

王庆,李季,樊明月.济南爆发性增强冬季雾的物理特征分析[J].海洋气象学报,2020,40(2):83-95.
WANG Qing, LI Ji, FAN Mingyue. Physical characteristics of burst reinforcement in winter fog events that occurred in Jinan[J].
Journal of Marine Meteorology, 2020, 40(2): 83-95. DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.02.009. (in Chinese)

济南爆发性增强冬季雾的物理特征分析

王庆¹, 李季², 樊明月¹

(1. 山东省人民政府人工影响天气办公室, 山东 济南 250031; 2. 山东省气象局大气探测技术保障中心, 山东 济南 250031)

摘要: 利用宏、微观观测资料,分析了济南4次出现爆发性增强冬季雾过程的类型以及形成、发展、减弱和消散的主要机制,研究了形成、发展、成熟和减弱阶段,以及爆发性增强期间的微物理演变特征,探讨了爆发性增强的触发机制。结果表明:1)夜间地面长波辐射及弱冷空气入侵造成的气温下降是济南冬季雾形成和发展的主要因素,干冷空气入侵或日出后太阳辐射加热升温,近地层相对湿度下降是雾消散或减弱的主要机制。2)形成阶段,核化和凝结增长过程启动但并不活跃,碰并强度很弱,以未碰并和偶发碰并为主;发展阶段,核化和凝结增长等微物理过程开始活跃,碰并过程启动,大滴开始增多;成熟阶段,核化、凝结和碰并增长非常活跃,各微物理量均达到最大值,谱最宽;减弱阶段,核化、凝结过程减弱,碰并过程减弱并消失,雾滴蒸发,能见度增大。3)爆发性增强的宏观物理特征主要表现为极大风速增大、气温下降、相对湿度增大、水汽压下降;微观物理特征主要表现为数浓度、液态含水量等微物理量出现跃增,以及谱型由“单峰”结构突变为“多峰”结构。4)相对湿度增大主要与气温下降有关,水汽压下降则与异常活跃的凝结增长有关;气温下降是济南冬季雾爆发性增强的直接原因,弱水汽输送产生的增湿作用对爆发性增强具有一定的促进意义。

关键词: 济南; 冬季雾; 爆发性增强; 物理特征

中图分类号: P426.4 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2020)02-0083-13

DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.02.009

Physical characteristics of burst reinforcement in winter fog events that occurred in Jinan

WANG Qing¹, LI Ji², FAN Mingyue¹

(1. Weather Modification Office of Shandong Province, Jinan 250031, China; 2. Ensuring Center of Atmospheric Sounding Technology, Shandong Meteorological Bureau, Jinan 250031, China)

Abstract Based on the macro and micro observation data, the types and main mechanisms of formation, development, weakening, and dissipation of 4 burst reinforcement winter fog events that occurred in Jinan are analyzed, the microphysical characteristics in the stages of formation, development, mature, and weakening as well as in the course of burst reinforcement are studied, and the causes of burst reinforcement are discussed in this paper. The results are as follows. 1) The air cooling caused by the upward long-wave radiation at night and the invasion of cold air is the key to the formation and development of winter fog in Jinan, and the dissipation or weakening of winter fog owes to the decrease of relative humidity near the surface layer caused by the invasion of dry and cold air or the heating up of

收稿日期:2020-02-20; 修订日期:2020-03-20

基金项目:山东省气象局科研项目(2015sdqxm07)

作者简介:王庆,女,正高级工程师,主要从事云雾降水物理学研究,wq9813@sohu.com。

solar radiation after sunrise. 2) In the formation stage, the process of nucleation and condensation growth starts but is not active, the collision-coalescence process is very weak, and there are mainly no or occasional collision-coalescence process; in the development stage, the microphysical processes such as nucleation and condensation growth start to be active, the collision-coalescence process starts, and the number of big droplets increases; in the mature stage, the nucleation, condensation, and the collision-coalescence growth become very active, all the microphysical quantities reach their maximum, and the spectrum is the widest; in the weakening stage, the nucleation and condensation growth are weakened, the collision-coalescence growth becomes weak until it disappears, the droplets are evaporated, and the visibility increases. 3) The macrophysical characteristics of burst reinforcement are the increase of extreme wind speed and relative humidity and the decrease of air temperature and water vapor pressure, while the microphysical characteristics are the sharp increase of microphysical quantities such as number concentration and liquid water content and the abrupt change of spectrum distribution from one-peak to multi-peak structure. 4) The increase of relative humidity is mainly caused by the air cooling, and the decrease of water vapor pressure is mainly related to the active condensation growth; the burst reinforcement of winter fog in Jinan is directly caused by the air cooling, and the humidification caused by the weak transportation of water vapor promotes the reinforcement to some extent.

Key words Jinan; winter fog; burst reinforcement; physical characteristics

引言

雾是近地层空气中悬浮着大量水滴、冰晶微粒而使水平能见度小于 1 km 的天气现象。雾爆发性增强,是指在很短时间(一般小于 30 min)内雾突变为浓雾(能见度小于 500 m),或浓雾跃增为强浓雾^[1]。秋、冬季节是雾(霾)多发的高峰期,由于大雾天气能见度低,往往会对交通运输带来很大影响,特别是出现雾爆发性增强时,由于在短时间内能见度急剧下降,人的视距骤然变短,极易引发交通事故,每年因大雾天气引发的交通事故很多^[2-3]。2016 年 12 月 19 日—2017 年 1 月 9 日,受静稳天气影响,华北、黄淮、长江中下游以及华南等地出现了大范围、持续性大雾天气,在此期间济南无影山站共观测到 10 次大雾等级以上过程,4 次雾过程出现了爆发性增强。持续的大雾天气导致济南遥墙国际机场多班次航班暂停起降。大雾的发生及其爆发性发展严重影响了交通运输和人民的生产和生活,因此开展冬季雾生消以及爆发性增强机理研究,对浓雾预报、气象服务以及防灾减灾具有重要意义。

为了加强对雾宏、微观特征的认识,国内外很多学者开展了雾的观测试验以及相关研究工作^[4-11],对雾的爆发性发展也取得了一系列的研究成果^[12-16]。BERGOT and GUEDALIA^[12]对观测到的强浓雾爆发性增强现象进行了数值模拟,以提高辐射雾的预报水平。李子华等^[13]通过对辐射雾的

爆发性发展特征分析指出,逆温层随高度具有分层结构,逆温层底常有水汽积累,导致了雾在形成和发展阶段的双层结构,为雾的爆发性发展酝酿了条件;雾形成后大量潜热的释放,日出后贴地气层的增温,是触发雾爆发性发展的热力条件;湍流混合引起的热量、动量及水汽的垂直输送,特别是上层高湿区水汽向下输送,对辐射雾爆发性发展起着重要作用。陆春松等^[14]研究指出,雾顶的爆发性发展是湍流促使水汽向上输送,在上层逆温下累积并伴随大幅降温引起的;地面雾爆发性增强时,近地层冷平流降温导致饱和水汽压减小,同时上层系统性的下沉增温引起逆温增强,水汽得以累积;雾顶在迅速下降过程中,雾顶部湍流发展,同时下沉运动引起了气层增温,雾体双层结构和低空急流的出现;地面雾的迅速减弱是太阳辐射和动量下传共同作用的结果;下沉运动对雾生消的作用具有双重性;雾的双层结构出现在雾顶大幅下降过程中,并加快了雾顶的下降速度。刘霖蔚等^[15]通过对南京一次冬季浓雾过程分析发现,雾是在西南平流的增湿作用下触发生成,日出后,平流输送和地表蒸发提供了充足的水汽来源,贴地层逆温因高空下沉增温而向上抬升且稳定存在,使大雾得以维持;两次地面雾爆发性增强的特征为各微物理参量明显增大,滴谱上抬拓宽。李子华等^[16]研究发现,雾滴谱爆发性拓宽初期,以核化、凝结过程为主,后期以碰并、凝结过程为主。另外,有研究^[17-18]还发现,雾的

宏、微观结构与能见度具有一定的对应关系。黄辉军等^[17]通过对茂名地区海雾含水量的演变及其与大气水平能见度关系的分析发现,在相同的含水量区间,不同的大气能见度样本表现出明显不同的谱分布特征,在相同高数浓度区间的情况下,导致大气能见度降低的主要原因是含水量增大。吴兑等^[18]研究得出,南岭山地浓雾实质上是出现在相对较高海拔上的低云,与中国过去研究较多的辐射雾差别较大;雾含水量与能见度呈明显的反相关关系,含水量较大时能见度较小。

