

文章编号: 1004-4965(2007)05-0424-11

## 南岭山地浓雾的宏微观物理特征综合分析

邓雪娇<sup>1</sup>, 吴兑<sup>1</sup>, 史月琴<sup>2</sup>, 唐浩华<sup>3</sup>,  
范绍佳<sup>3</sup>, 黄浩辉<sup>1</sup>, 毛伟康<sup>1</sup>, 叶燕翔<sup>1</sup>(1. 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广东 广州 510080; 2. 中国气象科学研究院, 北京 100081;  
3. 中山大学大气科学系, 广东 广州 510275)

**摘 要:** 通过对南岭山地进行的雾野外观测资料以及数值试验的综合分析, 得到了南岭山地浓雾和能见度的季节分布特征、雾滴谱微观特征与浓雾形成的物理概念图像。在秋末和冬春季节, 南岭山地恶劣能见度出现的频率很高, 能见度 200 m 浓雾过程的出现频率平均为 24.7%, 最高可达 41.8%; 冬春季节南岭山地出现的雾是复杂的微物理过程、局地地形、水汽输送与影响天气系统等宏微观相互作用的结果, 属于平流雾、爬坡雾类型, 与辐射雾明显不同, 局地山地抬升冷却凝结对雾的形成起重要的作用, 迎风坡对雾的形成有利, 在海拔较低的迎风坡也可能出现浓雾, 从而导致低能见度; 南岭山地的雾以小滴谱为主, 数密度比城市雾小, 小粒子段谱型基本呈下降趋势; 在多个微观变量中, 含水量与能见度的反相关性最好; 雾含水量等微结构特征量的起伏变化, 与雾体本身的微物理过程有关外, 雾体随环境风的平移过程中, 不规则的爬坡、翻越山坡的运动是造成雾体微结构不均匀、振荡起伏变化的重要原因。

**关 键 词:** 浓雾; 能见度; 天气系统; 雾滴谱; 雾含水量

**中图分类号:** P426.4

**文献标识码:** A

## 1 引 言

雾作为一种灾害性天气受到了越来越广泛的关注<sup>[1-2]</sup>, 中国自 1958 年以来一直重视雾的物理学研究, 1970 年代以前主要侧重于雾的微观结构的观测研究, 近年来雾的观测试验得到了很大的发展, 比如大气数据获得系统 (Automatic Atmospheric Data Acquisition System, 简称 ADAS) 在边界层探测中得到了充分的应用, 分析雾水的化学成分<sup>[3-5]</sup>, 开展耦合观测的雾的数值模拟研究<sup>[6-7]</sup>, 初步开展雾与能见度的预报服务等<sup>[8]</sup>。近年国内对雾进行大规模观测试验研究的有: 重庆城市雾研究<sup>[9-10]</sup>、北京城市雾研究<sup>[11-12]</sup>、上海城市雾研究<sup>[13-14]</sup>、沪宁高速公路大雾的成因探讨<sup>[15-16]</sup>、西双版纳辐射雾研究<sup>[17-18]</sup>、浙江舟山海雾研究<sup>[19]</sup>等, 发现大城市雾与当地特殊的地理条件、城市热岛效应和严重的大气污染密切相关, 而

山区的雾与局地地形、生态环境、辐射逆温等因素有关, 不同地区雾的物理化学结构、宏微观发生发展过程和时空分布各有特点。李子华对中国近 40 年来雾的研究进行了概括和总结<sup>[20]</sup>, 文中总结了 40 余年来中国在人工消雾、雾的物理化学特性、雾生消物理过程研究等方面的成就。

国际上, 地面雾的观测研究可以追溯至 100 多年前<sup>[21-22]</sup>, 在雾的形成与演变 (包括辐射作用、微观物理、湍流、水汽输送) 等方面开展外场观测与数值模拟研究<sup>[23-25]</sup>, 近 10 多年来, 重视耦合实际观测资料的雾数值预报模式的研究<sup>[26]</sup>, 逐渐重视卫星遥感资料的应用<sup>[27-28]</sup>, 关注雾 (霾) 现象与社会发展的关系<sup>[29]</sup>。我国雾的研究史及动态与国际的雾研究史有相似之处, 近 20 多年来都是重视耦合实际观测与模式的研究, 但国内在雾的研究中仍然缺乏应用卫星遥感与激光雷达资料<sup>[26-27, 30]</sup>。近年来, 国内外都十分重视雾 (与霾) 在高速公路、机场与航道等交通

收稿日期: 2007-01-13; 修订日期: 2007-07-18

基金项目: 国家自然科学基金项目“南岭山地浓雾的物理结构与能见度研究49975001”资助

作者简介: 邓雪娇, 女, 广东大埔县人, 副研究员, 主要从事大气环境与大气化学研究。e-mail: dxj@grmc.gov.cn

方面的影响研究。

北京至珠海的国道主干线粤境高速公路小塘至甘塘段是国家“九五”计划的重点工程之一,该路段在粤北乐昌、乳源境内翻越南岭主脉大瑶山,路面海拔高度变化大,每年的冬、春季节,浓雾发生频率高,发生浓雾的路段路面海拔高度自约 200 m 上升到 800 m 又下降到约 200 m,浓雾往往发生于最高程周围的 15 km 范围内,对高速公路行车安全威胁甚大,为建立该路段恶劣能见度的预警监控系统,交通部于 1998 年首次在高速公路设计施工阶段有针对性地对危害行车安全的浓雾专门立项进行研究,1999 年我们课题组得到国家自然科学基金的资助,开展了基于综合外场观测的第一手资料进行南岭山地雾的宏微观特征研究。

## 2 资料概况

1998 年 12 月~1999 年 1 月、2001 年 2~3 月在南岭山地(即京珠高速公路粤境北段)浓雾出现路段进行了两期大规模的综合野外观测(主观测场设在粤北乐昌市山区的开封小学,海拔高度 815 m;探空点设

在乐昌市梅花镇,海拔高度 435 m,图 1)。在观测场进行了风、温、压、湿的常规地面气象要素、双参数低空探空、系留探空、气溶胶谱、雾水雨水化学成分、雾滴谱与雾含水量、器测与目测能见度等项目的综合观测;另外,1998 年 11 月~2001 年 4 月进行了目测能见度的连续观测(观测点在开封小学,有雾时逐时观测,无雾时每天观测三次),取得长达两年半的目测能见度资料。

