

方春刚, 郭学良. 华北一次浓雾过程爆发性增强的微物理特征. 应用气象学报, 2019, 30(6): 700-709.

DOI: 10.11898/1001-7313.20190606

华北一次浓雾过程爆发性增强的微物理特征

方春刚¹⁾²⁾ 郭学良^{1)2)*}

¹⁾(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

²⁾(中国气象局云雾物理环境重点开放实验室, 北京 100081)

摘 要

基于华北雾-霾综合观测试验资料, 分析了 2011 年 12 月 4 日河北涿州一次浓雾过程爆发性增强的微物理特征及形成机理。结果表明: 此次浓雾过程除具有均压场、地面辐射降温、逆温层、静稳天气等特征外, 还具有雾微物理过程出现爆发性增强的特征, 10 min 内, 小雾滴浓度显著增加, 含水量增大了 3 个量级, 雾滴谱由 15 μm 拓宽到 35 μm , 能见度由 500 m 骤降至 70 m。夜间地面长波辐射冷却效应导致近地层雾的形成, 而近地层雾的形成反过来快速地增强了地面长波辐射冷却效应, 促使大量小雾滴的形成和碰并过程的产生, 这是一种正反馈效应; 大量雾滴形成释放的潜热, 促使雾体抬升和向下长波辐射增强, 又使地面长波辐射冷却效应减弱, 产生负反馈效应。相对于南京辐射雾过程, 此次涿州浓雾的小雾滴粒子数浓度高, 液态水含量明显偏小, 这与华北高浓度气溶胶和弱水汽输送有关。

关键词: 华北浓雾; 微物理特征; 爆发性增强

引 言

近年来, 华北地区低能见度事件频发^[1-3]。潘玮等^[4]研究表明: 华北、江淮、华南等经济发达地区霾日数明显多于其他区域, 同时霾日数呈明显增加趋势, 造成低能见度事件不断出现。这一方面是由于城市发展, 工业排放等造成大气污染物的增加, 在天气条件适合情况下, 大气污染物作为凝结核在低空堆积对触发凝雾起重要作用^[5]; 另一方面, 雾、霾过程中二次生成气溶胶使雾霾不易消散^[6-7]。姜江等^[8]发现相对湿度增加至 80%, 能见度的恶化程度远高于干霾时间, 且 $\text{PM}_{2.5}$ 浓度需比干霾事件时下降得更低才能有效改善能见度。浓雾严重影响交通安全, 但有关浓雾形成机理不完全清楚, 预报难度大, 研究浓雾的气象因素具有重大经济和社会意义。

雾滴谱分布和雾滴增长过程是雾微物理过程的重要特征, 雾滴谱一般呈指数分布^[9-13], 然而, 由于

水汽凝结和液滴凝结导致液滴强烈生长, 也会出现双峰尺度分布^[14-15]。过饱和环境、辐射冷却和湍流混合被认为是水滴生长的主要因素^[16-18]。然而, Choulaton 等^[19]研究表明, 较大的水滴不是由辐射冷却产生, 而是由大的过饱和波动或对流运动产生。Spencer 等^[20]提出, 对液滴生长过程的主要影响是由于新液滴的成核导致对水汽的竞争加剧。近年来数值模拟显示, 气溶胶和液滴浓度之间有显著正相关关系^[21-23]。然而, Bott^[24]的数值研究表明, 气溶胶粒子的增加将导致过饱和度的降低, 这反过来又降低活化液滴数。吴兑等^[25]、邓雪娇等^[26]对南岭地区山地浓雾微物理过程进行观测, 研究发现南岭山地浓雾的浓度较低, 具有较多海洋性特征。李子华等^[10]对重庆市市区冬季雾滴谱特征的研究发现从市郊向市中心雾滴数密度愈来愈大, 雾滴尺度和含水量愈来愈小。雾滴增长过程以及雾滴与气溶胶的相互作用过程还需更多个例的研究。

我国学者首先在江苏南京地区的雾观测试验研

2019-07-15 收到, 2019-11-01 收到再改稿。

资助项目: 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200806001)

* 通信作者, 邮箱: guoxl@mail.iap.ac.cn

究中,发现雾具有爆发性增强的特征^[27-28],在短时间内能见度从几百米突然下降到50 m以内,雾滴谱拓宽初期,以核化凝结过程为主,后期以凝结、碰并过程为主,其中湍流对动量、热量和水汽垂直输送起重要作用,也是雾滴碰并增长过程不可缺少的条件。焦圣明等^[29]研究发现,地面辐射冷却、低空下沉气流、深厚的逆温层以及东南暖湿气流是雾形成的重要原因,弱冷空气入侵是雾体爆发增强的促发因子。朱承瑛等^[30]、严文莲等^[31]还发现雾的爆发性增强触发原因还包括夜间辐射降温突然增强、降水或日出后蒸发量加大等。何立富等^[32]分析了华北一次罕见的持续性大雾天气过程,表明地面冷高压的稳定维持为持续性大雾提供了良好的条件,辐射降温是大雾的触发和加强机制。梁爱民等^[33]分析北京一次平流雾过程,表明冷空气入侵,大气层结相对稳定是大雾形成的有利条件,东南气流的水汽输送为夜间雾的形成提供了良好的基础条件。郭丽君等^[34]对华北地区持续性大雾天气的研究中也发现到雾的爆发性增强过程。造成雾出现爆发性增强的原因主要是温度急剧下降、湿度增大以及湍流混合过程增强,但出现这些现象的原因仍然不完全清楚。另外,有关华北地区雾爆发性增强现象相关的研究报道很少。相对而言,华北地区水汽较南方少,雾的强度及其形成的大气环境与南方也存在明显差异。由于雾的爆发性增强过程危害大,发生时间短、局地性强,对预报造成极大困难,因此,进一步研究雾的爆发性增强有利于提高对雾形成过程的认识。

