

# 华南地区逆温个例的数值模拟研究\*

樊琦<sup>1</sup>, 段献忠<sup>1</sup>, 蔡志盛<sup>1</sup>, 范绍佳<sup>1</sup>, 王安宇<sup>1</sup>, 冯瑞权<sup>2</sup>

(1. 中山大学季风与环境研究中心/大气科学系, 广东 广州 510275;

2. 澳门地球物理暨气象局, 澳门)

**摘 要:** 利用 MM5 中尺度数值模式对发生在华南地区的一次辐射逆温和一次平流逆温个例进行数值模拟研究, 并将模式模拟的结果与实况进行了对比, 揭示出 2 种不同类型逆温发生发展过程各自的特点。结果表明: 晴天逆温的形成主要受夜晚地面长波辐射的影响, 白天太阳短波辐射的增强促使其消散; 雾日的平流逆温主要是由南进的弱冷空气从下向上逐渐楔入的过程致使原本的暖空气向上抬升造成的, 其消散主要受到白天太阳短波辐射加强和冷空气减弱等方面的影响。

**关键词:** 华南地区; 辐射逆温; 平流逆温; 数值模拟

**中图分类号:** P468.0<sup>+</sup>4 **文献标识码:** A **文章编号:** 0529-6579 (2008) 01-0103-05

逆温是一种“逆”于常态的大气“温”度垂直分布, 对空气污染物的浓度影响很大。根据逆温成因不同, 可将其分为辐射逆温、平流逆温、乱流逆温、下沉逆温和锋面逆温等。

国内目前对逆温的研究主要是针对某些特殊地形来进行的, 比如山地山谷, 盆地等, 其中典型的有甘肃的兰州, 四川的成都, 西双版纳的山地等。早在 20 世纪 80 年代, 缪培俊<sup>[1]</sup>对兰州大气污染与气象条件之间的关系进行了研究; 陈榛妹等<sup>[2]</sup>更从兰州逆温的时空分布特征、生消规律及其形成原因探讨了影响兰州大气污染的气象条件; 但尚铭<sup>[3]</sup>对成都地区辐射逆温的特征和生消规律进行了探讨研究。2001 年, 肖同玉等<sup>[4]</sup>利用多元回归分析和二级分辨方法分别对哈尔滨冬日低空逆温的长期趋势预报和短期预报 (逐日预报) 进行了讨论。李国昌等<sup>[5]</sup>对兰州和民勤地区的逆温进行了探讨分析, 揭示了该地区的逆温层特征, 逆温频数和强度及其对兰州地区小高压环境的影响。随着中尺度数值模式的发展, 人们开始对逆温过程进行数值模拟研究。安兴琴等<sup>[6-7]</sup>利用美国 NCAR 的中尺度气象模式 MM5<sup>[8]</sup>, 对山谷城市兰州冬季温度场进行了数值模拟研究并取得了比较理想的研究成果。

本文将利用 MM5 模式对华南地区出现的逆温个例进行数值模拟, 试图揭示华南地区逆温形成的特点, 以及逆温预报的可行性和准确性。

## 1 资料和方法

### 1.1 资料

MM5 模式预报所采用的初始和边界资料是取自美国环境预报中心和美国大气研究中心 (NCEP/NCAR) 一日 4 次  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  的再分析格点资料, 本文用到的具体时段为: 2001 年 3 月 6-8 日和 2002 年 2 月 5-6 日。

2002 年 2 月 5-6 日澳门晴天逆温个例的实况资料主要取自澳门地区的风廓线仪资料。风廓线仪<sup>[9]</sup>采用脉冲多普勒技术, 通过垂直指向波束和偏离天顶指向  $15^{\circ}$  的 2 个波束指向 (或 4 个波束指向) 对大气的探测, 获取晴空大气中三维风随高度的分布以及温度随高度的变化, 目前已在大气探测中得到了广泛的应用。

2001 年 3 月 6-8 日的华南南岭山地平流逆温个例的实况资料主要取自实际的外场观测结果<sup>[10]</sup>。广东省热带海洋研究所的吴兑等<sup>[10]</sup>于 2001 年 3 月在华南南岭地区对浓雾过程进行了综合观测, 观测地点位于粤北乐昌市梅花镇。本文模拟的平流逆温个例是伴随着一次雾日过程出现的, 由于这次雾外场观测试验进行了较细致的低空探空试验, 因而获取了很多有价值的边界层资料。

