

北京及其周边地区一次大雾的数值模拟及诊断分析

董剑希^{1,2} 雷恒池¹ 胡朝霞¹ 肖稳安² 张晓庆¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水与强风暴实验室, 北京 100029

2 南京信息工程大学电子工程系, 南京 210044

摘要 利用美国国家大气研究中心研制的第5代中尺度模式系统MM5对2002年12月1~4日北京及其周边地区出现的一次大雾进行了数值模拟研究, 模拟的雾出现和消散时间与实况一致。同时对雾形成和维持的机制进行了分析, 讨论了雾发生发展阶段的物理过程, 并对影响大雾过程的辐射条件做了敏感性试验。结果表明: 形成大雾的主要原因是大气层结稳定, 水汽充沛, 地面的长波辐射冷却; 近地面层微物理过程充分发展和雾顶的强烈辐射降温致使雾在垂直空间上出现爆发性发展; 而太阳短波辐射对雾的减弱消散有着重要影响; 深厚逆温层的维持对雾层长时间维持起着决定性作用。

关键词 雾 数值模拟 辐射冷却 深厚逆温

文章编号 1006-9585 (2006) 02-0175-10 **中图分类号** P422 **文献标识码** A

Numerical Simulation and Diagnosis of a Dense Fog in Beijing and Its Penumbra

DONG Jian-Xi^{1,2}, LEI Heng-Chi¹, HU Zhao-Xia¹, XIAO Wen-An², and ZHANG Xiao-Qing¹

1 *Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storm, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Department of Electronics Engineering, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*

Abstract The fifth-generation Pennsylvania State University-National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model was utilized to simulate a dense fog occurred in Beijing and the area around on 1–4 December 2002, the results of simulation in formation and dissipation of the fog are coincide with the real situation, in the same time, the mechanism of formation and maintenance of the fog are analyzed, and the physical process of formation and development is also discussed. Sensitive experiments are performed for understanding the role of radiation. The results showed that longwave radiative cooling is very important for the formation of the fog in addition to steady atmospheric stratification and plenty of moisture. And the active microphysics process near the ground and stronger radiative cooling on the top of the fog result in the burst development of fog. The fog dissipation was influenced most by shortwave radiation. In addition, the sustentation of the deep inversion play a decisive role in the course of prolonged fog.

Key words fog, numerical simulation, radiative cooling, deep inversion

1 引言

雾是一种常见的天气现象, 也是一种灾害性

天气。随着社会经济的发展, 城市雾害已被列为城市灾害之一。大雾天气对城市的交通影响很大, 飞机不能正常起飞和着陆, 高速公路上行驶的汽

收稿日期 2004-08-31 收到, 2005-08-12 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40475005

作者简介 董剑希, 女, 1973年出生, 硕士, 主要从事云降水物理数值模拟与人工影响天气的研究。E-mail: dongjianxi633@126.com

车以及湖（河）面和海面航行的船舶等常因雾天能见度差引发交通事故。另外，由于雾天大气污染物不易扩散，对人体健康也会造成不利影响。雾对农业生产的危害表现为，农作物缺乏光照，影响作物生长和引发病虫害。因此，雾的研究工作对促进社会经济良性发展和人民生活有重要的意义，越来越得到重视。中国对雾的物理学研究可以追溯到 1958 年，多年来通过大量的观测试验论证了雾形成、发展和消散阶段的微物理过程及其影响因子；并在近年来开展了雾的数值模拟研究，从一维和二维的数值模拟，发展到当今的三维高分辨率数值模拟。由于影响雾形成的各因素如辐射、微物理过程及湍流等的不确定性，使得雾的模拟和预报难度很大。最早对辐射雾的形成过程进行数值模拟的是 Fisher 等^[1]，随后 Zdunkowski 等^[2]、Roach 等^[3]对辐射雾模式研究作了很大的改进。国内在辐射雾的研究方面也有不少工作。20 世纪 90 年代，钱敏伟等^[4]、孙旭东等^[5]以及张利民等^[6]分别利用一维、二维或三维的雾模式对长江上空以及重庆地区辐射雾的形成过程进行了数值模拟研究。由于数值模拟考虑了较多因子的影响，能近似地表达出客观雾的规律，所以在雾的产生、发展机制以及各种影响因素的作用方面得出了许多有益的结论。

雾模式虽然是一种研究雾的很好的工具，但由于它主要针对雾设计，而无法考虑环境背景场变化对雾的影响，要对雾进行数值预报必须利用中尺度模式。1991 年英国 Ballard 等^[7]开始用中尺度模式对雾进行数值模拟研究。作为中国北方大雾个例研究，本文采用了比较先进的中尺度模式（MM5）对北京及其周边地区 2002 年 12 月 1~4 日（北京时间，下同）发生的一次大雾进行了数值模拟试验。敏感性试验分别探讨了短波辐射、长波辐射对雾模拟结果的影响。

2 一次雾过程实况

2002 年 12 月 1~4 日，北京及其周边地区以及天津、河北等地发生大雾，致使数以万辆汽车陷入困境，首都机场所有航班均不能正常起降。大雾 3 天持续不消，能见度在 500 m 以内，个别地区甚至不足 100 m，能见度在白天有所好转，

但在夜晚降低明显。1 日 23 时北京出现轻雾；2 日 02 时，保定、天津发展成大雾，同时雾区发展到山西、辽宁、山东等地；05 时，北京、天津大雾；08 时雾区继续扩大，河北省唐山地区也发展成大雾；3 日北京仍然维持大雾天气；4 日 14 时，北京雾消。雾出现期间，雾区静风，沿海地区大连、青岛有东南风。大雾时地面气温低于 0℃，为过冷雾。

在 1 日 20 时 850 hPa 形势图中（图略），京津塘地区西部受西风气流影响，同时在东边从华中到东北有偏南风气流输送暖湿空气，在北京附近成为风向的辐合区，这种形势有利于水汽的聚集，为大雾的形成和维持提供了良好的水汽条件。从地面图上可知地面风力很小，空气流动很弱，使得雾区一直保持较高的相对湿度，同时伴随着逆温层的维持使得大雾持续数天不散。2002 年 12 月 2 日 02 时高空 500 hPa 形势图中，京津塘地区受西西北气流控制，700 hPa 图中，受平直的西风气流影响，风场在这一地区有弱的辐散，这些因素不利于云的形成，保持了高空少云，有利于地面的长波辐射，使得夜间辐射降温特别明显。从 12 月 2 日 08 时 750 hPa 的形势图中可以看出，等压线较平直，北京及其周围地区没有强冷空气活动。地面图上相对湿度在 80% 左右，低层空气湿度大，这主要是由于前期很少有强冷空气活动，华北地区持续受弱辐合区的控制，为大雾生成提供了有利的条件。4 日 14 时前后，由于有强冷空气入侵，破坏了大气稳定层结，空气湿度减弱，逆温结构也遭到破坏，大雾的形成条件不再存在，于是持续了将近 3 天的大雾终于消散了。因此，形成这次大雾的主要原因是稳定的大气层结和较高的相对湿度以及地面的辐射降温，属于辐射雾。本文采用 MM5 对这次大雾进行了三维数值模拟研究。模拟结果在雾的生成和消散时间以及区域和强度方面都与实况接近。