为了深入了解雾的形成、发展、维持和消散机制,2010—2011年冬季,中国气象科学研究院在河北涿州气象局设立观测点(39.48°N,115.97°E)进行了近地层加密观测和气溶胶观测的雾-霾综合观

测试研究,获得多次雾-霾过程资料。本文研究2011年12月4日的浓雾过程的微物理特征,探讨雾爆发性增强的微物理特征和产生原因。

1 观测试验及数据

河北涿州观测点(图1)包括常规气象要素观测、气溶胶和雾的特种观测资料以及边界层垂直加密观测。其中,常规气象要素观测采用芬兰维萨拉公司生产的六要素自动气象站、能见度仪和辐射仪,探测要素为地面温度、相对湿度、风速、风向、能见度、地面长波辐射和净辐射;特种观测包括气溶胶和雾滴谱观测,使用扫描电迁移率粒径谱仪探测大气气溶胶粒子谱及数浓度,使用FM-100型雾滴谱仪探测雾滴粒子谱及数浓度;边界层垂直加密观测采用系留气球低空探测系统探测的大气边界层气压、温度、相对湿度、风速、风向等参数(表1),在雾形成后每小时进行1次垂直加密探测。



图1 河北涿州观测点位置

Fig. 1 The location of observation site of Zhuozhou in Hebei

表1 涿州观测点观测仪器一览表

Table 1 Instruments used in the observation site of Zhuozhou

观测仪器	型号	探测要素范围	观测频率
自动气象站	ZQZ-C型	气温: -50~50°C, 风向: 0~360°, 风速: 0~60 m/s, 雨强: 0~4 mm/min, 相对湿度: 0~100%, 气压: 400~1100 hPa	1 min
能见度仪	PWD20	10~2000 m	1 min
扫描电迁移率粒径谱仪	SMPS 3936	0.01~1 μm	3 min
雾滴谱仪	FM-100	2~50 μm	1 s
系留探空	XMS-2	温度: -50~50°C, 湿度: 0~100%, 风速: 0~60 m/s, 风向: 0~360°	2 s
辐射表	CNR1		1 min

2 天气背景与雾形成过程

2011年12月4日北京、河北中南部、天津和山东西部和北部等地区出现一次浓雾过程,这次过程影响范围广,造成机场和高速关闭。浓雾发生时,华北地区处于均压场控制,大气层稳定,地面风速小,存在弱的水汽辐合,有利于贴地逆温层和雾的形成。在此次浓雾过程发生前的12月2日涿州地区,出现弱降雪过程,降水量为0.1 mm,地面湿度较大,有利于雾的产生。

图2是本次浓雾过程发生前后系留气球观测的边界层内气温和相对湿度变化情况,是一次完整雾过程的边界层垂直廓线探测。可以看到,整个浓雾

过程伴随着强逆温(气温随高度增加 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$)和高相对湿度(相对湿度大于90%),而且逆温层顶高度随着时间呈向上抬升的趋势,同时逆温层厚度也增大,12月3日20:00(北京时,下同)开始,近地面出现逆温层,雾形成时(12月4日02:00)逆温层顶高约170 m,浓雾出现(04:50)时,逆温顶升高至280 m。说明雾发展过程中湍流混合过程显著增强,使水汽充分混合,等相对湿度区的高度也向上抬升。雾发展过程中,雾体温度的变化明显,雾发生后,不仅地面明显降温,从开始的 -1.5°C 左右降到浓雾发生时的 -5°C ,而且整个雾体温度也下降至约 -5°C 。逆温层的抬升同时伴随相对湿度高值区的抬升,说明雾垂直高度的升高,雾体厚度增大。

图3给出了本次雾过程的雾滴平均直径、最大

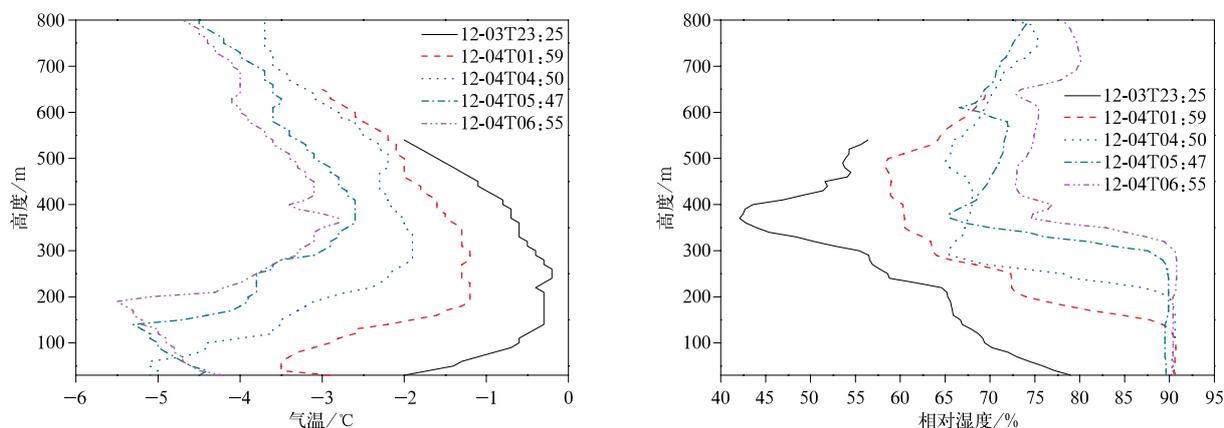


图2 2011年12月3—4日涿州观测点浓雾形成前后系留气球探测的边界层气象要素垂直分布

Fig. 2 Boundary meteorological profiles observed by tethered balloon before and after the fog formation at the observation site of Zhuozhou on 3-4 Dec 2011

