

一次中尺度急流激发的辽宁大暴雨观测分析

陈艳秋 袁子鹏 黄 阁 崔胜权

(沈阳中心气象台, 110016)

提 要: 应用地面加密自动气象站、常规探空、卫星及多普勒雷达探测资料对 2008 年 7 月 31 日夜间发生在辽宁省的一次大暴雨过程中的急流特征进行了分析。分析结果显示,在超低空环流场中同时存在着大尺度偏南急流和中尺度西南急流。在中尺度西南急流左侧生成的西南—东北向的中- β 尺度云团列直接引发了大暴雨。进一步分析表明,超低空中尺度西南急流与高空急流方向相近且风速相当,形成了二次切变型的空间垂直分布,在其左侧激发了涡旋 Rossby 重力波的不稳定发展,从而生成中- β 尺度云团列。

关键词: 大暴雨 中- β 尺度云团列 中尺度超低空急流 涡旋 Rossby 重力波

Observation Analysis on a Torrential Rain Event in Liaoning Province Triggered by a Meso-scale Jet

Chen Yanqiu Yuan Zipeng Huang Ge Cui Shengquan

(Shenyang Central Meteorological Observatory, 110016)

Abstract: Based on the data of AWS, radiosonde observations, satellite and Doppler Radar Data, an analysis on the jets in a torrential rain event in Liaoning Province on July 31, 2008 was conducted. The results show that, a large scale southerly jet and a meso-scale southwesterly jet preexisted in the boundary layer background and in the left side of latter a southwest-northeast meso- β cloud cluster band caused the heavy precipitation directly. The further analysis indicates that the meso-scale boundary layer southwesterly jet was near to the high level jet in direction and speed. The bi-shear pattern wind field triggered the unstable development of vortex Rossby-gravity wave in the left side of the boundary jet. It gave birth to the meso- β cloud cluster band.

Key Words: torrential rain meso- β cloud cluster band meso-scale boundary layer jet vortex Rossby gravity wave

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(973:2004CB418301), 国家自然科学基金(批准号:40333025), 中国气象局预报员专项“低空急流对辽宁两次大暴雨的触发作用研究”和辽宁省气象正研培养基金。

收稿日期: 2008 年 10 月 17 日; 修定稿日期: 2008 年 12 月 10 日

引 言

急流特别是低空偏南或西南急流是我国暴雨的一个重要影响系统,各地的暴雨均与低空急流的关系十分密切^[1]。周秀骥等研究指出,低空的西南风或南风急流是向暴雨区输送水汽、热量和不稳定能量的快速输送带^[2]。陆汉城对暴雨的研究表明,低空急流轴上的中小尺度的脉动与强降水过程有密切关系^[3]。国内许多研究^[4-7]分别应用单站风廓线雷达资料或多普勒雷达风廓线资料对低空急流与强降水对应的观测事实进行了分析,结果显示低空急流的脉动和向下伸展是产生强降水的必要条件,并由此定义了能够同时表征急流脉动强度和向下伸展高度特征的急流指数用以预判强降水的发生。那么,急流对暴雨具体的触发机制是什么呢?孙淑清等^[8]提出低空急流上中尺度脉动是一种惯性重力波,可以触发强降水系统的发展。沈新勇等^[9]研究认为不同的急流垂直分布可能激发惯性重力波或涡旋 Rossby 重力波不稳定发展,从而引起强降水。这为触发机制的研究搭建了较好的理论框架,但是上述研究结果只经过了天气尺度观测和部分数值模拟验证,还需要更多个例的精细观测事实来予以支持。

本文以 2008 年 7 月 31 日夜间发生在辽宁省的一次大暴雨过程为目标,应用常规探空资料、区域地面加密自动气象站的逐小时降水和逐 10 分钟风场观测资料,沈阳、营口两部多普勒雷达逐 6 分钟的体积扫描观测资料和 FY-2C 卫星逐 30 分钟的加密观测资料,进行了大暴雨和大、中尺度急流及其相互关系分析,并尝试应用涡旋 Rossby 重力波发展理论来解释中尺度急流对大暴雨的触发作用。