### 1.2 数值模拟方法简介

本文采用美国宾州大学和美国国家大气研究中心 (PSU/NCAR) 联合开发的三维中尺度气象模式

\* 收稿日期: 2007-06-25

基金项目: 国家 863 计划基金资助项目 (2006AA06A306); 广东省博士启动基金资助项目

作者简介: 樊琦 (1977 年生), 女, 博士; 通讯联系人: 范绍佳; E-mail: eesfsj@mail.sysu.edu.cn

MM5。模式在垂直方向上采用 $\sigma$ 坐标,数值计算采用时间差分方案。

在模式物理过程方面除了选用了AER公司的辐射计算方案和F. Chen和J. Dudhia改进的奥勒冈州立大学的陆面模式外,在积云对流参数化方案中选用了Grell方案,在水汽方案中选用了暖云方案,在边界层方案中选用了NCEP中期预报模式(MRF)方案。模式的范围如图1所示,模式中心点的位置选在 $25^{\circ}\text{N}$ 、 $115^{\circ}\text{E}$ ,模式采用两重嵌套,水平格距分别为54 km和18 km,垂直方向分辨率为23层,顶层为100 hPa。

## 2 晴天逆温个例的数值模拟结果

2002年2月5-6日澳门地区出现了一次辐射逆温过程,根据澳门风廓线仪测出的数据,可以得到澳门地区在上述时间段内的温度实况垂直分布图,如图2。由图可以看出,6日凌晨前后逆温已经开始在该地区700 m上空出现,但是结构不稳定。图2b中显示6日凌晨形成的逆温一直持续,在6日05时之前,逆温层几乎贴地,并且基本上出现黎明前的最强逆温,直至6点前后,地面温度

开始回升,逆温层高度也开始慢慢上升,并且随着太阳短波辐射的加强,逆温现象慢慢地有所减弱。相应的风场垂直分布图显示(图3),在700 m和300 m附近的高度上出现了明显的风切变现象,逆温层的高度基本与风切变的高度层相对应。

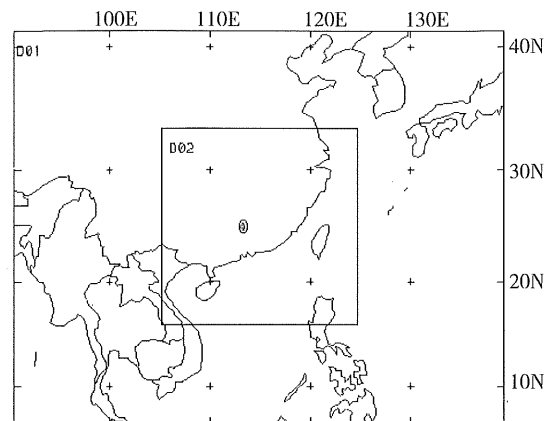


图1 MM5模式中模拟选取的区域(原点处为模式的中心点位置)

Fig. 1 The simulation domain in MM5 model (the dot point is the center of the domain)