直径、雾滴数浓度、液态水含量、地面净辐射、气温、相对湿度、风速、风向和能见度的时间变化。此次雾过程可划分为3个阶段。02:15—04:55为第1阶段,为雾形成阶段,主要表现为雾滴浓度小,雾滴谱仪观测到的雾滴非常少($0\sim 20\text{ cm}^{-3}$),液态含水量很小,雾滴平均直径接近于 $2.5\sim 5.6\ \mu\text{m}$,最大直径为 $15\sim 30\ \mu\text{m}$ 。该阶段地面向外长波辐射约为 $25\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,表示地面向外发射长波辐射,从而使地面气温从 -2°C 缓慢降到 -3.5°C ,降温使近地面相对湿度增加到90%。由于雾滴形成,能见度从1000 m下降到400 m左右。地面风速以弱西风为主,风速低于 $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。04:55—09:00为第2阶段,主要表现为从04:55开始,雾微物理量出现爆发

性增强现象,雾含水量、数浓度、雾滴尺度等所有雾微物理量均急剧增大,雾滴浓度在 $100\sim 700\text{ cm}^{-3}$ 之间变化,含水量最大时达到 $0.27\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,最大雾滴尺度达到 $50\ \mu\text{m}$,能见度骤降至70 m以下。该阶段地面向外长波辐射为 $56\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,达到最大,地面气温下降至 -4°C 。这个阶段地面风速略有增加,但不明显。第3阶段为雾消散阶段,09:00以后,气温逐渐上升,雾滴数浓度逐渐减少,雾过程进入减弱消散阶段,最明显的标志是地面净辐射由负转正,说明地面净辐射由向外辐射转为吸收辐射,这是由于地面接收的太阳短波辐射增加,地面温度开始升高,从而导致雾体向上抬升消散。

由以上浓雾产生的天气背景、大气边界层结构、

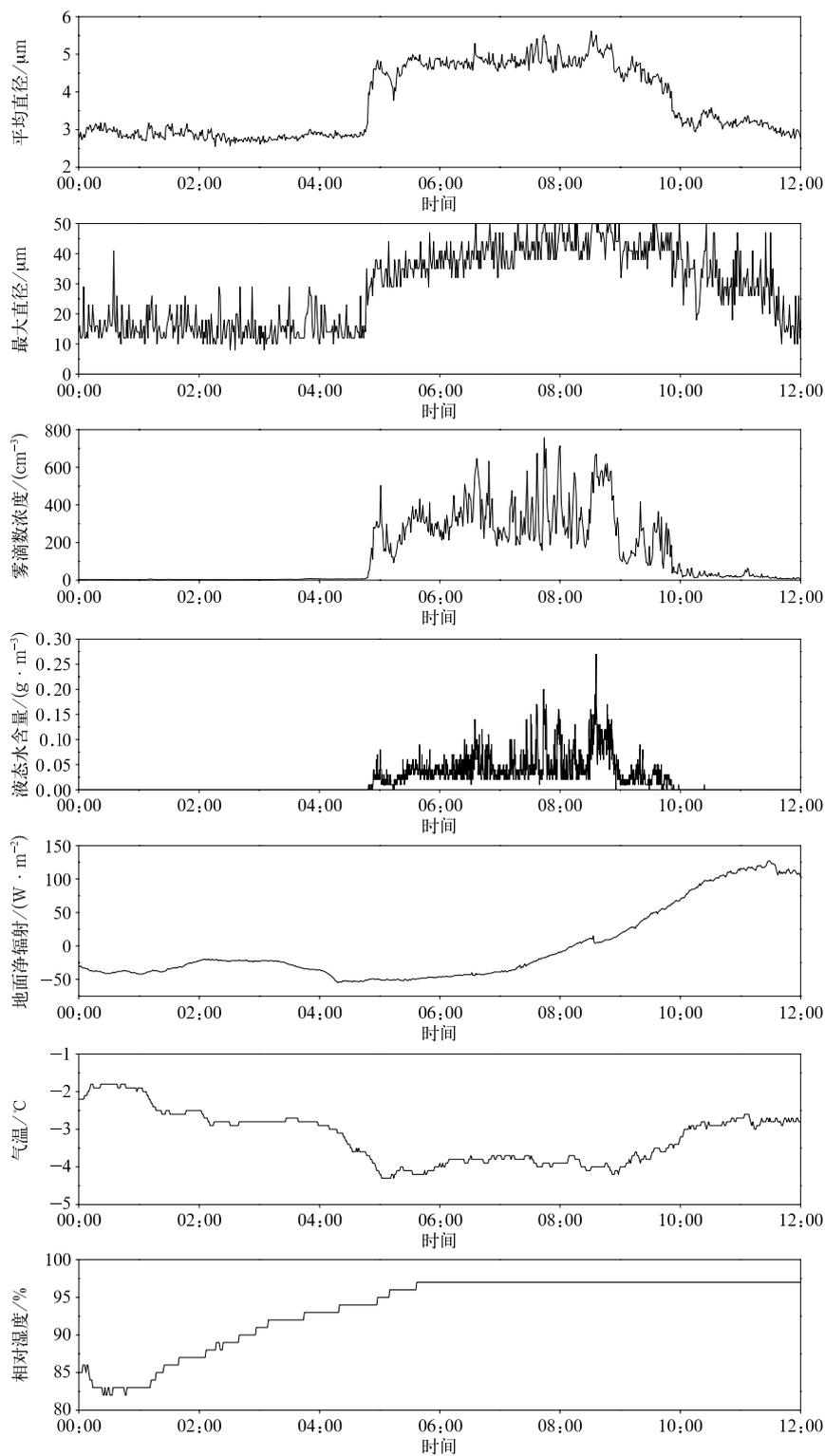
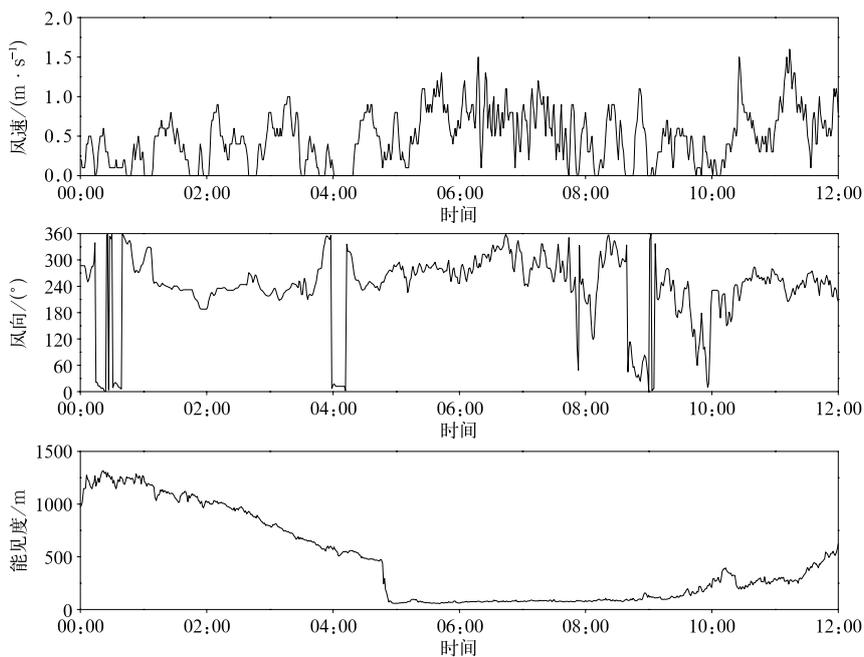