1 降水相关观测分析

1.1 地面气象站观测

2008 年 7 月 31 日 08 时至 8 月 1 日 08 时,辽宁省出现了年度最强的一次大暴雨天气过程。通过区域地面加密自动气象站资料分析,全省共有 24 个观测站出现大暴雨,全部分布在自辽宁西部至辽宁中部的西南—东北向的约 230km×75km 近矩形区域上(以下简称大暴雨区,如图 1a 所示)。最大降水量出现在锦州市义县瓦子峪镇,为 256mm,该站最大 3 小时降水量达到了 128mm,最大 1 小时降水量为 63mm。大暴雨致使该区域中 3 座中型水库溢洪,2 座小型水库损毁,14 座桥梁被冲毁,5 万多公顷农田受灾,经济损失巨大。

为了解降水的精细时间分布,在上述的大暴雨区中选择 4 个出现最大累计降水的区域地面加密自动气象站作为代表站,分别代表义县(瓦子峪乡)、北镇市(大市乡)、黑山县(新立屯镇)和新民市(公主屯镇)。这 4 个代表站在地理上是自西向东排列的。通过对代表站逐小时的降水量分析(图 1b)可以看到,降水主要分为 2 个时段:7 月 31 日 13—17 时,7 月 31 日 22 时至 8 月 1 日 08 时。其中第 1 时段的降水相对较弱,且各站峰值基本同时出现在 14 时;第 2 时段是主要降水时段,各站降水主峰值均在这—时段按自西向东的顺序先后出现,并且各站都有降水量逐时波动的特点。通过这一现象可以初步认为第 2 时段的降水系统是相对离散的且自西向东移动,也是本文研究的主要降水时段。

1.2 卫星和雷达遥感分析

自 19 时 30 分至 21 时 30 分,随着高空槽云系主体的东移北抬,辽宁省境内主要以中低云系为主,由于云顶亮温较高,在 FY2-C 卫星红外通道的图像上显示没有明显的云覆

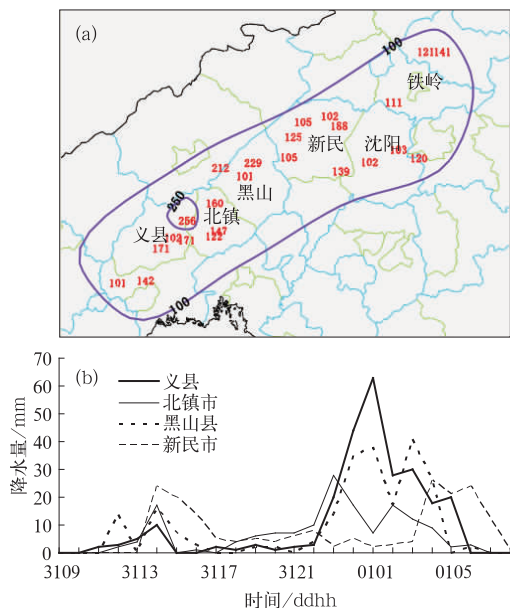


图1 2008年7月31日08时至8月1日08时辽宁省大暴雨区内100mm以上降水量分布图(a,单位:mm)和各县代表站的逐时降水量图(b)

盖,降水也渐趋停止。至22时,在大暴雨区中突然新生了相距约80km,直径约为30km和20km的2个云团A和B(图2a,见彩页)。30分钟后,2个云团同时向东北方向移动约30km且直径扩大,其边界逐步相接。在它们的西南方约100km处,有1个直径约为20km的新生云团C(图2b,见彩页)。至23时,云团A和B合并加强成为直径约90km的云团AB,该云团的主体向东北方向伸展了约40km;云团C同方向移动了约35km,直径也增大到了40km(图2c,见彩页)。23时30分,云团C向东北移与云团AB合并生成1个更大范围云团ABC,其主体向东北方向伸展了约45km。值得注意的是,此时在距云团ABC中心西南方向约85km处,又有1个直径约15km的云团D新生(图2d,见彩页),并在随后的1个小时内发展并向东北方向移动最后并入云团ABC之中(图2e和f,见彩页)。至8月1日2时在大暴雨区内云