在两期综合外场观测期间,共观测到五次雾过程。第一期观测期间观测到三次浓雾过程(第一次过程 1998.12.31~1999.1.2;第二次过程 1999.1.11~15;第三次过程 1999.1.18~20)。第二期观测期间观测到两次浓雾过程(第四次过程 2001.2.24~28;第五次过程 2001.3.7~8)。作者曾对第一期观测的三次浓雾过程的宏微观特征作了初步的分析<sup>[31]</sup>,对第二期观测的第五次浓雾过程进行边界层结构以及数值模拟研究<sup>[7]</sup>。本文利用外场观测资料以及常规台站资料,并结合以往开展的相关研究结果<sup>[7, 31-32]</sup>,对发生于南岭山地浓雾的宏微观物理特征进行综合分析,特别对两期观测到的五次浓雾过程进行细致的分析,旨在认识南岭山地浓雾天气过程的综合物理图像。



图 1 观测点位置 粗红线为高速公路,数字为海拔高度(m)。

3 南岭山地恶劣能见度过程的季节分布

一般地,能见度低于 200 m 时对交通安全威胁很大,本文中当出现 200 m 能见度的浓雾过程称恶劣能见度过程。表 1、图 2 对外场两年半的能见度资料进行统计分析,表明南岭山地(即京珠高速公路粤境北段)全年各月均可能出现恶劣能见度过程,尤其是秋末和冬春季(10、11、12、1、2、3、4 月份)恶劣能见度出现的频率很高,平均为 24.7%,观测期间恶劣能见度过程出现的月最高频率达 41.8% (2000 年 2 月)。夏天和秋初季节(5、6、7、8、9 月份)恶劣能见度的出现频率较低,恶劣能见度过程出现的平均频率为 3.0%,但各月均可出现。从全年平均来看,2 月份出现恶劣能见度过程的频率最高,其次是 1、11、12、10、3、4 月份。可见,南岭山地的浓雾灾害性天气多发生于冬春季节。从表 1 可见南岭山地雾天的能见度  $L$  在  $50<L \leq 100$  m 和  $200<L \leq 500$  m 两个区间出现高发频率(峰值),而  $500<L \leq 1\,000$  m 出现的概率较低,说明出现低能见度时多以小于 500 m 的视程为主,且出现恶劣能见度的频率高,这种低能见度的特征与局地宏观气象条件密切相关,由本文 4、5 节的分析可知,这种低(恶劣)能见度是天气系统影响下的云系(或辐射雾)所引起,能见度的高低由云滴(雾滴)的数浓度与成分谱以及相对湿度高低所决定,云(雾)现象出现时常伴随着饱和的相对湿度,造成云(雾滴)的消光能力很强,从而能见度低,甚而出现十分恶劣

的能见度。南岭山地低能见度与城市污染造成的低能见度(霾)有本质的不同,城市霾现象是气溶胶粒子(主要是小于  $1\ \mu\text{m}$  的细小粒子)的散射与吸收作用造成的,城市霾现象造成低于 500 m 的能见度几率较低;而云(雾)主要是以小于  $2.5\ \mu\text{m}$  的细小粒子为凝结核通过核化、凝结与碰并等微物理过程增长成云滴(雾滴),因为粒子半径以及粒子成分的改变(水的权重增大),消光能力已明显增大,南岭山地雾天的能见度  $L$  在  $50<L \leq 100$  m 和  $200<L \leq 500$  m 两个区间出现高发频率(峰值)与局地凝结核特征、水汽输送、宏微观动力因子以及控制天气系统有关,深入分析该地浓雾发生的规律与机理很有理论与实际意义。

表 1 南岭山地各阶逐时能见度全年分布频率(%)  
能见度  $L$  的单位: m。

月份	$L \leq 50$	$50 < L \leq 100$	$100 < L \leq 200$	$200 < L \leq 500$	$500 < L \leq 1\,000$	$L > 1\,000$
1	6.3	16.4	7.6	15.7	4.8	49.3
2	6.2	14.6	9.8	12.7	5.5	51.3
3	4.2	9.0	8.0	17.1	6.5	55.3
4	4.2	8.3	5.6	12.0	7.4	62.4
5	0.4	1.3	0.9	1.6	2.4	93.3
6	0.3	0.7	0.7	1.0	0.8	96.5
7	0.4	0.0	0.0	0.3	0.0	99.3
8	0.7	0.5	0.7	0.7	0.3	97.2
9	3.2	3.2	1.7	2.8	1.0	88.2
10	6.6	10.8	5.0	12.2	6.3	59.1
11	4.7	14.9	8.7	11.0	5.0	55.7
12	5.3	12.0	5.3	6.9	3.4	67.1
5~9 月	1.0	1.2	0.8	1.3	0.9	94.9
其余各月	5.3	12.3	7.1	12.5	5.6	57.2

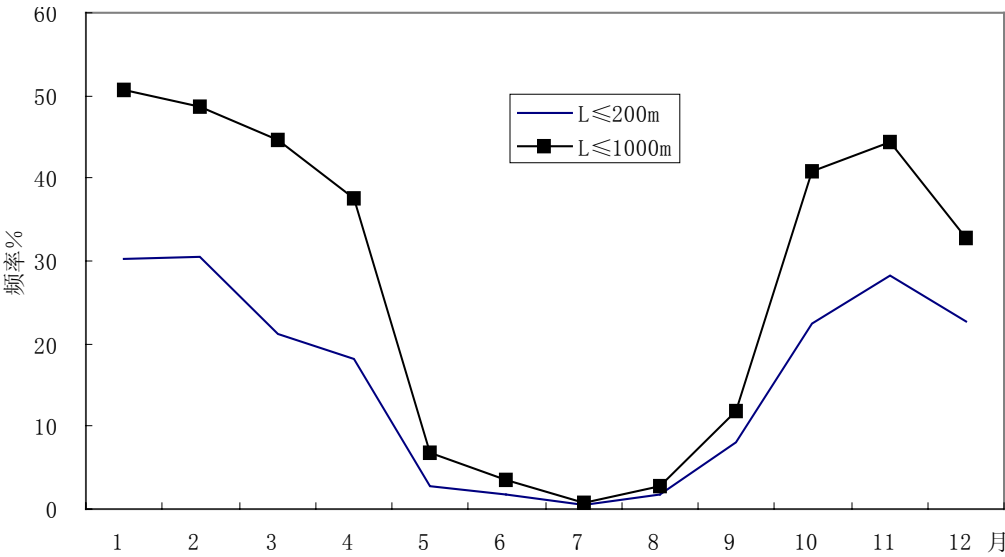


图 2 南岭山地逐时能见度( $L \leq 200$  m、 $L \leq 1\,000$  m)全年分布频率

## 4 影响南岭山地浓雾的主要天气系统与局地地形作用

### 4.1 影响雾过程的主要天气系统

作者曾对第一期观测的三次浓雾过程的影响天气形势进行细致分析<sup>[31]</sup>,发现冬春季节在有天气系统影响期间,本地区易发生浓雾过程。第二期的野外综合观测进一步说明了冬春季节出现的雾与天气系统的密切联系,同时数值模拟试验<sup>[7]</sup>揭示了局地地形在雾发生、发展过程中的作用。