图 3 2011 年 12 月 4 日涿州观测点雾平均直径、最大直径、雾滴数浓度、液态水含量、地面净辐射(正值表示吸收,负值表示向外辐射)、气温、相对湿度、风速、风向、能见度的时间变化

Fig. 3 Temporal variation of the equivalent diameter, maximum diameter, number concentration, liquid water content, ground net radiation (the positive denotes absorption, the negative denotes emission), temperature, relative humidity, wind speed, wind direction, visibility at the observation site of Zhuozhou on 4 Dec 2011



续图 3

近地面温湿度、地面净辐射及雾滴微物理参量和能见度特征的变化看,此次浓雾过程为典型的辐射雾过程。雾的形成、发展和消亡经历了3个阶段。最显著的特征是雾发展阶段出现的雾微物理量的爆发性增强现象,从而导致能见度出现急剧下降。

3 雾爆发性增强及其成因

雾爆发性增强宏观上表现为由大雾突然转为浓雾,能见度从几百米突然下降到50 m以内。本研究中雾过程从2011年12月4日04:45开始进入爆发性增强阶段,10 min内,雾滴数密度由 5 cm^{-3} 增至 300 cm^{-3} ,增加了近60倍;含水量由 $8.8 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 增加到 $0.119 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,增大了3个数量级,最大直径由 $15 \mu\text{m}$ 拓宽到 $35 \mu\text{m}$,从而能见度由500 m骤降为70 m。这种很短时间内,雾滴数密度急剧增加,含水量明显增大,雾滴谱明显拓宽,使能见度快速减小的现象,是本次雾爆发性增强的主要特征。

为进一步探讨此次雾爆发性增强的原因,图4给出了雾滴谱的变化情况。雾滴谱从12月4日04:44开始拓宽,出现直径为 $14 \mu\text{m}$ 的粒子,04:48直径 $10 \mu\text{m}$ 以上的雾滴数浓度达到 $1 \mu\text{m}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$,雾滴谱尾端 $20 \mu\text{m}$ 的粒子出现。04:51雾滴

谱出现显著变化,小雾滴粒子端明显增多,而且出现直径大于 $25 \mu\text{m}$ 的大粒子,这很有利于重力碰并增长过程,一方面雾滴直径出现了重力碰并的临界值(直径大于 $28 \mu\text{m}$),另一方面,大量小雾滴的出现,有利于碰并收集过程。不到2 min,04:53已经出现直径大于 $30 \mu\text{m}$ 的雾滴粒子,雾滴碰并效率明显增强,滴谱拓宽迅速,最大雾滴直径达 $35 \mu\text{m}$,此时雾滴数浓度、雾滴尺度和含水量均达到峰值,能见度降到70 m以内。说明雾微物理过程的爆发性增强主要由小雾滴数浓度的爆发性增加及重力碰并过程启动造成的。

一般来说,在一定水汽输送条件下,雾滴浓度的快速增加主要是大气急剧降温造成的。由图5显示的地面气温和地面净辐射随时间变化可以看到,03:00开始地面气温明显下降,这与地面净辐射的增强有很好的对应关系,由于夜间只存在长波辐射过程,03:00后,地面向外长波辐射从 $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 快速增强到 $56 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,导致地面快速降温。随后雾滴大量产生后,雾体产生的向下长波辐射,抵消了部分长波辐射冷却过程,温度略回升。

