

中国东北冷涡背景下连续发生的中尺度对流系统的组织演变特征个例分析

朱宇宁^{1,2} 孟智勇^{1,†} 雷蕾³ 易笑园⁴ 刘泓君¹ 李飒¹

1. 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871; 2. 31440 部队, 沈阳 110000; 3. 北京市气象台, 北京 100089;
4. 天津市气象台, 天津 300074; † 通信作者: E-mail: zymeng@pku.edu.cn

摘要 使用雷达、地面加密观测、探空数据和ERA5再分析数据研究2009年7月22日0400—2400 UTC的21小时内东北冷涡后部在京津地区连续发生的4次中尺度对流系统的组织形态演变和中尺度环境特征。研究表明,在东北冷涡后部稳定的西北气流背景下,由于东北冷涡后部对流层中层西北气流中的浅槽、其在对流层低层发展的低槽和低涡以及对流层低层高压脊西北部的西南暖湿气流与冷池之间复杂的相互作用,导致4次过程中强对流的组织形态各异。第一次过程受冷涡西侧一个浅槽锋生影响,在河北北部形成西南—东北走向弱对流线,对流线位于北京北部的对流发展较强,移动迅速,发展为超级单体和弓形回波,其冷池出流和西南暖湿气流辐合形成西北—东南走向的后部增生型组织形态,横贯京津地区。第二次过程是第一次过程位于北京南部的冷池出流触发,形成超级单体,之后受第一次过程冷池向西出流的影响,产生西南—东北走向的后部增生型对流线。第三次过程发生在第一个浅槽造成对流层低层低涡发展的环境下,低涡西侧的偏北风与低层高压脊北部的偏南风在冷池上面辐合,造成多条平行的西北—东南走向的后部增生型对流线,产生列车效应,造成天津的强降水。第四次过程由冷涡西南部的又一个浅槽锋生和冷涡在天津北部调整出的切变线共同触发,两个初始的西南—东北走向对流线合并形成一条西南—东北走向的线状对流,最后南侧的对流发展为弓形回波。4次过程中出现的弓型回波部分还具有弓箭回波结构特征。

关键词 东北冷涡; 中尺度对流系统(MCSs); 浅槽; 低涡; 冷池; 组织形态

A Case Study on Organization Features of Successive Mesoscale Convective Systems in the Environment of Northeast China Cold Vortex

ZHU Yuning^{1,2}, MENG Zhiyong^{1,†}, LEI Lei³, YI Xiaoyuan⁴, LIU Hongjun¹, LI Sa¹

1. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; 2. 31440 PLA Troop, Shenyang 110000; 3. Beijing Weather Forecast Center, Beijing 100089; 4. Tianjin Weather Forecast Center, Tianjin 300074;
† Corresponding author, E-mail: zymeng@pku.edu.cn

Abstract The evolution of the organizations and the synoptic features of four successive mesoscale convective systems (MCSs) in the Beijing-Tianjin area under the background of the Northeast China cold vortex (NCCV) during 21 hours from 0400 UTC to 2400 UTC on July 22, 2009 was examined by using radar, surface observations, sounding data and ERA5 reanalysis data. The results showed that the convections in the four processes had different organizational patterns owing to the complex interaction among the shallow trough in the northwesterly flow in the middle troposphere to the southwest of the NCCV, the associated lower troposphere trough and cyclonic vortex, the southwesterly warm and moist flow, and cold pools under the background of long-lasting northwesterly flow to the southwest of the NCCV. The first process was triggered in north Hebei Province by the frontogenesis caused by a shallow trough on the west to the NCCV. A southwest-northeast oriented weak convective line was formed with the cell in north Beijing and developed the fastest and strongest. It evolved into a

supercell and a bow echo later on. It produced cold pool which lifted the warm and humid air from the southwest producing series cells to a northwest-southeast oriented backbuilding pattern across the Beijing-Tianjin area. The second process was triggered by the cold pool of the first process on the south of Beijing and formed a supercell. The westward outflow of new convection of the first process made the supercell evolve into a southwest-northeast oriented backbuilding convective line. In the third process, a vortex in the lower troposphere formed corresponding to the strengthening of the trough to the south of the NCCV. The northerly wind on the west of the vortex in the lower troposphere converged with the southerly wind on the northwest side of the high-pressure ridge in the lower troposphere, producing multiple northwest-southeast oriented linear backbuilding convective lines. The echo training of these backbuilding convective lines caused heavy rainfall in Tianjin.. The fourth process started with two linear convections triggered respectively by the frontogenesis generated by another shallow mid-troposphere trough on the west to the NCCV and the shear line generated by the NCCV in north Tianjin. The two linear convections merged into one due to the shear line in the lower troposphere with the southern part evolving into a bow echo. Some of the bow echoes had bow and arrow structure in the evolution of the four processes.

Key words Northeast China cold vortex; mesoscale convective systems (MCSs); shallow trough; low vortex; cold pool; organizational mode

中尺度对流系统(mesoscale convective systems, MCSs)的组织形态指中尺度对流系统中对流性降水与层状降水走向及位置的关系,是中尺度对流系统的重要特征。Parker 等^[1]最早把 MCSs 的组织形态分为尾随式层状降水(trailing stratiform, TS)、先导式层状降水(leading stratiform, LS)和平行式层状降水(parallel stratiform, PS)。Zheng 等^[2]将中国中东部的 MCSs 分为非线性对流型(nonlinear mode, NL)、无层状云型(no stratiform precipitation, NS)、尾随式层状降水(TS)、先导式层状降水(LS)、平行式层状降水(PS)、弓形回波型(bow echoes, BE)和嵌入式线状对流型(embedded line, EL) 7 种组织形态。弓形回波的后部有时会发展出一个新的对流,形成弓箭型回波型(bow-and-arrow, BAA)组织形态^[3]。

中尺度对流系统的组织形态往往决定所造成灾害的类型,是强对流灾害性天气预警的关键因子。Weisman^[4]和 Trapp 等^[5]的研究表明,弓形回波通常与灾害性大风及龙卷风相关。Yang 等^[6]通过分析华北地区的对流过程,发现造成雷暴大风天气的对流系统组织形态最多的是单体簇(cluster cells)(35.4%),其次是飏线(18.4%)、NL(17.8%)、断续线性(broken line, BL)(11.6%)和单体对流(individual cells)(1.2%),BE 则占比非常小(0.5%)。Li 等^[7]将中国华南暖区暴雨的 MCSs 组织类型划分为 NL, NS, EL, TS, BE, LS, PS, 列车效应/伴随式层云(training line/adjoint stratiform, TL/AS)以及平行雨带(multiple rainbands, MRBs) 8 个类型,通过统计分析,发现 NL 型是造成华南暖区暴雨最多的组织类型。

不同的 MCSs 组织形态,除造成大风的能力不

同外,还导致降水落区和雨强分布不同。具有后部增生(backbuilding, BB)和 TL 的 MCSs 往往产生强降水^[8-12]。后部增生的 MCSs 近似不动或移动缓慢,具有列车效应的 MCSs 走向和移动方向近似平行,都会导致同一地区遭受较长时间的高雨强。MCSs 的走向和移动方向近似垂直时,则可能在更大的区域内产生相对小的降水量。Schumacher 等^[11]通过对美国落基山以东 116 例极端降水事件的分析,发现 TL/AS 和 BB 的频次最高。Gallus Jr 等^[13]将美国中部暖季的洪涝事件划分为 9 种对流组织形态,包括 BL, BE, TS, LS, PS, NS, NL, IC (individual cells, 独立单体型)和单体簇,其中以 NL 为最多。Wang 等^[14]发现一种可导致强降水事件的“平行雨带”(MRBs)组织形态,其特点是多条后部增生雨带平行排列^[14-16],容易造成大范围强降水。观测资料显示, MCSs 在其生命期的不同阶段会有不同的组织形态^[1],不同的中尺度对流系统因所处环境不同而具有不同的主导组织形态^[11]。对连续发生的 MCSs 组织形态的演变特征和机理的认知,对相关强对流天气的预报预警意义重大。

中国东北冷涡是强对流天气接连发生的一种典型天气环境。东北冷涡指在 35°—60°N, 115°—145°E 范围内 500 hPa 高度上至少能分析出一条闭合等高线,并且有冷中心或明显冷槽与之配合,能持续 3 天或 3 天以上的冷性涡旋^[17]。冷涡是我国飏线^[18]和暴雨^[19]的常见背景天气型之一。东北冷涡造成的高空干冷平流与低层暖湿气流叠加,会增加大气不稳定性,往往造成短时强降水、雷暴大风和冰雹,甚至龙卷等强对流天气^[20]。除短时强降水

外,京津冀地区一半以上的强对流天气都是在冷涡背景下产生的^[21]。然而,冷涡背景下的强对流天气预报一直是我国北方夏季天气预报的难点。

由于环境条件不同,在东北冷涡的不同部位,对流系统往往具有不同的组织形态。前人的研究表明,冷涡深槽之前具有天气尺度的抬升条件,西南风的水汽输送十分充足,对流系统往往尺度较大,多呈西南-东北走向;冷涡后部则往往缺少大尺度的抬升环境,并且高空为大范围的冷平流,有利于不稳定性加大,对流尺度往往较小,形状多变^[20]。2009年6月3日,东北冷涡后部地面干线与阵风锋相互作用,生成一个弓形回波,在河南商丘造成严重的大风灾害^[22]。蔡雪薇等^[23]通过对比该冷涡后部同一条南北走向上发生的两个中尺度对流系统的组织演变过程,发现辐合线上南部与北部垂直风切变和水汽条件存在明显差异,北部整层空气暖湿,垂直风切变较弱,对流发展成多单体风暴;而南部中层干冷低层暖湿,水汽供应相对于北部较弱,但垂直风切变较强,对流发生后形成更强的出流和新的辐合线,对流逐渐组织化,形成飚线。

目前,对冷涡背景下容易造成长时间强对流灾害的连续发生的强对流天气的组织演变及其中尺度环境特征的认知十分有限。2009年7月22日0400—2400 UTC,仅21小时内,处于东北冷涡主槽后部的京津地区连续发生4次中 β 尺度的强对流天气过程,在北京和天津多地产生冰雹和8级以上大风,以及暴雨和大暴雨天气。此次强对流事件对北京地区造成9.5万人口受灾,受灾农作物达87992公顷,直接经济损失达663.42万元^[24]。天津东丽区48小时降水量达158.6 mm,为1976年以来的历史极值。本文基于2009年7月22日的天气个例,重点研究冷涡背景下接连发生的强对流天气的组织形态演变和中尺度环境特征。

1 数据与方法

本文所用数据为北京和天津两个S波段多普勒雷达观测数据、ERA5再分析资料(1 h, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$)以及京津冀地区地面气象观测站资料。地面观测的1.5 m温度、1.5 m相对湿度和10 m地面风速均使用瞬时数据,以便更好地表现对流过程中强对流对环境气象要素以及其他强对流的影响。观测站点分布见附录1。

