

孙军,代刊,樊利强. 2010 年 7—8 月东北地区强降雨过程分析和预报技术探讨[J]. 气象,2011,37(7):785-794.

# 2010 年 7—8 月东北地区强降雨 过程分析和预报技术探讨<sup>\*1</sup>

孙 军 代 刊 樊 利 强

国家气象中心,北京 100081

**提 要:** 2010 年 7 月 19 日至 8 月底,我国东北地区的吉林省和辽宁省先后共出现 10 次强降雨过程,造成严重洪涝灾害,降雨具有过程频繁、降水量大、落区重复的特点。利用地面、高空、卫星、雷达等常规观测资料和地面区域站资料及 T639、NCEP FNL 业务全球分析资料对上述特点进行了分析。结果表明:稳定而异常的环流形势导致了较强偏南暖湿气流与冷空气在吉林中东部和辽宁中东部交汇,形成持续不断的降雨过程。造成强降雨的主要高空系统有低涡(切变)北上类和冷涡(低槽)东移类,两类的环流形势特点、水汽来源、冷空气作用不尽相同。两类系统的个例分析表明,降雨云团反复生成并经过同一地区是造成较大累积降雨量的主要原因。两个个例的对流云团生成机制不同,7 月 20 日过程对流云团发生于沿低空急流带上超地转偏差风辐合区、高空冷锋前部的上升运动区和位势不稳定区,7 月 27 日夜间过程的上升运动主要是近地层锋面抬升即冷暖空气辐合的结果;生成后对流系统的移动方向可用 Corfidi 向量法判断。上述分析结果对东北暴雨预报具有参考价值,分析方法同样也适用于我国其他各地的暴雨分析和预报。

**关键词:** 强降雨, 低涡, 冷涡, 偏差风, 高空冷锋, Corfidi 向量法

## Analysis and Forecasting Technology on the Heavy Rainfall Processes in the Northeast China During July to August 2010

SUN Jun DAI Kan FAN Liqiang

National Meteorological Centre, Beijing 100081

**Abstract:** Ten heavy rainfall processes, which caused severe flooding in Jilin and Liaoning Provinces of Northeast China, occurred during July to August in 2010. The total precipitation is characterized by frequent processes, large amount precipitation and co-located rainfall area. By using the observational data of surface, upper-air, satellite, Doppler radar, regional AWS and the operational NWP analysis data of T639 and NCEP FNL, the causes for the above characteristics are presented. The main results are as follows: (1) The frequent rainfall processes are mainly caused by the convergence of westerly cold air flow and strong warm, moist southerly air flow, which are supported by a stable and abnormal general circulation. (2) The ten rainfall processes can be divided into two categories based on the most important upper-air influence weather system, category one is about low vortex (including shear line) mainly occurring at low levels, category two is about cold vortex (including trough) mainly occurring at middle to higher levels. The circulation characteristics, water vapor source and the role of cold air are different for each category. (3) Case study of each category shows that the large amount precipitation is caused by the convective cells, which initiated at almost the same place and moved through the concerned place frequently. (4) The mechanism of cells initiated is different for two cases. The case "7.20" convective cells are initiated at the ascent

\* 中国气象局“2010 年全国暴雨天气预报技术分析”项目(1411140000031)资助

2011 年 1 月 18 日收稿; 2011 年 4 月 29 日收修定稿

第一作者: 孙军,主要从事灾害性天气的预报和研究工作. Email:sunjun@cma.gov.cn

and potential unstable zone of geostrophic deviation wind convergence and ahead of cold front aloft; the case "7.27" convective cells are mainly triggered by surface front. (5) The Corfidi vector method provided a good estimate of the motion of the most active elements of the convection system. The above results are valuable to heavy rainfall forecasting of the Northeast China. The analysis method can be also applied to the heavy rain forecasting of other places.

**Key words:** heavy rainfall, low vortex, cold vortex, geostrophic deviation wind, cold front aloft, Corfidi vector method

## 引 言

持续性大范围强降雨过程一般是在稳定的环流形势背景下,由西风带、副热带、热带(简称三带)环流系统相互作用的结果,是各种尺度天气系统相互作用的产物<sup>[1]</sup>。东北地区强降雨也不例外,但东北地区强降雨不同于南方强降雨,有其独特的环流形势特点。对东北地区强降雨,尤其是对 1998 年嫩江、松花江流域强降雨过程从大尺度环流特点、天气成因、天气分型等方面进行了较多研究。持续性大范围强降雨过程首先要有稳定的环流形势,对东北地区而言,东亚阻高、西太平洋副高是起稳定作用的重要环流系统,而东北冷涡及其低槽是直接带来暴雨的重要影响系统<sup>[2-5]</sup>,除此之外,还有西风槽暴雨、低空切变型暴雨、台风暴雨等<sup>[6-7]</sup>。水汽输送除了依靠自身及周围系统外,来自中低纬副热带、热带系统的水汽非常重要<sup>[8]</sup>。王东海等<sup>[9]</sup>对东北暴雨的研究工作进行了较为全面的综述。近年来对产生东北暴雨的中尺度系统特征和环流系统等方面的研究开始逐渐增多<sup>[10-15]</sup>,陈艳秋等<sup>[16]</sup>对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,指出了超低空急流对大暴雨的作用。上述研究成果为东北暴雨的预报提供了一定的技术支持,但与精细化的预报需求仍有较大差距,因此仍需不断总结研究,不断探索和实践新的预报技术和方法。

2010 年汛期,吉林省和辽宁省持续出现强降雨过程,降雨主要从 7 月 19 日开始,至 8 月底,先后共出现 10 次强降雨过程,降雨过程之频繁,降雨量之大在历史上是罕见的,吉林中部和东部、辽宁中北部 7 月降水量偏多 3 成至 1 倍<sup>[17]</sup>。持续的强降雨造成吉林的中东部和辽宁的中东部地区发生了严重的洪涝灾害,带来了重大人员伤亡和财产损失。