已有的研究成果表明,雾的生消及其爆发性增强不仅与天气形势、大气层结、水汽输送以及地形等诸多因素有关,而且雾中的大气能见度与微物理结构特征密切相关,当雾爆发性发展时,雾的微物理特征也发生显著的变化。由于雾的宏、微观特征具有较大的地域性特点,目前针对山东内陆大雾爆发性增强物理特征的研究尚未涉及。本文利用地面雾滴谱观测资料、自动气象观测站加密观测资料以及常规气象资料,对济南4次出现爆发性增强雾过程的类型及其生消机制进行了分析,研究了不同发展阶段微物理特征及其演变,探讨了雾爆发性增强的宏、微观特征及其触发机制,以期对山东内陆大雾爆发性增强的研究和短时临近预报提供物理依据。

1 资料说明

本文所用资料主要有 FM-120 型雾滴谱仪观测资料、自动气象站 D6066 加密观测资料以及常规气象资料。FM-120 型雾滴谱仪布设在山东省气象局人工影响天气大楼楼顶(36.36°N, 117.00°E, 海拔高度为 170.3 m)。自动气象观测站(无影山站 D6066)位于山东省气象局院内,与雾滴谱仪之间的直线距离约为 100 m。气温、相对湿度、水汽压、风向、风速等宏观资料来自无影山气象站(D6066),数浓度、液态含水量等微物理资料来自雾滴谱仪。自动气象观测站实行全年不间断连续观测,雾滴谱仪除夏季外,秋、冬、春季均为不间断连续观测。

FM-120 型雾滴谱仪的原理、性能、观测精度以及微物理资料的处理方法、微物理量之间的对应关系详见文献[19-20]。

另外,2017 年 1 月 2 日 07:00—3 日 08:00 因停电,雾滴谱仪未采集到资料,故文中对过程 2 第二次爆发性增强期间的微物理特征未予分析。

2 4 次雾过程宏观特征及类型分析

2.1 过程概况

分析 4 次过程(以下简称过程 1、过程 2、过程 3、过程 4)大雾期间济南无影山气象站(D6066)能见度(V)随时间的演变(图 1,两条红线标注的是出现爆发性增强的时间段),可见具有以下特征:

1) 过程 1。大雾形成于 2016 年 12 月 22 日 22:55(北京时,下同),23 日 03:10 减弱为轻雾,大雾持续了 4.25 h。大雾形成后不久就出现了爆发性增强,在 30 min(22:55—23:25)内,能见度由 954 m 下降到 216 m,大雾突变为浓雾。随后能见度继续恶化,浓雾升级为强浓雾,23 日 00:30,能见度降到了此次过程的最低值 112 m,之后浓雾一直持续到 01:30。01:35 能见度开始增大,浓雾减弱为大雾。03:10 后能见度上升到 1 000 m 以上,大雾减弱为轻雾。日出后,能见度很快增大到 10 000 m 以上,雾消散。

2) 过程 2。大雾形成于 2017 年 1 月 2 日 01:30,3 日 06:45 减弱为轻雾,持续了 29.25 h,经历了 3 次“发展—减弱”过程。大雾形成后 30 min 内能见度变化平稳,维持在 900 m 左右,30 min 后能见度出现了骤降,02:00 能见度为 818 m,02:05 骤降至 117 m,02:15 下降到 70 m,出现了第一次爆发性增强。至 06:45,一直维持强浓雾天气,之后能见度开始增大,07:15 减弱为浓雾,10:20 减弱为大雾。14:50—18:10 经历了第二次“发展—减弱”过程,这期间能见度起伏不大,在 725~987 m 之间波动。18:05 能见度上升到 1 032 m,18:25 达到 1 227 m,大雾短暂减弱为轻雾。18:25—3 日 06:45 经历了第三次“发展—减弱”过程,19:00 能见度下降到 978 m,之后能见度继续起伏下降,21:15 下降到 659 m,21:20 降至 291 m,5 min 内大雾突变为浓雾。21:30 能见度降至 181 m,浓雾升级为强浓雾,之后能见度继续下降,21:55 下降到 82 m,出现了第二次爆发性增强。3 日 06:00 前,能见度大多维持在 200 m 以下,06:00 以后能见度迅速增大,06:45 增大到 1 000 m 以上,大雾减弱为轻雾。

3) 过程 3。此次大雾过程是近几年来波及范围最大、持续时间最长的一次,波及范围达华北、黄淮、长江中下游以及华南等中东部地区,且与过程 2 只间隔 14 h,应为过程 2 的后续过程。济南无影山气象站于 3 日 22:20 观测到大雾,6 日 12:40 大雾结束,共持续了 62.33 h,经历了 4 次“发展—减弱”的

变化过程。3日22:20后,能见度开始起伏下降,4日04:05下降到670 m,之后能见度急剧恶化,04:35下降到66 m,出现了爆发性增强,大雾突变为强浓雾,之后低于70 m的能见度维持了6 h之久,这期间最低能见度只有51 m,11:25能见度开始增大,14:00增大到500 m左右。4日14:00—5日18:00经历了第二次“发展—减弱”过程,能见度从500 m起伏下降到100 m左右,之后起伏增大到800 m左右;5日18:00—6日05:40,6日05:40—12:40又经历了2次“发展—减弱”过程,能见度在500~1 000 m起伏变化,以大雾为主。12:40以后,能见

度增大到1 000 m以上,大雾减弱为轻雾。

4) 过程4。大雾形成于2017年1月9日00:45,07:05结束,持续了6.33 h。大雾形成初期,能见度在800~1 000 m平稳变化,03:45开始下降,04:00下降到500 m左右,之后能见度变化不大,维持在500 m左右。04:40之后能见度迅速恶化,04:55骤降到167 m,05:00降至129 m,出现了爆发性增强,浓雾突变为强浓雾。05:10—06:20能见度一直维持在100~300 m,06:25开始增大,07:05增大到1 000 m以上,大雾减弱为轻雾。日出后温度迅速回升,雾消散。

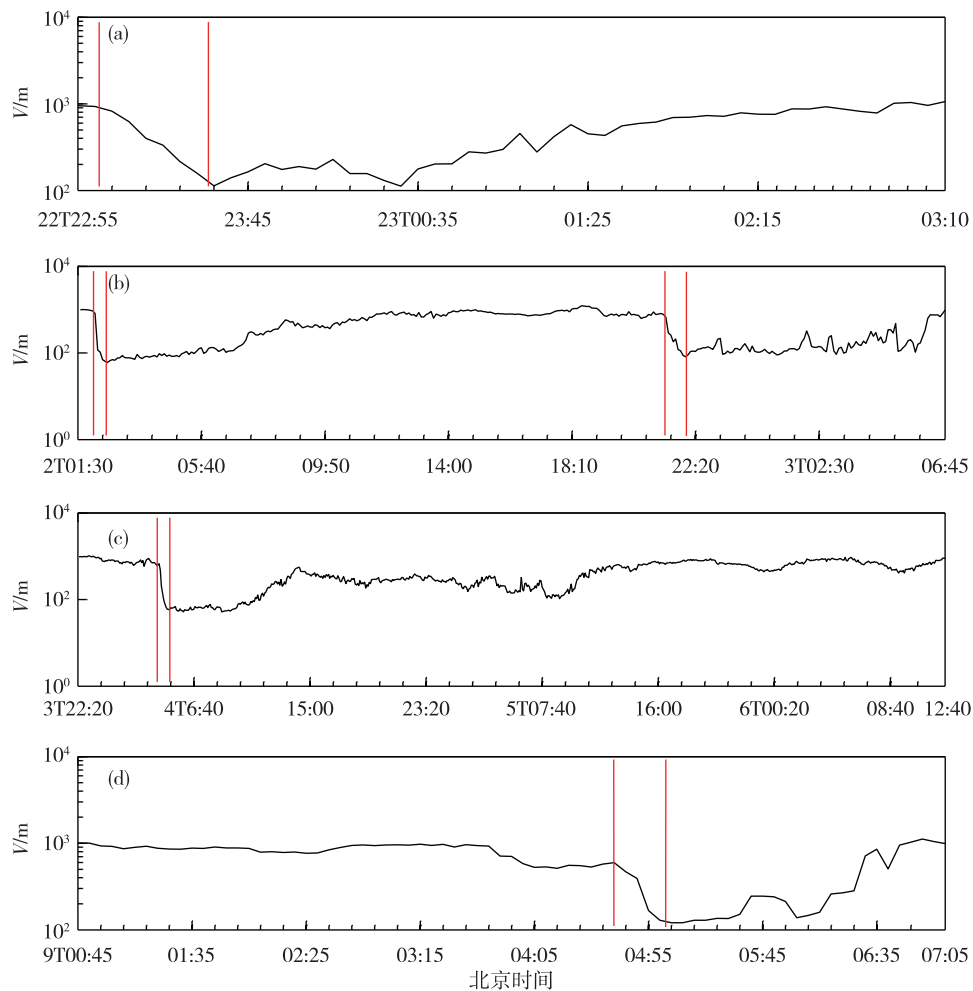


图1 4次出现爆发性增强雾过程大雾期间能见度(V ,单位:m)随时间的演变(a.过程1,b.过程2,c.过程3,d.过程4;红线间代表爆发增强时间段)