本文以强对流回波第一次达到35 dBZ的时间为触发时间^[25-26],基于等高线以及正负涡度平流大值区的界线确定槽线位置。

2 天气背景

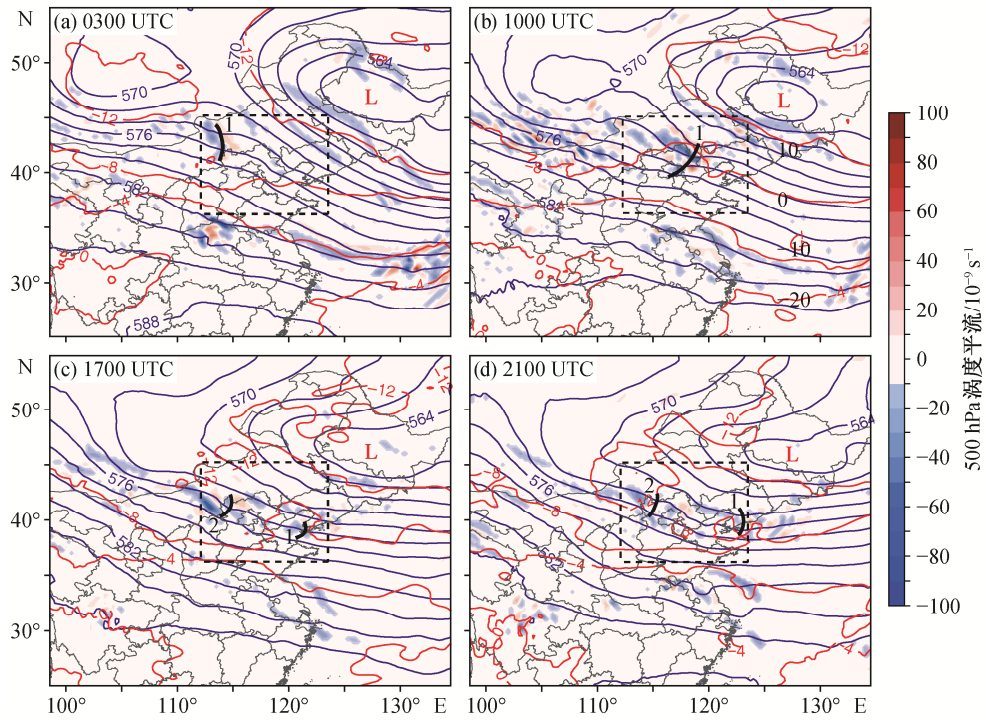
2009年7月22日的500 hPa天气形势(图1)显示,东北冷涡中心位于黑龙江北部,并且稳定少动,南北向的主槽位于海上 140°E 附近;新疆北侧的一个低压逐渐向东移动,与冷涡合并,在 50°N 附近形成一个近似东西走向的横槽,冷涡主槽后部的位势高度等值线呈西北-东南走向;华北地区,甚至江苏、安徽、河南大部都受冷涡后部的西北气流控制,该西北气流引导冷空气南下,不断有短波槽形成并东移。

冷涡南侧500 hPa浅槽东移在850 hPa高度造成低压扰动发展加强(图2),浅槽1东移至京津地区上空,造成冷涡向西南方向伸展,在1700 UTC低层发展为闭合低压。位于长江以南的副热带高压在低层向河南、山东和河北南部伸出一个高压脊,该高压脊西北部的西南气流沿着太行山东部边缘向京津地区输送水汽,并与北侧低压后部的北风在京津地区形成天气尺度的近东西向切变线(图2(c))。京津地区低层暖湿空气叠加高层的干冷空气,形成较强的不稳定层结,十分有利于强对流的发展。

3 MCS组织形态演变特征

受东北冷涡环境影响,京津地区22日0400—2400 UTC的21小时内接连发生4次强对流过程,降水的大值区主要出现在天津中南部,呈带状分布(附录2),最大24小时累积雨量为237.4 mm,出现在天津海岸附近(附录2中A站)。主要降水时段出现在22日1600 UTC至23日0000 UTC,其中以第三次过程产生的降水量为最大。虽然4次强对流过程都发生在类似的冷涡背景下,但却具有不同的组织形态特征。

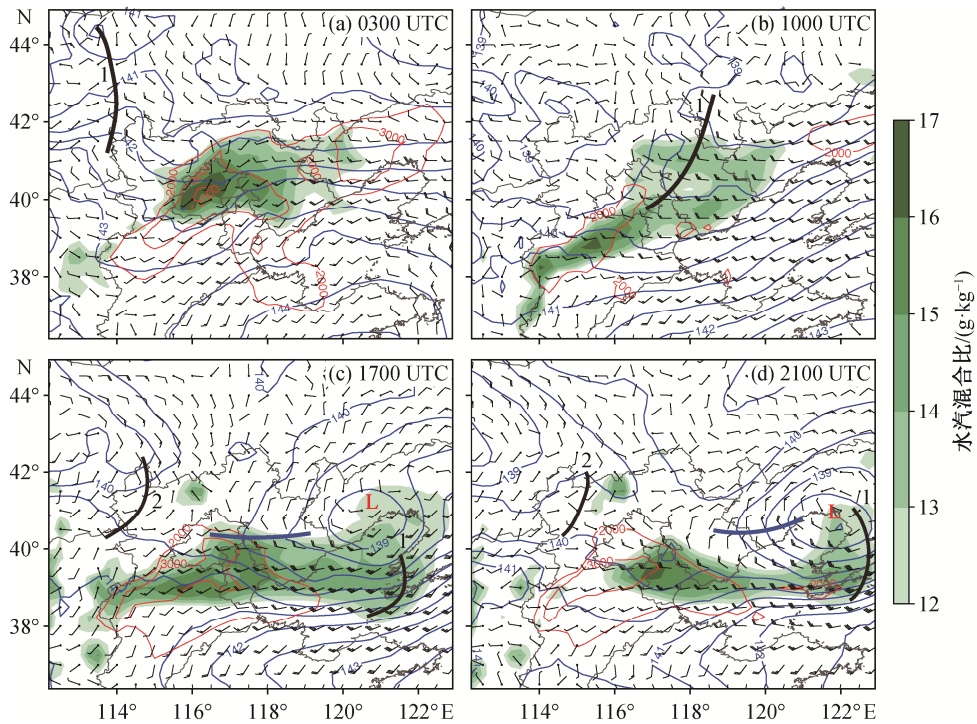
第一次过程发生的时段为7月22日0400—1800 UTC。0400 UTC,内蒙东部一条西南-东北向弱回波线(图3(a)中对流1)东侧的河北西北部山区触发多个散乱对流单体,并向东南方向移动(图3(a)中对流2),以破碎区域型(broken areal)的形式,形成西南-东北向对流线,于0600 UTC开始影响北京,组织形态表现为LS型(图3(b))。其中的单体3发展最



蓝色实线表示位势高度(间隔 20 gpm), 红色实线表示温度(间隔 4°C), 黑色粗短线代表浅槽位置, “L”为东北冷涡中心位置

图 1 7 月 22 日 500 hPa 天气形势

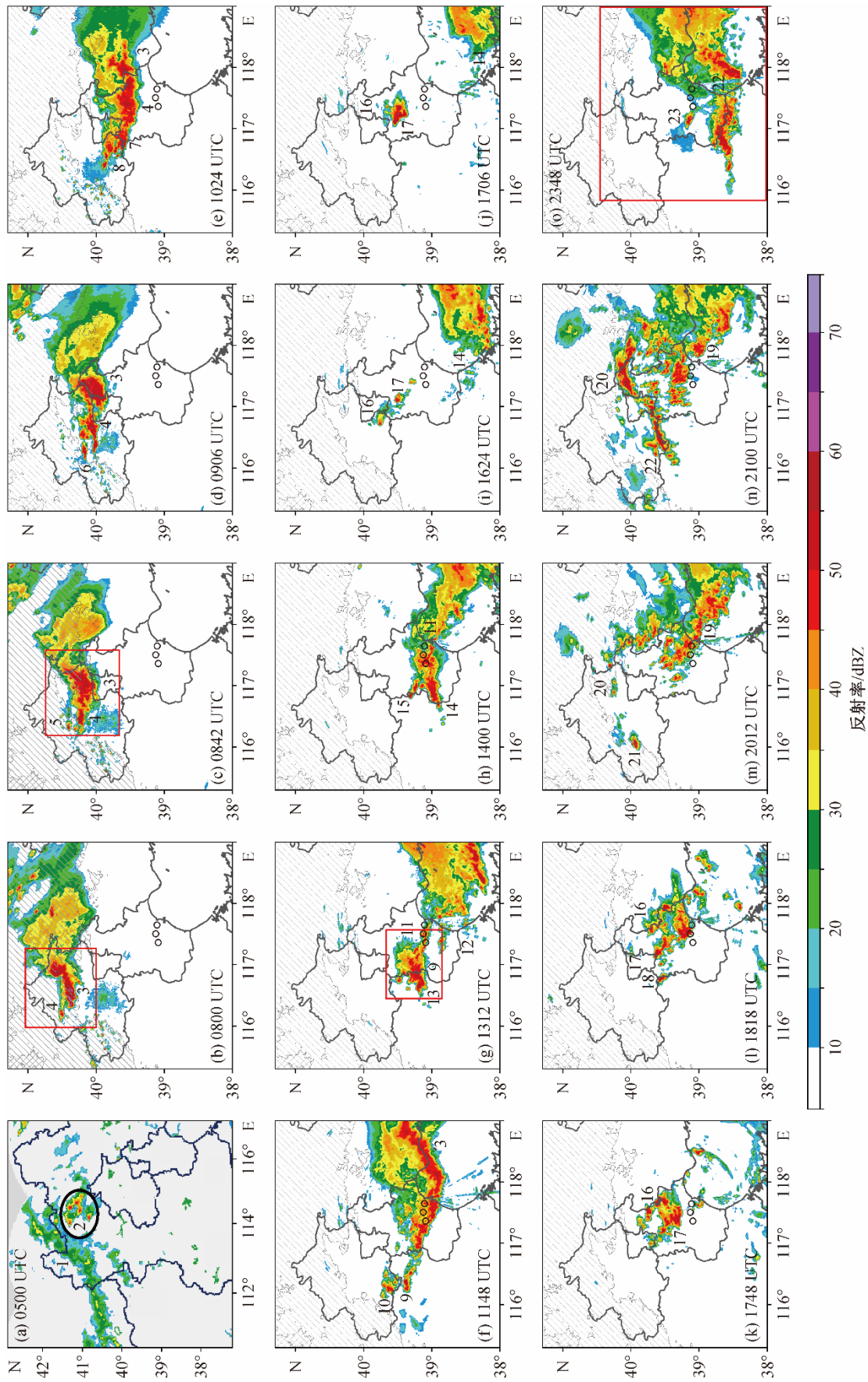
Fig. 1 500 hPa synoptic environment on July 22



红色实线表示大于 2000 J/kg 的最不稳定对流有效位能(MUCAPE, 间隔 500 J/kg), 蓝色实线表示 850 hPa 位势高度(间隔 5 gpm), 长杆代表 4 m/s 风速, 短杆代表 2 m/s 风速, 黑色粗实线代表 500 hPa 浅槽(对应图 1 中浅槽 1 与浅槽 2), “L”为 850 hPa 低压中心位置, 蓝色粗实线代表 850 hPa 切变线, 填色为大于 12 g/kg 的水汽混合比

图 2 7 月 22 日 850 hPa 天气形势与最不稳定对流有效位能和 500 hPa 浅槽位置

Fig. 2 850 hPa synoptic environment and MUCAPE with 500 hPa shallow troughs on July 22