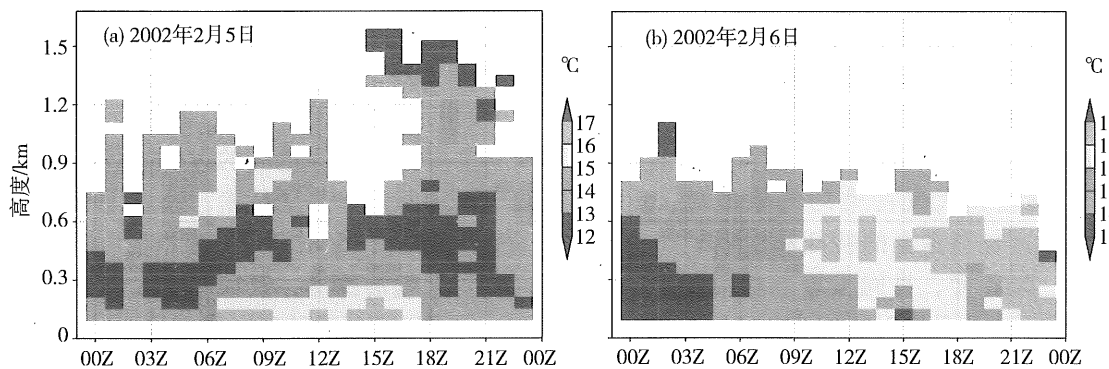


图2 2002年2月5-6日澳门地区温度垂直实况分布图

Fig. 2 The actual temperature profile distribution in Feb 5 and 6, 2002

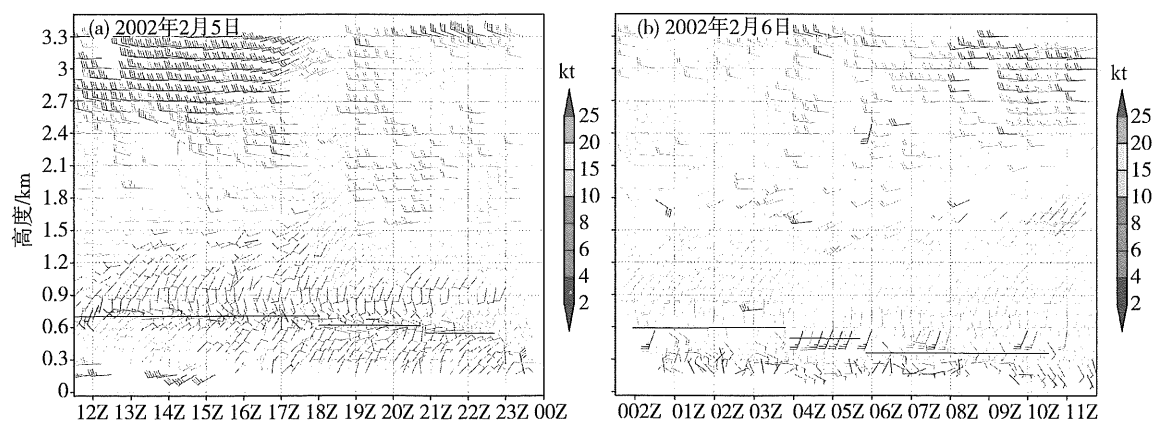


图3 2002年2月5日至6日澳门地区风场垂直分布实况图

Fig. 3 The actual wind profile distribution in Feb 5 and 6, 2002

利用 MM5 模式对该次逆温过程进行数值模拟研究。该模式模拟的此段时间内澳门地区上空温度的垂直分布图(图4)显示, 2月6日02点之后一直到05点, 在930~900 hPa 之间等温线出现闭合, 出现第一个逆温过程, 并且该处温度梯度很小, 可见逆温强度也相应很小, 随后模式模拟的逆温层明显降低, 从近700 m 的高度减低到近地面, 即出现了贴地逆温, 该贴地逆温过程至10时左右消散。这与实况情况一致, 实况也有逆温层高度明显降低的过程, 但模式模拟的逆温持续时间没有实况长, 这主要与模式模拟的短波辐射加热地面的效应过强有关。

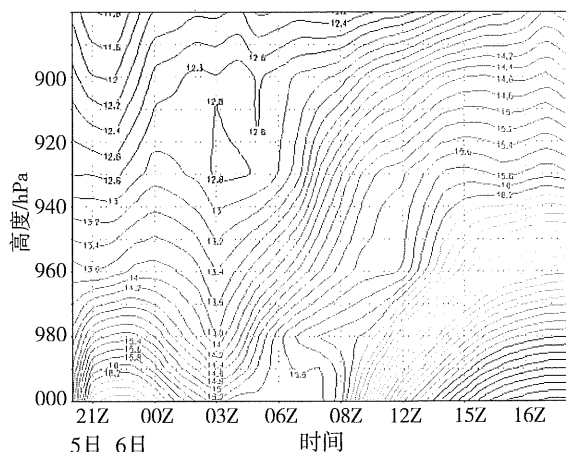


图4 2002年2月5-6日模式模拟的澳门地区上空温度垂直分布图

Fig. 4 The simulated vertical distribution of temperature at Macao from Feb 5 to 6, 2002

晴天逆温以这种辐射逆温最常见, 它的成因是夜间地面长波辐射冷却, 而一般在日出后, 随着太阳短波辐射逐渐增强, 地面很快增温, 逆温便逐渐自下而上消失。

### 3 雾日逆温个例的数值模拟结果

2001年3月7日02时30分—3月8日14时45分华南南岭山地出现了一次平流逆温过程, 这次逆温过程伴随着一次强的浓雾天气过程。根据天气资料分析, 3月6日北方的冷空气逐渐向南推进, 7日凌晨冷空气开始影响南岭, 观测现场出现浓雾, 华南处于南支槽前的西南到西南西气流之中, 850 hPa 位于江南的切变线很快南压减弱, 地面锋面南压到沿海, 在锋面过境后低层很快转为东北流场。广东省普遍降小到中雨。阴雨天气维持了两天, 随着冷空气的东移变性, 8日下午雾底抬升, 地面雾散, 转为层状云的多云天气。