团直径达到最大,云顶亮温达到最低,其后逐渐减弱并向东北方向移出大暴雨区。对应在多普勒雷达基本反射率图上可见,在22时,对应于A、B两个云团中心偏西南的位置,有两个长度与云团直径相当的长块状回波(图2g,见彩页),中心强度达到45dBz,回波顶高达到9km以上。在2.5km以下两块回波是基本相连的,其上逐渐分离,其顶部中心位置相距也是80km。回波的排列呈现出西南—东北向。随着时间的推移,两块回波向东北方向移动,同时在其西南端有新的回波生成和发展,逐渐形成了一个沿图2g中矩形框向东北方向移动的回波列。应用MICAPS3.0提供的球面距离量算模块,测量出该回波列的总长度约为210km,宽度约为55km。由图2h~l(见彩页)可见,与前述分析的云团相似,单个回波的尺度在30~50km之间,移动的速度在每半小时30~35km之间。回波在到达矩形框的东北端的新民市中部即稍有减弱。考虑到新民市距营口雷达站距离较远,应用沈阳雷达资料进行验证,得到相同结论。新生的回波在义县的西南部加强发展。回波中心强度直至8月1日1时30分后降至40dBz以下,但仍有新生回波于义县西南部发展并东北移,直到8月1日5时后回波带开始向东南移出矩形区域,大暴雨时段完全结束。

经过以上分析,将卫星图像中的云团和雷达基本反射率中的块状回波综合确定为中- β 尺度云团,可以认为在此次大暴雨过程中,出现了自西南至东北方向移动的中- β 尺度云团列,稳定维持的时间为7月31日22时至8月1日05时共7小时。云团列中新生云团出现在云团列的西南端,与云团列间距为80~100km,新生云团单体直径为20~40km,移动速度为 $60\sim90\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 即 $(17\sim25\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$ 。同时,由于该中- β 尺度云团列顺次通过义县、北镇市、黑山县和新民市,使

这 4 个地区的降水反复出现了 1 小时超过 20mm 的强峰值,从而产生了“列车效应”,因而使累计降水量增大,这是出现大暴雨的直接原因。

2 急流分析

2.1 天气尺度环境场与中尺度急流探空观测

从天气尺度背景场(图略)上可见,在降水开始之前,对流层中层 500hPa 上,中西伯利亚地区是一个暖性高压脊,其东西两侧各有一个冷性涡旋维持并不断分裂冷空气东南下。西侧冷涡分裂的冷空气经新疆进入我国河套地区形成低槽,槽前的西南急流不断引导南方暖湿气流向东北地区输送。东侧冷涡分裂的冷空气缓慢南压,引导地面冷锋由内蒙古东部向辽宁省移近。同时,海上副热带高压加强北上,其整体为块状,北界已到达辽宁省的东南部。其西侧的华北平原上有 2008 年 8 号台风凤凰减弱后的低压环流维持,与副高间的气压梯度较大,两者之间出现了 $18\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的东南风。对应在对流层低层 850hPa 至 700hPa 之间,大尺度偏南—东南低空急流的风速达到 $24\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,其前端不断向东北南部方向伸展。7 月 31 日 08 时,大连站即出现了 $12\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南急流。辽宁省东部海拔高度为 1298m 的老秃顶加密观测站的逐 10 分钟风场观测资料显示,急流至 8 月 1 日 6 时 50 分后才减弱,维持时间达到 23 小时以上。分析表明,副高后部大尺度急流输送,对流层中层的短波槽影响、副热带高压的加强北抬、低空急流的加强发展和北上等天气系统合理有效的配置为触发此次大暴雨提供了十分有利的天气尺度背景条件。

当降水开始之后,大暴雨发生前 2 小时,850hPa 以上的偏南—东南急流向北推进,同时开始顺时针转向。另外,大尺度急流向下伸展至 925hPa 的超低空,其风向却仍维持偏南

方向。只有在前述大暴雨区的西南位置的锦州站观测出现了 $14\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的超低空西南急流,与其东侧的大尺度偏南—东南急流之间有 45 度以上的夹角(图 3)。根据天气图观测分析,这个急流是一个中尺度急流,长度不超过 300km。自此站向东,是长度超过 2000km 偏南急流,其中心风速在 $32\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。