(a) 0430 UTC 雷达拼图组合反射率; (b)-(o) 4次过程的雷达1.5仰角过程的反射率, 天津基本反射率, 天津中上部3个圆圈分别为附录2中观测站A、B和C, 斜线填充区海拔高度大于200 m, 交叉线填充区海拔高度大于1500 m. 对流组织形态的演变, 其中一些对应独立的对流单体, 另一些对应MCS的某个部分. (b), (c), (e)和(o)中红线框为附录3中(a), (b), (d)和(e)的范围

图 3 4次对流过程的雷达回波演变
Fig. 3 Evolution of the four convective processes in terms of radar reflectivities

强,形成弓形回波。到 0800 UTC,弓形回波 3 的后面有回波 4 形成,具有 BAA 型组织形态(图 3(b),附录 3(a))。0842 UTC,单体 3 演变为超级单体(图 3(c),附录 3(b)和(c))。

超级单体(supercell)指单一的具有准稳定态旋转上升气流(即中气旋^[27])的对流风暴,主要通过从雷达径向风中识别中气旋的方式来确定。有时在中气旋位置,反射率具有钩状回波结构。中气旋一般表现为在雷达切向方向存在一对正负径向风速度对,雷达径向风的正值代表远离雷达的方向,负值代表接近雷达的方向,径向风速度对的最大值 V_{\max} 与最小值 V_{\min} 的距离(即中气旋的直径)为 2~10 km,旋转速度 $V_{\text{rot}} = |V_{\max} - V_{\min}|/2$ 大于 15 m/s,速度对的垂直方向厚度不小于 3 km^[28]。

该超级单体具有明显的中气旋结构(附录 3(b)和(c)),在它向东南方向快速移动的过程中,其后部新生出多个对流(图 3(d)),与对流 3 连接,逐渐形成近西北-东南走向对流线(图 3(e)),其西北端不断以后部增生的方式生成新的回波单体并汇入 MCS。对流 3 在 MCS 的前端保持西南-东北走向,逐渐进入渤海(图 3(f)),MCS 西部的对流线保持西北-东南走向并不断减弱,整个 MCS 演变为弓形结构。随着弓形回波南移,其在天津陆地上的部分与东部主体断裂(附录 4(a)~(e)),在主体的弓形回波西端后部增生出新的对流(附录 4(f),图 3(g)中对流 12),与断开的部分几乎平行,断开的部分与弓形回波一起组成 BAA 结构(附录 4(f))。随着其西部对流减弱,MCS 演变为 TS 组织形态,并于 1800 UTC 在山东北侧的海上消失。第一次过程中 MCS 尺度较大,最大长度约为 200 km,造成天津的第一次降水峰值(图 3(e)和(f),附录 2(b)~(d))。

第二次过程发生的时段为 7 月 22 日 1130—1910 UTC。1130 UTC,在第一次过程线状对流西侧,西北-东南走向对流线尾部的北京南部与河北交界处,触发两个对流单体 9 和 10(图 3(f)),在对流 9 的西南方向发展出对流 13(图 3(g)),同时在第一次过程的近似垂直于第一次与第二次过程的对流线之间,出现一条西北-东南走向的弱对流线 11,横穿天津中部,表现为与第一次过程入海后形成的弓形回波近似的 BAA 结构(附录 4)。单体 9 在 1312 UTC 发展成超级单体(附录 3(e)和(f)),与单体 13 逐渐连接,合并成一条西南-东北走向的对流线 14(图 3(h)中对流 14),并向西南后部增生式发展、延长,其后部有类

似对流 11 那样的西北-东南向弱对流 15 发展,几乎与对流 11 在一条线上,其降水时空尺度较小,主要出现在天津南部(图 3(g)和(h),附录 2(d))。对流 14 保持西南-东北走向,于 1530 UTC 移出天津并进入渤海,在山东北侧沿海转为近似东西走向的 TL/AS 后减弱、消失。相比之下,第二次过程组织形态的演变与第一次过程类似,但对流线走向不同。

第三次过程发生的时段为 7 月 22 日 1500—2230 UTC。第二次过程的对流出海后,北京西部到天津西南部有西北-东南走向的弱回波线发展并维持。1500 UTC,在此弱回波线上的北京南部有单体 16 发生。1612 UTC,在单体 16 的东南侧发展出单体 17(图 3(i))。这两个单体分别向西北方向后部增生,发展成西北-东南走向的彼此近似平行的短线状回波(图 3(k))。1818 UTC,平行对流线的西南侧又发展对流线 18(图 3(l)),随后整个 MCS 发展为多条平行雨带。在系统整体上向东南方向移动的过程中,逐渐在其西南边缘加强发展出西北-东南走向的准静止对流线 19,北侧的对流线逐渐减弱(图 3(m))。整个系统于 2230 UTC 与第四次过程合并。由于第三次过程为准静止组织形态,在天津东南部引起长时间的强降水(图 3(l)~(n),附录 2(b)和(c))。

第四次过程发生的时段为 7 月 22 日 1954—23 日 0300 UTC。1954 UTC,北京西南部和天津北部山前分别有对流 21 和 20 发展(图 3(m))。单体 21 向东南移动过程中,在其东南方有线状的零散对流 22 发展并加强(图 3(n))。对流 22 和 20 在向东南移动的过程中不断加强并相连,形成一条长达 250 km 的西南-东北走向的无层云线状对流组织形态对流(linear mode),于 2200 UTC 追上第三次过程的回波,与其合并后,在天津南部形成弓形回波,并在 2348 UTC 产生回波 23,形成 BAA 的结构(图 3(o),附录 3(d)),给天津多站造成持续时间较短、雨强较大的降水(图 3(n)~(o),附录 2(b)~(d))。之后,整个系统出海,最终在山东北侧消失。

4 4 次 MCS 对流组织形态变化的中尺度环境特征

下面重点分析 4 次对流过程经过京津地区时出现组织形态差异的中尺度环境特征。

第一次过程的发生和发展主要受对流层中层浅槽 1 产生的锋生以及低层高压脊西北侧西南暖湿气流和对流产生的冷池影响。低层高压脊西北侧的西

南暖湿气流向北输送大量水汽,受燕山山脉阻挡,在北京西北部堆积,积累大量不稳定能量,最不稳定对流有效位能(most unstable convective available potential energy, MUCAPE)中心超过 4000 J/kg(图 2(a))。北京探空站 22 日 0000 UTC 地基气块的不稳定对流有效位能(convective available potential energy, CAPE)为 2081 J/kg, 0600 UTC 地基气块的 CAPE 达到 3003 J/kg, 0~3 km 高度的风随高度顺时针旋转(附录 5(a), 有利于超级单体的形成。

0430 UTC, 浅槽 1 沿西北流场从内蒙古自治区向东南方向移动至靠近河北省,在雷达图上表现为西南-东北向的弱降水回波(图 3(a), 对流线 1)。浅槽 1 引导低层偏北冷空气南下,与西南暖湿气流相遇,使河北北部地面温度梯度加大,形成中尺度锋面(图 4(a)),冷锋前的抬升作用造成河北西北部对流的触发。对流单体生成后,在中高层冷涡后部西北风引导下向东南方向移动,在浅槽 1 的作用下,逐渐演变为西南-东北向的对流线。该对流线在北京北部高 MUCAPE 区的对流单体发展最强,形成弓形回波,其冷池向西、南、东 3 个方向辐散,生成弧状阵风锋,向西南的冷池出流与西南风辐合,在北京西部高 MUCAPE 区不断有对流后部增生,并在中高层西北风引导下向东南方向移动(图 4(b)),逐渐与西南侧的对流合并,最终在京津地区发展成一条西北-东南走向的对流线,与最东侧的弓形回波北部一起形成一个大的弓形回波(图 4(c))。弓形回波移动到沿海时,西侧对流与主体断裂,主体回波向西南发展新的对流线,两部分对流形成 BAA 组织形态。该组织形态是弓形回波出流边缘对流断裂渐渐移动到弓形回波后部形成的,与 Keene 等^[3]提出的弓形回波后面气流沿冷池爬升到其顶部而辐合触发的高架对流不同。

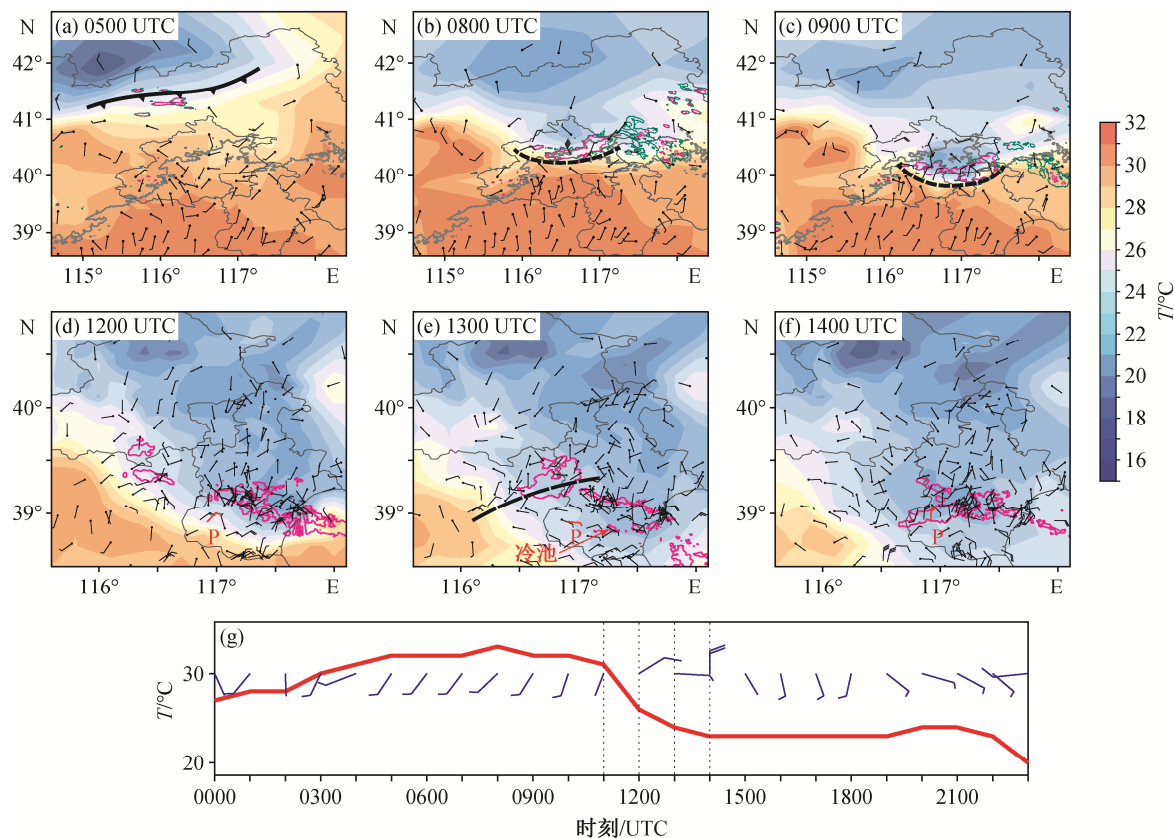
第二次过程是在第一次过程的弓形回波移动到天津南部时,其西部西北-东南走向的冷池边界出流,与南部的西南气流辐合(图 4(d)),以后部增生方式触发的。1130 UTC,对流触发的位置位于北京南部的高 MUCAPE 区(图 2(b))。这种后部增生机理与 Peters 等^[29]的研究结果一致。对流触发后,对流单体 9 发展成超级单体,其前向和后向下沉气流对应的雨区呈西南-东北走向(图 4(e), 附录 3(e)),之后表现为近似弓形,并在其后部冷池上面发展出对流线 15(图 3(h))。这个近似 BAA 的结构可能与 Keene