表 2、表 3 分别是第一、二观测期浓雾的影响天

气系统与宏观要素特征,可见五次浓雾过程与天气系统锋面活动的密切关系。第一、二、四次雾过程起雾于冷高压控制下的冷锋云系,雾维持期间为锋区云系;第三次雾过程起雾于西南暖湿气流,雾维持期间为锋前暖区云系;第五次雾过程起雾于冷锋来临前的南风气流中,雾维持期间为锋区云系。五次雾过程中只有第一次雾过程没有降水,其余过程均出现降水,是当地典型的云雨雾相间低温天气过程。表 4 可见,除第一次雾过程外,其余四次雾过程外场观测点(开封小学)的上下游台站均观测到明显降水,天气系统降水的区域特征表现明显。

表 2 第一观测期浓雾的影响天气系统与宏观要素特征<sup>[31]</sup>

雾过程	第一次雾过程	第二次雾过程	第三次雾过程
日期(年月日)	1998.12.31 ~ 1999.1.2	1999.1.11 ~ 15	1999.1.18 ~ 20
影	30 日约 16 时冷锋过境(无雾)。	6 日约 07 时冷锋过境(无雾)。	18 ~ 19 日西南急流导致起雾。
响	31 日傍晚冷空气西路补充导致起雾。	11 日傍晚冷空气西路补充,导致起雾。	锋前暖区云系影响、雾维持间
天	准静止锋云系影响、雾维持期间无降	锋后雨区云系影响、雾维持期间有降水	有降水(湿过程)。
气	水(干过程)。	(湿过程)。	20 日傍晚冷锋过境导致雾消
系	2 日早上较强冷空气补充,准静止锋加	15 日早上强冷空气补充,导致雾消散。	散。
统	强为冷锋,导致雾消散。		
起雾时地面风	北北西(1.3 m/s)	北北西(1.7 m/s)	南风(2.0 m/s)
雾期间地面风	偏北风(0.3 ~ 5.3 m/s)	偏北风(0 ~ 6.7 m/s)	偏南风(0 ~ 7.3 m/s)
起雾时间	31 日 17:30	11 日 18:00	18 日 18:00
雾散时间	2 日 11:30	15 日 9:00	20 日 17:30
雾持续时间/h	42	87	48
气温范围/	-1 ~ 3.0	-4.3 ~ 0.3	0.5 ~ 9.7
平均气温/	1.6	-2.5	6.4

表 3 第二观测期浓雾的影响天气系统与宏观要素特征

观测期间雾过程	第四次雾过程	第五次雾过程
日期(年月日)	2001.2.24 ~ 28	2001.3.7 ~ 8
影	24 日约 00 时冷锋过境后起雾。	7 日约 04 时冷锋过境前起雾。
响	准静止锋云系影响、雾维持	锋后雨区云系影响、
天	期间有降水(湿过程)。	雾维持期间有降水(湿
气	28 日冷空气西路补充,准静	过程)。
系	止锋加强为冷锋,同时低空	8 日冷空气南移变性
统	切变线南压,导致雾消散。	导致雾底抬升、雾消散。
起雾时地面风	北北西(3.4 m/s)	西南(1.5 m/s)
雾期间地面风	偏北风(0 ~ 8.3 m/s)	偏北风(0 ~ 6 m/s)
起雾时间	24 日 01:30	7 日 02:30
雾散时间	28 日 10:15	8 日 15:00
雾持续时间/h	105	35
气温范围/	1.0 ~ 11.0	4.2 ~ 13.6
平均气温/	3.7	7.0

### 4.2 局地地形对雾过程的影响

发生浓雾的路段路面海拔高度自约 200 m 上升到 800 m 又下降到约 200 m,浓雾往往发生于最高程周围的 15 km 范围内,外场观测的探空站设在山脚下海拔 435 m,能见度等要素的主观测场设在海拔高度 815 m 的山顶。

冬春季节南岭山地出现的雾是复杂的大气物理过程与局地地形相互作用的结果,天气系统动力驱动下的平流与局地山地抬升冷却凝结对雾的形成起重要的作用。在天气系统驱动冷暖空气交汇的同时,局地地形的强迫抬升与下沉作用造成空气的抬升降温与下沉增温,相伴随的温湿变化过程使空气层结达到饱和时形成云,在海拔较高的地方,饱和层及地导致地面发生浓雾过程,结合温湿探空资料分析表明,天气系统影响期间出现的地面雾是低空饱和区向地面扩展及地形成的雾。图 3 是 2001 年 3 月 3 日的温度、露点廓线,由温度露点的垂直分布可



见这次冷空气过程中,虽然低空出现饱和区(对应地面出现阴天到多云天气),但饱和区始终没有及地,所以地面始终没有雾出现。图 4 是 2001 年 3 月 7 日的温度、露点廓线,此次冷空气过程中低空饱和层向地面伸展,雾出现时饱和层及地,山顶地面在 7 日 02:30 出现雾,04 h 冷锋过境,07 h 的探空可见,500 m 以上为饱和层,此时山顶主观测场 815 m 处一直为浓雾笼罩,浓雾一直维持至 8 日 13 h 后才消散。另外,在外场观测期间,沿出现雾的路段逐公里里程碑进行了四次往返的雾含水量和能见度的观测(图 5),发现海拔较高的地方能见度普遍较低,第二次浓雾过程与吹北风相联系,山地的北坡比南坡的雾浓厚,北坡在海拔高度较低的区域也可能出现雾;第三次浓雾过程与吹南风相联系,山地的南坡比北坡的雾浓厚,南坡在海拔高度较低的区域也可能出现雾。这些特点表明,迎风坡对雾的形成有利,气流在爬坡过程中的绝热冷却作用对凝结过程有利,背风坡下沉气流的增

温、尾流等效应对雾的形成、发展不利。第五次浓雾过程的数值模拟研究<sup>[7]</sup>进一步说明了浓雾过程是复杂的大气物理过程与局地地形相互作用的结果,观测与数值模拟分析均表明第五次雾过程起雾于锋面来临之前的南风暖湿气流之中,说明了此次雾过程起雾原因在于气流沿山地爬升导致的冷却凝结作用,而后转为冷锋过境带来的云系接地形成地面雾,在大范围的主体层状云系到来之前,低层的偏南暖湿气流沿山坡爬升冷却凝结形成爬坡雾,提早了地面浓雾出现的时间,随后的大范围锋区层状云系在山头接地形成了地面的浓雾(平流雾);冷空气的入侵使地面气温下降,低层的偏北下沉气流与高层的偏南暖湿上升气流配合,形成强烈的锋面逆温层,锋面逆温层的存在与充足的水汽供应,促进了浓雾的形成、发展与维持,数值模式研究表明暖湿气流被局地山地抬升冷却凝结是该山地雾形成的重要原因。