3 模拟结果检验

3.1 模式方案设计

美国国家大气研究中心（NCAR）和宾夕法尼亚州联合研制的第 5 代中尺度气象模式系统（MM5）是此模式系列中的最新版本，考虑了环

境背景场变化对雾的影响, 包括了比较详细的云雾微物理过程, 也包括了云水(冰)和雨水(雪)的预报方程, 具有模拟雾过程的能力。

MM5V3 采用垂直地形追随坐标系, 提供了包括湍流、辐射、显式和隐式云物理方案等各种参数的选择。模式所用的初始资料是 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料, 由于初始条件对雾的模拟有着非常重要的作用^[8], 因此用探空、地面等实测资料对初始场做了订正。水汽方案选择暖雨方案, 积云参数化是 Kain-Fritsch 方案。边界层采用 Gayno-Seaman PBL, 该 PBL (Planetary Boundary Layer) 是基于 Mellor-Yamada 的 TKE (Turbulent Kinetic Energy) 预报, 它与其他 PBL 的区别在于该 PBL 使用液态水的位温作为一个变量, 以使该 PBL 在饱和条件下能够更准确地起作用^[6]。考虑到辐射对于雾的形成起着很重要的作用, 采用了 Dudhia 辐射方案, 此方案较复杂, 它涉及长短波与显式云和晴空之间的相互作用。

模式区域中心为北京 (39.56°N , 116.11°E), 采用双向嵌套。大、小区域的格点距离分别为 30 km 和 10 km, 格点数分别为 65×65 、 76×76 。为了更好地模拟这次雾过程, 在边界层内增加了 9 层, 主要增加近地面 250 m 以下, 垂直方向由原来的 23 层增加为 32 层。模拟时间从 2002 年 12 月 01 日 20 时至 4 日 24 时。为了了解辐射项、短波辐射、长波辐射对这次大雾形成和发展的影响, 分别做了 3 个敏感性数值试验。这里将数值预报试验称作控制试验, 3 个敏感性试验和控制试验积分时间相同。在第 1 个敏感性数值试验中, 模式中去掉了辐射项的计算 (试验 1), 第 2 个敏感性试验去掉的是长波辐射的影响 (试验 2), 第 3 个敏感性试验去掉的是短波辐射的影响 (试验 3)。

3.2 模拟结果检验

气象观测对大雾的定义为: 悬浮在贴近地面大气中的大量细微水滴 (或冰晶) 的可见集合体, 能见度小于 1 000 m。一般认为^[9,10]: 雾在 $-15 \sim 0^\circ\text{C}$ 时的液态水含量 (LWC) 范围为 $0.05 \sim 0.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 所以我们采用液态水含量来描述模拟结果中的雾的生消过程。2002 年 12 月 1 日 23 时北京 (39.56°N , 116.11°E)、天津 (39°N , 117°E) 均有雾出现, 雾区范围较小, 仅出现在北京和天津地区, 液态水含量为 $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 1a), 之

后雾的发展较快; 2 日 05 时雾区扩大, 北京、天津及唐山发展成大雾, 液态水含量最高值也达到 $0.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 1b), 再之后雾的范围继续扩大; 但 2 日 11 时雾的浓度有明显减轻, 整个雾区液态水含量显著降低, 北京液态水含量只有 $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右, 而天津地区的液态水含量也在 $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下 (图 1c), 这是因为日出后地面接受太阳短波辐射, 雾体升温雾滴蒸发, 使得大雾减轻; 3 日北京和天津全天都是雾天, 大雾全天不散, 液态水含量变化不大, 维持在 $0.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右 (图 1d、e), 雾范围和强度也没有大的改变, 北京、天津和河北部分地区都在大雾区域内; 4 日 14 时, 实况雾基本消散, 模拟结果显示, 此时液态水含量的值已小于 $0.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 1f), 同样表明雾已消亡。总之模拟雾的形成和消散的时间与实况很一致, 液态水含量的值难以与实测作对比, 但这里看到, 采用液态水含量描述雾的生消演变是可行的。在雾的持续期间, 能见度是随着雾的液态水含量的变化而变化的。采用了 Kunkei 的关于 LWC (液态水含量) 和 VIS (能见度) 关系的经验公式^[11,12]:

$$V_{\text{is}} = \frac{\ln 0.02}{\beta}, \quad \beta = 144.7(\rho_0 \times q_1)^{0.88},$$

式中, ρ_0 为水密度 (单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$), q_1 为液态水含量 (单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), β 是根据大量的试验给出的物理参数。表 1 即为大量试验后给出的能见度与液态水含量的关系^[11]。

表 1 能见度与液态水含量的对应关系

Table 1 The relationship between visibility and liquid water content

能见度 Visibility/m	液态水含量 Liquid water content/ $10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$
16	4.8
30	2.4
60	1.2
300	0.2

图 2 给出了模拟的大雾期间北京站的能见度变化情况。可以看到, 在整个大雾形势下, 表现出明显的日变化, 夜晚到清晨雾更为浓重, 反映了辐射在此次雾形成、维持中的重要作用。后面我们将通过敏感性试验进一步理解长、短波辐射对雾的生成和维持的作用。