等^[3]提出的弓形回波后面气流沿冷池爬升到其顶部而辐合触发的高架对流类似。

第一次过程断裂后,其西南端后部增生对流的冷池出流导致对流单体 9 前面的地面风从原来的东北风转变为偏东风(图 4(c)~(g))。这一特征可由代表性测站 P(图 4(d)~(f)中红色字母 P 指示的站点)的温度和风场的变化清晰地表示(图 4(g))。P 站的温度和风场时间序列表明,由于第一次过程冷池出流过境, P 站的温度于 1100—1200 UTC 剧烈下降,风向从偏南风转为东北风出流,风速加大。第一次过程弓形回波在陆地上线状对流部分的南侧均为冷池出流造成的东北风(图 4(c))。1300 UTC,当弓形回波海上部分的对流与陆上部分分裂后向陆上发展、延长时,受新生对流 12(图 3(g))的冷池影响, P 站温度进一步下降,风向转为东风(图 4(g)),原陆上对流与新生陆上线状对流之间的风向均转为偏东风。偏东风与对流单体 9 所在区域的东北风出流,形成西南-东北走向的地面辐合线,不断有新的对流沿着辐合线向西南方向后部增生,逐渐发展成一条西南-东北向的线状对流(图 4(f))。

第三次过程是在第二次过程对流出海后,在天津境内产生的地面冷池上方发生的高架对流。对流层中层的浅槽 1 东移到冷涡南部的辽东半岛上空并加深,冷涡本体南部的位势高度降低,并且产生一个较深的槽(图 1(c), 图 5(a))。22 日 1500 UTC, 600 hPa 冷涡南部辽东湾附近的 3 小时涡度值明显正增长,导致 950 hPa 位于辽宁西北部的低压中心向东南移动至辽东湾地区(图 5(a), 图 2(c))。

京津地区地面被前期对流的冷池覆盖,无明显地面辐合线(图 5(b))。1200 UTC,从 920 hPa 而非地面抬升的气块才具有较大的 CAPE 值(附录 5(b))。随着 950 hPa 低涡向东南方向移动,其西侧引导的偏北气流不断东移南下,与低层高压脊西北部的偏西风在京津地区形成西北-东南走向的宽广辐合带(图 5(d)~(f)),水汽在辐合带上堆积, MUCAPE 急剧增加,在北京东南部达到最大值(图 2(c))。第三次过程的对流就在 MUCAPE 最大值附近的冷池顶首先触发,沿着辐合线形成多条西北-东南走向的对流线,以最南侧的对流线由于充足的水汽发展为最强。这些对流线在西北端的高 MUCAPE 区不断后部增生新的对流,使整个系统移动缓慢,再加上移动方向与走向基本上平行导致的列车效应,造成天



(a)~(c) 第一次过程中的温度(填色)、中尺度锋(黑色带三角形实线)、冷池边界(黑色虚线)、1.5°仰角的 35 dBZ (绿色实线)和 40 dBZ (紫色实线)雷达反射率,灰色实线以北地区海拔高于 300 m,以南则低于 300 m; (d)~(f) 第二次过程中的温度(填色)、地面辐合线(黑色粗虚线)、1.5°仰角的 40 dBZ 雷达反射率 (紫色实线); (g) P 站(位置见(d)~(f)中标注)温度(红色实线)和水平风的时间序列, 竖直虚线示意受冷池出流影响风向改变时段。长杆代表 4 m/s 风速, 短杆代表 2 m/s 风速

图 4 第一次过程与第二次过程的地面观测资料

Fig. 4 Surface observation in the first and the second convective process

津中部的强降水(附录 2)。

第四次过程主要受浅槽 2 产生的锋生、冷涡低槽向南加深产生的槽线 3 对应的低层辐合线、第三次过程的冷池出流以及南部高压脊西北侧的西南暖湿气流影响, 初期主要表现为位于北京东北部和西南部的形成机理不一样的两个西南-东北向对流线(图 3(m)和(n))。这两个对流线发生时, 地面无明显辐合线(图 6(a)), 第三次过程的冷池位于天津境内, 距离第四次过程中对流发生的位置较远。西部对流线主要受对流层中层自西向东移动的浅槽 2 和低层高压脊西北侧的西南风影响。随着对流层中层浅槽 2 逐渐移至北京地区(图 7(c)), 850 hPa 高度与之对应的浅槽 C 北侧的偏北风与高压脊西北侧的西南风辐合(图 6(c), 图 7(d))。

北京站的风廓线雷达(位置同附录 1 中北京探空站)清晰地反映了第四次过程触发阶段对流层低层风的变化(附录 6)。随着浅槽 2 趋近, 风速的偏北

分量从高层到低层逐渐增大, 7 月 22 日 2000—2100 UTC, 500 m 以下为偏南风, 500~1800 m 高度为切变线 C 东侧的西南西风(图 7(f)); 2024 UTC 以后, 随着切变线 D 转竖直, 逐渐转为偏北风。第四次过程西部的对流线触发于风廓线雷达站西侧 50 km 左右的山地东侧和低槽 2 弱降水带的前面, 于 1954 UTC 由 850 hPa 浅槽 C 南侧的偏南风与北侧的偏北气流辐合锋生引起(图 6(c)和(d))。

第四次过程东部的对流线是在东北冷涡受到浅槽 1(图 7(c)中槽 1)的影响, 向南发展出一个加深的低槽的环境下生成的。随着东北冷涡向南加深, 向西南发展出浅槽 3, 对应位于辽东湾的 850 hPa 低涡向西南方向延伸的浅槽 D(图 7(d))。浅槽 D 在 1900 UTC 位于北京东北侧, 2000 UTC 移动到天津北部, 在北京东北部触发第四次过程的东部对流线。浅槽 D 于 2100 UTC 在天津中部加深, 并转为西南-东北走向, 在其影响下, 西部对流线与东部对流线逐渐

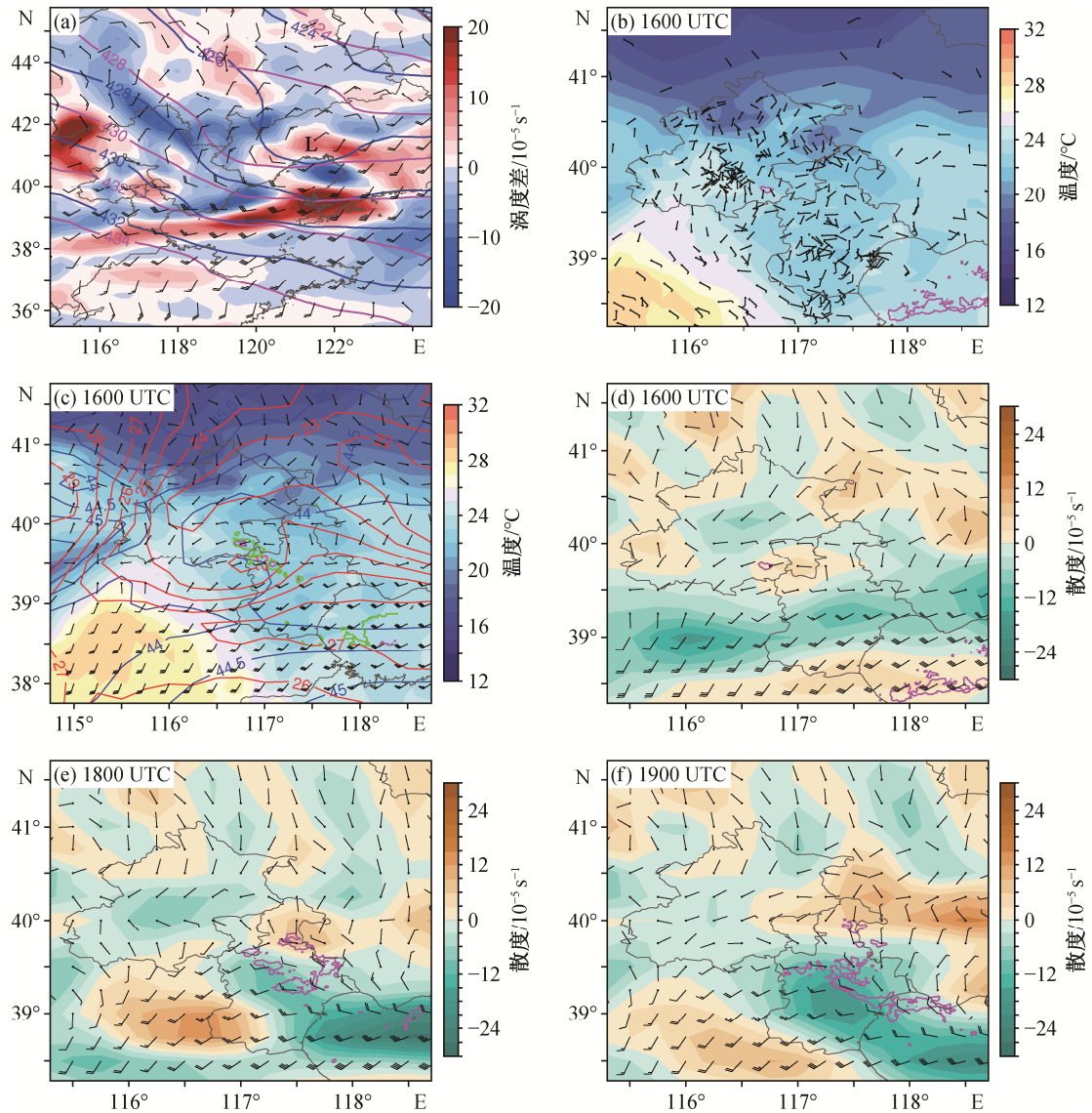


图 5 第三次过程中 ERA5 再分析资料与地面观测资料分析图
 Fig. 5 ERA5 reanalysis and surface observation in the third convective process

