

一次暴雨过程受不同系统影响的动力热力场结构特征

任丽 关铭 李有缘 王深义

(黑龙江省气象台, 哈尔滨 150030)

摘要 本文使用常规观测资料、卫星云图、自动气象站降水量以及 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的 NCEP/NCAR 再分析资料, 对出现在东北地区北部受不同系统影响的连续 2 d 暴雨过程的热力和动力场结构特征展开研究。结果表明: 24 日为暖锋锋生暴雨, 暴雨范围大; 25 日为台风暴雨, 暴雨出现在台风移动路径上, 为狭长带状。暴雨是由 MCS 活动造成的, 每次短时强降水均与 TBB 低值中心相对应, 台风倒槽内的 MCS 强度比暖锋云系内的 MCS 弱, 但是降水强度却更大。台风安比携带大量暖湿空气, 其东侧的低空急流向北输送热量和水汽, 水汽辐合集中在边界层内, 台风暴雨的水汽辐合强度比暖锋暴雨更强烈, 所造成的雨强更大。暖锋暴雨期间, 小兴安岭迎风坡地形的辐合抬升作用明显; 高层强辐散及地形辐合抬升作用对暴雨有较大贡献。台风暴雨期间, 低空辐合, 特别是水汽辐合作用对暴雨有较大贡献; 辐合区位于台风倒槽附近, 倒槽表现为冷锋性质。

关键词 台风; 暖锋; 倒槽; 次级环流; 中尺度对流系统(MCS)

中图分类号: P458.1+21 **DOI:** 10.19517/j.1671-6345.20190017 **文献标识码:** A

引言

东北地区位于东亚季风的最北端, 夏季受西风带、副热带, 甚至热带环流的影响, 同时又有极地冷空气的频繁入侵, 使东北暴雨具有季节性强, 降水次数少, 历时短, 强度大等特点, 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, 且越往北越明显^[1]。多年来, 气象工作者们对东北暴雨的特征和成因展开研究, 发现东北地区暴雨的影响系统较为复杂, 除了有冷涡(低槽)东移类和低涡(切变)北上类^[2], 还有受热带气旋北上与中高纬度冷空气相互作用产生暴雨^[3-8]。暴雨过程中水汽贡献主要来自于西太平洋、南海附近, 以及相邻海域^[9-11]。锋面也是产生暴雨的常见天气系统之一。锋面活动过程中常伴有锋生(消)现象, 与锋生相联系的锋区横向环流是中尺度对流系统和中尺度雨带的启动机制之一^[12]。锋生导致水平位温梯度随时间增加, 破坏热成风平衡, 根据地转偏差与加速关系, 形成垂直于锋面暖区上升、冷区下沉的次级环流^[13]。很多学

者对冷锋暴雨进行了深入细致的研究^[14-16], 而对暖锋暴雨的研究相对较少, 吕克利和蒋后硕^[17]研究发现, 水汽凝结过程对暖锋环流具有非常重要的作用, 是暖锋锋区产生强中尺度深对流的重要机制。在含有水汽凝结过程的湿大气中, 低空南风急流的作用远大于高空西风急流, 它是暖锋锋区中产生强中尺度降水的更重要因子; 高低空急流的共同作用, 对暖锋锋区中多重中尺度雨带的形成具有重要作用。

2018 年 7 月 24—25 日受 1810 号台风“安比”环流北上影响, 黑龙江省迎来大范围的暴雨天气, 最大累积降水量为 155 mm, 出现在小兴安岭迎风坡。从影响系统来看, 24 日受暖锋影响, 25 日受减弱的台风环流影响出现暴雨。本文使用常规观测资料、FY-2 卫星云图、自动气象站降水量以及 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的 NCEP/NCAR 再分析资料, 对造成暴雨的中尺度对流系统(MCS)的活动特征, 天气尺度的大气环流、水汽输送以及热力和动力场结构特征展开研究, 力求深化对暴雨的科学认识, 为暴雨预报提供有指示意义的信息。

<http://www.qxkj.net.cn> 气象科技

黑龙江省自然科学基金联合引导项目(LH2019D016)、黑龙江省龙云气象科技有限责任公司气象院士工作站重点项目(YSZD201702)、黑龙江省科技厅省院合作项目(YS18Z01)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2017-021 和 CMAYBY2019-033)资助

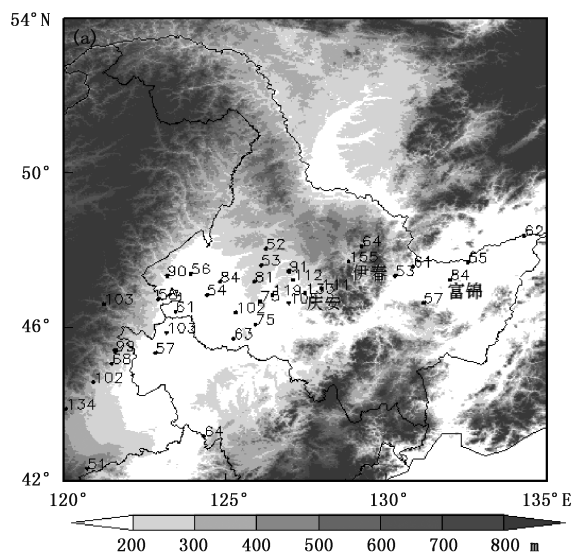
作者简介: 任丽, 女, 1982 年生, 硕士, 高级工程师, 主要从事灾害性天气研究及常规天气预报工作, Email: strli@163.com

收稿日期: 2019 年 1 月 11 日; 定稿日期: 2019 年 5 月 24 日

1 暴雨概述和天气尺度环境背景

1.1 暴雨概述及特点

2018年7月24—25日,先后受暖锋和减弱台风的影响,东北地区中北部连续两日出现大范围的暴雨天气。7月24日08:00至26日08:00累积降水量分布图上(图1a,仅显示 ≥ 50 mm),从内蒙古到黑龙江省东北部为一条东北—西南向的暴雨带,并呈现向北增强的趋势,在小兴安岭迎风坡的伊春站达到最大,累积降水量为155 mm。其中降水量 ≥ 100 mm的大暴雨呈线状分布,水平宽度50 km左右,长度300 km左右,具有典型的 β 中尺度特征。



从单站逐小时降水量图(图1b)上,伊春强降水主要出现在24日下午到25日早晨,有3个雨强峰值,最大雨强 $27 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (25日05:00);庆安强降水出现在25日,同样出现3个雨强峰值,最大雨强 $32.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (25日10:00);富锦强降水出现在25日下午,只有一个雨强峰值,最大雨强 $25.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (25日18:00)。从影响系统上来看,伊春站强降水受暖锋活动影响,降水持续时间长,累积量大;而庆安和富锦是受减弱台风影响的,减弱台风自西南向东北移动过程造成的降水强度和降水累积量逐渐减小,可见其强度逐渐减弱的过程。