Fig.1 Temporal evolution of visibility (V , units: m) in the 4 burst reinforcement winter fog events (a. Case 1, b. Case 2, c. Case 3, d. Case 4; the time frame between red lines denotes burst reinforcement)

2.2 环流特征

通过对4次大雾期间天气形势(图略)分析发现:

1) 过程1。2016年12月22日20时,500 hPa

西风槽位于山东中部地区,济南处于槽后西北气流控制,700 hPa和850 hPa西风槽东移出山东,山东处于西北气流控制,高度槽后伴有温度槽,850 hPa原来位于华北中部的锋区开始南压,有低层冷空气

入侵山东;地面冷高压较稳定地位于贝加尔湖东南地区,山东处于高压前部的均压场中,以晴朗天气为主。23日08时,500 hPa、700 hPa和850 hPa温度槽东移出山东,同时地面冷高压南压,锋区位于河北、山东交界一带,有小股冷空气从冷高压主体分裂南下。大雾形成前期(21日20时—22日20时),山东大部分地区出现了降水过程,济南国家级气象观测站(以下简称“济南站”)24 h降水量为0.5 mm。

2)过程2。2017年1月1日20时—3日08时,500 hPa中纬度($30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$)环流比较平直,山东受偏西气流控制,孟加拉湾地区的南支槽前有暖湿气流向北输送,850 hPa、925 hPa山东中西部地区大多受温度脊控制,在此期间低层有冷空气南下,2日14时温度脊减弱消失;1日20时700 hPa、850 hPa西风槽位于山东中部,济南受西北偏西气流控制,南海到孟加拉湾一带有暖湿气流向东输送,2日08—20时,700 hPa、850 hPa有短波槽移过,山东转为弱西北气流控制,随着北方弱冷空气南压,西南暖湿气流暂时南撤,3日08时,西南暖湿气流开始向北发展。地面图上,山东一直处于冷高压前部,不断有弱冷空气扩散南下影响山东,这期间济南站虽未出现降水,但其上游安徽、江苏一直到鲁南一带均出现了弱降水,表明这期间中低空有西南暖湿气流向北输送。

3)过程3。2017年1月3日20时—5日20时,500 hPa中纬度($30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$)环流比较平直,这期间有短波槽移过,山东大多受平直的西风气流或弱的西北气流影响,700 hPa和850 hPa以偏南气流为主,冷空气南下时短时受弱西北气流控制,低层(925 hPa或850 hPa)山东大多受暖脊影响,有暖平流发展;地面图上山东处于地面冷高压前部,不断有弱冷空气入侵。6日08时,500 hPa河套地区的西风槽在东移过程中加深,孟加拉湾南支槽东移发展,山东处于槽前西南气流控制;700 hPa和850 hPa西南地区有低涡北上发展,山东处于低涡切变线北侧的偏南气流控制;地面冷高压减弱,雨区自南向北逼近山东,此时鲁西南地区开始出现降水,之后雨区北抬,山东出现大范围降水,6日20时—8日20时全省平均降水量9.3 mm,济南站为3.0 mm,降水过后,此次大范围的雾过程彻底结束。

4)过程4。2017年1月8日20时—9日08时,500 hPa、700 hPa、850 hPa山东均处于槽后西北气流控制,且高度槽后有温度槽配合;地面图上山东

一直处于冷高压的前部,低层有冷空气入侵山东,济南以晴朗天气为主,且雾形成前期(6日20时—8日20时)山东出现过大范围降水,济南站降水量为3.0 mm。

2.3 类型分析及形成、消散机制

4次雾过程大雾期间及消散阶段自动气象观测站D6066地面气温和相对湿度随时间的演变(图2),结合济南章丘探空站1 000 m以下垂直结构(图略),分析发现:

1)过程1。气温整体呈现出起伏下降的趋势,在大雾持续期间,气温呈现缓慢波动下降的趋势,在减弱阶段后期以及消散阶段,气温下降明显。在形成、发展、成熟和减弱阶段前期,相对湿度与气温基本上呈现出相反的变化趋势,气温下降,相对湿度增大,气温上升,相对湿度减小,在减弱阶段后期以及消散阶段,两者呈现大致相似的变化趋势,气温下降,相对湿度减小。22日20时,在200 m以下的贴地层出现了弱逆温结构,整个近地层维持较高的相对湿度,相对湿度在83%以上,这主要与前期地面出现弱降水,地表湿度较大有关。23日08时,贴地层逆温结构进一步增强,逆温层顶高度达到250 m左右。综合环流形势、能见度以及气温和相对湿度的演变进行分析,此次过程属于辐射雾,大雾持续前期(形成、发展、成熟阶段),主要受地面长波辐射降温影响,气温下降,相对湿度增大,在减弱和消散阶段,气温下降,相对湿度减小,这主要与北方冷空气的入侵有关,随着干冷空气的入侵,气温下降,水汽含量减少,相对湿度减小。大雾形成前期地面出现的弱降水为大雾的形成提供了良好的水汽条件,夜间地面长波辐射降温及其在贴地层形成的逆温结构是大雾形成和维持的主要原因,夜间冷空气南下,干冷空气入侵,近地层相对湿度下降是大雾消散的主要机制。

2)过程2。在第一次“发展—减弱”过程形成、发展以及减弱阶段后期,气温与相对湿度具有较好的反相变化趋势,在成熟和减弱阶段前期,气温与相对湿度反相变化趋势不明显,气温升高,相对湿度持续增大或不变,表明大雾形成前期,水汽输送不显著,相对湿度的变化主要取决于气温变化,之后存在丰沛的水汽输送,相对湿度增大。在第二次“发展—减弱”过程期间以及第三次“发展—减弱”过程发展阶段,水汽输送减弱,相对湿度与气温变化具有较好的反相变化趋势。在第三次“发展—减弱”过程成熟和减弱阶段,水汽输送逐渐增强,在此