由此可见,雾出现爆发性增强的原因很复杂。在雾爆发性增强的较短时间段内,水汽的输送变化可以忽略,夜间地面长波辐射冷却过程是生成雾的

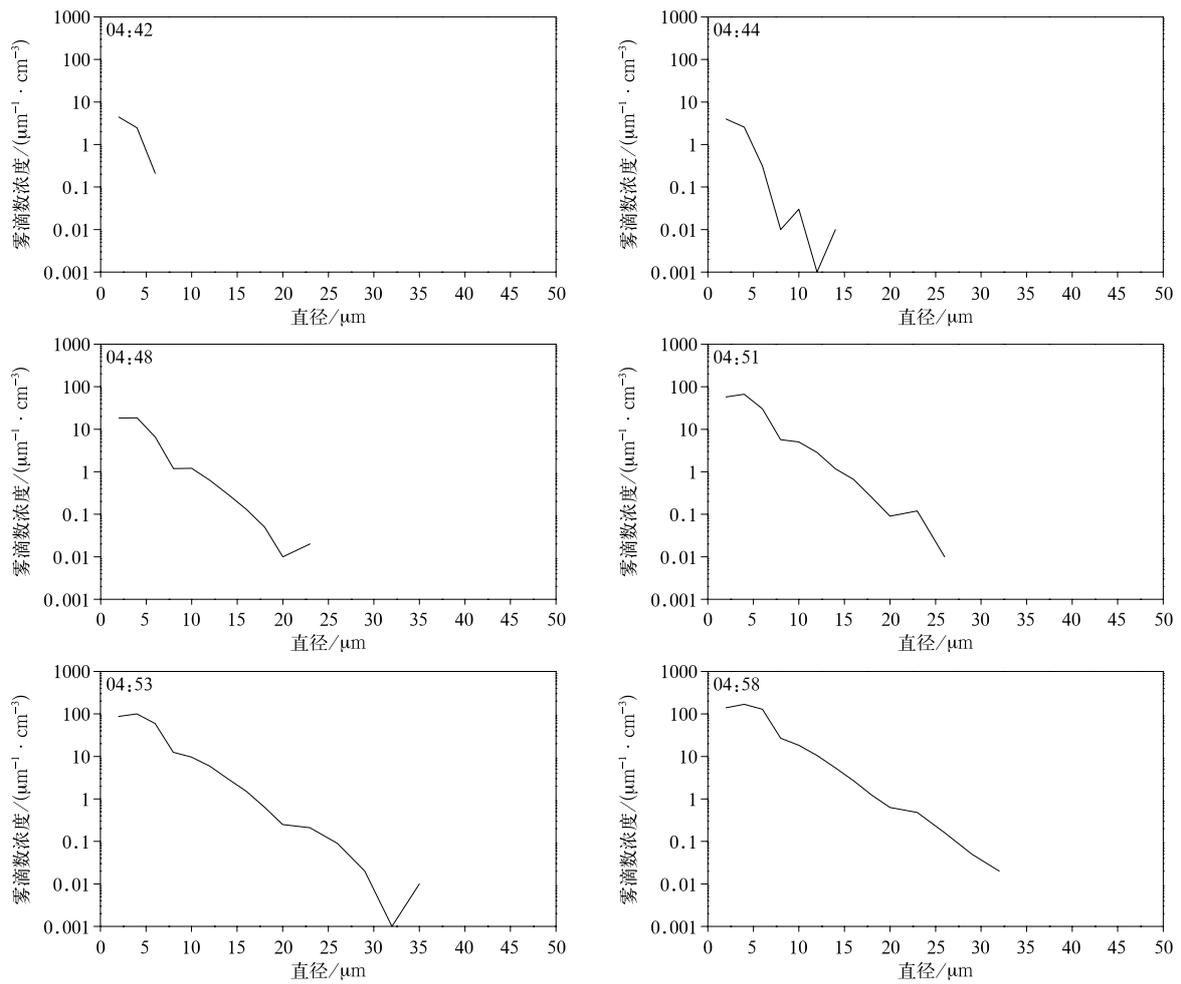


图 4 2011 年 12 月 4 日涿州观测点雾爆发性增长期间的滴谱变化

Fig. 4 Size distributions of fog during its explosive growth stage at the observation site of Zhuozhou on 4 Dec 2011

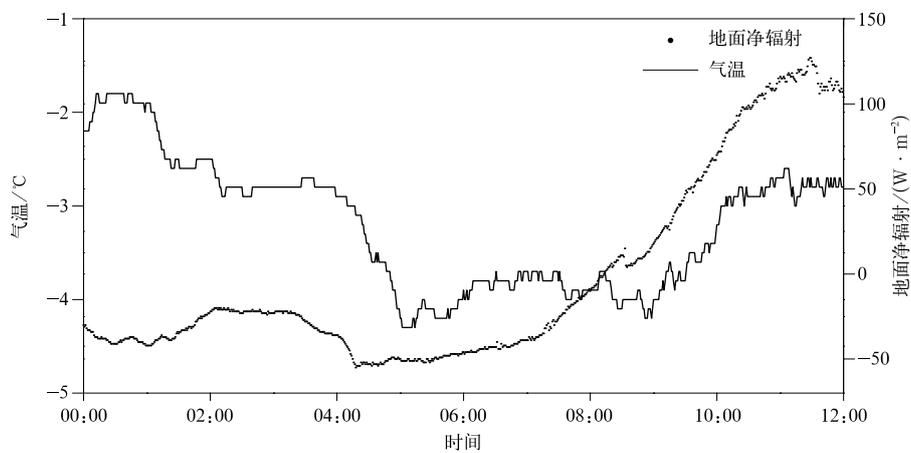


图 5 2011 年 12 月 4 日涿州观测点地面气温及地面净辐射随时间变化

Fig. 5 Temporal variations of surface temperature and surface net radiation at the observation site of Zhuozhou on 4 Dec 2011

