

气溶胶粒子对城市雾影响的模拟研究^{*}

石春娥^{**}

(安徽省气象科学研究所, 合肥 230061)

姚克亚

(中国科学技术大学地球和空间科学系, 合肥 230026)

马 力

(重庆市气象局, 重庆 400039)

摘 要 在三维雾模式内增加气溶胶粒子的长波辐射效应, 旨在运用模拟的方法研究夜间城市气溶胶粒子对雾的形成和发展的影响。运用重庆市的地形及有关资料, 模拟了重庆市冬季雾的形成和发展过程, 并与不考虑气溶胶粒子情况下雾的形成和发展过程进行了对比分析。结果表明: 气溶胶粒子的存在, 由于其温度效应, 使地面雾形成时间推迟, 低层雾含水量普遍减小; 适量的气溶胶粒子有助于重庆雾向高处发展; 当气溶胶粒子成倍增加后, 对雾的形成和发展均有阻碍作用。

关键词: 气溶胶粒子; 辐射; 雾; 模式

1 引言

随着城市和社会经济的发展, 一些城市雾有减少趋势。20世纪50年代西双版纳首府景洪平均年雾日166天, 到20世纪90年代(1990~1995年)平均年雾日仅58天。20世纪50年代重庆市平均年雾日103天, 到20世纪80年代平均年雾日仅48天。有雾日雾内含水量明显减少, 雾滴尺度明显减小, 而雾滴数密度却明显增大^[1]。雾减少的一个主要原因是城市扩大, 工业和交通运输业的发展导致城市热岛效应的增强和空气污染日益加剧。观测表明, 近年来, 城市气溶胶粒子明显增多。气溶胶粒子可成为雾的凝结核, 气溶胶粒子的增多必然使雾滴数密度增大; 另一方面, 气溶胶粒子在夜晚可影响长波辐射, 气溶胶粒子的增多可改变近地层温度分布状态, 从而影响雾的形成和发展。

雾的数值模式研究发展很快, 已建立了比较完善, 各影响因子处理得比较合理的描述辐射雾生消过程的数值模式^[2-4]。考虑到重庆雾分布不均匀, 具有明显的三维结构特征, 且地形复杂又不对称, 石春娥和李子华建立了复杂地形上雾的三维模式^[4,5], 用这个模式模拟重庆因山地、河流和城市热岛而引起的局地环流极为真实, 模拟冬季雾的生消过程, 空间分布特征与实况接近。但到目前为止, 尚未见到将大气气溶胶粒子的辐射效应引入到雾模式中的研究。近年来, 对边界层气溶胶粒子的温度效应的研究取得了不少有意义的成果^[6-11]。李子华和涂晓萍^[10]研究城市气溶胶夜晚温度效应还考虑了空气湿度的影响。本文拟在复杂地形上三维雾模式内增加气溶胶粒子的长波辐射效应, 并利

2000-03-29收到, 2000-07-17收到修改稿

^{*} 重庆市科委资助项目资助

^{**} 现在中国科技大学七系攻读博士学位

用重庆雾课题组的观测资料来模拟研究气溶胶粒子对雾形成和发展的影响。对气溶胶粒子辐射效应, 考虑了湿度影响。

2 三维雾模式简介

从质量、动量、能量和水物质守恒关系出发, 考虑所研究的 β 中尺度特性、利用静力平衡和不可压缩假设进行湍流参数化, 得到以风速、位温、比湿和雾中液水混合比作为预报变量的一组三维时变方程组:

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F(u), \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F(v), \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \left(\frac{\delta \theta}{\delta t} \right)_{\text{rad}} + \frac{LC}{c_p} + F(\theta), \quad (4)$$

$$\frac{dM}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \frac{\partial M}{\partial z} \right) + \frac{\partial G}{\partial z} + C + F(M), \quad (5)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) - C + F(q), \quad (6)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}, \quad (8)$$

$$R - R_L + \rho L u_* q_* + \rho c_p u_* \theta_* + \rho_s c_s K_s \left. \frac{\partial T_s}{\partial z} \right|_G = 0, \quad (9)$$

$$\theta = T(p_0/p)^{0.286}, \quad (10)$$

$$\left(\frac{\delta \theta}{\delta t} \right)_{\text{rad}} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_{NL}}{\partial z} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.286}, \quad (11)$$