2010 年的强降雨过程虽然也体现了三带环流

相互作用的特点,但各带环流在不同强降雨阶段表现明显不同,除了高空冷涡外,来自偏南地区的低涡也是重要的影响系统,这一点以前文献少有论述。本文就是针对 7 月 19 日至 8 月底东北地区发生的强降雨从过程分类、过程特点、强降雨成因等方面进行总结分析,并从个例分析中探讨强降雨的预报技术和方法,以期能够提高东北暴雨的预报准确率。

## 1 雨情特点及成因分析

### 1.1 雨情特点

从 2010 年 7 月 19 日开始,辽宁省和吉林省进入汛期,从 7 月 19 日到 8 月底,东北地区的降雨具有如下几个特点:一是降雨过程频繁,这段期间共出现 10 次降雨过程,平均 4 天 1 次;二是降水量大,10 次过程中的 9 次国家观测站都出现了 100 mm 以上的降水量,其中有 7 次过程区域观测站降雨量达 200 mm 以上;三是落区重复,每次过程强降雨基本出现在吉林中东部和辽宁中东部地区,具体降雨过程详见表 1。

从 7 月 19 日至 8 月 31 日的累积降雨量来看(图 1a),大于 300 mm 的范围主要出现在辽宁中东部和吉林中东部,覆盖了辽河中下游、辽河上游的东辽河支流、浑河、太子河、第二松花江上游及下游的饮马河支流、浑江等流域,最大降雨量中心出现在辽宁的东北部,部分地区达 800 mm 以上,局部地区超过了 1000 mm,其中国家站辽宁凤城降雨量达 1078 mm,接近历史同期的 1985 年(1098 mm),局域站最大达 1341 mm。吉林南部的第二松花江上游地区也出现了 500~700 mm 的累积降雨量。辽宁的中部、北部和东部、吉林的中部和南部的部分地区降雨量都达到历史同期第一位(图 1b)。

表 1 2010 年 7 月 19 日至 8 月 31 日降雨过程

Table 1 Precipitation processes during 19 July to 31 August 2010

过程日期/月.日	过程降水量>50 mm 出现区域	过程降水量>50 mm 覆盖流域	国家站最大 降雨量/mm	区域站最大 降雨量/mm
7.19—7.22	辽宁大部、吉林中部和南部	辽河中下游、浑河、太子河、东辽河、第二松花江下游及上游辉发河	辽宁铁岭 388	507(辽宁)
7.24—7.25	辽宁西北部、吉林中部偏东地区	辽河中游、第二松花江下游饮马河和上游辉发河	吉林双阳 147	176(吉林)
7.26—7.28	辽宁东北部、吉林中东部	第二松花江上游和下游饮马河、浑江	吉林辉南 163	258(吉林)
7.30—7.31	辽宁东北部、吉林东南部	第二松花江上游、浑江	吉林临江 166	201(吉林)
8.4—8.5	辽宁中东部、吉林中部和南部	辽河中下游、浑河、太子河、东辽河、第二松花江下游和上游辉发河	辽宁兴城 325	342(辽宁)
8.7—8.9	辽宁东部、吉林南部和东部偏南地区	第二松花江上游、浑江	辽宁宽甸 277	327(辽宁)
8.14	吉林松原地区	第二松花江下游	吉林松原 78	78(吉林)
8.19—8.20	辽宁西部和东部、吉林中部偏南和南部	辽河中游、浑河、太子河、第二松花江下游饮马河和上游辉发河、浑江	辽宁凤城 290	430(辽宁)
8.21—8.22	辽宁中东部、吉林南部	辽河中下游、浑河、太子河、第二松花江上游、浑江	辽宁宽甸 157	163(辽宁)
8.26—8.29	辽宁中东部、吉林南部	浑河、太子河、第二松花江上游、浑江	辽宁凤城 237	289(辽宁)

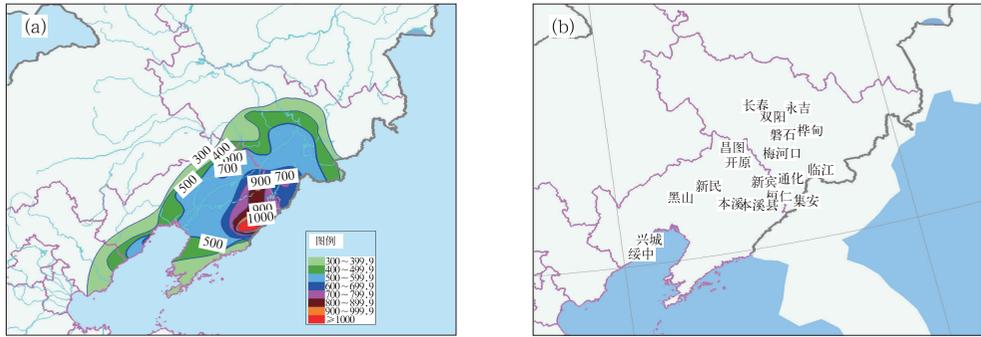


图 1 (a)2010 年 7 月 19 日至 8 月 31 日累积降水量(>300 mm)和(b)历史同期排序第一的测站

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation (greater than 300 mm) from 19 July to 31 August 2010 and (b) weather stations ranked the highest precipitation during the same period of history

### 1.2 成因分析

上述的降雨特点是由大尺度环流形势异常导致的,首先,极涡不断分裂冷空气进入俄罗斯北部,导致西西伯利亚北部低值区异常偏强且稳定,从该低值区中不断有冷槽移出,携带一股股冷空气分裂东移;其次是日本附近的副热带高压(以下简称副高)异常偏强且稳定,导致上述东移冷空气在东北一带受阻,移速减慢;最后是副高西侧的西南风异常偏强,同时对应大的水汽通量异常偏大区。这样,在上述大尺度环流形势异常的背景条件下,导致不断有冷空气与偏南暖湿气流在吉林中东部和辽宁中东部交汇,从而在该地区反复形成强降雨过程。