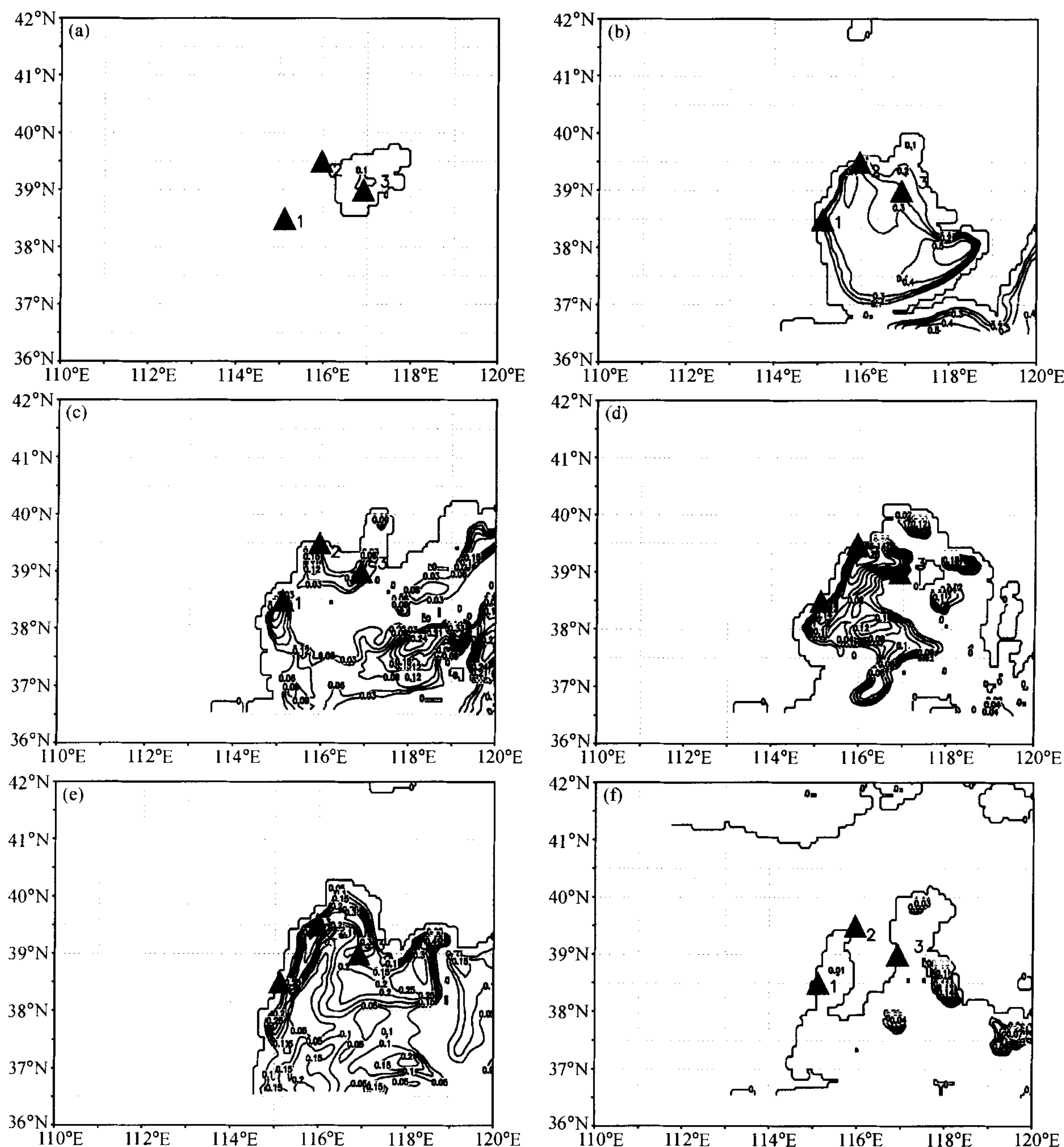


图1 2002年12月1~4日地面10 m高处的液态水含量(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 图中▲表示雾区, 1、2、3分别代表保定、北京和天津): (a) 1日23时; (b) 2日05时; (c) 2日11时; (d) 3日11时; (e) 3日20时; (f) 4日14时

Fig. 1 Liquid water content ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 10 m; (a) 2300 LST December 1, 2002; (b) 0500 LST December 2, 2002; (c) 1100 LST December 2, 2002; (d) 1100 LST December 3, 2002; (e) 2000 LST December 3, 2002; (f) 1400 LST December 4, 2002. Accident site is marked with ▲, 1, 2, 3 is used to denoted Baoding, Beijing and Tianjin, respectively

4 大雾形成原因及雾在垂直空间的特征分析

为了了解大雾的形成原因, 作 850 hPa 水汽

通量散度平面图, 沿 39°N 线液态含水量、温度剖面图, 以及长波辐射降温率剖面图(图 3、4、5)。从图 3 中可以看到, 在雾发展和维持期间, 雾区始终为弱的水汽辐合区, 这是大雾形成和持续的主要原因之一。由于晴空少云, 地面长波辐射降