表 4 五次浓雾过程期间外场观测点(开封小学)与周边上下游台站的降水比较

雾过程		第二雾过程	第三雾过程	第四雾过程	第五雾过程
过程降水量/mm	乐昌	18.1	20.8	59.4	15.4
	开封小学	8.9	17.7	34.8	21.2
	乳源	31.9	14.2	74.1	21.2
	韶关	30.5	45.1	46.2	10.2
降水起始时间	乐昌	11 日 12 h~14 日 23 h	16 日 15 h~21 日 05 h	24 日 14 h~28 日 11 h	7 日 08 h~8 日 12 h
	开封小学	11 日 16 h~15 日 02 h	17 日 17 h~21 日 10 h	24 日 14 h~28 日 08 h	7 日 01 h~8 日 12 h
	乳源	11 日 10 h~15 日 02 h	16 日 13 h~20 日 03 h	24 日 13 h~28 日 13 h	7 日 08 h~8 日 12 h
	韶关	11 日 01 h~15 日 02 h	16 日 16 h~20 日 11 h	24 日 10 h~28 日 11 h	7 日 06 h~8 日 12 h
降水持续时间/h	乐昌	82	110	93	28
	开封小学	82	89	90	35
	乳源	88	86	96	28
	韶关	97	91	97	30

注:乐昌(113°21′, 25°9′, 102.8 m); 开封(113°06′, 25°6′, 808 m); 乳源(113°16′, 24°47′, 98 m); 韶关(113°36′, 24°41′, 61 m)。