首要因素,但雾产生后,地面长波辐射出现急剧增强现象应该与雾的形成有关,地面长波辐射降温后,雾首先从贴地层形成,进而增强了近地面长波辐射强度,导致更强的降温和更多的雾滴形成,为正反馈效应。同时,数量庞大的雾滴形成过程中会释放大量的凝结潜热,导致雾体抬升,此时雾底向下的长波辐射减弱了地面长波辐射冷却过程,产生了负反馈效应。另外,雾顶向外发射的长波辐射,有利于雾顶的持续冷却和雾的发展和维持。从本个例看,由于雾的形成,地面向外长波辐射增大到 $56 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,气温出现急剧下降,从 04:47 开始降温率达 $1^\circ\text{C}/(10 \text{ min})$,从而生成大量的雾滴,导致雾出现爆发性增强。

4 冬季辐射雾微物理特征比较

雾的微物理结构反映了雾的基本特征,其中含水量、数浓度、雾滴谱分布等是影响能见度的重要因子。由于环境不同,华北与南方雾微物理特征存在差异,2006—2007 年冬季,南京信息工程大学外场观测试验共观测到 17 次辐射雾过程。表 2 给出了此次观测的雾过程与南京冬季辐射雾^[35]的主要微物理参数比较。可以看到,整体而言,华北浓雾的雾滴数浓度偏大,雾含水量偏低,平均直径偏小,这与华北地区气溶胶浓度高、水汽输送弱有关。

表 2 2011 年 12 月 4 日华北雾过程与 2006—2007 年冬季
南京辐射雾过程微物理参数比较

Table 2 Comparison of microphysical parameters of between the fog process
in North China on 4 Dec 2011 and the radiation fog process
in Nanjing during winter of 2006—2007

地点	统计量	数浓度/ cm^{-3}	液态水含量/ $(\text{g} \cdot \text{m}^{-3})$	等效直径/ μm	最大直径/ μm	能见度/m
涿州	最大值	939.8	0.27	5.6	50.0	1000
	最小值	0.3	2.4×10^{-6}	2.6	4.0	70
	平均值	99.2	0.014	3.4	6.0	
南京 ^[35]	最大值	883.0	0.46	8.40	50.00	1000
	最小值	1.0	1.57×10^{-5}	3.00	4.00	15
	平均值	89.0	0.028	3.72	12.20	387

为比较涿州与南京的雾滴谱分布特征,图 6 给出了涿州和南京冬季雾滴平均谱的分布^[35]。可以看到,两地雾滴谱均满足指数递减规律,南京雾滴谱大粒子较多,特别是 $10 \mu\text{m}$ 的雾滴粒子,比涿州多。而在小滴端,小于 $5 \mu\text{m}$ 的小粒子涿州比南京多。这反映了南京雾含水量比涿州大,平均直径比涿州大。

雾滴谱分布特征与气溶胶粒子,特别是云凝结核(CCN)数浓度密切相关。从这次浓雾过程气溶胶数浓度及云凝结核(图 7)分析可以发现,这次浓雾过程气溶胶平均数浓度达 19685 cm^{-3} ,最高数浓度达 50000 cm^{-3} ,云凝结核数浓度(过饱和度为 0.6%)与气溶胶数浓度呈现正相关。相对于南京地区^[36]雾天 $0.01 \sim 2.5 \mu\text{m}$ 气溶胶平均数浓度 6274.6 cm^{-3} ,涿州所在高浓度气溶胶环境造成了雾