## 2 过程分类和特点

### 2.1 过程分类

对于东北地区的 10 次强降雨过程,从地面到高空会有较多的天气系统影响,但为了使问题简单化,易于预报员进行天气分析和预报,这里对最主要的影响系统过程进行分类。通过分析,将 10 次过程分成两类(表 2),一类是低涡(切变)北下类,此类的低涡主要出现在对流层低层(一般是 850 hPa),并包含与低涡相伴的切变;另一类是冷涡(低槽)东移类,此类冷涡主要出现在对流层中层(一般是 500 hPa),包含与冷涡相伴的冷槽。从表 2 可以看到,低涡

表 2 降雨过程分类表

Table 2 Category of precipitation processes

低涡(切变)北上类 (3次)		冷涡(低槽)东移类 (7次)
7月	19—22日	24—25日、26—28日、 30—31日
8月	21—22日、26—29日	4—5日、7—9日、14日、 19—20日

(切变)北上类只有 3 次,而冷涡(低槽)东移类有 7 次,因此 2010 年东北地区的降雨主要是以西风带上的系统东移影响为主。

## 2.2 各类特点

3 次低涡(切变)类过程的低涡初始位置各不相同,有西南涡移出的,有华北涡东北移的,也有位于黄海上低涡偏北移的,然而各低涡都经过东北南部地区并北上,从而给该地区带来强降雨。7 次冷涡(低槽)类的冷空气都源自西西伯利亚地区,但冷空气东移南下的路径不尽相同,主要有两条路径,一条是西北路径,冷空气经  $60^{\circ}\text{N}$  附近的  $80^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$  地

区东移南下;另一条是偏西路径,冷空气经巴尔克什湖以北地区和新疆北部地区东移南下。尽管路径不同,但在东移过程中,冷空气也都经过东北地区,并与西南暖湿气流汇合,形成较强降雨。因此,无论是低涡(切变)还是冷涡(低槽),它们最后都要经过东北地区,是造成该地区多降雨过程的重要系统。

比较两类的形势特点可以看出,低涡类环流以经向为主,高度距平呈东西向分布(图 2a)。日本附近副高异常偏强且呈块状,副高西侧槽较深,该槽区处即为低涡及切变活动区。冷涡类环流以纬向为主,高度距平呈南北向分布(图 2b)。副高呈东西向带状分布,其西侧槽较浅,该槽区为短波槽也就是影响槽的主要活动区,槽的北部为低值区,并对应一明显高度负距平区,该低值区即为高空冷涡主要活动地区。除了影响槽外,在其上游的俄罗斯北部到巴尔克什湖一带地区还有一个明显的槽区,该槽区的存在预示着后期还将有冷空气沿中纬度平直锋区东移,进而影响东北地区。

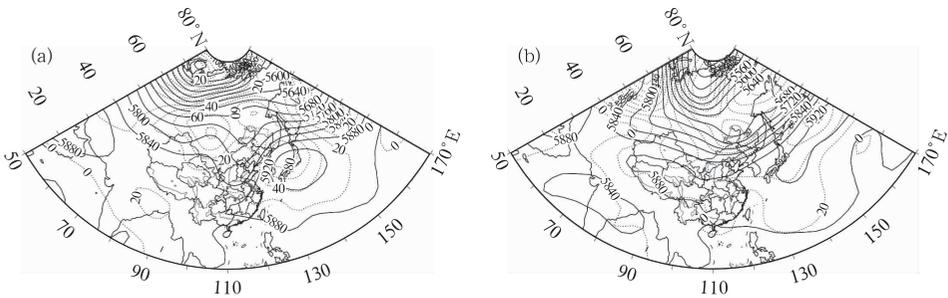


图 2 2010 年 7、8 月低涡类(a)和冷涡类(b)降水过程平均 500 hPa 高度场和距平场(过程平均场减去过程前后 5 天 1981—2010 年的 30 年平均场)(单位:gpm)

Fig. 2 Mean geopotential height (solid line every 40 gpm) and associated anomaly (dashed line every 20 gpm) pattern at 500 hPa for (a) category of low vortex and (b) category of cold vortex

从水汽来源看,低涡类水汽主要来自于我国东部海区(图 3a),从东部海区一直到辽宁和吉林的中东部地区为明显的水汽通量正距平区,水汽以副高西侧的强偏南风气流输送为主。图上还可以看到北风和西风气流不明显,即低涡类的低层冷空气活动较弱。冷涡类水汽来源有两部分,主要部分也来自于东部海区,以副高西侧偏南风气流输送为主,另一部分则来自于副高北侧西南风气流输送(图 3b)。与低涡类形势明显不同的是冷涡类在黑龙江北部地区也表现为一低层涡旋,涡旋南部有较明显的西北

转偏西风,即冷涡类的冷空气作用较明显。

## 3 主要过程分析

从两类降雨过程中各选取一个过程进行分析,由于 7 月 19—22 日过程是辽宁和吉林省汛期降雨的开始,而 7 月 26—28 日的降雨过程中,吉林省防汛抗旱指挥部于 7 月 28 日 09 时启动了 II 级防汛应急响应,吉林省汛情开始比较严重,因此选这两个降雨过程进行分析。