其中, (1)、(2) 为运动方程, (3) 为连续方程, (4) 为位温方程, (5) 为液水混合比方程, (6) 为水汽方程, (7) 为静力平衡方程, (8) 为土壤热传导方程, (9) 为地表能量平衡方程, (10) 为位温定义式, (11) 为方程 (4) 中辐射变温率的表达式。Exner 函数 $\pi = c_p(p/p_0)^{0.286}$ 。 $F(\varphi)$ 是变量 φ 的水平平滑算子, φ 代表 u 、 v 、 θ 、 q 、 M 。其余均为常见符号。

为考虑地形的影响, 模式中使用地形坐标系 (TFCS) (x^* , y^* , z^* , t), 地形坐标系用直角坐标系 (LCCS) (x , y , z , t) 定义如下:

$$x^* = x, y^* = y, z^* = (z - z_g)/(H - z_g) \cdot H, \quad (12)$$

H 是模式顶高, z_g 是地形高度, z 是海拔高度。方程

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x^*} + v \frac{\partial}{\partial y^*} + w^* \frac{\partial}{\partial z^*}, \quad (13)$$

$$w^* = \frac{dz^*}{dt} = \frac{H}{H - z_g} w + \frac{z^*}{H - z_g} \left(u \frac{\partial z_g}{\partial x^*} + v \frac{\partial z_g}{\partial y^*} \right) \quad (14)$$

中, w^* 是地形系下的垂直速度。

模式采用了静力平衡假设, 采用水平平滑来代替常用的显式水平扩散的计算, 假定空气达到饱和即发生凝结, 形成雾滴, 雾滴在不饱和的空气中蒸发, 调节方法参考 McDonald^[12]的方法; 垂直交换系数的处理, 使用 Estoque^[13]模式, 并且假设 $K_q = K_w = K_\theta$, 重力沉降项也采用参数化方法处理^[14]。为准确计算长波辐射冷却, 利用 Roach^[15]提出的适用于雾和层云的五波段模式, 该模式考虑了水汽、二氧化碳和水滴的吸收作用, 求出各波段的透过率。

3 气溶胶的长波辐射效应

考虑气溶胶粒子对大气长波辐射的影响, 本文基本上是在文献[4]的方法上增加了气溶胶粒子的影响。具体方法如下:

当相对湿度大于 60% 时, 大气中的可吸湿性粒子吸附水汽的能力很显著^[16], 这时, 干气溶胶粒子外层逐渐形成一水膜, 使气溶胶粒子尺度增大, 改变了气溶胶粒子折射率, 使其吸收光学厚度发生变化, 导致夜间大气长波辐射向外发射的能量发生相应变化。所以, 用经验公式^[16]

$$P = \frac{r(f)}{r} = (1 - f)^{-1/\alpha} - (1 - 60\%)^{-1/\alpha} + 1 \quad (60\% \leq f \leq 95\%, \alpha = 3.5) \quad (15)$$

表示湿气溶胶粒子的半径与干粒子的半径之比。平均而言, 重庆市区冬季相对湿度较高, 近地层维持在 80% 以上, 有雾的夜晚更是如此。根据黄美元等对重庆市区大气污染物化学组分的观测和分析^[17], 发现市区大气中吸湿性硫酸盐的含量占总数的 50% 以上。因此, 本模式将气溶胶粒子分作两部分处理, 60% 作为湿气溶胶粒子, 40% 作为干的气溶胶尘埃粒子。

气溶胶层的吸收光学厚度可用下式^[18]表示:

$$\sigma_A(\lambda) = \int \int \pi r^2 K_a(r, n_i, \lambda) n(r, z) dr dz, \quad (16)$$

其中, $n(r, z)$ 是气溶胶粒子谱, 本文取为 Junge 谱; K_a 为吸收有效因子, 根据 Van de Hulst^[18]的研究, K_a 有以下近似公式:

$$K_a = \frac{8\pi r}{\lambda} \text{Im}[(1 - n^2)/(2 + n^2)], \quad (17)$$

其中, n 为复折射指数 (随相对湿度不同取值不同), Im 表示虚部。考虑相对湿度 f 后, 湿气溶胶的复折射指数可以表示为

$$n_c = n_{re} - in_{ie},$$

其中,

$$n_{re} = n_{rw} + (n_r - n_{rw}) \left[\frac{r}{r(f)} \right]^3, \quad (18)$$

$$n_{ic} = n_{iw} + (n_i - n_{iw}) \left[\frac{r}{r(f)} \right]^3, \quad (19)$$

式中, n_{rw} 、 n_{iw} 分别表示湿气溶胶粒子的复折射率 n_w 的实部和虚部, n_r 、 n_i 分别为干气溶胶粒子的复折射率 n 的实部和虚部。