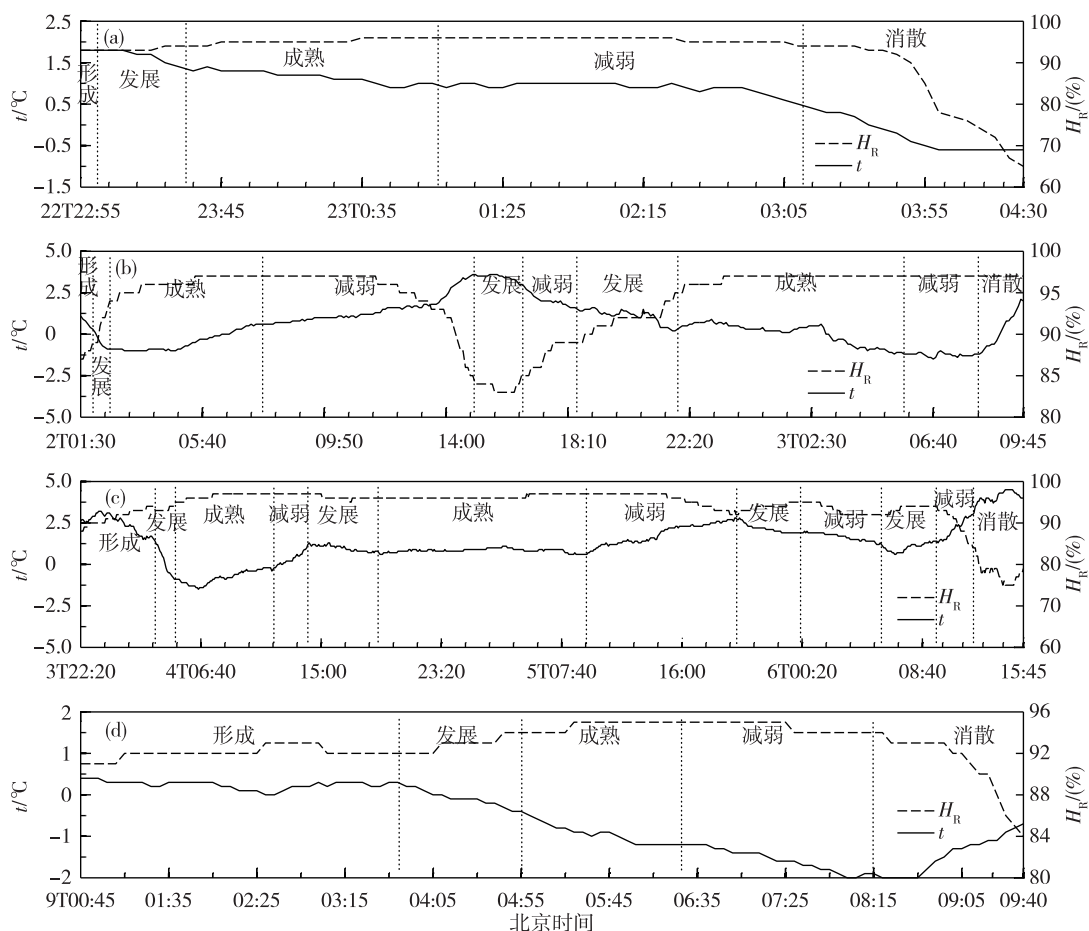


图2 地面气温(t ,单位: $^{\circ}\text{C}$)和相对湿度(H_R ,单位: $\%$)随时间的演变(a.过程1,b.过程2,c.过程3,d.过程4)

Fig.2 Temporal evolution of surface air temperature (t , units: $^{\circ}\text{C}$) and relative humidity (H_R , units: $\%$) (a. Case 1, b. Case 2, c. Case 3, d. Case 4)

期间相对湿度主要受水汽输送影响,气温呈现起伏“下降—升高”的趋势,相对湿度则呈现“增大—稳定”的变化特征。1日20时400 m以下贴地层存在较强的逆温结构,大气层结稳定,2日08时,日出后地面气温回升,400 m以下贴地层逆温结构消失,逆温层主要位于400~900 m之间,此时雾顶高度大约在600 m,20时,地面长波辐射增强,400 m以下贴地层逆温结构重新建立,大雾只在很浅的贴地层存在,之上相对湿度急剧减小。3日08时,贴地层逆温结构消失,逆温层主要位于400~800 m层,同时近地层相对湿度减小,在此期间贴地层逆温结构的变化与地面长波辐射降温以及冷空气的入侵有关,其上层的逆温结构则与中低空盛行的暖湿气流有关。综合分析,该过程为平流辐射雾,夜间地面长波辐射降温和低层弱冷空气南下导致的贴地层气温下降是大雾形成的起因,西南暖湿平流输送为大雾的形成提供了良好的水汽条件,日出后气温迅速回升是大雾暂时消散的主要原因。

3)过程3。在第一次“发展—减弱”过程形成和发展阶段,第二次“发展—减弱”过程减弱阶段后期,第三次“发展—减弱”过程发展阶段以及第四次“发展—减弱”过程减弱阶段,气温与相对湿度呈现大致相反的变化趋势,表明这期间水汽输送不明显,相对湿度的变化主要取决于气温的变化。其他时段气温与相对湿度反相关关系不显著,表明这期间有明显的水汽输送影响山东,同时水汽输送在第一次“发展—减弱”过程的成熟阶段到第二次“发展—减弱”过程的减弱阶段前期,第三次“发展—减弱”过程的减弱阶段到第四次“发展—减弱”过程的发展阶段经历了2次“增强—减弱”的变化过程。3日20时,济南近地层层结稳定,200 m以下贴地层形成了较强的逆温结构,逆温率达 $2.9\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,相对湿度达到90%左右。4日08时,地面气温下降,200 m以下逆温结构减弱,200~1000 m层逆温增强。400 m以上相对湿度迅速减小,雾顶高度大约为400 m。4日20时,350 m以下逆温层消

失,近地层逆温层顶高度下降到600 m左右,逆温强度减弱,雾顶高度仍在400 m左右。5日08时,近地层350~600 m层逆温强度继续减弱,雾顶高度仍为400 m。5日20时,相对湿度减小,近地层逆温结构消失,500 m以下贴地层开始形成弱逆温结构。6日08时,贴地层逆温结构消失,200~600 m逆温结构重新建立,雾顶高度发展到300 m左右,日出后随着地面气温升高,大雾减弱。综上分析,此次大雾属于平流辐射雾,在此期间平流和辐射作用同时或交替出现,夜间地面长波辐射降温是大雾形成的起因,中低层盛行的暖湿平流为大雾的形成提供了良好的水汽条件,白天气温升高,相对湿度下降是大雾暂时消散的主要原因,随后而来的降水和冷空气破坏了稳定层结,使大雾天气彻底结束。

4)过程4。在大雾形成、发展、成熟和减弱阶段前期,气温与相对湿度呈现大致相反的变化趋势,气温起伏下降,相对湿度起伏增大。在减弱阶段后期,由于干冷空气的入侵,气温和相对湿度均呈现下降趋势,在消散阶段,日出后气温回升,相对湿度急剧下降,雾消散。8日20时,从地面到200 m左右贴地层出现了逆温结构,由于前期地面出现降水,整个近地层(地面到1 000 m左右)为高湿层,相对湿度在86%以上,最大相对湿度为93%。9日08时,350 m以下贴地逆温层消失,此时大雾减弱为轻

雾。综合分析,该过程与过程1相似,都属于辐射雾,夜间地面长波辐射降温是此次大雾形成的起因,前期出现的弱降水为大雾的形成提供了良好的水汽条件,夜间干冷空气入侵,相对湿度下降是大雾减弱的主要因素,日出后贴地层气温回升,相对湿度迅速下降是雾消散的主要原因。

综上分析表明,4次大雾过程均形成于气温显著下降的夜间,2次为辐射雾,2次为平流辐射雾。对于辐射雾,前期出现的降水在近地层形成高湿层为大雾的形成提供了水汽条件,地面长波辐射降温是大雾形成的起因,干冷空气南下以及太阳短波辐射加热升温,相对湿度下降在大雾减弱或消散中起着重要作用;对于平流辐射雾,地面长波辐射以及弱冷空气入侵造成的气温下降是大雾形成和发展的主要因素,中低空盛行的暖湿平流为大雾的形成和维持提供了良好的水汽来源,白天太阳短波辐射加热升温,相对湿度下降是大雾暂时消散的主要因素,而稳定层结的破坏则是大雾彻底消散的机制。

2.4 爆发性增强的宏观特征

分析4次雾过程的类型及其在5次爆发性增强前后物理量的宏观特征(表1),可见,雾爆发性增强均出现在夜间到清晨前后,在20~30 min内,能见度迅速恶化,由大雾突变为浓雾或强浓雾。爆发性增强后宏观变化特征主要表现为:

表1 4次雾过程类型及在5次爆发性增强前后物理量的变化特征

Table 1 Type of the 4 winter fog events in Jinan and characteristics of physical quantities before and after the 5 burst reinforcement courses

过程编号	起止时间	雾类型	时间	能见度/ m	风向	极大风速/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	气温/ ℃	相对湿度/ (%)	水汽压/ hPa
1	2016年12月22—23日	辐射雾	爆发前(22:55)	954	NW	2.1	1.8	93	6.5
			爆发后(23:25)	216	NW	2.6	1.5	94	6.4
			爆发前(01:55)	934	WNW	2.3	0.3	89	5.6
2	2017年1月2—3日	平流辐射雾	爆发后(02:25)	60	NW	4.3	-0.9	93	5.3
			爆发前(21:15)	659	SW	3.3	0.8	92	6.0
			爆发后(21:45)	112	WNW	3.7	0.2	94	5.8
3	2017年1月3—6日	平流辐射雾	爆发前(04:05)	670	NW	0.8	0.4	93	5.8
			爆发后(04:35)	66	NE	1.8	-0.6	94	5.5
4	2017年1月9日	辐射雾	爆发前(04:40)	597	NW	2.7	-0.2	93	5.6
			爆发后(05:00)	129	NW	3.0	-0.5	94	5.5