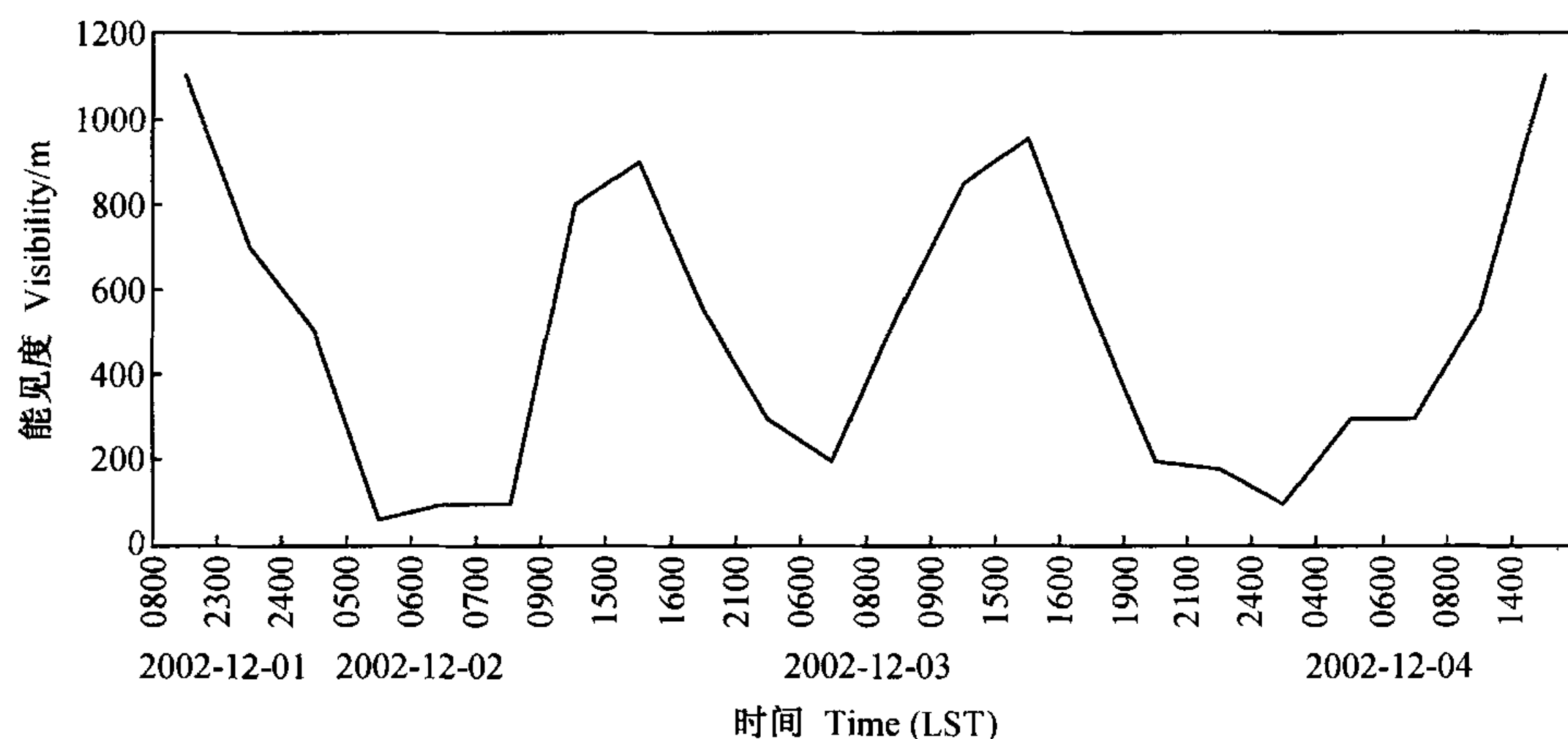


图 2 北京大雾期间的能见度随时间的变化

Fig. 2 Temporal variation of visibility during heavy fog period at Beijing

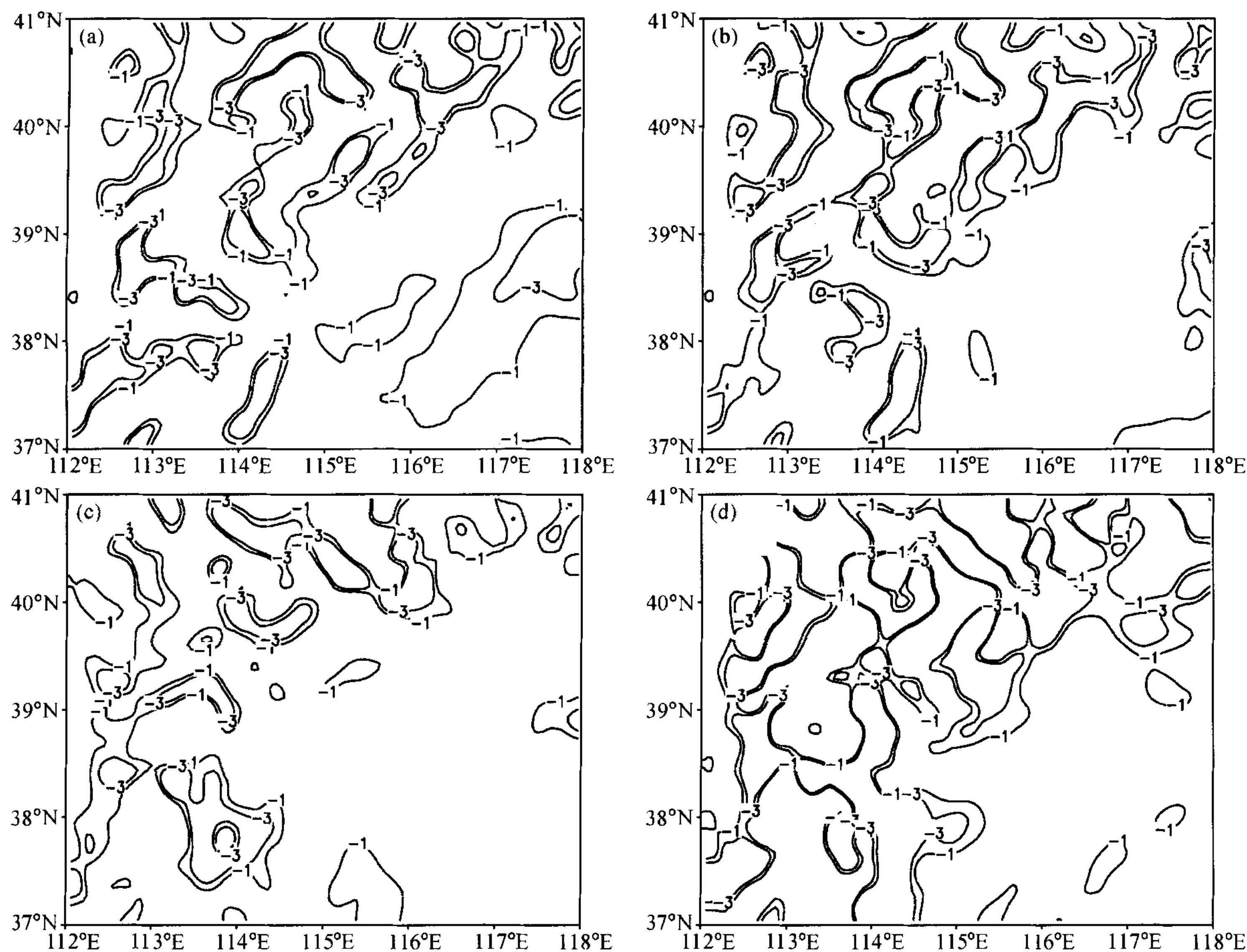


图 3 2002 年 12 月 1~3 日 850 hPa 水汽通量散度 (单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 纵坐标是 σ 坐标, 为地形追随坐标)。(a) 1 日 23 时; (b) 2 日 05 时; (c) 3 日 11 时; (d) 3 日 20 时

Fig. 3 The simulated 850 hPa divergence of moisture flux (units: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, y-axis is terrain-following σ coordinate): (a) 2300 LST December 1, 2002; (b) 0500 LST December 2, 2002; (c) 1100 LST December 3, 2002; (d) 2000 LST December 3, 2002

温显著, 使得贴地层温度降低, 1 日 23 时首先在近地面层 200 m 处 (0.97σ 层) 出现逆温, 而在

北京及其周边均为弱的水汽辐合区 (图 3), 为雾的形成提供了有利的水汽条件, 05 时雾的高度已

发展到近 300 m (0.96σ 层)。从图 4 可以看出, 只有在等温线密集时才有雾出现, 可见近地面层出现的深厚逆温层是雾形成的必要条件。

雾的液态含水量、温度剖面图 (图 4) 也揭示了大雾在三维空间的演变过程。从雾垂直结构看, 首先在地表由于逆温形成雾, 之后强逆温中心出

现在雾顶处, 强烈的长波辐射使雾顶冷却加强, 大量的水汽达到饱和状态, 凝结成雾; 而在地面, 温度略高于逆温中心温度约 1°C (图 4b), 说明地面微物理过程充分发展, 水汽凝结释放潜热使雾底出现增温, 从而使雾层内稳定度减小, 湍流加强, 湍流混合引起热量、动量的垂直输送, 所以