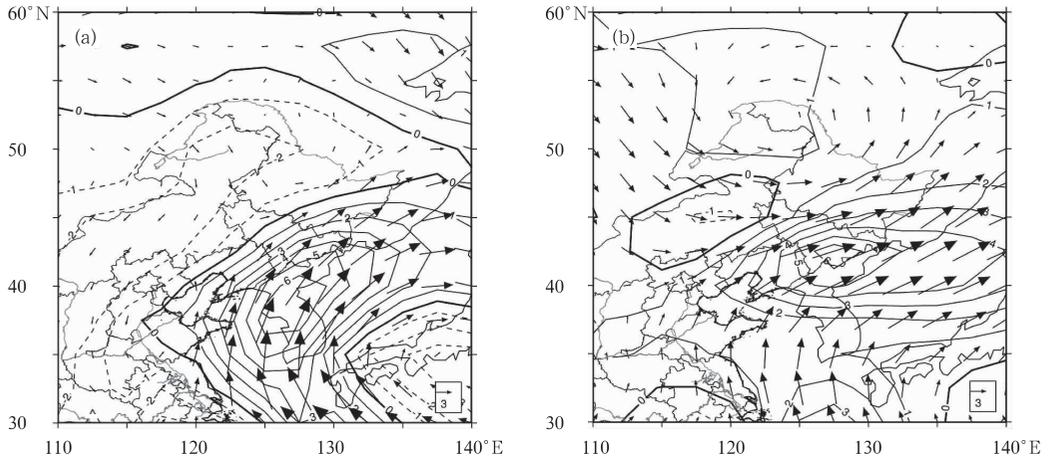


图 3 2010 年 7、8 月低涡类(a)和冷涡类(b)降水过程 850 hPa 水汽通量距平场  
(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )和平均风矢( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 3 Mean moisture flux anomaly (line every  $1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and wind vector (arrow in  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 850 hPa for (a) category of low vortex and (b) category of cold vortex

### 3.1 2010 年 7 月 19—22 日过程分析

7 月 19—22 日降雨过程主要降雨时段出现在 19—20 日,这其中又分为两个阶段:19 日和 20 日。其中 19 日降雨以低涡云系为主,具有云系移速快、大雨强持续时间短的特点,100 mm 以上降雨主要出现在辽宁西南部;20 日降雨以低空急流云系为主,具有云团反复生成并经过同一地区,大雨强持续时间长的特点,100 mm 以上降雨出现在辽宁中部

到吉林中部偏南地区,雨带呈东北—西南向,雨带上还分布有大于 200 mm,甚至超过 300 mm 的强降雨中心。从当天出现最大累积降雨量的区域站 1 小时降雨量的时间演变可以看出(图 4),19 日阶段降雨只有两个时次小时降雨量超过 20 mm(图 4a),而 20 日阶段却有 8 个时次超过 20 mm(图 4b),其中 4 个时次超过 40 mm,因此造成的过程累计降雨量较大。下面重点分析 20 日强降雨特点的成因。

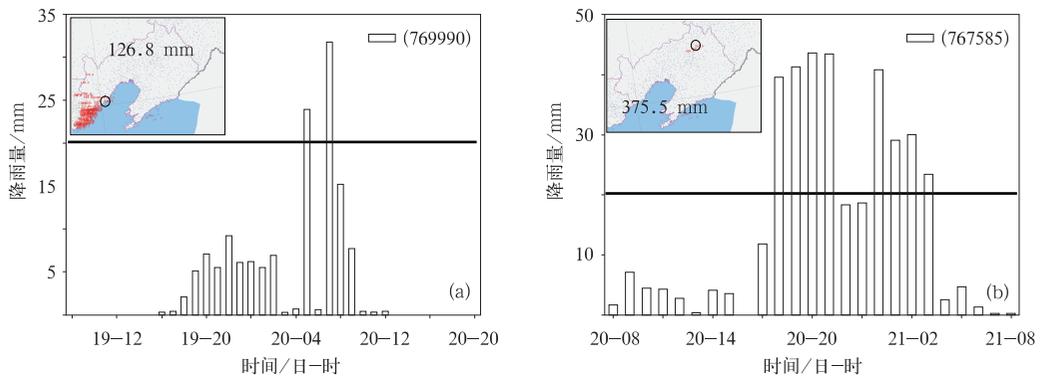


图 4 2010 年 7 月 19 日 08 时至 20 日 20 时(a)和 20 日 08 时至 21 日 08 时(b)日最大降雨量  
区域站 1 小时降雨量时间演变(圆圈为最大日降雨量出现地点)

Fig. 4 Time variations of one-hour rainfall from the daily maximum precipitation weather station for (a) 08:00 BT 19 July to 20:00 BT 20 July and (b) 08:00 BT 20 July to 08:00 BT 21 July 2010

针对上述 20 日降雨过程的特点,从预报角度要回答两个问题:对流云团为什么反复生成?生成后为什么经过同一地区?首先大尺度背景场提供一个稳定的环流形势是非常必要的,这里最重要的系统

就是副热带高压。从 16 日开始,块状副高就稳定在日本岛附近,强度不断加强,至 19 日 20 时,形成 596 dagpm 中心,该中心一直持续到 21 日 20 时。正是由于此副高的阻挡,低涡从四川盆地移出后沿

副高西侧的西南气流向东北方向移动,至 20 日 08 时,低涡一分为二,一个在河北东北部少动,一个快速北上(图 5)。伴随低涡的北上,低涡东侧西南急流也北上并加强,至 19 日 20 时,形成大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的急流核,同时伴有大于  $14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  的高比湿区北

移,为强降水的发生提供充足的水汽。

从图 5 还可以看到,大降水区位于地面低涡和冷锋东侧的暖区内,与冷锋近于平行。辽宁的强降雨带位于冷锋前 80 km 左右,同时与 850 hPa 低空急流近于平行,强降雨带与暖锋相交,并延伸到暖锋前,但最大降水区出现在冷锋前、暖锋后的暖区内。经分析卫星云图和雷达反射率动画,发现降雨云团反复在辽东湾北侧附近地区形成,并沿与北方成  $30^\circ$  的角度向东北方向移动,云团不断经过同一地区,形成近 10 个小时的持续强降雨。从图 4b 可以看到,强降雨主要出现在 20 日夜间,20 日白天虽然有降雨但较小,可以作为降雨发生的大气环境,从大连站 20 日 08 时的  $T\text{-log}p$  图可以看到强降雨前环境特点(图 6a):湿层厚,比湿大,250 hPa 以下层相对湿度大于 80%,850 hPa 以下层比湿接近或超过  $15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ;对流有效位能小,对流发展不强;风垂直切变小,整个对流层风在  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右,且都为西南风。上述特点容易形成较大降雨,而且降雨效率高。