在 (17) 式中分别代入干、湿气溶胶粒子的折射率, 即可求出对应的 K_s 值代回 (16) 式中, 便可求出干、湿气溶胶粒子的吸收光学厚度。

在一定温度下, 物体除了吸收辐射能外, 还将对外发射能量, 气溶胶粒子向外辐射属于长波辐射。本文由 Kirchhoff 定律出发, 结合黑体辐射公式, 将大气分为若干薄层, 求出每一薄层中大气气溶胶粒子的透过率, 进而求出每一薄层中大气气溶胶粒子的辐射值, 然后根据地气系统长波辐射公式, 计算出某高度上所得到的由气溶胶粒子放射的向上、向下辐射以及对应的净辐射。

4 模拟区域和试验方案

本文模拟的区域为包括重庆市区在内的 $22 \text{ km} \times 17 \text{ km}$ 范围。图 1 为模拟区域的地形等高线图。从图 1 可以对模拟区域的地形地貌有一个大致的了解, 即: 东西两侧各有

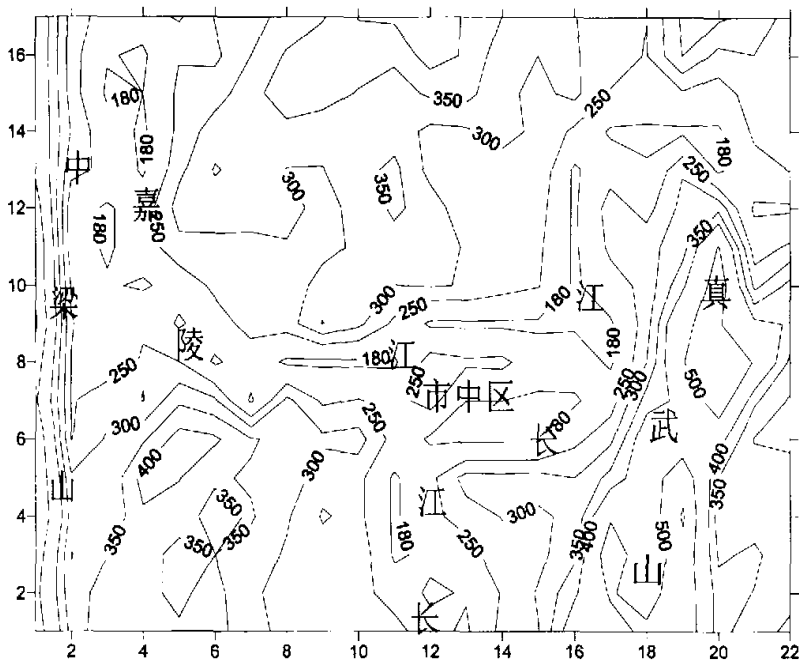


图 1 模拟区域地形等高线图

一海拔 600 m 以上的山脉, 西为中梁山, 东为真武山, 北边为一面积不小的高地, 西南角为一台地。长江、嘉陵江从模拟区域穿过, 市中心区几乎是在两江的环抱之中。

模拟开始时间为 20 时, 假设初始风场为静风, 初始湿度场由地表向上逐渐减小, 根据重庆市冬季有雾的夜晚湿度场的统计平均, 20 时 10 m 及以下相对湿度为 80%, 1500 m 处为 70%, 然后线性内插到各网格点上。初始位温场设大气处处位温相等, 为 282 K, 地面水陆温差为 2.0 K, 城乡温差为 2.0 K。

1990 年 12 月, 用 ADAS 在重庆市中区观测边界层温、湿、风, LG-83 型光学粒子计数器在市边区沙坪坝观测气溶胶粒子谱分布。气溶胶粒子观测表明, 平均数密度为 $252 \text{ 个}/\text{cm}^3$, 粒子谱服从 Junge 分布^[19]。但水平分布不均, 市中心区与市边区比, 可大 1 倍到几倍。本模式取大气气溶胶粒子空间分布为

$$n(D, z) = \begin{cases} 2.866D^{-2.95} \exp(-z/H_p), & \text{市中心区以外的地方,} \\ 2 \times 2.866D^{-2.95} \exp(-z/H_p) & \text{市中心区,} \end{cases}$$