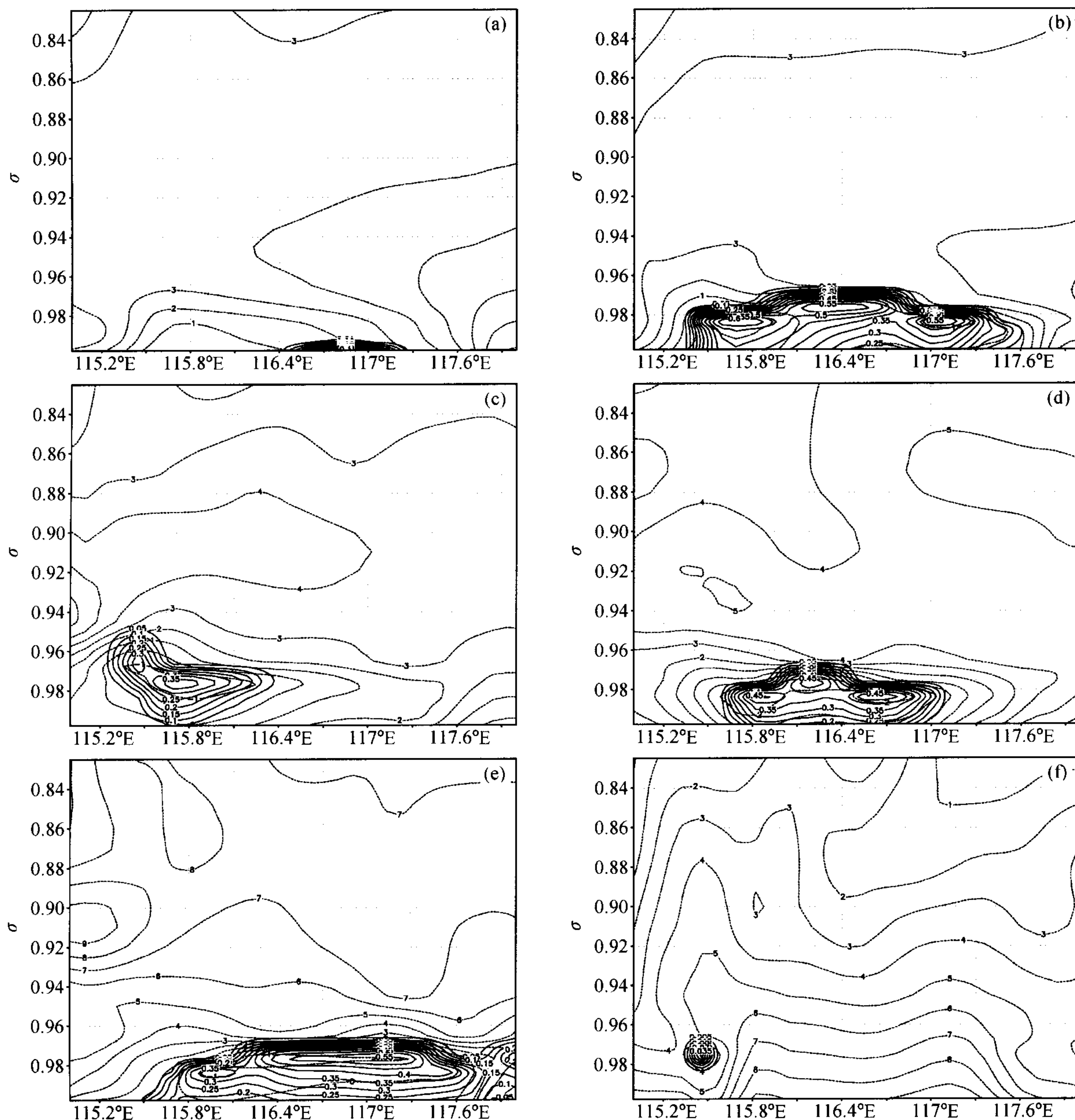


图 4 2002 年 12 月 1~4 日沿 39°N 线液态水含量、温度、高度-经度剖面 (实线为液态水含量, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$; 虚线为温度, 单位: $^\circ\text{C}$; 纵坐标是 σ 坐标, 为地形追随坐标): (a) 1 日 23 时; (b) 2 日 05 时; (c) 2 日 11 时; (d) 3 日 11 时; (e) 3 日 20 时; (f) 4 日 14 时

Fig. 4 The vertical cross-section for simulated liquid water content ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and temperature ($^\circ\text{C}$) along 39°N (y-axis is terrain-following σ coordinate): (a) 2300 LST December 1, 2002; (b) 0500 LST December 2, 2002; (c) 1100 LST December 2, 2002; (d) 1100 LST December 3, 2002; (e) 2000 LST December 3, 2002; (f) 1400 LST December 4, 2002. real line denote liquid water content and dashed show temperature