1)极大风速均呈现增大的趋势。对于辐射雾,在2次爆发性增强期间,地面以西北风为主,风向变化不显著;对于平流辐射雾,在3次爆发性增强期间,地面风由爆发前期的西北偏西、西南或西北风

转为西北、西北偏西或东北风,风向呈现顺时针旋转的趋势。

2)气温下降,相对湿度增大,水汽压下降。4次过程5次爆发性增强后气温分别下降了0.3℃、

1.2 °C、0.6 °C、1.0 °C、0.3 °C,每小时降温幅度分别达到0.6 °C、2.4 °C、1.2 °C、2.0 °C、0.9 °C,同时相对湿度增大,增幅在1%~4%之间,每小时水汽压下降幅度分别为0.2 hPa、0.6 hPa、0.4 hPa、0.6 hPa、0.3 hPa。

综上并结合2.2节环流形势分析,在5次爆发性增强期间低层均有弱冷空气入侵,极大风速增大,气温下降,相对湿度增大。

3 不同发展阶段的微物理特征

分析2017年1月9日大雾(过程4)持续期间微物理量随时间的演变以及不同发展阶段的谱分

布(图3、4),发现:

1)形成阶段(00:45—03:45)。数浓度(NC)、液态含水量(LWC)等微物理量较小,平均数浓度为 3.30 cm^{-3} ,液态含水量为 $1.50 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,且起伏变化较小;核化和凝结增长过程已经启动但并不活跃,雾中主要存在数量较少的直径 $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小雾滴,平均数量为12.08个;碰并强度很弱,以未碰并和偶发碰并为主, $D \geq 30 \mu\text{m}$ 的特大滴很少,平均值仅为0.02个;平均谱宽为 $38 \mu\text{m}$ 。

2)发展阶段(03:45—04:55)。数浓度、液态含水量等微物理量开始增大,平均数浓度为 11.77 cm^{-3} ,液态含水量为 $1.31 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$;核化和凝结

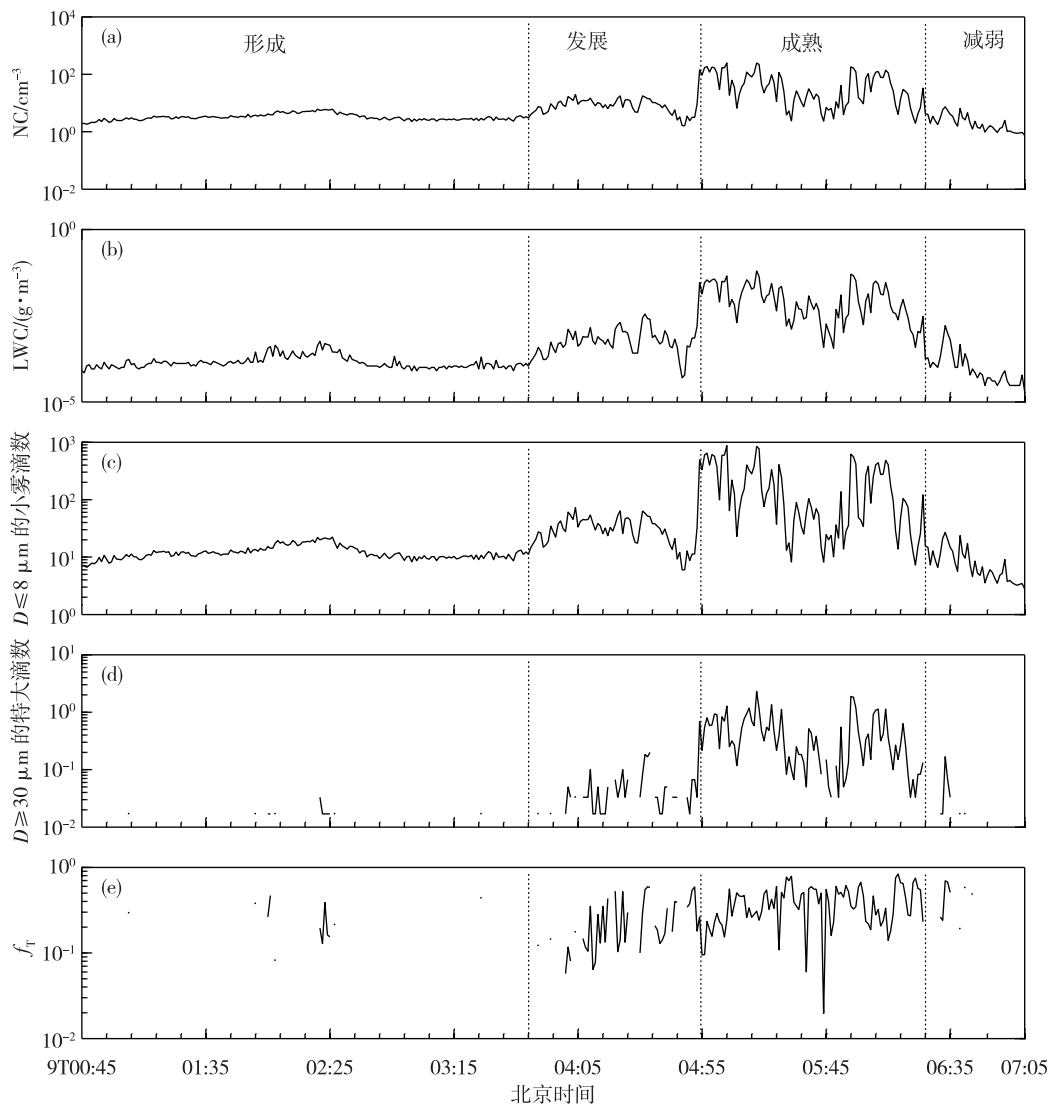


图3 过程4中微物理量的演变特征(a.数浓度,单位: cm^{-3} ;b.液态含水量,单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$;c.直径 $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小滴数,d.直径 $D \geq 30 \mu\text{m}$ 的特大滴数,e.自动转换阈值函数)

Fig.3 Temporal evolution of microphysical quantities in Case 4 (a. number concentration, units: cm^{-3} ; b. liquid water content, units: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$; c. the number of small droplets below $8 \mu\text{m}$ in diameter, d. the number of large droplets above $30 \mu\text{m}$ in diameter, e. autoconversion threshold function)

增长等微物理过程开始活跃, $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小雾滴数量明显增加, 平均值达到 42.42 个, 谱分布曲线明显上抬、右移, 大滴增多; 碰并过程逐渐启动, $D \geq 30 \mu\text{m}$ 的大雾滴平均数量达到 0.52 个; 平均谱宽达 $50 \mu\text{m}$ 以上。

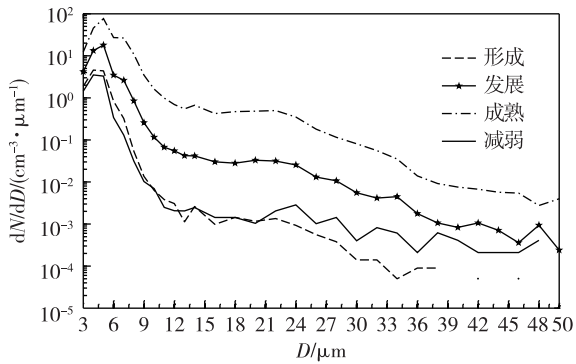


图 4 过程 4 在不同阶段的雾滴数密度 (dN/dD , 单位: $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$) 函数谱分布

Fig.4 Droplet number density (dN/dD , units: $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$) spectrum in different stages of Case 4

3) 成熟阶段 (04:55—06:25)。数浓度、液态含水量等微物理量急剧增大, 平均数浓度为 57.82 cm^{-3} , 液态含水量为 $1.32 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$; 核化和凝结增长异常活跃, $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小雾滴数达 199.49 个, 比发展阶段增大 5 倍; 谱分布曲线继续上抬, 大雾滴

明显增多; 碰并过程变得非常活跃, $D \geq 30 \mu\text{m}$ 的特大滴达 7.41 个; 平均谱宽为 $50 \mu\text{m}$ 以上。