H_p 取为 1200 m, D 为粒子直径。所取气溶胶粒子半径范围为 $0.01 \sim 10.0 \mu\text{m}$ 。做了四个试验: (1) 取 $n(D, z) \times 0$, 即不考虑气溶胶粒子的影响; (2) 取 $n(D, z)$, 考虑 60% 气溶胶粒子为吸湿性; (3) 取 $n(D, z) \times 5$; (4) 取 $n(D, z) \times 10$ 。

5 模拟结果

模拟结果表明, 试验一, 二和三都能成功地模拟出重庆雾的分布特征及演变过程。下面比较试验结果, 以考察气溶胶粒子对重庆雾的影响。

5.1 气溶胶粒子浓度对成雾时间和雾中液水含量及雾顶高度的影响

图 2 给出了试验一、二、三中市中心区某点液水含量的时空分布。比较图 2a 和图 2b, 可以发现, 两图形状极为相似, 都是 $z^* = 10 \text{ m}$ 左右最早出现雾, 然后向上下发展, 液水含量中心基本上维持在 10 m 左右, 但按 $n(D, z)$ 谱分布考虑气溶胶粒子的辐射效应后, 整个剖面内液水含量明显减小, 最大值减小接近 $1/3$, 而且考虑了气溶胶粒子的影响后, 随着时间的发展, 雾能发展得更高, 如在试验一中模拟 11 小时后雾顶高度在 $z^* = 400 \text{ m}$ 左右 (图 2a), 试验二中模拟 11 小时后, 雾顶高度在 $z^* = 500 \text{ m}$ 左右 (图 2b)。考虑了气溶胶后, 雾到达地面的时间推后约 1 小时。当气溶胶粒子数密度加大到原来的 5 倍时, 雾中液水含量变得更小了 (图 2c), 雾出现的时间明显推迟约 1.5 小时, 最早出现雾的高度和液水含量最大值维持的高度也升高了, 但雾顶高度远没有试验一、二高, 而且在整个模拟过程中雾都没有及地。进一步加大气溶胶粒子数密度后 (试验四), 在整个模拟过程中市中心区都没有雾出现。可见适量的大气气溶胶可促使雾向高处发展, 但当大气中的气溶胶粒子浓度大到一定的时候其长波辐射效应对雾的形成和发展有阻碍作用。

为了解气溶胶粒子对整个模拟区域雾中含水量的影响, 图 3 给出了试验一、二中模拟 8.5 小时在模式第 4 层、第 9 层和第 13 层液水含量的绝对变化, 即用考虑了气溶胶粒子的模拟结果 (试验二) 减去不考虑气溶胶粒子的模拟结果 (试验一)。由图可见, 液水含量的绝对变化在整个模拟区域内并不均一, 在第 4 层上, 液水含量降低了 0.10

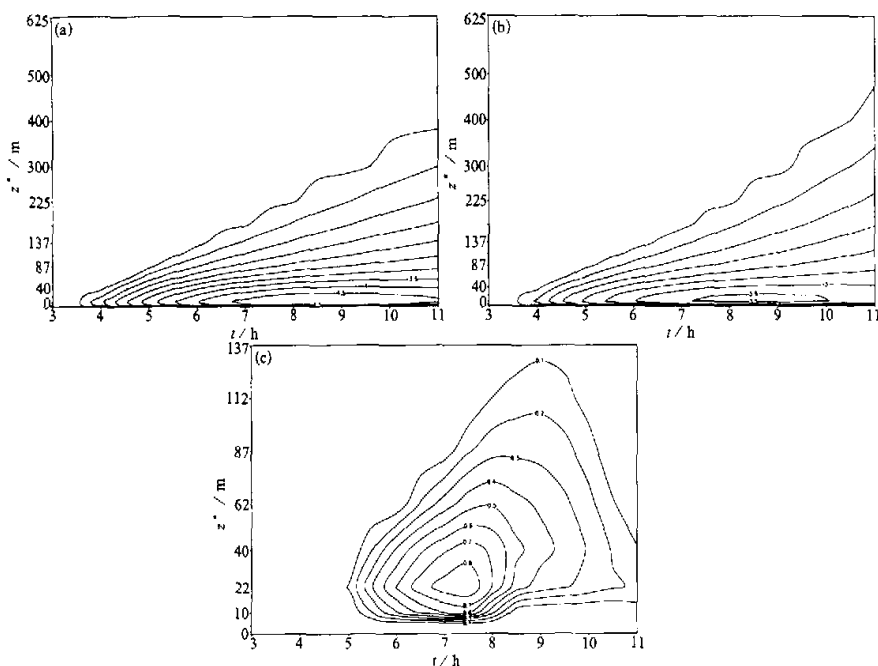


图2 市中心某点 ($i=14, j=8$) 液水含量时间高度剖面图 (单位: 0.1 g kg^{-1})