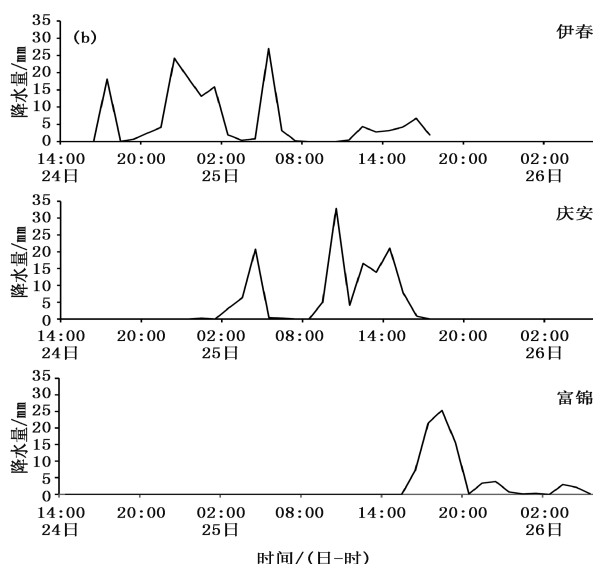


图1 2018年7月24日08:00至26日08:00累积降水量(仅显示 ≥ 50 mm)及地形高度(阴影,仅显示 ≥ 200 m)(a);伊春、安庆和富锦三站逐小时降水量(b)

1.2 天气尺度环流背景

500 hPa上,7月21—22日,西太平洋副热带高压(以下简称“副高”)深入内陆呈带状分布;副高脊线西伸至甘肃南部;北界越过 44°N ,588 dagpm线到达黑龙江省南部地区。1810号台风安比在副高南侧的东海海面上朝西北方向移动,受台风活动影响,副高南侧被挤压,其形状变得更加狭长。亚欧大陆 70°N 以北有极涡活动,极涡南侧不断有短波槽引导冷空气南下。23日副高东退,台风继续向西北方向移动,且偏北分量逐渐增大;分别在贝加尔湖附近及中国河套地区形成两个高空槽。北部高空槽较浅,移动快;南部高空槽较深,移动慢。24日,台风越过副高脊线后继续北移,偏东分量逐渐增加,逐渐

并入到河套附近东移的高空槽中,随高空槽向东北方向移动。东北地区北部的降水主要是北部槽后冷空气与南部槽前暖空气交绥所致。

850 hPa上,24日14:00(图2a)从华北地区到内蒙古东北部为南北向的带状低涡环流,低涡内部有南北两个环流中心。南部的是台风,台风中心位于河北唐山,强度为热带风暴;北部为低涡,低涡的东北和西南方向分别有暖锋和冷锋活动。20:00(图略)台风中心移至内蒙古赤峰,其东侧为偏南风低空急流,向北输送暖湿空气,促使黑龙江省西部地区的暖锋锋生,造成大范围的暖锋暴雨。之后北部的低涡和台风环流同时向东北方向移动,只是北部低涡移速更快,25日,北部低涡移出黑龙江省,台风环流

自西南向东北移经黑龙江省,在台风移动路径上出现了狭长的暴雨带。

海平面气压场上,1810号台风安比于22日12:30在崇明岛登陆,登陆强度为强热带风暴,之后一直向西北方向移动,强度减弱为热带风暴。24日早,台风移入华北南部后移向转为东北向,在内蒙古中部地区有弱低压活动。24日20:00(图2b),从华北到东北地区为狭长的低压带,内蒙古中部地区的弱低压表现为低压带北部的倒槽,与低压相伴的暖锋清

晰可辨,变压场上为 $\Delta p_3 < -1.0$ hPa的负变压区。台风安比中心位于内蒙古赤峰,台风北侧和东侧均有 $\Delta p_3 < 0$ hPa,特别是倒槽附近为 $\Delta p_3 < -1$ hPa的负变压区。24日暴雨主要出现在台风北侧倒槽及黑龙江省西部暖锋锋区处,两处均有变压风辐合,加强了低层辐合作用,出现大范围的暴雨区。24日23:00台风安比减弱为热带低压,之后停止编号。25日北部低压移出黑龙江省,台风减弱后的低压环流移经黑龙江省,造成西南—东北向的暴雨带。

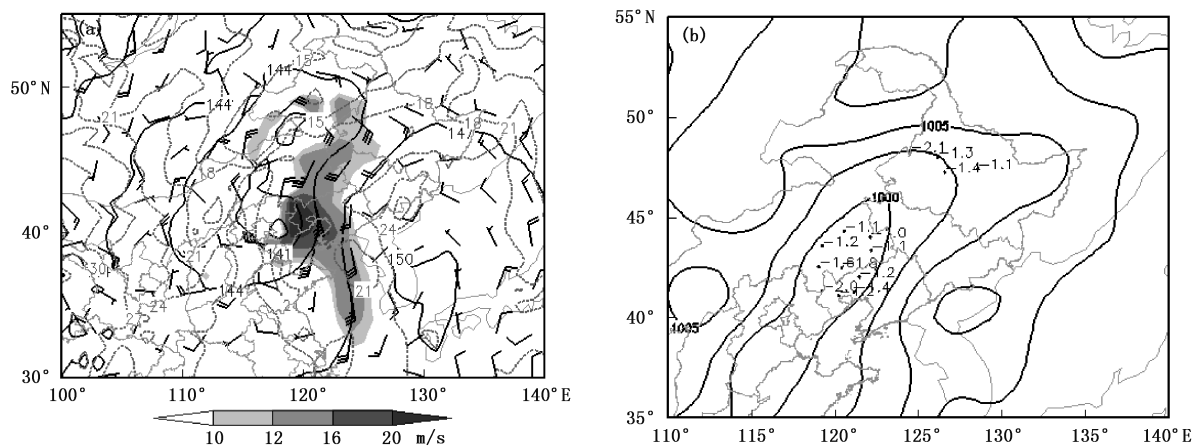


图2 2018年7月24日14:00 850 hPa高度场(实线,单位:dagpm),温度场(虚线,单位:℃)和风场(风羽,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,阴影为风速 $\geq 12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的低空急流)(a)及20:00海平面气压场(实线,单位:hPa)和3小时变压($\Delta p_3 < -1.0$ hPa)(b)

7月24日14:00(图3a),从水汽图像上可以看到台风云系与北部暖锋云系是相对独立的两部分,两个云系之间的暗区位于黑龙江省南部地区,受干空气活动影响,暗区北部边缘不断有新对流被触发,只是受到水汽条件的限制,对流尺度较小,持续时间较短,降水局地性强,量级不大。之后南北两个云系逐渐靠近,到20:00(图3b),两云系连接起来,水汽