4) 减弱阶段 (06:25—07:05)。数浓度、液态含水量等微物理量逐渐较小, 平均数浓度下降到 2.39 cm^{-3} , 液态含水量为 $1.80 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$; 核化、凝结迅速减弱, $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小雾滴下降到 8.77 个, 谱分布曲线明显下行、左移, $D \leq 10 \mu\text{m}$ 的小滴端曲线位于最下方; 碰并过程迅速减弱并消失, $D \geq 30 \mu\text{m}$ 的特大滴急剧减少; 平均谱宽为 $48 \mu\text{m}$ 。

4 爆发性增强的微物理特征及触发机制

4.1 爆发性增强前后微物理量的对比分析

对比分析 4 次过程爆发性增强前后数浓度等微物理量 (表 2), 可见, 在爆发性增强的 20~30 min 内, 各微物理量发生了显著的变化, 数浓度、液态含水量、中值体积直径、有效直径、 $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小滴数、 $D \geq 12 \mu\text{m}$ 的大滴数、 $D \geq 30 \mu\text{m}$ 的特大滴数以及谱宽等微物理量均出现明显的跃增, 数浓度、 $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小滴数等增大 1~2 个数量级, 液态含水量、 $D \geq 12 \mu\text{m}$ 的大滴数等增大 2~3 个数量级, 中值体积直径和有效直径增大 0.5~3 倍, 同时出现了 $D \geq 30 \mu\text{m}$ 的特大雾滴, 谱宽增大到 $36 \mu\text{m}$ 以上。

表 2 雾爆发性增强前后微物理量的对比

Table 2 Microphysical quantities before and after burst reinforcement of winter fog

日期	时间	数浓度/ cm^{-3}	液态含水量/ $(\text{g} \cdot \text{m}^{-3})$	中值体积 直径/ μm	有效直径/ μm	$D \leq 8 \mu\text{m}$ 小滴数	$D \geq 12 \mu\text{m}$ 大滴数	$D \geq 30 \mu\text{m}$ 特大滴数	谱宽/ μm
2016-12-22	爆发前 (22:55)	5.91	0.000 23	4.51	4.37	21.6	0.017	0.000	8
	爆发后 (23:25)	136.81	0.036 23	14.75	10.8	443.87	24.7	0.550	36
2017-01-02	爆发前 (01:55)	1.06	0.000 09	5.73	5.20	3.78	0.017	0.000	10
	爆发后 (02:25)	120.42	0.061 79	19.48	14.08	365.07	46.033	1.75	38
2017-01-04	爆发前 (04:05)	4.36	0.000 23	5.27	4.78	16.12	0.05	0.000	8
	爆发后 (04:35)	171.35	0.050 33	18.05	12.22	563.52	38.033	0.583	36
2017-01-09	爆发前 (04:40)	8.55	0.001 16	11.07	7.68	30.78	0.6	0.05	30
	爆发后 (05:00)	166.16	0.036 47	16.01	10.85	568.12	21.95	0.933	46

4.2 爆发性增强期间微物理量的演变

分析 4 次爆发性增强期间数浓度等微物理量以及雾滴谱逐分钟的演变 (图 5、6), 可见:

1) 在爆发性增强前期存在一个明显的酝酿阶段, 其间数浓度、液态含水量、中值体积直径等微物理量没有明显增大, 而是在一个相对稳定的区间进行起伏变化; 谱型主要以“单峰”结构为主; 碰并增

长过程很弱, 以未碰并或偶发碰并状态为主。酝酿阶段过后, 各微物理量均出现了明显的跃增, 其中数密度增大 1~2 个数量级, 液态含水量增大 2~3 个数量级, 中值体积直径增大 0.5~3 倍; 谱型突变为“多峰”结构, 碰并过程明显增强, 出现连续的碰并增长过程, 谱宽由 $10 \mu\text{m}$ 左右迅速拓宽至 $30 \mu\text{m}$ 以上。

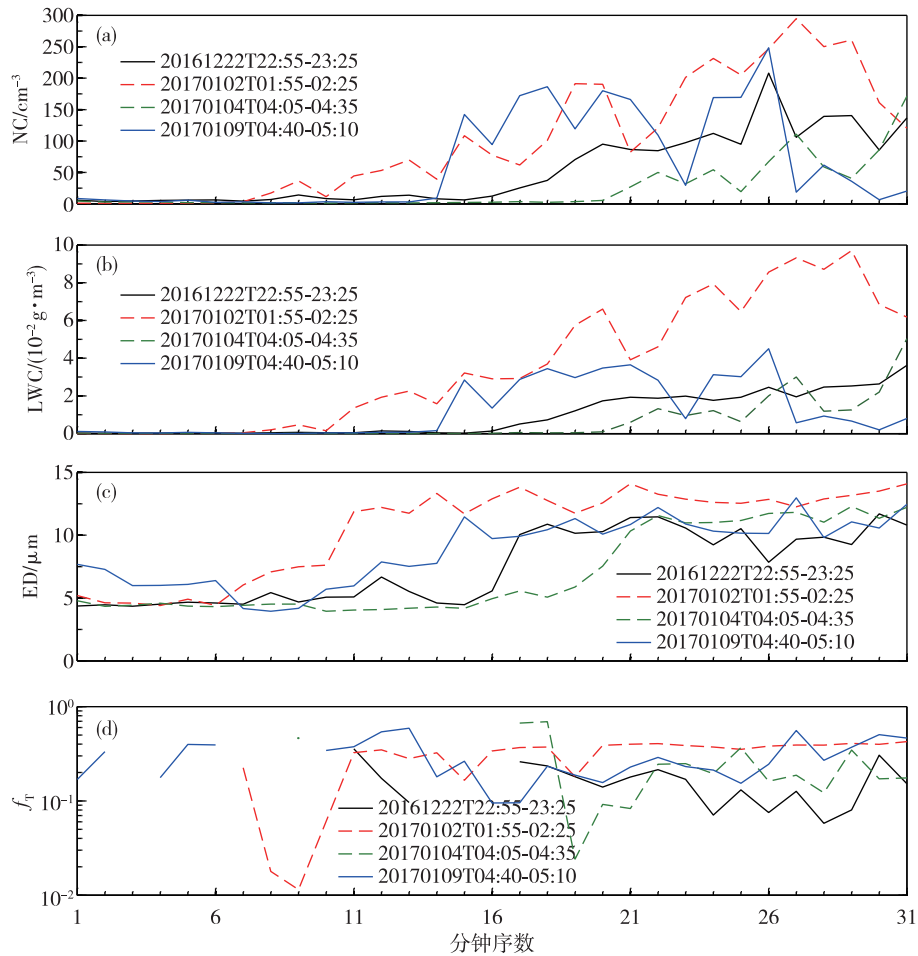


图5 4次爆发性增强期间微物理量随时间(逐分钟)的演变(a.数浓度,单位: cm^{-3} ;b.液态含水量,单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$;c.有效直径,单位: μm ;d.自动转换阈值函数)

Fig.5 Temporal evolution of microphysical quantities during the 4 burst reinforcement courses (a. number concentration, units: cm^{-3} ; b. liquid water content, units: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$; c. median volume diameter, units: μm ; d. autoconversion threshold function)

2) 酝酿阶段过后,雾滴谱曲线首先表现为“右移”,之后再出现“上抬”,即首先是谱宽出现明显的跃增,之后数浓度显著增大,在谱宽跃增前,其曲线右侧都有间断的大滴出现,个别大滴直径甚至达 $50 \mu\text{m}$ 。由4次爆发性增强期间雾滴谱逐分钟变化曲线分布(图略)来看,a)过程1,2016年12月22日23:09,谱宽为 $9 \mu\text{m}$ 、数浓度为 6.28 cm^{-3} ,曲线右侧有间断的大滴,最大直径达 $18 \mu\text{m}$,23:10谱宽首先跃增到 $26 \mu\text{m}$,而数浓度仅增大到 12.47 cm^{-3} ,23:11谱宽增大到 $32 \mu\text{m}$,数浓度增大到 25.34 cm^{-3} ;b)过程2,2017年1月2日02:01,谱宽在1 min内首先由 $9 \mu\text{m}$ 跃增到 $20 \mu\text{m}$,曲线右侧同样出现了间断的大滴,最大直径达 $34 \mu\text{m}$,数浓度则由 1.69 cm^{-3} 增大到 3.40 cm^{-3} ,02:02,谱宽继续增大到 $28 \mu\text{m}$,数浓度跃增至 17.24 cm^{-3} ;c)过程3,2017年