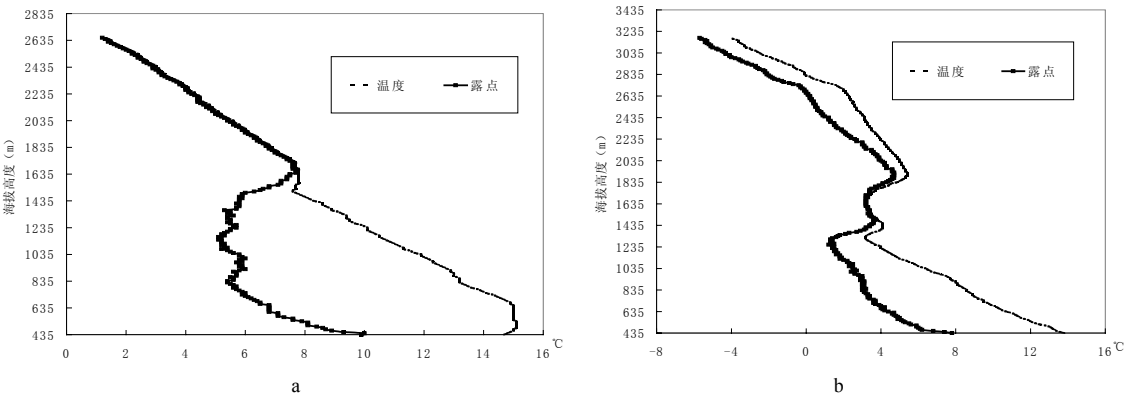


图 3 2001 年 3 月 3 日 02 h(a)、14 h(b)的温度、露点廓线

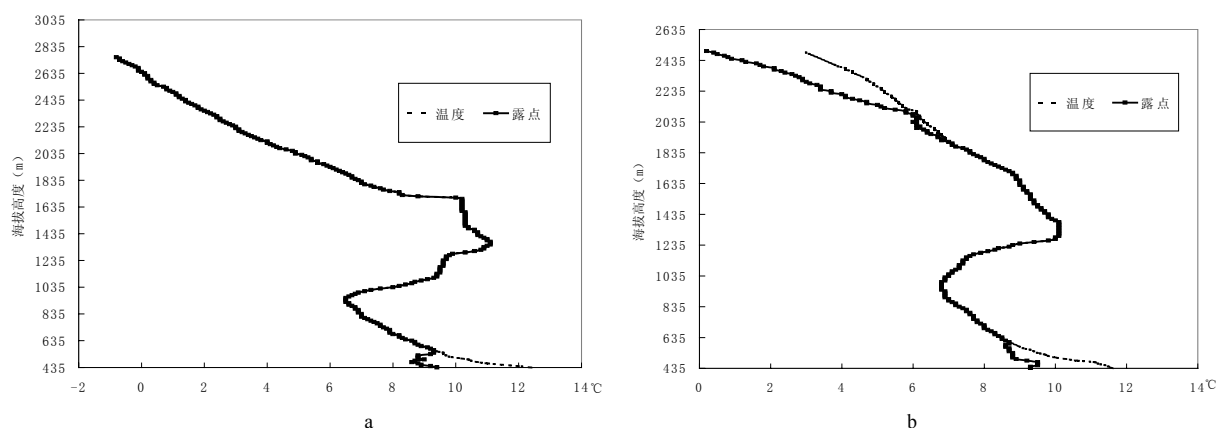


图4 2001年3月7日07 h(a)、17 h(b)的温度、露点廓线

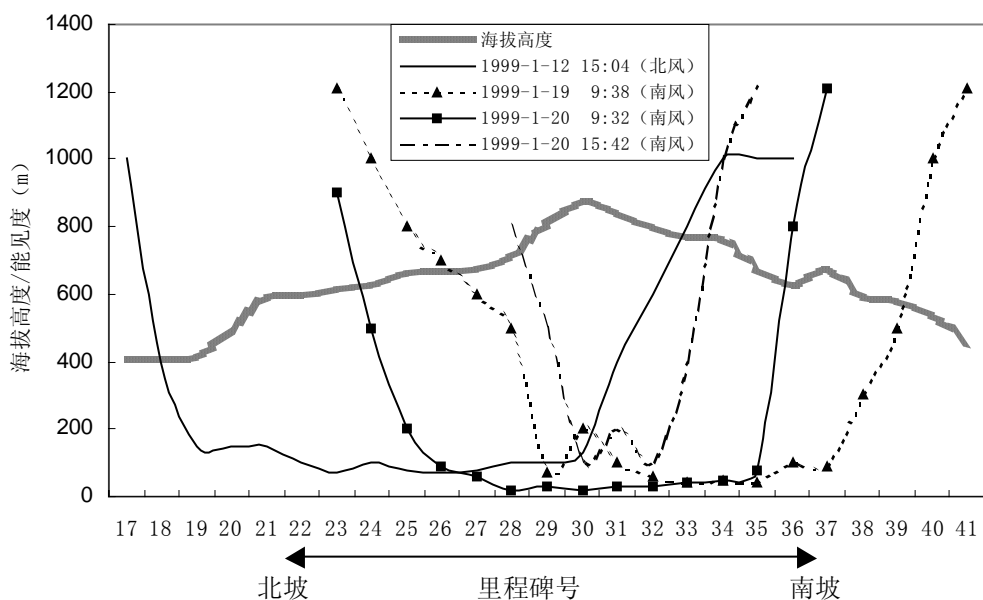


图5 1999年1月12~20日浓雾过程逐公里里程碑四次观测的能见度

由上述分析,可初步刻画出南岭山地浓雾形成的概念图(图6),在天气系统的影响下,主导气流的爬坡作用可形成爬坡雾,爬坡雾与天气系统云系相互作用形成当地的浓雾天气。

#### 4.3 南岭冬春季的雾过程与辐射雾的区别

南岭地区冬春季节出现的雾属于平流雾、爬坡雾类型,与辐射雾明显不同。综合外场观测的五次浓雾过程均与天气系统云系相关联,持续时间都很长,尤其是第二、四次雾过程,持续时间分别长达87、105个小时,整个雾过程程视以小于200 m为主,夜间与白天的浓雾特征没有明显不同。而辐射雾有较明显的日变化特征,雾往往起因于夜间的强辐射降温作用,表现有贴地逆温层的存在,有利的天气背景、环境因

素的配合使雾得到发展,次日太阳的加热作用使雾崩溃、消散。外场长达两年半的能见度资料分析表明南岭山地地表辐射降温造成的辐射雾也占一定的份额,能见度变化具有明显的日变化特征,午夜起雾,上午至中午雾消散,图7为1999年10月11日南岭山地一次辐射雾过程的能见度变化,可见能见度的日变化特征十分明显,而两期综合外场观测期间的雾在出现至消散期间无明显的日变化特征,雾维持期间能见度均比较低,配合地面常规气象要素分析和天气形势,发现天气系统雾的发生与前期的低空南风强劲,高空盛行西南或西南西气流,充分回暖,导致整层空气湿度大也有密切关系,雾维持时间与影响天气系统的维持时间相一致。

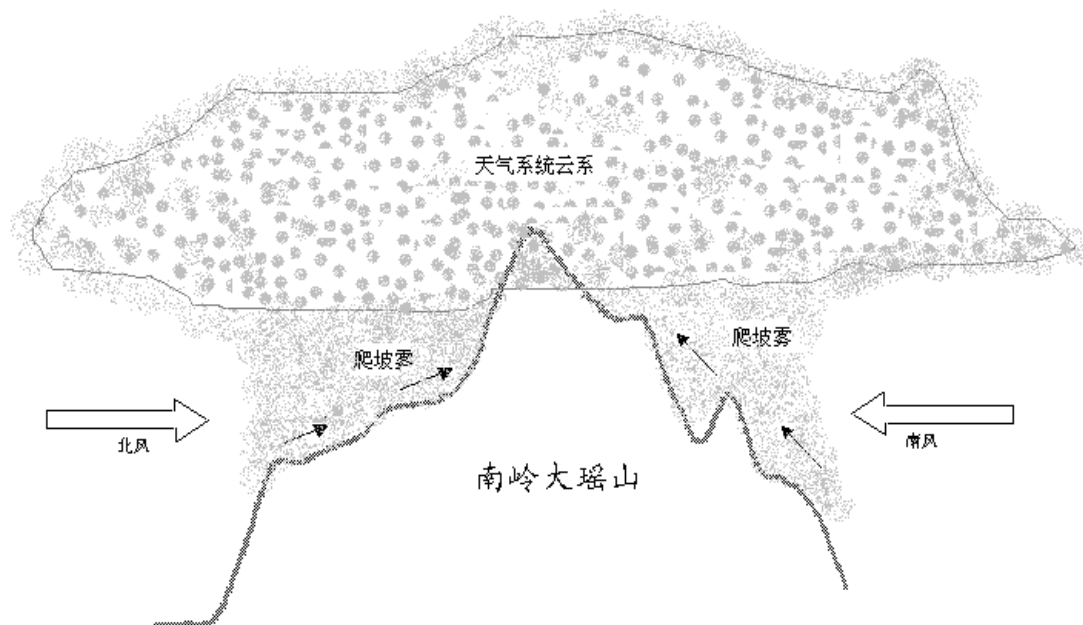


图6 南岭山地浓雾形成概念图

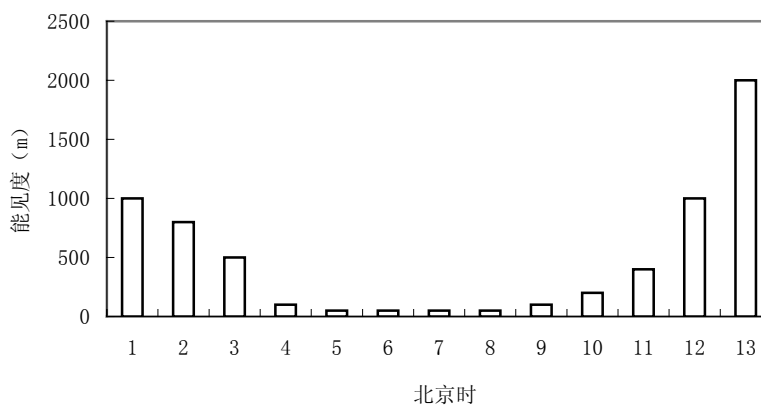


图7 1999年10月11日南岭山地一次辐射雾过程的能见度变化

## 5 南岭山地浓雾的雾滴谱、含水量和能见度特征

表5是南岭山地两期外场观测的五次浓雾过程微观特征与其它地方的观测对比,可见,五个雾过程都是以直径  $25\ \mu\text{m}$  的雾滴占绝大多数(占总数密度的89%以上),不同雾过程的数密度差异比较大,相差可达4倍以上;第二期观测的两次雾过程的数密度均比第一期观测的三次雾过程的数密度要大;第二期的两次雾过程的雾滴直径变化不大,而第一期观测的三次雾过程数密度与雾滴直径的变化均比较大;数密度大的雾过程其雾滴平均直径一般较小。南岭山地浓雾的平均数密度约为  $138\ \text{个}/\text{cm}^3$ ,平均直径约为  $9.5\ \mu\text{m}$ ,五次雾过程的含水量相差不大,由雾滴谱

计算的含水量与实测含水量相差不大,实测含水量普遍比计算含水量小。

通过表5中列举的各个地方的雾微观特征量可以发现:

(1) 各地雾的数密度差别很大。城市雾的数密度普遍较大,尤其是南京的盘城,平均数密度高达  $1518\ \text{个}/\text{cm}^3$ ,为南岭山地的十倍还多,这可能与盘城靠近南京大厂工业区,大型工厂排出的大量污染颗粒物可作为凝结核有关。许多研究也表明大城市的浓雾发生与城市的空气污染<sup>[2]</sup>、城市化等因素关系密切,重庆雾就是个典型的例子。1987年在重庆观测到的雾的平均数密度为  $115\ \text{个}/\text{cm}^3$ ,到了1989年观测时,平均数密度已经达到原来的近六倍水平。这与重庆市工矿企业、交通运输业与城市化不断发展,致使低层大气中人工源的气溶胶质粒大大增加有着密