图5是外场观测得出的温度和露点廓线的演变过程。从图上可以看到, 在3月6日23时, 逆温和雾都没有出现, 但是在探空的高度范围内, 空气都是接近饱和的。在雾出现的前后没有放探空, 所以不知道雾出现前后温度和露点廓线的差异。3月7日雾出现后07时、11时、17时的温度和露点廓线图上都有明显的逆温, 逆温层的中心高度大概离地约1500 m, 逆温层的厚度约700 m。在3月7日20时雾消散时, 逆温层也基本消散。

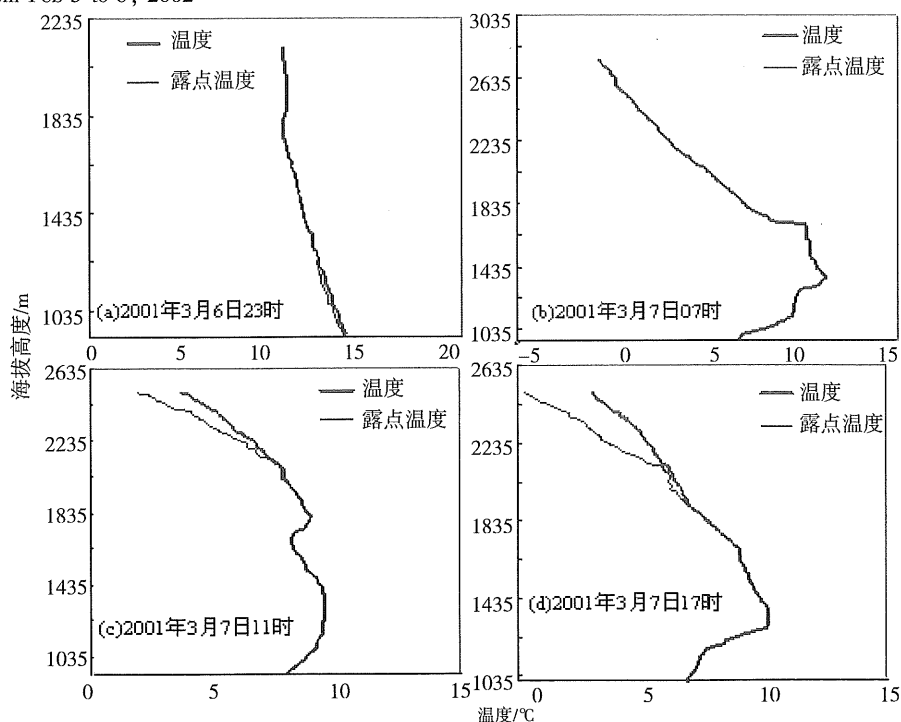


图5 实测的温度廓线和露点廓线的演变过程

Fig. 5 The actual temperature and dew point profile

模式模拟的温度随高度的时间演变图 (图 6) 表明, 该模式可以很好地模拟出这次平流逆温过程。逆温层的中心高度大约在 850 hPa 附近, 而整个逆温层的厚度也大约为 700 m, 逆温出现的时间稍微偏晚一些, 其结束的时间则与实况比较一致。

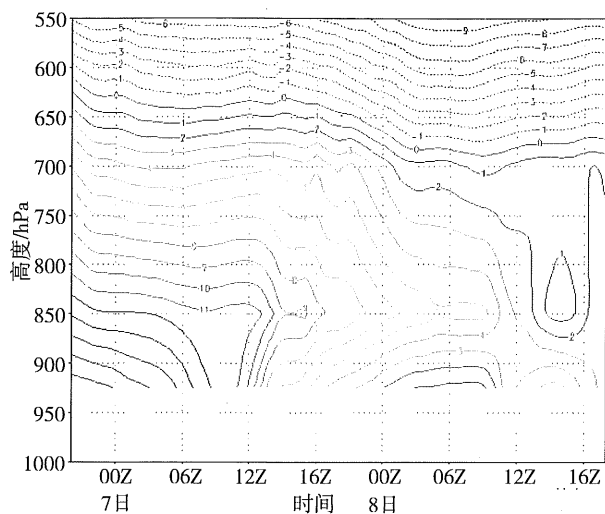


图 6 2001 年 3 月 6 日 20 时至 3 月 8 日 20 时南岭上空温度分布图

Fig. 6 The simulated vertical temperature distribution at NanLing region from March 6 to 8, 2001