横坐标为模拟开始后的时间 (h), 纵坐标为高度 z^* (m)

(a) 试验一; (b) 试验二; (c) 试验三

$\sim 0.15 \text{ g kg}^{-1}$, 市中心及河谷地带降低幅度大, 高山上降低幅度稍小, 在市中心比较均匀, 几乎都是 0.13 g kg^{-1} ; 第9层, 液水含量的减少量比地面小, 且在东边山上出现了范围较大的增加区, 最大增加量达 0.02 g kg^{-1} 。在第13层, 除极少数地方外, 大部分地方液水含量都是增加的, 也有部分地区的300 m高度层两个试验都没有产生雾。可见, 适量的气溶胶粒子可使低层液水含量减少, 高层液水含量增加。

5.2 气溶胶对雾的影响机理分析

气溶胶对雾的影响主要是由于它的辐射效应, 对边界层温度场产生了影响。文献[10]利用1990年12月30日20时重庆ADAS资料做过模拟试验。试验得出无气溶胶粒子与气溶胶粒子谱分布为 $n(D, z)$ 之间温差廓线, 对100~120 m以下气层, 温差为负, 而其上层温差为正, 且随时间延长, 温差越来越大。这就是说大气中因有气溶胶粒子, 可使低层增温, 最大增温值可达 0.6°C , 中上层要降温, 最大降温值为 0.8°C , 从而使边界层稳定度降低, 使夜间逆温强度减弱。

由于气溶胶粒子增多, 贴地气层夜晚辐射降温减弱, 因而影响雾的形成, 或使雾推迟出现, 或仅形成于低空而不及地, 即使有雾形成, 雾水含量也明显减小。对于120 m以上气层, 气溶胶粒子辐射效应会使气温降低, 因而那里的雾层含水量有可能增大, 而且气溶胶粒子增多后, 由于稳定度的降低, 上层辐射降温加大, 会使雾顶升高, 雾层

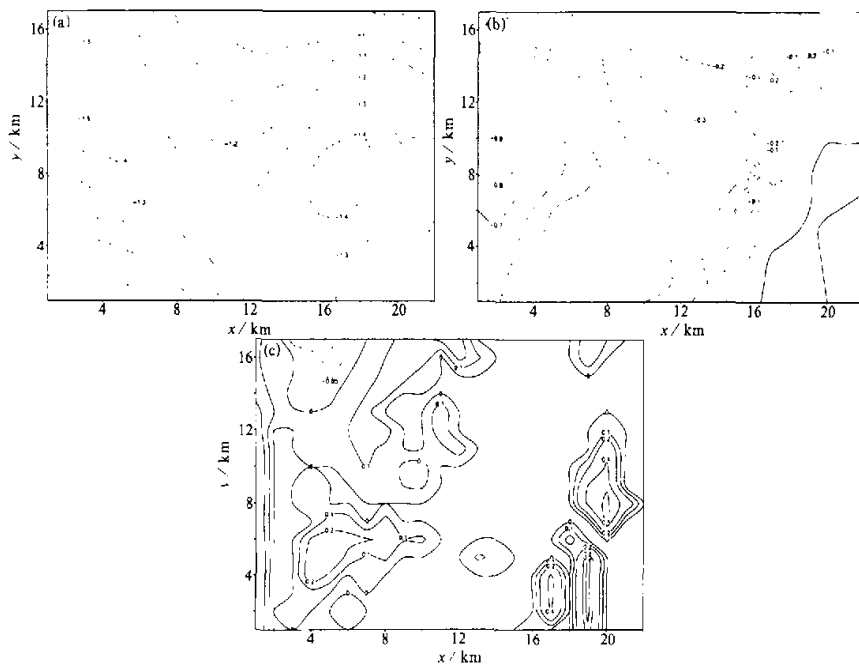


图3 考虑气溶胶粒子后液水含量增加量 (单位为: 0.1 g kg^{-1})