切的关系。浙江舟山地区观测到的海雾数密度最小，只有  $37 \text{ 个}/\text{cm}^3$ ，但是平均直径最大，这可能与临海地区的大量巨盐粒子作为凝结核有关。南岭山地、江西庐山与西双版纳勐养、景洪等地区的山地雾，其平均数密度普遍比城市雾小，基本处于  $100 \sim 200 \text{ 个}/\text{cm}^3$  的范围内。

(2) 各地雾滴的平均质量差别也很大，重庆城市

雾最小，为  $0.11 \times 10^{-9} \text{ g}/\text{个}$ ；舟山海雾最大，为  $10 \times 10^{-9} \text{ g}/\text{个}$ ，相差近 91 倍。各地雾计算含水量之间的差别不是很大，雾滴平均质量由单位体积平均数密度的大小所决定，数密度大相应地含水量与平均质量就小，可能与各地雾滴的凝结核局地源特性有密切关系。

表 5 南岭山地雾的微物理结构参量与其它地方的观测对比

观测地点	时间	平均 数密度/ (个/ $\text{cm}^3$ )	$d > 25 \mu\text{m}$ 平均数 密度	$d > 40 \mu\text{m}$ 平均数 密度	算术平均 直径/ $\mu\text{m}$	均平方根 直径/ $\mu\text{m}$	均立方根 直径/ $\mu\text{m}$	实测含水 量/( $\text{g}/\text{m}^3$ )	计算含水 量/( $\text{g}/\text{m}^3$ )	平均质量 $10^{-9}$ /( $\text{g}/\text{个}$ )
南岭山地	2001.3.7 ~ 8	202	4.8	0.2	7.2	8.8	10.7	0.115	0.141	0.698
	2001.2.24 ~ 28	191	6.3	0.5	8.2	10.0	12.1	0.155	0.173	0.906
	1999.1.18 ~ 20	79	7.0	0.9	11.1	13.8	16.1	0.123	0.166	2.10
	1999.1.11 ~ 15	170	7.8	0.8	7.5	9.7	12.1	0.148	0.186	1.09
	1998.12.31 ~ 1999.1.2	47	5.3	0.5	13.3	16.0	18.5	0.125	0.104	2.21
上海	1989.1	173	—	—	5.0	—	—	—	0.26	1.50
重庆	1989.12 ~ 1990.1	606	—	—	3.2	—	—	—	0.07	0.11
	1987.11	115	—	—	12.2	—	—	—	0.24	2.09
成都	1985.12 ~ 1986.1	417	—	—	8.3	—	—	—	0.50	1.20
	1970.1 ~ 1971.1	256	—	—	10.3	—	—	—	0.17	0.66
南京盘城	1996.12.30	1 518	—	—	3.8	—	—	—	0.19	0.125
云南勐养	1997.11.26 ~ 29	222	—	—	8.1	—	—	—	0.11	0.495
	1986.12 ~ 1987.2	95	—	—	13.6	16.5	20.2	—	0.25	2.63
云南景洪	1986.12 ~ 1987.2	153	—	—	6.8	—	—	—	0.08	0.52
江西庐山	1981.1.11	116	—	—	12.3	—	—	—	0.43	3.71
贵州娄山	1990	267	—	—	7.6	—	—	—	0.25	0.936
浙江舟山	1985.4 ~ 1985.5	37	—	—	22.1	—	—	—	0.37	10

有关其它地方的雾微物理参量可参考文献[20]。

图 8 是五次雾过程的数密度谱，可见五次雾过程均以小滴为主，滴谱大部分出现在滴直径小于  $16 \mu\text{m}$  范围内，第二、四、五次雾过程在小粒子段(尤其是雾滴直径小于  $16 \mu\text{m}$  的谱段)数密度普遍比其它过程大；五次浓雾过程在小粒子段谱型基本呈下降趋势，在大粒子段出现的明显多峰脉动特征与采样仪器(三用滴谱仪)的捕获能力有关，三用滴谱仪的采样片宽度为  $3.5 \text{ mm}$ ，流速约  $18 \text{ m/s}$ ，暴露时间  $0.076 \text{ s}$ ，即每次取样相当于获取约  $280 \text{ cm}^3$  体积空气中的云雾滴，三用滴谱仪每次采样获取的空气体积小，对大粒子的捕获具有随机性，图 8 中雾谱在大于  $68 \mu\text{m}$  以上出现不连续多峰脉动的特征不具有普遍性，与仪器在大粒子谱段的采样代表性差有关，三用滴谱仪对大滴的捕获具有偶然性。一般在云雾体中大滴数量少，外场采样过程中出现下雨时的谱型有一定数量的大滴出现(外场试验只在雾或毛毛雨时

进行雾滴谱采样，雨较大时未进行滴谱采样)，如第四、第五雾滴谱采样过程中伴随有毛毛雨，滴谱有大于  $68 \mu\text{m}$  的大滴出现。

在雾中消光作用主要是由雾中的水滴散射引起的，与雾中的水滴大小、浓度或含水量有关。理论上能见度  $L$  与数密度与雾滴面积的乘积成反比关系。分析能见度与各种微观参量协变量之间的相关关系，发现在多个微观变量(含水量、数密度、雾滴平均质量等)中，含水量与能见度的反相关性最好。分析表明含水量与能见度的相关系数最大可达  $-0.762$ ，能见度与含水量的反相关系数均大于  $-0.54$  以上。

能见度与含水量的反相关性具有明显的物理意义，能见度与消光系数呈反比，消光系数的大小由吸收与散射物质的多少有关，雾的消光作用由雾滴的多少、雾滴的大小以及雾滴的物质组成成分所



决定。在雾环境中,吸收与散射物质主要是水成物雾滴,即雾水含量的多少决定了消光系数的大小,所以能见度与雾水含量呈现明显的反相关性。图 9 是第五次雾过程含水量与能见度的关系,可见,含水量大时能见度较小,它们之间的反相关性很好,分析其它雾过程,均有含水量与能见度呈反相变化的普遍特征。含水量的起伏变化程度比能见度的变化要大得多,对

于含水量起伏变化的振荡现象,Bott<sup>[33]</sup>、黄玉生、李子华等的研究指出这是由于重力碰并、沉降与核化、凝结过程交叉作用引起的。南岭山地雾含水量等微结构特征量的起伏变化,与雾体本身的微物理过程有关外,雾体随环境风的平移过程中,不规则的爬坡、翻越山坡的运动是造成雾体微结构不均匀、振荡起伏变化的重要原因。