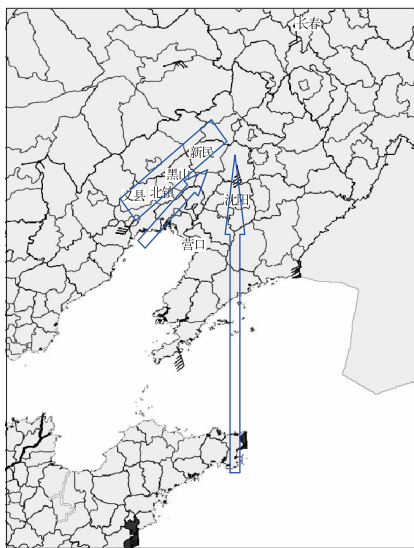


图 3 2008 年 7 月 31 日 20 时
925hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
图中矩形框代表中- β 尺度云团列出现区域
短箭头代表中尺度西南急流,
长箭头代表大尺度偏南急流

依据经典的天气学理论^[1],强降水应当出现在低空急流核的左前侧,其移动方向也平行于急流轴。那么在此例中,既有大尺度急流也有中尺度急流,大暴雨出现在了中尺度急流的左侧,其中- β 尺度云团列的移动方向也与中尺度急流的方向相平行。因此,从现象上看来,此次大暴雨受到了中尺度西南急流的直接作用。

2.2 多普勒雷达观测中尺度急流演变特征

夏文梅等^[10]对使用单部多普勒雷达观测低空和超低空急流的方法进行了概括。主要是应用零速度线走向确定由低至高的风向

变化。如果风向无变化,则零速度线是一条直线;反之,则零速度线有弯曲。从图3中可见,营口和沈阳恰好位于低空偏南气流和西南气流之间,应用这两部雷达可以分析出两支超低空气流之间的空间关系及演变特征。

根据营口雷达7月31日 0.5° 、 1.5° 和 2.4° 仰角的基本速度扫描观测图可以看到,各层的零速度线均呈横向的“S”形,这说明从低空至高空有风向的切变。在雷达站西侧象限零速度线上,在某一点范围以内,零速度线走向角小于等于 270° ,而在这范围以外,零速度线向北弯折。我们设定这个弯折点为风向拐点,从雷达站出发,小于拐点距离和高度的位置是偏南风,在其外和其上则是西南风。如图4a(见彩页)中的拐点A,观测时间为7月31日19时58分,雷达扫描仰角是 1.5° ,所在处的高度是0.6km,距离雷达站的水平距离为25km。再分析同时扫描仰角 0.5° 和 2.4° 的情况,并结合高空和地面观测可以分析得出,在营口雷达站以西,超低空的风向是偏南风,其上为西南风,两者的交界面是角度较小的斜面。而此时地面上辽宁省内观测到的全部是偏南风和南南东风,这说明偏南气流以楔形存在于西南气流的下方。自7月31日20时至8月1日08时逐时分析3个扫描仰角上A点的高度,可以发现在8月1日02时前的00时至01时,超低空一直维持着偏南风和南南东风,而在02时开始自上而下地快速转为西南风,04时之后则全部变成西南风。对沈阳雷达观测资料进行相同的分析(图略),可以发现类似的特点,只是A点的高度较低且风向转变时间比营口雷达略早。这个分析说明两个事实:一是超低空偏南气流和西南气流有维持少动时段,而这个时段恰恰是中- β 尺度云团列生成和发展的主要时段;二是超低空风场有偏南风和南南东风向西南风转向的过程,完成转向后,云团减弱,大暴雨降水渐趋于停止。

同样应用夏文梅等^[10]的方法,通过分析沈阳雷达基本速度观测图中的“牛眼对”结构来确定西南气流和偏南气流的中心最大风速。如图5a(见彩页)所示,当强降水开始时,在超低空存在着强度不对称的一个“牛眼对”。正速度区的中心值为 $26\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,但只有5个像元,分布在1.3~1.4km的高度;而负速度区的中心值为 $-26\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,同样分布在1.3~1.4km的高度,是水平投影直径约有15km的成片像元区。这个“牛眼对”以雷达站为中心形成空间点对称的方式,这说明此时在超低空风向切变很小,基本形成了偏南风急流。急流在自南向北逐渐减弱,急流的末端在沈阳雷达站以北约30km处。2小时后,这种风场空间结构发生了明显变化(图5b,见彩页)。“牛眼对”在正速度区的中心变成了与负速度区中心基本相当的成片的像元区,这说明风速加大,急流强度加强。“牛眼对”的空间高度分布变成了1.1~2.1km,出现了向下和向上的伸展。“牛眼对”以零速度线为轴形成轴对称而不再是点对称,这说明超低空风向切变开始变得明显,偏南风急流开始向西南风急流转向约 15° 。在这之后急流轴继续转向,强度和高度基本不变。至2:45急流轴大约又转过 15° ,并在这一观测时刻突然抬升至1.7km以上,强度也开始减弱(图5c,见彩页)。对营口雷达站的基本速度场进行相同分析,发现营口雷达显示在8月1日04时前,0.9~1.5km的超低空有大于 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏南急流,04时后减弱并转为西南急流,超低空最大风速 $14\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图略)。