1月4日04:23谱宽为 $10 \mu\text{m}$,曲线右侧有丰富的间断大滴,最大的大滴直径为 $28 \mu\text{m}$,数浓度为 3.57 cm^{-3} ,04:24谱宽首先跃增到 $30 \mu\text{m}$,此时数浓度仅增加到 5.53 cm^{-3} ,04:25谱宽变为 $28 \mu\text{m}$,而数浓度却增大到 26.97 cm^{-3} ;d)过程4,2017年1月9日04:52谱宽为 $11 \mu\text{m}$,曲线右侧最大的间断大滴直径达 $40 \mu\text{m}$,此时数浓度为 3.16 cm^{-3} ,04:53谱宽跃增到 $32 \mu\text{m}$,数浓度为 9.18 cm^{-3} ,04:54谱宽又跃增至 $48 \mu\text{m}$,数浓度跃增到 142.27 cm^{-3} 。

雾爆发性增强的本质是雾滴谱爆发性拓宽,数密度和含水量骤然增大^[16]。济南冬季雾在爆发性增强期间,雾滴谱谱宽由 $10 \mu\text{m}$ 左右拓宽到 $30 \sim 50 \mu\text{m}$,数密度、 $D \leq 8 \mu\text{m}$ 的小滴数等增大1~2个数量级,液态含水量、 $D \geq 12 \mu\text{m}$ 的大滴数等增大2~3个数量级,中值体积直径和有效直径增大0.5~3倍。

除此之外,还表现出如下显著的变化特征:酝酿阶段过后,谱宽首先出现明显的跃增,之后数浓度等微物理量再显著增大,谱型由“单峰”结构突变为“多峰”结构,这主要与酝酿阶段后首次启动了连续

较强的碰并增长过程有关。因此,当变化相对平稳的数浓度、液态含水量、中值体积直径等微物理量突然出现跃增,同时滴谱拓宽,谱型突变为“多峰”结构时,往往预示着雾将会出现爆发性增强。

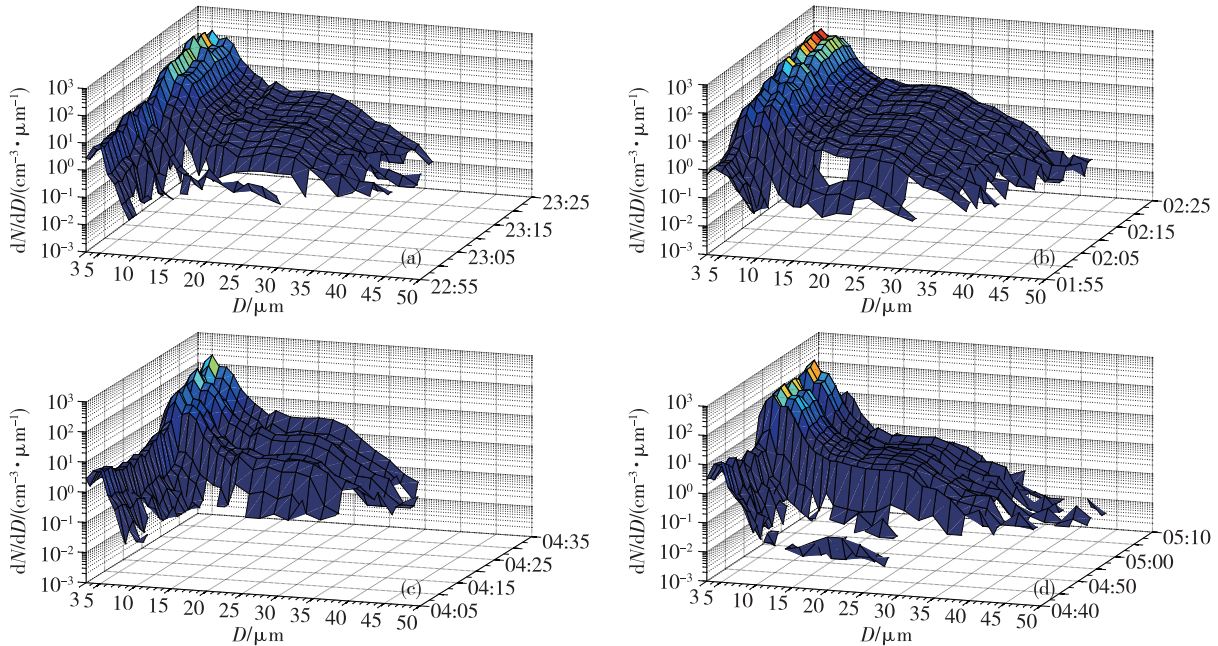


图6 爆发性增强期间雾滴数密度 (dN/dD , 单位: $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$) 函数谱逐分钟演变特征 (a. 2016年12月22日22:55—23:25, b. 2017年1月2日01:55—02:25, c. 2017年1月4日04:05—04:25, d. 2017年1月9日04:40—05:10)

Fig.6 Minutely evolution of droplet number density (dN/dD , units: $\text{cm}^{-3} \cdot \mu\text{m}^{-1}$) spectrum during burst reinforcement course (a. from 22:55 to 23:25 on 22 December 2016, b. from 01:55 to 02:25 on 2 January 2017, c. from 04:05 to 04:25 on 4 January 2017, d. from 04:40 to 05:10 on 9 January 2017)

4.3 济南冬季雾爆发性增强触发机制的探讨

李子华等^[16]通过对雾滴谱微物理结构特征分析发现,雾滴谱爆发性拓宽是在降温速率加大(即过饱和度加大)条件下出现的,浓雾阶段地面的弱冷平流及日出后湿地表水分蒸发都易引起雾滴谱爆发性拓宽。濮梅娟等^[21]通过对南京冬季浓雾分析发现,夜晚长波辐射增强或近地层出现冷平流造成的气温急剧下降,日出后地表水分蒸发或西南暖湿平流增强造成的湿度明显增大以及湍流混合作用,都能导致雾体爆发性增强。吴彬贵等^[22]发现,副冷锋南下逼近天津境内时,渗透进低层的锋前弱冷空气是天津大雾爆发性发展的直接原因。刘晓舟^[23]研究发现,不同类型的雾均出现过爆发性增强现象,它们爆发性发展的原因也有所不同:辐射雾是由日出后土壤水分蒸发增强、温度下降和湍流强度增加三者共同作用导致的;而平流辐射雾则是由于偏北气流影响,降温率增大导致。焦圣明等^[24]在研究大范围持续性浓雾天气爆发性增强时,提出弱冷空气入侵是雾体爆发性增强的促发因子。严文

莲等^[25]等通过对江苏一次大范围爆发性强浓雾过程研究发现,夜间天空打开,长波辐射降温作用加强,是大范围强浓雾形成和爆发性发展的一个重要原因;同时雾前降雨为强浓雾的形成创造了基础条件,也是日出后部分站点由于水汽蒸发增强而导致雾爆发性增强的直接原因。刘霖蔚等^[15]通过对南京一次冬季浓雾过程分析发现,两次地面雾爆发性增强均发生在夜间,爆发性增强的原因是地表气温陡降,贴地层逆温增强及可充当雾滴凝结核的气溶胶大粒子数增多。朱承瑛等^[26]通过对江苏4次全省性的以辐射降温为主的强浓雾和特强浓雾过程进行分析发现,夜间辐射降温突然增强,底层弱冷空气入侵,日出后蒸发量加大及湖陆风效应是雾爆发性增长的触发因子。梁绵等^[27]通过对雨后两次强浓雾爆发性增强原因进行分析发现,雾的爆发性增强,主要和降温与增湿有关。晴空夜间地表向上长波辐射增强引起的强降温,日出后地面的强蒸发作用使得近地表水汽增多,都可直接引起雾的爆发性变浓。可见,降温和增湿是雾形成、发展的重要

条件和物理过程。

本文研究结果表明,济南冬季雾在爆发性增强之后,均有低层冷空气入侵,出现了降温、增湿和水汽压下降的现象。通过对5次爆发性增强期间气温、相对湿度和水汽压随时间的演变(图略)分析发现,气温均呈现逐渐下降的趋势,相对湿度则呈现逐渐增大的趋势,除过程2在第二次爆发性增强期间水汽压呈现下降—略增大—再下降的趋势外,其他4次水汽压均呈现逐渐下降的趋势。结合2.3节水汽输送变化特征进行分析发现,过程2在第二次爆发性增强期间存在较弱的水汽输送,水汽压出现的短时小幅增大主要与较弱的水汽输送有关,而其他4次爆发性增强期间水汽输送并不明显,水汽压均呈现减小的趋势。分析表明,在济南冬季雾爆发性增强期间,由于弱冷空气入侵,气温下降,相对湿度增大,核化、凝结增长等微物理过程异常活跃,大量的凝结核核化为小雾滴,雾滴增多,数浓度增大,同时雾滴在凝结增长过程中消耗大气中的一部分水汽,水汽压下降,当雾滴凝结增长到临界碰并大小时,开始启动连续较强的碰并增长过程,雾滴快速增长,谱宽首先出现明显的跃增,之后数浓度等微物理量显著增大,谱型由“单峰”结构突变为“多峰”结构,雾体爆发性增强。因此,气温下降是济南冬季雾爆发性增强的直接原因,弱水汽输送产生的增湿作用对爆发性增强具有一定的促进意义。