自南向北输送,使得暖锋云系变得更加宽广,其南部云层更白亮、密实。25日04:00(图略)这个云系的东南侧有大范围的暗区,随着干空气不断向北推进,暗区向北的范围更大,北边界更清晰,并在其北边界附近有较强的对流被触发。07:00(图略)台风云系中心结构逐渐变得松散,并有干空气侵入到其环流内部,并在其中心附近触发出新对流。

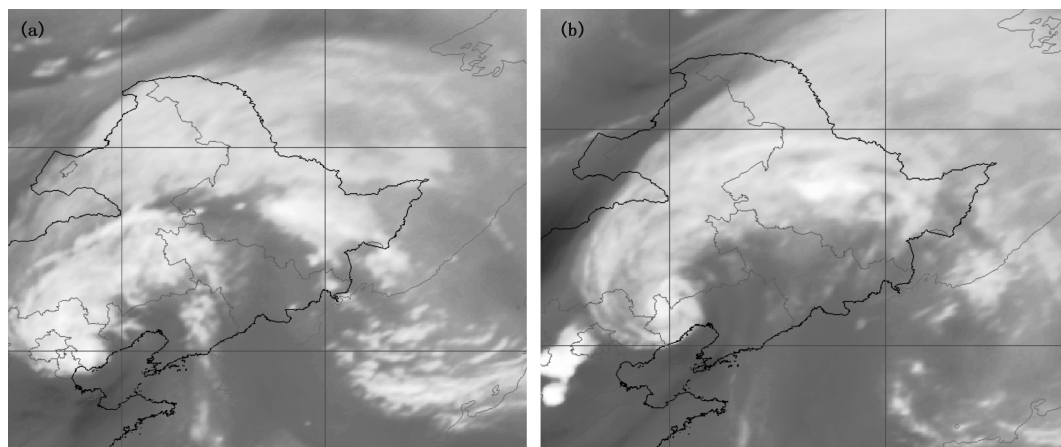


图3 2018年7月24日14:00(a),20:00(b)FY-2G水汽图像

2 中尺度对流云团活动特征

使用国家卫星气象中心提供的 FY-2F 红外卫星云图来考察大暴雨中心中尺度对流云团的活动特征。逐小时的 TBB 演变能更加直观地反映出中尺度对流的发生发展过程,及每一阶段的特征(图 4)。24 日 17:00—19:00(图略),有对流云团在黑龙江省西南部地区发展东移,分裂为两个对流中心 A 和 B。20:00—21:00(图 4a、b)对流云团 A 接近并影响伊

春站,伊春降水强度迅速增强(图 1b);22:00—23:00(图 4c、d)对流云团 A 减弱东移,对流云团 B 加强,出现 $TBB \leq -57^{\circ}\text{C}$ 的冷云区,伊春站受其影响,降水强度增加到 $24.2\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。25 日 00:00—01:00(图 4e、f)对流云团 B 减弱东移,对流云团 C 自西向东移经伊春站,由于云团 C 尺度小,生消快,移速快,带来的降水强度减小到 $13\sim 16\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。伊春连续 4 h 处于 $TBB \leq -52^{\circ}\text{C}$ 的冷云内,降水量达到 $71.8\text{ mm}\cdot 4\text{ h}^{-1}$ 。