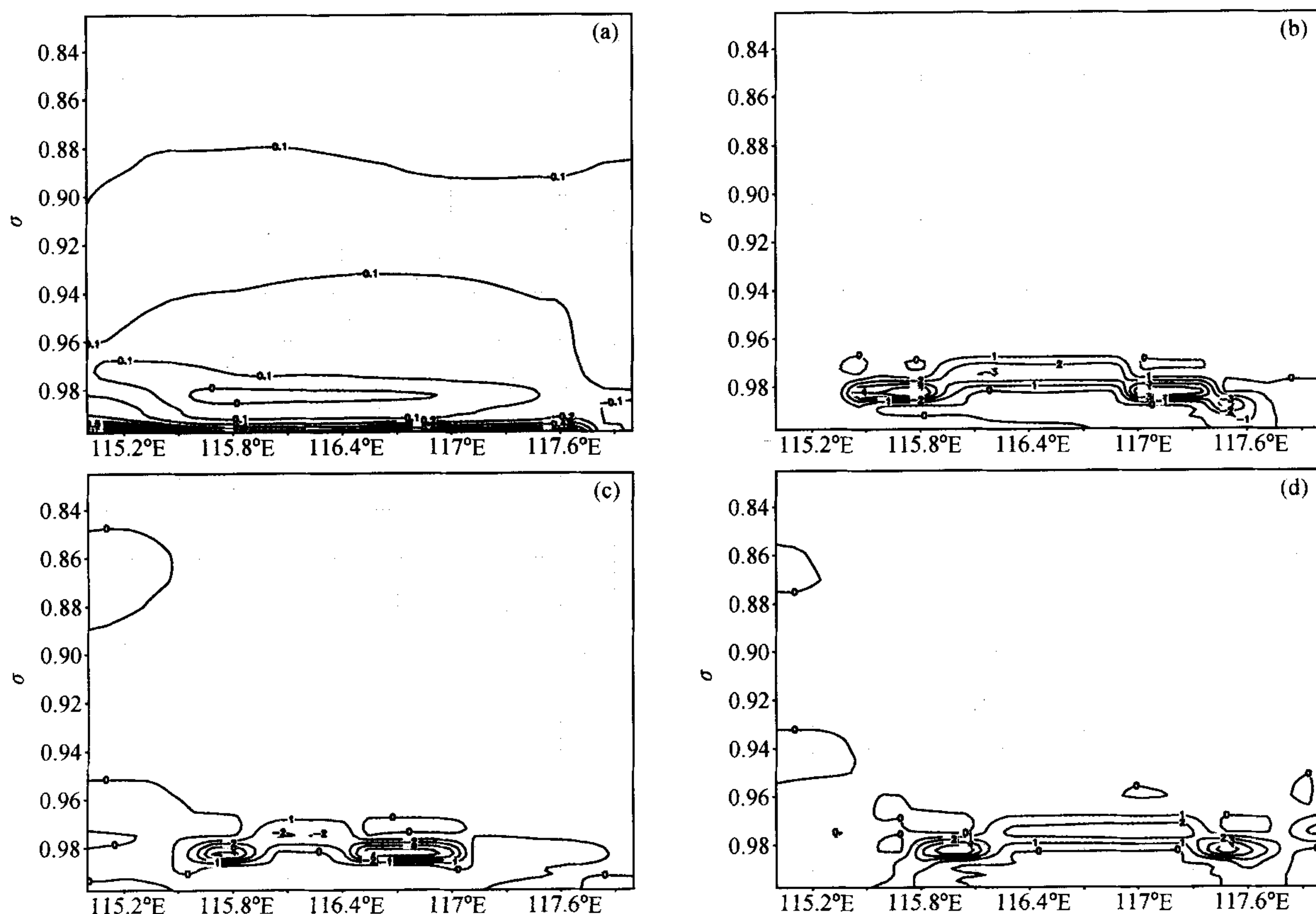


图5 2002年12月1~3日沿39°N线高度-经度长波辐射降温率(单位: $K \cdot h^{-1}$, 纵坐标是 σ 坐标, 为地形追随坐标): (a) 1日23时; (b) 2日05时; (c) 3日11时; (d) 3日20时

Fig. 5 The vertical cross-section for simulated radiative tendency (units: $K \cdot h^{-1}$, y-axis is terrain-following σ coordinate) along 39°N: (a) 2300 LST December 1, 2002; (b) 0500 LST December 2, 2002; (c) 1100 LST December 3, 2002; (d) 2000 LST December 3, 2002

雾出现了爆发性的发展, 雾的高度接近 300 m (图 4b)。而雾的消散是从地面开始的, 雾体抬升, 这是由于地面温度较高, 水汽蒸发, 从而使雾消散, 同时湍流使得雾顶温度也升高, 水汽凝结减少, 而此时地面逆温层消失, 雾形成条件不复存在, 大雾逐渐散去。从图 4 可以看到, 在雾顶处等温线最密集, 说明此处逆温强度最大, 也是液体含水量值最大的地方, 而且逆温层的高度和雾顶高度是基本一致的。2 日 14 时, 由于地面吸收太阳短波辐射, 温度升高, 雾体温度也升高, 导致雾滴蒸发, 雾浓度和范围均有较大减少, 但是雾顶之上逆温层始终未被破坏, 因而雾未能消散; 3 日 11 时, 雾顶高度没有大的变化, 液态水含量的高值中心为 $0.4 g \cdot kg^{-1}$, 分别出现在各逆温中心, 而强逆温中心位于雾顶附近; 4 日 14 时, 近地层逆温已基本消失, 仅在 200 m 以上处有一较小逆温区, 雾的浓度也很小, 为 $0.03 g \cdot kg^{-1}$ 。

图 5 为长波辐射降温率。1 日 23 时, 首先在地面出现长波辐射降温, 此时贴近地面处降温率约为 $0.4 K \cdot h^{-1}$ 。2 日 05 时, 距离地面 200 m (0.97σ 层) 和 300 m (0.96σ 层) 之间已经有较明显的降温, 最大降温约 $3^{\circ}C$ 。和图 4 相比较, 降温较大处是在雾顶, 形成较深厚的冷中心^[13], 此处也正是液态水含量值较大的地方。这是由于雾形成后发出长波辐射, 特别是在雾顶会存在较强的长波辐射, 使得雾顶处出现最大降温, 雾得以继续生成、发展。地面温度在 2 日 01 时开始有小幅增加 (图 6), 因为雾的出现会增加向下的长波辐射^[14,15], 因此地面温度不但没有下降, 反而出现了微弱增温, 同时大量水汽凝结成雾也要释放潜热有助于地面温度升高。从 2 日 08 时开始, 短波辐射逐渐增强, 12 时达到最大值 $150 W \cdot M^{-2}$, 而地面温度也在 13 时升到全天的最高值 $276.8 K$, 此时雾的浓度有明显的减轻, 能见