与前面的辐射逆温个例相比, 这次南岭山地的逆温过程持续时间长、强度大、逆温层较厚, 出现和消散的时间也与长波和短波辐射的关系不密切, 这些特点说明这次的逆温过程完全不同于上面的辐

射逆温个例。这次的逆温过程属于华南内陆地区加上地形作用造成的冷空气入侵形成的平流逆温过程。图 7 是模式预报的温度场和风场的南北向垂直剖面图。如图所示冷空气的前锋很浅薄。冷暖空气交汇后形成了雾, 与此同时, 暖空气在浅薄的冷空气上方抬升, 在近地面形成了一个逆温层。冷空气入侵是这次逆温形成的关键, 天气形势加上南岭山地本身的地形因素可以判断这次逆温的主要形成原因是 (冷) 空气平流和空气下沉。因为当冷空气水平移动到较暖的气层下面时, 低层空气因受冷空气的影响迅速降温, 原来的暖空气就会沿冷暖空气的交界面向上爬升, 从而产生逆温。逆温的强弱, 主要由原有暖空气和来袭冷空气的温差决定。温差大, 逆温越强。当然还有另外一种平流逆温情况与此次过程不同, 即当暖空气水平移动到冷却的地面、水面或气层之上时, 低层空气因受下垫面的影响迅速降温, 上层空气因距离较远, 降温较少, 于是产生逆温。此时逆温的强弱, 主要由暖空气和冷地表面的温差决定。冬半年, 在中纬度的沿海地区, 因为那里海陆的温差显著, 当海上暖空气流到大陆上时, 常常出现此类型平流逆温。

由以上对比可以看出, MM5 模式可以较好地模拟出逆温的起始和结束时间、逆温层的离地高度、厚度和强度。另外, 雾日与逆温的关系相当密切。逆温层的存在是雾形成与发展的重要标志之一, 它的增强和减弱影响着雾的发展; 反过来, 雾的发展又改变了逆温层的结构。