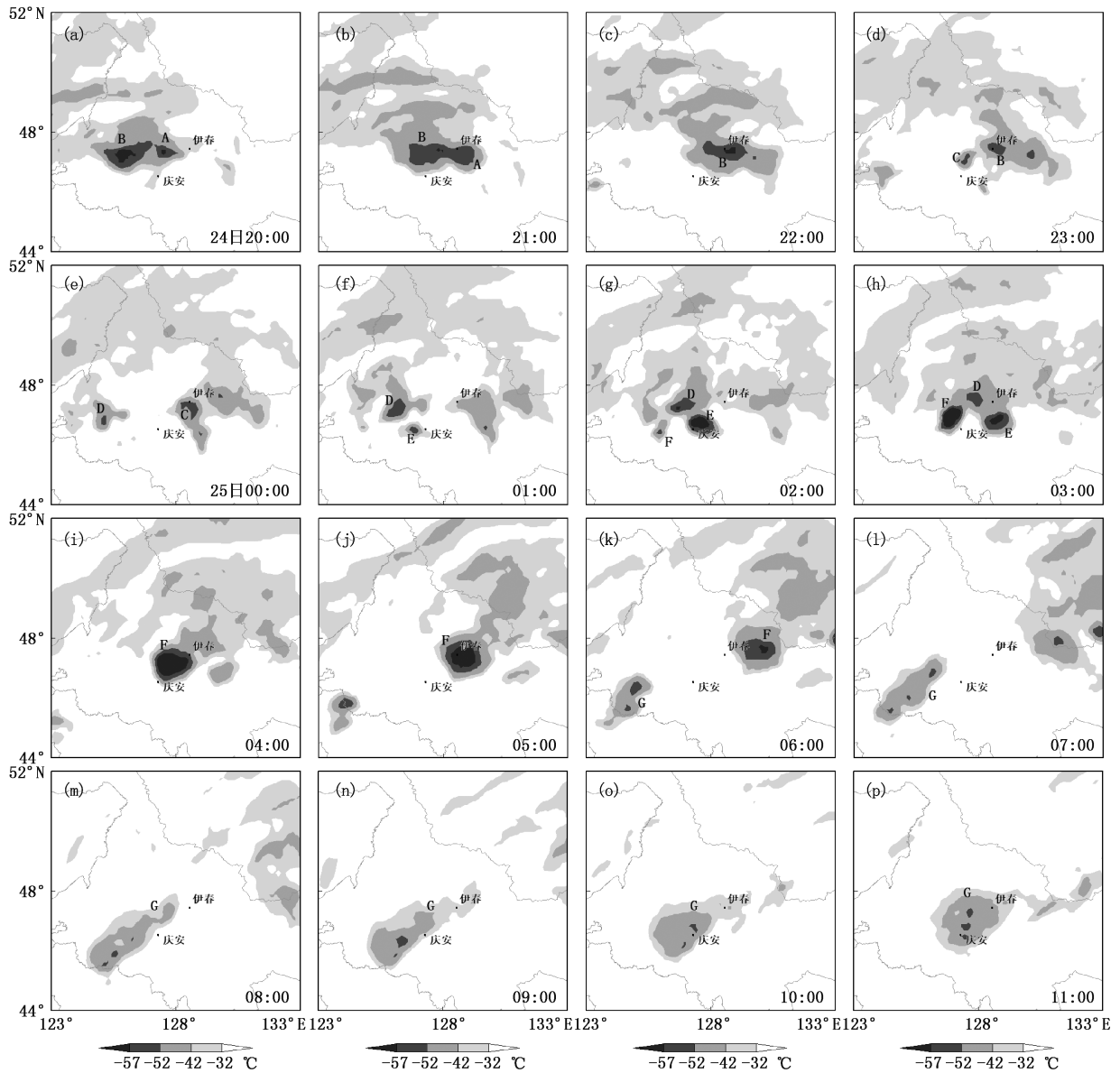


图 4 2018 年 7 月 24 日 20:00 至 25 日 11:00 FY-2F 逐小时红外云图 TBB 分布

02:00—03:00(图 4g、h)伊春站西南方向有多个对流云团新生,在向东北方向移动的过程中云团

D、E 强度逐渐减弱,云团 F 迅速增强。04:00(图 4i)对流云团 F 在东北移过程中 $TBB \leq -57^{\circ}\text{C}$

的冷云区面积不断扩大,云团南部移经庆安站,给庆安带来了 $20.7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水。05:00(图 4j)对流云团 F 冷云区范围及强度略减小,云团中心移到伊春站,伊春降水强度增大到 $27 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

06:00—09:00(图 4k~n)对流云团 F 减弱东移,伊春和庆安两站降水出现短暂停歇,黑龙江省西南部有对流云 G 新生,向东北方向移动,形成东北西南向带状结构,云团中有尺度更小对流泡生消。10:00—11:00(图 4o,p)对流云团 G 移经庆安站,给庆安带来 $32.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水。云团 G 移出庆安后,庆安持续受 $\text{TBB} \leq -32^\circ\text{C}$ 的弱对流影响,12:00—14:00 降水强度一直维持在 $14 \sim 21 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

由以上分析可知,伊春站的强降水是由多个尺度不大的 MCS 活动造成的,伊春站长时间处于 $\text{TBB} \leq -52^\circ\text{C}$ 的冷云区内,降水持续时间长,尺度较大的对流云团 F 造成的小时雨强最大;而庆安站的强降水是由台风倒槽内的带状 MCS 造成,尽管 MCS 的冷区内 $\text{TBB} \leq -42^\circ\text{C}$,比暖锋对流强度弱,但是降水强度却更大。

卫星资料分析可以反应出中尺度对流云团云顶亮温发展演变特征,下面使用分辨率更高的多普勒

雷达资料,进一步分析中尺度对流云团的内部结构特征。24 日 17:00—21:00(图略)伊春雷达 1.5° 仰角反射率因子图上,有大范围东西向的混合云降水回波,反射率因子普遍在 45 dBz 以下。21:00 后伊春站上游开始有强对流生成和发展,并在向东偏北方向移动的过程中排列成带状,最大反射率因子可达 50 dBz 。21:24(图 5a),带状回波移近伊春站,沿着图 4a 中直线做反射率因子垂直剖面(图 5c),可见带状回波中有多个强回波柱,强对流的反射率因子在垂直方向上基本是以回波顶为中心对称分布,高度在 10 km 以下, 50 dBz 的强反射率因子高度不超过 5 km ,在 0°C 等温线(5 km)高度以下,表明此处的强降水是暖云降水,降水效率高,雨强大。

强回波带向东偏北方向移动于 21:50 左右开始影响伊春站,并在其后侧 100 km 处有新生的强回波带活动。两个回波带之间的回波强度在 35 dBz 左右,保持固定的距离,同时向东偏北方向移动。22:48(图 5b)前侧的强回波带已经移出,而后侧的强回波带又开始影响伊春站。在之后的 2 h 内,多个强回波带如此反复影响伊春站,带来了长时间的强降水天气。

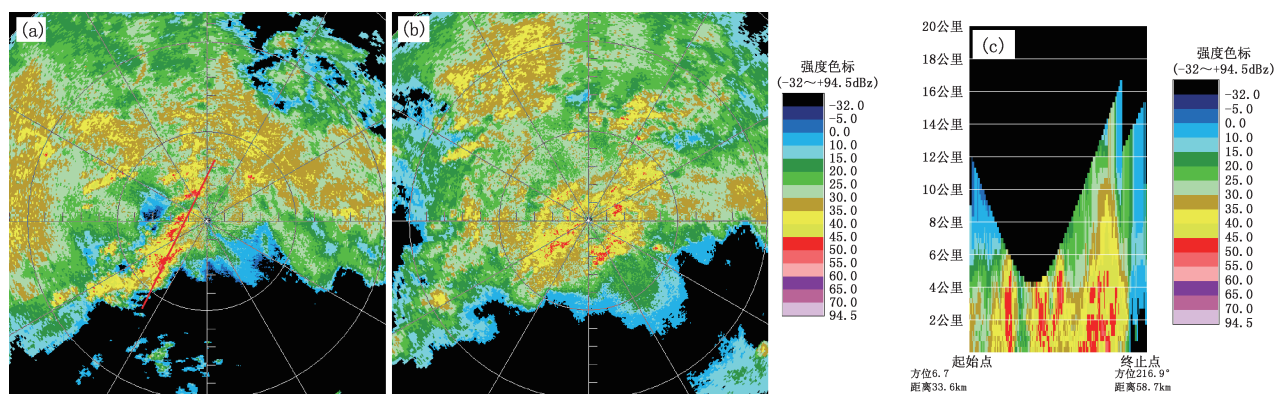


图5 2018年7月24日21:24(a)、22:48(b)伊春雷达 1.5° 仰角反射率因子,沿图 a 中直线的反射率因子垂直剖面(c)

3 水汽和热力结构特征

24 日,台风安比携带大量暖湿空气一路北上,从华北移到东北,加之其东侧偏南气流不断向北输送暖湿空气的作用, θ_{se} 高能区与高湿区不断向北扩展,并始终保持同位相, θ_{se} 锋区位于高能区北侧和西侧,随高能区不断北抬。24 日 20:00(图 6a), 850 hPa 上,内蒙古东北部到黑龙江省西北部地区为“人”字形切变线,切变线东侧为大范围的偏南气流,向北输送

热量和水汽, θ_{se} 锋区北移至切变线附近,黑龙江省大部位于高能区内,比湿 $\geq 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。东北地区北部未来 6 h 较大降水区(降水量 $\geq 20 \text{ mm} \cdot 6 \text{ h}^{-1}$)出现在高能区北侧及 θ_{se} 锋区附近。在水汽通量场上(图 6d),台风安比东侧为一条近乎南北向的带状水汽通量高值区,水汽从台风环流及黄渤海源源不断地向北输,水汽输送带上的通量大值中心位于台风东侧的辽蒙交界,超过 $48 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$;同时造成东北地区低层大气湿度不断增大。不断向北输