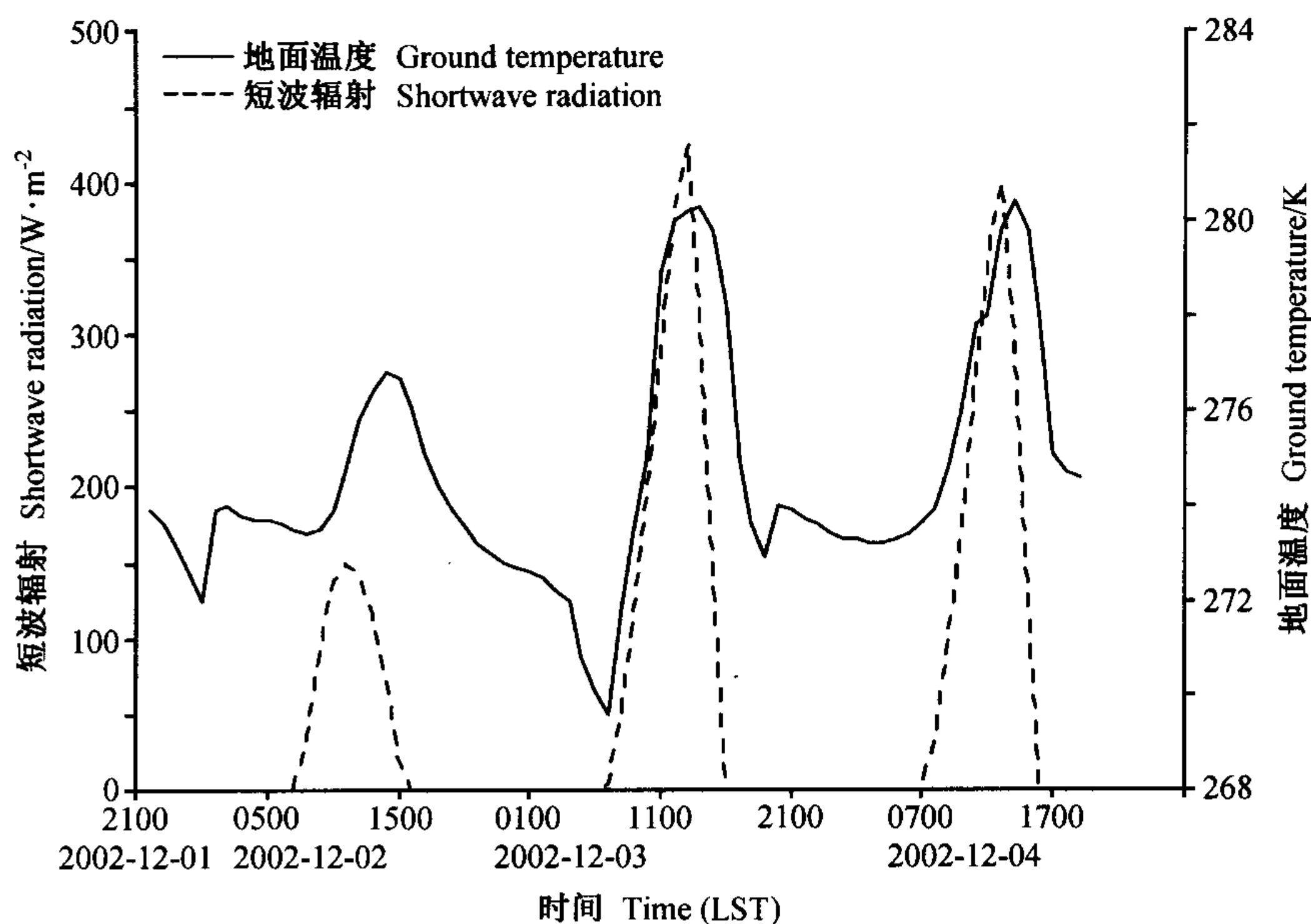
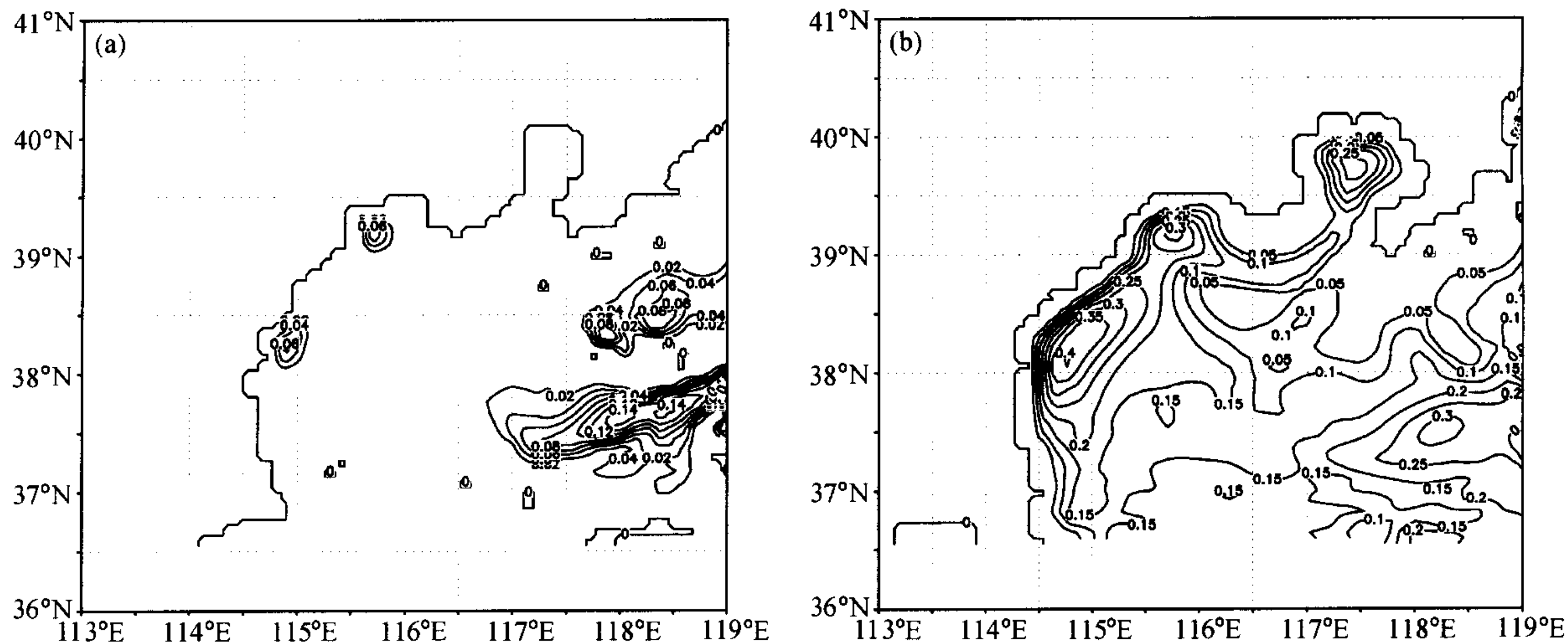


图6 北京大雾期间地面温度及短波辐射随时间的变化

Fig. 6 Temporal variation of the ground temperature and shortwave radiation during heavy fog period at Beijing

图7 2日14时近地面10 m处液态水含量(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$): (a) 含有短波辐射; (b) 去除短波辐射Fig. 7 Liquid water content ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 10 m: (a) 1400 LST December 2, 2002 with shortwave radiation scheme; (b) 1400 LST December 2, 2002 without shortwave radiation scheme

度也有较大的改善。从这些分析中可以得出这次大雾的主要原因是长波辐射使地面降温,而又有充足的水汽供应,为大雾的形成、发展提供了极为有利的条件,与此同时短波辐射是导致大雾减弱及引起日变化直接原因之一。