滴数密度偏高。

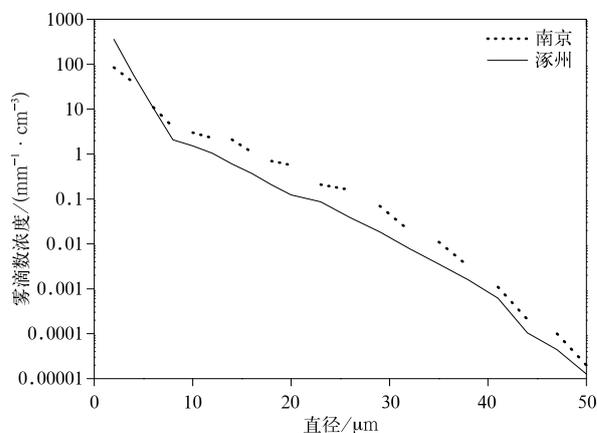


图 6 辐射雾平均滴谱分布对比
Fig. 6 Comparison of size distributions
of heavy fog events

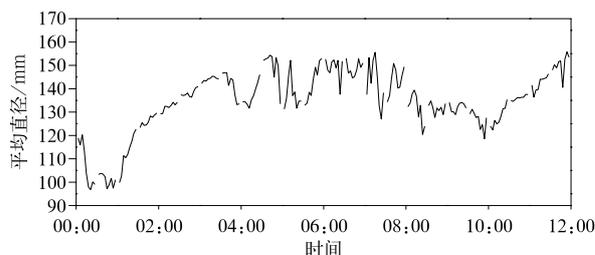
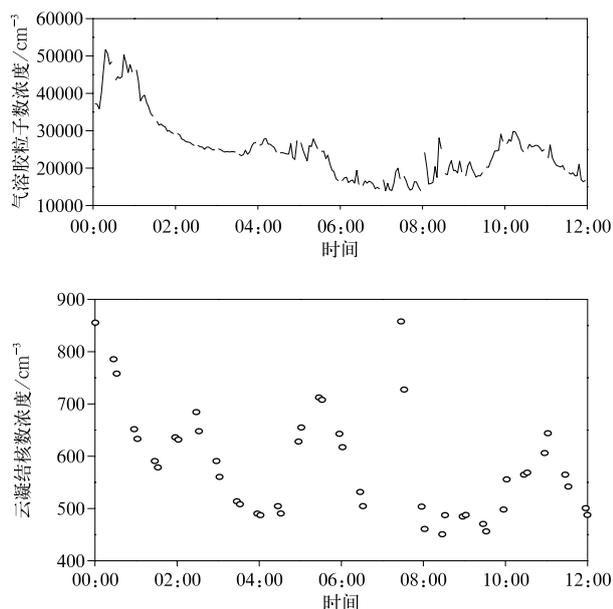


图7 2011年12月4日涿州观测点气溶胶
粒子数浓度、平均直径和云凝结核
数密度随时间变化

Fig. 7 Temporal variations of aerosol
number concentration, mean diameter
and CCN number concentration at the
observation site of Zhuozhou on 4 Dec 2011

5 结论与讨论

通过对2011年12月4日河北涿州一次浓雾过程的研究,得出以下结论:

1) 此次强浓雾过程产生在地面均压场、静稳大气环境下,具有强逆温边界层结构和明显的夜间降温特征,是一次典型的辐射雾过程。

2) 此次雾过程除具有一般辐射雾的特征外,雾微物理过程具有爆发性增强的明显特征,在10 min内,雾滴数浓度明显增加,含水量增大了3个量级,雾滴谱由 $15\ \mu\text{m}$ 拓宽到 $35\ \mu\text{m}$,能见度由500 m骤降至70 m。

3) 对雾爆发性增强的原因分析表明:夜间地面长波辐射冷却过程是造成雾产生的首要因素,雾产生后,反过来增强了近地面长波辐射效应,导致更强的降温和更多的雾滴形成,从而产生了正反馈效应。由于雾的形成,地面净辐射增大到 $56\ \text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,增大了近50%,气温急剧下降,04:47降温率达 $1^\circ\text{C}/(10\ \text{min})$,从而使大量的雾滴生成,导致雾出现爆发性增强。同时,数量庞大的雾滴形成过程中释放的大量凝结潜热,导致雾体抬升,雾底向下的长波辐射减弱了地面长波辐射冷却过程,产生了负反馈效应。另外,雾顶向外发射的长波辐射,有利于雾顶的持续冷却和雾的发展和维持。

4) 与南京冬季辐射雾过程相比,本次涿州浓雾过程中小雾滴粒子数浓度偏高,含水量偏小,这与该

地区高气溶胶数浓度和较弱水汽输送有关。

由于本文仅研究了一次华北地区辐射雾,初步比较了与南方辐射雾的差异,有待更多个例的验证。同时,本研究涉及的雾微物理过程具有明显的爆发性增强现象,其爆发性增强过程与地面长波辐射效应和雾的形成产生的相互反馈效应密切相关,该现象和结论是否具有普适性,也有待更多个例的验证。

参考文献

- [1] 刘小宁,张洪政,李庆祥,等.我国大雾的气候特征及变化初步解释.应用气象学报,2005,16(2):220-230.
- [2] 徐晓斌.我国霾和光化学污染观测研究进展.应用气象学报,2016,27(5):604-619.
- [3] 王继志,徐祥德,杨元琴.北京城市能见度及雾特征分析.应用气象学报,2002,13(特刊I):160-169.
- [4] 潘玮,左志燕,肖栋,等.近50年中国霾年代际特征及气象成因.应用气象学报,2017,28(3):257-269.
- [5] 张光智,卞林根,王继志,等.北京及周边地区雾形成的边界层特征.中国科学,2005,3(增刊I):73-83.
- [6] 靳军莉,颜鹏,马志强,等.北京及周边地区2013年1—3月 $\text{PM}_{2.5}$ 变化特征.应用气象学报,2014,25(6):690-700.
- [7] 颜鹏,刘桂清,周秀骥,等.上甸子秋冬季雾霾期间气溶胶光学特性.应用气象学报,2010,21(3):257-265.
- [8] 姜江,张国平,高金兵.北京大气能见度的主要影响因素.应用气象学报,2018,29(2):188-199.
- [9] 邓雪娇,吴兑,史月琴,等.南岭山地浓雾的宏观物理特征综合分析.热带气象学报,2007,23(5):423-434.
- [10] 李子华,吴君.重庆市区冬季雾滴谱特征.南京气象学院学报,1995,18(1):46-51.
- [11] 李子华,黄建平,周毓荃,等.1996年南京连续5天浓雾的物