图 5 第三次过程中 ERA5 再分析资料与地面观测资料分析图

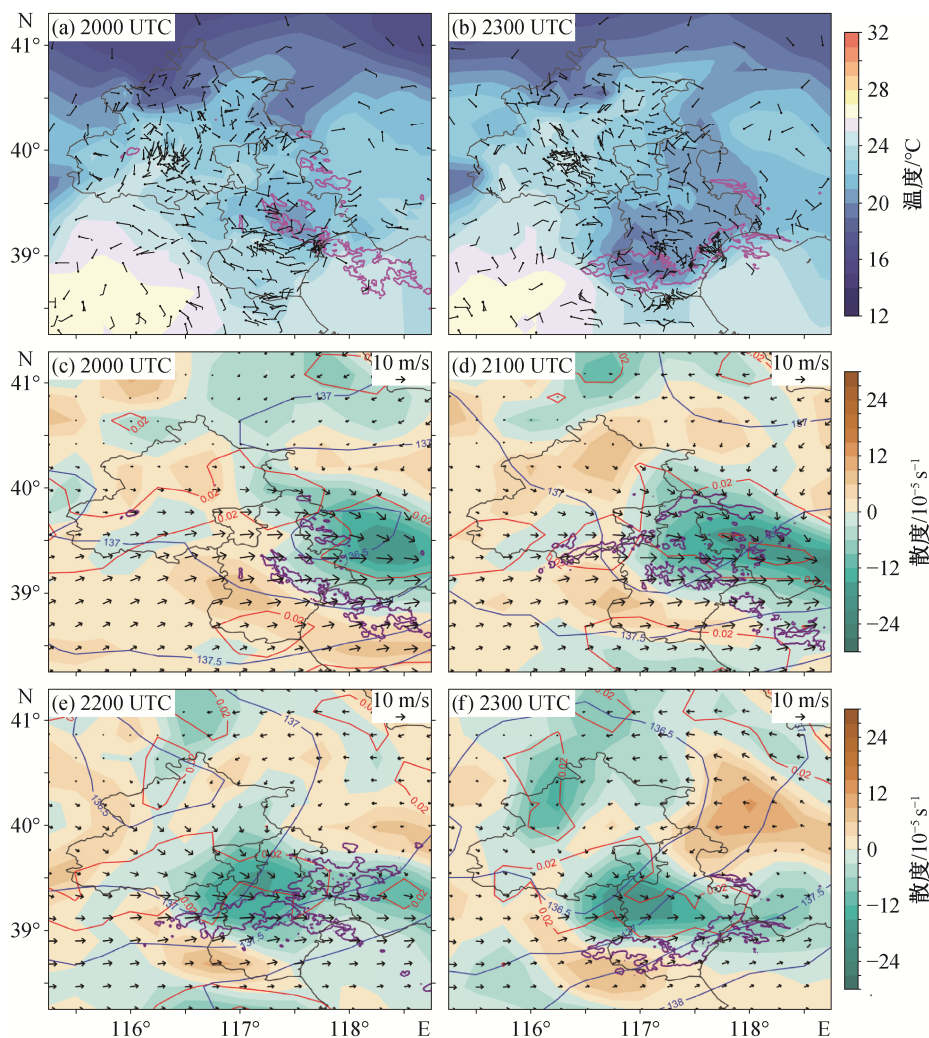
Fig. 5 ERA5 reanalysis and surface observation in the third convective process

连接。由于槽后的北风与槽前的西南风之间维持着西南-东北走向的较强辐合和锋生，对流线保持西南-东北走向，并在对流层中层西北风的引导下向东南方向移动。虽然第四次过程对流线和第一次过程对流线都受对流层中层浅槽影响，但二者对流走向显著不同，原因可能是第四次过程受到对流层低层低涡的影响，偏北风分量较大，导致对流层低层的浅槽 C 走向为西南-东北(图 7(d)和(f))，而不像第一次过程中 A1 那样呈西北-东南走向(图 7(b))。

第四次过程对流线的东部遇到第三次过程的冷池后，由于环境中水汽和不稳定能量不足而逐渐减弱，对流线西部在低层高压脊西北侧暖湿西南气流(图 2(d))的影响下不断加强，在移动到天津中南部时，由于 850 hPa 较强的后向环境入流而形成弓形回波(图 6(b), (e)和(f))。

5 总结和讨论

本文分析了 2009 年 7 月 22 日 0400—2400 UTC



(a)和(b) 地面观测站温度(填色)和风速以及 40 dBZ 1.5°仰角雷达回波(紫色实线), 长杆表示 4 m/s 风速, 短杆表示 2 m/s 风速; (c)-(f) ERA5 再分析资料 850 hPa 等高线(蓝色实线, 间隔 5 gpm)、锋生函数(红色实线, 间隔 0.08 $\text{km}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$)、散度(填色)和风速以及 40 dBZ 1.5°仰角雷达回波(深紫色实线)

图 6 第 4 次过程 ERA5 再分析资料与地面观测资料分析图

Fig. 6 ERA5 reanalysis and surface observation in the fourth convective process

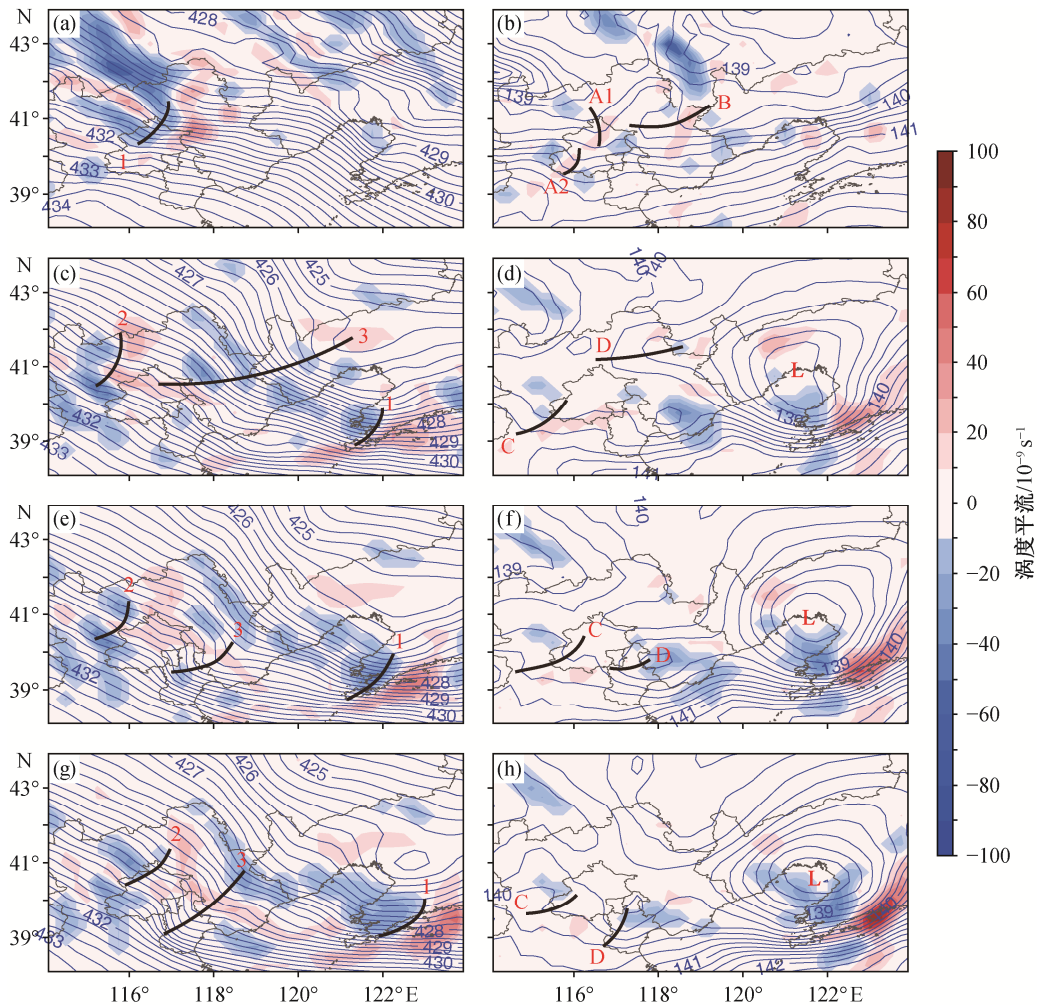
东北冷涡后部在北京和天津地区连续发生的 4 次强对流的组织形态演变及其中尺度环境特征。4 次过程均发生在东北冷涡主槽后部的对流层中层的西北气流中, 虽然移动方向均向东南, 但由于对流层中层西北气流中浅槽、低层切变线、低涡和高压脊西北部西南暖湿气流、冷池以及地形之间复杂的相互作用, 产生各不相同的对流组织形态(图 8(a))。

第一次过程发生时, 对流层中层有浅槽移近河北北部, 850 hPa 低槽和地面锋面后部的北风与高压脊西北部的西南气流辐合, 触发西南-东北向对流线, 其中一个单体发展最强, 移速最快, 形成超级单体, 其冷池南侧的北风出流与西南风辐合, 不断在不稳定能量最大区域的后部沿冷池边缘增生新的

对流, 与移动最快的那个超级单体逐渐连接, 形成东部弓形和向西北方向伸展的准静止雨带, 贯穿京津地区(图 8(b))。

第二次过程由第一次过程的西半部分指向西北方向的对流线末端后部增生而触发, 在不稳定能量的大值区发展并加强成超级单体。第一次过程的弓形回波入海前后, 其南部在弓的顶点处断裂, 弓形回波向西北方向又发展出新的对流线, 其偏东的冷池出流与原来偏西南的出流辐合, 使得第二次过程的超级单体向西南方向后部增生, 形成西南-东北走向的对流线, 并在天津地区形成大范围的冷池。

第三次过程发生在造成第一次过程的对流层中层槽东移动到冷涡南部后, 东北冷涡向南的低槽发



600 hPa (左列)与 850 hPa (右列)涡度平流(填色)和等位势高度线(蓝色实线, 间隔 2.5 gpm)。 (a)和(b) 0900 UTC; (c)和(d) 1900 UTC; (e)和(f) 2000 UTC; (g)和(h) 2100 UTC。L 代表 850 hPa 低位势高度中心

图 7 7月22日 600 hPa 和 850 hPa 涡度平流与位势高度的演变过程

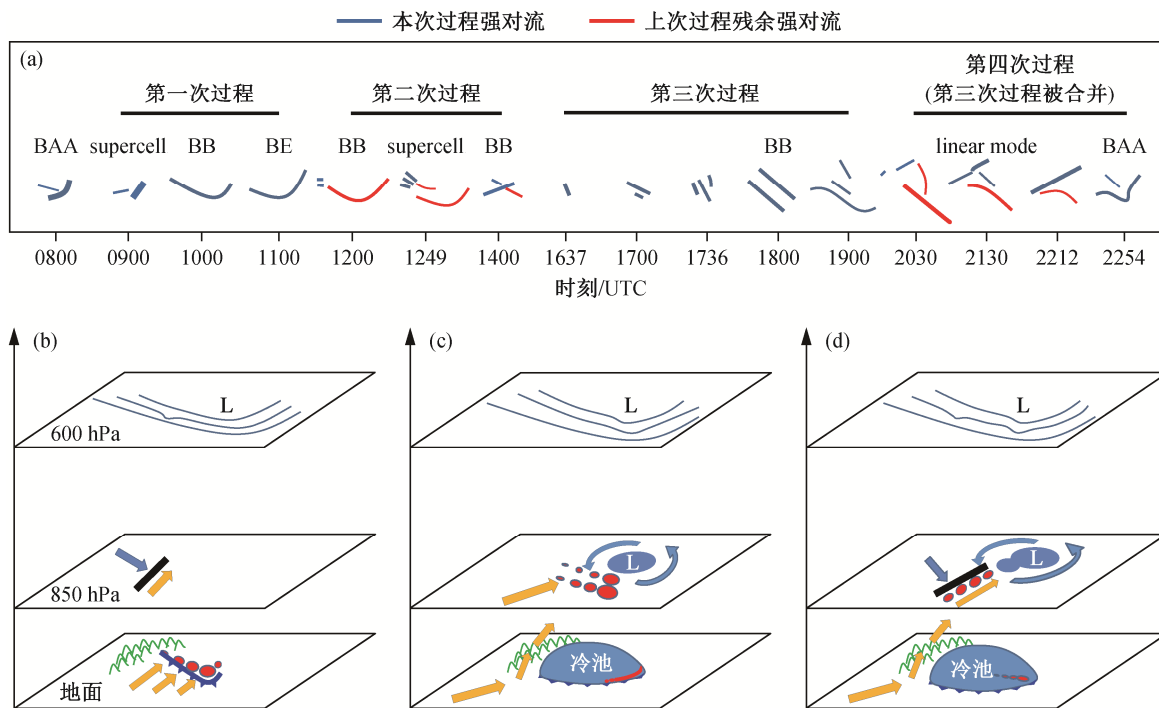
Fig. 7 Evolution of the vorticity advection (shading) and geopotential height (blue contour) at 600 hPa and 850 hPa on July 22