5 敏感性试验分析

尹球等^[14]曾利用数值模式模拟探讨了边界层

风速对雾过程的影响,结果表明风速小对于雾的形成是很有利的。从对本次雾生成、发展及消亡分析来看,长波辐射冷却对大雾的影响是很关键的,同时短波辐射也影响着雾的日变化及消弱。为了进一步验证长、短波辐射对雾形成和发展的作用,设计了3个敏感性试验。在试验1中,去掉了辐射项,其他参数选择与控制试验相同。在敏感性试验2和3中,分别去掉了辐射项中的长、短波辐射,其他参数选择也同与控制试验。在实

验 1 和 2 中, 始终没有雾的生成, 说明地面长波辐射冷却对雾的形成是有决定性作用的, 没有长波辐射冷却直接导致没有贴地逆温层的形成, 虽然水汽充足, 仍然不能凝结成雾。

敏感性试验 3 是采用去除短波辐射方案, 由于地面不接受短波辐射, 这样就影响了地面的升温, 使雾的浓度在午后也不能降低 (图 7)。图 7a、b 均为 2 日 14 时雾中液态水含量, 图 7b 为去除短波辐射的结果, 可以看到, 图 7b 中雾的浓度和范围明显大于图 8a 中的结果。表明太阳短波辐射是雾消散的关键性因子。这是由于太阳辐射使整个边界层增温, 雾滴蒸发, 而使大雾的浓度降低, 直至雾发生消散。

另外, 随着工业和交通的发展, 城市人口的增加, 向近地层大气排放的烟尘逐年增多, 城市热岛效应逐年增强, 并且经济发展还使空气污染加重, 大气气溶胶粒子数密度加大。这些因素都对雾形成和发展造成了影响^[16,17]。

在 MM5 模式中, 没有考虑大气气溶胶粒子和植被的作用, 对于这些因素对雾的影响程度, 有待于进一步的工作。

6 结论

利用 MM5 模式模拟了 2002 年 12 月 1~4 日北京及其周边地区出现的一次大雾, 这次数值模拟的结果与实况很接近, 通过模拟结果分析了雾生成和维持的原因和雾发展的物理过程。

(1) 北京的这次大雾是辐射雾, 它的形成是大尺度和中尺度过程相互作用的结果。

(2) 北京及其周围地区连日来没有冷空气入侵, 大气层结相对稳定, 而且有充足的水汽条件。夜晚地面辐射降温, 水汽达到饱和凝结成雾。空气湿度大和长波辐射降温是这次大雾过程的主要原因。深厚逆温层的维持对雾层长时间维持起着重要作用。

(3) 太阳短波辐射使得地面温度升高, 是导致大雾减弱及引起日变化的主要原因。

(4) 雾生成后, 雾顶辐射冷却增强, 近地面层雾微物理过程充分发展, 潜热释放使雾底层出现增温, 从而使湍流混合增强, 引起雾的爆发性发展。

参考文献 (References)

- [1] Fisher E L, Caplan P. An experiment in the numerical prediction of fog and stratus. *J. Atmos. Sci.*, 1963, **20**: 425~437
- [2] Zdunkowski W G, Nielsen B C. A preliminary predication analysis of radiation fog. *Pure Appl. Geophys*, 1969, **75**: 278~299
- [3] Roach W T, Brown R. The physics of radiation fog: 2-D numerical study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1976, **102**: 335~354
- [4] 钱敏伟, 雷孝恩. 长江上空辐射雾的数值研究. *大气科学*, 1990, **14** (2): 483~489
Qian Minwei, Lei Xiaoen. The numerical study on the radiation fog on the Changjiang River, *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1990, **14** (2): 483~489
- [5] 孙旭东, 徐华英, 李桂忱, 等. 二维平流辐射雾的数值模拟. *大气科学*, 1991, **15** (6): 99~109
Sun Xudong, Xu Huaying, Li Guichen, et al. Two-dimension numerical model of advection-radiation fogs. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1991, **15** (6): 99~109
- [6] 张利民, 石春娥, 杨军, 等. 雾的数值模拟研究. 北京: 气象出版社, 2002
Zhang Limin, Shi Chun'e, Yang Jun, et al. *The Numerical Simulated Study on Fog* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2002
- [7] Ballard S P, Golding B W, Smith R N B. Mesoscale model experiment forecasts of the haar of northeast scotland. *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**: 2107~2123
- [8] Pagowski M, Gultepe I, King P. Analysis and modeling of an extremely dense fog event in southern Ontario. *J. Appl. Meteor.*, 2004, **43**: 3~16
- [9] 邹进上, 刘长盛, 刘文保. 大气物理基础. 北京: 气象出版社, 1982
Zou Jinshang, Liu Changsheng, Liu Wenbao. *The Base of Atmospheric Physics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1982
- [10] Cotton W R, Anthes R A. 风暴和云动力学. 北京: 气象出版社, 1993. 331~342
Cotton W R, Anthes R A. *The Dynamics of Storm and Cloud*. Beijing: China Meteorological Press, 1993. 331~342
- [11] Kunkel B A. Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models. *J. Appl. Meteor.*, 1984, **23**: 34~41
- [12] Thierry B, Daniel G. Numerical forecasting of radiation fog. Part II: numical model and sensitivity Tests. *Mon.*

- Wea. Rev.*, 1994, **122**: 1218~1230
- [13] 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. *气象学报*, 1992, **50** (1): 112~117
Huang Yusheng, Xu Wenrong, Li Zihua, et al. An observation and analysis on the radiation fog in Xishuangbanna. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1992, **50** (1): 112~117
- [14] 尹球, 许绍祖. 辐射雾生消的数值研究 II: 生消机制. *气象学报*, 1994, **52** (1): 60~66
Yin Qiu, Xu Shaozu. A numerical study on the formation and dissipation of radiation fog. Part II: The Physical Mechanism of Radiation Fog. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1994, **52** (1): 60~66
- [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. *气象学报*, 1999, **57** (5): 622~630
Li Zihua, Huang Jianping, Zhou Yuquan, et al. Physical structures of the five-day sustained fog around Nanjing in 1996. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (5): 622~630
- [16] 李子华. 中国近 40 年来雾的研究. *气象学报*, 2001, **59** (5): 616~623
Li Zihua. Studies of fog in china over the past 40 years. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **59** (5): 616~623
- [17] 石春娥, 姚克亚, 马力. 气溶胶粒子对城市雾影响的模拟研究. *气候与环境研究*, 2001, **6** (4): 485~492
Shi Chun'e, Yao Keya, Ma Li. Numerical studies of effects of aerosols on urban fog. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2001, **6** (4): 485~492