(a) 模式第4层 ($z^* = 10.5 \text{ m}$); (b) 模式第9层 ($z^* = 112 \text{ m}$); (c) 模式第13层 ($z^* = 300 \text{ m}$)

增厚。

6 结论

(1) 气溶胶粒子的存在, 由于其温度效应, 会使地面雾形成时间推迟, 低层雾含水量普遍减小。

(2) 适量的气溶胶粒子有助于重庆雾向高处发展。

(3) 当气溶胶粒子成倍增加后, 对雾的形成和发展均有阻碍作用, 即有可能不出现雾, 或仅形成于低空而不及地。

参 考 文 献

- 1 黄玉仁, 黄玉生, 李子华, 生态环境变化对雾的影响, 气象科学, 2000, 20(2), 278~284.
- 2 尹球等, 辐射雾生消的数值研究 (I) ——数值模式, 气象学报, 1993, 51(3), 351~359.
- 3 张利民, 李子华, 重庆雾的二维非定常数值模拟, 大气科学, 1993, 17(6), 750~755.
- 4 Shi Chun'e, Sun Xuejin, Yang Jun and Li Zihua, 3D model study on fog over complex terrain, Part I: Numerical study, *Acta Meteorologica Sinica*, 1996, 10(4), 493~506.
- 5 Li Zihua, Shi Chun'e and Lu Taoshi, 3D model study on fog over complex terrain. Part II: Numerical experiment,

- Acta Meteorologica Sinica*, 1997, **11**(1), 88~94.
- 6 Viskanta, R. and R. A. Daniel, Radiative effects of elevated pollutant layers on temperature structure and dispersion in an urban atmosphere, *J. Appl. Meteor.*, 1980, **19**, 53~70.
 - 7 Coakley, J. A., R. D. Cess and F. B. Yurevich, The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiative budget: A parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 116~138.
 - 8 李乐泉、周明煜、李兴生, 夜间城市大气边界层和气溶胶的相互作用, *应用气象学报*, 1992, **3**(1), 32~41.
 - 9 王海啸、黄建国、陈长和, 城市气溶胶对太阳辐射的影响及其在边界层温度变化中的反映, *气象学报*, 1993, **51**(4), 457~463.
 - 10 李子华、涂晓萍, 考虑湿度影响的城市气溶胶夜晚温度效应, *大气科学*, 1996, **20**(3), 359~366.
 - 11 Catherine, C. C. E, P. Joyce, E. Tkarl, S. G. Allen and J. W. John, An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**(D3), 3761~3778.
 - 12 McDonald, J. E., The saturation adjustment in numerical modeling of fog, *J. Atmos. Sci.*, 1963, **20**, 476~478.
 - 13 Estoque, M., A flow over a localized heat source, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97**, 850~859.
 - 14 Kunkel, B. A., Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models, *J. Appl. Meteor.*, 1984, **23**, 34~41.
 - 15 Roach, W. T. et al., A high resolution infrared radiative transfer scheme to study the interaction of radiation with cloud, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 1979, **105**, 603~614.
 - 16 孙景群, 能见度与相对湿度的关系, *气象学报*, 1985, **43**(2), 230~234.
 - 17 黄美元、沈志来, 重庆地区云水和雨水酸度及其组分的观测分析, *大气科学*, 1988, **12**(4), 389~395.
 - 18 刘长盛、刘文保, 大气辐射学, 南京: 南京大学出版社, 1990, 227~234, 339~340.
 - 19 陈金荣、周文贤, 重庆市市区大气气溶胶粒子的时空分布和物理特性, *气象科学*, 1992, **12**(4), 436~444.

Numerical Studies of Effects of Aerosols on Urban Fog

Shi Chun'e

(*Anhui Institute of Meteorology, Hefei 230061*)

Yao Keya

(*Department of Earth and Space of Science, University of Science and Technology of China, Hefei 230026*)

Ma Li

(*Meteorological Bureau of Chongqing, Chongqing 400039*)

Abstract The scatter and absorption of long wave radiation of aerosols and its own radiation are added to the 3D fog model to study the effect of urban aerosols on the development and evolution of urban fog. Using the topography and relative data of Chongqing city, the roles of aerosols in the development and evolution of Chongqing fog are discussed. The results show that the existence of aerosols, because of its temperature effect, may hinder the development of surface fog, reduce the water content of low level universally, lift the fog top, and after doubling the density of aerosols, it may hinder the emergence and development of fog.

Key words: aerosol; radiation; fog; model.