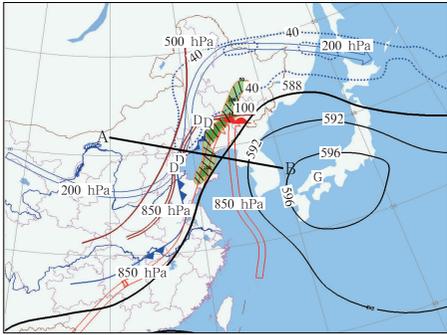


图 5 2010 年 7 月 20 日 08 时环流形势配置图  
图中阴影处降水量大于 50 mm,  
线 A-B 为图 8 的剖面位置  
Fig. 5 Schematic diagram of weather  
pattern at 08:00 BT 20 July 2010  
Precipitation greater than 50 mm is  
shaded, the cross section in Fig. 8 is along the line A-B

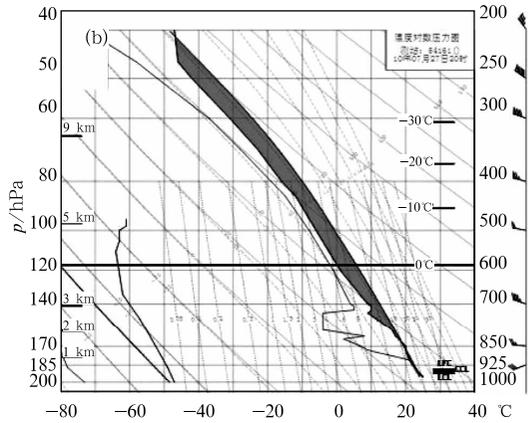
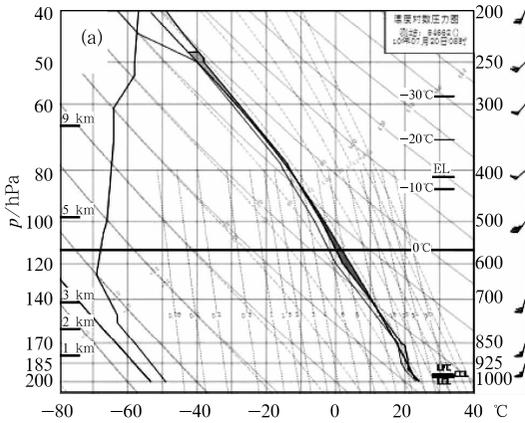


图 6 大连 7 月 20 日 08 时(a)和长春 7 月 27 日 20 时(b)  $T\text{-log}p$  图

Fig. 6 The  $T\text{-log}p$  charts for sounding data from (a) Dalian at 08:00 BT 20 July 2010 and (b) Changchun at 20:00 BT 27 July 2010

对于云团反复生成,从抬升机制上可以认为有两个主要原因,一是低层地转偏差风的辐合,另一是高空锋的作用。本次降水过程一个较明显的环流特点是低空偏南急流较强,并叠加在降雨带上,从沿云带的涡度和散度垂直剖面图来看(图略),在 850 hPa 以下层,分布一系列正涡度中心和辐合中心,因低空急流较平直,可以认为正涡度主要来自气流的水平切变。而由于低层风速超地转现象明显,在 850 hPa 上,从辽东湾北部到辽宁中西部普遍存在超地转风,

最大超地转风达到  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上,而这一带实际风在  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右,因此超地转风几乎占到了一半。从图 7 的地转偏差风散度可以看到,整个辐合带与对流云带基本一致,而且偏差风散度与实际风散度相差无几,因此低层辐合中心主要来自于偏差风的辐合。

本次强降雨过程的另一明显形势特点就是高空冷锋的存在,在 500 hPa 层附近存在一明显的相对湿度或相当位温梯度大值区,该梯度大值区形成于

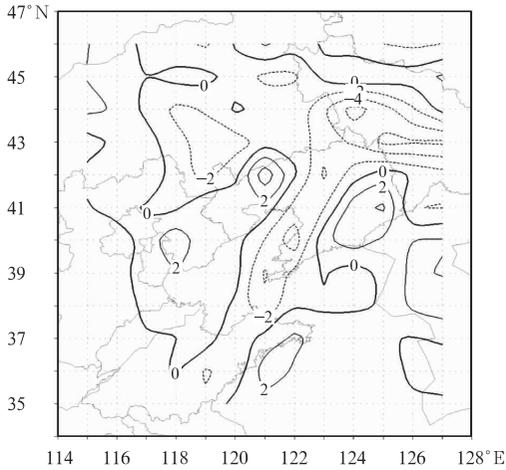


图 7 2010 年 7 月 20 日 08 时 850 hPa 偏差风散度(单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

Fig. 7 Geostrophic deviation wind divergence (units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) at 08:00 BT 20 July 2010

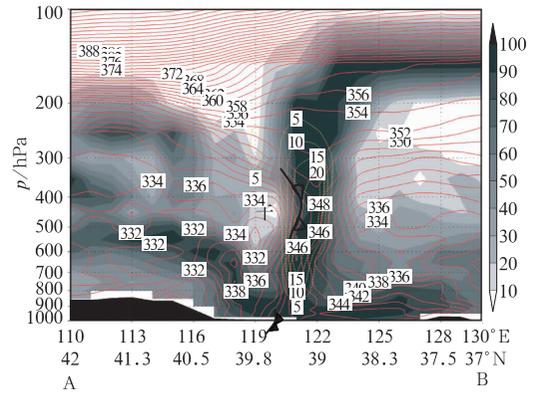


图 8 沿图 5 AB 的垂直剖面

实线为相当位温,间隔 2 K,虚线为  $>5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  的上升运动,间隔是  $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ;阴影区为相对湿度,间隔 10%;实心三角线和空心三角线分别为地面冷锋和高空冷锋位置

Fig. 8 Cross section at 08:00 BT 20 July 2010 Along the line A—B in Fig. 5 of equivalent potential temperature (solid line, at intervals of 2 K), vertical velocity (dashed line at  $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  intervals, upward motion greater than  $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  displayed) and relative humidity (shading at 10% intervals), the cold front aloft is indicated by open cold front symbols