综合以上观测分析可以得出以下结论:
(1)在降水区至营口和沈阳雷达站西北各约30km的区域内,在7月31日20时至8月1日02时间有中尺度超低空西南急流发展,该急流中心最大风速达到 $26\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 并向下伸展。在其东侧维持着较强的超低空偏南急

流,急流出口在沈阳以北。这一急流发展和维持时段与中- β 尺度云团列的生成和发展时段完全吻合;(2)8 月 1 日 02 时后,超低空西南气流开始东南下,使原来存在的偏南急流开始转向并减弱,伴随有急流中心的上移,此时中- β 尺度云团开始减弱,降水也开始减弱;(3)可以认为中尺度的超低空西南急流具有某种中- β 尺度云团列的触发机制。

3 中尺度超低空急流对中- β 尺度云团列的触发机制

对于高低空急流的分析是暴雨分析的重点。从目前能够得到观测资料分析,高空急流一般是大尺度的,而低空急流和超低空急流则既可能是大尺度也可能是中尺度现象。本文分析的这次大暴雨天气过程,存在着大尺度低空偏南急流和中尺度超低空西南急流。大尺度急流在辽宁省维持的时间超过 23 小时,但造成大暴雨的中- β 尺度云团列的生成发展却只在中尺度急流发展和向下伸展的 7 个小时之内。从观测事实上已经初步推断出中尺度超低空西南急流具有着某种对中- β 尺度云团列的触发机制。从 1.2 中分析得到的云团移速达到 $17\sim 25\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 经与 7 月 31 日 20 时高空观测及沈阳和营口两部雷达的风廓线产品对比可知这一速度超过了所在处的整层大气的平均流速,因而该移速中平流作用之外还有西南向东北的速度分量叠加。对于这种快速移动的中- β 尺度云团列,已有相关学者进行了研究并提出了相应的理论。余志豪等^[11-12] 对梅雨锋区中的移速在 50km 左右,单站最大 1 小时降水量为 66.8mm 的中- β 尺度云团进行观测分析,发现与其相伴随的是混合型垂直结构的重力惯性波,该波动的不稳定发展是由于满足了横波型不稳定条件。沈新勇等^[13] 在纬向基流下横波型振动的 Boussinesq 近似方程组中,

采用 Rayleigh 方法分析了沿着基本气流方向传播的中尺度扰动发生不稳定时的条件,得到的结论是在基本流场的风速存在二次切变(即沿基本气流方向可能同时存在高空和低空急流)时,横波型不稳定可能是混合的涡旋 Rossby 重力波的不稳定,这种扰动的发展最终可能生成比基流速度快的移动性中尺度云团。另外,沈新勇等^[14] 详细阐述了梅雨锋暴雨中中- β 尺度暴雨系统涡旋 Rossby 波形成的物理机制并成功模拟出了以每小时 50 多公里速度东移的中- β 尺度云团。

本文的观测事实与上述研究十分相似,因此有必要对基本气流方向(方位角约为 255°)上的高低空风速分布进行考察以判定其是否满足波动不稳定发展的条件。以中- β 尺度云团列行进方向为基本气流方向,将 7 月 31 日 20 时锦州和沈阳探空站的实测风向基本气流方向投影,制作风速廓线图如图 6a 所示。从图中可见,在沈阳探空站 850hPa 以下风速分量均在 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下,近地面层甚至有负值。而在 700hPa 上有 $17.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流风速分量,至 500hPa 迅速减小至 $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下,到高层 400hPa 以上至 200hPa 则出现两条超过 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流风速分量。这种高低空风速的分布虽然是存在二次切变,但是低空急流相对高空急流偏弱且高度较高,致使低空风速二次切变较弱,对涡旋 Rossby 波的激发不很有利。而在锦州探空站的观测中只能看到高空急流在 250hPa 上,风速分量的二次切变接近为零,基本不具备激发涡旋 Rossby 波的条件。

