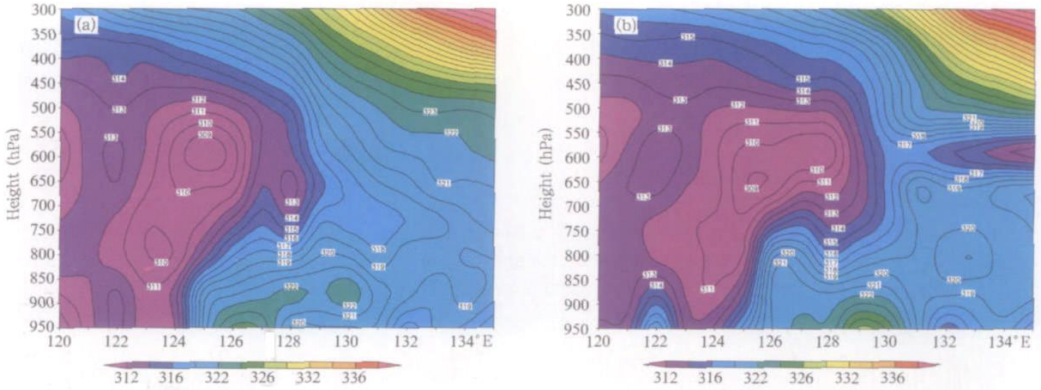


图8 2005年6月10日沿图7b实线方向 $\theta_{se}$（单位:K)剖面图（a. 02时；b. 08时）
Fig.8 Vertical cross-sections of $\theta_{se}$(K) along the thick solid line in Fig.7b at 02:00BST (a) and 08:00BST (b) 10 June 2005

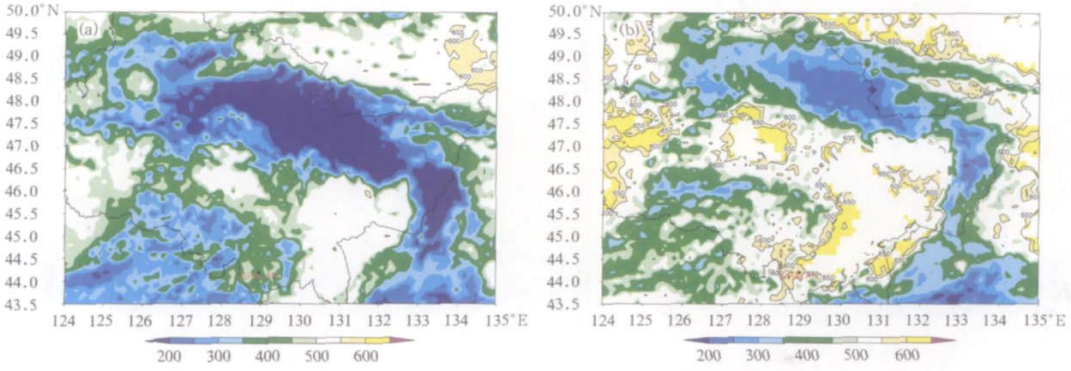


图10 2005年6月10日08 时（a）和09时（b）地面入射太阳辐射能量分布[①]（单位：W/m²）
Fig.10 Solar radiative energy (W/m²) received by the underlying surface at 08：00BST (a) and 09：00BST (b) 10 June 2005

[①]根据袁晚平提供的1 h一次的FY-2C静止气象卫星地面入射太阳辐射产品绘制。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net