展并加强, 850 hPa 相应地发展出一个低涡。低涡西侧的偏北风与高压脊西北部的西南气流辐合, 在冷池的顶部形成西北-东南走向的辐合线, 雷达图上表现为弱回波线。在该辐合线上, 北京与天津交界处的不稳定能量最大值附近触发第三次过程。对流沿着辐合线向西北方向后部增生, 并形成多条西北-东南走向的近似平行的对流线, 以最南侧的对流线为最强和最长。准静止的雨带, 加上列车效应, 在天津中部造成强降水和很强的冷池(图 8(c))。

第四次过程发生在第三次过程的对流移动到天津西部时, 对流层中层又一浅槽自西北移近北京西部, 与 850 hPa 高度高压脊西北部的西南风一起形成西南-东北走向的辐合线, 并在北京西南部的山前形成西南-东北走向的对流线。随着冷涡低槽向

南加深, 上述两个对流层的中层浅槽之间发展出一个西南-东北走向的浅槽。与之相对应, 850 hPa 低涡向西南方向的北京东北部发展出一个浅槽, 与偏南风共同作用, 在北京东北部形成又一条西南-东北走向的线状对流。随着 850 hPa 低槽的南移加深, 两条对流线逐渐连接, 并整体向东南移动。受第三次过程在天津境内的冷池影响, 东半部的对流水汽不足, 逐渐消散; 西半部分对流距离冷池较远, 南风输送的水汽有利于对流不断发展和加强, 临近出海时, 由于 850 hPa 高度在对流线中部后方存在较强的后向入流, 发展成一条弓形回波(图 8(d))。

对 4 次连续发生的对流组织形态演变特征的天气背景综合分析表明, 东北冷涡后部, 燕山山脉的阻挡作用使低层高压脊西北部的西南风输送的水汽



(a) 东北冷涡后部连续发生对流的组织形态变化, 蓝线为当前过程的对流, 红线为上一次过程未消失的对流; (b)~(d) 东北冷涡后部连续发生对流的组织形式演变的影响因子, 上层(600 hPa)表示对流层中层的东北冷涡及其流场, 中间层(850 hPa)蓝色区域代表对流层低层中尺度低涡, 黄色与蓝色箭头代表西南风和西北风, 黑色粗实线为对流层低层风场产生的辐合线, 下层(地面)蓝色区域为冷池, 其边缘的蓝色锯齿线代表阵风锋, 红色圆点代表强对流回波, 绿色折线代表山地。L 代表冷涡低中心

图 8 2009 年 7 月 22 日强对流组织形态演变与形成机理示意图

Fig. 8 Schematic diagram of the evolution and formation mechanism of the severe convective organizations on July 22

在山南麓的京津地区大量堆积, 形成中高层干冷、低层暖湿的强不稳定层结。冷涡后部的西北气流中, 对流层中层浅槽的连续过境为对流的发生提供了动力扰动。先行低槽造成对流层低层低涡发展, 有利于加强京津地区的北风分量, 其与西南风辐合, 形成后部增生型线状对流, 低涡与后继低槽共同作用导致对流具有与先行低槽对流不同的走向。在强对流接连发生过程中, 先发对流的冷池流出对后继对流的发生和发展有很大的影响, 不仅可以改变对流的走向, 还会改变对流的触发高度。

致谢 研究工作得到北京大学物理学院博士研究生周瑞琳、温靖怡、王沛雨和杨雅雯以及厦门大学张慕容博士、中山大学白兰强博士、厦门海峡气象开放实验室黄亦鹏博士的帮助, 谨致谢忱。

参考文献

[1] Parker M D, Johnson R H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 2000, 128(10): 3413–3436

[2] Zheng Linlin, Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, et al. Organizational modes of mesoscale convective systems over central East China. *Weather and Forecasting*, 2013, 28(5): 1081–1098

[3] Keene K M, Schumacher R S. The bow and arrow mesoscale convective structure. *Monthly Weather Review*, 2013, 141(5): 1648–1672

[4] Weisman M L. The genesis of severe, long-lived bow echoes. *Journal of the Atmospheric*, 1993, 50(4): 645–670

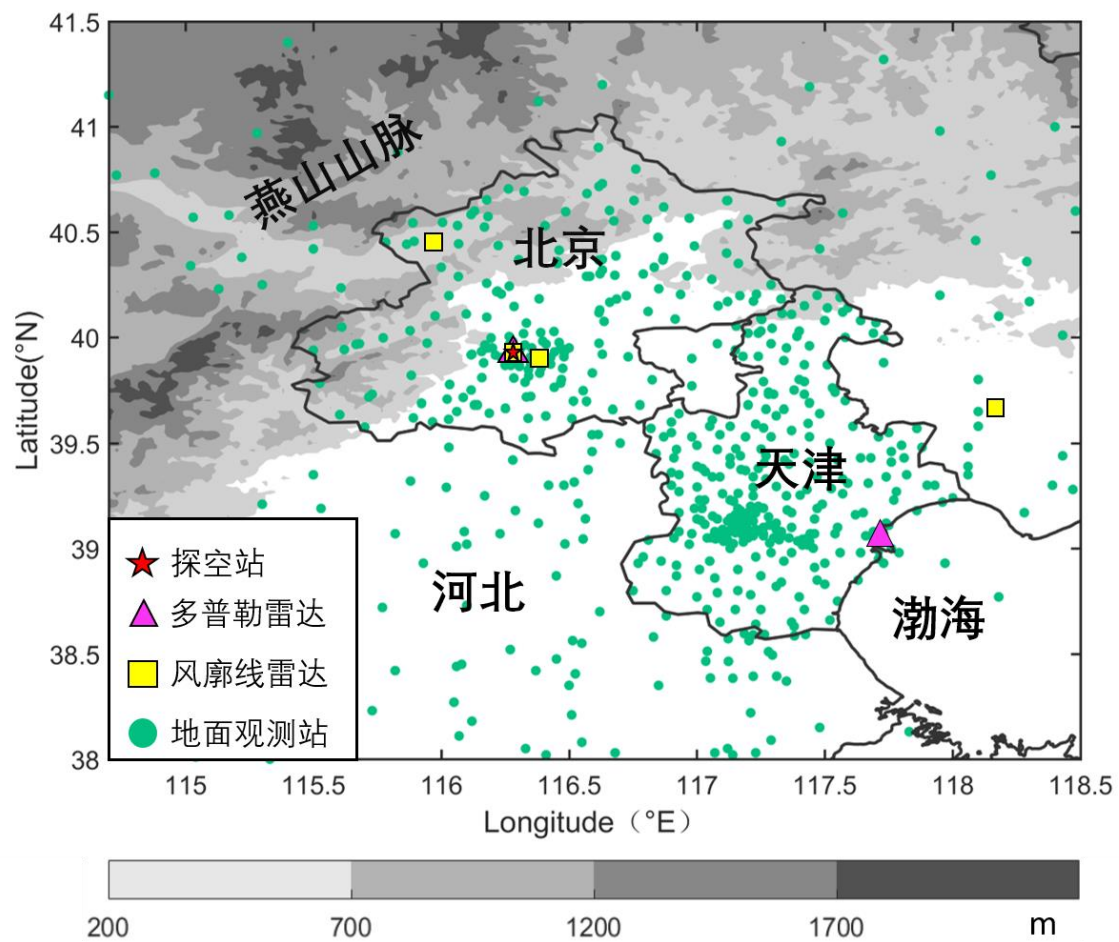
[5] Trapp R J, Tessendorf S A, Godfrey E S, et al. Tornadoes from squall line and bow echoes. Part I: climatological distribution. *Weather and Forecasting*, 2004, 20(1): 23–34

[6] Yang Xinlin, Sun Jianhua. Organizational modes of severe wind-producing convective systems over North China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2018, 35(5): 540–549

[7] Li Sa, Meng Zhiyong, Wu Naigeng. A preliminary study on the organizational modes of mesoscale convective systems as associated with warm-sector heavy

- rainfall in South China. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 2021, 126(16): 1–18
- [8] Chappell C F. Quasi-stationary convective events // Ray P S. *Mesoscale meteorology and forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 1986: 289–310
- [9] Corfidi S F, Merritt J M, Fritsch J M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Weather and Forecasting*, 1996, 11(1): 41–46
- [10] Doswell C A, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 1996, 11(4): 560–581
- [11] Schumacher R S, Johnson R H. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 2005, 133(4): 961–976
- [12] Schumacher R S. Mechanisms for quasi-stationary behavior in simulated heavy-rain-producing convective systems. *J Atmos Sci*, 2009, 66(6): 1543–1568
- [13] Gallus Jr W A, Snook N A, Johnson E V. Spring and summer severe weather reports over the Midwest as a function of convective mode: a preliminary study. *Weather and Forecasting*, 2008, 23(1): 101–113
- [14] Wang Hui, Luo Yali, Jou B J. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SCMREX: observational analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, 119(23): 13206–13232
- [15] Wu Mengwen, Luo Yali. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015. *Journal of Meteorological Research*, 2016, 30(5): 719–736
- [16] Liu Xi, Luo Yali, Guan Zhaoyong, et al. An extreme rainfall event in coastal South China during SCMREX-2014: formation and roles of Rainband and Echo trainings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(17): 9256–9278
- [17] 孙力, 郑秀雅, 王琪. 东北冷涡的时空分布特征及其与东亚大型环流系统之间的关系. *应用气象学报*, 1994, 5(3): 297–303
- [18] Meng Zhiyong, Yan Dachun, Zhang Yunji. General features of squall lines in East China. *Monthly Weather Review*, 2013, 141(5): 1629–1647
- [19] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980
- [20] 斯公望. 暴雨和强对流环流系统. 北京: 气象出版社, 1989
- [21] 郁珍艳, 何立富, 范广洲, 等. 华北冷涡背景下强对流天气的基本特征分析. *热带气象学报*, 2011, 27(1): 89–94
- [22] Bai Lanqian, Meng Zhiyong, Huang Yipeng, et al. Convection initiation resulting from the interaction between a quasi-stationary dryline and intersecting gust fronts: a case study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2019, 124(5): 2379–2396
- [23] 蔡雪薇, 湛芸, 沈新勇, 等. 冷涡对两类对流系统结构演变作用的个例模拟对比分析. *气象*, 2018, 44(6): 790–801
- [24] 宋连春. 中国气象灾害年鉴. 北京: 气象出版社, 2010: 105–167
- [25] Kingsmill D E. Convection initiation associated with a sea-breeze front, a gust front, and their collision. *Monthly Weather Review*, 1995, 123(10): 2913–2933
- [26] Weckwerth T M. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Monthly Weather Review*, 2000, 128(12): 4017–4030
- [27] Markowski P, Richardson Y. *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. New Jersey: Wiley-Blackwell, 2010: 213–242
- [28] Guarente B, Muller B. Radar signatures for severe convective weather [EB/OL]. (2003) [2021–04–18]. http://www.meted.ucar.edu/radar/severe_signatures/print_midlevel_mesocyclone.htm
- [29] Peters J M, Schumacher R S. Mechanisms for organization and echo training in a flash-flood-producing mesoscale convective system. *Monthly Weather Review*, 2015, 143(4): 1058–1085