- 理结构特征. 气象学报, 1999, 57(5): 622-631.
- [12] Liu Duanyang, Pu Meijuan, Yang Jun, et al. Microphysical structure and evolution of four-day persistent fogs around Nanjing in December 2006. *Acta Meteor Sinica*, 2010, 24(1): 104-115.
- [13] Liu Duanyang, Yang Jun, Niu Shengjie, et al. On the evolution and structure of a radiation fog event in Nanjing. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28(1): 223-237.
- [14] Podzimek J. Droplet concentration and size distribution in haze and fog. *Studia Geoph Et Geod*, 1997, 41: 277-296.
- [15] Garcia G F, Virafuentes U, Martinez G M. Fine-scale measurements of fog-droplet concentrations: A preliminary assessment. *Atmos Res*, 2002, 64: 179-189.
- [16] Baronti P, Elzweig S. A study of droplet spectra in fogs. *J Atmos Sci*, 1973, 30(5): 903-908.
- [17] Roach W T. On the effect of radiative exchange on the growth by condensation of a cloud or fog droplet. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1976, 102(432): 361-372.
- [18] Gerber H E. Microstructure of a radiation fog. *J Atmos Sci*, 1981, 38(2): 454-458.
- [19] Choularton T W, Fullarton G, Latham J, et al. A field study of radiation fog in Meppen West Germany. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1981, 107(452): 381-394.
- [20] Spencer W P, Johnson R A, Vietti M A. On fog formation in a coronal discharge: Effects of the discharge on droplet growth. *J Aerosol Sci*, 1976, 7(6): 441-445.
- [21] Zhang X, Musson-Genon L, Dupont E, et al. On the influence of a simple microphysics parametrization on radiation fog modelling: A case study during Paris fog. *Bound-Layer Meteor*, 2014, 151: 293-315.
- [22] Stolaki S, Haeffelin M, Lac C, et al. Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event: A numerical and observational study. *Atmos Res*, 2015, 151: 146-161.
- [23] Maalick Z, Kühn T, Korhonen H, et al. Effect of aerosol concentration and absorbing aerosol on the radiation fog life cycle. *Atmos Environ*, 2016, 133: 26-33.
- [24] Bott A, Sievers U, Zdunkowski W. A radiation fog model with a detailed treatment of the interaction between radiative transfer and fog microphysics. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2153-2166.
- [25] 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. 气象学报, 2007, 65(3): 406-415.
- [26] 邓雪娇, 吴兑, 叶燕翔. 南岭山地浓雾的物理特征. 热带气象学报, 2002, 18(3): 227-236.
- [27] 李子华, 黄建平, 孙博阳, 等. 辐射雾发展的爆发性特征. 大气科学, 1999, 23(5): 623-631.
- [28] 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. 高原气象, 2008, 27(5): 1-8.
- [29] 焦圣明, 朱承瑛, 朱毓颖, 等. 江苏地区一次罕见持续性浓雾过程的成因分析. 气象学报, 2016, 74(2): 200-212.
- [30] 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. 气象, 2018, 44(9): 1208-1219.
- [31] 严文莲, 朱承瑛, 朱毓颖, 等. 江苏一次大范围的爆发性浓雾过程研究. 气象, 2018, 44(7): 892-901.
- [32] 何立富, 李峰, 李泽椿. 华北平原一次持续性大雾过程的动力和热力特征. 应用气象学报, 2006, 17(2): 160-168.
- [33] 梁爱民, 张庆红, 申红喜, 等. 北京地区一次平流雾过程的分析 and 数值模拟. 应用气象学报, 2009, 20(5): 612-621.
- [34] 郭丽君, 郭学良. 北京 2009—2013 年期间持续性大雾的类型、垂直结构及物理成因. 大气科学, 2016, 40(2): 296-310.
- [35] 李子华, 刘端阳, 杨军, 等. 南京冬季雾的物理化学特征. 气象学报, 2011, 69(4): 706-718.
- [36] 尚倩, 李子华, 杨军, 等. 南京冬季大气气溶胶粒子谱分布及其对能见度的影响. 环境科学, 2011, 32(9): 2750-2760.

The Microphysical Structure of a Heavy Fog Event in North China

Fang Chungang¹⁾²⁾ Guo Xueliang¹⁾²⁾

¹⁾ (State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

²⁾ (Key Laboratory for Cloud Physics of China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract

Based on comprehensive observations of haze in North China during 2011, the genesis and microphysical structure characteristics of a dense fog process are analyzed. Results show that the fog process is under the control of high-pressure uniform pressure field when the wind speed on the ground is small. The inversion layer near the ground, sufficient water vapor and radiation cooling are important causes for the fog process. After the occurrence of fog, the ground temperature decreased obviously, and the inversion layer also increased, accompanied by the rise of the high relative humidity area, and the thickness of the fog body increased continuously. Compared with the radiation fog process in Nanjing during winter, the concentration of small particle number is larger and the content of liquid water is lower. This is because of the high aerosol concentration in North China and the weak water vapor transport. The average aerosol number concentration in this fog process is three times of that in Nanjing. The concentration of cloud condensation nuclei is positively related to the aerosol number concentration. With the decrease of temperature, aerosol particles continue to aggregate and grow, and become droplets. The increasing number of droplets competes for water vapor, which makes it difficult big particles for to form in the fog. The long-wave radiation cooling effect at night results in the formation of near-ground fog, which in turn enhances the cooling effect of long wave of the fog rapidly, and promotes the formation and collision of a large number of small droplets, providing positive feedback. The latent heat released by the formation of droplets promotes the lifting of the fog body and the enhancement of downward long-wave radiation, and makes the cooling on the ground weakened, which is a negative feedback. This fog process shows characteristics of burst enhancement. Within 10 minutes, the number and density of droplets increased significantly, the water content increased by three orders of magnitude, the droplet spectrum widened from 15 μm to 35 μm , and the visibility plummeted from 500 m to 70 m. The explosive growth of fog is due to the increase of long-wave radiation on the top of fog, which makes the temperature drop continuously and the supersaturation increase. The water vapor condensation and droplet condensation lead to the rapid growth of droplets and a double peak spectrum distribution. The emergence of large drop number concentration further accelerates the collision process and further widens the spectrum width.

Key words: heavy fog; microphysical structure; burst enhancement