根据 2.2 的分析,在这次探空观测完成后约 2 小时,锦州和沈阳探空站之间的区域出现了高度在 $1.1\sim 2.1\text{km}$,风速方位角由 210° 逐渐转向增大至 225° 以上,中心最大风速超过 $26\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的中尺度超低空西南急流。将这一风速投影至图 6a 中的基本气流方向并加在 850hPa 上可得图 6b。由图 6b 可见,

2个探空站的风速廓线均变成了同时具有高低空急流的二次切变型,根据前述沈新勇等^[14]的研究,将会激发出涡旋 Rossby 波,该波动从切变的基本流场中吸取能量,振幅逐渐加大形成不稳定发展,从而激发产生中- β 尺度云团。这一云团将按照涡旋 Rossby 波的相速移动。这说明正是中尺度超低空西南急流的发展和维持,与高空西南急流形成了具有二次切变的垂直结构,激发了涡旋 Rossby 波并通过不稳定发展最终形成中- β 尺度云团列。该云团列沿西南急流的方向以 Rossby 波的相速移动。这就是中尺度超低空西南急流对云团列的触发机制。

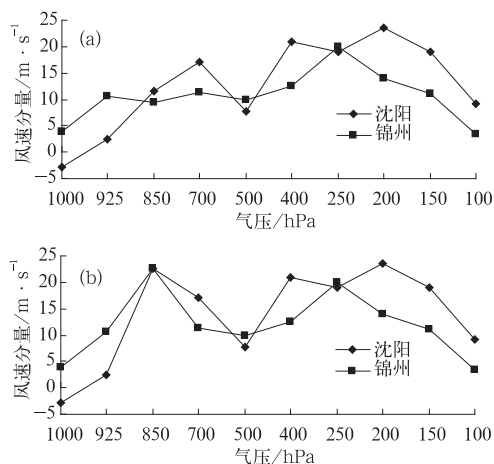


图6 西南超低空急流加强前后沿基本气流方向的风速廓线对比

(a) 2008年7月31日20时沈阳和锦州站全层次风在255°方位角方向投影的速度廓线图 (b) 图6a在850hPa增加西南低空急流后的风速廓线图

另外,需要分析的还有两个问题:(一)中尺度超低空西南急流中心向下伸展的作用是什么?(二)大尺度偏南急流中是否也能够产生这种具有二次切变型的空间分布?它在暴雨形成的过程中与中尺度急流是什么关系?前一问题从沈新勇等^[14]研究得出的梅雨锋暴雨中中- β 尺度暴雨系统涡旋 Rossby 波形成的物理机制中可以引伸得到回答。当一个气块在所述的具有二次切变型的空间中受扰动产生垂直运动时,为了保持总涡度守恒将

会产生振荡,这种振荡最终形成涡旋 Rossby 波水平向外传播。该波动不断地从切变的基本流场吸收能量形成不稳定发展产生中尺度降水系统。在本文的研究中,经过大尺度东南一偏南急流的输送,近地面层积累了充足的水汽。从地面观测中可以分析到明显的增湿过程,至7月31日20时辽宁省内地面上温度均在23℃以上且温度露点差均小于1℃(图略)。当中尺度超低空西南急流向下伸展时,则超低空的基本气流二次切变明显加大,有利于涡旋 Rossby 波的形成。同时,受扰动的气块是接近饱和的湿气块,即使很小的上升运动也能够产生凝结降水释放潜热从而加热气块,使其上升幅度更大,使涡旋 Rossby 波的振幅快速增大,缩短了由成波到不稳定发展的进程,有利于短时强降水的出现。第二个问题的回答可以基于对急流的一般性认识。大尺度急流作为水汽和能量的输送带^[2],一般以暖平流为主要形式,这也决定了其在风向垂直结构上具有顺时针切变的特征,这样很难在某一方向具有二次切变型(即高低空出现同方向的急流),因而也就无法激发出以涡旋 Rossby 波为特征的中尺度降水系统。可以说,大尺度偏南急流为暴雨提供了水汽和能量背景,具体的中尺度强降水系统的触发还需要中尺度西南急流来具体实现。此结论与陶诗言较早的一个论断可能是相符的:“暴雨区中的低空急流是一种中尺度现象。不要与在低压前面和副高的西北侧见到有低空急流出现相混淆。”^[15]这也说明该结论不仅仅在本文的研究中适用,在前述的梅雨锋暴雨研究中也会适用。