送的水汽在台风中心和北侧倒槽及水汽输送带上均有辐合。除台风北侧水汽辐合最强外,在 θ_{se} 锋区及切变线附近有 $-6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 的低层水汽辐合中心,与暖锋降水相对应。

25日02:00(图6b),“人”字形切变线略东移北收,切变线东侧偏南气流加强,促使大气低层进一步增温增湿,黑龙江省西部大部地区比湿 $\geq 14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, θ_{se} 锋区加强北抬。6h较大降水区分别出现在台风和暖锋附近。水汽通量场上(图6e),台风东侧带状

水汽通量高值区范围和强度显著增大,水汽从台风环流及黄海向北输送到黑龙江省中部,大值中心随台风移至吉林西部,达到 $56 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$;东北地区北部低层大气湿度继续增大。水汽辐合大值区主要在台风东北部及黑龙江伊春南部。黑龙江省中北部的水汽辐合大值区与6h较大降水区并不重合,主要是受小兴安岭地形影响(图1a),较大降水区出现在迎风坡,而水汽辐合大值区在背风坡,可见地形对降水强度的影响不容忽视。

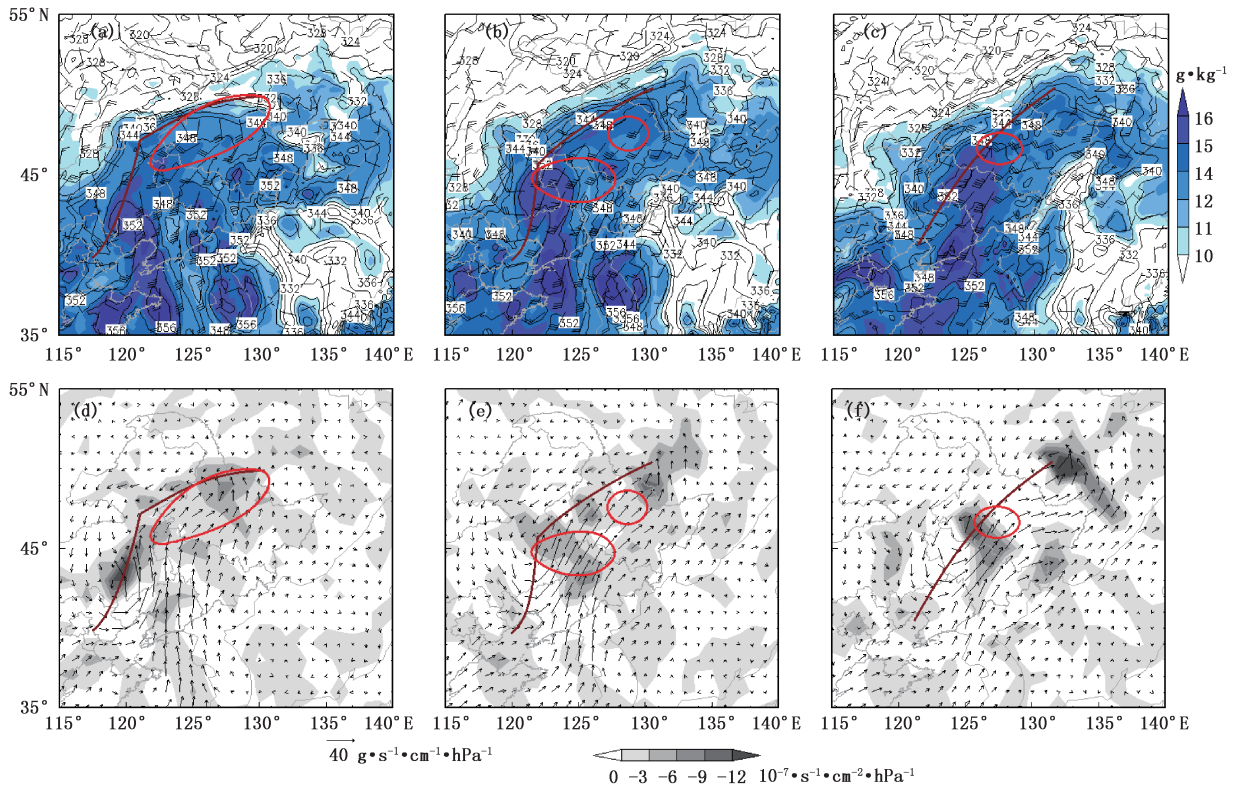


图6 2018年7月24日20:00(a, d),25日02:00(b, e)和08:00(c, f)850hPa比湿(阴影)、 θ_{se} (实线;单位:K)和
风场(风羽)以及850 hPa水汽通量(箭头)、水汽通量散度(阴影)
(图中棕色实线为切变线,红色椭圆为6h后降水量 $\geq 20 \text{ mm/6h}$ 的区域)

25日08:00(图6c),台风安比环流减弱后继续向东北方向移动,切变线随之东移,切变线东侧的偏南风低空急流变窄变短,从辽宁中部到黑龙江南部继续增湿,比湿 $\geq 15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;黑龙江省中北部由东北风转为偏北风,导致 θ_{se} 锋区南移加强;6h较大降水区仅出现在台风倒槽附近, θ_{se} 锋区南移加强的区域,雨强较大。水汽通量场上(图6f),台风东侧水汽通量高值区的范围和强度明显缩小,较大降水区的水汽主要来自于台风环流自身的水汽输送。未来6h较大降水区出现在水汽强辐合区北侧。25日白

天台风残余环流自西南向东北穿过黑龙江省,暴雨出现在台风路径上,暴雨区呈狭窄的线状分布。由于水汽主要来自于台风自身的水汽输送,并非来自海上,导致暴雨范围小,且越往北移雨强越小。

假相当位温 θ_{se} 与比湿的经向-高度剖面图上(图7),可以看到对流层中低层暖湿空气自南向北移动,湿层增厚,锋区加强北移。24日20:00(图7a) $48^\circ \sim 52^\circ \text{N}$ 为暖锋锋区,暖锋后对流层中下层均为 $d\theta_{se}/dp \geq 0$ 的对流不稳定区;800 hPa以下有 $\theta_{se} > 348 \text{ K}$,比湿 $> 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的暖湿空气随偏南风向

北伸展到 48°N 。小兴安岭迎风坡 ($46^{\circ}\sim 48^{\circ}\text{N}$) 低层为风速 $\geq 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏南风,比湿达到 $16\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,暖湿空气受地形抬升,在迎风坡出现较大降水。25 日 02:00(图 7b)随着偏南暖湿气流的加强,暖锋加强北移,暖锋后部湿层不断北扩增厚,在小兴安岭迎风坡降水强度加大。25 日 08:00(图略)锋区北侧的东北风加强,携带干冷空气向南移动,促使锋区南移到