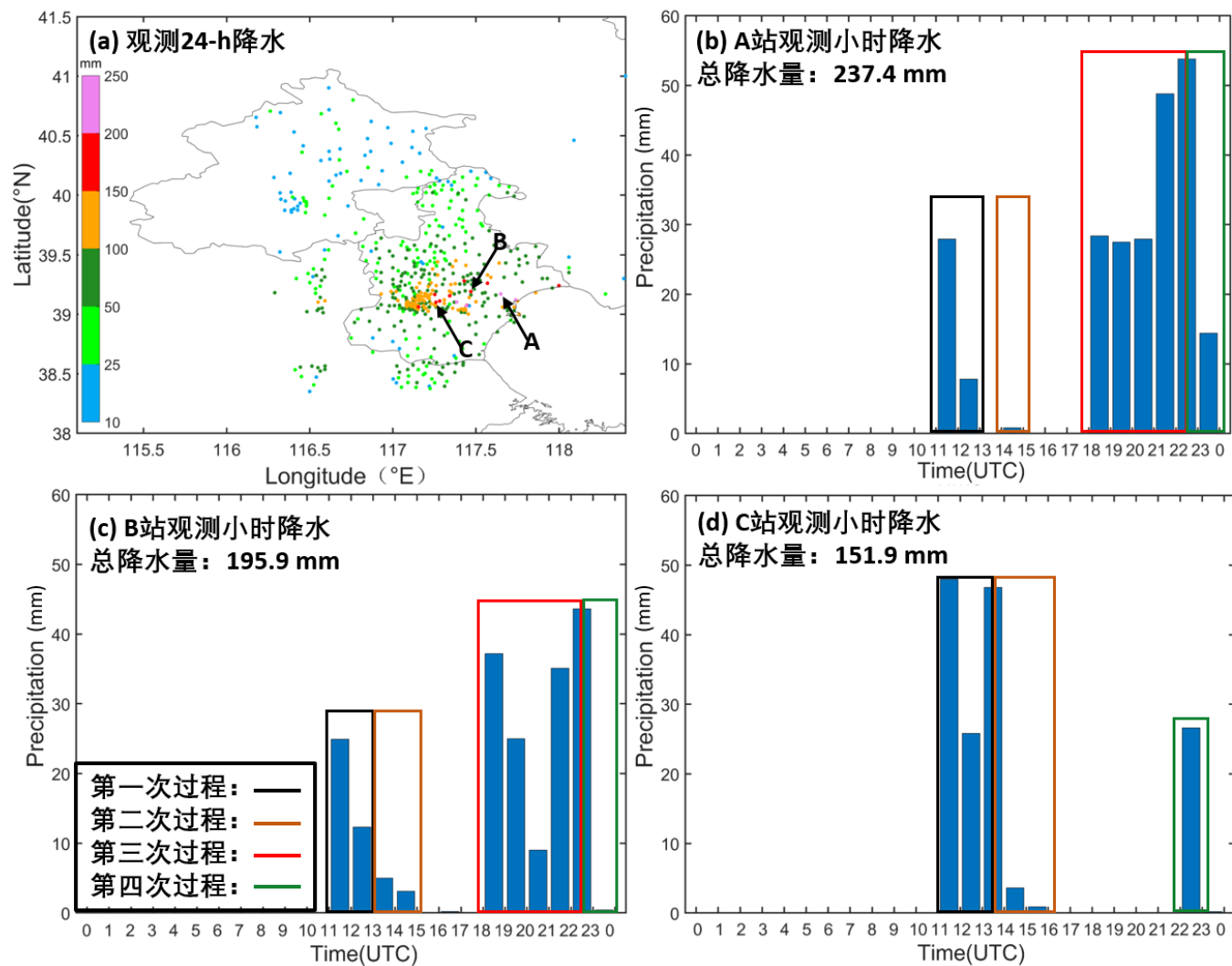
附录



灰度填色表示海拔高度

附录 1 观测站点分布

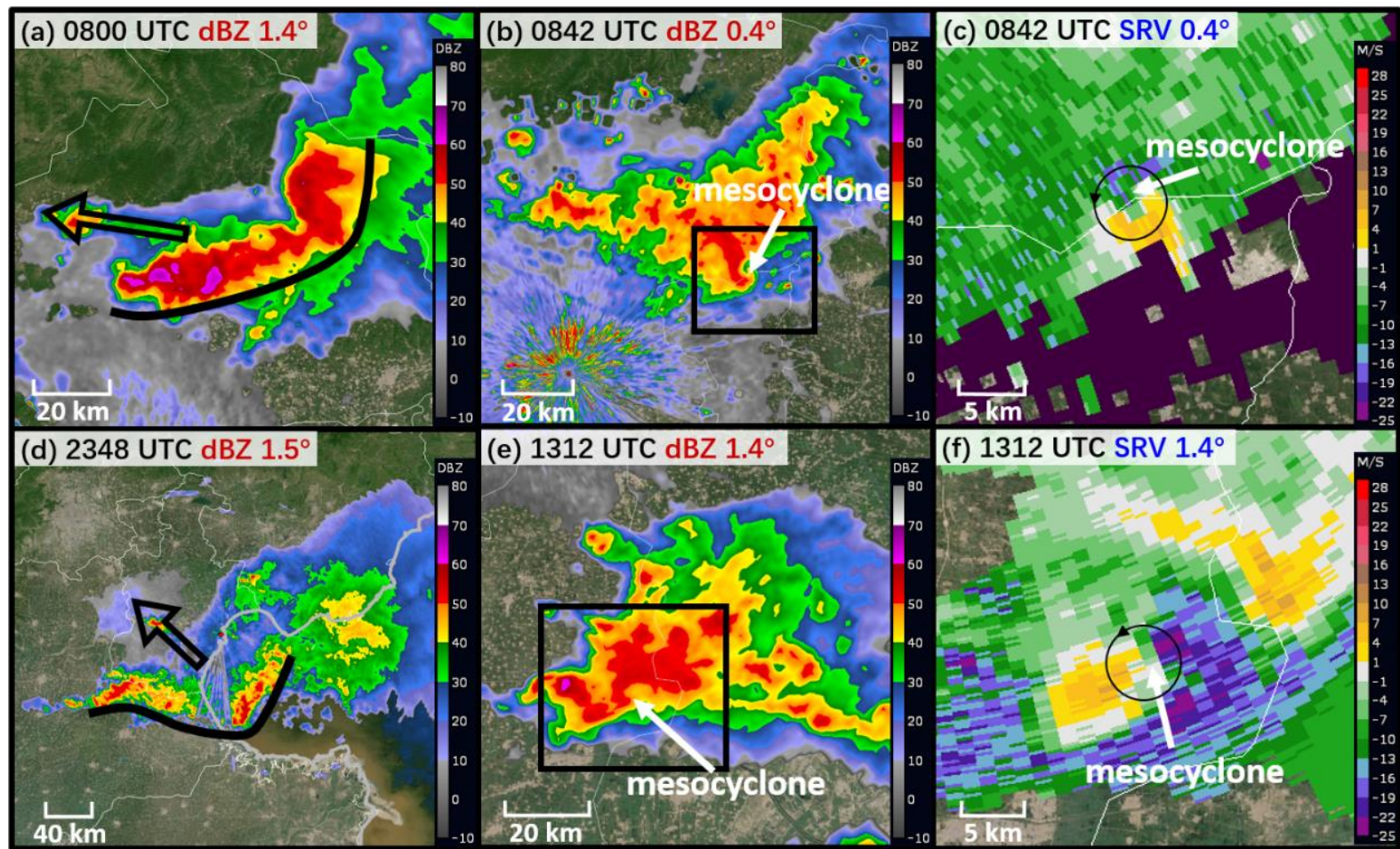
Appendix 1 Distribution of observation stations



彩色方框内为各次降水过程的时段

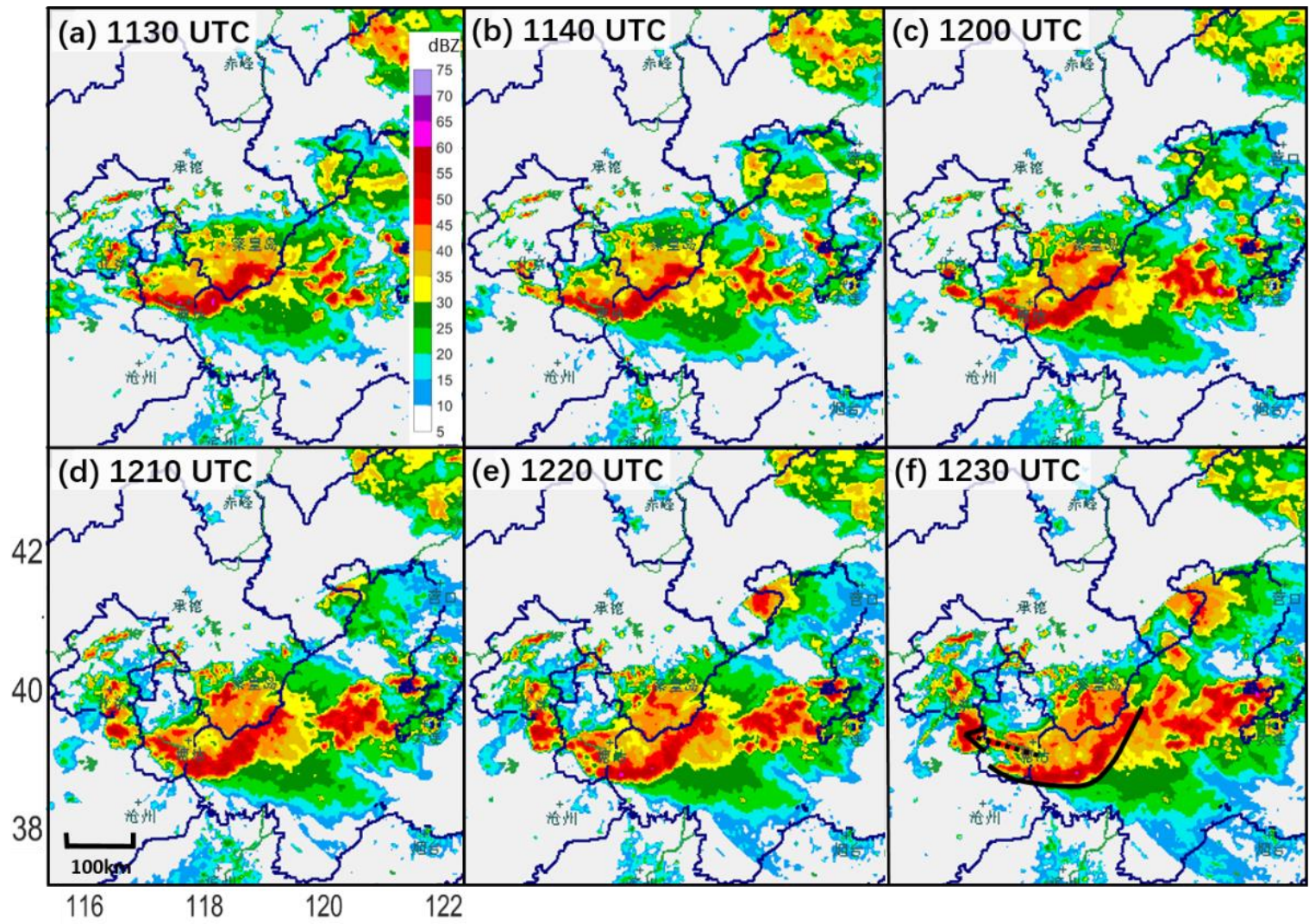
附录 2 4次过程观测累积降水分布(a)以及 A (b)、B (c)和 C (d) 3 站小时降水随时间分布