4 结论与讨论

本文从气象站观测和雷达探测事实出发,对一场中尺度大暴雨发生过程中的急流特征进行了分析,并从理论上讨论了急流对

大暴雨的触发作用,主要结论如下:

(1) 此次大暴雨是在中尺度超低空西南急流左侧出现了由 4 个主要单体组成的中- β 尺度云团列向东北方向依次移动并形成“列车效应”而直接造成的。

(2) 大暴雨是在持续 23 小时大尺度偏南超低空急流输送的背景之下,与中尺度超低空西南急流的维持加强和向下伸展同时发生的,时间尺度为 7 小时。

(3) 中尺度超低空西南急流与高空西南急流方向接近,速度相当,互相配合形成具有二次切变型的风速的垂直分布,激发水平传播的涡旋 Rossby 波的不稳定发展是形成中- β 尺度云团列的物理机制。

(4) 中尺度超低空西南急流的加强与向下伸展使涡旋 Rossby 波的生成和不稳定发展的进程加快,有利于强降水的产生。

本文的研究说明在考虑强降水的触发机制时应当关注急流的尺度特征,这样才能够提高强降水落区预报的精度。但是,本例仍然只是个别事件,需要更多的个例分析才能将相关结论上升到一定的理论高度,这需要进行更多的研究工作。

致谢: 感谢李明香及梁曙光在雷达分析方面提供的资料及分析方法。

参考文献

- [1] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理与方法第三版[M]. 北京:气象出版社,2005:379-380.
- [2] 周秀骥,薛纪善,陶祖钰. 华南暴雨科学试验研究[M]. 北京:气象出版社,2003:9-10.
- [3] 陆汉城. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京:气象出版社,2000:251-281.
- [4] 刘淑媛,郑永光,陶祖钰. 利用风廓线雷达资料分析低空急流脉动与暴雨的关系[J]. 热带气象学报,2003,19(3):285-290.
- [5] 曹春燕,江崑,孙向明. 一次大暴雨过程低空急流脉动与强降水关系分析[J]. 气象,2006,32(6):102-106.
- [6] 张京英,漆梁波,王庆华. 用雷达风廓线产品分析一次暴雨与高低空急流的关系[J]. 气象,2005,31(12):41-45.
- [7] 金巍,曲岩,姚秀萍,等. 一次大暴雨过程中低空急流的演变与强降水的关系[J]. 气象,2007,33(12):32-38.
- [8] 孙淑清,翟国庆. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用[J]. 大气科学,1980,4(4):327-337.
- [9] 沈新勇. 两种类型中尺度涡旋 Rossby 波的相速度及其物理机制[J]. 气象科学,2006,26(4):355-364.
- [10] 夏文梅,王凌震,张亚萍,等. 低空急流的多普勒速度特征[J]. 南京气象学院学报,2003,26(4):489-495.
- [11] 余志豪,陆汉城,范献忠. 梅雨锋移动性中- β 尺度暴雨的观测研究[J]. 气象科学,1987,(1):11-23.
- [12] 余志豪,陆汉城. 梅雨锋暴雨的中尺度雨带和雨峰团[J]. 中国科学 B 辑,1989,(9):1002-1010.
- [13] 沈新勇,倪允琪,张铭,等. β 中尺度暴雨系统发生发展的一种可能物理机制 I. 涡旋 Rossby 波的相速度[J]. 大气科学,2005,29(5):727-733.
- [14] 沈新勇,倪允琪,沈桐立,等. β 中尺度暴雨系统发生发展的一种可能物理机制 II. 涡旋 Rossby 波的形成[J]. 大气科学,2005,29(6):855-864.
- [15] 陶诗言. 有关暴雨分析预报的一些问题[J]. 大气科学,1977,1(1):64-72.