四川盆地东部,其北边界快速向东北方向移动,而其东边界移速相对缓慢,从 20 日 08—20 时,东边界基本稳定在辽东湾到莱州湾一带。高空冷锋超前于地面冷锋,它不同于前倾高空槽,这里的高空槽及相伴的温度锋区要比高空锋偏西 2~4 个纬距。高空冷锋一般在上升运动的组织中起重要作用<sup>[18-19]</sup>。从沿图 5 的 AB 剖面可以看到(图 8),最大上升运动区就位于高空锋前,同时位于最大位势不稳定区之上,高空锋前相对湿度突然增加,厚度增厚,这里是对流云团最易产生的地方。

### 3.2 2010 年 7 月 26—28 日过程分析

7 月 26—28 日降雨过程也分为两个阶段:26 日

和 27—28 日,冷涡冷锋和副冷锋先后分别触发两个阶段降雨云系生成发展。26 日冷锋降雨具有云系移速快,强降雨持续时间短的特点;27—28 日阶段降雨以 27 日夜间为最大(下面将重点分析),28 日雨带南移。27 日夜间副冷锋降雨具有对流云团不断在雨区上游生成并经过同一地区,强降雨持续时间长的特点。从 1 小时降雨量演变来看(图 9),26 日小时降雨量只有 3 个时段超过 20 mm,先后有两

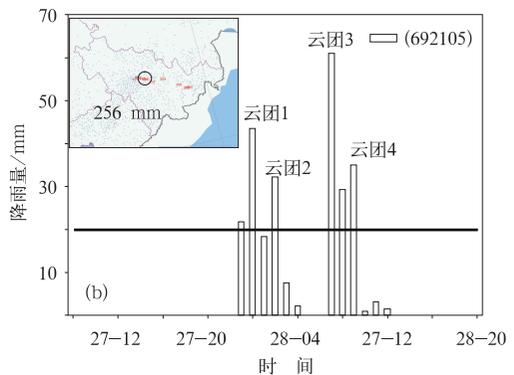
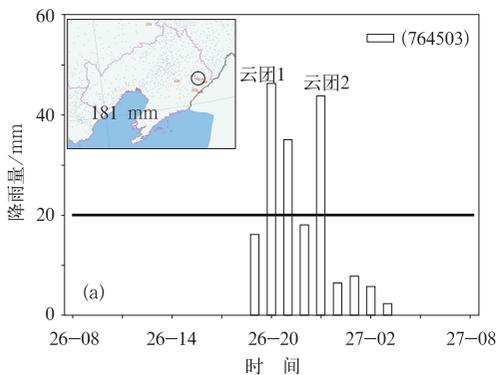


图 9 2010 年 7 月 26 日 08 时至 27 日 08 时(a)和 27 日 08 时至 28 日 20 时(b)日最大降雨量区域站 1 小时降雨量时间演变(圆圈为最大降雨量出现地点)

Fig. 9 Time variations of one-hour rainfall from the daily maximum precipitation weather station for (a) 08:00 BT 26 July to 08:00 BT 27 July and (b) 08:00 BT 27 July to 20:00 BT 28 July 2010

个云团影响,而27日夜间小时雨量有6个时次超过20 mm,先后有4个云团经过影响。

7月27日夜间强降雨天气形势不同于7月20日,前者离副高位置较远,副热带系统尤其是低空急流不像后者那么显著,相比而言,西风带系统表现得更加明显,主要是有东北冷涡在黑龙江北部地区发展加强,冷涡中不断有冷槽下摆,携带冷空气东移南下影响。7月26日,受第一个下摆冷槽影响,吉林东部、辽宁东北部出现一些暴雨、大暴雨,27日,又有一冷槽下摆,至28日08时,副冷锋已经移到吉林中部偏西地区,而500 hPa高空槽已经移到吉林中部偏东地区,从而在吉林中部地区形成前倾槽形势

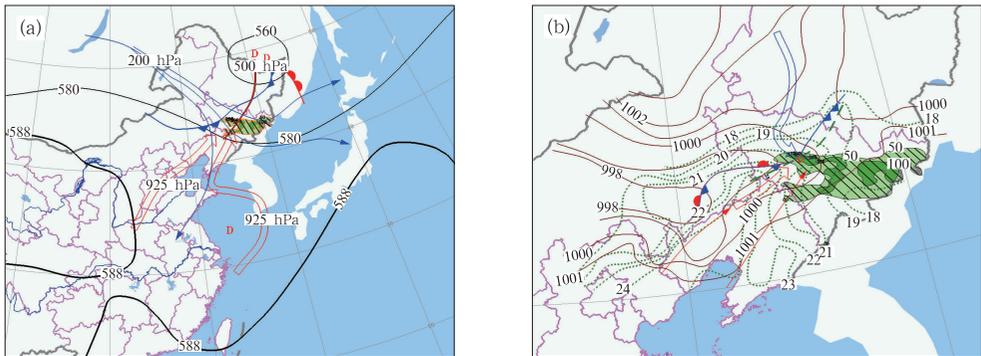


图10 2010年7月28日08时环流形势配置图

(a)中实线为500 hPa环流形势示意,双箭矢为925 hPa层气流示意,单箭矢为200 hPa层气流示意;  
(b)中实线为地面气压,间隔1 hPa;虚线为地面露点,间隔1°C;箭矢为925 hPa层气流示意,其他为常规符号

Fig. 10 Schematic diagrams of 500 hPa (a) and surface (b) weather pattern at 08:00 BT 28 July 2010

Precipitation greater than 50 mm is shaded, the solid lines in Fig. 9b are surface pressure at 1 hPa intervals, the dashed lines are dew-point at 1°C intervals, the arrows are for level 925 hPa