48°N 附近,锋区南侧偏南风风速减小,湿层厚度减小,小兴安岭迎风坡降水结束。25 日 14:00(图 7c)锋区北侧的东北风风速和范围进一步加大加强,并推动锋区移动到 47°N 附近,锋区南侧受台风活动影响,为对流不稳定的暖湿空气,锋区两侧的温湿对比明显,降水强度再度加强。此处的锋区与台风倒槽位置一致,台风倒槽表现为冷锋性质。

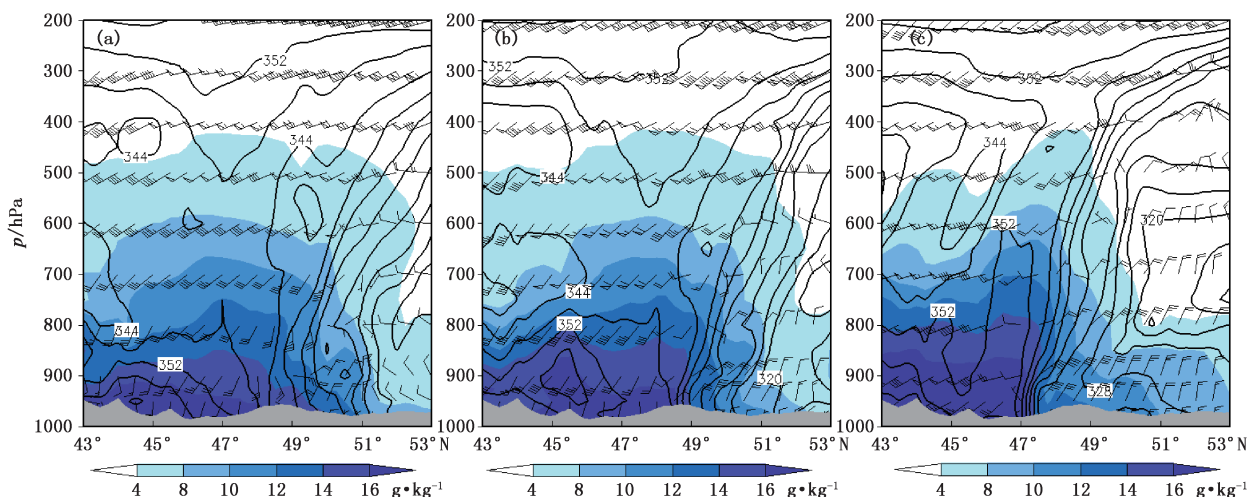


图7 2018年7月24日20:00(a),25日02:00(b)和14:00(c)比湿(阴影)、 θ_{se} (实线;单位:K)和水平风场(风向杆)沿 127.5°E 的垂直剖面

4 动力结构特征

4.1 高低空急流

前期 45°N 附近的高空急流,受大尺度扰动影响, $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 急流核不断向北伸展,使高空急流发生反气旋式弯曲。24 日 20:00(图 8a),高空急流位于我国东北地区到日本岛一带,呈反气旋曲率较大的拱形;同时随台风安比环流北上的低空偏南急流,移至东北地区,并一直延伸到黑龙江北部。强降雨区位于高空急流核右后方强辐散与低空急流前侧强辐合的重叠区域内。25 日 08:00(图 8b),台风安比环流北上的过程中逐渐减弱,与其相伴的低空急流范围和强度减小;高空急流核向东北方向移动,台风暴雨区位于低空急流左前侧,高空急流核右后侧,但离高空急流核越来越远,即高空辐散条件转差。

由伊春和庆安站垂直速度和散度的高度-时间演变(图 8c,d),可见暖锋暴雨期间(24 日 14:00 至 25 日 02:00),高空均有较强的辐散场出现,离高空急流核近的伊春站辐散更强;台风暴雨期间(25 日

08:00 后)表现为低空辐合的不断加强。24 日 20:00(图 8c),伊春站 200 hPa 为 $4\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 辐散中心,低层为 $-2\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 辐合区;加之伊春处于小兴安岭迎风坡,偏南气流受地形辐合抬升作用,出现上升运动。垂直速度分布上,整个对流层中均为上升运动,在对流层高层(400 hPa)达到最大,为 $-1.4\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,之后伊春站降水强度迅速增大。25 日 08:00—14:00,伊春站低层辐合也明显加强,低层有较强的上升运动,但从水汽通量辐合场(图 6f)上可见此处并没有水汽辐合,且低层逐渐转为偏西、偏北风,所以没有出现降水。

24 日 20:00(图 8d),安达站尽管也是高层辐散,低层辐合,但上升运动仅出现在中高层,最大上升速度 $-0.6\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (400 hPa),所以没有出现降水。之后,随着台风环流的逐渐北移,低层辐合加强,开始出现降水。25 日 08:00—14:00,安达站边界层内出现 $-5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 辐合中心,相应地在中低层出现较强的上升运动,对应强降水时段。