陈艳秋等：一次中尺度急流激发的辽宁大暴雨观测分析

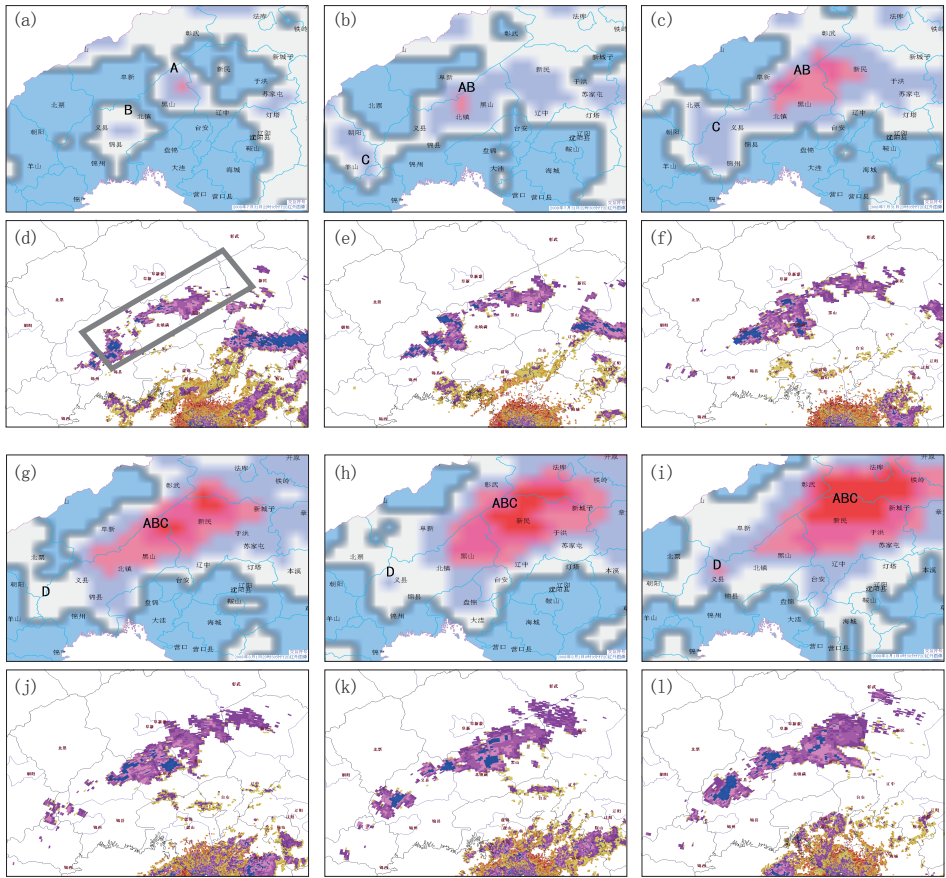


图 2 2008年7月31日21时30分至8月1日0时辽宁省大暴雨区的FY-2C卫星红外通道图像及营口多普勒雷达1.5°仰角扫描的基本反射率图像

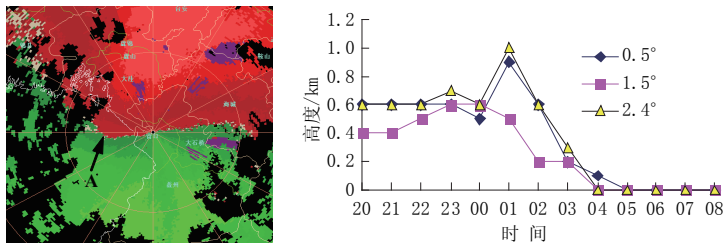


图 4 营口多普勒雷达观测到的风向拐点及其所在空间高度随时间的变化

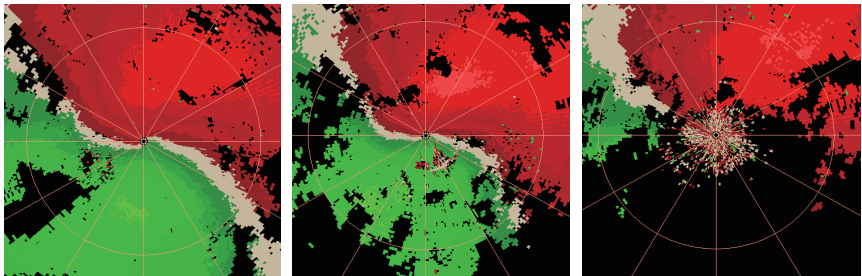


图 5 沈阳多普勒雷达观测到的1.5°仰角的径向速度场“牛眼对”结构