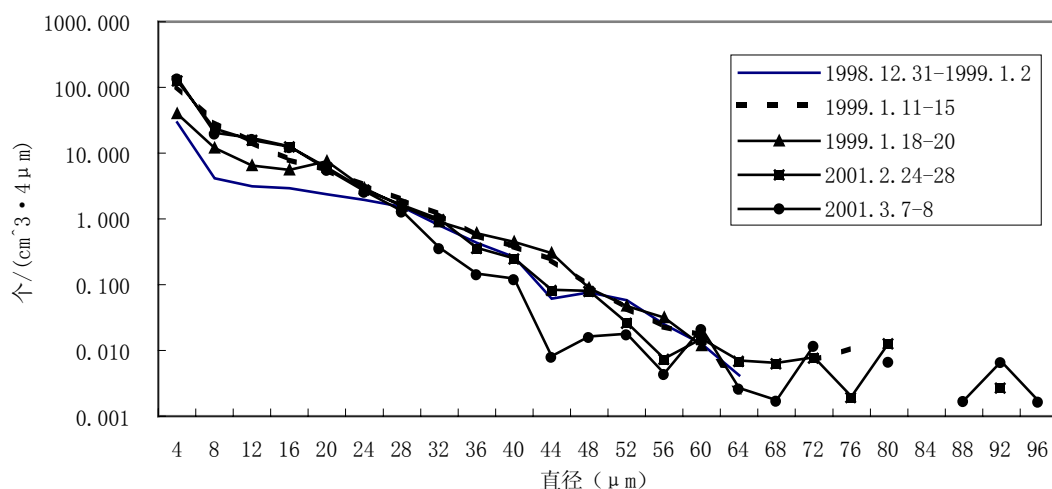


图 8 南岭山地五次浓雾过程的谱分布

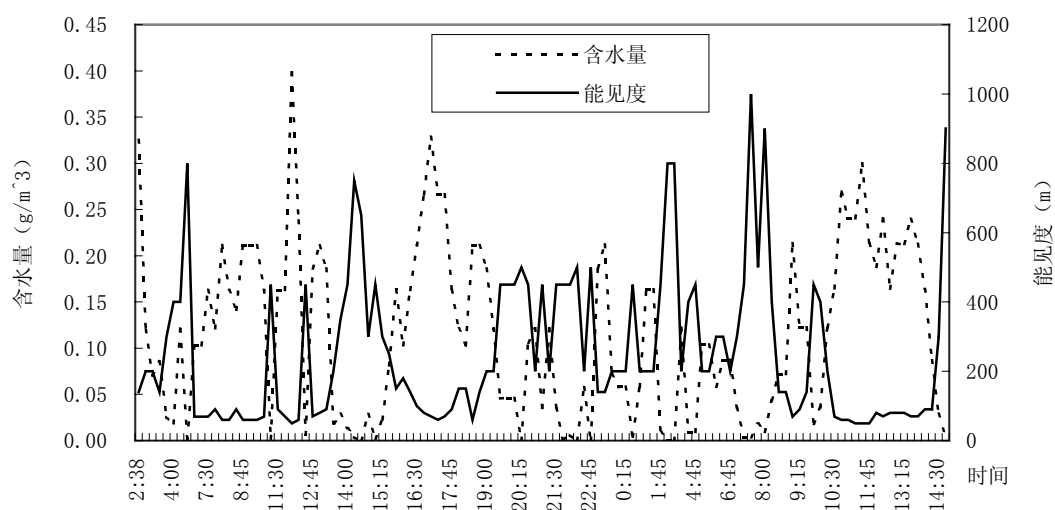


图 9 南岭山地浓雾过程雾含水量与能见度的关系(2001.3.7~8)

## 6 小结与讨论

通过以上的分析,发生于南岭山地(即京珠高速公路粤境北段)的雾有以下特点:

(1) 在秋末和冬春季节,南岭山地恶劣能见度出现的频率很高,能见度  $\leq 200$  m 浓雾过程的出现频率为 24.7%,出现恶劣能见度过程的频率最高可达 41.8%,恶劣能见度出现的月份依次是 2、1、11、12、10、3、4 月份。

(2) 冬春季节南岭山地出现的雾是复杂的大气物理过程与局地地形相互作用的结果,天气系统动力驱动下的平流与局地山地抬升冷却凝结对雾的形成起重要的作用,迎风坡对雾的形成有利。冬春季节南岭山地出现的雾主要是天气系统雾,是低空湿度饱和和区向地面扩展,云底及地形成的,实质上是低云。可初步刻画南岭山地浓雾形成的概念图为在天气系统的影响下,主导气流的爬坡作用可形成爬坡雾,爬坡雾与天气系统云系相互作用形成当地的浓雾天气。

(3) 南岭地区冬春季节出现的雾属于平流雾、爬坡雾类型,与辐射雾明显不同。辐射雾过程的能见度变化具有明显的日变化特征,午夜起雾,上午至中午雾消散,而天气系统雾在出现至消散期间无明显的日变化,雾维持时间与影响天气系统的维持时间相一致。

(4) 南岭山地的浓雾以小滴谱为主,数密度比城市雾小;小粒子段谱型基本呈下降趋势;在多个微观变量中,含水量与能见度的反相关性最好,相关系数可达-0.762。雾含水量等微结构特征量的起伏变化,与雾体本身的微物理过程有关外,不规则的爬坡、翻越山坡的运动是造成雾体结构不均匀、振荡起伏变化的重要原因。

通过两期综合的外场观测资料的分析,对南岭山地冬春季节发生的浓雾天气有了较深入的认识。南岭山区的地理环境独特,地势较高,局地地形复杂,是我国重要的气候分界带。南岭山脉横贯在广东省北部的湘粤边境地区,对天气系统起到明显的阻挡作用,

尤其在冬春季节,天气系统活动频繁,天气系统(如锋面)往往在南岭山脉摆动、停滞,冷暖气流的交汇形成复杂的云系,在山峰、海拔较高的地方往往被低云笼罩,形成当地的浓雾,从而可能造成连续几天的浓雾灾害性天气过程,并伴随云雨雾相间、雨淞、雾淞、冻雨等天气景象,还可能发生路面结冰、天线积冰等现象,造成多方面的气象灾害,同时由于雾水、雨水的酸性大,更加剧了对当地交通、人类与生态系统的影响。已开展的两期综合外场观测的分析研究主要针对天气系统影响下的云雾,而对南岭山地局地地形作用下的辐射雾的研究仍然缺乏。