Appendix 2 Observed cumulative precipitation of the four processes (a) and evolution of hourly rainfall at stations A (b), B (c) and C (d)



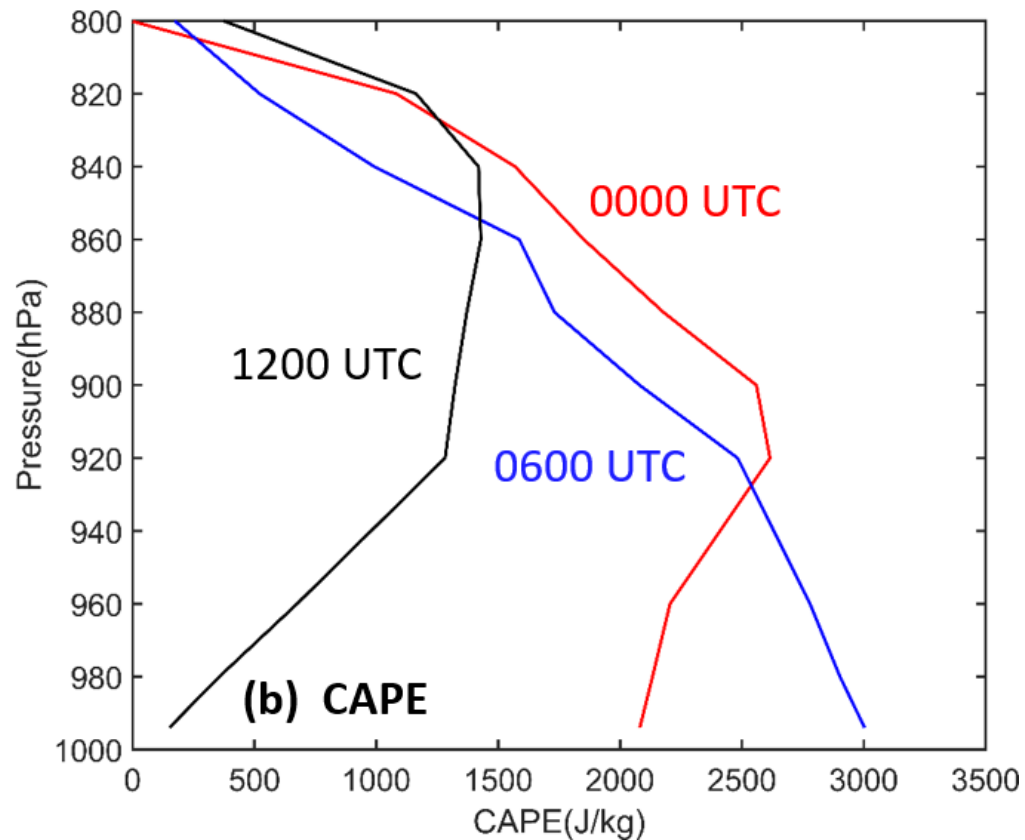
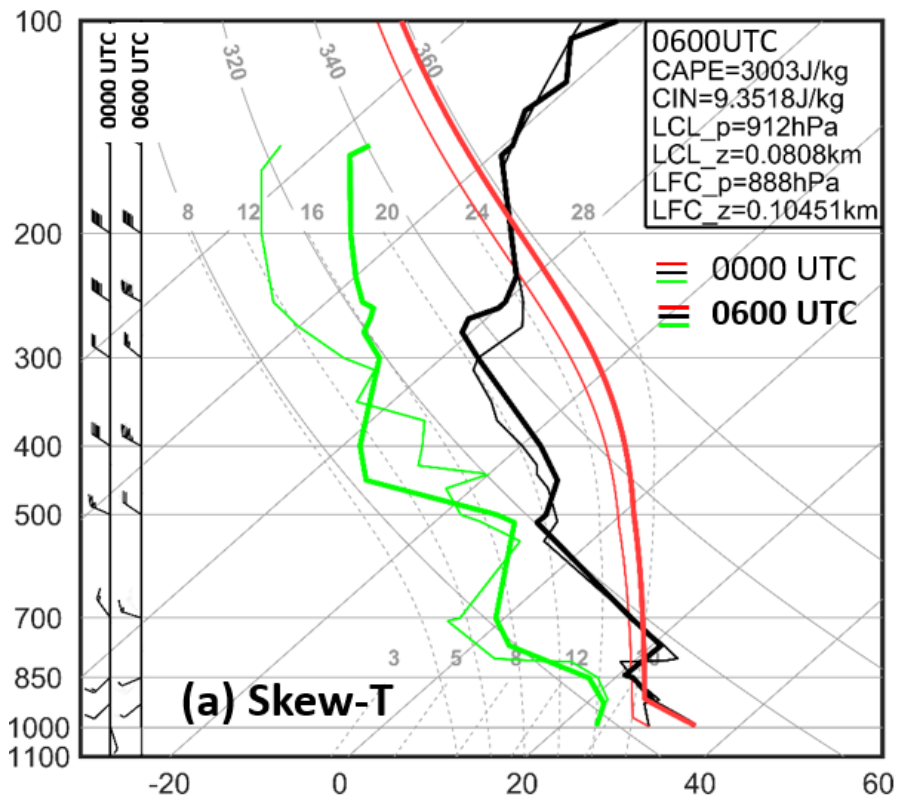
(b)和(e)中的黑线框分别为(c)和(f)的画图范围; (b), (c), (e)和(f)中白色箭头指示超级单体的中气旋位置; (a), (b), (d)和(e)所在位置见图 3 中(b), (c), (o)和(g)中黑线框

附录 3 0800 UTC (a)和 2348 UTC (d) BAA 型组织形态的基本反射率、0842 UTC ((b)和(c))以及 1312 UTC ((e)和(f))出现的超级单体的基本反射率和径向风
 Appendix 3 BAA type organization radar base reflectance at 0800 UTC (a) and 2348 UTC (d). The radar base reflectance and radar radial wind of supercell at 0842 UTC ((b) and (c)) and 1312 UTC ((e) and (f))



附录 4 第二次过程与第一次过程那个构成 BAA 组织形态的雷达组合反射率拼图演变

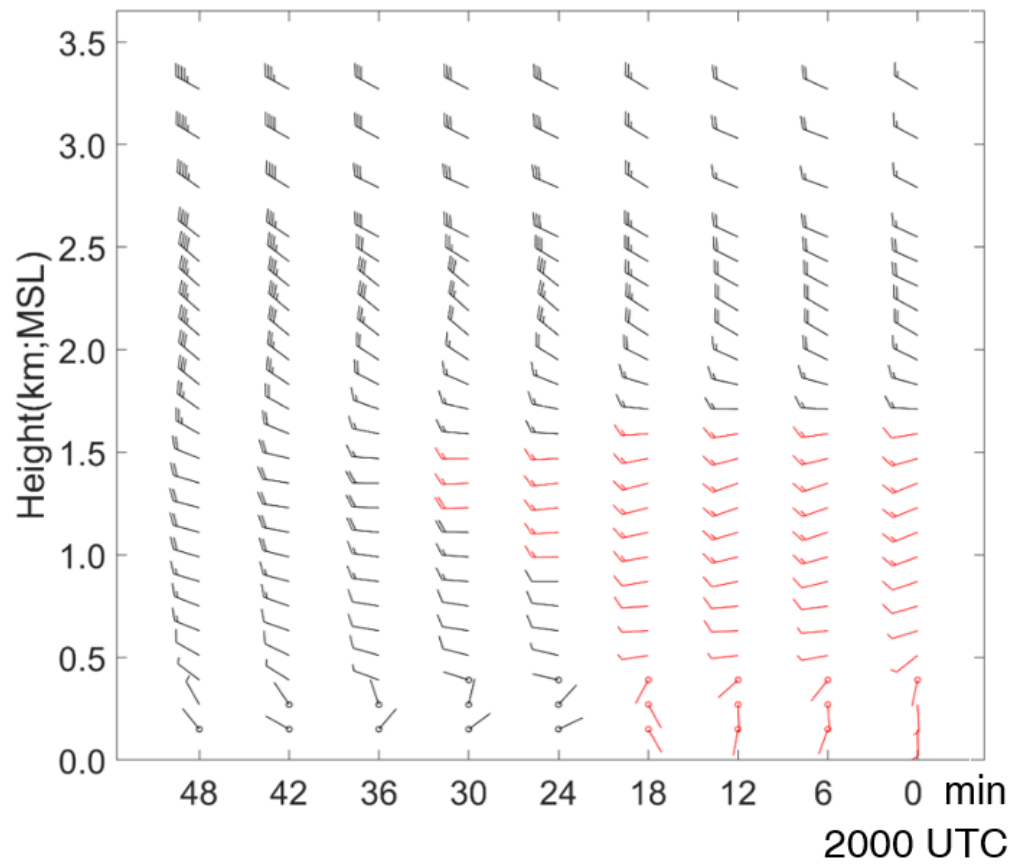
Appendix 4 Evolution of the mosaic of radar composite reflectivities of the first and second processes showing the formation of a BAA organizational mode



(a)中绿色实线为露点，黑色实线为虚温订正的温度，红色实线为从地面抬升的绝热曲线，右上角的环境参数 0600 UTC 基于地面抬升气块计算得到。中长杆代表 4 m/s 风速，短杆代表 2 m/s 风速

附录 5 北京探空站 22 日 0000 UTC(细线)和 0600 UTC(粗线)的 Skew-T (a)和 0000, 0600, 1200 UTC 从不同高度抬升气块得到的 CAPE 廓线(b)

Appendix 5 The skew-T of Beijing Sounding station on the 22nd 0000 UTC(the thin line) and 0600 UTC(the thick line) (a) and the CAPE profiles that parcel was lifted from different level on 0000, 0600, 1200 UTC



长杆表示 4 m/s 风速，短杆表示 2 m/s 风速；红色风杆表示风向为 $90^{\circ}\sim 270^{\circ}$ ，即存在偏南分量

附录 6 7 月 22 日 2000—2048 UTC 北京站风廓线雷达水平风的时间-高度演变

Appendix 6 Time-height cross section of horizontal wind observed by Beijing wind profiler from 2000 to 2048 UTC on 22 July