此次过程的低空西南急流在925 hPa表现得明显些,28日08时在辽宁中西部达到 $14 \sim 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图10)。地面分析显示(图10b),从27日20时始,地面气压槽及其相伴暖锋从内蒙古中部向偏东方向移动,同时地面冷锋从黑龙江中部向偏南方向移动,27日23时开始,两条锋面移动都比较缓慢,28日凌晨,两条锋面在吉林中部偏南地区相交,位置正好位于强降水区的上游地区,而该地区又处于地面露点等值线东北部的脊区即湿舌上,同时又是500 hPa前倾槽与地面冷锋之间的不稳定区,因此该区极易产生对流云团。

#### 4 预报技术探讨

强降雨的预报技术和方法是预报员不断探索、

(图10a),有利于该地区位势不稳定的增大。从强降雨发生前环境探空来看(图6b),具有与7月20日强降雨不同的特点:大比湿主要集中在近地层,超过 $17 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,其上有一干层,干层上面又有一深厚湿层;对流有效位能大,达到 $2072 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ;风垂直切变较7月20日大,925~700 hPa风随高度顺转有暖平流,有利增加位势不稳定。上述特点容易形成短时强对流,但由于湿层仍较厚,低层比湿大,强对流主要以短时强降雨为主。从闪电监测来看(图略),7月27日过程的闪电活动比7月20日过程明显多,说明7月27日过程的对流活动比7月20日过程要强。

不断实践的一个永恒课题,对定量降水预报而言,某地强降雨可用两个量来衡量:雨强和持续时间<sup>[20]</sup>。雨强强并且持续时间长,就会形成较大累积降雨量,并可能引起洪涝灾害。雨强主要取决于水汽垂直输送通量,进而取决于水汽辐合和水平输送,预报员平时分析的露点、比湿、水汽通量和通量散度等与水汽相关的物理量可有助于对降雨强度有个判断,但要判断降雨事件的极端性,可采用正规化标准差方法来判断<sup>[21]</sup>。

对于强降雨持续时间可从降雨系统的大小和移动来考虑,前面给出的两个例子都涉及到降雨云团反复生成并经过同一地区,这就造成了降雨时间长,如果雨强也较强,更容易造成大的累积雨量。因此判断对流云团生成源地和生成后的移动非常重要,也是预报分析中的一个难点。前面的降雨过程分析

中已经对对流云团的生成源地作了分析,其中包括判断引起上升运动的边界(气流辐合、地面锋、高空锋面等),判断水汽通量和辐合区,判断最不稳定区的位置等。对流系统及其中单体生成后的移动可用 Corfidi 向量法来判断<sup>[22-23]</sup>,Corfidi 向量法是业务预报中判断中尺度对流系统(MCS)移动的一个非常实用方法,MCS 的移动矢量近似于单体的移动矢量和单体传播矢量的合成,而单体的移动矢量可用风暴承载层的平均风矢表示,单体的传播矢量可用低空急流矢量表示,但方向相反。如 7 月 20 日的降雨过程中(图 11a),通过大连站  $T\text{-log}p$  图分析(图 6a),风暴承载层 925~250 hPa 平均风矢量方

向或略偏右方向可以作为对流单体的移动方向,而 850 hPa 层上低空急流的反方向可以作为对流单体的传播方向,这样整个对流系统的移动矢量就是两者的合成,从图中可以看到整个对流系统的移动将非常缓慢,而其中的单体将快速向东北方向移动。同样,7 月 27 日夜间的降雨过程中,虽然整个大的对流系统移速较快,但由于对流系统与其中单体近于同向,从源地不断有对流单体(或小的对流云团)生成,生成后即沿 850~200 hPa 平均风矢量方向移动(图 6b),也造成了持续经过同一地区的现象,从而引起强降雨(图 11b)。上述结果与雷达观测基本一致。

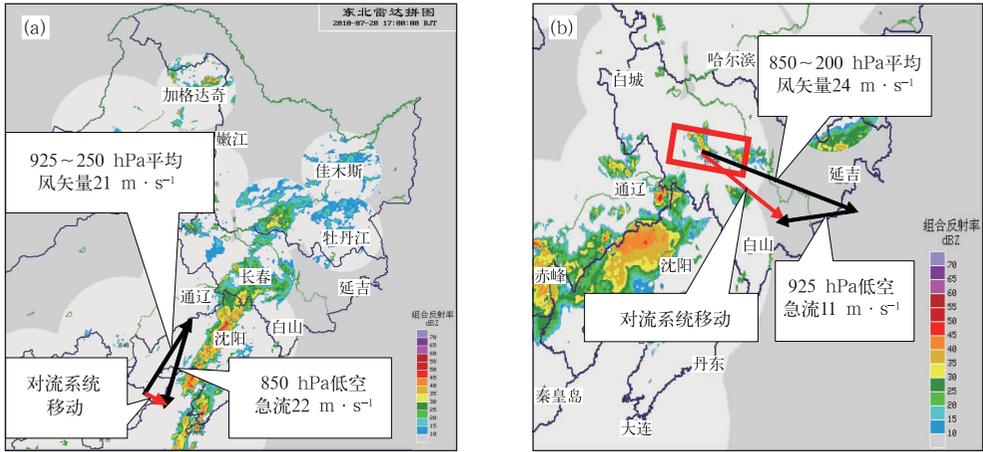


图 11 2010 年 7 月 20 日 17 时(a)和 8 月 28 日 00 时(b)雷达组合反射率拼图  
 (a),(b)图中的平均风矢量和低空急流矢量分别由大连和长春站探空得到  
 Fig. 11 Mosaic maps of radar composite reflectivity at (a)17:00 BT 20 July 2010  
 and (b) 00:00 BT 28 August 2010

The layer mean wind vector and low level jet vector in fig. 11a,11b come from Dalian and Changchun sounding data respectively

### 5 结 论

2010 年 7 月 19 日至 8 月底东北地区降雨具有过程频繁、降水量大、落区重复的特点,主要原因归结于西风带和副热带环流形势的异常,包括以下几个方面:西西伯利亚北部低值区异常偏强且稳定,不断导致冷空气分裂东移;副高异常偏强且稳定,导致东移冷空气受阻,移速减慢;副高西侧的西南风异常偏强,同时对应大的水汽通量异常偏大区。这些异常的结果导致较强偏南暖湿气流与冷空气在吉林中东部和辽宁中东部交汇,形成持续不断的降雨过程。