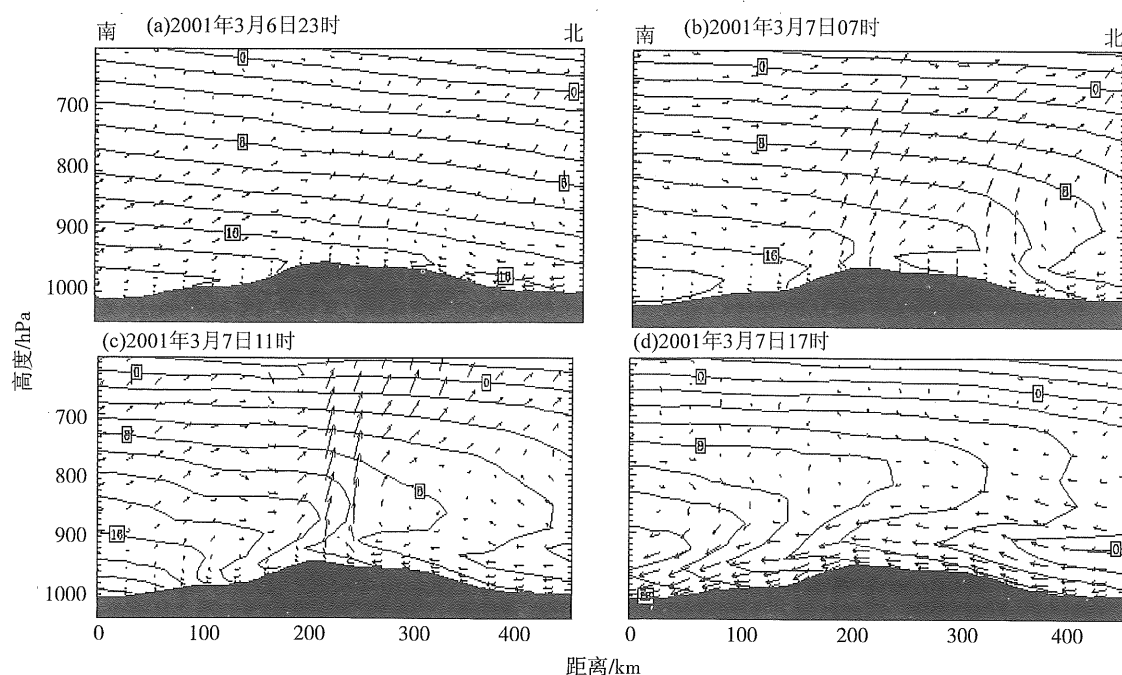


图 7 模式预报的温度场和风场的南北向垂直剖面图

Fig. 7 The simulated cross section of temperature and wind fields

## 4 结 论

本文利用 MM5 中尺度数值模式对两次发生在华南地区不同类型的逆温过程进行了数值模拟分析, 并将模式模拟的结果与实况资料进行了详细的对比。结果表明 MM5 模式基本可以模拟出逆温出现的时段和逆温高度及厚度, 利用中尺度数值模式预报逆温是比较可行的。另外从两个个例的特点来看, 晴天辐射逆温与地面长波辐射的关系密切。一般来说, 日落后随着地面长波辐射冷却产生, 通常在黎明前达到最大强度和厚度, 在日出后随着太阳短波辐射的增加, 地温增高, 逆温慢慢消散。伴随雾日出现的平流逆温与生成雾的天气条件有密切关系。雾与逆温的发生发展是相对应的: 一起生成、发展和消亡, 并且都受到冷空气强弱变化的制约。同时, 雾与逆温还可产生相互作用。

### 参考文献:

- [1] 缪培俊. 1978 年 2 月兰州大气污染与气象条件[C]//大气湍流扩散及污染气象论文集. 北京: 气象出版社, 1982: 122 - 128.
- [2] 陈榛妹, 黄玉宝. 兰州的逆温特征[C]//大气湍流扩散及污染气象论文集. 北京: 气象出版社, 1982: 70 - 76.
- [3] 但尚铭. 成都平原辐射逆温夜间演变规律的声雷达探测和研究[J]. 四川气象, 1996, 16(1): 64 - 66.
- [4] 肖同玉, 任红玉, 张兴文. 哈尔滨冬季逆温规律分析及预报[J]. 东北农业大学学报, 2001, 32(2): 139 - 145.
- [5] 李国昌, 李岩瑛, 张存杰, 等. 背风坡和逆温层效应对兰州小高压形成环境的影响研究[J]. 高原气象, 2006, 25(2): 293 - 301.
- [6] 安兴琴, 陈玉春, 吕世华. 中尺度模式对冬季兰州市低空风场和温度场的数值模拟[J]. 高原气象, 2002, 21(2): 186 - 192.
- [7] 安兴琴, 吕世华. 兰州市冬季大气边界层结构特征的观测和数值模拟研究[J]. 气象科学, 2007, 27(4): 374 - 380.
- [8] GRELL G A, DUDHIA J, STAUFFER D R. A description of the Fifth Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) [R]. NCAR Technical Note, 1994, NCAR/TU - 398 + STR: 138.
- [9] 孙宪章. 大气遥感探测系统——风廓线雷达[J]. 现代雷达, 1994(2): 21 - 30.
- [10] 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: 自然科学版, 2002, 41(4): 7 - 17.

## Numerical Simulation on the Inversion Case over South China

FAN Qi<sup>1</sup>, DUAN Xian-zhong<sup>1</sup>, CAI Zhi-sheng<sup>1</sup>, FAN Shao-jia<sup>1</sup>, WANG An-yu<sup>1</sup>, FONG Rui-quan<sup>2</sup>

(1. Department of Atmospheric Science, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;

2. Macao Meteorological and Geophysical Bureau, Macao, China)

**Abstract:** Inversion layers always appears in the atmospheric boundary layer. These inversions are closely related to the air pollutions. In order to describe and distinguish these two types of inversions, radiation and advection inversions, a mesoscale model MM5 was utilized to simulate two inversion cases. One is a radiation inversion case occurred in Macao during Feb 5 to 6, 2002 and the other is an advection inversion case occurred in Nanling mountain area during Mar 6 to 7, 2001. The simulation results after comparing with the observations showed that: (1) The radiation inversion was mainly caused by the long-wave radiation from ground. In the daytime the inversion was decreased mainly by the short-wave radiation; (2) The advection inversion was caused by the incursion of the southward cold air. The warm air was lifted with the incursion process. The dissipation of the inversion was mainly influenced by the increase of the solar short-wave radiation and the decrease of cold air.

**Key words:** radiation inversion; advection inversion; numerical simulation; South China