致 谢 北京大学大气科学系毛节泰教授对外场观测的指导;中国气象科学研究院胡志晋研究员对文章分析的指导。

## 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[J]. 应用气象学报, 2006, 16(2): 220-271.
- [2] 徐怀刚,邓北胜,周小刚,等. 雾对城市边界层和城市环境的影响[J]. 应用气象学报, 2002, 13(增刊): 170-176.
- [3] 吴兑,邓雪娇,叶燕翔,等. 南岭大瑶山浓雾雾水的化学成分研究[J]. 气象学报, 2004, 62(4): 476-485.
- [4] 吴兑,邓雪娇,范绍佳,等. 南岭大瑶山雾区锋面降水的雨水化学成分研究[J]. 中山大学学报, 2005, 44(6): 105-109.
- [5] 吴兑,邓雪娇,叶燕翔,等. 岭南山地气溶胶物理化学特征研究[J]. 高原气象, 2006, 25(5): 877-885.
- [6] 张利民,石春娥,杨军,等. 雾的数值模拟研究[M]. 北京:气象出版社, 2002.
- [7] 史月琴,邓雪娇,胡志晋,等. 一次山地浓雾的三维数值研究[J]. 热带气象学报, 2006, 22(4): 351-359.
- [8] 吴兑,邓雪娇,游积平,等. 南岭山地高速公路雾区能见度预报系统[J]. 热带气象学报, 2006, 22(5): 417-422.
- [9] 李子华,彭中贵. 重庆市冬季雾的物理化学特征[J]. 气象学报, 1994, 52S(4): 477-483.
- [10] 李子华,吴君. 重庆市冬季雾滴谱特征[J]. 南京气象学院学报, 1995, 18(1): 46-51.
- [11] 王凯,张宏升,王强,等. 北方地区春冬季雾天边界层结构及其演变规律的对比研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2006, 42(1): 55-60.
- [12] 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[J]. 中国科学 D 辑, 2005, 35(增刊): 78-83.
- [13] 鲍宝堂,束家鑫,朱炳权. 上海城市雾理化特征的研究[J]. 南京气象学院学报, 1995, 18(1): 114-118.
- [14] 郭恩铭,刘延刚,束家鑫. 黄浦江雾宏微观结构研究[J]. 北京气象学院学报, 1990, 1: 46-49.
- [15] 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[J]. 气象学报, 1999, 57(5): 622-631.
- [16] 葛良玉,江燕如,梁汉明,等. 1996 年末沪宁线持续 5 天大雾的原因探讨[J]. 气象科学, 1998, 18(2): 181-188.
- [17] 黄玉生,黄玉仁,李子华,等. 西双版纳地区冬季雾的微物理结构及演变过程[J]. 气象学报, 2000, 55(6): 715-725.
- [18] 黄玉仁,沈鹰,黄玉生,等. 城市化对西双版纳辐射雾的影响[J]. 高原气象, 2001, 20(2): 186-190.
- [19] 杨中秋,许绍祖,耿骅. 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.
- [20] 李子华. 中国近 40 年来雾的研究[J]. 气象学报, 2001, 59(5): 616-624.
- [21] TAYLOR G L. The formation of fog and mist[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1917, 43: 241-268.
- [22] WILLET H C. Fog and haze[J]. Mon Wea Rev, 1928, 56: 435-467.
- [23] DUYNKERKE P G. Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations[J]. Mon Wea Rev, 1991, 119: 324-341.

- [24] GUEDALIA D, BERGOT T. Numerical forecasting of radiation fog. Part II: A comparison of model simulation with several observed fog events [J]. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 1 231-1 246.
- [25] PAGOWSKI M, GULTEPE I, KING P. Analysis and modeling of an extremely dense fog event in southern Ontario[J]. *Journal of applied meteorology*, 2004, 43: 3-16.
- [26] BERGOT T, CARRER D, NOILHAN J, et al. Improved site-specific numerical prediction of fog and low clouds: A feasibility[J]. *Weather and Forecasting*, 2005, 20: 627-646.
- [27] BENDIX J. A case study on the determination of fog optical depth and liquid water path using AVHRR data and relations to fog liquid water content and horizontal visibility[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1995, 16(3): 515-530.
- [28] BENDIX J, THIES B, CERMAX J, et al. Ground fog detection from space based on MODIS daytime data-A feasibility study[J]. *Weather and Forecasting*, 2005, 20: 989-1 005.
- [29] CHUNG Y S, KIM H S, YOON M B. Observations of visibility and chemical compositions related to fog, mist and haze in south KOREA[J]. *Water Air and Soil pollution*, 1999, 111: 139-157.
- [30] TONNA G. Backscattering, extinction and liquid water content in fog: a detailed study of their relations for use in lidar systems[J]. *Applied Optics*, 1991, 30(9): 1 132-1 140.
- [31] 邓雪娇, 吴兑, 叶燕翔. 南岭山地浓雾的物理特征[J]. *热带气象学报*, 2002, 18(3): 227-237.
- [32] 唐浩华, 范绍佳, 吴兑, 等. 南岭山地浓雾的微物理结构及演变过程[J]. *中山大学学报*, 2002, 41(4): 92-96.
- [33] 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, 147: 2 153-2 166.

## COMPREHENSIVE ANALYSIS OF THE MACRO- AND MICRO-PHYSICAL CHARACTERISTICS OF DENSE FOG IN THE AREA SOUTH OF THE NANLING MOUNTAINS

DENG Xue-jiao<sup>1</sup>, WU Dui<sup>1</sup>, SHI Yue-qin<sup>2</sup>, TANG Hao-hua<sup>3</sup>, FAN Shao-jia<sup>3</sup>,  
HUANG Hao-hui<sup>1</sup>, MAO Wei-kang<sup>1</sup>, YE Yan-xiang<sup>1</sup>

(1. Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, CMA, Guangzhou 510080, China;

2. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;

3. Department of Atmospheric Science, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China)

**Abstract:** Using the composite field observational data collected in the area south of the Nanling mountains and numerical modeling, the seasonal features of dense fog and visibility, fog drop spectrum and physical concept of fog forming have been analyzed. The occurring frequency of low visibility( $\leq 200$  m) is very high with a mean of 24.7%, a maximum of 41.8% from the end of autumn to winter and next spring. The fog processes that occurred in the area south of the Nanling mountains in spring and winter resulted from the interactions of complicated micro-physical processes, the local terrain, water vapor transportation and the influencing weather system. The fog processes are arisen from advection or windward slope, which is much different from the radiation fog. Cooling condensation due to the air lifted by the local mountain plays an important role in fog formation. Windward slope of the mountain is favorable to the fog formation. Dense fog can occur at lower altitudes in the windward slope of mountain, resulting in the lower visibility. The fog is mainly of small-drop spectrum with smaller number-density than that of urban fog, and its drop spectrum has descending trend in the section of smaller diameter. The inverse relationship between fog water content and visibility is the best among several relationships of micro-variables. In addition to micro-physical processes of fog body itself, the motion of irregular climbing and crossing over hillside while the fog body is being transported by the wind are also important reasons for the fluctuation of micro-physical parameters such as fog water content.

**Key words:** dense fog; visibility; weather system; fog drop spectrum; fog water content