对这段期间出现的 10 次降雨过程,从主要影响

系统方面分为两类:低涡(切变)北上类和冷涡(低槽)东移类。其中,低涡类的环流以经向为主,高度距平呈东西向分布,日本附近副高异常偏强呈块状,副高西侧槽较深,槽区为低涡及切变活动区,东西向高度距平分布明显,水汽主要来自于我国东部海区,副高西侧强偏南气流输送明显,低层冷空气活动弱。而冷涡类的环流以纬向为主,南北向高度距平分布明显,副高呈东西向带状分布,副高西侧槽较浅,槽区为短波槽活动区,槽的北部低值区即为高空冷涡主要活动地区。水汽主要也来自于东部海区,以副高西侧偏南气流输送为主,也有部分来自于副高北侧西南气流输送。该类冷空气活动强。

对于强降雨的定量预报,重点考虑雨强和持续

时间。两个强降雨过程都涉及到降雨云团反复生成并经过同一地区,不但雨强强而且持续时间长,从而造成较大累积降雨量。两个过程大尺度环流形势都比较稳定,7月20日过程是副高比较稳定,7月27日夜间过程则是高空冷涡较稳定。两个过程中的水汽供应都比较充分,都存在低空急流,尤其是7月20日过程大于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 强暖输送带源源不断供应水汽,是判断强降雨的很好指标。在形势稳定、雨强强强的情况下,对于持续时间就要涉及到判断对流云团生成和移动问题。就这两个过程而言,7月20日过程的对流云团发生于沿低空急流带上超地转偏差风辐合区、高空冷锋前部的上升运动区和位势不稳定区。7月27日夜间过程的上升运动主要是近地层锋面抬升即冷暖空气辐合的结果,对流云团生成于不同天气系统带来的地面南下冷锋和东移暖锋两锋面结合处,该地区也位于湿舌东北部的脊上,前倾槽后的位势不稳定区内。

对流云团生成后的移动可用 Corfidi 向量法判断。7月20日过程对流单体的移动和传播近于速度相等、方向相反,造成整个系统移动缓慢,单体反复经过强降雨区。7月27日夜间的降雨过程中,对流系统与对流单体近于同向,也造成不断生成的对流单体(或小的对流云团)持续经过同一地区现象,引起强降雨。

## 参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 25-50.
- [2] 孙力, 安刚, 高枫亭, 等. 1998年夏季嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的成因分析[J]. 应用气象学报, 2002, 13(2): 156-162.
- [3] 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 1998年嫩江、松花江流域持续性暴雨的环流条件[J]. 大气科学, 2001, 25(4): 567-576.
- [4] 刘景涛, 孟亚里, 康玲, 等. 1998年汛期嫩江松花江流域大暴雨成因分析[J]. 气象, 2000, 26(2): 20-24.
- [5] 孙力, 安刚. 1998年松嫩流域东北冷涡大暴雨过程的诊断分析[J]. 大气科学, 2001, 25(3): 342-354.
- [6] 陈立亭, 孙永罡, 白人海. 松花江、嫩江流域1998年夏季暴雨过程天气分析[J]. 气象, 2000, 26(10): 19-23.
- [7] 孟庆涛, 孙建华, 乔枫雪. 20世纪90年代以来东北暴雨过程特征分析[J]. 气候与环境研究, 2009, 14(6): 596-612.
- [8] 孙永罡, 白人海. 1998年夏季松花江、嫩江流域大暴雨的水汽输送[J]. 气象, 2000, 26(10): 24-28.
- [9] 王东海, 钟水新, 刘英, 等. 东北暴雨的研究[J]. 地球科学进展, 2007, 22(6): 549-560.
- [10] 张玲, 李泽椿. 1998年8月嫩江流域一次大暴雨的成因分析[J]. 气象, 2003, 29(8): 7-12.
- [11] 袁美英, 李泽椿, 张小玲. 东北地区一次短时大暴雨 $\beta$ 中尺度对流系统分析[J]. 气象学报, 2010, 68(1): 125-136.
- [12] 寿亦萱, 许健民. “05.6”东北暴雨中尺度对流系统研究 II: MCS动力结构特征的雷达卫星资料分析[J]. 气象学报, 2007, 65(2): 171-182.
- [13] 寿亦萱, 许健民. “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[J]. 气象学报, 2007, 65(2): 160-170.
- [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[J]. 气象, 2000, 26(10): 35-40.
- [15] 张晰莹, 吴英, 王承伟, 等. 东北地区 MCC 雷达回波特征分析[J]. 气象, 2010, 36(8): 33-39.
- [16] 陈艳秋, 袁子鹏, 黄阁, 等. 一次中尺度急流激发的辽宁大暴雨观测分析[J]. 气象, 2009, 35(2): 41-48.
- [17] 王文东. 2010年7月大气环流和天气分析[J]. 气象, 2010, 36(10): 123-127.
- [18] Hobbs P V, Locatelli J D, Martin J E. Cold fronts aloft and the forecasting of precipitation and severe weather east of the Rocky Mountains[J]. Wea Forecasting, 1990, 5: 613-626.
- [19] Koch S E, Mitche J D. The map room: A structured process for prediction of convection associated with split cold fronts[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2003, 84(2): 174-179.
- [20] Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology[J]. Wea Forecasting, 1996, 11: 560-581.
- [21] Hart R E, Grumm R H. Using normalized climatological anomalies to rank synoptic-scale events objectively[J]. Mon Wea Rev, 2001, 129(9): 2426-2442.
- [22] Corfidi S F, Merrit J H, Fritsch J M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes[J]. Wea Forecasting, 1996, 11: 41-46.
- [23] Corfidi S F. Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. Wea Forecasting, 2003, 18: 997-1017.