5 结论与讨论

利用雾滴谱仪观测的微物理资料、无影山站加密观测资料以及济南章丘探空站观测资料等多源数据,对4次雾过程的类型、生消机理及其在5次爆发性增强期间的宏、微观物理特征进行分析,得出如下主要结论:

1)对于辐射雾,前期地面降水在近地层形成高湿层为大雾的形成提供了水汽条件,夜间地面长波辐射降温及其在贴地层形成的逆温结构是大雾形成和维持的主要因素,干冷空气入侵或日出后太阳短波辐射加热升温、近地层相对湿度下降是雾消散的主要机制;对于平流辐射雾,夜间地面长波辐射降温和弱冷空气南下造成的气温下降是大雾形成的主要原因,中低层盛行的暖湿平流为大雾的形成和维持提供了良好的水汽条件,日出后太阳短波辐射加热升温、雾滴蒸发是大雾减弱或暂时消散的主要原因,稳定层结的破坏是大雾彻底消散的重要机制。

2)形成阶段,各微物理量较小,且起伏变化不大,核化和凝结增长过程已经启动但并不活跃,雾中主要以小雾滴为主,碰并强度很弱,以未碰并和偶发碰并为主;发展阶段,各微物理量开始增大,核化和凝结增长等微物理过程开始活跃,小雾滴明显增多,碰并过程开始启动,大滴增多;成熟阶段,核化、凝结和碰并增长非常活跃,各微物理量急剧增大并达到极大值;减弱阶段,核化、凝结过程减弱,碰并过程减弱并消失,各微物理量减小,能见度增大。

3)济南冬季雾在爆发性增强后,宏、微观特征均出现显著变化,宏观变化特征主要表现为,极大风速增大,气温下降,相对湿度增大,水汽压下降;微观变化特征主要表现为,数浓度、液态含水量等微物理量出现跃增,数浓度增大1~2个数量级,液态含水量增大2~3个数量级,谱宽由10 μm 左右迅速拓宽到30~50 μm ,谱型由“单峰”结构突变为“多峰”结构。

4)爆发性增强前期存在一个明显的酝酿阶段,其间数浓度、液态含水量等微物理量没有明显增大,而是在一个相对稳定的区间范围起伏变化,谱型主要以“单峰”结构为主;酝酿阶段过后,开始启动连续、较强的碰并增长过程,谱宽首先出现明显跃增,之后数浓度等微物理量显著增大,谱型由“单峰”结构突变为“多峰”结构,雾体爆发性增强。

5)爆发性增强期间,相对湿度增大主要与弱冷空气入侵造成的气温下降有关,水汽压下降则与异常活跃的凝结增长有关,气温下降是济南冬季雾爆发性增强的直接原因,弱水汽输送产生的增湿作用对爆发性增强具有一定的促进意义。

参考文献:

- [1] 李子华,杨军,石春娥,等.地区性浓雾物理[M].北京:气象出版社,2008.
- [2] 刘端阳,濮梅娟,杨军,等.2006年12月南京连续4天浓雾的微物理结构及演变特征[J].气象学报,2009,67(1):147-157.
- [3] PAGOWSKI M, GULTEPE I, KING P. Analysis and modeling of an extremely dense fog event in southern Ontario[J]. J Appl Meteor,2004,43(1):3-16.
- [4] MEYER M B, JIUSTO J E, LALA G G. Measurements of visual range and radiation-fog (haze) microphysics[J]. J Atmos Sci,1980,37(3):622-629.
- [5] BOTT A, SIEVERS U, ZDUNKOWSKI W. A radiation fog model with a detailed treatment of the interaction

- between radiative transfer and fog microphysics [J]. *J Atmos Sci*, 1990, 47(18): 2153-2166.
- [6] GULTEPE I, TARDIF R, MICHAELIDES S C, et al. Fog research: A review of past achievements and future perspectives [J]. *Pure Appl Geophys*, 2007, 164(6/7): 1121-1159.
- [7] 杨中秋, 许绍祖, 耿骝. 舟山地区春季海雾的形成和微物理结构[J]. *海洋学报*, 1989, 11(4): 431-438.
- [8] 李子华, 吴君. 重庆市区冬季雾滴谱特征[J]. *南京气象学院学报*, 1995, 18(1): 46-51.
- [9] 黄玉生, 许文荣, 李子华, 等. 西双版纳地区冬季辐射雾的初步研究[J]. *气象学报*, 1992, 50(1): 112-117.
- [10] 黄建平, 梅清银, 靳永才, 等. 沪宁地区辐射雾的微物理结构及其演变[J]. *气象*, 1998, 24(5): 3-8.
- [11] 严文莲, 刘端阳, 濮梅娟, 等. 南京地区雨雾的形成及其结构特征[J]. *气象*, 2010, 36(10): 29-36.
- [12] BERGOT T, GUEDALIA D. Numerical forecasting of radiation fog. Part I: Numerical model and sensitivity tests [J]. *Mon Wea Rev*, 1994, 122(6): 1218-1229.
- [13] 李子华, 黄建平, 孙博阳, 等. 辐射雾发展的爆发性特征[J]. *大气科学*, 1999, 23(5): 623-631.
- [14] 陆春松, 牛生杰, 杨军, 等. 南京冬季一次雾过程宏微观结构的突变特征及成因分析[J]. *大气科学*, 2010, 34(4): 681-690.
- [15] 刘霖蔚, 牛生杰, 刘端阳, 等. 南京冬季浓雾的演变特征及爆发性增强研究[J]. *大气科学学报*, 2012, 35(1): 103-112.
- [16] 李子华, 刘端阳, 杨军. 辐射雾雾滴谱拓宽的微物理过程和宏观条件[J]. *大气科学*, 2011, 35(1): 41-54.
- [17] 黄辉军, 黄健, 毛伟康, 等. 茂名地区海雾含水量的演变特征及其与大气水平能见度的关系[J]. *海洋学报*, 2010, 32(2): 40-53.
- [18] 吴兑, 邓雪娇, 毛节泰, 等. 南岭大瑶山高速公路浓雾的宏微观结构与能见度研究[J]. *气象学报*, 2007, 65(3): 406-415.
- [19] 王庆, 李季, 樊明月, 等. 济南一次平流辐射雾的微物理结构及演变特征[J]. *气象*, 2019, 45(9): 1299-1309.
- [20] 王庆, 樊明月, 王健捷. 济南冬季雾微物理结构特征[J]. *海洋气象学报*, 2019, 39(3): 84-95.
- [21] 濮梅娟, 严文莲, 商兆堂, 等. 南京冬季雾爆发性增强的物理特征研究[J]. *高原气象*, 2008, 27(5): 1111-1118.
- [22] 吴彬贵, 马翠平, 蔡子颖, 等. 辐射雾局地爆发性增强原因探讨[J]. *高原气象*, 2014, 33(5): 1393-1402.
- [23] 刘晓舟. 南京冬季雾特征及湍流对雾过程的影响[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2013.
- [24] 焦圣明, 朱承瑛, 朱毓颖, 等. 江苏地区一次罕见持续性强浓雾过程的成因分析[J]. *气象学报*, 2016, 74(2): 200-212.
- [25] 严文莲, 朱承瑛, 朱毓颖, 等. 江苏一次大范围的爆发性强浓雾过程研究[J]. *气象*, 2018, 44(7): 892-901.
- [26] 朱承瑛, 朱毓颖, 祖繁, 等. 江苏省秋冬季强浓雾发展的一些特征[J]. *气象*, 2018, 44(9): 1208-1219.
- [27] 梁绵, 杨军, 王巍巍, 等. 雨后两次强浓雾的爆发性增强过程[J]. *气象科学*, 2019, 39(2): 153-163.