可见,暖锋暴雨期间,高层强辐散及地形辐合抬

升作用对暴雨有较大贡献;台风暴雨期间,低空辐合,特别是水汽辐合作用对暴雨有较大贡献。由于伊春站高层辐散中心强度比安达站大,相应的上升

速度也更大,从而造成暖锋云系内的 MCS 比台风倒槽内的 MCS 更强。

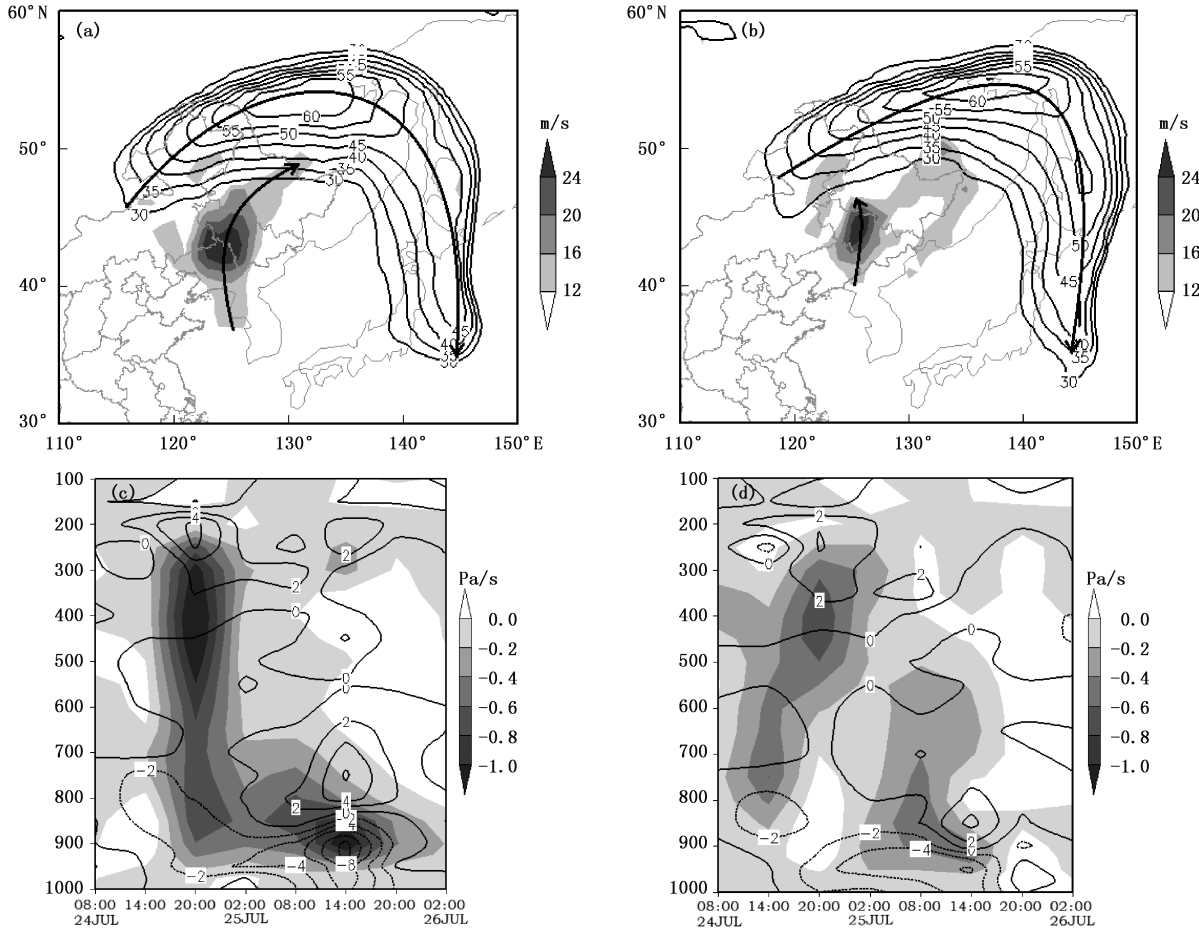


图 8 2018 年 7 月 24 日 20:00(a)和 25 日 08:00(b)高低空急流(阴影:850 hPa,黑实线:200 hPa),7 月 24 日 08:00 至 26 日 02:00 过伊春站(128.55°E,47.44°N)(c)和庆安站(127.29°E,46.53°N)(d)垂直速度(阴影)和散度(等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})的高度时间演变

4.2 垂直环流

24 日 20:00 沿 128°E 的经向剖面图(图 9a)上,暖锋位于 48°N 附近,在暖锋上及暖锋后部有两处强上升运动区一直延伸至对流层高层,与暴雨相对应的上升运动区位于暖锋后 46°~48°N,为小兴安岭的迎风坡,偏南暖湿气流受地形抬升,出现上升运动,在 47°N 附近的对流层中高层(400 hPa)达到最大,为 $-1.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此处的强水汽辐合区集中在低层 850 hPa 以下的边界层内。暖锋前大范围区域内为上升运动区,暖锋后为下沉运动区,形成横跨

暖锋的次级环流。对流层低层的强水汽辐合区与强上升运动相重叠的区域即为暴雨区。

25 日 08:00(图 9b)随着台风环流北移,及北方冷空气向南侵入,在台风北侧倒槽内有强辐合出现,并且倒槽具有冷锋性质。强上升运动区位于 47°N 附近,随高度向北倾斜,向上伸展到对流层高层。紧挨着上升运动区的北侧为下沉运动区,形成横跨倒槽较为狭窄的次级环流。强水汽辐合区同样集中在 850 hPa 以下的边界层内。只是水汽辐合强度比暖锋暴雨更强烈,所以造成雨强更大的降水。

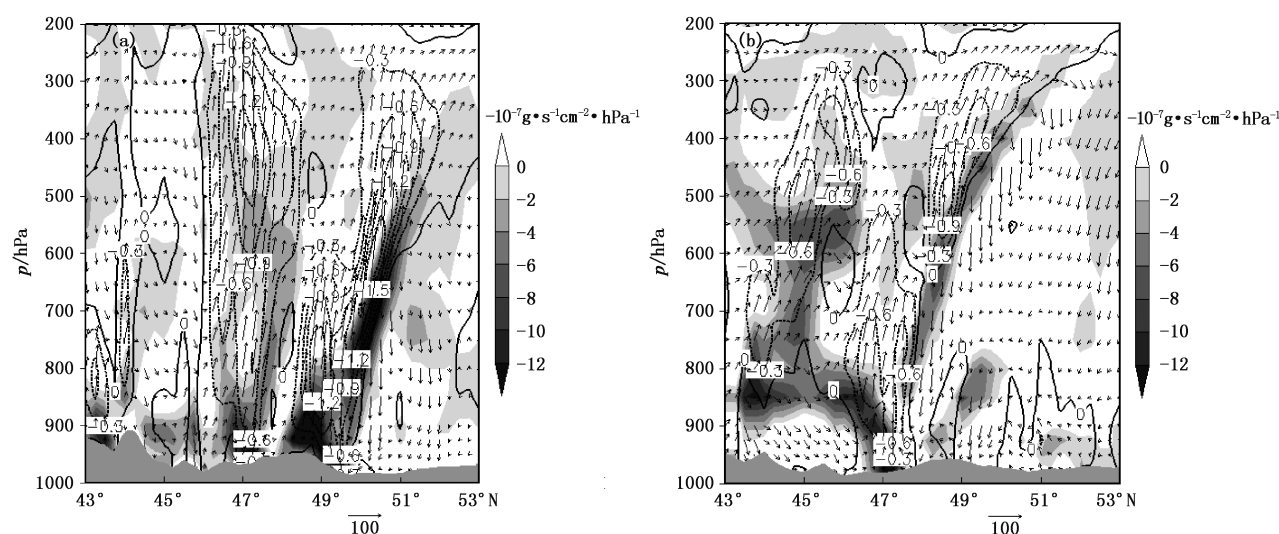


图9 水汽通量散度(阴影)、垂直速度(等值线,单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)及 $v-w$ (w 放大100倍)的垂直剖面:

(a)24日20:00沿 128°E , (b)25日08:00沿 127°E

5 结论与讨论

本文使用常规观测资料、卫星云图、自动气象站降水量和 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 的NCEP/NCAR再分析资料,对2018年7月24—25日发生在东北地区北部的暴雨过程的中尺度对流系统(MCS)的活动特征,及热力和动力结构特征分析,得出如下主要结论:

(1)先后受暖锋和台风安比活动影响,在东北地区北部连续2 d出现暴雨天气。24日,台风东侧的偏南风低空急流,促使黑龙江省西部地区的暖锋锋生,造成大范围的暖锋暴雨。25日,台风环流自西南向东北移经黑龙江省,在台风移动路径上出现了狭长的暴雨带。

(2)台风安比携带大量暖湿空气一路北上,其东侧为一条近乎南北向的带状水汽通量高值区,将水汽从台风环流及黄渤海源源不断地向北输,为暴雨提供了充沛的水汽条件。水汽辐合集中在边界层内,只是台风暴雨的水汽辐合强度比暖锋暴雨更强烈,所造成的雨强更大。

(3)暴雨是由MCS活动造成的,每次短时强降水均与TBB低值中心相对应,台风倒槽内的MCS强度比暖锋云系内的MCS弱,但是降水强度却更大。暴雨区的强对流单体反射率因子在垂直方向上以回波顶为中心对称分布,50 dBz的强反射率因子高度在 0°C 等温线高度以下,表明强降水是暖云降水,降水效率高,雨强大。

(4)暖锋暴雨期间,水汽辐合大值区与6 h较大降水区并不重合,较大降水区出现在迎风坡,而水汽辐合大值区在背风坡,可见小兴安岭地形对降水强度的影响不容忽视。

(5)暴雨区位于高空急流核右后方强辐散与低空急流前侧强辐合的重叠区域内。暖锋暴雨期间,高层强辐散及地形辐合抬升作用对暴雨有较大贡献。台风暴雨期间,低空辐合,特别是水汽辐合作用对暴雨有较大贡献。辐合区位于台风倒槽附近,倒槽表现为冷锋性质。

本文主要对造成暴雨的中尺度对流系统(MCS)的活动特征,天气尺度的大气环流、水汽输送以及热力和动力场结构特征展开研究,发现连续2 d的暴雨过程分别受暖锋和台风的影响,具有独特的热力和动力特征;要重视小兴安岭迎风坡地形的辐合抬升作用。天气尺度的大气环流是中小尺度天气系统发生发展的背景条件,而MCS活动是产生短时强降雨的直接原因。然而受到观测资料分辨率的限制,无法分析MCS内部更小尺度的环流结构及物理量特征,期待未来通过数值模拟获得更小时空分辨率的资料,对与暴雨相关的中小尺度系统进行更细致、深入的研究。

参考文献

- [1] 郑秀雅,张廷治,白人海. 东北暴雨[M]. 北京:气象出版社, 1992:1-6.

- [2] 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.
- [3] 任丽,赵玲,马国忠,等. 台风残涡北上引发东北地区北部大暴雨的中尺度特征分析[J]. 高原气象, 2018, 37(6):1277-1286.
- [4] 高松影,赵婷婷,宋丽丽,等. 1949—2015年北上热带气旋特征[J]. 气象科技, 2017, 45(2):313-323.
- [5] 孙力,董伟,药明,等. 1215号“布拉万”台风暴雨及降水非对称性分布的成因分析[J]. 气象学报, 2015, 73(1):36-49.
- [6] 任丽,王承伟,张桂华,等. 台风布拉万(1215)深入内陆所致的大暴雨成因分析[J]. 气象, 2013, 39(12):1561-1569.
- [7] 刘建勇,周冠博,顾思南,等. 台风菲特暴雨诊断分析[J]. 气象科技, 2014, 42(6):1047-1056.
- [8] 杨舒楠,陈涛,刘建勇. 两次台风暴雨冷空气影响对比分析[J]. 气象科技, 2018, 46(2):324-335.
- [9] 马梁臣,孙力,王宁. 东北地区典型暴雨两个例的水汽输送特征分析[J]. 高原气象, 2017, 36(4):960-970.
- [10] 魏铁鑫,缪启龙,段春锋,等. 近50a东北冷涡暴雨水汽源地分布及其水汽贡献率分析[J]. 气象科学, 2015, 35(1):60-65.
- [11] 斯琴,荀学义,王佳津. 一次东北冷涡暴雨过程成因分析[J]. 气象科技, 2016, 44(6):1016-1023.
- [12] 何齐强,吕梅,张铭. 冷锋边界层锋生和锋生环流的诊断研究[J]. 大气科学, 1994, 18(4):485-491.
- [13] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社, 2007:99-103.
- [14] 郑丽娜,孙兴池,孟伟. 夏季两次低槽冷锋型暴雨成因对比分析[J]. 气象科技, 2015, 43(6):1133-1141.
- [15] 李娜,冉令坤,周玉淑,等. 北京“7·21”暴雨过程中变形场引起的锋生与倾斜涡度发展诊断分析[J]. 气象学报, 2013, 71(4):593-605.
- [16] 尤焕苓,任国玉,吴方,等. 北京“7·21”特大暴雨过程时空特征解析[J]. 气象科技, 2014, 42(5):856-864.
- [17] 吕克利,蒋后硕. 高低空急流与水汽凝结过程对暖锋环流演变的影响[J]. 气象学报, 1999, 57(6):681-693.

Characteristic Analysis of Dynamic and Thermal Field Structure of a Rainstorm Affected by Different Affected Systems

Ren Li Guan Ming Li Youyuan Wang Shenyi

(Meteorological Observatory of Heilongjiang Province, Harbin 150030)

Abstract: Based on the conventional observational data, satellite images, automatic observational precipitation and NCEP/NCAR reanalysis data ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$), the characteristics of dynamic and thermal field structure of a rainstorm affected by different systems in the northern part of Northeast China on 24 and 25 July 2018 are analyzed. The major conclusions are as follows: the rainstorm was caused by the warm front frontogenesis, and the rainstorm range was widespread on 24 Jul 2018. There appeared typhoon torrential rain on the typhoon movement path, manifested as a narrow rainfall belt on 25 Jul 2018. The rainstorm was caused by MCS (Mesoscale Convection System) activities, and each short-time heavy rainfall corresponded to a low value center of TBB. The intensity of MCS in the typhoon trough was weaker than that in the warm front cloud system, but the intensity of precipitation was greater. Typhoon Ampil carried a large amount of warm and wet air, and the low-level jet stream on its east side transferred heat and water vapor to the north. The water vapor convergence was in the boundary layer, and the water vapor convergence intensity of the typhoon rainstorm was stronger than that of the warm front rainstorm, resulting in stronger rainfall. During the warm front rainstorm, the convergence and uplift of the windward slope of the Xiaoxingan Mountains were obvious. The high-level strong divergence and topographic convergence uplift contributed to the rainstorm. During the typhoon and rainstorm, the convergence at low altitudes, especially the convergence of water vapor in the lower layer, made a great contribution to the rainstorm. The convergence zone was located near the typhoon trough, and the typhoon trough had the properties of a cold front.

Keywords: typhoon; warm front; inverted trough; secondary circulation; Mesoscale Convection System (MCS)